



**INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU**  
**Centro Nacional de Datos Geofísicos**  
**BIBLIOTECA**

**COMPENDIO DE TRABAJOS DE INVESTIGACIÓN  
REALIZADOS POR ESTUDIANTES  
DURANTE EL AÑO 2001**

*(Prácticas Pre-Profesionales)*

**Volumen 3**

**Lima - Perú**  
**Enero 2002**

## PROLOGO

A fin de divulgar los trabajos de investigación realizados por los estudiantes en el Instituto Geofísico del Perú (IGP), el Centro Nacional de Datos Geofísicos, a través de la Biblioteca Central, ha iniciado en el año 2000 la publicación de una serie de *Compendios* que reúne dichos trabajos a manera de artículos. El primer Volumen de estos *Compendios* contenía 11 artículos con temas de Meteorología, Impacto Ambiental, Tiempo y Clima, Geofísica de Volcanes y Sismología. En el segundo Volumen, editado en el año 2001, se presentó 10 artículos con temas de Astronomía, Programación Aplicada al Control de Radars, Transmisión de Señales Digitales, Sismología, Tiempo y Clima.

En este año, se edita el Volumen 3 del ***“Compendio de Trabajos de Investigación realizados por Estudiantes durante el Año 2001”*** presentando 12 artículos elaborados por estudiantes que realizaron sus Prácticas Pre-profesionales en los Observatorios de Jicamarca y Huancayo, Centro de Prevención del Tiempo y el Clima, Procesos Internos de la Tierra y Centro Nacional de Datos Geofísicos – Sismología. Estos artículos consideran temas en Programación Aplicada a Radars, Magnetismo, Sismología, Geodinámica, Tiempo y Clima. El contenido y revisión de los artículos que se presentan en este volumen, es de 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 responsable de la edición de este volumen, espero que los temas que se presentan motiven a los investigadores del IGP a continuar en su labor de formación de futuros profesionales en el campo de la geofísica. *Los investigadores debemos comprender que para lograr una educación fecunda es vital que seamos capaces de desarrollar en los jóvenes una capacidad de pensamiento crítico e independiente, aunque se corra el riesgo de sobrecargarlos con muchas y variadas disciplinas, error que los jóvenes deben saber subsanar para no caer en la superficialidad del conocimiento. La enseñanza debería ser de tal naturaleza que lo que se ofrece como conocimiento sea recibido como un don valioso y no como un penoso deber.* Dentro de este marco, esperamos ser partícipes en la edición del próximo volumen de estos *Compendios* o brindar todo nuestro apoyo para que se continúe por el bien de nuestros estudiantes y futuros investigadores.

La edición del presente volumen ha contado con el apoyo de la Sra. I. Pérez-Pacheco, en su labor de asistente de edición y diagramación final del *Compendio*. Nuestro agradecimiento al Dr. Hernán Montes, Director Técnico del IGP, por su confianza y apoyo a la investigación y a la CPC. R. Ibañez por su apoyo logístico.

*Dr. Hernando Tavera*  
*Editor*

## PRESENTACION

Los trabajos que se presentan en este Volumen 3 del "*Compendio de Trabajos de Investigación Realizados por Estudiantes Durante el Año 2001*" reflejan el avance en las tareas de investigación que realizan los estudiantes universitarios que se encuentran en el último año de su carrera o han egresado recientemente, y que vienen realizando sus prácticas pre-profesionales en el Instituto Geofísico del Perú (IGP). A menudo los estudiantes de las diversas ramas de la geofísica tienen poca oportunidad para dedicarse a la investigación científica durante sus estudios, por falta de tiempo, motivación o escaso asesoramiento de los profesores. Por este motivo el IGP incorporó en su organigrama una Dirección General de Asuntos Académicos (DGAA) con el propósito de ofrecer a los estudiantes una oportunidad de realizar trabajos de investigación. Es función prioritaria de la DGAA coordinar la formación, capacitación, perfeccionamiento y especialización de estudiantes y jóvenes profesionales en las distintas áreas de la Geofísica.

Los estudiantes que ingresan al IGP proceden de las áreas de Física, Geofísica, Meteorología, Matemáticas e Ingeniería Electrónica de diferentes universidades del país, los mismos que luego de familiarizarse con los trabajos de investigación que realiza el IGP, seleccionan y desarrollan un tema de investigación en un período de 3 a 6 meses. El año de 2001 tuvimos un estudiante de nacionalidad Alemana procedente de la Universidad técnica de Dresde, Alemania, que se enteró de nuestras actividades a través de la página Web del IGP. Luego de las prácticas pre-profesionales, algunos estudiantes son seleccionados para continuar con sus trabajos de investigación mediante una beca de tesis por un período de un año. La tesis es para optar el grado académico de licenciatura o el título profesional.

Motivar a los estudiantes a documentar en forma escrita los resultados de su investigación es una labor que los investigadores del IGP la realizan con satisfacción, considerando que la investigación científica en las universidades peruanas en el campo de la sismología, vulcanología, meteorología, oceanografía, climatología, astronomía, física espacial e instrumentación geofísica, todavía es deficiente.

La mayoría de los trabajos que se presentan en este compendio pueden constituir el corazón de una tesis profesional y es probable que los estudiantes así lo consideren y continúen en el IGP como tesis. Algunos de ellos serán incorporados dentro de la carrera profesional del IGP. Asimismo, en este Volumen se incluye un trabajo invitado que trata sobre las características de la Red Sísmica Nacional, el mismo que fue realizado por uno de nuestros profesionales durante un curso corto realizado en el Instituto Tsukuba, gracias a una Beca concedida por el Gobierno Japonés.



Creemos que con esta actividad el IGP está cumpliendo con los objetivos de formar profesionales capaces de utilizar eficientemente la infraestructura física para realizar trabajos de investigación de alto nivel y contribuir a mejorar la capacidad de investigación científica de los estudiantes y futuros profesionales en el área de la geofísica. Este documento, que consta de doce estudios en diferentes especialidades de la geofísica, muestra el esfuerzo de los estudiantes y constituye una contribución a la literatura nacional. .

*Pablo Lagos, Ph.D.*  
*Investigador Científico Principal y*  
*Director General de Asuntos Académicos*

## CONTENIDO

### Prologo

### Presentación

<b>Entorno interactivo con los datos del Radio Observatorio de Jicamarca a través de un pagina Web</b>	9
<i>Henry O. Pinedo Nava</i>	
<b>Control y automatización con los PLC'S del sistema de transmisores del Radio Observatorio de Jicamarca</b>	17
<i>Jorge F. Rios Niquen</i>	
<b>Diseño e implementación de un sistema computarizado georeferencial para el análisis de las señales de interferencia que se presentan en el Radio Observatorio de Jicamarca</b>	27
<i>Cesar A. Santa Cruz Rea</i>	
<b>Construcción de registrador digital con CCD para magnetovariografos de tipo: Eschenhagen, Toepfer, Lacour, Pushkov</b>	39
<i>Erick D. Vidal Safor</i>	
<b>Cálculo de la relación intensidad – atenuación a partir de las isosistas de sismos de subducción ocurridos en Perú</b>	47
<i>Igor A. Valdivia Polanco</i>	
<b>Estimación de Mw a partir de isosistas de intensidad máxima para sismos de subducción ocurridos en Perú</b>	59
<i>Freddy J. Ccallo Huaquisto</i>	
<b>Estudio de la precipitación en el departamento de Puno. Periodo setiembre del 2000 a marzo del 2001</b>	71
<i>Magdalena Norabuena Espinoza</i>	
<b>Influencia de la zona de convergencia del Atlántico Sur en las precipitaciones de la selva del Perú</b>	83
<i>Raquel Orozco Porta</i>	
<b>Evaluación del esquema de radiación de onda larga usado en el modelo CPTEC/COLA</b>	93
<i>Berlín A. Segura Curi</i>	
<b>Aplicaciones de un sistema de información geográfica para el control de calidad de la ubicación de las estaciones meteorológicas y la recuperación digital de información en mapas de temperaturas del mar</b>	105
<i>Hendrik Jacob</i>	

**Evaluación del Tsunami del 23 de Junio del 2001: Longitud de inundación y RUN-UP** 115

*Oswaldo Velasquez Cahuas*

**Deslizamientos inducidos por sismos y sus efectos en abanicos aluviales** 125

*Jean P. Vargas Atoche*

**TRABAJO INVITADO**

**Propuesta de optimización de la Red Sísmica Nacional  
Instituto Geofísico del Perú** 137

*Isabel Bernal Esquia*

## **ENTORNO INTERACTIVO CON LOS DATOS DEL RADIO OBSERVATORIO DE JICAMARCA A TRAVÉS DE UNA PAGINA WEB**

**HENRY OSWALDO PINEDO NAVA**

*Facultad de Ingeniería  
Universidad de Piura  
henry@jro.igp.gob.pe*

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

### **RESUMEN**

El Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) posee un gran e invaluable banco de datos, producto de sus 40 años de vida dedicados a la investigación científica en el estudio de la alta atmósfera. Por ende, se encuentra comprometido desde sus inicios en difundir y proporcionar información para el desarrollo de nuevas actividades científicas en el Perú y el resto del mundo. En tal sentido y con el objetivo de facilitar dicha tarea, se promovió el desarrollo del presente proyecto. La estructura base del sistema ha llegado a su etapa final. Entre las principales características del sistema desarrollados están la transportabilidad de servidor en servidor, fácil de mantener debido a su manejo por usuarios para cada aplicación, por mencionar algunas. El entorno desarrollado forma parte de la nueva página web del ROJ (URL //jro.igp.gob.pe/).

### **INTRODUCCION**

La página web del ROJ viene siendo modernizada y el presente proyecto forma parte de ese esfuerzo para permitir la difusión, supervisión y control (acceso clasificado) de los experimentos que se llevan a cabo en el Observatorio. Se desarrolló un documento dinámico constituido principalmente por programas CGI (Boutell, 1996), elaborados con lenguaje de programación PERL (Boutell, 1996), mientras que el procesamiento de datos se realiza con procedimientos elaborados en el software IDL (IDL)

El procedimiento para obtener la representación gráfica de los datos consiste en indicar los parámetros requeridos por el experimento en los respectivos formularios que se incluyen en los documentos HTML (Goddman, 1998)

Adicionalmente se permite manipular la visualización de los gráficos para obtener coordenadas, ampliar regiones, seccionar, etc. El entorno se ha desarrollado bajo un servidor de páginas

web APACHE (Bown y Coar, 2000) para un sistema operativo LINUX (Fieldler y Hunter, 1991)

### **OBJETIVO**

El principal objetivo constituye permitir la difusión de la información procedente de: (a) del banco de datos del Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) y (b) de programas de procesamiento de datos. Dicho acceso puede efectuarse en tiempo real y/o diferido. Del mismo modo, se desarrollaron medios para la presentación de los gráficos como obtener coordenadas, ampliar regiones, seccionar, etc.

### **DESARROLLO DEL SISTEMA**

El presente trabajo no pretende describir el carácter científico de los datos contenidos en la página sino que enfocará el desarrollo del sistema interactivo. Muy a menudo, dichos sistemas son totalmente dinámicos, por lo menos desde la perspectiva del servidor. Dado que son generados enteramente por un programa exterior y ejecutado por el servidor. Un estándar ha

emergido para la construcción de tales documentos totalmente dinámicos, "Common Gateway Interface" (CGI) que es la técnica empleada en este proyecto.

El mecanismo general de los programas CGI se esquematiza en la Figura 1. El primer nivel alberga el documento HTML con los respectivos formularios, donde se indican las características de la información deseada. A continuación dichas características son submitidas al servidor (Paso 1.) el cual reconoce el llamado y ejecuta el correspondiente programa CGI (Paso 2.). El servidor toma ventaja de fuentes externas para desarrollar las tareas encomendadas (Paso 3.). Los resultados son tomados por el mismo programa CGI (Paso 4.), y enviados a un nuevo documento web en el servidor. Finalmente el servidor transmite el documento completo, con la información solicitada, al usuario (Paso 5.).

Actualmente se dispone información de experimentos: "Paso de la Galaxia", "Magnetómetro", "Deriva Verticales" y un programa que permite obtener el "Patrón de Radiación de la Antena del Observatorio" a partir de configuraciones existentes como de las que el usuario determine. De este modo se continuará añadiendo nuevas aplicaciones, además de información actualizada para los experimentos existentes.

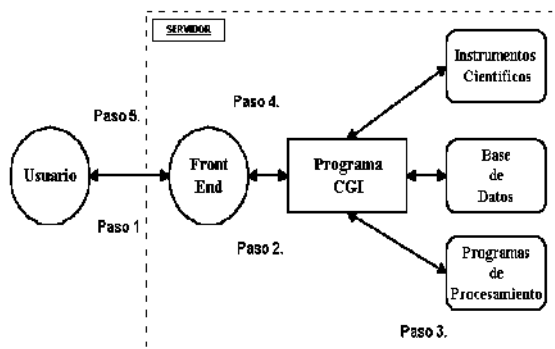


Figura 1. Mecanismo general de los programas CGI.

De acuerdo con la descripción anterior los programas en el sistema tienen la secuencia mostrada en la Figura 2. Las aplicaciones han sido clasificadas en dos

grupos: Experimentos y Programas. Cada una de ellas tiene como punto de concurrencia el programa CGI "matriz.pl" (PERL), el cual constituye la parte vital del sistema.

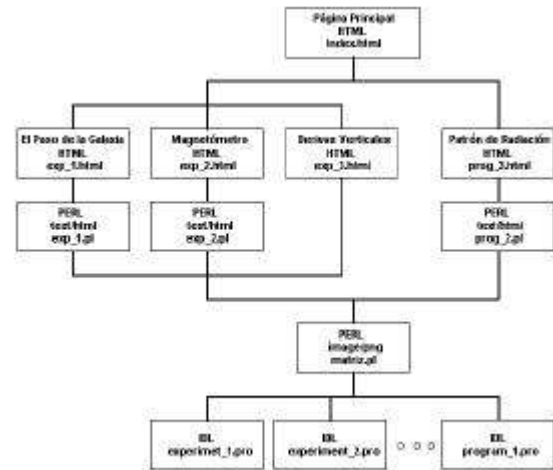


Figura 2. Estructura de programas en el Sistema.

El sistema es independiente del directorio donde se aloje, esta característica facilita su maniobrabilidad.

Consideremos "www" como directorio principal donde se alojan todas las aplicaciones. La Figura 3 muestra la configuración del sistema. Cada aplicación tiene un usuario responsable de su mantenimiento y actualización. La designación de usuarios facilita el manejo de permisos de seguridad. Además se puede acceder desde cualquier PC, de manera exclusiva al directorio correspondiente. Ello disminuye la ocurrencia de daños accidentales.

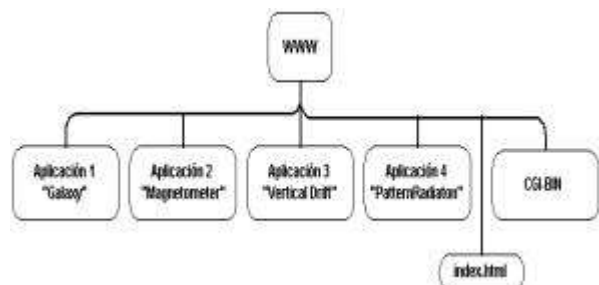


Figura 3. Primer Nivel del Sistema.



Al mismo nivel de las carpetas de aplicaciones se encuentra la carpeta CGI-BIN que aloja procedimientos y funciones de uso común, evitando la reiteración de programas idénticos y la probable "confusión" del sistema.

Cuando el sistema entra en operación toma en cuenta los programas del directorio más cercano en la variable !PATH (Listado de directorios que alojan programas IDL). De modo que el archivo modificado puede no ser el realmente ejecutado.

Al elaborar nuevas aplicaciones debe existir orden en la ubicación de los archivos. En vista de ello los mismos se agrupan en cuatro carpetas de acuerdo a la función que desempeñan:

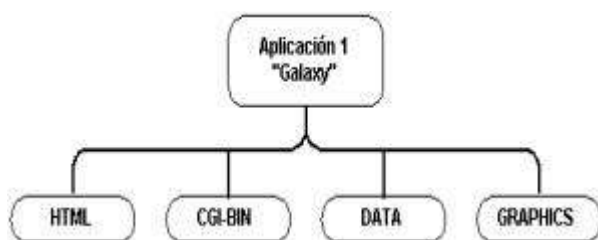


Figura 4. Configuración Interna de cada aplicación.

La secuencia de transferencia de información entre programas es descrita esquemáticamente, consideremos que se desea obtener información del primer experimento, para ello las características de la información a solicitar deben ser indicadas en los correspondientes documentos HTML. Cuando trasferimos la información desde dichos documentos HTML hacia el programa CGI "exp1.pl" (Tipo de contenido: texto/HTML), empleando el método GET ó POST, la cadena de datos es añadida a la dirección URL destino tal como lo muestra (1).

***http://jicamarca/exp1.pl?year=2001&month=09&day=20*** (1)

El signo de interrogación "?" inicia la cadena de datos mientras que el ampersand "&" separa las variables. Los

datos se recuperan empleando variables de entorno, entre ellas principalmente "QUERY\_STRING" (método GET) o <STDIN> de entrada estándar (método POST). La cadena de datos obtenida por cualquiera de los métodos anteriores adquiere la forma de la expresión en negrita de (1) y por medio de comandos UNIX de edición de texto (McGilton y Morgan, 1983),(Kochan y Wood, 1991), se originan variables que puedan invocarse dinámicamente.

***\$valor{"N\_Var"} = Contenido*** (2)

Debe mencionarse que en algunos casos no es necesario el uso de programas CGI intermedios (Content-type:text/html) dado que se emplean marcos ("Frames") y programas JavaScript (Goodman, 2001), (Goodman, 1998), (Figura 2). En el tercer experimento la información, luego de submitirse entre documentos HTML, se envía directamente al programa CGI.

Generalmente la información se suministra gráficamente a través de la rutina IMG del HTML, con la gran diferencia de que no se direcciona hacia un archivo existente (GIF, .JPEG, .PNG, etc), sino hacia el programa CGI "matrix.pl" (PERL) encargado de activar el programa de procesamiento. El método más simple de evocar una imagen está descrito en (3), notar que para obtener el contenido de una variable se utiliza (2).

***<IMG SRC="/>***

El referido programa CGI "matriz.pl" (Tipo de Contenido: Imagen/PNG) ha sido elaborado en Lenguaje PERL, y es el encargado de ejecutar el software IDL. Lo redactado dentro de las comillas en la expresión PRINT IDL " " (4) se ejecutará directamente en la línea de comandos de IDL, esta operación permite activar los procedimiento y funciones de procesamiento de datos

Open

```
(IDL, "| /ubicación/del/software/idl");
print IDL "experimento_1, tarea=1,
year=", $valor{"year"}, ",
month=", $valor{"month"}, ",
day=", $valor{"day"}, ",
, constant_1='val_1', ...
, constant_n='val_n' \n"; (4)
```

Nótese que adicionalmente se ha especificado valores constantes (pueden especificar el formato de gráfico, tareas, salida estándar, etc). El trabajar con la salida estándar constituye una de las principales ventajas del sistema, puesto que no existe la necesidad de almacenar un banco de imágenes. Requiriendo solo datos en código ASCII y/o Binario, además puede ejecutarse en "tiempo real" ó diferido.

Obtener las coordenadas de un punto sobre la imagen constituye una tarea importante que a su vez permite la realización de otras tareas más complejas, como las de realizar ampliaciones (se especifican coordenadas de dos vértices opuestos del rectángulo), realizar cortes (se especifica la coordenada donde se quiere seccionar), manipular la presentación de las gráficas (variar escala de los ejes, definir colores, etc).

Conocido ya, el procedimiento básico de interface, se mostrará como obtener coordenadas específicas de la imagen. Ello es posible gracias al trabajo colectivo de dos rutinas HTML, <A> e <IMG> ver (5).

```
<A HREF="/exp1.pl?
year=", $valor{"year"}, "&
month=", $valor{"month"}, "&
day=", $valor{"day"}, ">
```

```
<IMG SRC="/matriz.pl?
Exp=1&
job=2&
year=", $valor{"year"}, "&
month=", $valor{"month"}, "&
day=", $valor{"day"}, "&
x=", $x, "&
y=", $y" ISMAP>
```

</A> (5)

La rutina <IMG> obtiene la imagen correspondiente a la información contenida en la cadena de datos (variables "x" e "y" adquieren un valor inicial adecuado que permita graficar sin considerar alguna coordenada, p.e.: valores negativos), mientras que el método ISMAP obtendrá la nueva coordenada (píxeles) de un punto sobre la gráfica, adjuntando dichos valores al final del URL especificado en el comando HREF de la rutina <A>.

<http://jicamarca/exp1.pl?year=2001&month=09&day=20?125,24> (6)

De este modo el documento se auto-envía información, por tanto la nueva cadena de datos es la expresión sombreada en (6). Al ejecutarse nuevamente la rutina <IMG> (5) se incluirán los valores de las coordenadas indicadas recientemente. De acuerdo a la variable "job" (5) se ejecutarán ciertas tareas como ampliar, seccionar, etc.

Una característica muy importante del empleo de programas CGI, es que no interesa el lenguaje de programación en que están elaborados los programas de procesamiento (C++, Fortran, Perl, IDL, etc), (Boutell, 1996)

## RESULTADOS

La estructura base del entorno interactivo se encuentra completamente terminado y en estado operativo. La dirección URL del ROJ donde se alojará el presente trabajo es <http://jro.igp.gob.pe/>.

A continuación se presenta un grupo de imágenes obtenidas desde la página web. Cabe mencionar que cada experimento Posee tareas especiales de manipulación gráfica, de acuerdo a sus requerimientos, tal como se aprecia en la Figura 9 donde se ha manipulado la representación gráfica del experimento "Paso de la Galaxia", obteniendo coordenadas y ampliando secciones.

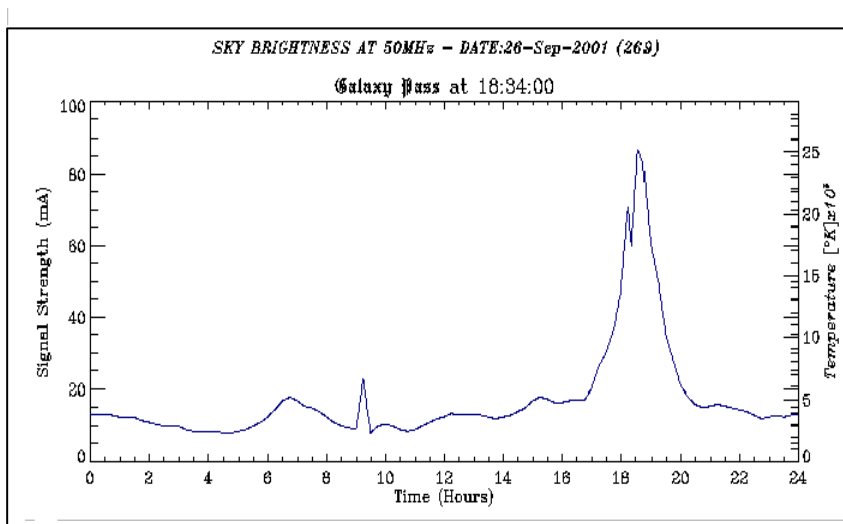


Figura 5. Ruido del Cielo

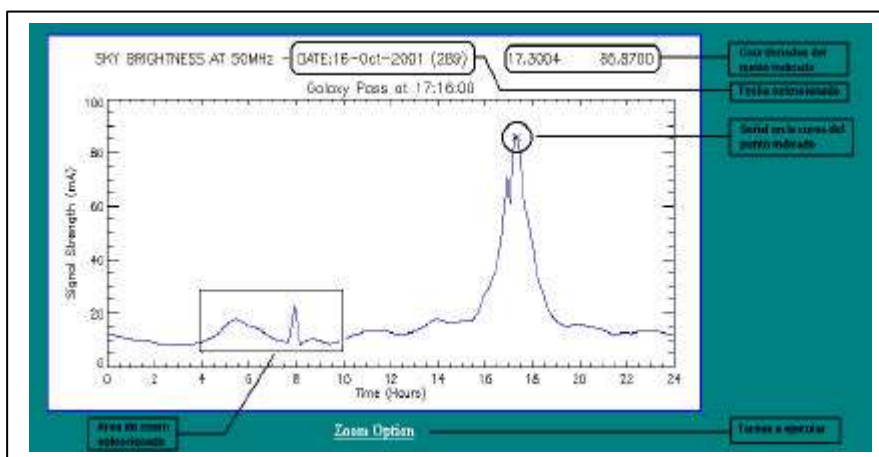


Figura 6. Obtener de coordenadas.

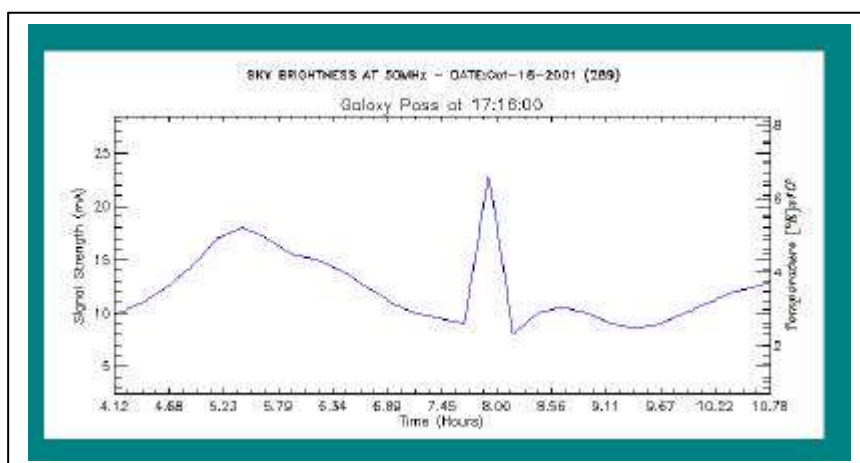


Figura 7. Ampliación de región.

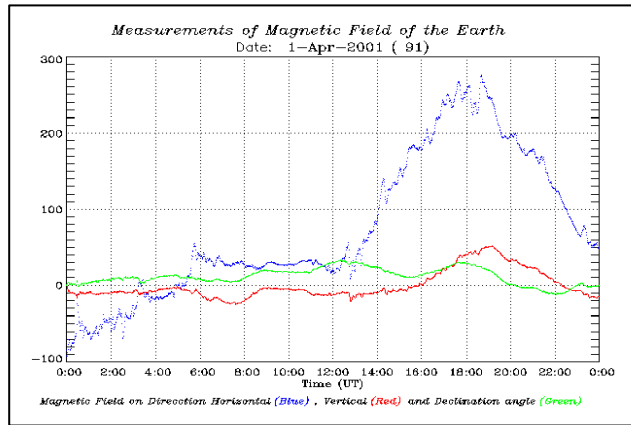


Figura 8. Campo Magnético (H, V y D).

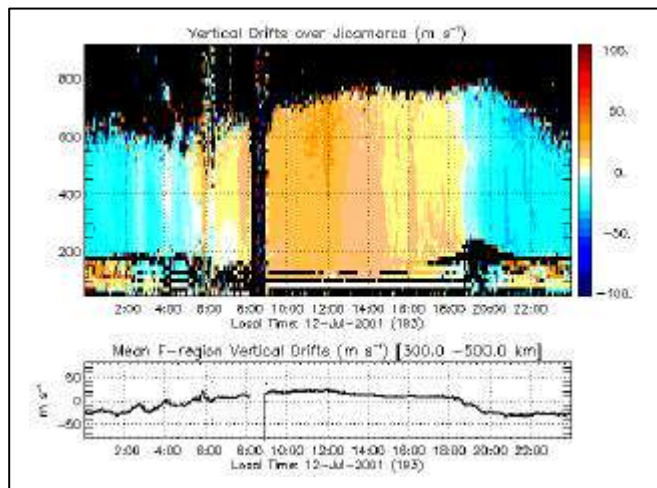


Figura 9. Ejemplo de derivas verticales de la región F, obtenidas con el radar de dispersión inherente.

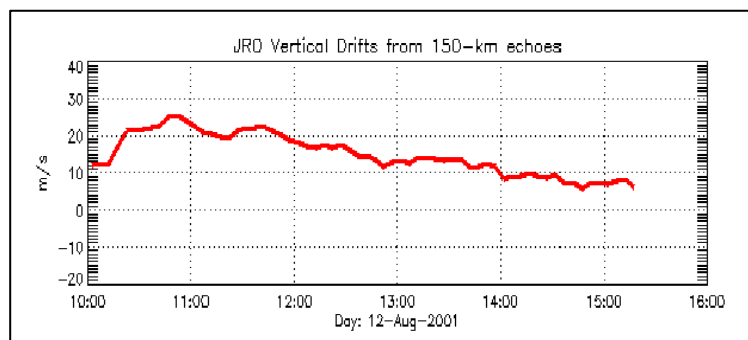


Figura 10. Ejemplo de derivas verticales procedentes de Ecos a 150 km.

**Paso de la Galaxia.** Permite determinar la "Temperatura" del cielo a 50 MHz (ruido galáctico) sobre Jicamarca. La información se obtiene para cualquier fecha y tiene mecanismos que permiten determinar coordenadas y realizar ampliaciones. Ver detalles en las Figuras 5, 6 y 7.

La Figura 6 muestra descriptivamente la información ofrecida.

**Magnetómetro.** Mediciones del Campo magnético en sus tres componentes: Horizontal, Vertical y Declinación (Figura 8). En la actualidad la información proviene de los siguientes centros de investigación:

ROJ.  
Universidad de Piura.  
Observatorio de Huancayo.

En un futuro cercano se estará añadiendo los datos del observatorio de Ancón. Pueden obtenerse los datos en formato ASCII.

**Derivas Verticales.** Se ha clasificado en dos grupos: Dispersión Coherente (Figura 7) e Incoherente (Figura 8). El primer grupo ofrece información de Derivas "Verticales" y "Zonales", mientras que el segundo grupo sólo posee información de Derivas "Verticales".

**Patrón de Radiación.** Obtiene el patrón de radiación de la antena de Jicamarca haciendo uso de configuraciones estándares del ROJ, y de configuraciones personalizadas que elabore el usuario. Para obtener una sección específica del gráfico se indica con el "mouse" el correspondiente valor de declinación. Inmediatamente dos imágenes son obtenidas, la primera de ellas muestra la misma gráfica inicial conteniendo una recta horizontal en el valor de declinación indicado previamente (Figura 11).

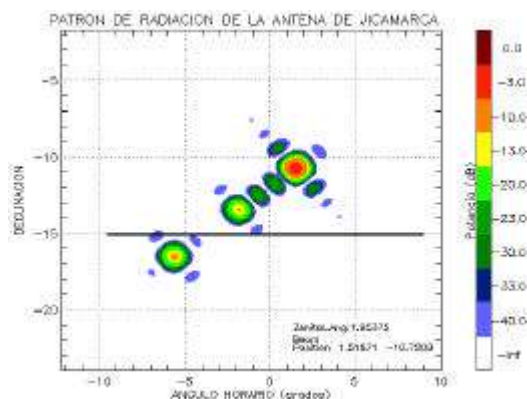


Figura 11. Ejemplo de Patrón de Radiación de la Antena del ROJ.

Y la sección del gráfico solicitada se muestra en la segunda imagen dispuesta en la página (Figura 12).

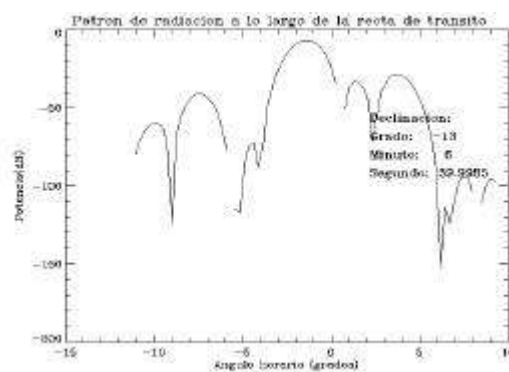


Figura 12. Patrón de Radiación. Ejemplo de manipulación gráfica (Sección).

## CONCLUSIONES

Este pequeño paso constituye el inicio para una serie de servicios en línea que facilitarán la difusión de información procedente del Radio Observatorio de Jicamarca.

Requerimiento mínimo de memoria al no tener que almacenar imágenes para cada situación, solo datos en ASCII o en Binario.

Los programas CGI desarrollados muestran maniobrabilidad en el desplazamiento de servidor a servidor. Se hicieron pruebas trasladando todo el sistema hacia diferentes directorios y



servidores, se obtuvo resultados positivos.

Gracias al uso de programas CGI, puede emplearse distintos lenguajes de programación en la elaboración de los programas de procesamiento.

El uso de CGI con Lenguaje Perl fue determinado por su versatilidad al existir parte de librerías ya creadas que ejecutan este tipo de tareas. A menudo se plantea la discusión de qué lenguaje resulta el más adecuado a la hora de escribir CGI's seguros. A primera aproximación, puede considerarse los lenguajes compilados como más seguros por las siguientes razones:

Impiden el acceso remoto al código fuente del CGI, lo cual limita las posibilidades de un hacker de conocer cómo funciona internamente el programa.

Los guiones escritos en lenguajes interpretados son más complejos y propensos a errores cuando crecen, aumentando la probabilidad de que contengan agujeros de seguridad.

Los lenguajes interpretados facilitan la labor de abrir shells, ejecutar comandos y capturar sus resultados, lo que constituye uno de los mayores riesgos potenciales de los CGI's. Por el contrario, en C supone un esfuerzo mayor invocar comandos del sistema y es más difícil que la entrada del usuario engañe al programa.

No obstante, no hay que olvidar que los lenguajes interpretados son más sencillos de entender y rápidos de probar (ya que no necesitan pasar por todo el proceso de compilación y enlazado), y además su manejo de cadenas es mucho más sofisticado, lo que los hace menos propensos a errores con buffer de texto.

Continuarán siendo implementadas nuevas tareas de manipulación gráfica,

en base a las ya desarrolladas (seccionar imágenes, ampliar regiones, obtener coordenadas), de acuerdo con los requerimientos de las nuevas aplicaciones a añadirse.

## AGRADECIMIENTOS

A todo el personal del Radio Observatorio de Jicamarca por su constante estímulo para llevar a cabo el presente trabajo. De manera especial a los Ing. Luis Condori y Marco Milla por sus valiosas sugerencias y aportaciones en el desarrollo del sistema.

## BIBLIOGRAFÍA

Boutell, T. (1996): *"CGI Programming in C & Perl"*, Cap. 7, 8, 12. 1<sup>th</sup>. Ed.

Bowen, R. y Coar, K. (2000): *"Servidor Apache al Descuberto"*. 1<sup>th</sup>. Ed., 300 p.

Fieldler, D. y Hunter, B. (1991): *"UNIX SYSTEM V Release 4 Administration"*. 2<sup>nd</sup>. Ed., 320 p.

Goodman, D. (2001): *"The JavaScript Bible"*, 4<sup>th</sup> Ed., 200 p.

Goodman, D. (1998): *"Dynamic HTML The Definitive Reference"*, 1998. 1<sup>th</sup>. Ed., 300 p.

Kochan, S. y Wood, P. (1991): *"UNIX Shell Programming"*, Cap. 4. Revised Ed.

McGilton, H. y Morgan, R. (1983): *"Introducing the UNIX System"*, Cap. 7. 1<sup>th</sup>. Ed.

Morris, M. (1996): *"HTML for Fun and Profit"*, Cap. 6, 8, 9. 1<sup>th</sup>. Ed.

IDL User's Guide/Reference Guide *"Graphics Keywords and System variables"*.

## **CONTROL Y AUTOMATIZACION CON PLC'S DEL SISTEMA DE TRANSMISORES DEL RADIO OBSERVATORIO DE JICAMARCA**

**JORGE FRANCISCO RIOS NIQUEN**

*Ingeniería Mecánica Eléctrica*

*Universidad de Piura*

*jrios@jro.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Dr. Martín F. Sarango*

*Ing. Otto Castillo*

*Radio Observatorio de Jicamarca - IGP*

### **RESUMEN**

El presente proyecto tiene como objetivo automatizar el sistema de transmisores del Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ). En la primera parte de este trabajo se ha hecho un estudio acerca del funcionamiento del sistema de transmisores del ROJ. Se han utilizado los planos correspondientes, para identificar los elementos que lo conforman así como la lógica de funcionamiento. El control de los transmisores está basado fundamentalmente en lógica de relés y contactores. El encendido es secuencial, con dos partes bien definidas: Bajo Voltaje (LV) y Alto Voltaje (HV). Primero se activa todo el sistema LV y luego el sistema HV. Dado que en el sistema HV se manejan altas tensiones, se tienen circuitos de permiso (interlock) y protección.

Conocida la lógica de funcionamiento y control, se ha decidido el sistema de control a utilizar. Dadas las características del sistema, se ha concluido que un PLC (Programmable Logic Controller) sería ideal para su control y automatización. Posteriormente se han identificado las entradas y salidas del sistema. La consideración de todos los requerimientos del sistema en esta fase del proyecto, es importante porque condiciona enteramente las prestaciones futuras del control.

### **INTRODUCCION**

El sistema de transmisores es una parte muy importante del sistema de radar del Radio Observatorio de Jicamarca. De acuerdo al experimento a ejecutar, desde la sala de control se envía hacia los excitadores una señal rf pulsada con las características correspondientes. Los excitadores acondicionan la señal que ingresa al sistema de transmisores. El sistema de transmisores está formado por cuatro grupos; cada uno de los cuales cuenta con cuatro transmisores que amplifican la potencia en varias etapas. De acuerdo a la potencia deseada se hacen las conexiones correspondientes. En algunos casos sólo son necesarias tres etapas de amplificación por cada grupo. Para la toma de "datos geofísicos" (días coordinados), se emplean los transmisores de alta potencia que pueden llegar hasta una potencia de 1.5MW cada grupo. De los transmisores, la señal es transmitida a la antena para luego ser enviada a la atmósfera, de

donde se reciben posteriormente los datos respectivos.

El funcionamiento y control de los transmisores de alta potencia han sido modernizados. Cada transmisor tiene su panel de control. Esto facilitará la tarea de control ya que las señales provenientes de estos paneles se podrán llevar directamente al PLC. El encendido del sistema, así como los circuitos interlock y los elementos de control antiguo (relés y contactores) serán reemplazados por el PLC.

### **FUNDAMENTOS**

#### **Automatismos Cableados y Programables**

Una de las claves del éxito de los autómatas programables frente a los equipos de relés (Balcells y Rameral, 1998), o incluso frente a los equipos construidos a base de circuitos integrados, ha sido la posibilidad de

realizar funciones muy diversas con un mismo equipo (de hardware estándar) y cambiando únicamente un programa (software)

De acuerdo a este criterio los sistemas de control se clasifican en dos grupos: Sistemas cableados (poco adaptables); y Sistemas Programables. Los primeros realizan una función de control fija, que depende de los componentes que la forman y de la forma en que se han interconectado. Por tanto, la única forma de alterar la función de control es modificando sus componentes o la forma de interconectarlos. Los sistemas programables, en cambio, pueden realizar distintas funciones de control sin alterar su configuración física, sino sólo cambiando el programa de control.

***El Autómata Programable***

Dentro de la clasificación de sistemas de control, el PLC pertenece a la familia de los Autómatas Programables Industriales (API) Desde el punto de vista de su papel en el sistema de control, el autómata programable es la unidad de

control, incluyendo total o parcialmente las interfaces con las señales del sistema. Por otro lado, se trata de un sistema con un hardware estándar, con capacidad de conexión directa a las señales de campo (niveles de tensión y corrientes industriales, transductores y periféricos electrónicos) y programable por el usuario.

Al conjunto de señales de consigna y de realimentación que entran en el autómata se les denomina genéricamente entradas y al conjunto de señales de control obtenidas salidas, pudiendo ser ambas analógicas o digitales. El concepto de hardware estándar que se ha indicado para el autómata se complementa con el de modularidad, entendiendo como tal el hecho de que este hardware está fragmentado en partes interconexionables que permiten configurar un sistema a la medida de las necesidades. La siguiente tabla muestra a grandes rasgos las características de los autómatas actuales. (Balcells y Rameral, 1998)

*Tabla 1. Principales características de los autómatas actuales*

CARACTERISTICAS	SISTEMA CABLEADO	AUTOMATA PROGRAMABLE
Flexibilidad de adaptación al proceso	Baja	Alta
Hardware estándar para distintas aplicaciones	No	Sí
Posibilidades de ampliación	Bajas	Altas
Interconexiones y cableado exterior	Mucho	Poco
Tiempo de desarrollo del proyecto	Largo	Corto
Posibilidades de modificación	Diffcil	Fácil
Mantenimiento	Diffcil	Fácil
Herramientas de prueba	No	Sí
Stocks de mantenimiento	Medios	Bajos
Modificaciones sin parar el proceso ("on line")	No	Sí
Coste para pequeñas series	Alto	Bajo
Estructuración en bloques independientes	Diffcil	Fácil

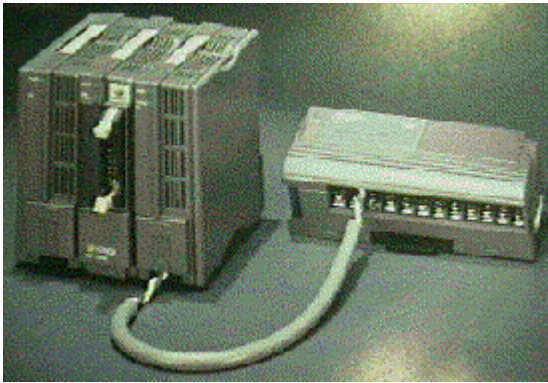


Figura 1. PLC típico

**PLC: Generalidades.** El PLC es un dispositivo que reemplaza los circuitos con relés necesarios para el control de un proceso ([www.plcs.net](http://www.plcs.net)).

El funcionamiento del PLC depende de la información y estado de sus entradas. El usuario ingresa un programa (generalmente vía software) y se obtiene los resultados esperados (salidas).

El PLC consiste principalmente en un CPU, una o varias áreas de memoria y circuitos apropiados para recibir datos de entrada y salida. Podemos considerar al PLC como una caja llena de cientos de millones de relés, contadores, temporizadores, etc., como se muestra en la Figura 2:

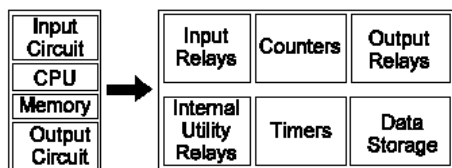


Figura 2. Esquema que muestra la estructura de un PLC

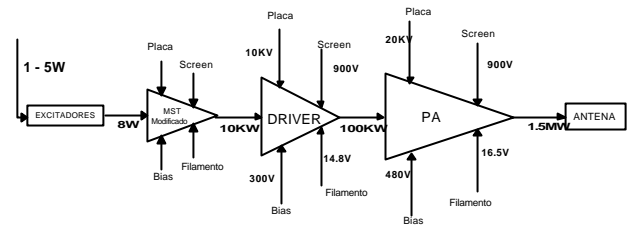
Estos contadores, temporizadores; realmente existen físicamente?. No, ellos no existen físicamente, si no que se simulan y pueden ser considerados como software lógicos.

## DESCRIPCIÓN DEL SISTEMA DE TRANSMISORES DEL ROJ

Se identificaron las siguientes partes en el funcionamiento del sistema.

## Sistema de Amplificación

La amplificación de la señal se obtiene en varias etapas. La Figura 3 muestra las etapas de amplificación de un grupo para obtener una señal final de 1.5MW (BPR)



Etapas de Amplificación

Figura 3. Etapas de amplificación (Voltios en DC)

## Descripción

Excitadores (acondicionan la señal)  
Intermediate Power Amplifier (IPA)  
Mesósfera-Estratósfera-Topósfera (MST) modificados

Drivers  
Power Amplifier (PA)  
Sensores.

## Funcionamiento

De acuerdo al experimento se emite una señal RF pulsada desde la sala de control hacia los excitadores. Estos acondicionan la señal para luego ser transmitida a los MST modificados (actualmente se usan estos en vez de los IPA). La señal es amplificada por los MST a 10KW y posteriormente es transmitida al Driver, logrando una señal de salida de 100KW que finalmente es amplificada en el PA a 1.5MW. Esta señal va dirigida hacia la antena que la transmite hacia la atmósfera.

### **Requerimientos principales de control**

Durante la etapa de encendido se debe verificar si existe tensión de bias ( en el PA), esto asegura un apropiado funcionamiento del tubo electrónico.

Antes de encender el sistema, verificar que las perillas de voltaje de screen del PA y Driver estén en cero.

Ajustar voltaje de creen (en el PA) a 900V DC.

### **Sistema de Alimentación**

Cada etapa de amplificación, así como el resto de elementos que conforman el sistema, requieren distintos niveles de tensión. Por ejemplo las placas de los transmisores grandes requieren 20KV DC, mientras que las bombas 460V AC. A partir de la red primaria de 10KV AC, con un grupo de transformadores, rectificadores o filtros obtenemos la tensión deseada.

### **Descripción**

Grupo de transformadores

Rectificadores y filtros

Circuito de protección crowbar

Microswitchs, relés y contactores

### **Funcionamiento**

El sistema de alimentación cuenta con dos etapas: Bajo Voltaje (LV) y Alto Voltaje (HV). La etapa de LV comprende el encendido de bombas, intercambiadores de calor (agua – agua y agua – aire), ventiladores, relés, contactores, paneles de control, fuentes de alimentación, filamento de tubos electrónicos, etc.; siendo los niveles de voltaje primarios: 460V AC, 110 V AC, 220V AC, etc. La etapa de HV comprende la provisión de alimentación de placa de los PA, Drivers y la etapa intermedia de potencia (20KV DC. , 10 KV DC. y 5KV DC. respectivamente).

El sistema HV entra en funcionamiento una vez cumplida una determinada secuencia a nivel LV, que incluye los permisos (interlock). Se tiene también

sistemas de protección tales como los circuitos crowbar asociados a las fuentes de HV.

### **Requerimientos principales de control**

Medición y control de voltaje de bias y voltaje de screen del PA

Medición y control de voltaje de alimentación: 20KV DC

Medición de corriente que circula por la placa del PA.

### **Sistema de Enfriamiento: agua y aire**

Los tubos electrónicos que componen los transmisores trabajan con altas potencias. Un sobrecalentamiento puede causar su deterioro por lo que es necesario un sistema de enfriamiento. Para ello se utilizan como fluidos agua destilada y aire. El sistema de enfriamiento por agua actúa sólo en los tubos PA, mientras que el aire circula en la sala de operación y localmente en las etapas PA y Driver.

### **Descripción**

Bombas de alta y baja presión (LP y HP)

Intercambiadores de Calor agua – agua

Intercambiadores de calor agua - aire

Medidores de Flujo (Flow Meter)

Purgadores

Sensores de temperatura

Filtros : HP, LP, RW

Ventiladores

### **Funcionamiento**

Identificamos dos partes en la distribución del agua: baja presión (LP) y alta presión (HP). Esto se debe fundamentalmente a los requerimientos de enfriamiento del tubo de radiofrecuencia de salida.

El control de este sistema se basa fundamentalmente en la supervisión de la circulación del agua en los tubos electrónicos. Por cada grupo se tiene un medidor de flujo (flow meter) de alta presión, y uno de baja presión, colocados a la salida de los tubos de radiofrecuencia del amplificador PA.



Estos medidores están graduados en un rango de operación (flujo mínimo) de tal forma que si opera por debajo de este rango, el sistema HV se apaga. El plano 1 muestra el uso de la lógica de relés para este caso. En este plano se presenta una parte del circuito de control antiguo del PA del transmisor 3 en la cual los elementos que ya no se usan se han obviado.

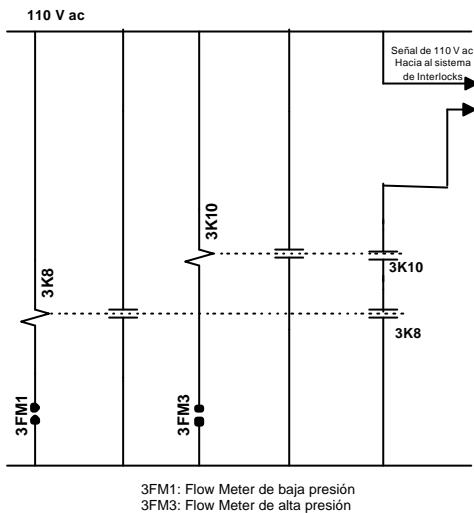


Figura 4: Plano (1). Circuito de control de PA.

El circuito es análogo para los demás transmisores. De este circuito sólo se necesita la información proveniente de los flow meter. Estos al superar un flujo mínimo cierran unos contactos en serie. Esta información se lleva a los paneles de control moderno a través de una señal de 110V AC. Esta señal ingresa al circuito de Interlock paralelo el cual se muestra en el plano 2:

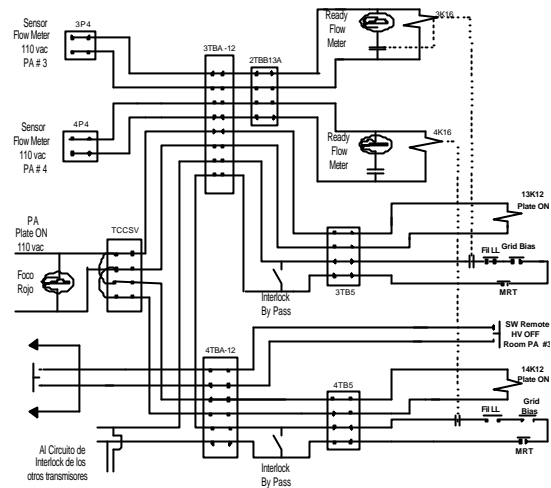


Figura 5: Plano (2). Permiso de Control de Flow Meter al sistema de Interlock paralelo Tx3 y Tx4.

El correcto funcionamiento del sistema de enfriamiento por agua queda determinado por la señal final de 110 V AC (plano 1), la cual es indicada en los paneles de control de los PA (plano 2) Este es un punto importante a considerar en el control del sistema pues constituye el punto de partida para toda la secuencia de encendido del sistema.

El sistema cuenta también con tres filtros, uno para LP, otro para HP y otro para el Raw Water (RW). Estos filtros toman continuamente una pequeña cantidad de flujo de agua en la entrada de cada intercambiador, la filtran y luego la devuelven al sistema. En cada filtro existe un sensor que mide la resistividad del agua (a mayor resistividad, menor conductividad). Para poder leer el valor de resistencia se entrega manualmente la temperatura (°F) obtenida de la lectura en el intercambiador de calor. Hay un límite de resistividad del agua, y se debe tener cuidado con este parámetro pues puede producirse una sobrecarga en la fuente de 20KV DC. Este parámetro no forma parte de los circuitos interlock, sólo se lleva un control local.

El encendido de las bombas está sincronizado por temporizadores, primero entran en funcionamiento las bombas de baja presión, en un intervalo de 15s. y luego las de alta presión en el

mismo intervalo de tiempo. El agua que proviene de los tubos es devuelta a un intercambiador de calor para ser enfriada. El fluido que ha absorbido el calor de esta agua, es enfriado a través de los radiadores. Este sistema de enfriamiento constituye un ciclo cerrado. En cuanto al sistema de enfriamiento por aire, se tienen dos ventiladores que impulsan el aire por todo el sistema. En los PA se tiene dispuesto en cada caso un ventilador local cuyo flujo es medido e indicado en su panel de control.

### **Requerimientos principales de Control**

Acondicionar señales de salida de los medidores de flujo.  
Implementar los circuitos de interlock en el programa del PLC.

## **IDENTIFICACION DEL SISTEMA**

### **Secuencia de Encendido**

Habilitar LV: cerrar breaker 460V AC  
Activar sistema de enfriamiento y alimentación LV: presionar botón 1 y luego botón 2.  
Encender los transmisores (PA y Driver) de cada grupo: presionar botón System ON.  
Poner en modo automático el voltaje de filamento del PA. Este debe llegar a 16.5V DC. El voltaje de bias del PA se activa automáticamente una vez alcanzado el límite inferior del voltaje de filamento. El voltaje de bias debe ser 450V DC.  
El voltaje de bias y filamento del Driver se activa automáticamente una vez encendido el transmisor. Después de 3 minutos aproximadamente, el voltaje de bias debe ser 340V DC. y filamento 13.5 –14V DC.  
Encender las fuentes del Driver: cerrar los breakers ubicados en la misma fuente. Una vez que dicha fuente ha quedado habilitada (condición de permiso interlock) los 10KV DC ya pueden activarse.

Si se ha procedido correctamente, un foco indica que los 20KV DC ya pueden activarse.

Activar HV: cerrar breaker 20KV DC y presionar botón ON: 10KV DC.

Incrementar Voltaje de Screen:

PA: de 0 a 900V DC

Driver: de 0 a 700V DC

Nota: Previamente poner el variac al mínimo.

