



INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU
Centro Nacional de Datos Geofísicos
BIBLIOTECA



**REVISTA DE TRABAJOS DE INVESTIGACION
REALIZADOS POR ESTUDIANTES
DURANTE EL AÑO 1999
(Prácticas Pre-Profesionales)**

Lima - Perú
Enero 2000

X 718

CONTENIDO

Presentación

Estudio del Cambio Climático, Lluvias, Acidas y Turbidez Ambiental <i>Carmen Tazza Marín</i>	7
El Estudio de la Capa de Ozono en el Observatorio de Huancayo. <i>Luis Fernando Suárez Salas</i>	15
Estudio de Necesidades Hídricas de Dos Ecotipos de Maca en el Valle del Mataro <i>Ivana Cortes Juro</i>	23
Análisis de la Precipitaciones que causaron Desastres en el Perú, de Enero a Mayo de 1999 <i>José Manuel Galvez Chavarri</i>	29
Análisis de la Precipitaciones en el Perú durante el mes de Diciembre de 1999 <i>Rosa Ines Paredes Peñafiel</i>	37
Método de Potencial Espontáneo aplicado en el Volcán Ubinas y Métodos Geoquímicos aplicados en la vigilancia volcánica y sísmica <i>Katherine Gonzales Zuñiga</i>	47
Análisis de Señales Sísmicas registradas por la red radio-telemétrica del IGP-Arequipa y Potencial Espontáneo aplicado al Estudio Estructural del Volcán Misti <i>Domingo Ramos Palomino</i>	59
Características de la Sismicidad en la Región Sur de Perú <i>Isabel Bernal Esquia</i>	69
Cálculo de los Parámetros Hipocentrales del Terremoto de Arequipa del 8 de Octubre de 1998 <i>Yanet Antayhua Vera</i>	81
Características Generales de la Tectónica y Sismicidad de Perú <i>Oscar Pomachagua Perez</i>	93
Análisis Preliminar Espacio-Tiempo de la Sismicidad ocurrida en la Región del Gap Sísmico de Nazca (Octubre 1998 – Agosto 1999) <i>Hernán Heras Muchica</i>	105

PRESENTACIÓN

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) otorga cada año, Becas de Prácticas Pre-profesionales a estudiantes de las diferentes universidades del país que han concluido o están concluyendo sus estudios, a fin de que estos puedan iniciarse en el campo de la investigación. Estos estudiantes, se integran por un período de tres meses a los diferentes grupos de investigación con que cuenta actualmente el IGP: magnetismo, climatología, meteorología, predicción del tiempo y el clima, sismología, geofísica aplicada, geomagnetismo, gravimetría, vulcanología, entre otros. Además, los estudiantes tienen la oportunidad, previa evaluación, de continuar su formación con la elaboración de una tesis que le permitirá obtener su título profesional en alguna rama de las Ciencias de la Tierra.

Durante el período en que los estudiantes permanecen en el IGP, realizan un trabajo de investigación que les permite poner en práctica lo aprendido en sus estudios universitarios. Estas prácticas, además del entrenamiento recibido, permiten que el estudiante logre una amplia visión acerca de los métodos y propósitos de la investigación científica propiamente dicha. Los resultados obtenidos en sus trabajos de investigación, por lo general han sido de divulgación interna y por lo tanto, no llegaron al conocimiento de las universidades ni de otros estudiantes que buscan nuevas líneas de investigación que despierte su interés y en el futuro beneficiarse de las Becas que ofrece el IGP.

A fin de llenar este vacío, el Centro Nacional de Datos Geofísicos a través de la Biblioteca Central del IGP, realiza la publicación de la ***“REVISTA DE TRABAJOS DE INVESTIGACIÓN REALIZADOS POR ESTUDIANTES DURANTE EL AÑO DE 1999 - PRÁCTICAS PRE-PROFESIONALES”***, el mismo que reúne a manera de artículos los diferentes trabajos realizados por estudiantes en Meteorología e Impacto Ambiental (Observatorio de Huancayo), Tiempo y Clima (Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima, Sede Central), Vulcanología y Geofísica de Volcanes (oficina regional de Arequipa) y Sismología (Centro Nacional de Datos Geofísicos, Sede Central).

El tema y la estructura de los artículos que se presentan en esta revista, es de responsabilidad del investigador que tuvo a su cargo la formación de los diferentes estudiantes. La revisión de dichos artículos estuvo a cargo de los Drs. Orlando Macedo (Vulcanología y Geofísica de Volcanes), Pablo Lagos y Yamina Silva (Predicción del Tiempo y el Clima), Hernando Tavera (Sismología y Tectónica) y MsC. Hugo Trigoso (Meteorología e Impacto Ambiental).

La Sra. Yvonne Pérez-Pacheco tuvo a su cargo la asistencia y la estructuración final de la revista.

Como responsable de la presente edición, espero que esta contribución despierte el debido interés y que cada año podamos contar con un número mayor de trabajos de investigación realizados por estudiantes. De ser así, el próximo año estaremos editando el segundo número bajo una mejor estructura.

Nuestro agradecimiento al Dr. Hernán Montes, Director Técnico del IGP por su confianza y fomento para que se realice investigación. Al mismo tiempo, a los colegas que nos apoyaron para que esta revista vea la luz y al personal del Centro Nacional de Datos Geofísicos del Perú por su ayuda desinteresada.

Esta revista es dedicada a la Memoria del Dr. Manuel Chang (ex Presidente del IGP), quien en vida apoyó e impulsó la formación de jóvenes estudiantes en el camino de la investigación, llegando muchos de ellos a concluir sus estudios en el extranjero.

Dr. Hernando Tavera
Director CNDG – Biblioteca
Editor

ESTUDIO DEL CAMBIO CLIMÁTICO, LLUVIAS ÁCIDAS Y TURBIDEZ AMBIENTAL

CARMEN TAZZA MARÍN

Departamento de Meteorología e Impacto Ambiental

Carmentm@axil.igp.gob.pe

RESUMEN

Se presenta la influencia de los fenómenos que afectan al Valle del Mantaro, como son el Cambio Climático que se ve reflejado por el incremento de las emisiones de CO₂ entre los años 1990-1992 en 8,7ppm, se determina la presencia de lluvias ácidas en la zona y se hace referencia de cual es la frecuencia de estas y el peligro que representa para los cultivos, se muestra en que consiste la turbidez ambiental como se mide que variables se relacionan y los modelos matemáticos que se utilizaron para realizar los cálculos en cuatro diferentes longitudes de onda las que representan diferentes tamaños de partículas, se considera que al ser relacionada con las lluvias ácidas se puede lograr la neutralización de éstas.

INTRODUCCIÓN

La década de 1990 ha sido un período de reflexión a nivel internacional sobre los problemas del medio ambiente. ¿Qué estamos haciendo con nuestro planeta?. La Revolución Industrial ha cambiado para siempre la relación entre el hombre y la naturaleza existe la preocupación de que tal vez hacia mediados o finales del próximo siglo las actividades del hombre habrán cambiado las condiciones esenciales que hicieron posible la aparición de la vida sobre la Tierra. La Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático de 1992 y la firma del Protocolo de Kioto en 1997 forman parte de una serie de acuerdos por medio de los cuales los países de todo el mundo se han unido para hacer frente a este problema.

El presente informe enfoca tres problemas: estamos alterando en forma alarmante las emisiones de CO₂ lo que quizá modifique el clima mundial. Entre las posibles consecuencias podría producirse un aumento de la temperatura media de la superficie de la Tierra y cambios en las pautas meteorológicas fundamentales para

controlar, mediante los cultivos apropiados, el clima y los microclimas de cada área o región. Los expertos afirman, asimismo, que el paulatino recalentamiento del planeta, como consecuencia del lanzamiento a la atmósfera de cantidades enormes de Dióxido de Carbono (CO₂)-, altera cada vez más el ciclo hidrológico.

Aquellas regiones donde aún hoy las precipitaciones se convierten en un freno de la desertificación, podrían deteriorarse paulatinamente, hasta llegar a ser áridas, a consecuencia de la lluvia ácida, producto de las precipitaciones cargadas de sustancias químicas expulsadas por las chimeneas de las fábricas, que se acumulan en las nubes, y luego caen sobre los bosques y los destruyen.

La turbidez ambiental, es la que mide la cantidad de polvo atmosférico que existe en la zona este por su contenido catiónico y básico ayuda a la neutralización de las luvias ácidas. Metodología:

El periodo en el cual se realizaron las prácticas se recopilo y proceso información en los temas ya mencionados. El tratamiento que se le dio a los datos obtenidos por el Dr.

C. Tazza

Mutsumi Ishitsuka para el monitoreo del Cambio Climático, consistió en leer los valores obtenidos del equipo Ultramat 3 de la fábrica Siemens en el que se mide de la siguiente manera: La muestra de aire es introducida en el sistema a través de una toma que se encuentra equipada con una cámara de decantamiento o con un filtro para remover las partículas de aerosol. Para reducir las posibilidades de contaminación, los frascos deben ser fabricados de acero inoxidable o de vidrio Pyrex. El aire es bombeado a una velocidad de flujo controlada y constante. La velocidad de flujo, debe ser mantenida constante, puede ser determinada con un manómetro. El vapor de agua puede ser eliminado del aire de la siguiente manera: primero por condensación, haciendo pasar el aire por un enfriador, lo que extrae la mayor parte del agua a una temperatura cercana a los 2°C y lo que pueda quedar de vapor de agua se extrae con una trampa congeladora colocada en la línea, que va a trabajar a -20°C. Si esta última no se encuentra disponible o su uso es poco conveniente, la presión del vapor de agua en ambos, la muestra del agua y el gas de referencia deben ser mantenidos a un valor constante; esto puede lograrse cuidando la temperatura en el enfriador que ya fue mencionado. Para aquellos en que se sepa que la muestra de aire será seca deberá colocarse un humidificador conectado al enfriador del gas. Esto garantizará que las mediciones sean comparables todo el año. Finalmente el aire se pasa a través de una celda que mide la adsorción infrarroja y que es comparada al mismo tiempo con la adsorción del gas de referencia. de las planillas de dióxido de carbono registradas durante el año de 1984, luego desde el 19 marzo de 1990 hasta el 3 de febrero de 1997 y el mes de febrero de 1997 para de esta manera comprobar si existe o no un incremento de CO₂ en el Valle del Mantaro. Los valores fueron registrados con el Equipo Ultramat3, de la fábrica Siemens el cual es un analizador de gases.

Para medir la cantidad de polvo atmosférico que hay en la zona se utilizó el Equipo SUNPHOTOMETER de marca EKO, las mediciones se realizaron en los meses en los cuales no se note la presencia de nubes, es decir en la época de astío cada tres horas, 9:00 a.m.; 12:00 m; 15:00p.m. la cual mide la dispersión de partículas que se encuentran flotando en el aire y la temperatura antes y después de cada lectura.

Se construyó la base de datos de lluvias ácidas con los datos medidos desde el 17 de octubre de 1989 hasta el 23 de diciembre de 1992, los cuales fueron analizados en el programa excel. Se verificó si la frecuencia en las lluvias ácidas se había modificado para lo cual se realizó un sistema de muestreo en el Observatorio de Huancayo desde el 16 de noviembre hasta el 31 de diciembre teniendo tres puntos de recolección de muestra y la medición del pH se realizó todas los días a las 7:15 a.m.

DATOS

De los datos se obtuvo que el CO₂ se ha incrementado de 339,2 ppm a 347,9 ppm; el cual se refrenda con un cuadro de la temperatura media (variable que se mide en el Observatorio). Se consideran lluvias ácidas cuando el pH de éstas es menor de 5,6. De la base de datos recopilada se halló que de un promedio de 219 lluvias 40 son lluvias ácidas teniendo 30 de éstas un pH de 5,5; lo que implica que un estudio en periodos más largos determinaría con mayor precisión la frecuencia de éstas hoy en día, para lo cual se continuaron las mediciones durante el año de 1999 teniendo como resultado 3 lluvias ácidas en los meses de noviembre y diciembre. Para el estudio de turbidez ambiental se logró realizar las mediciones el año de 1999 en las diferentes longitudes de onda turbidez se cuenta con una pequeña base de datos, de junio-noviembre de 1999 y aunque es un periodo corto nos sirve de referencia para posteriores estudios.

Tabla 1. Los datos que se muestran en la tabla son el promedio mensual de los meses más representativos en la toma de muestra. Cabe destacar que una medición en la ciudad de Huancayo el 17 de setiembre de 1999 dió como resultado 364,00ppm de dióxido de carbono.

Fecha	Concentración en ppm
Ene-82	340,00
May-90	343,08
Ago-91	344,26
Sep-91	347,78
Ene-92	349,00

Tabla 2. Resultado de los datos recopilados de lluvias ácidas en el periodo del 17 de Octubre de 1989 al 23 de Diciembre de 1992. En el cual los datos de pH menores e iguales a 5,5 son considerados ya lluvias ácidas.

pH	Cantidad
4.5	1
5	9
5.5	30
5.75	2
6	72
6.5	92
7	13
Suma	219

Tabla 3. Promedio de pH de lluvias registradas en tres puntos de observación del 16 de Noviembre al 31 de Diciembre de 1999, colaborador Renee Mendoza.

pH	Frecuencia
4.5	1
5	1
5,5	1
6	5
6,4	1
6,5	21
6,77	1
6,8	1
7	3
<i>Total de Muestras</i>	35

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Los resultados obtenidos son muy importantes para las áreas de meteorología, impacto ambiental y agrometeorología. El **incremento de dióxido de carbono** en el Valle como se observa en la tabla N°1 sugiere realizar un estudio con la variable temperatura debido a que por la absorción infrarroja del dióxido de carbono los rayos infrarrojos y gases activos, principalmente el vapor de agua, y ozono, que están presentes naturalmente en la atmósfera terrestre, hacen que la absorción térmica de radiación IR sea emitida por la superficie terrestre a la atmósfera. La atmósfera está calentada por este mecanismo y, hace que retorne una porción significativa de esa energía emitida por la radiación infrarroja, actuando así en el calentamiento de la superficie y en la baja atmósfera. Como consecuencia el promedio de la temperatura del aire en la tierra es de 30°C más alta de lo que sería sin la absorción y reirradiación de energía IR (Henderson Sellers and Robinson, 1986; Kellogg, 1996; Peixoto and Oort, 1992). Este fenómeno causa la aparición de algunas especies y extinción de otras, incremento en los deshielos lo que causa inundaciones en las riveras de los ríos y lagunas (como fue el caso el 2 de enero de 1990, inundación en el Barrio Salcedo aledaño al río Shullcas en El Tambo-Huancayo). Este fenómeno es conocido popularmente como “efecto invernadero”, y los gases responsables de la actividad infrarroja por el efecto de referencia son conocidos como “gases del efecto invernadero” quienes alteran cada vez más el ciclo hidrológico.

Con respecto a **lluvias ácidas** es necesario conocer que la lluvia proviene de la evaporación o la transpiración (el vapor de agua perdido por las plantas) y es esencialmente pura. Cuando el vapor llega a la atmósfera se condensa en partículas sólidas y alcanza rápidamente un equilibrio con los gases atmosféricos. Uno de estos gases es el bióxido de carbono (CO₂) que se disuelve en

el agua para formar ácido carbónico (H₂CO₃). Este ácido es débil y se disocia lentamente en agua destilada, generando iones hidrógeno y iones de bicarbonato (HCO₃⁻). A concentraciones y presiones normales del CO₂ en la atmósfera el pH de la lluvia sería de 5.6, es decir, ligeramente ácido. Otras sustancias que llegan a la atmósfera tienden a modificar el pH para un lado u otro. El ión amoníaco (NH₄⁺) en la lluvia tiende a aumentar el pH. Los gases como el bióxido de azufre (SO₂) y el sulfuro de hidrógeno (H₂S), que provienen de los volcanes y de otras fuentes naturales también pueden alterar la química de las precipitaciones. En la atmósfera, tanto el SO₂ como el H₂S son oxidados e hidrolizados para formar ácido sulfúrico. De manera similar los óxidos de nitrógeno se convierten en ácido nítrico. Si estos ácidos están presentes en cantidades significativas, pueden acidificar la lluvia por debajo de un pH de 5.6. La química de las precipitaciones naturales, depende entonces de la cantidad presente de varias sustancias en la atmósfera. El ión amoníaco (NH₄⁺) en la lluvia tiende a aumentar el pH. Se ha emitido grandes cantidades de óxidos de azufre y de nitrógeno a la atmósfera como producto del uso de combustibles fósiles y por la fundición de minerales sulfurados, especialmente en los países fuertemente industrializados y urbanizados como los del norte. Los estudios que se realizaron con respecto a lluvias ácidas fueron más completos en los cuales no sólo se recopiló datos sino que se midió el pH de las lluvias en los meses de noviembre y diciembre de 1999, teniendo solo 3 lluvias ácidas registradas en este periodo, al ser comparados con los resultados obtenidos en esos mismos meses el año de 1990 se registraron 4, en 1991 se registraron 2 y en 1992 se registraron 2; es muy importante este estudio porque afecta directamente la producción de los cultivos y al producirse la filtración en los suelos se altera la acidez en los ríos, lagos, lagunas y hace que la vida acuática en estos se extinga, o llegue a niveles bastante alarmantes; de los datos recopilados se registró como mínimo valor de

pH ¡4,5!. Los datos indican que sobre grandes extensiones de la Tierra, la lluvia y la nieve actualmente son de 5 a 30 veces más ácidas que el valor límite (pH de 5.6) para zonas "limpias". La lluvia de tormentas aisladas puede resultar desde varios cientos hasta varios miles de veces más ácida de lo esperada. La precipitación ácida ha sido conocida durante muchas décadas en la vecindad de las grandes ciudades y de las plantas industriales como las fundidoras, pero en la actualidad el fenómeno está mucho más extendido. En grandes extensiones del este de E.U., del sudeste de Canadá y de Europa el pH anual promedio de las lluvias varía entre 4 y 4.5

Con respecto a **turbidez ambiental** se trabajó recopilando información acerca del fenómeno y se define como las pequeñas cantidades de polvo que son elevadas por el viento y que se quedan suspendidas en la atmósfera. Las partículas de suelo son ligeramente básicas, ó alcalinas ó lo contrario a ácidas, en agua destilada y generan cationes básicos (iones positivos) en solución como calcio, magnesio, potasio y sodio (Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, K⁺ y Na⁺) y con bicarbonato

generalmente como el correspondiente anión, o ión negativo. El amoníaco gaseoso en la atmósfera es generado en gran parte por la degradación de la materia orgánica. Las actividades humanas han influido significativamente sobre todo el globo terráqueo. Se consideraron como parámetros de medición la temperatura, diferentes longitudes de onda (778nm,675nm,500nm y 368nm); además de la hora en la cual se realizó la medición la que no puede durar más de 30 segundos, de los datos medidos en el observatorio se distingue una ligera disminución del polvo atmosférico en la zona. Es necesario calibrar el equipo para poder validar datos que se están midiendo; ya que se requieren datos sumamente precisos para determinar que modelo matemático es el más acertado para nuestra ubicación geográfica e instrumento con el que contamos.El estudio e investigación de este fenómeno es complejo por la cantidad de parámetros que se tienen que tener en cuenta por ejemplo: la distancia del sol a la tierra, hora internacional, nubosidad y vientos para determinar el ángulo de inclinación entre la partícula observada y la tierra.

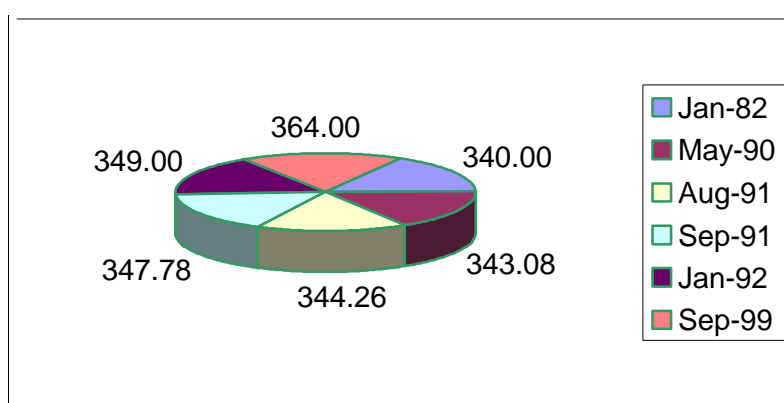


Figura 1. Concentración de dióxido de carbono medido en el Observatorio de Huancayo, periodo de muestreo 1982-1992. Dato de 1999 referencial de la ciudad de Huancayo.

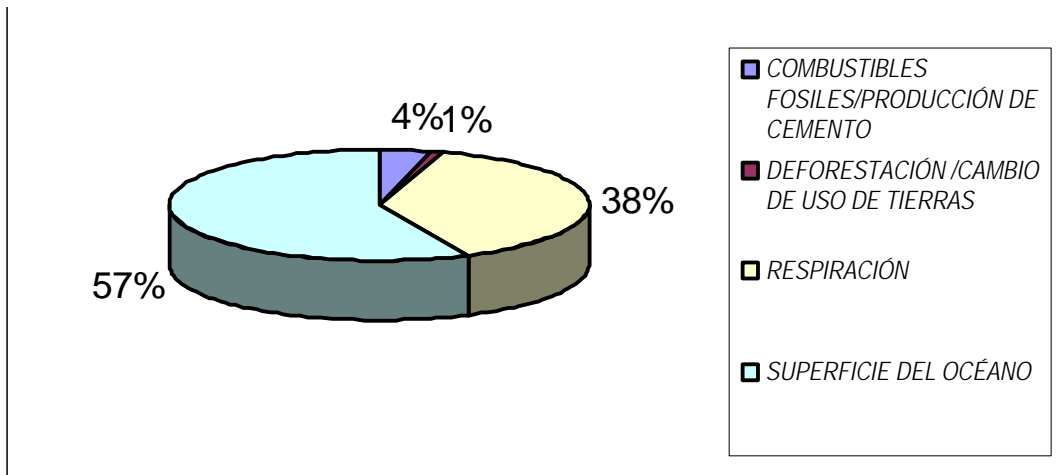


Figura 2. Emisión por el hombre y la naturaleza.

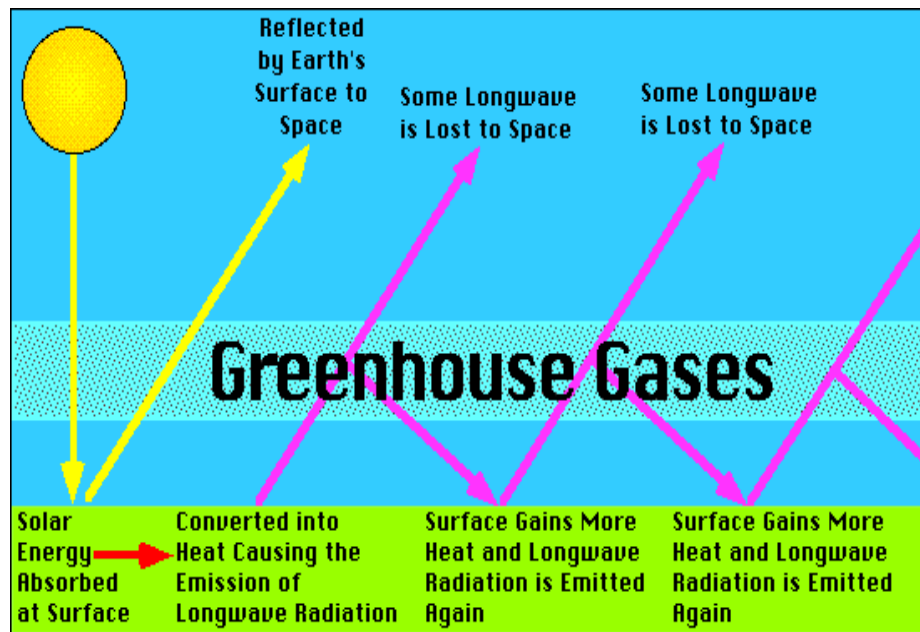


Figura 3. La radiación y su relación con la gases del efecto invernadero, se muestra como se refleja la radiación IR al llegar a la superficie terrestre. Nos muestra que hay una dispersión y reflexión parcial.

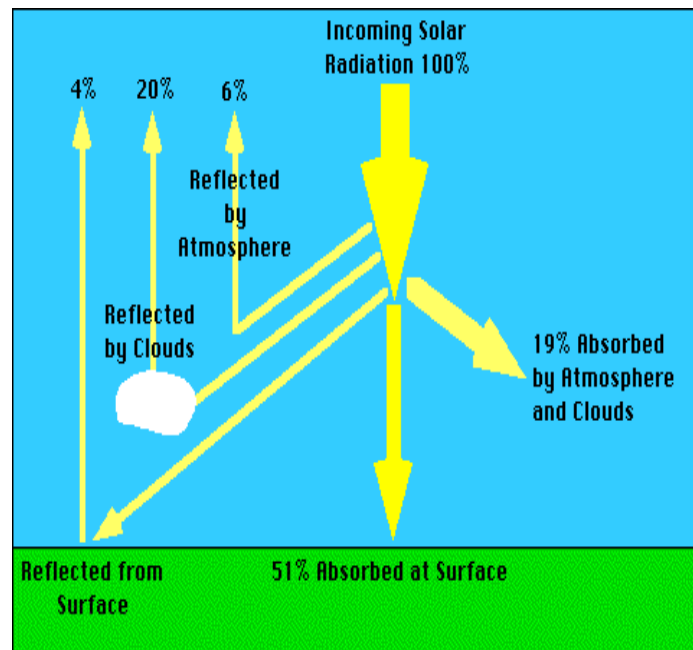


Figura 4. Relación entre radiación y turbidez ambiental, el 19% es absorbido por la atmósfera y las nubes y hace que se incremente la temperatura por la cantidad de polvo que hay y eso se mide en la atmósfera (turbidez ambiental).

CONCLUSIONES

Es muy importante, desde el punto de vista de la evaluación de las tendencias mundiales, que los resultados procedentes de un emplazamiento sean absolutamente comparables con los de otro lugar, por este motivo se consideró el estudio comparando con otros lugares que investigan estos mismos fenómenos.

Por referencia, las actividades humanas liberan cerca de 7 mil millones de toneladas métricas de CO₂ al año las que se suman a más de 750 mil millones de toneladas que están ahí debido a que el tiempo de permanencia del CO₂ es de 100 años según el National Geographic Cambio Climático-Enero1999, y que el vapor de agua a pesar de ser uno de los principales gases del efecto invernadero no ocasiona mayor efecto debido

a que su tiempo de permanencia es de 8 días. Al lograr una pequeña base de datos con los registros realizados en observaciones anteriores ayudaran a realizar posteriores evaluaciones de los incrementos de CO₂. Se distingue en el periodo de tiempo medido, un incremento en la cantidad de CO₂ del 2 de Junio de 1983 de 343,8 al 30 de Junio de 1989 de 356,66 ppm.

De la información recabada se concluyó que la revolución industrial y la acidez de las precipitaciones ha aumentado espectacularmente en muchas partes del mundo. Los registros de Lluvias Ácidas fueron recabados e ingresados a una base de datos, se obtuvo de un promedio de 219 lluvias 40 son lluvias ácidas teniendo 30 de éstas un pH de 5,5; se registró una frecuencia de lluvias ácidas de 1/5 lluvias, el mínimo pH registrado fué de 4,5 en diciembre de 1999.

C. Tazza

Se cuenta con una base de datos de turbidez ambiental de las mediciones realizadas año de 1999 en las diferentes longitudes de onda (778nm,675nm,500nm y 368nm); la base es de junio a noviembre de 1999 y aunque es un periodo corto nos sirve de referencia para posteriores estudios.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Dr. Mutsumi Ishitsuka por su iniciativa e interés en la protección del medio ambiente y a quienes realizaron las primeras mediciones de los parámetros que miden la contaminación ambiental.

Al MSc. Hugo Trigoso, Ing. Jacinto Arroyo por brindar todo el apoyo necesario en la realización de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

Canby, T.Y. (1991). "After the storm", National Geographic, Washington, agosto.

Earle, Sylvia A. (1992) "Assesing the damage one year later", National Geographic, Washigton, febrero.

El-Ashry, Mohamed (1991). "International cooperation, the environment and global security", Populi, Vol. 18, N° 3.

Ford, Peter (1991). "Persian Gulf Cleanup Has Only Just Begun", The Christian Science Monitor, 14 de febrero, pag 13.

Hobbs, Peter and Radke, Lawrence (1992). "Airborne Studies of the Smoke from the Kuwait Oil Fires", Science, Vol. 256, 15 de mayo.

Aedenat, CC.OO, UGT (1992). Una propuesta para la climatización de edificios

Aedenat, CC.OO., UGT (1993). Plan de Investigación y Desarrollo para las Energías Renovables

Aedenat, CC.OO., UGT (Junio 1994). Plan para la promoción de la energía solar térmica: colectores solares para la producción de agua caliente sanitaria

WMO/UNEP (1990). Scientific Assessment of Climate Change (Geneva) IPCC (1990) Climate Change: the IPCC Scientific Assessment (Cambridge University Press) IPCC (1992) Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment (Cambridge University Press)

WMO/UNEP (1990). Scientific Assessment of Climate Change (Geneva) IPCC (1990) Climate Change: the IPCC Scientific Assessment (Cambridge University Press) IPCC (1992) Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment (Cambridge University Press).

CLIMATE CHANGE (1995). IMPACTS, ADAPTATIONS, AND MITIGATION. Summary for Policymakers. Mountreal, 16-20 October 1995.

STABILIZATION OF ATMOSPHERIC GREENHOUSE GASES: PHYSICAL, BIOLOGICAL AND SOCIO-ECONOMIC IMPLICATIONS. IPCC Technical Paper III. Intergovernmental Panel on Climate Change. February 1997. Sir John T. Houghton of the United Kingdom and Dr L. Gylvan Meira Filho of Brrazil.

EL ESTUDIO DE LA CAPA DE OZONO EN EL OBSERVATORIO DE HUANCAYO

LUIS FERNANDO SUÁREZ SALAS
Departamento de Meteorología e Impacto Ambiental
luchoss@axil.igp.gob.pe

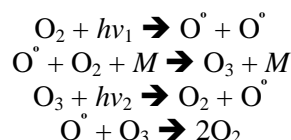
RESUMEN

El Instituto Geofísico del Perú - Observatorio de Huancayo ha sido uno de los pioneros en el ámbito mundial en la medición de ozono estratosférico, importante protector atmosférico de la radiación ultravioleta (UV). Iniciando mediciones terrenas en 1964 con un equipo espectrofotométrico Dobson con el que realizó mediciones hasta el año de 1992. La puesta en órbita de los satélites, Nimbus 7, Meteor 3, ADEOS y actualmente el Earth Probe, efectuados por la NASA, han continuado recopilando información para esta ubicación en el periodo 1978 a la fecha.

Esta continuidad, le da una especial importancia a estas mediciones además de ser un importante aporte al entendimiento de los procesos atmosféricos en la región ecuatorial. Cualquier cambio en esta zona es muy importante, no solamente, desde el punto de vista del cambio en la distribución global de ozono, debido a que esta es la región de producción de ozono, sino también a un mejor entendimiento de los procesos de la radiación ultravioleta, porque la irradiancia solar en esta región es muy alta. Cualquier variación de UV será más peligrosa en la región ecuatorial donde la capa de ozono es mínima y la penetración de la radiación UV es máxima.

INTRODUCCION

El ozono (O₃), es un componente minoritario de la atmósfera terrestre, sin embargo, es un importante protector de la vida sobre la superficie terrestre debido a que cumple la función de un filtro protector contra la radiación ultravioleta (RUV), principalmente de longitud de onda entre los 280 y 320 nm. [1]. La concentración máxima de ozono se encuentra aproximadamente entre los 20 y 27 Km. de altura [2], a esta concentración ubicada en la estratósfera se le denomina "la capa de ozono". La emisión de compuestos clorados (ClOx) por la acción del hombre, en las últimas décadas, ha producido un deterioro de esta [3]. En la ausencia de corrientes atmosféricas, la distribución de ozono estaría determinado por un balance entre los procesos fotoquímicos que producen ozono y aquellos que lo destruyen [4]. El mecanismo de reacción extensamente estudiado es el siguiente [5]:



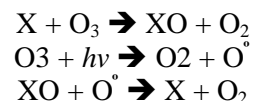
donde:

hν₁, la energía correspondiente de la región ultravioleta necesaria para que ocurra la disociación, que es de una longitud de onda menor de 240 nm;

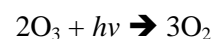
hν₂, la energía correspondiente de la región ultravioleta necesaria para que ocurra la disociación que es de una longitud de onda menor de 320 nm; y

M, es el compuesto que sirve para remover el exceso de energía producto de la reacción y estabilizar el ozono.

El mecanismo de destrucción del ozono con los compuestos destructores de ozono es el siguiente:



donde la especie X puede ser (X=H, Br, Cl, así como N₂O o radicales OHOCO) [6] desencadenando la descomposición del ozono (O₃):



La región ecuatorial (20°S a 20°N) produce contantemente oxígeno, debido a la existencia de los bosques amazónicos y africanos, luego este es transformado a ozono por procesos fotoquímicos, lo que resulta con la producción del 80% de ozono mundial [7]. Pero debido a las corrientes atmosféricas con dirección a los polos, es que transportan el ozono a latitudes más altas, siendo la zona ecuatorial, la región con menor concentración de ozono estratosférico en el mundo [8].

Debido a la importancia del ozono, es que su medición ha sido una prioridad para el Instituto Geofísico del Perú (IGP) - Observatorio de Huancayo durante muchos años.

EVALUACION DE LOS DATOS

El Observatorio de Huancayo, se encuentra ubicado en la región ecuatorial, latitud: 12°02'18.1"S al Sur y 75°19'22.0" al Oeste, a una altitud de 3 313 m.s.n.m., en la provincia de Huancayo del Departamento de Junín, Perú. La necesidad de contar con datos confiables de esta región hicieron que se instale un espectrofotómetro Dobson [9, 10] (Figura 1). Siendo, este Observatorio la estación terrena principal de ozono # 110 y tiene una secuencia de medición desde el 14 de febrero de 1964 hasta el 31 de Diciembre de 1992. Siendo la más larga secuencia de medición de América Latina.

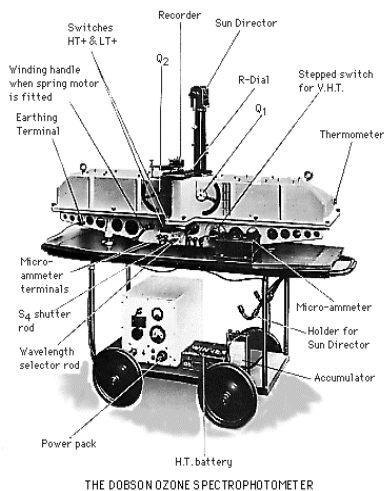


Figura 1. Espectrofotómetro Dobson # 110 usado desde 1964 a 1992. (Foto: NOAA)

Datos Dobson

Las mediciones de ozono realizadas con un equipo Dobson se realizan de forma indirecta, ya que lo que se mide serán las intensidades relativas de pares de longitud de onda seleccionadas llamadas A, C y D, emanadas desde el sol, la luna o simplemente del cielo.

Así, midiendo la intensidad relativa de apropiados pares de longitud de onda, es posible determinar cuanto ozono hay presente en la atmósfera en ese momento, en una columna de aire que se extiende de la superficie hasta el tope de la atmósfera, en los alrededores del instrumento.

Resumiendo: si tomamos dos longitudes de onda A y D, en las cuales el valor de la dispersión (scattering), es muy parecido pero que tienen distinta absorción para el ozono; la diferencia recibida en el instrumento será solo la debida al ozono [11].

Estos datos evaluados están disponibles en el World Ozone and Ultraviolet radiation Centre (WOUDC) [12].

Datos Toms

Posteriormente, la secuencia de mediciones ha continuado con los satélites enviados por la NASA para su programa Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) a partir de 1978 hasta la fecha (Figura 2). El programa TOMS se ha basado en el lanzamiento, hasta la fecha, de cuatro satélites meteorológicos los cuales llevan en su interior diversos equipos de monitoreo atmosférico, entre los cuales esta el espectrómetro medidor de ozono (TOMS) estos satélites circundan la tierra a una altura de 700 Km. de altura. Es un sensor óptico que mide el albedo, el reflejo de la superficie terrestre de la radiación difusa y radiación solar directa, de la atmósfera terrestre en seis anchos de espectro de banda. El ozono total contenido es interrelacionado con cambios de la radiación solar cercana a la longitud de onda ultravioleta de modo que la distribución espacial del ozono

total puede ser deducido por observaciones de diversas bandas cercanas al ultravioleta.

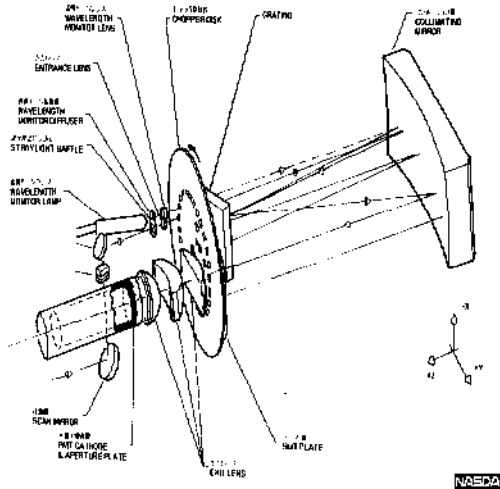


Figura 2. Esquema del dispositivo óptico para la medición de ozono total en el interior de los satélites del programa Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) de la NASA. (Foto: NASDA)

El campo de visión (field of view, FOV) es de 3 x 3 grados y su ángulo de barrido es +/- 55.5 grados (aprox. 2 800 Km. de la superficie de nivel) a lo largo del eje. [13] Estas características permiten que el TOMS pueda cubrir la completa superficie terrestre en un solo día.

Según los trabajos realizados por el Dr. Rumen Bojkov, científico principal de la Organización Mundial de Meteorología (OMM), indica que los datos de TOMS son ~2% más grandes que las mediciones terrenas. Además, anota que la disminución brusca del ozono en 1991-1992 podría ser el resultado de una fuerte anomalía de la oscilación cuasi-bienal (QBO) en 1992, mas el efecto de la erupción en 1991 del volcán Pinatubo en Italia [14].

FACTORES INFLUYENTES EN EL OZONO ECUATORIAL

Los principales factores para la variación "natural" del ozono en la región ecuatorial son: la variación anual, la oscilación cuasi-bienal (QBO), el Niño (ENSO) y el ciclo solar [15].

Variación anual. Las variaciones de ozono en la región ecuatorial son estadísticamente insignificantes, teniendo los valores de tendencia de -0.5 ± 1.3 de promedio anual; -0.3 ± 1.6 en el periodo verano - otoño y -0.7 ± 1.3 en el periodo invierno - primavera [16]. Lo que nos han demostrado los valores analizados (1964-1992) es lo peculiar de la concentración de ozono en esta región, mientras que para el mes de setiembre a nivel mundial surge la preocupación por el hecho de la formación del agujero de ozono y un descenso en el promedio mundial, los promedios obtenidos para esta ubicación nos indican que es el mes de mayor concentración de ozono. Esto se debe al hecho de que con llegada de la primavera la incidencia de los rayos solares es mayor por lo que la producción de ozono en el cinturón ecuatorial aumenta [17].

La oscilación cuasi-bienal (QBO). Es la alternancia de regímenes de vientos del oeste y del este en la estratosfera en latitudes ecuatoriales con una periodicidad de aproximadamente 24 a 30 meses. La alternancia tiene efectos considerables sobre el transporte atmosférico. Cuando los vientos estratosféricos son del oeste, se observa una deficiencia de ozono del 6 al 8% en latitudes medias a polares. Comúnmente se registra un superávit similar, cuando estos son del este [18].

El niño (ENSO), EL Niño Southern Oscillation. Ciertas publicaciones han demostrado que ENSO registra una alteración en el ozono total del cinturón ecuatorial, teniendo una escala de tiempo característico de cerca de 4 años. Se ha demostrado que hay una diferencia longitudinal cuando ENSO ocurre en la región ecuatorial: durante los eventos de El Niño hay anomalías positivas en el Pacífico Occidental y negativas en el Pacífico Oriental, esta fenómeno se invierte durante La Niña (anti El Niño). [19]. También en la región ecuatorial, los valores promedio de ozono son más pequeños durante El Niño que durante los eventos de La Niña [20].

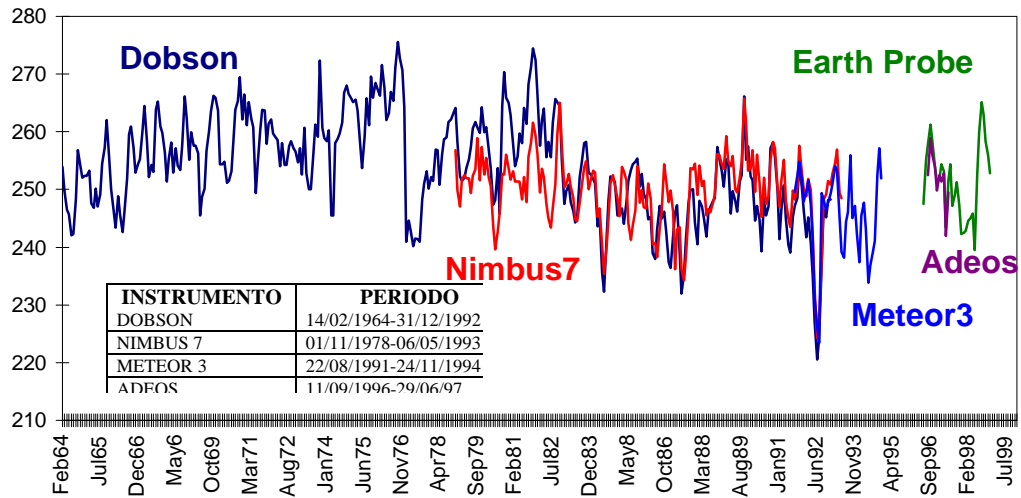


Figura 3. Mediciones de ozono total Dobson-TOMS (Concentración de ozono en unidades Dobson)

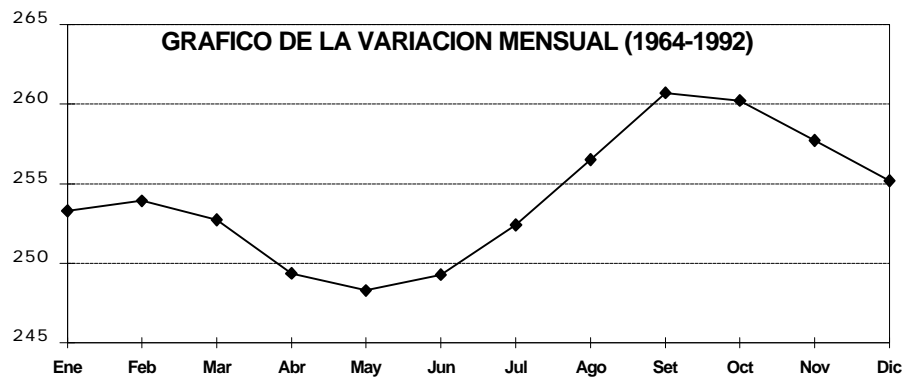


Figura 4. Variación mensual de ozono (Datos empleados son los registrados por el equipo Dobson, concentración de ozono en Unidades Dobson)

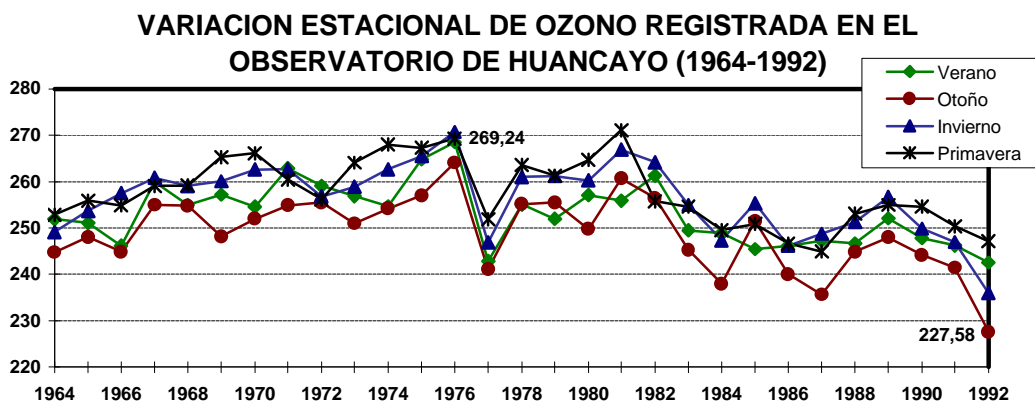


Figura 5. Variación estacional de ozono (Datos empleados son los registrados por el equipo Dobson, concentración de ozono en Unidades Dobson)

El ciclo solar. El sol se caracteriza por tener un ciclo natural de mayor actividad, que se repite periódicamente cada 11 años, aproximadamente. Las emisiones solares afectan el ritmo de formación de ozono. Las observaciones realizadas sobre varios ciclos solares desde el decenio de 1950, muestran que los niveles totales de ozono global disminuyen del 1 al 2% desde el máximo al mínimo de un ciclo solar típico [21].

OZONO Y RADIACION ULTRAVIOLETA

La radiación solar más conocida es la visible, sin embargo existen otras bandas tan importantes como son el ultravioleta y el infrarrojo. La radiación ultravioleta (RUV) comprende desde 100-400nm, siendo el 8.3% de la energía solar total. Para un mejor estudio la RUV ha sido dividida en tres: UV-A entre 400 y 320 nm; UV-B entre 320 y 280 nm; y UV-C entre 280 y 100nm. [22]. UV-A llega normalmente a la superficie terrestre, el ecosistema terrestre a través de miles de años de adaptación ha logrado adecuarse a este tipo de radiación. UV-B es fuertemente absorbida por el ozono de la atmósfera terrestre, causando una variación muy fuerte debido a la concentración variable de ozono

Un incremento de UV-B tiene muchos efectos adversos sobre la Tierra, en la salud humana y animal, los ecosistemas terrestres, los ecosistemas acuáticos, los ciclos biogeoquímicos, la calidad del aire y los materiales [23]. UV-C es la franja más energética, pero es totalmente absorbida por la atmósfera terrestre.

Hay evidencia muy clara, experimental, de que un incremento en la radiación UV (RUV) sobre la superficie terrestre esta directamente relacionado con una disminución de ozono en la atmósfera. Los niveles de ozono estratosférico están en su punto mas bajo, por lo que el nivel de RUV, de manera específica UV-B, estará en su máximo valor [24].

