

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA

FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA

GEOFÍSICA



**“EVALUACIÓN SISMOTECTÓNICA DEL VOLCÁN
TICSANI USANDO DATOS DE REDES SÍSMICAS
LOCALES (REGIÓN MOQUEGUA)”**

Presentado por el bachiller:

Gisela Katherine Pinto Chávez

Para optar el título profesional de
ingeniera Geofísico

Asesor interno: Dr. Armando Minaya

Asesor externo: Dr. Hernando Tavera

AREQUIPA – PERÚ

2018

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA

FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA
GEOFÍSICA



**“EVALUACIÓN SISMOTECTÓNICA EN LA ZONA DEL
VOLCÁN TICSANI USANDO DATOS DE REDES
SÍSMICAS LOCALES (REGIÓN MOQUEGUA)”**

Jurados:

Presidente: Dr. Jorge Soto Vásquez

Vocal: MSc. Edgard Gonzales Zenteno

Secretario: Ing. Javier Ticona Paucara

Asesores:

Asesor interno: Dr. Armando Minaya

Asesor externo: Dr. Hernando Tavera

Presentado por el Bachiller Gisela Katherine Pinto Chávez

AREQUIPA – PERÚ
2018

*Dedicado a mi señor padre
Pascual, a mi madre Julia y a mis
hermanas Carmen, Lucía, Teresa,
Rossmary y Flór de María por
su constante apoyo y
confianza.*

AGRADECIMIENTOS

Al concluir el presente estudio, debo expresar mi agradecimiento a todas las personas que contribuyeron con la elaboración y finalización del mismo.

En primer lugar, quiero agradecerle a Dios por permitirme realizar y finalizar mi tesis sin ningún contratiempo, por haber iluminado mi camino, estando conmigo en todo momento y porque me permitió culminar mi carrera.

A mis padres, Pascual Pinto y Julia Chávez, y mis hermanas Carmen, Lucía, Teresa, Rossmary y Flor de María, por acompañarme en este largo camino, apoyándome y aconsejándome en la toma de decisiones difíciles para el desarrollo de mi vida profesional. En especial a ti por ser un buen compañero, amigo, consejero y maestros gracias por ser muchas veces mi soporte y formar parte de mi vida contagiándome tu fortaleza y valentía gracias.

Asimismo, quiero expresar mi profundo agradecimiento al Dr. Hernando Tavera, Presidente Ejecutivo y Director de la Sub-dirección de Ciencias de la Tierra Sólida (CTS) del IGP, por su asesoramiento, consejos y paciencia. Por inculcarme el interés en la investigación y en la ciencia. Además de su disposición y buena voluntad de compartir su sabiduría y experiencia, respondiendo mis inquietudes en el campo de la sismología. Por instruirme en la filosofía del trabajo, enseñándome hacer las cosas bien hechas.

A los compañeros del área de Ciencias de la Tierra Sólida (CTS), por las experiencias compartidas.

Un agradecimiento especial al Dr. Armando Minaya por sus consejos y entereza, ya que sin ellos no hubiese podido lograr muchos de mis objetivos trazados en la culminación de mi etapa universitaria. Al Dr. Edgardo Gonzales e Ing. Javier Ticona que gracias a su apoyo y paciencia logre llegar a buen término mi desarrollo profesional. A mis compañeros de la universidad en especial Edwin Chagua, Pepe Aynaya mi agradecimiento por su amistad incondicional y compañerismo durante mi estadía en Lima.

Finalmente, mi agradecimiento a la Universidad Nacional de San Agustín (UNSA) y a los catedráticos de la escuela profesional de Ingeniería Geofísica, por las enseñanzas impartidas durante mi formación académica.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS

RESUMEN

CAPÍTULO I, INTRODUCCIÓN

1.1 UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD	16
1.1.1 Ubicación	16
1.1.2 Accesibilidad	18
1.2 JUSTIFICACIÓN	18
1.3 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA.....	19
1.3.1 Definición del problema	19
1.3.2 Formulación del problema	19
1.4 ALCANCES Y LIMITACIONES	19
1.4.1 Alcances	19
1.4.2 Limitaciones	19
1.5 VARIABLES E INDICADORES.....	20
1.5.1 Independientes	20
1.5.2 Dependientes.....	20
1.5.3 Indicadores	20
1.6 OBJETIVOS	20
1.6.1 Objetivo general.....	20
1.6.2 Objetivos específicos	20
1.7 HIPÓTESIS	21
1.8 INTERÉS DEL ESTUDIO.....	21
1.9 ANTECEDENTES EN LA ZONA DE ESTUDIO	21

CAPÍTULO II, GEODINÁMICA Y SISMICIDAD EN EL PERÚ

2.1 GEODINÁMICA.....	23
2.1.1 Principales rasgos tectónicos	23
2.1.1.1 Dorsal de Nazca (Z.C.):	25
2.1.1.2 Fractura de Mendaña:	25
2.1.1.3 Fosa Peruano- Chilena:.....	25
2.1.1.4 La Cordillera Andina	26
2.1.1.5 Cadena volcánica	26
2.1.1.6 Sistema de fallas	26
2.2 CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD EN EL PERÚ.....	27
2.2.1 Análisis de la Sismicidad en el Perú	29
2.2.1.1 Sismicidad superficial ($h \leq 60$ km).	29
2.2.1.2 Sismicidad Intermedia ($61 \leq 300$ km).	30
2.2.1.3 Sismicidad Profunda ($h > 301$ km).....	30
2.2.2 Distribución en profundidad	32
2.2.3 Tectónica	33

CAPITULO III, MARCO TEORICO

3.1 SISMICIDAD VOLCÁNICA	35
3.1.1 Clasificaciones de los sismos volcánicos.....	35
3.1.1.1 Fase A	35
3.1.1.2 Fase B	37
3.1.1.3 Fase C	38
3.1.1.4 Fase D	40
3.2 DISTRIBUCION DE ESFUERZOS	41
3.2.1 Mecanismos Focales	41
3.2.1.1 Polaridad de la onda P	42

CAPÍTULO IV, GEOLOGÍA DEL VOLCÁN TICSANI

4.1 EL VOLCANISMO CENOZOICO ANDINO EN EL SUR DEL PERÚ.....	45
4.2 EVOLUCIÓN GEOLOGÍCA	48
4.2.1 Rocas sedimentarias del Jurásico superior a Cretáceo inferior	48
4.2.2 Rocas sedimentarias del Cretáceo medio	48
4.2.3 Rocas sedimentarias del Cretáceo superior a Terciario medio.....	48
4.2.4 Rocas lávicas del Cretáceo medio a superior	49
4.2.5 Rocas intrusivas del Cretáceo y Paleógeno	49
4.2.6 Rocas volcánicas del Oligoceno superior a Mioceno medio	49
4.2.7 Rocas volcánicas del Mioceno superior al Pleistoceno.....	49
4.3 PROCESO ERUPTIVO DEL VOLCAN TICSANI	49
4.3.1 Marco estructural regional y local	53
4.3.2 Estratigrafía del volcán Ticsani	54
4.3.2.1 Depósitos volcánicos del edificio “Ticsani antiguo”.....	56
4.3.2.2 Depósitos volcánicos del edificio “Ticsani moderno”	56
4.4 ACTIVIDAD HISTÓRICA DEL VOLCÁN TICSANI	57
4.5 FALLAS EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN TICSANI	58

CAPÍTULO V, CAMPAÑAS SÍSMICAS

5.1 CAMPAÑAS SÍSMICAS.....	61
5.1.1 Primera campaña, 2005.....	62
5.1.2 Segunda campaña, 2006.....	64
5.2 PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS SÍSMICO	66
5.2.1 Procesamiento Sísmico	66
5.3 MODELO DE VELOCIDAD	68
5.4 RELACIÓN DE VELOCIDADES	75
5.5 VELEST.....	76
5.6 HYPO 71.....	78
5.7 ANÁLISIS SÍSMICO	79
5.8 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SÍSMICIDAD	81
5.8.1 Sismicidad del año 2005.....	81
5.8.1.1 Distribución de la sismicidad en profundidad.....	85
5.8.1.2 Distribución de esfuerzos	87

5.8.2 Sismicidad del año 2006	91
5.8.2.1 Distribución de la sismicidad en profundidad.....	95
5.8.3 Otros estudios.....	97
5.8.3.1 Distribución de la sismicidad en profundidad.....	101
5.8.3.2 Distribución de esfuerzos	103
CAPITULO VI, INTERPRETACIÓN SISMOTECTÓNICA	
6.1 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL.....	105
6.1.1 Distribución en superficie (2005, 2006 y 2014).....	105
6.1.2 Distribución de la sismicidad en profundidad (2005, 2006 y 2014) .	107
6.2 DISTRIBUCIÓN DE ESFUERZOS	109
6.3 INTERPRETACION SISMOTECTONICA.....	113
CONCLUSIONES	
RECOMENDACIONES	
BIBLIOGRAFÍA	

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 Principales rasgos tectónicos presentes en el Perú (Tavera et al 2002): La Fosa Perú-Chile, La Dorsal de Nazca, La Fractura de Mandaña, La Cordillera de los Andes, La Cadena Volcánica (triángulos) y los principales sistemas de Fallas (AM=Amazonas, CB== Cordillera Blanca, SA=Satipo, HUA=Huaytapallana, TM= Tambomachay, MD= Madre de Dios). Las flechas rojas indican la dirección del desplazamiento de las placas de Nazca y Sudamericana (DeMents et al (1990).....	24
Figura 2.2 Zona de subducción y tipos de sismos que ocurren en ella. Las puntos indican la posición de los sismos, las letras son fuentes sismogénicas: a. sismos 'outer-rise'; b. sismos interplaca; c. sismos intraplaca y d. sismos corticales (Fuente: Portal Ciencia).	28
Figura 2.3 Distribución espacial de los eventos sísmicos en Perú para el periodo 1960-2016. Los círculos de color rojo representan a sismos superficiales; amarillos, sismos intermedios y azules, sismos profundos (Fuente IGP).....	31
Figura 2.4 Secciones verticales de sismicidad para las regiones Norte (perfil AA'), Centro (perfil BB'), Sur (perfil CC') del Perú (ver Figura 2.3) (Fuente IGP).....	32
Figura 2.5 Geometría de una falla en la cual el bloque de la derecha se desliza abajo, movimiento conocido como "falla normal" (Fuente Meted).	34
Figura 3.1 Sismo volcano-tectónico registrado en el volcán Ticsani (Perú) 20/10/2005, (Fuente IGP).....	36
Figura 3.2 Ejemplos de sismos de tipo Tornillo registrado en el volcán Galeras (Colombia).....	37
Figura 3.3 Señal Tremor registrado en el volcán Ubinas (Perú) 27/03/2014, (Fuente IGP, Macedo et al, 2014.).	38
Figura 3.4 Señal híbrida registrada en el Volcán Ticsani 25/09/2008, (Fuente IGP Macedo et al, 2014).....	40
Figura 3.5 Evento tipo Explosión registrado en el volcán Ubinas (Perú) 11/07/2006,	41
Figura 3.6 Trayectoria del rayo sísmico desde el foco hasta la estación y distribución de compresiones (cuadrante en negro) y dilataciones (en blanco)	

sobre la esfera focal y desplazamientos de la onda P en la superficie de la Tierra (Buforn, 1985).	43
Figura 3.7 Parámetros geométricos de una falla, el rumbo (Φ), el buzamiento (δ) y el deslizamiento (λ).....	43
Figura 4.1 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).....	45
Figura 4.2 La geometría de la subducción (recuadros de la derecha) y la actividad volcánica en Sudamérica (Deza, 1991 modificado).	46
Figura 4.3 Diagrama bloque de la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental Sudamericana. a) Subducción sub-horizontal en el Centro y Norte del Perú. b) Subducción normal en el Sur y Norte de Chile. (Mattauer, 1989,).....	47
Figura 4.4 Vista en 3D desde el flanco N del volcán Ticsani.....	50
Figura 4.5 Mapa geológico y vulcanológico del volcán Ticsani y alrededores. Los domos están indicados con D1, D2 y D3 (Mariño 2002).	52
Figura 4.6 Estructuras y depósitos del volcán Ticsani (Mariño, 2002).....	54
Figura 4.7 Columna estratigráfica de los depósitos del volcán Ticsani e hipótesis sobre su evolución (Mariño, 2002).	55
Figura 5.1 Formas de onda del sismo del 01 de Octubre del 2005 22:19:46 UTC registrado por la estación CTH, SGR, CVE, TOQ Y LYA (Tavera, 2006).	61
Figura 5.2 Registro de un sismo Volcano-Tectónico VT, registrado en la campaña sísmica 2005 en la región del volcán Ticsani.	67
Figura 5.3 Registro de un sismo de tipo “A” registrado en la estación TIC en campaña sísmica 2005 en la región del volcán Ticsani.	67
Figura 5.4 Registro de un sismo de tipo “B” registrado en la estación CRM en campaña sísmica 2005 en la región del volcán Ticsani.	68
Figura 5.5 Registro de un sismo de tipo “C” registrado en la estación HMA en campaña sísmica 2006 en la región del volcán Ticsani.	68
Figura 5.6 Representación de los valores de error SEZ, SEH, y RMS según los modelos propuestos por Grange (1983) (modelo 1)= trazo verde; Dorbath, (1991)	

(modelo 2)= trazo azul y Villegas (2009) (modelo 3)= trazo rojo, calculados para la región del volcán Ticsani. 74

Figura 5.7 Curva de Wadati obtenido con el total de los tiempos de llegada de las ondas P y S correspondientes a la campaña sísmica 2005 (a), 2006 (b) y ambas campañas 2005 y 2006 (c). 76

LISTA DE TABLAS

Tabla 5.1 Coordenadas geográficas y UTM de las estaciones sísmicas temporales instaladas en la región del volcán Ticsani en el periodo 2005.....	64
Tabla 5.2 Periodo de operatividad de las estaciones de la Red Sísmica Temporal sobre la región del volcán Ticsani en el año 2005. Líneas = registró información.	64
Tabla 5.3 Coordenadas geográficas y UTM de las estaciones sísmicas temporales en el periodo 2006.	66
Tabla 5.4 Periodo de operatividad de las estaciones de la Red Sísmica Temporal sobre la región del volcán Ticsani en el año 2006. Líneas = registró información.	66
Tabla 5.5 Resultados obtenidos para los 50 eventos sísmicos utilizando el modelo 1 (Grange, et al., 1983).....	71
Tabla 5.6 Resultados obtenidos para los 50 eventos sísmicos utilizando el modelo 2 (Dorbath, et al., 1991).....	72
Tabla 5.7 Resultados obtenidos para los 50 eventos sísmicos utilizando el modelo 3 (Villegas, et al., 2009).	73
Tabla 5.8 Valores de Vp y Profundidad, del modelo de velocidades a ser utilizado en el presente estudio (modelo modificado 2).....	78

LISTA DE CUADROS

Cuadro 5.1 Modelos de velocidad de Grange, et al., (1983) (Modelo 1) Dorbath, et al., (1991) (Modelo 2) y Villegas, (2009) (Modelo 3) evaluados en este estudio.

..... 69

RESUMEN

Usando datos sísmicos obtenidos de dos redes locales instaladas en la región del volcán Ticsani, se ha determinado las características de la deformación superficial entorno al volcán Ticsani. Estas redes funcionaron por algunas semanas durante los años 2005 y 2006.

El análisis de la información recolectada ha permitido seleccionar la sismicidad asociada a deformaciones locales dentro y fuera de la estructura del volcán Ticsani. Esta sismicidad se distribuye a lo largo de las trazas de fallas Ticsani, F2 y otras no conocidas en las cercanías del volcán. Estos sismos presentaron magnitudes ≤ 3.3 ML y profundidades menores a 19 km. La sismicidad sugiere que la falla Ticsani y F2 presentan procesos de deformación por extensión y dada su geometría en profundidad, indican la presencia de un graben en el extremo SO del volcán. Asimismo, en su extremo sur, se observa la presencia de una falla de tipo normal con pendiente en dirección SE. Estos resultados son coherentes con la información obtenida de estudios de interferometría realizados por Gonzales, et al (2006).

Los resultados sugieren el desarrollo de un importante proceso de deformación local entorno al volcán Ticsani.

Palabras claves: Volcán Ticsani, evaluación sismotectónica, de magnitud local (ML).

ABSTRAC

Using seismic data obtained from two local networks installed in the Ticsani volcano region, the characteristics of the surface deformation around the Ticsani volcano have been determined. These networks ran for a few weeks during the years 2005 and 2006.

The analysis of the information collected has allowed to select the seismicity associated with local deformations inside and outside the structure of the Ticsani volcano. This seismicity is distributed along the traces of Ticsani, F2 faults and others not known in the vicinity of the volcano. These earthquakes presented magnitudes ≤ 3.3 ML and depths less than 19 km. The seismicity suggests that the Ticsani and F2 fault have deformation processes by extension and given their geometry in depth, they indicate the presence of a graben in the SW end of the volcano. Also, at its southern end, the presence of a normal type fault with slope in SE direction is observed. These results are consistent with the information obtained from interferometry studies conducted by Gonzales, et al (2006).

The results suggest the development of an important process of local deformation around the Ticsani volcano.

Keywords: Ticsani volcano, sismotectonic evaluation, the local magnitude (ML).

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

La actividad sísmica en el Perú está asociada al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, la cual se da a una velocidad relativa de 6 a 7 cm/año (DeMets et al., 1990; Norabuena et al., 1999; Kendrick et al., 2003, Villegas et al., 2009) generando sismos de diversas magnitudes y a diferentes niveles de profundidad. La mayor frecuencia y ocurrencia de eventos de gran magnitud, es debido directamente a la convergencia de placas, siendo esta la principal fuente sismogénica en el Perú. La segunda fuente abarca los procesos de compresión y tensión que soporta la placa continental, y que se manifiesta con su continuo plegamiento, dando formación a cadenas, montañas y valles transversales; así como, sistemas de fallas y actividad volcánica. La presencia de volcanes en la región sur del Perú, parece estar asociada con la geometría de la placa en el proceso de subducción, subhorizontal en las regiones Norte y Centro con ausencia de volcanes; y normal en la región Sur, con la presencia de aproximadamente por 50 volcanes y de ellos, 13 son reconocidos como activos.

En la región Sur de Perú, los volcanes más activos son el Misti, Ampato, Sabancaya, Hualca-Hualca, Andagua, Coropuna, Huaynaputina, Ubinas, Ticsani, Tutupaca, Yucamane y Casiri, todos distribuidos en los departamentos de Ayacucho, Arequipa, Moquegua y Tacna respectivamente. De estos volcanes el Ticsani se encuentra ubicado al NO de la ciudad de Moquegua, siendo su proceso eruptivo más antiguo el ocurrido hace 11 000 años con tres erupciones explosivas; además de otra erupción, hace menos de 400 años de tipo freatomagmático, relacionada con la apertura del cráter más reciente del volcán. Esta erupción produjo dos flujos piroclásticos de bloques y cenizas.

Tectónicamente, el volcán Ticsani se encuentra cerca de un sistema de fallas de poca longitud que habrían producido en el pasado una importante actividad sísmica. El último evento sísmico ocurrió el 1 de octubre del 2005 (ML=5.3), llegando a producir gran cantidad de réplicas durante un periodo de 15 días e intensidades de VI (MM) afectando localidades como Calacoa, Cuchumabaya y Carumas. Durante la crisis sísmica, del volcán Ticsani, el Instituto Geofísico del Perú realizó la instalación de estaciones sísmicas temporales en diferentes periodos de tiempo, las mismas que han permitido obtener información de la

zona de estudio. Esta información ha logrado evaluar parcialmente las deformaciones corticales en la región del volcán Ticsani, así como plantear las primeras hipótesis sobre el origen de la sismicidad y la importante deformación superficial observada in situ y por medio de imágenes satelitales de la región de estudio.

En este estudio se hace uso de información sísmica registrada en dos campañas cortas de sismicidad realizadas por el Instituto Geofísico del Perú en la región del volcán Ticsani a fin de conocer los procesos de deformación local y su interpretación sismotectónica. La primera campaña sísmica se realizó inmediatamente después de ocurrido el sismo del 1 de Octubre del 2005 (5.3 ML) y la segunda, al año siguiente a fin de comprender la dinámica propia de la zona.

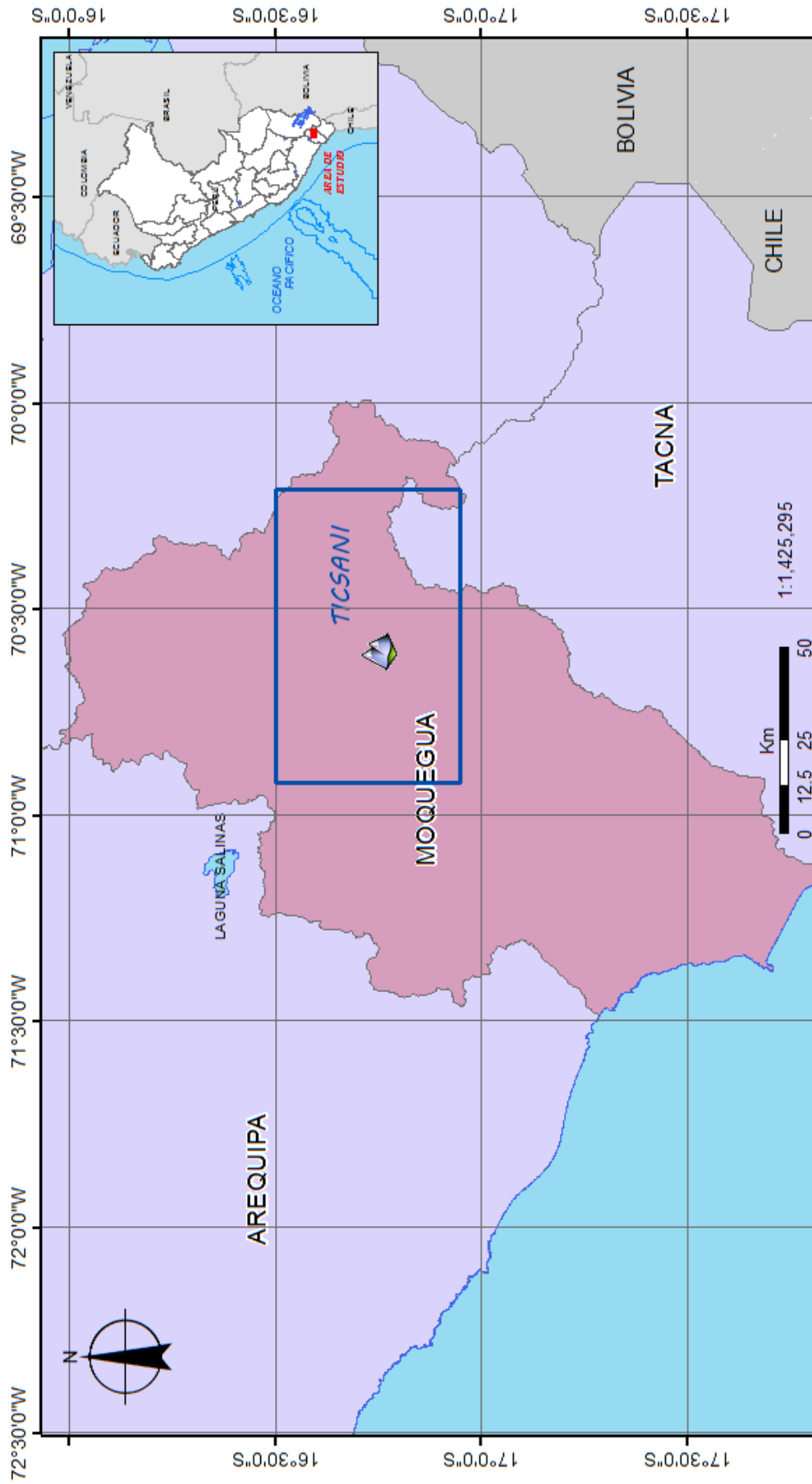
1.1 UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD

1.1.1 Ubicación



El volcán Ticsani está ubicado en el distrito de San Cristóbal, provincia Mariscal Nieto, departamento de Moquegua ($-70^{\circ} 36'$, $-16^{\circ} 45'$), a 60 km al noreste de la ciudad de Moquegua. Alcanza una altura máxima de 5408 msnm (Mapa 01).



El Ticsani, es un complejo volcánico conformado por tres domos alineados y dos cráteres semi destruidos. Además, en sus proximidades afloran manantiales con temperaturas muy altas, algunas de las cuales son empleadas como baños termales.

Cerca al volcán se hallan asentados doce centros poblados, donde habitan más de 5 mil personas: Calacoa, San Cristóbal, Carumas, Cuchumbaya, Soquezane, entre otros, como son los más cercanos y vulnerables ante la posible erupción de este volcán o la ocurrencia de un sismos producidos por el sistema de fallas presente en esta región.



LEYENDA:

-  Volcan Ticsani
-  Lagos
-  Area de Estudio

 <p>UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA</p>			
Ubicación del volcán Ticsani			
Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristóbal	Mapa
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach. Gisela Pinto	Escala Gráfica:  0 12.5 25 50	
			01

1.1.2 Accesibilidad

Para acceder a la región del volcán Ticsani se cuenta con caminos afirmados, aunque en el tramo final los accesos lo constituyen trochas que en épocas de lluvia se tornan de difícil acceso por el lodo acumulado.

En el Tabla 1.1 se resumen las distancias, tiempos y vías de acceso a la zona de estudio.

Tabla 1.1 Resumen de distancias, tiempos y vías en la zona de estudio.

De:	A:	Distancia	Tiempo	Vías
Arequipa	Moquegua	175 Km	4 hr – 30min	Asfaltado
Moquegua	Prov. Mariscal Nieto	77 km	1 hr – 50 min	Asfaltado
Prov. Mariscal Nieto	Dist. de San Cristóbal	70 Km	50 min	Asfaltado
Dist. de San Cristóbal	Volcán Ticsani	50 Km	40 min	Trocha

1.2 JUSTIFICACIÓN

Este estudio tiene como propósito analizar la actividad sísmica registrada por dos redes locales y cuyos resultados permitirán realizar la interpretación sismotectónica y proponer una hipótesis que explique todo el proceso de deformación que se desarrolla en la región del volcán Ticsani.

En la región del volcán Ticsani, el 1 de octubre del 2005 ocurrió un sismo que origino daños en varias ciudades del departamento de Moquegua (Calacoa, San Cristóbal, Carumas, Cuchumbaya, Soquezane, entre otros), lo cual indica que están expuestas a peligros que traen consigo pérdidas de vidas humanas y materiales. Este sismo fue generado por una falla tectónica local, lo cual muestra la necesidad de que las fallas presentes en la región sean estudiadas.

En la región del volcán Ticsani en los últimos años se registraron sismos relacionados a la reactivación de fallas geológicas, es así que surge la necesidad de realizar estudios que permiten explicar las características de las fuentes generadoras de estos sismos, conocimiento que permitirá tomar acciones de Gestión de Riesgo de Desastres (GRD).

1.3 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

1.3.1 Definición del problema

El volcán Ticsani es uno de los siete volcanes activos del Sur del Perú (Misti, Sabancaya, Ubinas, Ticsani, Huaynaputina, Tutupaca, Yucamane) y su más reciente erupción ocurrió hace menos de 400 años. La problemática actual de la región del volcán Ticsani se debe a una actividad sísmica persistente y al latente peligro por erupción del mismo.

Cerca al volcán se hallan asentados doce centros poblados, donde habitan más de 5 mil personas, de los cuales Calacoa, San Cristóbal, Carumas, Cuchumbaya, Soquezane son los más cercanos y vulnerables ante una posible erupción de este volcán o la ocurrencia de sismos producidos por el sistema de fallas presentes en esta región.

1.3.2 Formulación del problema

¿Cómo conocer el estado de deformación tectónica local de la región del volcán Ticsani para proponer medidas de Gestión del Riesgo de Desastres (GRD) a fin de que no afecte a la población que se encuentra en la región?

1.4 ALCANCES Y LIMITACIONES

1.4.1 Alcances

- Proponer una hipótesis que explique todo el proceso de deformación que se produce en la estructura y región del volcán Ticsani usando los registros sísmicos obtenidos de dos campañas sísmicas locales.
- Analizar el origen de la sismicidad presente en la región del volcán Ticsani, a fin de que sea insumo para proponer acciones de Gestión del Riesgo de Desastres.

1.4.2 Limitaciones

Las limitaciones del estudio radican en:

- Cortó periodo de funcionamiento de las redes sísmicas locales; sin embargo, se obtuvo información representativa para la zona de estudio.

- No todos los eventos fueron de suficiente energía para poder ser registrados en todas las estaciones y así poder disponer de mayor número de eventos y realizar focalizaciones óptimas de los sismos.

1.5 VARIABLES E INDICADORES

1.5.1 Independientes

Distribución espacial de la sismicidad que permita identificar patrones de deformación local y su relación con las principales fallas tectónicas identificadas en la región.

1.5.2 Dependientes

La poca frecuencia de ocurrencia de sismos, o la ocurrencia de sismos de gran magnitud y sus principales réplicas.

1.5.3 Indicadores

- Fallas geológicas.
- Red sísmica.
- Frecuencia de sismos.
- Magnitud de los sismos.
- Deformación local.
- Sismotectónica local.

1.6 OBJETIVOS

1.6.1 Objetivo general

- Analizar la distribución en superficie y profundidad de la actividad sísmica ocurrida en la región del volcán Ticsani durante el período 2005, 2006 y 2014 a fin de evaluar los patrones de deformación local presente en la región del volcán Ticsani.

1.6.2 Objetivos específicos

- Realizar el análisis de la información sísmica recolectada con dos redes sísmicas locales durante los años 2005 y 2006.
- Correlacionar la sismicidad con las trazas de fallas tectónicas identificadas en la región.

- Conocer los patrones de deformación superficial local.
- Identificar la geometría de las fallas tectónicas asociadas a la actividad volcánica.

1.7 HIPÓTESIS

- A partir del análisis de la distribución espacial de la actividad sísmica asociada al volcán Ticsani y sus alrededores se determinará el patrón de deformación local que definen los procesos geodinámicos debidos al volcán Ticsani, los mismos que afectaron a la población aledañas.

1.8 INTERÉS DEL ESTUDIO

Actualmente, la región del Volcán Ticsani presenta actividad sísmica persistente, habiendo sido registrada instrumentalmente al menos desde 1999 por el Instituto Geofísico de la Universidad Nacional de San Agustín (IGUNSA) y el Instituto Geofísico del Perú (IGP 2005). Esta actividad sísmica estaría asociada a la deformación tectónica superficial y al proceso eruptivo del volcán Ticsani, representando ambos un peligro latente para los centros poblados cercanos.

Considerando la existencia de aproximadamente 55 centros poblados ubicados a pocos kilómetros del volcán Ticsani y de las principales trazas de fallas tectónicas, es necesario 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 Cristóbal (4058 habitantes).

1.9 ANTECEDENTES EN LA ZONA DE ESTUDIO

Los trabajos y estudios de investigación realizados en la zona de estudio son los siguientes:

- **Aguilar et al., (1999):** analiza y evalúa los parámetros hipocentrales del “sismo de Calacoa” de magnitud 4.0Mw ocurrido el 6 de mayo del año 1999 mediante la información obtenida de estaciones sísmicas del Instituto Geofísico de la Universidad Nacional de San Agustín (IGUNSA) y la red sísmica nacional del Instituto Geofísico del Perú.

Realiza también el análisis de sus réplicas registradas en una campaña de tres días posterior al sismo principal.

- **Mariño (2002):** realiza estudios geológicos vulcanológicos en la región del Volcán Ticsani: litología, cartografiado, estratigrafía y análisis granulométricos. Identifica los diferentes tipos de depósitos volcánicos, además de la evaluación de peligros volcánicos en base a mapas de peligrosidad.
- **Tavera (2006):** mediante el registro de actividad sísmica durante la crisis del 2005 en la región del volcán Ticsani, determina los parámetros hipocentrales del sismo principal, la distribución espacial de las réplicas y a partir de mecanismos focales, la deformación cortical asociada al sistema de fallas presente en la región.
- **Gonzales et al., (2009):** realiza estudios en base a datos de interferometría radar – InSAR, en las zonas de Huambo-Cabanaconde (Arequipa) y Calacoa (Moquegua). Identificaron dos zonas de deformación que se gestaron probablemente como consecuencia de los eventos sísmicos ocurrentes en la región.
- **Byrdina et al., (2013):** describe la influencia de la topografía regional en los sistemas hidrotermales de los complejos volcánicos del Ticsani y Ubinas utilizando el método del Potencial Espontáneo.
- **Cruz (2016):** mediante la información recolectada durante una campaña sísmica realizada en la región del volcán Ticsani (Moquegua) durante el periodo de mayo a setiembre de 2014, determina los parámetros hipocentrales y la distribución espacial de la microsismicidad local. Asimismo, elaborando mecanismos focales establece el desarrollo de procesos de deformación que facilitaron el ascenso de lava hacia la cámara magmática, provocando presión en el sistema y aporte de fluidos magmáticos e hidrotermales.

CAPÍTULO II

GEODINÁMICA Y SISMICIDAD EN EL PERÚ

2.1 GEODINÁMICA

Todos los procesos geodinámicos que se desarrollan en el territorio peruano y áreas adyacentes, tienen su origen en el proceso de convergencia entre las placas de Nazca y la Sudamericana, la primera se desplaza en dirección Este con una velocidad relativa de 6 a 7 cm/año (DeMets et al., 1990; Norabuena et al., 1999; Kendrick, et al., 2003, Villegas et al, 2009). Durante el desarrollo de este proceso, en los últimos 65 millones de años (Ma), el desplazamiento de las placas produjo en el continente el levantamiento y resquebrajamiento de rocas sedimentarias permitiendo la formación de la cordillera Andina (Mergard, 1978; Soler y Sébrier, 1990). Desde su estrechamiento al sur de Chile, los Andes se extiende en cadenas paralelas por Argentina, Bolivia, Perú, Ecuador y Colombia, cubriendo una longitud de 7000 Km, levantándose en algunas regiones del borde Oeste de Sudamérica de manera abrupta.

Las fuerzas tectónicas que producen el desplazamiento de las placas generan una constante acumulación de energía que se libera en forma de sismos (Tavera y Buforn, 1998).

2.1.1 Principales rasgos tectónicos

La subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana está acompañada por la presencia de grandes rasgos tectónicos ubicados a ambos extremos del margen continental, y que deben su origen a los continuos movimientos de compresión y extensión que ambas placas soportan. Por lo tanto, el Perú está sometido a una intensa actividad sísmica. La evolución geodinámica de Perú está controlada por los siguientes rasgos tectónicos: la Dorsal de Nazca, la fractura de Mendaña, la Fosa Peruano-Chilena, la Cordillera Andina, la Cadena Volcánica y los diferentes Sistemas de Fallas distribuidas en el interior del continente. La ubicación geográfica de estos rasgos tectónicos se muestra en la Figura 2.1.

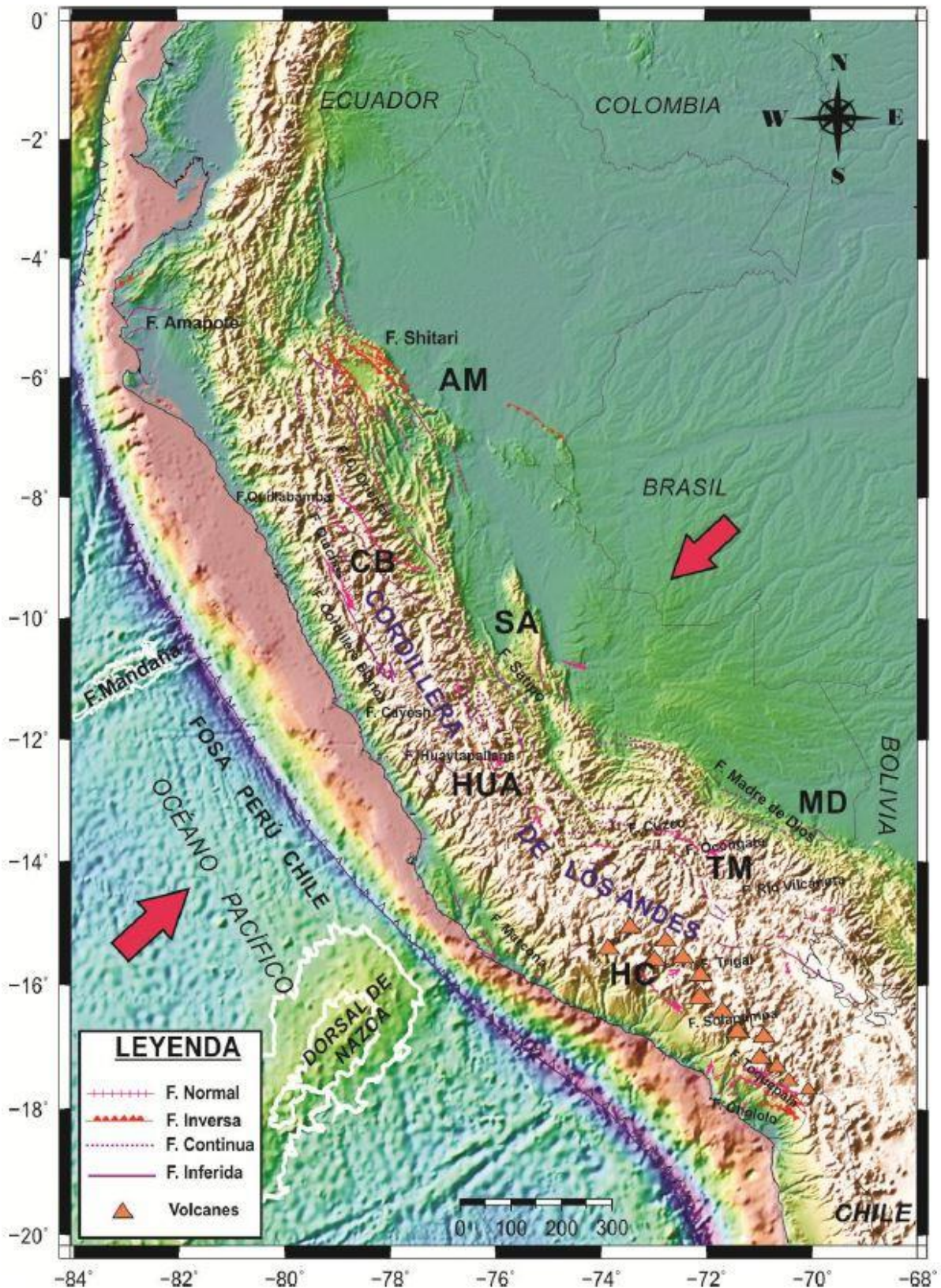


Figura 2.1 Principales rasgos tectónicos presentes en el Perú (Tavera et al 2002): La Fosa Perú-Chile, La Dorsal de Nazca, La Fractura de Mandañá, La Cordillera de los Andes, La Cadena Volcánica (triángulos) y los principales sistemas de Fallas (AM=Amazonas, CB=Cordillera Blanca, SA=Satipo, HUA=Huaytapallana, TM= Tambomachay, MD= Madre de Dios). Las flechas rojas indican la dirección del desplazamiento de las placas de Nazca y Sudamericana (DeMents et al (1990).

