

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA

FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA



**“ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD DISTAL DEL VOLCÁN MISTI
PARA EL PERIODO 2011”**

Tesis presentada por el Bachiller
ROSA MARIA ANCCASI FIGUEROA

Para optar el título Profesional de
INGENIERA GEOFÍSICA

AREQUIPA - PERÚ

2016

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA
FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA**

**“ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD DISTAL DEL
VOLCÁN MISTI PARA EL PERIODO 2011”**

Rosa Maria Anccasi Figueroa

TESIS DE GRADO

Asesor:

Dr. Orlando Efraín Macedo Sánchez.

AREQUIPA - PERÚ

2016

Dedicatoria

A:

Dios, por darme la oportunidad de vivir y por estar conmigo en cada paso que doy, por fortalecer mi corazón e iluminar mi mente y por haber puesto en mi camino a aquellas personas que han sido mi soporte y compañía durante todo el periodo de estudio.

Mi madre Leonarda Figueroa, por haberme apoyado en todo momento, por sus consejos, sus valores, por la motivación constante que me ha permitido ser una persona de bien, pero más que nada, por su amor.

Mi padre Apolinar Anccasi, por los ejemplos de perseverancia y constancia que lo caracterizan y que me ha infundado siempre, por el valor mostrado para salir adelante y por su amor.

Mis hermanos, Guadalupe y Dylan, por estar conmigo y apoyarme siempre, los quiero mucho.

AGRADECIMIENTO

En primer lugar le doy infinitamente gracias a Dios por haberme acompañado y guiado a lo largo de mi carrera, por ser mi fortaleza en los momentos de debilidad y por brindarme una vida llena de aprendizajes, experiencias y felicidad.

Al Observatorio Vulcanológico del Sur del INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ, por haberme brindado la oportunidad de realizar mi tesis en sus instalaciones y poder ampliar mis conocimientos en sismología.

Agradezco a mi asesor de tesis Dr. Orlando Macedo, por haber confiado en mi persona, por su paciencia, por su valiosa dirección y apoyo por seguir este camino y llegar a la conclusión del mismo. Cuya experiencia y educación ha sido mi fuente de motivación durante este tiempo.

Quisiera hacer extensiva mi gratitud al ing. Riky Centeno, por ser el principal artífice para la realización de este proyecto, por impartirme conocimientos, brindarme su orientación y ayuda constante, quien con sus enseñanzas, su experiencia, su paciencia y su motivación ha logrado en mí que pueda terminar la tesis. Mil Gracias!

Al ing. Roger Machacca, por haberme brindado su apoyo, sus enseñanzas y su amplia experiencia en todo lo relacionado a la sismología.

Mis agradecimientos a todos mis amigos y compañeros, se merecen muchas y buenas palabras, ya que con ellos he compartido horas de trabajo y buenos ratos, lo cual no tiene precio. Por todo el tiempo que me han dado, por las conversaciones científicas de lo que tanto provecho he sacado, por la amistad.

Un especial agradecimiento a Lurdes y Doris, por brindarme sus consejos y palabras de aliento cuando pensé ya no concluir esta etapa.

Todo esto nunca hubiera sido posible sin el amparo incondicional que me otorgaron y el cariño que me inspiraron mis padres, mis hermanos, mis abuelitos y mis tíos que de forma incondicional, siempre estuvieron ahí para darme sus palabras de aliento. Las palabras nunca serán suficientes para darles todo mi aprecio y mi agradecimiento.

A todos ustedes, mi mayor reconocimiento y gratitud.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN.....	1
INTRODUCCIÓN GENERAL.....	2
CAPÍTULO I	
GENERALIDADES.....	4
1.1. ÁREA DE ESTUDIO	4
1.2. OBJETIVOS.....	6
1.3. TRABAJOS ANTERIORES	6
1.4. INTERÉS DEL ESTUDIO.....	9
CAPÍTULO II	
GEODINÁMICA, GEOLÓGIA Y PRINCIPALES ESTRUCTURAS	10
2.1. GEODINÁMICA.....	10
2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	13
a. Complejo Basal de la Costa	13
b. Volcánico Chocolate	13
c. Formación Socosani.....	14
d. Grupo Yura	14
e. Grupo Tacaza.....	14
f. Volcánico Sencca.....	15
g. Grupo Barroso	15
h. Depósitos Recientes.....	15
2.3. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	16
2.3.1. Estratigrafía y evolución del volcán Misti	16
2.4. PRINCIPALES ESTRUCTURAS.....	20
2.5. BREVE HISTORIA ERUPTIVA DEL VOLCÁN MISTI	23

CAPÍTULO III

SISMICIDAD DE LA ZONA24

3.1. ACTIVIDAD SÍSMICA ACTUAL DEL VOLCÁN MISTI	25
3.1.1. Sismos volcano-tectónicos (VT).....	25
3.1.2. Sismos de largo periodo (LP)	26
3.1.3. Tremor volcánico	28
3.2. TÉCNICAS DE ANÁLISIS ESPECTRAL.....	29
3.2.1. El espectro	29
3.2.2. El espectrograma de señales sísmicas	30
3.3. LOCALIZACIÓN HIPOCENTRAL.....	31
3.3.1. Método de Geiger	32
3.4. MECANISMOS FOCALES.....	34
3.4.1. Método de Primeras Polaridades de las Ondas P	34

CAPITULO IV

ADQUISICIÓN, PROCESAMIENTO Y METODOLOGÍA EMPLEADA37

4.1. RED SÍSMICA.....	38
4.2. INSTRUMENTACIÓN	41
4.2.1. Digitalizadores.....	41
4.2.2. Sensores.....	41
4.3. PERIODO DE FUNCIONAMIENTO	43
4.4. PROCESAMIENTO DE DATOS.....	45
4.4.1. Análisis espectral	46
4.4.2. Lectura de datos	47
4.4.3. Modelo de velocidades	48
4.4.4. Localización de sismos	50
4.4.5. Magnitud Local.....	52
4.4.6. Mecanismo Focal	52

CAPÍTULO V

ANÁLISIS DE LOS DATOS.....59

5.1. DATOS.....	60
5.2. LOCALIZACIÓN DE SISMOS.....	61

5.2.1. Selección del Modelo de Velocidades	61
5.2.2. Distribución espacial de Sismos.....	62
5.3. SISMOS DE LA ZONA BATOLITO.....	66
5.3.1. Características	66
5.3.2. Distribución en Profundidad	67
5.4. SISMOS DE LA ZONA CHACHANI.....	68
5.4.1. Características	68
5.4.2. Distribución en Profundidad	73
5.4.3. Mecanismos Focales	76
CAPÍTULO VI	
DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS.....	78
6.1. ACTIVIDAD SÍSMICA DEL VOLCÁN MISTI Y ALREDEDORES (DVTS).....	79
6.2. PRINCIPALES ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS ASOCIADAS AL COMPLEJO VOLCÁNICO CHACHANI	80
6.3. DISCUSIÓN Y PLANTEAMIENTO DE UN MODELO DE FUENTE	82
CONCLUSIONES	84
RECOMENDACIONES	877
BIBLIOGRAFÍA	888
ANEXOS	94

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO I : GENERALIDADES

Figura 1.1.- *En el mapa a la izquierda se muestran los volcanes activos del sur del Perú, resaltando la ubicación de la zona de estudio. En la parte inferior izquierda se aprecia las zonas volcánicas en Sudamérica: Zona Volcánica de los Andes del Norte (ZVN), Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVC), Zona Volcánica de los Andes del Sur (ZVS) y Zona Volcánica Austral (ZVA) (De Silva & Francis, 1991); y en lado derecho la ampliación de la zona de estudio. 5*

CAPÍTULO II: GEODINÁMICA, GEOLÓGIA Y PRINCIPALES ESTRUCTURAS

Figura 2.1.- *Esquema del Cinturón de fuego y la distribución de las placas tectónicas 11*

Figura 2.2.- *Esquema del proceso de convergencia de la placa de Nazca (oceánica) y la Sudamericana (continental). F1 y F2 indica la dirección de desplazamiento de las placas según DeMets et al (1990). Las líneas discontinuas indican la ubicación y orientación de la Fractura de Mendaña y Dorsal de Nazca..... 12*

Figura 2.3.- *Vista general de la ubicación de los depósitos de los grupos que conforman el volcán Misti en el flanco NW. (Foto de J. Mariño). 16*

Figura 2.4.- *Mapa geológico del volcán Misti (Modificado de Thouret et al, 2001)..... 17*

Figura 2.5.- *Depósitos de caída de ceniza y pómez del Misti 3 y 4. (Foto de J. Mariño). 19*

Figura 2.6.- *Secuencia de flujos piroclásticos y lahares, correlacionados con los depósitos de los edificios Misti 3 y Misti 4. En total posee más de 30 m de espesor. Quebrada Honda, aproximadamente a 8 km al sur del cráter del volcán Misti. (Foto de J. Mariño). 20*

Figura 2.7.- *Carta Geológica estructural a nivel regional incluyendo al complejo Chachani. El diagrama morfo-tectónico muestra áreas definidas por Carlotto et al. (2009). La base litológica fue tomada de GEOCATMIN (datos geológicos publicados por INGEMMET). (Aguilar R, 2014)..... 21*

Figura 2.8.- *Mapa estructural del complejo Volcánico Chachani superpuesto a un modelo digital de elevación SRTM. En la imagen de la esquina derecha superior las flechas oscuras indican la dirección de las fuerzas de compresión y distensión σ_1, σ_3 . (Aguilar R, 2014) 22*

CAPÍTULO III: SISMICIDAD VOLCÁNICA

Figura 3.1.- Ejemplo de un evento Volcánico – tectónico (VT) registrado el 10/03/2007 en el volcán Misti. Su contenido espectral varía de 2 a 10 Hz, con un pico de frecuencia en 6 Hz y una duración de 15 segundos (Fuente OVS-IGP).	26
Figura 3.2.- Ejemplo de un evento Largo periodo (LP) registrado el 18/06/2006 en el volcán Misti. Su contenido espectral varía de 1 a 5 Hz, con un pico de frecuencia en 3 Hz y una duración de 16 segundos (Fuente OVS-IGP).	27
Figura 3.3.- Ejemplo de un evento Tornillo (TOR) registrado el 25/05/2008 en el volcán Misti. (Fuente OVS-IGP).	27
Figura 3.4.- Ejemplo de un evento Tremor Espasmódico registrado el 19/02/2006 en el volcán Misti. (Fuente OVS-IGP).	28
Figura 3.5.- Ejemplo de un evento Tremor Armónico registrado el 12/01/2006 en el volcán Misti. (Fuente OVS-IGP).	28
Figura 3.6.- Ejemplo de una señal en su representación temporal y espectral de una senoide infinita.	30
Figura 3.7.- Espectrograma de señales registradas en el volcán de las Calmas-Islas Canarias.	31
Figura 3.8.- Representación del cálculo del mecanismo de foco del terremoto mediante el método de las primeras polaridades de Ondas P.	35
Figura 3.9.- Obtención de las polaridades de movimiento vertical para la fase P de diferentes estaciones sísmicas, (A-N) y representación en proyección estereográfica de dichas polaridades para la obtención del mecanismo de foco del terremoto.	36
Figura 3.10.- Representación de los mecanismos focales más comunes y sus correspondientes fallas generadoras.	36

CAPÍTULO IV: ADQUISICIÓN, PROCESAMIENTO Y METODOLOGIA EMPLEADA

Figura 4.1.- Distribución de las estaciones sísmicas antes mencionadas, durante la campaña sísmica del año 2011.	40
Figura 4.2.- Estación sísmica MIniTitan 3XT de 1 y 4 diodos.	41
Figura 4.3.- Izquierda: Sensor sísmico Guralp 6TD, con GPS; Derecha: Sismómetro Guralp CMG-40.	42
Figura 4.4.- Sismómetro SERCEL L-4C.	42
Figura 4.5.- Periodo de funcionamiento de las estaciones sísmicas de la campaña sísmicas del volcán Misti en el año 2011.	45
Figura 4.6.- Señal sísmica registrada el 02 de mayo del 2011 en la estación M04. La amplitud está en cuentas y la duración en segundos.	46
Figura 4.7.- Espectro de la señal registrada el 02 de mayo del 2011 en la estación M04. Con una frecuencia pico de 3.45 Hz.	46
Figura 4.8.- Espectrograma de la señal registrada el 02 de mayo del 2011 en la estación M04. Se observa que las frecuencias se concentran menores a 20 Hz.	46
Figura 4.9.- En el cuadro rojo se muestra un ejemplo de un sismo registrado el día 16 de julio del 2011 a las 21:00 horas por las estaciones CAY, M15, M18, PIT y PIC. La señales que se observan muestran solo la componente Z.	47

Figura 4.10.- Ejemplo de un sismo registrado el día 09 de agosto del 2011 a las 07:00 horas por la estación M04. Representa un sismograma con sus tres componentes y fases P y S.....	48
Figura 4.11.- Ejemplo de un sismo registrado el día 09 de agosto del 2011 a las 07:00 horas por la estación M04. Representa un sismograma con sus tres componentes y fases P y S visualizado en el programa “readPS”.....	48
Figura 4.12.- Gráfica del modelo de velocidad empleado para la onda P y S.....	50
Figura 4.13.- Archivo STATION0.HYP, usado para procesamiento de datos sísmicos en el programa SEISAN.....	53
Figura 4.14.- Conversión de datos de formato SAC a SEISAN.....	54
Figura 4.15.- Izquierda: Picado de fases P y S, derecha: Picado de coda de los sismos.....	54
Figura 4.16.- Ventana del programa FOCMEC, evento del 23 de abril del 2011.....	55
Figura 4.17.- Izquierda: Picado de la amplitud máxima en la fase P. Derecha: Picado de fase S y amplitud máxima en la componente tangencial.....	56
Figura 4.18.- Ventana del programa HASH, evento del 23 de abril del 2011.....	57
Figura 4.19.- Ventana del programa FPFIT, evento del 23 de abril del 2011.....	57
Figura 4.20.- Ejemplo de las soluciones de planos de falla de los diferentes programas: FOCMEC (solución de color rojo), FPFIT (solución de color verde) y HASH (solución de color azul). Evento del 23 de abril del 2011.....	58

CAPÍTULO V: ANÁLISIS DE DATOS

Figura 5.1.- Número de eventos por estación sísmica dentro de la campaña sísmica del año 2011.....	60
Figura 5.2.- Curva de Wadati obtenida para los eventos sísmicos registrados en este estudio.....	61
Figura 5.3.- Errores en las componentes horizontales (E_{rx} , E_{ry}), la profundidad (E_{rz}) y el RMS, para los modelos propuestos por Dorbath et al.,1991 y Grange et al, 1984, con respecto a la relación de velocidad de $V_p/V_s = 1.68$. Se observa valores de error menores para el caso del modelo de Dorbath et al. (1991).....	62
Figura 5.4.- Mapa de distribución de la sismicidad y estaciones sísmicas durante el 2011 en el volcán Misti.....	64
Figura 5.5.- Mapa de la distribución de la sismicidad y delimitación de la zona Chachani y Batolito.....	65
Figura 5.6.- Ocurrencia de los eventos registrados en la zona Batolito, por la campaña sísmica del volcán Misti en el 2011.....	696
Figura 5.7.- Histograma de duración de eventos sísmicos de la zona Batolito.....	697
Figura 5.8.- Magnitudes calculadas para los sismos de la zona Batolito.....	67
Figura 5.9.- Arriba: Mapa de las secciones sísmicas E-W dentro de la zona Batolito; abajo: Sección Este-Oeste; El nivel 0 indica el nivel medio del mar.....	68
Figura 5.10.- Ocurrencia de los eventos registrados en la zona Chachani, por la campaña sísmica del volcán Misti en el 2011.....	69
Figura 5.11.- a. Histograma de frecuencias principales observadas; b. Histograma de duración de eventos sísmicos.....	69
Figura 5.12.- Ejemplo de un sismo tipo VT registrado el día 16 de julio, en 06 estaciones de la Red sísmica.....	70

Figura 5.13.- Apilado de 23 formas de onda registrados durante el año 2011, en la zona Chachani.....	71
Figura 5.14.- Interferograma de sismos registrados durante el año 2011, en la zona Chachani.	71
Figura 5.15.- Histograma de Magnitudes calculadas para la Zona Chachani.	72
Figura 5.16.- Superior: Magnitudes calculadas para los sismos de la zona Chachani. Inferior: Enjambre de sismos de las magnitudes de la zona Chachani.....	723
Figura 5.17.- Mapa de secciones sísmicas E-W y N-S dentro de la zona Chachani; a. Sección Oeste-Este; b. Sección Norte-Sur. En la ordenada se tiene las altitudes en kilómetros. El nivel 0 indica el nivel medio del mar.	75
Figura 5.18. - Mecanismo focal de los sismos registrados en la campaña sísmica marzo-diciembre del 2011 dentro de la zona Chachani. Los cuadrantes en rojo representan la tensión y los blancos a la presión.	77

CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Figura 6.1.- Actividad sísmica del volcán Misti, entre julio del 2011 y julio del 2012. LP= Periodo Largo, VT= Volcano Tectónico. (Fuente OVS-IGP).	79
Figura 6.2.- Perfil Este – Oeste de la sismicidad de la zona Chachani y sismos VT registrados en el volcán Misti durante el 2001-2013 (Fuente IGP – OVS).....	80
Figura 6.3.- Mecanismos focales de sismos registrados en la zona Chachani que sugieren una misma fuente.	81
Figura 6.4.- El esquema indica que los sismos en el volcán Chachani son originados por un sistema de fallas y/o lineamientos locales. En general tenemos zonas de presión que estarían causando los sismos.....	83

ÍNDICE DE TABLAS

CAPÍTULO IV: ADQUISICIÓN, PROCESAMIENTO Y METODOLOGÍA EMPLEADA

Tabla 4.1.- Datos generales de las estaciones instaladas en la campaña sísmica del 2011....	39
Tabla 4.2.- Características del funcionamiento de las estaciones de la campaña sísmica del 2011.....	44
Tabla 4.3.- Modelos de velocidad evaluados en el presente estudio. V_p = velocidad de la onda P y Prof.= profundidad del nivel inferior de la capa.....	49
Tabla 4.4.- Modelo de velocidades (modificado de Dorbath et al, 1991).....	49
Tabla 4.5.- Archivos de entrada para el programa HYPOELLIPSE 1.0.....	51
Tabla 4.6.- Principales archivos de salida del programa HYPOELLIPSE 1.0.....	51

CAPÍTULO V: ANÁLISIS DE DATOS

Tabla 5.1.- Parámetros de los mecanismos focales de los sismos de la campaña sísmica en el volcán Misti en el periodo marzo-diciembre (2011).....	766
--	-----

RESUMEN

El presente estudio consiste en el análisis de la sismicidad volcano-tectónica (dVT) del volcán Misti, durante el periodo marzo-diciembre del 2011 por medio del análisis de 27 estaciones sísmicas. Se identificaron inicialmente 243 sismos de fractura, sin embargo de ellos se localizaron 111 con fases claras P y S, como resultado se determinó dos zonas sismogénicas denominadas “Zona Batolito” y “Zona Chachani”; la primera, se encuentran a lo largo del batolito de la Caldera siendo esta puramente tectónica, con profundidades que varían entre los 5 y 35 km de profundidad respecto al nivel del mar y magnitudes entre 1.6 y 2.7 Ml; respecto a la segunda zona, esta fue localizada sobre el flanco suroeste del volcán Chachani, constituida de 65 sismos, localizados a 20 km de distancia desde el volcán Misti, esta zona se caracteriza por presentar agrupados espacialmente superficiales, con profundidades <12 km y magnitudes que varían entre 1.4 y 3.2 Ml; por otro lado la sismicidad en esta zona se encuentra en un área de sistemas de fallas y/o alineamientos inferidos. La solución obtenida para el mecanismo focal de los sismos que pertenecen a la Zona Chachani, corresponde en su mayoría a un mecanismo transcurrente tipo inverso, que estarían originados por procesos de deformación compresiva con una orientación SW-NE.

Dentro del análisis de los sismos originados en la zona Chachani, existe una sismicidad correspondiente a eventos tipo dVT (VT distales) que es posible que estén asociados al volcán Misti pues al menos una parte de ellos (eventos del 14 al 31 de julio) se presentaron en enjambre sísmico. Este hecho estaría asociado a una influencia de cuerpos magmáticos cercanos ya que se encuentran a tan solo 20 km de distancia desde el cráter y menos de 12 km de profundidad

La zona Chachani identificada debe ser, por tanto, objeto de vigilancia, pues en la eventualidad de una reactivación de alguno de los volcanes mencionados, es plausible que las zonas de mayor debilidad actual sean las primeras en mostrar alta sismicidad dVT.

INTRODUCCIÓN GENERAL

La actividad tectónica en América del sur esta principalmente influenciada por la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Continental de Sudamérica, como resultado de este proceso se dio origen a la cordillera de los Andes y al Volcanismo en esta zona, la cual en: la zona volcánica de los andes del Norte (ZVN), la zona volcánica de los andes del centro (ZVC), la zona volcánica de los andes del Sur (ZVS) y Zona Austral (ZVA). El volcán Misti forma parte de la Zona Volcánica de los Andes Centrales, es uno de los 12 volcanes activos del sur del Perú (De Silva & Francis, 1991); y considerado también uno de los volcanes más peligrosos del mundo y el primero en el Perú por tener más de 1 millón de personas habitando en su influencia (Estadísticas de PAM, 2015).

Dentro de los sismos que provienen de una fuente volcánica tenemos los denominados Volcano-tectónicos (asociado al fracturamiento de rocas), que pueden ser precursores sísmicos más tempranos de erupciones en volcanes que han estado inactivos por décadas o más. Sorprendentemente encontramos que la sismicidad tipo VT se origina en lugares distantes a los que denominamos sismos volcano – tectónicos distales (dVT), en las estructuras de fallas tectónicas a distancias de unos pocos a decenas de kilómetros desde el sitio de una eventual erupción, y rara vez se inicia bajo el mismo sitio de la erupción. Los enjambres de VT distales generalmente ocurren a profundidades de 15 a 20 km (White and Mccausland, 2016).

La actividad sísmica del volcán Misti ha sido estudiada mediante campañas realizadas por el Instituto Geofísico del Perú y el Instituto de Investigación para el desarrollo (IRD-Francia) en los años 1998-2000 y 2001. Desde el año 2005 se realiza el monitoreo sísmico permanente mediante una red de 5 estaciones sísmicas Telemétricas instaladas alrededor del cono del volcán.

El presente trabajo constituye un estudio sobre la existencia de sismicidad distal en el volcán Misti, para lo cual se utilizó datos de una campaña sísmica conformada por una Red Temporal entre marzo - diciembre del 2011 sobre el edificio volcánico y

datos de estaciones instaladas en los alrededores, esto debido a que se registró algunos sismos distales, por lo que esta información nos permitirá conocer cómo se encuentra la actividad sísmica distal del volcán Misti, como influencia de zonas activamente tectónicas que puedan ser fuentes sísmicas.

Los temas que se abarcan en esta investigación serán divididos en seis capítulos cuyo contenido se describe a continuación:

En el **CAPÍTULO I**, se consideran los aspectos generales del estudio, los objetivos propuestos, así mismo el interés del estudio, por otro lado se mencionan trabajos realizados anteriormente y la ubicación de la zona de estudio.

En el **CAPÍTULO II**, se presenta el contexto Geodinámico de la zona de estudio. Por otro lado se muestra la geología regional y local, las principales estructuras geológicas e historia eruptiva del volcán Misti.

En el **CAPÍTULO III**, se realiza la descripción de las diferentes señales sísmicas registradas en zonas volcánicas así como de la zona de estudio, el análisis espectral, la localización hipocentral mediante del método de Geiger, 1912 y la descripción teórica de los mecanismos focales.

En el **CAPÍTULO IV**, se describe las principales características de la Red sísmica temporal del volcán Misti durante el año 2011, así como también la descripción de la metodología empleada para el procesamiento de los datos.

En el **CAPÍTULO V**, se presenta el análisis de los datos procesados, características espectrales de las señales sísmicas registradas y el mapa de localización de los mismos.

En el **CAPÍTULO VI**, se presenta los resultados obtenidos a partir de las localizaciones de los eventos sísmicos, la comparación y correlación con los resultados de otros estudios llevados a cabo del volcán Misti.

Finalmente, se presentan las conclusiones y recomendaciones obtenidas del desarrollo del presente estudio.

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

1.1. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicado en el sur del Perú, muy próxima a la ciudad de Arequipa situada a una altitud de 2325 m.s.n.m, rodeada por los volcanes Misti, Chachani y Pichu Pichu los que forman parte de la Zona Volcánica de los Andes Centrales (Figura 1.1). El volcán Misti, es un estratovolcán activo, ubicado al noreste de la ciudad de Arequipa ($16^{\circ} 17'47''S$ $71^{\circ} 24'38''O$), se eleva a 5,822 m y su cráter está a tan solo 17 km de la plaza de armas de Arequipa, por otro lado el complejo volcánico inactivo Chachani, está situado a 23 km al nor-noroeste del valle de Arequipa y posee una altitud de 6,075 m.s.n.m. Por último en la zona de estudio se encuentra también una amplia área de afloramientos de intrusivos del batolito de la Caldera, éste se presenta como una faja que se extiende de noroeste a sureste (Figura 1.1).

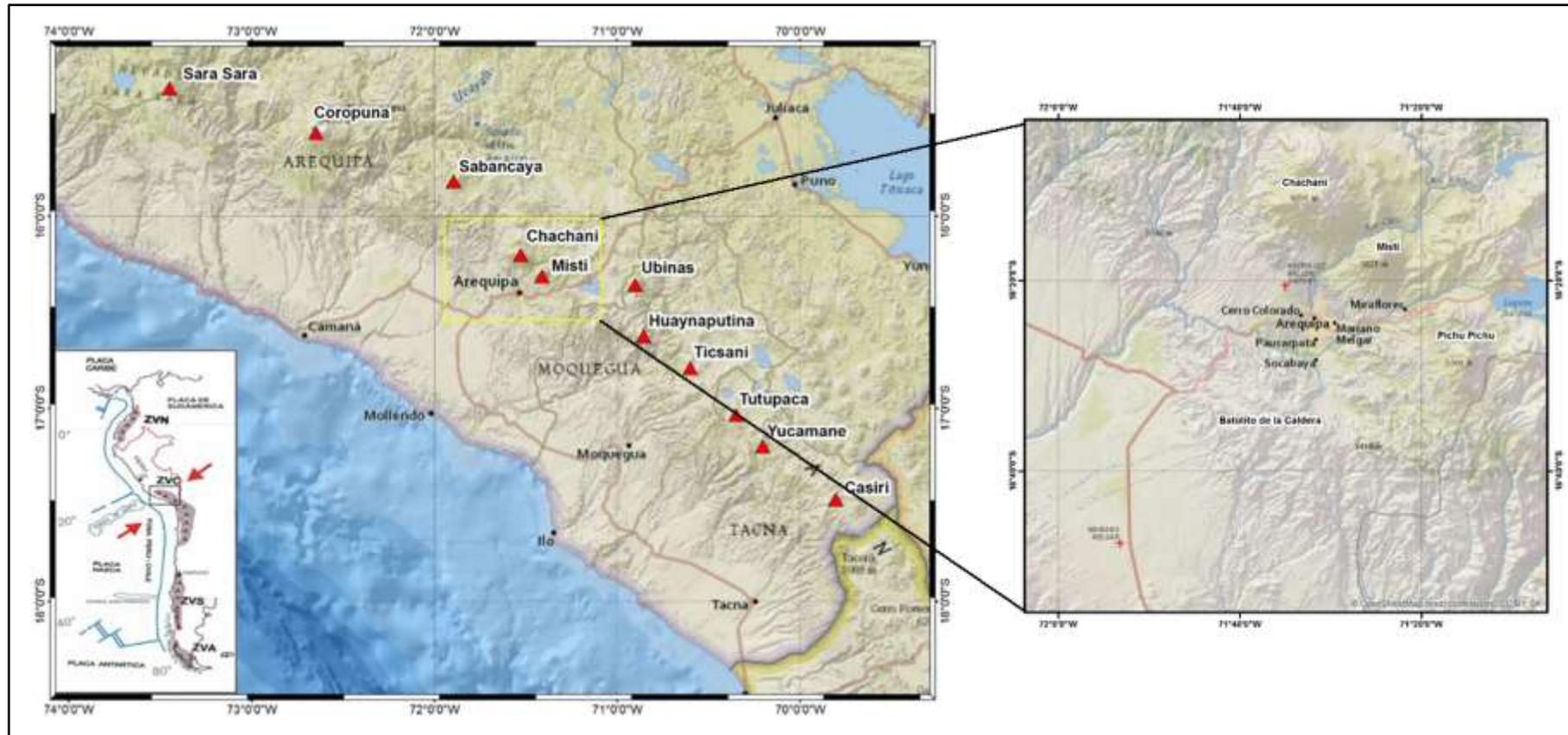


Figura 1.1.- En el mapa a la izquierda se muestran los volcanes activos del sur del Perú, resaltando la ubicación de la zona de estudio. En la parte inferior izquierda se aprecia las zonas volcánicas en Sudamérica: Zona Volcánica de los Andes del Norte (ZVN), Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVC), Zona Volcánica de los Andes del Sur (ZVS) y Zona Volcánica Austral (ZVA) (De Silva & Francis, 1991); y en lado derecho la ampliación de la zona de estudio.

1.2. OBJETIVOS

- **General:**

- Identificar, analizar y caracterizar la sismicidad Volcano Tectónica Distal susceptible de estar asociada a la actividad del volcán Misti, registrada por la red de 27 estaciones sísmicas que operaron en la zona entre marzo – diciembre del año 2011.

- **Específicos:**

- Determinar las características de la sismicidad en el área de estudio.
- Calcular los parámetros de la fuente de los sismos que se localicen en los alrededores del volcán Misti, a partir de la construcción de sus mecanismos focales.
- Caracterizar las posibles fuentes sismogénicas encontradas, y su relación con los ambientes volcánicos de la zona.

1.3. TRABAJOS ANTERIORES

Varios investigadores realizaron diversos estudios de investigación acerca del volcán Misti, entre ellos de carácter geológico, geoquímico y geofísico. A continuación mencionaremos algunos:

Guevara C. (1969), para el Servicio de Geología y Minería elabora el Boletín N°23 denominado “Geología del Cuadrángulo de Characato”, donde describe la presencia de diferentes elementos volcánicos a los cuales les asignó nombres a fin de ser correlacionados con otros. Es así que las lavas del volcán Misti fueron asignados al Grupo Barroso.

Kosaka et al. (2000), desarrollaron un estudio en un convenio de la UNSA y el proyecto PNUD-Gobierno PERÚ denominado “Mapa de peligro Potencial del Volcán Misti”, en el cual realizó la Microzonificación de la ciudad de Arequipa y sus áreas de

futura expansión, a fin de determinar las áreas de mayor o menor riesgo de la ciudad, frente a los diferentes elementos volcánicos que podrían presentarse en una probable erupción.

