

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE  
AREQUIPA**

**FACULTAD DE GEOLOGÍA GEOFÍSICA Y MINAS  
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA**



**TESIS**

**“ACTIVIDAD SÍSMICA EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN  
TICSANI (MOQUEGUA) PARA EL PERIODO MAYO  
SETIEMBRE DE 2014”**

Tesis presentada por el bachiller:  
**JOHN EDWARD CRUZ IGME**

Para optar el título profesional de:  
**INGENIERO GEOFÍSICO**

**AREQUIPA – PERÚ  
2016**



*Dedico este trabajo a mi mamá  
Fortunata quien vertió su humildad,  
amor y paciencia a mi señora madre  
de quien he aprendido las mejores  
enseñanzas de esta vida. Actualmente  
no estas entre nosotros pero si en  
nosotros.*

# AGRADECIMIENTOS

La realización de este trabajo fue posible gracias al Observatorio Vulcanológico del Sur (OVS) del Instituto Geofísico del Perú (IGP), que obtuvo los datos sísmicos para este estudio, así como me brindó un ambiente idóneo para la investigación en el seno de sus laboratorios y un apoyo permanente durante este proceso. Un especial agradecimiento a mi asesor el Dr. Orlando Macedo Sánchez, Director del OVS y Docente de la Facultad de Geología Geofísica y Minas de la Universidad Nacional de San Agustín (UNSA), y a todos mis compañeros del laboratorio en su conjunto. Gracias por su dirección y asesoramiento, por el apoyo académico y moral. Gracias por encargarme y brindarme su confianza en la realización de este trabajo.

Agradezco a la Universidad Nacional de San Agustín por la formación académica en mi carrera profesional; estoy muy agradecido con todos los distinguidos catedráticos de la facultad de Geológica, Geofísica y Minas, y en especial con los catedráticos de la Escuela de Ingeniería Geofísica.

Finalmente, y no menos importante, dar testimonio de mi agradecimiento a Dios y mi familia por su apoyo en todo tiempo y circunstancia, gracias por permitirme llegar a esta etapa de mi vida.

# ÍNDICE

## RESUMEN

## INTRODUCCIÓN

## CAPÍTULO 1

### ASPECTOS GENERALES 5

1.1 UBICACIÓN .....	5
1.2 OBJETIVOS .....	5
1.3 INTERÉS DEL ESTUDIO .....	6
1.4 METODOLOGÍA DE TRABAJO .....	7
1.4.1 Recopilación de información sísmica y bibliográfica de años anteriores y Adquisición de datos sísmicos .....	7
1.4.2 Procesamiento y análisis de los datos sísmicos.....	8
1.4.3 Interpretación de resultados. ....	8
1.5 TRABAJOS ANTERIORES EN LA ZONA DE ESTUDIO .....	8

## CAPÍTULO 2

### MARCO GEODINÁMICO, GEOLÓGICO Y VULCANOLÓGICO 10

2.1 CARACTERÍSTICAS MORFO-ESTRUCTURALES Y TECTÓNICAS GENERALES DE LA CODILLERA DE LOS ANDES.....	10
2.2 EL VULCANISMO ANDINO CENOZOICO EN EL SUR DEL PERÚ.....	10
2.3 GEOLOGÍA DEL VOLCÁN TICSANI .....	13
2.3.1 Marco estructural regional y local.....	14
2.3.2 Estratigrafía y evolución del volcán Ticsani .....	17
2.3.2.1 Depósitos volcánicos del edificio “Ticsani antiguo”.....	18
2.3.2.2 Depósitos volcánicos del edificio “Ticsani moderno” .....	18
2.4 ACTIVIDAD HISTÓRICA DEL VOLCÁN TICSANI .....	21

## CAPÍTULO 3

### SISMOLOGÍA VOLCÁNICA 22

3.1 CLASIFICACIÓN DE SISMOS VOLCÁNICOS .....	23
3.1.1 Sismos de fractura o HF (High Frequency) .....	24

---

---

3.1.1.1 Mecanismos de fuente .....	25
3.1.2 Sismos de periodo largo (LP).....	26
3.1.2.1 Mecanismos de fuente e interpretación LP .....	27
3.1.3 Eventos híbridos.....	28
3.1.4 Tremor volcánico .....	28
Tremor armónico.- .....	28
Tremor espasmódico.- .....	29
3.1.5 Explosiones .....	30
3.2 SECUENCIA DE SISMOS Y LOS ENJAMBRES SÍSMICOS .....	31
3.3 ANÁLISIS DE SEÑALES.....	34
3.3.1 Análisis de tiempo –frecuencia (espectrograma) .....	37
3.3.2 Filtros y ruido sísmico.....	38
3.4 LOCALIZACIÓN DE FUENTES SÍSMICAS.....	40
3.5 MECANISMOS FOCALES .....	40
3.5.1 Momento tensor sísmico .....	41
<b>CAPÍTULO 4</b>	
<b>SISMICIDAD OBSERVADA EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN TICSANI</b>	
<b>LOS AÑOS 1999, 2005 Y 2006</b>	<b>44</b>
4.1 INTRODUCCIÓN.....	44
4.2 CAMPAÑA SÍSMICA DEL AÑO 1999 .....	44
4.3 CAMPAÑA SÍSMICA 2005.....	50
4.4 CAMPAÑA 2006.....	59
<b>CAPÍTULO 5</b>	
<b>ADQUISICIÓN Y TRATAMIENTO DE DATOS</b>	<b>64</b>
5.1 LA RED SÍSMICA .....	64
5.1.1 Características de la red sísmica.....	65
5.1.2 Características de las estaciones.....	68
5.1.2.1 Estación SOQ .....	68
5.1.2.2 Estación PAL.....	69
5.1.2.3 Estación CHT .....	69
5.1.2.4 Estación HTR .....	70

---

---

5.1.2.5 Estación TCN .....	71
5.2 INSTRUMENTACIÓN .....	72
5.2.1 Registrador Data – Cube <sup>3</sup> .....	72
5.2.2 Registrador GURALP DM-24 .....	73
5.2.3 Sismómetro LENNARTZ LE-3D .....	74
5.3 TRATAMIENTO DE DATOS .....	75
5.4 PROGRAMAS COMPUTACIONALES UTILIZADOS.....	77
5.4.1 SAC 2000 .....	77
5.4.2 MATLAB .....	78
5.4.3 HYPOELLIPSE .....	80
5.4.4 SEISAN.....	81
5.4.4.1 FOCMEC.....	82
5.4.4.2 HASH .....	83
<b>CAPÍTULO 6</b>	
<b>ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA</b>	<b>84</b>
6.1 CLASIFICACIÓN DE LOS EVENTOS ENCONTRADOS.....	85
6.1.1 Sismos de fractura .....	85
6.1.1.1 Sismos de fractura TIPO I.....	86
6.1.1.2 Sismo de fractura TIPO II .....	88
6.1.1.3 Sismo de fractura TIPO III.....	89
6.1.2 Sismos de baja frecuencia .....	92
6.2 MODELO DE VELOCIDADES PARA LA REGIÓN DEL VOLCÁN TICSANI .	94
6.3 LOCALIZACIÓN DE EVENTOS .....	101
6.3.1 Distribución en profundidad.....	104
6.4 ENJAMBRES SÍSMICOS.....	109
6.5 MECANISMOS FOCALES DE SISMOS DE FRACTURA .....	114
<b>CAPÍTULO 7</b>	
<b>INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS OBTENIDOS</b>	<b>117</b>
7.1 ACTIVIDAD SÍSMICA Y MECANISMO DE LA FUENTE.....	117
7.2 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA.....	118
7.3 EVOLUCIÓN TEMPORAL DE LA SISMICIDAD Y LA DEFORMACIÓN .....	120

---

7.4 ANÁLISIS DE LA FORMA EN LA SECUENCIA DE SISMOS .....	125
7.5 DISCUSIÓN DE MECANISMOS FOCALES.....	128
7.6 DISCUSION FINAL .....	129

**CONCLUSIONES**

**RECOMENDACIONES**

**BIBLIOGRAFÍA**

**ANEXOS**



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de Ubicación del Volcán Ticsani .....	7
Figura 2.1 Distribución de las zonas volcánicas del Cenozoico al reciente en la Cordillera de los Andes (De Silva & Francis, 1991). .....	11
Figura 2.2 La geometría de la subducción (recuadros de la derecha) y la actividad volcánica en Sudamérica (Deza, 1991 modificado).....	12
Figura 2.3 Esquema de la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental sudamericana. ....	13
Figura 2.4 Mapa geológico y vulcanológico del volcán Ticsani y alrededores (Mariño 2002). ....	14
Figura 2.5 Estructuras y depósitos del volcán Ticsani (Mariño, 2002) .....	16
Figura 2.6 A: Mapa rasgos estructurales regionales del grupo volcánico Ubinas-Huaynaputina-Ticsani. B: Estructuras locales de la región del volcán Ticsani (Lavallée et al., 2009). ....	17
Figura 2.7 Columna estratigráfica de depósitos del volcán Ticsani .....	20
Figura 3.1 Ejemplo de un sismo de fractura registrado en la estación UB1 .....	24
Figura 3.2 Dos modelos describen la ocurrencia de sismos de fractura .....	26
Figura 3.3 Ejemplo de un sismo de periodo largo .....	27
Figura 3.4 Evento de tipo híbrido perteneciente al volcán Sabancaya .....	28
Figura 3.5 Diferentes tipos de tremor .....	30
Figura 3.6 Ejemplo de un evento tipo Explosión.....	31
Figura 3.7 Numero de eventos (N) por unidad de tiempo versus tiempo, mostrados esquemáticamente para tres tipos de secuencias de sismos.....	32
Figura 3.8 Variación temporal de las magnitudes de sismos en enjambre .....	33
Figura 3.9 Ejemplo de secuencia de sismos foreshock-main shock-aftershock .....	33
Figura 3.10 Ejemplo de enjambres de sismos de baja frecuencia (Ibáñez, 1997). .....	34
Figura 3.11 Representación de una señal $x(t)$ bajo la forma de la suma de sus componentes de distintas frecuencias. ....	35
Figura 3.12 Descomposición de Fourier.....	35
Figura 3.13 Análisis tiempo-frecuencia.....	38
Figura 3.14 Izquierda: efecto de ruido de alta frecuencia. Derecha: efecto de ruido de baja frecuencia. ....	39

---

Figura 3.15 Representación gráfica de los cuatro tipos de filtros básicos	40
Figura 3.16 Correlación y ejemplos de algunos mecanismos focales	42
Figura 3.17 Parámetros geométricos de una falla	42
Figura 4.1 Distribución de las estaciones sísmicas temporales del IGUNSA	45
Figura 4.2 Forma de onda, espectrograma y frecuencias del Sismo del sismo del 07 de mayo de 1999 04:04:43 UTC	45
Figura 4.3 Ejemplo de sismos de fractura en la región del volcán Ticsani	47
Figura 4.4 A: Diferencia de tiempos de arribo S-P. B: diferencia de tiempos de arribo desde el 06 – 11 de mayo 1999.	48
Figura 4.5 Histograma de sismos de fractura en la región del volcán Ticsani registrados por la estación TOQ.	48
Figura 4.6 Cálculo de magnitudes para sismos ocurridos sobre el volcán Ticsani luego del sismo del 7 de mayo 1999.	49
Figura 4.7 Forma de onda, espectrograma y frecuencias del Sismo del sismo del 01 de Octubre 2005.	50
Figura 4.8 Distribución de las estaciones sísmicas temporales en 2005.	51
Figura 4.9 Periodo de operación de cada estación sísmica de la red local.	52
Figura 4.10 Histogramas de ocurrencia diaria de: (A) sismos de fractura (B) sismos de baja frecuencia.	52
Figura 4.11 Ejemplo de sismo de fractura, componente vertical correspondiente a los días 14, 15 y 20 de Octubre.	53
Figura 4.12 Eventos de baja frecuencia registrados por la estación TIC los días 18, 16 y 19 de Octubre, componente vertical.	53
Figura 4.13 Distribución de los sismos de fractura ocurridos durante los días 14 al 22 de octubre del 2005.	55
Figura 4.14 Distribución de los sismos en profundidad, perfiles N-S y E-W.	56
Figura 4.15 A) Histograma del número de sismos diarios entre mayo y octubre. B) Diferencia de tiempos de arribo de fases S y P 2005. C) Magnitud ML de los eventos registrados	58
Figura 4.16 Sismograma del 01 y 02 de octubre 2005	59
Figura 4.17 Distribución de las estaciones sísmicas temporales 2006.	61
Figura 4.18 Periodo de funcionamiento de las 7 estaciones de la red Ticsani 2006.	62
Figura 4.19 Histograma de ocurrencia de eventos registrados por la estación TCN. A) Sismos de baja frecuencia. B) Sismos de fractura.	62
Figura 4.20 Sismo de fractura en sus tres componentes (Z, NS, EW).	63

---

---

Figura 4.21 Sismo de baja frecuencia en sus tres componentes (Z, NS, EW) registrado el día 18 de octubre a 03:26 UTC. a) Forma de onda, b) Espectrograma y c) Espectro de frecuencia. ....	63
Figura 5.1 Distribución de las estaciones temporales instaladas (triángulos azules) en la región del volcán Ticsani y sobre el domo reciente.....	66
Figura 5.2 Estación sísmica SOQ desplegada en modo de prueba. ....	67
Figura 5.3 Periodo de funcionamiento de las cinco estaciones. ....	68
Figura 5.4 Imagen del registrador Data – Cube3 utilizado en la estación SOQ. ....	73
Figura 5.5 Registrador Guralp CMG 3S -D24.....	74
Figura 5.6 Sismómetro Lennartz LE-3D. ....	75
Figura 5.7 Esquema del proceso de cambio de formato de los datos del “formato Cube3” a “formato SAC”. ....	76
Figura 5.8 Ejemplo de entorno grafico del programa SAC 2000: registro 3C de un sismo de fractura registrado en la estación CHT .....	79
Figura 5.9 Ejemplo de entorno grafico del programa Matlab, para las estaciones SOQ, PAL, HTR, y CHT.....	80
Figura 5.10 Parámetros hipocentrales que se obtienen mediante el software Hypoellipse. ....	81
Figura 5.11 Ejemplo de un archivo gráfico obtenido mediante FOCMEC .....	83
Figura 6.1 Diagrama estadístico representativo de los tipos de sismos registrados entre mayo y setiembre 2014, por las estaciones SOQ y TCN.....	85
Figura 6.2 Ejemplo de un sismo de fractura registrado en todas las estaciones de la red Ticsani 2014, el 24 junio 2014 06:40:30 (UTC).....	86
Figura 6.3 Ejemplo de sismo de fractura de tipo I registrado por la estación TCN el 26 de setiembre a las 04:17hrs (UTC). ....	87
Figura 6.4 Características de los sismos de fractura de tipo I.....	87
Figura 6.5 Ejemplo de sismo de fractura de tipo II .....	88
Figura 6.6 Características de los sismos de fractura de tipo II. ....	88
Figura 6.7 Ejemplo de sismo de fractura de tipo III .....	89
Figura 6.8 Características de los sismos de fractura de tipo III.....	89
Figura 6.9_Histograma del número de eventos relacionados a fractura de rocas (A). Frecuencias dominantes. (B). Frecuencias dominantes registradas en la estación TCN (C). ....	91
Figura 6.10 Ejemplo de sismo de baja frecuencia registrado por la estación TCN el 24 de Agosto a las 17:24hrs (UTC). ....	92
Figura 6.11 Ejemplo de sismo de baja frecuencia registrado 03 setiembre 2014 por la estación TCN. ....	93

---

---

Figura 6.12 Histograma que muestra la distribución de frecuencias dominantes de sismos de baja frecuencia.....	93
Figura 6.13 Tasa diaria de eventos de baja frecuencia, registrados entre mayo-setiembre 2014 por las estaciones SOQ y TCN.....	94
Figura 6.14 Valores de los errores SEZ, SEH y RMS según los modelos propuestos por Dorbath.....	97
Figura 6.15 Valor de error acumulativo en la componente vertical (SEZ) para la primera capa del modelo de Villegas modificado.....	98
Figura 6.16 Comparación entre el “modelo original” de Villegas (2009), el “modelo Vmodif0”, y “modelo Vmodif”, aplicados para este estudio.....	99
Figura 6.17 Grafica del modelo de velocidades aplicado en el presente estudio. ....	100
Figura 6.18 Mapa de sismicidad registrada en la campaña de mayo-agosto 2014 en la zona del volcán Ticsani. ....	102
Figura 6.19 Mapa de la actividad sísmica ocurrida en la zona del volcán Ticsani entre el 17 de mayo y el 19 de agosto. ....	104
Figura 6.20 Mapa de distribución de sismicidad en superficie y en profundidad .....	106
Figura 6.21 Perfiles que muestran la distribución en profundidad de los sismos ocurridos entre mayo y agosto del 2014. ....	107
Figura 6.22 Perfil B-B’ realizado sobre el domo 3 (domo reciente) .....	108
Figura 6.23 Sucesión de imágenes 3D de los sismos registrados entre mayo-agosto 2014. Giro de norte a sur en 180° (sentido de la agujas del reloj).....	109
Figura 6.24 A) Diferencia de tiempos de arribo de fases P y S para el enjambre de sismos ocurridos el día 24 de junio 2014. B) Magnitud del enjambre sísmico, para los días 23 y 24 de junio .....	110
Figura 6.25 Distribución espacial del enjambre del 24 de junio. ....	111
Figura 6.26 Registro del enjambre de sismos de fractura, ocurrido el 26 de setiembre de 2014 a las 03:54 horas (UTC).....	113
Figura 6.27 A) Diferencia de tiempos de arribo de fases P y S para el enjambre de sismos ocurridos el día 26 de setiembre B) Magnitudes de los eventos del enjambre sísmico, días 25 y 26 de setiembre. Datos correspondientes a la estación TCN.....	113
Figura 6.28 Localización del enjambre de sismos del 26 de Setiembre, realizada mediante la estación TCN de tres componentes.....	114
Figura 6.29 Mecanismos focales obtenidos para la zona de estudio .....	116
Figura 7.1 Sismicidad localizada en el periodo mayo-agosto del 2014 y Potencial espontaneo (Byrdina et al., 2013) para la región del volcán Ticsani. ....	120

---

Figura 7.2 Mapa de sismicidad 2005, y perfil A-B. Se observan dos zonas de sismicidad A1 y A2 sombreadas en color verde.....	122
Figura 7.3 Comparación de la sismicidad y la deformación registrada el año 2005.....	124
Figura 7.4 Mapa tectónico (según Lavallée et al, 2009) y de la actividad sísmica observada en 2014 (este estudio) en la zona del volcán Ticsani.....	125
Figura 7.5 Diferentes tipos de sismicidad registrada en la región del volcán Ticsani: (1) Secuencia main shock – aftershock, en 1999. (2). Enjambre sísmico del año 2005. (3)Enjambre sísmico de junio 2014. (4). Enjambre sísmico setiembre 2014.....	127
Figura 7.6. Mapa sísmico y mecanismos focales de los principales sismos. Se observa también las fallas determinadas por Lavallée et al (2009), donde destaca la falla F2.....	128
Figura 7.7 Modelo esquemático de la estructura interna y de la generación de sismicidad de fractura en la zona del volcán Ticsani, realizado a partir del modelo de Fournier (1999).....	130

---

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1 Valores permitidos para el Rake y tipo de falla correspondiente. ....	43
Tabla 4.1 Coordenadas geográficas y características de las estaciones sísmicas temporales y permanentes que funcionaron en 1999.....	46
Tabla 4.2 Coordenadas geográficas y UTM de las estaciones sísmicas temporales. ....	52
Tabla 4.3 Coordenadas UTM de la red de estaciones sísmicas temporales 2006 y características de los sismómetros Guralp. ....	61
Tabla 5.1 Coordenadas de las estaciones sísmicas, región del volcán Ticsani.....	66
Tabla 5.2 Características de las estaciones sísmicas.....	67
Tabla 6.1 Modelos de velocidad evaluados en este estudio. $V_p$ = Velocidad de la onda Primaria o compresional. ....	95
Tabla 6.2 Valores de $V_p$ y Profundidad, del modelo de velocidades aplicado en el presente estudio. ....	100
Tabla 6.3 Parámetros de los mecanismos focales de nueve eventos, obtenidos en el presente estudio mediante el programa SEISAN. Las abreviaciones son STR= strike, DIP, RAK=rake.....	116
Tabla 7.1 Duración y frecuencia característicos de los eventos sísmicos registrados en las campañas 2005, 2006 y 2014 en la región del volcán Ticsani. ....	121

## **RESUMEN**

El volcán Ticsani ( $16^{\circ}45'3''S$ ,  $70^{\circ}36'13''O$ , 5133 msnm) es un estrato volcán ubicado segmento norte de la Zona Volcánica Central de los Andes, constituido por un complejo de domos de lavas andesíticas a dacíticas y caracterizado por presentar extensos depósitos de avalanchas. Este volcán se encuentra ubicado a 60 km al NE de la ciudad de Moquegua cuyo centro poblado más cercano, Soquezane, se encuentra a 7.3 km del domo más reciente. En las inmediaciones de este volcán se observan depósitos dispersos que indican una probable e importante erupción freatomagmática ocurrida hace menos de 400 años.

La región del volcán Ticsani ha presentado una actividad sísmica notoria en los últimos quince años (Aguilar et al., 2001; Tavera, 2006). A fin de estudiar y analizar esta actividad el Observatorio Vulcanológico del Sur (OVS) del Instituto Geofísico del Perú (IGP) instaló una red sísmica temporal sobre esta región desde 01 de mayo al 30 setiembre 2014 (153 días). Esta red estuvo conformada por de 5 estaciones sísmicas: TCN, SOQ, PAL, CHT, HTR de periodo corto y tres componentes.

El estudio hace un análisis de los datos sísmicos respecto a la forma de onda, su contenido espectral y tiempos de arribo de fases, a fin de caracterizar los tipos de señales sísmicas registradas, obtener parámetros hipocentrales y efectuar el cálculo de mecanismos focales. Los resultados obtenidos han permitido, finalmente, esbozar un modelo que explique la sismicidad en la zona de estudio. Se realizó también un análisis similar con los datos de las campañas sísmicas realizadas los años 1999, 2005 y 2006, donde los resultados fueron útiles para observar la evolución de la sismicidad del volcán Ticsani, así como efectuar una comparación con los resultados del análisis en la campaña del 2014.

En el periodo de nuestro estudio se registraron 2230 eventos sísmicos con magnitudes entre 0.6 y 3.3 ML, lo que indica la existencia de una importante actividad sísmica en la región. Los sismos observados corresponden principalmente a sismos asociados a la acumulación de esfuerzos y ruptura (2113 eventos, es decir un 95% del

total). También se registraron sismos asociados a movimiento de fluidos, pero en un número mucho menor (118 eventos; 5%).

La configuración de la red sísmica temporal ha permitido obtener los registros necesarios para localizar hasta 334 sismos de fractura. Los resultados de esta localización muestran que la actividad sísmica es superficial con sismos entre los 0 km y -6 km de profundidad; estos sismos se encuentran en su mayoría debajo del domo reciente y a 3 km al sur de dicho domo. Por otra parte, se ha efectuado también el cálculo de mecanismos focales para los sismos principales, y se ha observado que los resultados muestran fallamientos de tipo extensivo, con planos orientados en dirección N-S principalmente y ejes de tensión E-O.

Otra observación importante ha sido el hecho de que durante la campaña 2014 las estaciones sísmicas han registrado hasta dos enjambres de sismos de fractura, de corta duración. Al analizar los registros sísmicos pasados de la misma zona, se ha determinado que este tipo de sismicidad en enjambre ocurrió también en el año 2005. Tal sismicidad en enjambre constituye una muestra de la actuación de una componente volcánica que se suma a los esfuerzos tectónicos preexistentes en la región del volcán Ticsani.



## **INTRODUCCIÓN**

La Vulcanología es una ciencia relativamente joven que ha experimentado un considerable avance en los últimos años. Esta ciencia se vale de herramientas importantes como los métodos geofísicos, geoquímico, de deformación, estudio de gases, entre otros, que contribuyen a la investigación y prevención de riesgos asociados a la actividad de un volcán. Actualmente, los métodos geofísicos de los que dispone la Vulcanología son diversos, siendo la Sismología Volcánica el método más relevante que permite obtener información de la dinámica en el interior del volcán, así como también información de eventuales cambios estructurales que puedan afectar sus inmediaciones.

El sur del Perú forma parte del sector más septentrional de la ZVC (Zona Volcánica Central), donde actualmente se encuentran al menos 10 volcanes activos (Sara, Coropuna, Sabancaya, Misti, Ubinas, Huaynaputina, Ticsani, Tutupaca, Yucamane y Casiri). Los estudios realizados en los volcanes activos peruanos han sido tanto de carácter geológico (Thouret et al., 2001; Tepley et al., 2013; Samaniego et al., 2016; Juvigné et al., 2008; Rivera, 1997), geoquímico (Rivera, 2008; Delgado, 2012; Masías, 2007; Cruz, 2013; Cruz, 2015), como geofísico en donde destacan los trabajos de investigación que emplearon la sismología como herramienta principal o complementaria, tales como los realizados en los volcanes Sabancaya (Antayhua, 2002; Torres, 2014, Jay et al., 2015), Ubinas (González, 2001 Taipei, 2008; Coppola et al., 2015) y Misti (Llerena, 2005; Centeno, 2012). Gran parte de los trabajos mencionados han sido promovidos por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y con la cooperación de instituciones extranjeras.

El presente trabajo trata sobre la investigación de la actividad del volcán activo Ticsani, situado en el sur del Perú a 60 km al NE de la ciudad de Moquegua, y en cuyas cercanías se observan depósitos dispersos que indican una probable erupción freatomagmática importante ocurrida hace menos de 400 años (Siebert et al., 2010); esta

erupción habría tenido lugar principalmente a partir de lugar donde hoy en día se observa el cráter y domo más recientes (Mariño & Thouret, 2003).

En realidad son pocos los estudios geofísicos que se han realizado en este volcán, siendo éste el primero sobre su actividad sismovolcánica basado en cinco meses de registro continuo. Para este propósito se ha efectuado el procesamiento y análisis de datos obtenidos en un monitoreo sismo-volcánico temporal por medio de 4 estaciones sísmicas digitales de periodo corto, realizado entre mayo y setiembre de 2014 por el Observatorio Vulcanológico del Sur (OVS) del Instituto Geofísico del Perú (IGP).

Este estudio contempla siete capítulos que se desarrollan de la siguiente manera: el Capítulo I trata de los aspectos generales concernientes a la ubicación, objetivos, metodología y trabajos anteriores sobre la zona de estudio. El Capítulo II muestra el marco geodinámico, geológico y vulcanológico de la región del volcán Ticsani. El Capítulo III se enfoca en la sismología volcánica y sus fundamentos para los análisis posteriores. En el Capítulo IV se describe el procesamiento y análisis realizado a los registros obtenidos en las campañas de los años 1999, 2005 y 2006. El Capítulo V está dedicado a la adquisición y tratamiento de datos sísmicos del 2014 junto con las herramientas computacionales utilizadas. En el Capítulo VI se desarrolla el análisis de la actividad sísmica mediante la clasificación, localización y cálculo de parámetros focales. Finalmente en el Capítulo VII se esboza la interpretación de los resultados obtenidos.

# CAPÍTULO 1

## ASPECTOS GENERALES

### 1.1 UBICACIÓN

El volcán Ticsani ( $16^{\circ}45'3''$  Lat. Sur y  $70^{\circ}36'13''$  Lon. Oeste) forma parte del Cinturón de Fuego del Pacífico, en la parte centro occidental de Sudamérica; en el segmento sur de la Cordillera Occidental de los Andes peruanos. Este volcán activo se encuentra ubicado a una distancia de 60 km al noreste de la ciudad de Moquegua con una altitud máxima de 5408 m.s.n.m. (*fig.1.1*), y su origen está estrechamente asociado al proceso de subducción de la placa oceánica de Nazca bajo el continente sudamericano.

Políticamente la zona de la zona de estudio se encuentra en la jurisdicción del distrito de San Cristóbal, provincia de Mariscal Nieto del departamento de Moquegua. En el flanco oeste del volcán Ticsani y dentro de un radio de 11 km se encuentran los centros poblados de Soquezane, Quebaya, Calacoa, San Cristobal, Carumas, Cambrune entre aquellos con mayor población, siendo el poblado de Soquezane aquel que está situado a mayor proximidad, a solo 7.5 km del domo y cráter recientes.

### 1.2 OBJETIVOS

- ❖ Identificar y clasificar el tipo las señales que generan la actividad sismo-volcánica mediante el análisis espectral y la forma de onda obtenidas en la campaña sísmica del 2014 sobre la región del volcán Ticsani.
- ❖ Determinar la distribución en superficie y en profundidad de la actividad sísmica y la relación con el sistema volcánico.
- ❖ Analizar la similitud y diferencias de los eventos sismo-volcánicos registrados en la campaña sísmica del 2014 con los sismos registrados en las campañas sísmicas de 1999, 2005 y 2006.

- ❖ Analizar los esfuerzos predominantes en la región del volcán Ticsani mediante el cálculo de mecanismos focales.
- ❖ Conocer la naturaleza y tipo de fuente que están en el origen de las diferentes señales analizadas.

### **1.3 INTERÉS DEL ESTUDIO**

El volcán Ticsani es uno de los diez volcanes activos del Sur del Perú, y según estudios estratigráficos, estructuras volcánicas y distribución de productos volcánicos, su más reciente erupción ocurrió hace menos de 400 años (Siebert et al., 2010). Actualmente este volcán presenta una actividad sísmica persistente, habiendo sido registrada instrumentalmente al menos desde 1999 (Aguilar et al., 2001). Asimismo el volcán Ticsani presenta un sistema hidrotermal evidenciado por la presencia de abundantes fuentes hidrotermales representadas por surgentes de agua y vapor que se distribuyen en determinados puntos a lo largo de quebradas situadas al NO, E y SO del volcán en un radio de 9km (Mariño & Thouret, 2003), y actualmente se puede observar gases fumarólicos en la zona de cumbre.

Por otra parte la existencia de centros poblados a pocos kilómetros del sistema volcánico impulsa conocer el nivel de riesgo al que están expuestos, tal es el caso de los distritos de Carumas (5602 habitantes), Cuchumbaya (2177 habitantes) y San Cristobal (4058 habitantes) cuyos pueblos principales (capitales) se encuentran ubicados en un radio menor a los 11 km respecto al volcán Ticsani (INEI, 2015).

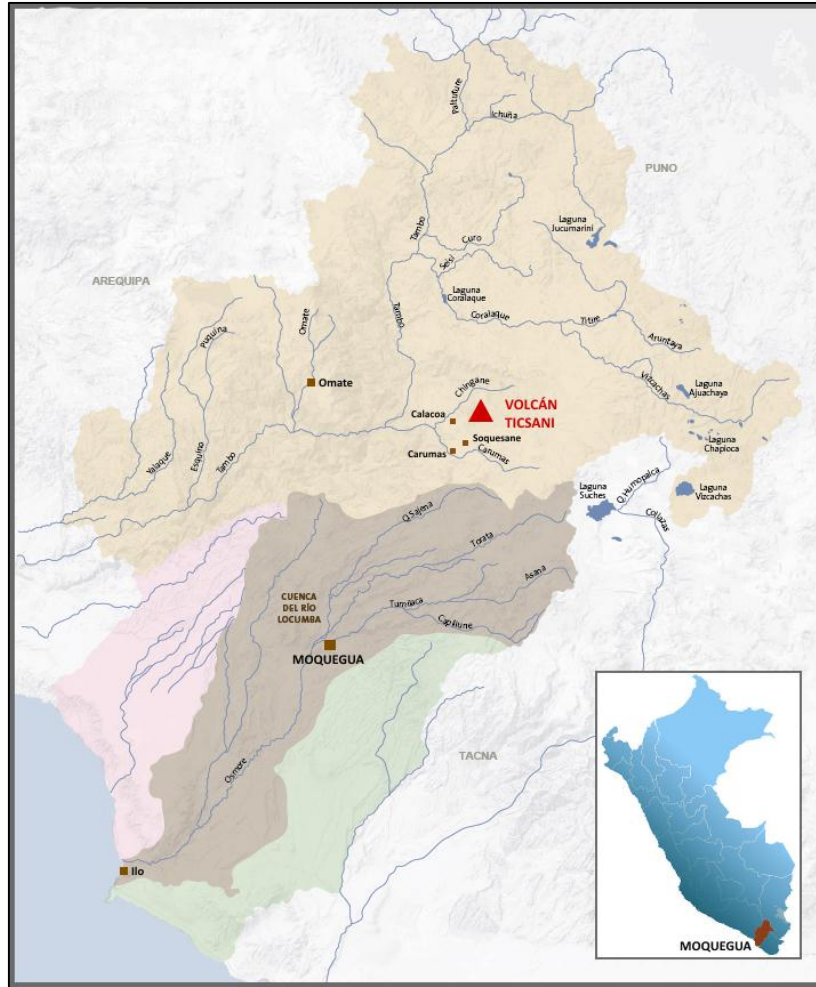


Figura 1.1 Mapa de Ubicación del Volcán Ticsani

## 1.4 METODOLOGÍA DE TRABAJO

El presente estudio ha sido realizado en tres fases principales: 1) recopilación de información sísmica y bibliográfica de años anteriores y Adquisición de datos sísmicos, 2) procesamiento y análisis de los datos sísmicos, y 3) interpretación de resultados.

### 1.4.1 Recopilación de información sísmica y bibliográfica de años anteriores y Adquisición de datos sísmicos

- Recopilación de datos sísmicos adquiridos por el IGP en la campaña del año 1999.

- Recopilación de datos sísmicos adquiridos por el IGP durante la campaña del año 2005.
- Recopilación de datos sísmicos adquiridos por el observatorio Vulcanológico del Sur OVS en la campaña del año 2006 para el periodo setiembre a diciembre.
- Despliegue de la red temporal Ticsani 2014 y Adquisición de datos sísmicos en campo para el periodo mayo-setiembre.
- Recopilación y consulta de material bibliográfico sobre vulcanología así como publicaciones de estudios realizados sobre el área de interés.

#### **1.4.2 Procesamiento y análisis de los datos sísmicos**

- Selección e implementación de software idóneo para realizar el procesamiento y análisis de las señales sísmicas adquiridas en base a los conocimientos sismo-volcánicos.
- Tratamiento de datos desde formatos originales (CUBE) a formatos estándar (SAC), este proceso permitió una mayor efectividad en el procesamiento de datos.
- Clasificación de eventos sísmicos y aplicación de las diferentes herramientas estadísticas, de análisis sísmico como espectros de frecuencia, espectrogramas, y algoritmos para la obtención de los parámetros hipocentrales así como mecanismos de fuente.

#### **1.4.3 Interpretación de resultados.**

- Culminadas las fases anteriores, se reúnen todos los resultados obtenidos en búsqueda de patrones reincidentes efectuando correlaciones, esta operación también se realizó con los resultados de las campañas realizadas en años anteriores.
- Finalmente se realiza un modelo propuesto de sismicidad que de manera sucinta explica la fenomenología sísmica en la región del volcán Ticsani.

### **1.5 TRABAJOS ANTERIORES EN LA ZONA DE ESTUDIO**

Se han realizado diversos trabajos sobre la zona de estudio de los cuales son de interés para este estudio los siguientes:

---

Aguilar et al., (1999) analiza y evalúa los parámetros hipocentrales del “sismo Calacoa” de magnitud 4.0Mw ocurrido el 6 de mayo del año 1999 mediante estaciones sísmicas del IGUNSA y la red sísmica nacional del IGP, Realiza también el análisis de sus réplicas mediante una campaña de tres días posterior al sismo principal.

Mariño (2002) realiza estudios geológicos vulcanológicos en el Volcán Ticsani mediante la litología, el cartografiado, estratigrafía y análisis granulométricos. Identifica los diferentes tipos de depósitos volcánicos; además presenta la evaluación de peligros volcánicos en base a mapas de peligrosidad.

Tavera (2006) mediante una campaña sísmica elabora un informe técnico a raíz de la crisis sísmica el 2005 en la región del volcán Ticsani, determinando los parámetros hipocentrales, la distribución espacial de las repicas y aplicando el cálculo de mecanismos focales, establece la importante deformación cortical debido al sistema de fallas.

Gonzales et al., (2009) obtiene los primeros resultados mediante el método InSAR para la detección y medida del campo co-sísmico asociado a eventos sísmicos ocurridos en el sur del Perú sobre las zonas de C. P. Huambo-Cabanaconde (Arequipa) y Calacoa (Moquegua).

Byrdina et al., (2013) presenta influencia de la topografía regional en los sistemas hidrotermales de los complejos volcánicos del Ticsani y Ubinas utilizando el método del Potencial Espontaneo.

## **CAPÍTULO 2**

# **MARCO GEODINÁMICO, GEOLÓGICO Y VULCANOLÓGICO**

### **2.1 CARACTERÍSTICAS MORFO-ESTRUCTURALES Y TECTÓNICAS GENERALES DE LA CODILLERA DE LOS ANDES**

Los Andes se extienden en el margen occidental a lo largo del continente sudamericano, siendo una de las áreas tectónicas más activas del planeta producto de un proceso de subducción entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana. Su extensión comprende desde la Tierra del Fuego (sur de Chile) hasta el mar del Caribe (norte de Venezuela) por más de 8000 km de longitud, habiéndose formado lentamente desde el Triásico hasta nuestros días (Jaillard et al., 1990).

La convergencia de estas placas en la región central del Perú presenta una tasa de velocidad elevada estimándose alrededor 8cm/año en los últimos 10 Ma (Norabuena, 1992), esta subducción oblicua produjo una substancial actividad magmática y volcánica (McNulty et al., 1998). La subducción es entonces responsable de la actividad sísmica y volcánica; por ende esta zona es denominada “Circulo del Fuego del Pacifico”.

### **2.2 EL VULCANISMO ANDINO CENOZOICO EN EL SUR DEL PERÚ**

Las variaciones de extensión y volumen encontrados en los depósitos volcánicos existentes en el Cenozoico, están asociados a cambios en la velocidad de convergencia y en la geometría de la subducción (Isacks , 1988), (Worner, 1991). A lo largo de la cadena andina la actividad volcánica está distribuida en tres principales segmentos volcánicos cuaternarios activos: La Zona Volcánica Norte (5°N a 2° S), de composición andesítica – basáltica; la Zona Volcánica Central (15S a 27.5°S) de composición



andesítica a la cual pertenece el volcán Ticsani; la Zona Volcánica Sur (33°S a 46°S) de composición andesítica – basáltica (De Silva & Francis, 1991; Fig. 2.1)



Figura 2.1 a) Distribución de las zonas volcánicas del Cenozoico al reciente en la Cordillera de los Andes (De Silva & Francis, 1991). b) Zona Volcánica Central revelando la cadena volcánica activa y su relación con la fosa de subducción Perú-Chile. (De Silva & Francis, 1991)

En los Andes Centrales el ángulo de subducción es variable (Fig. 2.2); así tenemos que el centro y norte del Perú presentan un ángulo de subducción sub-horizontal (cercano a 10°) con ausencia de vulcanismo activo; mientras que en el sur del Perú y norte de Chile presentan un ángulo de subducción normal (20° a 30° aproximadamente) con vulcanismo holocénico activo (Barazangi & Isacks, 1976).

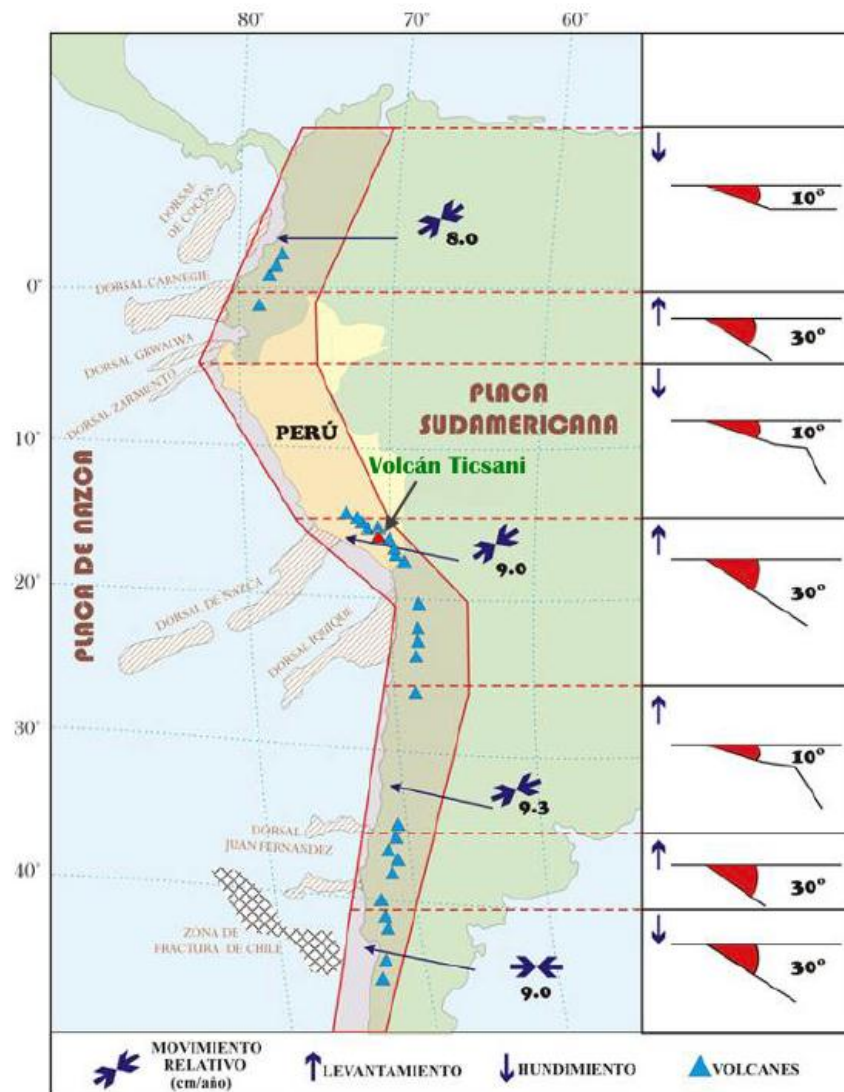


Figura 2.2 La geometría de la subducción (recuadros de la derecha) y la actividad volcánica en Sudamérica (Deza, 1991 modificado).

Un factor importante que favorece el vulcanismo es el contacto entre la placa oceánica, la placa continental y la astenosfera, presentada por la subducción normal existente en la parte sur del Perú y norte de Chile (Fig. 2.3b). Estas condiciones permiten que una “esquina” de la astenosfera se intercale entre ambas placas, permitiendo el desarrollo de una célula de convección y favoreciendo el desarrollo de un episodio de vulcanismo; mientras que en la parte central y norte del Perú el tipo de subducción es sub-horizontal (Fig. 2.3a) y por tanto las placas están en contacto directo, no dando lugar a que se instale la “esquina” de astenosfera; gracias a estas condiciones no existe vulcanismo activo (Mégard , 1987; Hasegawa & Isacks, 1981; Deza, 1991).

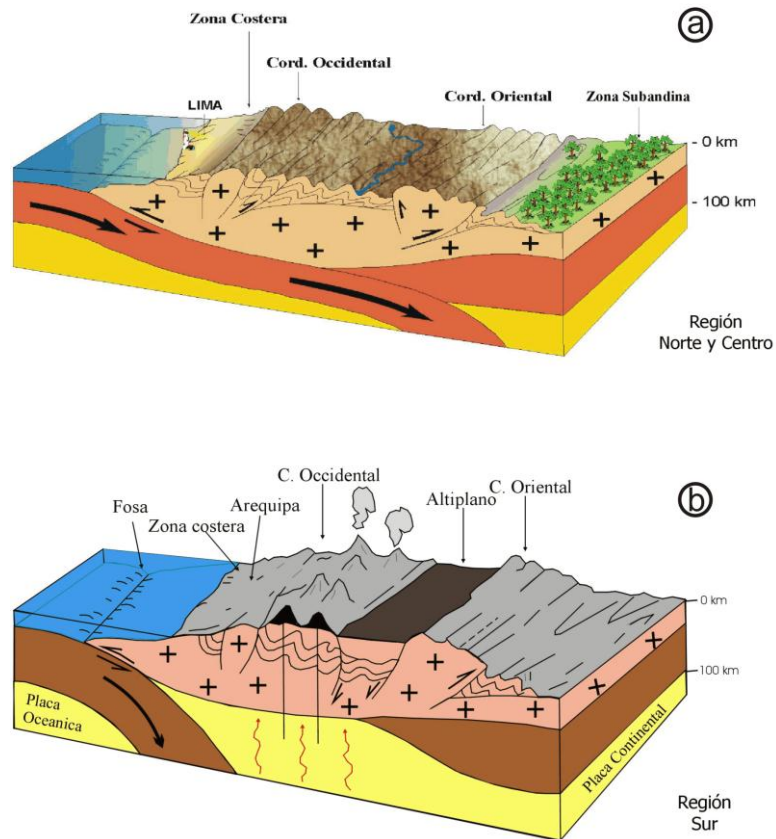


Figura 2.3 Esquema de la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental sudamericana. (a) Subducción del tipo sub.-horizontal en el centro y Norte del Perú. (b) Subducción normal en el sur del Perú y norte de Chile (Mattauer, 1989).

### 2.3 GEOLOGÍA DEL VOLCÁN TICSANI

La Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVC), abarca una extensa área comprendida entre 15° y 27.5° de latitud sur, en la cual el vulcanismo reciente se halla activo desde el Mioceno (De Silva & Francis, 1991).

El substrato sobre el cual se emplazaron los flujos de lava y rocas piroclásticas del volcán Ticsani está constituido de lavas andesíticas a dacíticas intercaladas con material sedimentario depositados durante el Cretáceo medio a superior (Volcánico Matalaque y Grupo Toquepala), sedimentos clásticos continentales del Paleógeno (Formación. Pichu) e ignimbritas riolíticas del Mioceno medio pertenecientes a la Formación Huaylillas (García & Guevara, 1998; figura 2.4)

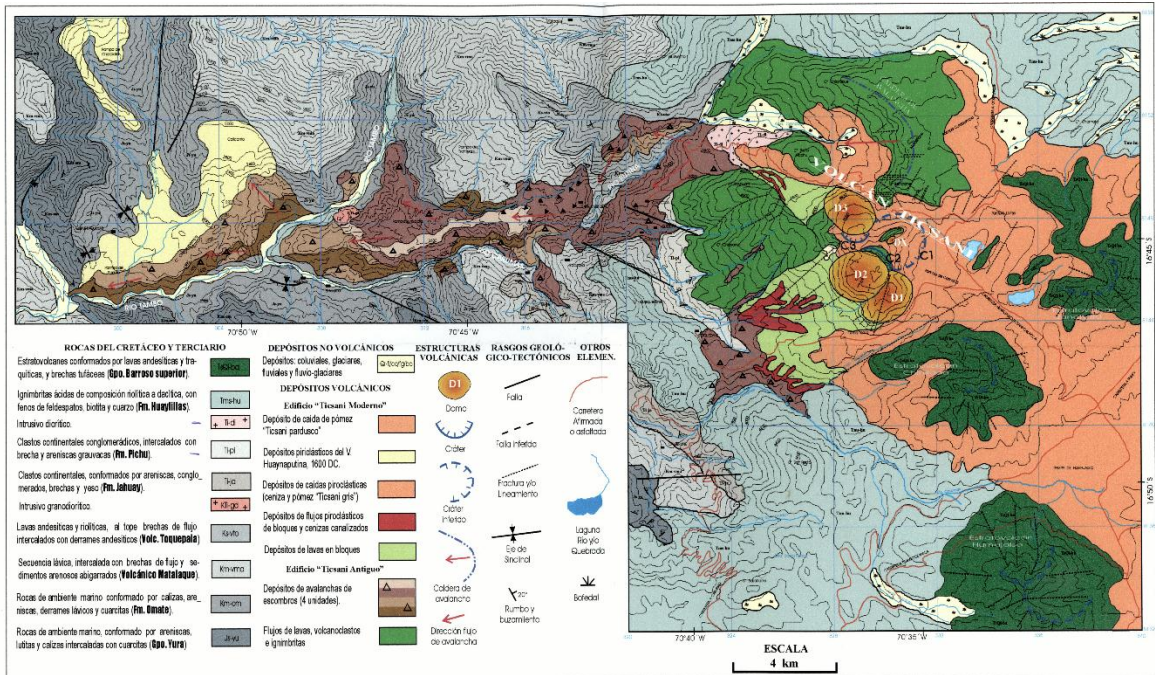


Figura 2.4 Mapa geológico y vulcanológico del volcán Ticsani y alrededores (Mariño 2002).

El complejo volcánico (*Fig. 2.5*) presenta estructuras de destrucción (caldera de avalancha y cráteres) y estructuras de construcción (domo-coladas). A 3 km al norte del cráter reciente (C3) se encuentra la caldera de avalancha en forma de herradura originada por el colapso del edificio denominado “Ticsani antiguo”. Se identifican tres cráteres asociados al edificio “Ticsani moderno”: C1, C2, C3, presentando mayor antigüedad C1. Otras estructuras importantes son los cúmulos-domos (DX, D1 y D2) y un domo-colada (D3); los domos: D1, D2 y D3 se encuentran alineados en dirección N325°, sin embargo el domo DX en el cual está emplazado en cráter más antiguo (C1) se encuentra al este de los domos alineados (*figura 2.5*). El cráter más reciente (C3) tiene 500 m de diámetro en forma de media luna puesto que en sus flancos N y NO están ocupados por el D3 (Mariño, 2002).

### 2.3.1 Marco estructural regional y local

Según los estudios hechos por Lavallée et al., (2009) en el área de estudio se describen las estructuras alcance regional.

**a) Estructuras regionales**

El grupo volcánico Ubinas-Huaynaputina-Ticsani se encuentra ubicado aproximadamente de 30 a 70 km detrás del arco principal del ZVC de los andes, gracias a estudios en campo e imágenes satelitales (Lavallée et al., 2009) se identifican cuatro sistemas de fallas regionales: (1) Sistemas de fallas con dirección N-S, evidenciados por el graben del río Tambo, delimitado por lineamientos de fallas de tipo normal con orientaciones de 170° a 180°. (2) Sistema de fallas NW-SE principalmente observados sobre los volcanes Ubinas y Huaynaputina. (3) Sistemas de fallas E-W desarrolladas principalmente entre los volcanes Huaynaputina y Ticsani. (4) Fallas con orientación NE-SW encontradas a 25km Al ENE del volcán Huaynaputina (*figura 2.6A*).

**b) Estructuras locales**

El volcán Ticsani muestra un control estructural similar al regional, presentando domos alineados en dirección N-S. Presenta escarpas de fallas con dirección N-S visibles desde el NE como es el caso de la falla  $F_2$  (*figura 2.6B*). Se encuentran también fallas antiguas con orientación NO-SE al oeste del volcán Ticsani que afectan rocas del Mesozoico, Paleoceno, Eoceno y Oligoceno. El volcán Ticsani está ubicado al este del río Tambo, pero su emplazamiento corresponde con la intersección de fallas NO-SE, N-S y E-O (Lavallée et al., 2009).

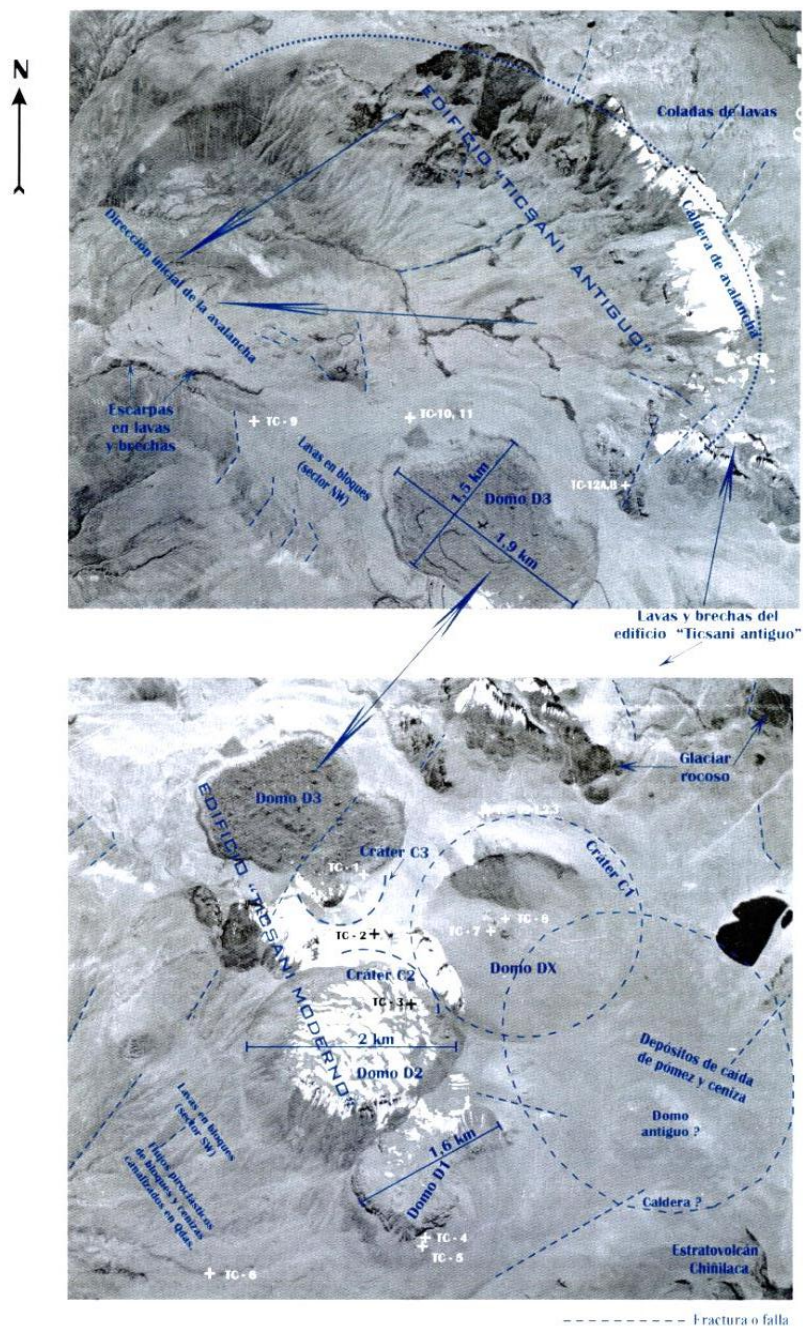


Figura 2.5 Estructuras y depósitos del volcán Ticsani (Mariño, 2002)

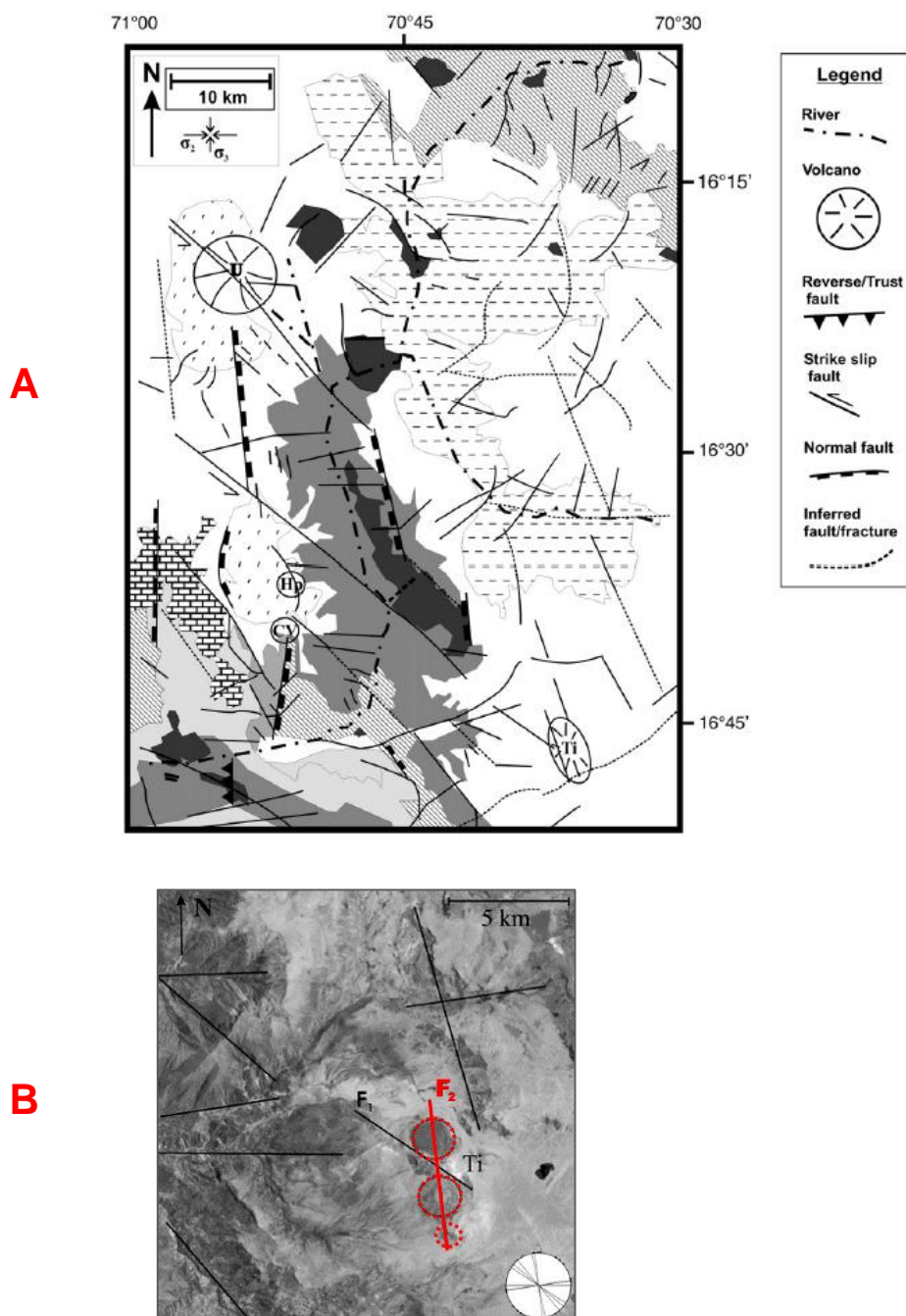


Figura 2.6. A: Mapa rasgos estructurales regionales del grupo volcánico Ubina-Huaynaputina-Ticsani. B: Estructuras locales de la región del volcán Ticsani (Lavallée et al., 2009).

