



PERÚ

Ministerio  
del Ambiente

Instituto  
Geofísico del Perú

Dirección de Asuntos  
Académicos

ISSN: 2079-696X

# Compendio de trabajos de investigación realizados por estudiantes durante el año 2009

VOLUMEN 11



Editora:  
Yamina Silva

Lima, Perú  
2010

**Compendio de trabajos de investigación  
realizados por estudiantes  
durante el año 2009**

**VOLUMEN 11**

**Dirección de Asuntos Académicos  
Instituto Geofísico del Perú**

**Lima, Perú  
2010**

**Título:** Compendio de trabajos de investigación realizados por estudiantes durante el año 2009

**Título clave abreviado:** Compend. trab. investig. realiz. estud. durante año 2009

**Volumen:** N°11

**Edición:** Primera Edición, junio 2010

**Autor:** Dirección de Asuntos Académicos, IGP

**Editora:** Yamina Silva

**ISSN:** 2079-896X

**ISBN:** 978-612-45795-1-6

Hecho el depósito legal en la Biblioteca Nacional del Perú N.º 2010-06877

Copyright © 2010 Instituto Geofísico del Perú. Dirección de Asuntos Académicos

Correo electrónico: [daa@igp.gob.pe](mailto:daa@igp.gob.pe)

<http://www.igp.gob.pe>

Calle Badajoz N° 169-171

Urbanización Mayorazgo, IV Etapa

Lima 3, Perú

Teléfono: (01) 317-2300

Versión digital <http://www.igp.gob.pe/academicos/compendio/2009>

Tiraje: 180 ejemplares

Fecha de impresión: junio 2010

Impreso en el Perú

Impreso en: Javier Santayana Gutiérrez

Av. San Borja Norte 852-302. Lima, Perú

Teléfono: (01) 99737-4767

[jysgtaficos@hotmail.com](mailto:jysgtaficos@hotmail.com)

La información estadística, los mapas y figuras empleados en esta publicación son referenciales, no tienen valor oficial y son de completa responsabilidad de los autores.

El contenido del documento puede ser reproducido total o parcialmente mencionando la fuente: Dirección de Asuntos Académicos, IGP

## **MINISTERIO DEL AMBIENTE**

Dr. Antonio Brack Egg

Ministro

### **Instituto Geofísico del Perú**

Dr. Ronald Woodman Pollitt

**Presidente Ejecutivo**

Dr. Hernando Tavera

**Director Técnico**

Dra. Yamina Silva

**Directora de Asuntos Académicos**

### **Investigadores responsables de los trabajos publicados:**

#### **Dirección de Sismología**

Dr. Hernando Tavera

#### **Observatorio Vulcanológico del Sur, Arequipa**

Dr. Orlando Macedo

#### **Procesos Internos de la Tierra**

Ing. Juan Carlos Gómez

#### **Investigación en Prevención de Desastres Naturales**

Dr. Ken Takahashi

Dra. Yamina Silva

Mag. Grace Trasmonte

#### **Radio Observatorio de Jicamarca**

Dr. Jorge Chau

Ing. Freddy Galindo

Ing. Luis Condori

Ing. Ramiro Yanque

#### **Dirección de Astronomía:**

Dr. José Ishitsuka

M.Sc Hugo Trigoso

## **Agradecimientos:**

La Dirección de Asuntos Académicos expresa su agradecimiento a los doctores: Ken Takahashi, Jorge Chau y Elsa Nickl, por su apoyo en la traducción de los resúmenes; a la Srta. Susan Pérez por su apoyo en la revisión de los textos; a la Sra. Jeanette López por su apoyo en el diseño gráfico; a la Sra. Susana Huaccachi por su constante apoyo a esta Dirección; y a la Oficina de Administración del IGP por su apoyo logístico para la impresión del presente volumen.

# Indice

## Prólogo

## Presentación

### **El método de Wyss para estimar pérdidas producidas por un terremoto: Aplicación a Lima**

The Wyss Method to estimate losses caused by an earthquake: Application to Lima

**Ángel Jair Ochoa Zama..... 1**

### **Análisis de los diferentes métodos geofísicos usados para la predicción de terremotos**

Analysis and evaluation of different geophysical methods used for earthquake prediction

**Edden Christian Flores Guerra..... 9**

### **Análisis de la actividad sísmica del volcán Misti, período octubre 2005 a diciembre 2008**

Analysis of seismic activity of the Misti volcano, period October 2005 to December 2008

**Riky Gustavo Centeno Quico..... 21**

### **Estudio preliminar sobre la geodinámica superficial asociada al nevado Huaytapallana en la subcuenca del río Shullcas, cuenca del Mantaro - región Junín**

Preliminary study on the surface geodynamics associated with the Huaytapallana glacier in the Shullcas river sub basin, Mantaro river basin- Junín Region

**Luis Miguel Ocampo Quito..... 29**

### **Temperaturas en el proceso de difusión en suelos y sensibilidad del modelo SBDART**

Temperatures in the diffusion process in soils and the SBDART model sensitivity

**Miguel Saavedra Huanca..... 37**

### **Circulación atmosférica local en el valle del Mantaro**

Local atmospheric circulation in the Mantaro valley

**Dalma Mercedes Mamani Gonzáles..... 43**

Identificación de los eventos de veranillos en el valle del Mantaro

Identification of dry spell events in the Mantaro valley

**Juan Carlos Sulca Jota..... 51**

### **Simulación de la dinámica del viento superficial sobre la costa de Ica utilizando el modelo numérico de la atmósfera de mesoescala MM5**

Simulation of surface wind dynamics off the coast of Ica with MM5 atmospheric mesoscale numerical model

**Julio Jesús Quijano Vargas..... 55**

<b>Procesos físicos asociados a lluvias intensas en la costa norte durante El Niño y efectos del cambio climático</b>	
Physical processes associated with heavy rains in the North Coast during El Niño and climate change impacts	
<b>Jeffers Palacios Espinoza.....</b>	<b>63</b>
<b>Sistema para la detección de Solar Flares y explosiones cromosféricas</b>	
System to detect Solar Flares and chromospheric explosions	
<b>Denis Pavel Cabezas Huamán.....</b>	<b>71</b>
<b>Analysis of the disaster database Desinventar used for the quantification of extreme meteorological events in the Mantaro valley, central Peruvian Andes</b>	
<b>Análisis de la base de datos de Desinventar usado para la cuantificación de eventos meteorológicos extremos en el valle del Mantaro, Andes centrales peruanos</b>	
<b>Simon Gigandet.....</b>	<b>77</b>
<b>Implementación de modelos empíricos de derivas ionosféricas ecuatoriales</b>	
<b>Implementation of empirical model for equatorial ionospheric drifts</b>	
<b>Jorge Ángel Huamán Yampul.....</b>	<b>83</b>
<b>Software para el radar del radio observatorio de Jicamarca basado en Python</b>	
Software for the Jicamarca Radio Observatory radar based on Python	
<b>Daniel Suárez Muñoz.....</b>	<b>89</b>
<b>Desarrollo e implementación del módulo de estación remota del proyecto ABS-control</b>	
Development and implementation of the remote station module for the ABS-Control Project	
<b>José Francisco Quenta Cuno.....</b>	<b>93</b>
<b>Influencia de la temperatura, precipitación y fotoperiodo en el cultivo de papa (solanum tuberosum) var. Canchán y Yungay en los distritos de El Tambo y El Mantaro</b>	
Influence of temperature, precipitation and photoperiod on potato (Solanum tuberosum) Yungay and Canchan varieties in El Tambo and El Mantaro districts	
<b>Lucy Giráldez Solano.....</b>	<b>99</b>

# Prólogo

**L**os centros de investigación, como el Instituto Geofísico del Perú (IGP), no solo tienen la misión de generar y adquirir conocimiento, sino también de transmitirlo y así hacer que ese conocimiento sea más útil a la sociedad. Es así que el IGP tiene entre sus funciones realizar estudios e investigaciones científicas en el campo de la Geofísica, y también la capacitación y la enseñanza al más alto nivel a estudiantes de las universidades nacionales. De esta manera, los futuros profesionales participan activamente en los proyectos de investigación, y se logra el acercamiento de los investigadores del IGP hacia la academia. En el IGP estamos convencidos de que nuestros programas de investigación resultan más útiles a la sociedad si coadyuvamos, a través de ellos, en la educación universitaria, sobre todo de postgrado.

Los jóvenes que participan del programa de capacitación del IGP no solo son capacitados y entrenados en el campo de la Geofísica, sino también son motivados para que los trabajos que ellos realizan sean de utilidad para la sociedad; de esta manera, ellos mismos se sienten motivados para seguir trabajando en este campo y ser útiles al país. Una de las maneras de motivar a los jóvenes investigadores es inculcándoles a divulgar sus resultados a través de monografías o pequeños artículos, tales como los que se presentan en esta revista. De tal manera, no sólo se les está capacitando y motivando en mejorar su conocimiento en el campo de la Geofísica o en los diversos temas que la involucra, sino también se les está entrenando en hacer publicaciones, llevados de la mano, en esta etapa de sus asesores. Esperamos, en todo caso, que continúen en el camino de la investigación y el estudio, ya que el Perú requiere de investigadores jóvenes y capaces para mejorar nuestro desarrollo científico y tecnológico. En el IGP, estamos todos comprometidos a mejorar el capital humano y, por ello, ponemos a disposición de los jóvenes estudiantes la infraestructura, los datos y los investigadores para que puedan desarrollar sus trabajos de tesis mediante la investigación científica. De esta manera estamos participando en la formación de nuevos investigadores científicos, que tanta falta le hacen al Perú.

**Ronald Woodman Pollitt**  
Presidente Ejecutivo del IGP

# Presentación

**E**l Instituto Geofísico del Perú (IGP), a través de sus actividades de investigación en las áreas de geofísica (sismología, geología, geodesia espacial, vulcanología, ciencias atmosféricas, variabilidad y cambio climático, alta atmósfera, magnetismo terrestre, astronomía, astrofísica, física solar, etc.), brinda capacitación profesional a estudiantes universitarios de los últimos ciclos, bachilleres y egresados de las universidades nacionales públicas y privadas. La capacitación se da mediante el desarrollo de tesis para optar el título profesional o prácticas preprofesionales.

Cada año, mediante concurso, el IGP ofrece becas a los estudiantes para el desarrollo de las tesis. Durante el periodo que los estudiantes permanecen en el IGP, ya sea en la modalidad de tesis o practicantes, desarrollan un tema de investigación asesorados por investigadores de la institución. Dicho trabajo de investigación es plasmado en un artículo científico que la Dirección de Asuntos Académicos publica cada año en el Compendio de Trabajos de Investigación realizado por los estudiantes becarios.

Este año se publica el volumen Nº 11 del compendio de estudiantes, el cual se inició el año 1999 por iniciativa del Dr. Hernando Tavera; desde entonces, se han publicado 128 trabajos desarrollados por estudiantes de diversas universidades públicas y privadas nacionales e internacionales. Esta revista se difunde en universidades así como en instituciones de investigación, y despierta el interés de los jóvenes por la investigación en general, especialmente en temas relacionados a la geofísica.

En el presente volumen se publican quince trabajos realizados por estudiantes que participaron en el programa de capacitación el 2009. Los temas publicados son diversos, por ejemplo, ciencias atmosféricas, variabilidad y cambio climático, sismología, vulcanología, geología, astronomía, desarrollo de herramientas para estudios de la ionosfera, impactos de eventos meteorológicos extremos y la influencia del clima en la agricultura; este último se desarrolla en el marco del Subproyecto INCAGRO-IGP en la Universidad del Centro del Perú. Cabe resaltar que de los quince trabajos publicados, once fueron desarrollados por tesis.

La Dirección de Asuntos Académicos agradece a la Alta Dirección del IGP por la confianza depositada en la edición de la presente revista. Asimismo, reconoce especialmente a cada uno de los investigadores asesores de las tesis y trabajos de investigación por el tiempo dedicado a sus estudiantes y el empeño puesto en los temas de investigación que se publican. Estamos seguros que motivarán a otros estudiantes a participar de los programas de capacitación del IGP.

**Yamina Silva**  
Editora  
Dirección de Asuntos Académicos

# El metodo de Wyss para estimar pérdidas producidas por un terremoto: Aplicación a Lima

## The Wyss Method to estimate losses caused by an earthquake: Application to Lima

**Ángel Jair Ochoa Zamalloa**

**Escuela Académica Profesional de Ingeniería Geográfica  
Universidad Nacional Mayor de San Marcos  
angelitos\_903@hotmail.com**

**Investigación dirigida por: Dr. Hernando Tavera  
Dirección de Sismología**

### Resumen

Se realiza el análisis y discusión al trabajo realizado por el profesor Max Wyss de la agencia Wapmerr, sobre la estimación de escenarios de ciudades en peligro ante la ocurrencia de terremotos. La aplicación a la ciudad de Lima indica que se espera más de 1.000 muertos y más de 10.000 heridos en los distritos de: San Juan de Lurigancho, San Martín de Porres, Villa El Salvador, San Juan de Miraflores, Villa María del Triunfo, y el Callao. Suponiendo que el 50% de la población está en sus casas en el momento del terremoto, el promedio de muertes totales será de 7.000 a 30.000, con un mínimo de 6.000 a 25.000. Todas estas estimaciones tienen una incertidumbre del orden del 40%. Para el peor escenario (tasa de ocupación del 80% en la noche) el número total de víctimas mortales sería del orden de 10.000 a 50.000, con 9.000 a 40.000 en la ciudad de Lima.

**Palabras clave:** Lima, escenario, sismos, personas.

### Abstract

We analyze and discuss the work done by Professor Max Wyss of the Wapmerr Agency, about the estimation of seismic risk scenario of cities. The application of this methodology to the city of Lima, shows that it is expected more than 1.000 people dead and more than 10.000 people injured at the San Juan de Lurigancho, San Martin de Porres, Villa el Salvador, San Juan de Miraflores and Villa María del Triunfo districts, including the Callao constitutional province. Assuming that 50% of people are into their houses during the earthquakes, total death rate would be 7.000 to 300.000, with a minimum of 6.000 to 25.000. All estimations have about 40% of uncertainty. For the worst scenario (an occupancy rate of 80% during night), total number of dead people would be about 10.000 to 50.000, with 9.000 to 40.000 in Lima City.

**Keywords:** Lima, scenario, earthquakes, people.

### Introducción

Dentro de los estudios de riesgo sísmico, varios autores han planteado muchos métodos de cálculo, como el propuesto por el profesor Max Wyss del Instituto WAPMERR. Este método matemático-estadístico permite calcular el nivel de daño y pérdidas materiales (construcciones) e inmateriales (vidas humanas) producidos en una ciudad ante la ocurrencia de un terremoto. En la actualidad este método viene siendo aplicado en varias ciudades del mundo. Inicialmente, Wyss aplicó la metodología a la ciudad de Bucarest (Rumania) y para ello recolectó toda la información referente al tipo de construcción, tipos y altura de los edificios, y la distribución de la población lo más real posible.

Para validar el método, Wyss consideró para la ciudad de Bucarest un terremoto de magnitud 8.0 obteniendo diferencias en sus estimaciones, con respecto a los resultados reales, obtenidos en el sismo de 1977, del orden de 20 a 30 %, lo que llevó a Wyss a realizar ajustes en los parámetros que definen la vulnerabilidad, como el tipo y calidad de las construcciones en seis distritos para los cuales se conocía la distribución poblacional, los tipos de edificios y las condiciones de suelo. Con esta información adicional los resultados mostraron aproximaciones del orden del 4%.

La aplicación de este método a la ciudad de Lima requiere como información básica, la distribución de las construcciones, tipo y material utilizado, número de pisos, etc. Todos ellos de acuerdo a las normas de construcción vigente para el Perú. Sin embargo, disponer de esta información es complicado debido a que existe mucha informalidad al no respetarse las normas de construcción; por lo tanto, estas viviendas no son inscritos en los Registros Públicos, lo que dificulta tener información sobre el tipo de construcción y calidad de éstas.

Así mismo, muchas viviendas se encuentran en zonas de alto riesgo, debido a la falta de un plan de ordenamiento territorial que norme el proceso de expansión urbana y que se dificulta más con la migración de la población de provincias a Lima. En conjunto estos vacíos hacen de Lima una ciudad altamente vulnerable.

### Metodología

Según Wyss, para una ciudad la forma más simple de estimar las pérdidas producidas por un terremoto es considerando los siguientes pasos:

- I. Tener mapas de distribución de sismos de Lima e identificar o definir áreas potenciales de futuros terremotos.
- II. Disponer de mapas sobre los tipos de suelo, ya sea por su



Figura 1.  
Mapa de GSHAP.

comportamiento o respuesta a un evento sísmico, lo cual ayudará a zonificar el área.

- III. Disponer de mapas sobre la distribución de la población por constituir una información básica para conocer el número de muertos y heridos.
- IV. Disponer de mapas sobre la vulnerabilidad de los edificios, con detalles sobre los tipos de construcciones.

La correlación de toda esta información permitirá construir mapas en el Sistema de Información Geográfica (SIG) que facilitará el acceso a la información. Según Wyss, un modelo sofisticado puede ser obtenido si se conoce la distribución, el tipo y la ocupación de cada edificio de manera detallada.

En los países en desarrollo, no es posible disponer de estas cuatro bases de información; por lo tanto, Wyss, propone una estrategia para disponer de datos para las ciudades basado en información parcial. Como primer paso, se debe decidir qué parámetros se va a utilizar a fin de subdividir la ciudad en sectores, lo cual permitirá tener mayor control. Hay tres enfoques posibles:

- I. Si la población se encuentra en distritos de alto índice económico, se considerará estos distritos como sub-ciudades. Debe calcularse el factor de amplificación promedio del movimiento del suelo.
- II. Se conoce el total de los habitantes de la ciudad y también los datos de microzonificación. Entonces se divide la ciudad, a partir del segundo parámetro y se estima qué parte de la población vive en cada zona y tipo de suelo.
- III. Una tercera posibilidad, es la clasificación de la ciudad en zonas que considere los tipos de edificios comunes y que pueden ser identificados en imágenes de satélite. La caracterización de las condiciones del suelo para las ciudades en desarrollo varía mucho en calidad y detalle, algunas veces es posible disponer de mapas de microzonificación sísmica y otras no. En el caso de no haber ningún tipo de información, se estiman los factores de amplificación del suelo en base a la  $V_s30$  (promedio de velocidad de la onda de corte en los primeros 30 m del suelo), y a la data topográfica (Wald y Allen, 2007).

#### Importancia de la dinámica poblacional para la estimación de víctimas

Para aplicar el método en cualquier ciudad del mundo; Wyss, propone considerar todos los datos disponibles para la ciudad en estudio, sean distribuciones por distritos, paráme-

tros de amplificación del suelo, distribución de las construcciones por clase y tipo, y la distribución de la población por tipo de construcción.

Una vez estimados los parámetros de los elementos en riesgo y la amplificación del suelo, es necesario considerar que la distribución de la población varía en función del tiempo. Para salvar este problema se considerará las relaciones propuestas por Coburn y Spence (2002) para la estimación de la dinámica poblacional, las mismas que estiman las tasas de ocupación correspondientes a los siguientes tipos de viviendas:

- (a) En asentamientos urbanos:
  - 80 % (18:00 h-6:00h) 50% (6:00 h-18:00h)
- (b) En asentamientos rurales:
  - 95% (18:00 h-6:00h) 30% (6:00 h-18:00h).

Ambas relaciones definen que de las 6 pm hasta las 6 am, el 80% de personas están en sus casas y que de las 6 am hasta las 6 pm, el 50% de las personas están en sus casas. Estas cifras no son muy ciertas ya que no se puede generalizar la posición de las personas pero a manera de aproximación es válido para establecer una relación de la cantidad de personas expuestas al riesgo (Figura 1).

#### Determinación de la amplificación de suelo

Wyss ha compilado una lista de las ciudades de mayor riesgo sísmico y con más de medio millón de habitantes, de acuerdo a las zonas de alto riesgo definidos en el mapa de GSHAP (Giardini et al., 1999), Figura 1.

Wyss ha obtenido estimaciones de pérdidas para 70 ciudades del mundo y para las cuales se ha elaborado, mapas e informes. La experiencia ha mostrado que los aportes geotécnicos y sísmicos consideran información sobre las frecuencias de resonancia del suelo (PGA, PGV), los factores de amplificación y la intensidad generada en cada tipo de suelo. Estos datos derivan de los estudios geológicos, geotécnicos y mediciones sísmicas.

Con los datos obtenidos, la amplificación del suelo deben ser georeferenciada y para ello se debe trabajar cada mapa de manera individual a fin de disponer de la información más relevante y luego, superponerla en la imagen satelital de Google Earth, utilizando puntos de referencia. En esta etapa, la imagen está georeferenciada y tiene bien definidos los límites para las diferentes zonas.



Los índices de vulnerabilidad estándar son válidos para los edificios de tamaño medio. Wyss calcula la corrección de este parámetro para edificios de gran altura con el factor  $\delta_{vh} = \pm 0.04$  (Giovannazzi, 2005).

Para la corrección de los edificios de mampostería de gran altura, se utiliza el factor  $\delta_{vh} = \pm 0,08$  (Giovannazzi, 2005).

### Construcción del modelo y distribución de la población

Si la información sobre los tipos de vulnerabilidad está disponible, se define la distribución de ellos en el modelo como el porcentaje del número de los edificios pertenecientes a una clase de vulnerabilidad ecuación 1.

$$DB(VC) = \frac{NB(VC)}{NB} \quad (1)$$

Cuando se conoce la distribución de las personas en cada tipo de construcción, se considera la ecuación 2:

$$DP(VC) = \frac{NP(VC)}{NP} \quad (2)$$

Donde:

**DB(VC)** = distribución de los edificios en una clase especial de vulnerabilidad (VC, en %).

**DP(VC)** = distribución de la población en una clase especial de vulnerabilidad (VC, en %).

**NB(VC)** = número de edificios que pertenecen a la clase de especial vulnerabilidad.

**NP(VC)** = número de personas que ocupan una clase de especial vulnerabilidad.

**NB** = número total de edificios.

**NP** = población total.

La distribución de los tipos de construcción depende del tamaño de la ciudad y se pueden clasificar como:

- Ciudades grandes (más de 50.000 personas).
- Ciudades medianas (entre 5.000 y 50.000 personas).
- Ciudades pequeñas (rurales, menos de 5.000 personas).

El tamaño de la ciudad no está limitado a una zona urbana, si no puede ser zonas más extensas como un país o una región específica.

### Ajuste y validación del modelo de ciudad

Las técnicas de construcción local y los materiales utilizados pueden llevar a desviaciones de las normas del código de construcciones antisísmicas. Así, surge la necesidad de ajustar los parámetros del modelo y Wyss propone una técnica de redistribución de edificios y población por clases teniendo en cuenta la vulnerabilidad de los daños de terremotos pasados a fin de equiparar los daños observados. El ajuste requiere de dos pasos:

- 1) Primero se debe hacer el cálculo de los nuevos índices de vulnerabilidad para cada tipo de edificio diferente.
- 2) Segundo, se debe comprobar si estos valores están dentro de los rangos propuestos de acuerdo los índices de vulnerabilidad y decidir si es o no necesario volver a asignar la clase de vulnerabilidad y realizar la redistribución de edificios y población.

Para validar el modelo de ciudad, se calcula las pérdidas humanas y se compara con los resultados observados después de la ocurrencia del terremoto. Las pérdidas humanas son tanto la mortalidad y los heridos. También se debe definir los "heridos" como la suma moderada de las personas seriamente heridas. El herido leve no se considera ya que la mayoría de ellos no buscan tratamiento en el hospital y por lo tanto, no aparecen en las estadísticas.

### Estimación de pérdidas para la ciudad de Lima ante un posible futuro terremoto

Max Wyss en el mes de marzo del 2009, presentó el informe preparado por wadmerr sobre pérdidas ante un posible terremoto para Lima y Callao aplicando la técnica antes descrita. Los resultados corresponden para el caso hipotético de ocurrir un terremoto de magnitud 8 con epicentro en el mar cerca de Lima.

Para la aplicación de esta técnica se ha usado la base de datos sobre parámetros hipocentrales de los últimos terremotos ocurridos del Perú, con sus respectivos mapas macrosísmicos y el número de víctimas, tal Como se muestra en la Tabla 2.

Los parámetros de fuente sísmica para el terremoto a ocurrir serían de magnitud 8, con foco a 33 km de profundidad y un epicentro de 15 km al Oeste de Lima (en el mar). Como

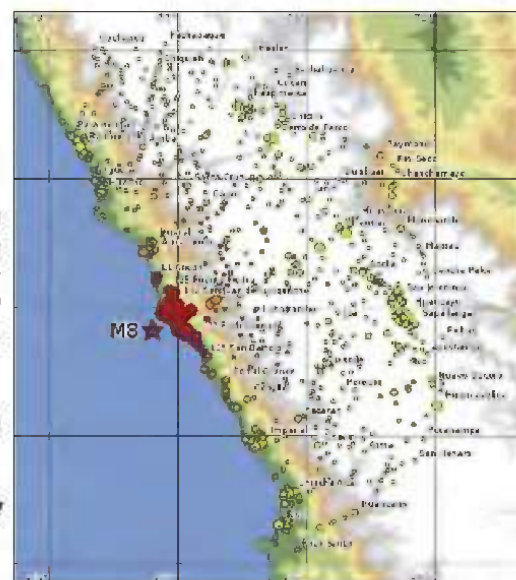


Figura 4. Mapa de intensidades medias ( $I_{max} = VIII$  a  $I_{min} = V$ ) debido al terremoto hipotético de magnitud 8. El tamaño de los puntos son proporcionales a la cantidad de población expuesta.

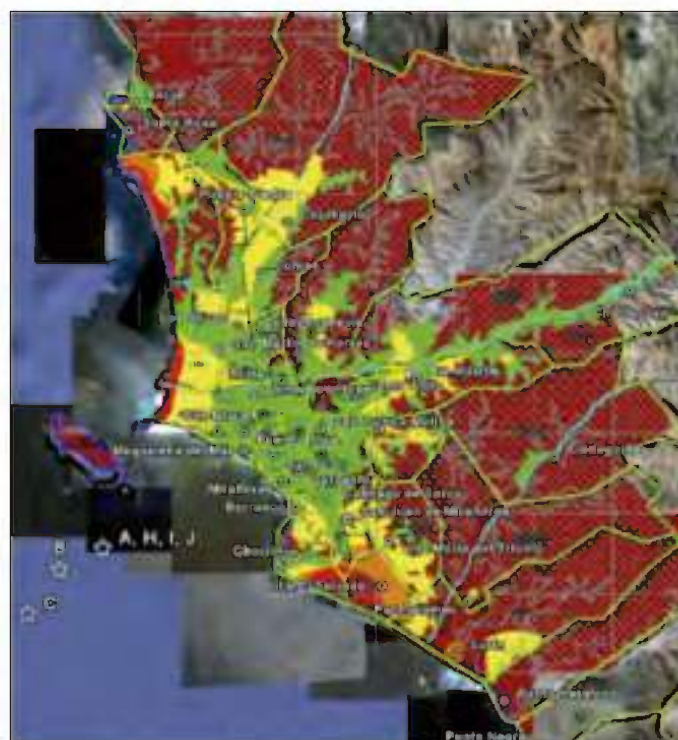


Figura 5. Microzonificación de Lima Metropolitana. La zona urbana se divide en 4 colores que corresponden a 4 tipos de suelo; S1 de roca (verde), S2 suelos intermedios (amarillo), S3 suelos flexibles (naranja), y S4 para condiciones excepcionales muy flexibles (rojo) (CISMID, 2005). Las estrellas rodean a los epicentros posibles.

**TABLA 2. Historia Sísmica de Lima.**

FECHA y HORA	CARACTERÍSTICA del EVENTO	DESCRIPCIÓN de los EFECTOS
1552: Julio 2 / 05.30 h		Algunos daños en Lima. El rey Carlos V ordenó que la altura de las construcciones se limitara a 6 varas (5,2 m).
1578: Junio 17 / 12.05 h	Intensidad: VII MM	Destrucción de casas, templos y el palacio del virrey.
1586: Julio 09 / 20.00 h		Destrucción de Lima y Callao, estuvo acompañado por maremoto. Cerca de 22 muertos.
1655: Nov. 13 / 14.45 h		Terremoto destructivo en Lima, agrietó la Plaza de Armas y la Iglesia de los jesuitas. Daños en el Callao.
1687: Oct. 20 / 04.15 h	Magnitud: 8.0 (Richter) Intensidad: IX MM	Fue el terremoto más destructor ocurrido en Lima desde su fundación. Lima y Callao quedaron reducidos a escombros. El maremoto en el Callao causó 100 muertes.
1746: Oct. 28 / 22.30 h	Intensidad: X MM Epicentro: 11.6° S y 77.5° O	Es el terremoto más fuerte ocurrido en la historia de Lima, donde de 3000 casas, sólo 25 quedaron en pie, muriendo 1.141 de sus 60 mil habitantes. En el Callao fue totalmente destruido por el sismo y el tsunami que lo sucedió, muriendo 4.800 de sus 5.000 habitantes. Fue sentido desde Guayaquil hasta Tacna.
1897: Sept. 20 / 11.25 h		Fuerte sismo causó daños en las edificaciones. En el Callao la intensidad fue muy alta.
1904: Marzo 04 / 05.15 h	Magnitud: 7.2 (Richter) Intensidad: VII – VIII MM	Los mayores daños en la Molina, Chorrillos y el Callao.
1940: Mayo 24 (11) 11:35 h	Magnitud: 8.2 Ms (Richter) Intensidad: VII MM Aceleraciones= 0.4 g Epicentro= 11.2° S y 77.79° O (120 Km. NO de Lima) Hipocentro: 50 Km.	5.000 casas destruidas en el Callao, 179 muertos y 3.500 heridos en Lima, 80% de vivienda colapsada en Chorrillos, el malecón se agrietó y en tramo. Grandes daños en construcciones antiguas en Lima. Interrupción de la Panamericana Norte por deslizamientos de arena en el sector de Pasamayo. Tsunami con olas de 3 m. que anegó totalmente los muelles.
1966: Oct. 17 / 16.41 h	Magnitud: 7.5 Ms (Richter) Intensidad: VII - IX MM Epicentro= 10.7° S y 78.7° O Hipocentro: 38 Km.	Los mayores daños ocurrieron en San Nicolás a 120 km. De Lima, IX MM, Huacho VIII MM y Puente Piedra. En Lima alcanzó VI MM en la parte central. En las zonas antiguas del Rímac, incluyendo el Callao, llegó a VI MM. En la Molina VII MM. La aceleración registrada fue de 0,4 y el período predominante 0,1 seg. Los mayores daños se registraron en los edificios de poca altura, en edificios altos, hubo grietas en muros de tabaquería.
1970. May. 31 / 15.33 h	Magnitud: 7.8 (Richter) Intensidad: VII MM Aceleraciones= 0.1 g Hipocentro: 35 Km. Epicentro= 9.2° S y 78.8° O	Uno de los más destructivos sismos en el siglo en el hemisferio sur. La mayor destrucción ocurrió a 350 km. de Lima Causó 65 mil muertes, 160 mil heridos y daños estimados en 550 millones de US\$. En Lima registró aceleraciones de 0,1 g a pesar que el epicentro estuvo a 400 km. al NO. Los mayores daños ocurrieron en la Molina.
1974: Oct. 3 / 09.31 h	Intensidad: VII MM Aceleraciones= 0.4 g Epicentro= 12° S y 77.8° O	Con epicentro localizado a 70 Km. al S-SW de Lima registró aceleraciones máximas de 0,26 g y período dominante de 0.2 seg. Los mayores daños ocurrieron en La Molina, VIII-IX, donde dos edificios de concreto armado colapsaron y otros resultaron muy dañados. En el Callao y Chorrillos, VII-VIII algunas construcciones de concreto armado sufrieron daños y las de adobe colapsaron.
2007: Ago. 15 / 18.41 h	Magnitud: 7.0 (Richter), 7.9 MW Intensidad MM: pisco VII-VIII, Lima VI, Huancavelica V Epicentro= 60 km de Pisco Hipocentro: 40 km.	El sismo causó la muerte a 593 personas, heridas a 1291. Destruyó 48 208 viviendas, otras 45.500 quedaron inhabitables 45.500 quedaron inhabitables y 45.813 fueron afectadas; 14 establecimientos de salud fueron destruidos y 112 afectados.

modelo para la ciudad de Lima, se considera: 43 distritos con el total de la población, y el mapa de microzonificación sísmica que define las condiciones del suelo para cada distrito.

Como resultado de la aplicación de este método se tiene: los distritos en los que se espera más de 1.000 muertos y más de 10.000 heridos son: San Juan de Lurigancho, San Martín de Porres, Villa El Salvador, San Juan de Miraflores, Villa María del Triunfo, y el Callao.

Suponiendo que el 50% de la población está en sus casas en el momento del terremoto, el promedio de muertes totales será de 7.000 a 30.000, con un mínimo de 6.000 a 25.000 en Lima. Todas estas estimaciones tienen una incertidumbre de alrededor del 40%. Para el peor de los casos (tasa de ocupación del 80% en la noche) el número total de víctimas mortales sería de alrededor de 10.000 a 50.000, con 9.000 a 40.000 en Lima.

El promedio de heridos para una tasa de ocupación del 50% se estima en 66.000 a 230.000, para Lima, con un adicional de 13.000 a 35.000 en el Callao. El número total de heridos en el peor de los casos (tasa de ocupación del 80%) se estima en 128.000 a 432.000. Teniendo en cuenta que este es un promedio que tiene un margen de error de 40%, el número de heridos podría posiblemente superar el medio millón. El número estimado de muertes representa el 0,2 a 0,3% de la población de Lima Metropolitana y los heridos de 2 a 3% del total.

Las víctimas mortales entre la población escolar se espera que sean de 2.000 a 13.000, si todos los niños asisten a la escuela al mismo tiempo. El número de alumnos heridos podría ser de 7.000 a 36.000 bajo condiciones favorables de la construcción. La cuestión es si los niños son más o menos vulnerables en sus escuelas o en sus casas, esto debe ser investigado.

#### ESCENARIO DE BASE

Los parámetros que describen al sismo hipotético que afectaría a Lima son:

- Fecha y Hora: ¿?
- Latitud Sur: Frente a Lima
- Longitud Oeste: Frente a Lima
- Profundidad: 33 Km.
- Epicentro: Frente a Lima
- Magnitud: 8.0 Mw

Los cálculos presentados fueron para un terremoto que ocurriría a las 07:00 am. Este es un tiempo favorable del día, porque sólo el 50% de la población se espera que este en los interiores de sus viviendas. El peor de los escenarios se calculará para la noche, cuando el 80% de la gente puede suponerse que se encuentra en el interior de sus viviendas. Así, para estimar el número de víctimas, en el peor de los casos, sería multiplicar por un factor de 1,6. Los valores de la figura 5.

La expresión "Frente a Lima" para el epicentro del terremoto permite múltiples interpretaciones. Con el escenario de los epicentros cerca de Lima, la profundidad supuesta del terremoto tiene una fuerte influencia sobre las pérdidas calculadas. La profundidad del foco de 33 kilómetros, pre-establecido, junto con la cercanía a Lima (mínimo 15 km) sugiere que el terremoto se produce por colisión de placas similar al de 1974, que fue menos profundo y más alejado de la línea de costa (Langer y Spence, 1995). El evento de 1974 no fue muy perjudicial, debido a su magnitud y distancia epicentral con respecto a Lima. Para el escenario elegido el terremoto está más cerca de Lima.

#### Modelo estimado para la ciudad de Lima

Para los pequeños asentamientos, se debe considerar a toda la población concentrada, con la suposición que esta población reside en las mismas condiciones de tipo de vivienda

y de suelo. En promedio los daños y las pérdidas humanas en más de un asentamiento no es sólo una simplificación, es también una necesidad para conseguir resultados estables.

Algunos edificios pueden derrumbarse porque están construidos en suelos blandos; mientras que, otros del mismo tipo pueden permanecer de pie. En todo caso no se dispone de información detallada necesaria para calcular las pérdidas por casas individuales.

En la Tabla 3 se muestra la distribución de los distritos de Lima según el tipo de suelo. Esta información fue utilizada individualmente por Wyss para la aplicación del método en Lima.

**TABLA 3. Distritos de la ciudad de Lima y tipo de suelo**

Distrito	Tipo de Suelo	$\Delta I$	Población (estimada 2009)
Ancón	S1+S2	0.15	33283
Ate - Vitarte	S1+S2	0.15	474786
Barranco	S2	0.3	51954
Breña	S1	0	107261
Carabayllo	S2	0.3	213558
Chaclacayo	S1	0	44899
Chorrillos	S1+S2	0.15	297087
Cieneguilla	S1	0	17857
Comas	S1	0	525790
El Agustino	ROCK	0	187154
Independencia	S1	0	223225
Jesus María	S1	0	66284
La Molina	S1+S2	0.15	140817
La Victoria	S1	0	215203
Lima downtown	S1	0	315425
Lince	S1	0	58969
Los Olivos	S1+S2	0.15	324187
Lurigancho	S1	0	102494
Lurín	S3	0.5	63302
Magdalena del Mar	S1	0	54808
Miraflores	S1	0	105006
Pachacámac	S2	0.3	61956
Pucusana	ROCK	0	10444
Pueblo Libre	S1	0	81335
Puente Piedra	S2	0.3	230199
Punta Hermosa	ROCK	0	5290
Punta Negra	ROCK	0	5061
Rímac	S1	0	198884
San Bartolo	ROCK	0	6486
San Borja	S1	0	116260
San Isidro	S1	0	62574
San Juan de Lurigancho	S1+S2	0.15	919399
San Juan de Miraflores	S1+S2+S3	0.3	379271
San Luis	S1	0	52334
San Martín de Porres	S1+S2	0.15	594135
San Miguel	S1	0	141310
Santa Anita	S1	0	181895
Santa María del Mar	ROCK	0	97
Santa Rosa	ROCK	0	10611
Santiago de Surco	S1	0	308508
Surquillo	S1	0	95262
Villa El Salvador	S3	0.5	415699
Villa María del Triunfo	S2	0.3	402491
Callao	S2	0.3	813264
<b>TOTAL</b>			<b>8716114</b>

#### Ajuste en los parámetros

A fin de evaluar los resultados obtenidos, estos fueron comparados con los datos reales reportados para cada terremoto histórico considerado en la Tabla 4.

Tabla 4. Terremotos históricos para el Perú donde el número de víctimas mortales y heridos son conocidos

Year	Month	Day	Lon	Lat	Dep	Mag	Observed		Calculated		Position
							Fat	Inj	Fat	Inj	
			W	S	km						
1940	5	24	77.79	11.47	30	8.0(8.2)	250				offshore
1956	10	17	78.63	10.74	30	7.6(8.1)	125	3000			offshore
1958	6	19	72.20	5.50	25	6.9	46	120			land
1970	5	31	78.87	9.36	25	7.8(7.9)	5137*				offshore
1974	10	3	77.66	12.39	30	7.6(8.1)	78	2414			offshore
1990	5	30	77.23	6.02	15	6.5(6.8)	135	800	83	611	land
1991	4	5	77.09	5.36	20	6.8	55	262	48	552	land
1998	2	21	79.57	9.52	25	6.6(7.5)	12	56	0	51	offshore
1998	11	12	75.68	14.99	25	7.3(7.8)	15	700	45	302	offshore
2001	6	23	73.84	19.28	25	8.2	139	2887	369	2097	coast
2007	8	15	78.51	13.32	41	7.5(8.0)	380**	1060	310	3070	offshore

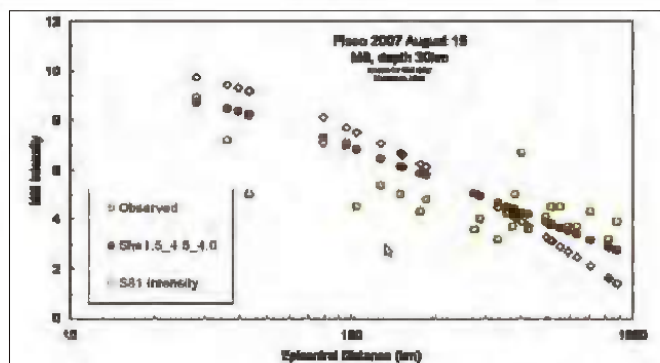


Figura 6. Comparación de las curvas de atenuación de la intensidad del terremoto de Pisco, 2007. Los círculos amarillos son los valores observados y los círculos abiertos, los valores calculados.

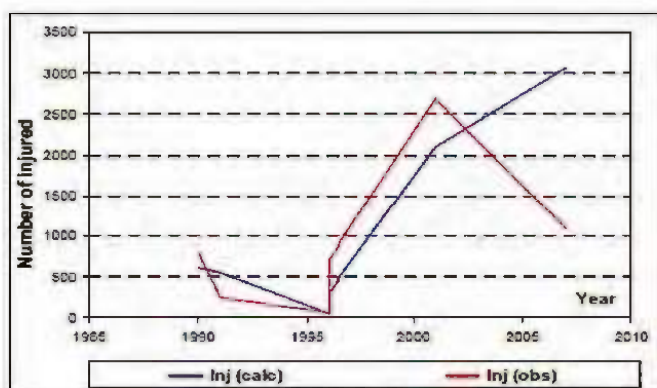


Figura 7. Se observa que la tendencia de los valores calculados para el número de heridos son próximas a los observados lo cual sugiere que la información utilizada es buena, pero podría mejorar si la calidad y cantidad de información mejora.

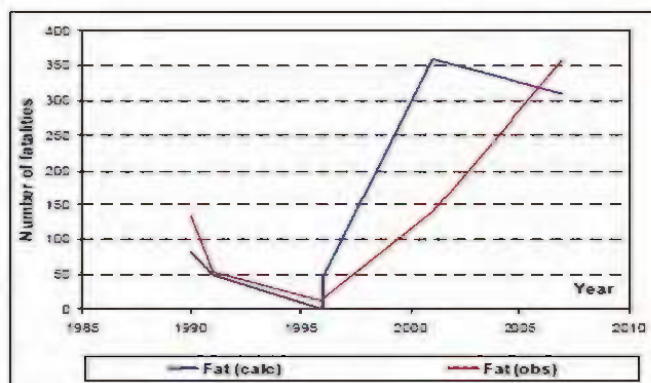


Figura 8. Se observa la tendencia de los valores calculados para víctimas mortales son aproximados a los valores reportados en terremotos pasados, dando mayor validez a esta metodología planteada por Wyss.

Tabla 5. Daños esperados para la ciudad de Lima por distritos

Distrito	Intensidad	Distancia	Población	Muertos	Heridos
Callao	9.3	16	813.264	3546	31.594
L32 San Juan de Lurigancho	8.7	30	919.599	2165	21.360
L35 San Martín de Porres	8.9	23	594.135	1819	17.261
L42 Villa El Salvador	9.1	29	415.699	1579	14.515
L33 San Juan de Miraflores	9.0	25	379.271	1306	12.249
L43 Villa María del Triunfo	8.9	29	402.491	1206	11.543
L9 Comas	8.5	32	525.790	831	9.502
L2 Alta Verónica	8.5	36	474.786	878	8.917
L7 Chorrillos	9.0	21	297.987	984	9.286
L17 Los Olivos	8.8	26	324.187	890	8.617
L15 Lima Cercado	8.8	22	315.405	835	8.126
L40 Santiago de Surco	8.8	24	308.598	759	7.453
L14 La Victoria	8.8	23	215.203	545	5.330
L25 Puente Piedra	8.7	37	230.199	507	5.059
L11 Independencia	8.7	27	223.225	489	4.858
L28 Rimac	8.7	25	198.894	474	4.674
L5 Carabayllo	8.6	38	213.558	454	4.541
L36 San Miguel	8.9	17	141.310	446	4.233
L10 El Agustino	8.7	27	187.154	407	4.057
L37 Santa Anita	8.6	30	181.895	352	3.556
L13 La Molina	8.7	31	140.817	328	3.244
L21 Miraflores	8.9	20	105.006	301	2.902
L4 Breña	8.8	21	107.261	282	2.834
L30 San Borja	8.7	24	116.260	284	2.792
L41 Surquillo	8.8	21	95.262	257	2.497
L24 Pueblo Libre	8.9	19	81.335	242	2.316
L3 Barranco	9.2	20	51.954	205	1.877
L12 Jesús María	8.9	20	66.284	188	1.813
L31 San Isidro	8.9	20	62.574	179	1.736
L19 Lurín	8.9	38	63.302	177	1.712
L20 Magdalena del Mar	8.9	17	54.808	168	1.606
L16 Lince	8.8	21	58.969	163	1.577
L22 Pachacamac	8.7	38	61.956	134	1.336
L34 San Luis	8.7	25	52.334	123	1.215
L18 Lurigancho	7.8	60	102.494	47	5.61
L1 Ancón	8.3	45	33.283	42	4.42
L6 Chaclacayo	7.9	54	44.999	29	3.26
L8 Cieneguilla	8.1	47	17.857	16	1.76
L39 Santa Rosa	8.2	42	10.611	12	1.27
L23 Pucusana	7.9	55	10.444	6	70
L26 Punta Hermosa	8.2	44	5.29	6	60
L29 San Bartolo	7.9	52	6.485	5	51
L27 Punta Negra	8.0	48	5.061	4	47
L38 Santa María del Mar	7.9	52	0.097	0	0

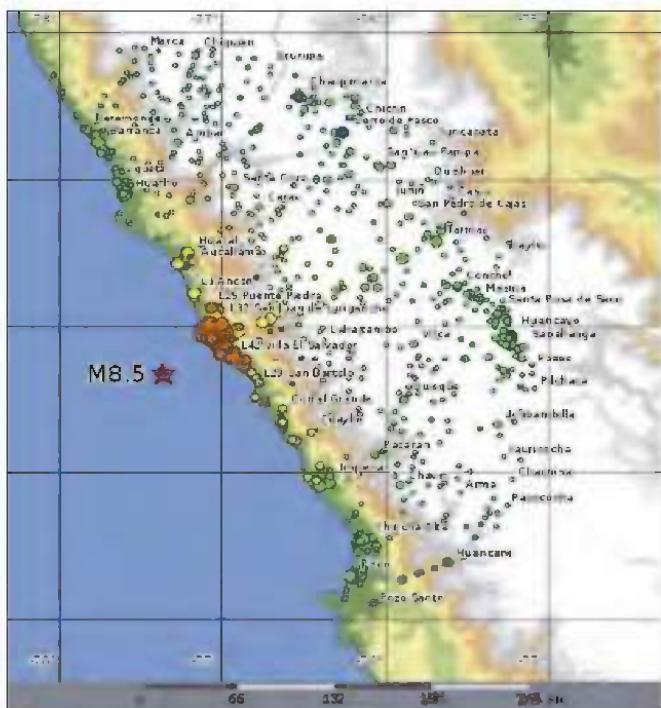


Figura 9. Distribución de daños esperados en Lima. La estrella marca el epicentro. El tamaño de los puntos es proporcional a la población. Los puntos amarillos indican un grado de daño de 3 en una escala de 5; es decir, un daño significativo. Las áreas de verde y azul, son de menores daños.

En este estudio no se considera el número de víctimas mortales por deslizamientos de tierra ni víctimas mortales en ocasiones inesperadas como, lo ocurrido en la iglesia de San Clemente y el Hotel Embassy, durante la ocurrencia del terremoto de Pisco 2007.

Para ajustar y reducir las diferencias se consideró los siguientes criterios:

- i) Se elaboró una ley de atenuación de la intensidad tal como se muestra en la Figura 6.
- ii) Se evalúa la distribución de los edificios considerando varios tipos de vulnerabilidad. Esta información no existe para Lima; por lo tanto, es vital hacer un inventario de las construcciones tomando en cuenta los principales parámetros de medición de la vulnerabilidad.
- iii) Ajustar la matriz de víctimas a las condiciones del algoritmo. La lógica que uso Wyss fue calcular el número aproximado de personas expuestas a una intensidad de grado VI (MM) o más, esto debido a que producirá mayor número de muertos y heridos.

A continuación se presenta y analiza la comparación hecha por Wyss para los cálculos las estimaciones de pérdidas asociadas a terremotos históricos y los obtenidos teóricamente (Figuras 7 y 8).

### **Daños esperados para la ciudad de Lima**

En el caso de Lima y debido a su proximidad a la fuente sísmica, la gran población y las condiciones de suelos inestables, Callao ocupa el primer lugar con el mayor valor de intensidad esperada y el número medio de heridos. Los distritos en los que espera se produzca más de 1.000 muertos y más de 10.000 heridos son San Juan de Lurigancho, San Martín de Porres, Villa El Salvador, San Juan de Miraflores y Villa María del Triunfo. Otros distritos con más de 400 muertos y más de 4.000 heridos son: Comas, Ate Vitarte, Chorrillos, Los Olivos, el centro de Lima, Santiago de Surco, La Victoria, Puente Piedra, Independencia, Rímac, Carabaylo, San Miguel y El Agustino.

Todo el proceso matemático – estadístico fue desarrollado utilizando un software llamado QLARM y como resultado se tiene un reporte de daños. En la Tabla 5, se presenta el resultado obtenido para la ciudad de Lima.

### **Conclusiones**

- i) Según el trabajo realizado por Wyss se espera que un terremoto de magnitud 8 con epicentro en las cercanías de Lima y con un 50% de ocupación de viviendas produzca en Lima entre 7.000 a 30.000 muertos. Si se considera un 80% de ocupación de las viviendas, el terremoto causaría entre 10.000 a 40.000 muertos.
- ii) A pesar que la calidad de la información existente no ha sido buena, su aplicación a la ciudad de Lima es bastante realista en razón de la distribución de los asentamientos humanos, la precariedad y antigüedad de casi el 40% de las viviendas y casonas existentes en Lima.
- iii) La metodología aplicada por Wyss es aceptable por que considera varios parámetros de vulnerabilidad sísmica tratando de adecuarse a nuestra realidad.

### **Recomendaciones**

- i) Es importante realizar estudios de microzonificación sísmica para Lima a fin de identificar los distintos tipos de suelo. Estos estudios deben realizarse con mayor énfasis en las zonas recientemente urbanizadas.
- ii) Se debe normar el crecimiento de la ciudad de Lima de forma responsable, prohibiéndose de manera definitiva ubicar las viviendas en zonas de alto riesgo a fin de evitar en un futuro desastres mayores.

- iii) Se debe exigir el cumplimiento del reglamento de construcciones antisísmicas.
- iv) Se debe realizar un inventario catastral para cada distrito tomando en cuenta los parámetros más importantes para definir una buena base de datos.
- v) Se debe considerar estudios sobre la estimación de pérdidas producidas por tsunamis y deslizamientos para Lima debido a su cercanía a la costa y a las estribaciones andinas. Las zonas más afectadas podrían ser el Callao y el cono este de Lima.

### **Bibliografía**

- **Trendafiloski, G., et al. (2009)**, Constructing city models to estimate losses due to earthquakes worldwide: Application to Bucharest, Romania, Earthquake Spectra. Pág. 65.
- **Wyss, M. (2005)**, Human losses expected in Himalayan earthquakes Natural Hazards. Pag. 22.
- **Wyss, M., and Zibzibadze M. (2009)**. Delay times of worldwide global earthquake alerts, Natural Hazards, inpress.
- **Wyss, M., Trendafiloski, G., Rosset, Ph. and Wyss, B. (2009)**. Preliminary loss estimates for possible future earthquakes near Lima, Peru, WAPMERR Report, March 2009.
- Plan Especial de Protección Civil ante el Riesgo Sísmico de Extremadura PLASISMEX (2008).
- **CISMID (2005). Estudio de vulnerabilidad y riesgo sísmico en Lima y Callao.** UNI - APESEG, 200 pag.
- **Giardini, D. (1999)** Global seismic hazard map.

# Análisis de los diferentes métodos geofísicos usados para la predicción de terremotos

## Analysis of the different geophysical methods used for earthquake prediction

**Edden Christian Flores Guerra**  
Universidad Nacional San Agustín, Arequipa  
edden.c.f.g.@gmail.com

**Investigación dirigida por: Dr. Hernando Tavera**  
Dirección de Sismología

### Resumen

En el presente trabajo se analiza y discuten los diferentes métodos geofísicos usados para la predicción de terremotos y para ello se revisó la bibliografía disponible sobre predicciones exitosas y estudios retrospectivos realizados con estos métodos. Una buena predicción es aquella que determina con la mayor precisión posible la fecha, ubicación y la magnitud del terremoto que se avecina. Los métodos descritos aquí se basan en las variaciones de los diferentes parámetros geofísicos que se presentan antes de la ocurrencia de un terremoto. Después de analizar la información disponible, se acepta que los fenómenos geofísicos anómalos o precursores pueden presentarse o no antes de la ocurrencia de los terremotos, esto debido al complejo proceso de su formación y a las diferentes características tectónicas y geológicas propias de cada zona sísmica. Por esta razón, se sugiere utilizar varios métodos geofísicos para vigilar e identificar los parámetros más sensibles a la actividad sísmica y así sustentarlos como precursores.

**Palabras clave:** predicción, magnitud del terremoto, geofísica, proceso complejo.

### Abstract

We analyze and discuss the different geophysical methods used for earthquake prediction; we reviewed the available literature about successful predictions and retrospective studies carried out with these methods. A good prediction is that which determinates more precisely the date, location and the magnitude of the earthquake that is coming. The methods described here are based on variations of different geophysical parameters that occur before an earthquake. After analyzing the available information, we accept that anomalous geophysical phenomena or precursors may be present or not before the occurrence of earthquakes, this is due to the complex process of formation and different tectonic and geological characteristics of each seismic zone. For this reason, we suggest using several geophysical methods for monitoring and identifying the parameters most sensitive to seismic activity and support them as precursors.

**Keywords:** prediction, magnitude, earthquake, geophysical, complex process.

## 1. Introducción

Desde comienzos de la sismología moderna, numerosos investigadores se han interesado en la posibilidad de predecir terremotos con la finalidad de reducir las pérdidas de vidas humanas y económicas producidas por éstos. Una buena predicción sísmica desde este punto de vista, consiste en determinar con la mayor precisión posible: el tiempo, la ubicación del epicentro y la magnitud del terremoto que se avecina; a través de las posibles variaciones de los diferentes parámetros geoquímicos, geofísicos, sismológicos, etc. que se presentan antes de la ocurrencia del mismo.

Para muchas personas, los terremotos son impredecibles a causa de que, a pesar de todos los avances de la sismología y de algunos casos exitosos de predicción, los científicos no pueden aún determinar con un alto grado de certeza la ocurrencia inminente de un terremoto, a diferencia de cómo el meteorólogo predice la aproximación de tormentas.

Aunque los terremotos parecen ocurrir de manera imprevista, la gran cantidad de energía que liberan es la acumulada con meses y años de anticipación. Por el momento, los científicos no tienen una forma directa y eficaz de medir la energía acumulada en el interior de la corteza y así de-

terminar los niveles críticos para la ocurrencia de terremotos. Por esta razón, los estudios sobre predicción de terremotos se basan en los cambios que experimentan las rocas al estar sometidas a esfuerzos, observados en los registros de los diferentes parámetros sismológicos, geofísicos y geoquímicos tales como; coeficiente de las velocidades sísmicas  $V_p/V_s$ , deformación de la corteza, temperatura y nivel de agua en los acuíferos, campos eléctricos y magnéticos, ondas de radio en la tierra y en el aire, resistividad eléctrica del suelo, formaciones de nubes, la radiación infrarroja, patrón de frecuencia y distribución sísmica, comportamiento animal, etc.

El análisis de los resultados muestran anomalías que pueden ser consideradas como precursores para grandes terremotos, observados durante el periodo de acumulación de energía y que muchas veces se intensifican momentos previos a la liberación de la energía. También existen métodos probabilísticos que no toman en cuenta los procesos físicos, sino otro tipo de información como los catálogos sísmicos pero que no son descritos en este trabajo. Hoy en día, con el avance logrado en tecnologías satelitales por parte de la NASA se ha llegado a la conclusión, de

que se puede detectar en grandes áreas de una manera más práctica y eficaz señales anómalas (precursores de cambios) previos a la inminente ocurrencia de un terremoto (días o semanas antes), lo cual proporcionaría al público y a los servicios de prevención de emergencias tiempo para prepararse.

## 2. Predicción sísmica

La predicción de la ocurrencia de un terremoto implica conocer los siguientes parámetros: lugar, tamaño y fecha del mismo, lo cual no es posible aún. En la actualidad se continúa con la investigación, desarrollo y aplicación de diversos métodos geofísicos y para comprender el fundamento de estos métodos, es necesario entender el proceso del ciclo sísmico y el concepto de precursores, los cuales son descritos a continuación.

### 2.1 El ciclo sísmico

El concepto de ciclo sísmico está elaborado y probado en terremotos de magnitudes importantes ( $M > 6$ ). El proceso del ciclo sísmico está relacionado con la acumulación y liberación de energía. Dentro de un ciclo sísmico, es decir, antes, durante y después de un terremoto, se observan diferentes cambios en los registros de los precursores. El comportamiento variable de los precursores en el tiempo permite dividir el ciclo sísmico en las siguientes etapas:

#### Etapa inter-sísmica

Esta etapa se inicia con el término de la redistribución de las tensiones (replicas) y el inicio de otra etapa de acumulación. La etapa termina cuando las alteraciones de las propiedades de la tierra aumentan debido a la gran cantidad de tensión acumulada. Esta etapa ocupa más del 90 % del ciclo sísmico. En la parte final, la alta acumulación de energía deforma la parte superior de la corteza causando agrietamientos (fisuras) en la corteza que se incrementan en el tiempo.

#### Etapa pre-sísmica

En esta etapa se incrementa el desarrollo de anomalías en las tendencias medias de los precursores debido a la intensa alteración de la corteza por la filtración del agua en las grietas que por presión rompen la corteza provocando su debilitamiento. Esta etapa es corta y su comprensión a plenitud es de particular interés para la predicción de terremotos.

#### Etapa co-sísmica

Representa la etapa más corta del ciclo, dura unos cuantos segundos a minutos y indica el final del ciclo sísmico. En esta etapa, por el debilitamiento de la corteza se produce la liberación de la energía acumulada provocando las rupturas abruptas y el movimiento rápido de la corteza (terremoto), los cuales a su vez producen una rápida distribución de las tensiones en la corteza.

#### Etapa post-sísmica

Este periodo se inicia después de la ocurrencia de un terremoto (fin de un ciclo sísmico), por lo tanto se caracteriza por un estado de relativa calma en el que las tensiones se redistribuyen, produciendo la consolidación de los materiales sueltos y la reactivación de fallas pequeñas cercanas al epicentro,

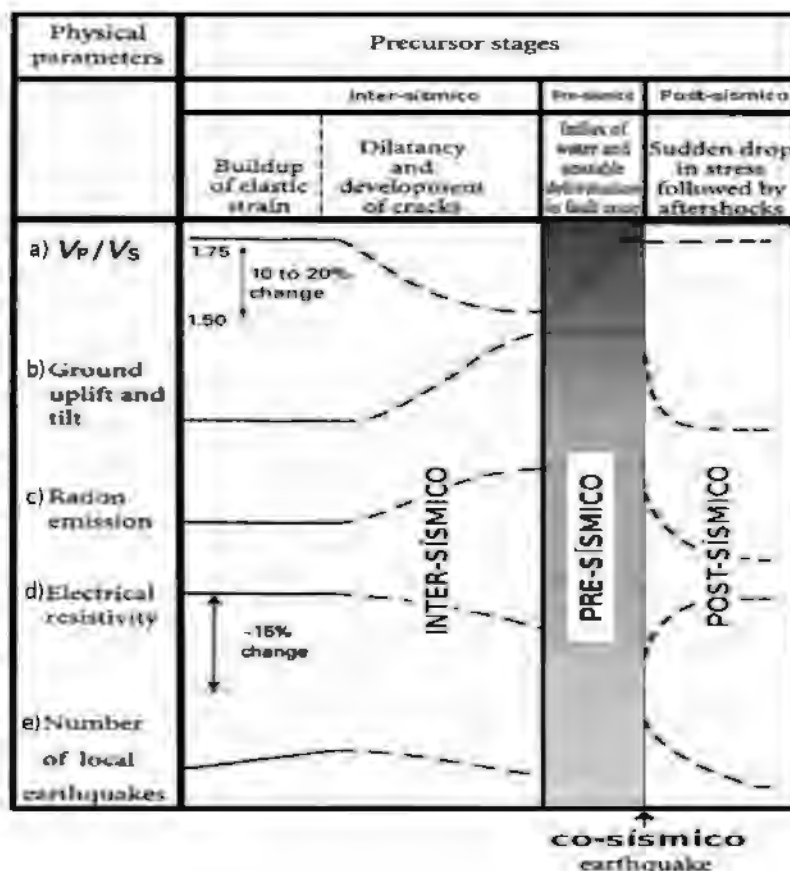


Figura 1. Comportamiento general de: a) Coeficiente  $V_p/V_s$ , b) Deformación del suelo, c) Emisiones de Radón, d) Resistividad y e) Número de eventos, dentro del ciclo sísmico: Inter-sísmica, Pre-sísmica, Co-sísmica y Post-sísmica.

con la ocurrencia eventual de sismos pequeños (replicas).

### 2.2 Precursores

Los precursores son cambios anormales observados en los diferentes parámetros geofísicos medidos en un área específica previos a la ocurrencia de un terremoto. Estos cambios están relacionados con leves alteraciones de las propiedades físicas de la tierra como consecuencia de la acumulación de la energía y presión (tensiones) en el interior de la corteza. Algunos de estos precursores geofísicos observables son:

- Cambios en la deformación de la corteza
- Cambios en la relación de velocidades sísmicas ( $V_p/V_s$ )
- Cambios en las emisiones de Radón
- Cambios en el nivel freático
- Cambios en la temperatura del agua subterránea
- Cambios en el campo magnético
- Cambios en la resistividad del suelo
- Emisiones de corrientes eléctricas en el suelo
- Lagunas Sísmicas

Estos eventos precursores son frecuentemente identificados en los registros de los diferentes parámetros geofísicos, sea de manera directa o indirectamente. Pero en algunos terremotos poco comunes, no son observados o incluso si estos ocurrieron, no fueron seguidos por un gran terremoto. El irregular comportamiento de los precursores es debido a las características diferentes e irrepetibles de cada zona controlada por su tectónica y geología, por citar algunas de ellas. Incluso, si para un área en particular algún precursor resulta ser sensible a la actividad sísmica, la predicción exacta de la magnitud y lugar es difícil.

### 3. Parámetros geofísicos para la predicción sísmica

#### 3.1 Deformación del suelo

El conocimiento del campo de deformación, en el tiempo y en el espacio, en la superficie de la Tierra, es una de las llaves para la comprensión del proceso físico que ocurre en el interior de la corteza durante el ciclo sísmico. Particularmente, la cuantificación de los desplazamientos co-sísmicos asociados a la ruptura trae informaciones sobre el mecanismo del terremoto (posición, tamaño, momento, etc) e incluso permite realizar una modelización del mismo. La cuantificación de los desplazamientos de la corteza requiere una metodología de alta precisión para determinar movimientos pequeños o deformaciones leves relacionados con la etapa pre-sísmica sobre extensas superficies. Varias técnicas de la geodesia moderna, particularmente las de la geodesia espacial es ahora un recurso importante para ese método. El posicionamiento global por satélites GPS, es uno de los métodos más económicos y prácticos, y permite hacer diferentes cálculos de posición, tanto en redes locales de alta densidad, como a escala regional o global, con una alta precisión (mm a unos cm).

La deformación de la parte superior de la corteza es muy lenta y en muchos casos casi desapercibidos en comparación con su parte profunda que habría acumulado en un periodo de varias décadas de años un deslizamiento total de varios metros como efecto del movimiento continuo iniciado por el desplazamiento de las placas tectónicas. La diferencia entre los deslizamientos que se producen en la parte profunda respecto a la parte superficial provoca la acumulación de las tensiones en esta última, que de llegar a un punto crítico, se produce un deslizamiento abrupto (terremoto) de algunos centímetros o metros. En este momento se produce el reajuste de los deslizamientos en la parte superior y profunda de la corteza, con la consecuente distribución de las tensiones.

Este método ha empezado a aplicarse para la predicción de terremotos en los años 70 y con mayor auge en los años 90. Los ejemplos más representativos que se tienen para explicar la deformación producida por los terremotos son los siguientes: Niigata 1964, Tangshan 1976 y Arequipa 2001.

##### 3.1.1 Terremoto de Niigata (M7.5), Japón 1964

Algunos de las mejores observaciones sobre la deformación del suelo (deslizamiento, hundimientos o levantamientos) fueron los realizados en Japón antes del terremoto de Niigata, ocurrido el 16 de Junio de 1964. Estos muestran en diferentes partes de Japón desde el año de 1900, dos tendencias (una positiva y otra negativa) casi constantes hasta el año de 1955. Después se comienza a observar una anomalía positiva en todas las estaciones, llegando a un valor máximo promedio de 4 cm en el año de 1960. Esta anomalía duro un par de años y después se da su disminución lenta, luego se acelera antes de la ocurrencia del terremoto.

##### 3.1.2 Terremoto de Arequipa (Mw 8.4)

El análisis diario de los datos de GPS de Arequipa y otras estaciones continuas en Sudamérica, durante el año 2000-2001 revela cuatro estados del ciclo sísmico, del terremoto de Arequipa (Mw=8.4, 23 de Junio de 2001). Los registros de desplazamiento del año 2000, un año antes del terremoto, muestran una tendencia estable similar a una línea base y en Febrero del 2001, se observa una señal pre-sísmica, que dura una semana. El terremoto es caracterizado por un deslizamiento co-sísmico de 0,52 m.

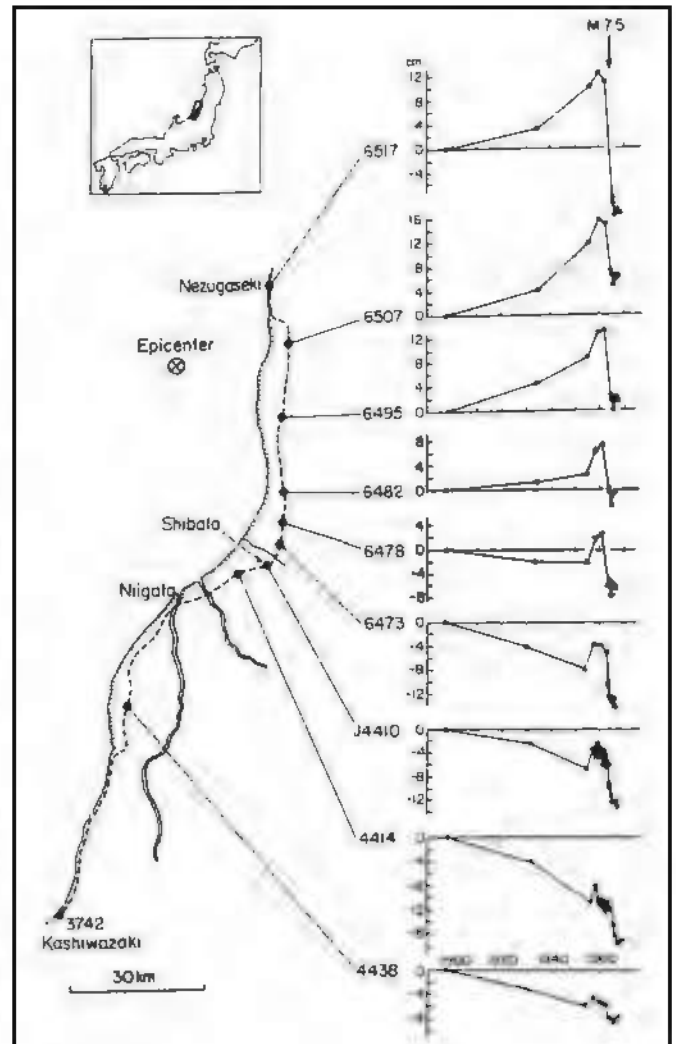


Figura 2. Distribución del desplazamiento vertical antes del terremoto de Niigata (M7.5), Japón.

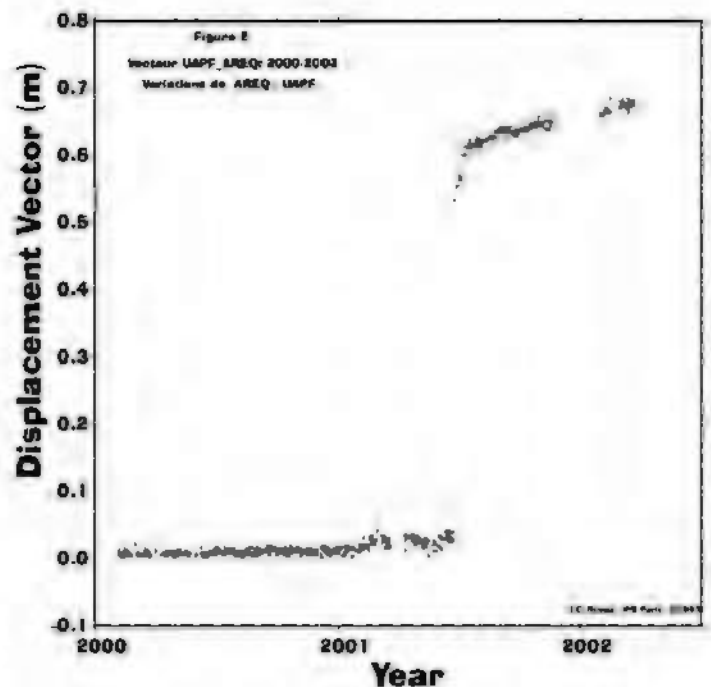


Figura 3. Registro del desplazamiento para el terremoto de Arequipa (Mw 8.4), Perú. (J.C. Ruegg, 2002).