Thouret et al. (2001), desarrollaron un trabajo completo de la geología y tefroestratigrafía del volcán Misti y sus alrededores, e incluye numerosas dataciones. Asimismo, presenta secciones estratigráficas y un mapa de peligro volcánico en base a las erupciones ocurridas entre 2300 y 2050 AC y la última ocurrida entre los años 1440-1470 DC.

Ramos D. (2000), su tesis denominada "Aplicación del método geofísico de potencial espontáneo, para el estudio estructural del volcán Misti", y Finizola et al. (2004), su artículo para *Journal of Volcanology and Geothermal Research* llamado "Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Perú) inferred from self-potential measurements", obtuvieron un modelo estructural del volcán Misti así como también del área de influencia de su sistema hidrotermal.

Llerena P. (2004), en su tesis "Características de la sismicidad observada en octubre 2001 en el volcán Misti (Sur del Perú)", nos permite conocer que la mayor sismicidad ocurre dentro del área que tiene relación con la zona hidrotermal antes identificada por Ramos D. y Finizola A. y que se registró mayor cantidad de eventos tipo Volcano Tectónicos.

Cacya L. (2006), en su tesis "Volcán Misti: sedimentología, geoquímica y correlación tefro-estratigráfica del depósito de caída de pómez "autopista" ~ 14000 años", se estimó una columna eruptiva de la erupción (tipo Pliniana) que emplazó el depósito "Autopista" un depósito de caída de lapilli pómez.

Masias P. (2007), en su tesis "Estudios geoquímicos de las fuentes termales y frías asociadas al volcán Misti", en el cual muestra que el análisis de las aguas colectadas alrededor del volcán muestran un proceso de mezclas entre aguas freáticas, meteóricas y fluidos magmáticos, que a veces interactúan con reservorios clorurados profundos.

Rivera M. (2009), realizó un Informe Técnico para el INGEMMET denominado "Estudio de productos emitidos por el volcán Misti durante los últimos 10,000 años". El autor describe que en áreas aledañas al volcán Misti se distinguen al menos ocho

depósitos delgados de caída de lapilli pómez y cenizas grises, los que fueron emitidos durante erupciones de tipo explosivas: plinianas, sub-plinianas, freatomagmáticas y vulcanianas. Desde el punto de vistas de peligros y riesgos en una eventual reactivación del Misti se tendría un impacto inmediato: contaminar fuentes de aguas de consumo humano.

Cacya L. (2009), publicó un boletín para la Sociedad Geológica del Perú denominada “Variaciones geoquímicas de los depósitos del volcán Misti: control de la asimilación somera y profunda”. Esta autora afirma que el conocimiento de la variación de la composición de los magmas y la profundidad de las cámaras magmáticas es un factor importante para modelar los procesos eruptivos de un volcán, como el Misti, los que sirven para entender sus ciclos eruptivos y por lo tanto, los escenarios para la construcción de los mapas de peligros.

Macedo et al. (2010), presentaron para el XV Congreso de Geología un artículo denominado “Análisis de la actividad sísmica del volcán Misti para el periodo 2007-2008”. Mediante el análisis del contenido espectral se identificó 4 tipos de eventos principalmente: VT (volcano-tectónicos), LP (Largo periodo), Tornillos y Tremores. Y el cálculo de hipocentro de 409 eventos VT los cuales muestran una alineación NW del volcán.

Rivera M. (2010), presentó para el XV Congreso de Geología un artículo denominado “Rol de la contaminación crustal en el magmatismo de los andes del sur peruano: ejemplo del volcán Misti”. El autor muestra un estudio geoquímico el cual permitió determinar los procesos relacionados a la génesis de los productos del volcán Misti, el de asimilación y cristalización Fraccionada (AFC), el proceso de asimilación se produce principalmente en la corteza superior donde el principal contaminante es el gneis de Charcani.

Macedo et al. (2012), publicaron un artículo denominado “Aparente influencia de la marea terrestre en la actividad hidrotermal del volcán Misti observada en datos de temperatura”. Este trabajo sugiere que un eventual cambio en la presión de la cámara magmática debida a las mareas terrestres podría producir un desplazamiento de los fluidos de la zona y trasladar sus efectos hasta la superficie.

Centeno R. (2012), en su tesis “Análisis de la actividad sísmica del volcán Misti entre Octubre 2005 a Diciembre 2008 y su dinámica interna actual”. Estudio que muestra la distribución espacial de los sismos VT y LP, y otros que siguen un alineamiento que dan idea de la presencia de una falla activa N120° en la zona.

1.4. INTERES DEL ESTUDIO

Desde los años 1998-2000 en que el Instituto Geofísico del Perú (IGP) inició los estudios geofísicos (Ramos, 2000) para conocer la estructura y la dinámica del volcán Misti se ha llegado a determinar las “líneas-base” asociadas a su actividad, tanto en el aspecto geoelectrico (Ramos, 2000) como en el aspecto sísmico (Llerena, 2004; Centeno, 2012; etc.). La red sísmica telemétrica que el IGP instaló y opera desde octubre 2005 ha permitido conocer los detalles de la actividad propia de este volcán, así como de los alrededores al mismo (Macedo et al. 2010, Centeno 2012, Macedo et al. 2012, etc.). Así, se sabe actualmente que el volcán Misti presenta actividad micro-sísmica diaria propia del volcán, que está principalmente asociada a actividad hidrotermal en la parte superior del cono. No obstante dentro del conocimiento adquirido en los últimos años, no se ha efectuado un estudio que investigue la sismicidad en zonas alrededor del cono. Sabemos que el despertar de la gran mayoría de volcanes activos se inicia con sismicidad de tipo distal (White and Mccaussland, 2016) hasta distancias de 20 -30 km del cráter. En el Misti, se desconoce la sismicidad en zonas próximas a su influencia, por lo cual existe un interés en identificar los posibles focos sísmicos que puedan estar asociados a zonas de debilidad (fallas activas) bajo influencia o efecto de fluidos volcánicos provenientes de cámara(s) magmática(s) cercanas. Cabe indicar que, por la cercanía entre el volcán Misti y el complejo volcánico Chachani, podría no ser posible de determinar con precisión si la actividad proviene del Misti o del Chachani, pero al menos debe identificarse las zonas de debilidad que se sitúan en sus cercanías, conocimiento que puede ser muy importante en caso de una crisis volcánica acelerada de alguno de estos volcanes. Asimismo, este conocimiento debe servir para planificar la instalación de nuevos instrumentos de vigilancia volcánica.

CAPÍTULO II

GEODINÁMICA, GEOLÓGIA Y PRINCIPALES ESTRUCTURAS

2.1. GEODINÁMICA

El Cinturón de Fuego del Pacífico es la zona del planeta que concentra la mayor cantidad de volcanes y sitios de actividad sísmica, alrededor del océano Pacífico (Figura 2.1). Su forma de herradura, en donde se emplazan más de 40000 km. con 452 volcanes va desde el extremo sur de América del Sur, a lo largo de la costa de América del Norte, y pasa a través del estrecho de Bering, Japón y Nueva Zelandia. El Perú está ubicado en el margen suroriental del Cinturón de Fuego del Pacífico y su dinámica está marcada por el proceso de subducción de la Placa de Nazca por debajo de la Placa Sudamericana.

El fenómeno volcánico tiene su origen en el magmatismo. Si en una zona de la corteza o del manto, se dan las condiciones de presión y temperatura adecuadas, se generarán masas fundidas que se abrirán camino hacia la superficie. Parte de él se emplazará y cristalizará en el interior de la propia corteza, pero parte conseguirá llegar a la superficie, iniciándose la actividad volcánica.

Aproximadamente el 80% de los volcanes activos del mundo están situados en bordes de placas convergentes o zonas de subducción. En este tipo de bordes, los magmas generados suelen ser muy viscosos, atrapando a los gases disueltos hasta alcanzar enormes presiones en la cámara magmática que se liberan en la erupción de forma explosiva. A este tipo de magmas viscosos pertenecen la mayoría de los grandes volcanes activos del Planeta, concretamente el llamado Cinturón de Fuego del Pacífico, que representa aproximadamente el 75% del volcanismo activo e incluye a los más peligrosos.

En los bordes de placas divergentes o volcanes de rift, los magmas generados son poco viscosos, dando lugar a erupciones de baja explosividad y de naturaleza efusiva, especialmente cuando ocurren en las profundidades oceánicas. Un porcentaje mínimo de los volcanes (5%) se sitúan en el interior de las placas, volcanes de punto caliente, originados por el ascenso de material fundido desde el interior terrestre.

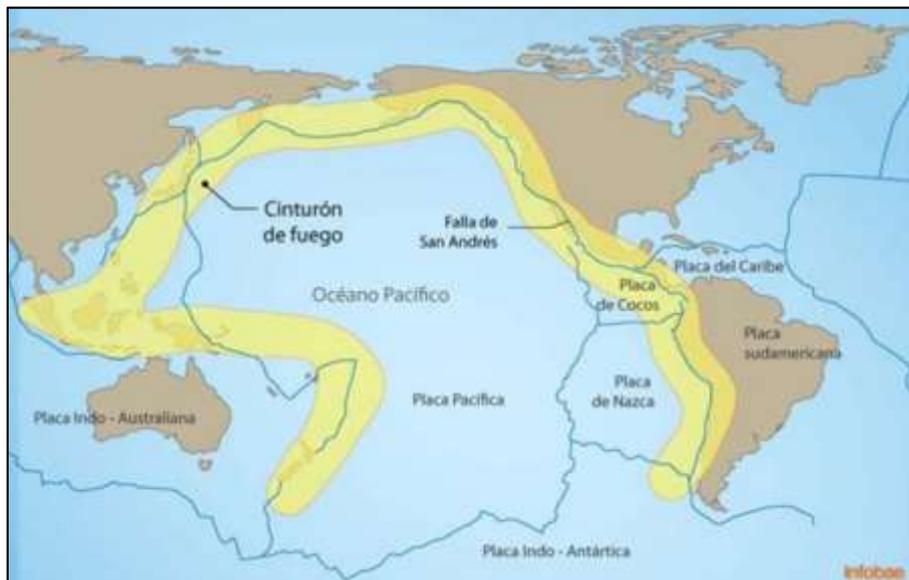


Figura 2.1.- Esquema del Cinturón de fuego y la distribución de las placas tectónicas.

La interacción de la placa de Nazca y la Sudamericana, es el principal proceso tectónico que define la geodinámica de Perú (Figura 2.2). Este proceso es conocido como subducción, el mismo que produjo el plegamiento y levantamiento del margen continental durante un periodo orogénico complejo hasta formar una superficie topográfica muy accidentada y cuyo resultado final fue la formación de una cadena montañosa que se extiende, de Norte a Sur, a lo largo de todo el borde Oeste de Sudamérica, desde Venezuela hasta la Tierra del Fuego en Chile, siendo conocida como “La Cordillera de los Andes”.

Esta cordillera fuertemente deformada, comprende un conjunto de diversas estructuras, tales como montañas, volcanes, anticlinales, sinclinales, mesetas y otras que se encuentran emplazados entre la línea de fosa peruano-chilena y el llano Amazónico.



Figura 2.2.- Esquema del proceso de convergencia de la placa de Nazca (oceánica) y la Sudamericana (continental). F1 y F2 indica la dirección de desplazamiento de las placas según DeMets et al (1990). Las líneas discontinuas indican la ubicación y orientación de la Fractura de Mendaña y Dorsal de Nazca.

2.2. CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

En el área de estudio, que abarca el área que ocupa la ciudad de Arequipa, la cordillera volcánica (conformada por los volcanes Misti, Chachani y Pichu Pichu) así como el batolito de la Caldera, se observa una secuencia estratigráfica comprendida desde el Pre-cambriano hasta el Reciente, los que a continuación se describen:

a. Complejo Basal de la Costa

El Complejo Basal de la Costa (Bellido y Narváez, 1960), es un conjunto de rocas Metamórficas, en el límite Sur estas rocas metamórficas se exponen como una prolongación del afloramiento de Cerro Verde y otros afloramientos pequeños, se hallan diseminados en el lecho del río Chili, cerca de la planta hidroeléctrica de Charcani, (Jenks, 1948). Las rocas de este basamento cristalino corresponden a distintas variedades de gneis.

- **Gneis de Charcani:** En el cuadrángulo de Characato, representa a las rocas más antiguas de la región y ha sido estudiado por Jenks (1948), corresponde a un gneis típico de inyección granítica, bien compacto, de color marrón algo grisáceo y constituido por feldespatos, cuarzo y biotita. En el cuadrángulo de Arequipa, se distinguen tres tipos dominantes: gneis bandeado, gneis cuarzo feldespático y gneis anfibólico.

b. Volcánico Chocolate

Nombre proveniente de la cantera de Chocolate situada a 20 km. al NO de Arequipa. Las relaciones estratigráficas de la Formación Chocolate, con las rocas del Complejo Basal no son muy claras, e infrayace con discordancia erosional a la Formación Socosani. Corresponde al Sinemuriano, cabiendo la posibilidad de que algunos niveles sean más antiguos y otros más modernos, pero siempre dentro del Liásico. Se observan rocas tales como calizas ferruginosas y fosilíferas de color gris y marrón, derrames de dacitas, andesitas y tufos en algunos casos con esquistosidad de color violáceo, marrón oscuro y verdoso, brechas moradas a verdosas, areniscas de color violáceo oscuro y lutitas arenosas. Entre las carreteras Variantes de Uchumayo y Panamericana Sur, la Formación Chocolate está integrada

principalmente por metavolcánicos, que al Oeste del Cerro Nicholson descansan sobre los gneis del Complejo Basal (Jenks, 1948).

c. Formación Socosani

La formación Socosani fue descrita por Jenks (1948), tomando el nombre de los baños termales de Socosani ubicados en la margen izquierda del río Yura. Se establece que su edad abarca desde el Toarciano Superior hasta el Bajoniano medio. Litológicamente comprende Calizas de grano grueso y fino, silificadas y compactas que varían entre tonos grises desde claros a negruzcos y marrón, Lutitas bituminosas y negras, que contienen abundante cantidad de fósiles, Areniscas cuarcíticas, coquiníferas y calcáreas, con contenido de pirita finamente diseminada. Así mismo limonitas compactas, gris oscuras y tienen una estratificación delgada con ligera esquistosidad. La litología de la Formación Socosani, así como su contenido fosilífero y capas de yeso, indican un medio ambiente deposicional marino.

d. Grupo Yura

Inicialmente W. Jenks (1948) denominó formación Yura a un conjunto sedimentario que posteriormente V. Benavides (1962) lo dividió en cinco miembros (Puente, Cachis, Labra, Gramadal y Hualhuani) y J. Wilson (1962) lo elevó a la categoría de grupo. Se le considera del Jurásico superior – Necomiano, se asigna así una edad Caloviana-Valanginiana-Huateriviana.

En las cabeceras de las quebradas Jatupalca, Canchamayo y el cerro Jayune, existe un afloramiento a manera de una faja irregular con unos 10 km de longitud, en el cual se ha reconocido los cinco miembros de la formación Yura. Este grupo está constituido por areniscas cuarcíticas de grano fino a medio, blanco hialino y rojo grisáceo. Lutitas astillosas y desmenuzables, de color gris oscuro a negras y marrones, así también Calizas de grano fino a medio, gris oscuro a marrón oscuro.

e. Grupo Tacaza

Ocupa una extensa área entre el río Yura y se extiende hacia el Oeste en áreas aisladas cubriendo las formaciones mesozoicas y algunas partes del Complejo Basal, estaría comprendida en el Terciario medio. Estratigráficamente yace en

discordancia angular sobre formaciones mesozoicas e infrayace con discordancia angular a volcánico Sencca (flanco oriental del anticlinal del C° Joyacha). Litológicamente está constituido por derrames andesíticos de color marrón y azul grisáceo, con una textura porfírica y disyunción en lajas, así como también tufos brechosos.

f. Volcánico Sencca

El nombre del Volcánico Sencca ha sido dado por S. Mendivil (1965), y rocas equivalentes a las descritas por dicho autor, se encuentran aflorando a lo largo de los ríos Sumbay, Blanco y Chili, constituyendo mayormente una faja angosta, la misma que se ensancha en algunos lugares por la erosión de los sedimentos Suprayacentes. Litológicamente está constituida por un paquete compuesto por un tufo arenoso brochoide de color gris, poco compacto, cuyos fragmentos angulosos y sub-redondeados son de andesita y pómez. Tentativamente se le considera del Plioceno superior.

g. Grupo Barroso

S. Mendivil (1965), da la categoría de grupo a la Formación homónima estudiada por J. Wilson (1962) en la Cordillera del Barroso; dividiéndolo en varias unidades, de las cuales en el área de Arequipa, únicamente se presentan los volcánicos Chila y Barroso, estos se hallan a lo largo del límite occidental del área, desde las cercanías de la ciudad de Arequipa hasta el Noroeste, donde se constituyen el Volcán Misti y las agreste montañas del Chachani. El volcánico Chila está constituido litológicamente por una alternancia de andesitas, brechas y conglomerados. En cuanto al volcánico Barroso se constituye de lavas y brechas en bancos generalmente de 5 a 10 m de grosor.

h. Depósitos Recientes

- **Morrenas y fluvio-glaciares:** consiste de bloques y fragmentos de origen volcánico con una matriz areno-gredosa.
- **Depósitos piroclásticos recientes:** Formada principalmente por capas de lapilli de color amarillo y blanquecino, que contienen pequeños fragmentos

de pómez, lavas y algunas escorias y bombas, cementados por ceniza en parte arenosa y poco consolidada.

- **Aluviales recientes:** El material consiste principalmente de gravas o conglomerados poco consolidados, arenas y limos.
- **Depósitos Eólicos:** Acumulaciones eólicas de arena suelta y ceniza volcánica, en forma de montículos o mantos delgados

2.3. CONTEXTO GEOLOGICO LOCAL

El volcán Misti es uno de los volcanes activos más importantes de la Zona Volcánica Central de la Cordillera de los andes, y uno de los doce volcanes activos del sur del Perú., por su esporádica manifestación fumarólica, haber presentado actividad durante el Holoceno y tener más de 1 millón de personas habitando en su área de influencia (Cacya et al, 2006);

2.3.1. Estratigrafía y evolución del volcán Misti

El estratovolcán Misti, se emplazó sobre un substrato conformado por ignimbritas del Mioceno-Pleistoceno, así como sobre depósitos volcanoclásticos del volcán Chachani del Pleistoceno. Según Thouret et al., (2001) el volcán Misti está constituido por cuatro edificios principales, denominados como Misti 1, Misti 2, Misti 3 y Misti 4 (Figuras 2.3 y 2.4), los cuales se describen en breve.



Figura 2.3.- Vista general de la ubicación de los depósitos de los grupos que conforman el volcán Misti en el flanco NW. (Foto de J. Mariño).

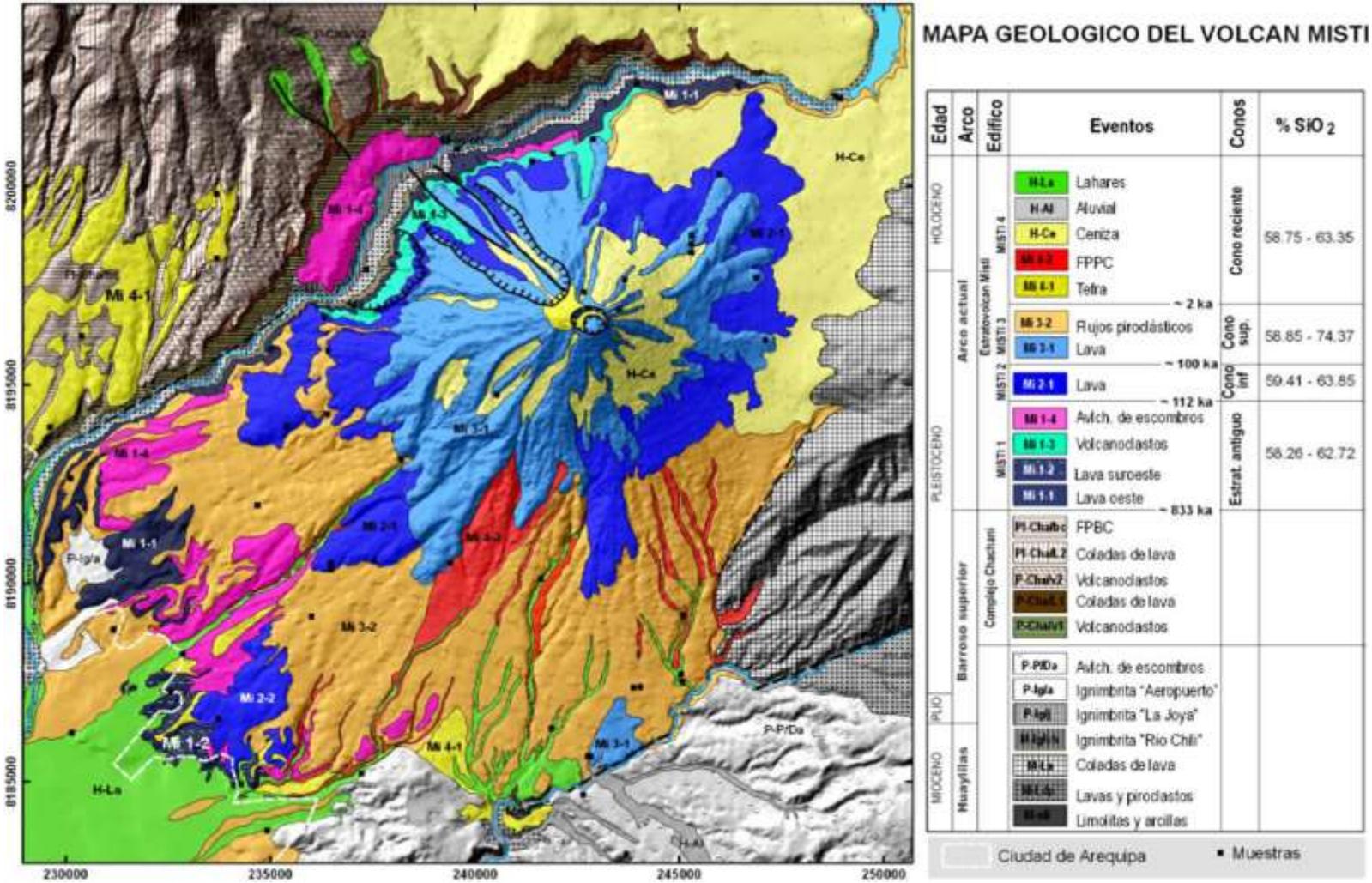


Figura 2.4.- Mapa geológico del volcán Misti (Cacya, 2009).

a) Depósitos pre-Misti

En estos depósitos se agrupan una secuencia de ignimbritas riódacíticas no soldadas distribuidas de forma intercalada con depósitos fluviales re-trabajados, que pueden ser observados desde el cañón del río Chili, en el flanco Oeste del volcán. Las ignimbritas de la base tienen un espesor aproximado de 300m en el cañón del río Chili y fueron emplazadas hace 13.8 a 13.1MA (millones de años) aproximadamente. De esta secuencia las ignimbritas riódacíticas (conocidas como sillares) son consideradas las más recientes y tendrían una edad de 2.4 MA.

b) Edificio Misti 1:

Se trata del primer edificio volcánico y por lo tanto marca el inicio de la actividad eruptiva del volcán Misti. Aquí se han identificado 4 eventos: Mi1-1, Mi1-2, Mi1-3 y Mi1-4. Este edificio está constituido por una secuencia mixta de depósitos que varían entre flujos de lava, volcano-clastos y avalancha de escombros. Según dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se le asigna un periodo entre ~833 y ~112 ka, para la construcción de este Edificio 1 (Thouret et al., 2001).

c) Edificio Misti 2:

Este edificio se ha formado en relación a una amplia actividad efusiva y muy poca extrusiva que emitió abundante lava, de tal forma que se reconstruye la estructura cónica, después del colapso que emplazó los depósitos de avalancha de escombros del evento Mi1-4. Esta corta etapa se desarrolló en dos periodos, Mi2-1 y Mi2-2, entre ~112 y ~100 ka (Thouret et al., 2001).

d) Edificio Misti 3:

Los depósitos de este edificio ocupan gran parte y son visibles alrededor del volcán. Están formados por una secuencia de flujos de lava, tefras e ignimbritas que indican el inicio de la actividad efusiva que luego pasa a explosiva (Figura 2.5). En base a la posición estratigráfica, se asume que este edificio se habría construido entre ~100 y ~16 ka, debido a la actividad de 3 eventos principales Mi3-1, Mi3-2, y Mi3-3.



Figura 2.5.- Depósitos de caída de ceniza y pómez del Misti 3 y 4. (Foto de J. Mariño).

e) Edificio Misti 4:

El Edificio 4 representa la última etapa eruptiva y que le dio la forma actual a la estructura cónica del volcán Misti. Las erupciones explosivas formaron secuencias de más de 15 depósitos, constituidas por capas de lapilli pómez, ceniza e ignimbritas, tanto en las zonas proximales y distales al cráter. Se estima que este edificio se habría construido entre ~16 ka y el siglo XV, con 2 eventos principales Mi4-1, Mi4-2, y dos eventos menores, que son las Cenizas del Siglo XV y el domo actual (Cacya, 2009).



Figura 2.6.- Secuencia de flujos piroclásticos y lahares, correlacionados con los depósitos de los edificios Misti 3 y Misti 4. En total posee más de 30 m de espesor. Quebrada Honda, aproximadamente a 8 km al sur del cráter del volcán Misti. (Foto de J. Mariño).

2.4. PRINCIPALES ESTRUCTURAS

A nivel regional, el área de la ciudad de Arequipa y alrededores reúne dos grandes unidades morfo-tectónicas llamados zona Ático-Mollendo-Tacna y la Cordillera Occidental (Carlotto et al., 2009), que están separados por el sistema de fallas Cincha Lluta-Incapuquio. La depresión de Arequipa, se encuentra en una dirección WNW-ESE, la cual se ha interpretado como una cuenca tectónica de separación asociada a una falla regional NW-SE con una componente normal (Mering et al., 1996; Thouret et al., 2001).

El sistema de fallas de Cincha-Lluta-Incapuquio (Figura 2.8) es un conjunto de estructuras antiguas que experimentaron diferentes regímenes tectónicos. Este sistema de fallas ha condicionado la sedimentación en la cuenca de Arequipa y los diferentes depósitos de minerales ubicados en el sur del Perú. Los estudios realizados entorno a la cuenca de Arequipa han demostrado que este sistema de fallas ha operado en el Mesozoico en contextos de distensión sucesivas (por ejemplo Acosta et al., 2010). Estos fueron interpretados como fallas de superposición (Vicente, 1982) y retroceso, que ahora están en un contexto de distensión.

La dirección de la falla Huanca N°120 es un estructura regional que fue primero una falla inversa. Esta estructura ayuda a conectar las unidades sedimentarias del Mesozoico (entre ellos el Grupo Yura) con las unidades volcano-sedimentarias del Cenozoico, la zona se ha visto afectada por las principales fases de compresión. Desde el Mioceno medio, la tectónica extensional permitió un importante vulcanismo en la Cordillera.

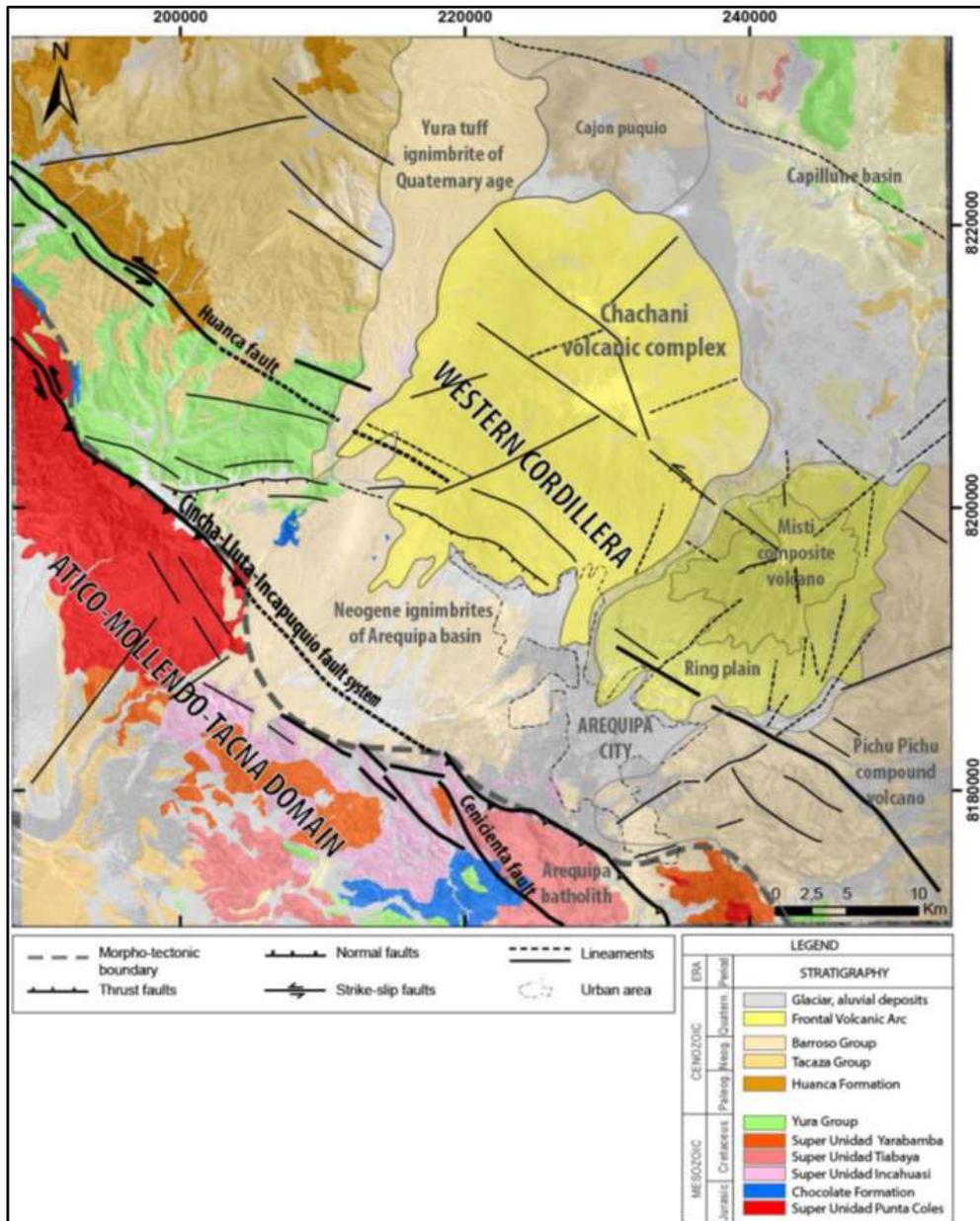


Figura 2.7.- Carta Geológica estructural a nivel regional incluyendo al complejo Chachani. El diagrama morfo-tectónico muestra áreas definidas por Carlotto et al. (2009). La base litológica fue tomada de GEOCATMIN (datos geológicos publicados por INGEMMET). (Aguilar R, 2014)

La Figura 2.8 muestra el análisis estructural del volcán Chachani mediante imágenes ASTER, DEM, GOOGLE e imágenes del servicio Arcgis online, efectuado por Aguilar R, 2014. A escala regional, la alineación de los volcanes Chachani y Misti sigue una dirección NW-SE ó aproximadamente N°140, oblicua a la dirección de la Cordillera de los Andes. El régimen tectónico en la región de Arequipa es controlada por la falla NW-SE, Huanca e Ichupampa.

