

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN
FACULTAD DE GEOLOGIA, GEOFISICA Y MINAS
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFISICA



**ANALISIS DE LA ACTIVIDAD SISMICA EN LA REGION DEL VOLCAN
SABANCAYA Y LOS SISMOS DE MACA (1991), SEPINA (1992) Y
CABACONDE (1998).**

Tesis Presentada por el Bachiller en
Ciencias Geofísicas
YANET TERESA ANTAYHUA VERA
Para optar el Título Profesional de
INGENIERO GEOFÍSICO

AREQUIPA - PERU
2002

*A la memoria del padre Pius Hugo Camenish,
a quien debo mi eterna gratitud por haberme brindado
su apoyo y sus consejos para ser cada día mejor.*

*A mi querida madre Julieta Vera por su
gran esfuerzo y ejemplo*

*A la hermana Clotilda Demund por su
comprensión y cariño.*

INDICE

INDICE

CAPITULO 1. INTRODUCCION	1
1.1.- Ubicación del Area de Estudio	3
1.2.- Objetivos del Presente Estudio	3
CAPITULO 2. CONTEXTO GEODINAMICO Y SISMICIDAD	8
2.1.- La Cordillera de los Andes	8
2.2.- Unidades Estructurales	9
2.2.1.- La Zona Costanera (Z.C.)	9
2.2.2.- La Cordillera Occidental (C.00.)	9
2.2.3.- El Altiplano	9
2.2.4.- La Cordillera Oriental (C.OR.)	11
2.2.5.- La Zona Subandina	11
2.3.- Esquema Geodinámico Actual	13
2.4.- Características Generales de la Sismicidad	15
2.4.1.- Sismicidad con Foco Superficial	15
2.4.2.- Sismicidad con Foco Intermedio	17
2.4.3.- Sismicidad con Foco Profundo	17
CAPITULO 3. VOLCANES Y SISMICIDAD	21
3.1.- Distribución de los Volcanes	21
3.1.1.- Clasificación de volcanes	23
3.1.2.- Tipos de Erupciones	24
a).- Erupción Peleana	24
b).- Erupción Pliniana	26

c).- Erupción Hawaiana	26
d).- Erupción Vulcaniana	26
3.2.- Los Volcanes en la Región Sur de Perú	27
a).- Volcán Huaynaputina	29
b).- Volcán Ubinas	29
c).- Volcán Misti	30
d).- Volcán Sabancaya	31
3.3.- Registro de Sismos en Volcanes Activos	32
3.3.1.- Clasificación de Señales Sísmicas	33
a).- Señales Tipo A	33
b).- Señales Tipo B	33
c).- Señales Tipo C	35
d).- Señales de Período Largo (LP)	35
e).- Señales de Explosiones	35
f).- Señales de Tremores	35
3.3.2.- Señales Sísmicas en el Volcán Sabancaya	37
CAPITULO 4. COMPLEJO VOLCANICO AMPATO-SABANCAYA	
HUALCA HUALCA	39
4.1.- Introducción	39
4.2.- Geología y Tectónica	41
4.3.- Estudios Sismológicos	44
CAPITULO 5. ADQUISICION DE DATOS	50
5.1.- Introducción	50
5.2.- Red Sísmica Telemétrica del Volcán Sabancaya (RSTS)	51
5.3.- Los Sismogramas	54
5.3.1.- Lectura e Interpretación de Sismogramas	54
5.3.2.- Estimación de los Errores de Lectura	59

CAPÍTULO 6. EVALUACION DE LA RED SISMICA TELEMETRICA DEL VOLCÁN SABANCAYA (RSTS)	64
6.1.- Introducción	64
6.2.- Evaluación de la RSTS	65
6.3.- Sismos Teóricos	67
6.4.- Discusión y Resultados	71
CAPITULO 7. TRATAMIENTO DE DATOS Y LOCALIZACION HIPOCENTRAL	74
7.1.- Algoritmos de Localización	74
7.2.- Relación de Velocidades (V_p/V_s)	77
7.3.- Modelo de Velocidad	78
7.4.- Cálculo de la Magnitud	85
CAPÍTULO 8. ANALISIS Y EVALUACION DE LA ACTIVIDAD SISMICA	86
8.1.- Distribución de los Sismos en Superficie	86
8.1.1.- Sismos del Grupo A	86
8.1.2.- Sismos del Grupo B	88
8.2.- Distribución de los Sismos en Profundidad	90
8.3.- Discusión	93
CAPITULO 9. LOS SISMOS DE MACA (1991), SEPINA (1992) Y CABANACONDE (1998)	98
9.1.- Introducción	98
9.2.- Sismo de Maca (1991) y Sepina (1992)	99
9.2.1.- Parámetros Hipocentrales	99

9.2.2.- Distribución de Intensidades	102
9.2.1- Mecanismos Focales	106
9.2.4.- Análisis Espectral del Sismo de Sepina	108
9.2.4.1.- Caída de Esfuerzos, Desplazamiento Medio y Magnitud	110
9.3.- Sismo de Cabanaconde (1998)	111
9.3.1.- Parámetros Hipocentrales	111
9.3.2.- Distribución de Intensidades	113
9.3.3.- Mecanismo Focal	115
9.3.4.- Réplicas	115
9.3.4.1.- Red Sísmica Temporal	115
9.3.4.2.- Análisis de los Registros Sísmicos	116
9.3.4.3.- Parámetros Hipocentrales	118
9.4.- Interpretación Sismotectónica	121
CAPITULO 10. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	124
BIBLIOGRAFIA.	129
ANEXOS	139
<i>Anexo 1: Parámetros Hipocentrales de los Sismos Registrados por la Red Sísmica Telemétrica del Volcán Sabancaya Durante el Período 1993 y1995.</i>	139
<i>Anexo 2: Parámetros Hipocentrales de las Réplicas del Sismo de Cabanaconde (1998) Registrados por la Red Sísmica Temporal Instalada por el Instituto Geofísico de la Universidad Nacional de San Agustín.</i>	

El Terremoto de la Región Sur de Perú del 23 de Junio del 2001: Aspectos Sismológicos. Informe del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001. CNDG (2002), p. 19-30.

Intensidades Regionales asociadas al Terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001. Informe del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001. CNDG (2002), p. 39-48.

Análisis Espacial de las Réplicas del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001 a partir de datos de una Red Sísmica Local (Resultados Preliminares). Informe del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001. CNDG (2002), p. 49-60.

Parámetros del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001 y de sus tres Réplicas de Magnitud Mayor deducidos del Análisis Espectral de Ondas de Volumen. Informe del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001. CNDG (2002), p. 93-98.

Análisis de la Actividad Sísmica en al Región del Volcán Sabancaya (Arequipa). Bol. Soc. Geol. del Perú, v. 92 (2001),p.79-88.

Evaluación de la Sismicidad y Distribución de la Energía Sísmica en Perú, Bol. Soc. Geol. del Perú, v.92 (2001), p.67-78.

The Arequipa (Peru) earthquake of June 23, 2001. Jour. of Seism. (in press.)

Análisis de los Procesos de Ruptura de los Sismos ocurridos en 1990 y 1991 en el valle del Alto Mayo (Moyobamba-Perú). Bol. Soc. Geol. del Perú, v. 91 (2001), p. 55-68.

Cálculo de los Parámetros Hipocentrales de los Terremotos: Aplicación al Terremoto de Arequipa del 08 de Octubre de 1998. Compendio de Trabajos de Investigación Realizado por los Estudiantes Durante el Ario 1999 (Práctica Pre-profesionales). v.1 (2000), p. 81-92.

RESUMEN

La región Sur de Perú se caracteriza por presentar un importante número de volcanes que han mostrado importante actividad en siglos pasados. De estos volcanes, el de reciente actividad es el Sabancaya, el mismo que forma parte del gran Complejo Volcanico Ampato-Hualca Hualca y se ubica a 30 km al SW de la localidad de Chivay y a 80 km de la ciudad de Arequipa. Después de 200 años, el volcán Sabacaya ingresa a una etapa de reactivación en 1986 con intensa actividad fumarólica acompañado de importante actividad sísmica. En Abril de 1990, el Instituto Geofísico del Perú instala cinco estaciones sísmicas temporales alrededor del volcán Sabancaya que funcionaron de manera irregular hasta 1993, fecha en la cual se instala la Red Sísmica Telemétrica (RSTS) compuesta por 3 estaciones de periodo corto y que estuvo operativa hasta finales de 1995. Durante ambos periodos, se obtuvo un gran número de señales registradas en papel ahumado y formato digital, las mismas que fueron clasificadas de acuerdo a Minakami (1974) en señales de tipo A, B, C, periodo largo y tremores.

Asimismo, durante el periodo de operatividad de la RSTS se registro 212 sismos tectonicos, los mismos que se distribuyen sobre fallas y lineamientos presentes en Pampa Sepina ubicada a 5 km en dirección NE del volcán Sabancaya. Los sismos presentan magnitudes ML menores a 3.0 y profundidades máximas de 24 km. La información geológica, las observaciones visuales del proceso eruptivo

del volcán y las características de la sismicidad, sugieren que la cámara magmática del volcán Sabancaya habría sido de menor volumen y que la deformación superficial presente en Pampa Sepina, asociada a la importante actividad sísmica registrada entre 1993 y 1995, tendría su origen en los esfuerzos resultantes de la presión que ejerció el magma sobre las capas superficiales durante su propagación antes de llegar a la cámara magmática. Durante el periodo de funcionamiento de la RSTS, no se registró sismos tectónicos con posible origen en el interior del cono volcánico.

La importante deformación superficial presente en Pampa Sepina, presentó su culminación con la ocurrencia de dos sismos de magnitud moderada en Julio de 1991 y Febrero de 1992, ambos conocidos como sismos de Maca (5.4mb) y Sepina (5.0mb). Estos sismos, corresponden a fallas inversas con gran componente de desgarre y ejes de presión y Tensión prácticamente horizontales y con orientación N-S (eje T) y E-W (eje P). Esta distribución de esfuerzos es coherente con la compleja deformación que se produjo en toda Pampa Sepina, paralela al proceso eruptivo del Volcán Sabancaya.

Asimismo, la deformación local estuvo acompañada de otro sismo ocurrido en Abril de 1998 (5.2mb) con origen en la falla Solarpampa (sistema de fallas Huambo-Cabanaconde). El mecanismo focal obtenido es de tipo normal con planos orientados en dirección E-W y ejes de Tensión horizontal N-S, coherente con la orientación de los esfuerzos regionales presentes alrededor del volcán Sabancaya y Pampa Sepina. Las 17 réplicas localizadas con una red sísmica temporal compuesta 3 estaciones sísmicas (Instituto Geofísico de la Universidad Nacional de San Agustín), sugieren que la falla Solarpampa alcanza profundidades menores a 15 km con plano inclinado en dirección Sur, coherente con la orientación de las fallas coherentes en esta región.

CAPITULO 1

INTRODUCCION

La Tierra libera de manera continua energía, ya sea en forma de sismos o erupciones volcánicas, de ahí que es frecuente encontrar volcanes en regiones sísmicamente muy activas. Una de estas regiones y la más importante, es la que conforma el denominado “Cinturón de Fuego del Pacífico” y de la cual forma parte el borde Oeste de Sudamérica y por ende el Perú. Sin embargo, la ocurrencia de sismos de gran magnitud es más frecuente que las erupciones volcánicas, pero ambas se constituyen como peligros potenciales para la humanidad, más aún si las ciudades se ubican en las proximidades de los volcanes reconocidos como activos.

En el Perú, la cadena volcánica esta constituida aproximadamente por 50 volcanes (activos e inactivos) y todos se ubican en la región Sur de Perú sobre la Cordillera Occidental. La presencia de volcanes en esta región, parece estar asociada con la geometría de la placa de Nazca que subduce por debajo del continente, de ahí la ausencia de actividad volcánica reciente en la región Norte y Centro de Perú.

De todos los volcanes ubicados en la región Sur de Perú, las de mayor actividad son el Misti, Ampato, Sabancaya, Hualca-Hualca, Andagua, Coropuna, Huaynaputina Ubinas, Ticsani, Tutupaca, Yucamane y Casiri, todos distribuidos en los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna respectivamente. Sin embargo, de los mencionados anteriormente, el Misti y el Ubinas son los que presentan manifestaciones esporádicas de actividad con la correspondiente emisión de fumarolas de diversas alturas. Asimismo, recientemente el volcán Sabancaya pasó por un proceso eruptivo que se inició en 1986 y que culminó parcialmente en 1995 pasando por dos fases, una eruptiva y luego una explosiva con la abundante emisión de fumarolas, gases y expulsión de pequeños bloques de roca. Este volcán junto al Ubinas y el Misti, han sido sujetos a estudios

sismológicos y geofísicos que por su corta duración y al no ser continuos, no fue posible conocer con detalle sus características y la evolución de su proceso eruptivo. Recientemente, el Instituto Geofísico del Perú en cooperación con la Universidad de Clermont-Ferrand (Francia), han realizado estudios de geología y geofísica en detalle y hoy en día, se dispone con variada información que ha permitido conocer más sobre la génesis y naturaleza de estos volcanes. Los estudios mencionados anteriormente, por ser de gran importancia, se han ampliado a los volcanes Huaynaputina, Valle de Andagua y Ticsani.

Los estudios sísmológicos aplicados a volcanes, solo han sido realizados de manera temporal en el volcán Ubinas y recientemente con una Red Sísmica Telemétrica de 3 estaciones en el volcán Sabancaya (RSTS). Durante el proceso eruptivo de éste volcán, el Instituto Geofísico del Perú, antes de la Red Sísmica Telemétrica, realizó la instalación de varias estaciones sísmicas temporales, las mismas que han permitido obtener gran cantidad de información para diferentes períodos de tiempo. Esta información ha permitido evaluar parcialmente la evolución del proceso eruptivo del volcán Sabancaya, así como plantear las primeras hipótesis sobre el origen de la sismicidad, la geometría de la cámara magmática y la importante deformación superficial observada in situ y por medio de imágenes de fotos satelitales en toda la región de estudio. Del total de información, la más homogénea es la obtenida por la RSTS; por lo tanto, esta información será utilizada para la realizar un mayor análisis de la sismicidad ocurrida en la denominada Región del Volcán Sabancaya y a la vez, correlacionarla con los resultados obtenidos en geología y geofísica a fin de lograr un mayor conocimiento de todo el proceso eruptivo de dicho volcán. Asimismo, la ocurrencia de los sismos de Maca en 1991 (5.4 mb), Sepina en 1992 (5.0 mb) y Cabanaconde en 1998 (5.2 mb) en el área de estudio permiten analizar y describir las características de la fuente que genera estos sismos para luego ser correlacionados con los resultados obtenidos en el análisis de la actividad sísmica ocurrida en la Región del Volcán Sabancaya.

El presente estudio esta organizado de acuerdo al siguiente orden:

En el Capitulo 2, se describe las principales características del proceso geodinámico en Sudamérica en relación con sus principales unidades estructurales. Asimismo, se analiza y describe la distribución en superficie y en profundidad de la sismicidad en Perú.

En el Capitulo 3, se describe el origen, distribución y clasificación de los volcanes en el mundo y particularmente en la región Sur de Perú. Asimismo, se realiza un análisis visual y la respectiva clasificación de señales sísmicas registradas por la Red Sísmica Telemétrica del Sabancaya durante el período 1993 y 1995.

En el Capitulo 4, se realiza una reseña histórica del proceso eruptivo y las características geológicas del complejo volcánico Ampato, Sabancaya y Hualca-Hualca. Asimismo, se describe los diferentes estudios sismológicos y los resultados más importantes obtenidos por los diversos autores que evalúan y analizan el proceso eruptivo del volcán Sabancaya durante su período de mayor crisis volcánica (1986-1995).

En el Capitulo 5, se describe las principales características de la Red Sísmica Telemétrica del Volcán Sabancaya (RSTS) instalada a inicios de 1993 y que estuvo operativa hasta 1996. La información sísmica obtenida de esta red es analizada y seleccionada de acuerdo a los requerimientos de este estudio.

En el Capítulo 6, se realiza la evaluación del área de mayor resolución de la Red Sísmica Telemétrica del Sabancaya a partir de sismos teóricos generados a diferentes profundidades (5, 10 y 15 km) con el fin de cuantificar los valores obtenidos para los parámetros hipocentrales de la sismicidad registrada por la RSTS.

En el Capitulo 7, se realiza el tratamiento de datos y la localización hipocentral de los sismos, Para ello fue necesario elegir el algoritmo a utilizarse, estimar la relación de

velocidades (V_p/V_s), seleccionar un modelo de velocidad y ecuación adecuada para el cálculo de la magnitud de los sismos.

En el Capítulo 8, se presenta y analiza la distribución en superficie y en profundidad de la actividad sísmica ocurrida en la región del volcán Sabancaya entre los años 1993 y 1995. Asimismo, se analiza y discute la posible relación de la actividad sísmica y la activa deformación tectónica presente en la región del volcán Sabancaya.

En el Capítulo 9, se realiza el análisis de los parámetros hipocentrales de los sismos de Maca, Sepina y Cabanaconde, así como la localización hipocentral de las réplicas del sismo de Cabanaconde. Asimismo, en este capítulo se analiza la orientación de la fuente que genera estos sismos a partir de los mecanismos focales y para el sismo de Sepina, se estima además el momento sísmico escalar (M_0), radio de fractura (r), desplazamiento medio (ΔU) y caída de esfuerzo ($\Delta\sigma$) a partir del espectro de amplitud del desplazamiento de ondas de volumen.

En el Capítulo 10, se presenta las conclusiones y recomendaciones obtenidas durante el desarrollo del presente estudio y

En los *Anexos 1 y 2*, se presenta los parámetros hipocentrales de los sismos registrados por la Red Sísmica Telemétrica del Volcán Sabancaya durante el período 1993 y 1995 y de las réplicas del sismo de Cabanaconde. Finalmente, en el *Anexo 3* se presenta un listado de los trabajos de investigación en los cuales el autor ha participado durante el desarrollo del presente estudio.

1.1.- Ubicación del Área de Estudio

El área de estudio; es decir, la Región del Volcán Sabancaya, esta ubicada en la parte Sur-Central de la provincia de Caylloma departamento de Arequipa, a unos 70 km en dirección NW de la ciudad de Arequipa (Figura 1.1). Dicha área se encuentra ubicada dentro del cuadrángulo de Chivay, entre las coordenadas:

Longitud 72° 12' y 71° 36'

Latitud 16° 00' y 15° 36'

conformando un área aproximada de 3150 km². Tal como se puede observar en la Figura 1.1, el área de estudio esta dominada principalmente por elementos tectónicos importantes tales como el complejo volcánico Ampato- Sabancaya-Hualca Hualca, el sistema de fallas Huanca, Ichupampa y Huambo-Cabanaconde. Asimismo, en el área denominada como Pampa Sepina, se muestra los lineamientos tectónicos obtenidos a partir del análisis de imágenes satelitales y de observaciones de campo in situ por Sébrier et al., (1985), Huamán et al., (1991) y Méring et al., (1996).

1.2.- Objetivos

Los objetivos principales de este estudio son:

- Realizar el análisis visual y descriptivo de los registros de señales sísmicas en volcanes activos, particularmente los registrados por la Red Sísmica Telemétrica del Sabancaya entre 1993 y 1995.
- Analizar la distribución en superficie y en profundidad, de la actividad sísmica ocurrida en la región del volcán Sabancaya durante el período 1993 y 1995 y establecer su relación con el proceso eruptivo del volcán Sabancaya y con la importante deformación tectónica superficial presente en la región del volcán Sabancaya.
- Analizar y evaluar los parámetros de la fuente de los sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998), a partir del registro de sus réplicas y mecanismos focales.

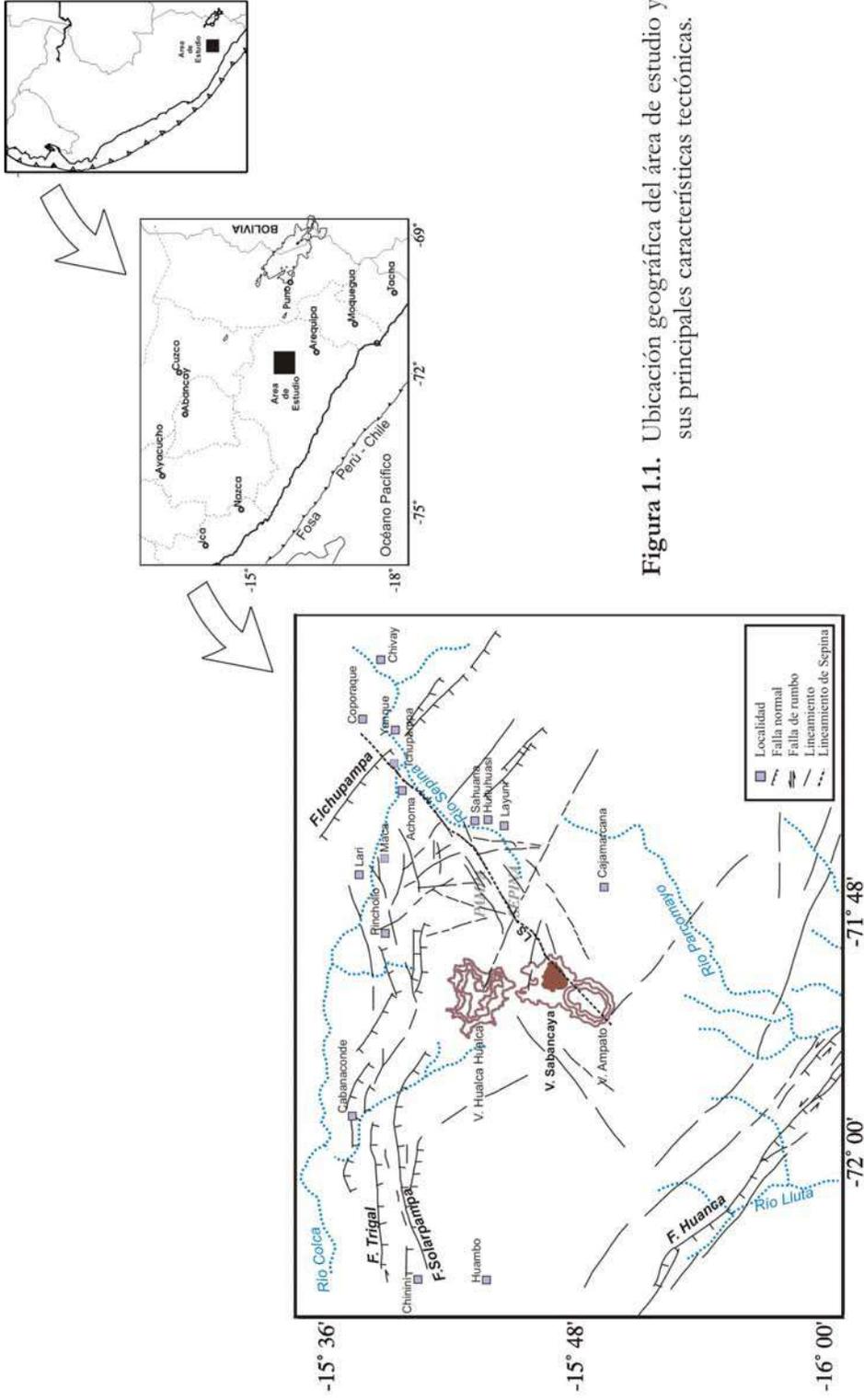


Figura 1.1. Ubicación geográfica del área de estudio y sus principales características tectónicas.

- Realizar el análisis sismotectónico de la región del volcán Sabancaya después del proceso eruptivo del volcán Sabancaya y la ocurrencia de los sismos de Maca, Sepina y Cabanaconde.

CAPITULO 2

CONTEXTO GEODINAMICO

2.1.- La Cordillera de los Andes

La Cordillera de los Andes se constituye como el mejor testigo de la orogenia andina, la misma que tiene su origen en el del proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. La Cordillera Andina se extiende paralela al borde Oeste de Sudamérica, desde las proximidades de Panamá hasta el Cabo de Hornos en Chile con una longitud de 7,200 km aproximadamente, con anchos que varían entre 50 a 550 km y alturas del orden de 6 km. Desde su estrechamiento final al sur de Chile, los Andes se extienden en cadenas paralelas por Argentina, Bolivia, Perú, Ecuador y Colombia, levantándose en algunas regiones del borde Oeste de Sudamérica de manera abrupta. La elevación y plegamiento de las rocas sedimentarias de la que está compuesta, se produjo durante el Cretáceo cuando la placa de Nazca colisiona con la Sudamericana produciendo sismos de diversas magnitudes a diferentes niveles de profundidad. Desde el punto de vista geológico y debido al proceso de subducción, la Cordillera de los Andes presenta dos discontinuidades importantes (Mégard, 1978):

- Los Andes Septentrionales (Ecuador y Colombia) y los Andes Australes (Sur de Chile), ambos caracterizados por la presencia de material de origen oceánico.
- Los Andes Centrales (Perú, Norte de Chile y Bolivia) y Meridionales (Chile Central y Argentina), que se caracterizan por presentar andesitas pre-orogénicas y un magmatismo andesítico desarrollado sobre una enorme cobertura Terciaria y Cuaternaria.

En Perú, la Cordillera de los Andes se distribuye de Norte a Sur, alcanzando un ancho de 250 km aproximadamente en las regiones Norte y Centro, hasta 500 km en la región Sur. Desde el punto de vista estructural, la Cordillera de los Andes puede ser zonificada en 5 unidades morfológicas paralelas a la fosa Perú-Chile (Mégard y Philip, 1976; Marocco, 1978; Dalmayrac et al., 1980; Suárez et al., 1983; Tavera, 1998). En la Figura 2.1, de Oeste a Este, se puede identificar las siguientes unidades: la Zona Costanera, la Cordillera Occidental, el Altiplano, la Cordillera Oriental y la Zona Subandina. A continuación, se describe las principales características de cada una de ellas según Dalmayrac et al., (1980).

2.2.- Unidades Morfológicas

2.2.1.- La Zona Costanera (Z.C.): Zona delgada de aproximadamente 40 km de ancho que se extiende de Norte a Sur y esta constituida en su mayoría por suaves plegamientos volcánicos y rocas sedimentarias del Paleozoico Superior y Mesozoico. La zona Sur, esta formada por basamentos de rocas cristalinas plegadas y sujetas a deformación desde el Precámbrico.

2.2.2.- La Cordillera Occidental (C.OC.): Esta unidad se constituye como el batolito andino de mayor volumen el mismo que se extiende desde Venezuela hasta Tierra del Fuego en Chile. En el Perú, esta cordillera se distribuye paralela a la línea de costa con alturas del orden de 4200-4500 m, conformada por depósitos marinos del Mesozoico, plegados y cubiertos con intercalaciones volcánicas de edad Cenozoica. La presencia de ignimbritas en esta unidad, sugiere la existencia de una actividad volcánica explosiva, la misma que disminuye probablemente hace 8 Ma. para luego cesar totalmente durante el Plioceno y cuando se habría producido un cambio en el modo de subducción en la región Central de Perú (Noble y Mckee, 1977). En la región Sur, la Cordillera Occidental coincide con el arco volcánico activo.

2.2.3.- El Altiplano: Esta unidad se encuentra situada entre las cordilleras Occidental y Oriental. En la región Sur, el Altiplano presenta un ancho de 200 km y se extiende

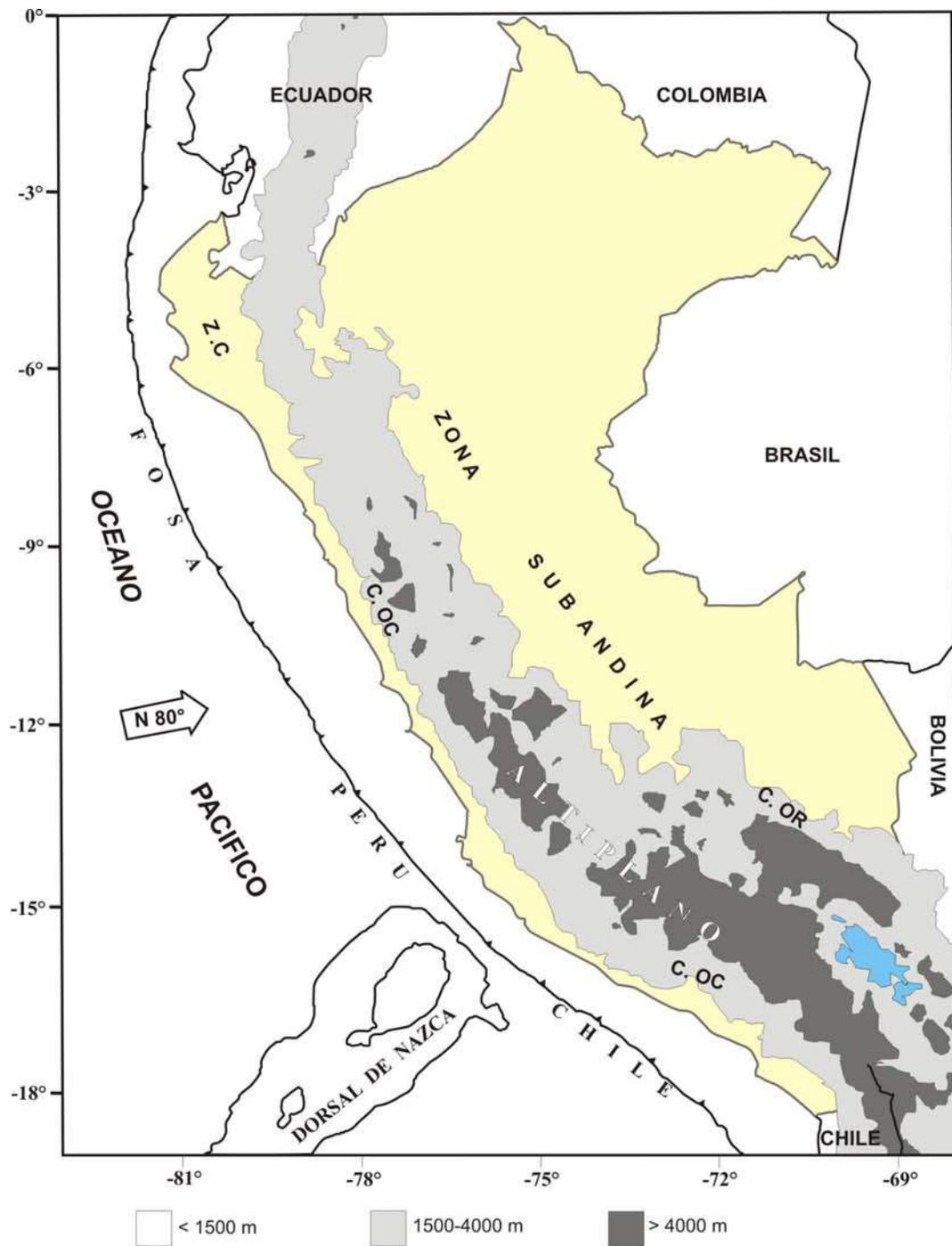


Figura 2.1. La Cordillera Andina y sus principales unidades estructurales en el Perú. ZC= Zona Costanera, C.O.C.= Cordillera Occidental, C.OR.=Cordillera Oriental, (Dalmayrac et al., 1980). Los tonos en gris indican los diferentes niveles topográficos de la cordillera. La flecha corresponde a la dirección de convergencia de placas según Minster y Jordan (1978).

hacia el Norte hasta los 9°S aproximadamente, en donde alcanza un ancho del orden de 50 km y después desaparece. Esta unidad esta formada por una serie de cuencas intra-montañas del Cenozoico que se prolongan hacia el altiplano boliviano, siendo la zona Sur invadida por estructuras volcánicas activas del Terciario Superior.

2.2.4.- La Cordillera Oriental (C.OR.): Unidad menos elevada que la Cordillera Occidental (3700-4000 m) y corresponde a un extenso anticlinal situado entre el Altiplano y la zona Subandina. Esta unidad, esta formada principalmente por rocas Precámbricas al Norte de los 12°S y Paleozoicas hacia el Sur. En los 15°S aproximadamente, esta cordillera se curva en dirección E-W para luego continuar paralela a las otras unidades.

2.2.5.- La Zona Subandina: Zona de ancho variable (400 km en la región Norte y 50-100 km en el borde Perú-Bolivia) en donde se amortiguan las estructuras andinas. Esta zona se ubica entre la Cordillera Andina y la Llanura Amazónica, estando formada por depósitos sedimentarios que se han plegado durante el Mesozoico y Cenozoico originando la presencia de pliegues de gran amplitud, los mismos que ponen de manifiesto las más recientes y activas deformaciones andinas (Suárez et al., 1983; Jordan et al., 1983). Estos plegamientos se amortiguan hacia el Este para luego desaparecer en la Llanura Amazónica.

De todas estas unidades, la más importante desde el punto de vista volcánico es la Cordillera Occidental, la misma que esta constituida por un basamento Precámbrico que se extiende entre los 15°30' y 27°15' de Latitud Sur, con una longitud aproximada de 1400 km (Simkim y Siebert, 1994). Esta cordillera alcanza mas de 6 km de altitud y esta constituida esencialmente de sedimentos marinos andinos acompañado por un fuerte magmatismo a lo largo de un arco volcánico paralelo a la línea de costa, tal como se muestra en la Figura 2.2. Asimismo, en esta figura se observa la ubicación de las tres zonas volcánicas mayores sobre la Cordillera Occidental con aproximadamente 400 volcanes activos. Estas zonas son: Zona Volcánica de los Andes del Norte (ZVAN), de los Andes Centrales (ZVAC) y Andes del Sur (ZVAS) (Francis y Silva, 1989; Dávila,

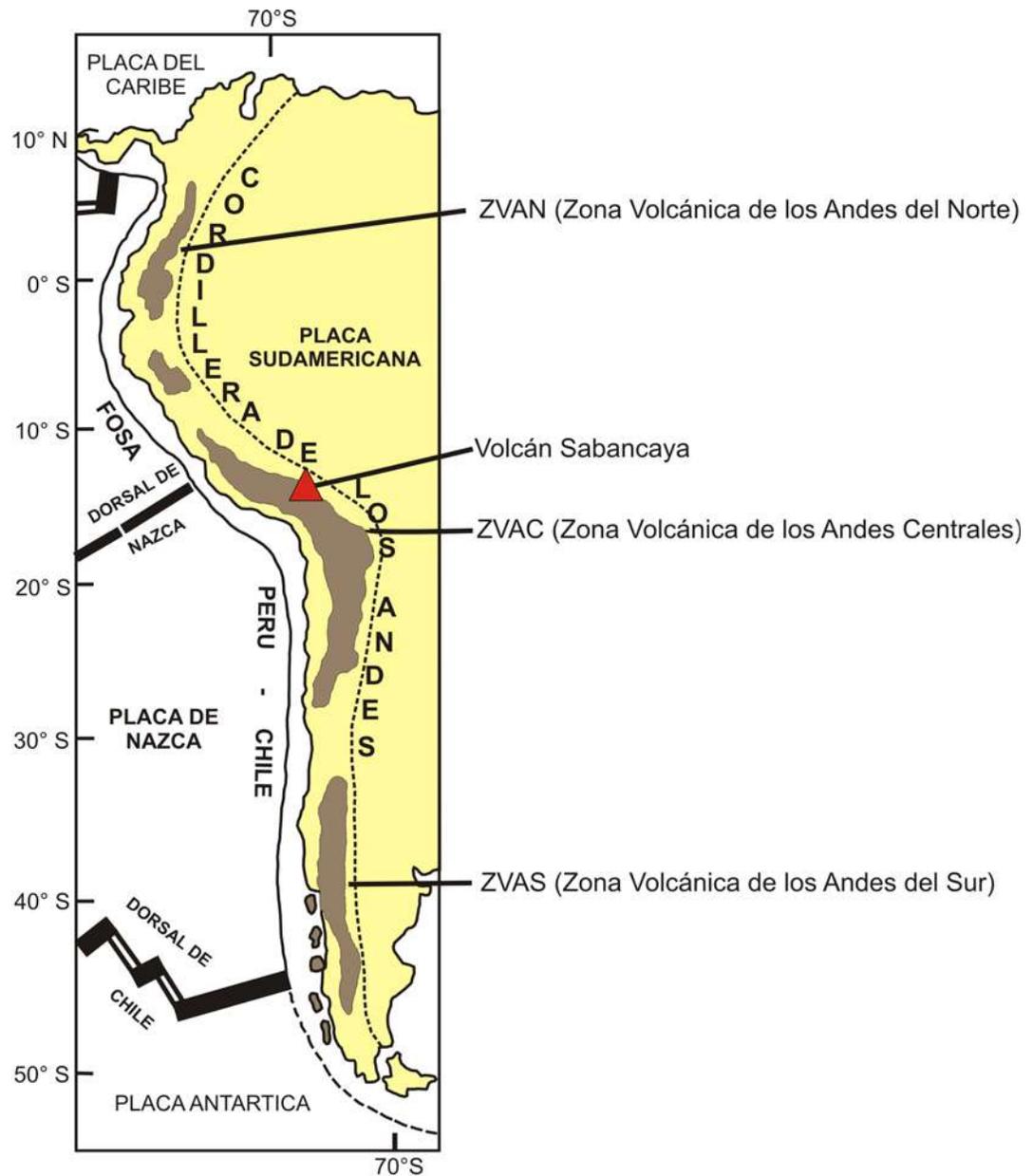


Figura 2.2. Distribución de las principales zonas volcánicas sobre la Cordillera Occidental. El triángulo en rojo indica la ubicación del volcán Sabancaya (modificado de Francis y Silva, 1989; Dávila, 1998).

1998). La ZVAC, es la mayor de las tres zonas volcánicas y en la región Sur de Perú alberga una cadena de aproximadamente 50 volcanes. De estos volcanes, 12 son de edad Holocénica y se caracterizan por haber presentado recientemente actividad volcánica, como es el caso de los volcanes Misti, Ubinas y el Sabancaya (Legros, 1995). Recientemente, el volcán Sabancaya estuvo en actividad pasando por una etapa eruptiva y explosiva con emisión de cenizas, gases y pequeños bloques de roca y que duró entre 1986 y 1990 aproximadamente.

2.3.- Esquema Geodinámico Actual

En la Figura 2.3, se presenta un esquema de la Cordillera Andina que muestra algunas de las características de la geodinámica actual de los Andes en el Perú. Estudios realizados por Barazangi e Isacks (1979), Cahill y Sacks (1992) y Tavera (1998) entre otros, muestran que en el Perú se presenta 2 tipos de subducción: una denominada subhorizontal en la región Norte y Centro (Figura 2.3a) y otro normal en la región Sur (Figura 2.3b). En la primera, la placa de Nazca subduciría un ángulo de 10° hasta una profundidad de 100 km aproximadamente, a partir de la cual se hace prácticamente horizontal hasta una distancia de 700-750 km desde la fosa. La subducción de tipo normal se iniciaría con un ángulo de 25° a 30° hasta alcanzar una profundidad de 300-350 km y una distancia de 550 km desde la fosa. Estas características en el modo de subducción, permite establecer que existe una estrecha relación entre este proceso y la geomorfología de los Andes, tal como lo sugiere Mégard (1978) y Jordan et al. (1983). Asimismo, resultados recientes obtenidos por Isacks y Barazangi (1976), Hasegawa y Sacks (1981), Sacks (1981), Grange (1983) y Norabuena et al. (1994), muestran que en las regiones Norte y Centro la placa subducente (Nazca) alcanza espesores del orden de 65 km y esta compuesta en su interior por una capa de peridotitas de 36 km de espesor. En estas regiones esta ausente el volcanismo Cuaternario debido probablemente a la forma de la subducción. En la región Sur, la subducción normal esta asociada a un arco volcánico que se ubica cada vez más hacia el interior del continente y que tiene su origen en la ascensión del magma desde la placa subducente, la misma que produce el engrosamiento progresivo de la corteza (60-65 km aproximadamente) y el plegamiento

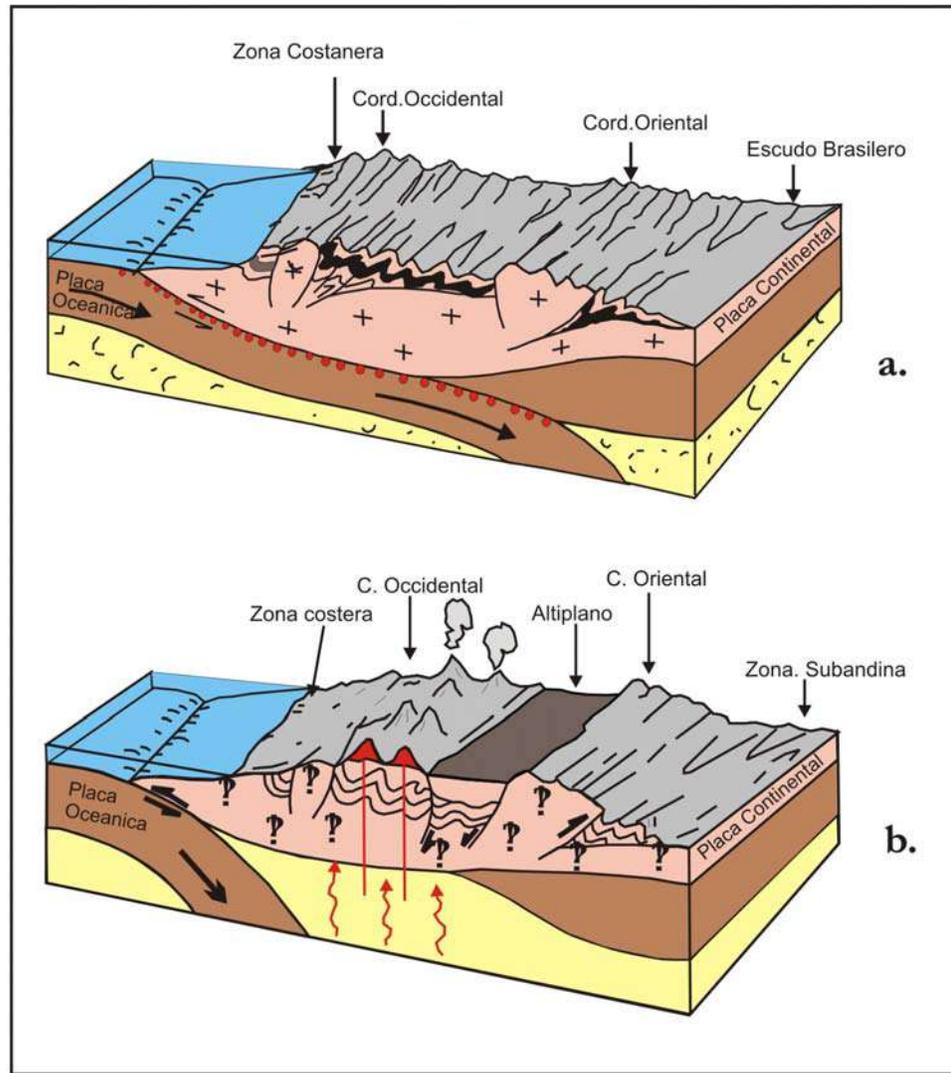


Figura 2.3. Esquema para la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana (Mattaue, 1989). (a). Subducción subhorizontal en el Perú Central caracterizado por la ausencia de volcanismo y (b). Subducción normal en el Sur de Perú, Bolivia y Norte de Chile. Los círculos rojos representan los sismos.

de los sedimentos hasta formar una franja ancha de cadenas montañosas con volcanismo activo paralela al margen de la placa. Este proceso se desarrolló principalmente durante el Cuaternario.

2.4.- Características Generales de la Sismicidad

La sismicidad de Perú esta asociada al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, la misma que se realiza a lo largo del borde Occidental del continente Sudamericano con una velocidad relativa de 8 cm/año (Minster y Jordan, 1978; DeMets et al., 1990). De acuerdo a su origen, la sismicidad puede ser dividida en dos tipos: el primero asociado directamente al contacto de placas con la generación de sismos de magnitud elevada con relativa frecuencia a diferentes profundidades y el segundo, asociado a la deformación cortical en el interior del continente con sismos de menor magnitud y frecuencia. Las características de la sismicidad de Perú, han sido descritas por diversos autores (Stauder, 1975; Barazangi e Isacks, 1979; Bevis y Isacks, 1984; Tavera y Buforn, 1998) y entre las principales esta la relacionada con la distribución de los focos en superficie y en profundidad. En la Figura 2.4, se presenta un mapa de la actividad sísmica de Perú correspondiente al período 1960-1995 ($m_b \geq 5.0$), la misma que ha sido clasificada en sismos con foco superficial ($h \leq 60$ km), intermedios ($60 < h \leq 350$ km) y profundos ($h > 350$ km).