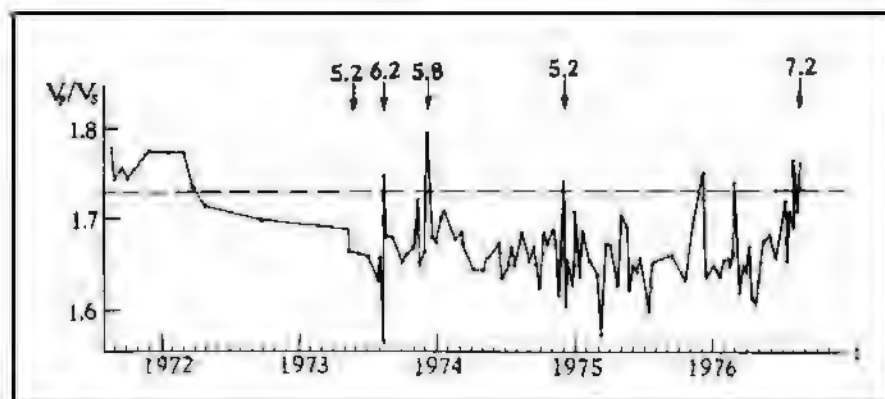


Figura 4. Cambios del coeficiente  $V_p/V_s$  en el área de Nanping-Wenchuan antes del terremoto de Songpan-Pingwu ( $M7.2$ ), China.

lo suficientemente grandes, se reduce la presión en las rocas y de ser aún mayor, el estado de las mismas cambiaría cuando el volumen de poros o grietas excede el volumen de fluidos y se pasaría al estado de insaturación. El incremento de la razón de velocidades, está relacionado con la recuperación de la presión en los poros o grietas debido a una resaturación provocado por la propagación de los fluidos entre las grietas. Así, las rocas son debilitadas y por la pérdida de resistencia para detener la tensión acumulada se produce el deslizamiento abrupto de

la falla originando un gran terremoto.

A continuación se describen algunos ejemplos aplicativos de este método.

### 3.2 Variaciones de las velocidades sísmicas

La variación de las velocidades de las ondas sísmicas P y S es uno de los parámetros sísmológicos más utilizados con efectividad en el mundo para la predicción de terremotos. Las posibles causas que pueden provocar estas variaciones anómalas en las velocidades de las ondas sísmicas, así como las metodologías para su determinación y uso como precursor de terremotos, fueron estudiadas por diferentes investigadores de la URSS, USA y China. Las conclusiones, establecen que el coeficiente  $V_p/V_s$  tiene un valor promedio casi constante de 1.75, observando la caída y recuperación de este valor antes de grandes terremotos. Alrededor del año 1920, los sísmólogos sugirieron estas variaciones como precursoras de terremotos, pero por la calidad de las observaciones y la distribución heterogénea de las estaciones sísmológicas, fueron dejadas de lado. Sólo en la década de los años 50' y 60' científicos soviéticos observaron variaciones de  $V_p/V_s$  con cierta regularidad antes de la ocurrencia de terremotos moderados en Garm (Asia Central). Posteriormente, variaciones de este parámetro fueron reportados antes de la ocurrencia de los terremotos de San Fernando (1971) y en el terremoto de Mugu (1973), así como en China y Japón, concluyendo que la duración de estas anomalías es de unos pocos días para eventos de magnitudes moderadas y de años a más para grandes terremotos ( $M_w > 7$ ).

Las variaciones del coeficiente  $V_p/V_s$ , coinciden con los procesos de insaturación y resaturación de la corteza por la dilatación de las rocas y la filtración de fluidos respectivamente, en el área de preparación del terremoto. La dilatación ocurriría como resultado del incremento del agrietamiento provocado por la acumulación de tensiones y si los poros o grietas que resultan de esta dilatación, contienen fluidos y los efectos de la misma en las rocas saturadas son

#### 3.2.1 Terremoto de Songpan-Pingwu ( $M7.2$ ), China 1976

El cálculo del coeficiente  $V_p/V_s$  en la región de Nanping-Wenchuan se inicia en el año 1971 y su distribución muestra la presencia de una evidente anomalía negativa que empieza a decrecer lentamente en Marzo de 1972 llegando hasta un valor de 1.66 en Julio de 1973. Este valor tiende a permanecer constante durante los siguientes dos años, recuperándose (1.73) en Julio de 1976. Un mes después, el 16 de Agosto de 1976, ocurre el gran terremoto de Songpan-Pingwu  $M7.2$ . Durante el periodo que dura esta anomalía negativa se observo la presencia de picos que se relacionaron a la ocurrencia de eventos cercanos con magnitudes moderadas, cuyas ondas sísmicas pasaron por la zona donde se produciría el gran terremoto.

#### 3.2.2 Evento sísmico de Blue Mountain Lake ( $M2.6$ ), EEUU 1973

En EEUU destaca la predicción hecha varios días antes de la ocurrencia del terremoto de Blue Mountain Lake ( $M2.6$ ) ocurrido el 3 de Agosto de 1973 en Nueva York. Esta predicción se baso en la observación de una anomalía negativa en la distribución del coeficiente  $V_p/V_s$  y la duración de este. También se baso en la observación del patrón de sismicidad.

### 3.3 Variación de Radón

El radón es un gas inerte que se produce por la desintegración radiactiva del uranio y por sus propiedades no se combina con otros elementos permaneciendo en una estructura de cristal hasta que es liberado. Debe entenderse que las diferentes áreas sísmicas están relacionadas con la actividad termodinámica que genera gran cantidad de gases, que conjuntamente con el radón, son transportados a la superficie por medio de las fallas, fisuras y agrietamientos; por lo que, su cuantificación proporciona información importante sobre los procesos sísmicos que puedan darse en un punto cualquiera.

En la corteza, el radón se encuentra en una matriz sólida dentro de una estructura cristalina y el aumento de las tensiones, crea nuevas interfaces sólido-líquido causando la emanación del radón y otros gases.

El radón al estar en un estado gaseoso puede transportarse por los poros y fisuras interconectadas y salir a superficie. Aunque el radón tiene una relativa vida media corta ( $t_{1/2} = 98\text{hrs}$ ) es muy soluble en agua, pudiendo así recorrer grandes distancias hasta llegar a los pozos y manantiales más cercanos. El resultado de este proceso de desgasificación de la corteza terrestre no es uniforme en el espacio, estando rela-

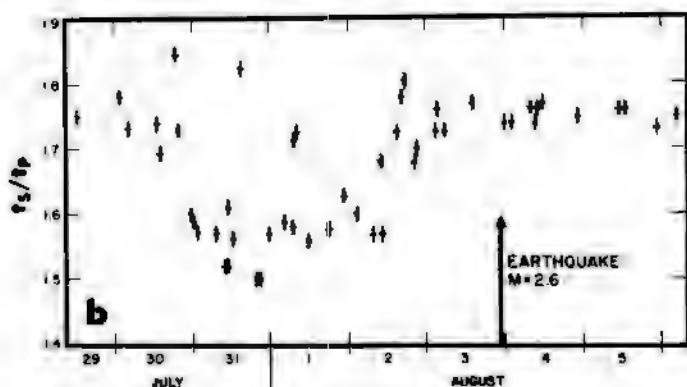


Figura 5. Distribución del coeficiente  $V_p/V_s$  antes del evento sísmico de Blue Mountain Lake ( $M2.6$ ), EEUU.

cionado esto, a la presencia de tensiones y fracturas dentro de la corteza. En general, la tasa de emanación de radón está influenciada por otros factores físicos como la condición del suelo, su porosidad, temperatura, precipitación, contenido de humedad y la presión atmosférica. La asociación espacial de las altas tasas de emanación de radón con las fallas activas indican una gran correlación; por lo tanto, las fallas son importantes caminos en la corteza para que el gas radón llegue a la superficie.

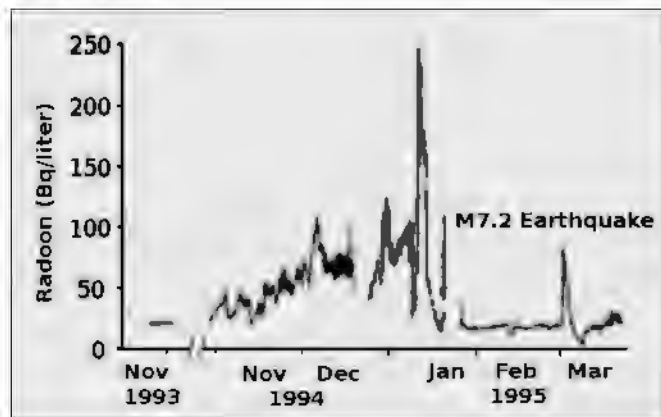


Figura 6. Variaciones de las emisiones de Radón para el terremoto de Kobe (M7.2), Japón.

### 3.3.1 Terremoto de Kobe (M7.2), Japón 1995

En la década de los años 60 se instaló un red de registro de emisiones de Radón al Este de Japón, estando una estación ubicada en la parte meridional de la ciudad de Nishinomiya, a unos 30 km al NE del epicentro del terremoto de Kobe (el 17 de enero de 1995, M7.2). En esta estación, para el año de 1993 se tenía una concentración de radón de 20 Bq/l, hacia el final del año de 1994 y que aumentó a 60 Bq/l, llegando hasta 250 Bq/l la primera semana de Enero de 1995 y una semana antes del terremoto, disminuyó a 30 Bq/l.

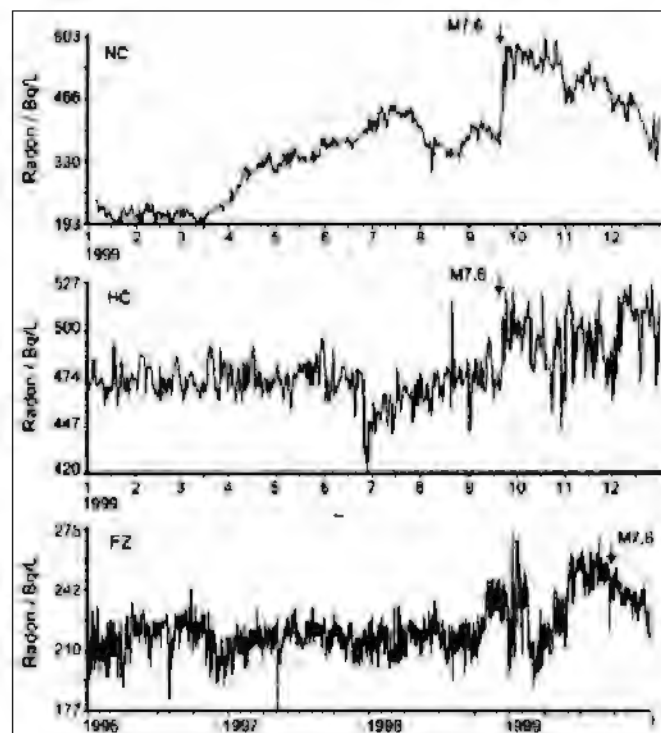


Figura 7. Registro de emisiones de Radón antes del terremoto de Chi-Chi (M7.6), Taiwan.

### 3.3.2 Terremoto de Chi-Chi (M7.6), Taiwan 1999

Las variaciones de las emisiones de Radón observados en tres estaciones (NC, HC y FZ) ubicadas a una distancia epicentral menor a 550km, muestran aumentos importantes de radón observados antes del terremoto de Chi-Chi M7.6 ocurrido el 21 de Septiembre de 1999 en Taiwan. Para las estaciones NC y FZ el aumento se produjo 6 meses antes del terremoto y 3 meses antes para la estación HC.

### 3.3.4 Terremoto de Pu'er (M6.4), China 2007

El registro de concentración de Radón en el observatorio de Tengchong (D=250km) mostró un valor casi constante de 25 Bq/l hasta octubre del 2006, fecha en la que se observa un leve decaimiento a 23.5 Bq/l, valor que prevalece hasta el final del registro. En este último tramo del registro se observan dos anomalías positivas pronunciadas de 33.5 y 36.2 Bq/l ocurridos cuatro meses y tres días respectivamente antes del terremoto de Puer (M6.4) ocurrido el 3 de Junio del 2007 en la provincia de Yunnan (China).

### 3.4 Variaciones del nivel freático

Los cambios del nivel de agua en los pozos profundos es un importante precursor de terremotos a pesar de ser observados a varios cientos de kilómetros lejos de la ubicación de sus hipocentros. Observando, momentos previos a la ocurrencia de un terremoto los casos siguientes: aumento del nivel del agua en los pozos, el agua se vuelve turbia, se crean pozos artesanales, emisión de agua en pozos secos, etc. Estos fenómenos están relacionados con la interacción de las tensiones y esfuerzos en la corteza, que abren y cierran las fracturas y fallas, controlando así el flujo del agua y sus niveles en los pozos.

La variación del nivel de agua subterránea estaría relacionada con los cambios de presión, antes que las variaciones de volumen en la región focal (como la mayoría de los geofísicos creen actualmente). En general, las variaciones pre-sísmicas observadas en los pozos sigue la siguiente secuencia:

- 1) La reducción progresiva de los niveles de agua durante un período de meses o años.
- 2) La reducción acelerada de los niveles de agua (tasa exponencial a menudo) en los últimos meses o semanas anteriores al terremoto.
- 3) El "rebote", donde los niveles de agua comienzan a aumentar rápidamente en los últimos días u horas antes del gran terremoto.

Por ejemplo, en China muchos pozos indican ser extremadamente sensibles a los cambios de presión relacionados con la inminente ocurrencia de los terremotos, de ahí que se tenga para tal investigación, más de 100 pozos con más de 1000m de profundidad utilizados únicamente para la predicción de terremotos.

Debe tenerse en cuenta que las variaciones de los niveles de agua en los pozos al estar relacionados con los terremotos son influenciados por factores como la magnitud, profundidad y la distancia epicentral del terremoto, así como el entorno hidrogeológico, el cual podrían ser rocas consolidadas, sedimentos no consolidados y karst alterados; por lo tanto, para utilizar estos cambios como un precursor de los terremotos debe conocerse bien la geología y la hidrografía de la región de estudio.

### 3.4.1 Terremoto de Tangshan (M7.6), China 1976

El 28 de Julio de 1976, en la localidad de Tangshan ocurrió un terremoto de magnitud 7.6, la geología del subsuelo de la región aledaña al epicentro era bien conocida debido a los trabajos realizados en una mina cercana; por lo tanto, se contaba

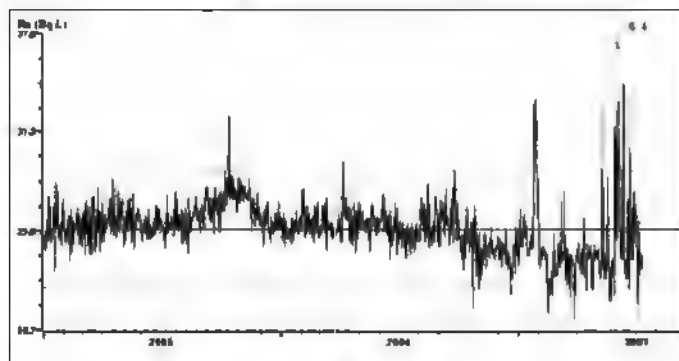


Figura 8. Registro de emisiones de Radón antes del terremoto de Pu'er (M6.4), China.

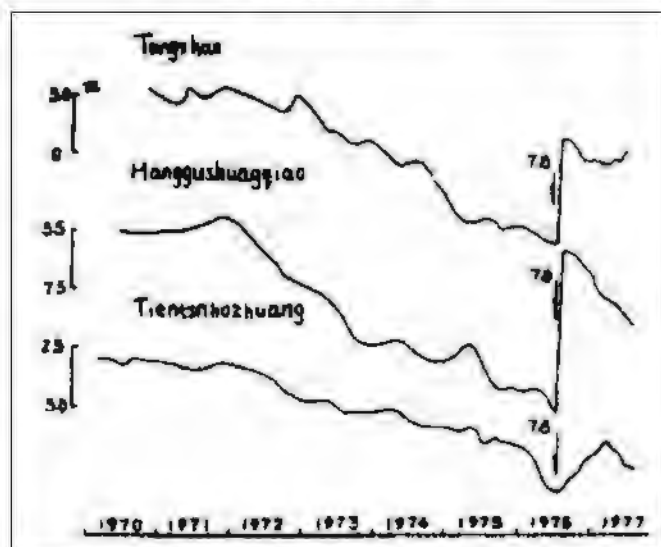


Figura 9. Variaciones del nivel freático para el terremoto de Tangshan (M7.8), China.

con gran cantidad de registros de los niveles de agua en los pozos y las tasas de bombeo de la mina.

Los registros de bombeo de agua en la mina de Tangshan, comenzó a medirse en 1923, mostrando valores estables en general, sin fluctuación estacional (probablemente debido a la profunda naturaleza de la mina). Varios años antes del terremoto de 1976, la tasa de bombeo requerida se redujo, en un principio muy lentamente y, a continuación, a un ritmo exponencial. Luego entre dos días y tres horas antes del terremoto se produjo una rápida disminución de la tendencia, con el aumento de las tasas de bombeo de 25 de m<sup>3</sup>/seg a 75 m<sup>3</sup>/seg, antes de la ocurrencia del terremoto.

Fuera de la mina, otros pozos de la región informaron tendencias similares. Por otro lado los niveles de agua de muchos pozos artesanales empezaron a disminuir varios años antes del terremoto incluso hubo informes de que una serie de pozos se habían secado por completo. Entre 3hrs a 4 minutos antes del terremoto se observó un aumento abrupto del nivel del agua como la creación de algunos pozos artesanales. Este aumento co-sísmico fue de algunos metros en algunos pozos.

Tras la identificación de estas tendencias, las variaciones de los niveles de agua fueron analizadas en otras minas, siendo estas similares para el terremoto de Bohai 1969 (M = 7.4) y para el terremoto de Luan Xian 1945 (M = 4.1).

### 3.4.2 Terremoto de Chi-Chi (M7.6), Taiwan 1999

Los diferentes registros de nivel de agua de 276 pozos ubicados alrededor de la zona sísmica en Taiwan muestran aumentos (7.42m) y disminuciones (-11.1m) del nivel de agua

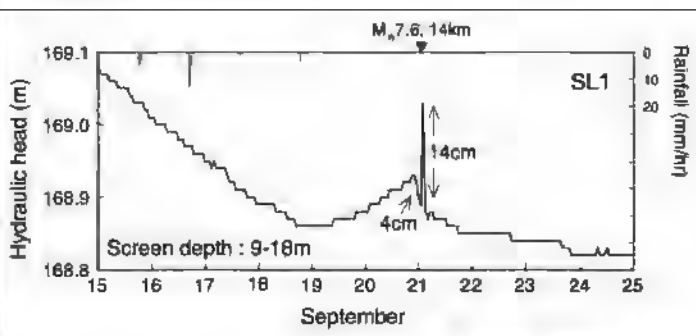


Figura 10. Variaciones del nivel freático antes del terremoto de Chi-Chi (M7.6), registrado en un pozo ubicado a 14 km del epicentro.

subterránea, en los diferentes pozos, todos ellos en conjunto fueron asociados a la ocurrencia del terremoto de Chi-Chi de M7.6 (21 Septiembre de 1999). Las disminuciones del nivel de agua se observaron en las estaciones cercanas a las fallas sísmogénicas y los aumentos en las estaciones lejanas. Los aumentos y caídas del nivel de agua subterránea se correlacionan bastante bien con las distancias epicentrales y profundidad en la cual se encuentra cada pozo.

### 3.5 Variaciones de temperaturas

En los años 80 y 90, científicos rusos y chinos notaron en sus curvas de valores de temperatura algunas anomalías térmicas asociadas probablemente con los terremotos de Zhangbei (1988) y Gujarat (2001), por esta razón, uno de los nuevos métodos para predecir sismos consiste en buscar anomalías de radiación infrarroja (IR), siendo este un parámetro interesante de estudiar pero también es uno de los menos documentados. De todos los métodos de predicción discutidos hasta ahora, este es un parámetro fácil y económico de vigilar, siendo aun mejor el hecho de poder vigilar grandes áreas mediante el uso de satélites como el Meteosat (Ruso). Sin embargo, sólo dos Informes se han publicado sobre observaciones de estas anomalías térmicas y ambos son para el mismo evento sísmico con datos suficientes como para poner a prueba las investigaciones de los autores.

Debe de entenderse que la fricción que se desarrolla en el interior de la corteza, como consecuencia del aumento de tensiones en una zona, previo a un terremoto, generan diferentes cambios en las propiedades de la corteza, así como el calentamiento de la misma por fricción de sus partículas mas pequeñas y ellas pueden ser observados mediante lecturas de temperaturas en el suelo y subsuelo (pozos) o puede ser detectado como anomalías infrarrojas en la superficie desde el espacio. Sin embargo, nadie sabe con precisión por qué las rocas sometidas a grandes presiones producen radiación infrarroja, pudiendo relacionar su causa con los procesos electromagnéticos. Otra hipótesis sostenida por investigadores chinos es que estas anomalías de la temperatura son el resultado directo del fenómeno de "desgasificación de la tierra". Ellos creen que el aumento de los niveles de CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub> y el vapor de agua dan lugar a la creación de un efecto invernadero localizado cerca del hipocentro como resultado del proceso de preparación del terremoto.

#### 3.5.1 Terremoto de Izu-Oshima-Kinkai (M7.0), Japón 1978

El registro de la temperatura de agua en un pozo profundo mostró una marcada y intensificada variación 40 días antes del terremoto de Izu-Oshima-Kinkai (M7.0) ocurrido el 14 de enero de 1978 en Japón.

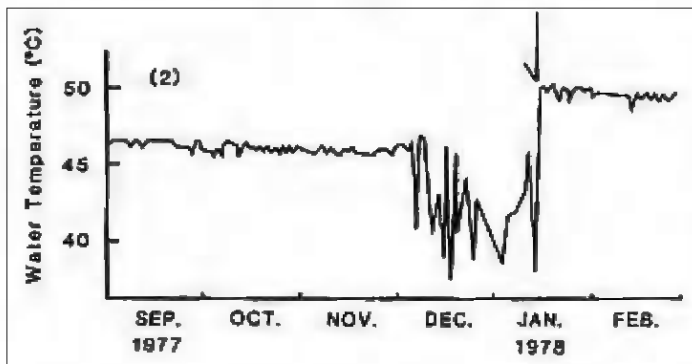


Figura 11. Variación de temperatura antes del terremoto de Izu-Oshima-Kinkai (M7.0), Japón.

### 3.5.2 Terremoto de Zhangbei (M6.2), India 1998

Los cambios de la temperatura en la estación de Hebei, ubicada a 80km del epicentro del terremoto de Zhangbei, muestran una anomalía positiva de más de 20°C que se inicia un año antes y termina días antes del terremoto de Zhangbei (M6.2), del 10 de Febrero de 1998.

### 3.5.3 Terremoto de Gujarat (M7.9), India 2001

La imagen infrarroja de la región circundante a Gujarat elaborada para la asociación de las anomalías de temperatura asociada al terremoto de Gujarat (M7.9), ocurrido el 26 de enero de 2001. Las áreas amarillo-naranja señalan las anomalías térmicas que aparecieron días antes del terremoto y cuyo epicentro se indica con una estrella.

### 3.6 Variación del campo magnético

Las variaciones del campo magnético han sido observadas antes de la ocurrencia de terremotos en la URSS, USA y China. En general, la información disponible muestra incrementos en la intensidad del campo magnético. Con el objetivo de confirmar estas variaciones y sean utilizadas para la predicción de terremotos, en Junio del 2003 se lanzó el satélite QuakeSat con una antena magnetométrica que mide campos ELF (frecuencias bajas extremas, menores a 1000Hz) y así vigilar extensas áreas a fin de mejorar la comprensión de estas variaciones.

En general, las rocas contienen enlaces de peróxido que al ser sometidas a tensiones se rompen y repentinamente aparecen transportadores móviles de carga eléctrica llamados electrones desapareados o electrón P-hole. El movimiento de estos electrones genera corrientes eléctricas que a su vez inducen pequeños campos magnéticos; por lo tanto, pueden ser relacionados con los terremotos.

Las pruebas realizadas en laboratorios, indican que una vez que los electrones p-hole son generados en la estructura de la roca, se da un cambio en los polos microscópicos debido a la interacción de estos electrones libres, generando así corrientes que se propagan por la roca que a su vez, generan y transportan emisiones electromagnéticas, potenciales de superficie positivas, emisiones de iones positivos y hasta radiación media infrarroja. La activación de los electrones p-

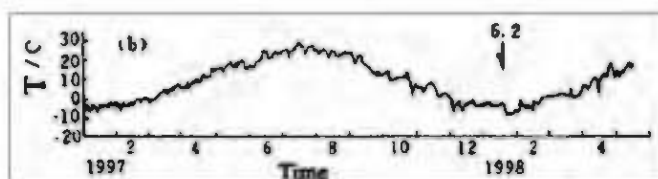


Figura 12. Registro de temperatura relacionadas al terremoto de Zhangbei (M6.2), India.

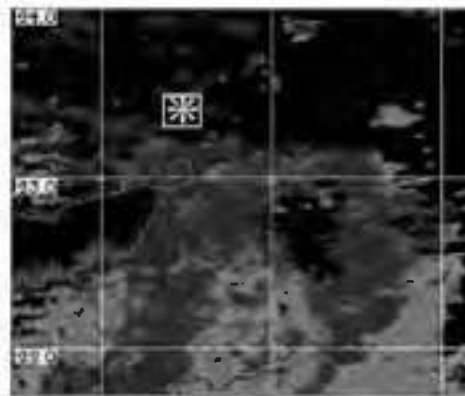


Figura 13. Anomalía de temperatura relacionada al terremoto de Gujarat (M7.9), India.

hole permiten que las rocas se conviertan momentáneamente en semiconductores y de esta manera, emiten pequeñas corrientes que llegan a la superficie produciendo el aumento de las intensidades del campo magnético.

### 3.6.1 Terremoto de Higashi-Izu (M5.0), Japón 1978

El registro del campo magnético en la región del Japón se inició con una única estación (SGH) en Mayo de 1976 ubicada en la zona nor-este de la península de Izu. La instalación de una segunda estación (KWZ) se realizó en Enero de 1978, después de la ocurrencia del terremoto de Izu-Oshima Kinkai (M7.0) en 1978. Esta estación fue ubicada aproximadamente en el centro de la zona de réplicas. Los valores de intensidades de estas estaciones fueron comparados con los del observatorio geodésico de Kanazan (KNZ), ubicado a 95Km al este de la estación SGH. Los registros muestran cambios en el campo magnético total en las estaciones SGH, KWZ y KNZ durante el periodo de Enero de 1978 a Marzo de 1979, siendo la anomalía positiva (3 gammas) tres meses antes de ocurrir el evento sísmico de Higashi-Izu (M5.0) Japón 1978.

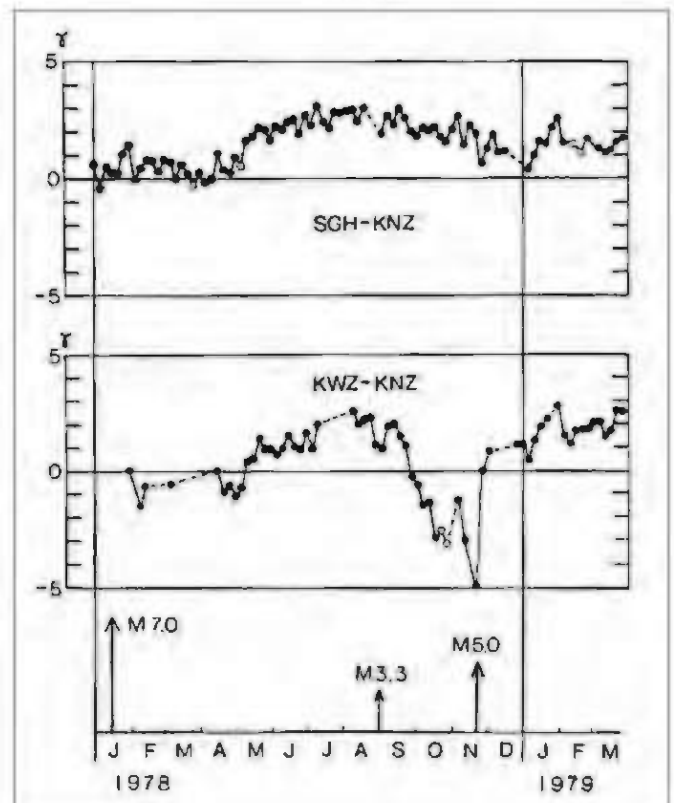


Figura 14. Variación del campo magnético para el terremoto de Higashi-Izu (M5.0), Japón.

### 3.6.2 Terremoto de Loma Prieta (M6.9), California 1989

El terremoto de Loma Prieta ocurrido el 17 de Octubre de 1989, es una de las predicciones exitosas mas conocidas. Esta predicción fue hecha por el geólogo Berkland de la U.S Geological Survey, quien publico una nota de prensa cuatro días antes del evento. El artículo, titulado "Is 'Word Series' Quake coming?", publicado el 13 de octubre de 1989 y basaba la predicción en anomalías magnéticas, datos de inclinómetros, extraños comportamientos de los animales y otros parámetros. El instrumento de medición fue un único magnetómetro de bobina (registro de un eje) ubicado a 7 km del epicentro y estaba siendo usado para la investigación sobre las comunicaciones por radio en submarinos por el Prof. Smith de la Universidad de Stanford. El registro muestra una fuerte señal 20 veces mayor que el valor normal observada el 3 de Octubre, aumentando a 60 veces aproximadamente tres horas antes de la ocurrencia del terremoto.

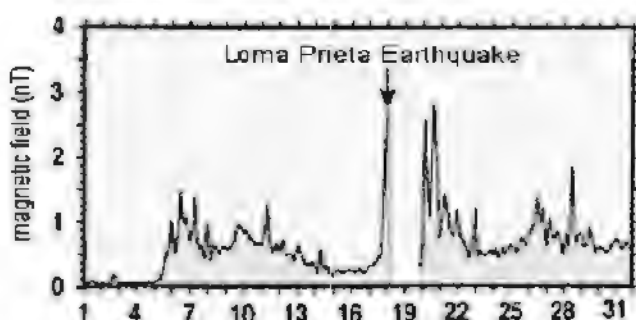


Figura 15. Variación del campo magnético antes del terremoto de Loma Prieta (M6.9), California.

### 3.7 Variaciones de resistividad

Los reportes sobre la variación de la resistividad en las rocas, indican una disminución muy significativa en los valores normales momentos antes de la ocurrencia de un gran terremoto. Ello ha permitido el desarrollo de varios estudios en diferentes partes del mundo, tratando de relacionar estas variaciones con la ocurrencia de terremotos.

La resistividad eléctrica se define como la resistencia al flujo de la corriente eléctrica. En general, las rocas son pobres conductores de electricidad, pero al estar en contacto con el agua se convierte en un buen conductor. Antes de la ocurrencia de un terremoto, en las rocas se originan microfisuras por las cuales filtran las aguas subterráneas causando que la resistividad eléctrica en la corteza disminuya. En algunos casos se ha observado una caída del 5-10% de la resistividad eléctrica antes de la ocurrencia de terremotos.

#### 3.7.1 Terremoto de Tangshan (M7.8), China 1976

Antes del 17 de Julio en la región de Tangshan, el registro de la resistividad muestra valores constantes de 224  $\Omega m$  para luego mostrar una rápida disminución que se acelera justo antes del terremoto de Tangshan (M7.8), ocurrido el 28 de Julio de 1976. Esta caída de resistividad alcanza un valor mínimo de 208  $\Omega m$  unos días después del terremoto, para luego recuperar lentamente su valor normal.

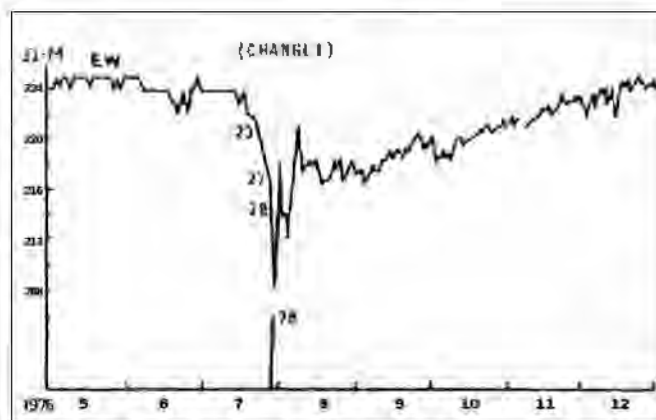


Figura 16. Cambios de resistividad antes del terremoto de Tangshan (M7.8), China.

### 3.7.2 Terremoto en China relacionados con cambios de la resistividad

Los registros de resistividad observados en las estaciones de Ganzhi, Xichang y Tenchong, muestran las tendencias de la resistividad previos a los terremotos de Luhuo en 1973 (M7.9), Zhaotong en 1974 (M7.1) y Longling en 1976 (M7.6). En estos registros se observa una alta correlación entre la caída de los valores de la resistividad y la ocurrencia de estos terremotos.

### 3.8 Señales eléctricas precursoras a terremotos

Reportes de emisiones de corrientes eléctricas previos a la ocurrencia de terremotos han sido, parte de un gran número de estudios en diferentes partes del mundo y su sustento teórico se reduce a las siguientes hipótesis;

#### Efecto electrocinético

En este modelo, los cambios de presión y esfuerzo dentro de la corteza terrestre afectan el comportamiento de fluidos como el agua en los poros y cavidades. Si los cambios que se dan generan cambios anisotrópicos, bajo condiciones adecuadas, se puede generar un potencial eléctrico en regiones cercanas a las áreas en donde se producirá la ruptura.

#### Efecto Piezo-estimulado

Este modelo sugiere que las crecientes presiones precursoras a un terremoto generan una reorientación de los dipolos existentes en las rocas. Cuando se llega a un valor crítico de presión, se da una nueva reorientación abrupta de los múlti-

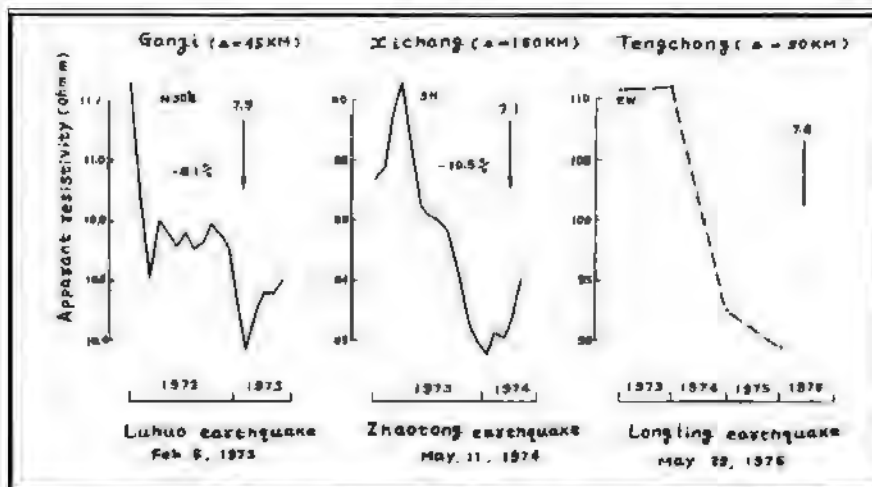


Figura 17. Cambios de resistividad relacionados con los terremotos de Luhuo en 1973 (M7.9), Zhaotong en 1974 (M7.1) y Longling en 1976 (M7.6).

Tabla 1. Lista de terremotos que presentaron señales eléctricas precursoras en Japón.

Earthquake		Pre – seismic signal							
Date	Mechanism	Date	Station	R(Km)	Long dipole	Short dipole	t	Co-Seismic change	
M d (Km)		$\Delta T$				(mv/100m)			
<b>Stage 1</b>									
EQ88/01/24		88/01/18	NAH	50	-40mV/11km	-	20 min.	○	
6.0	75	6 days							
EQ93/02/07		92/12/22	SZU	>10	500mV/1.1km	-	56 days	○	
6.6	25	56 days							
<b>Stage 2</b>									
EQ96/03/06		96/02/28	FJI	15	-	-1.7	-1 hour	○	
5.3	20	6 days							
EQ97/05/22		97/05/20	KZU	7	18mV/1.4km	0.8	6 min.	○	
		2 days							
EQ97/05/22		97/05/21	KZU	7	18mV/1.4km	0.7	7 min.	○	
		1 day							
EQ98/09/03		98/08/20	YRK	13	12mV/3.1km	10.1	4min.	○	
			14 days	MTK	10	-	none	-	○
EQ99/01/28		99/01/17	MTS	27	-	2.3	27 min.	×	
			11 days	HKB	30	-100mV/5.3km	1.9	27 min.	×
			OTA	75	-65mV/8.3km	1.2	27 min.	×	
EQ99/03/14		99/02/23	KZU	5	9mV/1.4km	-0.5	5 min.	○	
4.7	7	19 days							
EQ99/03/28		none	KZU	15	none	none	-	○	
5.0	18								

ples dipolos, generando así una señal electromagnética que puede llegar a la superficie.

### Efecto de dislocaciones eléctricas

Este modelo propone la existencia de cargas eléctricas de tipo iónico en rocas aisladoras. Cuando se presenta una ruptura en las rocas, la carga eléctrica debe brincar de un sitio a otro para mantener un equilibrio eléctrico. Este traslado de cargas a su vez produce un cambio en el potencial, que puede viajar a la superficie y ser detectado en esta.

### 3.8.1 Estudios de señales eléctricas en Grecia Método VAN

Esta técnica fue desarrollada inicialmente en 1981 por P. Varotsos, K. Alexopoulos y K. Nomicos, del departamento de física de la Universidad de Atenas en Grecia. La técnica esta basada en observar los fenómenos electromagnéticos que se presentan como precursoras a terremotos. Varotsos, Alexopoulos, y Nomicos (VAN) observaron que las variaciones en el campo eléctrico de la Tierra parecen correlacionarse con la ocurrencia de terremotos en Grecia. Estas señales, denominadas señales sismo eléctricas (SES), tienen amplitudes de hasta 250 mV / km, duración de varios minutos, y preceden a los terremotos por unos pocos días a meses o más tiempo. A través de un proceso de correlación de la amplitud y duración de las SES con los terremotos, el equipo VAN ha desarrollado una técnica que les permite reconocer un precursor de un terremoto especificando la ubicación, tiempo y magnitud. Este

método ha sido utilizado desde 1984 para emitir predicciones de terremotos en Grecia. Una particular serie de predicciones bien documentada abarcó el período comprendido entre el 1 de enero de 1987 a 30 de noviembre de 1989. Se destaca como una notable excepción en el sentido de que ha sido realmente un método de predicción a corto plazo.

### 3.8.2 Estudios de señales de potencial geoelectrico en Japón

Estudios de cambios de potencial geoelectricos se han realizado en Japón observando diferentes características. En muchos casos, las señales aparecieron entre 1-19 días antes de un terremoto, con un intervalo de duración y intensidad de varios minutos a 1 hora y de 1-2 mV/100m respectivamente. Estos cambios se observaron en 5 terremotos con magnitudes mayores a 5 que ocurrieron dentro de un radio de 20 Km respecto a la estación de registro (1988-1990). En otros dos casos (EQ 88/01/24 y EQ99/01/28), esta distancia fue mayor. Es interesante indicar que para el EQ99/01/28 la señal apareció simultáneamente en 3 estaciones distantes entre si.

### 3.9 Lagunas sísmicas

Las Lagunas sísmicas son áreas pequeñas, ubicadas dentro de una zona activa, en las cuales se observa la ausencia de grandes terremotos o eventos sísmicos importantes en comparación de las áreas aledañas a esta. Estas observaciones permiten determinar y/o identificar áreas en las cuales se espera ocurra un gran terremoto, pero sin definir fecha aproxi-

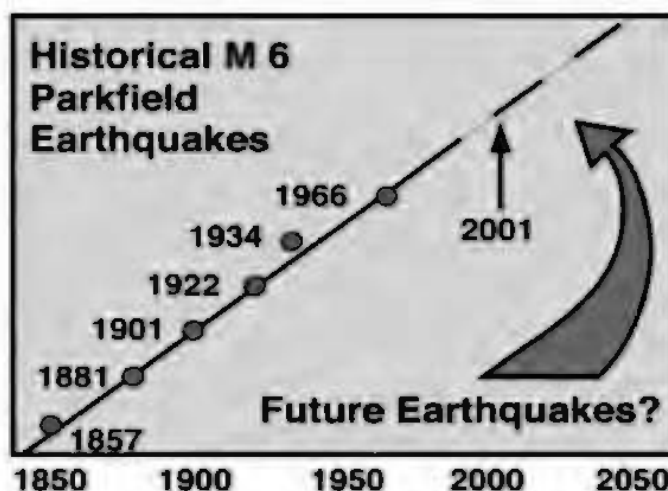


Figura 18. Laguna sísmica para el terremoto de Parkfield (M6.0), California 2004.

mada para la ocurrencia de este. Este tipo de observación es importante para delimitar áreas en las cuales se pueden hacer estudios mas detallados para la predicción de terremotos.

**3.9.1 Terremoto de Parkfield (M6.0), California 2004**

La observación de un ciclo regular de eventos en la falla sísmica de San Andrés, llevo a la predicción de un nuevo terremoto de  $M > 6$  para el año de 1988, el cual podría romper un segmento de la falla cerca de Parkfield. Esta predicción fue evaluada y hecha suya por el "Gobierno Nacional de Evaluación de Predicción de Terremotos" en el año de 1985, siendo poco tiempo después notificada por el USGS, indicando una alta probabilidad de ocurrencia del terremoto para el periodo de 1985-1993. El año de 1993 llego y ningún terremoto ocurrió, sin embargo, 14 años después ocurrió en la zona el terremoto de Parkfield (M6.0), 2004.

**3.9.2 Terremoto de Pisco (Mw 7.9), Perú 2007**

La distribución de las áreas de ruptura para el borde oeste del Perú muestra tres Lagunas Sísmicas (A-1, A-2 y A-3)

A-3) en las cuales la probabilidad de ocurrencia de un gran terremoto es muy alta. Tres años después de conocido esto ocurrió el terremoto de Pisco (Mw7.9) el 15 de Agosto del año 2007, cuya área de ruptura involucró toda el área de la Laguna Sísmica delimitada con anterioridad (A-1). Restando por generarse otros terremotos en las áreas A-2 y A-3.

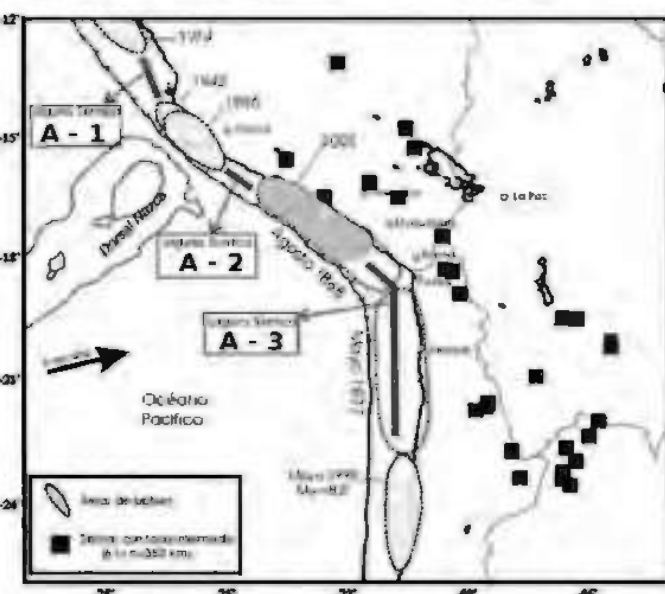


Figura 19. Laguna Sísmica (A-1) para el terremoto de Pisco (Mw7.9), Perú 2007. (Tavera y Bernal, 2005).

**4. Conclusiones**

Los métodos de predicción de terremotos están relacionados a cambios anormales en los registros de los diferentes parámetros geofísicos de la tierra, estos cambios son llamados precursores y están directamente relacionados con la alteración de las propiedades físicas de la corteza debido a la acumulación de tensiones dentro de esta.

La presencia y ausencia de estos precursores, en diferentes partes del mundo, esta asociado a las características tectónicas propias de cada región las cuales pueden ser similares pero irrepetibles a otras regiones.

Los casos más destacados como predicciones de terremotos utilizando la variación de los parámetros geofísicos son los siguientes:

- EEUU : Terremoto de Blue Mount Lake (M 2.6), 1973. "V. Coeficiente de  $V_p/V_s$ "
- China : Terremoto de Haicheng (Mw 7.4), 1975. "V. Nv. Freático, Pre-eventos moderados,...."
- EEUU : Terremoto de Loma Prieta (M 6.6), 1989. "V. Campo Magnético"
- Perú : Terremoto de Pisco (Mw 7.9), 2007. "Laguna Sísmica".

Se ha observado que la información que se tiene de algunos precursores es mayor para determinadas regiones o países, y siempre asociados a predicciones exitosas como;

- Deformación del suelo : Japón,
- V. Coeficiente  $V_p/V_s$  : EEUU, URSS
- V. Emisiones  $R_n$  : China
- Laguna Sísmica : EEUU, Perú, Turquía
- V. Nivel Freático : Alaska, China, Japón
- Señales Eléctricas : Japón, Grecia
- V. Resistividad : China.

Los precursores pueden ocurrir o no, antes de los terremotos, o incluso aparecen sin ocurrir terremotos. Por lo tanto, es importante un análisis adecuado y minucioso de los regis-

tros y distribución de los diferentes parámetros geofísicos, para no realizar diagnósticos equivocados o en caso contrario, pasar por alto la presencia de anomalías previas a la inminente ocurrencia de un gran terremoto.

El estudio y seguimiento de alguno de estos parámetros en el Perú es importante, ya que son pocos los estudios sobre predicción de terremotos, más aún sabiendo que nuestro país se encuentra en una de las zonas de más alta actividad sísmica y la vulnerabilidad de nuestra población es muy alta.

### Bibliografía

- **Panel on Earthquake Prediction of the Committee on Seismology – Assembly of Mathematical and Physical Sciences National Research Council (1976).**- "Predicting Earthquakes: A Scientific and Technical Evaluation, with Implications for Society". Washington D.C.: National Academy of Sciences.
- **United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (1984).**- "Earthquake Prediction: Proceedings of the International Symposium on Earthquake Prediction". Terra Scientific Publishing Company (TERRA-PUB), Tokyo Unesco, Paris.
- **J.C. Ruegg, M. Olcay, R. Armijo, J. B de Chaballier & D. Lazo (2002).**- "Coseismic and Aseismic Slip Observed from Continuous GPS Measurements for the 2001 Southern Peru Earthquake (Mw = 8.4)". International Symposium on Andean Geodynamics (2002), pp. 561-564.
- **H. Tavera & I. Bernal (2005).** "Distribución Espacial de Áreas de Ruptura y Lagunas Sísmicas en el Borde Oeste del Perú". Volumen Especial N°6 Alberto Giesecke Matto (2005), pp. 89-102.
- **Jianguo Du, Xueyun Si, Yuxiang Chen, Hong Fu, Chunlin Jian & Wensheng Guo (2008).**- "Geochemical Anomalies Connected with Great Earthquakes in China". Geochemistry Research Advances (2008), pp. 57-92.



# Análisis de la actividad sísmica del volcán Misti, período octubre 2005 a diciembre 2008

Analysis of seismic activity of the volcano Misti, period October 2005 to December 2008

**Riky Gustavo Centeno Quico**  
Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica  
Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa  
riky.centeno@gmail.com

Investigación dirigida por: **Dr. Orlando Macedo S.**  
Observatorio Vulcanológico del Sur, Arequipa

## Resumen

El presente análisis muestra la actividad sísmica observada en el volcán Misti desde el 01 de octubre del 2005 al 31 de diciembre del 2008, 39 meses de información sísmica registrada en el volcán. Los resultados de la clasificación y análisis aplicados a las señales del Misti, muestran que la sismicidad predominante lo conforma los eventos tipo Largo Periodo (LP), en segundo lugar están los eventos Volcano Tectónicos (VT); además se han observado eventos tipo Tornillo y eventos Tremóricos de corta duración. Se ha observado que los eventos asociados a paso de fluidos (LPs, tornillo y tremores) han ocurrido con mayor frecuencia durante julio 2007 a julio 2008. En la segunda mitad del periodo mencionado, es decir entre el 4 enero al 18 de julio del 2008, se ha observado también la presencia de sismos tornillo. En cuanto a los sismos VT y su distribución hipocentral, se muestra una tendencia de localización hacia el flanco nor-oeste del volcán y con una cierta alineación ( $\sim N120^\circ$ ), en coincidencia de la zona donde observaciones geológicas y presencia de fumarolas indican también posible presencia de una falla  $N126^\circ$ . La altitud de los focos va por encima de 3.500 msnm, denotando estar mayormente asociados a la actividad hidrotermal, en concordancia con resultados de estudios geofísicos anteriormente llevados a cabo en este volcán.

**Palabras clave:** sismos VT, Sismos LP, sismo tornillos, tremor volcánico, sistemas hidrotermales.

## Abstract

This work shows the results of the analysis of 39 months of seismic monitoring on Misti volcano, from October 1st 2005 to December 31st 2008. During this period the main seismicity are Long Period events (LP), followed by Volcano Tectonic (VT) events. It has been observed also some Tornillo events and some Tremors of short duration. These events associated with passage of fluids (LPs, tornillo and tremors) have occurred more frequently during July 2007 to July 2008. In the second half of the mentioned period (i.e., between the January 4th and July 18 th 2008) it was also observed the presence of the tornillo events.

The VT earthquakes shows hypocenter location toward the northwest flank of the volcano, with a trending of  $\sim N120^\circ$ , in coincidence with the area where geological observations and the presence of fumarolic vents indicate the presence of a  $N126^\circ$  fault. The altitudes of the seismic hypocenters are above the 3.500 masl, indicating that they are most probably associated with the existing hydrothermal activity highlighted by the results of geophysical surveys previously conducted in this volcano.

**Keywords:** volcanotectonic events VT, long period events LP, tornillo events, tremor, hydrothermal systems.

## Introducción

La actividad sísmica en volcanes activos puede ser caracterizada atendiendo a las señales registradas, sus propiedades en frecuencia, amplitud, forma de onda, etc., así como sus parámetros hipocentrales y por el patrón de secuencia.

Se ha observado que en muchos casos la actividad magnética se emplaza en zonas de debilidad geológica y cuya zona actúa como fuentes de la actividad sísmica sobre todo de tipo VT, mientras que la actividad asociada al hidrotermalismo favorece la generación de sismos de tipo LP.

El volcán Misti ( $16^\circ 17' 40'' S$  y  $71^\circ 24' 32'' W$ ) es un estrato volcán de composición andesítica, tiene una altura de 5822 msnm. y forma parte de la cadena de volcanes pliocuaternarios de la zona volcánica de los Andes centrales (ZVC) del sur peruano.

Este volcán es un volcán activo potencialmente peligroso

para una población de aproximadamente un millón habitantes en la ciudad de Arequipa, cuyo centro urbano se encuentra a tan solo 17 km de la cima del volcán.

Los estudios de carácter geológico (Thouret et al., 2001), han identificado diferentes estilos eruptivos en la actividad reciente del volcán Misti, con periodos alternados entre emisión de lavas y erupciones explosivas, contándose decenas de flujos piroclásticos y al menos 20 episodios de caídas de ceniza, producidos por erupciones de mediana y de gran magnitud como la ocurrida hace 2000 años antes del presente.

El Misti yace dentro de un sistema tectónico complejo extensional y de rumbo, compuesto por 4 grupos de fallas: la falla normal activa orientada en dirección Oeste-Noroeste ( $N126^\circ$ ), la falla "en echelon" de Huanca con buzamiento Sureste con una pequeña componente lateral izquierda, la cual

Tabla 1. Coordenadas de las estaciones sísmicas Red Misti (datum: Prov. South Am 1956)

Estación	Código	Coordenadas UTM		Coordenadas Geográficas		Altitud (msnm)
		Latitud	Longitud	Latitud	Longitud	
E1	MISA	8,193,842	244,022	16° 19' 21.6"	71° 23' 44.4"	4168
E2	MISB	8,195,755	243,320	16° 18' 19.2"	71° 24' 07.2"	5201
E3	MISC	8,198,451	244,042	16° 16' 51.6"	71° 23' 42,0"	4785
E4	MISD	8,197,676	243,672	16° 17' 16.8"	71° 23' 54.6"	5400
E5	MISE	8,197,148	242,230	16° 17' 33.6"	71° 24' 43.8"	5710

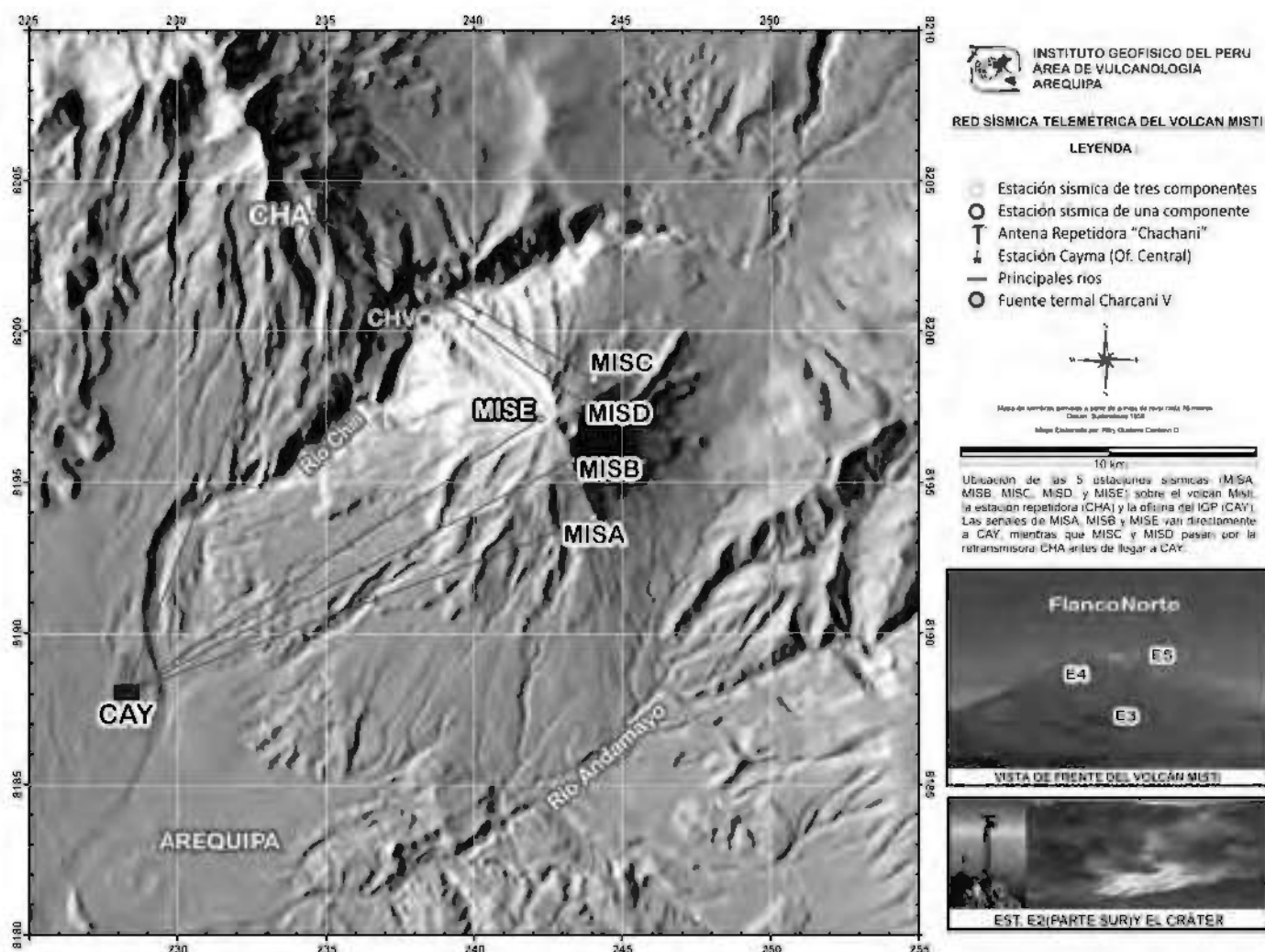


Figura 1. Ubicación de la red sísmica permanente del volcán Misti, compuesta por las estaciones MISA (E1), MISB (E2), MISC (E3), MISD (E4) y MISE (E5), la repetidora CHA y la estación central CAY. También se muestra la ubicación de la estación de monitoreo geoquímico de la fuente termal Charcani V (CHV).

compensa las fallas probablemente inactivas de rumbos NNE y NNW, de tipo normal y de rumbo respectivamente (Thouret et al., 2001).

Este volcán se caracteriza por presentar una moderada actividad sísmica (Llerena, 2006); en este estudio se ha efectuado el análisis de la actividad sísmica registrada, teniendo en cuenta la forma de onda, las frecuencias y amplitudes. Asimismo se ha determinado la distribución de la sismicidad en mapa y en cortes.

Finalmente se describe el patrón de sismicidad que se ha observado en función del tiempo, y se hace la correlación con valores de temperatura de la fuente termal más cercana al edificio volcánico, la fuente de "Charcani V".

Este estudio persigue también de servir como antecedente

o resultado a tenerse en cuenta en la evaluación del riesgo durante escenarios críticos de actividad volcánica.

### La red sísmica del volcán Misti

Siendo reconocido que el monitoreo sísmico es uno de los medios más efectivos para determinar el grado de actividad volcánica de un volcán, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) a partir del mes de octubre del año 2005, en el marco de un convenio científico entre el IGP y el Institut de Recherche pour le Développement (IRD) de Francia, instaló una red sísmica telemétrica permanente de cinco estaciones (MISA, MISB, MISC, MISD y MISE).

La tabla 1 y la figura 1 presentan los datos de emplazamiento de cada una de las estaciones de la red Misti. Todas las

estaciones funcionan con sismómetros de período corto. Las estaciones MISD y MISE están equipadas con sismómetros 1C, marca, Mark Products modelo L-4; la estación MISB está equipada con el mismo tipo de sensor (1C) pero de la marca Kinemetrics modelo SS-1, y las estaciones MISA y MISC son de tres componentes, equipadas con sismómetros marca Mark Products modelo L4-3D.

La señal sísmica que se observa en cada una de estas estaciones llega hasta el laboratorio, de forma: directa (MISA, MISB y MISE) e indirecta (MISC y MISD), haciendo uso de la antena repetidora (CHA) ubicada en el nevado "Chachani"; todo la Información es receptionada por telemetría a la estación central de Cayma (CAY), en tiempo real, hasta la ciudad de Arequipa para su respectivo análisis.

### Clasificación de señales sismo volcánicas

Los sismos volcánicos han sido clasificados de acuerdo a la forma de onda característica observada en sismogramas y por su contenido de frecuencias; la variación de estos parámetros en el tiempo indicaría un cambio en los mecanismos que los generan y nos pueden prevenir acerca de una actividad pre-eruptiva diferente o más Intensa.

En este estudio se ha usado una nomenclatura general que está ampliamente desarrollada en la mayoría de clasificaciones (Gil Cruz y Chouet.,1997; Ibáñez, et al.,2003; Zobin, 2003). La nomenclatura considera principalmente la dinámica de la fuente.

De esta manera, se ha tomado como base dos grupos principales y representativos, los sismos asociados a la dinámica de fluidos y los sismos asociados a procesos elásticos puros:

### Sismos asociados a la dinámica de fluidos (Baja Frecuencia)

Este primer grupo estaría compuesto por aquellos eventos cuyo modelo de fuente, relaciona la dinámica de fluidos como generador principal de ondas sísmicas, además de aquellos eventos que estuviesen relacionados a mecanismos de desgasificación.

**Sismos de Largo Período (LP).**- Son señales típicas de ambientes volcánicos. Están caracterizados por tener una duración de entre unos pocos segundos hasta algo más de un minuto, su forma de onda es muy parecida al huso de tejer, y su contenido espectral es muy limitado a unas bandas de frecuencia relativamente estrechas ( $0.5 < f < 5$  Hz).

Este tipo de eventos, están asociados a procesos de presurización de fluidos, tales como la formación de burbujas, colapsos o procesos de flujos no lineales a poca profundidad en los cuales tanto la atenuación como los efectos de sitio juegan un papel importante (McNutt, 2000).

**Explosiones Volcánicas.**- Quizás las señales provenientes de explosiones en los edificios volcánicos, corresponden junto al tremor, a señales sísmicas más características cuando se encuentra en marcha un proceso eruptivo. Generalmente las explosiones aparecen superpuestas a una señal de tremor de fondo y son identificables por el aumento brusco de amplitud de la señal y un incremento en las frecuencias de la misma (Figura 2).

**Tremor volcánico.**- Se caracteriza principalmente por mantener una amplitud constante durante un corto o largo período de tiempo, que puede oscilar entre los varios minutos, horas y semanas, tiene un contenido espectral variado

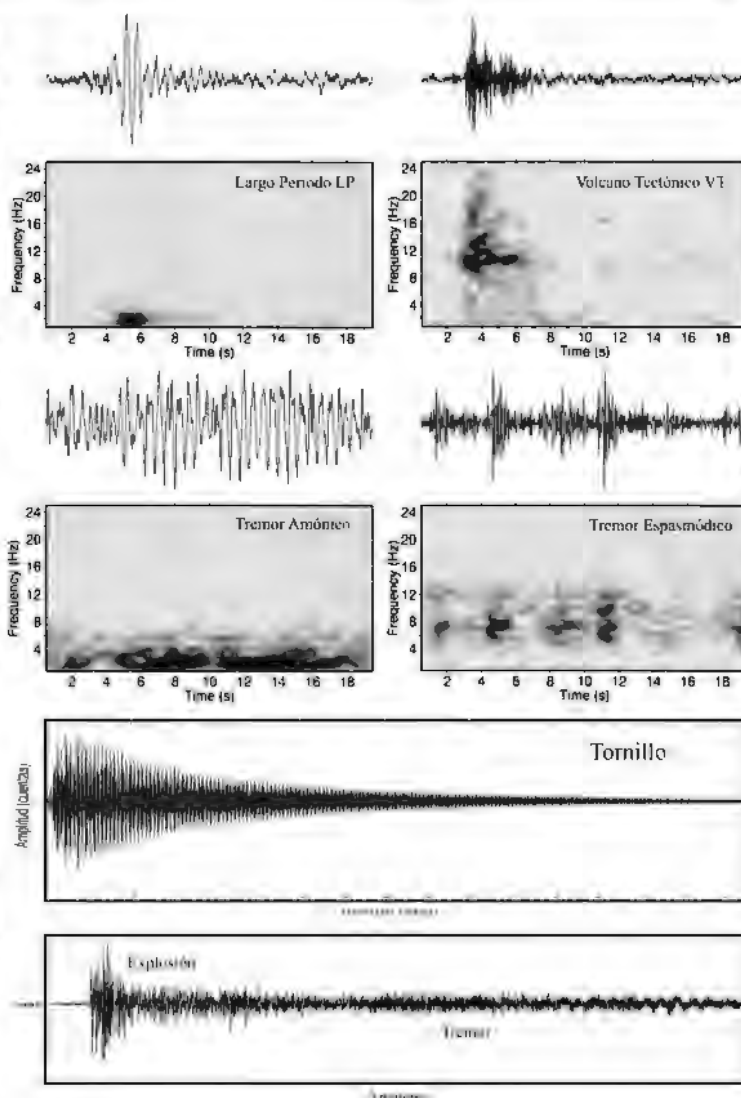


Figura 2. Clasificación de la diversidad de señales sísmicas registradas en volcanes activos, forma de onda y espectrograma.

y en algunos casos centrados en bandas de frecuencia relativamente estrechas; comúnmente estos se conocen como tremor armónico y otras con contenido espectral más amplio conocidas como tremor espasmódico (Figura 2).

Varios autores (Gil Cruz y Chouet., 1997; Ibáñez, et al., 2003; Tokarev, 1985) proponen que el tremor tiene lugar a partir de una resonancia de baja a alta frecuencia, generada por un evento con una contribución en altas y bajas frecuencias como la ondícula elemental.

**Eventos tipo Tornillo.**- Este tipo de evento se caracteriza por su envolvente armónica, la cual ha sido interpretada como la oscilación de un resonador excitado, por la interacción de mezclas de líquidos y gases en forma de burbujas a grandes presiones.

Su número, energía y frecuencia pico han sido útiles como parámetros de actividad y como precursores de algunas erupciones volcánicas (Tokarev, 1985).

Un modelo aceptable para explicar este tipo de eventos, sugiere la interacción de los fluidos volcánicos o magma al desplazarse a través de una estructura volcánica, que podría ser una fractura o una falla. Esta relación fluido estructura estaría determinada por las fluctuaciones de presión sobre las paredes de la fractura las cuales producirían vibraciones acústicas que finalmente son registradas como señales sísmicas (Torres et al., 1997)

### Sismos asociados a procesos elásticos puros (Alta frecuencia)

En el origen de esta familia de eventos, los procesos relacionados con la dinámica de fluidos suministran la fuente de energía para que tenga lugar la ruptura de las rocas, pero estos fluidos no se consideran como los que producen las ondas sísmicas.

**Sismos Volcano Tectónicos (VT).** El comienzo de esta señal suele ser más o menos impulsivo (llegada de la onda P) y es posible identificar la llegada de la onda S (especialmente si se tiene registro en tres componentes), su contenido espectral es amplio, y es posible observar sismos con frecuencias superiores a los 30 Hz. con una duración de unos pocos segundos (figura 2).

Se han podido identificar algunos casos en los que la aparición de eventos VT es continua y se le denomina "enjambre sísmico", es decir una secuencia de numerosos sismos agrupados en el tiempo, de tamaño similar y una misma zona epicentral, son de gran importancia porque preceden a actividades volcánicas importantes (Ibáñez, 2003).

Para explicar la ocurrencia de este tipo de eventos, es importante relacionarlos con la ocurrencia de otros eventos, como los del tipo LP principalmente, pues ambos de alguna manera comparten la misma fuente. Esto es corroborado por la distribución espacial de ambos tipos (Ibáñez, 2003).

### Análisis de la actividad sísmica del volcán Misti

El análisis de los datos sísmicos obtenidos de la Red sísmica telemétrica permanente del volcán Misti (2005-2008), se han clasificado un total de 13.253 sismos volcánicos, registrados en al menos tres estaciones.

Se ha identificado 4 tipos de eventos principales y 3 subtipos o familias: eventos largo periodo (LP1), Volcano Tectónico (VT1), Tornillos, algunos eventos tipo Tremor de corta duración, Volcano tectónico con evento precursor (VTP), eventos de Largo periodo de gran duración y frecuencias altas (LP3) y eventos de Largo Periodo con inicio impulsivo (LP2) respectivamente. Por otro lado, se ha anotado también la presencia de algunos enjambres sísmicos esporádicos.

La sismicidad predominante para el periodo de estudio, lo conforman los eventos del tipo Largo Periodo (LP) representando el 52,2 % del total, seguidamente están los del tipo Volcano Tectónico (VT) representando el 47,8 % del total en lo que en número se refiere.

Un resumen de las principales características de la actividad sísmica del volcán Misti y los ejemplos más representativos de la misma, se presentan en la Tabla 2 y figura 3 respectivamente.

Los eventos LP en su mayoría presentaron frecuencias bajas, la frecuencia dominante característica en todo el periodo de estudio estuvo bordeando los 3,5 Hz, su inicio fue emergente con una duración promedio de 16,2 segundos.

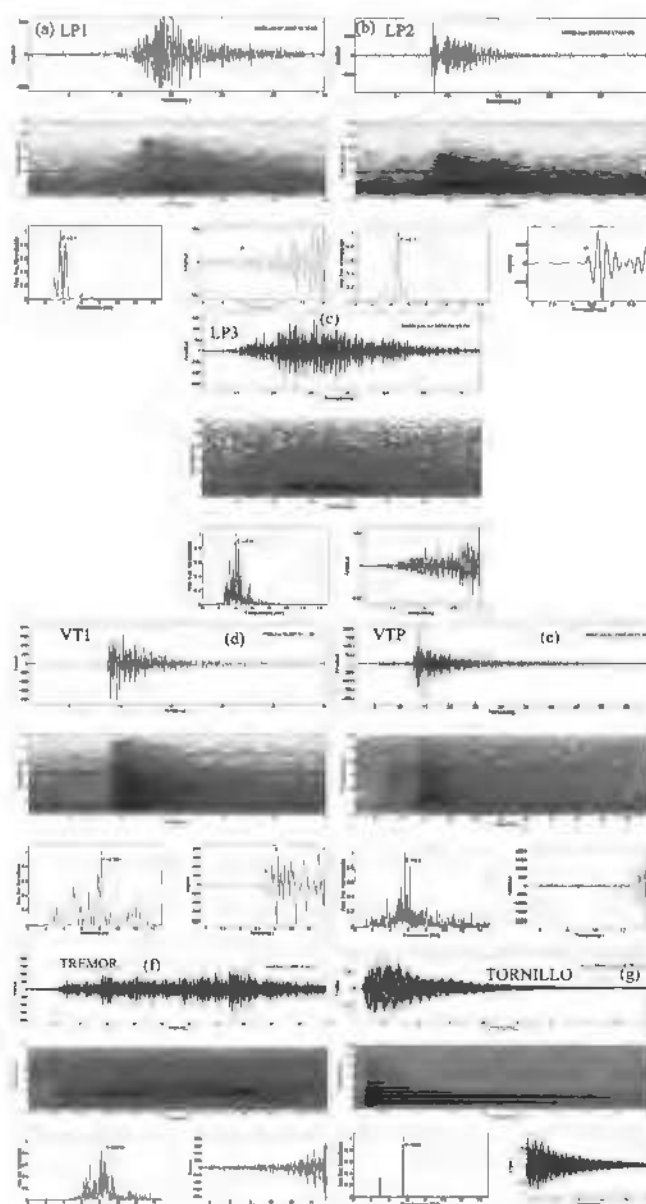


Figura 3. Ejemplos de los siete tipos de eventos clasificados. (a) Sismo Largo Periodo (LP1), (b) Sismo de Largo periodo con inicio impulsivo (LP2), (c) Sismo de largo periodo con frecuencias altas (LP3), (d) Volcano-tectónico (VT1), (e) Volcano-tectónico con evento precursor (VTP), (f) Tremor, y (g) Tornillo. Con su respectivo espectrograma, aspecto y su primer arriba.

