

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA

FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA



“PRONÓSTICO DE ERUPCIÓN VOLCÁNICA MEDIANTE LA IDENTIFICACIÓN DE SEÑALES SÍSMICAS Y ELÉCTRICAS EN EL VOLCÁN UBINAS Y ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD EN EL VOLCÁN SABANCAYA (NOVIEMBRE 2015- DICIEMBRE 2016)”

Tesis presentada por la Bachiller

KATHERINE ANDREA VARGAS ALVA

Para optar el Título Profesional de

INGENIERA GEOFÍSICA

AREQUIPA – PERÚ

2017

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA

FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA



“PRONÓSTICO DE ERUPCIÓN VOLCÁNICA MEDIANTE LA IDENTIFICACIÓN DE SEÑALES SÍSMICAS Y ELÉCTRICAS EN EL VOLCÁN UBINAS Y ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD EN EL VOLCÁN SABANCAYA (NOVIEMBRE 2015- DICIEMBRE 2016)”

Tesis presentada por la Bachiller

KATHERINE ANDREA VARGAS ALVA

Para optar el Título Profesional de

INGENIERA GEOFÍSICA

JURADOS:

Presidente:	Dr. Armando Minaya Lizarraga
Vocal:	MSc. Edgard Gonzales Zenteno
Secretario:	Ing. Javier Ticona Paucara

ASESOR:	Dr. Orlando Macedo Sánchez
----------------	----------------------------

AREQUIPA – PERÚ

2017

DEDICATORIA

En primer lugar a Dios, que sin su ayuda y fortaleza nada hubiera sido posible.

A mi bebe que me acompañó y fue mi motor durante todo el proceso de realización de mi tesis, a mis padres y hermana que estuvieron alentándome y dándome las fuerzas que necesitaba.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue realizado en el marco del programa de investigaciones del Instituto Geofísico del Perú (IGP) en su Sede Arequipa, bajo la asesoría del Dr. Orlando Macedo, al cual le estoy muy agradecida por sus consejos y recomendaciones a lo largo del desarrollo de mi tema de tesis. Gracias por cada pregunta minuciosa, ya que éstas despertaban el espíritu investigador en mi persona y me motivaban a investigar e indagar meticulosamente el porqué de cada duda. Agradezco a todo el personal del IGP- Sede Arequipa, al Ing. Vilca y el Tec. Chijcheapaza por la ayuda brindada para realizar las pruebas de Potencial Espontáneo, por sus enseñanzas en cuanto a la instalación, programación y características de los equipos. Al Ing. Del Carpio y Msc. Puma por las discusiones relativas a la data sísmica, gracias por explicarme con paciencia y detalle sus amplios conocimientos sobre los Volcanes Ubinas y Sabancaya. Gracias al Tec. Montesinos, CPC. Limachi, Ing. Torres, Ing. Cruz, Lic. Concha por el apoyo incondicional que me ofrecieron durante mi estadía en esta prestigiosa institución. Pude aprender mucho como profesional y como persona y sé que el apoyo que me brindaron jamás será olvidado.

Así mismo, agradezco a mis docentes de la Facultad de Geología, Geofísica y Minas de la Universidad Nacional de San Agustín, en especial de la Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica, que me motivaron e impulsaron a realizar cada investigación y tarea con excelencia, ya que los mejores resultados se obtienen a base de esfuerzo.

Y mi mayor gratitud es para mi familia, en especial a mi mamá Susana, mi papá Jose, mi hermana Vanessa que siempre fueron mi inspiración para luchar y aspirar a lo más alto, porque muchas veces en que quería rendirme, ellos fueron los que me animaron a seguir adelante y me dieron las fuerzas que necesitaba. También debo agradecer al papá de mi bebe, ya que pude encontrar en él no solo una pareja, también un gran amigo con el que puedo contar siempre. Y con todo mi amor agradezco a mi hijito Abdiel, que junto con él realicé mi tesis, y que aunque muchos digan que un hijo es un impedimento o un retroceso en la formación profesional, yo quiero demostrar que él fue el motivo por el que me esforcé el doble, incluso el triple de lo que creía que podía dar, porque fue su existencia la que me permitió acercarme al Ser Supremo, al cual le tengo la mayor gratitud de todas, porque sin Él nada de esto hubiera sido posible y sin Él mi vida no tendría sentido alguno. Gracias a ti mi Dios, gracias sobre todas las cosas a ti, y este trabajo sea para gloria tuya.

RESUMEN

Los Volcanes Ubinas y Sabancaya son los más activos del Perú, y son monitoreados permanentemente por el Instituto Geofísico del Perú- Sede Arequipa. Este estudio emplea métodos geofísicos de sismología volcánica y potencial espontáneo con la finalidad de mejorar los métodos de pronóstico de erupciones. El análisis sísmico de las señales volcánicas permitió dividir la sismicidad en “etapas” que de acuerdo a la predominancia de eventos y localización de sismos volcano-tectónicos muestran una secuencia sísmica que termina con una fase explosiva. En el Volcán Ubinas se dividió el período de marzo a diciembre del 2016 en cuatro etapas y de igual manera se procedió con la sismicidad del Volcán Sabancaya durante noviembre de 2015 a diciembre del 2016, dividiéndola en cinco etapas principales.

El resultado de las pruebas de registro continuo de potencial espontáneo revela que mientras más profundos se ubiquen los electrodos se reducen los efectos ambientales. Dichas pruebas ayudaron a determinar la composición óptima y demás condiciones que aseguren el éxito del método. Es así que el equipo de potencial espontáneo fue instalado en la zona hidrotermal alta de convección del Volcán Ubinas, el cual registró señales eléctricas de manera continua durante septiembre a noviembre del 2016, observándose una anomalía del 9 al 14 de septiembre, lo cual es asociado a un fenómeno de electrofiltración “per ascensum” (vapor ascendente).

La correlación del registro continuo de potencial espontáneo en el Volcán Ubinas (señales eléctricas) con el incremento de energía de los sismos tipo híbrido (señales sísmicas), hacen presumir que el ascenso de magma calienta los fluidos de la zona hidrotermal lo que provoca la anomalía observada en el registro de potencial espontáneo. La mezcla de magma con acuíferos poco profundos del sistema hidrotermal contribuyen al desencadenamiento de las erupciones y es por ello que las señales sísmicas, que por sí solas dan una buena información de la dinámica interna del volcán, pueden ser correlacionados con la señales eléctricas de potencial espontáneo para fortalecer el pronóstico de erupción con días o meses de anticipación. La correlación de ambos fenómenos ha acrecentado las probabilidades de un pronóstico acertado que ayude a reducir el riesgo volcánico al que están expuestos los poblados de las inmediaciones.

PALABRAS CLAVES: Ubinas, Sabancaya, Potencial Espontáneo, Sismología Volcánica.

ABSTRACT

The volcanoes Ubinas and Sabancaya are the most active volcanoes in Peru, and are permanently monitored by the Instituto Geofísico del Perú - Sede Arequipa. This study uses geophysical methods of volcanic seismology and self-potential in order to improve methods of forecasting eruptions. The seismic analysis of the volcanic signals allowed to divide the seismicity into "stages" that according to the predominance of events and location of volcano-tectonic earthquakes show a seismic sequence that ends with an explosive phase. In the Ubinas volcano, the period from March to December of 2016 was divided in four stages and the seismicity of the Sabancaya volcano during November 2015 to December 2016 was divided into five main stages.

The results of continuous self-potential tests reveal that the deeper electrodes reduce environmental effects. These tests helped determine the optimum composition and other conditions to ensure the success of the method. The self-potential equipment was installed in the high convection hydrothermal zone of the Ubinas volcano, which recorded electrical signals continuously during September to November 2016, observing an anomaly from September 9 to 14, which is associated to the electrofiltration phenomenon "per ascensum" (Rising steam).

The correlation of the continuous register of self-potential in the Ubinas volcano (electrical signals) with the increase of energy of the earthquakes type hybrid (seismic signals), make presume that the ascent of magma heats the fluids of the hydrothermal zone what causes the Anomaly in the self-potential register. The mixing of magma with shallow aquifers of the hydrothermal system contributes to the eruptions and that is why seismic signals, which alone give good information of the volcano's internal dynamics, can be correlated with electrical signals of self-potential to strengthen the forecast with days in advance. The correlation of both phenomena has increased the likelihood of a successful forecast to help reduce the volcanic risk to which the surrounding towns are exposed.

ÍNDICE

DEDICATORIA	i
AGRADECIMIENTOS.....	ii
RESUMEN.....	iii
ABSTRACT	iv
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABLAS	xxii

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. UBICACIÓN.....	2
1.1.1. Volcán Ubinas	2
1.1.2. Volcán Sabancaya.....	2
1.2. ACCESIBILIDAD	5
1.2.1. Volcán Ubinas	5
1.2.2. Volcán Sabancaya.....	5
1.3. OBJETIVOS	6
1.3.1. Objetivo General.....	6
1.3.2. Objetivos Específicos	6
1.4. METODOLOGÍA.....	7
1.5. IMPORTANCIA DEL ESTUDIO	7
1.6. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN.....	8
1.6.1. Volcán Ubinas	8
1.6.2. Volcán Sabancaya.....	9

CAPÍTULO II

TECTÓNICA Y GEOLOGÍA	11
2.1. CARACTERÍSTICAS TECTÓNICAS DE LOS ANDES	11
2.2. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN UBINAS	16
2.2.1. Características Estructurales	16

2.2.2. Estratigrafía	18
2.2.3. Actividad Volcánica Histórica.....	20
2.3. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN SABANCAYA.....	22
2.3.1. Características Estructurales.....	22
2.3.2. Estratigrafía	24
2.3.3. Actividad Volcánica Histórica.....	27

CAPÍTULO III

SISMOLOGÍA VOLCÁNICA.....	28
3.1. CLASIFICACIÓN DE SEÑALES SISMO-VOLCÁNICAS.....	28
3.1.1. Eventos Volcano-tectónicos (VT).....	28
3.1.1.1. Eventos Volcano-Tectónicos Distales (VTD).....	29
3.1.1.2. Eventos Volcano-Tectónicos Proximales (VTP)	30
3.1.2. Eventos de Largo Período (LP)	32
3.1.3. Eventos Tornillo (TOR)	33
3.1.4. Eventos Híbridos (HIB)	34
3.1.5. Tremores	36
3.1.5.1. Tremor Armónico (TRA).....	36
3.1.5.2. Tremor Espasmódico (TRE).....	37
3.1.6. Explosiones (EXP).....	38
3.1.7. Procesos Superficiales	40
3.2. MODELOS DE FUENTE.....	40
3.2.1. Modelo de fuente de eventos Volcano-Tectónicos.....	40
3.2.1.1. Modelo de eventos Volcano-Tectónicos Distales	40
3.2.1.2. Modelo de eventos Volcano-Tectónicos Proximales	41
3.2.2. Modelo de fuente de eventos de Largo Período	43
3.2.3. Modelo de fuente de eventos Tornillo	45
3.2.4. Modelo de fuente de eventos Híbridos.....	47
3.2.5. Modelo de fuente de Tremores	48
3.2.5.1. Tremor Armónico	48
3.2.5.2. Tremor Espasmódico	48
3.2.6. Modelo de fuente de Explosiones	48

CAPÍTULO IV

POTENCIAL ESPONTÁNEO	50
4.1. PRINCIPIO DEL MÉTODO	50
4.1.1. Potenciales Electroquímicos	50
4.1.2. Potenciales Termoeléctricos	51
4.1.3. Potenciales Electrocinéticos	52
4.2. DIFICULTADES PRESENTADAS EN LA MEDICIÓN DE POTENCIAL ESPONTÁNEO	55
4.2.1. Corrientes telúricas	55
4.2.2. Ruido Cultural	55
4.2.3. Errores en polaridad	56
4.2.4. Problemas del electrodo:	56
4.2.5. Cable en cortocircuito a tierra	57
4.3. POTENCIAL ESPONTANEO APLICADO A LA VULCANOLOGÍA	57
4.3.1. Zona Hidrogeológica	58
4.3.2. Zona Hidrotermal	58
4.4. ESTUDIOS DE POTENCIAL ESPONTÁNEO EN EL VOLCÁN UBINAS	59

CAPÍTULO V

ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS SÍSMICOS	61
5.1. ADQUISICIÓN DE DATOS SÍSMICOS	61
5.1.1. Red de Monitoreo del Volcán Ubinas	61
5.1.2. Red de Monitoreo del Volcán Sabancaya	62
5.1.3. Instrumentación para la Adquisición de datos	64
5.1.4. Red de Telemetría	69
5.1.5. Recepción de Datos en el Servidor	70
5.1.6. Descarga de Datos para Procesamiento y Análisis	71
5.2. PROCESAMIENTO DE DATOS SÍSMICOS	71
5.2.1. Clasificación de señales sísmo-volcánicas	71
5.2.2. Localización de eventos Volcano-tectónicos	72
5.2.3. Datos del Volcán Ubinas	76
5.2.4. Datos del Volcán Sabancaya	77

CAPÍTULO VI

ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS DE POTENCIAL ESPONTÁNEO78

6.1. ADQUISICIÓN DE DATOS DE POTENCIAL ESPONTÁNEO EN REGISTRO CONTINUO	78
6.1.1. Instrumentación para la Adquisición de datos.....	82
6.1.2. Configuración del programa para el registro de los datos	85
6.1.3. Instalación del equipo de Potencial espontáneo	89
6.1.3.1. Instalación durante septiembre a noviembre del 2016	92
6.1.3.2. Instalación durante abril a mayo del 2017	92
6.1.4. Descarga de Datos	93
6.2. PROCESAMIENTO DE DATOS DE POTENCIAL ESPONTÁNEO EN REGISTRO CONTINUO	94
6.2.1. Pruebas realizadas en hoyos a diferentes profundidades y a diferentes concentraciones de Bentonita y Sulfato	94
6.2.2. Procesamiento de Datos de Potencial Espontáneo en el Volcán Ubinas	101
6.2.2.1. Período septiembre a noviembre del 2016.....	101
6.2.2.2. Período abril a mayo del 2017	103
6.2.3. Elaboración de Espectros de Frecuencias de los datos de Potencial Espontáneo	104
6.2.4. Tratamiento de Datos con el filtro <i>Moving Average</i>	104
6.2.5. Datos de Mareas Terrestres	106
6.2.6. Datos del Campo Magnético.....	107
6.2.7. Análisis espectral de los datos.....	108

CAPÍTULO VII

RESULTADOS DEL ANÁLISIS SÍSMICO.....112

7.1. RESULTADOS DEL VOLCÁN UBINAS	112
7.1.1. Resultados de la clasificación sísmica en el Volcán Ubinas.....	112
7.1.2. Resultados de la localización de eventos volcano-tectónicos en el Volcán Ubinas	116
7.2. RESULTADOS DEL VOLCÁN SABANCAYA	117
7.2.1. Resultados de la clasificación sísmica en el Volcán Sabancaya	117
7.2.2. Resultados de la localización de eventos volcano-tectónicos en el Volcán Sabancaya	122

CAPÍTULO VIII

RESULTADOS DE POTENCIAL ESPONTÁNEO123

8.1. RESULTADOS DE LAS PRUEBAS DE REGISTRO CONTINUO DE POTENCIAL ESPONTÁNEO EN EL IGP.....	123
8.2. RESULTADOS DEL POTENCIAL ESPONTÁNEO EN EL VOLCÁN UBINAS	124
8.2.1.Resultados de los Espectros de Frecuencias	126
8.2.2.Resultados de Marea Terrestre	126
8.2.3.Resultados del Campo Magnético	127
8.2.4.Resultados del Análisis Espectral	128
8.2.4.1. Período septiembre a noviembre del 2016.....	129
8.2.4.2. Período abril a mayo del 2017	132
8.2.5.Datos de temperatura y batería del registrador de datos CR1000	135
8.2.5.1. Septiembre a noviembre del 2016.....	136
8.2.5.2. Abril a mayo del 2017	141

CAPÍTULO IX

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS EN EL VOLCÁN UBINAS144

9.1. INTERPRETACIÓN SÍSMICA.....	144
9.1.1.Etapa A: Fin del proceso eruptivo 2015	148
9.1.2.Etapa B: reinicio del patrón sísmico – proceso eruptivo 2016	149
9.1.3.Etapa C	150
9.1.4.Etapa D	151
9.2. DISCUSIÓN RELACIONADA A LA SISMICIDAD	152
9.3. INTERPRETACIÓN DE LA SEÑAL OBTENIDA EN LAS PRUEBAS DE POTENCIAL ESPONTÁNEO (Laboratorio).....	153
9.3.1.Comparación del registro de potencial espontáneo con datos de temperatura y precipitación.....	154
9.3.2.Observaciones a partir de las pruebas de Potencial espontáneo.....	156
9.4. POTENCIAL ESPONTÁNEO EN EL VOLCÁN UBINAS	158
9.4.1.Efecto de la temperatura en la señal de Potencial Espontáneo	159
9.4.2.Efecto de temperatura del termistor, mareas terrestres y campo magnético en el registro de potencial espontáneo	161
9.4.3.Observaciones a partir de los resultados	164

9.5. CORRELACIÓN ENTRE LAS SEÑALES SÍSMICAS Y ELÉCTRICAS EN EL VOLCÁN UBINAS UTILIZADAS PARA PRONÓSTICO DE ERUPCIÓN VOLCÁNICA.....	165
--	-----

CAPÍTULO X

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS EN EL VOLCÁN SABANCAYA.....172

10.1. INTERPRETACIÓN SÍSMICA.....	172
10.1.1. Etapa A.....	173
10.1.2. Etapa B.....	174
10.1.3. Etapa C	175
10.1.4. Etapa D	176
10.1.5. Etapa E.....	177
10.2. DISCUSIÓN.....	178

CONCLUSIONES

RECOMENDACIONES

BIBLIOGRAFÍA

ANEXOS

- I. Espectros de Frecuencia Aplicando la Transformada de Fourier a los Datos de Potencial
- II. Datos de Desplazamiento por Mareas Terrestres e Intensidad de Campo Magnético
- III. Gráficos de datos de Potencial Espontáneo, Marea Terrestre y Campo Magnético (estaciones HUA y KOU) luego de aplicar el filtro polinomial

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1, Mapa de ubicación del Volcán Ubinas.....	3
Figura 1.2, Mapa de ubicación del Volcán Sabancaya.	4
Figura 2.1, Zona Volcánica de los Andes Centrales. Se muestra la ubicación de los volcanes Sabancaya y Ubinas (triángulos verdes), los volcanes potencialmente activos (triángulos rojos) y potenciales edificios volcánicos (triángulos negros) junto con una imagen de las zonas volcánicas de América del Sur (esquina superior derecha). (Tomado y modificado de Pritchard, 2003).....	12
Figura 2.2, Perspectiva tridimensional de la subducción de la placa de Nazca debajo de América del Sur dentro del área de estudio de Pritchard, mostrando la batimetría, topografía, estructura de la corteza y magmatismo del arco volcánico. (Imagen creada por Robert Simmon, Goddard Space Flight Center). (Tomado de Pritchard, 2003).	13
Figura 2.3, Sismicidad de Perú para el período 1960-1995, $m_b \geq 5$ (NEIC) complementado con datos del Instituto Geofísico del Perú. a) Distribución de epicentros con foco superficial ($h < 60$ km), intermedio ($60 < h \leq 350$ km) y profundo ($h > 350$ km) (Antayhua, 2002). b) Perfiles verticales de sismicidad, donde F corresponde a la localización de la línea de Fosa y C de la costa (Tavera y Bufo, 1998).	14
Figura 2.4, Esquema del modelo de subducción de la Placa Oceánica (Nazca) bajo la Continental (Sudamericana), las flechas azules indican la dirección de desplazamiento de las placas. a) Región Norte y Centro. b) Región Sur (Tomado de Bernal & Tavera, 2002).	15
Figura 2.5, Imagen Aster donde se muestran lineamientos y fallas existentes en el Volcán Ubinas y áreas aledañas. (Rivera et al., 2011)	17
Figura 2.6, Mapa geológico esquemático del Volcán Ubinas, superpuesto a un modelo de elevación topográfica digital, basado en observaciones de campo, fotografías aéreas y en una imagen satelital SPOT. (Tomado y modificado de Thouret et al., 2005).	19
Figura 2.7, Mapa estructural del área del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (modificado de Antayhua, 2002), superpuesto en una imagen satelital Rapideye (tomado de Rivera et al., 2016)	24
Figura 2.8, Mapa geológico del Complejo Volcánico Ampato Sabancaya (tomado y modificado de Rivera et al., 2016)	26

Figura 3.1, Ejemplo de evento Volcano-tectónico distal registrado en el Volcán Ubinas el día 11 de noviembre del 2016 a horas 00:38:06 (UTC) en la estación UB1 del IGP- sede Arequipa.	29
Figura 3.2, Ejemplo de evento Volcano-tectónico distal registrado en el Volcán Sabancaya el día 10 de diciembre del 2015 a horas 21:08:04 (UTC) en la estación SAB del IGP- sede Arequipa.	30
Figura 3.3, Ejemplo de evento Volcano-tectónico proximal registrado en el Volcán Ubinas el día 03 de junio del 2017 a horas 16:40:12 (UTC) en la estación UB1 del IGP- sede Arequipa.	31
Figura 3.4, Ejemplo de evento Volcano-tectónico proximal registrado en el Volcán Sabancaya el día 08 de diciembre del 2015 a horas 19:54:10 (UTC) en la estación SAB del IGP- sede Arequipa.	31
Figura 3.5, Ejemplo de evento largo período registrado en el Volcán Ubinas el día 02 de marzo del 2016 a horas 17:30:35 (UTC) en la estación UB1 del IGP- sede Arequipa.	32
Figura 3.6, Ejemplo de evento largo período registrado en el Volcán Sabancaya el día 11 de julio del 2016 a horas 16:17:18 (UTC) en la estación SAB del IGP- sede Arequipa.	33
Figura 3.7, Ejemplo de evento tornillo registrado en el Volcán Ubinas el día 28 de mayo del 2017 a horas 02:12:37 (UTC) en la estación UB1 del IGP- sede Arequipa.	34
Figura 3.8, Ejemplo de evento híbrido registrado en el Volcán Ubinas el día 22 de junio del 2017 a horas 06:35:50 (UTC) en la estación UB1 del IGP- sede Arequipa.	35
Figura 3.9, Ejemplo de evento híbrido registrado en el Volcán Sabancaya el día 25 de noviembre del 2016 a horas 04:39:35 (UTC) en la estación SAB del IGP- sede Arequipa.	35
Figura 3.10, Ejemplo de tremor armónico registrado en el Volcán Sabancaya el día 24 de diciembre del 2016 a horas 04:39:35 (UTC) en la estación SAB del IGP- sede Arequipa.	36
Figura 3.11, Ejemplo de tremor espasmódico registrado en el Volcán Ubinas el día 04 de agosto del 2017 a horas 02:54:58 (UTC) en la estación UB1 del IGP- sede Arequipa.	37
Figura 3.12, Ejemplo de tremor espasmódico registrado en el Volcán Sabancaya el día 03 de octubre del 2016 a horas 00:27:35 (UTC) en la estación SAB del IGP- sede Arequipa.	38
Figura 3.13, Ejemplo de explosión registrado en el Volcán Ubinas el día 25 de mayo del 2007 a horas 09:04:55 (UTC) en la estación UB1 del IGP- sede Arequipa.	39
Figura 3.14, Ejemplo de explosión registrado en el Volcán Sabancaya el día 22 de diciembre del 2016 a horas 18:57:57 (UTC) en la estación SAB del IGP- sede Arequipa.	39

Figura 3.15, Modelo describiendo la ocurrencia de eventos VTD (Wasserman, 2011).	41
Figura 3.16, Modelo describiendo la ocurrencia de eventos VTP (Wasserman, 2011). ...	42
Figura 3.17, Esquema con el modelo de fuente que se plantea para la ocurrencia de sismos LP en el Volcán Ubinas (Tomado de Taipei, 2008)	44
Figura 3.18, a) Aproximación de la curva de acumulación de los eventos LP y su distribución temporal con las explosiones b) Aproximación del rectángulo de a) donde se observa un claro incremento de los LP antes de las dos explosiones ocurridas el 22 de mayo del 2007 (Tomado de Machacca, 2012).....	45
Figura 3.19, Gráfico esquemático para explicar el proceso de ocurrencia de los sismos de tipo Tornillo en el Volcán Ubinas. Los elementos que componen este sistema se presentan exagerados para explicar mejor su naturaleza. (Modificado por Taipei, 2008 de Nakano et al, 2003).	46
Figura 4.1, Potencial Redox creado por acoplamiento electroquímico, (propuesto por Sato & Mooney, 1960).....	51
Figura 4.2, Modelo esférico de generación de potencial termoeléctrico (Ainchil et al., 2015).....	52
Figura 4.3, Modelo esférico de generación de potencial electrocinético (Ainchil et al., 2015).....	54
Figura 4.4, Diseño esquemático de potencial de flujo “per descensum” (Gallas, 2005).....	55
Figura 4.5, Curva patrón de potencial espontáneo que se esperaría en una sección transversal de un volcán activo (Gonzales, 2001).	57
Figura 4.6, Mapa de Zoneación de gradientes de PE respecto a la Altitud en el Volcán Ubinas (Tomado de Macedo et al., 2002).	60
Figura 5.1, Ubicación de las estaciones pertenecientes a la red de Monitoreo del Volcán Ubinas	62
Figura 5.2, Ubicación de las estaciones pertenecientes a la red de Monitoreo del Volcán Sabancaya.	63
Figura 5.3, Estaciones Sísmicas del Instituto Geofísico del Perú: a) Estación Ubinas 3 (UB3) y b) Estación Sabancaya (SAB).	64
Figura 5.4, Sismómetro Guralp CMG-40T.	65
Figura 5.5, Sismómetro Lennartz 3DLITE.	66
Figura 5.6, Sismómetro Guralp CMG -3ESP.	67
Figura 5.7, Sismómetro Nanometrics TCRP120.....	68
Figura 5.8, Digitalizador REFTEK 130.	68
Figura 5.9, Red Telemétrica para el Volcán Ubinas (Fuente IGP).	69

Figura 5.10, Red Telemétrica para el Volcán Sabancaya (Fuente IGP).	69
Figura 5.11, Esquema de la red de datos en tiempo real del IGP- sede Arequipa.....	70
Figura 5.12, Aplicación en Matlab para clasificación de eventos sismo-volcánicos.	72
Figura 5.13, Ejecución del Programa para picado de fases.....	73
Figura 5.14, Picado de las Fases P y S.....	74
Figura 5.15, Ejecución del Programa Hypoellipse,	75
Figura 5.16, Gráfico de cilindros apilados de los sismos volcánicos clasificados durante el período marzo a diciembre del 2016 en el Volcán Ubinas.	76
Figura 5.17, Gráfico de cilindros apilados de los sismos volcánicos clasificados durante el período noviembre 2015 a diciembre del 2016 en el Volcán Sabancaya.	77
Figura 6.1, Perfiles de Reiteración de Potencial Espontáneo en el Volcán Ubinas en diferentes campañas realizadas desde diciembre del 2006 hasta septiembre del 2014 comparado con la topografía. La línea discontinua representaría el límite entre el sistema hidrotermal y el hidrogeológico.	79
Figura 6.2, Perfiles de Reiteración de Potencial Espontáneo en el Volcán Ubinas en detalle cada 2 m, y ubicación elegida para la instalación de los electrodos (círculos de colores).....	80
Figura 6.3, Esquema de conexión de los electrodos al registrador.....	81
Figura 6.4, Ubicación del equipo de medición continua de PE en el Volcán Ubinas.....	82
Figura 6.5, Electrodos impolarizables. a) Tapa del electrodo: 1.Goma. 2. Varilla de Cobre. b) Cuerpo del Electrodo: 3. Tubo. 4. Madera porosa.	83
Figura 6.6, Registrador de datos CR1000.	84
Figura 6.7, Instrumentación utilizada para la instalación del Equipo de Potencial Espontáneo: a) Regulador de corriente, b) Batería de 12V, c) Panel Solar y d) GPS.	85
Figura 6.8, Vista de la barra de herramientas del LoggerNet 4.2.1.....	85
Figura 6.9, Elección del modelo del registrador e intervalo de escaneo en la aplicación Short Cut.	86
Figura 6.10, Elección de los sensores a medir.	86
Figura 6.11, Propiedades para medición del Voltaje Diferencial.....	87
Figura 6.12, Propiedades para medición de la Temperatura con Termocupla Tipo E.....	88
Figura 6.13, Tabla de configuración de salida.	88
Figura 6.14, Diagrama de cableado.	89
Figura 6.15, Electrodos en solución de Sulfato de Cobre.....	89
Figura 6.16, Mezcla de Bentonita Sódica y agua para los agujeros donde se instalarán los electrodos.....	90

Figura 6.17, Sulfato de Cobre: a) En cristales. b) Pulverizado.	90
Figura 6.18, Mezcla de Bentonita sódica con Sulfato de cobre: a) Reacción de ambas sustancias en el primer contacto. b) Mezcla lista para rellenar los electrodos.....	91
Figura 6.19, Electrodo en agujero con Bentonita.....	91
Figura 6.20, Instalación del equipo de potencial espontáneo en el Volcán Ubina en abril del 2017: a) Hoyos a 50 cm de profundidad. b) Electrodos cubiertos con tecnopor. c) Excavado para enterrar los cables. d) Ubicación del equipo en comparación a la primera instalación (1°PE).	93
Figura 6.21, Opción Connect de la barra de herramientas del LoggerNet 4.2.1.	93
Figura 6.22, Diagrama de ubicación de los electrodos de referencia, de medida y del registrador de datos.	94
Figura 6.23, Electrodos en agujeros a 20 y 100 cm de profundidad. Cada electrodo se encuentra conectado con un cable al registrador de datos y en cada agujero también se instaló una termocupla.	95
Figura 6.24, Esquema de conexión de los electrodos y termocuplas a cada canal del registrador de datos CR1000.....	96
Figura 6.25, Datos de la primera prueba de Potencial Espontáneo registrados desde el 20/12/2016 hasta el 29/12/2016.	97
Figura 6.26, Comparación entre las concentraciones de Sulfato y Bentonita. a) Prueba 1: 20 % Sulfato de Cu y 80 % Bentonita. b) Prueba 2: 40 % Sulfato de Cu y 60 % Bentonita.....	98
Figura 6.27, Datos de la segunda prueba Potencial Espontáneo registrados desde el 29/12/2016 hasta el 09/01/2017.	98
Figura 6.28, Datos de la tercera prueba de Potencial Espontáneo registrados desde el 09/01/2017 hasta el 28/01/2017.	99
Figura 6.29, Electrodos rellenados hasta la mitad con la mezcla de sulfato de cobre y Bentonita.	100
Figura 6.30, Agujero cubierto con tecnopor y asegurado con piedras.	100
Figura 6.31, Datos de la cuarta prueba de Potencial Espontáneo registrados desde el 08/02/2017 hasta el 28/02/2017.	101
Figura 6.32, Datos de Potencial Espontáneo en el Volcán Ubina registrados desde el 09/09/2016 hasta el 04/10/2016 (Antes de la instalación del panel solar).	102
Figura 6.33, Datos de Potencial Espontáneo en el Volcán Ubina registrados desde el 04/10/2016 hasta el 16/11/2016 (Después de la instalación del panel solar).	103
Figura 6.34, Datos de Potencial Espontáneo registrados en el Volcán Ubina durante el 07/04/2017 hasta el 31/05/2017.	103

Figura 6.35, Esquema que muestra el procedimiento del filtro Media Móvil Central para un intervalo (M) de 5.	105
Figura 6.36, Pruebas del filtro Moving Average a intervalos de 20, 50, 100, 500 y 1000 comparadas con la data original durante el día 20/09/2016 a las 12:00 horas al 21/09/2006 a las 00:00 horas en el electrodo ubicado a 20 m de la referencia.	105
Figura 6.37, Programa “Solid” (última actualización por el autor Milbert, D. el 10 de enero del 2017)	106
Figura 6.38, Observatorio magnético de Huancayo del Instituto Geofísico del Perú.....	107
Figura 6.39, Mapa de las estaciones que colaboran con el programa INTERMAGNET (www.intermagnet.org)	108
Figura 6.40, Ventana de inicio al Software TSoft.....	108
Figura 6.41, Datos ingresados al Software TSoft del período abril a mayo del 2017: a) Datos de PE del electrodo a 20 m, b) Datos de PE del electrodo a 40 m, c) Datos de PE del electrodo a 60 m, d) Datos de Marea Terrestre, e) Datos de Campo Magnético.	109
Figura 6.42, Opción Polynomial Filtering del Software TSoft.....	110
Figura 6.43, Señal de marea terrestre en el período septiembre a noviembre del 2016: a) Señal original, b) Señal luego de aplicar el filtro polinomial y c) Señal con derivada de tiempo aplicado.	110
Figura 6.44, Espectro de frecuencias para los datos de mareas terrestres en el período septiembre a noviembre del 2016: a) Señal original, b) Señal luego de aplicar el filtro polinomial y c) Señal con derivada de tiempo aplicado.....	111
Figura 7.1, Estadística de eventos sismo-volcánicos ocurridos en el Volcán Ubina durante el período de marzo a diciembre del 2016.	112
Figura 7.2, Gráfico de columnas en 3 dimensiones de los sismos volcánicos ocurridos por día durante marzo a diciembre del 2016 en el Volcán Ubina.	113
Figura 7.3, Histograma de eventos volcano-tectónicos distales (VTD) en el Volcán Ubina durante el período marzo a diciembre 2016.	114
Figura 7.4, Histograma de eventos volcano-tectónicos proximales (VTP) en el Volcán Ubina durante el período marzo a diciembre 2016.	114
Figura 7.5, Histograma de eventos largo período (LP1) en el Volcán Ubina durante el período marzo a diciembre 2016.	115
Figura 7.6, Histograma de eventos tornillo (TOR) en el Volcán Ubina durante el período marzo a diciembre 2016.	115
Figura 7.7, Histograma de eventos tremor espasmódico (TRE) en el Volcán Ubina durante el período marzo a diciembre 2016.	115

Figura 7.8, Histograma de eventos híbridos (HIB) en el Volcán Ubinas durante el período marzo a diciembre 2016.	116
Figura 7.9, Histograma de explosiones (EXP) en el Volcán Ubinas durante el período marzo a diciembre 2016.	116
Figura 7.10, Localización de eventos volcano-tectónicos en el Volcán Ubinas.....	117
Figura 7.11, Estadística de eventos sismo-volcánicos ocurridos en el Volcán Sabancaya durante el período de noviembre del 2015 a diciembre del 2016.	118
Figura 7.12, Gráfico de columnas en 3 dimensiones del número de sismos volcánicos ocurridos por día durante noviembre 2015 a diciembre 2016 en el Volcán Sabancaya.....	119
Figura 7.13, Histograma de eventos volcano-tectónicos distales (VTD) en el Volcán Sabancaya durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016.	119
Figura 7.14, Histograma de eventos volcano-tectónicos proximales (VTP) en el Volcán Sabancaya durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016 2016.	120
Figura 7.15, Histograma de eventos largo período (LP1) en el Volcán Sabancaya durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016.....	120
Figura 7.16, Histograma de eventos tremor espasmódico (TRE) en el Volcán Sabancaya durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016.	120
Figura 7.17, Histograma de eventos tremor espasmódico (TRE) en el Volcán Sabancaya durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016.	121
Figura 7.18, Histograma de eventos híbridos (HIB) en el Volcán Sabancaya durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016.....	121
Figura 7.19, Histograma de explosiones (EXP) en el Volcán Sabancaya durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016.....	121
Figura 7.20, Localización de eventos volcano-tectónicos en el Volcán Sabancaya.....	122
 Figura 8.1, Datos de los electrodos producto de las cuatro pruebas de Potencial Espontáneo luego de aplicar el filtro Moving Average.	123
Figura 8.2, Datos de temperatura registradas por las termocuplas durante las cuatro pruebas de Potencial Espontáneo.....	124
Figura 8.3, Datos de Potencial Espontáneo luego de aplicar el filtro Moving Average a un intervalo de 500 durante el período septiembre a noviembre del 2016: a) Electrodos a 20 y 40 m de la referencia y b) Electrodos a 60, 80 y 100 m de la referencia.	125
Figura 8.4, Datos de Potencial Espontáneo luego de aplicar el filtro Moving Average a un intervalo de 500 durante el período abril a mayo del 2017.....	125

Figura 8.5, Datos de desplazamiento total por marea terrestre en el Volcán Ubinas: a) Período septiembre a noviembre del 2016, b) Período abril a mayo del 2017.	126
Figura 8.6, Datos de intensidad total del campo magnético registrados por la estación Huancayo: a) Período septiembre a noviembre del 2016, b) Período abril a mayo del 2017.....	127
Figura 8.7, Datos de intensidad total del campo magnético registrados por la estación Kourou: a) Período septiembre a noviembre del 2016, b) Período abril a mayo del 2017.....	128
Figura 8.8, Período (Días/Ciclo) de datos originales durante septiembre a noviembre del 2016: a) Potencial espontáneo, b) Mareas terrestres, c) Campo magnético en estación HUA y d) Campo magnético en estación KOU.	129
Figura 8.9, Período (Días/Ciclo) de datos aplicando el filtro polinomial durante septiembre a noviembre del 2016: a) Potencial espontáneo, b) Mareas terrestres, c) Campo magnético en estación HUA y d) Campo magnético en estación KOU.	130
Figura 8.10, Período (Días/Ciclo) de datos con derivada de tiempo durante septiembre a noviembre del 2016: a) Potencial espontáneo, b) Mareas terrestres, c) Campo magnético en estación HUA y d) Campo magnético en estación KOU.	131
Figura 8.11, Período (Días/Ciclo) de datos originales durante abril a mayo del 2017: a) Potencial espontáneo, b) Mareas terrestres, c) Campo magnético en estación Huancayo y d) Campo magnético en estación Kourou.	132
Figura 8.12, Período (Días/Ciclo) de datos aplicando el filtro polinomial durante abril a mayo del 2017: a) Potencial espontáneo, b) Mareas terrestres, c) Campo magnético en estación Huancayo y d) Campo magnético en estación Kourou.	133
Figura 8.13, Período (Días/Ciclo) de datos con derivada de tiempo durante abril a mayo del 2017: a) Potencial espontáneo, b) Mareas terrestres, c) Campo magnético en estación Huancayo y d) Campo magnético en estación Kourou.	134
Figura 8.14, Temperatura y Batería del registrador de datos CR1000 durante el período septiembre a noviembre del 2016.....	135
Figura 8.15, Temperatura y Batería del registrador de datos CR1000 durante el período abril a mayo del 2017.	136
Figura 8.16, Datos de potencial y temperatura del equipo durante el 11 de septiembre al 15 de noviembre del 2016.....	137
Figura 8.17, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 20 m y la temperatura registrada durante septiembre a octubre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.	137

Figura 8.18, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 40 m y la temperatura registrada durante septiembre a octubre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.	138
Figura 8.19, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 60 m y la temperatura registrada durante septiembre a octubre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.	138
Figura 8.20, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 80 m y la temperatura registrada durante septiembre a octubre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.	138
Figura 8.21, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 100 m y la temperatura registrada durante septiembre a octubre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y d) 6 horas recorridas.	139
Figura 8.22, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 20 m y la temperatura registrada durante octubre a noviembre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.	139
Figura 8.23, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 40 m y la temperatura registrada durante octubre a noviembre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.	140
Figura 8.24, Regresión lineal entre el potencial medido por el electrodo ubicado a 20 m y la temperatura registrada durante octubre a noviembre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.	140
Figura 8.25, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 80 m y la temperatura registrada durante octubre a noviembre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.	141
Figura 8.26, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 100 m y la temperatura registrada durante octubre a noviembre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.	141
Figura 8.27, Datos de potencial y temperatura del equipo durante el 9 de abril al 17 de mayo del 2017.	142
Figura 8.28, Regresión lineal entre el potencial medido por el electrodo ubicado a 20 m y la temperatura registrada durante abril a mayo del 2017 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.	142
Figura 8.29, Regresión lineal entre el potencial medido por el electrodo ubicado a 40 m y la temperatura registrada durante abril a mayo del 2017 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.	143
Figura 8.30, Regresión lineal entre el potencial medido por el electrodo ubicado a 60 m y la temperatura registrada durante abril a mayo del 2017 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.	143

Figura 9.1, Progresión de los principales tipos de sismicidad y su energía vs el tiempo antes de las erupciones en los volcanes de larga inactividad (White, 2011).....	144
Figura 9.2, Modelo geológico basado en procesos para pronosticar erupciones a través de la sismicidad (Modificado por White, 2011 de Fournier, 1999 y de Hill et al. 2002)	145
Figura 9.3, Las cuatro fases representadas por barras de color que integran el “patrón sísmico” o secuencia de tipos de eventos sísmicos puestos en evidencia en el proceso eruptivo del Volcán Ubinas. La curva azul representa la energía sísmica asociada a cada fase (Tomado de Del Carpio et al, 2016).....	146
Figura 9.4, Número de eventos sismo-volcánicos y energía durante el período marzo a diciembre 2016.....	147
Figura 9.5, Visualización en 3 dimensiones de los eventos VT en el Volcán Ubinas durante el período marzo a diciembre del 2016 clasificado en 4 etapas....	148
Figura 9.6, Mapa sísmico del Volcán Ubinas durante la Etapa A: 1 de marzo al 3 de junio 2016.....	149
Figura 9.7, Mapa sísmico del Volcán Ubinas durante la Etapa B: 4 de junio al 9 de septiembre 2016.....	150
Figura 9.8, Mapa sísmico del Volcán Ubinas durante la Etapa C: 10 de septiembre al 3 de octubre 2016.	151
Figura 9.9, Mapa sísmico del Volcán Ubinas durante la Etapa D: 3 de octubre al 31 de diciembre 2016.....	152
Figura 9.10, Comparación de resultados de la pruebas de PE a) temperatura del equipo, b) temperatura de la OMA, c) PE de los electrodos ubicados a 20 cm y d) precipitación.....	155
Figura 9.11, Comparación de los resultados de la pruebas de PE de los electrodos ubicados a 100 cm de profundidad con datos de precipitación.....	156
Figura 9.12, Comparación entre resultados de potencial espontáneo en el Volcán Ubinas a) del 9 de septiembre al 20 de octubre del 2016 y b) del 07 de abril al 18 de mayo del 2017.....	159
Figura 9.13, Resultado luego de aplicar la ecuación de regresión lineal con mejor coeficiente de determinación para datos de PE y Temperatura: a) Período septiembre a noviembre del 2016 y b) Período abril a mayo del 2017 y c) Período abril al mayo del 2017 aplicando la ecuación del electrodo ubicado a 60 m para el electrodo de 40 m.	160
Figura 9.14, Correlación entre datos del 9 de septiembre al 16 de noviembre del 2016: a) Potencial Espontáneo, b) Temperatura del equipo, c) Intensidad total del campo magnético en la estación HUA y d) Desplazamiento total de las mareas terrestres.....	162
Figura 9.15, Correlación entre datos del 7 de abril al 31 de mayo del 2017: a) Potencial Espontáneo en el Volcán Ubinas, b) Temperatura del equipo,	

c) Intensidad total del campo magnético registrado en la estación HUA y	
d) Desplazamiento total de las mareas terrestres.....	163
Figura 9.16, Modelo de circulación de fluidos al interior del Volcán Ubinas (Macedo et al., 2002).	166
Figura 9.17, Sección transversal interpretativa 2-D de un perfil W-SE del edificio volcánico a través de la cumbre de la caldera y las fumarolas del cráter sur (Gonzales et al., 2014).	167
Figura 9.18, Precipitación registradas en la Estación Meteorológica Ubinas durante el año 2016 (SENAMHI).	167
Figura 9.19, Correlación entre las señales Eléctricas y Sísmicas en el Volcán Ubinas durante septiembre a noviembre 2016: a) Señal PE de electrodos a 20 y 40 m, b) electrodos ubicados a 60, 80 y 100 m de la referencia, c) Número y energía de eventos HIB, d) VTP y e) LP1.	169
Figura 9.20, Correlación entre las señales Eléctricas y Sísmicas en el Volcán Ubinas durante abril a mayo del 2017: a) Señal PE de electrodos a 20, 40 y 60 m, b) Número y energía de eventos HIB, c) VTP, d) LP y e) TOR.	170
Figura 9.21, Esquema de la instalación óptima del electrodo en el volcán.	171
Figura 10.1, Número de eventos sismo-volcánicos y energía durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016.	172
Figura 10.2, Visualización en 3 dimensiones de los eventos VT en el Volcán Sabancaya durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016 clasificado en 5 etapas.	173
Figura 10.3, Mapa sísmico del Volcán Sabancaya durante la Etapa A: noviembre 2015 al 20 de febrero del 2016.	174
Figura 10.4, Mapa sísmico del Volcán Sabancaya durante la Etapa B: 20 de febrero al 15 de agosto 2016.	175
Figura 10.5, Mapa sísmico del Volcán Sabancaya durante la Etapa C: 15 al 27 de agosto 2016.	176
Figura 10.6, Mapa sísmico del Volcán Sabancaya durante la Etapa D: 27 de agosto al 7 de noviembre 2016.	177
Figura 10.7, Mapa sísmico del Volcán Sabancaya durante la Etapa E: 7 de noviembre al 31 de diciembre 2016.	178
Figura 10.8, Mecanismos Focales: a) Sismo 5.4 ML de Maca del 20/02/2016. b) Sismo 5.3 ML de Ichupampa del 15/08/2016.	179

LISTA DE TABLAS

Tabla 5.1, Información de las estaciones pertenecientes a la red de Monitoreo del Volcán Ubinas	62
Tabla 5.2, Información de las estaciones pertenecientes a la red de Monitoreo del Volcán Sabancaya.....	63
Tabla 5.3, Teclas utilizadas para el picado de fases.....	73
Tabla 5.4, Modelo de velocidades de Dorbath et al., (1991).	74
Tabla 5.5, Datos mostrados en la base de datos obtenida con la localización de eventos mediante el programa HYPOELLIPSE.	75
Tabla 6.1, Ubicación de electrodos de medición continua de Potencial Espontáneo en el Volcán Ubinas.....	81
Tabla 6.2, Descripción de cables en cada puerto del Registrador CR1000.	96
Tabla 7.1, Ocurrencia de sismos volcánicos por mes en el Volcán Ubinas.....	113
Tabla 7.2, Ocurrencia de sismos volcánicos por mes en el Volcán Sabancaya.	118
Tabla 10.1, Parámetros de los mecanismos focales de los sismos con magnitud mayor a 5 ML durante el período de análisis (Fuente Global Centroid Moment Tensor).	179

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Un Volcán es una estructura geológica por la que el magma originado en el interior de la tierra emerge al exterior. El magma es un fluido compuesto por minerales fundidos (sobre todo silicatos) con algunos fragmentos de roca todavía sólidos, y con una cantidad variable de gases disueltos. El ascenso de magma ocurre en episodios de actividad violenta denominados erupciones, que pueden variar en intensidad, duración y frecuencia. Estas estructuras son monitoreadas continua y permanentemente con el objeto de identificar alguna condición anómala precursora que permita el pronóstico de un proceso eruptivo y reducir el riesgo volcánico al que están expuestos los poblados aledaños.

En el área de la vulcanología se disponen de diversos Métodos Geofísicos para monitorear la actividad de un volcán, resaltando entre ellos la sismología volcánica, la que permite obtener información de la dinámica de su actividad, así como también información de eventuales cambios estructurales que puedan afectar al cono o sus inmediaciones. Otro método geofísico empleado es el de Potencial espontáneo, el cual es aplicado para localizar zonas de transferencia hídrica subterránea, asociadas a grandes estructuras de edificios volcánicos.

Este estudio está orientado al pronóstico de una Erupción Volcánica en los Volcanes Ubinas y Sabancaya. El término pronosticar se refiere a predecir algo futuro a partir de indicios (Real Academia Española, 2014), es por ello que a partir de la identificación de señales en el Volcán Ubinas (señales sísmicas durante el período marzo a diciembre del 2016 y las señales eléctricas en el período setiembre a noviembre del 2016 y durante abril a mayo del 2017) y de las señales sísmicas en el Volcán Sabancaya (período noviembre del 2015 a diciembre del 2016) se pretende mejorar los modelos existentes en ambos volcanes para el pronóstico de erupciones.

En el presente capítulo se hace una descripción general de las ubicaciones geográficas de ambos volcanes. Así mismo, se dan a conocer los objetivos, metodología e importancia del estudio y una breve reseña de los trabajos anteriores que sirvieron de referencia.

1.1. UBICACIÓN

Como información general se detalla la ubicación geográfica, accesibilidad y principales características de los Volcanes Ubinas y Sabancaya. Cabe mencionar que estos volcanes se encuentran a una distancia aproximada, el uno del otro, de 120 km en dirección N 120° (rumbo N 60° O, dirección andina).

1.1.1. Volcán Ubinas

Se encuentra ubicado ~70 km al Este de la ciudad de Arequipa; en la Cordillera Occidental de los Andes del Sur de Perú, localizado al extremo de una altiplanicie volcánica y es surcado por los valles Ubinas y Para, en su sector Sur y Sureste. Políticamente, el Volcán Ubinas se localiza en el distrito de Ubinas, provincia de General Sánchez Cerro, y departamento de Moquegua (Figura 1.1). Se encuentra ubicado en las siguientes coordenadas UTM (WGS 84):

X:	297401.97 m
Y:	8192031.28 m
Zona:	19 Sur

La altura máxima del edificio volcánico es de 5636 m.s.n.m., cubre un área de ~65 km² y un volumen de ~54 km³ (Rivera et al., 2011).

1.1.2. Volcán Sabancaya

El Volcán Sabancaya pertenece al complejo volcánico Ampato-Sabancaya (CVAS), el cual se encuentra ubicado a 70 km al NW de la ciudad de Arequipa, en la Cordillera Occidental de los Andes del sur del Perú. El CVAS está situado en la provincia de Caylloma, departamento de Arequipa (Figura 1.2). Las coordenadas UTM (WGS 84) son:

X:	194639.565 m
Y:	8252963.912 m
Zona:	19 Sur

La cumbre del Sabancaya está a 5980 m.s.n.m., cubre un área de 65 a 70 km² y representa un volumen de aproximadamente 6-7 km³ (Rivera et al., 2016).

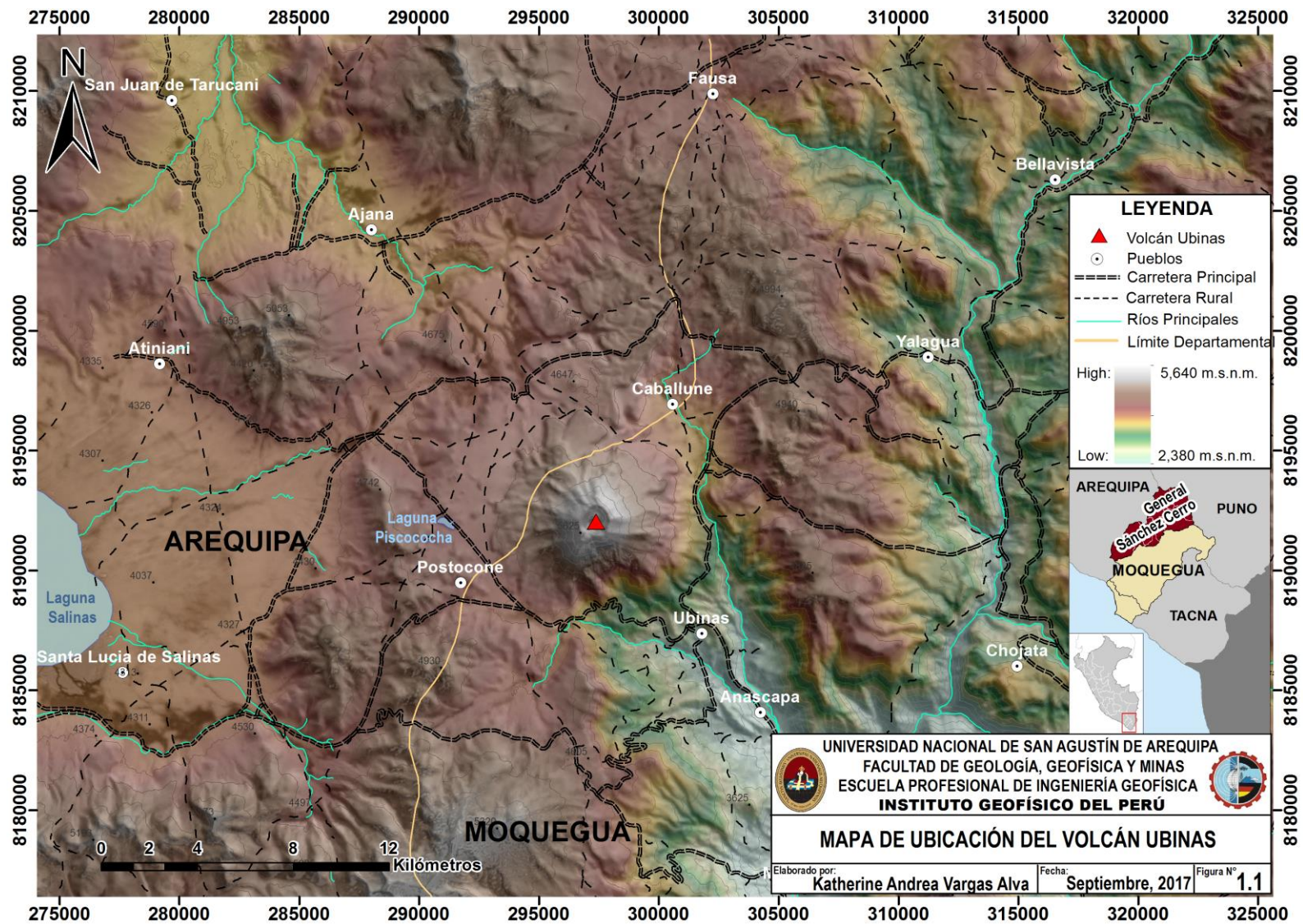


Figura 1.1, Mapa de ubicación del Volcán Ubina.

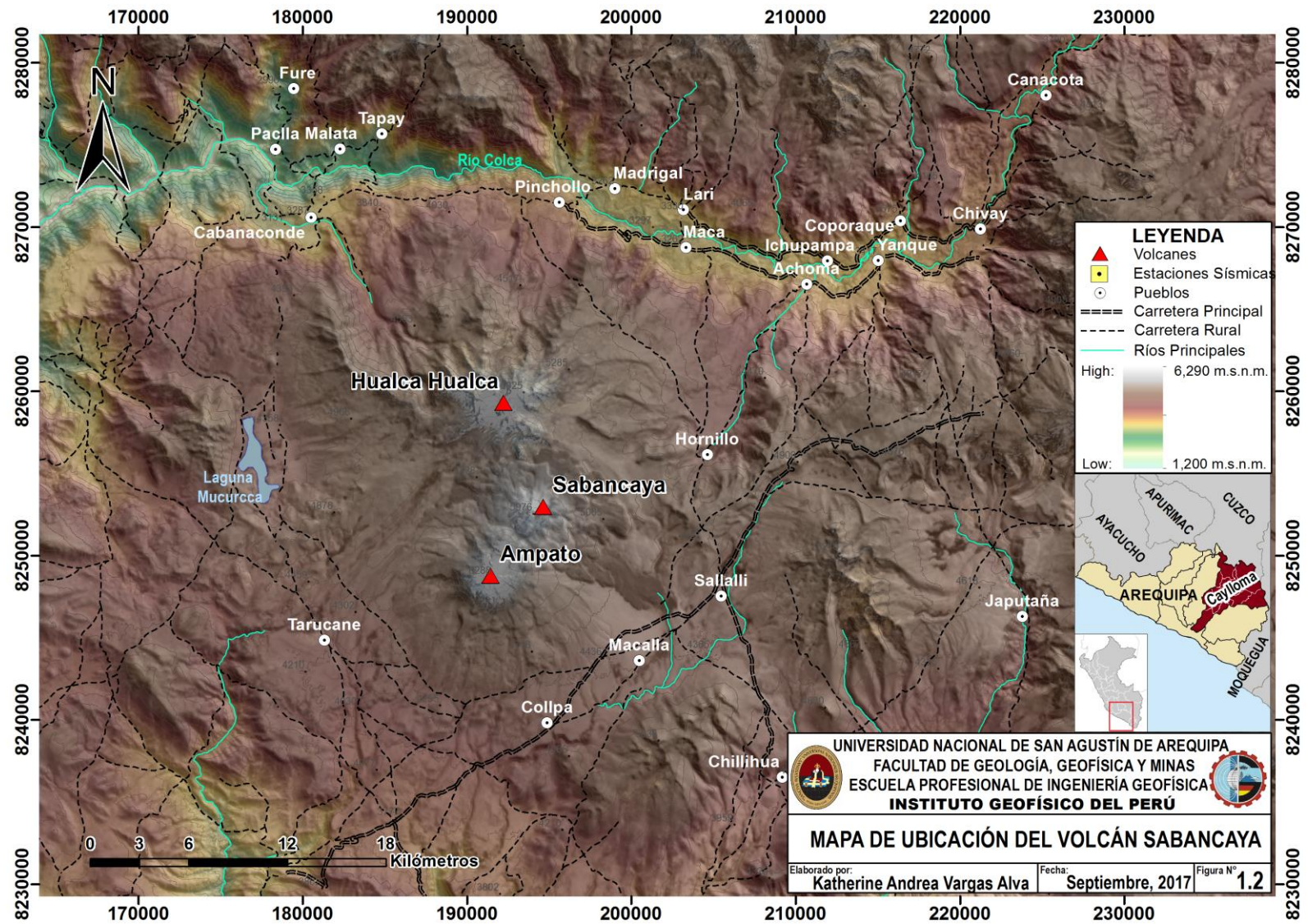


Figura 1.2, Mapa de ubicación del Volcán Sabancaya.

1.2. ACCESIBILIDAD

1.2.1. Volcán Ubinas

Las principales vías de acceso al Volcán Ubinas desde la ciudad de Arequipa son las siguientes (Rivera et al., 2011):

- Carretera afirmada Arequipa – Chiguata – Santa Lucia de Salinas – Tite – Vizcachani –Volcán Ubinas;
- Carretera afirmada Arequipa – Chiguata – Santa Lucia de Salinas – Logén – Volcán Ubinas.
- Carretera afirmada Arequipa – Polobaya – volcán Pichu Pichu – Santa Lucia de Salinas – Logén – Volcán Ubinas.

1.2.2. Volcán Sabancaya

La principal vía de acceso al complejo volcánico Ampato- Sabancaya es la que se dirige de la ciudad de Arequipa a la localidad de Chivay. Siguiendo esta vía se arriba a la localidad de Sumbay y luego se prosigue hasta el sector de Patapampa; de donde parte un desvío con dirección W y SW. Esta última vía corresponde a una trocha carrozable y angosta, la cual pasa al norte del nevado Ananta y continúa hacia la Hacienda Sallalli y el caserío de Cajamarcana, desde allí se observa el flanco Este del CVAS. Por esta vía de acceso es difícil transitar con vehículos ligeros debido a la intensa acumulación de limo, arena y grava dispersos en toda la altiplanicie.

La otra vía de acceso es la que se dirige desde la localidad de Yura hacia el poblado de Huanca (parcialmente asfaltada). Posteriormente se prosigue hacia el poblado de Taya. De este último pueblo parte una trocha carrozable angosta en dirección NE, que asciende rumbo al sector sur del CVAS y a la vez conduce a la Hacienda Sallalli.

Existe una tercera vía de acceso desde la localidad de Huambo (provincia de Caylloma), de donde parte una trocha carrozable y poco conservada con dirección SE. Por esta vía se accede hacia el flanco occidental del CVAS (Rivera et al., 2016).

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo General

- Establecer modelos de pronóstico para futuras erupciones en los Volcanes Ubinas y Sabancaya.

1.3.2. Objetivos Específicos

- **Del Volcán Ubinas**

- Analizar el patrón de sismicidad en el período marzo a diciembre del 2016 en el Volcán Ubinas.
- Mejorar el método de potencial espontáneo en registro continuo, con la realización de pruebas a diferentes concentraciones de solución de sulfato de cobre y bentonita, así como profundidad de los electrodos.
- Analizar las señales eléctricas obtenidas en el Volcán Ubinas mediante el registro continuo de potencial espontáneo en busca de consecuencias de alguna perturbación del sistema hidrotermal antes de una erupción.
- Correlacionar la señal sísmica y de potencial espontáneo en el Volcán Ubinas con la finalidad de mejorar los métodos de pronóstico de erupciones.

- **Del Volcán Sabancaya**

- Analizar el patrón de sismicidad en el período noviembre 2015 a diciembre 2016 en el Volcán Sabancaya.
- Generar mapas sismo-volcánicos para el análisis de la distribución espacial de eventos volcano-tectónicos en el Volcán Sabancaya y comprender mejor su dinámica interna.

1.4. METODOLOGÍA

Se puede establecer tres etapas en la realización de este estudio:

La *primera etapa* consistió en la búsqueda de información sobre temas tales como sismología volcánica, principio y aplicaciones del método de Potencial Espontáneo, aspectos geológicos y estructurales de los Volcanes Ubinas y Sabancaya, revisión de manuales de los equipos que registran las señales sísmicas y eléctricas, así como de trabajos anteriores realizados en las zonas de estudio. En esta etapa también fue necesario implementar los softwares a utilizar en la siguiente fase.

En la *segunda etapa* se realizó el procesamiento de los datos, es decir el análisis de las señales sísmicas y eléctricas de los Volcanes Ubinas y Sabancaya aplicando los conocimientos y criterios adquiridos en la etapa anterior. También se realizaron pruebas de potencial espontáneo para conocer la mejor concentración (sulfato-bentonita), profundidad óptima de los electrodos, entre otras condiciones para mejorar el registro de las señales eléctricas.

Por último, la *tercera etapa* correspondió a la interpretación de los resultados, efectuando una correlación entre el análisis sismo-volcánico y de potencial espontáneo en el Volcán Ubinas, y así mismo se realizó el análisis de la actividad sismo-volcánica en el Volcán Sabancaya, con el fin de establecer modelos para el pronóstico de erupciones en ambos volcanes.

1.5. IMPORTANCIA DEL ESTUDIO

Siendo los Volcanes Ubinas y Sabancaya, los dos volcanes más activos de nuestro país, es necesario conocer con el mejor detalle el proceso eruptivo de cada volcán, para mejorar la certeza del pronóstico y reducir el riesgo volcánico a que están expuestos los poblados de las inmediaciones. Cabe resaltar que durante la realización de esta tesis, fue la primera vez que dos volcanes del sur del Perú registraron actividad eruptiva en paralelo. Es por ello el interés de correlacionar dos métodos geofísicos muy útiles para el monitoreo de volcanes, como son la sismología volcánica (señales sísmicas) y el potencial espontáneo (señales eléctricas).

1.6. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN

A continuación se presenta un resumen de los artículos, tesis, boletines consultados para la elaboración de este trabajo, ordenados según el año de publicación.