Las entradas y salidas del sistema pueden ser representadas tal como se muestran en la figura 6:

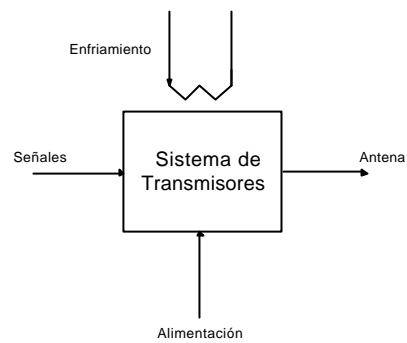


Figura 6 Esquema que muestra el sistema de entrada y salida

Las tablas 1 y 2 muestran las entradas y salidas del sistema, las cuales han sido identificadas luego del estudio previo del sistema. El PLC trabaja con señales estándar: 0 - 5V DC, 0 - 20ma DC, 110V AC. Será necesario, entonces acondicionar las señales de entrada o salida que no estén en estos rangos. Junto a cada tabla se indica las tareas futuras por hacer.

Tabla 1. Entradas y Salidas del Sistema

	Cantidad	Elemento a controlar	Alimentación	Descripción	Tipo de Señal
E N T R A D A S	4	Sensores de Flujo HP	110V AC	Medición de flujo: mínimo	Analógica
	4	Sensores de Flujo LP	110V AC	Medición de flujo: mínimo	Analógica
	1	Motor Bomba HP	460V AC	Estado de Funcionamiento: On/Off	Digital
	1	Motor Bomba LP	460V AC	Estado de Funcionamiento: On/Off	Digital
	1	Motor Bomba RW	460V AC	Estado de Funcionamiento: On/Off	Digital
	1	Motor Blower 1	460V AC	Estado de Funcionamiento: On/Off	Digital
	1	Motor Blower 2	460V AC	Estado de Funcionamiento: On/Off	Digital
	4	Motor Exchanger	460V AC	Estado de Funcionamiento: On/Off	Digital
	1	Medición de voltaje: 20KV DC	---	Medición y supervisión a través de la PC	Analógica
	4	Medición de corriente 12A	---	Medición y supervisión a través de la PC	Analógica
S A L I D A S	48	Señales on/off	110V AC	Señales provenientes de los paneles de control de los PA	Digital
	4	Voltaje de Screen	Mecánico	Medir la tensión de Screen y llevar el control en PC	Analógica

**Tareas por hacer según tabla 1:**

Calibrar los medidores de flujo, ya que actualmente no miden un valor real.

Acondicionar la señal de salida de los medidores de flujo para enlazarlas al PLC.

Acondicionar la señal de medida de 20 KV DC.

La medición de corriente se facilita, pues se puede hacer a través de resistencias.

Para poder medir la tensión de Screen hay que diseñar el rectificador y filtro e implementarlo en el lado primario del transformador del circuito de alimentación de screen.

Implementar circuito de medición de voltaje de bias.

Tabla 2 Entradas y salidas del Sistema

	Cantidad	Elemento a controlar	Alimentación	Descripción	Tipo de Señal
S A L I D A S	2	Breaker LV: 460V AC	Mecánico	Habilitar / Deshabilitar el sistema LV	Digital
	1	Push Button	Mecánico	Activar / Desactivar el sistema LV	Digital
	1	Motor HP	460V AC	Arranque / Parada de Motor HP	Digital
	2	Motor LP	460V AC	Arranque / Parada de Motor LP	Digital
	1	Motor RW	460V AC	Arranque / Parada de Motor RW	Digital
	1	Blower "L"	460V AC	Arranque / Parada Blower "L"	Digital
	1	Blower "R"	460V AC	Arranque / Parada Blower "R"	Digital
	4	Motor de Exchangers	460V AC	Arranque / Parada de Motor de Exchangers	Digital
	4	Push Button	110V AC	Encendido / Apagado de Driver	Digital
	4	Push Button	110V AC	Encendido / Apagado de Screen - Diver	Digital
	4	Push Button	110V AC	Encendido / Apagado de PA	Digital
	4	Push Button	110V AC	Encendido / Apagado de Screen – PA	Digital
	4	Push Button	110V AC	Encendido / Apagado de Fuentes de Driver	Digital
	8	Llave	110V AC	Poner en modo manual o automático el voltaje de filamento del PA	Digital
	2	Breaker HV: 20 KV DC	Mecánico	Encendido / Apagado : 20KV DC	Digital

**Tareas por hacer según tabla 2:**

Implementar accionamiento para breakers: LV y HV.

Implementar accionamiento para llave manual / automático de voltaje de filamento.

## **CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

La disponibilidad de autómatas programables con una configuración adaptable prácticamente a cualquier necesidad y tamaño de instalación, ha dejado descartado el empleo de sistemas lógico o analógicos dedicados a funciones específicas.

Dado que es necesario llevar el control de algunos parámetros del sistema de transmisores, se debe implementar un sistema SCADA (Supervisión, Control y Adquisición de Datos). Tal sistema puede ser desarrollado e implementado en el ROJ.

El siguiente paso es la selección del PLC; es decir, CPU y módulos de entrada y salida, de acuerdo a los requerimientos del sistema. Se debe tener mucho cuidado en la selección de los módulos. En lo posible se debe ordenar y separar en conjuntos las entradas o salidas que tengan la misma referencia (tierras iguales) y misma fuente de alimentación.

El éxito de un proyecto de automatización se medirá por su adecuación a las necesidades y por su seguridad y fiabilidad de funcionamiento. No serviría de nada un

proyecto muy depurado y unos equipos muy sofisticados si no se cuida su instalación y puesta en marcha.

## **AGRADECIMIENTOS**

El agradecimiento al Dr. Jorge L. Chau y a todo el personal del Radio Observatorio de Jicamarca por brindarme su apoyo y confianza. Un agradecimiento especial al Dr. Martín Sarango, al Dr. Justo Oqueli, al Ing. Otto Castillo y a los Sres. Santos Villegas y Víctor Quesada por compartir conmigo sus experiencias y conocimientos

## **BIBLIOGRAFIA**

Balcells, J. y Rameral, J. (1998): *Autómatas Programables*, 3 - 40; 387 - 410.

Creus, A. (1997): *Instrumentación Industrial*, Sexta Edición. 200 p.

Tutorial de PLC's. Página Web: [www.plcs.net](http://www.plcs.net)

BPR, Banco de Planos del Radio Observatorio de Jicamarca.





## **DISEÑO E IMPLEMENTACIÓN DE UN SISTEMA COMPUTARIZADO GEOREFERENCIAL PARA EL ANÁLISIS DE LAS SEÑALES DE INTERFERENCIA QUE SE PRESENTAN EN EL RADIO OBSERVATORIO DE JICAMARCA**

**CESAR AUGUSTO SANTA CRUZ REA**  
*Facultad de Ingeniería Eléctrica y Electrónica  
Universidad Nacional de Ingeniería  
csantacruz@jro.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Dr. Jorge del Carpio Salinas  
Ing. Fernando Villanueva  
Radio Observatorio de Jicamarca - IGP*

### **RESUMEN**

El presente trabajo consiste en el desarrollo de un sistema que permite monitorear, adquirir, procesar y analizar señales que interfieren con las recibidas por el radar, producto del rebote en la atmósfera de la señal que él transmitió inicialmente, realizando un barrido en frecuencia. El radar utiliza la frecuencia de 49.92 Mhz. El sistema es capaz de descomponer las señales de transmisión y recepción del radar, siendo ambas captadas por las antenas del sistema; con la señal de transmisión del radar el sistema es capaz de determinar si el transmisor se encuentra en funcionamiento y con la señal de recepción del radar el sistema analiza el rango de frecuencia de 47.42 Mhz a 52.42 Mhz sintonizando, acondicionando y trasladando a banda base las señales comprendidas dentro de un ancho de banda de 100 Khz, permitiendo digitalizar, adquirir y almacenar la señal en la computadora para su procesamiento realizando el análisis y el estudio de la señal obtenida. Adicionalmente, el sistema utiliza un receptor GPS (Global Positioning System) para obtener datos del tiempo, para sincronizar el reloj de la computadora, así como de las coordenadas geográficas que permitirán al sistema ser móvil. El software desarrollado se encarga de establecer la comunicación entre el hardware del sistema y la computadora, puerto paralelo y puerto serial, además define los parámetros para el almacenamiento de los datos y permite seleccionar la aplicación a desarrollar: monitoreo del radar, monitoreo de las señales de interferencia y adquisición de las coordenadas geográficas.

### **INTRODUCCION**

En el ambiente, existen infinidad de ondas electromagnéticas que se propagan a diferentes frecuencias, normadas según las leyes del reglamento de telecomunicaciones. (MTC, 1993).

El Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) cuenta con el radar más grande y sensible del mundo, realiza observaciones de diferentes fenómenos atmosféricos como las variaciones de densidades de electrones en la ionósfera ecuatorial, ecos de electrochorro ecuatorial, F-dispersa, ecos de 150 Km y perfiles de vientos atmosféricos, entre otros.

El radar transmite una señal sinusoidal de 49.92 Mhz en forma perpendicular a la tierra con determinados niveles de intensidad y con intervalos de tiempo de transmisión controlables, ambos definidos

por el experimento a realizar, luego el radar recibe los rebotes de esta señal en la atmósfera para ser procesados e interpretados. Los resultados obtenidos desde 1985 permiten observar en forma aleatoria señales electromagnéticas que interfieren con las señales recibidas por el radar, debido a que se presentan con mayor intensidad y con una frecuencia cercana a 49.92 Mhz produciendo una adquisición de información errónea así como innumerables pérdidas económicas y científicas.

Para determinar las características de las señales que interfieren con las señales que capta el radar producto del rebote en la atmósfera es que se desarrolla un sistema computarizado georeferencial que permite monitorear, adquirir, procesar y analizar en forma computarizada las señales electromagnéticas que se presentan en el Radio Observatorio de Jicamarca dentro del rango de 47.42 Mhz a 52.42 Mhz,

excluyendo la señal de transmisión del radar, de la señal almacenada se obtiene la frecuencia de operación, el ancho de banda, la intensidad de campo eléctrico y el nivel de ruido que permitirá establecer su patrón de comportamiento. El conocer las características de estas señales permitirá notificar a las autoridades competentes para que tomen las acciones reglamentarias correspondientes. El sistema además realiza el monitoreo de funcionamiento del transmisor del radar, crea un registro del estado de funcionamiento y acciona una alarma cuando él deja de funcionar. Adicionalmente se utiliza un receptor GPS para adquirir datos del tiempo utilizados para sincronizar el reloj de la computadora en forma automática y datos de las coordenadas geográficas que permitirá implementar aplicaciones adicionales al sistema. El diagrama general del sistema se presenta en la Figura 1.

### Consideraciones de diseño

Desarrollo de un sistema independiente del radar del ROJ. Permite garantizar el funcionamiento del sistema en forma continua y que él no origine interferencia al radar.

Debe ser portátil, de fácil instalación y manipulación. Permitiendo al sistema ubicarlo en cualquier lugar e instalarlo en forma rápida y sencilla. Debe estar distribuida en módulos para permitir aislar, reparar y dar mantenimiento en forma rápida y sencilla a cada una de las etapas e inclusive dar aplicaciones adicionales a cada una de ellas.

Debe tener un módulo de adquisición de datos multicanal, económico, multifuncional, de construcción simple y de fácil uso e instalación.

Programación flexible, sencilla y multifuncional, que permita alternativas de uso con simples modificaciones o sin ella.

Procesamiento computarizado y almacenamiento de datos en formato binario en archivos creados automáticamente ubicados dentro de un directorio específico.

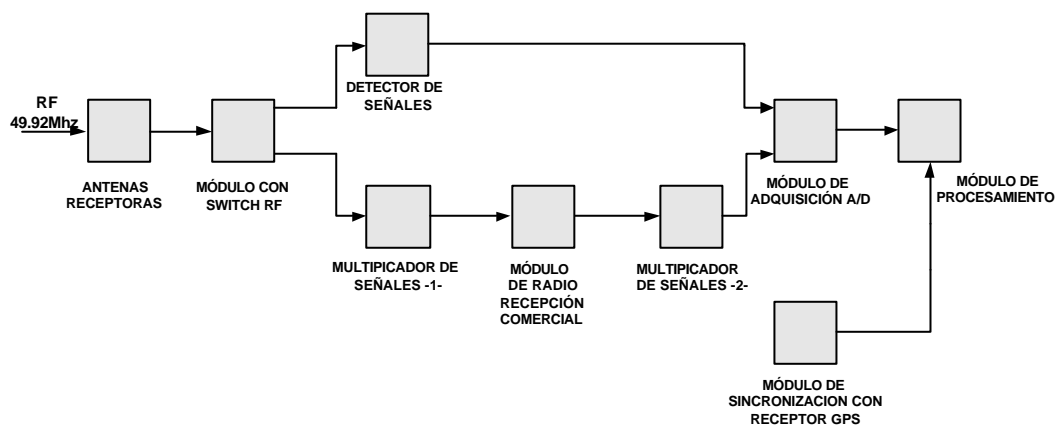


Figura 1: Diagrama general del sistema de análisis de señales de interferencia en el ROJ

### DESCRIPCIÓN DEL HARDWARE

#### Antenas Receptoras

Permite recibir las ondas electromagnéticas circundantes al ROJ, que se presentan con diferentes niveles de intensidad y se encuentran comprendidas dentro de la banda de frecuencia de 47.42

Mhz a 52.42 Mhz las que son convertidas en señal eléctrica, se utiliza la antena Hysell. La potencia recibida por las antenas receptoras se expresa por la ecuación-1:

$$P_{rec} = pq\mathbf{r}^2 P_{in} * \left( \frac{\mathbf{l}}{4\mathbf{pl}} \right)^2 G_i(\mathbf{q}, \mathbf{f}) G_r(\mathbf{q}, \mathbf{f})$$

Donde:  $p$  es la eficiencia de polarización,  $q$  es la desigualdad de impedancias,  $\rho$  es el coeficiente de fresnel,  $\lambda$  es la longitud de onda de la señal de radio,  $d$  es la distancia entre el transmisor y el receptor, además  $G_t(\theta, \phi)$  y  $G_r(\theta, \phi)$  corresponden a la ganancia de las antenas transmisoras y receptoras que dependen de la dirección del máximo patrón de radiación y de la dirección de onda incidente respectivamente, (Collin, 1985).

De los parámetros conocidos de la antena del radar y de la antena Hysell, (Gastelumendi, 1989)

Tabla 1: Parámetros de la antena Hysell.

Frec. de operación	49.92 Mhz
Ganancia	24.54 dB
Ancho de Banda	5 Mhz
Polarización	Lineal
VSWR	1.06

Tabla 2: Parámetros - antena del ROJ.

Frec. de operación	49.92 Mhz
Ganancia	42.6 dB
Ancho de Banda	2 Mhz
Polarización	Circular o lineal
VSWR	1.06

para el radar funcionando con el sistema JULIA ( $P_{in}=15Kw$ ), se considera la señal de transmisión  $RF_{in1}$  producto de un rebote en la atmósfera a una altura de  $d=400$  metros luego que el radar se comportó como transmisor, propagándose la señal 2000 metros y la señal de recepción  $RF_{in2}$  debido a un rebote a una altura de 2400 metros considerado como el inicio de la señal de recepción del sistema por lo que  $d=4800$  metros, obteniendo  $\rho_{in1}=5*10^{-5}$  y  $\rho_{in2}=3.84*10^{-6}$  respectivamente, (Condor, 2001).

Reemplazando en la ecuación-1, tenemos que la antena Hysell capta:

Máxima potencia de la señal de transmisión del radar:

$$RF_{in1} = 5.544 * 10^{-3} mW = -22.562 dBm$$

Máxima potencia de la señal de recepción del radar:

$$RF_{in2} = 5.685 * 10^{-6} mW = -52.453 dBm$$

Para señales a la frecuencia de 50 Mhz se considera el ruido cósmico como único agente de ruido, (Picquenard, 1974), expresado por:  $P_n = K_B TB$ , donde  $P_n$  es la potencia de ruido en W (vatios),  $K_B$  es la constante de Boltzmann con  $K_B = 1.38 * 10^{-23} J/K$ ,  $B$  es el ancho de banda en Hz (Hertzios) y  $T$  es la temperatura media debido al ruido cósmico expresado en grados Kelvin.

$$P_n = 1.38 * 10^{-23} * 290 * 5 * 10^6$$

$$P_n = -106.990 dBm$$

Para amplificar la señal captada se utiliza pre-amplificadores de RF (P50VD) que proporcionan una ganancia de 30 dB obteniendo la relación señal a ruido dada por:

$$SN(dB) = P_{rec}(dBm) - P_n(dBm)$$

Relación SN - Señal de transmisión:

$$S_{RF_{in1}}/P_n_{in}(dB) = 84.428 dB$$

Relación SN - Señal de recepción:

$$S_{RF_{in2}}/P_n_{in}(dB) = 54.537 dB$$

### Módulo con Switch RF

Permite descomponer las señales del radar: Rx, recepción - Tx, transmisión y convertirlas en RxSignal - TxSignal utilizando un switch RF que es controlado por los pulsos de salida de un circuito ensanchador de pulsos utilizado debido a que los rebotes de Tx a baja altura con los cerros aledaños produce niveles de intensidad elevados al inicio de Rx. Los pulsos que ingresan al circuito ensanchador de pulsos se denominan Tx\_control y los pulsos de salida Tx'\_control.

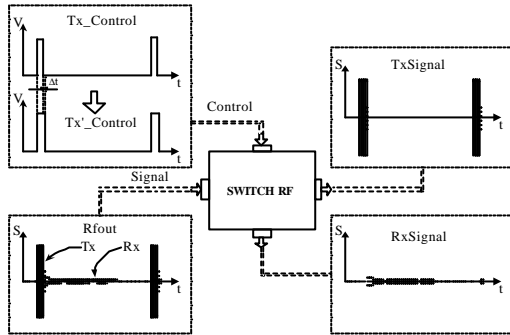


Figura 2: Diagrama de funcionamiento del módulo con Switch RF.

La SN de este módulo para RxSignal y TxSignal, que ha sufrido una atenuación con respecto a Rx y Tx es:

$$TxSignal = S'_{RFin1} / Pn\_in(dB) = 83.091dB$$

$$RxSignal = S'_{RFin2} / Pn\_in(dB) = 53.119dB$$

### Módulo de Detección de Señal

Permite obtener la envolvente (los máximos niveles de la intensidad de la señal que ingresa) de la señal TxSignal proveniente del módulo con switch RF para determinar si el radar se encuentra en funcionamiento, se encuentra conformado por un circuito detector de envolvente, donde su comportamiento se presenta en la Figura 3.

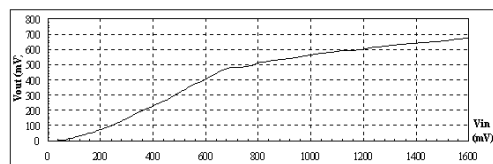


Figura 3. Respuesta del módulo de detección de señal.

De TxSignal, se calcula el voltaje que ingresa al módulo, de la ecuación-2:

$$V = \sqrt{P_{rec} * R}, \text{ de donde se obtiene:}$$

$$VTx\_Signal_{pp} = 463.897mV$$

utilizando la gráfica de respuesta del módulo obtenida en forma experimental, presentado en la Figura 3, se obtiene el voltaje de salida expresado por

$$Tx\_Env_{dc} = 275.54mV$$

El voltaje resultante del circuito ingresa a (2.7, módulo de adquisición) para ser digitalizado, adquirido, almacenado y procesado para determinar y presentar en el programa la condición del radar así como almacenar la información estadística de su comportamiento.

### Multiplicador de Señales I

Permite trasladar el rango de frecuencia proveniente de RxSignal de 47.42 Mhz ~ 52.42 Mhz, utilizando un oscilador local de 49.92 Mhz y un mixer (Smith, 1998), a 97.34 Mhz ~ 102.34 Mhz denominado Mx1\_out, ubicándose dentro del rango de FM (frecuencia modulada) 88 Mhz ~ 108 Mhz, ello permite sintonizar con una radio comercial del rango de 97.34 Mhz ~ 102.34 Mhz anchos de banda de 200 Khz.

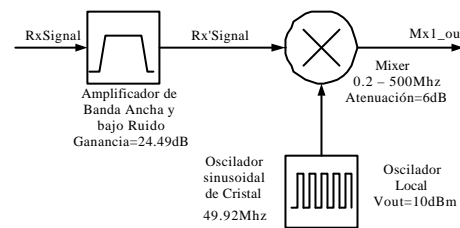


Figura 4. Diagrama de funcionamiento del multiplicador de señales I

Debido al elevado rango de frecuencia de Rx que involucra tener un sistema de adquisición con una velocidad mayor de 100 Mhz para cumplir el teorema de Nyquist (Lathi, 1985), que especifica que una señal analógica limitada a una banda de frecuencia F se encuentra determinado en forma única por muestras uniformes como mínimo cada  $1/(2F)$  segundos; y a que se utiliza un sistema de adquisición desarrollado que cuenta con una velocidad de adquisición de 230 Khz es que se requiere sintonizar rangos del espectro en frecuencia de RxSignal, logrando de esta manera adquirir y analizar la señal con la PC.

La señal resultante es:

$$Mx1\_out = 1.241mW / 3.981 = 312uW = -5.062dBm$$

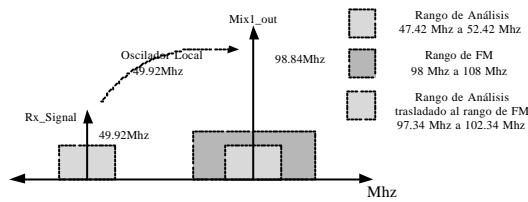


Figura 5. Comportamiento en frecuencia del multiplicador de señales I.

### Módulo con receptor de radio comercial

Permite sintonizar rangos de frecuencia dentro de 47.42 Mhz a 52.42 Mhz con anchos de ancho de banda de 200 Khz, utilizando el sintonizador y el filtro selectivo que utiliza una radio comercial, la señal sintonizada resultante se encuentra a la frecuencia de 10.7 Mhz que corresponde a la FI de FM. El módulo se encuentra conformado por una radio comercial analógica, (Manual de Radio, 1994) y un atenuador por década en decibelios (ajustado para una atenuación de 70dB de la señal) para que los niveles de señal que ingresan sean menores a 80uVpp, como se observa en la Figura 6, mayor nivel produce saturación del mixer interno de la etapa de recepción y sintonía de la radio.

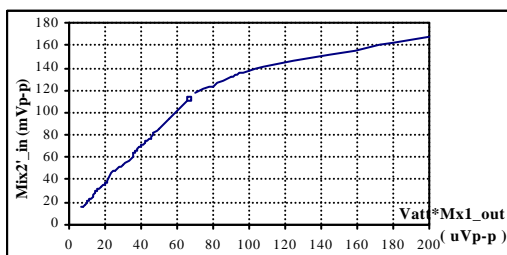


Figura 6. Respuesta del receptor de radio comercial con el buffer y el amplificador de 10.7 Mhz de la etapa 2.6

### Multiplicador de Señales II

Permite trasladar a banda base la señal de FI de FM para que el sistema de adquisición desarrollado sea capaz de adquirir la señal presente a 10.7 Mhz,

utiliza un buffer de alta velocidad, un amplificador de frecuencia intermedia con banda ancha y de respuesta plana para 10.7 Mhz, un mixer de amplia respuesta en frecuencia, un oscilador controlado por cristal con una frecuencia de 10.7 Mhz y un filtro pasa bajos bessel de 4° orden. La señal que ingresa al módulo con receptor de radio comercial corresponde a

$$Mx1\_out = -5.062dBm$$

siendo atenuada con 70dB obteniendo:

$$Att * Mx1\_out = -75.062dBm$$

y expresado en voltios como:

$$VAtt * Mx1\_out_{pp} = 39.48uV$$

para este nivel de señal y utilizando la curva de la Figura 6, se tiene:

$$Mx2'\_in_{pp} = 70mV_{pp}$$

Este nivel de voltaje es trasladado en frecuencia de 10.7 Mhz a banda base, donde para limitar la respuesta en frecuencia del módulo se utiliza un filtro pasa bajo Bessel (no afecta la fase de la señal que ingresa), (Medina, 1986) presentando una ganancia de 20dB y una frecuencia de corte de 120 Khz, como se observa en la Figura 7:



Figura 7. Respuesta del filtro pasa bajos Bessel de 4° orden y frecuencia de corte de 120 Khz.

La etapa del multiplicador de señales II encargado de realizar el traslado en frecuencia y el filtraje de señal de 10.7 Mhz a banda base se encuentra conformado por un mixer, un oscilador sinusoidal de 10.7 Mhz y un filtro pasa

bajo, su comportamiento se presenta en la Figura 8.

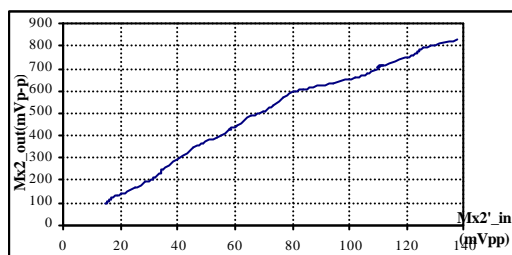


Figura 8. Respuesta del multiplicador de señales II Etapa de traslado en frecuencia y filtraje de señal.

De la respuesta obtenida en la Figura 8 y del valor  $Mx2'_{in_{pp}} = 70mV_{pp}$  Se obtiene el voltaje de salida que ingresa al módulo de adquisición de datos.

$$Mx2_{out} = 508mV_{pp}$$

que al igual que el voltaje  $Tx\_Env_{dc}$  ingresa a (2.7, módulo de adquisición) para ser digitalizado, adquirido, almacenado y procesado para determinar la presencia de señales de interferencia que afectan el normal funcionamiento del radar.

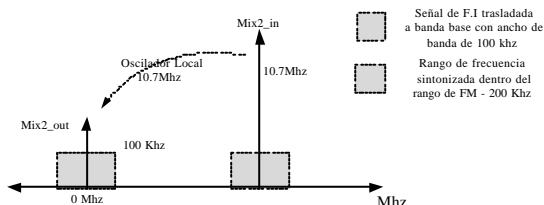


Figura 9. Respuesta del multiplicador de Señales II etapa de traslado en frecuencia y filtraje de señal.

### Módulo de adquisición de datos

Permite adquirir y almacenar señales analógicas en la computadora provenientes del módulo de detección de señal ( $Tx\_env$ ) con la que se determina si el radar se encuentra en funcionamiento y del módulo multiplicador de señales II ( $Mx2\_out$ ) que permite analizar el comportamiento de las ondas electromagnéticas dentro del rango de 47.42 Mhz a 52.42 Mhz para la detección de señales de interferencia, para ser adquirido ese rango de frecuencia por

el módulo de adquisición es necesario que la señal captada sufra un desplazamiento en frecuencia de 97.34 Mhz ~ 102.34 Mhz para ser sintonizado con 200 Khz y trasladado a 10.7 Mhz siendo llevada a banda base.

El módulo esta compuesto por la tarjeta de adquisición y el software de adquisición, (Klaasses, 1996)

La tarjeta de adquisición ha sido acondicionada y permite convertir las señales analógicas a digitales para ser adquiridas y utilizadas por la computadora, ella interactúa con el hardware de la computadora y el software de adquisición, se encuentra conformado por 2 canales analógicos de entrada, con 8 bits de digitalización, rangos de entrada de 0V a 2V, velocidad de muestreo máximo de 230 Khz, utiliza el puerto paralelo para la transferencia de información.

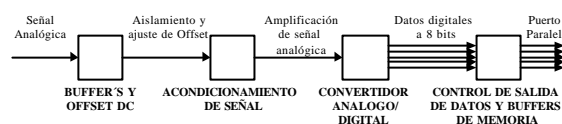


Figura 10. Hardware del módulo de adquisición de datos.

Para la adquisición de datos se utiliza el puerto paralelo debido a que es fácil de utilizar, tiene una alta velocidad, sus modos de funcionamiento se pueden configurar, es de fácil programación, toda computadora tiene uno, el adicionar una de ellas involucra un bajo costo y cada una de sus líneas es utilizado para realizar control y monitoreo de procesos.

El software de adquisición se encarga de comunicar a la tarjeta de adquisición y el hardware de la computadora, realiza las comunicaciones respectivas, almacena los datos y se encarga de procesar los datos y es ejecutado bajo DOS o Windows. La descripción del software se presenta en [III. Descripción del Software].

### Módulo de sincronización con receptor GPS

Permite adquirir datos del tiempo y las coordenadas geográficas para sincronizar



el tiempo de la computadora y determinar la posición geográfica del lugar donde se adquieren los datos, (Hofmann, 1992) El módulo se encuentra conformado por un receptor GPS Garmin45 (Garmin, 1994) que se comunica con la computadora a través del puerto serial.

Para transferir la información es necesario configurar el puerto serial de la misma manera que el receptor GPS según:

Velocidad de transferencia = 4800 bps.  
 Bit de paridad = Sin bit de paridad.  
 Bit de parada = Un bit de parada.  
 Bits de datos = 8 bits de datos.

El receptor GPS utiliza el formato NMEA 0183 2.0 para transferir sus datos a la computadora, a continuación se detalla algunas líneas del formato:

```
$GPGSV,2,1,08,04,09,125,00,05,37,180,00,06,48,303,49,09,62,119,00*72
$GPGSV,2,2,08,24,29,099,00,26,27,010,48,29,18,231,40,30,30,222,48*78
$PGRME,41.5,M,48.2,M,63.6,M*13
$GPGLL,1157.140,S,07652.534,W,144009,A*2E
$PGRMZ,1793,f,3*27
$PGRMM,WGS 84*06
$GPBOD,359.0,T,357.8,M,PARACA,40*45
$GPWPL,1401.122,S,07614.773,W,40*42
$GPRMC,144010,A,1157.140,S,07652.534,W,000.0,360.0,060900,001.2,E*73
$GPRMB,A,9.99,R,40,PARACA,1351.100,S,07614.960,W,119.2,162.3,,A*12
$GPGGA,144010,1157.140,S,07652.534,W,1,04,4.1,546.4,M,11.9,M,,*45
$GPGSA,A,3,,,06,,,26,29,30,,,,,6.3,4.1,4.8*34
```

El programa se encarga de configurar, adquirir y seleccionar el puerto serial a utilizar [III, Descripción del Software].

### DESCRIPCIÓN DEL SOFTWARE

El programa desarrollado permite configurar e interactuar con los puertos paralelo y serial de una computadora para realizar la adquisición, pre-procesamiento y almacenamiento de datos en archivos binarios, para su posterior procesamiento.

En la computadora se debe de conectar:

El receptor GPS al puerto serial.

El sistema de detección y monitoreo de interferencia al puerto paralelo.

El sistema de monitoreo de funcionamiento del transmisor del radar al puerto paralelo.

El programa es desarrollado íntegramente en Turbo C++ versión 3.0; que combina elementos de lenguaje de alto nivel con la funcionalidad del lenguaje ensamblador.

Permite un rápido y seguro acceso a los periféricos (Input/Output) de la computadora, es flexible, eficiente, produce códigos rápidos y compactos, además tiene pocas restricciones y ofrece la velocidad del lenguaje ensamblador, (Schildt, 1992)



Figura 11. Menú del software del sistema desarrollado.

Seleccionar cada una de las opciones genera automáticamente un directorio de trabajo según (Figura 12):

Señales	-	Signal
Radar	-	Tx_Radar
GPS	-	GPS

como se presenta en la Figura 12.

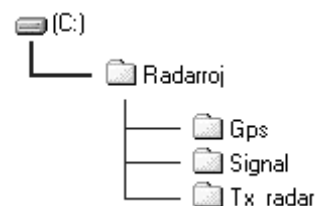


Figura 12. Directorio para el almacenamiento de datos.

## Señales

Permite adquirir datos de las señales de interferencia de Mix2\_out [2.6, multiplicador de señales II] por el canal 1 de la tarjeta de adquisición de datos y monitorea el estado de funcionamiento del radar a través de Tx\_Env [2.3, módulo de detección de señales] por el canal 2 de la tarjeta de adquisición de datos, ella se comunica con la computadora a través del puerto paralelo; además el programa permite sincronizar el reloj de la computadora y adquirir las coordenadas geográficas de un receptor GPS a través del puerto serial. El entorno de la opción señales se presenta en la Figura 13.



Figura 13. Presentación visual de la opción “Señales” del menú principal.

## Radar

Permite adquirir datos de la señal Tx\_env, las señales procesadas permiten monitorear el estado de funcionamiento del transmisor del radar. Para la adquisición de datos se utiliza el canal 2 de la tarjeta de adquisición de datos.

Los niveles se encuentran en el rango de [0 ~ 255], un nivel mayor a 18 determina que el radar se encuentre en funcionamiento, además en pantalla se presenta el tiempo de adquisición, el nombre del archivo donde se almacenan los datos y los LPT's detectados y disponibles, Figura 14.



Figura 14. Presentación visual de la opción “Radar” del menú principal.

## GPS

Permite adquirir los datos del tiempo para sincronizar el reloj de la computadora al del receptor GPS y de las coordenadas geográficas, para indicar la posición del lugar donde se realiza la adquisición datos. Adquiere la trama del formato NMEA (~900 bytes) e identifica la cabecera \$GPGGA (GPS Fix Data) de donde se extrae la información necesaria. Se presenta en pantalla la hora y posición del receptor GPS, el tiempo en la computadora, el nombre del archivo donde se almacena la información obtenida y los puertos COM's disponibles y el seleccionado.



Figura 15. Presentación visual de la opción “GPS” del menú principal.



*Figura 16. Detalle del hardware del sistema implementado.*



*Figura 17. Hardware del sistema implementado.*

## **RESULTADOS DEL SISTEMA**

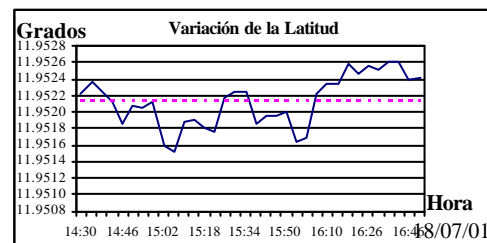
El hardware y el software del sistema permiten realizar tres experimentos con el mismo sistema, donde sus parámetros de funcionamiento son controlados por la computadora a través del programa de adquisición.

### **Sistema con GPS**

El sistema de GPS permite adquirir los datos del tiempo, para sincronizar el reloj de la computadora con la del receptor GPS y las coordenadas geográficas, para determinar la posición donde se realiza la adquisición de datos.

Las variaciones presentes en la sincronización del tiempo entre el tiempo en la computadora y en el receptor GPS son debidas a que el sistema al igual como otras aplicaciones utilizan la memoria y el hardware de la computadora que induce variaciones.

El sistema presenta información del posicionamiento geográfico del receptor GPS, el cual debido a que se encuentra destinado para uso civil presenta variaciones que son debidas a la geometría satelital disponible, errores producidos por la ionósfera, errores producidos por la tropósfera, el tiempo en el reloj de los satélites y la degradación intencional del Departamento de Defensa de los EE.UU. De los resultados obtenidos experimentalmente, presentes en la Figura 18, se tiene que la latitud presenta una variación estándar de 33.82 metros.



*Figura 18. Variación de los datos de latitud obtenido de un receptor GPS.*

En la Figura 19 se observa, que la latitud presenta una variación estándar de 18.62 metros.

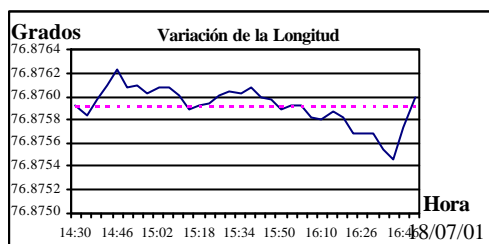


Figura 19. Variación de los datos de longitud obtenido de un receptor GPS.

### Monitoreo del funcionamiento del radar

El sistema de monitoreo de funcionamiento del radar supervisa si el radar se encuentra en funcionamiento, para ello adquiere la información proveniente de la señal Tx\_env a través del canal 2 de la tarjeta de adquisición.

En las Figura 20 se presentan los resultados obtenidos del sistema de monitoreo de funcionamiento del radar, en el que se definen dos intervalos de tiempo de funcionamiento, el primero corresponde desde 15:16:48 hasta las 15:43:08 y el segundo desde 16:01:08 hasta las 18:35:28 que hacen un porcentaje de funcionamiento del radar igual a 16.79%, de donde se presenta un Max. nivel de señal de 68.99, un Min. nivel de 0 y un nivel medio de 11.59.

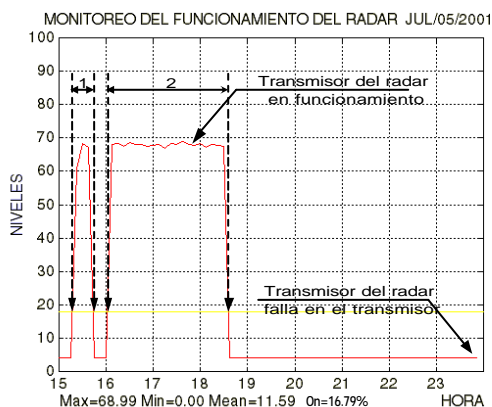


Figura 20. Resultados del sistema de monitoreo de funcionamiento del radar.

### Monitoreo de señales de interferencia

El sistema de monitoreo de señales de interferencia permite monitorear y analizar las señales que producen interferencia con las señales de recepción del radar. Para ello se analiza la señal Mx2\_out, que es el resultado de amplificar, trasladar en frecuencia, sintonizar y filtrar la señal captada por las antenas receptoras ( $RF_{in1}$ , comprendida dentro de 47.42 Mhz a 52.42 Mhz) con anchos de banda de 100 KHz, para su posterior digitalización y almacenamiento en la computadora.

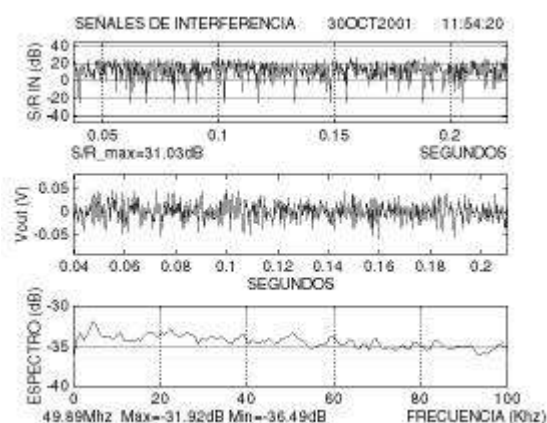


Figura 21. Respuesta del sistema con señales de ruido.

La Figura 21 presenta el nivel de ruido de fondo del sistema, adquirido cuando el radar dejó de transmitir bajo las condiciones de atenuación de 70 dB, el receptor de radio sintonizado en 49.92 Mhz y el sistema calibrado y conectado según el [III, Descripción del Hardware], en ella se aprecia una relación S/N (max.) en la entrada de -31.03 dB, un nivel de voltaje de señal de salida de 100 mVp-p y una gráfica de la densidad espectral de potencia en dB con un máximo de -31.92 dB y un mínimo de -36.49 dB, sin el radar funcionando.

Corresponde a una señal de interferencia detectada dentro del rango de 49.89 Mhz a 49.99 Mhz el 30/Agosto/2001 a las 12:04:00 con modulación FM.

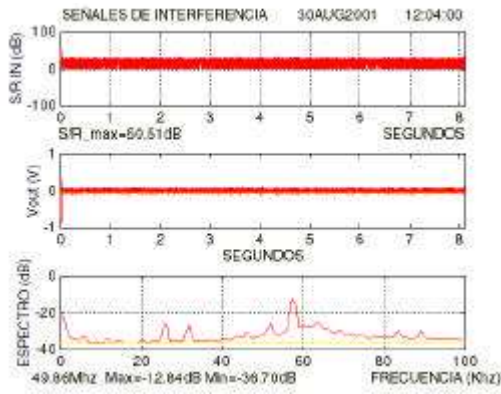


Figura 22. Respuesta del sistema ante una señal modulada en frecuencia.

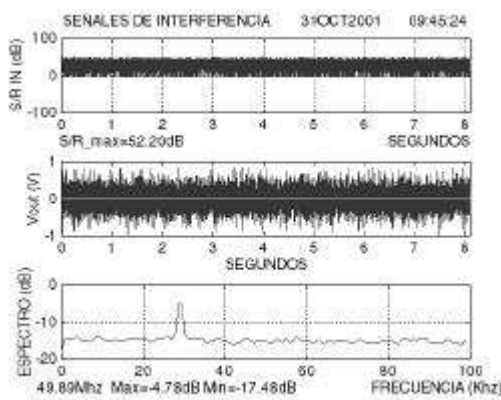


Figura 23. Respuesta del sistema ante una señal de tono.

Corresponde a una señal de interferencia detectada dentro del rango de 49.89 Mhz a 49.99 Mhz el 31/Octubre/2001. 09:45:24, que corresponde a un equipo generador de RF en 49.92 Mhz.

### **APLICACIONES ADICIONALES DEL SISTEMA**

Las aplicaciones abarcan áreas de electrónica, telecomunicaciones y control, se proponen tres aplicaciones adicionales del sistema.

a) La utilización de la tarjeta de adquisición desarrollada como medio de interfaz para la comunicación entre equipos electrónicos analógicos y la computadora, permitiendo almacenar la información que procesan dichos equipos electrónicos. Para demostrar esta aplicación se utiliza un equipo analizador

de espectros que cumple nuestros requerimientos.

b) La utilización del módulo de recepción con radio comercial, del módulo de adquisición, del módulo con receptor GPS y del desarrollo de un detector de picos de señal permitirán desarrollar un sistema de monitoreo de intensidad de las señales de las estaciones emisoras de FM (88 Mhz a 108 Mhz) ubicando la hora y la posición geográfica del lugar donde se realiza el monitoreo, determinando el área de cobertura que originan las estaciones emisoras de FM y realizando el control de espectro en frecuencia de las señales captadas con la característica de que el sistema es portátil y de bajo costo.

c) La utilización del módulo con receptor GPS y los fundamentos de la adquisición de datos a través del puerto paralelo permitirá desarrollar un sistema de adquisición de datos mucho más económico de los que se comercializan actualmente y con componentes existentes en el mercado local. Adicionando transductores de temperatura, humedad, presión, velocidad de los vientos, intensidad de luz y otros para parámetros adicionales que permitirán monitorear las condiciones meteorológicas existentes en un determinado tiempo y lugar.

### **CONCLUSIONES**

Durante el período de funcionamiento del sistema (Agosto – Octubre, 2001) se detectó dos tipos de fuente que originan la interferencia, una de ellas proviene de una señal de tono producido posiblemente por un equipo generador de RF y dado los niveles de intensidad con la que es recibida la señal (se superpone totalmente a la señal de recepción del radar para un estado de funcionamiento libre de interferencias) se presume que la fuente de la señal se encuentra cercana al radar principal del ROJ, la otra proviene de señales con niveles de intensidad relativamente mayores a la que capta el radar en modo de recepción, con una frecuencia central de 49.918 Mhz, presentando una modulación FM la que ha sido detectada con el módulo de recepción

con radio comercial y observada con los datos almacenados en la computadora, se presume que la señal proviene de un radioaficionado debido a que su frecuencia central no corresponde a la componente armónica de una emisora de FM local.

El sistema es capaz de recibir niveles de intensidad de hasta  $-6.3$  dBm al utilizar un atenuador en la etapa de entrada del módulo de recepción con radio comercial que acepta una señal de entrada máxima de  $80$  uVpp, voltajes mayores a él producen saturación de la señal y por consiguiente una respuesta no lineal, debido al rango dinámico del Mixer interno de la radio ubicado en la etapa de sintonía; los otros módulos no presentan dificultad con los niveles de señal presentes productos que ingresan y resultan. El nivel de ruido de fondo se presenta con niveles de intensidad de  $-31.92$  dBm a  $-36.49$  dBm en la salida del sistema y la señal de recepción del radar con una relación señal a ruido de  $12$  dB, para una atenuación de  $70$  dB con el atenuador del módulo de recepción de radio comercial.

## AGRADECIMIENTOS

El agradecimiento al Dr. Jorge del Carpio Salinas y al Ing. Fernando Villanueva por compartir sus conocimientos y experiencia, y darme la confianza, libertad y apoyo para realizar este proyecto. Además el agradecimiento al personal del Radio Observatorio de Jicamarca, en especial a Jorge Chau, Darwin Córdova, Francisco Buendía así como a la institución por el apoyo con el material bibliográfico, equipos y computadoras.

## BIBLIOGRAFÍA

MTC (1993): Plan Nacional de Atribución de frecuencias. Ministerio de Transporte, Comunicaciones, Vivienda y Construcción, Lima -Perú.

Collin, R. (1985): Antennas and radio wave propagation. McGraw-Hill, New York. 293-333.

Gastelumendi, M. (1989): Jicamarca Radio Observatory User's Manual. Radio Observatorio de Jicamarca - Instituto Geofísico del Perú, Apartado 13-0207, Lima - Perú.

Condor, P. (2001): Propagación anómala de ondas métricas de la banda de VHF para el caso Lima – Paracas. Universidad Católica, Lima – Perú.

Picquenard, A. (1974): Radio wave propagation. Halsted. 158-183.

Smith, J. (1998): Modern Communication Circuits 2th ed. McGraw-Hill, New York.

Lathi, B. (1985): Introducción a la teoría y sistemas de comunicación. Editorial Limusa, Mexico.

Manual de radio (1994): Philips Peruana S.A – Stereo Radio Recover AW7140/00. Apartado 18-1543, Lima – Perú.

Medina, C. (1986): Circuitos Electrónicos-amplificación lineal con circuitos integrados y discretos. IEEE - UNI, Lima - Peru. 180-200.

Klaasses, K. (1996): Electronic Measurement and Instrumentation, Cabridge University, Great Britain. 173-220 & 283-308.

Hofmann, R y Wellenhof, H. (1992): Global Positioning System – Theory and Practice 4° ed. Springer WienNew York. [12] Garmin GPS 45. 1994. Personal Navigator Owner's manual and reference. Garmin International, USA.

Schildt, H. (1992): Turbo C/C++ - Manual de referencia. McGraw Hill, New York.

## **CONSTRUCCION DE REGISTRADOR DIGITAL CON CCD PARA MAGNETOVARIOGRAFOS DE TIPO ESCHENHAGEN, TOEPFER, LACOUR Y PUSHKOV**

**ERICK DENNIS VIDAL SAFOR**

*Técnico en Electrónica  
Instituto Superior Tecnológico Publico  
Andrés Avelino Cáceres  
erdevisa@hotmail.com*

*Prácticas dirigidas por: Bach. Silvano Orihuela  
Fis. Carlos D. Rosales  
Obs. J. A. Fleming de Huancayo*

### **RESUMEN**

En el presente estudio se realiza el diseño y construcción de un registrador digital con CCD (Charge Coupled Device) para mejorar el sistema de registro de los magnetovariografos de tipo fotográfico existente en el Observatorio de Huayao – Huancayo. Este nuevo sistema de registro, reemplazará a los registradores fotográficos tradicionales del tipo Eschenhagen, Toepfer, La Cour y Pushkov.

### **INTRODUCCION**

En diversos observatorios geomagneticos del mundo se viene registrando la variación del campo magnético terrestre con los magnetovariografos tradicionales; es decir, un registrador fotográfico de tipo: Eschenhagen, Toepfer, La Cour o Pushkov (Wienert, 1970b) La reducción de los magnetogramas fotográficos es bastante laboriosa debido a que se debe cambiar el papel fotográfico cada 24 horas, revelar, y luego escalar o digitalizar los magnetogramas. A esta rutina se debe añadir el hecho de procesar los valores obtenidos mediante su valor de escala y línea de base para obtener los valores finales. Todo este procedimiento es arduo y demanda varias personas y muchas veces conlleva a introducir errores en las lecturas, por lo que es necesario escalar varias veces los datos y re procesarlos para estar seguros que no hay errores en los mismos.

Las mediciones absolutas del campo magnético terrestre se realizan en momentos en que el campo magnético terrestre se encuentra en una mínima actividad. Para realizar las observaciones absolutas se requiere tener información en tiempo real de cómo esta el campo magnético (tranquilo o perturbado) y para esto, los observatorios geomagneticos solo

cuentan con magnetovariografos de tipo fotográfico, lo cual dificulta conocer exactamente como se encuentra el campo magnético en el momento que se desea realizar las mediciones absolutas, siendo estas realizadas prácticamente a ciegas sin conocer realmente el comportamiento del campo magnético. Es sabido que una observación absoluta en un momento de fuerte actividad magnética perjudica en la reducción de la línea de base.

Los magnetometros del tipo Fluxgate permite obtener los datos de la variación del campo magnético terrestre en formato digital y mediante una computadora, es posible visualizar la variación del campo magnético en tiempo real y lo que es mas, permite obtener valores preliminares de la variación del campo magnético terrestre (Wienert, 1970a). En general, muchos observatorios presentan esta información en tiempo real en Internet a través de paginas webs activas. Tal es el caso de los satélites Goes 08 y Goes 10 (dotados de magnetometros Fluxgate) y la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) que presentan en tiempo real los valores preliminares del campo magnético, así como los magnetogramas (<http://sec.noaa.gov/Data/geomag.html>, [http://sec.noaa.gov/rt\\_plots/mag\\_03d.html](http://sec.noaa.gov/rt_plots/mag_03d.html)),



<http://sec.noaa.gov/ftpmenu/lists/geomag.html>)

Asimismo, el SPIDR (Space Physics Interactive Data Resource) también viene presentando datos magnéticos en tiempo real por Internet (<http://spidr.ngdc.noaa.gov/incox.html>)

El escalado de los magnetogramas de forma tradicional permite obtener datos de registro con intervalos de 5 minutos como mínimo, además de considerar error de 3nT. Por otro lado, si se digitaliza los magnetogramas es posible obtener datos con intervalos de 1 minuto y errores de 2nT. Sin embargo un magnetometro digital de tipo Fluxgate, permite registra con intervalos de un segundo o 10 segundos y errores de 0.01nT.

Estas diferencias ponen en clara desventaja a los variómetros fotográficos frente a los magnetometros del tipo Fluxgate, de ahí que el objetivo principal de este estudio sea poner a los tradicionales variógrafos del tipo Eschenhagen en iguales condiciones y capacidad de registro que los magnetometros Fluxgate.

Actualmente, la ELAG (Escuela Latinoamericana de Instrumentación Geomagnética) recomienda continuar con el uso de los variómetros fotográficos, pero el papel que se usa en estos equipos ya no se comercializa como años anteriores. En el caso del observatorio de Huancayo – IGP, se solicita a Estados Unidos o Japón, quienes proveen este material como parte de su stock.

Entre los observatorios que continúan usando los variómetros fotográficos y/o variómetros fundamentales, se puede mencionar los siguientes:

- Observatorio de Huancayo: Variógrafos fotográficos de tipo *Eschenhagen Lacour* y *Pushkov*
- Observatorio de Characato,
- Arequipa: Variómetros fotográficos de tipo *Eschenhagen*

- Observatorio Magnético de Vassouras Brasil: Variómetros fotográficos de tipo *Toepfer*
- Observatorio de L'ebro España: Variómetros fotográficos de tipo *Lacour*.
- Observatorio de San Pablo – España: Variógrafos fotográficos de tipo *Lacour*.
- Observatorio de Almeria – España: Variómetros fotográficos del tipo *Lacour*.
- Observatorio de Las Mesas, Tenerife-España: Variómetros fotográficos de tipo *Lacour*.

Asimismo, todos los Observatorios de la India también cuentan con variómetros fotográficos, entre ellos se menciona los siguientes:

- Observatorio de Alibar, variógrafo fotográfico de tipos *Izmiran*
- Observatorio de Ettaiyapuram, variógrafo fotográfico de tipo *Lacour*
- Observatorio de Hyderabad, variógrafo fotográfico de tipo *Lacour*
- Observatorio de Kodaikanal, variógrafo fotográfico de tipo *Lacour*
- Observatorio de Nagpur, variógrafo fotográfico de tipo *Izmiran*
- Observatorio de Poindicherry, variógrafo fotográfico de tipo *Izmiran*
- Observatorio de Sabhawala, variógrafo fotográfico de tipo *Askania y Lacour*
- Observatorio de Trivandrum, variógrafo fotográfico de tipo *Izmiran*
- Observatorio de Ujjain, variógrafo fotográfico de tipo *Izmiran*
- El Observatorio Magnético de Chambon-La-Goret Francia, variógrafos fotográficos de tipo *Lacour*

Los observatorios antes mencionados, con excepción del Observatorio de Characato y los de la India, cuentan con magnetometros digitales del tipo Fluxgate pero pese a tener estos equipos continúan usando como variómetro fundamental los fotográficos y en algunos casos, los variómetros fotográficos pasan a ser registros de apoyo de los Fluxgate.

## Equipos y Materiales

El Observatorio de Huancayo cuenta con dos magnetómetros digitales de tipo Fluxgate y un variógrafo fotográfico de tipo Eschenhagen-Lacour-Pushkov. Los magnetómetros registra la variación del campo magnético terrestre en forma simultánea e independiente. Asimismo se cuenta con un laboratorio en el que operan variógrafos de tipo Eschenhagen con registrador fotográfico, los mismos que son permanentemente utilizados para realizar calibraciones y experimentos.