Los eventos tipo VT en su mayoría presentaron frecuencias altas, la frecuencia dominante más común fue de 5,8 Hz, su inicio fue totalmente impulsivo, se pudo distinguir la fase

Tabla 2. Resumen de la actividad sísmica del volcán Misti (e=emergente, i=impulsivo, s= segundos).

EVENTOS			Numero de Eventos		Localizados	Fase primaria	Duracion promedio (s)	Frecuencias		Porcentaje del total (%)
FUENTE	TIPO	SUBTIPO	Ocurrencia diaria Promedio	Clasificados				Rango(Hz)	Dominantes(Hz)	
FLUIDOS	LP	LP1	8	4507	-	e	16.2	1 a 5	3.5, 3.6, 4.4	52.2
		LP2	3	2025	37	i	14	1 a 5	2.5, 3.7, 4.2	
		LP3	<1	194	-	e	30	3 a 15	5.2, 8.2	
	TREMOR	-	<1	169	-	e	120	4 a 20	4, 5.1, 12.3	
	TORNILLO	-	<1	18	-	i,e	50	-	3.8, 5.1, 7	
RUPTURA ROCA	VT	VT1	7	5979	467	i	12	2.5 a 25	5.8, 8.5	47.8
		VTP	<1	361	-	i	23	2.5 a 26	3.5, 4.3, 8.1, 12.2	

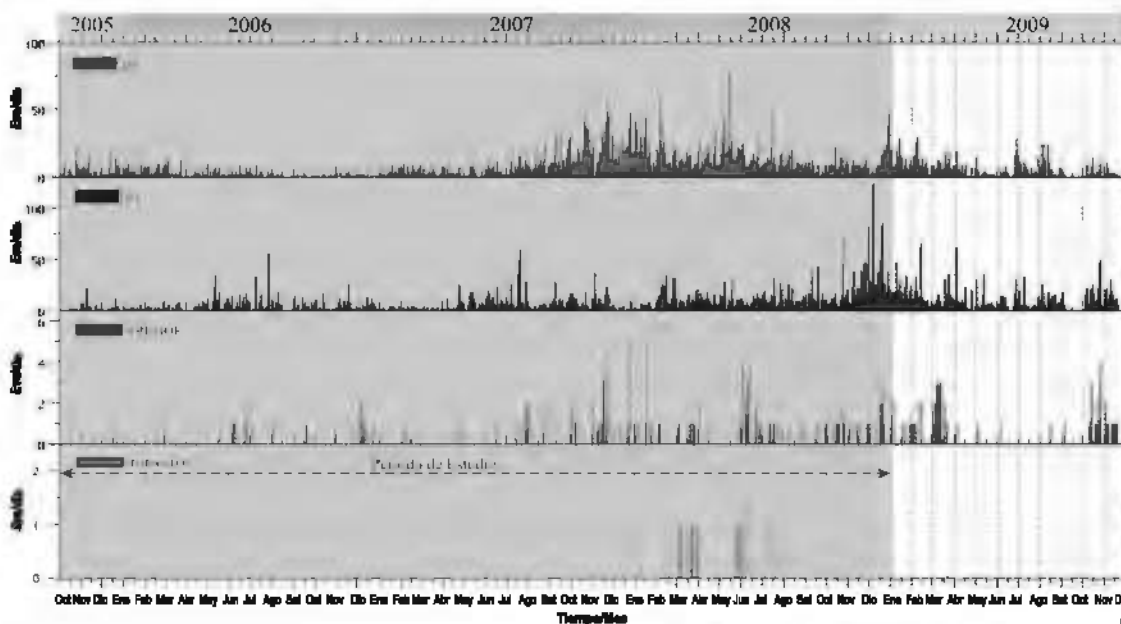


Figura 4. Actividad sísmica del volcán Misti desde octubre 2005 a noviembre 2009, a) Número de LPs por día, b) Número de VTs por día, c) Número de eventos tremóricos por día y d) Número de Tornillos por día. El área sombreada representa el período de estudio.

P y S en algunas estaciones, generalmente con duración promedio de 12 segundos, para el caso de los VT con evento precursor estos llegaron a 23 segundos.

Los eventos tipo Tremor no hubo una frecuencia dominante en común, pero en general su espectro fue bien denso y con un rango de frecuencias de 4 a 20 Hz.

En el caso de los eventos Tornillo, los eventos observados en el Misti son de una forma de onda cuasi sinusoidal clásica con características espectrales monocromáticas, es decir un solo pico espectral, y con duración promedio de 1 minuto aproximadamente.

En la figura 3, se ilustra cada una de las señales caracterizadas para el período de estudio.

### Resultados de la observación de la actividad sísmica 2005-2008

En la figura 4 se muestra la actividad sísmica del Misti, del 01 de octubre 2005 al 31 de diciembre del 2008. Para este

intervalo de tiempo se puede observar un ligero aumento de los eventos tipo LP entre Julio 2007 a Julio 2008 respecto a los primeros meses de registro. También, y casi simultáneo a este cambio se nota una cierta correlación con la ocurrencia más frecuente de los eventos tipo Tremor y Tornillo a comienzos del año 2008 a Julio del mismo año. Por otro lado, no se observa algún tipo de correlación entre la ocurrencia de sismos de Largo Período y Volcano Tectónicos.

A fin de observar si se encuentran correlaciones con otros datos que denotan también el grado de actividad en volcanes, en la figura 5 se muestran los valores de temperatura de la fuente termal más cercana al edificio volcánico "Charcani V", publicados anteriormente (Masías y Cruz, 2008).

Se puede observar que la mayor ocurrencia de eventos de Largo Período empieza en Julio 2007 y casi en simultáneo lo hacen también los eventos del tipo tremor, y posteriormente los de tipo Tornillo (figura 5b, c y d). Esto podría sugerir que ambos compartirían una misma fuente.

Con respecto a los valores de temperaturas en "Charcani V" se

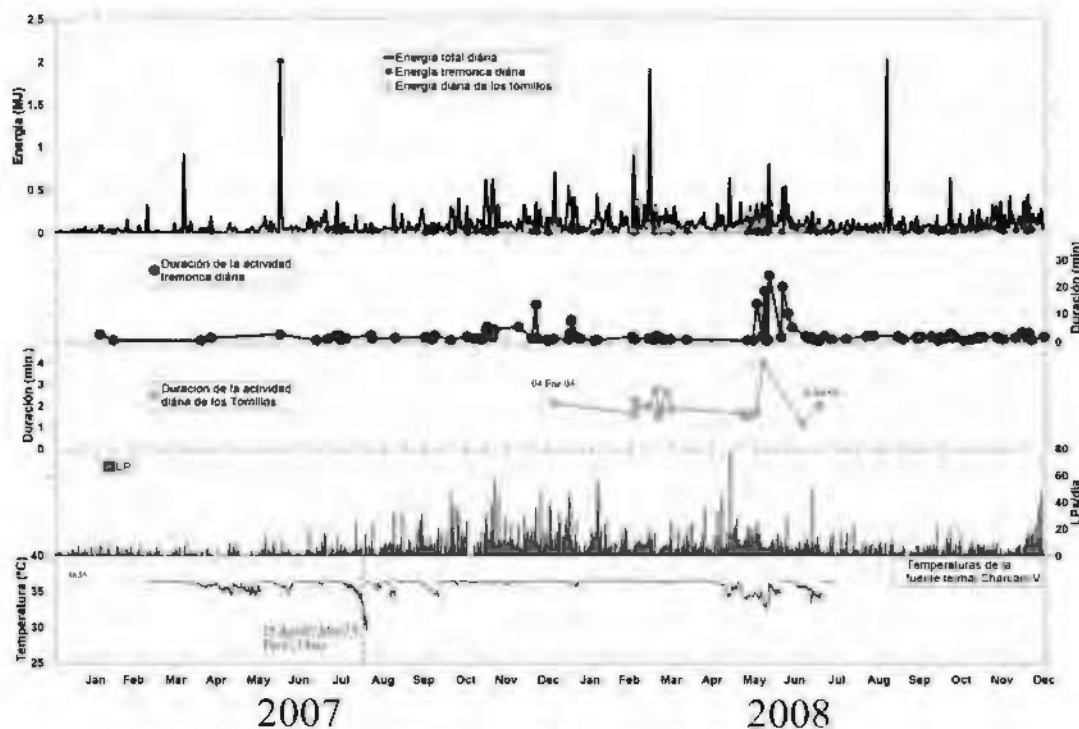


Figura 5. Actividad sísmica del volcán Misti, y térmica de la Fuente termal Charcani V desde Enero 2007 a Diciembre 2008, a) Energía diaria tremor, tornillos y total (MJ=mega joule), b) Duración diaria de los tremores, c) Duración diaria de los tornillos, d) Ocurrencia de LPs por día y e) Temperaturas de la fuente termal Charcani V (°C).

Localización de sismos de la red Misti durante el 2005-2008

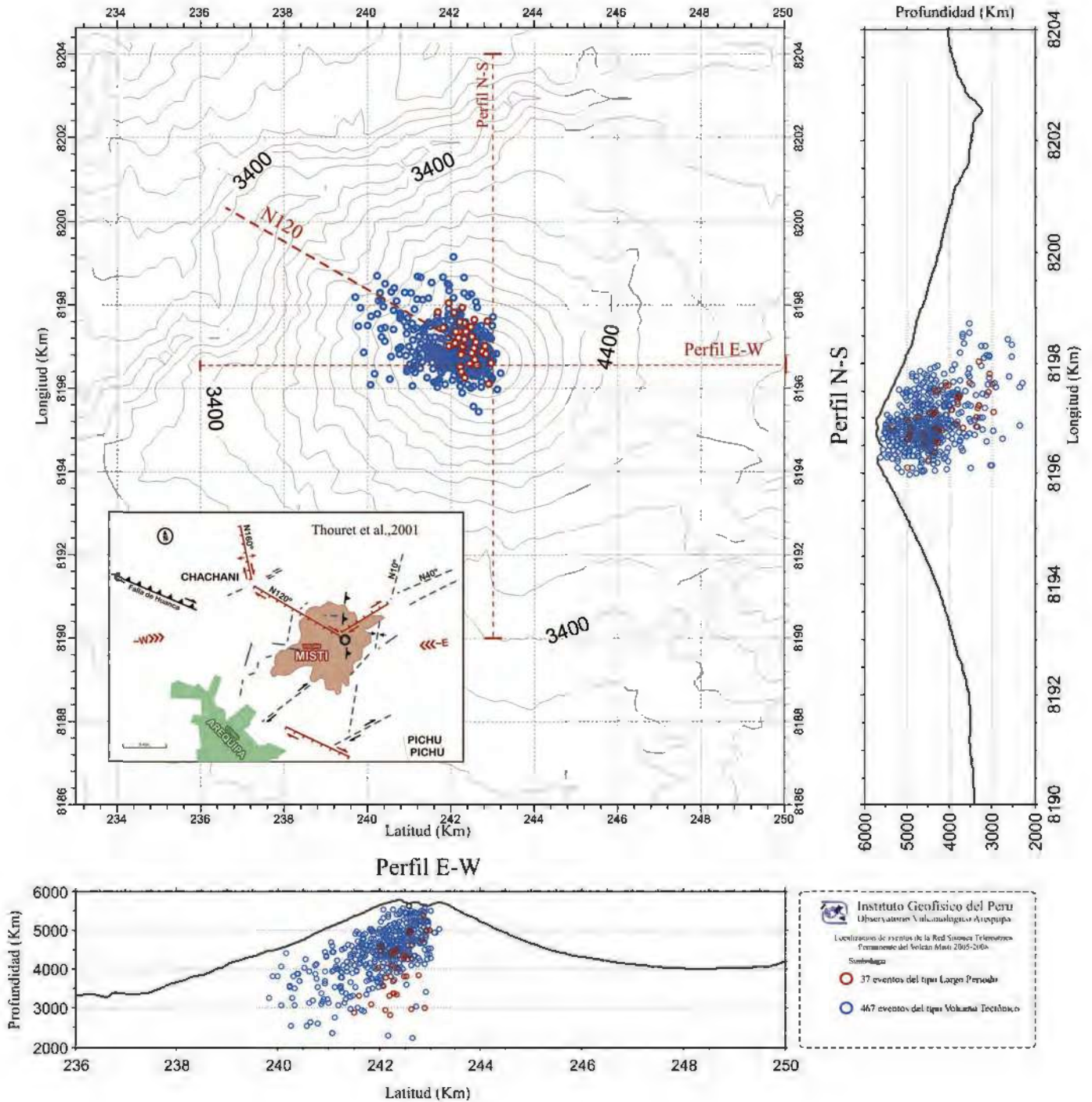


Figura 6. Mapa y perfiles con la localización de los eventos VT y LP calculados para el volcán Misti, en el periodo Octubre 2005 - Diciembre 2008.

observa la predominancia de una temperatura casi constante de 36,5°C (figura 5e) interrumpida por algunos breves periodos con descenso de temperatura. El descenso más notorio es el ocurrido inmediatamente luego del terremoto del 15 de Agosto 2007 en Pisco con una magnitud ML de 7.0. Por otro lado, se puede observar que los datos de temperatura de Charcani V y los resultados de sismicidad del volcán Misti no presentan correlación (figura 5).

**Localización de eventos sísmicos**

La figura 6 muestra la distribución de 467 eventos VT y 37 eventos LP localizados.

La distribución de los sismos del tipo VT muestra una cla-

ra sísmica preferencial orientada hacia el flanco Nor-Oeste del volcán, con una cierta alineación. Esta actividad sísmica ocurre en la misma zona donde se ha sugerido la presencia de una falla NW-SE (N126°) por observaciones geológicas, por evidencias en imágenes satelitales, y por coincidencia en cuanto a localización de fuentes termales y de fumarolas (Thouret et al., 2001).

La distribución de los sismos de tipo LP muestra, por su parte, que se encuentran muy cerca al cráter y que están menos dispersos. Asimismo, al igual que los VT ellos también presentan un cierto agrupamiento orientado un poco más al norte de la dirección de los VTs. Los cortes verticales (Figura 6) muestran que la mayor concentración de sismos

está por encima de los 3500 msnm de altitud (superficial) y con valores de magnitud por debajo de los 2.4 grados (ML).

Esta distribución de la sismicidad es muy probablemente el resultado del accionar del sistema hidrotermal del volcán Misti. El ámbito de dicho sistema hidrotermal ha sido evidenciado en un estudio geofísico anterior llevado a cabo mediante potencial espontáneo (Finizola et al., 2004; Ramos, 2000) y, efectivamente, se circunscribe a la parte superior y central del cono volcánico.

### Discusión y conclusiones

Mediante el análisis de la forma de onda, el contenido espectral de las señales sísmicas se ha logrado identificar 4 tipos de eventos principales y tres subtipos; el primero relacionado a la dinámica fluidos (LP1, LP2 y LP3). El segundo relacionado a fracturamiento interno, procesos puramente elásticos (VT1 y VTP). El tercero relacionado a la interacción de fluidos volcánicos en un sistema resonador (Tornillos) y el cuarto y último relacionado a resonancias de alta o baja frecuencia (Tremor).

Para el periodo de estudio, hubo un predominio de los eventos asociados al paso de fluidos tales como los LPs, Tremores y Tornillos con 6913 eventos, representando así el 52,2% del total. Las principales características de los LPs fue que presenta una frecuencia dominante en común alrededor de los 3.5 Hz con una duración promedio de 16 segundos, una fase primaria emergente así como también el subtipo LP3, y en algunos casos como el subtipo LP2 impulsivo. Los eventos del tipo Tornillo con 18 eventos y su mayoría registrada en Marzo del 2008, presentan frecuencias pico dominantes que van de los 2 a 7 Hz. Los 163 eventos registrados del tipo Tremor ocurrieron también en su mayoría en el año 2008; presentan un rango de frecuencias de 4-20 Hz. Los eventos Tremoricos dan cuenta de cambios de la actividad a partir de Junio 2007.

En cuanto a los eventos relacionados a procesos elásticos puros, fueron 6340 eventos representando el 47.8%,. Ellos presentan frecuencias en un rango de 2.5 – 25 Hz. La duración promedio de los VT es de 12 segundos, mientras que la duración promedio de los VTP es de 23 segundos.

Finalmente, los hipocentros de 467 eventos VT y 37 eventos LP, muestran altitudes por encima de los 3500 msnm, todos estarían relacionados al sistema hidrotermal existente y con una cierta alineación hacia el lado Noroeste del cráter del volcán, en coincidencia con una probable falla N126° determinada por estudios geológicos anteriores.

### Agradecimientos

Agradezco al Instituto Geofísico del Perú por acogerme como tesista, y de manera particular al Observatorio Vulcanológico del Sur del IGP, por haberme dejado participar en trabajos de investigación en volcanología y desarrollar mi proyecto de tesis. Agradezco personalmente al Dr. Orlando Macedo S. por la confianza y apoyo en todo el proceso.

### Bibliografía

- **Finizola, A., Lenat JF, Macedo O., Ramos D., Thouret JC and Sortino F (2004).** Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Peru) inferred from self-potential measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* pp. 135, 343-360.
- **Gil Cruz, F., Chouet, B.A(1997).** Long-period events,

the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of a lava dome in Galeras volcano, Colombia, in 1991. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* pp. 77: 121 – 158.

- **Ibáñez, J.M., Carmona, E., Almendros, J., Saccorotti, G., Del Pezzo, E., Abril, M., Ortiz, R. (2003).** The 1998 – 1999 seismic series at Deception Island volcano, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* pp. 128: 65 – 88.
- **Jhonson, J.B., Aster R.C.(2005).** Relative Partitioning of acoustic and seismic energy during Strombolian eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* Volume 148, Issue 3-4, pp. 334-354.
- **Lahr J. (1999).** Hypoellipse: a computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first-motion pattern. U. S. Geological survey open file report. pp. 99-23.
- **Llerena, P. (2006).** Características de la sismicidad observada en Octubre 2001 en el volcán Misti (Sur del Perú). Tesis profesional: Ing. Geofísico. Universidad Nacional de San Agustín.
- **Latter, J. H.(1979).** Volcanological Observations at Tongariro national Park, 2, Types and Classification of Volcanic Earthquakes, 1976 – 1978, N.Z. dep. Of Sci. And Ind. Res., Geophys. Div.Wellington. Rep .pp. 150, 60.
- **Lesage, P. (2003).** Des résonances dans la Terre. Séismes Volcaniques et oscillations propres du globe. Diplôme d'habilitation à diriger des recherches. Université de Savoie. Chambéry, France.
- **Lesage, Ph., Mora, M., Alvarado, G.E., Pacheco, Javier, P., Métaxian, J-Ph. (2006).** Complex behavior and source model of the tremor at Arenal volcano, Costa Rica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* pp. 157: 49 – 59.
- **Masias P., Cruz V. (2008).** Estudio geoquímico de las fuentes de aguas termales alrededor del volcán Misti, Arequipa, Presentación oral, Congreso Latino Americano de Geología, Lima 2008.
- **McNutt, S. (2000).** Seismic Monitoring. En: *Encyclopedia of Volcanoes,* Sigurdsson, H. (Ed) Academic Press, EUA. 1095 – 1119.
- **Molina I. (2002).** "Relocalización de eventos sísmicos del volcán Tungurahua y su análisis de error" departamento de Geofísica de la escuela politécnica nacional de Quito-Ecuador .pp. 17-34.
- **Ocola I, Inza A y Llerena P. (2005).**- La actividad sísmica del volcán Misti: muestreo años 1998, 2000 Y 2001., Instituto Geofísico del Perú.
- **Ramos, D. (2000).** Aplicaciones del método geofísico del Potencial Espontáneo para el estudio estructural del Volcán Misti. Tesis profesional: Ing. Geofísico. Universidad Nacional de San Agustín. pp. 4-26.
- **Taipe, E. (2008).** Análisis de la actividad sísmica del Volcán Ubinas para el periodo Marzo-Abril de 1998. Tesis

profesional: Ing. Geofísico. Universidad Nacional de San Agustín .pp. 8-51.

- **Thouret, J-C., Finizola, A., Fornary, M., Suni, J., Legeley-Padovani, A. & Frechen, M. (2001)** .- Geology near of El Misti volcano nearby the city of Arequipa, Peru. Geol. Soc. Amer. Bull- 113 (12): 1593-1610.
- **Tokarev, P.I., (1985)**. Experience in predicting volcanic eruptions in the USSR. En: Forecasting volcanic events, Tazieff, H., Sabroux, J.C. (eds.), Elsevier, Amsterdam, 257 – 268.
- **Torres C, Roberto A , Gómez M, Diego M, Ortega E, Adriana M, Seidl Dieter. (1997)**. Señales sísmicas tipo tornillo en galerías y otros volcanes activos. INGEO-MINAS, Primer simposio Colombiano de Sismología.
- **Wassermann, J. (2002)**. Volcano Seismology. En: IASPEI. New Manual of Seismological Observation Practice. Vol 1. Bornmann, P. (ed), GeoForschungsZentrum Postdam. 1 – 42.
- **Zobin, V.M.(2003)**. Developments in Volcanology 6: Introduction to Volcanic Seismology. Elsevier, The Netherlands. Pp 290.

# Estudio preliminar sobre la geodinámica superficial asociada al nevado Huaytapallana en la subcuenca del río Shullcas, cuenca del Mantaro - Región Junín

Preliminary study on the surface geodynamics associated with the Huaytapallana glacier in the Shullcas river sub basin, Mantaro river basin- Junín Region

**Luis Miguel Ocampo Quito**

E.A.P. de Ingeniería Geológica  
Universidad Nacional de Cajamarca  
miky571@hotmail.com

Investigación dirigida por: Ing. Juan Carlos Gómez Avalos  
Área de Procesos Internos de la Tierra

## Resumen

La geodinámica de la subcuenca del río Shullcas está relacionada con los procesos de desglaciación del Nevado Huaytapallana, lo que trae consigo la ocurrencia de movimientos en masa como: caída de rocas, flujos y aluviones, los que se pueden ver incrementados como resultado del retroceso glaciar originado principalmente por el aumento de la temperatura en las últimas décadas.

El presente estudio muestra un avance preliminar del comportamiento geodinámico de la subcuenca del Shullcas, en el cual se han identificado, en base a la interpretación geológica a partir de una imagen LandSatTM y trabajos de campo, eventos geodinámicos superficiales como deslizamientos, flujos y caída de roca en la parte media y alta de la subcuenca. Además el registro estratigráfico revela que históricamente, durante el cuaternario, han ocurrido aluviones e inundaciones, los cuales ocurren episódicamente y representan un peligro potencial para la ciudad de Huancayo.

**Palabras clave:** Geología, geodinámica superficial, deslizamientos, glaciares.

## Abstract

The geodynamics of the Shullcas river sub basin is related to the processes of deglaciation of the Huaytapallana glacier, which brings the occurrence of mass movements such as rock falls, flows and landslides, which may be increased as a result of glacial retreat caused mainly by the increase of temperature in recent decades.

This preliminary study shows an improvement of the behavior of the Shullcas sub basin geodynamics, which have been identified, based on the geological interpretation from the LandSatTM image and field works, surface geodynamic events such as landslides, flows and falling rock in the middle and upper sub basin. The stratigraphic record shows that historically, during the Quaternary, there have been landslides and floods which occur episodically and are a potential hazard to the Huancayo city.

**Keywords:** Geology, surface geodynamics, landslides, glaciers.

## Introducción

La presente investigación muestra los avances del estudio: "Evaluación de la geodinámica superficial asociada al nevado Huaytapallana en la subcuenca del río Shullcas" producto de los trabajos de campo y gabinete desarrollados durante los meses de Octubre a Diciembre del 2009 y que forman parte de las actividades del proyecto MAREMEX.

En la cuenca del río Mantaro, en los Andes centrales del Perú, es muy frecuente encontrar un gran número de eventos geodinámicos superficiales como deslizamientos, flujos, derrubios, aluviones, caída de roca, etc que se originan principalmente por la interacción de factores litológicos, estructurales, geomorfológicos, tectónicos y climatólogicos (INGEMMET, 1980).

El presente estudio se viene desarrollando en la subcuenca del río Shullcas, afluente del río Mantaro, cuya geodinámica se encuentra asociada en parte a la presencia del nevado Huaytapallana y a las geoformas originadas por este agente como circos y lagunas glaciares, morrenas, valles en "U", Horn y aristas que son susceptibles a originar movimientos en masa detonados principalmente por lluvias intensas.

Por su ubicación geográfica el nevado Huaytapallana se clasifica como un glaciar tropical, y por lo tanto un indicador

de la temperatura global del planeta (Coudrain, 2005). Actualmente la superficie de este glaciar ha disminuido (Zubieta y Lagos, 2009; Morales, 2001) en un 10% para el área correspondiente a la subcuenca Shullcas, lo que se debería principalmente al incremento de 1.3°C en la temperatura máxima ocurrido en los últimos 50 años (IGP, 2005) en la cuenca del río Mantaro. El retroceso glaciar ha sido citado como la principal causa para que se generen movimientos en masa (Moore et al, 2009, Portocarrero, 1995) debido a que contribuye a la formación de bloques inestables, depósitos de sedimentos glaciares en zonas propensas a la inestabilidad, lagunas contenidas por morrenas inestables que luego pueden colapsar y depósitos de sedimentos en zonas propensas a la erosión. Estas características o factores intrínsecos al interactuar con agentes detonantes como lluvias intensas o sismos, originarían fenómenos de movimiento en masa como caída de rocas, deslizamientos, flujos de escombros o aluviones. De los cuales los aluviones son los más devastadores debido a que pueden transportar fragmentos de roca de gran tamaño y de viajar decenas de kilómetros modificando la geomorfología de cuenca (Kaldova, 1998). Evidencias de estos fenómenos se tienen en eventos ocurridos recientemente y en el registro

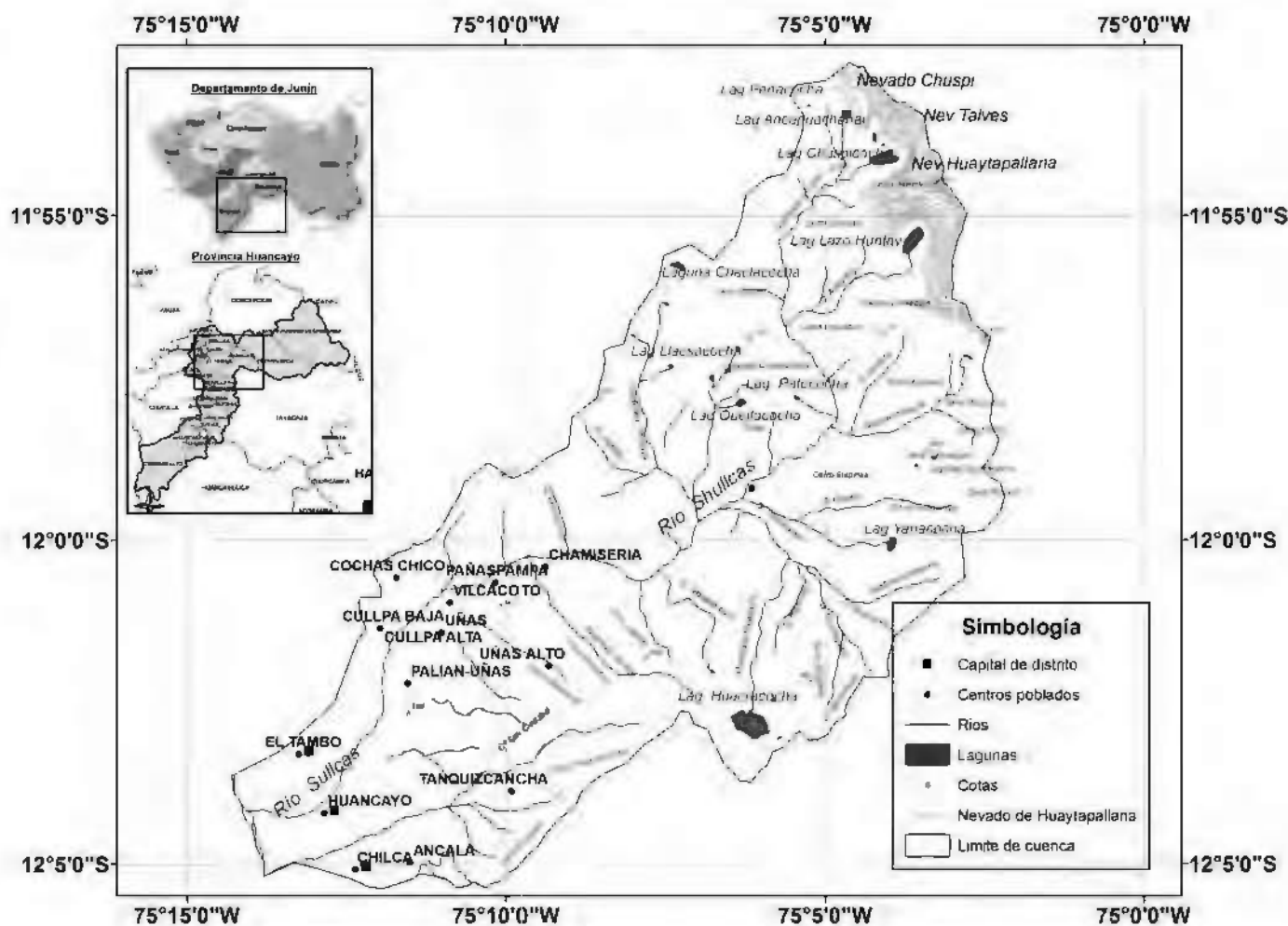


Figura 1. Ubicación y red de drenaje de la subcuenca del río Shullcas.

estratigráfico que indica la presencia de paleoaluviones ocurridos durante el cuaternario.

Por lo otro lado dada la importancia económica que representa esta subcuenca para el desarrollo de actividades agrícolas y ganaderas de Huancayo se hace necesario evaluar la geodinámica superficial asociada al nevado Huaytapallana lo que implica conocer el mecanismo de formación de los principales peligros geodinámicos superficiales y su relación con la seguridad física y humana.

**Objetivo**

El objetivo del estudio es conocer el comportamiento geodinámico superficial de la subcuenca del río Shullcas en base a estudios geomorfológicos, sedimentológicos y estructurales. Este estudio permitirá reconocer y delimitar eventos aluvionales (paleoaluviones) que por su magnitud originaron cambios importantes en la geomorfología de la subcuenca del río Shullcas.

**Descripción de un área de estudio**

**Ubicación**

La subcuenca del río Shullcas es afluente del río Mantaro, está ubicada en flanco oeste de la cordillera oriental en los Andes centrales del Perú entre las coordenadas 11°57' y 12°08' de latitud Sur 75°04' y 75°45' de longitud Este. Pertenece políticamente a los distritos de Tambo y Huancayo, provincia Huancayo en el departamento de Junín (figura 1).

La subcuenca tiene un área aproximada de 232.5Km<sup>2</sup> con un drenaje dendrítico cuyo río principal es el Shullcas que

tiene una longitud aproximada de 35.5Km desde su nacimiento hasta su desembocadura en el río Mantaro a 3273msnm. Esta subcuenca también está conformada por lagunas glaciares como Peñacocha, Ancapauchanca, Cuspicocha y Lazo-huntay formadas por la acumulación de agua producto de la fusión del nevado Huaytapallana. Estas lagunas dan origen a las quebradas Pichcapuquio y Antayaco en cuya confluencia, a 4300msnm, dan origen a la quebrada Ucushcancha. El río Shullcas nace en los 4070msnm, en la confluencia de las quebradas Ronda y Ucushcancha (Figura 1).

En promedio la temperatura media anual es 11.4°C y la precipitación de 650mm. El clima de la región varía altitudinalmente (tabla 1). Siendo mucho más frío sobre los 4000msnm, con temperaturas inferiores a 6°C y precipitaciones entre 500 y 1000mm. Mientras que en la parte baja (entre los 3200msnm y 4,000 msnm) las temperaturas promedio anual es de 20°C y precipitaciones de 500mm y humedad relativa de 90%.

TABLA 1. Variación de temperatura y precipitación altitudinalmente.

Elevación (msnm)	Temperatura promedio anual (°C)	Precipitación (mm)
3250 - 3400	12	500 - 700
3400 - 3900	12 - 9	700 - 900
3900 - 4500	6 - 3	600 - 1000
4500 - 4800	3 - 1.5	> 1000
4800 - 5557	< 1.5	500 - 1000



Figura 2. Unidades geomorfológicas de la subcuenca del río Shullcas.

Políticamente la subcuenca del río Shullcas pertenece a los distritos de El Tambo y Huancayo con una población de 258,901 habitantes de los cuales el 96% se concentran en la zona urbana, la misma que se asienta en el cono de deyección del río. Mientras que el 4% restante pertenece a la parte rural la que se distribuye en centros poblados ubicados en su mayoría a las márgenes del río Shullcas como Acopalca, Chamisería Pañaspampa, Uñas y Vilcacoto.

### Geomorfología

Geomorfológicamente se observan 4 zonas con características topográficas y erosivas diferentes (Figura 2).

1. **Zona de descarga o cono de deyección:** Se ubica en la parte SW de la zona de estudio, comprende elevaciones entre 3500msnm hasta 3320msnm en la desembocadura

del río Shullcas. Se caracteriza por ser el lugar con una pendiente promedio de 4% y por ser la zona de mayor acumulación de sedimentos aluviales, esto se debe principalmente a que la capacidad erosiva y de transporte del río disminuye al pasar de una zona topográfica elevada a un terreno casi llano.

El registro estratigráfico de este lugar revela que durante el cuaternario reciente han ocurrido eventos como aluviones e inundaciones por lo que esta zona se clasifica como geodinámicamente activa donde los eventos de movimiento en masa ocurren episódicamente poniendo en peligro a la ciudad de Huancayo, asentada sobre el cono.

2. **Vertiente montañosa:** Corresponde a un valle fluvial en forma de "V" comprendida desde Vilcacoto, 3,500 msnm, hasta la confluencia de las quebradas Ronda y Ucuscancha a 3800msnm. Esta zona se tiene pendientes entre 15° a 35°. La secuencia estratigráfica comprende unidades del paleozoico (Gpo. Exelsior y Mito), mesozoico (Gpo. Pucará) y depósitos cuaternarios en terrazas aluviales. Geodinámicamente esta zona presenta pendientes empinadas, depósitos inconsolidados, erosión de taludes y deforestación lo que la hace susceptible a que se originen eventos de movimientos en masa, principalmente deslizamientos y flujos.

3. **Superficie Puna:** Con este nombre se conocen a las superficies formadas en el terciario superior a partir del levantamiento de la superficie terrestre (llanuras) a elevaciones superiores a los 4.000msnm (Megard, 1970; Morales, 2001). En la subcuenca del río Shullcas esta zona se caracteriza por tener pendientes entre 8 y 15%, valles con una sección transversal en "U", a partir de los 3800msnm, originadas por la acción glacial que empezó durante el cuaternario tardío (Dollfus, 1974) y valles en "V" moderadamente empinados producto de la actividad fluvial.

En esta zona hay evidencias de flujo de escombros por lo que la actividad geodinámica es de leve a moderada. Además, es una importante zona de aporte de sedimentos para las descargas violentas de agua, debido a la gran cantidad de till ubicados en el fondo de los valles.

4. **Cordillera Huaytapallana:** Corresponde a la zona topográfica más elevada, sobre los 4800msnm conformado por gneis del complejo metamórfico Huaytapallana de edad precámbrica. Se caracteriza por ser la zona con las condiciones climatológicas más extremas (UNCP, 2005) con temperaturas inferiores a 1,5°C lo que favorece a la presencia de glaciares tipo circo en las cubetas correspondientes a las lagunas Lazohuntay, Chuspicocha y Peñacocha. Geodinámicamente se caracteriza por tener eventos de movimientos en masa activos (INGEMMET, 1980) de los cuales los más frecuentes son caída de rocas, derrumbes, desbordes y flujos.

### Litología

La información litológica ha sido extraída de los cuadrángulos geológicos 24m, 25m y del boletín N° 18 (Megard, 1964) de INGEMMET. En la zona de estudio afloran unidades del Paleozoico, Mesozoico y una cobertura cuaternaria de origen glacial, fluvial y coluvial (Figura 3).

- **Complejo metamórfico Huaytapallana:** Esta es unidad más antigua, de edad precámbrica corresponde al que aflora en la parte alta de la subcuenca, y constituye una estructura anticlinal de dirección N 150° compuesta por

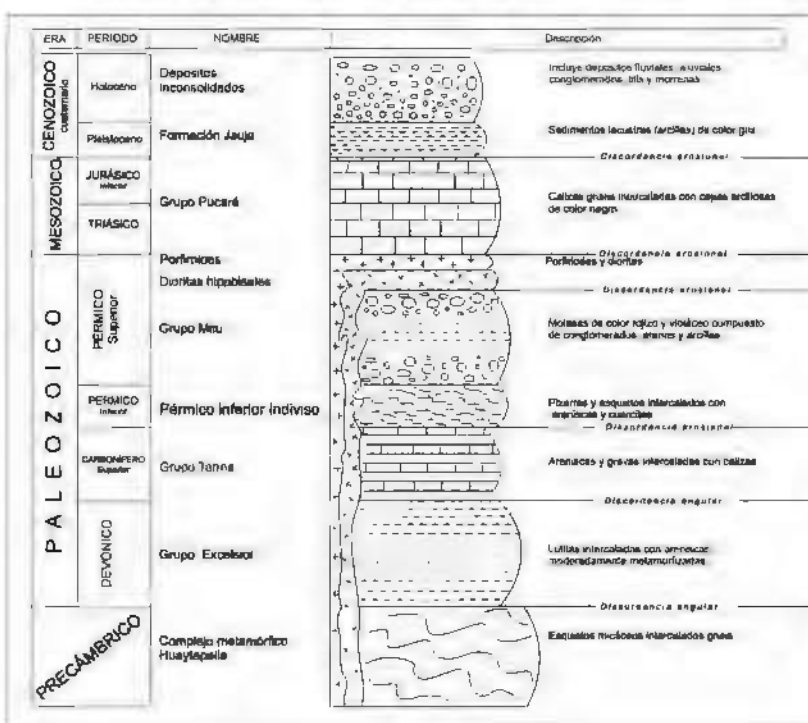
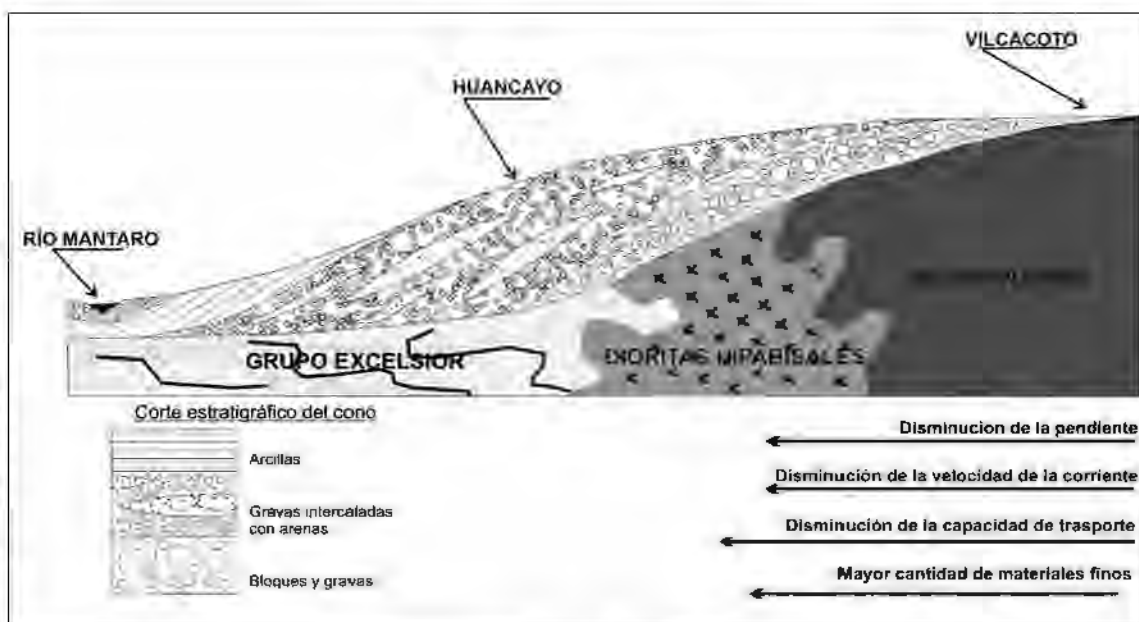


Figura 3. Columna estratigráfica de la subcuenca del río Shullcas.

Figura 4. Esquema referencial del corte longitudinal del cono de deyección del río Sulcas. Al disminuir la pendiente disminuye la capacidad de transporte lo que se produce la deposición de bloques en la parte alta del cono y arcillas hacia la parte más baja.



- esquistos micáceos intercalados con gneis calcomagnesianos y mármol.
- **Grupo Excelsior:** Del paleozoico inferior o devónico compuesto principalmente de sedimentos tipo fliish, bancos de areniscas de color gris oscuro a negro intercalados por lechos de lutitas micáceas negras, los que presentan huellas de un metamorfismo moderado.
  - **Grupo Tarma:** Esta unidad sobreyaciendo con discordancia erosional al grupo Excelsior y pertenece al carbonífero superior. Aflora en el extremo noreste de la subcuenca y está compuesta por sedimentos clásticos (gravas, arenas, limos y arcillas) intercaladas con horizontes calcáreos.
  - **Indiviso:** Megard (1964) describe esta secuencia como un horizonte del pérmico inferior que contiene sedimentos de las rocas del grupo Ambo, Tarma y Copacabana, que descansan con discordancia angular sobre el grupo Excelsior y que están compuestas por esquistos sericiticos de color verdusco intercalados con areniscas, pizarras y mármoles.
  - **Grupo Mitu:** Esta unidad sobreyace discordantemente a las unidades anteriores, pertenece al pérmico superior y consiste de una gruesa capa de molasas continentales rojas compuestas por cuarcitas blanquecinas a lilas intercaladas con conglomerados. Esta unidad cubre un área de aproximadamente el 20% de la superficie de la subcuenca en la parte media de la subcuenca.
  - **Rocas ígneas:** Estas unidades cortan a las rocas del Mitu y Excelsior del pérmico superior cortan en forma de diques de composición diorítica y textura porfírica. Afloran con dirección Andina en la parte alta y baja de la subcuenca, controlada por fallas de la misma dirección.
  - **Grupo Pucará:** Esta unidad del Mesozoico de edad triásico superior – jurásico medio está compuesta por calizas compactas de color gris azulado, las que afloran mayormente en el margen derecha de la quebrada Ucushcancha formando un valle con laderas muy empinadas con pendientes superiores a 60%.
  - **Depósitos cuaternarios:** Forman parte de aproximadamente el 50% de la superficie la subcuenca dentro de los cuales tenemos aluviales, coluviales, till, morrenas y fluviales.
  - **Aluviales:** Estos depósitos son acumulaciones de sedimentos fluviales que se concentran en zonas donde hay una importante disminución de la pendiente. Estos depósitos forman parte de terrazas escalonadas y litológicamente están compuestas por sedimentos clásticos cuyos tamaños

varían de arcillas a bloques de hasta 1 m de diámetro.

En Huancayo, parte media del cono de deyección, estos depósitos se caracterizan por tener cantos subredondeados de hasta 20 cm. de diámetro intercalados con capas de arena de color gris amarillento de grano medio, cuyo espesor varía lateral y verticalmente. Hacia la parte alta y baja del cono de deyección se aprecia un cambio en la textura de los depósitos aluviales. Siendo mucho más grandes con un diámetro de hasta 60cm y redondeados en la parte alta o ápice del cono, localidad de Vilcacoto. Mientras que hacia la parte más baja, en la base del cono hay un mayor contenido de sedimentos finos como limo y arcillas (figura 4).

Esto se debe a que la capacidad de transporte del río disminuye al disminuir la pendiente depositando los materiales gruesos gravas y bloques en la parte alta del cono y los materiales finos arenas y gravas en la parte baja.

Cada estrato muestra un periodo de acumulación cuyas características texturales dependen del ambiente de sedimentación y de las condiciones geológicas para su deposición. Así para acumulaciones de elementos finos están claramente relacionadas a decrementos locales de la pendiente de los ríos Mantaro, donde el mayor aporte de sedimentos de los ríos habría levantado localmente el nivel del cauce, disminuyendo su pendiente y su capacidad de transporte, dejando como consecuencia considerables horizontes de materiales finos (Megard, 1966).

En la confluencia de las quebradas Pichcapuquio y Antayaco los depósitos aluviales se caracterizan por tener capas de conglomerados centimétricos subredondeados intercalados con arenas grises de grano medio. Este depósito, relativamente más compacto, muestra huellas de haber sido ligeramente plegado y cortado con una falla local de rumbo N40E. La dirección de las capas es N15W, paralela a los estratos del grupo Pucará indicarían que esta es probablemente el más antiguo de los depósitos aluviales.

- **Depósitos glaciares:** Corresponden al cuaternario pleistocénico, los principales tipos de depósitos glaciares de la subcuenca son tills que sedimentaron a partir de la fusión glacial. Litológicamente se caracterizan por el alto contenido de materiales finos, principalmente arcillas y limos, que forman parte del 70% del volumen total del depósito. Los fragmentos rocosos se distribuyen erráticamente y varían de tamaño de arenas hasta bloques de 40cm de longitud y se caracterizan por ser angulosos a subangulosos con una baja esfericidad.

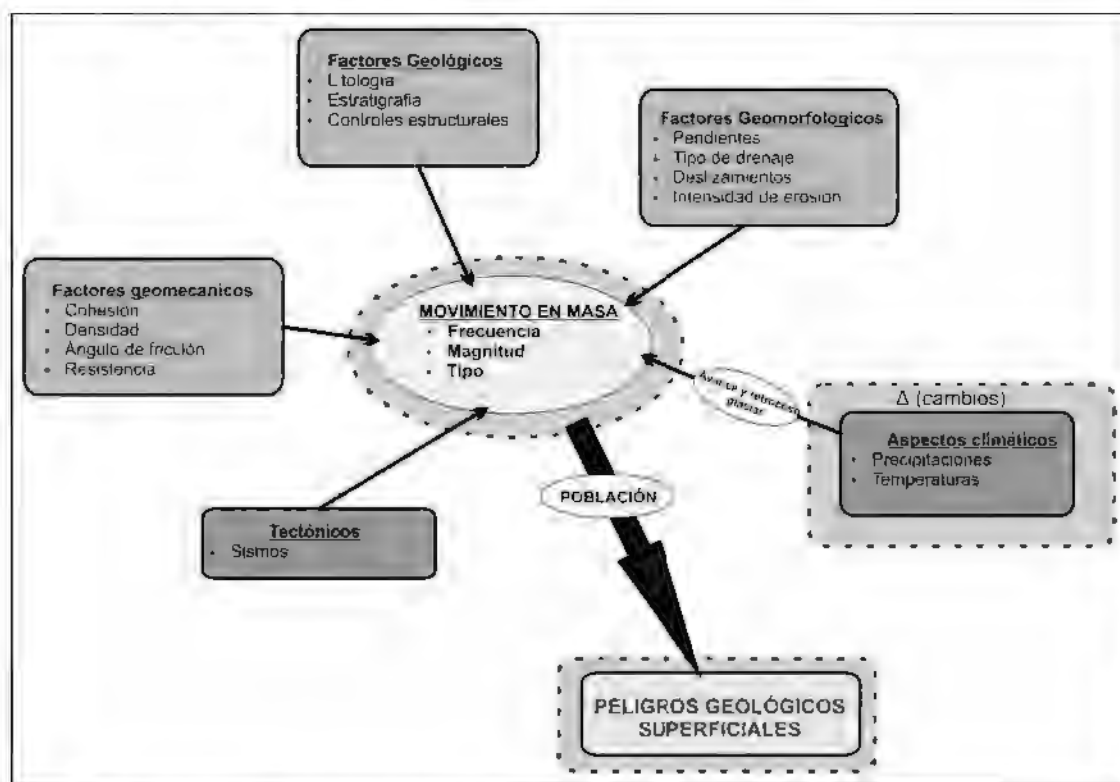


Figura 5. Interacción de factores intrínsecos y detonantes en la ocurrencia, magnitud y el tipo de movimiento en masa. Un incremento o cambio en uno de estos factores, por ejemplo en el clima (cuadro punteado), incrementará la ocurrencia o magnitud de los movimientos en masa.

Estos depósitos se observan sobre los 3800msnm e indicarían que la glaciación llegó hasta ese nivel.

- **Coluviales:** Depósitos modernos del Cuaternario reciente que se diferencian principalmente por los procesos que han dado origen a la acumulación de sus materiales; se distribuyen en mayormente en la partes medias de la subcuenca, generalmente al pie de laderas con fuertes pendientes. Estos depósitos son de variada litología y se encuentran conformados por acumulaciones de clastos angulosos y subangulosos, de dimensiones variables, dentro de una escasa matriz areno-limosa. Se reconocen en las laderas por estar desprovistos de cubierta vegetal y en la mayoría de los casos son todavía activos.
- **Fluviales:** Corresponde al Cuaternario reciente y se localizan a lo largo del cauce del río Shullcas y de las principales quebradas. Se encuentra conformado por materiales de variada litología, constituidos por cantos rodados, gravas y gravillas, dentro de una matriz areno-limosa.

### Geología estructural

El rasgo estructural más importante es el sistema de fallas Huaytapallana de dirección andina SE-NW y un buzamiento de 50° al NE, las mismas que se ubican al este de la cordillera del mismo nombre. Y que fue reactivada en el año 1969 como consecuencia del sismo del 23 de julio de magnitud de 5.7Ms que originó derrumbes en las faldas del nevado y el levantamiento de 0,40m del bloque NE, con respecto al SW y del sismo del 1 de octubre con intensidad 6.9Ms que causó derrumbes, agrietamientos en la superficie del terreno, cambios en el nivel freático evidenciado por la desecación de cuatro lagunas y un desplazamiento vertical de 1.60m. Actividad sísmica que puede volver a suceder en el mismo sector (Dorbath et al., 1990).

### Gedinámica asociada al glaciar en la subcuenca del río Shullcas

La frecuencia, magnitud y tipo de eventos de movimientos en masa, asociados a glaciares, dependen de factores como la

litología, controles estructurales, erosión, variaciones en las propiedades geomecánicas de los sedimentos (Moore et al, 2009), características geomorfológicas, la red de drenaje, dimensiones de los deslizamientos, volumen de sedimentos (Brayshaw, 2009) y principalmente por procesos de avance y retroceso del glaciar controlados por las condiciones climáticas. Por lo tanto la interacción de todos estos factores condicionan la inestabilidad del terreno (figura 5) en donde una variación de algún factor, como en los cambios climáticos, incrementará probablemente la ocurrencia y magnitud de eventos de movimientos en masa.

Como consecuencia de los cambios climáticos en la cuenca del Mantaro, a la que pertenece la subcuenca Shullcas, se ha registrado en los últimos 50 años un incremento en el promedio de la temperatura máxima de 1.3°C (IGP, 2005) lo que ha originado un retroceso del área glaciar correspondiente al Shullcas de 10% (Zubieta, 2009). Este retroceso ha originado bloques de hielo colgados en los circos de las lagunas Lazohuntay y Chuspicocha, en pendientes mayores de 40%, lo que implica un peligro potencial ya que estos podrían caer y originar el desborde de las lagunas glaciares de la subcuenca. Por otro lado, producto de la fusión glaciar se han formado morrenas que actúan como diques de contención para las lagunas glaciares. Aunque no se cuenta con datos acerca de las características mecánicas de estos materiales; su composición, mayormente limo - arcillosa y la baja permeabilidad hacen pensar que estos materiales son susceptibles a colapsar por sobresaturación, sismos o por la presión de la laguna.

El estudio tiene un avance de aproximadamente 30% en el cual se han identificado en base a la información recopilada, al trabajo de campo y a la Interpretación geológica a partir de una LandSat TM proporcionada por el IGP eventos de movimientos en masa en la parte media y alta de la subcuenca y evidencias de aluviones en la parte baja de la subcuenca.

Los movimientos en masa, en la parte media, están relacionados a la actividad fluvial la cual va cavando y ensanchando su cauce e involucra, en su mayoría a depósitos aluviales, coluviales y formaciones rocosas, como el grupo Mito, los eventos son mayormente deslizamientos, flujos y caída de rocas en el que el principal agente detonante son quizás las precipitaciones intensas y los cambios en la superficie del terreno.



Figura 6: Esquema de la formación de aluvión de 1990 (1) Intensas precipitaciones que se prolongaron por 6 días, producto de la cual (2) ocurrió el desborde de 1'350,429 m<sup>3</sup> de agua de la laguna Chuspicocha (3) la descarga de agua erosionó y transportó 900,000m<sup>3</sup> de tilis incrementando el volumen y la densidad del flujo. (4)(5) y (6) Principales lugares afectados, más de 3mil damnificados, decenas de muertos y el colapso de los servicios básicos.

Mientras que en la parte alta los eventos geodinámicos más frecuentes son mayormente caída de bloques de hielo y roca y aluviones. Las caída de bloque de hielo y rocas se han localizado en las zonas próximas al glaciar. Como antecedentes tenemos el desborde de la laguna Lazohuntay, en el año 1989, causado por la caída de un bloque de hielo de más de 500 toneladas el cual afectó seriamente a los centros poblados ubicados en las márgenes del río Shullcas con daños hasta la ciudad de Huancayo, destruyendo decenas de viviendas y afectando además las estructuras de los puentes Centenario, Huancavelica y Los Andes.

Otro evento, quizás el de mayor intensidad de los últimos 50 años, fue el aluvión del 28 de diciembre de 1990. Originado por el desborde de 1'350,429 m<sup>3</sup> de agua de la laguna Chuspicocha producto de 6 días de intensas precipitaciones. La rápida descarga de agua erosionó y transportó 900,000m<sup>3</sup> de depósitos glaciares (tilis), incrementando el volumen y viscosidad del aluvión que afectó a los centros poblados ubicados en las márgenes del río Shullcas (Figura 6) causando la muerte de decenas de personas, 3 mil damnificados y represamiento del río en el puente Ferrocarril el cual originó una laguna de 30m de altura.

Por otro lado como resultado de las secciones estratigrá-

ficas se vienen reconociendo en ápice del cono de deyección depósitos de aluviones. Como por ejemplo el ubicado en Villacacoto de 40cm de espesor y compuesto por fragmentos de roca angulosos y subangulosos de 5cm de diámetro encerrados en una matriz arcillosa – limosa de aproximadamente igual al 40% del volumen total.

Por las características texturales de este depósito se infiere que se formó a partir de un régimen de transporte y sedimentación violento probablemente relacionado a una rápida descarga de agua (Figura 7). Un estudio sedimentológico más detallado permitirá determinar si la formación de este depósito de debió a la descarga de agua de alguna lagunas glaciara, producto del colapso del dique morrénico o por el desborde debido a la caída de bloque de hielo, caída de rocas o al desborde originado por intensas precipitaciones.

### Discusión

Las características litológicas, geomorfológicas y estructurales de la subcuenca del río Shullcas determinan las condiciones para que se puedan generar movimientos en masa como: deslizamientos, flujos, caída de rocas y aluviones cuya magnitud y ocurrencia dependen de la presencia e intensidad de factores detonantes, principalmente lluvias intensas.

De los eventos reconocidos, los más importantes por el potencial peligro que representan son los aluviones debido a pueden viajar a lo largo de los 35km del río Shullcas modificando la geomorfología y causando daños la infraestructura física de los poblados rurales y de la ciudad de Huancayo. Evidencia de estos fenómenos se tienen en los aluviones ocurridos de 1990 o 1989 y en el registro estratigráfico en donde se vienen reconociendo aluviones antiguos ocurridos durante el cuaternario. Por lo tanto la subcuenca del río Shullcas es geodinámicamente activa y reúne las condiciones geológicas para que se puedan desarrollar aluviones cuya ocurrencia puede verse incrementada por la disminución de la superficie del glaciar Huaytapallana como resultado del incremento de la temperatura en las última décadas.

### Conclusiones y recomendaciones

- Los principales eventos geodinámicos están relacionados movimientos en masa los cuales ocurren episódicamente. La variedad de estos eventos depende de las características del terreno: litología, controles estructurales, pendientes, etc y la ocurrencia y magnitud dependerán de la intensidad de los factores detonantes, principalmente lluvias.
- Depósitos de aluviones encontrados en el registro estratigráfico del cono de deyección del río Shullcas revelan que históricamente, durante el cuaternario, han ocurrido estos eventos. Por lo que la subcuenca del río Shullcas es

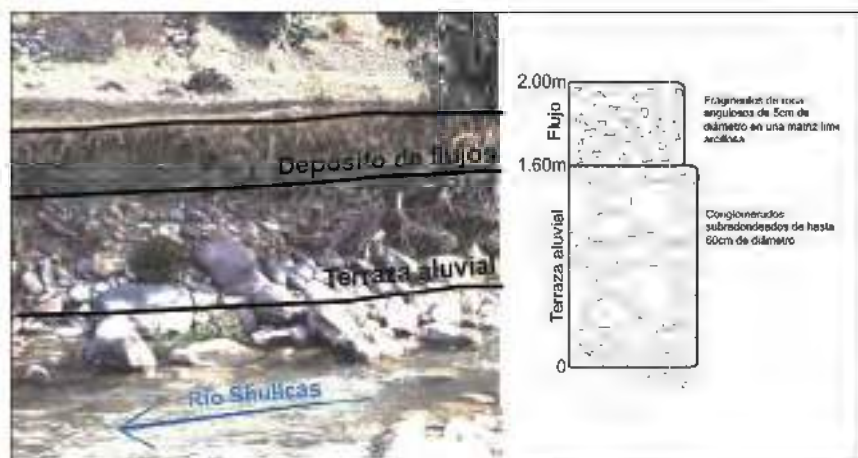


Figura 7. Fotografía tomada a la margen derecha del río Shullcas en la localidad de Villacacoto. Izquierda esquema de la columna estratigráfica que muestra un probable depósito paleoaluvial compuesto de cantos angulosos a subredondeados de baja esfericidad con un diámetro promedio de 5cm encerrados en una matriz limo – arcillosa. Porcentaje de matriz aproximadamente 30%, distribución de cantos errática y mala clasificación.

- susceptible a la ocurrencia de eventos de movimientos en masa representan un potencial peligro para los centros rurales como Acopalca, Chamisería, Vilcacoto, etc y para la ciudad de Huancayo
- El nevado Huaytapallana influye directamente en la geodinámica superficial de la subcuenca del río Shullcas y como consecuencia del incremento de temperatura ocurrido en las últimas décadas ha ocurrido una apreciable disminución de la masa del glaciar. De continuar esta tendencia se incrementará la ocurrencia de movimientos en masa principalmente aluviones caída de rocas y/o hielo y avalanchas.
  - Para las siguientes actividades los trabajos de campo se realizarán en la parte media de la cuenca, en el ápice del cono de deyección, donde los aluviones dejan parte de su carga (materiales gruesos como gravas y bloques) que deben estar registradas en la columna estratigráfica. Asimismo, se deberá inspeccionar la parte alta de la cuenca para tratar de encontrar evidencias del desborde de las lagunas Lazuntay y Chuspicocha, tarea se complementará con la interpretación geológica a partir de fotos aéreas.

#### REFERENCIAS

- **Allen (1970)**. Physical processes of sedimentation. Edited by J. Sutton & V. Watson - London.
- **Brayshaw (2009)**. Debris flow initiation and sediment recharge in gullies. *Geomorphology* 109 p. 122-131. journal homepage: [www.elsevier.com/locate/geomorph](http://www.elsevier.com/locate/geomorph).
- **Brein Hedda, Favio V De Blasio, Anders Elverhoi, Kaare Hoeg (2008)**. Erosion and morphology of a debris flow caused by a glacial lake outburst flood, Western Norway Landslides.
- **Coudrain Anne, Bernard Francou & Zbigniew W. Kundzewicz (2005)**. Glacier shrinkage in the Andes and consequences for water resources. *Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques*, 50(6) pp. 925-933.
- **Dollfus Oliver (1974)**. La cordillera de los Andes presentación de los problemas geomorfológicos. *Bull. Inst. Fr. Et. And.* Vol. III, N° 4, pp. 1-36.
- **Dorbath C., Dorbath L., Cisternas A., Deverecheré J. and Sebrier n. (1990)** Seismicity of the Huancayo basin (central Peru) and Huaytapallana fault. *Journal of South American Earth sciences* vol. 3 N°1 p. 21-29.
- **IGP (2005)**. Vulnerabilidad actual y futura ante el cambio climático y medidas de adaptación en la Cuenca del Río Mantaro. Vol III. Edición CONAM - Consejo Nacional del Ambiente.
- **INGEMMET (1980)**. Estudio Geodinámico de la cuenca del río Mantaro: Departamentos Junín – Huancavelica. Boletín N° 5, Serie C – Geodinámica e ingeniería geológica.
- **Inmaculada Corrales Zaranza (1977)**. Estratigrafía. Editorial Rueda - Madrid.
- **Kalvoda Jan (1998)**. Geomorphological Hazard in high mountains. Faculty of Science, Charles University, Prague. Vol 46.
- **Mégard Francois (1964)**. Geología del cuadrángulo de Huancayo. Boletín N° 18 - INGEMMET.
- **Portocarrero César (1980)**. Retroceso de glaciares en el Perú: Consecuencias sobre los recursos hídricos y los riesgos geodinámicos. *Bull. Inst. Études Andines*, 24 (3) p. 697-706.
- **Morales A. Benjamin (2001)**. Aspectos físicos de alta montaña en los andes peruanos. Boletín de la Sociedad geológica del Perú v91, p. 7-17.
- **Moore R. D, Fleming S. W, Menounos B, Wheate R, Fountain A, Stahl K, Holm K and Jakob M. (2009)**. Glacier change in western North America: influences on hydrology, geomorphic hazards and water quality. *HYDROLOGICAL PROCESSES* 23, p.42-61. Published online in Wiley InterScience ([www.interscience.wiley.com](http://www.interscience.wiley.com)).
- **UNCP (2002)**. Tratamiento hidrológico de la subcuenca del río Shullcas. Facultad de ciencias forestales y del ambiente de la Universidad Nacional del centro del Perú.
- **Zubieta Ricardo y Pablo Lagos (2009)**. Evolución y fluctuaciones en los frentes glaciares de la cordillera Huaytapallana. Conferencia Macroregional: Cambio climático en la cuenca del río Mantaro, balance 7 años de estudios.

# Temperaturas en el proceso de difusión en suelos y sensibilidad del modelo SBDART

## Temperatures in the diffusion process in soils and model sensitivity SBDART

**Miguel Saavedra Huanca**

Facultad de Ciencias Físicas  
Universidad Nacional de San Marcos  
msaavedra17@gmail.com

Investigación dirigida por: **Dr. Ken Takahashi G., Mag. Grace Trasmonte S.**  
Investigación de Prevención de Desastres Naturales

### Resumen

Este trabajo se divide en dos partes. La primera se enfoca en desarrollar un modelo numérico unidimensional para modelar las anomalías de temperaturas debajo de la superficie del suelo utilizando como forzante principal la radiación. Al comparar las salidas del modelo numérico para el suelo con la solución analítica, se concluye que representa bien las anomalías de temperatura. La segunda parte está enfocada a realizar el análisis de sensibilidad a la resolución vertical de la simulación de los flujos por el modelo de transferencia radiativa SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer) considerando nubes de tipo cúmulos. La cantidad de radiación de onda larga incidente en superficie (LW-I) simulada por el modelo SBDART es poco sensible a la resolución del modelo, presentando diferencias de 0,05 W/m<sup>2</sup> al variar la resolución de 0,2 a 1,0 Km esto considerando un espesor óptico de 0,29, esta diferencia disminuye al incrementar el espesor óptico.

**Palabras clave:** Balance energético, transferencia radiativa, temperatura del suelo.

### Abstract

This paper is divided into two parts. The first focuses on developing an one-dimensional numerical model to model the temperature anomalies below the soil surface using radiation as the main forcing. By comparing the outputs of the numerical model for the soil with the analytical solution it is concluded that the temperature anomalies are well represented by the model. The second part is focused on performing a sensitivity analysis to vertical resolution of the Santa Barbara Disorted Atmospheric Radiative Transfer (SBDART) model simulation of the effect on the fluxes of cumulus type clouds. The amount of the incident long wave radiation on the surface (LW-I) simulated by the SBDART model is less sensitive to models resolution, showing differences of 0,05 W/m<sup>2</sup> by varying the order the resolution of 0,2 to 1,0 km considering an optical depth of 0,29, this difference decreases with increasing the optical thickness.

**Keywords:** Energy budget, radiative transfer, soil temperature.

### Introducción

Este trabajo esta motivado principalmente por los daños económicos y sociales que causan las heladas del tipo radiativas que es uno de los eventos extremos mas importantes en los Andes. Teniendo en cuenta que el Valle del Mantaro es una de las zonas propensas a sufrir este tipo de fenómeno (IGP, 2005), es que se propone realizar el estudio en esta zona.

La helada radiativa es causada principalmente por perdida de energía de la superficie del suelo en forma de radiación en el rango infrarrojo (onda larga), (Geiger, 2002). Una de los factores que favorecen la ocurrencia de este fenómeno son los cielos despejados (libre de nubes), lo cual reduce el flujo de onda larga emitida por la atmósfera que incide en la superficie (LW-I) y deja sin compensar la radiación emitida por la superficie hacia la atmósfera, resultando en un balance neto de pérdida de energía radiativa.

Lo que se desarrollará en este informe representa la parte inicial de un trabajo mas amplio que tiene como objetivo determinar las temperaturas mínimas asociadas a las heladas dadas las condiciones atmosféricas y propiedades del suelo. En esta parte inicial se requiere comprender por un lado la dependencia que tiene la distribución de temperatura a las propiedades del suelo y los flujos de energía en la atmósfera, y por otro ver la importancia que tiene la resolución del modelo en los cálculos que este realiza. Por ello se ha dividido este trabajo en dos partes: una dirigida a los procesos en el suelo donde se describirá como es la

distribución de la respuesta de la temperatura a forzantes en la superficie y otra dirigida a la parte atmosférica donde por ahora nos concentraremos a evaluar como se comporta LW-I a variaciones de la resolución, temperatura y vapor de agua.

### PARTE 1

#### Temperaturas en suelos: proceso de difusión

En esta parte se describirá el comportamiento y distribución de las temperaturas en diferentes tipos de suelo, para esto se desarrollara un modelo numérico basado en la ecuación de difusión de calor.

La ecuación unidimensional, que describe la distribución vertical de energía dentro del suelo está gobernada por la ecuación de difusión de calor, que matemáticamente se expresa de la siguiente manera:

$$\rho C \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left( -k \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad \dots (1)$$

Donde T es la temperatura que tiene dependencia temporal (t) y espacial (z). Algunos parámetros del suelo en esta ecuación son la conductividad térmica k y capacidad térmica ρC, donde ρ es la densidad y C el calor específico, el cociente de estos dos nos da otro parámetro denominado difusividad (D = k / ρC), estos varían de acuerdo al tipo de suelo (arena, suelo orgánico, etc.) y son importantes ya que regulan la distribución

de temperatura en el suelo y tienen una dependencia importante en la cantidad de agua que contienen (Geiger, 2002).

La ecuación 1 dice que la variación de temperatura es proporcional al negativo de la divergencia del flujo de energía, es decir si la divergencia del flujo en una porción de terreno es positivo en un intervalo de tiempo, la temperatura se reducirá en el tiempo que se mantenga esta divergencia.

**Metodología**

En adelante se describen las consideraciones realizadas para desarrollar un modelo numérico que permitirá conocer la distribución de temperaturas en diferentes tipos de suelo.

Para la resolución numérica de la ecuación de difusión de calor (Ec. 1) se usó las condiciones de frontera siguientes:

$$-k \frac{\partial T}{\partial z} = -F(t) + \lambda T \text{ en } z = 0 \dots (2.a)$$

$$T(z \rightarrow -\infty, t) = 0 \dots (2.b)$$

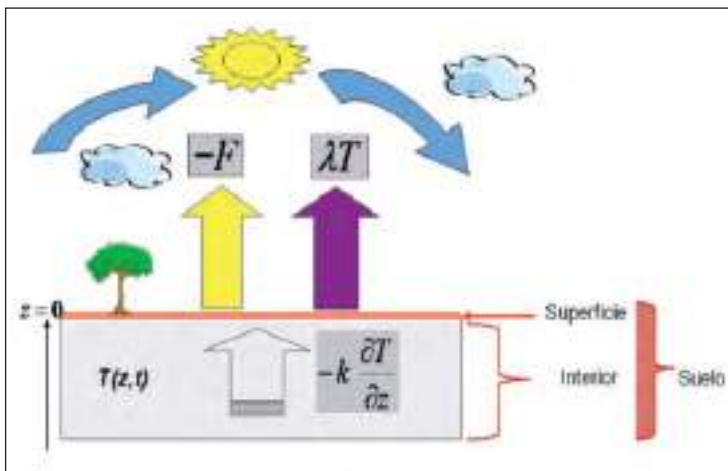


Figura 1. Durante las horas del día la forzante F sufre variaciones debido a la posición del sol y al enfriamiento nocturno de la superficie terrestre lo que origina variaciones en el flujo de energía en el suelo y por tanto variaciones de temperatura.