1.6.1. Volcán Ubinas

- **2000**, Gonzales, K. presentó el artículo “Método del Potencial Espontáneo aplicado al volcán Ubinas y Métodos Geoquímicos”, cuyos análisis de los perfiles le permitió delimitar el volcán en tres zonas: Hidrogeológica, de Transición e Hidrotermal, además de una anomalía negativa concéntrica que se interpretó como una antigua caldera de 6 km de diámetro.
- **2001**, Gonzales, K. en su tesis “Estudio estructural y del sistema hidrotermal del Volcán Ubinas aplicando métodos geofísicos y geoquímicos” muestra un análisis más detallado de lo que previamente fue presentado en el artículo del año 2000.
- **2002**, Macedo et al. presentaron el estudio denominado “Estudio Estructural y del Sistema Hidrotermal del Volcán Ubinas por Métodos Geofísicos y Geoquímicos”, en el que a partir de las medidas de potencial espontáneo y el cálculo de coeficientes de electrofiltración, delimitaron el volcán en tres zonas principales y varios horizontes: Zona Hidrogeológica (con 5 horizontes geoelectrónicos), Zona de Transición y Zona Hidrotermal (con una zona baja de convección y otra alta de convección). Este estudio se complementó con un monitoreo de la actividad sísmica que reveló una permanente sismicidad bajo el edificio.
- **2008**, Taipe, E. presentó la tesis “Análisis de la Actividad Sísmica del Volcán Ubinas para el período marzo-abril de 1998” en el que concluye una marcada alineación de la actividad sísmica respecto al cráter del volcán y además la ubicación de estos coinciden con las estructuras internas (caldera cumbre y caldera antigua) develadas en el trabajo de Gonzáles.
- **2012**, Machacca, R. en su tesis “Evaluación de Eventos Sísmicos de Largo Período (LP), como Precursores en las Explosiones del Volcán Ubinas, 2006-2009” analiza el incremento de eventos LP antes de explosiones.
- **2014**, Gonzales et al. presentaron el artículo “Asymmetrical structure, hydrothermal system and edifice stability: The case of Ubinas volcano, Peru, revealed by geophysical surveys” en el cual los perfiles de PE se interpretaron como el resultado de una zona hidrotermal superpuesta en una zona

hidrogeológica en las partes superiores de la edificación. El modelo de resistividad de los sondeos audio-magnetotéluricos (AMT) muestra la presencia de un cuerpo conductor debajo de la cumbre a una profundidad comparable a la del fondo del cráter, donde ocurren manifestaciones hidrotermales intensas.

- **2015**, Ortega, M. presentó la tesis “Caracterización de Sismos tipo Tornillo registrados durante la Crisis del Volcán Sabancaya 2013 y del Volcán Ubinas 2014”.
- **2015**, Coppola et al. presentaron el estudio: “Magma extrusion during the Ubinas 2013-2014 eruptive crisis based on satellite thermal imaging (MIROVA) and ground-based monitoring” en el que sugieren que la crisis eruptiva 2013-2014 se puede subdividir en tres fases principales: (i) intrusión de magma poco profunda, (ii) extrusión y crecimiento de un tapón de lava en la parte inferior del cráter de la cumbre (iii) interrupción del tapón de lava y disminución gradual de la actividad explosiva.
- **2016**, Del Carpio et al. en el estudio “A New Method for Volcanic Eruption Forecasting applied with success on Ubinas Volcano”, explican un patrón sísmico que se produce al principio, durante y después del rápido ascenso del magma a la superficie: (1) sismos tipo tornillo y volcano-tectónicos proximales, (2) eventos tremor, (3) sismos híbridos, (4) explosiones seguidas de tremor.

1.6.2. Volcán Sabancaya

- **2002**, Antayhua, Y. presentó la tesis “Análisis de la actividad sísmica en la región del Volcán Sabancaya y los sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998)”
- **2003**, Antayhua, J. & Tavera, H. en el trabajo “Volcanes y Sismicidad en la región del Volcán Sabancaya (Arequipa)” analizan la sismicidad del volcán en dos períodos: 1990-1995 y 1-15 de julio del 2002. También hicieron un análisis de los sismos de los sismos de Maca (1991) y Sepina (1992)
- **2003**, Pritchard, M. en su tesis doctoral “Deformación reciente de la corteza en el centro-oeste de América del Sur”, plantea que la cámara magmática del Volcán Sabancaya estaría ubicada entre 15 a 20 km por debajo del Hualca Hualca.
- **2013**, Macedo et al. en el estudio “Monitoreo de la Intranquilidad observada en el Volcán Sabancaya (Perú) en 2013, y su aporte a la Gestión del Riesgo Volcánico”, sugieren un proceso de reactivación muy probable del Volcán

Sabancaya a partir del 22 de febrero del 2013, estimando que el magma involucrado en la próxima erupción sería del orden de los 6.6 Mm³, lo cual correspondería a una erupción muy moderada (IEV2).

- **2014**, Torres, J. presentó la tesis “Evaluación de la Actividad Sismovolcánica asociada a la intranquilidad del Volcán Sabancaya, período enero - julio 2013”. en el que indica que según el modelo de White (2013), el volcán se encuentra en la primera etapa, sismicidad distal precursora de alta frecuencia.
- **2015**, Ortega, M. presentó la tesis “Caracterización de Sismos tipo Tornillo registrados durante la Crisis del Volcán Sabancaya 2013 y del Volcán Ubinas 2014”.

CAPÍTULO II

TECTÓNICA Y GEOLOGÍA

Se pueden considerar dos tipos de volcanismo: el *primero*, abarca a los volcanes originados entre dos placas oceánicas divergentes, en el que asciende magma fluido (erupciones con flujos de lava). El *segundo*, es asociado a procesos de subducción, que es típico de los volcanes de la región Sur del Perú, en que la placa oceánica que se introduce por debajo de la placa continental, se deshidrata debido al aumento de temperatura (fusión de las rocas). El fluido que allí se forma, se remonta a través de la placa superior para dar origen a magmas viscosos (erupciones explosivas).

2.1. CARACTERÍSTICAS TECTÓNICAS DE LOS ANDES

Los Volcanes Ubinas y Sabancaya se encuentran en la Zona Volcánica de los Andes Centrales, la cual se extiende desde las latitudes del lago Titicaca hasta aproximadamente el límite sur del desierto de Atacama (14°S a 28°S). Esta zona comprende todos los volcanes activos del Perú y Bolivia aparte de varios volcanes en Chile y Argentina. La zona volcánica central se caracteriza por la relativa abundancia de productos volcánicos altamente diferenciados como lo es la riolita y dacita, considerándose la mayor provincia de ignimbritas del Terciario superior en el mundo (De Silva, 1989).

En la Figura 2.1, tomada del estudio presentado por Pritchard (2003), se muestra un mapa en relieve sombreado de la Zona Volcánica de los Andes Centrales incluyendo los 1113 potenciales edificios volcánicos compilados por Silva y Francis (1991) (triángulos negros), y volcanes potencialmente activos (triángulos rojos), más otros volcanes que él encontró durante su estudio. Los círculos amarillos muestran volcanes activamente deformantes encontrados en el estudio de Pritchard, los círculos de color celeste muestran la ubicación de los campos geotérmicos y las líneas celestes delimitan las grandes calderas silíceas enumeradas por Silva y Francis (1991) y Riller, et al. (2001). En la parte superior derecha de la figura, es mostrada (recuadro rojo) la Zona Volcánica Central (CVZ) en relación con las otras zonas volcánicas sudamericanas: Zona Volcánica del Norte (NVZ), Zona Volcánica del Sur (SVZ) Y la Zona Volcánica Austral (AVZ). La línea roja en el océano es la ubicación de la fosa de la zona de subducción. Los contornos de cuadrados negros muestran la ubicación de los datos de radar utilizados en

el estudio de Pritchard. En esta figura se ha modificado de color verde la ubicación de los Volcanes Ubinas y Sabancaya, junto con algunas fotografías de estos volcanes.

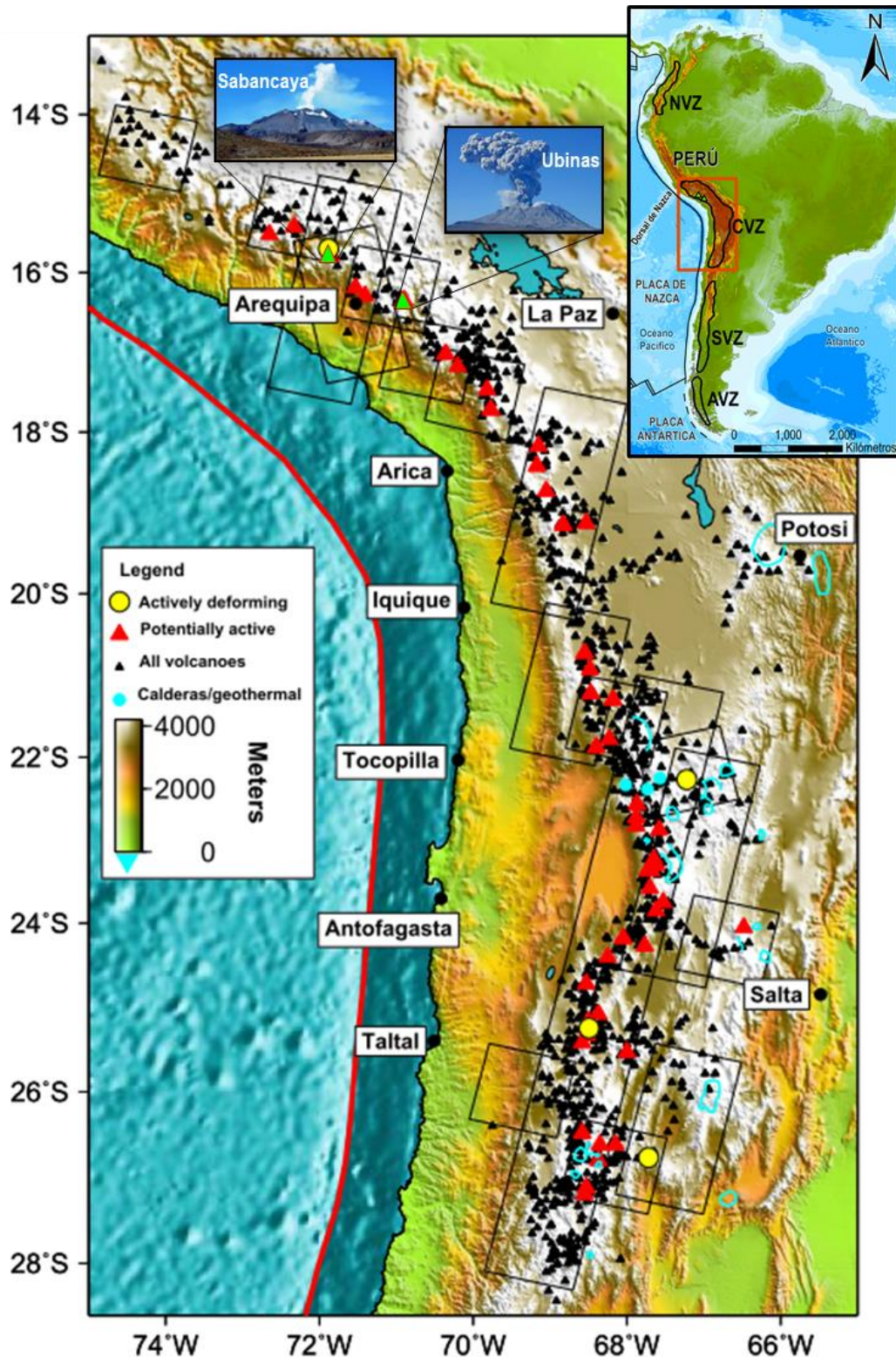


Figura 2.1, Zona Volcánica de los Andes Centrales. Se muestra la ubicación de los volcanes Sabancaya y Ubinas (triángulos verdes), los volcanes potencialmente activos (triángulos rojos) y potenciales edificios volcánicos (triángulos negros) junto con una imagen de las zonas volcánicas de América del Sur (esquina superior derecha). (Tomado y modificado de Pritchard, 2003)

Cabe resaltar que la formación de la Zona Volcánica de los Andes Centrales ha sido generada gracias al proceso de subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental Sudamericana (Figura 2.2).

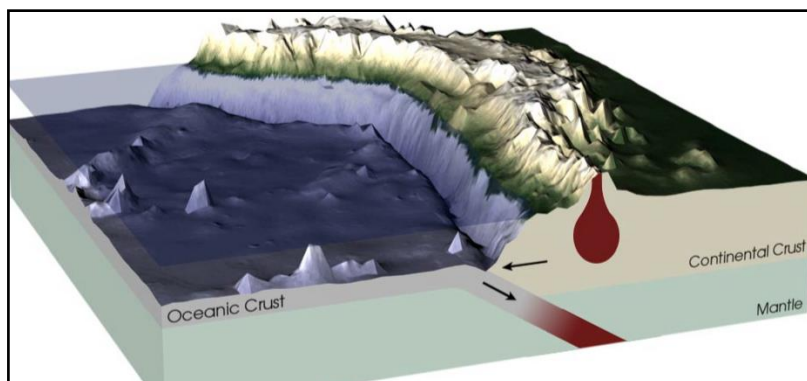


Figura 2.2, Perspectiva tridimensional de la subducción de la placa de Nazca debajo de América del Sur dentro del área de estudio de Pritchard, mostrando la batimetría, topografía, estructura de la corteza y magmatismo del arco volcánico. (Imagen creada por Robert Simmon, Goddard Space Flight Center). (Tomado de Pritchard, 2003).

En el estudio realizado por Tavera y Buforn (1998) sobre Sismicidad y Sismotectónica del Perú, definen tres perfiles verticales de sismicidad los cuales son mostrados en la Figura 2.3:

- **En el perfil A-A'** se observa que la profundidad de los sismos aumenta de Oeste a este, con focos a menos de 50 km en la zona oceánica, los cuales van aumentando de profundidad hasta 150 km en el continente. Entre 200 y 450 km de distancia se observa una disminución en el número de sismos, y son de profundidades más superficiales, lo que puede interpretarse como una posible laguna sísmica para la sismicidad intermedia. A partir de los 450 km aumenta nuevamente el número y profundidad de los sismos hasta una profundidad de 150 km y distancia de 700 km.
- **En el perfil B-B'** se observa que la distribución de focos sigue el patrón anterior, pero sin la posible laguna sísmica. En ambos casos y hasta 100-150 km de profundidad, la distribución de los focos sigue una línea con 30° aproximadamente y a partir de esta profundidad (distancia de 200 km) el límite de las placas es casi horizontal (10° aproximadamente).
- **En el perfil C-C'**, la distribución vertical de los hipocentros presenta características diferentes, ya que la profundidad de los sismos aumenta linealmente hacia al Este con una pendiente de 25-30° hasta 300 km de profundidad. Pero, los sismos de foco intermedio sólo se localizan hasta una distancia de 400 km a partir de la línea de fosa. A distancias mayores, se observa la presencia de sismos con foco superficial y profundo.

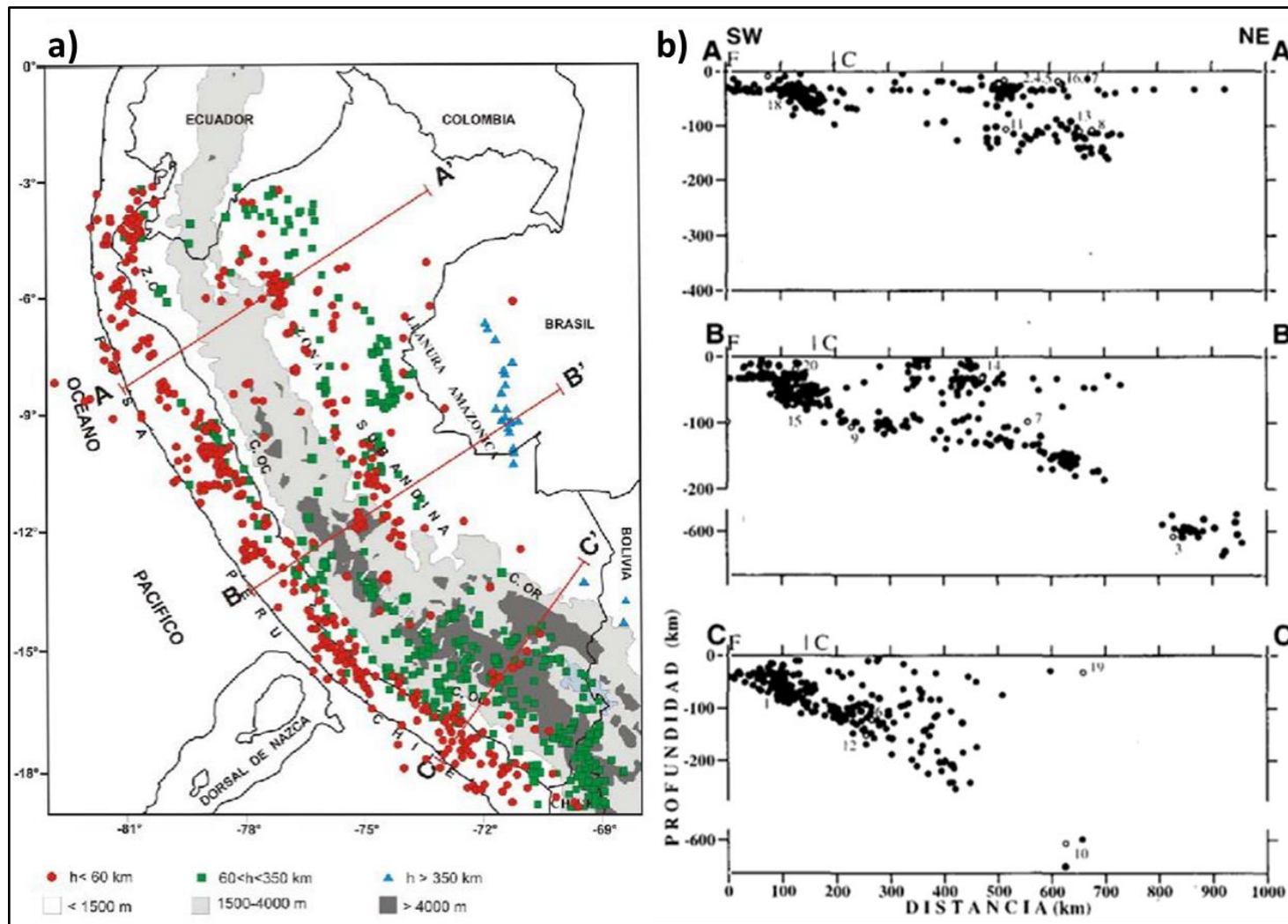


Figura 2.3, Sismicidad de Perú para el período 1960-1995, $mb \geq 5$ (NEIC) complementado con datos del Instituto Geofísico del Perú. a) Distribución de epicentros con foco superficial ($h < 60$ km), intermedio ($60 < h \leq 350$ km) y profundo ($h > 350$ km) (Antayhua, 2002). b) Perfiles verticales de sismicidad, donde F corresponde a la localización de la línea de Fosa y C de la costa (Tavera y Bufo, 1998).

La distribución de los sismos en profundidad sugieren que la placa de Nazca subduce por debajo del borde Oeste de Sudamérica de dos modos diferentes conocidos como subducción subhorizontal y normal, como se muestra en la Figura 2.4 (Bernal & Tavera, 2002):

- **La subducción “subhorizontal”** está presente en las regiones Norte–Centro y se caracteriza por que se inicia con un ángulo del orden de 25° - 30° hasta alcanzar una profundidad de 120 km en promedio a partir de la cual, la placa se desplazaría de manera horizontal hasta distancias de 750 km en la región Norte y 500 km en la región Centro, ambas desde la línea de fosa (Figura 2.4a).
- **La subducción “normal”** está presente en la región Sur y aquí, la placa de Nazca subduce con un ángulo de 30° de manera continua hasta una profundidad de 250 km y hasta una distancia de 450 km desde la línea de fosa, lo que favorece al vulcanismo (Figura 2.4b).

Entre ambos modos de subducción, se produciría la contorsión de la placa.

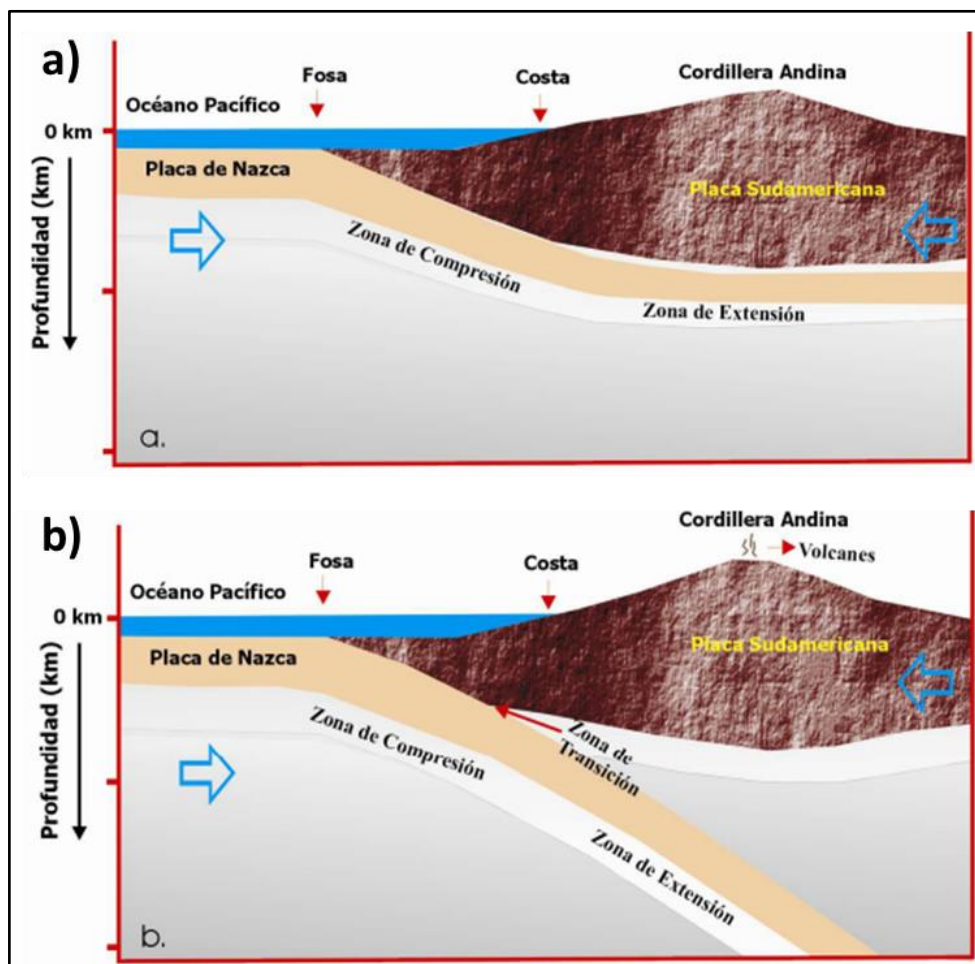


Figura 2.4, Esquema del modelo de subducción de la Placa Oceánica (Nazca) bajo la Continental (Sudamericana), las flechas azules indican la dirección de desplazamiento de las placas. a) Región Norte y Centro. b) Región Sur (Tomado de Bernal & Tavera, 2002).

2.2. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN UBINAS

El Volcán Ubinas está asentado en el margen NW de una depresión erosionada alargada NNW-SSE. Grandes deslizamientos formaron cicatrices en las laderas altas y empinadas del lado occidental de la depresión. La tendencia general de la depresión también sigue el patrón de la falla regional. Pequeñas fracturas de tendencia similar cortan el piso de la caldera y el flanco sur del edificio (Thouret et al., 2005).

2.2.1. Características Estructurales

Según Rivera et al. (2011) se distinguen estructuras tales como fallas y fracturas (Figura 2.5), tanto de carácter regional como local:

a) Estructuras de extensión regional

- Sistema de fallas normales de orientación NO-SE que se prolonga desde el flanco sur del Ubinas hacia el valle del río Tambo (Lavallée et al., 2009).
- Fracturas y fallas con rumbo N 24° W a N 32° W al Este, Norte y Oeste del Volcán Ubinas, cuya cinemática no ha sido aún determinada.
- Fracturas con rumbo N 64° W al sur del Ubinas.
- Falla de rumbo N 42° W, dentro del valle de Ubinas, la cual se prolonga desde la confluencia de los ríos Ubinas y Tambo hasta la parte baja del Volcán Ubinas (flanco sur). Fracturas con una orientación similar son observadas al Este y NE del Ubinas (cañón del río Tambo).

b) Estructuras de extensión local

- Falla de rumbo N 30° W que cruza la caldera y cráter del Volcán Ubinas.
- Falla de rumbo N 35° W en el flanco sur del Volcán Ubinas, la que posiblemente ha contribuido en la desestabilización de dicho flanco.
- Dentro del edificio volcánico existen fracturas verticales con rumbos N 6° E, N 10° E y N 160° E.

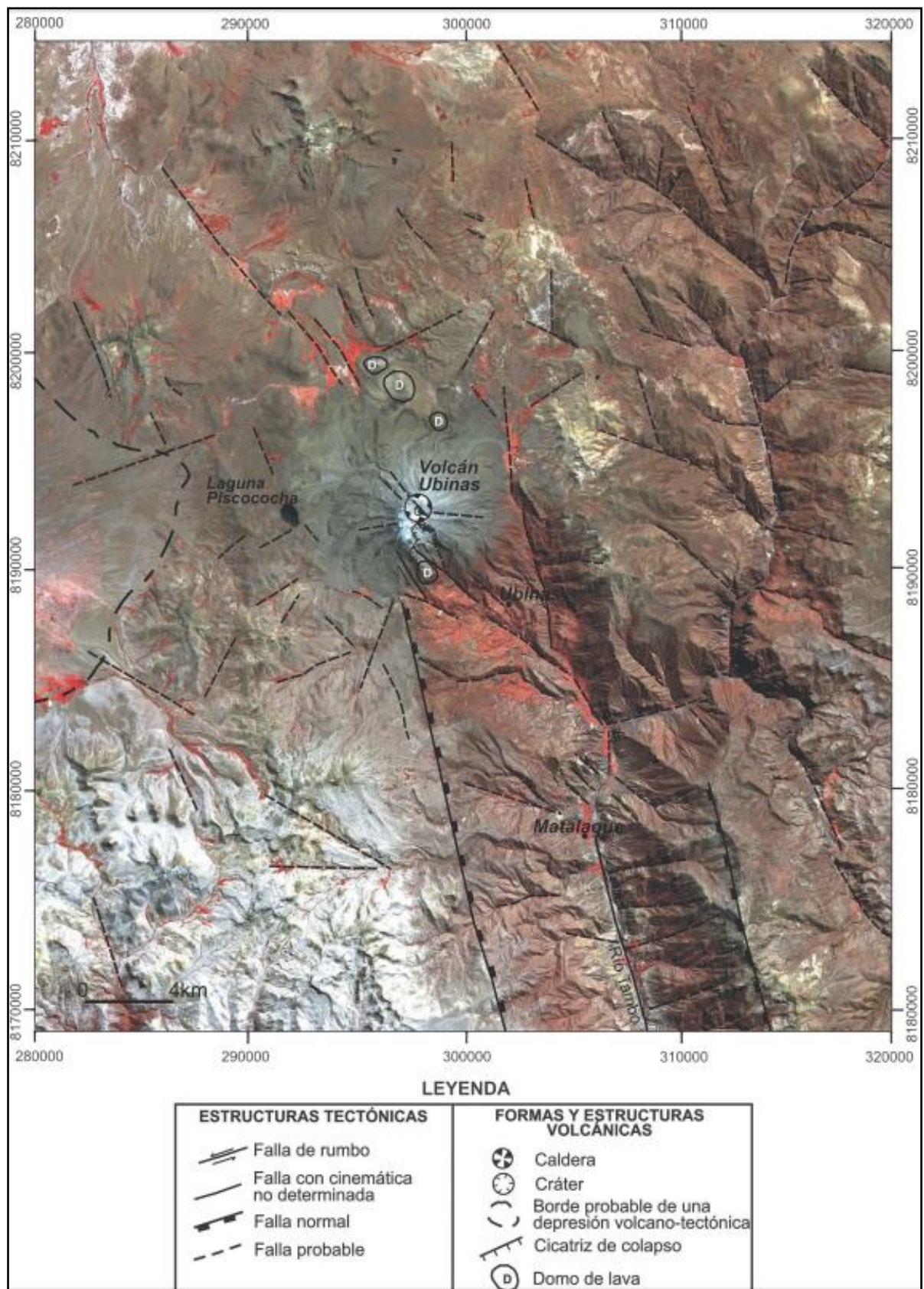
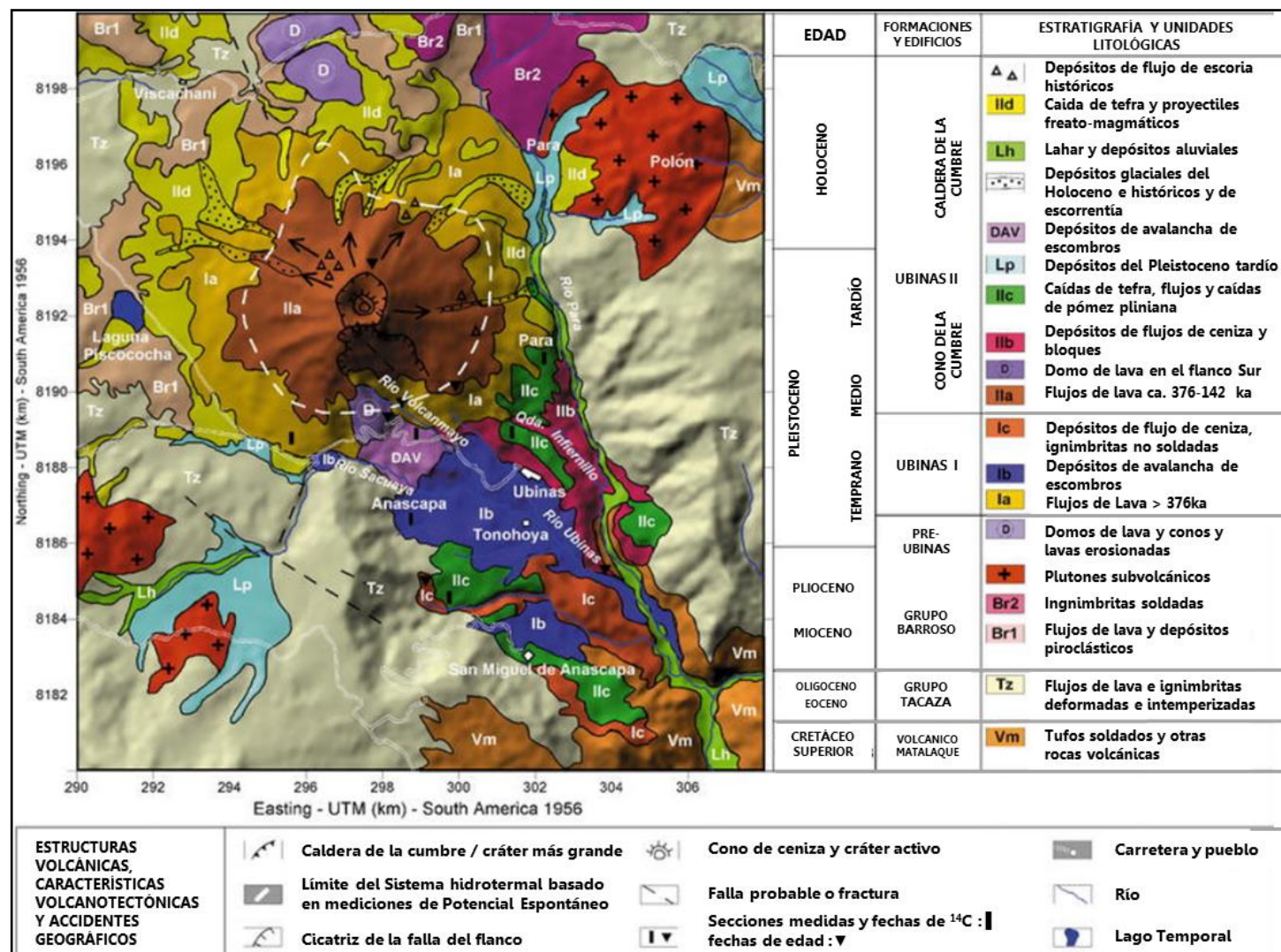


Figura 2.5, Imagen Aster donde se muestran lineamientos y fallas existentes en el Volcán Ubinas y áreas aledañas. (Rivera et al., 2011)

2.2.2. Estratigrafía

Las unidades litológicas más antiguas que afloran en áreas aledañas al Volcán Ubinas corresponden a las secuencias volcánicas que datan del Cretáceo inferior al Pleistoceno y son: Formación Matalaque, Volcánico Llallahui (Grupo Tacaza) y el Grupo Barroso. Estas unidades forman parte del substrato del Ubinas (Rivera et al., 2011). La historia eruptiva de este volcán se divide en dos períodos (Figura 2.6):

- **Ubinas I** (>370 ka). Se caracterizó por presentar una actividad principalmente efusiva, que emplazó coladas de lava andesíticos y dacíticos que constituyen la base del volcán. Posteriormente, se produjo un colapso del flanco sur generando depósitos de avalanchas de escombros que ocupan aproximadamente 2.8 km³ de volumen.
- **Ubinas II** (370 ka - actualidad). Luego del emplazamiento de la avalancha de escombros, se produjo el crecimiento y destrucción de domos que generaron flujos de bloques y cenizas, seguidos de flujos de lavas que forman la base del cono superior del volcán. A continuación, se produjo el emplazamiento de una secuencia de flujos de pómez y cenizas asociados a un probable colapso de una caldera antigua del volcán. Posteriormente, entre ~250 y 170 ka se produjo el crecimiento y destrucción de domos que generaron flujos de bloques y cenizas y sobre ello se observan depósitos de pómez y ceniza. En una última etapa, (~16 ka) se produjeron erupciones explosivas plinianas, freatomagmáticas, freáticas y vulcanianas que formaron la caldera de la cumbre. Hace casi 3,670 años ocurrió un segundo colapso del flanco sur del volcán, formando un depósito de avalancha de escombros con volumen aproximado de 1,6 km³. Por último, hace menos de 1000 años, ocurrió la última erupción pliniana del Ubinas que generó un depósito de caída de lapilli de pómez andesítico a 6 km al SE del cráter del volcán. Luego de ésta erupción, la actividad estuvo caracterizada por erupciones explosivas de magnitud baja (IEV 1-3) de tipo vulcaniana.



2.2.3. Actividad Volcánica Histórica

El estudio de Rivera et al. (2011) muestra una recopilación de los estudios de Simkin y Siebert (1994), Hantke y Parodi (1966), Rivera (1998), y una selección de relatos, diarios y encuestas. De esta lista, la mayoría de actividades volcánicas tienen un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) de 2 y 3.

El IEV se utiliza para indicar la magnitud de las erupciones volcánicas, el cual registra la cantidad de material volcánico expulsado, la altitud que alcanza la erupción, y cuánto tiempo dura. Un IEV de 2 indica una erupción de tipo explosiva, con una altura de la nube eruptiva que va de 1 a 5 km y más de 1 millón de m³ de material arrojado. Un IEV de 3 indica una erupción de tipo violenta, con una altura de la columna eruptiva que va de 5 a 15 km y más de 10 millones de m³ de material arrojado.

A continuación se presenta un resumen de la actividad histórica del Volcán Ubinas según el año de ocurrencia:

- **1550**, erupción de tipo central y explosiva con un IEV de 2.
- **1599**, erupción explosiva moderada que duró desde el 7 al 22 de febrero, con IEV de 2 y caída de cenizas grises cerca de Arequipa.
- **1600**, erupción de tipo explosiva. Posiblemente se refiere a la erupción del volcán Huaynaputina.
- **1662**, erupción explosiva moderada de IEV igual o mayor a 2. Las cenizas llegaron hasta las pampas de Sama y Locumba.
- **1667**, erupción central y explosiva de IEV de 3 donde fueron emitidas cenizas y flujos de escorias encontradas al NW y N del volcán.
- **1778**, erupción de tipo explosiva.
- **1784**, erupción de tipo central y explosiva con IEV de 2. Alta actividad fumarólica y emisión de cenizas.
- **1826**, erupción explosiva con IEV igual a 2.
- **1830**, erupción explosiva con IEV igual a 2.
- **1862**, erupción explosiva con IEV igual a 2.
- **1865**, erupción de tipo central y explosiva con emisión de cenizas grises, IEV- 2.

- **1867**, erupción de tipo central y explosiva que ocurrió entre el 24 al 28 de mayo con un IEV de 2.
- **1869**, erupción ocurrida en el mes de octubre, de tipo central y explosiva, IEV- 2.
- **1906**, erupción ocurrida en octubre, de tipo central y explosiva, IEV- 2.
- **1907**, erupción de tipo central y explosiva con IEV igual a 2.
- **1912-1913**, erupción explosiva con IEV igual o mayor a 2, con emisión de cenizas negras acompañados de movimientos sísmicos. Las cenizas cayeron sobre Ubinas, Chojata y Yalahua afectaron tierras de cultivo y murieron ganados por epidemias.
- **1923-1925**, erupción explosiva con emisión de cenizas calientes de color gris acompañada de movimientos sísmicos de baja intensidad. Flujos de barro se desplazaron por los flancos S y SE. Las cenizas llegaron a Arequipa.
- **1936**, erupción explosiva y fumarólica con IEV igual a 2 o 3 ocurrida entre el 3 de enero al mes de julio. Hubo emisiones de cenizas grises acompañados de movimientos sísmicos de baja intensidad. Las cenizas cubrieron los terrenos de sembríos malogrando las cosechas.
- **1937**, erupción central y explosiva ocurrida entre mayo y julio, con un IEV de 2. Las cenizas destruyeron terrenos de cultivo y generaron epidemias en el valle de Ubinas.
- **1951**, erupción central y explosiva con IEV de 2, ocurrida entre mayo y el 21 de octubre. Pobladores, animales y cosechas fueron afectados, muchos de ellos perecieron sepultados por la nieve.
- **1956**, erupción explosiva y fumarólica con IEV igual a 2. Inició en el mes de mayo con emisión de cenizas y culminó en octubre. Causó daños en los terrenos agrícolas del valle de Ubinas
- **1969**, erupción de tipo explosiva, ocurrida entre los meses de mayo y diciembre, con un IEV de 2. En el Valle de Ubinas las cenizas destruyeron los cultivos y afectaron a la población.
- **1995-1996**, alta actividad fumarólica ocurrida entre diciembre y abril, con un IEV de 1. Fue reportado por el IGP e IRD. La actividad fumarólica consistía en "bocanadas" de gases que se desplazaban por las mañanas y las noches por encima de la cumbre del volcán. La altura promedio que las fumarolas alcanzaron fue de 300 a 700 m y esporádicamente alrededor de un kilómetro.

Las fumarolas estuvieron constituidas de vapor de agua y gases calientes que se emanaban de seis orificios ubicados en el cráter semi-cilíndrico que corta al piso de la caldera y al cono de cenizas (Taipe, 2008).

- **2006-2009**, actividad explosiva: Freatomagmática, vulcaniana y alta actividad fumarólica, con IEV de 2. Entre el 25 de marzo y 18 de abril del 2006, empezó la emisión de gases y ceniza en forma de columnas eruptivas. El día 20 de abril, por primera vez ocurrieron fuertes explosiones, los meses siguientes se tuvieron emisiones de ceniza en formas de plumas volcánicas que excepcionalmente ascendieron hasta 3500 y 4000 m sobre la cima. Según las características de estas erupciones moderadas y los productos emitidos, la mayoría de estos eventos probablemente se debieron a la descompresión de gases atrapados por debajo de un “tapón de lava” que sellaba el conducto volcánico (Machacca, 2012).
- **2013-2014**, Los cálculos realizados por el Comité Científico de Monitoreo permanente del Volcán Ubinas mostraron que el volcán había emitido un volumen aproximado de 15 millones de metros cúbicos de ceniza total acumulada durante éste proceso eruptivo, lo que hizo estimar un IEV igual a 2.

2.3. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN SABANCAYA

El volcán Nevado Sabancaya, es el volcán más joven y activo del complejo Ampato-Sabancaya, y está conformado principalmente por secuencias de flujos de lava de composición andesítica y dacítica, con limitados depósitos piroclásticos (Rivera et al., 2016).

2.3.1. Características Estructurales

Según Rivera et al. (2016) el complejo volcánico Ampato-Sabancaya está ubicado dentro de un ambiente tectónico complejo, el cual está expresado por la existencia de diferentes tipos de fallas, fracturas y lineamientos de dimensiones y rumbos variados, los cuales son descritos a continuación (Figura 2.7):

a) Estructuras de carácter regional

- **Fallas Huanca e Ichupampa**, descritas por Huamán (1995), Mering et al. (1996) y otros, están ubicadas al sur y norte del CVAS. Estas fallas corresponden a un

mismo sistema de fallas normales, orientadas en dirección NW-SE y con buzamiento en dirección SW, ligadas a una actividad tectónica extensional.

- **Fallas Trigal, Solarpampa y Solarpampa I**, corresponden al sistema de fallas normales Huambo-Cabanaconde, tienen entre 18 y 22 km de longitud y se hallan orientadas en dirección E-W y con buzamiento en dirección sur (Sébrier et al., 1985; Huamán, 1995).
- **Falla Sepina**, de dirección NE-SW, se ubica en el sector de la Pampa Sepina, al NE del CVAS. Esta falla aparentemente se inicia en el Volcán Sabancaya, cruza el cañón del Colca y atraviesa los pueblos de Achoma, Yanque, Ichupampa y Coporaque. Esta falla ha sido puesta en evidencia por Huamán et al. (1993) y Mering et al. (1996), ellos sugieren que estos lineamientos son muy recientes debido a su disposición discontinua.
- Adicionalmente, se tienen varios lineamientos secundarios con orientación NE-SW, ubicados al W y E del Volcán Sabancaya y que pueden corresponder a fallas originadas por esfuerzos tensionales.

b) Estructuras de carácter local y/o dentro de la estructura volcánica

- Fractura de rumbo N 30° W en el borde sur del cráter del Volcán Sabancaya.
- Escarpa o cicatriz de derrumbe en el flanco este del volcán Ampato.
- Fracturas concéntricas localizadas al extremo oeste del cono de la cumbre norte del Volcán Sabancaya, que corta depósitos de cenizas.
- La falla Sepina que corta lavas del este del Sabancaya y se prolonga hasta el cañón del río Colca.
- Los centros de emisión (cráter, caldera) observados al interior del complejo volcánico Ampato-Sabancaya aparentemente siguen un alineamiento de dirección NE-SW.
- Los grandes valles glaciales localizados al NW del volcán Ampato siguen un alineamiento de dirección NE-SW.

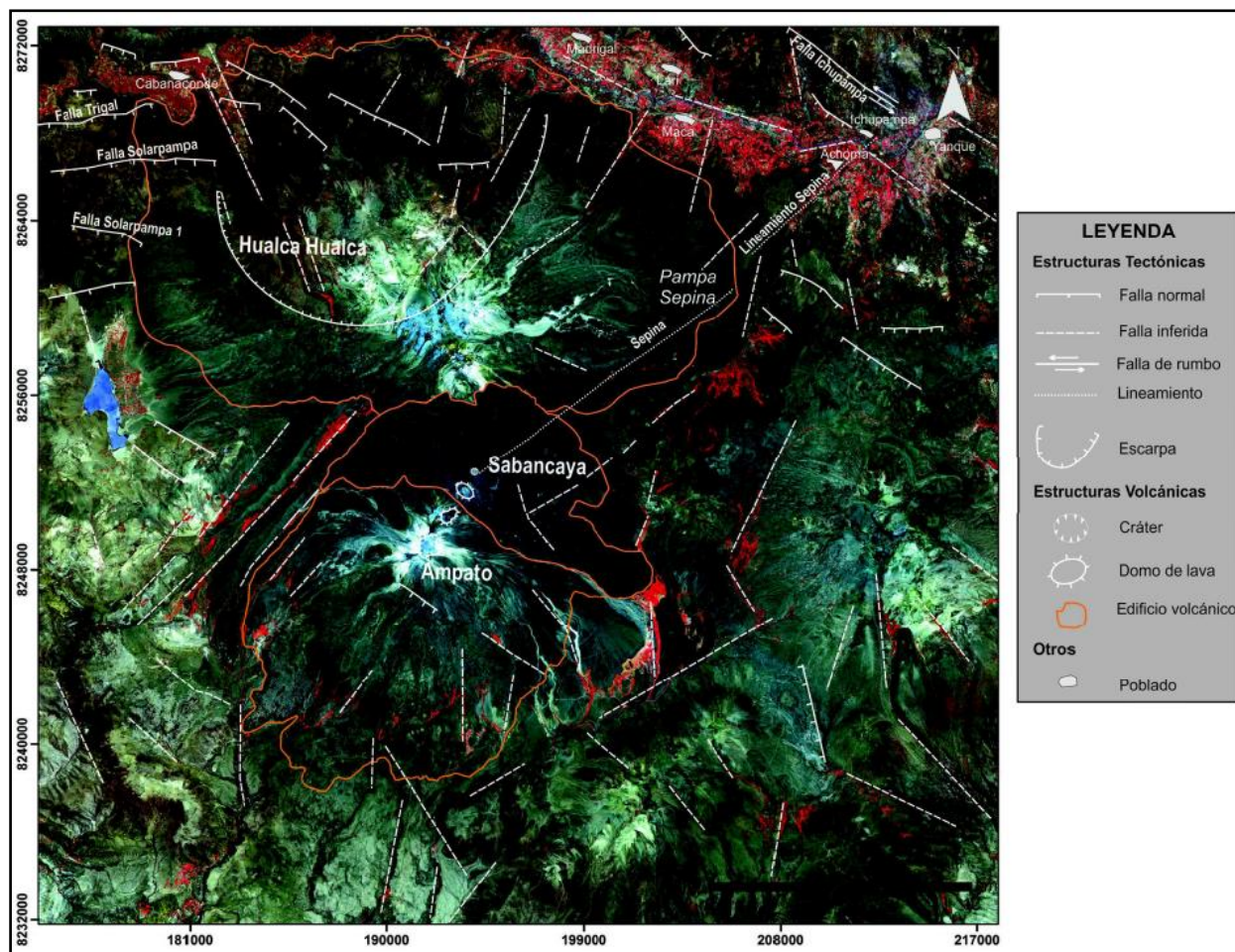


Figura 2.7, Mapa estructural del área del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (modificado de Antayhua, 2002), superpuesto en una imagen satelital Rapideye (tomado de Rivera et al., 2016)

2.3.2. Estratigrafía

Según el estudio de Rivera et al. (2016), Sabancaya es el volcán más joven del complejo volcánico Ampato- Sabancaya, y ha presentado erupciones efusivas que han emitido principalmente, flujos de lava en bloques, alternado con erupciones explosivas leves a moderadas.

Los estudios geológicos, muestra que en el Sabancaya se ha edificado en tres etapas: «Sabancaya I», «Sabancaya II» y «Sabancaya III», lo cual se correlaciona con lo descrito por Delgado (2012) que nombra esta secuencia como: «Sabancaya Basal», «Sabancaya Medio» y «Sabancaya Superior» respectivamente.

- **Sabancaya I**, los flujos de lava de la unidad volcánica “Sabancaya basal” sobreyacen a los flujos de lava antiguos del Ampato. Los más comunes en esta serie son las coladas de lava de composición andesítica que se encuentran emplazadas entre los 4750 a 5550 m.s.n.m. (Delgado, 2012). Estos flujos de lava se caracterizan por presentar bloques de tamaños métricos dispersos en superficie. Las lavas tienen entre 20 y 50 m de espesor que en total llegan a formar una secuencia de hasta 300 m de espesor y se diferencian de las más recientes debido a que se hallan moderadamente afectadas por la erosión y meteorización (Rivera et al., 2016).

- **Sabancaya II**, en ésta serie se encuentra flujos de lava andesítico y dacítico que sobreyacen a las lavas de la unidad Sabancaya I, los cuales se encuentran emplazados entre 4800 y 5600 m.s.n.m., poseen de 30 a 60 m de espesor y forman una secuencia de hasta 300 m (Rivera et al., 2016). Existe un domo de lava (5,976 m.s.n.m.) de forma simétrica cubierta con una delgada capa de ceniza que aflora al sur del volcán Sabancaya, que es de composición andesítica y es más antiguo que el cráter actual de éste volcán, lo que sugiere una migración de la actividad hacía el Norte (Delgado, 2012) y construyó el edificio mayormente efusivo del Sabancaya (Samaniego et al., 2016).

- **Sabancaya III**, se encuentran flujos de lava andesítica y dacítica que forman la parte superior del cono NE del Sabancaya (entre 4900 y 5967 m.s.n.m.), que se caracterizan por presentar bloques de tamaños métricos dispersos en superficie con espesores mayores a 40 m. También se encuentran flujos de lava de composición andesítica que provienen de un cráter adventicio, ubicado a 3.5 km al este del cráter del Sabancaya, tienen una topografía plana subhorizontal, y en los frentes de lava presentan fuertes pendientes ($> 60^\circ$), su espesor varía entre 30 y 50 m, y tienen un espesor total de aproximadamente 150 m. En esta etapa, también se emplazaron al menos cinco niveles de ceniza de espesor centimétrico, encontradas en los bofedales localizados en los extremos este y oeste del Sabancaya. Así mismo, se emplazó la ceniza que conforma el cono de ceniza, que se localiza en la parte superior de la cumbre norte del Sabancaya, sobre los 5500 m.s.n.m., que posee poco más de 250 m de altura y cerca de 0.7 km de diámetro (Rivera et al., 2016).

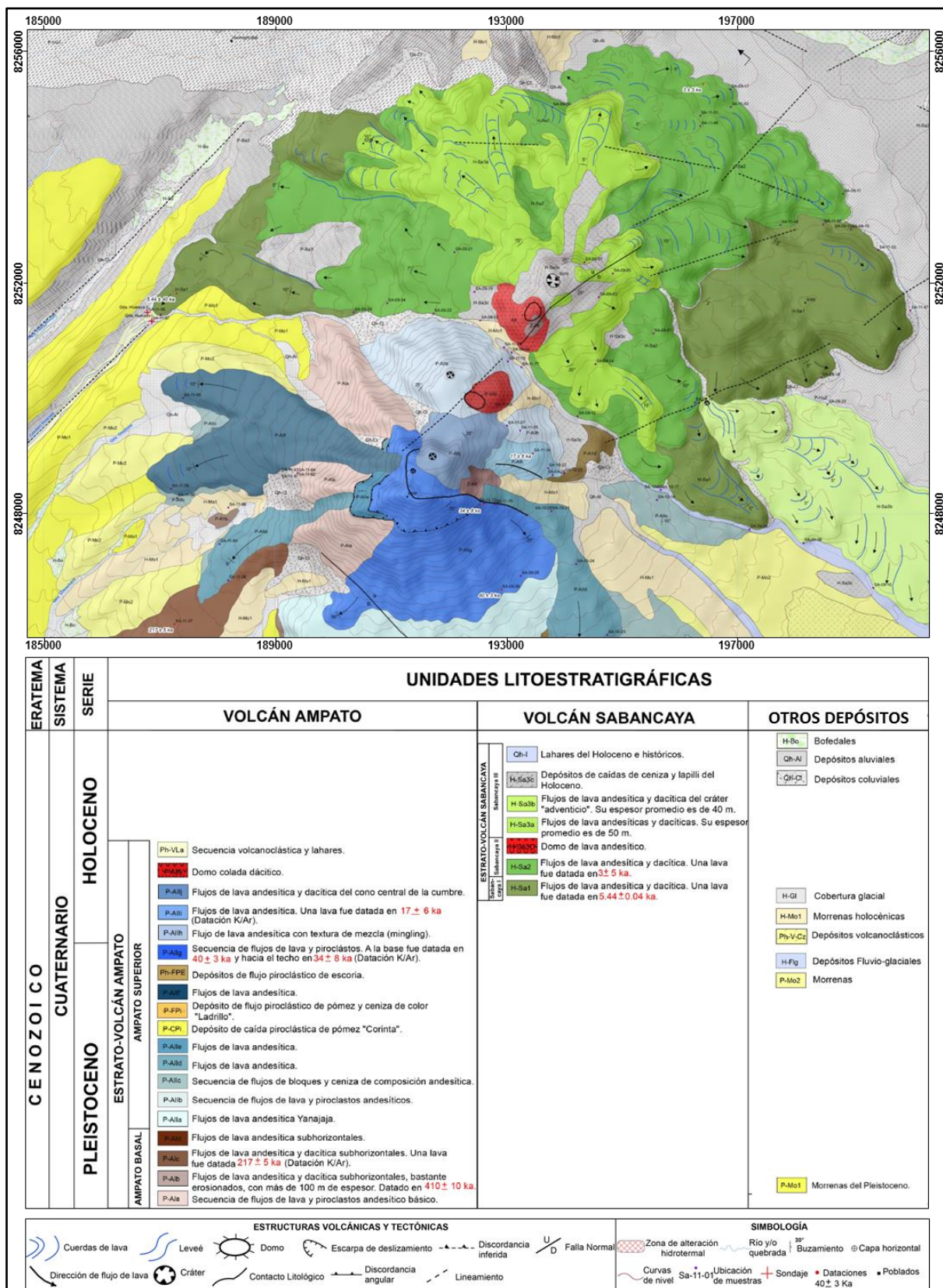


Figura 2.8, Mapa geológico del Complejo Volcánico Ampato Sabancaya (tomado y modificado de Rivera et al., 2016)

2.3.3. Actividad Volcánica Histórica

El trabajo de Rivera et al., (2016) hace una descripción de la actividad eruptiva histórica del Volcán Sabancaya, en base a recopilación de relatos y trabajos tales como el de Siebert et al. (2011) y el de Hantke y Parodi (1966). Ambos estudios coinciden con la bibliografía utilizada para la actividad eruptiva del Volcán Ubinas, a diferencia que el trabajo de Siebert et al., del año 2011, es una nueva edición del estudio de 1994.

A continuación se presenta un resumen de la actividad histórica del Volcán Sabancaya según el año de ocurrencia:

- **1750**, erupción explosiva leve, mencionada por el cura Ventura Travada y Córdoba como una leve actividad fumarólica.
- **1784**, erupción explosiva leve, ocurrida el 11 de julio, acompañado de actividad sísmica de baja intensidad.
- **1981-1998**, En 1981 inicia una primera fase eruptiva, las primeras señales de reactivación del volcán fueron dadas por los habitantes de las zonas aledañas. En 1985, se habría incrementado la emisión de fumarolas y de ruidos (Huamán, 1995). A inicios de noviembre de 1986, el Volcán Sabancaya, inicia una actividad fumarólica intensa con la consecuente emisión de gases que alcanzaron alturas de 500 y 1000 metros siendo más visibles a varios kilómetros. Posteriormente, la actividad fumarólica fue disminuyendo paulatinamente hasta mediados de 1987, donde nuevamente se incrementa afectando a los habitantes de las localidades más cercanas con gases y fumarolas cada vez más violentas. Durante 1989, la actividad volcánica se mostró menos frecuente y en mayo de 1990, el volcán pasa a una fase explosiva caracterizada por emisión de cenizas y caída de rocas acompañadas de ruidos y sismicidad local muy débil. A partir de 1993, la erupción del Volcán Sabancaya decrece paulatinamente, llegando a presentarse únicamente emisiones de fumarolas en forma esporádica acompañadas con sismos de magnitudes prácticamente imperceptibles (Antayhua, 2002). Ante la evidencia del peligro de una probable erupción del Volcán Sabancaya, el Instituto Geofísico del Perú (IGP), la Universidad Nacional de San Agustín y diferentes agencias internacionales participaron en diversas misiones de campo hacia la región del volcán, con el objetivo de realizar estudios geológicos, tectónicos, sísmicos y así monitorear su evolución (Lazo et al., 1991; Thouret et al., 1995a; Thouret et al., 1995b; Gonzáles et al., 1996).

CAPÍTULO III

SISMOLOGÍA VOLCÁNICA

La sismología volcánica es la disciplina que estudia las señales sísmicas originadas en los volcanes y asociadas con la actividad volcánica. El estudio y análisis de una región volcánica usando datos sísmicos, brinda información de los parámetros de la fuente y del medio, para ello es necesario considerar el origen de estas señales, sus distribuciones temporales espaciales, sus relaciones con los procesos volcánicos y su uso como instrumento para investigar la estructura profunda del volcán y predecir una erupción volcánica (Zobin, 2012; Ibañez & Carmona, 2000; Chouet & Matoza, 2013).

3.1. CLASIFICACIÓN DE SEÑALES SISMO-VOLCÁNICAS

Varios autores han realizado diferentes clasificaciones para las señales sismo-volcánicas, para ello se usan diferentes criterios, por ejemplo Wasserman (2011), divide las señales en dos grupos: transitorias y continuas. Zobin (2012) clasifica las señales en dos grupos: El primer grupo denominado sismos volcano- tectónicos, incluye terremotos generados por tensiones, que surgen durante la migración de magma desde la profundidad hasta la superficie de la Tierra a través de conductos, diques, etc. produciendo ruptura. El segundo grupo denominado sismos de erupción, incluye a los originados debido a la actividad magmática dentro del conducto volcánico, asociado con el crecimiento de domos de lava, movimiento de flujos de lava, flujos piroclásticos y lahares.

Es así, que haciendo una recopilación y comparación de las diferentes clasificaciones existentes, considerando aspectos de las señales tales como la duración, frecuencia, amplitud, contenido espectral, forma, arribo de las ondas P y S, entre otros, se ha podido llegar a la siguiente clasificación:

3.1.1. Eventos Volcano-tectónicos (VT)

Los eventos volcano-tectónicos son conocidos de manera general como eventos de alta frecuencia, se pueden dividir en dos sub-eventos:

3.1.1.1. Eventos Volcano-Tectónicos Distales (VTD)

Zobin (2012) denomina estos eventos como eventos VTA y menciona que son terremotos originados desde las bases de los volcanes o desde profundidades entre 1 a 20 km. Estos eventos tienen lugar antes y durante la primera etapa de la actividad eruptiva y se producen en enjambres. Generalmente tienen una magnitud menor a 6. La naturaleza de los movimientos sísmicos puede confundirse con los terremotos superficiales generales (terremotos tectónicos). Las fases P y S de las ondas sísmicas también están claramente definidas (Figuras 3.1 y 3.2). Wasserman (2011) nombra este tipo de eventos como volcano-tectónicos profundos y se caracterizan por su alto contenido de frecuencias (>5 Hz). Se observan varias características importantes de esta sismicidad VTD, incluyendo su naturaleza en forma de enjambre, comenzando días a años previos al inicio de las erupciones magmáticas, alcanzando en general un pico en el momento de la erupción freatomagmática o freática inicial (White & McCausland, 2016).

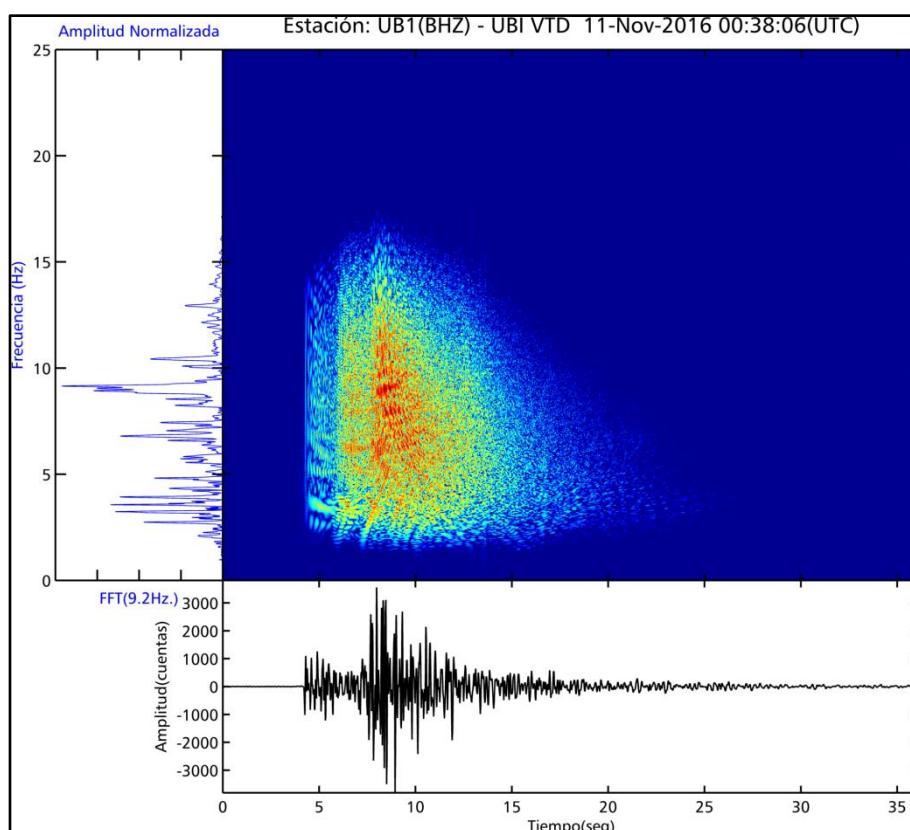


Figura 3.1, Ejemplo de evento Volcano-tectónico distal registrado en el Volcán Ubinas el día 11 de noviembre del 2016 a horas 00:38:06 (UTC) en la estación UB1 del IGP- sede Arequipa.

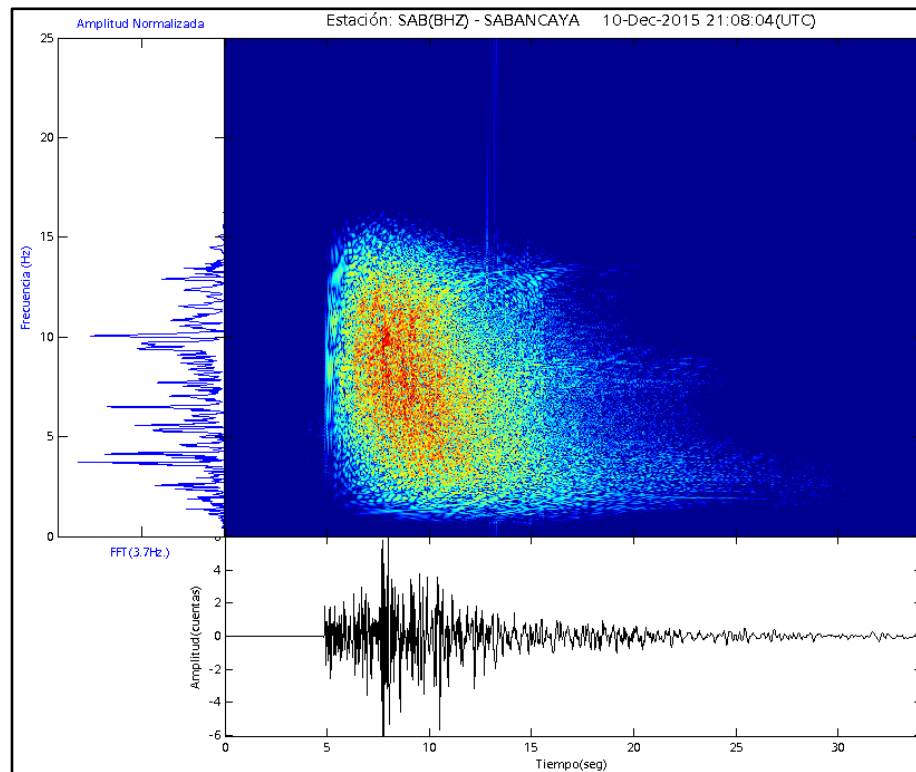


Figura 3.2, Ejemplo de evento Volcano-tectónico distal registrado en el Volcán Sabancaya el día 10 de diciembre del 2015 a horas 21:08:04 (UTC) en la estación SAB del IGP- sede Arequipa.