El contexto tectónico local en el que el complejo volcánico Chachani está constituido por cuatro grupos N°130, N°160, N°70 y N°25.

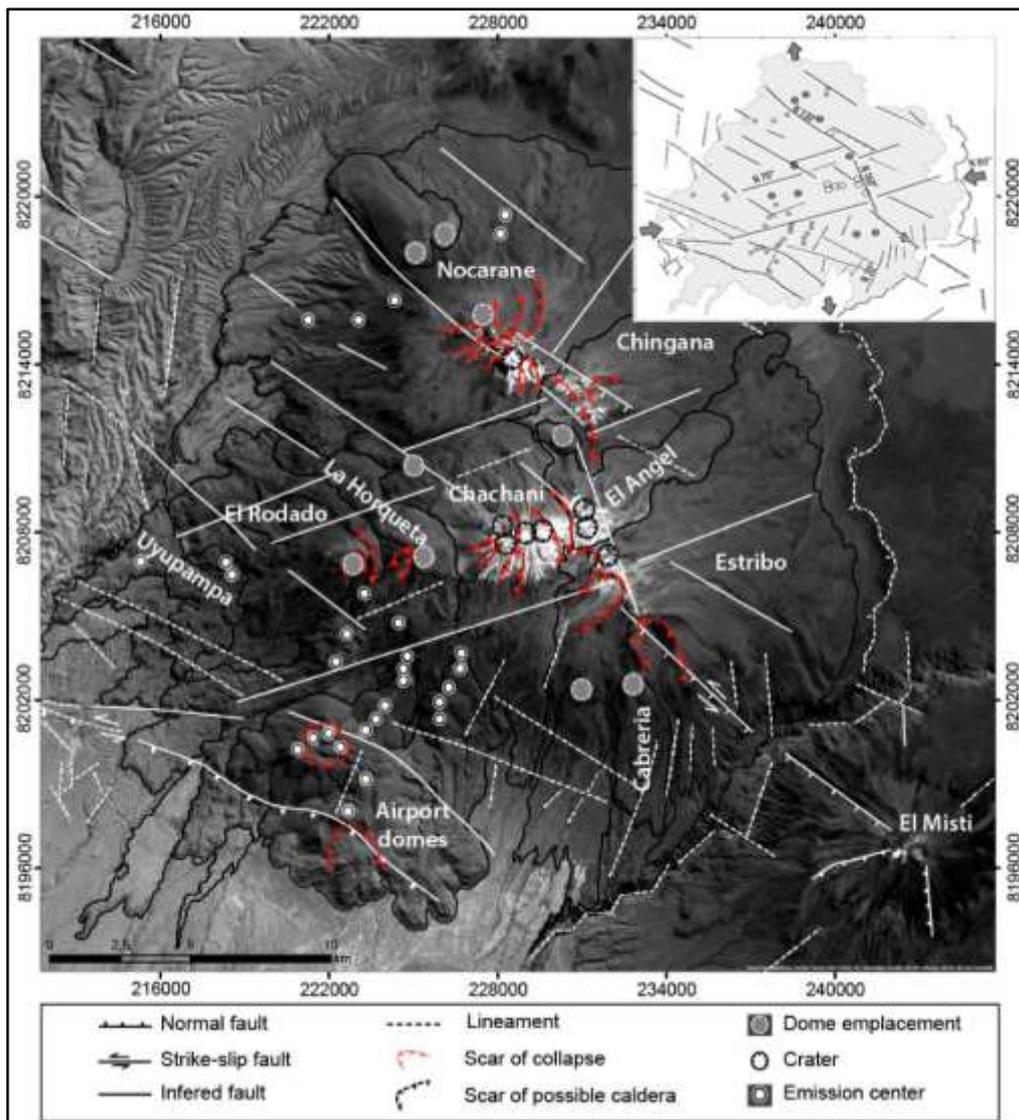


Figura 2.8.- Mapa estructural del complejo Volcánico Chachani superpuesto a un modelo digital de elevación SRTM. En la imagen de la esquina derecha superior las flechas oscuras indican la dirección de las fuerzas de compresión y distensión σ_1 , σ_3 . (Aguilar R, 2014)

2.5. BREVE HISTORIA ERUPTIVA DEL VOLCÁN MISTI

Durante los últimos 50 mil años el volcán Misti ha emplazado cerca de 10 flujos piroclásticos y 20 caídas de tefra, debido a erupciones plinianas, sub-plinianas y vulcanianas. La erupción sub-pliniana más reciente ocurrió hace 2050 años, expulsó depósitos de caída y flujos piroclásticos en un volumen de 0,7 km³ (Thouret et al., 2001).

Durante los últimos 500 años la actividad del Misti ha sido moderada. Una caída de cenizas escoriacea negras (5-10 cm hacia el SW) señala unas erupciones poco explosivas de tipo vulcanianas ocurridas durante el siglo XV (1440-1470 AD: Chávez, 1992).

Entre los siglos XVI y XX se han reportado varios eventos de alta actividad fumarólica del volcán Misti, que no parecen responder a una erupción de dicho volcán. Se tienen reportes de incremento de actividad fumarólica los años 1542, 1599, 1830, 1831, 1836, 1869, 1870, 1948-49, 1984 -1985 (Simkin y Siebert, 1994; Hantke y Parodi, 1996; Zamácola y Jáuregui, 1804; Barriga, 1951; Chávez, 1992; Thouret et al., 2001; Macedo, 1994). Estos eventos causaron alarma en la población y fueron confundidos probablemente con una reactivación del volcán Misti.

CAPÍTULO III

SISMICIDAD DE LA ZONA

El estudio de una región volcánica, mediante los métodos geofísicos desde el punto de vista sísmico, es importante porque nos permite conocer los distintos procesos físicos-tectónicos típicos de volcanes en actividad, como los relacionados a la dinámica y los mecanismos de transporte de fluidos, los efectos o consecuencias derivadas de esa dinámica y el posible estado de esfuerzos local y regional.

Estos estudios llevan asociados la aplicación de conceptos y técnicas que en muchos casos no son exclusivas de la Sismología Volcánica, sino que son conceptos y técnicas generales de la Sismología aplicadas a zonas volcánicas. En general las técnicas de análisis y los instrumentos son comunes para cualquier tipo de señal (volcánica o

tectónica), sin embargo, las diferencias radican precisamente en el tipo de señal y sobre todo en la fuente que las generan.

El estudio y análisis de una región volcánica usando datos sísmicos requiere: detección y registro de las señales, identificación y clasificación y, finalmente, un análisis cuantitativo de la misma.

3.1. ACTIVIDAD SISMICA ACTUAL DEL VOLCAN MISTI

Un primer paso para poder estudiar la sismicidad de una región volcánica es la determinación y caracterización de los diversos tipos de señales que se pueden obtener para su posterior identificación con un tipo u otro de fuente. Esta caracterización está condicionada por el tipo de instrumento usado y el contenido espectral de nuestra señal. Por otra parte, el estado de actividad del volcán también condicionará el tipo de señal y su clasificación.

A continuación, vamos a describir señales típicas que se han registrado anteriormente en nuestra zona de estudio. Son señales propias de zonas volcánicas cuya clasificación se hace atendiendo exclusivamente a su forma de onda en el dominio del tiempo y en el dominio de las frecuencias.

3.1.1. Sismos volcano-tectónicos (VT)

Este tipo de evento está asociado a la acumulación de esfuerzos en una determinada región; cuando se supera el límite de resistencia del material (punto de ruptura) esta zona se rompe liberando, en forma de ondas sísmicas, parte de la energía acumulada (Ibáñez & Carmona, 2000). El comienzo de la señal suele ser más o menos impulsivo (llegada de la onda P) y es posible identificar la llegada de la onda S (Figura 3.1). A su vez existen también eventos volcánicos tectónicos que muestran inicios de las ondas P tipo emergente y, a veces es imposible detectar la llegada de las ondas S. Es posible que presenten frecuencias altas e incluso hasta 25 Hz y una duración variable de pocos segundos hasta algunos minutos.

Los eventos tipo VT suelen ser de menor magnitud que los que se observan en zonas puramente tectónicas. Por otro lado, cuando una región volcánica se encuentra en reposo, la presencia de los terremotos volcano-tectónicos representa el único síntoma de actividad de la región. La localización en profundidad de estos eventos suele presentar un amplio rango de profundidades, desde decenas de kilómetros hasta la misma superficie del edificio volcánico (Ibáñez, 1997).

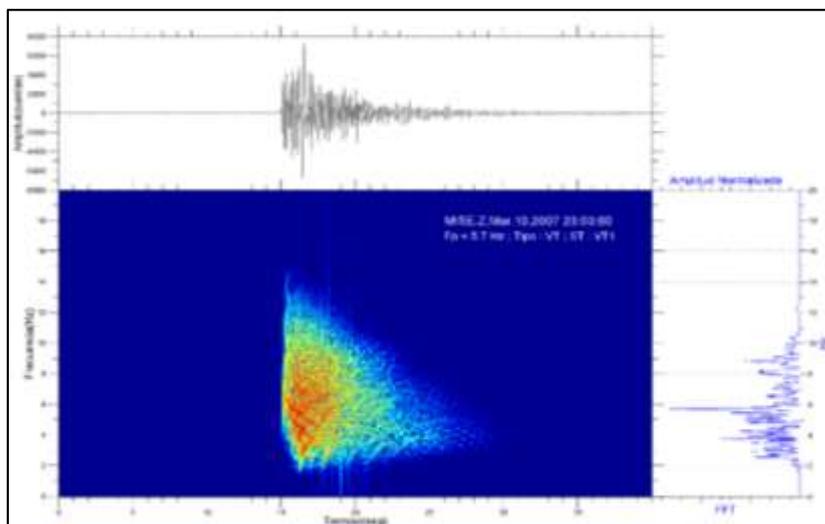


Figura 3.1.- Ejemplo de un evento Volcánico – tectónico (VT) registrado el 10/03/2007 en el volcán Misti. Su contenido espectral varía de 2 a 10 Hz, con un pico de frecuencia en 6 Hz y una duración de 15 segundos (Fuente OVS-IGP).

3.1.2. Sismos de largo periodo (LP)

También se suelen conocer como eventos de Baja Frecuencia y se caracterizan por carecer de fases iniciales definidas (fases emergentes), por lo que resulta difícil determinar el momento exacto de inicio de la señal. El contenido espectral de dichas señales es muy limitado alrededor de 0.5 a 5 Hz. La duración de estos eventos suele variar entre los pocos segundos hasta algo más de un minuto. Asociados a procesos de movimiento de fluidos y/o vibración de grietas o fracturas llenas de fluidos magmáticos (gases o magma).

La ocurrencia temporal de los sismos LP suele ser en forma de enjambre sísmico. Los enjambres de los sismos LP son una de las fuentes de información más útiles en la evaluación del comportamiento eruptivo futuro de un volcán (Chouet, 1996).

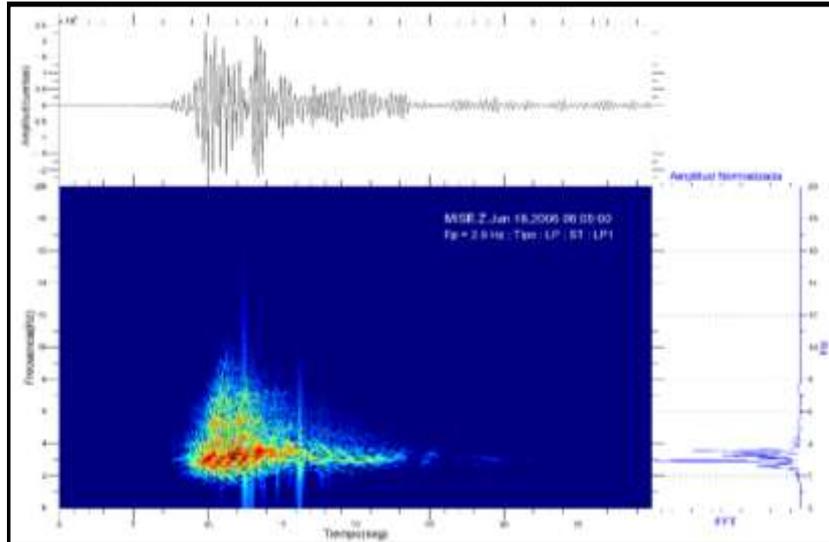


Figura 3.2.- Ejemplo de un evento Largo periodo (LP) registrado el 18/06/2006 en el volcán Misti. (Fuente OVS-IGP).

Una variante de estos eventos, son los "tornillos" reconocidos así por su forma de onda, aludiendo a su forma de onda. Se generan por resonancias en un conducto o grieta cerrada en sus extremos, provocada por una presión transitoria aplicada sobre una pequeña área de la misma y rellena de fluidos volcánicos, en los que se produce un brusco transitorio de presión (Chouet, B., 1996).

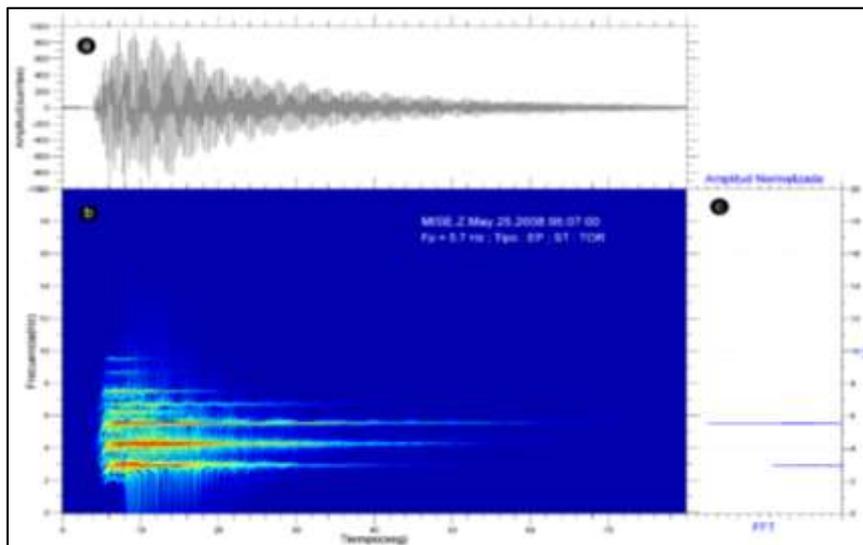


Figura 3.3.- Ejemplo de un evento Tornillo (TOR) registrado el 25/05/2008 en el volcán Misti. (Fuente OVS-IGP).

3.1.3. Tremor volcánico

El tremor volcánico es caracterizado por mantener la amplitud constante durante un largo período de tiempo de entre varios minutos hasta horas. Algunos de los modelos se han asociado a desgasificaciones, fluctuaciones del gas, resonancias de conductos, etc (Ibáñez & Carmona, 2000). El volcán Misti registra dos subtipos: Tremor Espasmódico, donde la amplitud o frecuencia varía significativamente, no exhibe frecuencias dominantes y su banda de contenido espectral es más amplia (Figura 3.4) y Tremor Armónico, caracterizada por la sucesión de ondas monocromáticas o cuasi-monocromáticas en una banda frecuencial muy angosta (Figura 3.5).

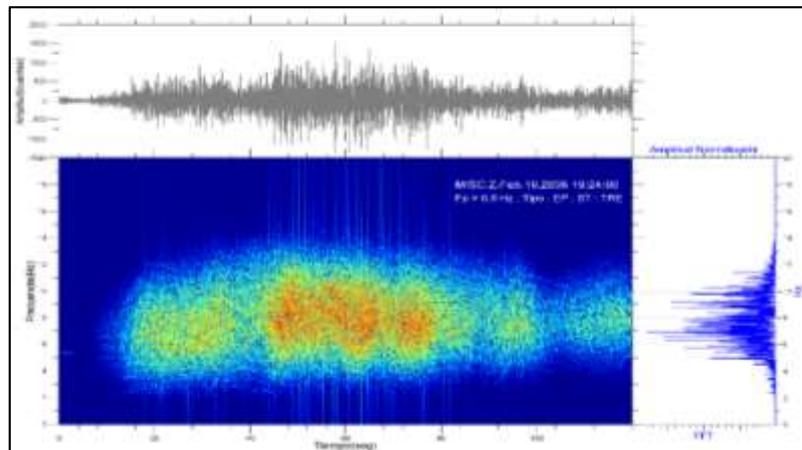


Figura 3.4.- Ejemplo de un evento Tremor Espasmódico registrado el 19/02/2006 en el volcán Misti. (Fuente OVS-IGP).

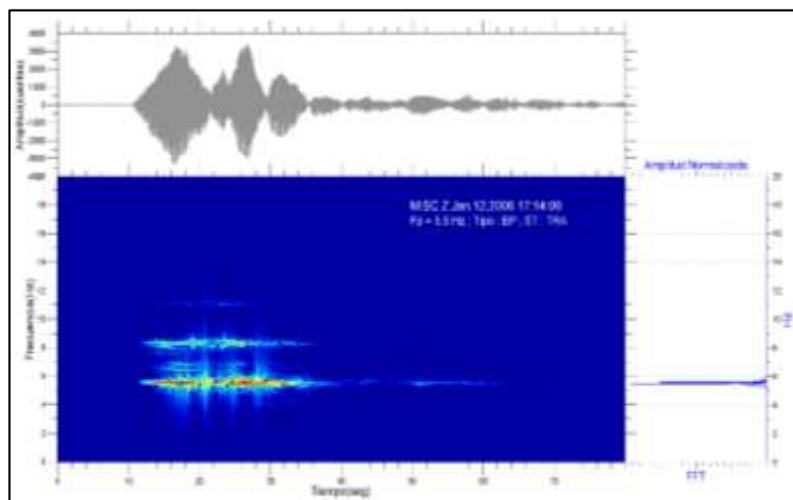


Figura 3.5.- Ejemplo de un evento Tremor Armónico registrado el 12/01/2006 en el volcán Misti. (Fuente OVS-IGP).

3.2. TECNICAS DE ANALISIS ESPECTRAL

El análisis espectral permite una clasificación más precisa de las señales sísmicas y una mejor interpretación de la fuente sísmica o del proceso que les ha dado origen, así como los efectos del medio, según lo propuesto por varios autores (Schick & Riuscetti, 1973; Riuscetti et al, 1977; Schick, 1981; Sield et al, 1981; Chouet, B, 1981).

3.2.1. El espectro

El análisis espectral de una señal digital tiene por objeto la descomposición de dicha señal en sus diversas componentes dentro del dominio frecuencial. Este análisis, que puede llevarse a efecto en un ordenador (vía software) o en un sistema digital con un hardware específico, es una técnica ampliamente utilizada en el campo de la sismología para el análisis y procesamiento de datos. Una tarea muy común en el análisis espectral es tratar de encontrar una determinada señal que está contaminada por otras, por ejemplo ruido.

La FFT (Transformada rápida de Fourier), a causa de su rapidez, es la herramienta más adecuada para llevar a cabo un análisis espectral. Cualquier algoritmo para calcular la FFT contiene un conjunto de coeficientes espectrales, armónicos, que se pueden entender como muestras de la correspondiente función espectral continua (Transformada continua de Fourier).

$$X(k) = \sum_{j=1}^N x(j) \omega_N^{(j-1)(k-1)}$$

$$\omega_N = \exp\left(\frac{2\pi i}{N}\right)$$

Siendo $x(j)$ una función del tiempo, j_0, \dots, j_N una secuencia de números complejos i la unidad imaginaria, N el número total de muestras.

El análisis de Fourier convierte una señal en el dominio del tiempo (o espacio) al dominio de la frecuencia (o número de onda) y viceversa. (Ver Figura 3.12).

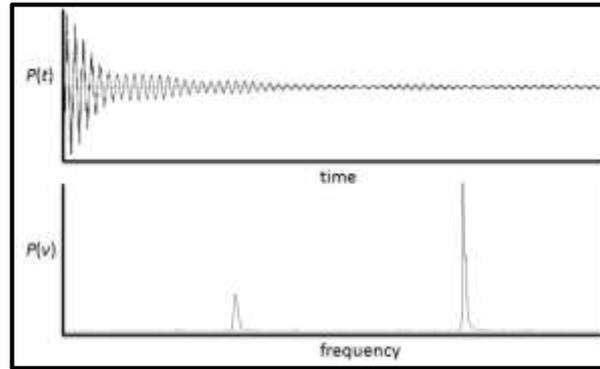


Figura 3.6.- Ejemplo de una señal en su representación temporal y espectral de una senoide infinita.

3.2.2. El espectrograma de señales sísmicas

En una señal sísmica de origen volcánico, el contenido espectral puede que no se mantenga estable a lo largo del tiempo. La utilidad de la herramienta denominada “espectrograma” consigue representar el espectro evolucionando en el tiempo. En realidad el nombre de la función matemática asociada a esta herramienta es la Transformada de Fourier a Corto Plazo (TFCP), nombre que viene del análisis que se efectúa sobre ventanas de soporte temporal finito.

El espectro resultante corresponde entonces al tiempo del centro de la ventana, y se representa bajo un código de colores (donde las amplitudes más fuertes corresponden al rojo oscuro y las más débiles al violeta/azul claro). Un espectrograma no es más que la representación de la evolución espectral de la señal en función del tiempo, mediante la superposición (en el tiempo) de sucesivos espectros de duración menor a la señal total (Figura 3.13). De esta manera se tiene una idea del aspecto de la señal sísmica en un tiempo t determinado.

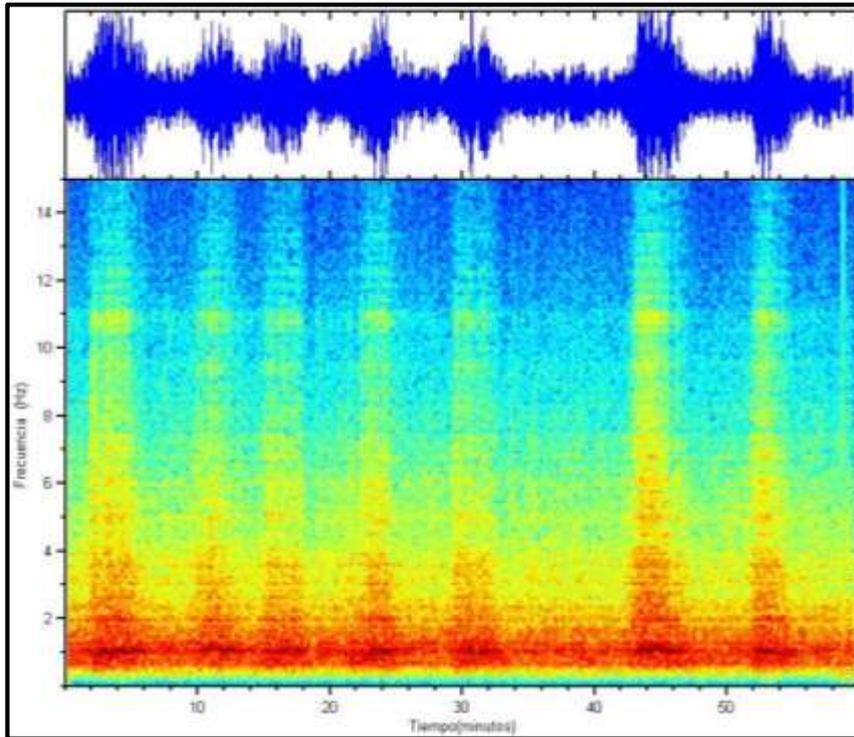


Figura 3.4.- Espectrograma de señales registradas en el volcán de las Calmas-Islas Canarias.

3.3. LOCALIZACIÓN HIPOCENTRAL

La obtención de las coordenadas hipocentrales de los sismos es una de las principales funciones a desempeñar por cualquier red o sistema de adquisición de datos. Hoy en día, los métodos clásicos basados en la duración del intervalo S-P, diferencia de tiempos de llegada entre las fases P y S del evento, u otros ingeniosos sistemas basados en construcciones gráficas han caído en desuso frente a la aplicación de potentes algoritmos matemáticos. La mayoría de estos métodos numéricos consisten en implementaciones o derivaciones del método tempranamente ideado por Geiger, 1912, el cual, debido al volumen de cálculo requerido, hubo de esperar hasta los años sesenta, en que la aparición de los grandes ordenadores hizo posible desarrollar programas de ordenador capaces de determinar los parámetros focales, hora origen e hipocentro (HYPOLAR, HYPO71, HYPOELLIPSE,...).

3.3.1. Método de Geiger

El método de Geiger, 1912 consiste en que los tiempos de llegada de las ondas sísmicas t_i (de las ondas P y S) se registran para N estaciones ($N > 4$) con coordenadas geográficas Φ_i y λ_i . Los tiempos de llegada se pueden considerar como funciones no lineales de las coordenadas de las estaciones (Φ_i y λ_i), los parámetros focales (coordenadas, profundidad y tiempo origen) (Φ_0, λ_0, h y t_0), y la distribución de velocidades de las ondas sísmicas en el interior de la Tierra. Este problema se puede linealizar usando un desarrollo en serie de Taylor alrededor de un conjunto aproximado de valores iniciales de los parámetros focales (Φ'_0, λ'_0, h' y t'_0) lo suficientemente próximo a los reales de forma que se pueda escribir:

$$t_i = t'_i + \delta t + \frac{\partial_i}{\partial \Phi} \delta \Phi + \frac{\partial_i}{\partial \lambda} \delta \lambda + \frac{\partial_i}{\partial h} \delta h; \quad i = 1, \dots, N$$

donde t'_i son los tiempos de llegada a cada estación calculados a partir de las soluciones iniciales (Φ'_0, λ'_0, h' y t'_0) y las derivadas parciales se evalúan para esa solución. Así, definimos los residuos como las diferencias entre los tiempos de llegada observados y calculados para cada estación:

$$r_i = t_i - t'_i; \quad \text{con } i = 1, \dots, N$$

Sustituyendo en la primera expresión y expresando las N ecuaciones en forma matricial, obtenemos:

$$r_{ij} = A_{ij} \delta x_j; \quad i = 1, \dots, N; \quad j = 1, \dots, N \quad \text{ó bien } (\mathbf{r} = \mathbf{A} \delta \mathbf{x})$$

La matriz \mathbf{A} ($4 \times N$) está compuesta por las derivadas parciales de los tiempos de viaje para cada estación con respecto a las coordenadas del epicentro, profundidad y tiempo origen, que se calculan a partir de curvas de tiempo de viaje o tablas. Las cuatro componentes del vector $\delta \mathbf{x}$, formado por los incrementos de los cuatro parámetros focales, son las cuatro incógnitas a determinar. A partir de los valores iniciales de los parámetros focales, resolvemos la ecuación anterior y obtenemos el primer conjunto de incrementos $\delta \mathbf{x}$ que sumaremos a los valores iniciales para obtener los nuevos valores de los parámetros. Estos valores nuevos se usan ahora como valores iniciales y el proceso se repite hasta que el incremento que se obtiene es pequeño en comparación con el orden de error de las observaciones o cuando el

error total alcanza un valor mínimo. Para la solución de este sistema sobre determinado (N ecuaciones con cuatro incógnitas), se usa un método de mínimos cuadrados que minimiza la suma de los cuadrados de los residuos:

$$\varepsilon^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N r_i^2$$

Varios métodos pueden utilizarse para obtener la solución del sistema de ecuaciones. Una solución posible vendría dada por la siguiente expresión:

$$\delta \mathbf{x} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{r}$$

donde \mathbf{A}^T es la matriz transpuesta de \mathbf{A} .

Otra forma de hallar la solución es usar la matriz inversa generalizada. Según esta metodología, la matriz \mathbf{A} se puede descomponer como:

$$\mathbf{A} = \mathbf{U} \mathbf{\Lambda} \mathbf{V}^T$$

donde \mathbf{A} es la matriz diagonal formada por las raíces cuadradas de los valores propios de $\mathbf{A}^T \mathbf{A}$, \mathbf{V} es una matriz formada por los vectores propios de $\mathbf{A}^T \mathbf{A}$, y \mathbf{U} es una matriz formada por los vectores propios de $\mathbf{A} \mathbf{A}^T$. La inversa generalizada de \mathbf{A} viene dada por:

$$\mathbf{A}^{-1} = \mathbf{U}^T \mathbf{\Lambda}^{-1} \mathbf{V}$$

y por tanto,

$$\delta \mathbf{x} = \mathbf{U}^T \mathbf{\Lambda}^{-1} \mathbf{V} \mathbf{r}$$

A partir de las matrices \mathbf{U} y \mathbf{V} , podemos formar la matriz de covarianza $\mathbf{C} = \mathbf{V} \mathbf{\Lambda}^{-2} \mathbf{V}^T$, cuyos elementos diagonales son las varianzas de los parámetros, la matriz de resolución $\mathbf{R} = \mathbf{V} \mathbf{V}^T$, cuyos elementos indican la resolución relativa de cada parámetro, y la matriz densidad de información $\mathbf{D} = \mathbf{U} \mathbf{U}^T$, cuyos elementos indican que observaciones son las que contribuyen con más información al problema.

Si la matriz \mathbf{A} es casi singular, el problema se vuelve inestable. Una forma de evitar esto es introducir un factor de atenuación reemplazando la matriz $\mathbf{A}^T \mathbf{A}$ por $\mathbf{A}^T \mathbf{A} + k \mathbf{I}$, donde k tiene un pequeño valor, antes de determinar la inversa. De esta forma se elimina la aparición en la diagonal de elementos con valores próximos a cero. En el

caso de la inversa generalizada, el problema se manifiesta con la aparición de valores propios nulos o muy próximos a cero, de forma que se reemplaza la matriz Λ por $\Lambda + k\mathbf{I}$, de forma que los valores propios próximos a cero se vuelven finitos.