2.4.1.- Sismicidad con Foco Superficial ($h \leq 60$ km). Esta sismicidad se localiza entre la fosa y la línea de costa marcando el límite entre la placa oceánica y la continental, la misma que se caracteriza por generar sismos de magnitudes elevadas con relativa frecuencia. Otro grupo importante de sismicidad, es el producido por las deformaciones superficiales de la placa en el interior del continente y se distribuye paralela a la Cordillera Andina. La mayoría de los sismos se localizan entre la Cordillera Oriental y el margen Oeste de la zona Subandina (zona de transición). Los sismos que ocurren en estas regiones presentan magnitudes moderadas y son menos frecuentes.

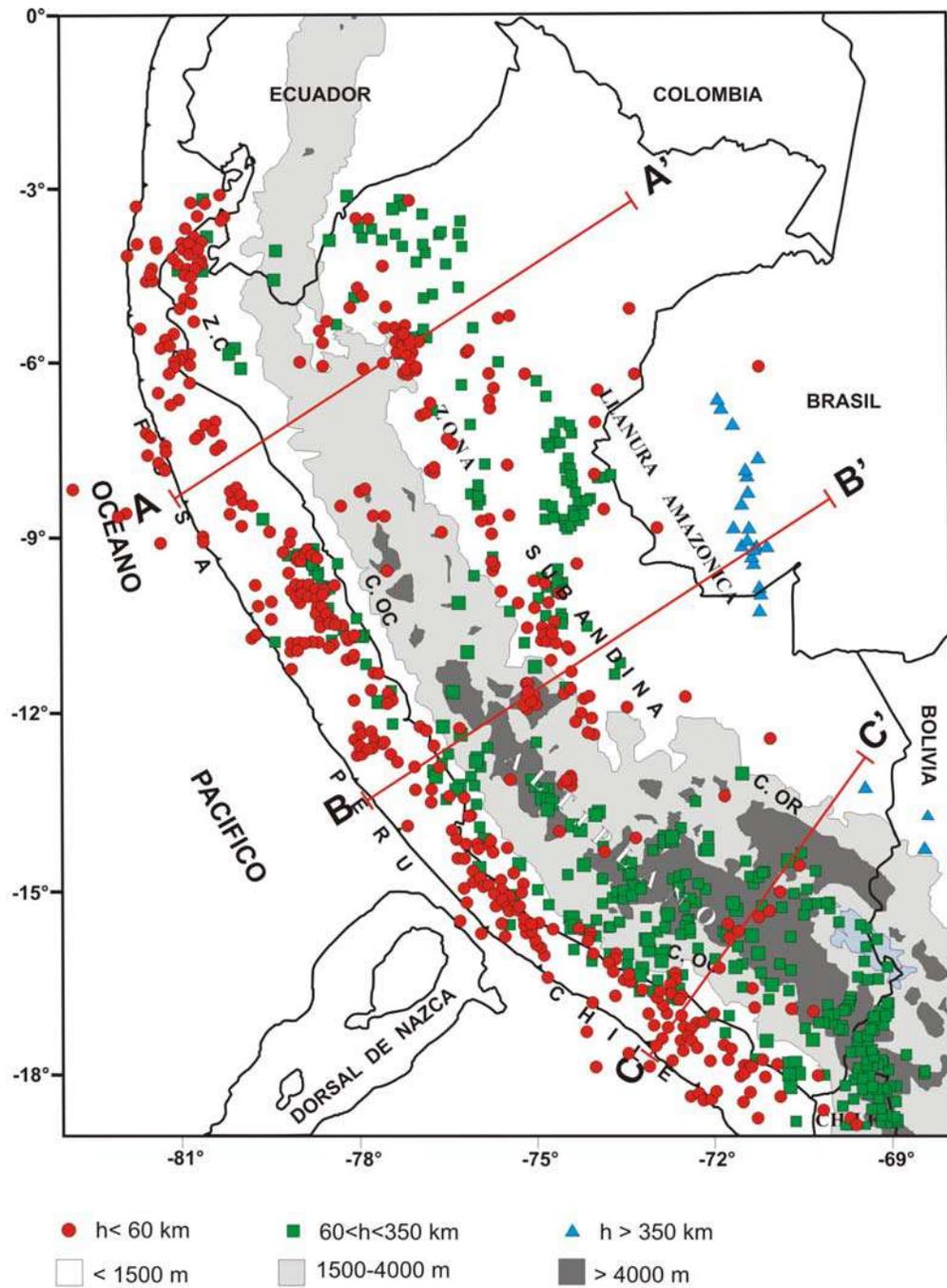


Figura 2.4. Actividad sísmica ocurrida en Perú durante el período 1960-1995 ($m_b > 5$), según Engahl et al., (1998) complementado con datos del catálogo del Instituto Geofísico del Perú. Los símbolos corresponden a sismos con foco superficial (círculos), intermedios (cuadrados) y profundos (triángulos). Otros, ver Figura 2.1.

2.4.2.- Sismicidad con Foco Intermedio ($60 \leq h \leq 350$ km). Estos sismos se distribuyen de manera irregular en el interior del continente; sin embargo, es posible considerar tres grupos: en el primero, los sismos se alinean paralelos a la línea de costa desde 9°S hasta los 19°S y se caracterizan por presentar magnitudes diversas, siendo los mayores fuertemente sentidos en superficie. El segundo grupo, se localiza en el interior del continente (zona Norte y Centro) paralela a la Cordillera Oriental y Zona Subandina donde los sismos alcanzan profundidades de 100-150 km y raramente producen daños (generalmente no son percibidos por la población). El tercer grupo, considera los sismos que se distribuyen sobre toda la región Sur de Perú, el mismo que se caracteriza por presentar un gran número de sismos sobre una distancia de 500 km de longitud desde la fosa Perú-Chile, llegando a alcanzar profundidades del orden de 350 km aproximadamente.

2.4.3.- Sismicidad con Foco Profundo ($h > 350$ km). Esta sismicidad esta localizada en la región Centro y Sur de la Llanura Amazónica, siendo mayor en la proximidad de la frontera Perú-Brasil (6° - 11°S) con sismos que se alinean en dirección Norte-Sur (N-S) a lo largo de 500 km de longitud. En la región Sur (frontera Perú-Bolivia), los sismos son menos numerosos y más dispersos. En general, la frecuencia de los sismos con foco profundo es menor que los correspondientes a los sismos con foco superficial e intermedio

A fin de analizar la distribución de esta sismicidad en función de la profundidad de sus focos, se construye 3 perfiles verticales correspondientes a la región Norte, Centro y Sur de Perú, según las direcciones indicadas en la Figura 2.4.

- **Perfil A-A'** En la Figura 2.5a, se observa que la profundidad de los sismos aumenta de Oeste a Este, siendo del orden de 50 km próxima a la zona Oceánica y 150 km en el interior del Continente. Entre 200 y 450 km de distancia horizontal desde la fosa Perú-Chile, se observa menor ocurrencia de sismos, siendo estos más superficiales, lo que puede interpretarse como la presencia de una posible laguna sísmica a estos niveles de profundidad. A partir de la distancia de 450 km, se puede

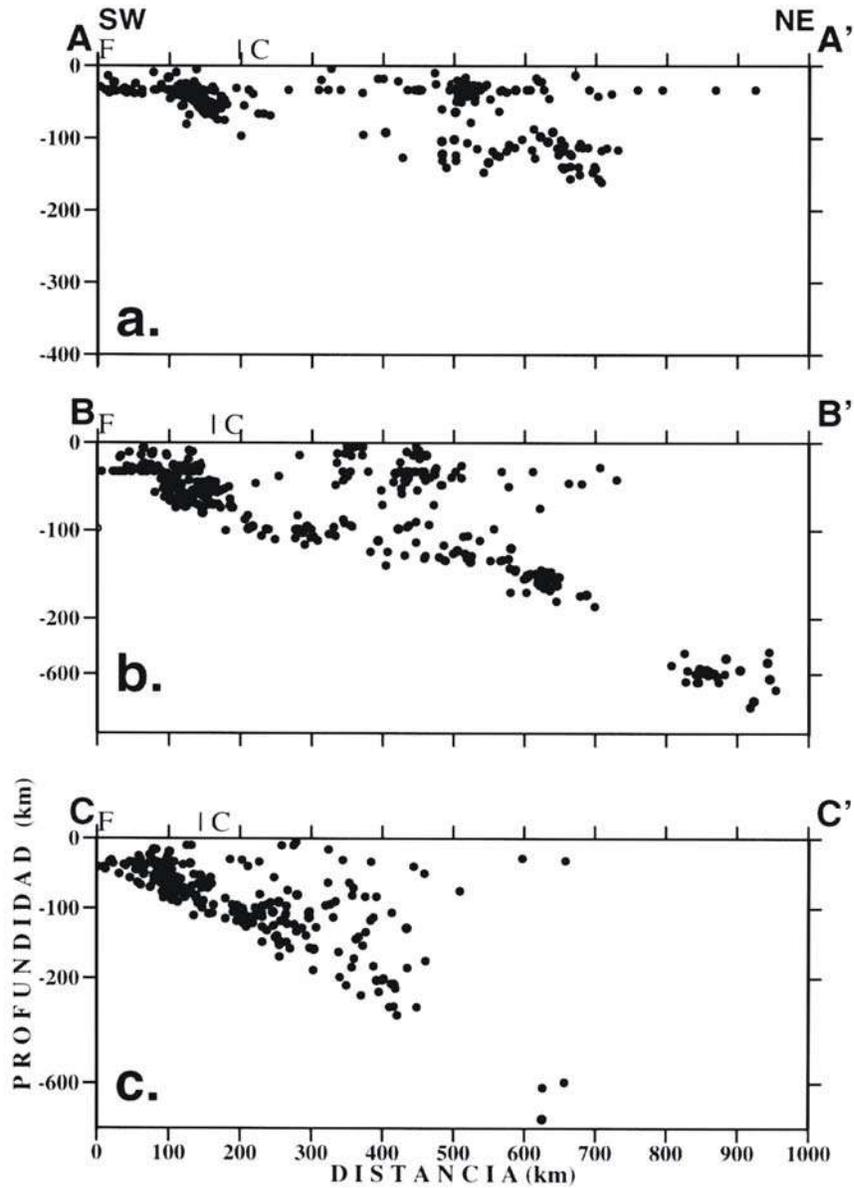


Figura 2.5. Secciones verticales de la sismicidad de Perú para el periodo 1960-1995, según las direcciones indicadas en la Figura 2.4. (a). Región Norte, (b). Región Centro y (c). Región Sur. F= Fosa Perú-Chile; C= Línea de Costa (Tavera, 1998; Tavera y Buforn, 1998)

observar nuevamente el aumento del número de sismos hasta una distancia de 700 km desde la línea de fosa con profundidades máximas de 150 km aproximadamente.

- **Perfil B-B'**: En la Figura 2.5b, se observa que la distribución de los focos sigue el mismo patrón descrito anteriormente, pero sin observar la posible laguna sísmica. En ambos casos y hasta los 100 y 120 km de profundidad, la distribución de los focos sigue una línea con pendiente de 15° a 20° y a partir de esta profundidad (que en superficie corresponde a 200 km de distancia desde el punto B), el límite de placas es prácticamente horizontal hasta los 600 km de distancia. A partir de esta distancia, los sismos cambian su distribución para seguir un alineamiento con un ángulo de 30° hasta los 280 km de profundidad.
- **Perfil C-C'**: La Figura 2.5c corresponde a la región Sur de Perú y en ella se observa que la distribución de los sismos en profundidad, muestra una mejor configuración del proceso de subducción. Los sismos se distribuyen de manera continua siguiendo un alineamiento con un ángulo de 25° a 30° hasta una profundidad de 300 km. Sin embargo, en esta región los sismos de foco intermedio solo se localizan hasta una distancia de 400 km a partir de la línea de fosa, a distancias mayores se observa la presencia de sismos con foco superficial ($h < 60$ km) y profundo ($h > 500$).

En las Figuras 2.5b y c, también se observa la presencia de sismos con foco profundo, los mismos que se concentran en las regiones Centro y Sur de la llanura Amazónica (borde Perú-Brasil y Perú-Bolivia). Estos focos se distribuyen entre los 500 y 700 km de profundidad, siendo el mayor número de sismos localizado en la proximidad de la frontera Perú-Brasil (Figura 2.5b) y menor en Perú-Bolivia (Figura 2.5c). Asimismo, se observa la ausencia de sismos entre 200 y 500 km de profundidad en la región Centro y entre 350 y 500 km en la región Sur, lo que pondría en evidencia que la placa oceánica no es continua en el proceso de subducción.

La distribución de los sismos a profundidad del orden de 100 km por debajo del continente, indicaría la forma de la placa oceánica dentro del proceso de subducción. En la Figura 2.5, se ha observado la presencia de cambios importantes en la posible geometría de la placa entre las regiones Norte-Centro y Sur, siendo éste interpretado como una ruptura de la placa con desplazamiento vertical hacia arriba de la parte Norte-Centro (Barazangi y Isacks, 1979; Snoke et al., 1979). Posteriormente, otros estudios confirmaron la hipótesis de que el cambio en el modo de la subducción se produciría debido a la contorsión de la placa oceánica (Hasegawa y Sacks, 1981; Bevis y Isacks, 1984; Grange, 1983; Rodríguez y Tavera, 1991; Tavera, 1998; Tavera y Buforn, 1998).

De acuerdo a lo observado en las Figuras 2.4 y 2.5, es difícil asociar la ocurrencia de sismos de magnitud moderada a mayor ($m_b > 5.0$) con los diferentes procesos que pudieran presentarse en los volcanes activos, debido principalmente a que la deformación de las estructuras volcánicas se caracterizan por generar sismos de magnitud pequeña, comúnmente conocidos como microsismos. De allí, la importancia de mantener operativas redes sísmicas locales alrededor de los volcanes activos si se decide monitorear su evolución desde el punto de vista sísmico. Este es el caso del volcán Sabancaya (Arequipa-Perú), que al ingresar a un período de reactivación en 1986, el Instituto Geofísico del Perú instaló y mantuvo operativas diversas estaciones sísmicas temporales desde 1986 y a partir del año 1993 una Red Sísmica Telemétrica y cuya información es utilizada en el presente estudio.

CAPITULO 3

VOLCANES Y SISMICIDAD

3.1.- Distribución de los Volcanes

Los volcanes no se presentan al azar sobre la superficie de la Tierra, si no que se concentran entre los bordes de las placas rígidas, las mismas que derivan sobre una capa viscosa de manera similar a los témpanos de hielo sobre el mar. En general, se puede distinguir dos tipos de volcanismo considerando los bordes de placa (Figura 3.1a). El primer tipo considera los volcanes ubicados en los bordes de placas continentales asociados a procesos de **subducción** y en donde a cierta profundidad, la placa oceánica que se introduce por debajo de la continental se deshidrata debido al aumento de temperatura que facilita la fusión de las rocas. El fluido que allí se forma, se remonta a través de la placa superior para dar origen a magmas viscosos cuyo volcanismo resultante es mucho más explosivo, tal como ocurre con los volcanes de la región Sur de Perú. El segundo tipo, considera a los volcanes originados entre dos placas oceánicas que se separan entre sí (**zonas divergentes**) y que posibilitan la ascensión del magma fluido para generar erupciones en las que predominan los flujos de lava. Un ejemplo claro, es la Cordillera Oceánica del Atlántico, la misma que emerge en Islandia.

Asimismo, existen volcanes en la parte interior de una placa y allí se puede distinguir también dos tipos: volcanes formados sobre una placa continental que se rasga en dos y que son conocidos como **Rift**. Si la separación continua durante varios millones de años, entonces se puede producir la aparición de un nuevo océano. Un ejemplo típico, es el gran rift del Este de África en donde se ubican los volcanes de Tanzania, Kenia y Etiopía. Finalmente, las zonas volcánicas de Hawái, Galápagos, Canarias, etc., que se forman a partir de los denominados **puntos calientes**, donde el material caliente de origen profundo asciende hasta la superficie de manera

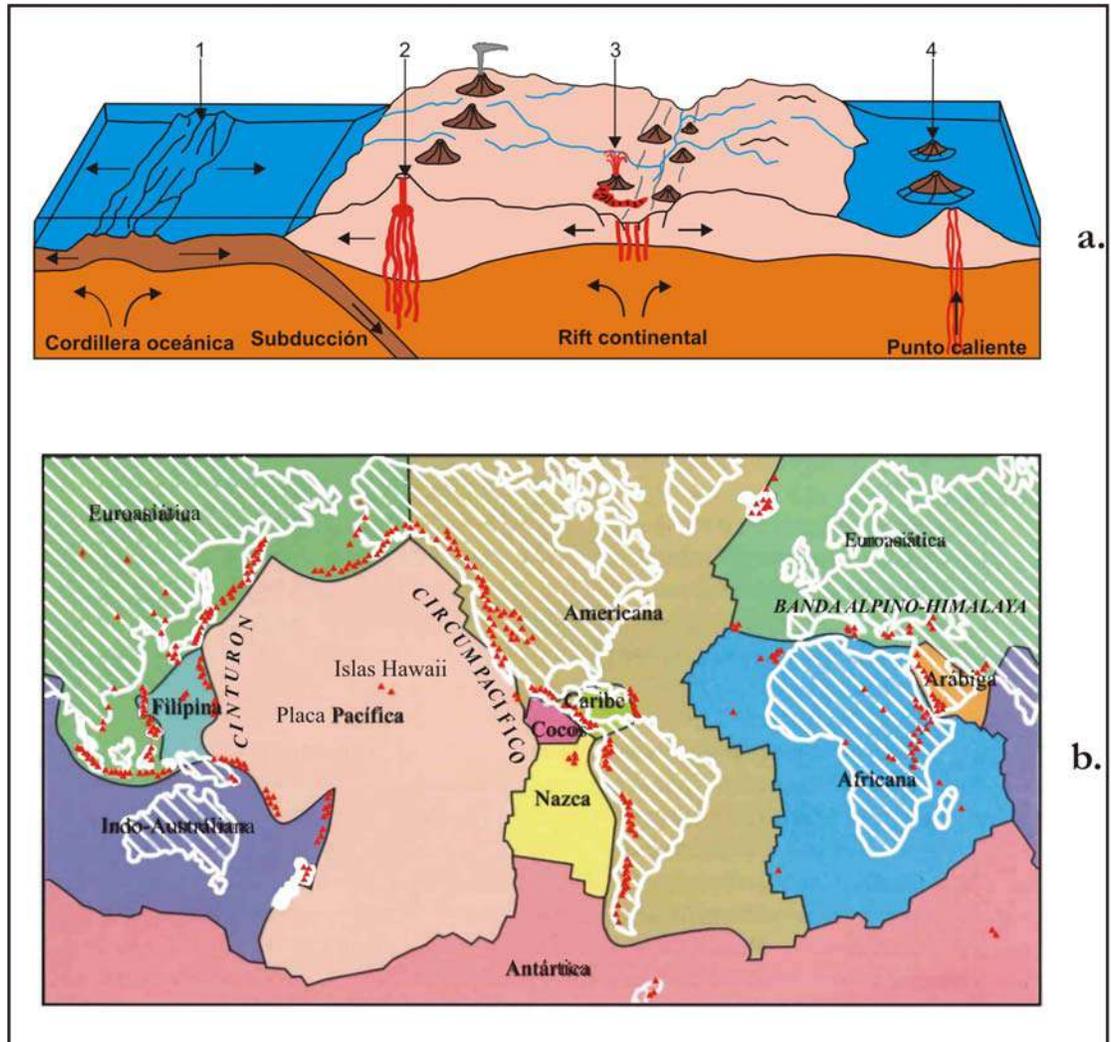


Figura 3.1. (a). Principales tipos de volcán relacionados con la tectónica de placas 1=Zonas divergentes; 2=subducción o zonas convergentes; 3=rift; 4=puntos calientes. (b). Principales placas tectónicas y distribución de las cadenas volcánicas en el mundo. Los triángulos en color rojo representan los volcanes.

independiente a la deriva de las placas. La parte de la placa que permanece durante un tiempo por encima del punto caliente, llega a fundir y dar origen a un volcán. Considerando que las placas son móviles, con relación a estos puntos fijos, los volcanes originados por los puntos calientes pueden alinearse en forma de un rosario.

En la Figura 3.1b, se muestra las regiones donde se concentran la mayoría de volcanes. El Cinturón Circumpacífico agrupa todos los volcanes que bordean la placa del Pacífico y la banda Alpino-Himalaya (los volcanes que se distribuyen desde el Sur de España, Norte de África, Sur de Italia y Montes del Cáucaso), enlazando con el sistema Himalayo. De estas regiones, la primera debe su origen a la colisión de una placa oceánica y una continental; mientras que, la segunda a la colisión de dos placas continentales. Otras regiones donde aparecen volcanes en menor número que en las anteriores, son los fondos oceánicos y en el interior de los continentes. Dentro de la tectónica de placas, los volcanes que se ubican en el Cinturón Circumpacífico y en la banda Alpino-Himalaya corresponden a bordes convergentes de placas y los que se encuentran en las dorsales meso-oceánicas y en zonas continentales (grandes fosas, como la africana) corresponden a bordes divergentes.

3.1.1.- Clasificación de Volcanes

Los volcanes pueden ser clasificados de diversas maneras y dependen básicamente del tipo de estudio que se realice. Así, las clasificaciones más comunes son por la forma del cono volcánico, por la naturaleza de los materiales que expulsan, por su actividad en el tiempo geológico y por el tipo de erupción.

La clasificación por la forma del **cono volcánico** permite considerar volcanes de tipo **estrato-volcán**, los mismos que presentan pendientes de 30 a 35 grados y están formados por la múltiple yuxtaposición de materiales arrojados en sus calderas a través del cráter; los de tipo **volcán-escudo**, presenta pendientes menos empinadas (2 y 10 grados) y son formados por muchas erupciones con materiales muy fluidos; los de tipo **caldera-volcánica**, se caracterizan por presentar edificios volcánicos colapsados por las

explosiones, derrumbamientos o agentes erosivos; el tipo **cono de escorias**, esta constituida por un conjunto de fragmentos de rocas arrojadas por el cráter y formados por la expulsión violenta de gases magmáticos y los de tipo **volcanes-mar o cuello-volcánico**, que agrupa a los volcanes erosionados, de tal forma que de ellos solo ha quedado la chimenea petrificada por donde alguna vez habría circulado la lava.

Según la **naturaleza de los materiales que expulsa**, el tipo de erupción de los volcanes se suelen calificar en **efusivos** cuando estos expulsan su contenido en forma pasiva o poco violenta y **explosivos** cuando lo hacen en forma violenta. Por el **contenido químico** de los materiales que contiene el magma, los volcanes pueden ser **dacíticos, andesíticos, riolíticos**, etc., siendo esta una clasificación más compleja debido a que se requiere de diversos estudios en laboratorio para determinar el mayor o menor contenido de diversos elementos químicos en cada roca volcánica.

Otra forma muy útil de clasificar los volcanes es de acuerdo a su **actividad volcánica** presente en los diferentes períodos geológicos de la Tierra. Así por ejemplo, se tiene volcanes del **Oligoceno** con 26 millones de años, todos extintos; del **Plioceno** con 5 millones de años o del **Holoceno** que han erupcionado hasta hace 10.000 años e incluso en tiempos históricos. Esta clasificación deriva en el resultado del estudio y datación de las rocas que componen el volcán.

Sin embargo, la clasificación más conocida y que en parte engloba algunas características de las anteriores, se realiza a partir del **comportamiento eruptivo** de los volcanes (Figura 3.2) y entre las más importantes se considera a las erupciones de tipo **Peleano, Pliniano, Hawaiano y Vulcaniano** (Francis y Silva, 1989).

3.1.2.- Tipos de Erupción

- a) **Erupción Peleana.** Este tipo de erupción considera una extrusión lenta y viscosa de la lava que se acumula dentro del cráter formando un domo. En este tipo de volcán, la explosividad es máxima ya que se forman devastadoras nubes

b)

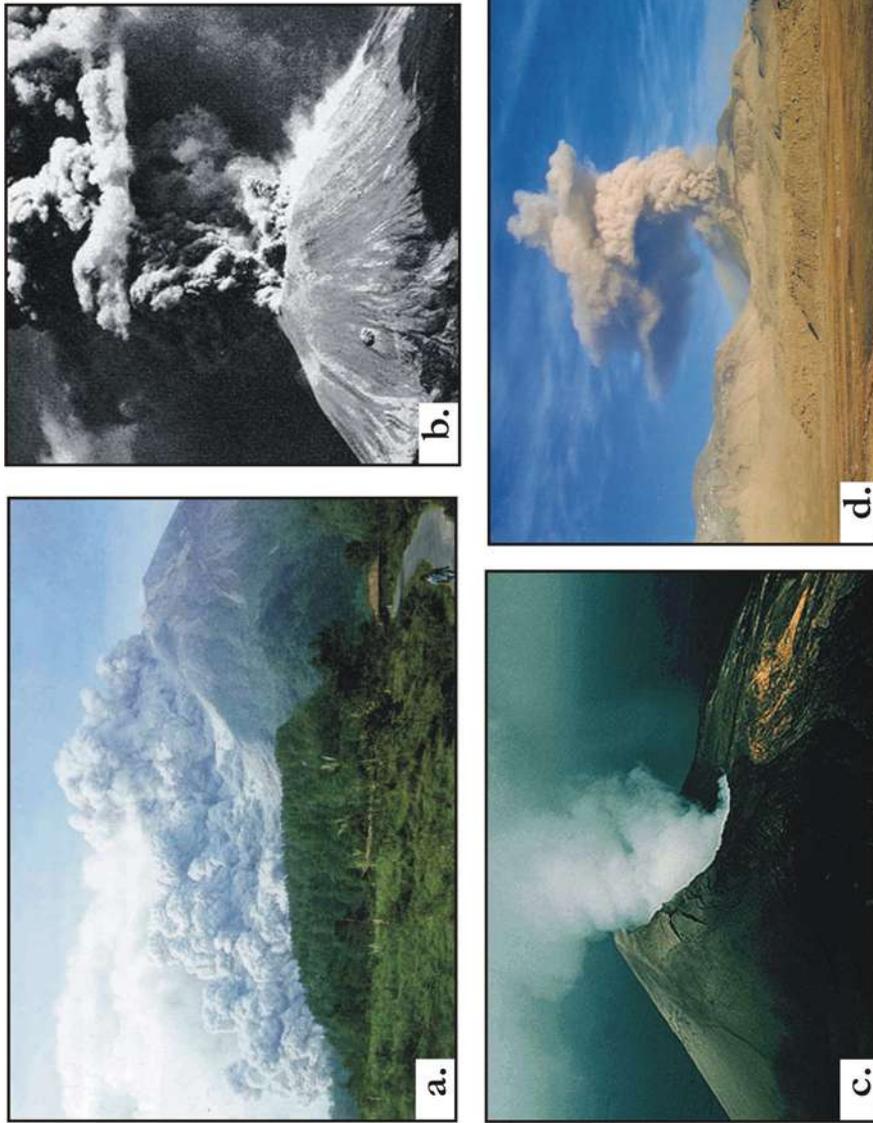


Figura 3.2. Principales tipos de erupción volcánica. (a). Nubes ardientes característicos en volcanes peleanos, (volcán Merapi en Indonesia). (b). Emisión de una columna de material eruptivo en erupciones plinianas (Volcán Kilauea). (c). El volcán Kilauea con emisiones silenciosas de fumarolas y lava y (d). El volcán Sabancaya, típico ejemplo de erupción Vulcaniana.

ardientes que arrasan todo a su paso (una de estas destruyó la ciudad de San Pedro, en la isla Martinica en 1902). Un ejemplo de este tipo de erupción corresponde al volcán Merapi en Indonesia (Figura 3.2a).

- c) ***Erupción Pliniana.*** Erupción que se caracteriza por la emisión de una columna de material eruptivo que puede llegar hasta los 40 km de altura. La emisión está constituida de una infinidad de partículas de magma en suspensión dentro del gas volcánico caliente que es expulsado hacia lo alto. El volcán Vesubio es un típico ejemplo de erupción Pliniana (Figura 3.2b).

- d) ***Erupción Hawaiana.*** Esta marcada por la abundante presencia de lava fluida, efusiva y basáltica con escaso contenido de gases. En este tipo de erupción, la actividad explosiva es relativamente rara pero puede formarse montículos de escoria alrededor de los conductos volcánicos de lava. La lava raramente se derrama por el cráter ya que comúnmente sale por las fisuras presentes a los costados del cono volcánico como erupciones laterales. Los volcanes Mauna Loa y Kilauea en las islas Hawai, son ejemplos característicos de este tipo de erupción (Figura 3.2c).

- e) ***Erupción Vulcaniana.*** En general, este tipo de erupción solo representa peligro sobre una zona restringida alrededor del cráter y se caracteriza por presentar explosiones repetidas que generan columnas de cenizas, las mismas que alcanzan alturas de algunos kilómetros con bloques de rocas que caen cerca del cráter. Las cenizas son dispersadas por el viento y depositadas en varios kilómetros. En este tipo de erupción, la lava es más viscosa y pastosa y rápidamente se solidifica en la superficie. Los volcanes del Sur de Perú, generalmente presentan este tipo de erupción y entre ellos el volcán Sabancaya (Figura 3.2d).

3.2.- Los Volcanes en la Región Sur de Perú

En la Figura 3.3a, se presenta un esquema que muestra el origen de los volcanes en la región Sur de Perú dentro del proceso de subducción de la placa oceánica bajo la continental, presente en el borde Oeste de Sudamérica. La placa oceánica (Nazca) debido a su menor densidad, subduce bajo la placa continental (Sudamericana) arrastrando con ella los sedimentos procedentes de la superficie oceánica hasta los 70-100 km de profundidad aproximadamente, límite en el cual aparece una capa viscosa llamada astenósfera. La elevada temperatura en el interior de la Tierra y el descenso de las mismas al añadir agua y dióxido de carbono de los sedimentos transportados por la placa oceánica (fusión de rocas), genera un fluido caliente y viscoso conocido como magma, el mismo que debido a su densidad asciende hasta la superficie dando origen a los volcanes.

Los volcanes de la región Sur de Perú, forman parte del extremo Norte de la Zona Volcánica de los Andes Centrales (CVZ) mostrada en la Figura 2.2. Esta zona se extiende desde los 15°30' hasta los 27°15' latitud Sur, conformada por 12 volcanes activos, siendo los más importantes el Misti, Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca, Andagua, Coropuna, Huaynaputina Ubina, Ticsani, Tutupaca, Yucamane y Casiri, todos ubicados en los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna respectivamente (Figura 3.3b).

Los volcanes Huaynaputina, Ubina (departamento de Moquegua), Misti y Sabancaya (departamento de Arequipa), han sido registrados como los más activos de los últimos tiempos, ya que cuando erupcionaron, provocaron importantes daños personales y materiales (Francis y Silva, 1989; Simkin y Siebert, 1994). Un claro ejemplo de la fuerza catastrófica de estos volcanes, es la erupción del volcán Huaynaputina en el año 1600 D.C. y que causó la desaparición de la localidad de Quinistaquillas; la erupción del volcán Ubina en 1957, con abundante emisión de cenizas que afectó de manera considerable a los terrenos de cultivo de las localidades aledañas (Hantke y Parodi,

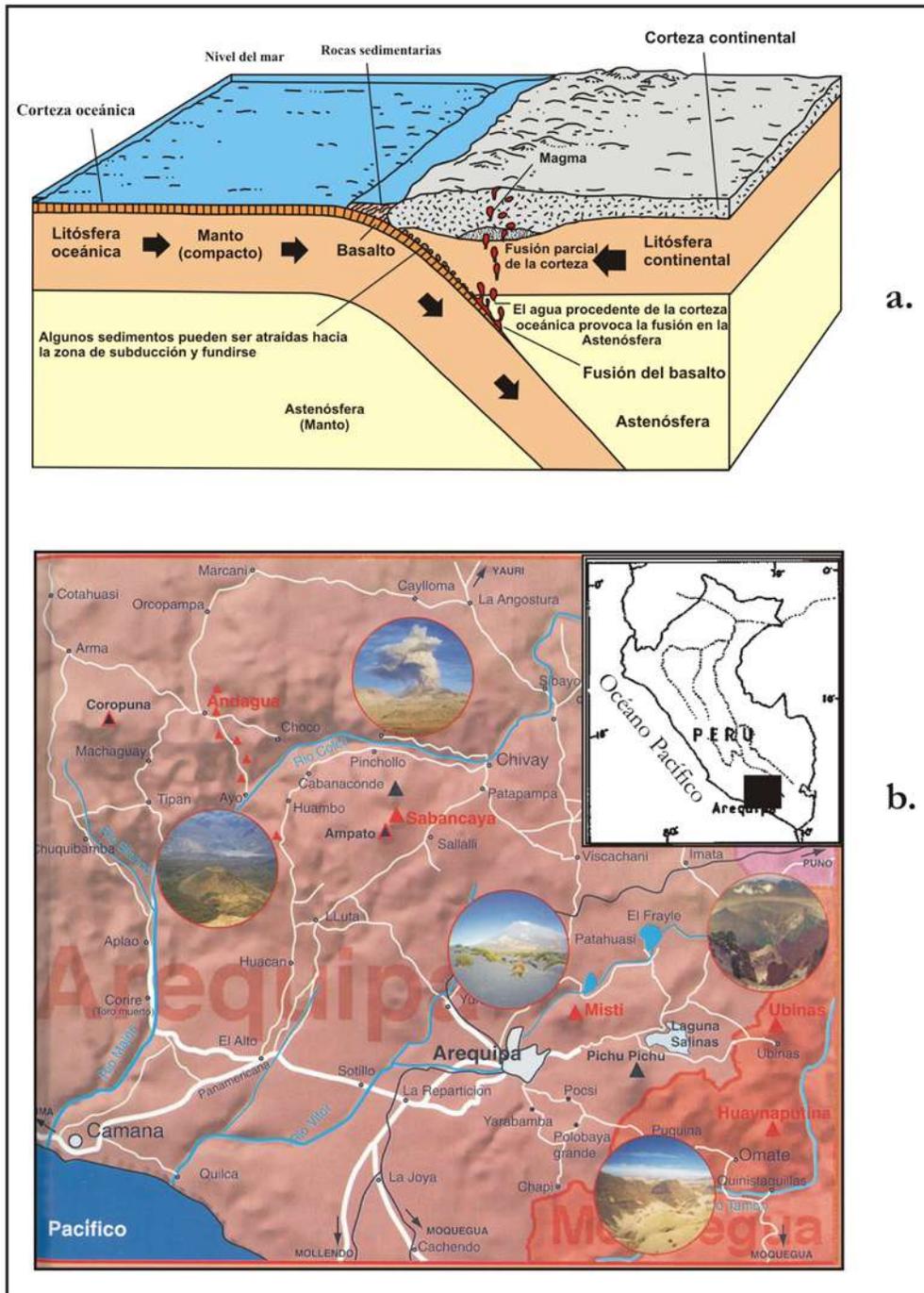


Figura 3.3. (a). Esquema que muestra el origen de los volcanes en zonas de subducción y (b). Principales volcanes en la región Sur de Perú. Los triángulos en rojo indican los volcanes activos y en negro los inactivos (Legros, 1995).

(1966). Otro ejemplo, es el volcán Sabancaya que en 1986 produjo abundante emisión de fumarolas y cenizas, pero sin causar daños severos.

a) ***Volcán Huaynaputina.***

Este volcán se ubica en las coordenadas $16^{\circ}35'S$ y $70^{\circ}52'W$, su cráter es de tipo monogénico de 2.5 km de diámetro y sin forma definida como resultado de la erupción catastrófica del 18 de Febrero de 1600. El volcán se encuentra situado en el extremo Oeste del río Tambo (Moquegua) a una altura de 4800 m.s.n.m. Al día siguiente de su erupción en 1600 D.C., la ciudad de Arequipa ubicada a 70 km del volcán, fue cubierta por una lluvia de ceniza blanca que cayó durante semanas y mantuvo a la ciudad en oscuridad en pleno día. Asimismo, la acumulación de grandes capas de cenizas sobre los techos de las viviendas provocó el desplome de muchas de ellas. En lugares próximos al volcán, varios pueblos y sus habitantes fueron sepultados por los flujos piroclásticos que descendieron a gran velocidad por las pendientes del edificio volcánico (localidad de Quinistaquillas). Estas cenizas cubrieron un radio de 1000 km desde el volcán. En la actualidad, no existe evidencia alguna de reactivación del volcán Huaynaputina, pero si ocurriese, no sería tan violenta como la ocurrida en 1600 D.C. (Legros, 1995).

b) ***Volcán Ubinas***

El volcán Ubinas, esta ubicado al Oeste del río Tambo ($16^{\circ}22'S$ y $70^{\circ}54'W$) con una altura de 5636 m.s.n.m. Este volcán es un típico estrato-volcán de edad Pleistocénica emplazado sobre una altiplanicie volcánica de edad cenozoica, conformada por ignimbritas y flujos de lava. Su cono, relativamente simétrico, esta truncado en su cima por un amplio cráter de fondo plano de unos 1500 m de diámetro, dentro del cual se abre un pequeño cráter a una profundidad de 200 metros de donde surgen abundantes fumarolas con olor a azufre (Legros, 1995). El volcán Ubinas es uno de los más activos de la región Sur de Perú, ya que cuenta con más de una decena de

erupciones contabilizadas desde la época de la conquista española. Estas erupciones, se caracterizan por presentar pequeñas explosiones y columnas de ceniza al nivel del cráter. La información existente, muestra la ocurrencia de erupciones con continua emisión de fumarolas y de gases desde 1662 (Simkin y Siebert, 1994). Parodi (1966), cita erupciones ocurridas desde 1667 hasta Octubre de 1956 con emisión de cenizas y escorias que ocasionaron severos daños en los terrenos de cultivo próximos a la localidad de Ubinas. Dentro de este período, Hantke y Parodi (1966) indican también haber observado un potente chorro de gases y vapor de color gris oscuro de cerca de 150 metros de diámetro que llegó a elevarse hasta unos 500 m de altura. Estas erupciones son de tipo Vulcaniano y han sucedido hasta la actualidad sin representar mayor peligro, tal como ocurrió en Noviembre de 1986 y que se prolongó hasta Mayo de 1996 con importante incremento de la actividad fumarólica (Rivera, 1998). Si ocurriese una erupción como la de 1956, los daños serían considerables para los habitantes de la localidad de Ubinas situada a solo 6 km del cráter del volcán. La presencia de cañones relativamente profundos en el Sur-Este del volcán, permitirían canalizar fácilmente los flujos piroclásticos y lodo hacia dicha localidad.

c) *Volcán Misti*

El volcán Misti, se encuentra ubicado en las coordenadas 16°11'S y 71°32'W con una altura de 5822 m.s.n.m. Por su simetría, este volcán es considerado como el más elegante del Perú; sin embargo, su historia eruptiva no es bien conocida, pero se cree que se encuentra en actividad desde hace por lo menos 35000 años, fecha de su más antigua erupción (Hantke y Parodi, 1966). En el curso de estos años, se habrían sucedido hasta 13 erupciones con emisiones de fumarolas y cenizas producto de las cuales, en la actualidad se puede observar algunos vestigios en las quebradas que erosionan los flancos del volcán.

La última de las erupciones de este volcán habría tenido lugar hace 2000 años y es probablemente la responsable de la apertura y/o reapertura del cráter exterior del volcán. Esta erupción se habría iniciado con la emisión de materiales volcánicos hasta

alturas de 20 a 25 km, para luego caer sobre la ciudad de Arequipa formando capas de algunos centímetros de espesor. Al término de la erupción, la columna se habría desplomado sobre si misma dando origen a los flujos piroclásticos que quedaron canalizados en las quebradas de la parte sur del volcán hasta llegar al perímetro de la ciudad. Otras erupciones, probablemente ocurrieron en los siglos XVII, XVIII y XX con la crisis volcánica registrada en 1985, donde las columnas de humo con ceniza, alcanzaron alturas de hasta 1 km por encima del cráter. En la actualidad, este volcán no representa mayor peligro, aunque frecuentemente se aprecia emisión de algunas fumarolas. Si se produjera una erupción importante, la ciudad de Arequipa estaría en una posición crítica porque los materiales de la erupción caerían directamente sobre ella.

d) ***Volcán Nevado Sabancaya***

El volcán Sabancaya, esta localizado en las coordenadas $15^{\circ}47'S$ y $71^{\circ}32'W$ y presenta una altura de 5970 m.s.n.m. Este volcán es un típico estrato-volcán andesítico de edad Holocénica Reciente y forma parte del Complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca, el mismo que esta constituido por los domos Sabancaya-1 Sur y Sabancaya-2 Norte en donde se abre el cráter activo (Thouret et al., 1994; Thouret et al., 1995a). Geográficamente, este volcán esta ubicado a 30 km al S-W de la localidad de Chivay y a 80 km al NNW de la ciudad de Arequipa y su accesibilidad, desde esta ciudad, se realiza a través de la carretera que conduce a la localidad de Chivay, Cajamarcana y la Hacienda Sallalli.

La actividad eruptiva de este volcán se remonta a los años 1750 y 1784-1785, desde entonces no se ha tenido noticia alguna del volcán. Luego de un período de quietud de aproximadamente 200 años, el volcán pasa a otro período de reactivación en Noviembre de 1986, distinguiéndose una primera fase eruptiva de tipo Vulcaniana caracterizada por la frecuente emisión de fumarolas que alcanzaron alturas de 3 y 5 km aproximadamente y volúmenes con diámetros de hasta 500 m (Rodríguez y Uribe, 1994). Este proceso eruptivo duró hasta 1990, para luego pasar a la fase explosiva

caracterizada por la expulsión de cenizas, bloques pequeños de rocas y la constante emisión de fumarolas que llegaron a cubrir un área de 10 km² (Huamán, 1995). A partir de 1993, la erupción del volcán Sabancaya decrece paulatinamente, llegando a presentarse únicamente emisiones de fumarolas en forma esporádica acompañadas con sismos de magnitudes prácticamente imperceptibles. Las emisiones esporádicas de fumarolas, pueden ser observadas hasta la actualidad. Durante el proceso eruptivo del volcán, el Instituto Geofísico del Perú y la Universidad Nacional de San Agustín realizaron diversos estudios de vigilancia sísmica con períodos cortos de observación y cuyos resultados permitieron proponer diversas hipótesis para explicar el proceso evolutivo del volcán desde el punto sísmico (Rodríguez y Huamán, 1992; Kosaka, et al, 1992; Macedo, 1996; Gonzáles, 1996; Lazo, et al.1996) y geológico-tectónico (Thouret, et al., 1995a y Thouret et al., 1995b).

3.3.- Registros de Sismos en Volcanes Activos

Los estudios sismológicos realizados sobre diferentes volcanes, han permitido observar y registrar una gran variedad de señales que pueden ser asociados a los distintos procesos físico-tectónicos típicos de volcanes en actividad. En general, la existencia de una gran variedad de señales sísmicas puede ser atribuida a dos procesos: el primero considera las señales que brindan información de las características físicas de la fuente sísmica, tales como la ruptura de la roca sólida que rodea al volcán, traslado o acumulación de magma, circulación de fluidos, gases y en superficie la emisión de fumarolas. El segundo proceso esta relacionado con la trayectoria que sigue la onda sísmica a través de las diversas estructuras que constituyen el volcán, características que luego se reflejan en la forma del registro de la señal, observándose frecuentemente una superposición de varias fases sísmicas.

A diferencia de los sismos producidos en zonas de contacto de placas o deformación en superficie, los sismos volcánicos son más diversas debido principalmente a la complejidad de los procesos eruptivos que tienen lugar en cada volcán. Estas características han permitido que varios autores realicen diversas

clasificaciones para los diferentes tipos de registros (Minakami, 1974; Latter, 1979; Malone, 1985; Lahr et al., 1994; Tsuruga et al., 1997; Gil-Cruz y Chouet, 1999). La clasificación más general obedece al esquema elaborado por Minakami (1974) en base a su experiencia con muchas erupciones ocurridas en volcanes japoneses. Así, Minakami clasifica las señales sísmicas en 6 tipos: señales tipo A, tipo B, tipo C, señales de Período Largo (LP), explosiones y tremores. Sin embargo, algunos observatorios vulcanológicos han extendido esta clasificación de acuerdo a las características observadas en el proceso eruptivo de sus volcanes, ya sea de manera descriptiva o a partir del análisis del contenido de frecuencias típicas en cada señal sísmica. A continuación, se realiza una descripción de la clasificación de registros sísmicos de volcanes y ejemplos obtenidos de los diferentes volcanes en actividad (Figura 3.4).

3.3.1.- Clasificación de Señales Sísmicas

- a) **Señales Tipo A.** Estas señales son producidas por sismos que ocurren dentro del cono volcánico debido al fracturamiento de las rocas, en respuesta a la intrusión o migración del magma o por la expansión de los fluidos debido a la presencia de altas presiones geotermales en las rocas. Estos sismos ocurren a profundidades de 1 a 15 km bajo el edificio volcánico o en los alrededores del mismo. Las señales son caracterizadas por sus altas frecuencias y en los cuales se puede distinguir fácilmente las fases P y S. Estas señales son similares a las producidas por sismos asociados con actividad tectónica. En la Figura 3.4a, se muestra ejemplos de señales Tipo A correspondiente a los volcanes Galeras (Colombia), Sakurajima (Japón) y Sabancaya (Perú).