La ubicación del Observatorio esta influenciada por ciertos factores que podrían incrementar los niveles de RUV. Hay cuatro

factores principales que afectan de manera directa el nivel de radiación UV a la que esta expuesta una ubicación geográfica [25]. Los cuatro factores mencionados son:

El ángulo de incidencia con que los rayos solares llegan a su superficie. La región andina se ubica en la zona ecuatorial donde la radiación solar llega de manera directa y frontal, casi perpendicular, es decir, con un ángulo de incidencia cercano a los 90°. Además, la región ecuatorial, es la que menor longitud de la atmósfera tiene, la atmósfera es delgada en la región ecuatorial y más amplia a medida que se acerca a los polos, por lo que se recibe grandes flujos de RUV durante todo el año.

La cantidad de nubes de la ubicación. Los cielos de esta región en gran parte del año lucen con pocas nubes, que puedan disminuir los niveles de radiación UV.

La altitud (metros sobre el nivel del mar) a la que se encuentra la ubicación. El Observatorio se encuentra por encima de los 3000 metros del nivel del mar, esto hace que la atmósfera pueda protegernos aún menos de la radiación UV. Estudios previos han mostrado que radiación UV-B incrementa en un 10-20% por cada 1000 metros de incremento en la altitud [26].

La cantidad de ozono total que protege a la ubicación. El ozono producido en la región ecuatorial es llevado hacia los polos; llevando este a latitudes más altas (Europa, Norteamérica, Australia, etc.). Como consecuencia la región ecuatorial tiene la capa de ozono más delgada.

Es necesario mencionar además, que en las mediciones que hace el satélite TOMS, se nota claramente el alto nivel de radiación UV al que esta expuesta el hemisferio sur y nuestra ubicación. (Figura 6). También, las mediciones tomadas en Pennang, Malasia (5.3°N) demuestran la existencia de valores máximos promedios para las regiones ecuatoriales en los meses de Marzo y Setiembre con valores de UV-B total

$1.43 \cdot 10^4$ J y radiación global $1.77 \cdot 10^7$ J. [27].

Estos valores son similares a los obtenidos en Natal (5.9°S), Brasil [28, 29], notándose que este valor es característico de la región ecuatorial.

Trabajos realizados en el Lago Titicaca (16°S) indican una inhibición de

hasta un 80% en la producción de la fotosíntesis en el fitoplancton sobre la superficie del lago debido a la RUV [30]. Además, se ha comprobado la relación de incremento de UV-B e inhibición de la fotosíntesis marina en la región andina del cinturón ecuatorial [31].

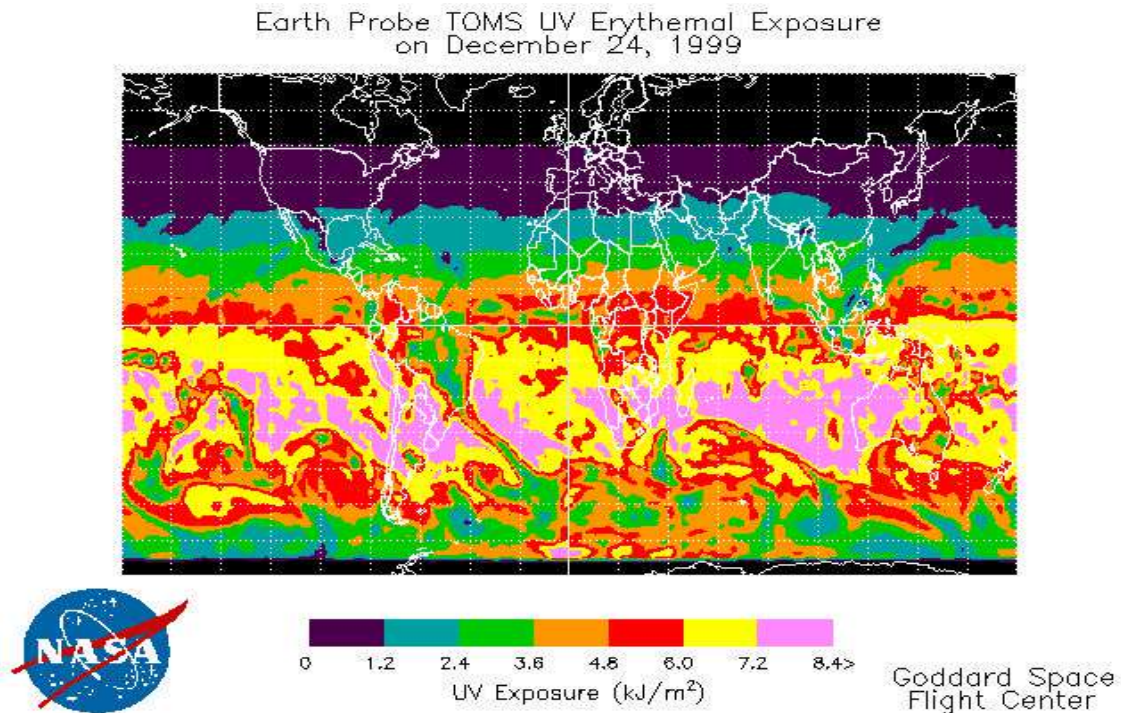


Figura 6. Registro satelital de radiación UV del TOMS, donde se nota los altos niveles que llegan a la región ecuatorial y al Perú.

CONCLUSIONES

El Observatorio de Huancayo tiene una secuencia de medición de mucha importancia, debido a que se iniciaron antes de las variaciones bruscas en la atmósfera, causadas por el hombre. Este registro ha permitido tener un mejor entendimiento de los procesos atmosféricos y la radiación ultravioleta (RUV) en la región ecuatorial, así como también la influencia de otros factores (QBO, ENSO, ciclo solar, altitud, etc.) en la formación, destrucción y transporte del ozono.

La región ecuatorial es muy importante en el estudio de los procesos de formación, destrucción y transporte de ozono. Podría ser una ubicación adecuada para el estudio de la respuesta de los organismos a elevados niveles de RUV, incluyendo la UV-B.

Se ha determinado que los niveles de RUV sobre esta región son elevados, lo cual hace necesario una permanente vigilancia y una adecuada evaluación de los riesgos a los que están expuestos los seres vivos, además de estar cerca de la ciudad más poblada de la región andina del Perú.

AGRADECIMIENTOS

Al MSC. Hugo Trigoso por toda la confianza, el apoyo y la libertad para la realización de este trabajo. Al Ing. Jacinto Arroyo. y a todos aquellos científicos, “amigos del ozono”, quienes me regalaron minutos de su apretada agenda para darme y/o enviarme la información necesaria para el estudio del ozono: Drs. Richard McPeters, Rumen Bojkov, Patrick Neale, Volker Kirchhoff, Edward Hare, Jim Scanlon, Jay Herman, Virginia Villafañe, Jim Easson, Ralf Sande, George Janson. y todos aquellos que “lograron” realizar esta labor.

BIBLIOGRAFIA

- [1] Brasseur, G., y S. Solomon, *Aeronomy of the middle atmosphere*, 441 pp., Norwell, Mass., D. Reidel., 1984.
- [2] Randel, W., Stolarski, R., Cunnold, D., Logan, J., Newchurch, J., y Zawodny, J., *Trends in the Vertical Distribution of Ozone*, *Science*, **285**, 1689, 1999.
- [3] Molina, M., y Rowland, F. S., *Nature*, **249**, 810 (1974); Crutzen, P., *Geophysics Research Letters* **1**, 205, 1974.
- [4] Salby, M., y Garcia R., *Dynamical Perturbations to the Ozone Layer*, *Physics Today*, March, 1990.
- [5] Chapman, S., *A theory of upper-atmospheric ozone*, *Mem. Roy. Meteor. Soc.* **3**, 103-125 (1930).
- [6] Molina, M., et al., 1974
- [7] Easson, J., comunicación e-mail, 1999.
- [8] Salby, M., et al., 1990.
- [9] Dobson, G. M. B. y Harrison, D. N. *Proc. Roy. Soc. A*, 110-160, 1926.
- [10] Dobson, G. M. B. *Proc. Roy. Soc.* **43**, 324, 1931
- [11] Komhyr, W. D., *Operation handbook - Ozone observations with a Dobson Spectrophotometer*, NOAA Environmental Research Laboratories, 1980.
- [12] Hare, Edward, *World ozone and ultraviolet data centre*, Environmet Canada, Canada, 1999.
- [13] McPeters, R., Bhartia, P., Krueger, A., y Herman, J., *Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data products user's guide*, Goddard Space Flight Center, NASA, 1998
- [14] Bojkov, R., y Fioletov, V., *Total ozone variations in the tropical belt: An application for quality of ground based measurements*, *Meteorology and Atmospheric Physics*, **58**, 223-240 (1996)
- [15] Bojkov, R., et al., 1996
- [16] Albritton, D.L., Aucamp, P.J., Megie, G., Watson, R.T. (Eds.), *Scientific assessment of ozone depletion: 1998*, en: *Global Ozone Research and Monitoring Project*, World Meteorological Organization, Geneva, 1998.
- [17] UNEP, *The impact of ozone-layer depletion*, UNEP/GEMS Environment Library No 7, 1992.
- [18] Bojkov, Rumen, *La cambiante capa de ozono*, Organización Mundial de Meteorología y Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente, 1995.
- [19] Shiotani, M., *Annual, quasi-biannual and El Niño-Southern Oscillatio (ENSO) time scale variations in equatorial total ozone*, *Journal of Geophysics Research*, **97**, 7625-7633, 1992.
- [20] Bojkov, R., et al., 1996.
- [21] Bojkov, R., et al., 1995.
- [22] Kirchhoff, V.W.J.H., *Ozonio e Radiacao UV-B*, Transtec Editorial, Brasil, pp. 70, 1995

- [23] Van der Leun, J.C., Tevini, M., Tang, X. (Eds), Environmental Effects of Ozone Depletion: 1998 Assessment, United Nations Environment Programme Nairobi, 1998.
- [24] Madronich S., McKensie R.L., Bjorn, L.O., Caldwell, M., Changes in biologically active ultraviolet radiation reaching the Earth's surface, Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology, **46**, 5-19, Elsevier Science S.A. 1998.
- [25] Frederick, J.E., Snell, H.E., Haywood, E.K., Solar ultraviolet radiation at the earth's surface, Photochem. Photobiol, **50**, 443-450, 1989.
- [26] Andrade, M., Forno, R., Palenque E.R. y Zaratti, F., Estudio preliminar del efecto de la altura sobre la radiación ultravioleta B, Revista Bolivariana de Física, **4**, 14, 1998.
- [27] Ilyas, M., Pandey, A., Hassan, S.I.S., UV-B radiation at Penang, Atmospheric Research, **51**, 141-152, 1999.
- [28] Kirchoff, V.W.J.H., 1995.
- [29] Kirchoff, V.W.J.H., Casaccia, S. y Zamorano, F., The ozone hole over Punta Arenas, Chile, Journal of Geophysical Research, 102, no. D7, 8945-8953, 1997.
- [30] Villafañe, V.E, Andrade, M., Lairana, V., Zaratti, F., y Helbling, W., Inhibition of phytoplankton photosynthesis by solar ultraviolet radiation: studies in Lake Titicaca, Bolivia, Freshwater Biology, **42**, 215-224, 1999.
- [31] Cullen, J.J., y Neale, P.J., Ultraviolet radiation, ozone depletion, and marine photosynthesis., Photosynthesis research, **39**, 303-320, 1994.

ESTUDIO DE NECESIDADES HIDRICAS DE DOS ECOTIPOS DE MACA EN EL VALLE DEL MANTARO

IVANA CORTES JURO

Departamento de Meteorología e Impacto Ambiental

ivanac@axil.igp.gob.pe

RESUMEN

El objetivo del trabajo de investigación fue medir el consumo de agua de dos ecotipos de maca durante su desarrollo vegetativo del cultivo, cuyo estudio se realizó a una altitud de 3,300 metros sobre el nivel del mar, para ello se registraron datos climatológicos y lisimétricos. Dicho trabajo se desarrolló utilizando seis lisímetros de drenaje simple según el diseño experimental propuesto, los cuales sirvieron para medir la evapotranspiración Real del cultivo en estudio, registrándose datos de nivel del percolante y lamina de agua por ecotipo, así mismo se utilizó el evapotranspirometro tipo Thornthwaite Modificado existente en el observatorio de Huayao, el cual sirvió para registrar datos de evapotranspiración potencial en mm/día del cultivo de referencia o rey grass cuyos resultados se utilizaron para realizar los cálculos del consumo de agua por planta.

También se registraron observaciones fenológicas del cultivo, para realizar la estimación por el método de FAO, para tal fin se utilizaron los datos de cobertura de planta en porcentaje, dividiendo el crecimiento del cultivo en cuatro etapas fenológicas para dichas evaluaciones fue necesario utilizar los datos climatológicos como son temperatura media, Humedad Relativa, precipitación y horas sol. Después de evaluar la evapotranspiración Real y Potencial por el método Lisimétrico, se pudo apreciar que los volúmenes de agua para ambos eco tipos en cada etapa fenológica fueron similares, observándose que en la etapa de plena formación del hipocotilo el consumo de agua por la planta fue superior en comparación a otras etapas fenológicas asimismo sobre las curvas de uso consuntivo se puede observar que existe diferencia significativa con la curva elaborada por el método de FAO, acentuándose una ligera subestimación del ecotipo variegado con relación al método lisimétrico y una sobre estimación del ecotipo Crema con respecto al método de FAO.

INTRODUCCIÓN

Lepidium meyenii (maca) es un cultivo en la actualidad ampliamente distribuido en el Perú, lo cual antes se restringía solo al departamento de Junín; se sabe que el rango de adaptación de este cultivo es bastante amplio, con resultados satisfactorios, su producción se limita a una sola temporada al año, sembrando solo en periodo de lluvias. No siendo posible sembrar en periodo seco, debido al desconocimiento de las necesidades de riego. En la actualidad en las zonas donde se cultivan este gran alimento no se aplica agua de riego, ya que el desarrollo de su ciclo vegetativo coincide con las precipitaciones, de esta manera solo se obtiene el producto en una sola época del

año, restringiendo el cultivo a una baja producción y productividad.

Se trabajó con una serie de datos meteorológicos actuales e históricos además se trabajó con aparatos lisimétricos que permitieron determinar la evapotranspiración del cultivo en sus diferentes estados de desarrollo determinándose evapotranspiración potencial (ETP). Con estos valores podrá calcularse la posible área a regarse en base a un volumen disponible de agua. Se podría lograr un incremento en la producción y productividad de maca dando solución a la mejora de las técnicas de producción del cultivo dando un aporte al agricultor en cuanto al uso y manejo del agua de riego, por ello que los objetivos de esta investigación fueron:

Estimar el consumo de agua de dos ecotipos de Maca en el valle del Mantaro.
Determinar el consumo de agua de cada ecotipo del cultivo de maca

MATERIALES Y METODOS

Información Meteorológica

La información meteorológica consiste en series de datos mensuales de temperaturas medias horas sol, precipitación, Humedad relativa los cuales fueron registrados durante el desarrollo del trabajo de investigación periodo comprendido 1990- 1999, realizadas en la estación del observatorio de Huayao, Instituto Geofísico del Perú.

Su ubicación geográfica es:

Latitud Sur : 12° 02' 18,1"
Longitud Oeste : 75° 19' 22"
Altitud : 3313 m.s.n.m.

Suelos

De acuerdo del análisis de suelo realizado antes del experimento se tomo en consideración las características. Ph, materia orgánica, capacidad de campo, densidad real y densidad aparente
Método Empleado . para determinar la evapotranspiración potencial del cultivo se han empleado los métodos disimétricos teniendo el evapotranspirómetro modificado registrándose los valores todos los días registrándose los valores pluviométricos para la mejor interpretación de resultados del presente trabajo se realizaron trabajos de evapotranspiración de datos de nueve años empleado el método de Hargreaves.

Diseño e instalación de lisímetros y mediciones efectuados

Los lisímetros empleados fueron contruidos de cilindro e impermeabilizados interior y exteriormente con pintura anticorrosiva, a 20cm de la base de cada lisímetro se soldó alambres y se superpuso mallas de 1cm de diámetro. La que sirvió de división entre la cámara del percolante y el sistema suelo. Sobre la malla se colocó grava gruesa y arena colocándose un tubo de PVC, de dos pulgadas de diámetro esto para realizar las mediciones del nivel del percolante con una rejilla graduada si el agua superaba los 18cm se evacuaba utilizando una bombilla manual de agua.

Las lecturas en los lisímetros se han considerado solo después de la germinación de las plantas realizadas a los quince días después de la siembra las lecturas se hicieron diariamente, las observaciones realizadas en el cultivo fueron para determinar los periodos vegetativos para el cálculo por el método de FAO.

RESULTADO Y DISCUSION

Lámina total de Agua Aplicado por lisímetro y Volumen Total de Agua por Hectárea. En la Tabla 1 se observa que el volumen total utilizado por los tratamientos en el desarrollo de su período vegetativo se muestra que el máximo requerimiento de agua se observa en el ecotipo variegado con un promedio de 78.83 cm igualmente el máximo requerimiento de agua para el ecotipo crema con un promedio de 75.35 cm. Las mismas que en volumen aplicado por hectárea representan, los valores promedios 7883 m³ /ha y 7535 m³/ha siendo valores promedios para los ecotipos mencionados respectivamente.

Este consumo de agua por los tratamientos han tenido diferencia significativa para el rendimiento del cultivo. Rendimiento por Lisímetro y por Hectárea en Kilogramos.

Tabla 1. Requerimiento de agua por el cultivo de maca

Tratamiento	Cm/día	Lamina total cm	M ³ /ha	Periodo Vegetativo.
L1	0.34	76.88	7688	238
L3	0.33	73.78	7378	238
L6	0.34	75.38	7538	238
Promedio Ec	0.34	75.35	7535	
L2	0.34	76.58	7658	238
L4	0.37	82.45	8248	238
L5	0.35	77.45	7748	238
Promedio Ev	0.35	78.83	7883	

Se puede observar en la Tabla 2 que se han logrado obtener los mayores rendimientos promedios por lisímetro con un distanciamiento de 13 cm entre plantas. El cual ha sido calculado por hectárea, se obtuvo para el ecotipo variegado, donde se aplicó una mayor lamina de agua, lográndose obtener un promedio para el ecotipo de 7642.00 kilogramos por hectárea. De la misma manera el promedio en rendimiento para el ecotipo crema se

determinó de 6933.07 kilogramos por hectárea promedio.

Si lo comparamos con los rendimientos promedios de la zona meseta de bombón (Junín y Pasco) de 7000.kilogramos por hectárea (distanciamiento entre plantas de 8 cm de distancia aproximadamente), se observa que se mantiene el nivel optimo de producción Curva de coeficiente de cultivo Kc de maca para los ecotipo Crema y Variegado calculado por el método de FAO.

Tabla 2. Rendimiento obtenido por lisímetro

Tratamiento	Kg/lisímetro	Kg/ha
L1	0.196	7680.00
L3	0.158	6179.50
L6	0.177	6939.70
Promedio Ec	0.177	6933.07
L2	0.129	5043.00
L4	0.250	9800.00
L5	0.206	8083.00
Promedio Ev	0.195	7642.00

Se puede observar en las figuras 1 y 2 que estos coeficientes varían por ecotipos, los datos de consumo de agua inicial para el ecotipo crema y variegado son mínimos, esto se desarrolla interpolando, valores de clima dispuestos por la FAO para fijar un valor de Kc para la etapa inicial Aumentando los valores de Kc hasta llegar a la etapa de máximo desarrollo existiendo una ligera diferencia entre ecotipos, a partir de esta etapa la curva disminuye paulatinamente.

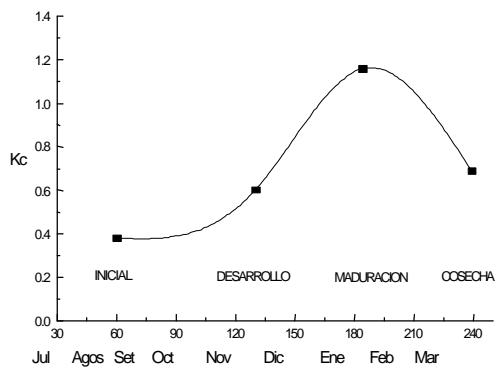


Figura 1. Curva de coeficiente de uso consuntivo de maca ecotipo crema metodo FAO.

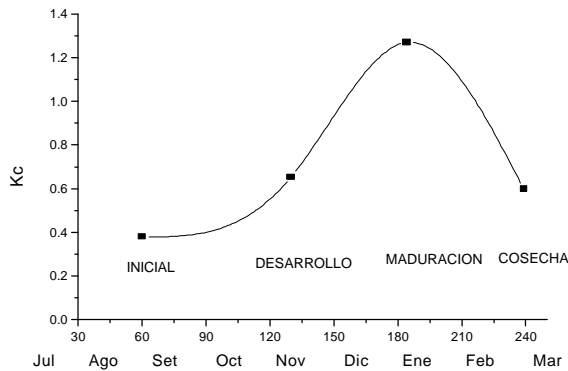


Figura 2.. Curva de coeficiente de uso consuntivo de maca ecotipo variegado metodo FAO

CONCLUSIONES

Al finalizar el presente trabajo de investigación titulado estudio de las necesidades hídricas de dos ecotipos de maca en el valle del Mantaro Huayao, se puede enunciar lo siguiente:

Los valores del coeficiente del cultivo Kc para los dos ecotipos de maca, alcanzaron su máximo requerimiento hídrico entre la etapa de desarrollo y maduración, alcanzando valores de Kc de 1.19 y 1.20 para los ecotipos crema y variegado respectivamente, a partir de esa etapa los valores de Kc comenzaron a disminuir paulatinamente hasta la cosecha.

El promedio total de agua utilizado por el cultivo fue para el ecotipo crema 75.35 cm y para el ecotipo variegado de 78.85 cm de lamina de agua la cantidad ha utilizarse por hectárea 7735 metros cúbicos y 7885 metros cúbicos por ecotipo respectivamente siendo necesario para el desarrollo del cultivo.

Al iniciarse la comparación de las curvas de uso consuntivo (Kc) de Maca para ambos ecotipos se concluye que la curva calculado por el método de FAO según las etapas de desarrollo del cultivo, presenta una sobre estimación para el ecotipo variegado al método de FAO, y una sub estimación por el mismo método para el ecotipo crema.

Del rendimiento promedio total cosechado por lisimetro se concluye que el mayor rendimiento alcanzo el ecotipo variegado con un promedio de 7642.3 kg/ha y el promedio para el ecotipo crema fue de 6939.30 kg /ha siendo estos resultados óptimos en comparación con los rendimientos que se obtienen en la Meseta de Bombón (Junin y cerro de Pasco), para tal rendimiento se concluye que el factor agua es importante para elevar la producción de este cultivo.

De acuerdo a los resultados del análisis bromatológico realizado del cultivo y comparando con los datos bromatologicos existentes a una altitud de (3500 a 4000 m.s.n.m.), se concluye que a una altitud de 3313 metros sobre el nivel del mar, los valores de proteínas, carbohidratos, minerales alcanzan valores mayores en comparación con los datos ya existentes (mas de 3500m.s.n.m.).

BIBLIOGRAFIA

ALFARO, P. Y ARTEAGA, M. (1999). Resumen del curso Taller Internacional sobre maca. UNAM, Perú

AVIDAN, A. (1994). Determinación del régimen del los cultivos (fascículo N° 1 y 2) ministerio de agricultura Estado de Israel.

BIDWELL, R.G.S. (1993). Fisiología vegetal. Editorial Agt. Editor, México

BOOHER, L. (1976). El riego superficial. Colección FAO fomentos de tierra y agua N°3 Organización de las Naciones unidas para la agricultura y la alimentación, Italia.

CALZADA, B. (1979). Métodos Estadísticos para investigación. Editorial Jurídica S. A. Lima – Perú.

DELZO, C. (1983). Calculo del uso consuntivo (Kc) de una variedad precoz de papa en el valle del Mantaro Método lisimetrico. Tesis, UNAM. Lima –Perú.

DEVLIN, R. (1982). Fisiología Vegetal. Ediciones Omega, S.A. Barcelona.

DOOREMBOS, J. Y PRUITT, W. (1979). Las necesidades de agua de los cultivos, estudio de la FAO: Pub. N° 24 Roma - Italia.

HARGREAVES, G. (1976). Manual de las necesidades de agua de los cultivos bajo riego y agricultura en secano.

HAUSENBERG, A (1988). Relaciones suelo agua planta editorial Dimensión Estado de Israel.

JURADO, R. (1981). Determinación del coeficiente de uso consuntivo de cinco cultivos andinos y la evapotranspiración potencial del rey grass por cuatro métodos diferentes. Tesis. U.N.C.P. Huancayo – Perú.

KRAMER, P. (1990). Relaciones hídricas del suelo y planta. Editorial Harla, México.

QUIROS, C. (1999). Resumen curso taller internacional sobre maca. UNAM. Perú.

QUISPE, J. GARAY, O. 1980. Boletín sobre la evapotranspiración potencial en el valle del Mantaro, proyecto de pequeña y mediana irrigación. Instituto de Investigación y Promoción Agraria.

SALAZAR, L. (1979). Guía para estudios de evapotranspiración en riego superficial. Ministerio de Agricultura. Lima– Perú

SALYSBURY Y ROSS. (1994). Fisiología vegetal.

VASQUEZ, A. y CHANG, N. (1989). Principios básicos del riego. Concytec. Lima – Perú.

ANALISIS DE LAS PRECIPITACIONES QUE CAUSARON DESASTRES EN EL PERU, DE ENERO A MAYO DE 1999

JOSE MAMUEL GALVEZ CHAVARRI
Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima
jose@chavin.igp.gob.pe

INTRODUCCION

Durante el periodo de prácticas realizadas en el Instituto Geofísico del Perú, en el Centro de Prevención Numérica del Tiempo y Clima se ejecutaron los siguientes trabajos:

Actualización de las temperaturas extremas observadas (página web).

Se obtuvo la información meteorológica sinóptica vía internet, cortesía de la FSU (Florida State University). Se decodificó la información obteniendo las temperaturas máximas y mínimas del día para las estaciones de Talara, Piura, Lima, Arequipa, Cuzco, Juliaca, Iquitos, Pucallpa, Tingo María y Puerto Maldonado. Los datos de la estación de Huayao se obtuvieron mediante FTP a la estación de Huayao (Chupaca, Junín). Luego se colocó la información en la página web del CPNTC actualizando un archivo de datos de temperatura y corriendo programas encargados de cambiar los gráficos de la página web.

Validación de la precipitación pronosticada por el modelo MM5.

Se comparó la precipitación pronosticada por el modelo MM5 con la precipitación estimada por imágenes de satélite y con los datos de precipitación observados en los aeropuertos del país. El trabajo se realizó de manera diaria y se contempló el siguiente procedimiento:
Precipitación observada: Se obtuvo los datos de precipitación observada del código

SYNOP por medio del internet. Se decodificó la información de precipitación observada en todas las estaciones de Perú que la reportaron. Estos datos se colocaron en tablas.

Precipitación estimada: Se obtuvo los gráficos de precipitación estimada por satélite y se aproximó los valores para cada estación según la escala del gráfico. Se colocó esta información en tablas.

Precipitación pronosticada por el modelo MM5: Se realizó el mismo procedimiento que en el caso anterior.

Verificación de la corrida y llegada de los datos del modelo MM5.

Se entró a la cuenta de MODELO en la workstation HUASCARAN. Se utilizó el comando de UNIX “ps ux” para observar los procesos que se llevaban a cabo en la workstation. Para que el modelo estuviese corriendo, el CPU debía estar en más del 180%.

Las veces que no ocurrió lo anterior, se procedió a ingresar a CPTEC (Brasil) a la cuenta del Dr. Nilo Figueroa, para obtener la información manualmente vía FTP. Luego se corrió el modelo manualmente con un programa establecido.

Redacción de artículos sobre fenómenos meteorológicos resaltantes.

Se actualizó esporádicamente la página web “El tiempo que hace noticia”, en la cual se presentan informes sobre los

fenómenos meteorológicos más resaltantes ocurridos durante el periodo de prácticas, con la colaboración de la Grace Trasmonte, Ken Takahashi y Yamina Silva, se realizaron 3 informes :

1. Lluvias en Lima durante condiciones no Niño (14 de enero de 1999).
2. Lluvias y desastres en gran parte del Perú (15-16 de febrero de 1999).
3. Inundaciones en Iquitos y otras zonas de la selva norte peruana (abril-mayo de 1999).

La idea de esta página es presentar al público en general las causas y procesos que originaron el fenómeno meteorológico adjuntando las salidas del modelo MM5 que lo pronosticaron.

Procedimiento seguido para la elaboración de una página de “El tiempo hace noticia”. Recopilación de la información del fenómeno ocurrido: Para la recopilación de la información se utilizó información de diferentes medios tales como periódicos, noticias de radio, de televisión, internet, imágenes de satélite y conversaciones personales. Se hizo un seguimiento temporal y espacial del fenómeno ubicando los periodos más críticos y las zonas más afectadas.

Utilización de las salidas del modelo MM5 para los periodos críticos: Se identificó las variables meteorológicas relacionadas con el fenómeno fueron pronosticadas por el modelo MM5.

Elaboración de la página: Se elaboró la página web utilizando el lenguaje HTML. Se presentó las características del fenómeno ocurrido y regiones afectadas. Luego se explicó las causas del fenómeno y finalmente se presentó lo pronósticos del modelo. Las imágenes, esquemas y gráficos se crearon en formato “GIF” y se colocaron en la página.

LLUVIAS EN LIMA EN CONDICIONES DE NO NIÑO

La tarde del 14 de enero de 1999 se presentó una inusual precipitación en la ciudad de Lima y el norte del departamento.

En el aeropuerto internacional se registró 0.3 mm de precipitación entre la 1p.m y 7p.m. Según las imágenes del satélite GOES-8, las precipitaciones alcanzaron también las ciudades de Huacho, Huarney y otras localidades ubicadas al norte del departamento de Lima y Ancash.

El modelo MM5 pronosticó cobertura nubosa con precipitaciones entre 0.25 y 2.0 mm en la costa central entre Lima y Ancash y lluvias ligeramente mayores en las partes altas de Lima y sur de Ancash (Figura 1).

Este evento meteorológico es conocido como "trasvase", en el cual hay un ingreso de lluvias hacia la costa desde la parte oriental de los Andes. En esta ocasión se formaron intensas lluvias en la selva central desde la madrugada del día 14 y lluvias dispersas en la sierra central, asociadas a un sistema de gran inestabilidad atmosférica en la amazonía sudamericana. En los niveles altos de la atmósfera se observó una circulación anticiclónica ubicada al sudoeste del Perú que favoreció con fuertes flujos de viento del este/sudeste de magnitudes hasta 40 nudos (Figura 2).

Las precipitaciones ocurridas, si bien es cierto no tuvieron la misma intensidad, rememoran aquellas que se dieron en nuestra ciudad el 15 de enero de 1970, las cuales totalizaron un valor de 10 mm en varias horas de persistente precipitación.

LLUVIAS Y DESASTRES EN GRAN PARTE DEL PERÚ

Un periodo de intensas y constantes precipitaciones se presentó en gran parte del territorio nacional, durante los días 15 y 16 de febrero de 1999. Como consecuencia de ello se generaron huaycos, inundaciones,

desborde de ríos, daños en la infraestructura vial, así como aislamientos de algunas localidades del país, tal como se observa en la Figura 3, donde se muestra un resumen de lo ocurrido los días 15 y 16 del presente mes.

El modelo numérico MM5 pronosticó lluvias intensas en toda la zona andina y de mayor intensidad en las partes altas de Piura, como se puede observar en la Figura 4. Estas precipitaciones de mayor cobertura a nivel nacional fueron condicionadas por los siguientes factores:

Un sistema anticiclónico en niveles altos, en este caso determinado por las alturas geopotenciales, abarcó gran parte del territorio nacional, favoreciendo la inestabilidad atmosférica en estas áreas. Puede verse en la Figura 5 la posición de este sistema que se extendió también sobre el territorio boliviano y parte sur del Brasil.

Intensificación de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). En la Figura 6 se muestra la humedad integrada hasta los 400 mb (aproximadamente 7000m), puede verse claramente las zonas con gran contenido de humedad (color rojo). Las precipitaciones ocurridas en la región nor-occidental del país se deben tanto al ingreso de masas de aire cálida y húmeda provenientes de la Amazonía, así como masas de aire ecuatorial con gran contenido de humedad sobre el océano Pacífico (adyacente a la costas del Ecuador y Perú), estas han favorecido la precipitación sobre las zonas costeras, donde las lluvias en solo un día han superado los valores normales para el mes de febrero.

Sistema frontal con orientación NO-SE, sobre Bolivia, norte de Argentina,

Paraguay y la zona sur del Brasil (Figura 7). Este sistema frontal también favoreció la inestabilidad y precipitaciones convectivas en la sierra central y sur del Perú.

INUNDACIONES EN IQUITOS Y OTRAS ZONAS DE LA SELVA NORTE PERUANA

Durante la última semana de abril y los primeros días de mayo de 1999, la mayoría de los ríos de la selva norte peruana aumentaron peligrosamente sus caudales, debido a las intensas y constantes lluvias que se presentaron en la zona. Esta situación ocasionó serios problemas a la población de áreas ribereñas y otras por las inundaciones y deslizamientos de tierra que se presentaron.

Las zonas más afectadas corresponden a las cuencas del río Marañón y afluentes (río Huallaga, Pastaza, Morona y Santiago, estos últimos provenientes de las partes altas del país vecino del Ecuador), del río Ucayali y del río Amazonas. Las mayores inundaciones y daños a la población se registraron en: Cajamarca (Jaén y San Ignacio), Amazonas (Bagua), y Loreto (Maynas y poblados del río Yavarí). Todas las áreas afectadas, definidas por su cuenca, se pueden apreciar en la figura 8, abajo se ha listado los más importantes acontecimientos ocurridos en las zonas entre fines de abril y fines de mayo (Tabla 1).

Se identificaron los periodos de precipitaciones generalizadas en la selva norte: entre fines de abril y comienzos de mayo, el 12 de mayo, 16 de mayo y 19 de mayo.

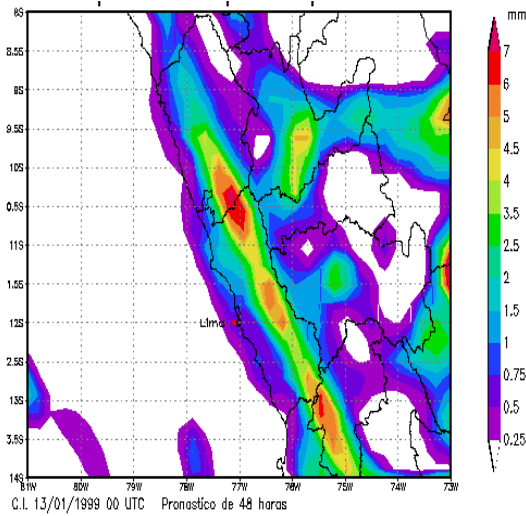


Figura 1. Muestra las precipitaciones acumuladas en 6 horas pronosticadas por el modelo MM5 para el 14 de enero de 1999 entre la 1 y 7 pm (hora local). Se observa que las precipitaciones más intensas caen en la vertiente occidental de los Andes del departamento de Lima, extendiéndose hasta la costa.

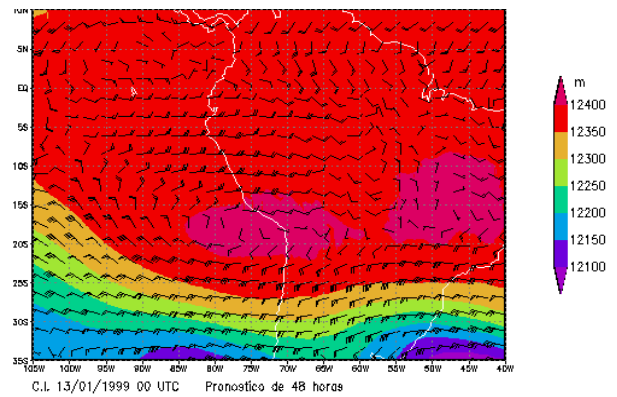


Figura 2. Se observa el pronóstico de vientos a 200 milibares en nudos. Puede observarse fuertes vientos en altura sobre los Andes centrales del Perú. Esta situación promueve el ingreso de masas de aire húmedas de la selva y sierra hacia la costa produciendo el fenómeno conocido como "trasvase".

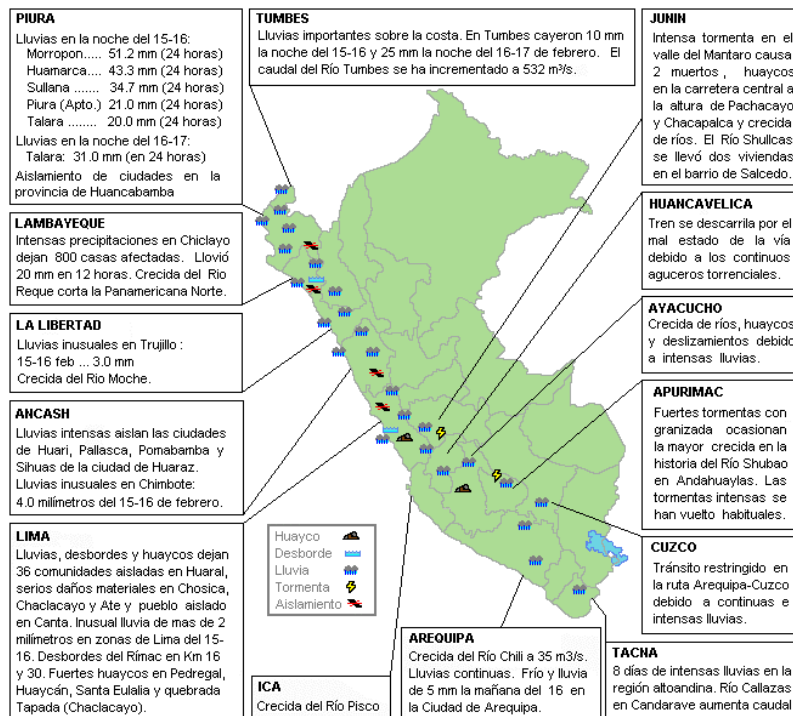


Figura 3. Se observa un resumen de las regiones afectadas por las precipitaciones del 15-16 de febrero de 1999.

Análisis de las precipitaciones que causaron daño en el Perú.

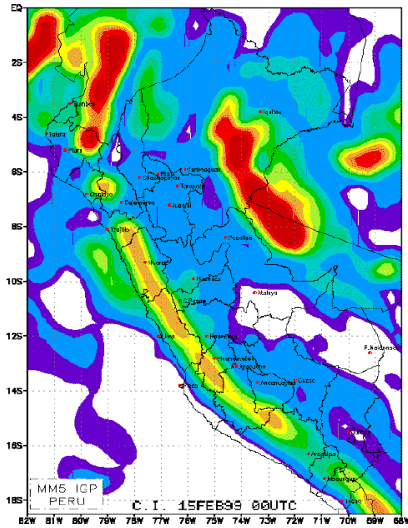


Figura 4 Precipitación acumulada en 24 horas, pronosticada por el modelo MM5 para el 15 de febrero de 1999, 7p.m.

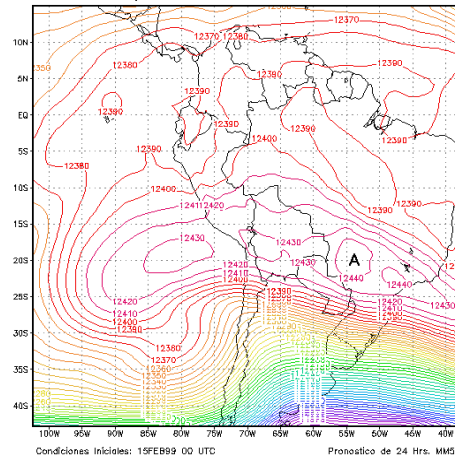


Figura 5. Se observa la altura geopotencial a 200 mb pronosticada por el modelo MM5. Cuando se localiza una alta presión frente a la costa sur durante los meses de verano, suelen activarse las precipitaciones en la costa. Esto se vio más de una vez durante el verano de 1999.

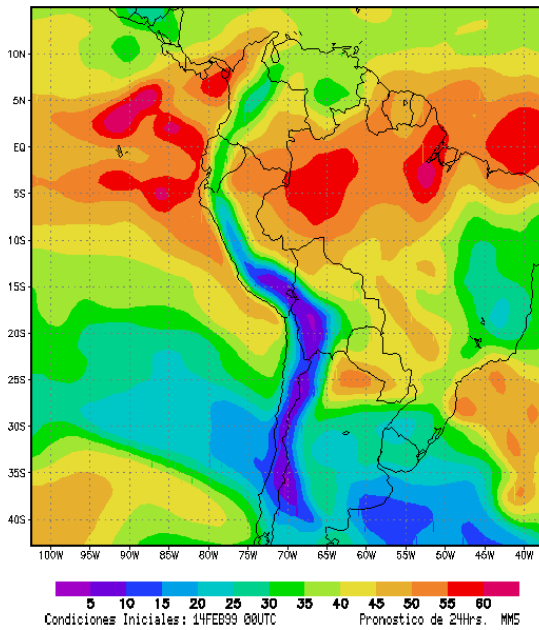


Figura 6. Humedad integrada hasta 400 mb (mb g/kg) para el día 15 Feb 99 00UTC.

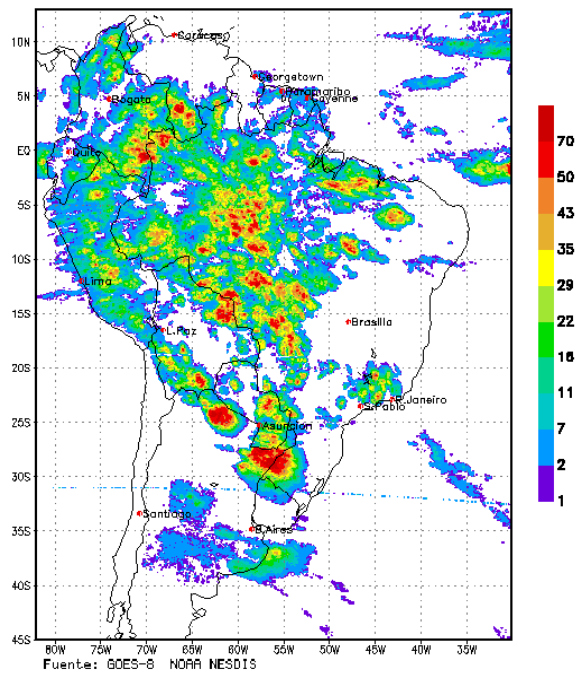


Figura 7.- Precipitación estimada acumulada en 24 horas (mm) hasta el 16 Feb 99 12. UTC.



Figura 8. Muestra las cuencas afectadas por las lluvias e inundaciones de abril y mayo de 1999.

Un caso típico se presentó entre el 30 de abril y el 1ro de mayo, en el que se formó varios núcleos de convección de moderada a fuerte intensidad en los departamentos de Amazonas, Loreto, norte de San Martín y norte de Ucayali. Las precipitaciones estimadas acumuladas en 24 horas para dicho día se observa en la Figura 11. Estas fueron obtenidos con información del satélite GOES. El modelo MM5 pronosticó para dicha fecha precipitaciones en gran parte de Loreto pero ubicó el núcleo de máximas precipitaciones al extremo noreste y subestimó las precipitaciones al otro extremo (en Amazonas y oeste de Loreto). Es notorio, sin embargo, la similitud entre los observado y lo pronosticado, de las precipitaciones ocurridas al norte de Ucayali (Figura 12).

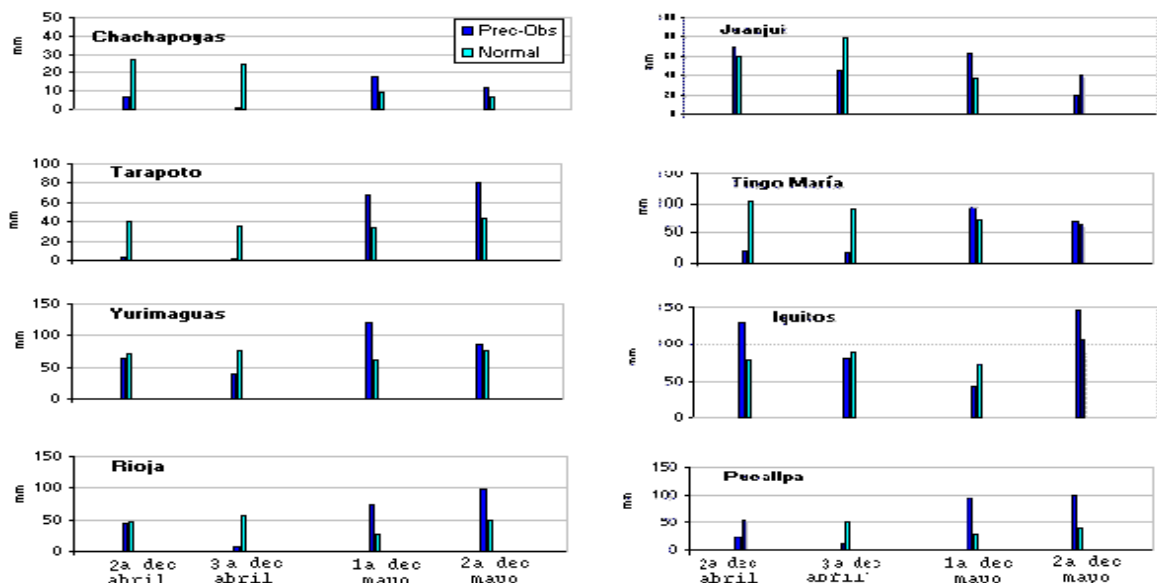


Figura 9.- Muestra las precipitaciones ocurridas en distintas localidades del norte del Perú durante las últimas décadas de abril de 1999 y las primeras dos décadas de mayo de 1999. Se compara la precipitación ocurrida con el promedio y puede observarse que éste último es superado en varias ocasiones.

Entre los sistemas regionales que contribuyeron a las fuertes precipitaciones en la zona se tiene:

La zona de convergencia intertropical ubicada más al sur de su posición normal. En este caso, la humedad integrada hasta los 400 mb (~7km) nos da una buena idea de la ubicación de esta zona

(Figura 13), que en continente se encontró entre ~2N-7S, mostrando además un área de gran concentración de humedad en el departamento de Loreto.