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

3.4. MECANISMOS FOCALES

La solución del mecanismo focal de un sismo es el resultado del análisis de las formas de las ondas sísmicas generadas en una serie de estaciones sísmicas en forma de sismogramas. La caracterización precisa del mecanismo focal de un sismo nos proporciona información muy importante en cuanto a aspectos estructurales y sismológicos respecto a estructuras activas. Para tal efecto existen dos modos diferentes de calcular el mecanismo: el método de primeras polaridades de las Ondas P, y el cálculo del tensor de momento sísmico (M). En cualquier caso, para conocer las características de la fuente sísmica, las fuerzas que actúan en ella y el medio que recorren las ondas, es necesario utilizar simplificaciones relacionadas con el modelo de tierra supuesto y con las dimensiones del foco.

3.4.1. Método de Primeras Polaridades de las Ondas P

Esta técnica se empleó antes del desarrollo de los ordenadores y de la generalización de los sismógrafos de banda ancha, y aún se sigue utilizando cuando las redes sísmicas no son muy modernas, para analizar terremotos antiguos. Desde un punto de vista didáctico, resulta muy útil calcular el Mecanismo Focal manualmente mediante el análisis geométrico utilizando proyección estereográfica. El primer paso en la construcción de un mecanismo focal consiste en calcular la orientación de cada rayo sísmico desde el foco a cada estación. Para ello se sitúa una esfera imaginaria en el foco, y se calcula cual es la orientación del rayo (azimut y la inclinación del rayo) con respecto a cada estación. Para este cálculo es necesario

conocer la distribución de V_p en profundidad en la zona de trabajo. Examinando el sismograma de la componente vertical en cada estación, evaluamos si la primera llegada que se detecta es hacia arriba o hacia abajo en el momento esperado. La parte de la energía recibida por cada sismograma, que dejó el foco del terremoto en forma de una onda P compresiva, puede decirse que ha viajado a lo largo de la trayectoria de un rayo desde el foco hasta el sismógrafo. Tenemos que saber dos cosas acerca de ese rayo en cada estación: el azimut del rayo que la conecta con el foco y su ángulo de emergencia. Este ángulo se mide entre el rayo que deja el foco (emerge) y un eje vertical desde el foco (normalmente se toma de tablas que relacionan el ángulo de emergencia y la distancia de la estación al foco).

Recordemos que el primer movimiento de las partículas alrededor del foco sísmico es diferente en los cuatro cuadrantes que dibujan los planos nodales. Para cada estación, el símbolo se sitúa en la línea que pasa por el centro de la proyección con el azimut de la estación relativo al terremoto y con el ángulo de emergencia (complementario a la inmersión del rayo) contado desde el centro (Figura 3.14).

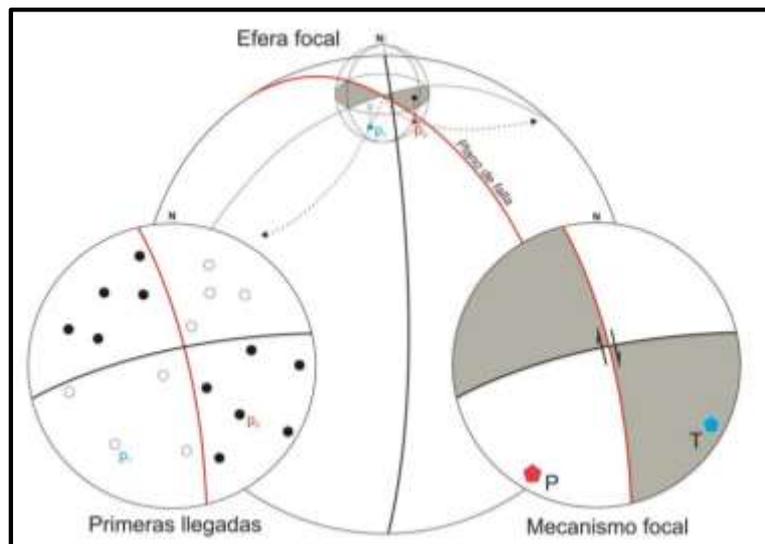


Figura 3.8.- Representación del cálculo del mecanismo de foco del terremoto mediante el método de las primeras polaridades de Ondas P.

Una vez se dibujan todos los datos de primeras llegadas, hay que buscar dos ciclográficas perpendiculares en la falsilla que separen los círculos blancos de los negros y que pasen por las x. Estos serán los planos nodales (uno de ellos será la falla). Finalmente, rellenamos los cuadrantes (blanco los que contienen a los círculos

blancos, y negro el de los negros). Normalmente, la solución no es única, pero sigue siendo útil para entender cómo se movió la falla asociada al terremoto (Figura 3.15).

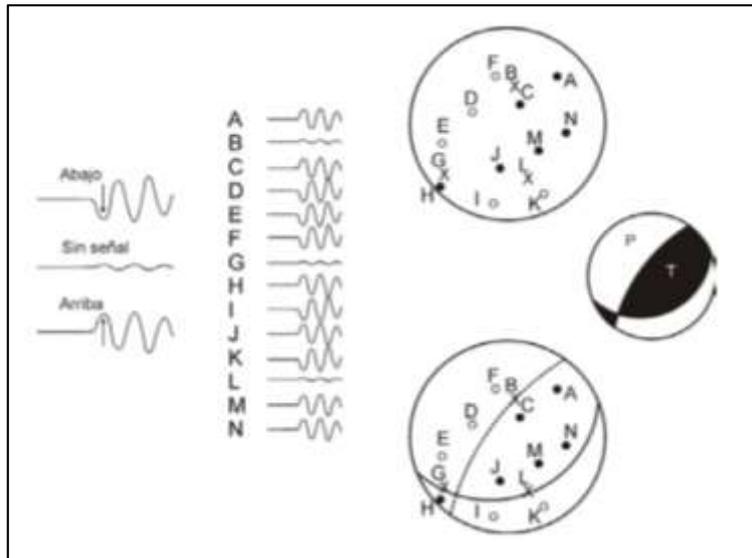


Figura 3.9.- Obtención de las polaridades de movimiento vertical para la fase P de diferentes estaciones sísmicas, (A-N) y representación en proyección estereográfica de dichas polaridades para la obtención del mecanismo de foco del terremoto.

La Figura 3.16, muestra la solución del plano de falla, para una falla inversa, falla normal y falla oblicua (combinación de 2 tipos de fallas). Donde por ejemplo la característica zona central de la falla inversa es de compresión dominante (eje-T). Este diseño de mecanismo focal es característico de movimientos compresivos a lo largo del plano de falla (ver Figura).

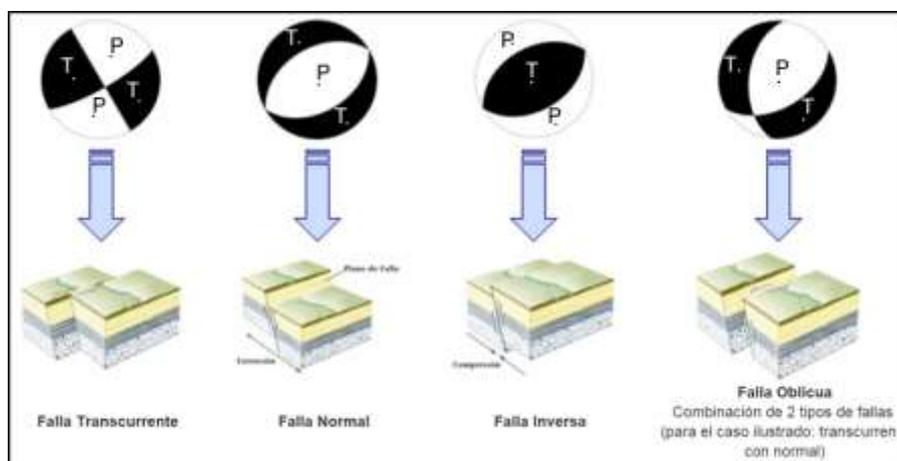


Figura 3.10.- Representación de los mecanismos focales más comunes y sus correspondientes fallas generadoras.

CAPÍTULO IV

ADQUISICIÓN, PROCESAMIENTO Y METODOLOGIA EMPLEADA

En el presente capítulo se hará una descripción de la red sísmica que se empleó para la adquisición de los datos, así también se mencionará aspectos fundamentales de cómo se realizó el procesamiento de los datos.

Para el desarrollo del presente estudio se registraron y localizaron 111 sismos, en las que fue posible identificar las fases P y S, de manera que ha sido posible de contar con la información necesaria para el cálculo de los parámetros hipocentrales. La diferencia de tiempos de llegada fue en promedio $T_s - T_p \leq 14$ segundos. Para una buena localización de las fuentes sísmicas, los sismos tuvieron que ser registrados en tres estaciones o más (requerimiento del algoritmo de localización hipocentral).

Para el cálculo de las magnitudes se utilizó la duración de los eventos junto a la distancia epicentral y profundidad en kilómetros. Por otro lado el cálculo de los

mecanismos focales para cada evento sísmico, fueron obtenidos a partir de la distribución del sentido del primer impulso de la onda P identificadas en las estaciones, así como la amplitud máxima de las ondas las P y S de cada sismo.

4.1. RED SÍSMICA

Como parte de los proyectos de investigación de sismovulcanismo en el sur del Perú y tomografía sísmica del volcán Misti, desarrollados por el IGP en convenio con el IRD de Francia, entre marzo y diciembre del año 2011, se instaló una red sísmica temporal conformada por 27 estaciones sísmicas. Entre tales estaciones, 08 fueron estaciones de periodo corto (M09, M12, M13, M14, M15, M17, M19 y M26) y 19 estaciones de banda ancha (M01, M03, M04, M05, M06, M07, M08, M11, M16, M18, M20, M22, M23, M24, M25, CAY (Cayma), PIC (Pichu Pichu), PIT (Pitay) y RPI (Represa de Pillones). Las estaciones se ubicaron sobre el cono volcánico del Misti y alrededores. Los datos registrados en esta campaña han sido utilizados para nuestra investigación, dándonos las estaciones de CAY, PIC, PIT y RPI una mayor cobertura del área de estudio.

En la Tabla 4.1 se presenta las coordenadas de ubicación de las estaciones sísmicas, el tipo de sensor y digitalizador. La Figura 4.1, muestra la distribución espacial de las estaciones sísmicas de la red sísmica temporal del volcán Misti en el año 2011.

Tabla 4.1.- Datos generales de las estaciones instaladas en la campaña sísmica del 2011.

EST.	COORDENADAS UTM		ELEV. (m)	MODELO DE SENSOR	DIGITALIZAD OR	OBS.
	X	Y				
M01	238367.71	8199963.92	3170	Lennartz	RefTek130	Banda ancha
M03	240857.33	8197447.10	5000	Guralp_6TD	Guralp_DM24	Banda ancha
M04	241809.10	8198344.11	4943	Guralp_6TD	Guralp_DM24	Banda ancha
M05	240932.72	8200105.20	3929	Lennartz	RefTek130	Banda ancha
M06	240091.77	8198877.32	4100	Guralp_6TD	Guralp_DM24	Banda ancha
M07	241296.82	8196455.86	5202	Lennartz	RefTek130	Banda ancha
M08	238311.23	8195755.91	3889	Lennartz	RefTek130	Banda ancha
M09	243790.93	8193496.00	4169	Mark Products Sercel	MiniTitan	Periodo corto
M11	243222.53	8196367.91	5683	Guralp_6TD	Guralp_DM24	Banda ancha
M12	244943.45	8195502.40	4531	Mark Products Sercel	MiniTitan	Periodo corto
M13	245240.88	8197498.73	4693	Mark Products Sercel	MiniTitan	Periodo corto
M14	244894.26	8199708.96	4288	Mark Products Sercel	MiniTitan	Periodo corto
M15	243381.70	8201019.82	4076	Mark Products Sercel	MiniTitan	Periodo corto
M16	242766.17	8198798.28	4732	Guralp_40T	KEPHREN	Banda ancha
M17	247182.01	8196082.05	4154	Mark Products Sercel	MiniTitan	Periodo corto
M18	239153.27	8196873.19	4232	Guralp_6TD	Guralp_DM24	Banda ancha
M19	236807.80	8196291.41	351	Mark Products Sercel	MiniTitan	Periodo corto
M20	238335.17	8193763.25	3624	Guralp_6TD	Guralp_DM24	Banda ancha
M22	241951.40	8195356.45	4923	Lennartz	RefTek130	Banda ancha
M23	241225.41	8193465.65	4128	Guralp_6TD	Guralp_DM24	Banda ancha
M24	240128.70	8195777.66	4445	Lennartz	RefTek130	Banda ancha
M25	243840.59	8198368.05	4764	Guralp_6TD	Guralp_DM24	Banda ancha
M26	243425.93	8197256.03	5376	Mark Products Sercel	MiniTitan	Periodo corto
PIC	263139.87	8183752.02	478	Guralp_6TD	Guralp_DM24	Banda ancha
PIT	173097.32	8206395.89	1733	Guralp_6TD	Guralp_DM24	Banda ancha
RPI	262215.06	8249829.46	4389	Guralp 3ESPC	Guralp DM24	Banda ancha
CAY	228040.31	8187657.76	2429	Guralp_6TD	Guralp_DM24	Banda ancha

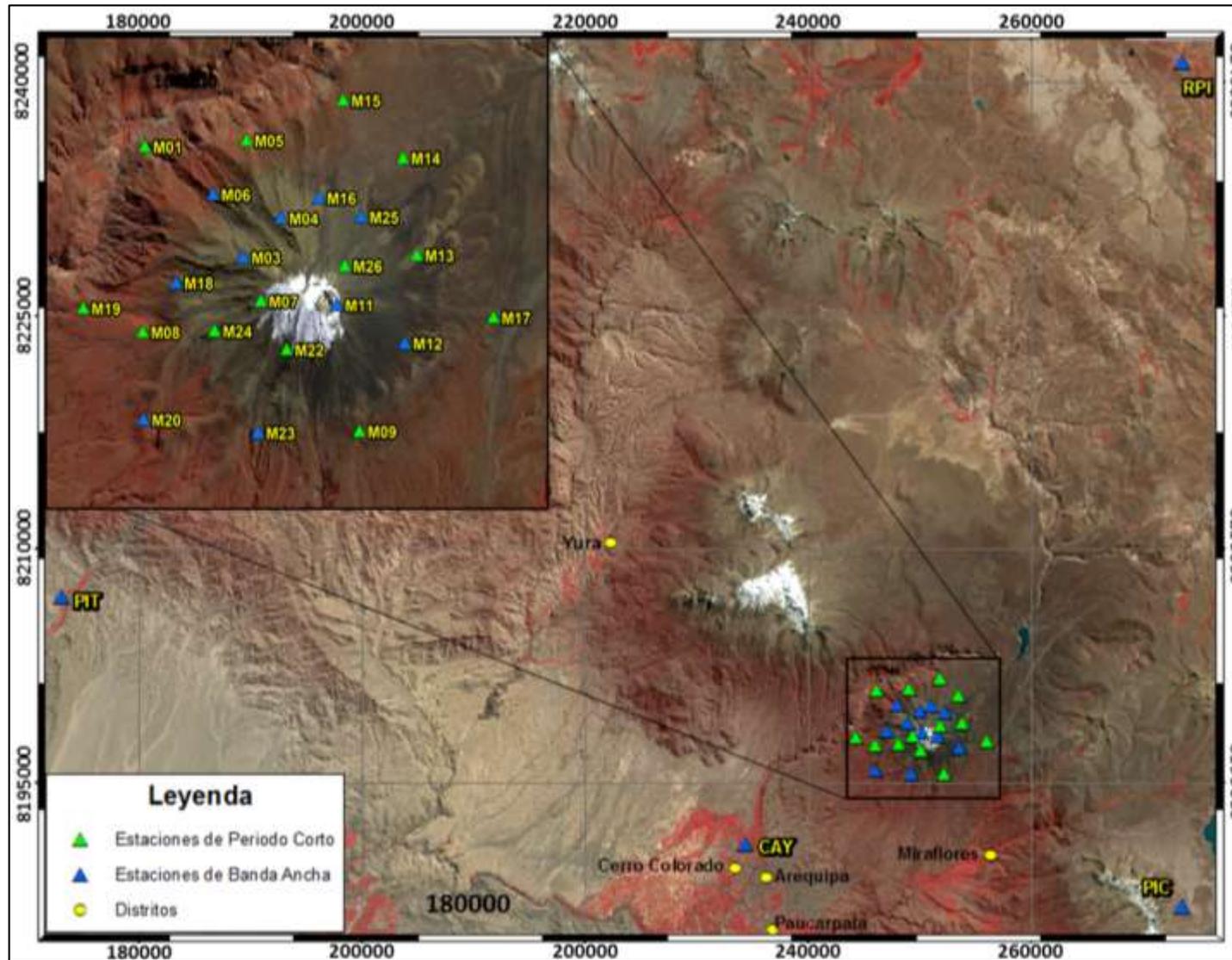


Figura 4.1.- Distribución de las estaciones sísmicas antes mencionadas, durante la campaña sísmica del año 2011.

4.2. INSTRUMENTACIÓN

4.2.1. Digitalizadores

Para nuestro estudio se utilizaron varios modelos de digitalizadores, como Reftek T130, el cual es un datalogger, de 3 ó 6 canales de alta resolución. Es de baja potencia y altamente configurable para una amplia gama de aplicaciones. Está alojado en un plástico plegable de estilo envolvente que es casi impermeable y el almacenamiento de datos interno está en forma de dos tarjetas compact flash (CF); Guralp CMG – DM24, configurados para usarse con sensores GURALP; Agecodagis Kephren; que pueden ser compatibles casi con cualquier tipo de sensor sísmico y Minititan 3XT de uno y cuatro diodos (Figura 4.2), este modelo de digitalizador posee un registro continuo. En general los digitalizadores mencionados poseen un bajo consumo de energía y sincronizan su tiempo mediante un GPS.



Figura 4.2.- Estación sísmica MIniTitan 3XT de 1 y 4 diodos,

4.2.2. Sensores

Los sensores usados para el presente estudio fueron de banda ancha y periodo cortó, a continuación se detalla cada tipo de sensor:

- a. **Banda ancha:** Los sensores de banda ancha empleados, fueron Guralp GMG-40T, 3ESPC y 6TD. En general los sensores GURALP son ideales para una instalación rápida y pueden ser instalados en lugares de ruido medio con fuerza de retroalimentación (Figura 4.3)

Los sensores Lennartz LE – 3D son extremadamente estables a largo plazo y requieren un tiempo para estabilizarse, su diseño es robusto y además de ser ligeros fáciles de transportar, y todas son de tres componentes.



Figura 4.3.- Izquierda: Sensor sísmico Guralp 6TD, con GPS; Derecha: Sismómetro Guralp CMG-40.

- b. **Periodo corto:** Los sensores de periodo corto, fueron SERCEL L-4C de una sola componente (Z) (Figura 4.4), es pequeño, ligero y comparativamente económico respecto a otros sensores en el mercado.



Figura 4.4.- Sismómetro SERCEL L-4C.

4.3. PERIODO DE FUNCIONAMIENTO

En general, la Red sísmica Temporal del 2011 operó por 10 meses, desde 01 de marzo hasta el 28 de diciembre del 2011. Se utilizaron registros sísmicos provenientes de 27 estaciones instaladas.

El registro de la información sísmica no fue de manera continua para algunas de las estaciones (Figura 4.5), debido a problemas en el almacenamiento, causas técnicas del equipo, perturbación del medio entre otros. En algunos casos las estaciones dejaron de funcionar porque tuvieron que ser cambiadas a otras que presentaban problemas como se detalla en la Tabla 4.2. Las estaciones M12 y M19 que inicialmente fueron instaladas como estaciones MiniTitan se cambiaron a estaciones GURALP con el fin de obtener una mejor calidad de datos (Tabla 4.2). Las estaciones GURALP (M04, M06, M16, M18, M23, PIC, PIT, RPI y CAY) presentaron mayor periodo de operatividad, su registro de datos oscilaba entre los 132 y 214 días (Tabla 4.2).

Durante el periodo de funcionamiento de las estaciones de la red sísmica (Figura 4.5), se observa que existen muy pocos periodos de registro parcial (barras de color negro) y un mayor registro completo (barras de color azul), lo cual indicaría una buena calidad de nuestros datos.

Tabla 4.2.- Características del funcionamiento de las estaciones de la campaña sísmica del 2011.

Estación	Fecha de Instalación	Días de operación	Observaciones
M01	15-ago-2011	32	
M03	31-mar-2011	92	
M04	25-mar-2011	214	
M05	15-ago-2011	72	
M06	05-abr-2011	174	
M07	18-ago-2011	95	
M08	13-ago-2011	97	
M09	19-abr-2011	70	
M11	22-jul-2011	97	
M12	17-mar-2011	54	Estación TITAN cambiada a GURALP - por ruido
M13	29-abr-2011	78	
M14	18-mar-2011	183	Cambio de estación TITAN - por ruido instrumental.
M15	03-mar-2011	288	
M16	30-jun-2011	169	
M17	11-mar-2011	177	
M18	31-mar-2011	163	
M19	29-mar-2011	59	Estación TITAN a GURALP - mejorar calidad de datos.
M20	09-ago-2011	73	
M22	19-ago-2011	71	
M23	29-abr-2011	151	
M24	18-ago-2011	53	
M25	23-may-2011	39	
M26	04-may-2011	58	
PIC	26-may-2011	132	
PIT	12-may-2011	155	
RPI	22-jul-2011	159	
CAY	28-mar-2011	199	

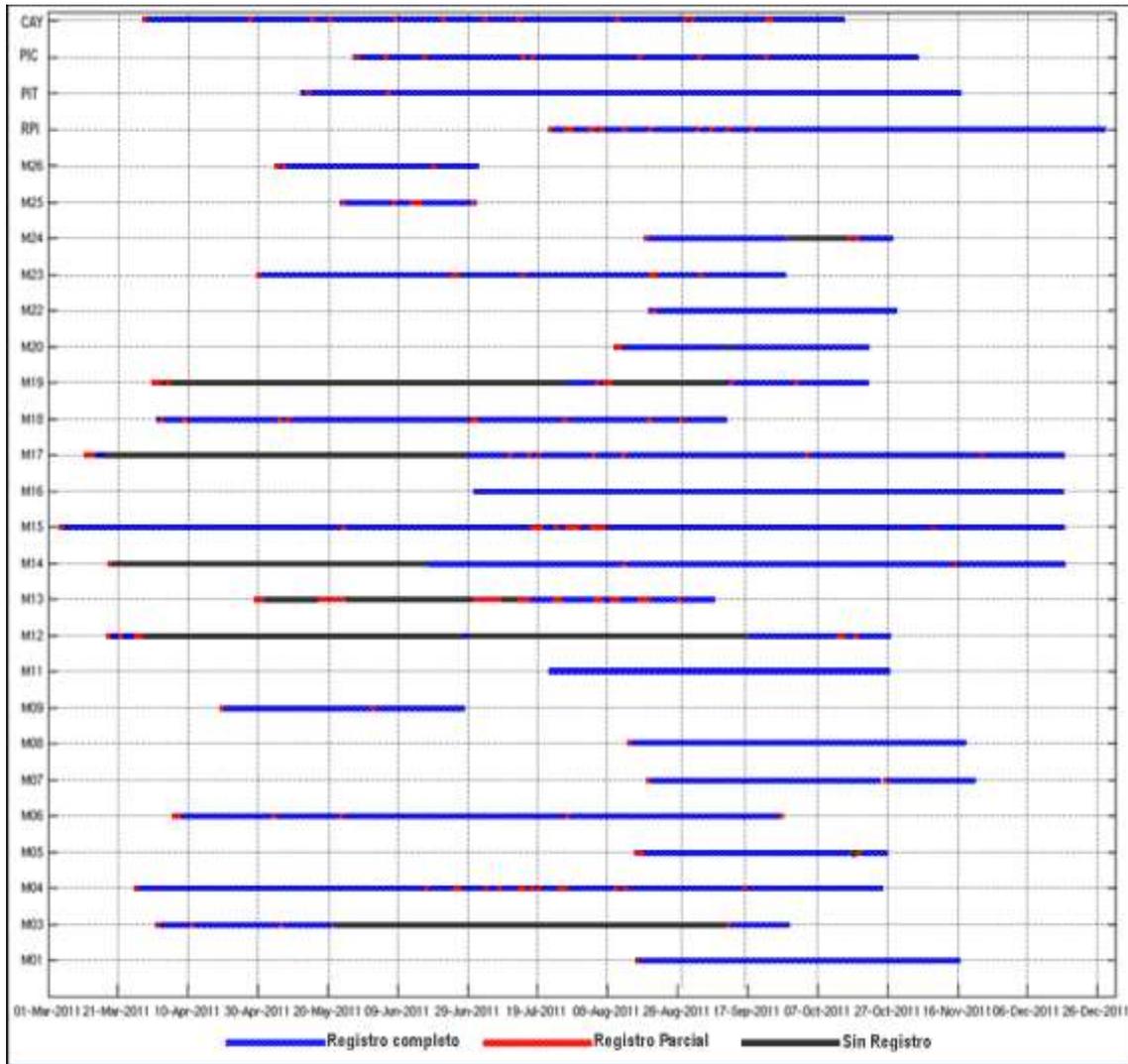


Figura 4.5.- Periodo de funcionamiento de las estaciones sísmicas de la campaña sísmicas del volcán Misti en el año 2011.

4.4. PROCESAMIENTO DE DATOS

Habiéndose empleado diversos instrumentos de campo (sensores, registradores) durante la fase de adquisición de datos en el campo, todos los datos que han servido para el presente estudio fueron primeramente convertidos a formato SAC.

4.4.1. Análisis espectral

El análisis de las señales sísmicas se efectuó tanto en el dominio del tiempo como en el dominio de las frecuencias.

El análisis de las ondas sísmicas en el dominio del tiempo se realizó con scripts Matlab (Figura 4.6); este análisis consistió principalmente en determinar el tiempo de duración de los sismos.

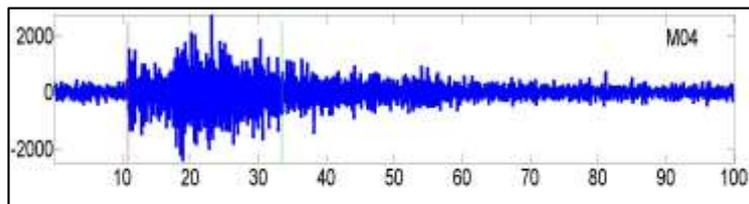


Figura 4.6.- Señal sísmica registrada el 02 de mayo del 2011 en la estación M04. La amplitud está en cuentas y la duración en segundos.

Para efectuar el análisis de las ondas sísmicas en el dominio de las frecuencias se ha empleado también scripts en Matlab, en los cuales se ha incorporado el algoritmo matemático FFT (Fast Fourier Transform). Las figuras 4.7 y 4.8 ilustran los resultados de este análisis.

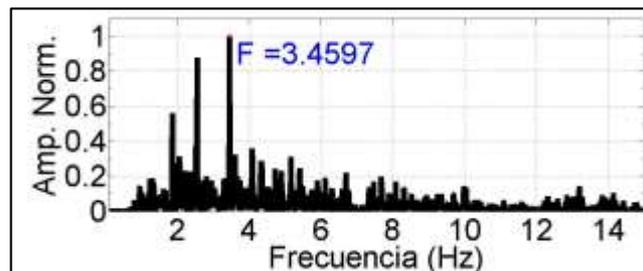


Figura 4.7.- Espectro de la señal registrada el 02 de mayo del 2011 en la estación M04. Con una frecuencia pico de 3.45 Hz.

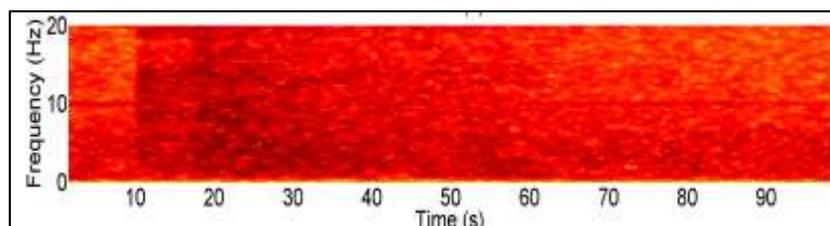


Figura 4.8.- Espectrograma de la señal registrada el 02 de mayo del 2011 en la estación M04. Se observa que las frecuencias se concentran menores a 20 Hz.

4.4.2. Lectura de datos

En primer lugar, se debe discriminar los eventos registrados en las estaciones sísmicas y que no corresponden a datos de interés para nuestro estudio. Así, se identificó y separó los eventos de carácter regional (subducción y otros de origen lejano). Tal acción fue realizada mediante el programa SAC (seismic analysis code) en plataforma de Linux. La Figura 4.9 muestra las señales sísmicas de las estaciones, CAY (Cayma), M15, M18, PIT (Pitay) y PIC (Pichupichu) de la componente vertical Z, registrado el día 16 de Julio del 2011 a las 21:00 horas, en el cual se identifica un evento sísmico que será usado en nuestro estudio.

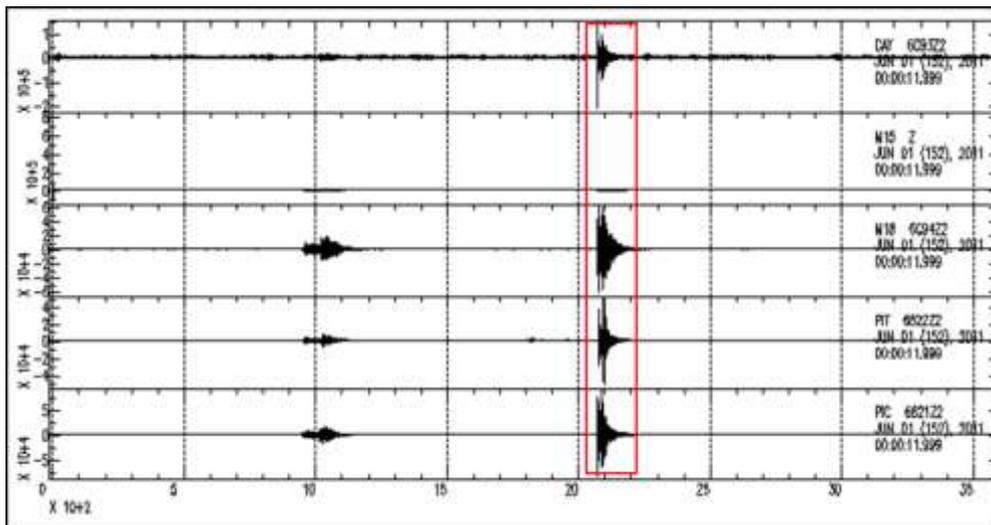


Figura 4.9.- En el cuadro rojo se muestra un ejemplo de un sismo registrado el día 16 de julio del 2011 a las 21:00 horas por las estaciones CAY, M15, M18, PIT y PIC. Las señales que se observan muestran solo la componente Z.