- b) **Señales Tipo B.** Estas señales sísmicas son producidas por sismos que ocurren a profundidades menores de 1 km y posiblemente sean causadas por fracturamiento de rocas, pero a diferencia de los de Tipo A, se caracterizan por presentar diversas fases a manera de enjambres que muestran probablemente, el camino recorrido por las ondas en las capas heterogéneas de cenizas y lava. Este tipo de señales presenta bajas frecuencias y una fase P emergente, la fase S no es

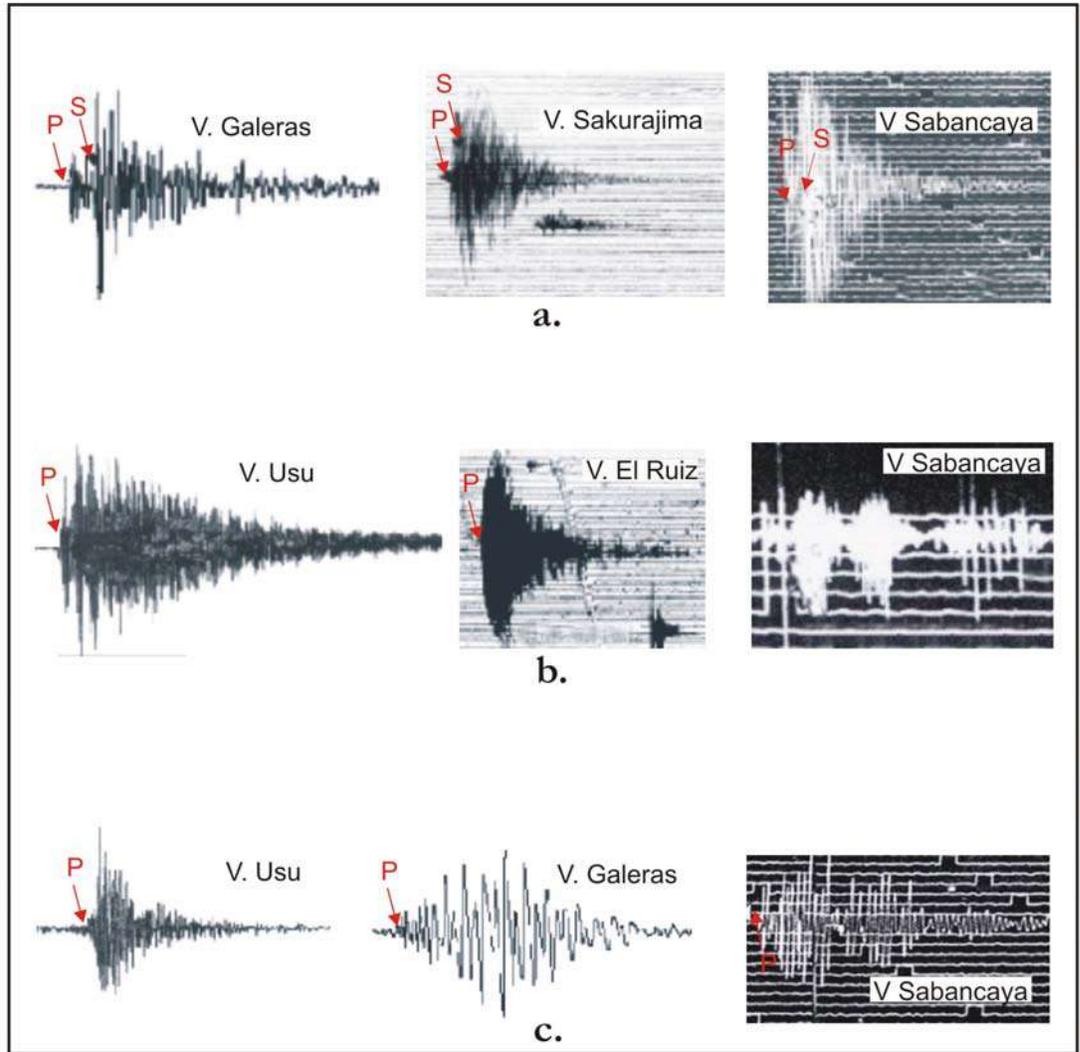


Figura 3.4. Clasificación de las diversas señales sísmicas de volcanes. (a). Señales de sismos Tipo-A, volcanes de Galeras, Sakurajima y Sabancaya respectivamente. (b). Señales de sismos Tipo-B, volcán Usu, El Ruiz y Sabancaya. (c). Señales de sismos Tipo-LP, volcán Usu, Galeras y Sabancaya.

clara y por lo tanto, difícil de distinguir. En la Figura 3.4b, se muestra la señal sísmica registrada en los volcanes Usu en Japón y El Ruiz en Colombia.

- c) **Señales Tipo C.** Estas señales sísmicas corresponden a registros de sismos de Tipo B que se sobreponen unos sobre otros; es decir, se observa el registro múltiple de sismos tipo B en una sola secuencia. Esta señal fue observada por vez primera por Minakami (1974) durante el proceso eruptivo del volcán Usu en Japón. Su origen estaría asociado probablemente al crecimiento del domo de lava.
- d) **Señales de Período Largo (LP).** Estas señales son producidas por el rol activo de los fluidos dentro del conducto volcánico, los mismos que producen resonancia o inestabilidad en el flujo de los mismos. Estas señales se caracterizan por presentar al inicio altas frecuencias para luego ser dominadas por una componente de período largo, tal como se observa en la Figura 3.4c y cuyos registros corresponden al volcán Usu en Japón, Galeras en Colombia y Sabancaya en Perú.
- e) **Señales de Explosiones.** Señales que se generan por explosiones volcánicas que se producen durante la actividad eruptiva del volcán. Estas señales son producidas por la liberación súbita y repentina del vapor de agua y otros gases contenidos en las capas superficiales del volcán. Aquí, se produce la fracturación y pulverización de las rocas de las capas superiores con la subsiguiente expulsión de estos materiales, dependiendo de la fuerza, duración y frecuencia de las explosiones. Ejemplos de estas señales se muestra en la Figura 3.4d, los mismos que corresponden a explosiones producidas en los volcanes San Cristobal (Costa Rica), Karimsky (Rusia), Tungurahua (Ecuador) y Sabancaya (Perú), estos dos últimos actualmente en actividad.
- f) **Señales de Tremores.** Este tipo de señal es registrado comúnmente en volcanes activos, siendo su característica la presencia de un tren continuo de

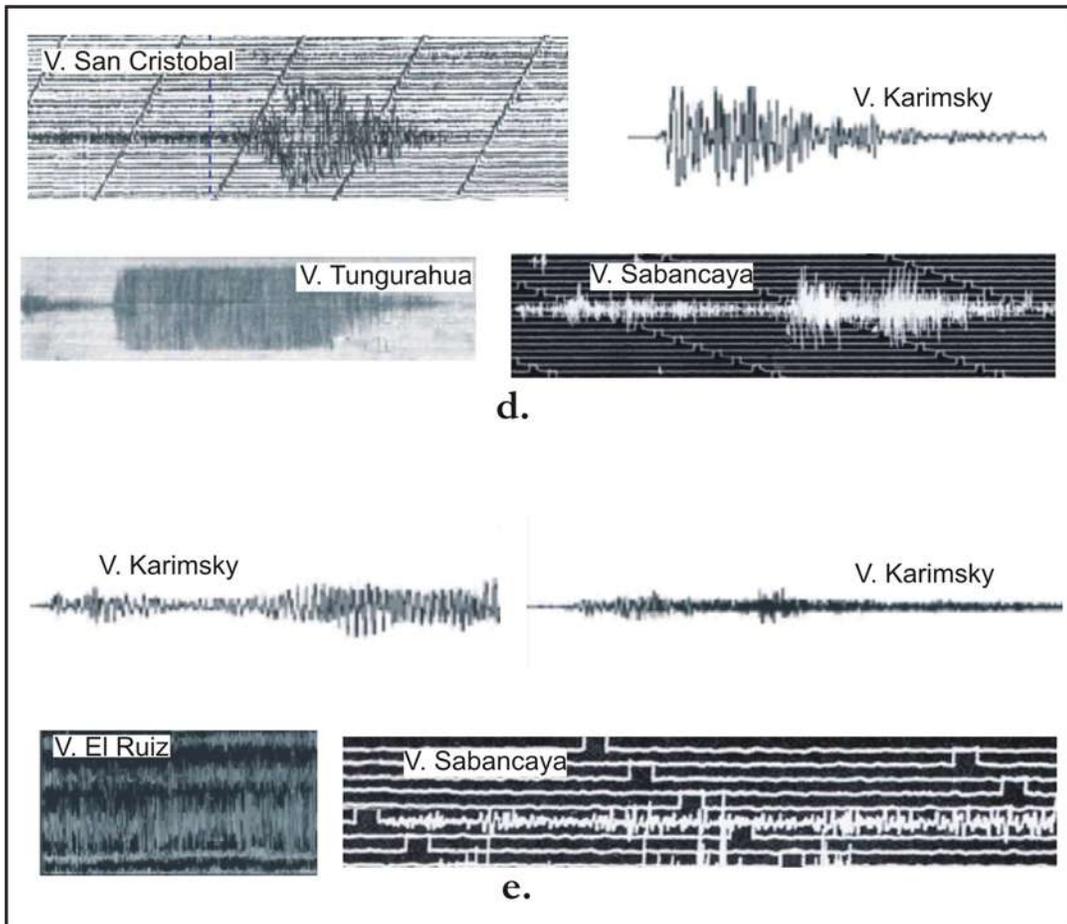


Figura 3.4. Continuación... (d). Señales de explosiones sísmicas, volcanes San Cristobal, Karimsky, Tungurahua y Sabancaya. (e). Diferentes señales de tremores, volcanes Karimsky, El Ruiz y Sabancaya.

vibraciones que pueden durar horas, días y semanas. A diferencia de las señales descritas anteriormente, los tremores proporcionan información de todo el proceso eruptivo de los volcanes, entre ellos los asociados a los procesos magmáticos en el interior del volcán ya sea por el movimiento del magma mismo, gases, ruidos y en superficie por la emisión de fumarolas, cenizas y caída de rocas. Las observaciones realizadas sobre las señales de tremores sugieren que estas varían en amplitud y frecuencia, características importantes que permiten clasificarlos en tremores armónicos, monocromáticos y espasmódicos. En la Figura 3.4e, se muestra ejemplos de señales de tremor armónico en los volcanes Karimsky (Rusia), El Ruiz (Colombia) y Sabancaya (Perú).

En general, la clasificación de las señales sísmicas de volcanes está relacionada directamente con las características geofísicas de cada volcán, ya que no todos los procesos eruptivos pueden generar los mismos tipos de señal. El análisis de estas señales ha permitido que los institutos de investigación adecuen sus clasificaciones de acuerdo a las características particulares de cada volcán

3.3.2.- Señales Sísmicas en el Volcán Sabancaya

En la actualidad, el Instituto Geofísico del Perú cuenta con un gran número de sismogramas que describen, desde el punto de vista sísmico, el proceso eruptivo del volcán Sabancaya. Estos sismogramas corresponden al período 1990-1995 y cuyo análisis ha permitido identificar la existencia de una gran diversidad de señales de sismos volcánicos que pueden ser considerados o no dentro de la clasificación general propuesta por Minakami (1974).

Muchas de las señales sísmicas, según testigos directos, obedecían a situaciones particulares del volcán Sabancaya como la emisión de fumarolas acompañadas de ruido, cenizas, caída de pequeños bloques de rocas, ecos, deshielos, explosiones sonoras, etc. Sin embargo, al no contar con una estadística de estos sucesos, se ha visto por

conveniente realizar una clasificación visual de los tipos de señales en función de la clasificación propuesta por Minakami (1974), complementada con las de Latter (1979), Malone (1985), Lahr et al. (1994), Tsuruga et al. (1997) y Gil-Cruz y Chouet (1999).

Los resultados obtenidos han sido publicados en el volumen 90 del Boletín de la Sociedad Geológica del Perú con el título ***“Señales Sísmicas de Volcanes Activos: Ejemplos del Volcán Sabancaya, Arequipa (Perú)”***, Diciembre 2000. Se adjunta copia de dicha publicación.

CAPITULO 4

COMPLEJO VOLCANICO AMPATO-SABANCAYA-HUALCA HUALCA

4.1.- Introducción

En la región Sur de Perú, el mayor complejo volcánico esta formado por los volcanes Nevado Hualca Hualca de 6020 m.s.n.m. (zona Norte), Sabancaya de 5976 m.s.n.m (zona Centro) y Nevado Ampato de 6280 m.s.n.m (zona Sur), todos distribuidos de Sur a Norte, entre las localidades de Huanca y Cabanaconde (provincia de Caylloma, departamento de Arequipa). Este complejo volcánico se localiza a 80 km aproximadamente en dirección Nor-Oeste de la ciudad de Arequipa, siendo su actividad volcánica no reciente, ya que existe referencias de manifestaciones de actividad desde inicios de la llegada de los españoles (siglo XVI). Así, a mitad del siglo XVIII, las crónicas de Travada y Córdoba (1752) y Barriga (1951), indican que este complejo conocido entonces como “*Ambato*”, que en el lenguaje quechua significa “Sapo”, ha pasado por dos episodios eruptivos, uno en 1752 y el segundo en 1784-1785. Estos autores indican: *“El volcán de Ambato, como han corrompidos los españoles, esta en la provincia de Collagas a veinte y tantas leguas al occidente de la ciudad de Arequipa. Su altura será de tres cuartos de legua, con falda muy dilatada que transitando yo por su faldas hice mansión muy cerca y sentí aquella noche ruido que seria de peñas que escaladas del fuego que arde incesantemente bajan despeñadas de la altura en busca de su centro, allí, el volcán esta perennemente ardiendo de día y de noche y que no hay noticia de haber hecho estragos en tiempos inmemorables”*. Así mismo, un 11 de Julio de 1784, posterior al terremoto del 13 de Mayo de ese año, en un diario elaborado por Zamácola y Jaúregui (1804), se lee: *“Día, 11.- a las 9 y 56 minutos se sintió un temblor de tierra, con bastante remezón pero que no causó ningún daño. Se tuvo noticia de que el pueblo de Lari, jurisdicción de Caylloma, hay un cerro o volcán llamado Ambato, el que a efectos de estos terremotos, el volcán humea y bosteza fuego”*. Ninguna de estas descripciones, permitió entonces discernir a cual de los tres volcanes se referían, aunque en la actualidad se asume que se trataría del

volcán Sabancaya (Rodríguez, 1991). Desde entonces, no se había tenido ninguna noticia de actividad volcánica hasta 1981, donde las primeras señales de reactivación del volcán fueron dadas por los habitantes de las localidades de Cajamarca y Huacachiguero, situados al pie del volcán. Posteriormente, en 1985 se habría incrementado la emisión de fumarolas y de ruidos que hasta entonces eran poco frecuentes, debido a ello los habitantes no le dieron mucha importancia hasta 1986 (Huamán, 1995).

A inicios de Noviembre de 1986, el volcán Sabancaya, ubicado en la parte central del complejo volcánico, inicia una actividad fumarólica intensa con la consecuente emisión de gases que alcanzaron alturas de 500 y 1000 metros siendo más visibles a varios kilómetros, hecho que provocó alarma en los habitantes de los poblados de Chivay y Cabanaconde. La actividad fumarólica fue disminuyendo paulatinamente hasta mediados de 1987, donde nuevamente se incrementa afectando a los habitantes de las localidades más cercanas con gases y fumarolas cada vez más violentas. Durante 1989, la actividad volcánica del Sabancaya se mostró menos frecuente y en Mayo de 1990, el volcán pasa a una fase explosiva caracterizada por emisión de cenizas y caída de rocas acompañadas de ruidos y sismicidad local muy débil.

Ante la evidencia del peligro de una probable erupción del volcán Sabancaya, el Instituto Geofísico del Perú (IGP), la Universidad Nacional de San Agustín y diferentes agencias internacionales participaron en diversas misiones de campo hacia la región del volcán, con el objetivo de realizar estudios geológicos, tectónicos, sísmicos y así monitorear su evolución. Las diferentes misiones, describen de manera detallada las observaciones realizadas en el volcán y en los alrededores del mismo, así como los resultados obtenidos de los diferentes estudios sísmicos y su relación con la actividad tectónica y volcánica de carácter local.

4.2.- Geología y Tectónica

La región del volcán Sabancaya, se ubica en el departamento de Arequipa y en el extremo Norte de la Cordillera Occidental (Figura 4.1), la misma que esta conformada por afloramientos de rocas de edad Mesozoica y Cenozoica con unidades discontinuas que descansan sobre un basamento Precámbrico (Vicente et al., 1979). Los afloramientos del Mesozoico se muestran a lo largo de los cañones profundos del río Colca, observándose la presencia de secuencias sedimentarias de origen marino que habrían sido afectadas por fuerzas compresivas durante el Cenozoico Superior. Los afloramientos del Cenozoico ocupan casi el 80% del departamento de Arequipa y están representados principalmente por series volcánicas y volcano-sedimentarias de origen continental. El extremo Este de la Cordillera Occidental está compuesto de rocas volcánicas y volcanoclásticas constituidas de capas de ignimbritas pertenecientes al Grupo Tacaza del Mioceno Inferior. Sobreyaciendo a este grupo, se distinguen potentes derrames lávicos de andesitas, dacitas y capas ignimbríticas del grupo Barroso del Plioceno-Cuaternario representado principalmente por el volcán Sabancaya, actualmente en actividad (Chorowicz et al., 1992). Los productos de erosión actual del volcán Sabancaya, se localizan en los flancos y fondos de los valles de Lari y Chivay constituyendo depósitos de aluviales, coluviales y rellenos lacustres.

El volcán Sabancaya presenta actividad tectónica reciente, la misma que ha sido estudiada y analizada a partir de imágenes de satélite Landsat MSS y observaciones de campo por Huamán et al. (1993) y Huamán (1995). En la Figura 4.2, se observa la presencia de una importante deformación en la región del volcán Sabancaya representada principalmente por las fallas de Ichupampa, Huanca y el sistema Huambo-Cabanaconde, todas ubicadas en el extremo NE, SW y Norte del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca (Sébrier et al., 1985). Asimismo, en la misma figura se observa la presencia de un importante número de lineamientos sobre la parte central del área de estudio conocido como Pampa Sepina y que han sido puestos en evidencia por Huamán et al. (1993) y revisadas por Mering, et al. (1996) a partir de imágenes satelitales SPOT y Landsat MSS. Según Huamán et al. (1993), el

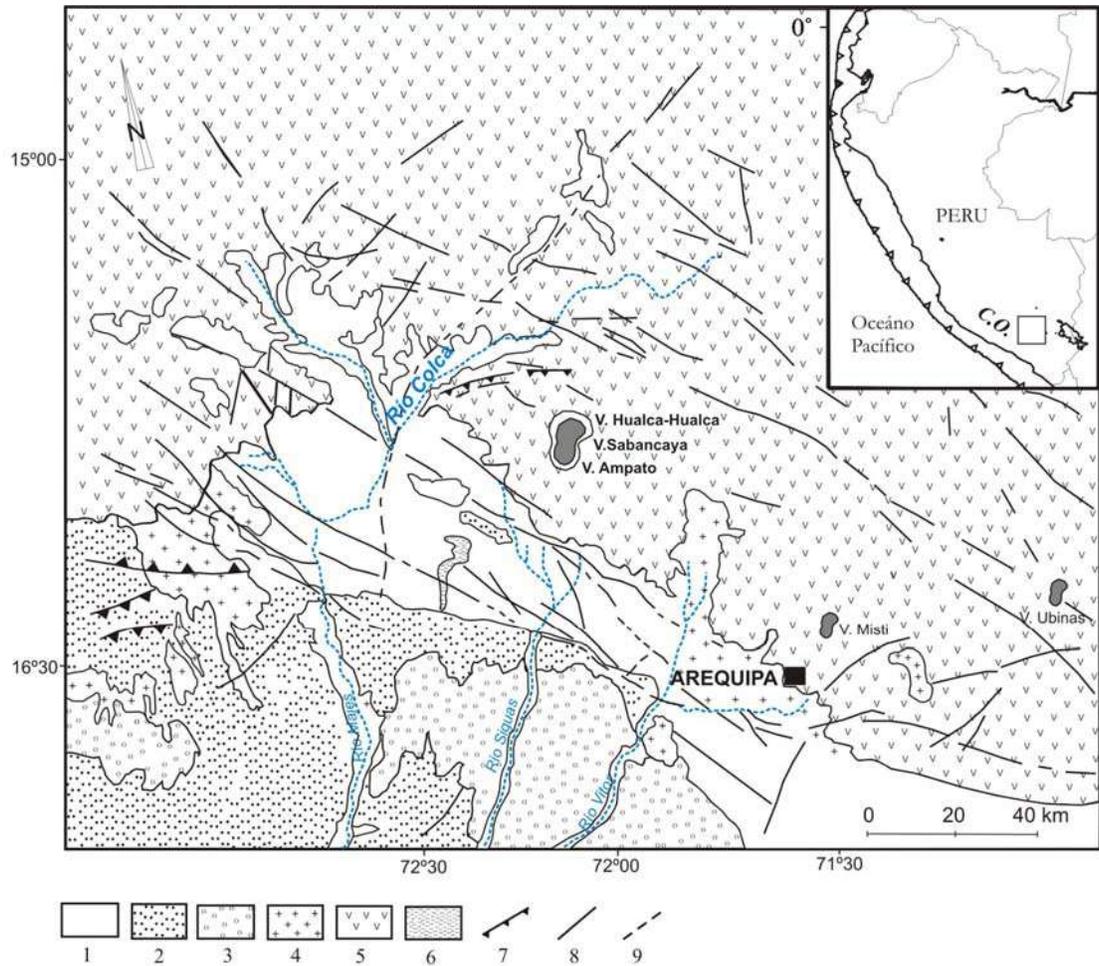


Figura 4.1. Mapa geológico de la región de Arequipa. 1= Sustratum Pre-Terciario; 2= depósitos del Oligoceno-Mioceno; 3= depósitos aluviales Cuaternarios; 4= Ignimbrita Mio-Plioceno; 5= volcanismo Barroso Plio-Cuaternario; 6= volcanismo Holocénico Andagua; 7= fallas inversas del Mioceno; 8= fallas normales Cuaternarias (strike slip); 9= fallas inferidas, (Huamán 1985, modificado en 1993); C.O.=Cordillera Occidental.

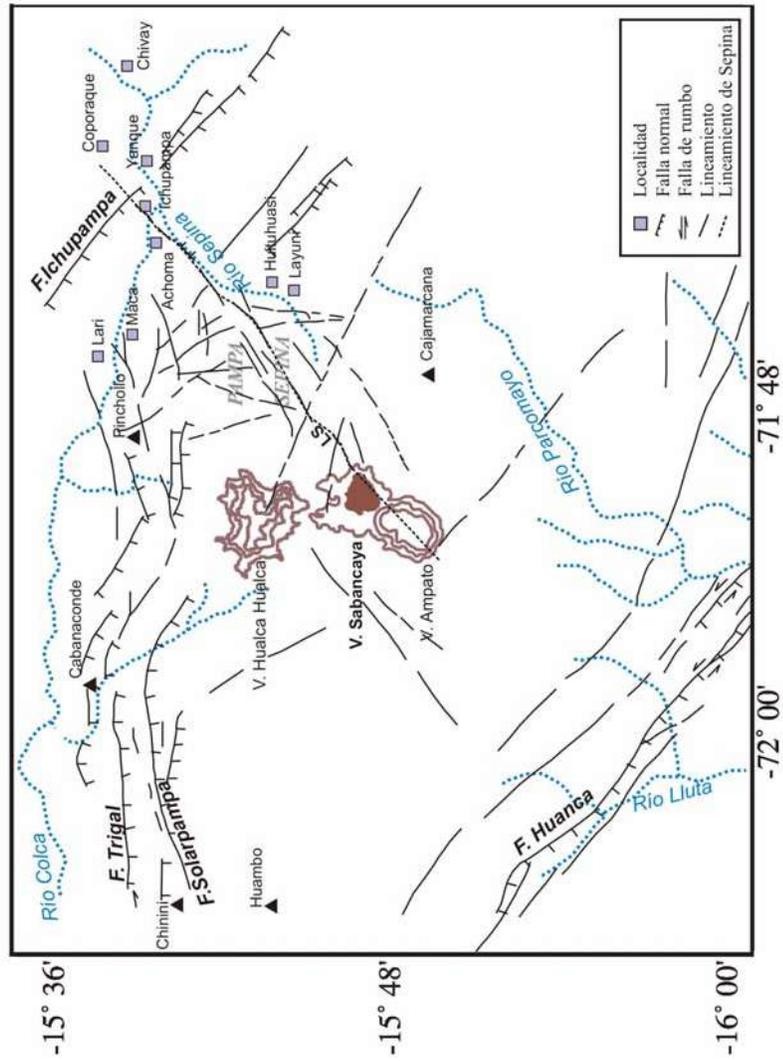


Figura 4.2. Principales fallas y lineamientos del área de estudio (Mering, et al., 1996; Sebrier, et al. 1985).
 LS= Lineamiento de Sepina. Los triángulos en negro representan las estaciones sísmicas temporales correspondientes al período 1990-1993.

elemento de deformación más representativo en esta área lo constituye el lineamiento de Sepina (LS), el mismo que parte del volcán Sabancaya pasando por Pampa Sepina y por las localidades de Achoma, Yanque, Coporaque e Ichupampa hasta llegar a cortar a la falla de Ichupampa. Un análisis en detalle realizado sobre las imágenes de satélite obtenidas en 1993, ha permitido identificar en el área la presencia de lineamientos menores orientados en dirección NE-SW y N-S cerca de las localidades de Huituhuasi y Layuni, así como otros orientados en dirección E-W cerca de Lari y Maca. Según Mering et al. (1996) la disposición discontinua de estos lineamientos sugieren que son muy recientes.

4.3. - Estudios Sismológicos

Después de la reactivación del volcán Sabancaya, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) inicia los estudios sismológicos con la instalación de 5 estaciones sísmicas en la región del volcán Sabancaya (RVS), entre los períodos Julio-Setiembre de 1990 y Mayo-Junio de 1991 (Rodríguez y Huamán, 1992). Posteriormente, el Instituto Geofísico de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa (IGUNSA), realiza una evaluación de la actividad sísmica del volcán Sabancaya para el período 1990-1994 utilizando 3 estaciones sísmicas portátiles (González et al., 1996). Los principales resultados obtenidos en estas campañas sísmicas son descritos a continuación.

En 1990, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) realiza la instalación de una red sísmica compuesta por 2 estaciones analógicas (Cajamarca y Pinchollo) y 3 digitales (Cabanaconde, Chinini y Achoma), a fin de realizar el monitoreo sísmico del volcán durante su proceso eruptivo. Las estaciones de esta red fueron localizadas a distancias de 11 y 25 km del cráter y se mantuvieron operativas de manera irregular desde Julio de 1990 hasta inicios de 1993 (ver Figura 4.2); sin embargo, debido a la dificultad de acceso y a la topografía accidentada de la zona, el mantenimiento de las estaciones era de manera irregular. A pesar de estos inconvenientes, Rodríguez y Huamán (1992) realizaron la localización y el análisis de 131 sismos netamente locales y cuyas características son:

- En la Figura 4.3a, se presenta la distribución de los lineamientos tectónicos presentes en la RVS (Huamán, 1993a y Mering et al. 1996) y la actividad sísmica registrada durante el período Julio-Setiembre de 1990 (Rodríguez y Huamán, 1992). Los círculos en rojo representan los sismos mejor localizados o “Sismos Maestros” y los verdes a los sismos denominados por los autores como de tipo B. Tal como se observa en la figura mencionada, los “Sismos Maestros” se encuentran distribuidos sobre Pampa Sepina y en el extremo Este de la localidad de Layuni, Sahuana y Huituhuasi, con una mayor dispersión al SW de la localidad de Visconoja. La sismicidad de tipo B (en color verde), muestra la misma tendencia que los sismos maestros. En los alrededores del volcán Sabancaya no se observa la ocurrencia de sismos. En general, la sismicidad se concentra sobre el área de mayor deformación tectónica (presencia de un gran número de lineamientos tectónicos); es decir, sobre Pampa Sepina.

- En la Figura 4.3b, se muestra los sismos registrados y localizados durante el período Mayo y Junio de 1991 (Rodríguez y Huamán, 1992). Estos sismos precedieron al sismo ocurrido el 23 de Julio de 1991 (5.4 mb), los mismos que se concentran en mayor número en el extremo Sur de la localidad de Maca, próximo al epicentro del sismo del 23 de Julio. Por otro lado, al Este de las localidades de Sahuana, Huituhuasi y Visconoja se observa la presencia de un número menor de sismos distribuidos de manera dispersa. Durante este período (Mayo y Junio de 1991), no se observa la ocurrencia de sismos sobre el volcán Sabancaya,

- La Figura 4.3c, muestra la localización epicentral de las réplicas del sismo de Sepina del 1 de Febrero de 1992 (5.0 mb). Estas réplicas se distribuyen sobre un área pequeña ubicada al NE del volcán Sabancaya, próximo al río Sepina y a las localidades de Layuni, Huituhuasi y Visconoja. Entre las localidades de Yanque y Achoma se observa la presencia de tres sismos que aparentemente no tienen relación con el sismo de Sepina, aunque uno de ellos se ubica en el centro de la falla

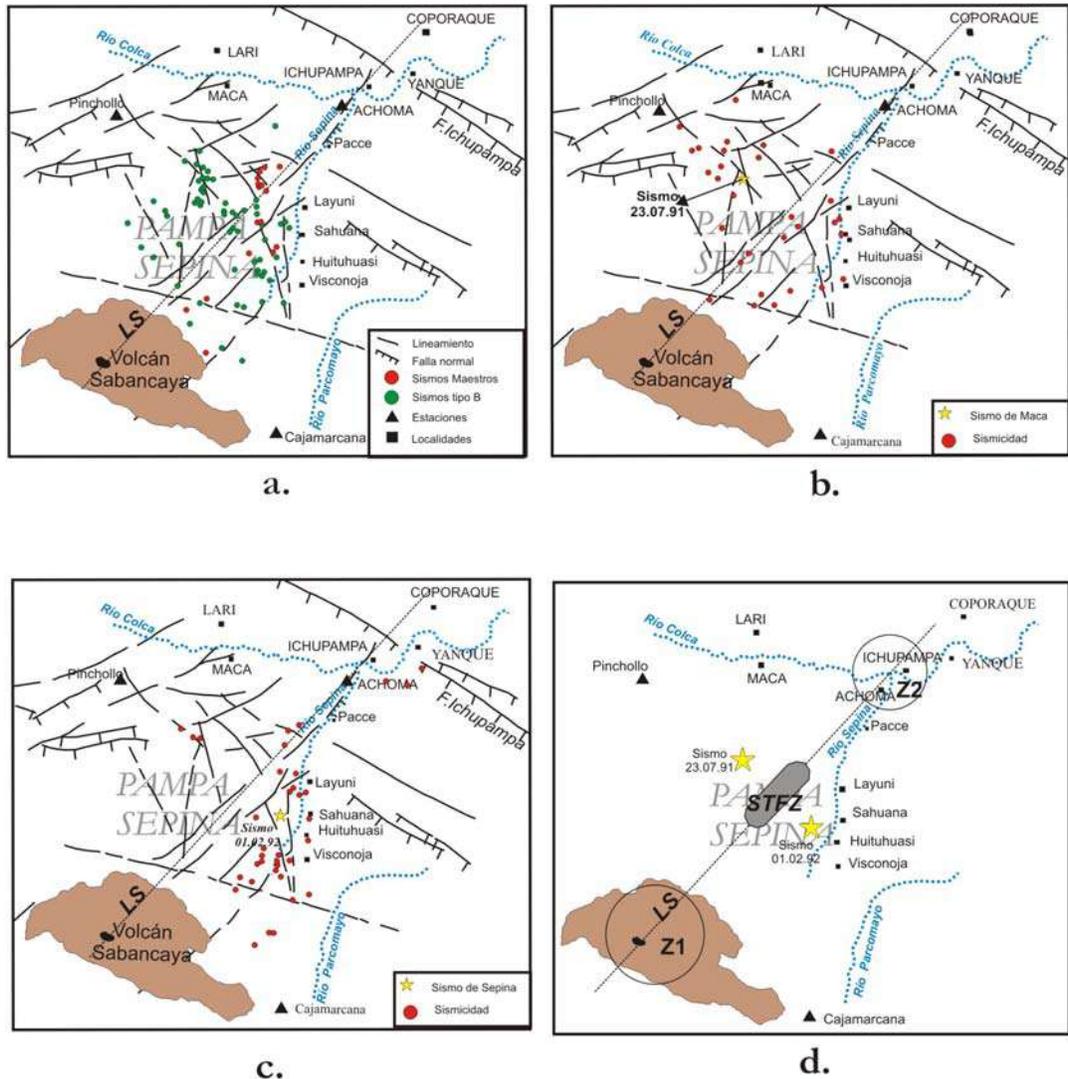


Figura 4.3. Distribución de la actividad sísmica en la región del volcán Sabancaya a partir de resultados obtenidos por otros autores. (a) Periodo Julio-Setiembre de 1990 (Rodríguez, 1990). (b) Período Mayo y Junio 1991 y (c). Epicentros de réplicas del sismo de Sepina del 1 de Febrero de 1992 (Rodríguez y Huamán, 1992); (d). Modelo de amenaza sismotectónica propuesto por Rodríguez y Huamán (1992). Z1=Zona 1; Z2=Zona 2; STFZ=Zona de fracturamientos tectónicos de Sepina (Sepina Tectonic Fault Zone). Los triángulos representan a las estaciones, las estrellas los epicentros de los sismos de Maca y Sepina. La zona sombreada el complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca y LS el Lineamiento de Sepina.

- Ichupampa. Al sur del epicentro del sismo de Sepina y al NE del volcán Sabancaya, la sismicidad es mayor, notándose el incremento de sismos de Norte a Sur. Si se realiza una comparación con la distribución de los sismos ocurridos durante los períodos anteriores (Julio-Setiembre de 1990 y Mayo-Junio de 1991), se observa que toda la sismicidad se ubica sobre Pampa Sepina; es decir, al NE del volcán Sabancaya.

En función de la distribución espacial de los sismos registrados en los períodos antes mencionados, Huamán (1992) sostiene de que los epicentros describen una tendencia migratoria que se iniciaría en Pampa Sepina (Figura 4.3a) hasta llegar frente a las localidades de Layuni, Huituhuasi y Visconoja (Figura 4.3c). Para explicar esta tendencia, el autor propone el modelo de amenaza sismotectónica mostrada en la Figura 4.3d. En este modelo, el lineamiento conocido como Sepina (LS) juega un rol importante debido a que separa dos agrupamientos de sismos asociados a los sismos de Maca y Sepina. Según el autor, entre ambos agrupamientos de sismos existiría una zona de alta acumulación de energía y esfuerzos, en la cual se estaría desarrollando un área de debilidad sismotectónica (STFZ) y en consecuencia, es posible que se genere un sismo de magnitud moderada y los efectos del mismo se verían reflejados, por un lado, con la reactivación del volcán Sabancaya (Z1) y por el otro con deslizamientos en la localidad de Ichupampa (Z2).

Otros estudios, sobre la sismicidad ocurrida en la región del volcán Sabancaya, fueron realizados por Gonzáles et al. (1996) a partir de la información obtenida de una red sísmica compuesta por las estaciones sísmicas de Cabanaconde, Maca y Sallalli (Figura 4.4a) instaladas alrededor del volcán Sabancaya entre los años 1990 y 1994 (distancias de 10 y 11 km desde el cráter). Durante este período, los autores indican el registro de 44 sismos que fueron localizados en el extremo Norte y NE del volcán Hualca Hualca y a profundidades comprendidas entre 3 y 9 km. En los alrededores del volcán Sabancaya, se observa la presencia de solo 4 sismos. En la Figura 4.4b, se presenta una sección vertical según la línea B-B' y en la cual los autores indican la no ocurrencia de sismos por debajo de los volcanes Ampato y Sabancaya, ya que estos se

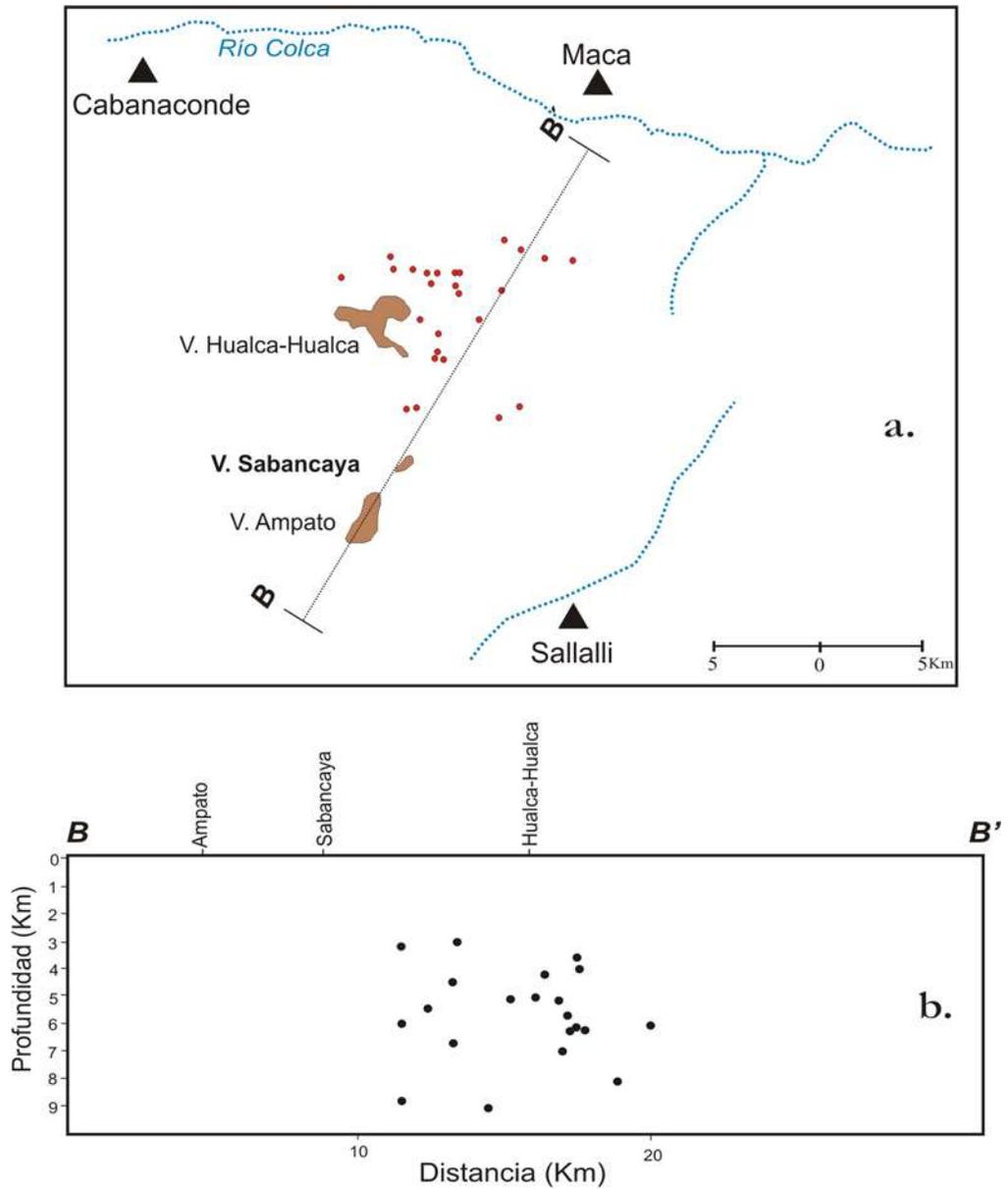


Figura 4.4. (a). Distribución espacial de los sismos registrados durante el período 1990-1994 por el IGUNSA (Lazo et al., 1996). Los triángulos en negro representan las estaciones. (b) Perfil sísmico vertical según la línea B-B' mostrada en la Figura 4.4a.

distribuyen de manera dispersa bajo el volcán Hualca-Hualca con profundidades para sus hipocentros menores a 9 km. Esta sismicidad, abarca un área de 100 km² aproximadamente y en cuyos extremos la ausencia de sismos es total. De acuerdo a estas características los autores sostienen que los sismos que presentan profundidades entre 3 y 7 km podrían estar asociados al fracturamiento de rocas dentro del volcán Sabancaya, los mismos que definirían la posible geometría y la profundidad probable de la cámara magmática

En general, los diferentes estudios sísmicos realizados en la región del volcán Sabancaya por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el Instituto Geofísico de la Universidad Nacional de San Agustín (IGUNSA), muestran que la actividad sísmica se concentra mayormente al Este y NE del volcán Sabancaya; es decir, sobre los lineamientos tectónicos presentes en la zona denominada como Pampa Sepina siendo la profundidad de sus focos menores a 10 km. Inicialmente, esta información sugiere que todo el proceso de deformación producida en la RVS se ha desarrollado sobre Pampa Sepina; sin embargo, la dispersión de esta sismicidad, tanto en superficie como en profundidad, difícilmente puede permitir proponer una hipótesis sobre la geometría o profundidad de la posible cámara magmática del volcán Sabancaya.

CAPITULO 5

ADQUISICION DE DATOS

5.1.- Introducción

Después de la reactivación del volcán Sabancaya en 1986, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) realizó una serie de misiones cortas (de 2 a 3 días) al volcán, con el objeto de realizar observaciones in situ y así poder identificar la existencia de posibles patrones geofísicos que permitan evaluar y analizar su comportamiento y evolución.

La primera misión, aérea y terrestre, fue realizada el 24 de Junio de 1988 con la participación de investigadores del Servicio Geológico de los EE.UU., Escuela Politécnica de Ecuador, Laboratorio de Teledetección de la Universidad de París, Ministerio de Medio Ambiente-Delegación de Riesgos Mayores de Francia, Defensa Civil, Universidad Nacional de San Agustín-Arequipa y el Instituto Geofísico del Perú. Esta misión, permitió observar detalladamente la geometría del cráter del volcán, los puntos de emanación de gases en la parte Norte del cráter y la presencia de fracturas abiertas sobre la misma.

En Agosto de 1988, se realiza una segunda misión a fin de llegar hasta la cima del volcán Sabancaya y observar las deformaciones producidas en su cráter; sin embargo, no se tuvo éxito debido a la intensa actividad fumarólica que se presentó durante este período realizándose solamente el reconocimiento geológico y el muestreo de rocas presentes entre los 4600 y 5400 metros de altura.

En Mayo de 1989, observaciones realizadas por A. Rodríguez, jefe de la oficina del IGP en Arequipa, a distancias de 8 y 20 km del volcán Sabancaya (carretera Chivay-Cabanaconde), permitieron describir la existencia de una actividad fumarólica intensa

con columnas de humo de 200 metros de diámetro y alturas de 500 m aproximadamente. Por encima de esta altura, las fumarolas se disipaban en su totalidad.

En Julio de 1990, el IGP decide monitorear la actividad sísmica del volcán e instala 3 estaciones digitales (Achoma, Chinini y Cabanaconde) y 2 analógicas (Cajamarca y Pinchollo) en la región del volcán Sabancaya (RVS), las mismas que estuvieron operando hasta inicios de 1993. El principal problema de estas estaciones fue el control de tiempo, el mismo que no fue revisado y controlado de manera constante debido a las dificultades para lograr acceso a la región del volcán Sabancaya; sin embargo, Rodríguez y Huamán (1992) llegaron a localizar 131 sismos tectónicos ocurridos entre los años 1990 y 1991 ($M_d < 3.0$) al Este del volcán Hualca Hualca y en ambos extremos del río Sepina (Figuras 4.3a, b y c). Debido a los problemas mencionados anteriormente y el importante número de sismos registrados por esta red sísmica temporal, a inicios de 1993 el IGP instala una Red Sísmica Telemétrica (RSTS) estándar compuesta por las estaciones Patapampa, Pucarilla y Jollo-Jello todas distribuidas alrededor del volcán Sabancaya.

5.2.- Red Sísmica Telemétrica del Volcán Sabancaya (RSTS)

La intensa actividad sísmica observada en la región del volcán Sabancaya, llevó al Instituto Geofísico del Perú, a instalar en 1990 una red sísmica portátil compuesta por 5 estaciones localizadas en las localidades de Cajamarca, Pinchollo, Cabanaconde, Chinini y Achoma. Las dos primeras estaciones fueron de tipo Sprengnether MEQ-800, con sensor vertical de período natural de 1 segundo, sensibilidad de 78 db y registro en papel ahumado a razón de 60 mm/minuto; mientras que, las 3 últimas fueron de tipo Kinematics y cuyas características de operación no han sido posible ubicarlas en los archivos del IGP; sin embargo, en uno de los sismogramas de la estación de Chinini del día 26 de Marzo de 1991, se describe que esta funcionó con una sensibilidad de 24 db y 8 Hz de frecuencia de adquisición. Todas estas estaciones estuvieron ubicadas alrededor del volcán a distancias entre 11 y 25 km a partir del cráter y se mantuvieron operativas hasta inicios de 1993.