2.1.1.1 Dorsal de Nazca (Z.C.):

Es una cordillera oceánica que se encuentra ubicada en el extremo NO de la región Sur de Perú frente al departamento de Ica. Esta cordillera sigue una orientación NE-SO perpendicular a la línea de la fosa peruano-chilena (entre 15° y 24° Sur), de tal modo que su extremo NE se ubica frente al departamento de Ica en donde presenta un ancho aproximado de 220 km sobre la cota de 2000 metros. Sin embargo, su ancho y altitud disminuye gradualmente hacia su extremo SO. La cota de 2000 metros de esta dorsal, se encuentra a 50 km de distancia aproximadamente de la línea de fosa; mientras que, las cotas menores ya subduccionaron bajo la placa continental (Sebrier et al, 1985). La Dorsal de Nazca presenta una forma asimétrica, siendo probablemente esta característica determinante para los diferentes procesos geodinámicos que se producen en esta región.

Estudios recientes, sobre anomalías magnéticas, permiten considerar la hipótesis de que la Dorsal de Nazca debe su origen a una antigua zona de creación de corteza que cesó su actividad hace 5 a 10 millones de años aproximadamente (Marocco, 1980; Sebrier et al, 1985).

2.1.1.2 Fractura de Mendaña:

Comprende a una discontinuidad de la corteza oceánica que está ubicada en el extremo NO de la región Central de Perú, entre 10°-12° de latitud sur frente al departamento de Ancash. Dicha fractura tiene una orientación ENE-OSO; es decir, perpendicular a la línea de la fosa peruano-chileno y un ancho de 80 km aproximadamente sobre la cota de 1000 metros. Esta estructura se localiza aproximadamente a una distancia de 180 km de la línea de fosa (Figura 2.1). En la actualidad, no se dispone de mayor información sobre las características físicas de esta fractura.

2.1.1.3 Fosa Peruano- Chilena:

Se le denomina Fosa Peruano-Chilena porque abarca toda la costa de Perú y Chile y es considerada como una de las fosas oceánicas de mayor extensión en el mundo con una longitud de 5000 km y una profundidad de 6000 metros además su orientación es NNO-SSE en la región Norte y Centro del Perú, y NO-SE en la región Sur de Perú (Heras y Tavera, 2002). El cambio en la

orientación de la fosa se produce frente a la Dorsal de Nazca (Figura 2.1). La distancia entre la fosa y la línea de costa en la región Norte es de 80 Km, en la región central varía entre 60 y 150 Km y en la región Sur, la 120 Km aproximadamente.

2.1.1.4 La Cordillera Andina

La cordillera Andina se distribuye paralela al borde Oeste de Sudamérica sobre una extensión de 7000 km, con alturas máximas de 6962 metros sobre el nivel del mar (Aconcagua). En Perú, de norte a sur, la Cordillera de los Andes se presenta bien definida; sin embargo, es notoria la presencia de dos deflexiones, la primera en la latitud 5° Sur, denominada deflexión de Huancabamba y la segunda a la latitud 14° Sur, denominada deflexión de Abancay (Figura 2.1). La Cordillera Andina presenta diversas unidades morfo estructurales de anchos que oscilan entre 250 km en la región norte y centro de Perú hasta 500 km en la frontera Perú, Chile y Bolivia (Marocco, 1980; Tavera y Buform, 1998).

2.1.1.5 Cadena volcánica

Existen tres regiones volcánicas en Sudamérica y una de ellas se encuentra ubicada en la región Sur de Perú, desde los 14° hasta los 25° de latitud sur en Chile. Esta cadena se distribuye sobre la cordillera andina siguiendo un aparente alineamiento con orientaron NO-SE (Figura 2.1). Las características geométricas de cada uno de los volcanes que integran esta cadena, muestran que la actividad tectónica es contemporánea a la orogenia extensional que experimento la Cordillera Andina cerca del Cuaternario Medio y Reciente (Sebreir et al., 1988). Los principales volcanes presentes en la región Sur de Perú son: Coropuna (6425 msnm), Sabancaya (5795 msnm), Ticsani (5408 msnm), Huaynaputina (4800 msnm), Yucamane (5508 msnm). Es importante remarcar que en la región Norte y Centro de Perú, la actividad volcánica desapareció hace 8 millones de años (Marocco, 1980), probablemente debido a la subducción de la Dorsal de Nazca.

2.1.1.6 Sistema de fallas

Son el resultado del proceso de deformación de la corteza continental como consecuencia del levantamiento de la Cordillera Andina. De norte a sur, estos sistemas de fallas se encuentran presentes en mayor número sobre la

zona Subandina al pie de los principales pliegues formados por la subsidencia del escudo brasilero bajo la Cordillera Oriental y en general, deben su origen a la presencia de fuerzas compresionales (sistemas de fallas de Moyobamba, Satipo, Madre de Dios, etc.). Sobre la Alta Cordillera y en el Altiplano, el número de fallas es menor y estos deben su origen a procesos extensivos (sistema de fallas de la Cordillera Blanca, Tambomachay y Jabonillos) y compresivos (sistema de fallas del Huaytapallana, Pampas y Arhuayaco). Estas fallas son las de mayor longitud, pero existen otras pequeñas que solo comprometen áreas reducidas, y tal es el caso de las fallas de Uchucchacua, Socorro, Cachipampa, entre otros. Son parte de este grupo el sistema de fallas presentes entorno a volcanes como las de Huambo, Cabanaconde e Ichupampa cerca del volcán Sabancaya - Ampato; y Ticsani y F2 en el área del volcán Ticsani.

2.2 CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD EN EL PERÚ

El proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana es el principal causante de la sismicidad en Perú. De acuerdo a su origen, la sismicidad tiene las siguientes fuentes: el movimiento relativo de la placa de Nazca al tratar de meterse bajo la placa Sudamericana genera su deformación produciendo sismos afuera de la fosa oceánica (sismos outer-rise). El movimiento de las placas de Nazca y Sudamericana produce tensiones y deformaciones a lo largo del plano de subducción que, cuando son liberadas, originan la casi totalidad de los sismos de la región (sismos interplaca o sismos Zona de Benioff). Asimismo, los esfuerzos a la que está sometida la placa de Nazca por debajo del continente, genera sismos al interior de ella (sismos intraplaca). Finalmente, los sismos que tienen lugar en la parte superior de la placa Sudamericana debido a su deformación, se denominan sismos corticales (Figura 2.2).



Figura 2.2 Zona de subducción y tipos de sismos que ocurren en ella. Las puntos indican la posición de los sismos, las letras son fuentes sismogénicas: a. sismos 'outer-rise'; b. sismos interplaca; c. sismos intraplaca y d. sismos corticales (Fuente: Portal Ciencia).

A. Sismicidad “outer-rise”:

Los sismos producidos por la flexión de la placa de Nazca previa a la subducción. Genera eventos de magnitud moderada a distancias mayores a 150 km de la costa, por ende no producen daños significativos en la costa. Existe la posibilidad de que este tipo de sismos produzcan tsunamis, pero este aspecto escapa al objetivo del presente trabajo.

B. Sismos interplaca:

Producidos en la superficie de contacto entre la placa Sudamericana y la de Nazca, extendiéndose desde la fosa hasta unos 50 a 60 km de profundidad (Tichelaar y Ruff, 1993; Tavera y Buforn, 1998;). Esta sismicidad es la más frecuente y por lo general, algunos sismos alcanzan magnitudes mayores a 8.0 Mw, produciendo daños y destrucción en las ciudades costeras.

C. Sismicidad intraplaca:

Comprende aquella actividad sísmica que se produce dentro de la placa de Nazca que se desplaza por debajo de la placa Sudamericana. Se extiende a profundidades mayores de 100 km en la región norte-centro, hasta 300 km en la región sur del Perú.

D. Sismicidad cortical:

Es aquella sismicidad que ocurre en el interior de la placa Sudamericana, principalmente a lo largo de la cordillera de los Andes, hasta profundidades de 30 km. y por lo general, presentan mecanismos de deformación de tipo extensional y compresivo. Los sismos corticales no alcanzan las magnitudes de los sismos de subducción; sin embargo, algunos pueden llegar a causar severos daños a las poblaciones cercanas al epicentro.

2.2.1 Análisis de la Sismicidad en el Perú

El análisis de la sismicidad en Perú, considera información histórica e instrumental, la primera, toma en cuenta sismos ocurridos anteriores a 1960, y la segunda, sismos posteriores. Estos últimos eventos han permitido analizar la distribución geográfica de los sismos pudiéndose tener precisión en los valores que definen los parámetros hipocentral de los sismos, tales como, fecha, hora, localización, profundidad, daños producidos, etc.

El borde occidental de América del Sur se caracteriza por ser una de las regiones sísmicamente más activas en el mundo. El Perú forma parte de esta región y su actividad sísmica más importante está asociada al proceso de subducción de la placa de Nazca (oceánica) bajo la placa Sudamericana (continental), generando frecuentemente sismos de magnitud elevada. Un segundo tipo de sismicidad, es producido por las deformaciones corticales, presentes a lo largo de la Cordillera Andina, con sismos de menor magnitud y frecuencia.

Teniendo en cuenta la profundidad de los focos, y de acuerdo al criterio establecido por Tavera y Buforn (2001), se presenta el mapa de actividad sísmica de Perú correspondiente al período 1960-2016 para magnitudes mayores a 4.0 Mw, según el catálogo del IGP (Figura 2.3). Los sismos han sido clasificados en sismos con foco superficial ($h \leq 60$ km), intermedio ($61 < h \leq 300$ km) y profundo ($h > 301$ km).

2.2.1.1 Sismicidad superficial ($h \leq 60$ km).

Esta sismicidad está presente entre la línea de fosa y la costa a diferentes niveles de profundidad, pero que no superan los 60 km, y se caracteriza por generar sismos de mayor magnitud con relativa frecuencia. Otro

grupo importante de sismicidad, es el producido por las deformaciones superficiales de la placa en el interior del continente y se distribuye paralela a la Cordillera Andina. La mayoría de los sismos ocurren entre la Cordillera Oriental y el margen Oeste de la zona Subandina (zona de transición). Los sismos que ocurren en estas regiones presentan magnitudes moderadas y son menos frecuentes.

2.2.1.2 Sismicidad Intermedia ($61 \leq 300$ km).

La sismicidad intermedia se distribuye de manera irregular en el interior del continente; sin embargo, es posible considerar tres grupos: el primero, paralelo a la línea de costa por debajo de los 9° Sur cerca de la línea de costa de la región central del Perú y se caracterizan por presentar sismos de magnitudes diversas, siendo los mayores fuertemente sentidos en superficie. El segundo grupo se encuentra en la región Norte y Centro, con sismos que se distribuyen a lo largo de la Cordillera Oriental y la zona Subandina siguiendo alineamientos Norte- Sur. El tercero se distribuye principalmente sobre todo el Altiplano, con agrupaciones importantes sobre los departamentos de Tacna, Puno, Arequipa, Apurímac y al Sur de Ayacucho. Este último grupo, considera aproximadamente el 80% del total de sismos que ocurren a estos niveles de profundidad.

2.2.1.3 Sismicidad Profunda ($h > 301$ km).

Los sismos con foco profundo, tal como se muestra en el extremo derecho de la Figura 2.3, son en número menor a los de foco superficial e intermedio; sin embargo, muchas veces alcanzan magnitudes mayores que los sismos que ocurren a menor profundidad. Estos sismos, debido a la profundidad a la que se producen, prácticamente no son percibidos en superficie. Los sismos con foco profundo se distribuyen formando dos grupos, el primero en el llano amazónico próximo al límite Perú y Brasil, entre los 6° - 11° de latitud Sur, con una distribución prácticamente Norte - Sur sobre una longitud del orden de 500 km y el segundo, alrededor del límite Perú y Bolivia, entre 13° - 14° de latitud Sur, con una orientación próxima a Este – Oeste (Figura 2.3).

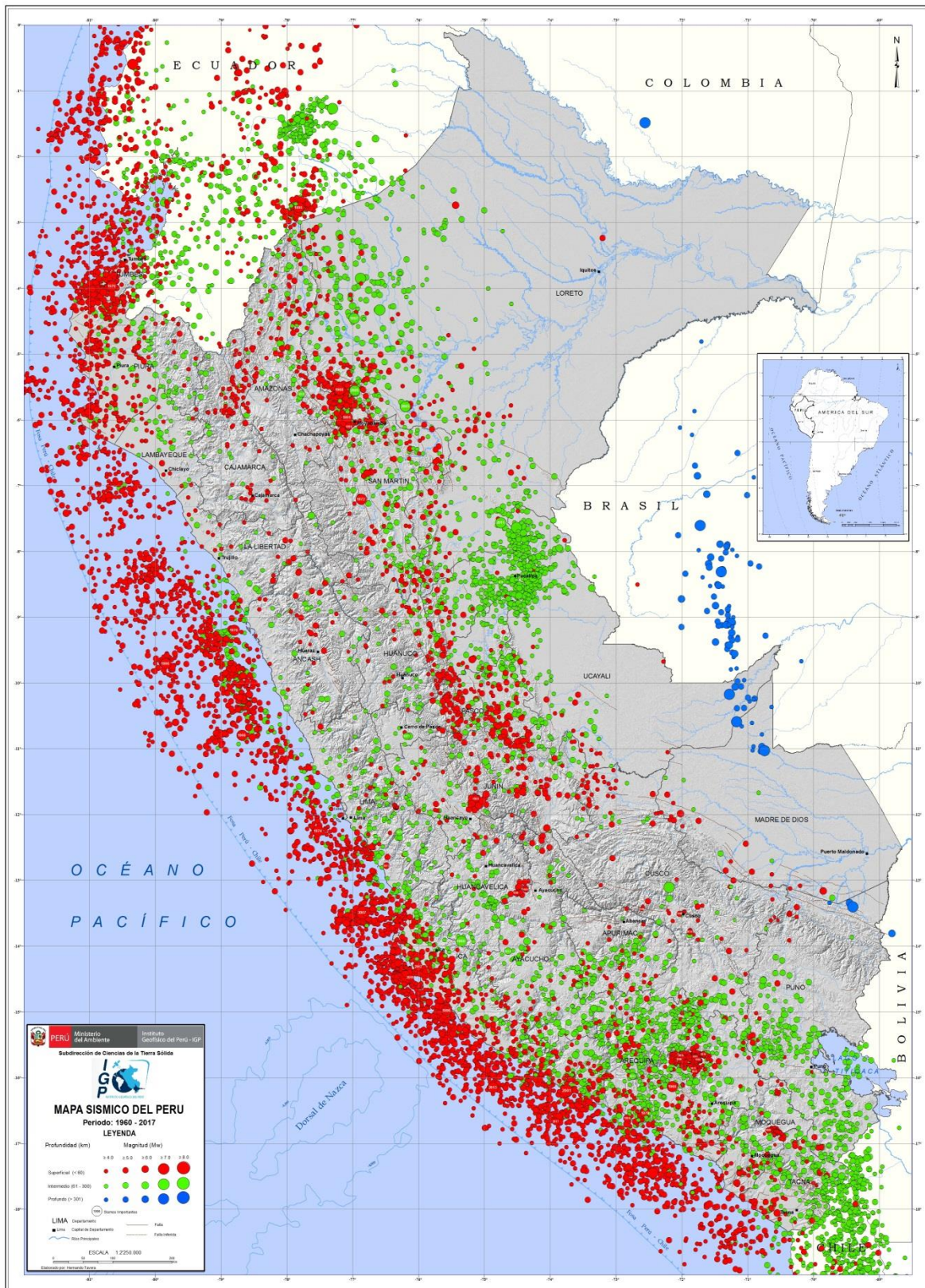


Figura 2.3 Distribución espacial de los eventos sísmicos en Perú para el periodo 1960-2016. Los círculos de color rojo representan a sismos superficiales; amarillos, sismos intermedios y azules, sismos profundos (Fuente IGP).

2.2.2 Distribución en profundidad

La distribución de la sismicidad en función de la profundidad de sus focos, puede ser analizada mediante perfiles paralelos y perpendiculares a la fosa. Este análisis permitirá definir la zona de contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana, y la geometría de la subducción en el Perú. En la Figura 2.4 se muestran los perfiles perpendiculares a la fosa, para las regiones norte, centro y sur del Perú.

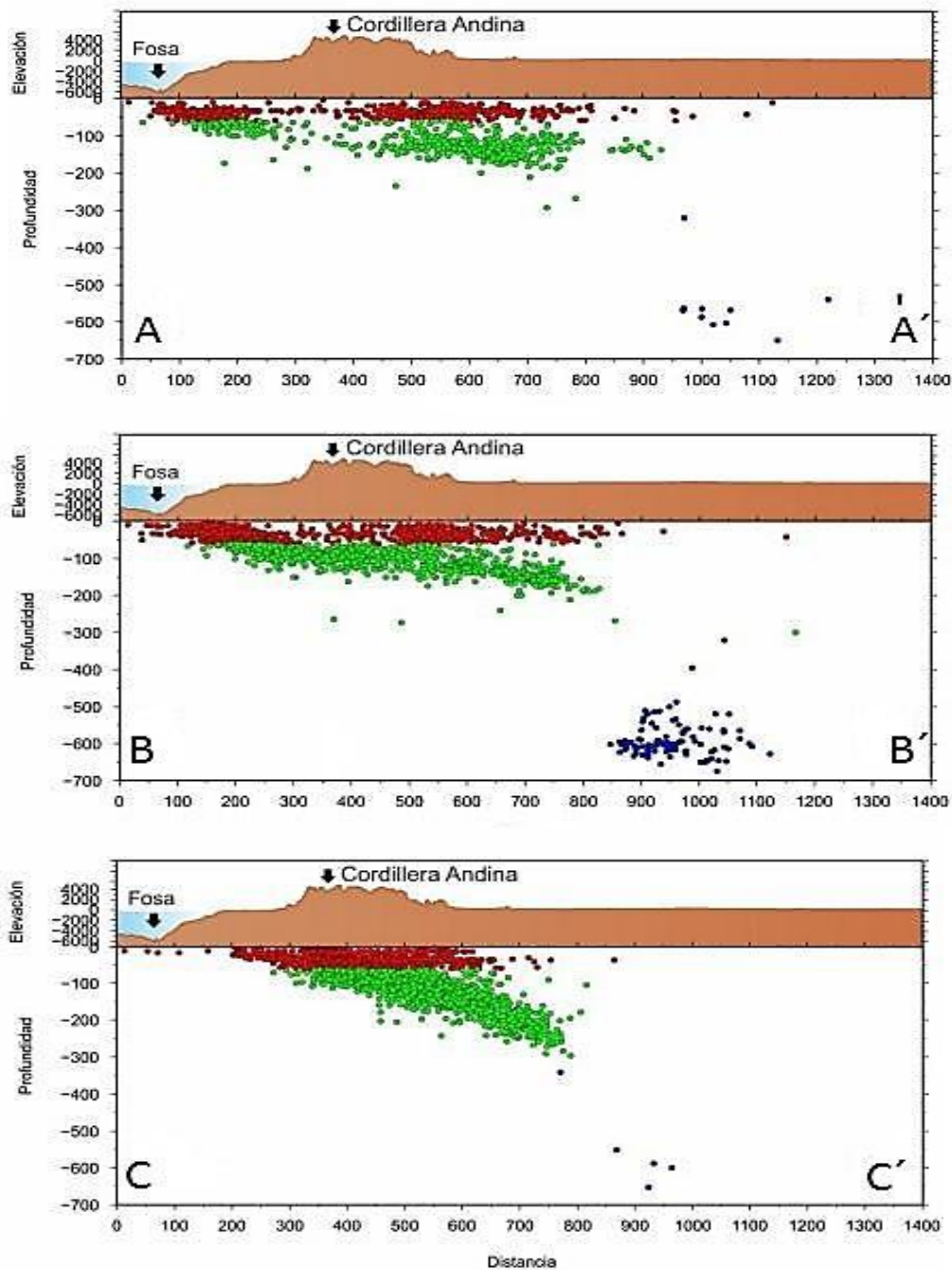


Figura 2.4 Secciones verticales de sismicidad para las regiones Norte (perfil AA'), Centro (perfil BB'), Sur (perfil CC') del Perú (ver Figura 2.3) (Fuente IGP).

A. Región Norte

En el perfil se observa que la profundidad de los sismos aumenta de Oeste a Este (Figura 2.4 A-A'), siguiendo un alineamiento con inclinación de 10° - 15° a 30° aproximadamente hasta alcanzar una profundidad de 150 km, para luego hacerse horizontal hasta una distancia de 900 km desde la fosa (F). En esta región se observa una disminución del número de los sismos entre 320 y 480 km de distancia.

B. Región Centro

La distribución de sismos en profundidad muestra la misma tendencia que la región norte; sin embargo, los sismos siguen una pendiente que va entre los 25° a 30° aproximadamente y a partir de los 150 km de distancia desde el punto B', los focos de los sismos siguen una distribución horizontal hasta una distancia de 800 km aproximadamente (Figura 2.4 B-B'). En este perfil se observa la presencia de sismos con foco profundo, los mismos que se distribuyen entre 550-700 km de profundidad y corresponden a los sismos profundos que ocurren en el límite Perú Brasil.

C. Región Sur

La distribución de sismos en profundidad muestra la presencia de un mayor número de sismos, que se distribuyen en profundidad siguiendo una pendiente que va entre los 25° a 30° hasta alcanzar 300 km de profundidad. Entre 300 y 500 km de profundidad, existe ausencia de sismos, para luego hacerse presente con sismos de focos profundos. Este tipo de distribución es conocido como subducción normal (Figura 2.4 C-C').

2.2.3 Tectónica

La actividad tectónica define a las transformaciones internas que sufre la corteza terrestre debido al acomodamiento de las capas que la forman. Estas transformaciones se van dando muy lentamente a lo largo del tiempo. El tectónismo es el conjunto de movimientos que afectan a la corteza terrestre y provocan que las capas rocosas se deformen, se reacomoden o se rompan generando fallas tectónicas.

Las fallas tectónicas son unas fracturas que se producen en el terreno y se forma como consecuencia de las altas presiones/tensiones que

soportan las grandes masas de tierra que convergen y divergen chocan entre sí (placas tectónicas). Estas fallas se perciben visualmente como unas líneas que muestran la rotura de la corteza terrestre (Figura 2.5). Estas zonas también están asociadas a terremotos y volcanes, debido a que la corteza roza e impacta contra otra masa de tierra y eso origina una liberación brusca de energía que da lugar a terremotos o si se forma mucho calor, será el origen de un punto caliente y este derivará sucesivamente en un volcán.

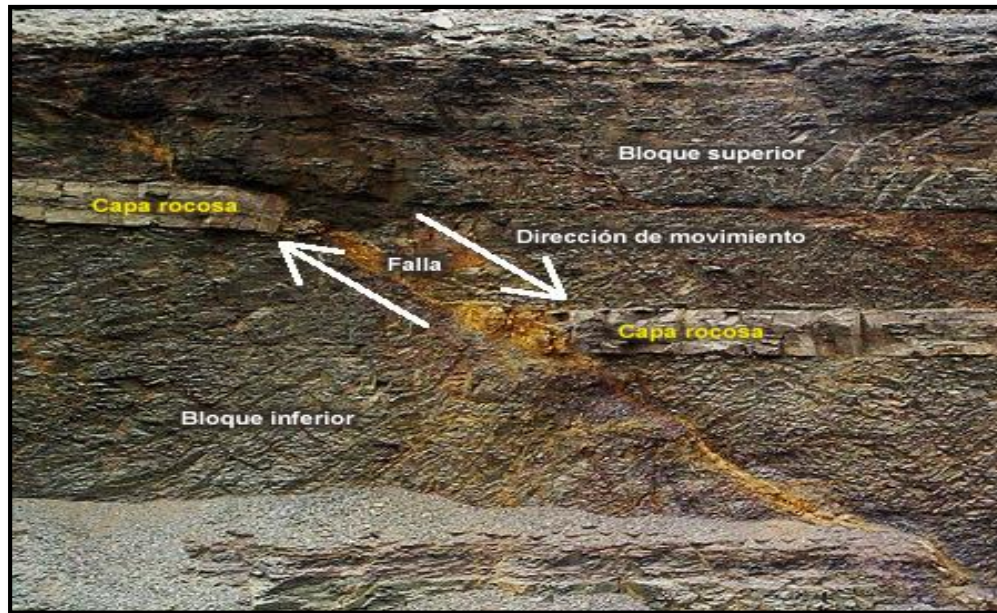


Figura 2.5 Geometría de una falla de la Herradura Morro Solar Lima (2009) en la cual el bloque de la derecha se desliza abajo, movimiento conocido como “falla normal” (Fuente Meted).

CAPITULO III

MARCO TEORICO

3.1 SISMICIDAD VOLCÁNICA

Los estudios sismológicos realizados en diferentes volcanes, han permitido tener conocimiento del comportamiento interno de un volcán; es decir, conocer la dinámica interna de los fluidos, sus mecanismos de transporte y el posible estado de esfuerzos locales que defina su estado dinámico o los procesos previos a su erupción.

La actividad volcánica genera una gran variedad de señales sísmicas (sismos volcánicos) y esto es porque el medio donde se generan (en el interior del volcán), es por naturaleza bastante complejo y esto hace que las señales registradas en este tipo de ambiente, sean diversas entre sí. Cada tipo de señal puede corresponder a diferentes mecanismos de la fuente, tales como: ruptura en un medio sólido, movimiento en medios fluidos o parcialmente fluidos

Los eventos sísmico volcánicos, en base a sus registros sísmico, han sido clasificados por Minakami, (1964-1974); Latter, (1979); Malone, (1985); Lahr et al., (1994); Tsuruga et al., (1997). 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.

3.1.1 Clasificaciones de los sismos volcánicos

En cada volcán, los sismólogos elaboran su propia clasificación y en general, los eventos son parte de las siguientes fases, previas a una erupción:

3.1.1.1 Fase A

En la fase A se identifica dos tipos de sismos, sismos de tipo volcano-tectónico (VT) y de tipo tornillo.

Esta fase es cuando la intrusión de magma rompe las capas de la corteza, generando de esta manera sismos de tipo VT a profundidades menores a 9 km; además, el magma libera gases y, en su ascenso, llenan cavidades que son presurizadas, generando así sismos tornillo, mostrando una característica frecuente de picos muy notorios.

➤ **Sismo de tipo Volcano-Tectónico (VT):** Los registros de los sismos Volcano-Tectónico son producidos dentro del marco local al volcán, debidos a tensiones en el edificio volcánico. Se asocian a inyecciones de fluidos que causan una acumulación de energía y variaciones de presión capaces de reactivar fallas locales o generar fracturas y deformaciones en un medio rocoso frágil y que pueden solaparse con la actividad tectónica local. Sus principales características son (Figura 3.1):

- Estos eventos son caracterizados por los claros arribos de ondas P y S, siendo la primera por lo general, impulsiva.
- Se producen generalmente a profundidades menores a 10 Km.
- Su contenido espectral es amplio, pero en general con frecuencias superiores a 10 Hz, y superando en algunos casos los 30 Hz.

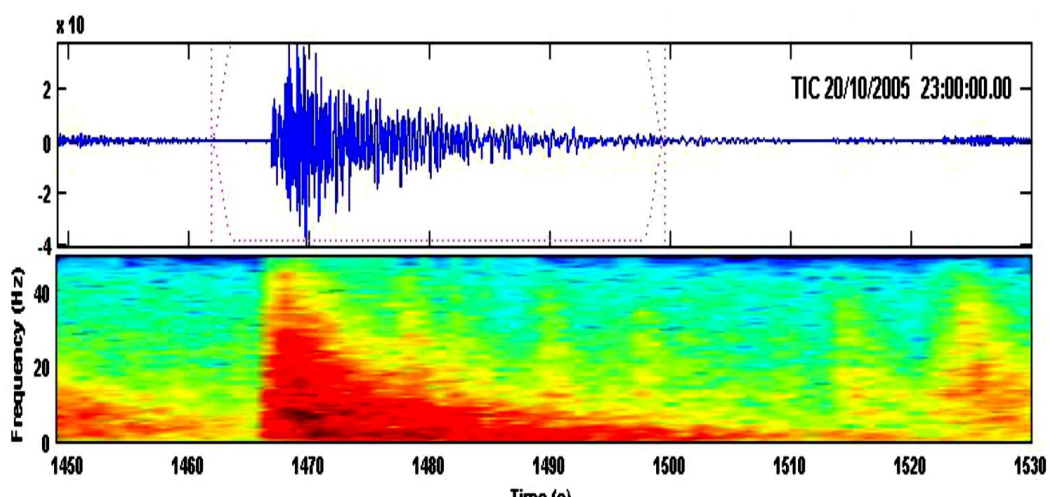


Figura 3.1 Sismo volcano-tectónico registrado en el volcán Ticsani (Perú) 20/10/2005, (Fuente IGP).

➤ **Sismo de tipo tornillo (TOR):** Los sismos de tipo Tornillo se explican como la resonancia dentro de un conducto o grieta, provocado por una presión transitoria aplicada por el paso de un fluido o gas sobre una pequeña área de la grieta o conducto; es decir, los tornillos resultan ser una excitación impulsiva y una resonancia dentro del volcán, la cual depende de la posición de la presión transitoria y las condiciones del contorno en efecto del perímetro de la grieta (Alpala et al., 2013). Este tipo de sismicidad se ha encontrado en otros volcanes andesíticos y en diferentes etapas del proceso eruptivo ya sea como precursores de erupciones o de emisiones de gas (volcán Galeras, Colombia, 1992-1993; volcán Asama, Japón, 1990), después de erupciones (volcán Tokachi, Japón, 1989), durante enjambres sísmicos (volcán Meakan,

Japón, 1982) y durante estados de reposo (volcán Puracé, 1994-2012, volcán Cumbal, 2007-2012, Colombia; volcán Tarumai, Japón, 1970-1971, 1975) (Torres et al., 1996; Seidl et al., 1999).

Las principales características de estos sismos son (Figura 3.2):

- Su forma de onda es cuasi-sinusoidal, con un decaimiento exponencial relativamente lento de amplitudes. Presenta en los registros con largas duraciones en comparación con las amplitudes.
- En el espectrograma muestra que el contenido de energía se concentra en una banda de frecuencias estrecha y constante en el tiempo a lo largo de la señal. En el contenido espectral la señal es cuasi-monocromática resaltando algunos picos espectrales agudos.
- Las frecuencias dominantes no son afectadas por la distancia epicentral o por el acimut, lo que indica un efecto de fuente. Los picos frecuenciales son, en la mayoría de los casos, diferentes entre volcanes (Gómez y Torres, 1997).
- Algunos eventos muestran modulación de la amplitud. Normalmente, sus inicios son emergentes, y de vez en cuando algunos eventos tienen llegadas de fases ligeramente impulsivas.

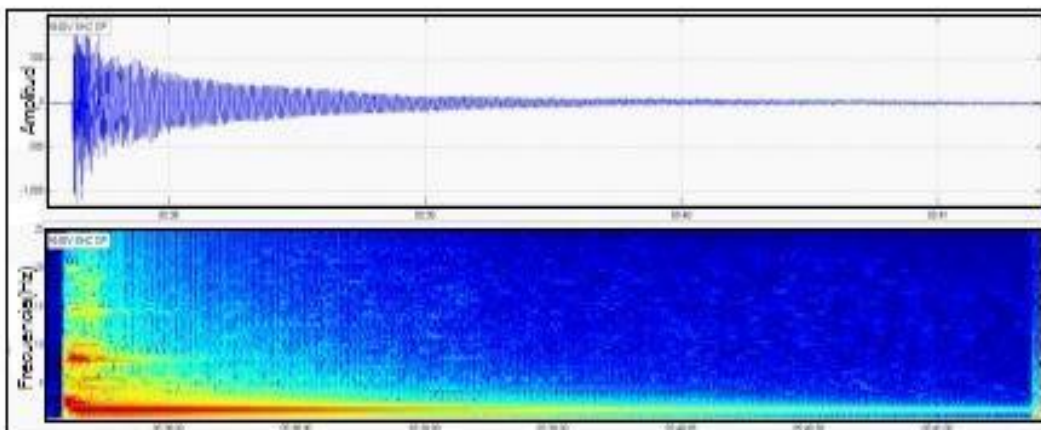


Figura 3.2 Ejemplos de sismos de tipo Tornillo registrado en el volcán Galeras (Colombia).

3.1.1.2 Fase B

La fase B es cuando el calor de la instrucción magmática llega a hervir el agua presente de las zonas superficiales del volcán. Esta reacción ocasiona vibraciones sísmicas o llamadas también sismo de tipo Tremor.

- **Sismo de tipo Tremor (TRE):** Un tremor es causado por el movimiento del magma que golpea a las paredes de la cámara magmática o al conducto de salida. Asimismo, por las explosiones de las bolsas de gas o golpes de los bloques sólidos arrancados y arrastrados en el ascenso del magma contra las paredes de la chimenea volcánica. Se caracteriza por la llegada de formas de onda de manera persistente o sostenida en el tiempo. El tremor refleja una vibración continua del suelo o pequeños movimientos muy frecuentes cuyas ondas se superponen. Si la señal mantiene una frecuencia constante, se trataría de un tremor armónico. Algunos autores denominan tremor espasmódico a una señal que varía significativamente en frecuencia o amplitud.

Las principales características de estos tremores son (Figura 3.3):

- No se puede identificar las llegadas de las fases de tipo P y S por esta razón, la localización espacial de estos eventos es complicada.
- La ocurrencia temporal del tremor es continua en cualquier fase ya sea esta pre-eruptiva o post-eruptiva.
- Tremores con frecuencias altas (>6 Hz) son asociados a avalanchas, caídas de rocas o fuertes desgasificaciones en cráteres

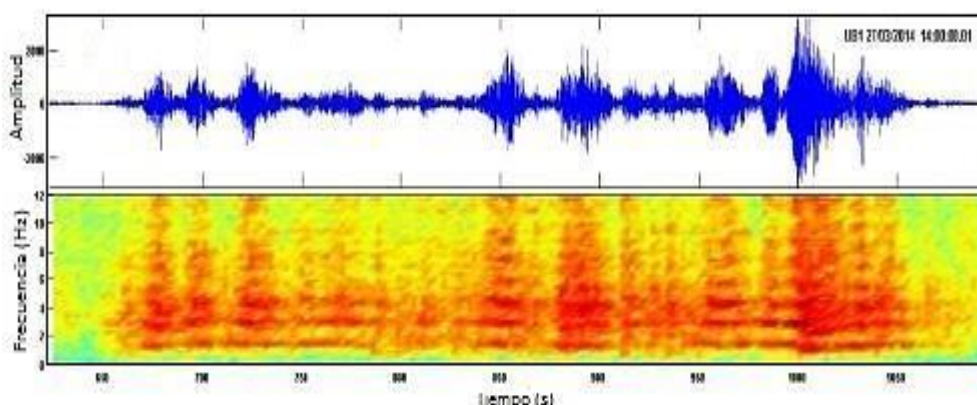


Figura 3.3 Señal Tremor registrado en el volcán Ubinas (Perú) 27/03/2014, (Fuente IGP, Macedo et al, 2014.).

3.1.1.3 Fase C

La fase C es cuando en los últimos kilómetros hacia la superficie, el magma que asciende comienza a deformar las paredes del conducto (bajas frecuencias), hasta generar sismos Híbridos (altas frecuencias).

➤ **Sismo de tipo Híbridos (HIB):** Las señales que presentan en un inicio altas frecuencias y que luego son seguidos por señales de periodo largo, se conocen como híbridos. Estos vienen a ser, entonces, la suma de las formas de ondas de sismos volcano-tectónicos y los de período largo que se generan simultáneamente. El proceso define una región fuente (una fractura) sellada y sometida a la presión de los fluidos volcánicos, y por el aumento de la presión se produce la ruptura con sismos (señal a altas frecuencias); inmediatamente la fractura es rellenada de fluidos y resuena, produciendo así una señal monocromática en bajas frecuencias (señal LP).

En resumen, este proceso asume que existe una presión ejercida por los fluidos que rompe la región (fractura) y parte de estos fluidos se inyectan en la zona fracturada

Las principales características de estos registros son (Figura 3.4):

- En la señal de altas frecuencias se pueden identificar las fases P y S; por lo que normalmente se les asocia con sismos pequeños.
- Estos sismos, se caracterizan por presentar, en un comienzo, señales de altas frecuencias > 10 Hz.
- La ocurrencia espacial y temporal de los sismos híbridos es muy similar ha de los sismos de largo período; por tanto, aparecen asociadas a episodios pre-eruptivos inminentes (Ibáñez y Carmona,

2000).