Una vez identificados los sismos que servirán para nuestro estudio, se procedió al picado de fases. Para realizar las lecturas de los tiempos de arribo de las fases de P y S registrados en más de tres estaciones (Figura 4.10) se creó un script en Linux utilizando comandos del programa SAC (Seismic analysis code), Así mismo mediante el programa denominado “readPS” (Figura 4.11) elaborado en Matlab, se corrigió el picado de las fase P y S de los eventos sísmicos en todas las estaciones en la cuales se registró. Posteriormente, se creó una base de datos considerando el nombre de la estación, la fecha, los tiempos de llegada de P y S con sus respectivas polaridades (Up o Down) y nomenclatura del primer arribo (impulsivo o emergente).

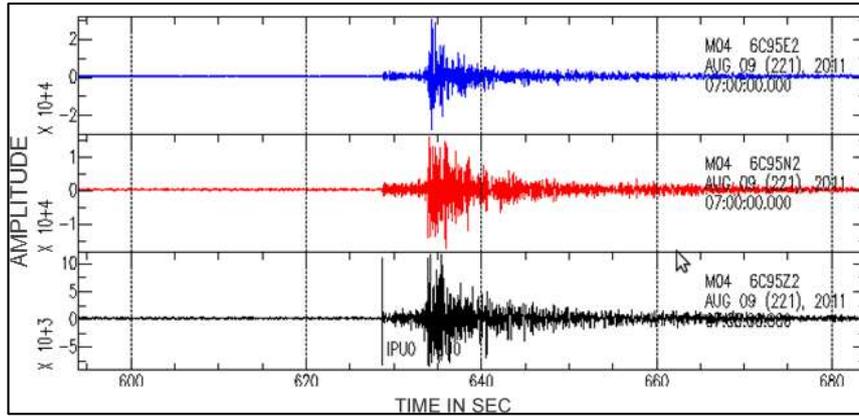


Figura 4.10.- Ejemplo de un sismo registrado el día 09 de agosto del 2011 a las 07:00 horas por la estación M04. Representa un sismograma con sus tres componentes y fases P y S.

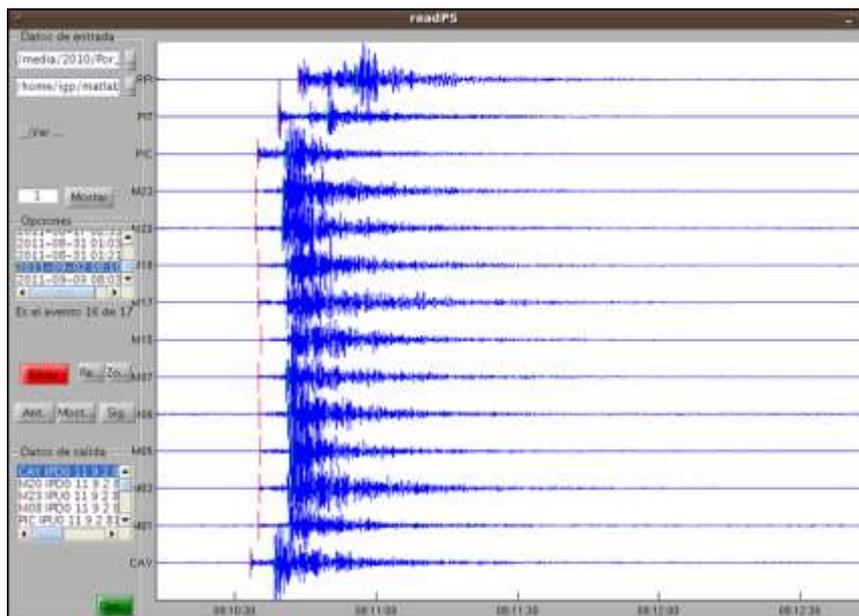


Figura 4.11.- Ejemplo de un sismo registrado el día 09 de agosto del 2011 a las 07:00 horas por la estación M04. Representa un sismograma con sus tres componentes y fases P y S visualizado en el programa “readPS”.

4.4.3. Modelo de velocidades

Una vez picadas las fases P y S de cada evento, se puede proceder a la localización del sismo mediante el programa Hypoellipse. Sin embargo, dicho programa necesita de un modelo de velocidades. Para el Perú no existen muchos modelos de velocidad experimentales a nivel local que permitan conocer la variación de la velocidad de las ondas en el interior de la corteza. Para las regiones Centro y Sur de Perú, solo se

cuenta con modelos de velocidad a escala regional, siendo estos propuestos por Grange et al. (1984) y Dorbath et al. (1991). (Tabla 4.3).

Tabla 4.3.- Modelos de velocidad evaluados en el presente estudio. V_p = velocidad de la onda P y Prof.= profundidad del nivel inferior de la capa.

Dorbath (1991)		Grange (1984)	
V_p (km./s.)	Prof. (km.)	V_p (km./s.)	Prof (km)
5.8	0.0	5.5	0.0
6.2	15.0	6.0	5.0
6.8	30.0	6.8	30.0
8.0	50.0	8.0	50.0

A fin de utilizar el mejor modelo que se adapte a los fines de nuestro estudio, para el presente trabajo se ha considerado evaluar los dos modelos de velocidad que hemos expuesto, con la finalidad de elegir aquel que mejor resuelva los parámetros hipocentrales de los sismos y represente mínimos errores en la estimación de los mismos.

El modelo de velocidades empleado considera tres medios de velocidad creciente en función de la profundidad. Se ha empleado el modelo modificado de Dorbath et al, 1991 (ver Tabla 4.4 y Figura 4.12), donde se toma a la altitud del volcán como límite superior del modelo de velocidades.

Tabla 4.4.- Modelo de velocidades (modificado de Dorbath et al, 1991).

V_p (Km./s)	Prof.(Km)	V_p/V_s
5,8	0,0	1,68
6,2	15,0	1,68
6,8	30,0	1,68

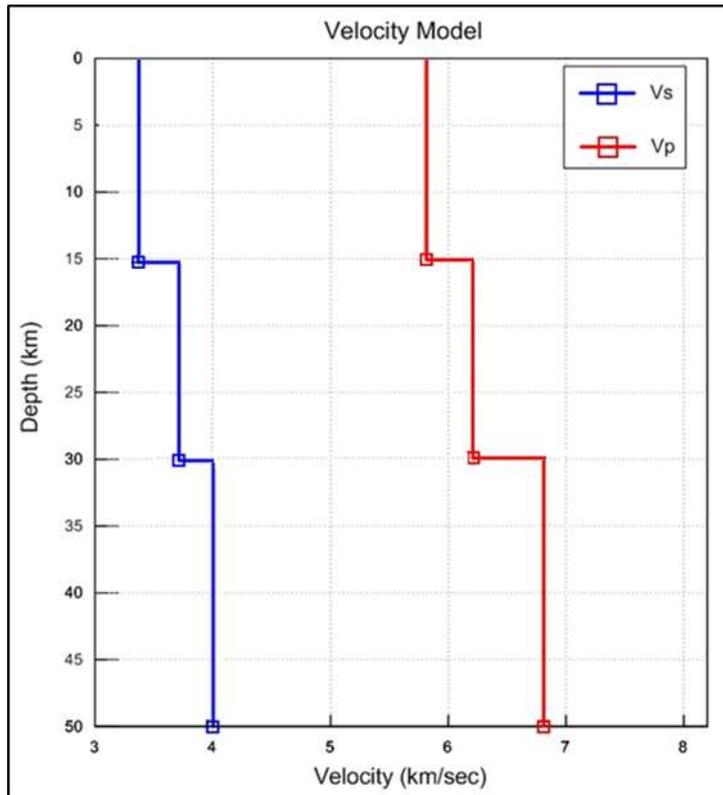


Figura 4.12.- Gráfica del modelo de velocidad empleado para la onda P y S.

4.4.4. Localización de sismos

El programa de localización utilizado en el presente estudio es el HYPOELLIPSE versión 1.0, adaptado por John C. Lahr (1999), que está basado en los principios del método de Geiger (1912) el cual utiliza un ajuste de mínimos cuadrados.

Se realizó la selección de sismos locales registrados en más de 3 estaciones. A continuación se muestra las principales características que permitieron la localización de los eventos sísmicos registrados en este periodo (Véase Tabla 4.5 y Tabla 4.6).

Tabla 4.5.- Archivos de entrada para el programa HYPOELLIPSE 1.0.

ARCHIVOS DE ENTRADA	
akutan.pha	Archivo que contiene la base de datos de los tiempos de arribo de las fases P y S para cada señal leída.
akutan.sta	Dentro de este archivo se muestra las características de las estaciones sísmicas en cuanto a las coordenadas geográficas (latitud y longitud) y elevación en metro.
crustal.prm	Muestra las especificaciones del modelo de velocidad empleado para la localización.
headopts.prm y headopts.vol	Estos dos archivos contienen parámetros de control del programa y parámetros de control ajustados para una red volcánica.
hypoctl	Enlista los archivos de entrada del programa, los cuales son los antes mencionados.
hypo.in	Especifica los nombres de los archivos de entrada (mediante el hypoctl) y salida, nos permite ejecutar el programa Hypoellipse.

Tabla 4.6.- Principales archivos de salida del programa HYPOELLIPSE 1.0.

PRINCIPALES ARCHIVOS DE SALIDA	
hypoel.out	Este archivo contiene una información completa de todo el proceso de iteración de los datos, así como las coordenadas de longitud, latitud y profundidad de los eventos sísmicos localizados.
hypoel.sum	Muestra un resumen del archivo hypoel.out.
hypoel.arc	Dentro de este archivo se muestra el azimut y el ángulo de incidencia, los cuales pueden ser utilizados para el cálculo de los mecanismos focales.

4.4.5. Magnitud Local

Se optó calcular la magnitud local (ML), a razón de que los eventos sísmicos registrados por la red sísmica de la campaña del 2011 fueron locales y ocurrieron en un área de menos de 100 km aproximadamente. Se utilizó la relación de Lee et al (1972) que usa la duración de la señal y la distancia epicentral.

El cálculo se realiza mediante la relación:

$$ML = -0.87 + 2.00 \log(\tau) + 0.0035 \Delta$$

Dónde:

τ : Duración de la señal en segundos.

Δ : Distancia epicentral en km (kilómetros).

4.4.6. Mecanismo Focal

La determinación del mecanismo focal y su inserción en la cinemática regional nos ayuda a tener una idea de la probable geometría de las estructuras sismogénicas. El mecanismo focal está asociado con la orientación espacial de la falla mediante los ángulos que la definen. El mecanismo focal por su parte está definido por 2 planos nodales perpendiculares entre sí. Uno de estos planos corresponde al activo y el otro al auxiliar (Martínez, 2011). De tal forma que si tenemos suficientes elementos (distribución de sismicidad, conocimiento de las principales estructuras en campo, etc.) podemos sugerir cuál de los dos planos es el activo. En este trabajo de tesis nos auxiliamos de la geología y la distribución de sismicidad para tratar de identificar la estructura sismogénica y su probable plano activo.

Los mecanismos focales de los sismos registrados en el presente estudio fueron obtenidos por medio de 03 programas distintos, en plataforma SEISAN. Tales programas son: FOCMEC (Snook et al., 1984) (Figura 4.16), FPFIT (Figura 4.17) y HASH (Hardebeck et al., 2008) (Figura 4.18). El método utilizado para determinar el mecanismo focal es el método de polaridades de la onda P. Este método es el más sencillo y considera el comportamiento de las polaridades y amplitudes del

sismograma en función del patrón de radiación de la onda P para un modelo de foco puntual de los eventos sísmicos identificados en las estaciones que forman parte de la red sísmica. Para analizar en SEISAN las señales identificadas en el presente estudio, se necesitó:

- Archivo **STATION0.HYP**: Este archivo contiene parámetros de control del programa y de la red volcánica, también muestra las características de las estaciones sísmicas como coordenadas geográficas (latitud, longitud y elevación en metros) y por último el modelo de velocidad empleado para la localización (Figura 4.13).
- Conversión de formato: Convertimos los datos de formato SAC a SEISAN, este paso se realizó para cada evento (Figura 4.14).

```

18 RESET TEST (S2)=1.0
19 RESET TEST (S3)=1.0
20 RESET TEST (S5)=1.0
21
22 CAY 1622.508 7132.7402429
23 M01 1616.038 7126.9183168
24 M02 1617.398 7125.5185000
25 M04 1616.298 7124.9484943
26 M05 1616.878 7125.4183929
27 M06 1616.808 7125.9484150
28 M07 1617.958 7125.2480202
29 M08 1618.398 7124.9583889
30 M09 1619.568 7123.4884189
31 M11 1617.888 7124.1685683
32 M12 1618.488 7123.1984551
33 M13 1617.418 7123.0384683
34 M14 1616.238 7123.2284288
35 M15 1618.508 7124.0584076
36 M16 1616.668 7124.4384732
37 M17 1618.168 7121.9684154
38 M18 1617.728 7126.4384232
39 M19 1618.008 7127.8083510
40 M20 1619.308 7126.9483624
41 M22 1618.558 7124.9184923
42 M23 1619.588 7125.3084128
43 M24 1618.308 7125.9284445
44 M25 1616.848 7123.8284764
45 M26 1617.498 7124.0385376
46 M27 1617.778 7124.4585683
47 FIC 1625.258 7113.1884875
48 FIT 1612.078 7203.4381723
49 HFI 1549.168 7113.1784389
50
51 8.2      0.0
52 6.0      5.0
53 6.8      30.0
54
55 15.0 1100.2200, 1.68
    
```

Figura 4.13.- Archivo *STATION0.HYP*, usado para procesamiento de datos sísmicos en el programa *SEISAN*.

```

C:\Windows\system32\cmd.exe - seisei
C:\Seismo\MOR\ZONA2>dirf 201105_01*
# 1 201105_01*
C:\Seismo\MOR\ZONA2>dirf 20110501***
# 1 20110501_010000.M03.E.SAC
# 2 20110501_010000.M03.N.SAC
# 3 20110501_010000.M03.Z.SAC
# 4 20110501_010000.M04.E.SAC
# 5 20110501_010000.M04.N.SAC
# 6 20110501_010000.M04.Z.SAC
# 7 20110501_010000.M09.Z.SAC
# 8 20110501_010000.M15.Z.SAC
# 9 20110501_010000.M18.E.SAC
# 10 20110501_010000.M18.N.SAC
# 11 20110501_010000.M18.Z.SAC
# 12 20110501_010000.M23.E.SAC
# 13 20110501_010000.M23.N.SAC
# 14 20110501_010000.M23.Z.SAC

C:\Seismo\MOR\ZONA2>seisei
Merge (1) or split (2) files:
1
Output format, seisan or mseed ?
seisan
Give 1-5 letter network code for merged file(s), UC is default
Maximum difference (sec) of events to merge, return for default (180 secs)
    
```

Figura 4.14.- Conversión de datos de formato SAC a SEISAN.

El programa FOCMEC (Snook et al., 1984) realiza una eficiente y sistemática búsqueda de la esfera focal, a su vez proporciona las soluciones aceptables sobre la selección previamente definidos para errores en la polaridad.

Para el procesamiento de los datos en FOCMEC fue necesario el picado de fases P, S y Coda (Figura 4.15), para la localización de los eventos y por último el cálculo de los parámetros del mecanismo focal.

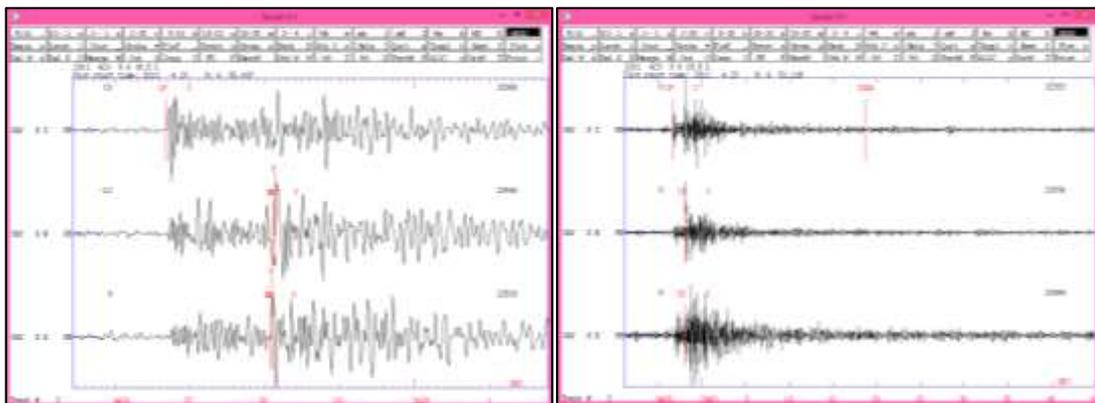


Figura 4.15.- Izquierda: Picado de fases P y S, derecha: Picado de coda de los sismos.

Los parámetros de entrada para el cálculo de los mecanismos focales, fueron: Número máximo de errores de la polaridad y ángulo para el cálculo aproximado del mecanismo focal (Figura 4.16).

Como resultado se obtuvo el strike, dip y rake para cada sismo, entre los archivos de salida obtenemos uno denominado "focmec.lst", el cual contiene los datos del plano principal y plano auxiliar de los resultados posibles. Después de elegir la mejor solución para el presente estudio, obtenemos el archivo de salida "hyp.out" el cual muestra el resultado final seleccionado.

```

Simbolo del sistema - eev 201104 ZONA2
# 2 23 Apr 2011 09:06 54 L -16.319 -71.542 17.7 0.1 2.9LSA 6 ? f
**** now locating with hyp as a preparation ****
# 0 2011 423 0906 54.7 L -16.319 -71.542 17.7 SA 6 0.1 2.6LSA 0.6CSA
If location not ok, result might be unpredictable
Return to continue <y=return/N>

***** FOCMEC *****
Q: Local: Qp= 470.0**0.70 Qs= 470.0** 0.7 Global: t*(P)=1.10 t*(S)=4.20
STAT C PH AMP PER TRTIME QCOR ANGINC ANGENG Fcor AZ DIST
STAT Ratio type T Amp 1 Amp 2 Fcor LogRat
Stop (0)
Plot saved solution(s) (1)
Plot new solutions (2)
Plot selected solution (3)
Find new solutions (4)
-1, -2, -3 also plot station
4
There are 6 polarity readings
Maximum number of allowed polarity errors or -1 to show best solutions only
0
Degree increment in search
35
Do you want to edit focmec.run <y/n> ?
n
focmec_exe < focmec.run > focmec.log
...Minimum number of bad fits are 0
Tue Feb 02 14:46:24 2016 for program FOCMEC

-----
Input from a file focmec.dat
2011 423 0906 54.7 L -16.319 -71.542 17.7 SA 6 0.1 2.6LSA 0.6CSA
Polarities/Errors: P 006/00 SU 000/00 SH 000/00
There are no amplitude ratio data
The minimum, increment and maximum B axis trend are 0.00 35.00 355.00
The limits for the B axis plunge are 0.00 35.00 90.00
The limits for the angle of the A axis are 0.00 35.00 55.00
    
```

Figura 4.16.- Ventana del programa FOCMEC, evento del 23 de abril del 2011.

El programa HASH calcula el mecanismo focal de un sismo a partir de la polaridad del primer movimiento de la onda P y la relación de las amplitudes S/P. Para el cálculo de los mecanismos focales se necesitó leer la amplitud máxima en la componente vertical de los eventos en todas las estaciones (Figura 4.18), así mismo se tuvo que rotar las componentes horizontales para picar la fase S en la componente tangencial y leer la amplitud máxima en la componente tangencial próxima a la polaridad de la fase S (Figura 4.17).

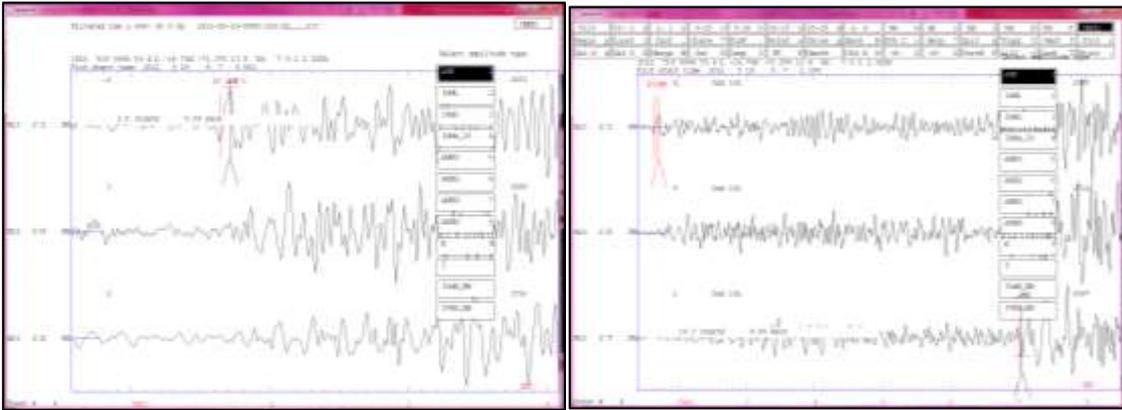


Figura 4.17.- Izquierda: Picado de la amplitud máxima en la fase P. Derecha: Picado de fase S y amplitud máxima en la componente tangencial.

Para el cálculo de los mecanismos focales mediante HASH (Figura 4.18) se necesitó:

- Rango de error de las polaridades.
- Ángulo para el cálculo aproximado del mecanismo focal (varía entre 0 y 90), por default es 60.

Los parametros de strike, dip y rake del plano principal y auxiliar de todas las soluciones posibles calculadas para cada evento se encuentran en el archivo de salida "hash_seisan.out".

```

Símbolo del sistema - eev 201104 ZONA2
# 2 23 Apr 2011 09:06 54 L -16.319 -71.542 17.7 0.1 2.9LSA 6 ? fh
**** now locating with hyp as a preparation ****
# 0 2011 423 0906 54.7 L -16.319 -71.542 17.7 SA 6 0.1 2.6LSA 0.6CSA
If location not ok, result might be unpredictable
Return to continue (y=return/N)

Grid angle for focal mech. search, enter for def 2
2
Max number of polarity errors
0
Max average error in amp rat, log10, def 0.2
.2
Enter angle for computing mechanisms probability, def is 60
60
Enter probability threshold for multiples, def is 0.1
.1

===== FOCMEC =====
Q: Local: Qp= 470.0**0.70 Qs= 470.0** 0.7 Global: t*(P)=1.10 t*(S)=4.20
STAT C PH AMP PER TRTIME QCOR ANGINC ANGEMG Fcor AZ DIST
STAT Ratio type T Amp 1 Amp 2 Fcor LogRat
Number of polarities is : 6
*** warning - no s/p amplitude ratios for event
Minimum number of polarity misfits overall : 0
New number of pol. misfits inc. extra is : 1
***FPCOOR warning, horz fault, strike undefined
Number of solutions found 1000

Strike,dip,rake 36.0 54.7 62.9
Fault+aux plane uncertainty 46.2 43.7

Strike,dip,rake 343.0 67.3 108.1
Fault+aux plane uncertainty 55.3 56.8

Strike,dip,rake 258.7 74.0 -155.4
Fault+aux plane uncertainty 54.0 60.6
=====
.... updating database with first HASH fault plane solution
    
```

Figura 4.18.- Ventana del programa HASH, evento del 23 de abril del 2011.

El programa PPFIT, al igual que HASH hace inversión de las ondas sísmicas. Su uso es iterativo y sencillo, se ejecuta escribiendo “fp”, e inmediatamente se calcula el strike, dip y rake del plano principal y auxiliar para cada evento (Figura 4.19).

```

Símbolo del sistema - eev 201104 ZONA2
# 2 23 Apr 2011 09:06 54 L -16.319 -71.542 17.7 0.1 2.9LSA 6 ? fp
**** now locating with hyp as a preparation ****
# 0 2011 423 0906 54.7 L -16.319 -71.542 17.7 SA 6 0.1 2.6LSA 0.6CSA
If location not ok, result might be unpredictable
Return to continue (y=return/N)

Number of phases 6
Ppfit uses 3-letter LOWER-CASE commands, which can be followed by
parameters in free-format, or which display current values & generate prompts.
Type "hel" for information on available commands.
yes? # ORIGIN TIME LOCATION DEPTH MAG DDR DIP RA
KE CNURG
-----
1 20 STN DIST AZ TOA PRMK HRMN PSEC TPOBS 100 48 58
MULTIPLE SOLUTION 178 88 -180
yes? =====
Fit 0.000
Errors in strike, dip and rake 10.0 8.0 15.0
.... updating database with PPFIT fault plane solution
    
```

Figura 4.19.- Ventana del programa PPFIT, evento del 23 de abril del 2011.

En la Figura 4.20 se observa los resultados del cálculo de un evento sísmico registrado el 23 de abril del 2011, mediante los tres programas FOCMEC, FPFIT y HASH, como se puede apreciar hay similitud en los resultados obtenidos. Los parámetros de strike, dip y rake seleccionados se encuentran en los archivo de salida “hyp.out” y focmec.inp”.

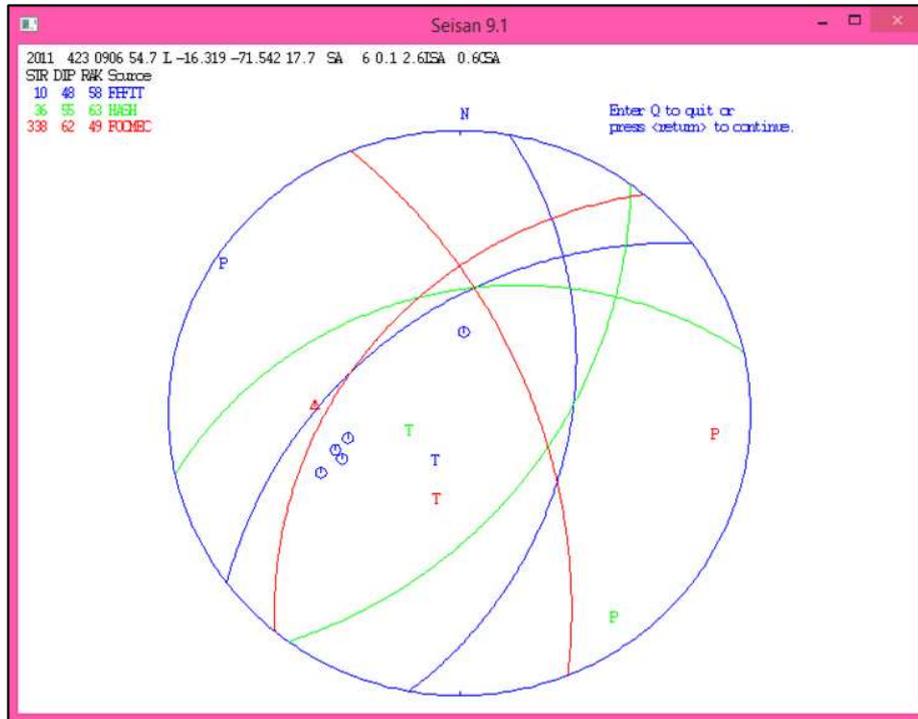


Figura 4.20.- Ejemplo de las soluciones de planos de falla de los diferentes programas: FOCMEC (solución de color rojo), FPFIT (solución de color verde) y HASH (solución de color azul). Evento del 23 de abril del 2011.

CAPÍTULO V

ANÁLISIS DE LOS DATOS

Este capítulo muestra el análisis de 111 sismos de fractura registrados entre el 01 de marzo y 31 de diciembre del 2011. En general, los sismos ocurridos fueron registrados en un mínimo de tres estaciones y presentaron fases sísmicas identificables P y S. La localización de los eventos fue realizada mediante el programa Hypoellipse con el cual, con el propósito de mejorar la incertidumbre en la localización de sismos, se hicieron ensayos probando dos modelos de velocidad muy utilizados en la localización de sismos locales en el sur del Perú: el modelo de Dorbath et al. (1991) y el modelo de Grange et al. (1984).

Finalmente, para el cálculo de la magnitud local (MI) se utilizó la relación de Lee et al. (1972), y se presentan los principales parámetros fuente obtenidos del proceso de localización de hipocentros y mecanismos focales.

5.1. DATOS

Inicialmente se identificaron un total de 243 sismos de fractura, sin embargo de ellos se seleccionaron 111 que tenían la característica de presentar claras fases P y S y que estuvieran registrados en al menos 3 estaciones. Hubo eventos que fueron registrados hasta en 14 estaciones.

La estación con mayor número de sismos registrados fue la denominada M15, que se encontraba ubicada sobre el flanco norte del edificio volcánico, a 4076 msnm. La estación con menor número de sismos registrados fue RPI (Represa de Pillones) instalada a 56 Km al nor-noreste del volcán Misti (Figura 5.1). Los valores más comunes de diferencia de tiempos S-P fueron de 2 segundos. Cabe mencionar que en algunos casos se utilizaron solo las fases P de los sismos pues algunas estaciones solo contaron con sensores de una sola componente (componente Vertical ó Z).

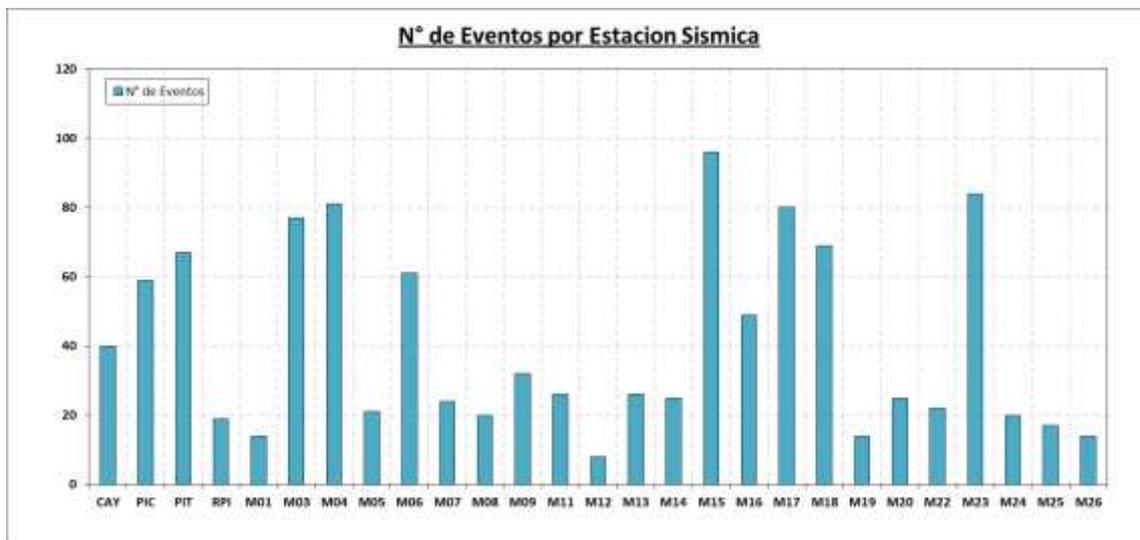


Figura 5.1.- Número de eventos por estación sísmica dentro de la campaña sísmica del año 2011.