En Julio de 1993, las estaciones sísmicas portátiles fueron reemplazadas por la Red Sísmica Telemétrica del Volcán Sabancaya (RSTS), la misma que estuvo conformada por tres estaciones sísmicas instaladas en los puntos denominados como Patapampa (PAT), Pucarilla (PUC) y Jollo-Jello (JOL), todas alrededor del volcán Sabancaya y a distancias, desde el cráter, de 14, 16 y 20 km respectivamente, tal como se muestra en la Figura 5.1. Estas estaciones sísmicas fueron de tipo Sprengnether con sismómetro de período corto tipo SS-1 (período natural de 1 segundo) y componente vertical con una sensibilidad variable de 16 a 36 db. Los datos fueron registrados inicialmente en papel ahumado y en su última etapa de operatividad en papel térmico a razón de 90 mm/minuto. La transmisión de los datos se efectuaba por el sistema radio telemétrico en tiempo real hacia una estación repetidora ubicada en el distrito de Sachaca (Arequipa), para luego llegar la señal a la Estación Central ubicada en el distrito de Cayma (Arequipa). La RSTS funcionó de manera continua durante el año 1993, sufriendo una interrupción durante todo el año 1994 hasta Julio de 1995 debido al difícil acceso a la zona donde fueron instaladas las estaciones y que no permitía el mantenimiento continuo de las mismas. Estas estaciones estuvieron operativas hasta finales del año 1995. La mayor información sísmica obtenida de la RSTS corresponde al año 1993. Durante el año 1995, la sismicidad disminuyó considerablemente. Las principales características de las estaciones sísmicas que integraban la RSTS se presentan en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1.- Características de las estaciones sísmicas que integraron la RSTS.

ESTACION	CODIGO	SENSOR Tipo - Serie	LATITUD	LONGITUD	ALTITUD (m.s.n.m)	SENSIBILIDAD (decibeles)
Patapampa	PAT	SS-1 1911	-15.747°	-71.672°	4900	32
Pucarilla	PUC	SS-1 1914	-15.793°	-71.980°	1750	36
Jollo-Jello	JOL	SS-1 1913	-15.913°	-71.786°	5038	16

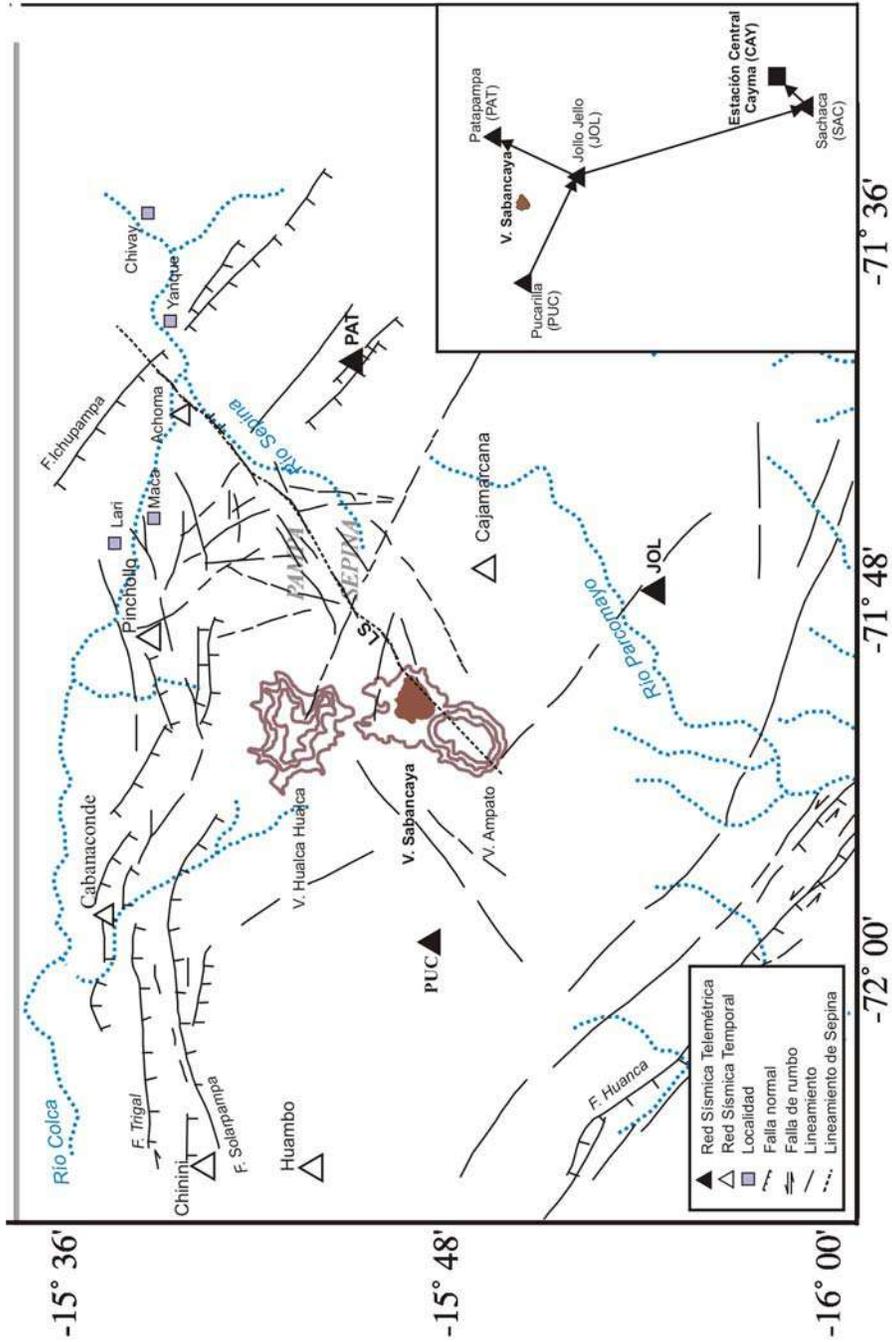


Figura 5.1. Distribución de la Red Sísmica Temporal (periodo 1990-1993), Red Sísmica Telemétrica del volcán Sabancaya (periodo 1993-1995) y línea de transmisión a la Central de Registro ubicada en la ciudad de Arequipa.

5.3.- Los Sismogramas

El total de los sismogramas utilizados en este estudio, corresponden a los obtenidos de la RSTS durante los años 1993 y 1995, todos de período corto con registro en papel ahumado (1993) y térmico (1995). En estos sismogramas, se ha identificado el registro de señales sísmicas de origen tectónico regional y local, además de otras que corresponderían a la evolución del proceso eruptivo del volcán Sabancaya. En la Figura 5.2, se presentan ejemplos de sismogramas en papel ahumado y térmico correspondientes a la estación de Patapampa (PAT) y donde se muestra el registro continuo del movimiento del suelo y los pulsos de tiempo (hora y minuto) separados cada 90 mm de registro. Los sismos son identificados porque presentan trazas perpendiculares al registro estándar con amplitudes mayores a la línea de referencia. Las diferentes amplitudes del registro del sismo permiten identificar las diversas fases que los caracterizan.

En el sismograma de papel ahumado (Figura 5.2a), se observa el registro de un gran número de señales sísmicas con amplitudes variables y en donde se diferencia e identifica fácilmente la llegada de las ondas P y S. En el sismograma de papel térmico (Figura 5.2b), a diferencia del anterior, el número de sismos es menor y esto se debe principalmente a que la actividad sísmica disminuyó considerablemente durante el año 1995.

5.3.1.- Lectura e Interpretación de Sismogramas

Sobre los sismogramas en papel ahumado y térmico, correspondiente al período 1993 y 1995, se procedió a realizar la lectura de los tiempos de llegada de las fases P, S y la duración de su registro con la ayuda de una lupa y una regla milimétrica, elementos que permitieron obtener aproximaciones en las lecturas del orden de 0.05 mm. Cada sismo identificado en un sismograma, era inmediatamente buscado en los demás a fin de realizar en conjunto, la lectura de las fases sísmicas y su posterior correlación. En general, las fases que corresponden a la onda P fueron identificadas con facilidad, a

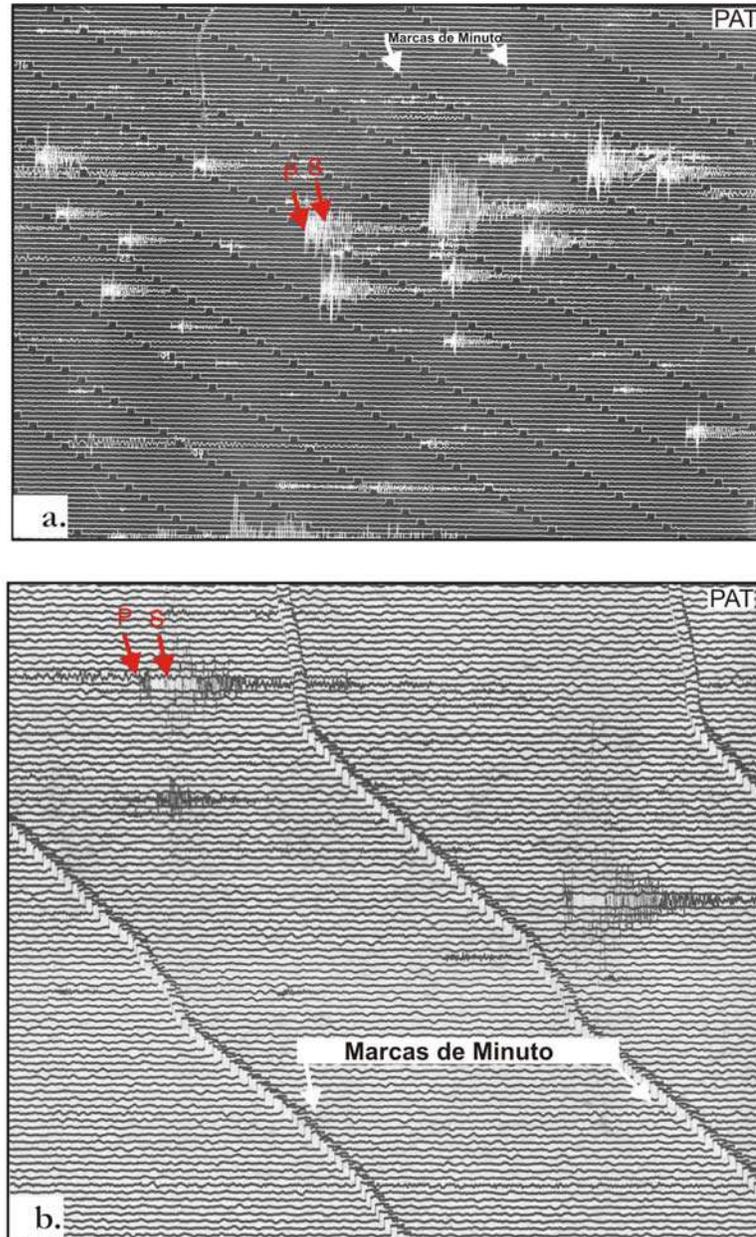


Figura 5.2. Ejemplos de sismogramas de la estación de Patapampa correspondientes a los años 1993 y 1995. Obsérvese la presencia de los registros de sismos tectónicos con $T_s - T_p < 5$ seg (a). Sismograma en papel ahumado (1993); (b). Sismograma en papel térmico (1995) .

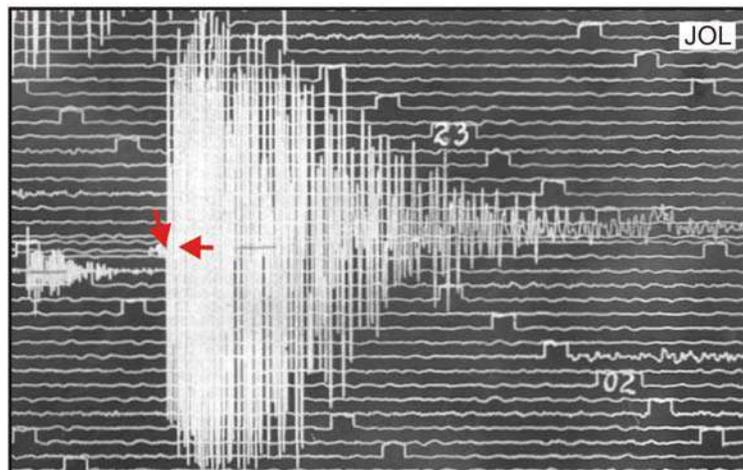
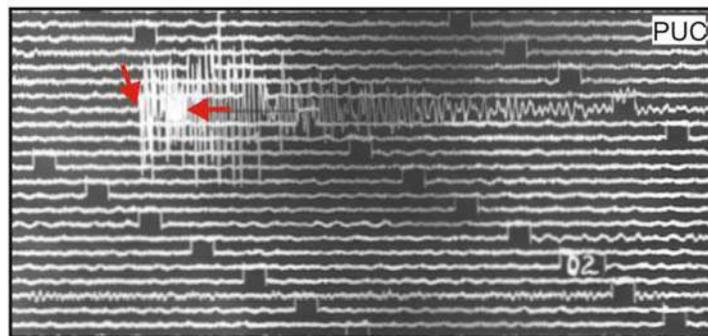
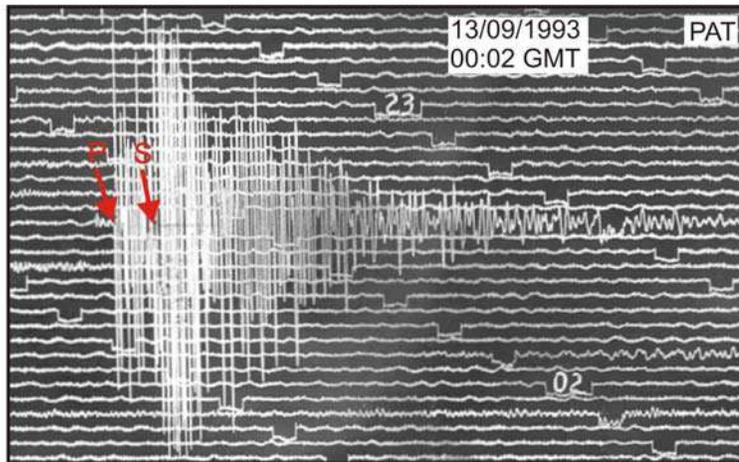
excepción de las que presentan amplitudes pequeñas o emergentes; sin embargo, la fase S no siempre ha podido ser correctamente identificada debido a que la mayoría de las mismas estuvieron saturadas o demasiado ruidosas.

Considerando que el área de estudio es relativamente pequeña, se ha visto por conveniente seleccionar únicamente aquellos sismos que presentan una diferencia de tiempos $T_s - T_p \leq 5$ segundos, lo que sugiere que estos sismos tendrían su epicentro a distancias menores de 30 km desde cada estación sísmica; por lo tanto, habrían ocurrido dentro del área de estudio. Así, se ha correlacionado y seleccionado 212 sismos. Considerando el número de fases P y S leídas para cada sismo, estas han sido divididos en 2 grupos:

- Grupo A: grupo de 38 sismos registrados en las tres estaciones sísmicas (PAT, PUC y JOL) y para los cuales se ha identificado 3 fases P y 3 fases S. En la Figura 5.3a, se muestra un ejemplo de estos sismos correspondiente al día 13 de Setiembre de 1993 a las 00:02 (GMT).
- Grupo B: Compuesto por 174 sismos registrados en las 3 estaciones sísmicas, pero solo ha sido posible identificar 3 fases P y 2 fases S. En la Figura 5.3b, se muestra el sismo registrado el 12 de Octubre de 1993 a las 05:38 (GMT) y en donde se observa que la fase S en el registro de la estación PUC no puede ser correctamente identificada.

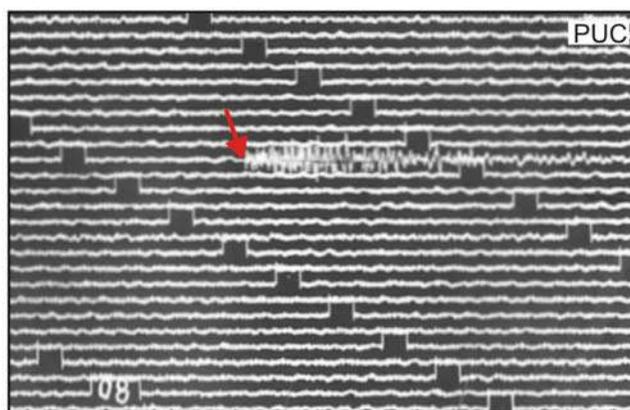
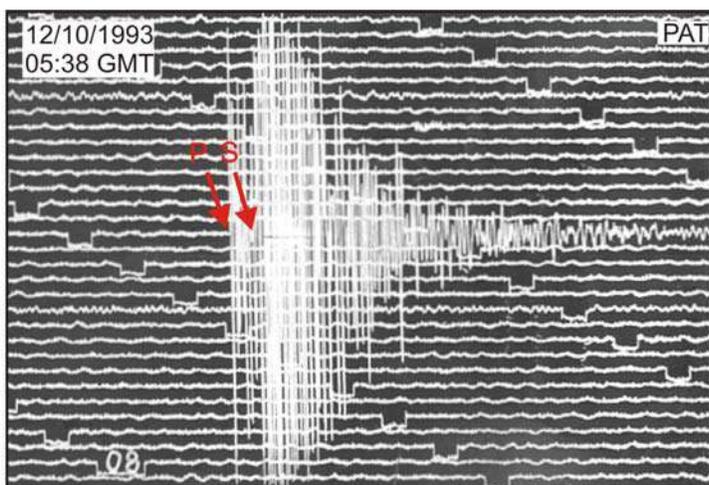
Durante la interpretación de los sismogramas, fue necesario excluir algunos sismos debido a:

- Sismos cuyos registros presentaban diferencias de tiempos $T_s - T_p > 5$ segundos. De acuerdo a esta diferencia, los sismos se ubicarían en promedio a distancias mayores a los 40 km; es decir, fuera del área considerada en este estudio.



a.

Figura 5.3. (a). Ejemplos de sismos tectónicos de $T_s-T_p < 5$ seg. registrados por las tres estaciones sísmicas que conforman la Red Sísmica Telemétrica del Sabancaya (PAT, PUC y JOL). Las fases P y S pueden ser fácilmente identificados en los tres registros.



b.

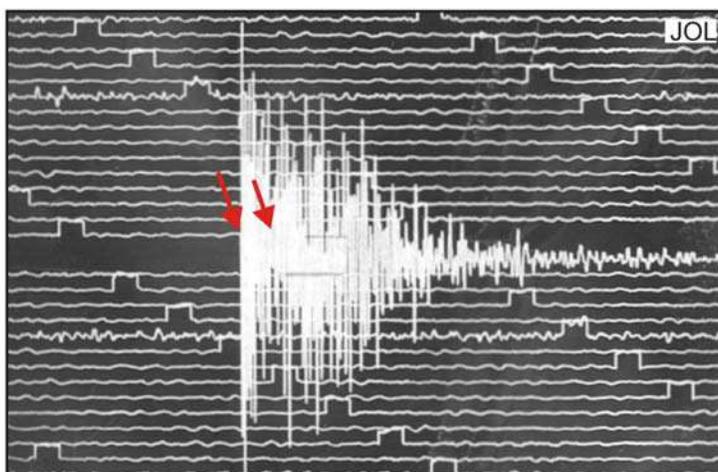


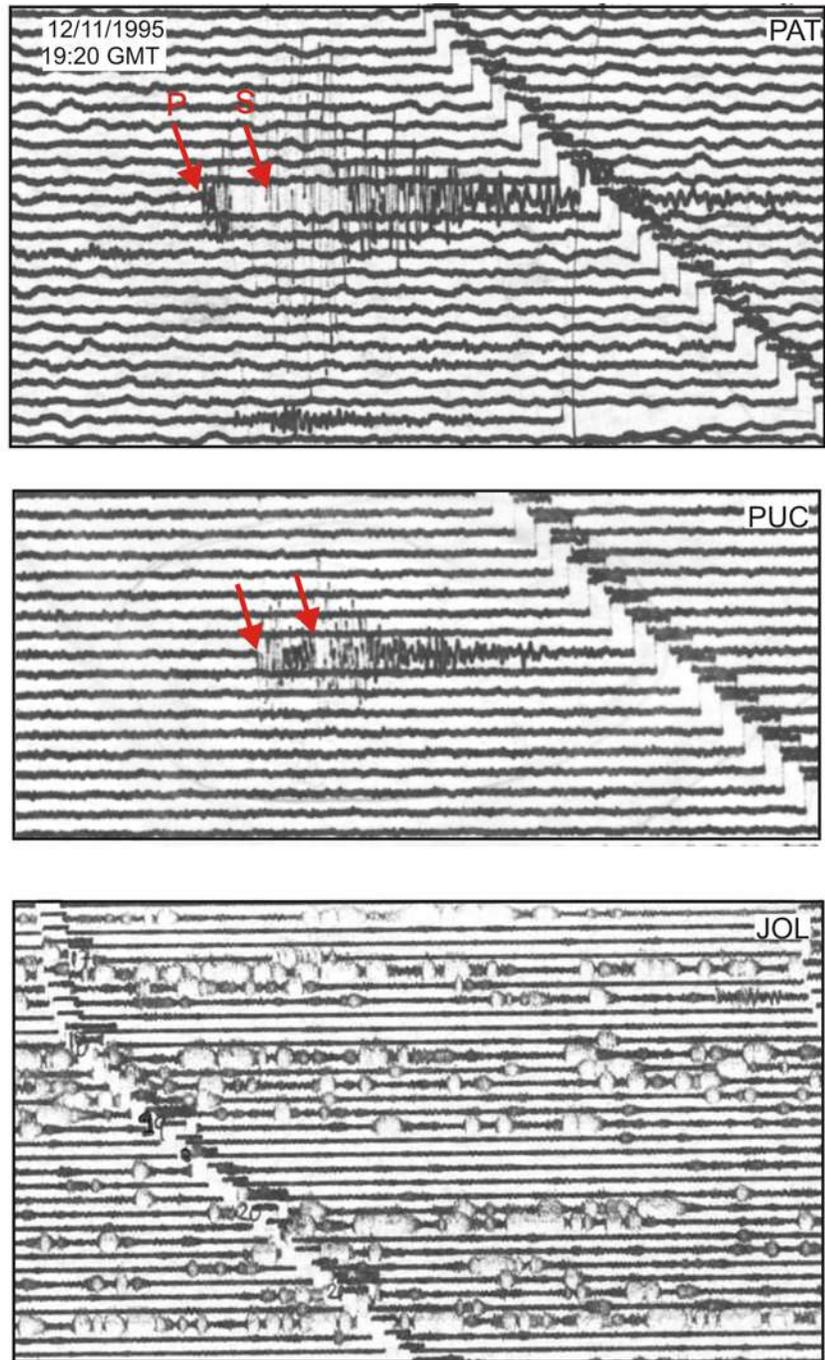
Figura 5.3. Continuación... (b). Ejemplo de un sismo tectónico para el cual se ha identificado 3 fases P y 2 fases S,

Sismos, que a pesar de haber sido registrados en tres estaciones sísmicas, solo ha sido posible identificar una fase S o simplemente no se ha identificado la fase.

- Sismos registrados únicamente por dos estaciones con dos fases P y dos fases S identificables. Un ejemplo de estos sismos se presenta en la Figura 5.4a (12 Noviembre de 1993 a las 19:20 GMT) donde se observa que las fases P y S pueden ser identificadas con facilidad en las estaciones de PAT y PUC; mientras que, en la estación JOL la señal se encuentra totalmente ruidosa.
- Sismos registrados por dos estaciones, con dos fases P y una fase S identificables. En la Figura 5.4b, se muestra un ejemplo de estos sismos (16 de Noviembre de 1995 a las 17:17 GMT) registrado por las estaciones de PAT y JOL, siendo las fases P y S en el registro de la primera estación bastante clara; mientras que, en JOL solo es posible identificar la fase P. La estación PUC, no ha registrado el sismo.
- Sismos registrados por 2 estaciones, siendo algunas veces, la fase P difícil de identificar. Un ejemplo, se muestra en la Figura 5.4c correspondiente al sismo ocurrido el 1 de Octubre de 1993 a las 07:53 GMT. En esta figura se observa que en la estación PAT se identifica con facilidad las fases P y S; mientras que, en JOL a pesar de haber sido registrado de manera tenue, resulta muy difícil identificar el inicio de la fase P. La estación PUC, no ha registrado el sismo.

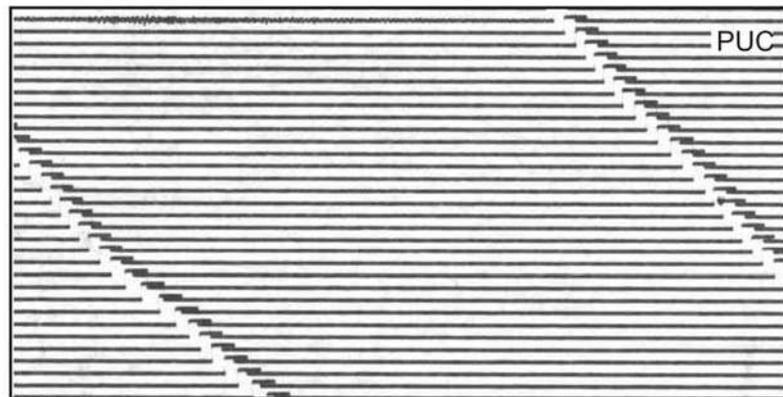
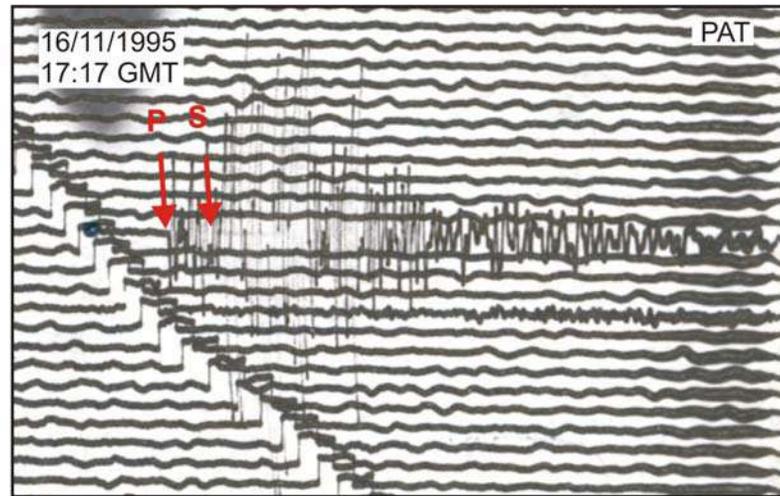
5.3.2.- Estimación de los Errores de Lectura

Es realmente importante realizar una estimación cualitativa de los errores de lectura para los tiempos de llegada de las fases P y S a fin de tener una buena aproximación de los resultados a obtenerse en este estudio. Las posibles causas de los errores comúnmente presentes cuando se realiza la identificación de fases, son las siguientes:



a.

Figura 5.4. (a). Ejemplos de registros de sismos donde se puede identificar las fases P y S en las estaciones de PAT y PUC; sin embargo, en JOL no se observa el registro del sismo.



b.

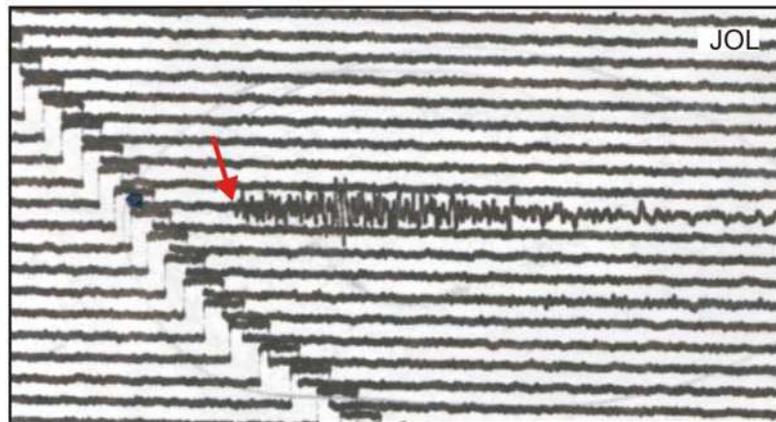
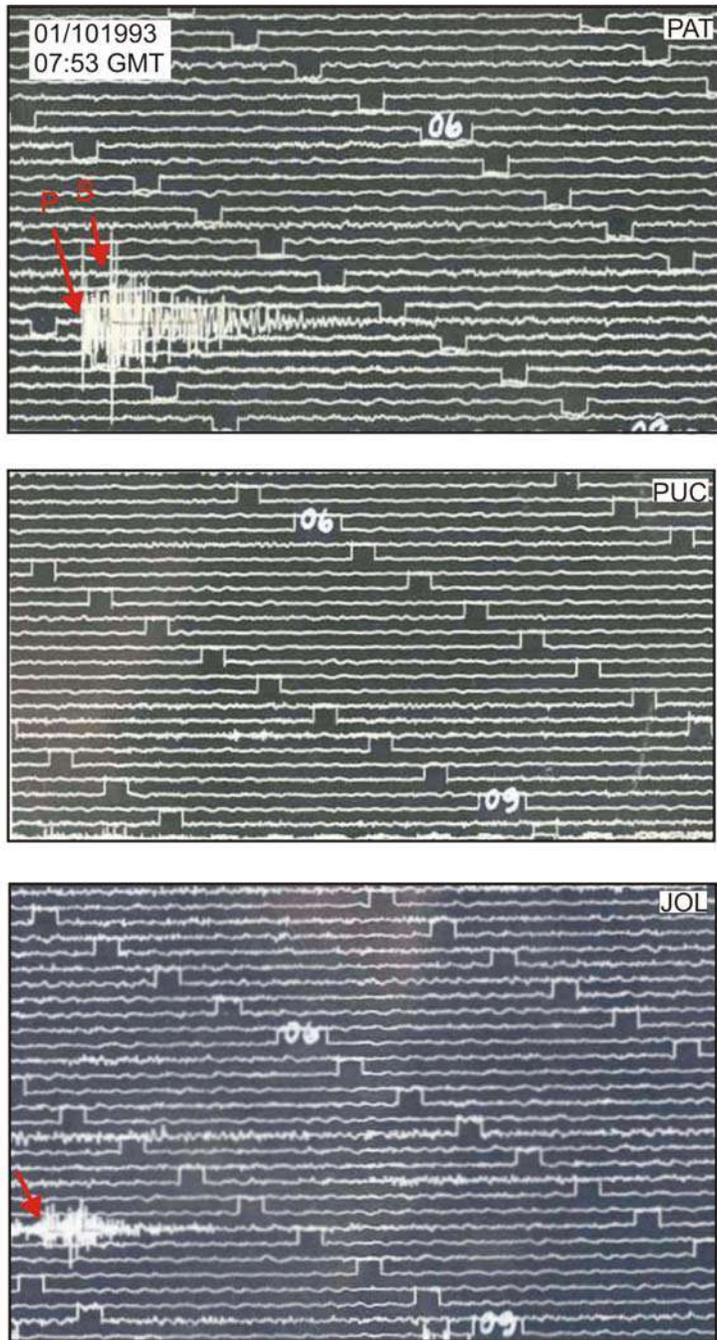


Figura 5.4. (b). Ejemplo de sismo tectónico registrado en la estación de PAT donde se identifica fácilmente la fase P y S. PUC no ha registrado el sismo y en JOL se puede identificar solamente la fase P.



c.

Figura 5.4. (c). Ejemplos de sismos registrados en la estación de PAT y en la cual se puede identificar las fases P y S. En las otras estaciones, el sismo no ha sido registrado.

- Errores de lectura debido a la fineza del trazo en el registro de la señal.
- Errores en la lectura debido a la deriva del control de tiempo como resultado del mecanismo que moviliza el tambor.
- Errores de lectura debido a la calidad del sismograma; es decir, la contracción del papel por el paso del tiempo.
- Errores debido a la sensibilidad del instrumento, el mismo que permite el registro de los sismos con diferentes amplitudes y períodos, pudiendo ser muchos de estos de mala calidad o no registrado en las estaciones menos sensibles en comparación con las de alta sensibilidad.

En este estudio, los errores producidos por la fineza del trazo han sido fácilmente superados utilizando una lupa milimetrada, permitiendo así una mejor visión y lectura de las fases P y S. El control del tiempo se realizó con un sistema GPS; por lo tanto, no mostró deriva de tiempo. Los errores provenientes por la contracción del papel fueron mínimos debido a que la mayoría de los sismogramas se mantuvieron a temperaturas adecuadas; por lo tanto, los pulsos de tiempo, (en este caso el correspondiente al minuto y hora) siempre se encontraban cada 90 mm. Sin embargo, las diferentes sensibilidades o ganancias con que funcionaron cada una de las estaciones no ha sido posible evitarlas ya que las condiciones de registro en cada estación (ubicación y tipo de suelo) eran diferentes. Debido a esto, muchos de los sismos no han sido registrados correctamente en todas las estaciones, pero aun así, se ha conseguido obtener una base de datos de 212 sismos tectónicos con sus respectivas lecturas de tiempos de llegada para las fases P y S (información necesaria para la localización hipocentral), así como la duración total del registro de la señal en cada una de las estaciones de la RSTS (información utilizada para la estimación de la magnitud del sismo).

CAPITULO 6

EVALUACION DE LA RED SISMICA TELEMETRICA DEL VOLCAN SABANCAYA (RSTS)

6.1.- Introducción

Conocer los parámetros hipocentrales de los sismos es de vital importancia para cualquier estudio que se realice en sismología; por lo tanto, es necesario determinar con precisión su localización geográfica (latitud, longitud) y la profundidad del foco. Por esta razón, el algoritmo de calculo hipocentral que se elija para tal efecto, permitirá obtener resultados correctos en función del número, de la buena distribución geométrica y cobertura azimutal de las estaciones sísmicas alrededor del área de estudio. Una técnica sencilla para evaluar la cobertura geométrica de cualquier red sísmica, es la de generar un cierto número de sismos teóricos cuyos parámetros hipocentrales sean conocidos a fin de ser recalculados utilizando un determinado algoritmo. Al realizar el cálculo de los parámetros hipocentrales de los sismos teóricos, se debe obtener como resultado la misma latitud, longitud y profundidad del foco a la que fue generado el sismo. Rodríguez y Vásquez (1987), Rodríguez y Tavera (1989) han aplicado esta metodología para evaluar el área de resolución de la Red Sísmica Nacional (RSN) a cargo del Instituto Geofísico del Perú (IGP), utilizando un número mayor de algoritmos de localización hipocentral. Los resultados mostraron que todos los algoritmos permitían calcular los parámetros del epicentro (latitud y longitud) con rangos de error mínimos; sin embargo, para la profundidad del foco los errores eran mayores debido a la lejanía de las estaciones sísmicas con respecto al hipocentro preliminar, perturbando el cálculo o simplemente dando un valor irreal. Estos errores eran mínimos cuando la relación Δ/h tiende a ser menor. Así mismo, se observó que el número de estaciones y su distribución geométrica con respecto al hipocentro preliminar influía considerablemente en la resolución de la profundidad. Tavera y Rodríguez (1998),

realizaron también un estudio similar para evaluar el área de resolución de una red sísmica telemétrica compuesta por 4 estaciones pertenecientes al convenio existente entre el IGP y Electroperú. Las características de esta red son similares a del volcán Sabancaya y los resultados muestran que la resolución hipocentral de los sismos mejora cuando estos se encuentran dentro de la red; es decir, con una buena geometría y cobertura azimutal. Estos autores muestran también el grado de influencia en el cálculo hipocentral, si se utiliza información de una estación sísmica más alejada de la red. En estas condiciones, la perturbación es mayor ya que los hipocentros son localizados con cierta tendencia a distribuirse en dirección de la estación más alejada de la red.

En el presente estudio se aplica la metodología antes descrita, para evaluar la geometría y el área de resolución de la RSTS y cuyas características principales fueron descritas en el Capítulo 5.

6.2.- Evaluación de la Red Sísmica Telemétrica del Volcán Sabancaya

En la Figura 6.1, se muestra el área de estudio y la localización de las estaciones que integran la RSTS, Patapampa (PAT), Pucarilla (PUC) y Jollo Jello (JOL), todas distribuidas alrededor del volcán Sabancaya (triángulos). En esta figura, se incluye los principales lineamientos y fallas identificadas en la región del volcán Sabancaya. Así mismo, se observa que las estaciones PAT, PUC y JOL cubren un área de 150 km² aproximadamente con el volcán Sabancaya ubicado prácticamente en el centro de la red sísmica. Como se verá más adelante, la geometría de la red tuvo gran importancia en la correcta determinación de los parámetros hipocentrales de los sismos que ocurrieron en esta región.

Con el propósito de generar los tiempos de llegada teóricos para las fases P y S de los sismos que pudieran ocurrir en la región del volcán Sabancaya, se ha construido una malla que cubre todo el área de estudio con puntos separados por intervalos de 0.04°, haciendo un total de 323 puntos que representan a las coordenadas geográficas de igual número de sismos teóricos. Las características de esta malla se muestran en la

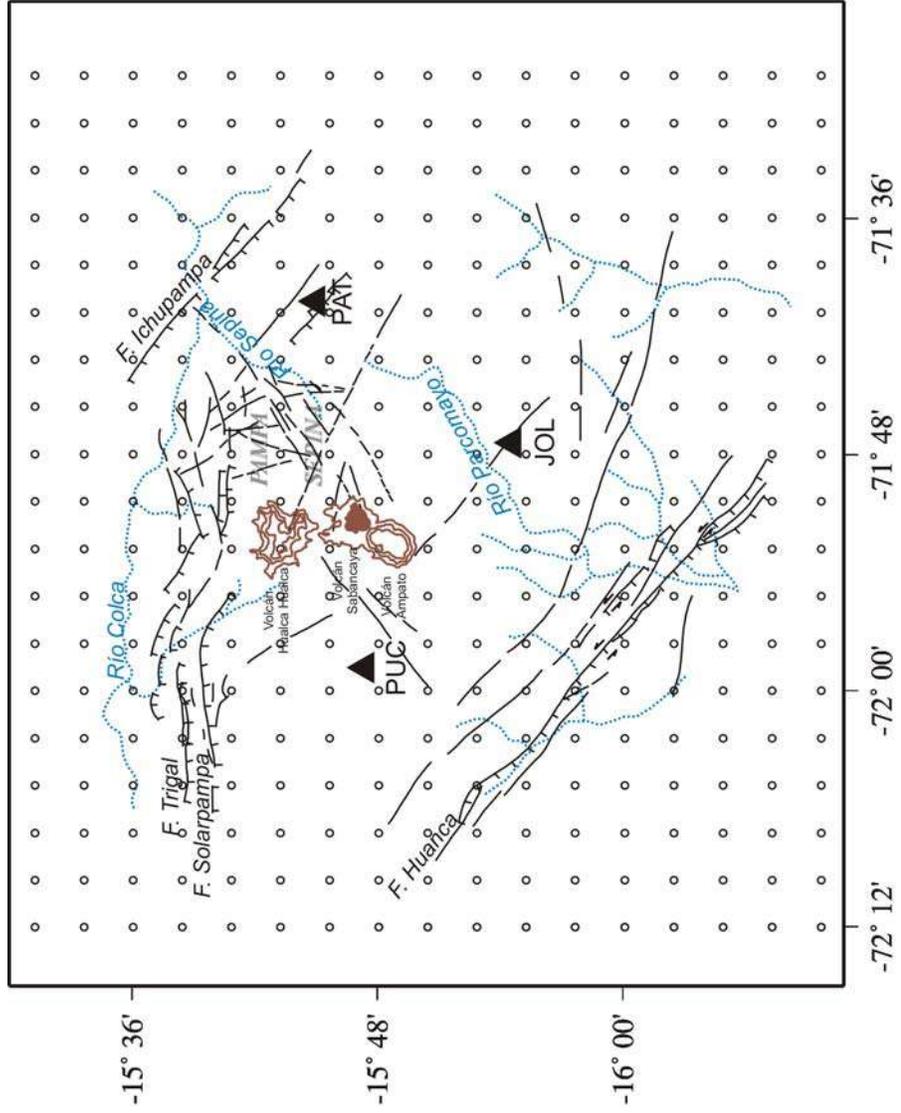


Figura 6.1. Distribución de las estaciones que integran la Red Sísmica Telemétrica del Sabancaya, elementos tectónicos y ubicación del volcán Sabancaya. Los círculos en blanco representan las coordenadas geográficas de los 323 sísmos teóricos.

Figura 6.1. Para calcular los tiempos de llegada teóricos de las fases P y S de cada sismo a las estaciones sísmicas de la RSTS, se utiliza un semi-espacio de velocidad constante $V_p=6.0$ km/s y el valor teórico de 1.73 para la relación de velocidades V_p/V_s . El algoritmo utilizado es el Teórico (Rodríguez, 1999), el mismo que requiere además como datos de entrada, las coordenadas geográficas de las estaciones sísmicas de la RSTS, las coordenadas de los hipocentros teóricos de cada punto de la malla y la profundidad de los focos para los cuales se desea generar los tiempos teóricos.

En el presente estudio se ha obtenido tiempos teóricos de llegada de las fases P y S para sismos ocurridos a profundidades de 5, 10 y 15 km.

6.3.- Sismos Teóricos

Para calcular los parámetros hipocentrales de los sismos teóricos, se ha utilizado el algoritmo Hypoellipse (Lahr, 1998), el mismo que utiliza como datos de entrada, las coordenadas geográficas de las estaciones sísmicas (PAT, PUC y JOL) y los tiempos de llegada de las ondas sísmicas (P y S) a cada una de las estaciones utilizadas en el cálculo. A las lecturas de las fases P y S se le asignó por defecto el peso máximo (cero) a fin de que el cálculo de los parámetros hipocentrales se realice en las mismas condiciones en las cuales fueron generados. El modelo de velocidad utilizado es un semi-espacio de velocidad constante $V_p=6.0$ km./s y la relación de velocidades de $V_p/V_s=1.73$.

A fin de evaluar los resultados a obtenerse, se ha visto por conveniente considerar los siguientes criterios:

- Se considera sismos correctamente resueltos a los que presentan errores menores a 1.5 km ($E \leq 1.5$ km) en sus coordenadas geográficas (latitud, longitud) y profundidad para el foco. En las diferentes figuras, estos sismos constituyen el Area 1 sombreada de color amarillo.

- Se considera sismos con error aceptable a los que presentan errores en sus coordenadas geográficas y profundidad focal entre 1.5 y 2.5 km ($1.5 < E \leq 2.5$ km). Estos sismos se distribuyen sobre el Area 2 sombreada de color verde.
- Se considera sismos no resueltos a los que presentan errores en sus coordenadas geográficas y profundidad focal mayores a 2.5 km ($E > 2.5$ km). Estos sismos se encuentran fuera del área de cobertura de la RSTS.

En la Figura 6.2, se presenta los resultados obtenidos en el cálculo de los parámetros hipocentrales de los sismos teóricos generados a una profundidad de 5 km. En esta figura, los círculos pequeños y de color blanco corresponden a la localización de los sismos teóricos y en negro los obtenidos utilizando el algoritmo Hypoellipse. En dicha figura se observa que el número de sismos cuyos parámetros hipocentrales han sido resueltos en latitud, longitud y profundidad y que integran el Area 1 (círculos rojos) se limita a 12 sismos, los mismos que se localizan en la parte central de la Red Sísmica Telemétrica del Sabancaya (RSTS). Estos sismos se distribuyen prácticamente sobre los lineamientos presentes en Pampa Sepina. El número de sismos que integran el Area 2 (círculos verdes) es mayor con respecto a los del Area 1 y estos se localizan dentro del área de cobertura de la RSTS. Los sismos del Area 3 (círculos blancos) presentan mayor incertidumbre en su localización hipocentral y aumentan en número cuanto más se alejan de la RSTS o simplemente el algoritmo se limitó a colocar la profundidad cero cuando no encuentra una solución. En esta figura, se observa además que el área de resolución de la RSTS aumenta en dirección Norte, lo cual geoméricamente es aceptable; sin embargo, para áreas mas alejadas los rangos de error entre los parámetros hipocentrales teóricos y observados aumentan considerablemente.