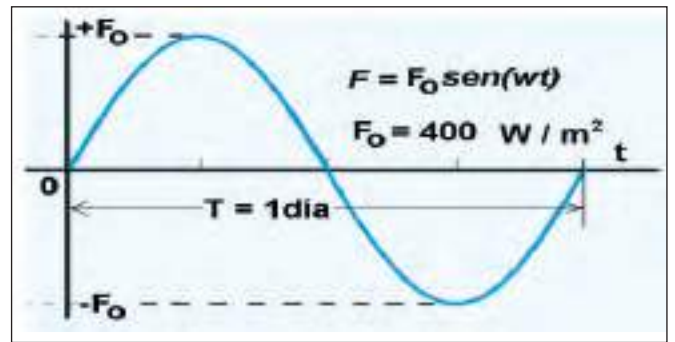


Figura 2. Representación de la forzante para la ecuación de frontera (Ec. 2.a).

Dada la ecuación 2.a y la figura 1, el flujo neto de energía en superficie es igual a la diferencia entre una forzante (F) que esta principalmente asociada al flujo neto de radiación y un término dependiente de la temperatura multiplicada por una constante  $\lambda = 30 W/m^2/K$  (Coeficiente de transferencia de calor) asociada en mayor parte a la ganancia o pérdida de energía ya sea por condensación o evaporación. El valor exacto de esta constante no es importante en esta etapa del estudio, ya que se busca ganar entendimiento del comportamiento del modelo. Más adelante se utilizarán formulaciones más realistas de los flujos superficiales.

La solución numérica de la ecuación 1 está dada para suelos con propiedades que no varían ni en el espacio ni en el tiempo, siendo esta una aproximación de la realidad.

La forzante F de la ec. 2.a que se usara para el modelo es el de una onda seno (ver figura 2) con amplitud de 400 W/m² y con periodo correspondiente al ciclo diurno (24 horas), esto con el fin de representar aproximadamente la ganancia de energía durante el día por efecto predominante de la radiación solar, y pérdida durante la noche por efecto del enfriamiento de la superficie terrestre.

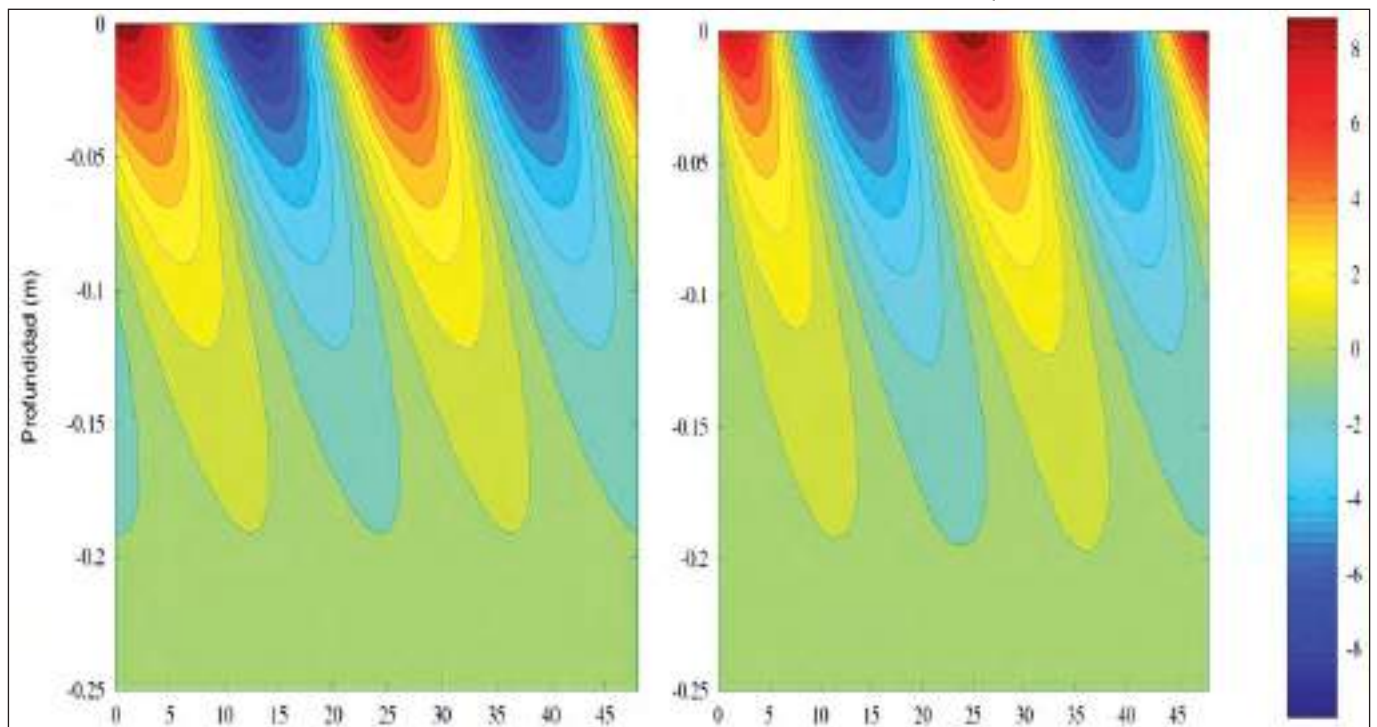


Figura 3. En la derecha se muestra la distribución de temperatura que se obtiene mediante el modelo numérico, y a la izquierda la distribución de temperatura dada por la solución analítica. Ambas distribuciones corresponden a agua, donde no se considera las corrientes o flujos de éste.

La profundidad de penetración estará dada por la profundidad a la cual la temperatura máxima en superficie se reduce a su e-ava parte (2.72 aproximadamente).

Se han obtenido las distribuciones de anomalías de temperatura para suelo orgánico, arena seca y agua, esto en un intervalo de tiempo de 48 horas con el fin de observar las oscilaciones.

**Solución Analítica**

Para las condiciones de frontera dadas por las ecuaciones 2.a y 2.b, la ecuación de difusión (Ec. 1) puede resolverse de forma analítica y esta dada por

$$T(z,t) = T_0 \exp\left(\frac{z}{\sqrt{2d}}\right) \exp\left[-t\left(\frac{k}{\sqrt{2d}}(z - \sqrt{2d}\omega \cdot t) - \alpha\right)\right]$$

Donde  $d = \sqrt{\frac{D}{\omega}}$ , . . . (3)

$T_0$  es la amplitud de la temperatura y está dada por

$$T_0 = F_0 \left[ \left( \lambda + \sqrt{\frac{(\rho C) \cdot k \cdot \omega}{2}} \right)^2 + \left( \sqrt{\frac{(\rho C) \cdot k \cdot \omega}{2}} \right)^2 \right]^{-1/2}$$

. . . (4)

$\sqrt{2d}$  es la profundidad de penetración,  $\omega$  es la frecuencia angular correspondiente al ciclo diurno (24 horas) y  $\alpha$  representa el desfase entre la temperatura T y la forzante F.

**Solución Numérica**

Si bien para el caso idealizado considerado se puede obtener una solución analítica, para casos más realistas será conveniente resolver las ecuaciones numéricamente. Por este motivo, en esta sección se describen los resultados de la implementación de la solución numérica del modelo difusivo.

Haciendo uso de ecuación 1 y usando las representaciones numéricas de primer orden (diferencias finitas) para las derivadas (Nakamura, 1992), se obtiene:

$$T_i^{n+1} = T_i^n + \frac{D\Delta t}{(\Delta z)^2} (T_{i+1}^n - 2T_i^n + T_{i-1}^n)$$

. . . (5)

Asimismo, se usó diferencias finitas hacia delante de segundo orden para resolver numéricamente la ecuación en la frontera:

$$T_0^n = \frac{F^n - \frac{k}{2\Delta z} (T_2^n - 4T_1^n)}{\left( \frac{3k}{2\Delta z} + \lambda \right)}$$

. . . (6)

Los subíndices indican los puntos discretizados en la componente unidimensional (z) y los superíndices la discretización en el tiempo.

**Resultados**

En la figura 3 se encuentran los resultados obtenidos analítica (izq.) y numéricamente (der.) para un intervalo de tiempo de 48 horas, inicialmente la ecuación numérica difiere de la analítica, debido a que las condiciones iniciales para la solución numérica es de 0° K para toda la columna del suelo, pero esto va evolucionando en el tiempo por efecto de la forzante F hasta llegar a estabilizarse luego de

transcurrido un tiempo. En ambos casos a 0.2 m ya no se encuentran fluctuaciones de temperatura.

La profundidad de penetración de las anomalías de temperatura no tienen relación directa con los valores de conductividad térmica o capacidad térmica (ver tabla 1), pero sin embargo si con la difusividad esto debido a que existen algunos tipos de suelo cuya capacidad para transmitir energía es mas predominante que la capacidad para absorberla por lo que las fluctuaciones de temperatura se observan a mayor profundidad.

En la figura 4 se presenta la distribución de temperatura para suelo orgánico y arena seca obtenidas mediante el modelo de difusión desarrollado, una diferencia notable entre estas dos es la profundidad a la cual no se presenta variaciones de temperatura, en la primera esto se da a una profundidad de 20 cm mientras que en la segunda es a 70 cm.

Las amplitudes de temperatura para arena seca, suelo orgánico y agua fueron 10.1, 11.39 y 9.8 °K respectivamente, estos valores dependen del producto de los dos primeros parámetros de la tabla, es decir si este producto se incrementa, la amplitud de temperatura en superficie será cada vez menor, esto lo explica la ecuación 4. Las variaciones de estas amplitudes solo explican el efecto de las dos propiedades citadas en la tabla 1, sin embargo, éstas pueden diferir si se considerase que el parámetro también varía con el tipo de suelo.

**PARTE 2:**

**Sensibilidad del modelo SBDART**

La variable que se usara para verificar la sensibilidad del modelo será la cantidad de radiación de onda larga que incide en la superficie terrestre (LW-I).

**Modelo SBDART**

Este es un modelo desarrollado por la Universidad de Santa Bárbara (California), simula la transferencia radiativa en la atmósfera (dispersión, absorción, emisión, etc), incluyendo la interacción de la radiación tanto solar como terrestre con las componentes atmosféricas como vapor de agua, dióxido de carbono, metano, etc.

Alguna de las características resaltantes son:

- Está desarrollado íntegramente en lenguaje FORTRAN.
- Es un modelo de planos paralelos y permite un máximo de 65 capas.
- Tiene un archivo de principal de entrada (atms.dat), el cual contiene información de la distribución de temperatura, presión, densidad de vapor de agua y densidad de ozono en toda la atmósfera.
- Puede introducirse datos asociados con nubes, por ejemplo espesor óptico, cantidad de agua líquida, tamaño de las gotas, etc.

**Metodología**

**Sensibilidad: Resolución (z)**

Para ver la sensibilidad del modelo SBDART a la resolución se hará una idealización de la atmósfera como la mostrada en la figura 5. Las consideraciones que se hace son:

- La presión esta definida por la ecuación hidrostática.
- La temperatura desciende a razón de 6 °K/Km con una temperatura en superficie de 303 °K hasta una altura de 15 Km. Luego de esto se considera una isoterma de 213 K hasta la ultima capa ubicada a 100 Km de altura.
- La densidad de vapor de agua se mantiene prácticamente nula (humedad específica de 10-10 g/Kg).
- El ozono sigue una distribución estándar correspondiente

**Tabla 1. Parámetros característicos para 3 tipos de suelos: arena seca, suelo orgánico, y agua. Los parámetros son de izquierda a derecha, conductividad, capacidad térmica, difusividad térmica, profundidad en que la amplitud de  $T(0, t)$  decae a su e-ava parte y amplitud de la temperatura en superficie  $T(0, t)$ . Los valores de  $k$  y  $\rho C$  fueron tomados de Farouki (1896) y Reuter (1947).**

Tipo de suelo	$k$ [Wm <sup>-1</sup> ]	$\rho C$ [10 <sup>6</sup> Jm <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup> ]	$D$ [10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> ]	$\sqrt{2}d$ [m]	$T_0$ [K]
Arena seca	1.7	1.17	0.01	0.2	10.1
Suelo orgánico	0.25	2.50	0.001	0.06	11.39
Agua	0.6	4.19	0.001	0.06	9.8

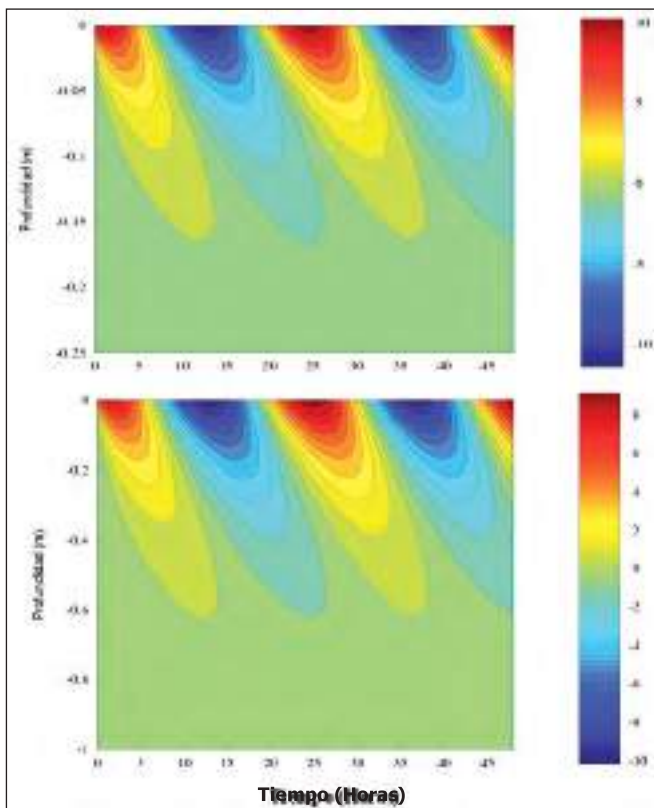


Figura 4. Distribución de temperatura para suelo orgánico (arriba) y para arena seca (abajo) ambas obtenidas mediante el método numérico.

a una zona tropical (tomado del código fuente del modelo SBDART).

- Además de esto también se consideró una nube cuya base y altura están ubicadas a 1 y 8 Km respectivamente.

En la figura 5 el perfil de temperatura se divide en dos partes donde la primera A corresponde a aquella parte donde la temperatura varía a razón de 6 °K/Km y la segunda a la isoterma B (arriba de los 15 Km). La parte A a su vez se divide en A1 (0 – 8 Km) y A2 (8 – 15 Km), Se hace esta división con el fin de no exceder el máximo de capas que admite el modelo.

La resolución de las parte A2 y B son de 1Km y 10Km respectivamente y se mantendrán fijas mientras que las capas que corresponden a A1 serán de resolución variable con valores de 0.2 0.5 y 1Km. También se hace el experimento para tres valores de espesor óptico (tau = 0.29, 0.69 y 1.4).

**Sensibilidad: Temperatura capa límite y densidad de vapor de agua**

Para ver la sensibilidad de LW\_I a las variaciones de temperatura dentro de la capa limite se ha realizado un experimento considerando el perfil mostrado en la figura 6, en este perfil se considera que la capa limite tiene una altura de 1 Km y que la temperatura desciende a razón de 9.8 °K/Km (Adiabática seca) desde la superficie (a 0 Km) que se encuentra a  $T_s = 25$  °C (valor estándar), la densidad de vapor de agua aquí varía en función de la humedad específica  $q$ :

$$\rho_v = \rho_v(q, T, P) \dots (7)$$

La humedad específica dentro de la capa limite se considera constante con un valor estándar de  $q_s=10$  g vapor de agua/kg aire hasta la altura donde se origina la capa de inversión (1 Km).

Manteniendo el perfil descrito procederemos a variar los valores estándar de  $T_s$  y  $q_s$  y de manera independiente. Se procederá a enfriar la superficie hasta de 25 °C a 21 °C y luego calentar la de 25 °C a 29 °C, en ambos casos las capas por encima de la superficie del suelo se encontraran mas frías de acuerdo a la razón de enfriamiento (9.8 °K/Km). Los valores de humedad específica varían desde 5 hasta 15g vapor de agua/kg aire.

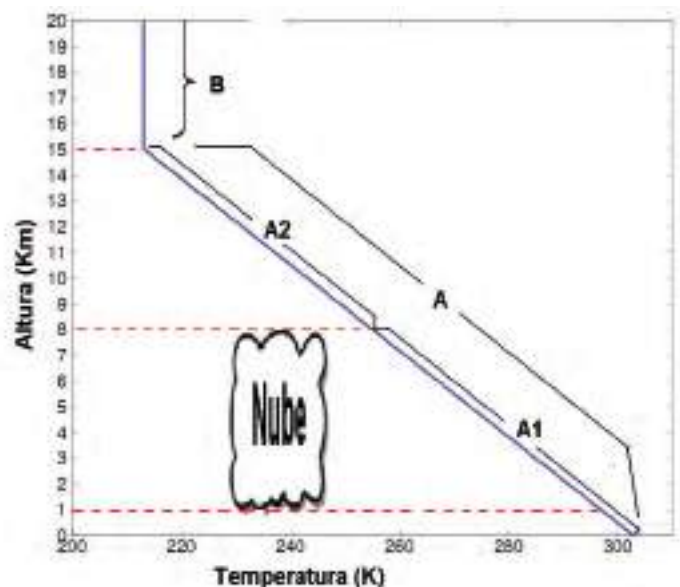
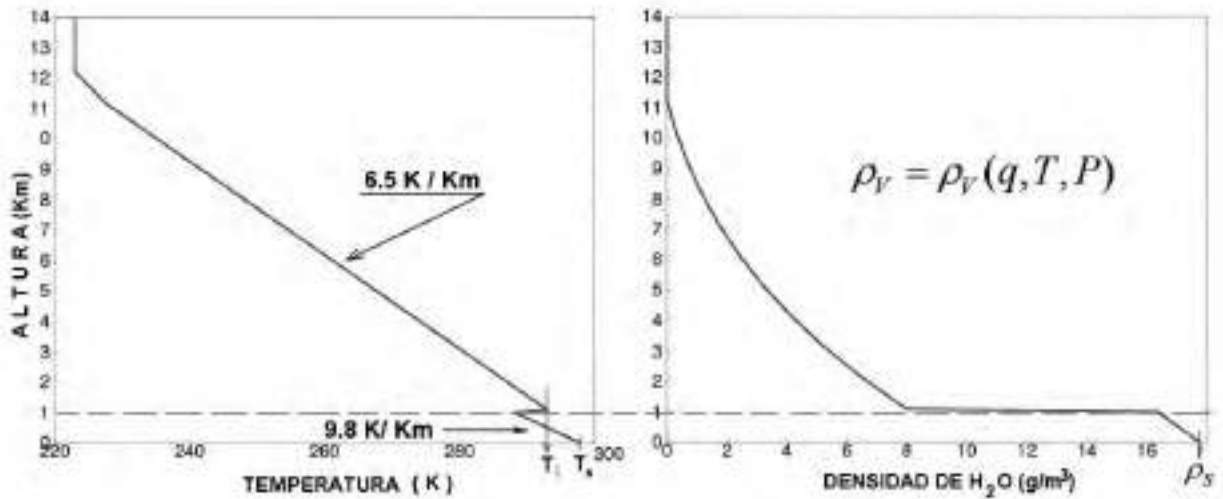


Figura 5. Divisiones que se consideran para ver la sensibilidad del modelo debido a la resolución: A1, A2 y B. Las resoluciones que se consideran para A2 y B son 1.0 Km y 10Km, mientras que A1 será variable (0.2, 0.5 y 1.0 Km).

Figura 6. Perfiles estándar de temperatura (°K) y densidad de vapor de agua (g/m<sup>3</sup>) para las pruebas de sensibilidad de LW<sub>I</sub>.



**Resultados**

**Sensibilidad a la resolución**

El número de capas correspondiente a los diferentes tipos de resolución dentro del A1 fueron 56, 32 y 24 tal como

**Tabla 2. Los cuadros sombreados representan LW-I en W/m<sup>2</sup> para diferentes tipos de resolución de A1 y número de capas**

# capas	Resoluc. A1	Tau=0.29	Tau=0.69	Tau=1.4
56	0,2 Km	166,39	219,12	276,97
32	0,5 Km	166,38	219,11	276,97
24	1,0 Km	166,34	219,10	276,97

se muestra en la tabla 2, en la parte sombreada se dan los valores de LW-I para los diferentes tipos de resolución y tau.

Para tau = 0.29 LW-I se incrementa en 0.05 W/m<sup>2</sup> mientras que para tau = 0.69 se incrementa en 0.2 W/m<sup>2</sup> al aumentar la resolución desde 1.0 hasta 0.2 Km. Para los tres tipos de resolución los valores de LW-I convergen para un tau = 1.4.

**Sensibilidad: Temperatura y humedad específica de la capa límite**

En la figura 7, se muestra la sensibilidad de LW-I a las variaciones de humedad específica y temperatura en la capa límite para diferentes horas del día. La cantidad de LW-I se incrementa relativamente con las horas del día, es decir la LW-I a las 6 de la mañana es menor que a las 8, 10 y 12 horas del día. Ambas gráficas muestran una distri-

**Tabla 3. Valores de sensibilidad de LW-I debido a la temperatura en W/m<sup>2</sup>/K y debido a la humedad específica en W/m<sup>2</sup> por variación de vp (10 g vapor de agua/kg aire)**

Tiempo [Horas]	Sensibilidad (Ts) [W/m <sup>2</sup> /°K]	Sensibilidad qs [W/m <sup>2</sup> /vp]
6	3.91	48.35
8	3.92	48.24
10	3.92	47.90
12	3.92	47.72

bución casi lineal cuyas pendientes están indicadas en la tabla 3, donde se indica que por incremento de un grado de temperatura (°K) LW-I sufre un incremento de 3.92 W/m<sup>2</sup> para todas las horas en cuestión y por una variación

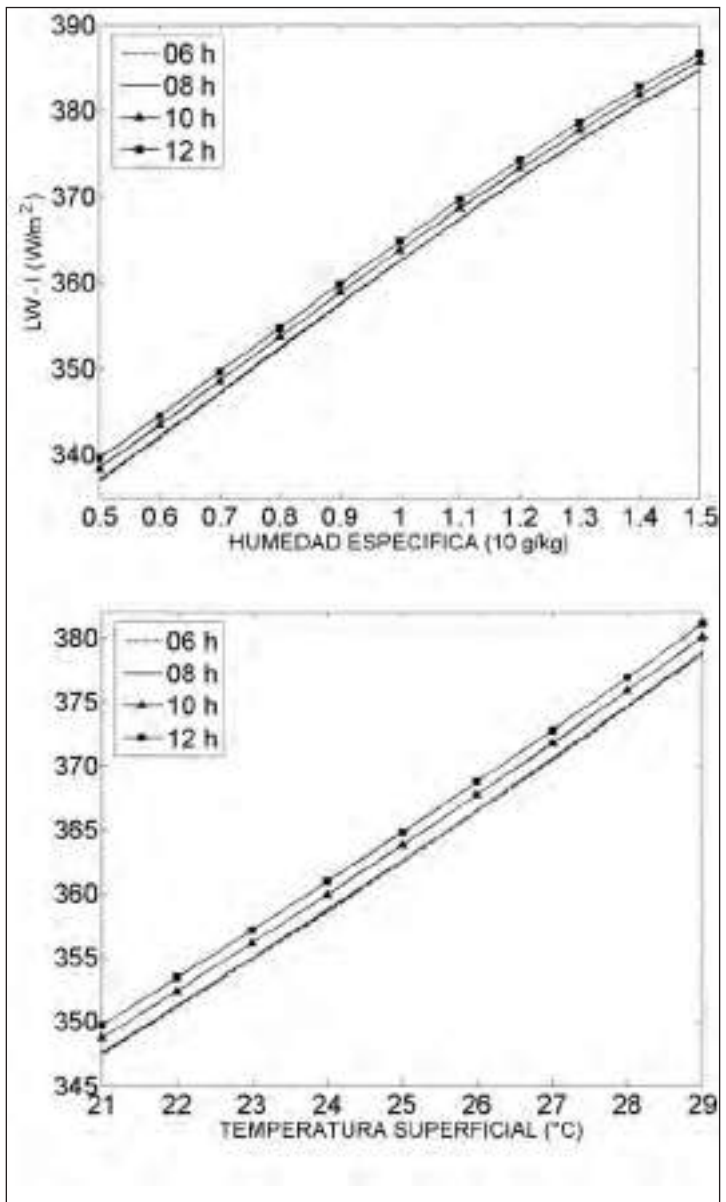


Figura 7. Sensibilidad de LW-I debido a variaciones de la humedad específica (Izquierda) y de Temperatura de la superficie (capa límite) para diferentes horas del día: 6 (rosado), 8 (rojo), 10 (azul) y 12 (verde) horas.

en humedad específica de 1.0 Kg vapor de agua/kg aire se presenta una variación de 4,8 W/m<sup>2</sup> en promedio considerando las horas en cuestión.

## Conclusiones

### Parte 1

El modelo numérico representa bien el modelo matemático propuesto para el proceso de difusión en suelos sin vegetación, esto considerando que las propiedades físicas (conductividad y capacidad térmica) no varían con la profundidad.

El incremento de la profundidad de penetración de la temperatura se encuentra asociada a un incremento de la difusividad térmica, el cual esta regulada por la capacidad de absorber energía y transmitirla.

Sin embargo las amplitudes de temperatura ya que además de depender de la conductividad y la capacidad térmica también depende del coeficiente de transferencia de calor, que para los casos analizados se ha considerado constante.

### Parte 2

En general se puede afirmar que la sensibilidad de LW-I debido a la resolución es mínima.

Para bajos contenidos de vapor de agua el incremento de la resolución de 1Km a 0.2 Km genera un incremento de LW-I de 0.5 W/m<sup>2</sup> para un espesor óptico de 0.29 Mientras el espesor óptico (o cantidad de agua líquida) de la nube se incrementa la LW-I deja de ser sensible a la resolución, en el caso idealizado este valor puede encontrarse a partir de  $\tau = 1.0$ .

La sensibilidad de radiación de onda larga (incidente en superficie) a la variación de temperatura y humedad específica en la capa límite muestran que ambos son significativos.

## Recomendación

Usar la cantidad de agua en la nube en lugar del espesor óptico como parámetro de entrada en el modelo SBDART, para tener una idea mas clara y poder cuantificar mejor LW-I.

## Bibliografía

1. **Geiger, R., (2003)**, The Climate Near the Ground (Sixth Ed), Oxford, Rowman & Littlefield, 584 pp.
2. **Reuter, H., (1947)**, Zur Theorie der nächtlichen Abkühlung der bodennahen Schicht u. Ausbildung der Bodeninversion. Sitz-B. Wien. Akad.
3. **Farouki, O. T., (1986)**, Thermal Properties of Soils. Series on Rock and Soil Mechanics, Sol. 11, Trans Tech, 136 pp.
4. **Nakamura, S., (1992)**. Métodos Numéricos Aplicados con Software, México, Prentice-Hall hispanoamericana, 570 pp.
5. **K. N. Liou, (2002)** An Introduction to Atmospheric Radiation, Second Edition, International Geophysics, Series, Vol 84, Academic Press, 599 pp.
6. **Viúdez-Mora, A., J. Calbó, J. A. González, and M. A. Jiménez (2009)**, Modeling atmospheric longwave radiation at the surface under cloudless skies, J. Geophys. Res., 114.
7. **Instituto Geofísico del Perú, (2005)**, Atlas Climático de precipitación y temperatura del aire en la cuenca del Río Mantaro. Fondo Editorial del Consejo nacional de medio ambiente – Lima – Perú, 104 p.
8. <http://www.ices.ucsb.edu/esrg/SBDART.html>.

# Circulación atmosférica local en el valle del Mantaro

## Local atmospheric circulation in the Mantaro valley

**Dalma Mercedes Mamani Gonzáles**

**Escuela de Ingeniería Mecánica de Flúidos**

**Universidad Nacional Mayor de San Marcos**

**dalma\_mamani@yahoo.com**

**Investigación dirigida por: Dra. Yamina Silva Vidal**  
**Investigación en Prevención de Desastres Naturales**

### Resumen

El presente trabajo tiene como objetivo caracterizar el ciclo diurno de los vientos en el valle del Mantaro usando el modelo MM5. El MM5 fue corrido para febrero del año 2007 para la cuenca del Mantaro y se valida utilizando vientos observados en el valle del Mantaro (estaciones de Huayao y Lircay). Los resultados preliminares indican, que si bien el modelo representa adecuadamente la topografía de la cuenca (resolución del modelo 6km), ésta es aun deficiente para representar zonas con gran pendiente como la ubicación de la estación de Lircay, generando errores en los vientos, sin embargo para la cuenca el modelo logra representar las características generales de la circulación, observándose como los vientos rodean la cordillera occidental (Huaytapallana y anexos) y confluyen en la zona central (valle del Mantaro) produciéndose convergencia de los vientos y produciendo nubes convectivas y por consiguiente lluvias. Los vientos observados en el valle son débiles en las mañanas y noche, observándose los vientos más intensos al medio día. En Huayao se encontró que los vientos predominantes a la 1pm son de dirección Sudeste, mientras que en Lircay son del nor noroeste.

**Palabras clave:** circulación local, ciclo diurno, valle del Mantaro, MM5

### Abstract

The main objective of this work is to characterize the diurnal cycle in the Mantaro valley using the MM5 model. MM5 was run for the month of February 2007 and was validated using the observed winds for the Mantaro valley (Huayao and Lircay stations). Preliminary results show that the model representation of topography in the basin is adequate (6km resolution), but it is not efficient to represent steepness areas like Lircay station area, generating errors on winds representation. However for the basin the model represents the general circulation features, showing the winds surrounding the western cordillera (Huaytapallana and annexes) and converges in the central part of the basin (Mantaro valley) generating convective clouds and rainfall. The observed winds in the valley are weak in the mornings and nights, and the most intense winds are observed during midday. In Huayao it was found that prevailing winds at 1 p.m. come from the South east direction, while in Lircay are from the North north-West direction.

**Keywords:** local circulation, diurnal cycle, Mantaro valley, MM5

## 1. Introducción

Los vientos a escala local como son los de valle – Montaña, son generados básicamente por el gradiente térmico que se forman durante el día y la noche, éste a su vez produce un gradiente de presión local que hace que los vientos se dirijan valle arriba durante el día y valle abajo durante la noche, con lo cual se generan zonas internas con fuertes flujos de calor sensible en superficie (figura 1), estos vientos se explican mediante el denominado "efecto volumen", según el cual se producen acumulaciones o vaciamientos de energía térmica en algunas partes del valle en la medida en que el valle se estreche o amplíe a lo largo de su eje (Correa et al, 2008). Los vientos de valle-montaña tienen importancia para entender además otros procesos como las lluvias, advección de aire que pueden producir heladas, etc.

El Modelo de Mesoescala de 5ta. Generación (MM5), es un modelo numérico atmosférico desarrollado a comienzo de los años 70 en la Universidad de Pennsylvania (EEUU) y posteriormente en el National Center for Atmospheric Research (NCAR). El MM5 es un modelo no hidrostático que emplea la ecuación de continuidad de masa compresible, resuelve las ecuaciones en términos de flujos y en coordenadas verticales sigma para sistemas atmosféricos de mesoescala. Para resolver las ecuaciones utiliza diferencias finitas adelantadas, usando el método semi-implícito para el tiempo sobre una malla Arakawa tipo B (Haltiner et al., 1980).

La dinámica del modelo permite el uso a resoluciones muy altas (escala de nubes), por lo que se puede utilizar para los estu-



Figura 1. Viento generado por el gradiente térmico (fuente: <http://www.medted.ucar.edu>).

dios que implican sistemas convectivos de mesoescala, sistemas frontales, brisas de tierra-mar, circulaciones de montaña-valle, y las islas urbanas del calor (Dudhia et al, 1999).

El MM5 fue implementado en el IGP (Instituto Geofísico del Perú) en febrero de 1998, con ello el IGP marcó un hito en la meteorología en el Perú, convirtiéndolo en el segundo país en América del sur, después de Brasil, en utilizar un modelo atmosférico para estudios del clima (Figuerola et al., 1998).

La cuenca del Mantaro, ubicada en los Andes centrales de Perú, es una zona del país económicamente importante, siendo el clima uno de los factores más importantes para el desarrollo de las diversas actividades. Es por ello, que el estudio de la circulación local es importante para caracterizar los efectos que esta pudiera tener en las lluvias o heladas. Es así que en el IGP, se ha venido desarrollando este estudio utilizando el modelo MM5 para simular la circulación atmosférica en el valle del Mantaro.

**2. Zona de estudio**

La cuenca del Mantaro se ubica en los Andes centrales de Perú, cuenta con área de 34.550,08 km², su población supera los 700.000 habitantes comprendiendo las regiones de Junín, Huan-

cavelica, Pasco y Ayacucho (IGP, 2005b). Se encuentra limitada por cadenas de cerros las que en varios tramos obligan al río a discurrir encañonado (figura 2).

La gran variabilidad espacial de la temperatura en la cuenca se debe a su ubicación geográfica asociada con la cordillera de los Andes con un rango de altitudes que va aproximadamente desde los 500 hasta los 5,000 msnm.

En la cuenca esta ubicado el valle del Mantaro entre los paralelos 11° 40' y 12° 10' Sur y los meridianos 75° 10' y 75° 10' Oeste, formado por el río del mismo nombre en su recorrido hacia la zona casi central de la cuenca. Aproximadamente tiene una longitud de 70 km desde los alrededores de la ciudad de Jauja al Norte hasta las localidades de Pucará y Huacrapuquio al Sur (Vega et. al, 2005), el ancho del valle es variable siendo aproximadamente, 30 km en la parte más ancha, con altitudes entre 3.100 y 3.300 msnm, comprende un área de aproximadamente 700 km².

**3. Datos y metodología**

Para el estudio se utilizaron datos de viento observados en las estaciones ubicadas en el valle: Lircay (SENAMHI) y Huayao (IGP), para febrero del 2007 a las 07, 13 y 19 horas (tabla 1).

Para el modelo se usaron datos del NCEP/NCAR reanalysis (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.pressure.html>), como condiciones iniciales y de contorno, así también datos de temperatura de mar del Optimum Interpolation Sea Surface Temperature OISST de la NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>) y datos de topografía de United States Geological Survey USGS ([ftp://ftp.ucar.edu/mesouser/MM5V3/TERRAIN\\_DATA/](ftp://ftp.ucar.edu/mesouser/MM5V3/TERRAIN_DATA/)). Las variables meteorológicas que fueron extraídas fue la velocidad del viento, temperatura del aire, altura geopotencial y humedad relativa, cada una de ellas están en tres dimensiones (x, y, P) en 17 niveles en la vertical, con intervalos de cada 6 horas que cubre el área de estudio, desde los 30°N a 50°S y 130°W a 20°W para el mes de febrero del 2007.

**TABLA 1. Ubicación geográfica de las estaciones**

Estación	Latitud (°S)	Longitud (°W)	Elevación (msnm)
Huayao	12°02'18"	75°19'22"	3350
Lircay	12°58'55.3"	74°43'5.9"	3372

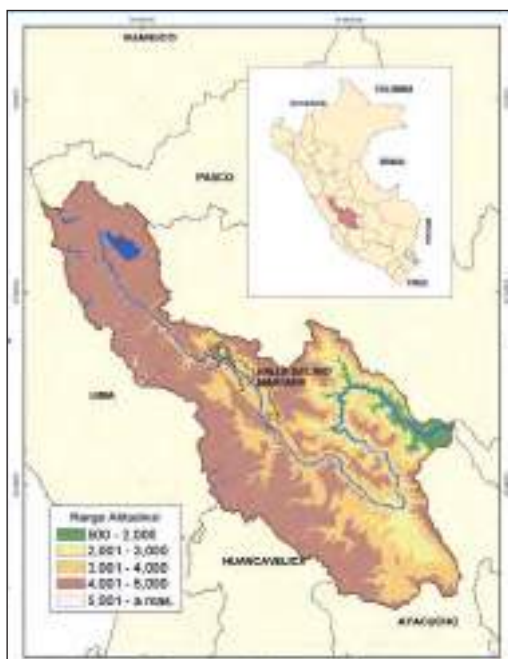


Figura 2. Ubicación de la cuenca del Mantaro (Fuente: IGP, 2005a).

Siendo la metodología la siguiente:

**Procesamiento de datos de las estaciones**

- Control de calidad de los datos para identificar posibles errores de digitación.
- Generar rosa de vientos para cada estación en cada hora, para lo cual se elaboraron programas en Matlab usando el script wind\_rose.m.

**Ejecución del modelo numérico y procesamiento de las salidas**

**Ejecución del modelo:**

Con el objetivo de realizar simulaciones para caracterizar los vientos a escala local se tomó en cuenta las siguientes opciones de parametrizaciones y configuraciones descritas en la tabla 2 y figura 3.

**Procesamiento de las salidas:**

Se realizó la extracción de datos de vientos superficiales a 10m de altura para la grilla que coincide con la ubicación de las estaciones, para las mismas horas y en el mismo periodo.

Con ello se realizó la manera hacer rosa de vientos.

**DOMINIOS DEL MODELO**

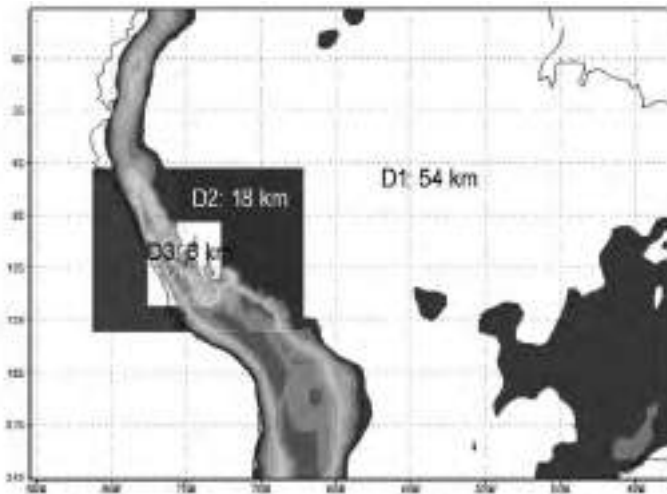


Figura 3. Topografía del modelo MM5 y dominios usados.

**4. Resultados**

**4.1. Comparación de topografías**

La comparación mostró que el modelo representaba de manera general la variabilidad topográfica de la cuenca, en él identificamos la cadena de montañas pertenecientes a la cordillera de los Andes Occidentales con picos que

**TABLA 2. Características y opciones del MM5 utilizadas en la simulación**

CARACTERISTICAS	MALLA
Fecha de inicio	2007: 00 UTC 01/02/2007
Fecha final	2007: 18 UTC 28/02/2007
Resolución horizontal por dominio	1º dominio: 54x54 km (59x90 puntos) 2º dominio: 16x16 km (61x88 puntos) 3º dominio: 6x6 km (91x91 puntos)
Resolución de Topografía por dominio	1º dominio: 10 min 2º dominio: 5 min, 3º dominio: 2 min
Esquema de Capa Límite Planetaria	1º, 2º y 3º dominio: MRF PBL
Esquema de Radiación	1º dominio: RRTM2º y 3º dominio: CLOUD
Esquema de humedad explícita	1º y 2º dominio: Goddard, 3º dominio: Dudhia
Parametrización de cúmulos	1º y 2º dominio: Kain Fritsh, 3º dominio: ninguna

sobrepasan los 4.500 msnm (figura 4a1 y 4b1), los sistemas montañosos de cumbres nevadas que sobrepasan los 5,5 msnm como los nevados del Huaytapallana y Marairazo (IGP, 2005b), (figuras 4a2 y 4b2) al lado oriental, así también el mismo valle en la parte central de la cuenca que como anteriormente se mencionó es el área de mayor ancho (figura 4a3 y 4b3).

La estación del Huayao se ubica en el valle del Mantaro aproximadamente a 15 km de la ciudad de Huancayo y en la cuenca del río Cunas afluente del río Mantaro, en la figura 5a se observa que ésta se sitúa en un área extensa con un ancho aproximado de 17 km, y al Nordeste de la cuenca se ubica la estación de Lircay localizada en un estrecho valle con un ancho aproximado de 0,66 km (figura 5b), este está formado por los ríos Sicra y Opamayo en el departamento de Huancavelica.

Se hicieron cortes transversales con el fin de analizar mejor los resultados, sabiendo que para la topografía del tercer dominio se usó una resolución de 4km. En Huayao se observó que el modelo representó la topografía adecuadamente ubicándolo en el valle (figura 6a), esto se debe que Huayao se encuentra en el área mas ancha del mismo como anteriormente se discutió (figura 5a) con una altitud 8% más que lo real (tabla 3). Al contrario que Lircay no está bien representado debido a que se encuentra en un valle muy estrecho menor de 1km (figura 5b), el modelo lo simula como una topografía suave ubicándolo en la cima de una colina (figura 6b) a una altitud de 3.800 msnm mayor en 19%.

**TABLA 3. Comparación de altitud en la estación y el modelo (msnm)**

	Altitud	
	Huayao	Lircay
Estación observada	3.350	3.372
Modelo	3.606,72	4.001,25

**4.2. Análisis de vientos observados**

El resultado de las rosas de vientos para la estación de Huayao (figura d, e y f del ANEXO 1) nos indican que los vientos a las 7 de la mañana son bastante débiles (inferiores a 1 m/s) predominantemente del sudoeste. A las 13 horas hay vientos del sudoeste con intensidades de hasta 1,5m/s acompañados de vientos un poco mas intensos (de hasta 3,5 m/s) de dirección sur sudeste. A las 19 horas los vientos tienen direcciones muy variables, siendo los más intensos del noreste y del oeste.

La estación de Lircay (figura d, e y f del ANEXO 2) a las 7 horas presenta vientos ligeramente más intensos que en Huayao (hasta 1,6m/s), con dirección predominante del sur sudeste. A las 13 horas los vientos son del norte y nor noroeste y con una intensidad de hasta 8m/s, mientras que a las 19 horas la dirección es variable con los vientos más intensos de hasta 7 m/s del norte.

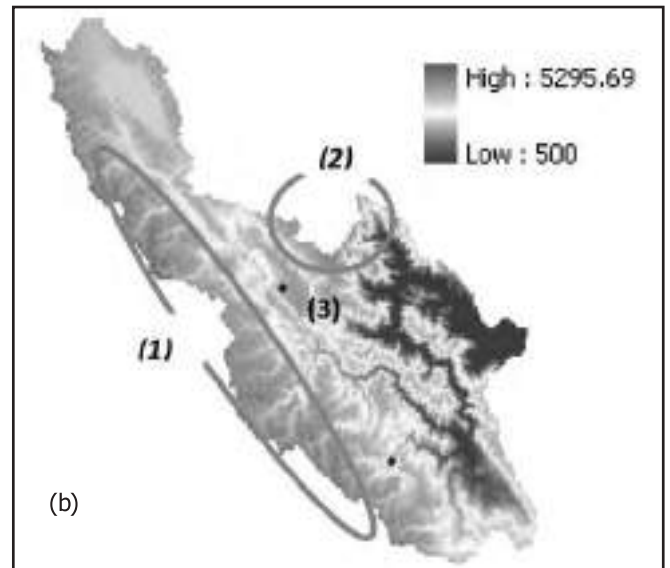
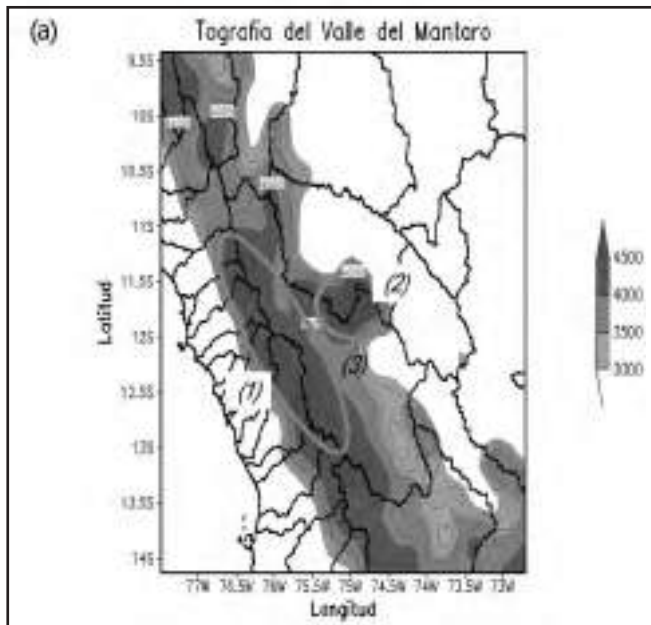


Figura 4. Topografía de la zona de estudio: (a) obtenida de la simulación (a la izquierda); el área sombreada representa la escala de altura; (b) similar pero obtenida del Google Earth (derecha).



Figura 5. Mapa espacial de las estaciones observadas (a) estación de Huayao, la línea blanca representa el ancho aproximado en 17 km (b) estación de Lircay, en forma similar la línea blanca es el ancho aproximado en 0,66 km.

### 4.3. Comparación de las rosas de vientos entre el modelo y observado

En general el modelo está presentando los vientos mucho más intensos que los observados sobre todo para Huayao, encontrándose muy baja correlación entre lo simulado y observado, a excepción de las 13 horas.

Para la estación de Lircay se observa que el modelo representa de manera satisfactoria los vientos de las 19 y 13 horas, mientras que a las 7 horas las direcciones son opuestas.

Estos errores del modelo podrían ser debido a que la topografía que es usada en el modelo no está representando de manera adecuada la realidad (figura 5). En la Tabla 4 se presenta el resumen de la comparación de las simulaciones con lo observado.

### 4.4. Distribución espacial de los vientos simulados

Con los resultados obtenidos anteriormente se escogió a las 13 horas como la mejor representada por el modelo, observándose en la cuenca diferentes direcciones de viento, en ella distinguimos que los vientos superficiales rodean la cordillera central - occidental (zona del Huaytapallana) con dirección noroeste en la zona norte y suroeste en la zona sur convergiendo en la parte central. También se observan los vientos intensos ascendentes que van desde el valle hacia la cordillera central-oriental (figura 7) característicos de mediodía. Con respecto a

las magnitudes se encontró que las mayores intensidades se presentan en la zona noroeste y sudeste en promedio de 6 m/s, en las cordilleras centrales tanto occidental como la oriental con velocidades de hasta 3.6 m/s, en la parte central de la cuenca se observa que los vientos débiles están asociados a la pérdida de energía que se genera al converger las masas de aire de direcciones opuestas (figura 7).

## 5. Conclusiones

### Topografía

El modelo representa de manera adecuada las características principales de la topografía de la cuenca como son las cordilleras centrales occidental y oriental y el valle mismo, sin embargo la resolución espacial (6km) no fue la suficiente para representar relieves más accidentados como la ubicación de la estación de Lircay.

### Vientos observados

Los vientos en Huayao son débiles tanto a las 7 como a las 19 horas, con direcciones muy variables debido a su baja intensidad. A las 13 horas, éste adquiere mayor intensidad (hasta 3,5m/s) y por consiguiente predominancia de dirección sudeste.

En Lircay el esquema es similar, vientos débiles y variables a las 7 y 19 horas, adquiriendo predominancia a las 13 horas en dirección noroeste, con magnitud máxima de hasta 8m/s.

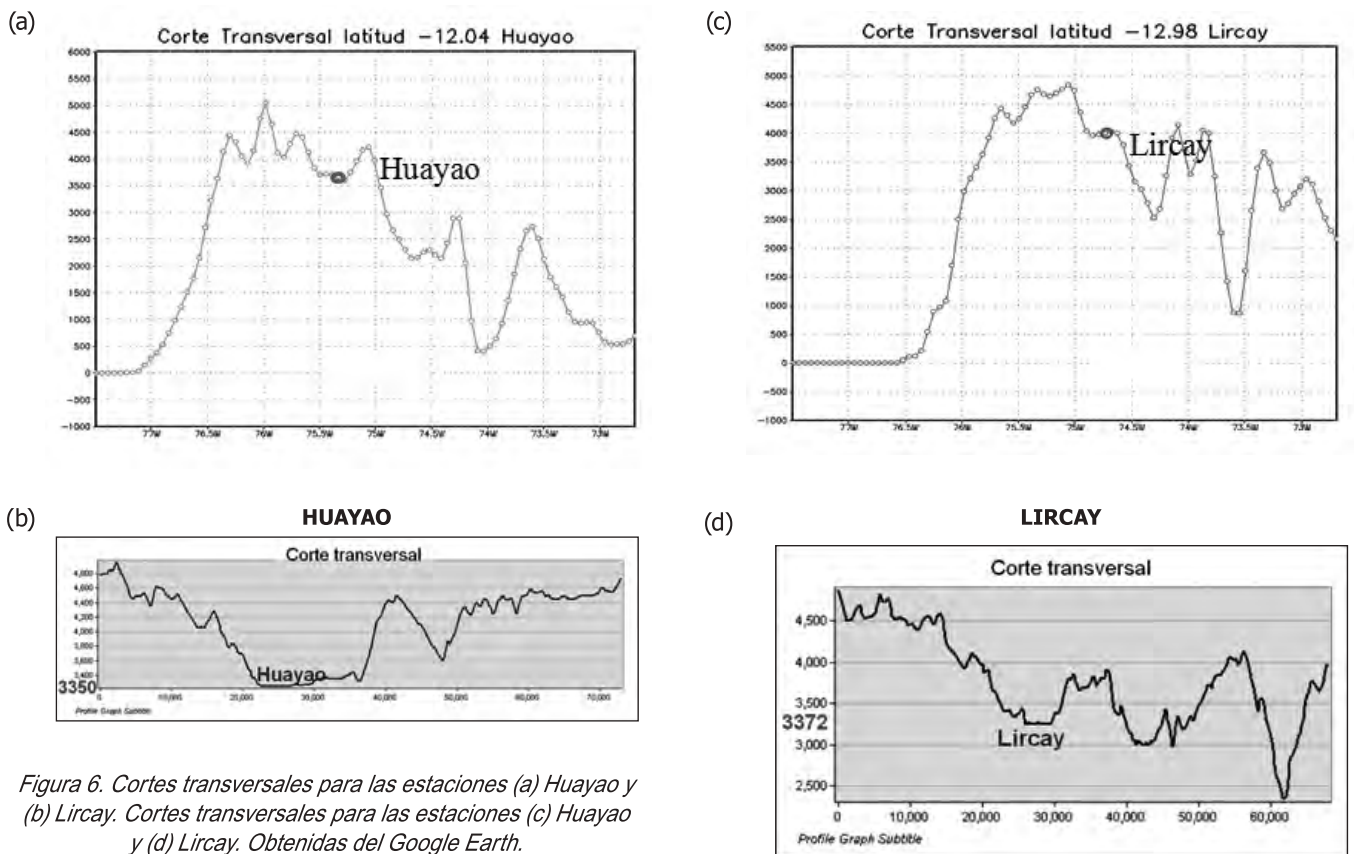


Figura 6. Cortes transversales para las estaciones (a) Huayao y (b) Lircay. Cortes transversales para las estaciones (c) Huayao y (d) Lircay. Obtenidas del Google Earth.

**TABLA 3. Dirección y magnitud del viento simulado y observado en Lircay y Huayao**

Horas		Lircay		Huayao	
		Modelo	Observado	Modelo	Observado
7	Dirección	NW	SE	SE	SW
	Magnitud	3,4	2,53	2	Débil
13	Dirección	NW	N-NW	SE	SE
	Magnitud	5,14	3,65	3,7	1,5
19	Dirección	NW	Variable con direcciones en todos los cuadrantes	SE	Variable con direcciones en todos los cuadrantes
	Magnitud	3,4	2,53	3,9	1,4

Fuente de datos: Instituto Geofísico del Perú.

### Resultados del modelo

El modelo logra representar las características generales del viento a escala de la cuenca, observándose así como los vientos rodean la cordillera occidental (Huaytapallana y anexos) y confluyen en la zona central (valle del Mantaro) produciéndose así disipación de energía, causada por la convergencia de los vientos, generaría la presencia de lluvias en el lugar coincidiendo con las zonas de máximas precipitación (IGP, 2005a).

### 6. Trabajo futuros

Continuando con el estudio se seguirá realizando ensayos hasta encontrar la mejor configuración del modelo para la cuenca del Mantaro.

Posteriormente se analizarán cuáles son los factores que influyen más en el comportamiento de los vientos en la cuenca del Mantaro.

### 7. Agradecimientos

Al grupo de clima del IGP, por el gran apoyo en especial a la Ph. D. Yamina Silva por asesorarme en este trabajo, al Ph. D. Ken Takahashi por su apoyo continuo en el desarrollo del modelo, y a todos los que se involucraron de alguna manera en este estudio.

### 8. Bibliografía

- **Correa M., Zuluaga C., Palacio C., Pérez J. y Jiménez J. (2008).** Acoplamiento de la atmósfera libre con el campo de vientos locales en una región tropical de topografía compleja. Caso de estudio: valle de Aburrá, Antioquia, Colombia.
- **Dudhia, J. (1999).** PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User's Guide: MM5 modeling System Version 2. NCEP tutorial note NCEP/NCAR, USA, 264 pp.

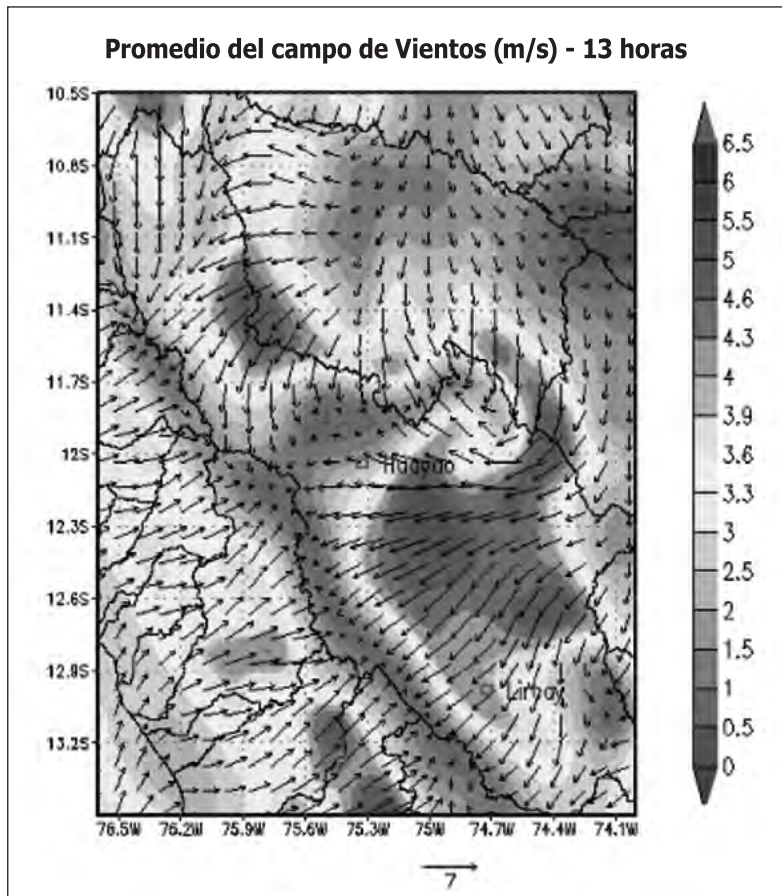
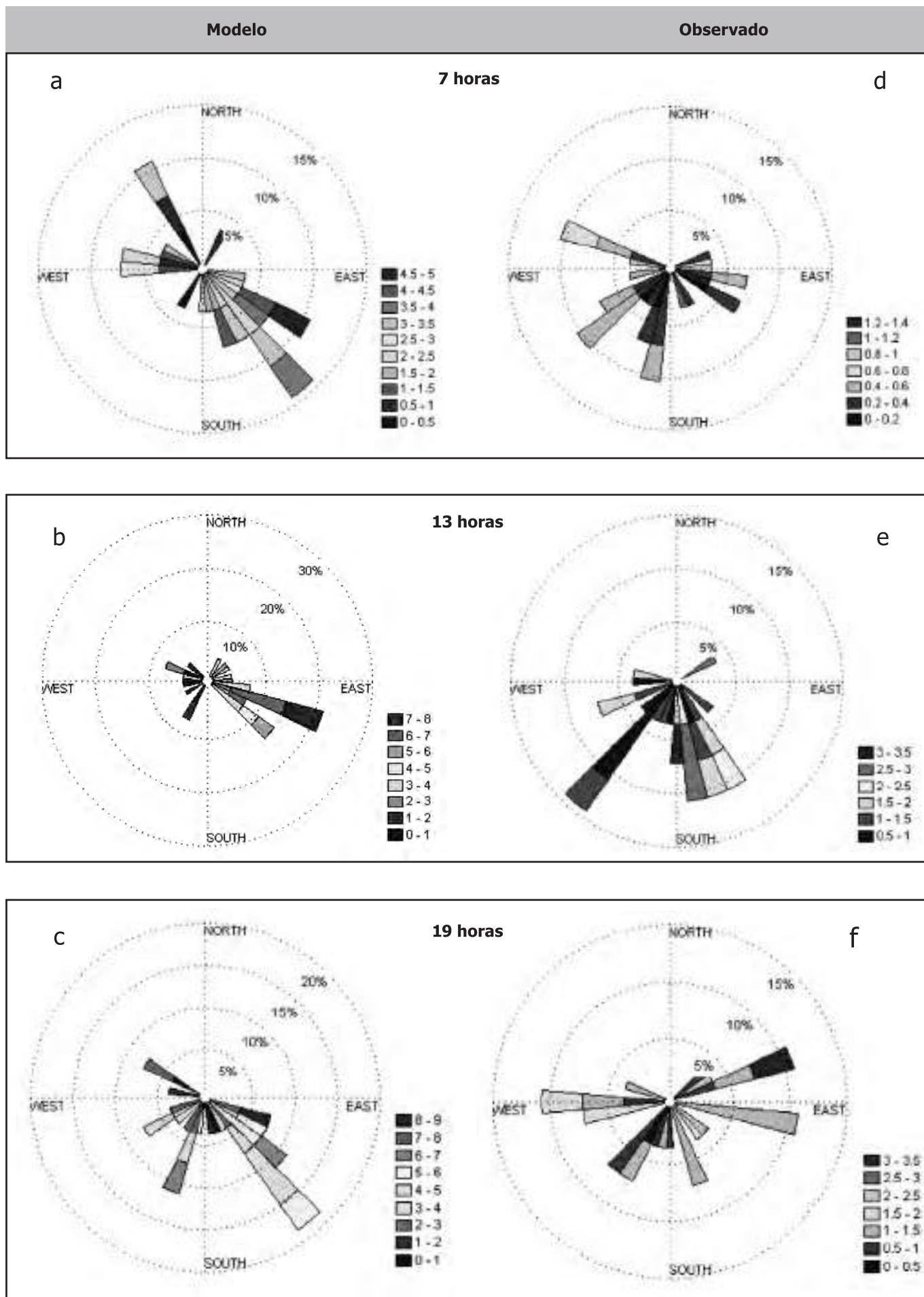


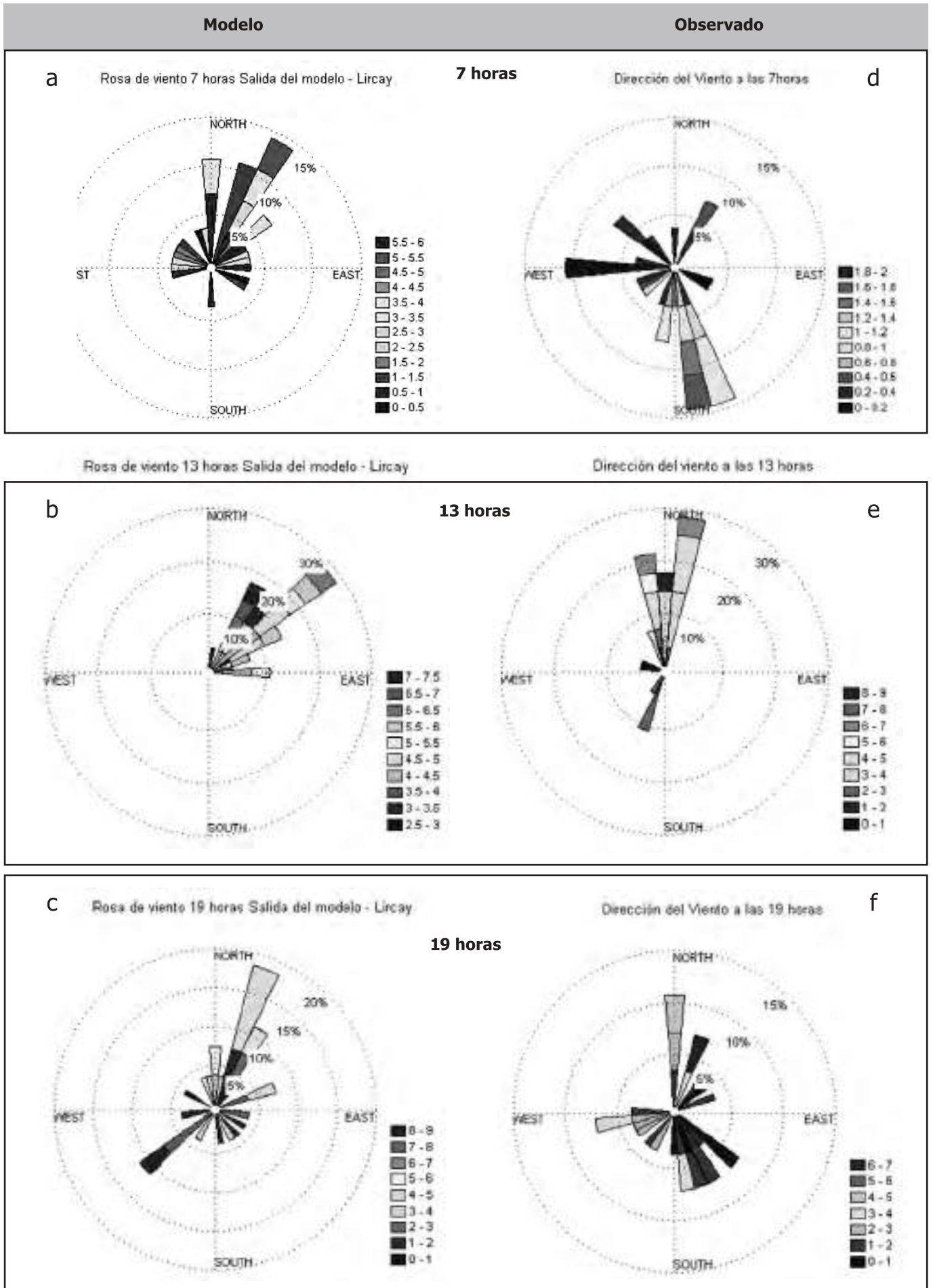
Figura 7. Vector de vientos y magnitud del viento (sombreado) a 10 metros de altura en la cuenca del Mantaro.

- **Figueroa, S.N., Lagos P., Fernandez J.P. y Takahashi K. (1998)** Aplicación Operacional del Modelo MM5 para el Pronóstico del Tiempo y la Modernización de la Meteorología en el Perú. Presented at el "VIII Congreso Latino-americano e Ibérico de Meteorología y X Congreso Brasileiro de Meteorología".
- **Haltiner, G.J. y Williams, R.T. (1980).** Numerical prediction and dynamic meteorology. Wiley, New York, USA, 477 pp.
- **Instituto Geofísico del Perú (2005a).** Atlas Climático de precipitación y temperatura del aire en la cuenca del río Mantaro, Volumen I. Fondo Editorial del CONAM.
- **Instituto Geofísico del Perú (2005b).** Diagnóstico biofísico y socio-económico de la cuenca del río Mantaro en el contexto del cambio climático, Volumen II. Fondo Editorial CONAM.
- **Sakai R., Fitzjarrald D., Czikowsky M. y Freedman J. (2003).** Mechanisms of wind channeling in the Hudson valley, NY.
- **Whiteman, C.D. y Doran J.C., (1993).** The relationship between overlying synoptic-scale flows and winds within a Valley. J. App. Meteo., 32, 1669-1682.
- **Zitácuaro C. A. y Caetano N. E. (2004).** Simulación numérica de la circulación atmosférica local en el valle de México.

**ANEXO 1. Rosa de vientos obtenido del modelo MM5 (a,b y c) y observado (d, e y f) para las 07, 13 y 19 horas para la estación de Huayao**



**ANEXO 2. Rosa de vientos obtenido del modelo MM5 (a, b y c) y observado (d, e y f) para las 07, 13 y 19 horas para la estación de Lircay.**



# Identificación de los eventos de veranillos en el valle del Mantaro

## Identification of dry spell events in the Mantaro valley

**Juan Carlos Sulca Jota**  
Universidad Nacional Mayor de San Marcos  
sulcaf5@gmail.com

**Investigación dirigida por: Dra. Yamina Silva Vidal**  
**Investigación en Prevención de Desastres Naturales**

### Resumen

En el presente trabajo se presenta la comparación de dos métodos para la identificación de veranillos: el método de deciles y el índice de anomalías estandarizada. Se analizan los datos de lluvias diarias y en pentadas (acumulados de 5 días consecutivos) para el valle del Mantaro para los meses de enero-marzo durante el período 1970-2009. Se calcula la climatología de las lluvias para las estaciones de Huayao, Jauja, Ingenio, Viques (período: 1971-2009) y Santa Ana (período 1992-2009). Se define un veranillo sobre la base del método de deciles, cuando el 80% de las estaciones meteorológicas registren lluvias diarias inferiores a 0,3 mm/día por un período de 7 a 15 días consecutivos. Con el método de índices de anomalías estandarizadas se identifica un veranillo cuando 2 ó más pentadas consecutivas tienen valores iguales o inferiores a -1. Según la definición dada con el método de deciles, se encuentra que la ocurrencia de veranillos es frecuente en el valle del Mantaro, en general se registran dos eventos por año. El 90% de los veranillos ocurridos son aquellos con déficit de lluvias durante 10 días consecutivos, habiendo también aquellos eventos más intensos en los cuales la ausencia de lluvias fue por más de 15 días, como se dio en el año 1993.

**Palabras clave:** Veranillo, sequías, valle del Mantaro.

### Abstract

This work presents the comparison of two methods for the dry spell identification: method of deciles and the standardized anomalies index. The daily and pentad (accumulated for 5 consecutive days) precipitation data for the Mantaro valley were analyzed for the January-March season for the 1970-2009 period. The rainfall climatology for Huayao, Jauja, Ingenio, Viques (period: 1971-2009) and Santa Ana (period 1992-2009) were calculated. The dry spell event is defined using the deciles method when the 80% of the meteorological stations have less than 0,3 mm of daily precipitation during 7 to 15 consecutive days. With the standardized anomalies index, the dry spell event is identified when it has value of -1 or less for two or more consecutive pentad. Using the deciles methods we found that dry spell events is very common in the Mantaro Valley, taking place at least two times per year. The 90% of the occurred dry spell events are those with lack of rain for 10 consecutive days, having also most intense events in which the lack of rain was more than 15 days, as it was in 1993.

**Keywords:** Dry spell, drought, Mantaro valley.

### 1. Introducción

El valle del Mantaro está localizado en los Andes Centrales peruanos, el 75% de la agricultura del valle se realiza bajo el sistema de secano, es decir depende principalmente de las lluvias que precipita en la temporada de lluvias. En el valle del Mantaro, la ocurrencia de veranillos es frecuente, presentándose al menos un evento por año. Este fenómeno es muy perjudicial para la actividad agrícola debido a que está muy relacionado con la cantidad de agua que requieren las plantas en sus diversas fases fenológicas. También afecta a la ganadería ya que aumenta el brote de plagas y enfermedades en los campos de pastoreo.

En el presente trabajo se realiza la identificación de eventos de veranillos en el valle del Mantaro para el periodo 1992 - 2009, considerando que este fenómeno se manifiesta con la deficiencia de lluvias en un periodo de 7 a 15 días consecutivos durante el pico de la estación de lluvias en el valle del Mantaro (enero, febrero y marzo).

### 2. Marco teórico

#### Sequía

Consiste en una precipitación anormalmente baja con res-

pecto al valor medio en una zona. No es fácil establecer una definición general y objetiva de sequía ya que existen criterios diferentes según la finalidad y la índole del estudio a realizar (*Elías and Castellví, 2001*).

*Wilhite y Glantz (1985)* citados por Valiente (2001) detectaron más de 150 definiciones de sequía sobre la base de la definición operacional (conocimiento detallado de los datos climáticos, ya sea en forma horaria, diario, mensual, estacional, anual, decenal, etc.), categorizándolas en 4 grupos dependiendo de la disciplina científica que es analizada: sequía meteorológica, sequía hidrológica, agrícola y efectivas (este último en relación de cuantificación socioeconómica).

#### Sequía meteorológica

*Palmer (1965)* define la sequía meteorológica como un periodo o intervalo de tiempo, generalmente del orden de meses o años, durante el cual la humedad en una zona está por debajo de su valor climatológico.