La circulación en altura en 200 mb (~12 km) que fue propicia para el desarrollo de núcleos de convección profunda en el Amazonas peruano, por la divergencia de

Análisis de las precipitaciones que causaron daño en el Perú.

vientos generada y una vorticidad positiva asociada a dicho sistema(Figura 14).

Según se puede observar en la Figura 9, las lluvias precipitadas durante el mes de mayo en gran parte de la selva norte, superaron entre uno y tres veces sus valores promedios multianuales,

mientras que el nivel de las aguas del río Amazonas estuvo, entre el 21 y 23 de mayo, muy cerca a su récord histórico ocurrido en el mes del mayo de 1971 cuando obtuvo un valor de 118.6 m.s.n.m. (Figura 10)

Tabla 1.

FECHA	LUGAR	PROVINCIA	CUENCA	FENOMENO	EFEKTOS
25 de abril	Loreto	Maynas	9	Crecida	Crecen Ríos Nanay, Itaya y Amazonas. Inundaciones.
26 de abril	Loreto	Maynas	9	Crecida	Río Amazonas creció 13 cm, inundaciones en Iquitos.
3 de mayo	Loreto	Maynas	9	Crecida	3000 familias afectadas por inundaciones.
4 de mayo	Cajamarca	San Ignacio	5	Desborde	Interrupción del tránsito en Jaén y San Ignacio.
4 de mayo	Cajamarca	San Ignacio	5	Huaycos	15 viviendas destruidas.
6 de mayo	Loreto	Maynas	9	Crecida	Inundaciones. 200 centros educativos bajo el agua.
8 de mayo	Amazonas	Bagua/Condorc.	5	Lluvias	Huaicos/ interrupción de carretera / poblados aislados.
8 de mayo	Loreto	Maynas	9	-	Inundación continúa estable.
13 de mayo	Amazonas	Bagua	5	Huaycos	Lluvias y huaycos cobran 2 vidas / poblados aislados.
15 de mayo	Amazonas	Bagua	5	Huayco	Tramo del oleoducto nor-peruano destruido por huayco.
15 de mayo	Loreto	Requena	8	Inundaciones	Las inundaciones son las más feroces de la historia.
19 de mayo	Cajamarca	San Ignacio	5	Huayco	Interrupción de la vía San Ignacio - Jaén.
20 de mayo	Loreto	Maynas	9	Lluvias	Iquitos soporta incesante lluvia de 55 milímetros.
21 de mayo	Loreto	Maynas	9	Crecida	Río Amazonas bordea su nivel récord, 118.60 m.s.n.m.
23 de mayo	Loreto	Maynas	9	Inundaciones	Inundación continúa. Nivel del río alcanza su pico.
25 de mayo	Loreto	Maynas	9	Vaciante	Río Amazonas desciende 4 cm.
25 de mayo	Loreto	Requena	8	Vaciante	Río Ucayali desciende 30 cm en 15 días.
26 de mayo	Loreto	Maynas	9	Vaciante	Río Amazonas desciende su nivel, 2 cm en 24 horas.

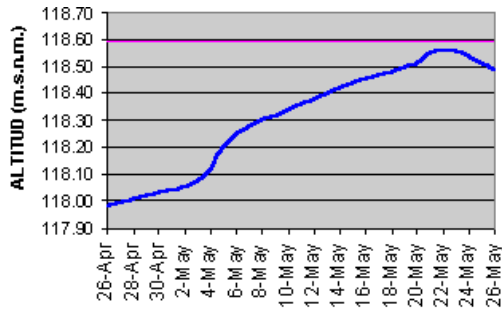


Figura 10. Muestra el nivel del Río Amazonas entre el 26 de abril de 1999 y el 26 de mayo de 1999. Puede observarse que entre el 20 y el 24 de mayo alcanza niveles críticos, cercanos a su récord que es de 118,59 m.s.n.m.

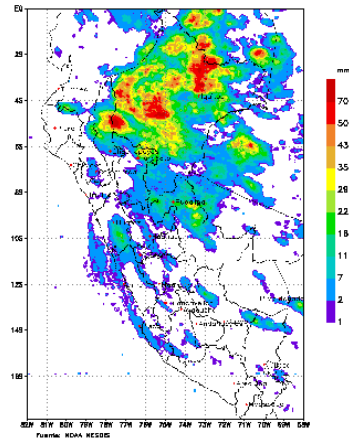


Figura 11. Precipitación acumulada de 24 horas (hasta el 01/05/99 7am) estimada con datos del satélite GOES- 8.

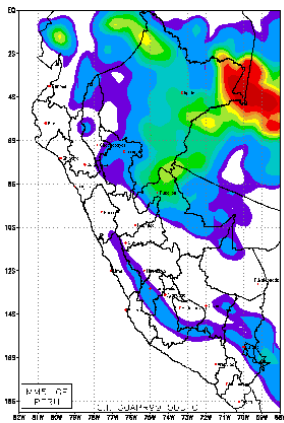


Figura 12. Precipitación acumulada de 24 horas (hasta el 01/05/99 7am) pronosticada por el modelo MM5 (condiciones iniciales: 29/04/99 7pm).

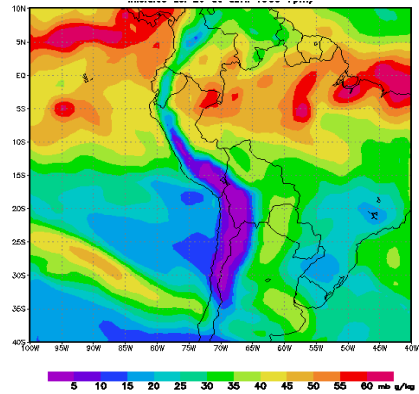


Figura 13.- Muestra el pronóstico de humedad integrada en la vertical para el 1 de mayo a las 7am, realizado por el modelo MM5. Puede observarse una considerable concentración de humedad en la selva norte, en especial al este de Loreto, sobre la provincia de Mariscal Castilla.

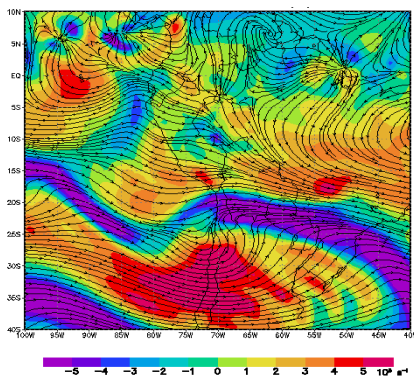


Figura 14. Muestra el pronóstico de vortividad relativa y viento a 200 mb para el 1 de mayo de 1999. Puede observarse divergencia en altura sobre el este de Loreto, lo cual se asocia a nubes convectivas y a fuertes precipitaciones

ANALISIS DE LAS PRECIPITACIONES EN EL PERU DURANTE EL MES DE DICIEMBRE DE 1999

ROSA INES PAREDES PEÑAFIEL
Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima
rparedes@axil.igp.gob.pe

RESUMEN

Este informe tiene la finalidad de describir el trabajo realizado durante mis prácticas pre-profesionales en el centro de predicción numérica del tiempo y clima (cpntc) del instituto geofísico del Perú, durante los meses de setiembre a diciembre, relacionado con las precipitaciones en el Perú, cuya experiencia fue muy grata, pues pude aprender algunos temas afines a mi carrera, que me servirán en mi futuro desarrollo profesional. Durante mis prácticas pre-profesionales, colaboré con la recolección y procesamiento de datos, de las temperaturas máximas y mínimas, y precipitación, las cuales se publicaron en la página web de cpntc, así como formé parte de la base de datos que sirvieron para preparar los informes técnicos, boletines mensuales, así como para la validación del modelo numérico mm5. En este informe, se presentan los resultados del análisis de las precipitaciones diarias del mes de diciembre de 1999, para algunas ciudades del Perú, donde se presentaron eventos extremos como huaycos, inundaciones, avalanchas, etc. Relacionadas con las lluvias y que se publicaron en el diario "el comercio". Como algunas estaciones no se encuentran en el lugar donde ocurrieron los eventos, se ha analizado los datos registrados en estaciones más cercanas, haciendo también un análisis regional de las condiciones meteorológicas donde ocurrieron los eventos, ayudándonos con las imágenes del satélite goes-8. Presentamos también las precipitaciones observadas en algunas ciudades del Perú donde se registraron precipitaciones considerables.

INTRODUCCION

El centro de predicción numérica del tiempo y clima, realiza diversos trabajos, como: pronóstico numérico del tiempo para el Perú y Sudamérica, para el cual utiliza el modelo numérico mm5, (este es un modelo no hidrostático, con 35 niveles en la vertical con tope en 50mb y usa el esquema de convección de grell), también da información de las condiciones observadas de la temperatura superficial del mar, anomalías de la temperatura superficial del mar, temperaturas extremas del aire (temperatura máxima y mínima), precipitaciones, información sobre el tiempo que hace noticia, (con un análisis detallado explicando los fenómenos ocurridos), información climática sobre el clima en el Perú así como boletines climáticos mensuales, boletines con pronóstico del tiempo a corto plazo: 12 y 24 horas para Lima y a nivel nacional, publicaciones, imágenes de satélite, etc.

El análisis de los datos de precipitación observados en el territorio

peruano es de suma importancia ya que contribuye de manera directa en los trabajos sobre pronóstico de lluvias que realiza el cpntc, y además permite realizar un análisis comparativo entre los pronósticos y los fenómenos naturales observados que se presentan año a año, y poder comprender mejor la física y dinámica de los mismos.

Los resultados de los estudios que se realizan son importantes no sólo por el interés científico sino porque pueden ser utilizados en la vida cotidiana, a largo y corto plazo, tanto en agricultura, pesquería, navegación marítima y aérea, prevención de desastres naturales como lluvias torrenciales, inundaciones, huaycos, temperaturas extremas, etc. Teniendo conocimiento de todos estos datos podemos tomar medidas de seguridad, realizar obras de construcción que ayuden a aminorar los daños provocados por los desastres naturales.

Los datos de precipitación que se utilizaron en el presente trabajo han sido obtenidos vía Internet de la Universidad de Florida, EEUU. Los resultados que se

publican en este informe pueden deferir de los datos provenientes de fuentes oficiales, ya que, las organizaciones internacionales que publican dichos datos no garantizan la calidad ni la frecuencia de los mismos.

RESUMEN DE LOS EVENTOS METEOROLOGICOS MAS IMPORTANTES OCURRIDOS EN EL MES DE DICIEMBRE

En la figura 1 se muestran los informes periodísticos más importantes ocurridos en el mes de diciembre, los que fueron publicados en el diario "El Comercio". Como puede verse en el resumen, la mayoría de estos eventos, ocurrieron en la costa y sierra central.

Precipitación diaria (mm) en algunas ciudades, donde ocurrieron eventos extremos en el mes de diciembre de 1999

La figura 2 muestra las precipitaciones diarias de algunas estaciones del Perú, donde ocurrieron los eventos más significativos del mes de diciembre, según informes periodísticos. En los gráficos de la figura 2 se encuentran registrados los días de mayor precipitación, los cuales ocasionaron los desastres naturales que afectaron a las poblaciones de distintas ciudades.

Análisis regional de las precipitaciones ocurridas en algunos departamentos del Perú

En el departamento de Piura, durante el mes de diciembre, se registraron precipitaciones, según las imágenes de satélite GOES-8, mayormente en la zona alta del departamento. Su máxima precipitación diaria fue el día 15, que ocasionó la inundación de algunas ciudades como Ayabaca-Sullana, debido a las fuertes precipitaciones ocurridas en las zonas altas. La precipitación acumulada en la ciudad de Piura para todo el mes de diciembre fue de 5mm, y su climatología normal para este mes es de 0.6mm, lo que indica un aumento de la precipitación en esta ciudad de 4.4mm.

En el departamento de La Libertad, se registraron precipitaciones, sobre todo en las partes altas durante las últimas semanas del mes, según estas llegaron a provocar huaycos, que inundaron las ciudades de Moche, Viru, Chicama, Jequetepeque, Chepen, la interrupción del paso vehicular, inundación de viviendas, y corte del servicio eléctrico. La figura 3a, muestra la imagen de satélite para el día 8 de diciembre, donde se observa fuertes precipitaciones, la cual coincide con el informe periodístico dado en la figura 1. La precipitación acumulada en el mes de diciembre para la ciudad de Trujillo fue de 4.4mm, y su climatología normal para este mes es de 0.2mm, lo que indica un aumento de la precipitación para esta ciudad de 4.2mm.

En el departamento de Ancash, las precipitaciones fueron persistentes durante todo el mes, lo que ocasionó continuos huaycos, rayos y tormentas eléctricas, que afectaron a los pobladores de este departamento, inundando sus casas, deteriorando sus viviendas, incomunicando varios pueblos, matando sus rebaños, etc. El día 9 de diciembre se observó en las imágenes de satélite GOES-8 precipitaciones que coinciden con el informe periodístico (figura 3b). La precipitación acumulada en diciembre para la estación ubicada en Anta fue de 71mm, siendo su climatología normal para este mes es de 71.3mm, lo que indica que las precipitaciones en esa ciudad estuvieron dentro de lo normal, sin embargo la persistencia de las mismas ocasionaron los huaycos.

En el departamento de Ayacucho, se registraron precipitaciones no muy continuas, sin embargo estas fueron de moderada intensidad, especialmente los días 21, 23, 24 de diciembre. Estas lluvias torrenciales ocasionaron la destrucción de algunas viviendas y la muerte de algunos ciudadanos, según datos periodísticos. La precipitación acumulada en diciembre fue de 70mm, y su climatología normal para este mes es de 66.2mm, lo que indica un aumento de la precipitación para esta ciudad de 3.8mm.

En el departamento de Arequipa, se registraron fuertes precipitaciones en las últimas semanas, lo que ocasionó inundaciones, y huaycos. La precipitación acumulada en diciembre para esta estación, ubicada en la ciudad de Arequipa, fue de 7.7mm, y su climatología para este mes es de 4.3mm, lo que indica un aumento considerable de precipitación en esta ciudad de 3.4mm.

En el departamento de Cuzco, se registraron precipitaciones de regular intensidad durante casi todo el mes de diciembre, siendo los días con mayor precipitación el 9, 13 y 21 de diciembre. Estas lluvias ocasionaron avalanchas de lodo causando la muerte de algunos ciudadanos. La figura 3c muestra la imagen de satélite GOES-8, para el día 11, donde se observa precipitaciones intensas, la cual coincide con el informe periodístico. La precipitación acumulada en diciembre fue 135mm, y su climatología para este mes es de 122.7mm, lo que indica un aumento de precipitación para esta ciudad de 12.3mm.

En el departamento de Junín, se registraron durante todo el mes de diciembre precipitaciones constantes, las zonas más afectadas fueron Yauli, La Oroya, y toda la zona noreste del departamento. Las constantes lluvias y huaycos ocasionaron la interrupción del paso vehicular, la destrucción de algunos carriles, inundación de viviendas, y la muerte de algunos pobladores por la presencia de rayos y tormentas eléctricas.

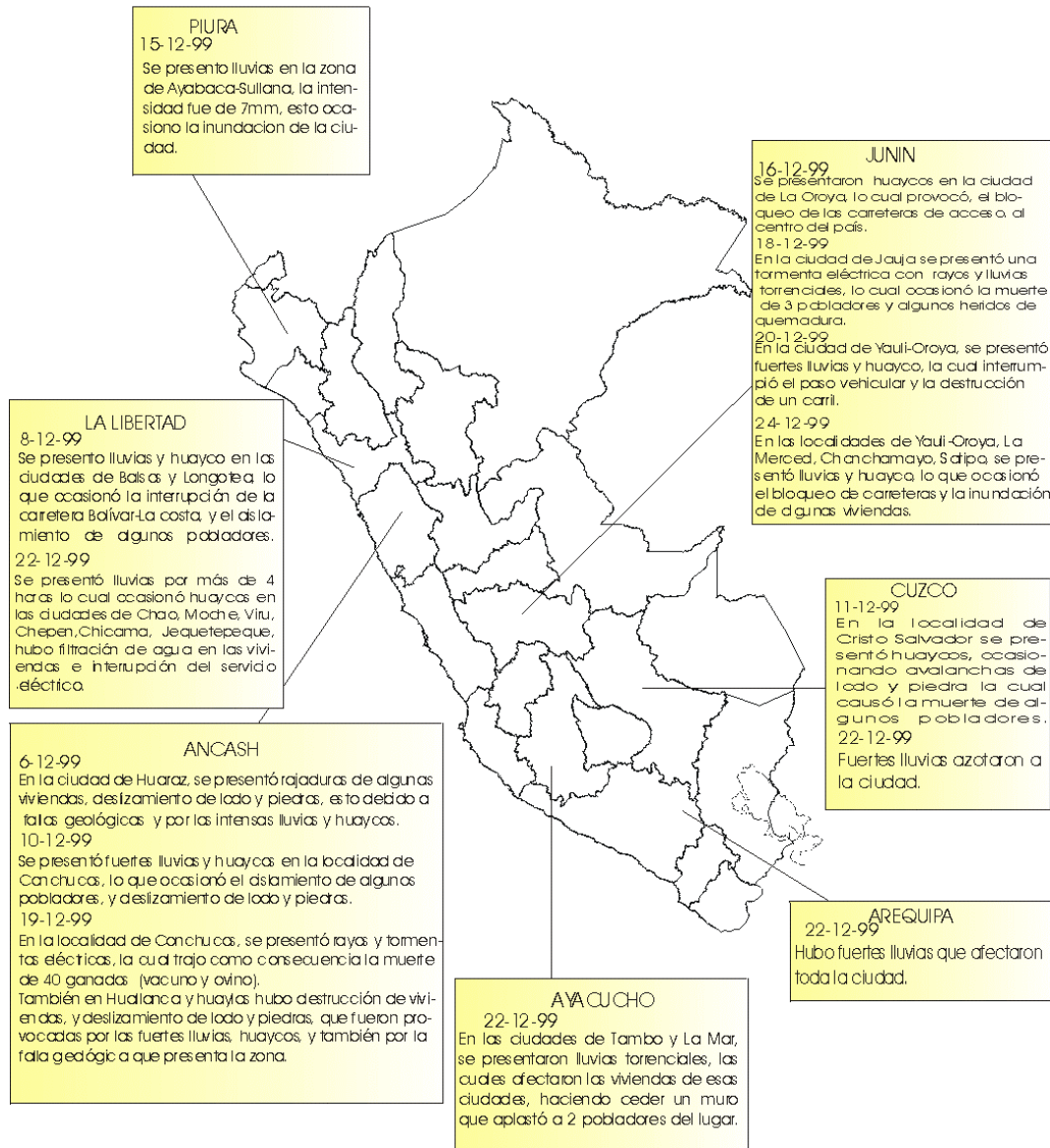
La precipitación acumulada durante el mes de diciembre en la estación de Huayao fue de 74.2mm, y su climatología para este mes es de 91.2mm, lo que indica un ligero déficit de -17mm.

Imágenes de satélite de algunos días en los que ocurrieron eventos importantes en diciembre 1999.

Las imágenes del satélite GOES-8, de los días 8, 9, y 11 de diciembre, días en los que ocurrieron precipitaciones significativas en algunas zonas del Perú, se muestran en la figura 3. Las imágenes muestran la precipitación estimada desde el satélite GOES-8, acumulada en 24 horas (mm). Las imágenes nos dan una visión clara de las precipitaciones ocurridas a nivel nacional, coincidiendo con los datos observados en las estaciones meteorológicas así como con los reportes periodísticos publicados en el diario "El Comercio".

Gráficas de precipitaciones diarias en las estaciones meteorológicas del Perú

Las gráficas de las figuras 4, 5 y 6 muestran las precipitaciones diarias acumuladas en algunas de las estaciones meteorológicas ubicadas en la costa, sierra y selva del Perú. En ellas observamos que en algunas ciudades se han registrado precipitaciones fuertes, y que a pesar de no haber datos en la prensa escrita, ocasionaron inundaciones, huaycos, avalanchas, etc.



Fuente: El Comercio

Figura 1. Resumen de los eventos meteorológicos ocurridos en Diciembre de 1999.

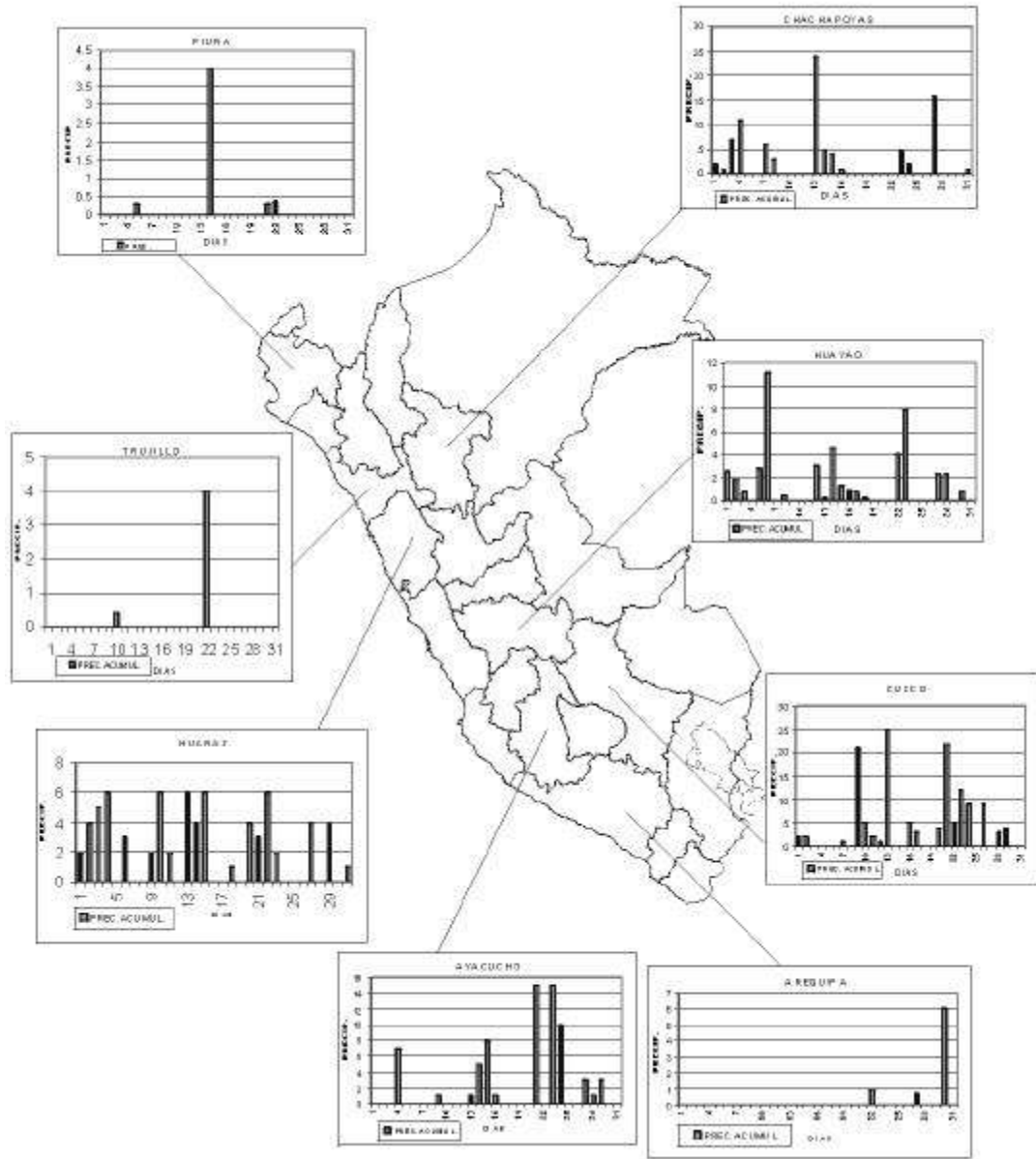


Figura 2. Precipitación diaria (mm) en algunas ciudades, donde ocurrieron eventos extremos en el mes de Diciembre de 1999.

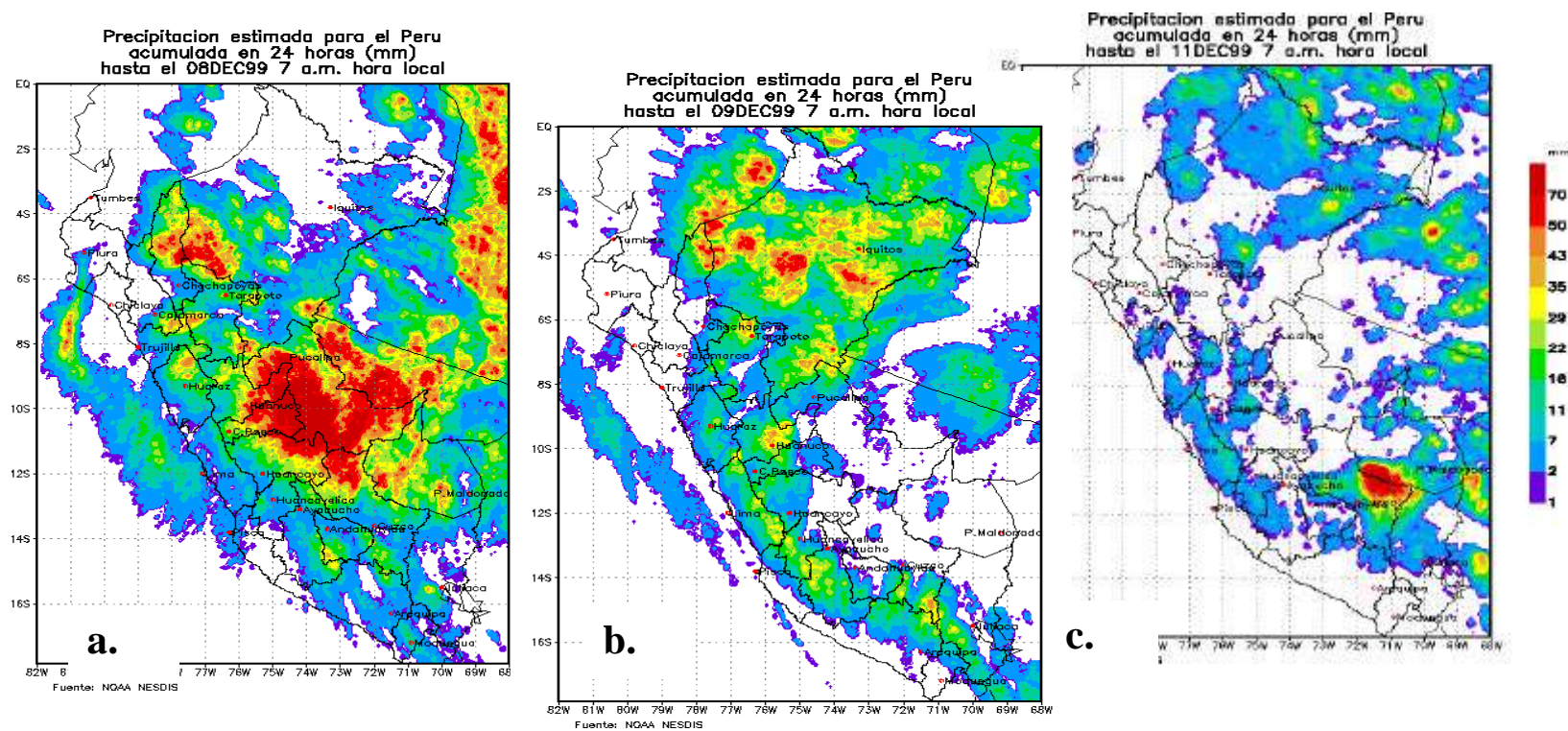
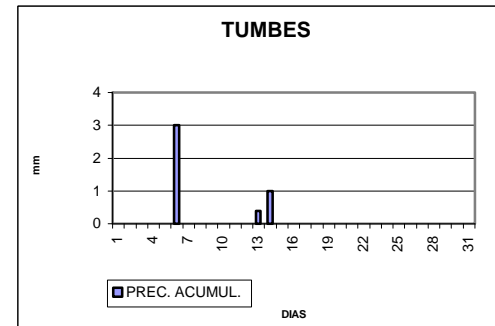
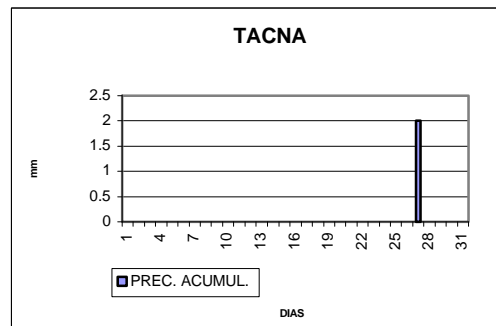
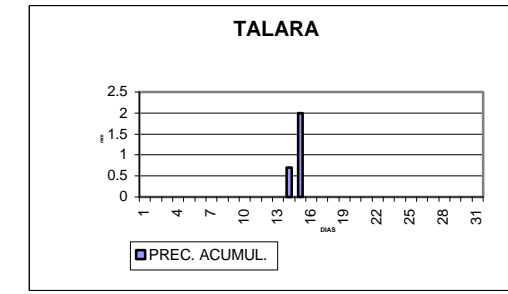
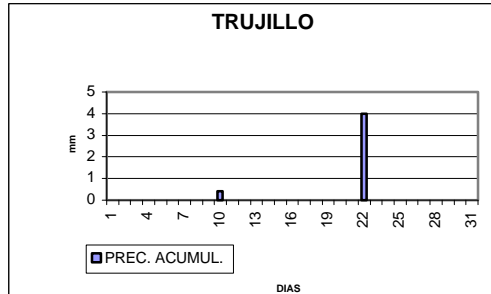
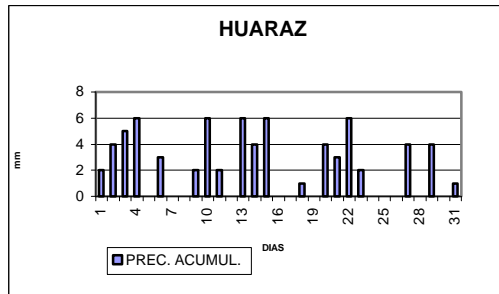
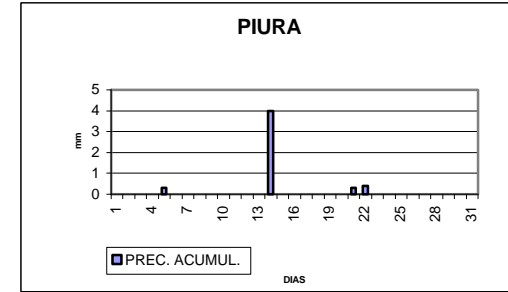
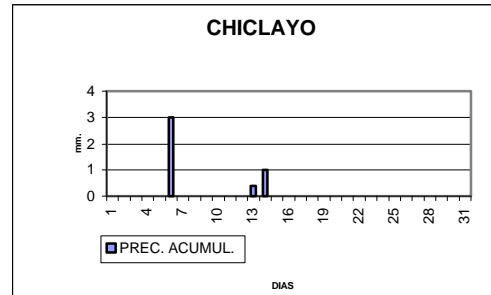
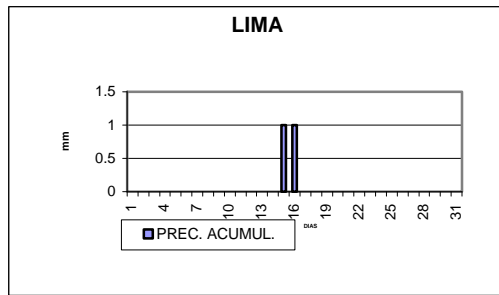
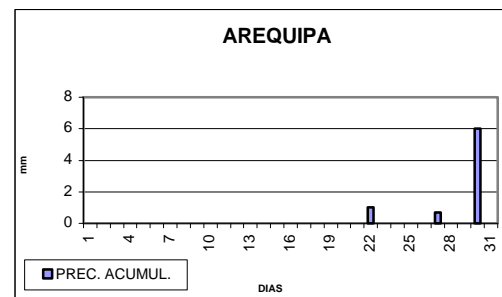
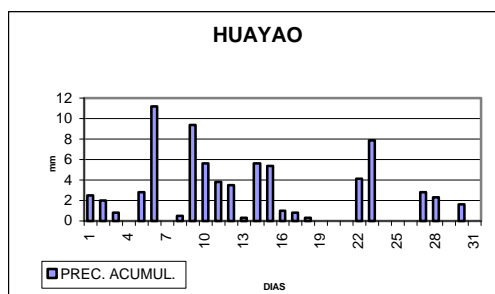
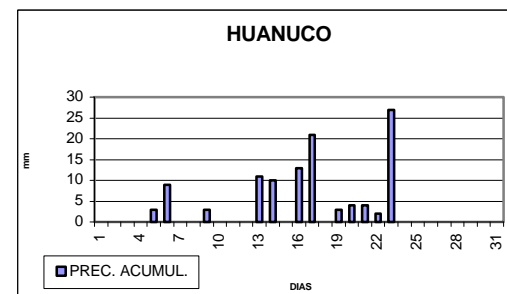
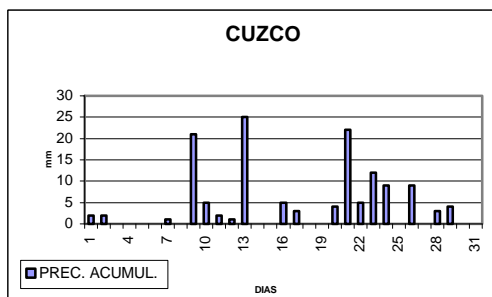
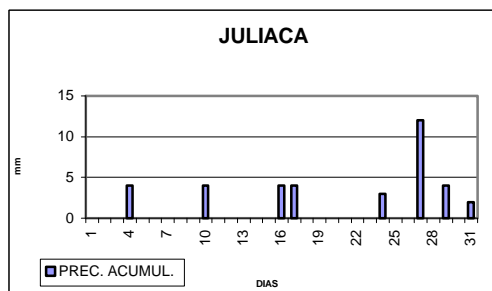
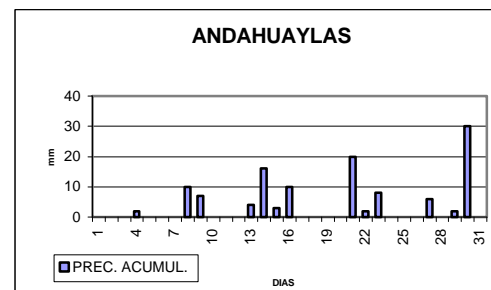
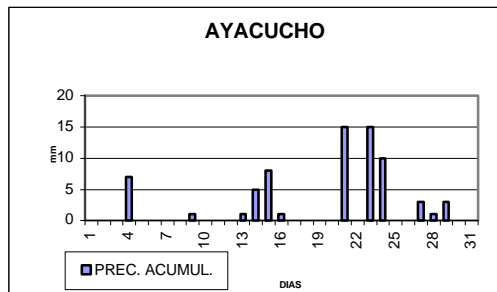
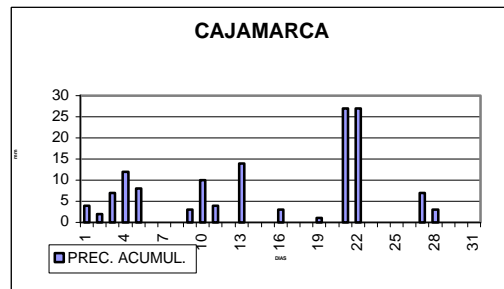


FIGURA 3. IMAGENES DE SATELITE DE ALGUNOS DIAS EN LOS QUE OCURRIERON EVENTOS IMPORTANTES EN DICIEMBRE 1999



Página 4.- Precipitaciones diarias en algunas estaciones meteorológicas de la costa (6.a).



Página 5.- Precipitaciones diarias en algunas estaciones meteorológicas de la sierra (6.b).

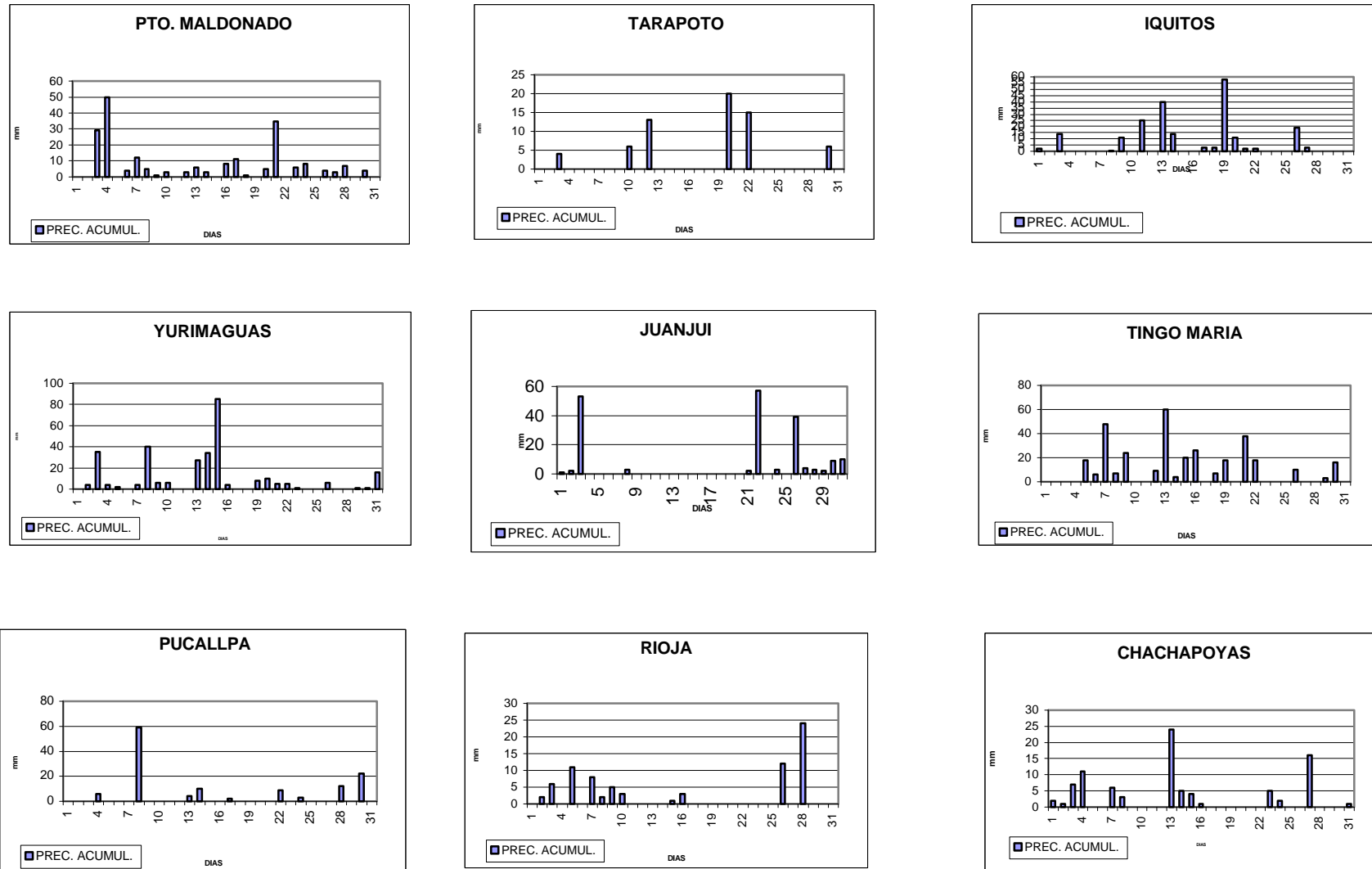


Figura 6. Precipitaciones diarias en algunas estaciones meteorológicas de la selva (6.c).

MÉTODO DE POTENCIAL ESPONTÁNEO APLICADO EN EL VOLCÁN UBINAS Y MÉTODOS GEOQUÍMICOS APLICADOS EN VIGILANCIA VOLCÁNICA Y SÍSMICA.

KATHERINE GONZALES ZUÑIGA.

Area de Vulcanología - Geofísica

katherine@axil.igp.gob.pe

INTRODUCCIÓN

El volcanismo y sismicidad en América del Sur están asociados a procesos geodinámicos de subducción de la placa oceánica de Nazca por debajo de la placa continental Sudamericana. En el Perú las regiones con actividad volcánica reciente se concentran entre los paralelos 15°30' y 17°30' de Latitud Sur en donde se han reconocido e inventariado más de 400 estructuras volcánicas, dispuestas sobre una zona aproximadamente paralela a la costa. Actualmente, 14 de estos edificios volcánicos son considerados activos, siendo los volcanes Sabancaya, Ubinas y Misti los volcanes potencialmente más peligrosos debido a su actual estado de actividad y cercanía a ciudades, pueblos y/o a importantes obras civiles. Como parte de los esfuerzos que se vienen realizando para la prevención de desastres naturales en caso de alguna eventual erupción volcánica, el Instituto Geofísico del Perú realiza estudios relacionados a Vulcanología en el Sur del Perú en cooperación con instituciones extranjeras tales como el Instituto de Investigación para el Desarrollo IRD (Ex-Orstom) y el Istituto di Geochimica dei Fluidi (Palermo-Italia). Los estudios se refieren principalmente a los volcanes Misti y Ubinas, sobre los que se han aplicado diferentes técnicas y métodos geofísicos y geoquímicos.

Uno de los estudios geofísicos realizados, es el de Potencial Espontáneo (P.E.) en el volcán Ubinas (Moquegua). El P.E. es uno de los métodos eléctricos más antiguos que ha sido utilizado en prospección geofísica, minera y que

actualmente está siendo utilizado en prospección de zonas geotérmicas y en el estudio de la actividad volcánica, [White (1964), Zohdy et al. (1973), Corwin y Hoover (1979), Fiterman (1976,1977,1978)]. Aplicado también por Zablocky (1976, 1978), Dzurisin et al. (1980), Bof (1984, 1988), mostrando anomalías positivas relacionadas a zonas de fumarolas o a anomalías térmicas de la superficie situadas en fisuras profundas de las regiones volcánicas. Aplicada también en hidrología por Ogilvy (1968), Bogolovsky (1973), obteniéndose anomalías negativas asociadas a circulación de aguas subterráneas y por Fournier (1983), Jackson et al. (1988) y Merkler (1989) en la determinación de infiltración subterránea de las aguas.

Por otro lado también se están realizando estudios geoquímicos de aguas termales asociadas a volcanes activos en el sur del Perú. Al haberse observado en otros lugares del mundo, cambios producidos en la composición química de las aguas antes y después de la ocurrencia de ciertos eventos sísmicos, (Tsunagai U. & Wakita H., 1995), el I.G.P. ha decidido iniciar estudios de este tipo recurriendo para ello, al análisis de las aguas termales minerales de Socosani. Esta investigación podría devenir en un método local de vigilancia sísmica por Geoquímica, si se llegara a establecer una relación directa entre estos cambios químicos y la ocurrencia de sismos.

**GEOFÍSICA – POTENCIAL
ESPONTÁNEO APLICADO EN EL
VOLCÁN UBINAS**

Objetivos

El presente estudio tiene como principales objetivos:

- Determinación de estructuras importantes que se encuentren ocultas por material volcánico y análisis de los efectos que estas estructuras producen en las señales de P.E.
- Estudio del sistema hidrotermal del volcán mediante el análisis de las señales de Potencial Espontáneo (P.E.)
- Estudio de la variación de las señales de P.E. con respecto a la topografía y a los niveles acuíferos.

Metodología

La prospección por Potencial Espontáneo (P.E.), se caracteriza por la facilidad de su ejecución y por la ligereza de los materiales. Este método consiste en medir la diferencia de los potenciales naturales utilizando un voltímetro y dos electrodos impolarizables clavados en el suelo (un electrodo fijo y uno móvil), unidos al voltímetro por un cable conductor. Las medidas se tomaron a un paso de 100 m. La calidad de estos datos está en función de diversos fenómenos naturales y artificiales que podrían considerarse como fuentes de ruido y que generalmente están ligados a condiciones geológicas del terreno como por ejemplo: los fenómenos electrocinéticos, variaciones laterales de resistividad eléctrica del terreno, fenómenos electroquímicos producidos por diferencia en la composición de las aguas subterráneas, la actividad bioeléctrica vegetal, las corrientes magnetotélúricas; los ruidos artificiales como la presencia de conductos subterráneos, pozos, cables eléctrico, etc. y los ruidos instrumentales (tipo de material utilizado).

Contexto geológico y volcanológico del volcán ubinas

El volcán Ubinas es un estrato-volcán andesítico situado sobre la Cadena de los Andes Centrales (16° 22' S, 70° 54' W), con una altura de 5672 m.s.n.m. es considerado el volcán más activo del Perú, habiéndose reportado 23 pequeñas erupciones desde 1550 (actividad fumarólica y emisiones de ceniza). Estructuralmente, el análisis de imágenes satélites han permitido reconocer 3 sistemas de lineamientos que podrían corresponder a fracturamientos, resaltando la de dirección N150°, que atraviesa el cráter y parte de la caldera. Geológicamente, el estrato volcán Ubinas está dividido en tres unidades: **Pre-Ubinas**, con eventos tanto efusivos como explosivos, cuyo basamento está conformado por ignimbritas soldadas emplazadas antes del pleistoceno, conglomerados y flujos de lavas andesíticas; posteriormente, una actividad efusiva dio paso a que se constituyera el estrato-volcán inferior lávico y eventos paralelos con emplazamiento y destrucción de domos que conforman el **Ubinas antiguo**; finalmente se constituyó un cono super-lávico producto de una actividad efusiva que conforma el **Ubinas Moderno**, que después experimentó una etapa explosiva de erupciones plinianas originándose la caldera de explosión actual (Rivera M., 1998.).

Generación del potencial espontáneo

El fenómeno de Potencial Espontáneo está asociado a corrientes naturales que son provocadas por diferentes fenómenos, en particular a la interacción geoquímica con minerales metálicos, a los gradientes de temperatura existentes y a la filtración del agua en el suelo.

Potenciales Electroquímicos. Llamado también efecto de pila de concentración, mediante el cual se genera una diferencia de potencial por óxido-reducción de los electrolitos en contacto con algún mineral (Sato et Money, 1960).

Potenciales Electrotérmicos. En una roca puede aparecer un gradiente de potencial eléctrico por la simple aplicación de un gradiente de temperatura. Este fenómeno está ligado a la difusión térmica de los iones.

Fenómenos Electrocinéticos. El fenómeno o efecto de filtración en el cual el flujo de los fluidos a través de un medio poroso puede causar un gradiente de potencial. Los fenómenos electrocinéticos son generados por la circulación de los fluidos (agua, gas y vapor) subterráneo en los medios porosos (rocas), y se pueden explicar por el sistema de doble capa eléctrica (Stern, 1924), Figura 1.