## DISEÑO Y CONSTRUCCIÓN DEL REGISTRADOR DIGITAL CON CCD

A los variógrafos de tipo Eschenhagen, existente en el laboratorio de geomagnetismo, se pretende reemplazar el registrador fotográfico de tipo tambor por uno digital (Figura 1), y tal objetivo, se adicionara un sensor de temperatura digital, además de un GPS y para el control de la serie de tiempo tal como se muestra en la Figura 2. En estas condiciones el registrador digital con CCD, el sensor de temperatura y el GPS serán controlados por una computadora, la cual permitirá registrar, procesar y presentar los datos en tiempo real de la misma forma que un magnetómetro digital de tipo Fluxgate. Asimismo, en el desarrollo del diseño y construcción del registrador digital con CCD permitirá que los datos serán almacenados en formato digital con muestreo de 1 segundo para cada componente, además los resultados serán continuamente comparados con los datos de los magnetómetros del tipo Fluxgate para cuantificar sus propiedades, características y especialmente los márgenes de error.

El Software de adquisición de los datos se ha desarrollado bajo el lenguaje de programación Turbo C++ 3.0, y los datos obtenidos son analizados con el Software estadístico Origin 5.0 (Ceballos, 1991; Murray y Pappas, 1987)

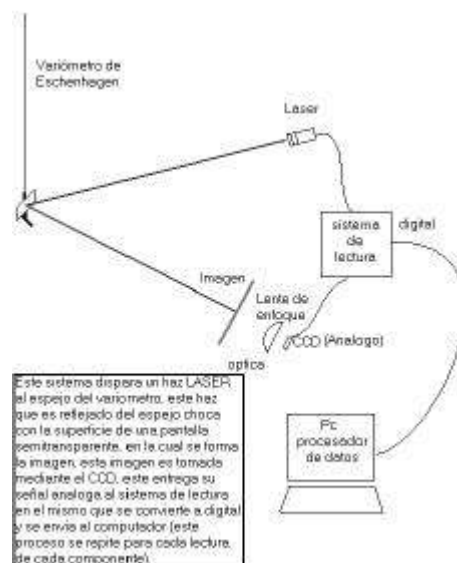


Figura 1 Funcionamiento del Registrador Digital

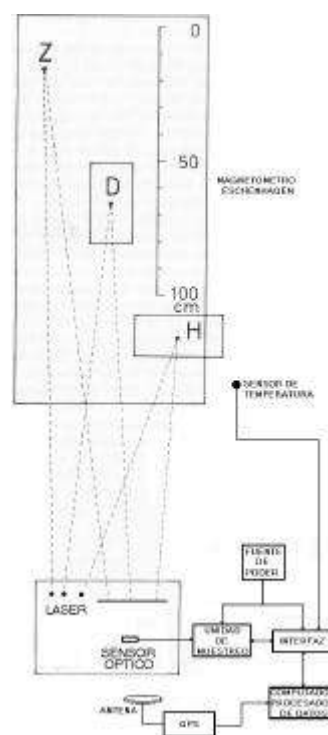


Figura 2 Diagrama de bloques del Registrador Digital

### RESULTADOS PRELIMINARES

Una vez construido el registrador digital con CCD, se procedió a realizar registros de prueba para la componente H del campo magnético a una razón de muestreo

de un segundo. El registro obtenido para el día 22 de agosto es comparado con el obtenido con el magnetómetro Fluxgate (RFP-523), tal como se muestra en la Figura 3.

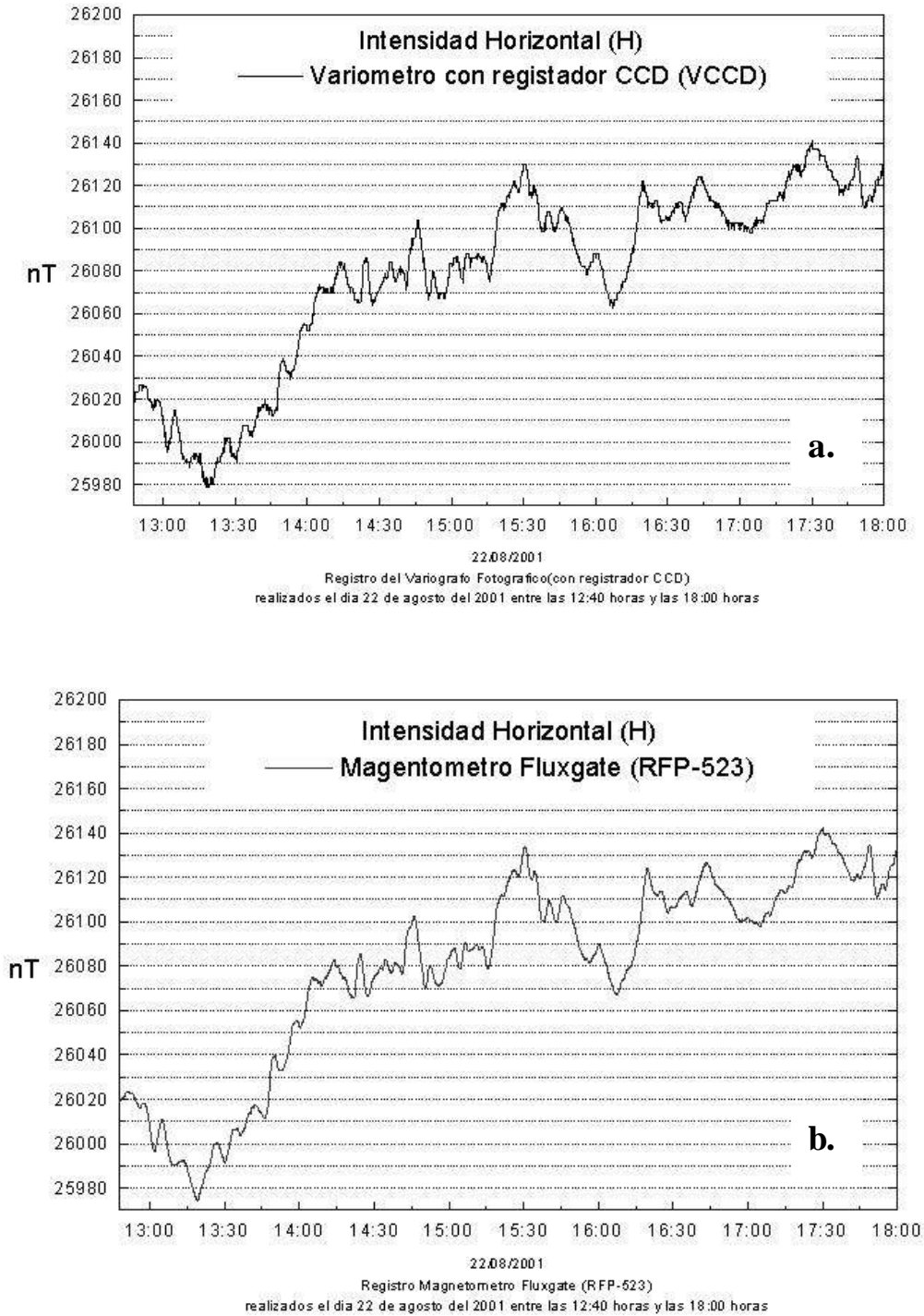


Figura 3. Comparación entre los registros del campo magnético obtenido por un variómetro con registrador Digital (a) y magnetómetro Fluxgate (RFP-523) (b).

Luego de realizar cierto ajuste de la parte electrónica el día 23 de agosto se realiza

un segundo registro notándose una mejora en la calidad de registro (Figura 4)

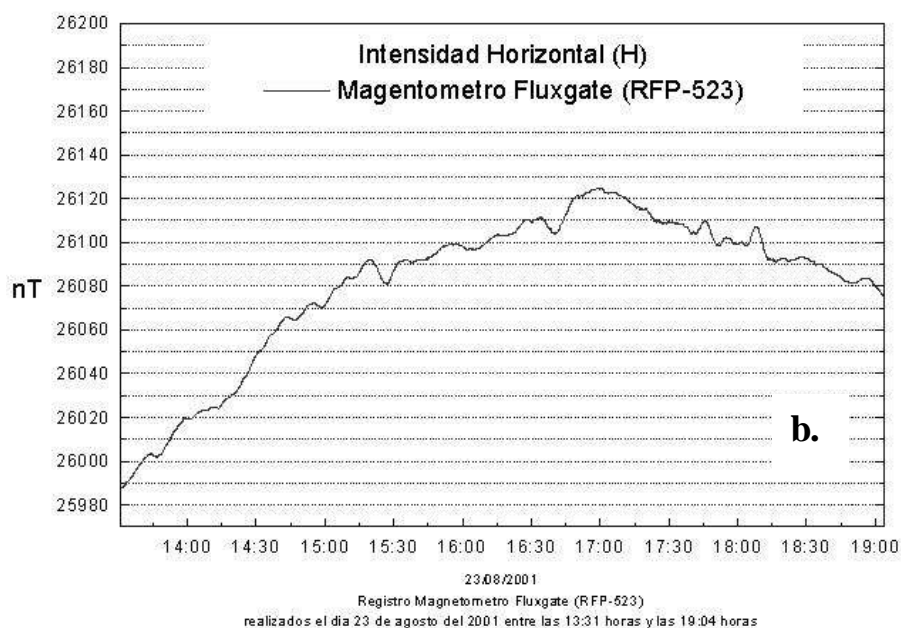
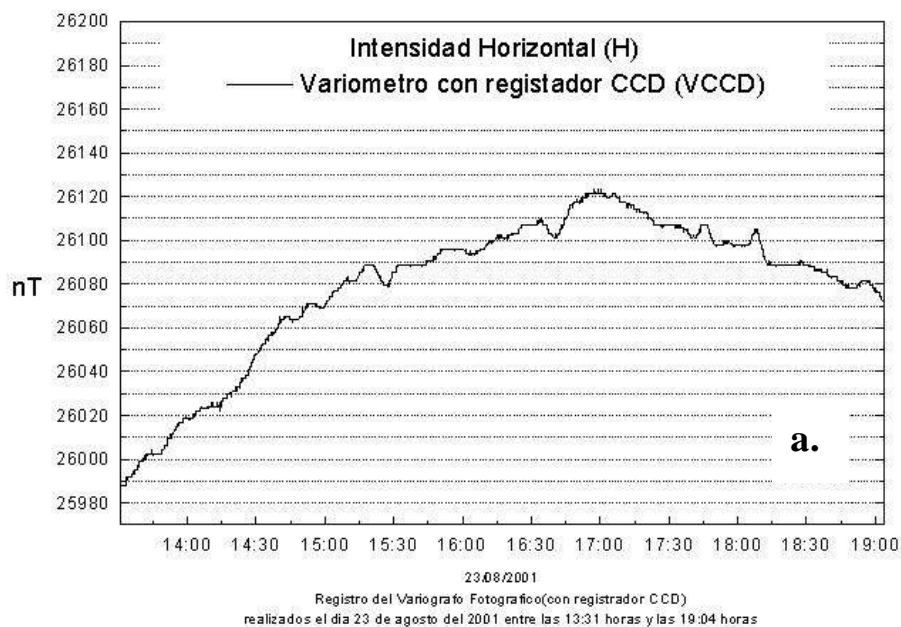


Figura 4. Comparación entre los registros del campo magnético obtenido por un variómetro con registrador Digital (a) y magnetómetro Fluxgate (RFP-523) (b)

### Diferencias

Luego de algunos ajustes en la parte electrónica se noto una mejora en el registro. En la Figura 5 se muestra las

diferencias observadas entre el variómetro Eschenhagen con registrador digital y el Magnetometro Fluxgate (RFP-523) durante las dos pruebas experimentales del equipo.

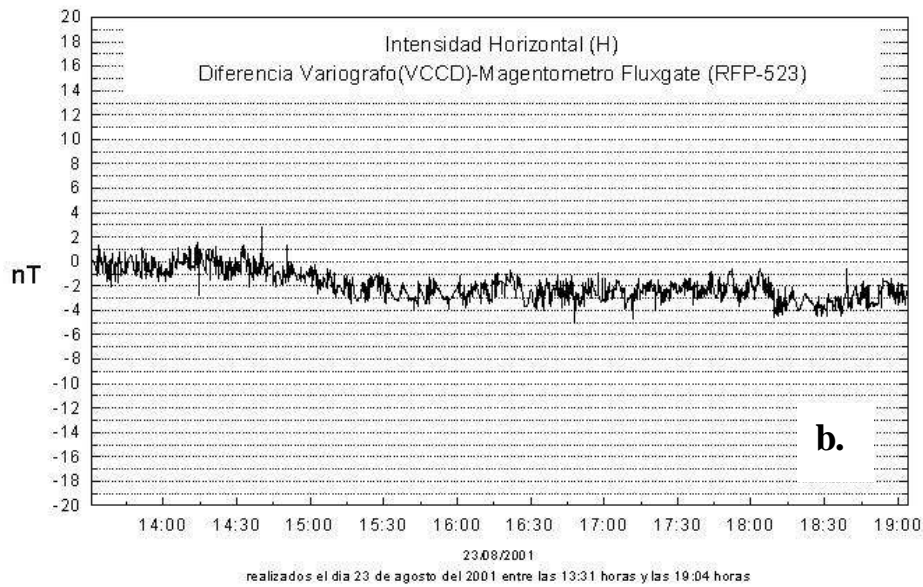
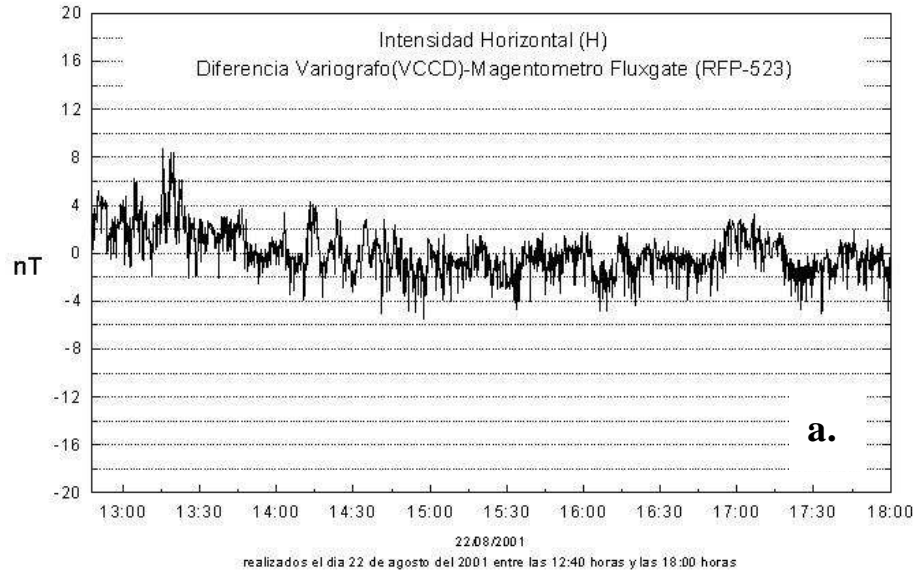


Figura 5. Diferencias entre los registros del campo magnético obtenidos del variómetro con registrador Digital (a) y magnetometro Fluxgate (RFP-523) (b).

## **CONCLUSIONES**

Los resultados obtenidos a la fecha muestran las bondades del presente estudio. Sin embargo, es necesario que este proyecto es realizar algunas mejoras en la parte electrónica a fin de lograr obtener un mejor registro de las variaciones del campo magnético con el variómetro Eschenhagen con registrador digital y así lograr disminuir el margen de error entre los magnetómetros Eschenhagen y Fluxgate. Se debe señalar que los datos obtenidos con el registrador digital con CCD, por el momento no han sido corregidos por el valor de escala y factor de torsión para la componente H. Los datos obtenidos del registrador digital tienen una precisión de 1nT, se espera incrementar esta precisión a 0.5nT.

Realizadas las mejoras, el prototipo de registro digital será de utilidad para otros observatorios que cuentan con variógrafos del tipo fotográfico, a fin de optimizar la calidad de la adquisición de datos y el poder monitorear en tiempo real la variación magnética terrestre, además de evitar el trabajo laborioso de realizar la reducción de los datos.

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco al personal del área de Geomagnetismo del Observatorio de Huancayo por el apoyo y asesoramiento brindado para la realización de este estudio.

## **BIBLIOGRAFÍA**

Ceballos, J. (1991): Curso de Programación C++. Editorial Madison Wesley, 506-508 p.

Wienert, K. (1970a): Notes on Geomagnetic Observatory and Survey Practice Editorial UNESCO, 149-169 p.

Wienert, K. (1970b): Manual para Observatorios y Levantamientos magnéticos. Editorial Com. Geofis. 29-32 p.

ECG, (1997): semiconductor Master Replacement Guide. PHILIPS.

Murray, W. y Pappas, C. (1987): Programación en lenguaje ensamblador. Editorial: OSBORNE / McGraw -Hill. 51-144 p.  
<http://www.fairchildsemi.com> Información de Circuitos Integrados.

## **SOFTWARE**

Microcal Origin 5.0 (Procesamiento de datos)

Turbo C++ 3.0 (Diseño del programa recolector de datos)





## **CALCULO DE LA RELACION INTENSIDAD-ATENUACIÓN APARTIR DE LAS ISOSISTAS DE SISMOS DE SUBDUCCION OCURRIDOS EN PERU**

**IGOR ALBERTO VALDIVIA POLANCO**

*Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica  
Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa  
igorvalpol@axil.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Dr. Hernando Tavera*

*Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología*

### **RESUMEN**

En el presente estudio, se obtiene una relación de atenuación de la intensidad respecto a la distancia hipocentral, a partir del análisis de los mapas de isosistas de un conjunto de sismos de subducción ocurridos en Perú. Para tal objetivo, se utiliza la relación de Intensidad – Atenuación dada por Ambraseys (1985). Considerando que las curvas de las isosistas de los sismos de subducción son aproximadamente elípticas, la relación de Intensidad – Atenuación es aplicada en las dos direcciones para las cuales la atenuación de la energía es notablemente bien diferenciada y así definir un Modelo Elipsoidal de atenuación de la energía para estos sismos. Con las relaciones de Intensidad – Atenuación propuestas en este estudio, es posible obtener curvas de atenuación para elaborar mapas de Isosistas teóricos para futuros sismos que puedan ocurrir en la zona de subducción de Perú; es decir, sobre la superficie de fricción de placas. En este estudio se realiza una aplicación al sismo de Arequipa del 23 de junio del 2001.

### **INTRODUCCION**

El Perú se ubica en una de las regiones de mayor actividad sísmica en la Tierra y por lo tanto, está expuesto a este tipo de peligro que trae consigo la pérdida de vidas humanas y daños materiales. Debido a esta realidad, nace la necesidad de conocer los efectos en superficie que son originados por un sismo, lo que conlleva necesariamente a conocer la atenuación de la energía generada por el mismo durante su propagación o paso por el medio que circunda a su foco hasta llegar a la superficie. Así mismo, el conocimiento de la atenuación de la energía liberada por un sismo representa un punto importante en la determinación del Peligro Sísmico para una región, el mismo que viene dado por el efecto que sobre el suelo producen los sismos y que puede ser representado por la aceleración, velocidad o desplazamiento del suelo o comúnmente por la intensidad sentida en dicha zona (Udías y Mezcuca, 1986). En general, el parámetro de atenuación depende de la dirección de propagación de las ondas, el cual será más acentuado para algunas direcciones, dependiendo principalmente y entre muchos factores de la morfología de la zona, de la heterogeneidad de los

materiales que conforman el medio de transmisión y de la profundidad del sismo. La intensidad pese a que es una medida cualitativa, dado que describe los efectos producidos por el sismo, representa muy bien este comportamiento.

En la actualidad, analizando los valores de aceleración del suelo en función de la distancia, se puede estimar la atenuación de la energía liberada por un sismo en su recorrido por el medio que rodea a su fuente, la cual representa un parámetro muy importante en los estudios de peligro sísmico de una región, de ahí que se ha producido un importante incremento en el número de acelerógrafos a nivel mundial. En el Perú, aun no se dispone de una red de acelerógrafos de registro constante, por lo que se ve limitada la utilización de este parámetro a la hora de cuantificar la atenuación y el comportamiento del terreno al paso de las ondas sísmicas. No obstante y a pesar de esta limitación, instituciones dedicadas a la investigación sismológica como el Instituto Geofísico del Perú, cuentan con información suficiente para elaborar mapas de intensidad y así, disponer de información útil para el estudio de la atenuación de la

energía liberada por un sismo, siendo este el objetivo de este estudio.

Sin duda, es importante conocer el valor de atenuación para una determinada región, pero esta se vuelve irrelevante cuando depende de la dirección de propagación de las ondas sísmicas. Por lo tanto, si la energía representada como ondas elásticas generadas por un evento sísmico, se propaga desde el foco hacia diferentes direcciones a través de un medio con características elásticas homogéneas, esta energía se atenuará igual en todas las direcciones; es decir, no existe dependencia con la dirección de la propagación. Si la propagación de la energía se realiza en un medio con características elásticas heterogéneas, la atenuación será diferente en todas las direcciones y por lo tanto, esta dependerá de la dirección de propagación, siendo este caso el que más se ajusta a la realidad. Sin embargo, cuando la atenuación de las ondas para algunas direcciones es significativamente mayor, esta toma considerable valor a la hora de evaluar la cantidad de energía que puede afectar a una determinada región. Los mapas de isosistas reflejan la atenuación de la energía, tanto con la distancia como con la dirección, mostrando normalmente tendencias circulares cuando la heterogeneidad del medio no difiere mucho, y en otros casos elipsoidales cuando existe una mayor heterogeneidad, como es el caso de las isosistas de los sismos ocurridos en el Perú y cuyo origen se debe al proceso de subducción. Estimar y comparar el valor de la atenuación para dos direcciones predominantemente bien diferenciadas, representa uno de los objetivos de este estudio.

### **INTENSIDAD**

Una forma de describir el tamaño de un sismo, es por los efectos que este produce en las personas y en el medio que les rodea; es decir, por los daños ocasionados en edificios y estructuras construidas por el hombre o por sus consecuencias sobre el terreno. La intensidad de un sismo en un punto determinado de la superficie de la Tierra, es la fuerza con que se siente en

dicho punto. Sin embargo, este concepto de intensidad no difiere, por tanto, del de intensidad de un campo cualquiera de fuerzas, aunque la forma de medirse sea indirecta (Udias y Mezcuca, 1986). Así mismo, debe entenderse que la intensidad del sismo en un punto cualquiera dependerá de la magnitud del mismo y otros parámetros de la fuente sísmica, tales como: distancia al epicentro, camino seguido por las ondas (medio que rodea la fuente) y lugar de llegada de las mismas (medio que rodea el punto evaluado).

Los efectos que definen los grados de intensidad son:

Efectos o descripciones de como son sentidos y percibidos los sismos por las personas en su medio ambiente

Daños producidos en las construcciones y edificaciones hechas por el hombre, según sus diversos tipos.

Cambios advertidos en la naturaleza

### **Escala De Mercalli Modificada (MM).**

La escala de intensidad de Mercalli Modificada fue propuesta por Harry O. Wood y Frank Newman en el año de 1931 y luego por C. F. Richter en 1956, la cual resulta de una modificación hecha a la escala propuesta por G. Mercalli en 1902. La nomenclatura de esta escala es expresada en números romanos.

La escala de Mercalli Modificada es la más difundida en los países americanos y por lo tanto, es la escala con la que se han elaborado la mayoría de mapas de isosistas de los sismos de Perú, tanto históricos como los recientes.

### **Escala MSK**

En la mayoría de los países de Europa, la escala de intensidad utilizada es la M.S.K propuesta en 1964 por S. V. Medvedev, W. Sponheuer y V. Karnik en colaboración con un grupo de trabajo constituido por la XIII Asamblea General de la U.G.G.I. En esta escala, la nomenclatura se hace en números romanos y también en números arábigos enteros. Esta escala fue creada en Europa y se

caracteriza por identificar los tipos de daños en las estructuras, así como la calidad de las mismas, considerando las estructuras y tipos de materiales propios de Europa. Con la intención de aplicar esta escala en Perú, Ocola (1979 y 1998) le realizó algunas modificaciones respecto a los materiales de construcción y los daños en estructuras propias de Perú dentro de las descripciones en cada grado, con la intención de hacerla más familiar en nuestro medio. Además, incluyó la nomenclatura de signo + ó -, que acompaña al valor numérico. Este signo representa, para el caso del signo “+”, un valor de intensidad mayor que el valor numérico que representa ( $n + \frac{1}{4}$ ), mientras que el signo “-”, representa un valor menor que el valor numérico que representa ( $n - \frac{1}{4}$ ), es decir, desdobló cada grado (n) en tres niveles: n-, n y n+. (Ocola, 1979)

#### ANÁLISIS DE LOS MAPAS DE ISOSISTAS

Los datos utilizados en este estudio corresponden a los mapas de isosistas de los sismos ocurridos en 1940, 1942, 1966, 1970, 1974, 1979, 1993, 1996 y 1999. Los parámetros de estos sismos que son utilizados en este estudio se presentan en la Tabla 1. Así mismo, en la Figura 1 se muestra los mapas de isosistas de todos estos sismos

Estos sismos presentan características semejantes en cuanto a la distribución geométrica de sus isosistas, así como también la proporción entre los radios de percepción paralelos y perpendicular a la línea de costa. En general, la proporción puede ser considerada como 2 a 1.

#### CÁLCULO DE LA RELACION ATENUACION – INTENSIDAD

Según Ambraseys (1985), existe una relación entre la intensidad que provoca un evento sísmico y la distancia hipocentral. En esta relación, el único parámetro incluido que relaciona la energía liberada por el sismo es la magnitud  $M_s$ , la cual se obtiene a partir de las ondas superficiales del evento. La relación de atenuación está definida por:

$$I = B_1 + B_2 (M_s) + B_3(R) + B_4 \text{Log} (R) \quad (1)$$

donde  $B_1, B_2, B_3, B_4$  son coeficientes a ser determinados,  $M_s$  es la magnitud del sismo obtenido a partir de las ondas superficiales,  $R$  es la distancia focal o hipocentral que corresponde al radio epicentral medio  $D_r = (R_f^2 - h_0^2)^{1/2}$  de la isosista  $I$  en Km. y  $h_0$  representa la profundidad focal promedio obtenida a partir de las profundidades de los sismos empleados en este estudio (Km.).

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

EVENTO	FECHA	EPICENTRO		PROF. (KM.)	Ms	REFERENCIA
		LATITUD	LONGITUD			
1	24/05/40	11.22 S	77.79 W	50	8.8	120 KM. AL NW DE LIMA
2	24/08/42	15.20 S	75.30 W	60	8.6	110 KM. AL NW DE NAZCA
3	17/10/66	10.72 S	78.70 W	78	8.0	LIMA
4	31/05/70	9.36 S	78.87 W	64	7.8	CHIMBOTE
5	03/10/74	12.5 S	77.98 W	33	7.8	LIMA
6	16/02/79	16.52 S	72.60 W	41	8.5	AREQUIPA
7	18/04/93	11.75 S	76.62 W	94	5.9	NAZCA
8	12/11/96	14.99 S	75.67 W	33	7.6	ICA
9	03/04/99	16.61 S	72.82 W	92	6.8	18 KM. AL NW DE CAMANA

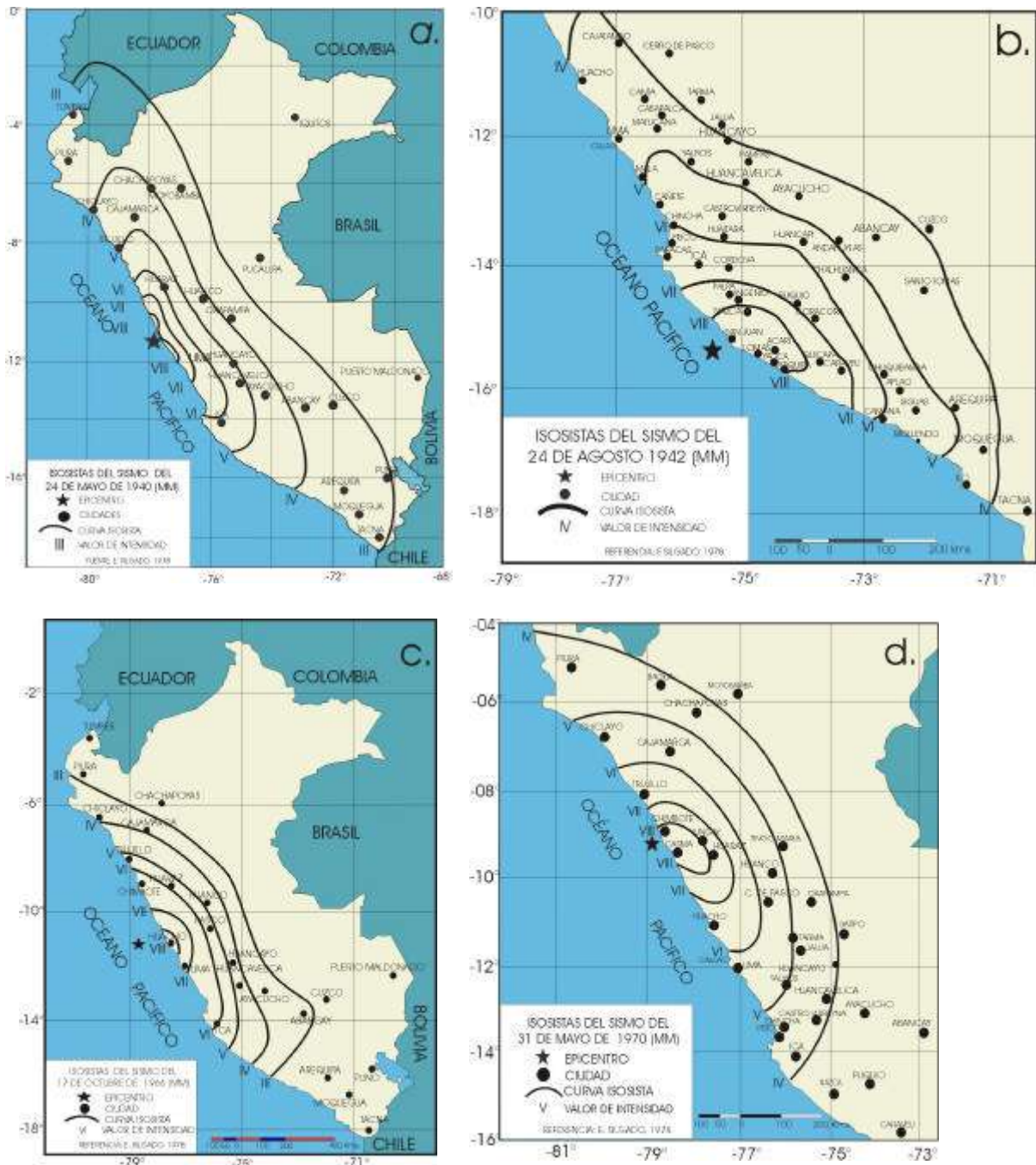


Figura 1. Isoisistas de los diferentes sismos utilizados en este estudio. a) Sismos del 24 de mayo de 1940, b) 24 de agosto de 1942, c) 17 de octubre de 1966, d) 31 de mayo de 1970, f) 16 de febrero de 1979, g) 18 de abril de 1993, h) 12 de noviembre de 1999 e i) 3 de abril de 1999.

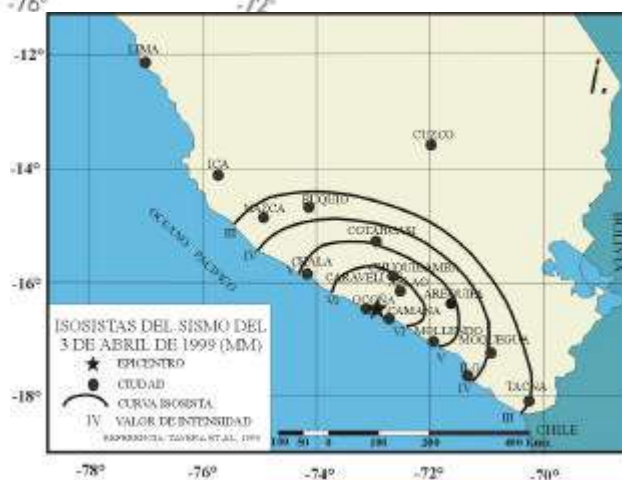
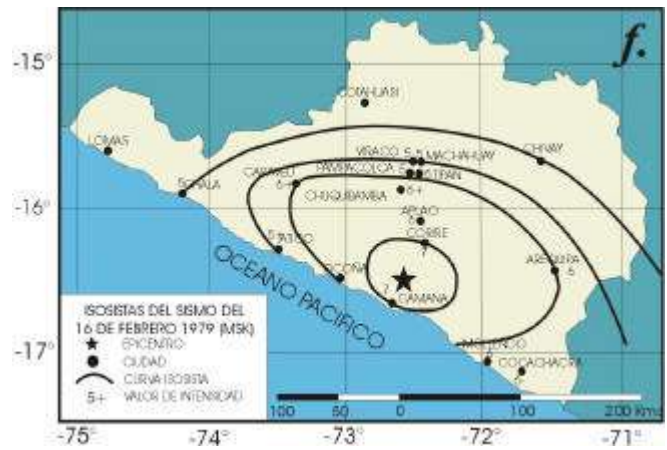


Figura 1. Continuación

## MODELO ELIPSOIDAL

El Modelo Elipsoidal de atenuación de la energía es el que mejor se ajustaría a la geometría descrita por las curvas isosistas de los sismos de subducción ocurridos en el Perú. Entonces, si se considera cada línea de isosista como una elipse (Figura 2), el centro de la misma sería el epicentro del sismo (E) o su prolongación a la costa en los casos en que el epicentro esté ubicado en el mar. El eje mayor de la elipse AA', estaría dado en dirección paralela a la línea de costa y el eje menor BB', en dirección perpendicular. Debido a que la costa de Perú varía en lo que se refiere a su límite costero, se tomara como eje paralelo a la costa una línea que pase por el epicentro del sismo (o la prolongación de este) y que sea lo más paralelo al límite costero en ese punto. Para tal caso y como se muestra evidente, solo se tendrá la mitad de la elipse con referencia al eje mayor (AA'). Esto trae como consecuencia la existencia de dos semiejes en la dirección paralela a la costa (EA y EA') y un solo semieje en la dirección perpendicular (EB'). Considerando lo indicado anteriormente, la metodología seguida en este estudio es como sigue (Figura 2):

En dirección paralela a la línea de costa. Una vez identificado el eje mayor de la elipse, se procede a medir la distancia comprendida entre el epicentro o punto central de la elipse y el punto de intersección entre cada curva isosista con el eje mayor AA' (distancia epicentro – isosista), pero como en esta dirección se va a tener dos valores, debido a los dos sentidos de propagación, estos se promediarán para obtener al final el valor "D<sub>i</sub>", para la curva de la isosista i. Para los casos en que el eje mayor (AA') pase por el mar y no se intercepte con las curvas de las isosistas, se prolonga el punto máximo de elongación de la misma de forma perpendicular al eje mayor (AA') y se toma la medida del punto de intersección hasta el epicentro.

*Para la dirección perpendicular a la línea de costa.* Se procederá de la misma forma que para el caso anterior, con la diferencia de que solo se obtendrá una sola medida y ya no se promediará, siendo este valor definido por "d<sub>i</sub>". Los resultados se muestran en las Tablas 2a y 2b para la dirección paralela a la línea de costa y perpendicular respectivamente.

## RELACION ATENUACION – INTENSIDAD

Partiendo de la relación dada por Ambraseys (1985), se puede generar tantas ecuaciones como curvas isosistas se han evaluado en todos estos sismos haciendo uso de los valores de las Tablas 2a y 2b. A partir de estas ecuaciones se calcula los coeficientes de la relación definida en la ecuación (1), para la cual se recurre a un modelo de regresión lineal para 2 o más variables independientes, la cual se le conoce con el nombre de Modelo de Regresión Lineal Múltiple (Hines y Montgomery, 1993). Los resultados obtenidos para cada dirección son:

Para la dirección AA', paralela a la línea de costa:

$$I = 8.8909 + 1.0742(Ms) - 0.0012(R) - 4.7749(\log R) \pm 0.35 \quad (2)$$

$$\text{donde } R = (D_i^2 - 60^2)^{1/2}$$

Para la dirección BB', hacia el interior del continente:

$$I = 8.9084 + 1.0706(Ms) - 0.0032(R) - 5.1484(\log R) \pm 0.61 \quad (3)$$

$$\text{donde } R = (d_i^2 - 60^2)^{1/2}$$

en ambas relaciones, *I* representa la intensidad teórica calculada, *Ms* magnitud obtenida a partir de las ondas superficiales, *R* la distancia hipocentral correspondiente al radio epicentral d<sub>i</sub> a profundidad promedio de h<sub>0</sub> = 60 Km.





Figura 2. Metodología gráfica seguida en este estudio.

**APLICACION DE LA RELACION DE INTENSIDAD – ATENUACIÓN AL TERREMOTO DE AREQUIPA DEL 23 DE JUNIO DEL 2001.**

Las curvas de atenuación para el sismo del 23 de junio del 2001, tanto para la

dirección paralela a la línea de costa como para la perpendicular a esta, que se obtuvieron a partir de las relaciones de Intensidad – Atenuación propuestas en este estudio se presentan en la Figura 3.



## I. Valdivia

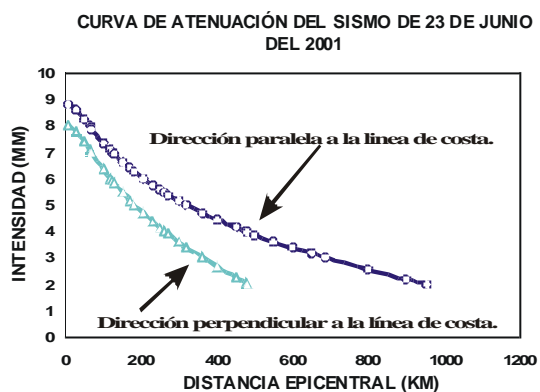


Figura 3. Curvas de atenuación elaborado con las relaciones de Intensidad – Atenuación obtenidas en este estudio.

Para la elaboración del mapa de intensidades teóricas, se toman valores de distancia epicentral arbitrarios para obtener valores de  $R$  haciendo uso del valor de la profundidad focal media empleada en este estudio ( $h_0 = 60$  Km ). Con estos valores de  $R$  y con el valor de la

$M_s$  calculada para el sismo, se calculan valores de intensidad teóricos aplicando las relaciones obtenidas en este estudio. Para graficar las curvas isosistas, primero se trazan los ejes de las elipses paralelo y perpendicular a la línea de costa en el punto del epicentro del sismo o de su prolongación a la costa (E) y se miden sobre los ejes de las elipses las distancias  $D$  y  $d$  en los ejes mayor y menor respectivamente, para los cuales el valor de la intensidad teórico obtenido sea exactamente entero, significando estas distancias los valores de los semiejes de las elipses con centro en E que representan las diferentes curvas de isosistas del sismo. Al graficar las elipses en el mapa, toda la curva que se grafique dentro del continente representan las curvas isosista teóricas del sismo (Figura 4a).

Tabla 2. Radio promedio entre el epicentro – isosista para cada una de las curvas de isosistas de los sismos analizados en el presente estudio. a) dirección paralela a la línea de costa ( $D_i$ ) y b) dirección perpendicular a la línea de costa ( $d_i$ ). “i” representa el grado de intensidad de la curva de la cual se ha tomado el radio.

a.

EVENTO	FECHA	PROF. (KM)	$M_s$	RADIO EPICENTRAL MEDIO " $D_i$ " (KM.)						
				$D_8$	$D_7$	$D_6$	$D_5$	$D_4$	$D_3$	$D_2$
1	24/05/1940	50	8,8	99,29	179,67	302,60	442,08	664,30	1025,99	-
2	24/08/1942	60	8,6	104,2	169,4	248,6	369,4	561,1	-	-
3	17/10/1966	78	8,0	65,84	148,1	356,6	452,7	573,4	732,503	-
4	31/05/1970	64	7,8	65,73	109,5	187,8	302	453,8	-	-
5	03/10/1974	33	7,7	136,9	166,7	208,3	299,6	377	-	-
6	16/02/1979	41	8,3	-	39,68	118,3	231,6	-	-	-
7	18/04/1993	94	6,0	-	-	48,78	115,2	229	340,105	464,8
8	12/11/1996	33	7,5	-	96,97	153,5	250,5	359,6	480,803	600
9	03/04/1999	92	6,9	-	-	94,28	165	244,1	333,33	-

b.

EVENTO	FECHA	PROF. (KM)	$M_s$	RADIO EPICENTRAL MEDIO " $d_i$ " (KM.)						
				$d_8$	$d_7$	$d_6$	$d_5$	$d_4$	$d_3$	$d_2$
1	24/05/1940	50	8,8	23,64	56,74	108,7	179,7	274,2	444,4	-
2	24/08/1942	60	8,6	86,11	122,2	194,4	255,6	361,1	-	-
3	17/10/1966	78	8,0	38,41	93,28	153,6	197,5	263,4	329,2	-
4	31/05/1970	64	7,8	68,86	106,4	150,2	228,5	306,7	-	-
5	03/10/1974	33	7,7	41,67	77,38	97,22	134,9	170,6	-	-
6	16/02/1979	41	8,3	-	34,63	92,35	144,3	-	-	-
7	18/04/1993	94	6,0	-	-	21,68	32,52	70,46	124,7	189,7
8	12/11/1996	33	7,5	-	24,24	101	189,9	262,6	327,3	444,4
9	03/04/1999	92	6,9	-	-	77,44	114,5	158,2	195,3	-

## DISCUSION

La atenuación de la energía liberada por un sismo al propagarse desde el foco sísmico hasta el punto de registro, puede ser representado por los mapas de curvas de isosistas. La distribución de estas curvas en superficie sugiere la presencia de zonas con mayor o menor grado de atenuación, asumiendo esto como la presencia de una determinada estructural o una característica geológica de la zona en particular que posee propiedades que atenúan la energía.

En el caso de los sismos que ocurren en la zona de subducción de Perú, al ser las curvas isosistas aproximadamente elipsoidales, muestran que la presencia de la Cordillera Andina juega un rol importante como atenuante de la energía que se libera en estos sismos, mas aún si se

considera su espesor (~70 Km.) y anchura variable (50 a 250 Km.) (Tavera y Buforn, 1998)

La intensidad en su forma de evaluación no requiere de sofisticados equipos ni de un monitoreo permanente que represente una cuantiosa inversión, lo cual no le resta precisión ni importancia a los resultados, muy por el contrario, estos son de una importancia esencial para los estudios de comportamiento del suelo frente a los movimientos sísmicos de una región y requisito importante para lo que significa la vulnerabilidad de una región frente a la ocurrencia de posteriores eventos sísmicos.

El sismo del 23 de junio del 2001, sirvió como ejemplo para evaluar la relación de Intensidad

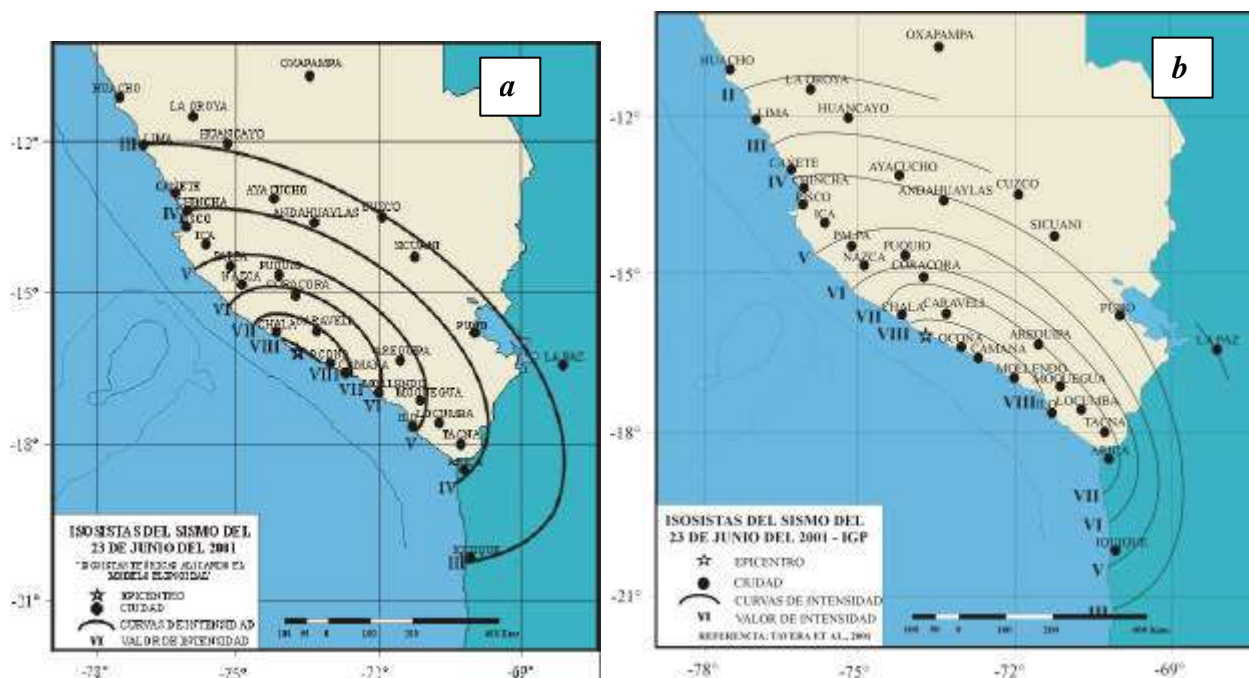


Figura 4. Comparación entre el mapa de intensidades Real y el Teórico. a) mapa de Isosistas Teórico elaborado con la relación Intensidad – Atenuación obtenida en este estudio y b) Mapa de Isosistas elaborado por el CNDG – IGP

- Atenuación obtenida en este estudio. El mapa de Isosistas obtenido en este estudio, comparado con el mapa real elaborado por el Instituto Geofísico del Perú, muestra las

siguientes características: en la dirección NW, la distribución de las isosistas de grado VIII, VII, VI, V y IV del mapa teórico y real son muy semejantes,

variando ligeramente para el grado III. En la dirección NE (perpendicular a la línea de costa), las isosistas de grado VIII, VII, y VI son parcialmente diferentes; mientras que, para los grados V, IV y III son similares. La distribución de isosistas en dirección SE son diferentes para los grados VIII, VII, VI y V, siendo más aproximada para los grados IV y III. Estas diferencias pueden atribuirse a la naturaleza compleja del sismo, el cual desarrolló una extensa área de ruptura de 250 Km. en dirección SE desde el epicentro. Esta característica permitió que el sismo provocara mayores daños en las localidades ubicadas en esa dirección; mientras que para las localidades ubicadas al NW del epicentro los daños y las intensidades son menores.

## CONCLUSIONES

Las conclusiones obtenidas en este estudio son:

La intensidad es un parámetro muy importante para determinar la energía liberada por un sismo.

A fin de explicar la forma elipsoidal de las curvas de isosistas de los sismos ocurridos en la zona de subducción de Perú, se ha propuesto y calculado una relación de atenuación denominada Modelo Elipsoidal.

La diferencia de atenuación en dirección paralela y perpendicular a la línea de costa están en razón de 1 a 2 respectivamente.

Es importante señalar que en la dirección perpendicular a la línea de costa, la Cordillera Andina se comporta como estructura atenuante de la energía sísmica liberada por sismos que ocurren en la zona de subducción de Perú.

El mapa de intensidades teórico para el sismo del 23 de junio del 2001, presenta una disposición de curvas similar al mapa elaborado por el IGP. Sin embargo, en dirección SE las isosistas de grado VIII, VII y VI presentan mayor elongación respecto del teórico, lo cual probablemente sea debido a la

característica del proceso de ruptura del sismo, el mismo que según Tavera et al. (2001) se produjo en dirección SE con la ocurrencia de hasta tres rupturas aleatorias, siendo la tercera la que liberó mayor energía.

## AGRADECIMIENTO

Agradezco al Dr. Hernando Tavera, Director del CNDG – Sismología por darme la oportunidad de realizar mis prácticas pre – profesionales en la dirección a su cargo, así también mi reconocimiento a todo el personal que labora en esta dirección por ofrecerme su amistad y orientación profesional.

## BIBLIOGRAFIA

Ambraseys, N. (1985): Intensity - Attenuation and Magnitude - Intensity relationships for North West European earthquakes. *Earthquake Eng. Struct. Dyn.*, 13, 733 - 778.

Chatelain J.L., Guillier, B., Gueguen, P. y Bondoux, F. (1997): The Mw = 7.7 Nazca (Perú) earthquake, november 12 1996: A repetition of the 1842 event?. *Seism. Res. Lett.* 68, 917 – 922.

Gisescke, A., Ocola, L., Silgado, E. y Giuliani, H. (1980): El terremoto de Lima del 3 de octubre de 1974. Informe Técnico Ceresis / Unesco.

Hines, W. y Montgomery, D. (1993): Probabilidades y Estadística para Ingeniería y Administración. Compañía Editorial Continental S.A. México. Pgs. 563 - 573.

Huaco, P. y Zamudio, Y. (1993): Intensidades sísmicas y otros efectos causados por el sismo del 18 de abril de 1993. Observatorio Sismológico de Camacho – IGP. 10 pp

Ocola, L. (1979b): Distribución de los daños en Arequipa Metropolitana. Simposio sobre el sismo del 16.02.79 y las construcciones de Arequipa. Colegio de Ingenieros del Perú Filial Arequipa. Arequipa.

Silgado, E. (1978): Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú, (1513 – 1974). Instituto Geológico Minero del Perú, Lima. Pgs. 56 - 107.

Tavera, H. y Buforn, E. (1998): Sismicidad y Sismotectónica del Perú. En: A. Udias y E. Buforn (ed.) Sismicidad y Sismotectónica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra, UCM. N° 10, 187 - 198.

Tavera, H., Fernandez, E., Perez – Pacheco, I., Salas, H., Rodriguez, S., Vilcapoma, L., Sanchez, B., Inza A. y Agüero, C. (1999): Terremoto de Arequipa del 3 de abril de 1999 (Mw = 6.6). Centro Nacional de Datos – Sismología I.G.P.

Tavera, H., Buforn, E., Bernal I., Antayhua Y. y Vilcapoma L. (2001): The Arequipa (Peru) Earthquake of June 23, 2001. Journal of Seismology (in press).

Udias, A. y Mezcua, J. (1986): Fundamentos de Geofísica. Editorial Alhambra. Madrid. Pgs. 179 - 183.

Web del Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología del Instituto Geofísico del Perú: <http://cns.igp.gob.pe>



## **ESTIMACIÓN DE $M_w$ A PARTIR DE ISOSISTAS DE INTENSIDAD MAXIMA PARA SISMOS DE SUBDUCCIÓN OCURRIDOS EN PERÚ**

**FREDDY JAVIER CCALLO HUAQUISTO**

*Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica  
Universidad Nacional San Agustín de Arequipa  
freddycch@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 los mapas de intensidad regional de los sismos ocurridos en 1966 (Lima), 1970 (Chimbote), 1974 (Lima), 1979 (Arequipa), 1993 (Lima), 1996 (Nazca), 1999 (Arequipa) y 2001 (Arequipa). En general, estos sismos produjeron como mínimo una  $I_{max} = VIII$  MM, y son utilizados para estimar  $M_w$  a partir de la metodología descrita por Dorbath et al (1990). Este método considera, para el cálculo de  $M_w$ , la torna de la isosista de intensidad VIII MM como un indicador de la longitud máxima de ruptura producida por el sismo. A fin de hacer extensivo este método a sismos que han producido  $I_{max}$  menores a VIII (MM) En este estudio se propone una constante de corrección "K" sobre la longitud del eje mayor de área de replicas (equivalente al eje mayor del área de  $I_{max}$ ) considerando a la relación propuesta por Dorbath et al. (1990). Así, la relación final quedaría expresada como:

$$M_w = 1.62 \log(L/K) + 4.44$$

### **INTRODUCCIÓN**

El borde occidental de América del Sur, es una de las regiones de mayor actividad sísmica en el mundo. En esta región, son frecuentes los sismos de magnitud grande ( $M > 7.0$ ), los mismos que producen enormes daños materiales con cuantiosas pérdidas de vidas humanas. El Perú, forma parte de esta región y su actividad sísmica esta principalmente relacionada con el proceso de subducción de la placa oceánica (Nazca) bajo la placa continental (Sudamericana) a una velocidad del orden de 8-10 cm/año en dirección  $N80^\circ$  (Minster y Jordán, 1978).

Algunos sismos, con origen en el proceso de subducción, como los ocurridos en 1966 (Lima), 1970 (Chimbote), 1974 (Lima), 1979 (Arequipa), 1993 (Lima), 1996 (Nazca), 1999 (Arequipa) y 2001 (Arequipa), han producido en superficie intensidades máximas mayores ó iguales a VI en MM (Mercalli Modificada) y la información obtenida en los mapas de intensidad es utilizado, por algunos autores para el cálculo de otros parámetros sísmicos.

Sin embargo, parámetros como la Magnitud Momento ( $M_w$ ) y de la longitud de ruptura (L) requiere necesariamente de registros sísmicos, tanto del sismo principal como de sus replicas en un buen número de estaciones; por lo tanto, estos parámetros casi nunca han sido obtenidos de manera inmediata. Así, Dorbath et al (1990), analizando mapas de intensidad regional propone una metodología para calcular L en función del eje mayor del área de replicas, el mismo que sería proporcional a la longitud de la isosista de intensidad máxima mayor o igual a VIII en MM.