#### Veranillo

Un veranillo se conceptualiza como un intervalo de pocos días, en el cual la cantidad de lluvias es muy ínfima o cero

con respecto a su valor medio durante el periodo de lluvias. Si este fenómeno es persistente en el tiempo y de duración prolongada, podría ser la antesala de un evento mucho más extremo denominado sequía.

Según Magaña (1999), se conoce como "Midsummer Drought (MSD)", "canícula" o "veranillo", a la disminución relativa de la actividad convectiva y de precipitación. El nombre depende de la región o zona de estudio.

Para el valle del Mantaro, se definirá el veranillo cuando el 80% de las estaciones meteorológicas registren lluvias diarias menores a 0,3 mm durante un periodo de 7 a 15 días consecutivos; y su intensidad se clasificará en tres tipos de acuerdo a su duración (Tabla 1).

**TABLA 1. Propuesta de clasificación de la intensidad de los veranillos**

Duración	Evento asociado
7 a 10 días	Veranillo moderado
10 a 15 días	Veranillo intenso
15 ó más	Sequía meteorológica

**Métodos de identificación de veranillos**

Se utilizarán 2 métodos diferentes para la identificación de los veranillos: el índice de anomalías estandarizadas y los deciles:

**a. Índice de Anomalía Estandarizada (IAE)**

Este índice se calcula restando la lluvia de una pentada i-ésima con el valor medio de dicha pentada i-ésima y dividiendo el resultado entre la desviación estándar de dicha i-ésima pentada (Ogallo, 1984 and Lapinel et al., 1998 citados por Medina and Izaguirre et al. 2005). Los valores cercanos a cero nos indican que las lluvias están cerca de su valor medio; en el caso de valores negativos, nos indican valores menores a su media o deficiencia de lluvias; y para los valores positivos, nos indican valores por encima de su valor medio o un superávit de lluvias.

Para el cálculo del valor del IAE de la pentada i-ésima, se utilizará la siguiente ecuación:

$$IAE = (P_i - P_m) / \delta_i \dots \dots \dots (1)$$

Donde:

- P<sub>i</sub>**: valor de lluvias de la pentada i-ésima (mm/5 días)
- P<sub>m</sub>**: valor medio de la pentada i-ésima (mm/5 días)
- δ<sub>i</sub>**: Desviación estándar de la pentada i-ésima

En la Tabla 2 se presenta la clasificación de los eventos de acuerdo al rango de valores del IAE.

**TABLA 2. Valores del Índice de Anomalía Estandarizada (Adaptado del McKee et al 1993)**

Valores del IAE	Evento asociado
+2	Extremadamente lluvioso
1,5 a 1,99	Muy lluvioso
1,0 a 1,49	Moderadamente lluvioso
-0,99 a 0,99	Cerca de lo normal
-1,0 a -1,49	Moderadamente seco
-1,5 a -1,99	Severamente seco
-2,0 y menos	Extremadamente seco

Usando este método definiremos un veranillo cuando 2 ó más pentadas consecutivas tienen valores de IAE ≤ -1.



Figura 1. Ubicación del valle del Mantaro. Elaboración del mapa R. Zubieta (IGP).

**b. Deciles**

Es un método que consiste en dividir en 10 intervalos iguales de 10% de la serie de datos total de lluvias, tal que inicialmente la serie de datos estén ordenados en forma creciente (Gibbs and Maher, 1967). Con este método se identificará un veranillo si el 80% de las estaciones meteorológicas registran de 7 a 15 días consecutivos con lluvias menores al decil 3 (0,3 mm/día).

**3. Zona de Estudio**

El valle del Mantaro (Figura 1) se encuentra ubicada en la parte central del Perú en la región Junín, entre las Cordilleras occidental y central de los Andes peruanos. El valle de Mantaro tiene una dimensión de 53 km de largo, la parte más angosta tiene 4 km y 21 km la parte más ancha. La altura sobre el nivel del mar es de 3.330 metros en promedio para el valle.

**4. Datos**

El presente trabajo se basa en el tratamiento de datos de lluvias acumuladas diarias de cinco estaciones meteorológicas ubicadas en el valle del Mantaro para los años que se indican en la Tabla 3. Se ha completado la serie de datos de lluvias diarias en las estaciones de Jauja (2005 y 2006), Ingenio (2005, 2006, 2007, 2008 y 2009) y Viques (2005, 2006, 2007, 2008 y 2009) con los datos proporcionados en la página web: <http://www.senamhi.gob.pe/>. Donde los casilleros blancos en los datos de lluvias significan valores nulos o cero (1). No se cuentan con datos para los años 2003 y 2004 en las estaciones de Jauja, Ingenio y Viques.

**TABLA 3. Ubicación de las estaciones meteorológicas en el valle del Mantaro**

Estación	Longitud(°)	Latitud(°)	Altura(msnm)	Datos(años)
Huayao	75,32	12,04	3 308	1971-2009
Jauja	75,47	11,78	3 322	1971-2009
Ingenio	75,26	11,88	3 450	1971-2009
Viques	75,23	12,16	3 186	1971-2009
Santa Ana	75,22	12,0	3 295	1992-2009

Fuente: IGP (Huayao)-SENAMHI (otras estaciones)

**5. Metodología**

Se calculó la climatología de lluvias para los meses de enero, febrero y marzo en el valle, como un promedio aritmético de las lluvias de las 5 estaciones (Huayao, Jauja, Ingenio y Viques) para el periodo 1971-2000. Para la estación de Santa

(1) Ing. Luis Vara de la oficina de Estadística del Senamhi, comunicación personal.

(2) Todd Mitchell del Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (JISAO), comunicación personal.

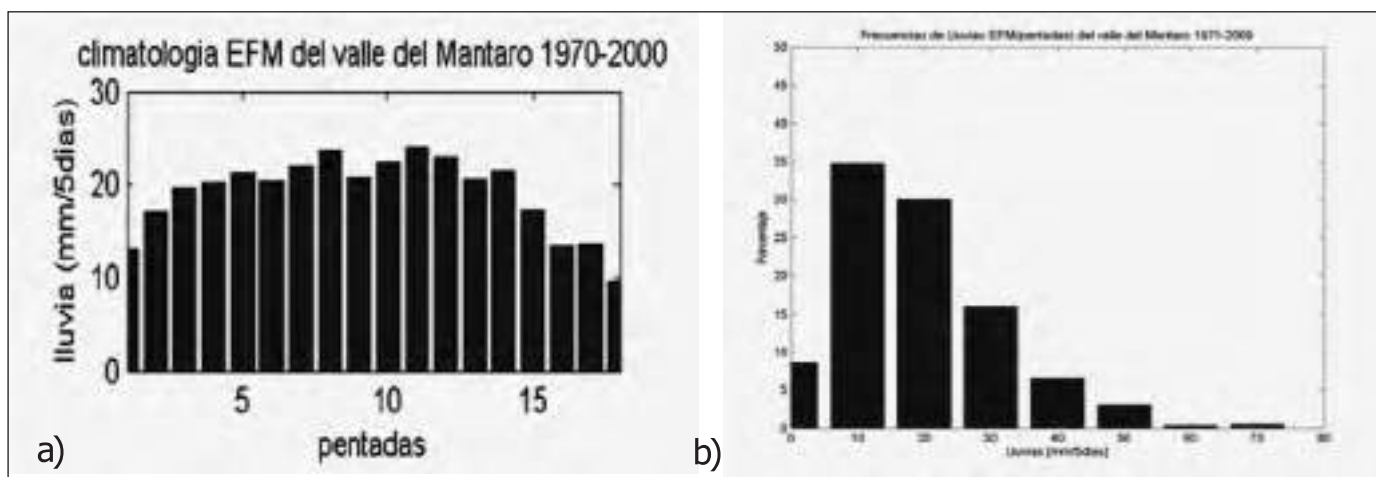


Figura 2. Climatología de lluvias para el valle del Mantaro, periodo 1971-2000 (a) y la distribución de frecuencia de lluvias (pentadas) en el valle para el periodo 1971-2000 (b).

Ana desde 1992 a 2009. Para ello se calcularon las pentadas (acumulados de 5 días consecutivos) a partir del 1° de enero al 31 de marzo (18 pentadas en total). Se considera a la 12va pentada con acumulados de 6 días para un año bisiesto debido a la presencia del día 29 de febrero<sup>(2)</sup>.

Se calculó el índice de anomalías estandarizadas de las lluvias (IAE) para el periodo 1992-2009, utilizando la climatología de lluvias (1971-2000); basándose en los valores del IAE (ecuación 1) se identificaron los veranillos que se muestran en la tabla 4.

Se calcularon los percentiles a la serie de datos de lluvias diarias para las 5 estaciones meteorológicas del valle para los meses de enero, febrero y marzo del periodo 1992 al 2009 (tabla 3). Sobre la base de los percentiles se elaboró la tabla 4 que muestra los veranillos identificados.

## 6. Resultados

### Climatología de lluvias del valle del Mantaro

En la Figura 2.a se observa que la precipitación mínima en el valle del Mantaro, en pentadas y esta se presenta en la pentada 18, hacia finales del mes de marzo. La precipitación media es alrededor de 20 mm/5días. Se observa que las lluvias aumentan desde la primera pentada (enero) hasta la séptima pentada (febrero) 30 mm/5días, y a partir de la treceava pentada (marzo) las lluvias empiezan a descender.

Las lluvias más frecuentes en el valle son menores a 20 mm/5días, mientras que las lluvias menos frecuentes son las mayores a 40 mm/5días (Figura 2b).

### Veranillos identificados según el IAE

En la Tabla 4 se observa que en promedio, la frecuencia de los veranillos en el valle del Mantaro es de 0,5 casos por año (9 eventos en 18 años). El promedio de duración de un veranillo con esta metodología es 11 días. Se observa que 40% de los veranillos identificados se caracterizan por pertenecer al grupo de dos veranillos por año (2003 y 2007) y el 60% restante, al grupo de un veranillo por año (1992, 1993, 2005, 2006). Finalmente observamos que este método registra el veranillo más intenso con 3 pentadas consecutivas en el año 2002.

### Deciles de lluvias

La Tabla 5 muestra los valores de los deciles para las 5 estaciones, puede verse que los valores son muy similares para las diferentes estaciones. Se observa que alrededor del 30% de lluvias diarias tienen valores menores a 0,3 mm/día (decil 3), el valor promedio de las lluvias en el valle es alrededor de 1,5 mm/día; Asimismo, y las lluvias más intensas se dan cuando sus valores son mayores a 6mm/día (decil 8).

TABLA 4. Eventos de veranillos en el valle mediante el uso del IAE

Caso	Fecha de inicio del evento	# de pentadas	Duración (días)
1	22/03/1992	17-18	10
2	15/02/1993	10-11	10
3	01/01/2002	1-2-3	15
4	01/01/2003	1-2	10
5	05/02/2003	10-11	10
6	16/01/2005	4-5	10
7	15/02/2006	10-11	10
8	26/01/2007	6-7	10
9	15/02/2007	10-11	10

TABLA 5. Decile de las lluvias diarias de las 5 estaciones ubicadas en el valle para los meses de enero, febrero y marzo, del periodo 1992-2009

Decil	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Huayao	0	0	0,3	0,8	1,4	2,5	3,8	6,1	10,41	39,4
Jauja	0	0	0,3	1	1,75	2,8	4,2	6,27	9,21	34,6
Ingenio	0	0	0	0,6	1,5	2,3	3,6	5,41	8,4	36,3
Viques	0	0	0	0	0	2,3	4,5	7,81	13,03	46,8
Santa Ana	0	0	0	0,7	1,6	2,6	4,2	6,4	9,62	35,5

### Veranillos identificados según los deciles

Según el método de deciles, se han identificado 14 eventos de veranillos (Tabla 6). En promedio se observa que la frecuencia de los veranillos en los meses de enero, febrero y marzo es de 0,78 casos por año (14 eventos en 18 años). El promedio de duración de un veranillo es de 10 días. Asimismo, con este método se distingue un mismo porcentaje en la cantidad de veranillos moderados e intensos. Además, el 85% de los veranillos identificados, se caracterizan por pertenecer al grupo de dos veranillos por año (1992, 1993, 1998, 2002, 2005 y 2007) y el 15% restante al grupo de un veranillo por año (1997, 2006 y 2008). Finalmente observamos que se registró un evento de sequía meteorológica con 18 días consecutivos en el año 1993.

## 7. Discusión

Las Tablas 4 y la Tabla 6 nos muestran los resultados de los veranillos identificados usando dos metodologías: índice de anomalías estandarizadas y deciles respectivamente, comparando ambos resultados observamos:

El método de deciles identifica una mayor cantidad de ve-

**TABLA 6. Identificación de veranillos en el valle del Mantaro (enero, febrero y marzo) en el período 1992-2009**

Caso	Fecha de inicio del evento	Duración(días)	Clasificación
1	15/01/1992	7	Moderado
2	21/03/1992	11	Intenso
3	03/01/1993	10	Intenso
4	10/02/1993	18	Sequía
5	18/03/1997	11	meteorológica Intenso
6	12/02/1998	9	Moderado
7	22/03/1998	7	Moderado
8	01/01/2002	10	Intenso
9	21/03/2002	9	Moderado
10	16/01/2005	11	Intenso
11	25/02/2005	11	Intenso
12	16/02/2006	8	Moderado
13	26/01/2007	10	Moderado
14	16/02/2007	8	Moderado
15	16/03/2008	12	Intenso

ranillos con respecto al el índice de anomalías estandarizadas (50% más), esto debido a que el método de deciles identifica los veranillos con el uso de datos diarios en los años 1992, 1998, 2002, 2006 y 2007. Así también, el método de deciles identifica veranillos en los años 1997, 1998 y 2009 mientras que el método del IAE no identifica veranillos. Las fechas de inicios y duración de veranillos identificados por ambos métodos no necesariamente coinciden.

En el año 1992, el método de los deciles identifica dos veranillos mientras que el método del IAE sólo identifica uno. Para el veranillo que ambos métodos identifican tiene una fecha de inicio (22/03/1992) y duración de 10 días. Con respecto al segundo veranillo identificado por el método de deciles (15 a 21 de enero) y no identificado por el método del IAE, esto debió a que la pentada 3 (11 a 15 de enero) tiene valor de IAE igual a  $-0,8$ .

En el año 1993, el método de deciles identifica un evento de sequía meteorológica que se inicia el 10 de febrero con una duración de 18 días, mientras que el método del IAE para estas fechas identifica un veranillo en la pentada 10 y pentada 11 (15/02/1993 a 24/02/1993). La diferencia radica que en estas fechas se reportaron lluvias intensas y éstas predominan en el cálculo del IAE en la pentada 9 y pentada 12 dando valores de 0,1 y 0,7 respectivamente. Con respecto al veranillo identificado por el método de deciles (03 al 10 de enero) y no identificado por el método del IAE, debido a que las pentadas 1, 2 y 3 (contienen las fechas: 03 al 12 de enero) tienen valores de IAE igual a  $-0,8$ ;  $-1$  y  $0,1$  respectivamente, donde la pentada 3 tiene un valor positivo debido a que las lluvias en los días 13, 14 y 15 de enero fueron intensas por lo que estas últimas predominaron al momento de calcular el valor del IAE.

El año 2002 es análogo al año 1992 en la cantidad de veranillos identificados, para el veranillo identificado en común se observa una coincidencia en la fecha de inicio (01/01/2002), pero no se observa el mismo tiempo de duración (ver Tabla 4 y Tabla 6), el método de deciles identifica un veranillo de 10 días mientras que el método del IAE identifica un veranillo de 15 días (tres pentadas consecutivas), se debió a que los primeros 10 días de enero no se registran lluvias por lo que el método de deciles no considera para la identificación de veranillo mientras el método del IAE si lo identifica ya que los valores del IAE para estas pentadas son menores a  $-1$ . El segundo veranillo identificado por el método de deciles tiene una duración de 10 días mientras que el método del IAE no identifica dicho veranillo en

esas fechas (21/03/2002) debido a que las pentadas registran valores de IAE mayores a  $-1$ .

De igual forma, el año 2005 es análogo al año 1992, pero en este caso, existe una coincidencia en las fechas de inicio de veranillo (16/01/2005) y duración (10 días). Sin embargo, el segundo veranillo identificado por el método de deciles es de 10 días de duración (25 de febrero al 6 de marzo) mientras que el método del IAE no identifica dicho evento debido a que la pentada 12 (25 de febrero a 1 de marzo) tiene valor igual a  $-0,8$  y la pentada 13 (2 a 6 de marzo) tiene un valor próximo a  $-1$ .

En el año 2007 existe una coincidencia en los métodos con la identificación de 2 veranillos tanto en la fecha de inicio y el tiempo de duración (Tabla 5 y Tabla 6).

En el año 2008, el método de deciles identifica un veranillo con duración de 12 días y se inicia el 16/03/08, pero el método del IAE no identifica como veranillo debido a que estas fechas corresponden a las pentadas 15, 16 y 17. Sin embargo, en este caso la pentada 15, 16 y 17 (12 al 26 de marzo) tienen valores de IAE mayores a  $-1$  en varios de ellos.

## 8. Conclusiones preliminares

Existe una buena aproximación en la identificación de veranillos utilizando el método de los deciles y el índice de anomalías estandarizadas, la diferencia encontrada radica principalmente en que el método de deciles usa los datos diarios y con ello, se observa claramente el comportamiento del déficit de lluvias. Sin embargo, en el caso del IAE, al usar las pentadas, está supeditado a los valores de la climatología de las pentada *i*-ésima y en el mismo valor de la pentada *i*-ésima, debido a que se puede dar un día o más de lluvias intensas y estos valores pueden predominar en el valor de la pentada *i*-ésima y al realizar el IAE este muestre valores cercanos o mayores a cero.

En el valle del Mantaro, la presencia de veranillos es frecuente, pues se presentan mayormente dos eventos por año. Siendo el tiempo de duración de los veranillos de 10 días consecutivos con lluvias menores a 0,3 mm/día.

## Bibliografía

- **Elías, C. F. and Castellví, S. F. (2001).** Agrometeorología. Ed. Mundi-Prensa. Madrid. Pag. 151-152.
- **Gibbs, W. J. and Maher, J. V. (1967).** Rainfall deciles as drought indicators. Bur. Met., Australia, Vol. 48, 84 pp.
- **Lapinel, B., Varela, N. y Cutié, V. (1998).** Sequía, aridez y desertificación. Términos de referencia. Nueva versión del Sistema Nacional de Vigilancia de la Sequía. Informe Científico Técnico Oficina Territorial de Camagüey.
- **Magaña, V. (1999).** The Midsummer Drought over México and Central America. Journal of Climate, vol. 12: 1577-1588.
- **McKee, T. B., N. J. Doesken, and J. Kleist (1993).** Drought monitoring with multiple time scales. Preprints, 9th Conference on Applied Climatology, 15-20 January, Dallas, TX, pp. 233-236.
- **Medina, A. X. y Izaguirre A. I. (2005).** Análisis y evaluación de sequía meteorológica en la cuenca del río Cauto. Mapping, Vol. 101, Pag. 20-24.
- **Ogallo J. (1984).** Climate variations, drought and desertification.
- **Palmer W. (1965).** Meteorological drought. U.S. Department of Commerce Weather Bureau, Washington D.C, Research Paper Vol. 45, pp 58.
- **Valiente, O. (2001).** Sequía: definiciones, topologías y métodos de cuantificación, investigaciones geográficas, Vol. 26, pp.58-80.
- **Wilhite, D.A. and M.H. Glantz (1985).** Understanding the drought phenomenon: The role of definitions. Water Int. 10: 111-120.

# Simulación de la dinámica del viento superficial frente a la costa de Ica utilizando el modelo numérico de la atmósfera de mesoescala MM5

## Simulation of surface wind dynamics off the coast of Ica with MM5 atmospheric mesoscale numerical model

**Julio Jesús Quijano Vargas**  
Universidad Nacional Mayor de San Marcos  
Facultad de Ciencias Físicas - E.A.P. Ing. Mecánica de Fluidos  
juliojesus85@hotmail.com

Investigación dirigida por: Ph. D. Ken Takahashi Guevara  
Investigación en Prevención de Desastres Naturales

### Resumen

Se realizó la simulación numérica del viento costero en Perú, principalmente frente al departamento de Ica, con el objetivo de conocer los procesos físico e responsables que intensifican el viento en esta región, así como posibles cambios en su magnitud asociado al cambio climático, además de su influencia en el afloramiento costero y en el posible potencial eólico en la zona, estudio que podrá ser empleado en proyectos de aprovechamiento pesquero y/o energético.

Se utilizó el modelo atmosférico regional MM5. En este estudio se trabajó tres dominios anidados de 45km, 15km, 5km de resolución, teniendo la costa de Ica en el dominio de mayor resolución (5km). Para analizar la dinámica de los vientos simulados, se creó un programa para calcular los términos de la ecuación de Momento del viento por separado, utilizando el mismo esquema numérico que emplea el modelo. Finalmente, se realizaron experimentos con el MM5 en los que se modificaron las condiciones de frontera del modelo (Temperatura superficial del Mar "TSM") y las características del suelo costero (albedo) perturbando así el gradiente térmico tierra-mar.

Los datos topográficos fueron obtenidos de la base de datos del modelo, y los datos atmosféricos de la climatología de Reanalysis NCEP/NCAR (1948-2009), y de Reynolds para la TSM; en cuanto a la validación se obtuvo los datos de la campaña VOCALS-REx realizada en Octubre 2008 el cual consistió en el lanzamiento de 136 radiosondas a la atmósfera a lo largo de la costa de ICA a bordo del buque de investigación José Olaya de Imarpe, también se obtuvieron los datos satelitales QuikScat para validar el viento costero en el Perú.

Los resultados demuestran que el modelo posee una buena aproximación para representar los vientos costeros superficiales (Por debajo del nivel de inversión térmica), así mismo el programa encargado de representar las fuerzas del viento calcula que la fuerza de coriolis muy cerca a la costa no es importante en la intensificación del viento y que es principalmente la fuerza de gradiente de presión quien contribuye en gran parte a la intensificación siendo equilibrado por la advección quien es de similar magnitud, la fricción mantiene una mínima magnitud con respecto a los demás. En cuanto a los escenarios climáticos se obtiene una intensificación del orden de 0.3 m/s por 1° de incremento en la TSM.

**Palabras clave:** Jet costero, afloramiento, modelo atmosférico.

### Abstract

We performed numerical simulations of the coastal winds in Peru, primarily in the department of Ica, in order to understand the physical processes responsible for intensifying the wind in this region, as well as possible changes in the magnitude associated with climate change. In addition to its influence on coastal upwelling and the possible wind potential in the area, the results of the study may be employed for fisheries harvesting projects and/or energy.

We used the regional atmospheric model MM5 with three nested domains of 45km, 15km, 5km resolution, with the domain of highest resolution (5km) for the coast of Ica. To analyze the dynamics of the simulated winds, we created a program to calculate the terms of the wind momentum equation separately, using the same numerical scheme used by the model. Finally, experiments were conducted with the MM5 in which the model boundary conditions (sea surface temperature "SST") and the characteristics of coastal land use (albedo) were modified (the latter to disturb the land-sea thermal gradient).

The topographic data were obtained from the model database, and atmospheric data from NCEP / NCAR Reanalysis (1948-2009), and Reynolds for the TSM. For validation, data was obtained in the VOCALS-REx campaign held in October 2008, which included 136 radiosondes launches along the coast of Ica on board the research vessel IMARPE José Olaya. QuikScat satellite data were also collected to validate the coastal wind off Peru.

The results show that the model has a good representation of the coastal surface winds (below the inversion level). Also the Coriolis force near the coast does not appear important in strengthening the wind and it is mainly the alongshore pressure gradient force who contributes largely to the intensification being balanced by the advection, which is of similar magnitude. Friction has a minimum magnitude with respect to others. As for the climate scenarios, the results suggest an intensification of the order of 0.3 m / s per 1° increase in SST.

**Keywords:** Coastal jet, upwelling, atmospheric model.

## 1. Planteamiento del problema

### 1.1. Identificación del Problema

En términos climatológicos, la componente del viento a lo largo de la costa del Perú, es del Sureste y oscila ligeramente hacia el Sur; mientras que la velocidad, en promedio oscila entre 07 y 12 nudos; sin embargo, en algunas zonas, independiente del tiempo la velocidad se intensifica con valores que superan los 20 nudos, y cuando se presentan sobre zonas desérticas con frecuencia ocasionan tempestad de polvo, además de ocasionar malestar en la población, actividades portuarias, comercio, pesca, deportivas y de recreo.

La zona costera de Ica, es una zona que presenta estas características, por lo tanto es de nuestro interés estudiar su fenomenología espacial y temporal, los procesos físicos, dinámicos y su impacto en el ámbito marítimo-costero, identificando su génesis y cuantificando la influencia total y parcial de la intensificación del viento, "chorro" o "jet costero" que se presenta como resultado de la evolución de los sistemas atmosféricos, que interactúan con el campo térmico de la superficie marina y características térmicas, fisiográfica y topográficas de la zona costera continental.

Interacciones como el afloramiento marino costero, el cual está directamente influenciado por surgencia de aguas subsuperficial fría y rica en nutrientes, indicador a tomar en cuenta en las actividades económicas como la Pesquería, por otro lado el potencial eólico que se podría encontrar producto de esta intensificación, el cual sería posible mediante la identificación de zonas adecuadas para su aprovechamiento, es interesante basándose en esta investigación, siendo este un país vulnerable al cambio climático nos conviene promover y proponer estudios básicos para este fin y posteriormente adaptarnos a otro tipo de energía renovable tal vez distinta a la hidroeléctrica, en una posible disminución del caudal de los principales ríos del Perú a causa de la inminente y progresiva desglaciación.

### 1.2. Justificación e importancia

Con fines operacionales que utilizan algunas instituciones para los pronósticos en el corto tiempo y con fines de diseño para diversas obras de infraestructura costera, el conocimiento de las causas y efecto de la intensificación espacio-temporal del viento costero es de gran ayuda en la descripción y respuesta al planteamiento de varias interrogantes como:

¿Cuál es la distribución espacial de los vientos cerca a la costa de Perú, cuales son los procesos físicos responsables que producen la intensificación y la retroalimentación con el afloramiento costero en Ica?

Para responder esta interrogante, se divide el problema en:

¿La intensidad de los vientos costeros es uniforme espacialmente cerca de la costa?

¿La fuerza de Coriolis es considerable a esta escala?

¿Existe un balance entre las demás fuerzas del viento?

¿Es el ciclo diurno de brisa de mar, de importancia para el estudio?

¿Es el viento costero quien influye en el afloramiento, viceversa, o ambos?

¿Que relación existe entre la intensidad de vientos costeros y variabilidad climática?

Estas respuestas y descripción en detalle de la variabilidad del viento superficial, servirán como un estudio base para posibles aplicaciones, tales como tales como índice de afloramiento y su influencia con la industria pesquera, aprovechamiento energético de los vientos costeros, estudio de dispersión de contaminantes atmosféricos y oceánicos, entre otras, en los que el presente estudio se presenta como un



Figura 1. Región de Ica, Perú. Fuente: Google Earth.

punto de partida. Es importante recalcar la importancia de la implementación del modelo regional MM5 a esta zona de Sudamérica, y la creación de programas que partan del modelo, siendo así posible adaptarlo a otras regiones del Perú.

## 2. Marco de referencia

### 2.1.- Descripción del area de estudio

La ciudad de Ica está situada sobre la costa sur de Lima. Es un oasis en medio de las pampas desérticas del Perú. Con una población de casi 700.000 habitantes y una extensión de 21.305 km<sup>2</sup>, Ica es uno de los departamentos con mayor proporción de territorio por debajo de los 500 metros de altitud y a 306 Km de la ciudad de Lima. Ubicado en Latitudes: 13°S a 17°S, Longitudes: 78°W a 74°W

Sus límites son:

-Sur: con Arequipa

-Norte: con la ciudad de Lima,

-Oeste: con Huancavelica y Ayacucho

-Oeste: con el Océano Pacífico

La costa de Ica posee una geografía muy particular pues la superficie esta formada principalmente por extensas pampas o tablazos de relieve plano o ligeramente ondulado, cortados por un conjunto de pequeños valles agrícolas. Principalmente entre la Península de Paracas y el valle de Ica, en donde desemboca el río Ica (en el Sur) hacia el mar, es donde se registra la mayor intensidad de vientos en comparación con las demás regiones costeras.

#### 2.1.1 Geomorfología

Con una extensión de 21.305 Km<sup>2</sup>, es uno de los departamentos con mayor proporción de territorio por debajo de los 500 metros de altitud. En el espacio iqueño es posible diferenciar tres conjuntos morfológicos: Perfil costero, amplia planicie costera y las vertientes andinas.

**El perfil costero**, es de los más complejos del litoral peruano. Una larga serie de eventos geológicos han terminado de darle forma, restos de antigua cordillera de la costa (originada en el precámbrico) se hacen presentes en la península de Paracas y contribuye a configurar su recordado paisaje.

**La Planicie costera**, es uno de los espacios más amplios del departamento y antiguo al perfil costero, su principal característica se representa en el "desierto" con solo un ancho de 60 kilómetros. Un paisaje similar al del norte peruano la cual da paso a los valles con abundante vegetación que además posee un clima seco. Todo esto a contribuido ha propiciar un fenómeno único en la costa llamado "vientos Paracas".

**Las vertientes andinas**, ha propiciado el escenario para el desarrollo de productos agrícolas, la característica más importante es el incremento de la pendiente hasta alcanzar, en los límites con Ayacucho y Huancavelica, la región de las punas. Los ríos Chíncha, Pisco, Ica y Grande están enclavados sobre las vertientes áridas configuradas por las intrusiones del cretácico y del terciario.

### 2.1.2. Climatología

En general, el clima en Ica es cálido seco, tipo desértico, siendo la humedad atmosférica alta en el litoral y disminuyendo hacia el interior. Su temperatura en verano alcanza los 32°C y en invierno es de hasta 17°C, temperatura promedio anual de 23° C (73,4° F). Las lluvias son escasas, pero ocasionalmente puede llover fuerte como sucedió el 29 de Enero de 1998. En cuanto a los vientos en Ica, son considerados uno de los más intensos de toda la costa oscilando entre 10m/s a 12 m/s.

## 2.2. Marco teórico

### 2.2.1. Modelado numérico

El modelado numérico (a veces llamado modelización numérica) es una técnica basada en el cálculo numérico, utilizada en una amplia gama de campos de estudio, como diversos tipos de ingeniería, desde los años 60, para validar modelos conceptuales de procesos u objetos observados. El modelo conceptual o científico se forma al relacionar un conjunto de observaciones con una serie de hipótesis y aproximaciones. La validación se produce cuando el modelo numérico basado en esas hipótesis y aproximaciones es capaz de reproducir el conjunto de observaciones considerado. A menudo, este término se utiliza como sinónimo de simulación numérica. El modelado numérico suele seguir la siguiente secuencia:

- Escoger el conjunto de observaciones del que el modelo deberá dar cuenta.
- Definir el modelo conceptual (simplificaciones, aproximaciones, hipótesis) que se pretende validar o refutar.
- Encontrar un modelo físico-matemático, un conjunto de ecuaciones que represente al modelo conceptual.
- Encontrar un método de resolución numérica de dichas ecuaciones. Con frecuencia el término 'modelado numérico' se usa para este paso.
- Encontrar las condiciones (la región del espacio de parámetros del modelo) en las cuales la resolución del modelo matemático es capaz de explicar las observaciones.
- Interpretar los resultados.

### 2.2.2. Descripción del modelo regional MM5

El sistema de modelado MM5 software es libre e inicialmente apoyado por el Grupo de Predicción de mesoescala y microescala, División de Meteorología, National Center for Atmospheric Research (NCAR).

Es uno de los modelos numéricos de predicción a corto plazo más ampliamente extendidos entre la comunidad internacional de modelación atmosférica. Se trata de la quinta generación del llamado Mesoscale Model, proyecto de colaboración entre la Pennsylvania State University (PSU) y el NCAR de los Estados Unidos. Algunos aspectos interesantes del modelo son:

- Capacidad de anidamiento múltiple con interacción en ambas direcciones ("two-way") entre los dominios, lo que permite la retroalimentación de resultados entre dominios.
- Facilita el estudio de fenómenos atmosféricos bajo distintas escalas espaciales y el diseño de simulaciones a muy alta resolución.
- Formulación de una dinámica no hidrostática, la cual permite que el modelo pueda ser empleado eficazmente para representar fenómenos con dimensiones horizontales de pocos kilómetros.

- Adaptación informática para múltiples plataformas y para su ejecución en modo paralelo sobre computadoras de múltiples procesadores con memoria compartida o distribuida.
- Iniciación automática con diferentes fuentes de análisis meteorológicos y observaciones, incluyendo su capacidad de asimilación 4-dimensional de datos.
- Asimilación variacional de datos convencionales y de satélite durante la predicción.
- Incorporación de los más modernos y realistas esquemas de parametrización de los procesos físicos relacionados con la radiación atmosférica, microfísica de nubes y precipitación, convección por cúmulos, turbulencia, y flujos de energía y momento sobre la superficie terrestre.

### 2.2.3. Ecuaciones básicas:

La coordenada vertical sigma está definida en función de la presión:

$$\sigma = \frac{p_0 - p_t}{p_s - p_t}$$

$$p = p\sigma + p_t + p'$$

$$p^*(x, y) = p_s(x, y) - p_t$$

Donde:

**P<sub>s</sub>** = Presión de superficie

**P<sub>t</sub>** = Presión de Tope superior

**P<sub>o</sub>** = Presión de Referencia

**P\*** = La presión del flujo en el modelo

Las ecuaciones básicas del MM5 están detalladas en Grell et al. (1995). Como por ejemplo, las ecuaciones de Momentum horizontal.

Componente "u" del viento:

$$\frac{\delta p^* u}{\delta t} = -m^2 \left[ \frac{dp^* u/m}{dx} + \frac{dp^* v/m}{dy} \right] - \frac{dp^* u \sigma^2}{d\sigma} + uDIV$$

$$- \frac{mp^*}{\rho} \left[ \frac{dp^*}{dx} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{dp^*}{dx} \frac{dp^*}{d\sigma} \right] + p^* f_v - Du$$

Componente "v" del viento:

$$\frac{\delta p^* v}{\delta t} = -m^2 \left[ \frac{dp^* u/m}{dx} + \frac{dp^* v/m}{dy} \right] - \frac{dp^* v \sigma^2}{d\sigma} + vDIV$$

$$- \frac{mp^*}{\rho} \left[ \frac{dp^*}{dy} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{dp^*}{dy} \frac{dp^*}{d\sigma} \right] + p^* f_u - Dv$$

Donde:

u : Componente horizontal del viento

v : Componente vertical del viento

f : Factor de coriolis

D : Difusión vertical y horizontal de flujo

σ : Niveles sigma

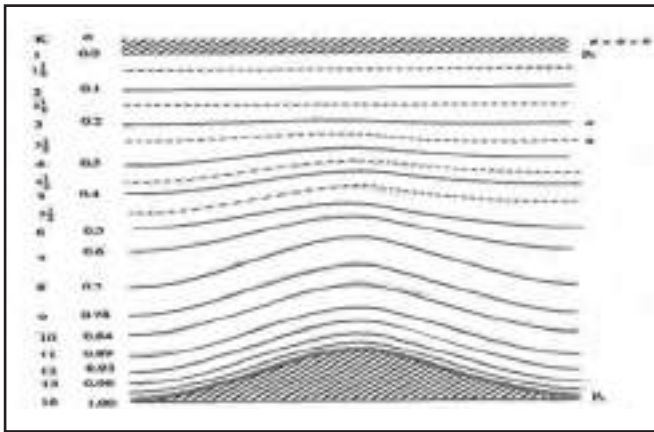
σ<sub>o</sub> : Velocidad vertical

DIV : Divergencia del flujo

t : tiempo

A diferencia de los niveles de presión, los niveles sigma contornean la topografía en niveles bajos pero son más horizontales a más altura (Figura 2).

Se utilizan dos tipos de niveles sigma, uno donde se ubican las componentes del viento U, V y la velocidad vertical y otra donde se encuentra las demás variables atmosféricas



Fuente: MM5 Community.

Figura 2. Niveles sigma utilizados por el modelo MM5.

como temperatura, humedad, etc. Esto aumenta la complejidad del esquema numérico empleando por el modelo pero así mismo la exactitud de la resolución vertical.

### 2.3. Marco conceptual

#### 2.3.1. Equilibrio Geostrófico

El viento geostrófico es una aproximación física al viento real. En él se considera que existe un equilibrio entre la fuerza de Coriolis y la fuerza generada por el gradiente de presión o fuerza bórica (a esto se le llama aproximación geostrófica o equilibrio geostrófico), para lo cual se desprecian en las ecuaciones de momentum horizontal la aceleración centrípeta y las fuerzas de rozamiento. Esta aproximación es por ejemplo adecuada para circulaciones de escala planetaria en latitudes extra tropicales.

#### 2.3.2. Fuerza de Coriolis

La fuerza de Coriolis es una fuerza ficticia que un observador de un sistema en rotación a velocidad angular constante ve actuar sobre un cuerpo, cuando éste está en movimiento con respecto al sistema en rotación. La fuerza de Coriolis no incluye la fuerza centrífuga. La fuerza de Coriolis siempre es perpendicular a la dirección del eje de rotación del sistema y a la dirección

del movimiento del cuerpo vista desde el sistema en rotación.

#### 2.3.3. Gradiente de Presión

El gradiente de presión representa la diferencia de presión entre dos puntos diferentes de la superficie terrestre en función de la distancia, la cual produce una fuerza que incide en el movimiento del aire.

#### 2.3.4 Anticiclón del Pacífico Sur

Centro de alta presión ubicado alrededor de 95W y 30S, del cuales emergen los vientos alisios que fluyen hacia la zona ecuatorial, de sur a norte, a lo largo de la costa de Sudamérica. Esto último es responsable del afloramiento costero oceánico que mantiene la costa de Perú fría.

#### 2.3.5. Gradiente térmico vertical

Se denomina gradiente térmico vertical al cambio de temperatura observado al ascender en la atmósfera dividido por la distancia de ascenso en metros. Puede variar según sea la zona donde nos encontremos. Este valor es, en promedio de unos 6,5°C por cada 1.000 m de altitud, decir, un grado C de disminución de la temperatura por cada 154 metros de altitud, aproximadamente.

#### 2.3.6. Topografía de Ica

Su relieve es poco accidentado, con elevaciones de terreno menores que 1 km que limitan extensas pampas y tablazos desérticos de arenas y rocas y que se extienden hasta la línea costera. El valle de Ica es principalmente de gran importancia a analizar en este estudio.

#### 2.3.7. Inversión Térmica

Es una desviación de la disminución normal de la temperatura de la atmósfera con el aumento de la altitud y corresponde a un incremento de la temperatura con la altura. A la capa donde ocurre el incremento se le conoce como Capa de inversión. En una zona de inversión, es más difícil el movimiento vertical del aire puesto que es más frío y, por tanto, más denso en la zona inferior.

#### 2.3.8. Albedo

El albedo es la relación, expresada en porcentaje, de la radiación que cualquier superficie refleja sobre la radiación que incide sobre la misma. Las superficies claras tienen valores de albedo superior a las oscuras, y las brillantes más que las mates. El albedo medio de la Tierra es del 30-32% de la radiación que proviene del Sol.

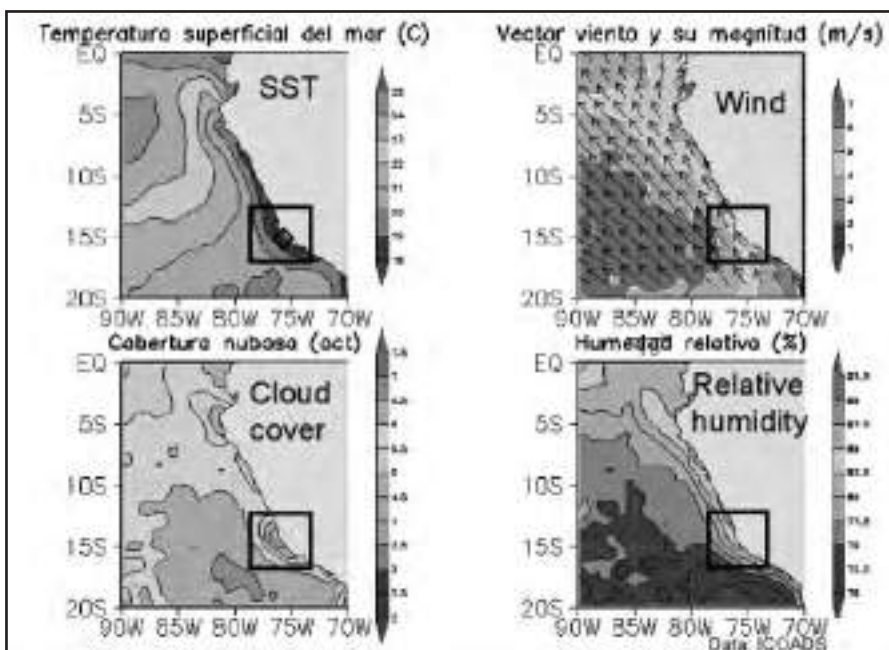
### 3. Objetivos

#### 3.1.- Objetivo general

Identificar y comprender los mecanismos presentes detrás de los vientos frente a la costa de ICA, calculando la magnitud de cada una de las fuerzas actuantes en el balance de Momentum Horizontal y realizando escenarios futuros de variabilidad y cambio climático, además de comprender su relación con el afloramiento costero.

#### 3.2.- Objetivos específicos

- Cálculo del gradiente de presión, fuerza de coriolis, convección y fricción del viento en Ica empleando las salidas del modelo MM5.
- Evaluación de escenarios climáticos idealizados si-



Fuente: IGP

Figura 3. Promedio multi-anual de mediciones oceanoatmosféricas frente a la costa del Perú.

mulando eventos El Niño y Cambio Climático.

- Adaptación del modelo MM5 a la región de estudio.

### 3.3.- Hipótesis

El modelo MM5 representa adecuadamente los procesos atmosféricos en la costa de ICA y el análisis del balance de momentum con experimentos numéricos permitirán entender los procesos físicos responsables del viento (jet costero) además de evaluar el efecto de un cambio de la gradiente térmica tierra-mar sobre la velocidad del viento.

### 3.4.- Variables

- Viento Horizontal (U, V)
- Altura geopotencial
- Temperatura del aire
- Humedad relativa
- Presión a nivel del mar
- Temperatura Superficial del Mar

### 3.5. Sistema operacional

**a) Primero:** Estas Variables son obtenidas de la simulación con el modelo para el mismo instante de tiempo y ubicación geográfica en que se realizó las observaciones con radiosondas.

**b) Segundo:** La validación del modelo se realiza mediante la comparación entre las variables in situ (radiosondeo) y las simuladas por el modelo, para determinar si se representa adecuadamente lo observado.

**c) Tercero:** Identificar los términos relevantes en la ecuación de Momentum Horizontal que utiliza el modelo, así como aproximaciones numéricas que faciliten el análisis por separado.

**d) Cuarto:** Se programa por separado en Fortran, todas las ecuaciones utilizadas por el modelo para representar el viento costero, las que se resuelven por el esquema de diferencia finitas hallando el equilibrio geostrófico y la influencia de la convección en este proceso.

**e) Quinto:** Nuevamente se ejecuta el MM5 y se genera escenarios climáticos (llamado experimentación numérica) en el que se perturba la temperatura superficial del mar (TSM)

y la temperatura superficial costera (albedo terrestre). Esto permitirá evaluar la importancia de los gradientes térmicos a la intensificación del viento.

## 4. Diseño metodológico

### 4.1. Metodología de la investigación

#### A. Técnica de información:

La investigación documental consistió en elaborar un marco teórico conceptual para formar un cuerpo de ideas sobre el objeto de estudio. Con el propósito de elegir los instrumentos para la recopilación de información es conveniente referirse a las fuentes de información, para este estudio se utilizara los datos de Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) NCEP/NCAR Reanálisis, la cual es de libre acceso en todo el mundo.

#### b. Técnica de campo

El instrumento de observación se eligió según el objetivo principal de estudio, en este caso para las observaciones de campo (in situ) se utilizó 132 radiosondas, ubicadas estratégicamente.

### 4.2.- Diseño de la Investigación

Para el diseño de esta investigación se proceden con los siguientes pasos:

#### 4.2.1. Obtención de datos

Se descargo las variables indicadas anteriormente de la fuente de datos del NOAA, a 17 niveles de presión con una resolución de 2.5x2.5 grados.

#### 4.2.2. Ejecución del modelo

El periodo de ejecución fue de 30 días cada 2 horas (Para Ica) y cada 6 horas (Para los escenarios climáticos). Los esquemas de parametrización física fueron:

- Parametrización de Nubes Kain-Fritsch
- Parametrización de capa limite de Burk Thompson
- Condicion de Radiacion RRTM Longwave.

Se hicieron 3 ejecuciones:

**1ro:** En Ica, tres dominios a alta resolución:

- Domino1:** 3°S a 27°S y 63°W a 87°W  
**Resolución:** 45 Km
- Domino2:** 11°S a 19°S y 72°W a 80°W  
**Resolución:** 15 Km
- Domino3:** 13°S a 16°S y 74°W a 78°W  
**Resolución:** 5 Km.

**2do:** Todo el Perú para la modificación de albedo.

**Domino:** 10°N a 35°S y 99°W a 56°W  
**Resolución:** 90 Km

**3ra:** Efectos locales de viento por perturbaciones térmicas en el mar:

- Domino 1:** 10°N a 35°S y 99°W a 56°W  
**Resolución 1:** 75 km
- Domino 2:** 2°N a 20°S y 85°W a 70°W  
**Resolución 2:** 25 Km

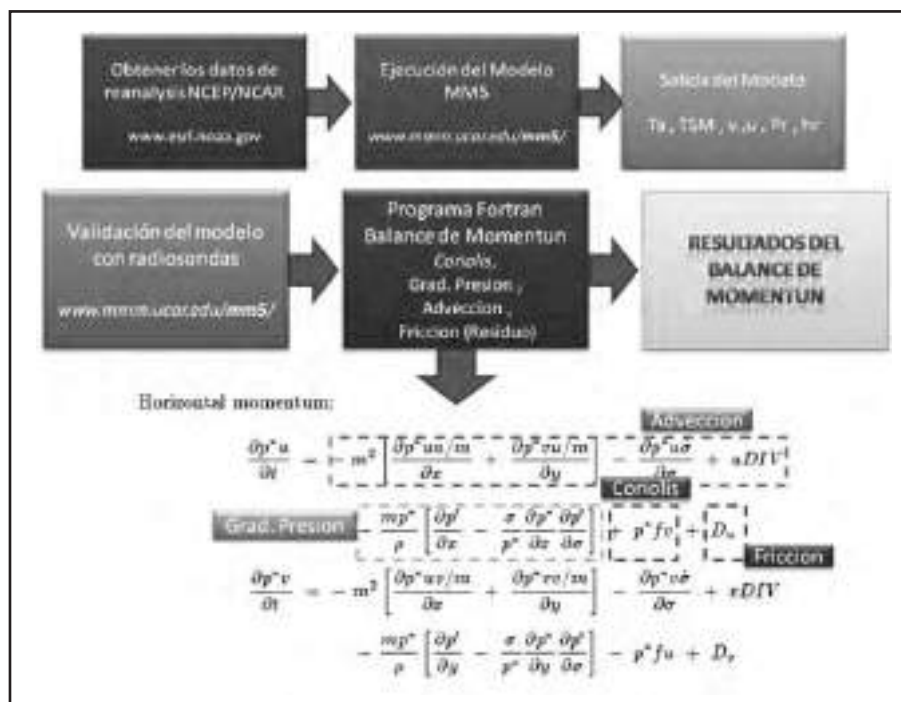


Figura 4. Procedimiento para la realización de las simulaciones.

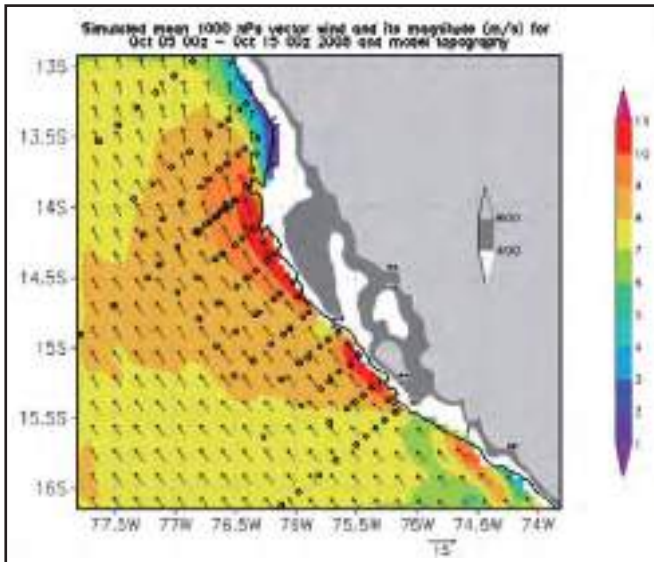


Figura 5. Salida del Modelo MM5, viento superficial promedio Octubre 2008(m/s).

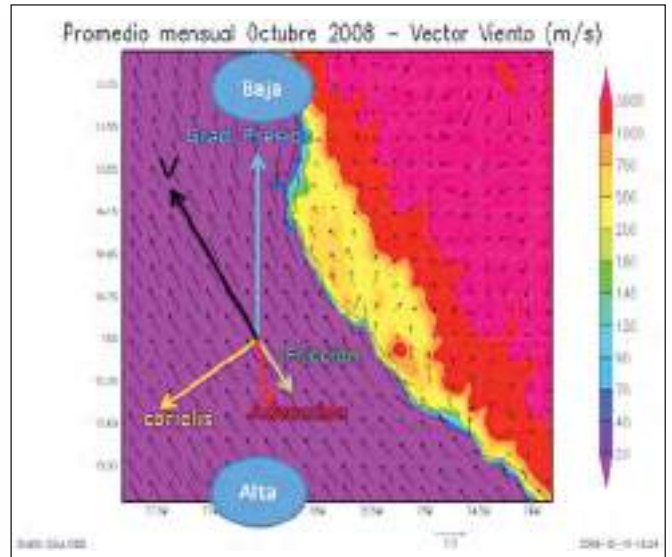


Figura 8. Fuerzas actuantes a lo largo del viento costero V. En colores se muestra la topografía.

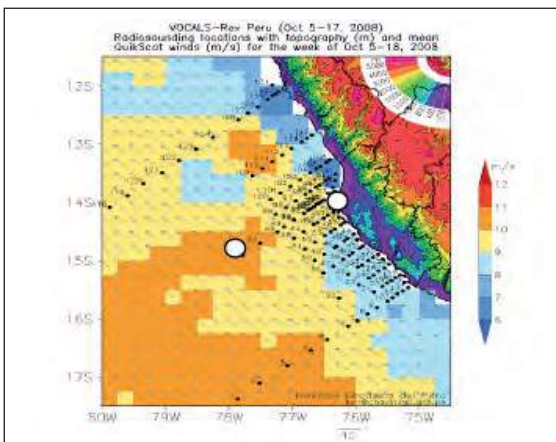


Figura 6. Puntos de lanzamiento de donde se soltaron cada radiosonda (132 puntos).

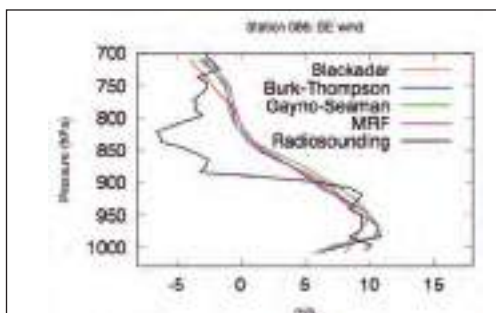


Figura 7. Gráfica obtenida después de optimizar la calidad de resultados de radiosonda.

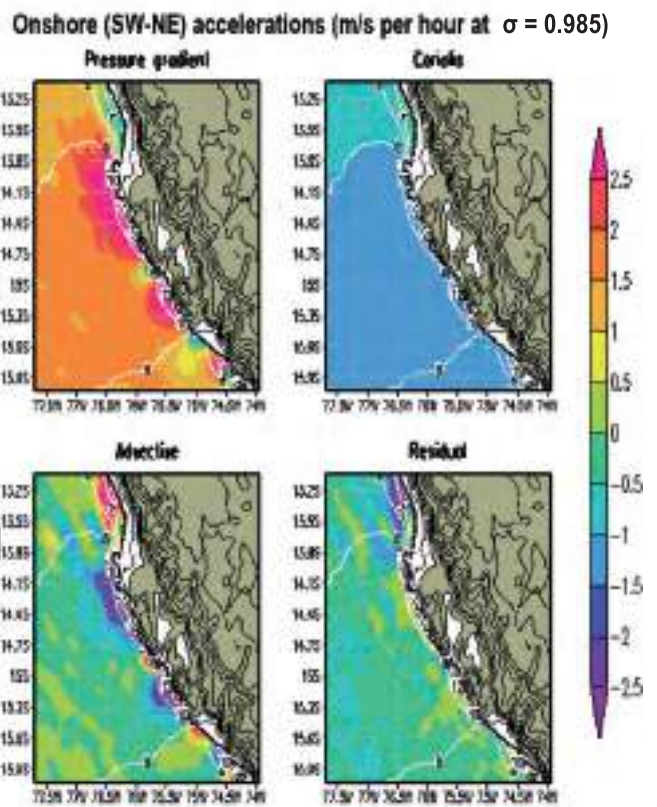


Fig. 9. Balance de Momentum Horizontal en la componente SW-NE del viento.

**4.2.3. Validación del modelo:**

Con la compilación y ejecución del modelo MM5 se grafica los resultados obtenidos en especial factores atmosféricos de interés como son las componentes del viento, la temperatura del aire, la humedad relativa, la altura geopotencial.

Estos resultados serán comparados con los obtenidos por las radiosondas los cuales fueron previamente procesados para garantizar la calidad de los datos in situ.

**4.2.4. Cálculo del balance de Momentum horizontal**

Se cálculo las fuerzas presentes en el viento (gradiente de presión, coriolis, advección, fricción) en las ecuaciones

del modelo para luego utilizar los resultados obtenidos de la simulación con el fin de determinar los factores predominantes en la intensificación de los vientos costeros en Ica.

**4.2.5. Experimentación numérica para evaluar hipótesis sobre mecanismos físicos relevantes**

**4.2.5.1 Ejecución del modelo a condiciones normales**

Se determino un año (octubre-2008) representativo de condiciones en el cual las variables a utilizar mantengan un patrón normal sin la influencia del Fenómeno del Niño, denominado "Control" (CTL).

#### 4.2.5.2 Incremento del gradiente térmico tierra-mar

a) Incremento del albedo terrestre, esto se logra aumentando el albedo de la costa peruana de 25% a 75%. Se grafico solo el incremento de la temperatura, el cual se obtuvo entre la temperatura de la costa a condiciones normales menos la temperatura de la costa con albedo modificado (ver figura 5)

#### 4.2.5.3 Variación del gradiente térmico en el mar

Se Incremento la temperatura superficial del Mar (TSM), para esto se ingreso una perturbación de  $+2.5^{\circ}$  al dato de ingreso obtenido de reanálisis, este incremento se ubico frente a toda la costa central siguiendo un comportamiento elíptico (ver figura 6)

### 5. Análisis y discusión de los resultados

Se codificó la ecuación de momentum horizontal en varios programas, con la finalidad de verificar el balance dinámico predominante, ya sea el equilibrio geostrofico o de alguna otra aproximación. Así mismo se realizo varios experimentos con el modelo para lo cual se perturbo la TSM y el albedo costero. La visualización de las variables y los cálculos realizados se hizo con el programa Grads, el cual se adecuo perfectamente a la salida de los datos del modelo, el cual tiene un formato binario.

#### 5.1. Validación del modelo

Se ejecuto el modelo MM5 para el mes de Octubre 2008, con las siguientes características:

**Resolución:** 5 km

**Niveles verticales sigma:** 28

**Intervalo de tiempo:** Cada 2 horas

**Dominios anidados:** 3

(45Km, 15Km y 5Km)

**Condiciones de frontera:**

**Laterales:** Reanálisis NCEP – Oct 2008

**Inferior:** Temperatura superficial del mar de OI SST, NOAA.

Vientos intensos de hasta 11 m/s muy cerca a la península de Paracas y por debajo del valle de Ica, seccionando en dos a la magnitud del viento (en color rojo, figura 5).

Estos jet costeros son los que se pretende analizar identificando las fuerzas actuantes y la relación con las características del suelo (albedo costero) y la gradiente térmica costa-océano, resultados que se observaran posteriormente. Se eligió dos puntos de 132 puntos de donde se lanzaron las radiosondas, cerca y lejos de la costa (figura 6) de los cuales se grafico verticalmente las variables registradas en ellas, específicamente nos intereso las componentes del viento SE (Figura 7, línea curva de la izquierda), las que se comparo con los resultados del modelo a diferentes esquemas de parametrización de capa limite (figura 7).

Los resultados del modelo se aproximan a los datos de la radiosonda hasta los 900 hPa aproximadamente, posterior a este nivel el viento SE en ambos resultados describen un comportamiento diferente entre si. Esto se debe a que el modelo no representa adecuadamente la inversión térmica que tiene lugar sobre las costas de Ica. Con este resultado se debe tomar en cuenta que los resultados de viento obtenido por el modelo solo serán confiables por debajo del nivel de inversión térmica (900 hPa aprox.)

#### 5.2. Cálculo del balance de momentum horizontal

La figura 9, muestra las fuerzas del viento promedio mensual para Octubre 2008 expresado en aceleración (m/s por hora) de las cuatro componentes que influyen en la compo-

nente suroeste-noreste del viento superficial a lo largo de la costa en ICA.

Se observa un razonable equilibrio geostrofico (parte superior) entre la gradiente de presión y coriolis los cuales difieren en 0.025m/s por hora, aprox. En el caso de la advección la cual se reduce cerca a la península de ICA y debajo del valle de ICA, se observa que existe un arrastre negativo, en  $-2\text{m/s}$  por hora aprox. magnitud similar al de gradiente de presión pero de menor distribución espacial. Esto nos da a entender que la advección negativa no es equilibrada en su totalidad por la gradiente de presión (cerca a la costa). Coriolis es importante para describir el movimiento (lejos de la costa). La fricción no es considerable para el flujo del jet costero. Se observa un razonable equilibrio geostrofico (parte superior) entre la gradiente de presión y coriolis los cuales difieren en 0.025m/s por hora, aprox. En el caso de la advección la cual se reduce cerca a la península de ICA y debajo del valle de ICA, se observa que existe un arrastre negativo, en  $-2\text{m/s}$  por hora aprox. magnitud similar al de gradiente de presión pero de menor distribución espacial. Esto nos da a entender que la advección negativa no es equilibrada en su totalidad por la gradiente de presión (cerca a la costa). Coriolis es importante para describir el movimiento (lejos de la costa). La fricción no es considerable para el flujo del jet costero.

### 5.3. Generación de escenarios climáticos

#### A) Disminución De La Gradiente Térmica Tierra-Mar

La figura 10, muestra una intensificación de los vientos superficiales a lo largo de toda la costa peruana desde 0,4m/s obteniendo valores máximos de 0,9 m/s (vectores) en Ica y Piura, debido al aumento de gradiente térmico entre la costa y el océano, tener en cuenta que esta variación del viento fue provocada por un aumento en la temperatura de  $+3.5^{\circ}$  (ver figura 10).

#### b) Incremento de la temperatura superficial del Mar (TSM)

Se aprecia un aumento de magnitud en los vientos paralelos a la costa en el sur en 0,4 (hasta Ica) y aumento de magnitud de 0,5 a 0,75 m/s de los vientos perpendiculares hacia la costa en el centro y norte, los cuales posiblemente estén asociados al gradiente de presión en el océano (figura 11).

### 6. Conclusiones

El modelo MM5 representa los vientos costeros superficiales con buena aproximación.

Comprender y entender cómo actúan los mecanismos presentes en el viento costero sirve para poder adoptar posteriormente un procedimiento adecuado de cálculo y sugerir aproximaciones numéricas para sus diversas aplicaciones.

Lejos de la costa existe un 70% de equilibrio entre coriolis y gradiente de presión, mientras que cerca a la costa el balance se reduce a poco menos del 50%, no obstante si se incluye a la advección en este balance este puede aumentar a 90% el equilibrio de Momentum entre el gradiente de presión.

Los experimentos realizados muestran que un aumento en el contraste térmico tierra-mar y el contraste térmico norte sur pueden ambos resultar en incrementos en el viento alrededor de 0.25 m/s por cada  $1^{\circ}$  de incremento en la perturbación. Coincidentemente en zonas de afloramiento.

### Recomendaciones

Se recomienda aplicar el programa de balance de Momentum horizontal a los escenarios climáticos generados y así identificar cual de las fuerzas se incrementa para provocar la intensificación del viento, así como de calcular el transporte de Ekman a partir de los resultados obtenidos.

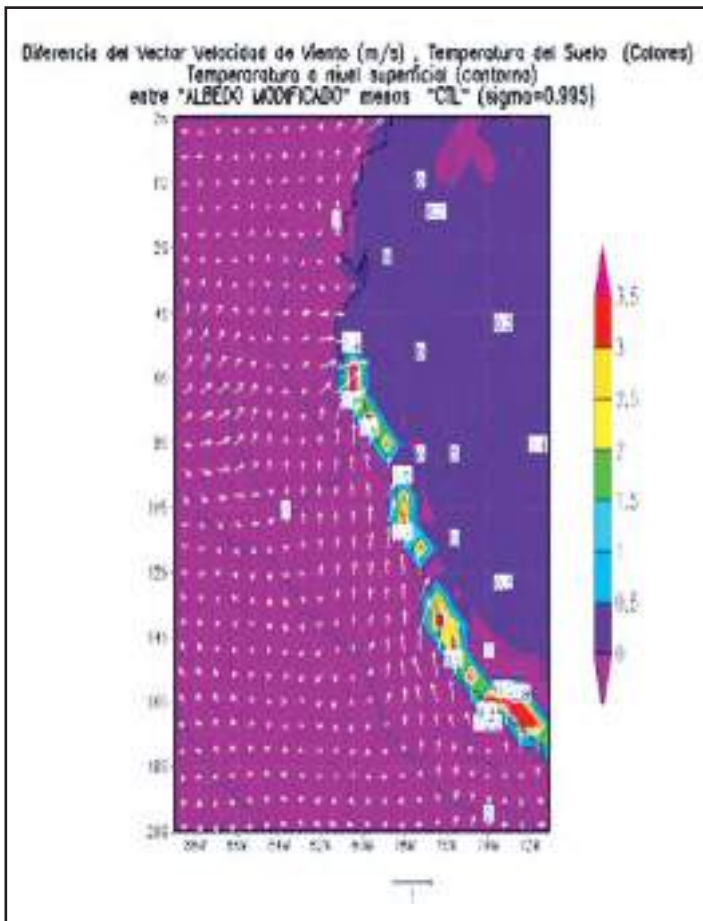


Figura 10. Albedo costero 75%.

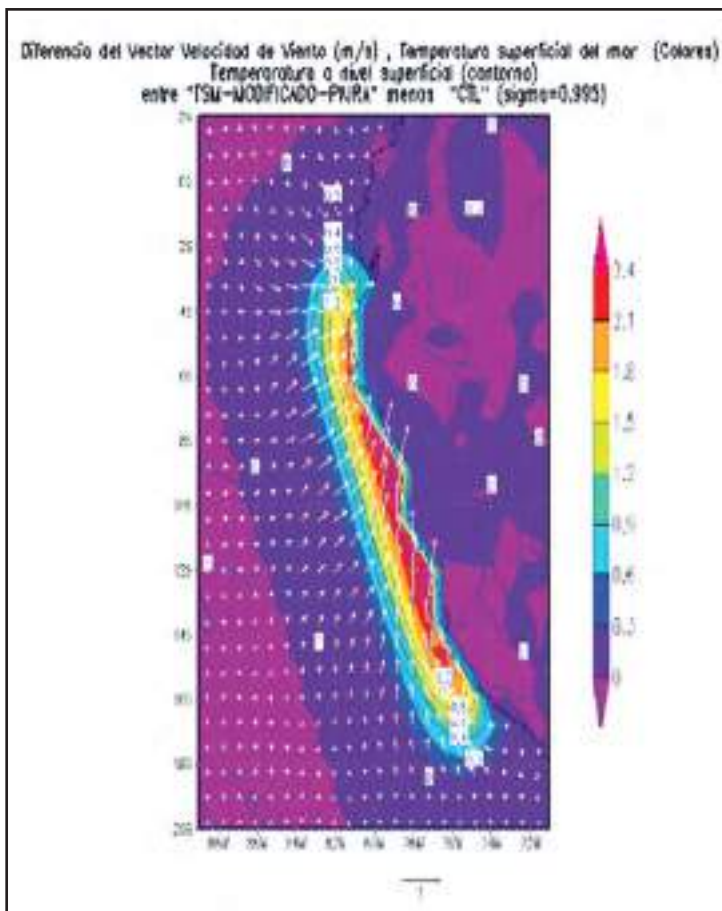


Figura 11. Perturbación elíptica de TSM, con +2.5 en el núcleo.

Estas recomendaciones estarán mostradas en la monografía de tesis final.

### Agradecimientos

Agradezco de manera especial al Ph.D Ken Takahashi por su valiosa asesoría constante y paciente capacitación en la investigación. También mencionar la colaboración del Dr. Boris Dewitte y a la Dra. Yamina Silva quien me impulsa correctamente en la culminación y presentación de mi tesis. Asimismo a mis compañeros del área de Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima (CPNTC) del Instituto Geofísico del Perú (IGP) por su apoyo y amistad desde que ingresé como tesista.

### Bibliografía

- 1.-**Muñoz, R. and Garreaud R. (2005).** Dynamics of the Low-Level Jet off the West Coast of Subtropical South America. *Monthly Weather Review*, Vol. 133, pp: 3661-3677.
- 2.- **Garreaud, R. and Muñoz R. (2005).** The Low-Level Jet off the West Coast of subtropical South America Structure and Variability. *Monthly Weather Review*, Vol. 133, pp: 2246-2261.
- 3.- **Bakun, A. (1990).** Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. Published by American Association for the Advancement of Science. *Science Magazine*, Washington DC, USA
- 4.-**J. Jahncke, D. M. Checkley, G. L. Hunt. (2002).** Trends in carbon flux to seabirds in the Peruvian upwelling system effects of wind and fisheries on population regulation. *Fisheries Oceanography*, Vol. 13. California, USA.
- 5.-**Ysocupe Víctor A. (2002).** Modelo numérico de flujo bidimensional de la Bahía Paracas. *Revista de Investigación de Física*, Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Lima, Perú.

# Procesos físicos asociados a lluvias intensas en la Costa norte durante El Niño y efectos del cambio climático

Physical processes associated with heavy rains in the North Coast during El Niño and climate change impacts

**Jeffers Palacios Espinoza**

**Escuela Académico Profesional de Ingeniería Mecánica de Fluidos  
Facultad de Ciencias Físicas - Universidad Nacional Mayor de San Marcos  
Jeffers.palacios@gmail.com**

**Investigación dirigida por: Ph. D. Ken Takahashi  
Investigación en Prevención de Desastres Naturales**

## Resumen

Se sabe que la costa norte del Perú es de clima cálido y muy seco, excepto en presencia del fenómeno de El Niño, ya que cuando la temperatura superficial del mar frente a la costa excede un valor característico, al cual se le denominará temperatura crítica ( $T_{crit}$ ), las condiciones de estabilidad atmosférica pueden desaparecer trayendo como consecuencia lluvias tanto beneficiosas como catastróficas según la magnitud de la excedencia. Se propone que la  $T_{crit}$  es aquella que permite a las masas de aire cerca a la superficie ascender a través de la inversión térmica, común en la costa peruana. Con el cambio climático podría aumentar el valor promedio de la TSM y, si la  $T_{crit}$  no varía, podría esperarse fuertes aumentos en las lluvias. Sin embargo, es necesario entender los factores que controlan la  $T_{crit}$  para evaluar si este escenario es plausible.

La primera parte de este estudio evalúa el uso de la temperatura superficial del mar (TSM) como predictor de la precipitación, tomando como antecedente un trabajo realizado por Woodman (1999), y lo compara con un indicador de la estabilidad atmosférica, siguiendo el criterio de Klein & Hartmann (1993). Los resultados indican que el índice de estabilidad es un mejor predictor de la precipitación que la TSM sola, lo cual apoya la hipótesis propuesta sobre la interpretación de  $T_{crit}$ .

En la segunda parte, se muestra estadísticamente que las variaciones en la temperatura del aire en Piura por encima de la capa límite, la cual controla el  $T_{crit}$ , están más influenciadas por las anomalías en TSM en el regiones remotas del Pacífico ecuatorial (región Niño 4) que por la temperatura superficial local.

**Palabras clave:** lluvias intensas, El Niño, cambio climático.

## Abstract

It is known that the northern coast of Peru has very dry, hot climate, except in the presence of El Niño, because when sea surface temperatures off the coast exceeds a threshold value, which will be called critical temperature ( $T_{crit}$ ), stable atmospheric conditions may disappear, resulting in beneficial or catastrophic rains depending on the magnitude of the excess. It is proposed that  $T_{crit}$  is one that allows air masses near the surface up through the inversion, common along the Peruvian coast. Climate change could increase the average value of SST and, if  $T_{crit}$  does not vary, one might expect large increases in rainfall. However, it is necessary to understand the factors controlling  $T_{crit}$  to assess whether this scenario is plausible.