3.1.1.2. Eventos Volcano-Tectónicos Proximales (VTP)

En la clasificación de Wasserman (2011) son denominados como eventos volcano-tectónicos superficiales (VT1). Estas señales pueden estar asociadas a fracturamiento de rocas y ocurren a profundidades menores a 1 o 2 km. Muestra una onda P emergente y la onda S muchas veces es imposible de detectar (Figuras 3.3 y 3.4). La banda espectral es de frecuencias más bajas (1-5 Hz). Según Zobin (2012), los hipocentros de estos terremotos son menos profundos que los eventos VTD, ya que están limitados a un área de 1 km de radio alrededor del cráter activo. Estos terremotos ocurren en enjambres en la parte superficial que van desde la superficie de la tierra hasta profundidades de varios cientos de metros. Sus magnitudes son generalmente muy pequeñas y predominan las ondas superficiales.

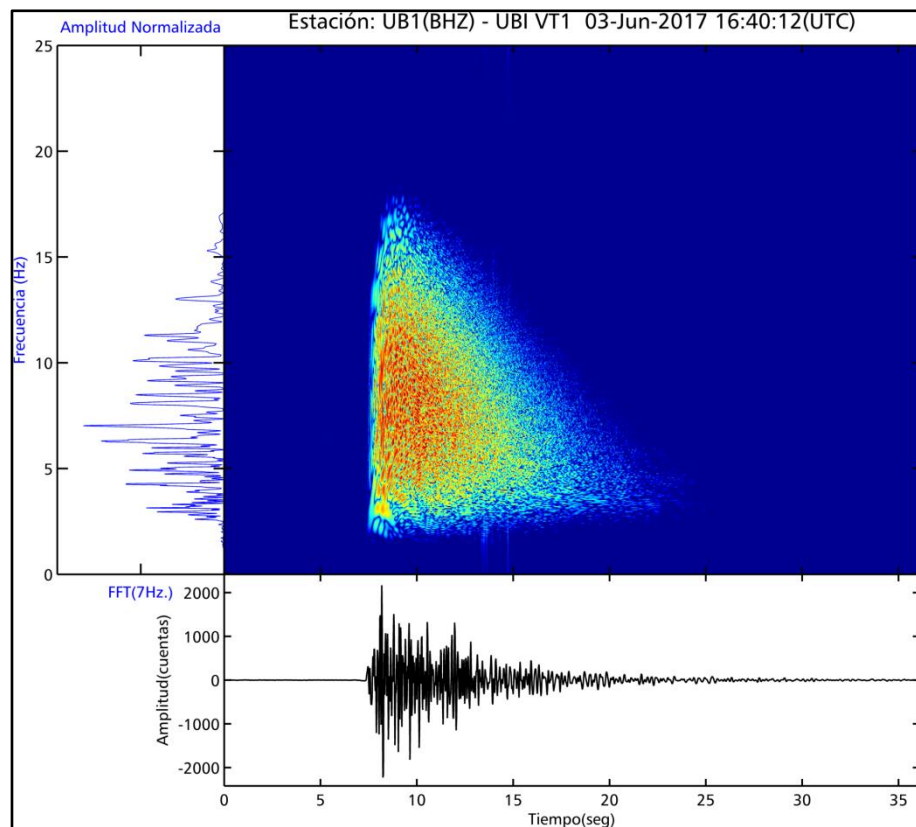


Figura 3.3, Ejemplo de evento Volcano-tectónico proximal registrado en el Volcán Ubinas el día 03 de junio del 2017 a horas 16:40:12 (UTC) en la estación UB1 del IGP- sede Arequipa.

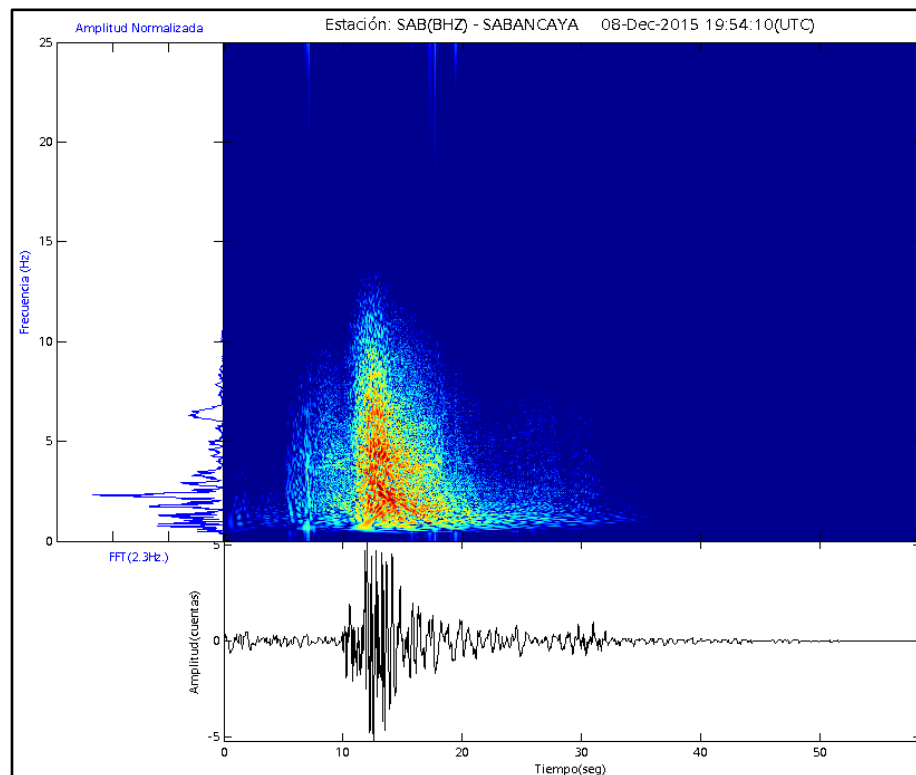


Figura 3.4, Ejemplo de evento Volcano-tectónico proximal registrado en el Volcán Sabancaya el día 08 de diciembre del 2015 a horas 19:54:10 (UTC) en la estación SAB del IGP- sede Arequipa.

3.1.2. Eventos de Largo Período (LP)

También conocidos como eventos de baja frecuencia. No muestran un arribo de la onda S y el inicio de la señal es muy emergente. El contenido de frecuencias está mayormente restringida entre 1-3 Hz (Figuras 3.5 y 3.6). Las fuentes de estos eventos están a menudo situadas en la parte superficial del volcán (<2 km) (Wasserman, 2011). Se cree que la mayoría de los eventos de baja frecuencia son causados por procesos de presurización de fluidos tales como la formación y colapso de burbujas y también por fallas de corte, de tensión o procesos de flujo no lineal que se producen a poca profundidad, para las cuales los efectos de atenuación y trayectoria desempeñan un papel importante (McNutt, 1999). Ibañez y Carmona (2000) mencionan que la forma de onda de estos eventos es similar a un “huso de tejer” y su duración varía de unos pocos segundos a algo más de un minuto.

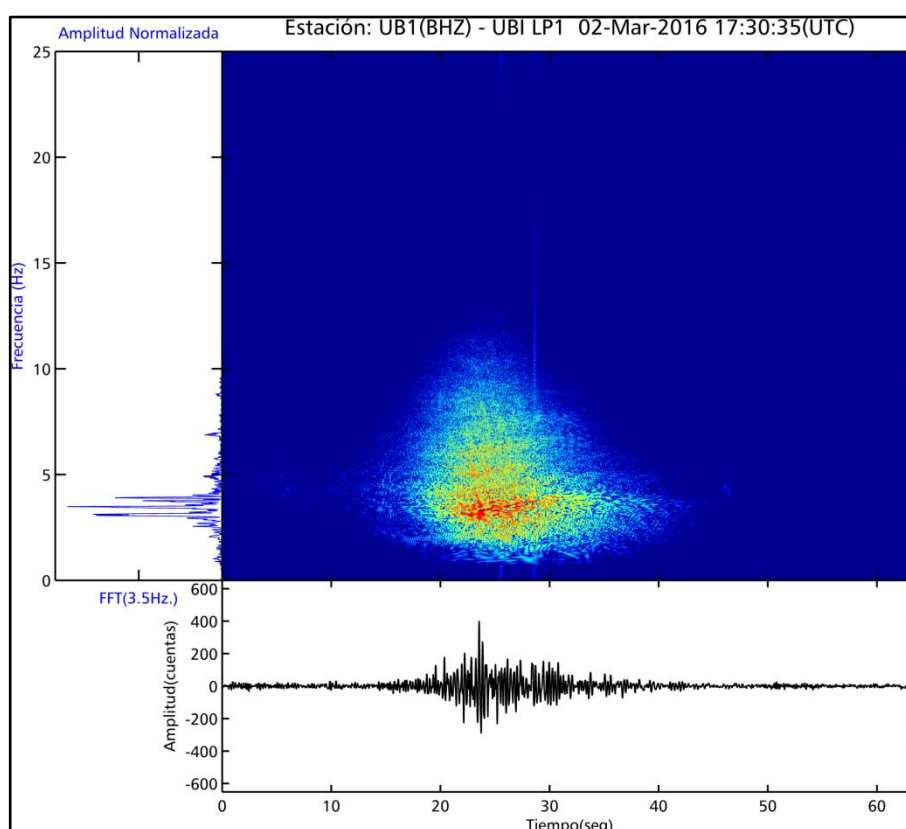


Figura 3.5, Ejemplo de evento largo período registrado en el Volcán Ubinas el día 02 de marzo del 2016 a horas 17:30:35 (UTC) en la estación UB1 del IGP- sede Arequipa.

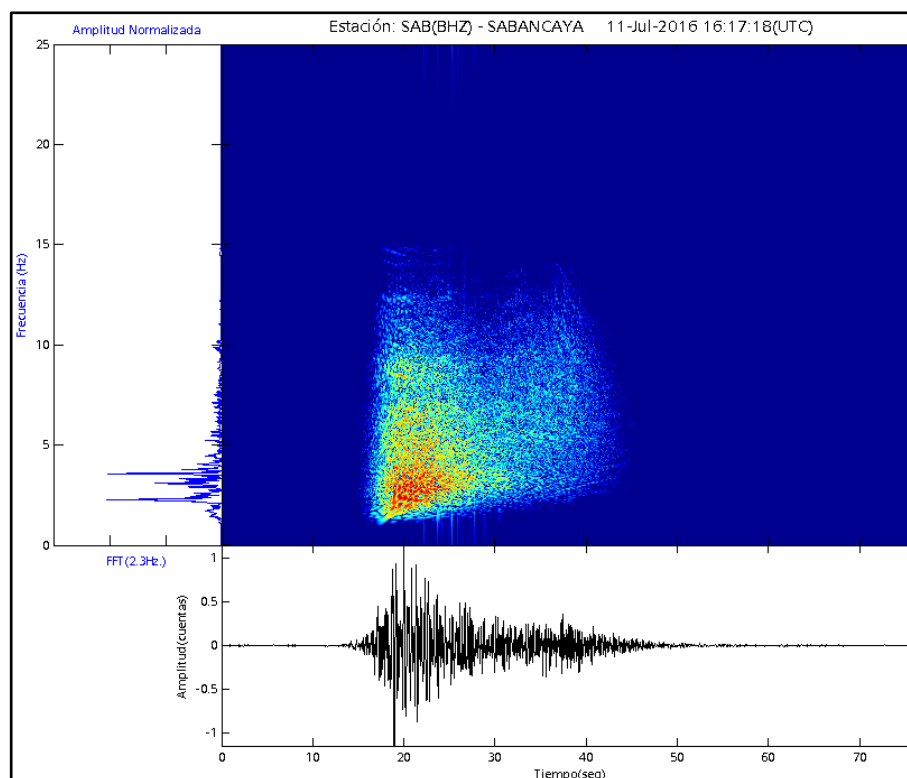


Figura 3.6, Ejemplo de evento largo período registrado en el Volcán Sabancaya el día 11 de julio del 2016 a horas 16:17:18 (UTC) en la estación SAB del IGP- sede Arequipa.

3.1.3. Eventos Tornillo (TOR)

Son considerados un tipo particular de eventos sísmicos de largo período y son importantes en el estudio de la mecánica de fluidos del sistema magma-gas. La principal característica de estos eventos es la forma de onda cuasi-sinusoidales, con un decaimiento exponencial relativamente lento de las amplitudes de la señal, que se manifiesta en largas duraciones en comparación con las amplitudes (Figura 3.7). El contenido espectral de estas señales es cuasi-monocromático resaltándose uno o a lo sumo unos pocos picos espectrales agudos cuyo espectrograma muestra básicamente que el contenido de energía se concentra en una banda de frecuencia estrecha y constante en el tiempo a lo largo de la señal. Algunos eventos muestran modulación de la amplitud y en general, sus inicios son emergentes; de vez en cuando, algunos tienen llegadas ligeramente impulsivas (Torres et al., 2002).

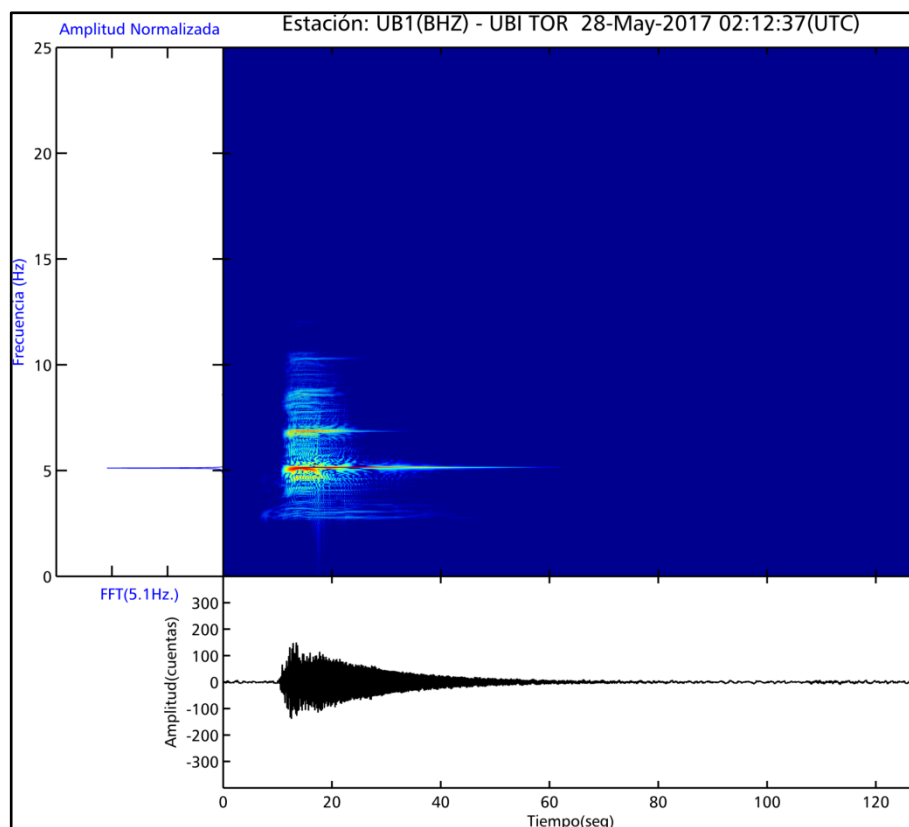


Figura 3.7, Ejemplo de evento tornillo registrado en el Volcán Ubinas el día 28 de mayo del 2017 a horas 02:12:37 (UTC) en la estación UB1 del IGP- sede Arequipa.

3.1.4. Eventos Híbridos (HIB)

Este tipo de eventos, comparten las características de señal y frecuencia de los eventos de alta frecuencia (VT) y de baja frecuencia (LP) (Wasserman, 2011; McNutt, 1999). Se caracterizan por presentar, en general, en un comienzo, señales de altas frecuencias (+10 Hz), causado posiblemente, por una ruptura inicial, y seguidas por una señal parecida (en forma de onda, duración y contenido espectral), a la de los sismos de período largo. En la señal de altas frecuencias se pueden identificar las fases P y S; por lo que normalmente se les asocia con sismos pequeños (Figuras 3.8 y 3.9). La ocurrencia espacial y temporal de los sismos híbridos es muy similar al de los sismos de largo período; por tanto, aparecen asociadas a episodios pre-eruptivos inminentes (Ibáñez & Carmona, 2000).

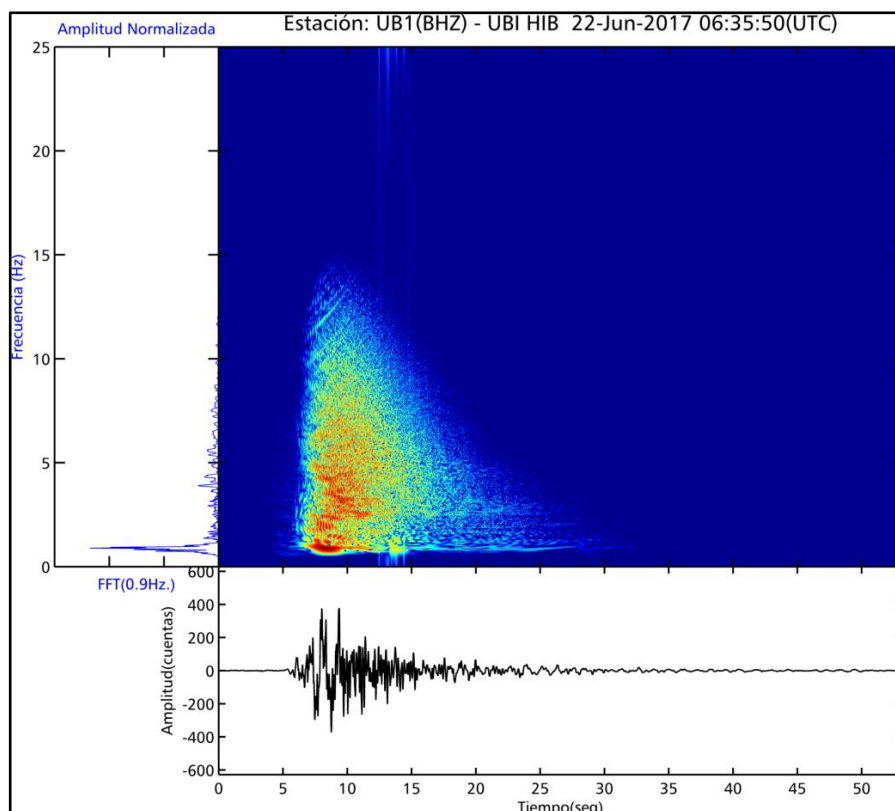


Figura 3.8, Ejemplo de evento híbrido registrado en el Volcán Ubinas el día 22 de junio del 2017 a horas 06:35:50 (UTC) en la estación UB1 del IGP- sede Arequipa.

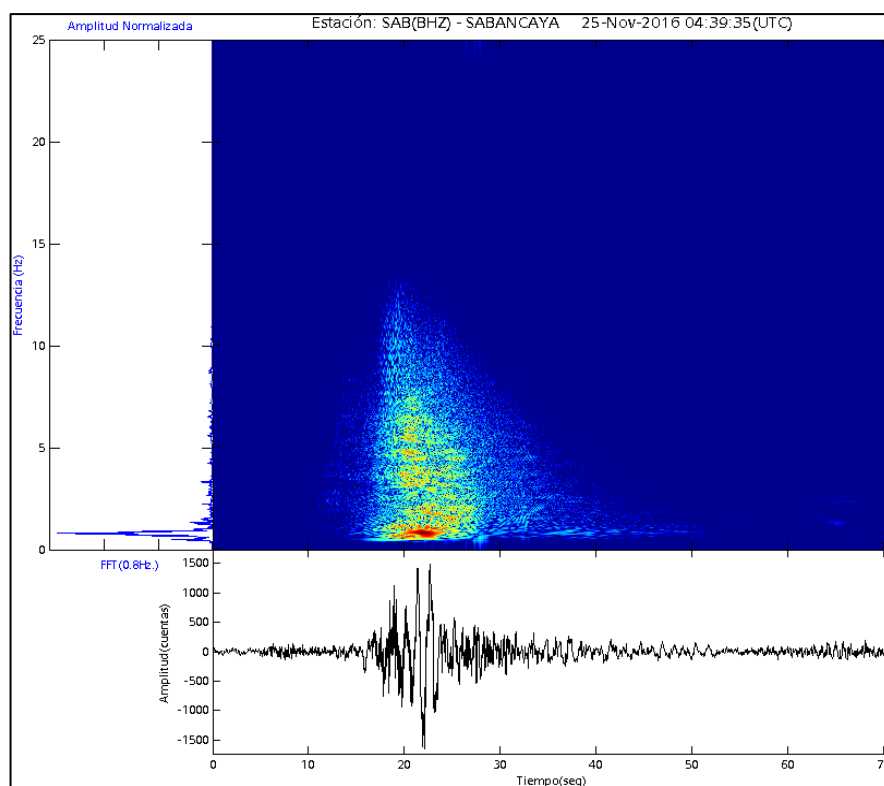


Figura 3.9, Ejemplo de evento híbrido registrado en el Volcán Sabancaya el día 25 de noviembre del 2016 a horas 04:39:35 (UTC) en la estación SAB del IGP- sede Arequipa.

3.1.5. Tremores

El tremor volcánico es una señal *continua* con una duración de minutos, horas o incluso días. Las frecuencias dominantes de los tremores son similares a los eventos de baja frecuencia, y muchos investigadores han concluido que el tremor es una serie de eventos de baja frecuencia que ocurren a intervalos de unos pocos segundos (McNutt, 1999). A continuación se detallan dos casos especiales:

3.1.5.1. Tremor Armónico (TRA)

El tremor armónico es una onda sinusoidal de baja frecuencia, con amplitud que varía suavemente (Figura 3.10), casi constante, el cual ha sido observado en volcanes de alta viscosidad. (McNutt, 1999; Ibáñez & Carmona, 2000).

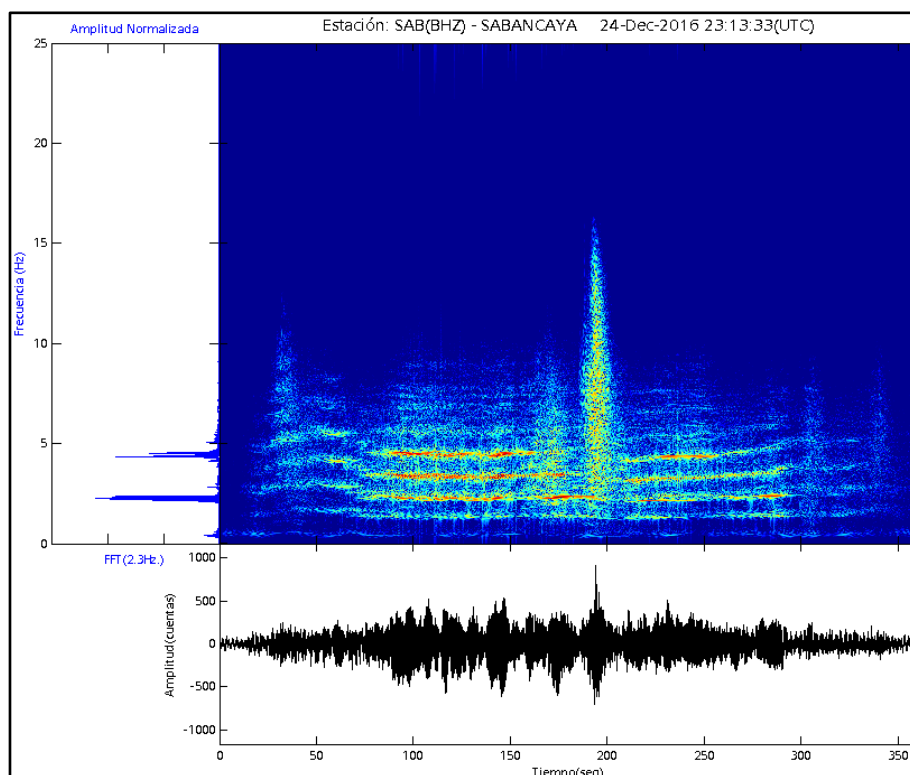


Figura 3.10, Ejemplo de tremor armónico registrado en el Volcán Sabancaya el día 24 de diciembre del 2016 a horas 04:39:35 (UTC) en la estación SAB del IGP-sede Arequipa.

3.1.5.2. Tremor Espasmódico (TRE)

Este tipo de señal es irregular, ya que varía significativamente en frecuencia y en amplitud. Su ancho de banda es mayor. Ibañez y Carmona (2000) nombran este tipo de evento como tremor volcánico a frecuencias intermedias ya que en la mayoría de los casos su espectro es de banda muy angosta (1-6 Hz). Puede durar entre minutos a varias horas (Figuras 3.11 y 3.12). En fases tranquilas el tremor puede estar centrado a bajas frecuencias (1 Hz) y en fases pre-eruptivas hasta los 3 Hz (McNutt, 1999; Ibañez y Carmona, 2000).

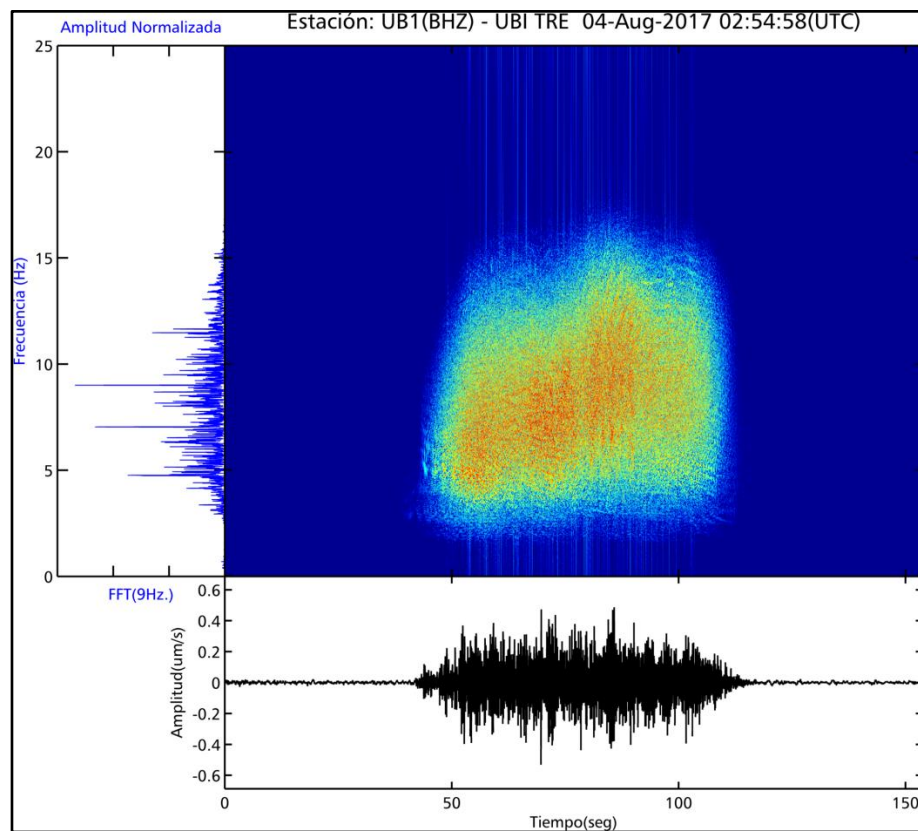


Figura 3.11, Ejemplo de tremor espasmódico registrado en el Volcán Ubinas el día 04 de agosto del 2017 a horas 02:54:58 (UTC) en la estación UB1 del IGP-sede Arequipa.

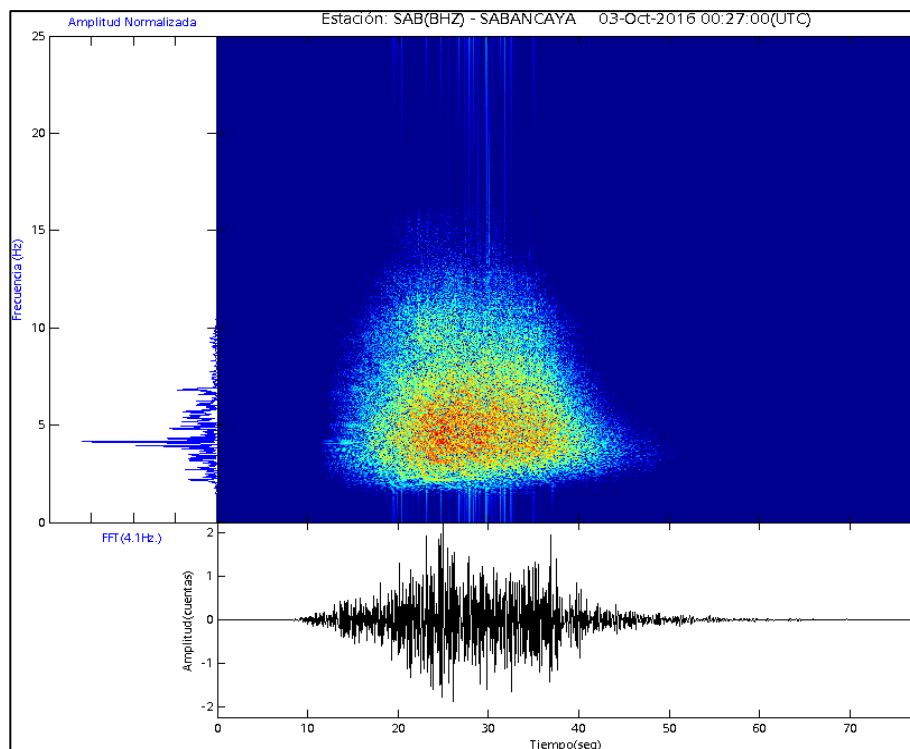


Figura 3.12, Ejemplo de tremor espasmódico registrado en el Volcán Sabancaya el día 03 de octubre del 2016 a horas 00:27:35 (UTC) en la estación SAB del IGP-sede Arequipa.

3.1.6. Explosiones (EXP)

Estas señales son características de un proceso eruptivo y son identificables por el aumento brusco de la amplitud y energía de la señal, además de tener generalmente bajas frecuencias (Figuras 3.13 y 3.14). En la mayoría de los casos, aparecen superpuestas a una señal de tremor de fondo (Ibañez & Carmona, 2000). Por regla general esta señal tiene al menos dos llegadas diferentes y claras, que serán explicadas más adelante (3.1.2.6. Modelo de fuente de Explosiones). Otra característica de las explosiones, es que están acompañados generalmente por eventos de muy bajas frecuencias entre estos tenemos los VLF (very low frequency) o VLPs que tienen frecuencias entre 0.01 a 0.1 Hz. Y los ULF “ultra-low frequency” o ULP “ultra-long period” con frecuencias aún más bajas que las anteriores $f < 0.01$ Hz. Estos tipos de eventos solo pueden ser observados en sismómetros de banda ancha y sonogramas (Machacca, 2012).

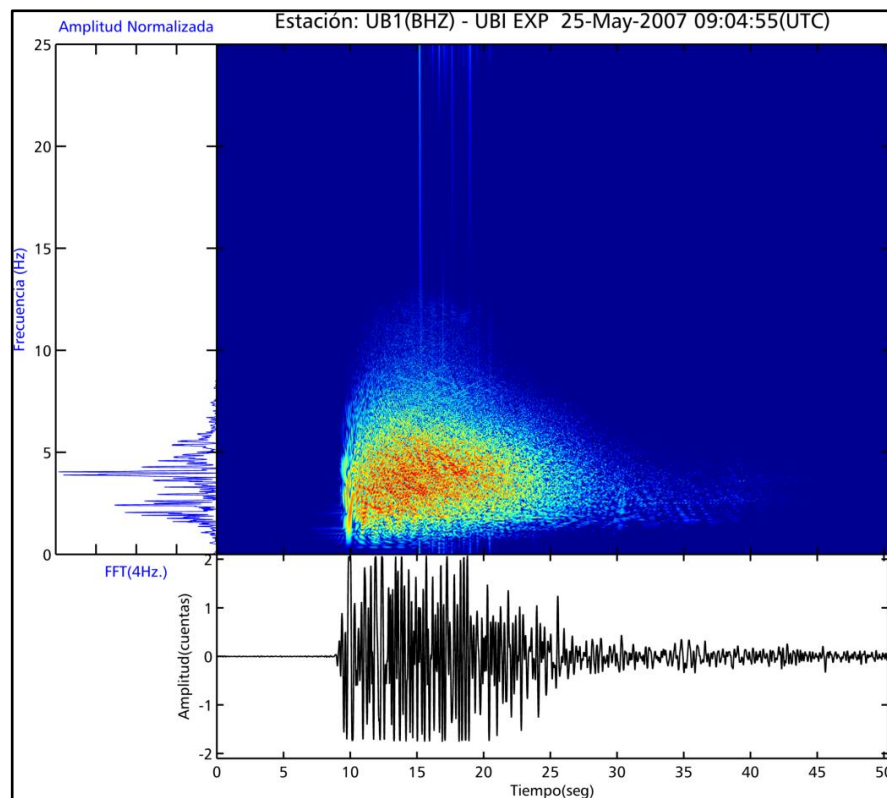


Figura 3.13, Ejemplo de explosión registrado en el Volcán Ubinas el día 25 de mayo del 2007 a horas 09:04:55 (UTC) en la estación UB1 del IGP- sede Arequipa.

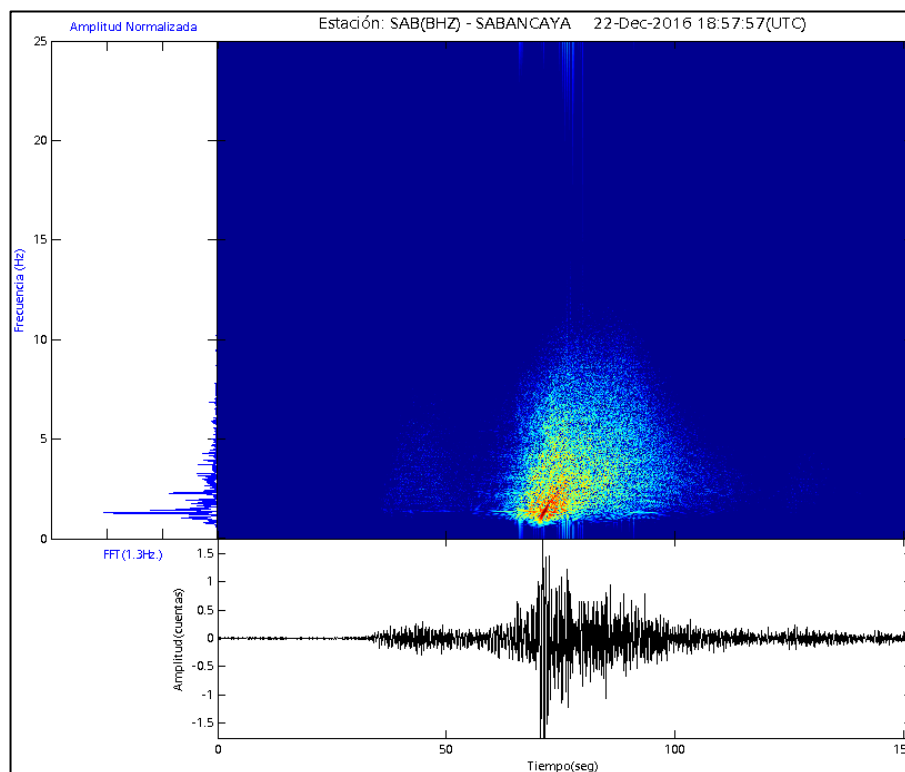


Figura 3.14, Ejemplo de explosión registrado en el Volcán Sabancaya el día 22 de diciembre del 2016 a horas 18:57:57 (UTC) en la estación SAB del IGP- sede Arequipa.

3.1.7. Procesos Superficiales

Son de alta frecuencia dependiendo cuán cerca ocurra el evento al sensor. Son parecidos al temblor por su larga duración. Se relaciona a la liberación sustancial de la energía sísmica en los volcanes activos. Por ejemplo, los flujos piroclásticos, lahares y caídas de rocas de domos inestables o paredes del cráter pueden generar señales sísmicas con amplitudes superiores a varias veces las de las señales sismo-volcánicas típicas (Wasserman, 2011).

3.2. MODELOS DE FUENTE

Existen muchos estudios que tratan de explicar el origen de cada señal sismo-volcánica. A continuación, se muestra una recopilación de los modelos propuestos por diferentes autores, considerando también los estudios realizados específicamente en los Volcanes Ubinas y Sabancaya.

3.2.1. Modelo de fuente de eventos Volcano-Tectónicos

De manera general, estos eventos se asocian a la acumulación de esfuerzos en una determinada región, cuando se supera el límite de resistencia del material (punto de ruptura) esta zona se rompe, liberando parte de la energía acumulada (en forma de ondas sísmicas). La magnitud del terremoto está relacionado con las dimensiones de la zona rota (Ibañez & Carmona, 2000).

3.2.1.1. Modelo de eventos Volcano-Tectónicos Distales

Según el estudio de White y McCausland (2016) la sismicidad VTD es generalmente el precursor sísmico más temprano reconocido en erupciones en volcanes de larga inactividad (sin erupción por lo menos en 25 años). Ésta sismicidad VTD parece originarse en estructuras de fallas tectónicas desplazadas desde unos pocos kilómetros a más de 30 km lateralmente desde el sitio de la eventual erupción (Figura 3.15). Lo más importante es que el volumen de magma intruído puede ser estimado simplemente a partir del momento sísmico acumulado de la sismicidad VT utilizando la relación empírica: $\text{Log } dV = 0.71\text{Log}\Sigma Mo - 5.32$, con el volumen V en metros cúbicos y el momento Mo en Newton metros. Propusieron un mecanismo para el fenómeno VTD en el que los pulsos de magma que se

introducen a lo largo del tiempo transmiten presión a través de acuíferos que intersectan fallas tectónicamente pre-tensadas, lubricando y abriendo tales fallas y generando así enjambres de eventos VTD. Las altas frecuencias y la impulsividad de las llegadas de las ondas P y S parecen estar ligadas a la baja dispersión por el corto trayecto a través de regiones de alta dispersión y baja atenuación (Wasserman, 2011).

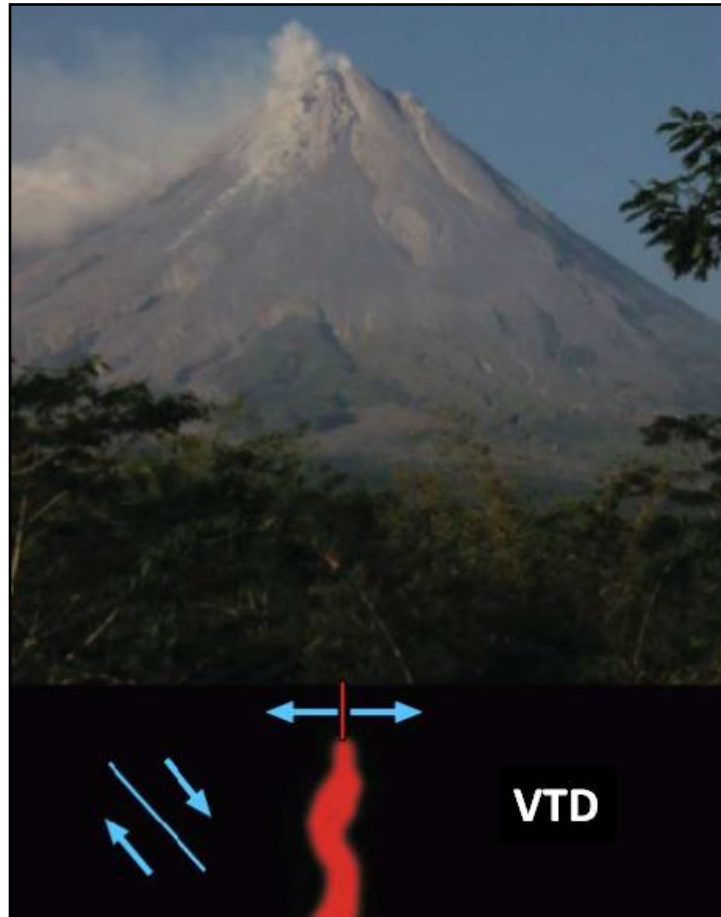


Figura 3.15, Modelo describiendo la ocurrencia de eventos VTD (Wasserman, 2011).

3.2.1.2. Modelo de eventos Volcano-Tectónicos Proximales

El modelo de Wasserman (2011) propone como mecanismo de fuente un modelo simple de doble-par de fuerzas, que específicamente representa un fallamiento sísmico (Figura 3.16). Pero la diferencia en las características de la rúbrica sísmica parece que refleja efectos del recorrido de las ondas sísmicas, de estos focos superficiales, a través de capas heterogéneas de piroclastos y lavas generándose grandes cantidades de dispersión, pero a la vez ocurre una atenuación de las altas frecuencias y generación de fuertes ondas superficiales, lo que explicaría las menores frecuencias que los eventos VTD (Machacca, 2012)

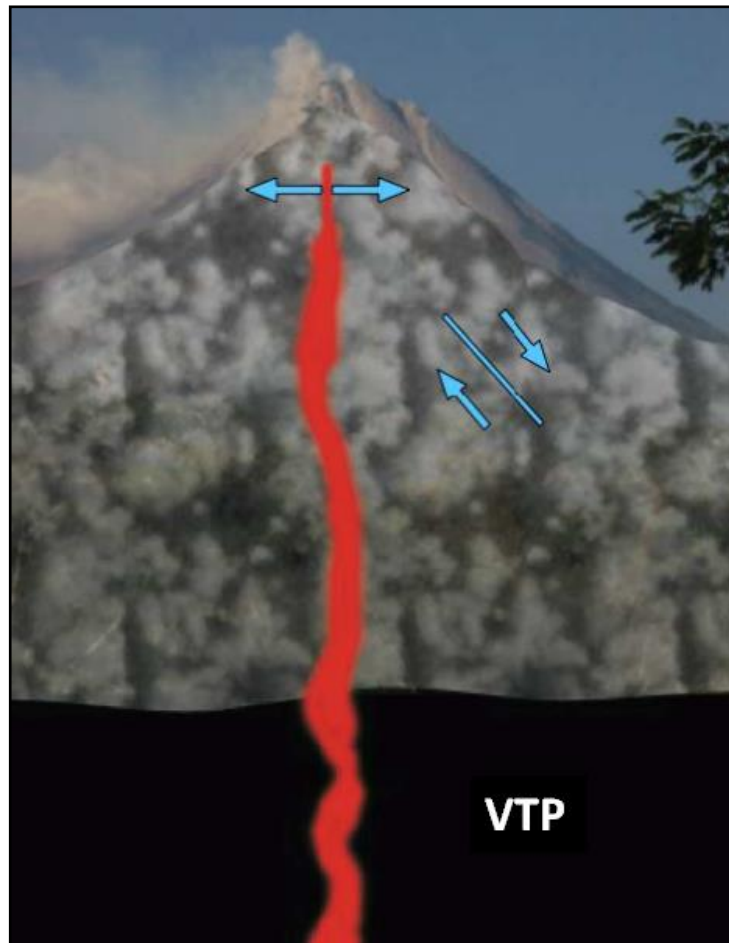


Figura 3.16, Modelo describiendo la ocurrencia de eventos VTP (Wasserman, 2011).

- **Modelo de eventos VT propuesto para el Volcán Ubinas**

Según el estudio realizado por Taipei (2008), es muy importante la relación de los VT con los sismos LP, es decir ambos comparten de alguna manera la misma fuente, esto es evidenciado por la distribución espacial de ambos. Ocurren sismos de tipo VT cuando la presión por el paso de fluidos u otro esfuerzo asociado, supera el límite de resistencia del material y se rompe liberando así la energía acumulada en forma de ondas sísmicas. La distribución espacial, luego de la localización realizada en su estudio, muestra que el emplazamiento de este tipo de sismos está muy cerca del cráter del Ubinas, donde se agrupan claramente con un ligero desplazamiento al lado norte.

- ***Modelo de eventos VT propuesto para el Volcán Sabancaya***

El estudio de Paxi (2012) en su análisis de la distribución espacial y en profundidad de los eventos VT, muestra una mayor acumulación al Norte y Noreste del Volcán Sabancaya, con una orientación N-S y mínimamente sobre la estructura del volcán, lo que revelaría que esta zona es la sísmicamente activa.

Esto es corroborado con el estudio de Torres (2014), que revela que la mayor parte de eventos registrados durante el período febrero a julio del 2013, son de tipo VT (88.4 %), principalmente asociado a fractura de roca, estos fueron localizados preferencialmente hacia los sectores NE y NO, a distancias entre 7 a 15 km del cráter del Sabancaya. La distribución de sismicidad VT en dirección NE-SO, estaría controlado por el sistema de fallas que se encuentran en esta dirección, reconocida principalmente al NE del complejo volcánico Ampato-Sabancaya específicamente en el lugar de Pampa Sepina, lo que hace suponer que estas fallas estarían activas.

3.2.2. Modelo de fuente de eventos de Largo Período

Chouet (1996), propone un modelo que relaciona el contenido espectral y la dinámica de los fluidos presentes en un volcán. El modelo se llama "modelo de fracturas controladas por fluidos", que postula que los eventos LP se generan por resonancias en fracturas cerradas en sus extremos y rellenas de fluidos volcánicos (agua o magma) con un cierto nivel de gas disuelto en ellas, en los que se produce un brusco transitorio de presión. Este transitorio de presión es el origen de la perturbación que se propaga a lo largo de la fractura transmitiendo energía desde el fluido.

La detección y análisis de eventos LP, en el contexto del uso de la sismología como una herramienta de alerta temprana en la vulcanología, es muy importante debido a su conexión directa con el magma ascendente, es decir, fluye dentro de la sub-superficie. El seguimiento del movimiento del fluido o la perturbación de la presión hace que la alerta temprana sea mucho más exitosa y efectiva en la estimación del tiempo y el tamaño de una erupción (Wasserman, 2011).

- **Modelo de eventos LP propuesto para el Volcán Ubinas**

El estudio de Taipei (2008) demuestra que la mayoría de eventos sismo-volcánicos clasificados en el período marzo a abril de 1998 han sido de tipo LP, lo que coincide con el estudio de Machacca (2012) en el período 2006 al 2009. La localización de los eventos LP por Taipei (2008), se distribuye básicamente dentro del área de la caldera del volcán (Figura 3.17), y a profundidades dentro de los 3000 metros desde la base de la caldera (5400 m.s.n.m.), además, se distingue una leve alineación con una dirección Noreste-Suroeste en el plano horizontal, mientras que en la vertical es menos claro. La distribución de la mayoría de los sismos coincide dentro del rango del sistema hidrotermal del Volcán Ubinas, según la delimitación propuesta por Macedo et al. (2002). Esto a su vez es relacionado a un aspecto climático ya que el período de las señales analizadas coincide con una época de lluvias y las fumarolas corroboran una actividad freática del volcán.

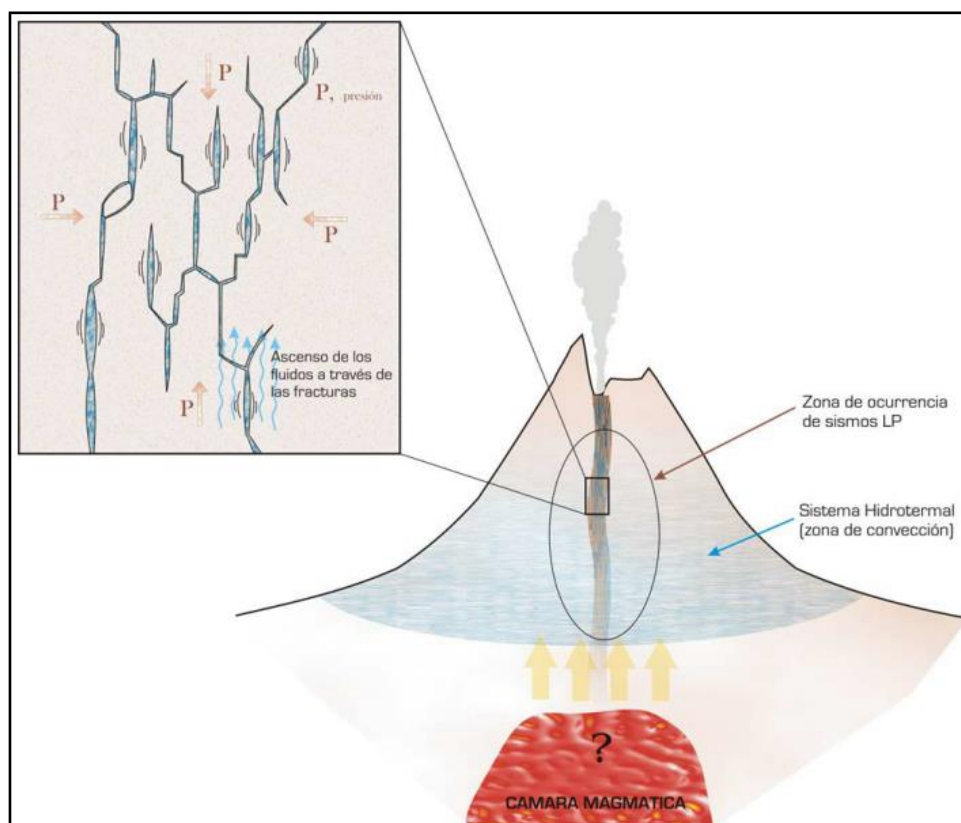


Figura 3.17, Esquema con el modelo de fuente que se plantea para la ocurrencia de sismos LP en el Volcán Ubinas (Tomado de Taipei, 2008)

Según Machacca (2012), durante el período eruptivo 2006-2009 del Volcán Ubinas, se observó actividad explosiva precedida por enjambres de LP y según su análisis se observa que los mayores incrementos de estos

eventos ocurren al darse una explosión o un grupo importante de explosiones y que, después de ocurrida la explosión, la tasa de eventos LP disminuye drásticamente, casi a cero (Figura 3.18).

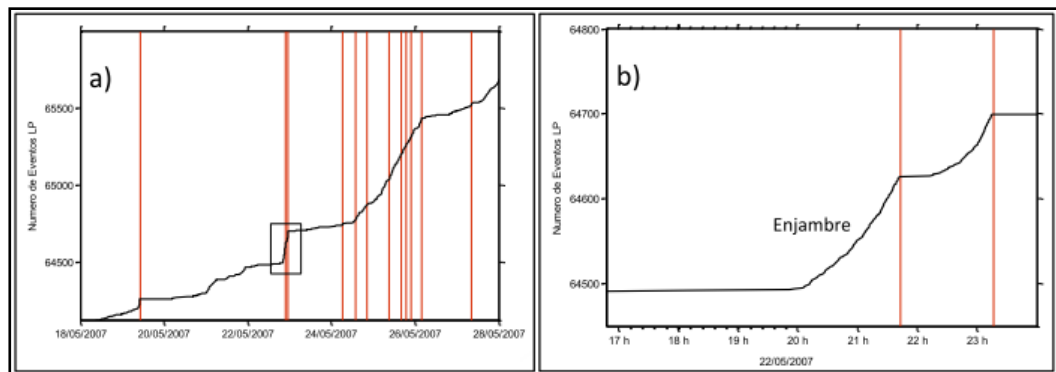


Figura 3.18, a) Aproximación de la curva de acumulación de los eventos LP y su distribución temporal con las explosiones b) Aproximación del rectángulo de a) donde se observa un claro incremento de los LP antes de las dos explosiones ocurridas el 22 de mayo del 2007 (Tomado de Machacca, 2012).

- **Modelo de eventos LP propuesto para el Volcán Sabancaya**

Según Torres (2014) los eventos de largo período en el Volcán Sabancaya son asociados al paso de fluidos y en su período de análisis (febrero a julio del 2013) han sido registradas en su mayoría sólo en la estación más próxima al cráter del volcán, lo que revela que son eventos proximales.

3.2.3. Modelo de fuente de eventos Tornillo

Torres et al. (2002) indica que el número, energía y frecuencia pico de los eventos tornillo resultan útiles como parámetros de actividad y como precursores de las erupciones. El inicio ligeramente impulsivo se encuentra ligado al desarrollo de un transiente de presión que ocasiona un pulso impulsivo de corto tiempo de subida y un lento decaimiento exponencial de las amplitudes que se manifiesta en largas duraciones en comparación con sus amplitudes. A primera vista los tornillos parecen ser una combinación de una excitación impulsiva y una resonancia dentro del volcán. El campo de onda elástico por el que se maneja el fluido en la cavidad está en función de la geometría de la misma, las propiedades físicas del fluido y el sólido, y las características espacio-temporales del mecanismo de disparo que excita la cavidad. El modelo Resonador de Helmholtz, permite explicar algunas de las características observadas como son principalmente las posibles dimensiones y

las frecuencias dominantes asociadas al resonador, pero es difícil explicar más parámetros con este modelo.

- **Modelo de eventos Tornillo propuesto para el Volcán Ubinas**

Según Taipei (2008) la falla inferida con rumbo N 30° W que atraviesa la caldera y el cráter del volcán (Rivera, 1998), sería parte del modelo de fuente propuesto para éste volcán, ya que, la distribución espacial de los sismos de tipo Tornillo coinciden con el emplazamiento probable de esta falla y además presentan una localización muy superficial, dentro de los primeros 1000 metros de profundidad a partir de la base de la caldera (Figura 3.19). La circulación de fluidos se puede explicar por la existencia de un sistema hidrotermal muy activo en el Ubinas (Macedo et al., 2002), lo que hace deducir que la circulación de fluidos del sistema hidrotermal estaría relacionada con la ocurrencia de los sismos de tipo tornillo. Del análisis aplicado para obtener el factor de calidad, se tiene que los resultados indican que el fluido que llena la fractura y que activa la resonancia de esta, serían gases y vapor de agua.

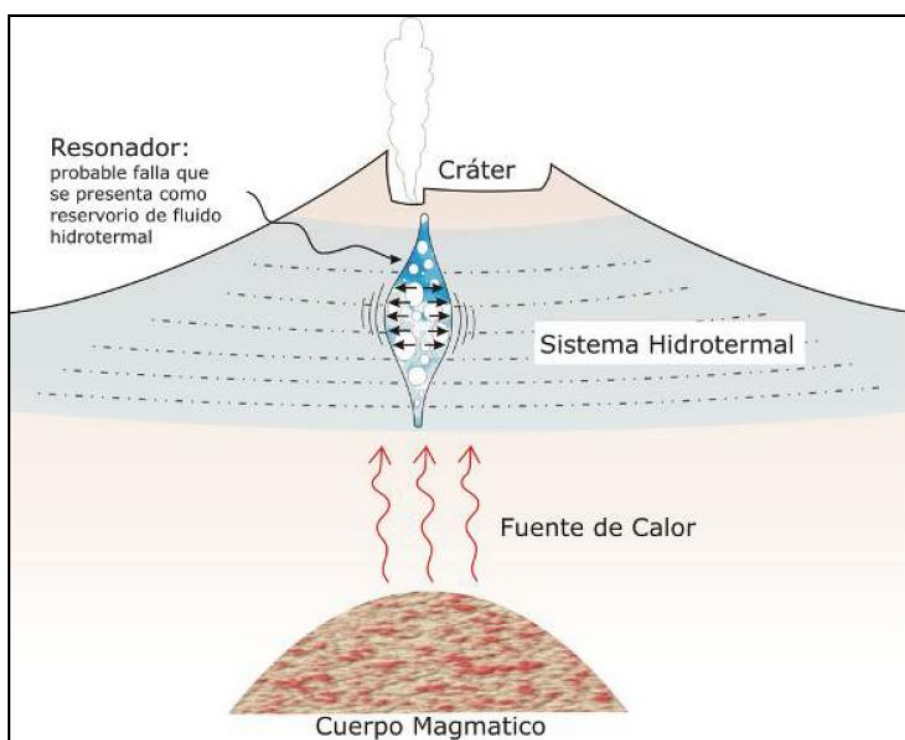


Figura 3.19, Gráfico esquemático para explicar el proceso de ocurrencia de los sismos de tipo Tornillo en el Volcán Ubinas. Los elementos que componen este sistema se presentan exagerados para explicar mejor su naturaleza. (Modificado por Taipei, 2008 de Nakano et al, 2003).

El modelo anterior sería corroborado con el propuesto por Ortega (2015), en el que según su estudio, la profundidad de la fuente que contiene la mezcla de fluidos que estaría generando este tipo de eventos, estaría localizada entre 500–1000 m de profundidad, para tamaños de fuentes entre 20 y 40 m de longitud. La variación temporal de las frecuencias complejas f y de los valores del factor de calidad Q_r , reflejan el desarrollo de la actividad del Volcán Ubinas para el período analizado, lo cual, indica que los fluidos que estarían generando la mayoría de los sismos Tornillo están compuestos por líquidos + burbujas + gases de origen magmático acompañados de material particulado (ceniza), lo cual se evidencia en la actividad tipo explosiva que presentó el Volcán Ubinas en el período enero- abril del 2014.

- ***Modelo de eventos Tornillo propuesto para el Volcán Sabancaya***

El estudio de Ortega (2015) de la actividad del Volcán Sabancaya en el período marzo- julio del 2013, muestra que la variación temporal de las frecuencias complejas y de los valores del factor de calidad Q_r de los eventos Tornillo, indican que los fluidos que estarían generando la mayoría de estos sismos están compuestos por una mezcla de líquidos + burbujas + gases, aspecto que se corrobora con la actividad que presentó el volcán en ese período, la cual, consistió en actividad volcánica tipo freática con presencia de gases de origen magmático que ocurren en momentos en los que no se aprecia salida de material sólido y/o gaseoso, sugiriendo que su origen es relativamente profundo y no se manifiesta actividad superficial inmediata asociada con la ocurrencia de este tipo de eventos.

3.2.4. Modelo de fuente de eventos Híbridos

Siendo los eventos híbridos, el producto de la suma de un pequeño terremoto (VT) y un evento LP, con origen en la misma región, y ocurridos simultáneamente, entonces el modelo propuesto sería: En la región fuente (una fractura) sellada y sometida a presión de los fluidos volcánicos, el aumento de presión lleva a la ruptura de la zona, produciendo un terremoto. La fractura se rellena de fluido y la resonancia del mismo (modelo LP) produce la señal monocromática en bajas frecuencias. En resumen, este modelo asume que existe una presión de fluidos que rompe la fractura y le inyecta un fluido (Ibañez & Carmona, 2000).

3.2.5. Modelo de fuente de Tremores

Por su variedad espectral implica la necesidad de diferentes modelos para cada tipo de tremor:

3.2.5.1. Tremor Armónico

Asociado a resonancia de tipo “tubo de órgano” de grandes conductos, desgasificaciones y fluctuaciones del gas (Ibañez & Carmona, 2000). Relacionado al ascenso del magma y/o a la circulación de fluidos por una cavidad resonante y posterior a ello, emisión de fluidos.

3.2.5.2. Tremor Espasmódico

Los posibles mecanismos de tremor serían los mismos que generan los LP, pero donde los transitorios de presión son continuos en el tiempo e integran una región más extensa (Ibañez & Carmona, 2000). Es asociado a una perturbación del sistema hidrotermal en una etapa pre-explosiva o también relacionado a la emisión de ceniza durante la etapa explosiva.

3.2.6. Modelo de fuente de Explosiones

En las señales de explosiones, se pueden distinguir dos llegadas diferentes y claras, ya que ocurre una partición de energía en la fuente (McNutt, 1999; Ibañez & Carmona, 2000), estas dos llegadas se asocian a lo siguiente:

Primero, parte de la energía viaja a través del suelo como ondas sísmicas, asociada a una propagación en forma de ondas internas o superficiales de la explosión.

Segundo, la otra parte viaja a través del aire como ondas acústicas o aéreas, ondas de choque y ondas sonoras con una velocidad de propagación clara de 340 m/s. La onda de aire se acopla de nuevo en el suelo cerca del sismómetro.

- *Modelo de Explosiones propuesto para el Volcán Ubinas*

El estudio de Machacca (2012) durante el período eruptivo 2006–2009 del Volcán Ubinas, revela que las explosiones han sido identificadas por el aumento brusco de su amplitud, además de que estos son precedidos por un

enjambre de eventos LP y muchas de ellas aparecen superpuestas a una señal de tremor. Particularmente las explosiones vulcanianas, han sido acompañados por señales sísmicas de muy largo período (>10 seg) llamado “Very Long Period events” (VLP).

El estudio de Ortega (2015) indica que visualmente las explosiones se han caracterizado por emisiones considerables de gases y cenizas y en algunas ocasiones dichos eventos han emitido proyectiles balísticos. Sísmicamente, este tipo de señales han presentado una característica principal, que corroborando el estudio anterior, se presenta la ocurrencia de un pequeño evento VLP al inicio de la explosión. Por otro lado, la energía sísmica de estos eventos es relativamente alta (entre 1 y 350 MJ).

CAPÍTULO IV

POTENCIAL ESPONTÁNEO

Es un método geofísico eléctrico pasivo, basado en la medición del potencial eléctrico natural (espontáneo) desarrollado en la Tierra (Corry et al., 1983).

4.1. PRINCIPIO DEL MÉTODO

El potencial Espontáneo (PE) utiliza el flujo natural de corriente en la tierra por lo que no precisa de circuito de emisión alguno, se basa en medir entre dos puntos del terreno, cual es la diferencia de potencial eléctrico generado de forma natural en el subsuelo. La distribución general sub-superficial de la corriente natural de la tierra ha sido determinada a partir de los estudios realizados de las líneas de equipotencial en la superficie del suelo (Jakoski, 1950).

El método de PE ha sido usado en volcanes activos para identificar y delinear anomalías asociadas con sistemas hidrotermales activos y su evolución a través del tiempo (Gonzales et al., 2014). El potencial espontáneo que ha sido observado sobre éstos volcanes está principalmente conformado por potenciales termoeléctricos y potenciales electrocinéticos (Macedo et al., 2002). La generación de potencial espontáneo también puede estar dada por fenómenos electroquímicos pero es difícil que se puedan generar grandes diferencias de potencial a través de los procesos electroquímicos, o de los procesos termoeléctricos en un volcán activo (Sato & Mooney, 1960; Nourbehecht, 1963; Gonzales, 2001), es por ello que se dará mayor énfasis en la descripción del potencial electrocinético.

4.1.1. Potenciales Electroquímicos

Llamado también efecto de pila de concentración, mediante el cual se genera una diferencia de potencial por óxido-reducción de los electrolitos en contacto con algún mineral (Sato & Money, 1960). El origen de las reacciones está en el potencial de oxidación Eh (o potencial Redox, Figura 4.1) entre las soluciones superiores, parcialmente oxidadas y las soluciones inferiores parcialmente reducidas. La energía necesaria para mantener el proceso sería suministrada por el oxígeno atmosférico que penetra en el suelo disuelto en el agua de lluvia (Ainchil et

al., 2015). Por ello la baja temperatura, retrasa las reacciones y las capas de congelación impiden el movimiento iónico (Orellana, 1972).