Conocido L, Dorbath et al (1990) propone utilizar este parámetro para estimar  $M_w$  a partir de una relación empírica para conocer el tamaño de algunos sismos históricos. Sin embargo, cuando se pretende utilizar esta relación para calcular  $M_w$  de sismos que han producido intensidades menores a VIII, los resultados son variables en comparación con el  $M_w$  obtenido por otros autores. El objetivo del presente estudio consiste en proponer un factor de corrección que permita extender las relaciones propuestas por Dorbath et al (1990) para sismos con magnitudes e

intensidades menores, los mismos que son mas frecuentes en el Perú.

## **CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA SISMICIDAD EN PERÚ**

En el margen Occidental de Sudamérica se ha formado la Cordillera de los Andes, la misma que se extiende desde Venezuela hasta el sur de Chile, paralela a la línea de costa (Bernal, 1999). Esta cordillera esta relacionada con la ocurrencia continua de actividad sísmica en la zona de subducción y en el interior del continente como una consecuencia directa de la interacción de dos placas convergentes, la placa Nazca y la Sudamericana. A fin de realizar un mejor análisis de la distribución espacial de los sismos (Figura 1), estos han sido clasificados de acuerdo a la profundidad de sus focos en sismos superficiales ( $h < 60$  km.), intermedios ( $60 < h < 300$  km.) y profundos ( $h > 300$  km.), tal como sugiere Tavera y Buforn (1998)

### **Sismos con foco Superficial ( $h < 60$ Km)**

En la Figura 1 (círculos), se presenta los sismos con foco superficial, los mismos que en mayor numero se ubican de Norte a Sur, entre la fosa y la línea de costa, siendo estos posiblemente asociados al proceso de subducción a profundidades menores a 60 km. En el interior del continente, también existe presencia de sismos superficiales y estos se distribuyen de Norte a Sur, a lo largo de la zona Subandina y en la Alta Cordillera siendo asociados a las deformaciones superficiales asociados a la presencia de importantes sistemas de fallas.

### **Sismos con foco Intermedio ( $60 < h < 300$ km)**

Los sismos con foco intermedio (cuadrados), se distribuyen cerca del litoral costero a partir de los  $8^{\circ}$ S en dirección Sur y sobre la región Subandina de la parte Norte y centro del Perú paralelos a la orientación de la Cordillera Andina. En la región Sur, la distribución espacial de sismos es mucho más densa que en las regiones de Norte y Centro y cubren prácticamente todo el Altiplano (Figura 1).

### **Sismos con foco Profundo ( $h > 300$ km)**

En la Figura 1 se observa que los sismos con foco profundo (triángulos), se distribuyen mayormente en la parte oriental del Perú concentrado en las proximidades del limite con Brasil siguiendo un alineamiento N-S; mientras que, en el limite con Bolivia entre  $13^{\circ}$  y  $15^{\circ}$  S, los sismos se distribuyen de manera dispersa.

A fin de analizar las características de la distribución de los sismos, en función de la profundidad de sus focos, en la Figura 2 se muestra tres perfiles de sismicidad a lo largo de las líneas indicadas en la Figura 1.

## **PARAMETROS ASOCIADOS AL TAMAÑO DE LOS SISMOS**

Los sismos pueden ser medidos en función de la cantidad de energía liberada (Magnitud) y/o mediante el grado de destrucción que ellos causan en superficie (Intensidad). La Magnitud y la Intensidad, son dos medidas diferentes de un sismo, aunque suelen ser frecuentemente confundidas.

### **Magnitud**

El concepto de magnitud fue introducido en 1935 por Charles Richter para medir los sismos locales y así poder estimar la energía que ellos liberaban a fin de ser comparados con otros sismos. Posteriormente, el uso de esta escala se extendió y fue aplicándose a los diferentes sismos que ocurrían en el mundo.

Con la mejora en la calidad del registro de los sismos a cualquier distancia, varias escalas de magnitud han sido introducidas, aunque todas dependen del tipo de onda sísmica que se utiliza para medir el tamaño del sismo, siendo las más comunes las siguientes (Aki, 1979):

- **Magnitud local ( $M_L$ ):**

$$M_L = \text{Log } A(\Delta) - \text{Log } A_0(\Delta)$$

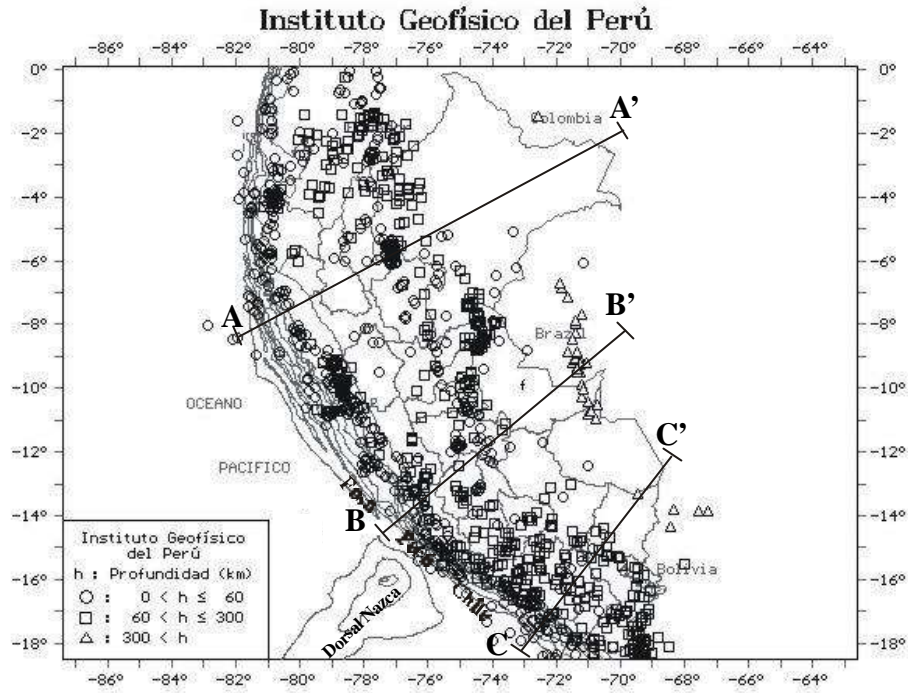


Figura 1. Mapa de distribución espacial de sismos ocurridos en el Perú entre 1960 – 1995 mb 5.0 (Catálogo IGP).  
Sismos superficiales ( $h < 60$  km) círculos, sismos intermedios ( $60 < h < 300$ ) cuadrados y círculos profundos ( $h > 300$ ) triángulos.

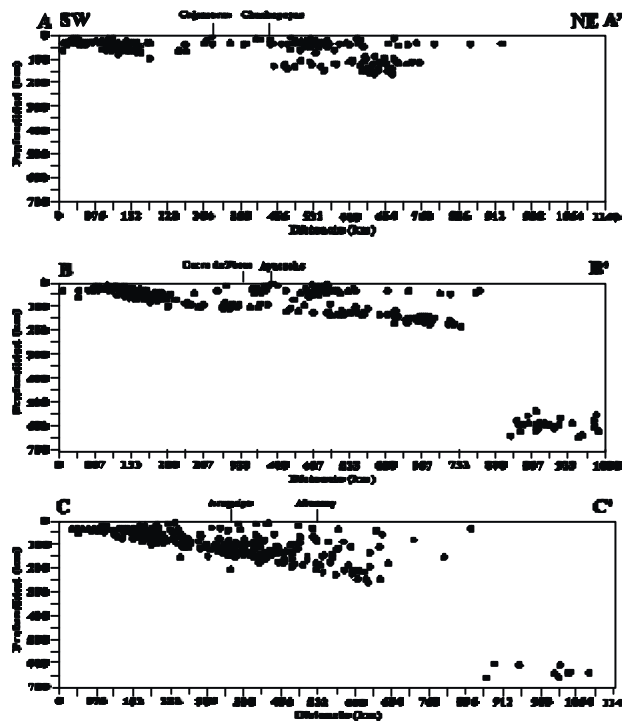


Figura 2. Perfiles verticales de sismicidad para el periodo 1960 – 1995 (mg 5.0) según las líneas AA', BB' y CC' de la Figura 1



- **Magnitud de ondas superficiales ( $M_s$ ):**

$$M_s = \text{Log} (A/T) + 1.66 \text{ Log} \Delta + 3.3$$

- **Magnitud de ondas de volumen ( $m_b$ ):**

$$m_b = \text{Log} (A/T) + Q (\Delta, h)$$

- **Magnitud de duración ( $M_D$ ):**

$$M_D = a + b \text{ Log} d + c \text{ log} D + d \Delta$$

En todas estas ecuaciones, A representa la amplitud máxima;  $A_0$ , la amplitud de referencia inicial; T, el periodo;  $\Delta$ , la distancia epicentral; Q, la atenuación del medio; h, la profundidad del foco; D, la duración del registro del sismo; a, b y c constantes que tienen que ser determinadas para cada estación.

**Magnitud Momento ( $M_w$ )**

El momento sísmico es una medida más consistente del tamaño de un sismo y hoy en día, es el parámetro más importante. Este factor a dado lugar a la definición de una nueva escala denominada magnitud energía (Kanamori, 1977).

$$M_w = (2/3) \text{ Log} (M_0) - 6.0$$

donde,  $M_0$  es el momento sísmico que viene expresado en Nm.

Frecuentemente, el calculo de  $M_w$  es obtenido directamente del Momento Sísmico ( $M_0$ ), el mismo que puede ser relacionado con los parámetros de la falla mediante la relación de Aki (1966),

$$M_0 = \mu \cdot S \cdot D$$

donde,  $\mu$  es el modulo de rigidez, S el área de la falla y D el desplazamiento medio sobre el plano de falla.

**Magnitud Tsunami**

Otra manera de medir la magnitud del sismo, es utilizando la información que describe las características del tsunami ( $M_t$ ). El tsunami es básicamente una secuencia o tren de ondas de agua, que desde su origen, se desplazan en todas direcciones a gran velocidad (entre 400-700 km/h) desarrollándose en las rutas y

mitigándose en las otras, hasta llegar así a las costas en un tiempo que depende de la distancia recorrida y velocidad de propagación.

Según Imamura (1939) e Iida et al.(1967), la magnitud del sismo que produce el tsunami puede ser medido en forma directa si se considera el logaritmo de la altura máxima de ola más una constante.

$$m = \text{Log} H_r$$

donde,  $H_r$  es la altura máxima de la ola cercana a la costa expresada en metros.

Abe et al. (1979), ha determinado una relación estadística de la magnitud ( $M_t$ ) usando la amplitud máxima de la ola del tsunami. En el caso particular, si H es calculado cerca a las costas de Hilo (Hawaii) y la región de la fuente es América del Sur, se tiene:

$$M_t = \text{Log} H + 8.5$$

donde, H es la altura de la ola medida en metros.

En el caso de la costa Occidental de Sudamérica, la escala es aplicable con reserva debiéndose tener muy en cuenta condiciones locales como la variación de la batimetría y topografía de la corteza oceánica. Así, Dorbath et al (1990) propone:

$$M_t = 1.1 \text{ Log} H_r + 7.7$$

donde,  $H_r$ , es la altura de la ola local expresado en metros.

**La Intensidad**

La intensidad permite medir los efectos destructivos que los sismos ocasionan sobre los edificios y estructuras construidas por el hombre en la superficie. Inicialmente, los esfuerzos para determinar el tamaño de un sismo estuvieron basados necesariamente en los efectos del sismo. Así, una de las escalas que integra los daños es conocida como Mercalli Modificada (MM) y consta de 12 grados dados en números romanos (Udias y

Mezcua, 1986). Otra escala frecuentemente usada en Europa es la escala MKS-1964, elaborada por tres sismólogos europeos (Medvedev, Sponhever y Karnik) y que a diferencia de la escala MM, considera los diferentes tipos de daños en las viviendas, tipo de construcción, antigüedad y el tipo de suelo donde se encuentra la vivienda.

### Longitud de Ruptura (L)

La manera más simple y convencional de imaginar un sismo, es considerar que este ocurre en un solo punto y se hace cuando se determina la fuente de origen o hipocentro, a partir de la cual se inicia la propagación de la energía en forma de ondas sísmicas. Sin embargo, al producirse un sismo existe una gran liberación de energía que va a depender de los esfuerzos y de las características físicas del medio. Para sismos pequeños, la longitud de la superficie afectada puede ser casi insignificante, pero en el caso de eventos grandes la longitud puede alcanzar varios kilómetros.

Considerando grandes sismos, es posible establecer que el Momento Sísmico (Mo) y la longitud de la falla (L) obedece a la siguiente relación:

$$M_o = a L^3$$

donde, a es un coeficiente que varía entre  $2 \cdot 10^6$  y  $20 \cdot 10^{16}$  Pa.

Esta relación entre el Mo y el cubo de la longitud de ruptura es conocida como la ley de escala de los sismos. Según esta relación, solamente un parámetro, la longitud de la falla determina las propiedades físicas de los sismos.

En general, esta relación facilita considerablemente la interpretación de los datos de los sismos antiguos y con esta relación es posible estimar el Mo a partir de la longitud de la falla.

### CARACTERÍSTICAS DE ALGUNOS SISMOS IMPORTANTES

El proceso de subducción en el Perú es muy complejo y genera sismos de diferentes tamaños a diversas profundidades. Algunos de los sismos mayores y por ende los más estudiados, son los ocurridos en 1966 (Lima), 1970 (Chimbote), 1974 (Lima), 1979 (Arequipa), 1993 (Lima), 1996 (Nazca), 1999 (Arequipa) y 2001 (Arequipa). Los parámetros hipocentrales de estos sismos, se muestra en la Tabla 1. A continuación, se describe las características más importantes de algunos de estos sismos.

Tabla 1. Parámetros de los eventos sísmicos utilizados en este estudio, mb es la magnitud de onda de cuerpo, Ms la magnitud de ondas de superficie, Mw magnitud de momento, Mo el momento sísmico. La intensidad máxima esta medida en la escala MM (Mercalli - Modificada)

Fecha dd.mm.aa	Hora HH:mm:ss	Latitud (°)	Longitud (°)	Prof. (Km.)	Mb	Ms	Mw	Mo (Nm)	Intensidad (MM)
17/10/66	21:41:58	-10.72	-78.70	37	6.4	8.0	8.1	20.0 E+27	VIII
31/05/70	20:23:32	-9.36	-78.87	64	6.4	7.8	7.9	10.0 E+27	VIII
03/10/74	14:21:34	-12.50	-77.90	21	6.2	7.8	8.1	9.0 E+27	VIII
16/02/79	10:08:54	-16.52	-72.59	41	6.2	6.9	6.9	2.7 E+26	VII
18/04/93	09:16:21	-11.75	-76.62	94	5.8	5.9	6.4	4.2 E+18	VI
12/11/96	21:41:56	-15.30	-76.44	33	6.5	7.5	7.7	4.4 E+20	VII
03/04/99	06:17:17	-16.61	-72.82	93	6.0	6.4	6.6	1.2 E+19	VI
23/06/01	15:33:00	-16.08	-73.77	29	6.9	7.9	8.2	1.8 E+21	VIII

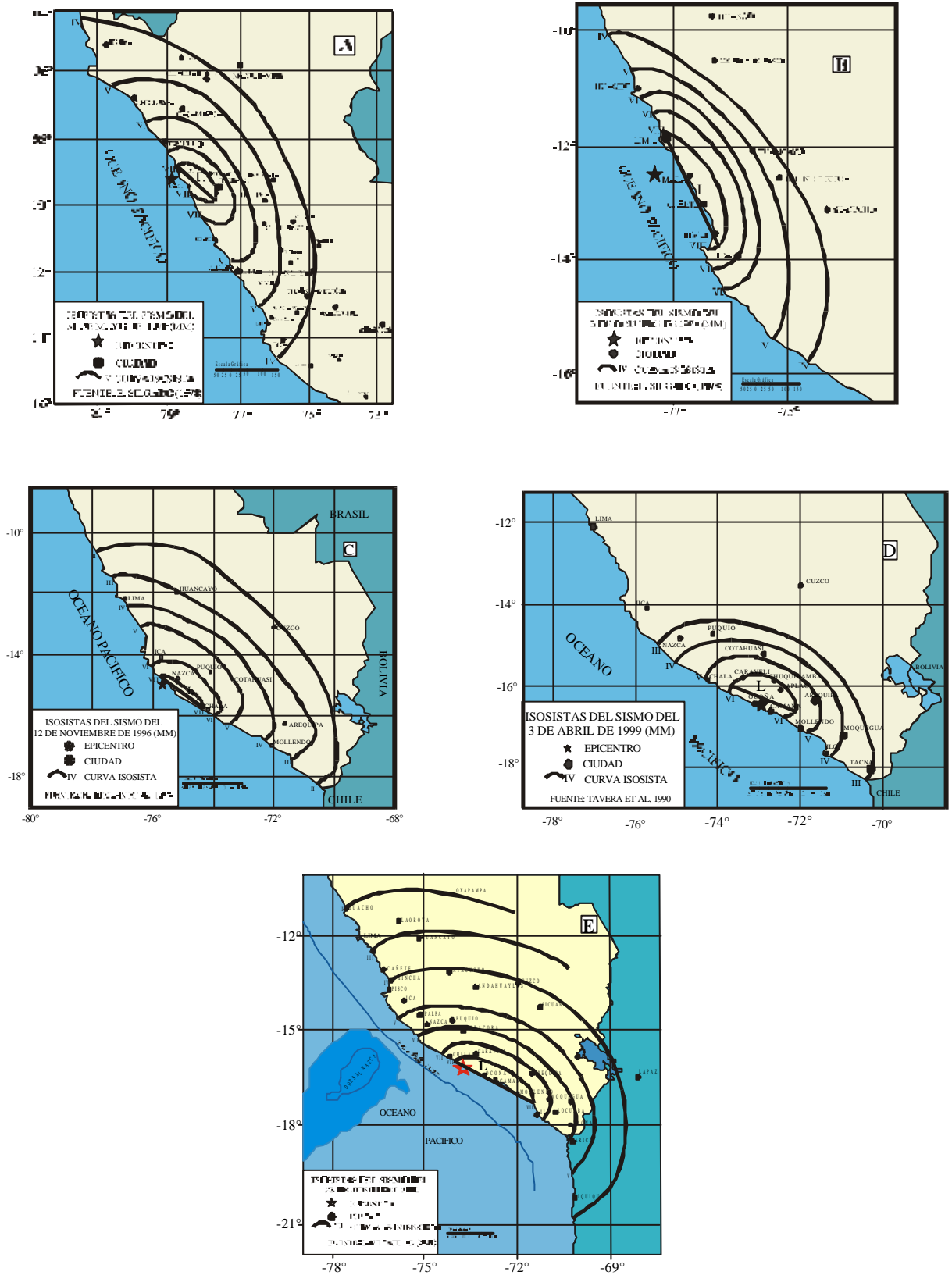


Figura 3. Mapas de Intensidad regional de los sismos utilizados en este estudio.  
 a)Chimbote, 1970; b) Lima, 1974; c) Nazca, 1996; d) Arequipa, 1999 y e) Arequipa, 2001

### **Sismo de Chimbote del 31 de Mayo de 1970**

El 31 de Mayo de 1970 ( $M_b=6.4$ ), ocurrió uno de los sismos más catastróficos en la historia del Perú. Las víctimas fueron de 50 mil personas muertas, 20 mil desaparecidos y 150 mil heridos (informe de la Comisión de Reconstrucción y Rehabilitación de la zona afectada). Este sismo fue sentido a lo largo de las costa Norte y Centro del Perú, siendo las ciudades mas afectadas las de Huaraz, Casma y Chimbote (Ancash), las mismas que soportaron una intensidad máxima de VIII (MM), tal como se observa en la Figura 3a. La percepción del movimiento según las versiones de los pobladores, fue aproximadamente de un minuto, tiempo durante el cual generó desbordes y deslizamientos de grandes masas de tierra a lo largo de todo el departamento de Ancash y en el Sur de La Libertad. A consecuencia de este sismo, se produjo un gran aluvión que arrasó la población de Yungay en el Callejón de Huaylas debido a que la cornisa del Nevado de Huascarán, se desprendió arrastrando piedras, hielo y lodo (Silgado, 1978).

### **Sismo de Lima del 3 de Octubre de 1974**

El 3 de Octubre de 1974 a las 09:21 (hora local), Lima fue sacudida por un sismo de magnitud  $m_b$  6.6 y epicentro ubicado a 90 Km al SW de Lima (Instituto Geofísico del Perú). El sismo ocasionó 78 muertos, 2,500 heridos y pérdidas materiales estimadas en 2,700 millones de soles, según datos del Comité Nacional de Defensa Civil del Perú.

Este sismo tuvo características peculiares, entre las que se destacan la gran duración del movimiento perceptible (más de 90 segundos) y la baja frecuencia que predominó en el movimiento del suelo. Un gran número de réplicas ocurrió en los tres meses siguientes al sismo principal, siendo el más importante el ocurrido el 9 de Noviembre de 1974 con magnitud  $m_b$  de 6.0.

Las áreas afectadas por el sismo se localizaron en todo Lima Metropolitana (Figura 3b). Asimismo, daños en las localidades de Lurín, Chilca, Mala, Imperial, Cañete, Chincha y Pisco, todos situados al Sur de la capital; las mismas que soportaron una intensidad máxima de VIII MM (Silgado, 1978).

### **Sismo de Nazca del 12 de Noviembre de 1996**

El 12 de Noviembre de 1996 ocurrió un sismo de magnitud  $m_b$  6.5y epicentro ubicado frente a la ciudad de Nazca. El área de intensidad máxima de VII MM se localiza entre las localidades de Llauca y Marcona (Ica y Arequipa), tal como se observa en la Figura 3c. A consecuencia de este sismo se produjeron grietas en el terreno y carreteras, además de deslizamientos de tierra en todo el departamento de Ica y Norte de Arequipa. Asimismo, este sismo estuvo acompañado de una serie de 150 réplicas durante las primeras 24 horas (Tavera et al, 1999)

El Sistema de Defensa Civil (INDECI) reportó 17 personas muertas, 1500 heridos y 100,000 damnificados. En cuanto a infraestructura, más de 5,000 viviendas fueron destruidas y 12,000 afectadas. El costo económico de pérdidas fue del orden de 42 millones de dólares.

### **Sismo de Arequipa del 3 de Abril de 1999**

El 3 de Abril de 1999 y cerca de la 1h y 17m (hora local), un sismo de magnitud  $m_b$  6.0 afecto gran parte de la región Sur del Perú con una intensidad máxima de VI MM. Las localidades mas afectadas fueron principalmente Aplao, Caraveli, Chuquibamba y Camana en el departamento de Arequipa (Figura 3d). El sistema de Defensa Civil reportó después de ocurrido el sismo, una persona muerta, 20 heridos y cuantiosas pérdidas materiales.

En la ciudad de Arequipa, los daños principales se localizaron en el centro histórico en donde las iglesias, conventos

y casonas antiguas sufrieron los daños mayores debido a la antigüedad de las mismas (100 años). Asimismo, se reportaron daños en las localidades de Camana, Ocoña, Aplao, Chuquibamba y Caraveli debido a que en su mayoría las viviendas son de infraestructuras precarias (adobe, quincha, estera, material precario).

### Sismo de Arequipa del 23 de Junio del 2001

El 23 de Junio del 2001 y cerca de las 15h y 33m (hora local), un sismo de magnitud mb 6.9 afecto toda la región Sur del Perú incluyendo las ciudades de Arica e Iquique en Chile y La Paz en Bolivia. El epicentro del sismo fue localizado en la región Sur y cerca de la línea de costa, a 82 km al NW de la localidad de Ocoña, Departamento de Arequipa (Instituto Geofísico del Perú). Las localidades mas afectadas fueron La Planchada, Ocoña, Camaná, Mollendo (Arequipa), que soportaron una intensidad de VIII en la escala de Mercalli Modificada, a su vez las localidades de Ilo, Moquegua y Tacna soportaron intensidad de VII, tal como se observa en la Figura 3e. El sistema de Defensa Civil reportó, después de ocurrido el sismo, 83 personas muertas, 66 desaparecidos, 2812 heridos y 219,620 damnificados. En cuanto a infraestructura, mas de 22,215 viviendas fueron destruidas y 37,560 afectadas.

A consecuencia del sismo, se produjeron grietas y deslizamiento de rocas en varios tramos de la carretera Panamericana Sur. Por otro lado, el sismo generó un tsunami frente a la costa de Camana, Ocoña donde las olas tuvieron una altura 4.5m.

### CALCULO DE LA LONGITUD DE RUPTURA

#### Metodología

Para calcular la longitud de ruptura, en el caso de sismos históricos ocurridos en el Perú, Dorbath et al (1990) propone una metodología que permite asociar:

$$\text{Longitud del eje mayor del área de } I_{max} = \text{Longitud del eje mayor del área de ruptura}$$

Tal como se muestra en la Figura 4, esta relación permite estimar la longitud de ruptura (L) y a partir de este es posible calcular de manera practica la Magnitud Momento (Mw).

Para tal objetivo, la base de datos debe considerar mapas de intensidad regional para diferentes sismos ocurridos en Perú y con origen en el proceso de subducción. En el caso de este estudio, se ha considerado los sismos contenidos en la Tabla1.

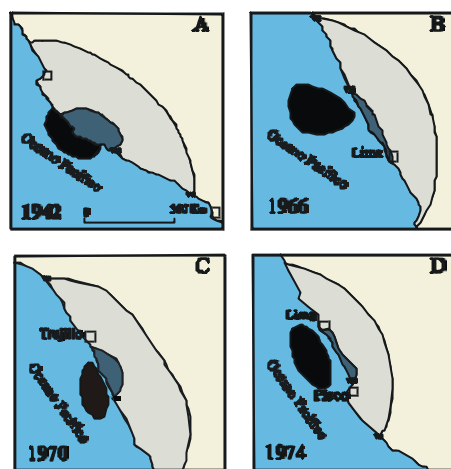


Figura 4. Sismos ocurridos en Perú en 1942, 1966, 1970 y 1974 y comparación entre el área de replicas (en negro) y las isosistas de intensidad VIII (en gris), según la metodología propuesta por Dorbath et al (1990).

#### Procedimiento

La longitud de ruptura es estimada siguiendo el siguiente procedimiento:

- Seleccionar los mapas de intensidad.
- Identificar el área de intensidad máxima para cada uno de los sismos.
- Considerando los mapas de isosistas, se mide la longitud del eje mayor del área elíptica de la curva de mayor intensidad.
- La longitud del eje maximo de la elipse, equivaldría a la longitud de ruptura producida por el sismo.

Así, en la Tabla 2 se muestran los valores obtenidos para la longitud de la isosista de intensidad máxima equivalente a la longitud de ruptura.

Tabla 2. Valores de la Longitud de Ruptura calculadas para cada uno de los sismos considerado en este estudio.

Fecha	L (Km)
17/10/66	124.00
31/05/70	159.52
03/10/74	246.49
16/02/79	85.26
18/04/93	107.48
17/10/96	193.25
03/04/99	170.59

### CALCULO DE LA MAGNITUD MOMENTO

#### Metodología

Para calcular la Magnitud Momento (Mw), Dorbath et. al.(1990) relaciona la longitud de ruptura (L) obtenida a partir del eje máximo de la elipse (área de isosista de intensidad máxima VIII MM), con Mw con la siguiente relación:

$$Mwd = 1.62 \text{ Log } L + 4.44 \quad (1)$$

donde, Mwd es Magnitud Momento y L longitud de ruptura expresada en km.

Utilizando esta relación, en este estudio se procede a calcular Mw para los sismos de la Tabla 1 y los resultados se presentan en la Tabla 3.

Tabla 3. Valores de magnitud e intensidad para sismos analizados en este estudio. Mw=Magnitud Momento calculado por otros autores, Mwd=Magnitud Momento calculado en este estudio, Mt=Magnitud tsunami.

Fecha	Mw	Mwd	Mt	Intensidad
17/10/66	8.1	7.8	8.4	VIII
31/05/70	7.9	8		VIII
03/10/74	8.1	8.3	7.9	VIII
16/02/79	6.9	6.5		VII
18/04/93	6.4	7.7		VI
12/11/96	7.7	8.1	7.9	VII
03/04/99	6.6	8.1		VI
23/06/01	8.4	8.4	8.4	VIII

### Constante de Corrección

De acuerdo a los valores obtenidos para "Mwd" mediante la ecuación (1) en comparación con Mw calculado por otros autores (Tabla 3), se observa una diferencia del orden de 0.5 a 2.1, para aquellos sismos que generaron isosistas con intensidades menores a VIII MM. Analizando detenidamente estas diferencias, se procede a determinar un factor de corrección "K" que permitirá calcular Mw para cualquier valor de intensidad máxima que presente un sismo. De acuerdo a esto, el factor de corrección se aplicara a la longitud de ruptura (L). Para asignar los diferentes valores de K, se analiza la relación entre el epicentro y la curva de I<sub>max</sub>, a partir de la cual se construye una curva en forma de "campana" (Figura 5).

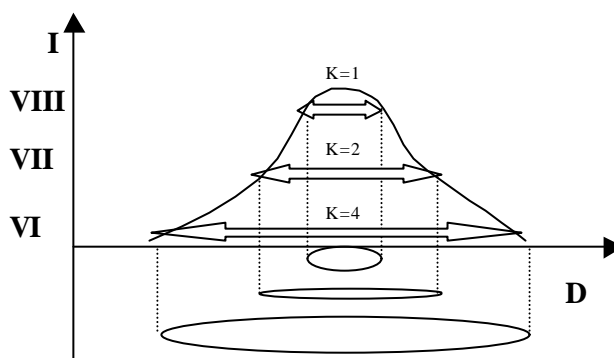


Figura 5. Campana de normalización de las áreas de Intensidad máxima. I es la Intensidad en MM y D la distancia del eje máximo del área de Intensidad.

Esta Figura, muestra que la distancia de la isosista de intensidad VIII es aproximadamente a la mitad de la distancia de la isosista VII y la del grado VII es la mitad del grado VI, así sucesivamente hasta llegar al valor mínimo de la isosista de intensidad. Para darle un valor a K, respecto a la variación de la isosista, se considero que para sismos que generen isosistas de intensidad VIII MM, el factor de corrección es K=1; mientras que, para isosistas de intensidad VII el valor de K es el doble del valor de la isosista de intensidad máxima, osea, K=2. Para el grado VI, el valor de K es 4 y así sucesivamente, tal como se muestra en la Tabla 5. Considerando los valores de K,

la ecuación de Dorbath et al (1990) queda definida del siguiente modo:

$$M_{wc} = 1.62 \log(L/k) + 4.44 \quad (3)$$

donde,  $M_{wc}$  Magnitud Momento,  $L$  longitud de ruptura expresada en metros y  $K$  constante de corrección.

Tabla 4. Valores obtenidos para el "factor de corrección" para el cálculo de  $M_w$ .

Valor de K	Intensidad
1.0	VIII
2.0	VII
4.0	VI
8.0	V
16.0	IV

Dada la ecuación 3, se calcula  $M_{wc}$  para cada uno de los sismos considerados en la Tabla 1. Estos valores, son comparados con los reportados por otros autores, encontrándose diferencias del orden de 0.1 a 0.4 tal como se muestra en la Tabla 5.

Tabla 5. Comparación entre los valores de  $M_w$  obtenidos en estudio y los reportados por otros autores.

**Sismo del 17 de octubre de 1966:**

$M_w = 8.1$  Kanamori et al, (1977)  $L = 120.00$  km.  
 $M_w = 8.1$  Abe et al, (1978)  $L = 180.00$  Km.  
 $M_w = 7.7$  Dorbath et al, (1990)  $L = 100.00$  Km  
 $M_w = 7.8$  Este estudio  $L = 124.00$  Km.  
 Intensidad = VIII

**Sismo del 31 de mayo de 1970:**

$M_w = 7.9$  Kanamori et al, (1977)  $L = 130.00$  Km.  
 $M_w = 7.9$  Dorbath et al, (1990)  $L = 130.00$  Km  
 $M_w = 8.0$  Este estudio  $L = 159.52$  Km  
 Intensidad = VIII

**Sismo de Lima del 03 de octubre de 1974:**

$M_w = 8.1$  Kanamori et al, (1977)  $L = 180.00$  Km  
 $M_w = 7.9$  Abe et al, (1978)  $L = 140.00$  Km.  
 $M_w = 8.3$  Dorbath et al, (1990)  $L = 240.00$  Km  
 $M_w = 8.3$  Este estudio  $L = 246.43$  Km  
 Intensidad = VIII

**Sismo del 16 de febrero de 1979:**

$M_w = 6.9$  CNDG (2001)  $L = 9.18$  Km  
 $M_w = 7.0$  Este estudio  $L = 85.26$  Km  
 Intensidad = VII

**Sismo de Lima 18 de abril de 1993:**

$M_w = 6.4$  Tavera et al, (1999)  $L = 16.21$  Km  
 $M_w = 6.7$  Este estudio  $L = 107.48$  Km  
 Intensidad = VI

**Sismo de Nazca 12 de noviembre de 1996:**

$M_w = 7.7$  Tavera et al, (1999)  $L = 102.88$  Km.  
 $M_w = 7.7$  Este estudio  $L = 193.25$  Km  
 Intensidad = VII

**Sismo de Arequipa 3 de abril de 1999:**

$M_w = 6.6$  Tavera et al, (1999)  $L = 21.54$  Km  
 $M_w = 7.0$  Este estudio  $L = 170.59$   
 Intensidad = VI

**Sismo de Arequipa 23 de junio del 2001:**

$M_w = 8.3$  Tavera et al, (2001)  $L = 268.00$  Km  
 $M_w = 8.4$  NEIC  
 $M_w = 8.4$  Este estudio  $L = 289.23$  Km  
 Intensidad = VIII

**Magnitud Tsunami**

De manera similar, Dorbath et al, (1990) propone una relación para estimar magnitud tsunami ( $M_t$ ) a partir de la altura máxima de la ola del tsunami. Esta relación toma en cuenta las condiciones locales de la costa Occidental de Sudamérica (variación topográfica y barimétrica), y es definida como:

$$(M_t) = 1.1 \log H_r + 7.7 \quad (2)$$

donde,  $H_r$  es la altura de la ola expresada en metros.

Esta relación es utilizada para calcular la Magnitud  $M_t$  para los sismos de 1966, 1974, 1996 y 2001 (Tabla 4) y los resultados se presentan en la Tabla 3.

Tabla 6. Eventos sísmicos que presentaron una altura de ola

Fechas Dd.mm.aa	Altura de la Ola (m)
17/10/66	2.6
03/10/74	1.6
12/11/96	1.9
23/06/01	4.5

## CONCLUSIONES

El análisis preliminar de los mapas de intensidad regional de los sismos de 1996 (Lima), 1970 (Chimbote), 1974 (Lima), 1979 (Arequipa), 1993 (Lima), 1996 (Nazca), 1999 (Arequipa) y 2001 (Arequipa) y la metodología propuesta por Dorbath et al (1990) para calcular L y Mw ha permitido llegar a las siguientes conclusiones:

De acuerdo a la comparación realizada entre las áreas de máxima intensidad y área de ruptura, los resultados obtenidos en este estudio corroboran lo propuesto por Dorbath et al (1990).

Para calcular Mw, según la metodología de Dorbath et al (1990), para sismos con intensidades máximas menores a VIII MM, es necesario considerar un factor de corrección sobre las dimensiones de la curva de I<sub>max</sub>.

El valor del factor de corrección “K” para I<sub>max</sub> < VIII MM se incrementa, a partir de la unidad, en dos veces el valor anterior, permitiendo disminuir el valor de la longitud de ruptura (L) en la relación propuesta por Dorbath et al (1990).

Los resultados obtenidos para Mw considerado para valores I<sub>max</sub> menores a VIII MM, son coherentes con los obtenidos por otros autores.

## AGRADECIMIENTOS

Este estudio, se realiza con el apoyo del INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU, mediante una beca de estudios otorgada al autor, brindando la posibilidad de desarrollarme profesionalmente.

Al Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos (CNDG-SISMOLOGIA), Dr. Hernando Tavera, por el asesoramiento en la elaboración del presente estudio y en los proyectos asignados. Así mismo, al personal que labora en el área del CNDG, por compartir sus conocimientos y experiencias laborales y académicas, también por su amistad y calidad humana brindada al autor.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K. (1979): *Quantitative Seismology. Theory and Methods*, volume 1. Massachusetts Institute of Technology.
- Bernal, I. (1999): Características de la sismicidad en la región sur de Perú. Informe de practica Pre-Profesional CNDG. Instituto Geofísico del Perú. Pgs. 33
- Chatelain, S., Guillier, B., Gueguen, P. y Bandoux, F. (1997): The Mw=7,7 Nazca (Peru) earthquake, November 12, 1996. A repetition of the 1842 event. *Seis. Res.Lett.*, 68, 917-922.
- Dorbath, L., Cisterna, A, y Dorbath, C.: (1990): Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Perú. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 80, No. 3, pgs. 551–576.
- Silgado, E. (1978): Historia de los sismos mas notables ocurridos en el Perú. Instituto Geológico del Perú.
- Tavera, H. y Buforn, E. (1999): Parámetros de la fuente sísmica del sismo de Lima del 18 de abril de 1993. *Sociedad Geológica del Perú*. Vol. 75. Pgs 67-79.
- Tavera, H., Buforn, E. y Pérez-Pacheco, I. (1999): Mecanismo focal del Terremoto de Nazca (Perú) del 12 de noviembre de 1996 (Mw=7,7). *Revista Geofísica*, No. 45. Pgs 143-163.
- Tavera, H. y Buforn, E. (1998): Sismicidad y Sismotectónica del Perú. En Udias y E. Buforn (ed.) *Sismicidad y Sismotectonica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra*, UCM. No 10. Pgs. 187-198.
- Tavera, H., Fernández, E., Pérez-Pacheco, I., Salas, H., Rodríguez, S., Vilcapoma, L., Sánchez, B., Inza, A. y Agüero, C. (1999): Terremoto de Arequipa del 3 de abril de 1999 (Mw=6,6). Centro Nacional de Datos Geofísica – Sismología IGP.



Tavera, H., Salas, Jimenez, C., Antayhua, Y., Millones, J., Bernal, I, Zamudio, Y., Carpio, J., Agüero, C., Pérez-Pacheco, I. Y Rodríguez, S. (2001): Informe preliminar del Terremoto de Arequipa del 23 de junio de 2001. Centro Nacional de Datos Geofísica – Sismología IGP.

Udias, A. y Mezcua, J. (1997): Fundamentos de Sismología. Editorial Alhambra. Madrid.

Web del Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología del Instituto Geofísico del Perú: <http://cns.igp.gob.pe>.

## **ESTUDIO DE LA PRECIPITACION EN EL DEPARTAMENTO DE PUNO PERIODO SETIEMBRE DEL 2000 A MARZO DEL 2001**

**MAGDALENA NORABUENA ESPINOZA**

*Facultad de Ciencias  
Universidad Nacional Agraria la Molina  
magda@chavin.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por : Dra. Yamina Silva,  
Ing. Grace Trasmonte  
Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima (CPNTC)*

### **RESUMEN**

En el presente trabajo se hace una descripción de la circulación atmosférica predominante sobre el continente sudamericano, con el objetivo de determinar las condiciones sinópticas óptimas para la ocurrencia de precipitaciones durante el periodo de lluvias setiembre a marzo. El objetivo principal de este trabajo es encontrar una explicación de las fuertes precipitaciones ocurridas en marzo del 2001, para ello se analizaron también los años frío (1976), cálido (1982/1983) y la climatología basada en los años 1960-1996.

Los resultados preliminares nos han mostrado que en un año frío hay más precipitaciones en el centro y sur del departamento de Puno, la Alta de Bolivia está desplazada al sureste y existe una débil circulación anticiclónica en 500mb desplazada al sureste. Por otro lado, en un año cálido, hay pocas precipitaciones en enero, mientras que en febrero y marzo estas se incrementan ligeramente principalmente en el norte de Puno. En este caso la Alta de Bolivia está desplazada al noroeste, hay una intensa circulación anticiclónica en 500mb. La circulación atmosférica en enero-marzo del 2001 fue similar al de un año frío, se presentó fuertes lluvias mayormente en la parte central y sur de Puno.

### **INTRODUCCION**

La ganadería y la agricultura constituyen una de las principales actividades en el departamento de Puno. Estas actividades dependen casi exclusivamente de las lluvias, ya que predomina su cultivo a "secano". La economía del Altiplano se ve afectada seriamente cuando ocurren fenómenos tales como sequías, inundaciones y frecuente ocurrencia de heladas, por tanto la precipitación es el elemento climático más significativo de la producción agrícola. Frente a este hecho surge el interés de conocer los procesos físicos que caracterizan sinópticamente el periodo de precipitación setiembre a marzo en la sierra sur del Perú; y en particular conocer las causas de las fuertes precipitaciones ocurridas en marzo del 2001. Por ello el objetivo principal de este trabajo es determinar las condiciones sinópticas predominantes durante la

ocurrencia de precipitaciones y proponer una explicación de las precipitaciones ocurridas en marzo del 2001.

### **CIRCULACION ATMOSFERICA SOBRE AMÉRICA DEL SUR**

La fuente principal de energía para los movimientos atmosféricos es la radiación solar, ya que su distribución no es uniforme en el sistema tierra-atmósfera debido a la forma de la tierra y otros factores, esto produce un desbalance energético originando los flujos básicos encargados de la redistribución de energía, especialmente del transporte de vapor de agua de un lugar a otro como parte del ciclo hidrológico. Las masas de aire en su desplazamiento, transportan humedad que se originan principalmente en los mares tropicales y por consiguiente la circulación atmosférica ayuda a la redistribución de

la humedad en las regiones a lo largo de su trayectoria (Calle 1991, 1997).

### **Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT)**

En la zona ecuatorial se produce el encuentro de los vientos del Sureste (SE) y del Noreste (NE) denominados vientos Alisios, dando así origen a una zona de convergencia conocida como Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), donde se genera una fuerte banda convectiva produciendo abundantes precipitaciones. La ZCIT sobre el continente sudamericano alcanza su posición extrema sur a fines de marzo, para luego empezar el movimiento de retorno hacia el norte. Sin embargo, este desplazamiento es muy irregular. Hay épocas en que la ZCIT permanece en el hemisferio norte durante todo el año lo cual origina periodos secos. En otros años, la convergencia atraviesa la línea ecuatorial penetrando el área ecuatorial de la amazonía, produciendo abundantes precipitaciones en esta región. Las masas de aire acumuladas en la ZCIT en niveles bajos de la atmósfera retornan hacia latitudes medias en los niveles altos de la atmósfera descendiendo aproximadamente sobre los trópicos de cáncer y capricornio, donde parte del aire invierte su curso y retorna al ecuador en forma de vientos Alisios, esta circulación meridional es conocida como la Célula de Hadley.

### **Alta de Bolivia (AB)**

Una circulación anticiclónica con núcleo cálido ubicado en la troposfera alta sobre el altiplano, es conocida como la Alta de Bolivia, que predomina durante el verano austral (Schewerdtfeger, 1976) citado por Calle V. et al., 1997. La AB se genera por una combinación del calentamiento sobre los Andes en el Altiplano Boliviano y el calor latente de condensación liberado por la convección en la amazonía. La advección de masas de aire relativamente más húmedas desde el Noroeste y Este originan una fuerte convección sobre la parte occidental de la Hoya Amazónica, seguida de condensación y precipitación liberando gran cantidad calor latente. La

Alta de Bolivia se forma principalmente entre diciembre y enero sobre el Altiplano y pierde intensidad en abril. En enero el eje de la AB se encuentra con una inclinación de Noroeste a Sureste sobre la superficie del Altiplano. En el mes de abril la AB se encuentra desplazada hacia el norte, muy cerca al Ecuador

### **Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS)**

La ZCAS es una importante característica de la circulación de verano en América del sur. La ZCAS es una zona de convergencia ancha y larga orientada de noroeste a sureste en el subtrópico cerca de la costa sur de Brasil, proyectándose hacia el océano Atlántico sur (Figueroa et al., 1995). La ZCAS se puede ver en las imágenes de satélite como una banda blanca y brillante; así como en la radiación de onda larga como una banda de mínima energía.

## **LA PRECIPITACION EN EL PERU**

Gran parte de las lluvias en Perú son originadas por masas de aire con gran contenido de humedad que se desplazan desde el océano Atlántico a través de la Amazonía brasileña. La alta temperatura y gran humedad sobre esta zona y la acción convectiva aumentan aun más el contenido de humedad de las masas de aire.

Entre los factores que condicionan la precipitación en el Perú tenemos: la presencia de los Andes, el anticiclón del Pacífico sur oriental, la corriente de Humboldt y las perturbaciones de la circulación general de la atmósfera (García, 1994).

### **Presencia de los Andes**

El sector peruano de la cordillera de los andes se extiende aproximadamente de norte a sur a través de toda la longitud del país y forma una barrera física del movimiento de las masas de aire caliente y húmedo. Cuando estas masas llegan a esta barrera son lanzadas bruscamente hacia arriba por efecto orográfico perdiendo la

capacidad de sostener la humedad que posee, entonces se produce una intensa precipitación.

### **El Anticiclón del Pacífico Sur Oriental**

Es un sistema de alta presión, en el que los vientos en superficie son relativamente débiles se caracteriza porque el aire descendente, que mantiene la estructura de alta presión, se calienta adiabáticamente manteniendo la subsidencia y limitando la formación de nubes de desarrollo vertical. El centro del anticiclón del pacífico sur esta ubicado aproximadamente a 32° S y 88°W en el mes de Enero y a 24°S y 90°W en el mes de Julio (García,1997).

### **MATERIALES Y METODOS**

El presente trabajo se ha realizado para el departamento de Puno situado entre los 13°00' y 17°08' de latitud Sur y 68°50'W con una altitud entre los 3812 a 4000 m.s.n.m., que abarca una superficie total de 72382.44 m<sup>2</sup>.

La información meteorológica usada corresponde a la precipitación observada en 8 estaciones meteorológicas para el periodo 1960 al 2000 (proporcionados por el IGP) y para el 2001 fueron adquiridos del SENAMHI. La ubicación de las estaciones usadas en el presente trabajo se muestra en la Figura 1. También se usaron datos de precipitación, radiación en onda larga, vientos y altura geopotencial a diferentes niveles en la vertical provenientes del NCEP/NCAR reanálisis (Kalnay et al., 1996); así como precipitación para los meses de enero y marzo del 2001 del NOAA-CIRES debido a que los datos del reanálisis aun no están disponibles.

### **Metodología**

Para cumplir con el primer objetivo se ubicaron las áreas de precipitación en Sudamérica usando los datos del reanálisis. Se analizaron los mapas de altura geopotencial y vientos en los niveles

isobáricos de 850 y 500mb para observar la orientación de los vientos y la topografía (núcleos de levantamiento y ahondamiento). Se generaron líneas de corriente a 500 mb por ser estas más representativas, en ellas se pudo analizar las áreas de difluencia y confluencia. Puesto que las líneas de corriente son paralelas a las alturas geopotenciales se pudo determinar las líneas de cuñas y vaguadas y por último la advección de aire frío y cálido.

En el campo de líneas de corriente de 200 mb. Se pudo determinar las zonas de divergencia y la característica de la Alta de Bolivia. Este análisis se realizó para los periodos de lluvia (setiembre a marzo) considerando como año normal la climatología entre los años 1960 a 1996, exceptuando aquellos años con anomalías extremas de las Temperatura Superficial del Mar (TSM) tanto positiva como negativa. Para seleccionar los años cálidos y fríos nos basamos en la TSM de la región El Niño 1+2. Se utilizó este criterio para seleccionar el año 1976 (año frío)

Para los años 1982 y 2000 se consideró el periodo de setiembre a diciembre, y para los años 1983 y 2001 los periodos comprendidos entre enero a marzo. Luego se comparó el análisis de todos estos periodos con el año normal.

Con los datos de precipitación observada en las estaciones meteorológicas para el departamento de Puno se trazaron isoyetas usando el programa Arc View, para los mismos periodos mencionados en el punto 1. Esto se hizo con la finalidad de comparar los resultados con un año normal y observar la variabilidad de la precipitación en dicho departamento. Usando los análisis sinópticos generados con datos del reanálisis (explicado en el punto 1) se podrá encontrar una forma de explicar las precipitaciones fuertes ocurridas en marzo del 2001.

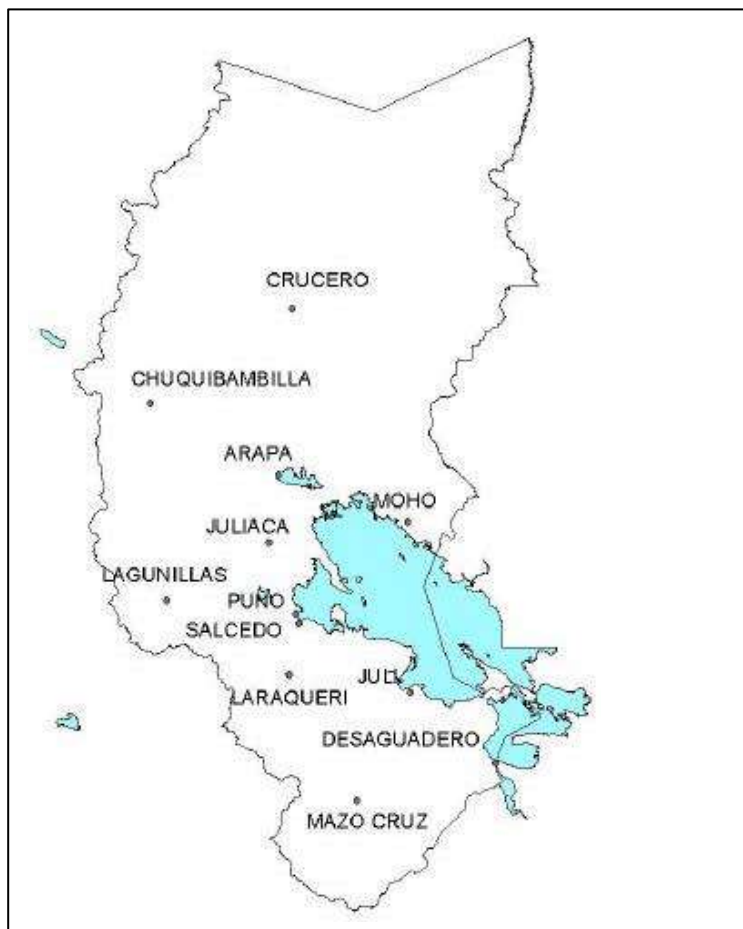


Figura 1: Ubicación de las estaciones meteorológicas en el departamento de Puno.

## ANÁLISIS Y DISCUSIONES

### Análisis para un Año Normal

En setiembre en un año normal se observa en el nivel de 500 mb la presencia de una circulación anticiclónica (CA) cuyo núcleo se encuentra entre 10°S y 60°W (Figura 2a), desplazándose hacia el Suroeste en los meses siguientes, llegando a los 20°S y 70 a 75° W en el mes de enero. En este mes se observa también un área de deformación (asíntota) y una circulación ciclónica al Este de Brasil sobre el océano Atlántico (Figura 2b). La circulación anticiclónica y el área de deformación (circulo punteado en la figura 2b) van a originar una zona de convergencia, la cual esta asociada a la ocurrencia de precipitaciones. En el mes de marzo se observa un ligero desplazamiento hacia el Noreste del centro de la CA impidiendo

que ingresen las masas de aire que vienen del Este (Figura 2c).

La circulación en 200 mb muestra una zona de divergencia al Norte de Brasil en setiembre (Figura 2d), mientras que en enero ya se observa la Alta de Bolivia (AB) bien definida con su centro en 18°S y 65°W aproximadamente (Figura 2e), desplazándose en los meses siguientes hacia el Noreste, llegando a ubicar su centro en los 17°S y 63°W durante el mes de marzo como se muestra en la Figura 2f.

La Radiación de Onda Larga (ROL) nos permite visualizar la mayor nubosidad convectiva en las zonas donde ocurren las precipitaciones, como se puede apreciar en la zona sur del Perú (Figura 2g y 2h, para enero y marzo respectivamente).