The first part of this study evaluates the use of sea surface temperature (SST) as a predictor of precipitation, on the background work done by Woodman (1999), and compares it with an indicator of atmospheric stability, following the criteria of Klein and Hartmann (1993). The results indicate that the stability index is a better predictor of rainfall than SST alone, which supports the proposed hypothesis on the interpretation of  $T_{crit}$ .

In the second part, we show statistically that variations in air temperature in Piura above the boundary layer, which controls  $T_{crit}$ , are more influenced by SST anomalies in the remote regions of the equatorial Pacific (Niño 4 region) than by local surface temperature.

**Keywords:** heavy rains, El Niño, climate change.

## Introducción

La costa norte del Perú, de acuerdo a la ubicación geográfica que tiene (cerca de la línea ecuatorial) indicaría que su clima debería ser eminentemente tropical (con lluvias intensas) sin embargo se tiene un contexto normalmente seco y desértico, debido a que no existen las condiciones necesarias para que se formen nubes de tipo "cumulo-nimbus", propias de zonas con lluvias torrenciales. Esto es debido a que la at-

mósfera en nuestras costas es estable y no deja que el aire caliente siga subiendo a un nivel sobre los 10-15 km de altura, en donde el aire caliente debería expandirse, enfriarse, condensarse y finalmente formar estas nubes. La existencia de una "inversión de temperatura" está asociada a una fuerte estabilidad atmosférica. Cuando el aire ubicado bajo la inversión asciende, encuentra que los aires alrededor son mucho más livianos por ser bastante más calientes, lo cual impide un mayor ascenso. Por debajo de los 1000 metros, desde muy

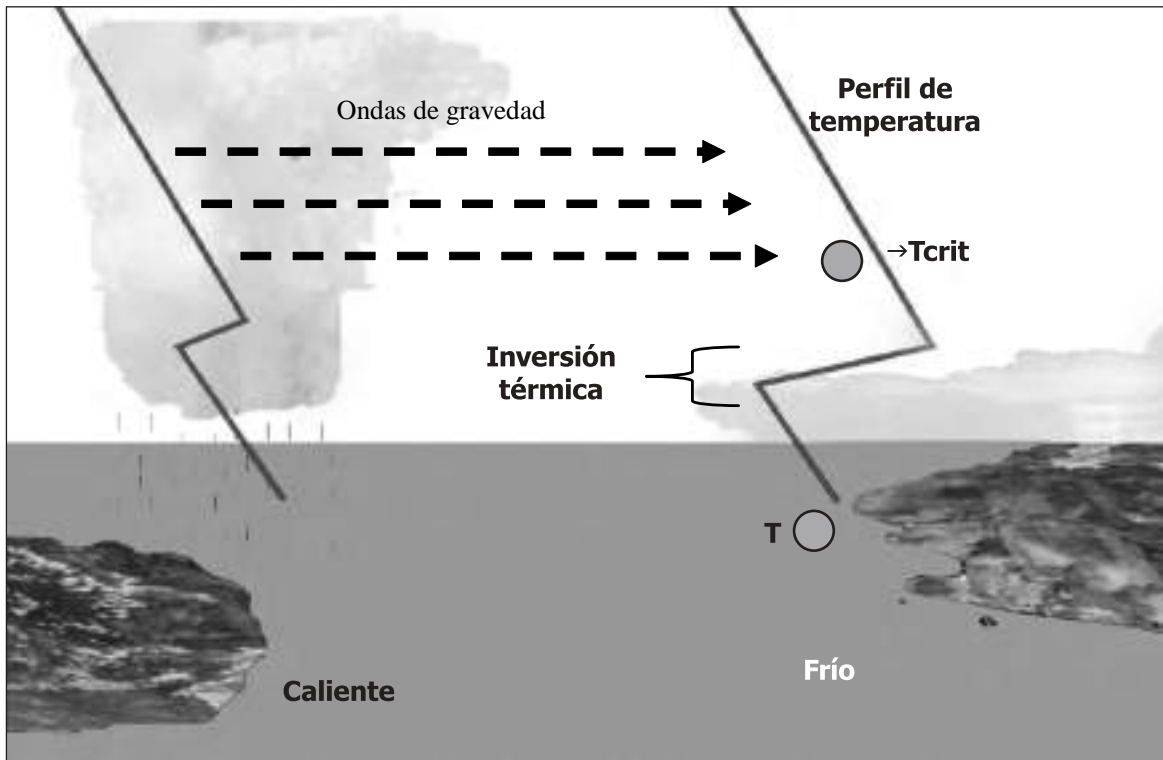


Figura 1. Esquema que explica la influencia del calentamiento del Pacífico Occidental en la temperatura por encima de la inversión.

cerca de la superficie, los aires están saturados de humedad. Le basta ascender unas pocas centenas de metros para tomar la temperatura de rocío y condensar, formando una nubosidad que termina bruscamente a la altura de la inversión. El tamaño de las gotitas de agua que se forman, producto de la condensación, son tan pequeñas que no precipitan (si lo hacen producen la llamada garúa) y es por eso que no llueve en Lima. Puede haber lloviznas, hay garúa y neblina, pero no "llueve" propiamente dicho. En la costa norte, los aires son más secos, no existen garúas ni lloviznas de invierno, y con frecuencia no se forma la nubosidad, pero la inversión de temperatura existe (Woodman, 1998).

Cuando se presenta el fenómeno de El Niño, se observa un calentamiento anómalo de la TSM, con lo cual la inversión de temperatura prácticamente deja de existir, la atmósfera se inestabiliza y se presentan fuertes lluvias, trayendo como consecuencia inundaciones que causan serios daños a la infraestructura socioeconómica de esta parte del país.

En ese sentido, la presente investigación pretende encontrar una relación que nos indique de manera apropiada las condiciones necesarias para que la atmósfera se inestabilice, tomando como referencia el estudio de Klein & Hartmann (1993), acotándolo con criterios estadísticos de acuerdo a una relación de dependencia entre la precipitación y la TSM, alternativo al presentado por el Dr. Woodman (1999). Posteriormente se presentarán avances de la segunda parte de este estudio que esta referido a como varía este índice de estabilidad con la influencia del cambio climático, utilizando como principal herramienta al modelo regional MM5.

**Hipótesis**

- La temperatura crítica es la requerida para que el aire superficial pueda vencer la inversión térmica y es función de la temperatura encima de la capa límite.
- El cambio en la temperatura crítica está determinado por el calentamiento superficial en las regiones tropicales convectivas (similar al caso de huracanes: Vecchi y Soden, 2007), el

cual se propaga eficientemente a la región de interés como ondas de gravedad (Figura 1).

**Metodología**

En la primera parte del análisis en que se busca el mejor predictor de precipitación entre diferentes indicadores de estabilidad atmosférica, se inició con un tratamiento de los datos mostrados en la tabla 1 para los periodos respectivos mediante un programa hecho en Fortran. Posteriormente se realizaron algunos programas en Octave para hallar la relación de dependencia entre las variables de precipitación (PP) y TSM, asumiendo la siguiente relación matemática:

$$PP = \begin{cases} 0, & T < T_{crit} \\ a \cdot (T - T_{crit}), & T \geq T_{crit} \end{cases} \dots\dots\dots(1)$$

En donde se deduce que cuando la TSM es menor que una temperatura característica, a la cual se llama crítica (Tcrit) la precipitación es cero. Mientras que cuando la TSM es mayor que la Tcrit la precipitación se puede expresar como una diferencia de temperaturas que en este primer caso será: *TSM - Tcrit*

De esta relación se requiere encontrar los parámetros "a" (coeficiente de regresión entre la PP y la TSM) y "Tcrit", realizando un ajuste, minimizando el error cuadrático medio o RMSE (igual que en una regresión lineal de mínimos cuadrados). Esto difiere del modelo exponencial de Woodman (1999), el cual es sensible a la presencia de ceros en los datos de PP (figura 2).

Para un segundo caso, la diferencia de temperaturas observada en la expresión (1), será reemplazada por:  $\Delta T - T_{crit}$  donde  $\Delta T = TSM - T_{700hPa}$ , lo cual nos dice que se esta tomando la diferencia de la temperatura del mar con la temperatura del aire por encima de la capa límite a 700hPa<sup>1</sup> (para asegurar que no esta dentro de la capa de inversión térmica).

En un tercer caso, el  $\Delta T = TSM - \theta_{700hPa}$  donde se con-

<sup>1</sup> En el trabajo de Ken Takahashi (2004), se precisa que los datos de radiosondeo en Piura durante dic. 1997-ene. 1998 muestran una capa de inversión térmica en el nivel de 760hPa.

**TABLA 1. Datos utilizados para hallar el índice de estabilidad.**

Variable	Zona	Fuente	Período
Precipitación	Piura	JISAO	Ene. 1963-Dic. 1997
TSM	Paita, Chicama y región Niño 1+2	JISAO	Ene.1963-Dic. 1997
TSM	Global	NOAA Optimun Interpolation Sea Surface Temperature Análisis (OISST)	Nov. 1981-Ene. 2003
Precipitación	Piura	CORPAC	Nov. 1981-Ene. 2003
Temp. aire 700hPa	Sur de Piura (6.5S - 80.5W)	Reanalysis NCEP	Nov. 1981-Ene. 2003
Temp. aire 700hPa	Sur de Piura (6.5S - 80.5W)	Reanalysis ERA 40	Nov. 1981-Ago. 2002

sidera la diferencia de la temperatura del mar con la temperatura potencial a 700hPa (Klein & Hartmann, 1993).

En la segunda parte del estudio, se trabaja con los datos mostrados en la tabla 2, en donde inicialmente se hallaron los coeficientes de regresión y correlación con datos de anomalía de TSM en las regiones Niño y anomalías de variables a escala global como: humedad relativa, humedad específica, vientos (zonal y meridional), altura geopotencial (todos a diferentes niveles) y presión en el nivel medio del mar (período: enero 1949-septiembre 2009).

Posteriormente se hicieron los mismos cálculos para las anomalías de TSM en las regiones Niño y anomalías de la temperatura del aire en Piura.

### Resultados

#### Primera parte: Primer caso

De los datos analizados de JISAO se encontró que la PP en Piura presenta una mejor dependencia con la TSM de Paita (con un valor de  $T_{crit}=24,55^{\circ}C$  y error RMS de 22,22) que con respecto al de Chicama ( $T_{crit}= 22,2^{\circ}C$  y error RMS de 25,92) o la de la región Niño 1+2 ( $T_{crit}= 26,85^{\circ}C$  y error RMS de 27,14). Aunque estos resultados no son del todo claros, debido a la presencia de algunos puntos que muestran valores de precipitación por debajo de la temperatura crítica (figura 3).

Para complementar el trabajo anterior y tener un análisis

**TABLA 2. Datos utilizados para la segunda parte.**

Variable	Zona	Fuente	Período
Temp. aire	Piura (5S, 82.5W)	NOAA NCEP-NCAR	Ene. 1949-Sep. 2009
TSM	Global	NOAA Optimun Interpolation Sea Surface Temperature Análisis (OISST)	Nov. 1981 Ene. 2003

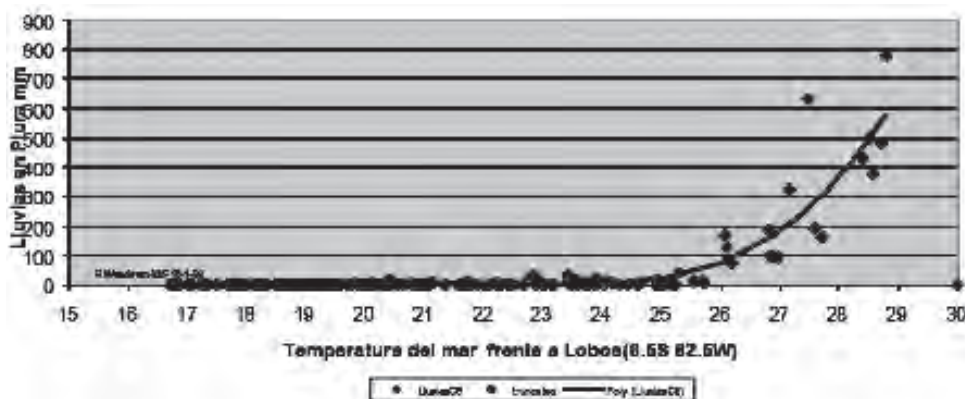


Figura 2. Aproximación exponencial de PP en Piura vs. TSM presentada por Woodman (1999).

más detallado de la influencia de la TSM sobre la PP en Piura, se hicieron cálculos con la TSM en todos los puntos dentro en la zona limitada por las latitudes:  $3^{\circ}30'S$  y  $8^{\circ}30'S$  y las longitudes  $79^{\circ}30'W$  y  $85^{\circ}30'W$ . Para ello se utilizaron los datos de TSM de la NOAA-OISST y de PP de la estación de CORPAC correspondientes al periodo de Noviembre 1981 hasta Enero 2003.

En la figura 4, se muestra el mapa de todos los puntos a considerar en el estudio y en la figura 5, se puede ver un resumen de los resultados obtenidos en donde se indican los valores de  $T_{crit}$  y de RMSE, observándose que existen dos puntos que presentan el menor RMSE, correspondientes a las coordenadas  $3,5S, 80,5W$  y  $6,5S, 80,5W$ . Estos puntos corresponden a datos de TSM inmediatamente al norte y al sur de Piura, respectivamente.

De la figura 5, se puede apreciar que los datos presentan una buena tendencia con un valor de  $T_{crit}= 26,95^{\circ}C$  para la zona en  $80,5W, 3,5S$  y de  $T_{crit}= 26,7^{\circ}C$  en el punto  $80,5W, 6,5S$ . Esto se deduce porque en esos puntos se presentan los menores valores de RMSE (37,872 y 38,489, respectivamente).

En las figuras 6 y 7 se muestran las imágenes de los puntos anteriormente explicados y haciendo una comparación con el gráfico de Paita (figura 3) se puede ver que

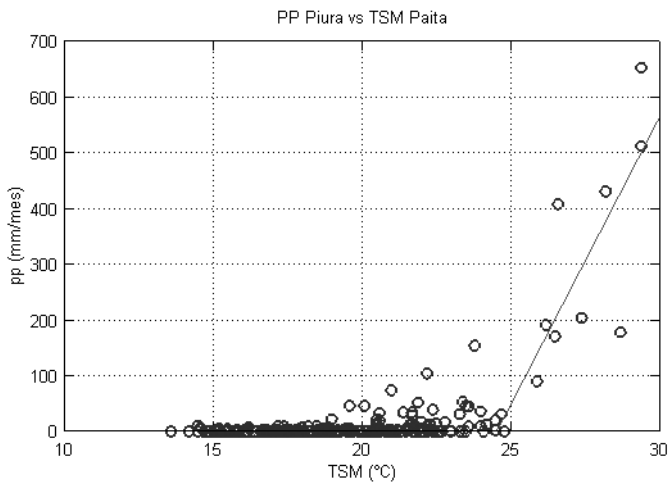


Figura 3. Dependencia de la PP en Piura con la TSM en Paita.

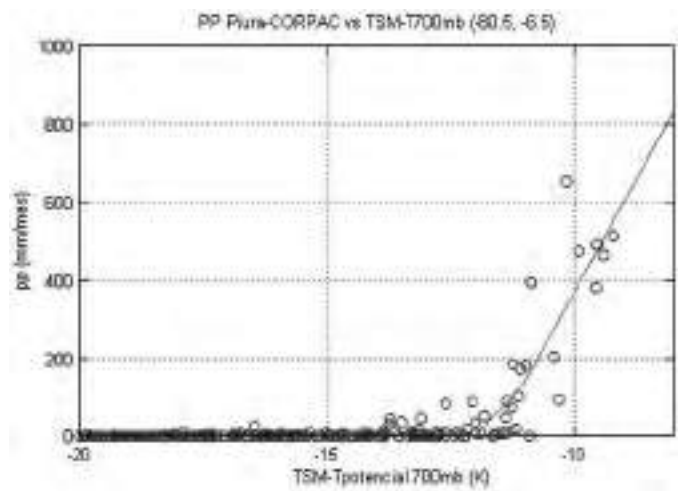


Figura 6. Relación entre PP en Piura y TSM al sur de Piura.

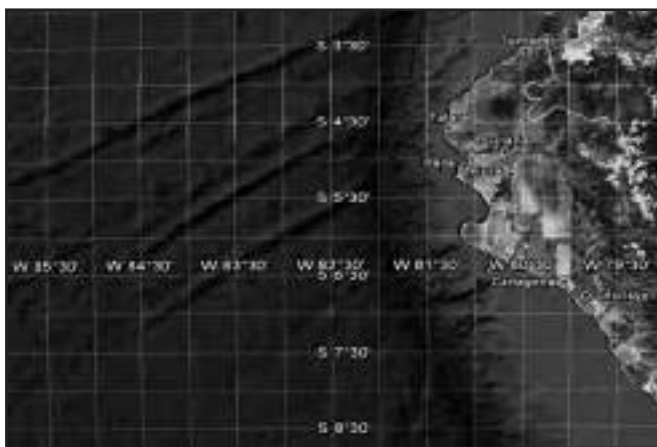


Figura 4. Región designada para el análisis de la PP vs TSM.

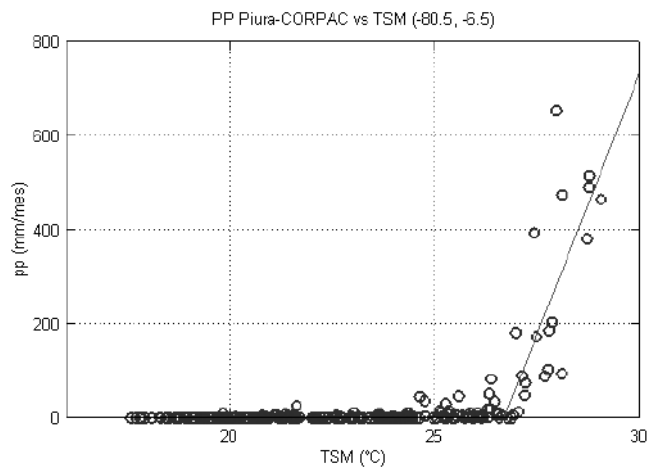


Figura 7. Relación entre PP en Piura y TSM al norte de Piura.

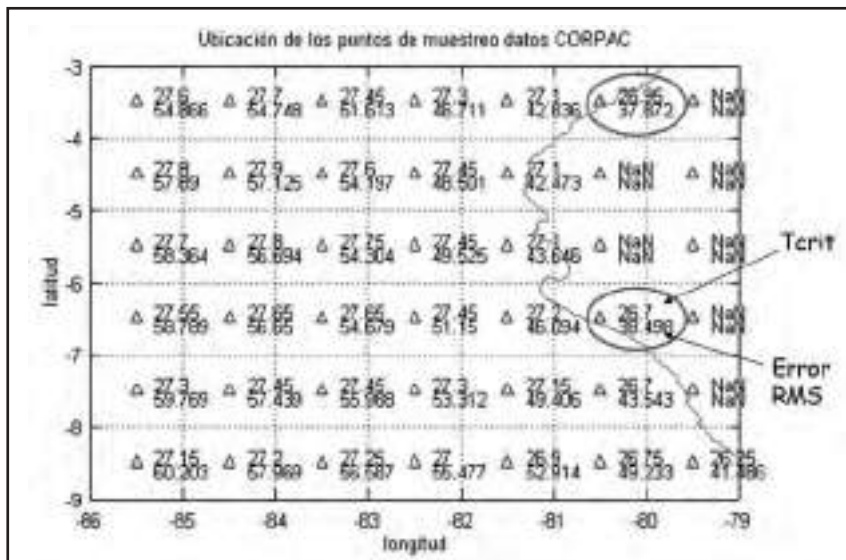


Figura 5. Resultados del análisis de la PP vs TSM en la zona considerada.

éstas presentan datos menos dispersos, especialmente en el punto 80,5W, 6,5S donde se nota en forma más clara la existencia de una temperatura de 26,7°C, la cual es muy particular, porque como se había señalado anteriormente cuando se supera este valor la existencia de la precipitación es segura.

Por otro lado, tomando como referencia el estudio de Woodman (1999) realizado para esta región se hizo una

comparación de los resultados presentados en esa investigación con los calculados para el período de Noviembre 1981 hasta Enero 2003 y se encontraron ciertas diferencias a las mostradas, pues en su artículo se observa un valor de Tcrit= 25,5°C, mientras que el hallado en este análisis fue de 27,45°C (figuras 8 y 9).

Esta diferencia de 2°C se supuso por la influencia de El Niño de 1998, así que se hizo otro cálculo con datos para el periodo de Noviembre 1981 hasta agosto 1997, para poder analizar si esto era por la consideración de los meses influenciados por El Niño de 1998, pero no hubo gran diferencia, pues la Tcrit solo bajo a 27,4°C. Además comparando ambas figuras se puede ver que los valores de precipitación tomados en ambos casos también difieren, es así que se muestra una imagen con los datos de precipitación

sacados de JISAO (figura 10) pero aun así no coincide con los expresados en los resultados del Dr. Woodman. Aparentemente, las discrepancias se deben a que los datos de precipitación utilizadas por el Dr. Woodman provenían de otra estación (R. Woodman, comunicación personal).

**Segundo caso**

En la segunda y tercera parte se mostrarán los resultados calculados para las coordenadas 80,5W & 6,5S, dado que

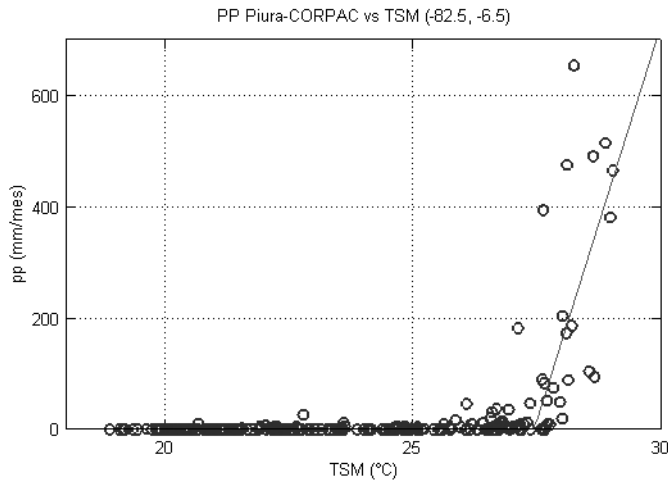


Figura 8. Resultado de la relación entre PP en Piura y TSM, usando el modelo propuesto.

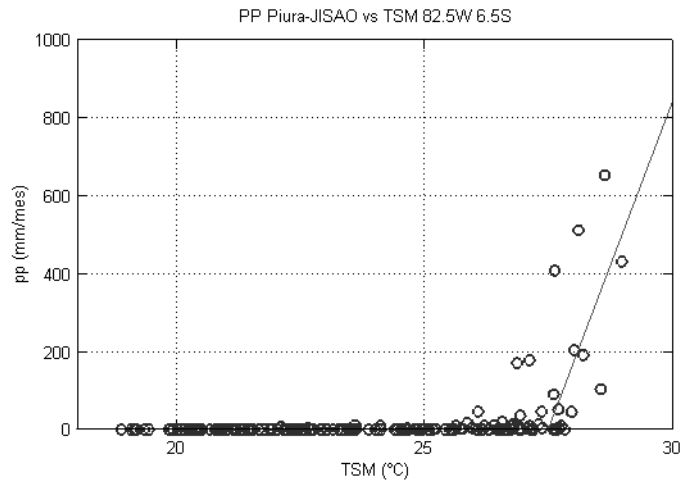


Figura 10. Resultados con datos de PP en Piura de JISAO.

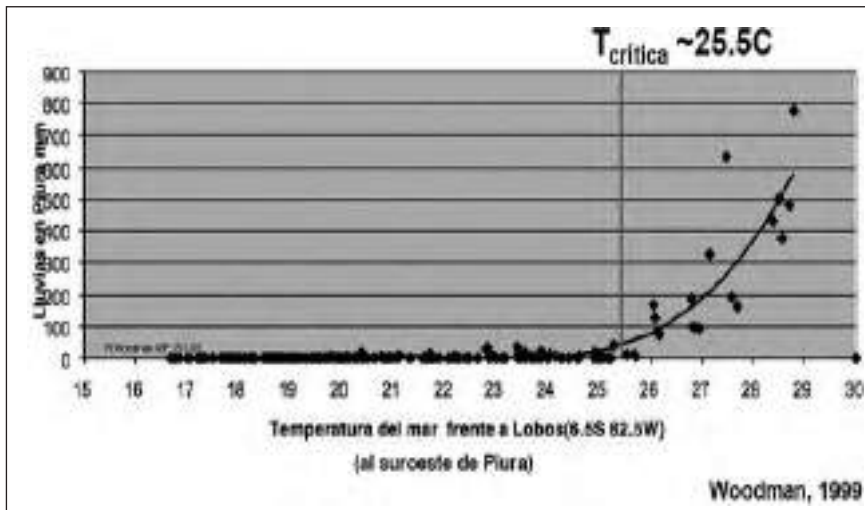


Figura 9. Resultado de la relación entre PP en Piura y TSM, usando el modelo exponencial.

bargo se toman como válidos los del NCEP, pues comparando ambos gráficos se observa que los puntos mostrados con los datos del ERA 40 (figura 11a) se encuentran muy dispersos, mientras que los del NCEP (figura 11b) están más juntos tomando en consideración la línea roja, lo cual es un indicador de mejor ajuste.

**Tercer caso**

Debido al criterio anteriormente explicado, en este tercer caso solo se consideran los resultados con los datos del NCEP: Tcrit= -11,6°C y RMSE= 34,98.

El resultado encontrado se puede explicar tomando en cuenta que la existencia de una precipitación considerable se da cuando:

$$TSM > Tcrit \dots\dots\dots(2)$$

anteriormente se mostró que esta zona es la que presenta la mejor correlación con las lluvias en Piura.

Los resultados con los datos del NCEP son: Tcrit= 17,35°C y RMSE= 61,93 y con los de ERA 40: Tcrit= 17,35°C y RMSE=56,84. Aparentemente la Tcrit a considerar sería la del ERA 40; sin em-

Y en este caso se halló que la existencia de precipitación se da cuando:

$$TSM - Tpotencial_{700mb} > Tcrit = -11,6$$

$$TSM > Tpotencial_{700mb} - 11,6 \dots\dots\dots(3)$$

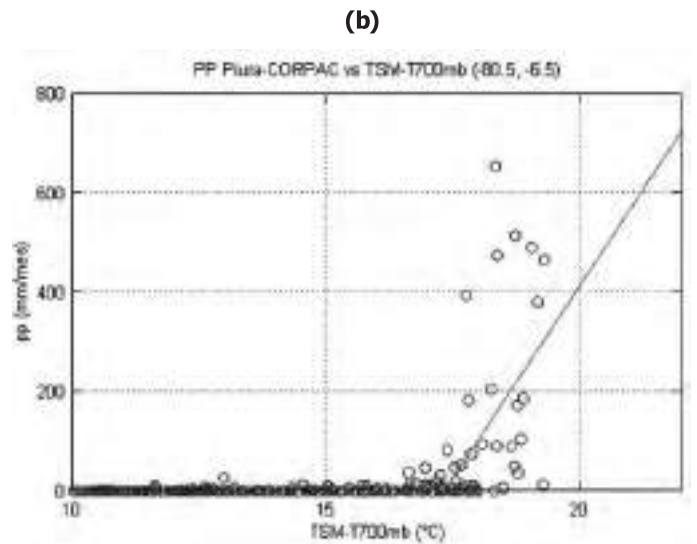
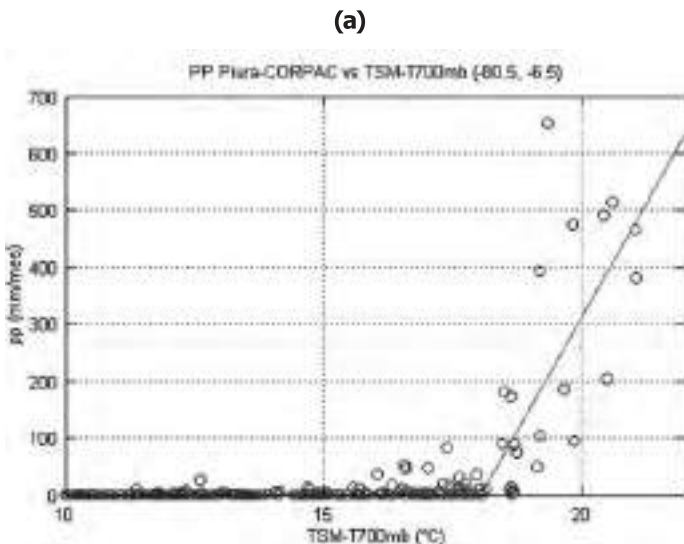


Figura 11. Resultados con datos del NCEP (a) y con datos de ERA 40 (b)

De esto se puede deducir que se tendrá una temperatura  $T_{crit} \approx T_{potencial_{700mb}} - 11,6$  determinada por la temperatura potencial menos una constante.

**Segunda parte:**

**Influencias locales y remotas de las anomalías de TSM sobre la temperatura del aire sobre Piura**

En esta segunda parte del estudio se determinará la influencia que podría tener un posible calentamiento en alguna

región del Pacífico Ecuatorial Tropical sobre la temperatura de la atmósfera en Piura. Los datos utilizados de TSM son de la NOAA-OISST y de Temp. del aire del NCEP-NCAR (tabla 2).

Los resultados se presentan en la figura 13, donde se destaca que la temperatura del aire por encima de la capa límite, presenta una mayor influencia con el calentamiento en regiones convectivas del Pacífico tropical (Niño 4). Mientras que la temperatura a nivel superficial si esta definida por las anomalías en la región Niño 1 + 2.

**Conclusiones**

- Las zonas que presentaron las mejores correlaciones de lluvias respecto a la TSM se ubican en las coordenadas: 3,5S, 80,5W & 6,5S; 80,5W (norte y sur de Piura), porque en esos puntos se hallaron los menores valores del error RMS con respecto a los demás analizados ( $RMSE_{3,5S, 80,5W} = 37,872$  y  $RMSE_{6,5S; 80,5W} = 38,489$ ).
- Comparando los resultados de los puntos anteriormente mencionados (3,5S; 80,5W & 6,5S; 80,5W), se advierte que físicamente es más probable que las lluvias estén mejor correlacionadas con el segundo punto, pues los vientos predominantes vienen del SE.
- El modelo que mejor representa el indicador de estabilidad es considerando la relación entre la diferencia de la TSM y la temperatura potencial a 700hPa.
- Las variaciones de temperatura por encima de la capa de inversión térmica esta mayormente influenciada por las anomalías ocurridas en la región Niño 4 y no por los efectos cercanos (Niño 1 + 2), contrariamente a lo que sucede con la temperatura a nivel superficial que sí esta netamente correlacionada con esta región.

**Trabajo futuro**

Es necesario saber con más detalle el significado físico de la "temperatura crítica" y tener conocimiento de qué la controla. Para ello se requiere realizar experimentos con un modelo numérico regional. Particularmente se tomarán las siguientes condiciones:

- Usar datos de TSM climatológica y ejecutar el modelo con perturbaciones idealizadas para simular escenarios de fenómeno de El Niño y calentamiento global.
- Realizar corridas modificando las condiciones de frontera laterales respecto a un año "normal" con perturbaciones de temperatura idealizadas (El Niño/ calentamiento global) con diferentes magnitudes.

Los resultados serán analizados para determinar la  $T_{crit}$  y verificar la hipótesis.

**Agradecimientos**

A mi familia, a mi asesor y amigos sinceros en general por brindarme ese apoyo e incentivo incondicional.

**Bibliografía**

- **Woodman, R. (1998).** El Fenómeno El Niño y el Clima en el Perú. El Perú en los Albores del Siglo XXI/2, Ciclo de Conferencias 1997-1998. Editado por el Congreso del Perú, pp.201-242.

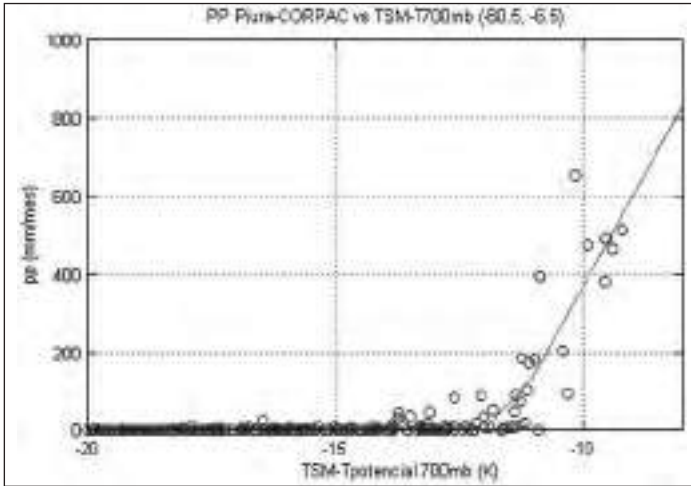


Figura 12. Datos de Reanalysis del NCEP.

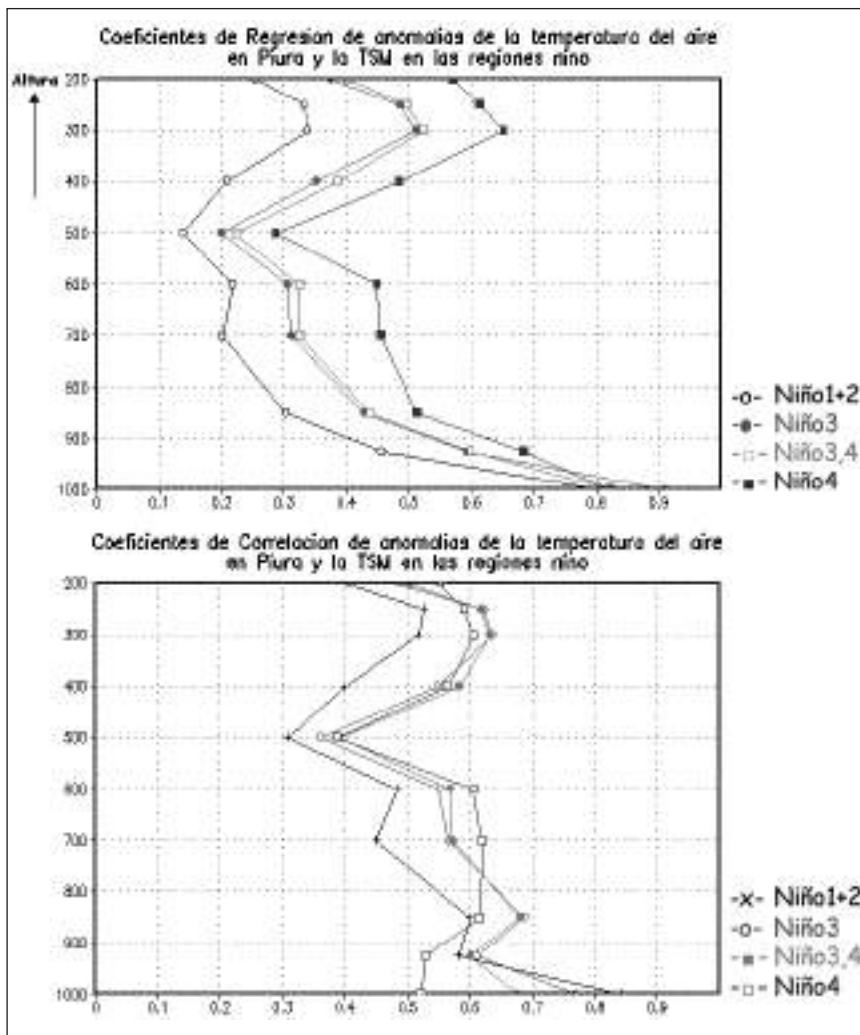


Figura 13. Dependencia de las anomalías de temperatura del aire en Piura con las anomalías de TSM en regiones Niño.

- **Klein, S. y D. Hartmann (1993).** The seasonal cycle of low stratiform clouds. *Journal of climate*, Vol. 6, pp.1587-1606.
- **Vecchi, G. y B. Soden, (2007).** Effect of remote sea surface temperature change on tropical cyclone potential intensity, Vol. 450, pp.1066-1071.
- **Takahashi, K. (2004).** The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru, during the 1997–1998 and 2002 El Niño events. *Annales Geophysicae*, Vol. 22, pp.3917–3926.
- **Woodman, R. (1999).** Modelo estadístico de pronóstico de las precipitaciones en la costa norte del Perú. El fenómeno El Niño. Investigación para una prognosis, 1er encuentro de Universidades del Pacífico Sur: Memoria 93–108.



# Sistema para la detección de Solar Flares y explosiones cromosféricas

## System to detect Solar Flares and explosions chromospheric

**Denis Pavel Cabezas Huamán**

Facultad de Ciencias  
Universidad San Luis Gonzaga de Ica  
deniscabezas@gmail.com

Investigación dirigida por: Ph. D J. Ishitsuka Iba, M. Sc. Hugo E. Trigoso Avilés  
Área de Astronomía, Observatorio de Ancón

### Resumen

En el presente trabajo se hace una descripción a cerca del diseño y construcción de un sistema de observación capaz de detectar y registrar las explosiones cromosféricas o los Solar Flares automáticamente y en tiempo real. El sistema consta principalmente de dos partes: equipo de observación y software. Para la construcción del equipo de observación fue necesario construir un telescopio bastante convencional en el que se montó todo el sistema que está constituido por una lente objetivo, un filtro birrefringente y una cámara CCD. Para controlar la cámara CCD se desarrolló un software en lenguaje C/C++ en el que se incluyen además diversos algoritmos que nos permiten calcular algunos parámetros propios del Sol.

**Palabras clave:** Física solar, instrumentación, telescopio, software, Solar Flares.

### Abstract

In this paper a description about the design and construction of an observation system to detect and record the explosions or the Solar Chromospheric Flares automatically and in real time is presented. The system consists mainly of two parts: observation equipment and software. For the construction of observation equipment was necessary to build a fairly conventional telescope where the optical system that consists of an objective lens, a birefringent filter and a CCD camera, was mounted. To control the CCD camera a software was developed in C / C ++ language, it includes also several algorithms that allow to calculate some parameters of the Sun.

**Keywords:** Solar physics, instrumentation, telescopes, software, solar.

### Introducción

La cromosfera es una capa muy delgada y transparente de la atmósfera solar, es en esta región donde se manifiestan la mayoría de los fenómenos que se producen en el Sol y que por lo general son impredecibles, tales fenómenos como las explosiones o los Solar Flares producen efectos sobre la Tierra y por ello su importancia de ser estudiados. Debido a que es improbable predecir estos fenómenos, muchos observatorios en el mundo han desarrollado sus propias herramientas para detectar y registrarlos, por lo tanto es importante que en esta parte del hemisferio se realice también el monitoreo y estudio de la actividad solar, tal como en décadas pasadas se realizó en el Observatorio John A. Fleming de Huancayo.

Para realizar observaciones de la actividad solar es necesario contar con instrumentación

adecuada para tal propósito y tratándose de observaciones de la cromosfera es necesario emplear filtros que transmitan en la longitud de onda del hidrógeno ( $6563 \text{ \AA}$ ) cuyo trabajo es absorber casi por completo el brillo excesivo de la fotosfera dejando únicamente a disposición la cromosfera.

### Solar Flares

Un Solar Flare se define como un estallido, una variación repentina, rápida e intensa en el brillo de una pequeña región, se considera como la actividad más energética y catastrófica de la superficie solar (Hui, 2000).

El estallido violento despiden partículas altamente energéticas cuya energía está por encima de los 10 MeV, las partículas

muy rápidamente se termalizan hasta llegar a los niveles del plasma con temperaturas que están por encima del millón de grados Kelvin.

La actividad del Flare estaría ligado a un factor crucial, el campo magnético cambiante producto de la actividad solar, generalmente estos campos envuelven los flujos magnéticos emergentes de las capas internas del Sol, algunas veces tales flujos se descomponen o entran en un estado de decadencia en las que intervienen procesos netamente físicos (Priest, 1982).

Los Flares pueden ser detectados con instrumentos de monitoreo en el óptico, rayos X y ondas de radio. La detección en el rango óptico está sujeto a las condiciones climáticas por ello es limitado, la detección con rayos X se da en el rango de los índices altos y bajos, el monitoreo en radio es más completo debido a que se observan en diferentes frecuencias para obtener mayor información del fenómeno.

### Construcción del equipo de observación

Los equipos empleados para la adaptación y construcción del telescopio son los siguientes:

- Lente Objetivo  
Distancia focal (f): 600 mm  
Diámetro ( $\Phi$ ): 45 mm
- Filtro  $H\alpha$   
Tipo: Lyot, Birrefringente  
Transmisión:  $6,563 \text{ \AA}$

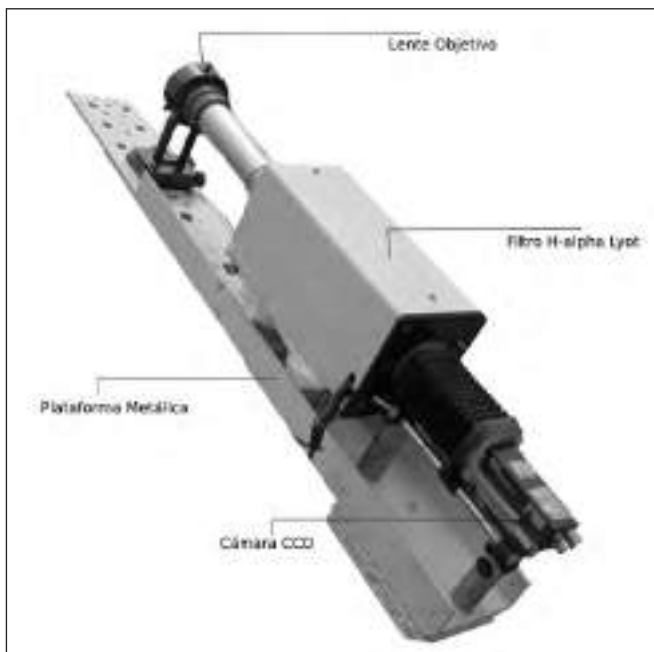


Figura 1. Sistema de observaciones solares en H $\alpha$ , diseñado y construido en el Observatorio de Ancón, IGP.

Control de Temperatura: Omron E5En

- Cámara CCD  
 Marca: Sony XC – 77  
 Dimensión del Chip: 10 x 8,2 mm<sup>2</sup>  
 Área Sensible: 8,8 x 6,6 mm<sup>2</sup>  
 Dimensión de cada celda (pixel): 11,0  $\mu$ m x 13,0 $\mu$ m.  
 Número de elementos: 720 x 640 píxeles
- Unidad de Almacenamiento (PC)  
 Marca: Dell Precisión PWS 380  
 S. O.: Windows XP Service Pack 2

A partir de los equipos antes mencionados se construyó un prototipo de un telescopio (figura 1), la idea básica consistió en distribuir todas las partes ópticas sobre una plataforma metálica de 75cm aproximadamente en el siguiente orden: Lente objetivo, Filtro H $\alpha$  y cámara CCD. Todo el sistema ensamblado se montó sobre una montura ecuatorial con la finalidad de tener un seguimiento adecuado cuando se realicen las observaciones durante el día. Uno de los equipos importantes que forma parte del sistema de observación es el filtro birrefringente H $\alpha$ , el nuestro es tipo Lyot que formó parte de un Heliógrafo monocromático que operó hace varias décadas atrás en el Observatorio de John A. Fleming de Huancayo monitoreando la actividad solar. La birrefringencia es una propiedad de ciertos materiales tales como: Calcita o Cuarzo, que desdoblan un rayo de luz incidente en dos rayos linealmente polarizados, estos cristales se sitúan en el interior del filtro, con el propósito de generar una interferencia de la luz polarizada transmitida a través de las capas del cristal birrefringente en dirección perpendicular al plano del eje óptico, en este tipo de filtros la interferencia se consigue incrementando la temperatura de los cristales, en nuestro caso se le adaptó un sistema de control de temperatura digital.

Otro dispositivo importante de nuestro sistema es la cámara CCD con el que se hacen las capturas de las imágenes del disco solar, es una cámara con un rango dinámico de 8 bits suficiente para captar explosiones solares de gran magnitud, teniendo en cuenta las dimensiones del lente objetivo y del detector CCD se obtendría una imagen del disco solar

de 5,23mm de diámetro, el poder de resolución espacial de la lente es de 4 segundos de arco, significa 12 $\mu$ m, que es el ínfimo tamaño de estructuras que nos permite estudiar en la cromosfera, este tamaño corresponde a 2,900 km, es decir toda estructura mayor a 2,900 km en el Sol podrá ser registrada por nuestro detector CCD.

## IMPLEMENTACIÓN DEL SOFTWARE

La cámara CCD trae consigo una Librería Dinámica de Enlace (del inglés Dynamic Link Library, DLL) además un software para operar la cámara, este programa elaborado por el fabricante ofrece algunas opciones básicas para el manejo de la cámara que de cierto modo podría facilitarnos para registrar imágenes del disco solar, pero si nuestro propósito es observar y capturar imágenes del Sol ininterrumpidamente durante el día considerando algunos parámetros observacionales y mas aún la explosiones solares, el programa deja de cubrir nuestros requerimientos; es por tal razón que se desarrolló un nuevo programa en C/C++ teniendo en cuenta la lista de funciones que ofrece la DLL para el manejo de la cámara.

### Funcionamiento del Programa

A continuación hacemos una descripción general del funcionamiento del programa.

En un primer momento se construyó una clase llamada "ARTRAY.h" en el que se definieron todas las funciones y parámetros propios de la cámara, el siguiente paso fue implementar dicha clase que consistió en definir ciertas tareas específicas para cada función. Teniendo ya implementada la clase se inició con la digitación del código fuente en el que se incluyeron diversas opciones tales como:

**1. Observar Imagen.** La tarea de esta opción es la de previsualizar y mostrar la imagen del disco solar en tiempo real.

**2. Abandonar Observación.** Cancela la observación de la imagen del disco solar y pone la cámara en modo de espera habilitando las opciones de Observar imagen, Capturar imagen o Espiar al Sol.

**3. Capturar Imagen.** Esta opción es el encargado de registrar y capturar las imágenes del disco solar y almacenarlos en un cierto directorio. Para un mejor análisis de las imágenes registradas por el programa se ha visto por conveniente implementar un algoritmo para guardar las imágenes asignándoles una extensión FITS (del Inglés, Flexible Image Transport System), que es un tipo de archivo muy convencional en el entorno astronómico que facilita la reducción y tratamiento de las imágenes.

**4. Espiar al Sol.** Esta es la opción más importante de todo el programa que es el encargado de registrar, examinar y discriminar automáticamente las imágenes del disco solar en pequeños intervalos de tiempo siguiendo ciertos criterios que se describirán mas adelante.

**5. Opciones de Adquisición.** El detector (chip) de la cámara CCD posee un tamaño de 10mm x 8,2mm cuya área sensible es de 8,8mm x 6,6mm que define la dimensión máxima del frame donde se visualiza la imagen, esta opción ofrece al usuario escoger entre diferentes tamaños del frame donde se visualizará la imagen del disco solar. (Figura 2)

### Descripción del método para detectar los Solar Flares

En general una imagen digital es un arreglo de números que representan los niveles de brillo que recoge cada píxel

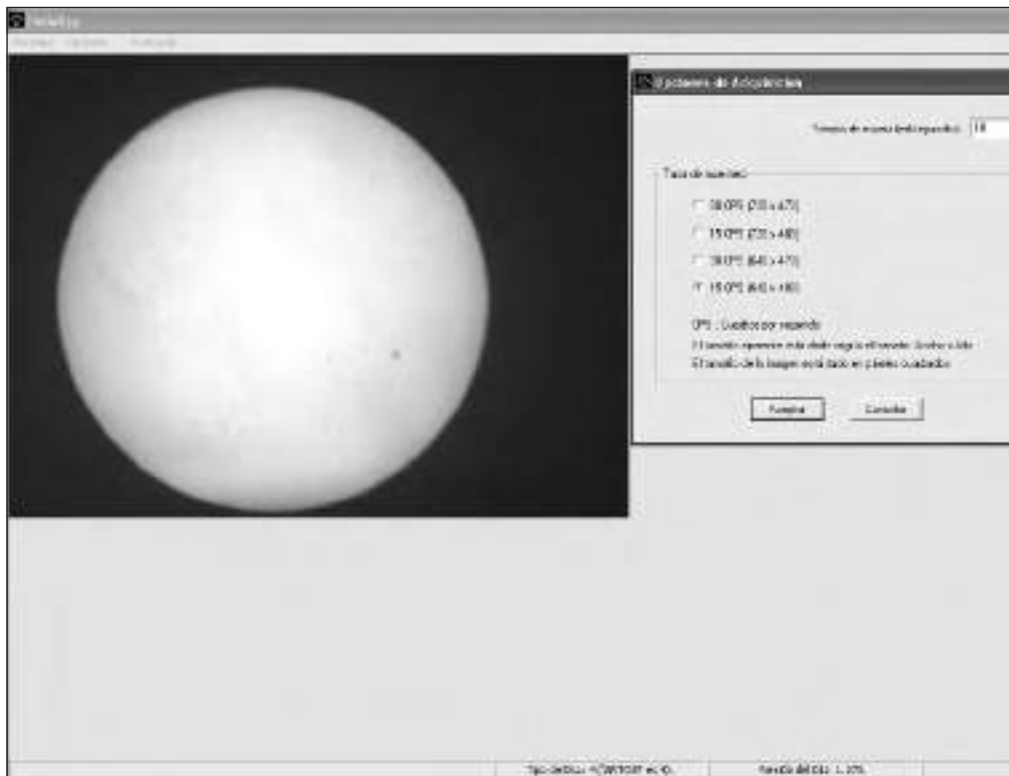


Figura 2. El programa en ejecución. Se aprecia la imagen del disco solar en H $\alpha$  y un cuadro de diálogo que muestra las diferentes opciones que permiten elegir el tamaño del frame.

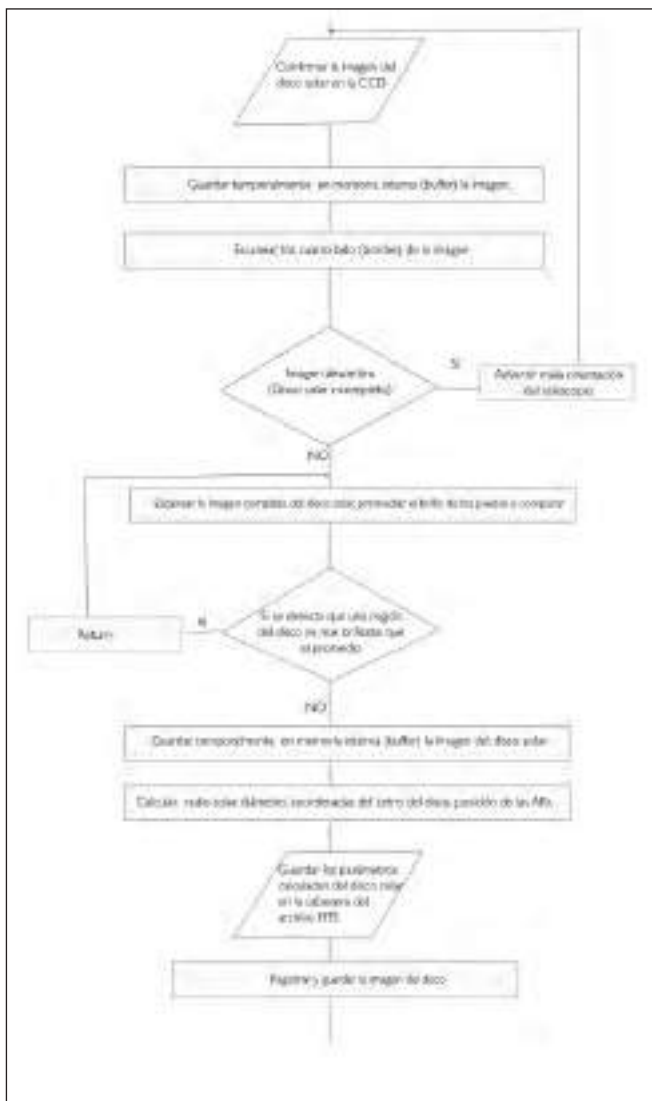


Figura 3. Diagrama de flujo que corresponde a la sección "Espiar al Sol".

y dependiendo del número de elementos que componen el detector se define la dimensión de la matriz, en nuestro caso tendremos una matriz de 720x480 elementos que definen el ancho y el alto de la imagen respectivamente. La opción "Espiar al Sol" contiene algoritmos que realizan operaciones respetando el siguiente orden (figura 3):

**a) Confirmar la imagen del disco solar:**

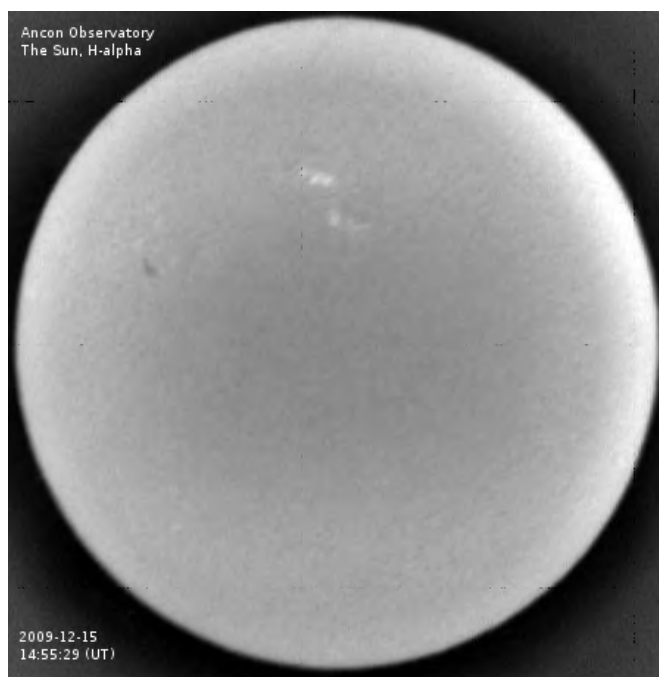
Este es el primer paso que se ejecuta cuando elegimos la opción "Espiar al Sol", consiste en escanear los cuatro bordes de la imagen para confirmar que la imagen del disco solar este completa y no descentrada, para esto el algoritmos determina el promedio del brillo de los cinco primeros elementos de los bordes horizontales respectivamente (inferior y superior) y los compara con el siguiente elemento (sexto), si comparando no encuentra un desnivel marcado que supere el valor constante entonces deberá continuar la operación con el siguiente elemento, (séptimo) pero esta vez considerando al sexto elemento como parte del conjunto de elementos a ser promediados nuevamente y obviando el primer elemento del conjunto anterior, se continua con esta operación hasta completar con todos los elementos del ancho de la imagen, análogamente se utiliza el mismo criterio para los bordes verticales (izquierdo y derecho). Si se comprueba durante el escaneo de los bordes que un conjunto de píxeles está por encima del valor constante, entonces es un indicador de que la imagen del disco solar no está bien centrada, el programa advierte este inconveniente y finaliza con "Espiar al Sol".

**b) Espiando al Sol:**

Si se confirma la imagen completa del disco solar realizado por el paso anterior, se prosigue con la parte fundamental del programa que es la de escanear toda la imagen del disco solar bajo el mismo criterio descrito anteriormente.

La cromosfera solar en H $\alpha$  es representada como un disco

- 1 El valor constante se refiere a la razón entre el fondo oscuro y el limbo del disco solar. En nuestra experiencia esta razón equivale a 10.
- 2 Tomas que se hacen de superficies uniformemente planas e iluminadas con la misma configuración óptica.



Figuras 4 y 5.

opaco y uniforme, cuando hay presencia de regiones activas se aprecia la cromosfera con zonas brillantes, pero si llegara a observarse un Solar Flare, éste sería mucho más brillante, el algoritmo que corresponde a esta sección toma en cuenta estas consideraciones durante el escaneado.

Escanear toda la imagen del disco solar implica comparar el promedio del brillo de un conjunto de los píxeles únicamente con todos los elementos que componen la imagen del disco solar, teniendo en cuenta el criterio descrito en el paso anterior, la comparación deberá ser pixel por pixel hasta que en un momento dado pueda ocurrir una explosión el cual ocasionará un desnivel marcado de la razón entre la superficie de la cromosfera y el brillo de la explosión. Hasta el momento no hemos registrado con nuestro sistema un evento de esta naturaleza debido a que es mínima la actividad solar, por tanto aún no conocemos que valor constante que se tendría que considerar como condición

dentro de este algoritmo, en la actualidad consideramos como valor constante o razón 1,7; este valor es recogido de las experiencias obtenidas por el personal del Observatorio Solar de Mitaka, Observatorio Astronómico Nacional de Japón, con el Flare Patrol Telescope que de cierto modo los equipos empleados en sus observaciones son muy similares al nuestro.

### c) Cálculo de parámetros:

Para complementar nuestras observaciones se implementó otro algoritmo que se encarga de calcular algunos parámetros propios del disco solar, tales como: Radio Solar, Diámetro, Coordenadas del Centro del Disco Solar y Coordenadas de las Regiones Activas, todo esto en base al arreglo matricial que genera el programa.

### Reducción de datos

Una vez obtenidos los datos, el siguiente paso es corregirlos, generalmente en astronomía óptica se emplea una técnica con el fin de mejorar la calidad de las imágenes, esta técnica consiste en remover los efectos de variación de sensibilidad del detector CCD debido a la corriente oscura, la calidad del material empleado en la construcción del detector y otro factor influyente es el polvo o residuos acumulados en la superficie del chip o en los dispositivos ópticos. Nuestro principal inconveniente fue la presencia de residuos y para corregir este problema fue necesario la obtención de un patrón de imagen (flat) a partir de varias tomas. Tratándose de disco solar existe una técnica para generar flats planteada por Kuhn J.R., Lin H., y Lorz D., desarrollado en el Big Bear Solar Observatory, muy diferente al de las observaciones estelares. La idea básica es capturar imágenes del disco solar relativamente desplazadas una respecto de las otras con el fin de abarcar toda el área del detector, luego de realizar una serie de operaciones (cálculo de la derivada horizontal y vertical del logaritmo de la función de respuesta a partir del conjunto de imágenes) se consigue un flat resultante. Utilizamos este criterio para corregir nuestras imágenes del disco solar, pero aún la parte operativa de este método lo estamos adecuando a nuestro sistema, en lugar obtenemos un Flat Estándar Normalizado a partir de imágenes relativamente desplazadas obtenidos con nuestro sistema de observación.

### Resultados preliminares

El diseño y construcción del telescopio se concluyó satisfactoriamente, se realizaron numerosas pruebas de observación que nos sirvió para corregir algunas adaptaciones de nuestro sistema con el fin de mejorar la calidad de nuestras imágenes.

La adaptación del sistema de control de temperatura funciona correctamente, esto lo pudimos comprobar realizando observaciones solares y capturando imágenes estando el filtro a diferentes temperaturas y notamos que nuestro filtro funciona en el rango del H $\alpha$  a 46,9 °C.

Se han capturado numerosas imágenes del disco solar en H $\alpha$  en algunas ocasiones se pudo registrar Regiones Activas (ARs) sobre la superficie cromosférica (Figuras 4 y 5).

### Discusión

Lo fundamental para reducir datos o corregir imágenes registradas por un CCD es obtener un buen flat, que ayudara a quitar los gradientes de iluminación, producto de la acumulación de residuos en la partes ópticas del equipo y debido a la aberración óptica de los componentes ópticos. La técnica que desarrollaron Kuhn, Lin y Lorz, es la más adecuada por el momento, han logrado excelentes resultados, es aplicable con

objetos de regular tamaño que abarquen un buen porcentaje del detector.

Las imágenes de disco solar (Figuras 4 y 5) es el resultado de aplicar parte del método antes descrito, para tal efecto no se consideró la parte final del uso de algoritmos que se aplican a las imágenes. Sin embargo lo que se aplicó fue el método de registrar imágenes del disco solar para obtener los flat, se registraron imágenes fuera de foco, ligeramente desplazadas que en total suman 8, se sumaron las 8 imágenes, luego se promediaron y finalmente se obtienen un solo flat normalizado y lo aplicamos sobre la imagen cruda. Con este procedimiento se consiguió eliminar casi por completo las imperfecciones que eran muy notorias en las imágenes crudas y quedando más nítidas las Regiones Activas que es de nuestro interés. Se han intentado otros métodos para la obtención de los flat, como la suma de varias imágenes centradas y desenfocadas, sin embargo el mejor resultado lo hemos logrado con la técnica arriba descrita. La técnica de Kuhn Lin y Lorz podría ser más efectiva en nuestro experimento si contáramos con un mejor sistema de seguimiento de la montura, ya que el desplazamiento que se hace para obtener la imágenes desplazadas, en nuestro caso lo hacemos en forma manual, esto hace que la imagen final del flat no sea tan regular como debiera ser.

Las calidad de las imágenes mostradas aun no son las óptimas pero son evidentes las mejoras y hay que seguir trabajando con lo que es la obtención de los flat's que es un tema siempre complicado en cualquier observación astronómica.

### Conclusiones

Luego de numerosas pruebas de observación se pudo determinar con exactitud la temperatura de operación del filtro birrefringente, debido a que se desconocía la temperatura de operación por estar inoperativo por mucho tiempo, prácticamente estaba descartado y luego de muchos esfuerzos hemos logrado volver a darle uso.

Se consiguió capturar un gran número de imágenes del disco solar logrando registrar en algunas ocasiones actividad solar en la superficie solar, a pesar de que en esta época el Sol está en su mínimo de actividad.

En cuanto al software de adquisición de datos, está prácticamente concluido, lo que queda por hacer es realizar algunos ajustes menores.

Un aspecto importante es perfeccionar la técnica de reducción de datos, incluye la obtención de los flat's para mejorar la calidad de las imágenes. También mejorar el seguimiento de la montura ecuatorial.

### Agradecimientos

- Al Instituto Geofísico del Perú por brindarme las facilidades para desarrollar mi tema de tesis.  
Al Dr. José Ishitsuka y al Dr. Mutsumi Ishitsuka, por estar a cargo de mi capacitación en el Observatorio de Ancón.
- Al Msc. Hugo Trigoso y a todo el personal de Observatorio de Ancón quienes han tenido mucho que ver con la construcción del sistema de observación.
- Finalmente a Mario Zegarra Valles por su apoyo en el desarrollo del software.

### BIBLIOGRAFÍA

- **Priest, E. (1982).** Solar Magnetohydrodynamics, Cap.1, Edited by B.M. McCormac, Lockheed Palo Alto Research Laboratory, Calif. USA.

- **Hui Li. (2000).** Instrument for and Multiple Wavelength Study of Solar Flares, Cap.1, Purple Mountain Observatory, Nanjing, Chinese Academy of Science.
- **Charles Petzol (1998).** Programming Windows, Cap. 8,14,15,11, Microsoft, Fifth Edition.
- **Magara T, Shibata K. (1999).** Evolución of Eruptive Flares II. Enhanced Resistivity. Edited by The Astrophysical Journal, 468-469.



# Analysis of the disaster database DesInventar used for the quantification of extreme meteorological events in the Mantaro valley, central Peruvian Andes

Análisis de la base de datos de DesInventar usado para la cuantificación de eventos meteorológicos extremos en el valle del Mantaro, Andes centrales peruanos

**Simon Gigandet**

MSc Student at the Institute for Atmospheric and Climate Science Swiss Federal Institute of Technology Zurich (ETHZ)  
simon.gigandet@student.ethz.ch

Investigación dirigida por: Mag. Grace Trasmontes S., Dr. Ken Takahashi G.  
Investigación en Prevención de Desastres Naturales

## Resumen

Desinventar es el resultado del esfuerzo por obtener una herramienta conceptual y metodológica común para la construcción de bases de datos para América Latina, sobre pérdidas, daños o efectos ocasionados por emergencias o desastres. Fue desarrollada por La Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina (LA RED) y contiene un sistema de adquisición, consulta y despliegue de información sobre desastres de pequeños, medianos y grandes impactos, desde una escala espacial local (municipio o equivalente), y con resultados en formato de mapas, gráficos y/o datos. Tuvo como base fuentes de datos preexistentes, fuentes hemerográficas y reportes de instituciones en nueve países de América Latina.

Desinventar fue utilizada para obtener información sobre la zona del Proyecto MAREMEX- Mantaro, en parte de la cuenca del río Mantaro, dando énfasis a lo que se ha llamado desastres relacionados al agua (que llamaremos "eventos por agua", incluye lluvias importantes, inundaciones, deslizamientos) y a los eventos térmicos fríos (o "eventos fríos", que incluye granizada, heladas y/o nevadas), que son los que causan un mayor impacto en las actividades sociales y productivas de la región. Se encontró que el 80% de casos de desastres fueron ocasionados por eventos relacionados con agua. Las inundaciones, lluvias importantes y heladas son los tres principales tipos de eventos meteorológicos extremos que afectan a la región, y los distritos de Huancayo, Chilca y El Tambo son los que registraron el mayor número de eventos de desastres.

**Palabras clave:** DesInventar, eventos meteorológicos extremos, desastre, valle del Mantaro.

## Abstract

Desinventar is the result of an effort to obtain a common conceptual and methodological framework for the construction of databases in Latin America about loss, damage, or effects caused by emergencies or disasters. It was developed by the Network of Social Studies in the Prevention of Disasters in Latin America (LA RED), and it is a useful tool for consultation and display of information (maps, graphs and/or raw data) about disasters of small, medium and greater impact, from a local scale (town or equivalent), based on preexisting data, newspaper sources and institutional reports in nine countries in Latin America.

Desinventar was used as a source of information for a region in the Mantaro river Basin, called MAREMEX area, for a recent project ("Manejo de riesgo de desastres ante eventos meteorológicos extremos - sequías, heladas y lluvias intensas como medida de adaptación ante el cambio climático en el valle del Mantaro"), emphasizing two types of disasters: "water event" or related to water (heavy rains, flooding and landslides) and "cold events" related to cold thermal conditions (hail, frost, snow), that are causing major impacts in social and productive activities in the region. It was found that 80% of all disasters are caused by water events; flooding, heavy precipitation and frost are the most important extreme meteorological events occurred, and Huancayo, Chilca and El Tambo are the top-3 of the areas having the most extreme meteorological events in our study area.

**Keywords:** DesInventar, extreme meteorological events, disaster, Mantaro valley.

## 1. Introduction

One of major consequences of climate change worldwide could be the increase in natural catastrophes and extreme meteorological events causing disasters affecting both people and infrastructure.

One of the research areas of the entire climatology group at Instituto Geofísico del Perú (IGP) is the vulnerability to climate change of specific regions of Perú. Agriculture being a central and major activity in Perú in general, the impact of climate change can have disastrous repercussions on life quality, health and productivity of large regions in the country. The region of interest for several projects in present is the Mantaro river basin.

The Mantaro river basin, located in the central Andes of Perú,

has a great socio-economic importance, and its exceptional climatic and physiographical characteristics has allowed the installation of hydroelectric power stations that supplies approximately 35% of the energy of the country. On the other hand, the valley of the Mantaro River produces most of the food consumed in Lima, by far the largest city of Perú and its capital. These aspects have motivated the proposal and execution of research projects that help the understanding of the climatic characteristics of the region, their relation to global climate and the possible effects of climatic change (Silva et al., 2006).

This paper provides an overview and statistical analysis of past disasters and describes the use of a database in order to provide statement on temporal evolution, geographical repartition of disaster as well as a statement on the quality,

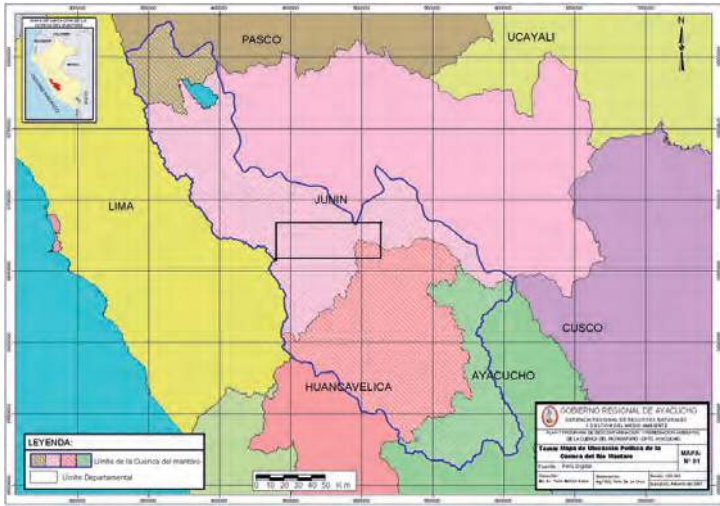


Figure 1. Dark contour line of the Mantaro river basin; black rectangle, zone of interest.

coherency and usability of the disaster database used.

As seen before, the valley of the Mantaro River is extremely important for its agricultural production for all Perú. A project of investigation of this region called MAREMEX "Manejo de riesgo de desastres ante eventos meteorológicos extremos - sequías, heladas y lluvias intensas- como medida de adaptación ante el cambio climático en el valle del Mantaro" has been started. The geographical area of investigation has been defined for this project and is used as well for the statistical disaster research treated in this paper (See figure1).

The goal of this work is to determine the temporal evolution and the geographical repartition of meteorological extreme events in the MAREMEX region.

### 2. Data and sources of data

In this work the database "DesInventar" was used and analyzed. It is a database containing all kind of natural disasters occurring in Perú (earthquakes, forest burnings, floods, etc).