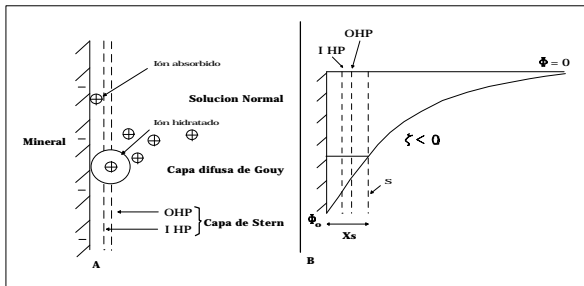


Figura 1(A). Distribución iónica esquemática de la doble capa eléctrica (DCE), y (B) Evolución del potencial ξ perpendicularmente a la interface; IHP, OHP: planos de Helmholtz interno y externo; ξ : potencial en el plano de cizalla S.

Los fenómenos electrocinéticos reflejarán por tanto las relaciones existentes entre el desplazamiento relativo de dos fases (por ejemplo: sólido / líquido) y las características físico-químicas de su interface.

Electrofiltración. El fenómeno denominado electrofiltración consiste fundamentalmente en la producción de un gradiente eléctrico generado por el movimiento de un fluido (por ejemplo agua) dentro de un medio poroso (por ejemplo roca).. Al aplicar un gradiente de presión en una capilar, se produce una circulación monofásica laminar del fluido y se establece (por tanto) un gradiente en

la velocidad del fluido que va a ser proporcional al gradiente de presión impuesto e inversamente proporcional a la viscosidad del fluido

La electrofiltración puede traducirse entonces por la acumulación o suma de estos dos gradientes (Figura 2). La cantidad de cargas que van a participar en la circulación depende de la relación entre las fuerzas de adhesión al sólido y aquellas de convección debido a la circulación.

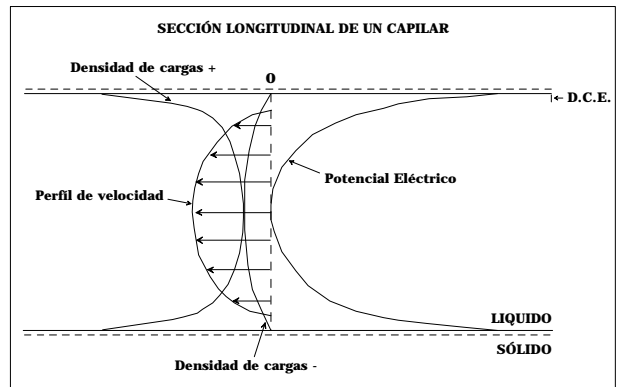


Figura 2. Evolución de densidad de cargas eléctricas, de la velocidad del líquido y del potencial eléctrico representados en la sección longitudinal de un "capilar"

INTERPRETACIÓN DE ANOMALÍAS P.E. EN REGIONES VOLCÁNICAS

En el caso de un estudio geofísico por Potencial Espontáneo de la estructura interna de un volcán, se puede esperar dos contextos bien definidos:

Contexto Hidrogeológico. Las anomalías negativas de P.E., están relacionadas a infiltraciones gravi-tatorias de las aguas meteóricas hasta la napa acuífera y cuya variación es proporcional a la profundidad del acuífero o a la distancia de la zona no saturada (Jackson & Kauahikaua, 1987). Esta anomalía se produce en las partes bajas (faldas) y alrededores del edificio volcánico.

Contexto Hidrotermal. Las anomalías positivas que se dan en la parte central del edificio, se correlacionan a zonas de transferencia hídrica y térmica ascendentes. El ascenso de fluidos (evaporación del agua que llega próxima al magma), produce una mayor concentración de cationes en las partes altas de las ramas ascendentes convectivas y de aniones en las partes bajas de las mismas.

Modelo de generación de P.E. en un volcán activo

En zonas volcánicas activas, la generación del P.E. puede ser producido por dos fuentes de corriente de electrofiltración: una ligada al vapor ascendente (parte caliente, efecto hidrotermal), y la otra a la infiltración gravitatoria del agua (parte fría, efecto hidrogeológico).

Parte Caliente (circulación ascendente). El vapor de agua proviene de la remobilización del agua meteórica que se infiltra y entra en contacto con las zonas calientes. El vapor de agua es un factor preponderante para la disipación térmica por convección bifásica. Antraygues (1991) propuso un modelo de generación de P.E. por electrofiltración en una fisura activa (Figura 3).

Parte Fría (circulación descendente). En esta parte, el agua meteórica se infiltra gravitatoriamente y en la cual no interviene la actividad hidrotermal. La generación de las anomalías negativas presentes en esta parte, está ligada al fenómeno hidrogeológico y varían en forma proporcional a la profundidad a la napa de agua subterránea.

PRESENTACIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

Localización de medidas. Las medidas de P.E. se realizaron en 4 perfiles radiales sobre el volcán, desde la cima hasta las

partes bajas del mismo y en direcciones NE, NW, SE y SW. Asimismo se realizaron medidas dentro de la caldera y en las partes bajas del volcán para unir los perfiles y referirlos a la base situada en la Laguna Piscococha (parte W del volcán), considerada como estable. Mapa 1.

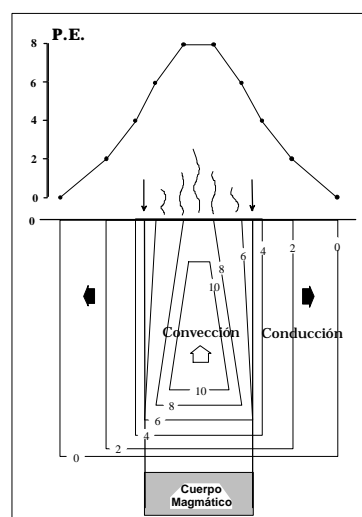
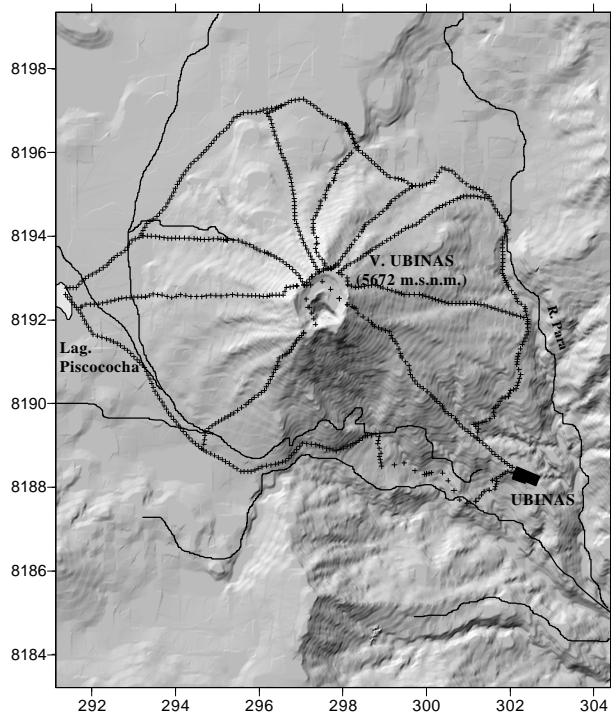


Figura 3. Modelo de distribución de isopotenciales asociadas a una fisura activa y anomalía P.E. asociada (Antraygues, 1991).

Presentación de medidas de P.E. Las medidas de P.E. realizadas en el volcán Ubinas en forma de perfiles radiales, se presentan en función de la altura (Figura 4) y de la distancia (Figura 5). En general, la tendencia de estos cuatro perfiles es la misma. Se muestra una buena correlación entre las variaciones de amplitud de la señal de P.E. y la altura (el potencial P.E. disminuye linealmente con el cambio de topografía). La mayor amplitud se presenta en el perfil SE, donde el potencial alcanza - 1734 mV.

En la Figura 5, se presenta el perfil radial SE de P.E. en función de la distancia, en comparación con la topografía del

volcán. El potencial va disminuyendo en función de la altura hasta el punto P (4175 m.s.n.m.), desde donde empieza a disminuir bruscamente hasta llegar a su máximo de amplitud (-1734 mV). Posteriormente va aumentando hasta -32mV. (5060 m.s.n.m.), y la variación del potencial que se observa desde esta altura hasta la parte sumital volcán es en forma de “W”, llegando a hacerse positivo (34 mV.) en el borde de la caldera. Esta “W” se observa en los cuatro perfiles.



Mapa 1. Volcán Ubinas.
Cruces = Localización de medidas de P.E.

Se ha obtenido un mapa de isopotenciales en base a los datos de P.E. (Mapa 2), en el cual se observa una anomalía negativa de forma concéntrica entre los 4100 y 4750 m. de altura y cuya mayor amplitud se localiza en el lado SW del volcán.

Interpretación de anomalías. La forma como se presenta la señal de P.E. en los

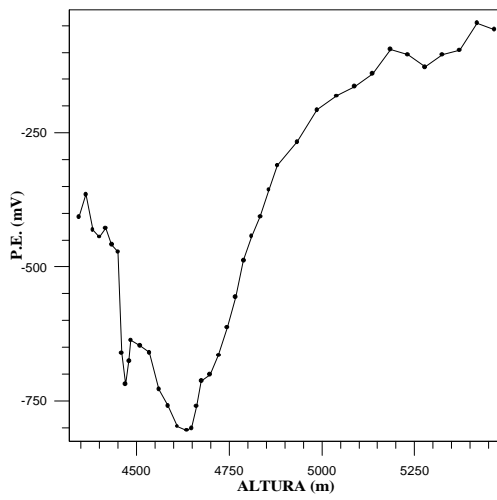
perfiles, se ajusta a la descripción que se había dado anteriormente sobre la generación del P.E. en el caso de un volcán activo. El efecto topográfico y el efecto de convección hidrotermal (Aubert, 1989) se encuentran presentes en los cuatro perfiles.

En el perfil de la Figura 6, se observa la buena correlación entre la amplitud P.E. y la altura (topografía). El efecto hidrogeológico que se da en la parte fría del volcán está asociado al efecto electrocinético producido por la infiltración de las aguas meteóricas. En la parte alta del volcán (zona caliente) el potencial aumenta en forma proporcional a la altura, y la variación del P.E. que se da en esta parte esta asociada a la convección hidrotermal. La zona comprendida entre la zona fría y la caliente, podría corresponder a la zona de transición entre el efecto hidrogeológico y la convección hidrotemal.

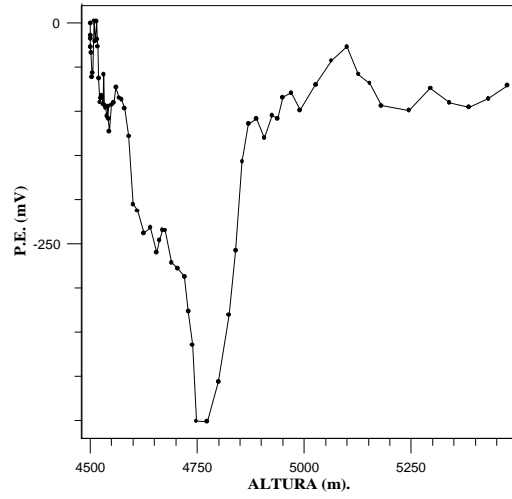
En la parte sumital el comportamiento de la señal de P.E., “W”, podría estar relacionado a diferencias en las características litológicas del material volcánico, cuya variación de permeabilidad y porosidad se traducen como variaciones de resistividad eléctrica y por consiguiente, del potencial natural.

La anomalía concéntrica observada en el volcán Ubinas (a la altura de 4500 m.s.n.m.) podría interpretarse como una antigua caldera de forma circular de 6 Km. de diámetro.

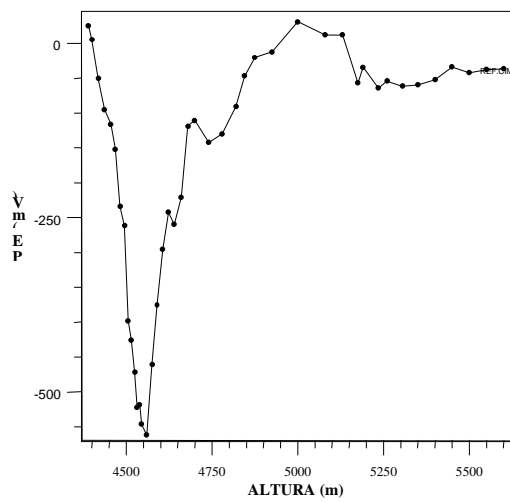
El método de Potencial Espontáneo es aplicado para localizar zonas de transferencia hídricas subterráneas, asociadas a grandes estructuras de edificios volcánico, y puede por tanto, permitir el estudio de la actividad volcánica actual en volcanes activos.



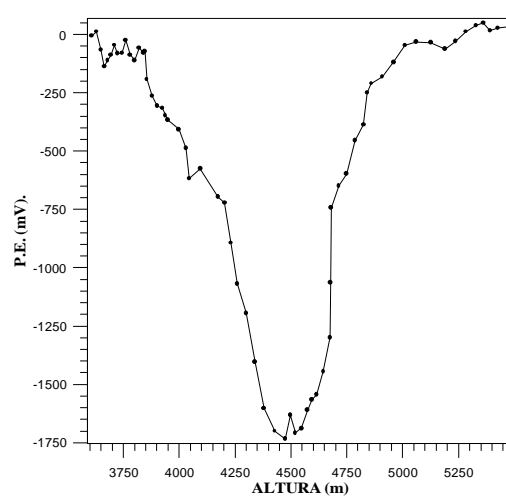
Perfil NE



Perfil NW



Perfil SW



Perfil SE

Figura.4. Perfiles radiales realizados en el volcán Ubina.

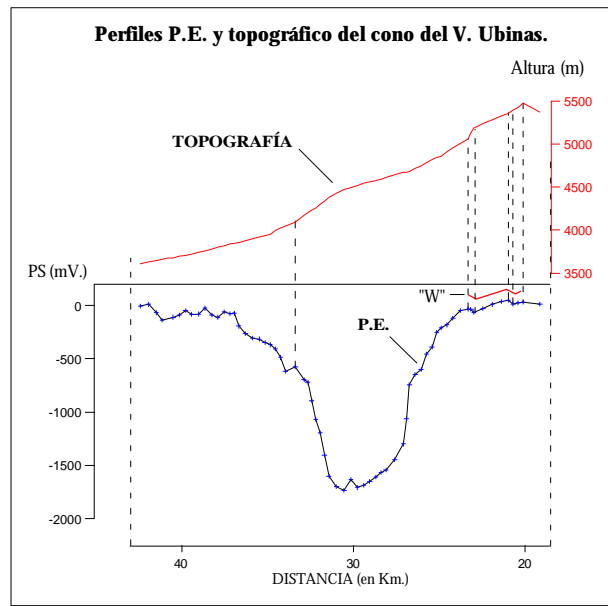
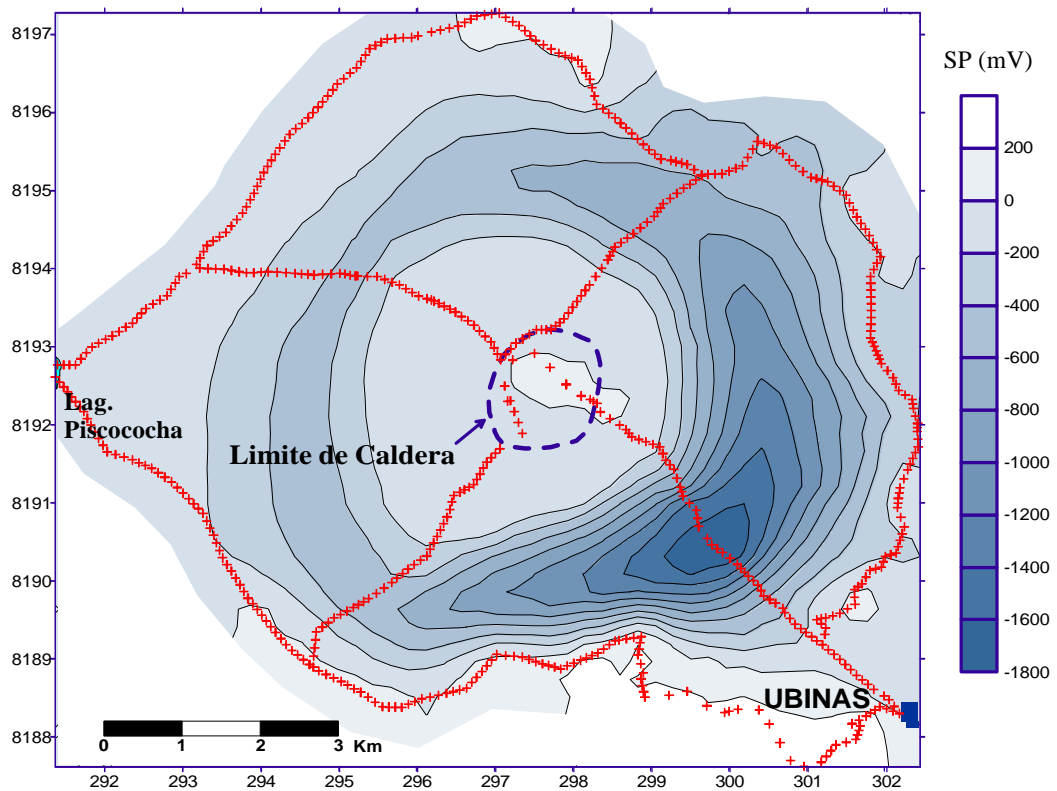


Figura. 5. Perfil P.E. SE y perfil topográfico del V. Ubinas.



Mapa 2. Mapa de isopotenciales de P.E. en el volcán Ubinas.

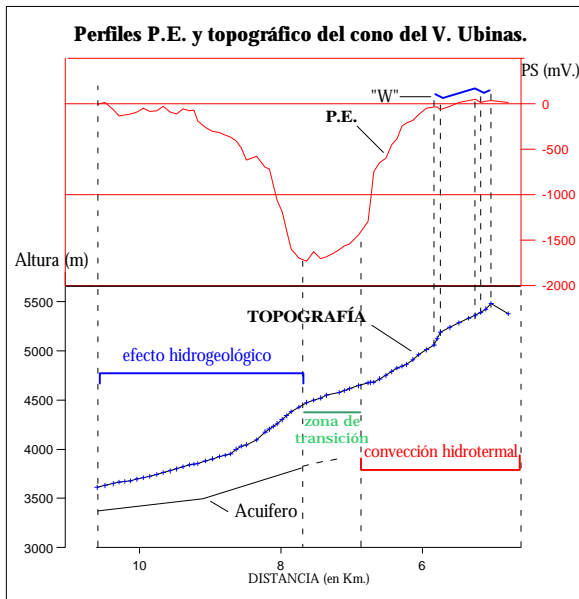


Figura 6. Interpretación de anomalía P.E. en el volcán Ubinas

GEOQUÍMICA

Los estudios de Geoquímica en el Perú han sido inicial y tradicionalmente aplicados para trabajos de prospección. Pero ahora se está desarrollando en el Instituto Geofísico del Perú, dos aspectos importantes: uno de los cuales es la parte relacionada a la Volcanología para la identificación de sistemas hidrotermales de las diferentes estructuras volcánicas, áreas geotermales y por consiguiente el hidrotermalismo asociado; y el otro aspecto importante es la ayuda que la Geoquímica puede brindar cuando es aplicada a estudios de Sismología. En la parte de Geoquímica se desarrollaron dos aspectos: Geoquímica aplicada a Vigilancia Sísmica a través de un muestreo sistemático de las fuentes termales de Socosani y Muestreo de Gas del Suelo CO₂ (sobre la caldera del volcán Ubinas) para encontrar las zonas de mayor emisión de gas del suelo; cuyo objetivo esencial es el de prevención de desastres mediante la determinación de los cambios producidos en las aguas termales previos a erupciones volcánicas y a la ocurrencia de eventos sísmicos.

Geoquímica aplicada a vigilancia sísmica

El I.G.P. realiza un muestreo de 116 fuentes termales en el sur del Perú asociadas a los volcanes Sabancaya, Misti, Ubinas, Chachani, Pichu Pichu, Yucamane y Tutupaca. Una de las fuentes termales cuyo muestreo se realiza diariamente pertenece a la vertiente N° 2 de la Empresa embotelladora de agua mineral natural Socosani S.A. Actualmente, y luego de un monitoreo geoquímico efectuado durante algunos meses, se tiene indicios que la composición química de las aguas de Socosani, varía en algunos casos antes o después de la ocurrencia de algún evento sísmico local

Básicamente las rocas que pueden albergar aguas subterráneas para alimentar fuentes termales en el área de estudio son las rocas sedimentarias consolidadas (areniscas del Grupo Yura y las calizas de la Fm. Socosani). La recarga de los acuíferos sucede por la infiltración de aguas de precipitación que migran a través de fallas y fracturas a unidades geológicas permeables. Durante su migración, estas aguas se calientan por el calor producido por la actividad volcánica arrastrando consigo elementos químicos, los cuales bajo ciertas condiciones de presión y temperatura, son más fáciles o difíciles de ser disueltos. Estas aguas son transportadas por sistemas de fracturación para después emerger a la superficie.

Esta facilidad que presentan los elementos químicos (componentes de las rocas sedimentarias del área de estudio) a ser disueltos por las aguas subterráneas, está en función de los procesos geodinámicos de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. Este proceso de subducción da lugar a la acumulación de esfuerzos produciendo cambios en las condiciones físicas y químicas de la corteza terrestre antes y después de ser liberados (ocurrencia de eventos sísmicos).

En la Figura 7 se muestra la variación de la relación en concentración Na/Ca con respecto al tiempo. Se observa que la composición correspondiente a las muestras tomadas los días 6, 24 de febrero y los días 3 y 31 de marzo de 1998 cambian notablemente, cambios que podrían estar relacionados a los sismos ocurridos los días 5, 22 de febrero y 31 de marzo y cuyas magnitudes son 4.0, 3.8, y 4.0 mb respectivamente. Se observa que el cambio en la composición química de las muestras de los días 6 y 24 de febrero de 1998 se producen días después de ocurrido el evento sísmico..

Sin embargo, el cambio en la composición química de la muestra tomada el día 31 de marzo de 1998 es progresivo. De la Figura 7 se deduce que este importante cambio se manifiesta gradualmente con diez días de anterioridad

Este tipo de análisis podría ayudar significativamente en la prevención de desastres en caso de sismo si se llega a establecer una relación directa de los cambios en composición química con la ocurrencia de sismos (sismo del día 31 de marzo de 1998), relación que no se puede generalizar debido a que no todos los eventos sísmicos producen o preceden un cambio en la composición química de las aguas, tal es el caso del día 02 de marzo de 1998 (no está relacionado a algún evento sísmico).

En el mapa 3 se muestra los epicentros de los sismos ocurridos desde Diciembre de 1997 hasta Abril de 1998. Existe información de los sismos localizados cerca a la fuente de Socosani ocurridos en este periodo de tiempo, pero que no pueden ser tomados en cuenta debido a la falta de muestras tomadas en el mes de Enero y parte Diciembre de 1997.

De los resultados hasta ahora obtenidos de la Vertiente. N° 2 de Socosani,

se postula una relación entre los cambios químicos que experimentan las aguas y la ocurrencia de sismos. Relación que no esta completamente establecida hasta después de hacer un análisis más detallado de los sismos y de los elementos químicos.

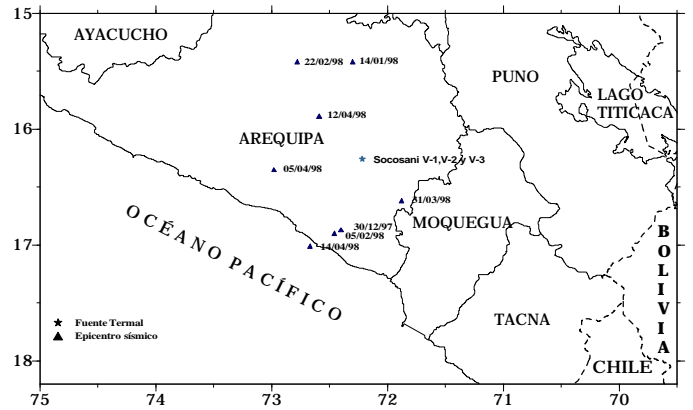
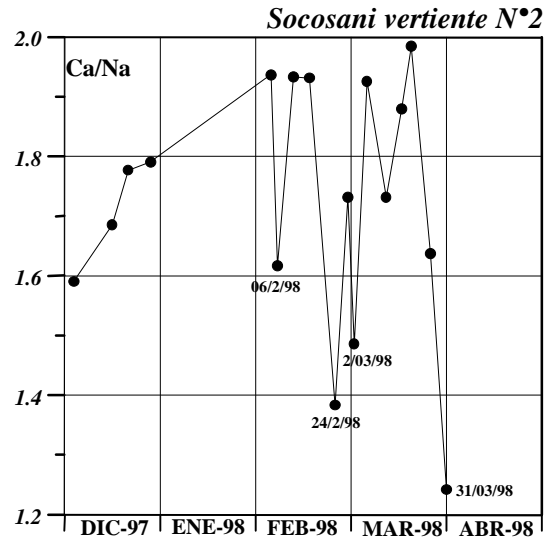
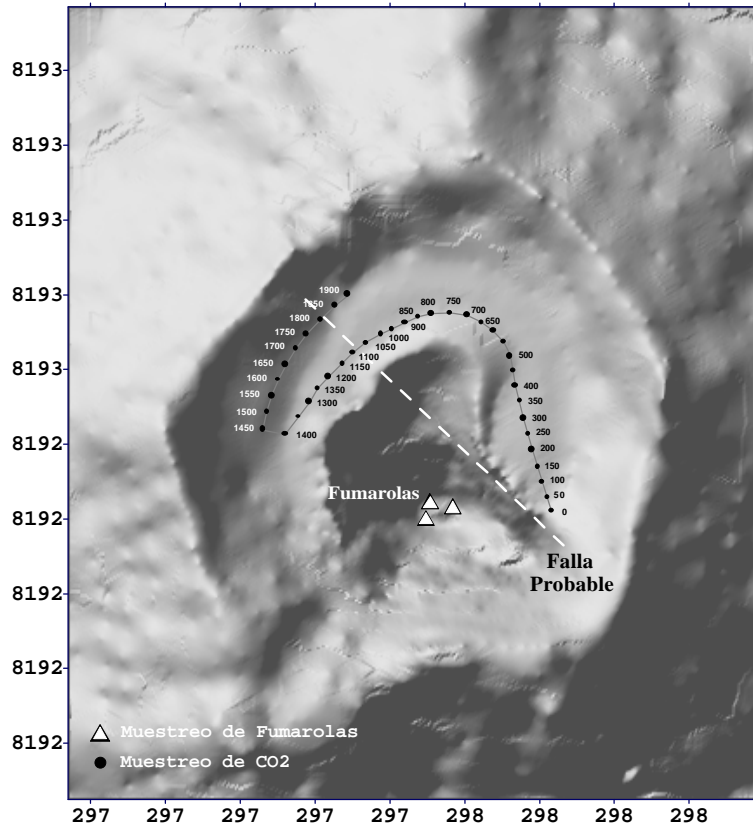


Figura 7. Socosani Vertiente N° 2. Variación de parámetros químicos asociado a la ocurrencia de sismos.



Mapa 4. Caldera del volcán Ubinas. Muestreo de gas CO₂ del suelo.

En setiembre de 1998 se realizó un muestreo del gas CO₂ del suelo sobre la caldera del volcán Ubinas, para poder tener evidencias de este alineamiento o de algún otro fallamiento sobre la caldera del volcán, para determinar las zonas anómalas de

Se realizó un perfil y medio (de forma semicircular bordeando el cráter activo) sobre la caldera del volcán Ubinas con distancias de 50 m. entre cada punto de muestreo (Mapa 4). El muestreo se hizo en tubos de vidrio cuyo análisis se realizó en el IGF de Italia. Los resultados obtenidos se muestran en la Figura 8

emisión de CO₂ del suelo sobre la caldera y en las laderas del volcán Ubinas para determinar y delimitar la existencia de posibles fallas asociadas a este sistema.

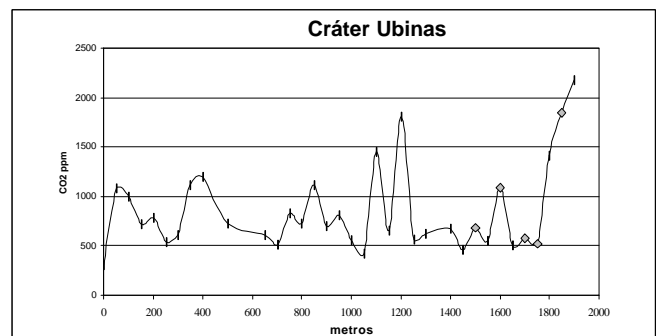


Figura 8. Muestreo de CO₂ en la caldera del volcán Ubinas. mapa 4 para la ubicación de los puntos.

En la Figura 8 los puntos con valores elevados en concentración de CO₂ corresponden a los puntos de muestreo 1100, 1800 1850, y 1900, los cuales se encuentran alineados con la probable falla de dirección NW en la caldera del volcán Ubinas.

El muestreo de gas CO₂ del suelo ha contribuido a determinar los lugares de mayor emisión de CO₂ en la caldera del volcán Ubinas y poner en evidencia el alineamiento de los puntos de mayor emisión de gas con la falla de dirección N30°W sobre la caldera del volcán.

La aplicación conjunta de diferentes técnicas y métodos geofísicos y geoquímicos en el estudio de volcanes activos nos permite lograr un mejor conocimiento de su estructura y sistema hidrotermal.

BIBLIOGRAFIA.

Ishido T. & Mizutani H. (1981). Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics – J. Geophys. Res., 86. 1763 – 1775.

Jackson D. & Kauahikaua J. (1987). – Regional SP anomalies at Kilauea. In : Volcanism in Hawaii. – USGS. Prof. Paper 1350 chapter 40, 947-959.

Klaus Steinmüller & Bilberto Zavala C. (1997): Hidrotermalismo en el sur del Perú. Boletín N° 18, Serie D, INGEMMET.

Maurice Aubert & Ishia Nurrahma Dana (1994) Interprétation des profils radiaux de polarisation spontanée (PS) en volcanologie. Possibilités d'application de la méthode PS a la surveillance des volcans actifs. Bull. Soc. Géol. Fr., N°2.

Rivera M. (1998). Tesis: “El volcán Ubinas (sur del Perú): geología, historia eruptiva y evolución de las amenazas volcánicas actuales”.

Tsunogai U. & Wakita H. (1995). Precursory Chemical Changes in Ground Water: Kobe Earthquake, Japan. Science, Vol. 269 – 7 July 1995.

Zablocki, c.j., (1976 - 1979). Mapping thermal anomalies on an active volcano by the Self-potential method, Kilauea, Hawaii Proceedings 2nd U.N. Symposium of the development and use of geothermal sources, San Francisco, California, May 1975, 2, 1299 – 1309.

ANÁLISIS DE SEÑALES SÍSMICAS REGISTRADAS POR LA RED RADIO TELEMÉTRICA DEL IGP-AREQUIPA Y POTENCIAL ESPONTANEO APLICADO AL ESTUDIO ESTRUCTURAL DEL VOLCÁN MISTI

DOMINGO A. RAMOS PALOMINO
Area de Vulcanologia-Geofísica
dramos@axil.igp.gob.pe

INTRODUCCIÓN

El periodo de prácticas pre-profesionales efectuadas en el Instituto Geofísico del Perú - Oficina Regional de Arequipa se desarrolló dos temas de entrenamiento e investigación, las mismas que se exponen en el presente informe. La primera parte de este informe consiste en un análisis de las señales de las estaciones sísmicas permanentes en la oficina del IGP-Arequipa del periodo Septiembre-96 a Junio-97. Durante este periodo se produjo el terremoto de Nazca (12 de Nov-96) y sus réplicas dominaron la actividad sísmica regional ($t_{s-p} > 30$ s) durante el mes de Nov-96 disminuyendo gradualmente en los meses siguientes. En la segunda parte de este informe se hace una introducción al estudio estructural del volcán Misti mediante el método del Potencial Espontáneo (PE) y su relación con el análisis del gas del suelo y las mediciones magnéticas en el Sur del volcán.

ANÁLISIS DE SEÑALES SÍSMICAS REGISTRADAS POR LA RED RADIO -TELEMÉTRICA DEL IGP-AREQUIPA

Información general

El IGP-Arequipa, mantiene una red Radio-telemétrica de transmisión analógica y registro digital. Inicialmente esta red ha estado operando con cinco estaciones (JOL, PUC, PAT, SAC y CAY), pero las difíciles condiciones de operación hicieron que

durante el periodo de estudio (Set-96 a Jun-97) solamente estuvieran operativas tres (SAC, JOL y CAY).

Por otro lado y como consecuencia del terremoto de Nazca (12 Nov-96), el IGP instaló diversas estaciones en la zona central y sur del país con la finalidad de registrar sus réplicas. Uno de los equipos instalados fue el analógico MEQ-800 que operó en la zona de San Gregorio-Camaná y que registró gran número de réplicas del sismo de Nazca; en el presente informe se incluye datos provenientes de esta estación.

Características de las estaciones sísmicas

Estación Sachaca (SAC: 16.42°, 71.58°; 2237 m).

Ubicación y accesibilidad. Está ubicada en la ciudad de Arequipa, distrito de Sachaca. Es accesible por un desvío de la carretera Panamericana hacia el distrito de Sachaca a 15 minutos de la ciudad de Arequipa.

Parámetros de operación (SAC):

Sismómetro Ranger :	SS1	s/n = 1913	
Amplificador-gain Amp.Att.:	18	bd	
Ruido electrónico:	5	mV	
Ruido sísmico:	40	mV	
Filtros:	0.1-12.5	Hz.	
Potencia de transmisión:	2.5	W	
Panel solar:	18.8	Vdc	
Batería S/Ps =	12.8	Vdc, C/Ps = 13.8	Vdc

D. Ramos.

Estación Cayma (CAY: 16.38°; 71.54°; 2350 m).

Ubicación y accesibilidad. Está ubicada en la ciudad de Arequipa, distrito de Cayma. Está instalada en las oficinas del IGP Arequipa cito en la Urbanización La Marina B-19 del distrito de Cayma.

Parámetros de operación (CAY):

Estación operando en "Strong Motion".
Sismómetro Ranger : SS1 s/n = 1913
Amp.Gain Amp. Att. :12 bd conectado directamente

Estación Jolla-Jello (JOL; 15.91°; 71.78°; 5038 m).

Ubicación y accesibilidad.-Se encuentra ubicada en la Provincia de Caylloma, Distrito de Achoma, en la cumbre del cerro Jolla-Jello a 15 Km del volcán Sabancaya. Es accesible por la carretera Arequipa-Chivay. A 11 Km. antes de llegar a la localidad de Chivay se toma un desvío que conduce a las haciendas Cajamarcana y Sallalli, a partir de este lugar se inicia el ascenso a la estación ubicada en el cerro Jolla-jello (5038 m.s.n.m.) y acondicionada en uno de los ambientes de un campamento abandonado aproximadamente desde hace 13 años y que posiblemente pertenecieron a la Corporación de Aviación Comercial.

Parámetros de operación (JOL):

Sismómetro Ranger : SS1 s/n = 1913
Amplificador-gain Amp.Att.: 12 bd s/n = 0639
Ruido electrónico: 3 mV
Ruido sísmico: 50 mV
Filtros: 0.1-12.5 Hz.
Potencia de transmisión: 2.5 W
Panel solar: 19.0 Vdc
Batería S/Ps = 12.8 Vdc, C/Ps = 13.8 Vdc

Estación San Gregorio (16.77°; 72.68°; 500 m)

Ubicación y accesibilidad.- Está ubicada en la ciudad de Camaná, distrito de San

Gregorio. Es accesible desde la ciudad de Camaná por una carretera que conduce al distrito de San Gregorio a aproximadamente 3 Km. al N de la ciudad.

Parámetros de operación (SAN GREGORIO):

Sismómetro Ranger : SS1
Amplificador-gain Amp.Att.: 24 bd
Ruido electrónico: 5 mV
Ruido sísmico: 20 mV
Filtros: 0.04-0.8 Hz.
Batería S/Ps = 12.8 Vdc, C/Ps = 13.8 Vdc

MÉTODO DE TRABAJO

El método empleado ha consistido primeramente en una recopilación y distribución de los eventos sísmicos registrados en las estaciones de Sachaca, Cayma, Jolla-jello y San Gregorio, para lo cual se ha empleado una clasificación con rangos de diferencia de tiempo para ondas corpóreas t_{s-p} en segundos la cual multiplicada por una constante de velocidad (8.1 m/s), nos dará aproximadamente una distancia en kilómetros para tener una idea del radio de la actividad sísmica desde cada una de las estaciones. La determinación de los tiempos de arribo de las señales sísmicas se realizó mediante el paquete de procesamiento de información sísmica SISMALP para las estaciones de SAC, JOL y CAY (registro digital); mientras que para la estación de San Gregorio se realizó manualmente sobre los registros analógicos.

RESULTADOS OBTENIDOS

Estaciones de Sachaca, Cayma, Jolla-Jello y San Gregorio

Las figuras 1, 2 y 3 representan en gráficos de barras La actividad sísmica total mensual registrada en cada una de las estaciones fijas del IGP-Arequipa (SAC, CAY y JOL).

De manera general se puede apreciar un incremento notorio de la actividad sísmica regional ($t_{s-p} > 30$ s) a partir del mes de Nov-96 y que fue

disminuyendo en el transcurso de los meses siguientes, este fuerte incremento se produjo debido a la gran cantidad de réplicas del terremoto de Nazca (12 de Nov96) registradas por estas estaciones.

La estación SAC ha registrado un total de 2929 eventos sísmicos durante este periodo de tiempo, sin embargo la actividad sísmica local (t_{s-p} 00 – 20 s) no excede los 100 eventos mensuales para cada uno de los rangos estudiados (Figura 1). El rango t_{s-p} comprendido entre 0.0 y 5.0 s presenta un ligero incremento de la actividad sísmica en el mes de Feb-97 llegando hasta 89 sismos. Esta actividad probablemente esté relacionada a las zonas sísmicas de “La Joya” y “San José”.

La estación CAY por su modalidad de estar trabajando con fuerte atenuación (6 db), únicamente registra la actividad sísmica de intensidades perceptiblemente fuertes en dicha estación. La estación CAY ha registrado 24 eventos sismos regionales ($t_{s-p} > 30$ s) durante el mes de Nov-96, esta actividad representa únicamente a réplicas del terremoto de Nazca (12 Nov-96).

La actividad sísmica de la estación JOL ha sido notablemente alterada por una

actividad superficial local ($t_{s-p} = 0.0 - 5.0$ s) alcanzando a registrarse 276 sismos en este rango a fines del mes de Nov-96 (Figura 3). Es posible que esta actividad se haya producido como consecuencia posterior del terremoto de Nazca el cual habría reactivado algún sistema de fallamiento en zonas cercanas al nevado Hualca-Hualca (SW de Maca). Considerando episodios semejantes previo al sismo de Maca (23 de Julio de 1991) en dicha zona, se consideró importante la vigilancia permanente de esta crisis sísmica, afortunadamente el evento principal nunca llegó. Durante los meses comprendidos entre Febrero a Abril de 1997, la estación Jolla-Jello fue desactivada por problemas logísticos.

La estación SAN GREGORIO, registró muy poca actividad sísmica local ($t_{s-p} = 0.0 - 20.0$ s), el máximo número de sismos corresponde al rango $Ts-p = 20.1 - 30.0$ s el día 19 de Nov-96 con 8 eventos sísmicos (Figura 4). Por otro lado, la mayor actividad sísmica total (123 eventos) proviene de la sismicidad regional ($ts-p = > 30$ s), al igual que en los casos anteriores, estos eventos constituyen réplicas del terremoto de Nazca.

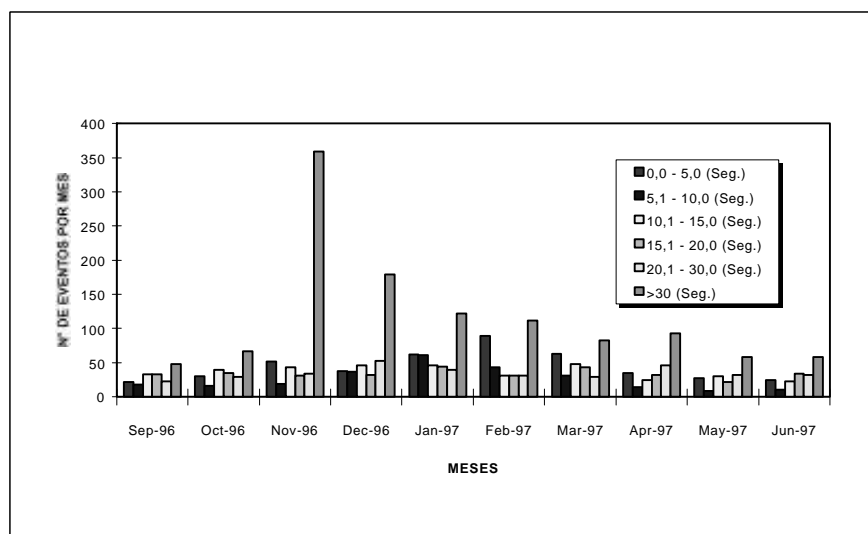


Figura 1. Estación de Sachaca, frecuencia sísmica mensual (Set.96 – Jun97).

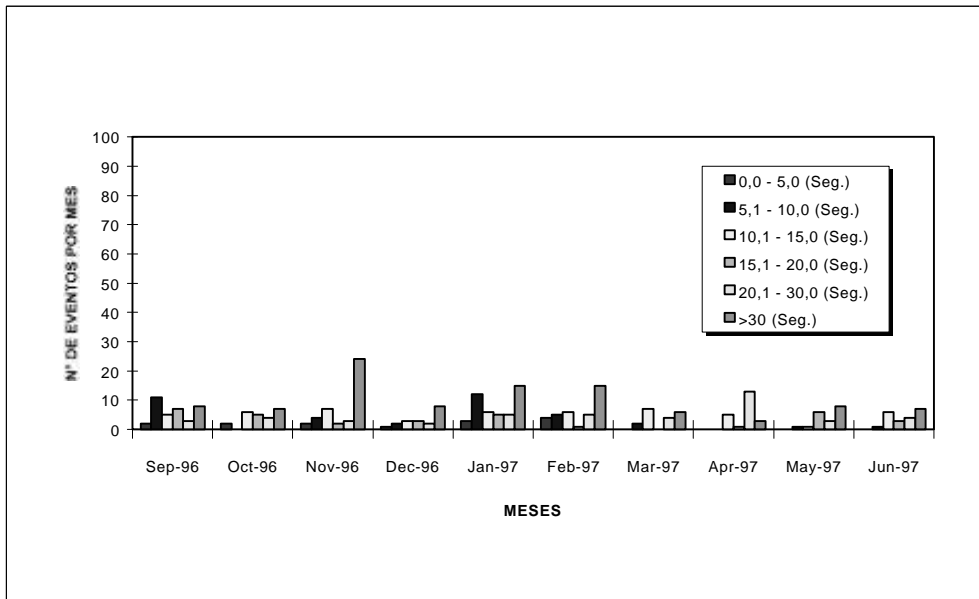


Figura 2. Estación de Cayma, frecuencia sísmica mensual (Set.96 – Jun97).

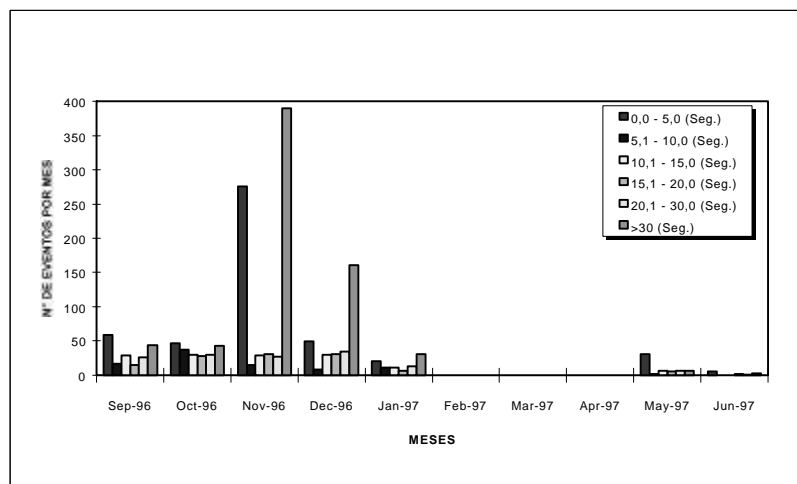


Figura 3. Estación de Jolla Jello , frecuencia sísmica mensual (Set.96 – Jun97).

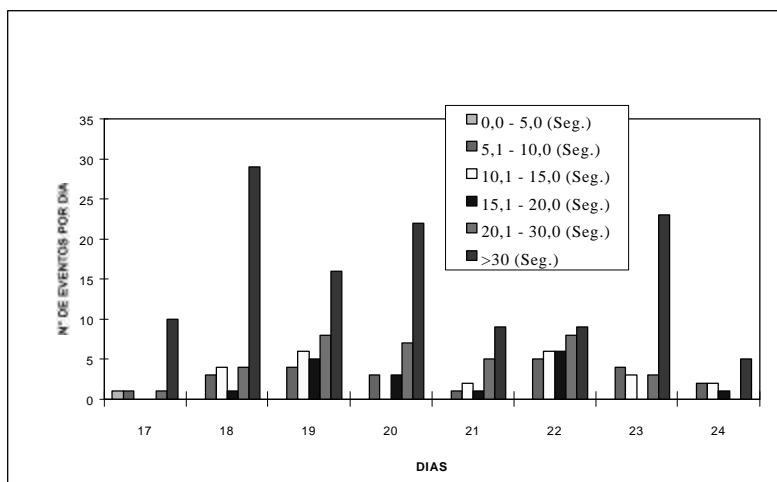


Figura 4. Frecuencia sísmica por rangos S-P Estación sísmica San Gregorio (17 – 24 Nov. 96).