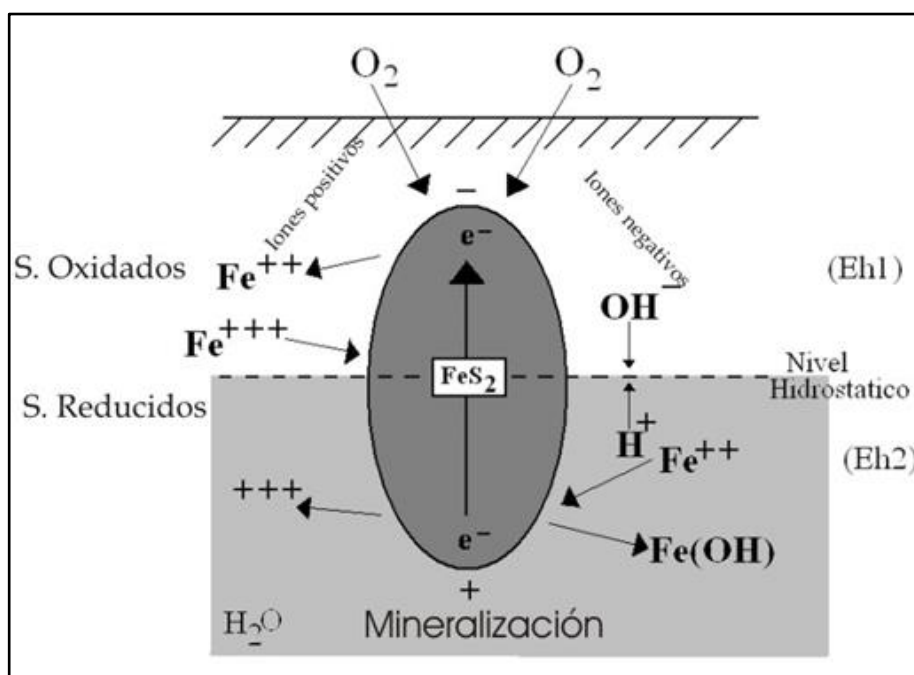


Figura 4.1, Potencial Redox creado por acoplamiento electroquímico, (propuesto por Sato & Mooney, 1960).

Esta pila de concentración asociada a la presencia de cuerpos mineralizados puede generar algunas centenas de mV, pero que en un contexto geotérmico son más bien débiles (Dana, 1992). No obstante, pueden producirse fuertes contrastes químicos en el subsuelo de un edificio volcánico producidos por la diferencia de concentración en elementos de tipo sulfatos o cloruros, así como la precipitación de hidróxidos entre las ramas ascendentes calientes y las descendentes frías (White et al., 1971), presentes en el sistema hidrotermal.

4.1.2. Potenciales Termoeléctricos

Los potenciales termoeléctricos, son originados por gradientes de temperatura y tienen generalmente poca intensidad. Este fenómeno está ligado a la difusión térmica de los iones (Gonzales, 2000; Macedo et al., 2002).

Considerando que a través de una muestra de roca se mantiene un gradiente de temperatura, entonces aparecerá un correspondiente gradiente de potencial. Este fenómeno se conoce como cupla termoeléctrica y el cociente, $\Delta V/\Delta T$ es denominado "coeficiente de la cupla termoeléctrica" (Ainchil et al., 2015).

Nourbehecht (1963) propone un modelo que relaciona el PE en superficie con una esfera uniforme de elevada temperatura, enterrada a una profundidad igual a su diámetro e interceptada a través de su centro por un borde horizontal que separa una capa superior de conductividad σ_1 de una capa inferior de espesor infinito y conductividad $3\sigma_1$. En tal caso, el potencial superficial máximo es calculado con la expresión 4.1:

$$\Delta V_{\text{máx}} = 0.15 [(C_1 - C_2)\Delta T](\text{en mV}) \quad (4.1)$$

Donde C_1 y C_2 son los coeficientes de las cuplas termoelectricas ($\Delta V/\Delta T$) de las capas superior e inferior respectivamente (con unidades $\text{mV}/^\circ\text{C}$), y ΔT es la diferencia de temperatura entre la esfera y su entorno (Figura 4.2).

La polaridad de la anomalía puede ser positiva o negativa, ya que depende del signo de $(C_1 - C_2)$ pero por lo general, las anomalías en zonas geotérmicas son positivas (Zohdy et al., 1973, Ainchil et al., 2015).

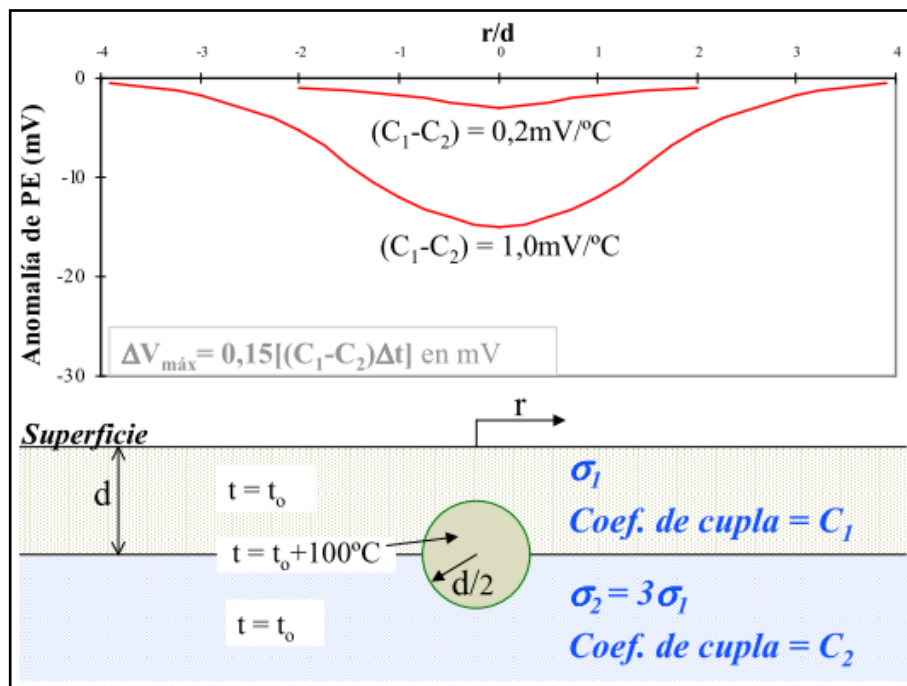


Figura 4.2, Modelo esférico de generación de potencial termoelectrico (Ainchil et al., 2015).

4.1.3. Potenciales Electrocinéticos

Los potenciales electrocinéticos son ocasionados por un gradiente por presión en fluidos (agua, gas, vapor) que atraviesan los capilares de la roca (medios porosos), y por lo general causan anomalías mucho más importantes que los termoelectricos. Los fenómenos electrocinéticos, reflejan por tanto las relaciones existentes entre el desplazamiento relativo de dos fases (por ejemplo:

sólido/líquido) y las características físico-químicas de su interface (Dana, 1992; Gonzales, 2000; Macedo et al., 2002).

El desplazamiento de un fluido a través de un medio poroso, causado por un gradiente hidráulico ΔP (dado por la ley de Darcy para fluidos viscosos), genera un gradiente de potencial eléctrico (potencial de electrofiltración) debido a la interacción del movimiento del fluido en los poros con la doble capa de Helmholtz de las paredes porales (Ainchil et al., 2015). La doble capa eléctrica es la estructura que comprende la región de interfase entre dos fases, en este caso una interface sólido/líquido. La parte líquida (conductora) es cargada positivamente y la sólida (poco conductora) es cargada negativamente (Ishido & Mitzutani, 1981). Este proceso es conocido como “cupla electrocinética” y es dado por la expresión 4.2:

$$\frac{\Delta V}{\Delta P} = \frac{\rho \epsilon \zeta}{4\pi \eta} \quad (4.2)$$

Donde ρ , ϵ y η son la resistividad eléctrica, la constante dieléctrica y la viscosidad del fluido poroso respectivamente, y ζ es el potencial entre el punto donde se unen la capa de Stern y la capa difusa respecto de la zona de equilibrio (fuera de la capa difusa). Como ζ puede ser positivo o negativo, la anomalía electrocinética también puede ser positiva o negativa.

Nourbehecht (1963), describe el modelo de una fuente de presión esférica enterrada en un medio de capas horizontales con la misma geometría y distribución de conductividades utilizadas para el caso termoeléctrico (Figura 4.2). En tal caso, el máximo potencial superficial sobre el centro de la esfera es próximo al dado por la expresión 4.3:

$$\Delta V_{\text{máx}} = 0.6 [(C'_1 - C'_2) \Delta P] \text{ (en mV)} \quad (4.3)$$

Donde C'_1 y C'_2 son los coeficientes de la cupla electrocinética ($\Delta V/\Delta P$), en mV/atm, de las capas superior e inferior, respectivamente, y ΔP es la diferencia de presión a través del bucle de la esfera (Figura 4.3).

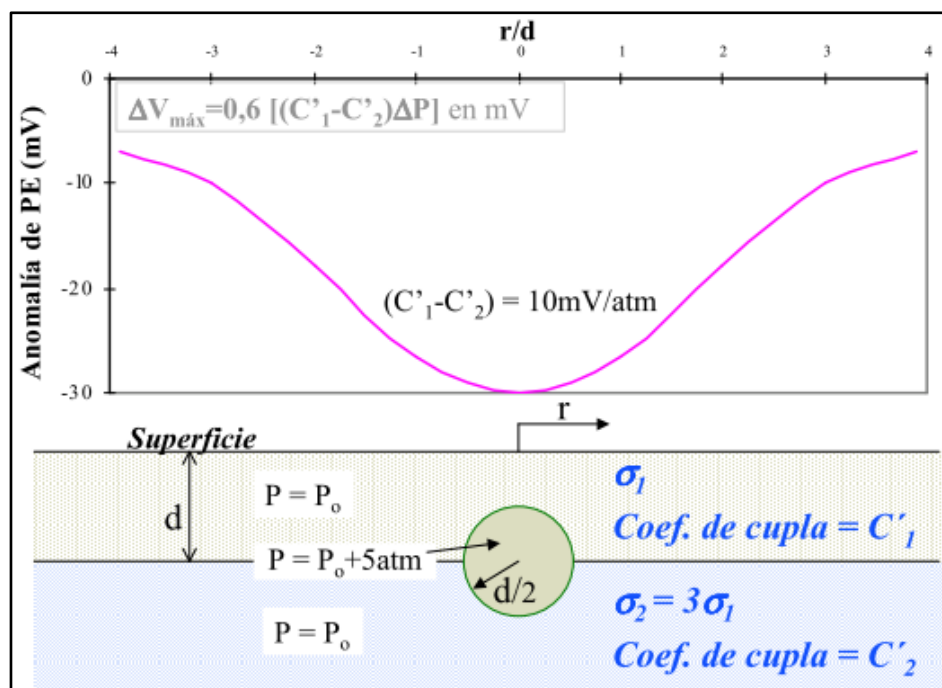


Figura 4.3, Modelo esférico de generación de potencial electrocinético (Ainchil et al., 2015).

La polaridad de la anomalía depende del signo de los coeficientes de la cupla electrocinética y de la dirección del gradiente de presión, por tanto las anomalías pueden ser de cualquier polaridad. Aunque una fuente esférica no sea representativa del desplazamiento de fluido, el modelo es instructivo para comparar los potenciales superficiales generados por ambos tipos de acoplamiento (Ainchil et al., 2015).

- Potenciales de electrofiltración

En zonas volcánicas activas, la generación del Potencial Espontáneo, puede ser producido por dos fuentes de corriente de electrofiltración: una ligada al vapor ascendente “*per ascensum*” (parte caliente, efecto hidrotermal, circulación ascendente), y la otra a la infiltración gravitatoria del agua “*per descensum*” (parte fría, efecto hidrogeológico, circulación descendente). Al aplicar un gradiente de presión en una capilar (ΔP), se produce una circulación monofásica laminar del fluido y se establece un gradiente en la velocidad del fluido que será proporcional al gradiente de presión e inversamente proporcional a la viscosidad del mismo (Gonzales, 2000).

Debe considerarse que los potenciales generados por el flujo de agua subterránea no termal “*per descensum*” (por ejemplo la infiltración de agua de lluvia

en terrenos permeables o lo largo de fallas/fracturas) pueden constituir una fuente de ruido importante y la mayor causa de las variaciones relacionadas con los efectos topográficos, es por ello que existe una fuerte correlación entre el perfil de PE y la altura topográfica (Figura 4.4). Los cationes se eliminan por el agua y en lugares topográficamente más altos, hay núcleos eléctricamente negativos (Gallas, 2005; Ainchil et al., 2015).

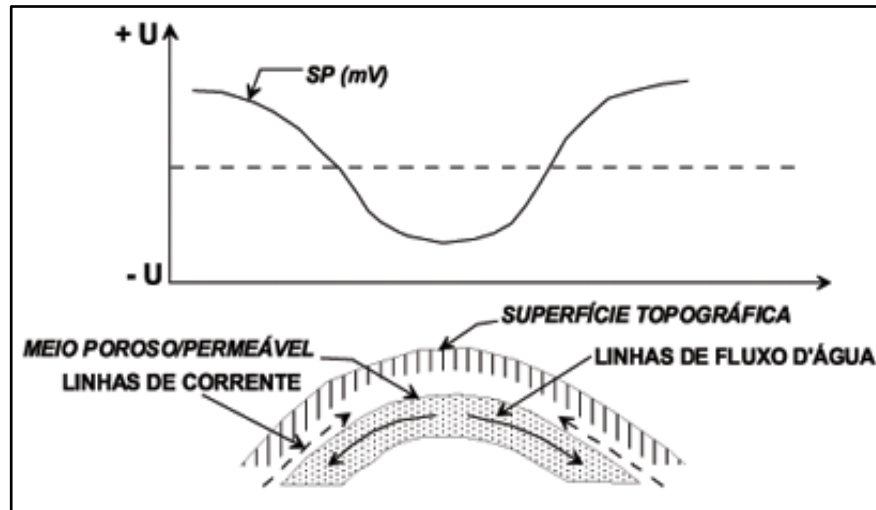


Figura 4.4, Diseño esquemático de potencial de flujo “per descensum” (Gallas, 2005).

4.2. DIFICULTADES PRESENTADAS EN LA MEDICIÓN DE POTENCIAL ESPONTÁNEO

Según el manual de Corry et al. (1983), en los estudios de Potencial Espontáneo, sólo el campo de corriente directa (DC) es de interés; todos los demás potenciales eléctricos se consideran “ruidos” y deben evitarse:

4.2.1. Corrientes telúricas

Las corrientes telúricas son campos eléctricos variables en el tiempo que se originan con fluctuaciones magnetosféricas resultantes de la interacción del viento solar con el campo magnético terrestre, suelen contener componentes de alta energía en un rango de frecuencia desde 0.001 Hz a 100 Hz.

4.2.2. Ruido Cultural

Los cambios en el campo "natural" de PE pueden resultar de líneas eléctricas, comunicaciones de radio, edificios, cercas, tuberías, etc.

4.2.3. Errores en polaridad

Las mediciones de PE se realizan y registran con ambas polaridades posibles como ayuda para minimizar errores. La polaridad normal es la primera medida de potencial tomada. Consiste en el electrodo base conectada al terminal negativo del voltímetro y el electrodo móvil al positivo.

4.2.4. Problemas del electrodo:

Electrodos no polarizables con sulfato de cobre se utilizan para hacer contacto con el suelo. Consisten en un envase de plástico lleno con una solución saturada de sulfato de cobre. Una varilla de cobre se encuentra inmersa en esta solución a la que está unido el cable del multímetro. La base del recipiente es porosa y permite que la solución escape lentamente al suelo. El propio recipiente poroso puede afectar las lecturas de PE en una variedad de formas:

- *Diferencias químicas*, en la solución de sulfato de cobre entre el envase poroso, puede resultar en una diferencia de potencial de varios milivoltios, independiente de la tierra.
- *Luz de sol*, la radiación ultravioleta en la solución de sulfato de cobre cambiará su potencial eléctrico.
- *Temperatura*, puede tener un efecto en el potencial de un recipiente en relación con el otro.
- *Deriva del recipiente*, durante el curso de la medición de una línea de PE, el potencial entre el recipiente de base y el recipiente móvil cambiará debido a variaciones químicas y de temperatura.
- *Alta Resistencia de Contacto*, la resistencia de corriente entre los electrodos porosos y la tierra pueden afectar las medidas de PE al cargar el circuito.
- *Humedad del suelo*, se debe detener el estudio en caso de una lluvia intensa o persistente, pero si es breve que no penetra más de 1 cm en el suelo no necesita detenerse. Se debe evitar condiciones en las que la humedad del suelo está cambiando mientras se está ejecutando una línea.

4.2.5. Cable en cortocircuito a tierra

- *Puntos desnudos*, los cables desnudos que cortan al suelo entre el electrodo de base y el móvil producen grandes potenciales de contacto positivo (50 a 600 mV) que pueden ser relativamente estables en el tiempo. Se debe reparar cualquier parte desnuda en los cables donde el aislamiento se ha roto, y siempre mantener el cable fuera del agua o el barro.

4.3. POTENCIAL ESPONTANEO APLICADO A LA VULCANOLOGÍA

El PE es un método geofísico sensible a los cambios subsuperficiales en los volcanes, causado por la separación de cargas iónicas en profundidad. Este efecto se puede medir en dos modalidades: (1) repitiendo recorridos a través del área activa con un par de electrodos, o (2) dejando los electrodos en continuo contacto con el suelo y registrando la diferencia de potencial entre ellos. Ambos enfoques han sido utilizados con éxito en el volcán Hawai para mapear las zonas de aguas subterráneas de afloramiento y, por tanto, para monitorear los cambios causados por intrusiones de magma superficial (Dzurisin et al., 1980a).

Como se mencionó anteriormente, el potencial espontáneo ha sido aplicado en volcanes para delimitar su estructura interna, diferenciando la zona hidrotermal de la zona hidrogeologica (Figura 4.5)

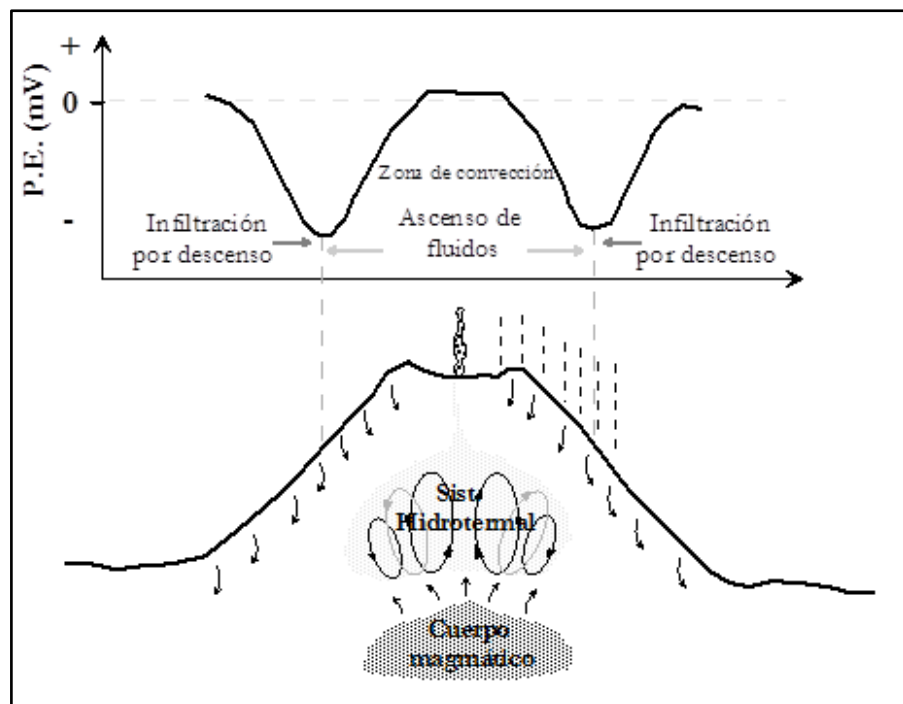


Figura 4.5, Curva patrón de potencial espontáneo que se esperaría en una sección transversal de un volcán activo (Gonzales, 2001).

4.3.1. Zona Hidrogeológica

Caracterizada por la infiltración de las aguas meteóricas hasta la napa acuífera y que por lo general se produce en las zonas bajas (faldas) y alrededores del edificio volcánico. Los potenciales generados dependen de la porosidad y permeabilidad del terreno por donde transita el agua de infiltración. Las anomalías negativas de PE, están relacionadas a infiltraciones gravitatorias y cuya amplitud es proporcional a la profundidad del acuífero o a la distancia de la zona no saturada, existiendo una relación inversa y lineal entre la variación del potencial y la altura del terreno (Jackson & Kauahikaua, 1987, Gonzales, 2001; Finizola, 2002).

4.3.2. Zona Hidrotermal

Se observan anomalías positivas que correlacionan a zonas de transferencia hídrica y térmica ascendentes hacia las zonas altas (parte central) del edificio, producido por el calentamiento que sufren las aguas que se infiltran hasta las proximidades del magma y que genera una convección hidrotermal. El ascenso de fluidos produce una mayor concentración de cationes (+) en las partes altas de las ramas ascendentes convectivas y de aniones (-) en las partes bajas de las mismas (Gonzales, 2001). Para una mejor comprensión del tema, también es necesario considerar que un sistema hidrotermal se compone de tres elementos principales (Finizola, 2002):

- *Roca permeable*, es la que contiene el reservorio geotérmico. Cualquier tipo de roca puede servir de almacenamiento para un reservorio geotermal, sin embargo su naturaleza desempeñará un papel fundamental en las reacciones fluido-roca.
- *Fuente de calor*, dependerá del ajuste geológico y tectónico. Puede ser proporcionado por un magma en el contexto de volcanismo activo, o en zonas tectónicamente activas por procesos de levantamiento del basamento a alta temperatura. En el primer caso el sistema geotermal mantiene un sistema de alta temperatura constante, mientras que en el segundo caso el depósito puede ser de baja o de alta temperatura.
- *Agua*, es el elemento que va a transmitir calor por convección desde el reservorio a la superficie de la tierra. En los sistemas hidrotermales, el agua es principalmente de origen meteórico y origen raramente marino. Se filtra

desde la superficie y circula a profundidades de varios cientos de metros hasta varios kilómetros en la corteza.

Por lo tanto, las características que distinguen a los sistemas hidrotermales de los sistemas hidrogeológicos son la presencia de agua y roca anormalmente caliente relativamente poco profunda, implicando una transferencia de calor por convección a través del flujo de agua. En la superficie, esta circulación hidrotermal se manifiesta muy a menudo por la presencia de aguas termales y fumarolas (Finizola, 2002).

4.4. ESTUDIOS DE POTENCIAL ESPONTÁNEO EN EL VOLCÁN UBINAS

Los estudios de Potencial espontáneo realizados en el Volcán Ubinas, han servido para la interpretación del comportamiento de la señal de PE dentro del sistema hidrotermal y/o en el sistema hidrogeológico.

Los estudios de Gonzales (2000) y de Macedo et al. (2002) establecen que en el Volcán Ubinas se presentan dos zonas bien diferenciadas:

- *Hacia las faldas*, es la llamada zona hidrogeológica que se da en la parte fría del volcán, la cual está asociada al efecto electrocinético producido por infiltración de las aguas meteóricas. En esta zona existe una relación lineal inversa entre el potencial espontáneo y la altura. Los valores negativos que se observan en el potencial medido en superficie están relacionados a las circulaciones hidrogeológicas, pues están directamente asociadas con el incremento del espesor de la zona vadosa (zona no saturada por encima del nivel freático) con la altitud. Depende principalmente de la permeabilidad de las rocas y de la composición y temperatura de los fluidos involucrados.
- *Hacia las partes altas*, es la llamada zona hidrotermal o zona de circulaciones ascendentes (zona caliente). El potencial aumenta en forma proporcional a la altura, y la variación del P.E. que se da en esta parte, está asociada a la convección hidrotermal. Hacia las partes altas de los flancos y en las cumbres se observa anomalías positivas del potencial espontáneo que pueden tener centros en áreas de flujo ascendente.

La zona comprendida entre la zona fría y caliente, podría corresponder a la zona de transición entre el efecto hidrogeológico y la convección hidrotermal.

La razón $\Delta V/\Delta h$, es decir la variación del potencial (ΔV) respecto de la variación de la altura (Δh), que se llama también gradiente, se expresa como el coeficiente de

electrofiltración $C_e = \Delta V / \Delta h$. Gonzales (2000) y Macedo et al. (2002) plantean que este gradiente de PE respecto a la altitud, puede caracterizar las diferentes litologías laterales del edificio volcánico pues el potencial espontáneo de electrofiltración depende principalmente de la permeabilidad de las rocas y de la composición y temperatura de los fluidos involucrados. Los autores, a partir del cálculo del C_e , observaron cambios laterales en la naturaleza de las rocas dentro del edificio. Dentro de las denominadas zonas Hidrogeológica, de Transición e Hidrotermal, se distinguieron diversas sub-zonas u horizontes geoelectricos (Figura 4.6). Desde la base a las partes más elevadas del cono, se obtuvieron:

- Una zona hidrogeológica Hz, donde se distinguen 5 horizontes geoelectricos.
- Una zona de transición Tz, que es considerada como una zona límite que muestra la zona de influencia del sistema hidrotermal.
- Una zona hidrotermal LCz y Ucz, donde LCz se refiere a la zona baja de convección (Lower Convective Zone) compuesta por 4 horizontes geoelectricos y que muestra valores de C_e positivos, y UCz es zona alta de convección (Upper Convective Zone) con 5 horizontes con valores positivos y negativos de C_e .

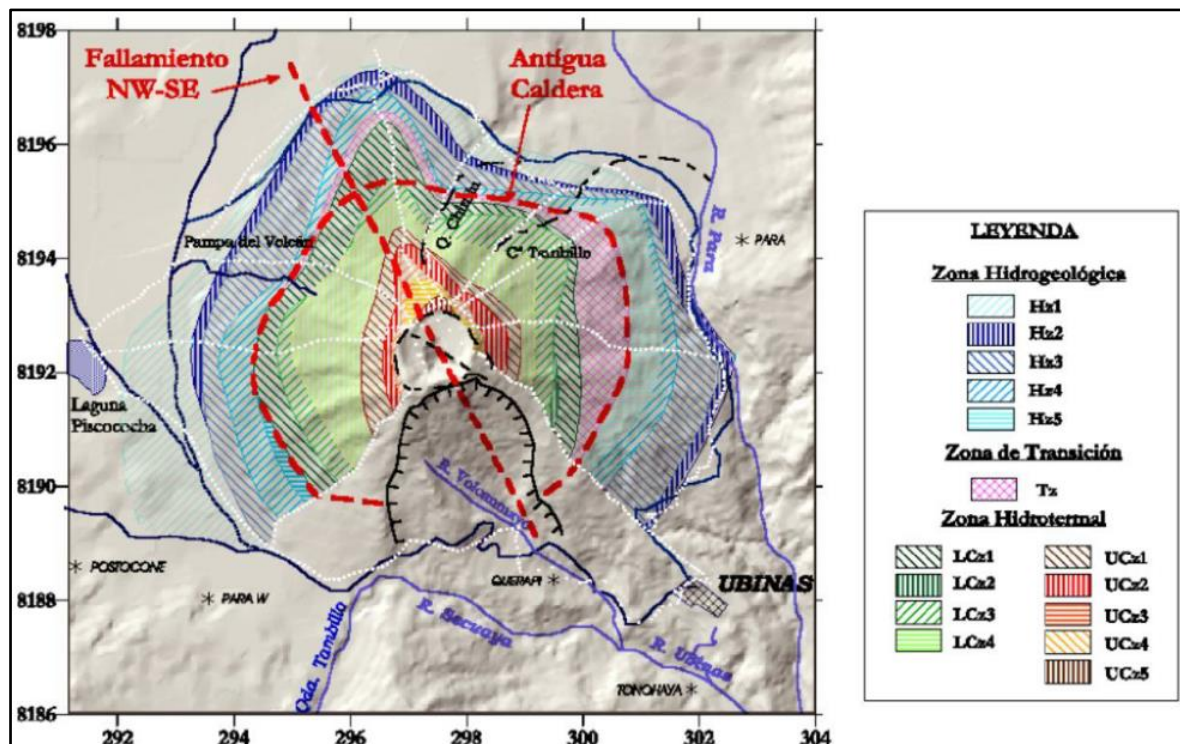


Figura 4.6, Mapa de Zoneación de gradientes de PE respecto a la Altitud en el Volcán Ubinas (Tomado de Macedo et al., 2002).

CAPÍTULO V

ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS SÍSMICOS

En el presente capítulo, se describirá el procedimiento de adquisición de datos y el tratamiento a cada uno de los mismos. Es necesario mencionar, que los datos utilizados, han sido proporcionados por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) con sede en la ciudad de Arequipa, el cual tiene a su cargo el Servicio Vulcanológico Nacional.

5.1. ADQUISICIÓN DE DATOS SÍSMICOS

Las redes de monitoreo volcánico del IGP-sede Arequipa, se encuentran constituidas por estaciones sísmicas instaladas en las proximidades de los volcanes activos del sur del Perú.

Actualmente la institución monitorea 4 volcanes mediante redes con telemetría, es decir, recopiladas en tiempo real. Los cuatro volcanes monitoreados son:

- Misti (6 estaciones)
- Ubinas (5 estaciones)
- Sabancaya (5 estaciones)
- Ticsani (4 estaciones).

5.1.1. Red de Monitoreo del Volcán Ubinas

Esta red inicio sus operaciones en 2006, a consecuencia de la crisis eruptiva del 2006-2009 en el Volcán Ubinas. Consta de cinco estaciones sísmicas, cuatro alrededor del volcán (UB1, UB2, UB3 y UB4) cuya distribución espacial es mostrada en la Figura 4.1, y una quinta estación sísmica que se localiza a 28 km al oeste del Ubinas (HSAL). Las estaciones UB2 y UB4 cuentan además con inclinómetros.

La información de cada estación, como la ubicación (longitud, latitud y elevación), tipo, marca y modelo es mostrada en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1, Información de las estaciones pertenecientes a la red de Monitoreo del Volcán Ubinas

ESTACIÓN	CÓD.	ESTE	NORTE	ELEV.	TIPO	MARCA	MODELO
UBINAS NW (1)	UB1	295217.56	8193376.51	4840	Banda ancha	Guralp	CMG-40T
UBINAS N (2)	UB2	297860.16	8194220.24	4990	Banda ancha/ inclinómetro	Guralp	CMG-3ESP
UBINAS NE (3)	UB3	300186.26	8193466.98	4668	Período corto	Lennartz	3DLITE
UBINAS SW (4)	UB4	295303.62	8189913.03	4724	Banda ancha/ inclinómetro	Guralp	CMG-40T
HUITO SALINAS	HSAL	269235.00	8193337.85	4480	Banda ancha	Guralp	CMG-40T

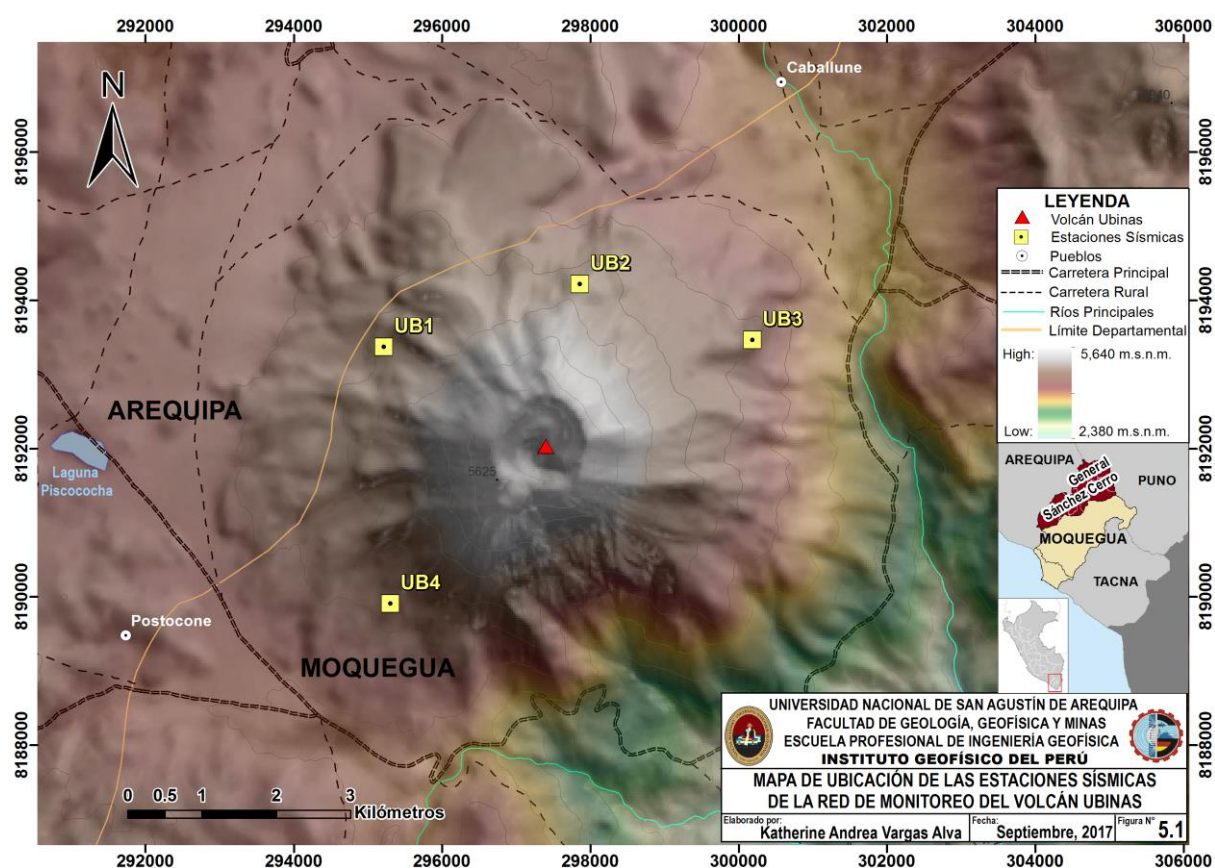


Figura 5.1, Ubicación de las estaciones pertenecientes a la red de Monitoreo del Volcán Ubinas

5.1.2. Red de Monitoreo del Volcán Sabancaya

La red del Volcán Sabancaya, inicio su operatividad en 2013 con tres estaciones sísmicas SAB, CAJ y PAT, localizados a 3 km, 11 km y 21 km, respectivamente. En 2015 se instaló una nueva estación sísmica a 41 km del volcán, en la localidad de Chivay.

Recientemente en noviembre del 2016 entraron en funcionamiento 02 nuevas estaciones (HUAL y AMP), ubicadas a 6 y 4 km del cráter del Sabancaya, respectivamente.

La información de cada estación, como la ubicación (longitud, latitud y elevación), tipo, marca y modelo es mostrada en la Tabla 5.2, y la distribución espacial de las estaciones es mostrada en la Figura 5.2.

Tabla 5.2, Información de las estaciones pertenecientes a la red de Monitoreo del Volcán Sabancaya

ESTACIÓN	CÓD.	ESTE	NORTE	ELEV.	TIPO	MARCA	MODELO
CAJAMARCANA	CAJ	203627.51	8247140.62	4471	Banda ancha	Nanometric	TCRP120
PATAPAMPA	PAT	214723.58	8256375.37	4974	Banda ancha	Nanometric	TCRP120
SABANCAYA	SAB	194898.05	8249715.02	5210	Banda ancha	Guralp	CMG-40T
AMPATO	AMP	193929.69	8248383.93	5265	Banda ancha	Guralp	CMG-40T
HUALCA-HUALCA	HUAL	194833.52	8258452.29	5257	Banda ancha	Lennartz	3DLITE

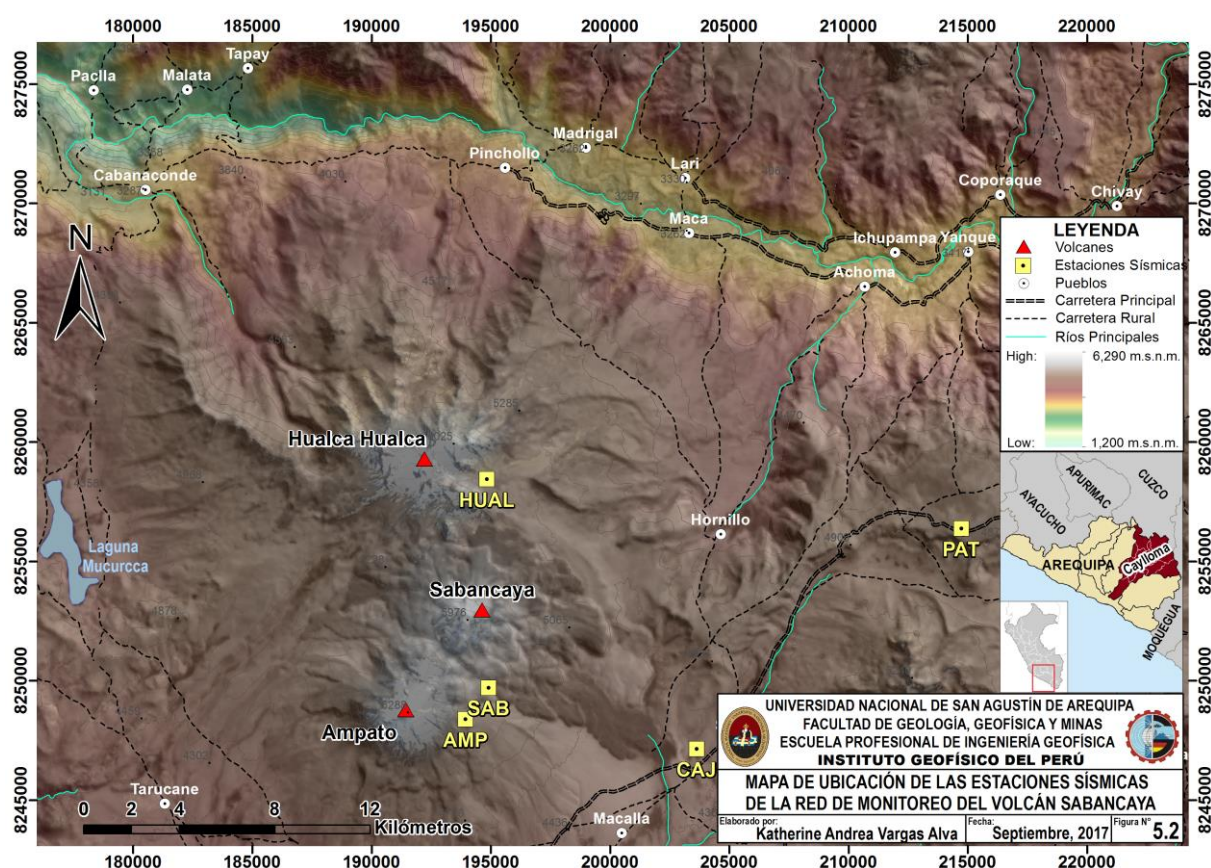


Figura 5.2, Ubicación de las estaciones pertenecientes a la red de Monitoreo del Volcán Sabancaya.

5.1.3. Instrumentación para la Adquisición de datos

Una estación de monitoreo sísmico (Figura 5.3) está compuesta principalmente por un sismómetro y un digitalizador. Para los Volcanes Ubinas y Sabancaya se tienen sismómetros de diferentes tipos (principalmente los de banda ancha, que se caracterizan por su capacidad de registro en un ancho rango de frecuencias), modelos y marcas, pero en cuanto al digitalizador todas usan el REFTEK 130DAS. A continuación se detallan algunas características de estos instrumentos.

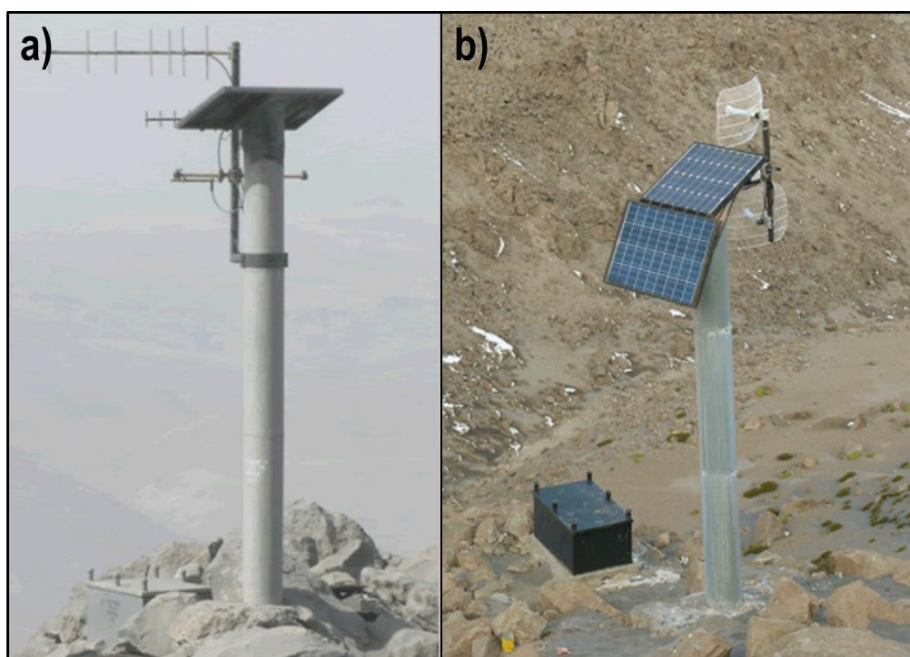


Figura 5.3, Estaciones Sísmicas del Instituto Geofísico del Perú: a) Estación Ubinas 3 (UB3) y b) Estación Sabancaya (SAB).

a) Sismómetro Guralp CMG-40T

Los CMG-40 son sismómetros triaxiales robustos y resistentes ideales para bóvedas de ruido moderado (Figura 5.4). Se encuentran en las estaciones Ubinas 1 (UB1), Ubinas 4 (UB4) y Huito Salinas (HSAL) del Volcán Ubinas y en las estaciones Sabancaya (SAB) y Ampato (AMP) del Volcán Sabancaya. Las principales características de este sensor son:

- Sensibilidad de $2 \times 160 \text{ V/m/s}$ o $2 \times 400 \text{ V/m/s}$.
- Sensibilidad (Salidas de alta ganancia opcional) $2 \times 1600 \text{ V/m/s}$ o $2 \times 4000 \text{ V/m/s}$.
- Rango dinámico $> 145 \text{ dB}$.
- Respuesta de velocidad plana de $0,033 \text{ Hz}$, $0,05 \text{ Hz}$ o $0,1 \text{ Hz} - 50 \text{ Hz}$.
- Respuesta de aceleración plana de $\text{DC} - 0,33 \text{ Hz}$, $0,05 \text{ Hz}$ o $0,1 \text{ Hz}$.

- Impedancia de salida de 47 Ω .
- Salida diferencial de ± 10 V.
- Temperatura de funcionamiento de -10 a +60 ° C.
- Diámetro de la base de 168 mm.
- Altura del sensor de 210 mm (incluido el mango).
- Peso del sensor de 5,0 kg.
- Requisitos de voltaje de 10-36 V mediante uso interno.
- Corriente a 12 V en DC de 48 mA.



Figura 5.4, Sismómetro Guralp CMG-40T.

b) Sismómetro Lennartz 3DLITE

Los sismómetros Lennartz modelo 3DLITE (Figura 5.5) se encuentran en la estación Ubinas 3 (UB3) del Volcán Ubinas y en la estación Hualca Hualca (HUAL) del Sabancaya. Las principales características de este sensor son:

- Extremadamente compacto, ligero y fuerte.
- Todos los sensores están calibrados a idénticos voltajes de salida.
- Bajo ruido, baja potencia (típicamente 6 mA a 12 V en DC).
- Fuente de alimentación de 10- 16 V en DC sin estabilizar.
- Dimensiones de 65x95 mm.
- Peso de 1.6 Kg.
- Rango de temperatura de -15 a + 60 °C.
- Frecuencia propia de 1 Hz.
- Frecuencia de esquina superior 100 Hz.
- Factor de transducción diferencial de 400 V/m/s, ajustado con precisión.
- RMS Ruido a 1 Hz de <3 nm/s.
- Rango dinámico > 130 dB.



Figura 5.5, Sismómetro Lennartz 3DLITE.

c) Sismómetro Guralp CMG -3ESP

El sismómetro Guralp modelo CMG-3ESP (Figura 5.6) se encuentra en la estación Ubinas 2 (UB2) del Volcán Ubinas. Entre sus principales características se pueden citar:

- Sismómetros de alto rendimiento, bajo ruido, compactos y de banda ancha.
- Tres Sensores ortogonales, cada uno de 0.180 kg.
- Peso total de 11 kg.
- Rango de temperatura con masas bloqueadas -35 a +75 °C.
- Rango de temperatura de funcionamiento -20 a +65 °C.
- Voltaje de entrada de 10 - 36 V.
- Sensores híbridos de 0,1 - 50 Hz.
- Sensibilidad de la velocidad de 1400 V/m/s.
- Sensibilidad de aceleración 2000 V/m/s².
- Respuesta de velocidad plana de 120s - 50 Hz.
- Manilla de elevación y todos los conectores en la parte superior del instrumento.
- Impermeable y duradero.
- Instalación sencilla y rápida.



Figura 5.6, Sismómetro Guralp CMG -3ESP.

d) Sismómetro Nanometrics TCRP120

El Trillium Compact Posthole es un sismómetro de banda ancha de bajo ruido ideal para un despliegue rápido y fácil. La variante 120s incorpora un diseño simétrico de sensor de retroalimentación de fuerza triaxial con una respuesta plana a una velocidad de 120 segundos a 100 Hz (Figura 5.7). Se encuentran en las estaciones Cajamarcana (CAJ) y Patapampa (PAT) del Volcán Sabancaya. Las principales características de este sensor son:

- Sensibilidad de 750 V-s/m nominal $\pm 0,5$ % de precisión.
- Ancho de banda de -3 dB puntos a 120s y 100 Hz.
- Carcasa de resistente a la corrosión, arañazos y astillas.
- Alineación de marcas verticales para N/S.
- Precisión de guía N/S - E/W en la parte superior de la cubierta.
- Diámetro de 97 mm.
- Altura del cuerpo y conector de 160 mm.
- Peso de 3.3 kg.
- Temperatura de funcionamiento de -20 a + 60 °C.
- Rango Dinámico > 152 dB a 1 Hz.



Figura 5.7, Sismómetro Nanometrics TCRP120.

e) Digitalizadores REFTEK 130

El RT130 es un registrador de datos de alta resolución de 3 ó 6 canales. Es de baja potencia y altamente configurable para una amplia gama de aplicaciones y sensores. Se aloja en una carcasa de plástico, que es casi impermeable (Figura 5.8) y tiene almacenamiento interno de datos en forma de dos tarjetas Compact Flash. El RT130 puede grabar simultáneamente las tarjetas CF y transmitir datos en casi tiempo real usando telemetría Ethernet que habilita la comunicación de red con la institución. Entre sus principales características están:

- Tamaño físico de 13.5 "x 5.3" x 7.3".
- Fuente de energía de 10-16V, ~ 1.0 W.
- Frecuencia de muestreo de 1 a 1000 muestras por segundo.
- Capacidad de almacenamiento depende de la tarjeta CF.
- La ganancia para todos los registradores es 1.



Figura 5.8, Digitalizador REFTEK 130.

5.1.4. Red de Telemetría

Las señales llegan a la estación Base del IGP- Sede Arequipa por una red de telemetría que incluye estaciones repetidoras.

En el caso del Volcán Ubinas se utiliza una estación repetidora en Pichu Pichu (Figura 5.9) y para el Volcán Sabancaya se cuenta con una estación repetidora en Cerro Gloria (Figura 5.10).

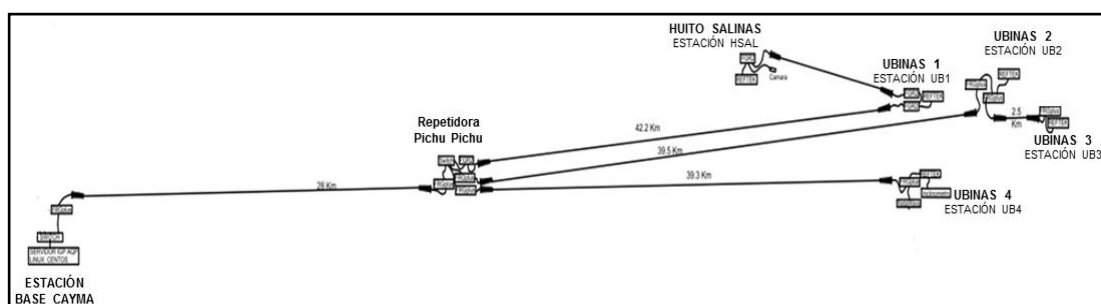


Figura 5.9, Red Telemétrica para el Volcán Ubinas (Fuente IGP).

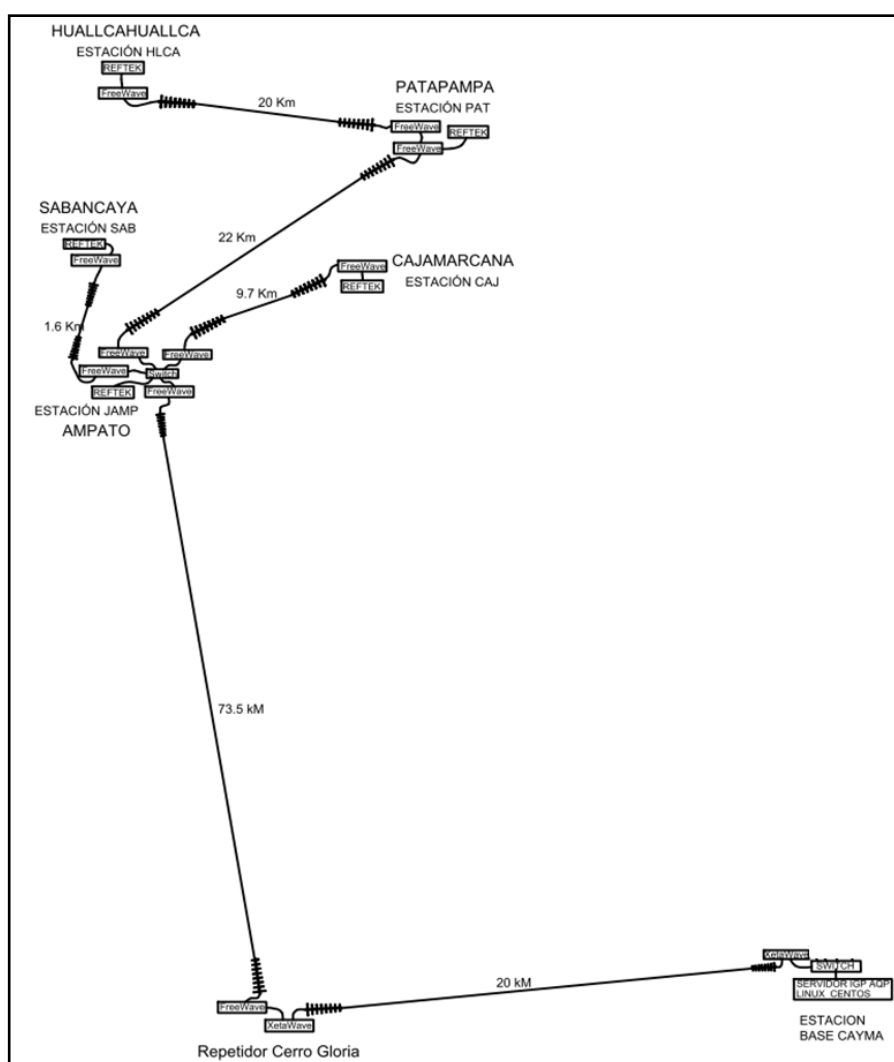


Figura 5.10, Red Telemétrica para el Volcán Sabancaya (Fuente IGP).

5.1.5. Recepción de Datos en el Servidor

El servidor Earthworm es un sistema de adquisición y procesamiento de datos, inicialmente utilizado por la Red Sísmica del Norte de California (NCSN) en Estados Unidos, así como en otros observatorios vulcanológicos. El sistema Earthworm realiza distintos procesos con las señales sísmicas a través de programas independientes denominados módulos, cada uno de estos módulos contiene una programación específica, pero para la adquisición de datos tiene un módulo principal, encargado de la entrada de datos y su almacenamiento directo en el disco (Figura 5.11).

En el IGP- sede Arequipa se ejecuta el programa RTPD el cual es un software que recopila la información de las estaciones de campo, en un servidor Power Edge R320 que se comunica con los digitalizadores Reftek de campo, a través de las redes telemétricas. La data sísmica recolectada es guardada en el sistema de archivos propietarios de REFTEK (Reftek Archive).

El RTPD utiliza el protocolo RTP (protocolo propietario de REFTEK con corrección de errores en el nivel de aplicación) para la recolección de datos. Al mismo tiempo se mantiene en ejecución una instancia del servicio Earthworm que se comunica con el RTPD a fin de recolectar datos a través del módulo ref2ew, el cual sirve de enlace entre el Earthworm y RTPD.

Los usuarios acceden a los datos a través de la aplicación SWARM (Seismic Wave Analysis- Real-time Monitoring), el cual ha sido desarrollado por la USGS (U.S. Geological Survey), IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) e ISTI (Instrumental Software Technologies, Inc.).

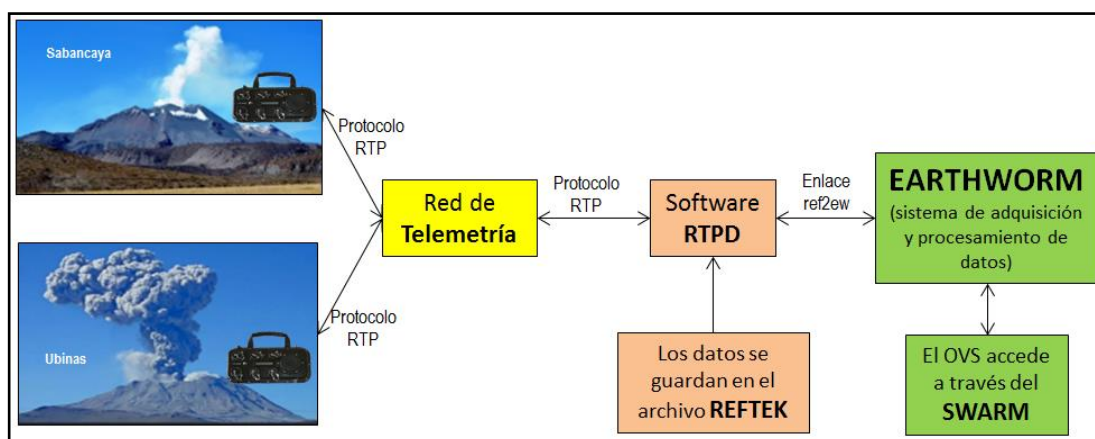


Figura 5.11, Esquema de la red de datos en tiempo real del IGP- sede Arequipa.

5.1.6. Descarga de Datos para Procesamiento y Análisis

Los scripts de descarga de datos sísmicos desde el servicio *Earthworm* están escritos en lenguaje *Python* (librería *ObsPy*).

Mediante estas aplicaciones se realizan dos tipos de descarga, uno de datos de las últimas 24 – 48 horas, y otro que obtiene datos cada 30 segundos. Estos datos se almacenan en la carpeta nombrada como “SAC”, ordenados en subcarpetas “aaaamm” (año-mes) y “dd” (día).

5.2. PROCESAMIENTO DE DATOS SÍSMICOS

Los datos proporcionados, pasaron por el proceso de clasificación y localización por profesionales del IGP-Sede Arequipa, cuyo procedimiento es detallado en los siguientes puntos.

5.2.1. Clasificación de señales sísmo-volcánicas

La clasificación es realizada en un programa en Matlab (Figura 5.12) basada en la aplicación “Seismo_Volcanalysis” desarrollado por Phillippe Lesage de la Universidad de Savoie (Francia) y se basa en 5 pasos:

- **Cargar archivos**, se selecciona el Año, Mes, Día y Hora que se va a clasificar.
- **Selección de eventos**, seleccionar los extremos de la señal que se desea clasificar y se cargarán las tres primeras ventanas.
- **Análisis espectral**, se debe calcular el Espectrograma, el cual debe ser analizado según su forma para discriminar de que evento se trata. A la vez, se puede calcular el espectro de frecuencias y energía (MJ).
- **Clasificar**, los datos de frecuencia principal (Hz), amplitud, duración (segundos) permiten tener un mejor criterio para clasificar la señal.
- **Guardar información de evento**, después de analizar la señal según su forma en el espectrograma, el espectro de frecuencias, duración y los otros parámetros, se procede a clasificar la señal, para ello seleccionar el tipo de evento y hacer clic en el botón Clasificar. La información se va guardando en un documento de texto con la información de tipo de evento, fecha, hora, frecuencia (Hz), duración (segundos), amplitud, energía (MJ), entre otros.

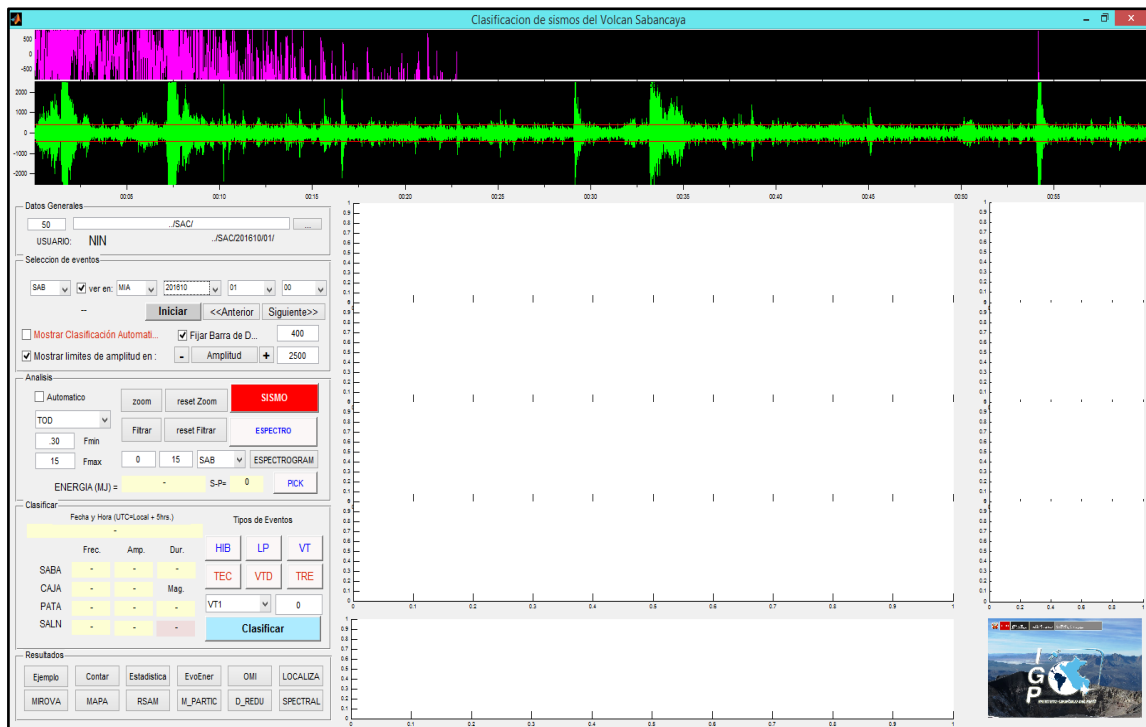


Figura 5.12, Aplicación en Matlab para clasificación de eventos sismo-volcánicos.

Con los datos obtenidos, se realizan gráficas estadísticas de los eventos sismo-volcánicos para cada volcán para el cual se ha utilizado el programa Excel.

5.2.2. Localización de eventos Volcano-tectónicos

Este proceso se realiza en el sistema operativo Linux, para ello se debe contar con 3 carpetas cuyo contenido debe ser el especificado a continuación:

- **LST**, listas de eventos encontrados en cada día.
- **PICK**, archivos SH que permitirán ejecutar el programa SAC (que debe estar instalado). Dentro en una subcarpeta se guardarán los resultados.
- **SAC**, eventos Volcano-tectónicos previamente recortados en todas las estaciones, y que son analizados para el picado de fases P y S.

Se ejecuta el programa en un terminal mediante comandos y se abre la señal con sus tres componentes en cada estación (Figura 5.13)

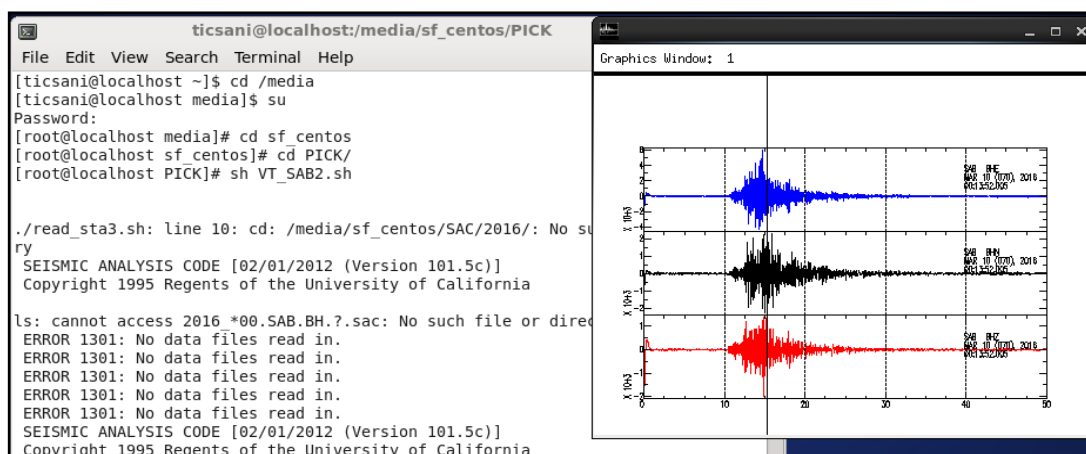


Figura 5.13, Ejecución del Programa para picado de fases.

Para picar la fase P se debe observar en la componente Z (vertical) y la fase S en las componentes N (norte) y E (este). Se utilizan las teclas “X” para zoom, “O” para minimizar y “H” para guardar el evento. Se deben ubicar exactamente el inicio de las fases P y S para cada estación (Figura 5.14), es por ello que se debe escribir si la fase es emergente o impulsiva, luego si el impulso es hacia arriba o abajo, después el peso del impulso y finalmente si se trata de una fase P o S, todo ello utilizando las teclas que se mencionan en la Tabla 5.3.

Tabla 5.3, Teclas utilizadas para el picado de fases.

TECLA	DESCRIPCIÓN
E	<i>Emergente</i> : el impulso de la fase no se ve claramente.
I	<i>Impulsiva</i> : el impulso de la fase se observa claramente.
U	<i>Up</i> : el inicio de la fase es hacia arriba.
D	<i>Down</i> : el inicio de la onda es hacia abajo.
0	<i>Peso 0</i> : impulso claro.
1	<i>Peso 1</i> : impulso no tan claro.
2	<i>Peso 2</i> : impulso poco notorio.
3	<i>Peso 3</i> : impulso nada notorio.
P	Fase P.
S	Fase S.