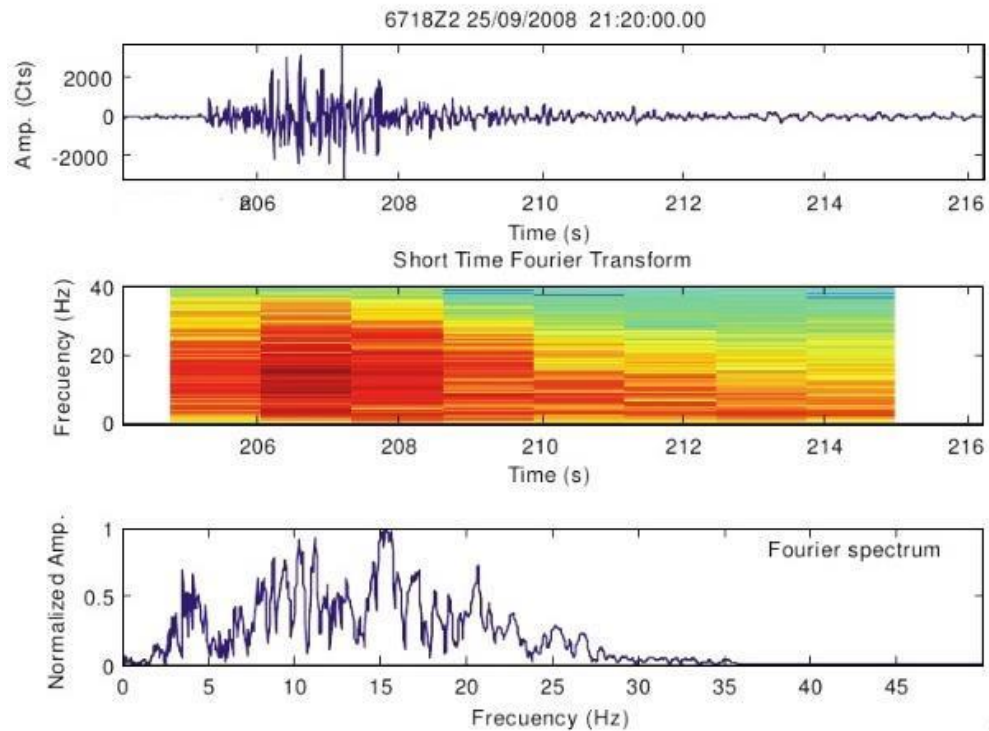


Figura 3.4 Señal híbrida registrada en el Volcán Ticsani 25/09/2008, (Fuente IGP Macedo et al, 2014).

3.1.1.4 Fase D

La fase D es cuando las explosiones se originan por descompresión del magma ascendente. La etapa de explosiones da inicio con la expulsión de toneladas de ceniza, lapilli, bombas y gases.

- **Sismo de Explosión más Tremor:** Estos eventos sísmicos generan dos tipos de ondas: la primera asociada con la propagación en forma de ondas internas o superficiales de la explosión y la segunda la llegada de lo que se conoce como ondas de aire, ondas sonoras y ondas de choque, que se propagan con una velocidad de 340 m/s (Figura 3.5).

La ocurrencia de eventos sísmicos producidos por explosiones volcánicas, junto a los tremores, corresponden probablemente a las señales más características cuando se encuentra en marcha un proceso eruptivo. Por ello, algunos eventos de explosión se presentan en los registros superpuestos a una señal de tremor.

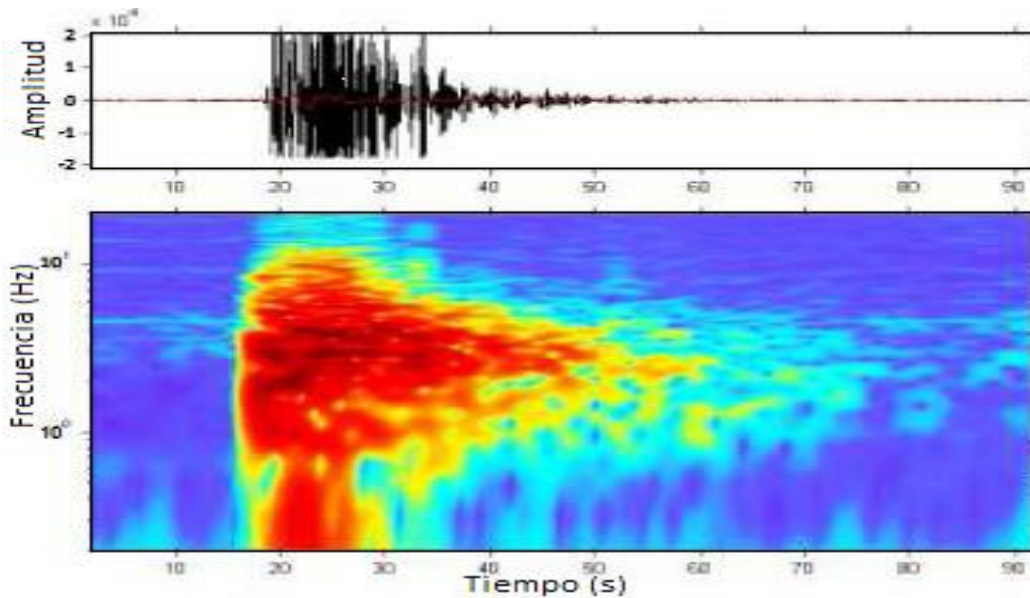


Figura 3.5 Evento tipo Explosión registrado en el volcán Ubinas (Perú) 11/07/2006,

(Fuente IGP Macedo et al, 2014).

3.2 DISTRIBUCION DE ESFUERZOS

La continua mejora de las redes sísmicas en el mundo ha permitido tener mayor conocimiento de la distribución espacial de la sismicidad y de los esfuerzos causantes de la deformación que se produce en el interior de la tierra. Estos esfuerzos pueden ser conocidos a partir de la construcción de mecanismos focales

3.2.1 Mecanismos Focales

Los métodos sismológicos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos se basan en el análisis de las ondas sísmicas. Este procedimiento es conocido como método inverso; es decir, a partir de las observaciones o registros del terremoto en diferentes estaciones, hay que deducir los parámetros que definen los procesos físicos ocurridos en el foco. En este planteamiento, se supone conocidas las propiedades físicas del medio en que se propaga el terremoto, debido a que el sismograma es la convolución de los procesos físicos ocurridos en el foco con los efectos de propagación del rayo en un medio elástico. A estos efectos hay que unir los del instrumento, ya que dependiendo del mismo, el registro que se obtiene para un terremoto en la misma estación varía.

En general, los terremotos están asociados a fracturas en la corteza; por lo tanto, los modelos del mecanismo focal son modelos mecánicos que

representan el fenómeno físico de la ruptura. El modelo más simple para representar la fuente sísmica es el de foco puntual, en el que todos los procesos se reducen a un punto denominado foco sísmico (Leve, 1920; Nakano, 1923). A partir de este modelo, se desarrollaron los primeros métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos. El primer método para obtener la orientación del mecanismo focal, está basado en la distribución de los signos del primer impulso de la onda P (Byerly, 1926) y es de fácil aplicación hoy en día debido al aumento de las estaciones de registro y al desarrollo de nuevos algoritmos.

3.2.1.1 Polaridad de la onda P

Este método usa el signo del primer impulso de la onda P y se basa en la forma de su patrón de radiación, que para un modelo de foco puntual está representado por un doble par de fuerzas sin momento resultante. El patrón de radiación de la onda P es en cuatro cuadrantes de signo alternativo; es decir, amplitudes positivas y negativas separadas por dos planos ortogonales, uno de los cuales corresponde al plano de falla y el otro es un plano auxiliar, normal al primero (Figura 3.6). Para corregir el efecto de la curvatura del rayo en el interior de la Tierra, se realiza la reducción de los puntos sobre la superficie de una esfera focal, esfera de radio unidad y con centro en el foco sísmico. De esta manera, la fuente se reduce a un foco puntual que corresponde a una fractura de cizalla representada por un doble par de fuerzas cuya orientación puede ser conocida a partir de sus planos nodales definidos por el azimut, buzamiento y ángulo de deslizamiento (Figura 3.7), por la orientación de los ejes X, Y polos de los planos nodales) o por la orientación de los ejes P y T (presión y tensión) (Nakano, 1923; Byerly, 1926; Ritsema, 1955). Hay que tener en cuenta que debido a la ortogonalidad de los ejes bastan tres ángulos para definir la orientación de la fractura. Sin embargo, este método no permite definir cuál de los dos planos nodales corresponde al plano de falla. Para salvar este inconveniente, es necesario contar con información adicional, tal como distribución de réplicas o estudios de tectónica regional.

Las primeras técnicas desarrolladas para la aplicación de este método eran gráficas (Byerly, 1926; Ritsema, 1955), hoy en día existen métodos numéricos para la determinación de la orientación de los planos nodales (Knopoff, 1961;

Kasahara, 1963; Wickens y Hogdson, 1967; Brillinger et al, 1980; Buforn, 1983; Udías y Buforn, 1988; Rivera y Cisternas, 1990). En el desarrollo del presente trabajo, se utilizará el método basado en el algoritmo de Brillinger et al, (1980) que permite determinar los parámetros del mecanismo focal a partir de una función de máxima verosimilitud que relaciona los valores observados (Y_i signo del primer impulso de la onda P en la estación i) con las amplitudes teóricas A_i que corresponden a una orientación de los ejes de presión y tensión, definida con la siguiente relación (Buforn, 1983):

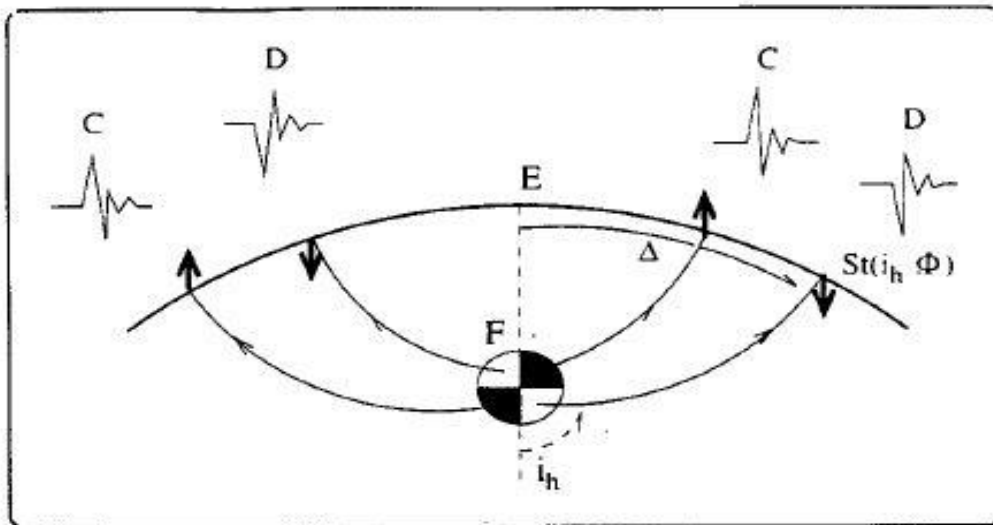


Figura 3. 6 Trayectoria del rayo sísmico desde el foco hasta la estación y distribución de compresiones (cuadrante en negro) y dilataciones (en blanco) sobre la esfera focal y desplazamientos de la onda P en la superficie de la Tierra (Buforn, 1985).

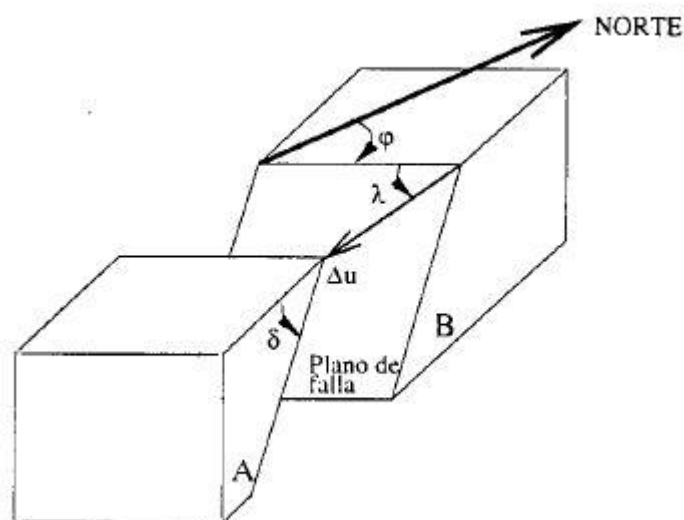


Figura 3.7 Parámetros geométricos de una falla, el rumbo (Φ), el buzamiento (δ) y el deslizamiento (λ).

$$L = - \sum_{i=1}^N \log(1/2) [1 + Y_i(1 - 2\gamma)(2\Phi(A_i) - 1)]$$

Dónde: N es el número de observaciones, y representa los errores de lectura, A_i la amplitud teórica para la onda P normalizada a 1 en la estación i y Φ es la función cumulativa gaussiana.

Este método, permite determinar la orientación de los planos de falla (azimut, buzamiento y ángulo de deslizamiento), de los ejes principales de esfuerzo (tensión y presión), así como una estimación de las desviaciones típicas de cada uno de estos parámetros y un valor de la proporción de aciertos.

CAPÍTULO IV

GEOLOGÍA DEL VOLCÁN TICSANI

4.1 EL VOLCANISMO CENOZOICO ANDINO EN EL SUR DEL PERÚ

La presencia de los volcanes es la manifestación, en superficie, de un proceso termal interno de la Tierra, que permiten la emisión de productos sólidos, líquidos o gaseosos hacia la superficie terrestre (Francis, 1998). El volcanismo se concentra entre los bordes de las placas rígidas que derivan sobre una capa viscosa. El volcanismo de la región sur de Perú indica que éste ha variado en el tiempo, puesta en concordancia con los cambios, tanto en la velocidad de convergencia, como 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 (15°S 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) (Figura. 4.1).



Figura 4.1 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).

Para que se produzca volcanismo en un margen de subducción, es necesario que la placa oceánica ingrese por debajo de la placa continental. Un claro ejemplo es la zona sísmica de Perú y norte de Chile (Figura 4.2) lo cual presenta ángulo de subducción variable. En el centro y norte del Perú la subducción es de tipo sub-horizontal con un ángulo entre 15° mostrando la ausencia de vulcanismos activos. Por el contrario, el sur del Perú y norte la subducción es de tipo normal con un ángulo cercano de 20° a 30° aproximadamente, con la presencia de vulcanismos holocénico activo. (Barazangi & Isacks, 1976).

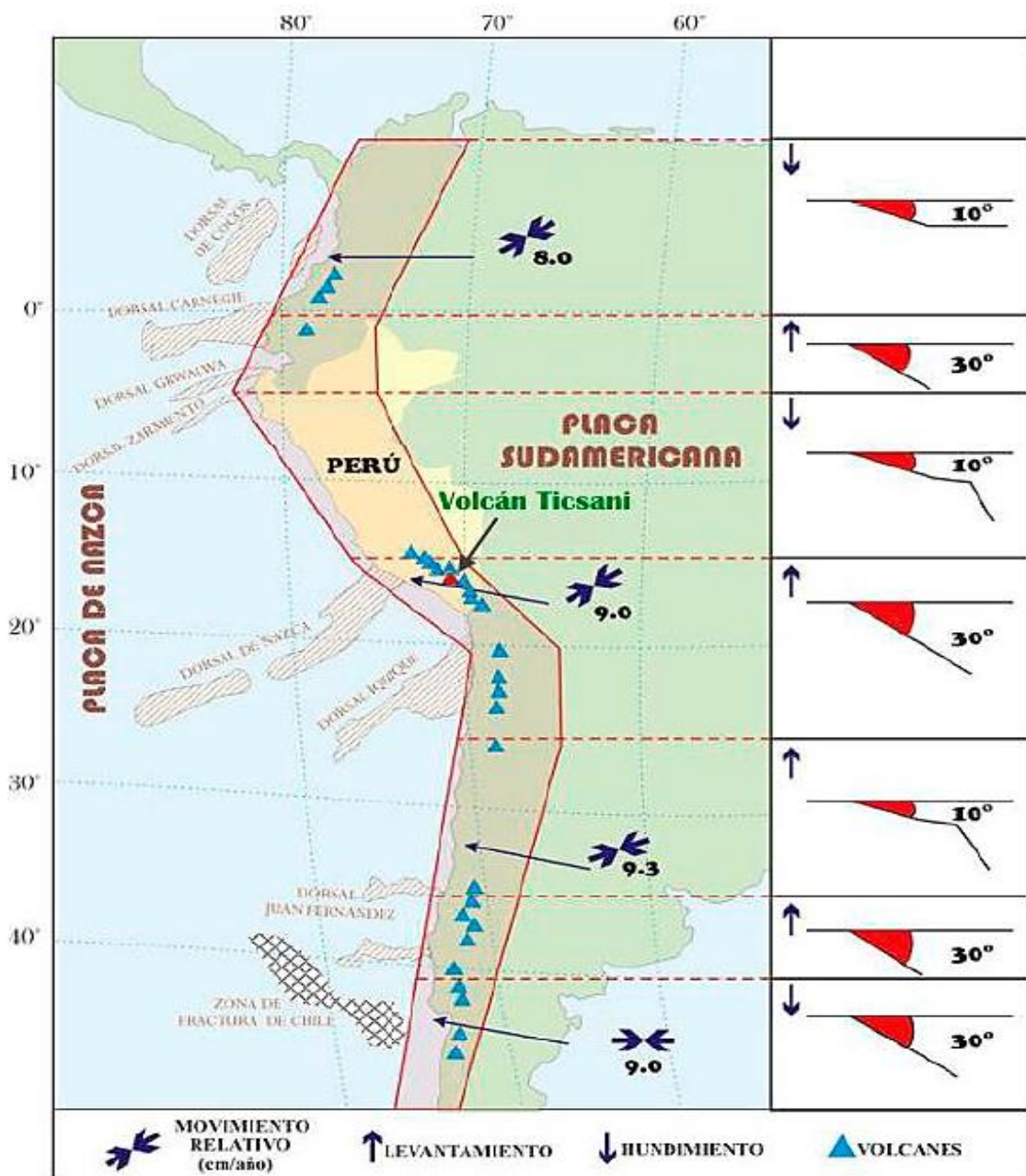


Figura 4.2 La geometría de la subducción (recuadros de la derecha) y la actividad volcánica en Sudamérica (Deza, 1991 modificado).

Para que se produzca el volcanismo es necesario que el proceso de subducción cumpla una condición importante. En las regiones norte-centro, el escudo brasilero produce el plegamiento de las capas superficiales para formar anticlinales y fallas geológicas. La placa de Nazca se introduce debajo de la cordillera de manera casi horizontal y por acción de fuerzas internas se fractura y genera sismos, con mayor frecuencia por debajo de la ciudad de Pucallpa. Estos eventos producen frecuentemente en superficie procesos de licuación de suelos (Figura 4.3a). En la región sur, el modo diferente de producirse la subducción trae como consecuencia la presencia de volcanes. La placa de Nazca lleva en su interior agua que se evapora por el incremento de la temperatura a mayor profundidad, se mezcla con los minerales presente en el manto y por densidad, asciende a superficie para formar los volcanes. Estos últimos representan ser un peligro adicional para las ciudades de la region sur (Figura 4.3a). (Mégard, 1987; Hasegawa & Isacks, 1981; Deza, 1991).

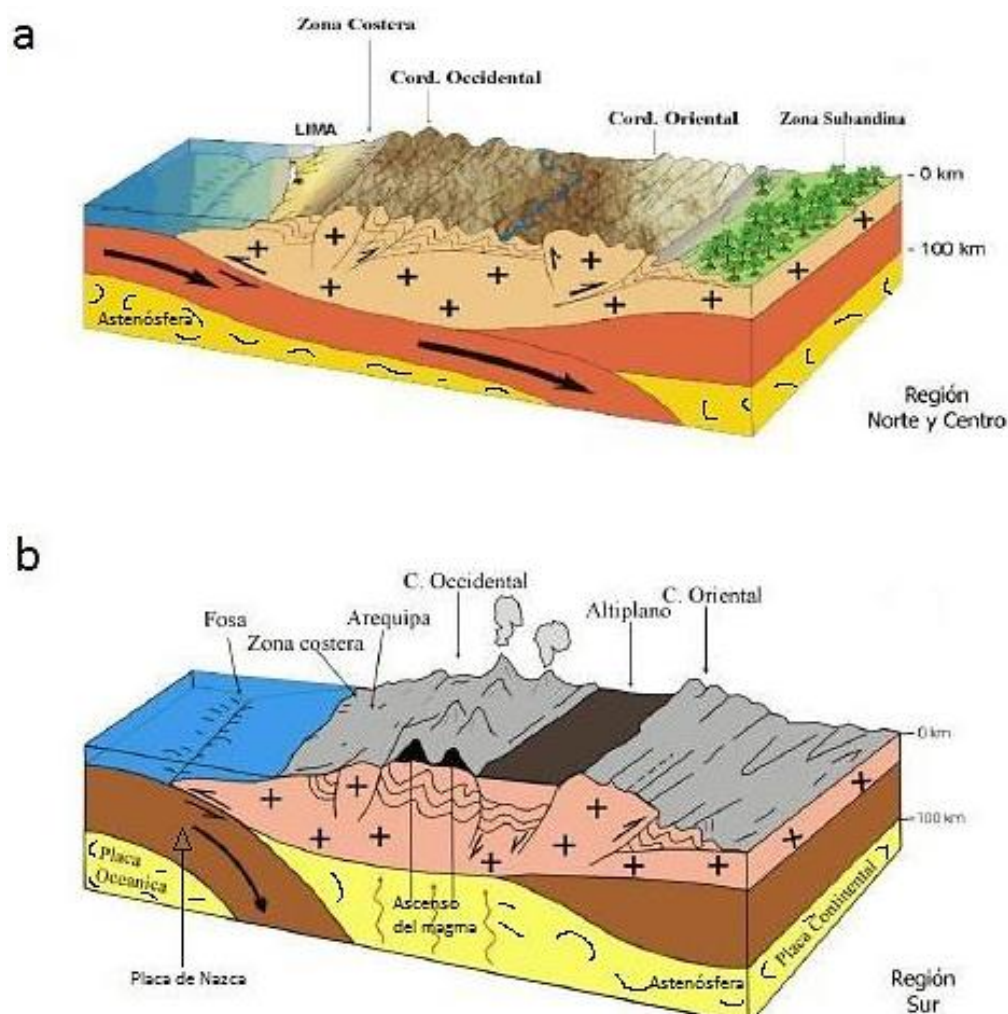


Figura 4.3 Diagrama bloque de la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental Sudamericana. a) Subducción sub-horizontal en el Centro y Norte del Perú. b) Subducción normal en el Sur y Norte de Chile. (Mattauer, 1989).

4.2 EVOLUCIÓN GEOLOGÍCA

En la zona del volcán Ticsani se encuentran valles juveniles (valles del río Putina, Carumas, etc), con flancos accidentados y pendientes de 50° a 80° de inclinación, con suelos poco o no cohesivos, por ende inestables, que contrastan con la altiplanicie o superficie puna. Litológicamente en esta región afloran rocas sedimentarias, intrusivas y volcánicas situadas desde el Jurásico Superior hasta el Holoceno. En la región sur, gran parte se halla cubierta por secuencias volcánicas del Pleistoceno, entre ellos depósitos del volcán Ticsani. A continuación, se hace una breve descripción de estas rocas, desde las más antiguas hasta las más recientes:

4.2.1 Rocas sedimentarias del Jurásico superior a Cretáceo inferior

Conformadas en la parte superior por una secuencia de calizas intercaladas con cuarcitas y en la parte inferior, areniscas que floran a lo largo de una franja en dirección SE-NO y E-O, en la intersección de los ríos Tambo y Carumas. La secuencia ha sido correlacionada con el Grupo Yura, descrito por Jenks (1948) en el sector de Arequipa.

4.2.2 Rocas sedimentarias del Cretáceo medio

En la base presenta una secuencia de lutitas con intercalaciones de areniscas cuarzosas, en el nivel medio bancos de calizas, y en la parte inferior dos bancos de lavas y cuarcitas rosadas que afloran en inmediaciones de los poblados de Quinistaquillas y Omate. Esta unidad ha sido denominada Formación Omate por García (1978). Sobreyace en forma discordante a rocas del Grupo Yura.

4.2.3 Rocas sedimentarias del Cretáceo superior a Terciario medio

Se presenta el agrupamiento de dos franjas de dirección SE-NO, con un ancho de 2 a 4 km. El primer afloramiento está conformando la base con niveles de areniscas, conglomerados y brechas. Hacia el medio y tope está constituido por areniscas con intercalaciones de yeso, areniscas y conglomerados, cerca de los poblados de Cambrune, Carumas y Yojo, (García 1978).

El segundo afloramiento, está conformado por una secuencia de conglomerados y brechas, intercalados con rocas volcanoclásticas, la cual ha sido correlacionado con la Formación Pichu, y se encuentra al Oeste del volcán Ticsani, cerca de los poblados de Soquezane y Quebaya, (Newell, 1949).

4.2.4 Rocas lávicas del Cretáceo medio a superior

Presenta dos secuencias, la primera consiste de lavas y sedimentos arenosos abigarrados que afloran a lo largo del río Tambo, cerca de los poblados de Yojo, Sacuaya y Carumas, pertenecen al Volcánico Matalaque, (Mendivil 1966). La segunda secuencia está conformada por lavas andesíticas y riolíticas que afloran en forma restringida al NO del volcán Ticsani (Cerro Punta Aguado) y ha sido correlacionada con rocas del Grupo Toquepala.

4.2.5 Rocas intrusivas del Cretáceo y Paleógeno

Se distinguen dos afloramientos de poca extensión con rocas intrusivas, son de composición granodiorítica a tonalítica, el primero yace a 10 km al noroeste del volcán Ticsani y el segundo, cerca de la confluencia de los ríos Tambo y Carumas, (García 1978). Forman parte del Batolito la Caldera.

4.2.6 Rocas volcánicas del Oligoceno superior a Mioceno medio

Se trata de ignimbritas poco cohesivas de composición riolítica a dacítica. Estas rocas han sido correlacionadas con las fácies tufáceas del Grupo Tacaza, dicha roca están ampliamente distribuidas en toda la región.

4.2.7 Rocas volcánicas del Mioceno superior al Pleistoceno

Secuencia volcánica conformada por una alternancia de flujos de lava andesíticas y dacíticas, con tufos, conglomerados y brechas, estas dos últimas con matriz tufácea de color rojizo. Estos materiales constituyen estratovolcanes parcialmente destruidos, por efecto de las glaciaciones Pleistocénicas. Se han identificado tres estratovolcanes, además de Ticsani: Humajalso, Chiñilaca y Janchata. Estas rocas han sido correlacionadas con rocas volcánicas de la Formación Barroso.

4.3 PROCESO ERUPTIVO DEL VOLCAN TICSANI

El volcán Ticsani se encuentra ubicado en el segmento de la Zona Volcánica de los Andes Centrales, comprende dos edificios: "Ticsani antiguo",

cuatro domos y tres cráteres en “Ticsani moderno” (Figura 4.4). La base del volcán está emplazada sobre los 4400 msnm hacia los sectores NE, E, SE y S. En los volcanes Ticsani y Huaynaputina, se distinguen dos sistemas de fallas y fracturas regionales: sistema de dirección andina NO-SE, NNO-SSE y ONO-ESE, y sistema en dirección NNE-SSO y NE-SO; ambos afectan rocas del Oligoceno y Mioceno. Localmente, se observan fallas activas o recientes de dirección NE-SO. El emplazamiento de materiales volcánicos estaría relacionado a fracturas profundas de orientación ONO-ESE, algunas reconocidas en la zona de Calacoa y San Cristóbal (Mariño, 2002).

El volcán Ticsani tuvo tres erupciones explosivas y el emplazamiento de dos flujos piroclásticos de bloques y cenizas, ocurridos en los últimos 11 000 años. Estos procesos permiten considerar tres escenarios eruptivos probables: erupción peleana, erupción freatomagmática y erupción sub-pliniana. Durante todo el desarrollo geodinámico del volcán se han presentado los siguientes peligros volcánicos principales: peligros por caídas de tefras; por flujos y oleadas piroclásticas asociados al crecimiento de domos; y por deslizamientos y/o flujos de lodo y escombros. Cerca del volcán se hallan doce poblados, donde habitan más de 5 mil personas, de los cuales, Calacoa, San Cristóbal, Carumas, Cuchumbaya, Soquezane, entre otros son los más cercanos.

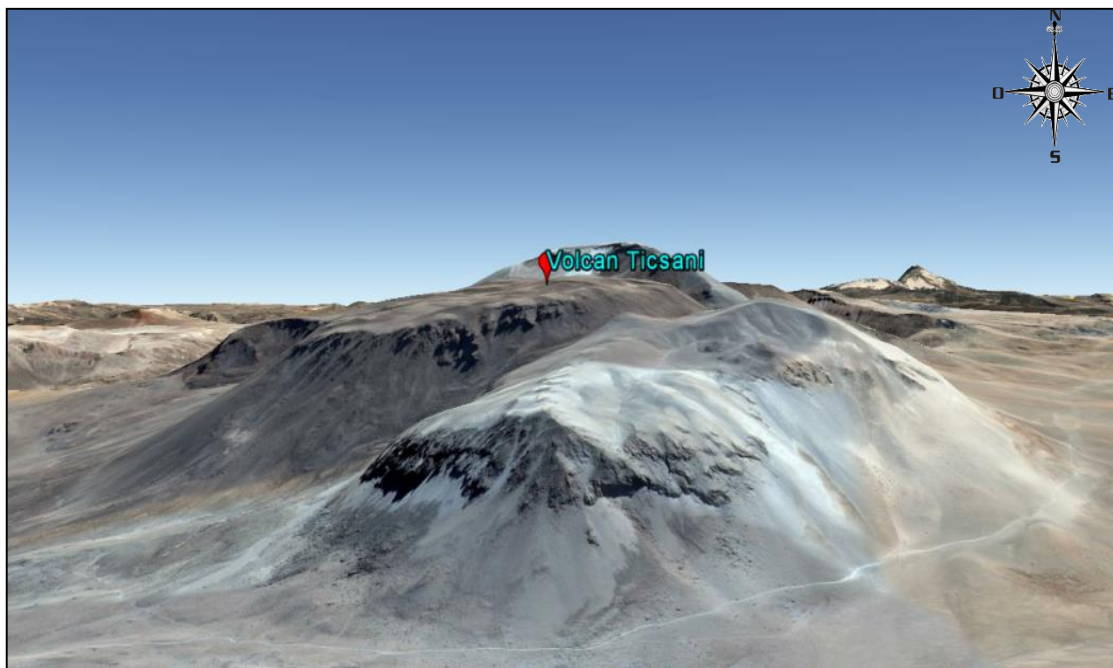


Figura 4.4 Vista en 3D desde el flanco N del volcán Ticsani.

En la actualidad, en el volcán Ticsani se le han identificado 3 domos denominados D1, D2 y D3 (Figura 3.5). Estos se habían emplazado posteriores al derrame de lavas en bloques y se hallan alineados en dirección N325°. El domo D1 se halla en el extremo SE, mide 1,6 km de largo y está elongado de suroeste a noreste; además sus flancos son semi-verticales de hasta 150 m de alto. El domo D2 es el más voluminoso y se ha emplazado dentro de un cráter antiguo (C2), tiene forma cilíndrica de 2 km de diámetro y paredes de no menos de 250 m de alto. Las lavas presentan superficies angulosas a sub-angulosas, menor intemperismo y alteración supérgena que el domo D1. El domo está cubierto por depósitos de caída de ceniza "Ticsani gris". El domo-colada D3 creció dentro del cráter más reciente C3 y se derramó por gravedad hacia el NO, mide 1,95 km de largo por 1,5 km de ancho.

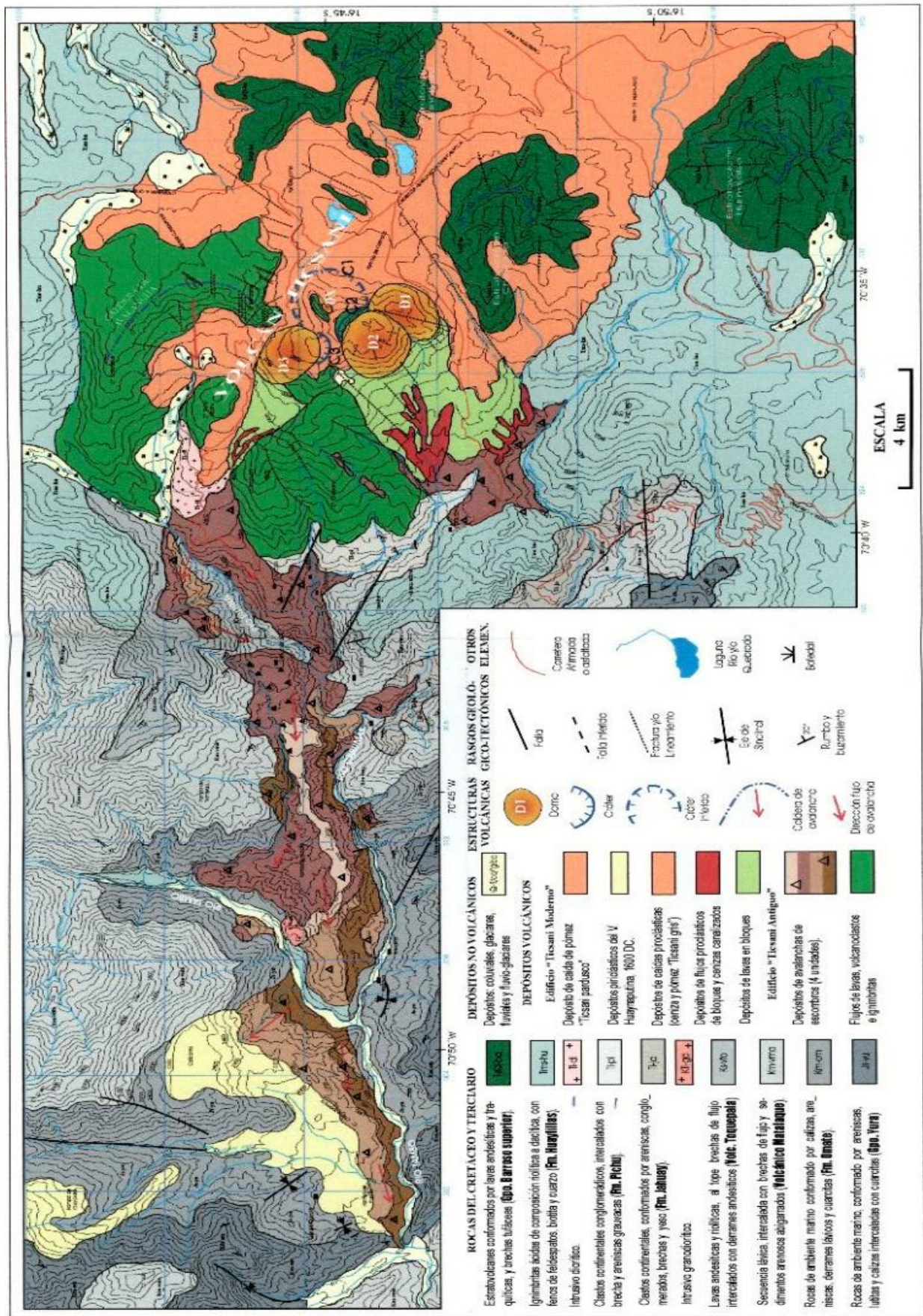


Figura 4.5 Mapa geológico y vulcanológico del volcán Ticsani y alrededores. Los domos están indicados con D1, D2 y D3 (Mariño 2002).

4.3.1 Marco estructural regional y local

La investigación realizada por Lavallée et al., (2009) en el área de estudio describe las características estructurales entorno del volcán Ticsani (Figura 4.6).

A. Estructuras regionales

Ticsani se encuentra ubicado aproximadamente de 30 a 70 km detrás del arco principal del ZVC (Zona Volcánica Central) de los andes conformando el grupo volcánico Ubinas-Huaynaputina-Ticsani. Los estudios en campo e imágenes satelitales han permitido identificar la presencia de cuatro sistemas de fallas regionales (Lavallée et al., 2009): (1) Sistemas de fallas con dirección N-S, evidenciados por el graben del río Tambo, y delimitado por lineamientos de fallas de tipo normal con orientaciones de 170° a 180° . (2) Sistema de fallas NO-SE principalmente observados sobre los volcanes Ubinas y Huaynaputina. (3) Sistemas de fallas E-O desarrolladas principalmente entre los volcanes Huaynaputina y Ticsani. (4) Fallas con orientación NE-SO encontrados a 25km al ENE del volcán Huaynaputina.

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 las fallas Ticsani y F2 (Figura 4.6). 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 4.6 Estructuras y depósitos del volcán Ticsani (Mariño, 2002).

4.3.2 Estratigrafía del volcán Ticsani

El volcán Ticsani ha tenido fases de actividad e inactividad, desde el Pleistoceno inferior y para una mejor comprensión de su evolución geológica y vulcanológica, se realizaron agrupamientos de depósitos en torno a dos edificios: “Ticsani antiguo” y “Ticsani moderno” (Figura 4.7). El primero comprende los depósitos emplazados hasta el colapso del edificio antiguo, con la consiguiente formación de la cicatriz de colapso y emplazamiento de los depósitos de avalanchas de escombros. El segundo comprende de flujos de lavas en bloques que afloran al SO y NE de los domos D2 y D3 respectivamente; como también presenta flujos piroclásticos de bloques de ceniza que han originado el colapso de los domos y son un registro de su crecimiento y destrucción.