PRÁCTICAS DE APLICACIÓN DE MÉTODOS GEOELÉCTRICOS APLICADO AL ESTUDIO ESTRUCTURAL DEL VOLCÁN MISTI

INTRODUCCIÓN

El método del Potencial Espontáneo (PE) es un método geofísico de campo natural, su aplicación en el estudio de estructuras volcánicas radica en la interpretación del comportamiento de la señal de PE dentro del sistema hidrotermal (generado por el flujo ascendente de vapor de agua y gas volcánico dentro de la estructura volcánica) y/o en el sistema hidrogeológico (generado principalmente por el efecto de infiltración del agua meteórica en las partes bajas de la estructura volcánica). En estos dos sistemas se producen flujos electrocinéticos de sentidos opuestos, estos flujos pueden ser controlados por la presencia de estructuras mayores o notables diferencias litológicas que pueden existir en un edificio volcánico. Por lo tanto, es de esperar que las anomalías de PE puedan correlacionarse a la presencia de estructuras, escondidas o no de un volcán.

En el Perú se conocen cerca de 400 estructuras volcánicas, gran parte de estos se encuentran en el Sur del país. Unos 10 de ellos son considerados activos o potencialmente activos. El volcán Misti (S 16°18', W 71°24', 5822 m) es uno de ellos, encontrándose a solo 17 Km al NNE de la ciudad de Arequipa (> 1 M de habitantes).

El trabajo de PE aplicado al estudio estructural del volcán Misti persigue el objetivo principal de identificar la zona de convección asociada al sistema hidrotermal del volcán Misti así como determinar posibles zonas de debilidad del mismo. Además, este trabajo servirá de base para futuras investigaciones geofísicas y geológicas y para la confección de un mapa de peligro volcánico.

Mediciones de PE en el volcán Misti

Se ha planificado efectuar trabajos de campo para la obtención de valores de PE en un área de estudio de aproximadamente 18 x 19 Km. En el presente informe se reporta los resultados obtenidos en cerca de 51 Km. de mediciones con 100 metros de distancia entre puntos de medida de PE

habiéndose identificado una zona de notable anomalía negativa (>4000 mV) situados entre los 4000 y 4600 m.s.n.m. y de más de 8 Km de longitud de onda. Una anomalía con semejante amplitud no ha sido conocida hasta ahora en el mundo, según se conoce de diversas publicaciones geofísicas relacionadas a trabajos de PE que alcanzan algunos centenares de mV (Kilauea, Puhimau, Vulcano, Stromboli, Etna, Usu, Okkaido Komaga Take etc...) con un máximo de 1400 mV para el volcán Pitón de la Fournaise en las Islas Réunion o 2000 mV para el volcán Colima en México.

En el Mapa 1 se muestra en cruces el recorrido por donde se tomaron los valores de PE y las anomalías que estas producen a la izquierda del gráfico se puede observar una escala en colores.

Previo a este estudio se realizaron tres perfiles cortos con el fin de determinar los niveles de ruido geoelectrónico (de 50 m de longitud y con mediciones en cada metro) en diferentes lugares de la ladera SE del volcán tales como la pampa de Huajare, pampa de Huajalipampa y la pampa del eucalipto y que atravesaron diferentes estructuras observadas en superficie (quebradas, zonas de vegetación, etc.). En la Figura 5 se puede observar que los valores útiles para las mediciones del PE en el Misti deben estar por encima de los 100 mV que es el valor de máxima amplitud para la pampa de Huajare.

Los offset observados (diferencia de cierre de circuito debido al desplazamiento del electrodo fijo) son totalmente fiables, pues están en el orden de 8 a 12 mV para un circuito de 12 a 18 Km. de longitud. En el Mapa 1 se muestra la presencia de una anomalía con dirección

EW, con una longitud de onda de 8 Km y con una amplitud de 4113 mV, esta anomalía está situada en el flanco Sur del edificio volcánico a 4200 m.s.n.m. se interpreta esta anomalía como el límite del sistema hidrotermal en el sector S-E del volcán Misti.

Relación entre el potencial espontáneo y el análisis de las mediciones de gas del suelo

La liberación de gas volcánico (fumarolas) en el volcán Misti se observa únicamente en el interior del actual cráter activo y por las inmediaciones de una colada de lava en la cúspide del flanco N-E de dicho volcán. Considerando que las emisiones de CO₂ en un ambiente volcánico son relacionados a procesos de degasificación de magma, se realizaron un total de 56 mediciones de gas del suelo en el flanco S-E del volcán Misti con la finalidad de correlacionar los resultados de las concentraciones de CO₂ y el PE.

Los resultados del análisis de gas del suelo realizados sobre el perfil de PE N°2 (Figura 6-a, 6-b), no muestran una relación directa entre la zona de transición de los sistemas hidrogeológico-hidrotermal (detectado con el mínimo valor del PE) y las concentraciones de CO₂ -De tratarse de una zona de debilidad, esta zona debería de presentar fuertes emisiones de gas volcánico (CO₂)-. Por otro lado, se observa una concentración relativamente baja de CO₂ con respecto a la zona hidrotermal y por el contrario una concentración alta de CO₂ en las partes bajas del volcán (sistema hidrogeológico). Por lo tanto se deduce que en el sector S-E del sistema hidrotermal del volcán Misti no existe un proceso de degasificación magmática.

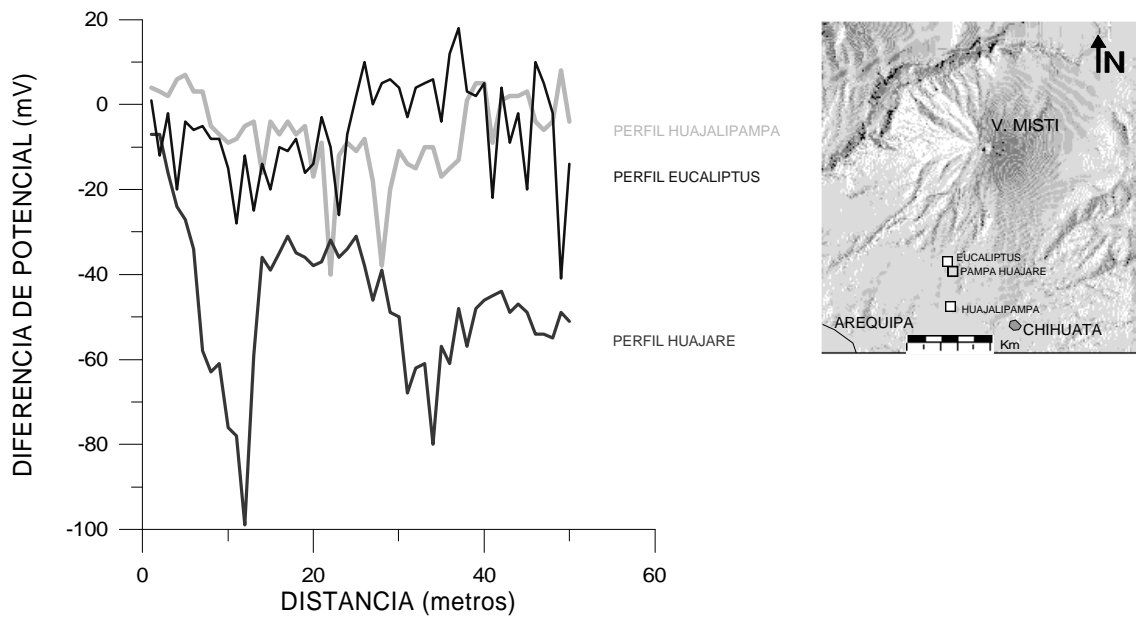
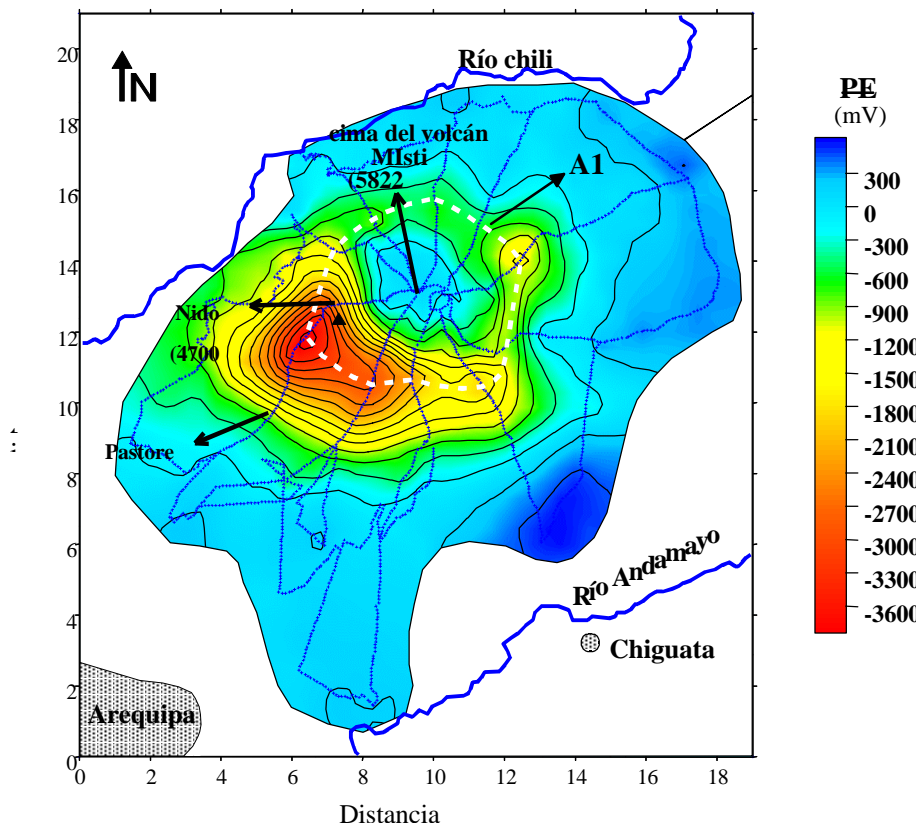


Figura 5. Prueba de ruido de la señal del potencial espontáneo en el volcán Misti



Mapa 1. Mapa de anomalías PE en el sector SE del volcán Misti

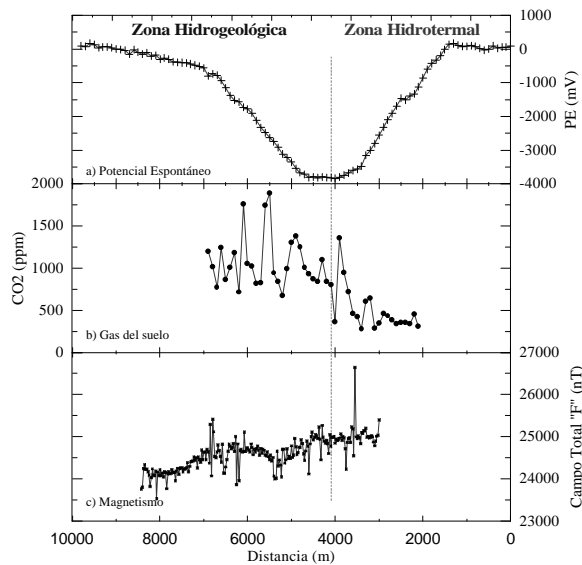


Figura 6. Análisis del gas del suelo sobre el perfil PE N° 2.

Relación entre el potencial espontáneo y las mediciones magnéticas en el volcán Misti

No se tiene conocimiento de trabajos anteriores de magnetismo realizados en el volcán Misti, por lo tanto con la finalidad de realizar perfiles exploratorios se realizaron dos perfiles de magnetismo, uno sobre el perfil 2 de PE (flanco S-W del volcán) y el otro en el sector S-E del mismo con un magnetómetro de Protones ELSEC de Propiedad del IRD que mide la intensidad del campo magnético total "F". En la figura 6-c se muestra las mediciones del campo total F realizadas sobre el perfil de PE N° 2. En forma general se puede apreciar que no existe correlación alguna entre las mediciones magnéticas y los resultados de PE (Figura 6).

La línea vertical discontinua que cruza los tres gráficos señala el mínimo PE localizado en el perfil 2 (flanco S-E).

CONCLUSIONES

Durante el periodo de estudio (Set-96 a Jun-97), la actividad sísmica asociada al terremoto de Nazca (12 de Noviembre de 1996) a sobresalido en la distribución por rangos $t_{S-P} > 30$ s de las estaciones sísmicas del IGP-Arequipa en el mes de Nov-96. Esta actividad fue posteriormente disminuyendo en los meses siguientes. Por otro lado, se ha observado un notable incremento de la actividad sísmica superficial en la zona al SE del nevado Hualca-Hualca, luego del terremoto de Nazca.

En cuanto al trabajo del Potencial Espontáneo (PE), se ha observado una anomalía de mas de 4000 mV de amplitud en el sector S-E del volcán Misti, en la actualidad esta amplitud es considerada como la mas alta del mundo.

El análisis de gas de suelo del volcán Misti no muestran una relación directa entre la zona de transición (sistema hidrotermal/sistema hidrogeológico) y la degasificación del magma volcánico (CO₂).

El perfil de magnetismo en el sector sur del volcán Misti no presenta correlaciones apreciables con los resultados del Potencial Espontáneo (Perfil 2).

Gracias al periodo de Prácticas, se ha podido obtener gran experiencia en diversos aspectos de la sismología tales como el análisis de la información sísmica digital y analógica, la atención del servicio de emergencia sísmica, instalación de los equipos sísmicos en diversas misiones de campo, etc. que

son de gran importancia para la formación profesional.

BIBLIOGRAFIA

Bruce A. Bolt., (1995): Earthquakes. University of California, Berkeley. 331 Págs.

Robert I. Tilling y Raymundo S. Punongbayan., (1993): Los Peligros Volcánicos, Apuntes Para un Curso Breve Sobre los Peligros Volcánicos 2-3 de julio de 1989, Santa fé, Nuevo México, U.S.A.125 Págs.

A.Udias Vallina y J. Mezcua Rodríguez ., (1986): Fundamentos de Geofísica. Universidad Computense de Madrid - Instituto Geográfico Nacional. 419 Págs.

G. Payo Subiza., (1986): Introducción al Análisis de Sismogramas. Ministerio de la Presidencia. Instituto Geográfico Nacional

A. Rodríguez Begazo., (1976) Velocidades Sísmicas y Estructura Cortical en la Región Suroeste del Perú. Tesis para optar el Título de Ingeniero Geólogo. U.N.S.A. 47 Págs.

CARACTERISTICAS DE LA SISMICIDAD EN LA REGIÓN SUR DE PERÚ

ISABEL BERNAL ESQUIA
Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología
Ibernal@axil.igp.gob.pe

RESUMEN

En el presente estudio se describe las principales características de la sismicidad y sismotectónica de la región Sur de Perú. La distribución de la sismicidad en espacio y en profundidad es analizada en detalle a fin de identificar patrones de sismicidad. Para tal objetivo, se ha utilizado datos sísmicos contenidos en el catálogo del Nacional Earthquake Information Center (NEIC) complementado con información del catalogo del Instituto Geofísico del Perú, periodo 1970-1995. Los sismos considerados en el análisis presentan magnitudes $m_b \geq 4.0$. Así mismo, se realiza la descripción de las características tectónicas y de los principales sistemas de fallas activas presentes en la región Sur de Perú. Los resultados obtenidos permiten identificar las zonas de mayor potencial sísmico en superficie y en profundidad, configurar la geometría del proceso de subducción en esta región.

INTRODUCCION

La continua evolución de la Tierra, se observa en la producción de nueva Litosfera en los fondos oceánicos y la pérdida de la misma en las zonas de subducción. El nuevo material formado dentro de las placas, permite que estas se movilicen a una velocidad de 7 a 10 cm/año (expansión del fondo oceánico). En las zonas de colisión de placas, una de ellas se introduce bajo la otra, permitiendo que el material litosférico vuelva al interior de la Tierra (Tavera, 1993).

El borde Occidental de América del Sur es una típica zona de colisión de placas y de los bordes de placa, el más activo desde el punto de vista sismológico. El Perú forma parte de ella y su actividad sísmica más importante esta asociada al proceso de subducción de la placa Nazca (oceánica) bajo la placa Sudamericana (continental), generando terremotos de magnitud elevada a diferentes rangos de profundidad. Algunas veces estos terremotos tienen efectos destructivos en superficie y producen daños importantes a lo largo de la costa Peruana. Un segundo tipo de actividad sísmica, es producido por las deformaciones corticales que se producen a lo largo de la Cordillera Andina, generando

terremotos menores en magnitud y frecuencia.

La distribución de la sismicidad en Perú, ha sido tema de muchos estudios geofísicos a fin de determinar la geometría de la subducción haciendo uso de diferentes tipos de información (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976, 1979; James, 1978; Hasegawa y Isacks, 1981; Rodríguez y Tavera, 1991; Tavera y Buforn, 1998; Tavera 1998). Así mismo, otros autores han delineado las zonas de mayor deformación superficial en el interior del continente (Megárd y Philip, 1976; Dorbath et al., 1986, 1990, 1991; Suárez et al., 1982; Grange, 1984; Tavera y Buforn, 1998; Tavera, 1998).

En Perú, la distribución de los sismos en función de la profundidad de sus focos, ha permitido configurar la geometría del proceso de subducción de la placa oceánica bajo la continental. Una característica importante de esta geometría, es que cambia su forma al pasar de una subducción de tipo horizontal (region Norte y Centro) a una de tipo normal (región sur) a la altura de la latitud de 14°S. Este cambio en el modo de la subducción llevó a Barazangi y Isacks (1976) postular la hipótesis de que la litósfera oceánica se rompía; sin embargo, estudios posteriores

han permitido observar que en realidad la placa oceánica soporta una contorsión (Deza, 1972; Grange et al, 1984; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill y Isacks, 1993; Tavera y Buform, 1998.).

En el presente estudio se realiza una revisión detallada de las características de la sismicidad en la región Sur de Perú, se identifica los principales sistemas de fallas y se propone un modelo para la geometría del proceso de subducción en esta región.

CARACTERISTICAS TECTONICAS DE LA REGION SUR DE PERU

Tectónica

En el Perú, la Cordillera Andina es un claro ejemplo de cordillera formada como resultado del proceso de subducción de una placa oceánica bajo la placa continental, la misma que se extiende desde Venezuela hasta el Sur de Chile. En el Perú, la cordillera presenta un ancho que oscila entre 250 km. en la región Central a 500 km. en la región Sur. Desde el punto de vista estructural, la Cordillera Andina puede ser dividida en 5 zonas morfológicas paralelas a la fosa peruana-chilena (Megard and Philip, 1976; Marocco, 1978; Dalmayrac et al.,1980). De Oeste a Este, en la figura 1 se puede identificar las siguientes unidades: Zona Costanera, Cordillera Occidental, Zona del Altiplano, Cordillera Oriental y la Zona Subandina. A continuación, se describe las principales características de cada una de estas unidades:

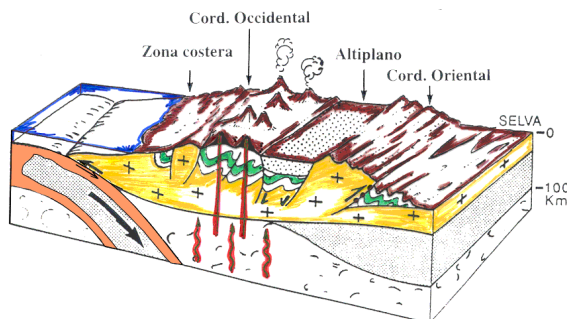


Figura 1. Esquema de subducción para la región Sur de Perú. Se muestra las principales unidades morfológicas.

La Zona Costanera.-Esta unidad es una zona delgada de terreno que limita por el Oeste con el litoral y por el Este con el Batolito-costanero. En la región Sur su ancho es de 40 a 50 km y básicamente está formada por basamentos fuertemente plegados.

La Cordillera Occidental.- Corresponde la zona comprendida entre el Batolito-costanero al Oeste y la Zona del Altiplano al Este. Esta estructura se encuentra bien definida de Norte a Sur formando una línea de crestas que sobrepasan los 5000 m. de altitud, la misma que va decreciendo hacia la región Sur. Está unidad esta compuesta principalmente por rocas volcánicas y plutónicas.

La Zona del Altiplano.- La zona del Altiplano se sitúa entre las Cordilleras Occidental al Oeste y Oriental al Este y tiene su origen en la región central de Perú a una latitud de 9°S aproximadamente, para extenderse hacia la región Sur hasta Bolivia. En esta región, cerca al Lago Titicaca, la unidad tiene espesores de 140 a 200 km con elevaciones del orden de 3000 m. La unidad esta formada por una serie de cuencas intramontañosas y altas mesetas que se prolongan hacia el Altiplano Boliviano.

La Cordillera Oriental.- Esta unidad se localiza en la región Centro y Sur de Perú y limita al Oeste con el Altiplano y al Este con la zona Subandina. La Cordillera Oriental tiene una elevación de 3700 a 4000 m y corresponde a un extenso anticlinal. En la región Sur, la cordillera se curva en dirección E-W. El vulcanismo andino es prácticamente inexistente en esta Cordillera.

La Zona Subandina.- Esta unidad corresponde al Pie de Monte Amazónico de los Andes, limitando al Oeste con la Cordillera Oriental y al Este con el escudo brasileño. La zona Subandina tiene una anchura variable en la región Sur de aproximadamente de 5-7 km. Esta unidad presenta terrenos sedimentarios afectados por pliegues de gran longitud de onda.

de tipo normal con rumbo en dirección E-W y buzamiento hacia el Sur.

Fallas de Ayacucho.- Estas fallas se ubican al NW de la ciudad de Ayacucho, frontera con el departamento de Huancavelica y presentan un movimiento de tipo normal.

Estos sistemas de fallas activas presentes en la región Sur de Perú, son parte de la expresión en superficie de los diferentes procesos de deformación que se producen a consecuencia de la subducción de la placa oceánica bajo la continental.

ANALISIS Y EVALUACION DE LA SISMICIDAD EN LA REGION SUR DE PERU

El importante índice de sismicidad observado en el borde Occidental del continente Sudamericano y la existencia de la fosa Perú-Chile, indican claramente la presencia de una zona de subducción, donde la placa de Nazca se introduce bajo de la placa Sudamericana generando terremotos de magnitud elevada con relativa frecuencia. En la región Sur de Perú, se han realizado muchos estudios de sismicidad con el fin de delinear el contacto de la placas en función de la profundidad de los focos de los sismos, la misma que parece ser diferente a las regiones Norte y Centro (Stauder, 1975; James, 1978; Barazangi et Isacks, 1979; Hasegawa and Isacks, 1981; Grange, 1984; Tavera y Buforn, 1998; Tavera, 1998). El cambio en la forma de esta geometría podría ser explicado con la posible existencia de una "Zona de Transición" situada entre 13° y 15°S (Deza, 1972). En esta zona la placa oceánica soportaría una contorsión sobre un ancho de 200 km aproximadamente; la misma que coincide con la deflexión de Abancay (Marocco, 1978).

A fin de evaluar estas apreciaciones, en este estudio se analiza las principales características de la sismicidad en región Sur de Perú, a partir de datos telesísmicos de la Red Mundial (NEIC) complementado con datos del catalogo del Instituto Geofísico del Perú para el periodo de 1970 a 1995. A fin de utilizar una base de datos sísmicos homogéneos, se

considera únicamente los sismos con magnitudes mayores o igual a 4.0 mb, debido a que a partir de esta magnitud los errores en los parámetros hipocentrales de los sismos son menores.

Distribución espacial de la actividad sísmica

A fin de realizar un análisis detallado de la distribución espacial de los sismos en la región Sur del Perú, se ha procedido a clasificar los sismos en función de la profundidad de sus focos: sismos con foco superficial ($h \leq 60\text{km}$), con foco intermedio ($60 < h \leq 300\text{km}$) y foco profundo ($h > 300\text{km}$).

Sismos con foco superficial. En la Figura 3, se muestra la distribución de los sismos con foco superficial ($h \leq 60\text{km}$), los mismos que distribuyen principalmente entre la fosa y la línea de costa, asociados probablemente al proceso de subducción a profundidades menores a 60 km. La sismicidad superficial también se localiza en el interior del continente y ellos pueden ser relacionados con la deformación tectónica superficial. En la región de estudio (Figura 3), esta sismicidad se distribuye formando tres grupos: el primero se localiza en el departamento de Junín y corresponde probablemente a la falla de Huaytapallana; el segundo en el departamento de Ayacucho sobre el sistema de fallas de Ayacucho y el tercero en la provincia de Caylloma (departamento de Arequipa), sobre el sistema de fallas de Huambo y Cabanaconde. Asimismo, un buen número de sismos se encuentran distribuidos de manera dispersa en el extremo SE de la región de estudio.

Sismos con foco intermedio. La distribución de los sismos con foco intermedio ($60 < h < 300\text{km}$) se presenta en la Figura 4 y en ella se observa que los sismos se distribuyen principalmente en la parte continental formando cuatro áreas con características diferentes. En el área A y C se observa una mayor concentración de sismos, la primera abarca el departamento de Tacna y la parte SE de Puno y la segunda la parte Sur del departamento de Ayacucho, parte NW de Puno y en su

totalidad los departamentos de Arequipa y Apurímac. En las áreas B y D se observan una disminución de la actividad sísmica, la primera comprende el departamento de Moquegua y parte central de Puno y la segunda los departamentos de Ica, Huancavelica y parte Norte de Ayacucho. Asimismo, se debe anotar que el área D se localiza próxima a la zona de Transición. En el extremo NE del área de estudio, no se observa actividad sísmica con foco intermedio.

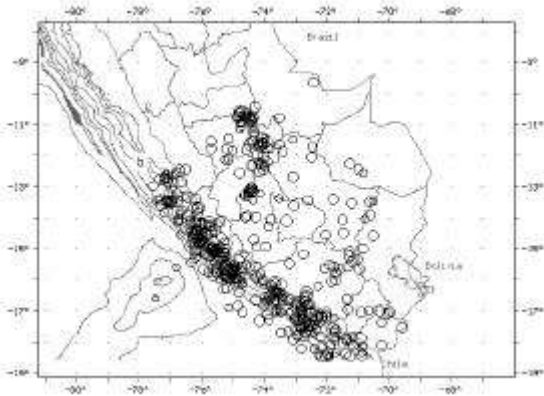


Figura 3. Sismicidad con foco superficial ocurrida en la región Sur de Perú, durante el periodo 1970 – 1995, $m_b \geq 4.0$.

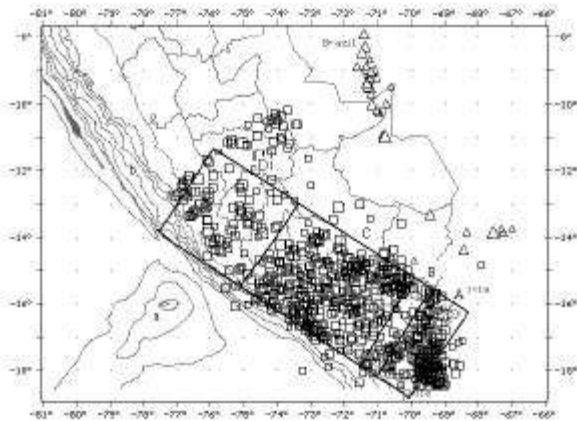


Figura 4. Sismicidad con foco intermedio (cuadrado) y profundos (triángulos), ocurrida en la región Sur de Perú, durante 1970 – 1995, $m_b \geq 4.0$.

Sismos con foco profundo.- Los sismos con foco profundo ($h \geq 300$ km) se presentan en la Figura 4 y en ella se observa que esta sismicidad se distribuye mayormente en la parte Oriental de Perú, concentrada en la

frontera Perú-Brasil siguiendo un alineamiento N-S y en la frontera Perú-Bolivia (entre 13° y 15° S) de manera dispersa.

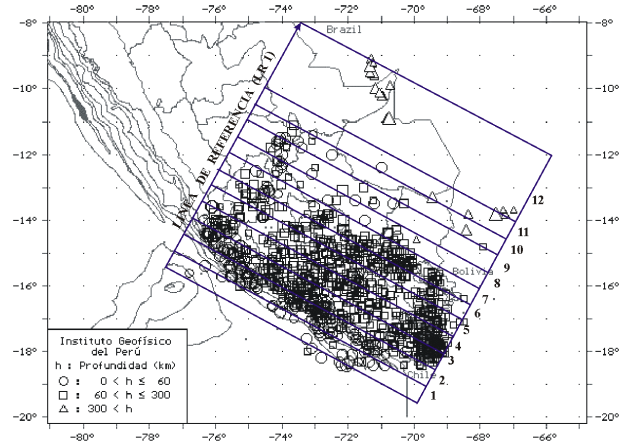


Figura 5. Sismicidad ocurrida en la Región Sur de Perú, durante el periodo 1970 – 1995, $m_b \geq 4.0$. Se indica las diferentes áreas correspondientes a las secciones verticales, paralelas a la fosa.

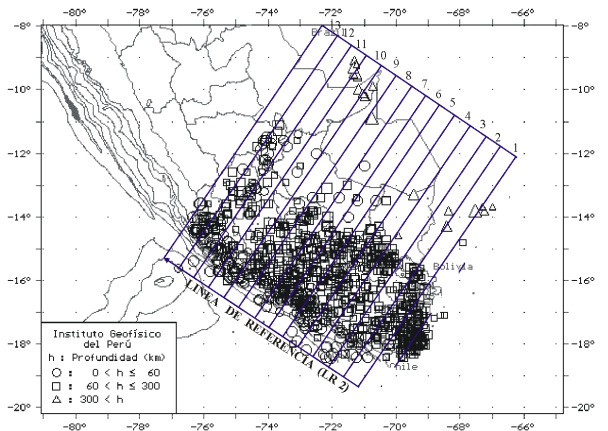


Figura 6. Sismicidad ocurrida en la región Sur de Perú, para el periodo 1970 – 1995, $m_b \geq 4.0$. Se indica las diferentes áreas correspondientes a las secciones verticales, perpendiculares a la fosa.

Distribución de la sismicidad en función de la profundidad de sus focos

La distribución de los sismos en función de la profundidad de sus focos, puede ser analizada mediante la elaboración de perfiles de sismicidad paralelos y perpendiculares a la línea de la fosa

peruano-chilena. Este análisis permitirá definir la zona de contacto entre las placas y configurar la geometría de la subducción para la región Sur de Perú. Se ha elaborado de Oeste a Este, 12 perfiles de sismicidad paralelos a la línea de fosa con una área de 50x1030 km. Debido a que en el extremo NE de la zona de estudio, el número de terremotos es mínimo, el perfil 12 tiene un área de 300x1030 km (Figura 5). Los perfiles de sismicidad perpendiculares a la fosa han sido elaborados de Sur a Norte y tienen un área de 50x1030 km, siendo en total 13 perfiles (Figura 6).

Perfiles sísmicos paralelos a la fosa Perú-Chile

En la figura 7, se presenta de manera correlaciona los 12 perfiles de sismicidad paralelos a la línea de la fosa peruano-chilena. En los perfiles 1 y 2, la sismicidad presenta profundidades menores a 100 km y se distribuye homogéneamente a lo largo de todo el perfil. En el perfil 3, la sismicidad es mayor y cubre toda la sección vertical hasta una profundidad de 100 km. La sismicidad en el perfil 4, se concentra entre 50 y 150 km de profundidad, observándose que a una distancia de 885 km desde LR1 (línea de referencia), hay una mayor concentración de sismos a una profundidad de 100-150 km. Los perfiles 5 y 6 presentan el mismo patrón mencionado anteriormente, sin embargo el perfil 6 muestra que a una distancia de 420 km desde LR1, la sismicidad se concentra entre 100 y 200 km de profundidad. Asimismo a una distancia de 600 km desde LR1, se observa mayor acumulación de sismos con foco superficial asociados probablemente a la presencia del sistema de fallas de Huambo y Cabanaconde. La sismicidad en el perfil 7 se distribuye sobre una profundidad de 100 km hasta una distancia de 420 km desde LR1 y a partir de la cual, ésta se distribuye siguiendo una línea inclinada con un ángulo de 30° hasta una distancia de 680 km desde LR1. A partir de esta distancia, la sismicidad se distribuye de manera horizontal a una profundidad de 230 km. El perfil 8 muestra similar tendencia que el perfil 7, sin embargo, su ángulo de

inclinación se inicia de una distancia de 480 km desde la línea de referencia LR1 hasta alcanzar profundidades próximas a 300 km. En los perfiles 9, 10 y 11 la distribución de los sismos es muy disperso y no muestran ningún patrón definido; sin embargo, en el perfil 10 se observa una pequeña aglomeración de sismos a una profundidad de 50 km que probablemente corresponda a la falla del Huaytapallana. En el perfil 12, se observa la presencia de sismos con foco profundo (entre 550 y 700 km), los mismos que forma dos grupos, el primero entre 200 y 400 km desde LR1 y el otro entre 620 y 900 km, los mismos que corresponden a la sismicidad observada en el límite fronterizo entre Perú con Brasil y Bolivia respectivamente (Figura 4).

Perfiles sísmicos perpendiculares a la fosa peruano-chilena

En la Figura 8, se presenta los perfiles verticales de sismicidad perpendiculares a la línea de fosa y tomadas de Norte a Sur, según la figura 6. En los perfiles 1 y 2, la sismicidad muestra una distribución relativamente homogénea sobre una línea de pendiente próximo a 30° hasta 250-300 km de profundidad. Sin embargo, en estos perfiles se observa la ausencia de sismos a profundidades menores a 50 km. La tendencia de los sismos muestra cierta dispersión en los perfiles 3 y 4, aunque su alineación sigue una pendiente de 30° hasta una profundidad de 250 km. Asimismo, en el perfil 5 la sismicidad sigue el patrón anterior pero con un cambio en la tendencia de los sismos a la profundidad de 200 km, a partir de la cual estos tienden a distribuirse de manera casi horizontal. A una distancia de 380 km con respecto a LR2 (línea de referencia), se observa la presencia de sismos con foco superficial asociados probablemente al sistema de fallas de Huambo y Cabanaconde.

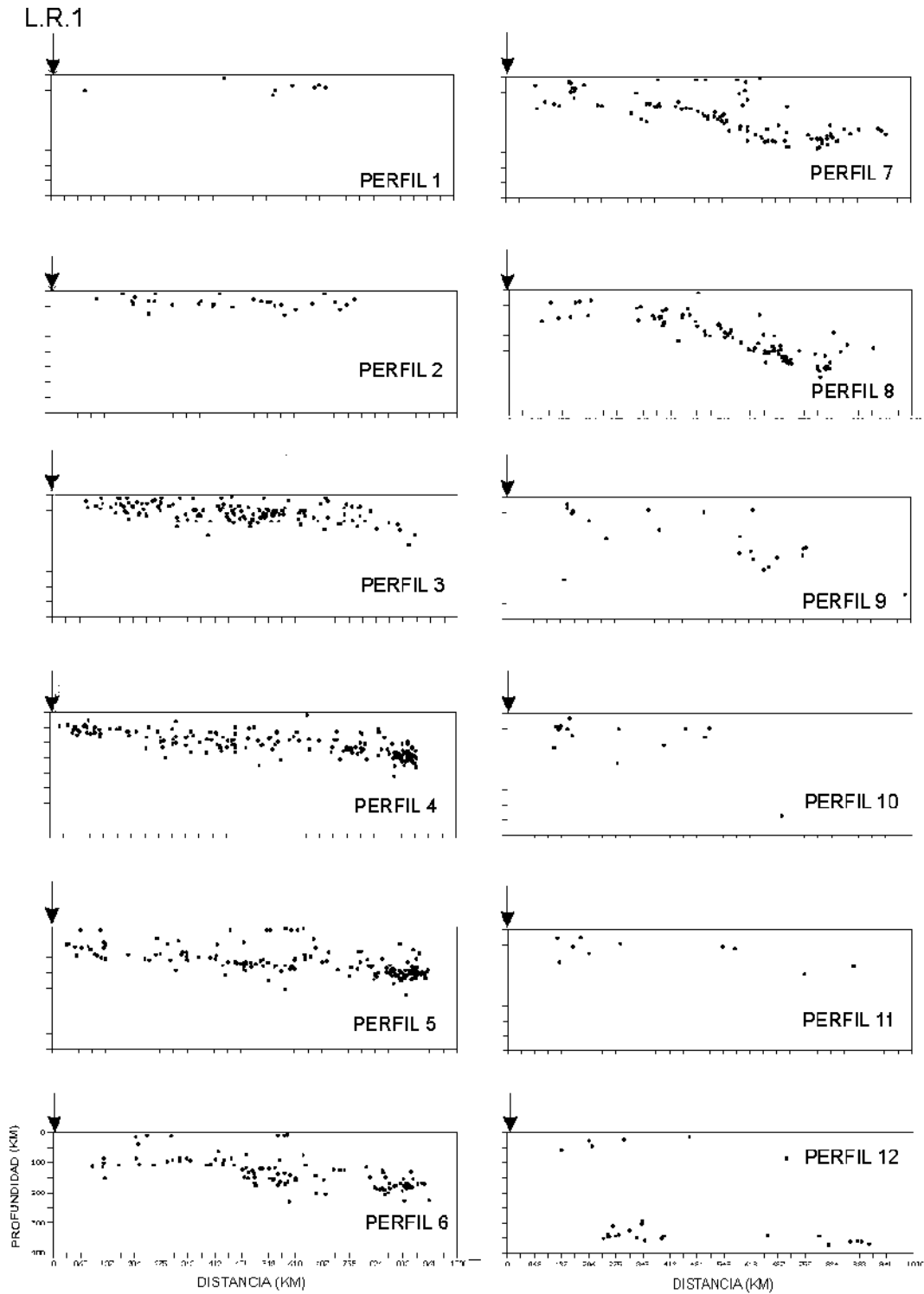


Figura 7. Cortes verticales de sismicidad en dirección paralela a la línea de fosa Perú – Chile. Para localizar cada sección, ver la Figura 5.

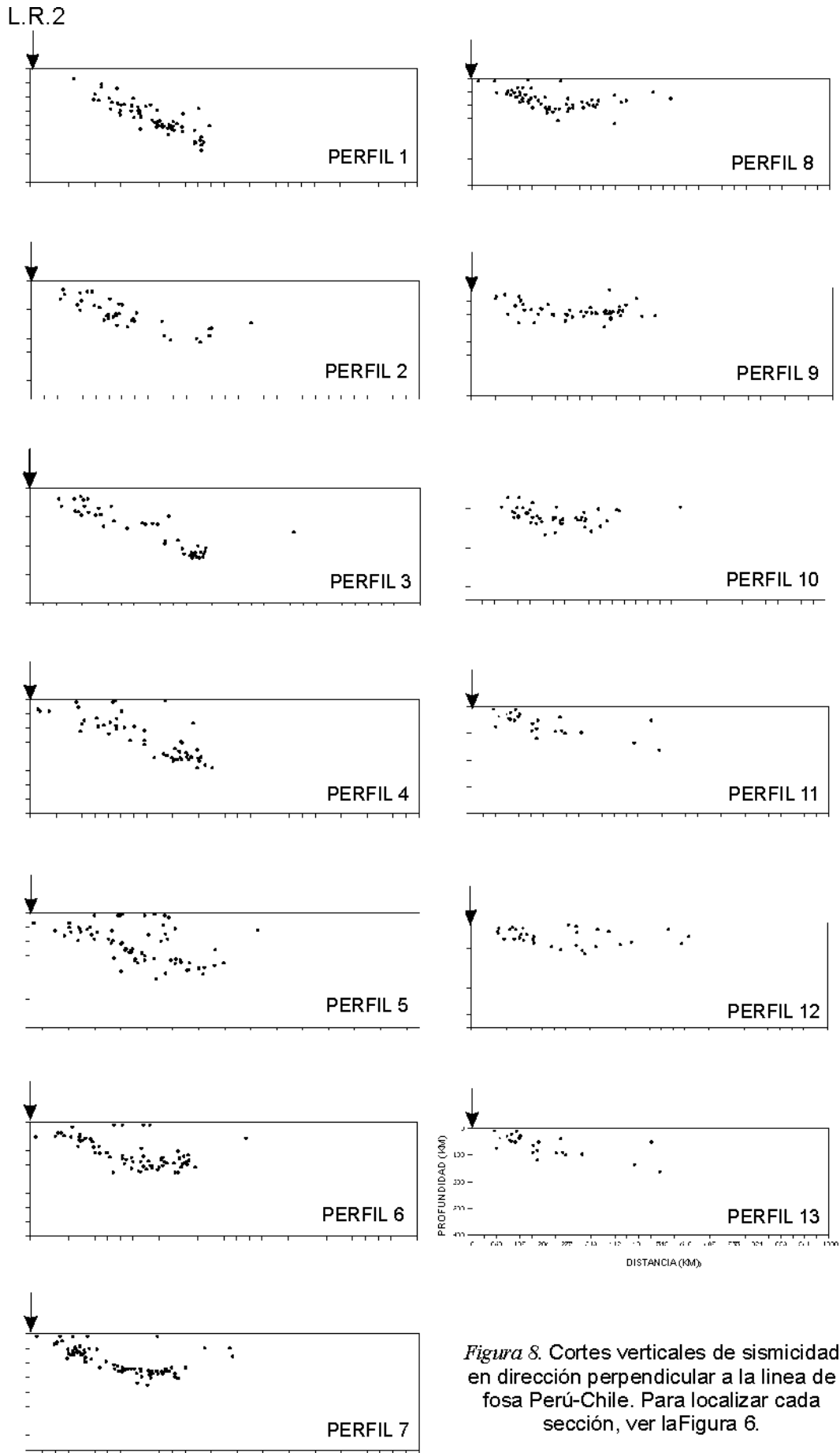


Figura 8. Cortes verticales de sismicidad en dirección perpendicular a la línea de fosa Perú-Chile. Para localizar cada sección, ver la Figura 6.

INTERPRETACION

El proceso de subducción en Perú, genera la ocurrencia de terremotos de magnitud diversa a diferentes niveles de profundidad, tanto en el contacto de placas como en el interior del continente. En la región Sur de Perú, la actividad sísmica con foco superficial se distribuye de Norte a Sur entre la fosa y la línea de costa y de manera dispersa en el interior del Continente, la primera asociada a la subducción de la placa oceánica bajo la continental y la segunda como resultado de la deformación superficial generada por el proceso de compresión de las placas. Esta sismicidad se distribuye paralela a los principales sistemas de fallas presentes en la zona andina y subandina. La actividad sísmica con foco intermedio se distribuye en mayor número en el interior del continente hasta distancias de 400 km desde la fosa, la misma que esta asociada a la deformación de la placa oceánica a mayores niveles de profundidad permitiendo configurar la geometría de la misma. En el extremo NW del área de estudio, la actividad sísmica disminuye considerablemente y sugiere que la placa oceánica no alcanza mayores distancias desde la fosa.

La distribución en profundidad de los sismos, permite identificar en el extremo NW del área de estudio, una zona de subducción que se inicia con un ángulo de inclinación del orden de 15°-20° hasta profundidades de 100-120 km, a partir de la cual, se hace horizontal hasta distancias de 400 km, desde la fosa. Al SE del área de estudio, la subducción es del tipo normal; es decir, una presenta un ángulo de 30° de inclinación y se mantiene constante hasta una profundidad del orden de 300 km. Estas características para la geometría de la subducción fueron descritas por otros autores utilizando datos regionales y telesísmicos (Barazangi y Isacks 1976; Stauder 1975; Grange et al. 1984; Rodriguez y Tavera 1991; Tavera y Buforn 1998).

El cambio en la distribución de la sismicidad y por ende de la geometría de la placa, se localiza en la zona denominada

“Zona de Transición” (Deza, 1969), en donde la variación en el ángulo de la subducción coincide con el cambio en la topografía de la Cordillera Andina. Un elemento estructural muy importante que puede ser el causante de todos estos cambios, lo constituye la Dorsal de Nazca.

A partir de las tendencias medias de la sismicidad observada en los perfiles paralelos y perpendiculares a la Fosa se ha elaborado el esquema de la Figura 9, el mismo que muestra la forma de la geometría de la placa oceánica en la zona de estudio. En esta figura se observa como la forma del contacto de placas o geometría cambia de manera clara de Norte a Sur. Aquí, la Zona de Transición se localiza entre los perfiles 5 y 8 mostrando como la placa oceánica se contorsiona sobre un área de 200 km de ancho aproximadamente, tal como lo señala Cahill y Isacks (1992); Tavera y Buforn (1998); Tavera (1998) y no a una ruptura de la placa como sugirió Barazangi y Isacks. (1976).

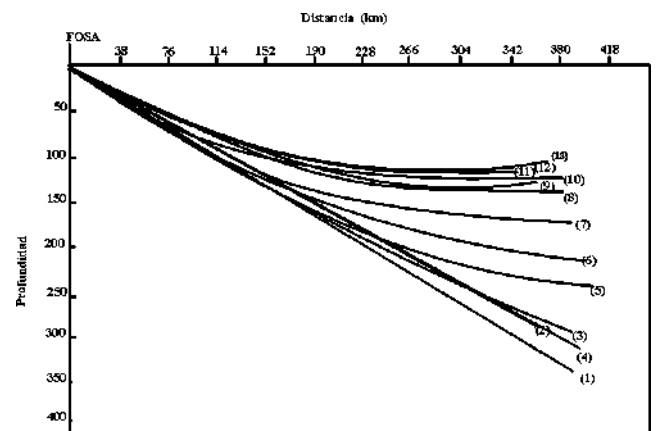


Figura 9. Esquema que muestra las formas de subducción en la región Sur de Perú, construida en función de la distribución de la sismicidad en profundidad, según la Figura 8.

CONCLUSIONES

A partir del análisis de la distribución espacial y en profundidad, de la actividad sísmica de la región Sur, se ha llegado a las siguientes conclusiones:

La actividad sísmica superficial ($h \leq 60$ km.) se distribuye entre la fosa y la línea de costa, asociada al proceso de subducción a niveles superficiales. Así mismo, un grupo importante de sismos se localizan en el interior del continente, los mismos que probablemente estarían asociados los sistemas de fallas del Cuaternario distribuidas en la zona Subandina y en los altos de la Cordillera Andina. La actividad sísmica intermedia ($60 < h \leq 300$ km.), estaría asociada al contacto de las placas oceánica y continental, permitiendo configurar la geometría del proceso de subducción hasta una profundidad de 300 km. La actividad sísmica profunda ($h > 300$ km) se distribuye principalmente en la parte Oriental de Perú, lo cual probablemente indique la continuidad de la placa oceánica a niveles más profundos.

La distribución de los focos sísmicos en los perfiles paralelos a la línea de fosa, muestran que la sismicidad aumenta su profundidad hacia el interior del continente. En el extremo NW del área de estudio, esta profundidad no es mayor a 150 km; mientras que, en el extremo SE llega a profundidades de 300 km. Así mismo, a una distancia de 480 km. desde el nivel de referencia (LR1), se observa que la sismicidad se distribuye en profundidad siguiendo un alineamiento con 30° de inclinación, la misma está asociada a la contorsión de la placa oceánica.