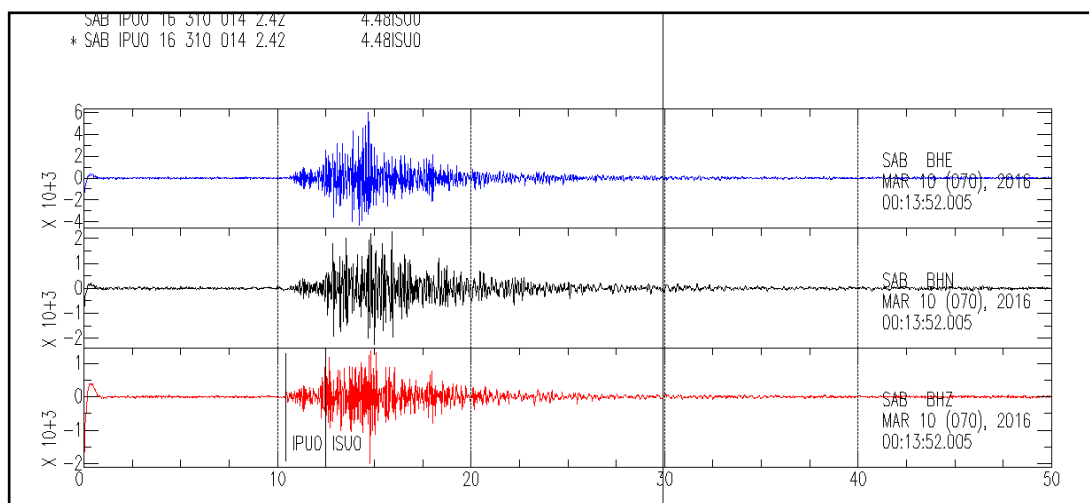


Figura 5.14, Picado de las Fases P y S.

Como se mencionó anteriormente, los resultados se guardan en un Archivo PHA, dentro de la carpeta PHA_SABA.

En el sistema operativo Windows XP se ejecuta el programa HYPOELLIPSE, el cual sirve para determinar los hipocentros de los sismos locales, regionales o cercanos y para cada evento en que el elipsoide encierra el volumen de confianza del 68 por ciento.

Se inició con un previo control de calidad, eliminando aquellos eventos que tuvieran menos de tres estaciones picadas en el archivo de texto saba.PHA.

Este archivo es copiado en una carpeta donde se encuentra el programa, junto con otros archivos como el modelo de velocidades de la corteza (Tabla 5.4), la ubicación de las estaciones, un archivo Hypo_test.log donde están escritos los parámetros utilizados como la relación promedio de $V_p/V_s = 1.65$.

Tabla 5.4, Modelo de velocidades de Dorbath et al., (1991).

Capa	Velocidad (km/s)	Profundidad (km)	V_p/V_s
1	5.2	0.0	1.65
2	6.2	15.0	1.65
3	6.8	30.0	1.65
4	8.0	50.0	1.65

Se trabaja con la ventana de comandos de Windows (CMD) y al ejecutar el programa nos da como resultado varios archivos con información del proceso realizado (Figura 5.15). El archivo utilizado es el TEST1.SUM.

```

G:\>hypoel.EXE <sab.in
begin hypoellipse

hypoellipse input filename <stdin)?  hypom.ct1
root for output filenames <hypoe)?  test1
log filename or "screen" <test1.log)?  test1.log
filename for printer output or "log"
answer "log" to combine with log file <test1.out)?  test1.out
will this job generate a summary file <no)?  y
summary output filename <test1.sum)?  test1.sum
will this job generate an archive file <no)?  y
archive output filename <test1.arc)?  test1.arc
use travel time tables <no)?  n
does this job relocate events with revised station delays <no)?  n

Stop - Program terminated.
G:\>_

```

Figura 5.15, Ejecución del Programa Hypoellipse,

Los ítems más relevantes del archivo TEST1.SUM son mostrados en la Tabla 5.5. Para conocer a detalle el proceso que realiza se puede leer el manual referido en la bibliografía (Lahr, 2012).

Tabla 5.5, Datos mostrados en la base de datos obtenida con la localización de eventos mediante el programa HYPOELLIPSE.

ITEM	DESCRIPCIÓN
FECHA	Formato [Año-Mes-Día]
ORIGEN	Formato [Hora-Minuto-Segundo]. Si la solución es basada únicamente en datos S-P, un * seguirá a la fecha.
LATITUD	Dada en el formato [Grados- N o S- Minutos]
LONGITUD	Dada en el formato [Grados- E o W- Minutos]
PROFUNDIDAD	Dada en Kilómetros. Se muestra con valores positivos aquellos que se encuentran por debajo de la superficie y con negativos aquellos por encima de la superficie.
NO	Número de lecturas de P, S y S-P utilizadas en la solución.
D1	Distancia a la estación más cercana utilizada en la solución (km).
GAP	Mayor proyección azimutal en grados de separación entre las estaciones, como se ve desde el epicentro (grados).
D	Número de modelo de retraso usado (1 al 5).
RMS	Si las desviaciones son R_i y los pesos son W_i , $i=1, N$, entonces la ecuación para el RMS es: $RMS = \left[\frac{\sum_1^N W_i R_i^2}{\sum_1^N W_i} \right]^{\frac{1}{2}}$
AVWT	Los pesos son normalizados de modo que su suma sea igual al NO dividiendo cada peso por el peso promedio.
SEH	Límite de confianza del 68 % horizontal para la dirección menos bien limitada.
SEZ	Límite de confianza del 68 % para profundidad.
CALIDAD	Esta calidad se basa en los valores de SEH y SEZ. Los valores de A y B indican buena calidad, a diferencia de C y D que indican que el valor no es muy aceptable.
VPVS	Cálculo de la pendiente de T_p vs T_s .

Los resultados de la localización de eventos volcano-tectónicos fueron plotados en el programa de procesamiento geoespacial ArcGIS, utilizando principalmente los componen ArcMap y ArcScene de este paquete.

5.2.3. Datos del Volcán Ubinas

Para el análisis de las señales sísmicas en el Volcán Ubinas se consideró el período marzo a diciembre del 2016. Las señales volcánicas clasificadas para éste período fueron 24691 eventos volcano-tectónicos (VT), de los cuales 24607 fueron proximales (VTP) y 84 distales (VTD), 10085 eventos largo período (LP1), 83 eventos tornillo (TOR), 3555 eventos híbridos (HIB), 1595 eventos tremor espasmódico (TRE) y 5 explosiones (EXP). Se muestra un gráfico de cilindros apilados con el número de eventos en la Figura 5.16.

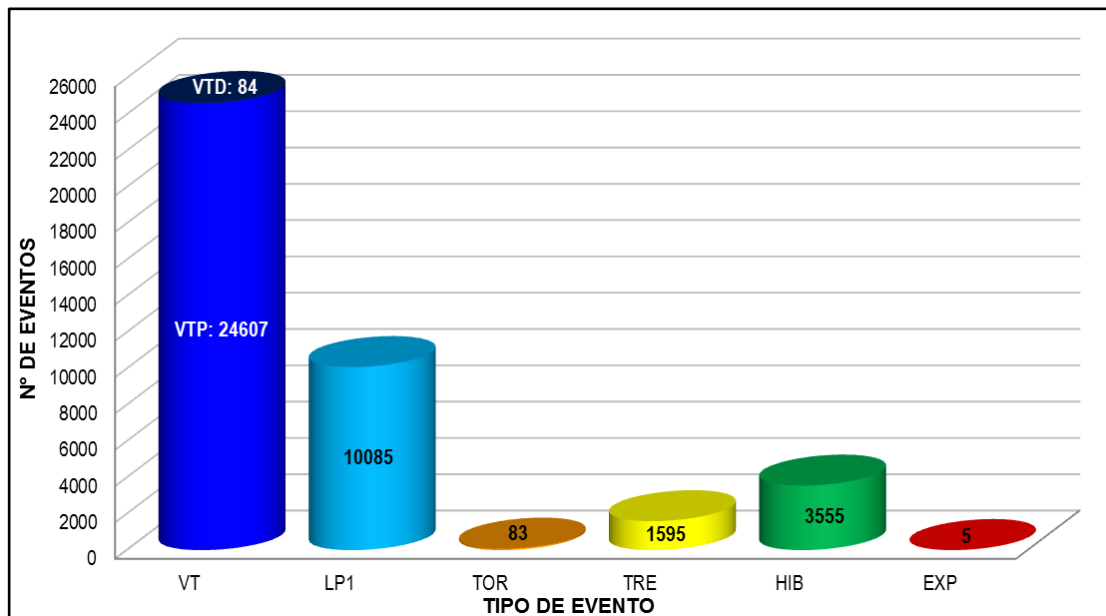


Figura 5.16, Gráfico de cilindros apilados de los sismos volcánicos clasificados durante el período marzo a diciembre del 2016 en el Volcán Ubinas.

En cuanto a las señales para localización de eventos volcano-tectónicos se obtuvieron 543 eventos.

5.2.4. Datos del Volcán Sabancaya

El período de análisis de las señales sísmicas en el Volcán Sabancaya comprendió desde noviembre del 2015 hasta diciembre del 2016. Las señales volcánicas clasificadas para éste período, fueron 34 579 eventos volcano-tectónicos (VT) de los cuales 7 291 fueron proximales (VTP) y 27 289 distales (VTD), 11 008 eventos largo período (LP1), 10793 eventos tremor de los cuales 10 790 fueron tipo espasmódico (TRE) y 3 armónicos (TRA), 2 608 eventos híbridos (HIB) y 2 678 explosiones (EXP). Se muestra un gráfico de cilindros apilados con el número de sismos volcánicos en la Figura 5.17.

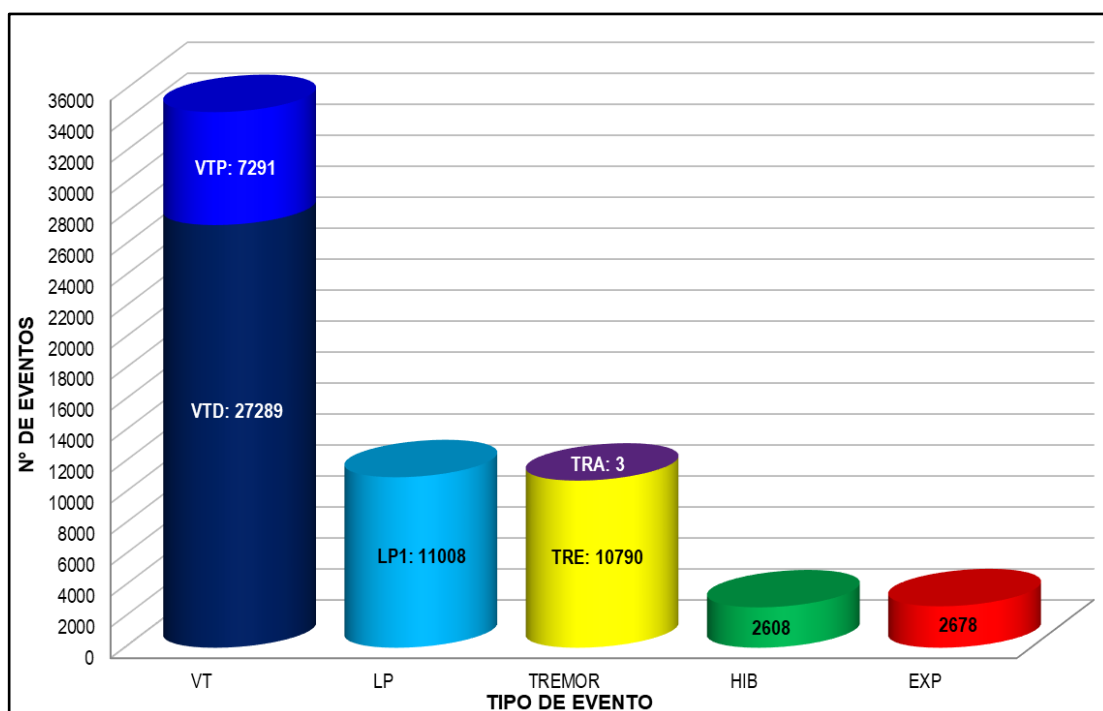


Figura 5.17, Gráfico de cilindros apilados de los sismos volcánicos clasificados durante el período noviembre 2015 a diciembre del 2016 en el Volcán Sabancaya.

Fueron localizados un total 7480 eventos volcano-tectónicos. Es importante precisar que durante el período 11 de octubre al 16 de noviembre del 2016 no se registraron datos en la red sísmica del Volcán Sabancaya del IGP. Para completar la información, se trabajó con datos de las estaciones sísmicas SAB07 y SAB11 del INGEMMET (Instituto Geológico Minero y Metalúrgico), es por ello que se hace el agradecimiento respectivo a esta institución por proporcionar los archivos SAC para ser clasificados.

CAPÍTULO VI

ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS DE POTENCIAL ESPONTÁNEO

6.1. ADQUISICIÓN DE DATOS DE POTENCIAL ESPONTÁNEO EN REGISTRO CONTINUO

Los datos de PE han sido adquiridos durante una campaña realizada por el IGP-Sede Arequipa. Los profesionales estuvieron durante diferentes años buscando una ubicación adecuada basada en los estudios de Macedo et al. (2002), y producto de las medidas reiterativas que realizaron desde el año 2006 se encontraron las mayores variaciones a lo largo del perfil N°7 (Figura 6.3), perfil elegido por su fácil accesibilidad.

Durante los años 2006 y 2014 se realizaron cinco campañas para tomar datos de potencial espontáneo: diciembre del 2016, julio del 2010, julio y septiembre del 2014 y octubre del 2009. Las medidas se realizaron desde el borde NW del cráter del volcán (a una altura de 5462 m.s.n.m.), la mayoría de ellos en un recorrido de 6800 m hasta un último punto al borde de la laguna Piscococha (a una altura de 4507 m.s.n.m.), el cual ha sido considerado como punto de referencia ya que el nivel o superficie piezométrica constituye un adecuado “nivel cero” y se encuentra alejado de la influencia de los sistemas hidrotermal e hidrogeológico del Volcán Ubinas (Gonzales, 2001). Las medidas se realizaron cada 100 m y para las lecturas se utilizó un voltímetro marca METRIX modelo MX20 de ITT Instruments de precisión 0.1 mV, siendo la distancia máxima del cable empleado de 300 m, es así que después de la tercera medida, dicho punto se convertía en el nuevo punto de referencia. En la Figura 6.1 se observa que las medidas tienen mucha similitud en su comportamiento, a pesar que han sido tomadas en diferentes años. La línea discontinua representaría el límite entre el sistema hidrotermal y el hidrogeológico (distancia de 2300 m desde el cráter), ya que considerando las definiciones expuestas en el capítulo anterior, el comportamiento de la señal de PE por efecto hidrogeológico (parte baja del volcán) suele ser inversamente proporcional a la altura y por efecto hidrotermal (parte alta) la señal aumenta en forma proporcional a la topografía. Es por ello que para una mejor comprensión se agregó un perfil de la topografía, cuya escala se observa en el lado derecho de la Figura 6.1.

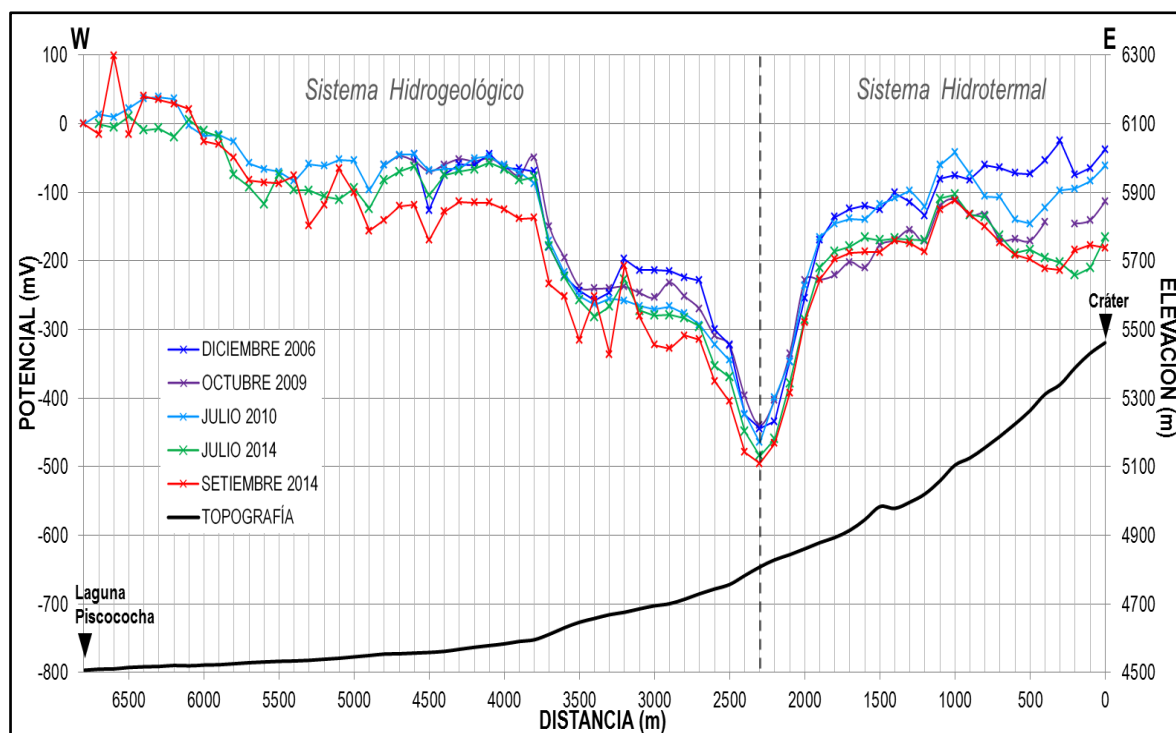


Figura 6.1, Perfiles de Reiteración de Potencial Espontáneo en el Volcán Ubina en diferentes campañas realizadas desde diciembre del 2006 hasta septiembre del 2014 comparado con la topografía. La línea discontinua representaría el límite entre el sistema hidrotermal y el hidrogeológico.

Como el interés de las campañas de reiteración es vigilar el comportamiento del sistema hidrotermal del Volcán Ubina, se realizaron medidas cada 100 m entre los primeros 700 m desde el cráter y luego cada 2 m entre los 400 y 600 m con la finalidad de obtener un mejor detalle de esta zona. Estas medidas se realizaron entre diciembre del 2014 y mayo del 2016, sumando un total de seis campañas: diciembre del 2014, abril y mayo del 2015, 5 y 7 de agosto del 2015 y el 15 de marzo del 2016. En la Figura 6.2 se muestran los resultados entre los 350 y 650 m. Analizando los datos se eligió como ubicación óptima del equipo de PE continuo entre los 436 y 536 m del Perfil N°7, por ser la zona en que se registró la mayor variación de potencial espontáneo.

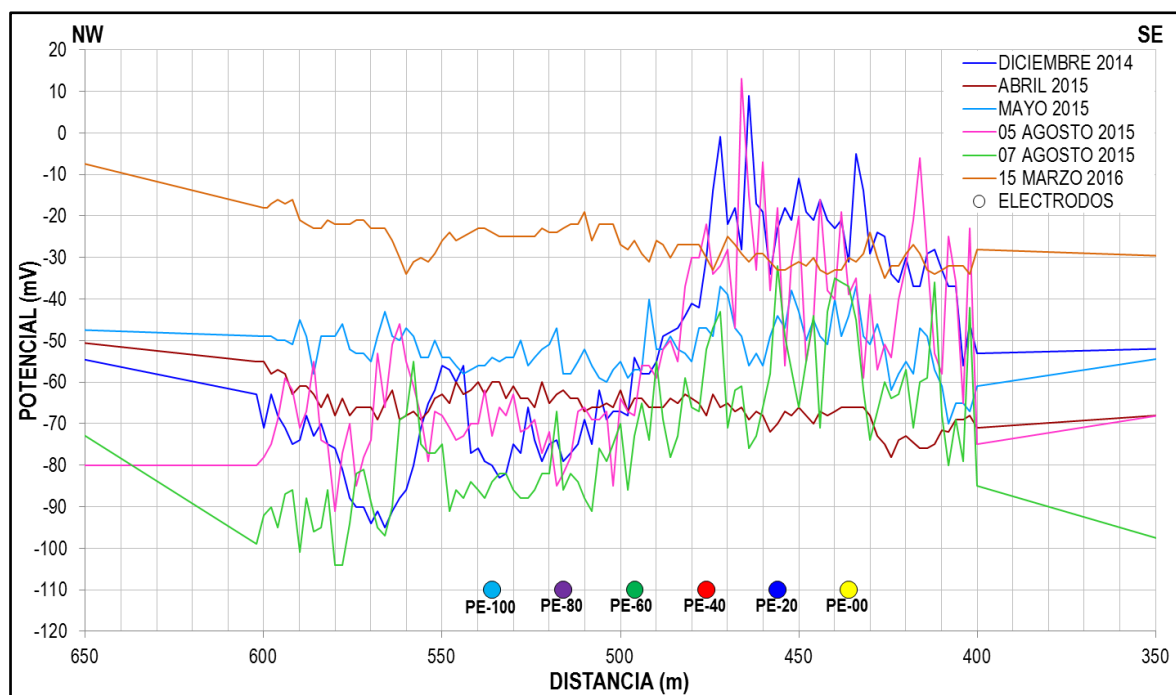


Figura 6.2, Perfiles de Reiteración de Potencial Espontáneo en el Volcán Ubinas en detalle cada 2 m, y ubicación elegida para la instalación de los electrodos (círculos de colores).

En el mes de junio los especialistas del IGP indicaron el inicio de una nueva fase explosiva según el análisis sísmico, es por ello que con la finalidad de detectar los cambios que ocurren en el sistema hidrotermal, se instaló en el flanco noroeste del Volcán Ubinas, una configuración multielectródica que registró datos de PE de manera continua en intervalos de 15 segundos, desde el 09/09/2016 hasta el día 17/11/16.

La configuración multielectródica consta de un electrodo de referencia (PE-00) y 5 electrodos de medida (PE-20, PE-40, PE-60, PE-80 y PE-100), ubicados cada 20 metros, los cuales están conectados mediante cables a un registrador de datos (el punto de ubicación del mismo es considerado como la estación PE-Base). Un esquema que muestra la conexión de los electrodos al registrador de datos es mostrado en la Figura 6.3 y las coordenadas de ubicación de cada uno de los puntos son señaladas en la Tabla 6.1 y en la Figura 6.4.

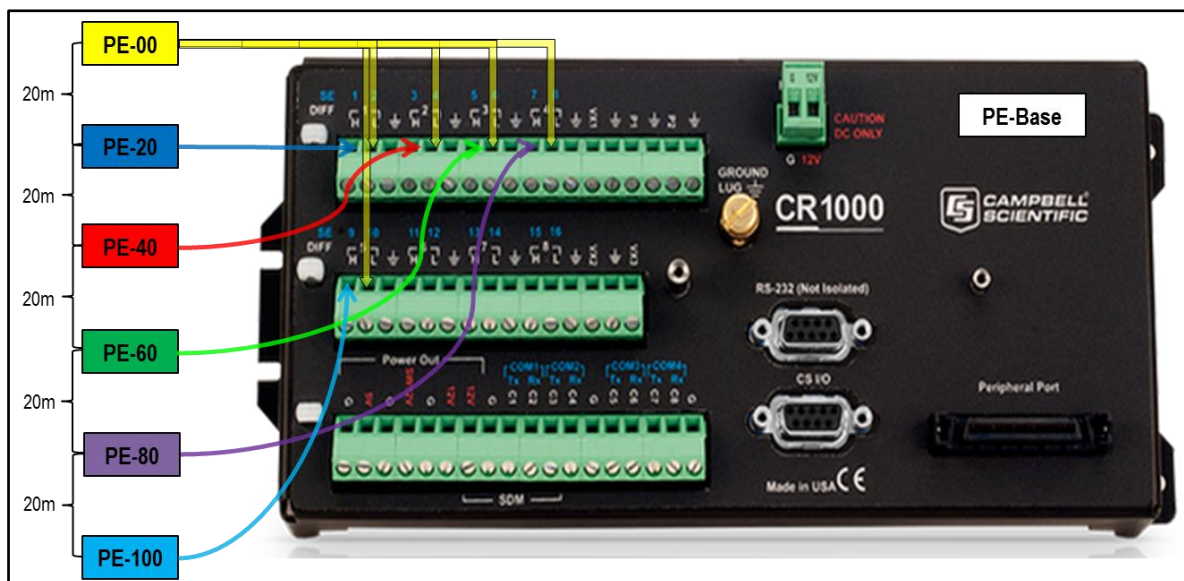


Figura 6.3, Esquema de conexión de los electrodos al registrador.

Tabla 6.1, Ubicación de electrodos de medición continua de Potencial Espontáneo en el Volcán Ubina.

ESTACIÓN	ESTE	NORTE	ELEVACIÓN
PE-BASE	296602.25	8192662.34	5283.136
PE-00	296624.53	8192658.12	5292.662
PE-20	296612.75	8192671.29	5284.994
PE-40	296603.37	8192692.23	5271.092
PE-60	296589.39	8192700.95	5263.573
PE-80	296579.20	8192716.35	5257.962
PE-100	296569.32	8192732.86	5247.551

En el mapa de ubicación del equipo se señalan los puntos del Perfil N° 7, donde se realizaron las medidas reiterativas durante los años 2006 al 2015 que permitieron obtener la información necesaria para discriminar el lugar adecuado de instalación. Los puntos están distanciados cada 100 m y es entre los puntos quinto (400 m) y séptimo (600 m) donde se instaló el equipo de PE en registro continuo.

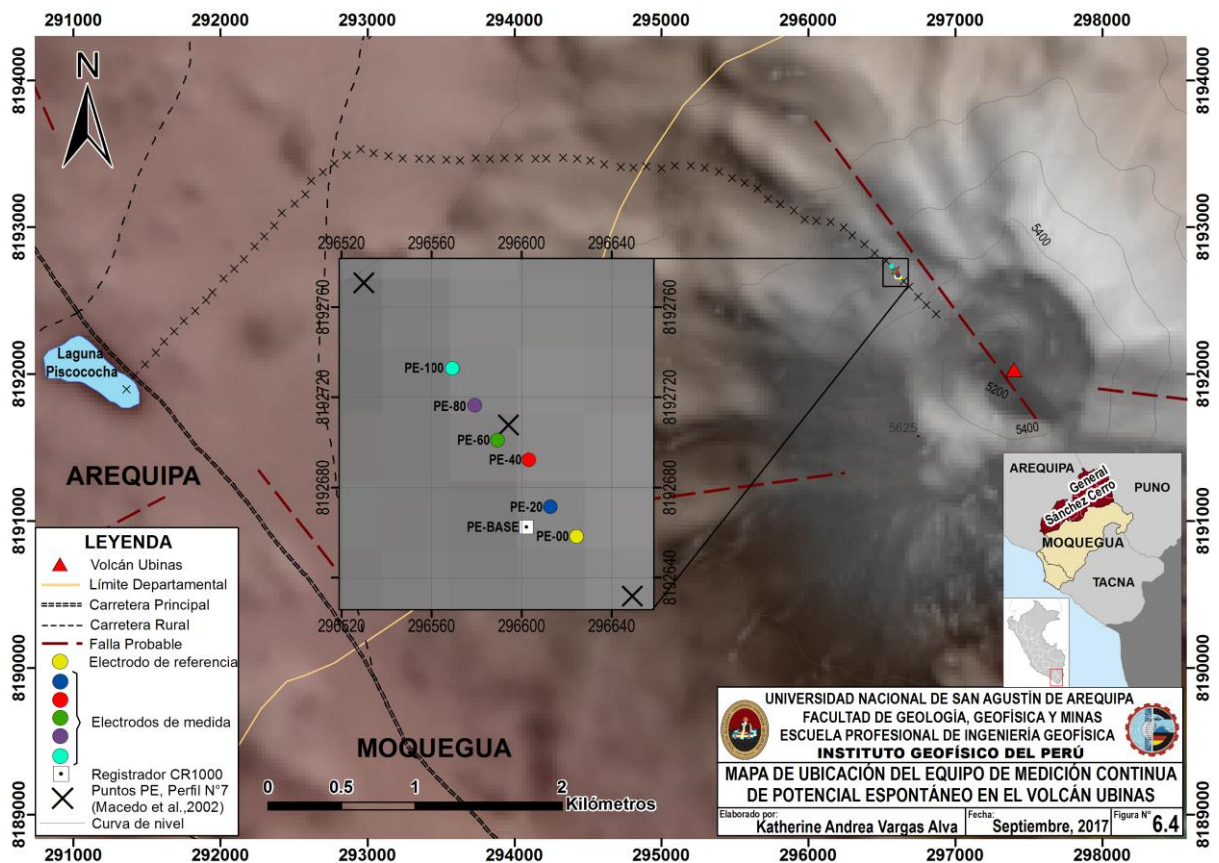


Figura 6.4, Ubicación del equipo de medición continua de PE en el Volcán Ubinas.

Luego de 5 meses, se volvió a instalar el equipo durante el 07/04/2017 hasta el 31/05/17, considerando algunas modificaciones en la instalación que se detallan en el punto 6.1.3. *Instalación del equipo de Potencial Espontáneo.*

6.1.1. Instrumentación para la Adquisición de datos

El equipo de potencial espontáneo en registro continuo, como ya se mencionó anteriormente, consta básicamente de los electrodos y del registrador de datos. Las características de los mismos son mencionadas a continuación:

a) Electrodo impolarizables

Son llamados electrodos impolarizables porque no se ven afectados por el paso de la corriente a través de ellos. Los electrodos constan de una tapa de goma (Figura 6.5a.1) que es atravesada por una varilla de Cobre (Figura 6.5a.2). El cuerpo está conformado por un tubo (Figura 6.5b.3) el cual en la parte inferior está sellado con una madera porosa (Figura 6.5b.4).

La sustancia a utilizar fue una mezcla de sulfato de Cobre y Bentonita, lo cual fue recomendada por el Dr. Anthony Finizola, geofísico de la Universidad de La Réunion (Francia), la razón es para que la sustancia no gotee y se pueda tener una información continua. A continuación se presentan definiciones generales de estas sustancias:

- *Cristales de Sulfato de Cobre*, es un compuesto químico derivado del cobre que forma cristales azules, solubles en agua y metanol y ligeramente solubles en alcohol y glicerina. La barra de cobre inmersa en esta disolución hace contacto iónico con el terreno a través de la base porosa del recipiente del electrodo.
- *Bentonita Sódica*, absorbe varias veces su peso en agua y su capacidad de “hincharse” la convierte en un buen sellador, lo que evita la pérdida por infiltración. Según las pruebas de Potencial espontáneo realizadas por Rizzo et al. (2004) para obtener condiciones uniformes de contacto con el suelo para todos los electrodos, los agujeros deben ser llenos con un barro de bentonita sódica y cubiertos con varias piedras pequeñas. La alta conductividad eléctrica de la bentonita y su muy baja conductividad hidráulica aseguran un buen contacto eléctrico y condiciones constantes de humedad durante el experimento. Algunas piedras se colocan alrededor de los electrodos para disminuir la sequedad del lodo por contacto directo con la luz solar.

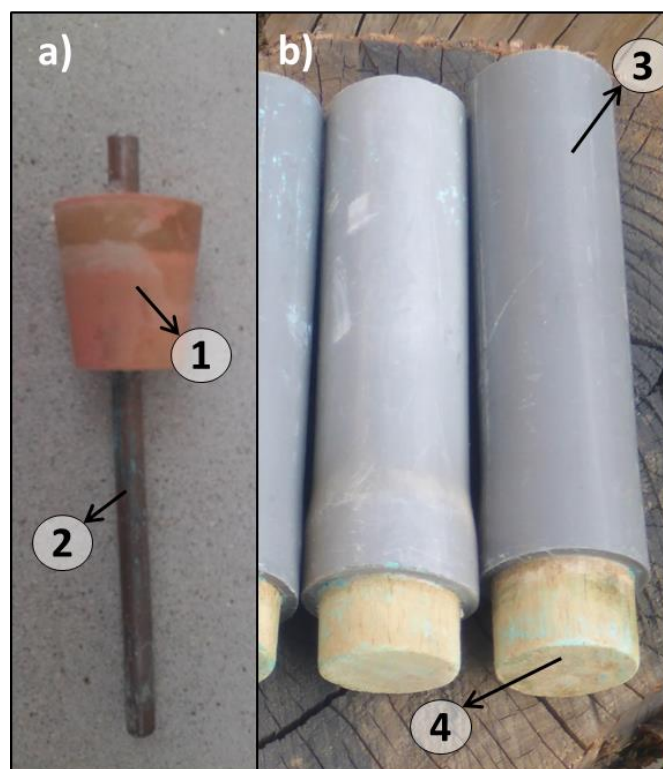


Figura 6.5, Electrodos impolarizables. a) Tapa del electrodo: 1.Goma. 2. Varilla de Cobre. b) Cuerpo del Electrodo: 3. Tubo. 4. Madera porosa.

b) Registrador de datos CR1000

El CR1000, de marca Campbell Scientific es un registrador de datos de medición y control (Figura 6.6) que ofrece medidas de precisión.

Entre sus principales características están:

- El rango de funcionamiento estándar de este equipo es de -25° a $+50^{\circ}$ °C.
- El rasgo de funcionamiento de la batería es de 9.6 a 16V.
- Memoria de 4 MB.
- Tasa de ejecución del programa de hasta 100 Hz.
- Conversiones analógicas a digitales de 13 bits.
- Reloj de tiempo real con compensación de temperatura.
- Calibración del sistema de fondo para mediciones precisas a lo largo del tiempo y cambios de temperatura.
- Entradas protegidas del tubo de descarga de gas (GDT)
- Valores de datos almacenados en tablas con un sello de tiempo y un número de registro.
- El rango de funcionamiento de la batería es de 9.6 a 16V.
- Memoria y reloj SRAM respaldados por batería que garantizan que los datos, los programas y la hora exacta se mantienen mientras el CR1000 está desconectado de su fuente de alimentación principal.



Figura 6.6, Registrador de datos CR1000.

c) Accesorios

Además de los electrodos y del registrador de datos que cumple la función de un voltímetro se utilizó lo siguiente:

- Regulador de corriente (Marca Morningstar SHS-10, Figura 6.7a).
- Batería de 12V (Marca Delkor Modelo NX110-5LMF, Figura 6.7).

- Paneles solares (a partir del 04 de abril del 2016, Figura 6.7).
- Alambre de cobre (400 m) debidamente aislado.
- GPS (Marca Garmin modelo 62s, de 12 canales, Figura 6.7d).

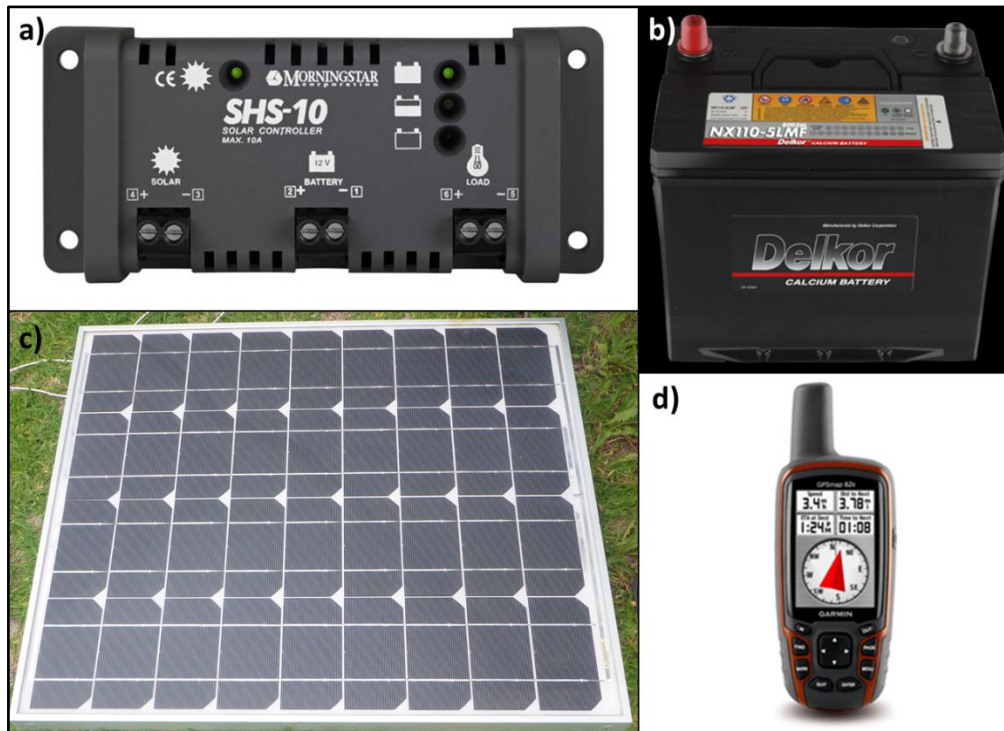


Figura 6.7, Instrumentación utilizada para la instalación del Equipo de Potencial Espontáneo: a) Regulador de corriente, b) Batería de 12V, c) Panel Solar y d) GPS.

6.1.2. Configuración del programa para el registro de los datos

En el software del registrador CR1000 “LoggerNet 4.2.1” se procede a diseñar un programa con la aplicación “Short Cut” (Figura 6.8).



Figura 6.8, Vista de la barra de herramientas del LoggerNet 4.2.1.

Este aplicativo presenta un asistente que indica los pasos para crear un programa de registro de datos en el cual se elige la opción de crear un nuevo

programa. En la nueva ventana (Figura 6.9) se procederá a configurar aspectos como:

- *Modelo del registrador*: CR1000.
- *Intervalo de escaneo*: 15 segundos.

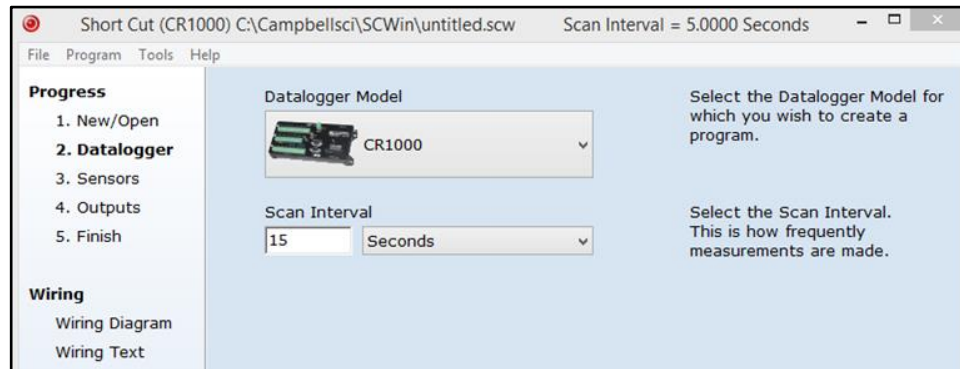


Figura 6.9, Elección del modelo del registrador e intervalo de escaneo en la aplicación Short Cut.

Al hacer clic en siguiente (*Next*) se puede configurar los sensores que se van a medir. El equipo por defecto (*Default*) mide la batería del equipo (BattV) y el termistor mide la temperatura del instrumento (PTemp_C) tal como se muestra en la Figura 6.10.

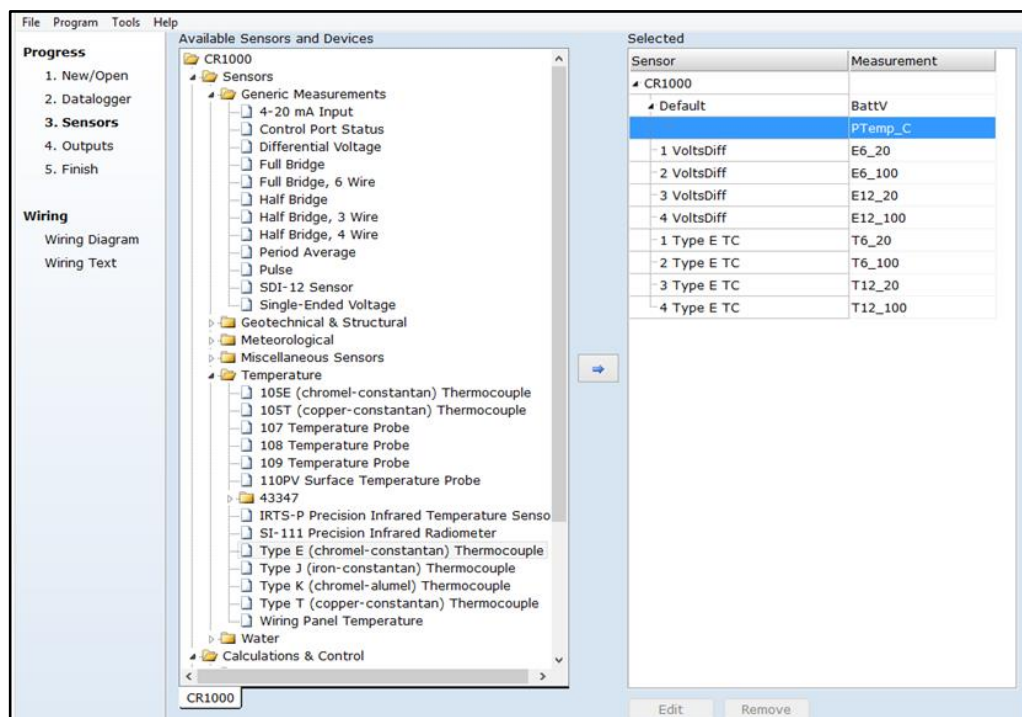


Figura 6.10, Elección de los sensores a medir.

En esta misma ventana (Figura 6.10) se agrega en la opción Medidas Genéricas (*Generic Measurement*) la opción Voltaje Diferencial (*Differential*

Voltage) para registrar las medidas de potencial espontáneo, entre las propiedades importantes a configurar (Figura 6.11) se tienen:

- *Measurement Result*: Se puede cambiar el nombre de cada canal de medida, se deja por defecto la unidad que es milivoltios (mV).
- *Range of sensor voltage*: en este caso se estableció 2500 mV. Es decir que medirá hasta ± 2500 mV, si es que un dato se encuentra fuera de ese rango, el equipo colocará “NAN” en vez del dato.

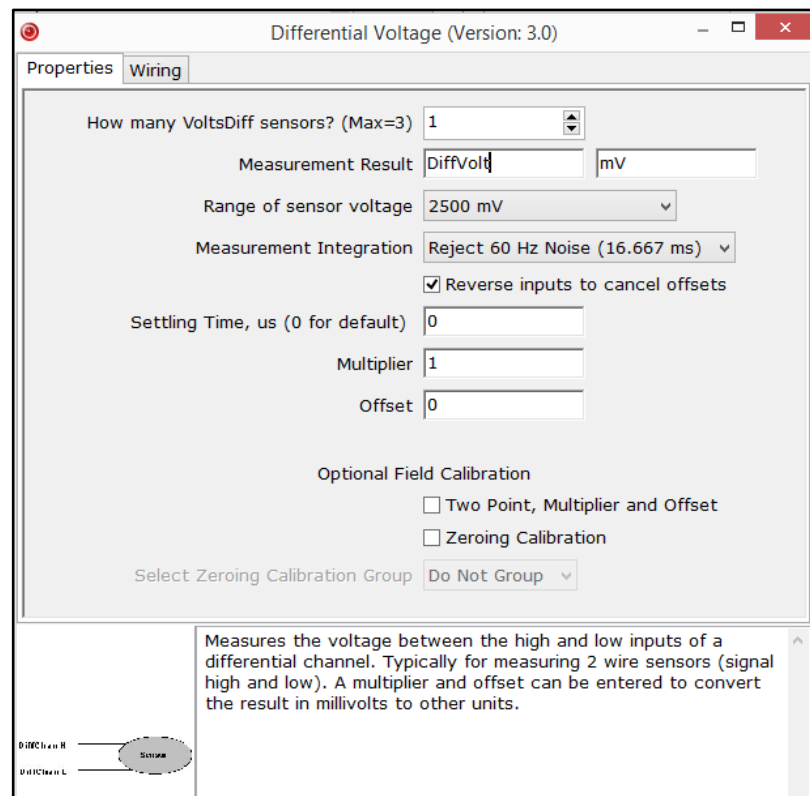


Figura 6.11, Propiedades para medición del Voltaje Diferencial.

Otro sensor importante a agregar en la ventana de la Figura 6.10, es la Temperatura (*Temperature*) y se puede elegir el tipo de termocupla, por ejemplo para el caso de la Termocupla Tipo E (Figura 6.12) se pueden configurar las siguientes propiedades:

- *Temperature*: Se puede cambiar el nombre de cada canal de medida, se deja por defecto la unidad que es grados centígrados (Deg C).
- *Temperature range (deg C) if reference temperature is 20 deg C*: en este caso se eligió un rango desde -22 a 60 °C.

En la parte inferior de la ventana (Figura 6.12) se observa un esquema de la Termocupla tipo E, en el que el cable morado es el positivo y el rojo el negativo.

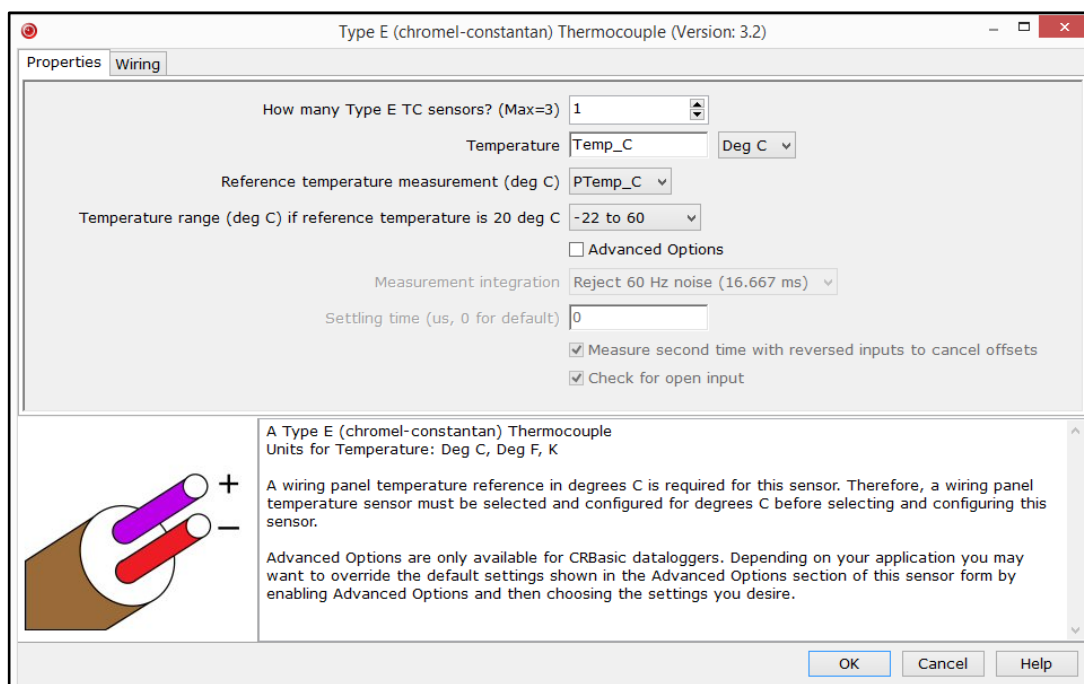


Figura 6.12, Propiedades para medición de la Temperatura con Termocupla Tipo E.

Luego de configurar las medidas correspondientes, se hace clic en Siguiente (Next) y en la nueva ventana (Figura 6.13) se pueden configurar la Tabla de salida del programa creado.

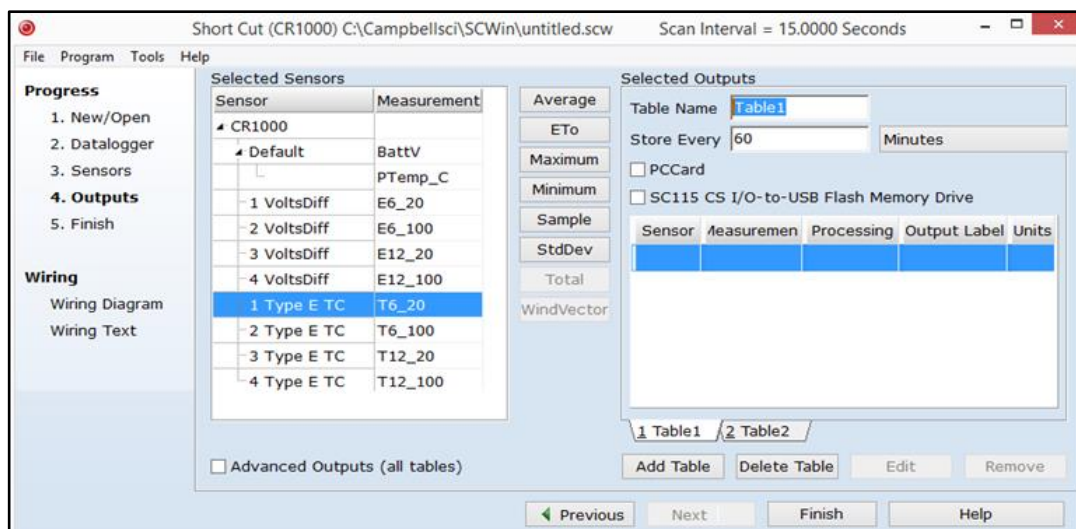


Figura 6.13, Tabla de configuración de salida.

Una vez listo el programa se hace clic en Finalizar (Finish) y aparecerá una ventana donde se elige la dirección a guardar el programa creado. Luego de ello, un mensaje indicará que el programa fue creado con éxito. En la misma ventana de la aplicación *Short Cut* se puede observar el Diagrama del cableado al registrador, a fin de no cometer errores (Figura 6.14).

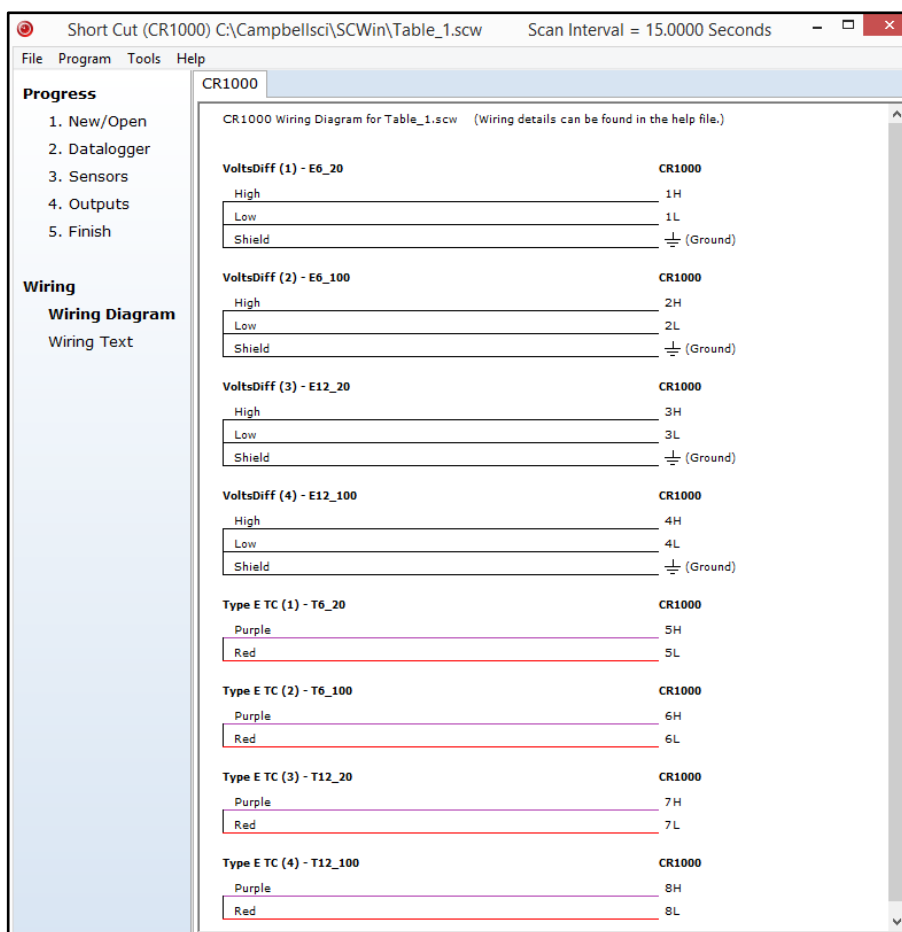


Figura 6.14, Diagrama de cableado.

6.1.3. Instalación del equipo de Potencial espontáneo

Se inició con la limpieza de los electrodos impolarizables, dejándolos desde días previos a la instalación en una solución de sulfato de cobre (Figura 6.15).



Figura 6.15, Electrodos en solución de Sulfato de Cobre.

Se realizan hoyos donde se instalarán los electrodos (en el caso del volcán fueron de aproximadamente 30 cm). Estos agujeros deben contener en su base una mezcla de bentonita sódica y agua, la cual debe ser de una consistencia “pastosa” (Figura 6.16).



Figura 6.16, Mezcla de Bentonita Sódica y agua para los agujeros donde se instalarán los electrodos.

Se procede a preparar la mezcla de Sulfato de cobre con Bentonita sódica para los electrodos. El sulfato de cobre se encuentra en cristales (Figura 6.17a) pero una buena opción es pulverizar los cristales (Figura 6.17b) para que puedan ser diluidos por el agua con mayor facilidad.

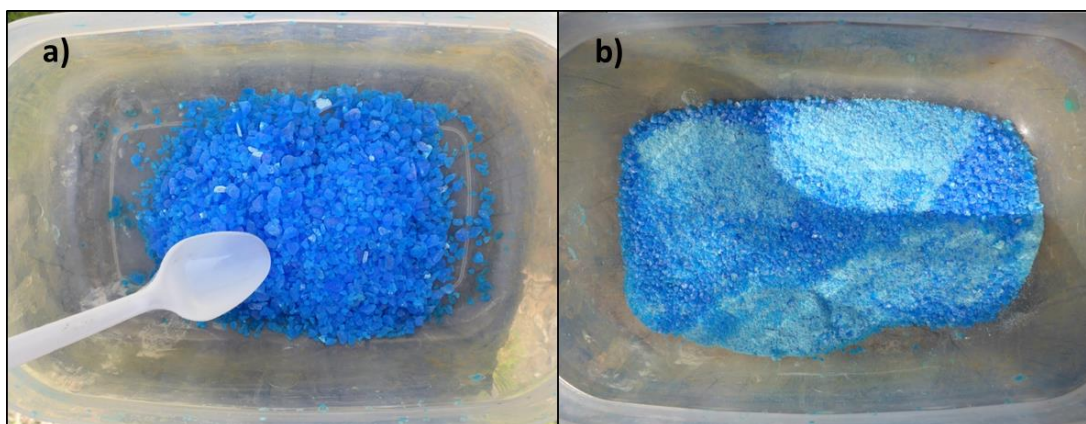


Figura 6.17, Sulfato de Cobre: a) En cristales. b) Pulverizado.

Agregar agua y diluir lo mejor posible el sulfato de cobre, luego mezclar con bentonita la cual en el primer contacto con el sulfato reaccionará visiblemente con burbujas (Figura 6.18a). Se debe agregar bentonita hasta que la mezcla tome una consistencia pastosa (Figura 6.18b).

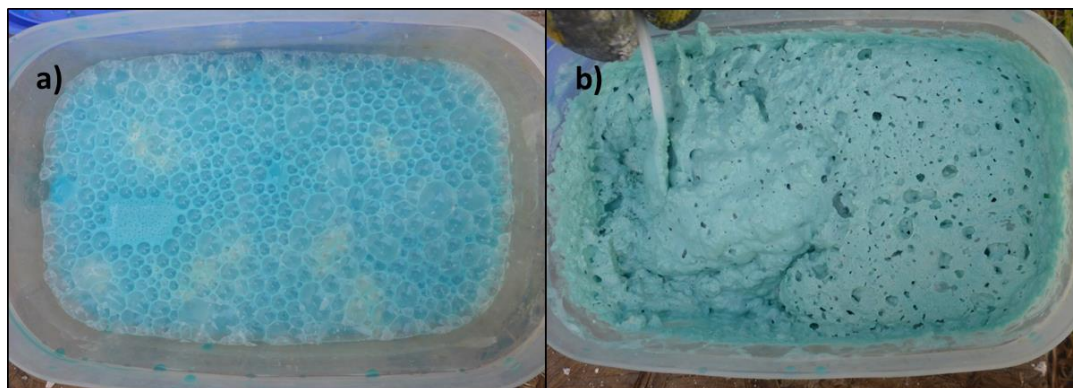


Figura 6.18, Mezcla de Bentonita sódica con Sulfato de cobre: a) Reacción de ambas sustancias en el primer contacto. b) Mezcla lista para rellenar los electrodos.

Con la mezcla preparada se rellena cada electrodo, dejar un pequeño espacio ya que aún la mezcla seguirá reaccionando por un lapso de tiempo, “hincharse” un poco más.

Los electrodos con la mezcla son cerrados con su tapa y por último, deben ser conectados al registrador según la configuración establecida. Una vez conectados se procede a colocarlos en el agujero que le corresponde según la configuración (Figura 6.19).



Figura 6.19, Electrodo en agujero con Bentonita.

6.1.3.1. Instalación durante septiembre a noviembre del 2016

Se configuró el equipo con las siguientes características:

- Intervalo de escaneo: 15 segundos.
- Configuración multielectródica: un electrodo de referencia (00 m) y seis electrodos de medida (20, 40, 60, 80 y 100 m).
- Los electrodos han sido rellenados hasta un 100 % de su capacidad con una concentración aproximada de 20 % de sulfato y 80 % de bentonita.
- Se enterraron los electrodos en el flanco noroeste del Volcán Ubina, a aproximadamente 20 cm de profundidad, y los cables fueron enterrados como medida de seguridad.

6.1.3.2. Instalación durante abril a mayo del 2017

La configuración varió en algunos aspectos a la instalación anterior:

- Intervalo de escaneo: 15 segundos.
- Configuración multielectródica: un electrodo de referencia (00 m) y tres electrodos de medida (20, 40 y 60 m) por la dureza de la nieve fue necesario mover los electrodos unos cuantos metros de la ubicación inicial (Figura 6.20d).
- Los electrodos han sido rellenados hasta un 70 % de su capacidad con una concentración de 20 % de sulfato (5 cucharadas) y 80 % de bentonita (20 cucharadas) en aproximadamente 70 ml de agua. Este procedimiento se realizó a las 4pm del día 05/04/2017.
- Se enterraron los electrodos en el flanco noroeste del Volcán Ubina, a 50 cm de profundidad (Figura 6.20a).
- Se cubrió los agujeros con tecnopor (Figura 6.20b) para reducir la variación diurna y fue necesario excavar una ruta para enterrar los cables de cada electrodo al registrador (Figura 6.20c) con la finalidad de que estén protegidos.

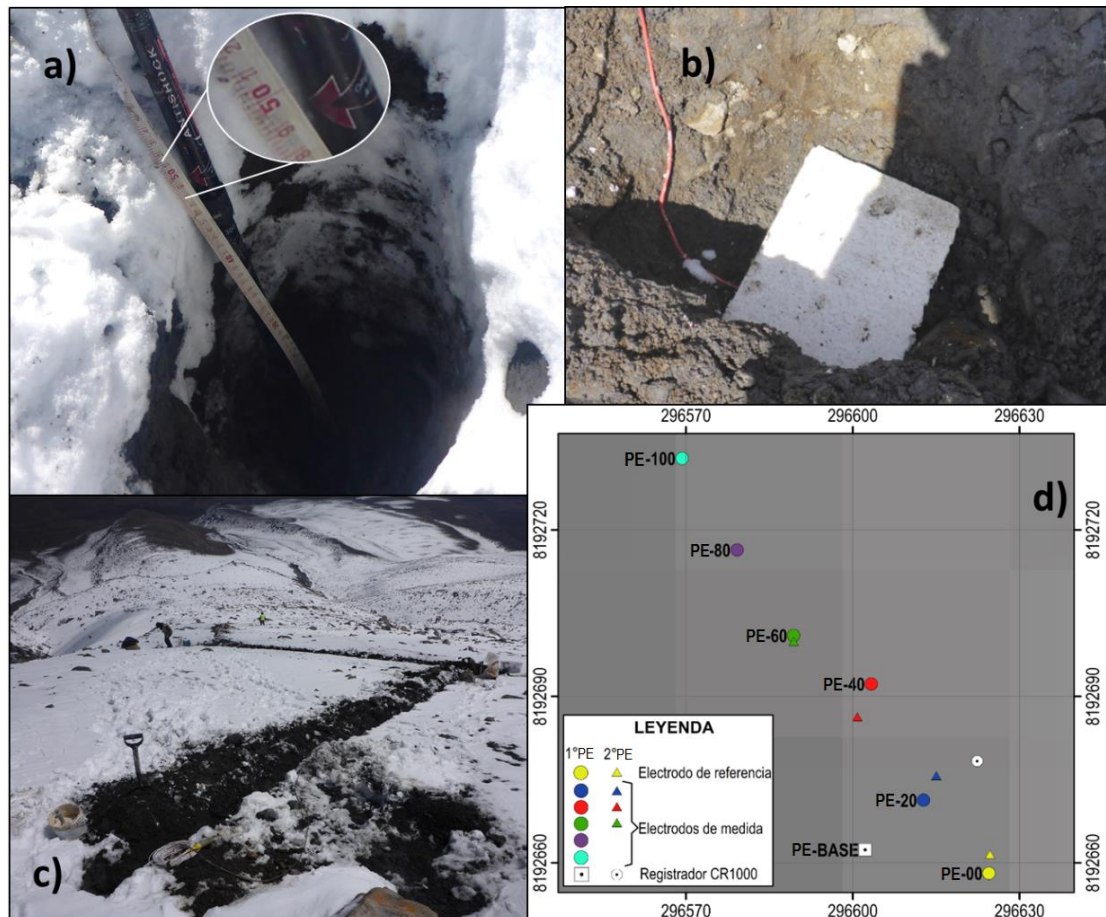


Figura 6.20, Instalación del equipo de potencial espontáneo en el Volcán Ubina en abril del 2017: a) Hoyos a 50 cm de profundidad. b) Electrodo cubiertos con tecnopor. c) Excavado para enterrar los cables. d) Ubicación del equipo en comparación a la primera instalación (1°PE).

6.1.4. Descarga de Datos

Se utiliza el mismo software del registrador CR1000 “LoggerNet 4.2.1”, pero esta vez se elige la opción *Connect* (Figura 6.21), la cual permite enlazar la computadora portátil mediante un cable conector RS-232 al puerto serial del registrador (Figura 6.24).



Figura 6.21, Opción Connect de la barra de herramientas del LoggerNet 4.2.1.

Los datos se descargan en un archivo DAT (.dat) con todas las medidas que se han establecido en la tabla de salida que se ha configurado previamente. Es recomendable verificar el voltaje de la batería mientras se descargan los datos.

6.2. PROCESAMIENTO DE DATOS DE POTENCIAL ESPONTÁNEO EN REGISTRO CONTINUO

6.2.1. Pruebas realizadas en hoyos a diferentes profundidades y a diferentes concentraciones de Bentonita y Sulfato

Las pruebas se realizaron en el laboratorio del IGP-Sede Arequipa. La Figura 6.22 muestra un diagrama de la ubicación de los electrodos.

Se instalaron dos puntos de referencia, un electrodo en un agujero a 20 cm de profundidad, que sirve de referencia a los electrodos de medida en agujeros de 20 cm, colocados a una distancia de 6 m (E6_20) y 12 m (E12_20) del punto de referencia. De igual manera, el otro electrodo de referencia se encuentra en un agujero a 100 cm de profundidad, y sirve de referencia a los electrodos a 100 cm, ubicados a distancias de 6 m (E6_100) y 12 m (E12_100).