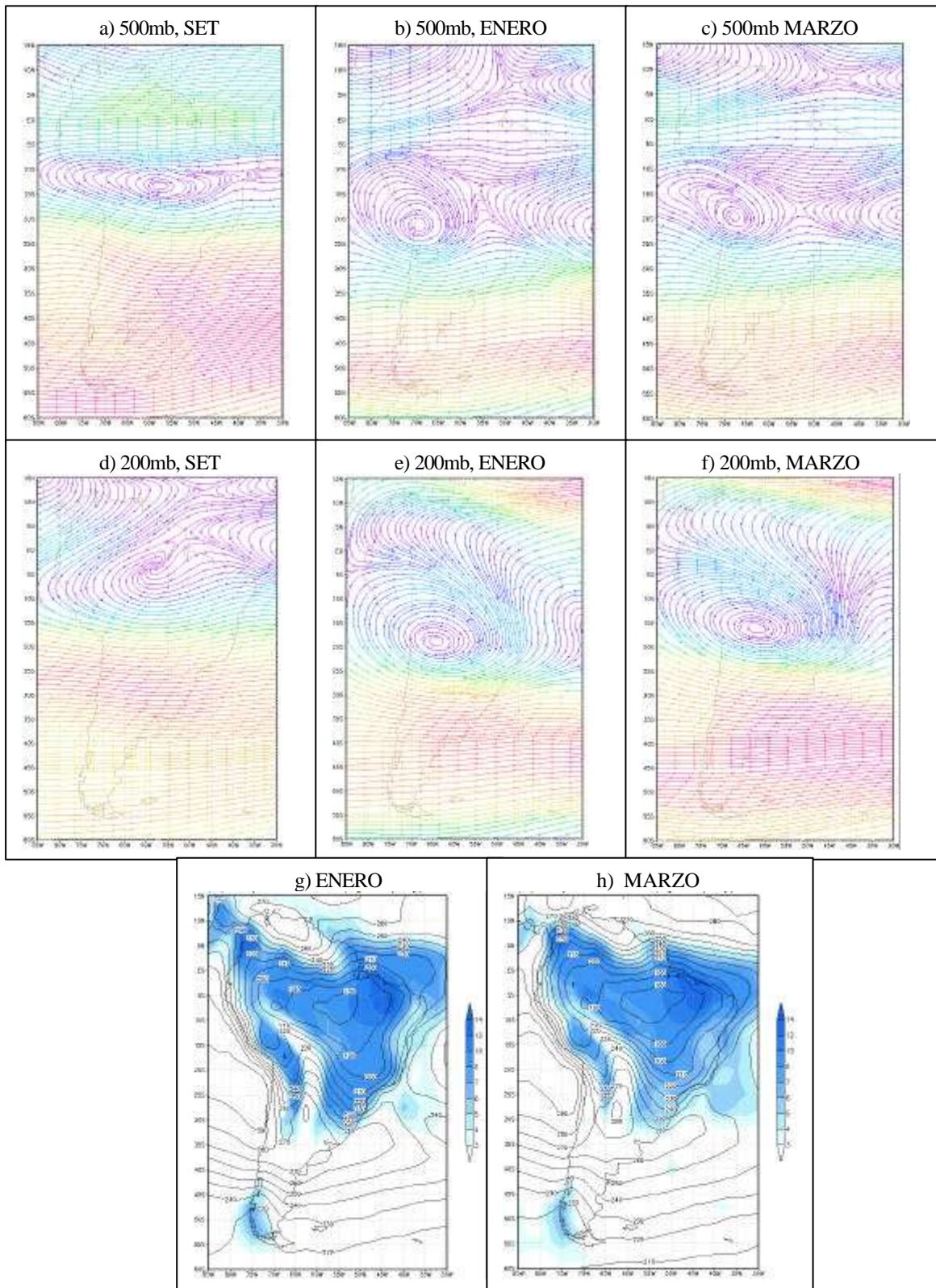


Figura 2: Líneas de Corriente en 500mb (a-c) y 200mb (d-f); precipitación [mm/día] en base a reanálisis (sombreado) y ROL [W/m<sup>2</sup>] (contornos) (g-h) para año normal (1960-1996).

### **Análisis 1976 (Año Frío)**

La configuración de la circulación para los meses de setiembre y octubre de 1976 es semejante al de un año normal en 500 mb, en el mes de noviembre ya se observan dos núcleos anticiclónicos entre las latitudes 5°S a 15°S y un área de deformación (Figura 3a). En enero pierde la configuración de la CA respecto al mes anterior pero se observa una zona convectiva que esta asociada a precipitaciones afectando el Altiplano (Figura 3b), en el mes de marzo se observa nuevamente la CA ubicado a 20°S y 65°W aproximadamente abarcando mayor área lo cual hace posible un descenso de las precipitaciones en la zona sur de Perú. En el nivel de 200 mb en el mes de noviembre se observa una circulación anticiclónica entre 15°S a 10°S por lo que las precipitaciones son semejantes al de un año normal (Figura 3d). En el mes de enero se observa la Alta de Bolivia a 23°S y 63°W aproximadamente abarcando mayor área lo que ha hecho posible las precipitaciones en la zona sur de Perú (Figura 3e). En el mes de marzo en 200 mb la Alta de Bolivia se desplaza al Noroeste con respecto a su posición en un año normal, en estas circunstancias las precipitaciones disminuyen (Figura 3f). En las (Figuras 3g y 3h) en las zonas de mayor gradiente de ROL se observa la presencia de precipitaciones.

### **Análisis 1982 – 1983 (Año Cálido)**

En el mes de setiembre de 1982 el núcleo de la configuración anticiclónica se ubica a 12°S y 74°W y un área de deformación

seguida de una circulación anticiclónica que abarca mayor área en el nivel de 500 mb (Figura 4a). La CA característica se desplaza al Sureste ubicándose a 20°S y 70°W y un área de deformación que dan origen a una zona convectiva, lo que ha hecho posible que las precipitaciones se incrementen hasta el mes de diciembre donde se observa una zona de difluencia que afecta al Altiplano. En enero la zona sur de Perú es encuentra dominada por tres núcleos anticiclónicos y un área de deformación ubicada entre 10° a 20° S de modo que el ingreso de las masas de aire han sido desplazados a otras zonas (Figura 4b). En marzo la circulación anticiclónica se encuentra desplazada al Suroeste afectando la zona del Altiplano impidiendo el ingreso de masas de aire que condicionen precipitaciones (Figura 4c).

En 200 mb se observa una zona de divergencia al norte de Brasil en el mes de setiembre (Figura 4d). Esta circulación anticiclónica es desplazada hacia el Suroeste en los meses siguientes, ubicando aproximadamente a 11°S y 75°W, muy al noroeste de su posición normal para la fecha. En enero (1983) Alta de Bolivia continua al norte (13°S y 65°W) y formado por dos núcleos, es por ello que las precipitaciones disminuyen con respecto al un año normal (Figura 4e). En marzo (1983) la configuración de la Alta de Bolivia esta mejor formada ocupando mayor área y es semejante al año normal donde las precipitaciones disminuyen (Figura 4c).



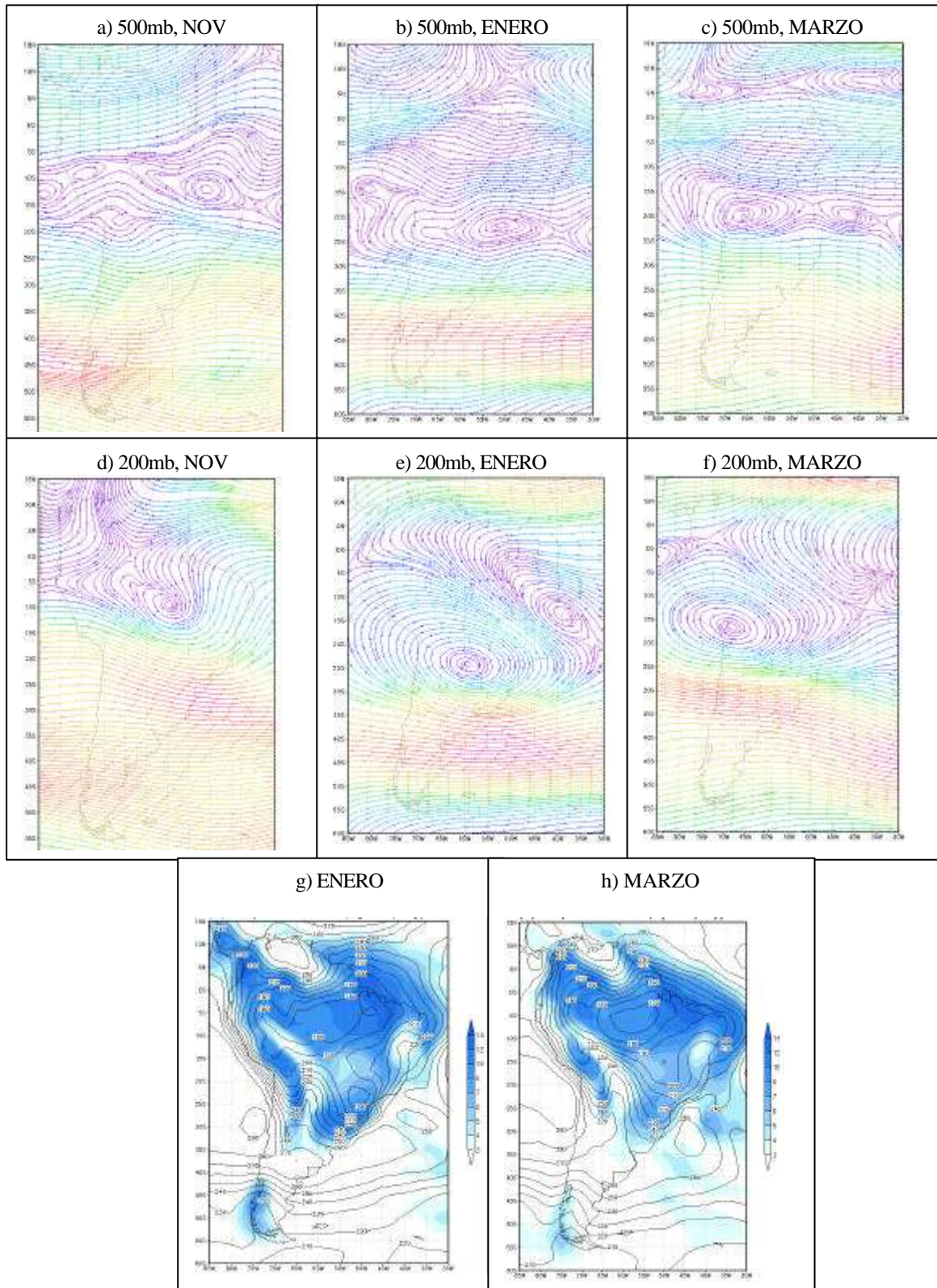


Figura 3: Líneas de Corriente en 500mb (a-c) y 200mb (d-f); precipitación [mm/día] en base a reanálisis (sombreado) y ROL [W/m<sup>2</sup>] (contornos) (g-h) para 1976 (año frío).



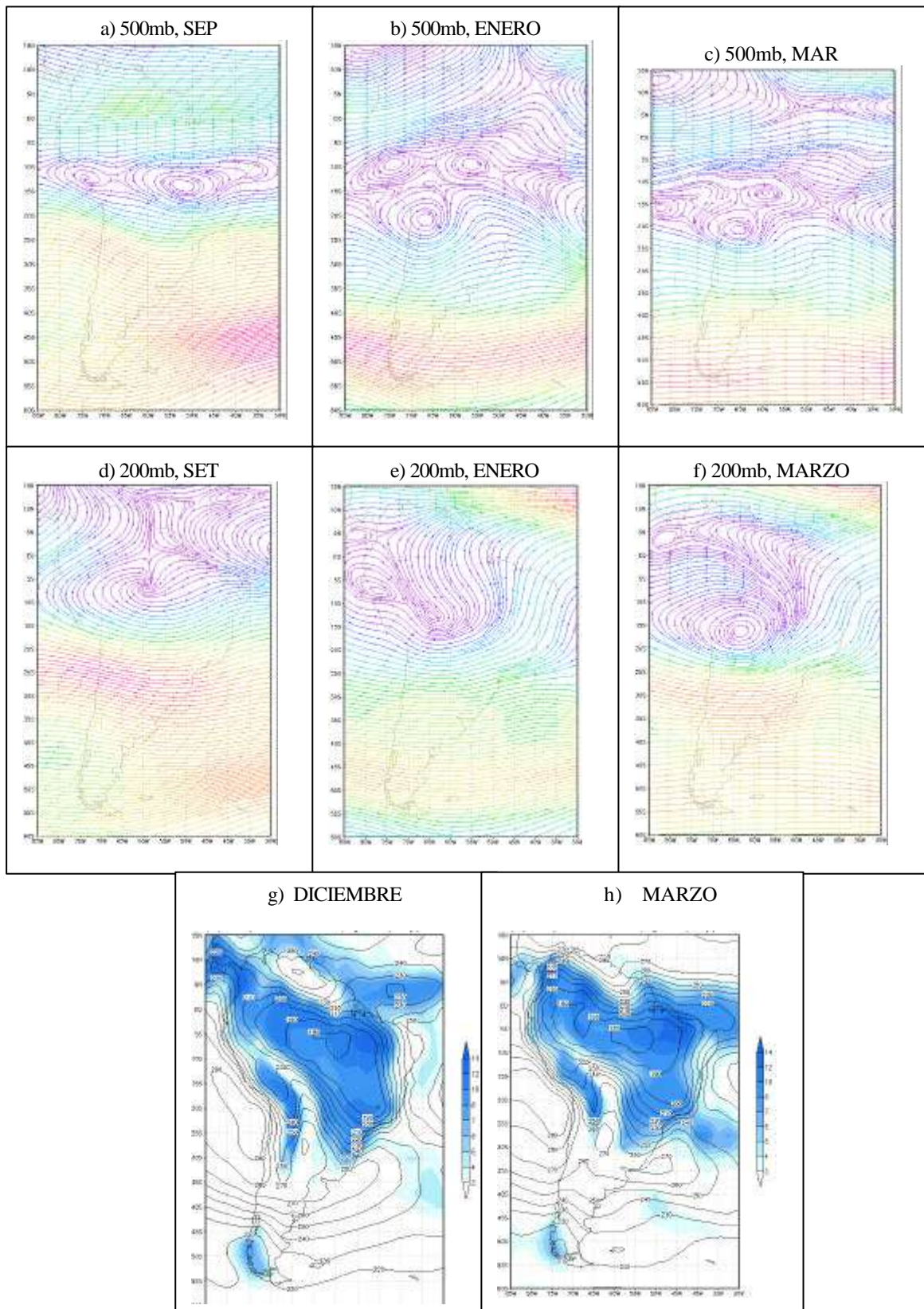


Figura 4: Líneas de Corriente en 500mb (a-c) y 200mb (d-f); precipitación [mm/día] en base a reanálisis (sombreado) y ROL [ $W/m^2$ ] (contornos) (g-h) para setiembre de 1982 y marzo de 1983 (año cálido).

## **Análisis de las Precipitaciones en Puno**

Para un año normal, las máximas precipitaciones en el departamento de Puno ocurren en el mes de enero (Figura 6a), disminuyendo hacia el mes de marzo (Figura 6e).

De los análisis realizados, se ha encontrado que para un año frío (anomalía negativa de la TSM) las mayores precipitaciones están concentradas en el sur y centro del departamento, con núcleos de hasta 320mm (Figura 6b). Estas anomalías se pueden asociar con el desplazamiento de la Alta de Bolivia que para un año frío su núcleo se encuentra aproximadamente a 25°S y 62°W. Normalmente las precipitaciones disminuyen en el mes de marzo (Figura 6e), en un año frío también se observa esta tendencia pero los núcleos de alta precipitación siguen presentando valores sobre lo normal para este mes (Figura 6f).

En un año cálido la precipitación es escasa y dispersa en enero (Figura 6c), mientras que en febrero y marzo estas van incrementándose, concentrándose principalmente en la zona norte (estación de Crucero, Figura 6g), estas precipitaciones han continuado incluso hasta el mes de abril. Estas precipitaciones podría tener relación con la posición del centro de la Alta de Bolivia que se encontraba muy al norte y ligeramente al oeste de su posición normal para la temporada (13°S y 65°W).

En enero del 2001 las precipitaciones han superados sus valores normales en el sur y centro del departamento de Puno (Figura 6d), esto podría estar relacionado con la presencia de una vaguada en 500mb (Figura 5b) y con la Alta de Bolivia que se encontraba desplazada al Sureste (23°S y 60°W). Las precipitaciones continuaron en febrero y marzo, aunque con menor intensidad comparado al mes de enero, pero superando sus valores normales especialmente en el mes de marzo (Figura

6h). Esto se debe posiblemente a una zona de convergencia en el sector del Altiplano observado en el nivel de 500mb y a la Alta de Bolivia, que tuvo una ubicación similar al de un año frío.

## **CONCLUSIONES**

La ocurrencia de precipitaciones en la sierra sur del Perú esta relacionado con una circulación anticiclónica en 500mb. Para un año normal, el centro de esta circulación esta desplazada hacia el Suroeste ubicándose ligeramente al sur de los 20°S y 75°W en el mes de enero, igualmente se tiene a la Alta de Bolivia bien definida con su centro en 18°S y 65°W. En marzo esta circulación se desplaza hacia el Noroeste bloqueando el ingreso de las masas de aire que vienen del Este, inhibiendo la formación de precipitaciones en esta zona.

En el mes de enero de un año frío se observa que las mayores precipitaciones ocurren en la parte central y sur de Puno, esto se podría relacionar al desplazamiento de la circulación anticiclónica hacia el Este (24°S y 50°W), lo cual ayudaría al ingreso de masas de aire del Este formando zonas convectivas sobre el Altiplano peruano. Esta condición también es favorecida por la ubicación de la Alta de Bolivia, que se encuentra desplazada al sur (23°S y 63°W).

En el año cálido, las precipitaciones fueron escasas en enero, esto de debe posiblemente a la presencia de tres núcleos anticiclónicos en 500mb, mientras que la Alta de Bolivia permaneció desplazado hacia el norte (13°S y 65°W). En febrero y marzo hubo un ligero incremento en la precipitación, debido tal vez al desplazamiento de la circulación anticiclónica hacia el noreste y originado sobre el Altiplano una zona de difluencia, además que la Alta de Bolivia se encontraba mejor definida.

Las fuertes precipitaciones ocurridas en marzo del 2001 en el departamento de Puno posiblemente se deban a la presencia de una vaguada, además de la ausencia de

la circulación anticiclónica. Por el efecto de la Alta de Bolivia, que permite el ingreso de masas de aire del Este y Noreste que da origen a la formación de lluvias. En marzo continuaron las precipitaciones aunque en menor intensidad con respecto al mes de enero pero superiores al normal para el mes de marzo. Podría estar relacionado a que la Alta de Bolivia se ubico al Noreste.

En Conclusión, en un año frío hay mas precipitaciones en el centro y sur de Puno; la Alta de Bolivia esta desplazada al sureste; débil circulación anticiclónica en 500mb y desplazada al sureste. En un año cálido, hay pocas precipitaciones en enero, en febrero y marzo se incrementan ligeramente en el norte de Puno; la Alta de Bolivia esta desplazada al noroeste; hay un dominio de circulaciones anticiclónicas a 500mb. La circulación atmosférica en enero- marzo del 2001 fue similar al de un año frío; las lluvias se presentaron mayormente en la parte central y sur de Puno.

#### **AGRADECIMIENTOS**

Mi agradecimiento al Dr. Pablo Lagos, Director del Centro de Predicción Numérica de Tiempo y Clima (CPNTC) por darme la oportunidad de realizar mis practicas pre-profesionales en la dirección a su cargo. También mi reconocimiento y gratitud a la Dra. Yamina Silva y a la Ing. Grace Trasmonte que me han brindado asesoramiento, apoyo y su amistad.

#### **BIBLIOGRAFIA**

Calle, V. (1991): Incurción de un Frente Frío en la Selva Peruana y su efecto en los Cultivos. Tesis para optar el título de Ing. Meteorólogo, UNALM.

Calle, V. y Tongo, A. (1997): Comportamiento de la Alta de Bolivia Asociado al índice de circulación durante el año 1995, Trabajo de Investigación UNALM.

Figueroa, S. Satyamurty, P. y Silva, P. (1995): Simulation of the Summer Circulation over the South American Región with an Eta Coordinate Model, J. of Atmos. Sci., 52, 1573-1584.

Garcia, J.(1997): Circulación Atmosférica Sudamericana. Tesis UNALM.

Garcia, J. (1994): Principios Físicos de climatología, Ed . UNALM.

Kalnay, E. et al., (1996): "The NCEP / NCAR 40-year reanalysis project," Bulletin of the American Meteorological Society.

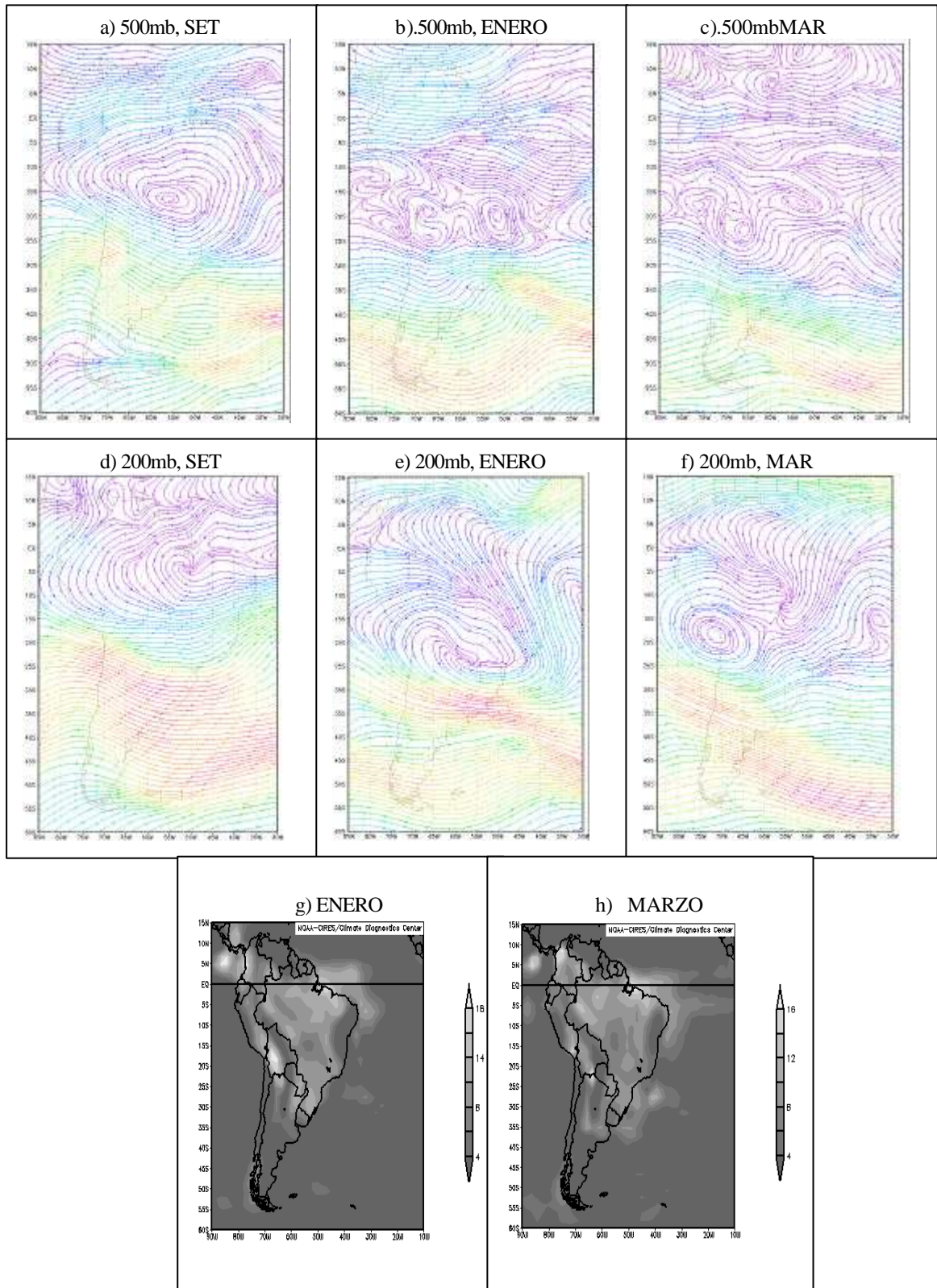


Figura 5: Líneas de Corriente en 500mb (a-c) y 200mb (d-f) para setiembre del 2000, enero y marzo del 2001; precipitación [mm/día] para enero y marzo 2001.



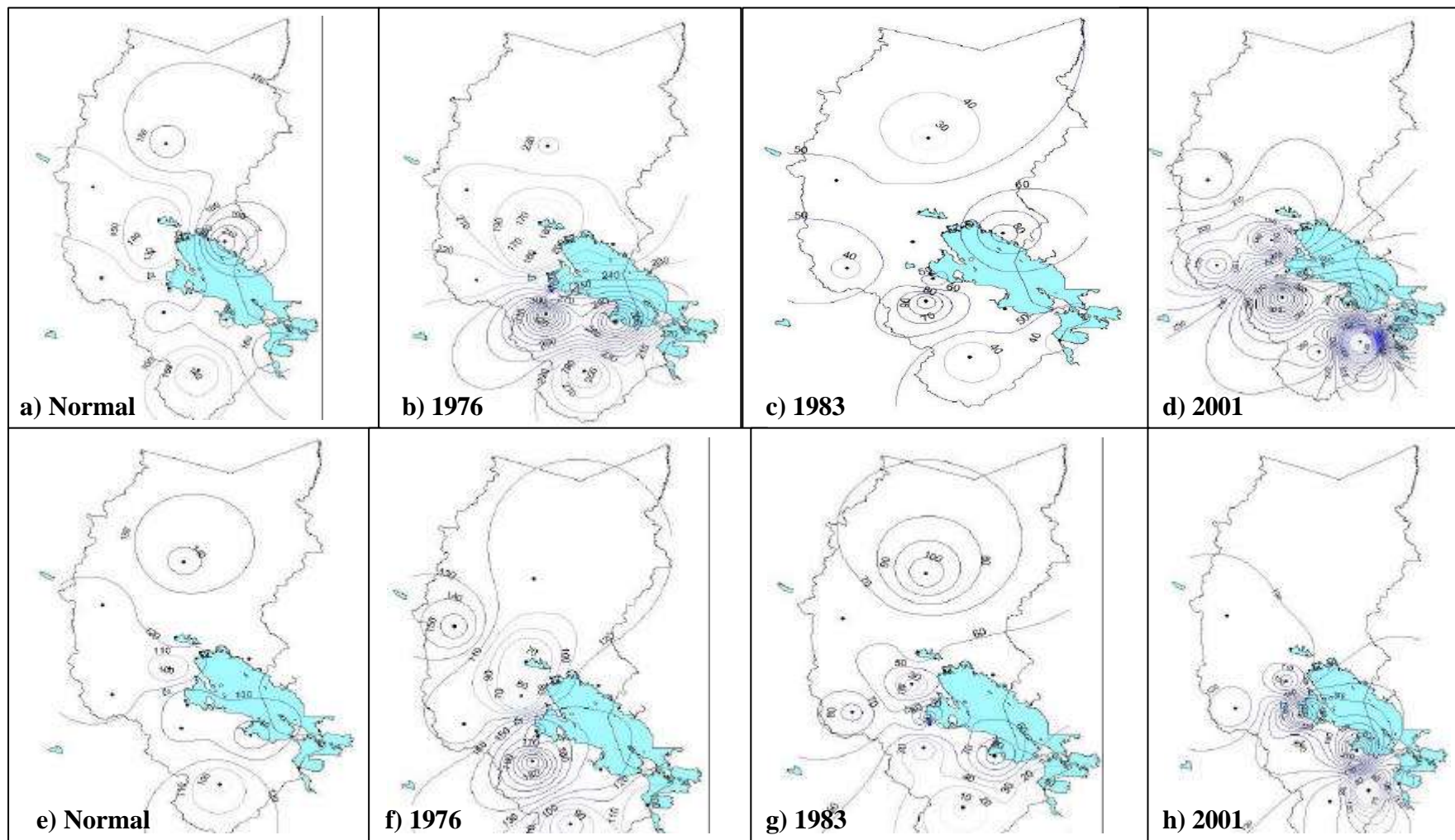


Figura 6. Isoyetas de precipitación mensual para los meses de enero (superiores) y marzo (inferiores), para los años de estudio.

## **INFLUENCIA DE LA ZONA DE CONVERGENCIA DEL ATLANTICO SUR EN LAS PRECIPITACIONES DE LA SELVA DEL PERU**

**RAQUEL OROZCO PORTA**

*Facultad de Ciencias  
Universidad Nacional Agraria la Molina  
raquel@chavin.igp.gob.pe*

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

### **RESUMEN**

Las precipitaciones en la región amazónica del Perú se ven influenciadas por diversos sistemas atmosféricos, como la Alta de Bolivia, líneas de inestabilidad, etc. En este trabajo se analizó la posible influencia de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS) sobre las precipitaciones de la selva peruana, haciendo uso de correlaciones lineales entre las precipitaciones observadas en las estaciones en estudio y las precipitaciones estimadas sobre la base de imágenes satelitales en zonas establecidas, que abarcan la región de la ZCAS. Este sistema tiene una duración entre 3 y 10 días aproximadamente, por ello los cálculos de correlación se hicieron hasta con 4 días de retraso.

En términos generales, los resultados obtenidos en este trabajo nos muestran que las precipitaciones en las estaciones en estudio no solo están influenciadas por la ZCAS sino también por otros sistemas atmosféricos de mesoescala, además de factores locales. Por este motivo, se cree que los valores de coeficientes de correlación no sean altos, considerando como valores significativos los que se encontraban por encima o iguales a 0.5; es importante observar que las correlaciones son positivas, lo que nos indica una relación directa entre esta dos variables. Nuestros resultados nos muestran, en forma estadística, tendencias, es decir, que probablemente precipite en determinada estación, si es que ocurren precipitaciones en determinadas zonas; sin embargo no nos muestran el aspecto físico del evento, pero estadísticamente hay evidencias que existen procesos físicos implicados en este evento. Se necesitaría un estudio más detallado que explique el mecanismo de influencia de la ZCAS sobre las precipitaciones de la selva del Perú, en este trabajo solo se tocan a grandes rasgos este tema.

### **INTRODUCCION**

La precipitación es una de las variables meteorológicas que más afecta las actividades humanas, por este motivo es importante realizar un estudio detallado de los procesos que influyen en el desarrollo de los mismos, a fin de encontrar predictores. La selva norte, central y sur no necesariamente se verán afectadas de la misma manera por los diferentes sistemas atmosféricos o eventos meteorológicos que actúan en esta región, como la Alta de Bolivia, Friaes, advección de humedad, penetración de sistemas frontales, incluyendo la ZCAS.

Para conocer una real influencia de la ZCAS sobre la región amazónica, debemos tener en cuenta los diversos aspectos que caracterizan y determinan el clima en esta región, además de los factores locales.

Nuestro objetivo es establecer el grado de influencia de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur en el mecanismo de formación de las precipitaciones sobre la selva del Perú. De esta manera, la primera parte del trabajo consiste en determinar los días de ocurrencia de la ZCAS, haciendo uso de campos de presión reducida a nivel del mar, altura geopotencial y vientos (análisis de corriente de chorro), radiación en onda larga y precipitación estimada; de esta manera pudimos caracterizar las condiciones de circulación atmosférica durante estos periodos. Luego, haciendo uso de métodos estadísticos, hallamos interacciones entre las precipitaciones observadas en la selva del Perú y las precipitaciones estimadas en la región de la ZCAS, para ello se realizó el cálculo del coeficiente de correlación lineal de Pearson.

## ANTECEDENTES

### Sistemas Atmosféricos que actúan en la Región Amazónica

La convección es un importante mecanismo de calentamiento de la atmósfera tropical; y sus variaciones, en términos de intensidad y posición, juegan un importante papel en la determinación del Tiempo y Clima de esta región (<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliensp10a/16.html>). El periodo de precipitaciones o fuerte actividad convectiva en la región amazónica está comprendido entre los meses de noviembre y marzo, siendo los periodos de escasas precipitaciones entre mayo y setiembre. Se hicieron estudios de las circulaciones de macro y mesoescala que actúan en la amazonía y los procesos dinámicos que organizan y promueven la precipitación en esta zona. Según el artículo del Clima en la Amazonía (<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliensp10a/16.html>) los mecanismos que provocan precipitaciones en la amazonía pueden ser agrupadas en tres tipos: a). Convección diurna resultante del calentamiento de la superficie y condiciones de gran escala favorables; b). Líneas de inestabilidad originadas en la costa norte y noreste del litoral del Atlántico; y c). Aglomerados convectivos de meso y gran escala, asociados con la penetración de sistemas frontales en la región sur y sureste de Brasil que interactúan con la región Amazónica.

La Alta de Bolivia (AB) es una característica de la región Amazónica, se presenta en altos niveles (200 hPa), asociada con la convección en la amazonía. En los meses de verano (mayor precipitación) es cuando la AB se intensifica. Se observa, además, que durante los años de menor precipitación los centros de la AB eran menos intensos (<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliensp10a/16.html>). La convergencia de humedad que viene del Noreste y Este en bajos niveles permiten la mantención de este centro cálido anticiclónico; esta convergencia provoca una fuerte convección, condensación y liberación de

calor latente en la media y alta troposfera (Carvalho y Gandu, 2001).

### Identificación de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur

La ZCAS puede ser identificada en las imágenes satélite como una banda nubosa orientada de noroeste a sureste, extendiéndose desde el sur de la región Amazónica hasta la región central del Atlántico Sur (<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliensp10a/16.html>). También se puede observar por la distribución de Radiación Neta en Onda Larga (ROL), que es la energía emitida por la superficie de la Tierra hacia el espacio exterior y detectada por los satélites meteorológicos. Las regiones de menor ROL corresponden a áreas de mayor precipitación y regiones de mayor ROL corresponden a áreas de menor precipitación.

### Características de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur

Se observan características comunes entre la ZCAS, la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS) y la Zona Frontal de Baiu, llamadas, de una forma general Zonas de Convergencia Subtropical (ZCST) (<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliensp10a/16.html>).

Esas características comunes serían: se extienden hacia el Este, en los subtrópicos, a partir de regiones tropicales específicas de intensa actividad convectiva; se forman a lo largo de chorros subtropicales en niveles altos y al Este de depresiones semiestacionarias; son zonas de convergencia en una capa inferior húmeda, espesa y baroclínica; están localizadas en la frontera de masas de aire tropical húmedo, en regiones con un fuerte grado de humedad en niveles bajos, con generación de inestabilidad convectiva por proceso de advección diferencial.

Aún no están bien definidos los mecanismos que originan y mantienen la ZCAS, pero estudios de observación y numéricos indican que ese sistema sufre influencias tanto de factores remotos como locales. Las influencias remotas, tal como

la convección en la ZCPS, modulan el inicio, duración y localización de la ZCAS (<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliensp10a/16.html>)

Los factores locales son determinantes para la existencia de la ZCAS y estos pueden ser diversos, pero el referente al papel de la convección en la región Amazónica parece haber acuerdo en que esta intensifica la Corriente de Chorro Subtropical (CCST) en niveles altos, en un proceso de conversión local de energía cinética divergente, asociada a la convección tropical, en energía cinética rotacional en las regiones de máximos vientos del Oeste (<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliensp10a/16.htm>) En niveles bajos la convección también contribuye en la intensificación de una depresión bórica denominada Baja del Chaco, que fortalece la convergencia de aire húmedo sobre la región.

Las Zonas de Convergencia Subtropicales solamente aparecen cuando se cumplen dos condiciones de gran escala: en bajos niveles, el flujo de aire caliente y húmedo en dirección a las latitudes altas, al Oeste de la Alta Subtropical del Atlántico Sur (AAS), reforzado por otro flujo del Noroeste que viene de la región amazónica; y una CCST en niveles altos fluyendo en latitudes subtropicales. El flujo en niveles bajos intensifica la convergencia de humedad, y combinado con el CCST, influye en la creación de la inestabilidad convectiva (<http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliensp10a/16.html>).

Otro estudio realizado en relación a la ZCAS es sobre la relación de caudales en Uruguay y la Corriente de Chorro en bajos niveles (Andrew y Mechoso, 2000), donde

nos muestra que las anomalías de caudal son consistentes con una modulación de la intensidad de los vientos de la Corriente de Chorro en bajos niveles (cerca de 60°W), y su implicancia en la anomalías de transporte de humedad desde la Amazonía. Una intensificación de la ZCAS esta asociada con un debilitamiento de la Corriente de Chorro en bajos niveles, por lo tanto el transporte de humedad hacia el Este (Uruguay) se ve disminuido.

## **METODOLOGÍA Y DATOS**

El primer paso consiste en determinar los periodos de ocurrencia de la ZCAS, para ello hicimos uso de campos que nos puedan describir la estructura de la atmósfera durante el desarrollo del evento. Con los datos atmosféricos de análisis proporcionados por el CPTEC (Centro de Previsión del Tiempo y Estudios Climáticos) se obtuvieron campos diarios de presión reducida a nivel del mar, altura geopotencial y vientos a 500mb y 200mb y corriente de chorro a 200mb. Los campos diarios y climatológicos de Radiación en Onda Larga (ROL) se obtuvieron del CDC Interactive Plotting and Analysis Pages del NOAA/CIRES (Páginas de Análisis y Ploteos interactivos del Centro de Diagnostico Climático de la Administración Nacional del Océano y la Atmósfera/Instituto Cooperativo para la Investigación en Ciencias Ambientales) ([http://www.cdc.noaa.gov/PublicData/web\\_tools.html](http://www.cdc.noaa.gov/PublicData/web_tools.html)). Los gráficos diarios de precipitación estimada se obtuvieron a través de las imágenes del Satélite GOES 8 sobre la base de un estudio realizado por Vicente et al. (1998). También hicimos uso de imágenes satélite en el canal visible e infrarrojo, como una herramienta de apoyo.



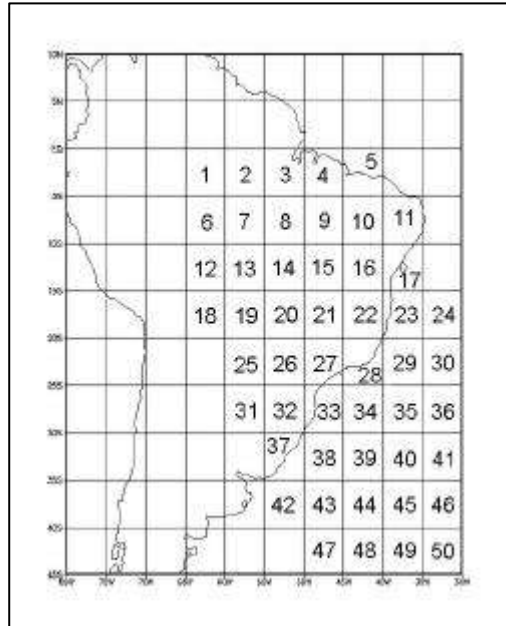


Figura 1. Zonificación de las áreas en estudio.

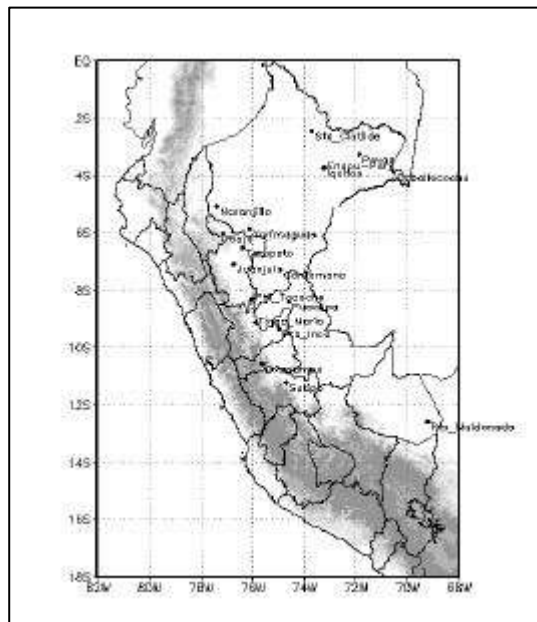


Figura 2. Mapa de ubicación de las estaciones en estudio

El siguiente paso consiste en llevar a cabo las correlaciones lineales, para ello se usaron los valores estimados diarios de precipitación del Satélite GOES 8, promediados en grillas de 5° x 5°, para las zonas que se muestran en la Figura 1; y valores de precipitación observadas en diferentes puntos de la selva peruana, la ubicación de las cuales se muestra en la Figura 2. Para el presente estudio se usaron los datos de 7 estaciones de la Corporación Peruana de Aeropuertos y

Aviación Comercial (CORPAC) y 11 de la red de estaciones del “Proyecto de Mejoramiento de la Capacidad de Pronóstico y Evaluación del Fenómeno El Niño para la Prevención y Mitigación de Desastres en el Perú”. El periodo de estudios consiste entre enero y marzo del 2001.

Para medir el grado de relación que existe entre estas dos variables, se calculó el Coeficiente de Correlación de Pearson (r).

Para conocer el grado de predictibilidad se establecieron retardos (lag) de 1 a 4 días, por tratarse de un evento que tiene entre 3 y 10 días de duración. Se dividió la información en meses (enero, febrero, marzo).

## RESULTADOS

### Determinación de periodos de actividad de la ZCAS

A continuación se muestran algunas figuras para un día donde se observa la actividad de la ZCAS. Estas figuras nos

ayudaran a mostrar algunas características durante la ocurrencia de este evento. El día escogido fue el 3 de enero, uno de los 5 días donde la ZCAS se mostró activa. Pudimos identificar la ZCAS a través de las imágenes de satélite y la ROL (Figuras 3 y 4). Se verifica que la ZCAS se extiende a partir de la amazonía brasileña (región altamente convectiva) y que en su extremo sureste se encuentra en el Atlántico Sur, formando una banda con una inclinación de noroeste a sureste (área punteada).

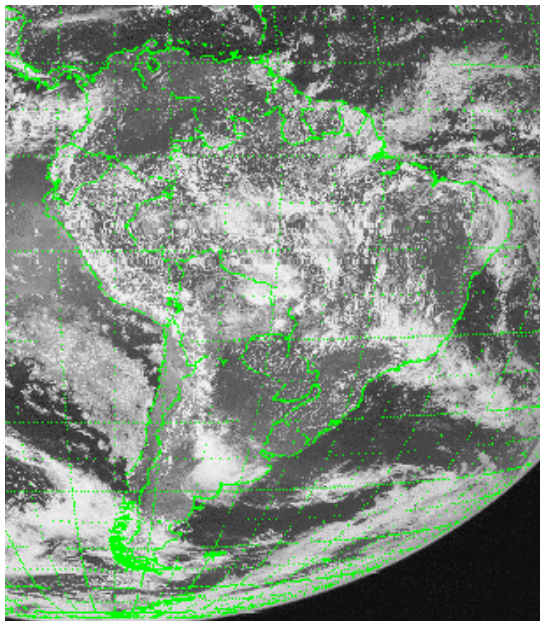


Figura 3. Canal visible, 3 de Enero, 17:45 Z.

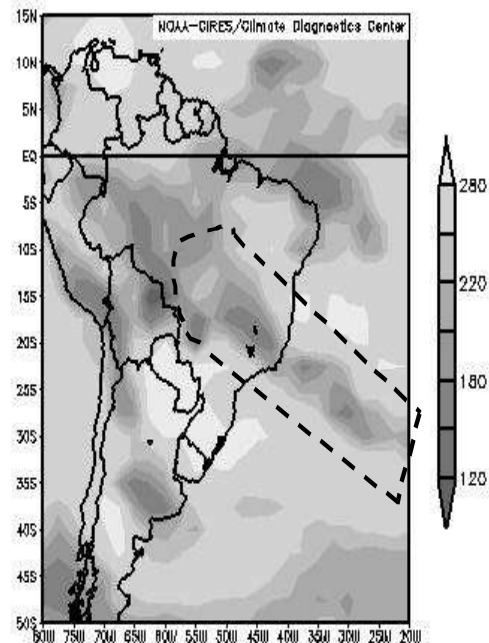


Figura 4. Radiación de Onda Larga ( $W/m^2$ ) 03/01/01

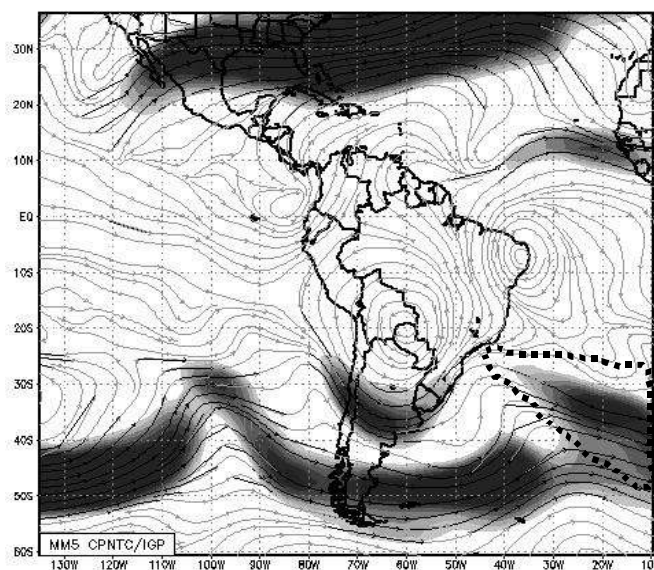


Figura 5. Análisis de viento (nudos) a 200mb 03Enero del 2001

En la Figura 5 se observa la intensificación de la corriente de chorro, que en la región del Atlántico esta en la dirección de la ZCAS(zonas sombreadas, punteadas),

debido a la convección en la región amazónica, lo que genera inestabilidad convectiva.

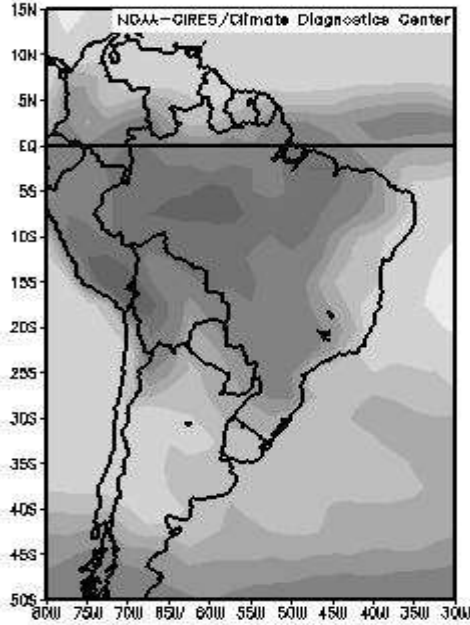


Figura 6. Radiación de Onda Larga Enero – Marzo (2001)

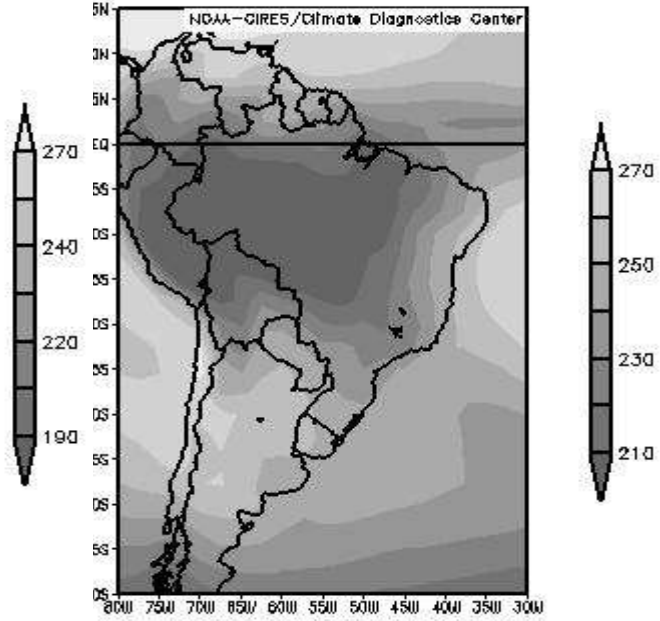


Figura 7. Radiación de Onda Larga Enero – Marzo (1975 – 2000)

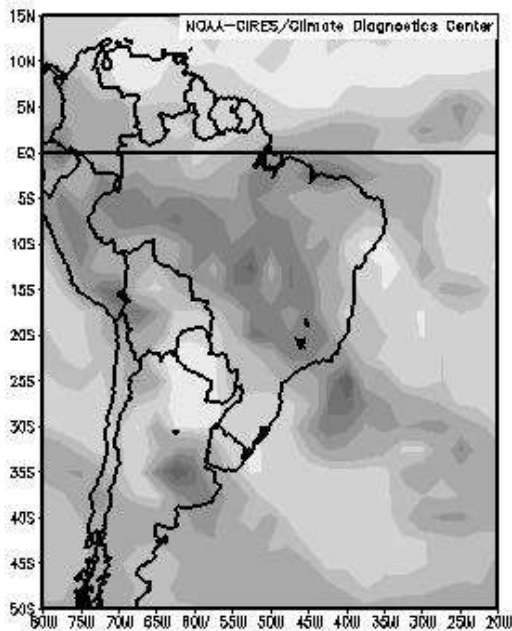


Figura 8. Radiación de Onda Larga ( $W/m^2$ ) 10/03/01

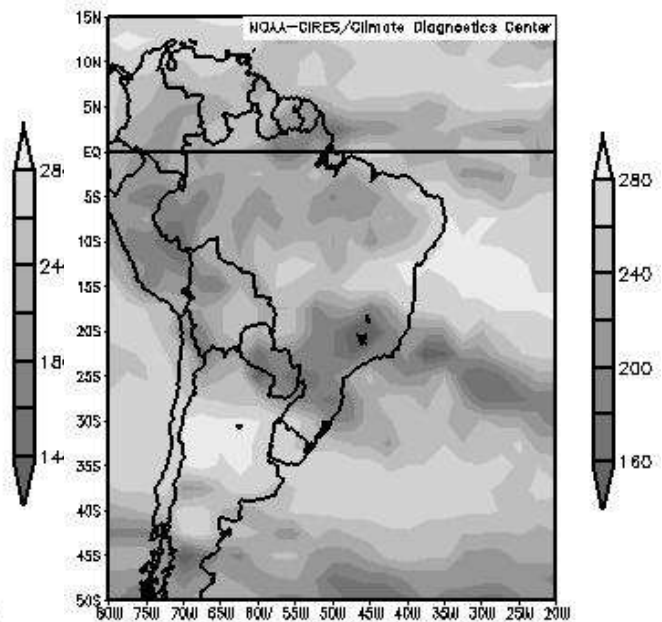


Figura 9. Radiación de Onda Larga ( $W/m^2$ ) 05/02/01

En los meses de estudio, en general la ZCAS se ubicó en una posición normal (Figura 6) con respecto a su localización climatológica (Figura 7). Se ha observado que las áreas de influencia dependen también del grado de inclinación de la ZCAS, es decir, si la ZCAS se encuentra con un mayor grado de inclinación (más meridional) las zonas más influenciadas serían las del norte y centro de la selva peruana (Figura 8), mientras que si se encuentra con un menor grado de inclinación influiría más a la selva central y sur (Figura 9). Si la ZCAS se encuentra más intensa las precipitaciones también se intensifican en la selva, dependiendo de su posición e inclinación considerando los días de retraso, además de la circulación atmosférica y de las barreras que puedan presentarse en su trayectoria (zona andina de Bolivia en el caso de las estaciones que se encuentran al sur).

### **Estudio Estadístico de Correlación Lineal**

Hemos considerado como significativos los valores de correlaciones que son mayores o iguales a 0,5, pues se esperaba que las correlaciones no fueran muy altas debido a que existen otros sistemas atmosféricos que influyen en las

precipitaciones de cada estación, además de los factores locales. Cabe resaltar que los valores considerados significativos son positivos, lo que nos indica una relación directa entre las variables.

En general se observa una buena correlación entre las zonas de la región de la ZCAS y las estaciones en estudio (Tabla 1). Esta tabla nos muestra las correlaciones más significativas obtenidas para los tres meses de estudio y para las zonas 33, 39 y 45 (ver Figura 1). Se aprecian buenas correlaciones (>0.8) especialmente para Yurimaguas y Contamana con 2 y 3 días de retraso respectivamente. Esto se puede observar también en la Figura 9, que corresponde al mes de febrero. En este gráfico se han sombreado las zonas según el índice de correlación, es decir, cuanto más oscura la zona sombreada mayor índice de correlación. Febrero, como puede verse en el gráfico, muestra una mejor correlación en la región de la ZCAS (en algunos casos >0.7), en general con todas las estaciones, debido a que la ZCAS estuvo más activa durante este mes, mientras que en los otros meses se encontraron pocos días con actividad de la ZCAS.

*Tabla 1. Correlaciones de algunas estaciones con zonas más representativas de la ZCAS (Enero, Febrero, Marzo)*

Zonas	33				39			45		
	r	r-1	r-2	r-3	R	r-2	r-3	r	r-2	r-3
Pto Maldonado					0,59	0,56		0,63	0,69	
Pucallpa									0,74	
Tingo Maria	0,56					0,50				
Pto Inca			0,58			0,72				
Pte Tocache						0,50	0,73		0,81	
Naranjillo		0,87								
Rioja	0,79			0,64			0,73			0,76
Contamana						0,83	0,71		0,83	
Yurimaguas							0,84			0,94
Juanjui		0,65	0,72							
Sta Clotilde						0,63			0,64	

De los resultados se ha visto también que las estaciones que tienen buena correlación para un mes determinado no siempre son las mismas, esto se debe posiblemente a que las regiones de la selva se ven influenciadas por la ZCAS dependiendo de su ubicación, grado de inclinación e intensidad, como ya lo mencionamos antes.