En los perfiles de las secciones perpendiculares a la línea de fosa, los focos de los sismos muestran que el proceso de subducción puede ser dividido en dos zonas: la primera localizada en el extremo NW y cuyos sismos se distribuyen en profundidad hasta 100-150 km con un ángulo de 20° - 25° , para luego hacerse horizontal hasta una distancia de 600 km. desde LR2. En el extremo SE, los sismos siguen una pendiente de 30° hasta profundidades de 300 km aproximadamente. Esta sismicidad alcanza una distancia de 450 km desde la línea de referencia (LR2).

El cambio en la forma de la geometría de la subducción se localiza entre

las latitudes 14° - 16° S (perfiles 5-8) y la contorsión de la placa se realiza sobre un área 200 km de ancho aproximadamente. Esta zona denominada "Zona de Transición", se sitúa en superficie entre las ciudades de Cuzco al Este y Andahuaylas. La contorsión de la placa podría ser debido a la llegada de la Dorsal de Nazca a la zona de subducción, cuya colisión con la placa Sudamericana habría producido un proceso orogénico muy complejo que dio origen a Cordillera Andina, acompañada de importante actividad sísmica y volcánica en la región Sur de Perú.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología del Instituto Geofísico del Perú, Dr. Hernando Tavera por su apoyo y enseñanzas impartidas. Al Sr. S. Rodriguez, por su asesoramiento en el manejo del algoritmo PS. A la Sra. Y. Pérez Pacheco por su ayuda en la elaboración de las figuras. Asimismo, a la Sra. C. Agüero y a los Srs. H. Salas, P. Huaco y L. Vilcapoma, quienes amablemente me proporcionaron información complementaria. Finalmente, el agradecimiento al Instituto Geofísico del Perú por proporcionar al autor, una Beca de formación Pre-Profesional en el área de sismología y por ende realizar el presente estudio.

BIBLIOGRAFIA

- Barazangi, M. y Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath América: *Geology*, 4, 686-692.
- Barazangi, M. y Isacks, B. (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Perú: evidence from the spatial distribution of earthquakes: *Geoph. Jour. Roy. Astr. Soc.*, v. 57, 537-555.
- Deza, E. (1969). Estudio preliminar sobre las zonas de transición que separan posibles regiones sismotectónicas del margen occidental de Sudamérica: Zona de transición en el Perú: Com I Cong. Nac. Sism. Ing. Antisísmica, Lima.

- Dalmayrac, B. (1974). Un exemple de tectonique vivante: les failles subctuelles du pied de la Cordillère Blanche (Pérou): Cah. ORSTOM, Sér. Géol. VI/1,19-27.
- Dalmayrac, B. y Molnar, P. (1981). Parallet thrust and normal faulting in Perú and constraints on the state on stress: Earth and plan. Sc. Let., 55, 473-481.
- Grange, F. (1984). Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou. These Docteur 3er cycle, univ.Scientifique et médicale de Grenoble.
- Hasegawa, A. y Isacks (1981). Subduction of Nazca plate beneath Perú as determined by seismic observations, J. Geophys. Res. 86, 4971-4980 James, D. (1978). Subduction of the Nazca plate beneath central Perú:Geology 6, 174-178.
- Megard, F., et Philip, H. (1976). Plio-quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the Central Andes: Earth plan. Sci. Let. 33,231-238.
- Marocco, R. (1980). Géologie des Andes péruviennes: Un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes: la déflexion d'Abancay. Etude géologique de la Cordillère Orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel. Sud du Pérou:Doc. ORSTOM 94.
- Mattauer, M. (1989). Monts et Merveilles, Beautés et richesser de la Géologie. Hermann Editores de Ciencias y Arte. Paris. Francia.
- Rodriguez, L. y Tavera, H. (1991). Determinación con alta resolución de la geometría de la zona de Wadati-Benioff en el Perú Central. Revista Brasileira de Geofísica. Vol.9(2),141-159.
- Sebrier, M., Huaman, D., Blanc, J., Machare, J., Bonnot, D. Y Cabrera, J. (1982). Observaciones acerca de la Neotectónica del Perú IGP-LGDI proy. Sisra, Grup. Peruano de Neotectónica, 96pp.
- Stauder, W. (1975) Subduction of the Nazca plate under Perú as evidenced by focal mechanism and by seismicity, J. Geophys. Res. 80, 1053-1064.
- Suarez, G., Molnar, P. y Burchfield, B. (1982). Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting and active tectonics of the central Andes: submitted to jour. Geoph. Res.
- Tavera, H. (1993). La Tierra, Tectónica y sismicidad. Monografía-DST, IGP. 30 PP.
- Tavera, H. y Buforn, E. (1998). En: A. Udías y E. Buforn (ed.). Sismicidad y Tectónica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra, UCM., N°10, 187-219.
- Tavera, H. (1998). Mecanismo focal de terremotos en Perú y sismotectónica. Tesis Doctoral, UCM. España, 400 pp.
- Udias, A. Y Mezcua, J. (1986). Fundamentos de geofísica. Primera edición, UCM. Madrid, 419 pp.

CALCULO DE LOS PARAMETROS HIPOCENTRALES DEL TERREMOTO DE AREQUIPA DEL 8 DE OCTUBRE DE 1998

YANET ANTAYHUA VERA
Centro Nacional de Datos Geofísicos-Sismología
yanet@axil.igp.gob.pe

RESUMEN

En el presente estudio se evalúa y analiza los parámetros hipocentrales del terremoto de Arequipa del 8 de Octubre de 1998 ($m_b=6.0$), a partir de la información obtenida de 19 estaciones sísmicas de la Red Sísmica Nacional (RSN) a cargo del Instituto Geofísico del Perú (IGP). Para tal fin se hace uso de dos algoritmos de cálculo hipocentral, uno numérico (Fasthypo) y otro gráfico (EPIGRAF). Con cada algoritmo se realiza una serie de cuatro cálculos utilizando diferentes estaciones agrupadas en función de su distribución azimutal sobre el hipocentro inicial. De manera complementaria se hace uso de las técnicas de Wadati y Riznichenko para estimar la relación de velocidades (V_p/V_s), el tiempo origen (T_0), y la profundidad del foco (h). Así mismo, se estima la magnitud, la energía sísmica, el momento sísmico y la profundidad a partir de la intensidad máxima observada. La mejor resolución hipocentral fue obtenida utilizando 5 estaciones sísmicas distribuidas coherentemente alrededor del epicentro a una distancia máxima de 312 km. La magnitud del terremoto ha sido estimada en 5.9 mb, la energía sísmica en 9.1×10^{19} ergios y el momento sísmico con 7.1×10^{17} Nm. Este terremoto de foco intermedio, estaría asociado al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana.

INTRODUCCION

Para localizar un terremoto se requiere conocer su tiempo origen y sus coordenadas hipocentrales. El tiempo origen (T_0) viene referido al tiempo universal (GMT) y la localización a su posición sobre la superficie en coordenadas geográficas; mientras que la profundidad del foco (h) es determinada en el proceso general de localización del hipocentro. En la actualidad, la localización hipocentral de los terremotos se realiza mediante algoritmos numéricos y gráficos que utilizan como datos de entrada los tiempos de llegada de las fases P y S a diferentes estaciones sísmicas distribuidas alrededor de un epicentro inicial.

La localización hipocentral del terremoto de Arequipa del 8 de Octubre de 1998, se realiza utilizando únicamente la información de 19 de las 30 estaciones sísmicas que integran la Red Sísmica Nacional (RSN), a cargo del Instituto

Geofísico del Perú (IGP). Los algoritmos que se utilizan para tal fin corresponden a una versión del Fasthypo (Hermann, 1982) adaptada para su uso en el IGP por Rodríguez (1994a) y denominado EPI. Así mismo, se utiliza el algoritmo gráfico en modo iterativo EPIGRAF (Rodríguez, 1994b), desarrollado a partir de la metodología de Eiby y Muir (1990). Así mismo, se aplica las técnicas desarrolladas por Wadati (1933) y Riznichenko (1958) para estimar la relación de velocidades (V_p/V_s), el tiempo origen (T_0) y la profundidad del foco (h). A partir de estos parámetros, se estima la magnitud, el momento sísmico la energía sísmica y la profundidad del foco.

CALCULO DE LOS PARAMETROS HIPOCENTRALES

Para calcular los parámetros hipocentrales del terremoto de Arequipa del 8 de Octubre de 1998, se recolectó los registros de las 30 estaciones sísmicas que

integran la RSN a cargo del IGP (Figura 1). La lectura de los tiempos de llegada de las fases P y S han sido leídas correctamente en 19 registros, de las cuales 12 pertenecen a la Red Sísmica Telemétrica (PCU, PCH, QUI, SCH, PAR, GUA, ZAM, PMA, MCH, CAM, CAY y SCA) y 7 a la Red Sísmica Digital (NNA, CON, TOQ, SGR, TAM, PUC, HUA). Para estimar la magnitud del terremoto, se ha leído la duración del registro en 5 estaciones telemétricas y el periodo y la amplitud del grupo de la onda P, en 6 de las estaciones digitales. Así mismo, se realiza la interpretación de las intensidades máximas evaluadas por el personal del Servicio de Emergencia Sísmica del CNDG-IGP, inmediatamente después de ocurrido el terremoto.

Aplicación del algoritmo EPI

Los datos de entrada para este algoritmo son: lectura de las fases P y S, duración del registro del terremoto, amplitud y periodo de la onda P. Para la aplicación del algoritmo se utiliza el modelo de velocidad generado por Grange et al (1984) para la región sur de Perú y una relación de velocidades de 1.76 obtenido en este estudio según procedimiento que se discutirá posteriormente. Una vez aplicado el algoritmo, se obtiene como resultado el tiempo origen, latitud, longitud y profundidad para el terremoto y para cada estación sísmica utilizada se obtiene el azimut epicentro-estación, la distancia epicentral, los tiempos teóricos de las fases P y S y sus correspondientes residuales. En este estudio, la calidad de la solución es evaluada a partir de la distribución geométrica y cobertura azimutal de las estaciones sísmicas alrededor del epicentro inicial.

A fin de evaluar la estimación de los parámetros hipocentrales del terremoto de Arequipa, se ha procedido a agrupar las 19 estaciones sísmicas en 4 grupos teniendo en cuenta su geometría y cobertura azimutal alrededor del hipocentro inicial.

El grupo 1, considera al total de estaciones que registraron el terremoto, las mismas que se distribuyen en todo el territorio nacional (PCH, PCU, QUI, SCH, PAR, GUA, ZAM, PMA, MCH, CAM, CAY, SCA, NNA, CON, TOQ, SGR, TAM, PUC y HUA). El resultado obtenido con este grupo indica que el terremoto ocurrió a la 04h 51min 40.23 seg. con epicentro en 16.2°S, 71.8°W y profundidad para el foco de 151 km. La magnitud media es estimada en 5.9mb. Debido a que el número mayor de estaciones se localizan en la región Norte y Centro de Perú; las residuales son del orden de 3 y 4 segundos, tanto para la fase P como para la fase S.

A fin de mejorar esta solución, se procedió a formar un segundo grupo de estaciones sin considerar las localizadas en la región Norte de Perú. Este segundo grupo esta integrado por las estaciones de SGR, TOQ, CON, SCH, QUI, PAR, GUA, ZAM, HUA, TAM, CAM, CAY y SCA (Figura 1). Los resultados muestran que los parámetros hipocentrales para el terremoto son similares a los obtenidos con el grupo 1; sin embargo, la profundidad del foco disminuye en 5 km aproximadamente. Los residuales para las ondas P y S tienen valores máximos de 1.8 segundos.

Con el objeto de mejorar la solución anterior, se procede a calcular el hipocentro del terremoto utilizando información de 8 estaciones sísmicas, las mismas que se distribuyen en mayor número alrededor del epicentro preliminar. Estas estaciones integran el grupo 3 y son NNA, HUA, SGR, TOQ, CON, CAY, SCA y TAM. Los resultados obtenidos muestran que la localización hipocentral es próxima a las obtenidas con el grupo 1 y 2, siendo la profundidad la que aumenta en 3 km; mientras que, los residuales más altos corresponden a las estaciones de NNA y HUA, probablemente debido a que se encuentran mas alejadas del epicentro con relación a las demás estaciones. Por lo tanto, se procedió a eliminar dichas estaciones a fin de realizar un nuevo cálculo hipocentral.

Parámetros hipocentrales del Terremoto de Arequipa.

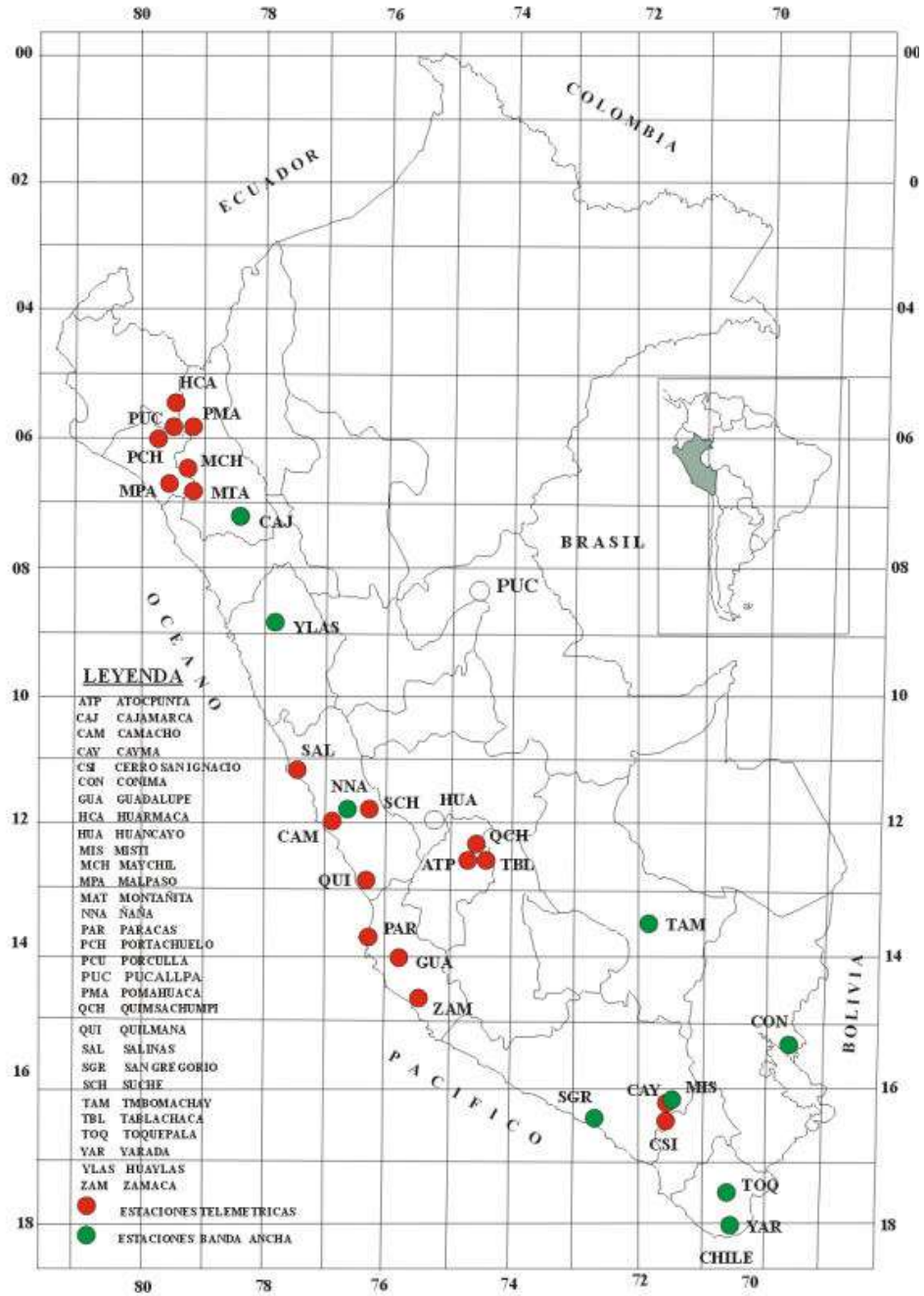


Figura 1. Distribución de las estaciones sísmicas que integran la Red Sísmica Nacional (RSN), a cargo del Instituto Geofísico del Perú (Agüero y Tavera, 2000).

El grupo 4, corresponde a la localización hipocentral del terremoto de Arequipa con datos de las estaciones de SGR, SCA, TOQ, CON y TAM, los cuales se ubican próximas al área epicentral. La estación de CAY no fue considerada por tener aproximadamente el mismo azimut que SCA. Los resultados muestran que el tiempo origen y las coordenadas geográficas no varían con respecto a las soluciones anteriores, pero la profundidad disminuye en 30 km aproximadamente. Asimismo, los residuales son menores a 1.7 segundos, los mismos que pueden ser asociados a posibles errores en la lectura de los tiempos de llegada de la fase P en todas las estaciones, debido a que estas son en su totalidad ondas emergentes.

De los resultados obtenidos, se considera como la mejor solución la correspondiente al cuarto grupo de estaciones sísmicas debido a que todas corresponden a registros digitales y presentan la mejor distribución azimutal o cobertura alrededor del epicentro inicial. En la Tabla 1 se presenta los resultados obtenidos para los parámetros hipocentrales con cada grupo de estaciones y en la Tabla 2, el resultado numérico utilizando el cuarto grupo de estaciones.

Aplicación del algoritmo EPIGRAF

El algoritmo EPIGRAF permite localizar los terremotos en función de la diferencia de los tiempos de llegada de las ondas P y S ($T_s - T_p$) en diferentes estaciones y a partir de esta diferencia, para varios rangos de profundidad, se calcula la distancia epicentral a cada estación. Estos radios permiten construir círculos equidistantes cuya intersección en un punto indica la localización del epicentro asociado a una determinada profundidad.

Para la localización epicentral del terremoto de Arequipa del 8 de Octubre de 1998, se ha utilizado la información de cada uno de los grupos de estaciones formados

para la aplicación del algoritmo EPI a fin de comparar los resultados.

El grupo1, considera las 19 estaciones y cuya intersección de sus círculos permite localizar el epicentro en las coordenadas -15.9°S , -71.9°W y una profundidad para el foco de 96 km. Los círculos mayores corresponden a las estaciones del Norte y van disminuyendo a medida que estas se localizan próximas al epicentro.

En el grupo2, se considera 14 estaciones sísmicas localizadas en la región Centro y Sur de Perú. La solución obtenida para el epicentro, es similar a la anterior; sin embargo, la intersección de los círculos considera un área pequeña proporcional al error de ajuste de la solución. La profundidad del foco aumenta a 134 km.

El grupo 3 está formado por 8 estaciones, 2 de la región Centro y 6 de la región Sur. La solución epicentral no varía de las soluciones precedentes; sin embargo, la profundidad del foco aumenta a 135 km y los círculos de las estaciones no se interceptan en un punto común, lo que origina incertidumbre a fin de conocer la localización exacta del hipocentro.

El grupo 4 considera únicamente las estaciones de SGR, TOQ, CON, SCA y TAM; las mismas que se ubican próximas del epicentro preliminar con respecto a los grupos anteriores. La solución obtenida muestra que la intersección de los círculos se realiza en un punto, obteniéndose así un mayor control de las estaciones alrededor del epicentro, tal como se observa en la Figura 2. Este grupo de estaciones permite obtener la mejor localización hipocentral del terremoto de Arequipa utilizando el algoritmo EPIGRAF. A fin de comparar los resultados obtenidos con cada grupo de estaciones, en la Tabla 3 se presenta sus respectivos valores para la localización hipocentral utilizando este algoritmo.

Parámetros hipocentrales del Terremoto de Arequipa.

Tabla 1. Parámetros hipocentrales del terremoto de Arequipa del 8 de Octubre de 1998 utilizando el algoritmo numérico, EPI. Los resultados corresponden a los 4 grupos de estaciones sísmicas.

Grupo	Tiempo Origen (segundos)	Latitud S(°)	Longitud W(°)	Profundidad km	Magnitud (mb)	rmc
1	04h 51m 40.2s	16.20 ± 6.2	71.89 ± 4.8	151 ± 8.5	5.9	0.87
2	04h 51m 41.0s	16.28 ± 3.5	71.89 ± 2.5	145 ± 4.6	5.9	0.97
3	04h 51m 40.5s	16.30 ± 3.9	71.90 ± 2.8	148 ± 5.3	5.9	0.99
4	04h 51m 41.5s	16.28 ± 4.6	71.88 ± 4.2	120 ± 8.4	5.9	1.11

Tabla 2. Parámetros hipocentrales del terremoto de Arequipa del 8 de Octubre de 1998, obtenidos utilizando el grupo 4. GMT, Tiempo Universal; Distan, distancia epicentral; Azm, azimut estación-epicentro; TPCal, tiempo teórico onda P; P-Seg, tiempo observado onda P; W, peso para la lectura de la onda P; S-Seg, tiempo observado onda S; S-Res, residual onda S; W, peso para la lectura de la onda S.

Sismo 1:	Fecha: 08 Oct 1998	Hora Origen (GMT): 4h 51m 41.49s								
Latitud:	-16.2873	± 4.6 km								
Longitud:	-71.8819	± 4.2 km								
Profundida:	120.3	± 8.4 km								
Magnitud:	5.9 mb									
Intensidad:										
Esta	Distan	Azm	Ain	TP-Cal	P-Seg	P-Res	W	S-Seg	S-Res	W
SGR	94.2	251	144	23.1	6.2	1.7	0	21	-0.4	0
TOQ	173.8	131	128	30.3	12	0.2	0	33.6	-0.3	0
CON	277.3	71	119	41.7	22.5	-0.7	0	4.8	1	0
TAM	312.2	0	118	45.8	25.8	-1.5	0	61.4	0.6	0
SCA	35.3	113	165	19.8	1.1	-0.2	0	15.4	-0.4	0

rmc=1.11

Tabla 3. Parámetros hipocentrales del terremoto de Arequipa del 8 de Octubre de 1998 utilizando el algoritmo gráfico, Epigraf. Los resultados corresponden a los 4 grupos de estaciones sísmicas.

Grupo	Tiempo Origen	Latitud S(°)	Longitud W(°)	Profundidad km	Magnitud (mb)
1	04h 51m 44.6s	15.85	71.88	96	5.9
2	04h 51m 42.1s	16.17	71.9	134	5.9
3	04h 51m 42.1s	16.11	71.79	135	5.9
4	04h 51m 41.8s	16.17	71.77	138	5.9

TECNICAS PARA MEJORAR LA LOCALIZACION HIPOCENTRAL

Algunos parámetros como el tiempo origen (T_0) y la profundidad del foco (h), frecuentemente son difíciles de determinar, principalmente cuando no se dispone de un buen número de estaciones con una aceptable cobertura azimutal sobre el epicentro. Algunas técnicas simples y que utilizan comúnmente los tiempos de llegada de las fases P y S a las estaciones de registro, lo constituyen los métodos desarrollados por Wadati (1933) y Riznichenko (1958). El método de Wadati y Wadati Extendido además de ofrecer una buena estimación del tiempo origen del terremoto, nos permite conocer la relación de velocidades y el método de Riznichenko la profundidad del foco.

Método de Wadati

La curva de Wadati para el terremoto de Arequipa del 8 de Octubre de 1998, se obtiene utilizando 10 lecturas de los tiempos de llegada de las fases P y S. El tiempo origen y la relación de velocidades son calculados a partir de T_p y $T_s - T_p$. Conocidos estos valores, se construye la curva de la Figura 3 y cuya distribución de tiempos de llegada se ajusta a una recta definida por la ecuación:

$$T_s - T_p = T_p - T_0 (V_p / V_s - 1)$$

donde, la pendiente de la recta indica la relación de velocidades $V_p / V_s = 1.75$ y la intersección de la recta con la abscisa, el tiempo T_0 que restado del tiempo de llegada de la onda P a cada estación, proporciona el tiempo origen (T_0). Así, para el terremoto de Arequipa, se estima $T_0 = 04h 51min 41.7s$.

Método de Wadati Extendido

La curva de Wadati Extendido se obtiene graficando la diferencia de tiempos de llegada de las fases P, S y el tiempo $T_p' = T_p - T_0$, tal como se muestra en la Figura 4; siendo T_0 obtenido con la curva de Wadati. La regresión lineal queda definida por la siguiente relación:

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

La pendiente de la recta define también, la relación de velocidades que para el terremoto de Arequipa es estimada en $V_p / V_s = 1.77$, coherente con el obtenido de la curva de Wadati (Figura 3).

Método de Riznichenko

El tiempo origen (T_0) determinado con la curva de Wadati y la distancia epicentral calculada con el algoritmo numérico para cada una de las estaciones, permite construir el diagrama de Riznichenko (Figura 5) y estimar la profundidad del foco a partir de la siguiente relación:

$$V_m^2 \cdot T_p^2 = D^2 + h^2$$

donde, V_m es la velocidad media de la onda P en la corteza y D la distancia epicentral a cada una de las estaciones. La intersección de la recta sobre el eje de las ordenadas define el punto $T_z = 10.6s$, el mismo que se relaciona con la profundidad del foco mediante la ecuación:

$$T_z = h / V$$

donde, h es la profundidad del foco y V la velocidad media de la onda P. La profundidad del foco del terremoto de Arequipa es estimada con este procedimiento en 85 km.

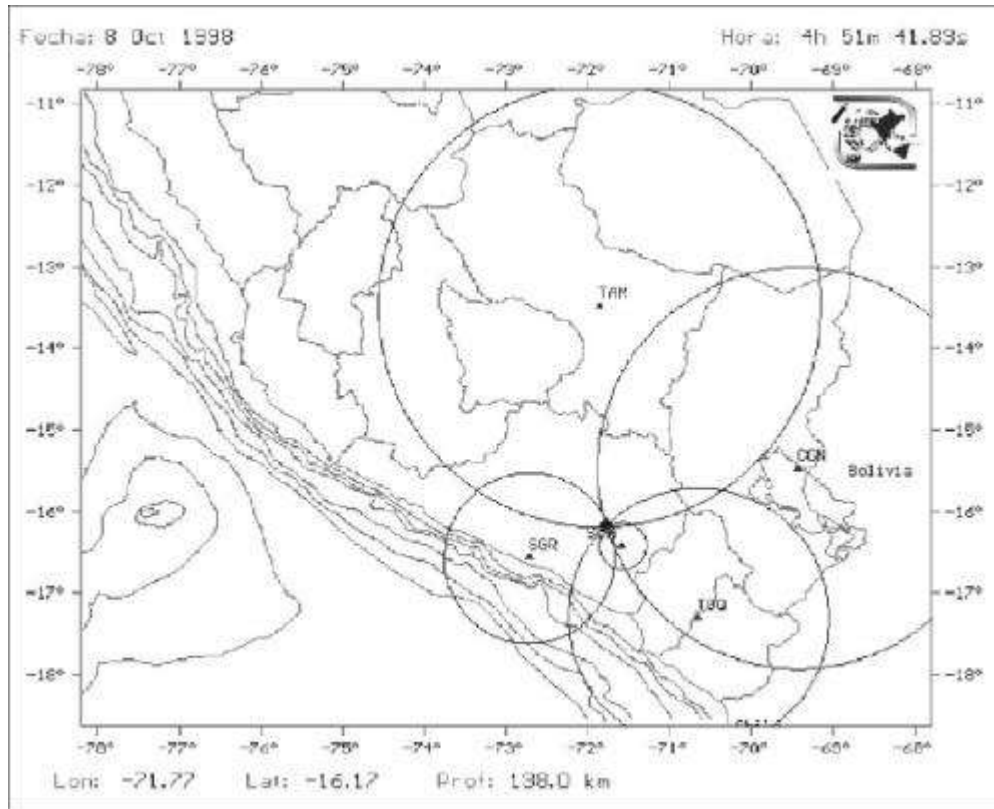


Figura 2. Localización epicentral del Terremoto de Arequipa del 8 de Octubre de 1998, utilizando el algoritmo gráfico, Epigraf y las estaciones sísmicas del grupo 4.

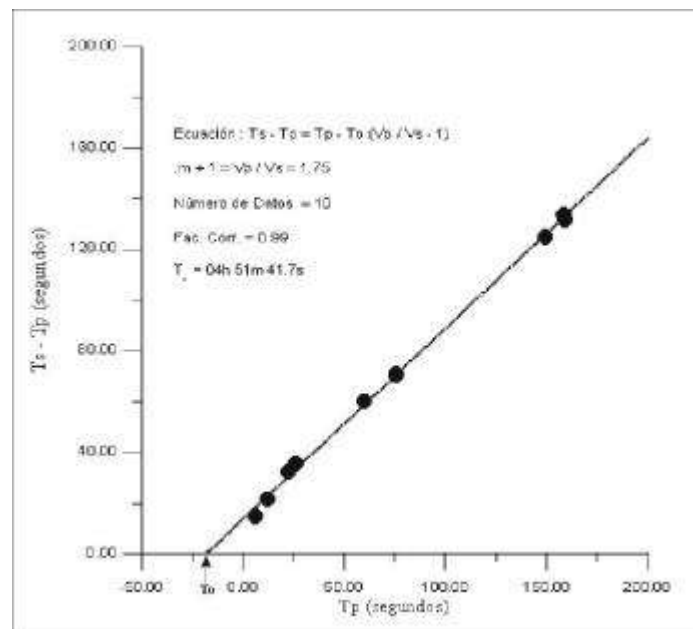


Figura 3. Curva de Wadatti para el Terremoto de Arequipa del 08.10.1998.

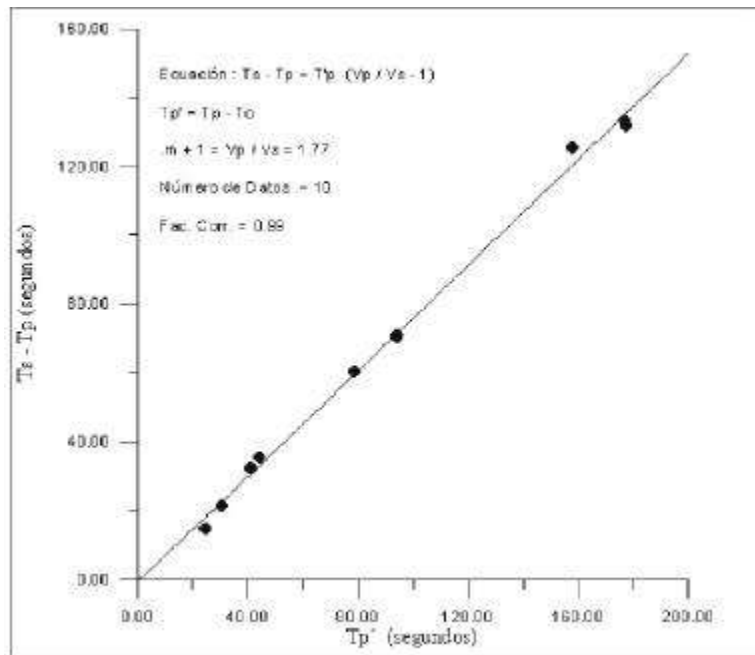


Figura 4. Curva de Wadatti Extendida para el Terremoto de Arequipa del 08.10.1998.

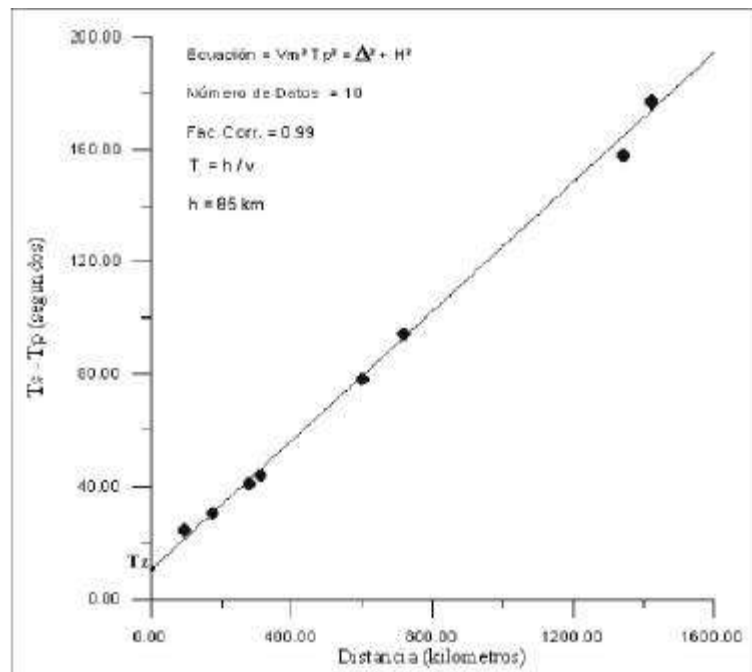


Figura 5. Curva de Riznichenko para el Terremoto de Arequipa del 08.10.1998

**OTROS PARAMETROS DEL
TERREMOTO DE AREQUIPA DEL 8
DE OCTUBRE DE 1998**

En la Figura 6, se presenta el mapa de isosistas del terremoto de Arequipa, construida a partir de la información obtenida vía comunicación telefónica, inmediatamente después de ocurrido el terremoto. La información ha sido interpretada utilizando la escala de Mercalli Modificada (MM), obteniéndose los siguientes valores: IV en Arequipa, III en Camaná, Aplao y Mollendo y II en Ilo. Las isosistas de la Figura 6, son presentadas con líneas discontinuas porque los valores de intensidad obtenidos, no son suficientes para delinear correctamente la distribución de los valores de intensidad. Sin embargo, esta información es utilizada para estimar la profundidad del foco a partir del valor de la intensidad máxima (I_0) y el radio de perceptibilidad (R), según la siguiente relación:

$$(R/h)^2 = 10^{(I_0/3 - 1/2)} - 1$$

Para el terremoto de Arequipa se considera $I_0=III$ y $R=140$ km. Así, la profundidad del foco es estimada en 95 km.

Conocida la magnitud media del terremoto de Arequipa (5.9 mb), la energía sísmica puede ser determinada a partir de la relación de Gutenberg y Richter (1956)

$$\text{Log } E_s = 5.8 + 2.4 \text{mb}$$

donde, E_s es la energía sísmica en ergios y mb la magnitud de ondas de volumen. Así, la energía sísmica del terremoto de Arequipa es de 9.1×10^{19} ergios, equivalente a la liberada por un millón de toneladas de TNT aproximadamente.

Por otro lado, el momento sísmico puede ser estimado a partir de la relación empírica definida por Deschamps et al. (1991),

$$\text{Log } M_0 = 9 + 1.5 \text{mb}$$

donde, M_0 es el momento sísmico y mb la magnitud de las ondas de volumen. El momento sísmico del terremoto de Arequipa es estimado en 7.1×10^{17} Nm. Este valor es coherente con los obtenidos por otros autores para terremotos de similar magnitud.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

En este estudio se ha evaluado y analizado la localización epicentral e hipocentral del terremoto que afectó al departamento de Arequipa el 8 de Octubre de 1998. Para tal fin, se ha utilizado la información de 19 estaciones sísmicas de las 30 que integran la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú. Los algoritmos utilizados, numérico y gráfico han permitido obtener diferentes resultados para cada uno de los grupos de estaciones sísmicas formadas en función de su distancia epicentral y distribución geométrica, con relación al epicentro preliminar.

Con el algoritmo numérico EPI, se ha obtenido 4 soluciones correspondientes a 4 grupos de estaciones sísmicas. Se ha observado que la localización del epicentro y profundidad del foco del terremoto de Arequipa, varían de acuerdo al número de estaciones sísmicas utilizadas en el cálculo de sus parámetros, así como de su distribución geométrica y cobertura azimutal. En la Tabla 1, se observa que los parámetros hipocentrales varían a razón de décimas de grado con errores coherentes entre las soluciones; sin embargo, la profundidad del foco varía en un rango de 10-12 km, disminuyendo paulatinamente a medida que se logra una mejor cobertura azimutal de las estaciones alrededor del epicentro. La solución obtenida con el grupo 4 de estaciones sísmicas, es considerada como la mejor solución de acuerdo con lo descrito anteriormente.

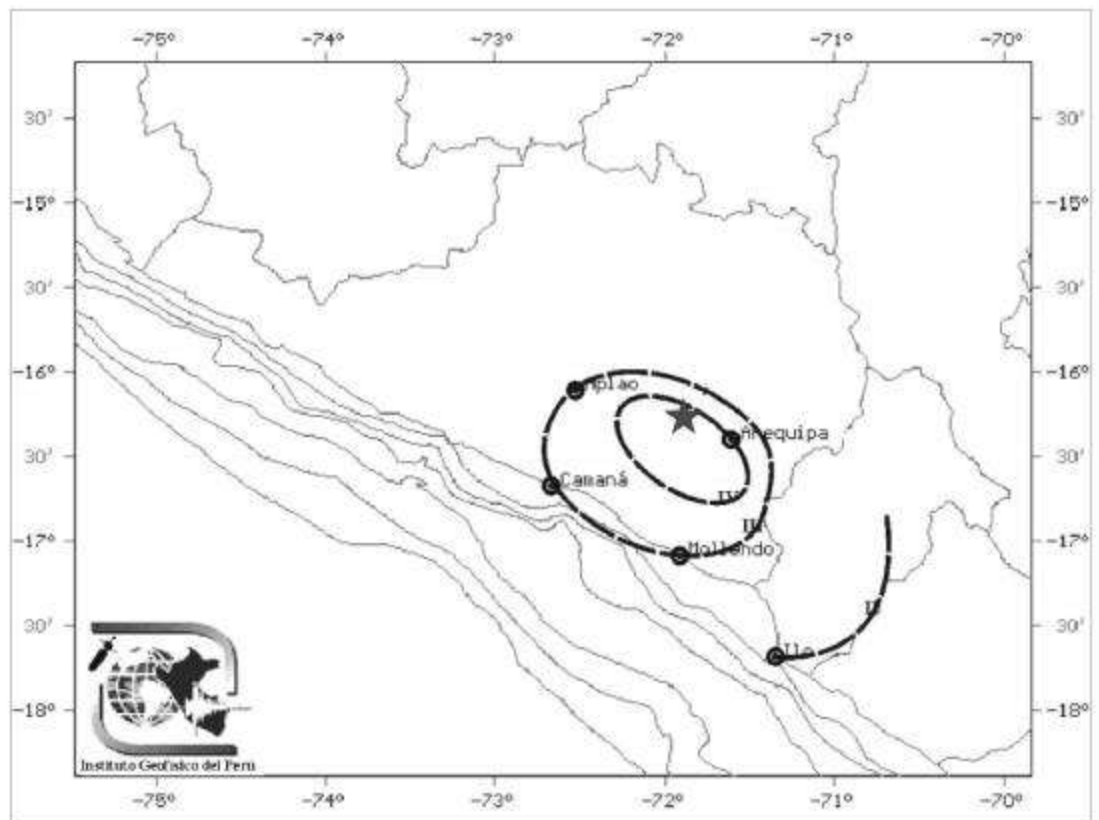


Figura 6. Distribución de las intensidades sísmicas regionales del Terremoto de Arequipa del 8 de Octubre de 1998 (escala de Mercalli Modificada). La estrella indica la localización del epicentro del terremoto.

Utilizando el algoritmo gráfico EPIGRAF, se ha obtenido también 4 soluciones considerando los mismos grupos de estaciones sísmicas que los utilizados con el algoritmo EPI. En la Tabla 3 se resume los resultados obtenidos con este método y se observa que el T_0 y las coordenadas epicentrales son similares entre ellas y solo con el grupo 4 los círculos se interceptan en un punto. Tal como se observa en la Figura 2. La mejor cobertura azimutal y distribución geométrica corresponde al grupo 4; por lo tanto, se considera a esta solución como la más adecuada utilizando este algoritmo.

Así mismo, el uso de las técnicas de Wadati (1933) y Riznichenko (1958), han permitido estimar la relación de velocidades, el tiempo de origen y la profundidad del foco. El T_0 calculado con los algoritmos numérico y gráfico es similar

al obtenido con el método de Wadati (04h 51m 41.7s) y la V_p/V_s obtenida con los métodos de Wadati son en promedio de 1.76, que corresponde a una relación de Poisson $\sigma=0.33$. La profundidad estimada a partir de los algoritmos numéricos (120 km), gráfico (138 km), método de Riznichenko (85 km) y la estimada a partir de la intensidad máxima (95 km), difieren en 50 km aproximadamente.

Conocida la magnitud del terremoto, se ha estimado la energía sísmica liberada en 9.1×10^{19} ergios y el momento sísmico en 7.1×10^{17} Nm. Estos parámetros son coherentes con los obtenidos por otros autores para terremotos de magnitud similar localizados a profundidades intermedias en la región Sur de Perú.

Considerando que la profundidad del foco es el parámetro de mayor incertidumbre cuando se pretende localizar un terremoto, independiente del algoritmo que se utilice, para el terremoto de Arequipa se considera conveniente realizar un promedio entre las profundidades obtenidas a partir de los de diferentes métodos utilizados. Así, la profundidad focal estimada es de 110 Km. En la Figura 7, se presenta una sección vertical de sismicidad para la región Sur de Perú, según Tavera y Buforn (1998) y en la cual se ha localizado el hipocentro del terremoto de Arequipa del 8 de Octubre de 1998. En esta sección se observa que dicho terremoto corresponde a un típico terremoto de foco intermedio asociado al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, presente en la región Sur de Perú.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos-Sismología (CNDG-Sismología), Dr. H. Tavera por las enseñanzas impartidas durante el desarrollo del presente estudio. A la Sra. I. Perez-Pacheco por su ayuda en la elaboración de las figuras y al Sr. S. Rodríguez por su asesoramiento en el manejo de los algoritmos de localización de terremotos. Este estudio se ha realizado gracias a una beca proporcionada por el Instituto Geofísico del Perú para realizar prácticas pre-profesionales en el área de sismología.

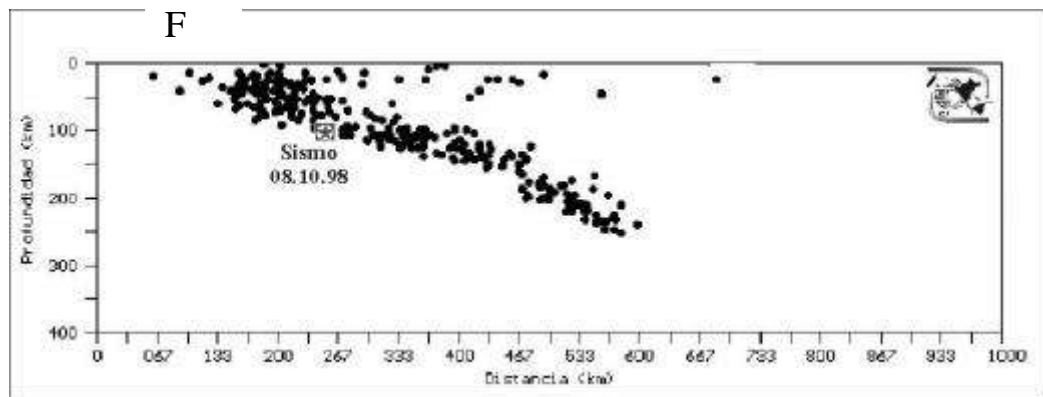


Figura 7. Perfil sísmico vertical de la actividad sísmica localizada en la región Sur de Perú, según Tavera y Buforn (1998). La distribución de la sismicidad indica la geometría del proceso de subducción en esta región. La estrella corresponde a la localización del Terremoto de Arequipa. (F=Fosa Perú-Chile)

BIBLIOGRAFIA

- AGÜERO, C. y H. TAVERA (2000). Sismos sensibles ocurridos en el Perú durante el año 1999. CNDG – Sismología, IGP, 40 p.
- DESCHAMPS, A., BEZZEGHOUD, M. y A. BOUNIF (1991). Seismological study of the Constantine (Algeria) earthquake (27 October, 1985).

Publication I.G.N. Serie Monografía, 8, 163-173.

- EIBY, G. y M. MUIR (1990). Tables to facilitate the study of near earthquakes. Observ. New Zeland.
- GEIGER, L. (1910). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. Bull. St. Louis Univ.8, 60-71

- GUTENBERG, B. y C. RICHTER. (1956). Magnitude and energy of earthquakes. Ann. Geofis. Roma, 9, 1-15
- JEFFREYS, W. y E. BULLEN (1980). Seismological tables. Investigations Committee. British Association.
- HERRMANN, R. (1979). Fasthypo - A hypocenter location program. Earthquake Notes, 50(2), 25-37
- RICHTER, F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. Bull. Sis. Soc. Am., 25, 1-35
- RODRIGUEZ, S. (1994 a). EPI., programa para el cálculo de hipocentros CNDG-Sismología, Instituto Geofísico del Perú. Informe Interno.
- RODRIGUEZ, S. (1994 b). EPIGRAF, Programa gráfico para el cálculo de epicentros de sismos regionales CNDG-Sismología, Instituto Geofísico del Perú. Informe Interno.
- RIZNICHENKO, V. (1958). Standardisation of magnitude Scales. Akad. Nauk SSSR Izv. Ser. Geofís. No, 2, p 153, 1958 (in Rus).
- TAVERA, H. y E. BUFORN (1998). Sismicidad y Sismotectónica de Perú. En: Udias, A. Y Buforn E. (ed): Sismicidad y Sismotectónica de América del Centro y Sur. Física de la Tierra, UMC, Num. 10, 187-219.
- WADATI, H. (1933). En: Bath, M. (1973), Introduction of Seismology. Birkhauser Verlag Basel, 395 p.

CARACTERISTICAS GENERALES DE LA TECTONICA Y SISMICIDAD DE PERU

OSCAR POMACHAGUA PEREZ
Centro Nacional de Datos Geofísicos – Sismología
orpp@axil.igp.gob.pe

RESUMEN

En este estudio se presenta las características generales de la tectónica y sismicidad de Perú. La tectónica general es analizada desde dos puntos de vista, una morfológica y otra tectónica. Asimismo, se analiza los principales tipos y sistemas de fallas presentes en el Perú. Para evaluar y analizar las características de la sismicidad, se ha contado con una base de datos sísmicos del NEIC ($m_b \geq 4.5$) para el periodo 1962-1995, complementado con datos del catálogo sísmico del Instituto Geofísico del Perú. La clasificación de los sismos en función de la profundidad de sus focos, ha permitido realizar un análisis detallado de las características de la sismicidad y de identificar las áreas de mayor potencial sísmico en todo el territorio peruano.

INTRODUCCION

El Perú, es uno de los países de mayor actividad sísmica en el mundo, siendo esta principalmente relacionada con el proceso de subducción de la placa oceánica (Nazca) bajo la placa continental (Sudamericana). Este proceso genera una constante acumulación de energía que se libera en forma de terremotos, en tanto esto ha motivado a muchos investigadores a realizar estudios a fin de conocer la geometría de la subducción así como zonificar las zonas de mayor deformación superficial en el interior del continente.