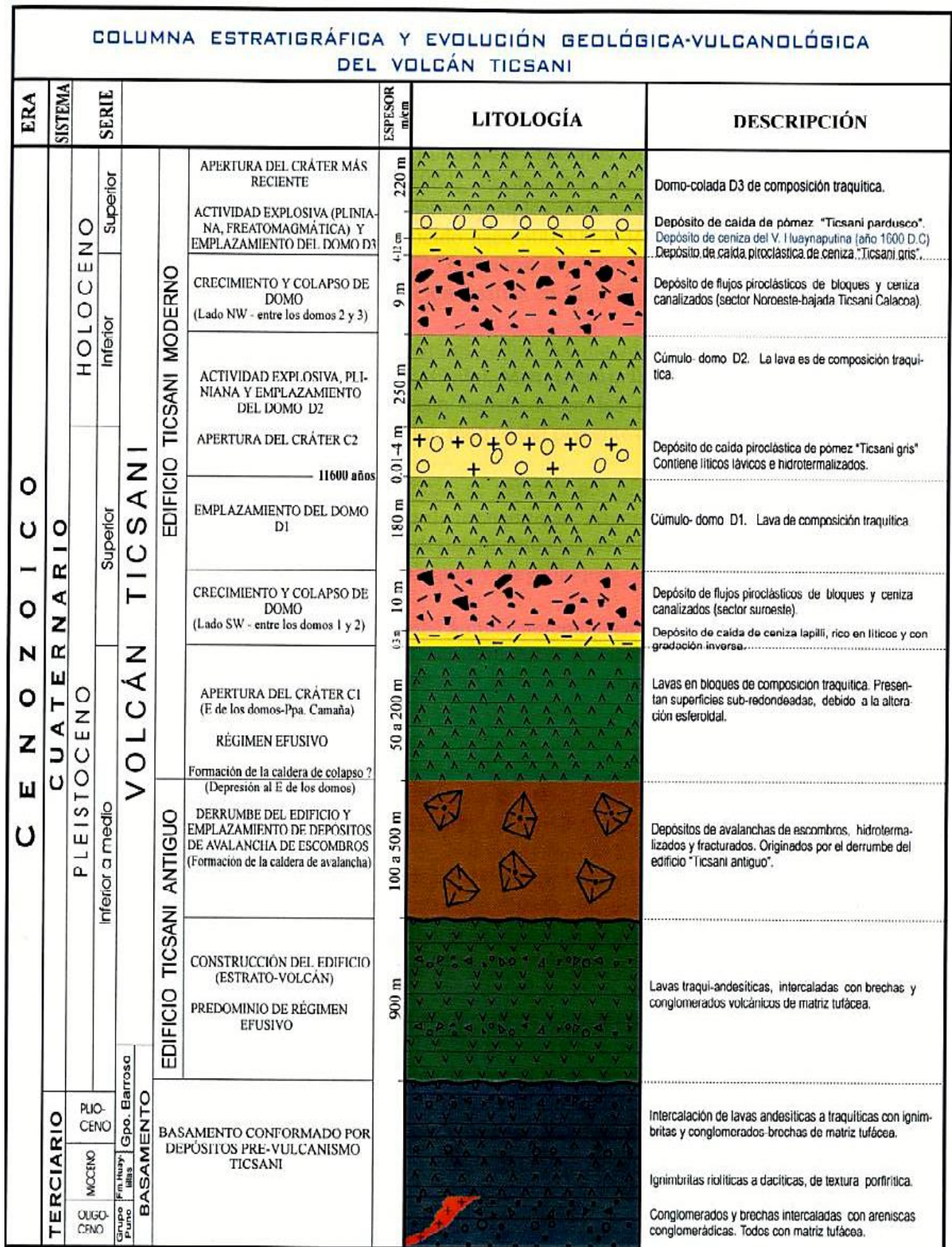


Figura 4.7 Columna estratigráfica de los depósitos del volcán Ticsani e hipótesis sobre su evolución (Mariño, 2002).

4.3.2.1 Depósitos volcánicos del edificio “Ticsani antiguo”

El edificio Ticsani antiguo se extiende de este a norte, ocupando un área de 65 km. Las lavas están conformadas por coladas de lavas traqui-andesíticas, junto con volcanoclastos que alcanzan un espesor de 900 m con notoria hidrotermalización. Se estima que estas lavas se emplazaron entre el plioceno y el Pleistoceno inferior (Mariño, 2002).

Los depósitos de lavas se encuentran emplazados hacia el Oeste, con espesores que van desde los 100 m hasta 400 m originados por el colapso del estratovolcán antiguo, cubriendo en superficie 70 km con un volumen de 12 km de fragmentos de roca no consolidadas o pobremente consolidadas y fragmentos líticos angulosos a sub-anguloso; además de identificarse facies de bloques (Mariño 2002).

4.3.2.2 Depósitos volcánicos del edificio “Ticsani moderno”

A. Lavas en bloques, cúmulo domos y domos coladas

Las lavas se encuentran sobre ignimbritas, depósitos volcanoclásticos y avalanchas de escombros provenientes del edificio “Ticsani antiguo”. Estas lavas se encuentran orientadas al SO y NO de los domos D2 y D3 respectivamente, siendo ellos de composición traquítica y con una topografía ondulada. El domo-colada DX se encuentra emplazado en el cráter C1, estando conformado con lavas de composición traquítica a traqui-dacítica y con mediana alteración, además de estar cubierto casi en su totalidad por depósitos pómez y ceniza. El domo D1 se encuentra en el extremo sureste con un largo de 1.6 km, de composición traquítica y elongado en direcciones 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

El colapso de los domos presenta un registro de crecimiento por destrucción que se habría dado por gravedad y explosiones internas, lo cual origina flujos de bloques y cenizas a alta temperatura, con dinámica y emplazamientos

semejantes a “nubes ardientes” de tipo Merapi. Estos materiales se encuentran en los sectores suroeste y noroeste del domo D1; además que están canalizados en quebradas de poca profundidad (3 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 ceniza “Ticsani gris”**.- Situados al norte, este y sureste del cráter C3, sobreyacen 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 lapilli pómez “Ticsani gris”**.- Es el depósito más importante y voluminoso, se halla cubriendo áreas hacia el E, SE y NE del cráter C3. La isópaca de 1 cm cubrió aproximadamente 806 km y el volumen del depósito es no menor de 0,4 km (Mariño, 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 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 parduzco y que se hallan dispersos en la superficie.

4.4 ACTIVIDAD HISTÓRICA DEL VOLCÁN TICSANI

El volcán Ticsani registro tres erupciones explosivas en los últimos 11 000 años (freatomagmáticas y sub-pliniana), cada una de ellas precedieron al emplazamiento de domos, eyectando entre 0.015 hasta 0.4 km de ceniza y pómez con Índices de Explosividad Volcánica de 2 a 4 (Mariño, 2002).

Hace poco más de 10 600 BP, poco antes del Holoceno inferior, se presentó una importante erupción sub-pliniana, correspondiente a la segunda etapa “Ticsani moderno” según depósitos de caída lapilli pomez “Edificio 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.

La segunda erupción del volcán Ticsani habría ocurrido antes de 1600 D.C. como muestran los depósitos de caída de cenizas que infrayacen a los depósitos provenientes del volcán Huaynaputina.

Finalmente, la última erupción ocurrió posterior al año 1600 D.C. fue de freatomagmática y precedió el domo D3 ocurrido hace menos de 400 años. Este proceso podría haber presentado una columna eruptiva de hasta 10 km con un IEV entre 2 y 3. La erupción está representada por los depósitos de caída pómez del “Ticsani parduzco” (Mariño, 2002).

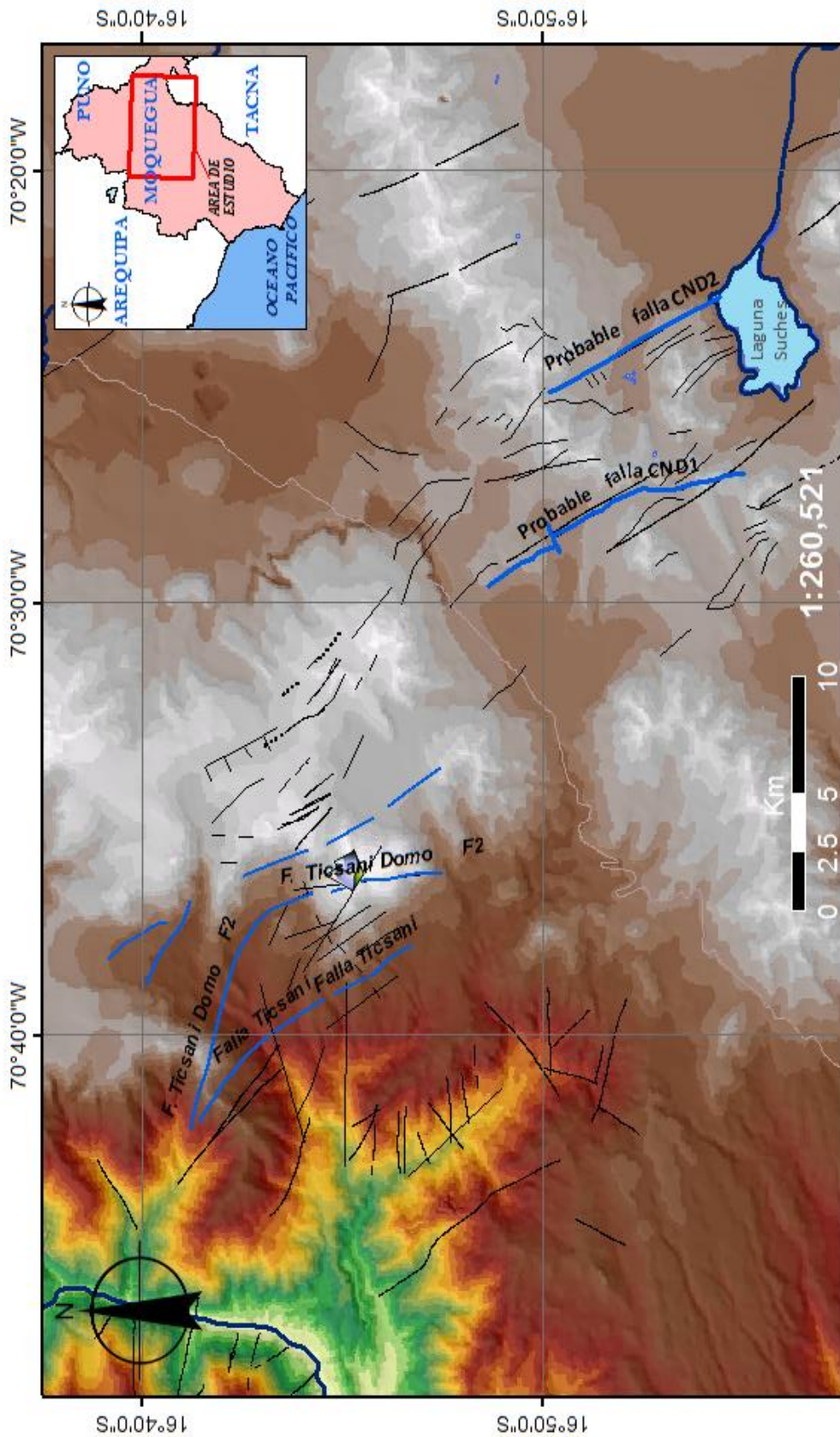
En la actualidad existe una actividad hidrotermal importante con presencia de fumarolas de manera restringida próximas al volcán, y representada por surgentes de agua y vapor, destacando las fuentes termales del río Putina, segunda zona geotermal más importante del Perú, que se encuentra principalmente al NO, al E y SO del volcán Ticsani, básicamente en un radio de 9 km, (Mariño y Thouret, 2003).

4.5 FALLAS EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN TICSANI






En la región sur-oeste del Perú existe una geodinámica neógena-cuaternaria, considerándose esta región como bastante activa, en vista de la abundancia de elementos estructurales activos tales como; fallas, volcanes, movimientos de masa y sobre todo sismicidad. Esta última, a través de la historia ha mostrado que ciertos sismos tuvieron características destructoras. Desde el punto de vista tectónico estructural, las fallas estudiadas en la región del volcán Ticsani (Mapa 02), pertenecen a un régimen de esfuerzos de extensión; es decir, que se trata de fallas normales. Los principales sistemas son:

- **Falla Ticsani:** Esta falla se encuentra en la localidad de Calacoa departamento de Moquegua, tiene una orientación de 155°N con buzamiento SE y una longitud de 12 km aproximadamente (Tavera et al, 2005). Su movimiento es de tipo normal.

- **Falla Ticsani domo o F2:** Esta falla se encuentra en la localidad de Calacoa departamento de Moquegua, tiene una orientación de N-S sobre el Volcán Ticsani con buzamiento de 70° oeste (Lavallée et al, 2009). Su movimiento es de tipo normal.
- **Fallas CND1 Y CND2:** Estas trazas de fallas han sido identificadas a partir de imágenes Landsat, aunque no se conoce con exactitud su geometría.




LEYENDA

-  Volcán Ticsani
-  Fallas
-  Alineamientos
-  Ríos_Perú
-  Vías_Perú



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

Fallas de la Región del volcán Ticsani

Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristóbal	Mapa 02
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach: Gisela Pinto	Escala Gráfica: 	

CAPÍTULO V

CAMPAÑAS SÍSMICAS

En las dos últimas décadas, la región sur del país ha sido afectada por sismos de gran magnitud que causaron daños a la población. Uno de estos fue el sismo ocurrido el 01 de octubre del 2005 a horas 22:19 (Hora Universal, UTC), magnitud 5.3 ML, profundidad de 6 km y epicentro localizado a 8 km al Este de la localidad de Calacoa sobre el extremo norte del Volcán Ticsani (Figura 5.1). Este sismo y su serie de réplicas, causaron daños en muchas viviendas de adobe de las localidades de Calacoa, San Cristóbal, Cuchumbaya, Sacuaya y Carumas pero también generó alarma en la población y autoridades por la posible reactivación del volcán Ticsani. Este escenario, generó el interés por realizar estudios volcano-tectónico a fin de observar el comportamiento dinámico de esta área y para ello, se realizaron algunas campañas sísmicas.

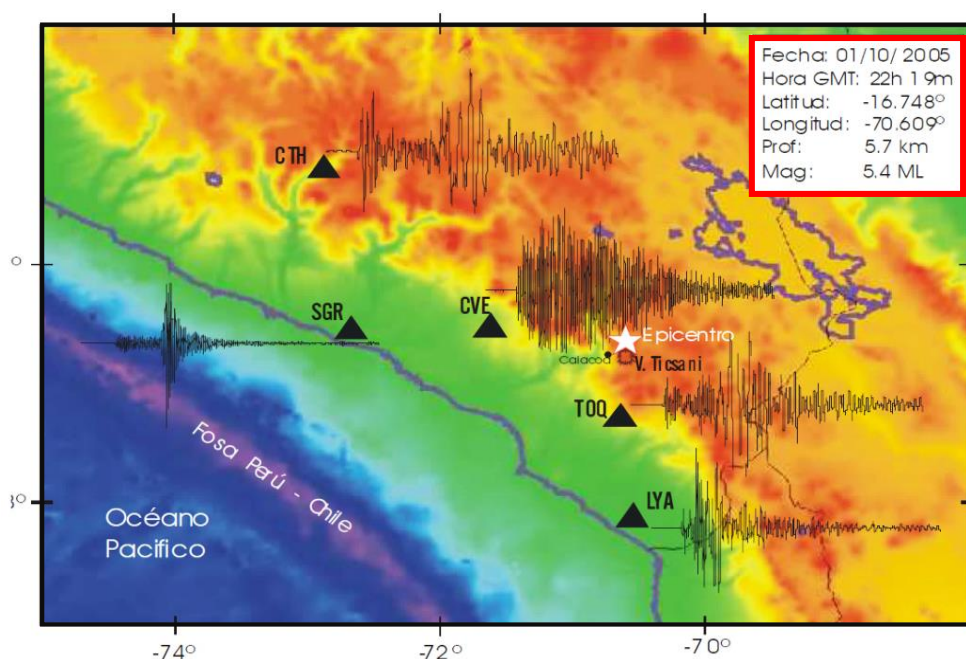


Figura 5.1 Formas de onda del sismo del 01 de Octubre del 2005 22:19:46 UTC registrado por la estación CTH, SGR, CVE, TOQ Y LYA (Tavera, 2006).

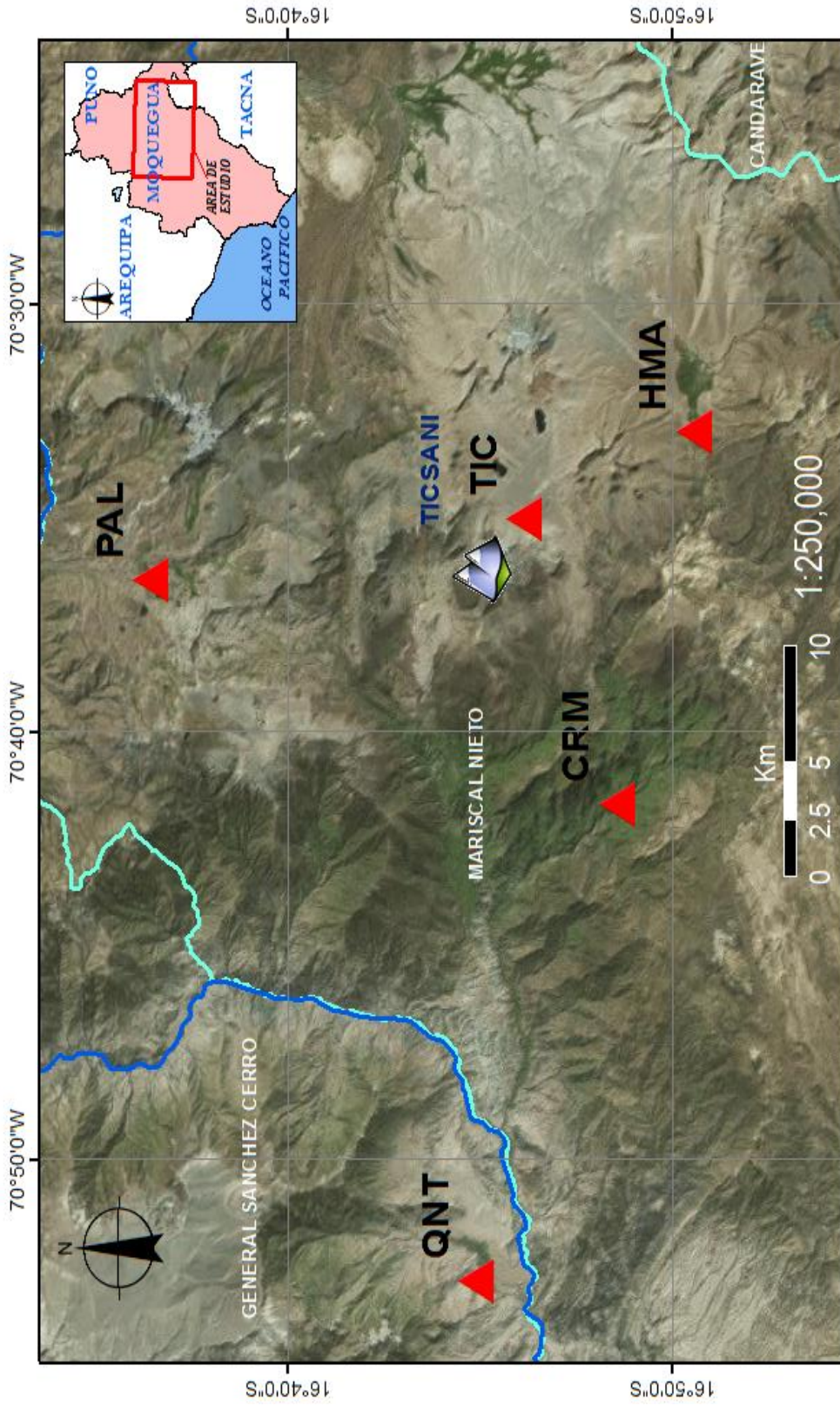
5.1 CAMPAÑAS SÍSMICAS



El Instituto Geofísico del Perú (IGP) realizó dos campañas sísmicas para monitorear la sismicidad que se produce en la región del volcán Ticsani. La primera se realizó tras la ocurrencia del sismo de magnitud 5.3 ML en el año 2005 con el objetivo de registrar réplicas y comprender todo el desarrollo de su proceso de ruptura. La segunda campaña se realizó en el año 2006, teniendo por objetivo el análisis de la micro sismicidad que ocurre en la región del volcán

Ticsani. A continuación, se describe las principales características de estas campañas.

5.1.1 Primera campaña, 2005.

En esta campaña se instaló una red sísmica temporal conformada por cinco estaciones digitales de banda ancha que operó a partir del 13 de Octubre por un periodo de 10 días (Mapa 03). Las estaciones utilizadas estaban constituidas por sensores de tipo Guralp-40T y registradores digitales Reftek (24 bits de resolución) capaces de registrar señales de altas frecuencias sin problemas de saturación. Estas estaciones fueron instaladas en las localidades de Humajalso, Carumas, Quinistaquillas, Pallatea y sobre el cráter del volcán, formando un triángulo irregular a fin de disponer de información sobre los posibles procesos de deformación que pudieran producirse dentro del mismo.



 UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA			
Distribución de estaciones de la campaña sísmica 2005			
Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristóbal	Mapa 03
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach. Gisela Pinto		Escala Gráfica: 

- LEYENDA**
-  Volcán Ticsani
 -  Estaciones 2005
 -  Ríos del Perú
 -  Provincias del Perú

En la Tabla 5.1 se muestra las coordenadas geográficas, UTM y su elevación con respecto al nivel medio del mar de las cinco estaciones sísmicas temporales instaladas en esta campaña (TIC, PAL, CRM, HMA y QNT).

Tabla 5.1 *Coordenadas geográficas y UTM de las estaciones sísmicas temporales instaladas en la región del volcán Ticsani en el periodo 2005.*

ESTACIÓN	CODIGO	GEOGRÁFICAS		UTM		ALTURA
HUMAJALSO	HMA	-70.5496	-16.8429	8137177	334901.893	4471
PALLATEA	PAL	-70.6074	-16.6074	8163167	328628.165	4409
TICSANI	TIC	-70.5835	-16.7695	8145271	331267.064	4805
CARUMAS	CRM	-70.6947	-16.8097	8140746	319417.977	4471
QUINISTAQUILLAS	QNT	-70.8804	-16.7485	8147318	299548.881	4409

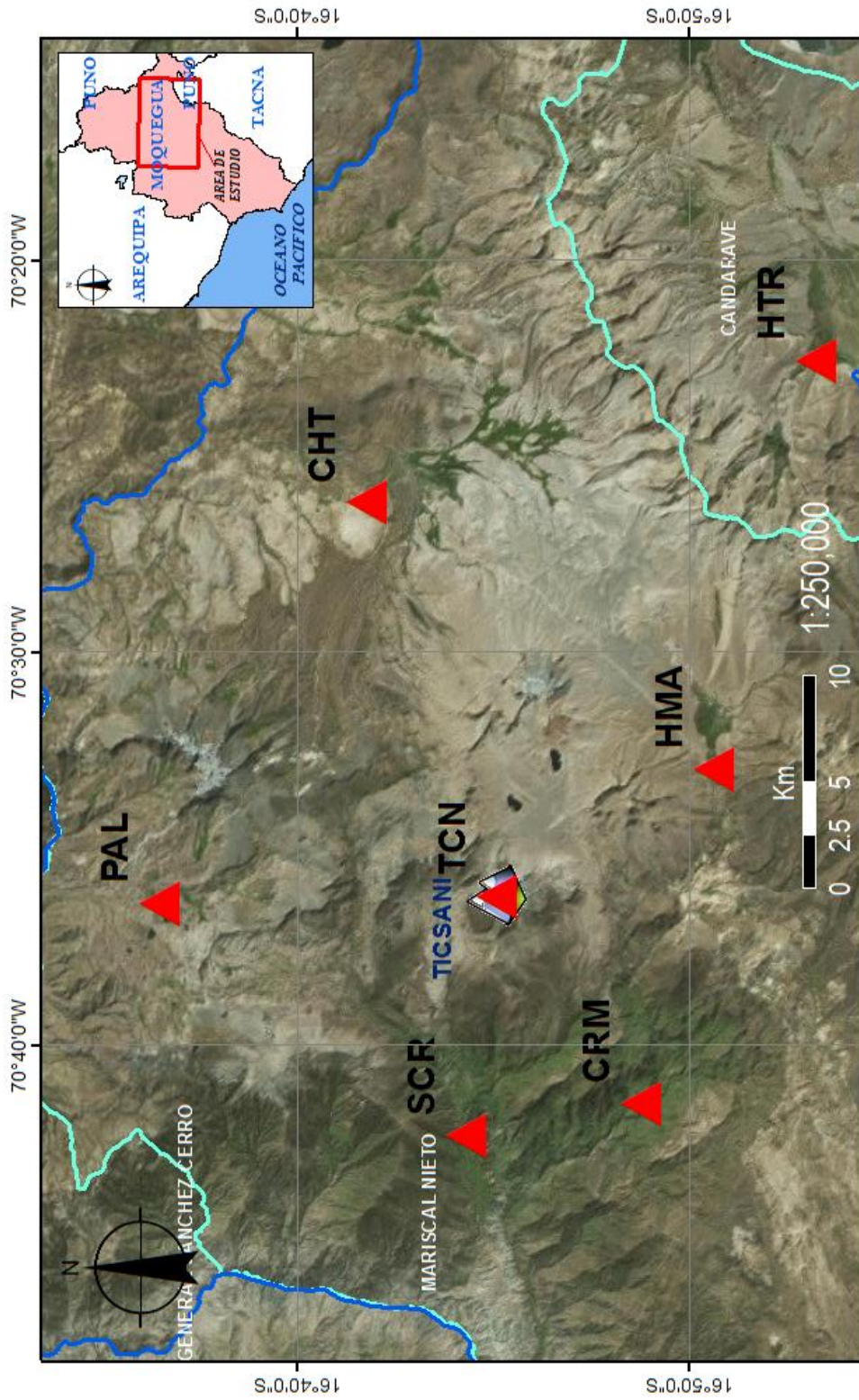
El periodo de operación de cada una de las estaciones sísmicas, no fue homogénea, (Tabla 5.2), debido principalmente a problemas de logística; a pesar de ello, se obtuvo una apreciable cantidad de información, la cual ha permitido realizar el presente estudio.

Tabla 5.2 *Periodo de operatividad de las estaciones de la Red Sísmica Temporal sobre la región del volcán Ticsani en el año 2005. Líneas = registró información.*

2005	Domingo 13	Lunes 14	Martes 15	Miércoles 16	Jueves 17	Viernes 18	Sábado 19	Domingo 20	Lunes 21	Martes 22
HMA	_____									
PAL	_____									
TIC	_____									
CRM	_____									
QNT	_____									

5.1.2 Segunda campaña, 2006

Después de la campaña 2005, el Instituto Geofísico de Perú vio por conveniente realizar una nueva campaña con siete estaciones sísmicas que funcionaran entre el 14 de setiembre al 03 de diciembre del 2006. Las estaciones estuvieron compuestas por sismómetros de banda ancha (Guralp), y registradores TITAN3-XT, todas distribuidas en las localidades de Chillota, Carumas, Huaytire, Humajalso, Pallatea, San Cristóbal y finalmente, una sobre el cráter del volcán Ticsani. Esta última estación, permitirá obtener información sobre posibles procesos de deformación que pueda producirse dentro del volcán (Mapa 04).



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

Distribución de estaciones de la campaña sísmica 2006

Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristóbal	Mapa
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach. Gisela Pinto	Escala Gráfica:	04

- LEYENDA**
- Volcán Ticsani
 - Estaciones 2006
 - Rios del Perú
 - Provincias del Perú

En la Tabla 5.3 se muestra las coordenadas geográficas, UTM y su elevación con respecto al nivel medio del mar de las siete estaciones sísmicas temporales instaladas en esta campaña (TCN, HMA, HTR, PAL, CHT, SCR y CRM).

Tabla 5.3 Coordenadas geográficas y UTM de las estaciones sísmicas temporales en el periodo 2006.

ESTACIÓN	CODIGO	GEOGRÁFICAS		UTM		ALTURA
CHILLOTA	CHT	-70.43636	-16.69552	8153570	346847	4404
CARUMAS	CRM	-70.69171	-16.81246	8140438	319723	3106
HUAYTIRE	HTR	-70.37595	-16.88635	8132503	353439	4510
HUMAJALSO	HMA	-70.54959	-16.84296	8137188	329040	4438
PALLATEA	PAL	-70.6066	-16.6077	8163003	328672	4367
SAN CRISTOBAL	SCR	-70.70568	-16.73781	8148646	318159	3147
TICSANI	TCN	-70.60387	-16.75083	8147316	329040	5113

El periodo de operación de las siete estaciones sísmicas, al igual que la campaña anterior no fue homogénea, (Tabla 5.4), debido principalmente a problemas de logística. En esta campaña se contó con un mayor periodo de tiempo de registro y por ello se obtuvo más cantidad de información que la campaña anterior.

Tabla 5.4 Periodo de operatividad de las estaciones de la Red Sísmica Temporal sobre la región del volcán Ticsani en el año 2006. Líneas = registró información.

2006	13-sep.	18-sep.	23-sep.	28-sep.	3-oct.	8-oct.	13-oct.	18-oct.	23-oct.	28-oct.	2-nov.	7-nov.	12-nov.	17-nov.	22-nov.	27-nov.	3-div.
TIC	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
HMA	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
PAL	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SCR	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CRM	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CHT	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
HTR	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

5.2 PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS SÍSMICO

5.2.1 Procesamiento Sísmico

Identificar el tipo de señales sísmicas que se registran en toda la región del volcán, requiere del análisis detallado de la información recolectada en campo. En los capítulos anteriores se ha visto la importancia de reconocer la presencia o ausencia de uno u otro tipo de señal que pueden advertir acerca de la actividad volcánica asociada principalmente al fracturamiento de rocas y circulación de fluidos dentro del volcán. Las señales obtenidas en la región del

volcán Ticsani en las dos campañas sísmicas han sido clasificadas en sismos Volcano- Tectónicos. Estas señales se caracterizan por mostrar fases de ondas P y S claras, tal como muestra la Figura 5.2.

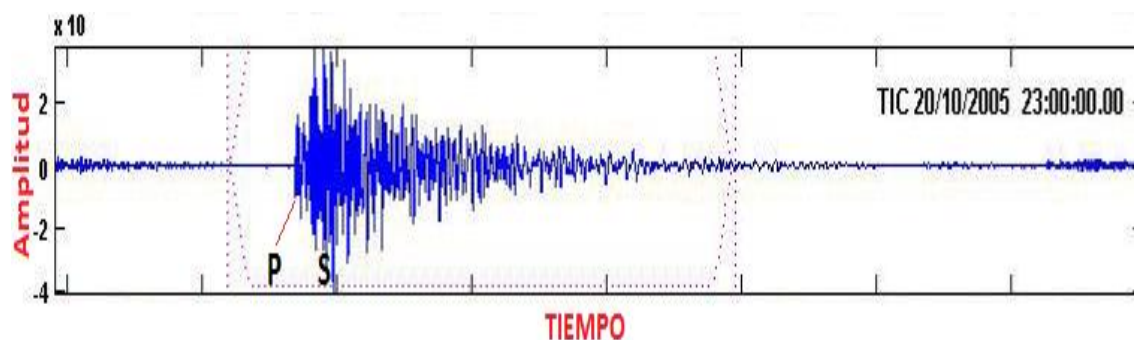


Figura 5.2 Registro de un sismo Volcano-Tectónico VT, registrado en la campaña sísmica 2005 en la región del volcán Ticsani.

Para el procesamiento de los eventos sísmicos, estos deben ser registrados en tres o más estaciones, además de fases impulsivas para la correcta lectura de las fases P y S. A fin de utilizar el total de la información, los eventos identificados fueron clasificados en:

- Tipo A: sismos con fases P y S identificadas.
- Tipo B: sismos con fase P y algunas S identificadas.
- Tipo C: sismos con solo fases P identificadas.

A continuación, se describe las características más importantes de cada tipo de sismos.

a) Sismos de tipo A

Los sismos de tipo A se caracterizan por presentar fases P y S muy claras en todas o en la mayoría de las estaciones que registran el evento (Figura 5.3). Este tipo de eventos sísmicos proporcionan información muy confiable para lograr muy buena localización epicentral.

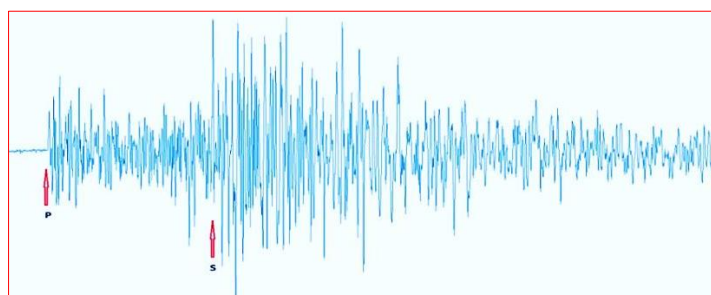


Figura 5.3 Registro de un sismo de tipo "A" registrado en la estación TIC en campaña sísmica 2005 en la región del volcán Ticsani.

b) Sismos de tipo B

Los sismos de tipo B se caracterizan por presentar fases P y algunas S claras en las estaciones que registran el evento (Figura 5.4). Este tipo de eventos sísmicos proporcionan información confiable para lograr una buena localización epicentral.

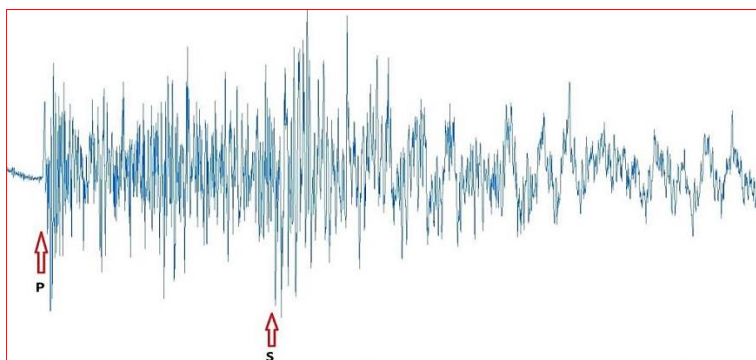


Figura 5.4 Registro de un sismo de tipo "B" registrado en la estación CRM en campaña sísmica 2005 en la región del volcán Ticsani.

c) Sismos de tipo C

Los sismos de tipo C se caracterizan por presentar solo las fases P claras en las estaciones (Figura 5.5). Este tipo de eventos sísmicos son poco confiables para lograr una buena localización epicentral y presenta errores de ± 5 km.

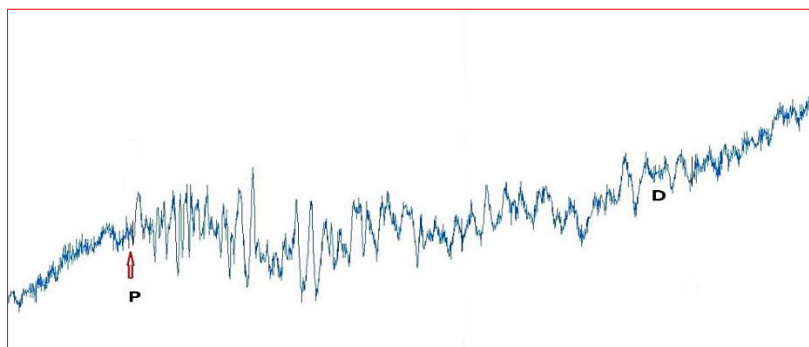


Figura 5.5 Registro de un sismo de tipo "C" registrado en la estación HMA en campaña sísmica 2006 en la región del volcán Ticsani.

5.3 MODELO DE VELOCIDAD

Para una buena localización de eventos sísmicos es importante contar con un modelo de velocidades sísmicas del interior de la tierra; es decir, un modelo local para que los parámetros de localización que se obtengan sean más confiables (Aki & Lee, 1976); (Kissling, 1988). Para la zona de estudio no existe

un modelo de velocidad local, pero se dispone de otros para el procesamiento de datos de redes locales como los propuestos por Grange, et al., (1983) (Modelo 1), Dorbath, et al., (1991) (Modelo 2), y Villegas, (2009) (Modelo 3), tal como se muestra en la Cuadro 4.1. Estos modelos de velocidad fueron utilizados para el estudio de la sismicidad local ocurrida en las zonas de Huaytapallana, la región sur y la región norte del Perú respectivamente.

Cuadro 5.1 Modelos de velocidad de Grange, et al., (1983) (Modelo 1) Dorbath, et al., (1991) (Modelo 2) y Villegas, (2009) (Modelo 3) evaluados en este estudio.

Modelo 1		Modelo 2		Modelo 3	
Grange, et al.,(1983)		Dorbath, et al., (1991) VP/VS= 1.73		Villegas (2009)	
Vp (km/s)	Prof. (km)	Vp (km/s)	Prof. (km)	Vp (km/s)	Prof. (km)
5.5	0.0	5.8	0.0	4.6	0.0
6.0	5.0	6.2	15.0	5.6	1.0
6.8	25.0	6.8	30.0	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

A continuación, se describe algunas características de los modelos de velocidad propuestos:

- Grange,et al., (1983): utiliza datos de microsismicidad obtenidos de una red local para realizar un proceso de inversión a fin de generar modelos de velocidad para sismicidad de foco superficial e intermedios. Ambos modelos vienen siendo utilizados por el Instituto Geofísico del Perú (IGP).
- Dorbath, et al., (1991): Para el estudio de la microsismicidad de la falla Huaytapallana toma como referencia el modelo de Grange et al., (1983), y realiza algunas modificaciones, como por ejemplo aumenta el espesor de la primera capa hasta 15 km con una velocidad de 5.8 km/s a fin de lograr mejor control sobre la sismicidad de focos superficiales.
- Villegas (2009): modelo generado con procesos de inversión para estudiar la actividad sísmica superficial de la zona norte del país. Este modelo de velocidad consta de siete capas, siendo la última a partir de los 50 km, en lo cual se logra mayor control sobre la actividad sísmica superficial.

Para evaluar estos modelos de velocidad, se ha seleccionado lecturas correspondientes a 50 eventos sísmicos con fases impulsivas, así como los valores de V_p/V_s determinados por los autores para cada estudio Cuadro 5.1. Los resultados obtenidos para los parámetros de estos sismos son mostrados en la Tabla 5.5, 5.6 y 5.7, y su interpretación en la Figura 5.6. En esta Figura se observa que los errores en la horizontal (latitud y longitud) son de 0.5 km en promedio para los tres modelos, salvo para los sismos número 4, 9, 18, 20 y 21, donde los errores son de mayor orden en los tres modelos. En el caso de la profundidad, los resultados obtenidos con cada modelo son muy variables y muestran diferencias considerables, tal es el caso de los sismos 9, 18, 36 y 37.

Tabla 5.5 Resultados obtenidos para los 50 eventos sísmicos utilizando el modelo 1
(Grange, et al., 1983).