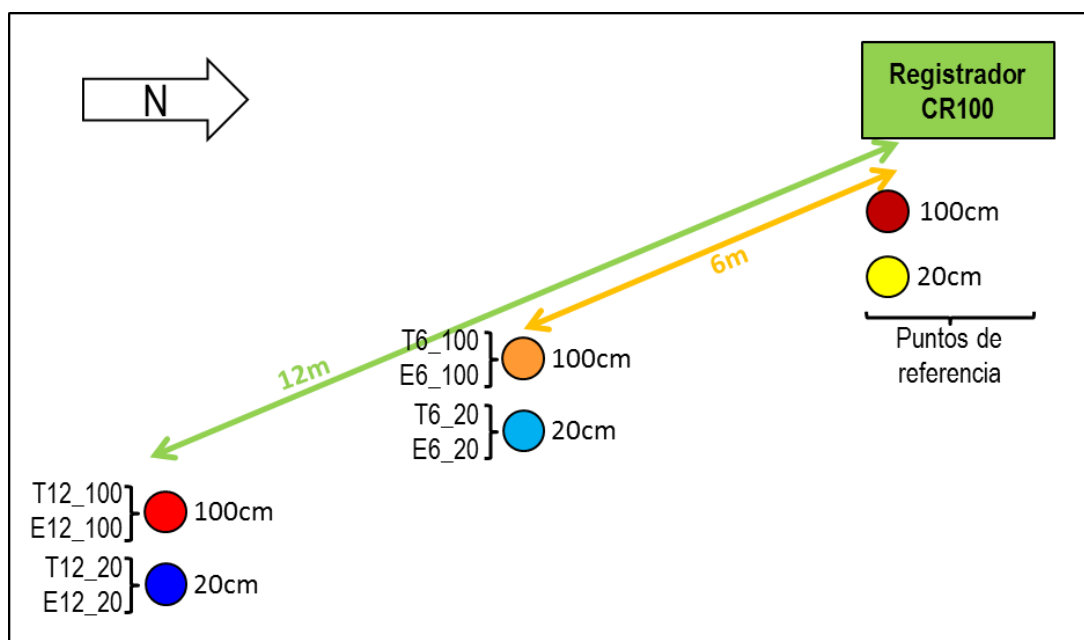


Figura 6.22, Diagrama de ubicación de los electrodos de referencia, de medida y del registrador de datos.

En cada agujero también se instaló una Termocupla Tipo E (Figura 6.23), la cual es un transductor formado por la unión de dos metales distintos (cromel [Ni-Cr]/constantán [Cu-Ni]) que produce una diferencia de potencial muy pequeña (del orden de los milivoltios) que es función de la diferencia de temperatura entre uno de los extremos denominado «punto caliente o de «medida» y el otro llamado «punto frío» o de «referencia». Las termocuplas tipo E no son magnéticas y gracias a su sensibilidad, son ideales para el uso en bajas temperaturas. Tienen una sensibilidad de $68 \mu\text{V}/^\circ\text{C}$ (Creus, 2010).



Figura 6.23, Electrodo en agujeros a 20 y 100 cm de profundidad. Cada electrodo se encuentra conectado con un cable al registrador de datos y en cada agujero también se instaló una termocupla.

Utilizando el Programador *ShortCut* se diseñó el programa para las medidas que registrará el CR1000. Por defecto mide la Temperatura del instrumento y la batería del mismo. Se agregaron dos parámetros más a la medición:

- *Voltaje Diferencial*: Se designaron 4 puertos para la medición de la diferencia de potencial entre cada electrodo de medida y su respectiva referencia.
- *Temperatura*: Se designaron 4 puertos para la medición de temperatura con una Termocupla tipo E en cada agujero de 20 y 100 cm.

En la Tabla 6.2 se muestra la ubicación de los cables en cada puerto del registrador, designando los canales positivos de los cuatro primeros puertos para los electrodos de medida y los negativos para los de referencia. En los canales positivos de los cuatro puertos finales se conectaron los cables de chromel de la Termocupla y en los negativos los de constantán. La Figura 6.24 muestra el esquema de conexión.

Tabla 6.2, Descripción de cables en cada puerto del Registrador CR1000.

PUERTO	CANAL	DESCRIPCIÓN
1	H (+)	Cable del electrodo a 6 m de distancia y 20 cm de profundidad.
	L (-)	Cable del electrodo de referencia a 20 cm de profundidad.
2	H (+)	Cable del electrodo a 6 m de distancia y 100 cm de profundidad.
	L (-)	Cable del electrodo de referencia a 100 cm de profundidad.
3	H (+)	Cable del electrodo a 12 m de distancia y 20 cm de profundidad.
	L (-)	Cable del electrodo de referencia a 20 cm de profundidad.
4	H (+)	Cable del electrodo a 12 m de distancia y 100 cm de profundidad.
	L (-)	Cable del electrodo de referencia a 100 cm de profundidad.
5	H (+)	Cable de chromel en el agujero a 6 m de distancia y 20 cm de profundidad.
	L (-)	Cable de constantán en el agujero a 6 m de distancia y 20 cm de profundidad.
6	H (+)	Cable de chromel en el agujero a 6 m de distancia y 100 cm de profundidad.
	L (-)	Cable de constantán en el agujero a 6 m de distancia y 100 cm de profundidad.
7	H (+)	Cable de chromel en el agujero a 12 m de distancia y 20 cm de profundidad.
	L (-)	Cable de constantán en el agujero a 12 m de distancia y 20 cm de profundidad.
8	H (+)	Cable de chromel en el agujero a 12 m de distancia y 100 cm de profundidad.
	L (-)	Cable de constantán en el agujero a 12 m de distancia y 100 cm de profundidad.

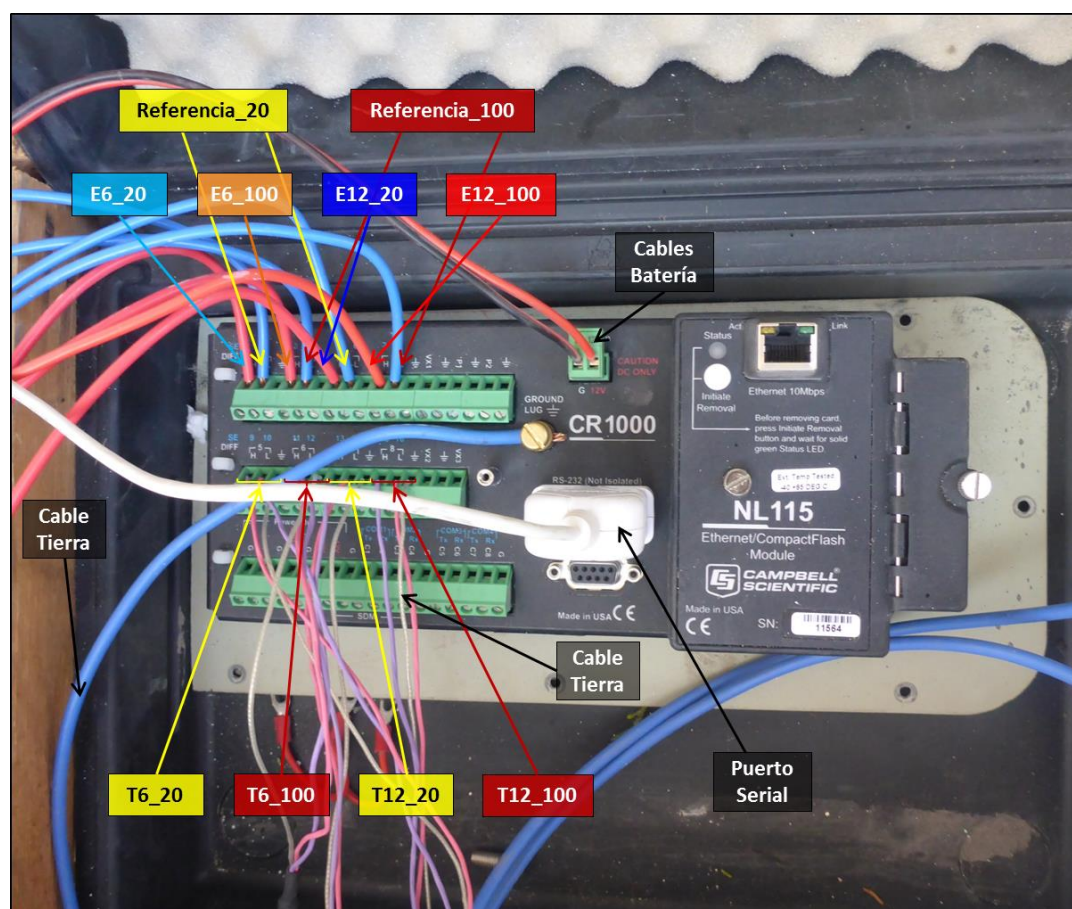


Figura 6.24, Esquema de conexión de los electrodos y termocupas a cada canal del registrador de datos CR1000.

a) Prueba 1: 20 % Sulfato de Cobre y 80 % Bentonita, agujeros sin rellenar

Se utilizó aproximadamente 55 g de Sulfato de Cobre y 220 g de Bentonita disuelto en unos 130 ml de agua para rellenar los seis electrodos (Figura 6.26a).

Esta prueba fue iniciada el 20 de diciembre del 2016 a las 16:46:30 horas hasta el día 29 de diciembre del 2016 a las 13:25:45 horas, siendo un total de 51 038 datos (Figura 6.25). Los primeros datos presentan gran ruido por la instalación, con variaciones desde los -2500 mV a los 2500 mV (en la gráfica se ha considerado sólo desde los -30 mV hasta los 80 mV para mejorar la visualización).

La temperatura registrada por las termocuplas es presentada en un eje vertical secundario en grados Centígrados. Cabe mencionar que en esta prueba, los agujeros en donde se instaló cada electrodo no se rellenaron con tierra.

Se observa además en los datos de potencial, dos períodos en que la amplitud de la señal disminuye, correspondiente a las fechas 23/12/2016 entre las 02:45 y 03:00 horas, y el día 27/12/2016 entre las 09:55 y 10:55 horas (se analizó la frecuencia espectral de estos datos, mostrados en el Anexo I) los cuales correspondieron a cortes masivos de la energía eléctrica. El ruido de la señal disminuye de aproximadamente 10 mV a 1.2 mV.

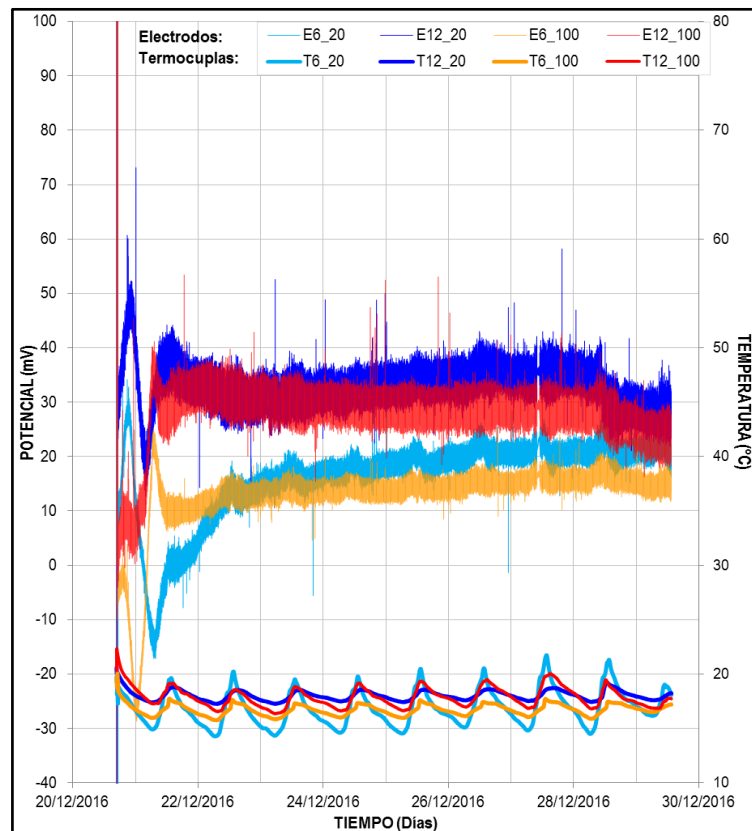


Figura 6.25, Datos de la primera prueba de Potencial Espontáneo registrados desde el 20/12/2016 hasta el 29/12/2016.

b) Prueba 2: 40 % Sulfato de Cobre y 60 % Bentonita ,agujeros sin rellenar

Se utilizó aproximadamente 145 g de Sulfato de Cobre y 220 g de Bentonita disuelto en unos 130 ml de agua para rellenar los seis electrodos (Figura 6.26b). Esta concentración era más espesa y demoraba más tiempo en perder humedad.

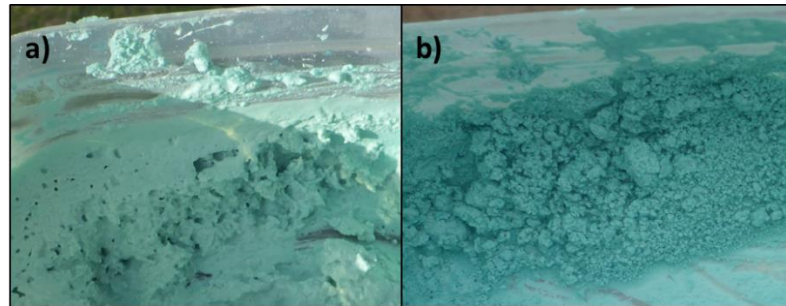


Figura 6.26, Comparación entre las concentraciones de Sulfato y Bentonita. a) Prueba 1: 20 % Sulfato de Cu y 80 % Bentonita. b) Prueba 2: 40 % Sulfato de Cu y 60 % Bentonita.

Esta prueba fue realizada en el laboratorio de la institución durante los días 29 de diciembre del 2016 a las 13:26:00 horas hasta el día 09 de enero del 2017 a las 14:17:15 horas, siendo un total de 63 566 datos (Figura 6.27). Igualmente los primeros datos muestran amplitudes entre los -2500 mV hasta los 2500 mV debido a la instalación de los electrodos.

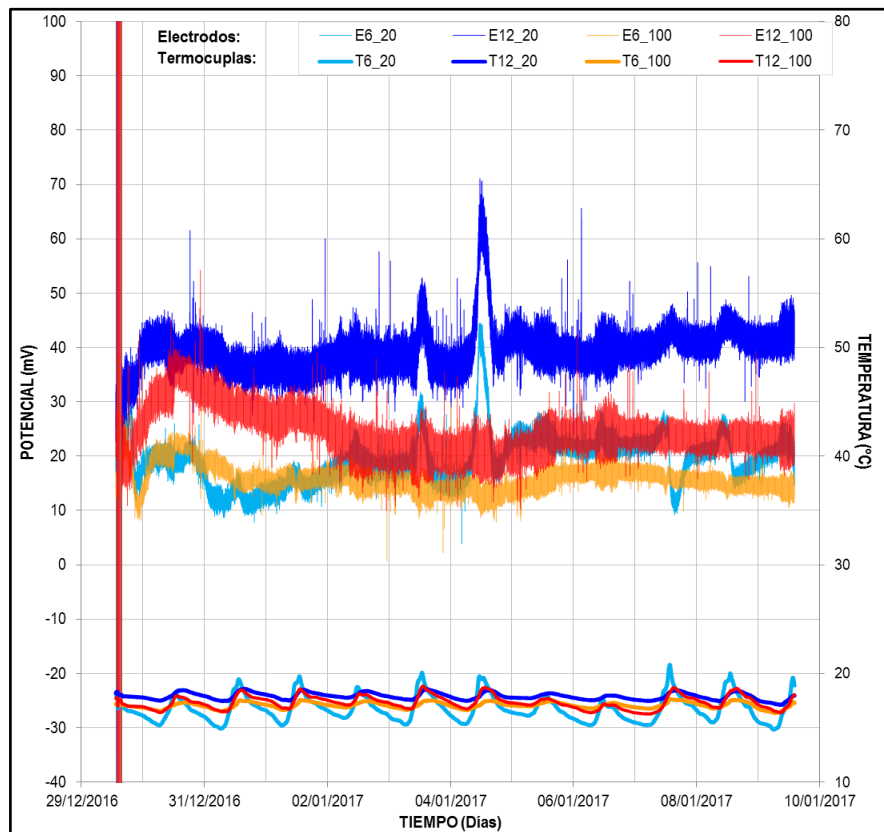


Figura 6.27, Datos de la segunda prueba Potencial Espontáneo registrados desde el 29/12/2016 hasta el 09/01/2017.

c) Prueba 3: 40 % Sulfato de Cobre y 60 % Bentonita, agujeros rellenos

En esta prueba se utilizó la concentración anterior, con la diferencia que se rellenaron los agujeros con tierra. Al no ser removidos los electrodos, no se observa el ruido al inicio de la señal como en los casos anteriores.

El registro se inició desde el 09/01/2017 a horas 14:17:30 hasta el 28/01/2017 a horas 12:36:15, sumando un total de 109 036 datos (Figura 6.28).

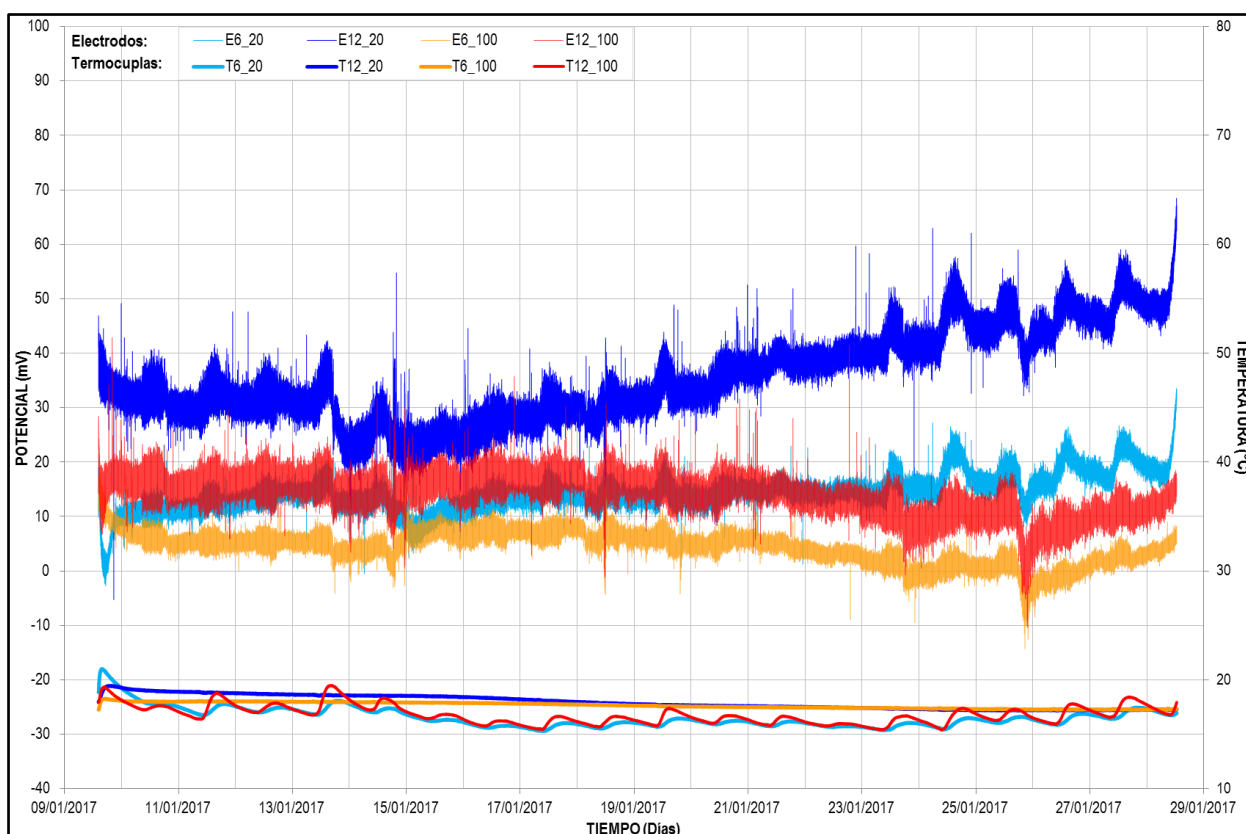


Figura 6.28, Datos de la tercera prueba de Potencial Espontáneo registrados desde el 09/01/2017 hasta el 28/01/2017.

d) Prueba 4: 20 % Sulfato de Cobre y 80 % Bentonita relleno solo la mitad de los electrodos

Con el fin de evitar la pérdida de humedad, ya que la mezcla de bentonita y sulfato continua hinchando, se llenó los electrodos solo hasta la mitad de su capacidad (Figura 6.29). Se utilizó aproximadamente 28 g de sulfato de cobre y 110 g de bentonita, disueltos en 85 ml de agua.



Figura 6.29, Electrodos rellenos hasta la mitad con la mezcla de sulfato de cobre y Bentonita.

En esta prueba se aplicó la recomendación propuesta por Rizzo et al. (2004) de cubrir cada uno de los electrodos con tecnopor (por su propiedad de aislamiento térmico), asegurándolo con pequeñas piedras, con el fin de ayudar a reducir los efectos por la exposición a la luz solar (Figura 6.30).



Figura 6.30, Agujero cubierto con tecnopor y asegurado con piedras.

Esta prueba inició el 08/02/2017 a las 16:09:45 horas hasta el día 28/02/2017 a las 15:25:15 horas. Se obtuvieron un total de 114 994 datos (Figura 6.31). Cabe mencionar que aproximadamente a las 9:30 horas del día 21 de febrero se

desenterró el electrodo de referencia ubicado a 20 cm y se retiró el tecnopor de todos los puntos ubicados a esa misma profundidad.

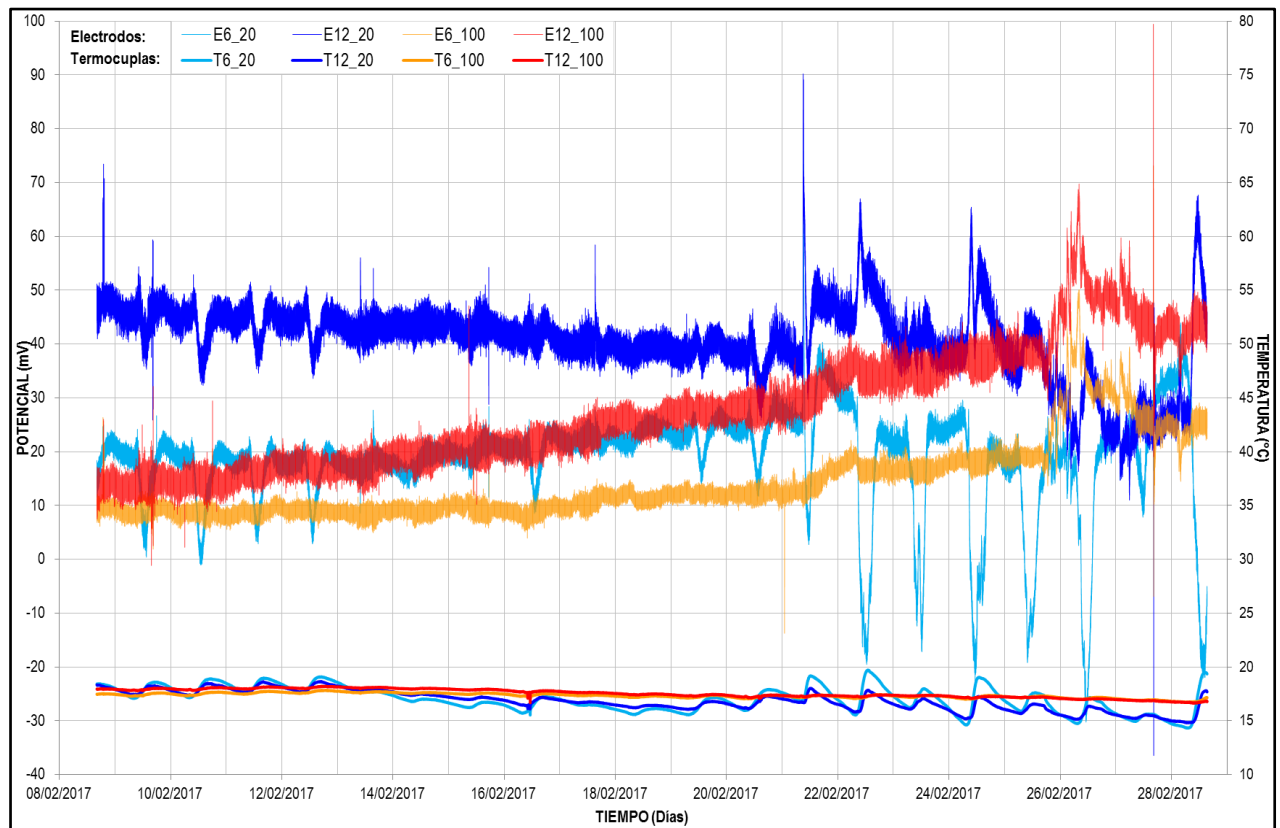


Figura 6.31, Datos de la cuarta prueba de Potencial Espontáneo registrados desde el 08/02/2017 hasta el 28/02/2017.

6.2.2. Procesamiento de Datos de Potencial Espontáneo en el Volcán Ubina

Como se mencionó anteriormente, se recepciónó datos de PE durante dos campañas en el Volcán Ubina.

6.2.2.1. Período septiembre a noviembre del 2016

La base de datos consta de 391 637 datos, registrados desde el 09/09/2016 a horas 12:53:30 hasta el 16/11/2016 a horas 12:47:45, en intervalos cada 15 segundos. Los datos registrados en el Volcán Ubina se pueden dividir en dos períodos:

- Antes de la Instalación del Panel Solar

Son un total de 143 895 datos, desde la instalación el día 09/09/2016 a horas 12:53:30 hasta el día 04/10/16 a horas 12:27:00.

Esta señal muestra menor ruido que el presentado después de la instalación del Panel Solar. La Figura 6.32 muestra esta señal sin ningún tipo de tratamiento.

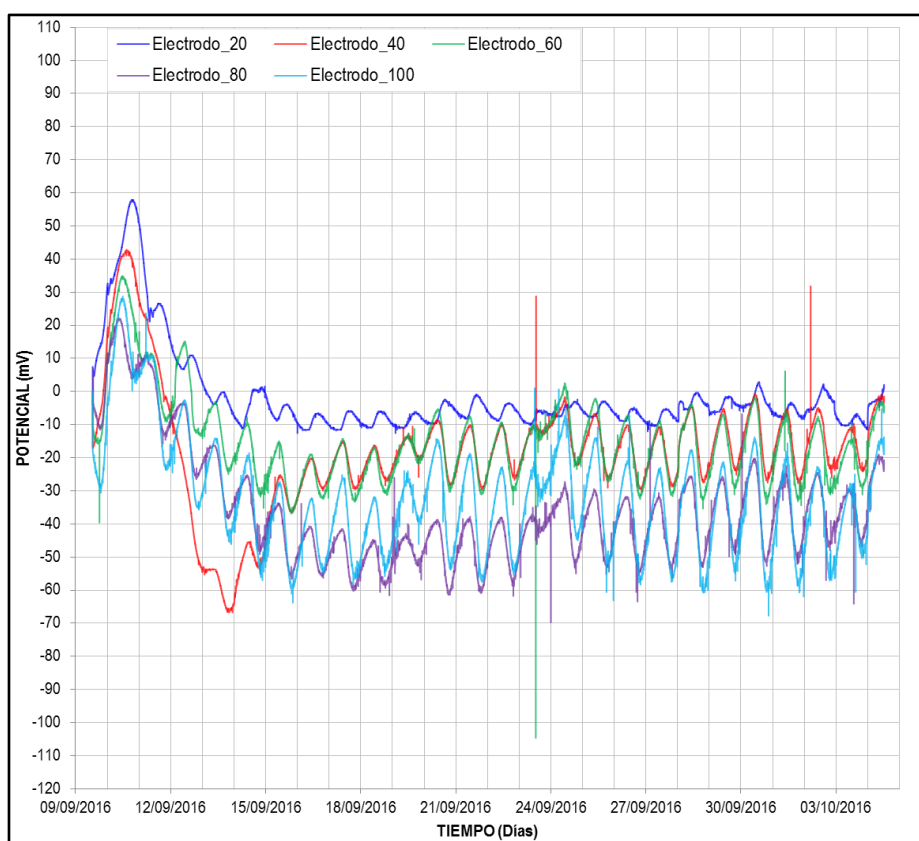


Figura 6.32, Datos de Potencial Espontáneo en el Volcán Ubinas registrados desde el 09/09/2016 hasta el 04/10/2016 (Antes de la instalación del panel solar).

- Después de la Instalación del Panel Solar

Son un total de 247 714 datos, y comprende desde el día 04/10/2016 a horas 12:39:30 hasta el día 16/11/16 a horas 12:47:45, cuando se instaló un panel solar para que el equipo dure más tiempo en campo.

Esta señal presenta mayor ruido, y cabe mencionar que el día en que se instaló el panel solar, también se desenterró y revisó el electrodo de referencia (PE-00) para comprobar que la base porosa se encuentre aún húmeda, lo cual pudo causar un efecto en los demás electrodos.

Como se muestra en la Figura 6.33, es importante precisar que el mayor ruido es observado aproximadamente entre las 10am hasta las 5pm de cada día y es observado en la señal de todos los electrodos.

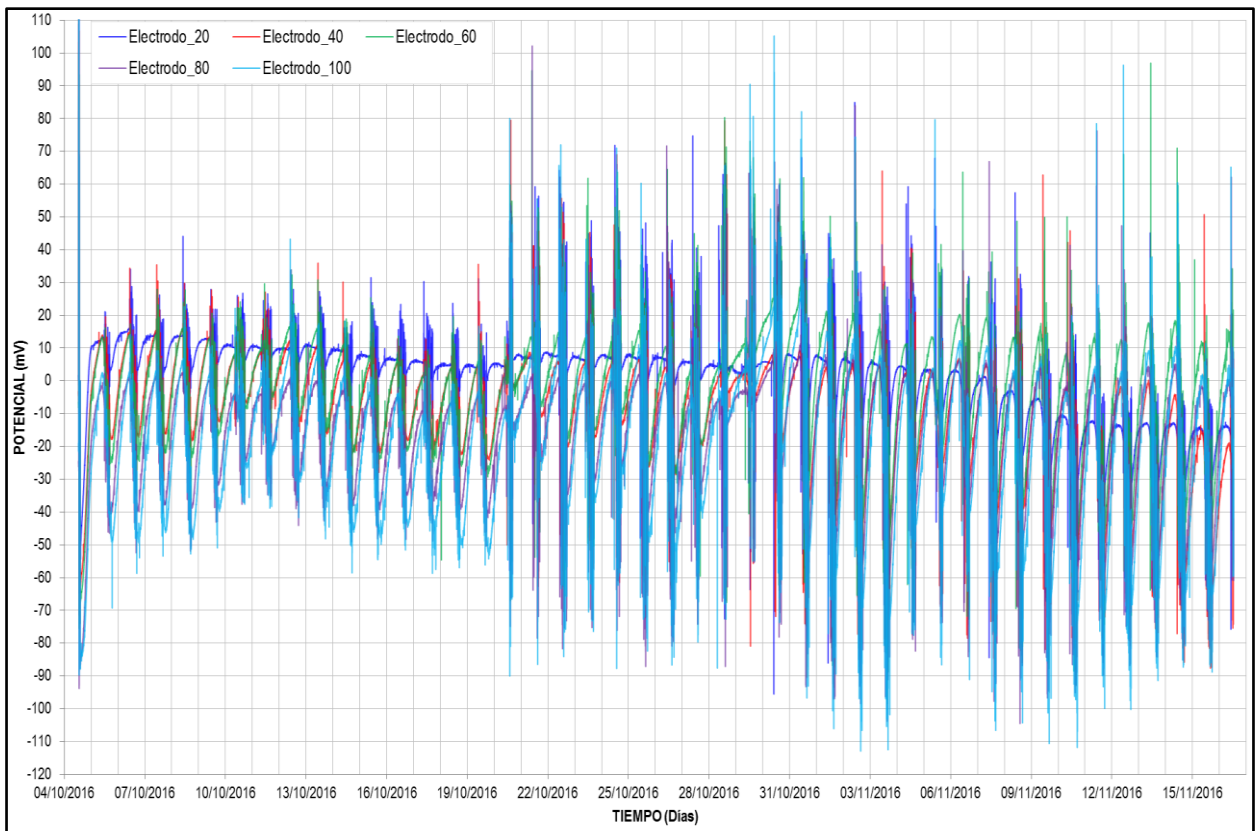


Figura 6.33, Datos de Potencial Espontáneo en el Volcán Ubinas registrados desde el 04/10/2016 hasta el 16/11/2016 (Después de la instalación del panel solar).

6.2.2.2. Período abril a mayo del 2017

Se registraron un total de 236 073 datos, registrados desde el 07/04/2017 a horas 11:24:30 hasta el 31/05/2017 a horas 00:53:45, en intervalos cada 15 segundos (Figura 6.34).

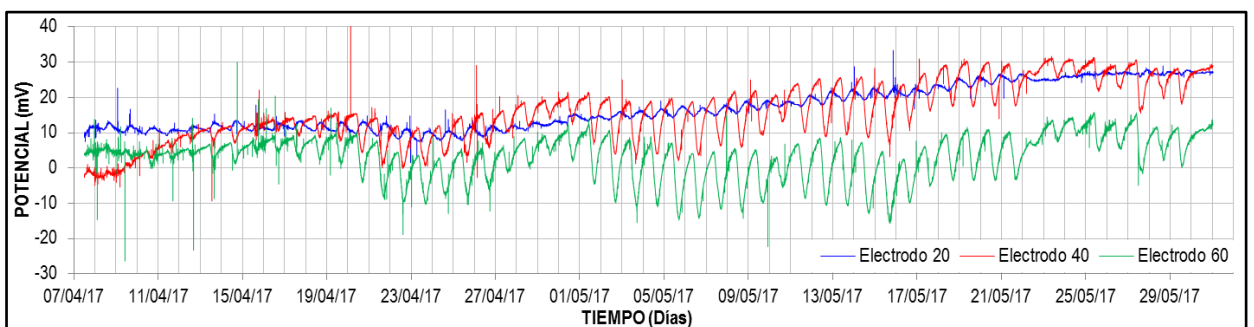


Figura 6.34, Datos de Potencial Espontáneo registrados en el Volcán Ubinas durante el 07/04/2017 hasta el 31/05/2017.

6.2.3. Elaboración de Espectros de Frecuencias de los datos de Potencial Espontáneo

Se analizó la señal de potencial espontáneo tanto de las pruebas realizadas en la institución como las registradas en el Volcán Ubina, utilizando los lenguajes de programación Matlab 8.0 (R2012b) y Python 2.7.12.

El procedimiento consistió en elaborar scripts que realicen la Transformada de Fourier para poder encontrar el pico de frecuencia predominante de cada señal.

6.2.4. Tratamiento de Datos con el filtro *Moving Average*

Para el tratamiento de los datos se utilizó el filtro *Moving Average* (MA) o también denominado Media Móvil en el programa Excel.

El filtro de media móvil es un simple filtro FIR (respuesta de impulso finito) de paso bajo comúnmente utilizado para suavizar una matriz de datos/señal muestreados. Se toman M muestras de entrada a la vez y se calcula el promedio para producir un solo punto de salida. Se trata de un simple LPF (Low Pass Filter) que resulta práctico y es utilizado por científicos e ingenieros para filtrar el componente ruidoso no deseado de los datos.

A medida que aumenta la longitud del filtro (parámetro M) aumenta la suavidad de la salida, mientras que las transiciones bruscas en los datos se hacen cada vez más contundentes. Esto implica que este filtro tiene excelente respuesta en el dominio del tiempo pero una respuesta de frecuencia pobre.

El filtro MA realiza tres funciones importantes:

- Toma M puntos de entrada, calcula el promedio de esos puntos M y produce un solo punto de salida.
- Debido al cálculo, el filtro introduce una cantidad definida de retardo.
- El filtro actúa como un filtro de paso bajo (con una respuesta de dominio de frecuencia pobre y una buena respuesta de dominio de tiempo).

La media móvil es un cálculo utilizado para analizar un conjunto de datos en modo de puntos para crear series de promedios. Así las medias móviles son una lista de números en la cual cada uno es el promedio de un subconjunto de los datos originales.

Para el procesamiento de los datos se utilizó una *Media Móvil Central*, que en lugar de utilizar sólo datos anteriores, se utilizan también datos posteriores a aquél del cual se quiere obtener la media (Figura 6.35).

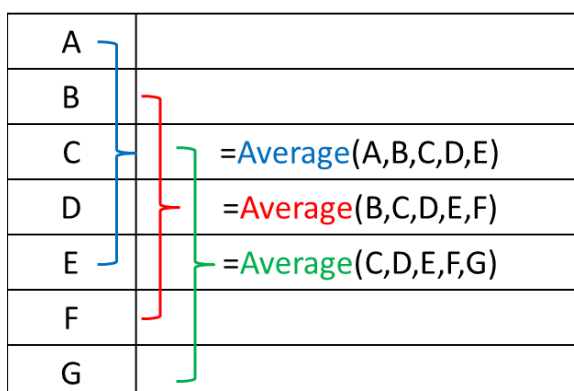


Figura 6.35, Esquema que muestra el procedimiento del filtro Media Móvil Central para un intervalo (M) de 5.

Se realizó pruebas a intervalos de promedio cada 20, 50, 100, 500 y 1000. Estas pruebas permiten una visión general de cuál es el intervalo adecuado para el filtrado de los datos. Como se puede apreciar en la Figura 6.36, el filtro aplicado a intervalos 20, 50 y 100 muestran una correcta reducción del ruido pero la señal no muestra una onda continua, y el filtro aplicado a un intervalo de 1000 se aleja mucho de los datos originales sobre todo cuando la señal de PE alcanza los valores más altos. El filtro MA a un intervalo de 500 fue el elegido por presentar una continuidad de la señal, elimina el ruido a totalidad y no se aleja demasiado de la data original.

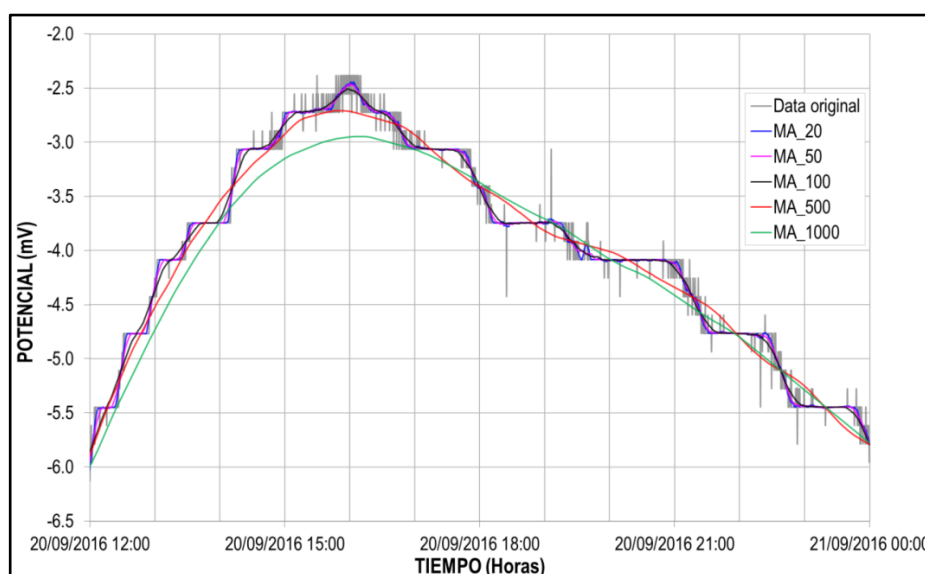
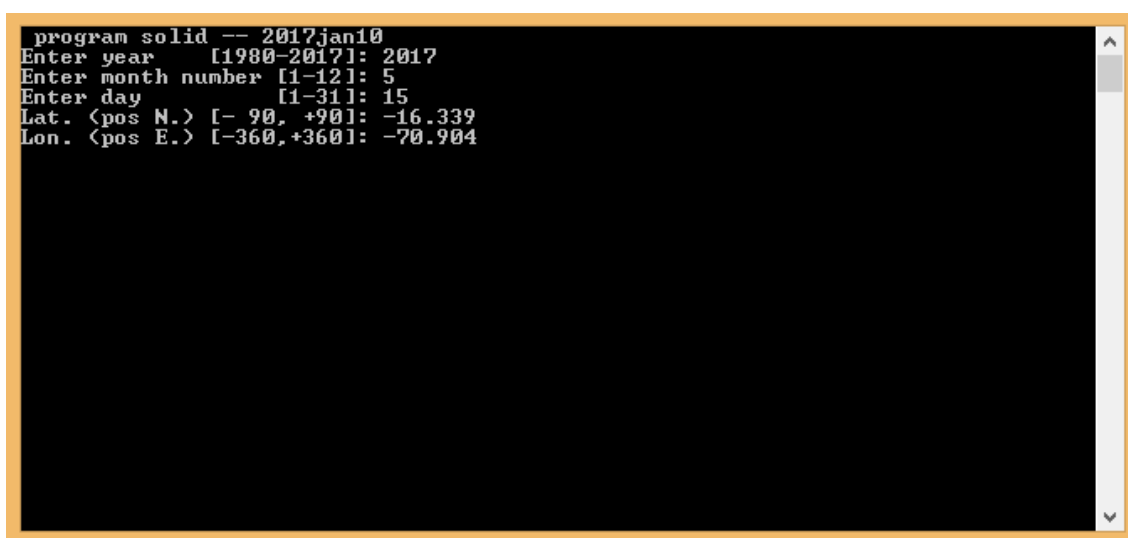


Figura 6.36, Pruebas del filtro Moving Average a intervalos de 20, 50, 100, 500 y 1000 comparadas con la data original durante el día 20/09/2016 a las 12:00 horas al 21/09/2016 a las 00:00 horas en el electrodo ubicado a 20 m de la referencia.

6.2.5. Datos de Mareas Terrestres

Se utilizó el programa Solid, que fue desarrollado por Milbert, D. (2017) y se puede descargar de manera libre desde su página web referida en la bibliografía. Este programa es una implementación del cálculo de mareas de tierra sólida propuesta por el Servicio Internacional de Rotación de la Tierra y Sistemas de Referencia (McCarthy, D., & Petit, G., 2003), en su Nota Técnica N° 32. La marea terrestre (marea de tierra firme) responde a la atracción gravitatoria por efecto del Sol y de la Luna y puede alcanzar hasta más de 30 centímetros. Durante las fases luna nueva y luna llena ocurre el mayor desplazamiento, mientras que en cuarto menguante y cuarto creciente el desplazamiento es menor.

Como se observa en la Figura 6.37, el programa solicita el día, mes y año que se desea obtener, así mismo la latitud y longitud del lugar. Para el Volcán Ubinas se consideró latitud -16.339 y longitud -70.904.



```
program solid -- 2017jan10
Enter year [1980-2017]: 2017
Enter month number [1-12]: 5
Enter day [1-31]: 15
Lat. (pos N.) [- 90, +90]: -16.339
Lon. (pos E.) [-360, +360]: -70.904
```

Figura 6.37, Programa “Solid” (última actualización por el autor Milbert, D. el 10 de enero del 2017)

Los datos de cada día se exportan en un documento de texto de cuatro columnas: (1) el tiempo en segundos, (2) desplazamiento en “x”, desplazamiento en “y”, y desplazamiento en “z” en la unidad de metros.

En el programa Excel se calculó el desplazamiento total, para lo cual se utilizó la siguiente fórmula:

$$\text{Desplazamiento Total} = \sqrt{\left(\sqrt{x^2 + y^2}\right)^2 + z^2}$$

6.2.6. Datos del Campo Magnético

Los datos de campo magnético presentados en este trabajo se basan en los datos recogidos de la estación Huancayo del Instituto Geofísico del Perú, los cuales son publicados automáticamente vía web por INTERMAGNET (www.intermagnet.org), el agradecimiento respectivo a este programa por promover altos estándares de observación magnética.

Se utilizó la estación Huancayo de siglas HUA (latitud 102.05° , longitud 284.67° , elevación 3313 m) por ser la más cercana al Volcán Ubinas. Utiliza para la medición de las variaciones un Magnetómetro Fluxgate y para las mediciones absolutas un Magnetómetro de precesión protónica M-234 (Figura 6.38).



Figura 6.38, Observatorio magnético de Huancayo del Instituto Geofísico del Perú.

Con el fin de establecer una comparación, también se descargaron los datos de la segunda estación más cercana, la estación Kourou de siglas KOU (latitud 5.210° , longitud 307.269° , elevación 10 m) ubicada en la Guayana Francesa del *Institut de Physique du Globe de Paris* (Figura 6.39). Para las medidas absolutas utiliza los magnetómetros *DI-flux Zeiss 010A Bartington MAG01 H* y *Proton Magnetometer region METRICS G856* y para las variaciones *Homocentric fluxgate vector magnetometer (IPGP VM391)* y *Overhauser effect proton scalar magnetometer (región MAG SM90R)*

Los datos son descargados en un archivo de texto *.MIN, un archivo por cada día, con intervalos de un minuto entre cada dato. Para cada minuto se tienen datos de las intensidades en la componente norte “X”, componente este “Y” y componente vertical “Z”, y la última columna es el dato de intensidad total “F” del campo magnético.

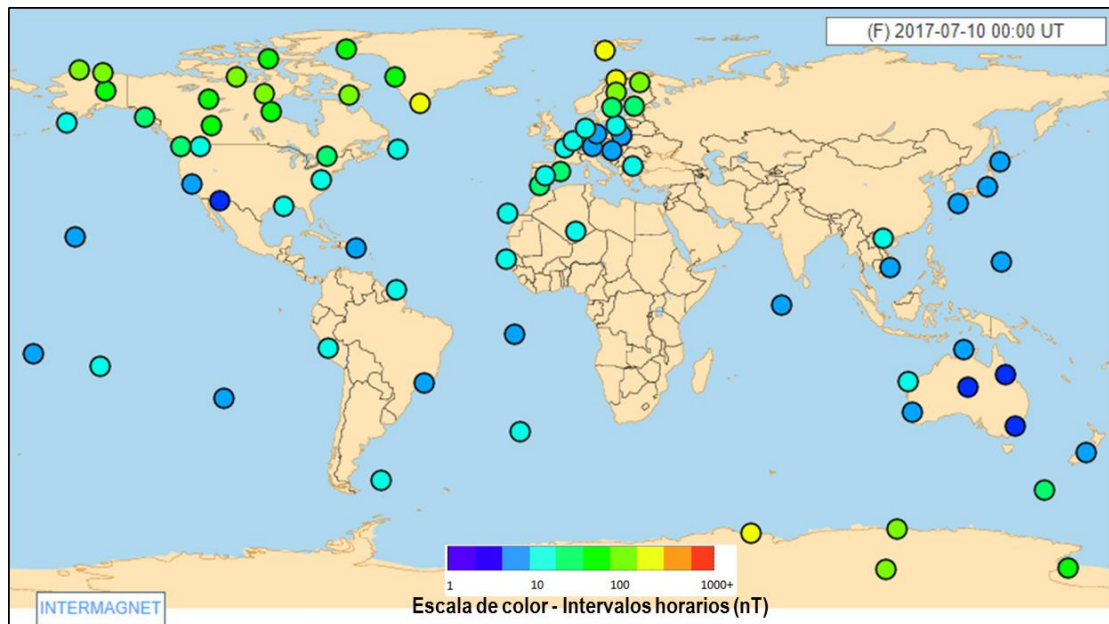


Figura 6.39, Mapa de las estaciones que colaboran con el programa INTERMAGNET (www.intermagnet.org)

6.2.7. Análisis espectral de los datos

Para el análisis espectral de los datos, fue necesario utilizar el software TSoft versión 2.2.15 (Figura 6.40) el cual ha sido diseñado para el análisis de series de tiempo de mareas terrestres (Van Camp, M. & Vauterin, P., 2005).



Figura 6.40, Ventana de inicio al Software TSoft.

Para realizar el análisis espectral se han tomado en cuenta lo siguiente:

- Se consideraron dos períodos de análisis: la primera instalación en el Volcán Ubina (septiembre a noviembre del 2016), y la segunda instalación en el Ubina (abril a mayo del 2017).
- Se cambió el período de muestreo de la data cada 3600 segundos (1hora).
- No solo se adjuntaron los datos del desplazamiento total por mareas terrestres (Figura 6.41d), sino que también se consideró los datos de potencial espontáneo (Figura 6.41 a, b y c) e intensidad total del campo magnético (Figura 6.41e).

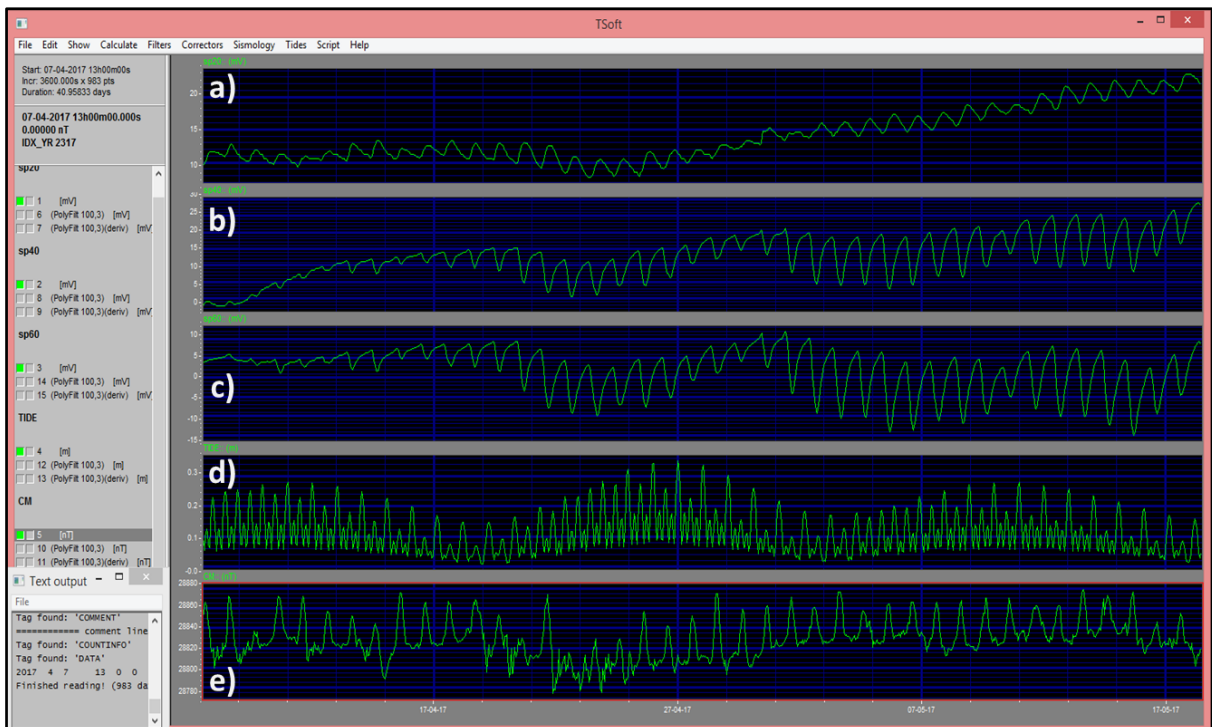


Figura 6.41, Datos ingresados al Software TSoft del período abril a mayo del 2017: a) Datos de PE del electrodo a 20 m, b) Datos de PE del electrodo a 40 m, c) Datos de PE del electrodo a 60 m, d) Datos de Marea Terrestre, e) Datos de Campo Magnético.

- En el mismo software, a cada señal se le aplicó un filtro polinomial (*Polynomial Filtering*), indicando el número de puntos del filtro (100) y el grado del polinomio (3). Los filtros polinomiales son también conocidos como filtros de ventana móvil (*sliding window*). Asimismo, se eligió la opción "*Smooth edges*" (Figura 6.42) para disminuir linealmente el peso del ajuste polinómico hacia los bordes, el cual mejora las propiedades del filtro (Figura 6.43b) (Van Camp, M. & Vauterin, P., 2015). Este filtro permite observar los cambios temporales de la señal eliminando las altas frecuencias (variación diaria) y dejando solo las bajas frecuencias.

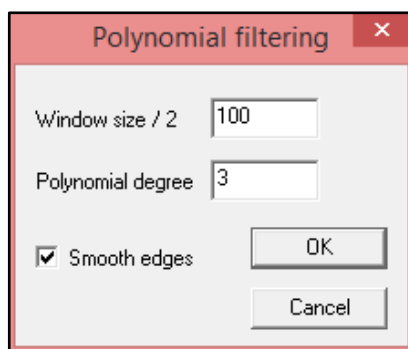


Figura 6.42, Opción Polynomial Filtering del Software TSoft.

- A la nueva señal obtenida (luego de aplicar el filtro polinomial) se le calculó la derivada del tiempo (Figura 6.43c) el cual ayuda a estimar los cambios de fase (Van Camp, M. & Vauterin, P., 2015). La derivada temporal es usualmente interpretada como la tasa de cambio de la señal a partir de un nivel cero, además que permite resaltar las frecuencias bajas y altas.

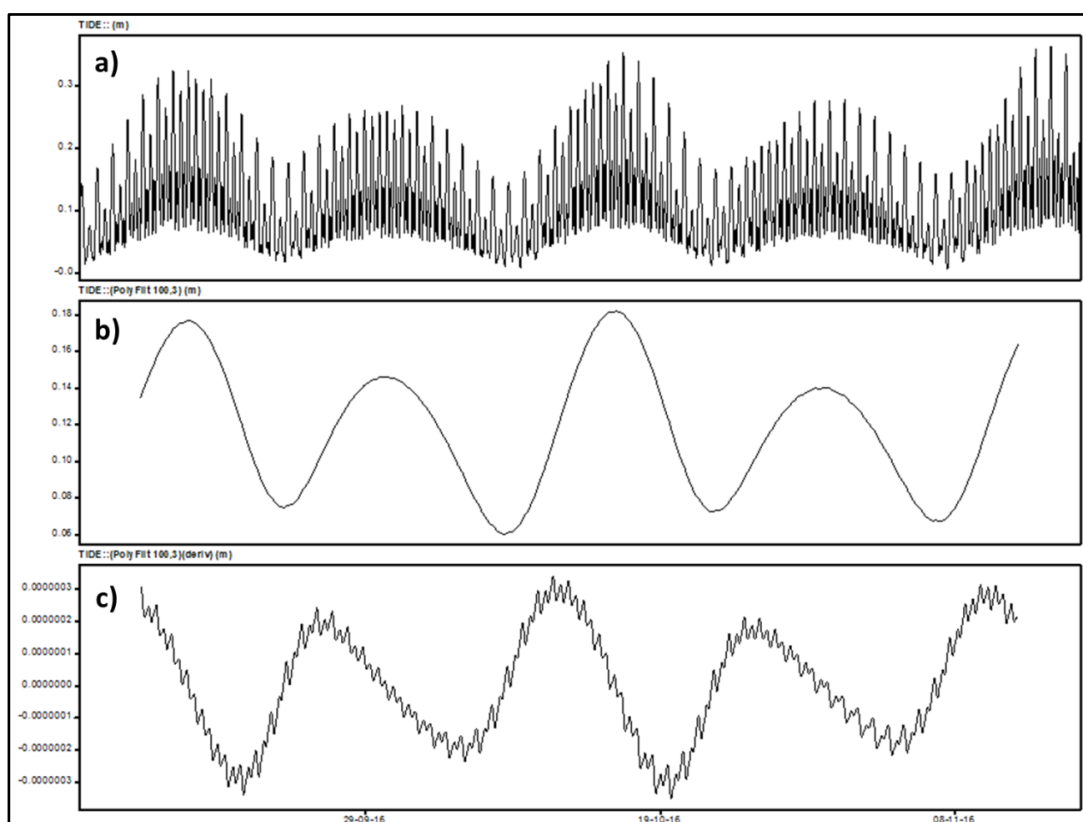


Figura 6.43, Señal de marea terrestre en el período septiembre a noviembre del 2016: a) Señal original, b) Señal luego de aplicar el filtro polinomial y c) Señal con derivada de tiempo aplicado.

- Por último se realiza el análisis espectral, inicialmente, la escala de frecuencia (horizontal) está en Hz (1/s), pero esto se puede cambiar en ciclos por día (1cpd=1/86400s). Se realizó este procedimiento para todos los datos, tanto para la

data original (Figura 6.44a), la señal luego de aplicar el filtro polinomial (Figura 6.44b) y los datos con derivada de tiempo (Figura 6.44c) y estos datos pueden ser exportados en un archivo de texto desde el mismo programa.

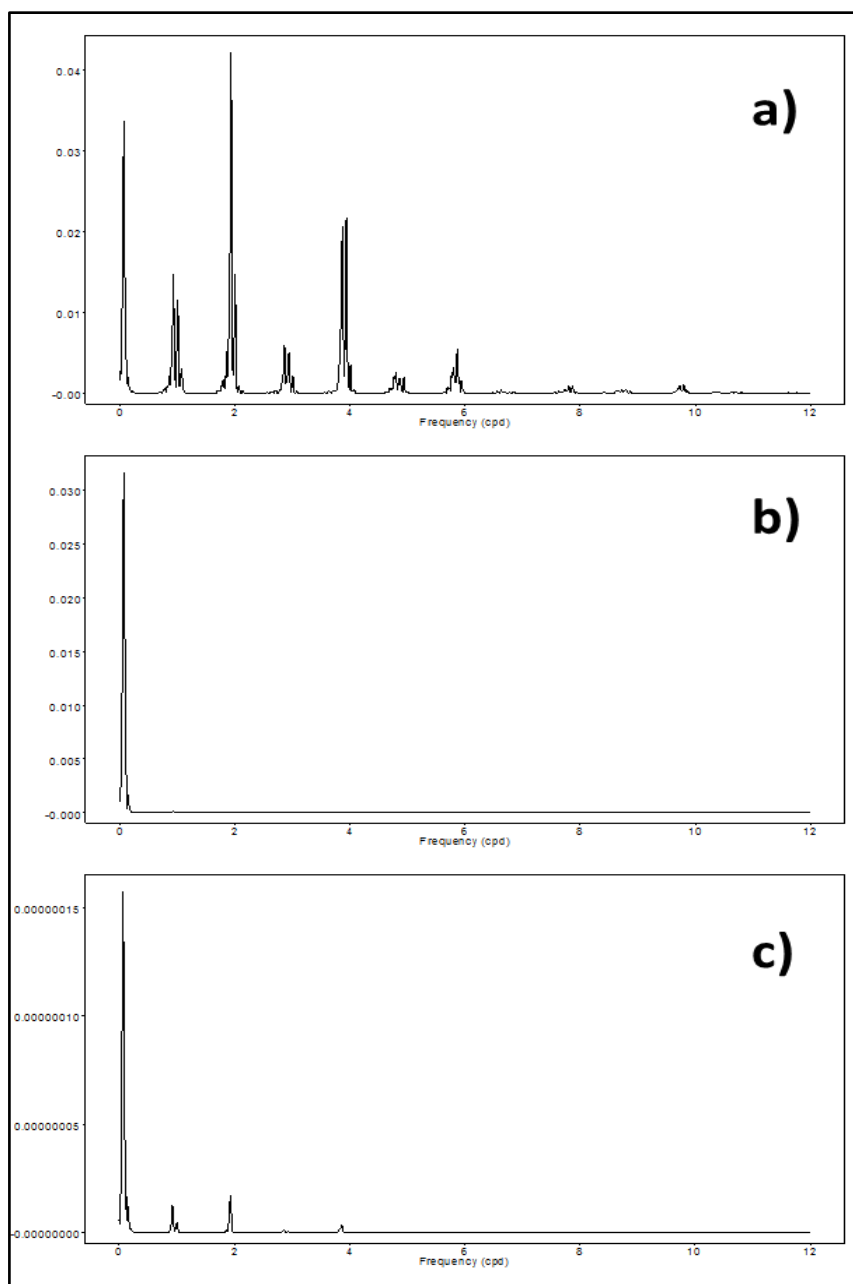


Figura 6.44, Espectro de frecuencias para los datos de mareas terrestres en el período septiembre a noviembre del 2016: a) Señal original, b) Señal luego de aplicar el filtro polinomial y c) Señal con derivada de tiempo aplicado.

- Luego de conocer la frecuencia en cpd, se procedió a convertir los datos en días por ciclo, para poder analizar el período de cada señal. Para ello se trabajó con el programa Excel, donde se halló el inverso de cada frecuencia ($1/f$) y la amplitud fue normalizada para todos los datos (se igualó cada máxima amplitud a la unidad para facilitar la comparación entre datos).

CAPÍTULO VII

RESULTADOS DEL ANÁLISIS SÍSMICO

En el presente capítulo se da a conocer los resultados luego del procesamiento de los datos sísmicos mencionados en el Capítulo V. La clasificación de los eventos sismo-volcánicos, son mostrados según su ocurrencia diaria (en horario UTC) y mensual, además de la localización de los sismos volcano-tectónicos.

7.1. RESULTADOS DEL VOLCÁN UBINAS

7.1.1. Resultados de la clasificación sísmica en el Volcán Ubinas

La estadística de los eventos sismo-volcánicos en el Volcán Ubinas (Figura 7.1) muestra una predominancia de eventos volcano-tectónico proximales (VTP) significando en porcentaje el 61.50 % del total de eventos.

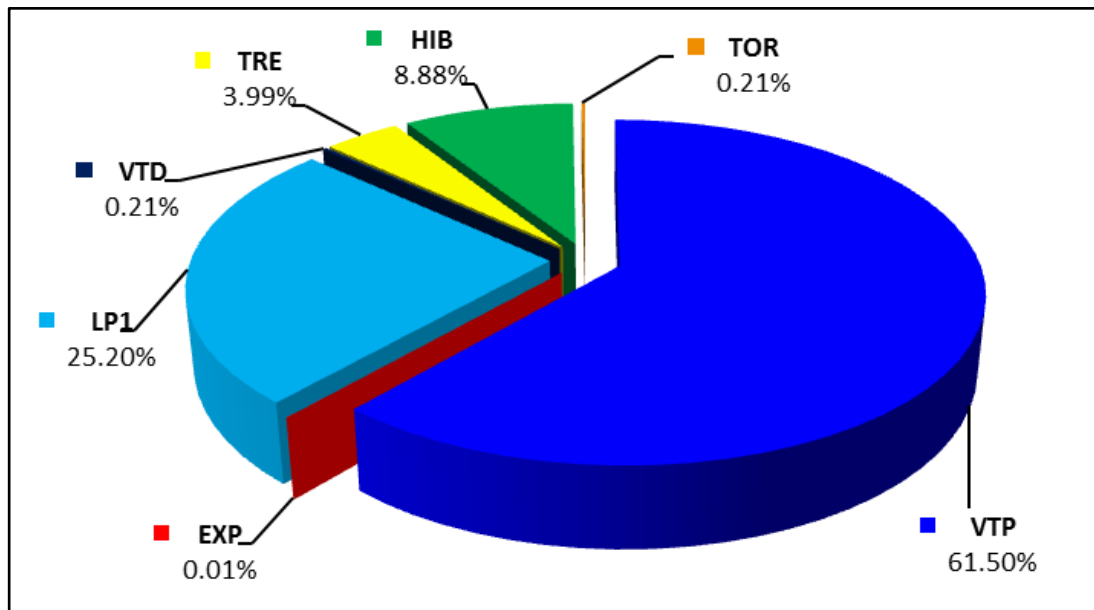


Figura 7.1, Estadística de eventos sismo-volcánicos ocurridos en el Volcán Ubinas durante el período de marzo a diciembre del 2016.