En la Figura 6.3, se presenta los resultados obtenidos para sismos teóricos generados a una profundidad focal de 10 km y en ella se observa que no existe mucha diferencia con los resultados obtenidos para sismos ubicados a 5 km de profundidad. El área de mayor resolución hipocentral se localiza en la parte central de la RSTS y en

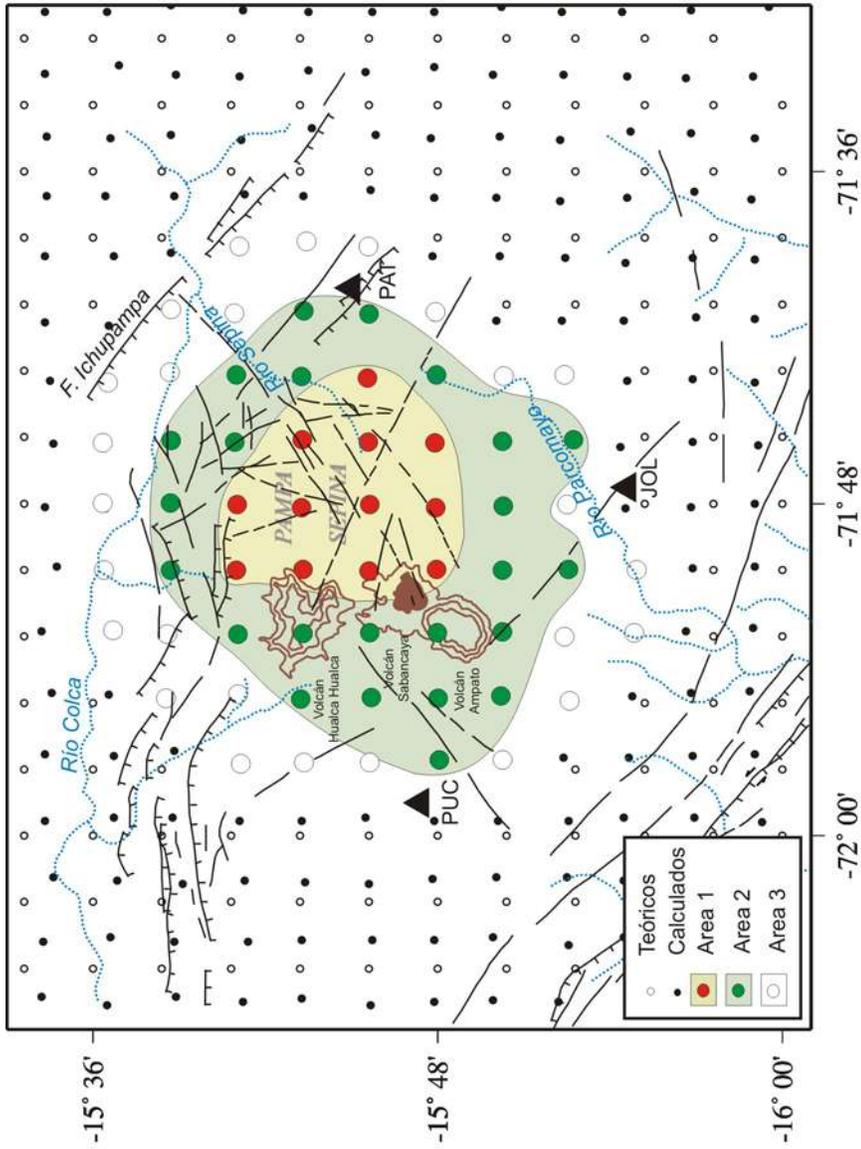


Figura 6.2. Resultados obtenidos para sismos teóricos calculados a una profundidad de 5 km. Los triángulos en negro representan las estaciones de la RSTS. Los círculos en blanco corresponden a los sismos teóricos, en negro a los calculados. Las áreas en color corresponden a los diferentes rangos de error obtenidos en el cálculo hipocentral, ver texto.

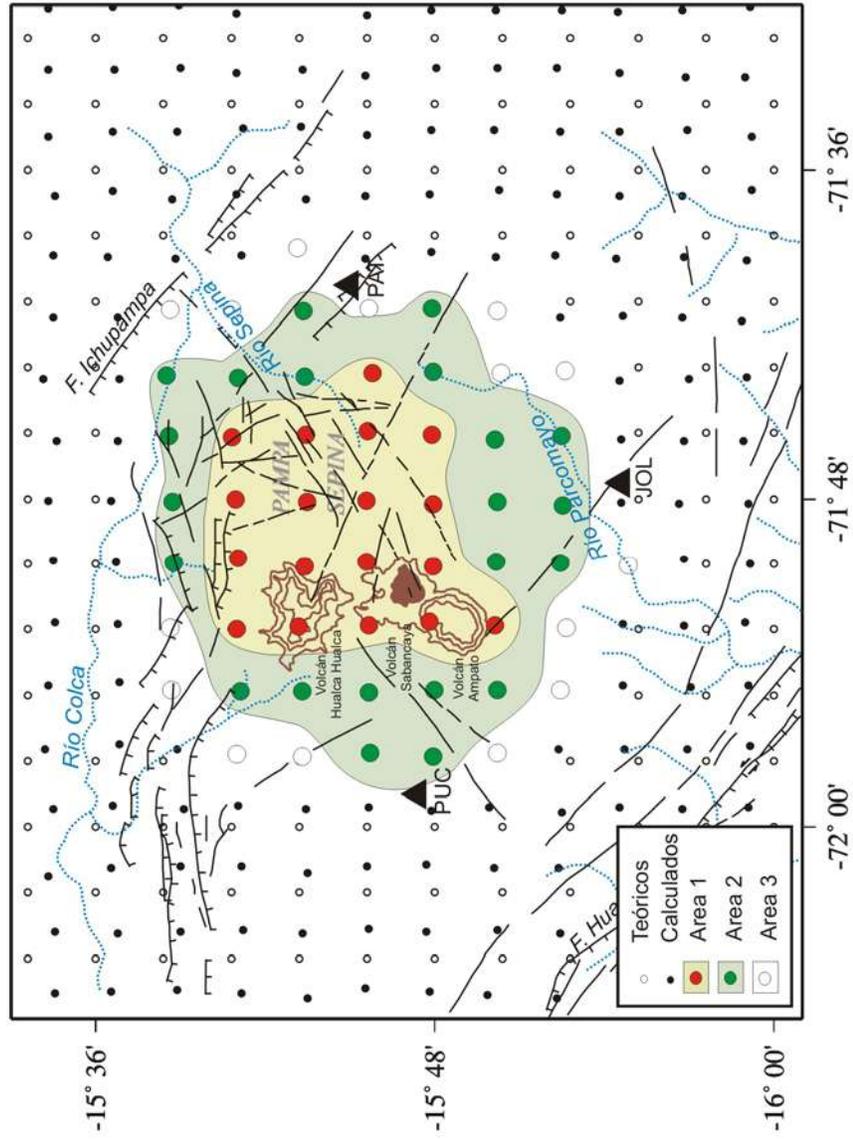


Figura 6.3. Resultados obtenidos para sismos generados a una profundidad de 10 km. Otros, ver Figura 6.2.

comparación con la anterior, el número de sismos del Area 1 aumenta a 18. Asimismo, el área de resolución para los sismos del Área 2 y 3 se incrementa ligeramente. A mayores distancias, los rangos de error son similares a los observados en la Figura 6.2

En la Figura 6.4, se muestra los resultados obtenidos para los hipocentros ubicados a 15 km de profundidad. En esta figura se observa, que el número de sismos resueltos aumenta a 32 (Area 1), lo que permite extender el área de mayor resolución hipocentral, pero siempre circunscrita por las estaciones de la RSTS. De manera similar a los resultados anteriores, los sismos del Area 2 aumentan en todas las direcciones, poniendo en evidencia que el área de resolución mejora cuando aumenta la profundidad de los focos sísmicos. Fuera de la cobertura de la RSTS (Area 3), los errores en los parámetros hipocentrales son similares a los observados para sismos generados a profundidades de 5 y 10 km.

6.4.- Discusión y Resultados

La aplicación de la técnica descrita anteriormente, ha permitido evaluar el área de mayor resolución de la Red Sísmica Telemétrica del volcán Sabancaya (RSTS). Los resultados obtenidos para la localización hipocentral de sismos teóricos generados a profundidades de 5, 10 y 15 km han permitido distinguir claramente 3 áreas. El Area 1 (en color amarillo), conformada por los sismos cuyos parámetros hipocentrales (latitud, longitud y profundidad del foco) han sido resueltos de manera correcta; es decir, los parámetros de los sismos calculados prácticamente son idénticos a los teóricos, aunque las pequeñas diferencias pueden ser consideradas despreciables porque no influyen en los resultados finales. Asimismo, el Area 1 se localizan en la parte central del área circunscrita por las estaciones que integran la RSTS. El Area 2 (en color verde), considera a los sismos cuyos parámetros finales han sido resueltos con rangos de diferencia en latitud y longitud que pueden ser considerados como aceptables; mientras que, las diferencias en profundidad aumenta en 2 km aproximadamente. En el Area 3 (en color blanco), se observa que la localización hipocentral de estos sismos presenta mayores diferencias en latitud, longitud y profundidad debido a que se encuentran fuera

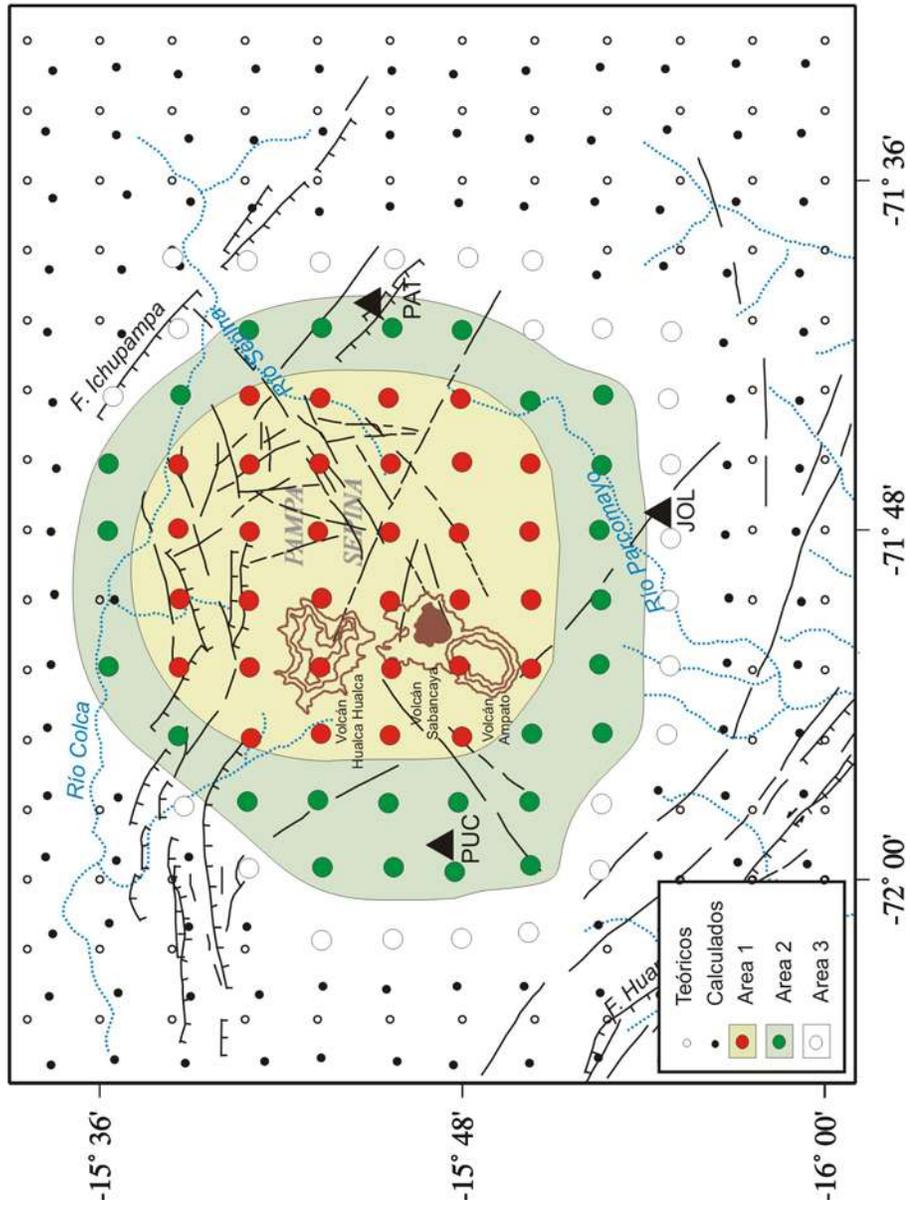


Figura 6.4. Resultados obtenidos para sismos generados a una profundidad de 15 km. Otros, ver Figura 6.2.

del control de la RSTS. El área de mejor resolución hipocentral se localiza dentro del área de cobertura de la RSTS, la misma que se incrementa si se aumenta ligeramente la profundidad de los focos sísmicos. Para sismos ubicados a 5, 10 y 15 km de profundidad, se observa un incremento del área de resolución en dirección Norte lo cual es aceptable si se tiene en cuenta la ubicación geométrica de las estaciones sísmicas. De acuerdo a estos resultados, es evidente que los sismos mejor localizados deberían distribuirse dentro de las Áreas 1 y 2, siendo éstas las que cubren el área de deformación tectónica más importante de la región conocida como Pampa Sepina. Asimismo, estas áreas cubren totalmente el Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca.

CAPITULO 7

TRATAMIENTO DE DATOS Y LOCALIZACION HIPOCENTRAL

7.1.- Algoritmos de Localización

La localización hipocentral de los sismos resulta ser uno de los problemas más complejos de la Sismología y para su solución se ha creado distintos algoritmos de localización, los mismos que permiten conocer las coordenadas geográficas del epicentro, el tiempo origen y la profundidad del foco a partir de los tiempos de llegada de las ondas P y S a cada una de las estaciones sísmicas utilizadas en los cálculos. Para ello debe considerarse que las ondas sísmicas se propagan en un medio supuestamente conocido. En la Figura 7.1, se muestra un esquema simple del problema y en donde el medio de propagación es un semiespacio y la velocidad de la onda P es constante durante todo el recorrido de la misma. Según el modelo desarrollado por Geiger (1912), los rayos sísmicos se propagan en línea recta desde el foco sísmico hasta la estación i , así la expresión teórica del tiempo de llegada de la onda P será:

$$t_i = t_{or} + t_{(r,r_i)}$$

$$t_{(r,r_i)} = \frac{1}{2} \sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + z^2} \quad (7.1)$$

para $i = 1, n$

donde: t_{or} = Tiempo de origen

$t_{(r,r_i)}$ = Tiempo de propagación en el semi-espacio entre el foco y la estación i

$r = (x, y, z)$: coordenadas del foco sísmico

$r_i = (x_i, y_i, 0)$: coordenadas de la estación i

n = número de estaciones

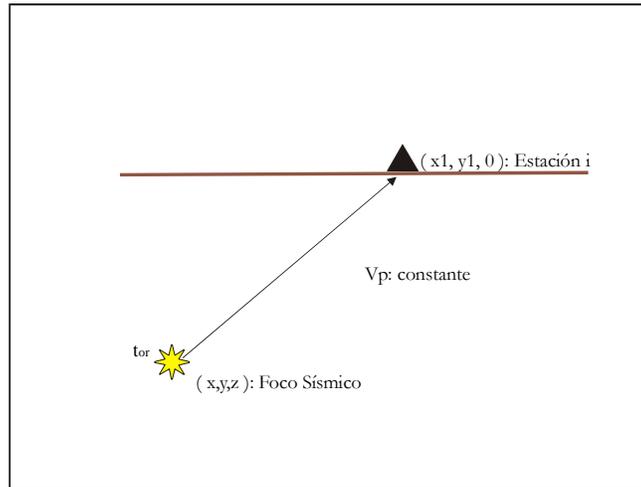


Figura 7.1. Esquema teórico para la localización de hipocentros . x, x_1 = latitud; y, y_1 = longitud; Z = profundidad focal del sismos registrado en la estación i; t_{or} =tiempo de origen.

Considerando la no-linealidad de la ecuación anterior, es necesario expresarla en series de Taylor alrededor del punto t_{or}^0, x^0, y^0, z^0 definido como hipocentro de ensayo inicial,

$$t_i = t_i^0 + \frac{\partial t_i}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial t_i}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial t_i}{\partial z} \Delta z + \frac{\partial t_i}{\partial t_{or}} \Delta t_{or}$$

Por ejemplo:

$$\frac{\partial t_i}{\partial x} = \frac{(x - x_i)}{v_p} \left[(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + z^2 \right]^{1/2}$$

$$\frac{\partial t_i}{\Delta t_{or}} = 1$$

$$\Delta x = x - x^0$$

$$\Delta y = y - y^0$$

$$\Delta z = z - z^0$$

$$\Delta t_{or} = t_{or} - t_{or}^0$$

El objeto de este método es reducir las diferencias existentes entre los valores teóricos t_i y los observados t_i' a fin de encontrar una solución satisfactoria. Las discrepancias entre estos valores pueden ser evaluadas a partir de:

$$x^2 = \sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma_i^2} (t_i - t_i')^2$$

donde: σ_i es la desviación típica que describe el grado de exactitud de la solución.

A fin de encontrar un valor mínimo para la función anterior se ha considerado también la siguiente condición:

$$\frac{\partial x^2}{\partial \Delta x} = \frac{\partial x^2}{\partial \Delta y} = \frac{\partial x^2}{\partial \Delta z} = \frac{\partial x^2}{\partial \Delta t_{or}}$$

Esta función permite realizar la mejor aproximación de las diferencias existentes entre los valores teóricos t_i y los observados t_i' con mayor fineza, permitiendo así obtener una buena localización hipocentral.

Para la localización de los sismos ocurridos en la región del volcán Sabancaya, se ha utilizado el algoritmo Hypo 71 (Lee and Lahr, 1974) y Hypoellipse (Lahr, 1998). El primero fue usado para realizar localizaciones preliminares y el segundo para las finales debido a que el algoritmo Hypoellipse, a diferencia del Hypo71, permite la utilización simultánea de varios modelos de velocidad y corregir de manera automática la diferencia

de altitud entre cada estación utilizando para ello la velocidad de la primera capa del modelo utilizado. Sin embargo, este algoritmo al igual que cualquier otro, para optimizar la localización de los sismos requiere además de los tiempos de llegada de las fases P y S, coordenadas de las estaciones, la relación V_p/V_s y un modelo de velocidad.

7.2.- Relación de Velocidades (V_p/V_s)

En general, todos los algoritmos de localización hipocentral utilizan como modelo de velocidad, una distribución de capas planas para los cuales solo se proporciona información sobre el espesor de estas capas y la velocidad de la onda P. En estas condiciones, el algoritmo de localización considera la relación teórica de $V_p/V_s=1.73$ para calcular la velocidad de la onda S. Considerando, que para la localización de los sismos es importante utilizar ondas S, es necesario corregir el valor de velocidad para esta onda a partir de la relación de velocidades V_p/V_s , la misma que dependerá totalmente de las condiciones y propiedades físicas del medio por el cual se propagan las ondas sísmicas.

A fin de obtener este valor, se ha utilizado un total de 120 sismos registrados por la RSTS con $T_s-T_p<10$ segundos. El procedimiento seguido permite construir la curva de Wadati a partir de los tiempos de llegada de las ondas P y S de un número determinado de sismos en una serie de estaciones. Los valores utilizados en el ajuste corresponden a la diferencia en tiempo existente para cada sismo, entre el valor del tiempo de llegada mínimo con los valores mayores, tanto para la onda P como para la S (T_s-T_{smin} vs. T_p-T_{pmin}). Conocidos estos valores, se ha construido el gráfico de la Figura 7.2 y cuyo ajuste de la tendencia sigue una recta con pendiente igual a 1.65 ± 0.01 . Este valor para la relación de velocidades es similar a otros valores obtenidos en diversos estudios de microsismicidad superficial (Dorbath et al., 1991; Lindo, 1993; Tavera et al., 2000).

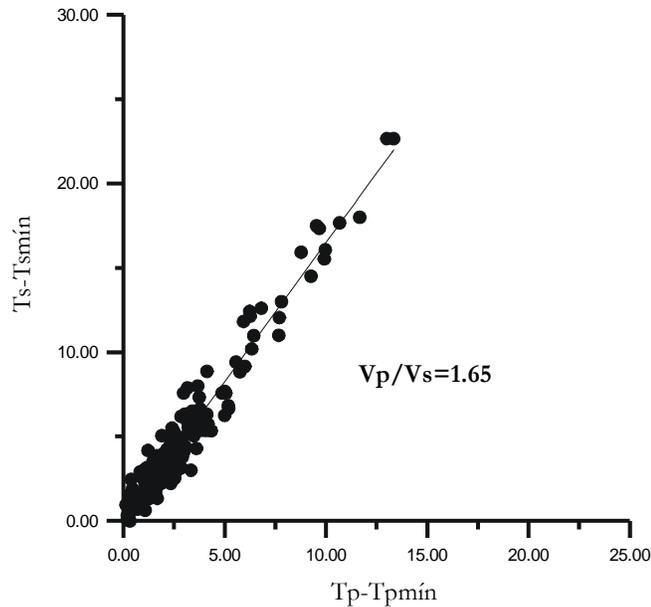


Figura 7.2. Curva de Wadati para los sismos ocurridos en la región del volcán Sabancaya. T_p y T_s = tiempos de llegada de las ondas P y S; V_p y V_s es la velocidad de la onda P y S.

7.3.- Modelo de Velocidad

En el Perú no existen modelos reales que permitan conocer la distribución de la velocidad de las ondas en el interior de la corteza a nivel local, de ahí que frecuentemente se opta por evaluar modelos regionales a fin de seleccionar aquel que resuelva mejor los parámetros hipocentrales de los sismos y por lo tanto, presente errores mínimos en la estimación de estos parámetros. Para la región Sur de Perú, solo se cuenta con modelos de velocidad a escala regional como el propuesto por Ocola y Meyer (1973) a partir de estudios de refracción sísmica y Grange (1983) desde tomografía sísmica. A escala local no existen modelos de velocidad, de ahí que muchos autores adopten el criterio de evaluar los resultados que se podrían obtener en el cálculo hipocentral utilizando diversos modelos a fin de realizar ligeras modificaciones o escoger el modelo que permita obtener errores mínimos en los valores que definen los parámetros hipocentrales del sismo.

Para la localización de los sismos ocurridos en la región del volcán Sabancaya, se ha evaluado los modelos de velocidad propuestos por James (1971), Grange (1983) y

Dorbath et al. (1991), los mismos que han sido utilizados en otros estudios realizados en Perú en áreas con características similares a la región de interés. De estos modelos, el de James (1971) fue determinado a partir de las características físicas de la dispersión de las ondas Rayleigh y Love. El modelo de Grange (1983) fue obtenido a partir de estudios de tomografía sísmica, fue aplicado en el estudio de la sismicidad registrada por una red local en la región Sur de Perú. Asimismo, Dorbath et al. (1991) realiza algunas modificaciones en el modelo de velocidad propuesto por Grange (1983) a fin de dar mayor peso a las capas superficiales presentes en la cuenca del Mantaro de la región central de Perú. Para tal fin, el autor incrementa el espesor de la primera en 15 km y mantiene una velocidad constante de 5.2 km/s menor a la propuesta por Grange (1983). Este modelo de velocidad fue utilizado en el estudio de la microsismicidad registrada por una red local. Estos 3 modelos son presentados en la Tabla 7.1.

Tabla 7.1. Modelos de Velocidad evaluados en este estudio. V_p = velocidad de la onda P y Prof.=profundidad del nivel inferior de la capa.

MODELO 1		MODELO 2		MODELO 3	
James (1971) V_p (Km./s)	Prof. (Km.)	Grange (1984) V_p (km./s.)	Prof (km)	Dorbath (1991) V_p (km./s.)	Prof.(km.)
5.5	0.0	5.5	0.0	5.2	0.0
6.0	5.0	6.0	5.0	6.2	15.0
6.6	25.0	6.8	30.0	6.8	30.0
7.9	60.0	8.0	50.0	8.0	50.0
8.0	100.0				

El objetivo de evaluar estos 3 modelos de velocidad, es el de comparar y seleccionar el que resuelva mejor los parámetros hipocentrales de los sismos ocurridos en la región del volcán Sabancaya; es decir, permita obtener errores mínimos.

De la base de datos utilizada en este estudio, se ha seleccionado 32 de los 38 sismos que corresponden al Grupo A. Los parámetros hipocentrales de estos sismos han sido obtenidos utilizando el algoritmo Hypoellipse, la relación V_p/V_s de 1.65 y cada uno de los modelos de velocidad de la Tabla 1.

En la Tabla 7.2, se muestra el resumen de los parámetros hipocentrales obtenidos para los 32 sismos utilizando los 3 modelos de velocidad mencionados anteriormente. En dicha tabla se observa que las coordenadas epicentrales de cada sismo; es decir, latitud y longitud no varían mucho entre uno y otro valor, siendo los errores “erh” mínimos en todos los casos. Contrariamente, los resultados obtenidos con cada modelo para la profundidad del foco son muy variables y muestran diferencias considerables (“erz”). En todos los casos, se ha visto por conveniente poner en **negrita** los sismos cuyos parámetros hipocentrales han sido correctamente resueltos (errores mínimos). Así, para los sismos 12, 17 y 18 no ha sido posible calcular la profundidad con ninguno de los modelos de velocidad, de ahí que los errores sean bastante elevados, siendo esto lógico si se considera que estos sismos se encuentran fuera del área de control de la RSTS. Para los sismos 15 y 25, la profundidad solo ha sido resuelta con el modelo 3. Los sismos 2, 19, 20, 22, 24, y 28, a diferencia de los anteriores, solo han sido resueltos con los modelos 2 y 3 con diferencias en los errores de milésimas entre ambos modelos. Los otros 21 sismos han sido resueltos con los 3 modelos; sin embargo, en la mayoría de ellos se puede observar que los “erz” obtenidos con el modelo 3 son menores con respecto a los modelos 1 y 2.

En general, estos resultados muestran que los parámetros hipocentrales obtenidos con el modelo 3 presentan menor para el total de los sismos (**en negrita y cursiva**); por lo tanto, se ha optado por utilizar este modelo para el cálculo hipocentral de todos los sismos que constituyen la base de datos utilizada en este estudio.

Tabla 7.2. Comparación entre los parámetros hipocentrales obtenidos para 32 sismos de la región del volcán Sabancaya utilizando los 3 modelos de velocidad de la Tabla 7.1. N°=número de sismo; Prof= profundidad en km; ML= magnitud rmc=raíz media cuadrática; st=número de estaciones; erh y erz =error en la componente horizontal y vertical en km; M=modelo de velocidad.

N°	Fecha	Tiempo	Latitud	Longitud	Prof.	ML	rmc	St	erh	erz	M
	1993/07/17	4:14: 9.51	-15.689	-71.796	11.8	2.2	0.2	3	0.63	1.80	M1
1	1993/07/17	4:14: 9.51	-15.679	-71.791	13.8	2.2	0.2	3	1.16	2.25	M2
	1993/07/17	4:14: 9.51	-15.680	-71.791	13.8	2.2	0.2	3	0.30	2.29	M3
	1993/07/29	2:38:52.76	-15.731	-71.822	8.2	2.3	0.2	3	0.51	18.43	
2	1993/07/29	2:38:52.83	-15.724	-71.822	11.3	2.3	0.2	3	0.91	2.56	
	1993/07/29	2:38:52.81	-15.725	-71.822	11.3	2.3	0.2	3	0.97	2.35	
	1993/08/01	17: 8: 9.59	-15.710	-71.805	5.9	2.2	0.2	3	0.47	2.04	
3	1993/08/01	17: 8: 9.59	-15.702	-71.801	8.3	2.2	0.2	3	0.97	3.62	
	1993/08/01	17: 8: 9.59	-15.701	-71.800	8.7	2.2	0.2	3	1.07	1.99	
	1993/08/22	22:34:15.68	-15.722	-71.801	10.8	2.1	0.1	3	0.53	2.11	
4	1993/08/22	22:34:15.67	-15.717	-71.797	13.3	2.2	0.1	3	0.97	2.19	
	1993/08/22	22:34:15.63	-15.717	-71.797	13.2	2.2	0.1	3	0.04	2.11	
	1993/08/26	3:53:26.10	-15.820	-71.839	10.0	2.1	0.1	3	0.65	2.16	
5	1993/08/26	3:53:26.09	-15.832	-71.842	12.4	2.1	0.1	3	0.90	2.00	
	1993/08/26	3:53:26.10	-15.832	-71.842	12.4	2.1	0.1	3	0.19	1.89	
	1993/09/02	2: 6:54.44	-15.927	-71.821	26.3	2.4	0.0	3	0.86	0.87	
6	1993/09/02	2: 6:54.49	-15.935	-71.821	27.0	2.4	0.0	3	1.42	1.31	
	1993/09/02	2: 6:54.63	-15.940	-71.821	27.5	2.4	0.0	3	1.39	0.30	
	1993/09/02	15: 6: 3.06	-15.824	-71.823	8.5	2.5	0.1	3	0.89	2.97	
7	1993/09/02	15: 6: 3.06	-15.825	-71.823	8.8	2.5	0.1	3	0.79	2.42	
	1993/09/02	15: 6: 3.05	-15.813	-71.823	6.2	2.5	0.1	3	0.38	1.74	
	1993/09/02	23: 4:20.55	-15.806	-71.830	9.4	2.3	0.1	3	0.65	2.91	
8	1993/09/02	23: 4:20.55	-15.816	-71.831	12.2	2.3	0.1	3	0.83	2.12	
	1993/09/02	23: 4:20.54	-15.816	-71.831	12.2	2.2	0.1	3	0.81	1.98	
	1993/09/03	5:24:53.86	-15.716	-71.859	13.8	2.9	0.1	3	1.05	2.16	
9	1993/09/03	5:24:53.84	-15.716	-71.859	13.7	2.9	0.1	3	1.14	2.13	
	1993/09/03	5:24:53.86	-15.721	-71.854	11.6	2.8	0.2	3	0.56	1.85	

	Fecha	Tiempo	Latitud	Longitud	Prof.	ML	rmc	St	erh	erz	M
	1993/09/02	23: 4:20.55	-15.806	-71.830	9.4	2.3	0.1	3	0.65	2.91	M1
10	1993/09/02	23: 4:20.55	-15.816	-71.831	12.2	2.3	0.1	3	0.83	2.12	M2
	1993/09/02	23: 4:20.54	-15.816	-71.831	12.2	2.3	0.1	3	0.81	1.98	M3
	1993/09/03	5:24:53.86	-15.716	-71.859	13.8	2.9	0.1	3	1.05	2.16	
11	1993/09/03	5:24:53.84	-15.716	-71.859	13.7	2.9	0.1	3	1.14	2.13	
	1993/09/03	5:24:53.86	-15.721	-71.854	11.6	2.8	0.2	3	0.56	1.85	
	1993/09/03	7:51: 3.57	-15.692	-71.869	0.0	2.3	0.2	3	0.54	99.00	
12	1993/09/03	7:51: 3.49	-15.688	-71.874	0.0	2.3	0.2	3	1.02	99.00	
	1993/09/03	7:51: 3.53	-15.682	-71.877	0.0	2.3	0.2	3	1.28	99.00	
	1993/09/03	10: 4:51.20	-15.718	-71.863	13.4	2.4	0.1	3	1.04	2.19	
13	1993/09/03	10: 4:51.18	-15.718	-71.862	13.3	2.4	0.1	3	1.13	2.14	
	1993/09/03	10: 4:51.21	-15.723	-71.857	11.1	2.4	0.1	3	0.56	1.97	
	1993/09/10	22:47:16.58	-15.668	-71.851	12.4	2.5	0.2	3	0.70	1.86	
14	1993/09/10	22:47:16.55	-15.656	-71.855	14.6	2.5	0.2	3	1.34	2.42	
	1993/09/10	22:47:16.49	-15.658	-71.855	14.3	2.5	0.2	3	1.61	2.57	
	1993/09/14	23:58: 6.34	-15.698	-71.853	6.9	2.6	0.2	3	1.08	59.00	
15	1993/09/14	23:58: 6.33	-15.664	-71.861	5.2	2.6	0.2	3	1.20	48.29	
	1993/09/14	23:58: 6.46	-15.659	-71.862	5.1	2.6	0.2	3	1.49	2.40	
	1993/09/20	8:39:53.49	-15.729	-71.915	6.3	2.4	0.1	3	0.53	1.51	
16	1993/09/20	8:39:53.47	-15.727	-71.934	8.4	2.4	0.1	3	1.13	2.46	
	1993/09/20	8:39:53.45	-15.726	-71.936	8.6	2.4	0.1	3	1.36	2.44	
	1993/09/22	5:37:53.11	-15.738	-71.868	0.0	2.3	0.1	3	0.43	33.33	
17	1993/09/22	5:37:53.04	-15.739	-71.872	0.0	2.3	0.1	3	0.79	53.33	
	1993/09/22	5:37:53.13	-15.738	-71.876	1.9	2.3	0.1	3	0.82	53.33	
	1993/09/23	14:43: 4.24	-15.633	-72.009	8.1	2.9	0.2	3	0.80	99.00	
18	1993/09/23	14:43: 4.27	-15.612	-72.029	5.1	2.9	0.2	3	1.55	99.00	
	1993/09/23	14:43: 4.24	-15.601	-72.028	0.0	2.9	0.2	3	5.72	31.24	
	1993/10/13	1:46:43.65	-15.713	-71.814	8.1	1.9	0.2	3	0.58	31.34	
19	1993/10/13	1:46:43.66	-15.702	-71.812	11.4	2.0	0.2	3	1.02	2.58	
	1993/10/13	1:46:43.64	-15.702	-71.812	11.5	2.0	0.2	3	1.11	2.43	

	Fecha	Tiempo	Latitud	Longitud	Prof.	ML	rmc	St	erh	erz	M
	1993/10/13	2: 2: 9.86	-15.660	-71.812	8.1	2.3	0.2	3	0.69	99.00	M1
20	1993/10/13	2: 2:10.07	-15.642	-71.811	8.8	2.3	0.2	3	1.29	4.17	M2
	1993/10/13	2: 2:10.12	-15.641	-71.811	9.4	2.3	0.2	3	1.62	3.91	M3
	1993/10/13	3: 1:32.58	-15.666	-71.786	12.9	2.9	0.2	3	0.69	1.64	
21	1993/10/13	3: 1:32.61	-15.655	-71.781	14.4	2.9	0.2	3	1.31	2.51	
	1993/10/13	3: 1:32.69	-15.655	-71.781	14.6	2.9	0.2	3	1.53	2.30	
	1993/10/18	1:31: 2.66	-15.704	-71.823	8.3	2.5	0.2	3	0.60	12.53	
22	1993/10/18	1:31: 2.86	-15.693	-71.823	10.0	2.5	0.2	3	1.04	3.00	
	1993/10/18	1:31: 2.92	-15.692	-71.823	10.3	2.5	0.2	3	1.16	2.85	
	1993/10/18	4:58:51.79	-15.706	-71.805	10.6	2.4	0.2	3	0.58	2.26	
23	1993/10/18	4:58:51.80	-15.697	-71.801	13.0	2.5	0.2	3	1.06	2.30	
	1993/10/18	4:58:51.78	-15.697	-71.802	13.0	2.5	0.2	3	1.16	2.24	
	1993/10/27	9:23:19.69	-15.797	-71.763	0.0	2.5	0.1	3	0.29	33.33	
24	1993/10/27	9:23:19.26	-15.806	-71.752	4.7	2.6	0.1	3	5.90	8.48	
	1993/10/27	9:23:19.28	-15.811	-71.744	5.7	2.6	0.1	3	0.91	3.18	
	1993/10/28	15: 0:47.74	-15.727	-71.809	0.1	2.8	0.2	3	0.41	99.00	
25	1993/10/28	15: 0:47.67	-15.726	-71.807	0.1	2.8	0.2	3	0.75	99.00	
	1993/10/28	15: 0:47.75	-15.724	-71.806	0.1	2.8	0.2	3	0.85	8.00	
	1993/10/30	7:58:42.98	-15.691	-71.818	5.5	2.3	0.2	3	0.52	3.44	
26	1993/10/30	7:58:42.97	-15.680	-71.816	7.6	2.3	0.2	3	1.09	4.51	
	1993/10/30	7:58:42.94	-15.678	-71.816	8.0	2.3	0.2	3	1.25	2.25	
	1993/11/01	14:44:27.36	-15.725	-71.766	27.9	2.9	0.1	3	0.80	1.55	
27	1993/11/01	14:44:27.41	-15.722	-71.763	28.8	2.9	0.1	3	1.38	1.49	
	1993/11/01	14:44:27.52	-15.721	-71.762	29.5	2.9	0.1	3	1.36	1.01	
	1993/11/12	20:42:27.90	-15.660	-71.812	19.7	2.3	0.2	3	99.00	99.00	
28	1993/11/12	20:42:27.89	-15.650	-71.812	21.0	2.3	0.2	3	1.47	1.96	
	1993/11/12	20:42:27.89	-15.650	-71.811	21.2	2.3	0.2	3	1.35	1.92	
	1993/11/15	8:58:56.52	-15.677	-71.843	11.4	2.5	0.2	3	0.68	1.61	
29	1993/11/15	8:58:56.55	-15.665	-71.846	13.1	2.5	0.2	3	1.26	2.55	
	1993/11/15	8:58:56.62	-15.666	-71.845	13.3	2.5	0.2	3	1.46	2.66	

	Fecha	Tiempo	Latitud	Longitud	Prof.	ML	rmc	St	erh	erz	M
	1993/11/18	9:10: 4.68	-15.838	-71.772	10.6	2.3	0.1	3	0.66	2.12	M1
30	1993/11/18	9:10: 4.66	-15.852	-71.763	12.6	2.3	0.1	3	1.03	1.75	M2
	1993/11/18	9:10: 4.62	-15.851	-71.764	12.5	2.3	0.1	3	1.01	1.68	M3
	1993/11/20	3:35:27.45	-15.709	-71.814	14.4	2.5	0.2	3	1.19	1.24	
31	1993/11/20	3:35:27.45	-15.703	-71.813	16.4	2.6	0.2	3	1.11	1.98	
	1993/11/20	3:35:27.43	-15.704	-71.814	16.3	2.6	0.2	3	0.64	1.24	
	1993/11/26	6:48:43.46	-15.755	-71.868	0.0	2.6	0.1	3	0.57	2.58	
32	1993/11/26	6:48:42.93	-15.759	-71.882	7.1	2.6	0.1	3	0.82	3.93	
	1993/11/26	6:48:42.86	-15.760	-71.884	7.4	2.6	0.1	3	0.92	1.52	

7.4.- Cálculo de la Magnitud

Para el cálculo de magnitud de los sismos considerados en este estudio se ha utilizado la duración total de la señal del sismo leída en cada una de las 3 estaciones de la RSTS, a fin de utilizar la relación propuesta por Klein (1978),

$$ML = -1.1 + 2 \log (T) + 0.007 D + 0.0035 (Z)$$

donde, ML= magnitud local, T= duración de la señal en segundos, D= distancia epicentral en kilómetros y Z= profundidad del foco en kilómetros.

Aunque la duración del registro no permite medir el tamaño real del sismo, por lo menos permite estimar de manera aproximada la cantidad de energía liberada por el sismo y por lo tanto, es válida para los objetivos del estudio.

CAPITULO 8

ANALISIS Y EVALUACION DE LA ACTIVIDAD SISMICA

Durante el período de operatividad de la RSTS (1993 y 1995), se ha registrado una importante variedad de señales sísmicas asociadas al proceso eruptivo del volcán Sabancaya. De estas señales se ha seleccionado aquellas que están asociadas netamente a procesos tectónicos a fin de ser utilizados en el presente estudio, tal como se indicó en el capítulos anteriores. Así, se ha logrado construir una base de datos de 212 sismos con $T_s - T_p \leq 5$ segundos; de tal manera que, pueden ser considerados como sismos locales. De estos 212 sismos, 38 corresponden a sismos localizados con 3 fases P y 3 fases S (grupo A) y los 174 restantes con 3 fases P y 2 fases S (grupo B). Este importante número de sismos, indica el desarrollo de un proceso de deformación continuo en la región de interés. La distribución en superficie y en profundidad de esta sismicidad es analizada a continuación.

8.1.- Distribución de los Sismos en Superficie

A fin de realizar un análisis detallado de la distribución espacial de los sismos en la región del volcán Sabancaya, se ha visto por conveniente realizarlo considerando los dos grupos descritos en el capítulo 7.

8.1.1.- Sismos del Grupo A

En la Figura 8.1, se muestra la distribución espacial de los 38 sismos que integran el grupo A, los mismos que se distribuyen en menor número en el área denominada como Pampa Sepina sobre los lineamientos y fallas presentes en su extremo Norte pero sin mostrar un patrón definido. Asimismo, un pequeño grupo de sismos se distribuye de manera muy dispersa al Sur del volcán Sabancaya sin mostrar una tendencia clara, al

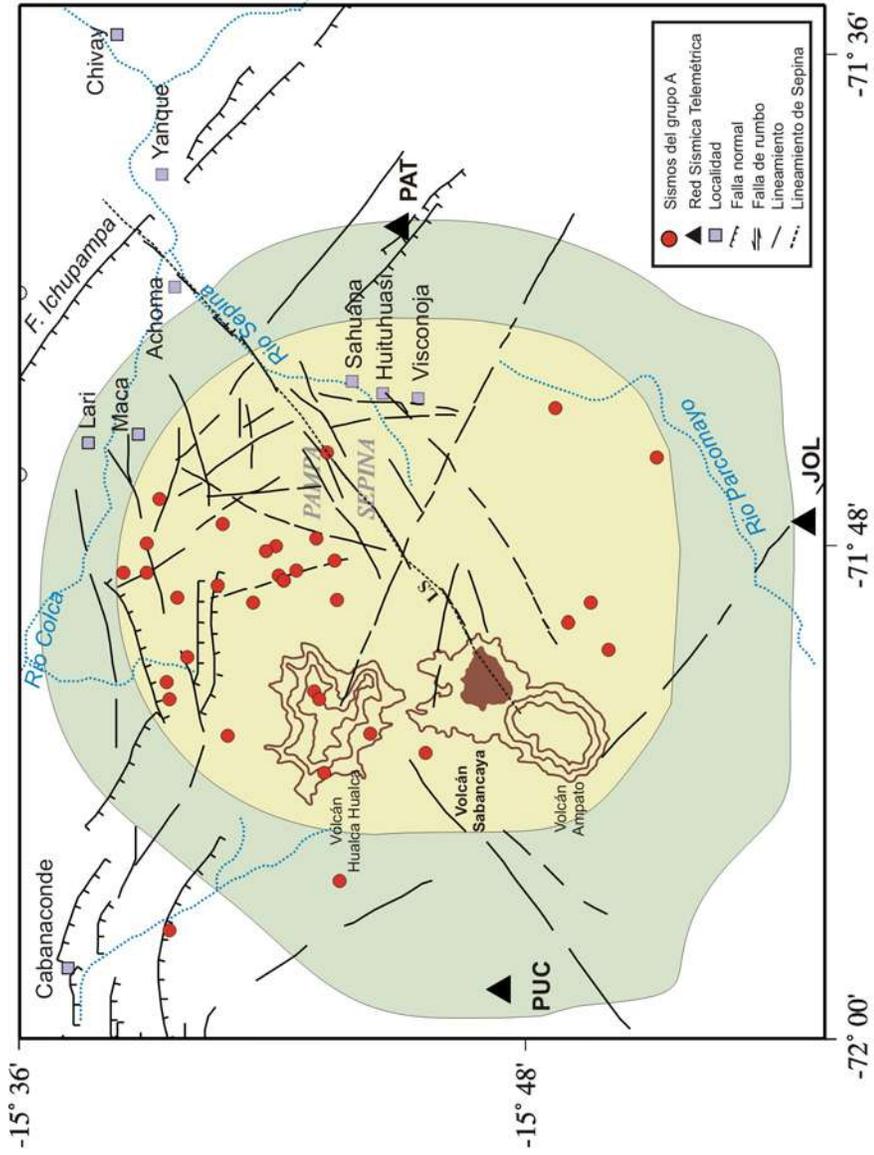


Figura 8.1. Distribución espacial de los sismos del grupo A ocurridos en la región del volcán Sabancaya durante el período 1993 y 1995. LS=Lineamiento de Sepina. Para las áreas a color, ver capítulo 4.

igual que los 4 sismos que se ubican sobre el volcán Hualca Hualca. El general, los sismos del grupo A se distribuyen sobre el área de mayor resolución de la RSTS (área amarilla) definida en el Capítulo 6.