MODELO 1									
N°	Fecha	Tiempo (GMT)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	SEZ (KM)	SEH (km)	RMS (S)	Magnitud (ML)
1	17/10/2005	50:57.8	-16.7204	-70.6205	12.81	0.95	0.60	0.80	1.4
2	17/10/2005	09:13.7	-16.7144	-70.6322	13.41	2.00	0.50	0.80	3.2
3	17/10/2005	47:32.2	-16.7297	-70.6130	10.61	1.00	0.70	0.80	1.1
4	17/10/2005	51:20.7	-16.7135	-70.6057	10.8	1.50	1.50	4.00	1.3
5	17/10/2005	47:47.4	-16.7475	-70.6139	15.41	0.90	0.65	0.80	1.5
6	17/10/2005	16:21.8	-16.8484	-70.4710	11.31	0.90	0.65	0.85	3.1
7	17/10/2005	40:40.4	-16.8560	-70.4589	15.11	0.80	0.65	0.90	1.4
8	17/10/2005	46:10.3	-16.8654	-70.4580	9.81	4.00	0.45	0.90	0.9
9	17/10/2005	43:55.3	-16.7400	-70.6120	11.00	4.50	0.40	0.90	1.4
10	17/10/2005	20:52.9	-16.7475	-70.6315	19.81	0.90	0.70	0.75	1.0
11	18/10/2005	13:12.5	-16.7800	-70.5590	9.31	0.95	0.75	0.90	1.4
12	18/10/2005	22:51.5	-16.7015	-70.6457	6.81	0.80	0.50	1.00	1.1
13	18/10/2005	30:10.9	-16.6989	-70.6359	8.71	0.90	0.80	3.50	0.9
14	18/10/2005	31:12.5	-16.6887	-70.6737	9.91	0.95	0.70	7.00	1.1
15	18/10/2005	52:40.5	-16.7065	-70.6942	16.81	0.90	0.65	0.70	1.3
16	18/10/2005	51:36.7	-16.6905	-70.6709	13.21	3.50	0.40	0.90	2.1
17	18/10/2000	52:30.8	-16.7045	-70.6280	16.51	1.00	0.45	1.50	1.9
18	18/10/2000	15:28.5	-16.6864	-70.6692	14.00	1.00	0.90	0.75	1.2
19	18/10/2000	17:19.6	-16.7355	-70.5755	14.01	2.50	0.70	0.65	1.0
20	18/10/2005	24:39.7	-16.6925	-70.6577	12.00	2.50	2.50	0.60	0.9
21	18/10/2005	31:43.4	-16.6819	-70.7265	11.01	2.50	2.00	1.50	1.8
22	18/10/2005	45:06.8	-16.7110	-70.6489	13.91	3.00	0.70	0.70	1.4
23	18/10/2005	19:20.0	-16.7690	-70.5079	15.21	3.50	0.50	0.90	1.2
24	18/10/2005	24:00.9	-16.6962	-70.6907	13.61	1.50	0.60	0.80	1.0
25	18/10/2005	10:08.5	-16.7800	-70.4599	14.91	2.50	0.90	0.80	1.6
26	18/10/2005	10:57.5	-16.6970	-70.6669	12.11	2.50	0.50	0.95	1.2
27	18/10/2005	49:18.1	-16.7307	-70.5977	16.31	1.50	0.60	0.95	1.6
28	18/10/2005	05:39.3	-16.6914	-70.6284	14.71	1.00	0.50	1.50	1.4
29	18/10/2005	44:42.0	-16.7034	-70.6392	10.91	2.00	0.30	0.90	1.5
30	18/10/2005	00:27.6	-16.8327	-70.5175	12.01	1.00	0.65	0.90	1.1
31	18/10/2005	49:37.6	-16.8014	-70.4997	13.01	2.00	0.40	0.70	1.4
32	18/10/2005	18:55.4	-16.8130	-70.4972	9.11	0.90	0.50	0.85	1.3
33	18/10/2005	21:13.7	-16.7669	-70.4480	14.51	2.00	0.65	0.90	0.9
34	18/10/2005	46:10.9	-16.7249	-70.6380	12.51	1.50	0.65	0.95	0.9
35	18/10/2005	50:36.2	-16.7205	-70.6289	10.01	2.00	0.65	0.95	3.0
36	18/10/2005	21:19.2	-16.7057	-70.6780	13.95	4.00	0.30	0.95	1.1
37	18/10/2005	13:17.8	-16.8645	-70.4402	8.21	3.50	0.30	0.85	1.1
38	19/10/2005	56:41.6	-16.7094	-70.6567	14.11	3.00	0.35	0.80	1.1
39	19/10/2005	02:39.6	-16.7340	-70.6117	12.91	3.50	0.35	0.80	0.9
40	19/10/2005	58:10.9	-16.8632	-70.4370	9.01	3.00	0.35	0.85	1.1
41	19/10/2005	00:32.9	-16.8487	-70.4662	10.01	3.50	0.35	0.90	0.8
42	19/10/2005	03:10.0	-16.8350	-70.4932	11.71	4.00	0.35	0.90	1.5
43	19/10/2005	03:55.1	-16.7049	-70.6555	15.11	5.00	0.40	0.90	1.4
44	19/10/2005	11:08.8	-16.7867	-70.4662	15.41	2.50	0.45	0.60	0.9
45	19/10/2005	12:28.8	-16.7080	-70.6514	12.81	3.00	0.40	0.90	1.3
46	19/10/2005	19:43.3	-16.6965	-70.6542	5.41	1.50	0.45	0.95	1.2
47	19/10/2005	21:31.6	-16.6939	-70.6154	13.31	2.50	0.40	0.80	2.5
48	19/10/2005	30:10.6	-16.8612	-70.4535	14.81	1.50	0.40	0.90	0.9
49	19/10/2005	37:55.3	-16.7294	-70.5877	10.71	4.00	0.40	0.80	1.2
50	19/10/2005	48:08.2	-16.7135	-70.6497	13.81	3.50	0.40	0.80	1.2

Tabla 5.6 Resultados obtenidos para los 50 eventos sísmicos utilizando el modelo 2 (Dorbath, et al., 1991).

MODELO 2									
N°	Fecha	Tiempo (GMT)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	SEZ (KM)	SEH (km)	RMS (S)	Magnitud (ML)
1	17/10/2005	50:57.8	-16.7202	-70.6203	10.6	0.80	0.50	0.70	1.4
2	17/10/2005	09:13.7	-16.7142	-70.6320	11.2	0.95	0.40	0.90	3.2
3	17/10/2005	47:32.2	-16.7295	-70.6128	8.4	0.90	0.70	0.80	1.1
4	17/10/2005	51:20.7	-16.7133	-70.6055	10.2	1.00	0.40	1.00	1.3
5	17/10/2005	47:47.4	-16.7473	-70.6137	13.2	0.80	0.45	0.80	1.5
6	17/10/2005	16:21.8	-16.8482	-70.4708	9.1	0.80	0.45	0.85	3.1
7	17/10/2005	40:40.4	-16.8558	-70.4587	12.9	0.80	0.45	0.80	1.4
8	17/10/2005	46:10.3	-16.8652	-70.4578	7.6	0.90	0.40	0.85	0.9
9	17/10/2005	43:55.3	-16.7398	-70.6118	8.3	1.50	0.30	0.90	1.4
10	17/10/2005	20:52.9	-16.7473	-70.6313	17.6	0.90	0.40	0.70	1.0
11	18/10/2005	13:12.5	-16.7798	-70.5588	7.1	0.95	0.60	0.90	1.4
12	18/10/2005	22:51.5	-16.7013	-70.6455	4.6	0.80	0.50	1.00	1.1
13	18/10/2005	30:10.9	-16.6987	-70.6357	6.5	1.50	0.70	3.00	0.9
14	18/10/2005	31:12.5	-16.6885	-70.6735	7.7	1.00	0.50	5.00	1.1
15	18/10/2005	52:40.5	-16.7063	-70.6940	14.6	0.85	0.30	0.75	1.3
16	18/10/2005	51:36.7	-16.6903	-70.6707	11	0.90	0.35	0.90	2.1
17	18/10/2000	52:30.8	-16.7043	-70.6278	14.3	1.00	0.40	1.00	1.9
18	18/10/2000	15:28.5	-16.6862	-70.6690	11.5	1.00	0.50	0.60	1.2
19	18/10/2000	17:19.6	-16.7353	-70.5753	11.8	1.00	0.60	0.65	1.0
20	18/10/2005	24:39.7	-16.6923	-70.6575	11.8	2.00	1.00	0.75	0.9
21	18/10/2005	31:43.4	-16.6817	-70.7263	10.6	2.00	1.50	1.00	1.8
22	18/10/2005	45:06.8	-16.7108	-70.6487	11.7	1.50	1.00	0.70	1.4
23	18/10/2005	19:20.0	-16.7688	-70.5077	13	1.00	0.40	0.80	1.2
24	18/10/2005	24:00.9	-16.6960	-70.6905	11.4	0.80	0.30	0.80	1.0
25	18/10/2005	10:08.5	-16.7798	-70.4597	12.7	1.50	0.30	0.80	1.6
26	18/10/2005	10:57.5	-16.6968	-70.6667	9.9	0.95	0.30	0.95	1.2
27	18/10/2005	49:18.1	-16.7305	-70.5975	14.1	0.90	0.30	1.00	1.6
28	18/10/2005	05:39.3	-16.6912	-70.6282	12.5	0.90	0.30	1.00	1.4
29	18/10/2005	44:42.0	-16.7032	-70.6390	8.7	0.90	0.30	0.90	1.5
30	18/10/2005	00:27.6	-16.8325	-70.5173	9.8	0.80	0.35	0.90	1.1
31	18/10/2005	49:37.6	-16.8012	-70.4995	10.8	0.85	0.30	0.90	1.4
32	18/10/2005	18:55.4	-16.8128	-70.4970	6.9	0.95	0.30	0.95	1.3
33	18/10/2005	21:13.7	-16.7667	-70.4478	12.3	0.95	0.35	0.85	0.9
34	18/10/2005	46:10.9	-16.7247	-70.6378	10.3	0.95	0.30	0.80	0.9
35	18/10/2005	50:36.2	-16.7203	-70.6287	7.8	0.95	0.40	0.85	3.0
36	18/10/2005	21:19.2	-16.7055	-70.6778	10.9	0.95	0.40	0.90	1.1
37	18/10/2005	13:17.8	-16.8643	-70.4400	6	0.95	0.40	0.85	1.1
38	19/10/2005	56:41.6	-16.7092	-70.6565	11.9	0.95	0.40	0.80	1.1
39	19/10/2005	02:39.6	-16.7338	-70.6115	10.7	0.95	0.35	0.80	0.9
40	19/10/2005	58:10.9	-16.8630	-70.4368	6.8	0.95	0.40	0.85	1.1
41	19/10/2005	00:32.9	-16.8485	-70.4660	7.8	0.95	0.40	0.90	0.8
42	19/10/2005	03:10.0	-16.8348	-70.4930	9.5	0.95	0.40	0.90	1.5
43	19/10/2005	03:55.1	-16.7047	-70.6553	12.9	0.95	0.40	0.85	1.4
44	19/10/2005	11:08.8	-16.7865	-70.4660	13.2	0.80	0.40	0.90	0.9
45	19/10/2005	12:28.8	-16.7078	-70.6512	10.6	0.85	0.40	0.95	1.3
46	19/10/2005	19:43.3	-16.6963	-70.6540	3.2	0.90	0.45	0.80	1.2
47	19/10/2005	21:31.6	-16.6937	-70.6152	11.1	0.95	0.40	0.90	2.5
48	19/10/2005	30:10.6	-16.8610	-70.4533	12.6	0.90	0.40	0.70	0.9
49	19/10/2005	37:55.3	-16.7292	-70.5875	8.5	0.95	0.40	0.95	1.2
50	19/10/2005	48:08.2	-16.7133	-70.6495	11.6	0.95	0.40	0.95	1.2

Tabla 5.7 Resultados obtenidos para los 50 eventos sísmicos utilizando el modelo 3 (Villegas, et al., 2009).

MODELO 3									
N°	Fecha	tiempo (GMT)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	SEZ (KM)	SEH (km)	RMS (s)	Magnitud (ML)
1	17/10/2005	50:57.8	-16.7199	-70.6200	11.9	1.00	0.60	0.70	1.4
2	17/10/2005	09:13.7	-16.7139	-70.6317	12.5	2.50	0.50	0.70	3.2
3	17/10/2005	47:32.2	-16.7292	-70.6125	9.7	1.00	0.70	0.75	1.1
4	17/10/2005	51:20.7	-16.7130	-70.6052	10.5	1.50	1.50	4.00	1.3
5	17/10/2005	47:47.4	-16.7470	-70.6134	14.5	0.90	0.65	0.80	1.5
6	17/10/2005	16:21.8	-16.8479	-70.4705	10.4	0.90	0.65	0.85	3.1
7	17/10/2005	40:40.4	-16.8555	-70.4584	14.2	0.80	0.65	0.85	1.4
8	17/10/2005	46:10.3	-16.8649	-70.4575	8.9	0.80	0.45	0.70	0.9
9	17/10/2005	43:55.3	-16.7395	-70.6115	14.6	0.85	0.40	0.50	1.4
10	17/10/2005	20:52.9	-16.7470	-70.6310	18.9	0.90	0.70	0.70	1.0
11	18/10/2005	13:12.5	-16.7795	-70.5585	8.4	0.95	0.60	0.80	1.4
12	18/10/2005	22:51.5	-16.7010	-70.6452	5.9	0.80	0.65	1.00	1.1
13	18/10/2005	30:10.9	-16.6984	-70.6354	7.8	1.50	0.85	3.50	0.9
14	18/10/2005	31:12.5	-16.6882	-70.6732	9.0	1.00	0.90	7.00	1.1
15	18/10/2005	52:40.5	-16.7060	-70.6937	15.9	0.90	0.60	0.75	1.3
16	18/10/2005	51:36.7	-16.6900	-70.6704	12.3	0.90	0.35	0.90	2.1
17	18/10/2000	52:30.8	-16.7040	-70.6275	15.6	1.00	0.40	1.50	1.9
18	18/10/2000	15:28.5	-16.6859	-70.6687	13.8	1.00	0.90	0.70	1.2
19	18/10/2000	17:19.6	-16.7350	-70.5750	13.1	2.50	0.70	0.65	1.0
20	18/10/2005	24:39.7	-16.6920	-70.6572	13.1	2.00	2.50	0.60	0.9
21	18/10/2005	31:43.4	-16.6814	-70.7260	11.9	1.50	2.00	1.50	1.8
22	18/10/2005	45:06.8	-16.7105	-70.6484	13.0	1.00	0.70	0.70	1.4
23	18/10/2005	19:20.0	-16.7685	-70.5074	14.3	0.95	0.50	0.90	1.2
24	18/10/2005	24:00.9	-16.6957	-70.6902	12.7	0.80	0.50	0.60	1.0
25	18/10/2005	10:08.5	-16.7795	-70.4594	14.0	1.50	0.80	0.50	1.6
26	18/10/2005	10:57.5	-16.6965	-70.6664	11.2	0.95	0.50	0.70	1.2
27	18/10/2005	49:18.1	-16.7302	-70.5972	15.4	0.90	0.40	0.55	1.6
28	18/10/2005	05:39.3	-16.6909	-70.6279	13.8	0.90	0.50	1.50	1.4
29	18/10/2005	44:42.0	-16.7029	-70.6387	10.0	0.90	0.30	0.90	1.5
30	18/10/2005	00:27.6	-16.8322	-70.5170	11.1	0.80	0.25	0.70	1.1
31	18/10/2005	49:37.6	-16.8009	-70.4992	12.1	0.80	0.30	0.50	1.4
32	18/10/2005	18:55.4	-16.8125	-70.4967	8.2	0.90	0.30	0.80	1.3
33	18/10/2005	21:13.7	-16.7664	-70.4475	13.6	0.90	0.40	0.50	0.9
34	18/10/2005	46:10.9	-16.7244	-70.6375	11.6	0.90	0.35	0.70	0.9
35	18/10/2005	50:36.2	-16.7200	-70.6284	9.1	0.90	0.45	1.00	3.0
36	18/10/2005	21:19.2	-16.7052	-70.6775	13.2	0.90	0.30	1.00	1.1
37	18/10/2005	13:17.8	-16.8640	-70.4397	7.3	0.90	0.30	0.90	1.1
38	19/10/2005	56:41.6	-16.7089	-70.6562	13.2	0.90	0.35	0.80	1.1
39	19/10/2005	02:39.6	-16.7335	-70.6112	12.0	0.85	0.35	0.75	0.9
40	19/10/2005	58:10.9	-16.8627	-70.4365	8.1	0.85	0.35	0.80	1.1
41	19/10/2005	00:32.9	-16.8482	-70.4657	9.1	0.90	0.35	0.80	0.8
42	19/10/2005	03:10.0	-16.8345	-70.4927	10.8	0.90	0.35	0.80	1.5
43	19/10/2005	03:55.1	-16.7044	-70.6550	14.2	0.90	0.60	0.8	1.4
44	19/10/2005	11:08.8	-16.7862	-70.4657	14.5	1.50	0.85	0.50	0.9
45	19/10/2005	12:28.8	-16.7075	-70.6509	11.9	0.90	0.70	0.80	1.3
46	19/10/2005	19:43.3	-16.6960	-70.6537	4.5	1.50	0.45	1.50	1.2
47	19/10/2005	21:31.6	-16.6934	-70.6149	12.4	2.50	0.40	0.80	2.5
48	19/10/2005	30:10.6	-16.8607	-70.4530	13.9	2.50	0.40	1.00	0.9
49	19/10/2005	37:55.3	-16.7289	-70.5872	9.8	1.00	0.35	0.80	1.2
50	19/10/2005	48:08.2	-16.7130	-70.6492	12.9	0.85	0.35	0.90	1.2

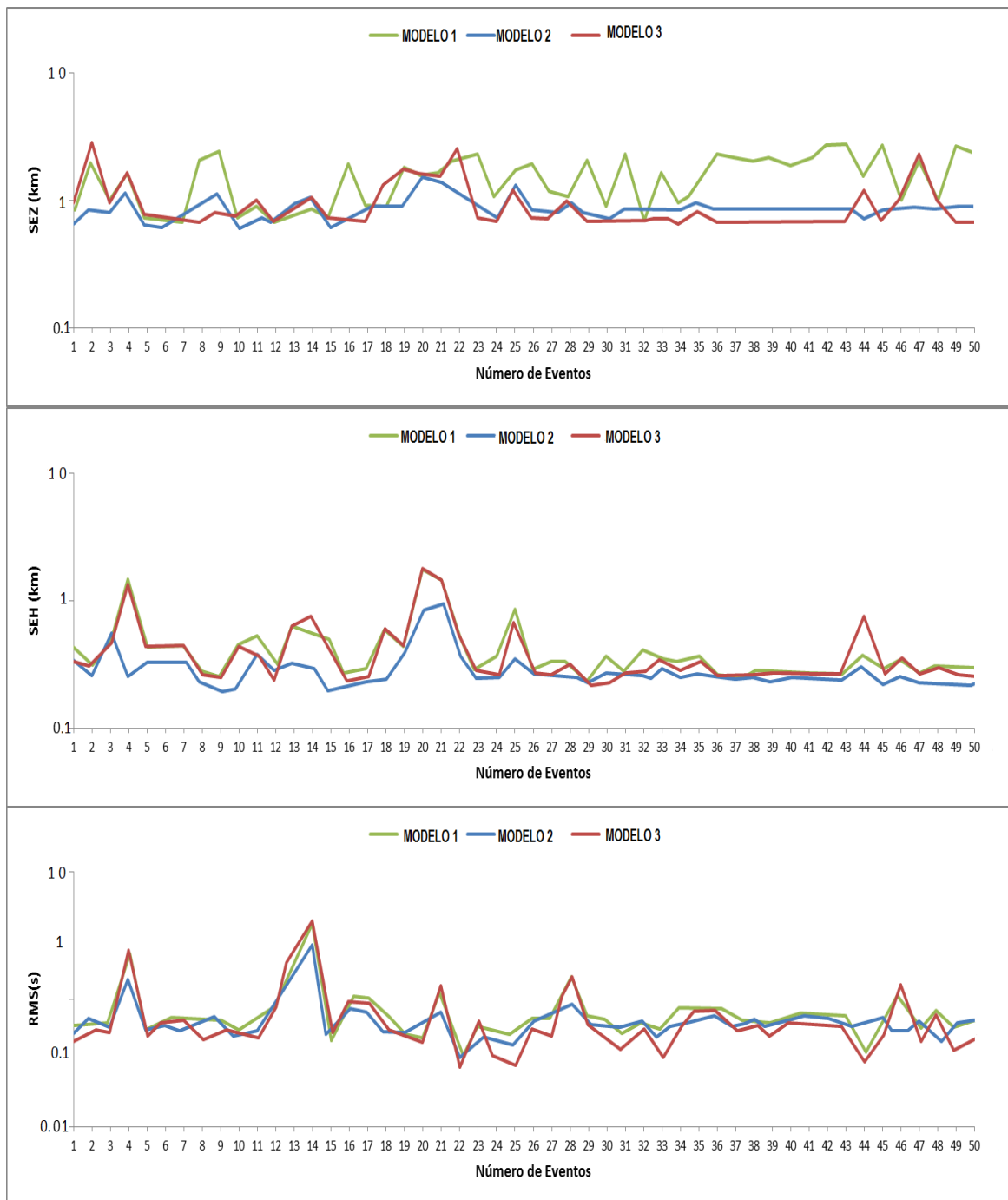


Figura 5.6 Representación de los valores de error SEZ, SEH, y RMS según los modelos propuestos por Grange (1983) (modelo 1)= trazo verde; Dorbath, (1991) (modelo 2)= trazo azul y Villegas (2009) (modelo 3)= trazo rojo, calculados para la región del volcán Ticsani.

En general los resultados sugieren que los parámetros hipocentrales obtenidos con el modelo 2 (Dorbath, et al., 1991) presentan menores errores (línea azul); por lo tanto, este modelo se utiliza para realizar un proceso de inversión utilizando el programa VELEST y obtener un modelo de velocidad modificado. Para el mejor cálculo de los parámetros hipocentral del total de los sismos que constituyen la base de datos a utilizarse en este estudio. Asimismo,

es necesario calcular la relación de velocidades V_p/V_s , a partir de la curva de Wadati para facilitar del proceso de inversión usando el programa VELEST.

5.4 RELACIÓN DE VELOCIDADES

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

La curva de Wadati o V_p/V_s consiste en construir una curva a partir de los tiempos de llegada de las ondas P y S con un número determinado de sismos en una serie de estaciones. La curva consiste en graficar puntos cuyas abscisas sean los tiempos de arribo de las ondas TP a cada estación, y en las ordenadas las diferencias de tiempo entre las fases TS y TP.

Para este estudio, se ha construido 3 curvas de Wadati (Figura 5.7): para la campaña sísmica 2005 se utilizó 128 sismos y se obtiene como resultado una curva de Wadati con pendiente igual a 1.65 ± 0.05 ; para la campaña 2006 se utilizó 97 sismos obteniendo una curva con pendiente igual a 1.71 ± 0.05 y finalmente, se juntaron los datos de las dos campañas obteniéndose la curva de Wadati con una pendiente de 1.68 ± 0.05 .

De acuerdo a estos resultados, en este estudio se hará uso en el proceso de inversión de VELEST de la relación $V_p/V_s=1.68$ como valor promedio.

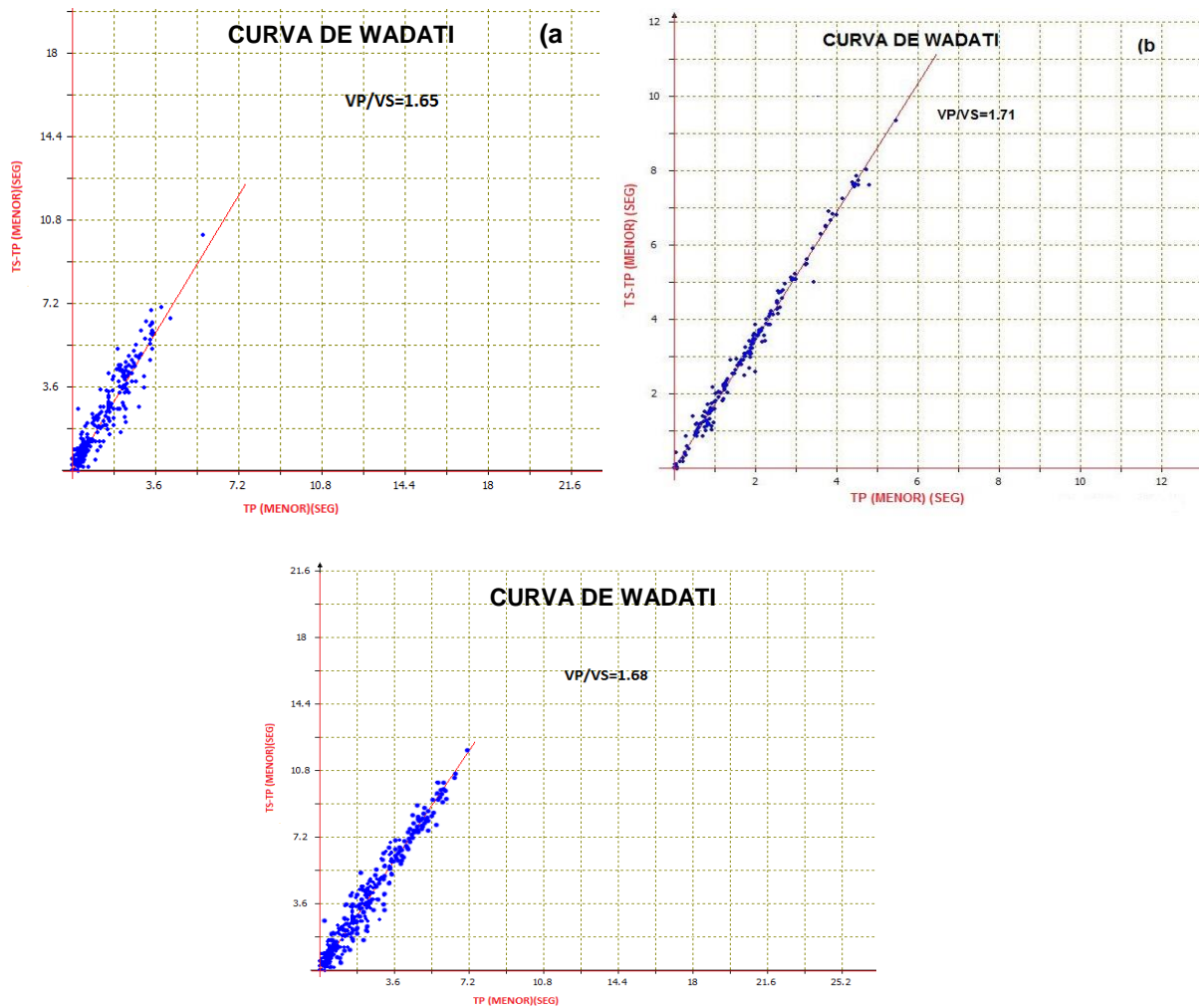


Figura 5.7 Curva de Wadati obtenido con el total de los tiempos de llegada de las ondas P y S correspondientes a la campaña sísmica 2005 (a), 2006 (b) y ambas campañas 2005 y 2006 (c).

5.5 VELEST

El programa VELEST consiste en una serie de algoritmos utilizados para realizar la inversión simultánea de velocidades y parámetros hipocentrales (V_p y V_s), para resolver el problema directo mediante el trazado de rayos desde la fuente hasta el receptor y calculando los rayos directos y refractados que atraviesan la estructura de velocidades. Luego el problema inverso se resuelve mediante la inversión total de la matriz de mínimos cuadrados amortiguados; dado que este problema es no-lineal, la solución se obtiene realizando múltiples iteraciones, resolviendo ambos problemas a la vez (Kissling et al. 1995).

Sin embargo, VELEST no está exento de las principales limitaciones que conlleva la solución de problemas inversos no-lineales. En primer lugar la gran variedad de soluciones que pueden satisfacer el problema inverso, por lo que la

solución dependerá de la calidad de los hipocentros y del modelo de velocidad inicial.

Por otro lado, está el gran número de variables y parámetros de control del algoritmo, los cuales deben ser definidos en un largo proceso de “ensayo- error”.

Así, el procedimiento a seguir para el cálculo de un “Modelo de Velocidad” mediante el algoritmo Velest, se realiza de la siguiente manera:

- a) Se selecciona una base de datos compuesta por los tiempos de arribo de las ondas P y S de un conjunto de sismos.
- b) Se selecciona un modelo de velocidad inicial (Dorbath, et al.,1991), para lo cual, se debe compilar toda la información “a priori” que considere la estratificación por debajo del área de estudio (velocidades y espesores).
- c) Se especifica una lista con las coordenadas precisas de las estaciones sísmicas pertenecientes a la red local. De esta lista se selecciona la estación de referencia, la cual debe cumplir con las siguientes características:
 - a. Ser la estación de mayor altura respecto al nivel del mar.
 - b. Que su ubicación en la red, de preferencia sea en el centro de la misma.
 - c. La última y la más importante, que el número de observaciones de dicha estación sea el mayor respecto a las demás estaciones.
- d) Se establecen los parámetros de control, entre ellos, el número de iteraciones, ajuste por topografía, corrección por estación, razón de velocidades, y otros, los cuales deberán ser debidamente ajustados en el proceso iterativo.
- e) Luego, una vez completados los requerimientos del algoritmo VELEST (a, b, c y d), se lleva a cabo el proceso de inversión, examinando y seleccionando los parámetros de control apropiados y que mejor se ajusten a la base de datos y al problema inverso en sí. Posteriormente, a fin de simular los gradientes de velocidad vertical y distinguir posibles heterogeneidades o cambios de velocidad en los modelos iniciales, se incrementa y varía el número y espesor de capas sin alterar los valores de velocidad. Este procedimiento se repite en múltiples ocasiones durante el proceso de inversión, verificando y uniendo aquellas capas con valores

de velocidad similar, logrando así, reducir el número de estas hasta obtener modelos mejor definidos y cuyos valores de velocidad no varíen significativamente entre una iteración y otra.

- f) Posteriormente, con los modelos de velocidad obtenidos se procede a evaluar la localización de los sismos, a fin de seleccionar el modelo que permita obtener los parámetros hipocentrales con mínimos errores y mínimos RMS. Así al modelo que mejor se ajuste a estas características, se le denomina “Mínimo Modelo de Velocidad 1D”.

Tabla 5.8 Valores de V_p y Profundidad, del modelo de velocidades a ser utilizado en el presente estudio (modelo modificado 2).

MODELO DE VELOCIDADES VP/VS= 1.68	
VP(KM/S)	Prof.(km)
6.03	0.0
6.21	12.0
6.53	20.0
7.15	35.0
7.55	55.0

5.6 HYPO 71

Para la localización de los sismos ocurridos en la región del volcán Ticsani, se ha utilizado el algoritmo Hypo 71 (Lee y Lahr, 1982). El algoritmo considera un incremento para la variación de los parámetros hipocentrales de un sismo hipotético, el cual debe ser minimizado cuando se ajusta al real a partir de los tiempos de arribo de las ondas sísmicas registradas en un determinado número de estaciones.

Para utilizar este algoritmo es necesario tener la siguiente información:

- Un archivo conteniendo los tiempos de llegadas de las ondas P y S.
- Un segundo archivo con las características de cada una de las estaciones (latitud, longitud y altitud) que conforman la red sísmica.
- Finalmente, un archivo que contenga el modelo de velocidades y relación de V_p/V_s .

En este estudio se ha tenido especial consideración en relación de las lecturas de los tiempos de arribo de las ondas P y S, intentando eliminar cualquier incertidumbre antes de realizar el cálculo de los parámetros hipocentrales de la información sísmica obtenida. Los parámetros hipocentrales del total de sismos procesados (2005 y 2006) presentaron errores en horizontal (ERH) y vertical (ERZ) menores a 3 km y un RMS menor e igual a 0.05 segundos. Sin embargo, en este estudio se ha visto por conveniente seleccionar aquellos sismos que presentan errores menores o iguales a 1 km, tanto en la componente horizontal (ERH) como en la vertical (ERZ) reduciendo así el total de la base de datos a 225 sismos. Según Comte (1999) y Rietbrock y Waldhauser (2004), las diferencias en los parámetros hipocentrales por una red sísmica local usando modelos de velocidad 1-D y 3-D están por debajo del rango de 1-2 km, lo cual sugiere confiabilidad en la calidad de datos usados en este estudio.

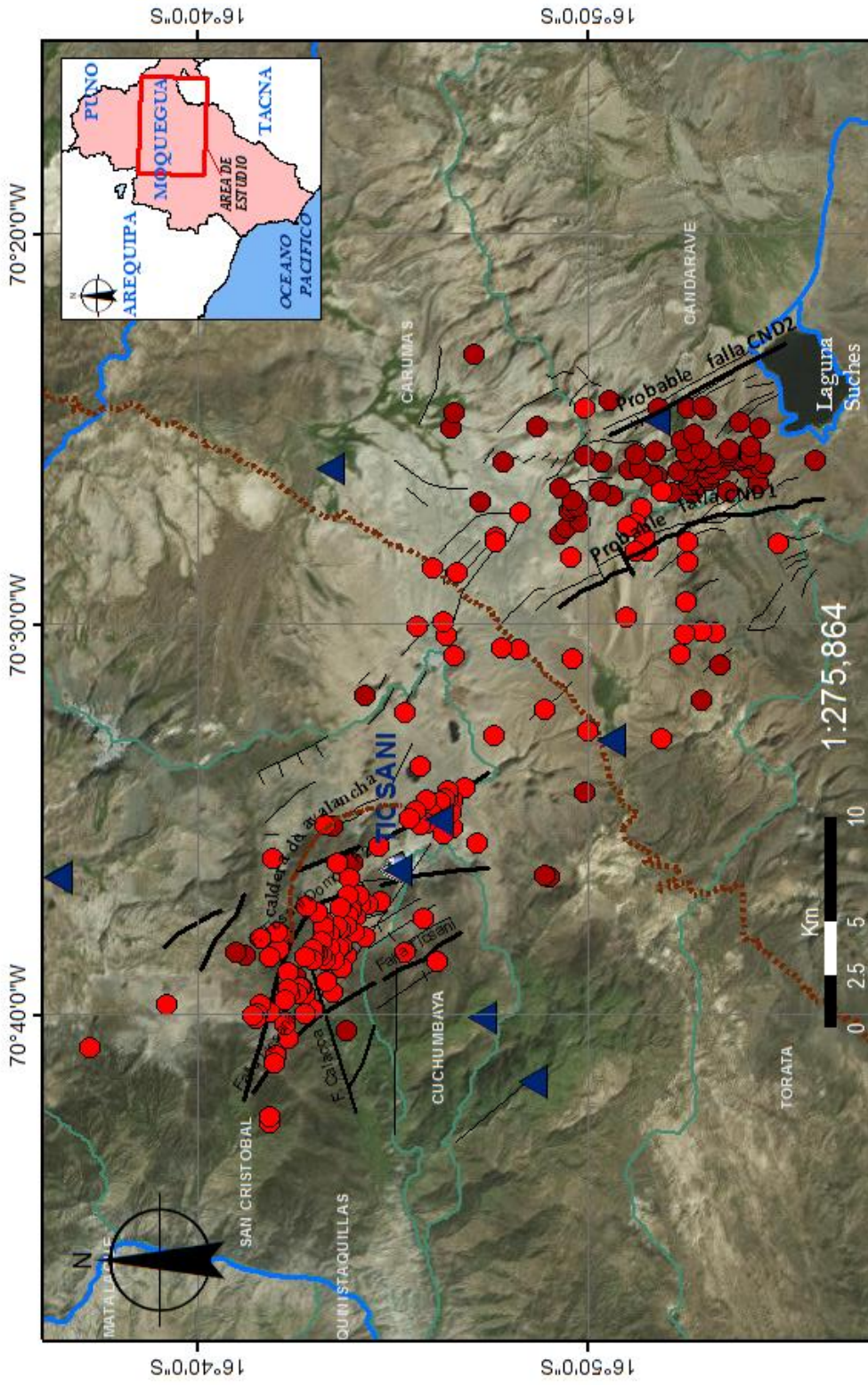
5.7 ANÁLISIS SÍSMICO

En las dos campañas sísmicas realizadas en el volcán Ticsani se ha registrado 225 sismos Volcano-Tectónicos. Los parámetros hipocentrales fueron estimados siguiendo el procedimiento ya descrito, y errores RMS mínimos lo cual indica que estos datos son confiables para realizar el análisis sísmico para la región del estudio.

Durante la campaña 2005 se considera un total de 128 sismos, los mismos que fueron clasificados en: tipo A con un total de 77 sismos, tipo B con 37 sismos y finalmente, tipo C con 14 sismos. La mayoría de los eventos corresponden a réplicas del sismo del 1 de octubre del 2005.

En la campaña sísmica del año 2006 se considera 97 sismos, y de ellos de tipo A son 51 sismos; tipo B son 36 sismos y por último tipo C son 10 sismos. Durante la campaña se registró sismicidad netamente local y asociada a la deformación propia de la zona.

Finalmente, para tener una imagen visual de la deformación presente en la región del volcán Ticsani, se realizara el análisis global de la sismicidad (Mapa 05).