Después del picado de las fases P y S, se efectuó un control de calidad de dicho picado mediante la confección del diagrama de Wadati, que grafica las diferencias de tiempo de llegada y de S-P (Figura 5.2). Se realizó una regresión lineal a la dispersión de los datos, obteniéndose el gráfico de una función lineal que está relacionada a la relación de las velocidades V_p/V_s , que para nuestro caso fue 1.68. Las líneas verdes en el diagrama de Wadati, muestra el valor de tolerancia en segundos que delimita el rango dentro del cual el picado de fases es aceptable.

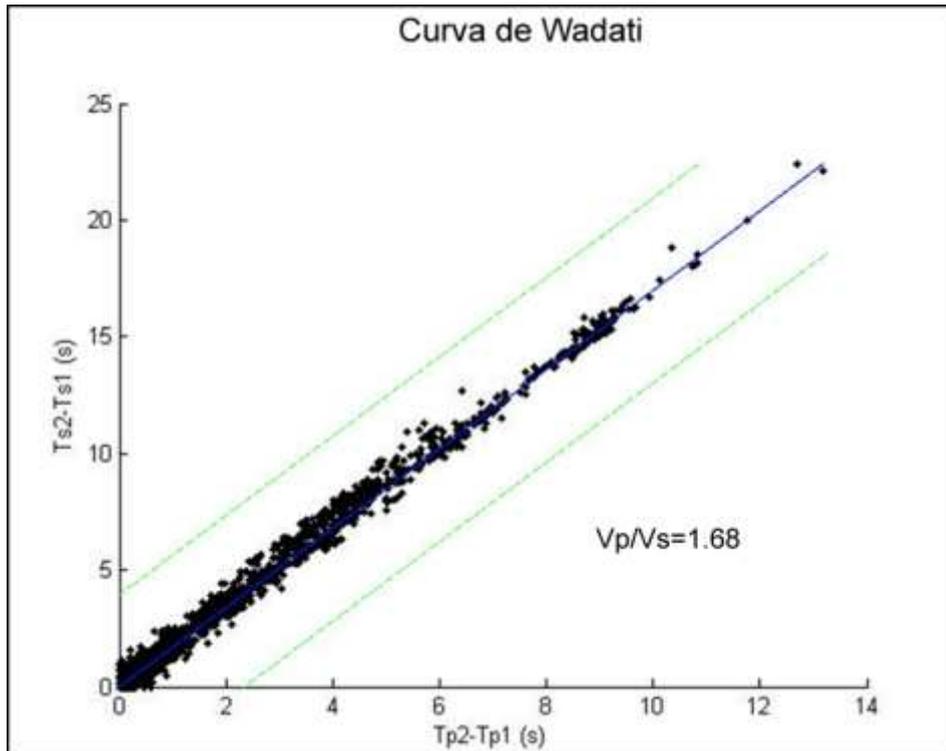


Figura 5.2.- Curva de Wadati obtenida para los eventos sísmicos registrados en este estudio.

5.2. LOCALIZACION DE SISMOS

5.2.1. Selección del Modelo de Velocidades

En la selección del modelo, tal y como se muestra en la figura 5.3, se realizaron ensayos repetidos utilizando datos de los 111 picados de fases P y S de nuestro catálogo sísmico.

Luego de evaluar el resultado obtenido al aplicar los dos modelos (Dorbath et al., (1991) y Grange et al., (1984)), hemos decidido de seleccionar el modelo de Dorbath debido a que presenta menores valores en el error. La figura 5.3 muestra los resultados de tal evaluación.

Los errores de localización de los tres ejes de coordenadas este-oeste (Erx), norte-sur (Ery) y vertical (Erz) en nuestro caso fue entre 0.2 y 1.1 kilómetros, en cuanto a la Raíz Media Cuadrática (RMS) los valores fueron menores a 0.5s (Figura 5.3).

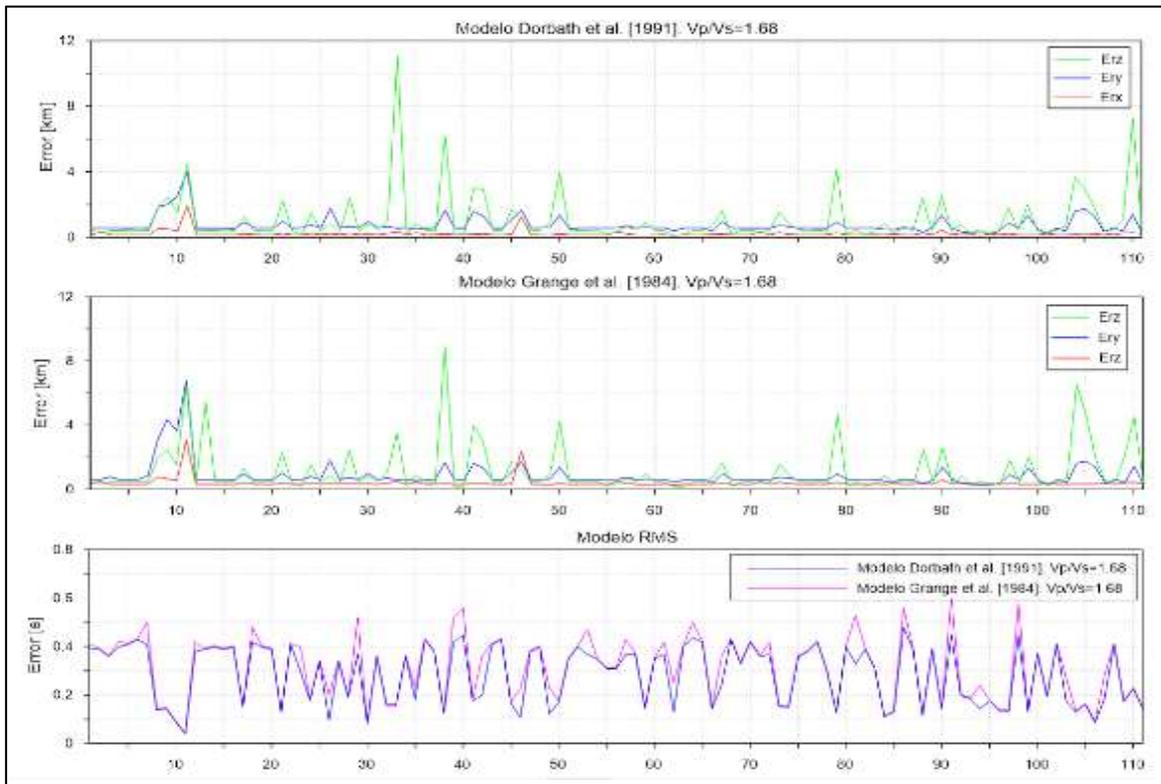


Figura 5.3.- Errores en las componentes horizontales (E_{rx} , E_{ry}), la profundidad (E_{rz}) y el RMS, para los modelos propuestos por Dorbath et al. (1991) y Grange et al. (1984), con respecto a la relación de velocidad de $V_p/V_s = 1.68$. Se observa valores de error menores para el caso del modelo de Dorbath et al. (1991)

5.2.2. Distribución espacial de Sismos

En la Figura 5.4, se presenta la distribución de la sismicidad ocurrida durante la campaña de nuestro estudio.

Se observa una distribución que puede resumirse de la siguiente manera: un agrupamiento de 65 eventos localizado sobre el flanco oeste del volcán Chachani y una distribución mucho más dispersa correspondiente a 46 sismos localizados en la zona del batolito de la Caldera.

Considerando el conocimiento actual acerca de la ocurrencia de sismos volcánicos, la primera zona o agrupación de 65 sismos situados sobre el volcán Chachani, a la que denominaremos ZONA CHACHANI (Figura 5.5), resulta ser de mayor interés para el presente estudio. En efecto, estos sismos están ubicados aproximadamente

a 20 km del volcán Misti y podrían corresponder a una zona de debilidad distal asociado al volcán Misti.

La segunda zona, que denominaremos ZONA BATOLITO, está graficada por la posición de los 46 sismos situados en el batolito de la Caldera (Figura 5.4). Estos sismos se muestran mucho más dispersos y alejados (mas de 40 – 50 km) de la aparente zona de influencia de los centros volcánicos Misti y/o Chachani. Se observa que dichos sismos se distribuyen en el mapa sin presentar agrupación y parecen alinearse en dirección NW-SE. Sus magnitudes van entre 1.6 y 2.7 Ml. La actividad asociada a los sismos de la zona Batolito, de orientación NW-SE, muy probablemente corresponde a la tectónica regional que está en concordancia con las grandes estructuras geológicas el sur del Perú siguen una alineación NW-SE.

En cambio, los 65 sismos ubicados en la ZONA CHACHANI se caracterizan por presentar una aparente orientación en dirección SW-NE (Figura 5.5).

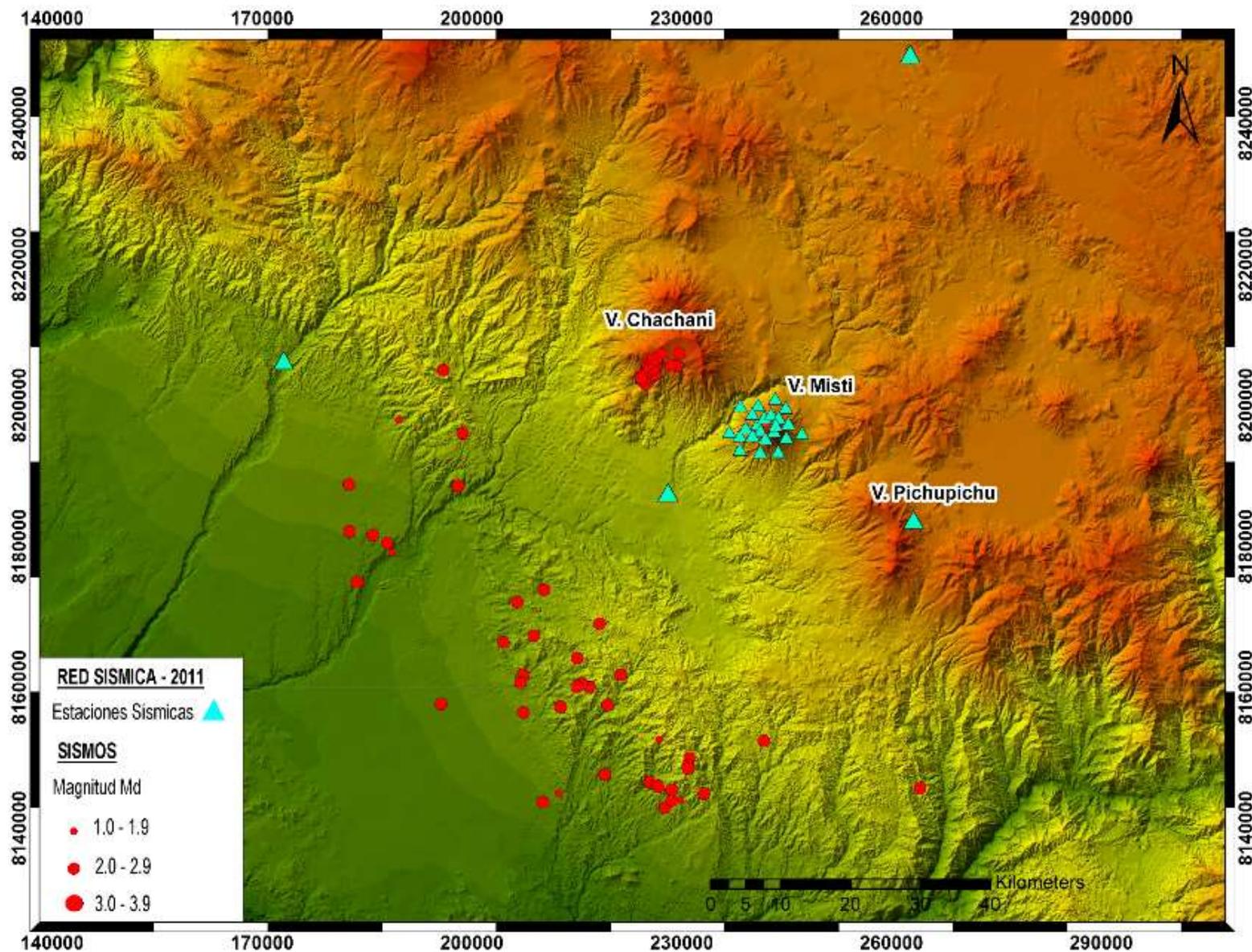


Figura 5.4.- Mapa de distribución de la sismicidad y estaciones sísmica durante el 2011 en el volcán Misti.

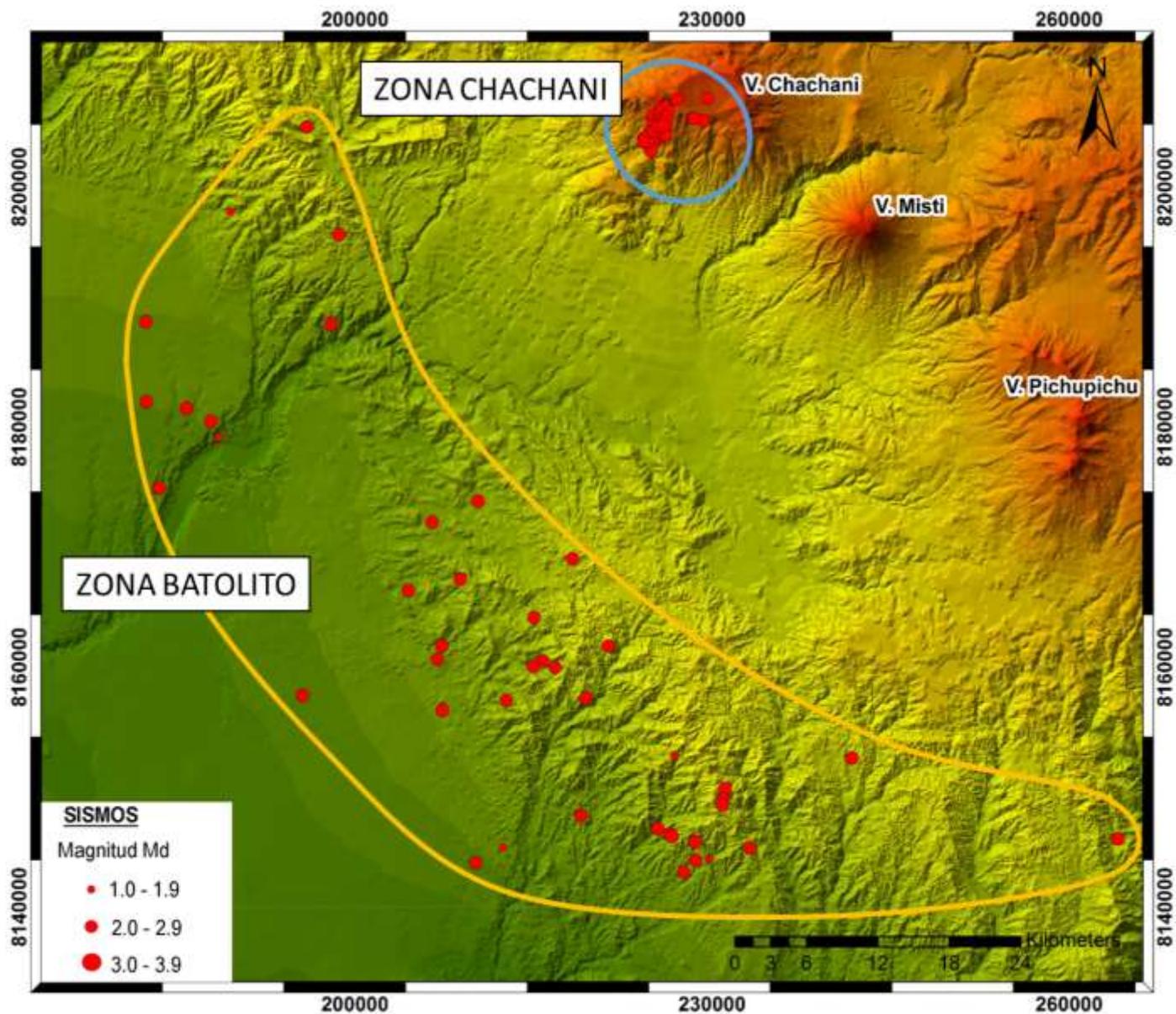


Figura 5.5.- Mapa de la distribución de la sismicidad y delimitación de la zona Chachani y Batolito.

5.3. SISMOS DE LA ZONA BATOLITO

5.3.1. Características

A continuación mencionaremos las principales características de los 46 sismos ubicados en la zona denominada Batolito, tales como la tasa de ocurrencia durante el periodo de estudio, el histograma de las duraciones y la evolución de la magnitud respecto al tiempo.

La Figura 5.6 muestra distribución de los eventos en el tiempo, observándose que en general se registró 1 evento por día o menos, aunque hubo algunas fechas en que se registraron un mayor número de sismos, como por ejemplo el 09 de mayo del 2011.

Por otro lado el histograma de la duración de los eventos, muestra que estos varían entre 10 y 60 segundos, siendo las de 20 y 30 más recurrentes, todo esto debido a que los sismos registrados en esta zona corresponden a la actividad tectónica regional (Figura 5.7).

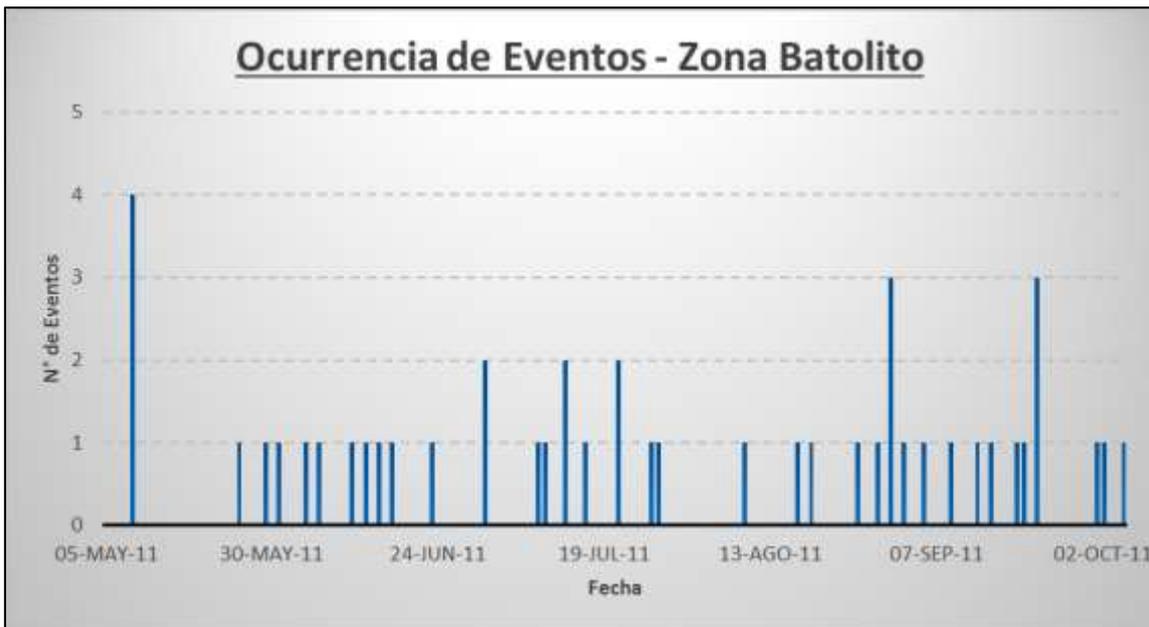


Figura 5.6.- Ocurrencia de los eventos registrados en la zona Batolito, por la campaña sísmica del volcán Misti en el 2011.

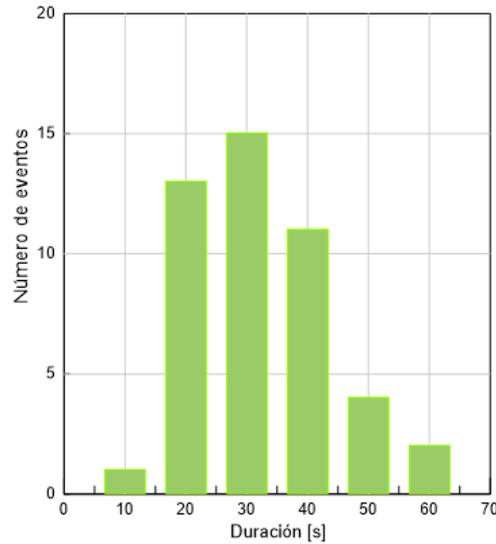


Figura 5.7.- Histograma de duración de eventos sísmicos de la zona Batolito.

Las magnitudes que se han observado en estos eventos van entre 1.6 y 2.7 ML, tal como se observa en la Figura 5.8.

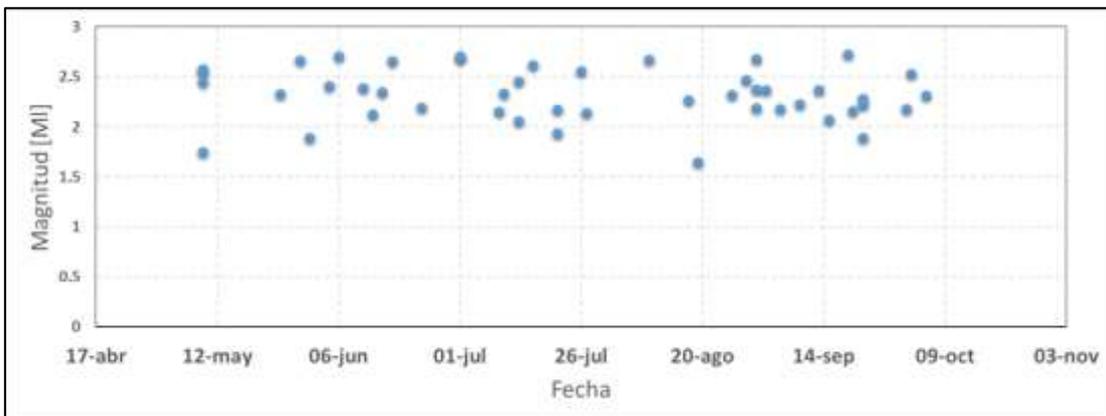


Figura 5.8. – Magnitudes calculadas para los sismos de la zona Batolito.

5.3.2. Distribución en Profundidad

En la figura 5.9 se observa la distribución de la sismicidad con la profundidad. Se nota que los sismos tienen profundidades importantes que alcanzan los 35 km de profundidad por debajo del nivel del mar. Estas características de amplia dispersión epicentral así como importantes profundidades son concordantes con una actividad tectónica regional, sin asociación o relación con ambientes volcánicos.

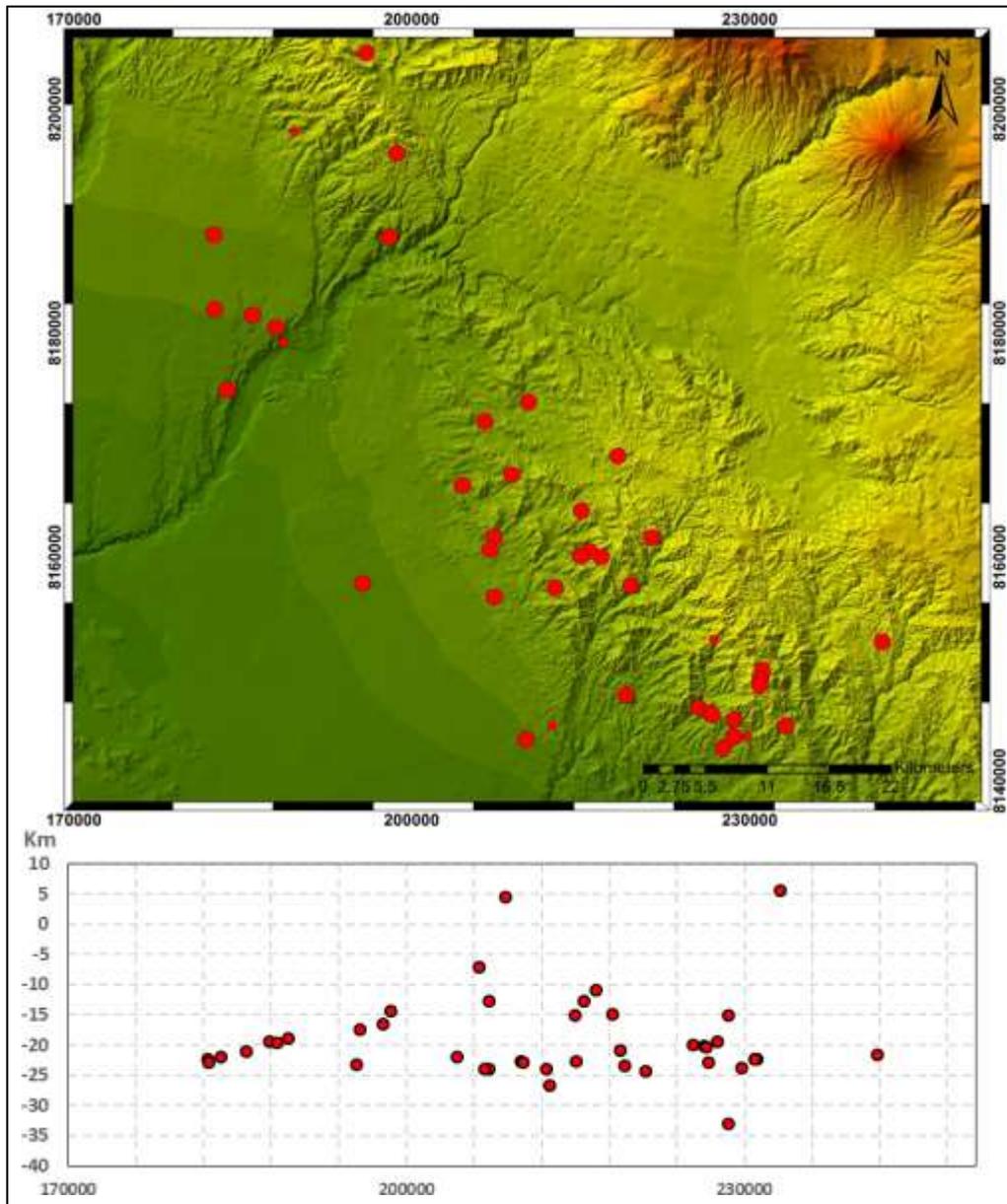


Figura 5.9.- Arriba: Mapa de la sección sísmicas E-W dentro de la zona Batolito; **abajo:** Sección Este-Oeste; El nivel 0 indica el nivel medio del mar.

5.4. SISMOS DE LA ZONA CHACHANI

5.4.1. Características

En cuanto a las características principales de los 65 sismos que pertenecen a la zona Chachani vamos a analizar lo siguiente: ocurrencia respecto al periodo de análisis, contenido espectral, duración.

La Figura 5.10 muestra la distribución temporal de los eventos durante el periodo de estudio. Se observa que únicamente se registraron eventos entre el 13 de abril y el 18 de septiembre de 2011, y que en general se registró 1 evento por día, pero que hubo un día notable (14 de Julio) en que se registró hasta 7 eventos.

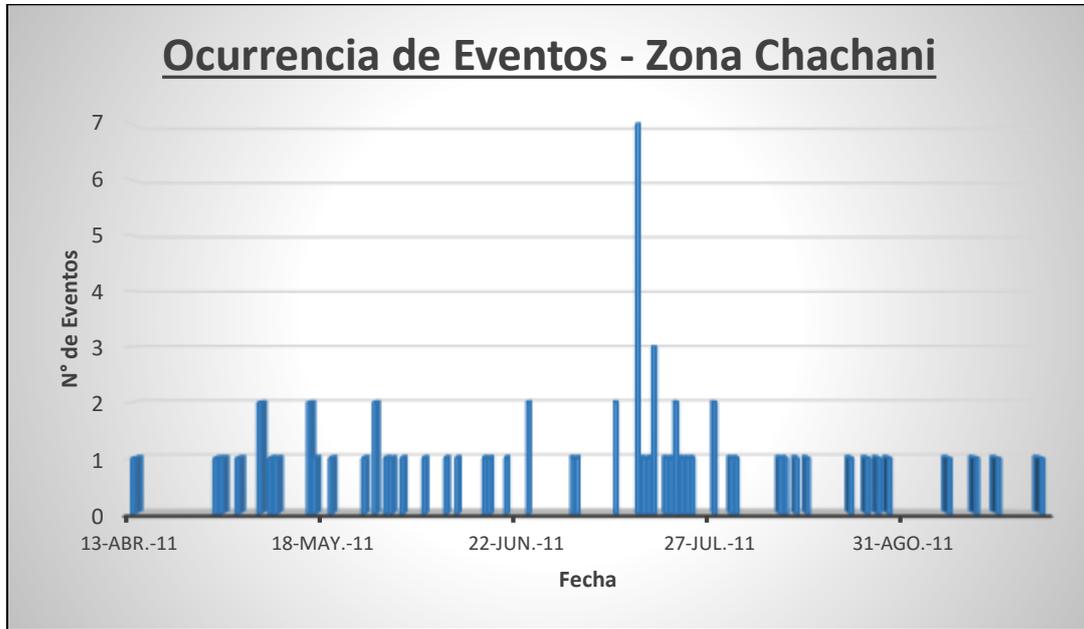


Figura 5.10.- Distribución temporal de los eventos registrados en la zona Chachani en 2011.

En este grupo, las señales sísmicas presentan en general un amplio rango de frecuencias dominantes que van entre 3.7 y 7.0 Hz, predominando aquellas de 4.0 Hz, (Figura 5.11, a.). Por otro lado la duración de los sismos varía entre 10 y 50 segundos, (Figura 5.11, b.).

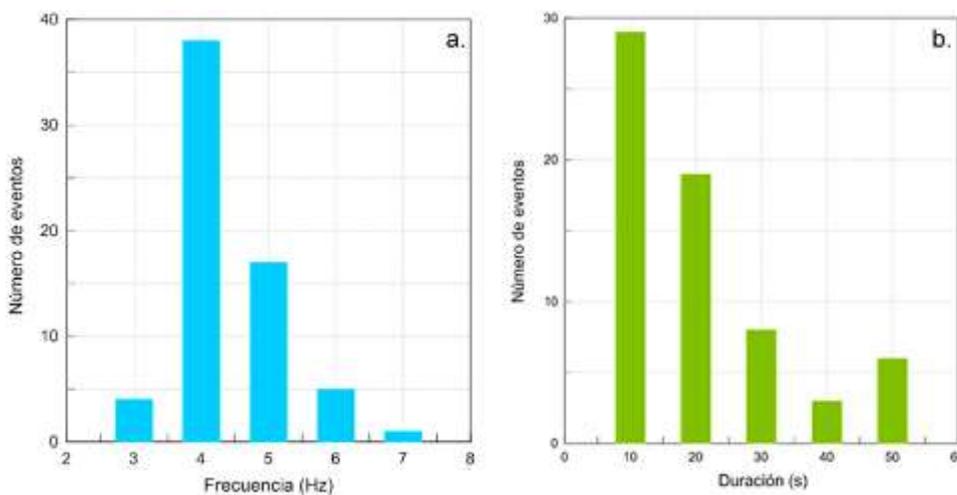


Figura 5.11.- a. Histograma de frecuencias principales observadas; b. Histograma de duración de eventos sísmicos.