8.1.2.- Sismos del Grupo B

En la Figura 8.2, se muestra la distribución epicentral de los 174 sismos que constituyen el grupo B. El mayor número de estos sismos se distribuyen en el área de Pampa Sepina y prácticamente se encuentran circunscritas por las estaciones de la RSTS y el río Colca (áreas de color amarillo y verde). La mayor concentración de sismos se ubica sobre un lineamiento tectónico ubicado al Este del volcán Hualca-Hualca con una aparente orientación en dirección N-S. Agrupamientos secundarios pueden observarse sobre otros lineamientos tectónicos, pero al ser menor el número de sismos no es posible correlacionarlos. Fuera del área de cobertura de la RSTS y próximo a la falla Ichupampa se observa la presencia de un número importante de sismos distribuidos de manera paralela a las trazas de falla y que pueden tener su origen en la reactivación esporádica de la misma. Asimismo, en esta misma figura se observa que sobre los volcanes Ampato, Sabancaya y Hualca Hualca la ausencia de sismos es total, lo cual sugiere que durante el período de estudio no soportaron ningún proceso tectónico. Finalmente, en el resto del área de estudio los sismos se distribuyen sin tener relación con ningún tipo de elemento tectónico.

De la distribución en superficie de los sismos del grupo A y B, es importante remarcar la presencia de un agrupamiento de sismos en la parte Norte central de Pampa Sepina con probable orientación N-S. Este agrupamiento de sismos sugiere que durante el período de operatividad la RSTS, el extremo NE del volcán Hualca Hualca fue la que soportó la mayor deformación tectónica y no el volcán Sabancaya como describía algunos autores (González et al., 1996).

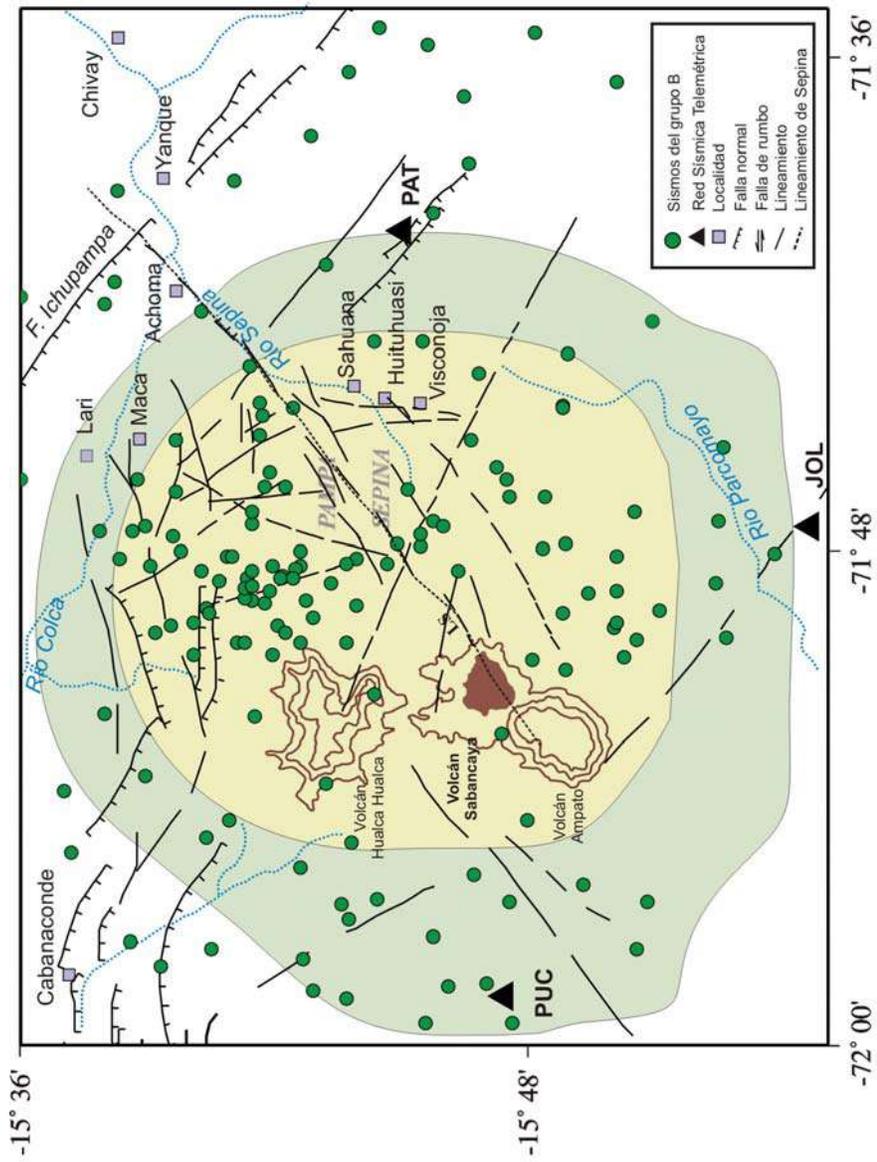


Figura 8.2. Distribución espacial de los sismos del grupo B sobre la región del volcán Sabancaya. Período 1993 y 1995. Otros, ver Figura 8.1.

8.2.- Distribución de los Sismos en Profundidad

A fin de analizar la distribución de la sismicidad en profundidad, se ha elaborado 4 secciones verticales sobre los lineamientos en donde se observa la presencia de agrupamientos importantes de sismos y otra paralela al río Sepina en dirección NE-SW con el total de la sismicidad ocurrida en esta región. En la Figura 8.3b, se muestra la 3 secciones verticales en función de la profundidad de los focos sísmicos según las direcciones indicadas en la Figura 8.3a y cuyas características son:

Sección A-A': Esta sección considera el mayor agrupamiento de sismos presentes en la parte Norte central de Pampa Sepina, los mismos que alcanzan una profundidad máxima de 20 km y forman dos alineaciones aparentes por debajo del lineamiento tectónico L1, uno vertical y otro casi vertical con pendiente en dirección NE. Ambas distribuciones sugieren la probable geometría en profundidad de L1.

Sección B-B': Según la sección, los sismos alcanzan una profundidad de 24 km y se distribuyen formando hasta cuatro alineaciones aparentes por debajo de F1 y L2. Estas alineaciones sugieren la presencia de importantes fracturamientos con diversa geometría, pero que no guarda relación con los elementos tectónicos definidos en superficie.

Sección C-C': En esta sección los sismos no sobrepasan los 24 km de profundidad y se distribuyen de manera dispersa al SE del lineamiento L3 sin mostrar ninguna tendencia.

En la Figura 8.4b, se presenta una sección vertical del total de la sismicidad registrada durante todo el período de operatividad de la RSTS (1993 y 1995), la misma que cruza el área de estudio de NE-SW, paralela al río Sepina y perpendicular a la falla Ichupampa (extremo NE del área de estudio). En la **Sección D-D'** (Figura 8.4b), el total de la sismicidad se distribuye hasta una profundidad de 24 km, siendo este nivel de profundidad menor por debajo del volcán Sabancaya y la falla Ichupampa. Asimismo, se observa que la mayor concentración de sismos se ubica en el centro de la sección y que

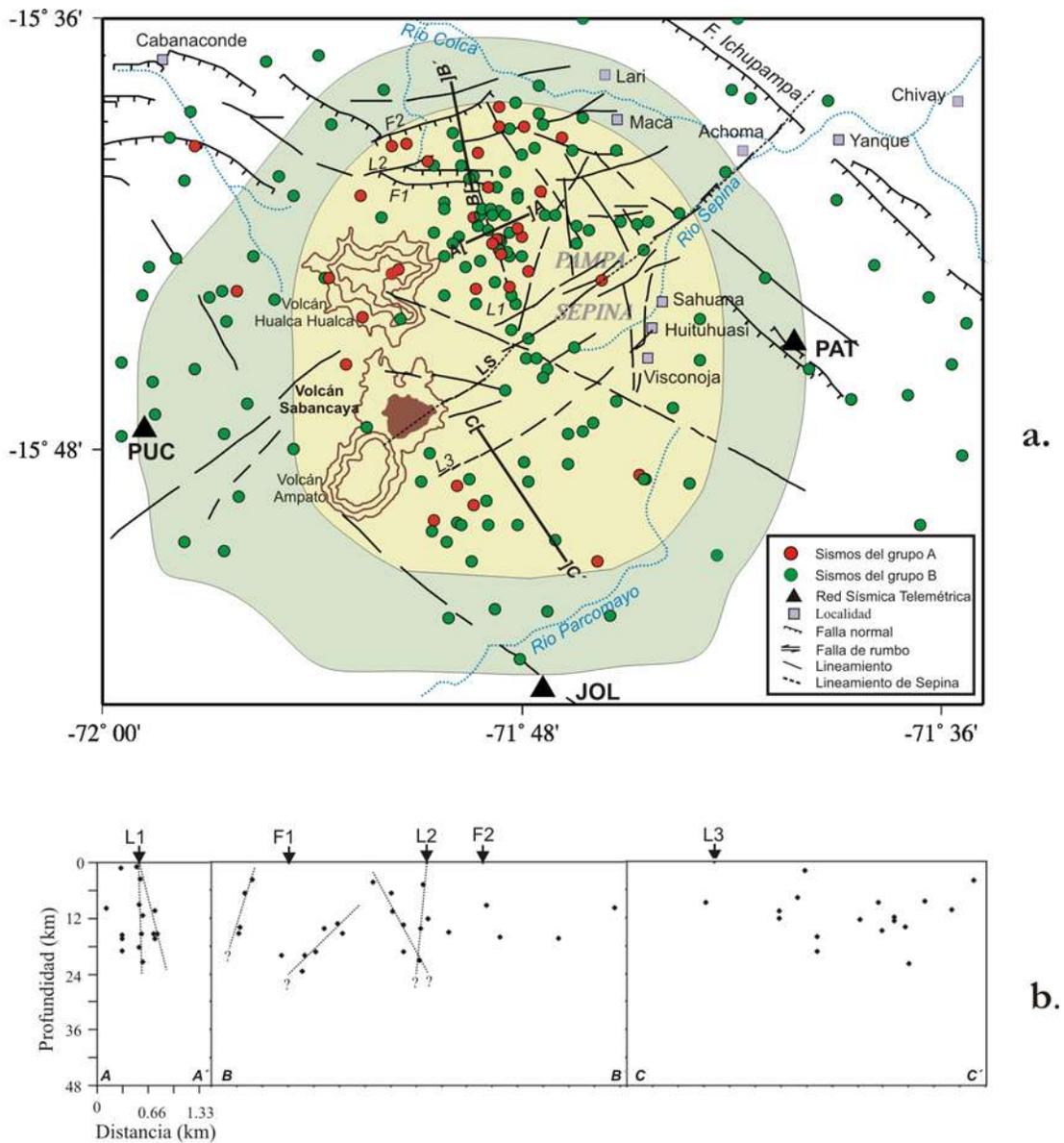


Figura 8.3. (a). Distribución de la actividad sísmica ocurrida en la región del volcán Sabancaya durante el periodo 1993 y 1995. b). Secciones verticales de sismicidad según las direcciones indicadas en la Figura 8.3a. L1 y 2=lineamientos 1 y 2; F1 y 2=fallas 1 y 2; A-A', B-B' y C-C'=dirección de las secciones verticales; Otros, ver Figura 8.1.

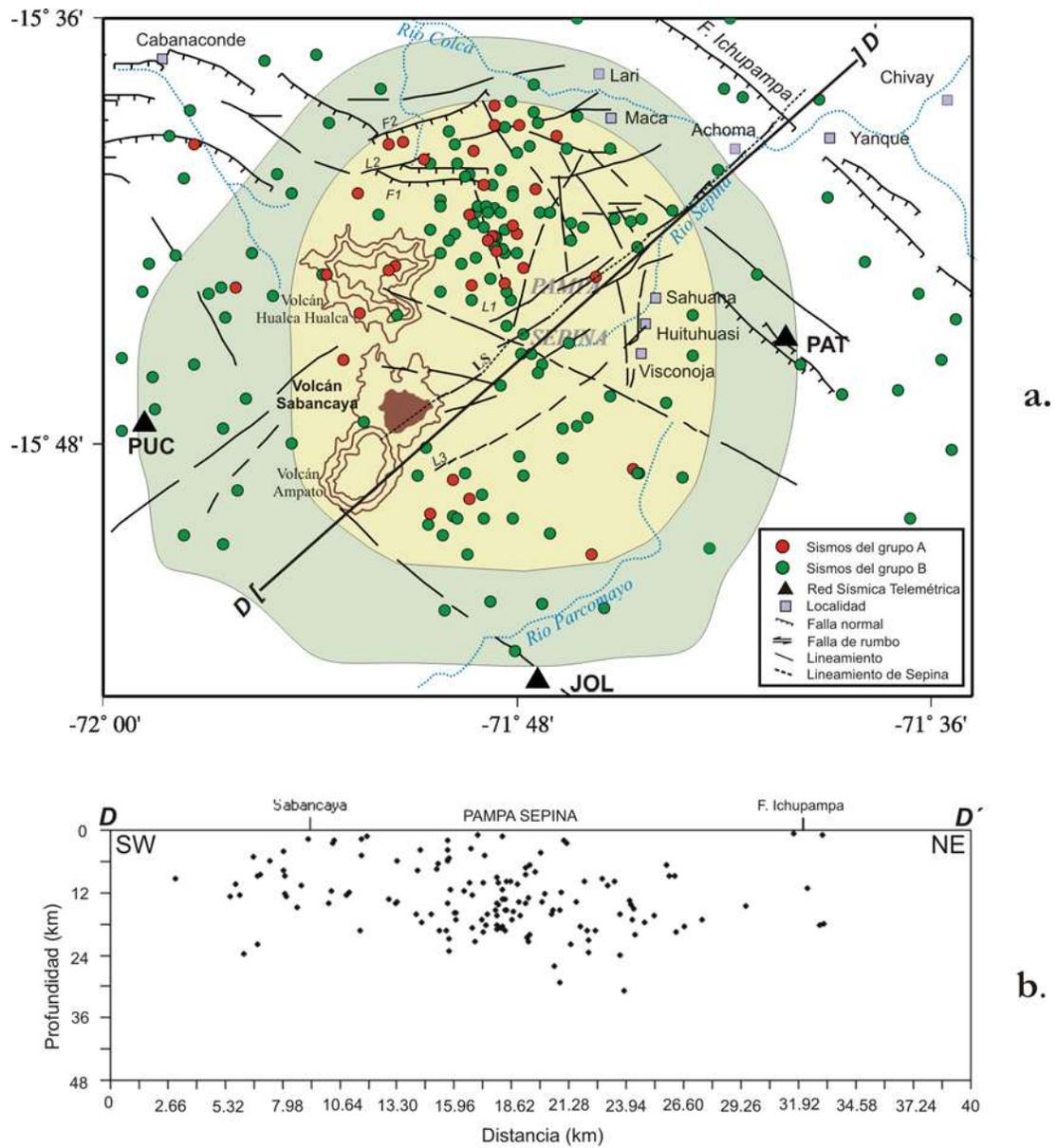


Figura 8.4. (a). Actividad sísmica ocurrida en la región del volcán Sabancaya durante el periodo 1993 y 1995 (b). Sección vertical de la sísmicidad según la dirección indicada en la Figura 8.4a. Otros, ver Figura 8.1.

en superficie corresponde a Pampa Sepina considerando que en esta área se ha producido la mayor deformación tectónica durante el período de estudio. Por debajo del volcán Sabancaya, no se observa la presencia de sismicidad

8.3.- Discusión

Después de la reactivación del volcán Sabancaya, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el Instituto Geofísico de la Universidad Nacional de San Agustín (IGUNSA), realizaron diferentes estudios de sismicidad en esta región (Rodríguez y Huamán, 1992; Kosaka et al., 1992; Lazo et al., 1996; Gonzáles et al., 1996). De estos estudios, se rescatan principalmente 2 hipótesis sobre el origen del importante índice de sismicidad registrada en dicha región. La primera corresponde a los investigadores del IGP, los mismos que sostienen que los sismos localizados al Este y NE del volcán Sabancaya estarían asociados a la reactivación de las fallas, lineamientos y deformación en Pampa Sepina; es decir, corresponderían a una actividad tectónica netamente superficial. La segunda, sustentada por los investigadores del IGUNSA, sostiene que la sismicidad ubicada al Norte y NE del complejo volcánico estaría relacionada con la reactivación del volcán Sabancaya ya que definiría la orientación y la probable geometría de la cámara magmática. En algunos casos, ambas hipótesis parten de la interpretación de la misma base de datos, siendo importante la discrepancia en el origen de los sismos. Evidentemente, es posible que la falta de un número mayor de estaciones hubieran permitido contar con mejor interpretación sísmica y así realizar un análisis detallado de la sismicidad a fin de conocer el real origen de la misma. En este estudio se ha considerado una base de datos más homogénea en cuanto al tipo de sismos utilizados y el procedimiento seguido para la localización de los sismos. Sin embargo, al igual que los estudios anteriores, el total de la sismicidad se concentra sobre el área denominada como Pampa Sepina, siendo mayor esta concentración de sismos en el extremo NE del volcán Hualca Hualca.

Por otro lado, el análisis de fotos satelitales tomadas antes del proceso eruptivo del volcán, permitieron observar la ausencia de deformación superficial en toda la región

y cuando se analiza fotos satélites tomadas después de dicho proceso, es notable el número de fallas y lineamientos identificados principalmente sobre Pampa Sepina, aunque estos no muestran una geometría clara (Huamán, 1993a). Muchas de estas fallas y lineamientos fueron correctamente identificadas sobre el terreno. Estas características sugieren la presencia de una importante deformación acumulativa en el tiempo y que probablemente llegó a su máximo cuando ocurrió los sismos de Maca (1991) y Sepina (1992), ambas de magnitud 5.4 y 5.0 mb. Estos sismos, habrían incrementado la deformación en Pampa Sepina, además de producir deslizamientos de masas de tierra en los alrededores del Cañón del Colca y la quebrada de Sepina a lo largo del río del mismo nombre.

Estos resultados y apreciaciones de campo, sugieren que la actividad sísmica ocurrida en Pampa Sepina podría estar relacionada con la reactivación del volcán Sabancaya, aunque debe considerarse que es poco frecuente que procesos eruptivos con diferentes fases en desarrollo este asociado a deformaciones corticales que se producen a distancias mayores a 5 km. Debido a la complejidad del proceso eruptivo del volcán y a la falta de estudios netamente geofísicos (prospección gravimétrica y eléctrica), los resultados obtenidos en este estudio no brindan información suficiente como para proponer una geometría simple o compleja para la cámara magmática del volcán Sabancaya. Además, no se tiene cuantificada de manera precisa la historia sísmica del volcán y de sus alrededores desde 1986 a 1992, período en el cual se habría desarrollado hasta 3 diferentes fases de todo el proceso eruptivo de este volcán. Esta información, habría permitido disponer de mayores argumentos para proponer probables geometrías para la cámara magmática.

De los estudios geológicos (Thouret et al., 1995a y Thouret et al., 1995b) y de la evaluación visual del proceso eruptivo del volcán Sabancaya (Rodríguez y Huamán 1992), se rescatan las siguientes observaciones:

- La ocurrencia de importante actividad fumarólica.
- Decaimiento exponencial con el tiempo de la altura de las fumarolas.
- Expulsión de bloques pequeños de rocas a distancias cortas.

- Ocurrencia continua de sismos de diferente magnitud.
- Importante deformación superficial en Pampa Sepina.

Estas apreciaciones permiten sugerir la hipótesis de que la cámara magmática del volcán Sabancaya, involucrada en su proceso eruptivo, fue de menor volumen y posiblemente alimentada de magma por medio de conductos ramificados, los cuales podrían ser mayores en número y longitud por debajo de Pampa Sepina, siendo la profundidad de los mismos difícil de estimar. La deformación superficial presente en Pampa Sepina y que produjo el importante índice de sismicidad, tendría su origen en los esfuerzos generados por la presión que ejercía el magma durante su propagación por los conductos antes de llegar a la cámara magmática del volcán Sabancaya. En la Figura 8.5, se muestra un esquema del complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca elaborado en función de los resultados obtenidos en este estudio. En dicha figura se observa que en el extremo NE del volcán existen capas sedimentarias del Cuaternario de gran potencia; mientras que, en el extremo SW los terrenos son mas compactos probablemente debido a la existencia de materiales volcánicos de antiguas erupciones (Terciario). Por lo tanto, cualquiera fuese la geometría de la cámara magmática del volcán Sabancaya los terrenos sedimentarios serían mas fáciles de deformarse. En consecuencia, en este estudio se puede postular las siguientes hipótesis:

- La sismicidad ocurrida en Pampa Sepina durante el período 1993 y 1995, tiene relación con el desarrollo del proceso eruptivo del volcán Sabancaya.
- La sismicidad tendría su origen en la presión que ejercía el magma sobre las capas superficiales al desplazarse por diversos conductos antes de llegar a la cámara magmática. Esto sugiere que por debajo de Pampa Sepina, el número y longitud de los conductos magmáticos es mayor.

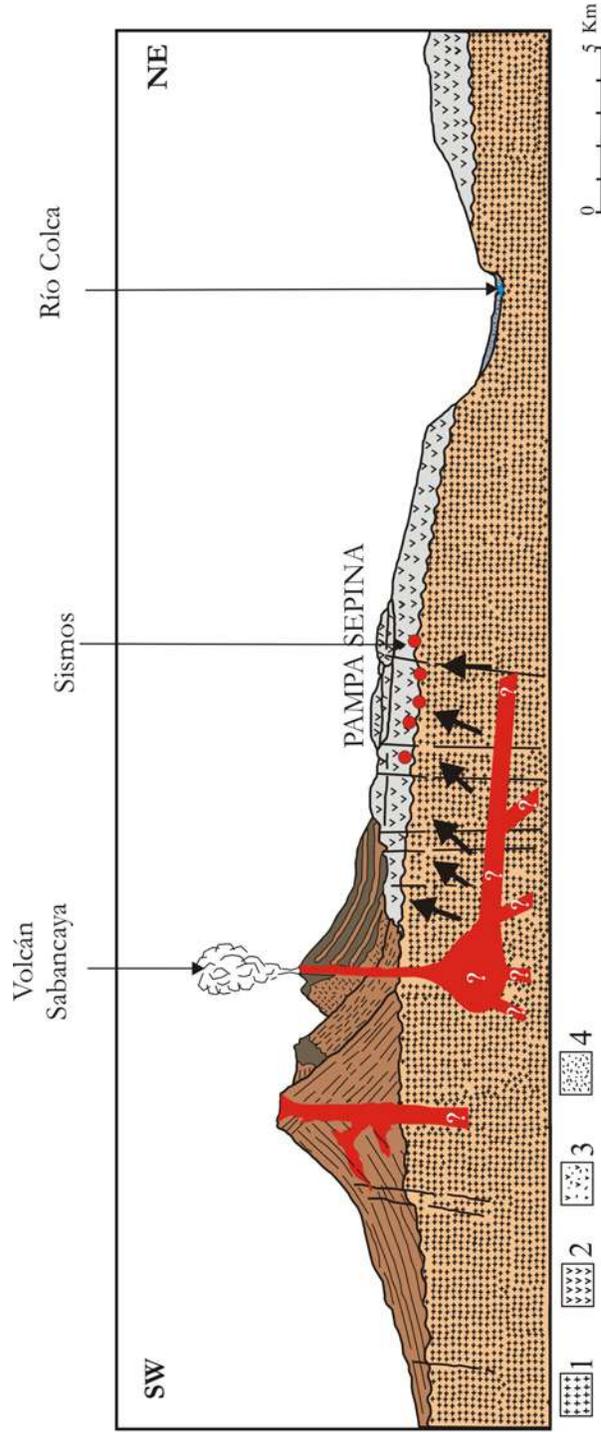


Figura 8.5. Esquema Sismotectónico propuesto para la región del volcán Sabancaya. La orientación de la sección es en dirección NE-SW. Los círculos en rojo indica el área de mayor sismicidad y las flechas la dirección de los esfuerzos de deformación originados por las ramificaciones de los conductos magmáticos (esquema modificado de Huamán, 1995). 1=terrenos Pre-Terciarios; 2=Volcanismo Cuaternario (grupo Tacaza); 3=volcanismo Cuaternario-Pleistoceno; 4=depósitos fluvio-lacustres.

- La distribución de la sismicidad por debajo de Pampa Sepina alcanza profundidades de 24 km, lo que indicaría que la cámara magmática o la ramificaciones de ésta, se encontrarían por debajo de este nivel de profundidad.
- La continua presión ejercida por los conductos sobre las capas superficiales en Pampa Sepina, al margen de las deformaciones pequeñas, produjo dos sismos con magnitudes de 5.4 y 5.0 mb a profundidades menores de 15 km.

CAPITULO 9

LOS SISMOS DE MACA (1991), SEPINA (1992) Y CABANACONDE (1998)

9.1.- Introducción

En el área conocida como Pampa Sepina, ubicada entre el Complejo Volcánico Ampato, Sabancaya, el cañón del Colca y el río Sepina, en 1991 y 1992 ocurrieron 2 sismos de magnitud moderada y foco superficial, los mismos que fueron asociados a la reactivación del volcán Sabancaya. El primer sismo ocurrió el 23 de Julio de 1991 a las 14h 45m hora local y su epicentro fue localizado a 6 km al SE de la localidad de Maca (IGP). La profundidad estimada para este sismo fue de 3.6 km con una magnitud de 5.4 mb. Este sismo produjo en superficie importantes asentamientos y deslizamientos de tierra, además de numerosos desprendimientos de roca a lo largo de las pendientes del río Colca. Las localidades más afectadas, fueron las de Lari y Maca, en donde el 20% y 80% de las viviendas fueron destruidas, además de 14 personas fallecidas y numerosos heridos. La evaluación de daños permite considerar que estas localidades soportaron una intensidad máxima de VIII grados en la escala de Mercalli Modificada (Rodríguez y Huamán, 1992). El segundo sismo ocurrió el 01 de Febrero de 1992 a las 12h 22m hora local, con una magnitud de 5.0 mb y foco superficial. El epicentro del sismo fue localizado a 3 km de las localidades de Hituhuasi y Visconoja en Pampa Sepina. Después de este sismo, aproximadamente 300 réplicas fueron registradas el mismo día por la estación sísmica de Cajamarca (CAJ) ubicada en la localidad del mismo nombre y a 11 km del epicentro del sismo. Días después, las réplicas continuaron afectando toda la región y produciendo varias fracturas abiertas. Al igual que el sismo de Maca, el de Sepina produjo caída de rocas y asentamiento de tierras en el valle de Sepina. Las localidades más afectadas fueron Huituhuani, Sahuana y Layuni, donde la intensidad máxima llegó a VI MM.

Posteriormente, el 12 de Abril de 1998 (18h 49m, hora local) las localidades de Huambo y Cabanaconde fueron también afectadas por un sismo de magnitud mb de 5.2 y epicentro localizado a 9 km al Sur de Cabanaconde y 13 km al NE de Huambo. Este sismo no produjo daños personales; sin embargo, casi el 50% de las viviendas de ambas localidades fueron destruidas por la precariedad en la construcción de las mismas. Además, algunas carreteras fueron interrumpidas por la caída de rocas y tierra (comunicación personal, Aguilar V.). Las localidades mas afectadas fueron las de Huambo, Cabanaconde, Tapay y Choco, las mismas que soportaron una intensidad máxima de V MM.

A continuación, se realiza una descripción detallada de los parámetros hipocentrales de los sismos de Maca, Sepina y Cabanaconde obtenidos en este y otros estudios, así como de sus intensidades y parámetros que permiten estimar el tamaño de los mismos.

9.2.- Sismos de Maca (1991) y Sepina (1992)

9.2.1.- Parámetros Hipocentrales

Los parámetros hipocentrales de los sismos de Maca (1991) y Sepina (1992), fueron obtenidos por el Centro Internacional de Sismología (ISC), el Centro Nacional de Información Sísmica (NEIC) y por el Instituto Geofísico del Perú (IGP). Para tal fin, las dos instituciones internacionales utilizaron información de las estaciones de la Red Sísmica Mundial; mientras que, para el sismo de Maca el IGP utilizó estaciones de la Red Sísmica Nacional (RSN) y las réplicas registradas por las estaciones portátiles de Cajamarcana, Cabanaconde, Pinchollo y Chinini, todas distribuidas en la región del volcán Sabancaya (ver Capítulo 4). A diferencia del sismo de Maca, para el de Sepina no se contó con mayor información sísmica local, de ahí que su epicentro fue estimado a partir de la información macrosísmica (Imáx.).

En la Figura 9.1 se muestra la sismicidad local ocurrida en la región del volcán Sabancaya durante el período 1993 y 1995, la localización de los epicentros de los sismos de Maca y Sepina calculados por el NEIC (triángulo), ISC (cuadrado) y el IGP (estrella) y en la Tabla 9.1, sus parámetros hipocentrales. De acuerdo a estos valores, en la Figura 9.1 se observa que los epicentros obtenidos por el ISC y el NEIC para ambos sismos, se ubican fuera del área de mayor deformación presente en Pampa Sepina. Es evidente que para sismos de magnitud moderada ($mb \approx 5.0$), los parámetros hipocentrales proporcionados por las agencias internacionales presentan mayor incertidumbre debido a que para su cálculo se integra información obtenida de estaciones telesísmicas que integran la Red Sísmica Mundial. Los epicentros obtenidos por el IGP se ubican sobre el área de mayor deformación, pudiendo o no ser correlacionados con algún lineamiento o falla. Únicamente, el epicentro correspondiente al sismo de Sepina fue determinado en función del área de máxima intensidad. En ambos casos, la profundidad de los focos no fue determinado con exactitud, aunque de acuerdo a los niveles de intensidad máxima, ambos sismos deben presentar focos netamente superficiales. Tomando en cuenta las consideraciones anteriores, en el desarrollo del presente estudio se hará uso de los parámetros hipocentrales obtenidos por el IGP para los sismos de Maca y Sepina respectivamente.

Tabla 9.1. Parámetros hipocentrales de los sismos de Maca (1991) y Sepina (1992) obtenidos por el ISC=Centro Internacional de Sismología; NEIC=Centro Nacional de Información Sísmica; IGP= Instituto Geofísico del Perú.

Sismo de Maca					
Hora Origen	Latitud	Longitud	Mag (mb)	Prof. (km)	Agencia
19:44:50.20	-15.68°	-71.57°	5.0	5.0	ISC
19:44:50.20	-15.67°	-71.63°	5.0	5.0	NEIC
19:45:00.00	-15.69°	-71.79°	5.4	3.6	IGP
Sismo de Sepina					
17:22:50.20	-15.80°	-71.72°	5.0	5.0	ISC
17:22:44.90	-15.71°	-71.62°	5.0	5.0	NEIC
17:22:00.00	-15.72°	-71.75°	5.0	5.0	IGP

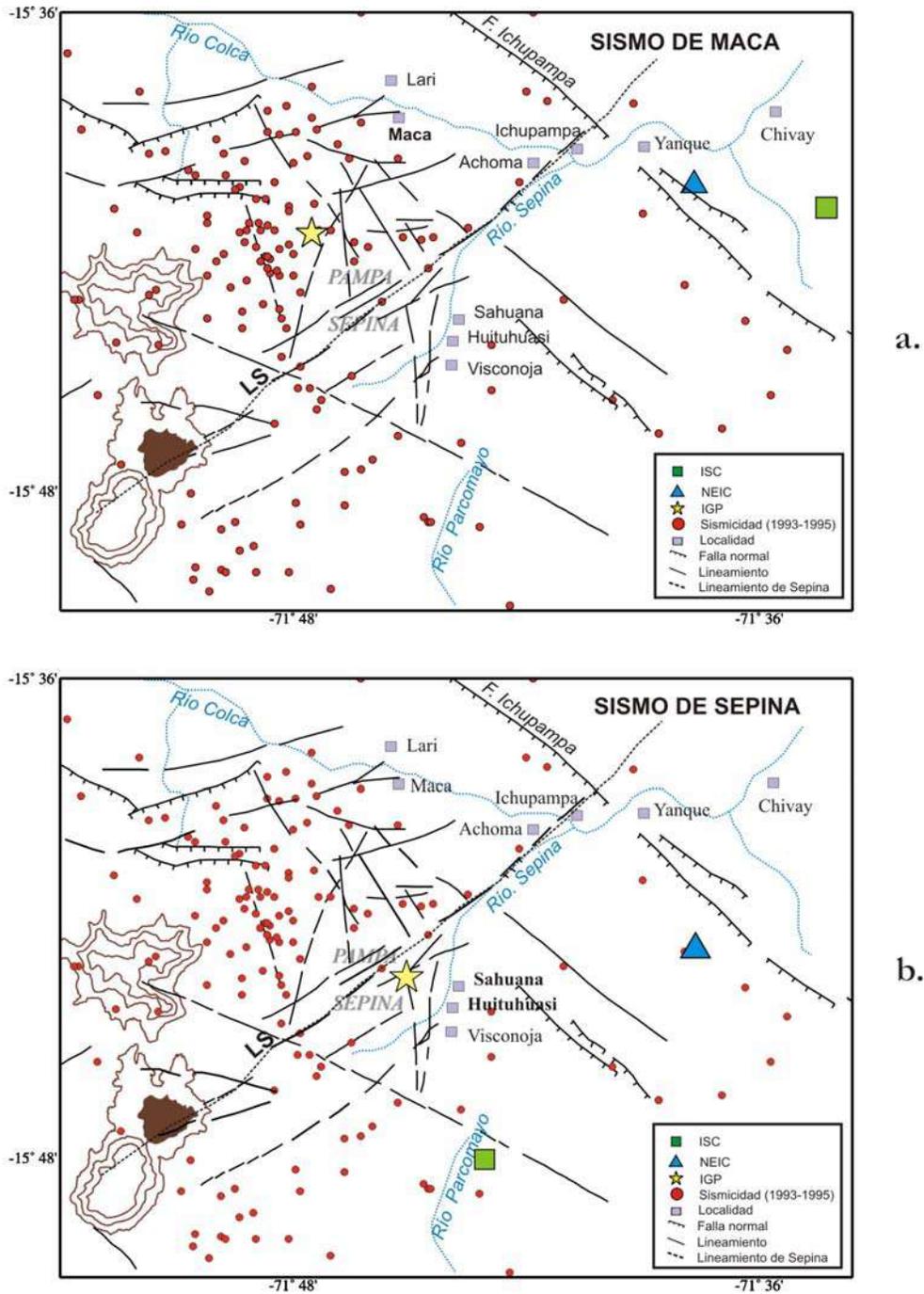


Figura 9.1. Localización epicentral de los sismos de Maca y Sepina obtenidos por el ISC, NEIC y el IGP (Rodríguez y Huamán, 1992). (a). Sismo de Maca; (b). Sismo de Sepina. Los círculos en rojo corresponden a la sismicidad registrada en la región del volcán Sabancaya entre 1993 y 1995. LS es el lineamiento de Sepina.

9.2.2.- Distribución de Intensidades

Los mapas de distribución de intensidades producidas por los sismos de Maca (1991) y Sepina (1992), han sido elaborados por Rodríguez y Huamán (1992), a partir de la interpretación de la información recopilada en cuestionarios obtenidos en diferentes misiones de campo realizados, inmediatamente después de ocurrido los sismos. La información fue interpretada utilizando la escala de Mercalli Modificada (MM).

En la Figura 9.2a, se presenta el mapa de intensidades del sismo de Maca y en el se observa que el área de percepción del sismo fue de aproximadamente 10 km²; mientras que, el área de mayor intensidad (VII y VIII MM) se localiza entre las localidades de Lari y Maca. En la figura, se observa que en el extremo Sur del epicentro del sismo se ubica la isosista de intensidad V, por lo tanto, su origen esta asociada a la deformación superficial presente en Pampa Sepina. La no correspondencia con las áreas de mayor intensidad, es debido a que los autores asumen intensidades máximas en función del grado de destrucción observada en Maca a consecuencia del deslizamiento de un gran volumen de tierra en la quebrada sobre el cual se ubica esta localidad. La descripción de los efectos producidos por el sismo son:

Intensidad VII-VIII: En las localidades de Lari y Maca, se produjeron muchos daños materiales y personales (14 personas fallecidas y muchos heridos) debido a que la mayoría de las viviendas estuvieron construidas con rocas, adobe y barro, además de producirse el deslizamiento de grandes volúmenes de tierra interrumpiendo las vías de acceso a dichas localidades.

Intensidad V: Las localidades de Achoma, Ichupampa, Madrigal y Pinchollo han sido afectadas por la caída de rocas y muchos deslizamientos menores de tierra, los mismos que produjeron el aislamiento de estas localidades debido al daño sufrido en las carreteras.

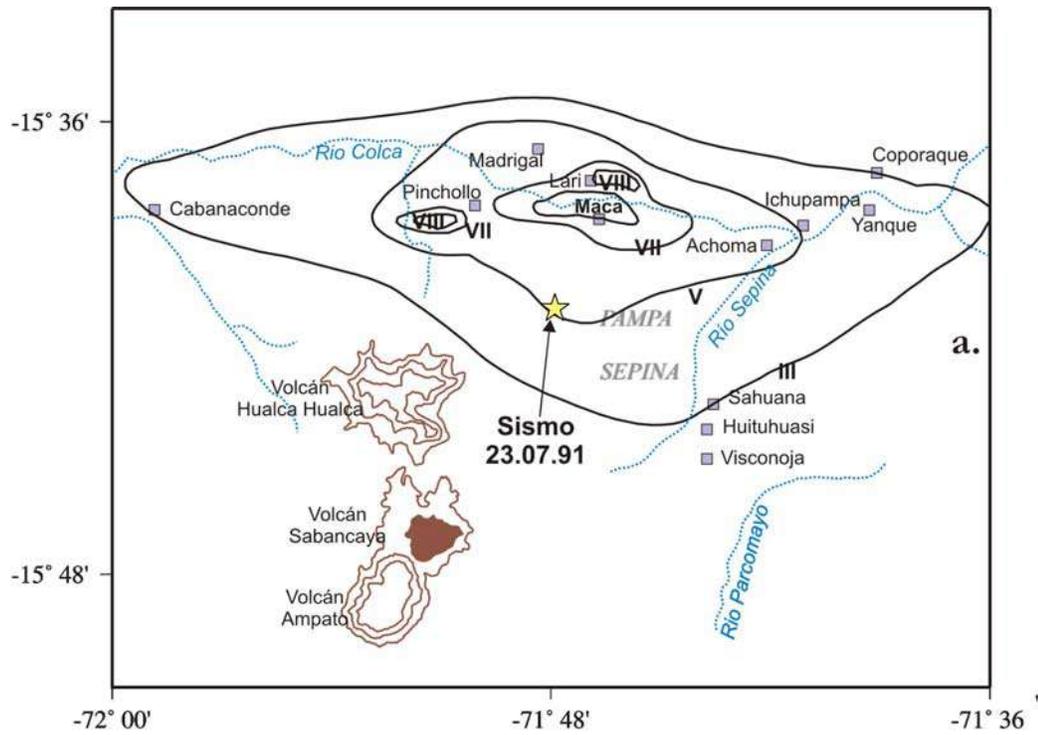


Figura 9.2. (a). Intensidades sísmicas regionales para el sismo de Maca del 23 de Julio de 1991 en la escala de Mercalli Modificada, según Huamán (1995); (b). Fotografía que muestra la presencia de fracturamientos paralelos a la orientación del cañón del Colca producidos por el sismo de Maca.

Intensidad III: En Cabanaconde, Yanque, Coporaque y Pampa Sepina, el sismo fue sentido relativamente fuerte pero sin provocar ningún daño, excepto el susto que tuvieron los habitantes de estas localidades.

En la Figura 9.2b, se presenta una imagen de los efectos provocados por el sismo de Maca en superficie, lo que sugiere la severidad del sismo en terrenos sedimentarios.

El mapa de intensidades del sismo de Sepina se presenta en la Figura 9.3 (Huamán, 1993a). Este sismo fue sentido en un área de aproximadamente 144 km², siendo la intensidad máxima del orden de VII MM evaluada en las localidades de Visconoja, Huituhuasi y Layuni, todas ubicadas en el extremo Sur de Pampa Sepina. El sismo produjo deslizamientos de tierra y caída de rocas sobre las carreteras y canales de regadío. En las localidades de Achoma y Cajamarca, el sismo se percibió con una intensidad de V; en Lari, Maca, Ichupampa y Sallalli con IV; en Pinchollo, Madrigal y Chivay con una intensidad de III y en la localidad de Pujro y la ciudad de Arequipa con una intensidad de II. En este caso, el epicentro del sismo fue ubicado por Rodríguez y Huamán (1992) próximo al área de máxima intensidad, coincidiendo con zonas donde se observa la mayor deformación superficial. A continuación se describe las principales características de los efectos del sismo:

Intensidad VI: Entre las localidades de Visconoja y Huituhuasi se formaron fisuras con longitudes considerables sobre suelos de bofedales. Las viviendas construidas enteramente de rocas, adobe y barro, con cimientos en materiales aluviales, sufrieron el desplome parcial de sus paredes. Entre Huituhuasi y Sahuana, se observaron la presencia de fisuras de 2 a 3 cm de ancho y numerosas rocas removidas del suelo. Las personas del lugar manifestaron que durante el sismo no se podían mantener de pie y que las paredes de las viviendas se desgranaron, así como la caída de objetos en el interior de las viviendas.

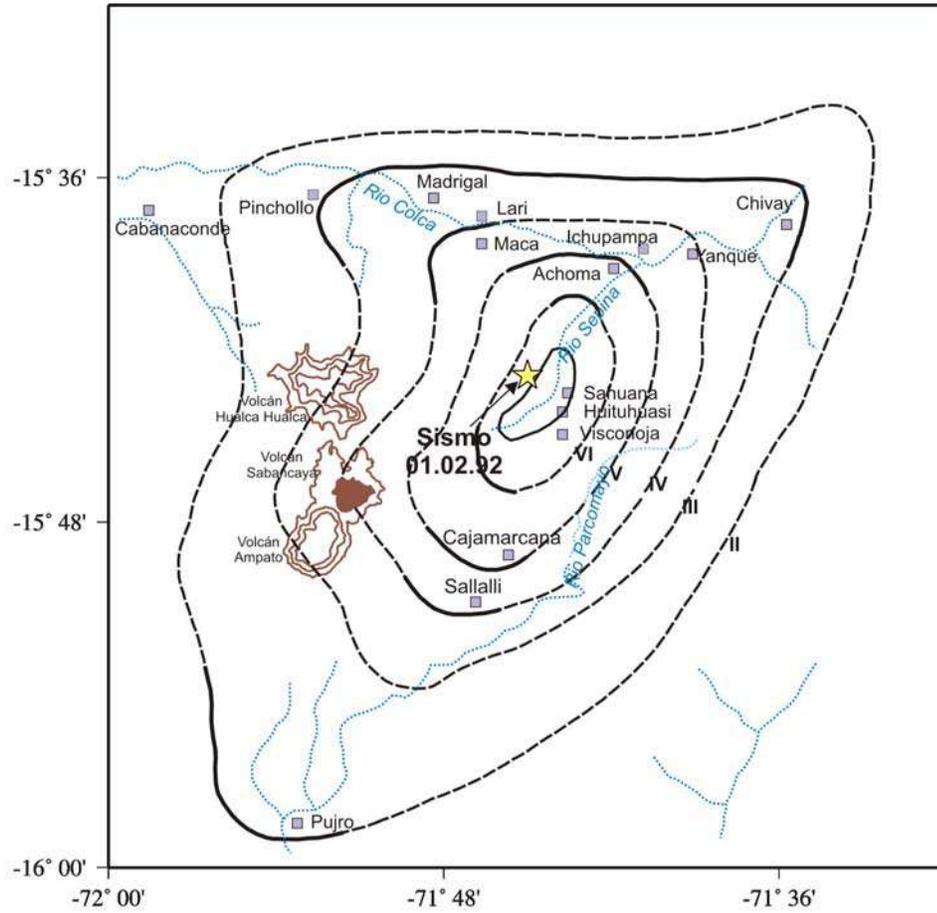


Figura 9.3. Intensidades sísmicas regionales del sismo Sepina del 01 de Febrero de 1992 en la escala de Mercalli Modificada, según Huamán (1995).

Intensidad V: Entre las localidades de Achoma y Cajamarca, en donde el valle del río Sepina es estrecho con paredes muy empinadas, se habría producido la caída de rocas, escombros y deslizamientos de tierra.

Intensidad IV: Según las encuestas realizadas en las localidades de Cajamarca, Achoma e Ichupampa pocas viviendas habrían sufrido el desplome de sus paredes.

Intensidad III: En las localidades de Madrigal, Pinchollo y Chivay, el sismo fue sentido levemente sin producir ningún daño material.

Intensidad II: El sismo fue sentido muy suavemente por algunos habitantes de la localidad de Pujro y de la ciudad de Arequipa.

9.2.3.- Mecanismos Focales

Los mecanismos focales de los sismos de Maca y Sepina fueron obtenidos a partir de la distribución del sentido del primer impulso de la onda P identificadas en las estaciones de la Red Sísmica del IGP y en algunas estaciones de la Red Sísmica Mundial. Para tal efecto se sigue la metodología descrita por Billinger et al. (1998), la misma que ha sido ampliamente utilizada para el estudio de sismos ocurridos en Perú por Tavera y Buforn (2000) y Tavera et al. (2001). Los ángulos de incidencia y azimutes han sido generados a partir de los parámetros hipocentrales de los sismos reportados por el IGP (Tabla 9.1) y asumiendo un semi-espacio de velocidad constante de 6.0 km/seg.