LOCALIZACIÓN DE SISMOSENLOS PERIODO 2005 Y 2006

- Sismicidad 2005
- Sismicidad 2006
- ▲ Estaciones
- Volcán Ticsani
- Mias del Perú
- Rios del Perú
- Falla

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

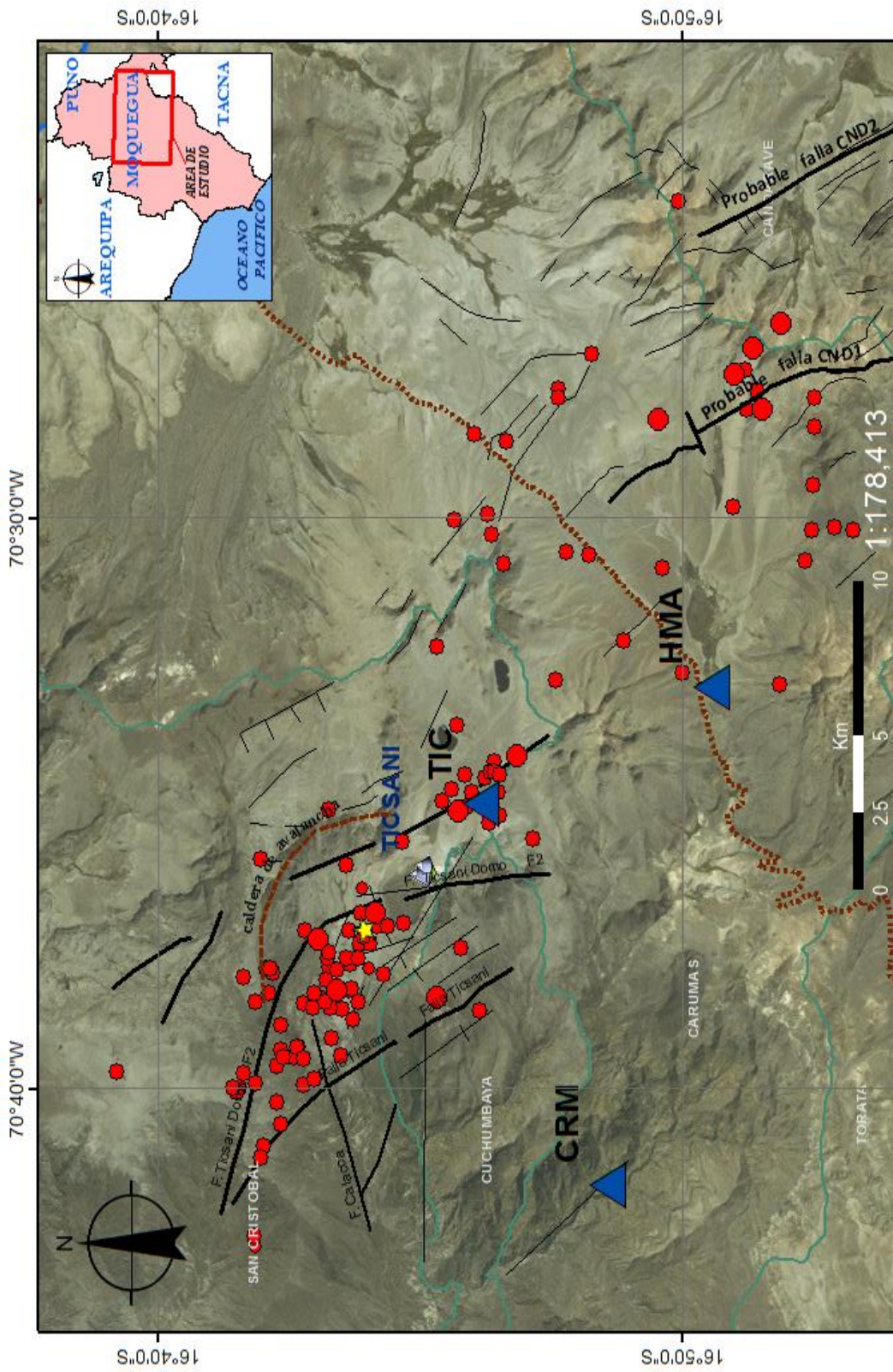
Distribución espacial de la sismicidad de las campañas 2005 y 2006

Departamento: Moquegua	Provincia: Mascal Nieto	Distrito: San Cristobal	Mapa
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach: Gisela Pinto	Escala Gráfica: 	05

5.8 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SÍSMICIDAD

5.8.1 Sismicidad del año 2005

Después de ocurrido el sismo del 1 de octubre y cuyo epicentro se ubica a 8 km en dirección Este de la localidad de Calacoa, sobre el extremo Norte del volcán Ticsani (Mapa 06 estrella amarilla), se produjo una serie de réplicas con magnitudes menores a 3 ML y distribuidas a lo largo de la falla Ticsani.



LOCALIZACIÓN DE SISMOS PERIODO 2005

- M_L3
- M_L2
- M_L1
- ★ Sismo 01/10/05
- ▲ Volcán Ticsani
- ▲ Estaciones
- Vías de el Perú
- Falla

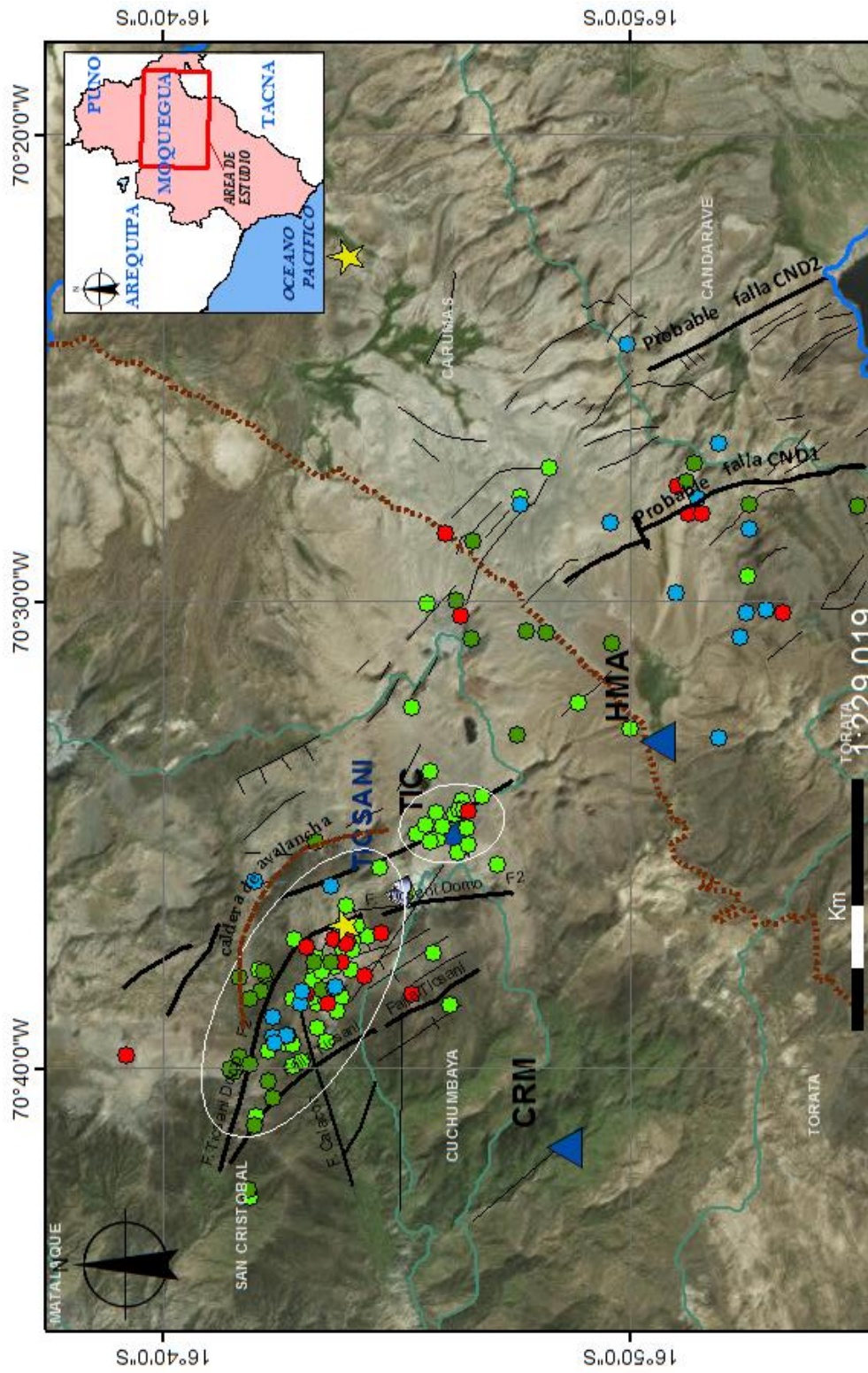

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA
 FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS
 ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA

Distribución espacial de los sismos de la campaña 2005.

Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristóbal	Mapa
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado por: Bach: Gisela Pinto	Escala Gráfica:	06

Para dar un mejor detalle de la sismicidad en superficie se realizó un mapa colocando la sismicidad registrada por día en diferentes colores para que de esta manera se muestre como la sismicidad se fue incrementando o decreciendo durante el periodo de observación.

- En la Mapa 07 los círculos verde claro representan las réplicas del día 16, las mismas que se muestran en dos grupos. El primero se encuentra ubicado al extremo NO del volcán mostrando una cierta alineación con la falla Ticsani; mientras que, el segundo grupo se encuentra ubicado al extremo SE, mostrando un pequeño agrupamiento con sismos concentrados alrededor de la estación sísmica TIC.
- Los círculos rojos, verdes oscuros y celestes (Mapa 07) representan las réplicas del sismo del 1 de octubre ocurridos en los días 17,18 y 19 respectivamente. Esta sismicidad se concentra en el extremo NO del volcán Ticsani siguiendo una cierta alineación con la falla Ticsani. Así mismo, se observa sismos relativamente dispersos sobre las zonas de Humajalso y Huaytire al SE del volcán Ticsani, no permitiendo identificar algún alineamiento o patrón de deformación; pero se debe considerar que en esta área existe un gran número de fallas de longitudes pequeñas que podrían haber producido estos eventos.



**LOCALIZACIÓN DE SISMOS EN
FUNCIÓN DE TIEMPO 2005**

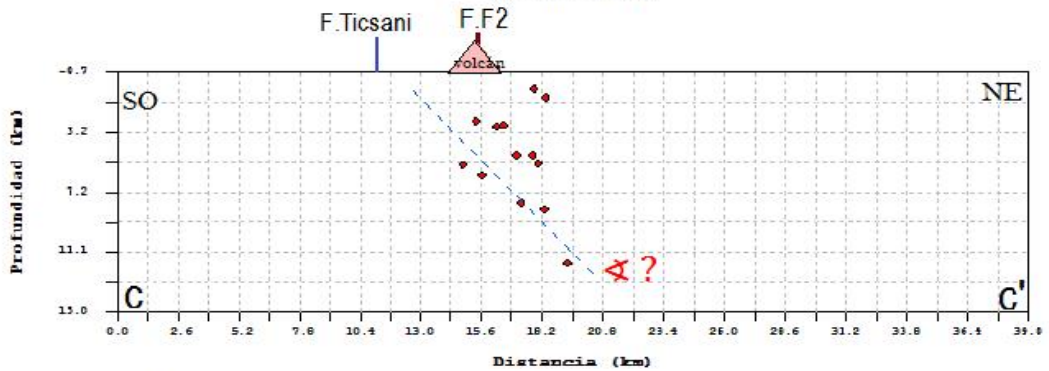
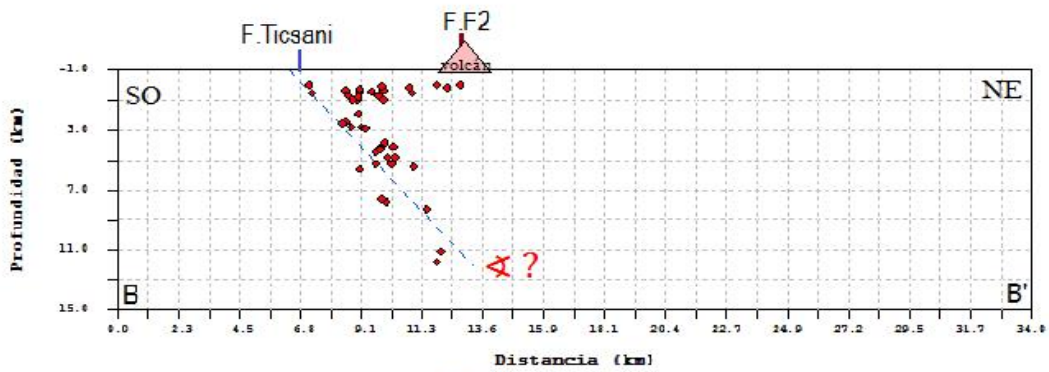
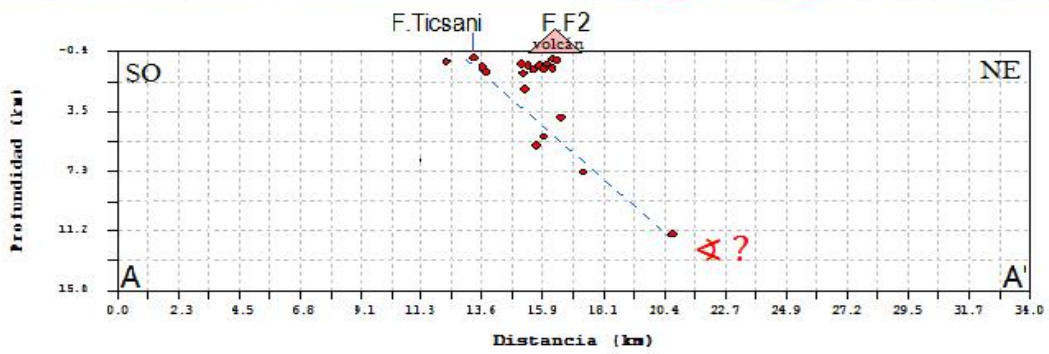
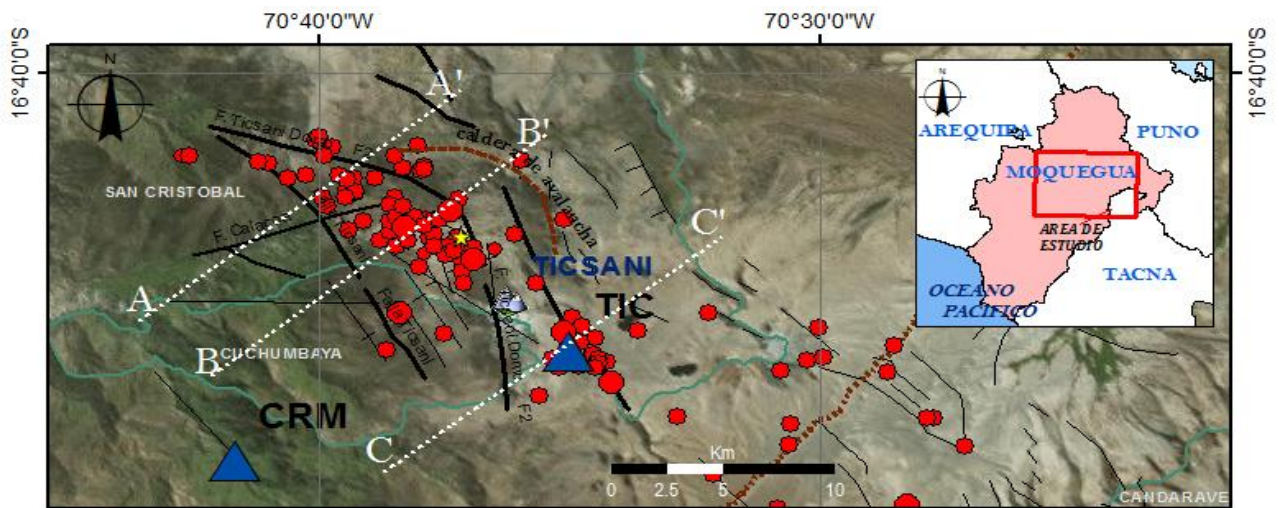
- 16/10/05
- 17/10/05
- 18/10/05
- 19/10/05
- ★ Sismo 01/10/05
- Volcán Ticsani
- Estaciones
- Falla
- Vías del Perú
- Ríos del Perú

<p>UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA</p>			
Distribución espacial de la sismicidad en el tiempo de la campaña 2005			
Departamento: Moquegua	Provincia: Mascal Nieto	Distrito: San Cristóbal	Mapa 07
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach: Gisela Pinto	Escala Gráfica: 	

5.8.1.1 Distribución de la sismicidad en profundidad

La distribución en profundidad de los 128 sismos Volcano-Tectónicos registrado durante el año 2005 es analizada a continuación con la elaboración de tres perfiles de sismicidad perpendiculares a las principales trazas de fallas (Mapa 08):

- Perfil A-A': En profundidad los sismos se distribuyen muy próximos al límite inferior de la falla Ticsani y falla F2; además, se observa dos agrupamientos, uno de ellos se inicia por debajo de la traza de la falla Ticsani y se distribuye en dirección NE hasta una profundidad de 12 km, mientras que, el segundo grupo se encuentra próximo a la traza de falla F2 hasta una profundidad de 2 km aproximadamente. Esta sismicidad es muy superficial y se concentra próximo al cráter del volcán.
- Perfil B-B': se observa mayor concentración de eventos, próximo a la falla Ticsani, distribuyéndose en dirección NE hasta una profundidad de 13 km aproximadamente. Por otro lado, también se observa sismicidad con focos superficiales próxima a la falla Ticsani y a la falla F2 (cráter del volcán) con focos hasta una profundidad de 3 km aproximadamente.
- Perfil C-C': muestra sismicidad concentrada en torno a la estación TIC y en profundidad, sus focos se distribuyen siguiendo un posible alineamiento en dirección NE hasta 13 km de profundidad.



LOCALIZACIÓN DE SISMOS PERIODO 2005

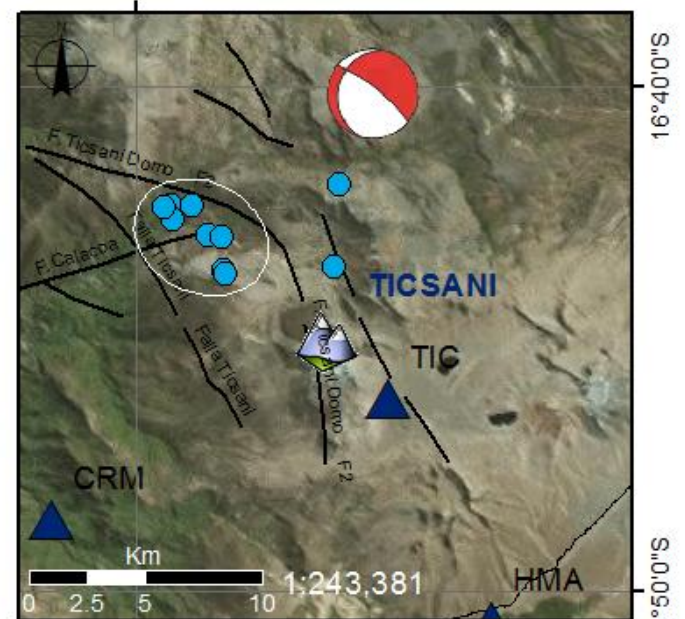
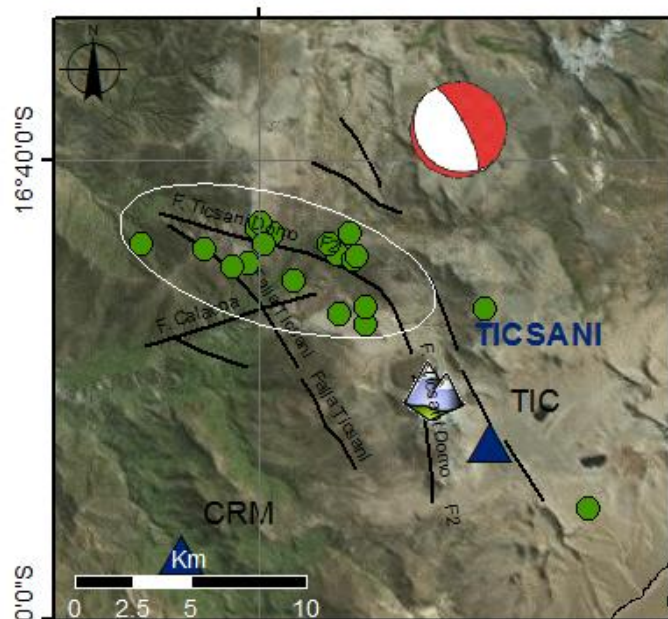
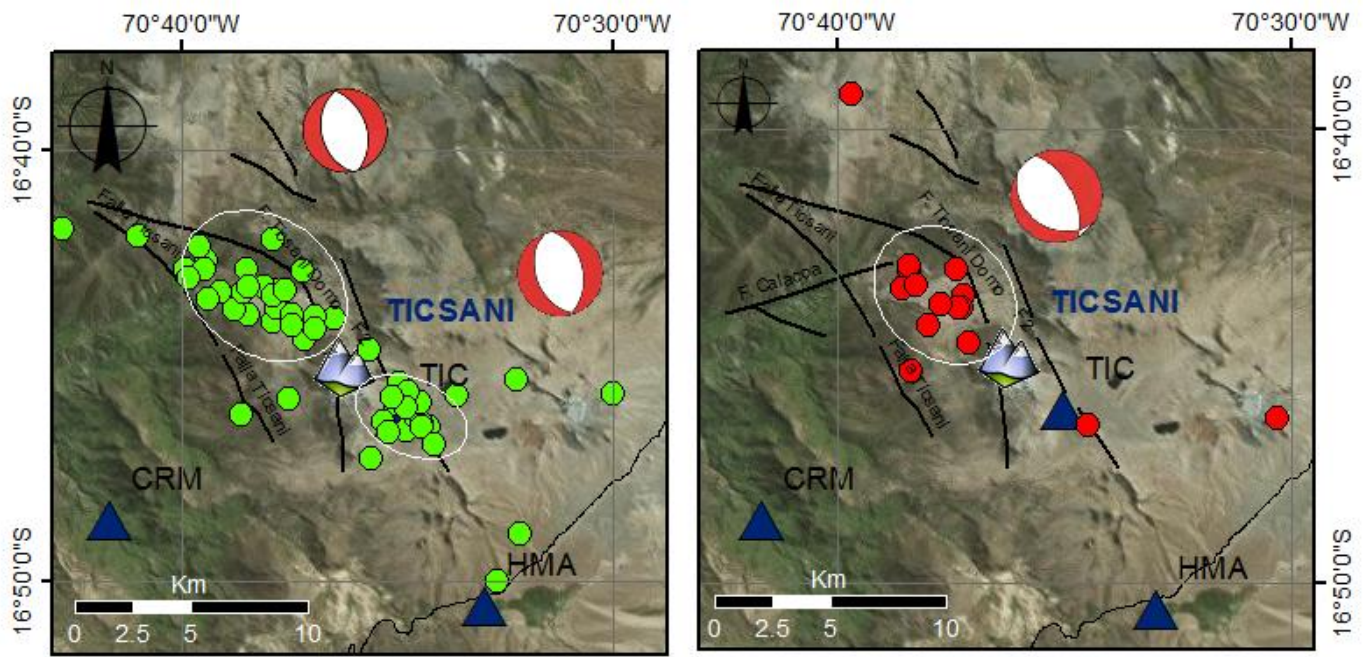
- M_L ≤ 3
- M_L ≤ 2
- M_L ≤ 1
- ▲ Estaciones
- ▲ Volcán Ticsani
- Vías del Perú
- Ríos del Perú
- Falla
- ★ Sismo 01/10/05

<p align="center">UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA</p>			
<p align="center">Distribución de la sismicidad en profundidad, perfiles AA', BB' y CC' (campana 2005).</p>			
Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristóbal	Mapa
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado por: Bach: Gisela P.	Escala Gráfica:	08

5.8.1.2 Distribución de esfuerzos



Para conocer la orientación de la fuente que dio origen al sismo del 1 de octubre y a su serie de réplicas, se procedió a elaborar mecanismos focales utilizando información de los primeros impulsos de registro de las ondas P en las diversas estaciones sísmicas de la red temporal. Para el sismo principal no ha sido posible obtener sus mecanismos focales en razón al poco número de datos disponibles; sin embargo, para las réplicas, se ha elaborado mecanismos focales utilizando un total de 65 réplicas, todas ubicadas en el extremo norte del cono volcánico (Mapa 09).

- Durante el día 16 y 17 de octubre las réplicas se concentran en tres grupos ubicados en los extremos SE y NO del volcán Ticsani, estando en este último algo más dispersos. Para ambos grupos los mecanismos focales tienen planos nodales orientados en dirección al NO-SE con buzamientos en dirección NE y SO. El plano nodal corresponde a la falla Ticsani y buza en dirección NE con un ángulo de 45°.
- Las réplicas ocurridas durante los días 18 y 19 de octubre se concentran en el extremo NO del volcán Ticsani y de acuerdo a sus mecanismos focales los planos nodales se orientan al NO-SE, estando los equivalentes a la falla Ticsani buzando en dirección NE con un ángulo casi vertical (76° y 79°).

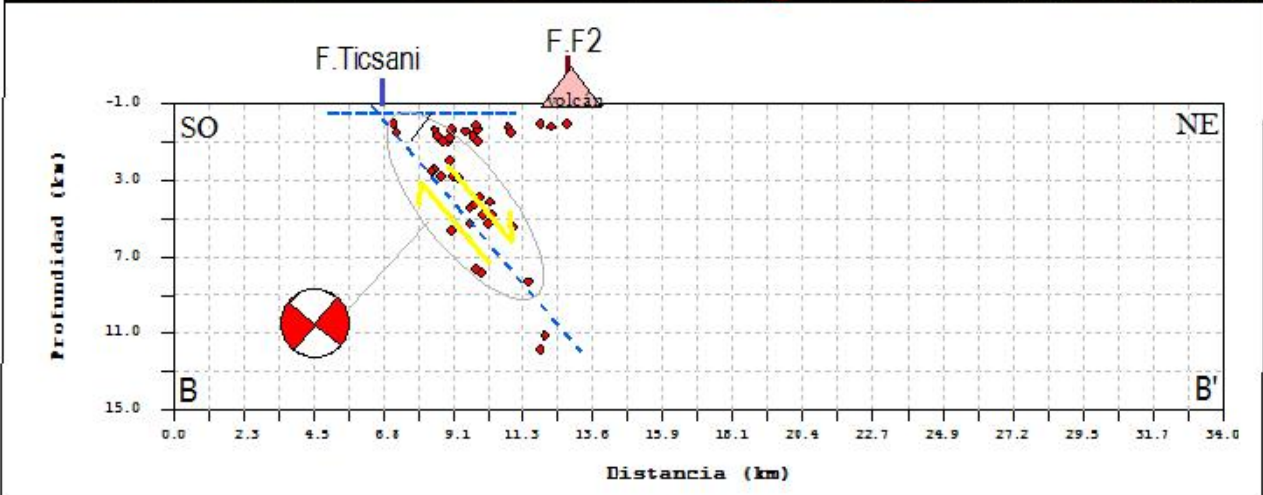
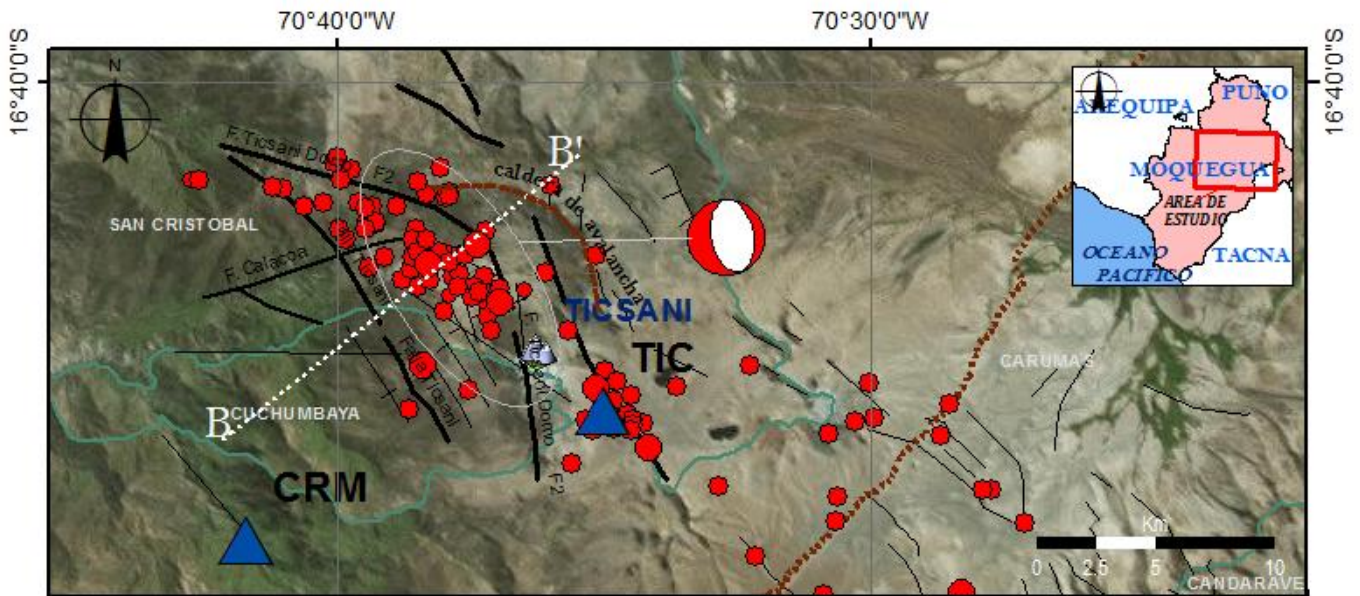


LEYENDA


- 16/10/05
- 17/10/05
- 18/10/05
- 19/10/05
-  Volcán Ticsani

 UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA			
Distribución espacial de los sismos durante los días 16 al 19 de octubre del 2005 con sus respectivos mecanismos focales.			
Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristobal	Mapa 09
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado por: Bach: Gisela P.	Escala Gráfica: 	

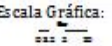
Los resultados presentados en la Mapa 10, confirma lo descrito anteriormente; es decir, toda la actividad sísmica que siguió al sismo del 1 de octubre ha tenido su origen en la deformación superficial producto de los procesos extensionales asociados a la reactivación de la falla Ticsani. La falla tiene una orientación NO-SE, y planos de buzamiento en dirección NE. En la selección vertical de la Figura ya mencionada se observa que todas sus réplicas se encuentran siguiendo un aparente alineamiento en dirección NE, que se inicia en la traza de la falla Ticsani con una inclinación de orden de 35° , confirmado a partir de los mecanismos focales y alcanzando profundidades de hasta 13 km, estando la mayor deformación por encima de los 7.5 km.



- LOCALIZACIÓN DE SISMOS PERIODO 2005**
- $M \leq 3$
 - $M \leq 2$
 - $M \leq 1$
 - ▲ Estaciones
 - ▲ Volcán Ticsani
 - Vías del Perú
 - Ríos del Perú
 - Falla
 - ★ Sismo 01/10/05

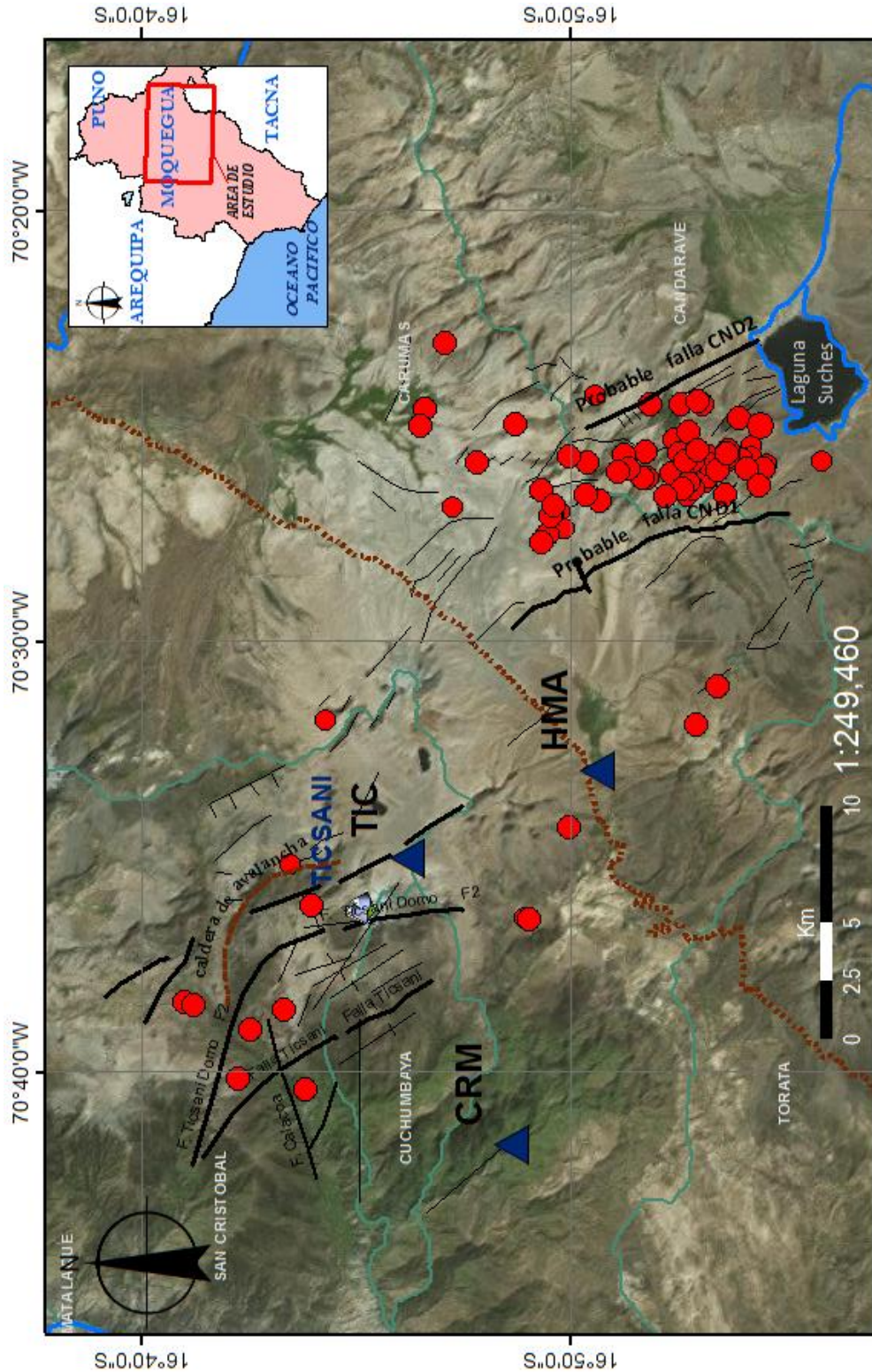

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA
FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA

Distribución de la sismicidad en profundidad, perfiles BB' con su mecanismo focal (campana 2005).

Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristobal	Mapa 10
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach: Gisela P.	Escala Gráfica: 	

5.8.2 Sismicidad del año 2006

Para la campaña sísmica del año 2006 se ha considerado un total de 97 eventos, con magnitudes menores a 3 ML (Mapa 11). Toda esta sismicidad se encuentra concentrada en el extremo SE del volcán Ticsani o a 4 km del lago Suches, en medio de dos alineamientos casi verticales nombrados CND1 y CND2. Lo particular de esta sismicidad es que sugiere que en la zona se desarrolla deformación local sin tener mayor influencia con el volcán Ticsani.



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

Distribución espacial de los sismos de la campaña 2006.

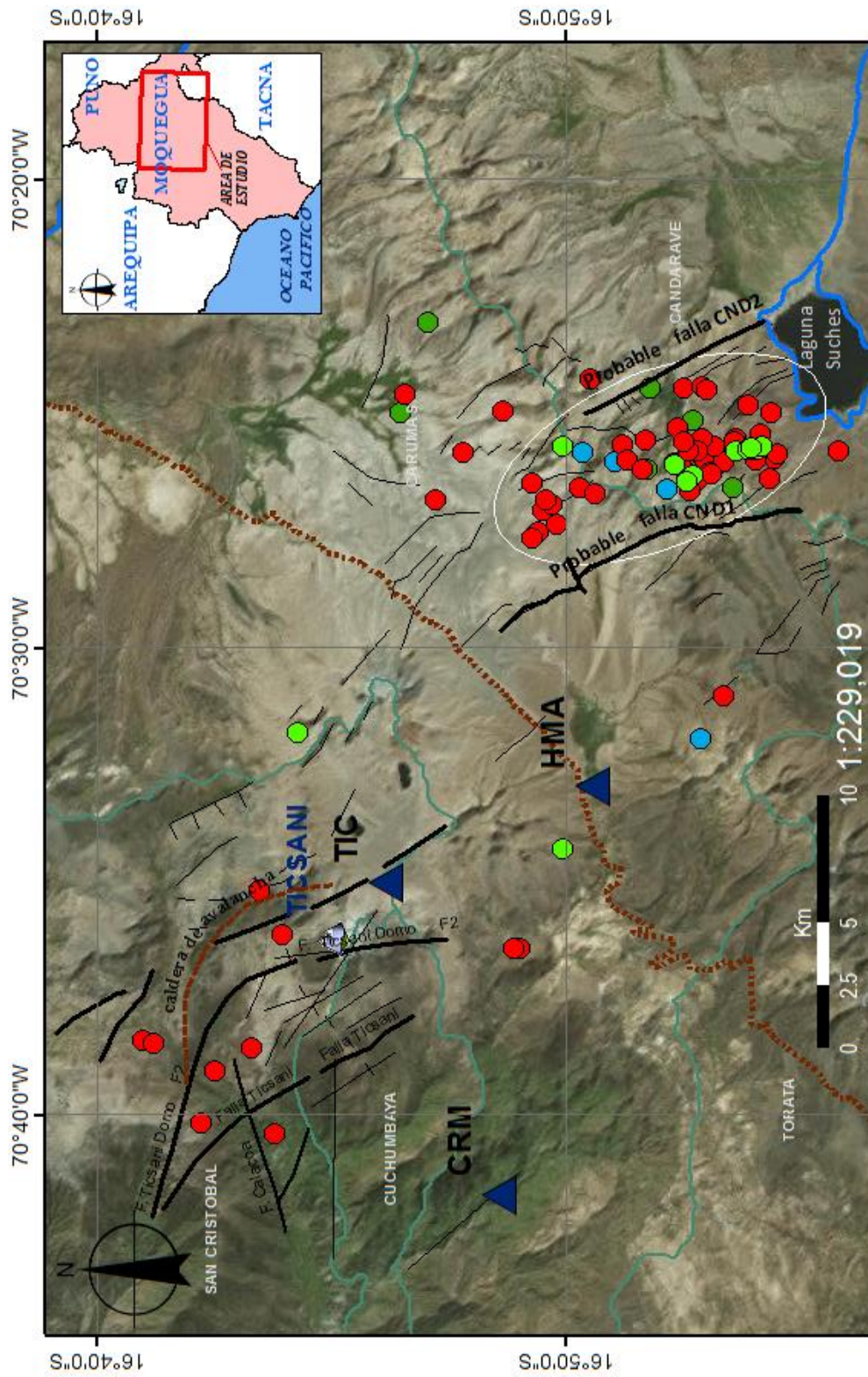
Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristóbal	Mapa 11
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach: Gisela Pinto	Escala Gráfica: 	

LOCALIZACIÓN DE SISMOS PERIODO 2006

- MLs3.0
- MLs2.0
- MLs1.0
- Estaciones
- Volcán Ticsani
- Vías del Perú
- ríos del Perú
- Falla

Para observar como la sismicidad se ha incrementado o decreció durante toda la campaña sísmica, se elaboró un mapa correlacionando la sismicidad registrada por cada mes en diferentes colores y sus características son (Mapa 12):

- En los meses de setiembre, octubre y diciembre (círculos celestes, verde oscuros y verdes claros respectivamente) ocurrió poca sismicidad; pero sin embargo; los sismos se distribuyen con cierta orientación hacia el extremo NO de la laguna Suches, entre dos alineamientos casi verticales (CND1 y CND2), lo que sugiere que en esta zona se está generando un proceso de deformación cortical.
- En el mes de noviembre (círculos rojo), se presentó y registro mayor cantidad de sismos en toda la campaña, mostrando así una clara concentración de sismos al extremo NO de la laguna Suches siguiendo también una linealidad en dirección NNO-SSE, coincidente con la traza de la probable falla (CND1 o CND2). Asimismo se observa sismicidad dispersa en toda la región del volcán, lo cual sugiere que la zona es dinámicamente muy activa.