En la Figura 5.12 se muestra la señal de un evento registrado en 06 estaciones de la red sísmica (CAY, M18, M06, M03, M04 y M15) el día 16 de julio del 2011. Sus frecuencias dominantes van entre 3.1 y 5.1 Hz.

Por otra parte, se realizó un apilado y/o correlación cruzada a 23 sismos de la zona Chachani. Este apilado muestra que las formas de onda así como el inicio de los sismos son muy similares (Figura 5.13). Asimismo, en el interferograma se observa una correlación que varía esencialmente entre 0.5 y 0.9, correspondiendo el valor de 1.0 a una correlación perfecta (Figura 5.14). Estos resultados hacen considerar que los sismos que forman parte de la zona Chachani deben originarse en una misma fuente, ya que poseen una forma de onda, localización espacial y profundidad similares (Figura 5.4).

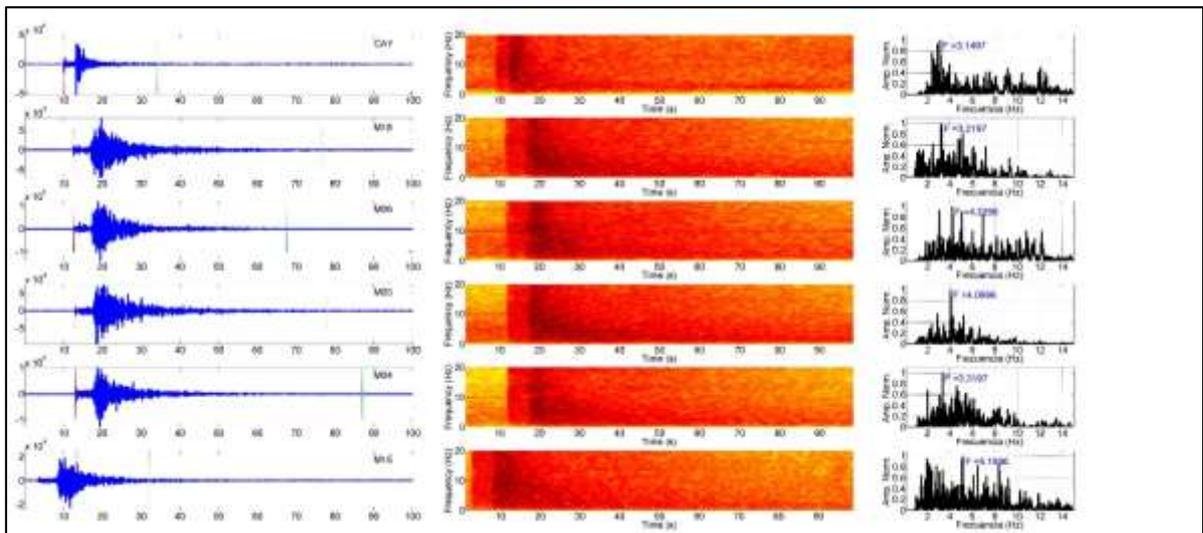


Figura 5.12.- Ejemplo de un sismo tipo VT registrado el día 16 de julio, en 06 estaciones de la Red sísmica.

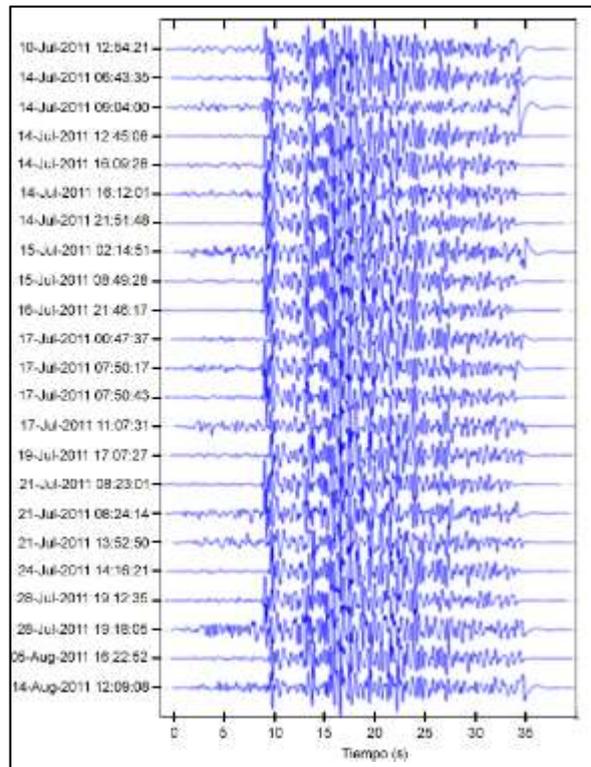


Figura 5.13.- Apilado de 23 formas de onda registrados durante el año 2011, en la zona Chachani.

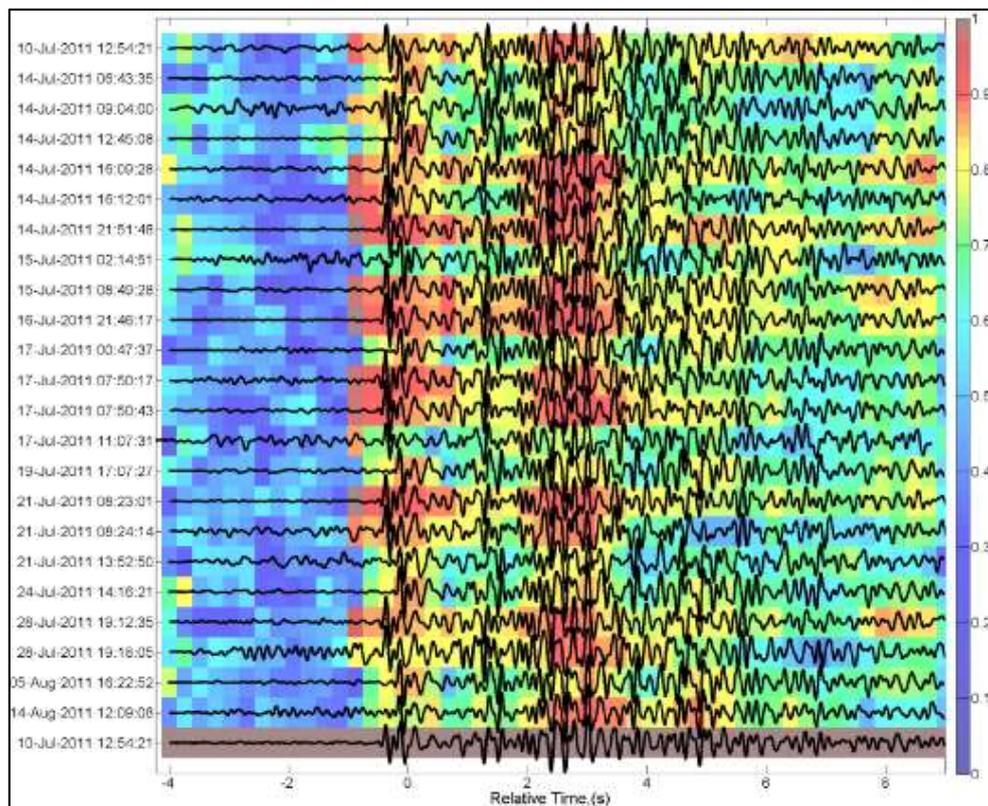


Figura 5.8.- Interferograma de sismos registrados durante el año 2011, en la zona Chachani.

La Figura 5.15, muestra un histograma de las magnitudes calculadas para los 65 eventos localizados dentro de la zona Chachani. Se observa la ocurrencia de sismos con magnitudes entre los 1.4 y 3.2 MI, siendo las más recurrentes magnitudes de 1.5, 2.0 y 2.5.

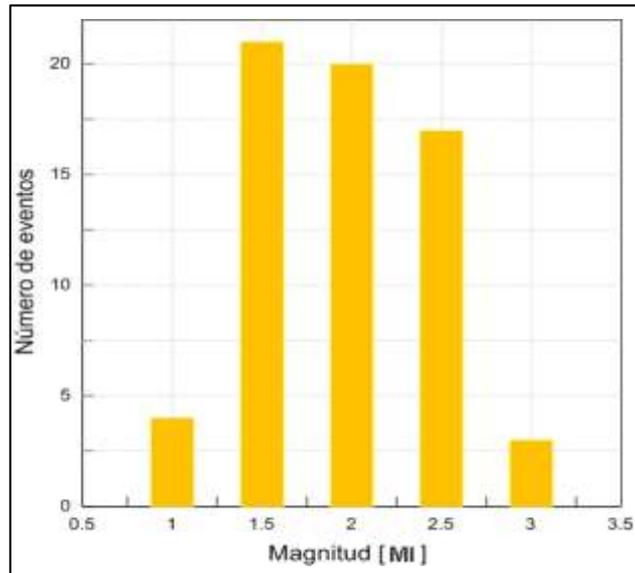


Figura 5.15. – Histograma de Magnitudes calculadas para la Zona Chachani.

Un resultado interesante observado en relación a las magnitudes de los eventos registrados en la zona Chachani es que entre el 14 y 31 de julio ocurrió un pequeño enjambre de sismos (Figura 5.16). Se conoce que tal distribución de eventos en el tiempo en la cual no existe un sismo principal (mainshock) seguido de réplicas (aftershock) sino un “enjambre” posiblemente esté asociado a la influencia de un cuerpo magmático. La causa de tal forma de sismicidad sería el aporte de una presión de fluidos proveniente de las inmediaciones. En este caso podría muy bien corresponder al volcán Misti aunque también cabe la posibilidad de que se deba al volcán Chachani.

La figura 5.16 acerca de los sismos del 14 - 31 de julio muestra que las magnitudes de los eventos en el tiempo son semejantes, no que haya sismos que sobresalgan entre el grupo, sino que son de magnitudes similares. Esta distribución o secuencia temporal corresponde a un enjambre de sismos (Zobin, 2012) y descarta así la secuencia conocida como mainshock-aftershock.

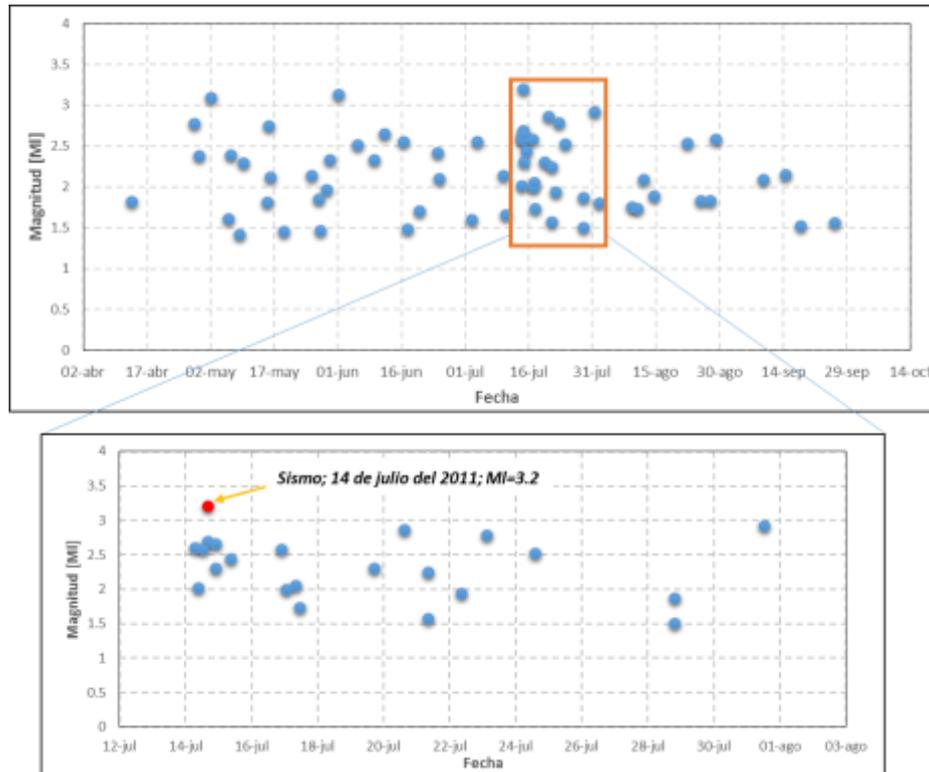


Figura 5.16.- Superior: Magnitudes calculadas para los sismos de la zona Chachani.
Inferior: Enjambre de sismos de las magnitudes de la zona Chachani.

5.4.2. Distribución en Profundidad

Para el análisis de los 65 eventos sísmicos en función de la profundidad de sus focos, se elaboró 2 secciones verticales, en donde se ha observado agrupamientos de sismos.

Estas secciones son mostradas en la Figura 5.17 y las características principales de cada una de ellas son descritas a continuación:

- **Sección W-E':** Esta sección considera un agrupamiento de sismos ubicados debajo del volcán Chachani. Se observa que los sismos son superficiales y se distribuyen a una profundidad entre los 8 y 12 km aproximadamente por debajo del nivel del mar. Formando una agrupación de sismos que mantienen un pequeño lineamiento, que se orienta hacia Oeste (Figura 5.17, a.).

- **Sección N-S'**: Aquí se observa una distribución de los sismos un poco más dispersa pero que guardan cierta orientación hacia el Sur, y yacen debajo del volcán Chachani (Figura 5.17, b.).

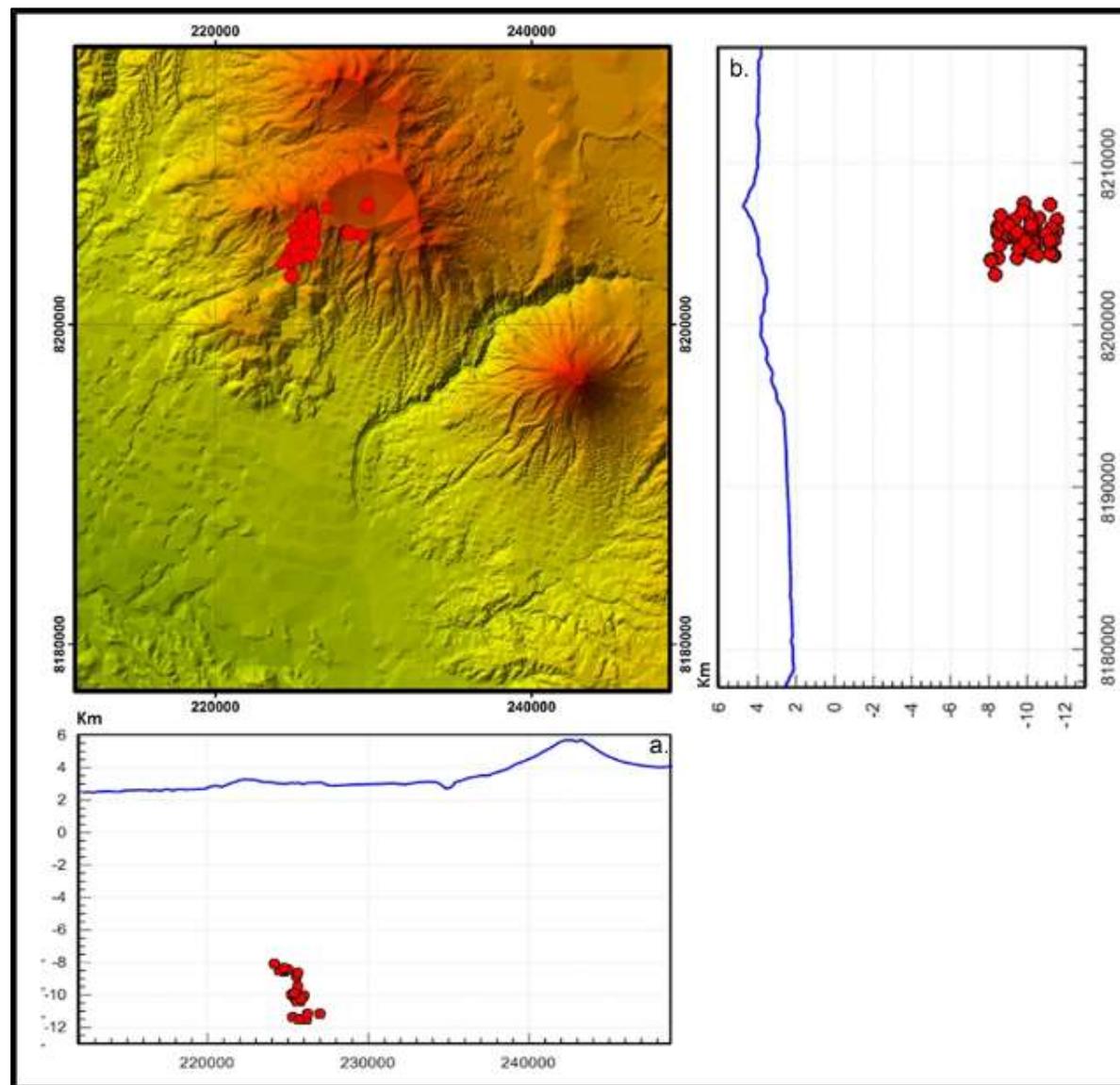


Figura 5.17.- Mapa de secciones sísmicas E-W y N-S dentro de la zona Chachani; **a.** Sección Oeste-Este; **b.** Sección Norte-Sur. En la ordenada se tiene las altitudes en kilómetros. El nivel 0 indica el nivel medio del mar.

5.4.3. Mecanismos Focales

Los sismos al ser consecuencia de las condiciones tectónicas, proporcionan a través de sus mecanismos focales información sobre el estado de esfuerzos a que esta sometida la litósfera debido al movimiento y dinámica de las placas litosféricas. La falta de mayor número de estaciones bien distribuidas en azimuth alrededor de la actividad sísmica, dificultó la obtención de mecanismos focales compuestos de primeros arribos bien restringidos. Por ello, se construyeron 4 mecanismos focales, registrados por al menos 05 estaciones sísmicas, con un aceptable azimuth de distribución de las mismas.

La tabla 5.1 muestra los resultados de parametros focales como strike, azimuth dip y rake de 4 sismos. Estos resultados fueron obtenidos por los programas HASH, FPFIT y FOCMEC (dentro del Sistema de SEISAN).

En la Figura 5.18 se observa la solución obtenida en este estudio para el mecanismo focal de sismos de la Zona Chachani, los cuales parecen estar alineados aparentemente a estructuras geológicas; los planos de falla de los mecanismos focales corresponden a mecanismos transcurrentes tipo inverso, Tres de los mecanismos focales poseen los ejes de tensión (T) y Presión (P) orientados en dirección SW (Suroeste) - NE (Noreste), por otro lado se observa un mecanismo focal de mayor componente de desgarre con una orientacion de sus ejes N - S (Norte -Sur).

Tabla 5.1.- Parámetros de los mecanismos focales de los sismos de la campaña sísmica en el volcán Misti en el periodo marzo-diciembre (2011).

FECHA	PLANO PRINCIPAL		
	strike	dip	rake
14/07/2011	47.34	47.85	39.32
14/07/2011	33	67	46
16/07/2011	40	45	18
21/07/2011	43	45	0

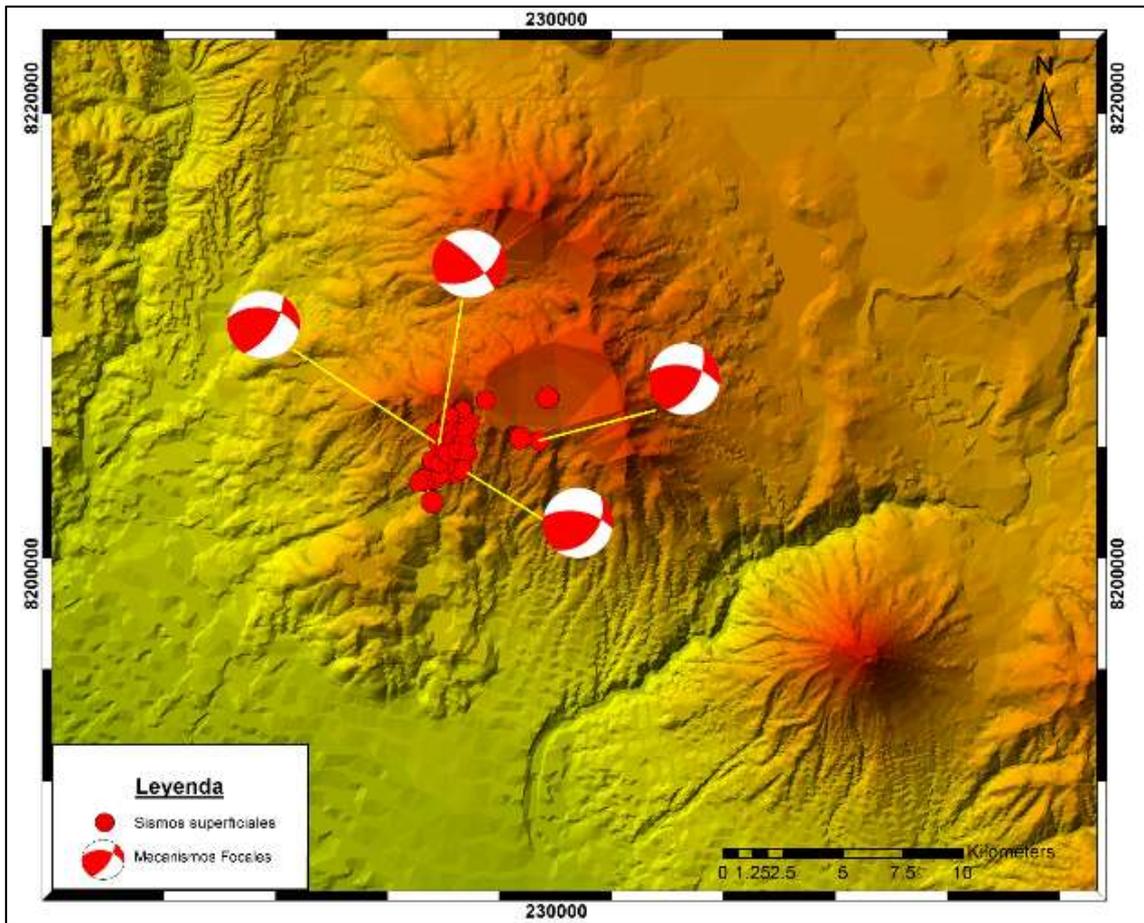


Figura 5.18. - Mecanismo focal de los sismos registrados en la campaña sísmica marzo-diciembre del 2011 dentro de la zona Chachani. Los cuadrantes en rojo representan la tensión y los blancos a la presión.

CAPÍTULO VI

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

En este capítulo se discuten los resultados de este estudio así como también se les relaciona con anteriores estudios. Se trata de integrar los datos de manera que finalmente nos ayuden a explicar o bosquejar el comportamiento de la sismicidad observada en el periodo de estudio.

De los trabajos citados en adelante, todos están relacionados con la fenomenología sísmica del volcán Misti y alrededores. Finalmente correlacionaremos la disposición espacial de los sismos mejor localizados, con algunas estructuras geológicas bien determinadas, y en algunos casos inferidas por otros estudios.

6.1. ACTIVIDAD SÍSMICA DEL VOLCÁN MISTI Y ALREDEDORES (DVTS)

El volcán Misti es un volcán activo, y entre sus principales manifestaciones está la actividad sísmica y emisiones de fumarolas. Según los reportes periódicos que emite el Observatorio Vulcanológico del Sur del IGP (OVS-IGP), la actividad sísmica interna al edificio del volcán Misti, entre julio del 2011 y julio del 2012 (Figura 6.1), estuvo caracterizada por la ocurrencia de eventos de Largo Periodo - LP, Volcano Tectónico - VT y además de actividad tremórica. La energía diaria se mantiene sin cambios relevantes durante el periodo. Por tanto, podemos afirmar que la actividad sísmica en el edificio del volcán Misti durante el periodo del presente estudio no tuvo cambios significativos y se mantuvo en una tasa promedio similar a la de los otros años.

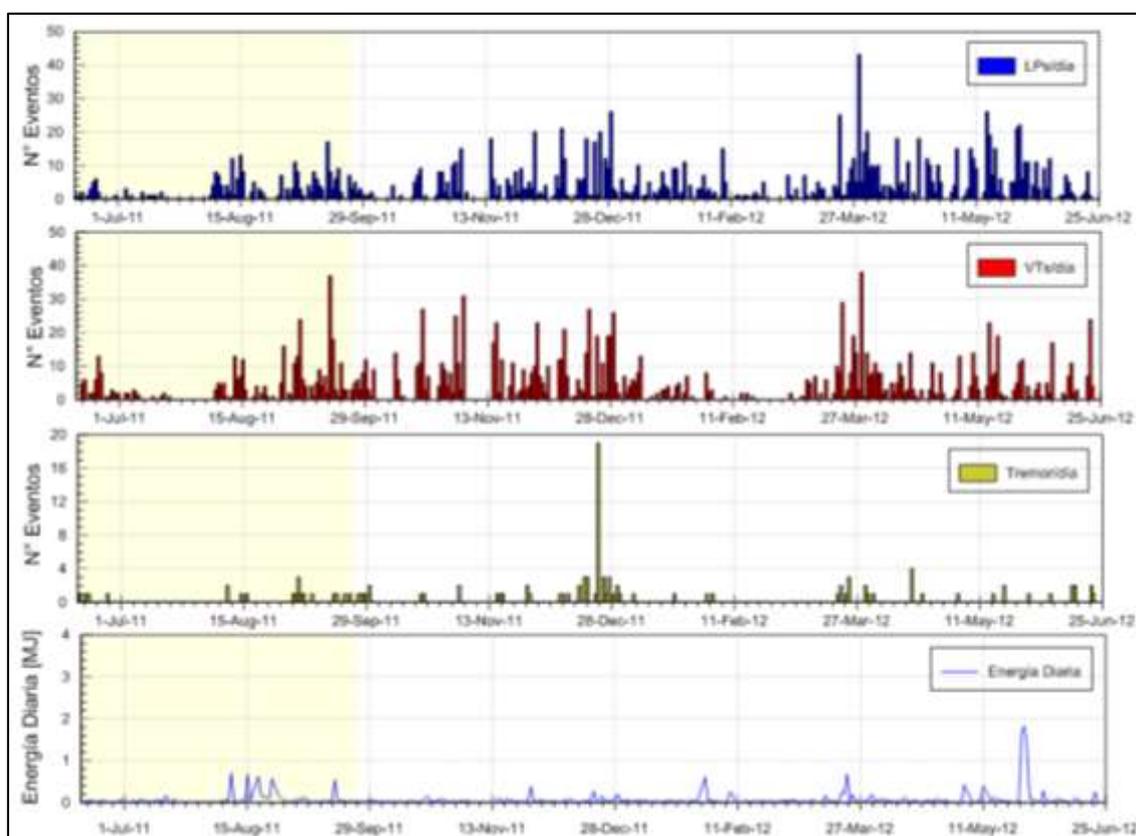


Figura 6.1. Actividad sísmica del volcán Misti, entre julio del 2011 y julio del 2012. LP= Periodo Largo, VT= Volcano Tectónico. (Fuente OVS-IGP).

La Figura 6.2 muestra la distribución en profundidad de los sismos de fractura encontrados en el presente estudio (2011) en la Zona Chachani y de eventos de

fractura registrados en el edificio Misti entre el 2001 y 2013 (Fuente Reportes periódicos OVS-IGP). En dicha figura se observa que dichas agrupaciones de sismos se encuentran bien separadas y diferenciadas. La sismicidad correspondiente a la zona Chachani (entre los 8 y 12 km por debajo del nivel del mar) posee profundidades muchos mayores a las registradas en el edificio Misti (sismos por encima del nivel del mar).

Cabe anotar también que a lo largo de los doce años de monitoreo sísmico continuo del Misti, no se ha reportado eventos Volcano Tectónicos distales o dVT's que estarían relacionados al volcán. Los sismos de 2011 registrados durante nuestro estudio son los primeros que hacen ver la posibilidad de actividad dVT.

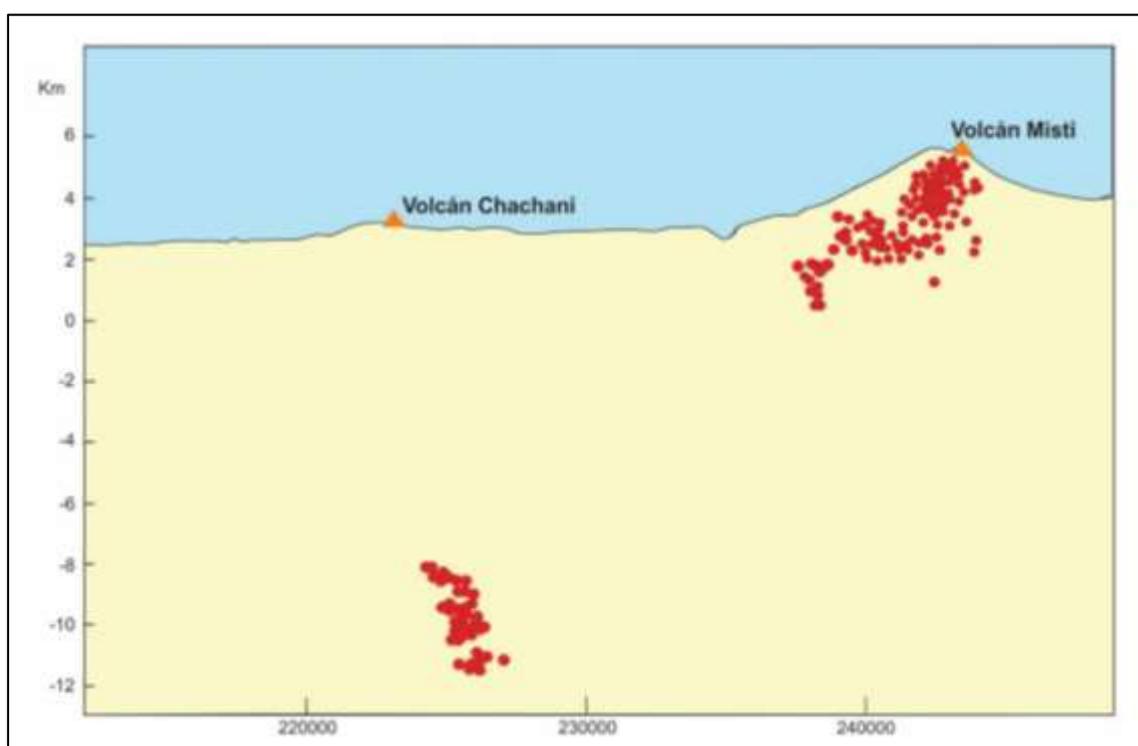


Figura 6.2. Perfil Este - Oeste de la sismicidad de la zona Chachani y sismos VT registrados en el volcán Misti durante el 2001-2013 (Fuente IGP - OVS).