Las estaciones de la selva sur peruana presentan características similares entre sí (influenciadas en general por las mismas zonas de la ZCAS), al igual que las del centro y las estaciones ubicadas al centro y este de Loreto. Cabe mencionar que las estaciones que se encuentran en selva alta o muy próximas a la cordillera, no presentan un patrón definido, probablemente porque, además de los factores mencionados, sufren procesos de convección forzada debido a la Cordillera de los Andes.

Se encontró que cuanto más al norte se encuentran las estaciones, estas correlacionan mejor con un mayor tiempo de retraso, como puede verse en la Tabla

2. Esto se ve claramente también en la Figura 10 para Tingo Maria, Pucallpa, Rioja y Yurimaguas (de sur a norte). Observamos también que las estaciones de la selva central presentan buena correlación con las zonas que se encuentran al noreste del Perú (norte de Brasil), debido a que las precipitaciones no solo se ven afectadas por la ZCAS, sino también por la convección en la Amazonía (Tabla 3). Podría ser el caso de Pucallpa que para febrero (Figura 9) muestra correlaciones altas con la amazonía brasileña, esta correlación es simultánea o con un día de retraso.

En general las estaciones que mostraron mejor correlación con las zonas de la región de la ZCAS son las que se encuentran al sur y oeste de Loreto, y al norte de Ucayali (Yurimaguas, Contamana, Pucallpa, Tingo Maria, Pto. Inca, Pte. Tocache y Rioja). Las zonas de la región de la ZCAS que muestran mayor correlación con estas estaciones son: 32, 33, 34, 38, 39, 40, 44 y 45 (Figura 1).

Tabla 2. Correlaciones de algunas estaciones con la zona 38 (Enero, Febrero y Marzo)

	Pto Maldonado	Pto Inca	Yurimaguas	Enapu-Perú
R	<b>0,50</b>	0,22	0,16	0,04
r-1	0,44	0,35	-0,11	0,12
r-2	0,32	<b>0,75</b>	0,44	0,21
r-3	0,18	0,38	<b>0,80</b>	<b>0,75</b>
r-4	-0,03	0,00	<b>0,85</b>	0,12

Tabla 3. Correlaciones de algunas estaciones con las zonas 1 a 11 (Enero, Febrero y Marzo)

Zonas	1		2		5		6		8		9		10		11	
	r	r-1	r	r-1	r	r-1	R	r-1	r	r-1	r	r-1	R	r-1	r	r-1
Pto Maldonado	0,56		0,75		0,62								0,56	0,52	0,72	
Pucallpa	0,69	0,75	0,74	0,82		0,85	0,56	0,52		0,82		0,72	0,70		0,68	0,79
Tingo Maria																0,59
Pto Inca																
Contamana		0,63	0,51	0,76			0,74		0,64		0,51			0,72		0,72
Rioja								0,8					0,72			
Juanjui									0,69							
Tarapoto						0,58										
Enapu				0,57										0,59		0,65
Iquitos																0,77
Sta Clotilde		0,50							0,50		0,50					

## CONCLUSIONES

Se ha encontrado que existe una correlación directa entre las zonas de la ZCAS y las estaciones en estudio. En algunos casos las correlaciones han sido superiores a 0,7. Las estaciones que mostraron mejor correlación con las zonas de la región sureste de la ZCAS son las que se ubican en la selva central y norte del Perú (Yurimaguas, Contamana, Pucallpa, Tingo Maria, Pto. Inca, Pte. Tocache y Rioja). Estas correlaciones son más significativas con 2 y 3 días de retraso, ya que las zonas de la ZCAS se encuentran lejos de las estaciones en estudio.

Las mejores correlaciones se han encontrado para el mes febrero, posiblemente esto se deba a que en este mes hubo mayor actividad de las ZCAS. También se ha podido observar altas correlaciones simultáneas o con un día de retraso entre las estaciones de la selva central y norte y la región amazónica al norte de Brasil, esto nos indica que las precipitaciones en la selva están también relacionadas con los sistemas convectivos de la amazonía o bien forman parte de ella.

Es importante mencionar que las áreas de influencia dependen de la posición, grado de inclinación e intensidad de la ZCAS, considerando los días de retraso. Cuanto más al norte se encuentran las estaciones, estas correlacionan mejor con un mayor tiempo de retraso. Las estaciones del sur presentan características similares entre sí (influenciadas en general por las mismas zonas), al igual que las del centro, y las estaciones ubicadas al centro y este de Loreto; mientras que, las estaciones que se encuentran en selva alta o muy próximas a la cordillera, no presentan un patrón definido, debido probablemente a la influencia de los Andes.

## AGRADECIMIENTOS

Por el esfuerzo que realiza en el desarrollo de la investigación científica, agradezco al Instituto Geofísico del Perú. Al Director

del Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima (CPNTC), Dr. Pablo Lagos, por brindarme la oportunidad de realizar mis prácticas preprofesionales, y por compartir sus conocimientos y experiencia. A la Dra. Yamina Silva por el asesoramiento en este trabajo y a todo el personal del CPNTC que me brindó su apoyo.

## BIBLIOGRAFÍA

Andrew, W. y Mechoso, C.: (2000): Interannual and Interdecadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Dep. Atm. Sci., U. of California*, Los Angeles, California, 38 pp.

Carvalho, R. y Gandu, A. (2001): Zona de Convergencia do Atlântico Sul. *Dep. Ciências Atmosféricas, Inst. Astronômico y Físico, U. Paulo*. <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliEsp10a/16.html>

Figueroa, S., Satyamurty, P. y Silva, P. (1995): Simulations of the Summer Circulation over the South American Region with an Eta Coordinate Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 52, N° 10, 1573-1584.

Fisch, E., Marengo, D. y Nobre, C. (2001): Cima da Amazonia. *Centro Técnico Aeroespacial, Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC)*. <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliEsp10a/16.html>

Kodama, Y. (1999): Roles of the Atmospheric Heat Sources in Maintaining the Subtropical Convergence Zones: An Aqua-Planet GCM Study. *Jour. Atm. Sci.*, Vol. 56, N°23, 4032 – 4049.

Satyamurty, P., Nobre, C. y Silva P. (1999): Meteorology of the Southern Hemisphere. *Meteorological Monographs*, Vol. 27, N° 49, 119-139.

Vicente G., Scotfield R. y Menzel W. (1998): The operational GOES infrared rainfall estimation technique. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 1883 – 1898.



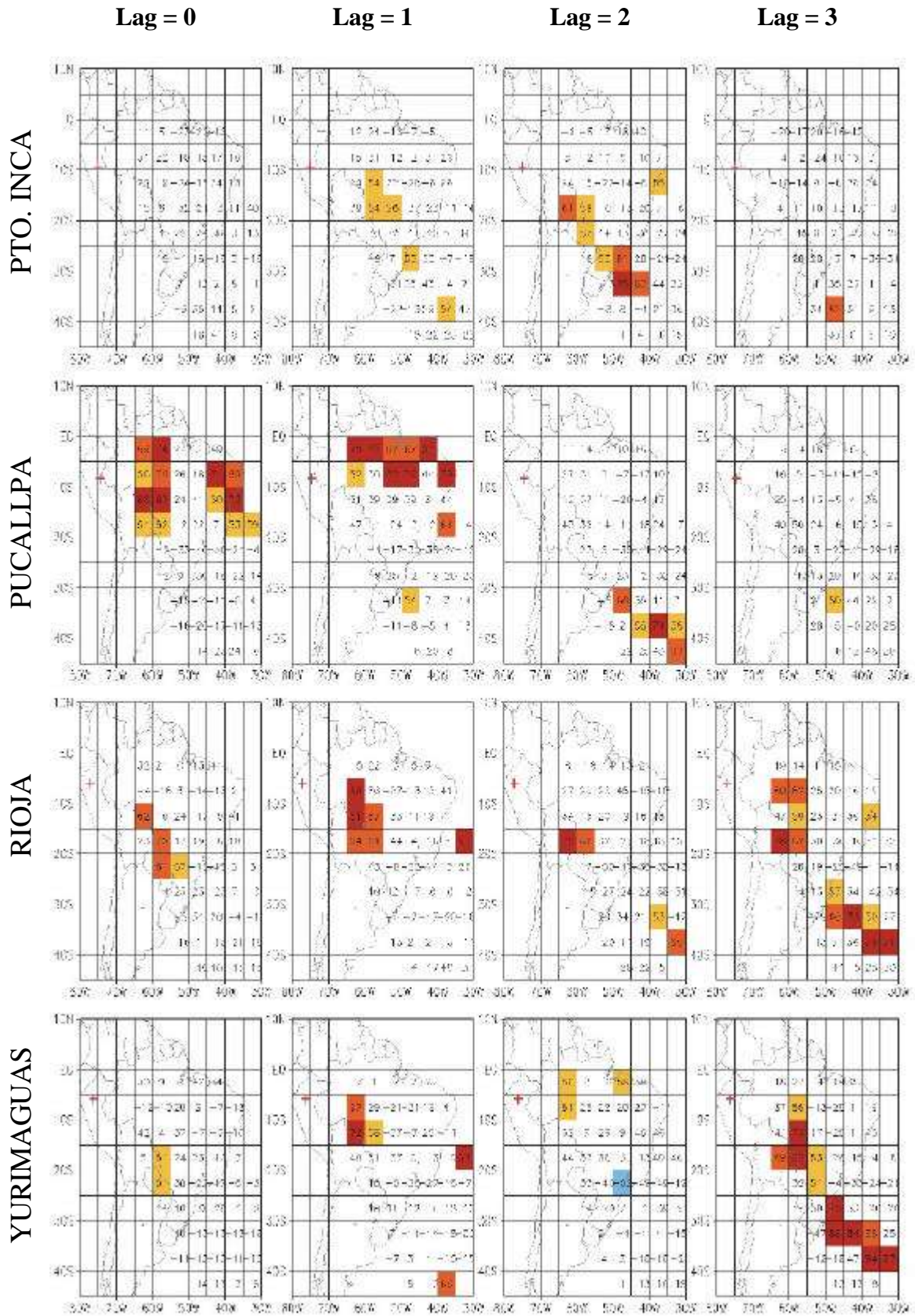


Figura 9. Correlaciones lineales (x100) entre las precipitaciones observadas para algunas estaciones de la selva del Perú con las precipitaciones estimadas de las zonas en estudio – Febrero

## **EVALUACIÓN DEL ESQUEMA DE RADIACION DE ONDA LARGA USADO EN EL MODELO CPTEC/COLA**

**BERLIN AVELES SEGURA CURI**

*Facultad de Ciencias Físicas  
Universidad Nacional Mayor de San Marcos  
berlin@chavin.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Dr. Pablo Lagos  
Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima*

### **RESUMEN**

En el presente trabajo se hace un estudio de los procesos de radiación que son parametrizados en el modelo atmosférico CPTEC/COLA. Se hace énfasis en la radiación de onda larga, se calcula los flujos radiativos, así como la razón de calentamiento, usando el código de radiación en corridas cero dimensionales. Como corrida de control se efectúa una corrida con la Atmósfera Tropical Estándar.

Además se presentan algunos resultados preliminares de los cálculos realizados con datos de radiosondeo para la estación de Rondonia en Brasil (09°S/65°W); se efectúan pruebas cero dimensionales (simulación con las rutinas que parametrizan la radiación en el modelo CPTEC/COLA pero aislados del modelo evitando incluir fuentes de no linealidad) con la atmósfera estándar en diferentes niveles de presión en la altura. También se usaron datos de análisis de AVN de la estructura vertical de la atmósfera para la ciudad de Iquitos (03°S/73°W) y datos de radiosondeo para la misma ciudad.

Los resultados obtenidos sobre los flujos radiativos y la razón de calentamiento se compararon utilizando los datos de análisis de AVN y los datos del radiosondeo, son similares. Estos resultados indican que el vapor de agua es el mayor contribuyente para el enfriamiento de onda larga en la tropósfera, mientras que el ozono contribuye en menor grado. Es importante que los datos de entrada de radiosondeo o de análisis de AVN sean de buena calidad, principalmente la del vapor de agua. También es necesario que el modelo de Radiación cuente con un mayor número posible de niveles en altura ya que al disminuir los niveles se generan errores.

### **INTRODUCCIÓN**

La parametrización de los procesos físicos en los modelos numéricos del Tiempo y Clima constituye uno de los temas más importantes, y entre ellas se encuentra la parametrización de Radiación de Onda Corta y Radiación de Onda Larga (ROL). Para que los modelos atmosféricos puedan resolver los fenómenos meteorológicos que en ella ocurren, es necesario que los procesos físicos estén bien representados, para ello se debe realizar un estudio de cada uno de estos procesos independientemente y luego incorporar en el modelo.

En el presente trabajo, se hace primero una descripción de los procesos de transferencia radiativa en la atmósfera, luego una descripción de la parametrización de radiación en el modelo de circulación general de la atmósfera

CPTEC/COLA, se presentan algunos resultados preliminares obtenidos con el programa que calcula ROL en condición de cielo claro, este programa es un módulo del modelo CPTEC/COLA.

El objetivo del presente trabajo fue evaluar el esquema de Parametrización de radiación de onda larga del modelo CPTEC/COLA LWRAD aislado del modelo, evitando así incluir fuentes de no-linealidad. Calcular los flujos radiativos tanto en el tope de la atmósfera como en la superficie, así como también la razón de calentamiento.

Debido a la carencia de una buena red de sondeos en el Perú se decidió utilizar los datos de análisis de AVN para suministrar perfiles de temperatura y densidad de vapor de agua en diferentes puntos del Perú. Pudimos observar que al comparar los perfiles obtenidos con los datos de



AVN y un sondeo realizado en la ciudad de Iquitos, los datos de AVN consiguen obtener valores bastante próximos a los obtenidos con el sondeo. En este trabajo presentamos un caso de estudio en el cual comparamos los resultados obtenidos al introducir en el modelo CPTEC/COLA los perfiles de una atmósfera patrón, sondeo y datos de análisis de AVN.

### RADIACION ATMOSFERICA

La Tierra de manera similar a otros planetas, recibe del sol virtualmente toda su energía en forma de radiación electromagnética. El calor total contenido en el planeta no varía significativamente con el tiempo, indicando un justo balance entre la radiación solar absorbida y la radiación termal emitida (Goody y Yung, 1989)

### Balance Radiativo

La irradiancia a una distancia media solar, llamada constante solar es igual a  $1368 \text{ W/m}^2$ , dando un flujo promedio de energía solar por unidad de área en la superficie de la Tierra igual a  $342 \text{ W/m}^2$  (el factor 4 en este cálculo es la razón del área superficial por la sección transversal de una esfera). De esta energía: el 31.28% es dispersada y reflejada al espacio ( $107 \text{ w/m}^2$ , de los cuales:  $77 \text{ W/m}^2$  es reflejada por las nubes, los aerosoles y la atmósfera y el  $30 \text{ w/m}^2$  por la superficie). Solo el 49.12% es absorbida por la superficie de la Tierra ( $168 \text{ w/m}^2$ ) y el 19.6% por la atmósfera ( $67 \text{ w/m}^2$ ) (ver Figura 1).

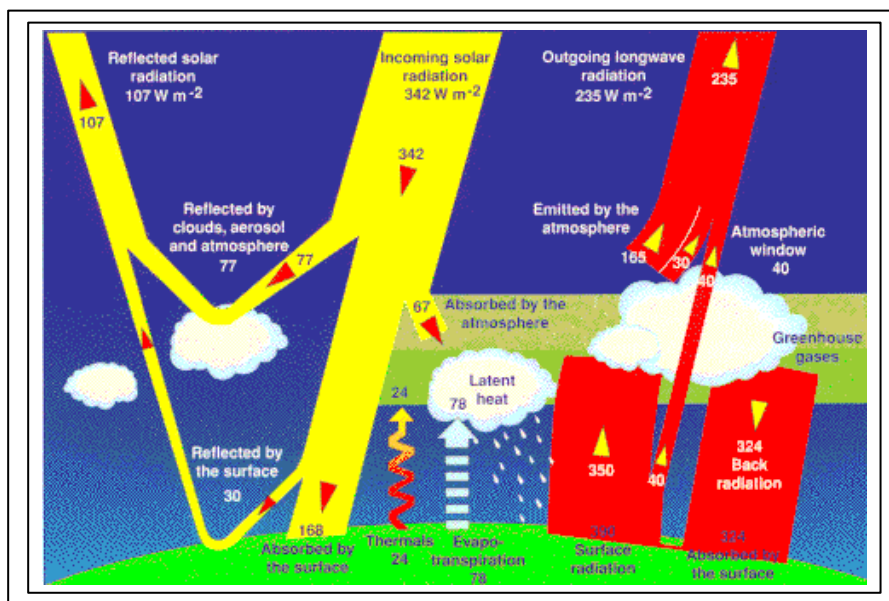


Figura 1: Balance radiativo (según Kiehl and Trenberth)

### Radiación de Onda Larga (ROL)

Llamada también radiación termal o radiación infrarroja debido a que su espectro corresponde al rango infrarrojo (4 -  $100 \mu\text{m}$ ). Es emitido por la Tierra, la atmósfera y las nubes.

### Radiación de Onda Corta

Llamada también radiación solar, es emitida por el sol y su rango en el espectro

corresponde al ultravioleta, el visible y el infrarrojo cercano.

- De  $0.2$  a  $0.7 \mu\text{m}$  (ultravioleta y visible), donde la radiación ultravioleta es absorbida por el ozono.
- De  $0.7$  a  $4 \mu\text{m}$  (próximo al infrarrojo), donde la radiación es absorbida principalmente por el vapor de agua.

### Flujo Radiante

Es la cantidad de energía radiante por unidad del tiempo emitida, recibida o transmitida a través de una superficie, su unidad es  $\text{Js}^{-1} = \text{W}$  (Vatio).

### Irradiancia (Densidad del flujo radiativo)

Es el flujo radiante que incide sobre una superficie (si fuera un flujo radiante que sale de la superficie se llamaría exitancia), su unidad es  $\text{W}/\text{m}^2$ .

### Razón de calentamiento radiativo

Se define como la variación de la temperatura con el tiempo, ( $^{\circ}\text{K}/\text{día}$ ), es decir:

$$R_r = \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{g}{c_p} * \frac{\partial [F_d - F_a]}{\partial p}, \quad (1)$$

Donde:  $g$  - es la aceleración de la gravedad

$c_p$  - calor específico del aire a presión constante

$F_d$  - flujo radiativo descendente, es igual a:

$$F_d = \int_0^1 B(T) d\epsilon_d$$

Donde  $\epsilon_d$  es la función de emisividad, el cual representa al espectro de absorción de frecuencia - integrada del vapor de agua, la integración está realizada ascendentemente a través de las capas del modelo, la cantidad  $d\epsilon_d$  esta calculada en cada capa, para ello se usa la temperatura ( $T$ ) de la capa y la función de Planck de frecuencia - integrada  $B = \epsilon_{\text{SB}} T^4$ , donde  $\epsilon_{\text{SB}}$  es la constante de Stefan-Boltzmann (según Grell, et al, 1994; Harshvardhan, et al, 1987)

$F_a$  - flujo radiativo ascendente, es igual a:

$$F_a = \int_0^1 B(T) d\epsilon_a$$

### PARAMETRIZACION DE LA RADIACION

Es el procedimiento por medio del cual los procesos físicos en escala de subgrilla (como la radiación) son deducidos de las variables de gran escala (como el viento, temperatura y humedad) pronosticadas por el modelo atmosférico.

### Parametrización de la radiación atmosférica en el Modelo de Circulación General Atmosférico (MCGA) de CPTEC/COLA

La parametrización de la radiación en el MCGA fue originalmente desarrollado por Harshvardhan (1987) y luego incorporado por Sato (1989) y Hou (1990) al MCGA de COLA y luego al CPTEC/COLA.

Las pruebas han demostrado la falta de precisión en la parametrización de la radiación (Fels-Kaplan, 1975; Ramanathan, 1983); sin embargo, lograr una buena precisión requiere mucho mas tiempo de calculo, esto representa un incremento substancial en el tiempo de calculo en la simulación numérica. Esto es particularmente cierto para la radiación terrestre, ya que la interacción de cada una de las capas del modelo con las otras deben ser consideradas y las propiedades de absorción de los constituyentes atmosféricos varían considerablemente con el número de onda (según Harshvardhan, et al, 1987). Es una necesidad que el esquema de radiación sea de calculo rápido y lo más preciso posible. La parametrización en discusión esta aplicada a los Modelos de Circulación Atmosférica incluyendo aquellas usadas para estudios del Clima y para la predicción numérica del Tiempo a escala regional y global y está particularmente adecuado para el estudio de las nubes, por que se ajusta a los datos de la fracción de nube variable y a las propiedades de las nubes.

Se considera que la absorción de onda larga puede darse por:

- El vapor de agua, donde se usa la aproximación de la transmisión de banda ancha de Chou (1984)
- El dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), según Chou y Peng (1983)
- El ozono (O<sub>3</sub>), donde se usa el método de Rodgers (1968)

La parametrización de onda corta, por otro lado, sigue la aproximación de Lacis and Hansen (1974) para el ozono y vapor de agua. En este trabajo solo se tratará la parametrización de onda larga.

**Parametrización de ROL**

El calentamiento por onda larga esta calculado por la parametrización de Banda-Ancha formulada por Harshvardhan (1987). Se incluye el calentamiento atmosférico debido a la

absorción de la radiación termal por el vapor de agua, dióxido de carbono, ozono y por las nubes.

La razón de mezcla del vapor de agua se obtiene de la humedad especifica la cual esta dada como una variable pronosticada en las ecuaciones del modelo.

La parte principal de la radiación termal es la región espectral desde 3 a 50  $\mu$ m. Este espectro esta dividido en 10 rangos (ver Figura 2) donde se toma en cuenta la absorción lineal molecular por: el vapor de agua, ozono y el dióxido de carbono.

Las bandas del vapor de agua y de CO<sub>2</sub> están fuertemente agrupadas en dos regiones:

- Banda central (center)
- Banda extrema (wing)

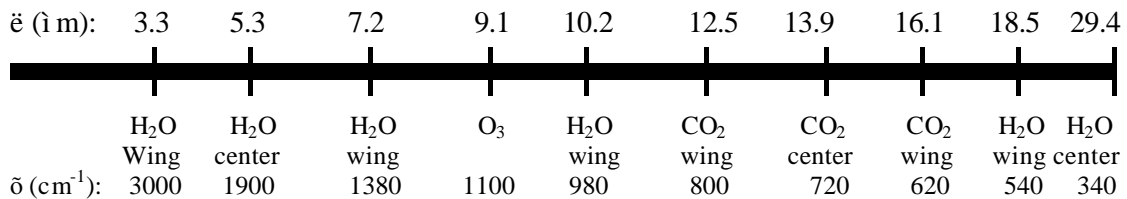


Figura 2: Rango espectral (cm<sup>-1</sup>,  $\mu$ m) usado en el cálculo de ROL

La absorción por el vapor de agua de tipo-e es tomada en cuenta en un rango espectral de banda-extrema de 400 – 580 cm<sup>-1</sup> (el efecto de la absorción de tipo-e en las bandas de vapor de agua se usa en atmósferas húmedas es decir en atmósferas tropicales, para reducir la transmitancia y de esta manera la razón de enfriamiento es 0.15°C/día en la región de 900 a 1000 mb, pero para los niveles sobre los 900 mb el efecto es muy pequeño, según Chou y Arking, 1980) y en las bandas de longitud de onda de 15 y 9,6  $\mu$ m.

**Programa de Radiación en el Modelo CPTEC/COLA**

De la Figura 3 solamente se ha considerado el lado derecho, que representa el cálculo de la radiación de onda larga en condición de cielo claro.

En este trabajo se ha usado el esquema LWRAD mediante el cual se calcula la

radiación de onda larga, primero prepara los parámetros de entrada como la presión, temperatura, densidad del vapor de agua y de ozono y añade dos capas en el tope de la atmósfera, calcula la cantidad de ozono y vapor de agua, la cantidad de vapor de agua escalada por absorción de tipo-e en las regiones de banda central y extrema (donde la cantidad de vapor de agua escalada es la cantidad de vapor de agua en la trayectoria de la radiación, utilizada en el calculo de la absorción de tipo-e, según Chou (1984)) y llama a la subrutina LWFLUX para calcular el flujo radiativo de onda larga y la razón de calentamiento en condición de cielo claro, quien a su vez llama a la subrutina CRUNCH para calcular las funciones de transmisión del vapor de agua, ozono y dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) en diferentes regiones del espectro.

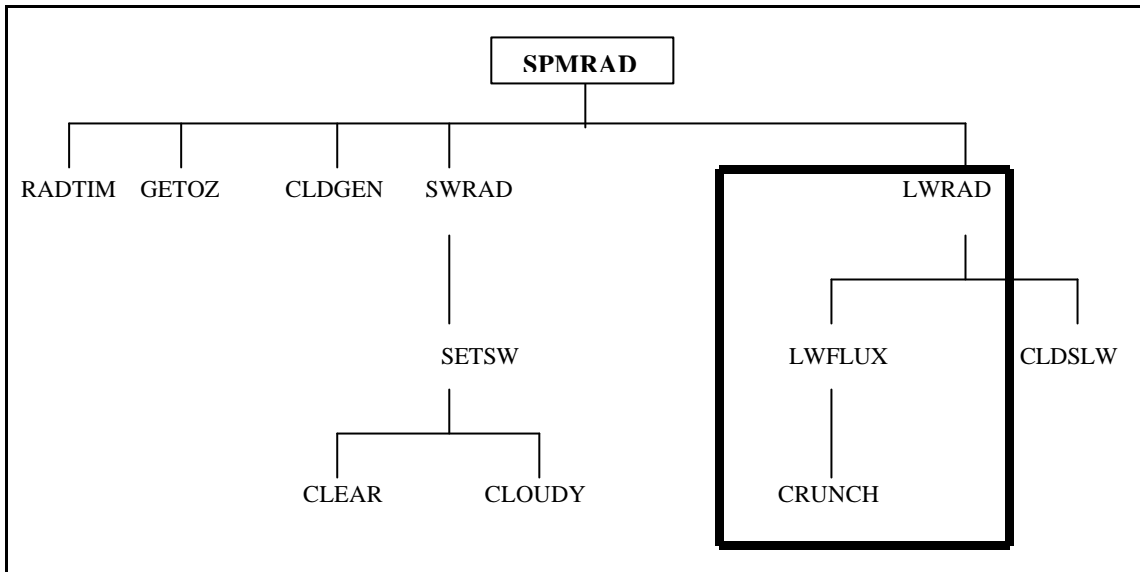


Figura 3: Componentes del esquema de radiación

### Atmósfera Estándar

Se tienen los siguientes tipos: MLS (Latitud media en verano), MLW (Latitud Media en Invierno), SWA (Sub-Ártico en Invierno), SSA (Sub-Ártico en Verano) y AT (Atmósfera Tropical).

En este trabajo, se ha escogido la atmósfera tropical estándar de 33 niveles de presión cuyos parámetros son: altura, presión, temperatura, densidad del vapor de agua y ozono.

### EXPERIMENTOS REALIZADOS USANDO EL PROGRAMA DE RADIACIÓN DEL MODELO CPTEC/COLA LWRAD.

Primero se considera como ejemplo al introducir a la rutina LWRAD los datos de radiosondeo para la estación de Rondonia - Brasil (09°S/65°W) para el 27 de Agosto de 1999 12 UTC y como control el perfil de la atmósfera tropical estándar, donde se tienen 45 niveles de presión. El resultado son las razones de calentamiento que se muestran en las Figuras 4 y 5.

En segundo lugar se ha trabajado con Radiación de Onda Larga (LWRAD) en

condición de cielo claro (LWFLUX) introduciendo datos de AVN, radiosondeo en Iquitos y ATE.

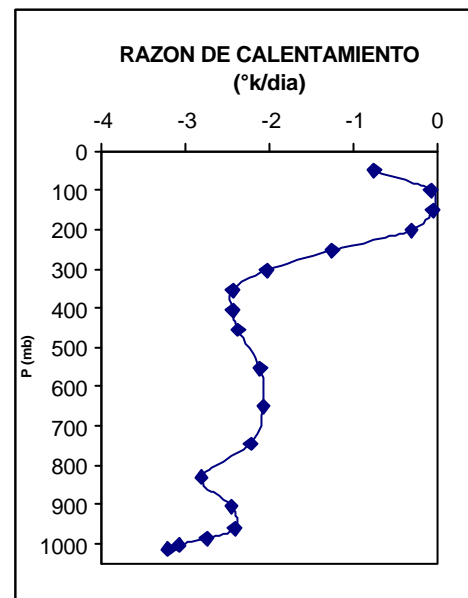


Figura 4: Atmósfera tropical

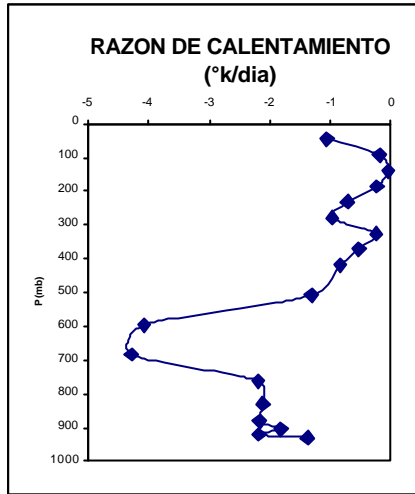


Figura 5: Estación de Rondonia - Brasil (9°S/65°W)

Con estos datos se han calculado los flujos ascendentes y descendentes en el tope de la atmósfera y superficie terrestre ( $w/m^2$ ) y la razón de calentamiento ( $^{\circ}K/día$ ).

**Prueba cero-dimensional**

Para los experimentos se realizó una prueba denominada cero-dimensional, que consiste en una simulación usando las rutinas que parametrizan la radiación en el Modelo Atmosférico de CPTEC/COLA pero aislado del Modelo, evitando así incluir fuentes de no-linealidad.

Se han tomado los siguientes datos:

**Datos de entrada para una Atmósfera Tropical Estándar (ATE)**

Se han usado datos del Instituto Kurchatov para la atmósfera tropical estándar (Fomin y Gershanov, 1996), con 19 niveles de presión, donde se tienen los siguientes datos: altura, presión, temperatura, densidad del vapor de agua y ozono. Los perfiles de temperatura, vapor de agua y ozono se muestran en las Figuras 6, 7 y 8.

**Datos de análisis de AVN**

Se usaron datos de la estructura vertical de la atmósfera de análisis de AVN para Iquitos (3°S/73°W). Las variables usadas fueron presión atmosférica (mb), altura geopotencial (m), temperatura del aire ( $^{\circ}K$ ) y razón de mezcla del vapor de agua (kg/kg) en 12 niveles, ver Figuras 9 y 10

**Datos de radiosondeo**

Para el radiosondeo en Iquitos, los datos que se usaron fueron: altura geopotencial (m), presión atmosférica (mb), temperatura del aire ( $^{\circ}C$ ) el cual se transformó a Kelvin ( $^{\circ}K$ ) y depresión del punto de rocío que es igual a la diferencia entre la temperatura del aire ( $T$ ) y la temperatura del punto de rocío ( $T_d$ ) ( $T - T_d$ ), ver Figuras 9 y 10. Como se conoce  $T$  y la depresión entonces se obtendría  $T_d$ , se calcula la razón de mezcla del vapor de agua ( $q$ ) por la siguiente fórmula:

$$q = \frac{e}{p - e_s} \text{ en kg/kg, (2)}$$

$$e = e_s(T_d)$$

$$e_s(T) = 6.11 e^{\frac{L_v(T)}{R_v} (1/273.15 - 1/T)}$$

es la presión del vapor de saturación en mb donde:

$$L_v(T) = 2.5008 \cdot 10^6 - 2.3 \cdot 10^3 (T - 273.15)$$

$$R_v = 461.5 \text{ J/kg} \cdot ^{\circ}K \text{ y } \theta = R_a/R_v = 0.622$$

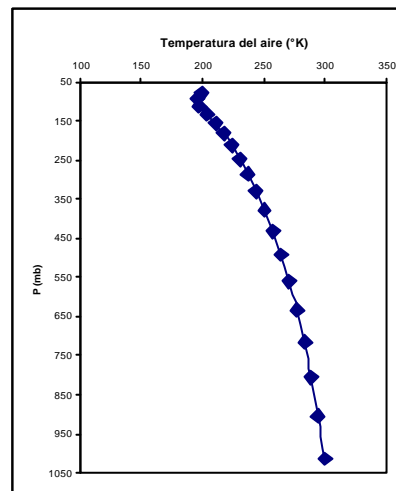


Figura 6: Perfil de temperatura para ATE

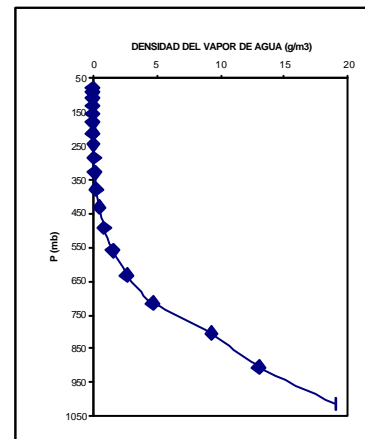


Figura 7: Perfil de la densidad del vapor de agua para ATE

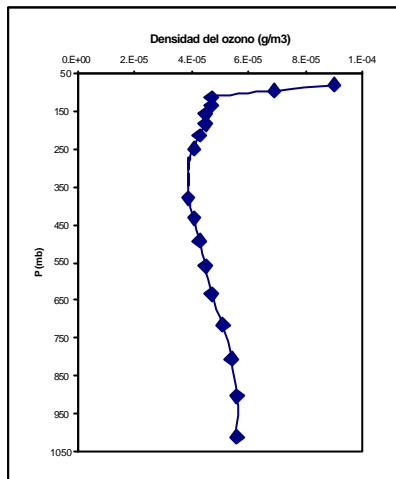


Figura 8: Perfil de la densidad del ozono para ATE

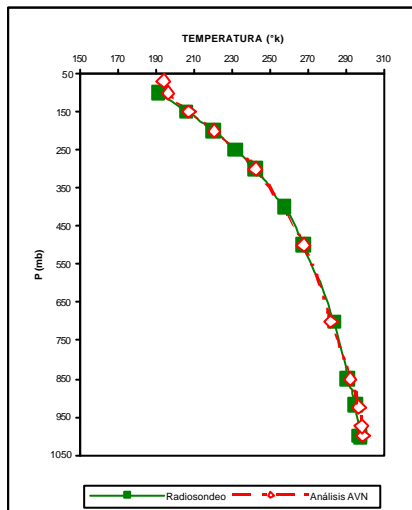


Figura 9: Perfil de Temperatura del radiosondeo y análisis de AVN

## DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

### Flujos radiativos

Se conoce que la temperatura promedio de la Tierra es aproximadamente 288°K, de la tabla 1 se tiene que la temperatura para los datos de análisis de AVN (298.6°K) es mayor por 1.6°K que la temperatura del

Radiosondeo (297.0°K). Debido a esto se tiene que el flujo ascendente obtenido con los datos de análisis de AVN es mayor que el obtenido con datos de radiosondeo por  $7.9 \text{ W/m}^2$  (ver tabla 2) y el flujo descendente obtenido con los datos de análisis de AVN es menor que el obtenido con datos de radiosondeo por  $10.3 \text{ W/m}^2$ , además se observa que el flujo ascendente en el tope de la atmósfera para el análisis de AVN ( $276.0 \text{ W/m}^2$ ) es menor que la atmósfera tropical estándar ( $299.6 \text{ W/m}^2$ ) por  $23.6 \text{ W/m}^2$ .

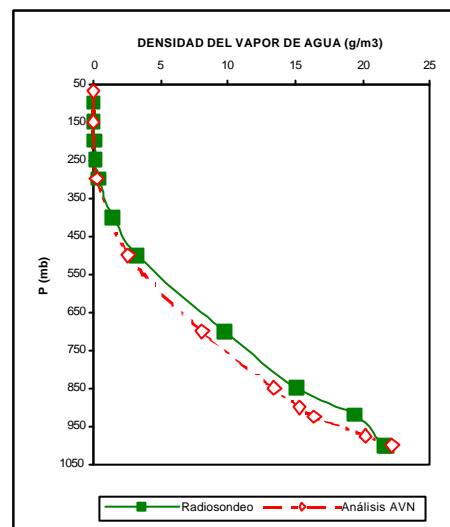


Figura 10: Perfil de la densidad del vapor de agua del radiosondeo y análisis de AVN

También se observa que el flujo neto en la superficie ( $21.1 \text{ W/m}^2$ ) calculado con datos del radiosondeo es menor que el obtenido con los datos de análisis de AVN ( $40.6 \text{ W/m}^2$ ) y mucho menor aun que el obtenido con los datos de la atmósfera tropical ( $67.8 \text{ W/m}^2$ ).

Tabla 1

	Cantidad total de vapor de agua (cm)	Cantidad total de ozono (cm)	Temperatura de la Tierra (K)
Atmósfera Tropical Estándar	4.245991	4.0373836E-02	300.0
Análisis de AVN	6.199144	4.0996350E-02	298.6
Radiosondeo	7.421875	3.5151847E-02	297.0

Tabla 2

	Flujo ascendente en el tope de atmósfera (W/m <sup>2</sup> )	Flujo neto en la superficie (W/m <sup>2</sup> )	Flujo descendente en la superficie (W/m <sup>2</sup> )
Atmósfera Tropical Estándar	299.6	67.8	391.5
Análisis de AVN	276.0	40.6	409.9
Radiosondeo	268.1	21.1	420.2

**Razón de calentamiento para la Atmósfera Tropical Estándar, datos de análisis de AVN y radiosondeo, en condición de cielo claro**

La razón de calentamiento, tal como fue definida en la ecuación (1), cuantifica la variación local de la temperatura debido a flujos de radiación. Valores negativos (positivos) significan que la capa superior esta radiando más (menos) con respecto a la capa inferior. En la Figura 11 podemos apreciar que en niveles por debajo de los 10Km, la principal pérdida se da por radiación en onda larga debido al vapor de agua H<sub>2</sub>O (en promedio para las capas debajo de 10Km es de -0.5°K/día); el segundo que contribuye a esta pérdida es la radiación de onda larga emitida por el CO<sub>2</sub> (en promedio para las capas inferiores a 10Km es de -0.1°K/día). El máximo de esta pérdida se ubica aproximadamente a los 5km, como también se puede observar en la misma Figura 11. Esto esta de acuerdo con la ley de Stefan Boltzmann para la radiación de cuerpo negro. La Tierra en comparación con el Sol se considera como un cuerpo negro, que para balancear la radiación solar entrante (onda corta) debe irradiar a 255°K (-18.0°C) onda larga. Considerando que la temperatura promedio de la superficie terrestre es 288°K (15°C) y que la razón de caída verticalmente es de 6°K/km, la radiación de la Tierra como un cuerpo

negro debe ocurrir a una altura aproximada de 5km. Sin embargo esto puede variar de acuerdo a condiciones locales.

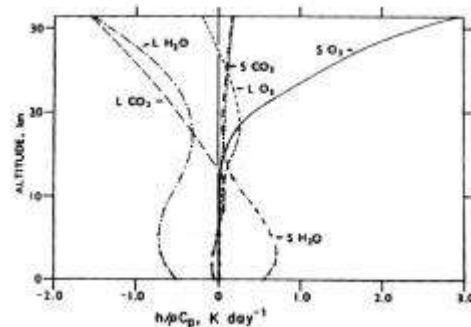


Figura 11: Contribución para el balance radiativo, según Manabe y Möller, (1961)

En la Figura 12 para la atmósfera tropical estándar se ve que desde los 1050mb hasta los 350mb la razón de calentamiento tiene dos máximos, uno próximo a la superficie terrestre (1000mb) y otro a 820mb. El máximo cerca de la superficie puede estar asociado con altas temperaturas en los trópicos (aprox. 300°K) y el segundo máximo asociado a la distribución del vapor de agua. Como se sabe, la atmósfera tropical es más húmeda en niveles bajos, siendo el vapor de agua el mayor contribuyente al enfriamiento en la tropósfera (según Goody y Yung, 1989).

Utilizando los datos de sondeo para la ciudad de Iquitos para el 21 de noviembre del 2001 7am hora local, se ha calculado la razón de calentamiento (Figura 13). Como puede verse, prácticamente decrece monotonicamente (disminuye lentamente) a lo largo de la columna (entre 850mb – 450mb), el esquema no consigue reproducir el mínimo valor esperado a los 830mb tal como se aprecia en la Figura 12. Al calcular la razón de calentamiento con los datos de análisis de AVN, de la misma manera como fue realizado con los datos del sondeo (para el mismo punto y fecha), vemos que el esquema LWRAD tampoco consigue obtener el mínimo esperado a los 830mb

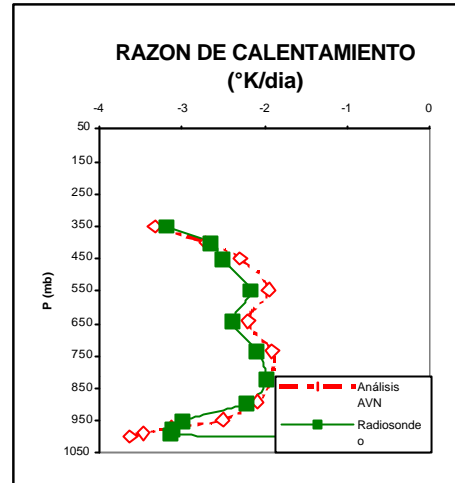


Figura 13: Razón de calentamiento para Iquitos (03°S/73°W) para el 21 .11. 2001 12UTC

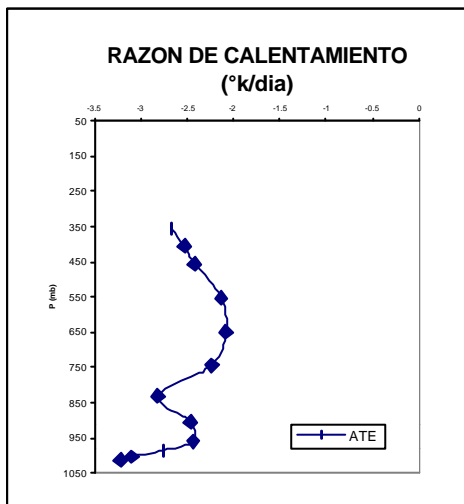


Figura 12: Razón de calentamiento para una Atmósfera Tropical Estándar

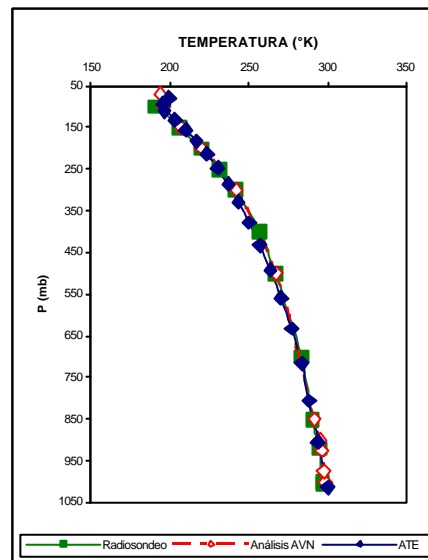


Figura 14: Perfil de Temperatura del radiosondeo, análisis de AVN y ATE

Al comparar los tres datos de entrada para la: atmósfera tropical estándar, radiosondeo y análisis de AVN, vemos que la mayor diferencia entre los datos se da en la densidad de vapor de agua, en general ATE se presenta más seco en comparación con el análisis de AVN y el radiosondeo (Figura 15). En cambio la distribución de la temperatura es similar en los tres casos (Figura 14) y la distribución de ozono fue mantenida constante para los tres casos.

### Comparación de los resultados obtenidos usando el esquema LWRAD y los obtenidos por el Instituto Kurchatov

En 1996 se realizaron cálculos del balance radiativo, razón de calentamiento y otros parámetros con un modelo lo más realista posible en el Instituto Kurchatov llevado a cabo por B. A. Formin e Yu. V. Gershanov (a estos cálculos también se le conocen como cálculos línea por línea). En la Figura 16 mostramos los resultados obtenidos considerando 300 ppm de CO<sub>2</sub>,



(H<sub>2</sub>O, O<sub>3</sub>, O<sub>2</sub> y N<sub>2</sub> de la atmósfera tropical estándar) introducidos al modelo del Instituto Kurchatov, y 360ppm de CO<sub>2</sub> (H<sub>2</sub>O y O<sub>3</sub> de la atmósfera tropical estándar), introducidos al esquema LWRAD. Si bien el cálculo línea por línea es más completo e incluye otros gases, como el oxígeno y el nitrógeno además de la concentración de CO<sub>2</sub> fue diferente en ambos casos, puede observarse que el esquema LWRAD tiende a enfriar más la atmósfera comparado con el cálculo línea por línea. A simple vista observamos que ambos perfiles difieren sin embargo debemos tener en cuenta que las simplificaciones en el esquema LWRAD fueron hechas para la obtención de un cálculo más rápido. En función a los resultados esperados (deberíamos haber obtenido perfiles similares) el esquema LWRAD se muestra ineficiente. Sin embargo es necesario evaluar el impacto de la ineficiencia del esquema LWRAD en otras simulaciones cero dimensionales y también al estar implementado en el modelo CPTEC/COLA.

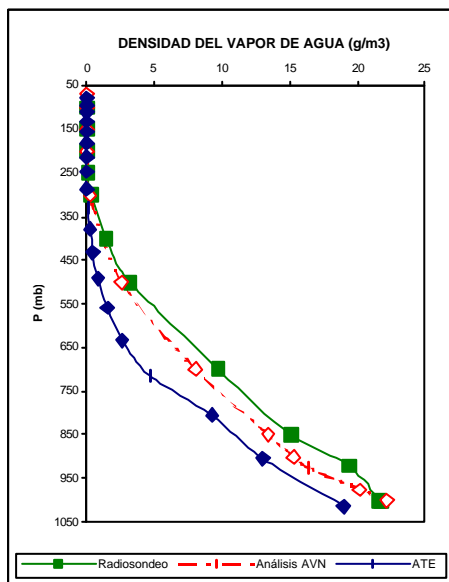


Figura 15: Perfil de la densidad del vapor de agua del radiosondeo, análisis de AVN y ATE

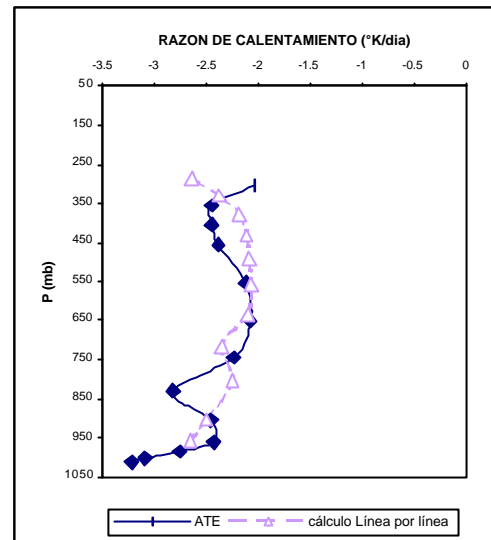


Figura 16: Razón de calentamiento para ATE y el cálculo línea por línea

## CONCLUSIONES

Se observó que el esquema es sumamente sensible a la distribución de agua en la columna, además se ha notado que la sensibilidad es principalmente a la densidad de puntos distribuidos en la vertical. Esto también se justifica pues el vapor de agua es el mayor contribuyente para el enfriamiento de onda larga en la tropósfera, mientras que el CO<sub>2</sub> y el ozono contribuyen en menor grado (según Goody y Yung, 1989)

Se observó que los datos de AVN brindan datos bastante próximos a los datos observados.

Los perfiles generados con el esquema LWRAD no son realistas.

## RECOMENDACIONES

Realizar el experimento comparando el esquema LWRAD y el cálculo Línea por línea en una misma concentración de CO<sub>2</sub>. Evaluar el impacto que tiene la razón de calentamiento radiativo.

Se ha visto también que al disminuir el número de niveles de presión, el modelo de Radiación tiende a generar errores, por ello es recomendable trabajar con el mayor número posible de niveles en la vertical,

aunque esto genere mayor tiempo de cálculo.

### **AGRADECIMIENTOS**

El autor agradece al Dr. Pablo Lagos Enríquez, Director Científico el Centro de Predicción Numérica del Tiempo y el Clima (CPNTC). A todo el equipo del área de Clima y en especial a la Dra. Yamina Silva por su asesoramiento. Al Físico Enver Ramírez por haberme proporcionado el programa de radiación del Modelo de Circulación General Atmosférico CPTEC/COLA. Así mismo, agradezco por su apoyo a Raúl Chavez, Nicolás Cruz, Javier Viglazoni, Kobi Mosquera, José Manuel Chavarry y Ken Takahashi. Finalmente, agradezco al Instituto Geofísico del Perú (IGP) por haber abierto sus puertas para así de esta manera realizar el presente estudio.

### **BIBLIOGRAFIA**

Chou, M. y Arking, A. (1980): Computation of the infrared cooling rates in the water vapor bands. *J. Atmos. Sci.*, 37: 855-867.

Chou, M. (1984): Broad band water vapor transmission function for atmospheric IR flux computations, *J. Atmos. Sci.*, 41: 1775-1778.

Chou, M. y Peng, L. (1983): A parameterization of the absorption in the 15  $\mu$ m CO<sub>2</sub> spectral region with application to climate sensitivity studies, *J. Atmos. Sci.*, 40: 2183-2192.

Fomin, B. y Gershonov, V. (1996): Tables of the Benchmark calculations of atmospheric fluxes for the ICRCCM tests cases, Russian Research Centre Kurchatov Institute IAE-598/1.

Goody, R. y Yung, L. (1989): *Atmospheric Radiation (Theoretical Basis)*, Oxford University Press.

Harshvardhan; D. y Corsetti, T. (1987): A fast radiation parameterization for general circulation models, *J. Geophys. Res.*, 92: 1009-1016.

Rodgers, C. (1968): Some extension and applications of the new random model for molecular band transmission, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 94: 99-102.

Tarasova, T. y Santos, J. (1996): Parameterization of Atmospheric Radiation in the CPTEC/COLA Atmospheric General Circulation Model, INPE/CPTEC.

### **Terminología:**

MM5 - Modelo Mesoescala de Quinta Generación

SENAMHI - Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología

PSU - Penn State University, USA

NCAR - National Center for Atmospheric Research, USA

COLA - Center for Ocean Land and Atmospheric Studies, USA

CPTEC - Centro de Predicción del Tiempo y Estudios del Clima, Brasil

MCGA - Modelo de Circulación General Atmosférico

ATE - Atmósfera Tropical Estándar

AVN - Modelo de Aviación



## **APLICACIONES DE UN SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA PARA EL CONTROL DE CALIDAD DE LA UBICACIÓN DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS Y LA RECUPERACIÓN DIGITAL DE INFORMACIÓN EN MAPAS DE TEMPERATURAS DEL MAR**

**HENDRIK JACOB**

*Facultad de Ciencias de Montes, Geo y Hydro  
Universidad Técnica de Dresde, Alemania  
Instituto de Cartografía  
Hendrik\_Jacob@gmx.de*

*Prácticas dirigidas por: Lic. Elsa Nickl  
Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima*

### **RESUMEN**

El presente trabajo consiste en la aplicación de los Sistemas de Información Geográfica Arc View3.1 y Arc Gis para el control de calidad de la ubicación de las estaciones meteorológicas y para la recuperación de datos de temperatura del mar en formato digital en base a los resultados de un Atlas Climatológico de la Temperatura del Mar en el Pacífico Tropical Sur Este. Finalmente se muestra con algunos ejemplos la importancia de disponer de una correcta localización de las estaciones y del formato digital de temperaturas del mar a diferentes profundidades.

### **INTRODUCCION**

Un Sistema de Información Geográfica (SIG) es una herramienta que permite almacenar, organizar, visualizar, analizar e integrar datos espaciales, obteniendo como resultado la identificación de patrones espaciales, la comprensión de las interrelaciones entre diferentes niveles de información, y la elaboración de productos orientados a apoyar la toma de decisiones. Entendemos como dato espacial al dato georeferenciado (latitud, longitud, altitud) de un objeto, el cual a su vez tiene información adicional que lo relaciona con otros objetos (por ejemplo, un identificador, pertenencia a un departamento, a una cuenca, etc.).

Desde el año 2000, el Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima (CPNTC) del IGP cuenta con información espacial de topografía, límites políticos, delimitación de cuencas hidrográficas, red hídrica, ubicación de centros poblados y estaciones meteorológicas. Esta información (a excepción de las estaciones meteorológicas) es parte de un esfuerzo de multi-institucional cuyo objetivo es contar con una cartografía digital del territorio

peruano dentro del marco del proyecto PERU-DIGITAL.

Utilizando esta información espacial y un SIG se podrían obtener productos importantes como por ejemplo la distribución espacial de las variables climáticas, la densidad de estaciones meteorológicas en cada cuenca, la interpolación de datos climáticos y la identificación de zonas propensas a sufrir desastres ante un evento climático.