El cálculo de los parámetros hipocentrales de terremotos ocurridos en Perú, han mostrado que estos ocurren a diferentes profundidades, teniendo como máximo la profundidad de 700 Km. Esta característica ha permitido clasificar a los sismos de acuerdo a la profundidad de sus focos en sismos con foco superficial ($h \leq 60$ km), foco intermedio ($60 < h \leq 350$ km) y foco profundo ($h \geq 350$ km).

En el presente estudio, se realiza una descripción de los principales elementos tectónicos (Zona Costera, la Cordillera Occidental, el Altiplano, La Cordillera Oriental y la Zona Subandina), principales

sistemas de fallas, tipos de falla y sus relaciones con la actividad sísmica que ocurre frecuentemente en Perú. Así mismo, se realiza la descripción y análisis de las principales características de la sismicidad en función de su distribución espacial y de la profundidad de sus focos.

PRINCIPALES ELEMENTOS TECTONICOS DE PERU

Las características tectónicas de Perú, pueden ser descritas o evaluadas en función de su Zonificación Morfológica y Tectónica.

Zonificación morfológica

Este tipo de zonificación permite distinguir para el Perú, cinco zonas morfológicas referidas a la estructura y características del relieve terrestre (Figura 1). A continuación se realiza una descripción general de cada una de estas zonas según Tavera y Buforn (1998):

La Zona Costera (Z.C). Esta zona está formada por una estrecha banda de terreno, la cual está limitada por el Oeste con el Océano Pacífico y por el Este con una estructura maciza de roca ígnea, llamada Batolito costero. Esta zona tiene en

promedio un ancho de 150 km en la región Norte y de 40 km en la Sur. La zona costera se extiende hasta una cota de 300 metros

sobre el nivel del mar y de 100 metros bajo el nivel del mar.

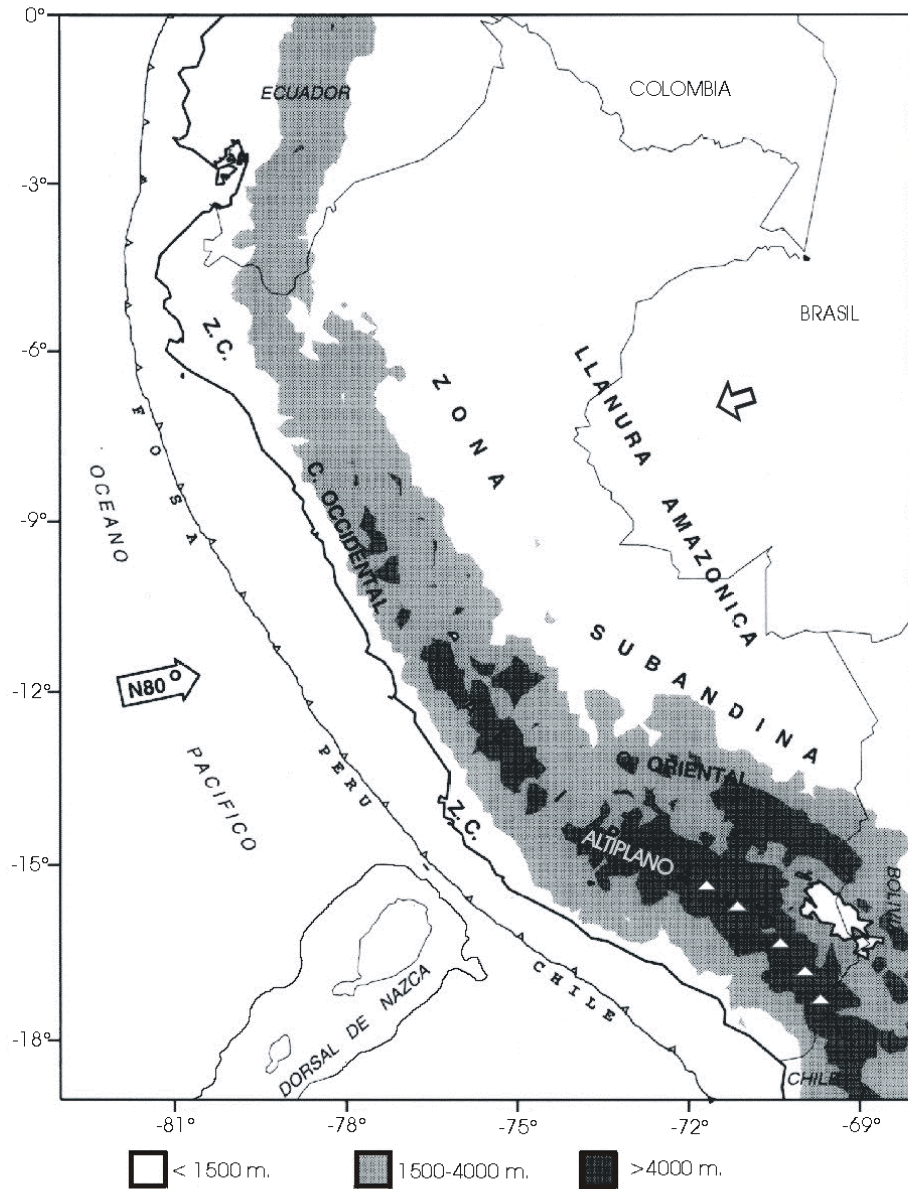


Figura 1. Principales elementos tectónicos en Perú (Tavera y Buforn. 1998)
 Z.C.= Zona Costera, C. Oc.= Cordillera Occidental, Altiplano, C.Or.=Cordillera Oriental. La zona sombreada corresponde a la Cordillera Andina. Los triángulos indican la localización de la cadena volcánica. La flecha indica la dirección de Movimiento relativo de las placas, según Minster y Jordán (1978).

La Cordillera Occidental (C.OC). Esta zona se constituye como la de mayor volumen y esta formada mayormente por un Batolito granítico cuyas crestas tienen una altitud de 5000 m en la región Norte y Centro de Perú. En la región Sur esta altitud disminuye. Esta zona considera el Batolito costero, parte de la zona del altiplano y su ancho aumenta conforme se extiende hacia el sur. En la Cordillera Occidental, el volcanismo se presenta a partir de 13°S hacia el Sur por decenas de kilómetros.

El Altiplano. El Altiplano se encuentra localizada entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental nítidamente diferenciada en las regiones Centro y Sur de Perú. Esta unidad se localiza en las altas mesetas del altiplano a unos 3,000 m. El Altiplano prácticamente desaparece hacia el norte por encima de 9°S. En la parte Central del Perú, esta unidad tiene un ancho de 10 a 50 km y en la Sur de 120 km al nivel del Lago Titicaca.

La Cordillera Oriental (C.OR). Esta unidad morfológica se encuentra bien definida de Norte a Sur. La Cordillera Oriental en promedio alcanza una altura de 3700-4000 m. La unidad se localiza entre el Altiplano y la Zona Subandina y esta compuesta por una zona extensa de plegamientos en la cual las estructuras buzan en sentido contrario de la dirección de formación de los plegamientos. En la región Sur a la altura de 12°S, la Cordillera Oriental toma una dirección E-W para luego continuar paralela a las unidades mencionadas anteriormente.

La Zona Subandina. Corresponde a las faldas o laderas de los Andes limitados por el Oeste por la Cordillera Oriental y por el Este con el escudo brasileño. Esta zona es de anchura variable y es aquí en donde se amortiguan las estructuras andinas formando plegamientos de grandes longitudes de onda. En esta zona se localizan los principales sistemas de fallas inversas orientadas en la dirección NW-SE.

Zonificación tectónica

Este tipo de zonificación permite identificar los diferentes relieves formados en Perú por efectos de la tectónica de placas; es decir, por la colisión de la placa oceánica de Nazca y la placa continental o Sudamericana. Este contacto de placas, conocido como subducción, es causante de todos los procesos orogénicos que se desarrollan en el continente (Figura 1). Entre los principales elementos tectónicos se puede mencionar los siguientes:

La Fosa Marina. La fosa marina, indica de Norte a Sur y paralelo al litoral costero, el límite de contacto entre la placa oceánica y la placa continental. Este límite tiene la forma de una fosa de gran extensión, la misma que alcanza profundidades de hasta 8000 m. Esta fosa está formada por sedimentos que han sido depositados sobre rocas pre-existentes.

La Cordillera Andina. La Cordillera Andina se ha formado como producto del proceso de compresión entre la placa oceánica y la placa continental en diferentes procesos orogénicos. Esta cordillera está conformada en general por rocas ígneas plutónicas que afloraron a la superficie terrestre por procesos tectónicos. La Cordillera Andina se distribuye en el Perú de Norte a Sur, alcanzando un ancho de 50 km aproximadamente en las regiones Norte y Centro hasta 300 km en la región Sur. Así mismo, la Cordillera Andina se orienta en promedio en dirección NW-SE, aunque a la altura de la latitud de 13°S, esta se orienta en dirección E-W a lo largo de la deflexión de Abancay. Estudios de sismicidad, muestran que la Cordillera Andina tiene espesores del orden de 51 km en la región Central (Tavera, 1993); mientras que en la región Sur su espesor sería de 75 km aproximadamente (James, 1978).

Los Sistemas de Fallas. Los diferentes sistemas de fallas que se distribuyen en el continente, se han formado como un efecto secundario de la colisión de placa oceánica y la placa continental. Este proceso generó la presencia de plegamientos y fracturas en la corteza terrestre. Estos sistemas de fallas

se localizan en el altiplano y en la región Subandina de Norte a Sur. Asimismo, estos sistemas se localizan en a los pies de las Cordilleras o nevados (Cordillera de Huaytapallana, Cordillera Blanca, Cordillera de Vilcabamba) (James, 1978) y entre los límites de la Cordillera Occidental y la zona costera (Falla de Marcona, Huaypira, etc.).

La Cadena Volcánica. La formación de la cadena volcánica según algunos autores (Udias y Mezcuca, 1997), se debe a la colisión entre los márgenes de las placas Sudamericana y de Nazca; siendo el primero un margen continental y el segundo oceánico. En el Perú, la cadena volcánica se localizada al Sur de la Cordillera Occidental con conos volcánicos activos como los de Ampato, Coropuna, Paucarani, Misti, Ubinas, Sarasara, etc. Según Udias y Mezcuca (1997), los volcanes de la región Sur de Perú deben su origen al tipo de subducción característico de esta región; es decir, una subducción de tipo normal de mayor pendiente mediante el cual el material del manto participa en los diferentes procesos que producen el ascenso del magma. En la región Norte y Centro de Perú hay un ausentismo de volcanes debido a el proceso de subducción en estas regiones tiende a ser casi horizontal.

Dorsal de Nazca. Esta cadena montañosa o cordillera se localiza en el océano Pacífico entre 15°S y 19°S. La dorsal esta formada por rocas volcánicas con capas de minerales en los cuales predomina el hierro, magnesio, potasio y sodios cálcicos (Marocco, 1980); siendo, estos minerales más comunes en la corteza terrestre. La estructura de la Dorsal de Nazca es producto de un proceso de distensión de la corteza oceánica y se estima que su formación tiene una edad de 5 a 10 millones de años (Marocco, 1980). Estudios recientes sobre anomalías magnéticas, permite considerar la hipótesis de que la dorsal debe su origen a una antigua zona de creación de corteza.

PRINCIPALES SISTEMAS DE FALLAS EN PERU

Una falla es definida como el desplazamiento de un bloque rocoso con respecto a otro colindante a este bloque, a través de un plano de denominado “plano de falla”. Las fallas son producto de los esfuerzos tectónicos. Al considerar el desplazamiento de una falla en una determinada dirección, los parámetros que definen su orientación son:

L	:Longitud de la falla
D	:Anchura de la falla
ϕ	:acimut de la traza
δ	:buzamiento del plano
λ	:ángulo de desplazamiento
Δu	dislocación

En el esquema de la figura 2, se muestra una representación geométrica de los principales parámetros de la falla. En esta figura, se observa que la línea AA', intersección del plano de falla (AA'BB') con el plano horizontal, es la traza de la falla; el ángulo ϕ ($0^\circ \leq \phi \leq 360^\circ$) que forma la traza con el Norte geográfico, es el acimut de la falla y el ángulo que forma el plano de falla con el plano de horizontal, el buzamiento δ ($0^\circ \leq \delta \leq 90^\circ$). Las dimensiones del plano de falla son definidas por su longitud L y anchura D. El desplazamiento del bloque (1) con respecto al bloque (2) es Δu , y se llama deslizamiento o dislocación. La dirección del deslizamiento viene dado por el ángulo λ ($-180^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$) entre la dirección de Δu y la horizontal medido sobre el plano de falla.

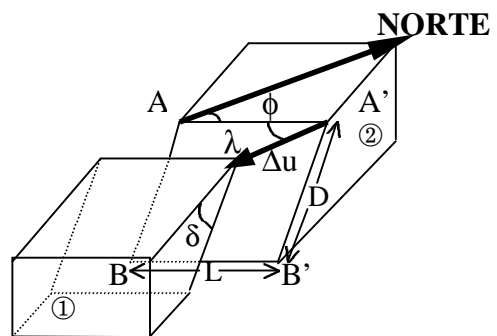


Figura 2. Parámetros que definen el movimiento de una falla (Udias y Mezcuca, 1997)

Existen tres tipos de falla: falla inversa, normal y transcurrente. Según los valores que se considera para los ángulos de δ y λ se tiene diferentes tipos de falla, por ejemplo:

$\delta=90^\circ$, $\lambda=90^\circ$ falla transcurrente

$\delta=45^\circ$, $\lambda=-90^\circ$ falla normal

$\delta=45^\circ$, $\lambda=90^\circ$ falla inversa

Teniendo presente que los elementos generales de una falla pueden ser definidos como bloque superior o techo, bloque inferior o piso y plano de falla, se puede describir estos tres tipos de fallas (Figura 3).

Falla Inversa. Es cuando el bloque A' baja con respecto al bloque A o cuando ambos bloques se desplazan en sentido indicado en la gráfica de la figura 3. Las fallas inversas son producto de los esfuerzos de compresión (P).

Falla Normal. Es cuando el bloque A baja con respecto al bloque A' o ambos se desplazan en el sentido indicado en la gráfica de la figura 3. Las fallas normales es producto de los esfuerzos de tensión (T).

Falla Transcurrente. Es cuando el desplazamiento del bloque A respecto al bloque A' se produce a través de un plano horizontal o vertical, debido a esfuerzos de compresión (P) y de tensión (T) (Figura 3).

SISTEMAS DE FALLAS EN PERU

La sismicidad con foco superficial que ocurre en el interior del territorio peruano, esta relacionada con el movimiento o ruptura inesperada de la corteza terrestre debido al desplazamiento de bloques sobre una línea de contacto denominada, plano de falla. Todos los sistemas de fallas deben su origen a una distribución heterogénea de esfuerzos tensionales y compresionales en el interior del continente. En el Perú, los siguientes sistemas de fallas han sido reconocidas por su expresión en la superficie o por la distribución de sismos sobre su plano de falla (Figura 4).

Falla de Huaypira (F1): Esta falla se encuentra localizada al norte de la ciudad de Sullana (Piura) y se orienta en dirección E-W con un buzamiento hacia el sur. Esta falla de tipo normal tiene una longitud de aproximadamente 70 km.

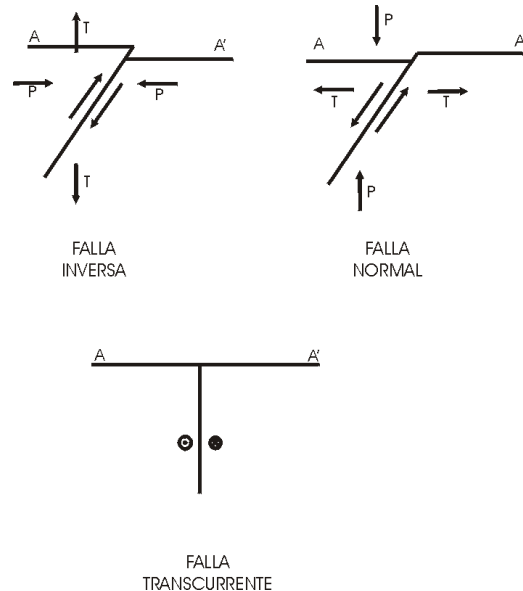


Figura 3. Principales tipos de falla y su relación con la distribución de los ejes principales de esfuerzo. Las flechas indican la dirección del movimiento de la falla y de los esfuerzos de presión (P) y tensión (T).

Falla de Motejato (F2): Esta falla se localiza al SE de San Vicente de Cañete (Ica) y se orienta en dirección de N110°E y 125°E con ángulo de buzamiento entre 65° y 85° en dirección Norte. Esta falla es de tipo normal y alcanza un salto vertical de siete metros.

Falla de Marcona (F3): La falla de Marcona se localiza al Noreste de San Juan de Marcona (Ica) con orientación N120°E y buzamiento de 70° en dirección Norte. Esta falla es de tipo normal y presenta un salto vertical de 20 cm.

Falla de Chulibaya (F4): La falla de Chulibaya se ubica entre Locumba y Ilabaya al sur del cerro Altos de Chulibaya (Tacna). Su orientación es N100°E con un ángulo de buzamiento de 70° en dirección Sur. Esta falla es de tipo normal con una longitud de 5 km de largo y salto vertical de 2 m.

Falla de la Cordillera Blanca (F5): Estos sistemas de fallas se encuentran localizados en el departamento de Ancash y se orientan en dirección N100°E y N150°E. Los ángulos de buzamiento están comprendidos entre 55° y 75°. Estos sistemas de fallas normales alcanzan una longitud de 190 km. y sus saltos verticales varían de 1 a 50 m.

Falla de Quichas (F6): Esta falla se localiza en el departamento de Ancash y tiene una orientación en dirección de NW–SE. Esta falla alcanza salto vertical de 3 m aproximadamente y tiene una longitud de 5 km.



Figura 4. Principales sistemas de falla en Perú. Los diferentes subíndices de F corresponden a los sistemas de fallas descritas en el texto.

Falla de Huaytapallana (F7): Esta falla se localiza en la Cordillera del mismo nombre al Noreste de la ciudad de Huancayo y tiene una orientación NW – SE y con un ángulo de buzamiento de 50° en dirección NE. Esta falla es de tipo inverso y está compuesta por dos tramos de 4.5 y 9.5 km de largo visibles en superficie con un salto vertical de 1.7 a 2 m.

Falla de Cayesh (F8): Esta falla se ubica al Noreste de la ciudad de Tarma cerca de la localidad de Cayesh, y se orienta en dirección N160°E. La falla de Cayesh es aparentemente de tipo normal con 10 km de largo aproximadamente.

Fallas de Razuwilcas (F9): Este sistema es un conjunto de fallas que se encuentran localizadas entre Huanta y Pampa de la Quinua en el departamento de Ayacucho. El buzamiento de esta falla es en dirección NE y alcanza una longitud de 100 km de largo aproximadamente.

Falla de la Laguna de Pacucha (F10): Esta falla se encuentra localizada en la parte norte de la laguna de Pacucha en el departamento de Apurímac. Esta falla tiene una longitud de 100 km de largo en dirección E-W.

Falla de Zurite (F11): La falla de Zurite está ubicada en el departamento del Cusco al norte de la Pampa de Anta y limitado

por la parte sur con la Cordillera de Vilcabamba. Esta falla de tipo normal, se orienta en dirección de E-W con un ángulo de buzamiento de 60° a 70° en dirección Sur.

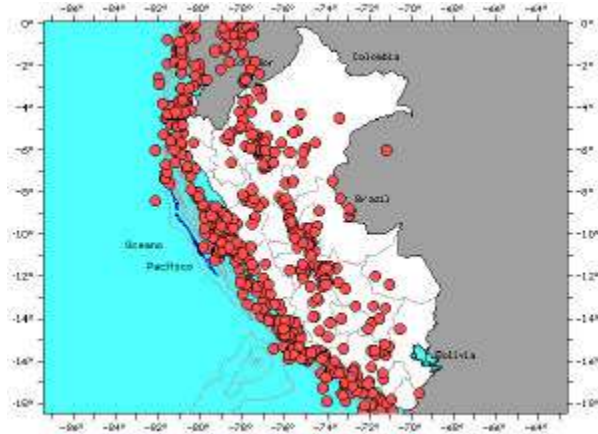


Figura 5. Mapa de sismos superficiales ($h \leq 60$ km), ocurridos en Perú entre 1962 – 1995 con magnitudes mayor o igual a 4.5mb.

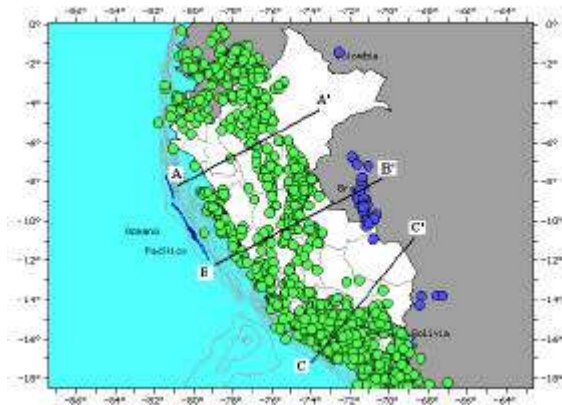


Figura 6. Mapa de sismos con foco intermedio ($60 \leq h \leq 350$ km) y profundo ($h \leq 350$), distribuidos de manera vertical en el borde de Perú con Brasil y Bolivia.

Falla de Tambomachay (F12): Esta falla se localiza en la parte Norte del Cuzco y esta conformada por segmentos de fallas normales que describen una línea curva de aproximadamente 20km de largo. Esta falla se orienta en dirección E-W con un ángulo de buzamiento de 60° en dirección sur y salto vertical de 2 a 3 metros.

Falla de Urcos (F13): La falla de Urcos se localiza en el Cuzco y tiene una orientación en dirección NW-SE y buzamiento en dirección SE. La falla de Urcos tiene una

longitud de 15 km. de largo y esta considerada como una falla de tipo Normal.

Falla de Alto Vilcanota (F14): Estas fallas de tipo Normales se localizan en el departamento de Cuzco, al norte de las lagunas de Pomacanchi y Langui-Layo alcanzando longitudes de 70 Km de largo en dirección $N150^\circ E$. El buzamiento de estas fallas es de 60° en dirección SW.

Falla de Pampacolca (F15): Esta falla se encuentra ubicada en la Cordilleras Occidental al sur del volcán Coropuna, departamento de Arequipa. La falla de Pampacolca es de tipo normal y se orienta en dirección $N140^\circ E$ con buzamiento en dirección SE y alcanza una longitud de 20 km aproximadamente.

Falla de Atuncolla (F16): Esta falla se encuentra localizada al Norte de la laguna Umayo (Puno) cerca de la localidad de Atuncolla. La falla de Atuncolla es del tipo transcurrente y se orienta en dirección $N160^\circ$ (buzamiento vertical) sobre una longitud de 1 km aproximadamente.

Falla de Huambo-Cabanaconde (F17): Esta falla esta compuesta por dos fallas, el Trigal y Solarpampa, ambas están ubicadas al norte de los volcanes de Ampato y Sabancaya en el departamento de Arequipa. Estas fallas de tipo normal, presentan un buzamiento de 65° en dirección Sur sobre una longitud de 28 km de largo.

DISTRIBUCION ESPACIAL DE LOS SISMOS

A fin de realizar el análisis de la distribución espacial de los sismos en Perú, se ha procedido a clasificarlos de acuerdo a la profundidad de sus focos en sismos con foco superficial ($h \leq 60$ km), intermedia ($60 < h \leq 360$ km) y profundo ($h > 360$ km). Los datos sísmicos utilizados en el presente estudio corresponden al catálogo del National Earthquake Information Center (NEIC) para el periodo 1962–1995 complementado con los datos del Instituto Geofísico del Perú. Para este estudio se ha considerando únicamente

sismos con $mb \geq 4.5$, debido a que con esta magnitud los parámetros del sismo han sido mejor determinados; por lo tanto, los errores en su localización serán menores. Así mismo, se ha eliminado aquellos sismos que presentan focos a una profundidad de 33 km que es la que se le asigna al sismo cuando no se resuelve la profundidad de su foco, especialmente cuando el sismo presenta foco superficial.

Sismos con foco superficial.

En la Figura 5 se presenta un mapa con sismos superficiales, los mismos que se distribuyen de Norte a Sur entre la línea de la fosa marina y la costa, siendo mayor su número en la parte Central y Sur de Perú. Esta sismicidad podría estar asociada al contacto de placas a niveles superficiales. En el interior del continente, los sismos se distribuyen a lo largo de la zona Subandina sobre los principales sistemas de fallas de tipo inverso y orientado en dirección NW-SE. En la región Sur, en el Altiplano, la distribución de los sismos superficiales es muy dispersa; mientras que, en la alta cordillera se observa alineamientos de sismicidad sobre las trazas de las fallas de Quiches (Ancash) y Huaytapallana (Huancayo).

Sismos con foco intermedio

Estos sismos se encuentran localizados dentro de un rango de profundidad de 60 y 350 km. En la Figura 6 se observa que estos sismos se distribuyen entre la fosa marina y el litoral costero a partir de 8°S en dirección SE hasta 18°S. En la región Subandina Norte y Centro de Perú, se observa que los sismos intermedios se distribuyen paralelos a la orientación de la Cordillera Andina. En la región Sur de Perú, la distribución espacial de sismos con foco intermedio es mucho más densa que en las regiones Norte y Centro. Esta sismicidad se localiza sobre todo el Altiplano abarcando parte la Cordillera Oriental y Cordillera Occidental.

Sismos con foco profundo

Estos sismos presentan su foco a profundidades mayores a 350 km. En la

Figura 6 se observa que estos sismos se localizan en la región Central y Sur del Llano Amazónico cerca de los límites de Perú con Brasil y Bolivia. Estos sismos cubren una extensión lineal de 500 km entre 6°S-12°S, mientras que al sur se distribuyen de manera dispersa.

DISTRIBUCIÓN DE LOS SISMOS EN FUNCION DE LA PROFUNDIDAD DE SUS FOCOS

Para realizar un análisis de la distribución de los sismos en función de la profundidad de sus focos, se ha elaborado tres perfiles sísmicos con un ancho de 600 km aproximadamente, según las líneas consideradas en la Figura 6 (AA', BB' y CC'). Estos perfiles corresponden las región Norte, Centro y Sur de Perú.

Región norte

La figura 7, corresponde al perfil de la región Norte de Perú según la línea AA'. En esta figura se observa que los focos aumentan su profundidad conforme se distribuyen de Oeste a Este. Esta sismicidad se inicia a una profundidad de 30 km y se distribuye en profundidad con una inclinación de 10°-15° aproximadamente hasta una profundidad de 150 km, constante hasta una distancia de 870 km desde la fosa (F). En esta región se observa una disminución del número de los sismos entre 320 y 480 km de distancia desde el punto A, sugiriendo que esta área puede corresponder a una zona asísmica. La distribución de los sismos en función de la profundidad de sus focos, nos describe la subducción de la placa oceánica bajo la placa continental.

Región centro

En el perfil de la región Central de Perú (Figura 8), se observa que los sismos tienen la misma distribución en profundidad que la mostrada para la región Norte; sin embargo, los sismos siguen una pendiente que va entre los 25° a 30° aproximadamente y a partir de los 450 km de distancia desde el punto B (nivel de referencia de la Figura 8), los focos de los

sismos siguen una distribución prácticamente horizontal hasta una distancia de 950 km aproximadamente. Asimismo, en este perfil se observa la presencia de sismos con foco profundo, los mismos que se distribuyen entre 550-700 km. de profundidad y corresponden a los sismos localizados en el límite Perú Brasil.

Región sur

Para la región Sur de Perú (Figura 9), se observa la presencia de un mayor número de sismos, los mismos se distribuyen en profundidad siguiendo una pendiente que va entre los 25° a 30° hasta alcanzar 300 km de profundidad. Entre 300 y 500 km de profundidad, existe ausencia de sísmicos. Los sismos con foco profundo se localizan a la distancia de 650m de distancia del punto C (nivel de referencia) y ha una profundidad de 550–700 km.

Estas características generales de la sismicidad de Perú, ya han sido descritas por diversos autores utilizando datos telesísmicos, regionales y microsismicidad (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976; Bevis y Isacks, 1984; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998)

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Los principales elementos geodinámicos de Perú, han sido analizados a partir de su clasificación morfológica y tectónica. Esto ha permitido tener una mejor visión de los principales elementos estructurales de los diferentes procesos orogénicos que ha soportado la Cordillera Andina. Estos procesos están directamente relacionados con el importante índice de sismicidad que se observa en Perú.

El análisis tectónico ha permitido identificar los principales sistemas de fallas activas, presentes en la alta Cordillera y en la zona Subandina. Muchos de estos sistemas han sido reactivados con la ocurrencia de sismos de magnitud elevada, moderada y otros puestos en evidencia con sismos de magnitud menor.

La actividad sísmica con foco superficial se localiza principalmente en dos regiones: frente a la costa de Norte a Sur y en el interior del continente, debida a la reactivación de los principales sistemas de fallas.

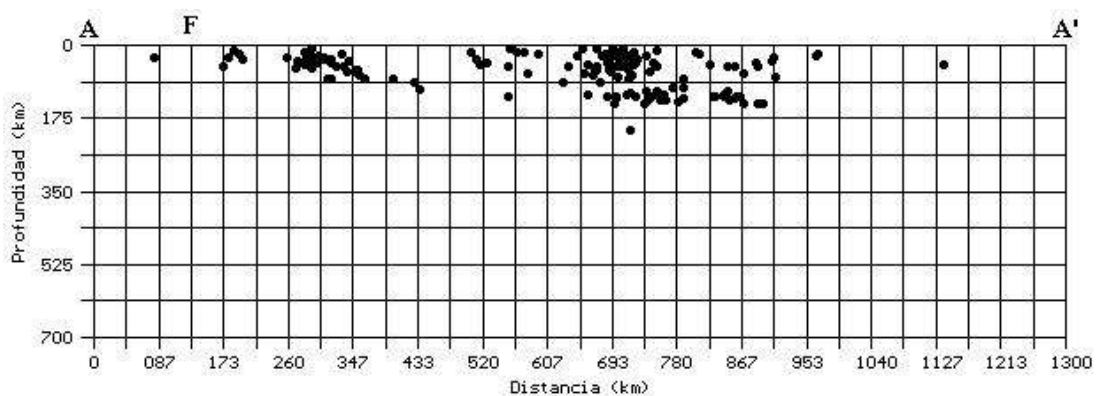


Figura 7. Sección vertical de sismicidad para la región norte de Perú, según la línea AA' de la Figura 6. Los datos corresponden al Catálogo del NEIC y de Instituto Geofísico del Perú para el período 1962 – 1995 (mb > 4.5). F=Fosa Perú-Chile.

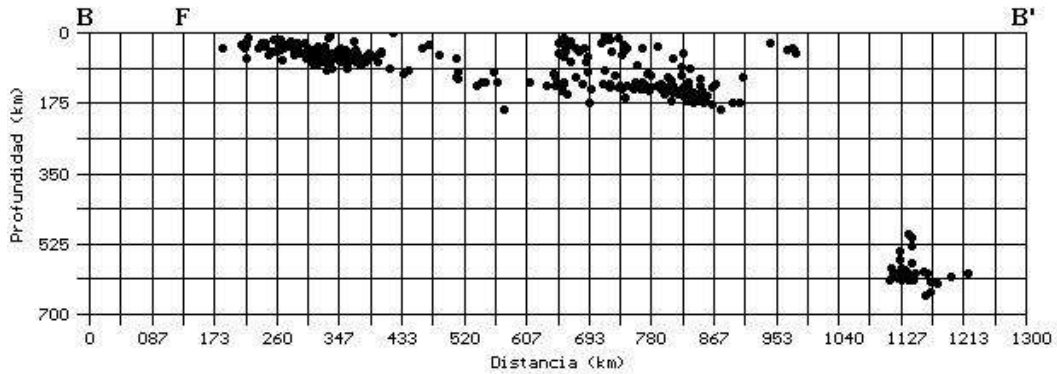


Figura 8. Sección vertical de sismicidad para la región central de Perú según la línea BB' de la Figura 6. Otros, ver Figura 7.

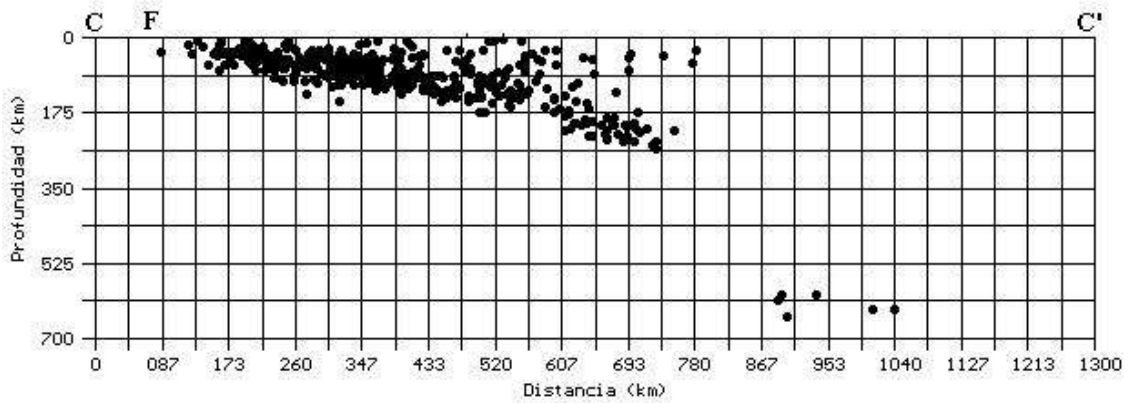


Figura 9. Sección vertical de sismicidad para la región sur de Perú según la línea CC' de la Figura 6. Otros, ver Figura 7.

La sismicidad intermedia se distribuye de manera dispersa pero se aprecia tres áreas bien marcadas: frente a la costa y al Sur de 8°S, zona subandina y Sur de Perú. En la región Sur, la sismicidad intermedia es más homogénea y muestra a diferencia de las regiones Norte y Centro, que el contacto de placas se realiza con un mayor índice de fricción. Los sismos profundos se encuentran distribuidos en la llanura Amazónica sobre la frontera de Perú con Brasil y Bolivia.

La distribución de la sismicidad en profundidad, ha permitido tener una idea de la geometría del contacto de placas a mayores niveles de profundidad. Este contacto de placas, es similar para las regiones Norte y Centro; es decir, una subducción que se inicia con un ángulo de 15° hasta profundidades de 100-120 km y a partir de la cual el contacto de placas es prácticamente horizontal. Para la región Sur de Perú el contacto de placas se inicia con un ángulo de 30° continuo hasta profundidades de 300 km. El cambio en el modo de contacto de placas entre las

regiones Norte-Centro y Sur, puede asociarse a una contorsión de la misma a la altura de 15°S y sobre un ancho de 200 km aproximadamente.

En la región norte de Perú y a niveles intermedios de profundidad, se aprecia una ausencia de sismos que se le puede considerar como una zona asísmica

La actividad sísmica localizada entre 550 y 700 m profundidad, puede ser asociada a los procesos de facturación que soporta un trozo de placa que flota en el manto atraído por la gravedad de su propio peso.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Dr. H. Tavera, Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos-Sismología (CNDG-Sismología), por el apoyo constante durante el desarrollo del presente estudio. Al Sr. S. Rodríguez por su ayuda en el manejo de los programas del algoritmo PS. Este estudio se ha realizado gracias a una Beca de Practicas Pre-profesionales otorgada al autor por el Instituto Geofísico del Perú.

BIBLIOGRAFIA

BARAZANGI, M., y ISACKS, B.L., (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from the spatial distribution of earthquakes: *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, 57, 537-555.

BEVIS, M. y ISACKS, B. (1984). Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of Benioff zone. *J. Geophys. Res.*, 89, 6.153-6.170.

BOYD, T., SNOKE, J., SACKS, I. y RODRIGUEZ, A. (1984). High resolution determination of the Benioff zone geometry beneath southern Perú. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 559-568.

CAHILL, T., y ISACKS, B. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *J. Geophys. Res.*, 97, 17.503-17.529.

DALMAYRAC, B., LAUBACHER, G. y MAROCCO, R. (1987). Caracteres generaux de l' evolution geologique des Andes peruviennes. *Trav. Doc. O.R.S.T.O.M*, 122, 501 págs.

DORBATH, C., DORBATH, L., CISTERNAS, A., DEVERCHERE, J. y SEBRIER, M. (1990a). Seismicity of the Huancayo Basin (Central Perú) and the Huaytapallana fault. *Journal of South American Earth Sciences.*, 3, 21-29.

DORBATH, L., DORBATH, C., JIMENEZ, E. y RIVERA, L. (1991) Seismicity and tectonics deformation in the eastern cordillera and the sub-andean zone of central Perú. *Journal of South American Earth Sciences.*, 4, 13-24.

DOSER, D (1987). The Ancash, Perú earthquake of 1946 Nov.10: evidence for low- angle normal faulting in the high Andes of northern Perú. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 91, 57-71.

GRANGE, F. (1984). Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou. Thèse de Docteur 3er cycle, Univ. Scientifique et Médicale de Grenoble, 400pp.

HASEGAWA, A. y SACKS, S. (1981). Subduction of the Nazca Beneath Perú as Determined From Seismic Observations. *J Geophys Res.*, 86, 4.971 – 4.980.

MAROCCO, R., (1980). Géologie des Andes péruviennes: Un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes: la déflexion d'Abancay Etude géologique de la Cordillère Orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel Sud du Pérou. *Doc. ORSTOM* 94.

MEGARD, F., y PHILIP, H., (1976). Plio- quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the Central Andes: *Earth plan. Sci. Let.* 33, 231-238.

RODRIGUEZ, L. Y TAVERA, H. (1991) Determinación con alta resolución de la geometría de la zona Wadati – Benioff en la parte central del Perú Central. *Revista Brasileira de Geofísica*. Vol.9 (2) 141 – 159.

SERBIER, M., HUAMAN, D., BLANC, J., MACHARE, J., BONNOT, D., Y CABRERA, J. (1982). Observaciones acerca de la Neotectónica del Perú. I.G.P-LGDI proy.Sisra, Grup. Peruano de Neotectónica, 96pp.

SUAREZ, G., MOLNAR, P y BURCHFIEL, C. (1983). Seismicity fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the andes of Perú, Ecuador, and Southern Colombia. Submitted to jour Geoph. Res.

TAVERA, J. (1993). La Tierra, Tectónica y sismicidad. Monografía - D.S.T, I.G.P. 30p.

TAVERA, H y BUFORN, E. (1998). Sismicidad y sismotectónica del Perú. Física de la Tierra, Núm. 10; 187 – 219 servicio de publicaciones UCM. Madrid.

UDIAS, A., y MEZCUA , J. (1997). Fundamentos de Sismología. Edición UCA.

ANÁLISIS PRELIMINAR ESPACIO-TIEMPO DE LA SISMICIDAD OCURRIDA EN LA REGION DEL GAP SISMICO DE NAZCA (Octubre 1998 – Agosto 1999)

HERNÁN L. HERAS MUCHICA

*Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología
heras@axil.igp.gob.pe*

RESUMEN

En este estudio, se realiza una descripción de las características sismotectónicas de la región central del Perú y de sus patrones de sismicidad. Así mismo, se describe los principales modelos de ruptura de terremotos y un análisis de los grandes terremotos ocurridos en la región central. Se describe a detalle mes a mes, las características sísmicas de la región del Gap Sísmico de Nazca (GSN), a partir del análisis Espacio – Tiempo de la sismicidad ocurrida en esta región durante un período de 11 meses (Octubre 1998 – Agosto 1999), mediante la distribución espacial y en profundidad de los sismos ocurridos en el GSN. Los resultados muestran que el GSN presenta características sísmicas muy heterogéneas, debido a que los sismos migran continuamente a lo largo del área del gap, lo cual sugiere que la superficie de fricción entre las dos placas no es homogénea. Por otro lado, la parte sur del GSN resulta ser el área más activa y por lo tanto la de mayor fricción.

INTRODUCCIÓN

El borde occidental de América del Sur es una de las regiones de mayor actividad sísmica en el mundo. El origen de esta importante sismicidad es debido a la colisión de la placa de Nazca y Sudamericana dando inicio al proceso conocido como subducción y por el cual la placa oceánica se introduce bajo la continental con una velocidad del orden de 8-10 cm/año (Minster y Jordan 1978), en dirección N80°. Este proceso continuo, a dado lugar a la formación de la Cordillera de los Andes.

El proceso de subducción de la placa oceánica, se realiza sobre un plano heterogéneo con continuas liberaciones de energía producto de la fricción de las placas y por lo tanto la consecuente ocurrencia de sismos de magnitudes pequeñas y grandes a diversos niveles de profundidad. En el Perú, la región costera ha sido testigo de grandes terremotos asociados al inicio del proceso de subducción, por lo tanto tienen una profundidad superficial ($h < 60\text{km}$). El estudio de las áreas de ruptura de los grandes terremotos, han permitido

identificar la presencia de áreas sin ruptura, llamadas por los investigadores como áreas de Silencio o Gap Sísmico. En Perú, actualmente existen dos áreas de gaps sísmico, el primero comprende al terremoto de 1868 (Arequipa-Tacna) y la segunda, al área que se encuentra comprendida entre las áreas de ruptura de los terremotos de 1974, 1942 y 1996, más conocido como Gap Sísmico de Nazca (GSN). A fin de analizar las características sísmicas de GSN, se realiza un análisis espacio-tiempo de la sismicidad ocurrida durante un período de 11 meses. Los sismos han sido registrados por la Red Sísmica Nacional a cargo del IGP y localizados por el personal del CNDG.

CARACTERÍSTICAS SISMOTECTONICAS DE LA REGION CENTRAL DEL PERU

La región central del Perú, es una de las regiones de mayor potencial sísmico como consecuencia del proceso de subducción, el mismo que dio origen a la formación de la Cordillera Andina, que en esta región tiene un ancho de 250km aproximadamente; mientras que su topografía oscila entre 1500-4000m con

suaves plegamientos de rocas en la costa, altas mesetas y cuencas intramontañosas (Megard, 1978; Dalmayrac, 1980). En esta región y frente a la línea de la costa, son frecuentes los terremotos de magnitud elevada, tales como los ocurridos en 1940, 1942, 1966, 1970, 1974 y 1996, que provocaron diverso grado de destrucción en los departamentos de Ancash, Lima y Ica.

Estos terremotos se producen debido a la acumulación de esfuerzos tanto compresionales como tensionales. Los primeros en la parte superficial o al inicio de la subducción y los segundos en la zona más profunda del proceso, donde también estaría involucrada la fuerza de gravedad. Un análisis general de la distribución de los sismos en el Perú, permite definirlos en función de la profundidad de sus focos en:

Sismos con foco superficial: $h \leq 60$ km.

Sismos con foco intermedio: $60 < h \leq 300$ km.

Sismos con foco profundo: $h > 300$ km.

Durante el periodo de estudio, no ocurrieron sismos con foco profundo.

En la Figura 1a, se observa la distribución de los sismos con foco superficial, los mismos que en mayor número se distribuyen entre la fosa y la línea de costa, siendo asociados al inicio del proceso de subducción. En el interior del continente, también hay presencia de sismos con profundidad superficial, los mismos que se distribuyen de Norte a Sur a lo largo de la zona Subandina y estarían asociados a deformaciones producidos por los principales sistemas de fallas, tales como la Falla Moyobamba, Falla Huaytapallana, Falla de Huambo y Cabanaconde, Sistema de Fallas de Ayacucho y Cusco, Falla de la Cordillera

Blanca, Falla de Marcona, entre otras (Dalmayrac y Molnar, 1981).

Los sismos con foco intermedio pueden ser analizados en la Figura 1b, los mismos que se concentran mayormente en el interior del continente, tanto en la región norte, centro y sur del Perú. Esta sismicidad se distribuye de manera

irregular y se les asocia al proceso de subducción pero a niveles más profundos.

En la región central del Perú se observa mayor actividad sísmica en comparación con la región norte y sur, lo cual indica la presencia de mayor fricción entre las placas y por consiguiente mayor liberación de energía con sismos de magnitud diversa. A lo largo de la línea de costa, se presenta dos agrupamientos de sismos. El primero se localiza frente al departamento de Huaraz, los mismos que se orientan de NW-SE y el segundo con mayor número de sismos en Lima e Ica. En la costa sur los sismos se presentan de manera dispersa. En el interior del continente, se observa 3 agrupamientos de sismos intermedios, dos en el centro de Perú (Junin, Pasco) y el otro en el norte de Perú (Amazonas).

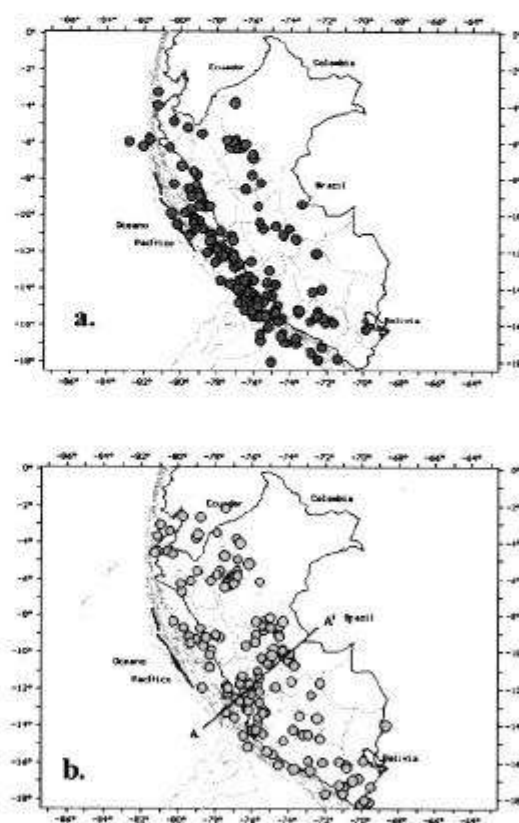


Figura 1.- Mapas de distribución espacial de sismos ocurridos en el Perú entre 1990-1999 con magnitudes mayor o igual 4.5 mb (CNDG, 1999). a) Sismos superficiales ($h \leq 60$) b) Sismos intermedios ($60 < h \leq 300$)

El perfil sísmico AA' según la Figura 2, perpendicular a la fosa y paralela a la convergencia de las placas. Muestra que en la región central de Perú, la profundidad de los sismos aumenta de Oeste a Este hasta llegar a 150km aproximadamente y a partir de esta sismicidad se presenta de manera casi horizontal. Así mismo, los sismos presentan una continuidad hasta una distancia de 320km desde la fosa (F). Entre 320-540km el número de sismos disminuye, para aumentar entre 540-800km pero en forma dispersa. Los sismos superficiales localizados a la distancia de 530km desde la fosa, estarían asociados a la falla del Huaytapallana. Estas características de la sismicidad en el Perú, ya han sido descritas por diversos autores en diferentes trabajos de investigación (Barazangi y Isacks, 1976; Rodríguez y Tavera, 1991; Cachil y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998; Bernal, 1999; Pomachagua, 1999; Antayhua, 1999).