En la Tabla 7.1 se muestra un conteo de cada evento registrado por mes, la cual indica que los meses con mayor actividad fueron marzo, septiembre, octubre noviembre y diciembre, los cuales sobrepasaron los 4000 eventos. Fue en el mes

de octubre en el que se registró la mayor cantidad de eventos, mes en el que ocurrió la primera explosión durante el período de análisis.

Tabla 7.1, Ocurrencia de sismos volcánicos por mes en el Volcán Ubinas.

EVENTO	MAR.	ABR.	MAY.	JUN.	JUL.	AGO.	SEP.	OCT.	NOV.	DIC.	TOTAL
VTD	17	11	4	1	0	9	9	11	12	10	84
VTP	2263	761	50	26	35	17	4043	7911	7818	1683	24607
LP1	2934	610	11	2	24	7	459	4126	1407	505	10085
TOR	0	0	0	8	21	19	24	8	0	3	83
TRE	42	16	1	5	1	0	174	674	677	5	1595
HIB	123	50	12	5	4	3	119	1012	1411	816	3555
EXP	0	0	0	0	0	0	0	1	4	0	5
TOTAL	5379	1448	78	47	85	55	4828	13743	11329	3022	40014

Una visión general de la ocurrencia diaria de eventos sismo-volcánicos en el Volcán Ubinas es mostrada en la Figura 7.2, en la cual es fácil distinguir el incremento de los eventos VTP, LP, HIB y TRE antes de la primera explosión ocurrida el 3 de octubre.

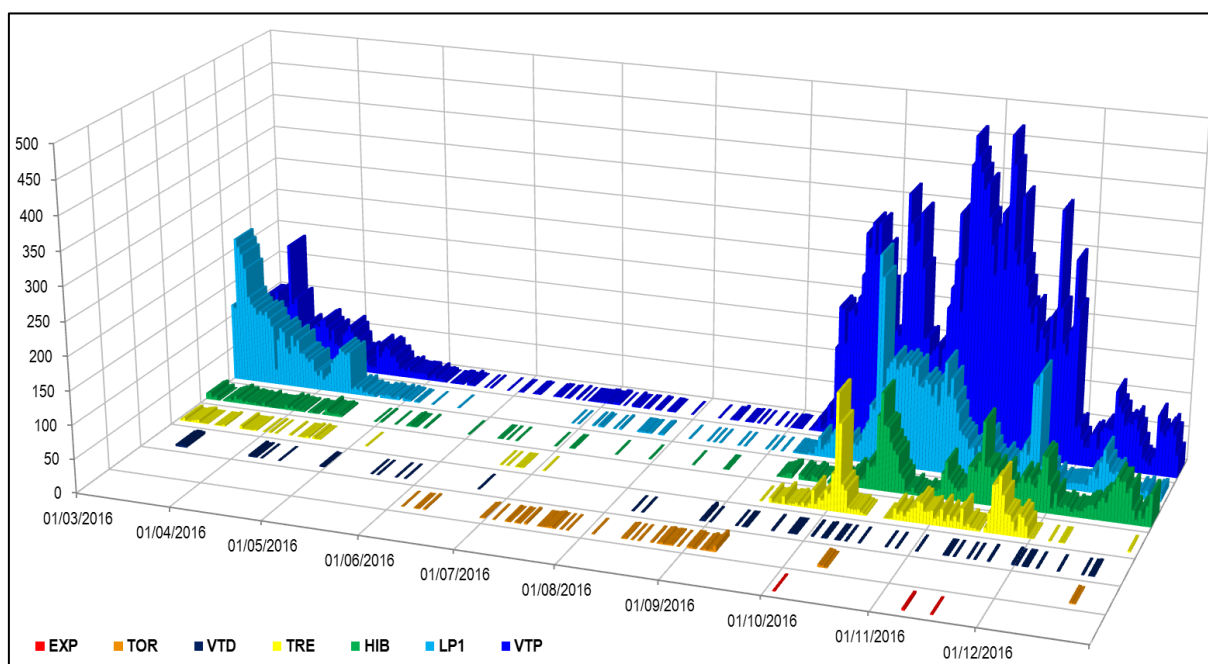


Figura 7.2, Gráfico de columnas en 3 dimensiones de los sismos volcánicos ocurridos por día durante marzo a diciembre del 2016 en el Volcán Ubinas.

a) Eventos Volcano-tectónico Distales (VTD)

Estos eventos presentaron una frecuencia promedio de 4.8 Hz. Presentando la mayor ocurrencia durante el mes de marzo con un total de 17 eventos. En comparación a los otros sismos volcánicos, los VTD solo representan el 0.21 % del total de datos (Figura 7.3).

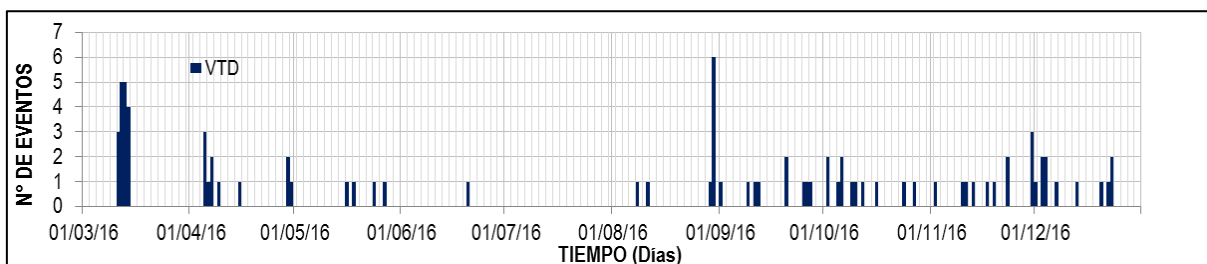


Figura 7.3, Histograma de eventos volcano-tectónicos distales (VTD) en el Volcán Ubinas durante el período marzo a diciembre 2016.

b) Eventos Volcano-tectónico Proximal (VTP)

Los VTP, al igual que los VTD, presentaron una frecuencia promedio de 4.8 Hz. La mayor ocurrencia de estos eventos fue durante los meses de septiembre a noviembre del 2016 (mayores a 4000 eventos), presentando el mayor pico de energía el día 07 de octubre de 3.0 MJ (Figura 7.4).

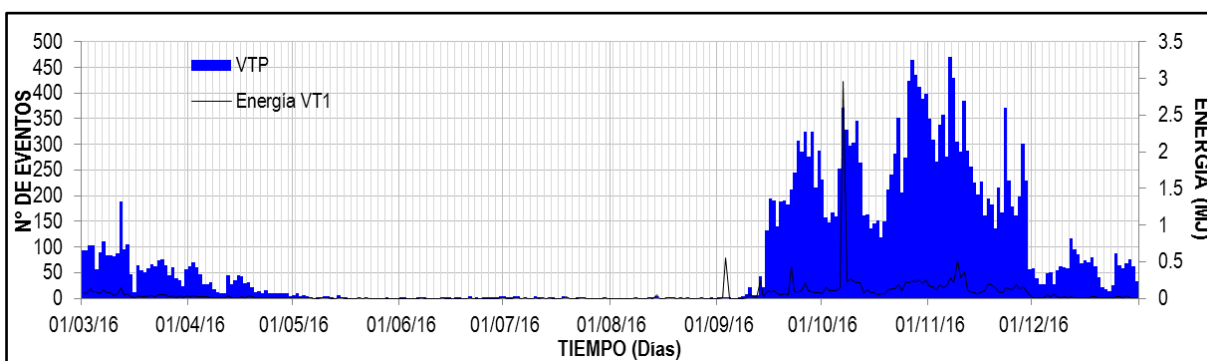


Figura 7.4, Histograma de eventos volcano-tectónicos proximales (VTP) en el Volcán Ubinas durante el período marzo a diciembre 2016.

c) Eventos de Largo Período (LP)

Durante los meses de marzo, octubre y noviembre se presentó la mayor ocurrencia de eventos LP (mayor a 1000 eventos). El mayor pico de energía ocurrió el 26 de noviembre de 0.8 MJ (Figura 7.5). La frecuencia promedio de estos eventos fue de 3.7 Hz.

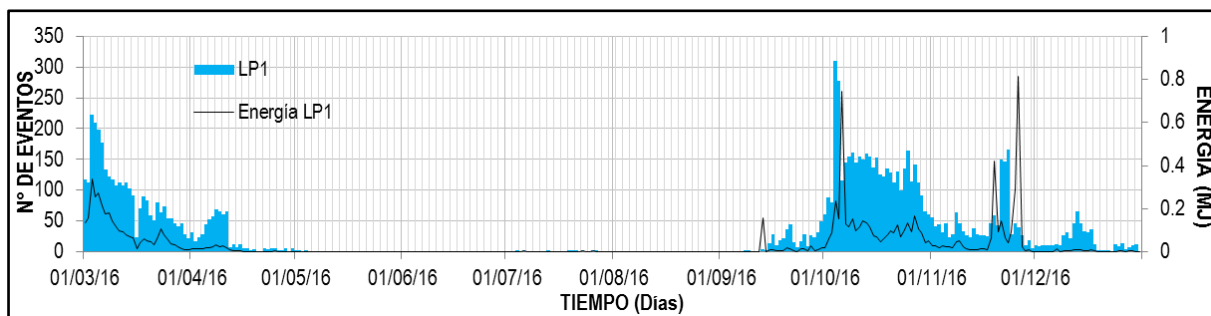


Figura 7.5, Histograma de eventos largo período (LP1) en el Volcán Ubinas durante el período marzo a diciembre 2016.

d) Eventos Tornillo (TOR)

La frecuencia promedio de los tornillos fue de 3.9 Hz, presentando la mayor ocurrencia durante los meses de julio a septiembre (Figura 7.6). El pico más alto de energía ocurrió el 21 de julio de 0.018 MJ.

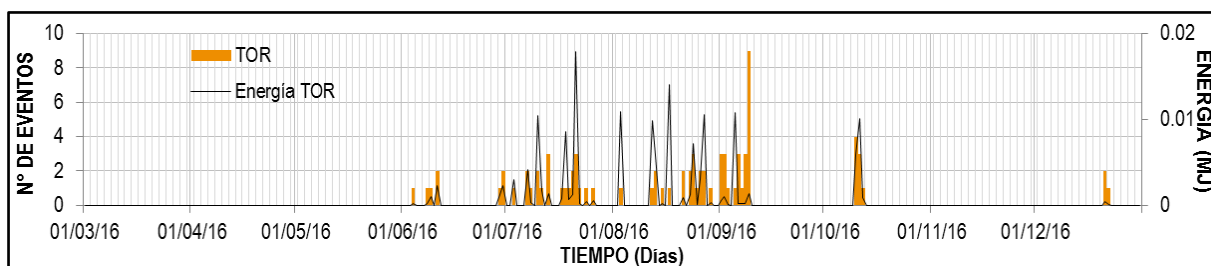


Figura 7.6, Histograma de eventos tornillo (TOR) en el Volcán Ubinas durante el período marzo a diciembre 2016.

e) Eventos Tremor Espasmódico (TRE)

Estos eventos superaron los 600 eventos por mes durante octubre y noviembre (Figura 7.7), presentando el mayor pico de energía de 15.9 MJ el 3 de octubre del 2016 (día que ocurrió la primera explosión). La frecuencia promedio fue de 4.7 Hz.

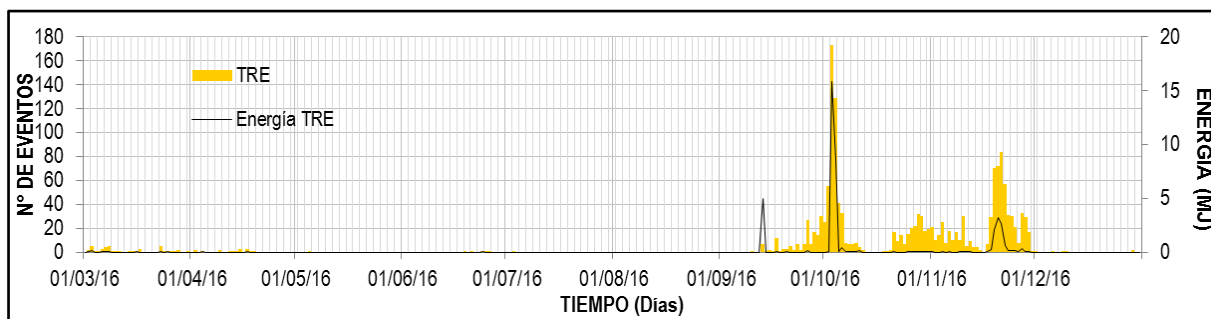


Figura 7.7, Histograma de eventos tremor espasmódico (TRE) en el Volcán Ubinas durante el período marzo a diciembre 2016.

f) Eventos Híbridos (HIB)

El mayor pico de energía se registró el 29 de noviembre de 1.16 MJ (Figura 7.8), siendo los meses de octubre y noviembre cuando se superó la tasa de 1000 eventos por mes. La frecuencia promedio fue de 3.7 Hz.

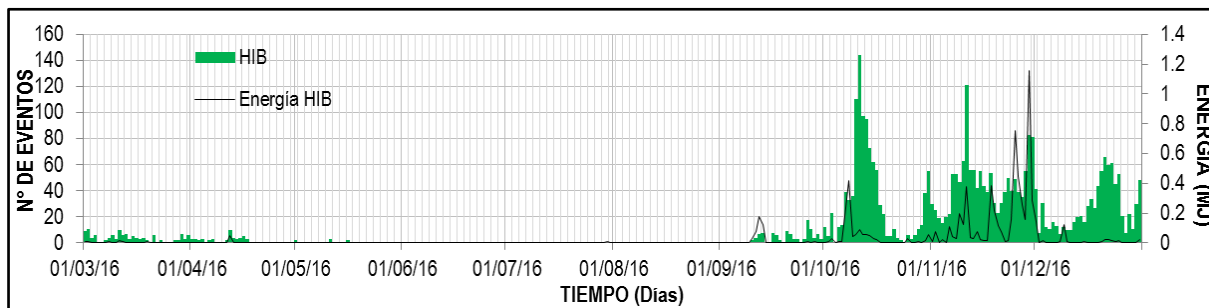


Figura 7.8, Histograma de eventos híbridos (HIB) en el Volcán Ubinas durante el período marzo a diciembre 2016.

g) Explosiones (EXP)

Durante el período de análisis solo se presentaron cinco explosiones, cuya frecuencia promedio fue de 3.8 Hz. El pico más alto de energía ocurrió el día 09 de noviembre cuando se registraron tres explosiones, sumando un total de 2.1 MJ (Figura 7.9).

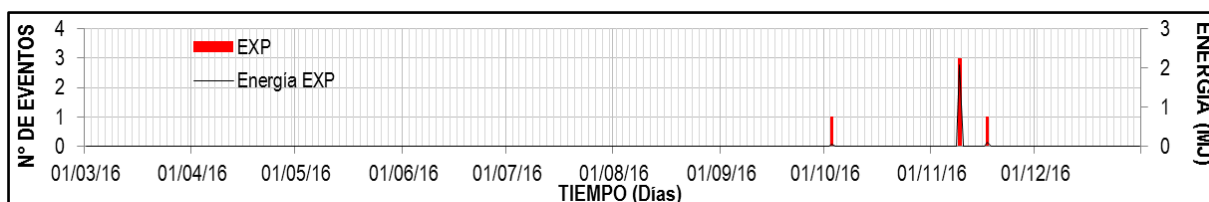


Figura 7.9, Histograma de explosiones (EXP) en el Volcán Ubinas durante el período marzo a diciembre 2016.

7.1.2. Resultados de la localización de eventos volcano-tectónicos en el Volcán Ubinas

Los datos fueron plotados en el programa ArcGis, en el cual también se elaboraron perfiles en dirección Norte-Sur y Oeste-Este que permitieron una correcta visualización de estos eventos a profundidad. También fue necesario graficar las principales fallas para ayudar a la interpretación de los mismos.

Los eventos volcano-tectónicos en el Volcán Ubinas (Figura 5.19), fueron clasificados según la magnitud en cuatro subgrupos, considerando que la menor magnitud fue de 1.4 ML y la mayor de 3.4 ML.

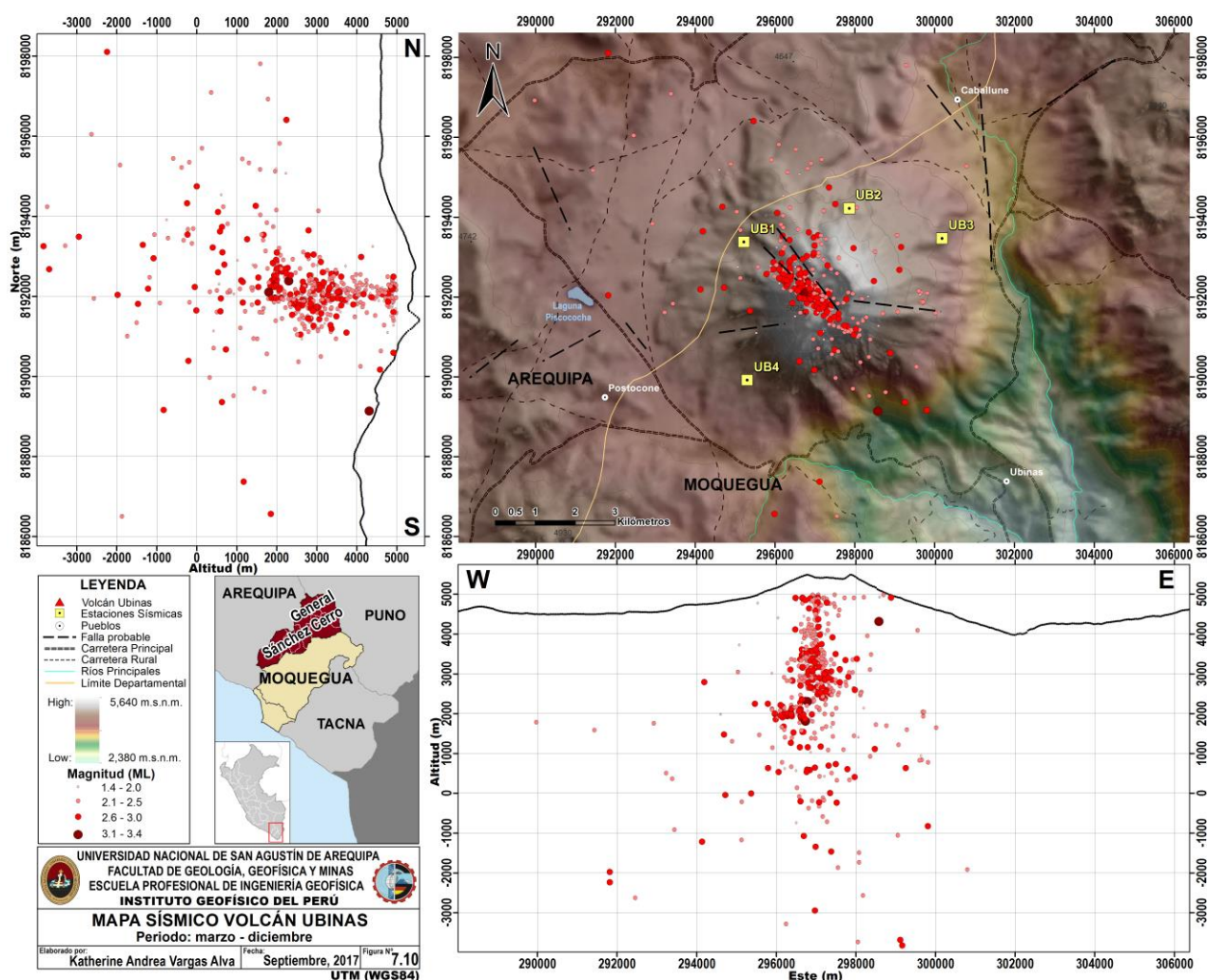


Figura 7.10, Localización de eventos volcano-tectónicos en el Volcán Ubinas.

7.2. RESULTADOS DEL VOLCÁN SABANCAYA

7.2.1. Resultados de la clasificación sísmica en el Volcán Sabancaya

El análisis estadístico del Volcán Sabancaya (Figura 7.11) durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016, muestra una predominancia de eventos Volcano-tectónicos que entre distales (VTD, 43.55 %) y proximales (VTP, 11.64 %) suman más del 50 % del total de sismos volcánicos registrados.

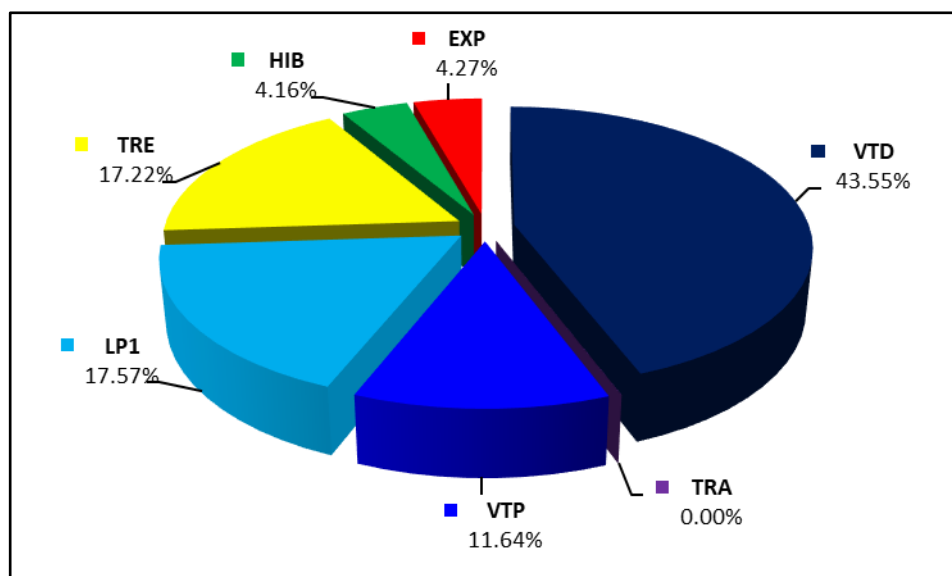


Figura 7.11, Estadística de eventos sismo-volcánicos ocurridos en el Volcán Sabancaya durante el período de noviembre del 2015 a diciembre del 2016.

Es importante mencionar que desde el 26 al 31 de mayo y del 2 al 13 de junio del 2016 sólo se registraron datos en la estación Cajamarca, por lo que durante esos períodos se pudo clasificar sólo eventos VTD. Esto puede explicar que en el conteo de datos mensual, junio es el mes con menos eventos (Tabla 7.2).

Tabla 7.2, Ocurrencia de sismos volcánicos por mes en el Volcán Sabancaya.

EVENTO	2015		2016												TOTAL
	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	
VTD	1069	1555	1378	5523	3701	2108	1501	797	730	2552	2306	1009	1304	1756	27289
VTP	269	1804	705	435	174	290	177	68	166	165	418	835	410	1375	7291
LP1	761	827	641	524	528	470	357	407	725	698	703	1295	1449	1623	11008
TRE	171	221	468	533	361	556	419	326	714	600	555	407	1822	3637	10790
TRA	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3
HIB	15	18	53	109	180	170	259	112	92	120	529	169	312	470	2608
EXP	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	739	1938	2678
TOTAL	2285	4425	3245	7124	4944	3594	2713	1710	2427	4136	4511	3715	6036	10802	61667

La visualización en 3 dimensiones (Figura 7.12) muestra una comparación entre la tasa diaria de los 8 tipos de eventos sismo-volcánicos registrados durante el período de análisis, resaltando el incremento de eventos VTD en dos episodios que corresponden a los sismos del 20 de febrero y del 15 de agosto del 2016.

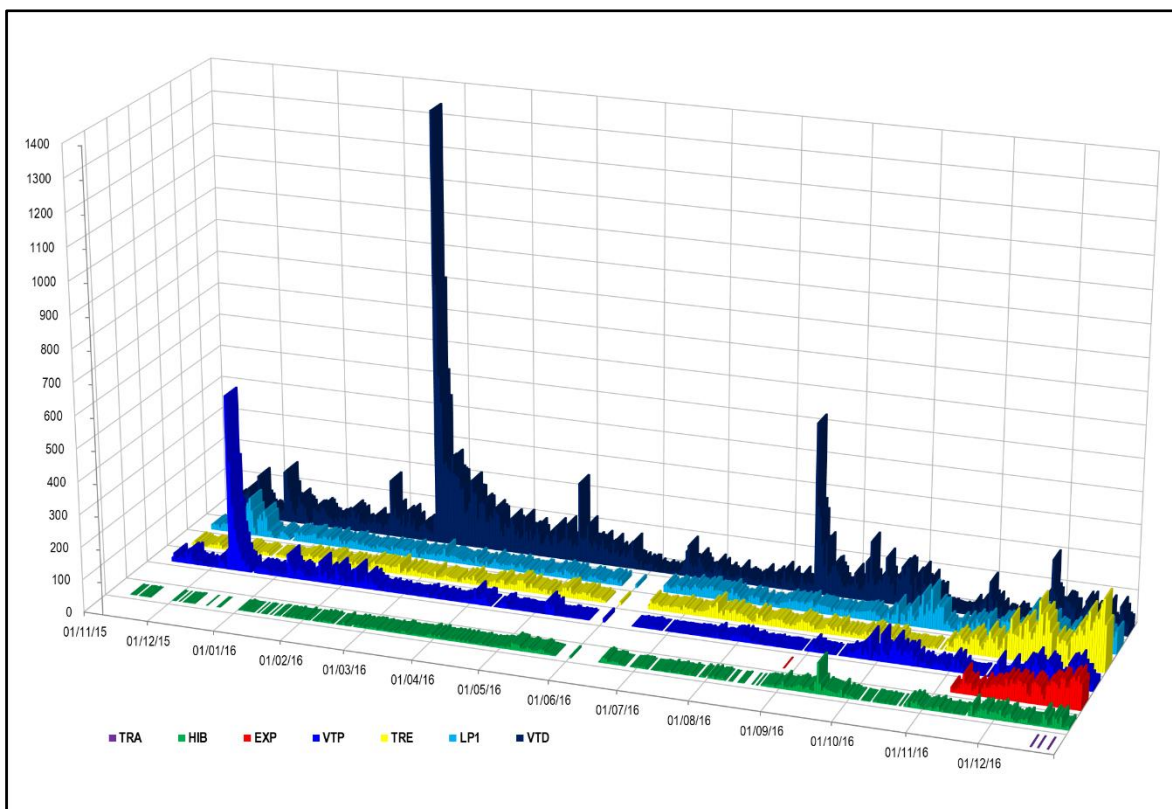


Figura 7.12, Gráfico de columnas en 3 dimensiones del número de sismos volcánicos ocurridos por día durante noviembre 2015 a diciembre 2016 en el Volcán Sabancaya.

a) Eventos Volcano-tectónico Distantes (VTD)

Estos eventos presentaron una frecuencia promedio de 5.1 Hz. Durante febrero y marzo del 2016, la tasa de VTD superó los 3000 eventos por mes (Figura 7.13).

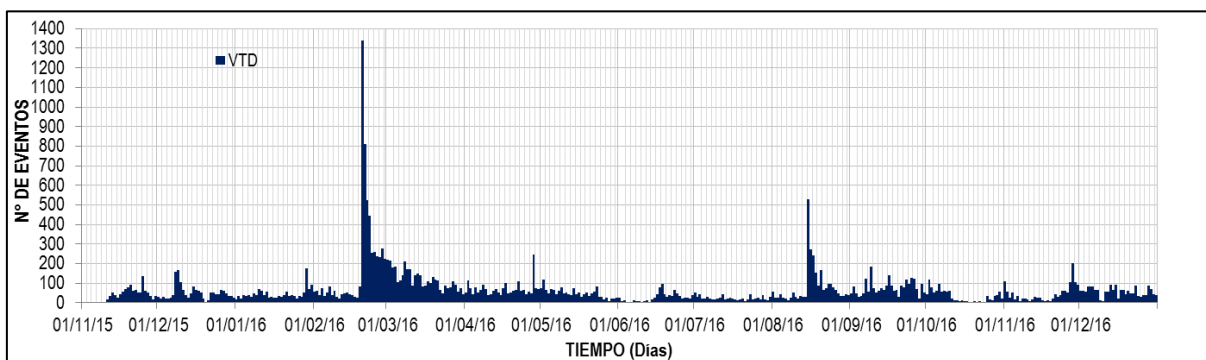


Figura 7.13, Histograma de eventos volcano-tectónicos distales (VTD) en el Volcán Sabancaya durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016.

b) Eventos Volcano-tectónico Proximales (VTP)

Como se observa en la figura 7.14, los eventos VTP presentaron la mayor tasa durante el mes de diciembre del 2015 con 1804 eventos (Tabla 7.2). La frecuencia promedio fue de 6.4 Hz.

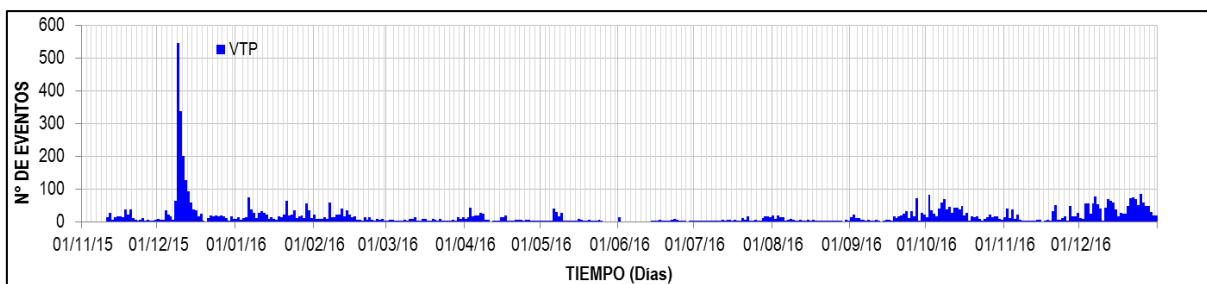


Figura 7.14, Histograma de eventos volcano-tectónicos proximales (VTP) en el Volcán Sabancaya durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016.

c) Eventos de Largo Período (LP)

El mayor pico de energía de eventos LP fue de 204.5 MJ, el día 12 de octubre del 2016 (Figura 7.15) y fue durante octubre, noviembre y diciembre del 2016 cuando estos eventos superaron la tasa de 1000 eventos por mes. La frecuencia promedio fue de 3.1 Hz.

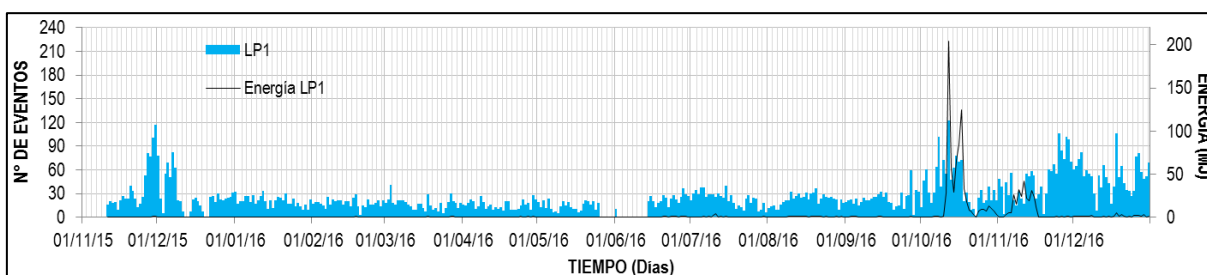


Figura 7.15, Histograma de eventos largo período (LP1) en el Volcán Sabancaya durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016.

d) Eventos Tremor Espasmódico (TRE)

El día 07 de noviembre del 2016 se registró el mayor pico de energía de 260.2 MJ, y fue durante los meses de noviembre y diciembre (Figura 7.16) cuando se registró la mayor tasa de TRE con 1822 y 3637 eventos respectivamente.

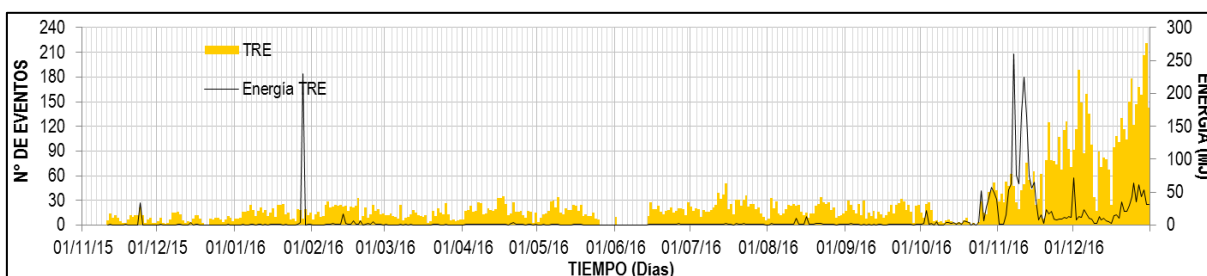


Figura 7.16, Histograma de eventos tremor espasmódico (TRE) en el Volcán Sabancaya durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016.

e) Eventos Tremor Armónico (TRA)

Sólo se registraron 3 eventos los días 21, 24 y 28 de diciembre del 2016 (Figura 7.17), siendo el segundo el de mayor energía con 0.2 MJ. La frecuencia promedio fue de 2.7 Hz.

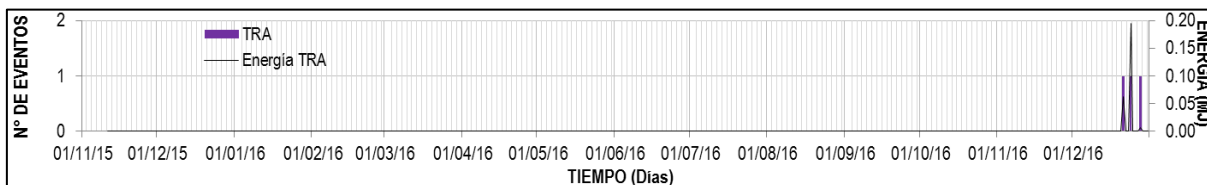


Figura 7.17, Histograma de eventos tremor espasmódico (TRE) en el Volcán Sabancaya durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016.

f) Eventos Híbridos (HIB)

La mayor tasa de estos eventos ocurrió en septiembre del 2016 (Figura 7.18) y el mayor pico de energía se registró el 2 de noviembre del 2016 de 84.8 MJ. El promedio de frecuencias de estos eventos fue de 2.2 MJ.

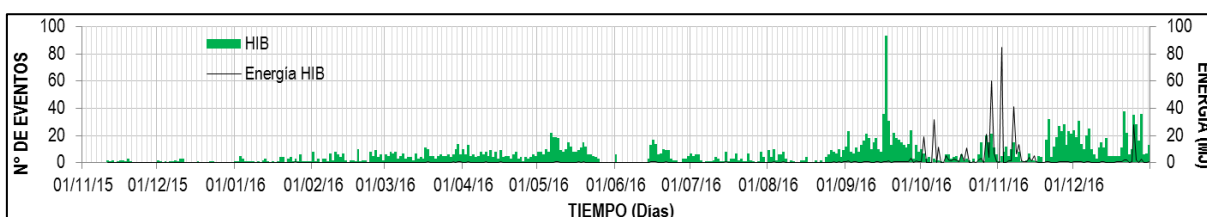


Figura 7.18, Histograma de eventos híbridos (HIB) en el Volcán Sabancaya durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016.

g) Explosiones (EXP)

La primera explosión se registró el 27 de agosto y luego se iniciaron explosiones sucesivas a partir del 07 de noviembre del 2016 (Figura 7.19). El mayor pico de energía ocurrió el 30 de diciembre de 50.9 MJ y el promedio de frecuencia de las EXP fue de 1.7 Hz.

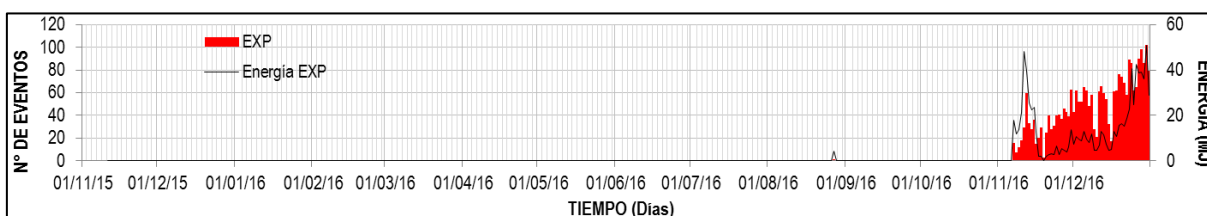


Figura 7.19, Histograma de explosiones (EXP) en el Volcán Sabancaya durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016.

7.2.2. Resultados de la localización de eventos volcano-tectónicos en el Volcán Sabancaya

Para el caso del Volcán Sabancaya, los eventos volcano-tectónicos presentaron un mayor rango de magnitudes que en el Volcán Ubinas, siendo la menor y mayor magnitud de 0.4 ML y 5.4 ML respectivamente (Figura 7.20), es por ello que se consideró cinco subgrupos.

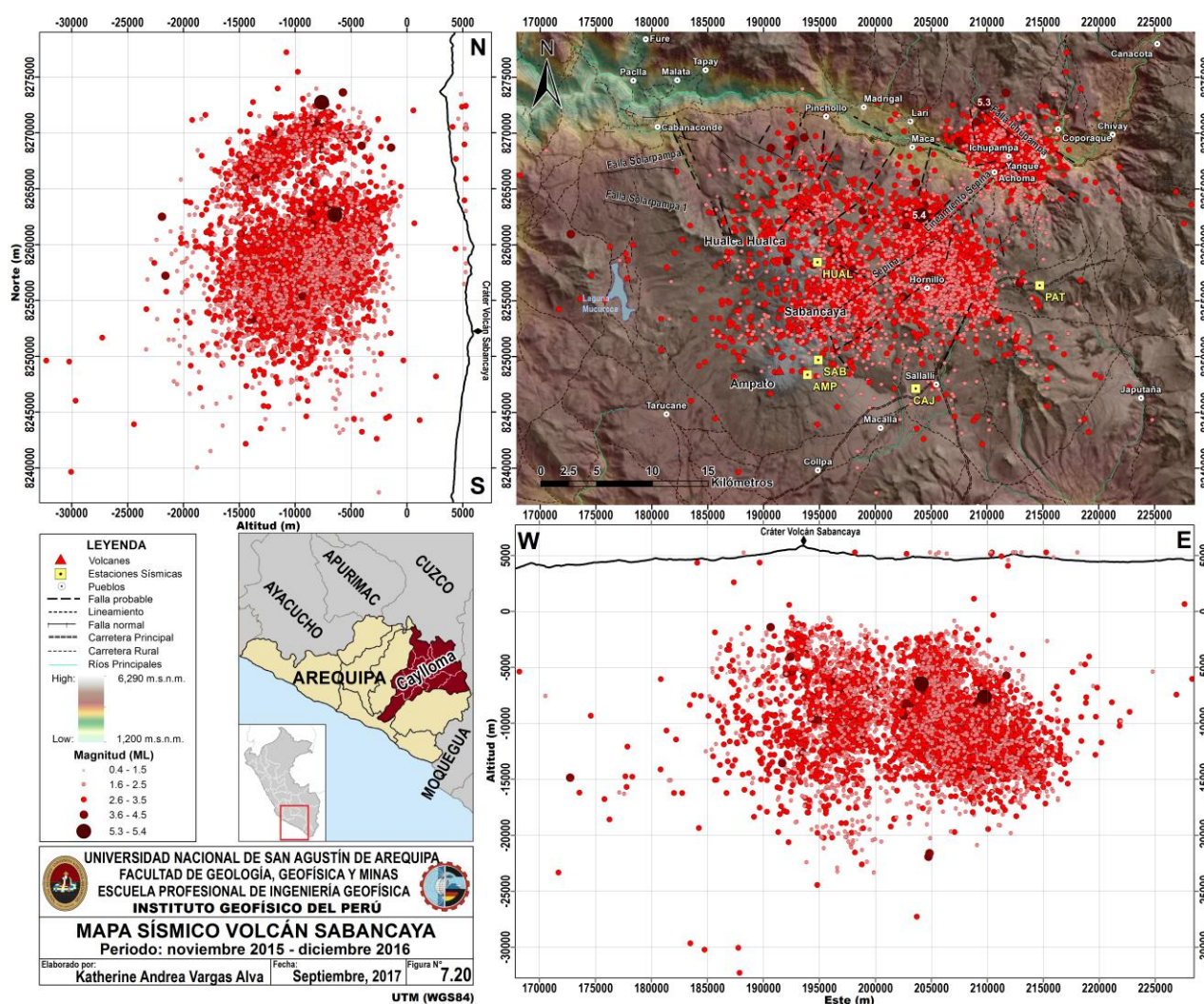


Figura 7.20, Localización de eventos volcano-tectónicos en el Volcán Sabancaya.

CAPÍTULO VIII

RESULTADOS DE POTENCIAL ESPONTÁNEO

En este capítulo se presentan los resultados de los datos de potencial espontáneo luego del tratamiento de los datos con el filtro *Moving Average* a un intervalo de 500.

8.1. RESULTADOS DE LAS PRUEBAS DE REGISTRO CONTINUO DE POTENCIAL ESPONTÁNEO EN EL IGP

Los datos filtrados (Figura 8.1) de los electrodos que se encuentran a una distancia de 6 m del electrodo de referencia son representados en color celeste, ubicado a 20 cm de profundidad (E6_20) y de color naranja, ubicado a 100 cm bajo la superficie (E6_100). Para el caso de los electrodos ubicados a 12 metros de la referencia, se muestra de color azul los datos del electrodo a 20 cm (E12_20) y de color rojo del electrodo a 100 cm (E12_100). De manera general, es claro que la variación diurna es más notoria en los electrodos ubicados a 20 cm de profundidad (más superficiales) a diferencia de los electrodos a 100 cm de profundidad.

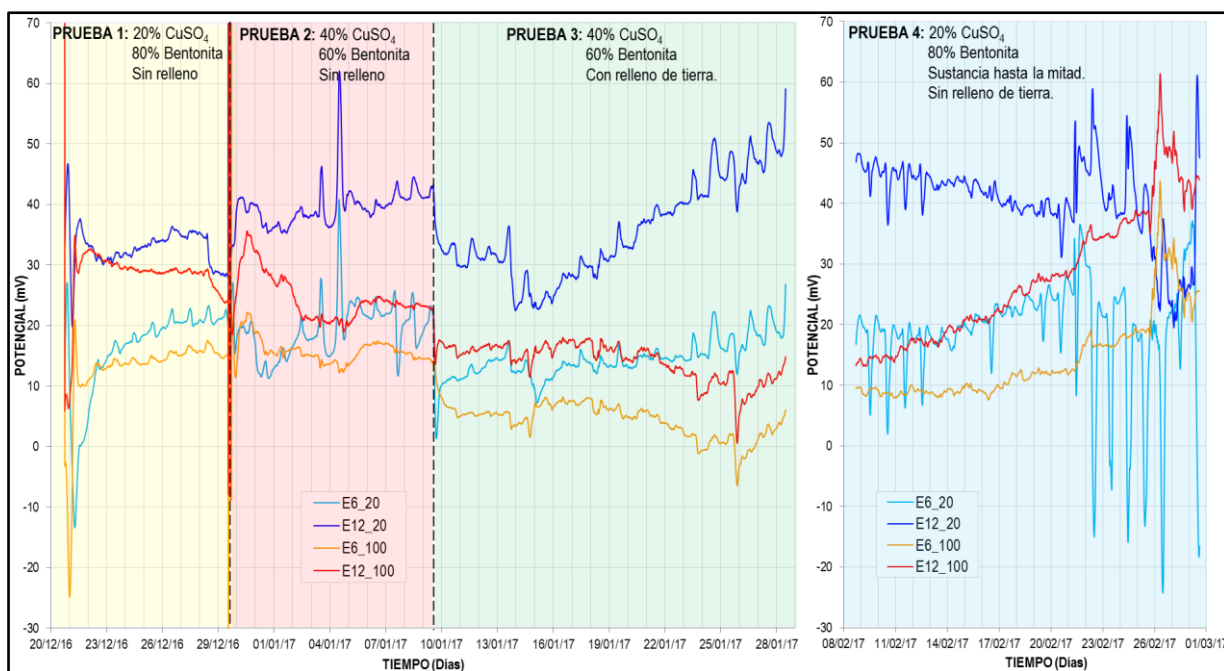


Figura 8.1, Datos de los electrodos producto de las cuatro pruebas de Potencial Espontáneo luego de aplicar el filtro *Moving Average*.

En la Figura 8.2 se observan los resultados de los datos medidos por las termocupas, en caya hoyo donde se ubicaron los electrodos, en los resultados (sin ningún tipo de filtro) se aprecia que la temperatura varía al igual que el potencial, durante la mañana y noche. En la Termocupla ubicada a 6 metros de la referencia y a 20 cm de profundidad (T6_20), se observa una variación promedio de 5 °C durante la primera prueba, 4 °C durante la segunda, 0.5 °C durante la tercera y 1.5 °C durante la cuarta. En la Termocupla a esa misma profundidad pero a 12 m de la referencia (T12_20), se registró la menor variación, de 1 °C durante la primera, segunda y cuarta prueba, ya que durante la tercera prueba no registró datos adecuados y es a partir del 20 de febrero en que la variación aumentó a 3 °C (T6_20) y 2 °C (T12_20) debido a que se quitó el tecnopor que cubría los agujeros.

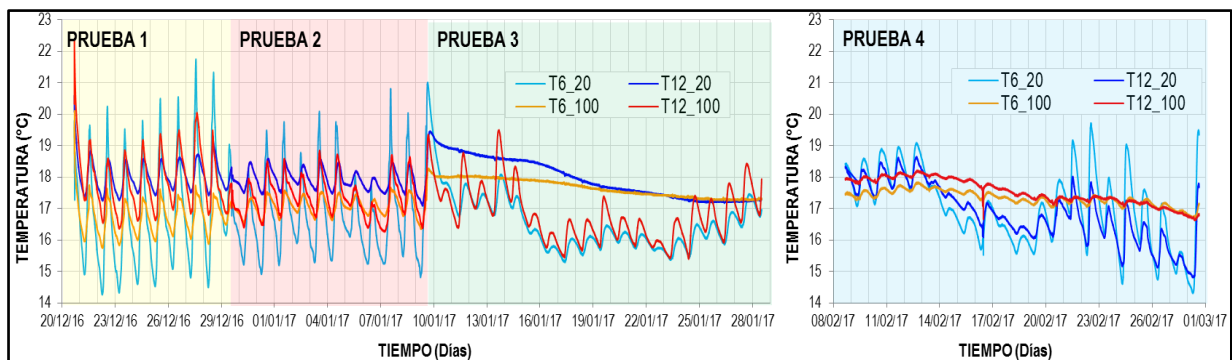


Figura 8.2, Datos de temperatura registradas por las termocupas durante las cuatro pruebas de Potencial Espontáneo.

En las termocupas ubicadas a 100 cm de la superficie, se aprecia que en la ubicada a 6 m de la referencia (T6_100), durante la primera prueba hubo una variación de 1.5 °C, de 1 °C en la segunda y 0.3 °C en la cuarta. En la termocupla ubicada a 12 m de la referencia (T12_100) hubo una variación de 2.5, 2, 1.5 y 0.3 °C en la primera, segunda, tercera y cuarta prueba respectivamente.

8.2. RESULTADOS DEL POTENCIAL ESPONTÁNEO EN EL VOLCÁN UBINAS

Los resultados del tratamiento de datos de Potencial Espontáneo registrados en el Volcán Ubinas luego de aplicar el filtro *Moving Average* a un intervalo de 500 son mostrados en la Figura 8.3 y 8.4.

En la Figura 8.3, correspondiente al período septiembre a noviembre del 2016, se observa que el ruido ha sido filtrado exitosamente, persistiendo tan solo la variación diurna que se muestra incrementada después de la instalación del panel solar.

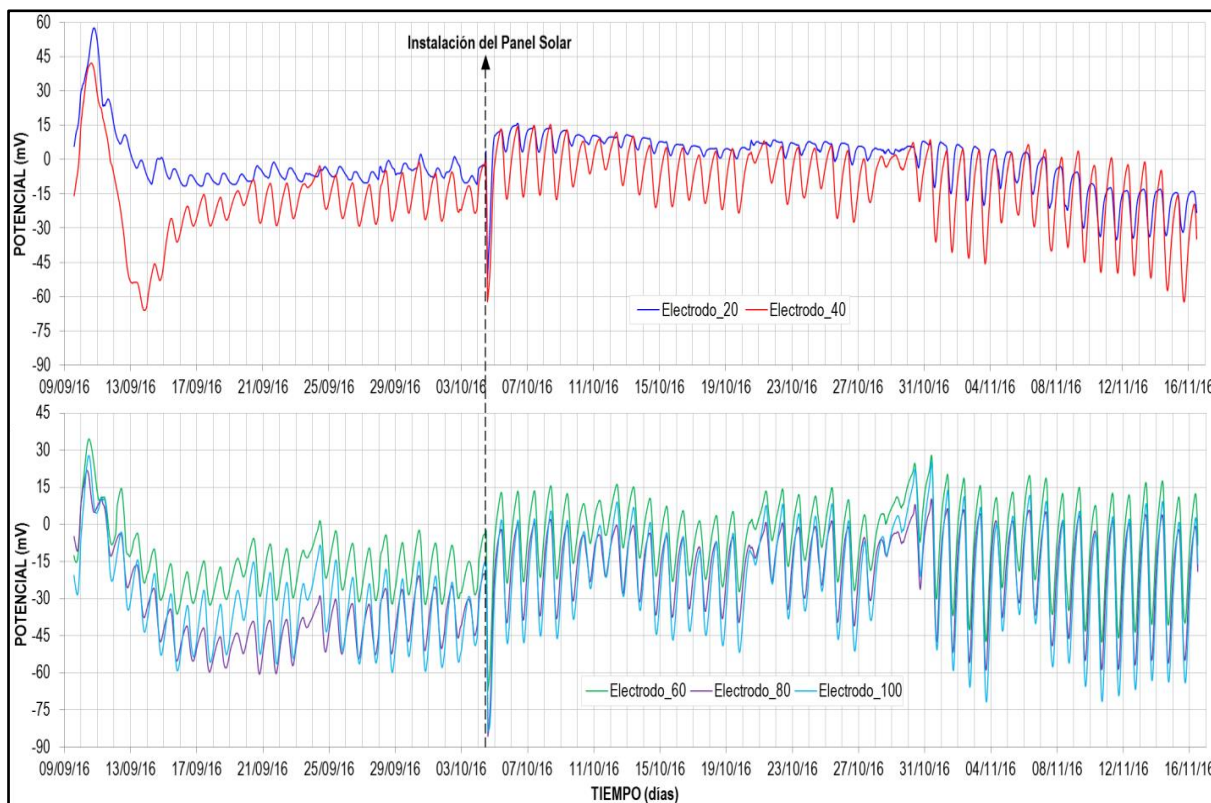


Figura 8.3, Datos de Potencial Espontáneo luego de aplicar el filtro Moving Average a un intervalo de 500 durante el período septiembre a noviembre del 2016: a) Electrodo a 20 y 40 m de la referencia y b) Electrodo a 60, 80 y 100 m de la referencia.

Para el caso del período abril a mayo del 2017, los datos filtrados se muestran en la Figura 8.4, también se observa variación diurna pero es de menor amplitud a la de la etapa anterior.

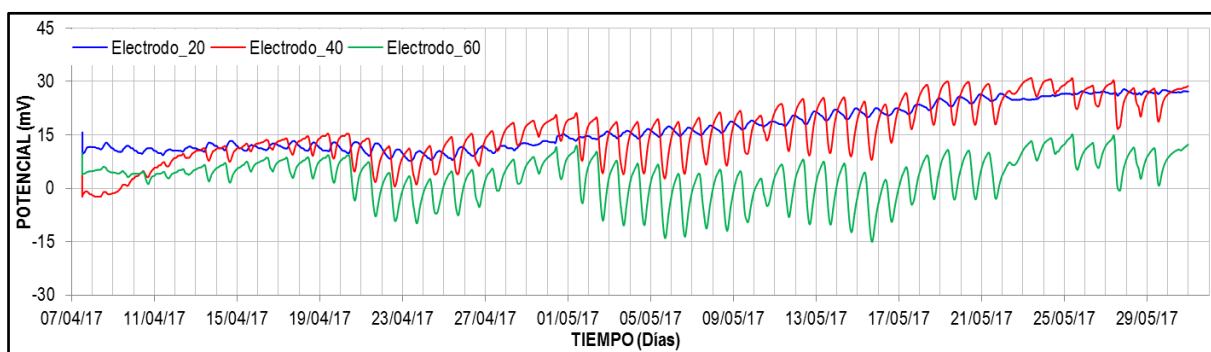


Figura 8.4, Datos de Potencial Espontáneo luego de aplicar el filtro Moving Average a un intervalo de 500 durante el período abril a mayo del 2017.

8.2.1. Resultados de los Espectros de Frecuencias

Los resultados son mostrados en el Anexo I, donde se observa que la mayoría de espectros muestran picos cercanos a 0 Hz.

La señal debido al intervalo de muestreo cada 15 segundos presenta:

- *Período:* $\Delta t = 15 \text{ segundos}$
- *Frecuencia de Muestreo:* $f_s = \frac{1}{\Delta t} = \frac{1}{15 \text{ segundos}} = 0.067 \text{ Hz}$

Y según el Teorema de muestreo de Nyquist, la máxima frecuencia que es posible recuperar de una señal dado un intervalo de muestreo fijo Δt es:

- *Frecuencia de Nyquist:* $f_N = \frac{f_s}{2} = \frac{0.067 \text{ Hz}}{2} = 0.033 \text{ Hz}$

Se esperaba encontrar picos a 60 Hz en la señal de PE registradas en el laboratorio del IGP con energía eléctrica, pero siendo la máxima frecuencia a recuperar 0.033 Hz no es posible observarlos.

Si se quisiera observar estos picos sería necesario trabajar con intervalos de muestreo de 0.0083 segundos.

8.2.2. Resultados de Marea Terrestre

Los resultados luego de aplicar la fórmula para el desplazamiento total, se graficaron en el programa Excel para los dos períodos en que se instaló el equipo de PE en el Volcán Ubinas: período septiembre a noviembre del 2016 (Figura 8.5a), y período abril a mayo del 2017 (Figura 8.5b).

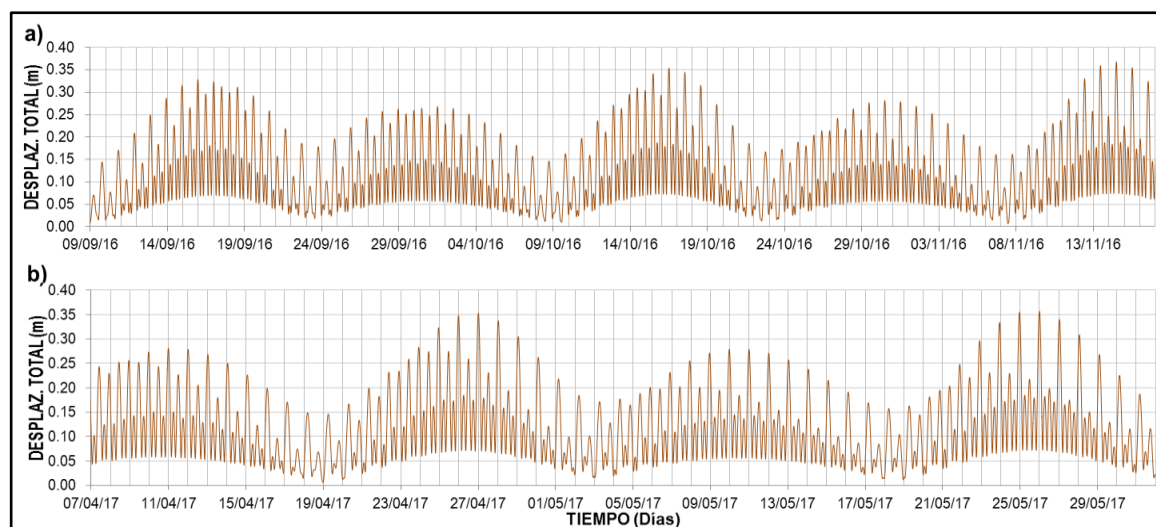


Figura 8.5, Datos de desplazamiento total por marea terrestre en el Volcán Ubinas: a) Período septiembre a noviembre del 2016, b) Período abril a mayo del 2017.

Los gráficos del desplazamiento horizontal (X y Y) y vertical (Z) por mareas terrestres para cada período analizado son mostrados en el ANEXO II.

8.2.3. Resultados del Campo Magnético

Se descargaron y plotearon los datos de campo magnético de dos Observatorios Magnéticos: Huancayo y Kourou.

Los datos de intensidad total de la estación Huancayo son mostrados en la Figura 8.6. Durante el período septiembre a noviembre del 2016 no hubieron datos completos para los días 8 y 9 de octubre (Figura 8.6a). Durante el período abril a mayo del 2017 no hubo datos por unas pocas horas del 29 de abril (Figura 8.6b).

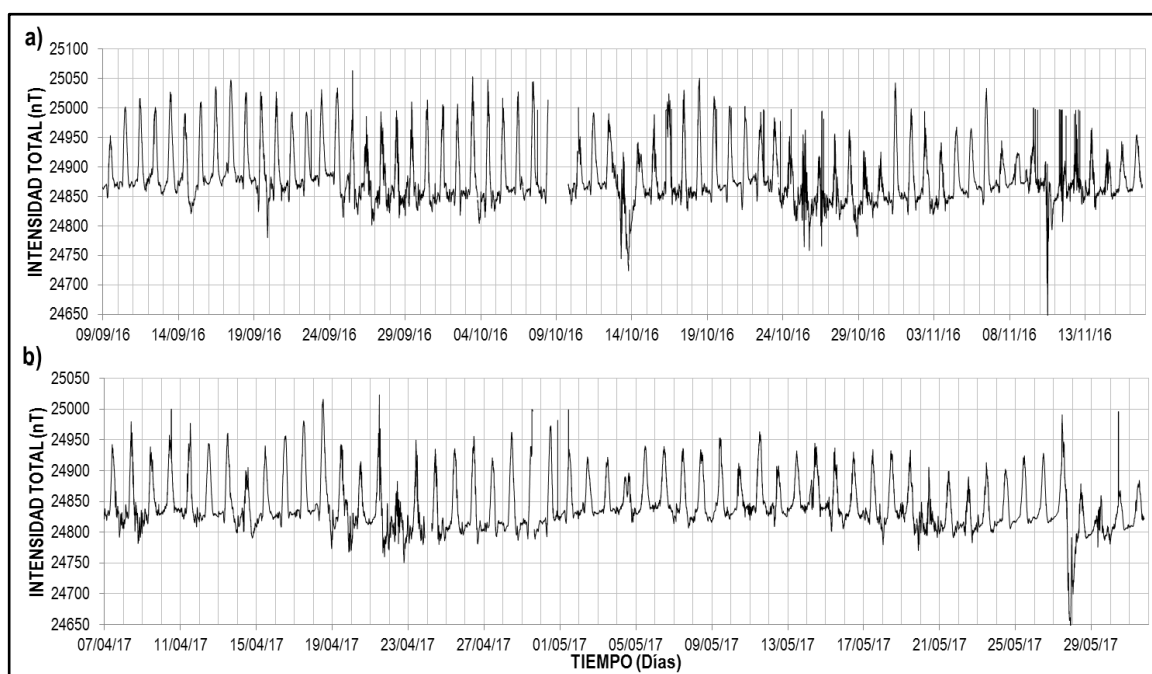


Figura 8.6, Datos de intensidad total del campo magnético registrados por la estación Huancayo: a) Período septiembre a noviembre del 2016, b) Período abril a mayo del 2017.

Los datos de intensidad total de la estación Huancayo son mostrados en la Figura 8.7. Se tuvieron datos completos para ambos períodos de análisis.

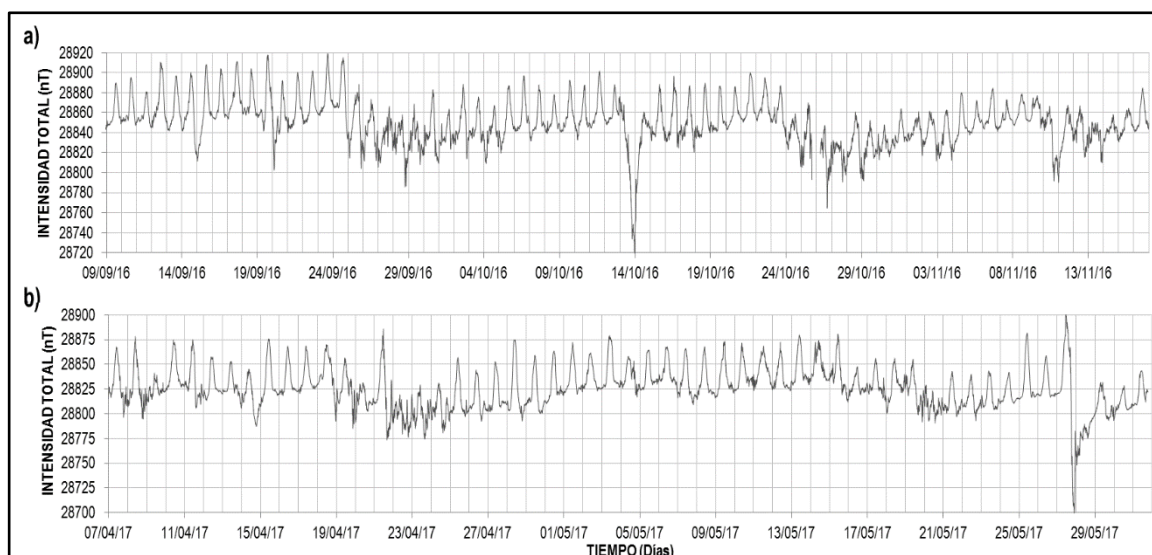


Figura 8.7, Datos de intensidad total del campo magnético registrados por la estación Kourou: a) Período septiembre a noviembre del 2016, b) Período abril a mayo del 2017.

Los gráficos de las intensidades en las componentes norte (X), este (Y) y vertical (Z) del campo magnético registrado con las estaciones Huancayo (HUA) y Kourou (KOU) para cada período analizado, son mostrados en el ANEXO II.

8.2.4. Resultados del Análisis Espectral

El análisis espectral fue realizado para las señales de cada electrodo de potencial espontáneo, para las intensidades en las componentes norte (X), este (Y), vertical (Z) y total (F) de los datos magnéticos y para los desplazamientos en X, Y, Z y total (T) por mareas terrestres. Se realizó el análisis espectral de los datos originales (xxx_O), de los datos aplicando el filtro polinomial (xxx_P) y de los datos con derivada de tiempo (xxx_D). De manera general, en el espectro de los datos originales, se resalta la variación diurna ya que los picos más altos se encuentran en un ciclo por día. En el espectro de los datos con filtro polinomial se elimina la variación diurna lo que permite apreciar los períodos que completan un ciclo en un mayor número de días. Por último, en el espectro de los datos con derivada de tiempo se puede diferenciar bajos y altos períodos.