### 2.3.2 Estratigrafía y evolución del volcán Ticsani

La presencia de estructuras tales como cráteres, la caldera de avalancha en forma de anfiteatro y los domos muestran como han migrado los centros de emisión desde el

Pleistoceno, conformando un volcán poligenético compuesto por una variedad de depósitos. El volcán Ticsani posee dos edificios: “Ticsani antiguo” y “Ticsani moderno” (figura 2.7).

### **2.3.2.1 Depósitos volcánicos del edificio “Ticsani antiguo”**

El edificio “Ticsani antiguo” es un estratovolcán conformado por flujos de lavas, rocas volcanoclásticas e ignimbritas y depósitos de avalanchas de escombros.

Las lavas son de tipo “aa” conformadas por coladas de lavas traqui-andesíticas sobre un área de 65 km<sup>2</sup>, junto con volcanoclastos que alcanzan un espesor de 900 m con notoria hidrotermalización. Se estima que se emplazaron entre el plioceno y el Pleistoceno inferior (Mariño, 2002).

Los depósitos de avalanchas de escombros se encuentran emplazados hacia el Oeste, con espesores que van desde los 100 m hasta 400 m originados por el colapso del estratovolcán antiguo, así mismo cubren alrededor de 70 km<sup>2</sup> con un volumen de 12 km<sup>3</sup> conformados por fragmentos de roca no consolidadas o pobremente consolidadas y fragmentos líticos angulosos a sub-anguloso, encontrándose facies de matriz y facies de bloques (Mariño 2002).

### **2.3.2.2 Depósitos volcánicos del edificio “Ticsani moderno”**

#### **a) Lavas en bloques, cúmulo domos y domos coladas**

Las lavas en bloques afloran al SO y NO de los domos D2 y D3 respectivamente de composición traquítica y muestran una topografía ondulada. Las lavas se encuentran sobre ignimbritas, depósitos volcanoclásticos y avalanchas de escombros provenientes del edificio “Ticsani antiguo”. El domo-colada DX se encuentra emplazado en el cráter C1 (figura 2.5), con lavas de composición traquítica a traqui-dacítica y mediana alteración cubierto casi en su totalidad por depósitos pómez y ceniza. El domo D1 se encuentra en el extremo sureste (1.6 km de largo) de composición traquítica y se encuentra elongado de suroeste a noreste. El domo central D2 es el más voluminoso emplazado en el cráter C2 con 2 km de diámetro. El domo D3 es el más reciente



emplazado en el cráter C3, presenta composición traquítica y mide 1.95 km de largo. Los domos D1, D2 Y D3 se encuentran alineados en dirección N325° (Mariño, 2002).

#### **b) Flujos piroclásticos de bloques y cenizas canalizados**

Originados por el colapso de domos, son un registro de su crecimiento y destrucción, el colapso se habría dado por gravedad y explosiones internas originando flujos de bloques y ceniza a alta temperatura, con dinámica y emplazamiento semejantes a “nubes ardientes” de tipo Merapi. Se encuentran en los sectores suroeste y noroeste canalizados en quebradas de poca profundidad (3 m a 30 m) sobre los depósitos de avalanchas de escombros o lavas en bloque (Mariño, 2002).

#### **c) Depósitos de caídas piroclásticas**

***Depósito de caída de lapilli pómez “Ticsani gris”.***- Es el depósito de caída más importante y voluminoso, se halla cubriendo áreas hacia es E, SE y NE del cráter C3. La isópaca de 1 cm cubrió aproximadamente 806 km<sup>2</sup> y el volumen del depósito es no menor de 0,4 km<sup>3</sup> (Mariño J. , 2002), así mismo presenta espesores de hasta 4m en el sector proximal. La datación arroja una edad mínima aproximadamente de 10 600 años.

***Depósito de caída de ceniza “Ticsani gris”.***- Situados al norte, este y sureste del cráter C3 sobreyace al depósito de pómez “Ticsani gris” e infrayace al depósito de caída de ceniza perteneciente al volcán Huaynaputina, que erupcionó el año 1600 D.C (Dávila, 1998).

***Depósito de caída de pómez “Ticsani pardusco”.***- Sobreyace a la caída de ceniza del volcán Huaynaputina que corresponde a la erupción del año 1600 D.C. Los depósitos pómez presentan composición dacítica con abundantes fenocristales de plagioclasas, feldespatos potásicos, biotita y en menor proporción cuarzo, así mismo presentan color blanco pardusco y se hallan dispersos en la superficie.

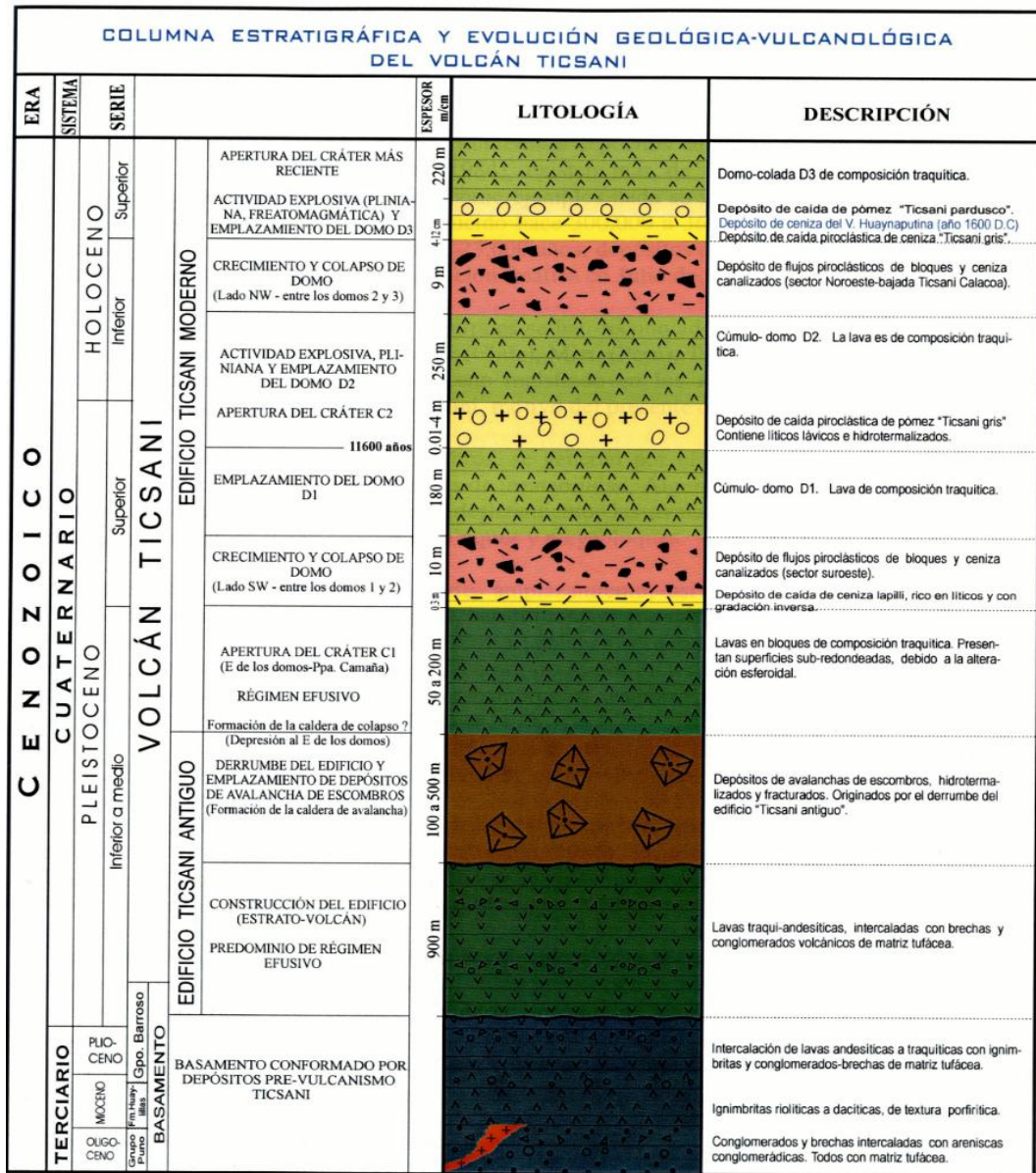


Figura 2.7 Columna estratigráfica de depósitos del volcán Ticsani e hipótesis sobre su evolución (Mariño, 2002).

## 2.4 ACTIVIDAD HISTÓRICA DEL VOLCÁN TICSANI

En los últimos 11 000 años se registraron tres erupciones explosivas (freatomagmáticas y sub-pliniana) cada una de ellas precedieron al emplazamiento de domos, eyectando entre 0.015 hasta 0.4 km<sup>3</sup> de ceniza y pómez con Índices de Explosividad Volcánica de 2 a 4 (Mariño, 2002).

Se presenta una importante erupción sub-pliniana hace poco más de 10 600 BP, poco antes del Holoceno inferior, correspondiente a la segunda etapa “Ticsani moderno” según depósitos de caída lapilli pomez “Ticsani gris” (Mariño, 2002). La columna eruptiva habría llegado hasta los 17 km de altura con un IEV de 4 asociado al cráter C2 y posterior emplazamiento del D2.

Una segunda erupción habría ocurrido antes de 1600 D.C. como muestran los depósitos de caída de ceniza que infrayacen a los depósitos de caída del volcán Huaynaputina.

La última erupción de tipo freatomagmática que precedió el domo D3 (posterior a año 1600 D.C.) ocurrida hace menos de 400 años, podría haber presentado una columna eruptiva de hasta 10 km con un IEV entre 2 y 3 presentada por los depósitos de caída pómez del “Ticsani parduzco” (Mariño, 2002)

En la actualidad existen fumarolas de manera restringida próximas al volcán y una actividad hidrotermal importante, representada por surgentes de agua y vapor, que se distribuyen principalmente al NO, también se encuentran algunas fuentes al E y SO del volcán en un radio de 9km. Destacan la fuentes termales del río Putina siendo la segunda zona geotermal más importante del Perú (Mariño & Thouret, 2003).

## **CAPÍTULO 3**

# **SISMOLOGÍA VOLCÁNICA**

El vulcanismo es la manifestación en la superficie del planeta de un proceso termal interno, mediante la emisión de productos sólidos, líquidos o gaseosos hacia la superficie terrestre (Francis, 1998). La variedad de procesos eruptivos relacionados con el movimiento de magma en profundidad, y durante la emisión de estos puede generar señales sísmicas, por tanto la sismología volcánica no solo es la aproximación matemática de fuentes generadoras de ondas sísmicas, sino la descripción de procesos magmáticos capaces de producir terremotos volcánicos (Zobin, 2012).

La sismología volcánica es una ciencia que estudia las señales sísmicas originadas por volcanes y asociadas con la actividad sismo-volcánica. El estudio y origen de estas señales, su distribución espacial y temporal, su relación con los procesos volcánicos y el uso de las mismas como instrumentos para investigar la profundidad de la estructura volcánica y la predicción de una erupción, en conjunto crean el objeto de la sismología volcánica.

Las erupciones volcánicas y su impacto en la sociedad además de los terremotos y los desastres meteorológicos son los peligros naturales más severos. A partir de los primeros trabajos presentados por Omori (1911), se prestó mucha atención sobre las señales sísmicas que precedían o acompañaban una erupción volcánica. Comenzando con pequeños sismógrafos portables en los 60's, se realizaron las primeras observaciones sobre diferentes volcanes y en sus diferentes etapas de actividad. Estos estudios mostraron que los volcanes producen diversas señales sísmicas y que se comportan de manera distinta a los eventos sísmicos de origen tectónico.

El estudio de una región volcánica desde el punto de vista sísmico es importante, puesto que nos permite conocer diferentes aspectos del sistema volcánico. Estos

estudios requieren: detección, registro, identificación, clasificación de señales y finalmente un análisis cuantitativo de las mismas.

El desarrollo de la sismología volcánica se incrementa gracias a los avances tecnológicos al punto de contar con estaciones de registro digital y con transmisión satelital y/o mediante radio-telemetría para el análisis en tiempo real de uno o más volcanes.

### 3.1 CLASIFICACIÓN DE SISMOS VOLCÁNICOS

La mayoría de las confusiones en sismología volcánica se debe a la gran cantidad de términos existentes para clasificar los eventos sismo-volcánicos. Esto se debe a la falta de conocimiento que se tiene con respecto a los mecanismos de fuente que los originan. Muchos de estos términos simplemente describen la forma de onda y su frecuencia contenidas en la señal, mientras que otros los relacionan con un tipo de mecanismo de fuente. De todos modos debemos estar conscientes que en ambos casos las fuentes de estos eventos aún son desconocidas y el medio de propagación puede alterar significativamente la forma y contenido espectral de la señal (Wassermann, 2012).

Los primeros registros de sismos volcánicos, mostraron que las señales sísmicas provenientes de la actividad volcánica tenían diferentes formas de onda. Omori (1911) realizó estudios durante la erupción del volcán Usu el año 1910, afirmando la ocurrencia de pequeñas y rápidas vibraciones no sentidas, que pueden ser llamadas micro-tremores. Estas señales fueron identificadas además de los sismos volcánicos propiamente identificados.

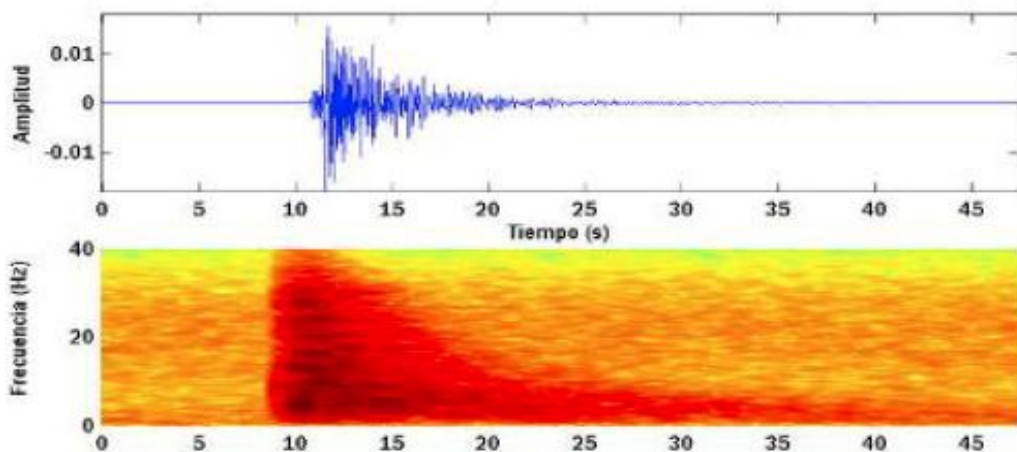
La primera y hasta ahora popular clasificación de sismos volcánicos fue propuesta por Minakami (1964, 1974). Es cierto que en cada volcán los estudiosos usan su propia clasificación con una descripción más detallada. Las clasificaciones más recientes utilizadas y aceptadas en sismología volcánica moderna fueron hechas en los trabajos de McNutt (1996, 2000, 2005), Ibañez (1997, 2000) y Chouet (1996) entre otros. Usualmente se definen al menos los siguientes eventos: sismos de fractura, eventos de periodo largo, tremor, explosiones, eventos superficiales, además de los sismos

tectónicos regionales y los telesismos. A continuación se define algunos conceptos sobre sismos volcánicos.

### 3.1.1 Sismos de fractura o HF (High Frequency)

Se denominan así debido a que su ocurrencia se da en ambientes volcánicos ya sean activos o en reposo. Estos eventos son caracterizados por los claros arribos de ondas P y S y una amplia banda espectral, se localizan generalmente a profundidades entre 1 a 10 Km presentando una duración variable desde unos pocos segundos hasta algunos minutos y son también conocidos como eventos de alta frecuencia (HF). La localización de estos eventos es posible gracias a la presencia de fases P y S definidas.

Su forma de onda se caracteriza por la llegada de las ondas P y S por lo general de manera impulsiva, así como la contribución de ondas superficiales; además presenta un decaimiento final en forma exponencial decreciente, que es la parte final del evento conocido como coda. En la *figura 3.1* se presenta un ejemplo de sismo de fractura de rocas registrado en el volcán Ubinas, podemos observar la llegada impulsiva de la onda P, la de la onda S y su coda. Los sismos que se presentan en zonas volcánicas por lo general se presentan en menor magnitud que los sismos ocurridos en zonas puramente tectónicas, no es común registrar sismos volcánicos con magnitudes mayores a 4.



*Figura 3.1* Ejemplo de un sismo de fractura registrado en la estación UBI el 23/031998 00:01 horas, sismograma componente vertical.

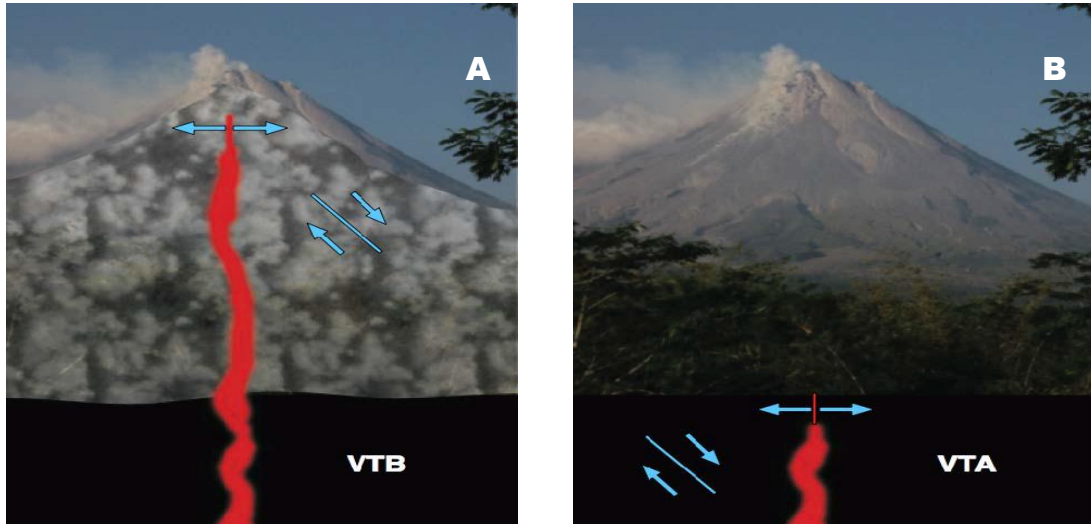
Existen también otros eventos donde se presentan las ondas P más emergentes al inicio, y a veces es imposible detectar el arribo de las ondas S de manera clara, presentan una banda espectral de bajas frecuencias (1-5 Hz) en algunos casos y se localizan muy superficialmente (1-2 Km).

### 3.1.1.1 Mecanismos de fuente

Los estudios muestran que los sismos VT se generan a partir de fallas de corte, estas son causadas por la acumulación de esfuerzos que da como consecuencia un deslizamiento sobre el plano de falla, similar a una fuente del terremoto tectónico pero en menor intensidad. La magnitud del sismo está relacionada con las dimensiones de la zona rota (Lee & Steward, 1981).

La importancia de registrar y analizar los sismos de fractura se origina en la presunción que el acenso de magma genera una fuente adicional de presión. Esta presión adicional que esta posiblemente bajo la influencia de la deformación regional conlleva a fracturas tensionales, donde el magma adicional genera rompimiento en la roca encajante; sin embargo también existe la posibilidad de que se generen sismos en fallas preexistentes de la región a consecuencia de esta presión adicional (Wassermann, 2012). En la *figura 3.2* se presentan dos mecanismos de fuente de sismos de fractura: cuando son causados por la reactivación de fallas existentes a causa del acenso magmático el otro posible mecanismo está directamente relacionado al emplazamiento de magma en el sistema de alimentación y tensión que genera las fracturas.

Según McNut (2005), las causas de los sismos de fractura han sido atribuidas a fuerzas tectónicas regionales, carga gravitacional, efecto de presión de poros e hidrofracturas, fuerzas térmicas y volumétricas asociadas a intrusión de magma, enfriamiento o alguna combinación de ellas. En muchos casos los eventos de alta frecuencia son seguidos por eventos de largo período y tremor, pudiendo representar entonces la invasión de fluidos calientes y la reapertura de fracturas previa a la intrusión.



*Figura 3.2 Dos modelos describen la ocurrencia de sismos de fractura, cuando la crisis volcánica es inminente, mientras algunos eventos son causados por la reactivación de fallas existentes a causa del ascenso magmático(A), el otro posible mecanismo está directamente relacionado al emplazamiento de magma en el sistema de alimentación y tensión que genera las fracturas (B).*

### 3.1.2 Sismos de periodo largo (LP)

Los denominados eventos de periodo largo “LP” son conocidos también como eventos de baja frecuencia (LF) o de tipo “B”, son señales típicas de ambientes volcánicos. Es difícil determinar el momento exacto del comienzo de la señal puesto que no presentan llegadas definidas de ningún tipo de fase (P - S), pero si una señal emergente al inicio; además se caracterizan por tener una duración desde unos pocos segundos hasta algo más de un minuto. El contenido espectral es restringido a bandas de frecuencia relativamente estrechas entre 0.2 a 6 Hz (Zobin, 2012). El contenido espectral de esta señal puede variar de volcán a volcán, e incluso dentro del mismo sistema volcánico es posible encontrar diversos tipos de eventos LP (Ibáñez, 1997). En la *figura 3.3* se presenta un sismo de periodo largo y su espectrograma registrado en la estación UB1, la señal corresponde al volcán Ubinas.



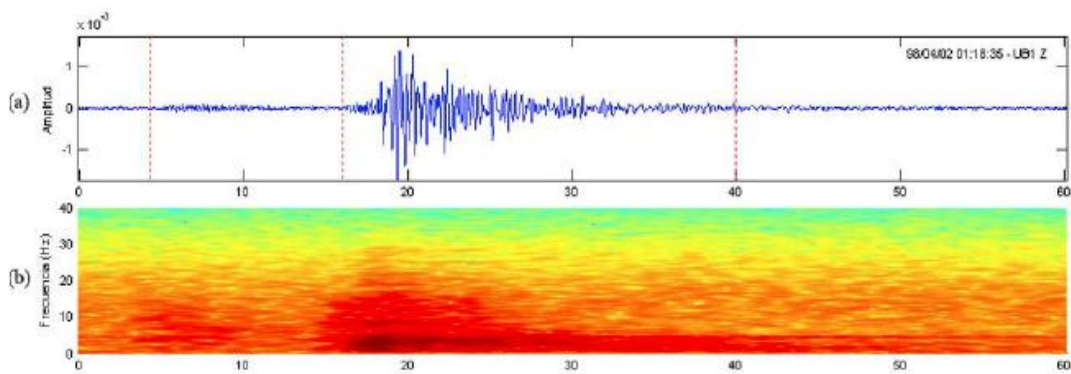


Figura 3.3 Ejemplo de un sismo de periodo largo, registrado el día 21/03/1998 01:18 horas, sismograma componente vertical.

Debido a su forma de onda y composición estos eventos son difíciles de localizar, sin embargo los eventos localizados generalmente se encuentran en la parte superficial del volcán (<2 km), también ha sido posible detectar señales LP, a profundidades cercanas a los 20 Km, como ha sido el caso del volcán Pinatubo (Filipinas), o en Long Valley de California (Chouet, 1992). Las localizaciones se deducen principalmente por curvas de amplitud-distancia, registros de claros inicios en la onda y por técnicas de localización a partir del movimiento de partículas en un registro de sismómetros de banda ancha (Kawakatsu et al., 2000). Existe también un método de localización basado en un arreglo de antenas sísmicas de tres componentes aplicando algoritmos de localización (Inza et al., 2011).

### 3.1.2.1 Mecanismos de fuente e interpretación LP

Los modelos de fuente asociados a los eventos LP varían desde una grieta abierta que resuena cuando el magma asciende hacia la superficie (Chouet, 1996), hasta la existencia de presiones transitorias dentro de una mezcla de fluido y gas de baja viscosidad, causando resonancia en el mismo magma (Seidl et al., 1981). Otro mecanismo de fuente muestra que los eventos de baja frecuencia en un magma de baja viscosidad pueden ser modelados por presiones transitorias en el magma a causa de la geometría variada de los conductos volcánicos. Esta presión transitoria su vez puede causar una oscilación en el fluido (James et al., 2006).

### 3.1.3 Eventos híbridos

Algunos sismos de fractura comparten las características en la señal y frecuencia con los sismos de periodo largo, estos eventos son clasificados como eventos de tipo híbrido los cuales pueden reflejar una posible mezcla en los mecanismos de fuente de ambos tipos de eventos. En la figura 3.4 se observa un evento híbrido registrado en el volcán Sabancaya, se puede apreciar altas y bajas frecuencias, presentando dos picos dominantes en el espectro de frecuencias en 2 Hz y 8 Hz. La presencia espacial y temporal de estas señales están asociadas a episodios pre-eruptivos muy inminentes (Ibáñez, 2000).

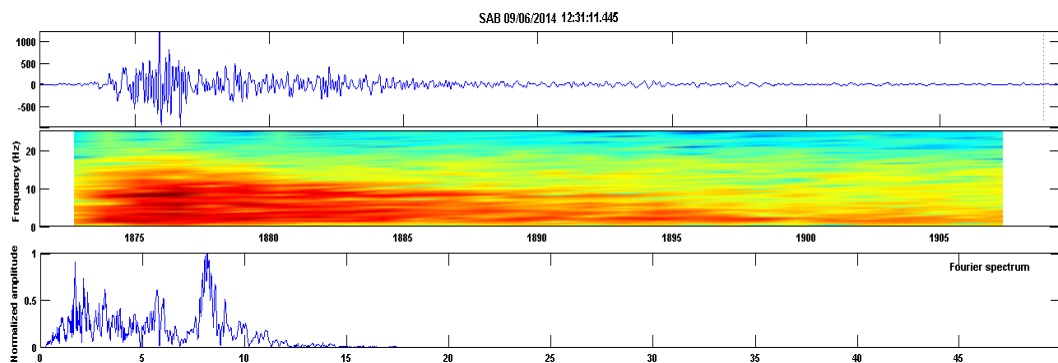


Figura 3.4 Evento de tipo híbrido perteneciente al volcán Sabancaya, registrado por la estación SAB 09/06/2014 12:31horas, componente vertical.

### 3.1.4 Tremor volcánico

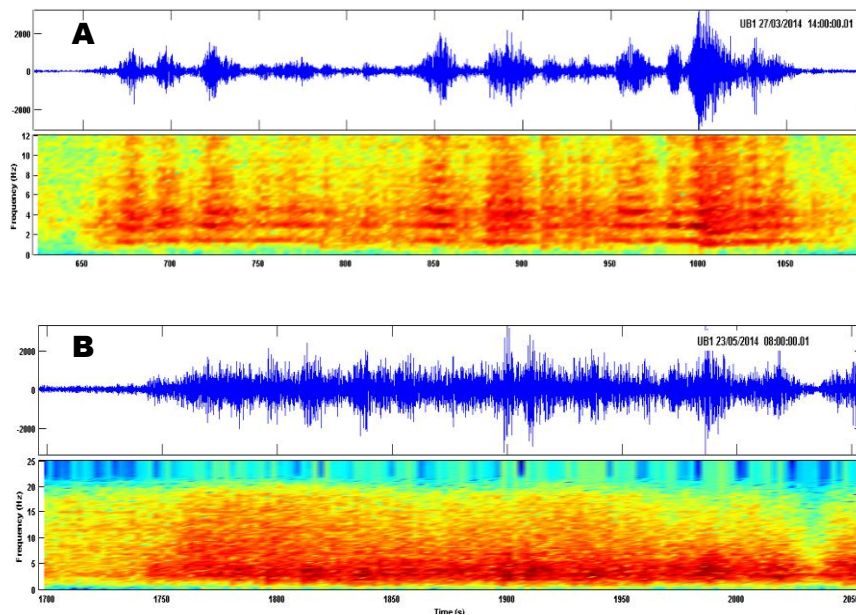
La presencia de señales continuas en volcanes activos demuestran la más profunda diferencia entre un sismo tectónico y un sismo de procedencia volcánica, casi todos los volcanes en el mundo muestran señales de tremores en sus diferentes estados de actividad. El tremor refleja una vibración continua en el suelo o pequeños sismos, cuyas ondas se traslapan, la duración puede oscilar entre minutos, horas, días y hasta semanas, y su contenido espectral es variado en algunos casos centrados en bandas de frecuencias estrechas (1-5Hz)

**Tremor armónico.-** Señal caracterizada por sucesiones de onda monocromáticas (misma frecuencia) o cuasi monocromática con una banda de frecuencia corta. Presenta una amplitud uniforme. Se asume un medio resonante con un factor de calidad alto, un

mecanismo preciso de retroalimentación, también es una posibilidad para explicar las probables fuentes. En la *figura 3.5A* se presenta un claro ejemplo registrado en el volcán Ubinas el año 2014.

**Tremor espasmódico.-** La amplitud y frecuencia de estas señales varía notoriamente, no presenta frecuencias dominantes distinguibles a primera vista, presentando una banda espectral más amplia que los de tipo armónico. Las observaciones realizadas en los diferentes volcanes sugieren la participación de interacciones de gas y fluido en la generación de este tipo de tremor. En la *figura 3.5B* se muestra un registro de tremor espasmódico en el volcán Ubinas el año 2014.

**Tremor Pulsante.-** este tipo de señal tiene como principal característica la presencia de pulsos o eventos discretos unidos entre sí, por lo que forma una señal continua, con un espectro muy parecido a los tremor de tipo espasmódico. En la *figura 3.5C* se muestra un ejemplo de este tipo de señal del volcán Merapi (1996).



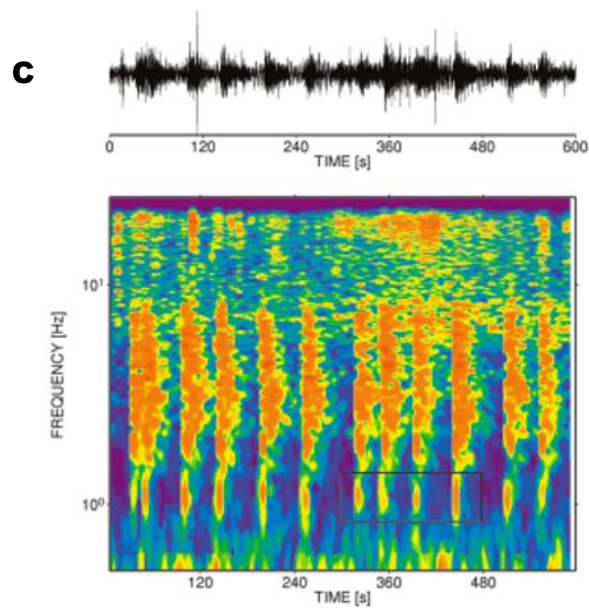


Figura 3.5 Diferentes tipos de tremor. **A** Tremor armónico registrado en el volcán Ubinas 27/03/2014, más de tres armónicos pueden ser reconocidos. **B** Tremor espasmódico registrado en el volcán Ubinas 23/05/2014. **C** Tremor pulsante registrado en el volcán Mt. Merapi.

### 3.1.5 Explosiones

Las explosiones en conjunto con el tremor volcánico corresponden a señales sísmicas más características cuando se encuentra en marcha un proceso eruptivo, las explosiones son identificables por el aumento brusco en la amplitud de la señal y un incremento de frecuencia de la misma. Por regla general esta señal tiene al menos dos llegadas diferentes. La primera asociada con la propagación en forma de ondas internas o superficiales de la explosión. La segunda es la llegada de lo que se conoce como ondas de aire, ondas de choque y ondas sonoras con una velocidad de propagación clara de 340 m/s. Esta velocidad de propagación tan lenta es una forma fácil de poder identificar este tipo de eventos sobre los sismogramas cuando no ha sido posible distinguirlos en el momento de su ocurrencia.

Otra característica de las explosiones, es que están acompañados por eventos de muy baja frecuencia entre 0.01-0.1 Hz denominados VLF (Very Low Frequency) y eventos por debajo de 0.01 Hz (Ultra Low Frequency). Estos tipos de eventos solo pueden ser observados en sismómetros de banda ancha y sonogramas. En la figura 3.6

se observa el registro de una explosión en el volcán Ubinas el año 2006 junto con el evento VLF,

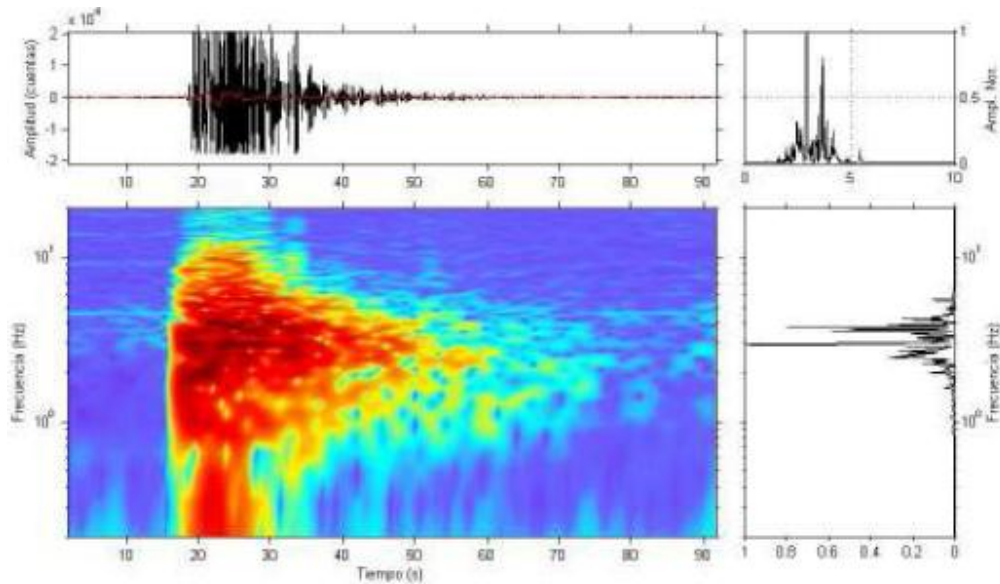


Figura 3.6 Ejemplo de un evento tipo Explosión registrado el 11/07/2006 00:49:13.90 UTC, en el volcán Ubinas. La línea Roja muestra el evento VLP que acompaña la explosión, la frecuencia principal se encuentra alrededor de 3 Hz.

### 3.2 SECUENCIA DE SISMOS Y LOS ENJAMBRES SÍSMICOS

El agrupamiento de sismos en espacio y tiempo indica que la interacción entre sismos puede proporcionar información valiosa acerca de la fuente que los origina, una manifestación de un agrupamiento de sismos es la ocurrencia de enjambres sísmicos, los cuales pueden ser definidos como el incremento de la tasa de sismicidad el cual carece de un sismo principal denominado Main Shock (Mogi, 1963). Una definición de enjambre también es: una secuencia donde los eventos más importantes son similares en magnitud y no necesariamente se presentan al inicio de la secuencia. (Wassermann, 2012). En la práctica la diferencia entre la mayor magnitud de un evento y la segunda más grande de un enjambre es de 05 unidades de magnitud, si esta diferencia es mayor entonces se dice que se trata de una secuencia main shock-aftershock (Zobin, 2012). Los enjambres sísmicos son inherentes a los volcanes puesto que su ocurrencia se da en

este tipo de ambientes (McNutt, 2000). En la figura 3.8 se puede observar un ejemplo de enjambre en el volcán Krafla Islandia.

Por su parte, las secuencias main shock-aftershock o la secuencia conocida foreshock - main shock - aftershock, ocurren principalmente en ambientes tectónicos. Sin embargo, estas secuencias, incluidos los enjambres, pueden tener excepciones a la regla y se pueden presentar en una variedad de escenarios además de tener diferentes mecanismos de fuente (Holtkamp et al., 2011). La figura 3.7 ilustra estos tres tipos de secuencias sísmicas:

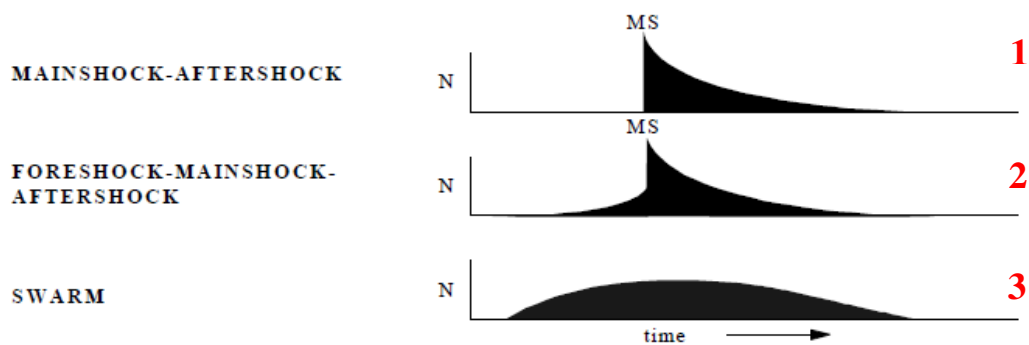


Figura 3.7 Numero de eventos (N) por unidad de tiempo versus tiempo, mostrados esquemáticamente para tres tipos de secuencias de sismos. Los main shock (MS) indican el pico en el incremento para las dos primeras distribuciones (1 y 2).

Los sismos que siguen las secuencias main shock - aftershock y foreshock - main shock - aftershock se generan principalmente como consecuencia de procesos de deformación cortical y se localizan a lo largo de sistemas de fallas tectónicas; tales sismos son de rara ocurrencia cuando se trata de ambientes volcánicos. La figura 3.9, ilustra a un sismo registrado en California EEUU, y cuya secuencia de eventos asociados es foreshock - main shock - aftershock. Los tres eventos se localizaron virtualmente en el mismo lugar con una diferencia main shock - aftershock de 7 minutos.

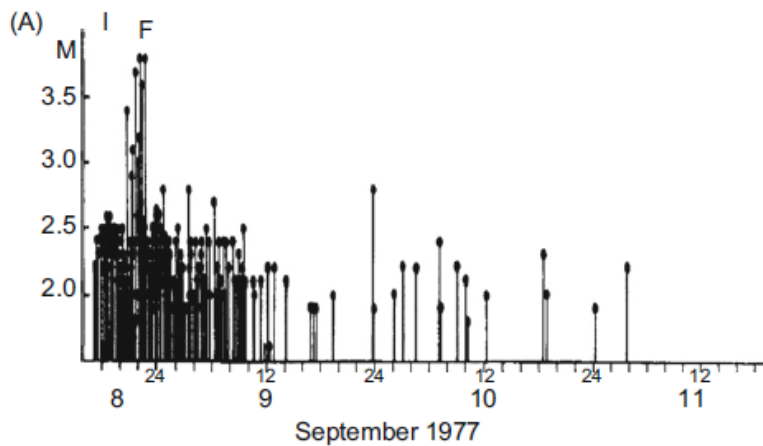


Figura 3.8 Variación temporal de las magnitudes de sismos en enjambre ocurridos desde agosto 1977 Kraflavolcano Islandia (McNutt, 2000).

Existen excepciones de ocurrencia de estos eventos en ambientes volcánicos, como por ejemplo la secuencia “main shock - aftershock” observada antes del 30 de setiembre 1996 en un volcán subglaciar llamado Grimsvon en Islandia (Zobin, 1999), siendo el MS (main shock) de 5.2mb y el subsecuente aftershock de 4.3mb tres horas después. Un ejemplo de la secuencia “foreshock - main shock - aftershock” ocurrió antes de enero de 1996 durante una erupción freatomagmática bajo el agua en la caldera Akademia Nauk (lago Karymsky), ocurridas luego de 4800 años de inactividad, resultando en una inyección de magma juvenil basáltico a través de una fisura (Fedotov, 1998). El evento main shock alcanzó 7.1Mw de magnitud.

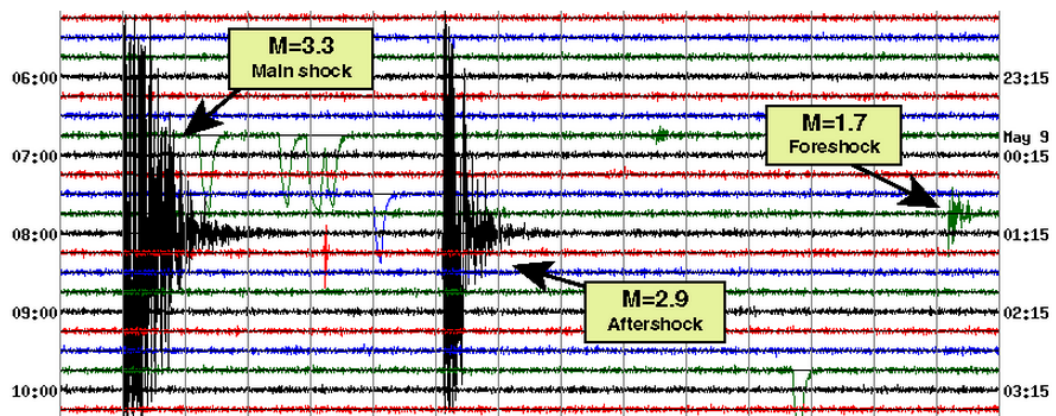
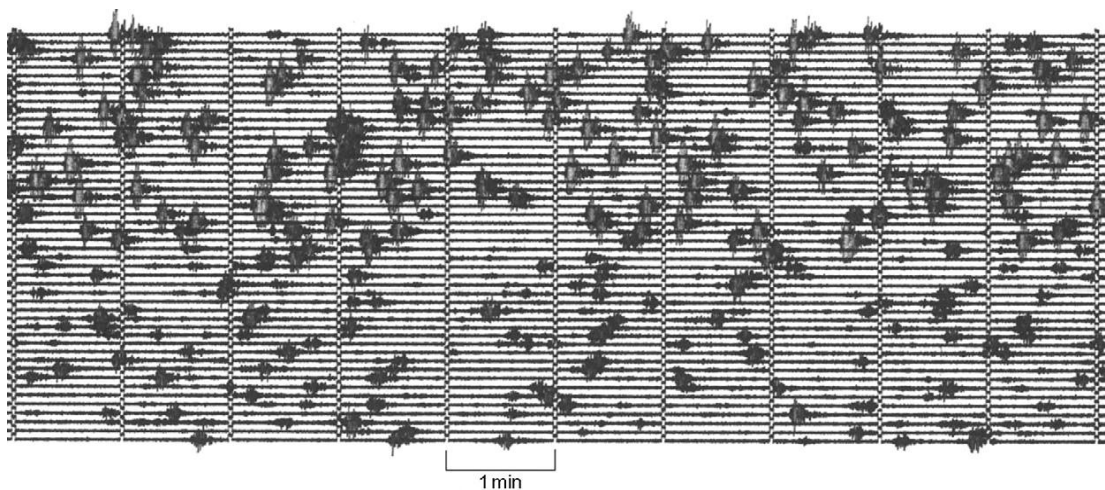


Figura 3.9 Ejemplo de secuencia de sismos foreshock-main shock-aftershock, ocurridos a 8km ENE de Watsonville, California E.E. U.U. (earthquake.usgs.gov).

Por su parte, los enjambres se presentan de manera frecuente en casi todos los ambientes volcánicos, independiente su estado de actividad. Cuando una región se encuentra tectónicamente en reposo, la presencia de estos terremotos volcano-tectónicos, representa el único síntoma de actividad volcánica. Así, se ha observado claros ejemplos en zonas tan significativas como Teide, Timanfaya–Islas Canarias o Versubio -Italia- (Ibáñez, 1997).

La ocurrencia temporal de los eventos de baja frecuencia o LP también puede presentarse en forma de enjambre sísmico en volcanes activos, a veces con un elevado número de eventos por hora, como se presenta en la *figura 3.10*. Se ha podido observar (Chouet, 1996) que existe una muy fuerte relación entre la ocurrencia de enjambres de eventos de tipo LP y la presencia muy cercana de erupciones volcánicas. Además, en algunas regiones, como el caso del volcán Pinatubo, previo a la ocurrencia de eventos de tipo LP en superficie, aparecieron este mismo tipo de señales a gran profundidad, habiéndose usado como elementos precursores de la posterior erupción (Ibáñez, y otros, 2000).



*Figura 3.10 Ejemplo de enjambres de sismos de baja frecuencia (Ibáñez, 1997).*

### 3.3 ANÁLISIS DE SEÑALES

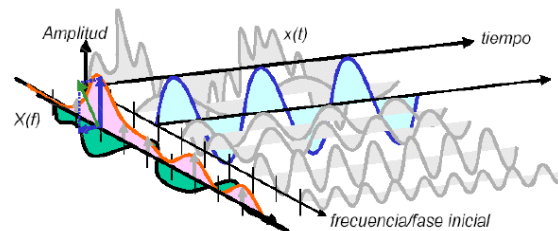
El análisis de una señal sísmica no se limita al estudio de la forma de onda, puesto que una señal sísmica contiene mayor información que la percibida bajo esta modalidad. Debido a esta realidad es que estas señales son representadas además del dominio de



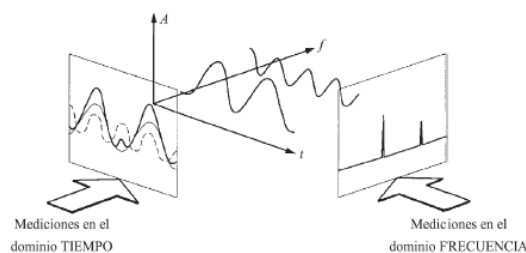
tiempo en el dominio de frecuencias, esta herramienta espectral se convierte en un complemento fundamental para el análisis de señales sísmicas.

Un requisito para llevar a cabo el análisis de señales sísmicas, es que estén en un formato digital para la aplicación de las diversas herramientas computacionales en procesamiento y análisis de datos sísmicos, de lo contrario estas señales necesitan pasar por un proceso de conversión del mundo analógico al digital. Una señal digital es una representación numérica (1s y 0s) de una señal analógica.

Una señal expresada en el dominio de tiempo puede expresarse como la suma discreta o continua de sinusoides de distintas frecuencias (*Figura 3.11*), quedando determinada como un conjunto discreto o continuo, que forma el espectro de frecuencia de la señal representada en el dominio de frecuencias. Para este fin la “transformada de Fourier” es la principal herramienta disponible, la cual permite transformar una señal expresada en el dominio de tiempo en una señal expresada en el dominio de frecuencias (*figura 3.12*).



*Figura 3.11 Representación de una señal  $x(t)$  bajo la forma de la suma de sus componentes de distintas frecuencias.*



*Figura 3.12 Descomposición de Fourier.*

Se define la transformada de Fourier de una señal temporal  $u(t)$

$$U(\omega) = \int u(t)e^{i\omega t} dt$$

Donde  $\omega$  es la frecuencia angular

La transformada de Fourier es una función reversible, es decir, dada  $U(\omega)$  se puede encontrar  $u(t)$  mediante:

$$u(t) = \int U(\omega)e^{i\omega t} d\omega$$

Es notorio que de este resultado la transformada de Fourier es la descomposición de una señal continua en una serie de señales armónicas elementales (*Figura 3.12*). Se debe tomar en cuenta que la transformada de Fourier  $U(\omega)$  es una función compleja, posee una parte real y otra imaginaria.

$$U(\omega) = U_r(\omega) + iU_i(\omega) \quad \text{Transformada de Fourier}$$

$$U_i(\omega) = \int u(t)\text{sen}(\omega t) dt \quad (\text{Parte imaginaria})$$

$$U_r(\omega) = \int u(t)\text{cos}(\omega t) dt (\text{Parte real})$$

Sin embargo en la mayoría de casos resulta más práctico trabajar con la forma polar de este resultado, esto es el modulo y la fase, donde el modulo viene dado por:

$$A(\omega) = [U_r^2(\omega) + U_i^2(\omega)]$$

Y la fase por:

$$\Phi(\omega) = \text{arctg}[U_i(\omega)/U_r(\omega)]$$

La ventaja fundamental de esta transformación de espacios, es que operaciones que en el dominio del tiempo que son muy complejas, se simplifican en el dominio de frecuencia; y así la deconvolución de una señal en el espacio del tiempo se reduce en el espacio de la frecuencia al cociente entre transformadas de Fourier. Evidentemente en el caso de una señal sísmica estamos tratando con señales discretas en lugar de continuas,

por lo que las expresiones anteriores, basadas en integrales deberán ser transformadas en otras basadas en sumatorias. Así la señal en el dominio del tiempo  $u(t)$  se puede expresar como:

$$u(t) = \sum U_j \delta(t - j\Delta t)$$

Y sustituyéndola en la expresión de la transformada de Fourier se obtiene:

$$U(\omega) = \sum_{j=0}^N u_j e^{-i\omega j\Delta t}$$

Luego se aplican una serie de algoritmos computacionales para determinar el contenido espectral, sin embargo los procesos iterativos computacionales son lentos en su mayoría. Posteriormente en los años 60s aparecieron algoritmos que permitían aligerar de manera significativa el tiempo de cálculo, un claro ejemplo de estos algoritmos es FFT (Fast Fourier Transform), utilizados de manera extendida.

### 3.3.1 Análisis de tiempo –frecuencia (espectrograma)

Las distribuciones de tiempo frecuencia mapean una señal unidimensional (tiempo) en forma bidimensional (tiempo-frecuencia), en la *figura 3.13* se muestra un ejemplo de una distribución de tiempo-frecuencia, estas distribuciones nos dan la capacidad de describir la verdadera estructura de la señal cuando el contenido de frecuencia varía en el tiempo. La función matemática que se emplea en el espectrograma es conocida como la transformada de Fourier de Corto plazo (TFCP).

El alto contenido de frecuencia nos indica que la señal depende de varios factores entre los que están el arribo de las diferentes fases sísmicas (P, S, superficiales), la intensidad del movimiento del suelo, la magnitud del terremoto, los efectos de fuente, la propagación de la señal y las condiciones i/o geometrías del suelo, entre otros.

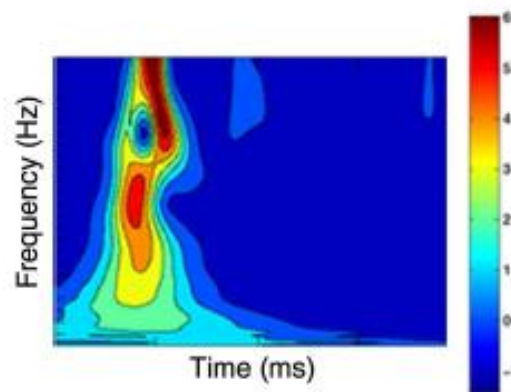


Figura 3.13 Análisis tiempo-frecuencia.

### 3.3.2 Filtros y ruido sísmico

Los registros sísmicos presentan un contenido de señales discretas en el tiempo, dentro de las cuales se encuentra también el ruido sísmico presentando determinadas frecuencias, según la procedencia de la perturbación. El proceso de separar, seleccionar o discriminar frecuencias es realizado mediante la aplicación de filtros, en base a algún criterio de interés (por ejemplo, eliminar ruido). Lo más importante a la hora de utilizar los filtros, es elegir la frecuencia de corte adecuada, ya que una mala elección puede suponer eliminar parte de la señal que nos interesa, o por el contrario no eliminar el ruido de la señal. Se pueden observar en la *figura 3.14* los efectos de ruidos de altas frecuencias y de bajas frecuencias, los cuales pueden ser corregidos mediante la aplicación de filtros.

Por lo expuesto el proceso de filtrado es una de las operaciones más importantes en el tratamiento de señales a la hora de eliminar el ruido. Existen cuatro categorías de filtros básicos de utilización muy eficiente: lowpass, highpass, bandpass y bandstop, en la *figura 3.15* se puede apreciar su representación gráfica.

**Filtro Lowpass.**-Este filtro permite el paso de señales que contengan todas las frecuencias por debajo de la frecuencia de corte  $T_c$  y elimina todas las frecuencias superiores a  $T_c$  (*figura 3.15a*), las frecuencias de respuesta están dadas por:  $0 < \omega_r \leq \omega_c$ .

**Filtro Highpass.-** La utilización de este filtro permite solamente el paso de frecuencias por encima de la frecuencia de corte  $T_c$ , suprimiendo así las señales con frecuencias menores a  $T_c$ , el resultado es completamente antagónico al filtro Lowpass (figura 3.15b), las respuestas de frecuencia están representadas por:  $\omega_c \leq \omega_r \leq \infty$ .

**Filtro Bandpass.-** Este filtro es la combinación de los dos filtros anteriormente descritos, básicamente establece dos frecuencias de corte ( $T_{ci}$  y  $T_{cf}$ ), donde  $T_{ci}$  es la frecuencia de corte del filtro lowpass y  $T_{cf}$  es la frecuencia de corte del filtro highpass, conservando solamente las señales que contengan frecuencias entre  $T_{ci}$  y  $T_{cf}$  (figura 3.15c), obteniendo una frecuencia de respuesta representada como:  $\omega_{ci} \leq \omega_r \leq \omega_{cf}$ .

**Filtro Bandstop.-** opuesto al filtro bandpass, las frecuencias de corte ( $T_{ci}$  y  $T_{cf}$ ) se establecen en diferente orden, donde  $T_{ci}$  es la frecuencia de corte del filtro highpass y  $T_{cf}$  es la frecuencia de corte del filtro lowpass, por tanto las señales que contengan frecuencias entre  $T_{ci}$  y  $T_{cf}$  serán suprimidas (figura 3.15d), teniendo como resultado una respuesta representada como:  $0 < \omega_r \leq \omega_{ci} + \omega_{cf} \leq \omega_r \leq \infty$ .