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

Distribución espacial de la sismicidad en el tiempo de la campaña 2006.

Departamento:	Moquegua	Provincia:	Mariscal Nieto	Distrito:	San Cristóbal	Mapa	12
Revisado por:	Dr. Hernando Tavera	Elaborado:	Bach: Gisela Pinto	Escala Gráfica:			

LOCALIZACIÓN DE SISMOS EN FUNCIÓN DE TIEMPO 2006

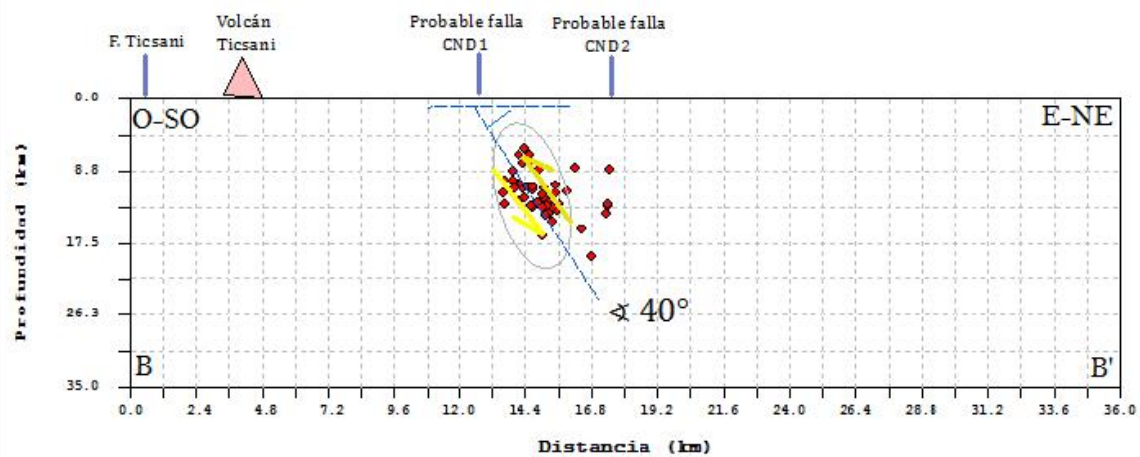
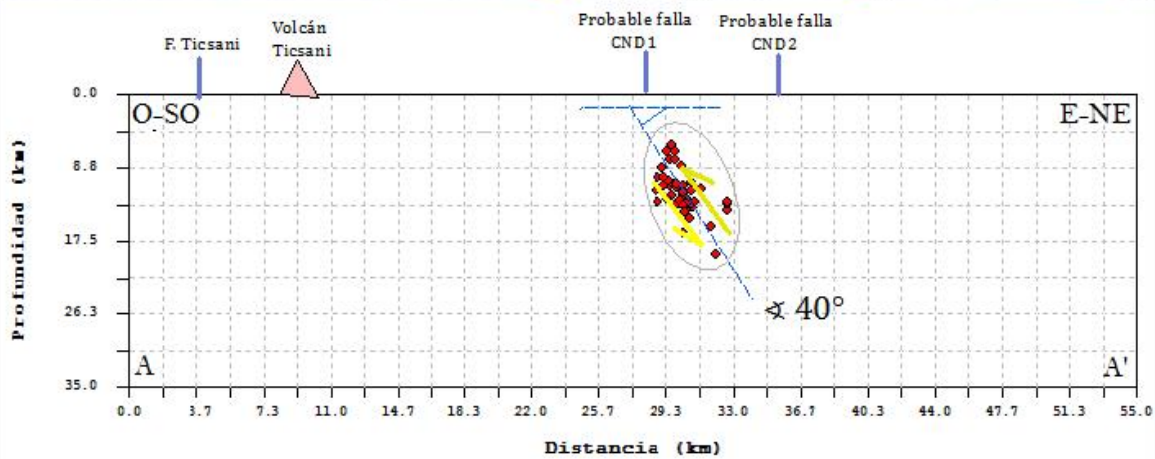
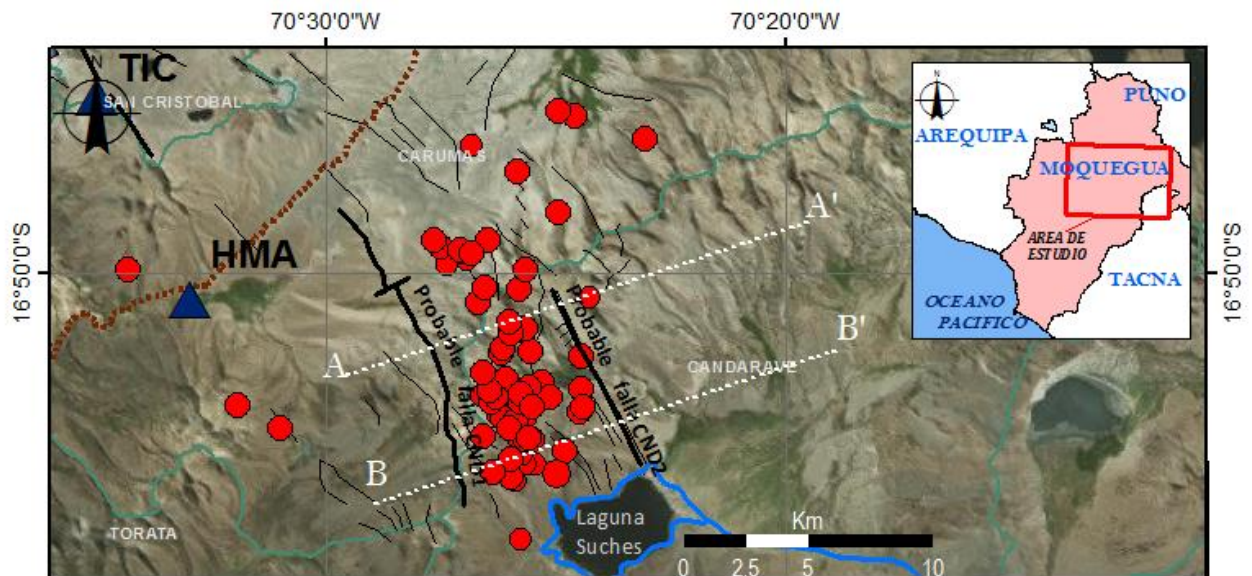
- Diciembre
- Noviembre
- Octubre
- Setiembre
- ▲ Estaciones
- Volcán Ticsani
- Vías del Perú
- Ríos del Perú
- Falla

5.8.2.1 Distribución de la sismicidad en profundidad

Los sismos Volcanos-Tectónicos de esta campaña se encuentran distribuidos a 17 km al SE del volcán Ticsani en medio de dos alineamientos casi verticales nombrados CND1 y CND2, los cuales podrían ser probables fuentes de generación de estos eventos. En la Mapa 13, se muestra perfiles perpendiculares a estas probables fallas, y la distribución de los sismos en profundidad muestran las siguientes características:


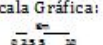
- En el perfil A-A': Se observa que los sismos, se distribuyen mostrando un alineamiento en dirección E-NE por debajo de la traza CND1 hasta una profundidad de 18 km.
- El perfil B-B': La distribución en profundidad de los sismos es muy clara y muestra que están asociados al lineamiento CND1. Los sismos siguen la misma tendencia que el perfil AA'.

Estos resultados sugieren que CND1 es una falla con buzamiento al este teniendo un ángulo de 45° y deformación hasta profundidades de 18 km.



LOCALIZACIÓN DE SISMOS PERIODO 2006

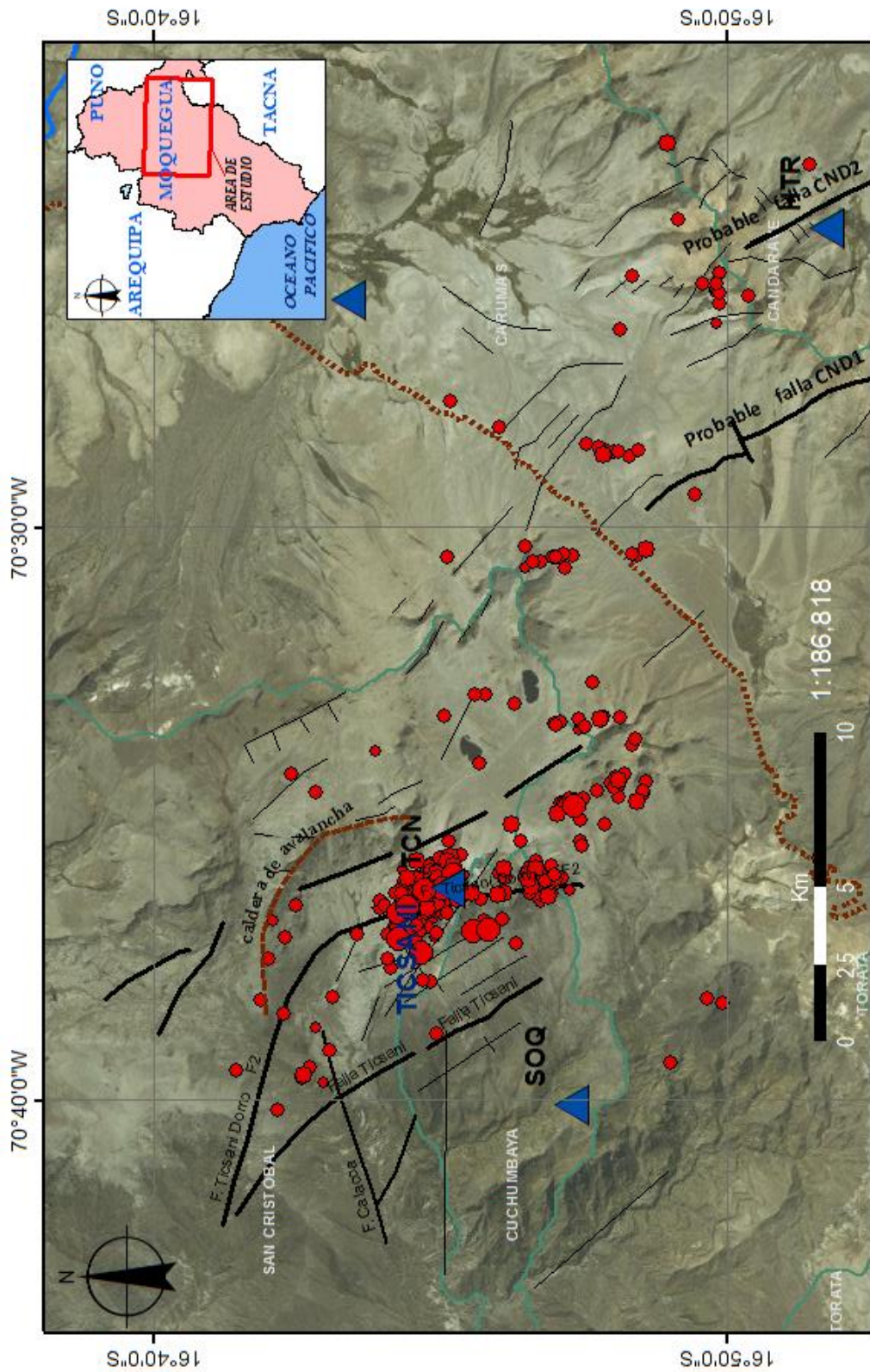
- ML ≤ 3.0
- ML ≤ 2.0
- ML ≤ 1.0
- ▲ Estaciones
- ▲ Volcán Ticsani
- ⋯ Vías del Perú
- Ríos del Perú
- Falla

 UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA			
Distribución de la sismicidad en profundidad con sus mecanismos focales, perfiles AA' y BB' (campana 2006).			
Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristobal	Mapa
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach: Gisela P.	Escala Gráfica: 	13

5.8.3 Otros estudios

En una campaña sísmica desarrollada por el Instituto Geofísico del Perú durante el año 2014 (Cruz 2016) se logró identificar la ocurrencia de 334 eventos sísmicos y cuya distribución espacial se muestra en la Mapa 14.

Estos eventos se concentran principalmente en la zona del domo reciente (D3) del volcán Ticsani, además de una pequeña agrupación sobre el domo 1. Estos dos agrupamientos de sismos se distribuyen en dirección de la falla F2. Esta falla fue identificada por Lavallée et al. (2009) y cruza a los tres domos del volcán Ticsani siguiendo una dirección muy cercana a N-S. La sismicidad presentó magnitudes menores a 3.3 ML. Asimismo, también se observa sismicidad dispersa por la zona de la caldera de avalancha, lo cual sugiere que a la zona se produce importante deformación.



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

Distribución espacial de los sismos de la campaña 2014.

Departamento: Moquegua	Provincia: Matsigenilla	Distrito: San Cristóbal	Mapa
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach Gisela P.	Referencia: Cruz 2016.	14

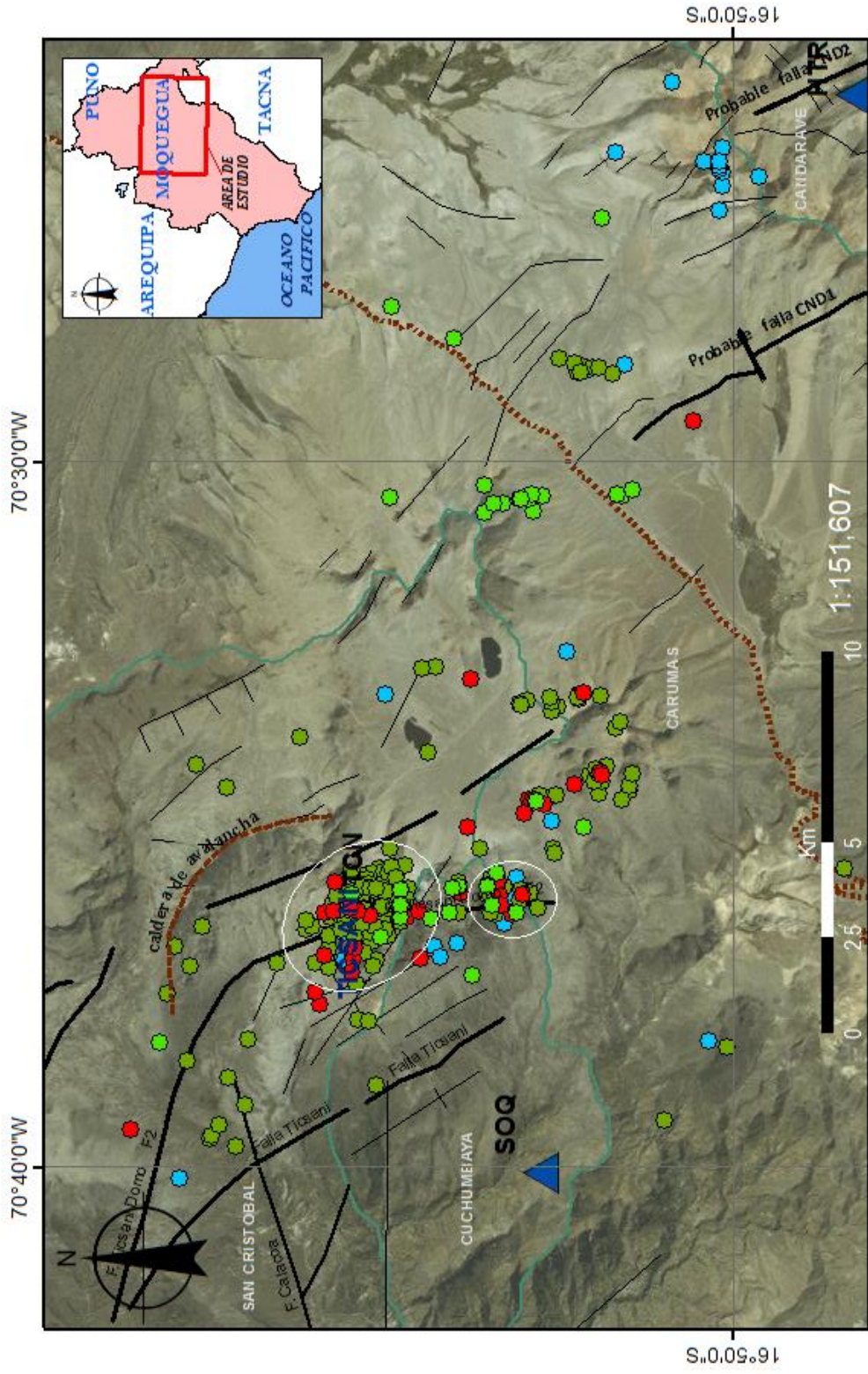
LOCALIZACIÓN DE SISMOS PERIODO 2014

- ML ≤ 4
- ML ≤ 3
- ML ≤ 2
- ML ≤ 1
- ▲ Estaciones
- Falla
- ⋯ Vias del Perú
- Rios del Perú
- ▲ Volcán Ticsani

Al efectuar el análisis temporal de la sismicidad se observa lo siguiente (Mapa 15):

- La sismicidad ocurrida en mayo (círculos celestes) se agrupa hacia el SE del cráter, cercana a la estación HTR y con algunos eventos sobre el volcán.
- Posteriormente, la sismicidad ocurrida en junio (círculos verde oscuro) se distribuye en gran número encima del domo 3 del volcán.
- La sismicidad que ocurre en julio (círculos rojos) forma otra pequeña agrupación con epicentros encima del domo 3 o muy cercanos al volcán.
- Finalmente, la sismicidad ocurrida en agosto (círculos verde claro) muestra una pequeña agrupación de sismos a 9 km al E y NE del volcán Ticsani junto con algunos sismos dispersos sobre el volcán.

Esta sismicidad indica que en el mes de junio y agosto ocurrieron más sismos que en los otros meses, observando también mayor concentración de sismos muy próximos y por encima la falla F2, lo que sugiere que en esta zona se está generando procesos de deformación cortical.



LOCALIZACIÓN DE SISMOS EN FUNCIÓN DE TIEMPO 2014

- Mayo
- Junio
- Julio
- Agosto
- ▲ Estaciones
- ⋯ Vías del Perú
- Ríos del Perú
- Falla
- ▲ Volcán Ticsani

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

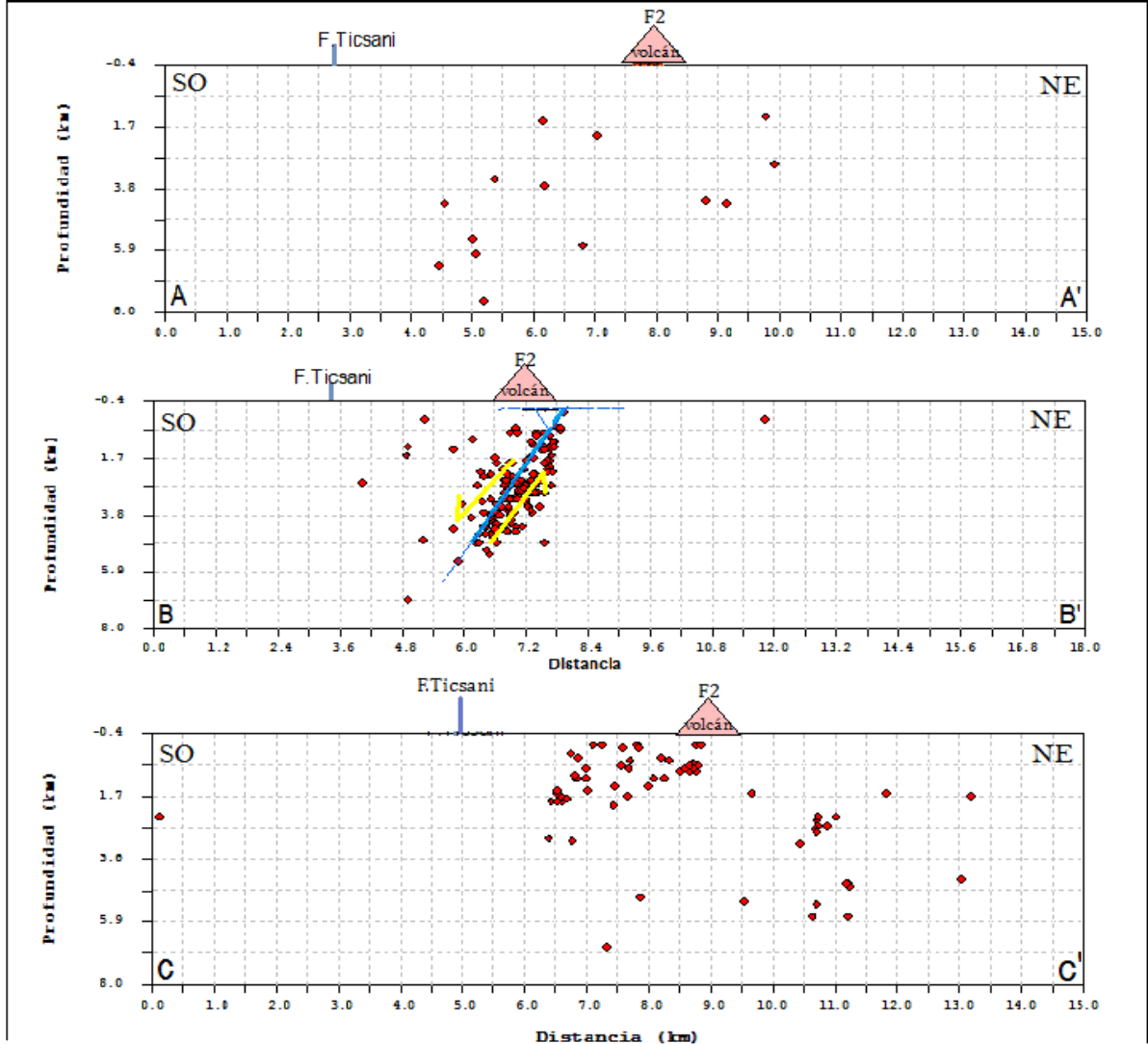
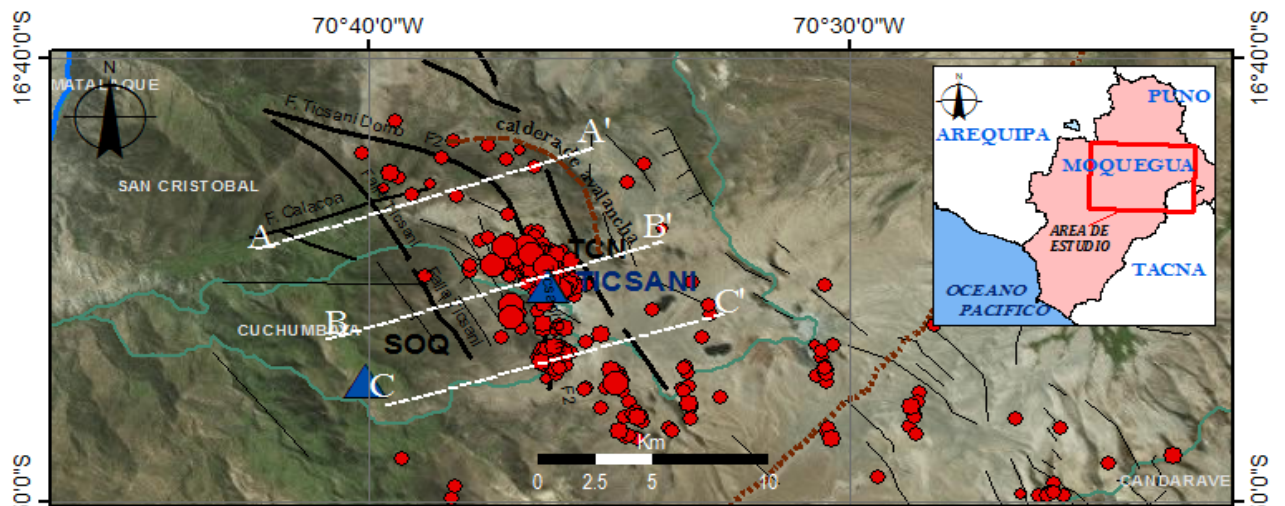
Distribución espacial de la sismicidad en el tiempo de la campaña 2014.

Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristóbal	Mapa: 15
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach. Cisca P. Referencias: Cruz 2016.		Escala Gráfica:

5.8.3.1 Distribución de la sismicidad en profundidad

Para analizar la distribución de sismos en profundidad, Cruz (2016) elaboro tres perfiles (A-A', B-B' y C-C') y sus características son (Mapa 16):

- En el perfil A-A' se observa sismos en menor número, pero distribuidos en profundidad con cierto buzamiento hacia el SO.
- El perfil B-B' es mucho más claro. La sismicidad muestra eventos, que se distribuyen en profundidad en dirección SO; con un ángulo de 70° y alcanzando una profundidad de 7 km.
- Por su parte, en el perfil C-C' se observa menor número de sismos, pero todos distribuidos en profundidad en dirección SO, pero a menor profundidad.



- LOCALIZACIÓN DE SISMOS PERIODO 2014**
- ML ≤ 4
 - ML ≤ 3
 - ML ≤ 2
 - ML ≤ 1
 - ▲ Estaciones
 - Falla
 - Vías del Perú
 - Ríos del Perú
 - ▲ Volcán Ticsani

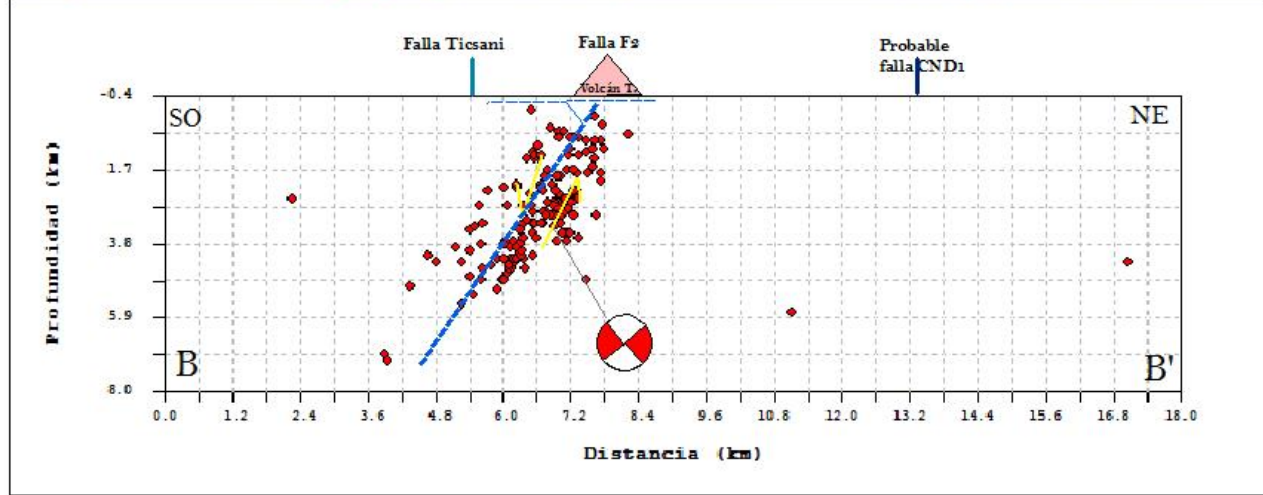
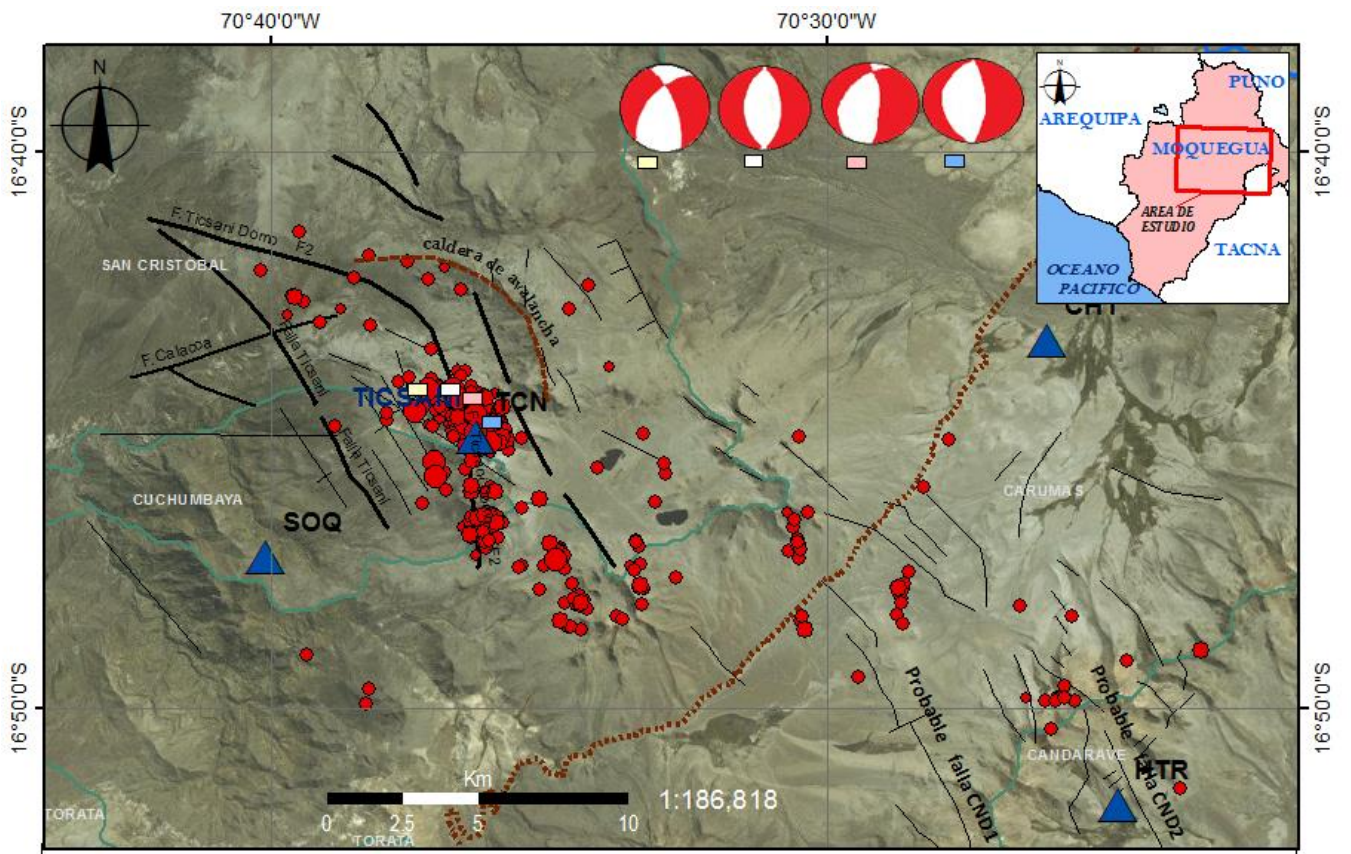
UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA
FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA

Distribución de la sismicidad en profundidad, perfiles AA', BB' y CC' (campana 2014).

Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristobal	Mapa
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach Gisela P. REFERENCIAS: Cruz 2016.	Escala Gráfica: 1:25000	16

5.8.3.2 Distribución de esfuerzos

Cruz (2016) elabora mecanismos focales para 4 sismos ubicados próximos del domo D3 (Mapa 17). Estos mecanismos corresponden a procesos de deformación por extensión; es decir, fallas normales con planos orientados en dirección N-S con cierta componente transcurrente. El buzamiento del plano de falla (70°) es coherente con el observado con la distribución de sismicidad en profundidad; lo cual sugiere que la sismicidad registrada en esta campaña está asociada a la falla F2.



- LOCALIZACIÓN DE SISMOS PERIODO 2014**
- ML ≤ 4
 - ML ≤ 3
 - ML ≤ 2
 - ML ≤ 1
 - ▲ Estaciones
 - Falla
 - ⋯ Vías del Perú
 - Ríos del Perú
 - ▲ Volcán Ticsani

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA			
Título del mapa: Distribución espacial de la sismicidad de la campaña 2014 con sus respectivos mecanismos focales.			
Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristobal	Mapa: 17
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach. Gisela P. Referencia: Cruz 2016.	Escala Gráfica: 	

CAPITULO VI

INTERPRETACIÓN SISMOTECTÓNICA

En este capítulo se analiza las características sismotectónicas de la actividad sísmica registrada en tres campañas de sismicidad realizadas en la región del volcán Ticsani durante los años 2005, 2006 y 2014. En general, estas campañas de corto tiempo han permitido disponer de información importante para conocer el estado actual de la deformación en la región del volcán Ticsani.

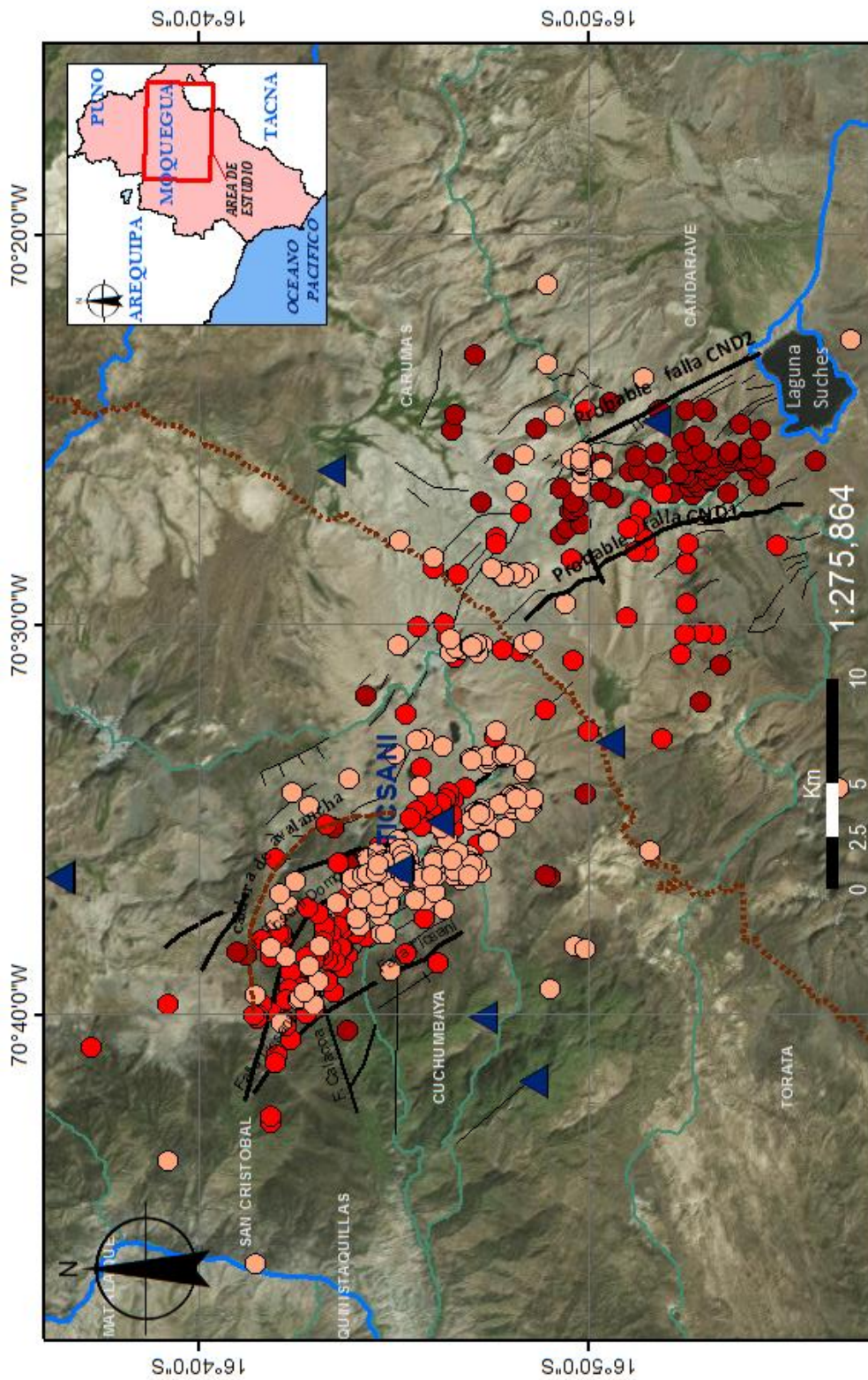
6.1 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL

La distribución espacial de la sismicidad permitió, en superficie identificar la ubicación de las principales áreas de deformación cortical, siendo punto de partida para realizar estudios que permitan identificar la presencia de fallas, así como conocer su profundidad y geometría.

6.1.1 Distribución en superficie (2005, 2006 y 2014)

Tal como se observa en la Mapa 18, la sismicidad registrada durante las tres campañas se distribuye en la región del volcán Ticsani, sobre las trazas de la fallas Ticsani y F2; y sobre la probable falla CND1; ubicada a 17 km en dirección SE del volcán o a 4 km de la laguna Suches.

La distribución en superficie de los sismos sugiere la reactivación de las fallas ya mencionadas, todas próximas al volcán Ticsani. No obstante, existen sismos que ocurran fuera del área mencionada y sin asociación a ningún trazo de falla conocida, los cuales podrían corresponder a reactivación de fallas contiguas a la zona. Esta sismicidad sustenta el escenario que toda la región del volcán Ticsani soporta un importante proceso de deformación local.