Para poder obtener estos productos en forma óptima, es necesario que los datos espaciales tengan una correcta georeferenciación y una buena definición de sus relaciones con otros objetos. Generalmente esto no ocurre con los datos espaciales de las estaciones meteorológicas, ya que la mayor parte de éstos han sido registrados en base a la Carta Nacional del Instituto Geográfico Nacional (IGN) de acuerdo a su proximidad con los centros poblados. Dada la gran cantidad de centros poblados en el país y a la existencia de diversas fuentes como el Instituto Nacional de Estadística (INEI) y el IGN, no ha sido fácil disponer de una base de datos única y limpia de los centros poblados. El

Ministerio de Educación realizó un gran esfuerzo para corregir la base de datos espacial de los centros poblados. La falta de georeferenciación de estaciones meteorológicas es una limitación para aplicar las funciones espaciales de un SIG.

Dada la importancia de contar con una buena información de los datos espaciales, la primera parte del presente trabajo consiste en utilizar un SIG para realizar el control de calidad de la ubicación de las estaciones meteorológicas. Para ello se utilizó como referencia información corregida de los centros poblados, topografía, delimitación política, delimitación de las cuencas, y el SIG ArcView 3.1.

Por otro lado, uno de los temas de investigación del CPNTC es el modelaje oceánico. Para el desarrollo de esta investigación, es importante entender los procesos oceánicos en la parte del Pacífico Tropical Sur Este, donde se presentan condiciones físicas particulares. Considerando esta importancia, en 1991 Lagos, Hansen y Herman publicaron un Atlas Climatológico de la Temperatura del Mar en el Pacífico Tropical Sur Este. El trabajo consistió en obtener datos de temperatura del mar cada 1° a diversos niveles de profundidad y para todos los meses del año utilizando un método de interpolación óptima.

Lamentablemente los datos que se utilizaron para preparar este trabajo están grabados en cintas magnéticas y ya no existen equipos para su lectura y en consecuencia los datos observados y analizados no están disponibles en formato digital. La disponibilidad de los datos hubiera permitido conocer la dinámica espacial y temporal del océano Pacífico en la zona estudiada. Considerando esta importancia, la segunda parte del presente trabajo consiste en la recuperación de éstos datos de temperatura del mar en formato digital utilizando los SIG ArcView3.1 y ArcGis, a través de la digitalización de los mapas del Atlas Climatológico y la interpolación de éstos datos para obtener información grillada para los diferentes niveles de profundidad y meses del año.

## OBJETIVOS

Contar con una información confiable de la ubicación de las estaciones meteorológicas, de modo que se optimice su uso para el análisis espacial de las variables climáticas.

Disponer de información digital de la temperatura del mar en el Pacífico Tropical Sur Este a diferentes niveles de profundidad y para todos los meses del año, para su aplicación en el estudio de la dinámica del océano Pacífico frente a la costa Peruana.

## CONTROL DE CALIDAD DE LA UBICACIÓN DE LAS ESTACIONES METEOROLOGICAS

### Antecedentes

El CPNTC cuenta con información espacial de gran parte de las estaciones meteorológicas convencionales y automáticas del país. Esta información proviene de diversas fuentes como Servicio Nacional de Meteorología e Hidrografía (SENAMHI), CORPAC e IGP. El SENAMHI administra un gran número de estaciones meteorológicas convencionales. La ubicación de 300 estaciones convencionales fueron proporcionados al IGP por SENAMHI. CORPAC administra estaciones meteorológicas ubicadas en los principales aeropuertos del país, las que suman un total de 30. El IGP tiene una estación convencional en Huayao y 3 estaciones automáticas (1 en Ancón y 2 en Puno). Por otro lado, el Proyecto “Mejoramiento de la Capacidad del Pronóstico y Evaluación del Fenómeno El Niño para la Prevención y Mitigación de Desastres en el Perú” cuenta con 55 estaciones automáticas meteorológicas y hidrológicas que los administra SENAMHI y 10 estaciones costeras que los administra la Dirección de Hidrografía y Navegación (DHN).

Esta información espacial fue incorporada al SIG ArcView3.1 con el propósito de analizar la distribución espacial y densidad por cuencas de las variables climáticas diarios y mensuales registradas en las plataformas automáticas y en las 300

estaciones. Sin embargo, al relacionar la información espacial de estas estaciones con la base de datos georeferenciada de límites políticos, centros poblados, topografía y delimitación de cuencas, se encontraron diferencias en la localización de las estaciones con la información en la base de datos sobre los límites políticos y de cuencas.

El siguiente cuadro muestra la cantidad de estaciones con error en sus datos espaciales.

Fuentes de datos espaciales	Localización correcta	Localización incorrecta
Senamhi	171	131
DCPs	52	13

La disponibilidad de datos georeferenciados de calidad de los centros poblados, de la delimitación política de distritos, provincias y departamentos, y la delimitación de cuencas hidrográficas, son de gran ayuda en el control de calidad de los datos espaciales de las estaciones meteorológicas. Las funciones del SIG permiten relacionar la información espacial de las estaciones con las otras variables, de modo que se pueden comparar los datos y corregirlos. Generalmente una estación no se encuentra dentro del mismo centro poblado, pero las coordenadas del centro poblado pueden constituir una buena aproximación de la ubicación de la estación.

### Metodología

**a) Visualización de los datos espaciales en el SIG.** La base de datos espacial de las estaciones contiene información sobre la longitud, latitud, altitud, distrito, provincia, departamento y cuenca a la que pertenece la estación. El primer paso consistió en colocar los códigos de departamento, provincia y distrito en esta base de datos, con el fin de relacionar la información espacial de las estaciones con la base de datos de límites políticos. Luego de ello, se procedió a visualizar las estaciones en el SIG ArcView3.1, a través de la función Add Event Theme.

**b) Análisis de la localización de estaciones.** Para poder analizar la localización de las estaciones, también se visualizaron en el ArcView3.1 las bases de datos georeferenciadas de límites políticos, delimitación de cuencas, centros poblados y topografía. Se seleccionaron los centros poblados de acuerdo a los nombres de las estaciones (los nombres de los centros poblados y nombres de las estaciones no siempre coinciden) y se procedió a analizar para cada departamento la coincidencia de la localización de la estación con estas bases de datos.

**c) Corrección de la localización de estaciones.** En el análisis de coincidencia con la localización de centros poblados, se presentaron los siguientes casos:

La estación está muy cerca del centro poblado (distancia menor a 1km). En este caso, se considera correcta la localización de la estación, ya que generalmente las estaciones no se encuentran dentro del centro poblado.

La estación está bastante lejos (distancia mayor a 10 km) del centro poblado con el mismo nombre, pero dentro del distrito, provincia o departamento que indica la base de datos de la estación. En este caso, se considera como localización correcta de la estación los datos del centro poblado.

La estación está bastante lejos (distancia mayor a 10 km) del centro poblado con el mismo nombre, y además no está dentro del departamento que le corresponde según la base de datos espacial de la estación. En este caso se evalúa si el centro poblado con el nombre de la estación se encuentra en el mismo departamento de la base de datos de la estación, en el departamento donde se visualiza la estación, o si hay un centro poblado con el mismo nombre en ambos departamentos.

Estaciones cuyos nombres no coinciden con ningún centro poblado. En este caso, se considera la ubicación correcta si coincide con el distrito, provincia o departamento indicado en su base de datos.

*d) Relación con otras bases de datos espaciales.* Luego de corregir la localización de las estaciones se relacionó la base de datos de la estación con otras bases los datos sobre límites políticos y cuencas, agregándose esta información a la base de datos espacial de la estación.

## Resultados

Una vez realizado el control de calidad de la base de datos espacial de las estaciones, éstos datos están listos para ser analizados e integrados con otros niveles de información espacial, a través de las funciones espaciales de los SIG. Ejemplos de algunas aplicaciones son: interpolación de variables climáticas de las plataformas automáticas, mapas de anomalías mensuales de precipitación y temperatura en las estaciones de los aeropuertos, mapa de densidad de estaciones convencionales por cuenca, construcción de polígonos Thiessen de las plataformas automáticas.

Las Figuras 1a y 1b muestran mapas de temperatura mínima obtenidos a través de una interpolación de los datos de las plataformas automáticas, para el día 1 de Julio del 2001 con las posiciones no corregidas (Figura 1a) y corregida (1b) de las estaciones. Se observan algunas diferencias en la distribución espacial de la temperatura en la zona norte (Cajamarca, San Martín y Amazonas) y en el norte del departamento de Cusco.

Las Figuras 2a y 2b muestran la densidad de las 300 estaciones convencionales en base a la localización no corregida y corregida de éstas estaciones. Se observan diferencias en algunas zonas como Cajamarca, Ica, Cusco y Puno.

## RECUPERACION DE INFORMACION DE TEMPERATURA DEL MAR

### Antecedentes

En 1991 se publicó un Atlas Climatológico de la estructura termal sub-superficial del Pacífico Tropical Sur Este (Lagos et al, 1991). El Atlas contiene mapas de temperaturas del mar promedio para cada

mes del año, desde la superficie hasta 300 m de profundidad, con datos grillados cada 1°, en una región comprendida entre el Ecuador y los 20° S y entre la costa de América del Sur y los 90° W.

La realización del trabajo fue motivada por la necesidad e importancia de entender los procesos oceánicos en el Pacífico Tropical Sur Este, donde se presentan condiciones bastante particulares como el afloramiento costero, la variabilidad interanual de la temperatura superficial del mar y la lengua fría del Pacífico ecuatorial oriental. Se consideró de interés particular el entender y predecir la variabilidad estacional e interanual de la estructura térmica de la zona de estudio.

Los datos utilizados en este trabajo provienen de mediciones realizadas entre 1952 y 1987 por barcos de investigación, llegándose a tener cerca de 14,000 observaciones. El método utilizado para obtener los datos grillados fue el método de interpolación óptima krigging.

El método krigging estima valores basándose en promedios ponderados de valores alrededor del punto a ser interpolado. Los pesos utilizados están determinados por el grado de correlación entre cada uno de estos datos alrededor del punto a ser interpolado y el punto a ser interpolado, además de la correlación entre los datos observados expresada por la función que se obtiene en el análisis del variograma. En el trabajo de Lagos et al, a ésta función se le conoce como función de estructura  $\gamma$ . El variograma se utiliza para modelar la forma en que se relacionan 2 valores en el espacio o en el tiempo, permitiendo examinar la naturaleza, el grado y la extensión de la correlación espacial.

La disponibilidad de los resultados del Atlas en formato digital es importante para el CPNTC, ya que permitiría su manejo de éstos datos para el análisis de la dinámica espacial y temporal de la temperatura del mar, contribuyendo a la investigación de los modelos oceánicos. Actualmente no se dispone en forma digital los datos observados ni los productos (temperaturas





Figura 1a. Mapa de temperatura mínima para el 1 de Julio del 2001 en base a los datos de las plataformas automáticas con ubicación no corregida.



Figura 1b. Mapa de temperatura mínima para el 1 de Julio del 2001 en base a los datos de las plataformas automáticas con ubicación corregida.

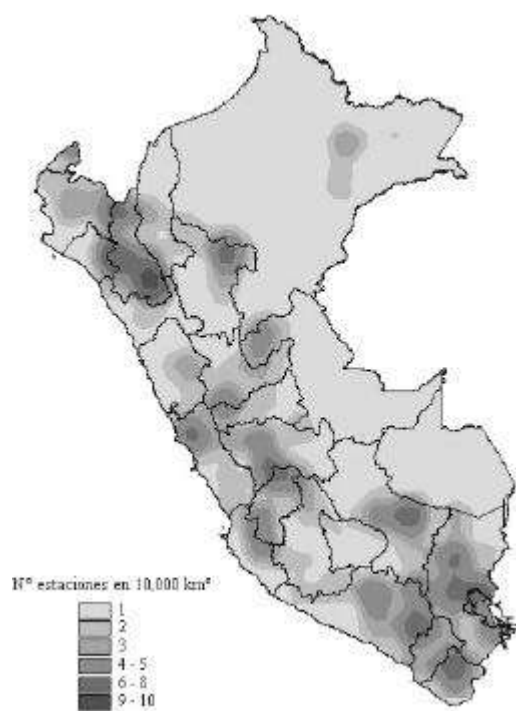


Figura 2a. Mapa de densidad de las estaciones convencionales con ubicación no corregida.

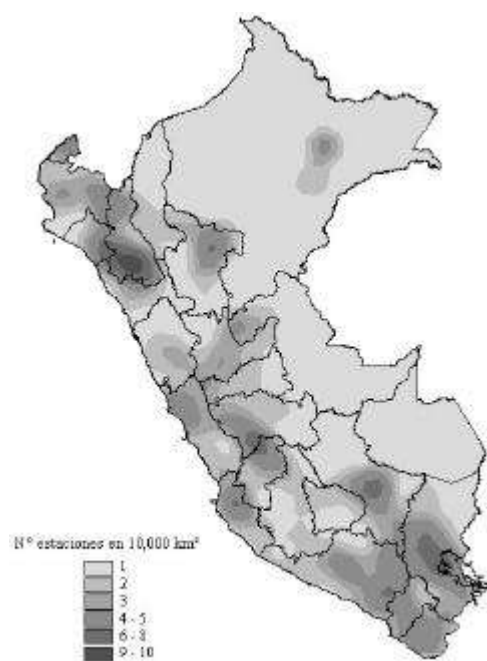


Figura 2b. Mapa de densidad de las estaciones convencionales con ubicación corregida.

grilladas cada 1°). Las funciones de los SIG Arc View y ARCGIS permiten realizar la georeferenciación de imágenes escaneadas, digitalizar las isolíneas de temperaturas y la obtención de datos grillados a través de diversos algoritmos de interpolación. Si los datos observados en base a los cuales se realizó el trabajo estuvieran en algún momento disponibles, el ARCGIS a través de una extensión de Geoestadística permitiría el análisis de variogramas y la interpolación krigging.

### Metodología

**a) Georeferenciación mapas y digitalización.** Se escanearon los mapas del Atlas Climatológico para los doce meses del año y profundidades (0,10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250 y 300m) obteniendo formatos de imágenes. Estas imágenes fueron visualizadas en el SIG ArcView3.1 y a través de la extensión Register and Transform se procedió a su georeferenciación. Es importante observar que la resolución espacial de los mapas escaneados del Atlas Climatológico es bastante pequeña, lo cual va a generar cierto error en los datos resultantes. Una vez georeferenciadas las imágenes, se digitalizaron en pantalla las líneas de temperatura del mar registrando sus respectivos valores como parte de la base de datos.

**b) Interpolación.** Las isolíneas de temperatura digitalizadas se convirtieron a puntos y se interpolaron éstos puntos utilizando diferentes algoritmos de interpolación. Entre los algoritmos disponibles en ARCGIS se tienen el Inverse Distance Weight, Spline y Krigging. Como el objetivo de esta interpolación fue el reproducir lo mejor posible los resultados mostrados en los mapas, se escogió el algoritmo que más se aproximaba a las isolíneas, que es el Spline. Se obtuvieron los datos interpolados cada 0.25°

Con el propósito de poder utilizar la información de temperaturas utilizando otros programas, se convirtió la información grillada (formato raster) a puntos (formato vectorial), de modo que se

disponga de datos de longitud, latitud y valor de la temperatura.

**c) Edición de mapas.** Con el propósito de disponer de los mapas del Atlas Climatológico en formato digital, se procedió a la edición de los mapas obtenidos a partir de la interpolación. Se identificaron los valores mínimos y máximos de cada nivel de profundidad, de modo que la gama de colores de temperaturas sea homogénea y comparable entre los diferentes meses del año. Finalmente se editó el mapa colocando las coordenadas y títulos, y exportándolos a formatos de imagen.

### RESULTADOS

El disponer de datos de temperatura grillados, permite realizar una serie de aplicaciones y análisis, como por ejemplo: perfiles de temperaturas, promedios estacionales de temperatura del mar, entre otros.

La Figura 3 muestra uno de los mapas editados del Atlas Climatológico, correspondiente a la temperatura superficial del mar promedio para el mes de Marzo. En la Figura 4 se observa la climatología de la temperatura del mar a 100m de profundidad para el período Enero a Marzo, en base al promedio de los datos grillados para los meses de Enero, Febrero y Marzo.

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES GENERALES

Una base de datos espacial correcta de las estaciones meteorológicas permite realizar una serie de aplicaciones óptimas para el análisis de las estaciones, las variables climáticas y la interrelación con otras variables geográficas.

La disponibilidad de un SIG y de base de datos espaciales permite el control de calidad de los datos espaciales de las estaciones meteorológicas. A pesar de haber logrado la corrección de la localización de una gran cantidad de estaciones, quedan diversas estaciones con duda que solo se puede resolver mediante

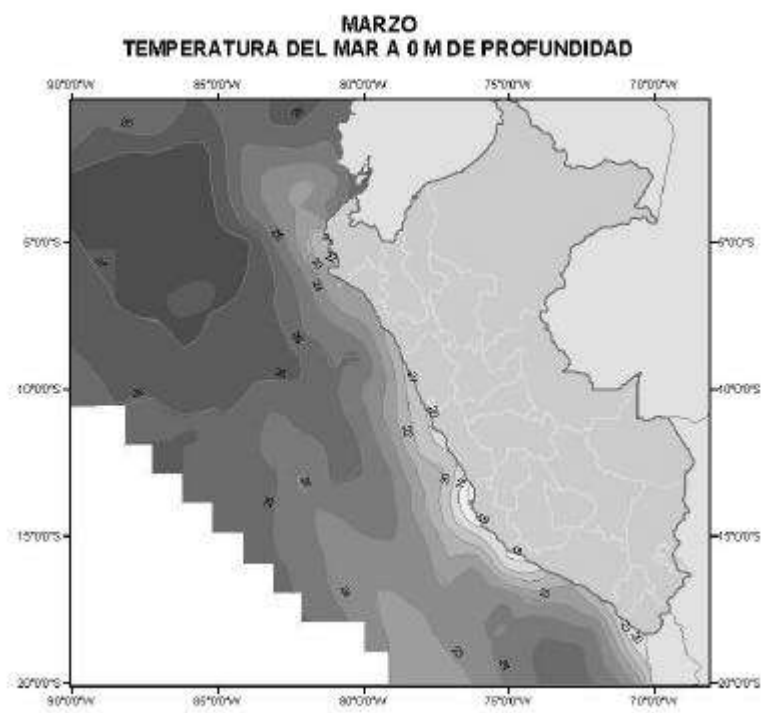


Figura 3. Mapa de la climatología de la temperatura superficial del mar para el mes de Marzo.

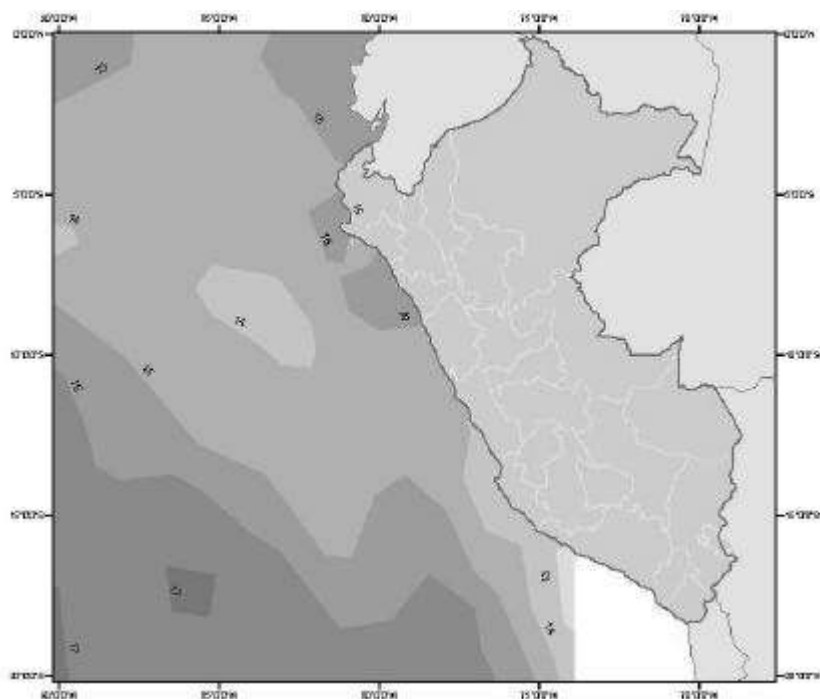


Figura 4. Mapa de la climatología de la temperatura del mar a 100 m de profundidad para el periodo Enero -Marzo

una coordinación con las instituciones que administran estos datos para una verificación en campo.

Es recomendable completar la base de datos espacial con todas las estaciones existentes en el país, añadir otros temas de referencia como el período de años de los datos, las variables observadas, y coordinar con las instituciones relacionadas a estudios del Tiempo y Clima para trabajar en conjunto en la generación de una base de datos espacial adecuada para los diversos trabajos de investigación.

La disponibilidad de datos grillados de temperatura permite una serie de aplicaciones útiles para el entendimiento de la variabilidad espacial y temporal de la temperatura del mar en el Pacífico Tropical Sur Este.

La recuperación de los datos realizada utilizando ArcGis presenta ciertas limitaciones debido a la baja resolución espacial (escala) de los mapas escaneados del Atlas Climatológico, sin embargo estos datos son muy útiles para ciertas aplicaciones de estudios climáticos.

Se recomienda obtener la información original de los datos de observación en base a los cuales se realizó la investigación del Atlas Climatológico, ya que esto permitiría el análisis de la correlación espacial y de la aplicación del método de

interpolación óptima krigging utilizando el ArcGis, permitiendo analizar otras funciones en los variogramas.

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco al IGP, especialmente al Dr. Pablo Lagos por la posibilidad para realizar mis Prácticas Profesionales, dándome la oportunidad de conocer el trabajo que realiza el Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima.

A Elsa Nickl por su apoyo constante durante el período de la práctica y su especial ayuda trabajando con los Sistemas de Información Geográfica. Al equipo completo del IGP por su amabilidad y paciencia en el trato con mis escasos conocimientos del idioma español.

## **BIBLIOGRAFÍA**

Lagos, P., Hansen, D. y Herman, A. (1991): Climatological Atlas of the Subsurface Structure of the Eastern Tropical South Pacific Ocean. NOAA Technical Report, U.S. Department of Commerce, U.S.A.

Mc Coy, J. y Johnston, K. (2001): Using ARCGIS Spatial Analyst. ESRI, U.S.A.



## **EVALUACION DEL TSUNAMI DEL 23 DE JUNIO DEL 2001: LONGITUD DE INUNDACION Y RUN-UP**

**OSWALDO VELASQUEZ CAHUAS**  
*E.A.P de Ingeniería Geológica  
Universidad Nacional Mayor de San Marcos  
ovcgeo@yahoo.com*

*Prácticas dirigidas por : Ing. Juan C. Gómez  
Área de Prevención de Desastres*

### **RESUMEN**

El 23 de junio del 2001 se produjo un sismo de magnitud Mw 8.4, con epicentro ubicado a 82 km al NW del distrito de Ocoña, departamento de Arequipa, Perú. Como consecuencia de este sismo se originó un tsunami que afectó la zona sur del Perú; desde Ocoña, al Norte hasta Matarani, al Sur.

Este tsunami originó tres olas consecutivas, llegando la primera luego de 20 minutos aproximadamente de producido el sismo principal, siendo la tercera ola la que causó mayor daño.

En este estudio se realizaron 25 mediciones topográficas, por medio de perfiles perpendiculares a la línea de costa, para determinar la longitud de inundación, los runup alcanzados por el agua en los extremos inundados y las direcciones de flujo y reflujos del tsunami.

La región sur del Perú registra tsunamis históricos severos, como por ejemplo el que afectó a Camaná en el año 1868.

Por las condiciones topográficas que presenta la localidad de Camaná y alrededores es altamente susceptible a ser afectada por tsunamis como el ocurrido el 23.06.01, por lo cual es importante realizar un estudio de paleotsunamis a fin de determinar el evento máximo que afectó esta localidad.

### **INTRODUCCION**

En general, uno de los muchos fenómenos naturales que se producen en la Tierra a consecuencia de la ocurrencia de terremotos, es el tsunami, que al igual que otros, producen efectos perjudiciales a las personas y a las infraestructuras.

Antiguamente a los tsunamis se les llamaba marejadas, maremotos u ondas sísmicas marinas, pero estos términos han ido quedando obsoletos porque no describen adecuadamente el fenómeno. Los dos primeros implican movimiento de marea, que es un fenómeno diferente al tsunami y que tienen que ver con un desbalance oceánico provocado por la atracción gravitacional ejercida por los planetas, el sol y especialmente la luna. Las ondas sísmicas producen un sismo y el tsunami, además éste último puede originarse por otras causas.

Un ejemplo de este fenómeno, es el tsunami ocurrido el 23 de junio del 2001 en el Sur del Perú (DHN, 2001)

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) envió una misión técnica para evaluar la altura y longitud de inundación del tsunami del 23.06.01 que afectó el sur del país. El objetivo de la misión fue delimitar la zona de inundación y la máxima altura que alcanzó la ola del tsunami en tierra, a fin de que se tenga en cuenta para los futuros planes de prevención y mitigación de daños que pueda causar el origen de otro fenómeno como el ocurrido en Camaná.

### **TSUNAMI**

TSUNAMI (del japonés TSU: puerto o bahía, NAMI: ola) es una ola o serie de olas que se producen en una masa de agua al ser empujada violentamente por una fuerza que la desplaza verticalmente, con un período que va de varios minutos hasta una hora, que se propaga a gran velocidad



en todas direcciones desde la zona de origen, y cuyas olas al aproximarse a las costas alcanzan alturas de grandes proporciones, descargando su energía con gran poder, causando inundación y/o destrucción, según sea el caso del área que afecte.

### Causas de un Tsunami

Las principales causas que generan un tsunami son:

Dislocaciones en el fondo del mar producidas por un terremoto, de magnitud superior a 6,5 en la escala de Richter, el cual provoca súbitos levantamientos o hundimientos de la corteza con el consiguiente desplazamiento de la columna de agua. El tectonismo ocasiona el 96% de los tsunamis observados, como es el caso de las fallas presentes en las costas del Océano Pacífico, donde las placas tectónicas se introducen bruscamente bajo la placa continental provocando un fenómeno llamado “subducción”, lo que genera TSUNAMIS con frecuencia.

Erupciones volcánicas submarinas que son responsables del 3% de ocurrencia de tsunamis.

Deslizamientos en el talud continental, con 0.8% de ocurrencia.

Otros mecanismos naturales generadores de tsunami son: el flujo hacia el mar de corrientes de turbidez o de lava; el desprendimiento de glaciares, y en forma artificial las explosiones nucleares detonadas en la superficie o en el fondo del mar.

### Características físicas de un Tsunami

La velocidad de propagación del tsunami depende de la profundidad oceánica y puede ser calculado en función de ella:

$$V = (g \times d)^{1/2}$$

En donde V es la velocidad de propagación, g la aceleración de gravedad ( $9,81 \text{ m/seg}^2$ ) y d la profundidad del fondo marino, Figura 1. Para el Océano Pacífico la profundidad media es de 4000 m, lo que da una velocidad de propagación promedio de 198 m/s ó 713 km/h. De este modo, si la profundidad de las aguas disminuye, la velocidad del tsunami decrece.

Al aproximarse a las aguas bajas, las olas sufren fenómenos de refracción y disminuyen su velocidad y longitud de onda, aumentando su altura. En mares profundos éstas ondas pueden pasar inadvertidas ya que sólo tiene amplitudes que bordean el metro; sin embargo al llegar a la costa pueden excepcionalmente alcanzar hasta 20 metros de altura.

Los tsunamis tienen normalmente longitudes de onda que superan los 50 kilómetros y pueden alcanzar hasta 1000 kilómetros, en tal caso el efecto orbital es constante y vigoroso en cualquier parte del fondo marino, ya que no existen profundidades semejantes en los océanos.

La longitud de onda (L) de un tsunami corresponde al producto entre la velocidad de propagación (V) y el período (T), relación dada por:

$$L = V \times T$$

de este modo, si se considera

$$\begin{aligned} V &= 713 \text{ km/h,} \\ T &= 15 \text{ minutos,} \\ L &= 178 \text{ km.} \end{aligned}$$

V = Velocidad de propagación

T = Periodo

L = Longitud de onda

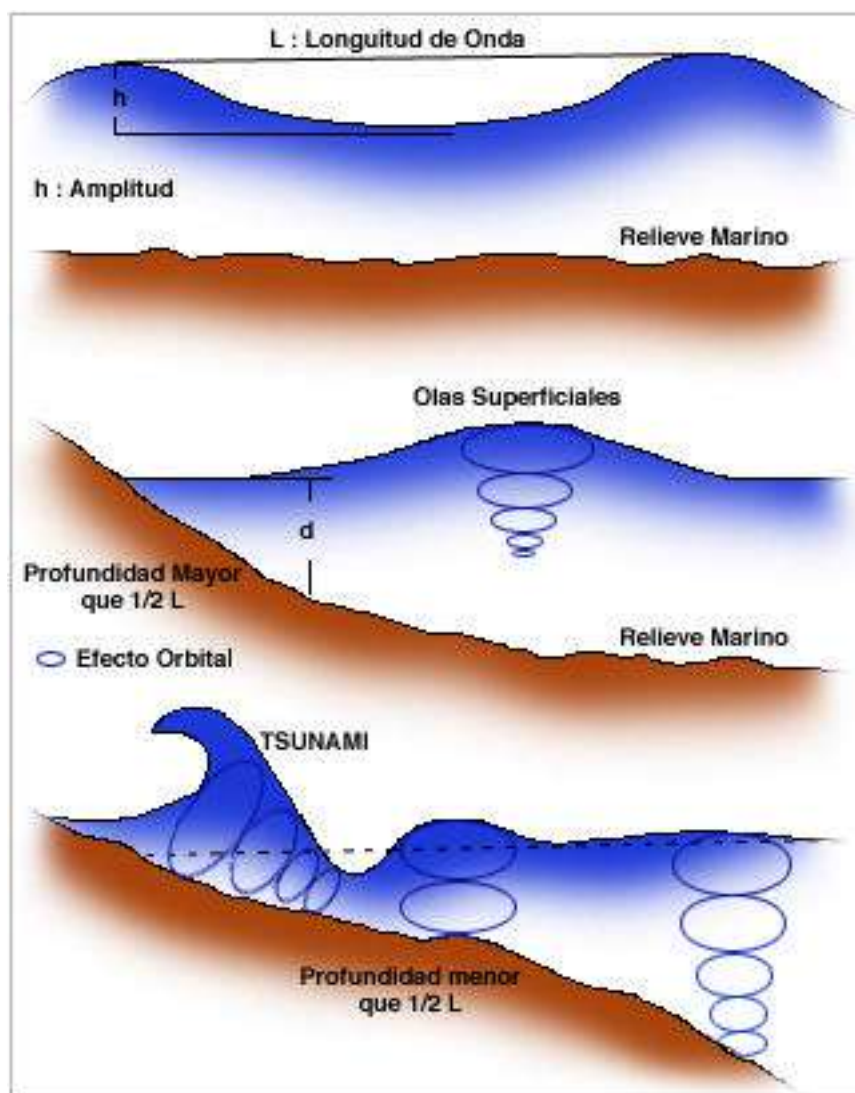


Figura 1. Parametros físicos que definen las características de un Tsunami

### Escalas de intensidad de Tsunamis

Diversos autores han creado escalas de grados de intensidad, para determinar la magnitud de un tsunami, Inamura (1949)

propone una escala en función de la altura de la ola y los daños que estas producen en las áreas costeras (Tabla 1).

Tabla 1. Escala de Grados de Tsunamis según Inamura.

Grado de Tsunami	Altura de la ola H (m)	Descripción de los daños
0	1 – 2	No produce daños.
1	2 – 5	Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados.
2	5 – 10	Hombres, barcos y casas son barridos.
3	10 – 20	Daños extendidos a lo largo de 400 km de la costa.
4	> 30	Daños extendidos sobre más de 500 km a lo largo de la línea costera.

Lida (1963), propone una escala de grados de tsunami, relacionando la máxima altura de subida que alcanza en tierra la ola (runup = R), medida sobre el nivel medio

del mar; y la energía de los tsunamis correspondiente a diferentes grados de intensidad (Tabla 2)

Tabla 2. Escala de grados de Tsunami según Lida.

Grado de Tsunami	Energía (ergios)	Runup (m)
5.0	$25.6 \times 10^{23}$	> 32
4.5	$12.8 \times 10^{23}$	24 – 32
4.0	$6.4 \times 10^{23}$	16 – 24
3.5	$3.2 \times 10^{23}$	12 – 16
3.0	$1.6 \times 10^{23}$	8 – 12
2.5	$0.8 \times 10^{23}$	6 – 8
2.0	$0.4 \times 10^{23}$	4 – 6
1.5	$0.2 \times 10^{23}$	3 – 4
1.0	$0.1 \times 10^{23}$	2 – 3
0.5	$0.05 \times 10^{23}$	1.5 – 2
0.0	$0.025 \times 10^{23}$	1 – 1.5
-0.5	$0.0125 \times 10^{23}$	0.75 – 1
-1.0	$0.006 \times 10^{23}$	0.50 - 0.75
-1.5	$0.003 \times 10^{23}$	0.30 - 0.50
-2.0	$0.0015 \times 10^{23}$	< 0.30

Posteriormente, Wiegel (1970), combina las escalas propuestas por Inamura y Lida (Tabla 3). Adiciona a la escala de Inamura la cota máxima de inundación R, definida por Lida. Como la escala de Lida se extiende desde  $m = -2$  hasta  $m = 5$  y

además contiene medios grados, la adaptación de la variable R a la escala de Inamura se presenta con intervalos discontinuos.

Tabla 3. Escala de grados de Tsunami según Wiegel.

Grado de Tsunami	Altura de la ola H (m)	Runup (m)	Descripción de los daños
0	1 – 2	1 - 1.5	No produce daños.
1	2 – 5	2 - 3	Casas inundadas y botes destruidos son arrastrados.
2	5 – 10	4 - 6	Hombres, barcos y casas son barridos.
3	10 – 20	8 - 12	Daños extendidos a lo largo de 400 km de la costa.
4	> 30	16 - 24	Daños extendidos sobre más de 500 km a lo largo de la línea costera.

Fuente: Monge, 1993.

La altura de la ola H corresponde a la diferencia de nivel entre cresta y valle. Por otra parte, la cota máxima de inundación R, corresponde al lugar de la costa donde

los efectos del tsunami son máximos, Figura 2.

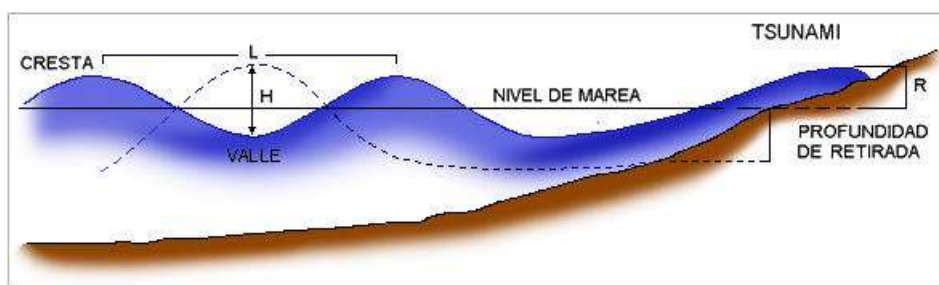


Figura 2. Altura de la ola (H) y cota máxima de inundación (R)

Según los datos preliminares obtenidos en el estudio del tsunami de Camaná, dentro de la escala planteada por Inamura sería de grado 2, considerando un runup promedio que va de 5 a 10 m y no el máximo que es de 11.66 m, ya que sería de magnitud 3 y lo daños no han sido a lo largo de 400 km de la costa, como lo describe Inamura, si no aproximadamente a 200 km. En caso de la escala según Lida, el tsunami de Camaná sería de grado 3, tomando en este caso el máximo runup de 11.66 m.; y dentro de la escala de Wiegel el grado del tsunami estaría entre 2 y 3, por la disyuntiva que hay entre la descripción de los daños y el runup.

### EL SISTEMA INTERNACIONAL DE ALARMA DE TSUNAMI DEL PACÍFICO

El objetivo operacional del Sistema de Alarma de Tsunami del Pacífico (SATP) es detectar y ubicar los terremotos ocurridos en la Región del Pacífico, determinar si ellos han generado tsunami, y proporcionar información del tsunami y alarmas en forma oportuna y efectiva a la población del Pacífico.



Figura 3. Estaciones de información del Sistema Internacional de Alarma de Tsunami del Pacífico y los tiempos de propagación de un tsunami desde Honolulu. [Fuente: SHOA, 1995]

El SATP es un programa internacional que requiere de la participación de estaciones sísmicas, de mareas, de comunicaciones y de difusión operadas por la mayor parte de las naciones localizadas alrededor del

Océano Pacífico. Las naciones participantes están organizadas bajo la comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI) como el Grupo Internacional de Coordinación para el Sistema de Alarma de Tsunami en el

Pacífico (GIC/ITSU). Actualmente integran este grupo los siguientes países: Australia, Canadá, Chile, China, Colombia, Costa Rica, Ecuador, Estados Unidos de América, Federación Rusa, Fiji, Filipinas, Francia, Guatemala, Reino Unido, Indonesia, Islas Cook, Japón, México, Nicaragua, Nueva Zelanda, Perú, República de Corea, República Democrática Popular de Corea, Samoa Occidental, Singapur, y Tailandia.

El SATP cuenta con un centro operativo, denominado Centro de Alarma de Tsunami del Pacífico (PTWC), localizado en el Observatorio Magnético y Sismológico de Honolulu (Hawaii), el cual recolecta y evalúa los datos proporcionados por los países participantes, y distribuye boletines de alarma informativos respecto la ocurrencia de un sismo importante y la generación posible o confirmada de un tsunami, Figura 3.

### **TSUNAMIS HISTORICOS EN CAMANÁ**

En el año 1590 se produjo una salida del mar, afectó campos de cultivo.

En el año 1600 se produjo otra salida del mar, que afectó campos de cultivo.

El 13 de agosto de 1868 ocurrió uno de los tsunamis más importantes, donde el mar se salió más de 2 km. aproximadamente, llegando hasta la "Legua", hoy monumento del Club de Los Leones. El tsunami hizo desaparecer el puerto que se encontraba frente al balneario de la Dehesa, situado en las siguientes coordenadas geográficas:  $-16^{\circ}38'26''$  de latitud y  $-75^{\circ}06'07''$  de longitud.

### **METODOLOGÍA DEL TRABAJO**

La metodología de trabajo utilizada en el área afectada por el tsunami fue la siguiente:

Ubicar un lugar adecuado para definir el perfil que se va a medir mediante una línea imaginaria perpendicular a la línea de costa. El lugar se escoge teniendo en

cuenta su accesibilidad y línea de vista desde el punto de inicio al final, y marcas de inundación del tsunami. La longitud del perfil varía de acuerdo al área afectada por la inundación, siendo en promedio de 250 m..

En cada perfil (Figura 4), se define el punto de cambio de pendiente de la playa, medido con un GPS portátil, se anota además, la fecha y hora de la medición. Luego se hace vista perpendicular a la línea de playa, con el distanciómetro y se toma las distancias a los puntos donde llegan la marea alta y la marea baja respectivamente, con la brújula se mide los azimut y ángulos de depresión correspondientes a las dos distancias de marea medidas anteriormente.

Terminada las mediciones de altura de mareas, se da un giro de  $180^{\circ}$  para dar inicio a las mediciones en línea recta hasta donde haya llegado la inundación, en cada tramo se mide el ángulo de elevación o depresión según sea el caso. También se anota el azimut correspondiente para asegurar la rectitud de la línea.

Dentro del área inundada se buscan e identifican huellas que haya dejado la dirección del ingreso del mar denominado como "flujo", y el de retorno como "reflujo", tomando para cada uno sus referencias de ubicación con GPS y sus respectivos azimut. También se busca en los extremos de las inundaciones o en construcciones no destruidas huellas de altura hasta donde ha llegado el agua (run-up).

En el caso del Río Camaná, las mediciones no se han podido hacer desde la línea de playa por la inaccesibilidad del terreno, pero si se ha medido la distancia de inundación por el lecho del río.

Para el caso de la Caleta de Quilca y del Puerto de Matarani, se ha tomado la infraestructura de sus embarcaderos para medir hasta donde llegó la marea del tsunami.

Para el caso de la aproximación del tsunami a la ciudad de Camaná por la

Laguna Tilimaco, se ha efectuado un levantamiento planimétrico del contorno

norte y este de inundación del tsunami por la laguna.

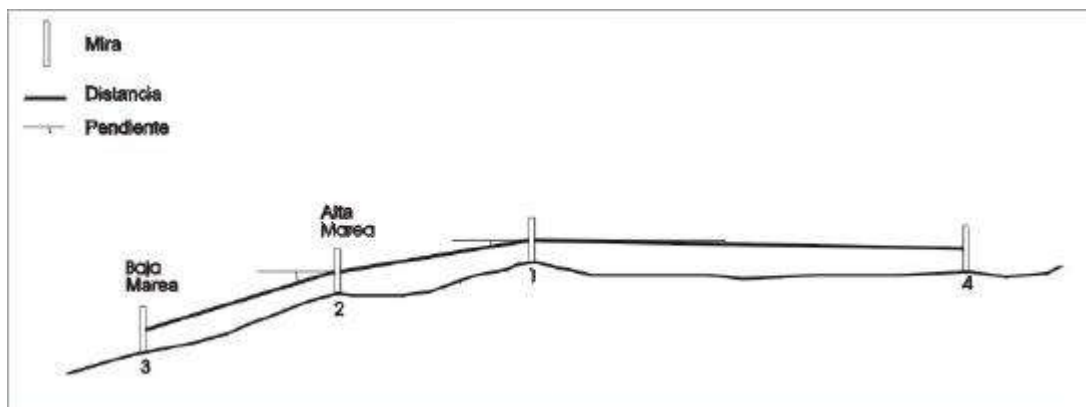


Figura 4. Esquema que muestra el perfil de nivelación para medir la longitud de inundación.

## RESULTADOS OBTENIDOS

Los resultados se presentan en tres tablas y tres mapas que contienen:

Los datos de los perfiles de medición.

Tabla de las distancias horizontales totales y de los runup (Tabla).

Las direcciones de flujo y reflujo del tsunami (Tabla).

Ubicación de las líneas de nivelación y de los límites de inundación (Mapa).

Perfiles de medición (Mapa).

Direcciones de flujo y reflujo del tsunami (Mapa).

Pero para fines de este trabajo, se presenta una tabla con los resultados preliminares (Tabla 4) y un mapa de ubicación de las líneas de medición (perfiles) y de los límites de inundación (Figura 5).

Todas las mediciones de altura del nivel medio del mar se encuentran sin la corrección por marea.

El máximo run-up alcanzó los 11,66 m de altura, en la playa San Agustín-Camaná y la mayor distancia de inundación se dió en el caserío de Pucchún con 1,089.60 m y considerando la topografía de la zona

favorable para que el tsunami penetra costa adentro, la máxima longitud tiene un promedio de 2 km el área conformada por la laguna Tilimaco.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El sistema de alerta de tsunamis, en lo que respecta a la evacuación de personas, deberá ser revisado y mejorado, pues se comprobó en el campo que por la ocurrencia del tsunami del 23.06.01 que afectó severamente los sectores periféricos de Camaná, no hubo la suficiente preparación de la población ante la ocurrencia de este tipo de evento. Esto se constata fácilmente con el elevado número de víctimas a causa de este fenómeno. Así por ejemplo, se debe conocer que un tsunami puede penetrar por ríos o quebradas, como es el caso del río Camaná donde el mar penetró más de 1 km.; y también inundó el área de la laguna Tilimaco, aproximándose a la ciudad de Camaná.

Se requiere hacer estudios para estimar la vulnerabilidad de las poblaciones a lo largo del litoral peruano, definiendo áreas potenciales de inundación por tsunamis. Esto implica conocer los tsunamis ocurridos a través de la historia para comparar sus efectos y determinar que zonas podrían ser afectadas por un futuro tsunami, como es el caso de los tsunamis

ocurridos en Camaná el 13 de agosto de 1868 y 23 de junio del 2001.

Se requieren mediciones batimétricas para determinar la profundidad de la plataforma

continental y pendiente, pues se conoce que a menores profundidades y pendientes, el tamaño de la ola del tsunami aumenta de tamaño causando un mayor daño.

Tabla 4. Resultados Preliminares

LINEA N°	LUGAR	UBICACIÓN - GPS		DH <sub>T</sub> (m)	RUNUP (m)	FLUJO		REFLUJO	
		LATITUD (S)	LONGITUD (O)			Azimut	Azimut		
1	La Chira	16°31.04'	72°55.35'	77.85	4.78				
2	Ocoña			0.00	0.00				
3	Caleta de Quilca			0.00	0.00				
4	Playa Sur de Quilca	16°43.31'	72°25.59'	19.60	4.75				
5	Playa Norte de Quilca	16°41.43'	72°29.81'	184.69	5.64				
6	Pampa Grande	16°41.37'	72°30.05'	163.91	5.03				
7	Río Camaná (Margen Izquierda)			0.00	0.00				
8	Río Camaná (Margen Derecha)			0.00	0.00				
9	Cuevas	16°39.81'	72°36.87'	162.54	3.23	N 315°	N 205°		
10	Poste C 4,135	16°39.72'	72°37.54'	280.83	7.33	N 30°			
11	Cerrillos 1	16°39.59'	72°38.14'	181.64	6.90	N 25°	N 190°		
12	Cerrillos 2	16°39.57'	72°38.67'	318.95	5.06				
13	Restaurante El Aracanto	16°39.49'	72°39.22'	370.93	0.95	N 348°	N 160°		
14	Pozo Colorado	16°39.42'	72°39.88'	536.92	6.00	N 12°	N 215°		
15	Poste C 4,79	16°39.38'	72°40.46'	585.88	3.19	N 17°	N 195°		
16	La Punta	16°39.28'	72°41.02'	520.94	2.24	N 70°	N 220°		
17	El Chorro	16°39.11'	72°41.86'	647.89	3.42	N 25°	N 315°		
18	La Deheza	16°39.08'	72°42.62'	829.74	4.95	N 50°	N 200°		
19	Pucchún	16°36.70'	72°46.66'	1089.60	8.32				
20	San Agustín	16°37.48'	72°46.30'	840.88	11.66				
21	Jahuay	16°32.90'	72°52.32'	397.83	5.94	N 50°	N 210°		
22	Matarani (Terminal Pesquero)	16°59.71'	72°60.29'	0.00	0.00				
23	Mejía	17°06.21'	71°54.57'	92.95	2.57				
24	Catas (Punta de Bombón)	17°10.56'	71°41.87'	114.94	2.49				
25	Playa Punta de Bombón	17°11.47'	71°47.50'	90.90	3.81				
26	Tanaca	15°43.54'	74°27.72'	141.88	4.26				

El máximo run-up alcanzó los 11.66 m de altura, en la playa San Agustín-Camaná y la mayor distancia de inundación se dió en el caserío de Pucchún con 1,089.60 m.

#### AGRADECIMIENTOS

Al Director del Área de Investigación sobre Prevención de Desastres del IGP, Dr. Leonidas Ocola, por brindarme la oportunidad de participar en este trabajo y

realizar mis prácticas pre-profesionales en el área que dirige. Al Ing. Porfirio Huaco por el asesoramiento en el trabajo de campo realizado. Finalmente, al IGP por el apoyo que brinda en el área de la investigación científica.



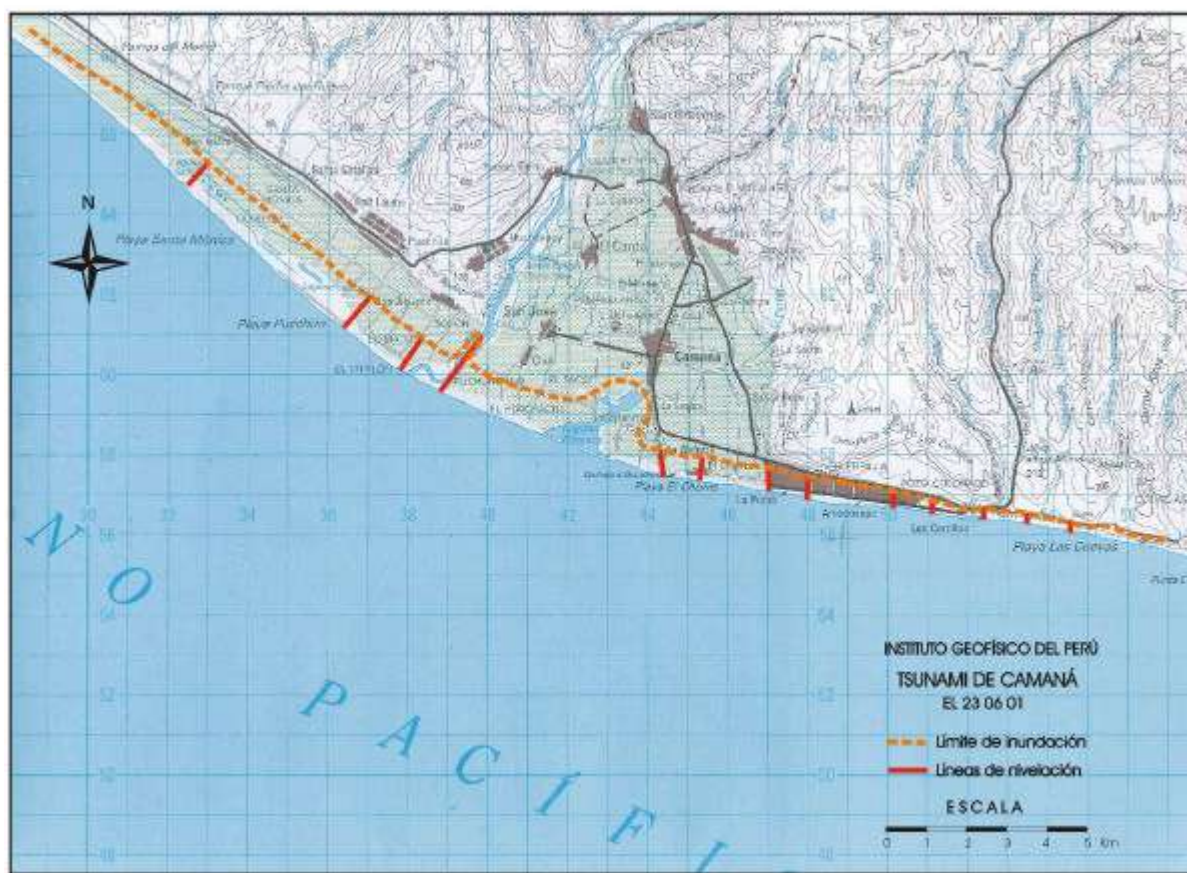


Figura 5. Mapa de ubicación de las líneas de nivelación y límite de inundación del Tsunami

## BIBLIOGRAFÍA

Dirección de Hidrografía y Navegación (DHN) (2001): Tsunami ocurrido en el sur del Perú el 23.06.01. Grupo Internacional de Estudios Post-tsunami. Lima.

Morante, J. (1993): Monografía de la Provincia de Camaná-Arequipa.

Inamura, A. (1949): Curso de Geografía del Mar: Tsunamis.  
[http://www.puc.cl/sw\\_educ/geo\\_mar/html](http://www.puc.cl/sw_educ/geo_mar/html)

Lida, L. (1963): Curso de geografía del mar: Tsunamis.

[http://www.puc.cl/sw\\_educ/geo\\_mar/html](http://www.puc.cl/sw_educ/geo_mar/html)

Wiegel, M. (1970): Curso de geografía del mar: Tsunamis.

[http://www.puc.cl/sw\\_educ/geo\\_mar/html](http://www.puc.cl/sw_educ/geo_mar/html)

Curso de Geografía del Mar: Tsunamis.

[http://www.puc.cl/sw\\_educ/geo\\_mar/html](http://www.puc.cl/sw_educ/geo_mar/html)

Terremotos y otros desastres naturales: Tsunamis.

<http://www.angelfire.com/nt/tsunamis/>



## DESLIZAMIENTOS INDUCIDOS POR SISMOS Y SUS EFECTOS EN ABANICOS ALUVIALES

**JEAN PAUL VARGAS ATOCHE**  
*E.A.P. de Ingeniería Geológica*  
Universidad Nacional Mayor de San Marcos  
uageo@yahoo.com

*Prácticas dirigidas por: Ing. Juan C. Gómez*  
*Área de Prevención de Desastres*

### RESUMEN

Se estima que sismos tan pequeños de magnitud 4.0, podrían reactivar deslizamientos de pendiente susceptible, y sismos grandes pueden generar decenas de cientos de deslizamientos a través de áreas de cientos de miles de kilómetros cuadrados, produciendo pérdidas de billones de metros cúbicos de sedimentos superficiales. Una revisión de la información del historial de sismos indica que los deslizamientos generados por estos pueden clasificarse en 14 diferentes tipos. Estos incluyen: los altamente desagregados como derrumbes de rápido movimiento, superficies de ruptura y avalanchas; así como los más coherentes como deslizamientos complejos de movimiento lento, deslizamientos de bloques, deslizamientos de tierra, desparramamiento y flujos que envuelven parcial o totalmente material licuado.