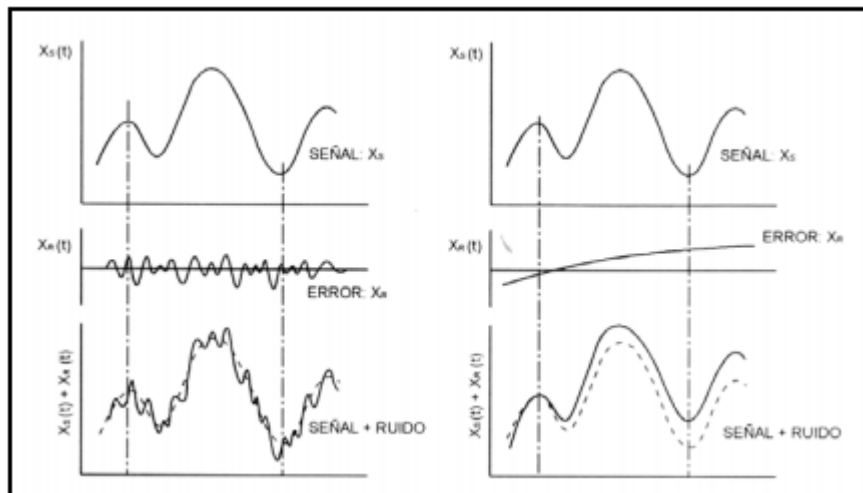


Figura 3.14 Izquierda: efecto de ruido de alta frecuencia. Derecha: efecto de ruido de baja frecuencia.

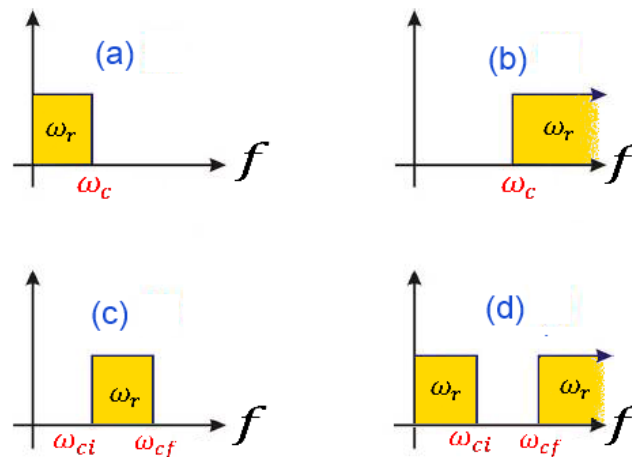


Figura 3.15 Representación gráfica de los cuatro tipos de filtros básicos: (a) Lowpass, (b) Highpass, (c) Bandpass y (d) Bandstop.

### 3.4 LOCALIZACIÓN DE FUENTES SÍSMICAS

La localización de un sismo implica las lecturas de los tiempos de arribo de las ondas P y S (relacionado al inicio de la ruptura y su propagación en el medio), estos datos son usados en algoritmos de cálculo especiales. El algoritmo más utilizado fue desarrollado por Geiger (1912), basado en la minimización de las diferencias de los tiempos de llegada teóricos y los observados correspondientes a las fases registradas. Partiendo de un hipocentro provisional y un modelo de distribución de velocidades en función de la profundidad, se aplica un proceso iterativo hasta que se obtiene una solución matemática con un grado de exactitud requerido. El método de Geiger (1912) ha dado lugar a muchos programas de localización de sismos, entre los más conocidos se tienen: HYPO71, HYPOINVERSE, HYPOELLIPSE, etc.

### 3.5 MECANISMOS FOCALES

Los sismogramas registrados a diferentes distancias, las formas de onda y ángulos de azimut, son usados para estudiar la geometría de la falla o mecanismo focal. La caracterización de manera precisa de un mecanismo focal proporciona información valiosa para el análisis de estructuras activas. Por lo general se toman como mínimo ocho registros sísmicos para producir una solución de mecanismo focal, siempre y cuando las estaciones tengan una buena distribución azimutal entorno al epicentro.

Desde el tensor de momento, podemos resolver la orientación y sentido del manto (dip) de la falla. Cada solución de mecanismo focal tiene su respectiva equivalencia con algún tipo de falla geológica como muestra la *figura 3.16*.

### 3.5.1 Momento tensor sísmico

El tensor de momento puede ser descrito en términos de tres ejes ortogonales: P (eje de compresión), T (de tensión) y N (nulo). Para cualquier tensor de momento existen dos posibles planos nodales, y están en ángulos rectos el uno del otro intersecándose a lo largo del eje N. Uno de los planos es el plano de falla, y el otro es auxiliar sin ningún significado estructural. Es necesario argumentos geológicos para diferenciar entre las dos soluciones de planos de falla. La relación de los desplazamientos y fuerzas son representadas a partir de las funciones de Green, mientras que el momento tensor contiene información acerca de las propiedades de fuente. El momento tensor más común contiene seis componentes independientes, pero el mecanismo focal para la gran mayoría de terremotos son descritos apropiadamente por el doble par de fuerzas, en donde el momento tensor tiene solamente tres componentes independientes Jost & Herrmann (1989), estas componentes son: Rumbo (strike), buzamiento (dip) y deslizamiento (rake).

Una forma de parametrizar una solución de doble par de fuerzas es especificar con 3 ángulos, El rumbo ( $\Phi$ ) es el azimut de la falla con la convención que si uno da cara abajo del buzamiento, la dirección del rumbo es a la izquierda. El buzamiento ( $\delta$ ) es medido hacia abajo desde la horizontal con valores entre  $0^\circ$  - $90^\circ$ . El deslizamiento ( $\lambda$ ) está ubicado con respecto a la dirección del ángulo de desliz con el plan de falla con límites entre  $-180^\circ$  a  $180^\circ$  (*Figura 3.17*). Se pueden observar también los valores del Rake según el tipo de falla en la *tabla 3.1*.

Para conocer el mecanismo de un terremoto se requiere conocer la orientación de la fractura, la duración, y el tamaño de la misma

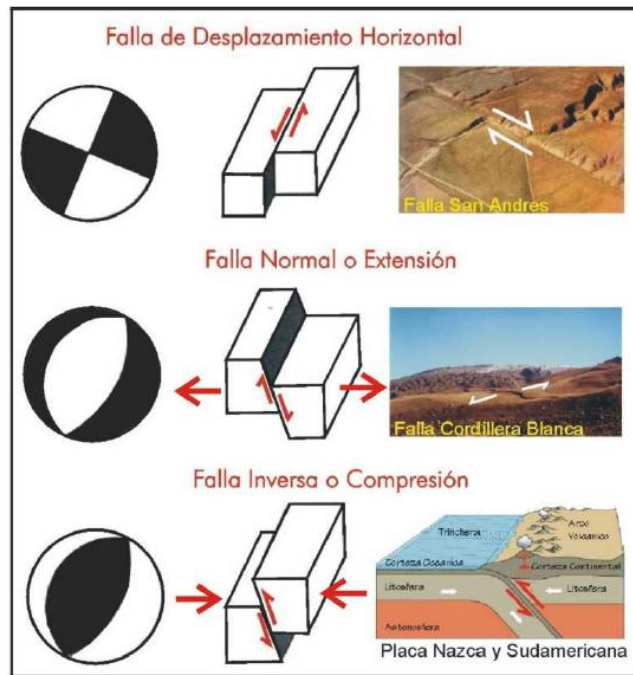


Figura 3.16 Correlación y ejemplos de algunos mecanismos focales asociados a tres principales fallas geológicas, las flechas indican el movimiento de los bloques y de los principales esfuerzos.

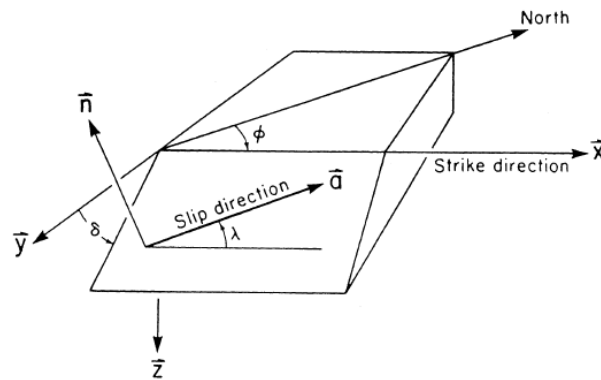


Figura 3.17 Parámetros geométricos de una falla, podemos observar el rumbo ( $\Phi$ ), el buzamiento ( $\delta$ ) y el deslizamiento o barrido ( $\lambda$ ).



Rake	Tipo de falla
0° o 180°	Transcurrente
90°	Inversa pura
-90°	Normal pura
-20° a 20°	Transcurrente sinestral
20° a 70°	Oblicua-inversa-sinestral
70° a 110°	Inversa
110° a 160°	Oblicua-inversa-dextral
-160° a 160°	Transcurrente dextral
-110° a -160°	Oblicua-normal-dextral
-70° a -110°	Normal
-20° a 70°	Oblicua-normal-sinestral.

Tabla 3.1 Valores permitidos para el Rake y tipo de falla correspondiente.

## **CAPÍTULO 4**

### **SISMICIDAD OBSERVADA EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN TICSANI LOS AÑOS 1999, 2005 Y 2006**

#### **4.1 INTRODUCCIÓN**

En este capítulo se describen los estudios sísmicos anteriormente realizados en la región del volcán Ticsani, los cuales no han sido numerosos. En efecto, en tres oportunidades se llevaron a cabo breves y poco extensas campañas los años 1999, 2005 y 2006. Estas campañas fueron realizadas por el IGUNSA el año 1999 (Aguilar, et al., 2001), el área de Sismología del IGP en 2005 (Tavera, 2006) y el Observatorio Vulcanológico del Sur (OVS) en 2006. Los resultados de tales campañas, nos han permitido efectuar un mejor análisis e interpretación de la actividad sísmica que ocurre en la zona y su relación con el volcán Ticsani.

A continuación se resume las principales características de la actividad sísmica registrada en dichas campañas.

#### **4.2 CAMPAÑA SÍSMICA DEL AÑO 1999**

Hasta el año 1999 no se habían instalado equipos sísmicos en red en la región del volcán Ticsani. El día 07 de mayo a 04:04hrs. (UTC) ocurrió un sismo de magnitud 4.1 ML, de tipo superficial ( $h= 6.5$  km) localizado en las coordenadas  $-16.728^{\circ}$ ,  $-70.612$ ; y situado a 5 km al SSE de la localidad de Calacoa del distrito San Cristóbal Moquegua.

Luego del sismo del 07 de mayo, el IGUNSA instaló una red de tres estaciones portátiles de periodo corto (*figura 4.1*), de una sola componente (vertical) y de registro analógico en los alrededores de la localidad de Calacoa y del volcán Ticsani. Estas estaciones funcionaron de manera ininterrumpida los días 12, 13 y 14 de Mayo de 1999; paralelamente se encontraban operativas las estaciones de la Red Sísmica Nacional

(RSN) del IGP en la zona sur, sin embargo debido a que éstas se encontraban muy distantes no registraron el total de réplicas.

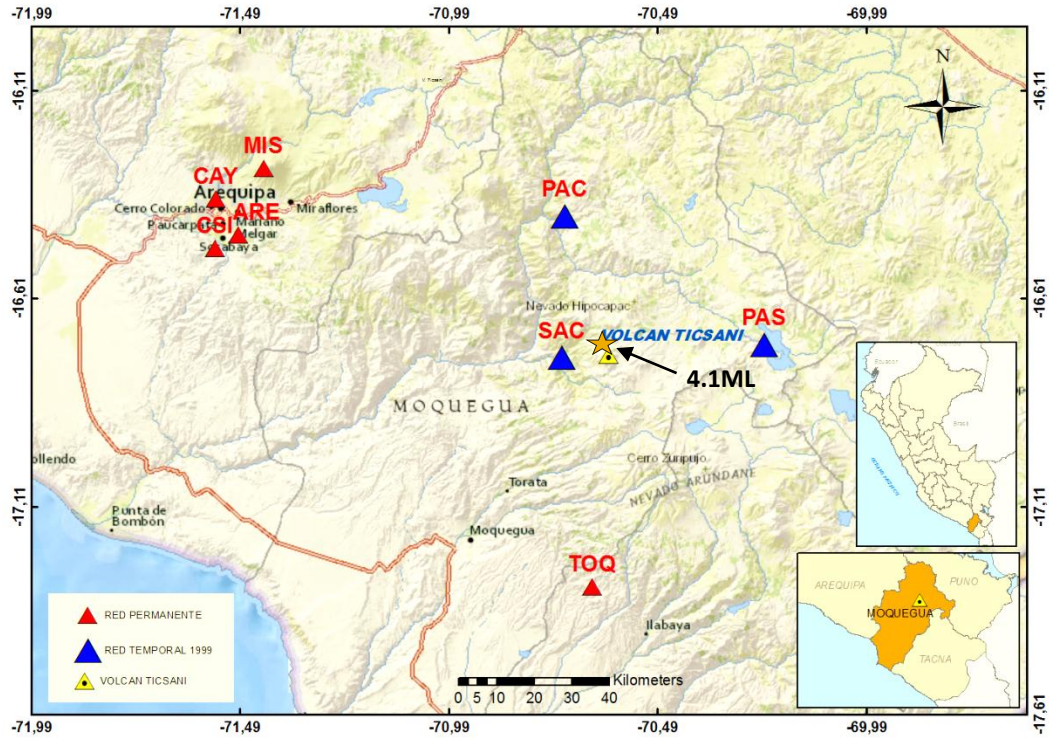


Figura 4.1 Distribución de las estaciones sísmicas temporales del IGUNSA (triángulo azul) y permanentes de la Red Sísmica Nacional (RSN) del IGP (triángulos rojos).

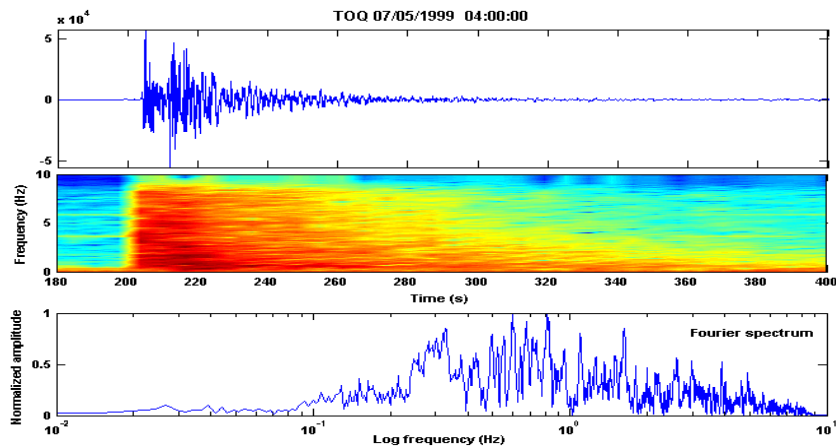


Figura 4.2 Forma de onda, espectrograma y frecuencias del Sismo del sismo del 07 de mayo de 1999 04:04:43 UTC registrado por la estación TOQ componente Z.

La información obtenida de estas estaciones ha sido utilizada principalmente para evaluar las características del sismo del 07 de mayo. En la figura 4.2 se observa la forma de onda, espectrograma y espectro de frecuencias de este sismo registrado por la estación Toquepala (TOQ). Las coordenadas geográficas y características de las estaciones portátiles y digitales se presentan en la *tabla 4.1*

RED TICSANI 1999						
ESTACION	CODIGO	COORDENADAS GEOGRÁFICAS		Tipo	Tipo de registro	Institución
Sacuaya	SAC	-16.757°	-70.715°	PS2	Analógico	IGUNSA
Pachas	PAC	-16.416°	-70.707°	PS2	Analógico	IGUNSA
Pasto Grande	PAS	-16.725°	-70.230°	PS2	Analógico	IGUNSA
Arequipa	ARE	-16.462°	-71.491°	Benioff	Analógico 3C	IGUNSA
Toquepala	TOQ	-17.307°	-70.643°	BB	Digital	IGP
Misti	MIS	-16.301°	-71.430°	BB	Digital	IGP
Cayma	CAY	-16.376°	-71.545°	SP	Digital	IGP
Cerro San Ignacio	CSI	-16.494°	-71.547°	SP	Digital	IGP

*Tabla 4.1 Coordenadas geográficas y características de las estaciones sísmicas temporales y permanentes que funcionaron en 1999.*

Se realizó el análisis de las formas de onda y espectro de frecuencias de las señales registradas por la RSN del IGP en 1999. En este análisis, la estación TOQ fue tomada como referencia, producto de lo cual fueron identificados un total de 193 eventos distales entre 01 de marzo al 31 de mayo 1999. En la figura 4.3, se pueden observar ejemplos de las señales registradas los días 07, 09, 10 y 11 de mayo, que corresponden a sismos ocurridos en la zona del volcán Ticsani, y donde se pueden identificar claramente los tiempos de arribo de las ondas P y S.

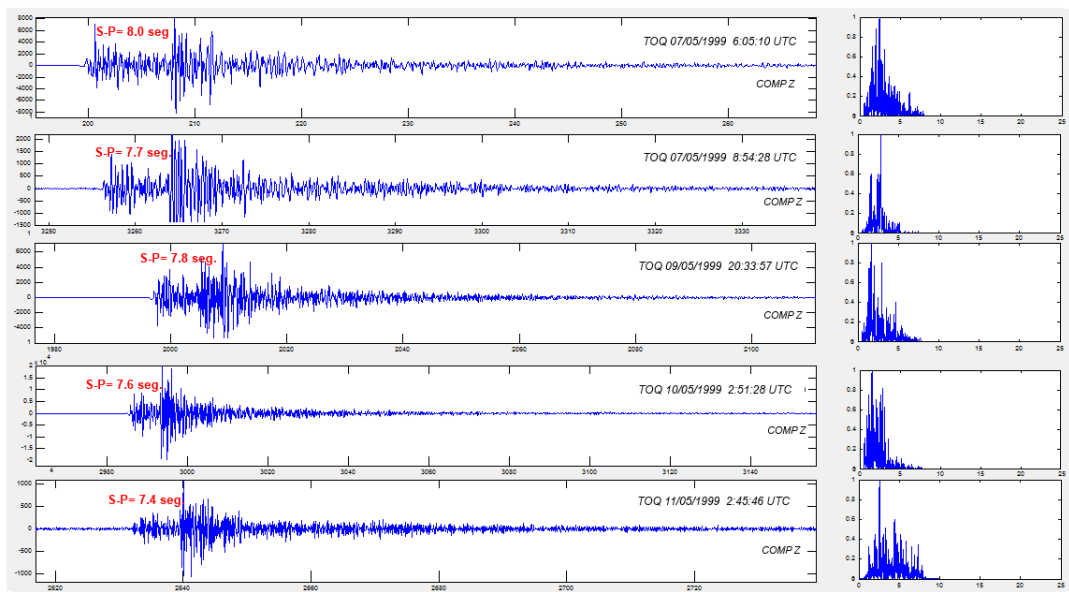


Figura 4.3 Ejemplo de sismos de fractura en la región del volcán Ticsani registrados por la estación TOQ los días 07, 09, 10 y 11 de mayo 1999.

En la figura 4.4A se ha plotado la diferencia de los tiempos P y S ( $t_{S-P}$ ) en la estación TOQ para los meses de marzo a mayo de 1999. Un total de 71 sismos con diferencia de tiempos de arribo S-P entre 7 y 8 segundos, incluido el sismo del 07 de mayo, han sido identificados como provenientes de la región Ticsani. Los resultados obtenidos muestran que los eventos ocurrieron principalmente entre los días 07 y 11 de mayo (figura 4.5), lo cual coincide con la sismicidad en la publicación de Aguilar et al., (2001).

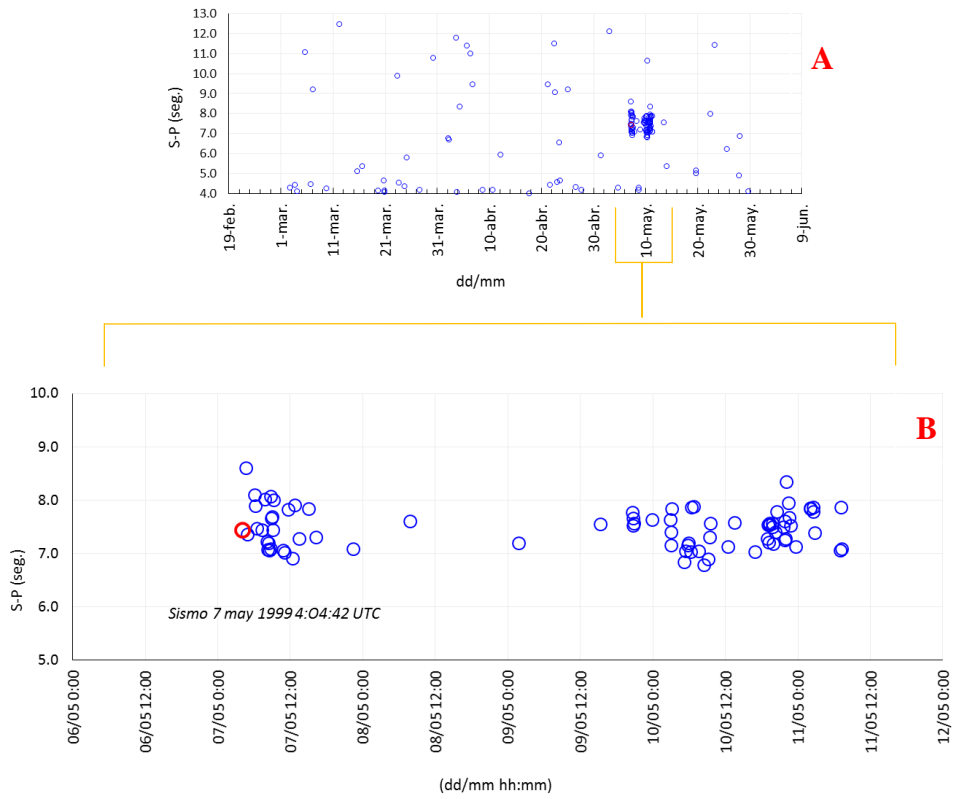


Figura 4.4 **A:** Diferencia de tiempos de arribo S-P de eventos los registrados de febrero a mayo de 1999. **B:** diferencia de tiempos de arribo desde el 06 – 11 de mayo 1999. El sismo del 07 de mayo está representado con un círculo rojo. Nótese que se observan dos agrupaciones luego del sismo del 07 de mayo.

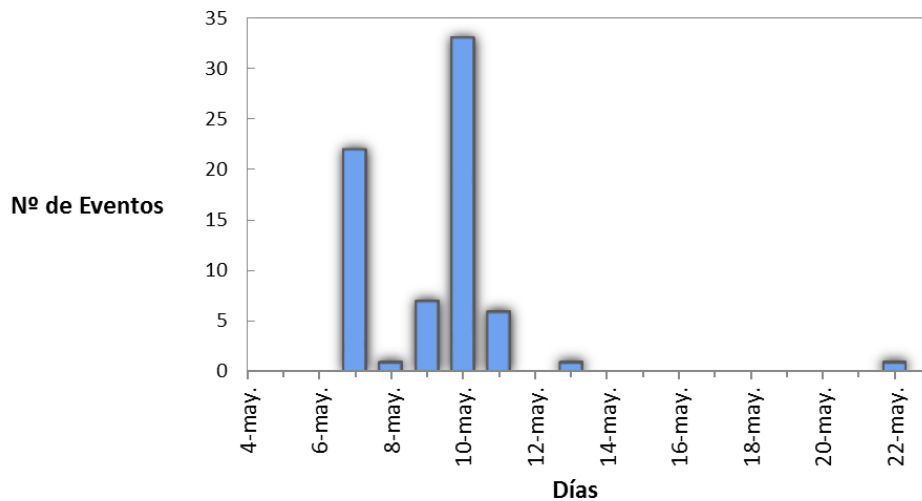


Figura 4.5 Histograma de sismos de fractura en la región del volcán Ticsani registrados por la estación TOQ.

Aplicando la expresión del cálculo de magnitud empleada por el IGP (Llerena, 2005) y asumiendo que la distancia epicentral es la misma para todos los eventos, se calcularon las magnitudes con respecto a la duración, obteniéndose así magnitudes que van entre 1.7ML Y 4.3ML (figura 4.6). A continuación se muestra la expresión empleada para el cálculo de magnitudes para sismos locales:

$$ML = 2.94 \text{ Log}D + \frac{0.07}{d} - 2.26$$

Dónde:

**ML** = Magnitud local

**D** = Duración

**d** = Distancia epicentral

El sismo del 07 de mayo de 1999 ocurrido en la región del volcán Ticsani, presenta características que corresponden a la sismicidad que actualmente ocurre en los Andes peruanos, es decir sismicidad superficial, de tipo normal, con fallas frecuentemente de dirección NW-SE (Sebrier et al., 1991; Aguilar et al., 2001). Por otra parte, la secuencia de sismos ocurridos entre el 07 y 11 de mayo presenta una distribución claramente tipo main shock - aftershok, como se puede observar en la figura 4.6.

Antes del sismo del 7 de mayo no se registraron sismos en la región, aunque vale subrayar que en el estudio no se registraron el total de réplicas ya que la estación TOQ está distante, a más de 60 km de la fuente.

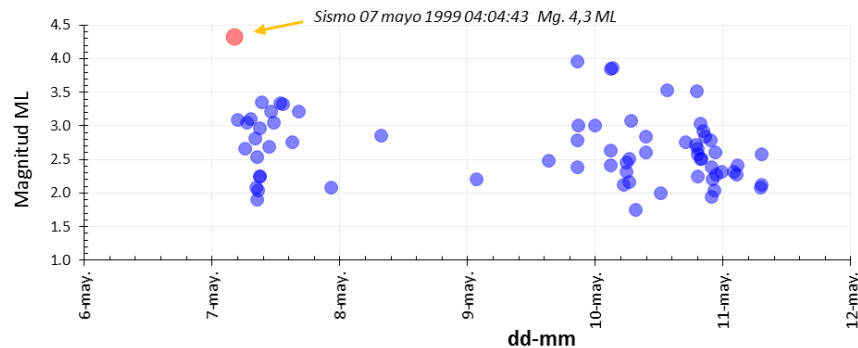


Figura 4.6 Cálculo de magnitudes para sismos ocurridos sobre el volcán Ticsani luego del sismo del 7 de mayo 1999.

### 4.3 CAMPAÑA SÍSMICA 2005

El 01 de Octubre del 2005 a horas 22:19 UTC se registró un sismo de magnitud 5.3 ML, que fue localizado a 8 km al Este de la localidad de Calacoa sobre el domo reciente del volcán Ticsani (Tavera, 2006), y tuvo una profundidad de 5.7 km. En la *figura 4.7* se pueden observar su forma de onda, espectro de frecuencias y espectrograma. Este sismo y su serie de réplicas afectaron las localidades de Calacoa, Cuchumbaya y Carumas entre otras ubicadas al oeste del volcán Ticsani, causando daños en un gran número de viviendas de adobe. Estos movimientos, además de causar alarma en la población y autoridades, ocasionaron también la preocupación de los habitantes acerca de la posibilidad de reactivación del volcán Ticsani.

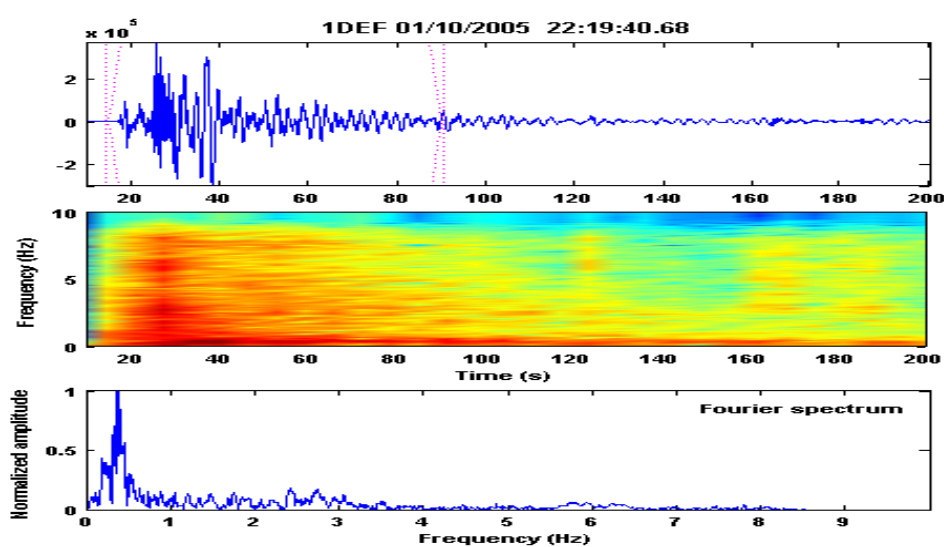


Figura 4.7 Forma de onda, espectrograma y frecuencias del Sismo del sismo del 01 de Octubre del 2005 22:19:46 UTC registrado por la estación TOQ.

Luego de doce días de haber ocurrido el sismo del 01 de Octubre y por un periodo de 10 días (es decir del 12 al 22 de octubre 2005), el Instituto Geofísico del Perú (IGP) instaló un red temporal (*figura 4.8*), conformada por cuatro estaciones digitales de banda ancha, constituida por sensores de tipo Guralp-40T y registradores digitales Reftek (24 bits de resolución). En la *tabla 4.2* se aprecia las coordenadas de las cuatro estaciones (TIC, PAL, CRM y HMA), y su elevación con respecto al nivel del mar. Esta red registró durante 10 días a partir del 13 de Octubre del 2005 (*figura 4.9*). Los sensores utilizados en esta campaña fueron de banda ancha (0.01-50 Hz) y de amplio



rango dinámico, capaces de registrar señales de baja frecuencia y no presentar problemas de saturación.

En el presente trabajo, se ha hecho una revisión de los datos disponibles, y efectuado la clasificación de los eventos sísmicos registrados, para lo cual se ha tomado como referencia la estación Ticsani (TIC) que estuvo ubicada al pie del macizo volcánico en la parte Este. En esta campaña se registraron y clasificaron un total de 2570 eventos, gran parte de los cuales fueron sismos de fractura. Los días 15 y 20 de Octubre se registró el mayor número de sismos (*figura 4.10A*). La *Figura 4.11* muestra tres ejemplos de sismos de fractura típicos obtenidos de la estación Ticsani. Los eventos presentan inicios impulsivos con fases P y S identificables. Los rangos de frecuencias predominantes están entre 4 Hz y 13 Hz y un promedio de frecuencias de 6.3 Hz.

Los eventos de baja frecuencia o LP, asociados al paso de fluidos, fueron muy escasos en comparación con los sismos de fractura. Solo se registraron un total de 35 eventos LP. En la *figura 4.12* se observan cuatro ejemplos de sismos de baja frecuencia registrados por la estación TIC; tales eventos presentan frecuencias por debajo de 5 Hz.

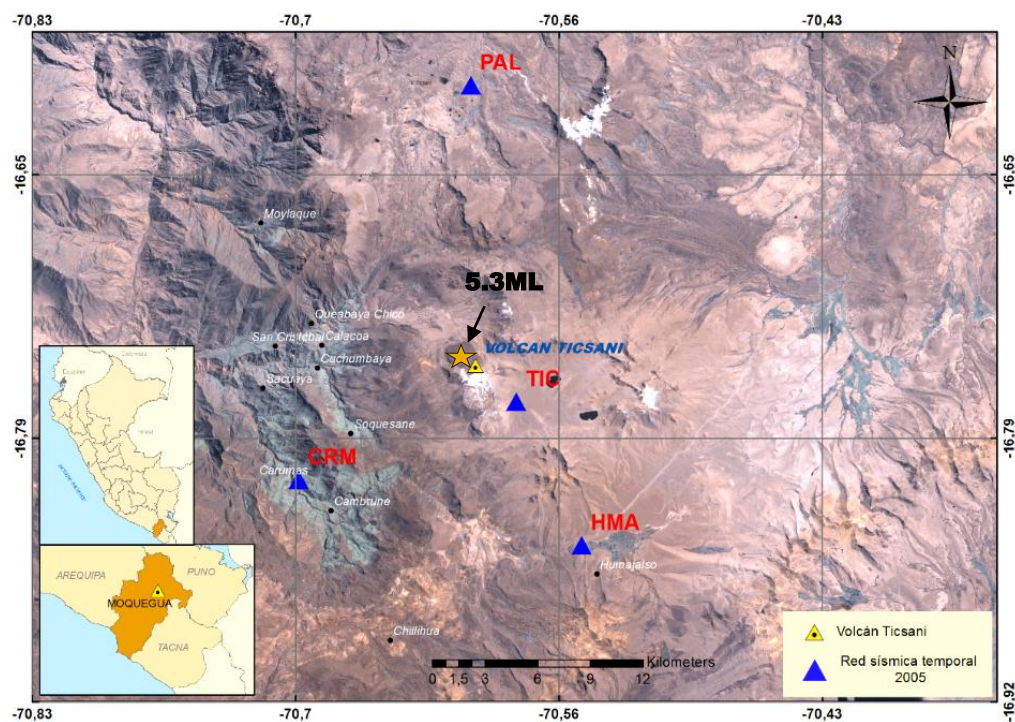


Figura 4.8 Distribución de las estaciones sísmicas temporales en 2005.

RED TEMPORAL TICSANI 2005						
Estacion	Codigo	GEOGRAFICAS		UTM		Altura
Ticsani	TIC	-70.5831	-16.7695	8145271.049	331267.064	4805
Pallatea	PAL	-70.6065	-16.6076	8163166.573	328628.1648	4409
Carumas	CRM	-70.6946	-16.8095	8140746.39	319417.9774	3074
Humajalso	HMA	-70.5496	-16.8429	8137177.014	334901.8926	4471

Tabla 4.2 Coordenadas geográficas y UTM de las estaciones sísmicas temporales.

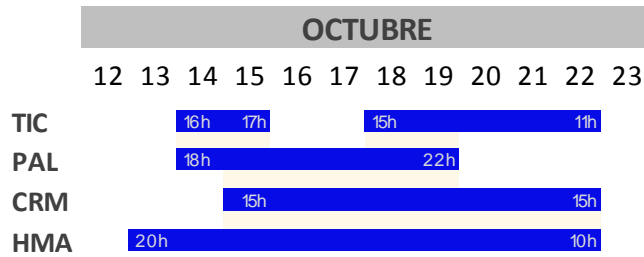


Figura 4.9 Periodo de operación de cada estación sísmica de la red local.

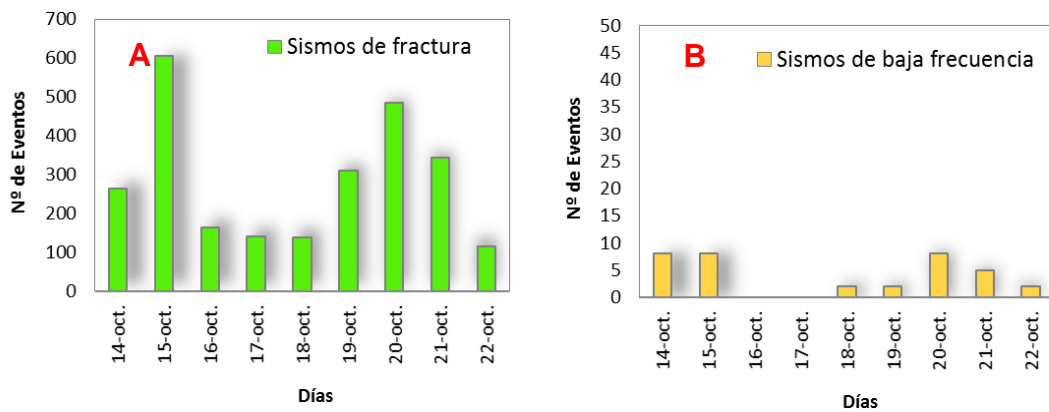


Figura 4.10 Histogramas de ocurrencia diaria de: (A) sismos de fractura (B) sismos de baja frecuencia.

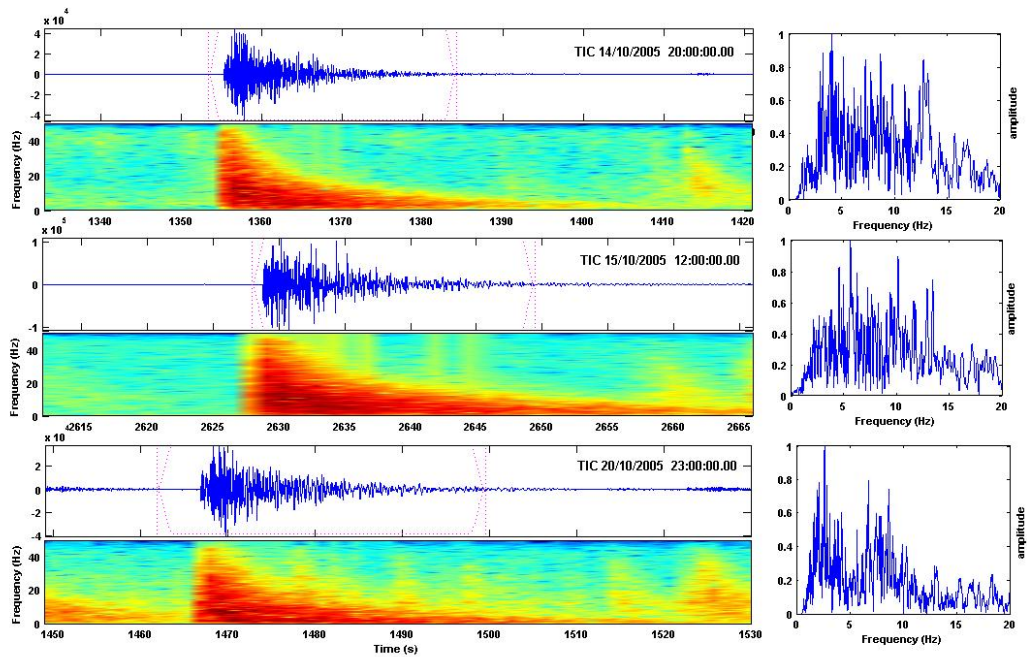


Figura 4.11 Ejemplo de sismo de fractura, componente vertical correspondiente a los días 14, 15 y 20 de Octubre. Los tiempos de S-P son muy reducidos.

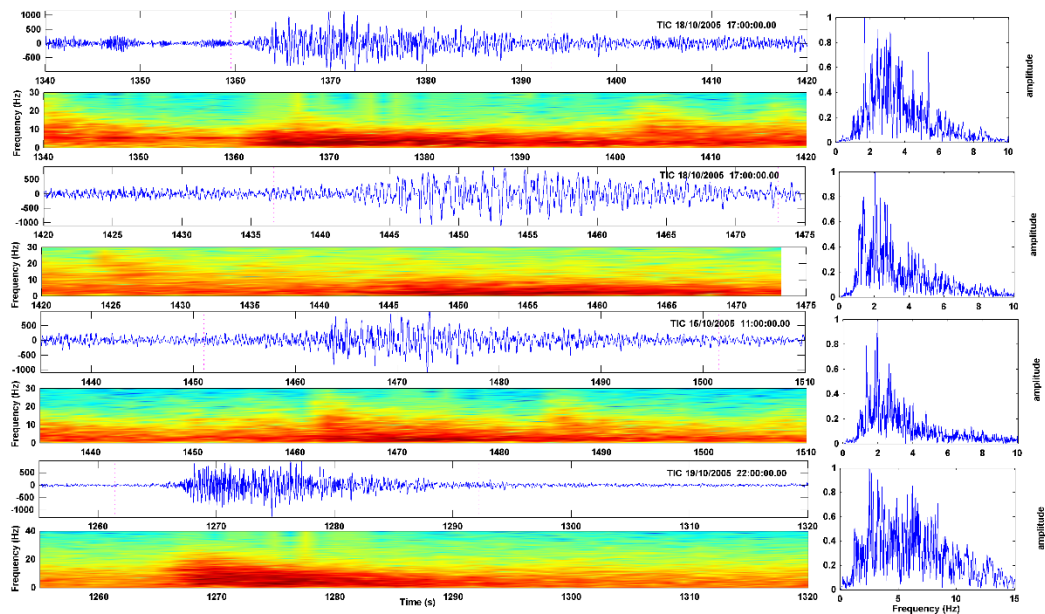


Figura 4.12 Eventos de baja frecuencia registrados por la estación TIC los días 18, 16 y 19 de Octubre, componente vertical.

Los parámetros hipocentrales de los eventos fueron obtenidos utilizando el software de localización Hypoellipse (Lahr 1999) y empleando el modelo de velocidades unidimensionales modificado de Villegas (2009), modelo que es explicado en el capítulo 7. Las localizaciones se realizaron contando con tiempos de arribo P y S claros, y con datos de tres o más estaciones.

Se lograron localizar un total de 241 eventos de fractura. En la localización, los resultados tuvieron calidades de A y B, con errores RMS del orden de entre 0.01 y 0.6. En el periodo de observación los sismos se presentaron con magnitudes de hasta 3.6ML como máximo. En la figura 4.13 se observa que la distribución de sismos muestra un importante agrupamiento sobre el domo 3 y la caldera de avalancha. Por otro lado, se observa también un pequeño grupo que se encuentra a 3km al SE del volcán. Estos sismos aparentemente están orientados hacia el NO-SE. Así mismo se observan sismos relativamente dispersos que comprenden las zonas de Humajalso, Huaytire y Pampa Huancane a 20km al SE del volcán Ticsani, sin embargo estos sismos están fuera de la red Ticsani 2005 (*figura 4.13*).

Con respecto a la profundidad, ésta se resolvió adecuadamente gracias a un modelo de velocidades acorde a la región del volcán Ticsani, el cual es discutido en capítulo siete. En los perfiles E-W y N-S se observa que la distribución de sismos va desde la superficie hasta los 20km de profundidad respecto al domo reciente. En esta distribución, se destaca una agrupación por debajo de la caldera con profundidades de hasta los 12km; esta agrupación es especialmente clara en el perfil N-S. Los sismos se encuentran por debajo del domo 3 y la caldera de avalancha (*figura 4.14*).

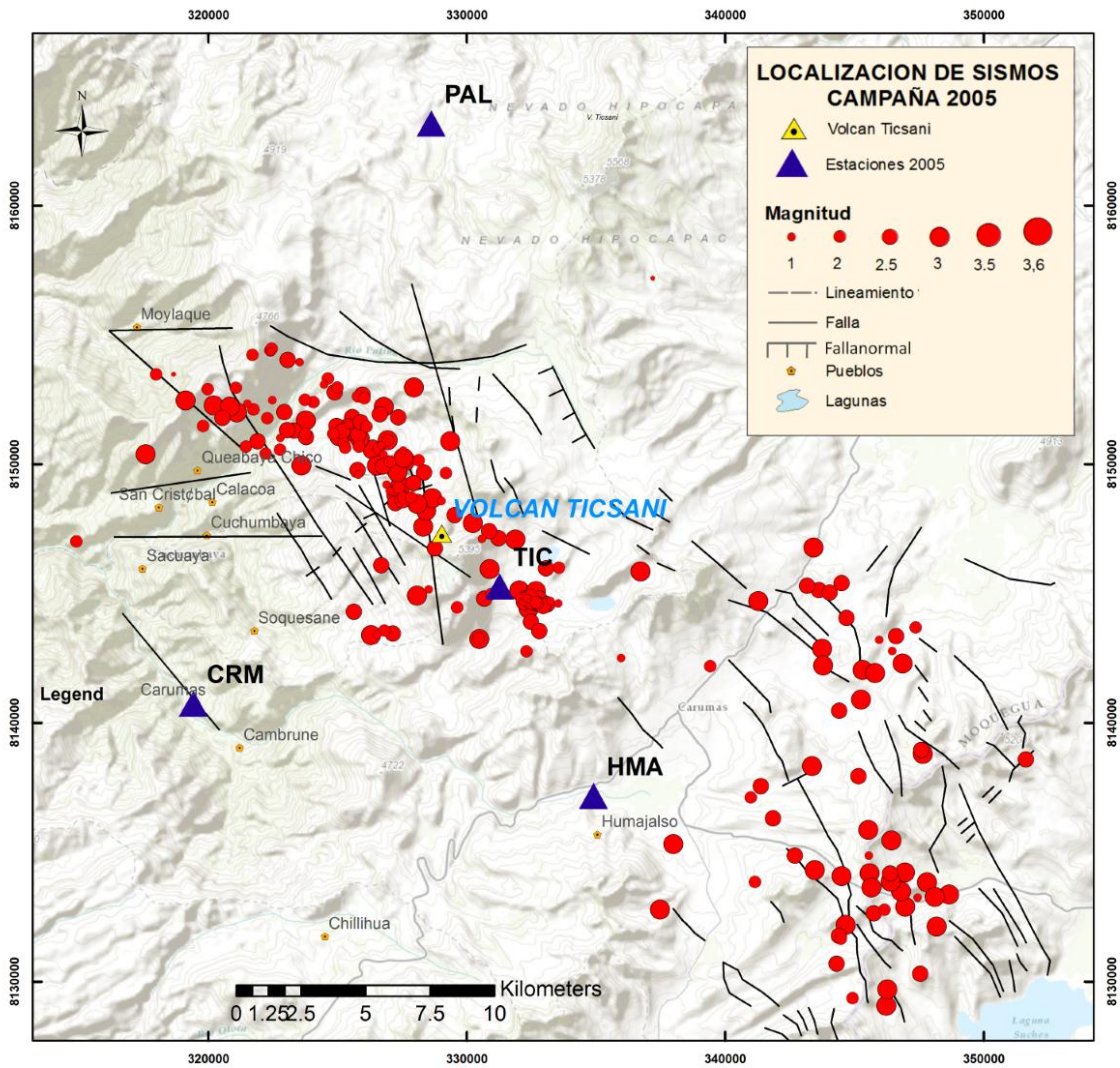


Figura 4.13 Distribución de los sismos de fractura ocurridos durante los días 14 al 22 de octubre del 2005. Rasgos estructurales modificado de Lavallé et al., (2009), Gonzales (2009) y Carlotto, (2009).

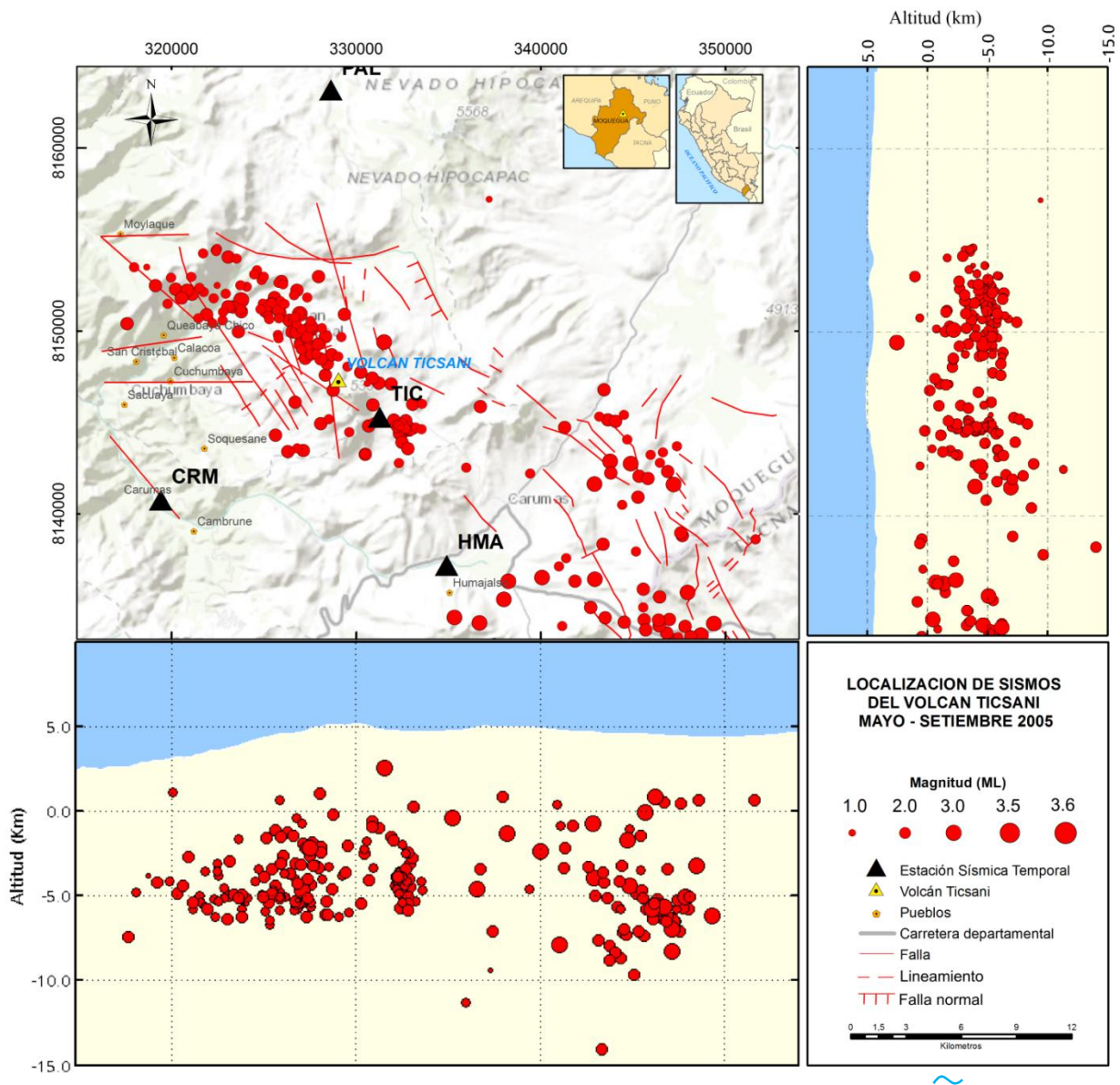


Figura 4.14 Distribución de los sismos en profundidad, perfiles N-S y E-W. Sismos ocurridos durante los días 14 al 22 de octubre del 2005. Rasgos estructurales modificado de Lavallé et al., (2009), Gonzales (2009) y Carlotto, (2009).

Por otra parte, la estación sísmica permanente de Arequipa (ARE), de periodo corto de la Universidad Nacional de San Agustín, situada a 100 km al NW del volcán Ticsani, registró también un notorio incremento de la sismicidad en la región del volcán Ticsani a partir de fines del mes de julio (sismos distales). En esta misma estación ARE se observó un incremento aún mayor a partir del 01 de octubre día en el cual ocurre el

sismo de magnitud 5.9ML. Esta fuerte actividad duró alrededor de dos semanas (*figura 4.15A*). El análisis de los tiempos de arribo de la diferencia de las ondas S y P ( $t_{S-P}$ ) para los sismos ocurridos entre julio y octubre de 2005 que incluye el sismo del 01 de octubre, muestran un agrupamiento de valores  $t_{S-P}$  entre 10.5 hasta 12.5 segundos (11.5 s en promedio) a partir del 01 de octubre, guardando correspondencia con el sismo principal localizado sobre el domo reciente (Tavera, 2006) así como con los eventos localizados en la campaña del 13 de octubre 2005 (*figura 4.15B*).

Los sismos dispersos localizados a 20km al SE del volcán Ticsani registrados en la estación ARE entre el 12 y 22 de octubre (zonas de Humajalso, Huaytire y Pampa Huancane) también guardan correspondencia con los eventos con tiempos de arribo  $t_{S-P}$  que están entre 13 s y 15 s (*figura 4.15B*), estos valores de  $t_{S-P}$  se venían ya registrando desde las últimas semanas de julio por lo que podríamos decir que previamente al sismo del 01 de octubre ocurrieron sismos distales al SE del volcán Ticsani.

La *figura 4.15C* muestra que los sismos ocurridos en enjambre desde el 30 de setiembre hasta 03 de octubre presentan magnitudes entre 2ML y 4.5ML. Se han registrado eventos hasta catorce horas antes del sismo principal, lo cual no es usual en ambientes de tectonismo activo pero sí lo es en ambientes volcánicos. En la *figura 4.16* se observa el sismograma correspondiente al evento del 01 de octubre; se puede observar ocurrencia de eventos antes del sismo principal.

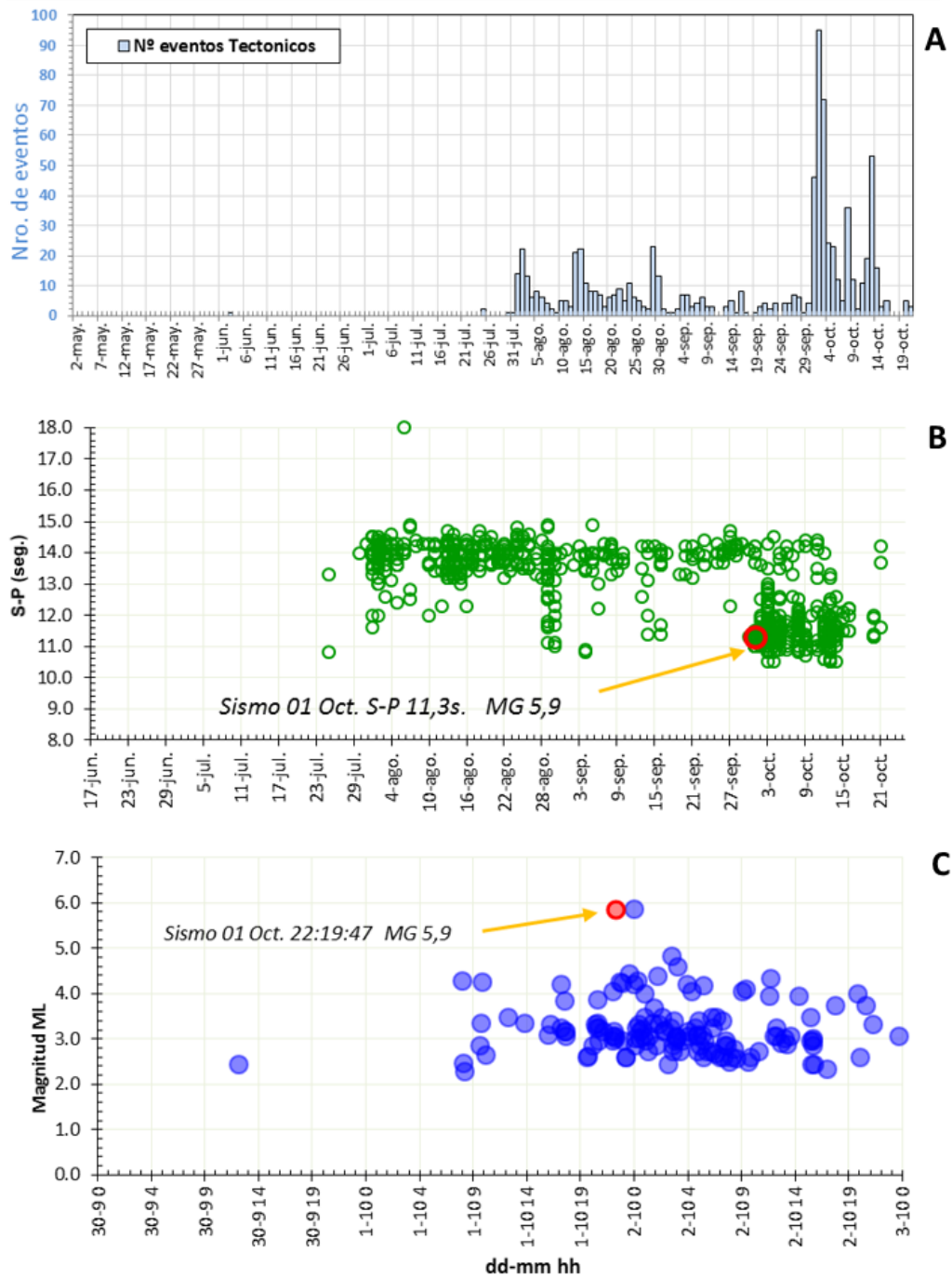


Figura 4.15 A) Histograma del número de sismos diarios ocurridos en el área del volcán Ticsani entre mayo y octubre, registrados por la estación ARE. B) Diferencia de tiempos de arribo de fases S y P para sismos ocurridos en la zona del volcán, junio-octubre 2005. C) Magnitud ML de los eventos registrados



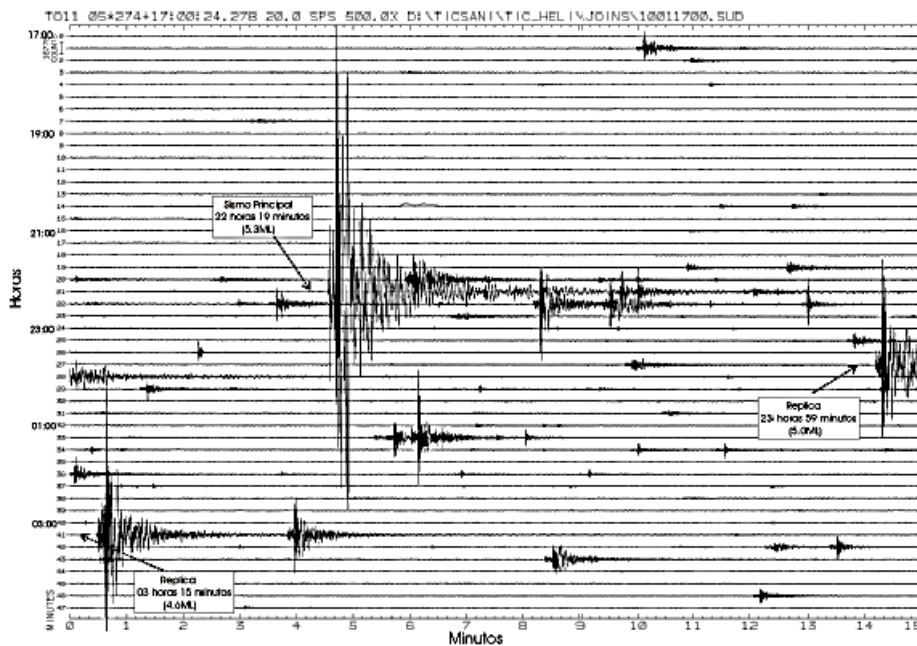


Figura 4.16 Sismograma del 01 y 02 de octubre 2005 de la estación sísmica Toquepala (TOQ), según Tavera (2006).