LOCALIZACIÓN DE SISMOS EN LOS PERIODO 2005, 2006 Y 2014

- Sismicidad 2014
- Sismicidad 2005
- Sismicidad 2006
- ▲ Estaciones
- Ríos del Perú
- Falla
- Volcán Ticsani
- ⋯ Mias del Perú

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

Distribución espacial de la sismicidad de la campaña 2005, 2006 y 2014.			
Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristobal	Mapa 18
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach: Gisela Pinto	Escala Gráfica: 	

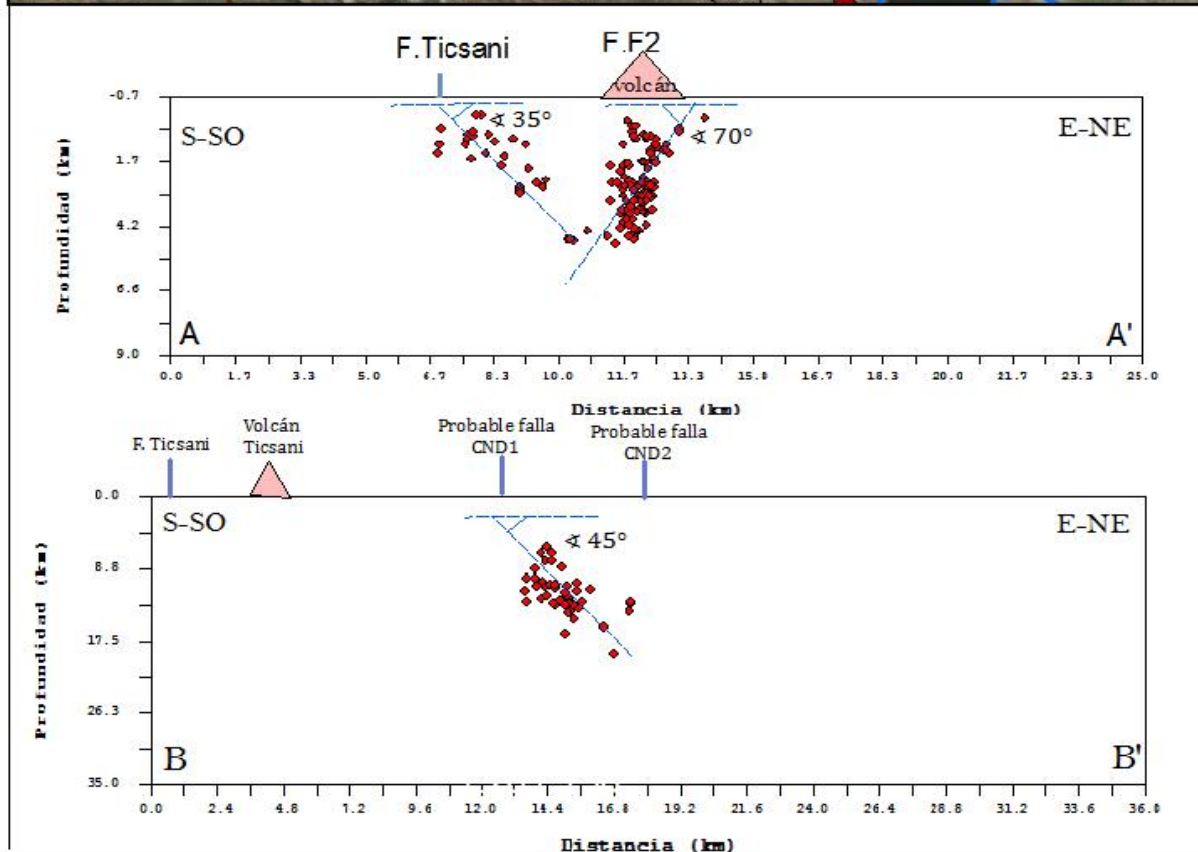
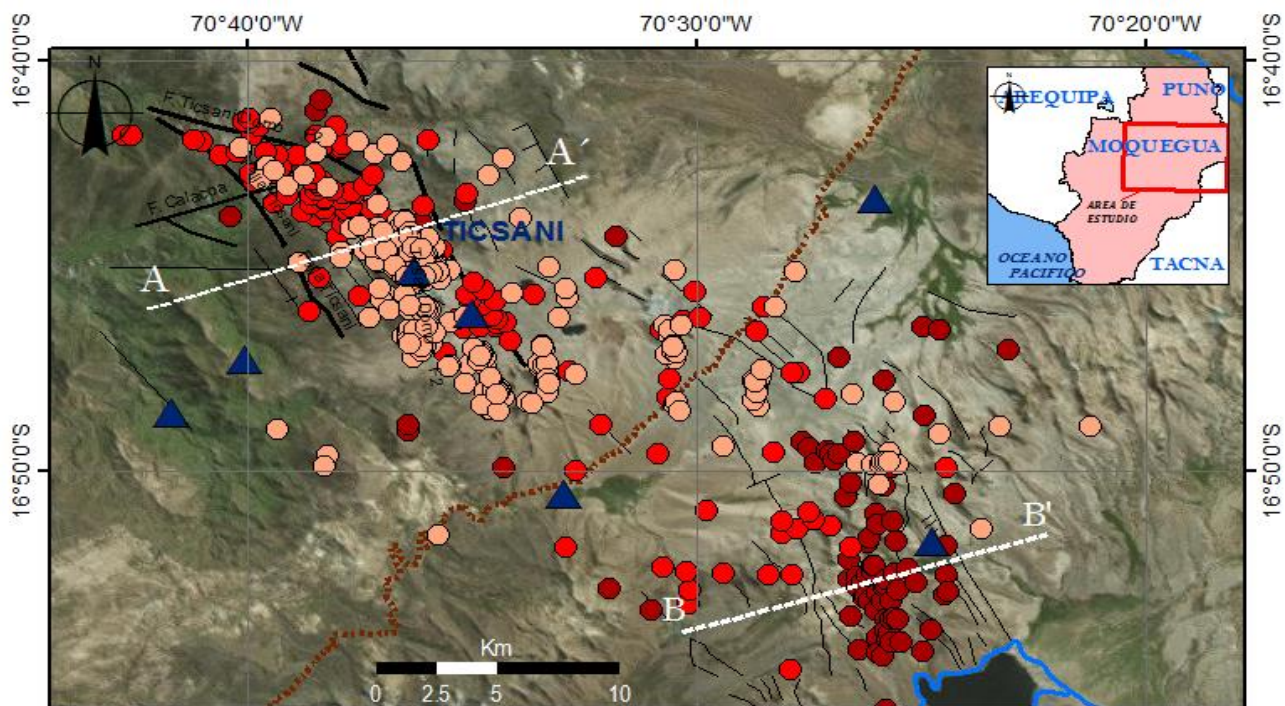
6.1.2 Distribución de la sismicidad en profundidad (2005, 2006 y 2014)

Para el análisis detallado de la distribución espacial en profundidad de la sismicidad registrada en la región del volcán Ticsani, se ha realizado dos perfiles, AA' y BB' y sus principales características son (Mapa 19):



- En el perfil AA' se aprecia que la sismicidad se encuentra distribuida por debajo de las trazas de las fallas Ticsani y F2. La sismicidad que corresponde a la falla Ticsani, se sugiere que la falla buza en dirección NE con un ángulo de 35° hasta 15 km de profundidad.

En el caso de la falla F2, los sismos se distribuyen siguiendo una pendiente de ángulo 70° en dirección SO y hasta una profundidad 7 km.

- En el perfil BB', se identifica un agrupamiento de sismicidad 17 km al SE del volcán Ticsani (Mapa 19) y estaría relacionada a la falla CND1, (Candarave). Es probable que esta falla CND1 tenga una dirección E-NE con un ángulo de 40° y hasta una profundidad de 18 km.



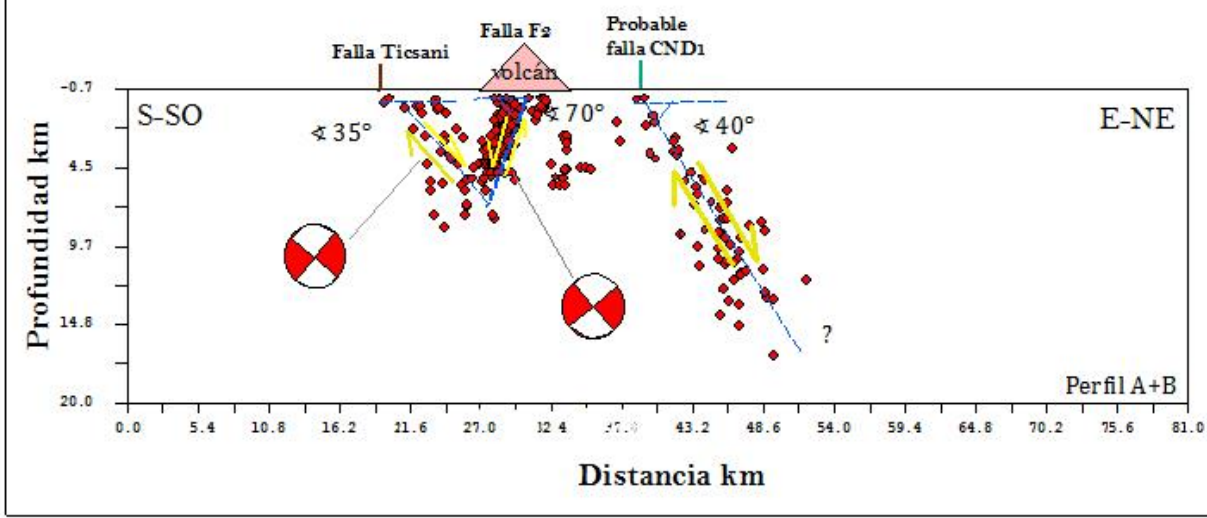
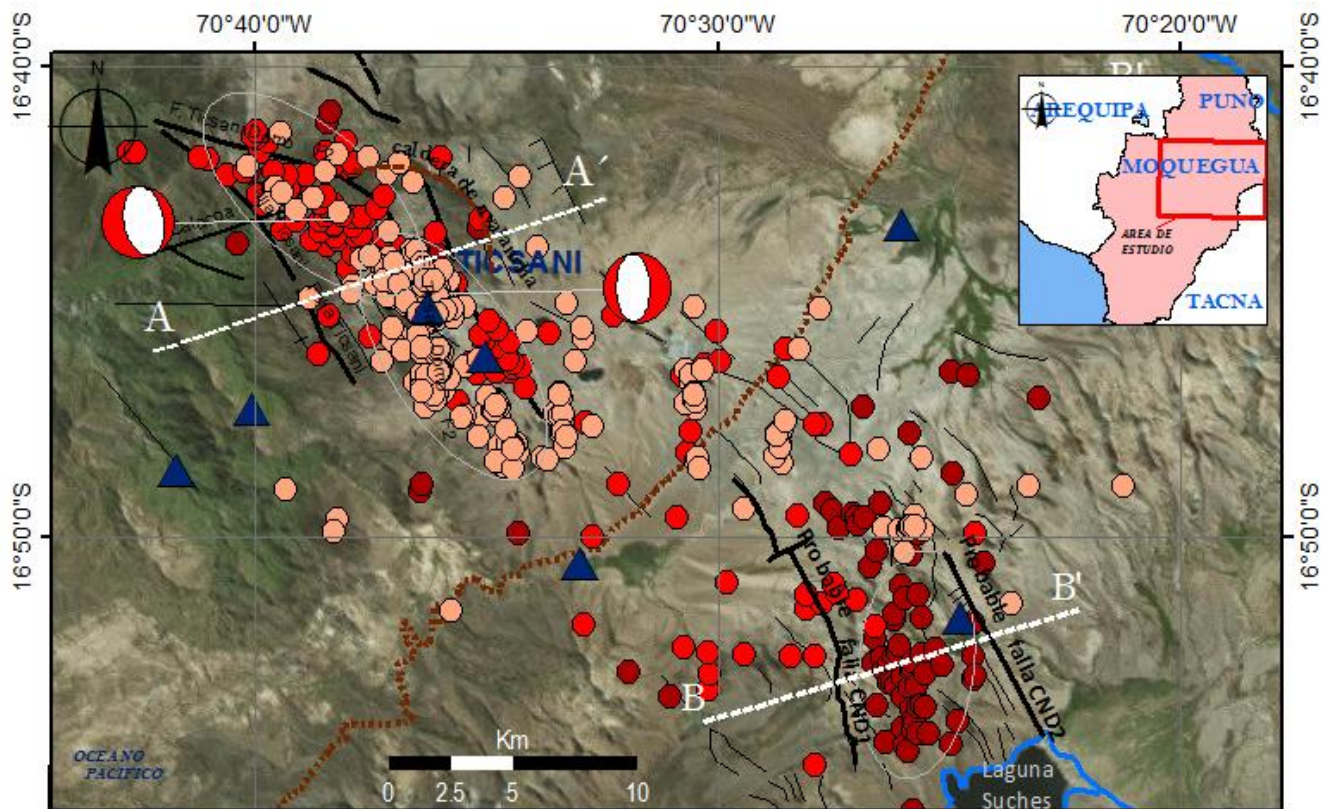
- LOCALIZACIÓN DE SISMOS EN LOS PERÍODOS 2005, 2006 Y 2014**
- Sismicidad 2014
 - Sismicidad 2005
 - Sismicidad 2006
 - ▲ Estaciones
 - ▲ Volcán Ticsani
 - Vías del Perú
 - Ríos del Perú
 - Falla

 UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA			
Distribución de la sismicidad en profundidad, perfiles AA' y BB' (campañas sísmicas 2005, 2006 y 2014).			
Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristóbal	Mapa 19
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach: Gisela Pinto	Escala Gráfica: 	

6.2 DISTRIBUCIÓN DE ESFUERZOS

En la región del volcán Ticsani presenta un régimen sismotectónico muy complejo, debido principalmente a la presencia de las fallas regionales Ticsani, F2 y la probable falla CND1.

Para las fallas Ticsani y F2 la solución de los mecanismos focales obtenida corresponde a procesos de deformación asociadas a fallas normales con planos nodales orientados en dirección NE-SO y N-S (Mapa 20), buzando con un ángulo de orden de 35° y 70° grados en dirección NE-SO respectivamente. Así mismo, a 17 km al SE del volcán Ticsani es probable que exista la falla nombrada CND1 y que también presenta deformación asociada a una falla normal que buza con un ángulo de orden de 40° en dirección E-NE.



- LOCALIZACIÓN DE SISMOS EN LOS PERIODO 2005, 2006 Y 2014**
- Sismicidad 2014
 - Sismicidad 2005
 - Sismicidad 2006
 - ▲ Estaciones
 - ▲ Volcán Ticsani
 - Vías del Perú
 - Ríos del Perú
 - Falla

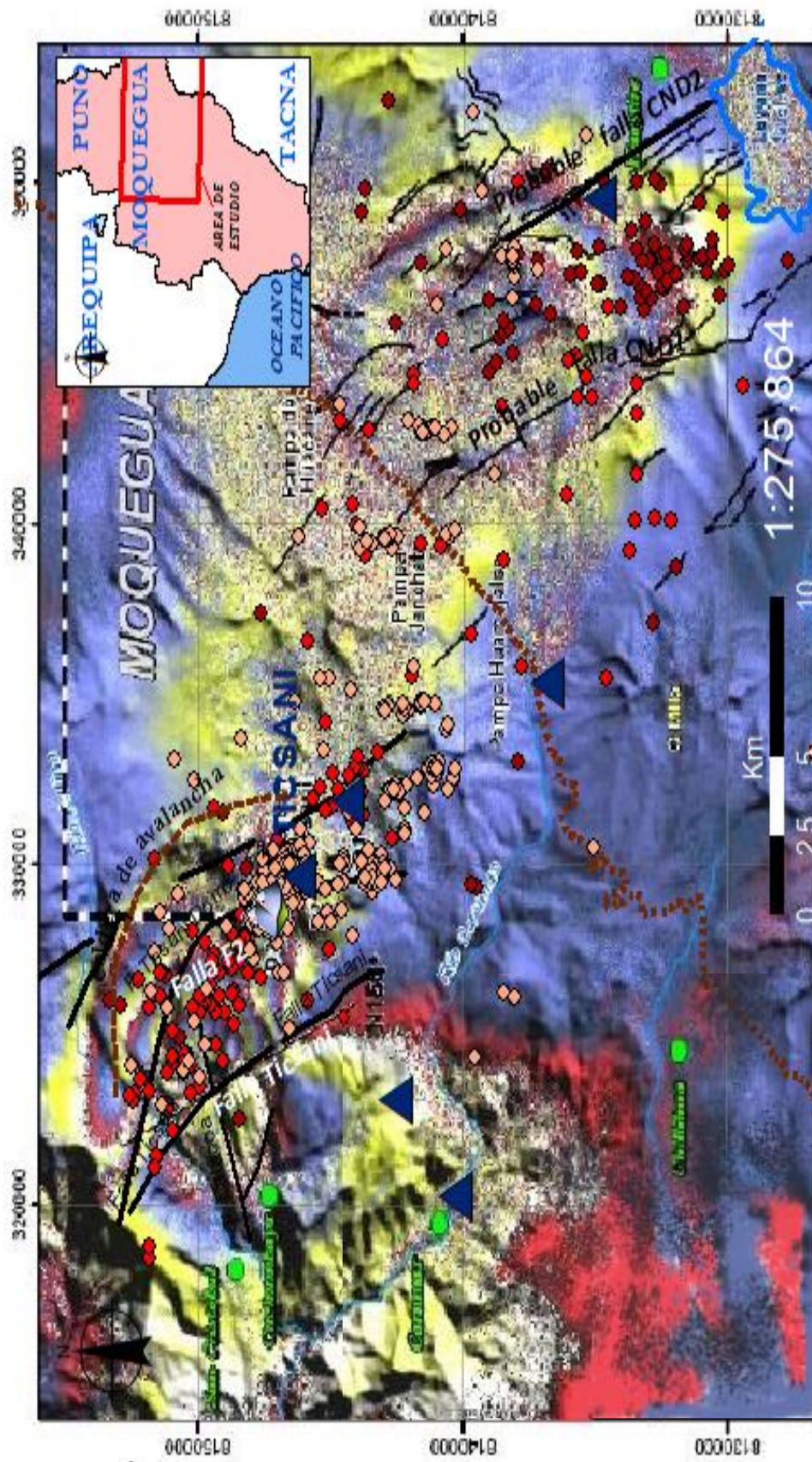
UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA
FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA

Distribución en profundidad, perfiles A+B (campañas sísmicas 2005, 2006 y 2014).

Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristobal	Mapa: 20
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach: Gisela Pinto	Escala Gráfica:	

Para evaluar los resultados obtenidos en este estudio, se ha revisado los basamos a los resultados de Gonzales et al (2006) obtenidos en la región volcán Ticsani a partir de estudios de interferometría. Según en la Figura 5.4, la interferometría muestra las típicas franjas que describen el desarrollo de importante deformación cortical. Si la deformación es producida por fuerzas de cizalla (sismos), las franjas de deformación se distribuirían en forma de cuatro lóbulos separados por dos líneas perpendiculares entre sí. En el caso de la falla Ticsani, el lóbulo del extremo NE es mayor que los restantes (Mapa 21) y sugiere que el área de mayor deformación correspondería a un bloque que ha descendido y que probablemente, se esté iniciando en el extremo oriental de la falla Ticsani y terminando el extremo occidental de la falla F2; lo cual correspondería a la formación de un graven. Por otro lado, al SE del área de estudio se observa un alineamiento que definiría a una probable falla CND1. Las imágenes de interferometría sugieren que todo el lado oriental de la probable falla CND1 se está hundiendo. Según Gonzáles et al (2006), en el área del volcán Ticsani se habrían producido procesos de deformación extensional con desplazamientos en dirección NE del orden de 10-15 ó 5-10 cm.

Los resultados obtenidos en este estudio son coherentes con los propuestos por Gonzales, et al., 2006 para la región del volcán Ticsani.



LEYENDA

- Sísmicidad (campaña 2005, 2006 y 2014)
- ▲ Volcán Ticsani
- Poblados
- Lineamiento
- Falla

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

Mapa de interferometría de
 Gonzales et al., la region del volcán Ticsani

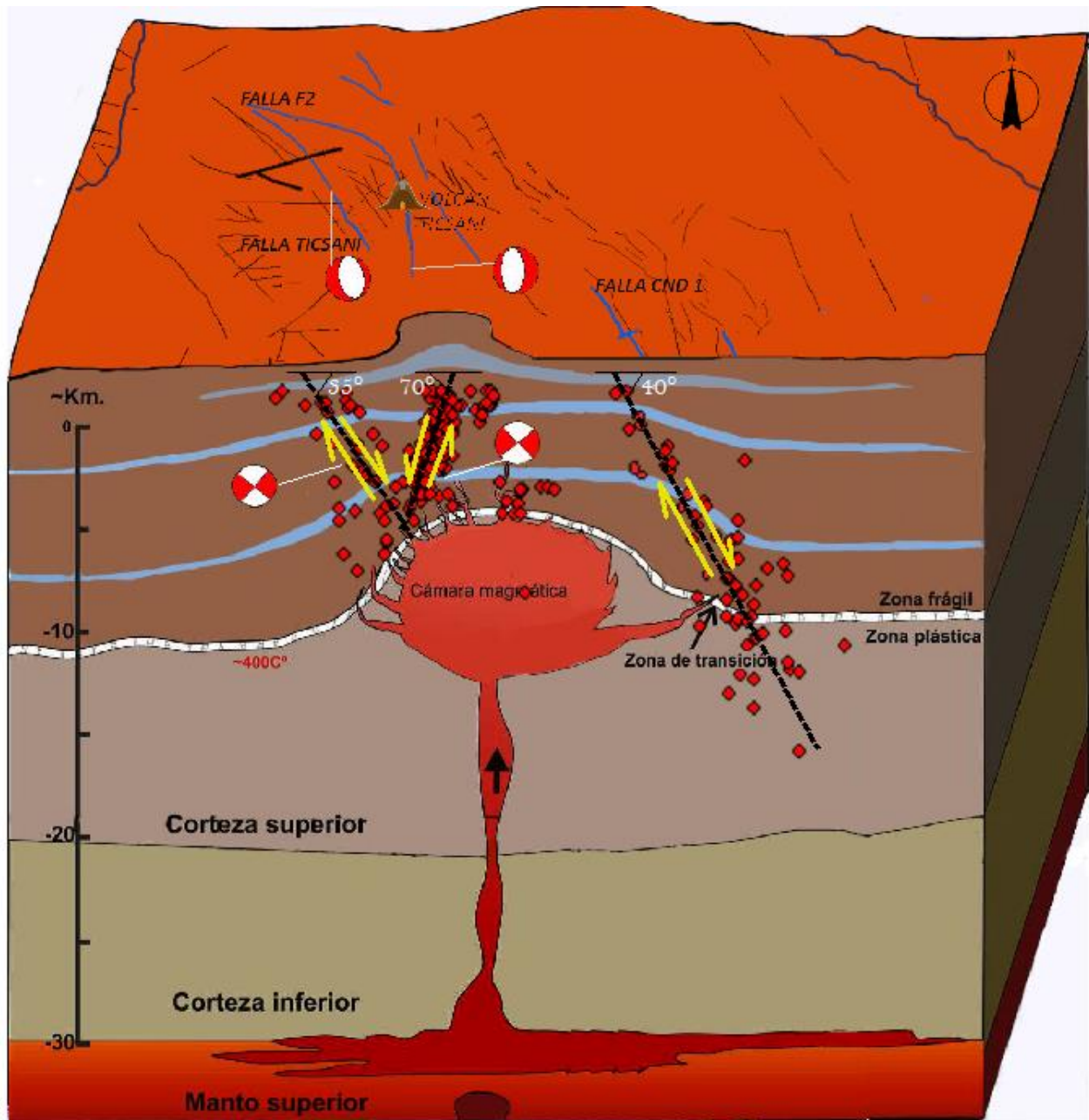
Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristobal	Mapa: 21
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach: Gisela Pinto	Escala Gráfica: 	

6.3 INTERPRETACION SISMOTECTONICA

La deformación local observada en la región del volcán Ticsani podría deberse a la presión que ejerce el magma dentro de la cámara magmática del volcán Ticsani, siendo su tendencia en superficie la presencia de 3 trazas de fallas, una regional llamada Ticsani de tipo normal con una orientación NO-SE y una falla local llamada F2 de tipo normal con una orientación N-S. Ambas forman en profundidad un graben que a la fecha habría descendido hasta 10 cm, resultados confirmados con los datos de interferometría. En el caso de la traza de la probable falla CND1, ubicada en el extremo SE del volcán Ticsani, de una falla normal corroborada con los resultados obtenidos por Gonzales, et al., (2006) que indica que en dicha zona se observa descensos de 5.5 cm en el extremo E-NE de la falla CND1.



En el esquema de la Mapa 22, se observa los mecanismos promedios elaborados en las campañas sísmicas 2005 y 2014, así como las trazas de fallas Ticsani, F2 y CDN1. En el caso de las fallas Ticsani y F2 dan origen a un graben que alcanza una profundidad de 6 km. Asimismo a 17 km al SE del volcán Ticsani, se observa una traza de una probable falla CND1 orientada en profundidad en dirección E-NE alcanzando una profundidad de 18 km esta traza de falla es probable que sea de tipo normal.

Los resultados sugieren que los procesos de deformación en la región del volcán Ticsani están asociados a sistemas de fallas activas, formando horst y grabens, siendo los responsables del hundimiento y levantamiento detectado a partir de imágenes InSAR en esta zona.



LOCALIZACIÓN DE SISMOS EN LOS PERÍODOS 2005, 2006 Y 2014

- Sismicidad 2005, 2006 y 2014
- ▲ Estaciones
- ▲ Volcán Ticsani
- Vías del Perú
- Ríos del Perú
- Falla

 UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA			
Esquema a partir de Fournier (1999), distribución de la sismicidad en profundidad con sus esfuerzos (campañas 2005, 2006 y 2014).			
Departamento: Moquegua	Provincia: Mariscal Nieto	Distrito: San Cristóbal	Mapa 22
Revisado por: Dr. Hernando Tavera	Elaborado: Bach Gisela P. Referencia: Cruz 2016.	Escala Gráfica: 	

CONCLUSIONES

1. Los resultados correlacionados con los de Gonzales, et al., (2006) han permitido afirmar el desarrollo de procesos de deformaciones corticales debido a la reactivación de algunos sistemas de fallas.
 - El epicentro del sismo del 1 de octubre de 2005 y su serie de réplicas (campaña 2005) se distribuyen en superficie sobre el volcán Ticsani siguiendo un alineamiento NO-SE. Estos sismos tuvieron su origen en la reactivación de una falla regional que se ubica, en dirección SO del volcán. La falla denominada "Ticsani" tendría una orientación 155° N y buzamiento de 35° en dirección NE. De acuerdo a la distribución espacial de las réplicas, la falla tendría al menos una profundidad de 12 km.
 - En la campaña sísmica 2006 la sismicidad se distribuyen al 17 km SE del volcán Ticsani siguiendo un alineamiento NO-SE. Estos sismos probablemente tuvieron su origen en la reactivación de una falla local. La probable falla denominada "CND1" tendría una orientación NO-SE y buzamiento de 40° en dirección E-NE. De acuerdo a la distribución espacial de las réplicas, la falla tendría al menos una profundidad de 18 km.
 - En la campaña sísmica 2014 (Cruz 2016) la sismicidad se distribuyen sobre el volcán Ticsani siguiendo un alineamiento NO-SE. Estos sismos tuvieron su origen en la reactivación de una falla local ubicada sobre el volcán Ticsani cruzando los tres domos. La falla denominada "F2" tendría una orientación en dirección muy cerca a N-S y buzamiento de 70° en dirección SO. De acuerdo a la distribución espacial de las réplicas, la falla tendría al menos una profundidad de 7 km.

De acuerdo a la distribución espacial de los sismos registrados en las campañas sísmicas, la mayor deformación local se ha producido en el extremo NO del volcán Ticsani, generando la existencia de un graben formada por dos fallas normales (Ticsani y F2) y produciendo que toda esta área de hunda; sin embargo, en el extremo SE a 17 km del volcán Ticsani, también se estaría generando deformación haciendo que el

extremo NE de la probable traza de falla CDN1 se hunda. Esta hipótesis es coherente con la ubicación de las trazas de fallas reconocidas en el terreno y estudios de imágenes satelitales e interferometría.

2. Por otro lado también se podría considerar que la sismicidad habría sido producida por el fisuramiento de rocas como resultado de la presión que podría haber ejercido el magma dentro de la cámara magmática del Ticsani. En estas condiciones, la ocurrencia del sismo del 1 de octubre y del mayor número de réplicas en el extremo norte del volcán, se habría producido por una posible instrucción del magma a causa de una mayor presión en dicho extremo. Se sustenta esta hipótesis el hecho que el mayor número de réplicas se encuentran distribuidas sobre el volcán Ticsani como se evidenció en la campaña sísmica 2005 y 2014.

RECOMENDACIONES

- Realizar una inspección de campo en las cercanías de la probable falla ubicada al SE del volcán Ticsani, con la finalidad de observar alguna presencia de fracturamiento o escarpas superficiales que confirmen la existencia de dicha falla.
- Es importante continuar con el monitoreo de la sismicidad en la región del volcán Ticsani, poniendo un mayor interés en las fallas existentes en dicha región con el objetivo de detectar y localizar los sismos de fractura que nos muestren la existencia de nuevas fracturas o reactivaciones de fallas.
- Se ha podido determinar la presencia de deformaciones corticales en la región del volcán Ticsani. Por lo tanto, es necesario la instalación de una red de monitoreo sísmico permanente, para el monitoreo de fallas activas con sismicidad recurrente en el tiempo, como lo ocurrido en el sismo del 01 de octubre de 2005, así mismo permita detectar la presencia de alguna anomalía del volcán Ticsani.

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.
- Bernal I. y Tavera H. (2002): Geodinámica, sismicidad y energía sísmica en Perú. Monografía, Instituto Geofísico del Perú, 64 pag.
- "Brillinger, D., Udias, A. y Bolt, B. (1980). A probability model for regional focal mechanism solutions. Bull Seism. Soc. Am. 70, 1479-1485"
- Buforn, E. (1983). Estudio estadístico de la dirección de esfuerzos principales.
- Byerly, P. (1926). The Montana earthquake of June 28, 1925. Bull. Seism. Soc. Am. 16,209-265.
- 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.
- Cruz, I. (2016). Actividad sísmica en la región del volcán Ticsani (Moquegua) para el periodo mayo-setiembre de 2014. Instituto Geofísico del Perú, Arequipa.
- Cruz, V., Aguilar, V., y Rivera M. (2006): Evaluación de las fuentes termales localizadas en áreas aledañas del Ticsani. . En *Crisis Sísmica de Calacoa (Moquegua) Octubre-2005*. Informe Multi-institucional, Editores: Rivera, M., Tavera, H., Aguilar, V., Medina, J.. Lima Perú, 55-68p.
- 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.
- DeMets C., Gordon R., Aargus A. y Stein S. (1990): Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
- Deza, E. (1991). *Regional Disasters Manegering in the American Research*. Centre foresnemel developing. Nagoya, Japan , p. 19-36.
- 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., Diamant, 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.

- "Francis, P y Silva, S. (1989). Application of the Landsat Thematic Mapper to the identification of potentially active volcanoes: a new satellite technique, Nature, 338:144-146."
- Francis, P. (1998). Volcanoes. A Planetary Perspective. Clarendon Press, Oxford, 443 p.
- Garcia W. y Guevara C. (1998): Geología del cuadrángulo de Huaytiri. INGEMMET, Mapa en versión digital, Lima.
- Gil-Cruz J. y Chouet M. (1999): Observations of two special kinds of tremors at Galeras volcano Colombia (1989-1991). Annali di Geofisica, 43, 3, 437-449.
- 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 (CarumasMoquegua), 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.
- Hasewaga, A. y Sacks, S. (1981). Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observation. Journal of Geophysical Research. v.86, p. 4971-4980.
- Heras,H. (2002). Análisis de la distribución del valor de “b” en la zona de subducción de Perú. Tesis de grado U.N.S.A.pp41-106.
- Ibañez, J. & Carmona, E. (2000).- Sismicidad Volcánica. Serie: Casa de los volcanes n° 7. Editores: Astiz M. Y García A. 269-282.
- Ibañez, J. (1997).- Apuntes de Sismología Volcánica. En: Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica. Lanzarote, 89 p.
- IGP (2000). Catalogo Sismico Preliminar, 1983-2000. Centro Nacional de Datos Geofísicos, IGP, Informe Interno.
- Isacks , B. (1988). Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian. J.Geophys. Res. 93, p. 3211-3231.
- Isacks et .al (1968): Seismology and the new global tectonics.Journal of Geophysical Reasearch, v.73, n18, p.5855-5905.

- Isacks y Molnar P. (1971): Distribution of stress in the descending lithosphere from global survey of local mechanism solutions of mantle earthquakes. *Rev. Geophys, Space. Phys.*, 9, 103-174.
- Kasahara, K. (1963-a). Computer program for a fault-plane solution. *Buil. Seism. Soc.Am.* 53, 1-13.
- Knopoff, L. (1961). Analytical calculation of the fault plane problem. *Publ. Dom. Obs.,Ottawa*, 24, 309-315.
- Lahr, J. (1999).- Hypoellipse users guide. U.S. Department of the interior, U. S. Geological Survey. 67 p.
- Lahr, J.; CHOUET, B.; STEPHENS, C.; POWER, J. & PAGE, R. (1994).- Earthquake classification, location and error analysis in a volcanic environment: Implications for the magmatic systems of the 1989-1990 eruptions at Redoubt volcano, Alaska, in *The 1989-1990 eruptions of Redoubt volcano, Alaska*, T. Miller y B.A. Chouet editors, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 62: 137-151.
- Latter, J. (1979).- Volcanological observations at Tongariro National Park, report n° 150 of Geophysics Division, Department of Scientific and Industrial Research Wellington, New Zealand, p 1-60.
- Latter, J. (1981).- Volcanic Earthquakes and their Relation-Ship to Eruptions at Ruapehu and Ngauruhoe Volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 9, 293-309.
- 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.
- 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.
- Lave, A. E. (1920). *A treatise on the mathematical theory of elasticity*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Macedo, O y Lessage, P., (1997). La actividad sísmica de los volcanes activos Sabancaya y Ubinas (Sur de Perú). *Resúmenes extendidos del IX*

Congreso Peruano de Geología. Soc. Geol. del Perú. Vol. Esp., 1, pp. 463-466.

- Malone, S. (1983). Volcanic earthquakes: Examples from Mount St. Helens, in Earthquakes: Observations, theory and interpretation , edited by H. Kanamori and E. Boschi, Elsevier, New York. 436-455 p.
- Mariño J. (2002): Estudio geológico vulcanológico y evaluación de peligros del volcán Ticsani (sur Perú). Tesis de Ingeniería, UNI, 240 pag.
- 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.
- Mariño, J., Rivera M., y Cacya, L. (2006): Efectos Geológicos producidos por los sismos. En Crisis Sísmica de Calacoa (Moquegua) Octubre-2005. Informe Multi-institucional, Editores: Rivera, M., Tavera, H., Aguilar, V., Medina, J. Lima Perú, 25-39 p.
- Marocco R. (1980) Geologie des Andes peruviennes: un segment E-W de chaine des Andes peruviennes, la deflexion d'Abancay. Etude geologique de la Cordillere Orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel. Sud d' Peru. Doc. OROSTOM, p. 94.
- Mattauer, M. (1989). Monts et Merveilles, Beautés et richesses de la Géologie. Hermann Editores de Ciencias y Arte. Paris, Francia.
- McNutt, SR.; (1996). Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the state-of-the- and case histories, in Monitoring and mitigation of volcano hazards, Scarpa, Tilling (eds) (ed)., Springer-Verlag: 99- 146.
- 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.
- Megard, F. (1978). Etude geologique des Andes du Pena Central. Mem. ORSTOM. 86,310 pp.
- Minakami, (1969).- Fundamental research for predicting volcanic eruptions, Bull. Of Earthquake Res. Inst., 38, 497-544.

- Minakami, (1974).- Prediction of Volcanic Eruptions, in Developments in Solid Earth Geophysics, edited by L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo, A. Rapolla. Elsevier scientific publishing company, 313-333.
- Nakano, H. (1923). Notes on the nature of the forces which give rise to the earthquake Nakano, H. (1923). Notes on the nature of the forces which give rise to the earthquake
- Norabuena E., Dixon T. y Stein S. (1999): Deceleration Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions. Geophys. Res. Lett., 26, 3405-3408.
- Norabuena, E. (1992). Velocity structure of the subducting Nazca Plate beneath Central Perú as inferred from travel time anomalies. Tesis de maestría, Virginia Polytechnic Institute, 64 p.
- Ritsema, A. (1955). The fault technique and the mechanism in the focus of the Hindu- Kush earthquakes. Indian. 1 Meteor. A. Geophys. 6,41-50.
- Sebrier, M. Huaman, D., Blanc, J., Machare, J., Bonnot, D. Y Cabrera, J. (1985). Observaciones acerca de la neotectónica del Perú. IGP-LGDI pory. Sisra, Grup. Peruano de Neotectónica, p. 96.
- Seidl, D., Schick, R., & Riuscetti, M. (1981). Volcanic tremors at Etna: a model for hydraulic origin. Bull. Volcanol., 44, 43-56.
- Tavera H. (2002).- Terremoto de la región Sur del Perú del 23 de junio del 2001 cndg – p 11-18. “Historia de un terremoto anunciado para la región Sur del Perú – Centro Nacional de datos Geofísicos.
- 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.
- Tavera, H. y Buforn E. (1998) Sismicidad y Sismotectónica del Perú. En: A. Udias y E. Buforn (ed.) Sismicidad y Sismotectónica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra, UCM., Nº 10, 187-219.
- Tavera, H. y Buforn, (1998). Sismicidad y sismotectónica de Perú. : Universidad Complutense de Madrid, Física de la tierra, v.10, p.187-2019.
- Tavera, H. y Buforn, (2001). Source mechanism of earthquakes in Peru. : Journal Seismology v.5, p.519-539. terremotos. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid.

- Tichelaar y Ruff, (1993). Depth of seismic coupling along subduction zones. *Tectonophysics*, 99,-117.
- 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.
- Tsuruga, K., Yomogida, K., Hoda, S., Ito, H., Ohminato, T. y Kawakatsu, H. (1997). Spatial and variations of volcanic earthquakes at Sakurajima volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 75, 337-358.
- 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.
- Wickens, A. y Hodgson, J. (1967). Computer reevaluation of earthquake mechanism solutions 1922-1926. *Publ. Dom. Obs., Ottawa*, 33, 1-56.
- Worner , G. (1991). *Le Volcanisme Andin. La Recherche* N° 228, volume 22, p. 38-45.
- Webgrafía:Portal.Ciencia(http://www.csn.uchile.cl/wpcontent/uploads/2014/06/001_terremotos_y_sismicidad_chile.pdf),Meted(https://www.meted.ucar.edu/sign_in_es.php?go_back_to=http%253A%252F%252Fwww.meted.ucar.edu%252Ftsunami%252Fstrike_carib_es%252Fprint_seismolog_y_content.htm)