En la Figura 9.4a, se muestra la solución obtenida en este estudio para el mecanismo focal del sismo de Maca, el mismo que corresponde a un mecanismo de tipo inverso con una gran componente de desgarre y ejes de tensión (T) y Presión (P) prácticamente horizontales orientados en dirección N-S y E-W respectivamente. La solución obtenida a partir del método CMT (Centroid Moment Tensor) por la Universidad de Harvard corresponde a un mecanismo de tipo normal con gran componente de desgarre y ejes de Tensión (T) orientado en dirección NNW-SSE y

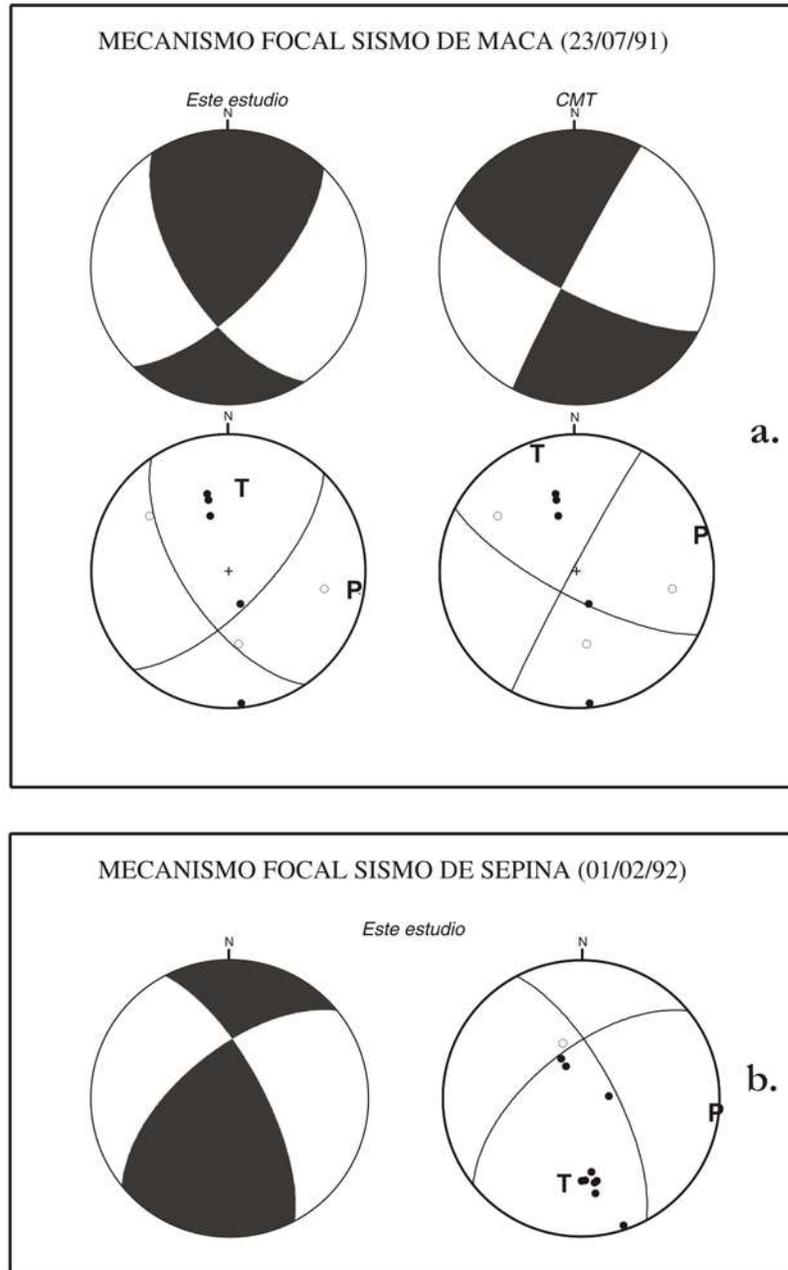


Figura 9.4. Mecanismo focal para el sismo de Maca y Sepina representados en el hemisferio inferior de la esfera focal. Los círculos y los cuadrantes en negro representan las compresiones y los blancos las dilataciones. T y P corresponden a los ejes de tensión y presión, N=Norte geográfico. (a). Sismo de Maca y (b). Sismo de Sepina.

Presión (P) en dirección ENE-SSW, ambas próximas a la horizontal. Sin embargo, la proyección de la solución obtenida por el CMT sobre los datos utilizados en este estudio, no satisface la distribución de los valores de compresión y tensión; por lo tanto, se asume que la solución obtenida en este estudio es la más correcta, aunque en ambas soluciones, la orientación de los ejes T y P son similares.

En la Figura 9.4b, se muestra la solución obtenida para el sismo de Sepina y al igual que el sismo de Maca, el mecanismo es de tipo inverso con una gran componente de desgarre y ejes de tensión (T) y presión (P) prácticamente horizontales orientados en dirección N-S y E-W respectivamente. Los valores que describen los parámetros focales de ambos sismos se presentan en la Tabla 9.2.

Tabla 9.2. Parámetros de los mecanismos focales de los sismos de Maca (1991) y Sepina (1992) obtenidos en este estudio y el CMT. ϕ° =azimut, δ° =buzamiento y λ° =ángulo de deslizamiento. A y B=planos nodales.

	Sismo de Maca			Sismo de Sepina				
	Orientación Planos Nodales:			Orientación Planos Nodales:				
	ϕ°	δ°	λ°	ϕ°	δ°	λ°		
Este Estudio	A:	146.00	63.00	154.91	A:	231.00	62.00	22.49
	B:	44.00	67.80	29.36	B:	332.00	70.26	150.08
CMT	A:	117.66	74.77	-2.46				
	B:	208.31	87.62	-164.75				

9.2.4.- Análisis Espectral del Sismo de Sepina

El momento sísmico escalar y el radio de fractura para un sismo son calculados a partir de las dos características más importantes de los espectros de amplitud del desplazamiento de ondas de volumen; esto es, la parte plana del espectro a bajas frecuencias (Ω_0) y la frecuencia esquina (f_c). Para un modelo de dislocación por cizalla y asumiendo un modelo de falla circular, la frecuencia esquina f_c es inversamente proporcional a las dimensiones de la fuente; mientras que, los valores de $f < f_c$, son asumidos como un valor constante Ω_0 proporcional al momento sísmico escalar (Brune, 1970).

Debido a la magnitud moderada de los sismos de Maca y Sepina, no fue posible obtener información de las formas de onda. La estación de ARE, la más cercana al epicentro, por fallas técnicas no registró de manera correcta ambos sismos. Sin embargo, se logró recuperar aproximadamente 10 segundos de señal correspondiente a la onda P en la componente E-W (LHE) para el sismo de Sepina, la misma que fue digitalizada con un muestreo de 0.01 s.

Para calcular el momento sísmico escalar (M_0) y radio de fractura (r_0) del sismo de Sepina del 01 de Febrero de 1992, se ha utilizado el espectro de amplitud del desplazamiento de la onda P registrada en la estación ARE del Instituto Geofísico de la Universidad Nacional de San Agustín, el mismo que se presenta en la Figura 9.5. El momento sísmico ha sido calculado utilizando la relación definida por Tacher y Hanks (1973):

$$M_0 = \frac{4\pi \rho v^3 R \Omega_0}{2 \psi_0}$$

donde: ρ = densidad del medio; R =distancia epicentral; v = velocidad de la onda P; ψ_0 = patrón de radiación. Así, el momento sísmico es de $M_0=2.65 \times 10^{23}$ dinas/cm. El radio de fractura fue calculado a partir de la frecuencia esquina (f_c) y la relación de Brune (1970):

$$r_0 = \frac{2.34 \alpha}{2\pi f_c}$$

donde: α = velocidad de la onda P en el foco (5 km/s) y f_c = frecuencia esquina de la onda P. Así, el valor del radio de fractura asociado al sismo de Sepina es estimada en $r_0 = 6$ km

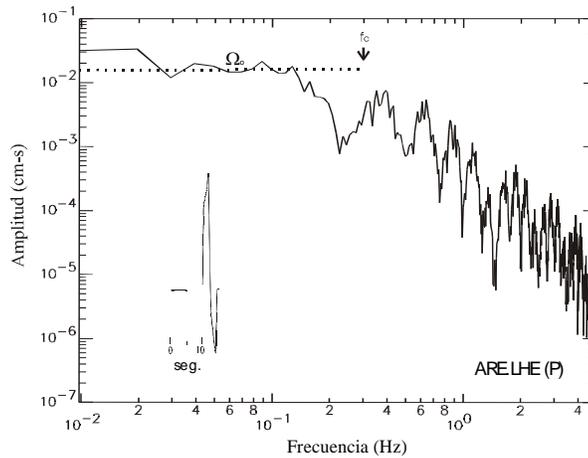


Figura 9.5. Espectro de amplitud del desplazamiento de la onda P del sismo de Sepina del 01 de Febrero de 1992. El registro corresponde a la onda P en la componente LHE de la estación ARE (Instituto Geofísico de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa). Ω_0 =parte plana del espectro y f_c = frecuencia esquina.

9.4.2.1.- Caída de Esfuerzos, Desplazamiento Medio y Magnitud M_w

Conocidos el momento sísmico escalar (M_0) y el radio de fractura (r_0) del sismo de Sepina, la caída de esfuerzos ($\Delta\sigma$), el desplazamiento medio (ΔU) y la magnitud M_w pueden ser fácilmente determinados a partir de las siguientes relaciones:

$$\Delta\sigma = 0.44 (M_0/r^3) \quad \Delta U = M_0/4\pi r^2 \quad \text{Brune (1970)}$$

$$M_w = (1/1.5) \log M_0 - 10.7 \quad \text{Kanamori (1977)}$$

donde: $\mu = 3 \times 10^{11}$ dina/cm² es la rigidez del medio; M_0 = momento sísmico escalar y r_0 = radio de fractura. Así, se obtiene una caída de esfuerzos de $\Delta\sigma=4$ bar, un desplazamiento medio $\Delta U=3$ cm y una magnitud M_w de 4.9.

9.3.- Sismo de Cabanaconde (1998)

9.3.1.- Parámetros Hipocentrales

Los parámetros hipocentrales del sismo de Cabanaconde (provincia de Caylloma, departamento de Arequipa) del 12 de Abril de 1998, fueron calculados utilizando información de las estaciones sísmicas mas cercanas a la zona afectada por el sismo (PAR, GUA, ZAM, CUS, MIS, SGR) las mismas que forman parte de la Red Sísmica Nacional (RSN). Asimismo, se integra la información obtenida de la estación ARE a cargo del Instituto Geofísico de la Universidad Nacional San Agustín. Para dicho cálculo se utiliza 7 lecturas de los tiempos de llegada de la fase P y dos de la fase S, debido a que esta última estuvo saturada en los demás registros. Para la localización hipocentral se ha utilizado el algoritmo Hypoellipse (Lahr, 1998), una relación de velocidades $V_p/V_s=1.65$ y el modelo de velocidad de Dorbath et al. (1991), todos utilizados en el estudio de la sismicidad ocurrida en la región del volcán Sabancaya.

En la Tabla 9.3 se presenta los parámetros hipocentrales del sismo de Cabanaconde obtenidos por el NEIC y en este estudio (EE), observándose principalmente diferencias del orden de 18 km en la profundidad focal. En la Figura 9.6, se observa que el epicentro registrado por el NEIC prácticamente se encuentra fuera del área afectada por el sismo (estrella ubicada a 23 km al NE de Cabanaconde) y sin coincidir con ningún lineamiento o falla presente en la región; mientras que, el epicentro calculado en este estudio se ubica a 9 km al Sur de Cabanaconde y 13 km al NE de Huambo, sobre una zona tectónica activa con la presencia de un gran número de fallas que se orientan en dirección E-W y que forman parte del sistema de fallas de Huambo y Cabanaconde. De acuerdo a estas apreciaciones se asume que la solución obtenida en este estudio es correcta debido a que a diferencia del NEIC, en la localización del sismo se ha utilizado estaciones locales y regionales con aceptable cobertura azimutal.

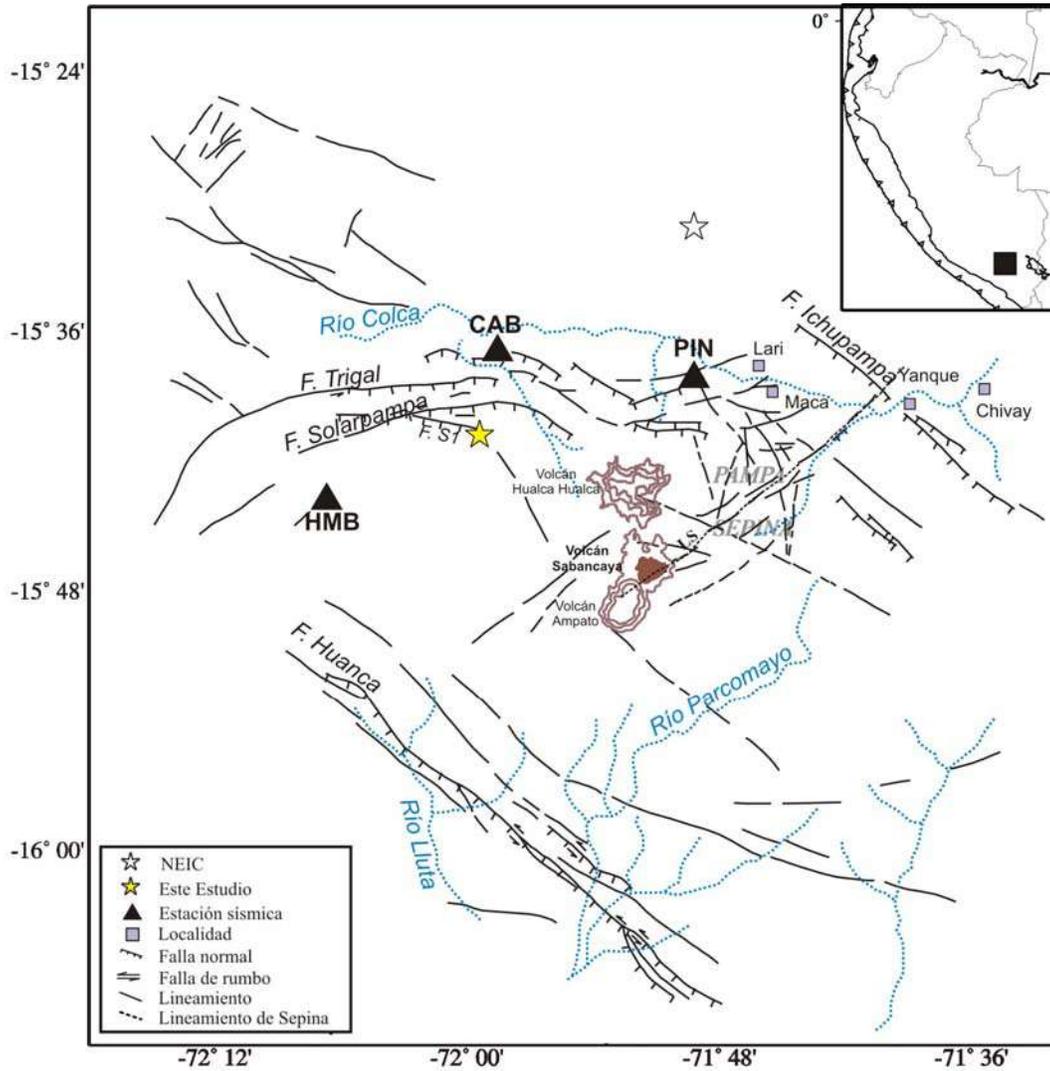


Figura 9.6. Mapa de localización epicentral del sismo de Huambo-Cabanaconde del 12 de Abril de 1998 obtenido en este estudio (EE) y por el NEIC (National Earthquake Institute Center). Los triángulos indican la localización de las estaciones sísmicas del Instituto Geofísico de la Universidad Nacional San Agustín. FS1= falla Solarpampa 1; CAB=Cabanaconde, HMB=Huambo y PIN=Pinchollo. LS= Lineamiento de Sepina.

Tabla 9.3. Parámetros hipocentrales del sismo de Cabanaconde obtenidos por el NEIC= Centro Nacional de Información Sísmica y EE= este estudio.

Hora Origen	Latitud	Longitud	Prof. (km)	Mag (mb)	Agencia
23:49:35.40	-15.52°	-71.79°	33.0	5.8	NEIC
23:49:32.10	-15.69°	-71.99°	15.0	5.2	EE

9.3.2.- Distribución de Intensidades

La información sobre los daños provocados por el sismo de Cabanaconde del 12 de Abril de 1998, fue obtenida vía comunicación telefónica por el personal del Instituto Geofísico del Perú inmediatamente después de ocurrido el sismo. Esta información, fue complementada con la descripción realizada, in situ, por personal del Instituto Geofísico de la Universidad San Agustín de Arequipa (Aguilar, V. comunicación personal). El total de la información fue interpretada utilizando la escala Mercalli Modificada (MM), la misma que ha permitido elaborar el mapa de isosistas de la Figura 9.7a y sobre la cual se ha proyectado el epicentro del sismo obtenido en este estudio, el mismo que muestra una buena correlación con la distribución de las isosistas. A continuación, se realiza una descripción de los efectos del sismo en el área de estudio.

Intensidad V: Sentido por todas las personas en las localidades de Huambo, Cabanaconde, Tapay y Choco. Las viviendas construidas enteramente de rocas, adobe y barro sufrieron desplomes de algunas partes de sus paredes y otros presentaban rajaduras. Así mismo, se produjeron pequeñas fisuras en el suelo y en algunos caminos de herradura, además los canales de regadío fueron interrumpidos por los efectos de derrumbes. La carretera Huambo-Cabanaconde estuvo interrumpida por la caída de pequeños bloques de roca. Los terrenos de cultivo sufrieron caída de cercos. Algunas personas sufrieron pequeñas heridas.

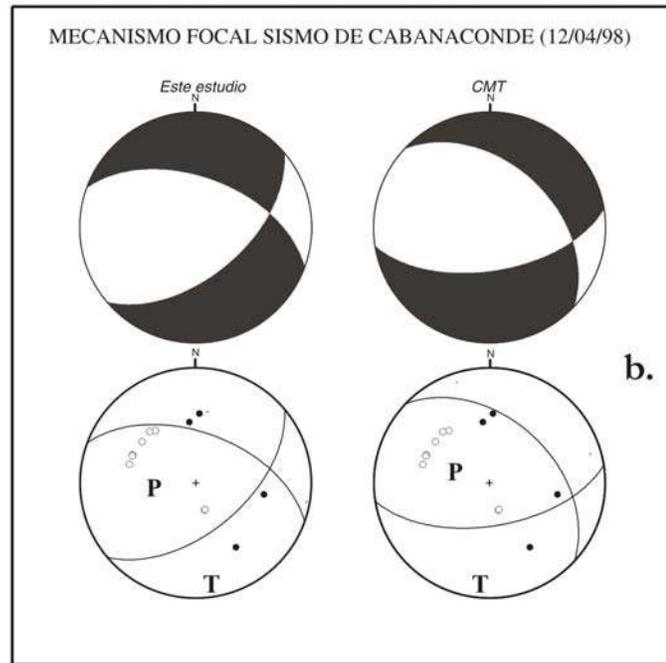
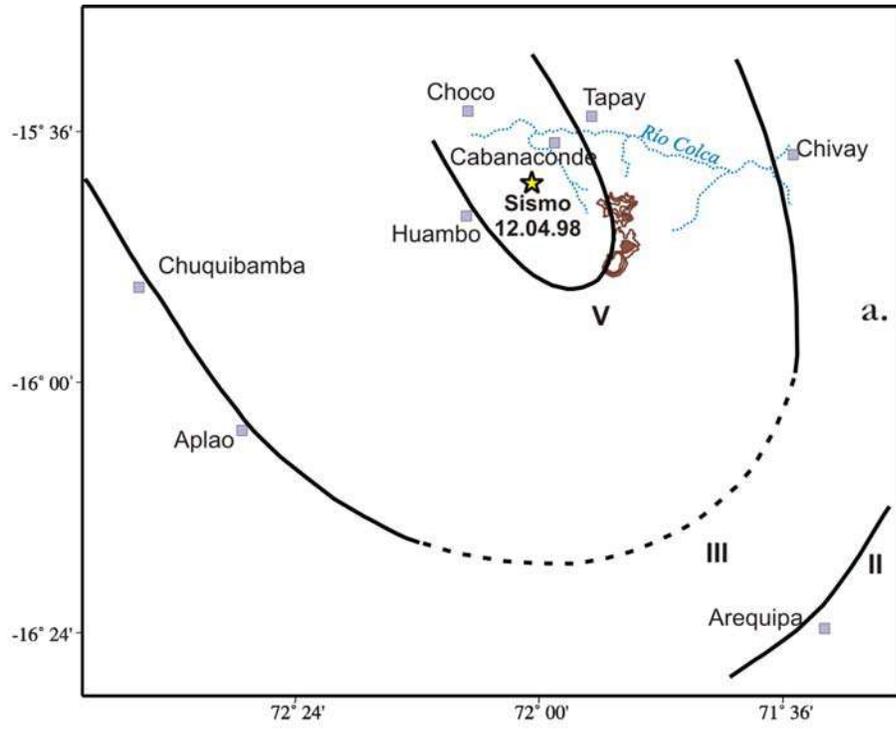


Figura 9.7. Sismo de Cabanaconde del 12 de Abril de 1998 (a). Distribución de las curvas de intensidad regional en la escala MM; (b). Mecanismos focales obtenidos en este estudio y por el CMT.

Intensidad III: Sentido por la mayoría de las personas en las localidades de Chivay, Chuquibamba y Aplao. En Chivay algunas casas sufrieron pequeñas rajaduras. No se reporto daños personales.

Intensidad II: En la ciudad de Arequipa, el sismo fue sentido muy levemente por algunas personas en reposo y/o que se encontraban en pisos altos.

9.3.3.- Mecanismo Focal

El mecanismo focal del sismo de Cabanaconde, al igual que para los sismos de Maca y Sepina, fue obtenida a partir de la distribución del sentido del primer impulso de la onda P leídas en estaciones de la Red Sísmica Nacional a cargo del IGP y en algunas estaciones de la Red Sísmica Mundial.

En la Figura 9.7b, se muestra la solución obtenida en este estudio para el mecanismo focal del sismo de Cabanaconde, el mismo que corresponde a un mecanismo de tipo normal con ejes de Tensión (T) y Presión (P) prácticamente horizontales orientados en dirección N-S y E-W respectivamente. Esta solución difiere poco del reportado por la Universidad de Harvard (CMT); sin embargo, al proyectar la orientación de sus planos nodales sobre los datos utilizados en este estudio, se observa que estas no satisfacen completamente la distribución de las compresiones y dilataciones; por lo tanto, se asume que la solución obtenida en este estudio es la más correcta, aunque en ambas la orientación de los ejes T y P son similares.

9.3.4.- Réplicas

9.3.4.1.- Red Sísmica Temporal

Después que ocurrió el sismo de Cabanaconde el 12 de Abril de 1998, el Instituto Geofísico de la Universidad Nacional de San Agustín instala en el área afectada por el sismo tres estaciones sísmicas portátiles por un período de 4 días a partir del 18

de Abril, con el objeto de monitorear y registrar las réplicas de dicho sismo. Estas estaciones fueron instaladas en las localidades de Cabanaconde (CAB), Huambo (HMB) y Pinchollo (PIN). Las estaciones utilizan sismómetros de período corto y componente vertical de tipo SS-1 con un 1 segundo de período de oscilación y sensibilidad de 24 db. El control del tiempo se realizó al momento de la instalación de la estación utilizando un reloj satelital. Estos instrumentos registraron en papel ahumado con una velocidad de giro del tambor de 120 mm/minuto. En la Tabla 9.4, se presenta las coordenadas geográficas de las estaciones sísmicas y en la Figura 9.6 su ubicación en el área de estudio.

Tabla 9.4. Estaciones sísmicas temporales instaladas por la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.

Estación	Código	Latitud	Longitud	Altitud (m.s.n.m.)
Cabanaconde	CAB	-15.62°	-71.97°	3400
Huambo	HMB	-15.73°	-72.10°	3332
Pinchollo	PIN	-15.64°	-71.82°	3600

9.3.4.2.- Análisis de los Registros Sísmicos

En la Figura 9.8a, se muestra el período de operatividad de las estaciones sísmicas de Cabanaconde (CAB), Huambo (HMB) y Pinchollo (PIN) y en ella se observa que la estación de CAB estuvo operativa durante los 4 días que duró la misión de campo; mientras que, las estaciones de HMB y PIN solamente 3 días. El período para el cual se cuenta con información sísmica registrada en las 3 estaciones comprende a los días 19, 20 y 21. En la Figura 9.8b, se muestra el número de sismos registrados por estación durante los 4 días de operatividad, observándose que la estación de CAB registra el mayor número de sismos el día 19 para luego disminuir considerablemente. En la Figura 9.8c, se presenta el número de sismos registrados en 1, 2 y 3 estaciones sísmicas, siendo el mayor número de sismos registrados en 1 estación y muy reducido en 2 y 3 estaciones respectivamente. Los sismos registrados en 3 estaciones hacen un total de 17 y estos han sido considerados para analizar las características del proceso de ruptura del sismo de Cabanaconde.

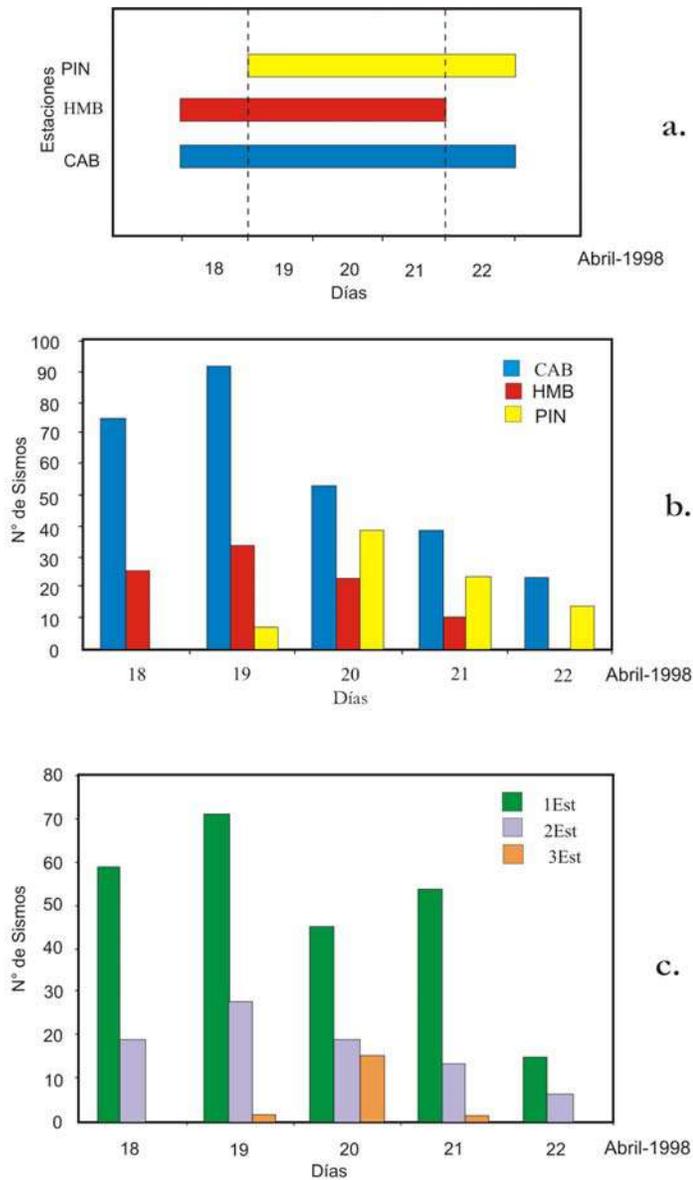


Figura 9.8. (a). Estadística del periodo de operatividad de las estaciones de la Universidad Nacional de San Agustín. (CAB, estación de Cabanaconde, HMB, Huambo y PIN, Pinchollo); (b). Número de sismos registrados por las estaciones (c). Número de sismos registrados en una, dos y tres estaciones; una (1Est), dos (2Est) y tres (3Est).

En la Figura 9.9, se presenta algunos ejemplos de señales sísmicas registradas en 1, 2 y 3 estaciones. Los sismos registrados en 1 estación corresponden principalmente a CAB debido a que ésta se encontraba próxima al epicentro y área de mayor daño, debido probablemente a la magnitud pequeña de los sismos no han sido registrados por las otras dos estaciones (Figura 9.9a). Un ejemplo de sismo registrado en dos estaciones es mostrado en la Figura 9.9b, (CAB y HMB) con fases P y S fácilmente identificables. En la Figura 9.9c, se muestra el registro de un sismo registrado en las tres estaciones sísmicas. En general, la red sísmica local ha registrado un total de 454 sismos (1, 2 y 3 estaciones) y de los cuales solamente 17 fueron registrados simultáneamente en las tres estaciones.

9.3.4.3.- Parámetros Hipocentrales

El cálculo de los parámetros hipocentrales de las réplicas del sismo de Cabanaconde se realiza utilizando el algoritmo Hypoellipse (Lahr, 1998), el modelo de velocidad de Dorbath et al. (1991) y una relación de V_p/V_s de 1.65. La magnitud de estas réplicas ha sido estimada a partir de la duración de su registro en las estaciones de CAB, HMB y PIN utilizando la relación de Klein (1978). Los errores obtenidos en la localización hipocentral son menores a 0.1 km y la magnitud de los sismos oscila entre 2 y 4 ML.

En la Figura 9.10a, se muestra la localización epicentral del sismo de Cabanaconde y de las 17 réplicas localizadas en este estudio. En la figura se observa que las réplicas se distribuyen entre las localidades de Cabanaconde, Huambo y sobre las fallas Trigal, Solarpampa y Solarpampa 1 (FS-1), todas orientadas en dirección E-W. La distribución espacial de las réplicas, sugiere que todo el sistema de fallas fueron reactivadas de manera simultánea por el sismo.

A fin de analizar la distribución de las réplicas en función de la profundidad de sus focos, se realiza una sección vertical perpendicular a las fallas Trigal, Solarpampa y Solarpampa 1, según la línea (B-B') indicada en la Figura 9.10a. En la Figura 9.10b, se

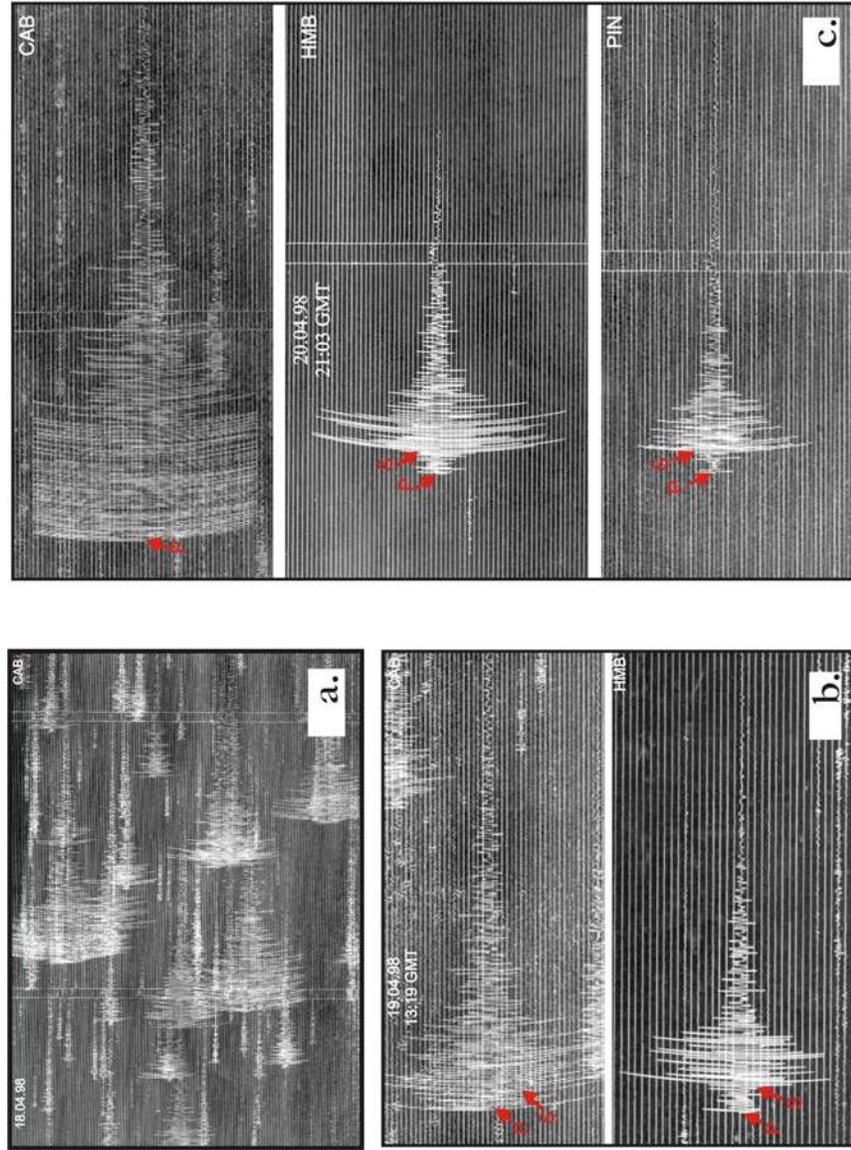


Figura 9.9. Ejemplos de registros sísmicos en 1, 2 y 3 estaciones de la Red Sísmica local del Instituto Geofísico de la Universidad Nacional de San Agustín (a). Sísmos registrados en 1 estación; (b). Sísmo registrado en 2 estaciones (HMB y CAB) y (c). Sísmo registrado en 3 estaciones (CAB, HMB y PIN).

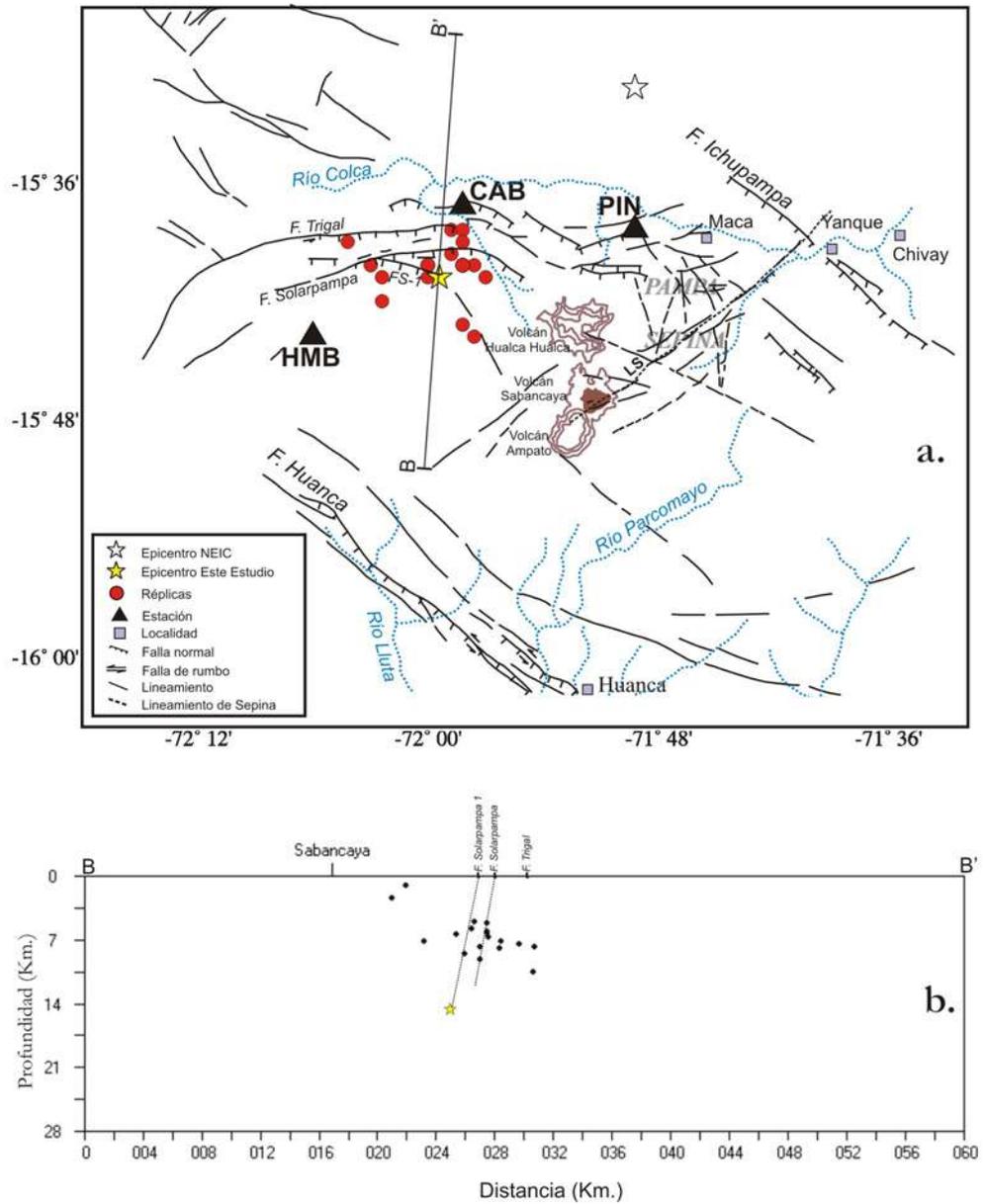


Figura 9.10. (a). Distribución en superficie de las réplicas del sismo de Cabanaconde; (b). Sección vertical de réplicas perpendicular a las fallas Trigal, Solarpampa y Solarpampa 1 (FS-1) de acuerdo a la Figura 9.10a. Otros, ver Figura 9.6

observa que la profundidad de los focos de las réplicas es menor a 10 km y sugieren la presencia de 2 posibles alineamientos. El primero incluiría al sismo principal y seguiría una alineación con pendiente de 30° hasta cortar en superficie a la falla Solarpampa 1 (S1); mientras que, el segundo alcanza a la falla Solarpampa. El resto de la sismicidad se distribuye bajo la falla Trigal sin mostrar alguna tendencia. El análisis de las réplicas en superficie y en profundidad, sugiere que el sismo de Cabanaconde tuvo su origen en la reactivación de la falla Solarpampa 1 (FS-1) y de manera simultánea habría causado también la reactivación de la falla Solarpampa y Trigal.

9.4.- Interpretación Sismotectónica

La región del volcán Sabancaya presenta un régimen tectónico muy complejo representado principalmente por las fallas Huanca, Ichupampa, Trigal, Solarpampa y el sistema de lineamientos tectónicos mayores ubicados en Pampa Sepina. Las fallas principales se ubican en los extremos del área de estudio orientados en dirección NW-SE (Huanca e Ichupampa) y E-W (Trigal, Solarpampa y Solarpampa 1). A fin de realizar una interpretación de los procesos de deformación presentes en esta región, Huamán (1993a), Mering et al. (1996) y Sébrier et al. (1985) realizaron diferentes estudios de microtectónica sobre las fallas antes mencionadas. Así, los resultados obtenidos sugieren que estos sistemas corresponden a fallas normales originados por procesos de deformación extensiva y cuyos ejes de tensión se orientarían en dirección N-S (Trigal y Solarpampa) buzamiento en dirección Sur y NW-SE (Huanca e Ichupampa) y con buzamiento en dirección SW. Por lo tanto, la región del volcán Sabancaya estaría circunscrita principalmente por deformaciones de carácter extensivo, a excepción de su extremo Sur en donde no se observa presencia de fallas.

En la Figura 9.11, se presenta el mapa tectónico y la distribución de esfuerzos principales (T y P) obtenidos a partir de estudios de microtectónica (Sébrier et al., 1985) y de los mecanismos focales de los sismos de Maca, Sepina y Cabanaconde obtenidos en este estudio. En dicha figura, se observa que el mecanismo focal del sismo de Cabanaconde, corresponde a un mecanismo de tipo normal con eje de tensión

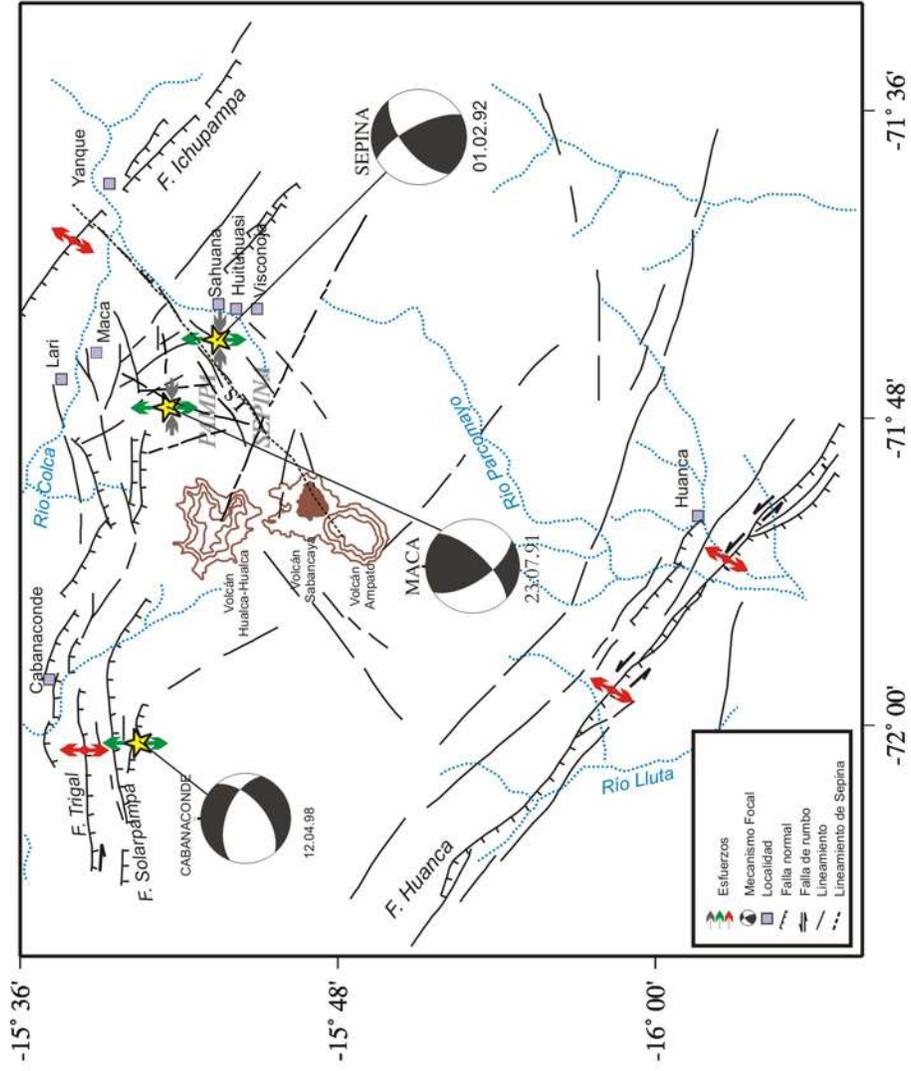


Figura 9.11. Interpretación sismotectónica y distribución de esfuerzos en la región del volcán Sabancaya. Las flechas en rojo corresponden a esfuerzos de Tensión (T) obtenidos a partir de estudios de microtectónica y las flechas en verde y plomo, son los esfuerzos de Tensión y Presión obtenidos de los mecanismos focales de los sismos de Maca, Sepina y Cabanaconde.

orientado en dirección N-S similar a la dirección de esfuerzos obtenidos para las fallas Trigal, Solarpampa y Solarpampa 1 por Sébrier et al. (1985).

Los mecanismos focales de los sismos de Maca y Sepina corresponden a fallas inversas con una gran componente de desgarre y ejes de tensión (T) y presión (P) prácticamente horizontales en dirección N-S y E-W respectivamente, siendo difícil establecer una correlación con los principales lineamientos tectónicos presentes en Pampa Sepina. Evidentemente que Pampa Sepina al estar circunscrita por tres principales sistemas de fallas, puede desarrollar diferentes tipos de deformación, tal como se puso en evidencia en este estudio a partir de la sismicidad registrada por la RSTS durante el período 1993 y 1995. En estas condiciones, los sismos de Maca y Sepina podrían culminar todo el proceso de deformación superficial que se desarrolló en la región del volcán Sabancaya, proceso paralelo a la evolución de su proceso eruptivo. Los mecanismos focales de los sismos de Maca y Sepina ponen en evidencia el complejo proceso de deformación que se produjo en Pampa Sepina, pudiendo ser éste de tipo compresional o tensional, pero en ambos casos, las fuerzas que dan origen a la deformación fueron prácticamente horizontales. Sin embargo, a diferencia de los sismos de Maca y Sepina, las fuerzas que dan origen al sismo de Cabanaconde es de tipo extensivo con ejes T en dirección N-S y P prácticamente vertical, coherente con la geometría de las fallas del sistema Huambo-Cabanaconde y el patrón de deformación regional.