#### 4.4 CAMPAÑA 2006

Entre los meses de setiembre a diciembre del 2006 el área de Vulcanología del Instituto Geofísico del Perú instaló siete estaciones sísmicas: TCN, HMA, HTR, PAL, CHT, SCR y CRM, distribuidas en un radio de 30 km alrededor del volcán Ticsani. Una de las estaciones (TCN) estuvo localizada sobre el domo reciente del volcán (figura 4.17). En esta oportunidad, se usaron sismómetros de banda ancha Guralp, y registradores TITAN3-XT. En la Tabla 4.3 se puede observar las características de las estaciones instaladas.

La campaña se realizó del 14 de setiembre al 03 de diciembre del 2006. Durante este periodo las estaciones TCN, HMA y HTR presentaron un buen funcionamiento, pero otras no funcionaron adecuadamente principalmente por falta de energía (falta de luz solar, debido a condiciones meteorológicas desfavorables) y por problemas con respecto al tiempo GPS, de modo que se obtuvo registros incompletos y/o inutilizables.

En la *figura 4.18* se puede observar el periodo y características del funcionamiento de cada una de las estaciones.

Los eventos registrados fueron en general sismos de fractura con fases P y S identificables. La estación TCN fue utilizada como estación de referencia para la clasificación de estos eventos, siendo clasificados un total de 511 eventos relacionados a fracturas de rocas, y 216 eventos de baja frecuencia relacionados al paso de fluidos.

La distribución temporal demuestra que se registraron un promedio de 6 sismos fractura por día. El día 27 de setiembre se registraron 32 sismos y el día 27 de noviembre 26 sismos, constituyendo los días con el mayor número de sismos en la estadística (*Figura 4.19B*). Los sismos de periodo largo se presentaron en un promedio de 3 sismos por día y un registro máximo de eventos 18 eventos el 01 de noviembre (*Figura 4.19A*).

Un ejemplo de estos eventos de fractura se puede observar en la *figura 4.20*, con arribo de las ondas P y S identificables. Para estos eventos la diferencia de tiempos S-P es pequeña (1.5s) lo que indica que la fuente es muy cercana. Se presenta también el sismograma en la *figura 4.21* de un evento de periodo largo presentando una frecuencia dominante en 2 Hz.

Como se puede observar en las estadísticas, la tasa de sismos de fractura no sobrepasa los 35 sismos por día, sumado a ello durante el periodo de registro no se observó la ocurrencia de enjambres sísmicos.

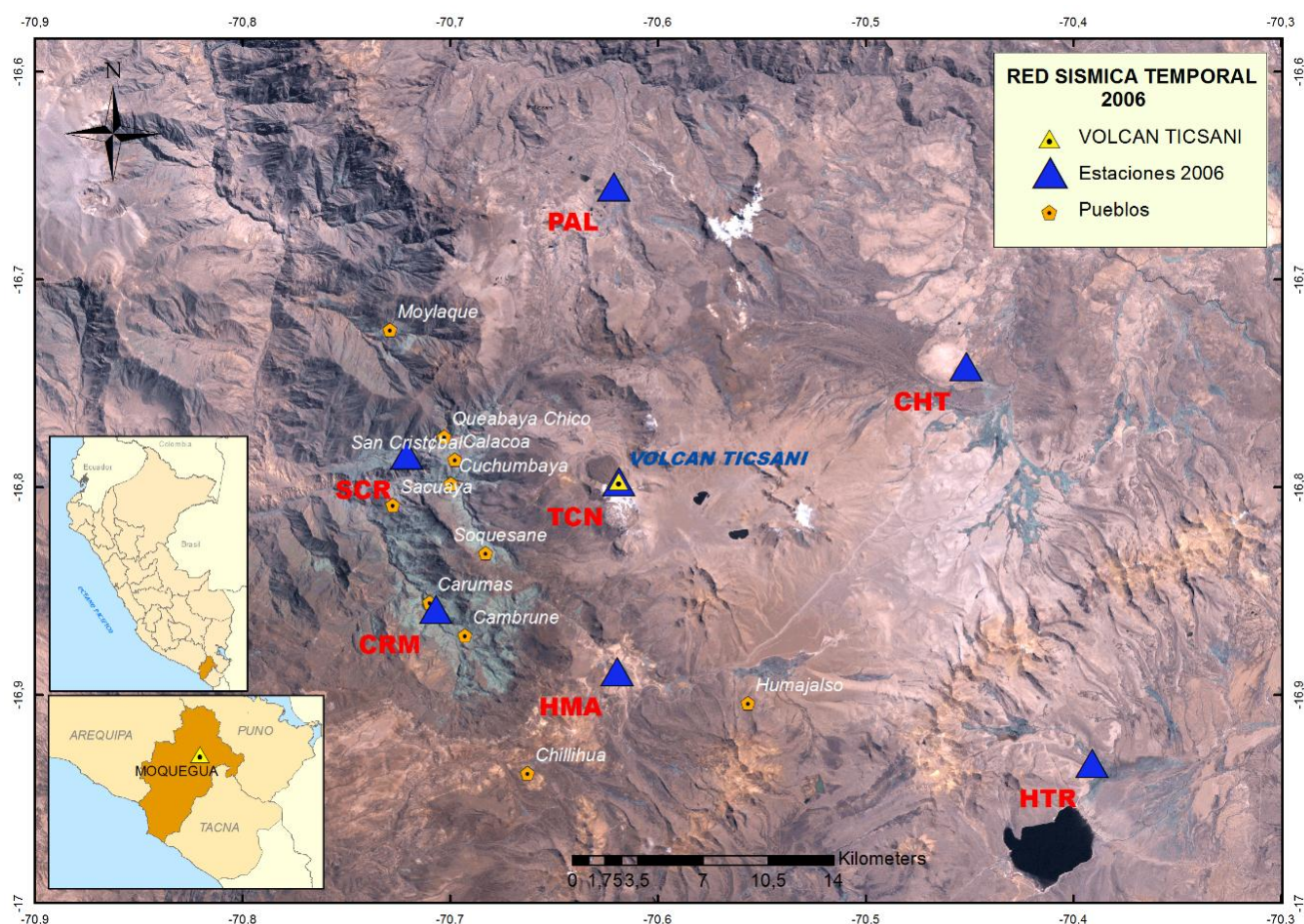


Figura 4.17 Distribución de las estaciones sísmicas temporales 2006.

RED TICSANI 2006						
ESTACION	CODIGO	ESTE (WGS84)	NORTE (WGS84)	ALTURA (msnm)	SISMOMETRO	
					Marca	Modelo
Ticsani	TCN	329040	8147316	5115	GURALP	T4854
Humajalso	HMA	329040	8137188	4434	GURALP	T41059
Huaytire	HTR	353439	8132503	4516	GURALP	T4866
Pallatea	PAL	328672	8163003	4391	GURALP	T4862
Chillota	CHT	346847	8153570	4408	GURALP	T4864
San Cristobal	SCR	318159	8148646	3173	GURALP	T4391
Carumas	CRM	319723	8140438	3131	GURALP	T4865

Tabla 4.3 Coordenadas UTM de la red de estaciones sísmicas temporales 2006 y características de los sismómetros Guralp.

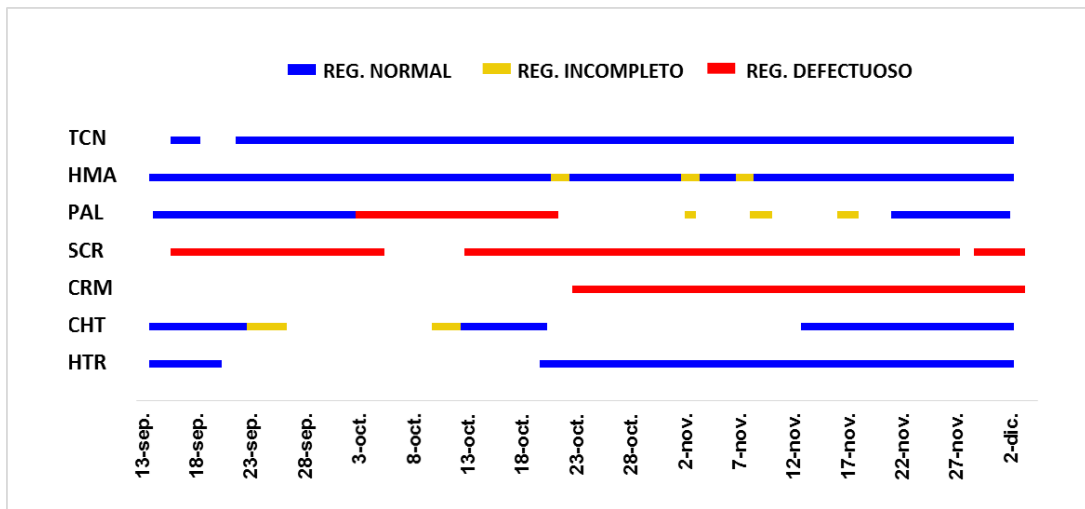


Figura 4.18 Periodo de funcionamiento de las 7 estaciones de la red Ticsani 2006 y características de funcionamiento.

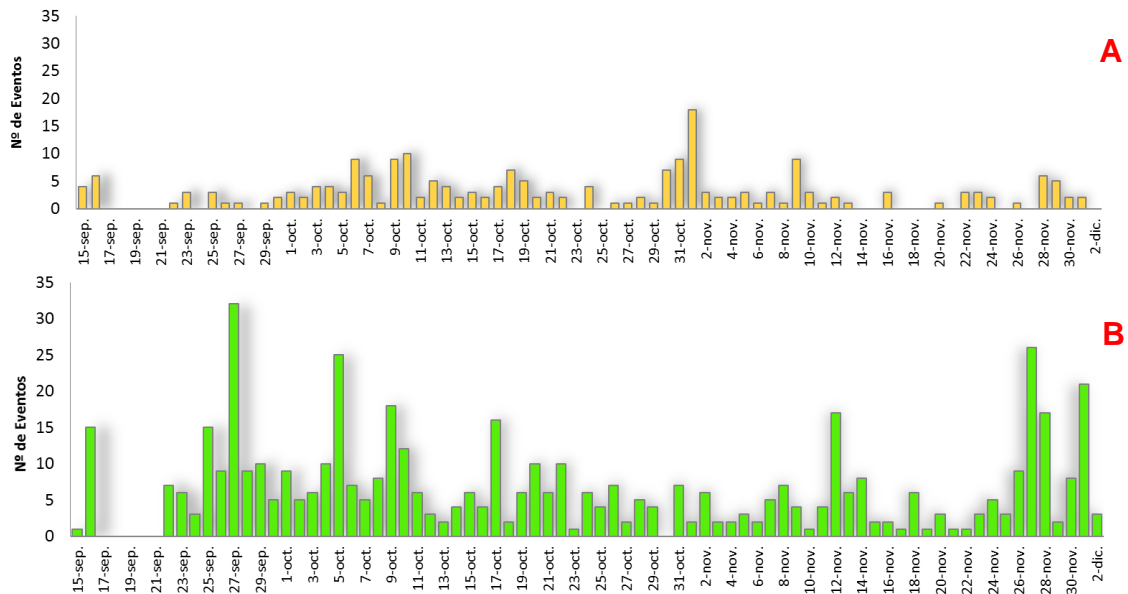


Figura 4.19 Histograma de ocurrencia de eventos registrados por la estación TCN. A) Sismos de baja frecuencia. B) Sismos de fractura.

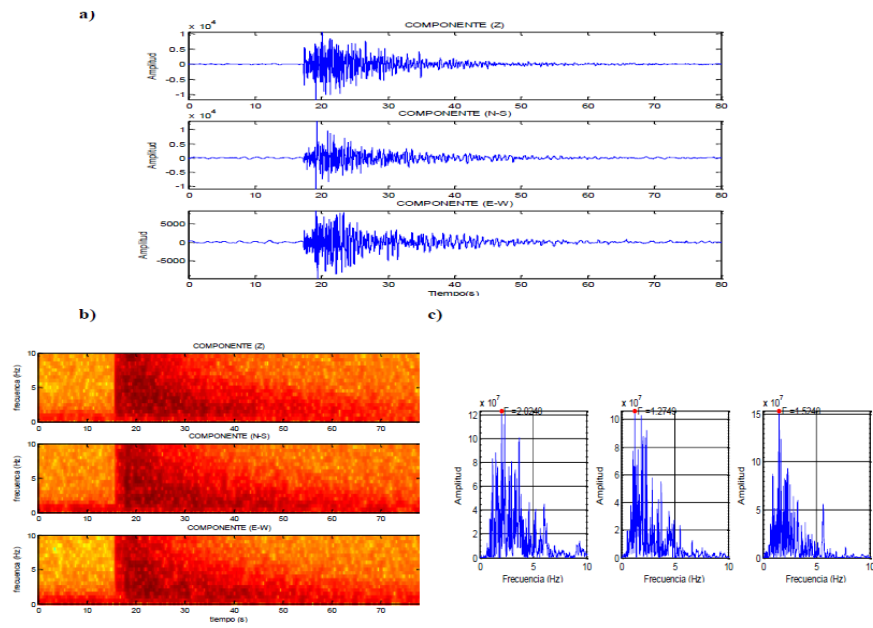


Figura 4.20 Sismo de fractura en sus tres componentes (Z, NS, EW) registrado el 04 de octubre a 07:07 UTC. a) Forma de onda, b) Espectrograma y c) Espectro de frecuencia.

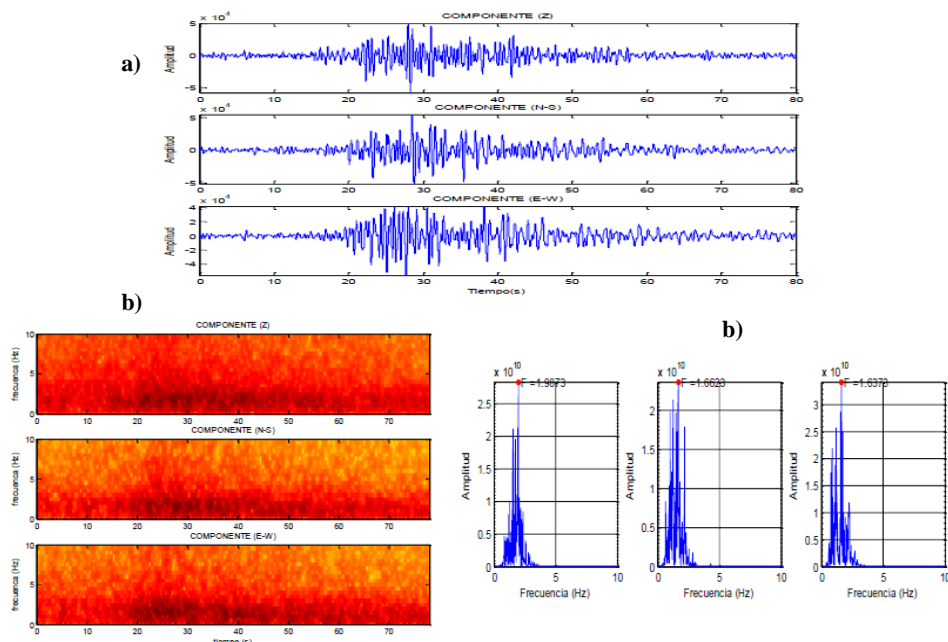


Figura 4.21 Sismo de baja frecuencia en sus tres componentes (Z, NS, EW) registrado el día 18 de octubre a 03:26 UTC. a) Forma de onda, b) Espectrograma y c) Espectro de frecuencia.

## CAPÍTULO 5

# ADQUISICIÓN Y TRATAMIENTO DE DATOS

En este capítulo se describe la distribución, instalación y características de las estaciones así como la adquisición y procesamiento de datos sísmicos, incluyendo la descripción de las herramientas empleadas. Se describe también los programas computacionales que intervinieron en el procesamiento de las señales digitales.

Con la evidencia de sismicidad importante registrada en años anteriores (1999, 2005 y 2006) en la región del volcán Ticsani, el Instituto Geofísico del Perú, área de Vulcanología decide instalar la red sísmica temporal Ticsani 2014 en colaboración con la Universidad de Liverpool (UK). El objetivo fue el de monitorear la actividad sísmica de la zona y, eventualmente identificar indicios de acerca de alguna intranquilidad del sistema volcánico.

### 5.1 LA RED SÍSMICA

Se instalaron un total de 5 estaciones sísmicas denominadas: SOQ, PAL, CHT, HTR y TCN (*figura 5.1*) dispuestas en un radio de 25 km respecto al volcán Ticsani. Las estaciones funcionaron durante un periodo de 153 días, desde el 01 de mayo hasta el 30 de setiembre de 2014. La campaña se inicia con la instalación de la estación SOQ ubicada a 8 km al OSO del volcán. Luego de 15 días de haber instalado esta estación y teniendo como objeto captar señales provenientes del volcán y aquellas producidas por la eventual reactivación de fallas de la zona, el OVS procede a instalar tres estaciones sísmicas más (PAL, CHT, HTR) en los alrededores del volcán, conformando así una red sísmica que cubre toda el área del volcán y alrededores. Al término del experimento (última semana de agosto) se procedió a desinstalar las estaciones PAL, CHT y HTR ubicadas en los alrededores del volcán e instalar la estación TCN sobre el domo reciente (señalado como D3 en la figura 2.5) a fin de obtener señales propias del volcán como los eventos de baja frecuencia. La culminación de este periodo de estudio se da con la

toma de datos de la estación TCN el 29 de setiembre. En la *tabla 5.1* detallan las coordenadas geográficas y UTM de los cinco puntos elegidos para la instalación de las estaciones así como su elevación y código de estación.

### **5.1.1 Características de la red sísmica**

Se emplearon cinco sismómetros Lennartz modelo LE-3D /1S LITE de periodo corto y cinco registradores digitales (04 registradores *CUBE*<sup>3</sup> con capacidad de 16 Gb, y un registrador Guralp modelo DM-24 con memoria externa de 30Gb y 35Gb). Se usó un computador portátil para recuperar los datos sísmicos a partir de los registradores (*tabla 5.2*). Cada estación sísmica (sismómetro y registrador) contó con un reloj GPS para el control del tiempo, una batería y un panel solar. En la *figura 5.2* se observa la estación SOQ con el registrador *CUBE*<sup>3</sup> y su sensor Lennartz desplegados durante una prueba. El funcionamiento de las estaciones fue de modo continuo y no se tuvo ningún inconveniente durante el periodo de registro. En la *figura 5.3 se aprecia* el periodo de funcionamiento de cada una de las estaciones.

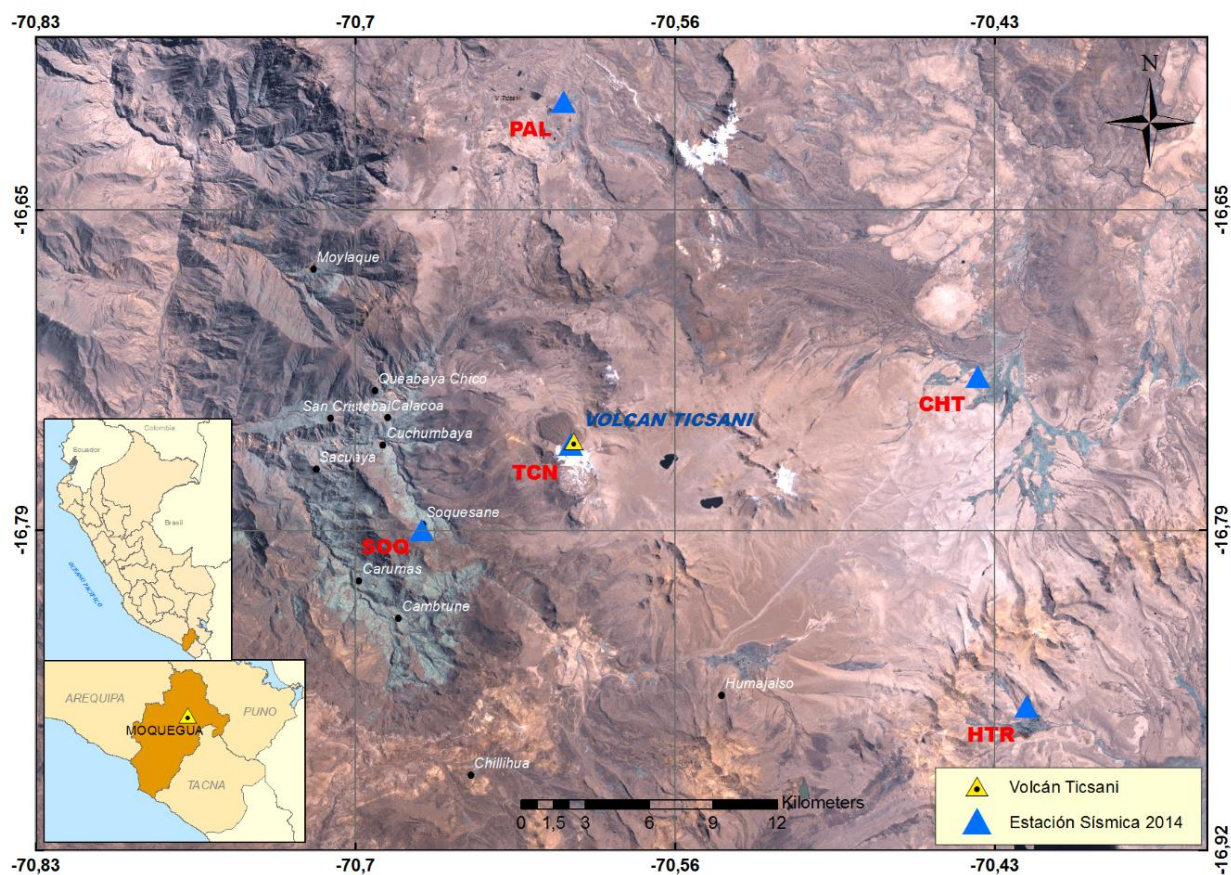


Figura 5.1 Distribución de las estaciones temporales instaladas (triángulos azules) en la región del volcán Ticsani y sobre el domo reciente.

RED TICSANI						
Coordenadas (datum WGS-84 Zona 19k)						
ESTACION	CODIGO	GEOGRAFICAS		UTM		ALTURA m.s.n.m.
Huaytire	HTR	-70.413°	-16.862°	8135122.83	349471.52	4573
Pallatea	PAL	-70.608°	-16.607°	8163181.54	328424.24	4406
Chillota	CHT	-70.434°	-16.723°	8150513.08	347168.43	4349
Soquesane	SOQ	-70.668°	-16.788°	8143167.27	322218.14	3713
Ticsani	TCN	-70.605°	-16.752°	8147185.30	328877.30	5133

Tabla 5.1 Coordenadas de las estaciones sísmicas, región del volcán Ticsani.



ESTACIÓN	DURACIÓN (días)	SENSOR	TIPO	REGISTRADOR	MODO DE REGISTRO
SOQ	113	Lennartz LE-3Dlite	Periodo corto	Data - CUBE <sup>3</sup>	continuo
HTR	97	Lennartz LE-3Dlite	Periodo corto	Data - CUBE <sup>3</sup>	continuo
PAL	96	Lennartz LE-3Dlite	Periodo corto	Data - CUBE <sup>3</sup>	continuo
CHT	95	Lennartz LE-3Dlite	Periodo corto	Guralp DM-24	continuo
TCN	163	Lennartz LE-3Dlite	Periodo corto	Data - CUBE <sup>3</sup>	continuo

Tabla 5.2 Características de las estaciones sísmicas

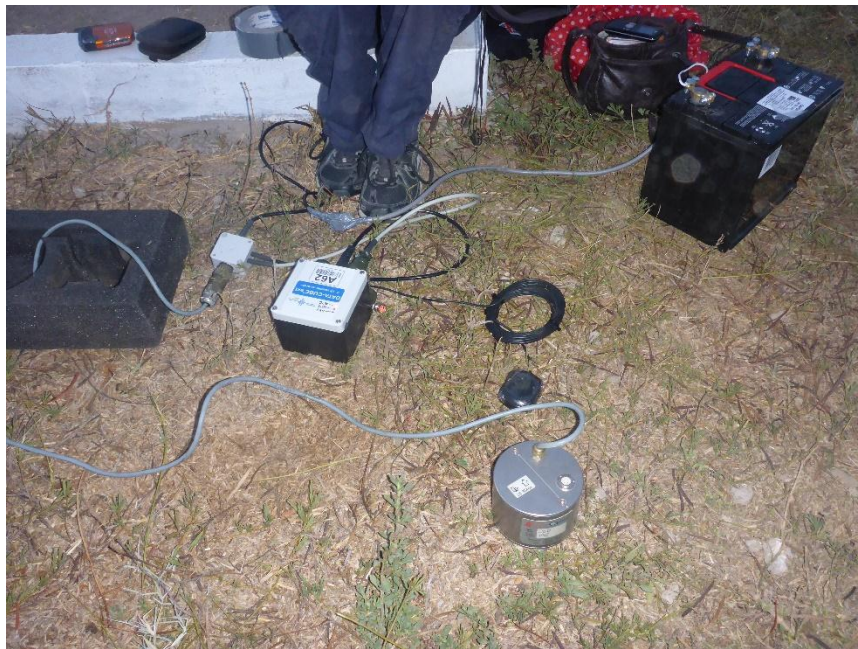


Figura 5.2 Estación sísmica SOQ desplegada en modo de prueba. Se observa el registrador, sismómetro, GPS y batería.

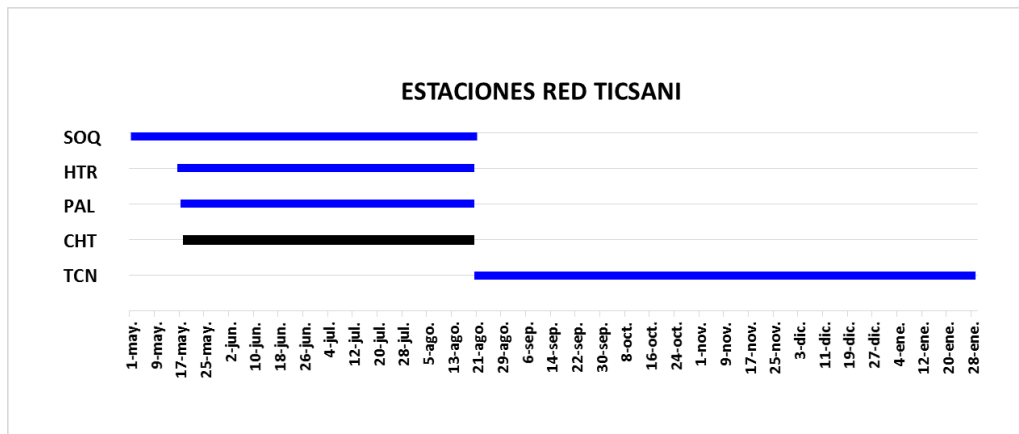


Figura 5.3 Periodo de funcionamiento de las cinco estaciones. Barra azul, estaciones con registradores Data - CUBE3. Barra negra, estación con registrador Guralp DM-24.

### 5.1.2 Características de las estaciones

A continuación se describen detalladamente el tiempo de registro cada una de las estaciones, el lugar de su ubicación, modo de registro, equipos empleados, configuración de sismómetro entre otras características.

#### 5.1.2.1 Estación SOQ

Esta estación estuvo ubicada a 8 km al OSO del domo reciente, instalado en los alrededores del centro poblado Soquesane. Esta estación es la más cercana al volcán, por lo cual fue tomada como estación de referencia para la clasificación de eventos registrados. Funcionó de manera continua desde las 15 horas del día 01 de mayo hasta las 12 horas del día 16 de mayo. El mismo 16 de mayo, en vista de la presencia de ruido cultural en el sitio de instalación original, esta estación fue trasladada siendo ubicada a 1 km al oeste de su posición inicial, y continuó su funcionamiento el mismo día desde las 15 horas. En su nueva ubicación, la estación prosiguió funcionando hasta el 21 de agosto a las 14hrs, es decir por 113 días. El sensor fue un Lennartz 3D, periodo corto con un registrador Data – Cube<sup>3</sup>; las características de esta estación se configuraron de la siguiente manera:

Sensor: LENNARTZ LE-3D /1S LITE

Configuración del registrador:

Nº de Canales Activos	: 1, 2 y 3 Activos
Ganancia, factor de amplificación	: $1 \pm 2.048v$
Modo de registro	: Continuo
Tasa de muestreo	: 100 sps (muestras por segundo).
Modo de almacenamiento	: Archivos comprimidos (Formato binario)
Longitud de archivos	: 1 día
Modo ADC	: lowpower
Filtro High Pas	: off
Modo GPS	: on

### 5.1.2.2 Estación PAL

Es la segunda estación más cercana al volcán Ticsani. Instalada en la zona conocida como Pallatea, ubicada a 16km al Norte del domo reciente. Presentó un correcto funcionamiento con un mínimo ruido ambiental por lo cual fue útil para la localización de eventos de fractura y discriminación de eventos tectónicos. La estación se instaló el 17 de mayo a las 16 horas. Presentó un registro de modo continuo durante 96 días y finalizó el 20 de agosto a las 17 horas. Estuvo compuesta de un registrador Data – Cube<sup>3</sup> al igual que la estación SOQ, con un sismómetro de periodo corto marca LENNARTZ. La estación fue configurada de la siguiente manera:

Sensor: LENNARTZ LE-3D /1S LITE

Configuración del registrador:

Nº de Canales Activos	: 1, 2 y 3 Activos
Ganancia, factor de amplificación	: $1 \pm 2.048v$
Modo de registro	: Continuo
Tasa de muestreo	: 100 sps (muestras por segundo).
Modo de almacenamiento	: Archivos comprimidos (Formato binario)
Longitud de archivos	: 1 día
Modo ADC	: lowpower
Filtro High Pas	: off
Modo GPS	: on

### 5.1.2.3 Estación CHT

Estación ubicada a 18km del volcán Ticsani, en la zona de Chilota, presento un correcto funcionamiento, registrando datos sísmicos durante 95 días. La instalación se

realizó el día 18 de mayo iniciando su registro a las 18 horas; el modo de registro fue continuo hasta su desinstalación el día 20 de Agosto a las 15 horas. Esta estación fue tomada como estación de referencia para el cálculo de duración de cada evento de fractura, dato útil para obtener la magnitud.

Se empleó un sismómetro LENNARTZ de periodo corto, pero a diferencia de las demás estaciones, la estación CHT empleó un registrador *Guralp DM-24* La estación fue configurada de la siguiente manera:

Sensor: LENNARTZ LE-3D /1S LITE

#### Configuración de Registrador GURALP DM-24

Formato de datos	: GCF (.gcf)
File buffer	: 1048 MB
Frecuencia	: 1Hz
Tasa de muestreo	: 100
Compresión	: 8 bit
Número de registros	: 250
Canales	: 1,2,3
Modo de registro	: continuo
Corriente de alimentación	: 115mA de 12 Volts

#### 5.1.2.4 Estación HTR

La estación fue instalada el día 16 de mayo a las 19 horas, y culminó su registro el día 20 de agosto a las 21 horas, con lo cual tuvo un registro continuo de 97 días. Esta estación fue la más alejada del volcán, estando ubicada a 24 km al SE del domo reciente y a 5 km al NO del centro poblado de Huaytire. El registro de un menor número de eventos en esta estación fue notorio, presumiblemente por la distancia a la zona de fuente (el volcán), sin embargo sí fueron registrados los eventos más energéticos, por tanto fue de suma utilidad para la localización de sismos así como para el cálculo de mecanismos focales.

La estación empleo un registrador Data – Cube<sup>3</sup> al igual que la estación SOQ y PAL, con un sismómetro de periodo corto marca LENNARTZ. La estación fue configurada de la siguiente manera:

Sensor: LENNARTZ LE-3D /1S LITE

Configuración del registrador:

Nº de Canales Activos	: 1, 2 y 3 Activos
Ganancia, factor de amplificación	: $1 \pm 2.048v$
Modo de registro	: Continuo
Tasa de muestreo	: 100 sps (muestras por segundo).
Modo de almacenamiento	: Archivos comprimidos (Formato binario)
Longitud de archivos	: 1 día
Modo ADC	: lowpower
Filtro High Pas	: off
Modo GPS	: on

### 5.1.2.5 Estación TCN

El 21 de Agosto, luego de desinstalar las estaciones SOQ, PAL, CHT y HTR, se procedió a instalar la estación TCN sobre el domo reciente (domo D3): El objetivo de esta instalación fue de seguir obteniendo señales propias de la zona de estudio. Esta estación inicia su registro a las 18 horas del 21 de agosto, registrando información sísmica continua durante 41 días hasta el 29 de setiembre. El registrador utilizado fue Data – Cube<sup>3</sup> y el sensor un sismómetro de periodo corto de marca Lennartz. La estación fue configurada de la siguiente manera:

Sensor: LENNARTZ LE-3D /1S LITE

Configuración del registrador:

Nº de Canales Activos	: 3 Activos
Ganancia, factor de amplificación	: $1 \pm 2.048v$
Modo de registro	: Continuo
Tasa de muestreo	: 100 sps (muestras por segundo).
Modo de almacenamiento	: Archivos comprimidos (Formato binario)
Longitud de archivos	: 1 día
Modo ADC	: lowpower
Filtro High Pas	: off
Modo GPS	: on

## 5.2 INSTRUMENTACIÓN

### 5.2.1 Registrador Data – Cube<sup>3</sup>

Es un instrumento geofísico moderno y eficiente con mucha facilidad de maniobra por su tamaño, poco consumo de energía y un tiempo GPS preciso. Consta de tres canales. Según su configuración, también presenta diferentes ganancias, y se adapta a los diferentes sensores (*figura 5.4*). A continuación se presenta algunas características importantes de este registrador:

canales	3
Medidas	10 x 10 x 8,3 cm
Peso	1 kg con baterías
Temperatura	-40 °C - 60 °C
prueba de agua	1m de agua 48 h
Baterías	2 D celdas alcalinas
Energía	220 mWcont.GPS / 120mW GPS up to 7 días (cont. GPS)
Alimentación externa	4,5 -24 V (50mA @ 6V (300 mW) GPS
Impedancia entrada	100kOhm
CMR	TBD
Ganancia	1, 2, 4, 8, 16, 32, 64
Tasa de muestreo	800 (1ch-modos), 400, 200, 100, 50 sps
ADC	24 bit
Resolución	typ. 21,5 bit @100 Hz sps @ganancia 1
Tipo de almacenamiento	SD/SDHC tarjeta de memoria
Capacidad	8GB, 16GB, 32GB dependiendo del requerimiento
Tipo de grabación	Registro continuo
Estabilidad/precisión	<10 ms por 20 días sin procesamiento <0.01 ms con procesamiento
Interface	USB 2.0 descarga de datos,
Conector de Sensor	MIL-C-2684A12-10S
Conector de energía	MIL-C-2684A10-07P

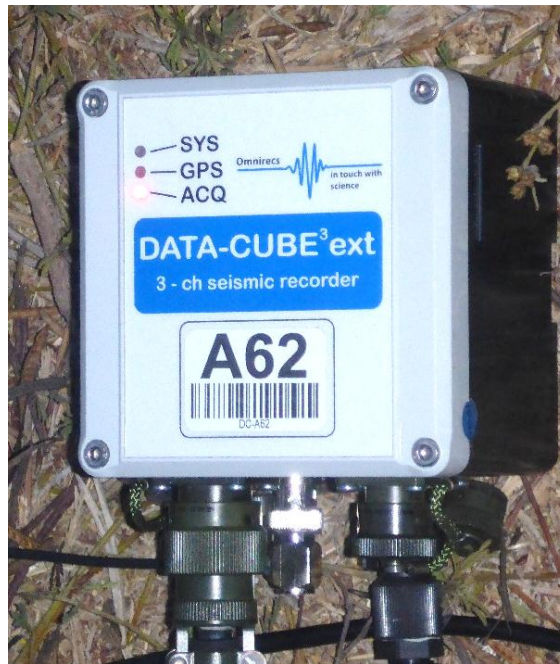


Figura 5.4 Imagen del registrador Data – Cube<sup>3</sup> utilizado en la estación SOQ.

### 5.2.2 Registrador GURALP DM-24

Es un digitalizador multicanal que suministra datos en diferentes formatos, una vez convertidos los datos en forma digital, gracias a esta ventaja no es necesario utilizar otros procesos para conversión de datos. Consta de una presentación cubierta de polipropileno y conectores sujetos a un plato de metal (figura 5.5). Entre sus principales características se tienen:

- Procesador de señales (Motorola 56002) que permite una simultánea y múltiple tasa de muestreo seleccionable.
- Sincronización de tiempo mediante un GPS externo o un código serie de tiempo.
- Microprocesador controlador (Hitachi H8) 512k RAM
- Data comprimida en formato Guralp Compressed Formato (GCF) para una eficiente transición de almacenamiento.
- Salida de datos en serie (RS232) con velocidades de transmisión seleccionables.
- Sistema de consumo de consumo mínimo de energía , menos de 1.5W
- Memoria FLASH EPROM de almacenamiento (16 Mb) hasta 1Gb, opciones disponibles
- Suministro de energía de 115mA y 12 voltios



Figura 5.5 Registrador Guralp CMG 3S -D24.

### 5.2.3 Sismómetro LENNARTZ LE-3D

Es un sismómetro compacto y ligero de tres componentes muy utilizado en el campo de la observación sísmica, entre las ventajas principales resalta su diseño mecánico robusto, presenta un exacto factor de transducción, un bajo consumo de energía y una más larga duración de estabilidad por lo cual necesita menos visitas a la fábrica para la calibración del equipo, entre sus principales características se tienen:

Modelo	LE - 3D/1s Lite
Sensibilidad	400V/m/s
Frecuencia natural	1Hz
Frecuencia de corte	100Hz
Voltaje de salida	$\pm 5V$
Amortiguación	0.707 critica
Dimensiones	
Diámetro:	97 mm
Altura:	68 mm
Peso	1.8 kg aprox.
Rango de voltaje de salida:	$\pm 5V$
Temperatura:	-15...+65 °C
Corriente de alimentación:	12V DC 8mA
Tiempo de calentamiento:	30 segundos
Suministro	5mA





Figura 5.6 Sismómetro Lennartz LE-3D.

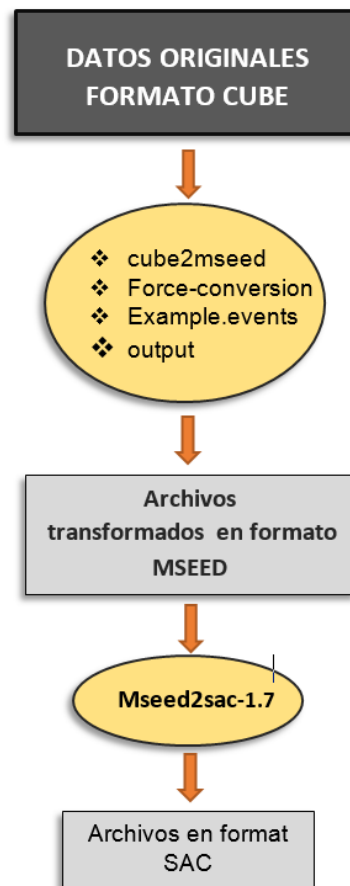
### 5.3 TRATAMIENTO DE DATOS

Una vez adquiridos los datos sísmicos de formato analógico al digital mediante los registradores, es necesario transformarlos a formatos conocidos por los programas de procesamiento de señales. Uno de los formatos mayormente utilizados es el formato SAC, por lo general cada registrador genera archivos en formatos propios, representado inconvenientes al momento de realizar el análisis de los datos. Un claro ejemplo son los registradores DATA CUBE<sup>3</sup> los cuales generan archivos en un formato binario propio de su compañía de origen y necesitan ser convertidos a formato SAC para poder efectuar luego los análisis.

Para el caso de los archivos de salida del registrador CUBE<sup>3</sup> se emplearon “CUBEtools” publicada en su página web. El proceso se inicia con la conversión de archivos a formato miniSEED de una hora cada uno y en tres componentes. Se utilizaron los comandos force-conversion (no permite errores de conversión), el fichero “example.events” y un fichero de salida. Luego mediante el ejecutable Mseed2sac-1.7 los archivos miniseed son transformados a formato SAC. Tanto las herramientas CUBEtools y el ejecutable Mseed2sac-1.7 pueden ser ejecutadas en la plataforma de Windows y son libres. Para una mayor eficiencia de estos tratamientos fue necesario utilizar scripts Batch en Windows, sistematizando cada proceso para obtener los

resultados deseados. En la *figura 5.7* se puede apreciar el procesamiento de datos en formato CUBE a formato SAC.

Para el caso del registrador GURALP DM-24 se obtiene los datos directamente en formato SAC, gracias a la configuración previa. El tratamiento final para los datos provenientes de los registradores Guralp y CUBE fue el de renombrar los cabezales y nombres de archivos, para lo cual se tomó una parte de las letras asociadas al nombre de los centros poblados más cercanos. Para el caso de la estación ubicada sobre el domo reciente, se le denominó TCN atendiendo al nombre del volcán Ticsani.



*Figura 5.7 Esquema del proceso de cambio de formato de los datos del “formato Cube3” a “formato SAC”.*

## 5.4 PROGRAMAS COMPUTACIONALES UTILIZADOS

Para el procesamiento de datos se empleó las herramientas disponibles haciendo uso de dos plataformas computacionales: el Sistema Operativo Windows y el Sistema Operativo Linux. Sobre estas dos plataformas se ejecutaron los diversos paquetes de programas para procesamiento de datos.

La utilización del S. O. Linux fue necesaria para la aplicación del programa SAC mediante el cual se identificaron las fases S-P y polaridades de los eventos clasificados. Otro programa utilizado en esta plataforma fue PASSCAL, para la conversión a formato SAC; eventualmente también se utilizaron otras aplicaciones como Fortran 77, Shell de Linux y el programa Gedit para la edición de scripts.

En el S.O. Windows se utilizó el software para ingenierías Matlab gracias al cual se realizó la clasificación de los eventos, determinación de su duración, frecuencias, amplitud, fecha y hora. El programa específico confeccionado y utilizado se denomina “TCN\_Clasificador”. Se empleó el programa Zmap (Wiemer & Wyss, 2002) mediante el cual se realizaron perfiles en profundidad. Se utilizó también el programa Volcanalysis (Lesage, 2009) para la obtención de los helicorders y análisis de espectro de frecuencia y espectrogramas.

El programa Excel fue utilizado para la base de datos y estadística. Otro software empleado fue ARCGIS con sus programas Arcmap y ArcScene para realizar los mapas de localizaciones y perfiles 3D. Entre los programas para la localización de sismos se utilizaron los programas Hypoellipse (Lahr, 1999) y el paquete de programas SEISAN (Havskov, 1997). Con SEISAN se obtuvo también el mecanismo focal de los sismos más energéticos, mediante la utilización sus programas FOCMEC y HASH. A continuación se describen algunos de los programas más utilizados en el desarrollo de esta tesis.

### 5.4.1 SAC 2000

El Programa SAC 2000 (Seismic Analysis Code) fue desarrollado en el laboratorio de Lawrence Livermore National de la universidad de California. Programa interactivo diseñado para el estudio de señales en secuencia, especialmente para datos

de series en el tiempo, con especial énfasis en la investigación sísmológica para estudios de eventos sísmicos. Entre sus principales capacidades de análisis se incluyen operaciones generales aritméticas, transformadas de Fourier, técnicas diferentes para la estimación de espectros, filtros, apilamiento de señales, interpolaciones, correlaciones, identificación de fases sísmicas, entre otros.

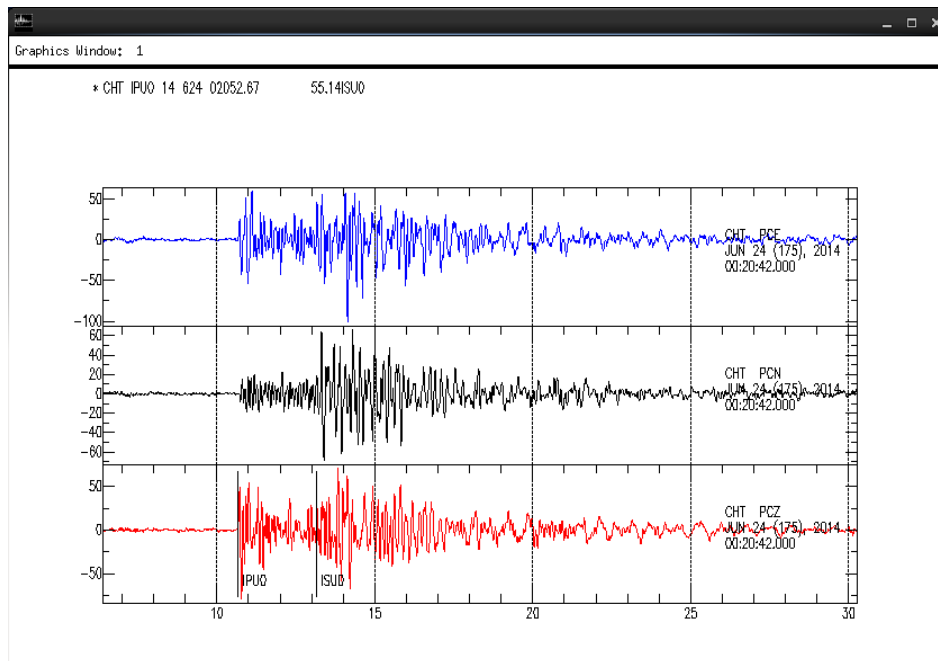
El programa fue utilizado principalmente para la visualización de las formas de onda de los diferentes eventos en sus tres componentes al mismo tiempo, así como de los diferentes eventos en las diferentes estaciones mediante un entorno gráfico amigable a fin de identificar cada tipo de señal. También se usó para aplicar diferentes tipos de filtros, generar ventanas de espectros de frecuencia mediante los diferentes métodos, visualizar registros continuos de más de una hora, y para el picado de fases para la localización de eventos.

Para realizar estas tareas se utilizaron una línea de comandos escritos según algoritmos. Los algoritmos permitieron efectuar secuencias rutinarias para procesar datos en mayor cantidad y rapidez; estos comandos se realizaron mediante un script Shell en el S.O. Linux. En la *figura 5.8* se muestra una ventana gráfica de un sismograma de la estación CHT mediante el programa SAC 2000.

#### **5.4.2 MATLAB**

MATLAB es una abreviatura de Matrix Laboratory. Es un entorno informático de análisis numérico y representación gráfica de fácil manejo. Permite crear funciones propias y programas especiales (denominados archivos.m) en código MATLAB, que se pueden agrupar en los llamados Toolboxes. Los Toolbox son una colección especializada de archivos.m para trabajar en distintos tipos de problemas, por ejemplo de optimización, de estadística, de ecuaciones diferenciales parciales, etc. Se puede considerar, por otro lado, que MatLab es una calculadora totalmente equipada aunque, en realidad, es mucho más versátil que cualquier calculadora para hacer cálculos matemáticos. Se trata de una plataforma para el desarrollo de aplicaciones y para la resolución de problemas en múltiples áreas de aplicación.

En este estudio se trabajaron con varias aplicaciones desarrolladas en Matlab, principalmente diseñadas para la clasificación de eventos. La aplicación más utilizada fue el TCN\_Clasificador, el cual imprime datos de las señales como frecuencias, amplitud, hora, fecha, entre otros. En la *figura 5.9* se puede observar el entorno grafico de este clasificador desarrollado en Matlab aplicado para señales de este estudio, también se observa el espectro de frecuencias y espectrograma, con los parámetros ya mencionados.



*Figura 5.8 Ejemplo de entorno grafico del programa SAC 2000: registro 3C de un sismo de fractura registrado en la estación CHT*

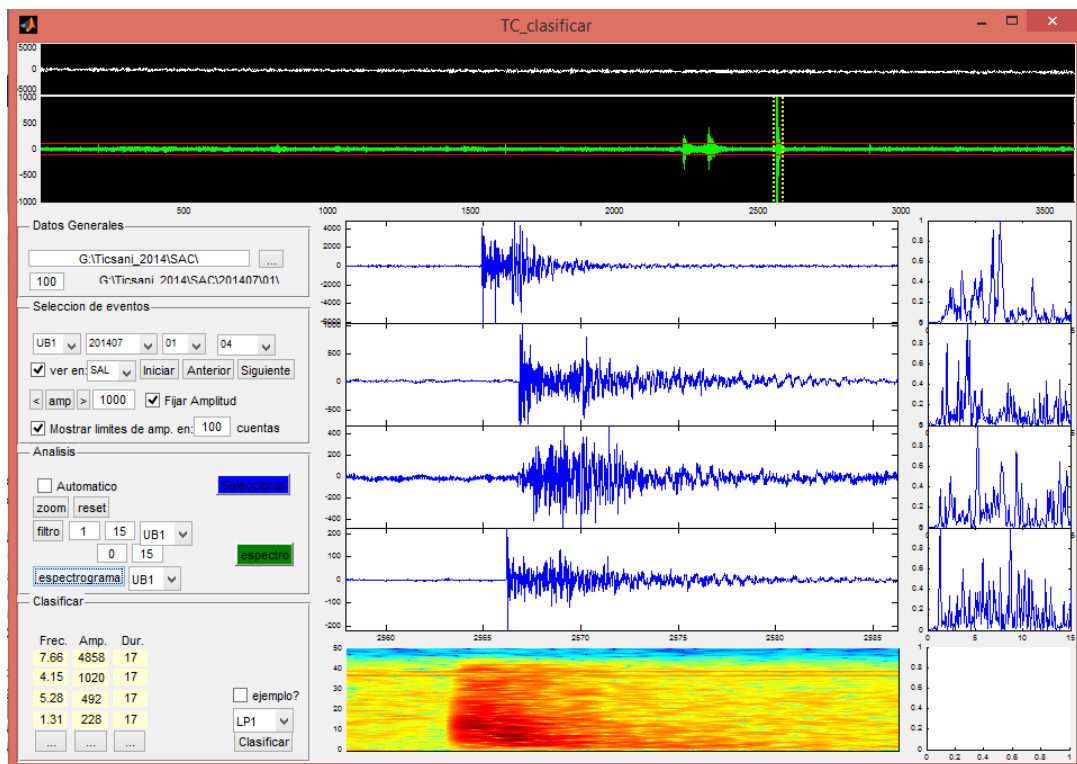


Figura 5.9 Ejemplo de entorno gráfico del programa Matlab, para las estaciones SOQ, PAL, HTR, y CHT. Se aprecia el espectro de frecuencias, espectrograma, junto a los parámetros frecuencia, amplitud y duración.

### 5.4.3 HYPOELLIPSE

Las localizaciones hipocentrales de los eventos de fractura, se analizaron con el programa HYPOELLIPSE, programa desarrollado por John C. Lahr (1999) basado en los principios de Geiger (1912) y desarrollado en el lenguaje de programación Fortran.

El programa requiere datos relativos a la red sísmica desplegada, tales como la ubicación (coordenadas geográficas decimales,) y elevación (metros) de las estaciones. Asimismo, se ingresa al programa la altura de la estación con máxima elevación, así como la máxima elevación de la región dentro de la red; este dato es tomado como referencia para la primera capa (nivel cero). El programa considera a las capas de la tierra como capas de interfaces paralelas, por tanto utiliza un modelo sísmico de velocidades con capas planas homogéneas y la relación de velocidades  $V_p/V_s$  para el cálculo de la velocidad de la onda secundaria “S”.

Un evento es localizable si presenta fases P y S claras, con inicios impulsivos. Las lecturas de dichas fases se hacen mediante programas como SAC, SeisGram, WinQuake, etc. Es necesario tener estas lecturas en un mínimo de tres estaciones. Como resultado de aplicar HYPOELLIPSE, se obtiene los parámetros hipocentrales tales como coordenadas del evento, profundidad, errores en la horizontal y vertical, entre otros parámetros (figura 5.10).

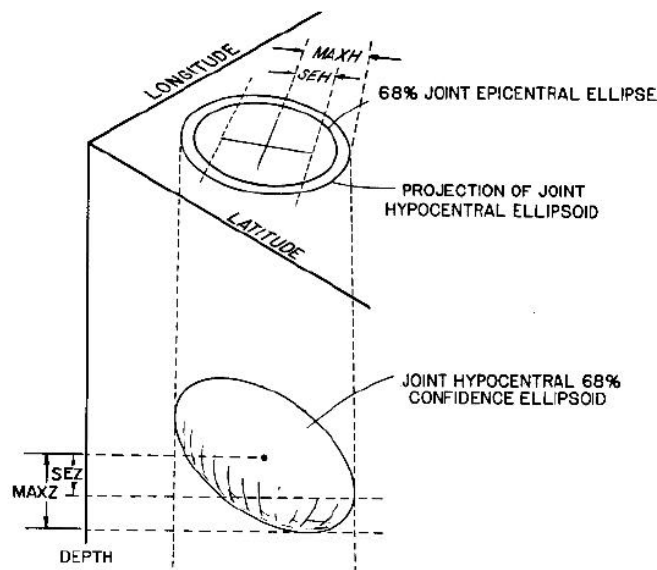


Figura 5.10 Parámetros hipocentrales que se obtienen mediante el software Hypoellipse: latitud, longitud, profundidad y errores en la horizontal y vertical.

#### 5.4.4 SEISAN

El sistema de análisis sísmico SEISAN (Havskov, 1997), es un conjunto de programas con un banco de datos para el análisis de datos análogos y digitales, con diversas funciones como lectura de fases, picados, localización, edición, análisis espectral, cálculo de mecanismos focales entre otros. El paquete está escrito en la plataforma de Fortran y algunas rutinas en el lenguaje de programación C. El código en su mayoría está ubicado en el paquete permitiendo la modificación o arreglos para los usuarios. Este paquete funciona en plataforma de Windows (95, 98, 2000, XP, 7 y 8), así como en Linux, Sun Solaris, MacOSX. Este paquete es libre y disponible para usos no comerciales.

Al momento de la instalación del SEISAN el sistema está contenido en la carpeta SEISMO la cual contiene los siguientes directorios principales:

REA: Lectura de sismos y todas las soluciones epicentrales en una base de datos.  
WOR: Directorios de los usuarios, inicialmente vacío.  
TMP: Almacenamiento temporal, inicialmente vacío.  
PRO: Programas, código fuente y ejecutables.  
LIB: Librerías y subrutinas.  
INC: Comprende archivos para los programas y subrutinas en PRO y LIB  
COM: Procedimientos de comandos.  
DAT: Archivos de parámetros por defecto, ejm. Coordenadas de estaciones.  
WAV: Archivos de formas de onda digitales.  
CAL: Archivos de calibración de sistema.  
INF: Documentación e información.  
ISO: Información macrosísmica.  
SUP: Archivos y programas suplementarios.

En este estudio se ha usado el paquete SEISAN para la localización de sismos y para el cálculo de los mecanismos focales mediante las subrutinas FOCMEC y HASH las cuales se describen a continuación.