Los efectos de los deslizamientos sobre los abanicos aluviales incluye directamente depositación de material sobre superficies de abanico; agrietamiento y desplazamiento de materiales de abanico; alteraciones en depósitos de drenaje tales como deforestación, denudación, y cambios en la red de canales; y generación de grandes acumulaciones de sedimento, que podrían ser transportados a abanicos por un post sismo, flujos de agua o detritos.

### CARACTERÍSTICAS DE DESLIZAMIENTOS INDUCIDOS POR SISMOS

Los deslizamientos inducidos por sismos son de muy diferentes tipos y en un amplio rango de materiales y características. Los sistemas usados aquí para diferenciar los tipos de deslizamiento (Tabla 1) es modificada de la propuesta por Keefer (1984a), la cual fue largamente basada sobre el sistema de Varnes (1978). En todos los sistemas, los deslizamientos son nombrados de acuerdo al tipo de material y tipo de movimiento.

Keefer (1984a) identificó 8 tipos de movimientos sobre deslizamientos producidos por sismos, Tabla 1:

- Caídas
- Superficies de ruptura
- Avalanchas deslizamientos Complejos
- Deslizamientos de bloques
- Flujos lentos

- Desparramamiento
- Flujos Torrenciales

La categoría principal de material de acuerdo a Varnes (1978) y Keefer (1984a) son rocas y suelos, con la designación basada en el estado del material principal en el momento de la iniciación del deslizamiento.

Usando la combinación de tipo de movimiento y principales tipos de material Keefer (1981a) identificó 14 tipos de deslizamientos inducidos por sismos, que los agrupo en 3 categorías, Tabla I.

### CANTIDAD DE DESLIZAMIENTOS INDUCIDOS POR SISMOS

El número de deslizamientos documentados generados por 10 estudios recientes dan un rango de 23 a 50,000 (Tabla I). Este número fue determinado por un mapeo extensivo de deslizamientos y/o estudios de fotografías aéreas post-sismo. Los más pequeños de estos sismos ( $M_L = 5.3$ ) generaron 23 deslizamientos,

mientras los más grandes ( $M = 7.6$ ) generaron alrededor de 50,000. Tal determinación no es disponible para sismos más severos, pero usando más datos generales, Mathur (1953) estimo que el sismo de  $M = 8.6$  en Asma, India produjo cerca de 100,000 deslizamientos.

Usando menos información, Keefer (1984a) estimo el número de deslizamientos producidos por 40 sismos históricos, con rangos de  $M_L = 5.2$  a  $M = 9.5$ , que ocurrieron en el Norte y Sur de América, Asia, Sur de Europa, Medio Este e Islas del Pacífico.

Estimaciones de este trabajo, correlacionados con la información anterior, indican que los sismos  $M_s$  o  $M_L$  menores que 6.0 producen menos de 1,000 deslizamientos, sismos  $M_s$  entre 6.0 y 7.0 típicamente genera de unos pocos cientos a más de 10,000 deslizamientos, y sismos con  $M_s$  o  $M$  mayores que 7.0 podrían producir deslizamientos alcanzando en número desde unos cientos a más de 100,000.

### **CARACTERÍSTICAS Y EJEMPLOS DE DESLIZAMIENTOS POR RUPTURA**

Los derrumbes, superficies de ruptura y avalanchas son agrupados como deslizamientos por ruptura (Tabla 1) porque estos deslizamientos son desagregados en un amplio grado durante la iniciación del movimiento. Estos deslizamientos son también similares en su origen sobre pendientes escarpadas, se mueven a altas velocidades, y pueden transportar material a largas distancias.

En derrumbes, el movimiento toma lugar por rodamiento o caída libre. En superficies de ruptura, el movimiento toma lugar por deslizamiento translacional acompañado de una deformación interna. Las avalanchas se mueven por un complejo mecanismo implicando

componentes de deslizamiento, flujo y en algunos casos, caída libre.

### **Caídas de roca y deslizamiento de rocas**

Las caídas de rocas y deslizamientos de rocas son los más abundantes deslizamientos inducidos por sismos. Estos se originan sobre pendientes abruptas de aproximadamente  $40^\circ$  (Keefer 1984a) pero típicamente vienen a descansar sobre acumulaciones de talud o dentro de unas decenas de metros más allá de las bases de la pendiente de la cual se originaron. Las velocidades máximas de derrumbes se aproximan a las velocidades terminales de los objetos en el aire.

La mayoría de derrumbes disparados por sismos históricos tienen volúmenes menores a 10,000 m<sup>3</sup>, mientras que el más grande reportado tiene un volumen de 20 millones de m<sup>3</sup> (Costa y Schuster 1991).

Las superficies de ruptura (Tabla 1) son tan abundantes como los derrumbes (Tabla 2). Las velocidades van en un rango amplio de aprox. 0.001 a 180 m / min (Tabla 1), pero la mezcla natural de depósitos de deslizamientos rocosos sugiere que sus velocidades están en la parte alta de este rango.

### **Avalanchas de Roca.**

Las avalanchas de roca son extensas masas de roca altamente disgregadas, comúnmente mezcladas con tierra, detritos y fluidos que viajan excepcionalmente largas distancias a altas velocidades (Tabla 1). El mecanismo por el cual se mueve es un tema de considerable estudio y debate actualmente.

Una de las avalanchas de roca históricas, que fue generada por un terremoto  $M = 7.9$  en Perú en 1970, fue descrita en detalle por Plafker (1971) y Plafker y Ericksen (1978).

*Tabla 1.- Número de Deslizamientos documentados producidos por sismo.*

<b>Localización del Sismo</b>	<b>Fecha del sismo</b>	<b>Magnitud del Sismo</b>	<b>Número de Deslizamientos</b>	<b>Referencia</b>
Guatemala	4.02.1976	7.6	± 50.000	Harp et al. (1981)
Loma Prieta, Calif. USA	17.10.1989	7.0	±1.500	Manson et al. (1992);Weber y Nolan (1992)
Northridge, Calif. USA	17.11.1994	6.7	> 11.000	Harp y Jipson (1995)
Izu-Oshima Kinkai. Japan	14.11.1978	6.7	751	Istituto Geográfico de Japón (1978)
Kaoiki, Hawaii	16.11.1983	6.7	± 300	Buchanan y Banks (1987)
Coalinga, Calif. USA	2.05.1983	6.5	9.389	Keefer y Wilson (1989); Harp y Keefer (1990)
Lago Mammoth, Calif. USA	25.05.1980	6.2	5.250	Harp et al. (1984); Keefer y Wilson (1989)
Mt. Diablo, Calif. USA	24.01.1980	5.8	103	Wilson et al. (1985); Keefer y Wilson (1989)
San Salvador, El Salvador	10.10.1986	5.4	± 400	Rymer (1987)
Daly City, Calif. USA	22.05.1957	5.3	23	Bonilla (1960)

La avalancha de rocas se inició como una caída de hielo y roca del Nevado Huascarán, el pico más alto en los Andes Peruanos. Este hielo y roca cayeron inicialmente en una pendiente de 70-80° y luego se deslizaron moderadamente por toda la superficie del glaciar, (Plafker et al., 1971). La avalancha de roca contenía mayormente nieve, que se unió al agua durante el subsecuente movimiento. En el margen distal del glaciar, la masa de roca, hielo y agua fue lanzada en el aire, después de caer, mucho de este material fue conducido a un tributario del Río Santa, donde el agua adicional fue incorporada y la avalancha de roca se transformó progresivamente en flujo de escombros con un volumen entre 50 a 100 millones de m<sup>3</sup>. El flujo continuó por muchos kilómetros, donde algo del material salpicó sobre una pendiente baja, enterrando tres villas y el pueblo de

Yungay, con una población estimada de 18,000 habitantes.

El resto de flujo de escombros se movió hacia el valle tributario, cruzando el abanico aluvial y hacia el Valle Santa, enterrando muchas otras comunidades pequeñas. En todo, esta compleja avalancha de roca viajó a través de 16 km y una caída vertical de 3000-4100 m con una velocidad promedio de 280 km/h y una velocidad máxima que podía exceder 1000 km/h. Las fotografías aéreas después del terremoto mostraron que la avalancha de roca depositó material significativo en el abanico aluvial de la boca del tributario, agrandando la superficie del abanico. En suma, la avalancha de roca generó un fluido largo que fluyó por más de 150km desde el Río Santa hacia el mar.

Tabla 2. Abundancia Relativa de Deslizamientos en 40 sismos históricos (Keefe, 1984a).

<b>Tipo de Deslizamientos, en orden de Decrecimiento</b>
Muy Abundante: > 100 000 Deslizamientos
Derrumbes Superficie de Ruptura de tierra y escombros Deslizamiento de Roca
Abundancia: 10 000 a 100 000 Deslizamientos
Desparramamientos de tierra y escombros Deslizamientos Complejos de tierra y escombros Deslizamientos de Bloques de tierra y escombros Avalanchas de tierra y escombros
Moderadamente Común: 1 000 a 10 000 Deslizamientos
Derrumbes de tierra y escombros Flujos Rápidos de Tierra y escombros Deslizamientos Complejos de Rocas
No Común: < 1 000 Deslizamientos
Deslizamientos Subacuáticos Deslizamientos lentos de tierra Deslizamientos de Bloques de roca Avalanchas de roca

Nota: El Método de cálculo numérico de Deslizamientos es explicado en Keefe (1984a)

Una avalancha de roca similar fue iniciada por un terremoto en 1984 en la Prefectura Nagano, Japón, que tuvo una magnitud de 6.8 medida por la Agencia Meteorológica de Japón. Esta avalancha de roca fue originada como un deslizamiento de bloques grandes, con un volumen determinado por el Instituto de Estudios Geográficos de Japón de 36 millones de m<sup>3</sup>, que se separaron del flanco del volcán activo Mt. Ontake. En el deslizamiento, este bloque empezó a disgregarse hacia una corta distancia y la mayor parte del material fue transportado hacia el valle de primer orden, sumándose mucha cantidad de agua. Cerca de 2 km río abajo, el material se expandió por más de 100 m sobre la cresta, formando una segunda avalancha de roca en el valle adyacente. Las dos avalanchas de roca convergieron en las uniones de los valles y se aproximó a los 70 m hacia la cresta en el río Ohtaki, donde se creó un deslizamiento de represa. La avalancha de roca viajó 12.4 km a una velocidad promedio que excedía los 80 km/h. Después de un mes del terremoto, según lo estimado por los ingenieros del

Ministerio de Construcción del Japón, el río Ohtaki erosionó muchos millones de metros cúbicos de deslizamiento y depositó este sedimento en un reservorio hacia abajo.

Las avalanchas de roca fueron de diferentes tipos de terremotos que inducen deslizamientos fueron identificados por Keefe. Así, en 40 terremotos que el estudió, fueron generados más de 100 avalanchas de rocas, de éstas, más de la mitad ocurrieron durante el terremoto de Alaska M = 9.2 de 1964. Sin embargo, debido a los grandes volúmenes y largas distancias de viaje de las avalanchas de roca tuvieron efectos geomorfológicos que fueron desproporcionados a sus números. Un estudio de las fuentes de avalanchas de rocas mostró que todas eran en pendientes mayores mayores de 25° y todas fueron en pendientes cortadas por la erosión de canales activos o por erosión glaciaria activa o reciente.

El terremoto de California de Enero de 1994, generó miles de deslizamientos de

este tipo. La mayoría se localizó en un área de 1000 km<sup>2</sup> cerca del epicentro. Estos deslizamientos incluyeron caídas y avalanchas que denudaron el 75% del área de la pendiente en algunas cuencas de drenaje. Sus volúmenes oscilaron entre 1 m<sup>3</sup> a más de 100,000 m<sup>3</sup> y muchos fueron más pequeños de 1,000 m<sup>3</sup>.

### **CARACTERÍSTICAS Y EJEMPLOS DE DESPARRAMAMIENTOS Y FLUJOS**

Los deslizamientos inducidos por terremotos en esta categoría han sido reportados solo en materiales de tierra y detritus. Desparramamientos y flujos son relativos a que el movimiento se genera primariamente por movimientos de flujos y expansiones laterales en las zonas basales de un material fluido, mientras que los flujos de tierra y los flujos de detritus son más fluidos.

#### **Flujos de tierra rápidos y flujos de detritus**

Los fluidos o flujos de alta velocidad de tierra o de detritus son generados por terremotos en números moderados. Ellos pueden viajar por distancias de más de 1 km sobre pendientes de unos pocos grados transportando cientos de toneladas de bloques. Estos deslizamientos virtualmente siempre envuelven materiales saturados y los terremotos han sido generados en ellos en pendientes de 2.3°. Tales terremotos y flujos de detritus han sido más comunes en loess, saprolitos y lateritas erosionadas, ceniza volcánica y escoria, mientras que un pequeño número ha sido generado en una variedad de otros materiales, incluyendo sedimentos de un abanico aluvial.

Cientos y miles de flujos de detritus fueron generados por los terremotos del 5 de Marzo de 1991 en el noreste de Ecuador. Como describió Nieto (1991) y Schuster (1996) muchos fueron iniciados en pendientes del Volcán Reventador en lateritas saturadas, saprolitos y depósitos piroclásticos consistentes de ceniza, lapilli y pumita. Muchos de los flujos empezaron como deslizamientos de detritus quebrados

de 1.5 a 2 m de espesor, que se transformaron progresivamente en flujos de detritus fluidos debido a la alta porosidad y saturación de los materiales fuente. Muchos de los flujos de detritus fueron movidos hacia los valles de bajo orden, ríos tributarios donde entraron grandes volúmenes aluviales y coluviales. Las fotografías después del terremoto mostraron que algunos detritus crearon grandes abanicos en los suelos de los valles y en las desembocaduras de los tributarios, mientras que otros agradaron los abanicos existentes.

### **EFFECTOS DE LOS DESLIZAMIENTOS EN ABANICOS ALUVIALES**

Keefe (1999) ha estudiado en detalle los efectos de deslizamientos inducidos por sismos en abanicos aluviales, toma como ejemplo un valle del sur de Perú.

Los efectos de la agradación post-terremoto en los abanicos aluviales y los planos aluviales en el drenaje del río Osmore inferior, al sur de Perú, son temas de un estudio continuo. Aquí los abanicos aluviales bordean los planos aluviales de los ríos Moquegua e Ilo y los abanicos costeros están presentes en las bocas de muchas cuencas de drenaje hacia el norte. Esta región es hiperárida, con lluvias anuales de menos de 100 mm y la actividad del flujo y fluido ocurren sobre lluvias torrenciales infrecuentes generadas por los eventos de la corriente del Niño, que tiene un intervalo de recurrencia promedio de 10-25 años.

Los abanicos aluviales de la región Osmore contienen una extensión de depósitos de flujo - fluido que datan de pocos años antes de un terremoto de magnitud 8.4 que ocurrió el 24 de Noviembre de 1604. Los depósitos de flujo de detritus fueron probablemente producidos por el primer post-terremoto del fenómeno del Niño, que ocurrió en 1607-08, porque después de caer una capa de ceniza volcánica depositada durante la erupción del volcán Huayna Putina en Febrero de 1600 y no se ha registrado el fenómeno del Niño en la región entre la



erupción de 1607-08. Estos depósitos de detritus son diferentes de los anteriores y los posteriores expuestos en los abanicos aluviales en diferentes formas, incluyendo su mayor espesor, evidencia de una baja anomalía en los contenidos de agua y la incorporación de cantidades substanciales de detritus angulares y gruesos. El terremoto de 1604 casi produjo cientos de millones o billones de metros cúbicos de material de deslizamiento. Debido a que la naturaleza de las pendientes de esta

región, mucho de este material de deslizamiento podría ser de detritus angulares, gruesos de rocas sueltas y fracturadas. Las constricciones y características de estos depósitos de detritus sugieren que los abanicos fluviales a través de la región fueron agradados por cantidades substanciales de material de deslizamiento inducido por terremotos y removilizados por fluidos de detritus post-sísmicos.

Tabla 3. Áreas de pendiente denudadas por deslizamientos inducidos por sismos.

Sismo Localización	Sismo Fecha	Sismo Magnitud	Área Planimétrica sobre la cual se midió la denudación (Km <sup>2</sup> )	Porcentaje Pendiente Área Denudada (%)	Área de pendiente denudada (Km <sup>2</sup> )	Referencia
Chile	22.05.1960	9.5	9.000	> 2.8	> 250	Veblen y Ashton (1978)
Assam, India	15.08.1950	8.6	31.000	33	10.230	Mathur (1953)
Torricelli Mns., Papua Nueva Guinea	20.09.1935	7.9	1.662	8	133	Garwood et al. (1979) de los datos de Simonett (1967)
Guatemala	04.02.1976	7.6	Ver, Fig. 12	5 a >50	n.d.	Harp et al. (1981)
San Juan, Argentina	23.11.1977	7.4	700	13 – 20	91 – 140	Interpretación de fotos aéreas por el Autor
Noreste de Ecuador	05.03.1987	7.2	90	75 – 100	> 68	Schuster et al. (1996)
Noreste de Ecuador	05.03.1987	7.2	430	25 – 75	108 – 322	Schuster et al. (1996)
Madang, Papua Nueva Guinea	31.10.1970	7.1	240	25	60	Pain and Bowler (1973)
Dariem, Panamá	11.07.1976	7.0	160	20	32	Garwood et al. (1979)
Dariem, Panamá	11.07.1976	7.0	193	11	21	Garwood et al. (1979)
Arthur's Pass, Nueva Zelanda	09.03.1929	6.9	820	30 – 50	246 – 410	Adams (1980)
Northridge, Calif. USA	17.01.1994	6.7	n.d.	> 75	n.d.	Harp y Jibson (1995)
Lago Mammoth, Calif. USA	25.05.1980	6.2	38	5	2	Medidas del autor de datos de Harp et al. (1984)
Lago Mammoth, Calif. USA	25.05.1980	6.2	158	4	6	Medidas del autor de datos de Harp et al. (1984)

La evidencia descrita indica que los deslizamientos inducidos por terremotos pueden afectar los abanicos aluviales de cuatro formas: (1) depositando material directamente en la superficie del abanico, (2) rompiendo, desplazando o removiendo el material existente en el abanico, (3)

alterando características de las cuencas de drenaje y (4) generando sedimentos que pueden después ser transportados a los abanicos por flujos de agua o de detritus. Producción de Sedimentos por los Deslizamientos inducidos por Terremotos

Los deslizamientos inducidos por terremotos pueden ser agentes locales y regionales de generación de sedimentos, por ejemplo, con terremotos de magnitud superior a 8.0 puede acarrear un movimiento de más de 1 billón de m<sup>3</sup> de material de deslizamiento. El modelado de la importancia potencial de los deslizamientos inducidos por terremotos en el transporte de sedimentos fue estudiado por Keefer (1994) en 12 regiones activamente sísmicas. Este modelo indica que las razones de transporte de sedimentos por deslizamientos inducidos por terremotos fueron muy altos en cuatro de estas regiones y moderadamente altos en otras

cuatro o cinco. Por el contrario, las razones fueron relativamente bajas para Irán, Tibet y la Sierra Nevada de California.

Entre los deslizamientos inducidos por terremotos, los seis tipos de fracturas y flujos de tierra y de detritus son similares a los generados por grandes volúmenes de sedimentos para alimentar los canales y así potencialmente a los abanicos aluviales. Todos estos tipos de deslizamientos pueden trasportan material altamente disgregado de las pendientes ascendentes en los pisos del valle hacia los canales.

*Tabla 4. Volumen Total de material de deslizamiento generado por sismos (Keefer, 1994)*

<b>Sismo Localización</b>	<b>Sismo Fecha</b>	<b>Sismo Magnitud</b>	<b>Volumen de Material de Deslizamiento (m<sup>3</sup>)</b>	<b>Referencia</b>
Asma, India	15.08.1950	8.6	4.7 x 10 <sup>10</sup>	Mathur (1953)
Torricelli Mns., Papua Nueva Guinea	20.09.1935	7.9	2.15 x 10 <sup>8</sup>	Simonett (1967)
Perú	31.05.1970	7.9	1.4 x 10 <sup>8</sup>	Plafker et al. (1971)
Buller, Nueva Zelandia	17.06.1929	7.6	1.3 x 10 <sup>9</sup>	Adams (1980)
Guatemala	04.02.1976	7.6	1.16 x 10 <sup>8</sup>	Harp et al. (1981)
Noreste de Ecuador	05.03.1987	7.2	9.5 x 10 <sup>7</sup>	Nieto et al. (1991); Schuster et al. (1996)
Inangahua, Nueva Zelandia	23.05.1968	7.1	5.2 x 10 <sup>7</sup>	Adams (1980)
Madang, Papua Nueva Guinea	31.10.1970	7.1	2.8 x 10 <sup>7</sup>	Pain y Bowler (1973)
Dariem, Panamá	11.07.1976	7.0	1.3 x 10 <sup>8</sup>	Garwood et al. (1979)
Loma Prieta, Calif., USA	17.10.1989	7.0	7.5 x 10 <sup>7</sup>	Keefer et al. (1991); Manson et al. (1992); Weber y Nolan (1992)
Arthur's Pass, Nueva Zelandia	09.03.1929	6.9	5.9 x 10 <sup>7</sup>	Adams (1980)
Coalinga, Calif., USA	02.05.1983	6.5	1.9 x 10 <sup>6</sup>	Harp y Keefer (1990)
Lago Mammoth, Calif. USA	25.05.1980	6.2	1.2 x 10 <sup>7</sup>	Harp et al. (1984); Keefer y Wilson (1989)
San Salvador, El Salvador	10.10.1986	5.4	3.78 x 10 <sup>5</sup>	Rymer (1987)
Daly City, Calif., USA	27.03.1957	5.3	6.7 x 10 <sup>4</sup>	Bonilla (1960)

Los transportes de sedimentos substanciales también ocurrieron inmediatamente después del terremoto de 1970 en la parte central de Perú. Sin embargo, el área está sujeta a un fenómeno, el fenómeno del Niño y tales fluidos fueron transportando grandes volúmenes de sedimentos dos años después del terremoto. En las regiones particularmente áridas, donde muchos canales pueden estar secos la mayor parte del tiempo, el sedimento de un deslizamiento inducido por terremotos puede ser transportado fuera de las cuencas de drenaje y hacia los abanicos aluviales solo durante los eventos fluidos principales. Finalmente, los efectos que los sedimentos generados por deslizamientos en las cuencas de drenaje tienen un abanico aluvial que depende en parte de las características de los abanicos en sí. El tamaño, gradiente y drenaje de un abanico determinan cuanto y que tipo de sedimento es depositado en el abanico y como se distribuye el sedimento.

#### **DESLIZAMIENTOS INDUCIDOS POR SISMOS OCURRIDOS EN EL PERU PERÍODO 1970-1981**

##### ***31 de Mayo de 1970***

Terremoto que afectó el departamento de Ancash y el sur de La Libertad. A consecuencia del terremoto se produjo un gran aluvión que arrasó la población de Yungay, en el callejón de Huaylas. La cornisa norte del nevado Huascarán se desprendió arrastrando piedras, hielo y lodo cubriendo Yungay y parte Ranrahirca. Martínez (1971) reporta que más de 30,000 personas quedaron sepultadas en Yungay y Ranrahirca bajo una masa de lodo y rocas cuyo volumen se estimó en más de 250 millones de metros cúbicos y una altura de más de 6 metros.

Otros aludes de menor magnitud se produjeron sobre la laguna de Llanganuco y sobre la de Parón (Plafker et al, 1971). Los más grandes deslizamientos estuvieron concentrados en los cursos bajos del río Santa y tributarios (Erickson

et al, 1970). Un gran deslizamiento de forma rotacional se observó a lo largo de la margen derecha del río Santa, a la altura de Recuay, que represó al río (Silgado, 1978).

##### ***5 de Mayo de 1971***

Violento sismo estremeció la provincia de Sihuas (Ancash). Como consecuencia de los desplomes y deslizamiento que se produjeron en el caserío de San Miguel de Chingalpo y pueblo de Quiches murieron cinco personas y treinta quedaron heridas. Otros deslizamientos inutilizaron las vías de acceso a esa provincia. (Silgado, 1978).

##### ***14 de Octubre de 1971***

Sismo en la provincia de Aimaes, Apurimac. Perales et al. (1972) observaron agrietamientos del terreno en las localidades de Sañaica, Ihuayllo, Chacapuente, Mosecca, Hurquizo y Huaracci. También observaron derrumbes en la localidad

##### ***20 de marzo de 1972***

Sismo en el nororiente. Perales y Agroamonte (1972) identificaron tres derrumbes alrededor de Saposoa. En Tarapoto se produjeron derrumbes de taludes en la banda derecha del Shilcayo. En Moyobamba se produjo un aluvión en Jepelacio.

##### ***3 de octubre de 1974***

Terremoto en Lima. Giesecke et al (1980) observaron derrumbes de material aluvial en los acantilados situados entre Magdalena y Chorrillos.

##### ***10 de Noviembre de 1980***

Sismo en Ayacucho, Ocola (1981) indica que ocurrieron fenómenos geológicos de asentamientos y deslizamientos de grandes porciones de tierra, principalmente en taludes de fuerte pendiente.

### **17 de Abril de 1981**

Sismo en Ayacucho. Ocola (1981) anota que en Opancca, Paccha y Ticllas se han podido observar deslizamientos de rocas y derrumbes. También en los cerros Moyo Orcco y Suyto Orcco y en las quebradas de Molinos y Cruz – huayro.

De los ejemplos citados se observa que los deslizamientos son eventos naturales que suceden con frecuencia en las cuencas hidrográficas del Perú asociados a la ocurrencia de sismos y a las condiciones del clima, topografía y geología contribuyen a su ocurrencia.

### **CONCLUSIONES**

Los terremotos pueden causar deslizamientos de diferentes tipos en una amplia variedad de materiales y ambientes geológicos. El más abundante de estos son las caídas de rocas, bloques de rocas fracturados y bloques fracturados de flujos y tierra, pueden transportar grandes cantidades de masas disgregadas de material a grandes distancias y altas velocidades.

Los números, tipos y distribución de los deslizamientos producidos por un terremoto dependen de muchos factores, incluyendo las condiciones geológicas en las que el área es removida. En general, el número de deslizamientos, el área afectada por el deslizamiento y el volumen total de material descargado de las pendientes por un terremoto muestran una correlación con la magnitud del terremoto.

Los cambios inducidos por los deslizamientos en las cuencas de drenaje, afectan los abanicos aluviales asociados, dependiendo de la interacción compleja de diferentes factores como: la naturaleza de los procesos de movimientos post-sísmicos de las pendientes y las características del fluido en el drenaje.

En el Perú, la ocurrencia de deslizamientos asociados a sismos es muy frecuente y han causado muchos daños a la infraestructura física.

Los abanicos aluviales que contienen sedimentos acarreados por deslizamientos post-sísmicos han sido estudiados en detalle en el país en el valle de Osmore, Moquegua, en el cual se han podido diferenciar una serie de depósitos asociados al sismo de 1604 que afectó esa región del país.

En el Perú, no se cuenta aún con una base de datos que incluya y diferencie estos tipos de fenómenos de remoción de masas asociados a sismos. El reconocimiento de este tipo de eventos será de mucha utilidad en los estudios de peligro sísmico y geológico.

### **AGRADECIMIENTOS**

Mi agradecimiento al Director del Área de Investigación sobre Desastres Naturales, Dr. Leonidas Ocola, por brindarme la oportunidad de realizar mis prácticas pre-profesionales en el área que dirige. Asimismo, mi agradecimiento al Ing. Juan Carlos Gómez, por el asesoramiento de los trabajos que realicé en el área. Finalmente, hago extensivo mi agradecimiento al Instituto Geofísico del Perú, por el apoyo a nosotros los estudiantes en realizar prácticas en el área de Ciencias de la Tierra.

### **BIBLIOGRAFIA**

Adams, J. (1980): Contemporary Uplift And Erosion Of The Southern Alps, New Zealand: Geological Society Of America, Bulletin, V. 91, No. 1. U.S.A.

Bonilla, M. (1960): Landslides In The San Francisco South Quadrangle, California: Us Geological Survey. Open-File Report 500. Usa.

Buchanan-Banks, J. (1987): Structural Damage And Ground Failures From The November 16, 1983, Kaoiki Earthquake, Island Of Hawaii. Us Geological Survey, Professional Paper 1350, V. 2, P. 1187-1220.USA.

- Costa, L. y Shuster, J. (1991): Documented historical landslide dams from around the world: USGS. Open file Report 91,239. USA.
- Garwood, N., Janos, D. y Brokaw, N. (1979): Earthquake-Caused Landslides: Major Disturbance To Tropical Forests: Science, V. 205. U.S.A.
- Giesecke et al. (1980): Terremoto de Lima del 03.1974. Sociedad Geográfica de Lima. Lima.
- Harp, E. y Jipson, R. (1995): Inventory Of Landslides Triggered By The 1994 Northridge California Earthquake. Us Geological Survey, Open File Report 95-213. USA.
- Harp, E. y Keefer, D. (1990): The Colinga, California, Earthquake Sequence Of May 2, 1983: Landslides. Us Geological Survey. Professional Paper 1487. USA.
- Harp, E., Wilson, R. y Wiczorek, G. (1981): Landslides From The February 4, 1976, Guatemala Earthquake: Us Geological Survey, Professional Paper 1203-A, 35 P. USA.
- Instituto Geográfico de Japón (1978): Near Izu-Oshima Earthquake, Relationship Between Damage And Topography Map: Scale 1:50,000
- Keefer, D. (1984a): Landslides caused by earthquakes: Geological Survey of america, Bulletin v. 95, p. 406-421. USA.
- Keefer, D. y Wilson, R. (1989): Predicting Earthquake-Induced Landslides: Studies From The Inland Valleys Of Southern California: Riverside, University Of California, Inland Geological Society. Publication 2. USA.
- Keefer, D. (1994): The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion: Geomorphology, v. 10, p. 265-284. USA.
- Keefer, D. (1999): Earthquake-induced landslides and their effects on alluvial fans. Journal of Sedimentary of america. Vol. 69. USA.
- Martinez, A. (1971): Efectos del sismo del 31.05.1970, Huaraz. Revista UNI-FIC. Lima.
- Manson, M., Keefer, D. y Mckittrick, M. (1992): Landslides And Other Geologic Features In The Santa Cruz Mountains, California, Resulting From The Loma Prieta Earthquake Of October 17, 1989. Open File Report 91-05. USA.
- Mathur, L. (1953): Assam Earthquake Of 15<sup>th</sup> Aug. 1950. National Geophysical Research Institute, Hyderabad, India. The Central Board Of Geophysics, Publication 1.
- Nieto, E. (1991): Mass wasting and flooding. The March 5, 1987 Ecuador Earthquake. National Research Council. Washington D.C. Natural Disaster Studies v. 5, p. 51-82. USA.
- Ocola, L. (1981): El sismo de Ayacucho de 1980. Informe interno Instituto Geofísico del Perú. Lima
- Pain, C. y Bowler, J. (1973): Denudation Following The November 1970 Earthquake At Madang, Papua New Guinea: Zeitschrift Fur Geomorphologie, Supplementband 18. Germany.
- Perales et al. (1972): Efectos geológicos del sismo del 14.10.1971 en la Provincia de Aimaraes, Apurímac. Sociedad Geológica del Perú. Vol. 52. Lima.
- Plafker, E. y Ercksen, L. (1978): Nevados Huascarán Avalanches, Peru, in Voight B. ed. Rockslides and Avalanches. Amsterdam, Elsevier. Holland.
- Rymer, M. (1987): The San Salvador Earthquake Of October 10, 1986 – Geologic Aspects: Earthquake Spectra, V. 3. USA.

Schuster, R., Nieto, A., Crespo, E. y Plaza,-Nieto, G. (1996): Mass Wasting Triggered By The 5 March 1987 Ecuador Earthquakes: Engineering Geology, V. 42. USA.

Shuster, R. (1996): Mass wasting triggered by the 5 March 1987 Ecuador Earthquakes: Engineering Geology, vol. 42. USA.

Silgado, E. (1978): Historia de los sismos más notables en Perú. INGEOMIN. Lima.

Simonett, D. (1967) Landslide Distribution And Earthquakes In The Bewani And Torricelli Mountains, New Guinea. Cambridge University Press. U.S.A.

Varnes, D. (1978): Slope movement type and processes. Transportation Research Board, Special Report 176. USA.

Veblen, T. y Aston, D. (1978): Catastrophic Influences On The Vegetation Of The Valdivian Andes, Chile: Vegetatio, V. 36. USA.

Weber, G. y Nolan, J. (1992): Landsliding In The Epicentral Region Of The October 17, 1989 Loma Prieta Earthquake. Association Of Engineering Geologists, 35<sup>th</sup> Annual Meeting, Long Beach, California. USA.



## **PROPUESTA DE OPTIMIZACIÓN DE LA RED SÍSMICA NACIONAL INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ**

**ISABEL BERNAL ESQUIA**

*Ingeniero en Geofísica*

*Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología*

*ibernal@axil.igp.gob.pe*

### **INTRODUCCIÓN**

Para el monitoreo de la sismicidad de una área o región en particular, es necesario contar con un buen número de estaciones sísmicas a fin de diseñar una red, cuya característica principal sea el permitir tener una buena cobertura azimutal sobre el área de estudio y así, obtener registros de buena calidad, al margen de la complejidad que pudieran presentar. En general, una red sísmica está constituida por un conjunto de estaciones que de acuerdo a las dimensiones del área de estudio pueden ser denominadas como red local, regional o mundial. La red sísmica local, considera estaciones distribuidas en áreas pequeñas, en donde la distancia entre estaciones es muy corta y la transmisión de la data es generalmente directa al centro de adquisición. La finalidad de estas redes es obtener información microsísmica. La red sísmica regional considera áreas mayores; por lo tanto, la distancia entre estaciones es mayor y la transmisión de la data se realiza por telemetría, línea telefónica o satélite. La finalidad de estas redes es principalmente el monitoreo sísmico regional, como parte de los objetivos de las redes sísmicas de cada país. Finalmente, la red mundial está constituida por estaciones distribuidas en el mundo a distancias telesísmicas ( $10^\circ$  aproximadamente) y la transmisión de la data se realiza por satélite, siendo su principal objetivo el monitorear la actividad sísmica a escala mundial. Cabe mencionar, que la capacidad de registros de cada red dependerá del área a monitorear, del tipo de instrumental y del umbral mínimo de magnitud de los sismos que se desee registrar.

La Red Sísmica de Perú es de tipo regional, siendo la primera estación

instalada en 1907 en la ciudad de Lima y posteriormente, en 1931 en Huancayo equipada con 6 sismómetros (3 de periodo corto y 3 de periodo largo) y en 1962, estaciones similares se instalaron en Ñaña (Lima) y Arequipa (Tavera, 2001). Estas estaciones fueron integradas a la Red Sísmica Mundial “World Wide Seismological Standard Network”. En general, se puede considerar que la Red Sísmica Nacional (RSN) tuvo sus inicios en la década de los 80’, fecha en que estuvo constituida por 20 estaciones de periodo corto instaladas cerca de la costa en las regiones Norte y Centro de Perú. A partir del año 1996, la RSN inicia su implementación con estaciones de banda ancha y actualmente está conformada por 31 estaciones; de las cuales, 20 son de periodo corto con transmisión de datos por telemetría; mientras que, las 11 restantes son de banda ancha con acceso remoto vía interrogación telefónica.

Sin embargo, la actual distribución geométrica de las estaciones que integran la RSN no permite disponer de una cobertura azimutal aceptable sobre las zonas de mayor potencial sísmico, de ahí que sea posible que algunas áreas sean consideradas como asísmicas. Asimismo, el acceso a las estaciones de banda ancha frecuentemente se realiza por telefonía celular, siendo únicamente la data de las estaciones de periodo corto las que llegan en tiempo real a la central de registro. Evidentemente, estos problemas no permiten conocer en detalle las características de la sismicidad netamente local, además de los problemas adherentes a la disponibilidad inmediata de los datos para localizar los sismos. En el presente estudio se aplica una metodología para optimizar la distribución geométrica de la Red Sísmica de acuerdo a la experiencia



conseguida en este campo por parte de los investigadores japoneses. Los resultados que se presenta, son parte de la experiencia obtenida por el autor durante una estancia corta de dos meses en el Instituto Internacional de Sismología e Ingeniería Sísmica, Tsukuba-Japón.

## **LA RED SÍSMICA NACIONAL (RSN)**

La Red Sísmica de Perú consta de 31 estaciones distribuidas en casi todo el territorio peruano según se muestra en la Figura 1. De estas estaciones, 20 están equipadas con sismómetros de periodo corto (SP) de tres y una componente y las 11 restantes, con sismómetros de banda ancha (BB) del tipo Reftek. Asimismo, integran la RSN, una estación de periodo largo de tres componentes (LP) instalada en ÑAÑA (Lima) y 7 estaciones acelerográficas (SM) instaladas en el Complejo Hidrológico del Mantaro (CHM), en la sede central del IGP y en las universidades de Trujillo y La Católica en Lima. En el caso de los sismómetros de SP, las señales sísmicas son tratadas analógicamente y transmitidas por radio en tiempo real a la sede central del Instituto Geofísico del Perú en Lima (IGP) y en donde son registrados en formato digital usando un convertidor analógico/digital. La señal de las estaciones de tipo Reftek es almacenada en las unidades de campo y otras transferidas a la sede central mediante interrogación por línea telefónica.

Los sismómetros SP (Figura 2a), son del tipo Kinematics y tienen como frecuencia máxima de registro a 1 Hz (SS-1, L4C y WR1), siendo la magnificación usualmente del orden de  $10E+4$  o  $10E+5$ . Estos sismómetros permiten registrar altas frecuencias, característica de sismos estrictamente locales. Los sismómetros de BB (Figura 2b), son del tipo Kinematics o Nanometrics 24-bit y tienen rangos de frecuencia entre 0.03 a 50 y 100Hz. La principal ventaja de estos instrumentos es que presentan una banda grande de frecuencias. Los sismómetros de LP (Figura 2c), registran frecuencias bajas del orden de 0.066 a 0.033 Hz y su curva de

máxima magnificación esta alrededor de  $5E+3$ , siendo utilizados principalmente para la detección y registro de ondas superficiales. Finalmente, los acelerómetros (SM) registran frecuencias altas originadas por sismos de considerable magnitud dependiendo del rango de profundidad (Figura 2d). La sensibilidad de estos instrumentos ha sido ajustada a 0.5 y 0.25g.

Actualmente, la transmisión de la data de la RSN se realiza de dos modos (Figura 1): por telemetría permitiendo tener los datos en tiempo real mediante un sistema de adquisición ACQ-Sismalp que registra eventos por STA/LTA. Esta información es utilizada para el procesado rápido de sismos sensibles. El sistema de adquisición y procesamiento de datos ACQ-Sismalp, ha sido implementado recientemente con una serie de algoritmos que han permitido brindar mayor rapidez y dinamismo a los procedimientos que se siguen para localizar los sismos. La transmisión de datos por acceso remoto se realiza mediante interrogación por línea telefónica, siendo este procedimiento realizado únicamente cuando el sismo ha sido sentido al menos con intensidad III en MM. En general, la información sísmica es almacenada en formatos compatibles para su rápido acceso para futuros análisis o trabajos de investigación. Esta información es utilizada en la edición mensual de boletines internos de los sismos sensibles.

De todas las estaciones que integran la RSN, la de CAJ (Cajamarca) con nueva infraestructura y sistema operativo, será incorporada próximamente a la red sísmica del CTBTO (Comprehensive Nuclear Test-Ban Treaty). Asimismo, algunas estaciones conforman redes locales para el monitoreo de la actividad microsísmica de algún proyecto como la Red Sísmica telemétrica de Tablachaca (estaciones TBL, ATP, QCH, WAL, QCO, RUN) o la asociada a una posible reactivación del volcán Misti en Arequipa (estación MIS).





## METODOLOGÍA PARA EL DISEÑO DE UNA RED SÍSMICA TEÓRICA

Según la experiencia de investigadores japoneses, desde un punto de vista teórico es posible diseñar una geometría para la distribución espacial de las estaciones que puedan integrar una red sísmica en función del registro de sismos con umbrales de magnitud menor o igual a 2.5. Esta metodología se basa principalmente en determinar la distancia que se debe considerar entre estación-estación, obtenido a partir de la relación existente entre la magnitud y la amplitud de la onda S para un sismo de foco superficial y magnitud  $M_L$  igual a 2.0. En estas condiciones, Inoue (2001) propone la siguiente relación:

$$0.85M - 2.5 = \log A + 1.7 \log r \quad \dots(1)$$

donde:

M = Magnitud del sismo a registrarse  
 A = Amplitud máxima de la onda S (cm/seg) para el sismo de magnitud  $M_L$ .  
 r = Distancia entre las estaciones (km)

Para la aplicación de esta relación se debe considerar que la amplitud de la onda P debe ser aproximadamente 1/3 de la amplitud de la S; además, la amplitud de la P debe ser el doble de la amplitud del ruido. Teóricamente, la amplitud del ruido sísmico es del orden de 20 micrones (cm/seg). Si se desea registrar sismos con magnitudes  $M_L$  del orden de 2.5, se puede asumir que la amplitud del ruido debe ser del orden de  $20E-6$  micrones, la amplitud de la onda P de  $40E-6$  micrones y de la onda S de  $120E-6$  micrones.

Considerando los valores anteriores y aplicando la relación (1), para monitoriar sismos con magnitudes  $M_L$  igual y mayor a 2.5, se debe considerar un intervalo mínimo entre estaciones de 122 km de distancia. Por lo tanto, la Red Sísmica de Perú debería estar compuesta por 115 estaciones distribuidas según se muestra en la Figura 3 Si se considera bajar el umbral de magnitud a 2.0  $M_L$ , el intervalo entre estaciones sería equivalente a 70 km y la red sísmica tendría 170 estaciones.

Evidentemente, para la distribución de las estaciones propuestas en la Figura 3 no se ha considerado elementos determinantes como es la topografía de Perú, ni la ubicación y geometría de las principales fuentes sismogénicas. Según la Figura 3, algunas de las estaciones deberían ser instaladas en lugares inaccesibles o faltos de total comunicación.

## Tipos De Transmisión de Datos

La transmisión de los datos sísmicos pueden realizarse por telemetría, satélite, radio o teléfono; sin embargo, el procedimiento que se seleccione dependerá de la disposición económica y de la geomorfología del país. Las características principales de cada tipo de transmisión de datos pueden ser resumidas como sigue:

-*Línea telefónica desconectada.* Consiste en realizar una llamada por teléfono y por interrogación lograr acceso a la base de datos. La ventaja de este procedimiento es que su costo es bajo y la desventaja, que es un medio de transmisión muy lento.

-*Línea telefónica exclusiva.* En este tipo de transmisión el flujo de la data es continuo; es decir, en tiempo real aunque su costo de operación es alto.

-*Transmisión por Radio UHF.* En este tipo de transmisión el flujo de la data es continuo y en tiempo real. La principal ventaja de este medio es que su costo de operatividad es bajo y su desventaja, es que transmite información a distancias limitadas (<200km).

-*Transmisión de data por satélite (VSAT).* Este procedimiento tiene como ventaja la no-interferencia en la transmisión de datos y la alta calidad de los mismos, siendo su flujo continuo o en tiempo real. La principal desventaja es que su costo de instalación y operatividad es muy alto.



## **OPTIMIZACIÓN DE LA RED SÍSMICA NACIONAL**

De acuerdo al trabajo realizado en el Instituto Tsukuba en Japón, para considerar la optimización de la Red Sísmica Nacional, es necesario tener en cuenta que se debe contar con estaciones de SP, BB, LP y SM, las mismas que pueden ser compradas sin sobrepasar un monto total de 500,00 dólares. Por otro lado, es necesario considerar que para definir el número y tipo de instrumentos a comprarse se debe tomar en cuenta la geomorfología de Perú y las características de la distribución espacial de la sismicidad y de las principales fuentes sismogénicas, además, de los planes o proyección de los campos de investigación a desarrollarse en el futuro.

### **Geomorfología de Perú**

Desde el punto de vista geomorfológico, en el Perú se identifica la presencia de una cadena montañosa que se extiende de Norte a Sur a lo largo de todo Sudamérica, desde Venezuela hasta la Tierra del Fuego en Chile, la misma que es conocida como Cordillera Andina. Esta cordillera, es una franja angosta de corteza fuertemente deformada y que comprende un conjunto de diversas estructuras, tales como montañas, volcanes, anticlinales, sinclinales, mesetas y otras que se encuentran emplazados entre la línea de fosa Peruano - Chilena y el llano Amazónico (Figura 4a). La Cordillera de los Andes, alcanza alturas medias que llegan hasta 7,678msnm y en ellas las localidades o ciudades se encuentran esparcidas, y muchas de ellas con medios mínimos de comunicación (carreteras, centrales telefónicas).

En estas condiciones, la distribución espacial de las estaciones propuesta en la Figura 3, difícilmente se puede concretizar, peor aún si se evalúa el tipo de transmisión de datos a utilizarse (telemetría, teléfono), Asimismo, es evidente que algunos puntos seleccionados teóricamente serían prácticamente

inaccesibles o sin comunicación de ningún tipo.

### **Zonas Sismogénicas**

El análisis y evaluación de la distribución espacial, de la sismicidad ocurrida en el Perú, ha sido realizadas por diversos autores (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976, Hasegawa y Sacks, 1981 y Tavera y Buforn, 1998; Bernal, 1999) y sus resultados han permitido conocer las características principales de las fuentes sismogénicas asociadas a la deformación cortical y al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Las características de la distribución espacial de la actividad sísmica pueden ser analizadas en la Figura 4b, la misma que contiene sismos para el periodo 1960–1995 ( $m_b \geq 5$ ) y muestra que la fuente sismogénica más importante considera sismos con foco superficial (círculos) y se localiza en la zona oceánica en dirección paralela a la línea de costa, produciéndose en esta, sismos de magnitud elevada con relativa frecuencia. Una segunda fuente de sismicidad se localizaría en el interior del continente siendo estos sismos menores en magnitud y frecuencia, los mismos que se distribuyen próximos a los principales sistemas de fallas de Moyobamba (San Martín), Cordillera Blanca (Ancash), Satipo y Huancayo (Junin).

En general, los sismos con foco intermedio forman 3 fuentes sismogénicas (cuadrados). La primera paralela a la línea de costa por debajo de los 9° Sur y se caracteriza por la frecuente ocurrencia de sismos de magnitud elevada. La segunda se localiza en la región Norte y Centro, donde los sismos se distribuyen a lo largo de la Cordillera Oriental y la Zona Subandina siguiendo una línea Norte–Sur. La tercera se distribuye sobre toda la región Sur con mayor índice de sismicidad respecto a las zonas anteriores. Finalmente, los sismos con foco profundo forman dos fuentes sismogénicas localizadas en la región Central cerca del borde Perú–Brasil y en la región Sur en el borde Perú–Bolivia (triángulos).



De acuerdo a lo descrito, estaciones sísmicas de SP, BB y SM deben ser instaladas alrededor de las fuentes sismogénicas y en este caso, a lo largo de la línea de costa y sobre o próximas a las áreas donde existen fallamientos sísmicamente activos.

### **Distribución de las Estaciones Sísmicas**

Considerando las condiciones económicas con la cual se inicia esta propuesta (500,000 dólares), la geomorfología de Perú y las características de las principales fuentes sismogénicas, se ha visto por conveniente proponer como nueva Red Sísmica Nacional presentada en la Figura 5. Esta red estaría conformada por 65 estaciones, de las cuales 35 serían de periodo corto (SP), 19 de ancha banda (BB), 10 acelerógrafos (SM) y 1 de periodo largo (LP). De estas estaciones, 31 se encuentran operativas y participan en la actual Red Sísmica Nacional; sin embargo, algunas estaciones de SP serían reinstaladas en otros puntos como parte de la optimización de la red sísmica.

De las 35 estaciones de SP (Figura 5a), 15 se distribuyen en la Zona Costanera (SP1-SP15), 12 en la alta cordillera (SP16-SP28) y 7 en la Zona Subandina (SP29-SP35). La distribución de estas estaciones está en función de la geomorfología del Perú y de la geometría de las fuentes sismogénicas, de tal manera que un buen número de estaciones han sido consideradas en los departamentos que se encuentran muy próximas a la principal fuente sismogénica con origen en el proceso de subducción (desde Tumbes hasta Tacna). Los departamentos localizados en el interior y próximos a los principales sistemas de fallas se encuentran los de Ancash (falla de la Cordillera Blanca), Junin (falla de Huaytapallana), Ayacucho (falla de Ayacucho), Cuzco (falla de Tambomachay) y Arequipa-Moquegua (falla de Ichupamapa). Finalmente, los departamentos ubicados en la zona Subandina que también son afectados por sismos son: San Martín (falla de Moyobamba) y extremo NE de Junin (falla de Satipo).

Las estaciones con sismómetros BB (Figura 5b) se encuentran distribuidas en la zona Costanera (BB1-BB4), capitales de los departamentos de Tumbes, Piura, Lima e Ica y 9 en la zona de alta cordillera, departamentos de Ancash, Huanuco, Junin, Arequipa y Moquegua (BB5-BB14). Otras estaciones BB se instalarían en el extremo Norte de Cajamarca y Arequipa; mientras que, en la zona Subandina se instalarían 5 estaciones en la capital de los departamentos de Loreto, Ucayali, Madre de Dios, San Martín (Tarapoto) y Ucayali (Esperanza), (BB15-BB19).

De acuerdo a la función de los acelerógrafos, es conveniente instalar uno por capital de departamento a fin de lograr contar con buena información sobre la atenuación de las ondas, útil para los estudios de ingeniería. Sin embargo, en esta propuesta se considera únicamente la instalación de acelerógrafos en los departamentos de Piura, San Martín, Ancash, Lima, Junin, Ica, Cuzco, Arequipa y Tacna debido a la importancia sísmica o económica que representan.

Asimismo, se considera que el sistema más conveniente para la transmisión y adquisición de la data, por el costo que este demanda sería por telemetría debiéndose considerar la existencia de redes locales en las zonas Norte y Sur de Perú, y sean estas las que transmitan la data a la sede central ubicada en la ciudad de Lima (Instituto Geofísico Nacional); sin embargo, en estas condiciones se debe considerar la influencia de la Cordillera Andina a fin de evaluar el costo que demanda la compra de estaciones repetidoras. A fin de evitar la influencia de la topografía, así como contar con el total de la data en tiempo real en la sede central y utilizar programas de localización automática, es necesario proyectarse a la compra de sistema satelital para la transmisión de datos.





## **CONCLUSIONES**

Las conclusiones principales que se desprende de este estudio son:

Una buena red sísmica depende del número y de la cobertura azimutal de las estaciones que la conformen. Asimismo, el potencial del tipo de red dependerá del tamaño mínimo del sismo que se quiera registrar (red local, regional o mundial).

Para conformar una buena red sísmica se hace uso de diferentes tipos de instrumentación (sismómetros SP, BB, LP, SM) debido a que un simple instrumento, del tipo que fuese, no puede cubrir la totalidad de frecuencias y el extenso rango dinámico generado por las diversas fuentes sísmicas.

Para realizar la optimización de la Red Sísmica Nacional, sería necesario contar con 65 estaciones, de las cuales 35 serían de periodo corto (SP), 19 de ancha banda (BB), 10 acelerógrafos (SM) y 1 de periodo largo (LP), todas distribuidas espacialmente de tal manera que podrían detectar eventos de magnitudes ML del orden de 2.5.

Si se pretende contar con el total de la data en tiempo real en la sede central y utilizar programas de localización automática, es necesario proyectarse a la compra de sistema satelital para la transmisión de los datos

## **AGRADECIMIENTOS**

Al concluir el presente estudio, mi agradecimiento al Dr. Hernan Montes, Director Técnico del IGP por su apoyo y facilidades que me brindó para asistir al curso “Observación de Sismología Global”.

Mi agradecimiento a JICA y a la Embajada de Japón, por la Beca concedida, para asistir al curso anteriormente mencionado, el mismo que fue realizado en el Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Tsukuba-Japan.

Finalmente, mi especial agradecimiento al Dr. Hernando Tavera, Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología del IGP, por su apoyo y confianza al darme la oportunidad de asistir al curso en mención. Asimismo, le agradezco por el tiempo dedicado a la revisión y críticas al manuscrito.

## **BIBLIOGRAFIA**

Barazangi, M. y Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes subduction of the Nazca plate beneath América. *Geology*, 4, 686-692.

Bernal, I. (1999). Características de Sismicidad en la Región Sur de Perú. Informe de Practicas Pre-Profesionales. CNDG-Sismología, Instituto Geofísico del Perú, 50p.

Hasegawa, A. y Sacks, S. (1981). Subduction of Nazca plate beneath Perú as determined by seismic observations, *J. Geophys. Res.* 86, 4971-4980.

Inowe, H. (2001): Instrumentation and Observation Seismology, Design of Seismic Network. *IIEE*, N°1, 49 p.

Stauder, W. (1975). Subduction of the Nazca plate under Perú as evidenced by focal mechanism and by seismicity, *J. Geophys. Res.* 80, 053-1064.

Tavera, H. y Buforn, E. (1998). Sismicidad y Sismotectónica de Perú. En: A. Udias y E. Buforn (ed.). Sismicidad y sismotectónica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra, UCM., N°10, 187-219.

Tavera, H. (2001). La Red Sísmica de Perú. *Revista Geonoticias*, Año VII, N°2, 32-33.