Basically, DesInventar is a conceptual and methodological tool for the construction of databases of loss, damage, or effects caused by emergencies or disasters.

From 1994, the creation of a common conceptual and methodological framework was begun by groups of researchers, academicians, and institutional actors linked to the Network of Social Studies in the Prevention of Disasters in Latin America (Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina - LA RED). These groups conceptualised a system of acquisition, consultation and display of information about disasters of small, medium and greater impact, based on pre-existing data, newspaper sources and institutional reports in nine countries in Latin America. The developed conceptualisation, methodology and software tool is called Disaster Inventory System - DesInventar (Sistema de Inventario de Desastres . DesInventar).[DesInventar].

More specifically for Perú, the data source is mostly the newspaper "El Comercio" as well as some data from eleven other national newspapers. Between 1994 and 1996 data was added also from statistical yearbooks published by the National Civil Defense Institute (INDECI).

The tool used to consult the database is called "DesConsultar". DesConsultar is a software joined with DesInventar. It was designed as a supporting tool for the understanding of the disasters, as an insert recurring in everyday relations between the dynamics of the society and their technological advances and those of nature. DesConsultar allows to make exhaustive and specific consultations permitting to reveal the characteristics and effects of disasters. (DesConsultar).

The version 6 of DesConsultar was used for this work. Da-

tabase goes from 1970 to 2003 and are provided by the Intermediate Technology Development Group Perú (ITDG- Perú).

As an example, DesInventar data were used as well in the Global assessment report on disaster risk reduction (2009) by the United Nations.

### 3. Methodology

In order to provide the need information and plots, several selections in the data are necessary. First of all, a geographical selection. Based on the area described in figure 1, the correspondent district had to be selected. This selection will remain for all the statistics done in this work. In a second step, the types of event were classified in three categories of meteorological events as shown in Table 1. The third step of selection is to differentiate between events affecting people and events affecting infrastructure. The details of these categories are also shown in table 1.

These selections allowed providing an overview of the geographical repartition, the temporal evolution of meteorological extreme events as well a making statement about the type of events responsible for the major disasters in the determined area.

Table 1. Categories selected in the database for the statistical comparison

Effects on	Event
<b>People</b>	<b>Heat</b>
Affected	Sequías
Victims	Ola de Calor
Evacuated	<b>Cold</b>
Injured	Helada
Dead	Granizadas
Relocated	Alud
Missing	Nevada
<b>Infrastructure</b>	Ola de Frío
Houses affected	<b>Water</b>
Destroyed	Inundación
Roads	Deslizamiento
Farming & Forest	Avenidas
Livestock	Lluvias
Schools	
Hospitals	

### 4. Analysis and results

After having consulted the database in several different ways, the most representative way of representing data seemed to be to display the "number of disaster reports". This is a common base for describing disasters affecting people and infrastructure.

The results found will be structured as follows:

- A. A general comparison between Mantaro basin and the region of interest in this work.
- B. Results sorted by events causing the disasters.
- C. Results sorted by location of disasters and a direct comparison with population statistics.
- D. A statement on the temporal evolution of disaster in the region.

#### A. A general comparison between Mantaro basin and the region of interest in this work

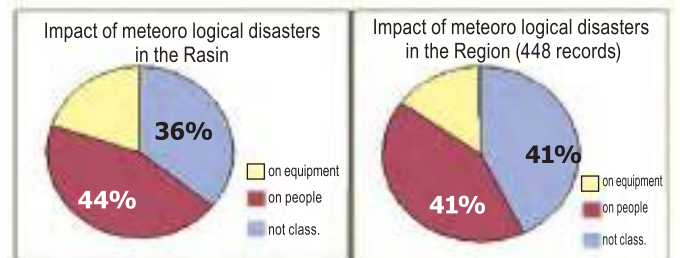


Figure 2. Representation of the repartition of categories affected by extreme meteorological events. Left, in the Mantaro Basin. Right, in the region of interest 1970 and 2003. (Unit: number of reports in the database).

According to fig. 2, in the valley, the number of disaster affecting infrastructure is equal to the number of disaster affecting people. And as a comparison with the Mantaro basin: 44% of all disasters of interest (cold, hot, water) affect

people and 36% infrastructure.

One unpleasant fact of the database is that nearly 20% of the disasters are not classified in people or infrastructure. This has to be noticed, especially for further analysis of outputs.

**B. Results sorted by events causing the disasters**

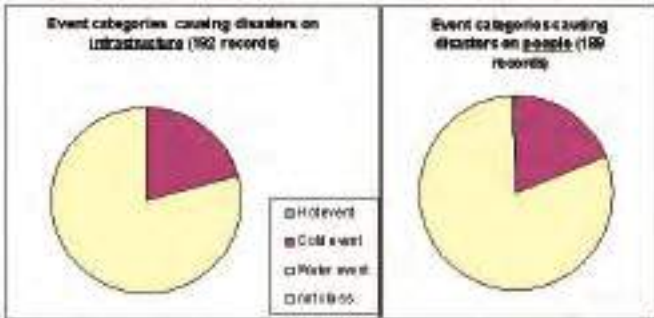


Figure 3. Repartition of the types of extreme meteorological events affecting infrastructure (left) and people (right) in the region of interest 1970 and 2003. (Unit: number of reports in the database).

80% of all meteorological disaster on infrastructure and people are caused by water events, 20% by cold events. Unfortunately, DesInventar does not contain hot events.

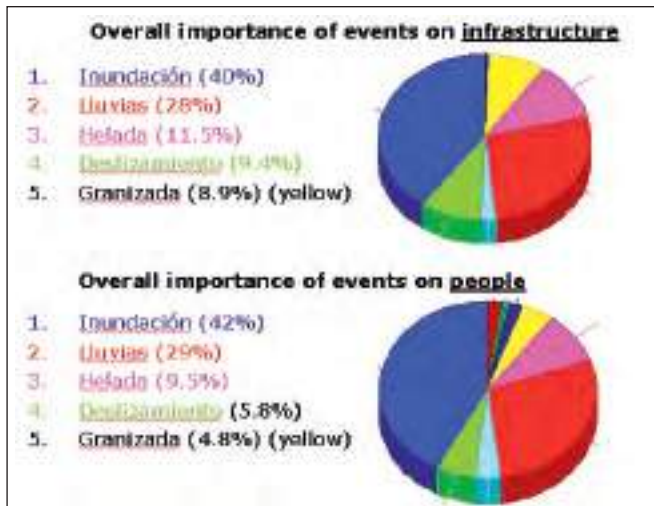


Figure 4. Ranking and corresponding plot of the repartition of the different meteorological events affecting infrastructures (top) and people (bottom) in the region of interest between 1970 and 2003. (Unit: number of reports in the database).

We observe exactly same ranking for the events affecting people and infrastructures, but there are more different events for the people category, more diversity. The reason may be that the database concerning people is more precise, because disaster on people may be reported better in newspaper than disasters on infrastructure.

**C. Results sorted by location of disasters and a direct comparison with population statistics**

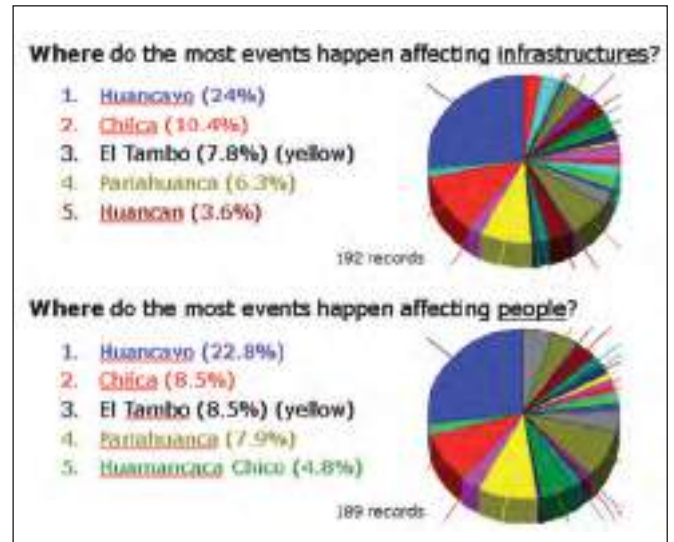


Figure 6. Ranking and corresponding plot of the repartition of extreme meteorological events affecting infrastructures (top) and people (bottom) in the region of interest between 1970 and 2003. (Unit: number of reports in the database).

Here the goal was to compare to density of disasters in the top-5 regions with the number of inhabitants and the density of population. We wanted to see, if the number of disasters is simply and only proportional to this two factors or if we can imagine other physical factors influencing their occurrence. Fortunately, as seen in figure 7, there are significant differences.

This means that this database does not simply reflect the population characteristics, but is able to show the physical disaster properties. This is actually what we expected and hoped for.

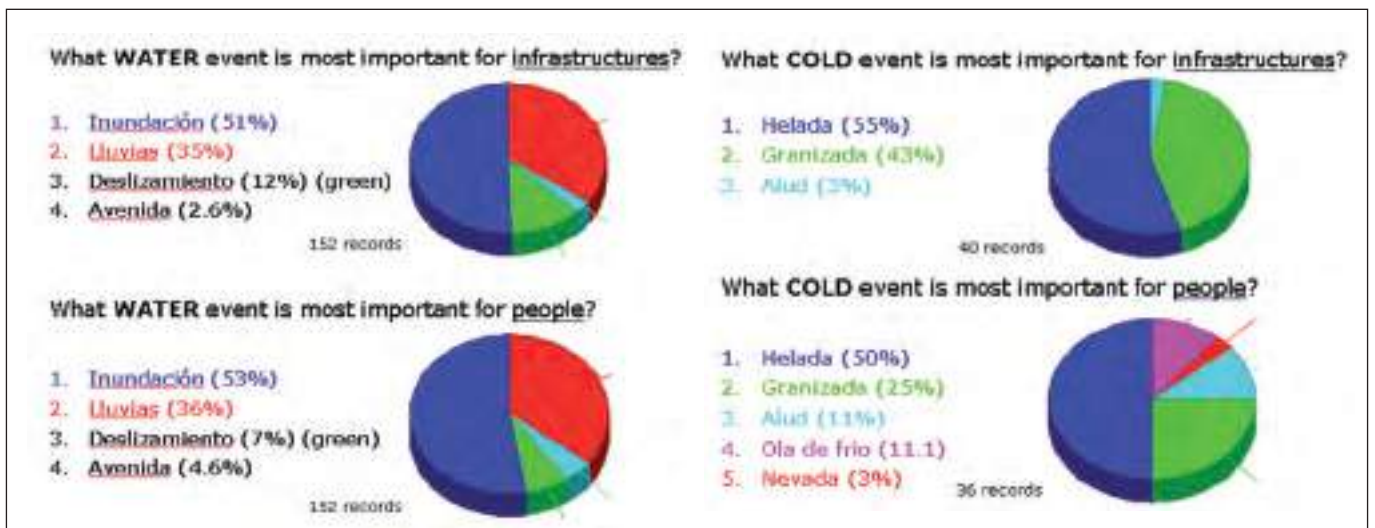


Figure 5. Ranking and corresponding plot of the repartition of extreme WATER (left) and COLD (right) events affecting infrastructures (top) and people (bottom) in the region of interest between 1970 and 2003. (Unit: number of reports in the database)

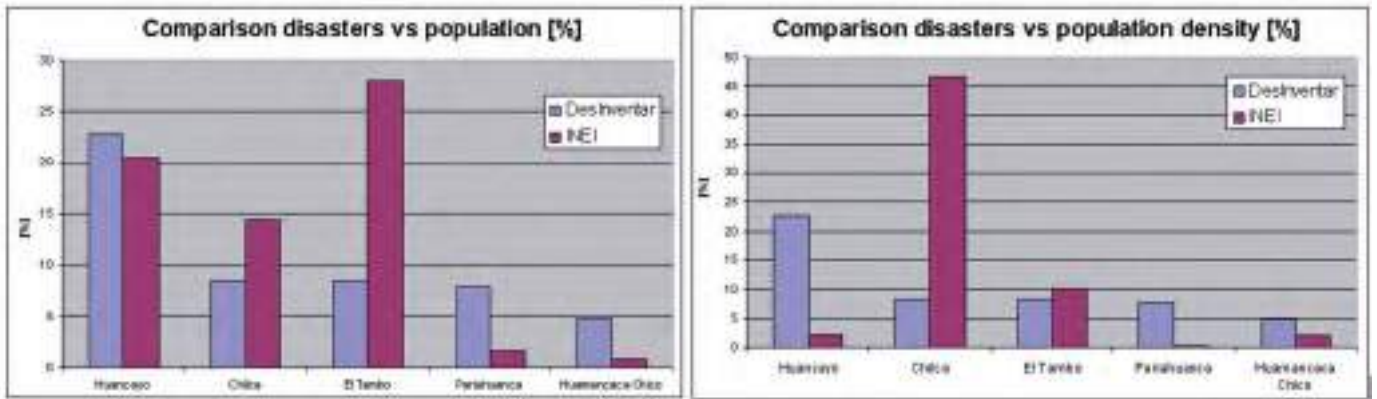


Figure 7. Direct comparison for the top 5 of disaster locations on people (DesInventar) with the population of the corresponding district (left) and the population density (right).

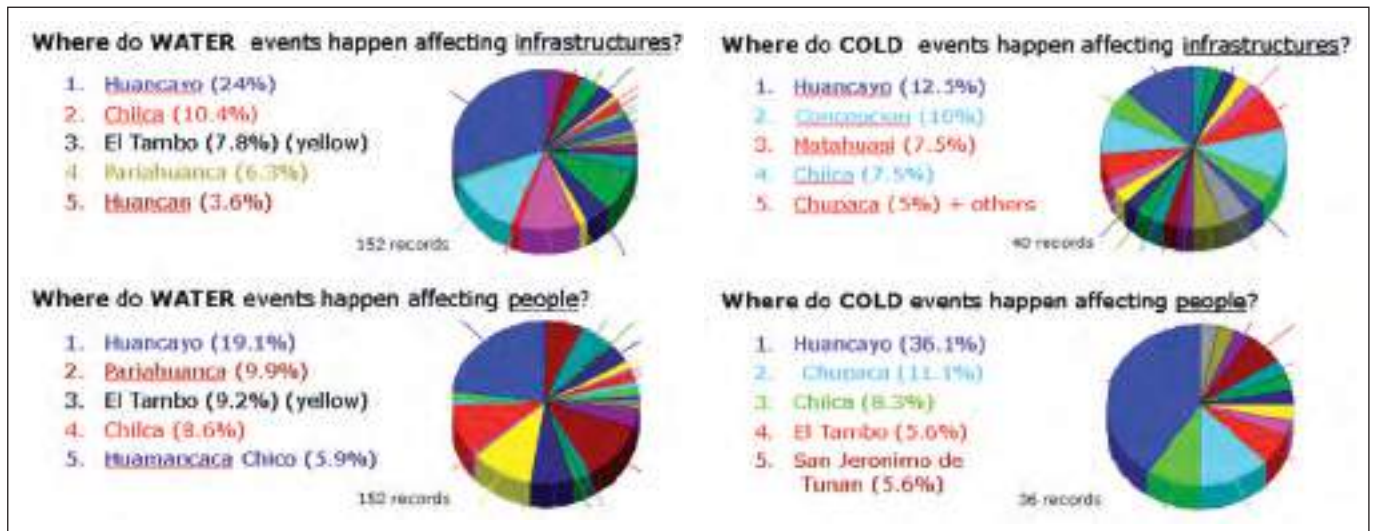


Figure 8: Ranking and corresponding plot of the geographical repartition of extreme WATER (left) and COLD (right) events affecting infrastructures (top) and people (bottom) in the region of interest between 1970 and 2003. (Unit: number of reports in the database).

Notice that the amount of data is very small for the cold event at least. Huancayo experienced only 5 events on infrastructures and 13 on people, in 34 years. That is why this ranking has not to be weighted too much.

**D. A statement on the temporal evolution of disaster in the region**

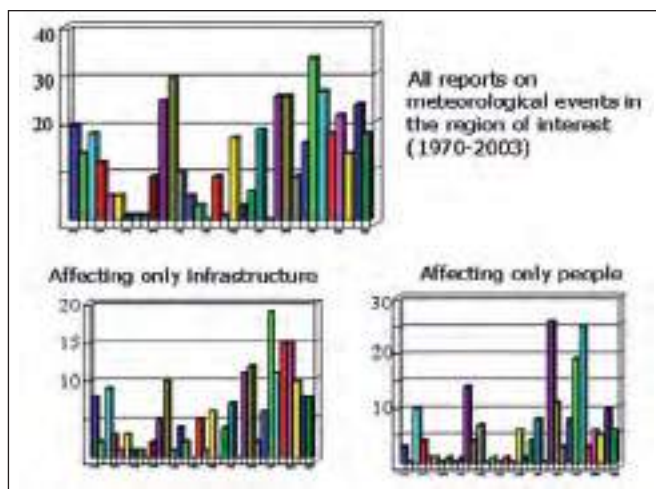


Figure 9. Temporal evolution from 1970 to 2003 of extreme meteorological events in the region. The two plots at the bottom represent the evolution of the events affecting infrastructure (left) and people (right), the plot at the top show the temporal evolution of all extreme meteorological events. (Unit: number of reports in the database).

**5. Conclusions**

**Problems**

During this statistical analysis, some problem showed up. By going deeper into the selection possibilities, the loss of data is significant. E.g. only by selecting infrastructure or people, 20% of the dataset is lost because several events are related to none of these two categories.

Furthermore, no hot events are recorded in the database. Obviously this is not coherent with the reality of the Mantaro region. Another problem related to data categorization is the incoherent structure of specific parts of the database. E.g. a selection can be made between "victims" and "affected people". Unfortunately, the difference or selection criteria is not clear. As a result of that, the more specific the selection is, the more data is not taken into account, because it is affiliated to another category or not affiliated at all.

This effect could well be seen for the selection of cold events in the chosen region (e.g. figure 8, right).

From a geographical point of view, the selection procedure is not ideal for selecting an area like our region of interest, because the resolution is "district". But on the other, regarding the number of data available, this may not have a important effect on the final result of the statistics.

Last but not least, the temporal evolution has also to be taken with precaution. Since 1970, the quality of the data source, being mainly newspapers, has increased significantly, as a result, much more data (events) are introduced in the database. Finally, we end up with having more data with time. This could also explain a part of the increase.

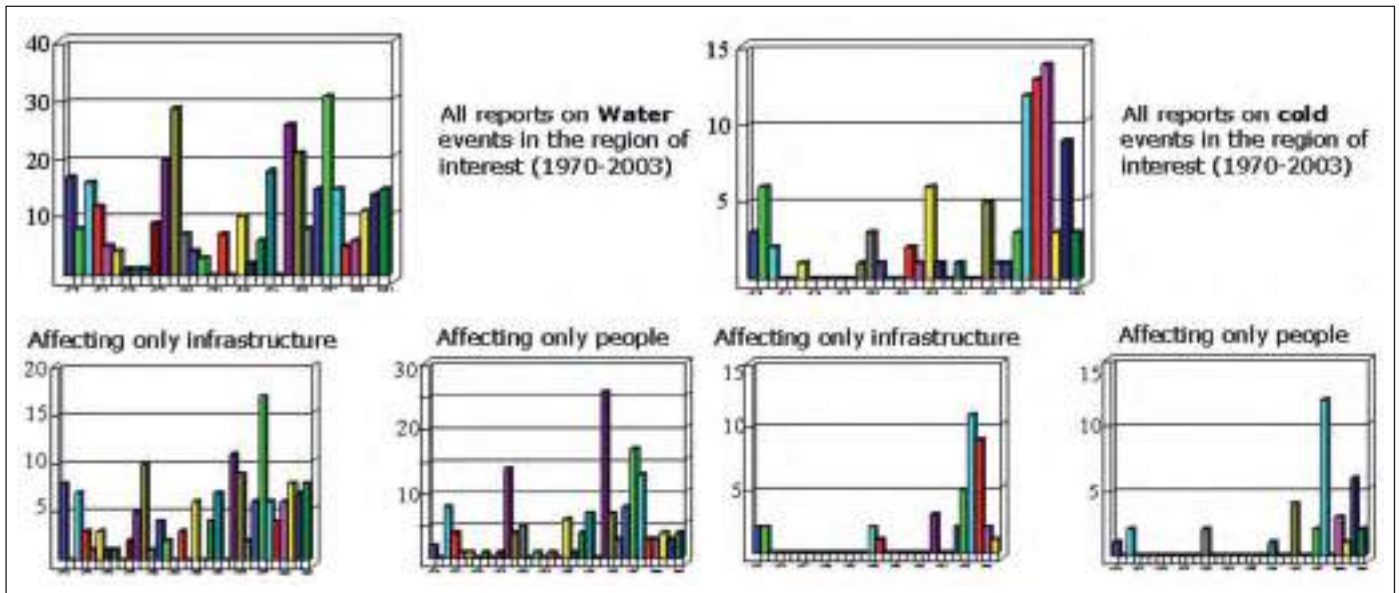


Figure 10. Temporal evolution from 1970 to 2003 of extreme water events (left) and cold events (right) in the region (Unit: number of reports in the database). The four plots at the bottom represent the evolution of the events affecting people and infrastructure; the two plots at the top show the temporal evolution of all meteorological events.

**Main conclusions of the results**

- 80% of all disasters are caused by water events, 20% by cold events (no data for warm events)
- Overall ranking of the type of extreme meteorological events:
  1. Inundación
  2. Lluvias
  3. Helada
  4. Deslizamiento
  5. Granizada
- Inundación and lluvias count for 90% of all water events
- Helada and granizada count for 75-95% of all cold events
- Top-3 of the areas having the most extreme meteorological events:
  1. Huancayo
  2. Chilca
  3. El Tambo

**Quality of the database**

After a complete analysis of the outputs and plots, some incoherent results and lack of data were found. Below, positive and negative aspects of DesInventar are listed.

**Positive aspects**

- With DesInventar, a global database for all Perú is available in a free and simple way.
- It gives a good qualitative idea of disasters statistics.
- DesInventar 9, the newest version is under construction, work is constantly done to increase the amount and quality of the data.
- The contact with the people working for the DesInventar project very efficient, fast and useful.
- Getting more information is still work in progress.

**Negative aspects**

- There are a lot of unclassified events (figure 2).
- All the statistics was done a second time, but instead of basing on "number of reports", the criteria was "People

affected", which was supposed to be a representative value as well. Unfortunately the result was not better.

- The selection possibilities are there, but there are not enough data for the statistic to be coherent (e.g. figure 8, right).
- The time available for this work was limited, a deeper analysis would require more time and background knowledge of the region and general characteristics of disasters in Perú.

**References - Sources**

- **Silva et al. (2006):** Variability and climate change in the Mantaro River Basin, central Peruvian Andes, Proceedings of 8 ICShMO, Foz do Iguacu, Brazil, April 24-28, 2006, INPE, p. 407-419
- **DesInventar:** [www.desinventar.net](http://www.desinventar.net)
- **DesConsultar:** <http://www.desinventar.net/DesInventar/help/main.jsp>
- **INEI:** <http://www.inei.gob.pe/biblioineipub/bancopub/Est/Lib0362/indice.HTM>.



# Implementación de modelos empíricos de derivas ionosféricas ecuatoriales

## Implementation of empirical models ionosphere equatorial drifts

**Jorge Angel Huamán Yampul**

Escuela Profesional de Ingeniería Física  
Facultad de Ciencias - Universidad Nacional de Ingeniería  
angel.huaman@jro.igp.gob.pe

Prácticas dirigidas por: Dr. Jorge Chau e Ing. Freddy Galindo  
Radio Observatorio de Jicamarca

### Resumen

La importancia del estudio de la ionosfera es debido a la aplicación que tiene como sistema de comunicaciones terrestre y a la influencia que ejerce en sistemas de comunicación por satélite, los cuales requieren de una gran precisión. Debido a esto la página web del Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) (<http://jro.igp.gob.pe>) presenta una serie de programas de consulta, uno de ellos es el Modelo de Derivas Verticales en el Ecuador Magnético. Como parte de una política de uso de software libre, se decidió implementar éste modelo en el lenguaje de programación de código abierto Python. Asimismo, se implementó el modelo de derivas zonales. Ambos modelos empíricos utilizan datos tomados con el radar VHF del ROJ y una serie de funciones base para las interpolaciones (e. g, Polinomios de Bernstein, Cubic B-Spline) para estimar el comportamiento de las derivas en la ionosfera ecuatorial.

**Palabras clave:** Ionósfera ecuatorial, campos eléctricos.

### Abstract

The importance of studying the ionosphere is due to its use on terrestrial communications system and to its influence on satellite communication systems, which require high accuracy. For this reason the Jicamarca Radio Observatory's (JRO) web page (<http://jro.igp.gob.pe>) presents a series of useful online programs, one of them is the Empirical Model for Equatorial Vertical. As part of JRO's policy of using free software, it was decided to implement this model in the programming language Python. Also we have implemented the zonal drift model. Both models use empirical data from the JRO VHF radar JRO and a series of basis functions for interpolations (e. g, Bernstein polynomials, Cubic B-Spline) to estimate the behavior of the equatorial ionospheric drifts.

**Keywords:** Equatorial ionosphere, electric fields.

## 1. Introducción

El ROJ es la estación ecuatorial de la cadena de radares de dispersión incoherente (cuyas siglas en inglés es ISR) del hemisferio oeste, que se extienden desde Lima hasta Søndre Strømfjord en Groelandia. El ROJ está ubicado a 20 km al este de Lima (10,95"S, 76,87"O), y a una altitud de 520 m.s.n.m. El ángulo de inclinación magnética es aproximadamente 1º y varía ligeramente con la altitud y el año.

La antena principal del ROJ es un arreglo de dipolos cruzados. La frecuencia de operación es de 50 MHz y el área de la antena es aproximadamente 90,000m<sup>2</sup> (300x300m<sup>2</sup>). El transmisor puede emitir una potencia pico de 2MW, con un ciclo de trabajo máximo del 5%.

El Radio Observatorio se dedica a desarrollar ciencias atmosféricas. Su principal campo de estudio es la ionósfera ecuatorial. El estudio de la ionósfera ecuatorial ha adquirido mayor importancia debido, en gran parte, a las contribuciones hechas desde el Radio Observatorio de Jicamarca.

## Trabajo realizado

### Antecedentes

Trabajos previos realizados en la implementación de modelos empíricos de derivas se llevaron a cabo en el ROJ con el software para programación científica IDL 7.0; de la empresa ITT Visual Information Solutions, que por su fácil manejo per-

mitió realizar la implementación. El modelo implementado fue el de derivas verticales en la ionósfera ecuatorial.

## 2. Fundamento teórico

### Ionósfera Ecuatorial

La ionósfera es la parte de la atmósfera (situada entre la mesósfera y la exósfera) y en promedio se extiende aproximadamente entre los 85 km y los 700 km de altitud. Por otra parte, algunos consideran que la alta ionosfera constituye el límite inferior de la magnetósfera, solapándose ligeramente ambas capas (entre los 500 y 600-800km). La ionósfera también se conoce como termosfera por las elevadas temperaturas que se alcanzan en ella debido a que los gases están en general ionizados. Dependiendo del grado de ionización de cada nivel de altura pueden encontrarse picos de ionización en capas denominadas: D, E, F1, y F2 (Ver figura 1). La estructura de la ionósfera viene marcada por el gradiente de la densidad electrónica.

Así tenemos las siguientes capas:

- 60 km: capa D. Sólo aparece durante el día y es sumamente absorbente para frecuencias por debajo de unos 10 MHz, protegiendo la superficie terrestre de gran parte de la radiación espacial.
- 80-110 km: capa E o capa de Kennelly-Heaviside (o capa de Heaviside).

- 180-600 km: capas F o capas de Appleton. Las capas F se elevan por la noche por lo que cambian sus propiedades de reflexión.

La ionosfera terrestre está parcialmente compuesto por gas ionizado que envuelve la tierra y en cierta forma hace de interfase entre la atmósfera y el espacio. Desde que el gas es ionizado, principalmente por la radiación Ultravioleta (UV) proveniente del Sol, no puede ser completamente descrito por las ecuaciones de la dinámica de fluidos neutros.

La radiación Ultravioleta Extrema (EUV) es también responsable por la producción de plasma en el hemisferio iluminado por el Sol. Debido a los protones solares tienen suficiente energía para ionizar la atmósfera neutra. Igual número de iones positivos y electrones son producidos en el proceso de ionización.

**Flujo solar**

El índice f10.7 es una medida del nivel del ruido generado por el sol en una longitud de onda de 10.7cm en la órbita terrestre. Este índice es usado como un parámetro del cual dependen los modelos empíricos ya que al aumentar la actividad solar se produce una mayor radiación UV y EUV que incide en la atmósfera, aumentando significativamente la ionización de la región F.

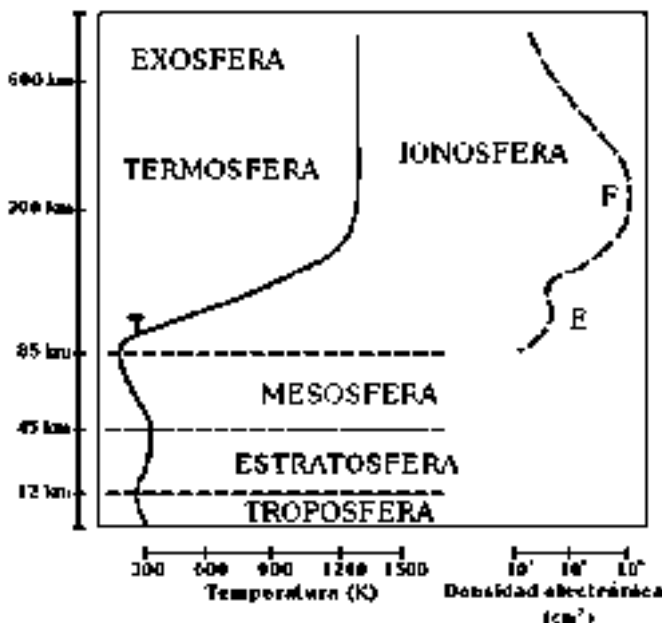


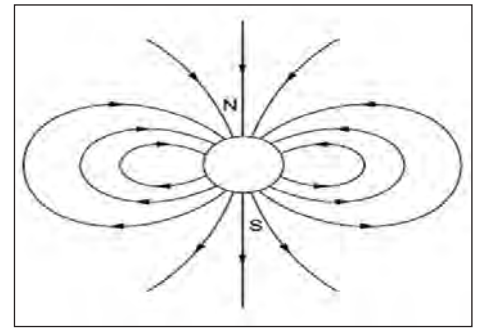
Figura 1. Diferentes capas de la atmósfera terrestre y perfiles típicos de temperatura. En la parte izquierda se muestran la densidad electrónica para las diferentes capas [Figura extraída de Wikipedia Commons].

**El campo magnético terrestre**

La principal fuente para el campo magnético terrestre es un dipolo cuyo eje está inclinado respecto al eje de giro de la Tierra cerca de 11°. Esta compensación, que es común a varios campos magnéticos planetarios, se encuentra de tal manera que el eje del dipolo en el hemisferio norte se inclina hacia el continente norteamericano. Los puntos del campo magnético B ingresan hacia la superficie de la tierra en el hemisferio norte y salen fuera de ella en el hemisferio sur. La posición del dipolo se desplaza con el tiempo, y estudios paleomagnéticos muestran que se invierte completamente con períodos irregulares (Kelley, 2009).

El campo es creado por corrientes en el núcleo de hierro fundido, las corrientes que a su vez están impulsadas por convección térmica en el núcleo. Esta convección es, sin duda,

Figura 2. Representación de las líneas del dipolo magnético extendiéndose en el vacío (figura extraída de The Earth's Ionosphere Plasma Physics and Electrodynamics).



bastante compleja, pero las contribuciones del campo magnético que son de orden superior que el dipolo caen más rápidamente con la distancia, dejando el efecto del dipolo como dominante en la superficie.

El campo en la superficie de la Tierra varía alrededor de 0,25 × 10<sup>-4</sup> Tesla (0,25 gauss) cerca del ecuador magnético; alrededor de 0,6 × 10<sup>-4</sup> Tesla (0,6 gauss) cerca de los polos. Bocetos de líneas de campo magnético son útiles al considerar la ionosfera y la magnetósfera, ya que las partículas del plasma se mueven muy libremente a lo largo de líneas de campo. Un campo de dipolo se esboza en la Figura 2.

Consideremos una partícula cargada moviéndose con una velocidad  $\vec{v}$  en una combinación de campos eléctricos  $\vec{E}$  y magnéticos  $\vec{B}$ , ambos uniformes y estáticos, en general no paralelos. Para hallar una ecuación para la velocidad se busca una transformación de Lorentz apropiada a otro sistema de coordenadas [Jackson, 1998]; de tal manera que se mueva con una velocidad  $\vec{u}$  con respecto al sistema de coordenadas original. Luego reemplazando  $\vec{v}$  por  $\vec{u}$  con la condición  $\vec{E} \perp \vec{B}$ , escogemos  $\vec{u}$  de tal manera que sea ortogonal a los vectores  $\vec{E}$  y  $\vec{B}$ , tenemos:

$$\vec{v} = c \frac{\vec{E} \times \vec{B}}{|\vec{B}|^2} \dots\dots\dots(1)$$

En la ionósfera podemos suponer que la conductividad eléctrica es muy alta y paralela a  $\vec{B}$  en un sistema de coordenadas moviéndose con velocidad  $\vec{V}$

$$\vec{V} = \frac{\vec{E} \times \vec{B}}{|\vec{B}|^2} \dots\dots\dots(2)$$

Un ejemplo simple es la velocidad de los derivados de un plasma en un campo eléctrico como ocurre en la ionósfera.

**Índice geomagnético Kp**

El K-índice cuantifica las perturbaciones en la componente horizontal del campo magnético terrestre con un número entero en el rango de 0-9, con 1 siendo períodos geomagnéticos tranquilos y 5 o más indica una tormenta geomagnética. Esto es derivado de las máximas fluctuaciones de las componentes horizontales observado por un magnetómetro durante un intervalo de tres horas. Los valores de conversión de la máxima fluctuación (nT) a K-índice varía de un observatorio a observatorio, de tal manera que la tasa histórica de aparición de ciertos niveles de K son más o menos el mismo en todos los observatorios. En la práctica esto significa que los observatorios de mayor latitud geomagnética requieren niveles más altos de fluctuación de un determinado K-índice. El K-índice se determina utilizando la información previa de tres intervalos de una hora prescrita (0000-0300, 0300-0600, ..., 2100-2400). El importe máximo de las desviaciones positivas y negativas durante el período de tres (3) horas se suman para determinar el importe total máximo defluctuación. Estas desviaciones máximas pueden ocurrir

en cualquier momento durante el período de tres (3) horas.  
 El índice Kp oficial planetario se obtiene calculando la media ponderada de los de K-índices de una red de observatorios geomagnéticos. Dado que estos observatorios no reportan sus datos en tiempo real, varios centros de operaciones en todo el mundo estima el índice basado en datos disponibles de su red de observatorios locales (véase la figura 3).

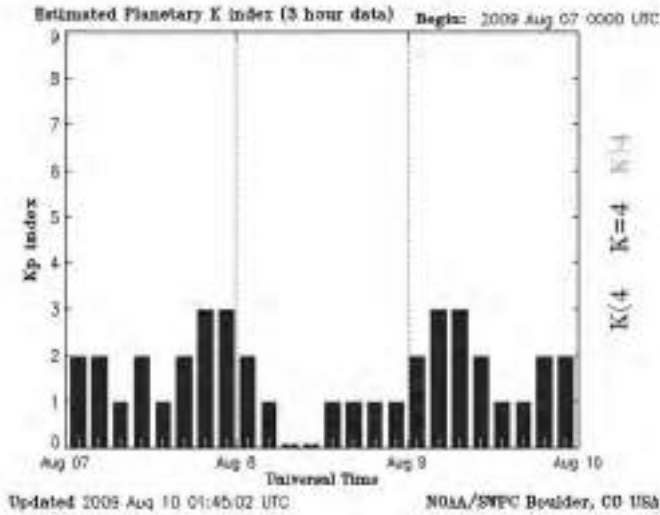


Figura 3. Se muestra un estimado de 3 horas del índice Kp planetario. [Figura extraída de NOAA/ Space Weather Prediction Center].

**Medidas de velocidades de las derivas**

Entre los principales parámetros ionosféricos que puede determinar el ROJ tenemos: la temperatura, densidad, composición y la velocidad de las derivas. La velocidad de las derivas es el parámetro más crucial requerido por los modelos ionosféricos. Las velocidades pueden ser medidas en función de la altura y el tiempo de la retro-dispersión debido a las fluctuaciones de la temperatura en el plasma. El radar puede ser direccionado en dos (2) haces perpendicularmente al campo geomagnético, apuntando hacia el Este y al Oeste de la vertical. Estas dos configuraciones combinadas permiten obtener las componentes verticales y zonales de las derivas ionosféricas (orientadas hacia el Oeste y al Este). La incertidumbre en las estimaciones de las derivas en la región F obtenidos en el ROJ puede ser tan baja como a 2m/s (50µV/m en términos equivalentes al campo magnético)

Como muestra la ecuación (2), estas derivas están directamente relacionadas con el campo eléctrico perpendicular (donde nos referimos a la componente perpendicular a  $\vec{B}$ ) a través de  $\vec{E} = -\vec{v}_i \times \vec{B}$

El campo magnético sobre Jicamarca es de aproximadamente 2,5 10<sup>-5</sup> Tesla (0,25 gauss). Por lo tanto, una deriva zonal dirigido hacia el Este se debe a una orientación hacia abajo de la componente vertical del campo eléctrico, con derivas de 100 m/s, correspondiente a un 2,5 mV/m de campo eléctrico. Del mismo modo, una tendencia al alza de 40 m/s hacia el Este corresponde a un campo eléctrico de alrededor de 1 mV/m.

**Procedimiento y equipamiento empleado**

Las rutinas de ambos modelos fueron desarrollados en el lenguaje de programación Fortran. Se decidió implementarlas en Python porque este es un programa de código abierto, lo que reduce significativamente costos en licencias y además cuenta con una amplia gama de usuarios a nivel mundial los cuales publican sus trabajos, consejos y soluciones en Inter-

net al alcance de cualquier persona.

Para implementar los modelos se necesitó una serie de herramientas: Python Eclipse, f2py, GNU g77.

**Descripción de los modelos empíricos**

**Modelo de derivas zonales**

El modelo descrito por [Fejer et al], estudia y describe las derivas zonales cerca del pico de la capa F ( alrededor de los 300km) sobre Jicamarca. El modelo usa los datos tomados por el ROJ entre 1970 y 2003.

Este modelo usa los polinomios de Bernstein como funciones base para las interpolaciones.

Los polinomios de Bernstein  $P^x$  de grado  $n$  se definen de la siguiente manera:

$$P(x) = \sum c_k B_k^n$$

donde los  $B_k^n$  son los elementos de la base de los polinomios de Bernstein, definidos

$$B_k^n(x) = \binom{n}{k} x^k (1-x)^{n-k} \text{ si } x \in [0,1]$$

Los polinomios de Bernstein son utilizados para: a) efectuar aproximaciones e interpolaciones de funciones (e. g, curva de Bezier), b) estimar las funciones de densidad de probabilidad. Estos polinomios ofrecen aproximaciones globales para puntos dispersos (datos) en contraste a las aproximaciones locales dadas por otros métodos más populares, y son particularmente útiles para modelamientos de datos incompletos y ruidosos. Estos polinomios son ampliamente usados para representaciones compactas de curvas y superficies en diseños por computadora.

Las predicciones de este modelo son dependientes al día del año, flujo solar y el índice geomagnético.

**Modelo de derivas verticales**

Asimismo, el modelo empírico descrito por [Scherliess & Fejer] permite visualizar la variación diaria (Tiempo local) y estacional de las derivas verticales ecuatoriales para un rango continuo de todas las longitudes geográficas y para diferentes valores de flujo solar.

Los datos utilizados por este modelo fueron tomados en el ROJ usando derivas promedio alrededor de los 300 a 400km, entre 1968 y 1992. También se utilizaron las observaciones derivas de iones del Satellite Atmospheric Explorer E. Todos estos datos son para temporadas calmadas (kp <3 y f10,7cm <80)

Debido al soporte compacto y otros atractivos numéricos, este modelo usa las funciones B-splines para las interpolaciones.

Definición de la función B-spline

$$S(t) = \sum P_i b_{i,n}(t), t \in [t_{n-1}, t_{m-n}]$$

$$b_{b,0}(t) = 1 \text{ if } t_j \leq t \leq t_{j+1}$$

O, sino.....

$$b_{j,n}(t) = \frac{t - t_j}{t_{j+n} - t_j} b_{j,n-1}(t) + \frac{t_{j+n+1} - t}{t_{j+n+1} - t_{j+1}} b_{j+1,n-1}(t)$$

Las funciones B-splines son una buena elección para pro-

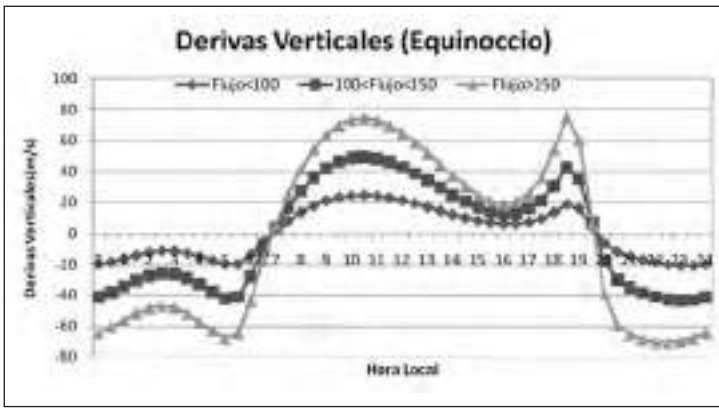


Figura 4. Derivas verticales para tres niveles de Flujo solar (con día del año igual a 80, longitud geográfica igual a 76.87)

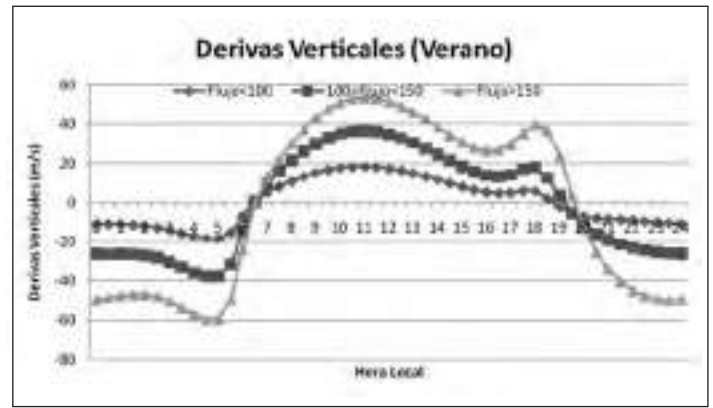


Figura 5. Derivas verticales para tres (3) niveles de flujo solar (con día del año igual a 20, longitud geográfica igual a 76.87.

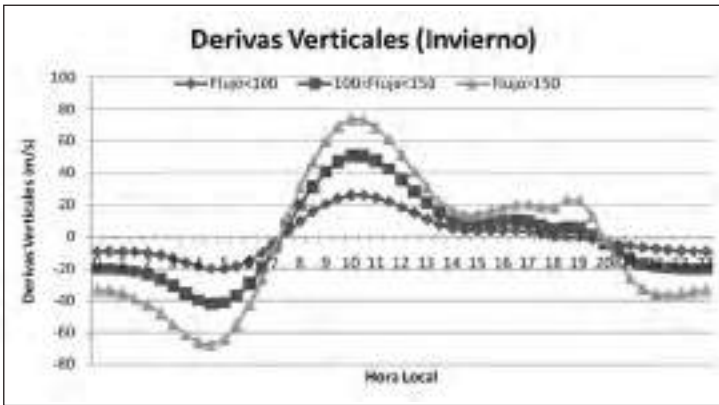


Figura 6. Derivas verticales para tres (3) niveles de flujo solar (con día del año igual a 232, longitud geográfica igual a 76.87).

blemas de interpolación y los problemas relacionados con el procesamiento de la señales. Además, presentan un rendimiento superior para cualquier orden de precisión dada en comparación con otros métodos de eficacia similar.

**Resultados**

Los resultados de la implementación del modelo de derivas verticales en Python son mostradas en las Figuras 4, 5 y 6. Los resultados para el modelo de las derivas zonales se muestran en las Figuras 7 y 8.

**Discusiones**

Para validar los modelos de derivas se tomaron los promedios (detalles de la promediación en el Anexo) para condiciones tranquilas ( $k_p < 3.0$  y  $f_{10.7cm} < 80.0$ ). Estos promedios están da-

dos entre las 6 y 18 horas (Local Time) debido a la dispersión de datos observados fuera de esas horas, como consecuencia de las perturbaciones F dispersa (del Inglés Spread F).

El valor máximo de las derivas orientadas hacia el Este (valores positivos) por la noche es dos veces tan grande como el valor pico de las derivas orientadas hacia el Oeste (valores negativos) durante el día (Véase Figuras 7 y 8).

Las derivas zonales son mucho mayores que las derivas verticales.

En la validación del modelo de derivas verticales se usaron promedios de enero, febrero y marzo (Véase la Figura

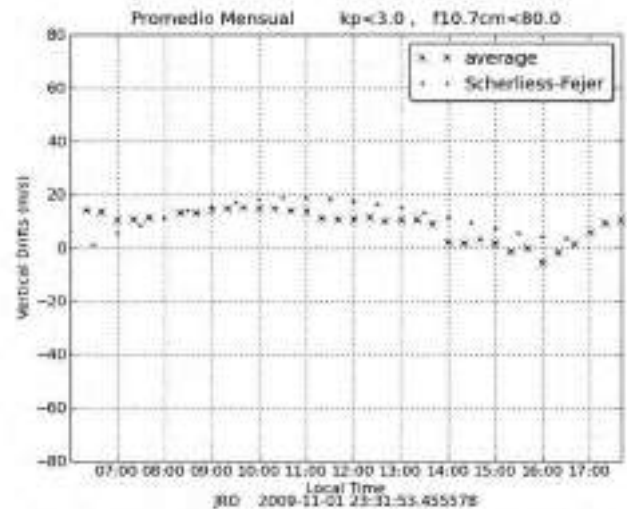


Figura 9. Derivas verticales promedio medidos en Jicamarca durante enero-febrero y marzo del 2008-2009 y el modelo de derivas verticales.

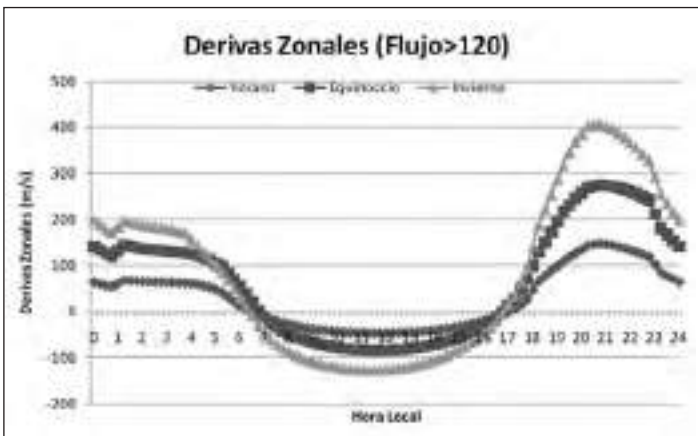


Figura 7. Derivas zonales para diferentes estaciones y flujo solar mayor a 120 predichos por el modelo.

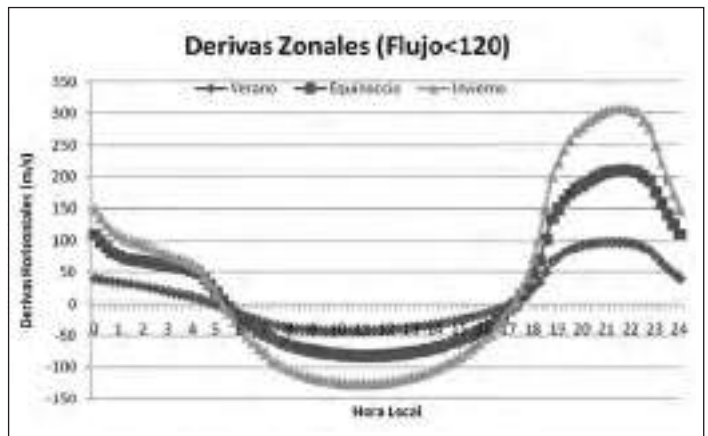


Figura 8. Derivas zonales para diferentes estaciones y flujo solar menor a 120 predichos por el modelo.

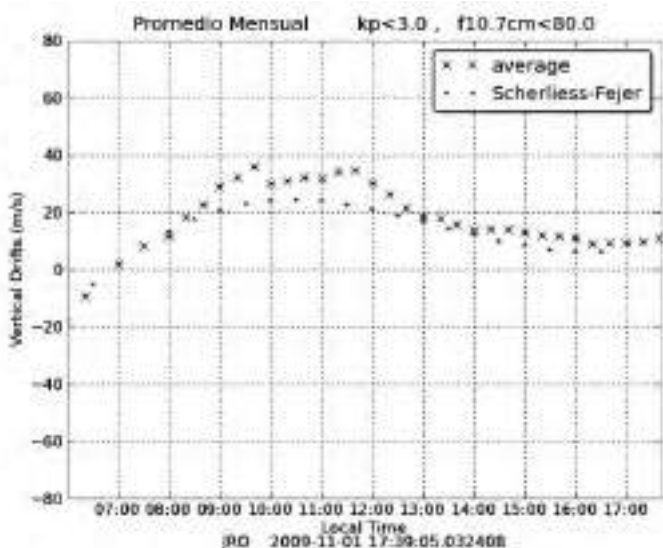


Figura 10. Derivas verticales promedio medidos en Jicamarca durante setiembre-octubre del 2008 y el modelo de derivas verticales.

9). También para los meses de setiembre-octubre (Véase la Figura 10).

Para validar el modelo de derivas zonales se tomaron los promedios de enero del 2009, mayo del 2007 y junio del 2008 (Véase las figuras 11 y 12).

### Conclusiones

La implementación del modelo empírico de las derivas verticales se ajusta al modelo original como se presentan en las Figuras 4, 5 y 6. En estos gráficos se muestran las derivas verticales promedio sobre Jicamarca. Estos datos fueron promediados para tres (3) valores de flujo solar (aproximadamente 80, 140 y 200).

Las derivas verticales a menudo se incrementan sólo después de la puesta de sol, pero no muestra ninguna característica comparable, cerca de la salida del sol. Esto se denomina el mejoramiento de pre-inversión de la deriva vertical, o equivalentemente, la componente del campo eléctrico en dirección hacia el Este.

El modelo de derivas verticales y los datos promedio de Jicamarca se acercan bien aunque no perfectamente (Véase las Figuras 9 y 10). Algunas de éstas discrepancias resultan por considerar una dependencia lineal con el ciclo solar. Este modelo sólo es válido para condiciones tranquilas.

Hay fuertes efectos del ciclo solar en las derivas verticales y, moderados efectos estacionales en los dos conjuntos de datos.

Los valores predichos por modelo de las derivas zonales se acercan muy bien a los datos promedio de Jicamarca (Véase las Figuras 11 y 12). Estos resultados comparados son solo para temporadas geomagnéticas tranquilas ( $Kp < 3$ ).

Consecuentemente, la alta precisión de la información recogida de las derivas de la región F en el Radio Observatorio de Jicamarca durante las últimas dos décadas constituye una fuente de información muy precisa y única relacionada con la electrodinámica en la ionosfera.

### Trabajo a futuro

Desarrollar un modelo para derivas verticales usando datos de los instrumentos ISR y JULIA 150Km, y tomando en cuenta el efecto del fenómeno de calentamiento estratosférico súbito (del Inglés sudden stratospheric warming ) (J. L. Chau, Fejer et al).

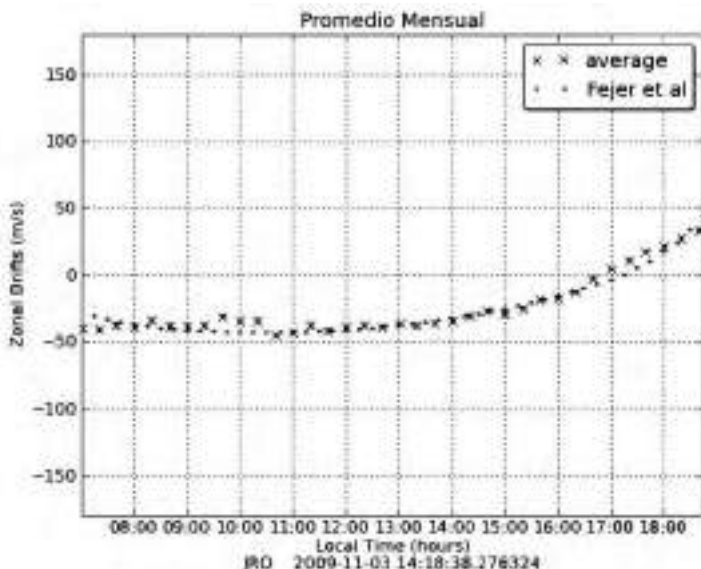


Figura 11. Derivas zonales promedio medidos en Jicamarca durante enero del 2009 y el Modelo de derivas zonales.

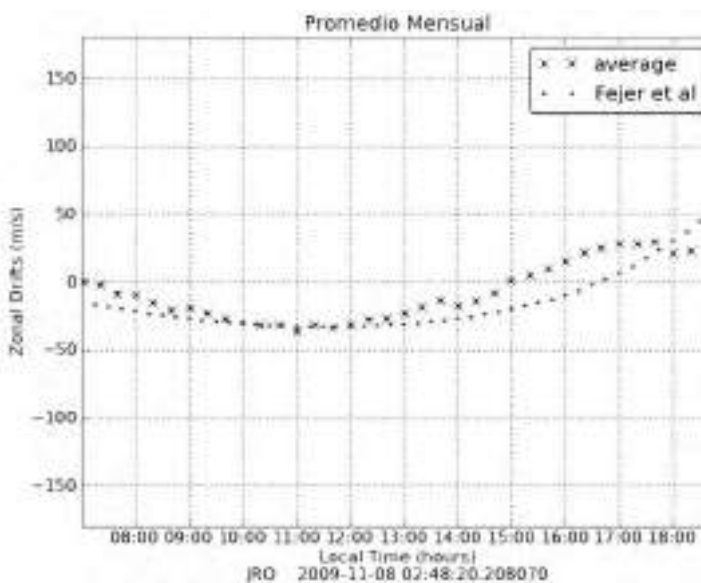


Figura 12. Derivas zonales promedio medidos en Jicamarca durante mayo del 2007 y junio del 2008 y el modelo de derivas zonales.

### Bibliografía

1. **Michael C. Kelley, 2009.** The Earth's Ionosphere Plasma Physics & Electrodynamics, pag. 14,16,19-20,71. Elsevier.
2. **John David Jackson, 1998. Classical Electrodynamics,** . Pag. 586-588. John Wiley & Sons.
3. **B. G. Fejer et al. Journal of Geophysical Research, 2005.** Vol. 110, NO. A12, pag. A12310.1-A12310.10.
4. **L. Scherliess et al 1999. Journal of Geophysical Research.** Vol. 104, NO. A4, pag. 6829-6842.
5. **J. L. Chau, B. G. Fejer, and L. P. Goncharenko, 2009. Geophysical Research Letters.** Vol. 36, L05101, doi:10.1029/2008GL036785.

### Anexos

Para la promediación de los datos usamos el método de medias ponderadas, como resultado de combinar medidas de una misma magnitud realizadas en condiciones distintas. Si tenemos  $n$  series de medidas que nos han dado como resultados  $X_i \pm \sigma_i$ ,  $i = 1, 2, \dots, n$ . la media ponderada viene dada por:

$$x = \frac{\sum_{i=1}^n x_i \sigma_i^{-2}}{\sum_{i=1}^n \sigma_i^{-2}}$$

y su error es dado por:  $\sigma = \sqrt{\frac{1}{\sum_{i=1}^n \sigma_i^{-2}}}$

# Software para el radar del Radio Observatorio de Jicamarca basado en Python

## Software for radar Jicamarca Radio Observatory based on Python

**Daniel Suárez Muñoz**  
Universidad de San Martín de Porres  
daniel.suarez@jro.igp.gob.pe

**Prácticas dirigidas por: Ing. Luis Condori**  
Radio Observatorio de Jicamarca - IGP

### Resumen

El presente trabajo describe el desarrollo de software para lectura de datos crudos obtenidos por el radar del Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ), y su presentación en gráficos, usando programación orientada a objetos y, lenguaje Python para este desarrollo.

Este trabajo también es parte de un proyecto que tiene como propósito desarrollar librerías para: lectura/escritura de datos crudos, lectura/escritura de datos procesados, procesamiento y gráficos. Además, se hace mención de los acuerdos realizados por el área de Tecnologías de Información (IT) para fijar un estándar de desarrollo de software.

**Palabras clave:** Radar, procesamiento de datos, desarrollo de programas.

### Abstract

This work describes the development of software for reading raw data obtained by the Jicamarca Radio Observatory's (JRO) radar and its associated graphics presentation using object-oriented programming and the Python language.

This work is also part of a project that aims to develop libraries for: read / write raw data, read / write of processed data, processing and graphics. In addition, we covered a series of arrangements made by the Information Technology (IT) group to set a standard for software development.

**Keywords:** Radar, data processing, software development.

### Nomenclatura

- **IDL:** Interactive Data Language.
- **IT:** Information Technology.
- **IDE:** Integrated Development Environment.
- **SVN:** Subversión (control de versiones).
- **RTI:** Range Time Intensity.
- **LAN:** Local Area Network.

### Introducción

En la actualidad, y desde hace muchos años, el ROJ emplea el lenguaje de programación IDL para el desarrollo de muchas aplicaciones de software, lectura/escritura y procesamiento de datos, en algunos casos con interfaces de usuario.

IDL es un software para análisis de datos, visualización y desarrollo de software para aplicaciones multi-plataforma. En el ROJ se dispone de un servidor de licencia para ser usado por cinco usuarios, de los cuales sólo tres están disponibles. Además, durante estos años no se realizó un control de versiones para las aplicaciones que se utilizan a diario, y que un usuario en particular puede optimizar generando partes de código que no estaban establecidas al inicio de una aplicación y que podrían causar incompatibilidad de función para otros usuarios.

El producto final del ROJ son sus datos y gráficos disponibles en su base de datos, la cual es utilizada como referencia por usuarios de todo el mundo y que pertenecen a la misma comunidad científica que el ROJ.

Por motivos de costo, disponibilidad, compatibilidad y asociación se propone usar Python como lenguaje de desarrollo

de software en el ROJ. El presente trabajo tiene la misión de contribuir a este propósito: Mantener y mejorar el producto final del ROJ con la programación orientada a objetos -implícita en Python- para desarrollar librerías que aceleren el tiempo en que una aplicación en particular sea culminada y se encuentre disponible para múltiples usuarios, los cuales pueden reutilizar el código para optimización y/o aprendizaje del proceso. Para esto se añade un control de versiones para cada una de las librerías desarrolladas.

### Metodología

A grandes rasgos, se realiza una breve descripción sobre los temas involucrados en este trabajo.

#### A. Python, características y módulos más usados

Python es un lenguaje de programación, creado por Guido van Rossum, y ampliamente difundido en la comunidad científica por sus siguientes características:

- ▶ Lenguaje interpretado
- ▶ Tipo de datos dinámicos
- ▶ Multiplataforma
- ▶ Orientado a objetos

En la actualidad se cuenta con amplio soporte e información de los distintos módulos o librerías para tratamiento de lectura, escritura, procesamiento y gráficos. Las librerías más difundidas -y a su vez utilizadas en este trabajo- son:

- **Matplotlib:** librería utilizada para presentación gráfica de datos.

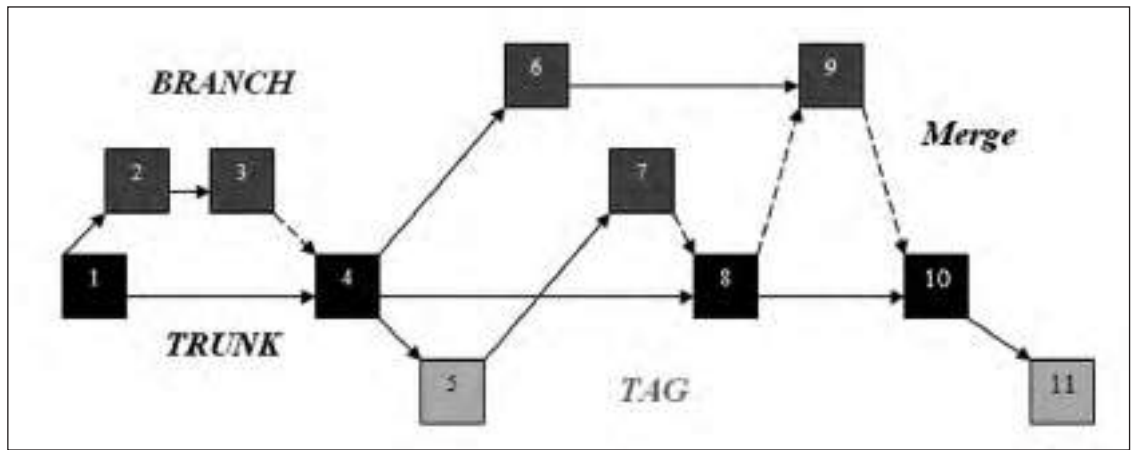


Figura 1. Esquema de Trabajo con SVN.

- **Numpy:** librería para el tratamiento de array. También contiene métodos de lectura/escritura de datos, entre otros.
- **Scipy:** librería especializada en procesamiento de señales.

Para mayor detalle de estos módulos, funciones y aplicaciones se recomienda revisar en la web <sup>[1], [2], [3]</sup>.

**B. Control de versiones con SVN**

En el contexto del ROJ será necesario este control debido a las aplicaciones o proyectos que contienen archivos con código que están siendo modificados por los programadores, donde se debe llevar un registro de las modificaciones realizadas con la documentación adecuada de dichos cambios, tales como: usuario, fecha de modificación y comentarios. Se entiende también que en el desarrollo de software se realizan distintas versiones de una aplicación con el propósito de mejorar el performance inicial del software; esto implica periodos de prueba o evaluación.

Este control de versiones también se aplica a la documentación, programas y desarrollo de software que están contenidas en un servidor SVN.

SVN es un sistema de control de versiones de código, abierto y de libre distribución, que maneja ficheros y directorios a lo largo del tiempo, estos se encuentran en un repositorio central o servidor que recuerda todos los cambios realizados a los ficheros y directorios, lo que permite recuperar versiones antiguas de los datos o examinar el histórico de cómo se modificaron<sup>[4]</sup>.

**Según la Figura 1:**

- **Trunk:** repositorio central que contiene el proyecto original con distintos archivos.
- **Branches:** son copias o ramificaciones del repositorio central que se ajusta a requerimientos específicos o distintos, pero almacena el historial de la copia original o Trunk para generar su propio historial.
- **Merges:** No es una fusión de proyectos sino que se comparan los proyectos, y las diferencias se aplican a una copia de trabajo como el Trunk.
- **Tags:** es la distribución final del software, implica que ha pasado por todo un proceso de evaluación.

**C. Estructura de datos crudos del radar en el ROJ**

Brevemente se hace mención de la estructura de datos crudos usados por el ROJ<sup>[5]</sup>:

- **Long Header:** contiene información de tiempo, parámetros del controlador de radar y de procesamiento usado en cada experimento. Se divide en dos campos: Basic Header y System Parameters.
  - **Basic Header:** contiene información del tamaño en bytes de la estructura en memoria, tiempo y parámetros de conteo del experimento.
- Dentro de System Parameters se tiene:
- **Acquisition System Parameters:** contiene los parámetros del sistema de adquisición de datos.
  - **Radar Controller Parameters:** contiene los parámetros de configuración para el controlador de radar que son usados en cada experimento. Estos parámetros son dinámicos ya que dependen del tipo experimento a ejecutar.
  - **Process Parameters:** contiene parámetros del proceso aplicado al tratamiento de datos en línea, estos parámetros también son dinámicos.
  - **Data:** corresponde a los valores de voltaje que se han adquirido de un experimento. Según un determinado experimento, estos valores son colocados en bloques, los que están divididos en un número de perfiles, alturas y canales.

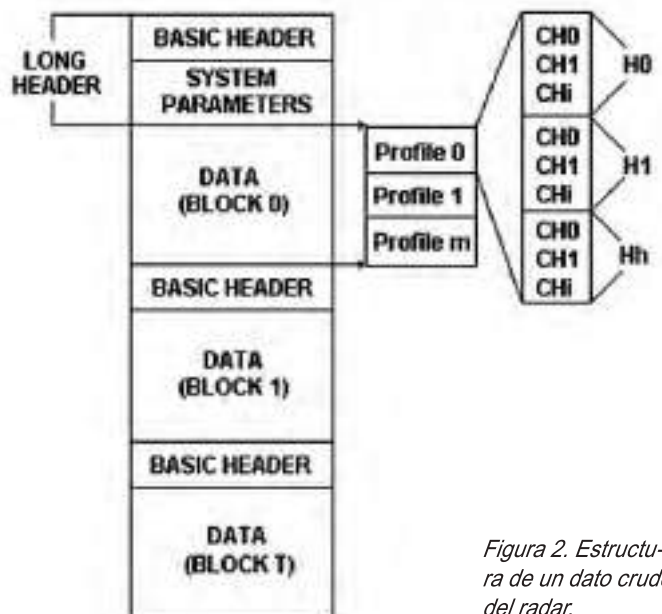


Figura 2. Estructura de un dato crudo del radar.

#### IV. Aplicación y resultados

Las librerías desarrolladas en Python tienen por objetivo brindar al usuario la lectura fácil y rápida de los datos en distintos experimentos. A continuación se muestra un ejemplo:

```
import rawdata
path='/media/disk/data_ewdrifts/'

year=2010
day=19
set=0

obj_read=rawdata.ReadRawData(path,year,day,set)

while obj_read.flagNProfiles==1:
    (data,stime)=obj_read.ReadProfiles(nProfiles,
                                       nblk,
                                       flagPlusProfiles,
                                       skipfile)
```

De acuerdo con el ejemplo anterior, son necesarias algunas líneas de código para obtener toda la información de un experimento. La información se encuentra disponible al usuario dentro del objeto obj\_read, que pertenece a la clase ReadRawData, la cual se encuentra dentro de la librería rawdata (archivo con extensión \*.py). De esta forma el usuario puede acceder fácilmente a los parámetros del experimento y a la lectura y/o procesamiento de los valores almacenados en cada bloque de datos.

Como ejemplo de desempeño se muestra la Figura 3, que corresponde a datos de experimento EW-Drifts.

#### Descripción de funciones de la clase ReadRawData:

##### InitialPath

Se asigna la ruta del archivo y se define el número de set inicial de lectura.

Esta función retorna el puntero de lectura.

##### BasicHeader

Se adquieren los atributos del Basic Header definido en: Jicamarca Raw Data Structure<sup>[5]</sup>. Esta función retorna un arreglo de datos con estos atributos.

##### SysHeader

Se adquieren los atributos del Acquisition System Parameters. Esta función retorna un arreglo de datos con estos atributos.

##### DynamicHeader

Se adquieren los atributos del Radar Controller Parameters y Process Parameters. Según la elección del usuario, esta función retorna dos arreglos que corresponden a los atributos de los parámetros antes mencionados.

##### LongHeader

Realiza la captura de los atributos que contiene el Long Header.

##### ReadProfiles

Según los parámetros elegidos por el usuario como número de bloques, número de perfiles, saltos entre archivos; esta función entrega un arreglo de datos que corresponde a los valores de voltaje adquiridos en cada experimento. Realiza una lectura personalizada de los datos.

La librería desarrollada considera dos modos de operación: offline y online. Para el primero se tiene en cuenta que el programa de adquisición de datos para un experimento se encuentra ubicado en una PC que solamente está dedicada a la escritura de datos crudos. Mediante la red LAN se pueden acceder a estos datos, los cuales son leídos, procesados, graficados y colocados en la Web del ROJ. Esta operación involucra los retardos considerados en la adquisición y tratamiento en red de los archivos. En el segundo modo (online), se considera que los datos han sido grabados previamente.

Las librerías de lectura de datos crudos son el primer conjunto de módulos a desarrollar para el tratamiento de archivos dentro del ROJ.

El control de versiones se encuentra operando en el ROJ actualmente, aquí no sólo se tratan repositorios sobre desarrollo de software, también se tiene repositorios para documentación, informes, manuales, tutoriales, software, librerías en Python, IDL, C/C++.

#### Agradecimientos

El autor agradece la colaboración de L. Condori, M. Urco y F. Galindo -miembros del área de IT del ROJ- por su orientación en el análisis y definición de funciones para el software desarrollado.