La distribución de la actividad sísmica en Perú muestra de manera clara, las diferentes áreas que experimentan ruptura; sin embargo, estas rupturas no son puntuales como explica la teoría, si no que suelen ser muy complejas y extensas.

PROCESOS DE RUPTURA SÍSMICA

El proceso de ruptura sísmica de un terremoto, es por lo más heterogéneo y por lo tanto difícil de describir (Aki, 1984; Tavera, 1998). Varios modelos han sido descritos para explicar esta heterogeneidad, pero en la actualidad solo dos han tenido aceptación. El modelo de Barreras (Aki y Das, 1977, Aki, 1979) y el modelo de Asperezas (Kanamori, 1981).

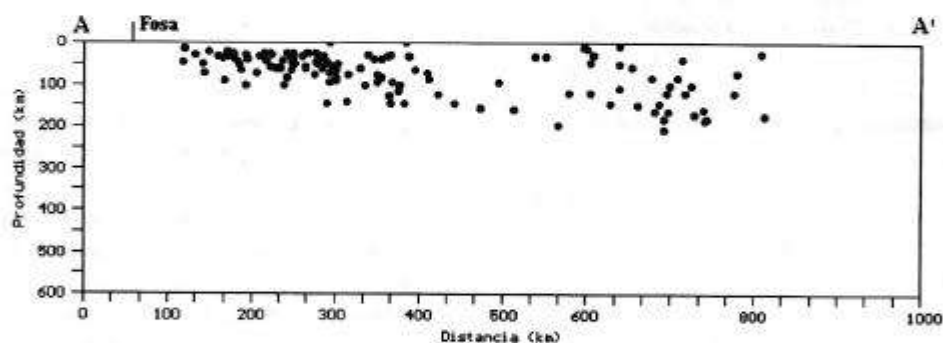


Figura 2. Sección vertical de la sismicidad en la región central del Perú, según la línea AA' de la Figura 1b.

Modelo de Asperezas

Se define como el lugar donde se inicia el proceso de ruptura en un medio muy heterogéneo, debido a que ya hubo terremotos anteriormente, entonces esta zona se encuentra libre de esfuerzos (Tavera, 1992).

En este modelo, el estado inicial es una gran falla que ha sufrido una serie de terremotos, pero que en su interior aun queda una serie de puntos que no se han

roto. En la Figura 3b, se puede ver que toda la zona ha liberado energía con los terremotos precedentes, quedando solo dos puntos que no se han roto. El nuevo terremoto se iniciara en estos dos puntos o en cadena. En términos de esfuerzos, la situación inicial es muy diferente al modelo anterior; casi la totalidad de la falla ya libero energía y los esfuerzos se concentran en los puntos duros. Durante los terremotos posteriores, esta energía se libera totalmente y la situación final es de esfuerzos casi uniformes. El deslizamiento

producido en este modelo es similar al de barreras; en puntos de caída de esfuerzos apenas si hay deslizamiento (Tavera, 1992). El modelo de Asperezas, es atribuido a la presencia de los gaps sísmicos, lo mismos que encuentran bien representados en las zonas de subducción (Kanamori, 1981).

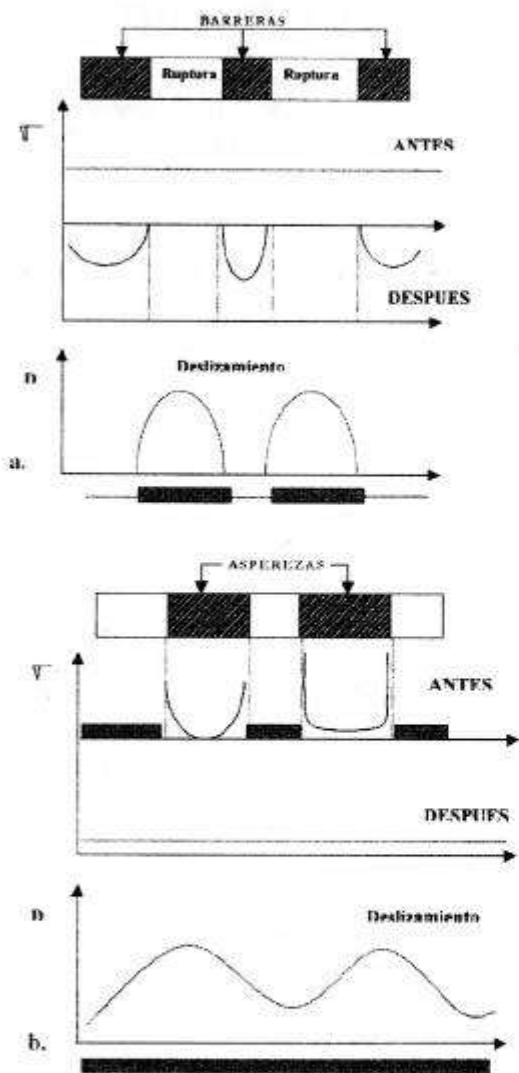


Figura 3.- Modelos de ruptura sísmica a) Barreras (Das y Aki, 1977) b) Aspereza (Kanamori, 1981). σ = Esfuerzo y D = Deslizamiento

Desde el punto de vista de liberación de la energía, los modelos de Barrera y Aspereza son difíciles de distinguir, sólo podría hacerse midiendo los esfuerzos y eso es imposible (Tavera, 1992). En general, lo que para un modelo es una aspereza, para el otro sería la parte libre de la falla y aquello que estaría descargado

para uno se transformaría en una barrera para el otro; por lo tanto, ambos modelos resultan ser complementarios (Bernard y Madariaga, 1984). Sin embargo, ambos modelos existirían una variación espacial y temporal en el momento de liberación de energía sísmica (Beck y Ruff, 1984).

Los grandes terremotos que ocurrieron en Perú, están involucrados en el proceso de subducción y según la teoría obedecen al modelo de aspereza; por lo tanto, es importante realizar un análisis de sus principales características

GRANDES TERREMOTOS EN LA REGIÓN CENTRAL DEL PERU

La región central del Perú, en los últimos 60 años ha sido testigo de grandes terremotos ($M \geq 7.0$) y entre los más importantes, podemos mencionar los ocurridos en los años 1940, 1942, 1966, 1970, 1974 y el más reciente el 12 de Noviembre de 1996 (Figura 4a). A continuación se realiza una breve síntesis de las principales características de estos terremotos.

Terremoto de 1940 ($M_w=7.9$). El epicentro de este terremoto se localiza en las coordenadas $10.5^\circ S$ y $77^\circ W$ (Norte de Lima) y tubo una área de ruptura de $8,100 km^2$ aproximadamente. Este terremoto presentó una área de percepción que comprendió casi todo el Perú. La ciudad de Lima y alrededores fueron la más afectadas, con intensidad de VII – VIII MM. Después del terremoto se genero un Tsunami que en la localidad de Ancon inundo tierra y paso el muro del malecón destruyendo los hangares de la base aérea. (Silgado, 1978).

Terremoto de 1942 ($M_w=8.2$). Su epicentro se localizo en las coordenadas $15^\circ S$ y $76^\circ W$ en la región limítrofe de los departamentos de Ica y Arequipa y tubo una área de ruptura de $5,400 km^2$ aproximadamente. La intensidad máxima observada fue de IX MM en una área de $18.000 km^2$; siendo la ciudad de Nazca la más afectada. La ciudad de Arequipa también fue afectada de consideración. La mayoría de los testigos afirman que el

terremoto tubo una duración de un minuto en Nazca. Este evento sísmico generó un

Tsunami con olas que alcanzaron una altura de 3 metros (Dorbath et al, 1990).

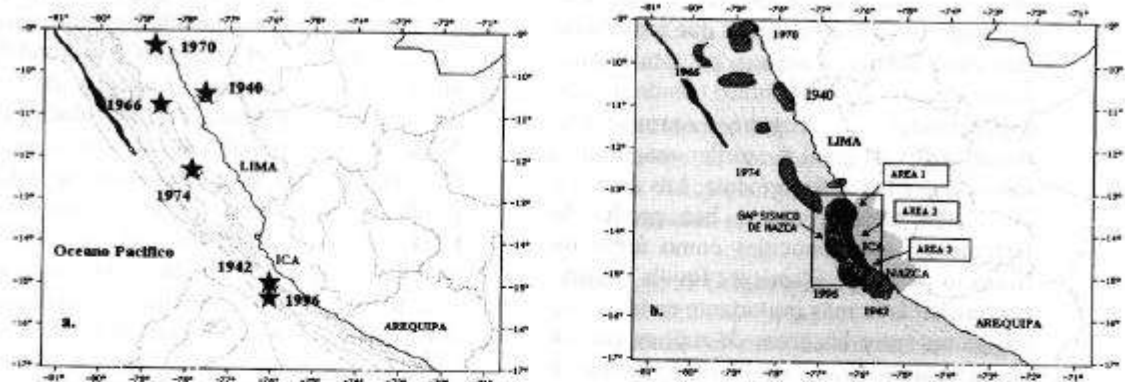


Figura 4. a) Distribución espacial de los terremotos grandes en la región central de Perú b) Distribución espacial de las áreas de ruptura producidas por terremotos grandes y área del gap sísmico de Nazca (GSN). El GSN ha sido dividida en 3 áreas circulares.

Terremoto de 1966 (Mw=7.5). Su epicentro se localizó en las coordenadas 10.7°S y 78.6°W y el mismo que provocó una área de ruptura de 4,300 km² aproximadamente. El terremoto tubo una área de percepción de 542,000 km² y afectó principalmente a la ciudad de Lima con mayor daño a lo largo de franja litoral entre Lima y Supe (VIII MM). El terremoto deja un saldo de cien muertos y daños materiales ascendientes a mil millones de soles oro. (Silgado 1978).

Terremoto de 1970 (M=6.6). Epicentro localizado en las coordenadas 9.2°S y 78.8°W y una área de ruptura de 6,650Km² aproximadamente. Alcanzo intensidades de VII-VIII en la zona del Callejón de Huaylas. Este evento fue el más catastrófico en la historia del Perú, debido a que murieron 50,000 personas, desaparecieron 20,000 y quedaron heridos 150,000 como producto de la avalancha que se produjo en la zona de Yungay después del terremoto. En las ciudades de Chimbote, Casma, Trujillo y Huarney los daños fueron severos. (Silgado, 1978).

Terremoto de 1974 (Mw=7.5). Su epicentro fue localizado en las coordenadas 12.3°S y 77.8°W y una área de ruptura de 10,880 km²

aproximadamente. La máxima intensidad fue de VII MM en Lima. Este terremoto produjo derrumbes de material aluvial en los acantilados situados entre Magdalena y Chorrillos y agrietamientos en la carretera panamericana sur. Así mismo el evento sísmico ocasionó 78 muertos, 2,500 heridos y pérdidas materiales estimadas en unos 2700 millones de soles (Silgado, 1978)

Terremoto de 1996 (Mw=7.7). Su epicentro fue localizado en las coordenadas 15.3°S y 76.4°W muy cercano al terremoto de 1940. Este terremoto presentó intensidades máximas de VII - VIII. En Nazca, Defensa Civil reportó 17 personas muertas, 1500 heridos y 100,000 damnificados. En cuando a infraestructura más de 5,000 viviendas fueron destruidas y 12,000 afectadas. El costo económico de pérdidas fue del orden de 42 millones de dólares. Después del terremoto, la Red Sísmica Nacional a cargo del IGP, llegó a registrar un total de 900 replicas con magnitudes mayores 2.5, las mismas que sugieren una área de ruptura de 13,000km² aproximadamente. (Tavera y Fernández, 1998).

Kelleher (1972), Dewey y Spence (1979), Dorbath et al (1990) y Tavera (1998), analizaron las características de estos

terremotos y sus respectivas replicas a fin de realizar una representación espacial de sus áreas de ruptura. Estas áreas se encuentran distribuidas entre la fosa y la línea de costa (Figura 4b); las mismas que permiten visualizar las áreas que todavía no han experimentado ruptura en esta región. Estas áreas, en un futuro tendrán que experimentar ruptura, provocando terremotos de igual o similar magnitud a los ya descritos anteriormente. Las áreas en las cuales todavía no se han producido terremotos, son conocidas como áreas de Silencio ó Gap Sísmico. En la región central, el área más importante es la que se encuentra entre las áreas de ruptura de los terremotos de 1974 y 1940/1996. Esta área por su cercanía a la Dorsal de Nazca y a la ciudad de Nazca, es llamado el Gap sísmico de Nazca (GSN).

GAP SÍSMICO DE NAZCA(GSN)

El Gap Sísmico es definido por algunos autores, como una región geográfica donde históricamente ha ocurrido sismos destructores y en donde no han vuelto a ocurrir sismos de magnitudes similares después de un tiempo y muestran un nivel de actividad sísmica por debajo de lo normal en las últimas decenas o centenas de años (Udías y Mescua, 1986).

Los diferentes gaps sísmicos presentes en la región costera de Perú, desde hace 30 años, fueron evaluados por Kelleher (1972). En la Figura 5a, se observa la presencia del GSN que aproximadamente se encontraba entre las coordenadas 12.º-15ºS (378 km.), entre las áreas de ruptura de los terremotos de 1940 y 1942. La extensión de este gap disminuye con el área de ruptura del terremoto de 1974, quien cubre o abarca principalmente la zona norte y centro del gap. En estas condiciones, un nuevo Gap sísmico quedo delimitado entre las áreas de ruptura de los terremotos de 1974 y 1942, abarcando el extremo norte de Ica y sur de Lima

Después de terremoto de 1974, se espera que ocurra un terremoto en el GSN y por consiguiente completar la secuencia de rupturas en la región central. En el año de 1996 ocurrió un terremoto cuyo epicentro estuvo muy cerca del terremoto

de 1942 y no donde supuestamente tenía que ocurrir; es decir en el área del GSN.

En la actualidad, el GSN queda delimitado entre las áreas de ruptura de los terremotos de 1974 y 1942/1996 con una extensión es de 300Km aproximadamente en dirección NW-SE. El área del GSN esta comprendida entre la ciudad de Cañete, en el departamento de Lima, hasta la ciudad de Nazca en el departamento de Ica (Figura 4b). En el GSN constantemente se están produciendo sismos de magnitudes relativamente pequeñas; por lo tanto, analizar como a evolucionado la sismicidad en espacio y tiempo, permitiría comprender las características sísmicas en el GSN.

ANALISIS ESPACIO -TIEMPO

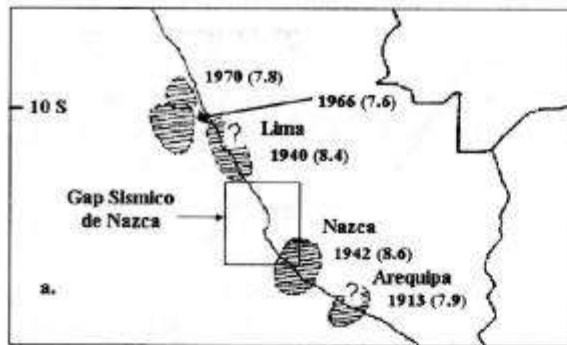
En la Figura 5b, se muestra la distribución de la sismicidad ocurrida en el GSN durante Oct. 1998- Ago. 1999. En esta figura se observa una alta concentración de sismos con foco superficial, que se distribuye en mayor numero, entre la fosa y la línea de costa. Esta alta sismicidad se encuentra comprendida entre las coordenadas 11º y 16ºS aproximadamente. En el interior del continente el numero de sismos disminuye considerablemente, los mismos que se distribuyen sin mantener tendencia alguna de manera dispersa. A fin de analizar esta distribución de la sismicidad en función del espacio-tiempo en el GSN, se elaboraron mapas de sismicidad mensuales. Para este análisis se ha visto por conveniente dividirlo el GSN en tres áreas circulares que abarcan la parte norte, centro y sur del gap, tal como se muestra en Figura 4b. A continuación se realizara una descripción de las principales características Espacio - Tiempo de la sismicidad ocurrida en GSN

Análisis espacial de la sismicidad.

Octubre y Noviembre, 1998, (Figura 6a):

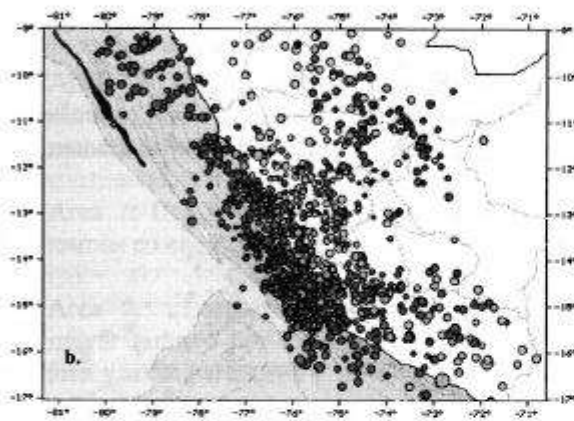
Durante estos meses, el GSN presenta una alta actividad sísmica en sus respectivas áreas circulares.

- Area 1: Se observa una acumulación de sismos que abarcan la parte central del área circular.



- Area 1: solo ocurrieron 5 sismos, los mismos que se localizan en los alrededores del área.
-
- Area 2: ocurrieron solo dos sismos.
-
- Area 3: no ocurrieron sismos.
-
- Continente: los sismos en su mayor numero se localizan en la parte sur de Ica. Estos sismos forman una aparente alineación en dirección NW-SE

Enero, 1999 (Figura 6c):



- Durante el mes de enero, los sismos ocurrieron en su mayor numero en las áreas 2 y 3 del GSN y en comparación con el mes de Diciembre presenta alta actividad sísmica

- Área 1: Solo ocurrieron 3 sismos
- Área 2: Ocurrieron 10 sismos en la parte central del área.
- Área 3: Ocurrieron 6 sismos, los mismos que se localizan en los extremos del área.

Figura 5.. a) Gap sísmico de Nazca identificado por Kelleher (1972) b) Mapa de distribución de la sismicidad en la región central de Perú, durante el periodo Octubre 1998 – Agosto 1999 (CNDG – Sismología).

- Area 2: Se observa dos pequeñas acumulaciones de sismos localizados en los extremos Norte y SW del área
- Area 3: Los sismos se localizan próxima a la línea de costa, los mismos que abarcan la mitad del área circular.
- En el interior del continente, el mayor numero de sismos ocurrieron por la parte central del departamento de Ica.

Diciembre, 1998 (Figura 6b):

- En este mes, se observa que en toda la región del GSN, no hay mucha ocurrencia de sismos.

- En el interior del continente, a partir de la línea de costa, se observa la presencia de una área lineal sin actividad sísmica. Los sismos aparecen a una distancia mayor, siendo más notorio en comparación con los meses anteriores.

Febrero, 1999 (Figura 6d):

- La distribución de la sismicidad en las áreas circulares del GSN, durante el mes de febrero, presenta similares características al mes de Diciembre.
- Los sismos en el interior del continente, se distribuyen en mayor numero por el norte y sur de departamento de Ica.

Marzo, 1999 (Figura 6e):

- Área 1: Se observa una ausencia total de sismos.

- Área 2: Ocurrieron de 3 sismos localizados en extremo NE del área
- Área 3: Se observa una mayor ocurrencia de sismos, los mismos que abarcan gran parte del área circular.

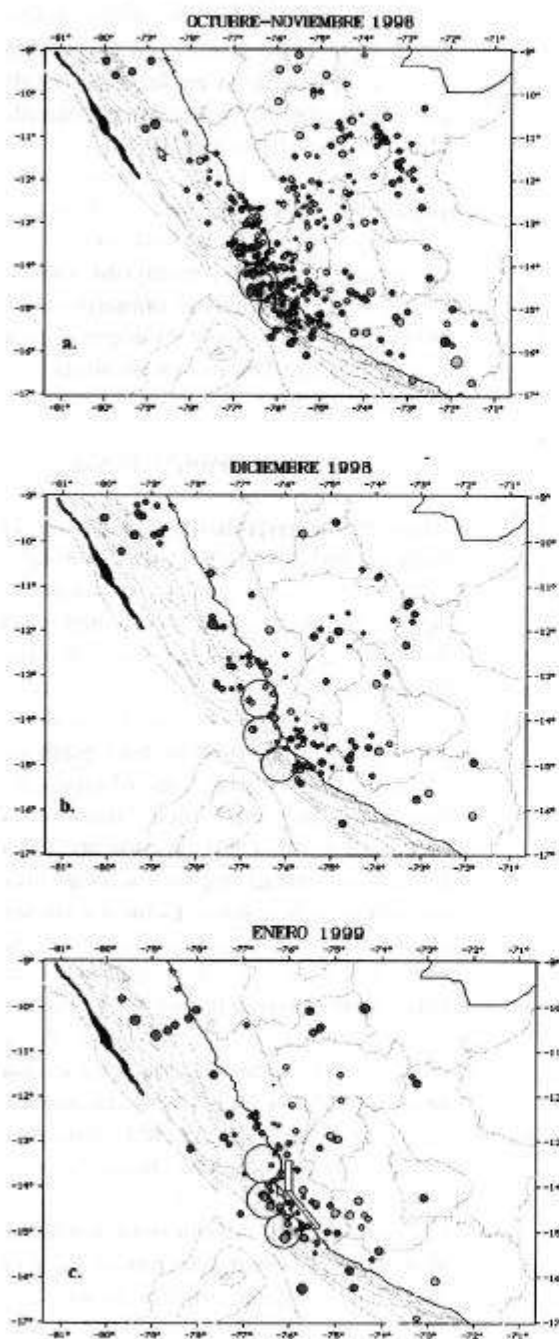


Figura 6. Mapa de distribución mensual en superficie de los sismos ocurridos en el GSN.

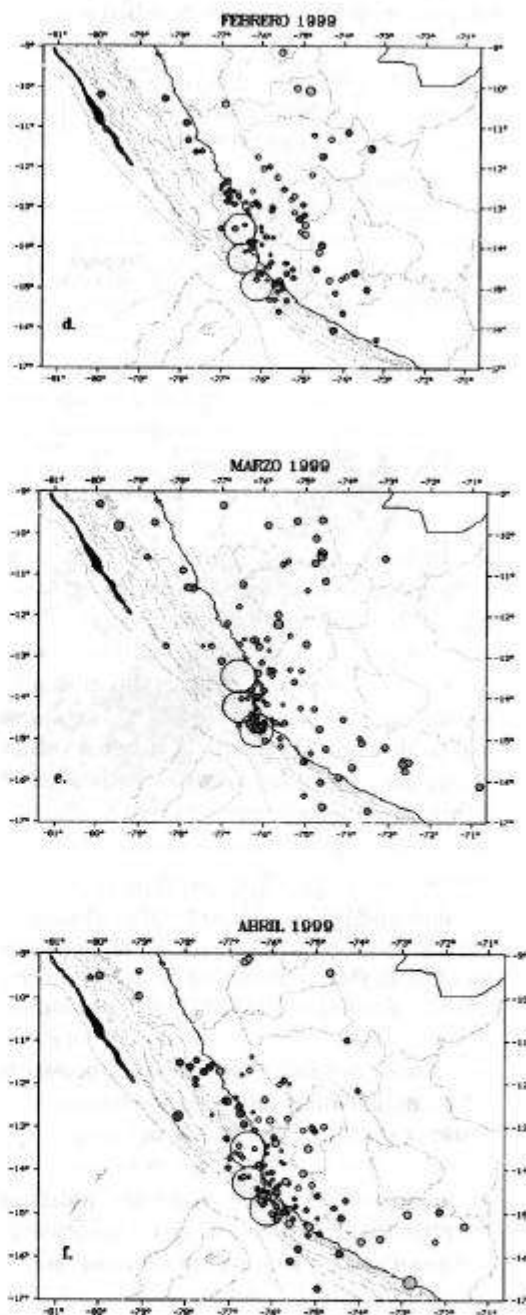


Figura 6. Continuación.

- En el interior del continente, los sismos se presentan cerca de la línea de costa al norte de Ica

Abril, 1999 (Figura 6f):

- Área 1: Ocurrieron cinco sismos que se localizan en el extremo Oeste del área.

- Área 2: Dos pequeñas concentraciones de sismos en los extremos NW y SE del área respectivamente.
- Área 3: Mayor ocurrencia de sismos, los mismos que abarcan gran parte del área.
- En el continente, los sismos se presentan en forma dispersa

Mayo y Junio, 1999 (Figura 6g):

Durante estos meses, el GSN presenta características contrarias a los meses de Marzo y Abril.

- Área 1: Ocurrió un buen número de sismos pero que se distribuyen de manera dispersa por el área.
- Área 2: Una pequeña acumulación de sismos en el extremo SE del área.
- Área 3: Los sismos ocurrieron en mayor número por los alrededores del área y en su parte central un solo sismo.
- En el interior del continente, los sismos se concentran por la parte centro y sur del departamento de Ica

Julio y Agosto, 1999 (Figura 6h):

- La actividad sísmica durante estos meses, presenta concentraciones de sismos en las tres áreas circulares.
- En el área 1, los sismos se localizan en los extremos NE y SW del área circular
- En el área 2, la concentración de sismos se localiza en el extremo NE del área.
- En el área 3, ocurrieron un mayor número de sismos que se localizan en el extremo NW del área.
- En el interior del continente, los sismos se localizan en la parte central de Ica formando una área circular.

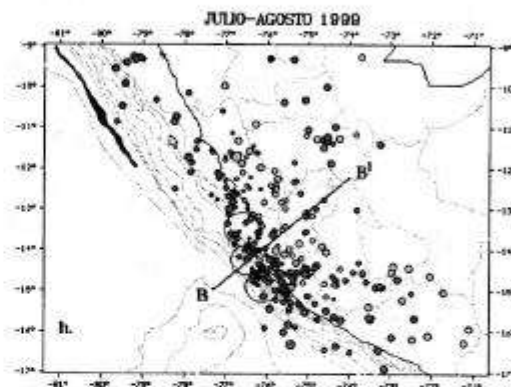
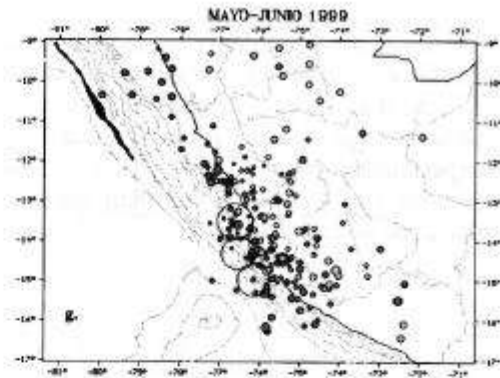


Figura 6. Continuación.

Análisis de la sismicidad en función de la profundidad en el GSN.

A fin de analizar la distribución de los sismos en función de la profundidad de sus focos, se ha elaborado secciones verticales según la línea BB' indicada en la Figura 6h. Estas secciones son perpendiculares a la fosa y paralelas a la dirección de acoplamiento de las placas. El área tiene un ancho de 200 km. X 500km de longitud. A continuación se realizará una descripción de estas secciones:

Octubre, 1999 (Figura 7a):

Durante el mes de Octubre, la sismicidad en la región del GSN se distribuye en profundidad siguiendo una línea con pendiente próxima a 20° hasta una profundidad de 100km aproximadamente y a partir de esta, la sismicidad es casi horizontal, similar a los patrones de sismicidad observado por otros autores para esta región. (Cachil y Isacks 1996; Rodríguez y Tavera, 1996; Tavera 1998).

En el área de interés; es decir entre la Dorsal de Nazca (DN) y el departamento de Ica, la sismicidad es continua y solo se observa una área pequeña que no experimenta ruptura alguna. Esta área se localiza a una distancia de 90km desde la dorsal de Nazca.

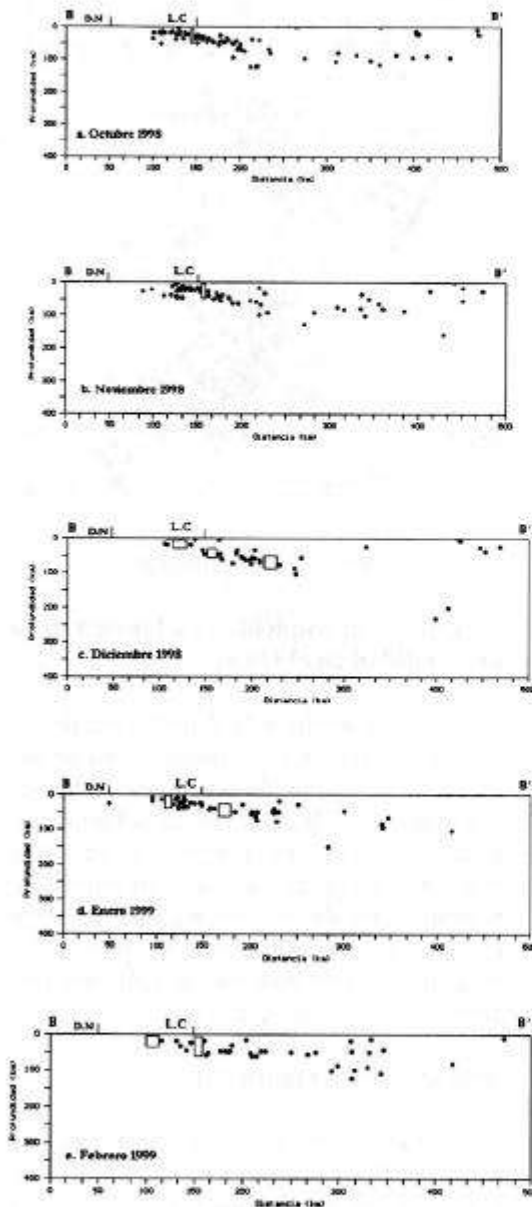


Figura 7. Secciones verticales de sismicidad para la región del gap sísmico de Nazca. LC=Linea de costa y DN=Dorsal de Nazca.

Noviembre, 1998 (Figura 7b):

En el mes de Noviembre, la sismicidad sigue el mismo patrón observado anteriormente. El área sin ruptura se ha desplazado 20km aproximadamente en dirección NE. Esta área se localiza a una distancia de 110km, desde la DN.

Diciembre, 1998 (Figura 7c):

Durante el mes de Diciembre, la sismicidad sigue el mismo patrón anterior; sin embargo, se puede identificar la presencia de tres áreas que no han experimentado ruptura alguna. La primera se localiza a la distancia de 70km desde la DN (corteza oceánica); la segunda a 105km (cerca de la línea de costa) y la tercera y más grande a 170km de la DN. Esta última se localiza en el continente, por debajo del departamento de Ica. Estas áreas pueden ser observadas en superficie (Figura 6b)

Enero, 1999 (Figura 7d):

En el mes de Enero, se observa la presencia de dos áreas sin ruptura. La primera se localiza a la distancia de 60km desde la DN y la segunda a la distancia de 130km por debajo del departamento de Ica. Así mismo, en comparación con los meses anteriores, se observa una concentración de sismos a 70km de la DN, las mismas que son visibles en superficie (Figura 6c)

Febrero, 1999 (Figura 7e):

En este mes, se observa que dos áreas no han experimentado ruptura. La primera se localiza a la distancia de 50km de la DN y se encuentra al inicio del proceso de subducción. La segunda se localiza a 105km de la DN, por debajo del departamento de Ica: Estas áreas sin ruptura pueden ser observadas en superficie (Figura 6d).

Marzo, 1999 (Figura 7f):

En este mes, se observa la presencia de dos áreas sin ruptura, las mismas que se localizan por debajo del departamento de

Ica. Este mes, en comparación con el mes de Febrero existe mayor concentración de sismos entre la dorsal de Nazca y la línea de costa.

Abril, 1999 (Figura 7g):

Durante este mes, la sismicidad es más uniforme, similar a los meses de Octubre y Noviembre; sin embargo, este mes en comparación con los meses anteriores, se presenta una área inclinada sin ruptura, la misma que se localiza a 100km desde la DN.

Mayo, 1999 (Figura 7h):

En el mes de Mayo, el GSN presenta dos áreas que no han experimentado ruptura alguna. La primera se localiza a 70 km de la DN (corteza oceánica) y la segunda inclinada a los 115Km por debajo del departamento de Ica.

Junio, 1999 (Figura 7i):

Durante el mes de Junio, la distribución de los sismos es continua hasta una distancia de 200km desde la DN. Sin embargo, se presenta una área sin ruptura localizada en los inicios del proceso de subducción. Esta área puede ser observada en superficie (Figura 6g)

Julio, 1999 (Figura 7j):

En este mes de Julio, se observa una gran acumulación de sismos próxima a la línea de costa y alrededor una área pequeña que no experimento ruptura alguna. La concentración de sismos alcanza profundidades de 50km y un espesor de 20km aproximadamente.

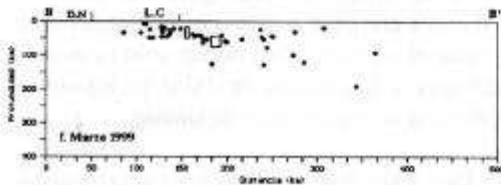


Figura 7. Continuación.

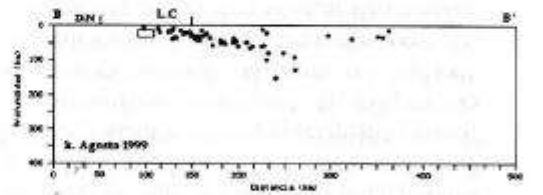
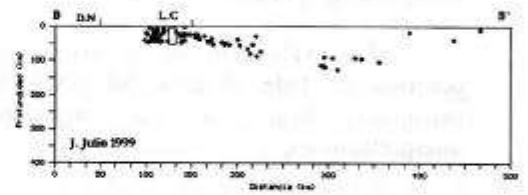
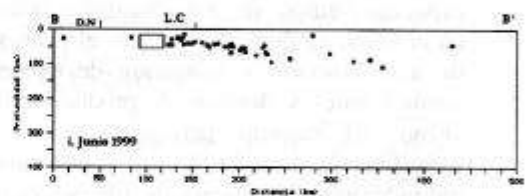
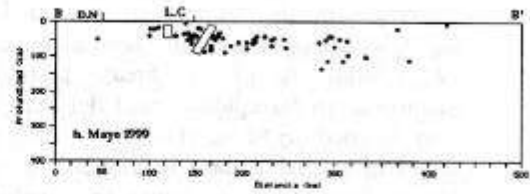
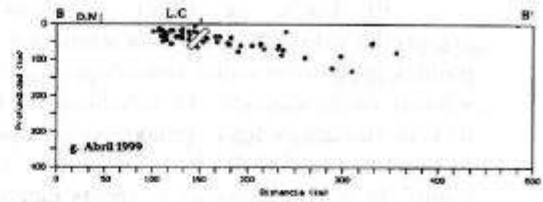


Figura 7. Continuación.

Agosto, 1999 (Figura 7k):

En el mes de Agosto, los sismos se distribuyen uniformemente siguiendo los patrones de sismicidad observado en los meses de Octubre y Noviembre de 1998. Sin embargo, se presenta una área pequeña sin ruptura localizada al inicio del proceso de subducción.

DISCUSION

El borde occidental de Perú, siempre ha sido testigo de la ocurrencia de grandes terremotos como consecuencia del proceso de subducción. El estudio de las áreas de ruptura de los terremotos ocurridos en la región central del Perú, ha permitido identificar la geometría de las áreas con y sin ruptura a lo largo de la zona de convergencia de las placas; siendo las segundas conocidas como Gaps Sísmicos. El estudio de estas áreas permitió identificar en la región central del Perú el Gap Sísmico de Nazca (GSN). El GSN, es una área probable para ocurrencia de un futuro terremoto; mediante el análisis espacio - tiempo de la sismicidad ocurrida en el GSN, se pretende conocer el proceso de acumulación y relajación de energía sísmica antes y después de producirse un sismo. El espacio permitirá definir e identificar el área de ruptura y el tiempo individualizar las etapas de liberación de energía en el área involucrada.

La evaluación de la sismicidad ocurrida en toda el área del GSN, ha permitido llegar a las siguientes interpretaciones:

- En los meses de Octubre y Noviembre, el GSN presenta una alta sismicidad, lo cual sugiere una intensa fricción de las placas y por consiguiente mayor liberación de energía; sin embargo, durante el mes de Diciembre, la sismicidad disminuye en forma considerable lo cual sugiere que en el área del gap, se inicia una etapa de acumulación de energía. En el mes de Enero, el GSN libera mayor energía en las áreas 2 y 3, pero en el mes de Febrero nuevamente en el área se inicia la etapa de acumulación de energía. En los meses de Marzo y Abril, el GSN concentra su mayor sismicidad en la parte sur del área; mientras que en los meses de Mayo y Junio, la sismicidad migra hacia la parte norte. Finalmente en los meses de Julio y Agosto, nuevamente el GSN presenta mayor sismicidad, similar a los meses de Octubre y Noviembre.

- Esta distribución de la sismicidad sugiere que existe una heterogeneidad en la

distribución espacial de los sismos, debido a que los sismos van migrando constante en toda el área del GSN. Así mismo, es posible asumir que durante algunos meses, parte del área de GSN se comportan como una aspereza durante la etapa de acumulación de energía.

La evaluación por áreas circulares de la sismicidad ocurrida en el GSN, permite llegar a las siguientes interpretaciones:

- Area 1 (Norte del GSN): Esta área en los meses de Octubre y Noviembre, presenta una alta actividad, la misma que va decreciendo paulatinamente hasta el mes de Marzo donde prácticamente en el área no ocurren sismos y por consiguiente sugiere la presencia de una aspereza. En el mes de Abril, el área nuevamente presenta actividad sísmica, la misma que se incrementa durante los meses de Mayo, Junio, Julio y Agosto.

- Area 2 (Centro del GSN): Durante los meses de Octubre y Noviembre, esta área presenta 2 concentraciones de sismos, que disminuye hasta mostrar únicamente 2 sismos en Diciembre. En Enero, ocurrieron 10 sismos y en los meses de Febrero y Marzo 3 sismos. En Abril, el área experimenta un pequeño incremento de sismos, pero en Mayo y Junio decrece hasta observar un solo sismo en la parte central del área y en Julio y Agosto, el área presenta nuevamente un incremento de sismos.

- Area 3 (Sur del GSN): Durante los meses de Octubre y Noviembre, esta área presenta un numero mayor de sismos. En Diciembre no ocurre ningún sismo. En Enero y Febrero ocurrieron 6 y 5 sismos respectivamente y en Marzo aumenta el numero de sismos. En Abril, la actividad sísmica empieza a decrecer paulatinamente hasta el mes de Julio, donde solo ocurren 2 sismos y los meses de Julio y Agosto se observa un incremento de sismos.

- Este análisis ha permitido observar que la mayor cantidad de sismos ocurrió en el área3 y el menor numero de sismos en el área 2. Así mismo, los resultados sugieren que durante los meses de Marzo y

Diciembre, las áreas 1 y 3 se comportaron como asperezas

El análisis de las secciones verticales en GSN, permite plantear las siguientes interpretaciones:

- La sección vertical de los sismos ocurridos durante el mes de Octubre, permite observar la presencia de una área pequeña que no experimento ruptura. Esta área se localizada en la corteza oceánica y se comporta como una aspereza; sin embargo, esta área durante el mes de Noviembre, migra hacia el interior del continente llegando a localizarse cerca de la línea de costa.

- En el mes de Diciembre, aumenta a 3 el numero de áreas sin ruptura, siendo estas áreas mas grandes que las observadas en los meses anteriores. Una de las áreas se localiza al inicio del proceso de subducción y las 2 restantes por debajo del departamento de Ica. El área que se localiza cerca de la línea de costa, es la misma que la observada durante el mes de Noviembre, pero con mayor tamaño. Estas áreas pueden ser observadas en superficie a partir de la distribución espacial de la sismicidad (Figura 6b).

- La sismicidad ocurrida durante los meses de Enero y Febrero, muestra 2 áreas que no han experimentado ruptura, una se localiza en la corteza oceánica y la otra por debajo del continente. Estas áreas migran y presentan tamaños diferentes en ambos meses.

- En Marzo, también se observa la presencia de 2 áreas sin ruptura, pero ambas por debajo del departamento de Ica. Una de estas áreas, es mas que pequeña y se localiza en el mismo lugar del área observada durante el mes de Febrero.

- En el mes de Abril, en comparación a los meses anteriores, el área que no experimento ruptura esta inclinada y presenta mayor tamaño durante el mes de Mayo, pero se localiza en el interior del continente. Adicionalmente, en el mes de Mayo, también se puede apreciar una área sin ruptura en la corteza oceánica.

- En los meses de Junio, Julio y Agosto, se observa la presencia de una área sin experimentar ruptura, la misma que se localiza en la corteza oceánica; sin embargo, esta área va migrando y variando su tamaño durante estos meses.

- El análisis de la distribución de la sismicidad en función de sus focos, ha permitido observar que existe una migración espacio-tiempo de las áreas que no experimentaron ruptura alguna durante el periodo de estudio. Así mismo, estas áreas, pueden ser definidas como asperezas, las mismas que presentan periodos de ruptura de un mes, tiempo durante el cual cambia de forma y tamaño.

CONCLUSIONES

El análisis preliminar de la distribución de la sismicidad Espacio-Tiempo en la región del Gap Sísmico de Nazca, ha permitido llegar a las siguientes conclusiones.

- La región del GSN, presenta características sísmicas muy heterogénea, debido a que los sismos continuamente migran a lo largo de toda el área mes a mes.

- La mayor ocurrencia de sismos en GSN, se produjo en los meses de Octubre, Noviembre, Abril, Julio y Agosto, los mismos que sugieren que se ha liberado mayor energía sísmica; mientras que la menor cantidad de sismos y por lo tanto, la mayor acumulación de energía, se produjo en los meses de Diciembre y Febrero.

- Durante el periodo de estudio, los sismos que se han producido en las áreas circulares del GSN, son en gran mayoría de magnitudes pequeñas, los mismos que se distribuyen en mayor numero entre la fosa y la línea de costa. La migración de la sismicidad de una área circular a otra dentro del GSN, sugiere procesos de ruptura muy heterogéneos, permitiendo identificar la presencia de por lo menos una área que no experimento ruptura alguna. Estas áreas varían de tamaño y son mejor observadas en secciones verticales y

por lo tanto constituye como asperezas, fáciles de identificar en los meses de Diciembre, Febrero, Marzo, Junio y Agosto.

- En las áreas circulares de GSN, la de mayor sismicidad corresponde a el área 3 y la de menor sismicidad a el área 2

- Durante los meses de Abril y Mayo, las áreas que no experimentaron ruptura alguna se presenta inclinadas.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Instituto Geofísico del Perú, por otorgar una beca para realizar Práctica Profesionales y brindar la posibilidad al autor de desarrollarme profesionalmente.

Al Director de Centro Nacional de Datos Geofísicos (CNDG-SISMOLOGIA), Dr. Hernando Tavera, por su asesoramiento en la elaboración del presente estudio y guiar la formación del autor. Así mismo al personal que labora en el área del CNDG, por compartir sus conocimientos y experiencias en sismología. También por su amistad y calidad humana.

BIBLIOGRAFIA

AKI, K. (1979). Characterization of Barriers on an Earthquake Fault. *Journal Geophysical. Res.* Vol. 84, Pgs. 6140-6148.

AKI, K. (1984). Asperities, Barriers and Characteristics of Earthquake and Strong Motion Prediction. *Journal Geophysical. Res* 89. Pgs. 5867-5872.

ANTAYHUA, Y. (1999). Calculo de los Parámetros Hipocentrales del Terremoto de Arequipa 8 de Octubre 1998. *Informe de Practicas Pre-Profesionales.* Instituto Geofísico del Perú.

BECK, S y RUFF, L. (1984). The Rupture Process of the Great 1979 Colombia Earthquake, Evidence for the Asperity Model. *Journal Geophysical. Res* 89. Pgs. 9281-9292

BERNAL, I. (1999). Características de la Sismicidad en la Región Sur del Perú. *Informe de Practicas Pre-Profesionales.* Instituto Geofísico del Perú

DAS, S y AKI, K (1977). Fault planes with Barriers: A Versatile Earthquake Model. *Journal.Geophysical. Res* 82. Pgs.5648-5655

JAMES, W. y SPENCE W, (1979). Seismic Gap and Source Zones of Recent Large Earthquakes in Coastal Perú. *Pageoph.* Vol. 117, N° 06. Pgs.148-177

KELLEHER, J, (1972). Rupture Zones of large South America Earthquakes and Some Predictions. *Journal Geophysical. Res.* 77. N 11 Pgs.2087-2103.

POMACHAGUA, O. (1999). Características Generales de la Tectónica y Sismicidad de Perú. *Informe de Practicas Pre-Profesionales.* Instituto Geofísico del Perú

RODRÍGUEZ, L. y TAVERA, H., (1991). Determinación con Alta Resolución de la Geometría de la Zona de Wadati-Benioff en el Perú Central. *Revista Brasileña de Geofísica* Vol.9(2),141-159

RUEGG, J. (1994). Deformación de la Corteza Terrestre y Terremotos: Aplicación al Estudio del Ciclo Sísmico en Norte de Chile. *Física de la Tierra.* N°6 Pgs201-243

TAVERA, H. (1992). El Proceso de Ruptura Sísmica: Barrera o Aspereza. *Boletín de la sociedad Geológica del Perú.*Vol. 83.Pgs.69-73

TAVERA, H. y BUFORN, E., (1998). Sismicidad y Sismotectónica del Perú. *Departamento de Geofísica. Universidad Complutense de Madrid,* N° 10, Pgs. 187-219

TAVERA, H. y BUFORN, E., (1999). Parámetros de la Fuente Sísmica del Terremoto de Lima del 18 de Abril de 1993. *Sociedad Geológica del Perú.* Vol 75 Pgs 67-79.

Análisis preliminar espacio - tiempo, Gap sísmico de Nasca.

SILGADO, E., (1978). Historia de los Sismos mas Notables Ocurridos en el Perú. *Instituto de Geología y Minería.*

UDIAS, A. y MÉSCUA, J. (1997). Fundamentos de Sismología. *Editorial Alhambra. Madrid.*