CAPITULO 10

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El estudio de la actividad sísmica registrada en la región del volcán Sabancaya por una Red Sísmica Telemétrica local durante el período 1993 y 1995 y el análisis de los parámetros hipocentrales de los sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998), ha permitido llegar a las siguientes conclusiones:

- 1.- Las estaciones de la Red Sísmica Telemétrica del volcán Sabancaya, así como otras que funcionaron temporalmente, han registrado una gran variedad de señales correspondientes a todo el proceso eruptivo del volcán Sabancaya. Estas señales fueron identificadas y clasificadas de acuerdo a los modelos presentados por Minakami (1974), Tsuruga et al. (1997) y Gil-Cruz (1999). Según estos modelos, el volcán Sabancaya presenta señales sísmicas de tipo A, B y C, además de señales de largo período y una gran cantidad de tremores.
- 2.- El área de mayor resolución hipocentral de la Red Sísmica Telemétrica del Volcán Sabancaya (RSTS) ha sido evaluada con el uso sismos teóricos. Los resultados muestran que el área de mayor resolución hipocentral en función de la geometría de la RSTS, se ubica en el centro de la misma con una ligera proyección hacia el extremo Norte coincidiendo totalmente con el área de mayor deformación superficial presente en el área denominada como Pampa Sepina.
- 3.- Durante el período de estudio se ha registrado un número importante de sismos tectónicos, de los cuales 212 han sido correctamente registrados en las tres estaciones de la RSTS. Los parámetros hipocentrales de los 212 sismos de tipo tectónico registrados durante el período 1993 y 1995 presentan errores en sus

coordenadas epicentrales y profundidad del foco menores a 2.5 km y magnitudes menores a 3.5 ML.

- 4.- La distribución espacial de los sismos es sobre todo el área conocida como Pampa Sepina, ubicada en el extremo Este y NE del volcán Sabancaya. Esta sismicidad muestra una gran número de agrupamientos siendo el más importante, la ubicada entre la localidad de Maca, el volcán Hualca Hualca y prácticamente en el centro de Pampa Sepina con una aparente orientación N-S. El resto de sismos se distribuyen sin patrón alguno sobre lineamientos tectónicos y de manera muy dispersa en los alrededores de las estaciones que integran la RSTS.
- 5.- El análisis de los sismos en profundidad muestra que esta sismicidad alcanza profundidades máximas de 24 km por debajo de toda la región de estudio sin mostrar tendencias claras. Sin embargo, el mayor agrupamiento de sismos se presentan por debajo de Pampa Sepina sugiriendo que en su parte central se produjo la mayor deformación. Por debajo del volcán Sabancaya existe ausencia de sismicidad.
- 6.- La sismicidad presente sobre Pampa Sepina habría estado asociada al proceso eruptivo del volcán Sabancaya debido a que de manera paralela se desarrolló en esta área un gran número de sismos derivados de la deformación superficial en Pampa Sepina y que tuvo sus puntos críticos con la ocurrencia de 2 sismos con magnitudes de 5.4 y 5.0 mb respectivamente.
- 7.- Aunque la sismicidad presente en Pampa Sepina podría estar asociada al proceso eruptivo del volcán Sabancaya, no permite tener una idea clara sobre la geometría de la cámara magmática de dicho volcán. De acuerdo a las características del proceso eruptivo, a la distribución de la sismicidad, a las características geológicas y tectónicas de la región de estudio, la cámara magmática habría tenido un volumen menor a lo propuesto por otros autores; sin embargo, esta cámara podría haber estado alimentada por conductos magmáticos que se encontrarían por debajo de

Pampa Sepina en dirección NE con respecto al volcán Sabancaya. Estos conductos habrían ejercido presión sobre las capas superficiales de Pampa Sepina produciendo la importante deformación (sedimentos del Cuaternario) observada en esta área in situ y a partir de fotos satelitales, analizados antes e inmediatamente después de los períodos de mayor actividad sísmica.

- 8.- Los sismos de Maca de 1991 (5.4 mb) y Sepina de 1992 (5.0 mb) ubicados en el extremo Norte del volcán Sabancaya (6 km al SE de la localidad de Maca) y Sur de Pampa Sepina (3 km de las localidades de Hituhuasi y Visconoja) respectivamente, tienen su origen en la importante deformación superficial producida en Pampa Sepina.
- 9.- Los mecanismos focales de los sismos de Maca y Sepina sugieren la ocurrencia de procesos tectónicos de tipo falla inversa con una gran componente de desgarre y ejes T orientados en dirección N-S y P en dirección E-W. Aunque no es posible definir el plano de falla, este tipo de mecanismo es coherente con la deformación observada en Pampa Sepina.
- 10.- El sismo de Cabanaconde de 1998 (5.2 mb) tiene su origen en los procesos de deformación regional presentes en los alrededores del volcán Sabancaya. En la región del volcán Sabancaya, se identifica tres importantes sistemas de fallas distribuidas en los alrededores de la misma: las fallas Huanca, Ichupampa, Trigal, Solarpampa y Solarpampa 1. El epicentro del sismo de Cabanaconde se ubica sobre el sistema de fallas de Huambo-Cabanaconde, las mismas que son de tipo normal orientado en dirección E-W y buzando en dirección Sur.
- 11.- El mecanismo focal del sismo de Cabanaconde es de tipo normal con eje de tensión (T) orientado en dirección N-S y eje de presión (P) prácticamente vertical. Esta distribución de esfuerzos es coherente con la geometría del sistema de fallas Huambo-Cabanaconde; sin embargo, por la ubicación del epicentro estaría asociado a la reactivación de las fallas Solarpampa y Solarpampa 1.

- 12.- La instalación de una red sísmica local de tres estaciones por la IGUNSA, ha permitido registrar 454 réplicas y de los cuales solamente ha sido posible correlacionar 17 de ellas. La distribución en superficie de estas réplicas muestran que durante la ocurrencia del sismo de Cabanaconde, todo el sistema de fallas presente en esta área se reactivó simultáneamente, de ahí que su distribución en superficie y en profundidad no muestra un patrón definido.
- 13.- El proceso de deformación presente en la región del volcán del volcán Sabancaya y la orientación de los esfuerzos obtenidos a partir de los mecanismos focales de los sismos de Maca, Sepina y Cabanaconde, sugiere que los dos primeros corresponden a deformaciones netamente superficiales debido a que difícilmente pueden ser asociados a procesos extensivos o compresivos; sin embargo, estos se ubican en la parte central de Pampa Sepina coincidiendo con el área de mayor deformación superficial, la misma que habría producido una compleja distribución de esfuerzos asociados probablemente al proceso eruptivo del volcán Sabancaya. Sin embargo, según el análisis de los esfuerzos originados por el sismo de Cabanaconde se habría producido por un proceso netamente extensivo en dirección N-S coherente con la geometría de las fallas en esta área y con los resultados obtenidos por otros autores desde estudios de microtectónica.
- 14.- Para la región de estudio no se ha contado con información sísmica para los años 1990, 1991 y 1992, período indicado por algunos autores como el de mayor importancia dentro de todo el proceso eruptivo del volcán Sabancaya (Thouret, J-C y Gorierr, M.C, comunicación personal). Sin embargo, los resultados obtenidos en este estudio han evidenciado la ocurrencia inusual de deformaciones de carácter superficial producidos fuera del volcán Sabancaya y prácticamente concentrados sobre Pampa Sepina ubicada a 15 km en dirección NE del volcán Sabancaya.
- 15.- A la fecha, el proceso eruptivo del volcán Sabancaya ha cesado; sin embargo, el Centro Nacional de Datos Geofísicos- Sismología a raíz de los resultados obtenidos en este estudio, ha visto por conveniente programar una campaña sísmica de 2

semanas en la región del volcán Sabancaya para el año 2002. En esta oportunidad, a diferencia de las anteriores, se instalará tres o cuatro estaciones sísmicas en los alrededores del cono volcánico.

- 16.- A fin de conocer la posible geometría de la cámara magmática del volcán Sabancaya, es recomendable complementar los resultados de este estudio con otros obtenidos a partir de estudios de prospección eléctrica, gravimétrica y tomografía sísmica sobre el volcán y en los alrededores, poniendo mayor énfasis en el área conocida como Pampa Sepina.

BIBLIOGRAFIA

- Barazangi, M. y Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America; *Geology*, **4**, 686-692.
- Barazangi, M. y Isacks, B. (1979), Subduction of the Nazca Plate beneath from the spatial distribution of earthquakes: *Geoph. Jour. Roy. Astr. Soc.*, **57**, 537-555.
- Barriga, V. (1951). Los terremotos en Arequipa: 1582-1868. La Colmena S.A. Arequipa. 332 p.
- Bevis, M. y Isacks, B. (1984). Hypocentral trend surface analysis: probing the geometry of Benioff zones. *Jour. Geoph. Res.*, **89** (b7), 6153-6170
- Brillinger, D., Udias, A., Bolt, B., (1998). Probability model for regional focal mechanism solutions. *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**, 1479-1485.
- Brune, J., (1970). Tectonics strain and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.* **75**, 4997-5009.
- Cahill, T y Isacks, B., (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Jour. Geoph. Res.*, 97, 17, 503-529.
- Chorowicz, Deffontaines, B., Huaman, R., Guillaude, R., Leguern, F y Thouret, J-C. (1992). SPOT Satellite monitoring of the eruption de Nevado Sabancaya Volcano (Southern Peru). *Remote Sens. Environ.* **42**: 43-49.

- Dalmayrac, B., Laubacher, G. y Marocco, R. (1980). Geologie des Andes peruviennes, Caracteres generaux d'évolution géologique des Andes peruviennes. *Trav. Doc. O.R.S.T.O.M.*, **96**, 217p.
- DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., y Stem S. (1990). Current Plate Motions. *Jour. Geophys. Res. Into.* **101**, 425-478.
- Dalmayrac, B. y Molnar, P. (1981). Thrust and normal faulting in Perú and ün the state on stress: *Earth and Plan. Sc. Let.*, **55**, 473-481.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G. y Marocco, R. (1987). Caracteres generaux de 1ra evolution géologique des Andes peruviennes. *Trav. Doc. O.R.S.T.O.M.*, 122, 501p.
- Dávila, J., (1998). Volcán Huaynaputina (Sur del Perú): Estudio estratigráfico y sedimentológico de las tefras y efectos de la erupción de 1600 D.C. Tesis, Universidad Nacional Mayor de San Marcos. 180p., Lima.
- Dorbath, C., Dorbath, L., Ciateras, A., Devercheré, J., y Sébrier, M. (1990). Seismicity of the Huancayo Basin (central Perú) and the Huaytapallana fault. *J.S. Am.Earth. Sci.*, **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 af central Peru. *Jour. Of South american Earth Sciecies.*, **4**, 13-24.
- Engdal, R., Van Der Hilst, y Bulanda, R. (1998). Global teleseismic earthquakes relocation with improved travel times and procedures of depth determination. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 722-743

- Francis, P y Silva, S. (1989). Application of the Landsat Thematic Mapper to the identification of potentially active volcanoes: a new satellite technique, *Nature*, **338**: 144-146.
- Geiger, L., (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only: *Bull. of St. Louis University*. **8** (1), 56-71.
- Gil-Cruz y Chouet (1999). Observations of two spacial kinds of tremor at Galeras volcano Colombia (1989-1991). *Annali di Geofisica*, **43**,3,437-449.
- Grange, F. (1983). Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou. These pour docteur 3e cycle *Univ. Scientifique et Médicale de Grenoble*.400p.
- Gonzáles, E., Kosaka, M y Minaya, A., (1996). Sismicidad del volcán Sabancaya y el Hualca-Hualca. Segundo Seminario Latinoamericano: Volcanes, Sismos y Prevención.
- Hantke, G. y Parodi, A. (1966). Catalogue of the Active Volcanoes of the world, Part XIX: Colombia, Ecuador and Peru. IAVCEI, Naples. 73 pp.
- Hasegawa, A. y Sacks, S. (1981). Subduction of the Nazca Plate beneath Perú as determined from seismic observations: *Jour. Geoph. Res.*, v, **86**, 4 971-4980
- Huamán, D. (1990). Vigilancia del volcán Sabancaya: Observaciones realizadas a la fecha 03-08-90, por el grupo IGP-Arequipa. *Inf. Int. IGP.*, 6p.
- Huamán, D., Guillande, R., Rodríguez, A., Rivera, R. y Antallaca, A. (1991). Teleanálisis geológico y sismicidad del sector comprendido entre el volcán Sabancaya y el poblado de Ichupampa: El Sistema de fallas Sepina. *Inf. Int. IGP.*, 8p.

- Huamán, D., Antallaca, A. y Aguilar, A. (1992). Comisión de viaje al volcán Sabancaya: Efectos del sismo del 01 de Febrero de 1992, en el area de Sepina. *Inf. Int. IGP-Arequipa*. 16p
- Huamán, D., Chorowicz, J., Deffontaines, B., Guillande, R. y Rudant, J. (1993). Cadre structural et risques géologiques étudiés á l'aide de l'imagerie spatiale: la région du Colca (Andes du Sud Perú): *Bull. Soc. Géol. France*, t.**164**, no 6, 807-818
- Huamán, D. (1995). Métodos y aplicaciones de las imágenes de satélite en la cartografía geológica: El caso del seguimiento y evolución de la amenaza volcánica del Sabancaya (región del Colca, Arequipa). Tesis de Ingeniero, Univ. Nac. San Agustín, Arequipa. 138p.
- James, D. (1971). Andean crustal and upper mantle structure: *Jour. Geoph. Res.*, v. **76**, 14, 3246-3271.
- Jenks, W. (1948). Geology of the Arequipa quadrangle. *Ins. Geol. Peru. Boll.* 9
- Jordan, et al. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull.* **94**. 341-361
- Klein, F. (1978). Hypocenter location program Hypoinverse. *U.S. Geological Survey*. OpenFile Report, 78-694.
- Kanamori, H., Anderson, D., (1977). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.* **65**, 1073-1095.
- Koyanagi, R. (1968). Procedure for routine analyses and clasification of seismic at the Hawaian Volcano Observatory. Part I. *U. S. Geological Survey*. Hawaian Volcano Observatory. 43p.

- Lahr, J. (1998). Hypoellipse a computer program for determining local a regional earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first motion pattern.
- Latter, I. (1979). Types and classification of volcanic earthquakes, 1976-1978. Geophysical Division Volcanological Observations at Tongariro National Park, *Department of Scientific and Industrial Research Report N°150*, 60pp.
- Lazo, M. (1995). Características de la actividad sísmica intraplaca continental en el sur de Perú: II Seminario Latinoamericano Volcanes Sismos y Prevención. pp. 82-84.
- Lazo, M., Kosaka, R., Minaya, A., Gonzales, E. y Soto, J. (1991). Evaluación de la actividad sísmica del volcán Sabancaya: VII Congreso Peruano de Geología, Lima: volumen de resúmenes extendidos.19-21.
- Lee, W y Lahr, J. (1975). HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes: *U.S. Geological Survey Open-file Report 75-31*
- Legros, F. (1995). Volcanes en la región Sur de Perú. 16p.
- Lindo, R. (1993). Sismotectonique des Andes du Perou Central: apport des donnes sismologiques de haute precision. These de doctorat.
- Macedo, O y Lessage, P., (1997). La actividad sísmica de los volcanes activos Sabancaya y Ubinas (Sur de Perú). Resúmenes extendidos del IX Congreso Peruano de Geología. *Soc. Geol. del Perú*. Vol. Esp., 1, pp. 463-466.
- Malone, S. (1983). Volcanic earthquakes: Examples from Mount St. Helens, in *Earthquakes: Observations, theory and interpretation* , edited by H. Kanamori and E. Boschi, *Elsevier, New York*. 436-455 p.

- Marocco, R. (1978). Géologie des Andes péruviennes: un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes: la deflexión d'Abancay. Etude géologique de la Cordillera Orientale et des hauts Plateaux entre cuzco et San Miguel Sud du Pérou: Trav. Doc. ORSTOM 94.
- Mattauer, M. (1989). Monts et Merveilles, Beautés et richesses de la Géologie. Hermann Editores de Ciencias y Arte. Paris, Francia.
- Megard, F. (1978). Etude Géologique des Andes du Pérou Central, contribution à l'étude géologique des Andes, 1: *Paris, Mémoires ORSTOM* no 86.
- Mercier, J. (1981). Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc. Comparison with the Andes of south Perú-north Bolivia: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A300**, 337-355.
- Mering, C., Huamán, R., Chorowicz, B. y Guillande, R. (1996). New data on the geodynamics of southern Perú from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images: *Tecton.*, **259**, 153-169
- Minakami, T. (1963). A note on earthquakes originating from volcanoes: *Geoph. Papers dedicated to professor Kenzo Sassa. Kyoto Un. Geoph.Inst., Kyoto.* 277-283p.
- Minakami, T. (1974). *Seismology of Volcanoes in Japan: Physical Volcanology. Elsevier, Amsterdam*, 1-27p.
- Minster, J. y Jordan, T. (1978), Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.* **83**, 5331-5354.
- Noble, D y Mckee, E. (1977). Spatial distribution of earthquakes and subduction beneath South America: *Comment. Geology.* **5.** 576-578

- Ocola, L. y Meyer, R. (1973). Crustal structure from the Pacific Basin to the Brazilian shield between 12° and 30° south latitude. 32p.
- Rivera, M. (1998). El volcán Ubinas (Sur del Perú): Geología, historia eruptiva y evaluación de las amenazas volcánicas actuales. Tesis geólogo UNMSM, Lima - Perú, 123 p.
- Rodríguez, A., Chirinos, L., Cuenca, J. y Rivera, M. (1989). Actividad de los volcanes Ubinas y Sabancaya: *Inf. Int. IGP*. 12p.
- Rodríguez, L., y Tavera, H. (1999). Determinación del área de resolución hipocentral asociado a la geometría de la Red Sísmica de Tablachaca a partir de sismos teóricos. *Inf. Int. IGP*, 33p.
- Rodríguez, L. y Tavera, H. (1989). Problemas asociados a la determinación hipocentral. Optimización-Parte II. Dirección de Servicios Técnicos-IGP, 110p
- Rodríguez, L. y Vásquez, M. (1987). Problemas asociados a la determinación hipocentral. Optimización-Parte I. *Inf. Int. IGP*, 60p
- Rodríguez, S. (1994). Programa para cálculo de hipocentros. *Inf. Int. Instituto Geofísico del Perú*.
- Sébrier, M., Lavenu, A. y Servant, M. (1980). Apuntes recientes sobre la neotectónica en los Andes Centrales (Perú-Bolivia): *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, **IX**, 1-2, p. 1-3.
- Sébrier, M., Mercier, J., Megard, F., Laubacher, G., Carey-Gailhardis, E. (1985). Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of Perú. *Tectonics*. **7**, 895-928.

- Simking, T. y Siebert, L. (1981). Volcanoes of the world. Smithsonian Institute, 212pp.
Hutchinson Ross Publ. Smithsonian Institution (1991a), Sabancaya *Global
Volcanism Network*, **16** (50): 16-17 Arequipa.
- Snoke et al. (1979). Subduction beneath western South America: evidence from
converted phases. *Geophys. J.R. Astron. Soc.* **59**, 219-225
- Stauder, W. (1975). Subduction of the Nazca Plate under Perú as evidenced by focal
mechanisms and by seismicity: *Jour. Geoph. Res.*, v. **80**, 5053-5061
- Shimozuru, D., Miyasaki, T., y Gyoda, N. (1969). Volcanological survey of Indonesian
volcanoes, 2. Seismic at Merapi volcano. *Bull. Earth. Res. Ins. Tokyo Univ.*, **47** (44),
969-990.
- Stauder, W. (1975). Subduction of the Nazca under Perú as evidenced by focal
mechanisms and by seismicity. *Jour. Geoph. Res.*, **80**, 1053-1064.
- Suárez, G., Molnar, P. y Burchfield, B. (1983). Seismicity, fault plane solutions, depth of
faulting and active tectonics of the central Andes: submitted to *Jour. Geoph. Res.*, v.
80, 1053-1064.
- Suárez, G., Cagnepain, J., Cisternas, A., Hatzfeld, D., Molnar, P., Ocola, I., Roecker, S., y
Viode, J. (1982). Tectonic deformation of the Andes and configuration of the
subduction slab in central Perú: Results from a microseismic experiment. *Jour.
Geoph.* In press
- Tacher, W. y Hanks, T. (1973). The use of body-wave spectra in the determination of
seismic-source parameters. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **67**, 561-589.

- Tavera, H., y Buforn, E. (1998). Sismicidad y Sismotectónica de Perú. En: Sismicidad y Sismotectónica de Centro y Sudamérica; Buforn, E., y Udías, A., (eds.), Física de la Tierra, Univ. Complutense de Madrid, 10, 187-219.
- Tavera, H., (2000). Análisis de la Actividad Sísmica en la Cuenca del Mantaro (Tablachaca-Mantaro). Informe Técnico Anual 1999. Convenio Electroperú-IGP, 38 p.
- Tavera, H. y Antayhua, Y. (2000). Señales sísmicas de volcanes activos: ejemplos del volcán Sabancaya, Arequipa (Perú). *Bol. Soc. Geol. Perú*, v. **90**: p. 107-119.
- Tilling, R. (1989). Volcanic hazards and their mitigation: progress and problems: *Rev. Geoph.*, **27**, 2: 237-269.
- Thouret, J-C., Gourgaud, A., Guillande, R., Y Salas, G. (1995a). La actividad eruptiva del volcán nevado Sabancaya (Sur de Perú): geología, sensores remotos, evaluación y mapeo de zonas de riesgo. Resúmenes Extendidos. Seminario Taller: Evaluación de la Litósfera en los Andes Peruanos y sus márgenes. Programa PICG, 188. Lima Perú.
- Thouret, J-C., Gourgaud, A., Uribe, M., Rodriguez, A., Guillande, R. y Salas, G. (1995b). Geomorphological and geological survey and remote sensing of the current activity of Nevado Sabancaya strato volcano (South Peru): assessment for hazard-zone mapping. *Z. Geomorph. N-E.*, **39**, 4, 515-535.
- Tokarev, D., (1981). Sismology of Kamchutka volcanoes (in russian). Nauka pres. Moscow. Pp 164.
- Tsuruga, K., Yomogida, K., Hoda, S., Ito, H., Ohminato, T. y Kawakatsu, H. (1997). Spatial and variations of volcanic earthquakes at Sakurajima volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **75**, 337-358.

Uribe, M. (1995). Evaluación de la actividad sísmica en relación con el proceso eruptivo del volcán Sabancaya y el valle del Colca. Resúmenes Extendidos. Seminario Taller: Evaluación de la Litosfera en los Andes Peruanos y sus márgenes. Programa PICG 288. Lima Perú.

Vicente, J., Sequeiros, F., Valdivia, A. y Zavala J., (1979). Sobre el escurrimiento Cincha-Lluta: elemento del accidente mayor andino al NW de Arequipa. *Bol. Soc. Geol. Perú*, T. **61** pp. 67-99, 12 fig.

Wadati, H. (1933). In: Bath. M. (1973), Introduction of seismology. Birkhauser Verlag Basel, 395p.

ANEXO 1

PARAMETROS HIPOCENTRALES DE LOS SISMOS REGISTRADOS POR LA
RED SÍSMICA TELEMETRICA DEL VOLCAN SABANCAYA DURANTE EL
PERIODO 1993 Y 1995

Fecha	Tiempo	Latitud	Longitud	Prof.	ML	rmc
1993/07/17	4:14: 9.51	-15.680	-71.791	13.8	3.0	0.2
1993/07/29	2:38:52.83	-15.724	-71.822	11.3	3.0	0.2
1993/08/01	17: 8: 9.59	-15.701	-71.800	8.7	3.0	0.2
1993/08/22	22:34:15.67	-15.717	-71.797	13.2	3.0	0.1
1993/08/26	3:53:26.10	-15.832	-71.842	12.4	3.0	0.1
1993/09/02	2: 6:54.44	-15.939	-71.821	27.5	3.1	0.1
1993/09/02	15: 6: 3.06	-15.825	-71.823	4.8	2.9	0.1
1993/09/02	23: 4:20.55	-15.816	-71.831	12.2	3.0	0.1
1993/09/03	5:24:53.86	-15.716	-71.859	13.7	3.0	0.1
1993/09/03	7:51: 3.54	-15.682	-71.877	8.0	2.9	0.2
1993/09/03	10: 4:51.20	-15.718	-71.862	13.4	3.0	0.1
1993/09/10	22:47:16.55	-15.658	-71.855	14.3	3.0	0.2
1993/09/14	23:58: 6.44	-15.659	-71.862	5.1	2.9	0.2
1993/09/20	8:32: 5.36	-15.657	-71.958	9.0	2.9	0.1
1993/09/20	8:39:53.47	-15.726	-71.936	8.6	3.0	0.1
1993/09/20	9:41:44.20	-15.719	-71.892	15.1	2.9	0.1
1993/09/22	5:37:53.06	-15.737	-71.876	11.9	2.9	0.1
1993/09/23	14:43: 4.33	-15.602	-72.029	12.3	3.0	0.2
1993/09/27	19:43:31.05	-15.620	-72.087	10.1	3.0	0.2
1993/10/13	1:46:43.66	-15.702	-71.812	11.5	3.0	0.2
1993/10/13	1:47:22.84	-15.651	-71.799	10.7	3.0	0.2
1993/10/13	2: 2:10.07	-15.642	-71.811	9.3	3.0	0.2
1993/10/13	3: 1:32.61	-15.656	-71.782	14.6	3.0	0.2
1993/10/18	1:31: 2.86	-15.693	-71.823	10.2	3.0	0.2
1993/10/18	4:58:51.80	-15.697	-71.802	13.0	3.0	0.2
1993/10/27	9:23:19.27	-15.811	-71.744	5.7	2.9	0.1
1993/10/28	15: 0:47.76	-15.724	-71.806	15.1	2.9	0.2
1993/10/30	7:58:42.97	-15.678	-71.816	8.1	3.0	0.2
1993/11/01	14:44:27.41	-15.722	-71.762	29.2	3.1	0.1
1993/11/11	19:51:58.97	-15.837	-71.906	26.1	3.0	0.3
1993/11/12	20:42:27.89	-15.650	-71.811	21.2	3.1	0.2
1993/11/12	22:10:56.83	-15.661	-71.821	15.4	3.0	0.2
1993/11/15	8:58:56.55	-15.666	-71.845	13.2	3.0	0.2
1993/11/18	9:10: 4.66	-15.852	-71.764	12.6	3.0	0.1
1993/11/19	14: 6:12.41	-15.704	-71.814	19.1	3.0	0.2
1993/11/20	3:35:27.45	-15.704	-71.814	16.4	3.0	0.2
1993/11/21	15:36:17.60	-15.709	-71.810	15.4	3.0	0.2
1993/11/26	6:48:42.93	-15.759	-71.884	7.7	2.9	0.1
1993/07/10	6:21:36.02	-15.556	-71.742	2.2	2.2	0.2
1993/07/10	8:43: 8.05	-15.813	-71.742	6.1	2.4	0.1
1993/07/10	9:27:24.59	-15.792	-71.778	7.9	2.2	0.1
1993/07/10	9:29:19.64	-15.757	-71.793	3.8	2.2	0.1
1993/07/11	0:50:21.21	-15.762	-71.663	9.0	2.2	0.0
1993/07/11	1:48:54.75	-15.691	-71.814	10.4	2.2	0.2
1993/07/11	23: 9: 1.20	-15.685	-71.793	2.1	2.2	0.2
1993/07/13	0:33:24.55	-15.649	-71.891	23.3	2.3	0.2
1993/07/14	23: 9: 1.83	-15.863	-71.679	2.4	2.2	0.1
1993/07/17	8:32:20.56	-15.848	-71.707	9.3	2.2	0.1
1993/07/17	8:35:44.88	-15.813	-71.741	5.4	2.2	0.1
1993/07/19	21:45:58.73	-15.660	-71.776	20.0	2.3	0.2
1993/07/25	4:54:59.90	-15.671	-71.703	14.6	2.3	0.1
1993/07/25	21:49:27.18	-15.776	-71.642	18.5	2.3	0.0
1993/07/26	16:40:53.08	-15.776	-71.642	18.5	2.3	0.0
1993/07/27	7:19: .50	-15.739	-71.715	9.8	2.2	0.1
1993/07/30	19: 5:25.03	-15.772	-71.808	6.1	2.1	0.2
1993/08/02	14:48:17.39	-15.601	-71.704	17.3	2.3	0.2

Fecha	Tiempo	Latitud	Longitud	Prof.	ML	rmc
1993/08/03	4:38:39.61	-15.814	-71.797	11.9	2.2	0.1
1993/08/03	8:59:58.86	-15.803	-71.588	23.9	2.3	0.1
1993/08/08	1: 1:32.83	-15.695	-71.750	30.9	2.4	0.1
1993/08/08	15:24: 4.56	-15.898	-71.802	12.5	2.2	0.0
1993/08/08	22:40:48.25	-15.659	-71.830	4.5	2.2	0.2
1993/08/10	0:26: 6.77	-15.695	-71.745	17.1	2.3	0.1
1993/08/10	22:27:18.62	-15.617	-71.897	16.6	2.4	0.2
1993/08/11	5:19:40.76	-15.801	-71.844	12.7	2.2	0.1
1993/08/13	14:49:32.16	-15.820	-71.934	16.3	2.3	0.1
1993/08/13	21:13:19.87	-15.757	-71.798	19.4	2.3	0.1
1993/08/15	5:21:55.95	-15.761	-71.593	14.5	2.4	0.1
1993/08/17	3:57:33.80	-15.651	-71.806	19.4	2.3	0.2
1993/08/17	6: 6:16.39	-15.752	-71.775	16.3	2.3	0.1
1993/08/17	10: 9:10.25	-16.183	-72.178	48.7	2.6	0.5
1993/08/21	5:46:52.10	-15.854	-71.913	1.1	2.1	0.1
1993/08/22	2:33:30.74	-15.837	-71.955	7.1	2.2	0.1
1993/08/24	14:37:17.06	-15.600	-71.769	23.7	2.4	0.2
1993/08/25	7:50:17.85	-15.692	-71.867	17.7	2.3	0.2
1993/08/25	21:13:28.85	-15.770	-71.978	2.0	2.2	0.0
1993/08/25	21:31:54.02	-15.823	-71.818	14.9	2.2	0.1
1993/08/25	23:38:37.10	-15.875	-71.835	18.9	2.3	0.1
1993/08/26	4:48: 1.87	-15.833	-71.831	21.8	2.3	0.1
1993/08/26	6:21: 5.13	-15.729	-72.265	6.6	2.3	0.3
1993/08/26	8:59:16.57	-15.837	-71.843	12.8	2.2	0.1
1993/08/27	3:59:21.67	-15.851	-71.823	23.8	2.3	0.1
1993/08/29	22: 5:37.99	-15.740	-71.941	15.0	2.3	0.1
1993/09/02	7:53:15.67	-15.792	-71.993	1.2	2.2	0.0
1993/09/03	6:11:24.97	-15.720	-71.975	9.8	2.2	0.1
1993/09/03	8:28:16.89	-15.707	-71.970	2.3	2.2	0.1
1993/09/04	9:48:40.27	-15.834	-71.829	8.6	2.2	0.1
1993/09/05	19:15: .48	-15.653	-72.132	3.9	2.2	0.2
1993/09/06	8:31:22.14	-15.693	-71.740	17.8	2.3	0.1
1993/09/10	4:31:18.55	-15.841	-71.836	10.4	2.2	0.1
1993/09/10	6:41:45.41	-15.646	-71.771	6.7	2.2	0.2
1993/09/17	4:33:52.39	-15.884	-71.651	6.2	2.2	0.1
1993/09/17	6:14:31.89	-15.834	-71.816	4.2	2.1	0.1
1993/09/20	8:42:33.53	-15.670	-71.969	2.8	2.2	0.1
1993/09/20	9:33:49.00	-15.729	-71.948	9.1	2.2	0.1
1993/09/20	9:39: 3.24	-15.641	-71.703	0.9	2.2	0.1
1993/09/22	7:16:31.27	-15.660	-71.753	8.8	2.2	0.1
1993/09/23	14:43: 3.45	-15.572	-72.034	1.5	2.2	0.3
1993/09/23	14:43: 4.33	-15.602	-72.029	2.8	2.2	0.2
1993/09/23	16:58: 3.96	-15.497	-72.062	2.9	2.3	0.3
1993/09/27	19:17:42.22	-16.281	-71.692	6.1	2.3	0.4
1993/09/28	8:47: .61	-15.642	-71.958	7.4	2.2	0.2
1993/09/28	8:49:48.70	-15.616	-71.924	4.6	2.2	0.2
1993/10/03	13:49:52.74	-15.758	-71.715	9.8	2.2	0.1
1993/10/09	4:23: 8.91	-16.083	-71.445	22.8	2.4	0.4
1993/10/10	16:24:43.47	-15.760	-71.957	6.5	2.2	0.0
1993/10/13	3:38:53.00	-15.691	-71.789	12.0	2.2	0.1
1993/10/14	6:23: 3.08	-15.630	-71.792	16.4	2.3	0.2
1993/10/14	7:25: 5.01	-15.648	-71.790	13.5	2.3	0.2
1993/10/17	5:20: 7.68	-15.806	-71.778	14.2	2.2	0.1
1993/10/17	10:13:30.03	-15.847	-71.942	3.4	2.2	0.1
1993/10/18	1:29:24.04	-15.710	-71.800	17.2	2.3	0.2
1993/10/23	3:36:39.40	-15.744	-71.805	14.1	2.2	0.1

Fecha	Tiempo	Latitud	Longitud	Prof.	ML	rmc
1993/10/23	16:14:46.24	-15.671	-71.917	1.2	2.2	0.1
1993/10/24	6:16:52.66	-16.071	-71.559	3.8	2.2	0.3
1993/10/24	22:58:48.56	-15.739	-71.858	5.0	2.2	0.1
1993/10/25	3:26:26.91	-15.799	-71.909	9.5	2.1	0.1
1993/10/27	22:36:54.77	-15.734	-71.915	5.9	2.2	0.1
1993/10/29	4:27:38.40	-15.875	-71.788	2.9	2.2	0.0
1993/10/29	4:28:27.33	-15.707	-71.811	9.2	2.2	0.2
1993/10/29	8: 0:52.79	-15.637	-71.867	10.0	2.2	0.2
1993/10/29	18:35:33.66	-15.717	-71.895	11.8	2.2	0.1
1993/10/30	3:56: 1.95	-15.774	-71.616	17.1	2.3	0.1
1993/10/30	16:46:53.20	-15.732	-71.803	3.6	2.2	0.1
1993/10/31	9:37:48.04	-15.813	-71.825	10.7	2.2	0.1
1993/10/31	1: 6:57.10	-15.873	-71.813	13.3	2.2	0.1
1993/11/01	10:10:27.80	-15.778	-71.931	1.8	2.1	0.1
1993/11/01	16:58:44.97	-15.792	-71.942	5.1	2.1	0.0
1993/11/01	19:34:35.62	-15.729	-71.983	24.5	2.3	0.1
1993/11/01	21:21:35.68	-15.704	-71.774	2.6	2.2	0.1
1993/11/02	8:11:17.18	-15.729	-71.608	18.2	2.3	0.1
1993/11/02	21:32: 0.33	-15.741	-71.587	19.0	2.3	0.1
1993/11/03	6:33:32.99	-15.813	-71.565	17.4	2.3	0.1
1993/11/04	14: 3:13.64	-15.725	-71.944	5.2	2.2	0.1
1993/11/04	19:33:48.23	-15.710	-71.928	6.2	2.2	0.1
1993/11/05	4: 1:21.66	-15.815	-71.720	19.5	2.3	0.1
1993/11/05	8:27:26.42	-15.783	-71.978	4.4	2.2	0.0
1993/11/05	17:18:12.93	-15.685	-71.837	18.3	2.3	0.2
1993/11/05	17:20:22.65	-15.689	-71.810	20.5	2.3	0.2
1993/11/05	17:55:32.03	-15.691	-71.808	21.4	2.3	0.2
1993/11/05	20:27:56.08	-15.688	-71.837	17.2	2.3	0.2
1993/11/06	8: 4:17.35	-15.671	-71.808	15.3	2.3	0.2
1993/11/10	2:52:25.55	-15.815	-71.848	8.9	2.2	0.1
1993/11/10	18:10:21.93	-15.720	-71.683	17.3	2.3	0.1
1993/11/11	15:34:18.08	-15.710	-71.806	18.9	2.3	0.2
1993/11/11	15:35:36.71	-15.712	-71.820	12.5	2.2	0.2
1993/11/11	19:43: 3.21	-15.667	-71.829	20.0	2.3	0.2
1993/11/11	19:51:58.98	-15.945	-71.979	22.4	2.3	0.2
1993/11/11	21: 0: 2.10	-15.691	-71.820	9.9	2.2	0.2
1993/11/11	22:16:33.20	-15.673	-71.823	6.8	2.2	0.2
1993/11/12	1:37:27.77	-15.708	-71.807	18.6	2.3	0.2
1993/11/12	13:55: 1.40	-15.706	-71.742	23.9	2.3	0.1
1993/11/12	14:33:59.86	-15.732	-71.822	7.6	2.2	0.2
1993/11/12	14:29:54.20	-15.748	-71.797	17.1	2.3	0.1
1993/11/12	16:28: 1.16	-15.678	-71.812	13.7	2.3	0.2
1993/11/12	17: 0:31.96	-15.805	-71.799	19.3	2.3	0.1
1993/11/12	23:40:26.90	-15.662	-71.800	23.5	2.3	0.2
1993/11/13	0:45:39.12	-15.762	-71.788	20.9	2.3	0.1
1993/11/13	1:29:49.43	-15.691	-71.784	22.0	2.3	0.1
1993/11/13	2:55: 8.90	-15.728	-71.837	16.1	2.3	0.2
1993/11/13	8:39:45.99	-15.703	-71.810	15.3	2.3	0.2
1993/11/13	15:12:11.28	-15.688	-71.819	15.6	2.3	0.2
1993/11/13	15:58: 7.92	-15.710	-71.837	19.3	2.3	0.2
1993/11/13	17: 2:17.43	-15.701	-71.830	18.9	2.3	0.2
1993/11/13	17:12:32.68	-15.696	-71.821	14.2	2.3	0.2
1993/11/15	8:16:54.43	-15.682	-71.910	1.8	2.2	0.1
1993/11/15	14:46: 8.83	-15.681	-71.802	26.1	2.3	0.2
1993/11/15	18:58:51.32	-15.872	-72.083	7.8	2.2	0.1
1993/11/15	20:27:34.89	-16.012	-71.799	36.6	2.4	0.1

Fecha	Tiempo	Latitud	Longitud	Prof.	ML	rmc
1993/11/15	23:28:19.93	-15.758	-71.992	6.8	2.2	0.0
1993/11/17	22: 8:27.79	-15.674	-71.825	14.2	2.3	0.2
1993/11/14	23:50:57.81	-15.699	-71.806	13.7	2.3	0.2
1993/11/19	5:16:53.03	-15.990	-72.032	23.1	2.4	0.2
1993/11/19	13:53:16.05	-15.698	-71.768	19.4	2.3	0.1
1993/11/19	14:37: 8.52	-15.653	-71.833	12.2	2.4	0.2
1993/11/19	20:50:27.31	-15.688	-71.815	16.4	2.3	0.2
1993/11/20	1:52: 9.83	-15.701	-71.811	15.4	2.3	0.2
1993/11/20	5:37:52.81	-15.722	-71.813	10.1	2.2	0.2
1993/11/20	7:41:54.59	-15.699	-71.842	15.9	2.3	0.2
1993/11/21	22: 5: 3.81	-15.707	-71.811	18.2	2.3	0.2
1993/11/21	23:29:25.54	-15.690	-71.725	19.6	2.3	0.1
1993/11/24	0:50:14.32	-15.637	-71.691	1.1	2.2	0.1
1993/11/26	21:27:46.04	-15.683	-71.648	18.0	2.3	0.1
1993/12/01	15:44:23.57	-15.698	-71.816	1.2	2.2	0.2
1993/12/01	15:46:18.10	-15.854	-71.589	3.4	2.2	0.1
1993/12/03	9:28:58.34	-15.636	-71.638	14.9	2.3	0.1
1993/12/07	1:43:32.97	-15.766	-71.790	6.6	2.1	0.1
1993/12/07	4:46:22.10	-15.728	-71.804	21.3	2.3	0.2
1993/12/07	23:47:19.84	-15.668	-71.842	19.4	2.3	0.2
1993/12/07	23:50:41.09	-15.704	-71.832	11.8	2.2	0.2
1993/12/12	6:37:57.04	-15.715	-71.827	16.0	2.3	0.2
1993/12/13	5:23:21.76	-15.941	-71.747	10.8	2.2	0.1
1993/12/16	9: 6: 4.98	-15.777	-71.755	10.1	2.2	0.1
1993/12/16	20: 9: 6.14	-15.789	-71.874	5.2	2.2	0.1
1993/12/17	4:34:16.50	-15.791	-71.771	16.3	2.3	0.1
1993/12/17	17: 4:11.93	-15.715	-71.628	11.3	2.4	0.1
1993/12/18	23:35:34.98	-15.875	-71.594	4.2	2.2	0.1
1993/12/20	3:50:35.83	-15.943	-71.495	15.2	2.3	0.3
1993/12/20	9: 1:58.96	-15.473	-71.717	8.1	2.2	0.3
1993/12/20	9: 3:40.93	-15.639	-71.803	16.3	2.3	0.2
1993/12/20	16:39:57.39	-15.643	-71.792	15.2	2.3	0.2
1993/12/20	16:41:33.93	-15.683	-71.802	16.1	2.3	0.2
1993/12/20	17: 1:28.79	-15.696	-71.774	18.5	2.3	0.1
1995/07/13	7:53:25.26	-16.027	-71.822	21.4	2.3	0.1
1995/08/09	3:38: 5.61	-15.841	-71.784	14.0	2.2	0.1
1995/08/11	8:26:14.05	-15.501	-71.630	5.8	2.2	0.3
1995/08/30	16: 4:18.97	-15.876	-71.758	11.9	2.3	0.1
1995/10/19	14:55:25.09	-15.787	-71.766	10.0	2.1	0.1
1995/10/25	18:31:57.59	-15.780	-71.728	8.2	2.1	0.1
1995/10/27	5:40:42.57	-15.649	-71.981	8.9	2.2	0.2
1995/10/27	12:22:53.96	-15.834	-71.802	3.2	2.1	0.1
1995/10/29	15: 9: 7.48	-15.923	-71.686	13.2	2.2	0.1
1995/10/30	20:10:49.81	-15.623	-72.080	15.0	2.2	0.2

ANEXO 2

PARAMETROS HIPOCENTRALES DE LAS REPLICAS DEL SISMO DE
CABANA CONDE (1998) REGISTRADOS POR LA RED SÍSMICA TEMPORAL
INSTALADA POR EL INSTITUTO GEOFISICO DE LA UNIVERSIDAD
NACIONAL DE SAN AGUSTIN

Fecha	Tiempo	Latitud	Longitud	Prof.	ML	rmc
1998/04/19	20:33:30.44	-15.64	-71.98	10.5	2.0	0.1
1998/04/19	21:49:27.27	-15.67	-72.00	9.2	2.0	0.0
1998/04/19	23:52:24.72	-15.68	-72.00	8.5	2.0	0.1
1998/04/20	2:21:37.77	-15.65	-72.07	7.9	2.0	0.1
1998/04/20	3:37: 5.92	-15.66	-71.98	7.1	2.0	0.0
1998/04/20	3:38:19.86	-15.67	-71.96	6.7	2.0	0.0
1998/04/20	3:44:25.86	-15.64	-71.97	7.8	2.0	0.0
1998/04/20	4:29:11.03	-15.65	-71.97	7.5	2.0	0.1
1998/04/20	5:44:44.66	-15.68	-71.95	5.0	2.0	0.0
1998/04/20	6:26:28.09	-15.68	-72.04	6.4	2.0	0.0
1998/04/20	9:40:46.10	-15.67	-71.97	6.2	2.0	0.0
1998/04/20	11:31:11.05	-15.67	-72.00	7.8	2.0	0.1
1998/04/20	12: 8:30.55	-15.70	-72.04	7.2	2.0	0.1
1998/04/20	13:27: 8.49	-15.73	-71.96	2.5	2.0	0.6
1998/04/20	13:29:11.44	-15.67	-71.97	5.1	2.0	0.0
1998/04/20	21: 3:36.33	-15.67	-71.97	6.1	2.0	0.1
1998/04/21	4:43:54.34	-15.67	-72.05	5.8	2.0	0.0

ANEXO 3

PARTICIPACION DEL AUTOR EN TRABAJOS DE INVESTIGACION
DURANTE LA REALIZACION DEL PRESENTE ESTUDIO