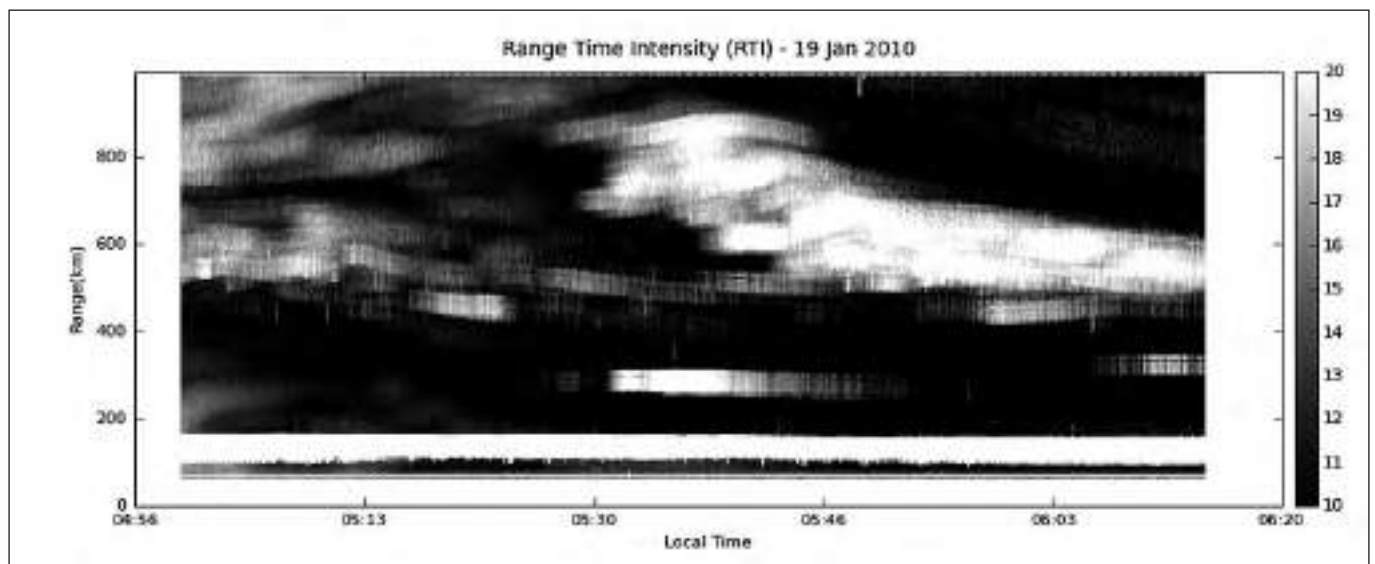


Figura 3. Gráfica RTI

## Bibliografía

- [1] <http://www.python.org/>
- [2] <http://matplotlib.sourceforge.net/>
- [3] <http://www.scipy.org>
- [4] **B. Collins-Sussman, B. W. Fitzpatrick, and C. M. Pilato**, "Version Control with Subversion: for subversion 1.2" ,2002-2005, Creative Commons Attribution License
- [5] **K. Kuyeng, L. Condori**, "Jicamarca Raw Data Structure", Radio Observatorio de Jicamarca, Lima, v. 1103.

# Desarrollo e implementación del módulo de estación remota del Proyecto ABS-Control

## Development and implementation of the module of remote station ABS-Control Project

**José Francisco Quenta Cuno**  
Pontificia Universidad Católica del Perú  
jose.quentacuno@jro.igp.gob.pe

**Prácticas dirigidas por: Ing. Ramiro Yanque**  
Radio Observatorio de Jicamarca, IGP

### Resumen

El proyecto ABS (Automatic Beam Switching) consiste en desarrollar el apunte automático del beam de la antena principal del Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ). Este proyecto está dividido en dos etapas: el ABS-RF (encargado de realizar la conmutación RF de potencia) y el ABS-Control (encargado del control de los módulos de conmutación RF). Este último está subdividido en tres partes: a) el módulo de monitoreo, b) el módulo de control central y, c) un conjunto de estaciones remotas instaladas en la antena, encargadas de manejar los módulos de conmutación RF. La antena está dividida en 64 bloques y en cada bloque se instalará una estación remota, y dos bloques conmutación RF. Este trabajo describe la solución planteada para el control de las estaciones remotas.

**Palabras clave:** Electromagnetismo, antenas, radar.

### Abstract

The project ABS (Automatic Beam Switching) consists in developing a system to automatically steer the main antenna beam of the Jicamarca Radio Observatory (JRO). This project is divided into two stages: the ABS-RF (responsible for switching the Radio Frequency (RF) power) and ABS-Control (responsible for controlling the RF switch modules). The latter is divided into three parts: a) monitoring module, b) the central control module and c) a set of remote stations installed on the antenna, in charge of handling the RF switching modules. The antenna is divided into 64 blocks and each block there will be a remote station and two blocks for RF switching. This paper describes the solution proposed for the control of the remote stations.

**Keywords:** Electromagnetism, antennas, radar.

### Introducción

El ROJ es un centro de investigación del Instituto Geofísico del Perú (IGP) que estudia la aeronomía ecuatorial. Para realizar este estudio dispone de un radar de 50 MHz el cual consta de un: Sistema de adquisición digital, transmisor de alta potencia 1 MW pico, y de una antena de 18,000 dipolos en una extensión de 300 m x 300 m. La antena está formada por dos antenas ortogonales, cada una de las cuales está dividida en cuartos con 16 módulos por cada cuarto de antena, sumando 64 los módulos que forman toda la antena. Para cambiar la dirección de apunte beam se cambia la fase (cambio de longitud de cable) en cada módulo. Actualmente, el cambio de apunte se realiza en forma manual con un tiempo promedio de 2 a 3 horas, y se requiere la participación de cuatro personas.

El proyecto ABS consiste en realizar el cambio del apunte del beam en forma remota y en un tiempo dentro de un rango menor a cinco segundos. Para llevarlo a cabo se ha dividido el proyecto en dos partes: ABS-RF (encargada de realizar todo lo referente a radio frecuencia de alta potencia) y ABS-Control (encargada de realizar todo lo referente a la parte de control del sistema ABS-RF). El principal requerimiento es que cada módulo de la antena soporte una potencia pico máxima de 45 KW.

La Figura 1 muestra un diagrama de bloques simplificado de la solución que se está empleando. Cada módulo de la antena tendrá una estación remota, la cual controlará a dos módulos de conmutación RF de potencia (polarización UP y

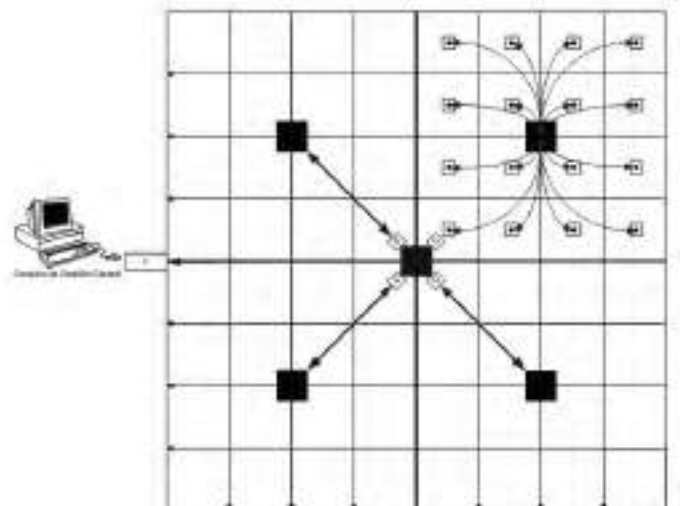


Figura 1. Esquema simplificado del control para el sistema de conmutación RF.

DOWN). La solución desarrollada para la parte ABS-RF emplea Switchs RF (RJ6B-26S Jennings), mientras que en la parte de ABS-control que servirá para evitar la interferencia se empleará fibra óptica en todo el cableado.

Este proyecto brinda enormes facilidades porque permitirá cambiar el apunte del beam principal durante una toma de da-

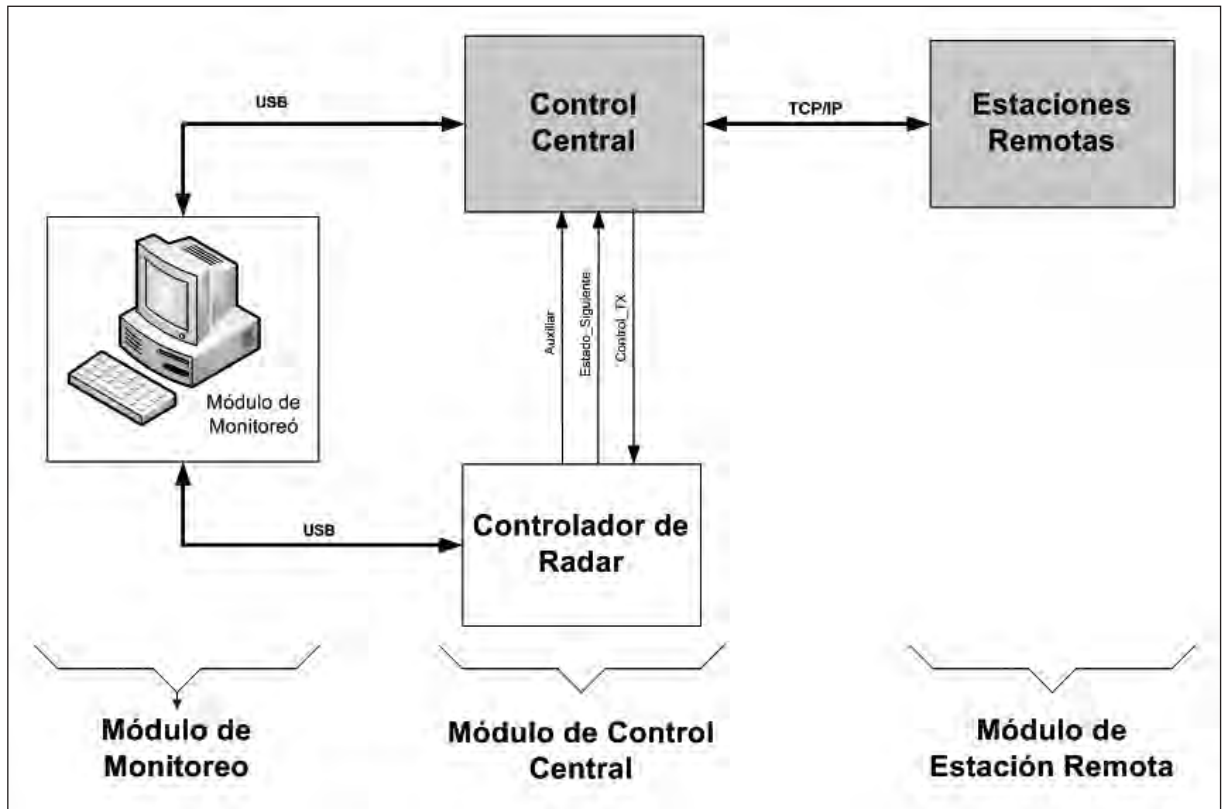


Figura 2.  
Diagrama de control para el sistema de conmutación RF.

tos, y gracias a esto se podrán realizar nuevos experimentos para mejorar el entendimiento de la aeronomía ecuatorial.

### Descripción del control para el sistema de conmutación RF

El ABS-Control está formado por: un módulo de monitoreo, un módulo de control central y un conjunto de estaciones remotas ubicadas en la zona de la antena. La comunicación de las estaciones remotas con el módulo de monitoreo es a través del módulo de control central (Ver Figura 2).

El Controlador de Radar, aunque no es parte del ABS-Control, es un equipo que produce pulsos digitales los cuales son parte importante de un sistema de radar. Estas señales se utilizan para: 1) el control de la energía emitida por el transmisor, 2) el control del muestreo de las señales recibidas por el radar, 3) el inicio de la toma de datos del sistema de adquisición y la sincronización de los cambios de experimentos<sup>[3]</sup>.

El módulo de monitoreo se encarga de realizar las siguientes tareas:

- Enviar el archivo del experimento a realizar hacia el módulo de control central.
- Enviar el archivo de tiempos del experimento a realizar hacia el controlador de radar.
- Indicar al módulo de control central qué archivo se debe de cargar en las estaciones remotas.
- Mostrar el estado de las estaciones remotas así como el experimento que se está realizando en ese instante.
- Mostrar el patrón de radiación de la antena de un cierto instante.

Por otro lado, el módulo de control central se encarga de realizar las siguientes tareas:

- Recibir desde el módulo de monitoreo el archivo del experimento a realizar en ese instante.
- Enviar el archivo del experimento a cada una de las estaciones remotas.
- Habilitar la salida del transmisor en el controlador de radar.
- Recibir el pulso que indica el cambio de apunte. Este pulso será enviado por el controlador de radar.
- Indicar a las estaciones remotas qué cambio de apunte se debe de realizar.

Cada estación remota controla a dos módulos de conmutación RF mediante 6 bits (3 bits para la polarización UP y 3 bits para la polarización DOWN). Cada estación remota se encarga de realizar las siguientes tareas:

- Recibir y almacenar el archivo del experimento.
- Cargar el archivo del experimento.
- Esperar la señal que indica cambio de apunte.
- Esperar la señal que indica el monitoreo de la fase de la antena durante un cierto periodo de tiempo.
- Esperar la señal que indica apagado del sistema.
- Enviar el archivo de monitoreo hacia el módulo de control central.

### Descripción del control para las estaciones remotas

El módulo de control central envía órdenes a las estaciones remotas. Algunas de estas órdenes serán del tipo punto-multipunto y otras serán del tipo punto-punto.

Las órdenes del tipo punto-multipunto son acatadas por todas las estaciones remotas en un mismo instante. Las siguientes órdenes son del tipo punto-multipunto:

- Cargar archivo de experimento.
- Realizar cambio de apunte.
- Iniciar monitoreo de fase.
- Apagar el sistema.

Las órdenes del tipo punto-punto son acatadas por una única estación remota en un determinado momento. Las siguientes son órdenes del tipo punto-punto:

- Recibir archivo de experimento.
- Enviar archivo de monitoreo.
- Enviar archivo de chequeo.

Las estaciones remotas deben cumplir con los siguientes requerimientos:

- Puertos GPIO para el control de los módulos de conmutación RF de potencia y para el chequeo.
- Contar con una memoria para almacenamiento el cual servirá para almacenar: los archivos de los experimentos, los archivos del monitoreo, los archivos de chequeo y las aplicaciones que se instalen de las aplicaciones.
- Un puerto Ethernet 10/100 Mbps para la comunicación de las estaciones remotas con el módulo de control central.
- Canales ADCs para realizar el monitoreo de la fase.

De todas las soluciones que existen en el mercado se optó por un módulo de la empresa "Glomation", modelo GESBC-9260S [4]; éste es un sistema embebido basado en un procesador ARM926J-S de la empresa ATMEL y sus características más importantes son:

- Procesador de 200 Mhz ARM926J-S.
- Memoria SDRAM de 32MB.
- Memoria NAND FLASH de 128MB (disco duro).
- 4 canales ADCs de 10 bits cada uno.
- 1 puerto device USB.
- Real-Time Clock y alojamiento para pila tipo CR1220.
- 1 interface para memoria SD/MMC.
- Puertos GPIO (pueden entregar hasta 16 mA cada uno).
- 1 Puerto Ethernet 10/100 Mbps.

Este módulo cumple con todos los requerimientos mínimos que debería tener una estación remota.

Luego de haber seleccionado la estación remota, la solución que se propuso (la cual es el objeto este informe) consta de dos partes: la primera es el desarrollo de una aplicación del tipo "cliente-servidor" encargada de realizar la comunicación punto-multipunto (broadcast), y la segunda es la utilización de un FTP para la transferencia de archivos entre el módulo de control central y las estaciones remotas. El servidor FTP fue instalado en las estaciones remotas, mientras que el cliente FTP fue instalado en el módulo de control central.

### Introducción a la programación de sockets

Antes de comenzar a describir la aplicación que se desarrolló, se dará una breve introducción sobre aplicaciones del tipo cliente servidor.

#### • Arquitectura Cliente-Servidor

A la hora de comunicar dos programas existen varias posibilidades para establecer la conexión. Una de ellas es la arquitectura cliente-servidor, donde uno de los programas (Servidor) debe encontrarse iniciado y en espera de que otro quiera conectarse a él. El nombre "Servidor" se debe a que normalmente es el que posee la información y la "sirve" a la que se la pida. Por ejemplo, el servidor de páginas web tiene las páginas web y se las envía al navegador que se lo solicite.

El otro programa -Cliente- es el que da el primer paso. En el momento de iniciarlo (o cuando lo necesite) intenta conectarse al servidor. El nombre "Cliente" se debe a que es el que solicita la información al servidor.

Resumiendo, "servidor" es el programa que permanece pasivo a la espera de que alguien solicite conexión con él, normalmente, para pedirle algún dato; mientras que "cliente" es el programa que solicita la conexión para normalmente pedir datos al servidor. Para poder realizar la conexión entre ambos programas es necesario saber la dirección IP del servidor y el puerto por el cual el servidor estará esperando una conexión del cliente. La Figura 3 muestra el esquema del modelo cliente servidor (orientado a la conexión).

#### • Socket

Una forma de conseguir que dos programas se transmitan datos, basado en el protocolo TCP/IP, es la programación de sockets. Un socket no es más que un "canal de comunicación" entre dos programas que corren sobre distintas computadoras o incluso en la misma computadora.

Existen dos tipos de sockets, los orientados a la conexión (basados en el protocolo TCP) y los no orientados a la conexión (basados en el protocolo UDP).

En el primer caso ambos programas deben conectarse entre ellos con un socket, y hasta que no esté establecida correctamente la conexión, ninguno de los dos puede transmitir datos. Esta es la parte TCP del protocolo TCP/IP y garantiza que todos los datos van a llegar de un programa al otro correctamente. Se utiliza cuando la información a transmitir es importante, no se puede perder ningún dato y no importa que los programas se queden "bloqueados" esperando o transmitiendo datos. Si uno de los programas está ejecutando otras tareas y no atiende la comunicación, el otro quedará bloqueado hasta que el primero lea o escriba los datos.

En el segundo caso, no es necesario que los programas se conecten. Cualquiera de ellos puede transmitir datos en cualquier momento, independientemente de lo que el otro programa esté "escuchando" o no. Es el llamado protocolo UDP, y garantiza que los datos que lleguen sean correctos, pero no garantiza que lleguen todos. Se utiliza cuando es muy importante que el programa no se quede bloqueado y no importa que se pierdan datos.

#### • Servidor

Tal como muestra la Figura 3, el servidor debe de realizar los siguientes pasos:

Apertura del socket, mediante la función `socket()`. Esta función devuelve un descriptor de fichero. La función `socket()` no hace absolutamente nada, salvo devolvernos y preparar un descriptor de fichero que el sistema posteriormente asociará a una conexión en red.

Asociar el socket a un puerto de escucha. Se consigue mediante la función `bind()`. El sistema todavía no atenderá a las conexiones de los clientes.

Esperar a que un cliente se conecte, se consigue mediante la función `listen()`.

Pedir y aceptar las conexiones de clientes al sistema operativo. Para ello hacemos una llamada a la función `accept()`. Esta función le indica al sistema operativo que nos dé al siguiente cliente de la cola. Si no hay clientes se quedará bloqueada hasta que algún cliente se conecte.

Escribir y recibir datos del cliente por medio de las funciones `write()` y `read()`, que son exactamente las mismas que usamos para escribir o leer de un fichero. Obviamente, tanto cliente como servidor deben saber qué datos esperan recibir, qué datos deben enviar y en qué formato.

Cierre de la comunicación y del socket, por medio de la función `close()`, que es la misma que sirve para cerrar un fichero.

• **Cliente**

Los pasos que debe seguir un programa cliente son los siguientes:

1. Apertura de un socket (como el servidor) por medio de la función `socket()`.
2. Solicitar conexión al servidor por medio de la función `connect()`. Dicha función quedará bloqueada hasta que el servidor acepte nuestra conexión. Si no hay servidor en el sitio indicado, aparecerá un aviso de error. En esta llamada se debe facilitar la dirección IP del servidor y el número de servicio que se desea.
3. Escribir y recibir datos del servidor por medio de las funciones `write()` y `read()`.
4. Cerrar la comunicación por medio de `close()`.

**Descripción de la aplicación cliente-servidor**

Esta aplicación fue implementada bajo Linux y descrita sobre el lenguaje de programación C. Finalmente la aplicación desarrollada está compuesta por dos partes, la primera es el "servidor", el cual será instalado en las estaciones remotas; mientras que el segundo es el "cliente", el cual será instalado en el módulo de control central.

El servidor, que será instalado en las estaciones remotas, debe responder a las siguientes órdenes:

**Carga archivo de experimento.-** Con este comando el servidor cargará en la memoria un archivo que contiene el experimento a realizar. Este archivo se encuentra ubicado dentro de la memoria SD.

**Realizar cambio de apunte.-** Con este comando el servidor recibirá una dirección de memoria. Cuando el servidor reciba esta dirección, el servidor deberá apuntar a esa dirección de memoria.

**Iniciar monitoreo de fase.-** Con este comando el servidor comienza el monitoreo de la fase durante un determinado tiempo. Al finalizar el monitoreo se genera un archivo que contiene

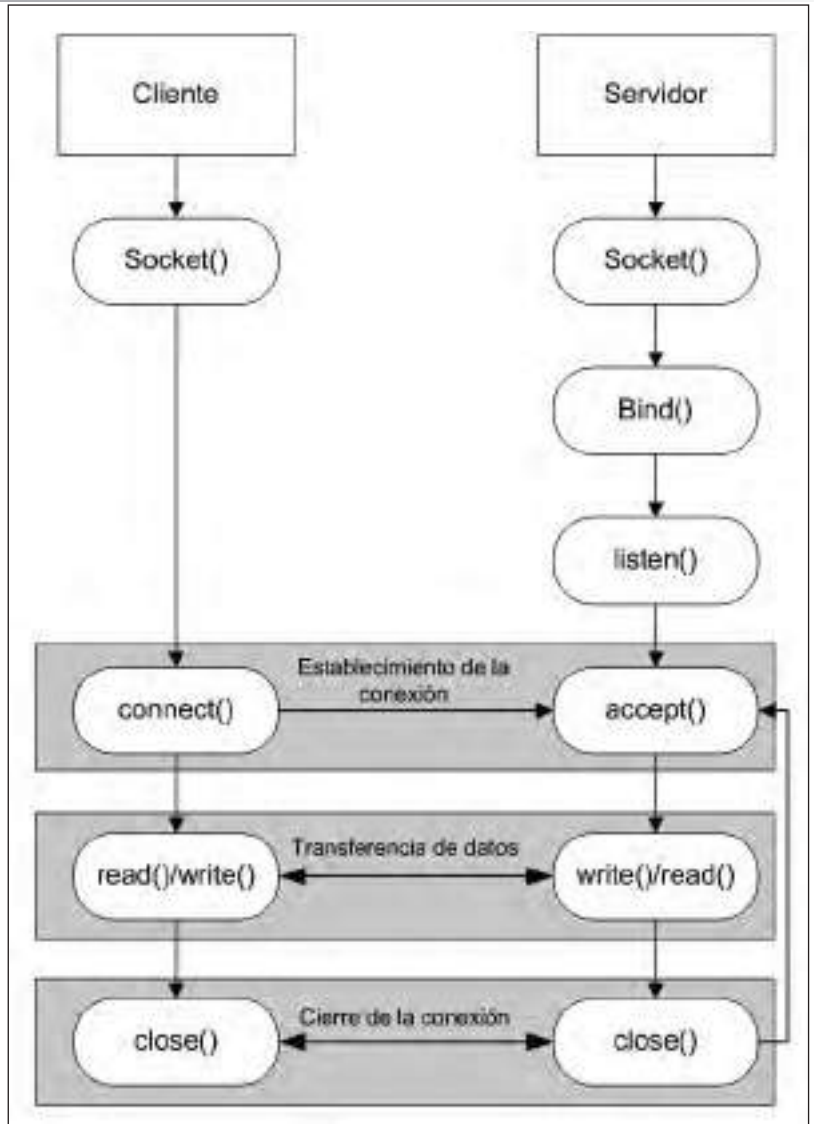


Figura 3. Modelo de conexión Cliente-Servidor (orientado a la conexión).

la fase de la antena durante todo ese periodo.

**Apagar el sistema.-** Con este comando se le indica al servidor que se apague.

El cliente, que será instalado en el módulo de control central, estará encargado de enviar las órdenes que se mencionaron anteriormente.

Diagramas de flujo de la aplicación (Figuras 4 y 5).

**Implementación y resultados de la aplicación**

La aplicación fue implementada usando una PC como módulo de control central. Dos sistemas embebidos de la empresa Glomation modelo GESBC-9260S [Figura 6] se usan como estaciones remotas, y un switch de ocho puertos de la empresa Allied Telesys modelo AT-FS709FC para interconectar la PC con los sistemas embebidos.

La PC donde se instaló el cliente tenía una arquitectura i386, y además contaba con un sistema operativo Linux Fedora 10. Por lo tanto, la compilación del cliente fue desarrollada utilizando la herramienta GCC de Linux versión 3.0. Los sistemas embebidos donde se instalaron los servidores tenían una arquitectura ARM, además contaban con una versión reducida de un sistema operativo Linux, la versión de Kernel que usa este Linux es la 2.6.25. Por lo tanto, la compilación del servidor fue hecha usando un cross-compilador genérico para ARM "arm-unknown-linux-gnu-gcc"

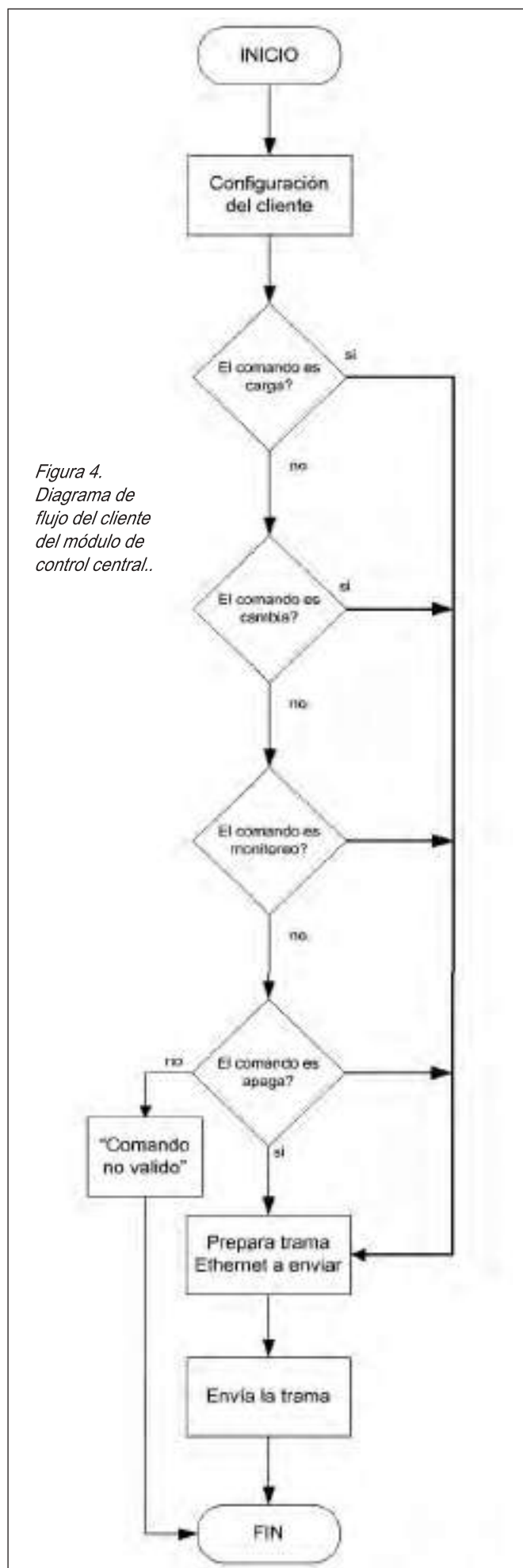


Figura 4. Diagrama de flujo del cliente del módulo de control central.

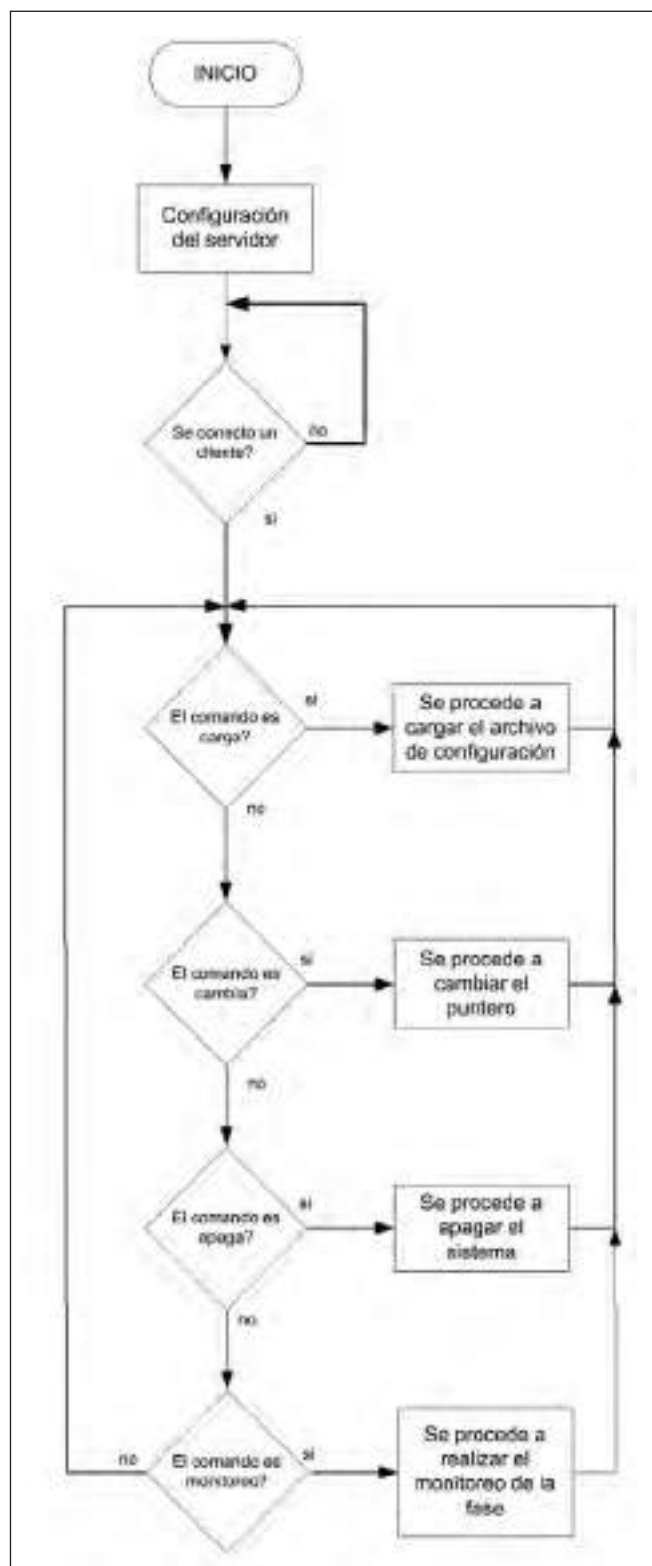


Figura 5. Diagrama de flujo del servidor en las estaciones remotas.

### Conclusiones

- Este proyecto permitió al Radio Observatorio de Jicamarca contar con el conocimiento sobre el uso de los sistemas embebidos para su uso en distintos proyectos, especialmente de los sistemas embebidos basados en el procesador AT91SAM de la familia ATMEL.
- Se vio que el uso de los sistemas embebidos presenta ventajas y desventajas. Ventajas al momento de hacer la aplicación, pues la programación se realiza en lenguaje C y no

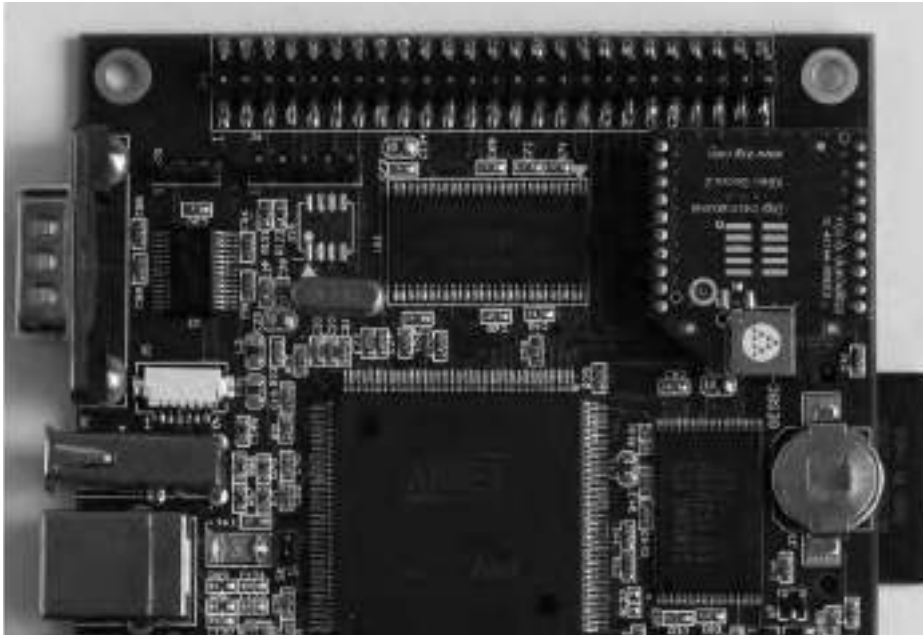


Figura 6. Sistema Embebido GESBC-9260S.

en ASSEMBLER; esto permite realizar aplicaciones de mayor complejidad en un menor tiempo. Desventajas como la implementación de drivers para el uso de ciertos periféricos, pues no todos los periféricos que posee el sistema embebido cuentan con driver. Debido a esto se tiene que implementar el driver, que en algunos casos no es sencillo.

- Si bien en este trabajo se presentó el diseño de una aplicación Cliente-Servidor del tipo punto-multipunto para el sistema de control de conmutación RF, es importante resaltar que esta aplicación fue relativamente sencilla de implementar debido a que la información que se envía en cada trama Ethernet no supera los 1400 Bytes (este es el límite de la información que puede ir en una trama Ethernet sin contar las cabeceras de las distintas capas). Si la información que se quiere enviar sobrepasa los 1400 bytes se debería dividir la información en tramas menores a 1400 bytes y se debería tomar en consideración algoritmos para la detección y corrección de errores en las tramas.

Si la información que se quiere enviar sobrepasa los 1400 bytes se debería dividir la información en tramas menores a 1400 bytes y se debería tomar en consideración algoritmos para la detección y corrección de errores en las tramas.

**Bibliografía**

- [1] **Johnson Troan, 2004.** "Linux Application Development" Second Edition. Addison-Wesley.
- [2] **M. Tim Jones, 2005.** "GNU/Linux Application Programming". ISBN: 1584503718.
- [3] "Informe Técnico del Controlador de Radar", Radio Observatorio de Jicamarca.
- [4] Información del sistema embebido GESBC-

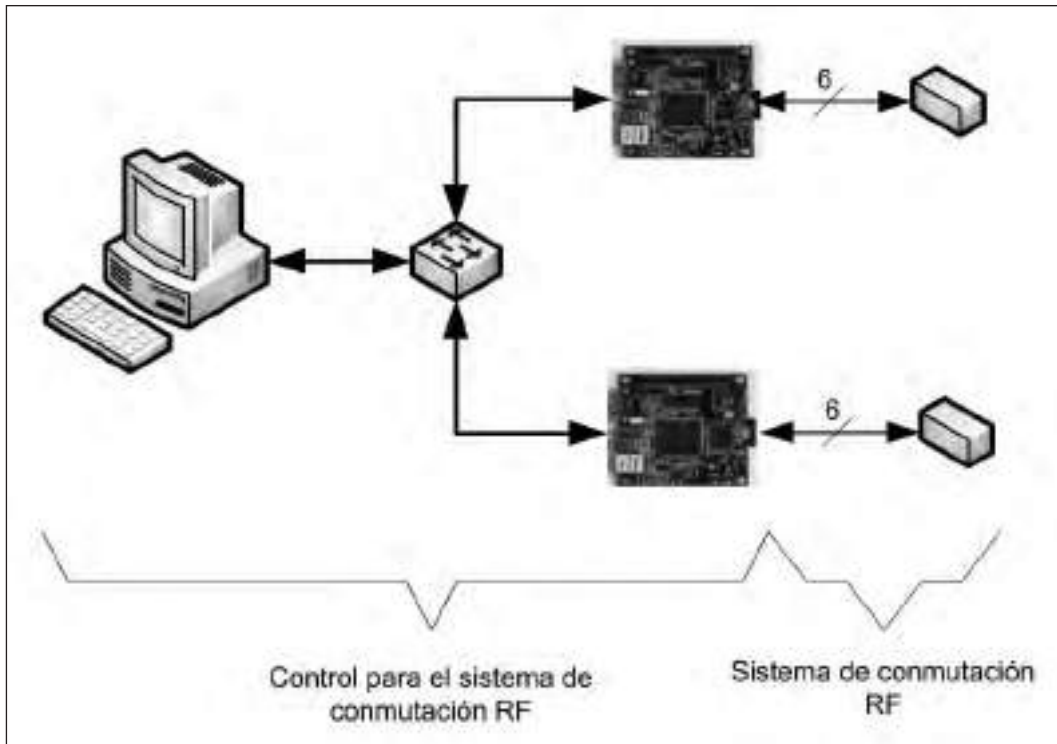


Figura 7. Diagrama de conexión para probar la aplicación cliente-servidor.

9260S de la empresa GLOMATION: [http://www.glomationinc.com/product\\_9260S.html](http://www.glomationinc.com/product_9260S.html).

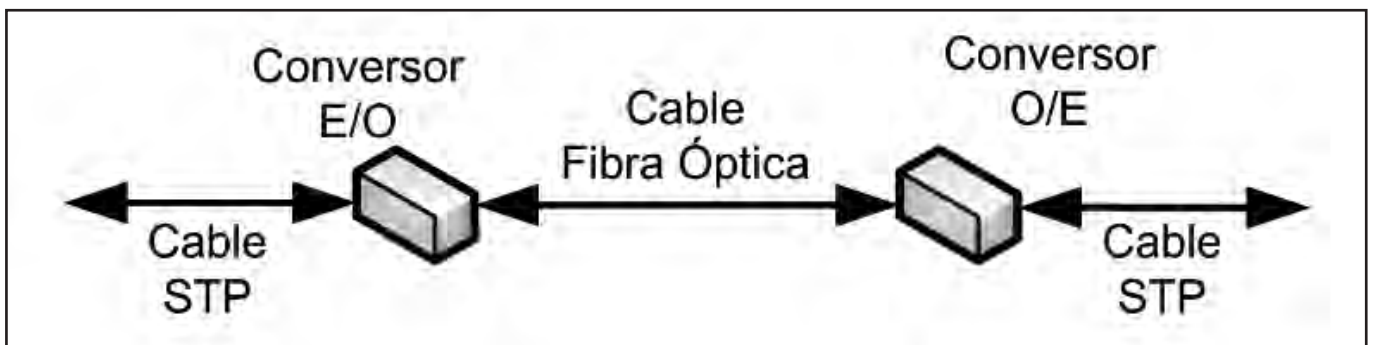


Figura 8. Diagrama de conexión entre el switch y las estaciones remotas.

# **Influencia de la temperatura, precipitación y fotoperíodo en el cultivo de papa (*Solanum tuberosum*) var. Canchán y Yungay en los distritos de El Tambo y El Mantaro**

## **Influence of temperature, precipitation and photoperiod on potato (*Solanum tuberosum*) Yungay and Canchan varieties in El Tambo and El Mantaro districts**

**Lucy Giráldez Solano**

**Universidad Nacional del Centro del Perú, Huancayo**  
**lucygiraldez@hotmail.com**

**Asesor de tesis: Gustavo Osorio Pagán**  
**Facultad de Agricultura, Universidad Nacional del Centro del Perú**

### **Resumen**

El presente trabajo es un resumen del trabajo de tesis desarrollado en el marco del Subproyecto "Pronóstico estacional de lluvias y temperatura del aire en la cuenca del Mantaro para su aplicación en la agricultura", cuyos objetivos fueron: a) Determinar la influencia de la temperatura del aire, precipitación y fotoperíodo en el cultivo de papa variedad Canchán y Yungay en los distritos de El Tambo y El Mantaro, expresados en los rendimientos respectivos; b) Identificar si las variables climáticas en estudio entre ambas localidades son diferentes. Los resultados indican que existe relación lineal altamente significativa entre las variables independientes (temperatura del aire, precipitación y fotoperíodo) y el peso de tubérculos por planta, con un coeficiente de correlación de 0,886. En el tratamiento El Tambo - Yungay, la altura de planta, el área foliar y el peso de tubérculos por planta superó estadísticamente a los demás tratamientos. Se encontró que existen diferencias estadísticamente significativas entre la temperatura del aire en El Mantaro y El Tambo, mientras que la precipitación y el fotoperíodo son considerados similares en ambas localidades.

**Palabras clave:** Papa, clima, valle del Mantaro.

### **Abstract**

This work is a summary of a thesis developed under the framework of the Subproject "Seasonal precipitation and air temperature prediction in the Mantaro river basin for application in agriculture" which the main objectives are: a) to elucidate the influence of air temperature, precipitation and photoperiod on potato crops for the varieties Canchan and Yungay in El Tambo and El Mantaro districts, showed in the yields; b) to identify whether climatic variables studied at the two locations are different.

The results indicate a highly significant linear relationship between the independent variables (air temperature, precipitation and photoperiod) and the weight of tubers per plant, with a correlation coefficient of 0,886. For El Tambo - Yungay, the plant height, leaf area and weight of tubers per plant were statistically superior than the other locations. An statistically significant difference between the air temperature in the two localities was found, while the precipitation and photoperiod are considered similar in both locations.

**Keywords:** Potato, climate, Mantaro valley.

## **1. Introducción**

La papa es un cultivo oriundo y representativo del Perú, patrimonio más grande de nuestra cultura agraria, uno de los mayores problemas que afecta a la producción de papa, es el factor climático; el cual, es un factor no controlado por el productor y que puede impactar positiva o negativamente en el rendimiento y calidad del producto cosechado. De todos los

factores ambientales que inciden sobre el cultivo de papa, tal vez el menos estudiado y comprendido a pesar de su prioritaria importancia sean las condiciones atmosféricas en el que está inmerso el cultivo y probablemente la temperatura del aire, la precipitación y el fotoperíodo son las variables ambientales que más impactan en este cultivo.

Es muy necesario la cultura de usar la información cli-

mática, que es muy pobre entre los agricultores del valle y ahora más que antes debido a que en los últimos años hay un cambio significativo en el clima al cual debemos adaptarnos.

En el presente trabajo se consideró la precipitación, temperatura ambiental y el fotoperiodo como variables representativas del sistema climático, los cuales influyen en la producción de papa, en una siembra tradicional en seco, de un agricultor de tecnología media a baja del valle, quienes comúnmente utilizan las variedades Canchán (precoz) y Yungay (tardía) (Egúsqiza, 2000).

Este trabajo es un resumen de la tesis desarrollada en el marco del Subproyecto "Pronóstico estacional de lluvias y temperaturas en la cuenca del río Mantaro para su aplicación en la agricultura (2007 - 2010)", ejecutado por el IGP (Girádez, 2009).

## 2. Características de el experimento

### 2.1 LUGAR DE EJECUCION

El trabajo de investigación se realizó durante la campaña agrícola 2007 - 2008, en dos distritos del valle del Mantaro:

#### Distrito de El Tambo

En el lote 23 de la Estación Agropecuaria Experimental "Santa Ana" (INIA), ubicado a 7 km al Norte de la ciudad de Huancayo, correspondiente al anexo de Hualahoyo, distrito de El Tambo, provincia de Huancayo, departamento de Junín a una altitud de 3270 msnm.

#### Distrito de El Mantaro

En el lote 1 de la Estación Experimental Agropecuaria "El Mantaro" de la Universidad Nacional del Centro del Perú, perteneciente al distrito de El Mantaro, provincia de Jauja, departamento de Junín, ubicada en el km 34 de la carretera central, margen izquierda a una altitud de 3316 msnm

### 2.2 Material genético

Se utilizaron dos variedades de papa, una tardía y otra precoz, los cuales fueron instalados en ambas localidades.

#### Variedad tardía (Yungay)

**Origen:** (Saskia x Earline) x (Huagalina x Renacimiento), Cruzamiento y selección de Carlos Ochoa Nieves de la UNALM, N° CIP 720064. Liberada por la UNALM - Lima en 1970.

#### Variedad precoz (Canchán INIA)

**Origen:** BL-1.2 x Murillo III-80. Cruzamiento y selección de Juan Landeo Cabezudo del CIP y otros. N° CIP 0389.1. Liberada por el INIA en 1990 en la EEA. Canchán - Huánuco.

## 3. Datos meteorológicos

Se utilizaron datos diarios de temperaturas máxima y mínima del aire, precipitación acumulada a las 7 y 19 horas y las horas sol registrados diariamente en las estaciones meteorológicas de Santa Ana ubicada en el mismo terreno del INIA en El Tambo y de Jauja como representativa de la región de El Mantaro, ya que no existe otra estación meteorológica mas cercana. Ambas estaciones pertenecen al SENAMHI. Adicionalmente, se tomaron datos de lluvias diariamente usando un pluviómetro manual instalado en el campus de la Facultad de Agronomía de la UNCP. Para realizar el análisis relacionando con el cultivo, se agruparon los datos meteorológicos cada 15 días, según el estado fenológico del cultivo, los cuales también fueron evaluados cada 15 días después de la emergencia del cultivo.

El fotoperiodo son las horas de luz diarios y se determina a través de las formulas propuestas por García (1994). En este trabajo se determinó con la siguiente fórmula:

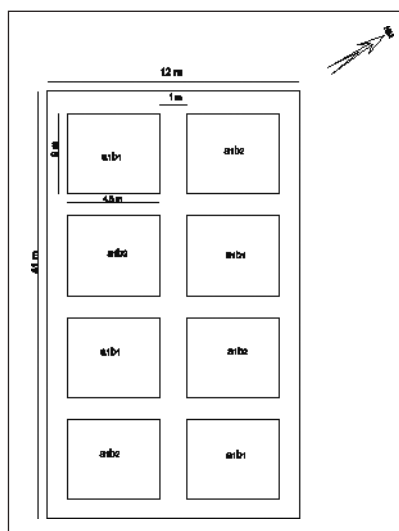


Figura 1. Croquis de desarrollo del experimento en la localidad de El Mantaro. En El Tambo fue similar el esquema.

$$N = (2W)/15$$

$$N = \text{Fotoperiodo}$$

$$\cos W = -\text{tg}(\varnothing) * \text{tg}(\delta)$$

$$W = \text{ángulo horario (de la salida del sol al medio día)}$$

$$\varnothing = \text{latitud}$$

$$\delta = \text{declinación}$$

$$\delta = \text{sen}^{-1}\{0.4 \text{sen}\{360/365(\text{dn}-82)\}\}$$

$$\text{dn} = \text{Numero de días que pasaron en el año}$$

$$(M/N)*100 = \% \text{ horas sol}$$

$$M = \text{horas sol}$$

## 4. Metodología de la investigación

### 4.1 Universo de la investigación

El experimento se realizó en dos localidades: El Mantaro y El Tambo, y en cada localidad se instalaron dos tratamientos: Variedad Canchán y Variedad Yungay, siguiendo el siguiente esquema (Figura 1):

<b>A. LOCALIDADES</b>	a1 = El Mantaro a2 = El Tambo
<b>B. TRATAMIENTOS</b>	b1 = Variedad Canchán b2 = Variedad Yungay
<b>C. INTERACCIÓN (L*T)</b>	a1b1 = El Mantaro - Canchán a1b2 = El Mantaro - Yungay a2b1 = El Tambo - Canchán a2b2 = El Tambo - Yungay

### 4.2 Características del experimento

Número de localidades	2
Número de tratamientos/localidad	2
Número de repeticiones	4
Número de plantas por tratamiento	150
Distancia entre surcos	0,9 m
Distancia entre plantas	0,30 m
Número de surcos por parcela	5
Longitud de la parcela	9 m
Área neta parcelar	40,5 m <sup>2</sup>
Número de parcelas/localidad	8
Área neta por localidad	324 m <sup>2</sup>
Área neta total	648 m <sup>2</sup>
Área total experimental	984 m <sup>2</sup>



Figura 2. Cosecha del cultivo de papa variedad Canchán en El Mantaro.



Figura 3. Evaluación del cultivo de papa variedad Canchán en El Mantaro.

## 5. Conducción del experimento

El trabajo fue realizado bajo condiciones del agricultor, con tecnología media a baja en seco.

- a. Preparación del suelo
- b. Demarcación del terreno y trazado
- c. Fertilización
- d. Siembra
- e. Etiquetado de plantas
- f. Primer aporque y control de malezas
- g. Segundo aporque
- h. Control fitosanitario
- i. Corte de mata
- j. Cosecha (figura 2)
- k. Etiquetado de tubérculos
- l. Embolsado.

## 6. Evaluaciones registradas

- Porcentaje de emergencia
- Altura de planta (figura 3)
- Área foliar
- Peso de tubérculos por planta
- Número de tubérculos por planta
- Tamaño de tubérculos

Además, para el análisis en el presente trabajo se consideraron las siguientes variables meteorológicas:

- Precipitación (mm)
- Temperatura (°C)
- Fotoperíodo (horas)

## 7. Análisis estadístico

El análisis estadístico se realizó, en base al modelo aditivo lineal para el análisis de varianza de BCR con 4 repeticiones para cada localidad y el análisis de variancias combinado para ambas localidades (Osorio, 1989).

Además se empleó la prueba de significancia de los promedios de los tratamientos, según Tukey; con un nivel de significancia de 0,05 (Osorio, 2000).

## 8. Resultados y discusión

En el cultivo de papa el componente más importante es el

rendimiento, expresado en este trabajo como peso de tubérculos por planta; por lo cual, los resultados se centran más a ésta característica.

### Peso de tubérculos por planta

Mediante el análisis estadístico de regresión y correlación lineal simple y múltiple realizado, se comprobó que efectivamente, estas tres variables ambientales, temperatura, precipitación y foto-período (duración del día), son las más importantes para este cultivo, debido a que influyen en un 78,4% sobre el peso de tubérculos por planta, lo cual quiere decir que la producción de papa depende en mayor medida de la temperatura, precipitación y el fotoperíodo.

La localidad que obtuvo mayor rendimiento es El Tambo con un promedio de 1,009 kg de tubérculos por planta, que superó a la localidad de El Mantaro con un promedio de 0,902 kg de tubérculos por planta.

En la tabla 1 se muestra el promedio de la temperatura, fotoperíodo y acumulado de la precipitación hasta los 198 días después de la siembra del cultivo. La combinación de las variables meteorológicas en la localidad de El Tambo influyó para el peso del tubérculo por planta sea superior en el Tambo con respecto a la localidad de El Mantaro.

En cuanto a variedades, la variedad que superó en rendimiento fue la variedad Yungay (1,048 kg de tubérculos por planta), en comparación al rendimiento en El Mantaro (0,864 kg).

El tratamiento que obtuvo mayor rendimiento fue Yungay – El Tambo con un promedio de 1,155kg de tubérculos por planta; es decir, tanto el carácter genético como el ambiental influyeron en el peso de tubérculos por planta.

### Altura de planta

La altura de planta es un dato complementario, puesto que, no siempre una mayor altura de planta significa mayor rendimiento; es decir, no siempre es directamente proporcional al rendimiento, pero en este caso, observamos que si es directamente proporcional; por lo tanto, esta característica es importante para el rendimiento de los tubérculos.

En cuanto a localidades se observó que en la localidad de El Tambo las plantas (ambas variedades) con un promedio de 54, 95 cm de altura de planta a los 90 días después de la siem-

TABLA 1. Características ambientales a los 198 días después de la siembra de la papa.

Localidad	Días	T. máx. (°C)	T. mín. (°C)	T. med. (°C)	PP. (mm)	Fotop. (horas)
El Mantaro	198	19,33	2,90	11,11	477,0	12,065
El Tambo	198	21,56	3,92	12,74	445,7	12,047

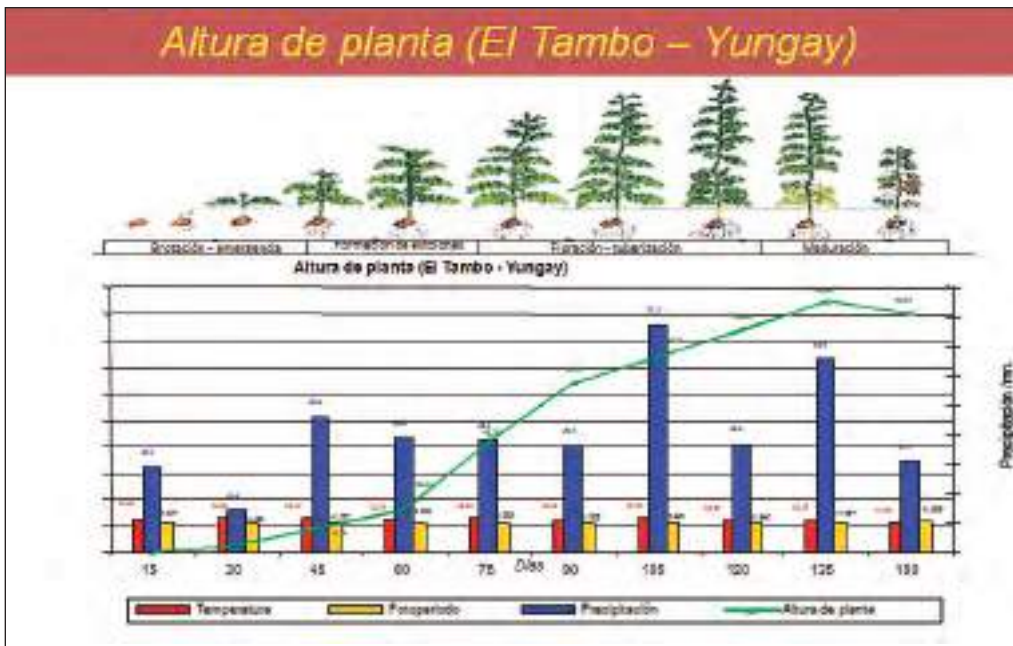


Figura 4. Variación de la precipitación, temperatura y fotoperíodo durante las fases fenológicas de la variedad Yungay en El Tambo. Se observa déficit moderado de precipitación en la maduración, en cuanto a temperatura y fotoperíodo están dentro del nivel de tolerancia.

medio hasta los 90 días después de la emergencia) en la localidad de El Tambo influyeron para que la altura de planta haya superado a la de El Mantaro.

En cuanto a variedades, la variedad Yungay con un promedio de 59,08 cm de altura de planta a los 90 días después de la siembra superó en altura de planta a la variedad Canchán, tanto en la localidad de El Tambo y en El Mantaro, esto se debe principalmente al carácter genético de cada variedad; es decir, la variedad Canchán generalmente son de porte bajo; mientras que, la variedad Yungay tienen porte alto.

Por consiguiente, el tratamiento Yungay - El Tambo (figura 4) con una altura de 64,16 cm, fue mayor a los demás tratamientos, esto debido a la influencia del ambiente sobre el carácter genético de las plantas. Es decir, tanto el carácter genético como el medio ambiente influyeron en la altura de planta.

En la Figura 4 se muestra como la frecuencia e intensidad de la precipitación, la temperatura del aire y el fotoperíodo durante las fases fenológicas del cultivo de la variedad Canchán en El Tambo. Observándose déficit moderado de precipitación en la maduración, en cuanto a la temperatura y el fotoperíodo, se encuentra dentro del nivel de tolerancia. Es decir, las condiciones ambientales en el valle aun están dentro de los requerimientos del nivel crítico, aunque no en el nivel óptimo para el cultivo de papa, sin embargo este cultivo es tolerante a comparación a otros cultivos.

**Área foliar**

Al igual que la altura de planta, el área foliar, es un dato complementario, y se comprueba que, tanto la altura de planta como el área foliar influyen directamente

en el peso de tubérculos por planta en este experimento; es decir que, es muy importantes el porte de la planta en el resultado final (Rendimiento).

**Variables climáticas de ambas localidades**

Se analizaron las tres variables (temperatura media del

bra, desarrollaron mayor altura que en El Mantaro, debido a la combinación de características que presenta ésta localidad.

En la tabla 2 se muestra que la combinación de las variables (13,04 °C, 203 mm y 11,41 horas de fotoperíodo en pro-

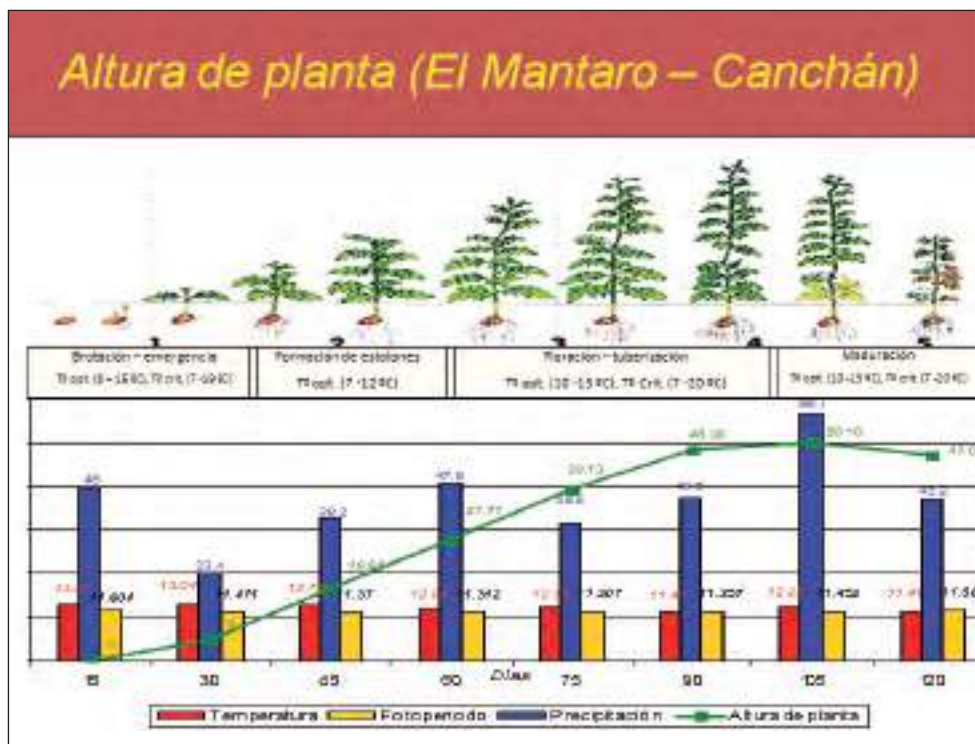


Figura 5. Variación de la precipitación, temperatura y fotoperíodo durante las fases fenológicas de la variedad Canchán en El Mantaro. Se observa que la precipitación, temperatura y fotoperíodo, también están dentro del nivel óptimo, llegando al nivel crítico de tolerancia.

**TABLA 2. Características ambientales a los 90 días después de la emergencia de la papa.**

Localidad	Días	T. máx. (°C)	T. mín. (°C)	T. med. (°C)	PP. (mm)	Fotop. (horas)
El Mantaro	90	18,77	6,06	12,41	235,6	11,40
El Tambo	90	20,35	5,72	13,04	203,0	11,41

**TABLA 3. Prueba t (Student) para las variables climáticas (temperatura, precipitación y fotoperíodo), en las localidades de El Mantaro y El Tambo.**

	Temperatura media °C		Precipitación acumulada (mm)		Fotoperíodo (horas)	
	El Mantaro	El Tambo	El Mantaro	El Tambo	El Mantaro	El Tambo
Suma	155,40	163,88	477,0	445,70	151,72	151,50
Promedio	11,95	12,61	36,69	34,28	11,67	11,65
Variación	0,466	0,449	289,394	437,711	0,128	0,122
tc	-2,459			0,322		0,119
ta/2 (gl)	2,18			2,18		2,18
Sig.	*			n.s.		n.s.

aire, precipitación y fotoperíodo) de cada localidad para comprobar si hay diferencia entre las variables climáticas en ambas localidades; para esto, se hizo un resumen de los datos meteorológicos, agrupándolos cada 15 días desde la fecha de siembra hasta la fecha de cosecha, considerando el tiempo de duración de la variedad del ciclo vegetativo más largo.

Mediante la prueba estadística de t de student (Tabla 3), se determinó que solo la temperatura es variable entre ambas localidades, mientras que la precipitación y el fotoperíodo se consideran similares entre ambas localidades en estudio.

### 9. Conclusiones

Existe relación lineal altamente significativa entre las variables independientes (temperatura, precipitación y fotoperíodo) y el peso de tubérculos por planta, con un coeficiente de correlación de  $r = 0,886$ ; e l cual indica que, hay mayor relación tomando las 3 variables independientes en conjunto, los cuales influyen en un 78,4% sobre el peso de tubérculos por planta, la ecuación de regresión que la describe es  $\hat{Y} = -4,674 + 0,176(X1) + 0,002 (X2) + 0,217 (X3)$ , donde la temperatura contribuye de forma significativa a explicar lo que ocurre con el peso de tubérculos por planta en la ecuación de regresión, similar ocurre con la altura de planta y el área foliar; donde se observa que, en general hay relación lineal significativa entre las variables independientes con la altura de planta y el área foliar, presentando mayor coeficiente de correlación tomando las 3 variables independientes en conjunto, influyendo en promedio en 81,6 % sobre la altura de planta y el área foliar, donde de la misma manera la temperatura es la variable que más contribuye a explicar lo que ocurre con la variable dependiente en la ecuación de regresión. En la localidad de El Tambo, la altura de planta (54,95 cm), el área foliar (2046,49 cm<sup>2</sup>) y el peso de tubérculos por planta (1,009 kg), superó estadísticamente que en la localidad de El Mantaro, en el tratamiento Yungay, la altura de planta (59,08 cm), el área foliar (2139,69 cm<sup>2</sup>) y el peso de tubérculos por planta (1,048 kg) superó estadísticamente al del tratamiento Canchán, en la interacción El Tambo - Yungay, la altura de planta (64,16 cm), el área foliar (2465,00 cm<sup>2</sup>) y el peso de tubérculos por planta (1,115 kg) superó estadísticamente a las demás interacciones.

A través del análisis con la prueba "t" de (student); se observó, que existe variabilidad en la temperatura entre ambas localidades, mientras que la precipitación y fotoperíodo no mostraron diferencias estadísticamente significativas entre ambas localidades.

### Agradecimientos

El autor del presente trabajo expresa su gratitud al Instituto Geofísico del Perú (IGP), que financió el estudio en su totalidad a través del Subproyecto INCAGRO.

### Referencias

- **EGÚSQUIZA, B. R., (2000).** La papa: Producción, transformación y comercialización". Publicación A. B. PRISMA del Proyecto PAPA ANDINA, Lima, Perú.
- **GARCÍA, J. (1994).** "Principios físicos de la climatología" Universidad Nacional Agraria La Molina. Ediciones UNALM, pp. 244.
- **GIRÁLDEZ, L (2009).** Influencia de la temperatura, precipitación y fotoperíodo en el cultivo de papa (*solanum tuberosum*) var. Canchán y Yungay en los distritos de El Tambo y El Mantaro. Tesis para optar el título de Ing. Agrónomo. Universidad Nacional del Centro del Perú, Huancayo.
- **OSORIO, P. G., (2000).** Glosario de estadística y diseños experimentales. Fac. Agronomía. UNCP. Huancayo, Perú.
- **OSORIO, F. O. (1989).** Métodos estadísticos aplicados a la estadística: "Conceptos fundamentales sobre diseños de experimentos". Editorial IICA. Honduras.

## Instrucciones para los autores

El Compendio de trabajos de investigación realizado por estudiantes durante el año 2009 - 2010 (Compend. trab. investig. realiz. estud. durante año) (ISSN 2079-696X) es una publicación anual del Instituto Geofísico del Perú, que da a conocer los avances o resultados de los trabajos de investigación realizados por estudiantes, quienes están desarrollando su tesis para optar el título profesional o realizan sus prácticas pre-profesionales. El IGP trimestralmente convoca a estudiantes de las universidades nacionales y ofrece facilidades para desarrollar tesis, las cuales son asesoradas por investigadores y profesionales de la institución.

### Manuscritos originales

Los manuscritos originales deberán presentarse en forma impresa (incluyendo figuras y tablas) y en papel tamaño A4. Asimismo, el documento deberá presentarse en archivo digital (por correo electrónico) dirigido a la Dirección de Asuntos Académicos o en CD. Los textos deberán seguir estrictamente las siguientes instrucciones, de lo contrario serán devueltos a sus autores.

La primera página incluirá:

- (1) TÍTULO DEL TRABAJO (explícito, descriptivo tan corto como sea posible), debajo, ira el título traducido en inglés;
- (2) NOMBRE COMPLETO DEL AUTOR, el autor debe decidir una forma definitiva de expresar su nombre;
- (3) UNIVERSIDAD DE PROCEDENCIA indicando su Facultad o Escuela Académica Profesional;
- (4) CORREO ELECTRÓNICO del autor;
- (5) NOMBRE DEL INVESTIGADOR responsable de la investigación;
- (6) DIRECCIÓN DE INVESTIGACIÓN en la que se desarrolló el trabajo.

A continuación, deberá incluirse un resumen en español e inglés (ABSTRACT), incluyendo las palabras claves en español e inglés (key words).

El cuerpo del artículo deberá ser conciso, claro y directo, incluirá: INTRODUCCIÓN, MATERIAL Y MÉTODOS, DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS, CONCLUSIONES Y REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS (sólo aquellas citadas en el texto), y AGRADECIMIENTOS. La estructura puede variar dependiendo del tema de investigación.

Las medidas y sus abreviaturas deben corresponder al Sistema Internacional de Unidades (SI).

Con respecto a las citas bibliográficas en el texto, se incluye el nombre del autor o autores, seguido por el año de publicación (en cursiva). Ejemplo: Klein and Hartmann (1993) o Adrian et.al. (2010)

En el caso de las REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS se incluirán únicamente los artículos mencionados en el texto y se ordenarán alfabéticamente por autor y cronológicamente para cada autor. Las referencias a libros o capítulos de libros deberán ser completas, incluyendo ciudad, editorial y paginación. El orden es el siguiente: Apellido, inicial del nombre del autor, año de publicación (separado por paréntesis). Título del artículo y/o libro. Editorial. País. Número de páginas. Algunos ejemplos:

**Adrian, M. L., D. L. Gallagher, and L. A. Avanov. (2004).** IMAGE EUV observation of radially bifurcated plasmaspheric features: First observations of a possible standing ULF waveform in the inner magnetosphere, *J. Geophys. Res.*, 109, A01203, doi: 10.1029/2003JA009974.

**Barnes, E.A., D.L. Hartmann. (2010).** Dynamical Feedbacks and the Persistence of the North Atlantic Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 67, 851-865.

**Klein, S., and D. Hartmann. (1993).** The seasonal cycle of low stratiform clouds. *Journal of climate*, Vol. 6, pp.1587-1606.

### Tipografía:

El tipo de letra que se recomienda es el "Tahoma", y su tamaño en el artículo variará de la siguiente manera: Título en español (1), 17/20,4 ptos., en bold (igual en minúscula) y centrado. Título en inglés, 13/15,6; color negro a 50% y centrado. Nombre del autor y del investigador que lo dirige, 14/11 bold, en negro a 50%, centrado. Universidad del autor, correo electrónico y área de investigación 9/11 en bold y centrado. RESUMEN y CAPITULOS: título en 11/11 (A/b), y el texto en 9/11, justificado, en negro a 60%. Texto general en 9/11 ptos. en regular y justificado. Inicio de párrafos con sangría de 5 mm. Bibliografía: Nombres del autor y fecha, en bold. Nombre de la publicación y demás, en normal, ambas de 9/11 ptos.

### Figuras y Tablas

Las fotografías, dibujos, gráficos y mapas serán considerados como FIGURAS, las mismas que irán enumeradas. Deben ser representadas en tonos grises, sólo en casos muy particulares se aceptarán figuras a colores. Las leyendas: para las figuras, irán en la parte inferior del mismo, claramente enumerado (10 negra baja, centrado). Para las Tablas, irán en la parte superior del mismo, claramente enumerado (10 negra baja, centrado)

En el caso de las Tablas deberán ir enumeradas consecutivamente, evite las mayúsculas y negritas dentro del mismo. Para Las Figuras y Tablas, deberán estar claramente identificadas con nombre de autores, título y número.

Las leyendas: Para las Figuras, irán en la parte inferior del mismo, claramente.

### Simbología

Para el caso de los símbolos, se utilizará el registrado por el Sistema Internacional de unidades (SI).

Algunos ejemplos: m (metro), cm (centímetro), km (kilometro), g (gramo), ha (hectárea), mm( milímetro), (mn) milla náutica), L (litro), ml (mililitro), W(vatio), kW(kilovatio), Hz (hertz o hercio).

Para la escritura de los símbolos no debe usarse punto final, salvo que corresponda al final de la frase. El valor numérico y símbolo de unidades deben ir separados por un espacio.

Cualquier información adicional dirigir a: daa@igp.gob.pe.

ISBN: 978-612-45795-1-6



Instituto Geofísico  
del Perú

**Programas  
de investigación  
del IGP**

- › **Sismología**
- › **Vulcanología**
- › **Magnetismo terrestre**
- › **Geodesia espacial**
- › **Geología**
- › **Ciencias atmosféricas**
- › **Variabilidad y cambio climático**
- › **Alta atmósfera**
- › **Astronomía**
- › **Astrofísica**
- › **Física solar**

Calle Badajoz N° 169 - Urb. Mayorazgo, 4ta. Etapa, Ate.  
Apartado Postal N°3747 - Lima 3  
Telefax: 317-2300

<http://www.igp.gob.pe>