#### **5.4.4.1 FOCMEC**

El programa puede ser usado para determinar el mecanismo focal de un doble par de fuerzas usando polaridades y/o relaciones de amplitud para sismos a nivel local y global, proporcionando un entorno interactivo gráfico. Las polaridades pueden ser ploteadas y los eventos deben ser localizables para poder calcular los ángulos de incidencia. Varias soluciones se pueden observar en una misma figura de modo que puedan ser comparadas.

El programa genera una base de datos con la información de cada sismo. Los datos que debe contener son: tiempos de arribo de la ondas P y S de cada estación, ubicación del epicentro y su profundidad, polaridad de la onda P, azimut entre el epicentro y cada estación, ángulo de salida del rayo de la onda P desde la fuente sísmica a cada estación. Una vez ingresados estos parámetros, se puede calcular el mecanismo focal para cada sismo. En la *figura 5.11* se puede apreciar un ejemplo de la forma gráfica de presentación de los ejes de compresión y dilatación con sus respectivas estaciones.



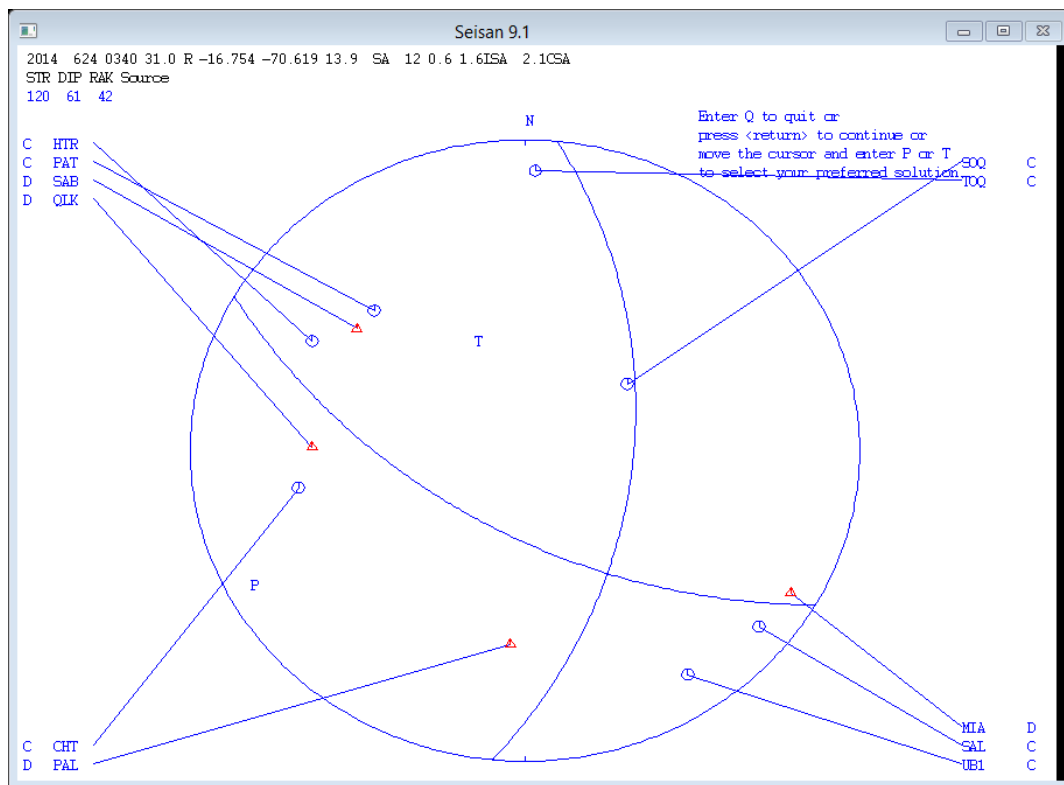


Figura 5.11 Ejemplo de un archivo gráfico obtenido mediante FOCMEC. Obsérvese que los círculos indican las posiciones de los ejes de Compresión (C) y los triángulos rojos ejes de Dilatación (D), del mismo modo se indican las estaciones de los ejes.

#### 5.4.4.2 HASH

Este programa determina soluciones de planos de falla usando polaridades de las ondas P y las relaciones de amplitud como entradas, de manera similar a FOCMEC. Sin embargo HASH proporciona soluciones en un número menor que los errores de polaridad y el promedio de amplitudes. La ventaja con HASH es que proporciona una o unas pocas soluciones a comparación de FOCMEC donde el usuario debe seleccionar la mejor solución, también proporciona los estimados de los errores en las soluciones y solo es necesario una estación.

## **CAPÍTULO 6**

### **ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA**

La identificación de las señales registradas sobre los volcanes o regiones volcánicas requiere de un análisis detallado de las formas de onda y el contenido espectral. En los capítulos anteriores se ha expuesto las características de los registros sísmicos en regiones volcánicas, de manera que en este capítulo vamos a exponer la manera como se han efectuado los análisis.

Se presenta los resultados de los análisis sobre las señales registradas por la red sísmica temporal Ticsani 2014, así mismo se presenta la descripción de las principales características de los eventos clasificados durante 153 días de adquisición de data, desde el 01 de mayo al 30 de setiembre 2014. Esta identificación, clasificación y análisis de los eventos debería permitir determinar la probable relación existente con las fuentes sísmicas. Se ha identificado un total de 2230 entre sismos asociados a fractura de rocas (2112 eventos) y sismos relacionados al paso de fluidos (118 eventos), *ver figura 6.1*. Se ha analizado la distribución de estos eventos en el tiempo, mediante observaciones de los registros (sismogramas) y confección de cuadros estadísticos a fin de llegar a identificar la actividad intensa o recurrente.

También se ha obtenido un modelo de velocidades mejorado acorde a la región del volcán Ticsani. Se han determinado los parámetros hipocentrales de sismos de fractura y se ha efectuado su distribución espacial. Por otro lado se han analizado dos enjambres sísmicos observados durante este periodo de estudio. Finalmente se realiza el cálculo de mecanismos focales para comprender los esfuerzos que actúan en la zona de estudio.

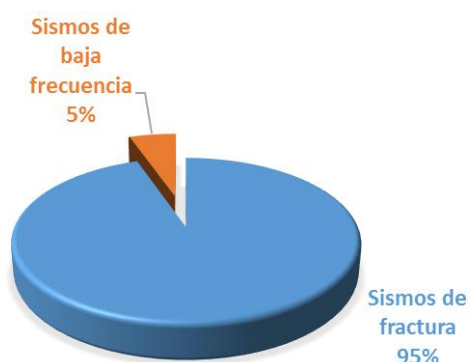


Figura 6.1 Diagrama estadístico representativo de los tipos de sismos registrados entre mayo y setiembre 2014, por las estaciones SOQ y TCN

## 6.1 CLASIFICACIÓN DE LOS EVENTOS ENCONTRADOS

En el capítulo 3 se hizo el resumen de la clasificación de los sismos volcánicos principales: los sismos de fractura, los eventos de baja frecuencia, tremor volcánico y los eventos de tipo tornillo. En este estudio se aplicara dicha clasificación aunque cabe mencionar que en este estudio se encontraron otros sismos particulares a la zona de estudio. Tal es el caso de los sismos de fractura que hemos denominado como de tipo I y II que se distinguen por sus bandas de espectros predominantes por debajo de los 8 Hz. A continuación se presenta la caracterización de los eventos encontrados en la región del volcán Ticsani.

### 6.1.1 Sismos de fractura

Se identificaron un total de 2112 eventos relacionados a fractura de rocas, este tipo de eventos es el más numeroso representando el 95% del total de eventos clasificados denotando que estos eventos representan la sismicidad dominante en la región del volcán Ticsani. Una característica de estos sismos es que fueron eventos de tipo impulsivo, energéticos, con arribos claros de fases P y S llegando frecuentemente a registrarse hasta en las cuatro estaciones de la red (*figura 6.2*), aunque también existieron algunos eventos pequeños que no se llegaron a registrar en todas las estaciones. Al efectuar el análisis espectral de los eventos, se han diferenciado 3 tipos

de eventos denominados sismos de fractura de tipo I, II y III cuyas características se detallan en el siguiente acápite.

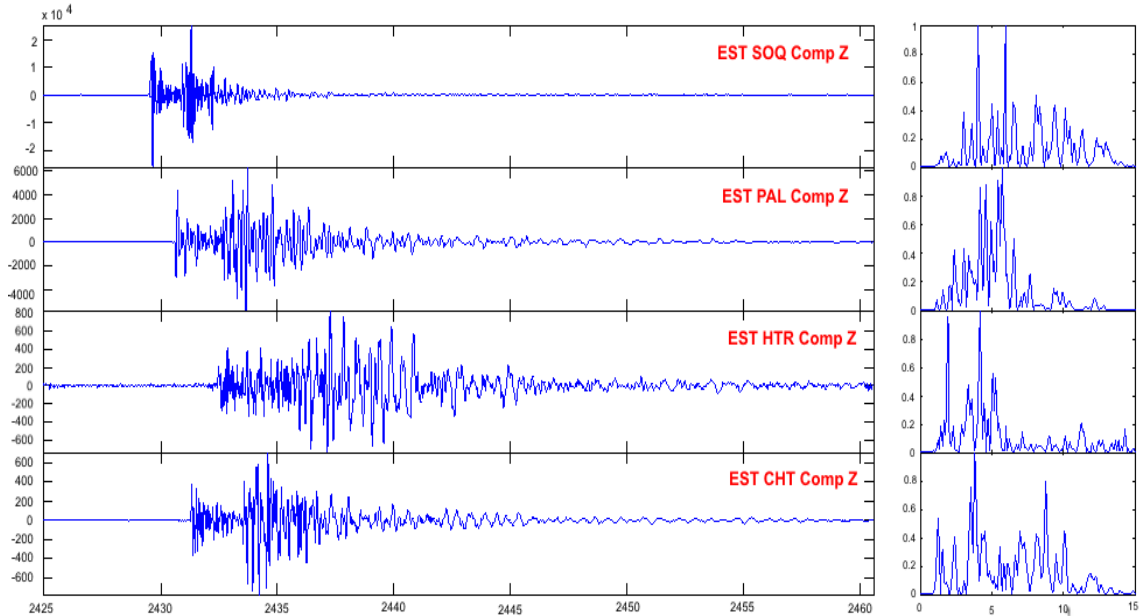


Figura 6.2 Ejemplo de un sismo de fractura registrado en todas las estaciones de la red Ticsani 2014, el 24 junio 2014 06:40:30 (UTC), en la parte izquierda las formas de onda y a la derecha sus espectros de frecuencia correspondientes.

### 6.1.1.1 Sismos de fractura TIPO I

Estos eventos presentan características similares a las de un sismo de fractura ya descrito en capítulos atrás, pero presentan una particularidad en el espectro de frecuencias, pues presentan picos dominantes en 3 Hz y 4 Hz. En la figura 6.3 se presenta un ejemplo típico de este tipo de sismos registrado por la estación TCN. Se observa una amplia banda de frecuencias de hasta 11 Hz. Este tipo I fue el más numeroso registrándose hasta 1146 sismos, con una duración entre 14 – 23 s y en promedio de 20 s (figura 6.4). La estación TCN registró la mayoría de estos eventos con características de inicios impulsivos y bastante energéticos y con tiempos  $t_{S-P}$  por debajo de 1s.

Las bajas frecuencias dominantes registradas en la estación TCN probablemente se generan debido a que la estación se encuentra relativamente cercana la fuente y ésta no

sería profunda. En general, en sismos de fractura el predominio de las altas frecuencias ocurre cuando la distancia fuente-estación es grande y/o la fuente es profunda.

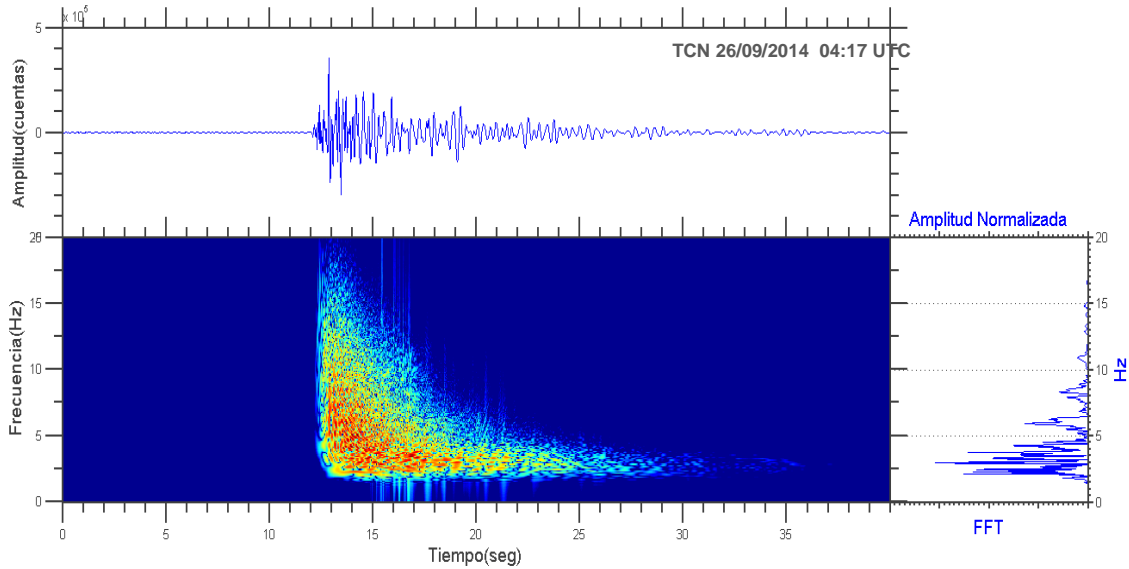


Figura 6.3 Ejemplo de sismo de fractura de tipo I registrado por la estación TCN el 26 de setiembre a las 04:17hrs (UTC). Se muestra su forma de onda, espectrograma y su espectro de frecuencias característico.

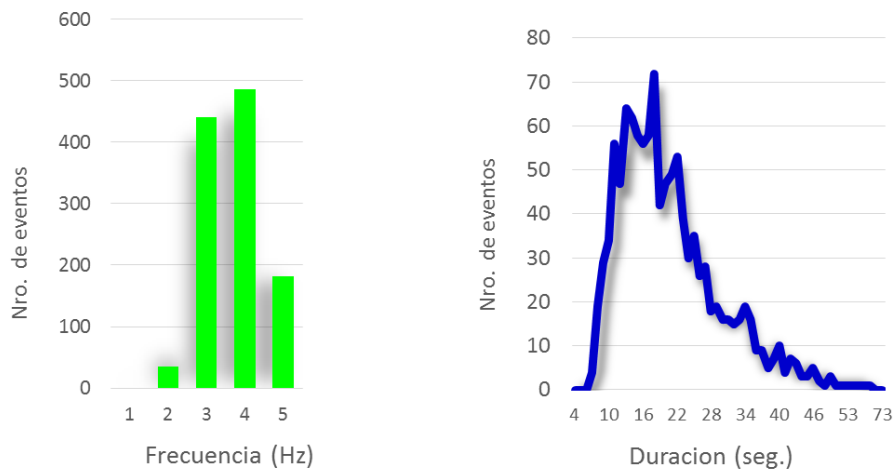


Figura 6.4 Características de los sismos de fractura de tipo I. Histograma que muestra la distribución de frecuencias dominantes de 3 y 4 Hz (izquierda). Número de eventos en función de su duración (derecha).

**6.1.1.2 Sismo de fractura TIPO II**

Representa el grupo con la segunda mayor cantidad de eventos, habiéndose registrado 601 eventos con fases P impulsivas. La característica principal radica en presentar dos picos espectrales dominantes, en 6 Hz y 8 Hz. Asimismo, presenta una amplia banda espectral de 2 Hz hasta 27 Hz siendo mayor que los sismos de fractura de tipo I (figura 6.5).

La estación que registro la mayoría de los eventos de tipo II fue SOQ (situada a 8 km del volcán). Los tiempos  $t_{S-P}$  para este tipo de eventos fue menor a los 1.5s. La duración promedio de los eventos fue de 16s (figura 6.6).

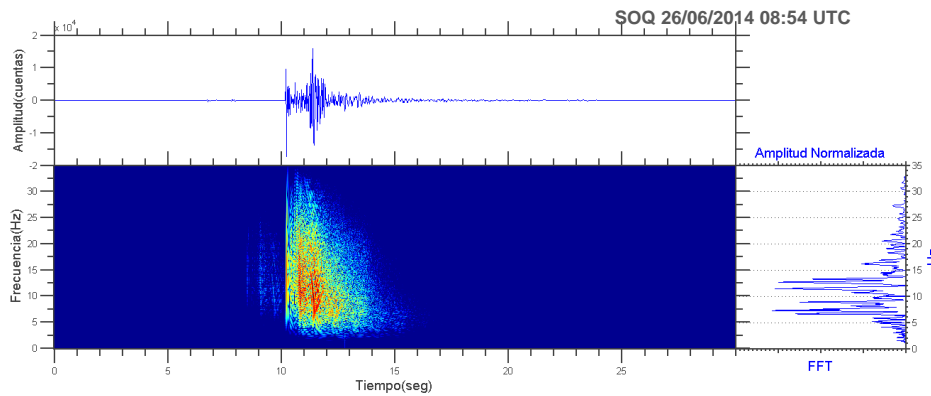


Figura 6.5 Ejemplo de sismo de fractura de tipo II registrado por la estación SOQ el 26 de junio a las 08:54hrs (UTC). Se muestra su forma de onda, espectrograma y su espectro de frecuencias característico.

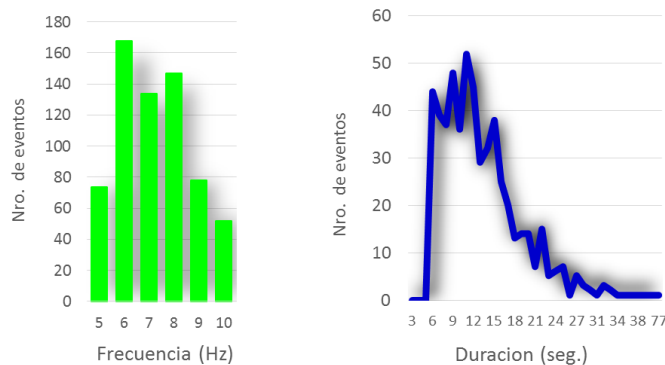


Figura 6.6 Características de los sismos de fractura de tipo II. Histograma que muestra la distribución de frecuencias dominantes de 6 – 8 Hz (izquierda). Numero de eventos en función de su duración (derecha).

### 6.1.1.3 Sismo de fractura TIPO III

Se han contabilizado un total de 365 eventos de tipo III, los cuales se caracterizan por presentar frecuencias pico de 11 Hz y 12 Hz (figura 6.7). En este tipo de sismos se observa las fases P y S con claridad, inicios impulsivos, y espectro de frecuencias amplio que va desde 1 Hz a 18 Hz. Estos eventos fueron registrados en su mayoría por la estación SOQ presentando al igual que los sismos de fractura tipo II, valores de  $t_{S-P}$  menores a 1.5s, y con duraciones de 7s y 8s (figura 6.8).

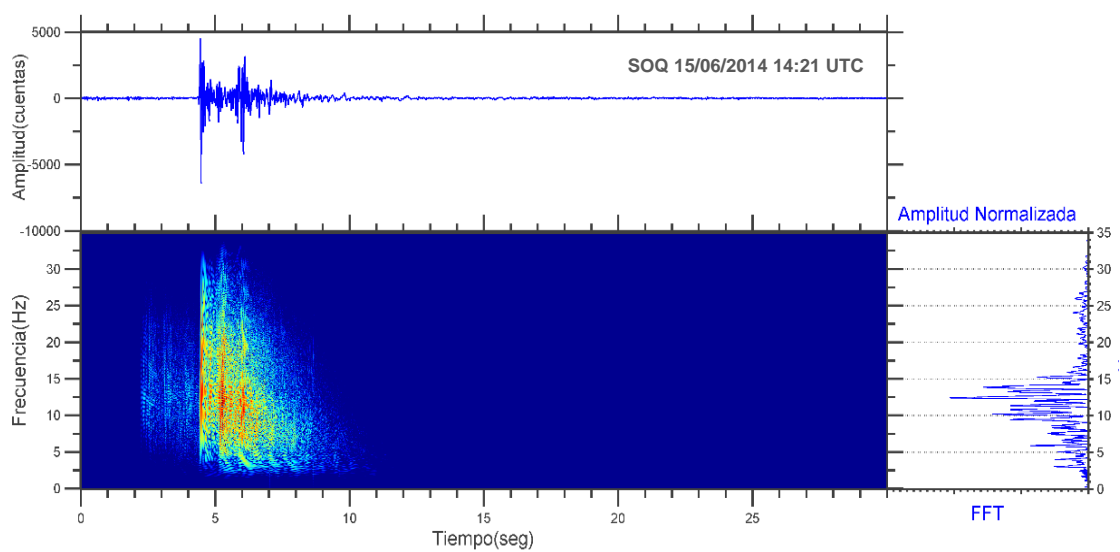


Figura 6.7 Ejemplo de sismo de fractura de tipo III registrado por la estación SOQ el 15 de junio a las 14:2hrs (UTC). Se muestra su forma de onda, espectrograma y espectro de frecuencias característico.

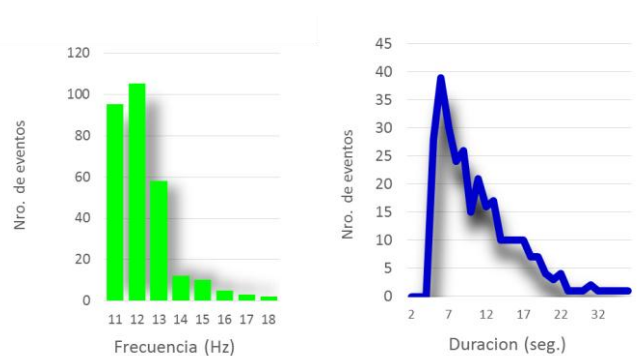


Figura 6.8 Características de los sismos de fractura de tipo III. Histograma que muestra la distribución de frecuencias dominantes de 11 Hz y 12 Hz (izquierda). Numero de eventos en función de su duración (derecha).

La estadística de los sismos de fractura en función del tiempo (*figura 6.9A*) muestra que no hubieron grandes variaciones en cuanto a la ocurrencia diaria de la actividad sísmica, durante los cinco meses de registro, excepto de dos incrementos notorios en la sismicidad. El primer incremento se desarrolló entre los días 10 de junio al 29 de junio, presentando un pico máximo el día 24 de junio con un registro total de 128 sismos de fractura. El segundo incremento se inició el día 06 de setiembre, con un registro máximo el día 26 de setiembre, siendo el número de eventos registrados de 447 sismos. Estos dos incrementos que se han presentado en la zona del volcán Ticsani han mostrado una característica importante, cual es de haberse producido en forma de enjambre sísmico de corta duración.

Al comparar la sismicidad que se registra en dos sitios distintos situados dentro de la misma zona de estudio, podemos observar un muy probable efecto de sitio. En efecto, en la *figura 6.9 B y C* se puede observar como las frecuencias dominantes varían según el cambio de ubicación de la estación sísmica. Desde el 01 de mayo hasta el 21 de agosto se tomó como referencia la estación SOQ (8 km del volcán) para la clasificación de eventos. El 21 de agosto se desinstalo SOQ y el mismo día se instaló una estación sobre el domo reciente (estación denominada TCN), la cual a su vez en adelante (hasta el 30 de setiembre) fue considerada como referencia para la clasificación de eventos. Si bien no se emplearon exactamente los mismos equipos en SOQ y TCN, sí se usaron el mismo tipo de equipos (sismómetros Lennartz LE-3D y registradores Data – Cube<sup>3</sup>). Analizando los espectros de frecuencias dominantes (*figura 6.9 B y C*), en la estación SOQ se observa que la mayoría de sismos presentan frecuencias dominantes en 6 Hz, 8 Hz, 11 Hz y 12 Hz, mientras que en la estación TCN los picos dominantes son de 3 Hz y 4 Hz para la mayoría de los eventos registrados. El periodo de registro de la estación TCN se inicia el 21 de agosto hasta el 30 de setiembre.



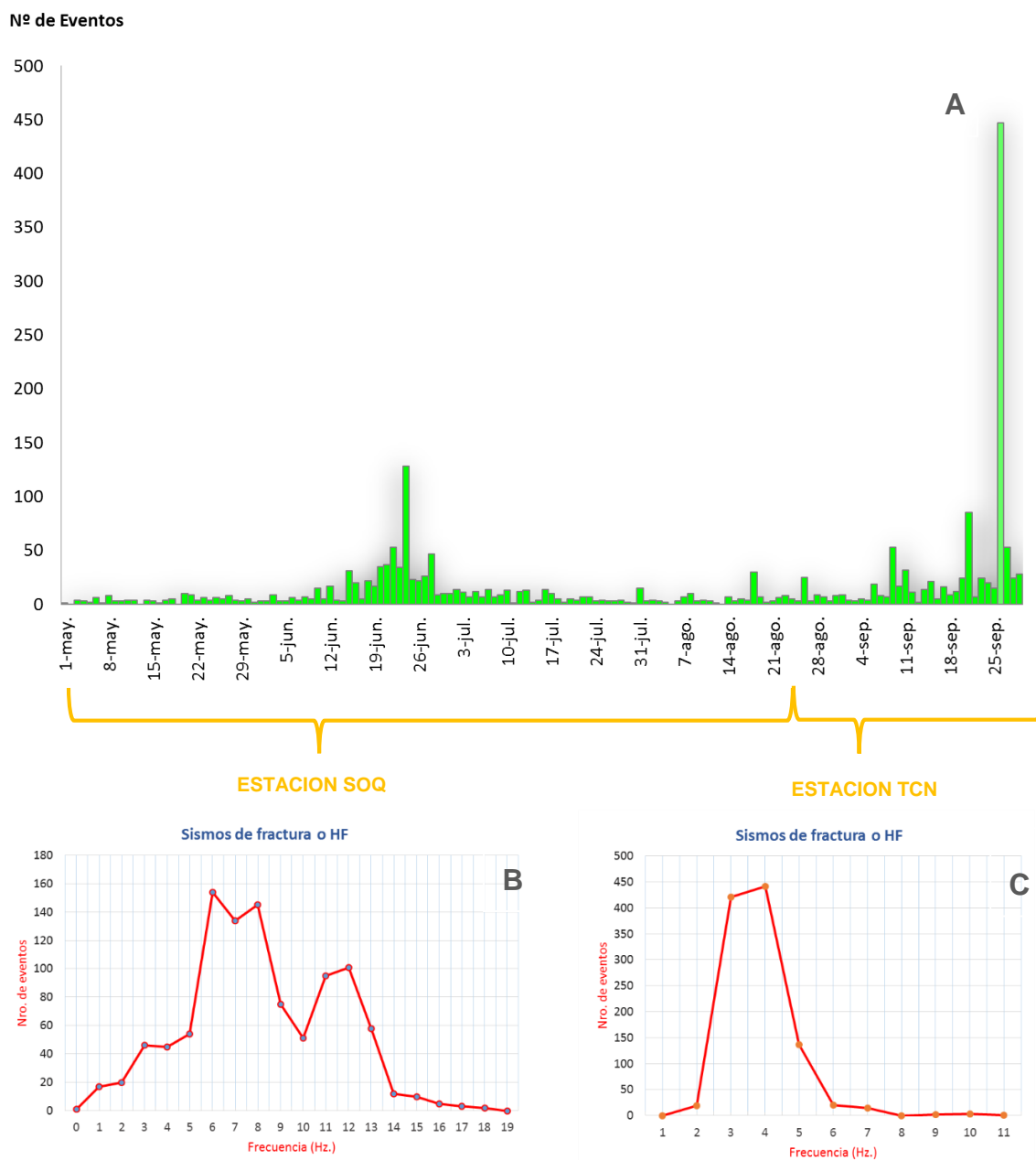
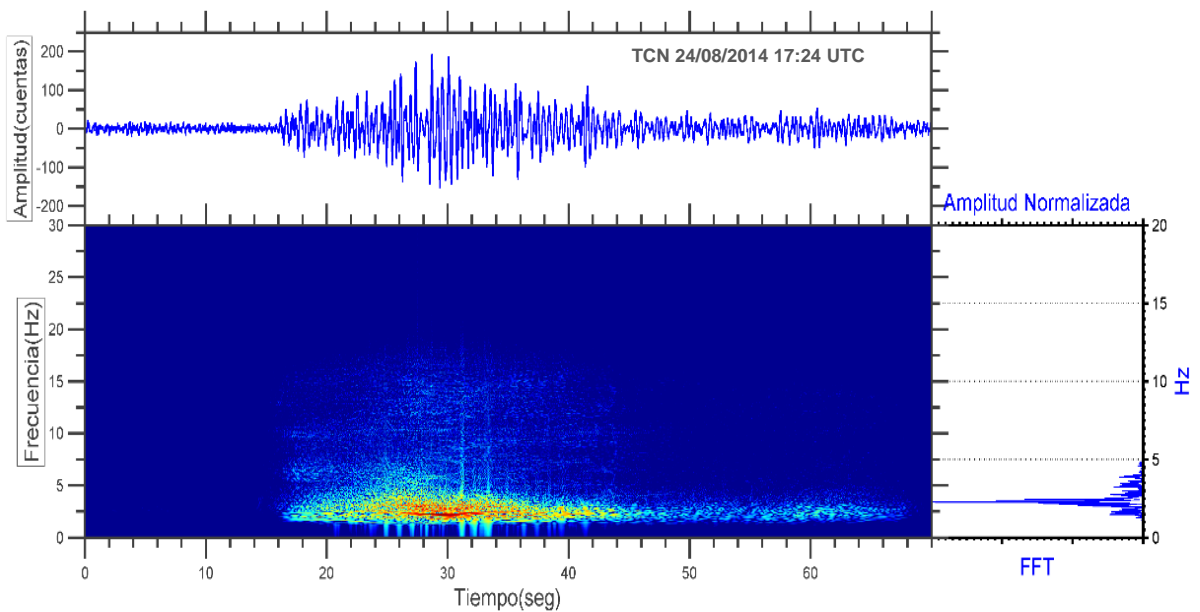


Figura 6.9 Histograma del número de eventos relacionados a fractura de rocas, entre mayo-setiembre (A). Frecuencias dominantes registradas en la estación SOQ (B). Frecuencias dominantes registradas en la estación TCN (C).

### 6.1.2 Sismos de baja frecuencia

Un total de 118 eventos de baja frecuencia (representando el 5% del total de eventos clasificados) fueron registrados durante el estudio. Las frecuencias dominantes fueron de 2 Hz y 3Hz y un ancho de banda de 1 Hz a 5 Hz. Estos eventos presentan un claro inicio emergente con un decaimiento lento característico de su coda. En la *figura 6.10* se muestra un ejemplo típico de eventos de baja frecuencia registrados por la estación TCN, el espectrograma muestra mayor incidencia en las frecuencias por debajo de 5 Hz. Otro ejemplo se observa en la *figura 6.11*, en este caso se presenta un sismo en sus tres componentes con sus respectivos espectros de frecuencia.

La duración promedio para los eventos de baja frecuencia fue de 33s, con fases de tipo emergente. La *figura 6.12* muestra las frecuencias más importantes (2 Hz y 3Hz) en este tipo de eventos.



*Figura 6.9* Ejemplo de sismo de baja frecuencia registrado por la estación TCN el 24 de Agosto a las 17:24hrs (UTC). Se muestra su forma de onda, espectrograma y su espectro de frecuencias característico.

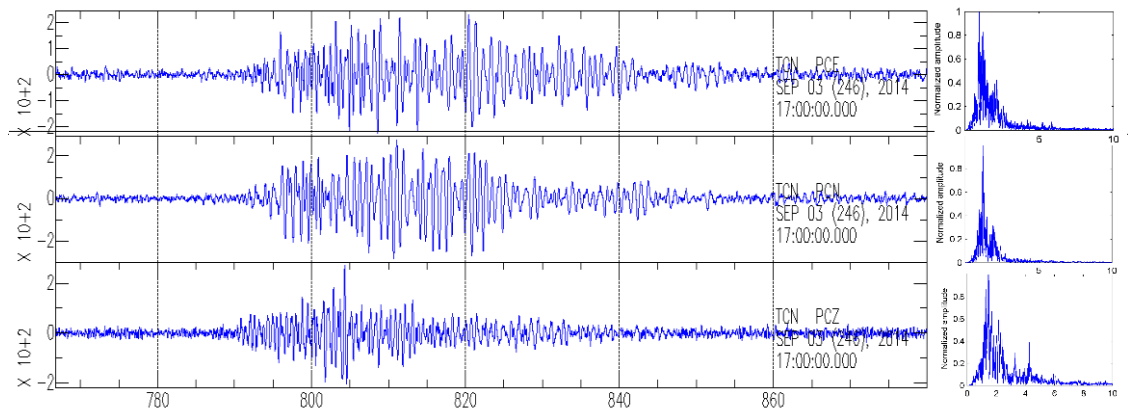


Figura 6.10 Ejemplo de sismo de baja frecuencia registrado 03 setiembre 2014 por la estación TCN. Izquierda: forma de onda en sus tres componentes. Derecha: espectros de frecuencia correspondientes a cada componente.

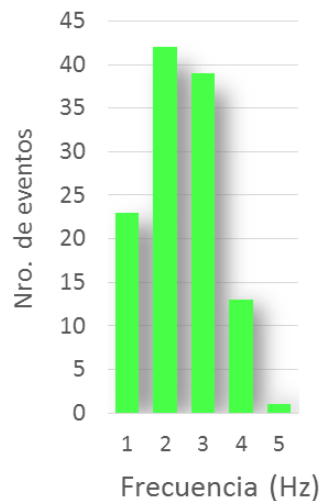


Figura 6.11 Histograma que muestra la distribución de frecuencias dominantes de sismos de baja frecuencia.

Los eventos de baja frecuencia se registraron en su mayoría por la estación TCN ubicada sobre el domo reciente del volcán. En la *figura 6.13* se puede observar que en la estación TCN (que fue instalada el 21 de agosto) se registra una notoria mayor tasa de sismos diarios. Tal hecho ocurre muy posiblemente debido a que la fuente de está próxima a la estación TCN (domo reciente del volcán). Por otro lado, el hecho de que la tasa de sismos de baja frecuencia en la estación SOQ (situada a 8 km al OSO del domo reciente), es relativamente mucho menor apoya lo mencionado sobre la proximidad de la fuente sísmica a TCN.

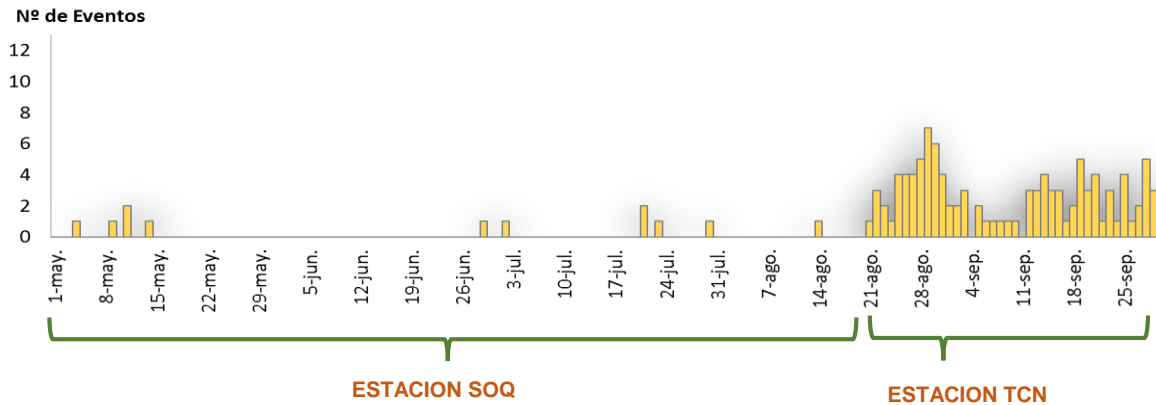


Figura 6.12 Tasa diaria de eventos de baja frecuencia, registrados entre mayo- setiembre 2014 por las estaciones SOQ y TCN.

## 6.2 MODELO DE VELOCIDADES PARA LA REGIÓN DEL VOLCÁN TICSANI

Localizar los eventos sísmicos es una tarea importante para lo cual primeramente se necesita de un modelo de velocidades sísmicas del interior de la corteza, por donde las ondas sísmicas viajan. Si existe un modelo propio previamente obtenido para la zona de estudio, es decir un modelo local, los parámetros de localización que se obtengan serán más confiables (Aki & Lee, 1976) (Kissling, 1988).

En la región del volcán Ticsani no existe un modelo local que permita conocer la distribución de velocidades, aunque sí existen modelos aplicados regionalmente y que cubren el área de nuestro estudio. El propósito principal en este acápite es llegar a elegir o determinar un modelo que resuelva mejor los parámetros hipocentrales de los eventos registrados y que la solución presente valores de error mínimos.

En el presente estudio se han considerado a tres modelos de velocidades que fueron propuestos por Dorbath, et al., 1991 (Modelo 1), Grange, et al., 1983 (Modelo 2) y Villegas, 2009 (Modelo 3) como se muestra en la *tabla 6.1*.

Modelo 1		Modelo 2		Modelo 3	
Dorbath (1991)		Grange (1983)		Villegas (2009)	
Vp (km/s)	Prof. (km)	Vp (km/s)	Prof. (km)	Vp (km/s)	Prof. (km)
5.8	0.0	5.5	0.0	4.6	0.0
6.2	15.0	6.0	5.0	5.6	1.0
6.8	30.0	6.8	25.0	6.0	5.0
8.0	50.0	8.0	50.0	6.1	15.0
				6.6	25.0
				6.8	35.0
				7.8	50.0

Tabla 6.1 Modelos de velocidad evaluados en este estudio. Vp = Velocidad de la onda Primaria o compresional.

Para determinar su modelo de velocidades, Grange et al (1983) utilizaron datos de microsismicidad en el Sur del Perú registrados por una red sísmica local. En base a una serie de evaluaciones en distintos modelos de ensayo, ellos seleccionaron un modelo de 4 capas que arrojaba los mejores resultados. Este modelo regional sigue siendo utilizado actualmente por el Instituto Geofísico del Perú (IGP).

El modelo de Dorbath (1991) toma como referencia el modelo de Grange (1983), pero realiza algunas modificaciones, como por ejemplo aumenta el espesor de la primera capa hasta 15 km con una velocidad de 5.8 km/s. Asimismo, este modelo está compuesto por cuatro capas.

El modelo de velocidades propuesto por Villegas (2009), el más reciente en comparación con los modelos anteriores, utiliza la técnica de mínimos cuadrados amortiguados con el algoritmo VELEST a partir de la inversión de los tiempos de arribo de las ondas P y S. Utilizando datos de las redes sísmicas locales del IGP, Villegas (2009) determina modelos de velocidades para la zonas Norte, Centro y Sur del Perú. El modelo consta de siete capas, siendo la última a partir de los 50 km.

En nuestro estudio, se ha usado el algoritmo de localización Hypoellipse (Lahr, 1999), y se procedido a seleccionar 52 sismos con buenos registros en cuatro estaciones y fases P y S claras. Esta información se ha usado con cada uno de los tres modelos

anteriormente mencionados; los resultados de localización obtenidos han permitido efectuar comparaciones y así determinar a cual modelo correspondía el más bajo error estimado en la localización. Al final de este proceso, se debe llegar a determinar el modelo apropiado para la región del volcán Ticsani.

A cada localización de los sismos mediante Hypoellipse le está asociada calificaciones de tipo A, B, C y D. En este estudio, para efectuar las comparaciones se han seleccionado sismos cuya localización tuvieron calidades A y B ( $SEH$  y  $SEZ \leq 2.67$ ). La relación de velocidades,  $V_p/V_s = 1.77$ , ha sido tomada de Aguilar et., al (2001) quien la obtuvo a partir de las réplicas del sismo de 1999 en la región del volcán Ticsani mediante la construcción de la curva de Wadati, siendo este valor similar al obtenido por Dorbath (1986).

En la *figura 6.14* se ha planteado los errores en la vertical  $SEZ$  y en la horizontal  $SEH$  así como la raíz cuadrática media RMS, obtenidos con los modelos de velocidad de Dorbath, (1991), Grange (1983) y Villegas, (2009). En dicha figura se puede observar que el modelo propuesto por Villegas presenta los valores menores en la mayoría de los 52 eventos seleccionados. En efecto, dichos valores están por debajo del modelo de Dorbath (1991) y de Grange (1983), particularmente en lo que se refiere a los valores de RMS.

Por tanto, el modelo de velocidades de Villegas (2009) resulta ser el más conveniente para obtener resultados de localización con menores errores; además, el trabajo de Villegas (2009) es también el más reciente estudio entre los tres mencionados.

Una vez escogido el modelo de Villegas (2009), hemos optado mejorar aún más dicho modelo, haciendo nuevos cálculos y pruebas. Así, se ha visto que este modelo presenta 1 km de espesor en su primera capa, lo cual incide en el resultado de las localizaciones pues en zonas cercanas al volcán, ubica sismos por encima del relieve. En el algoritmo Hypoellipse se toma capas planas horizontales homogéneas y el margen de error que se ha hallado en las componente vertical, para sismos asignados con calidad A y B, es de hasta 2.67 km. Tales errores se generan en razón que en el algoritmo Hypoellipse (Lahr, 1999) el nivel cero del modelo de velocidades empieza

con la cota más elevada en la región. Para el caso del volcán Ticsani la cota más elevada (5.380 m.s.n.m.) se encuentra en el edificio volcánico. Por esta razón se vio por conveniente efectuar una modificación en el modelo de Villegas (2009), remplazando la primera capa (de  $V_p= 4.6$  km/s y 1.0 km de espesor) por una nueva primera capa de  $V_p=5.6$  km/s y 5.0 km de espesor. De esta manera, el modelo (que le denominaremos transitoriamente como “modelo Vmodif<sub>0</sub>”) quedaría así:  $V_{p1}= 5.6$  km/s,  $P1=5.0$  km;  $V_{p2}= 6.0$  km/s,  $P2=15.0$  km;  $V_{p3}= 6.1$  km/s,  $P3=25.0$  km;  $V_{p4}=6.6$  km/s,  $P4=35.0$  km;  $V_{p5}=6.8$  km/s,  $P5=50.0$  km, y  $V_{p6}=7.8$  km/s.

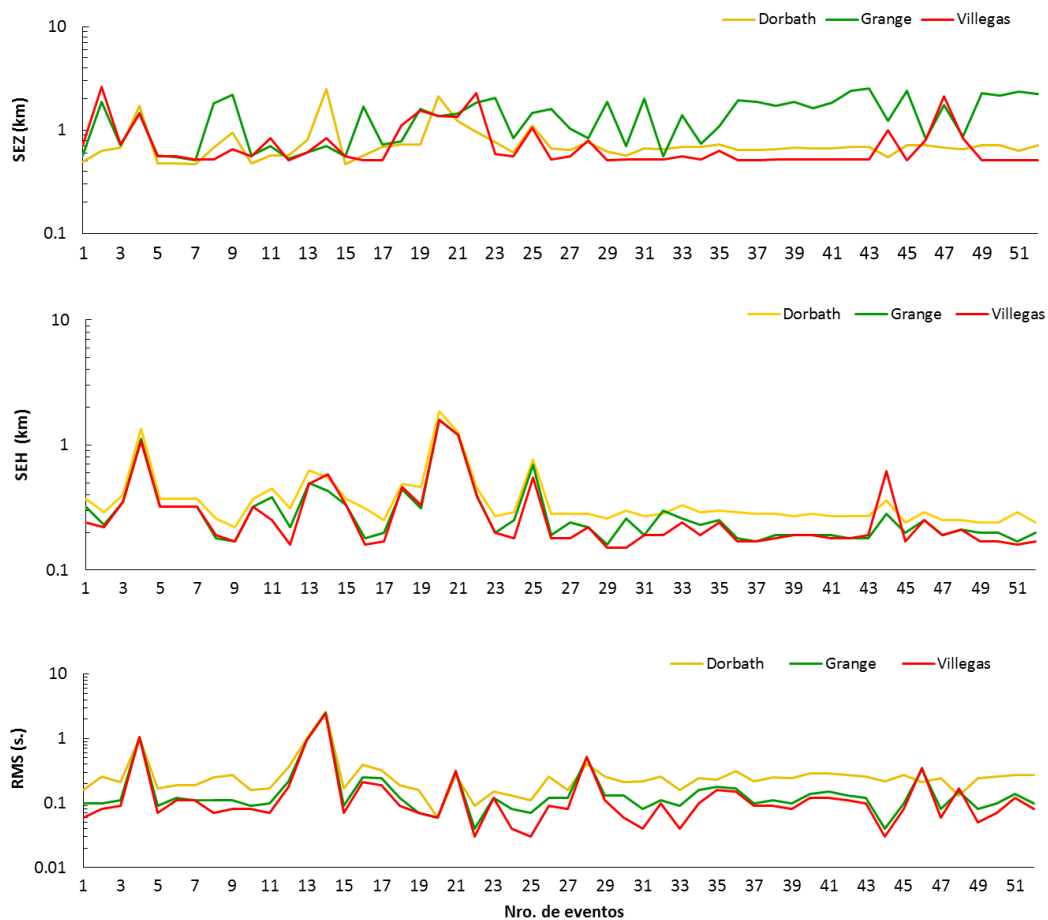
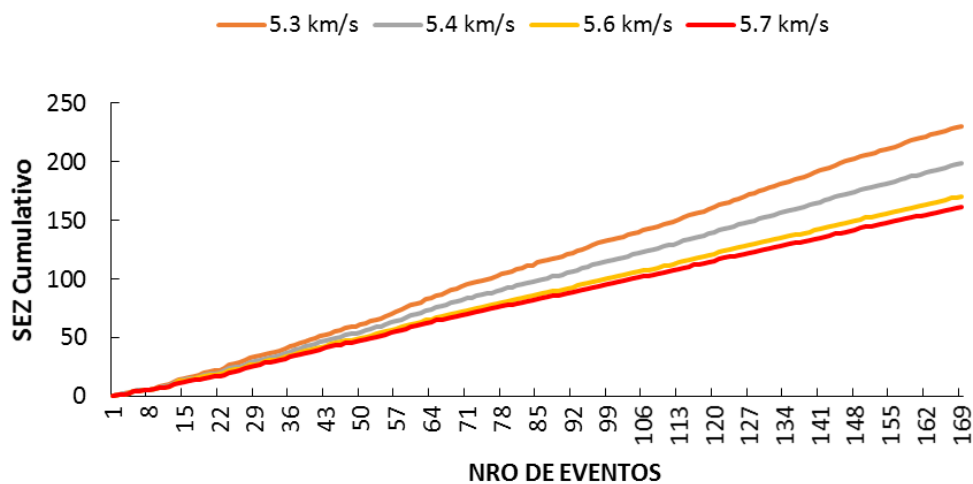


Figura 6.13 Valores de los errores SEZ, SEH y RMS según los modelos propuestos por Dorbath, (1991)= trazo amarillo; Grange (1983)= trazo verde; y Villegas (2009)= trazo rojo.

Posteriormente, se realizaron más ensayos introduciendo diferentes velocidades para la primera capa de este modelo hallado, y estableciendo comparaciones, como se expone a continuación.

Se ha partido por determinar el uso de valores  $V_{p1}$  que van desde 5.3 km/s hasta 5.7 km/s. Al efectuar dicho ejercicio, se observa que los errores se minimizan de manera considerable, sobre todo en la componente horizontal (SEH) cuando se utiliza la velocidad de 5.7 km/s para la primera capa de este modelo. La *figura 6.15* donde se ha graficado el error acumulado en la componente vertical (SEZ) se muestra también minimizado, en una muestra total de 169 eventos con calidades A y B y localizados con tres y cuatro estaciones. El modelo utilizado (que transitoriamente le denominaremos “modelo Vmodif”) quedaría así:  $V_{p1}= 5.7 \text{ km/s}$ ,  $P1=5.0 \text{ km}$ ;  $V_{p2}= 6.0 \text{ km/s}$ ,  $P2=15.0 \text{ km}$ ;  $V_{p3}= 6.1 \text{ km/s}$ ,  $P3=25.0 \text{ km}$ ;  $V_{p4}=6.6 \text{ km/s}$ ,  $P4=35.0 \text{ km}$ ;  $V_{p5}=6.8 \text{ km/s}$ ,  $P5=50.0 \text{ km}$ , y  $V_{p6}=7.8 \text{ km/s}$ .



*Figura 6.14* Valor de error acumulado en la componente vertical (SEZ) para la primera capa del modelo de Villegas modificado. Se observa un menor valor para la velocidad de 5.7 km/s.

Cabe indicar que se ha constatado que no hay variaciones significativas en cuanto a las coordenadas de localización del sismo, solo se diferencian en el valor del error (SEZ, SEH y/o RMS). Tales valores diferentes de SEZ, SEH y RMS en el caso del “modelo original”, el “modelo Vmodif0” y el “modelo Vmodif” están ploteados en la



figura 6.16. En dicho grafico se observa que si bien existe similitud de valores para RMS y SEH, para el caso del error en la vertical SEZ éste es notoriamente menor para el caso del “modelo Vmodif”; cabe señalar que los errores en la vertical fueron predominantes y en su mayoría determinaron la calidad de los eventos en el programa de localización Hypoellipse.

Por tanto, luego de los cálculos, pruebas de localización y verificación de resultados de localización y determinación de errores, se concluye que el modelo modificado de Villegas (“modelo V modif”) es adecuado y aplicable para la zona del volcán Ticsani. En la *tabla 6.2* y la *figura 6.17* se presentan los valores y la representación gráfica de dicho modelo, que se ha utilizado en el presente estudio.

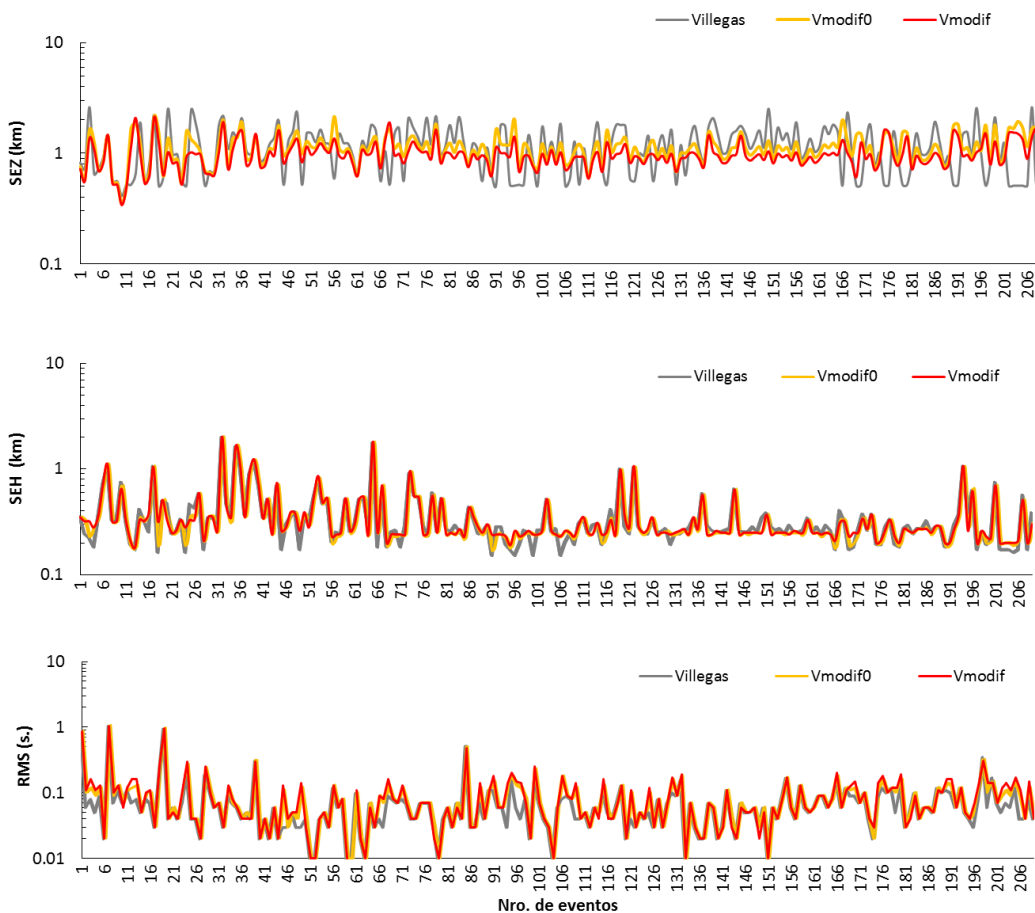


Figura 6.15 Comparación entre el “modelo original” de Villegas (2009), el “modelo Vmodif0”, y “modelo Vmodif”, aplicados para este estudio.

Villegas (2009) modificado	
Vp (km/s)	Prof. (km)
5.7	0.0
6.0	5.0
6.1	15.0
6.6	25.0
6.8	35.0
7.8	50.0

<b>Relacion Vp/Vs</b>	1.77
-----------------------	------

Tabla 6.2 Valores de Vp y Profundidad, del modelo de velocidades aplicado en el presente estudio.

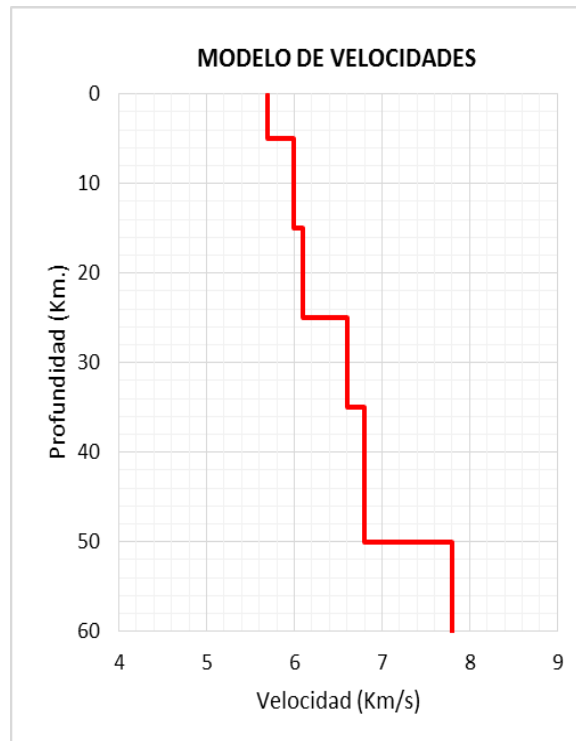


Figura 6.16 Grafica del modelo de velocidades aplicado en el presente estudio.

### 6.3 LOCALIZACIÓN DE EVENTOS

La localización de los eventos sísmicos registrados en este estudio fue efectuada mediante el programa Hypoellipse (Lahr, 1999).

De los 2112 eventos de fractura clasificados se escogieron 446 eventos para ser localizados. Para tal fin, se seleccionó sismos de fractura con fases P y S impulsivas y claras. Luego del correspondiente picado de fases, se efectuó la aplicación del algoritmo Hypoellipse.

Las razones de haber dispuesto de solo un pequeño número (446 eventos) de eventos susceptibles de ser localizados fueron: (1) que no todas las estaciones funcionaron simultáneamente; en efecto, las estaciones funcionaron simultáneamente solamente durante 96 días, entre el 17 de mayo y el 20 de agosto, (2) que no todos los eventos fueron de suficiente energía para poder ser registrados en todas las estaciones, (3) que hubo un gran número de eventos registrados que tuvieron la característica de tener fases P y/o S no identificables, posiblemente como consecuencia de atenuación sufrida por la onda en su recorrido.

Finalmente se lograron localizar 334 eventos registrados con buena cobertura azimutal. También, en este grupo están considerados únicamente aquellos eventos que presentan valores de SEH y de SEZ inferiores a 2.67 km, lo que equivale a considerar calidades A y B en cuanto a localización; estos sismos fueron registrados generalmente por cuatro estaciones, aunque alguna vez por solo tres.

Respecto a los sismos de baja frecuencia, éstos no fueron posibles de localizar en razón de que sus fases son de tipo emergente y no permite el picado de fases; además la gran mayoría de eventos no fueron registrados por las estaciones lejanas. Cabe indicar que para una localización de este tipo de eventos se debe utilizar más bien configuraciones o arreglos especiales de sensores sísmicos (array sísmico), lo cual no ha sido efectuado en este estudio.