6.2. PRINCIPALES ESTRUCTURAS GEOLOGICAS ASOCIADAS AL COMPLEJO VOLCÁNICO CHACHANI

La distribución espacial de la sismicidad registrada entre marzo y diciembre del 2011, hace notar de la existencia del dinamismo en esta zona. La mayor actividad

sísmica ocurre sobre el flanco Suroeste del volcán Chachani (Figura 6.4), la cual posiblemente estaría relacionada a procesos de deformación tectónica local asociada a la activación y/o reactivación de fallas y lineamientos.

Estudios estructurales (Aguilar R, 2014) en la zona del Chachani indican que en la zona existe un sistema de fallas y lineamientos con direcciones N 70°. Estas fallas se encuentran en el área epicentral de nuestro estudio, por lo cual se puede pensar que los sismos estén posiblemente asociados a las fallas.

Los mecanismos focales de cuatro de los sismos de julio 2011 sugieren que se produjeron por la misma fuente, con movimiento de tipo inverso y una ligera componente de desgarre. Por lo tanto, y de acuerdo a la orientación general de estructuras en los Andes (NW-SE) la zona estaría sometida a deformación compresiva con una orientación SO-NE con componente de desplazamiento dextral, acorde con el movimiento que ocurre en zonas elevadas del altiplano.

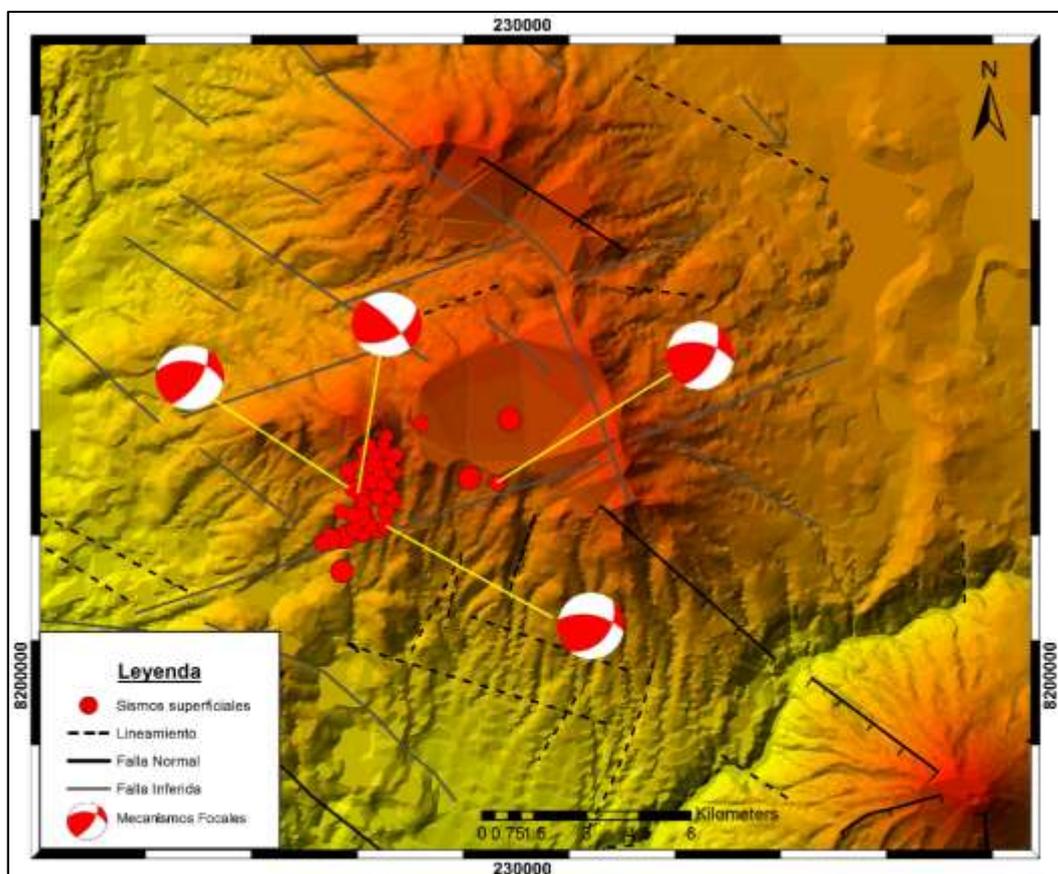


Figura 6.3. Mecanismos focales de sismos registrados en la zona Chachani que sugieren una misma fuente.

6.3. DISCUSIÓN Y PLANTEAMIENTO DE UN MODELO DE FUENTE

Diversos estudios sobre sismicidad ocurrida durante procesos pre-eruptivos dan cuenta de la ocurrencia de eventos de tipo VT o fractura lejos del volcán, a distancias de aproximadamente 10 a 20 km y con profundidades típicas próximas a los 15 km (White, & Mccausland 2015; White & Mccausland, 2016). Estos estudios muestran también que esta sismicidad se presenta a modo de enjambres de eventos que aumentan en número y energía en el tiempo donde los más grandes ocurren típicamente cerca o después del centro del enjambre e incluyen varios eventos dentro de la unidad de $\frac{1}{2}$ magnitud del evento más grande (White and Mccausland, 2015). Estos sismos son denominados dVT o volcans tectónicos distales, que estarían asociados a la importante presión de fluidos en zonas de influencia hidrotermal del volcán.

Para el caso del agrupamiento de Zona Chachani, que es la sismicidad que interesa del punto de vista volcánico, podemos decir entonces que existe una sismicidad correspondiente a eventos tipo dVT (VT distales) que es posible que estén asociados al volcán Misti pues al menos una parte de ellos (eventos del 17 al 31 de julio) se presentaron en enjambre sísmico. Este hecho puede ser considerado como argumento para proponer una influencia de cuerpos magmáticos cercanos ya que se encuentran a tan solo 20 km de distancia desde el cráter y menos de 12 km de profundidad (White, & Mccausland 2015; White & Mccausland, 2016).

Sabemos también que en la zona existe un sistema de fallas y lineamientos con direcciones N°70 que podrían estar tectónicamente activas, pero pensamos que probablemente algún fluido haya intervenido en el desencadenamiento de la sismicidad de julio 2011, lo cual explicaría el pequeño enjambre ocurrido.

Por otro lado, en vista de la proximidad del volcán Chachani, tampoco puede descartarse que la sismicidad en enjambre haya sido motivada desde este volcán.

Por lo tanto los sismos registrados podrían constituir un antecedente de indicios de la presencia de una zona de mayor debilidad en comparación con las otras posibles zonas alrededor del volcán Misti. La zona identificada debe ser, por tanto, objeto de

vigilancia, pues en la eventualidad de una reactivación de alguno de los volcanes mencionados, es plausible que las zonas de mayor debilidad actual (Zona Chachani) sean las primeras en mostrar alta sismicidad dVT, si en el futuro ocurre un ascenso de material magmático que involucre al Misti o al Chachani.

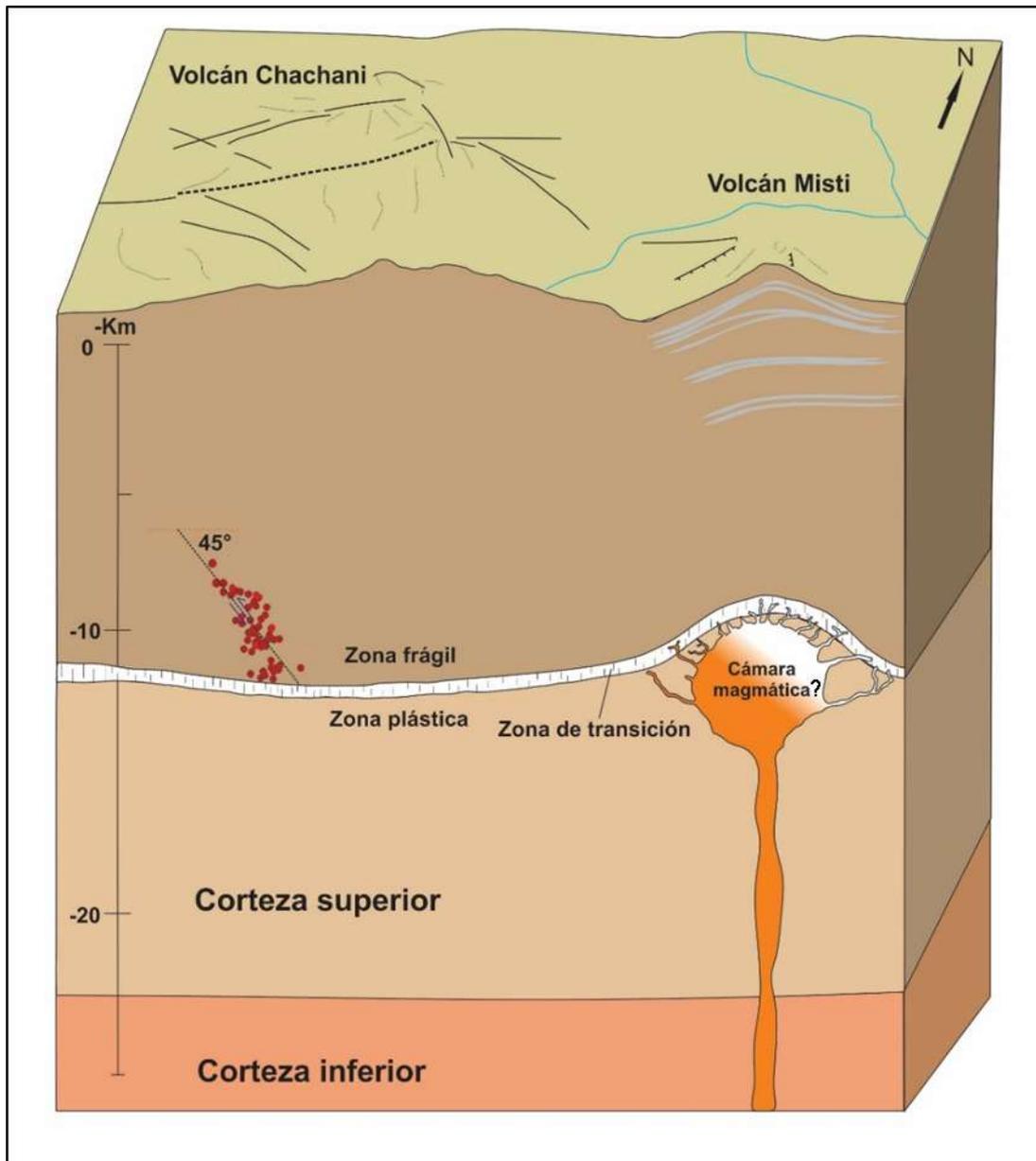


Figura 6.4. El esquema indica que los sismos ocurridos en julio de 2011 ubicados en la “zona Chachani” pueden haber sido originados a inmediaciones del sistema de fallas locales, debido a presión de fluidos provenientes de las cercanías (probablemente el volcán Misti).

CONCLUSIONES

El estudio de la actividad sísmica registrada en la campaña sísmica en el volcán Misti en el periodo marzo - diciembre del 2011 por una Red Sísmica Temporal, ha permitido llegar a las siguientes conclusiones:

- Se identificaron inicialmente 243 sismos, de los cuales se seleccionaron 111 para la análisis y localización; estos sismos tuvieron fases claras P y S y estuvieron registrados en al menos 3 estaciones sísmicas.
- Se determinaron 2 zonas sismogenticas, la primera con un agrupamiento de 65 sismos localizados sobre el flanco oeste del volcán Chachani (denominada Zona Chachani) y la segunda con una distribución mucha mas dispersa con 46 sismos localizados en la zona del Batolito de la Caldera (denominada Zona Batolito).
- La Zona CHACHANI que resulta de mayor interes, se encuentra localizada a 20 km del volcan Misti, se caracteriza por presentar una aparente orientación suroeste - noreste.. La frecuencias dominantes se encuentran entre 3.7 y 7.0 Hz, la duración de los sismos va desde los 10 hasta los 50 segundos. La tasa de ocurrencia es de 1 evento por día y las magnitudes calculadas varian entre 1.4 y 3.2 Ml. Las profundidades dertermniandoas en la zona son superficiales y se distribuyen entre los 8 y 12 km aproximadamente por debajo del nivel del mar.
- La Zona BATOLITO, posee sismos dispersos y alejados de la aparente zona de influencia de los centros volcanicos Misti y/o Chachani y parecen alinearse en dirección Noroeste - Sureste. Estos sismos poseen profundidades importantes que alcanzan los 35 km por debajo del nivel del mar y sus magnitudes varian entre 1.6 a 2.7 Ml, lo que supone una acitividad asociada muy probablemente a la tectonica regional que tiene concordancia con

grandes estructuras geológicas del su del Perú, sin asociación o relación con ambientes volcánicos.

- Se observó una interesante relación de las magnitudes respecto al tiempo de registro en la Zona Chachani, ya que entre el 14 y 31 de julio ocurrió un pequeño enjambre de sismos que posiblemente estén asociados a la influencia de un cuerpo magmático causados por el aporte de la presión de fluidos que provendría de las inmediaciones, las magnitudes respecto al tiempo fueron semejantes y descarta la secuencia de mainshock-aftershock.
- Mediante la cross correlación de 23 sismos de la zona Chacchani se determinó elevada similitud en cuanto a las formas de onda, así como el inicio de los sismos, que junto a la localización espacial y profundidades similares hacen considerar que los sismos deben originarse en una misma fuente.
- El resultado del estudio para el mecanismo focal de 4 sismos que pertenecen a la Zona Chachani, corresponden a mecanismos tipo inverso con una ligera componente de desgarre, estaría sometida a deformación compresiva con una orientación Suroeste – Noreste con componente de desplazamiento dextral, acorde con el movimiento que ocurre en zonas elevadas del antiplano.
- La actividad sísmica en el edificio del volcán Misti durante el periodo del presente estudio no tuvo cambios significativos y se mantuvo en una tasa promedio similar a la de los otros años. Por otro lado la distribución en profundidad de los sismos de fractura de la zona Chachani y sismos en el edificio Misti entre 2001 y 2013 se encuentran bien separadas y diferenciadas, ya que los sismos de la zona Chachani (8 y 12 km por debajo del nivel del mar) posee profundidades mucho mayores que las registradas en el edificio del Misti (sismos por encima del mar).
- En relación a la sismicidad localizada en la zona Chachani, existe una sismicidad correspondiente a eventos tipo dVT (VT distales) que es posible que estén asociados al volcán Misti (o al cercano volcán Chachani) pues al

menos una parte de ellos (eventos del 17 al 31 de julio) se presentaron en un enjambre sísmico. Este hecho puede ser considerado como argumento para proponer una influencia de cuerpos magmáticos cercanos ya que se encuentran a tan solo 20 km de distancia desde el cráter y menos de 12 km de profundidad (White, & Mccausland 2015; White & Mccausland, 2016).

- Por lo tanto los sismos que pertenecen a la Zona Chachani podrían constituir un antecedente de indicios de la presencia de una zona de mayor debilidad comparativamente con los alrededores del volcán Misti. La zona identificada debe ser, por tanto, objeto de vigilancia, pues en la eventualidad de una reactivación de alguno de los volcanes.

RECOMENDACIONES

Las principales recomendaciones para este estudio se presentan a continuación:

- Continuar con el monitoreo permanente del volcán Misti, mediante el análisis de datos sísmicos. Estar especialmente atentos al registro de nuevos enjambres en la zona ya identificada como “Zona Chachani”.
- Consolidar la información estructural de la zona Chachani, para una mayor correlación con datos sísmicos.

BIBLIOGRAFIA

ACOSTA, H., ALVÁN, A., OVIEDO, M., & RODRÍGUEZ, J. (2010).- Actividad tectónica del Sistema de Fallas Cincha-Lluta-Incapuquio durante la evolución de la cuenca Arequipa en el Jurásico. XV Congreso Peruano de Geología. Sociedad Geológica del Perú, Cusco, Perú. Resúmenes Extendidos, 742-745.

AGUILAR, R. (2014).- Evolution géologique du nevado chachani: un exemple de complexe volcanique pléistocène dans la cordillère occidentale du sud du pérou. Master 1 Recherche, Magmas et Volcans, p 6 – 7, 13 -15.

BARRIGA, V. (1951).- Los terremotos en Arequipa: 1582 – 1868. La Colmena S.A. Arequipa. 332 p.

BENAVIDES, V. (1962).- Estratigrafía Pre-terciaria de la Región de Arequipa. Bol. Soc. Geol. del Perú, tomo XXXVI – Lima, p 5-45.

BELLIDO, E., & NARVÁEZ, S. (1960).- Geología del cuadrángulo de Ático. Boletín de la Carta Nacional, v.2. 59 p.

BERNAL, I., & TAVERA, H. (2002).- Geodinámica, Sismicidad y Energía sísmica en Perú. Monografía, Instituto Geofísico del Perú. Centro Nacional de Datos Geofísicos, p 5 -6.

BUFORN, E., & UDÍAS, A. (2003).- Sismicidad y mecanismo focal de los terremotos de la región cabo de San Vicente-Argelia. Departamento de Geofísica y Meteorología, Facultad de CC. Físicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid, p 301.

CACYA, L. (2006).- Volcán Misti: Sedimentología, geoquímica y correlación Tefro-estratigráfica del depósito de caída de pómez “autopista” ~ 14000 años. Tesis para optar el título de ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, p 13 – 18.

CACYA, L. & Mamani, M. (2009).- Variaciones geoquímicas de los depósitos del volcán Misti: control de la asimilación somera y profunda. Bol. Soc. Geol. Perú 103:91-107.

CARLOTTO, V., QUISPE, J., ACOSTA, H., RODRIGUEZ, R., ROMERO, D., CERPA, L., MAMANI, M., DÍAZ-MARTÍNEZ, E., NAVARRO, P., JAIMES, F., VELARDE, T., LU, S., & CUEVA, E. (2009).- Dominios geotectónicos y metalogénesis del Perú. Bol. Soc. Geol. Perú 103:1-89. 6.

CENTENO, R. (2012).- Análisis de la actividad sísmica del volcán Misti entre octubre 2005 a diciembre 2008 y su dinámica interna actual. Tesis para optar el título de Ingeniero Geofísico, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, p 123 – 126.

CHÁVEZ, A. (1992).- La erupción del Volcán Misti. Pasado Presente y Futuro. Imprenta Zenit Arequipa.

CHOUET, B. (1981).- Ground Motion in the Near Field of a Fluid-driven Crack and its Interpretation in the Study of Shallow Volcanic Tremor. Journal Geophys. Res. 86, 5,985–6,016.

CHOUET, B. (1996).- Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. Nature, 380: 309-316.

CRONIN, V. (2010).- A Primer on Focal Mechanism Solutions for Geologists. Baylor University, Artículo. 14 p.

DEMETS, C., GORDON, R., ARGUS, D., & STEIN, S. (1990).- Geologically current plate motions. Geophysical Journal International, Vol. 101. 425-478 p.

DE SILVA, L., & FRANCIS, P. (1991).- Volcanoes of the Central Andes. VIII + 216 pp. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag. Price DM 138.00 (hard covers). ISBN 3 540 53706 6., Geological Magazine, p 129(2). 253–254.

DORBATH, L., DORBATH, C., JIMENEZ, E., & RIVERA, L. (1991).- Seismicity and tectonic deformation in the Eastern Cordillera and the sub-Andean zone of central Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 4. 16 p.

ESTRADA, L., & GOLBACH, J. (2011).- Localización de epicentros. Universidad Nacional de Tucumán, Catedra Geofísica, 2 p.

GEIGER, L. (1912).- Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only (translated from Geiger's 1910 German article), *Bull. St. Louis University*, 8:56- 71 p.

GRANGE F., HATZFELD D., CUNNINGHAM P., MOLNAR P., ROECKER S., SUAREZ G., RODRIGUES A., & OCOLA L. (1984).- Tectonic implication of the micro earthquake seismicity and fault plane solutions in southern Peru. *J. Geophysical*, v. 89 p 6139-6152.

GUEVARA, C. (1969).- Geología del Cuadrángulo de Characato. *Boletín N°23*, Servicio de Geología y Minería. 19 – 40 p.

HANTKE, G., & PARODI, A. (1966).- Catalogue of the Active Volcanoes of the world, Part XIX: Colombia, Ecuador and Peru. IAVCEI, Naples. 73 p.

HARDEBECK, J., & SHEARER, P. (2008).- HASH: A FORTRAN program for Computing Earthquake First-Motion Focal Mechanisms V1.2. US Geological Survey and Institution of Oceanography, p 1-17.

IBÁÑEZ, J. (1997).- Apuntes de Sismología Volcánica. Curso Internacional de Vulcanología y Geofísica Volcánica, Lanzarote, 89 p.

IBÁÑEZ, J., & CARMONA, E. (2000).- Sismicidad Volcánica. Serie: Casa de los volcanes n° 7, Editores: Astiz M. Y García A. p 269-282.

JENKS, W. (1948). *Geology of the Arequipa Quadrangle*. Instituto de Geología del Perú, Bol. 9, p. 204.

KAWAKATSU, H., & YAMAMOTO, M. (2007).- *Volcano Seismology*. 2007 Elsevier B.V, All rights reserved, 389 – 420 p.

LAHR, J. (1999).- Hypoellipse user guide, U.S. Geological Survey Open-File Report 99-23, On-Line Edition.

LEE, W., & LAHR, J. (1972).- 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 p.

LLERENA, P. (2004).- “Características de la sismicidad observada en octubre 2001 en el volcán Misti (Sur del Perú)”. Tesis para optar el título de Ingeniero Geofísico, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, 8 – 23 p.

MACEDO, L. (1994).- Peligro volcánico Potencial del Misti. Convenio DHAUNDRO/UNSA. Tesis para optar el título de Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.

MACEDO, O., & CENTENO, R. (2010).- “Análisis de la actividad sísmica del volcán Misti para el periodo 2007-2008”. XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N°9, Cusco, 1124-1127 p.

MACEDO, O., MASIAS, P., PALACIOS, D., MACHACCA, R., CENTENO, R., ÚBEDA, J., & ARENAS, R. (2012).- “Aparente influencia de la marea terrestre en la actividad hidrotermal del volcán Misti observada en datos de temperatura”. XVI Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, Sociedad Geológica del Perú.

MARIÑO, J., RIVERA, M., THOURET, J., CAYCA, L., SIEBE, C., TILLING, R., CHAVÉZ, A., SALAS, G., & ZUÑIGA, S. (2006).- Evaluación de peligros volcánicos y elaboración del mapa de peligros del volcán Misti (Arequipa), XIII Congreso Peruano de Geología, 674 – 675 p.

MASIAS, P. (2007).- Estudios geoquímicos de las fuentes termales y frías asociadas al volcán Misti. Tesis para optar el título de Licenciado en Química, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, 6 p.

MARTÍNEZ, M. (2011).- Estudio sísmico de la estructura cortical en el bloque de Jalisco a partir de registros locales del Proyecto Mars. Tesis para optar el título de Magister en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, 40 p.

MENDÍVIL, S. (1965).- Geología del Volcán Misti. Com Carta Geol. Nac. (Inédito).

MÉRING, C., HUAMÁN, D., CHOROWICZ, B., & GUILLANDE, R. (1996).- New data on the geodynamics of southern Perú from computerized análisis of SPOT and SAR ERS-I images: *Tecton.*, 259, 153 – 169.

MORALES, L., SOLEY, J., ALVARADO, G., BURGIA, A., & SOTO, G. (1984).- Análisis espectral de algunas señales sísmicas de los volcanes Arenal y Poas (Costa Rica) y su relación con la actividad eruptiva. *Bol. Obs. Vulc. Arenal* 1 (2) (1998), p 1-25.

RAMOS, D. (2000).- “Aplicación del método geofísico del potencial espontáneo para el estudio estructural del volcán Misti”. Tesis para optar el título de Ingeniero Geofísico, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, 71 – 72 p.

RIVERA, M. (2010).- Genèse et évolution des magmas andésitiques à rhyodacitiques récents des volcans Misti et Ubina (Sud du Pérou). École Doctorale Des Sciences Fondamentales, Université Blaise Pascal – Clermont-Ferrand II, 108 p.

RIUSCETTI, M., SCHICK, R., & SEIDL, D. (1977).- Spectral parameters of volcanic tremors at Etna. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2 (1977) 289-298.

SCHICK, R. (1981).- Source mechanism of volcanic tremor. *Bull Volcanol* 44-3:491-497.

SCHICK, R., & RIUSCETTI, M. (1973).- An analysis of volcanic tremors at South Italian volcanoes. *Z Geophys* 39:247-262.

SIELD, D., SCHICK, R., & RIUSCIETTI, M., (1981).- Volcanic tremor at Mt. Etna: a model for hydraulic origin, *Bull. Volcanol.* 44, 43–56.

SIMKIN, T., & SIEBERT, L. (1994).- *Volcanoes of the World: a Regional Directory, Gazetteer, and Chronology of Volcanism During the Last 10,000 Years.* (second edition) Geoscience Press, Tucson, 368 pp.

SNOKE, J., MUNSEY J., TEAGUE, A., & BOLLINGER, G. (1984). A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data, *Earthquake Notes* 55, 15.

THOURET, J-C., FINIZOLA, A., FORNARI, M., LEGELEY-PADOVANI, A., SUNI, J., & FRECHEN, M. (2001).- Geology of El Misti Volcano near the city of Arequipa, Peru. Geological Society of America Bulletin, 113(12), 1593-1604.

WHITE, R., & MCCAUSLAND, W. (2015).- Estimating intrusive volumes and forecasting eruptions using distal volcano-tectonic earthquakes. J. Volcanol. Geotherm. Res., in press.

WHITE, R., & MCCAUSLAND, W. (2016).- Volcano-tectonic earthquakes: a new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions. J. Volcanol. Geotherm. Res. 309, 139–155.

WILSON, J., & GARCÍA, W. (1962).- Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca. Com. Carta Geol. Nac., Bol. No. 4.

ZAMACOLA, & JÁUREGUI. (1804).- En Barriga WM. 1954. Los terremotos de Arequipa. 332 p.

ZOBIN, V. (2012).- Introduction to Volcanic Seismology. Second Edition. Observatorio Vulcanologico, Universidad de Colima-Mexico, 9 -27 p.

ANEXOS

Relación de los sismos localizados en la zona "Chachani".

Fecha	X	Y	Profundidad (Km)	MI
13/04/2011	225679.00	8205422.22	10.2	1.8
28/04/2011	229634.23	8207409.05	9.8	2.8
29/04/2011	225978.09	8205459.18	10.1	2.4
02/05/2011	225405.31	8204211.85	11.4	3.1
06/05/2011	225621.36	8205753.68	10.3	1.6
06/05/2011	225627.59	8205255.48	9.0	2.4
08/05/2011	225810.99	8205988.58	10.3	1.4
09/05/2011	225548.83	8205564.53	9.9	2.3
15/05/2011	225822.60	8204206.00	11.3	1.8
15/05/2011	226180.68	8206369.68	11.5	2.7
16/05/2011	225473.38	8204755.27	9.8	2.1
19/05/2011	225861.85	8206199.60	10.3	1.5
25/05/2011	224799.37	8204757.89	8.6	2.1
27/05/2011	225561.59	8204545.99	10.4	1.9
27/05/2011	225543.71	8205974.16	8.9	1.5
29/05/2011	225861.39	8205380.21	10.3	2.0
30/05/2011	225638.68	8204369.79	10.1	2.3
01/06/2011	224873.01	8204005.86	9.5	3.1
05/06/2011	224519.34	8204056.77	8.5	2.5
09/06/2011	226083.35	8204740.76	9.8	2.3
11/06/2011	225859.36	8206398.88	9.3	2.7
16/06/2011	225067.06	8205591.72	8.5	2.6
17/06/2011	225432.56	8205452.35	9.9	1.5
20/06/2011	225296.15	8206092.87	8.6	1.7
24/06/2011	227067.81	8207299.77	11.2	2.4
24/06/2011	224977.04	8205944.92	8.4	2.1
02/07/2011	225895.28	8205236.68	11.4	1.6
03/07/2011	225598.16	8205897.34	8.8	2.6
10/07/2011	225742.79	8206308.84	10.4	2.1
10/07/2011	226183.81	8205262.44	11.2	1.7
14/07/2011	224821.08	8203030.79	8.4	2.6
14/07/2011	225336.29	8205451.14	9.0	2.0

Fecha	X	Y	Profundidad (Km)	MI
14/07/2011	225123.05	8205393.11	9.3	2.6
14/07/2011	225729.29	8205677.52	11.5	2.7
14/07/2011	224467.25	8203945.39	8.1	3.2
14/07/2011	229282.37	8205577.74	10.3	2.7
14/07/2011	225544.38	8205066.20	10.3	2.3
15/07/2011	225415.60	8205097.81	9.5	2.4
16/07/2011	226066.81	8204353.00	11.2	2.6
17/07/2011	225587.46	8205897.20	10.4	2.0
17/07/2011	225661.35	8205123.03	9.7	2.1
17/07/2011	225419.66	8206481.96	10.6	1.7
19/07/2011	225328.09	8205251.73	9.9	2.3
20/07/2011	225314.60	8204620.41	10.2	2.9
21/07/2011	226362.40	8206383.02	10.1	2.3
21/07/2011	226037.06	8206733.28	10.0	1.6
22/07/2011	226291.33	8205219.49	11.2	1.9
23/07/2011	228478.35	8205711.74	8.5	2.8
24/07/2011	225703.05	8206064.74	8.7	2.5
28/07/2011	225960.06	8206045.81	9.0	1.9
28/07/2011	226109.45	8206933.50	9.8	1.5
31/07/2011	225708.87	8205599.76	9.5	2.9
01/08/2011	226159.93	8205461.45	11.2	1.8
09/08/2011	225159.44	8204197.69	10.5	1.8
10/08/2011	225909.06	8205845.86	10.2	1.7
12/08/2011	225121.65	8204651.21	9.6	2.1
14/08/2011	226379.81	8204988.07	11.1	1.9
22/08/2011	224254.73	8203831.99	8.1	2.5
25/08/2011	225609.86	8206672.58	8.6	1.8
27/08/2011	226347.36	8205873.48	11.2	1.8
29/08/2011	225437.69	8205042.72	9.9	2.6
09/09/2011	226084.09	8205538.01	10.9	2.1
14/09/2011	225864.16	8205158.79	11.4	2.2
18/09/2011	226250.07	8205097.17	11.2	1.5