La *figura 6.18* muestra que la distribución en superficie de los 334 eventos relacionados a fractura de rocas está concentrada principalmente en la zona del domo reciente (D3) del volcán, también se puede observar una pequeña agrupación sobre el

domo 1 (figura 6.18). Estas dos agrupaciones de sismos se encuentran en la misma dirección de la falla F2, falla importante identificada en la zona del volcán Ticsani por Lavallée et al. (2009) y que cruza a los tres domos del volcán Ticsani siguiendo una dirección muy cercana a N-S.

Por otra parte, también se observa sismicidad dispersa en pequeñas agrupaciones en el sector sureste, y sismicidad muy dispersa por la zona de la caldera de avalancha. Las magnitudes que se han determinado para todos los sismos de fractura están entre 0.6ML y 3.3ML.

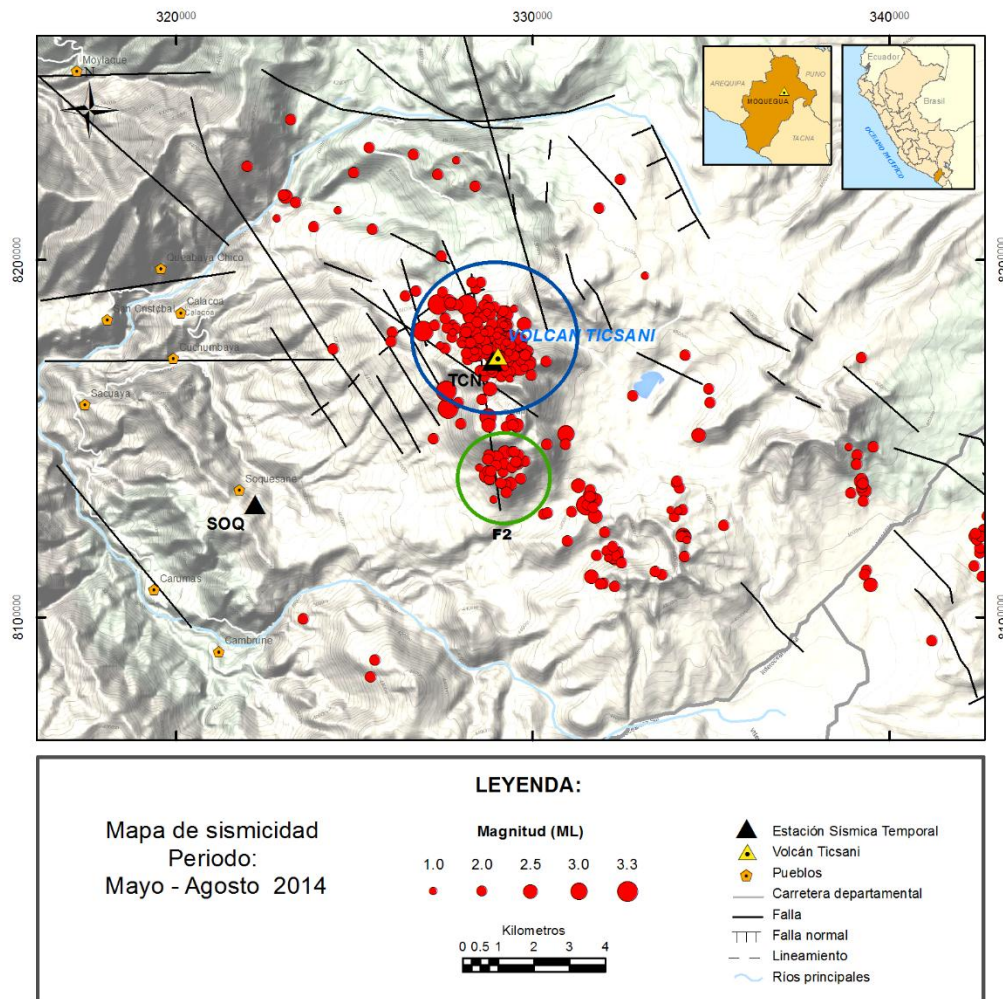


Figura 6.17 Mapa de sismicidad registrada en la campaña de mayo-agosto 2014 en la zona del volcán Ticsani. Se observa un agrupamiento principal sobre el domo reciente (círculo azul), y un agrupamiento secundario (círculo verde). La falla F2 cruza ambas agrupaciones. Rasgos estructurales modificado de Lavallée et al., (2009) y Gonzales et al., (2009).

Al efectuar un análisis de la variación de la sismicidad en el tiempo, se observa la ocurrencia de focos de sismicidad que se han ido desplazando en el tiempo. En la *figura 6.19* se ha representado la sucesión de los sismos con diferentes colores. Se observa que la sismicidad que se suscita en un lugar (agrupamiento) lo hace en un tiempo continuo o casi continuo. Al inicio (17 de mayo al 01 de junio) la sismicidad se presenta agrupada hacia el SE, cercana a la estación HTR y con algunos eventos sobre el volcán. Posteriormente (02 al 13 de junio) se forma otra pequeña agrupación de sismos a 9 km al NO de la estación HTR. Enseguida (14 de junio al 04 de agosto) ocurre la mayor sismicidad, con gran número de eventos encima del domo reciente (Domo 1) o muy cercanos al él, a 2 km del volcán. Finalmente, del 5 al 19 de agosto se presenta otra pequeña agrupación de sismos a 9 km al E y NE del volcán Ticsani junto con algunos sismos dispersos sobre el volcán.

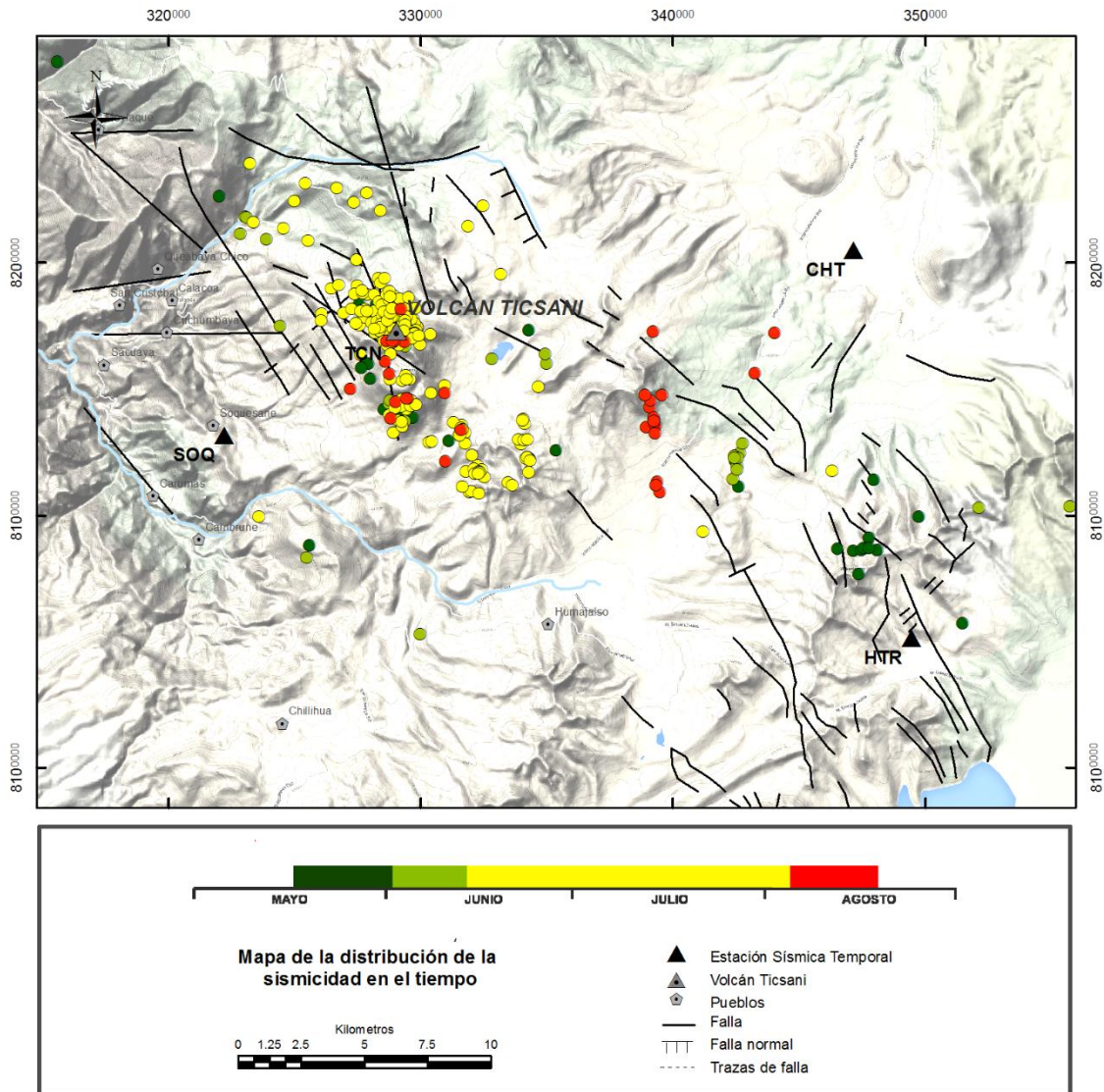


Figura 6.18 Mapa de la actividad sísmica ocurrida en la zona del volcán Ticsani entre el 17 de mayo y el 19 de agosto. Los colores verde oscuro, verde claro, amarillo y rojo, ilustran su ubicación sucesiva.

### 6.3.1 Distribución en profundidad

En la figura 6.20 se ha graficado el mapa de sismicidad y sus dos perfiles NS y EW asociados. En estos perfiles sísmicos también se aprecia el agrupamiento de los eventos sísmicos ya descritos anteriormente. En efecto, se puede apreciar concentración de focos entre los 5 a 10 km de profundidad respecto al domo reciente, e inclusive se puede apreciar que la parte inferior del agrupamiento formado se extiende hasta los 14 km de profundidad. Tal agrupamiento es más fácil de apreciar en el perfil EW, donde

además se nota que presenta una inclinación hacia el oeste. También se observan focos secundarios o más reducidos, en partes distales y cercanas al volcán.

La figura 6.21 muestra perfiles dispuestos perpendicularmente al alineamiento más notable de la sismicidad en la zona, y coincidente además al trazo de la falla F2 (Lavallée et al., 2009). Los perfiles: A-A', B-B' y C-C' son presentados con un ancho de 5km (vista en planta).

En el perfil A-A' se observa sismos poco numerosos, distribuidos de manera dispersa, aunque dibujando cierto buzamiento hacia el oeste. El perfil B-B' es mucho más claro, presentando la principal agrupación de eventos ya descritos en los acápites anteriores, con buzamiento hacia el oeste; estos sismos se distribuyen desde los 0km hasta los 6km de profundidad respecto al nivel del mar. Por su parte, el perfil C-C' presenta menor número sismos que el perfil B-B' y la inclinación del agrupamiento es menos notoria, pero se puede observar un buzamiento hacia el oeste.

Vistos los resultados de los tres perfiles, se observa que la sismicidad que es puesta en evidencia en el perfil B-B' puede ser tomada como representativa de la sismicidad en las proximidades del volcán Ticsani. La *figura 6.22* muestra una representación detallada de tal perfil; allí se observa que la sismicidad se encuentra alineada con un buzamiento muy próximo a los 70°. Tal sismicidad ocurrió en su mayor parte durante el enjambre de sismos que se inició el 24 de junio.

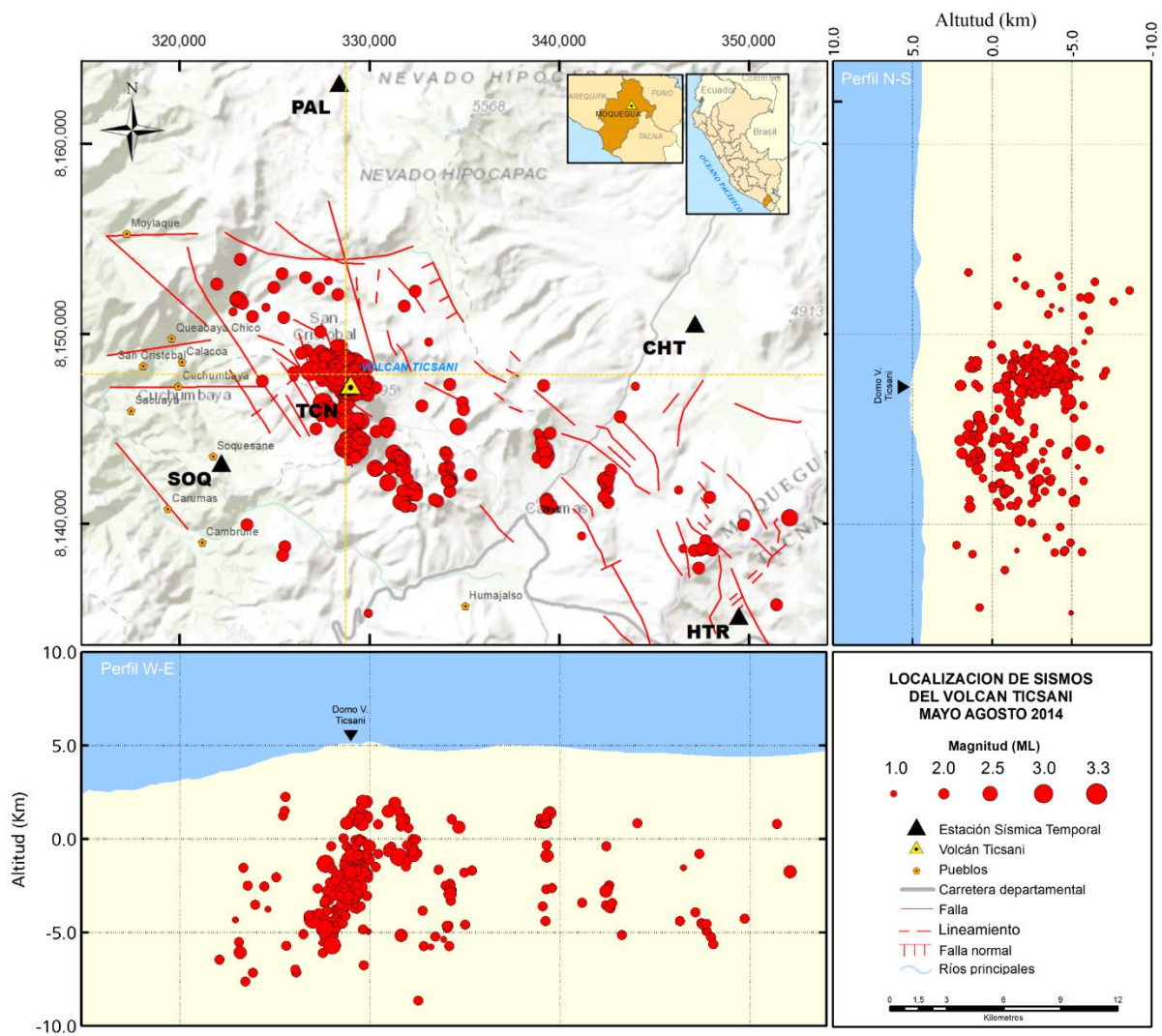


Figura 6.19 Mapa de distribución de sismicidad en superficie y en profundidad; se observa un agrupamiento de sismos por debajo del volcán. Rasgos estructurales modificado de Lavallé et al., (2009), Gonzales et al., (2009) y Carloto (2009).



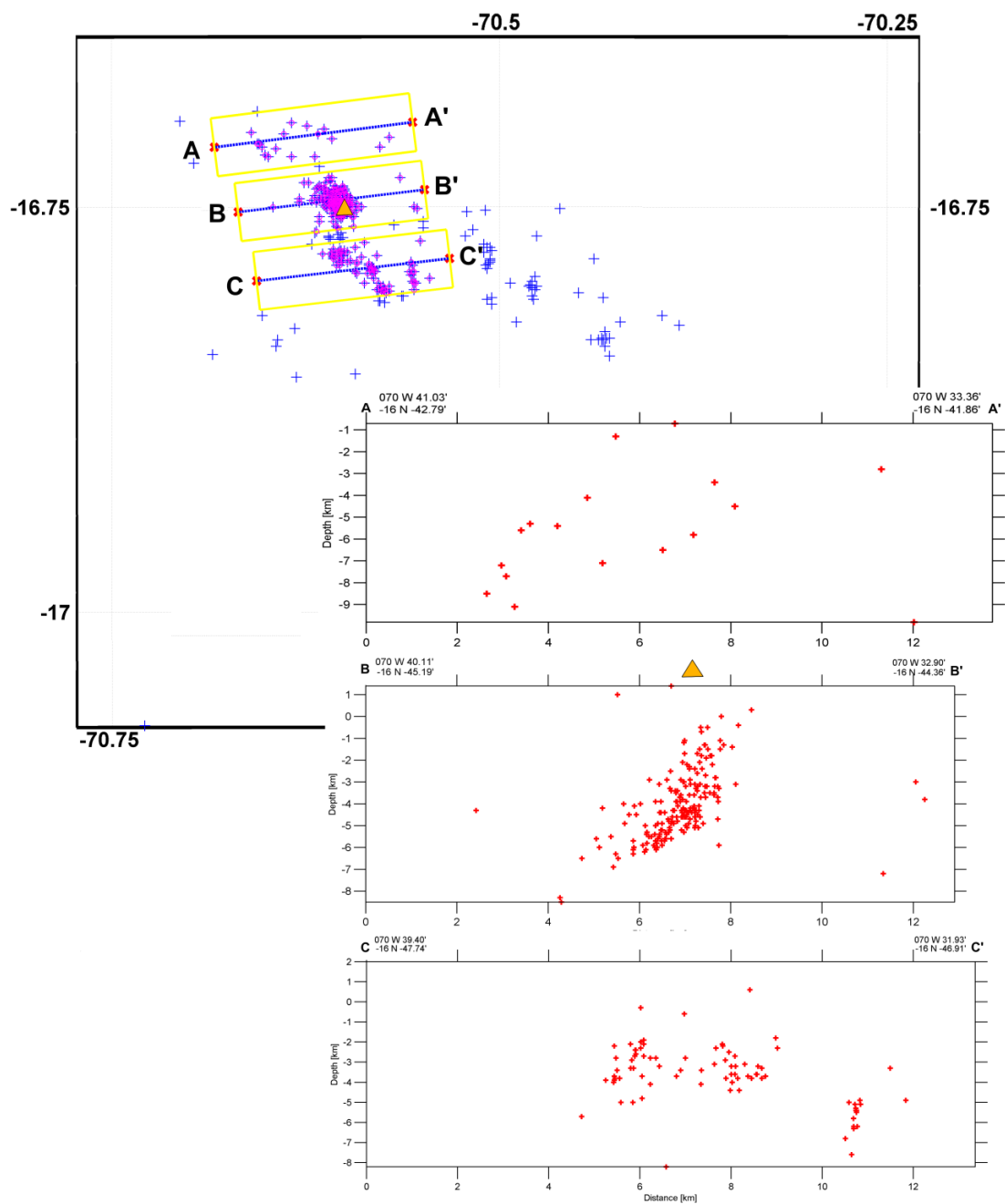


Figura 6.20 Perfiles que muestran la distribución en profundidad de los sismos ocurridos entre mayo y agosto del 2014.

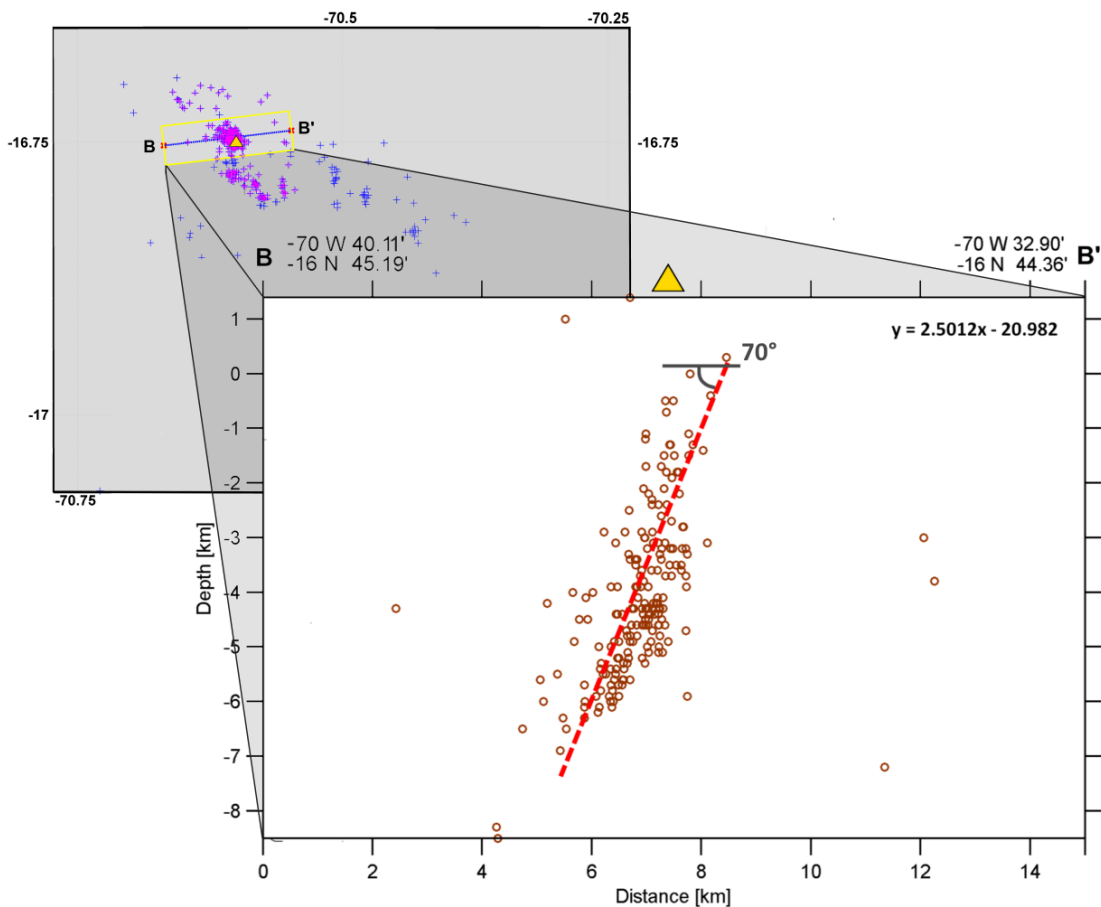


Figura 6.21 Perfil B-B' realizado sobre el domo 3 (domo reciente), se observa un ángulo de 70° grados entre la horizontal y la línea de tendencia (línea discontinua roja)

La figura 6.23 muestra una sucesión de perfiles realizados desde puntos de observación situados en nueve direcciones azimutales. Se trata de nueve vistas 3D de todos los sismos localizados. La sucesión de vistas se inicia desde el Este, de modo que se obtiene un perfil Sur-Norte. La posición del observador va variando hasta llegar a una vista del perfil Norte-Sur, de manera que al final se habrá efectuado un giro de 180° grados en el sentido de las agujas del reloj. En todos estos perfiles obtenidos se aprecia que la sismicidad se encuentra distribuida por debajo del domo reciente, sin embargo al girar los perfiles, se aprecia claramente el buzamiento del alineamiento de sismicidad cuando se llega a las vistas Este-Oeste.

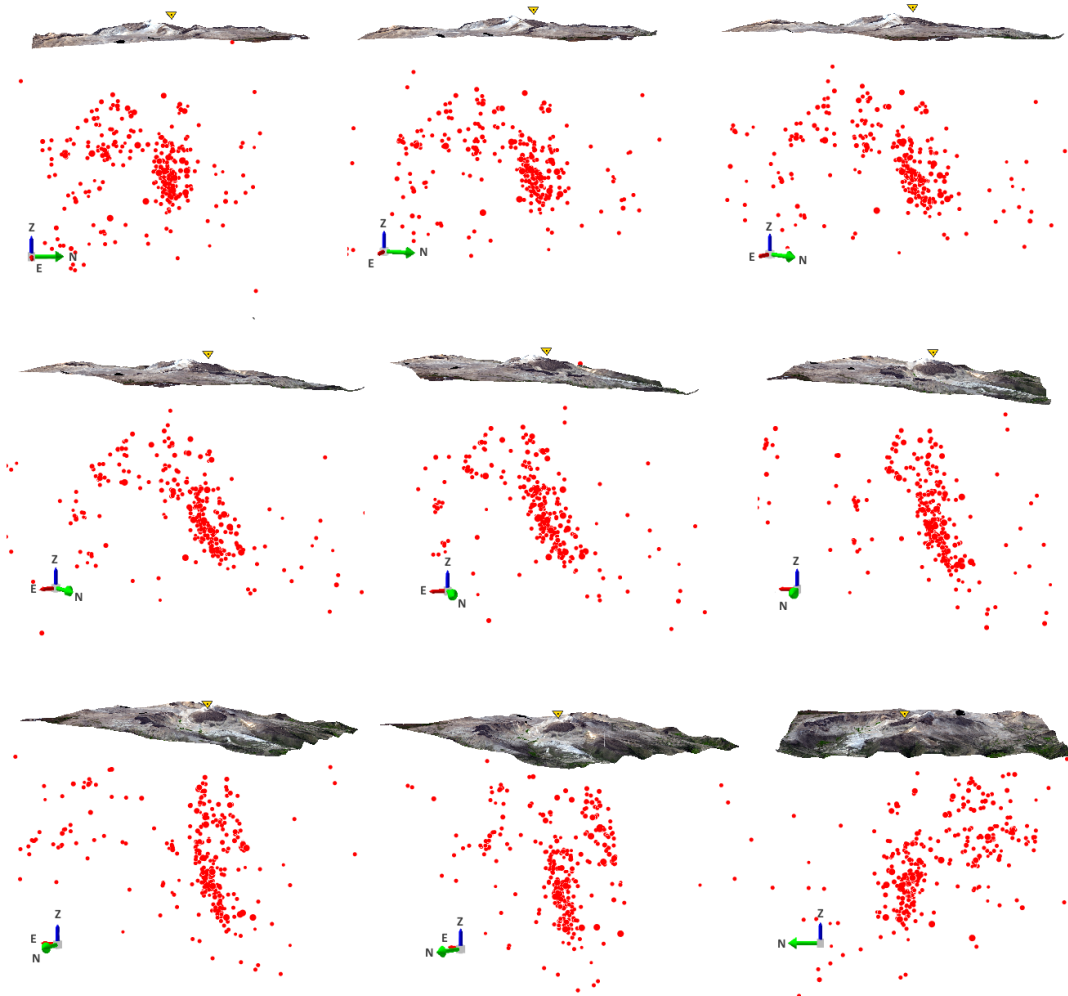
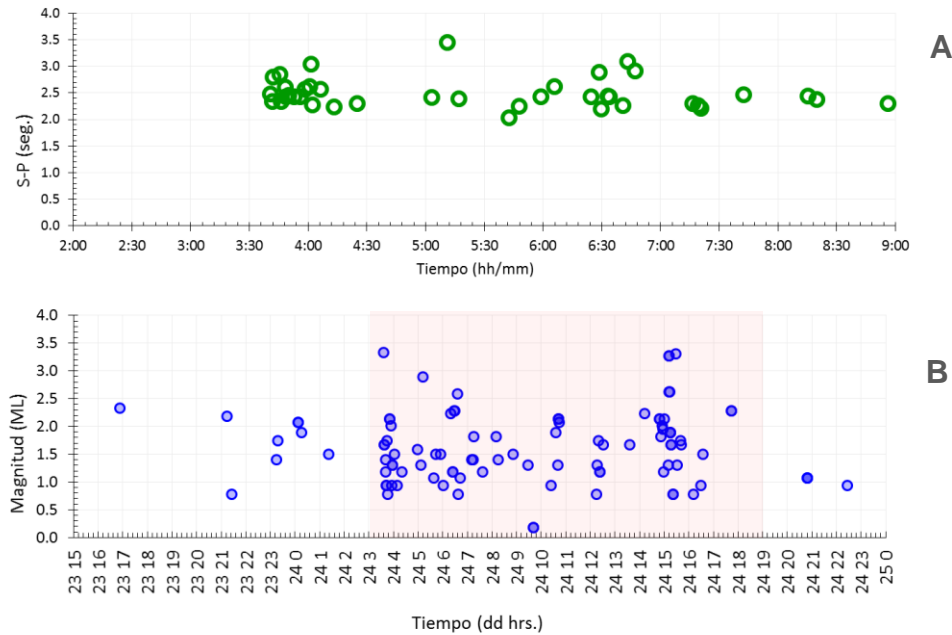


Figura 6.22 Sucesión de imágenes 3D de los sismos registrados entre mayo-agosto 2014. Giro de norte a sur en  $180^\circ$  (sentido de la agujas del reloj).

#### 6.4 ENJAMBRES SÍSMICOS

Aunque durante el periodo de registro se registraron numerosos sismos de fractura, dos días (24 de junio y 26 de setiembre) destacaron por presentarse en forma de enjambre. Un enjambre se entiende como una sucesión de eventos numerosos que ocurren en poco tiempo y que además sus eventos mayores presentan magnitudes próximas entre sí, frecuentemente con diferencias inferiores a 0.5 unidades de magnitud. Esta actividad es característica de ambientes volcánicos (McNutt, 2000; White & McCausland, 2016).

La figura 6.9A muestra la estadística de la tasa diaria de eventos ocurridos en el periodo de estudio (01 de mayo y 30 de setiembre). En dicha figura se observa bien que súbitamente la sismicidad aumenta el día 24 de junio en comparación con la sismicidad de semanas anteriores; ese día se registró hasta 128 sismos de fractura en forma de enjambre, principalmente entre las 03 y 17 horas. Tal ocurrencia también puede ser observada en la *figura 6.24B*, donde asimismo se observa que la diferencia de tiempos de llegada de las fases P y S en la estación de CHT presenta un valor muy similar ( $t_{s-p} = 2.5s$ ) lo cual invoca la persistencia de posición de la fuente para los eventos. Al localizar dichos eventos, se observa que ellos se agrupan bajo el domo reciente del volcán Ticsani, (*figura 6.25*), a profundidades de hasta 10 km respecto al domo reciente.



*Figura 6.23 A) Diferencia de tiempos de arribo de fases P y S para el enjambre de sismos ocurridos el día 24 de junio 2014. B) Magnitud del enjambre sísmico, para los días 23 y 24 de junio. Datos correspondientes a la estación CHT.*

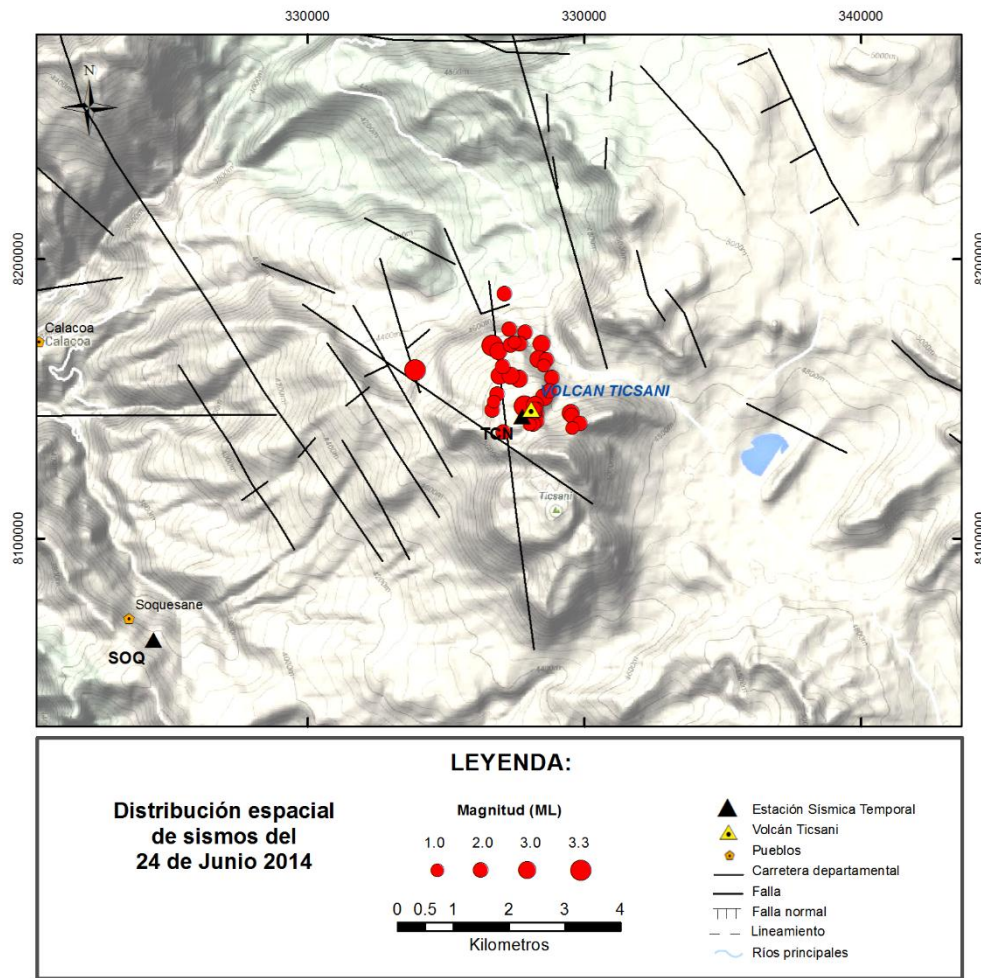


Figura 6.24 Distribución espacial del enjambre del 24 de junio. Se observa la sismicidad centrada sobre el domo reciente. Sismos localizados empleando hasta cuatro estaciones sísmicas.

Un segundo enjambre de sismos se registró el día 26 de setiembre. Este enjambre fue registrado por la estación TCN que había sido instalada sobre el domo reciente. Fueron 447 sismos de fractura los que conformaron el enjambre, es decir más de tres veces superior en número al anterior enjambre. En la figura 6.26 se puede observar el sismograma (componente Z o vertical) correspondiente, en donde destaca un sismo energético ocurrido a las 03:54 hrs.

Los primeros eventos se suscitaron desde las primeras horas del día 26 con magnitudes de hasta 3.3ML (figura 6.27B, donde se observa la distribución de sismos en el tiempo con respecto de la magnitud). En el desarrollo de esta actividad sísmica se

observa la ocurrencia de sismos de magnitudes diversas, lo que corresponde bien a un enjambre sísmico, a diferencia de la clásica sismicidad “main shock – aftershock” que caracteriza a la sismicidad dominada por el tectonismo.

Por otra parte, también se realizó el análisis de la diferencia de tiempos de llegada  $t_{s-p}$  empleando los registros de la estación TCN. En la *figura 6.27A* se observa que los tiempos  $t_{s-p}$  presentan valores entre 0.5 s y 1.0s, a partir de las 2 horas hasta las 9 horas. Este análisis ha contribuido a identificar los eventos pertenecientes al enjambre, y discriminar los eventos que ocurrieron en el mismo periodo pero a mayores distancias.

Tal como se ha mencionado anteriormente, en el momento de la ocurrencia del segundo enjambre (26 de setiembre) no se contaba sino con la estación TCN en el área de estudio. Sin embargo, habiendo ocurrido un sismo (26/09/2014, 03:54 UTC) lo suficientemente energético como para ser registrado por la red de estaciones del Observatorio de Vulcanológico del Sur (OVS) y la Red Sísmica Nacional (RSN), éste logró ser localizado adecuadamente, ubicándose a 3km al SSO del domo reciente, es decir al pie del domo 1 (*figura 6.28*).

A fin de disponer de un panorama general en la ubicación de los sismos de este enjambre se procedió a efectuar localizaciones con el método “una estación de tres componentes” cuyos resultados son sobre todo de tipo referencial o cualitativo. Así, fueron localizados un total de 135 eventos con arribos claros de fases P y S (*figura 6.28*). Para este fin se ha usado el software sísmico SAC, contándose con los tiempos  $t_{s-p}$ , la polaridad de los primeros impulsos obtenidos gracias al programa SeisGram2K; el cálculo de localización ha sido efectuado mediante algoritmos ejecutados en la plataforma de Matlab. A fin de disponer de una forma de control, se ha comparado el resultado de localización del sismos del 26-09-2014 03:54 UTC efectuado con datos de 11 estaciones de la red OVS y la RSN, con la localización obtenida mediante la estación TCN de tres componentes, constatándose que los resultados son muy próximos entre sí.

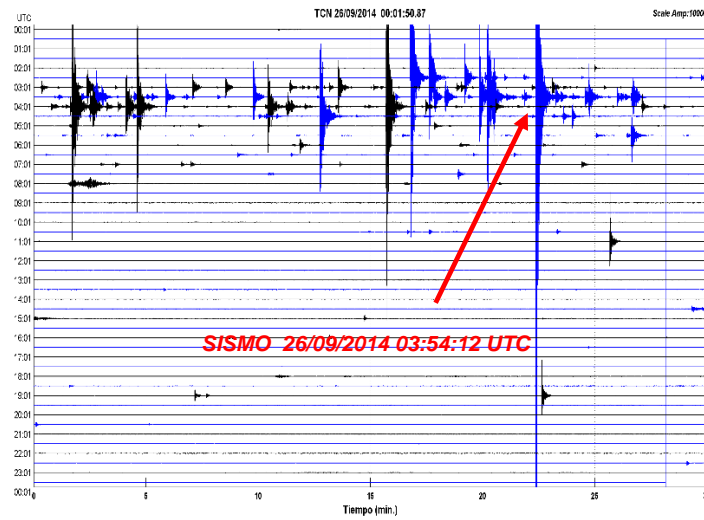


Figura 6.25 Registro del enjambre de sismos de fractura, ocurrido el 26 de setiembre de 2014 a las 03:54 horas (UTC). Registro correspondiente a la componente vertical de la estación TCN.

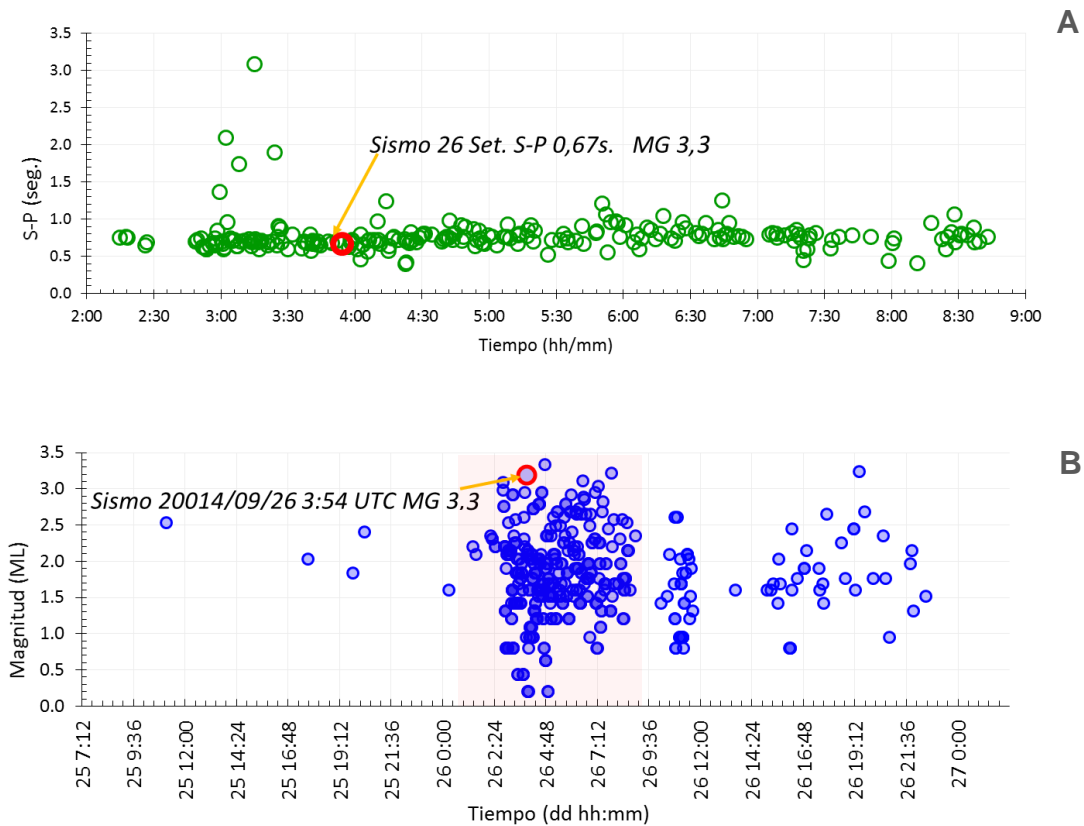


Figura 6.26 A) Diferencia de tiempos de arribo de fases P y S para el enjambre de sismos ocurridos el día 26 de setiembre B) Magnitudes de los eventos del enjambre sísmico, días 25 y 26 de setiembre. Datos correspondientes a la estación TCN.

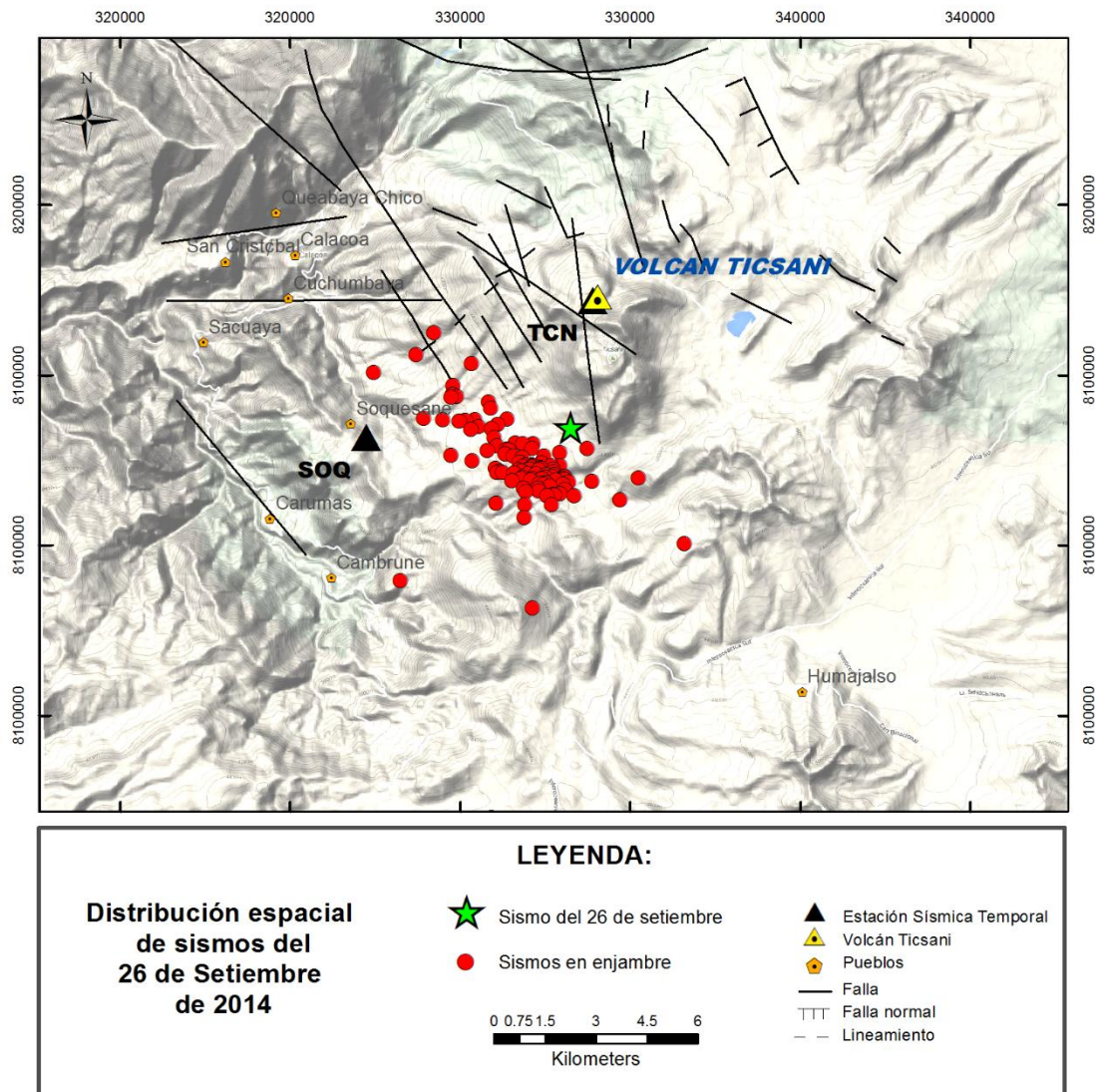


Figura 6.27 Localización del enjambre de sismos del 26 de Setiembre, realizada mediante la estación TCN de tres componentes. La estrella verde representa la ubicación del sismo del 26 de setiembre 03:54:12 UTC.

### 6.5 MECANISMOS FOCALES DE SISMOS DE FRACTURA

Los sismos más energéticos pueden ser registrados en estaciones relativamente lejanas (red OVS, red RSN y estaciones instaladas localmente en la zona). Este tipo de sismos fueron seleccionados en este estudio a fin de determinar sus mecanismos focales a partir de los primeros impulsos de la onda P. En su gran mayoría, tales eventos fueron aquellos localizados sobre el volcán Ticsani.



Con un número de 8 a 11 datos correspondientes al mismo número de estaciones (red sísmica Ticsani 2014: PAL, CHT, TCN, SOQ y HTR, red OVS: HSAL, UB1, UB2, UB4, MISA, MISE, SAB, CAJ y la red RSN: CAJ, LYR, QLK, TOQ, UNP), distribuidas de modo a disponer de una buena cobertura azimutal se efectuó el cálculo de los mecanismos focales. El software empleado para los cálculos fue el paquete SEISAN (Havskov, 1997) que incluye los programas FOCMEC y HASH específicos para tal fin.

El programa FOCMEC genera mecanismos focales utilizando la polaridad de la onda P, en sus formas de arribo ya sea de compresión o dilatación. Para minimizar los errores en el cálculo de los mecanismos, se necesitan al menos seis estaciones con una adecuada cobertura azimutal. El programa HASH realiza los cálculos de mecanismos focales en base a una sola estación, utilizando la amplitud de la componente vertical y la rotación de la componente horizontal. Estos dos métodos diferentes fueron utilizados a fin de asegurar buenos resultados, los cuales fueron así considerados cuando ambos métodos daban muy similares resultados. En la *Tabla 6.3*, cada mecanismo está identificado correlativamente por un ID indicándose la fecha, hora, magnitud, duración, Strike, Dip y Rake.

Los sismos para los cuales se calcularon los mecanismos están situados sobre el domo D3. Las soluciones obtenidas se presentan en la *figura 6.29* donde podemos observar cuatro sismos ubicados a proximidad del domo D3. Los sismos de ID 2 y 4 presentan mecanismos focales equivalentes a fallamiento esencialmente de tipo normal con planos orientados en dirección Norte-Sur, así mismo, los dos sismos restantes también presentan mecanismos de tipo normal pero con cierta componente transcurrente.

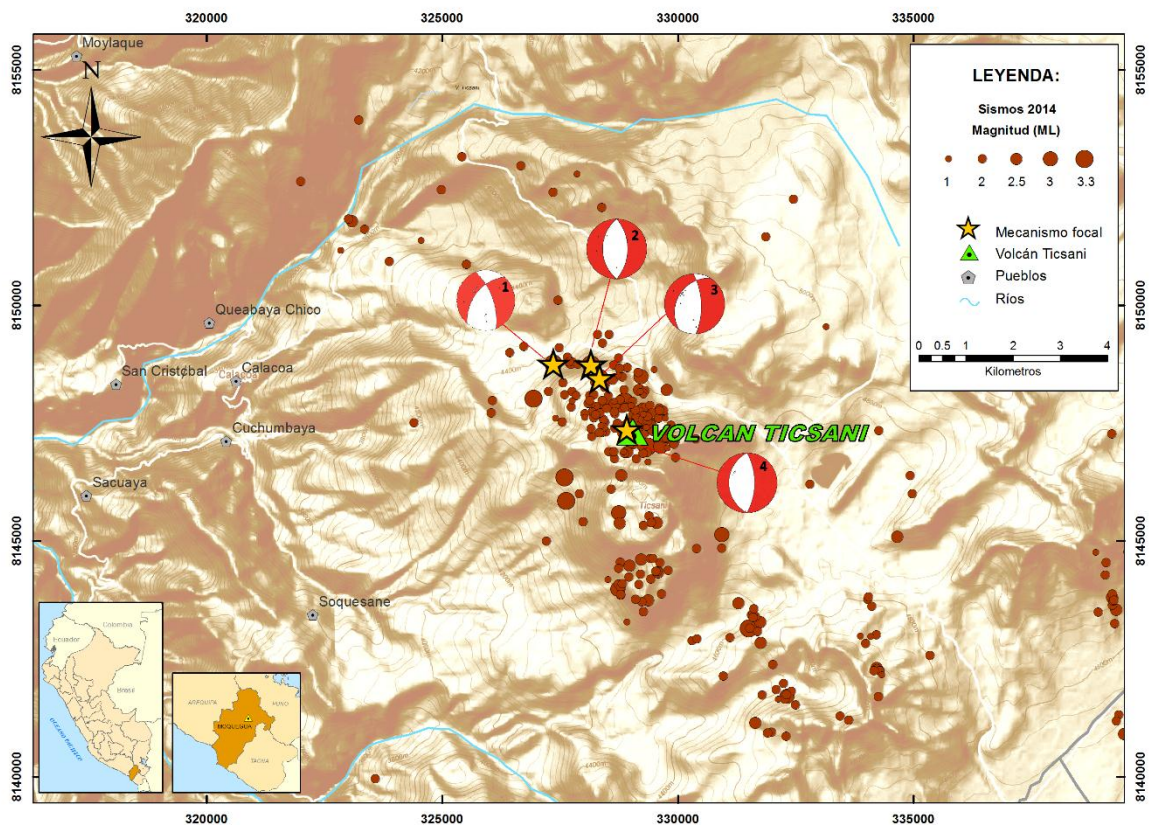


Figura 6.28 Mecanismos focales obtenidos para la zona de estudio. Cada sismo está identificado mediante un número ubicado en la parte superior derecha, y que corresponde al número ID de la Tabla 6.3.

ID	Fecha	Hora (UTC)	Duración (s)	Magnitud (ML)	STR	DIP	RAK
1	20/06/2014	09:25:39	60	3.3	220°	47°	-39°
2	21/06/2014	14:44:30	56	3.2	180°	40°	-89°
3	24/06/2014	03:40:32	59	3.3	211°	29°	-59°
4	24/06/2014	15:16:27	57	3.2	180°	28°	-89°

Tabla 6.3 Parámetros de los mecanismos focales de nueve eventos, obtenidos en el presente estudio mediante el programa SEISAN. Las abreviaciones son STR= strike, DIP, RAK=rake

## **CAPÍTULO 7**

# **INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS OBTENIDOS**

En este capítulo serán discutidos los resultados obtenidos del Capítulo 6 correspondiente al análisis de la actividad Sísmica y el Capítulo 4 referente a los registros sísmicos en la región del volcán Ticsani para los años 1999, 2005 y 2006.

Primeramente trataremos la actividad sísmica y los mecanismos fuente generadores de eventos característicos del volcán Ticsani, luego la distribución espacial de la actividad sísmica y su relación con la parte hidrotermal y estructural. Otro aspecto importante es la relación de la actividad sísmica reciente en comparación con años anteriores así como las secuencias de sismos registrados, también se discuten los mecanismos focales calculados sobre el volcán Ticsani.

Finalmente se realiza un modelo esquemático que explica la sismicidad de fractura registrada y su relación con el volcán Ticsani.

### **7.1 ACTIVIDAD SÍSMICA Y MECANISMO DE LA FUENTE**

Tal como se describió en el capítulo anterior, durante la campaña 2014 en la región del volcán Ticsani la actividad sísmica predominante correspondió a sismos de fractura. Desde el inicio del registro se encontraron este tipo de eventos, representando el 95% del total de eventos clasificados, posiblemente se debe a las fallas activas de la región en especial a la falla F2 que cruza en dirección N-S sobre los domos del volcán Ticsani. Pero, aunque de manera mucho menor (solo 5%), también se han registrado otro tipo de eventos importantes: aquellos relacionados al paso de fluidos, y que fueron registrados principalmente por las estaciones TCN y SOQ.

Es frecuente que los sismos de fractura en ambientes volcánicos ocurran por una combinación de dos factores: uno es la influencia de un cuerpo magmático que está en ascenso y favorece la transmisión presiones de fluido importantes y, el otro se refiere a la reactivación de fallas tectónicas que se encuentran en las proximidades (Wassermann, 2012). Fluidos asociados a ambientes magmáticos pueden inducir presiones que se transmiten a grandes distancias, hasta decenas de kilómetros (White & McCausland, 2016), pero también los mismos fluidos pueden ser transportados a través de estructuras diversas como los dykes, sills, etc. y alcanzar zonas de fallas activas de la región y favorecer la reactivación de tales fallas. Diversos autores (Rubin and Gillard (1998), Wassermann (2012) y Zobin (2012).) han presentado modelos de ocurrencia de sismos volcano-tectónicos basados en los argumentos referidos anteriormente.

Para el caso de los sismos de baja frecuencia, los registros sísmicos muestran un incremento a partir de la instalación la estación TCN (estación instalada sobre el domo reciente) a diferencia de los esporádicos eventos registrados por la estación SOQ (ubicada a 8 km al OSO del domo reciente), indicando así que la fuente de esta escasa actividad proviene del volcán Ticsani (*figura 6.13*).

## **7.2 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA**

En el capítulo anterior se ha mostrado que los sismos de fractura localizados se concentran sobre el domo reciente (D3) y sobre el domo D1; por esta razón nuestro análisis pone énfasis en estas dos agrupaciones de sismos.

Una característica importante en el área de estudio es la existencia de un sistema hidrotermal en el volcán Ticsani, el cual no solo está evidenciado por las constantes fumarolas en la cima del volcán y la presencia de aguas termales alrededor del edificio volcánico (10km de radio), sino por evidencias de estudios geofísicos de potencial espontaneo realizados en la zona. En efecto, tales estudios efectuados por Byrdina et al (2013) muestran que una característica principal del sistema hidrotermal bajo el Ticsani es que no tiene forma circular, simétrica, sino más bien con alongamiento hacia el sur sureste, y que este emplazamiento asimétrico estaría influenciado por la gran disimetría en la topografía donde se emplaza el edificio volcánico. También, si comparamos la ubicación de la zona hidrotermal consignado en el estudio de Byrdina et al. (2013), con

la zona de mayor sismicidad de fractura que hemos localizado en el presente trabajo (*figura 7.1*) se observa que éstos se localizan por debajo de la zona hidrotermal próxima a la zona de los domos D3 y D1.

Por otro lado, desde el punto de vista tectónico observamos que el volcán Ticsani se encuentra emplazado en inmediaciones de un sistema de fallas de dirección NO-SE N-S, así como de fallas E-O relacionadas al graben del río Tambo. Constatamos, igualmente, que la distribución de sismos se encuentra prácticamente en coincidencia con la falla F2 de orientación N-S. También, en la *figura 6.22*, se ha trazado el perfil B-B' de manera que resulte perpendicular a la falla F2. Allí se puede observar que la sismicidad se encuentra alineada siguiendo un buzamiento de 70° al Oeste.

La coincidencia en la posición de los sismos con el trazo de falla F2 (Lavallée et al., 2009) en superficie es muy notoria, y esta sismicidad se encuentra por debajo de la zona hidrotermal que ha sido determinada gracias a estudios recientes de potencial espontáneo (Byrdina et al, 2013). Los resultados descritos sugieren, por tanto, que la principal sismicidad observada en este estudio tiene su origen en la reactivación de la falla F2 descrita por Lavallée et al. (2009). No obstante, existen sismos que se localizan fuera del área mencionada, los cuales podrían corresponder a reactivación de fallas contiguas de la zona, que tienen direcciones NO-SE, N-S y O-E.

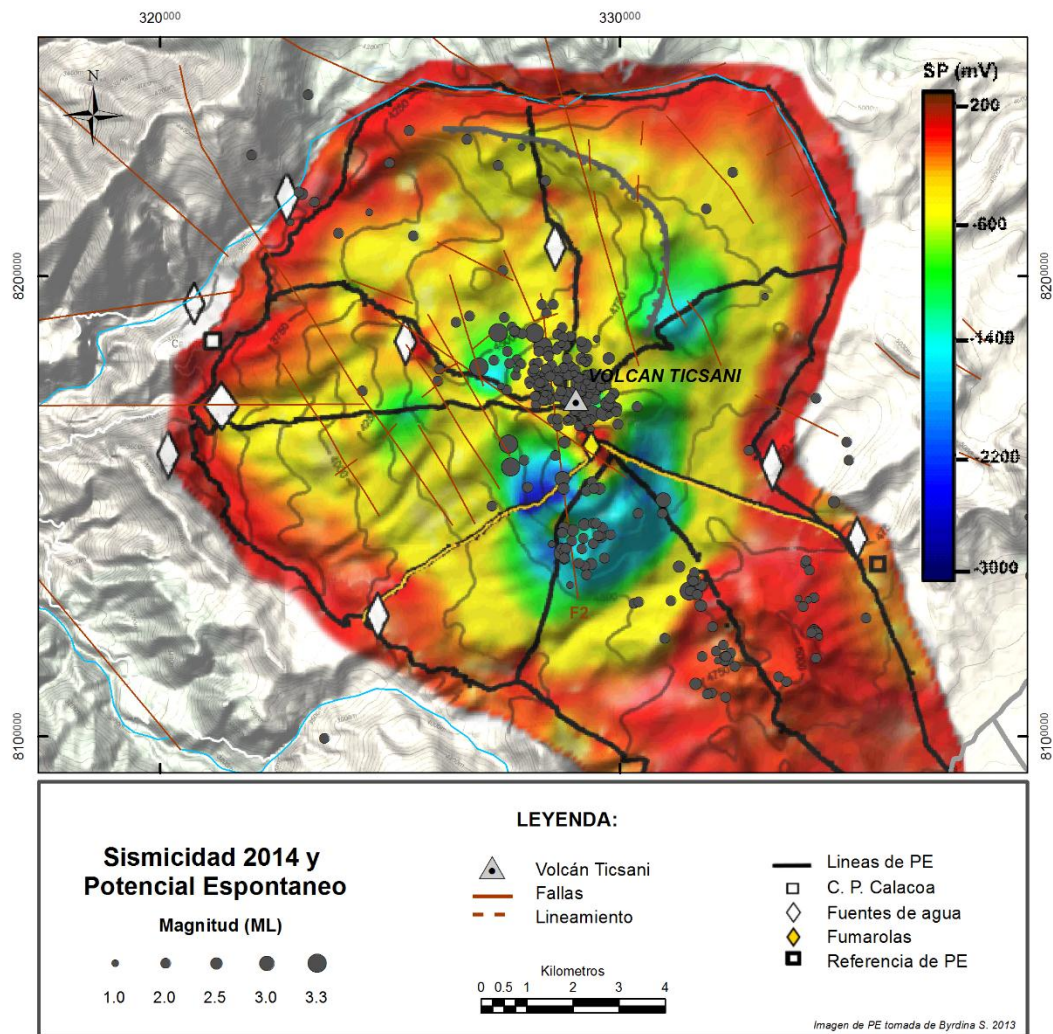


Figura 7.1 Sismicidad localizada en el periodo mayo-agosto del 2014 y Potencial espontaneo (Byrdina et al., 2013) para la región del volcán Ticsani. Rasgos estructurales modificado de Lavallé et al., (2009) y Gonzales (2009).

### 7.3 EVOLUCIÓN TEMPORAL DE LA SISMICIDAD Y LA DEFORMACIÓN

Tal como se ha mencionado en el capítulo 4 de esta tesis, debido a la recurrente actividad sísmica en la zona del volcán Ticsani, antes de nuestra campaña del 2014 ya se habían realizado otras tres campañas sísmicas: la campaña realizada por el IGUNSA en 1999, y las campañas realizadas por el IGP los años 2005 y 2006.

Sin embargo, solo en las campañas de 2005, 2006 y 2014 los equipos sísmicos fueron instalados sobre el cono del volcán Ticsani o sus cercanías, de manera que es posible establecer comparación entre ambos registros. Así, sabemos que dos tipos de

sismos caracterizan a esta zona: sismos de alta frecuencia (asociados a fractura de rocas) y sismos de baja frecuencia (asociados al paso de fluidos). Se ha observado siempre que los sismos de fractura predominan sobre los sismos de baja frecuencia.

En 2005 las frecuencias dominantes de los sismos de fractura fueron de 7hz-9hz, mientras que en 2006 y 2014 fueron mucho menores, entre 2 y 4 Hz (*tabla 7.1*). En cuanto a la duración de los mismos eventos, en las tres campañas (2005, 2006 y 2014) se ha observado duraciones entre 10 a 28 s.

Respecto a los sismos de baja frecuencia, éstos siempre se presentaron en menor número. Las frecuencias dominantes estuvieron alrededor de los 2-4hz con duraciones desde los 9 a 43 segundos. Una característica principal de la sismicidad de baja frecuencia es su número reducido de eventos, lo cual está acorde con el bajo nivel de actividad que ha presentado el volcán en los años de observación efectuada.

SISMOS EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN TICSANI	CAMPAÑA 2005		CAMPAÑA 2006		CAMPAÑA 2014	
	Frec. Dominante	Duración característica	Frec. Dominante	Duración característica	Frec. Dominante	Duración característica
SISMO DE FRACTURA	7-9 Hz	20s-25s	2-3 Hz	10s-28s	3-4 Hz	11s-25s
SISMOS DE BAJA FRECUENCIA	2-4 Hz	16s-43s	2 Hz	9s-36s	2-3 Hz	10s-47s

*Tabla 7.1 Duración y frecuencia característicos de los eventos sísmicos registrados en las campañas 2005, 2006 y 2014 en la región del volcán Ticsani.*

En cuanto a la ubicación de los sismos, los mapas de sismicidad obtenidos mediante los datos de 2005 muestran dos concentraciones o focos sísmicos (*figura 4.13* y *figura 7.2*). El primer foco se encuentra sobre la caldera de avalancha, extendiéndose hacia el NO y SE donde se observan sismos dispersos sobre el volcán Ticsani, mientras que el segundo se encuentra dispersa hacia el SE, en la zona de Huaytire.

Un análisis detallado de la distribución de la sismicidad en profundidad, a proximidades del edificio volcánico, muestra dos áreas de alta sismicidad A1 y A2 (*figura 7.2*). Asimismo, por reconocimientos de campo efectuados en toda esta área luego del sismo del 01 octubre 2005, se sabe que al menos la falla N155° ubicada a 4 km al suroeste del domo D3 del Ticsani fue reactivada en esa oportunidad

(comunicación oral O. Macedo; Gonzales et al., 2009, Tavera et al, 2006). La ubicación de la zona de alta sismicidad A1 coincide aproximadamente con el trazo de falla N155° reconocida en campo, mientras que la zona A2 corresponde a la zona situada cercana bajo el domo D3 y que estaría relacionada probablemente a alguna de las fallas que existen en dicha zona. Esta falla cercana al domo se habría también reactivado por los sismos de inicios de octubre 2005.

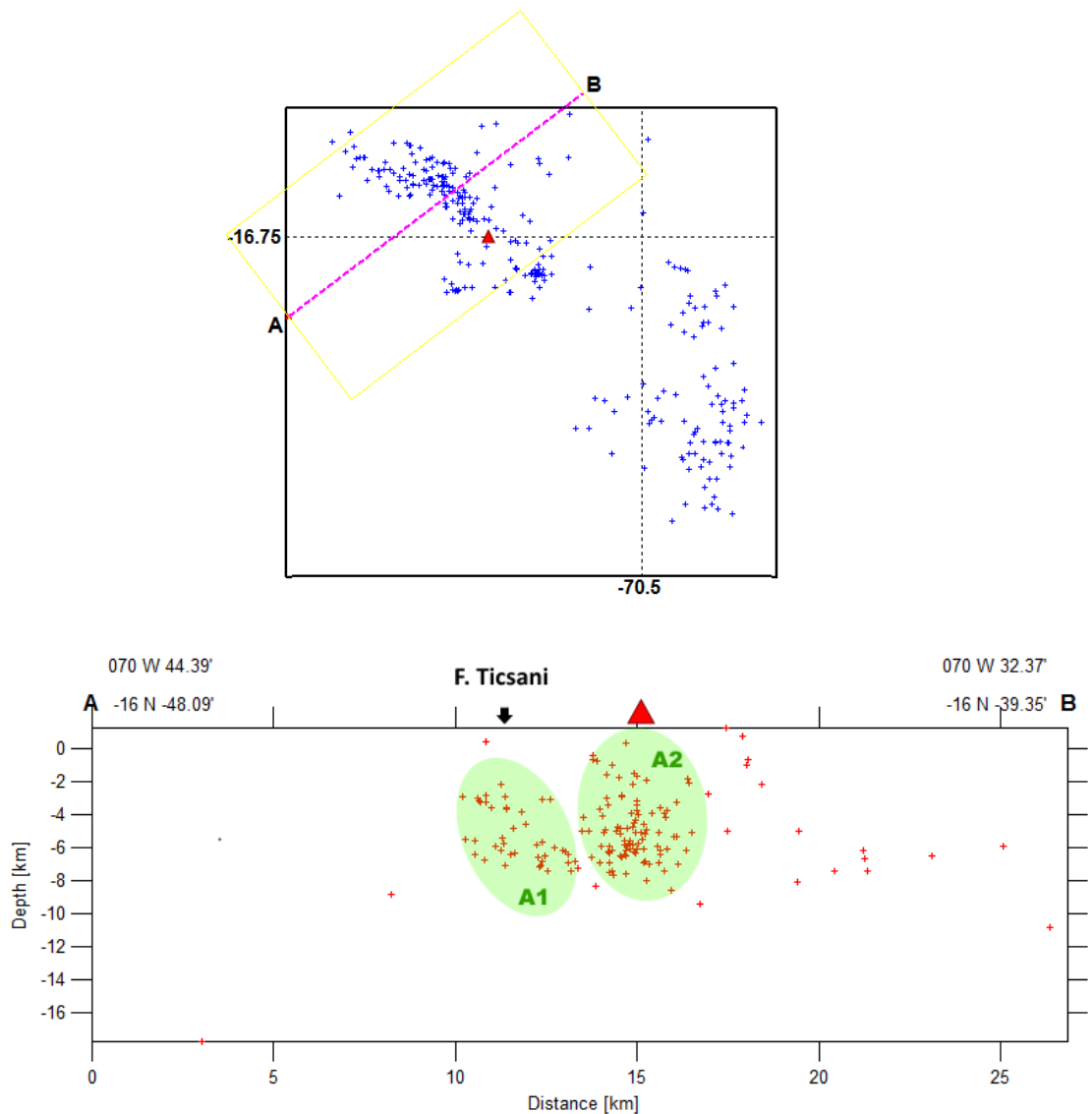


Figura 7.2 Mapa de sismicidad 2005, y perfil A-B. Se observan dos zonas de sismicidad A1 y A2 sombreadas en color verde. La zona A1 se encuentra próxima a la falla Ticsani de orientación N155°. La zona A2 está ubicada bajo el volcán (triángulo rojo)



Por su parte, los estudios de deformación efectuados en 2005 tienen también relación con las zonas de sismicidad detectadas. En efecto, en base a la interferometría radar – InSAR sobre la región del Ticsani (Jay et al., 2013; Gonzales, 2006) se ha identificado dos zonas de deformación (Figura 7.3) que se gestaron muy probablemente como consecuencia de los eventos en enjambre del 01 de octubre 2005 cuyo mayor sismo fue de 5.3 ML. Según InSAR, las fechas de deformación habrían ocurrido entre el 29 de junio y el 22 de noviembre del 2005 (Jay et al., 2013). La primera zona deformada está ubicada a 7 km al NO del volcán Ticsani (*figura 7.3*), y presenta un área de subsidencia (~10.3cm de desplazamiento proyectado en la línea de vista del satélite-LOS) y otra de levantamiento (~3.5cm LOS), y coincide con la falla activa de orientación 155° N (Gonzales et al., 2009), reconocida en el campo y que presenta desplazamientos de tipo normal. Por tanto, es muy probable que estas deformaciones (subsidencia de 10.3 cm y levantamiento de 3.5 cm) halladas sean consecuencia del enjambre de sismos de octubre 2005 (USGS Preliminary Determination of Epicenters-PDE; Holtkamp et al., 2011). La segunda zona deformada se encuentra a 17 km al SE del volcán y corresponde a una sola y amplia subsidencia de forma elíptica (~6cm LOS, *figura 7.3*); en este caso no se ha observado asociación alguna con deformaciones por fractura superficial. Jay et al. (2015) Consideran una posible relación entre las dos deformaciones, a 7 km al NO y a 17 km al SE del volcán, sugiriendo que el enjambre de sismos ocurridos inicialmente podría haber debilitado el sistema de fallas, lo que provocó la liberación de los fluidos atrapados al SE del volcán, y generó a su vez nuevos sismos de fractura y subsidencia de la zona.

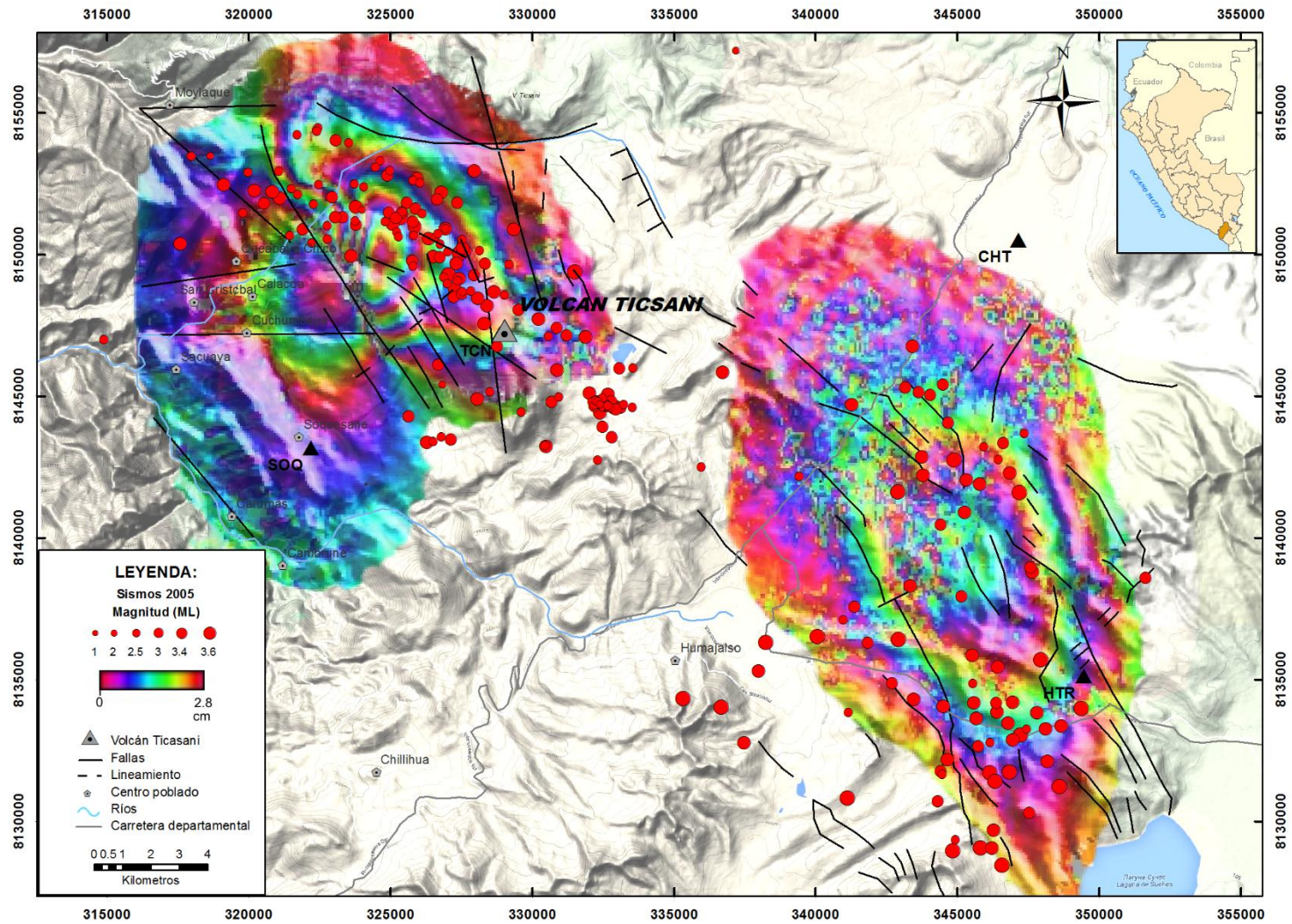
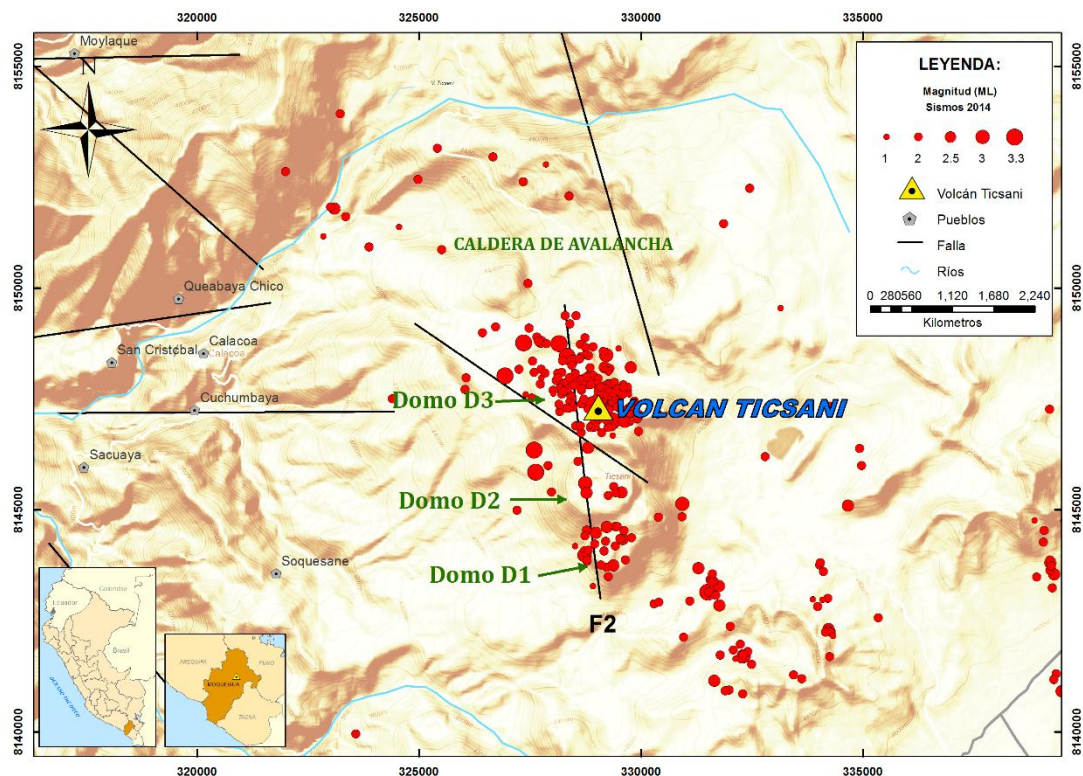


Figura 7.3 Comparación de la sismicidad y la deformación registrada el año 2005. La información tectónica ha sido tomada y modificada de Lavallée et al., (2009), Gonzales K. (2009) y Carlotto V., (2009).

En cuanto a la sismicidad observada en 2014, ésta se ubica sobre un área más restringida, bajo la zona que ocupa el edificio volcánico y en particular cruzando los tres domos (domos 1, 2 y 3), tal como se observa en la *figura 7.4*. Esta sismicidad que en el perfil presenta una marcada linealidad, se ubica coincidentemente con la falla F2 de orientación N-S identificada por Lavallé et al., (2009), lo cual sugiere la reactivación de dicha falla.



*Figura 7.4* Mapa tectónico (según Lavallé et al, 2009) y de la actividad sísmica observada en 2014 (este estudio) en la zona del volcán Ticsani. La principal actividad sísmica se ubica a inmediaciones de la falla F2 descrita por Lavallé et al (2009) y que cruza a los tres domos D1, D2 y D3.

#### 7.4 ANÁLISIS DE LA FORMA EN LA SECUENCIA DE SISMOS

Hemos mencionado que una importante característica de la actividad sísmica en zonas de volcanes activos es la ocurrencia de enjambres sísmicos. Tales enjambres son definidos como un conjunto de sismos similares sin la presencia de un sismo principal, distribuidos en un área específica y en un tiempo relativamente corto (Mc Nutt, 1996). A continuación se

resume el análisis de la secuencia de sismos registrados en la zona del volcán Ticsani en 1999, 2005 y en 2014, que nos permite reconocer si ocurrió o no sismicidad en enjambre.

En relación a los sismos ocurridos el 7 de mayo del año 1999, en la figura 7.5-1 se observa que la sismicidad presenta claramente una secuencia de sismos mainshock-aftershock, y que no se presentaron sismos precursores (foreshock). Esta actividad sísmica fue atribuida a procesos de deformación de tipo extensivo, similares a los procesos que ocurren en zonas de cordilleras (Aguilar, 2001). Por otro lado, se observa que en la magnitud del sismo principal y el sismo que le sucede, existe una diferencia mayor en magnitud de 0.5 Ms, lo cual es una característica de los sismos tipo mainshock-aftershock, (Zobin 2012). En resumen, este evento sísmico corresponde enteramente a una sismicidad tectónica.

En cuanto a los sismos del 01 de octubre 22:19 UTC del 2005, que provocaron importante daño en los centros poblados circundantes al volcán Ticsani (Tavera, 2006), el grafico de la figura 7.5-2 muestra que las magnitudes de los eventos en el tiempo son semejantes sobresaliendo dos sismos de magnitudes similares (5.9 ML). Se observa también que ocurrieron numerosos sismos de magnitud <5.0 varias horas antes del sismo 5.9 ML, así como también varias horas después. Esta distribución o secuencia temporal corresponde a un enjambre de sismos y descarta así la secuencia conocida como mainshock-aftershock o foreshock-mainshock-aftershock.

En relación a la sismicidad de 2014, se registraron dos enjambres sísmicos, uno el 24 de junio y otro el 26 de setiembre (figura 7.5– 3 y 4). En efecto, en esta secuencia de sismos no se observa sismicidad tipo mainshock-aftershock, ni tampoco existe una diferencia de magnitudes mayor a 0.5 grados entre los dos sismos más energéticos registrados (Zobin, 2012).

De este modo, al analizar las forma en que se presentaron la secuencia de sismos desde 1999 hasta 2014 queda claro que si bien en la región del volcán Ticsani ha habido tectonismo puro, también recientemente, al menos desde 2005, se observa una componente magmática que probablemente está asociada a pequeños aportes de fluidos volcánicos. En efecto, tal posibilidad se sustenta en que la distribución espacial de los

sismos está principalmente en el área que ocupa el volcán o en áreas muy próximas al mismo, y porque las magnitudes de los sismos en enjambre no son muy grandes (<5.9 ML)

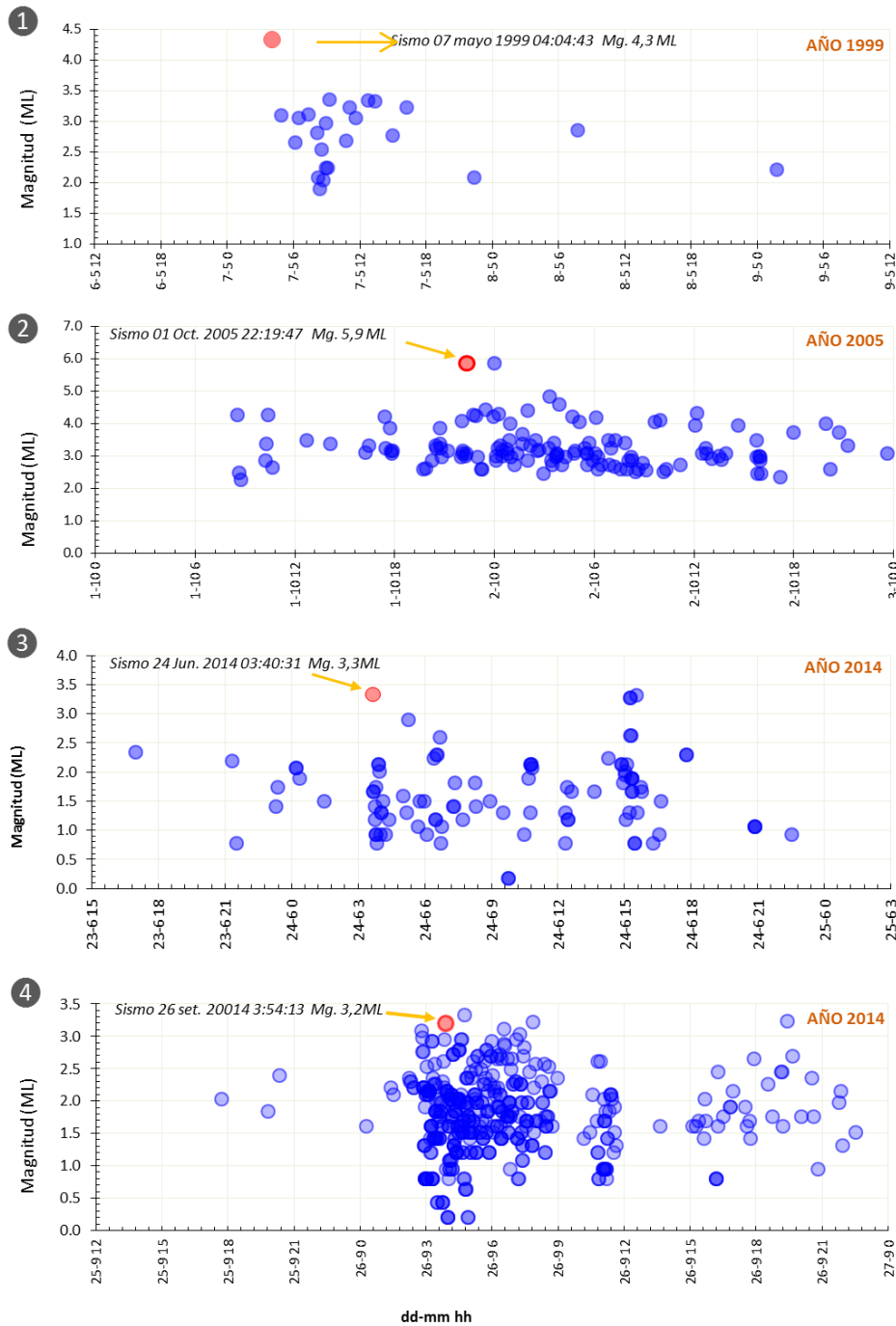


Figura 7.5 Diferentes tipos de sismicidad registrada en la región del volcán Ticsani: (1) Secuencia main shock – aftershock, en 1999. (2). Enjambre sísmico del año 2005. (3) Enjambre sísmico de junio 2014. (4). Enjambre sísmico setiembre 2014.

### 7.5 DISCUSIÓN DE MECANISMOS FOCALES.

Como ya se ha descrito en el capítulo anterior fueron 4 mecanismos focales generados, muy próximos al domo D3, que en general son de tipo normal.

En la figura 7.6 se han ploteado los sismos cuyo mecanismo focal ha sido calculado junto con el mapa estructural de Lavallée et al., (2009), los sismos se observan próximos a la falla F2, una apreciación más es que en la vista de perfil (*figura 7.7*) estos sismos son parte de la sismicidad que se encuentra alineada de buzamiento próximo a los 70°.

Podemos decir entonces que los esfuerzos que generaron la sismicidad durante mayo-agosto en general es de tipo normal con orientación N-S, guardando estrecha relación con la falla F2 (Lavallée et al., 2009), de modo que es muy probable que esta sea la falla activa donde se generaron los sismos de este periodo de estudio.

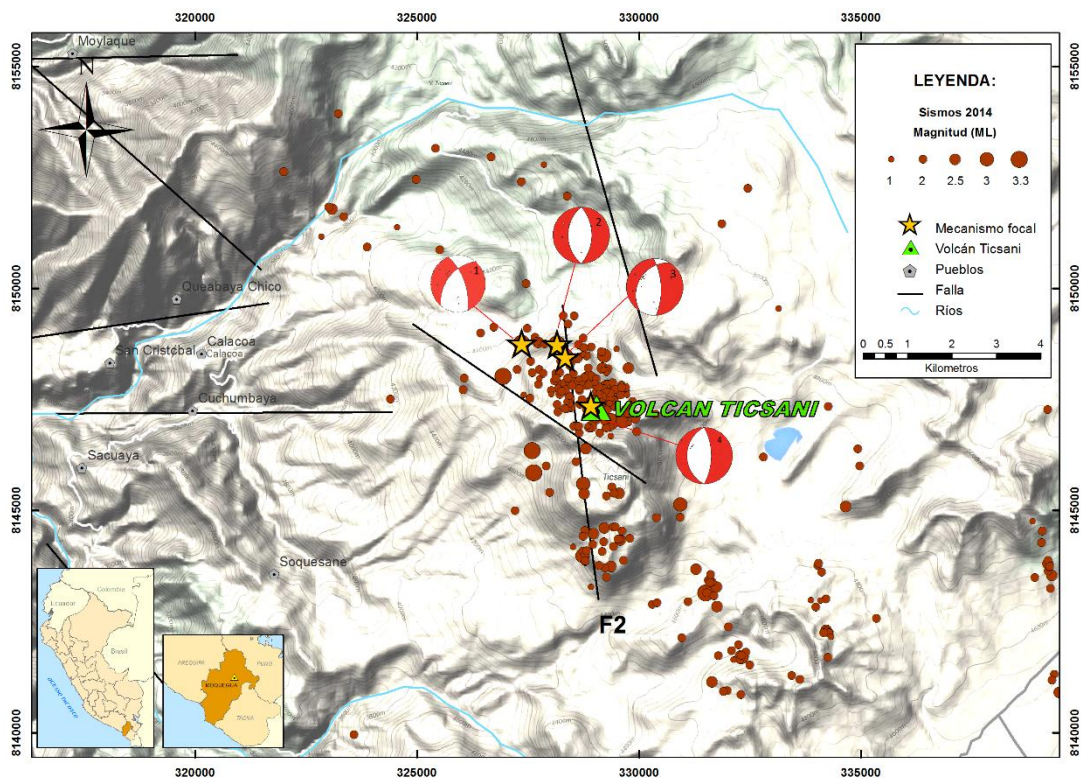


Figura 7.6. Mapa sísmico y mecanismos focales de los principales sismos. Se observa también las fallas determinadas por Lavallée et al (2009), donde destaca la falla F2.

## 7.6 DISCUSIÓN FINAL

Los volcanes usualmente se encuentran ubicados a lo largo de una falla tectónica o en la intersección de las mismas. En el caso del volcán Ticsani, éste se encuentra sobre una zona que incluye un gran sistema regional de fallamiento, y donde además se emplaza todo un grupo de volcanes: Ubinas-Huaynaputina-Ticsani, los que tendrían asociados una cámara principal alrededor de los 20-35km de profundidad (Lavallée et al., 2009).

Localmente, el movimiento de fluidos magmáticos debajo de una estructura volcánica conlleva un cambio en el equilibrio hidrostático así como en el fracturamiento en la zona circundante. En el caso del volcán Ticsani, en el periodo de estudio no se han observado cambios importantes a nivel hidrotermal, pero sí se ha observado una actividad notoria en el fracturamiento en la zona circundante que se ha traducido en sismos de fractura ocurridos en enjambre.

La figura 7.7 presenta un modelo esquemático de interpretación de la información sísmica y tectónica asociada al presente estudio. Un factor importante es la presencia de fallas activas en la zona, cuyas direcciones predominantes son NW-SE y NS. Lavallée et al (2009), en base a escarpas visibles e imágenes satelitales, documenta una falla con orientación N-S sobre el volcán. Y en este estudio hemos mostrado que la sismicidad localizada es concordante con la presencia de un fallamiento de tipo extensional ubicado bajo el volcán y que presenta buzamiento de 70° al oeste.

En el modelo que presentamos (*Figura 7.7*) se considera que una intrusión magmática ascendió hacia la zona de cámara magmática provocando presión en la zona plástica y generando escape de fluidos hacia la zona hidrotermal. Los fluidos magmáticos ascendentes así como los fluidos hidrotermales circundantes trasladan la presión y favorecen la formación de agrietamientos y llegan hasta fallas pre-existentes en pulsos (cortos periodos de tiempo), principalmente hasta la falla F2 descrita por Lavallée et al (2009). Por tanto, la presión y el paso de los fluidos generaron la sismicidad (principalmente de alta frecuencia, pero también alguna de baja frecuencia) que hemos registrado durante este estudio. El tipo de sismicidad “en enjambre” en los sismos de fractura son concordantes con este ambiente volcánico.

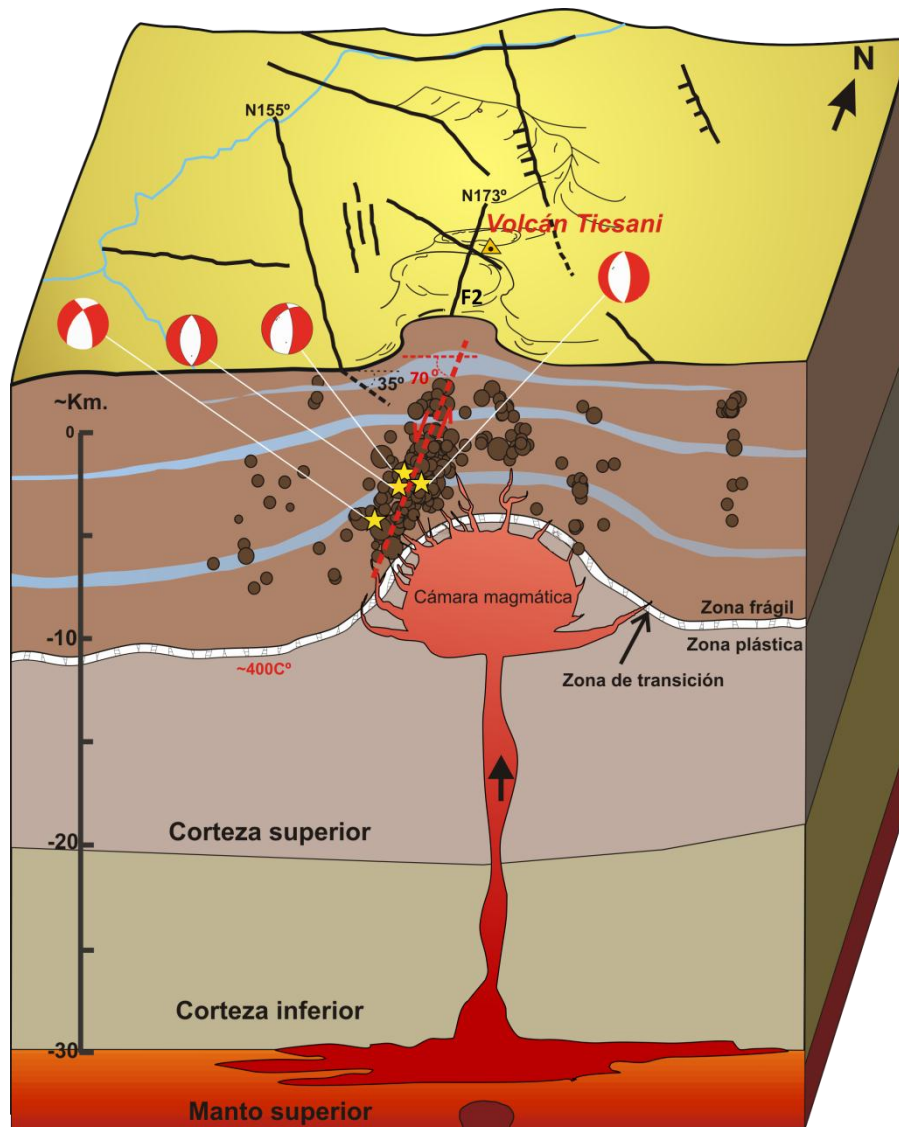


Figura 7.7 Modelo esquemático de la estructura interna y de la generación de sismicidad de fractura en la zona del volcán Ticsani, realizado a partir del modelo de Fournier (1999). Los sismos (círculos marrones) son generados como consecuencia del ingreso de fluidos magmáticos a la zona frágil a través de la barrera o sello (horizonte blanco), los mismos que alcanzan a la zona de falla activa F2 de tipo extensional descrita por Lavallée et al (2013). La sismicidad se caracteriza por ocurrir en enjambre. Las estrellas indican la posición de los 4 sismos cuyos mecanismos focales se han calculado.



Si consideramos la corta duración de los enjambres registrados y la relativa pequeña magnitud (<3.4 ML) de los sismos que conforman dichos enjambres, así como también otros indicios tales como la ausencia de deformación observada en superficie, el no incremento de las fumarolas ni presencia de nuevas fuentes termales o incremento de temperatura en las fuentes cercanas existentes, se puede concluir que tanto la intrusión magmática y el aporte de fluidos hacia las fallas posteriormente activadas ha sido de pequeña amplitud de modo que es poco probable una reactivación del volcán Ticsani a causa de esta pequeña intrusión.

## CONCLUSIONES

- Se ha efectuado el registro de la actividad sísmica en el volcán Ticsani entre el 01 de mayo al 29 de setiembre 2014, mediante 5 estaciones sísmicas temporales desplegadas a inmediaciones del edificio volcánico. En dicho periodo se han identificado 2112 sismos de fractura que representan el 95% de un total de 2230 sismos clasificados. La sismicidad dominante ha sido de tipo fractura. Se registraron también 118 eventos de baja frecuencia, es decir asociados a paso de fluidos, y que ha representado un 5% del total.
- Se localizó un total de 334 eventos de fractura, los cuales han presentado magnitudes entre 0.6ML y 3.3ML. La distribución de los epicentros se concentra principalmente sobre el domo D3 y cercanías. La distribución hipocentral muestra una agrupación de eventos dispuestos en línea, y que están situados por debajo del domo reciente, hasta los 14km de profundidad. Dicho alineamiento de sismos es compatible con una falla activa según un plano de 70° de buzamiento al oeste.
- Los mecanismos focales obtenidos corresponden a sismos ubicados sobre el domo reciente y sobre la falla N-S. Tales mecanismos son de tipo normal, y van acorde con las fallas descritas por Lavallée et al. (2009) así como con la tectónica observada sobre los Andes.
- Una importante particularidad en los sismos de fractura registrados es que han ocurrido en enjambre. Un enjambre sísmico de 128 eventos registrado el 24 de junio 2014 fue localizado sobre el domo D3. Un segundo enjambre, de 447 eventos, se registró el 26 de setiembre 2014 y fue ubicado a 4.5km al SSE del domo reciente (cercanías del domo D1). Estos enjambres fueron de corta duración (menor a dos días) y de magnitudes menores a 3.4ML.

- En base a la información sísmica de este estudio, así como la recopilación de información tectónica y de deformación, se propone la siguiente secuencia en el funcionamiento del sistema: una intrusión magmática ascendió hacia la zona de cámara magmática provocando presión en el sistema y aporte de fluidos magmáticos e hidrotermales en un corto periodo de tiempo. Los fluidos alcanzaron a la falla F2 cercana al domo D3, y favoreció la ocurrencia de sismos de alta frecuencia y en enjambre.

## **RECOMENDACIONES**

- Tanto los registros sísmicos de los últimos 15 años así como los obtenidos en el marco de este estudio evidencian actividad sísmica permanente en la zona del volcán Ticsani. Por lo tanto, es necesario que este volcán sea monitoreado permanentemente, para lo cual se debe instalar un sistema de monitoreo sísmico telemétrico que conste de al menos cuatro estaciones sísmicas, y en donde una de ellas sea ubicada sobre el mismo domo D3 del volcán, y las otras tres sean instaladas con una buena distribución azimutal y situadas entre 10 y 20 km de distancia.
- Es importante continuar con el monitoreo de la sismicidad, poniendo énfasis en registrar mediante sismómetros de banda ancha. El objetivo debe ser de detectar y localizar los sismos de fractura y los enjambres sísmicos, pero también hacer un seguimiento de la tasa de sismos asociados al paso de fluidos tanto en número como en cuanto a su energía.
- Complementar los estudios sismológicos mediante la obtención de una tomografía sísmica de toda la zona que ocupa el volcán. Los resultados deben ayudar a determinar la ubicación de las principales estructuras y muy probablemente la cámara magmática. Además, puede dar información complementaria para delimitar el sistema hidrotermal en complementación con métodos geofísicos eléctricos.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aguilar, V., Tavera, H., Bernal, I., Palza, H., & Kosaka, R. (2001). Análisis y evaluación del sismo de Calacoa (Omate - Moquegua) del 6 de Mayo de 1999 (MW=4.0). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú* v. 91 (2001) p.69-80.
- Aki, K., & Lee, H. (1976). Determination of the three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, Part. 1 A homogeneous initial model. *L. Geophys.*, 81,4381-4399 pp.
- Antayhua, Y. (2002). Analisis de la actividad sísmica en la región del volcán Sabancaya y los sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998). *Tesis de ingeniero, Universidad Nacional de San Agustín, Perú, 146 p.*
- Barazangi, M., & Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4 p.686-692.
- Byrdina, S., Ramos, D., Vandemeulebrouck, J., Masias, P., Revil, A., Finizola, A., . . . Macedo, O. (2013). Influence of the regional topography on the remote emplacement of hydrothermal systems with examples of Ticsani and Ubinas volcanoes, Southern Peru. (P. Shearer, Éd.) *Earth and Planetary Science Letters*, 152-164.
- Carlotto, V. (2009). Puesta en evidencia de fallas activas mediante fotografías aéreas en la región de Huaytire-Laguna Suches, Moquegua, Sur del Perú. *Archivo técnico INGEMMET, 5p.*
- Centeno, R. (2012). Análisis de la actividad sísmica del volcán Misti, periodo octubre 2005 a diciembre 2008. *Tesis de ingeniero, Universidad Nacional de San Agustín, Perú, 136 p.*
- Chouet, B. (1992). A seismic model for the source of long-period events and harmonic tremor. *Volcanic Seismology, edited by P. Gasparini, R. Scarpa, and K. Aki, Springer-Verlag, New York, p 133-156.*

- Chouet, B. (1996). Long-Period Volcano Seismicity: Its Source and Use in Eruption Forecasting. *Nature* 380, 309–316.
- Coppola, D., Macedo, O., Ramos, D., Finizola, A., Delle, D., Del Carpio, J., . . . Taibe, E. (2015). Magma extrusion during the Ubinas 2013–2014 eruptive crisis based on satellite thermal imaging (MIROVA) and ground-based monitoring. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 302 199-210.
- Cruz, V., & Matsuda, K. (2015). Geochemical Study of Thermal Waters in the Tutupaca Geothermal Zone, Tacna, South of Peru. *Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015*.
- Cruz, V., Vargas, V., Matsuda, K., & Soeda, Y. (2013). Geochemical characterization of the Calacoa geothermal zone. *Procedia Earth and Planetary Science* 7 ( 2013 ) 859 – 862.
- Dávila, J. (1998). Volcán Huaynaputina (sur del Perú): Estudio estratigráfico y sedimentológico de las tefras y efectos de la erupción de 1600 D.C. *Tesis, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 180 p.*
- De Silva , S., & Francis, P. (1991). Volcanoes of the Central Andes. *Springer-Verlag*, 216 p.
- Delgado, R. (2012). Estudio Geológico Petrográfico y Geoquímico del Complejo Volcánico Ampato – Sabancaya. *Universidad Nacional de San Agustín, Tesis de Ingeniero, p. 140.*
- Deza, E. (1991). Regional Disasters Manegering in the American Research. Centre foresnemel developing. *Nagoya, Japan* , p. 19-36.
- Dorbath, C., Dorbath, L., Cisternas, A., Deverchere, J., Diament, M., Ocola, L., & Morales, M. (1986). On crustal seismicity of the Amazonian foothill of the central Peruvian Andes. *Geophysical Research Letters* 13, 1023-1026.

- Dorbath, L., Dorbath, C., Jimenez, E., & Rivera, L. (1991). Seismicity and tectonics deformation in the eastern cordillera and the sub-andean zone of central Perú. *Jour. Of South American Earth Sciences*, 4, p. 13-24.
- Fedotov, S. (1998). Study and mechanism of the simultaneous 1996 Karymsky volcano and Akademia Nauk caldera eruptions in Kamchatka. *Volc. Seis* 19,525-566.
- Fournier, R. (1999). Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into Brittle rock in the Magmatic-Epithermal environment. *Bulletin of the society of economic Geologists*, p. 1205-1208.
- Francis, P. (1998). Volcanoes. A Planetary Perspective. *Clarendon Press, Oxford*, 443 p.
- García, W., & Guevara, C. (1998). Geología del Cuadrángulo de Huaytire. *INGEMMET, mapa en versión digital*, Lima.
- Geiger L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. *Bulletin of St. Louis University*, 8 (1), p. 56-71.
- Gonzales, K., Froger, J., Rivera, M., & Audin , L. (2006). Deformación co-sísmica producida por el sismo Mb=5.4 del 01 de Octubre de 2005 (Carumas-Moquegua), detectada por interferometría radar - InSAR. *In XIII Congreso peruano de Geología. Vol, 2005, pp. 488-489* .
- Gonzales, K., Froger, J.-L., Audin, L., & Macedo, O. (2009). Ejemplos de deformación producto de la tectónica extensiva en las zonas de Huambo-Cabanaconde en Arequipa y Calacoa-Huaytire en Moquegua, de los Andes Centrales vistos por interferometría Radar – Insar. *Sociedad Geológica del Perú SGP*.
- Grange, F. (1983). Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou. *These pour docteur 3e cycle Univ. Scientifique et Médicale de Grenoble*, p. 400.
- Hasegawa, A., & Isacks, I. (1981). Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations. *L. Geophys.Res.*, B,86, 4971-4980.

- Havskov, Jens, & Lindholm, C. (1997). The Seisan Earthquake Analysis Software for the IBM Pc and Sun. *Version 6.0. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway.*
- Holtkamp, S., Pritchard, M., & Lohman, R. (2011). Earthquake swarms in South America. *Geophys. J. Int.* 187,128-146.
- Ibáñez, J. (1997). Apuntes de Sismología Volcánica. *Curso Internacional de Vulcanología y Geofísica Volcánica, Lanzarote*, 89 p.
- Ibáñez, J., Del pezzo , E., Almendros, J., La Rocca, M., Alguacil, G., Ortíz, R., & García, A. (2000). Seismovolcanic signals at Deception Island volcano, Antarctica: Wave field analysis and source modeling. *J. Geophys. Res.* 105, 13905-13931.
- Instituto Nacional de Estadística e Informática. (2015). Directorio nacional de municipalidades provinciales, distritales y de centros poblados 2015. *Deposito legal Biblioteca nacional del Perú N° 2015-02364.*
- Inza, L., Mars, J., Metaxian, J., O'Brien, G., & Macedo, O. (2011). Seismo-volcano source localization with triaxial broad-band. *Geophysical Journal International*, 14 p.
- Isacks , B. (1988). Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian. *J.Geophys. Res.* 93, p. 3211-3231.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., & Mourier, T. (1990). Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle mesozoic times. *Geol. Soc.*, 147.
- James, M., Lane, S., & Chouet, B. (2006). Gas slug ascent through changes in conduit diameter: Laboratory insights into a volcano seismic source process in low viscosity magmas. *J. Geophys. Res, Vol. 111, B05201, doi:10.1029/2005JB003718.*



- Jay, J., Delgado, F., Torres, J., Pritchard, M., Macedo, O., & Aguilar, V. (2015). Deformation and seismicity near Sabancaya volcano, southern Peru, from 2002-2014. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 2780-2788.
- Jay, J., Pritchard, M., Aron, F., Delgado, F., Macedo, O., & Aguilar, V. (2013). Volcano-tectonic interactions at Sabancaya and other Peruvian volcanoes revealed by InSAR and seismicity. *American Geophysical Union, Fall Meeting Abstracts V51E-2735*.
- Jost M., & Hermann R. (1989). A Student's Guide to a Review of Moment Tensors. *Seismological Research Letters*. 60(2): 37-57.
- Juvigné, E., Thouret, J., Loutsch, I., Lamadon, S., Frechen, M., Fontugne, M., . . . Mariño, J. (2008). Téphrostratigraphie et chronologie dans la region des Nevados Ampato et Sabancaya, sud du Pérou. *Quaternaire* 19, 161–178.
- Kawakatsu, H., Kaneshima, S., Matsubayashi, H., Ohminato, T., Sudo, Y., Tsutsui, T., . . . Legrand, D. (2000). Aso94: Aso seismic observation with broadband instruments, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 101, 129-154.
- Kissling, E. (1988). Geotomography with local earthquake data. *Rev. Geophys.* , 26, 659-698.
- Lahr, J. (1999). Hypoellipse user guide. *U.S. Geological Survey Open-File Report 99-23, On-Line Edition*.
- Lavallé, Y., De Silva, S., Salas, G., & Byrnes, J. (2009). *Structural control on volcanism at the Ubinas, Huaynaputina, and Ticsani Volcanic Group (UHTVG), southern Peru*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186 (2009) 253–264.
- Lee, W., & Steward, S. (1981). Principles and applications of microearthquake networks. *Academic Press, Inc*, p. 293.
- Lesage, P. (2009). Seismo Volcanalysis, Signal analysis tools for seismo-volcanic events. *Université de Savoie, Chambéry, France. Institut de Recherche pour le*

- Développement, France. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México*, 28.
- Llerena, P. (2005). Características de la sismicidad observada en octubre 2001 en el volcán Misti (sur de Perú). *Tesis profesional, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa*, 151 p.
- Mariño, J. (2002). Estudio geológico vulcanológico y evaluación de peligros del volcán Ticsani (sur del Peru). 160.
- Mariño, J., & Thouret, J. (2003). Geología, historia eruptiva y evaluación de peligros del volcán Ticsani (sur del Perú). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima*.
- Masias , P. (2007). Estudios geoquímicos de las fuentes termales y frías asociadas al volcán Misti. *Universidad Nacional se San Agustín, Tesis de grado 96 p*.
- Mattauer, P. (1989). *Monts et merveilles; Hermann., beauté et recherches de la géologie*. París: Hermann.
- McNulty, B., Farber, D., Wallace, G., Lopez, R., & Palacios, O. (1998). Role of plate kinematics and plate-slip-vector partitioning in continental magmatic arcs: evidence from the Cordillera Blanca, Peru. *Geology* 26 (9), 827–830.
- McNutt, S. (1996). Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: A review of the state-of-the-art and case histories. *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*, Eds. R. Scarpa and R. Tilling. *Springer-Verlag, Berlin New York*, Pp. 99-146.
- McNutt, S. (2000). Volcanic seismicity, *Encyclopedia of Volcanoes*. Ed. H. Sigurdsson, *Academic Press, San Diego*, Pp. 1015-1034.
- McNutt, S. (2005). Volcanic seismology. *Annual Review Earth and Planetary Science*. 33, 461-491.
- McNutt, S. (2005). Volcanic Seismology. *Annu. Rev. Earth Planet.* 32:15.1–15.31.

- Mégard , F. (1987). Cordilleran Andes and Marginal Andes: a review of Andean geology, north of the Arica elbow (18°S). In: J.W.H. Monger & J. Francheteau Eds., Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean Basin. *Am. Geophys. Union, Geodin. Ser*, 18 p. 71-95.
- Minakami, T. (1964). The 1962 eruption of Miyake-sima, one of the seven Izu islands, Japan. *Bull. Volcanol.* 27.
- Minakami, T. (1974). Seismology of volcanoes in Japan. Amsterdam. in L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo and A. Rapolla (Editors). *Physical Volcanology. Vol. 6. Elsevier. Amsterdam*, p 1-27.
- Mogi, K. (1963). Some discussions on aftershocks, foreshocks, and earth-quake swarms: the fracture of a semi finite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena. *Bull. Earthq. Res.Inst.*, 41, 615–658.
- Norabuena, E. (1992). Velocity structure of the subducting Nazca Plate beneath Central Perú as inferred from travel time anomalies. *Tesis de maestria, Virginia Polytechnic Institute*, 64 p.
- Omori, F. (1911). The Usu-san eruption and earthquake and elevation phenomena. *Bull. Imper. Earthq. Invest, Com* 5, 1-38.
- Rivera, M. (1997). El volcán Ubinas (Sur del Perú): Geología, historia eruptiva y evaluación de las amenazas volcánicas actuales. *Tesis profesional, Universidad Nacional Mayor de San Marcos*, 123 p.
- Rivera, M. (1998). El volcán Ubinas (Sur del Perú): Geología, historia eruptiva y evaluación de las amenazas volcánicas actuales. *Tesis profesional, Universidad Nacional Mayor de San Marcos*, Lima, 123 p.
- Rivera, M. (2008). Petrología y geoquímica de rocas de los Volcanes Misti y Ubinas. *Informe Técnico, Instituto Minero y Metalúrgico*, 21-33 p.

- Rubin, A., Gillard, D., & Got, J.-L. (1998 ). *A reinterpretation of seismicity associated with the January 1983 dike intrusion at Kilauea volcano*. Hawaii, J. Geophys. Res., 103, 10003-10015.
- Samaniego, P., Rivera, M., Mariño, J., Céline, H., Liorzou, C., & Zerathe, S. (2016). The eruptive chronology of the Ampato–Sabancaya volcanic complex. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 323, 110–128.
- Sebrier, M., & Soler, P. (1991). Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late orogenic Oligocene time to present. *In: R.S. Harmon and C.W. Rapela Eds, Andean magmatism and its tectonic setting. Geol. Soc Amer. Spec. Paper, 265, 259-278.*
- Seidl, D., Schick, R., & Riuscetti, M. (1981). Volcanic tremors at Etna: a model for hydraulic origin. *Bull. Volcanol.*, 44, 43-56.
- Siebert, L. S. (2010). *Volcanoes of the World. 3rd ed. Berkeley: University of California Press, 568 p.*
- Taipe, E. (2008). Análisis de la Actividad Sísmica del Volcán Ubinas para el Periodo Marzo-Abril de 1998. *Tesis de ingeniero, Universidad Nacional de San Agustín, 166 p.*
- Tavera, H. (2006). *Características sismotectónicas de la crisis sísmica de octubre del 2005 en la región del volcán Ticsani (Moquegua)*. Instituto Geofísico del Perú, Lima.
- Tepley III, F., De Silva, S., & Salas, G. (2013). Magma Dynamics and Petrological Evolution Leading to the VEI 5 2000 BP Eruption of El Misti Volcano, Southern Peru. *Journal of Petrology, Vol 54 Nro. 10, pages 2033-2065.*
- Thouret, J. C.-P. (2001). Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *Geological Society of America Bulletin* 113(12), 1593-1610.

- Torres, J. (2014). Evaluación de la actividad sismovolcánica asociada a la intranquilidad del volcán Sabancaya, periodo enero - julio 2013. *Tesis de ingeniero, Universidad Nacional de San Agustín*, 140 p.
- Villegas, J. C. (2009). Modelos de velocidad unidimensionales para las regiones del Norte, Centro y sur del Peru, a partir de la inversión de los tiempos de arribo de las ondas P y S de sismos locales. *Tesis de ingeniero*, 97.
- Wassermann, J. (2012). Volcano Seismology, IASPEI New manual of seismological observatory practice 2. *Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Second, edited by Peter Bormann* , p. 1-77.
- White R., & McCausland W. (2016). Volcano-tectonic earthquakes: A new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 309 (2016) 139–155. *Published by Elsevier B.V.*
- Wiemer, S., & Wyss, M. (2002). Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes. *Advanced in Geophysics*. 45, 259–302.
- Worner , G. (1991). Le Volcanisme Andin. *La Recherche N° 228, volume 22*, p. 38-45.
- Zobin, V. (1999). The fault nature of the Ms 5.4 volcanic earthquake preceding the 1996 subglacial eruption of Grimsvøtn volcano, Iceland.
- Zobin, V. (2012). General Properties of Volcano-Tectonic Earthquake Swarms. *Introduction to Volcanic Seismology. Second edition, pp. 144-160. Elsevier*, 482 p.

## **ANEXOS**

**ANEXO I:** PRESENTACIÓN DE PUBLICACIONES

**ANEXO II:** MODELO ESQUEMÁTICO DE TRANSICIÓN DE CONDICIONES  
MAGMÁTICAS A EPITERMALES (Fournier, 1999).

**ANEXO III:** FOCMEC: FOCAL MECHANISM DETERMINATIONS.

**ANEXO IV:** HASH: A FORTRAN PROGRAM FOR COMPUTING EARTHQUAKE  
FIRST-MOTION FOCAL MECHANISMS – V1.2 – JANUARY 31,  
2008.

**ANEXO V:** ESFUERZOS PREDOMINANTES EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN  
TICSANI.

**ANEXO VI:** NÚMERO DE EVENTOS REGISTRADOS POR DÍA PARA EL  
PERIODO MAYO-SETIEMBRE 2014.

## ANEXO I

### PRESENTACIÓN DE PUBLICACIONES

#### “CARACTERÍSTICAS DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA OBSERVADA EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN TICSANI (MOQUEGUA) PERIODO 2014-2015”



United States Department of the Interior  
U.S. GEOLOGICAL SURVEY



#### Taller LAVAS IV

Puerto Vallarta, Jalisco, México Enero 15-30, 2016

Poster presentado en el 4to Taller de la Asociación Latinoamericana de Sismólogos en Volcanes (LAVAS), llevado a cabo en la ciudad de Puerto Vallarta, Jalisco, México en Enero 2016 y organizado por el Centro de Sismología y Volcanología de Occidente (SisVOc), y el Volcano Disaster Assistance Program (VDAP) del USAID-USGS.

#### “CARACTERÍSTICAS DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN TICSANI (MOQUEGUA) DURANTE EL PERIODO 2014-2016”



**XVIII Congreso Peruano de Geología**

Resúmenes extendidos del XVIII Congreso Peruano de Geología, Lima-Perú, 16-19 Octubre 2016, trabajo aceptado por la comisión científica.

Las dos publicaciones de este capítulo representan los avances o resultados que se obtuvieron a medida que se llevaba a cabo la investigación. Dichos trabajos han sido expuestos en foros de importancia internacional.

Los resultados en 2014 dieron cuenta de actividad sísmica relacionada a fractura de rocas muy próxima al volcán Ticsani. La ocurrencia de estos sismos se presentó en enjambres sísmicos, y se les relacionó con la reactivación de la falla F2 descrita por Lavallée et al., (2009). Hasta estas fechas los enjambres sísmicos alcanzaban picos de sismicidad de hasta 447 eventos por día, con sismos ubicados próximos al volcán.

Desde el inicio de nuestras investigaciones sismológicas en la zona del volcán Ticsani, los trabajos de investigación no han cesado hasta la actualidad. Los nuevos resultados que se publican en 2016 integran el análisis sísmico registrado desde mayo de 2014 hasta diciembre de 2015. Una nueva red sísmica, esta vez con transmisión radio-telemétrica ha sido implementada con equipos de última generación. Así por ejemplo se tiene instalados sismómetros Trillium Compact Nanometrics, banda ancha 120 segundos. Los resultados hasta el año 2015 evidenciaron la importante actividad sísmica con numerosos sismos también en forma de enjambres. En setiembre 2015 se observó una intensificación de la sismicidad (se registró hasta 14 enjambres) al registrarse eventos energéticos de magnitudes de hasta 3.8ML. También se observó la formación de una agrupación de sismos a 5km al este del cráter del Ticsani.

En la publicación al XVIII Congreso Peruano de Geología se da cuenta también del registro de sismos tipo Híbrido y de otros sismos energéticos VT que alcanzaron magnitudes de 4.0ML, lo cual es característica propia de ambientes volcánicos. Los resultados evidencian indicios del ascenso de magma e ingreso a una probable cámara magmática. Este mismo trabajo sirve para explicar la ocurrencia de los sismos en relación al tectonismo local y la interacción con los fluidos magmáticos.

A continuación se presentan los trabajos publicados:



**CARACTERÍSTICAS DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA OBSERVADA EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN TICSANI (MOQUEGUA) PERIODO 2014-2015**

John Cruz (join3h@hotmail.com) Orlando Macedo (orlando.macedo@igp.gob.pe) - Observatorio Vulcanológico del Sur, Instituto Geofísico del Perú OVS-IGP (Perú)

**1. Introducción**

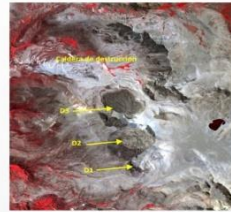


Figura 1. Caldera de destrucción, domos D1, D2 y D3 del volcán Ticsani.

El volcán Ticsani (16°45'3"S, 70°36'13"O 5133 msnm) es un estrato volcán perteneciente a la Zona Volcánica Central de los Andes, ubicado a 60 km al noreste de la ciudad de Moquegua, constituido por un complejo de domos (D1, D2, D3) de lavas andesíticas a dacíticas y una caldera de destrucción (Fig. 1). Su última erupción, de tipo freatomagmática, ocurrió hace menos de 400 años (Siebert et al., 2010), con un IEV entre 2 y 3. El Observatorio Vulcanológico del Sur (OVS) monitorea este macizo de manera inintermitente desde mayo de 2014 utilizando estaciones temporales (SOQ, PAL, CHT, HTR y TCN) y desde agosto de 2015 mediante estaciones telemétricas (TCN1, SPDR, MUYQ y HYTR).

Los instrumentos utilizados en este estudio fueron sismómetros Lennartz LE-3D /1S LITE (1 Hz y 3C), sismómetros de banda ancha Trillium Compact Nanometrics 120s, 4 digitalizadores DATA CUBE<sup>®</sup>, un digitalizador Guralp DM-24 y 4 registradores REFTEK 130S-0103 (Fig. 2). Los datos analizados corresponden al periodo del 01 de mayo al 31 de diciembre de 2015.

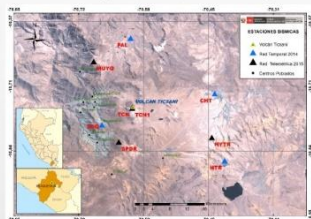


Figura 2. Mapa de distribución de estaciones sísmicas en la región del volcán Ticsani.

**Actividad sísmo-volcánica**

Fueron identificados 24812 eventos sísmicos relacionados a fracturas de rocas, esto representa un 96% de la sismicidad registrada. La ocurrencia de estos sísmos se da en muchos casos en forma de enjambres sísmicos generando picos de sismicidad. A partir de los primeros días del mes de setiembre de 2015, se observa un incremento notorio de sismicidad, llegando a registrarse hasta 733 eventos el día 15 de setiembre de 2015. Los eventos de baja frecuencia y tipo Tremor representan el 4% de la sismicidad observada. (Fig. 3)



Figura 3. Histograma de eventos de fractura registrados por las estaciones TCN y TCN1

**Sismos característicos y localización de eventos**

Durante el año 2014 se identificaron 2112 sismos de fractura, con magnitudes entre 0.6 ML y 3.3 ML; asimismo se registraron 118 sismos relacionados al paso de fluidos. Fueron localizados 334 sismos de fractura mediante el programa Hypoellipse (Lahr, 1999), observándose una notable concentración de focos próximos al del domo D3, extendiéndose en dirección a los domos D2 y D1. En el mapa y los perfiles E-W y N-S de la figura 4 se ha planteado los 334 sismos, distribuidos entre 2,5 y 14 km de profundidad. Considerando que en un estudio reciente Lavallée et al. (2009) identificaron una importante falla F2 que cruza a los tres domos, hemos levantado un perfil sísmico B-B' perpendicular a esta falla. En este perfil, la sismicidad sigue un alineamiento con buzamiento de 70° al Oeste (Fig. 5).

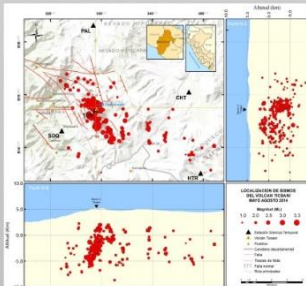
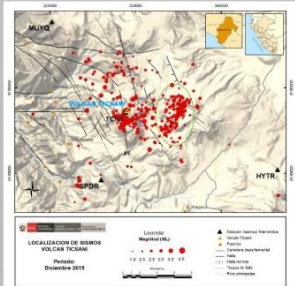


Figura 4. Mapa de distribución de sismicidad en superficie y en profundidad (izquierda).

Figura 5. Perfil sísmico B-B' que cruza al domo D3. La sismicidad se agrupa próxima a una línea que se inclina de 70° hacia el Oeste (abajo).

La localización de sismos de fractura para diciembre de 2015 se realiza también mediante el programa Hypoellipse (Lahr, 1999), logrando localizarse 327 sismos de fractura con magnitudes entre 0.8 y 4.0 ML y distribuidos entre 1.3 km y 11 km de profundidad. Los sismos se concentran próximos a los domos D2 y D3, sin embargo se observa un nuevo foco sísmico ubicado a 5 km al este del volcán (Fig. 6 círculo verde).

Figura 6. Mapa de distribución de sismicidad en superficie. Diciembre 2015 (Darecha)



**Mecanismos focales**

Cinco sismos ubicados a proximidad del domo D3 presentan mecanismos equivalentes a un fallamiento de tipo esencialmente normal con planos orientados en dirección N-S. Tres sismos ubicados en el flanco oeste del volcán, con mecanismos focales diversos (transcurriente, inverso y normal; Fig. 6). Un último evento, situado al SE del mapa, es de fallamiento normal de orientación NS.

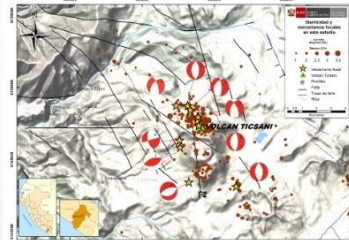


Figura 6. Mapa sísmico y mecanismos focales de los principales sismos. Se observa también las fallas determinadas por Lavallée et al. (2009), donde destaca la falla F2.

**Ocurrencia de enjambres sísmicos**

Durante este periodo se observan picos de sismicidad, en la mayoría de casos no presenta un sismo principal o desencadenante. En 2014 se dio la ocurrencia de dos enjambres sísmicos entre los mas resaltantes con sismos de magnitudes menores a 3.3 ML ubicados en el domo D3 y a 4.5 km al SSE de D3. En 2015 se registraron alrededor de 23 enjambres sísmicos próximos al volcán Ticsani con valores de diferencia de fases sísmicas  $s_p$  menores a 1.3 segundos y magnitudes por debajo de 4.5 ML. Asimismo, al revisar la sismicidad ocurrida en 2005 también encontramos que ocurrieron en enjambre. Por el contrario, los sismos ocurridos en 1999 corresponden a una típica sismicidad de tipo tectónico (mainshock-aftershock) (Fig. 7).

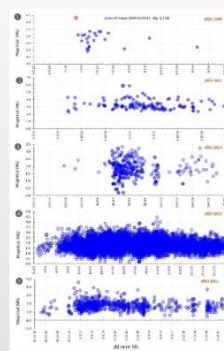


Figura 7. Tipos de sismicidad en la región del volcán Ticsani. (1) Secuencia mainshock-aftershock de mayo 1999. (2) Enjambre sísmico de octubre 2005. (3) Enjambre de setiembre 2015. (4) Enjambre de setiembre 2015. (5) Enjambre de noviembre 2015.

**Modelo propuesto**

La sismicidad en enjambres es común en regiones próximas a volcanes activos (Zobin, 2012). Para el caso del volcán Ticsani, se observa que en los últimos 10 años hasta en tres oportunidades, ha ocurrido súbita sismicidad que duró horas o días (Fig. 7), posiblemente generada por el ingreso abrupto de fluidos hidrotermales y/o volcánicos en el sistema de fallas de la zona, causando cambios en el estado de equilibrio de esfuerzos de la región. La principal falla afectada sería la falla F2 (Fig. 8).

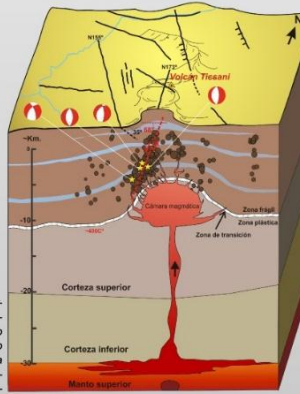


Figura 8. Esquema a partir de Fourrier (1999) que explica la generación de los sismos de fractura debido a la presión de fluidos termales y/o volcánicos, y la interacción con una falla activa de tipo extensional, teniendo como resultado los enjambres sísmicos.

**Conclusiones**

- La sismicidad dominante en la región del volcán Ticsani es de tipo fractura. En el periodo de observación se registraron 24812 sismos de fractura, 608 sismos de baja frecuencia y 388 eventos tipo Tremor.
- Los sismos localizados en 2014 (334 eventos de magnitudes de 0.6 ML a 3.3 ML) se concentran siguiendo el alineamiento de los tres domos, con un mayor número de sismos cerca a los domos D3 y D1. La distribución hipocentral muestra un alineamiento con buzamiento de 70° al Oeste. Los sismos localizados en 2015 (327 eventos de magnitudes de 0.8 ML a 4.0 ML) se concentran próximos a los domos D2 y D3, además se presencia un nuevo clúster a 5 km al E del volcán Ticsani.
- Los mecanismos focales de sismos sobre el domo D3 (domo reciente) son de tipo normal. Su ubicación y el movimiento están acordes con la falla F2.
- El 2014 se registraron dos enjambres sísmicos: el primero próximo al domo D3 y un segundo enjambre a proximidades del domo D1. En 2015 se observan alrededor de 23 enjambres sísmicos próximos al volcán Ticsani. Nueve años antes, en octubre de 2005, se observó también enjambres sísmicos.
- Este estudio propone que los eventos de fractura en enjambre, ocurren como consecuencia de un abrupto ingreso de fluidos hidrotermales y/o volcánicos en la zona de la falla F2, causando cambios en el estado de equilibrio de esfuerzos tectónicos en esta región.

**Referencias**

Siebert et al. (2010). "Volcanoes of the world". Third edition. Smithsonian Institution, University of California Press.  
 Lahr, J. (1999). Hypoellipse user guide. U.S. Geological Survey Open-File Report 99-23. On-Line Edition.  
 Lavallée, Y., De Silva, S., Salas, G., & Byrnes, J. (2009). Structural control on volcanism at the Ubinas, Huaynaputina, and Ticsani Volcanic Group (UNTVG), southern Peru. Journal of Volcanology and Geothermal Research 186 (2009): 293-294.  
 Zobin, V. (2012). General Properties of Volcano-Tectonic Earthquake Swarms. Introduction to Volcanic Seismology, Second edition, pp. 144-190. Elsevier, 482p.  
 Fourrier, R. (1999). -Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the Magmatic-Epithermal environment. Bulletin Society of Economic Geologists, p. 1205-1208.



**SGP**  
FLINDADA 1924

## XVIII Congreso Peruano de Geología

### CARACTERÍSTICAS DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN TICSANI (MOQUEGUA) DURANTE EL PERIODO 2014-2016

John Cruz<sup>1</sup>, Orlando Macedo<sup>1</sup>, Nino Puma<sup>1</sup>, José del Carpio<sup>1</sup>, Riky Centeno<sup>1</sup>, José Torres<sup>1</sup>  
Observatorio Vulcanológico del Sur (OVS) Instituto Geofísico del Perú, Urb. La Marina B-19, Cayma, Arequipa (Perú)

#### RESUMEN

Se ha instalado y operado una red de diez estaciones sísmicas entre mayo 2014 y abril de 2016 en la zona del volcán Ticsani, con el fin de investigar el tipo y características de los sismos, así como la naturaleza de sus fuentes. Se identificaron 38mil sismos Volcano-Tectónicos (VT) y 53 eventos tipo Híbrido. Los registros de sismos VT muestran la ocurrencia de enjambres de sismos superficiales ( $2\text{km} < h < 13\text{ km}$ ) con magnitudes entre 1.5 y 4.0ML. La sismicidad se encuentra distribuida en dos agrupaciones principales, la primera bajo el cráter, y la segunda a 6km al este del volcán. Asimismo se ha estimado un valor para el parámetro “b” de  $1.76 \pm 0.05$ , propio de ambientes influenciados por actividad volcánica. En base al momento sísmico acumulativo, se ha estimado que en este periodo habría ocurrido una intrusión de magma con un volumen estimado en  $970,000\text{ m}^3$ . Los resultados sugieren ingresos de magma a la posible cámara magmática situada en profundidad, acumulando esfuerzos que luego son transmitidos al sistema hidrotermal generando enjambres de sismos VT que reactivan fallas aledañas, tal como la falla F2 identificada en estudios previos.

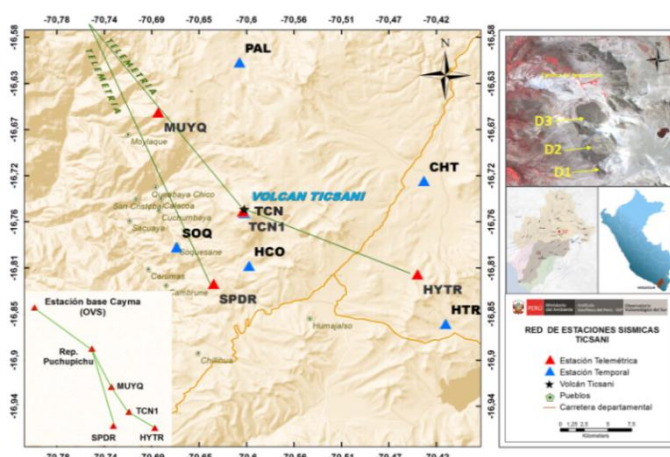
#### INTRODUCCIÓN

El volcán Ticsani ( $-16.751^{\circ}\text{S}$ ,  $-70.604^{\circ}\text{O}$  5133 msnm) es un estrato volcán perteneciente a la Zona Volcánica Central de los Andes, dentro del grupo volcánico Ubinas-Huaynaputina-Ticsani (Lavallée et al., 2009), está constituido por un complejo de domos (D1, D2, D3) de lavas andesíticas a dacíticas y una caldera de destrucción (Fig. 1). La más reciente erupción del volcán Ticsani ocurrió hace menos de 400 años (Siebert et al., 2010), con un IEV entre 2 y 3 de tipo freatomagmática (Mariño y Thouret, 2003). Actualmente existen fumarolas dispersas próximas al cráter y una actividad hidrotermal importante. La zona del volcán Ticsani recientemente ha presentado una actividad sísmica importante asociada a la tectónica local (Aguilar et al., 2001; Tavera, 2006). El Observatorio Vulcanológico del Sur (OVS) monitorea este volcán desde mayo 2014 con diez estaciones portátiles de periodo corto y desde agosto de 2015 con estaciones telemétricas de banda ancha. Los datos analizados en el presente trabajo corresponden al periodo de mayo de 2014 a abril de 2016.

#### ACTIVIDAD SÍSMICA

En región del volcán Ticsani se ha observado principalmente sismos

Volcano-Tectónicos (VT), caracterizados por tener fases P y S impulsivas y por su amplia banda espectral (Fig. 2C). Durante este periodo de estudio se identificó el registro de 38mil sismos VT que ocurrieron con una tasa

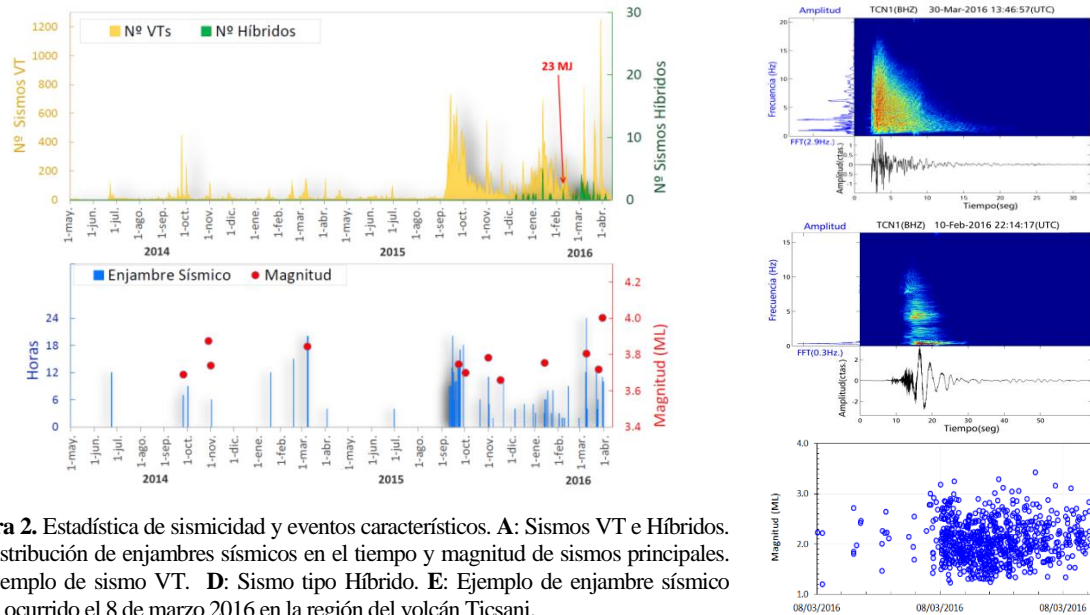


**Figura 1.** Distribución de estaciones sísmicas en la región de estudio. Se observan los domos D1, D2 y D3 (recuadro de la esquina superior derecha). El recuadro de la esquina inferior izquierda muestra el enlace de telemetría hasta el OVS.

diaria media de 55VT/día: A partir de setiembre de 2015 se observa un incremento de sismicidad alcanzando un pico máximo de 1251 eventos el día el 30 de marzo de 2016 (Fig. 2A). También se registraron sismos de baja frecuencia o LP, así como eventos tipo Tremor, aunque con tasas muy pequeñas.

Por otro lado, se ha registrado sismos de tipo Híbrido (Fig. 2D) desde diciembre de 2015. Estos eventos son raros pero fácilmente identificables ya que contienen altas y muy bajas frecuencias (~8.8 Hz y ~0.35 Hz, respectivamente). La Figura 2A muestra la aparición e incremento de sismos híbridos desde diciembre 2015, siendo el evento del 10 de febrero 2016 el más notorio y energético (23 Megajoules) ocurrido durante el periodo de este estudio.

Una importante característica de la actividad sísmica en esta región es la ocurrencia de sismos en enjambre (Fig. 2E). Este tipo de sismicidad, que es propio de ambientes volcánicos (McNutt, 1996), ya había sido observada en esta misma zona en 2005 (Holtkamp et al, 2011; Cruz, 2016). Durante el periodo de estudio dichos enjambres se intensificaron en setiembre de 2015, alcanzando mayor energía el 30 de marzo 2016 cuando se presentó un enjambre con sismos que alcanzaron magnitudes de 4ML (Fig. 2B).

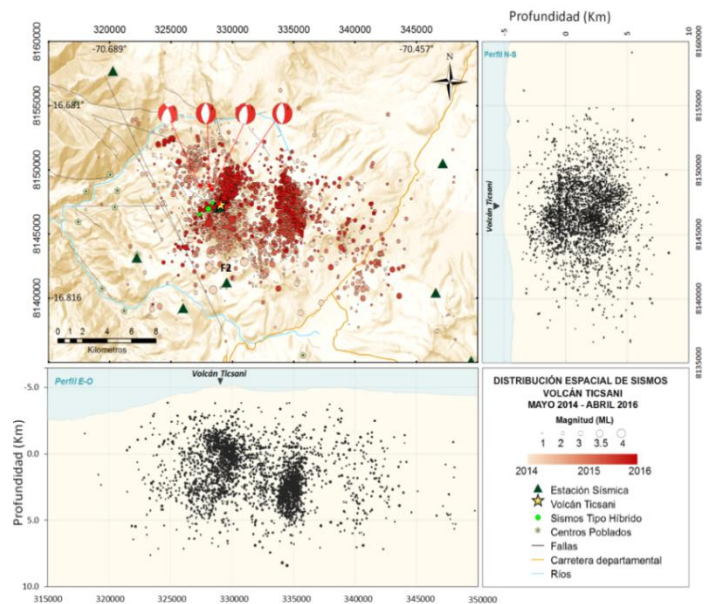


**Figura 2.** Estadística de sismicidad y eventos característicos. **A:** Sismos VT e Híbridos. **B:** Distribución de enjambres sísmicos en el tiempo y magnitud de sismos principales. **C:** Ejemplo de sismo VT. **D:** Sismo tipo Híbrido. **E:** Ejemplo de enjambre sísmico típico ocurrido el 8 de marzo 2016 en la región del volcán Ticsani.

**DISTRIBUCIÓN ESPACIAL**

Los parámetros hipocentrales de 3158 eventos VT con claros registros de sus fases P y S fueron estimados usando el programa Hypoellipse (Lahr, 1999), lográndose resultados de calidad A y B en la precisión del epicentro y de la profundidad focal (A significa un error  $\leq 1.34$  km; B un error  $\leq 2.67$ km). El modelo de velocidades utilizado fue el de Villegas (2009) modificado para sismos superficiales y una relación de velocidad  $V_p/V_s=1.77$  (Aguilar et al., 2001).

Los sismos presentan magnitudes entre 1.5 y 4ML, y su distribución muestra dos agrupamientos sísmicos. El primero se encuentra muy próximo al domo D3 extendiéndose hacia el NE y hacia los domos D1 y D2. Cruz (2016) ha mostrado que estos sismos siguen un alineamiento cuyo buzamiento es próximo a los  $70^\circ$  al Oeste, y que coincide con la falla F2 descrita por Lavallé et al., (2009). Asimismo, Cruz



**Figura 3.** Distribución de la sismicidad entre mayo 2014 y abril 2016. En los perfiles W-E y N-S se observa un agrupamiento de sismos por debajo del volcán.

(2016) ha mostrado también que el cálculo de sus mecanismos focales corresponden a desplazamientos de tipo normal con componente transcurrente, guardando también correspondencia con la falla **F2**.

El segundo agrupamiento sísmico se encuentra un poco más profundo que el anterior y está situado a 6km al este del volcán (Fig.3). Por otra parte, también, ha sido posible localizar tres sismos tipo Híbrido, los cuales se ubican bajo el domo D3 (Fig. 3). El híbrido más energético fue de 3.2ML y ocurrió a una profundidad de 7.8km.

#### CÁLCULO DEL VALOR DE “b”

El cálculo del valor de “b” determinado para el periodo de mayo 2014 - abril 2016 con 3158 eventos registrados en el volcán Ticsani fue de 1.76 +/- 0.05. Este valor “b” fue calculado con el programa Zmap (Wiemer & Wyss, 2002) mediante el método de Máxima Probabilidad con una Magnitud de Completitud de 2.4 (Fig. 4). En la relación Gutenberg-Richter un alto valor de “b” implica, alta heterogeneidad, cambios temporales y espaciales en esfuerzos de cizalla y un alto gradiente termal. (Farrel et al., 2009). En general se han observado valores mayores a 1.0 en áreas volcánicas (Mc Nutt, 2005).

#### VOLUMEN DE MAGMA INTRUIDO

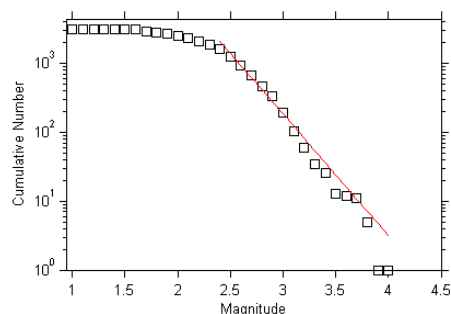
A partir de los resultados del presente estudio, se ha estimado el momento sísmico acumulativo de los sismos VT en la zona del volcán Ticsani, habiéndose obtenido un valor de  $1.077E+16$ Nm, lo cual equivale a una magnitud acumulada de 4.6ML (Fig. 5).

Recientes investigaciones muestran que los enjambres de sismos VT preceden a las intrusiones magmáticas en volcanes que no presentaron erupciones por décadas y que este tipo de actividad precursora ocurre días hasta años antes de una erupción (White & McCausland, 2016). Asimismo, dichos autores muestran que el volumen de magma intruido puede ser estimado de manera sencilla a partir del momento sísmico acumulativo de los sismos VT mediante la expresión:  $V = 0.71 \text{ Log log}_{10} \sum \text{Momento} - 5.32$

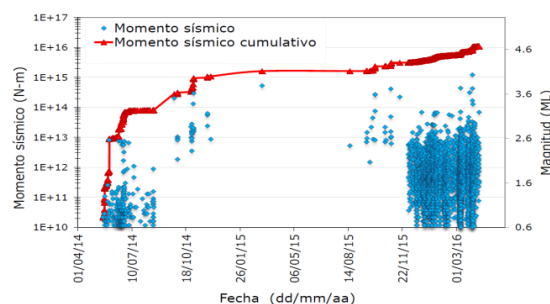
Usando la mencionada expresión y el momento sísmico acumulativo de la zona del volcán Ticsani, se obtiene un volumen de magma intruido de  $970,000\text{m}^3$  (Fig. 5) entre mayo 2014 y abril 2016 bajo el área que ocupa el volcán Ticsani. Si bien no ha habido ascenso de magma y/o fluidos magmáticos hasta la superficie, esta importante actividad puede ser indicio de una próxima reactivación, por lo cual resta permanecer vigilantes.

#### MODELO PROPUESTO SEGÚN LA SISMICIDAD REGISTRADA

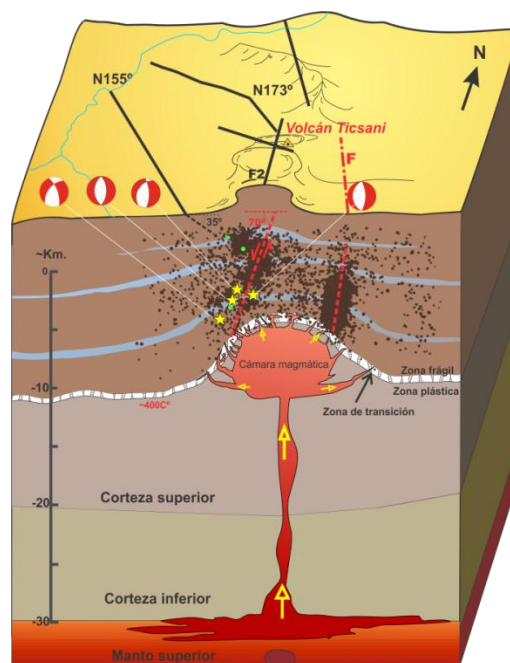
Tomando como base el modelo de Fournier (1999) se elabora un esquema para explicar la ocurrencia de sismos híbridos y los enjambres sísmicos. Los sismos tipo híbrido registrados en el volcán



**Figura 4.** Relación G-R para los sismos de fractura del volcán Ticsani,  $b=1.76$ .



**Figura 5.** Momento sísmico acumulativo versus el tiempo.



**Figura 6.** Esquema a partir de Fournier (1999) el cual explica la generación de los sismos de fractura debido a intrusiones de magma y a la presión de fluidos volcánicos. Los círculos en verde representan sismos Híbridos.

Ticsani, en especial sus bajas frecuencias constituyen indicios del ascenso de magma e ingreso a una probable cámara magmática. El magma en ascenso genera incremento de temperatura y de presión en el entorno. White and McCausland (2016) estiman que los fluidos del sistema hidrotermal pueden transmitir la presión hasta decenas de kilómetros favoreciendo la aparición de sismicidad VT distal. Para el Ticsani, se asume que los enjambres de sismos VT y su desaparición ocurrirían debido a la presurización del sistema, y su posterior relajación. Cada pulso de intrusión de magma transmite pulsos de presión a través de acuíferos que intersecan fallas tectónicas preestablecidas.

Es probable que mientras el magma intruye gradualmente, se sobre presurizan los acuíferos y por tanto aumenta el lubricante en la fallas adedañas locales. Una falla afectada es la **F2** descrita por Lavallée et al. (2009) y otra posible falla **F** no reconocida o descrita hasta la actualidad también sería afectada por estas presiones (Fig. 6).

Por tanto, se propone que los enjambres VT en la región del volcán Ticsani serían principalmente consecuencia de intrusiones magmáticas. La evidencia de tales intrusiones está constituida por el registro de sismos de tipo Híbrido. Asimismo, el incremento del valor de “b” está relacionado a la gran cantidad de sismos de fractura en enjambre debido a ingresos de fluidos magmáticos.

## CONCLUSIONES

- Los sismos VT representan la sismicidad dominante en la región del volcán Ticsani, se presentan principalmente en secuencias de enjambres sísmicos. La sismicidad presenta un incremento a partir de setiembre de 2015 registrándose sismos de hasta 4ML. Se registran también señales tipo Híbrido ubicados bajo el cráter del volcán.
- La sismicidad de tipo VT se encuentra distribuida en dos agrupaciones principales, la primera ubicada sobre el volcán Ticsani guardando correspondencia con la falla **F2**, y la segunda a 6km al este del volcán. La segunda agrupación podría estar relacionada a una falla **F** no reconocida por estudios anteriores. La distribución de sismos en profundidad se encuentra entre 2 y 13km.
- Los cálculos de valor de “b” dan como resultado  $1.76 \pm 0.05$  con una magnitud de completitud de 2.4ML, valor relacionado a los esfuerzos de cizalla registrados en los enjambres de sismos VT y propio de ambientes influenciados por la actividad volcánica.
- Los cálculos de volumen intruído de magma basados en el momento sísmico acumulativo de los sismos VT corresponden a  $970,000\text{m}^3$ , equivalente a una magnitud acumulada de 4.6ML
- Este estudio propone que los enjambres de sismos VT ocurren como consecuencia del ingreso de fluidos hidrotermales y/o volcánicos en la zona de la falla F2 y F, a causa de la sobre presurización generada por intrusión de magma.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilar, V., Tavera, H., Bernal, I., Palza, H., & Kosaka, R. (2001). Análisis y evaluación del sismo de Calacoa (Omate - Moquegua) del 6 de Mayo de 1999 (MW=4.0). Boletín de la Sociedad Geológica del Perú v. 91 (2001) p.69-80.
- Cruz, J. (2016). Actividad sísmica en la región del volcán Ticsani (Moquegua) para el periodo mayo setiembre del 2014. Tesis de ingeniero, Universidad Nacional de San Agustín, 159 p.
- Farrell, J., Husen, S., & Smith, R. (2009). Earthquake swarm and b-value characterization of the Yellowstone volcano-tectonic system. Journal of Volcanology and Geothermal Research 188 (2009) 260–276.
- Fournier, R., (1999). Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into Brittle rock in the Magmatic-Epithermal environment. Bulletin Society of Economic Geologists, p. 1205-1208.
- Holtkamp, S., Pritchard, M., y Lohman, R. (2011). Earthquake swarms in South America. Geophys. J. Int. 187,128-146.
- Lahr, J. (1999). Hypoellipse user guide. U.S. Geological Survey Open-File Report 99-23, On-Line Edition.
- Lavallée, Y., De Silva, S., Salas, G., y Bymes, J. (2009). Structural control on volcanism at the Ubinas, Huaynaputina, and Ticsani Volcanic Group (UHTVG), southern Peru. Journal of Volcanology and Geothermal Research 186 (2009) 253–264.
- Mariño, J., y Thouret, J. (2003). Geología, historia eruptiva y evaluación de peligros del volcán Ticsani (sur del Perú). Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Lima.
- McNutt, S. (1996). Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: A review of the state-of-the-art and case histories. Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards, Eds. R. Scarpa and R. Tilling. Springer-Verlag, Berlin New York, Pp. 99-146.
- McNutt, S. (2005). Volcanic seismology. Annual Review Earth and Planetary Science. 33, 461-491.
- Siebert, L., Simkin, T., y Kimberly, P. (2010). “Volcanoes of the world”. Third edition. Smithsonian Institution, University of California Press.
- Tavera, H. (2006). Características sismotectónicas de la crisis sísmica de octubre del 2005 en la región del volcán Ticsani (Moquegua). Instituto Geofísico del Perú, Lima.
- Villegas, J. C. (2009). Modelos de velocidad unidimensionales para las regiones del Norte, Centro y sur del Peru, a partir de la inversión de los tiempos de arribo de las ondas P y S de sismos locales. Tesis de ingeniero, 97.
- White R., & McCausland W. (2016). Volcano-tectonic earthquakes: A new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research 309 (2016) 139–155. Published by Elsevier B.V.
- Wiemer, S., & Wyss, M. (2002). Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes. Advanced in Geophysics. 45, 259–302.

ANEXO II

MODELO ESQUEMÁTICO DE TRANSICIÓN DE CONDICIONES  
MAGMÁTICA A EPITERMALES (Fournier, 1999)

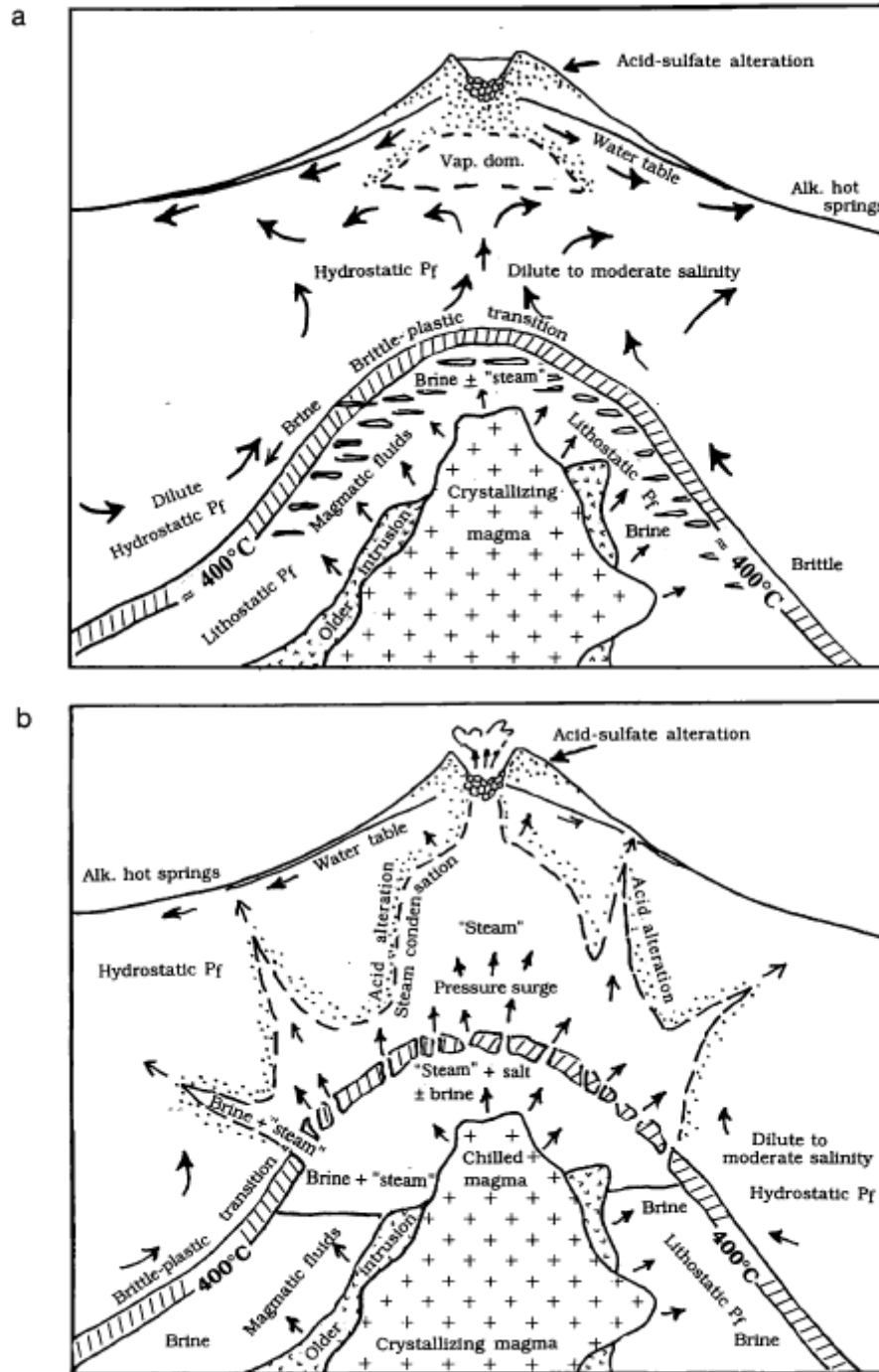


Fig. 9. Schematic model of the transition from magmatic to epithermal conditions in a subvolcanic environment where the tops of intruded plutons are at depths in the range 1 to 3 km. (a). The brittle to plastic transition occurs at about 370° to 400°C and dilute, dominantly meteoric water circulates at hydrostatic pressure in brittle rock while highly saline, dominantly magmatic fluid at lithostatic pressure accumulates in plastic rock. (b). Episodic and temporary breaching of a normally self-sealed zone allows magmatic fluid to escape into the overlying hydrothermal system. See text for discussion.

## ANEXO III

### FOCMEC: FOCAL MECHANISM DETERMINATIONS

J. Arthur Snoke  
Virginia Tech, Blacksburg, VA, USA  
snoke@vt.edu

#### Abstract

This report accompanies a package for determining and displaying double-couple earthquake focal mechanisms. Input are polarities (P, SV, SH) and amplitude ratios (SV=P, SH=P, SV=SH). The main program, Focmec, coded in Fortran 77, performs an efficient, systematic search of the focal sphere and reports acceptable solutions based on selection criteria for the number of polarity errors and errors in amplitude ratios. The search of the focal sphere is uniform in angle, with selectable step size and bounds. The selection criteria for both polarities and angles allow correction or weightings for near-nodal solutions. Applications have been made to finding best-constrained fault-plane solutions for suites of earthquakes recorded at local to regional distances (e.g., Chapman et al., 1997), analyzing large earthquakes observed at teleseismic distances (Snoke, 1990), and using recorded polarities and relative amplitudes to produce waveform synthetics (James and Snoke, 1994).

Program Focmec produces two output files: a complete summary of information about all acceptable solutions, and a summary file which can be used as an input to other programs for further analysis or display. Another program in the package, Focplt, produces focal-sphere plots based on the Focmec summary file of input data (polarities and ratios) alone or superimposed on solutions (fault planes, compression and tension axes, SV and SH nodal surfaces). Other auxiliary programs include one to create input files for program Focmec, a program which converts from among various ways of presenting a double-couple solution, a program which calculates the radiation factors for an input mechanism, and programs for displaying and printing plot files.

Instructions are included for compiling and running the programs, and there are two data sets with scripts and documentation for running the programs on the Sun (Unix) platform.

#### I. Introduction and Overview

Given excellent station coverage for an earthquake in a region for which the earth (seismic velocity) structure was well determined, and with well recorded, impulsive P-wave first arrivals, one could get a reliable estimate for the fault-plane solution (focal mechanism) for the event. More typically, the station density is low, the velocity structure known only approximately, and the polarities of the first arrivals are often ambiguous. It is almost always possible to find up to several focal mechanisms consistent with the data. Generally, the poorer the data, the larger the number of possible solutions. The range of possible solutions can often be further constrained if one can read, to within 10%, the P and S amplitudes on vertical component

seismograms. If one has data from three-component seismographs, the SH to P amplitude ratio provides what could be considered almost independent data. For some

events, one may observe clear SH and/or SV polarities at one or more stations, and the SV=SH amplitude ratio may be better constrained than a ratio including P.

The first version of program Focmec was written in 1984 (Snoke, 1984), and since then advances in both seismology and computer technology have led to the introduction of routine determinations of the full moment tensor using digitally recorded waveforms (e.g., Dziewonski, et al., 1981; and Sipkin, 2001). However, these techniques can generally be applied only to large earthquakes recorded at teleseismic distances or at regional distances for earthquakes large enough to have well-recorded surface waves (Randall et al., 1995; Dreger et al., 2000). Programs such as Focmec are still the best tools for getting focal mechanisms at local to regional distances, and, for the Sakhalin Island event discussed below, such programs can provide useful insights about the focal mechanism for large events.

The source code included with the distribution of this package has been compiled and linked by the author on a Unix (Sun) platform, but efforts have been made to minimize platform dependence. The plotting routines use the SAC graphics package (see below). All calls in the higher-level routines in this package use generic CALCOMP calls to facilitate adaptation to other plotting packages.

The next section in this report has a discussion of the programming procedure and data preparation. The following section has a description of the programs which make up the package plus some comments on downloading, compiling, and linking them. The final section includes descriptions, input, and output for sample runs. Appendix A contains detailed instructions on how to prepare an input file for program Focmec. Appendix B contains definitions of terms used when discussing focal mechanisms. readme files, which contain additional details regarding running the programs, are included with the distribution.

When other files in the distribution are mentioned below, their location is given relative to the top directory in the distribution. For example, `./sample runs/sakhalin/` is the subdirectory containing the drivers, input files, and output files for sample runs involving the Sakhalin Island event, and a copy of this documentation is `./doc/focmec.pdf`.

## II. Programming Procedure

The data (station identifiers, azimuths, takeoff angles at the source, polarities, and/or amplitude ratios from among P, SV, and SH arrivals) are read in from a file and stored. Selection parameters are entered through run-time prompts, or from user-customized script files. These include the number of allowed polarity errors for a solution, an acceptable range for deviations between the observed and calculated amplitude ratios, the number of ratio errors that are allowed to be outside that range, the region of the focal sphere to be searched for acceptable solutions and the fineness/coarseness of the search. Using these search criteria, program Focmec systematically tests all possible focal mechanisms and lists those that fit these selection criteria. It stores these "possible" mechanisms in two files: a short file with one line per solution which can later be used as an input file for a plotting program, such as Focplt, and a more complete listing file which includes four representations of the solutions (dip, strike, rake for either possible



fault plane; the A and N axes trends and plunges, the P and T trends and plunges; and the moment tensor), the station identifiers for those with a polarity error, and complete information on the calculated and theoretical amplitude ratios for each station. The conventions used are as in Aki and Richards (1980, pp. 105{119) and Herrmann (1975), except that our A and N axes correspond to Herrmann's X and Y axes. (See Snoke (1989) for a review of the terminology and conventions related to focal mechanism determinations.)

Two sets of input parameters deserve special mention: relative weighting for polarities, and, for ratios,  $P$  or  $S$   $\backslash$ cuto\_s" when the numerator or denominator radiation factor is near a nodal surface.

The default polarity weighting is unity, so one gets a  $\backslash$ 1" for every modeled polarity that does not match the observed polarity, a program alternative is to use weighted polarities, for which case a near-nodal radiation factor mismatch will count for less than one near the middle of the quadrant.

If the numerator or denominator radiation factor is near a nodal surface, the result is a large amplitude for the calculated  $\log_{10}(\text{ratio})$ . Further, the velocity structure may not be so well constrained that polarity errors near a nodal surface should be rejected. If the factor is less than the chosen  $\text{cuto}_$ , it gets replaced by the  $\text{cuto}_$  when calculating the ratio. Flags in the complete-solution output  $\_le$  indicate if the numerator, denominator, or both were below the  $\text{cuto}_s$  and to let the user know that those ratios may have to be examined more closely.

## ANEXO IV

### **HASH: A FORTRAN PROGRAM FOR COMPUTING EARTHQUAKE FIRST-MOTION FOCAL MECHANISMS – V1.2 – JANUARY 31, 2008**

**Jeanne L. Hardebeck**, US Geological Survey, Menlo Park, CA, [jhardebeck@usgs.gov](mailto:jhardebeck@usgs.gov).

**Peter M. Shearer**, **IGPP**, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, CA, [shearer@igpp.ucsd.edu](mailto:shearer@igpp.ucsd.edu).

#### INTRODUCTION:

Focal mechanisms of small earthquakes are typically determined from P-wave firstmotion polarities. These fault plane solutions are notoriously sensitive to various sources of error, including imperfect knowledge of the seismic velocity structure. To address this problem, we have developed a new method (called HASH, for HARdebeck&SHearer) for producing more stable focal mechanisms. This method generates a set of acceptable mechanisms for each event given the various sources of uncertainty, and returns the most likely mechanism. Mechanism quality is assigned based on the solution stability with respect to model uncertainty, represented by the spread of the acceptable mechanisms.

This technique has been shown to produce more accurate focal mechanisms than prior methods for cases in which we believe the correct mechanisms are known. For example, the mechanisms for clusters of events with similar seismic waveforms in the Northridge, California, aftershock sequence are more similar (Hardebeck & Shearer, 2002; Shearer et al., 2003), and the mechanisms of events along the San Andreas, Calaveras and Sergeant Faults in northern California are more consistent with the fault orientations delineated by earthquake locations (Kilb & Hardebeck, 2006). We have also expanded this technique to include S-wave to P-wave amplitude ratios.

This manual is intended to help researchers run HASH on their own data sets. The source code may be obtained at: <http://quake.wr.usgs.gov/research/software/#HASH>. The methodology is discussed in more detail in our publications. Please cite these papers if you use our codes. Thank you!

As described in our papers, this technique uses a grid-search to determine P-wave polarity first-motion (or P-polarity and S/P amplitude ratio) focal mechanisms. For each earthquake, a set of acceptable mechanisms is found. The spread of the acceptable mechanisms determines the uncertainty and the assigned solution quality. The set of acceptable mechanisms takes into account the uncertainty in polarity measurements, 2 event location, and takeoff angle (velocity model.) Therefore, you will need an estimate of the rate of polarity errors in your data, an estimate of the location uncertainty, and an estimate of the takeoff angle uncertainty (which can be represented as a set of possible 1D velocity models for your region.)

We've tried to make the code as input-format independent as possible. The idea is to have a main driver code that does the I/O and gets the input data into the internal

arrays, and subroutines that do the actual computation of the focal mechanisms and uncertainties and deal with the station locations and the seismic velocity models. To use for different networks and data formats, you should only have to edit the main driver code and the station subroutines.

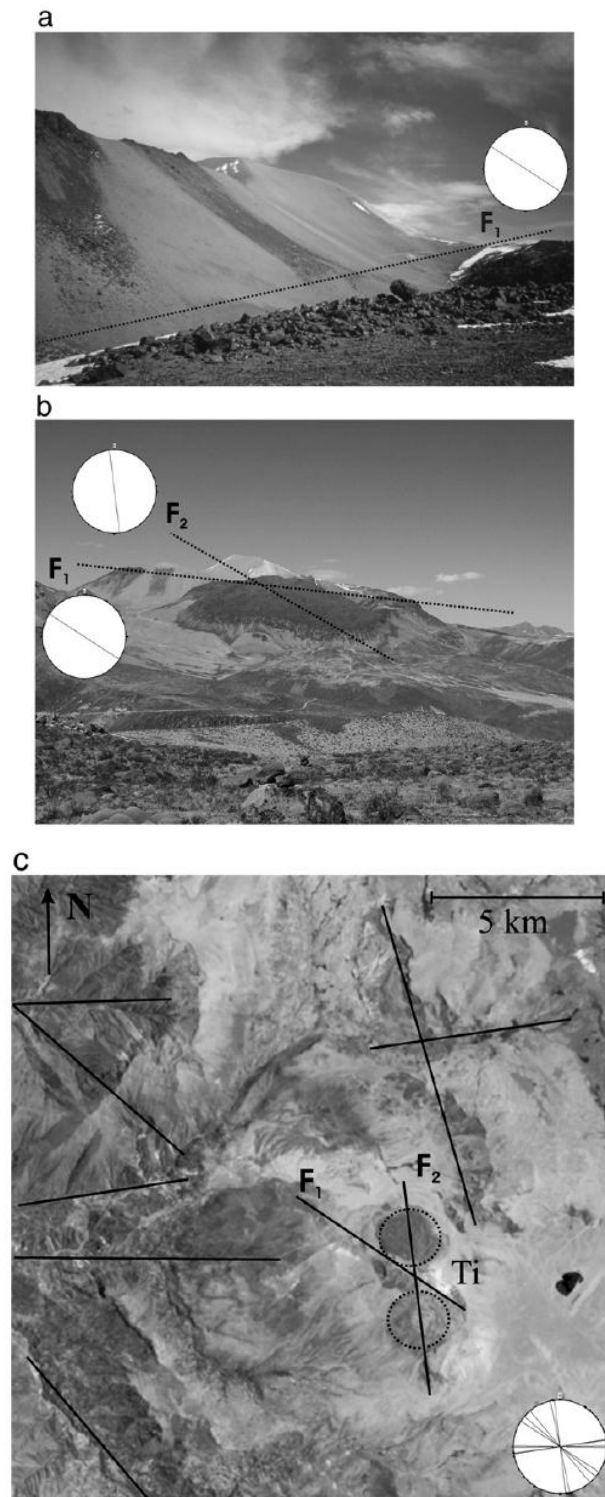
The code was developed while we were primarily using data from the Southern California Seismic Network (SCSN – also sometimes called TriNet), obtained through the Southern California Earthquake Data Center (SCEDC). Therefore the example formats are similar to the standard distribution formats of SCEDC phase data, and we occasionally refer to the SCSN or the SCEDC. We also refer to FPFIT, which is currently the most widely used focal mechanism program, see Reasenberg& Oppenheimer (1985). The new example 4, added for the release of HASH 1.2, uses the current SCEDC phase and station formats as of January 2008, including 5-character station names.

The programs are in FORTRAN 77, and have been tested by the authors on Sun workstations of various configurations, and a Mac G4 running OSX (FORTRAN 77 compiler available from FINK: <http://fink.sourceforge.net/>). Others have used the codes on Linux. Please contact the authors if any changes need to be made to run on other platforms. And of course please let us know if you discover any bugs.

## ANEXO V

## ESFUERZOS PREDOMINANTES EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN TICSANI

Lavallé, De Silva, Salas, &amp;Byrnes (2009)



**Fig. 6.** Ticsani volcano. (a) Photograph of the NW-SE trending ridge (dotted line:  $F_1$ ) at Ticsani (looking NW). (b) Photograph of the northern lava dome and the ridge at Ticsani (looking SSW). Parts of the southern lava dome can be seen beyond the left side of the ridge. (c) Landsat TM images showing the major faults (plotted on a stereonet), surrounding Ticsani volcano (Ti) and its lateral domes (dotted circles).

## ANEXO VI

**NÚMERO DE EVENTOS REGISTRADOS POR DÍA PARA EL PERIODO  
MAYO-SETIEMBRE 2014**

FECHA	SISMOS DE FRACTURA	SISMOS DE BAJA FRECUENCIA	TOTAL	FECHA	SISMOS DE FRACTURA	SISMOS DE BAJA FRECUENCIA	TOTAL
01/05/2014	1	0	1	01/05/2014	1	0	1
02/05/2014	0	0	0	02/05/2014	0	0	0
03/05/2014	4	0	4	03/05/2014	4	0	4
04/05/2014	3	1	4	04/05/2014	3	1	4
05/05/2014	2	0	2	05/05/2014	2	0	2
06/05/2014	6	0	6	06/05/2014	6	0	6
07/05/2014	1	0	1	07/05/2014	1	0	1
08/05/2014	8	0	8	08/05/2014	8	0	8
09/05/2014	3	1	4	09/05/2014	3	1	4
10/05/2014	3	0	3	10/05/2014	3	0	3
11/05/2014	4	2	6	11/05/2014	4	2	6
12/05/2014	4	0	4	12/05/2014	4	0	4
13/05/2014	0	0	0	13/05/2014	0	0	0
14/05/2014	4	1	5	14/05/2014	4	1	5
15/05/2014	3	0	3	15/05/2014	3	0	3
16/05/2014	1	0	1	16/05/2014	1	0	1
17/05/2014	4	0	4	17/05/2014	4	0	4
18/05/2014	5	0	5	18/05/2014	5	0	5
19/05/2014	0	0	0	19/05/2014	0	0	0
20/05/2014	10	0	10	20/05/2014	10	0	10
21/05/2014	9	0	9	21/05/2014	9	0	9
22/05/2014	4	0	4	22/05/2014	4	0	4
23/05/2014	6	0	6	23/05/2014	6	0	6
24/05/2014	4	0	4	24/05/2014	4	0	4
25/05/2014	6	0	6	25/05/2014	6	0	6
26/05/2014	5	0	5	26/05/2014	5	0	5
27/05/2014	8	0	8	27/05/2014	8	0	8
28/05/2014	4	0	4	28/05/2014	4	0	4
29/05/2014	3	0	3	29/05/2014	3	0	3
30/05/2014	5	0	5	30/05/2014	5	0	5
31/05/2014	2	0	2	31/05/2014	2	0	2
01/06/2014	3	0	3	01/06/2014	3	0	3
02/06/2014	3	0	3	02/06/2014	3	0	3