8.2.4.1. Período septiembre a noviembre del 2016

a) Análisis espectral de los datos originales

El espectro de los datos de PE muestra un claro valor máximo en 1 día/ciclo (Figura 8.8a) lo cual representa la variación diurna de la señal, que es observado también en los períodos de intensidad magnética y mareas terrestres. En el desplazamiento total (T_N) por mareas terrestres se observa un pico prominente en 14.2 días/ciclo (Figura 8.8b), al igual que en las componentes F y X de las estaciones HUA y KOU (Figura 8.8c y d).

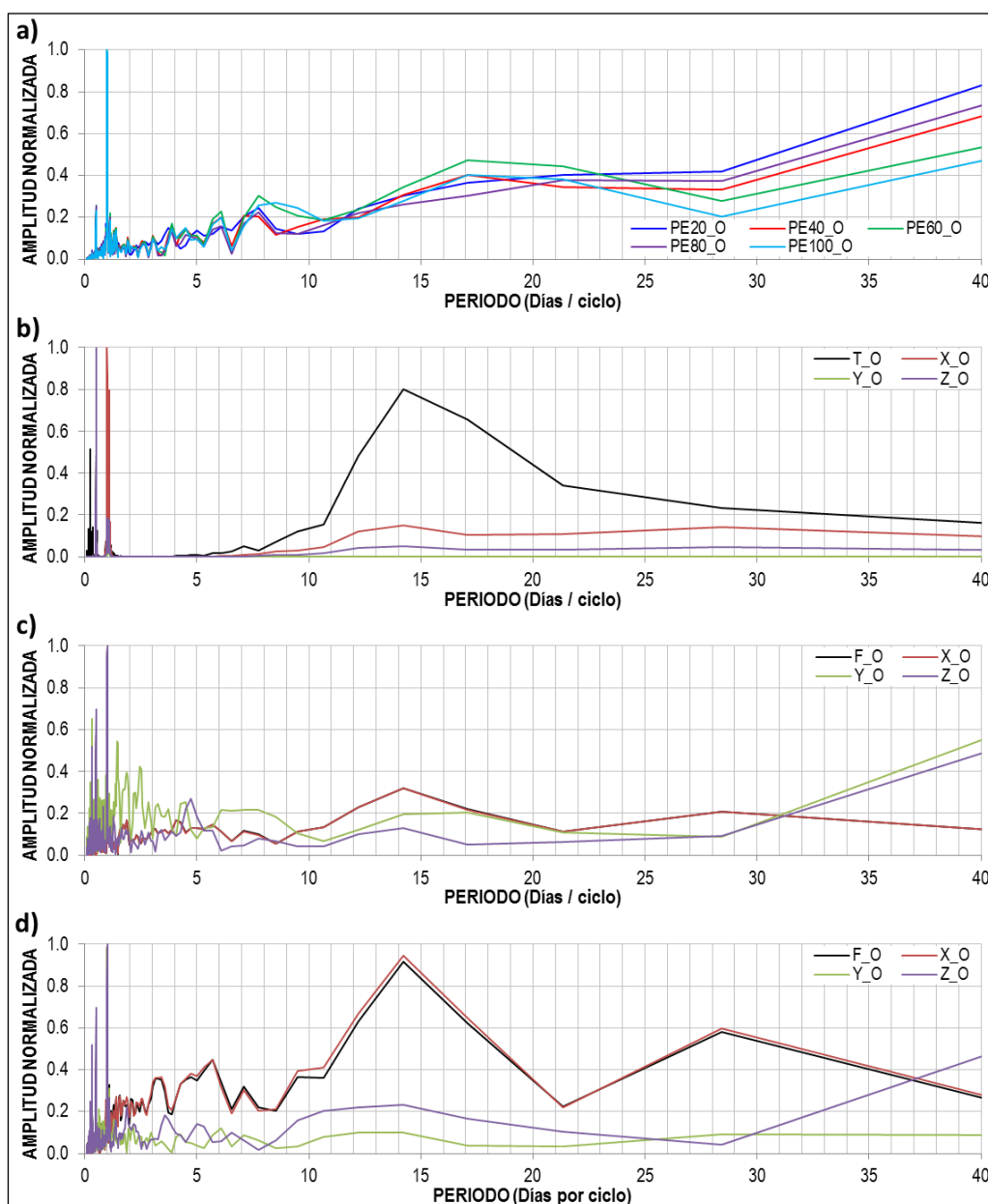


Figura 8.8, Período (Días/Ciclo) de datos originales durante septiembre a noviembre del 2016: a) Potencial espontáneo, b) Mareas terrestres, c) Campo magnético en estación HUA y d) Campo magnético en estación KOU.

b) Análisis espectral de los datos aplicando el filtro polinomial

En el espectro de PE se observan tres picos principales, el primero entre 5.7 y 6.1 días/ciclo (Figura 8.9a) que también se puede observar en el espectro de las componentes F y X de las estaciones HUA y KOU (Figura 8.9c y d). El segundo valor máximo se observa alrededor de 7.1 días/ciclo (Figura 8.9a) y también aparece en los gráficos de las estaciones magnéticas (Figura 8.9c y d) y mínimamente en el de mareas terrestres (Figura 8.9b). El tercer pico es observado en 17.1 días/ciclo y sólo correlaciona con el segundo pico más alto del desplazamiento total (T_P) por mareas terrestres.

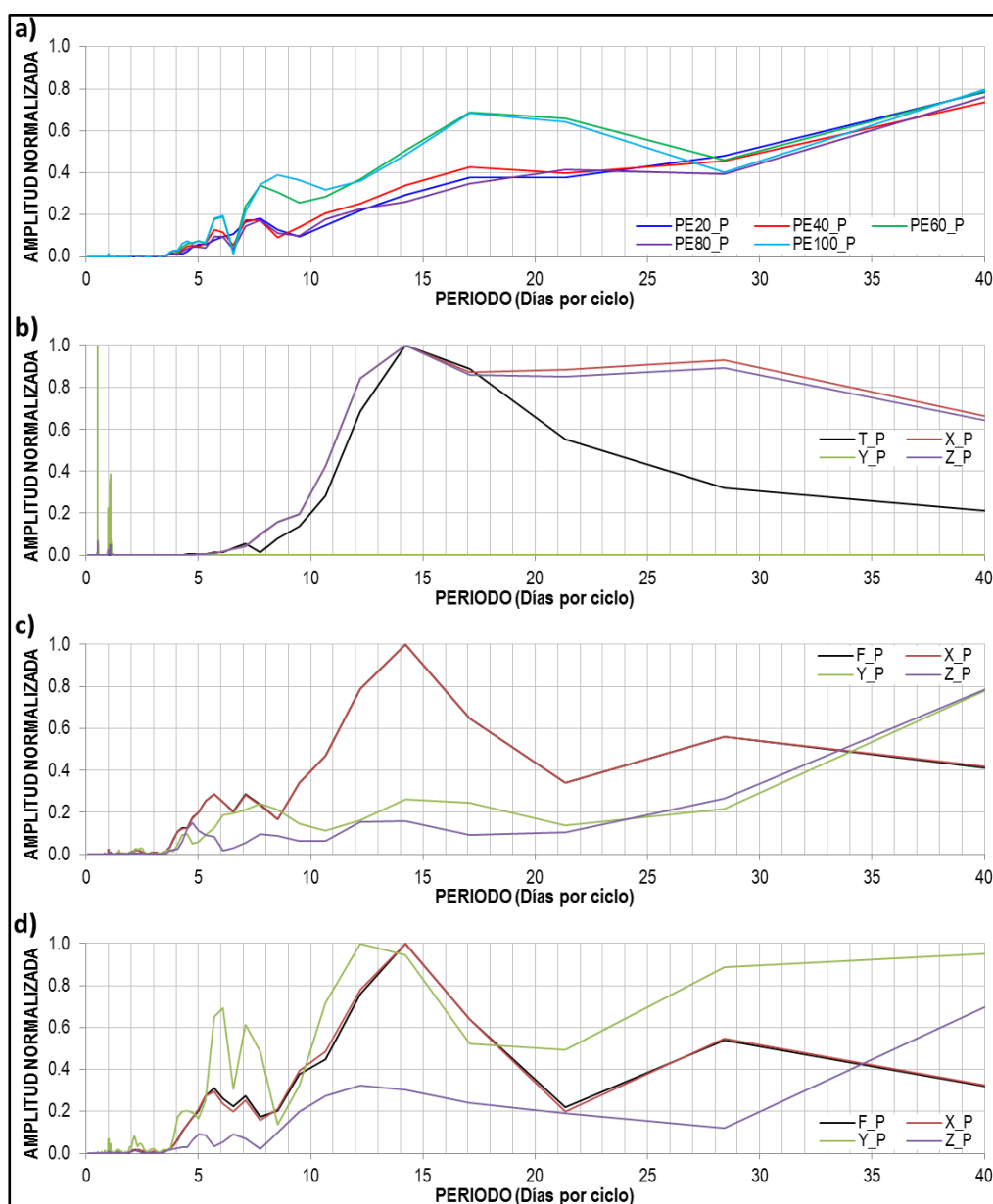


Figura 8.9, Período (Días/Ciclo) de datos aplicando el filtro polinomial durante septiembre a noviembre del 2016: a) Potencial espontáneo, b) Mareas terrestres, c) Campo magnético en estación HUA y d) Campo magnético en estación KOU.

c) Análisis espectral de los datos con derivada de tiempo

En este espectro se observa un valor importante en el período de PE alrededor de 4.7 días/ciclo (Figura 8.10a) que también se observa en la componente vertical (Z_D) de las estaciones Huancayo y Kourou (Figura 8.10c y d). El período de 14.2 días/ciclo observado en los datos de mareas terrestres (Figura 8.10b) y de campo magnético (Figura 8.10c y d) es observado en el período del electrodo ubicado a 20 m (PE20_D).

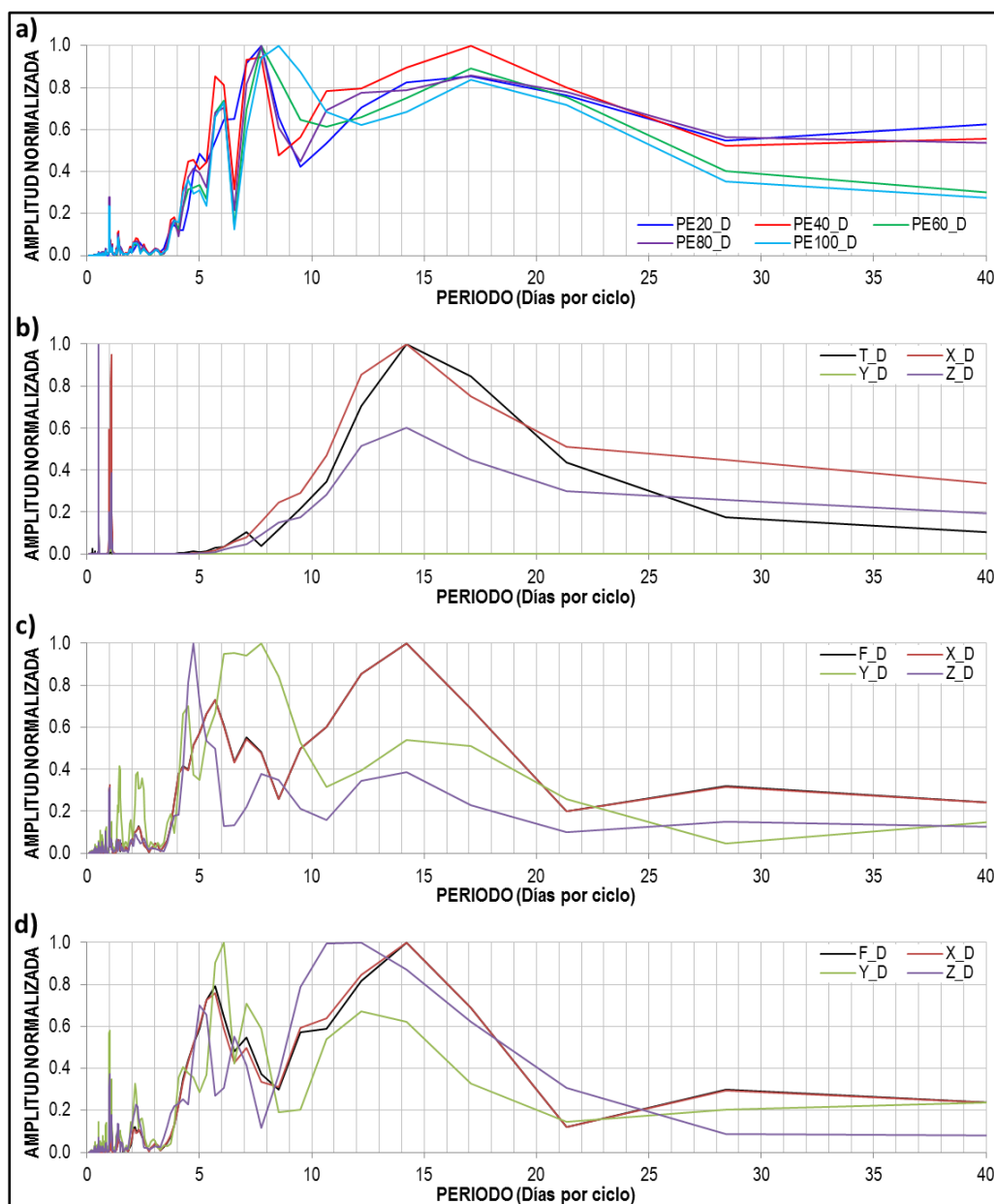


Figura 8.10, Período (Días/Ciclo) de datos con derivada de tiempo durante septiembre a noviembre del 2016: a) Potencial espontáneo, b) Mareas terrestres, c) Campo magnético en estación HUA y d) Campo magnético en estación KOU.

8.2.4.2. Período abril a mayo del 2017

a) Análisis espectral de los datos originales

El período predominante para todos los datos es de 1 día/ciclo. También se observan dos períodos importantes en 10.7 y 12.2 días/ciclo en los electrodos ubicados a 40 y 60 m de la referencia (Figura 8.11a) que solo es observado en la componente norte (Y_O) registrada por el observatorio magnético de la estación Huancayo (Figura 8.11c).

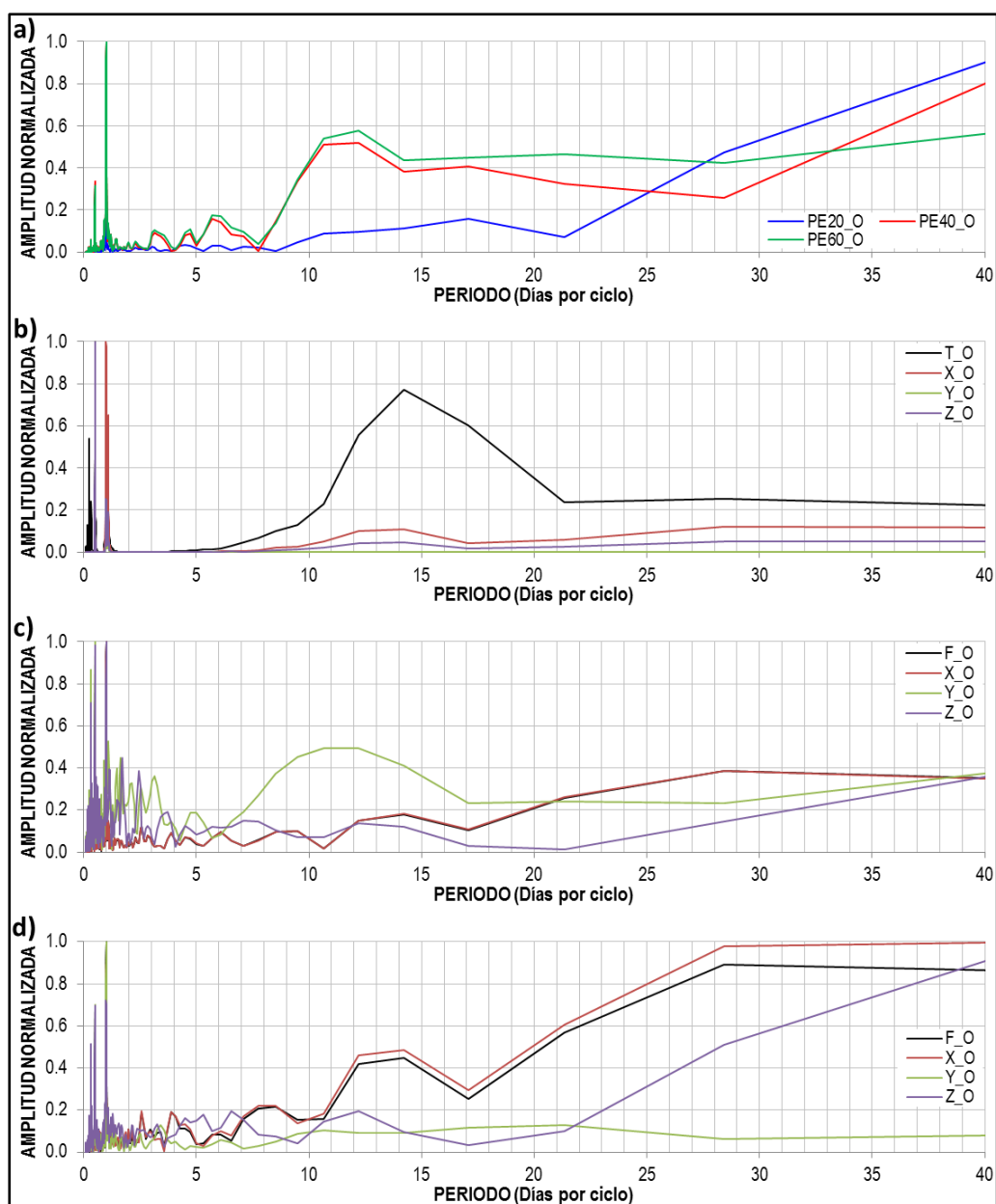


Figura 8.11, Período (Días/Ciclo) de datos originales durante abril a mayo del 2017: a) Potencial espontáneo, b) Mareas terrestres, c) Campo magnético en estación Huancayo y d) Campo magnético en estación Kourou.

b) Análisis espectral de los datos aplicando el filtro polinomial

En el espectro de período de PE se observa un valor importante en el electrodo ubicado a 20 m de la referencia (PE20_P) en 28.4 días/ciclo (Figura 8.12a) que también es observado en los desplazamientos en X y Z por mareas terrestres (Figura 8.12b) y en las componentes X, Z y total (F) de los datos magnéticos de las estaciones Huancayo (Figura 8.12c) y Kourou (Figura 5.32d).

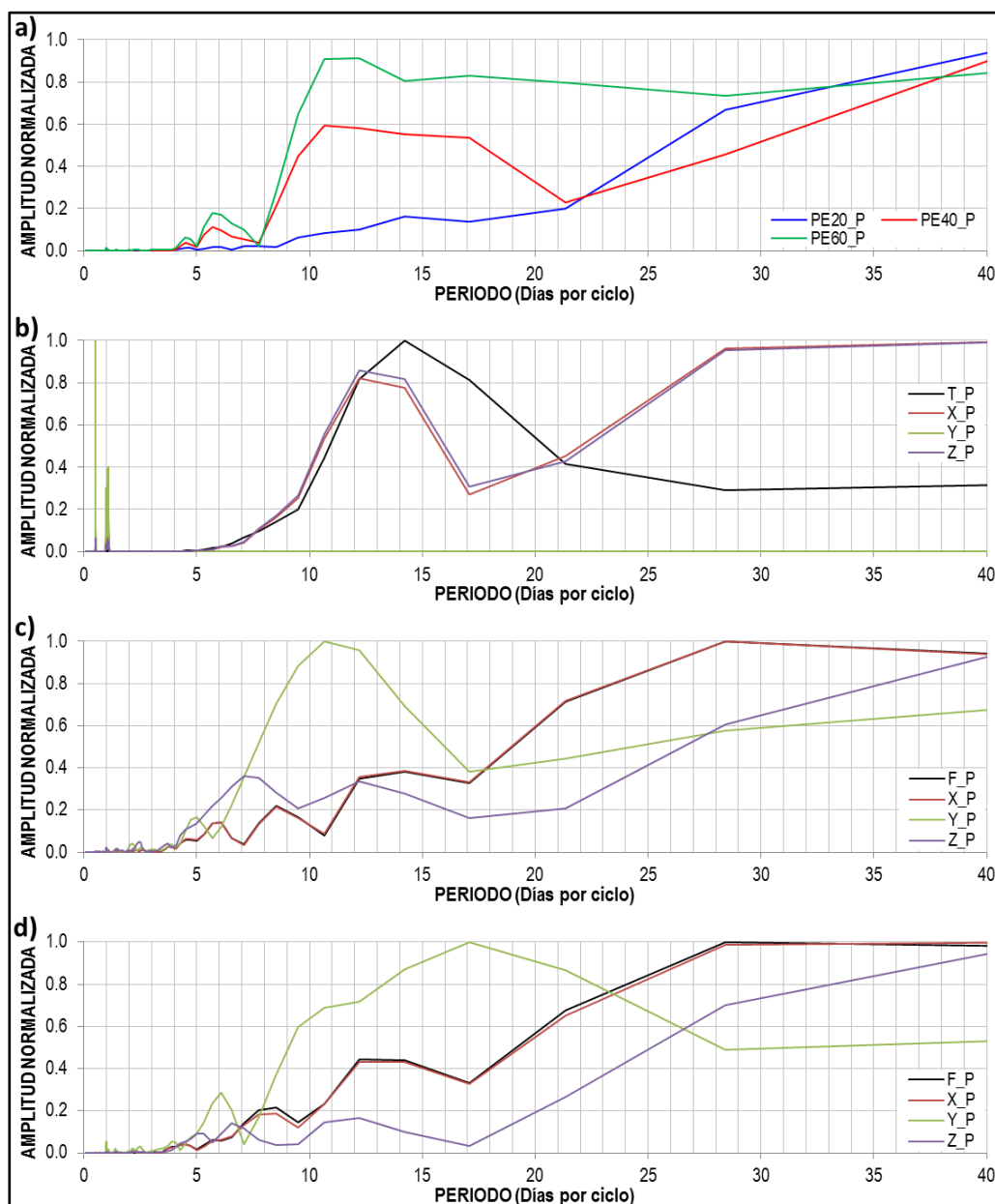


Figura 8.12, Período (Días/Ciclo) de datos aplicando el filtro polinomial durante abril a mayo del 2017: a) Potencial espontáneo, b) Mareas terrestres, c) Campo magnético en estación Huancayo y d) Campo magnético en estación Kourou.

c) Análisis espectral de los datos con derivada de tiempo

En el período alrededor de 5.7 días/ciclo se observa un pico en los tres electrodos de medida de PE (Figura 8.13a), que también se observan en las componentes X y total (F) de los datos magnéticos (Figura 8.13c y d) de ambas estaciones (HUA y KOU). El período máximo del electrodo PE20 es de 14.2 días/ciclo que correlaciona con el valor máximo de desplazamiento total (T_D) por mareas terrestres (Figura 8.13b) y con un pico importante en la componente X, y total de los datos magnéticos de las estaciones Huancayo (Figura 8.13c) y Kourou (Figura 8.13d).

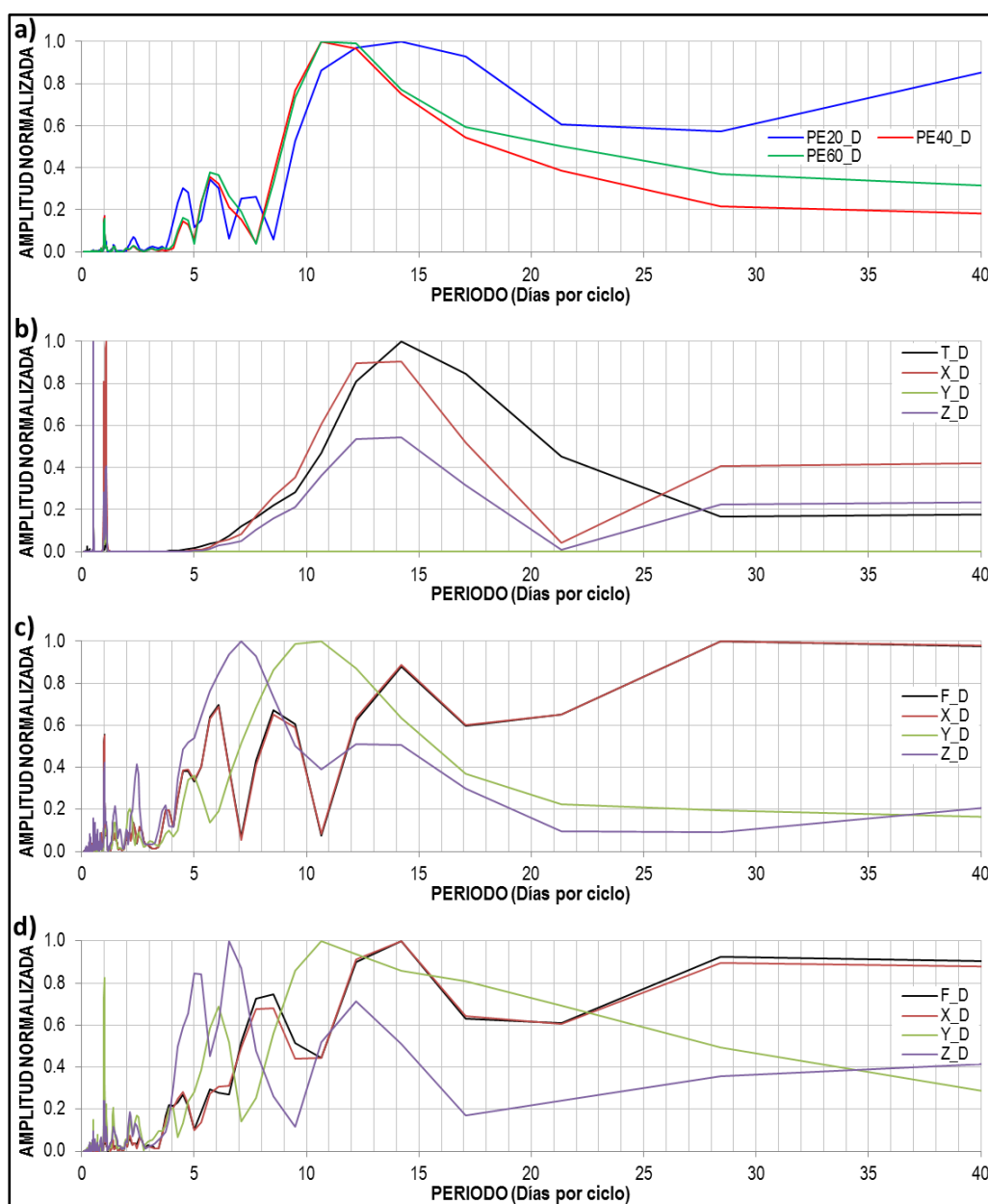


Figura 8.13, Período (Días/Ciclo) de datos con derivada de tiempo durante abril a mayo del 2017: a) Potencial espontáneo, b) Mareas terrestres, c) Campo magnético en estación Huancayo y d) Campo magnético en estación Kourou.

8.2.5. Datos de temperatura y batería del registrador de datos CR1000

Como se mencionó en el capítulo IV, el equipo mide por defecto el voltaje suministrado al registrador de datos (batería), además de la temperatura del termistor que se encuentra debajo del panel de cableado del equipo con la finalidad de proteger al equipo de un calentamiento excesivo.

Se puede observar que la temperatura registrada por el termistor del equipo en el período septiembre a noviembre del 2016, inicia con 23.87 °C, tal como se muestra en la Figura 8.14 en la cual los valores son presentados en orden inverso, pero luego de aproximadamente 26 horas la temperatura oscila entre 5 y 8.5 °C hasta el 4 de octubre del 2016 donde se instala el panel solar.

Luego de la instalación del panel solar se observa una variación en la temperatura, así como en el voltaje de la batería (Figura 8.14). La temperatura registrada por el termistor llega a alcanzar los 20 °C, posiblemente debido a que fue necesario abrir la caja donde se encontraba el equipo con la finalidad de instalar el panel, luego de ello la temperatura varía entre 5.5 y 9.5 °C aproximadamente. La batería tiene períodos de carga y descarga debido a la alimentación del sol, que varía entre 12.8 y 14.6 Voltios (eje secundario de la Figura 8.14).

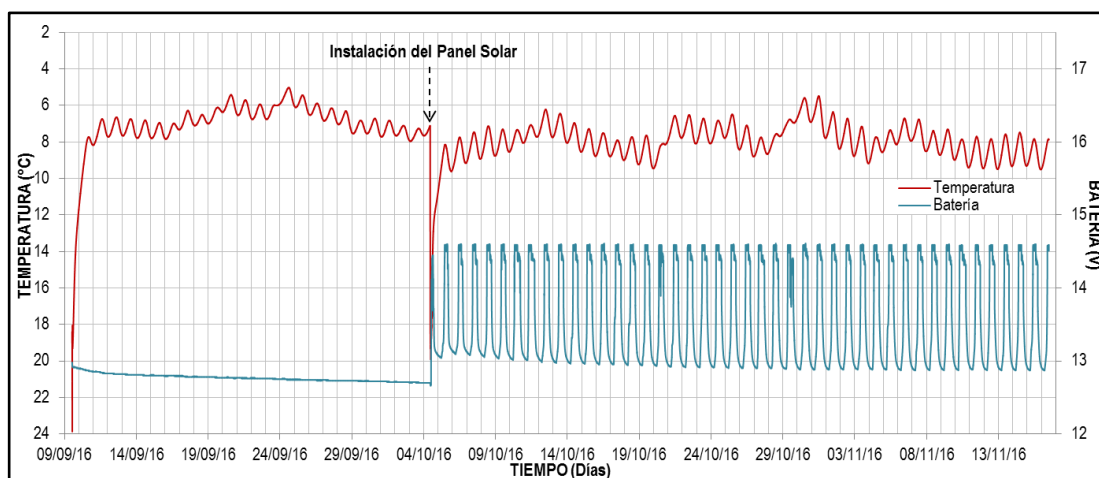


Figura 8.14, Temperatura y Batería del registrador de datos CR1000 durante el período septiembre a noviembre del 2016.

Durante abril a mayo del 2017 se observa el mismo fenómeno en la medición de la temperatura, iniciando con 23.4 °C que desciende durante las primeras 26 horas de datos, luego de ello las temperaturas oscilan entre 2.3 y 7.5 °C aproximadamente, a excepción del pico de 11.9 °C que se observa el 18 de mayo del 2017, este valor máximo coincide con la fecha en que se descargaron los datos y fue necesario abrir la caja donde se encontraba el equipo (Figura 8.15).

Este pico no es observado en la señal de potencial espontáneo, lo que indica que la variación de la temperatura del equipo no afecta el registro de potencial. Si durante noviembre a septiembre del 2016 se observa una variación en la señal de potencial cuando se instaló el panel solar, no es por la variación de temperatura del equipo, sino por el hecho de que se desenterró el electrodo de referencia, lo que afectó a todas las medidas.

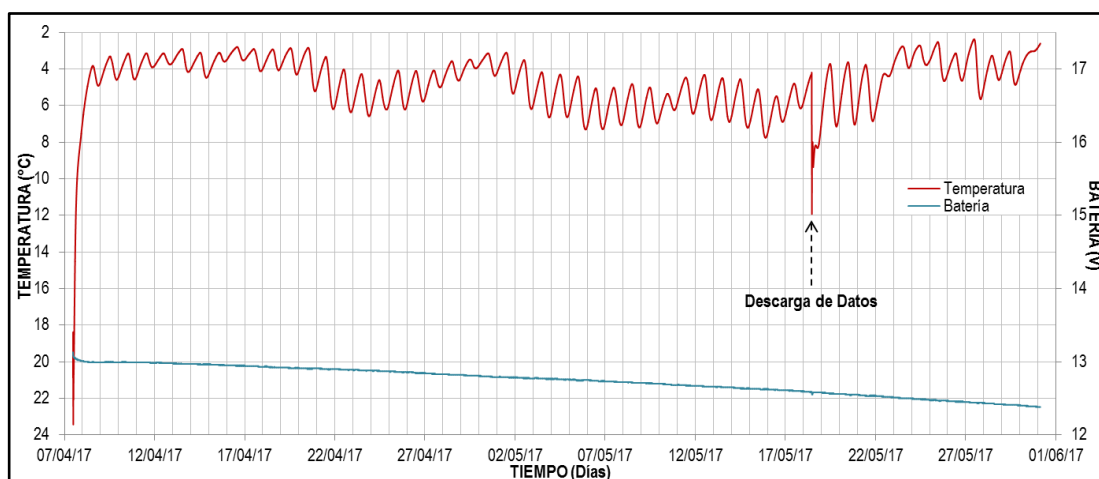


Figura 8.15, Temperatura y Batería del registrador de datos CR1000 durante el período abril a mayo del 2017.

Al realizar una comparación entre los datos de temperatura y de potencial espontáneo, se puede observar una relación inversamente proporcional entre ambos registros. Para obtener una medida relativa del grado de asociación lineal entre x e y , se puede utilizar el coeficiente de determinación o R^2 ya que representa la proporción de variación explicada por la regresión.

Para conocer el coeficiente de determinación (R^2) entre el potencial espontáneo y la temperatura registrada por el termistor del equipo, se efectuó una regresión lineal haciendo una comparación entre ambos parámetros. El valor diario mínimo de temperatura ocurre algunas horas después de que se registre el valor máximo de PE, es por ello que la regresión lineal fue realizada para el tiempo original y considerando 5 y 6 horas añadidas.

8.2.5.1. Septiembre a noviembre del 2016

Durante septiembre a noviembre del 2016 se consideró los datos desde el 11 de septiembre al 3 de octubre (antes de la instalación del panel solar), luego desde el 6 de octubre hasta el 15 de noviembre (después de la instalación del panel solar). No se consideró los datos totales (Figura 8.16) ya

que si consideramos la temperatura de estabilización del equipo, el coeficiente de determinación (R^2) sería mucho menor.

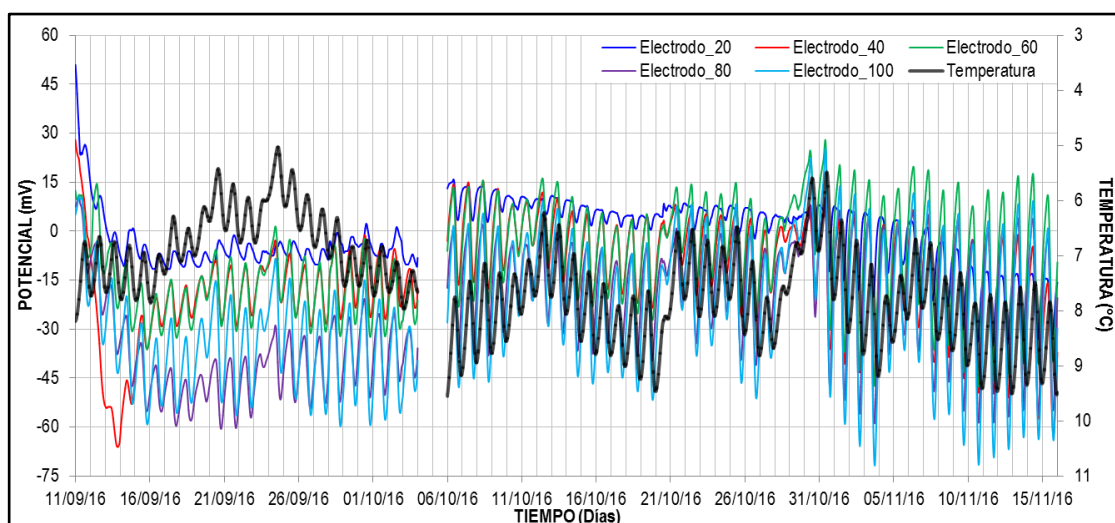


Figura 8.16, Datos de potencial y temperatura del equipo durante el 11 de septiembre al 15 de noviembre del 2016.

- **Antes de la instalación del panel solar (11 Setiembre - 3 octubre)**

Los datos de potencial espontaneo del electrodo ubicado a 20 m y la temperatura del equipo, no se ajustan a una recta. El mayor R^2 es de 0.0805 cuando se recorre el tiempo de la temperatura 6 horas (Figura 8.17c).

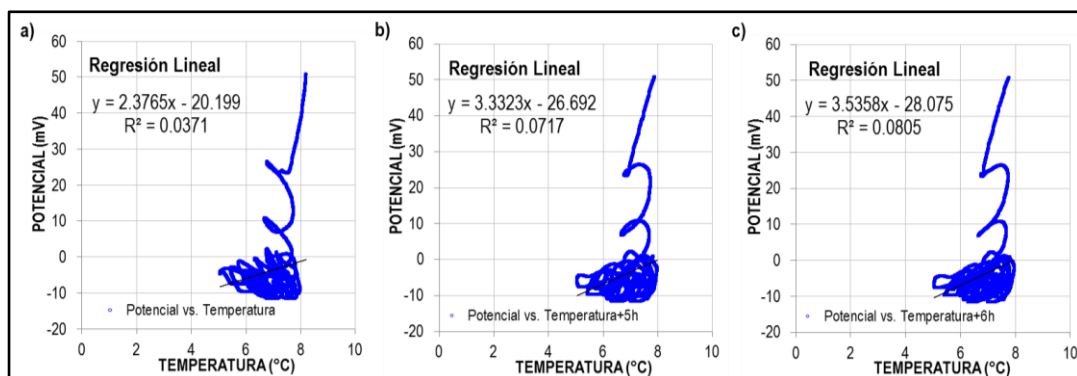


Figura 8.17, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 20 m y la temperatura registrada durante septiembre a octubre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.

En la Figura 8.18 se presenta la regresión lineal entre el electrodo ubicado a 40 m y la temperatura del equipo, siendo el mayor R^2 de 0.1417 con el tiempo recorrido 6 horas (Figura 8.18c).

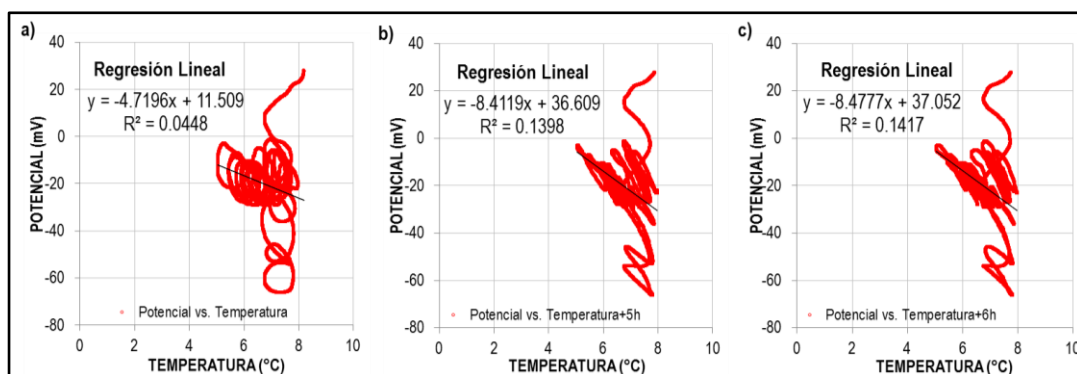


Figura 8.18, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 40 m y la temperatura registrada durante septiembre a octubre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.

En la regresión lineal entre el electrodo a 60 m y la temperatura del equipo, el mayor R^2 es de 0.1469 con el tiempo recorrido 6 horas (Figura 8.19c).

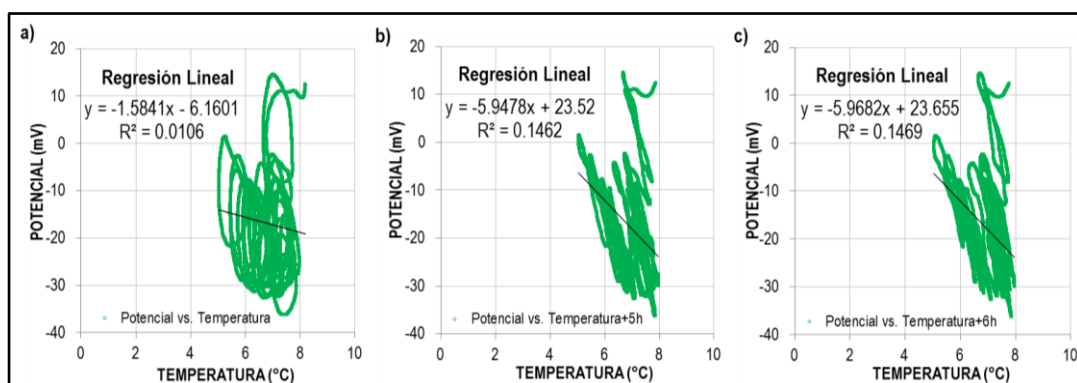


Figura 8.19, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 60 m y la temperatura registrada durante septiembre a octubre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.

La regresión lineal entre el electrodo ubicado a 80 m y la temperatura del equipo, muestra que el mayor R^2 es de 0.1121 (Figura 8.20a).

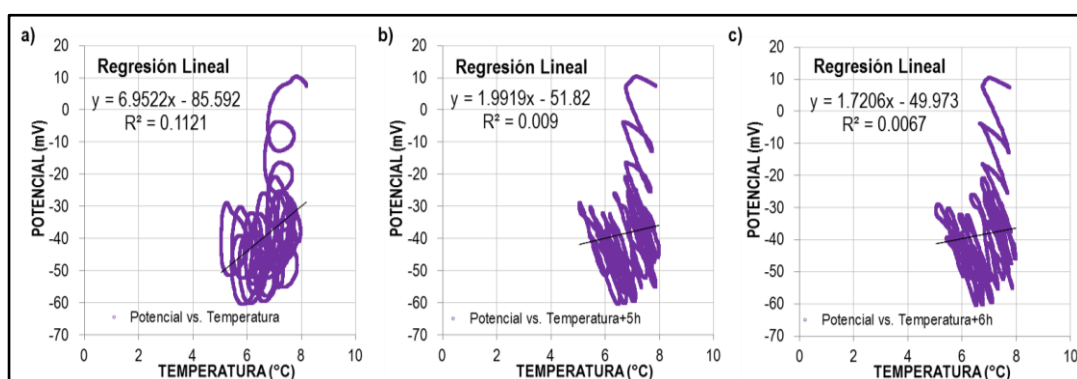


Figura 8.20, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 80 m y la temperatura registrada durante septiembre a octubre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.

En la Figura 8.21 se presenta la regresión lineal entre el electrodo ubicado a 60 m y la temperatura del equipo, siendo el mayor R^2 de 0.1585 con el tiempo recorrido 5 horas (Figura 8.21b).

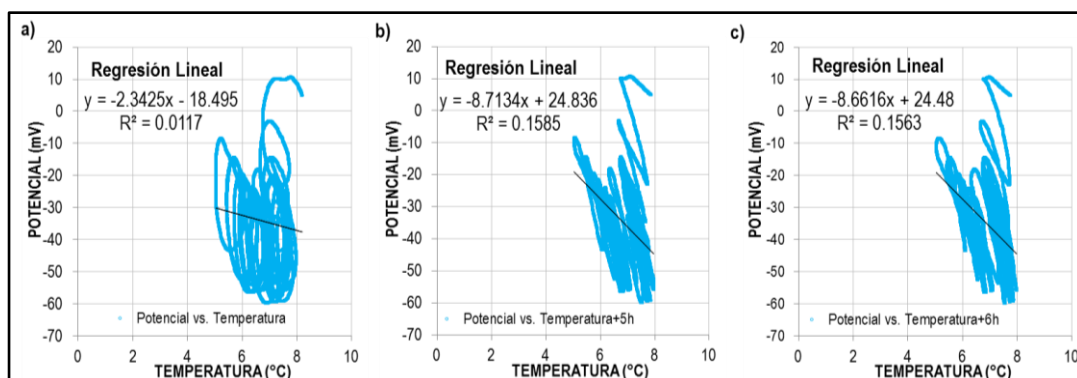


Figura 8.21, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 100 m y la temperatura registrada durante septiembre a octubre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y d) 6 horas recorridas.

- Después de la instalación del panel solar (5 octubre – 15 noviembre)

La regresión lineal entre el electrodo ubicado a 20 m y la temperatura del equipo, muestra que los datos se ajustan a una recta de tendencia negativa y el mayor R^2 es de 0.293 con el tiempo recorrido 6 horas (Figura 8.22c).

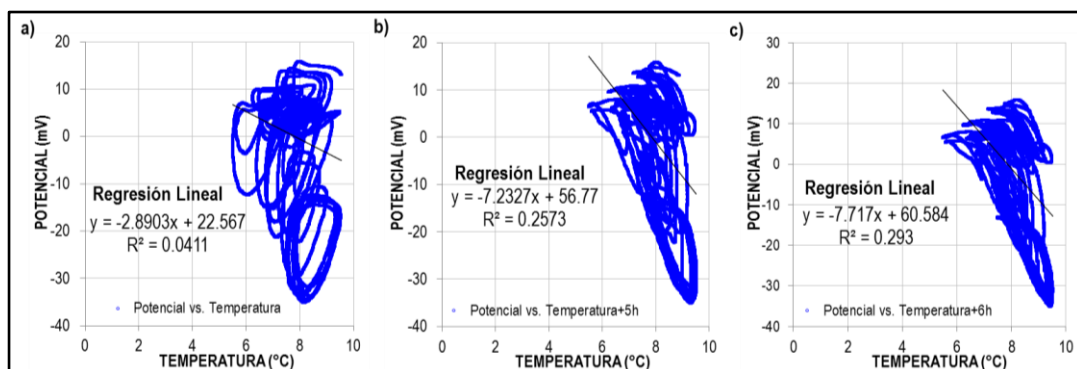


Figura 8.22, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 20 m y la temperatura registrada durante octubre a noviembre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.

La regresión lineal entre el electrodo ubicado a 40 m y la temperatura del equipo es presentada en la Figura 8.23, siendo el mayor R^2 de 0.5267 con el tiempo recorrido 5 horas (Figura 8.23b). Los datos se ajustan a una recta de tendencia negativa.

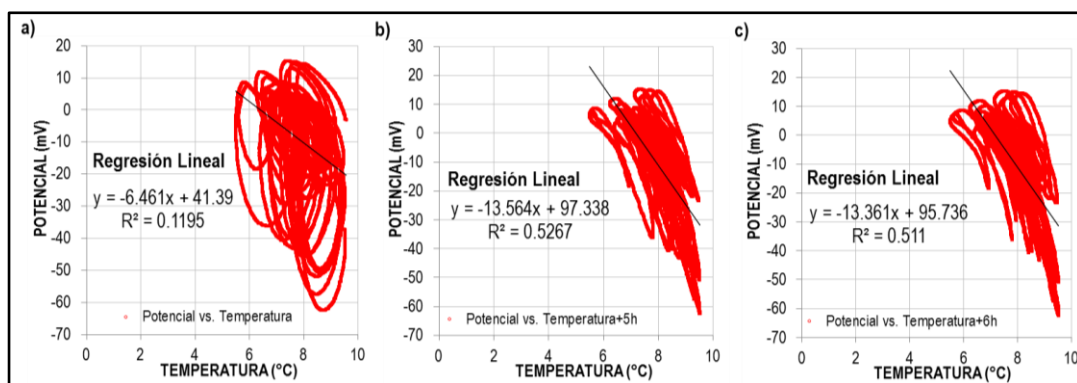


Figura 8.23, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 40 m y la temperatura registrada durante octubre a noviembre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.

En la Figura 8.24 muestra la regresión lineal entre el electrodo ubicado a 60 m y la temperatura del equipo, donde el mayor R^2 es de 0.7064 con el tiempo recorrido 5 horas (Figura 8.24b). Igualmente que en los resultados de los electrodos ubicados a 20 y 40 m, los datos se ajustan a una recta de pendiente negativa.

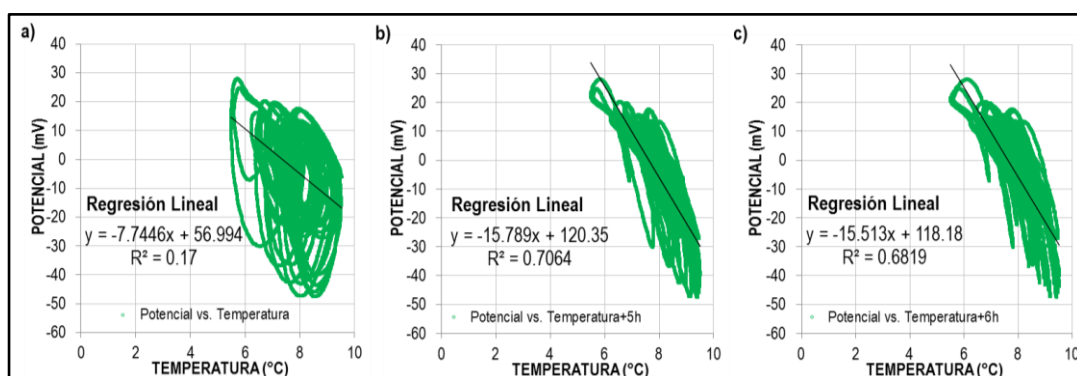


Figura 8.24, Regresión lineal entre el potencial medido por el electrodo ubicado a 20 m y la temperatura registrada durante octubre a noviembre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.

La regresión lineal entre el electrodo ubicado a 80 m y la temperatura del equipo muestran una dependencia lineal negativa, siendo que el mayor R^2 de 0.6236 con el tiempo recorrido 5 horas (Figura 8.25b).

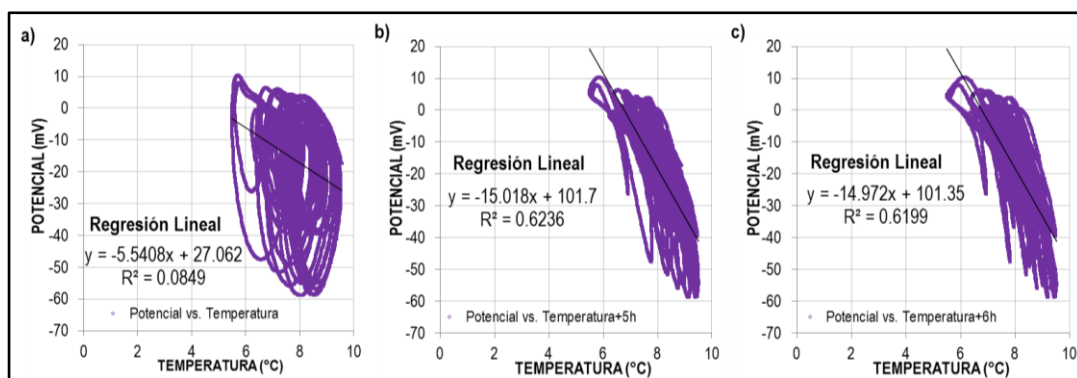


Figura 8.25, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 80 m y la temperatura registrada durante octubre a noviembre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.

Por último, la regresión lineal entre el electrodo ubicado a 100 m de la referencia y la temperatura del equipo, muestra que el mayor R^2 es de 0.7384 con el tiempo recorrido 5 horas (Figura 8.26b).

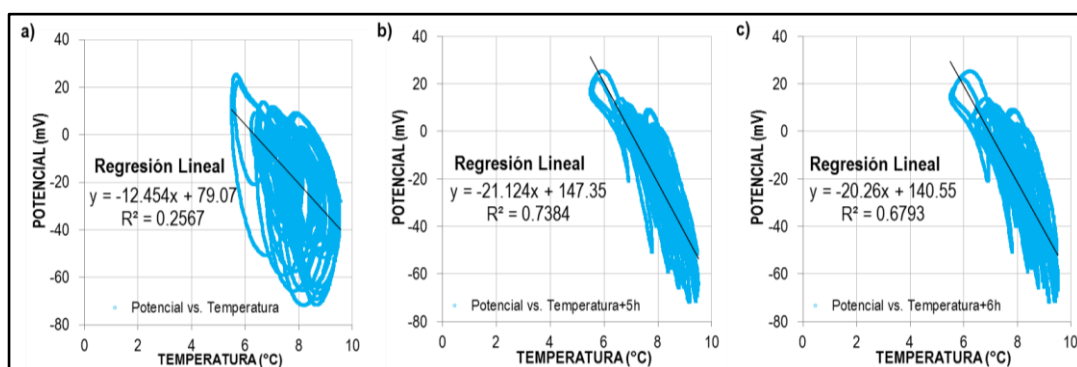


Figura 8.26, Regresión lineal entre el PE medido por el electrodo ubicado a 100 m y la temperatura registrada durante octubre a noviembre del 2016 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.

8.2.5.2. Abril a mayo del 2017

Durante abril a mayo del 2017, se consideró la temperatura a partir del 9 de abril (temperatura más estable) hasta el 17 de mayo (antes de la descarga de datos) porque como se mencionó anteriormente el incremento de temperatura del equipo no causó un efecto en la señal de potencial. Como se muestra en la Figura 8.27, el potencial tiene una cierta correlación con los datos de temperatura pero con un cierto tiempo de desfase.

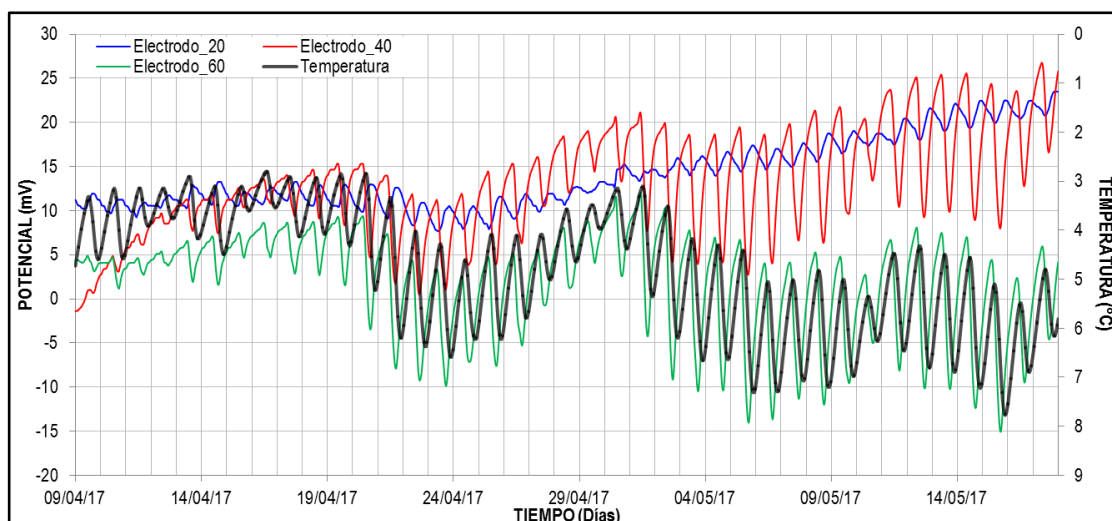


Figura 8.27, Datos de potencial y temperatura del equipo durante el 9 de abril al 17 de mayo del 2017.

En la Figura 8.28 se observa que los datos de potencial espontáneo del electrodo ubicado a 20 m y la temperatura del equipo, se ajustan razonablemente a una recta de pendiente positiva, pero el coeficiente de determinación no supera el 0.5. El más cercano es el R^2 de 0.4042 (Figura 8.28a) con el tiempo original.

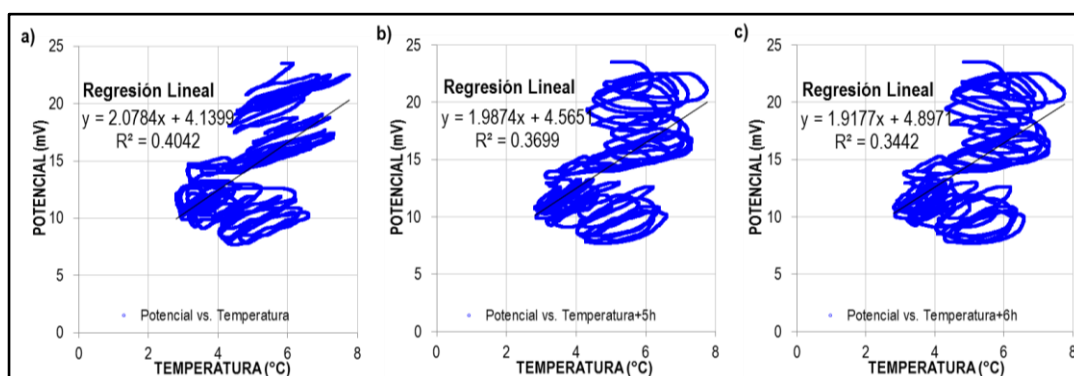


Figura 8.28, Regresión lineal entre el potencial medido por el electrodo ubicado a 20 m y la temperatura registrada durante abril a mayo del 2017 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.

En la Figura 8.29 se observa la relación entre el potencial espontáneo del electrodo ubicado a 40 m y la temperatura y los datos no se ajustan a una recta, ya que el coeficiente de determinación no supera el 0.1 en ninguno de los casos.

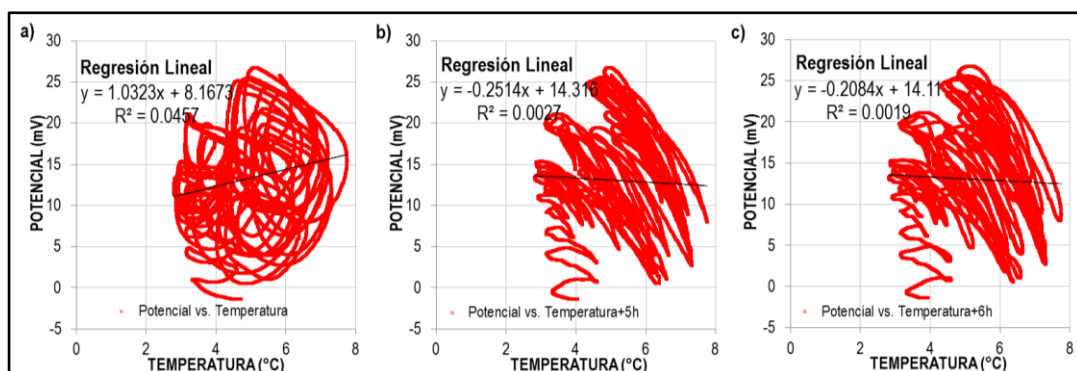


Figura 8.29, Regresión lineal entre el potencial medido por el electrodo ubicado a 40 m y la temperatura registrada durante abril a mayo del 2017 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.

La relación existente entre los datos de potencial del electrodo ubicado a 60 m y la temperatura, muestran un coeficiente de determinación muy alto de 0.8216 con 5 horas recorridas de la temperatura (Figura 8.30c), esto revela que existe una fuerte dependencia lineal negativa entre las dos variables.

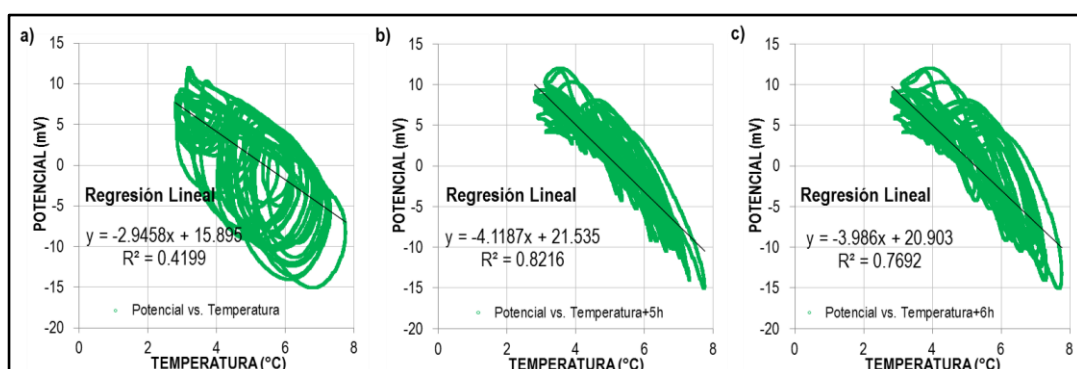


Figura 8.30, Regresión lineal entre el potencial medido por el electrodo ubicado a 60 m y la temperatura registrada durante abril a mayo del 2017 en: a) tiempo original, b) 5 horas recorridas y c) 6 horas recorridas.

CAPÍTULO IX

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS EN EL VOLCÁN UBINAS

9.1. INTERPRETACIÓN SÍSMICA

Para la interpretación de la sismicidad volcánica, ha sido necesario considerar el modelo propuesto por White (2011) que trabajó con numerosos observatorios vulcanológicos alrededor del mundo para predecir erupciones de estratovolcanes (Figura 9.1), llegando como conclusión que de manera general presentan el siguiente patrón:

- I. Eventos de baja frecuencia que ocurren a profundidad, algunas veces acompañado de tremor suelen iniciar grandes erupciones (pero son difíciles de observar).
- II. Eventos volcano-tectónicos distales.
- III. Eventos de baja frecuencia, muy baja frecuencia, volcano-tectónicos proximales y tremor.
- IV. Eventos Híbridos y tremor.

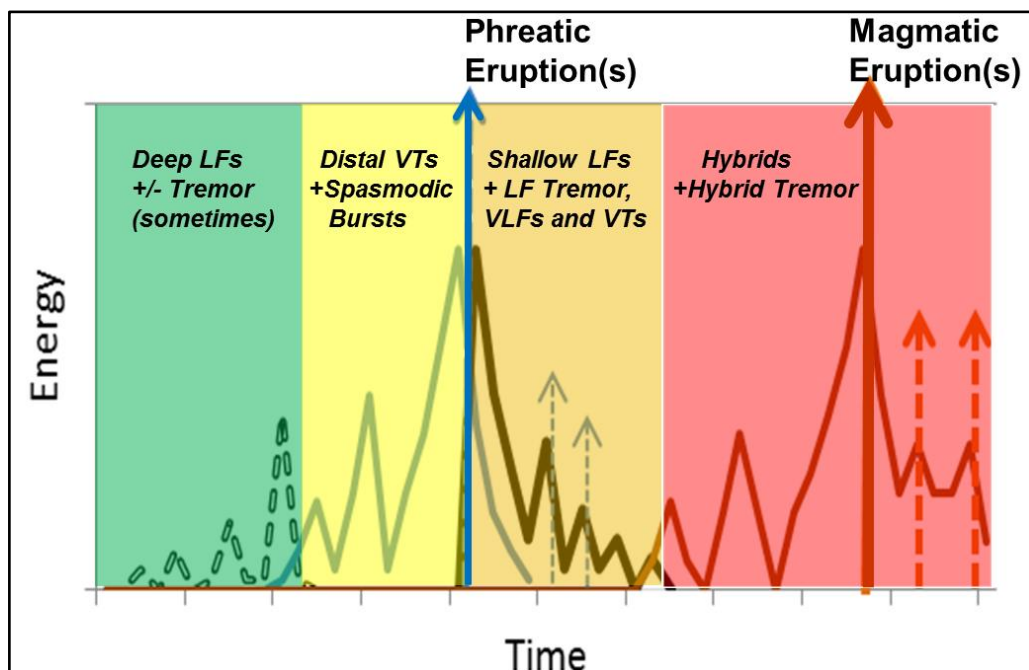


Figura 9.1, Progresión de los principales tipos de sismicidad y su energía vs el tiempo antes de las erupciones en los volcanes de larga inactividad (White, 2011).

La Figura 9.2 muestra de manera esquemática como ocurren estos eventos dentro de un volcán antes de las explosiones de origen magmático.

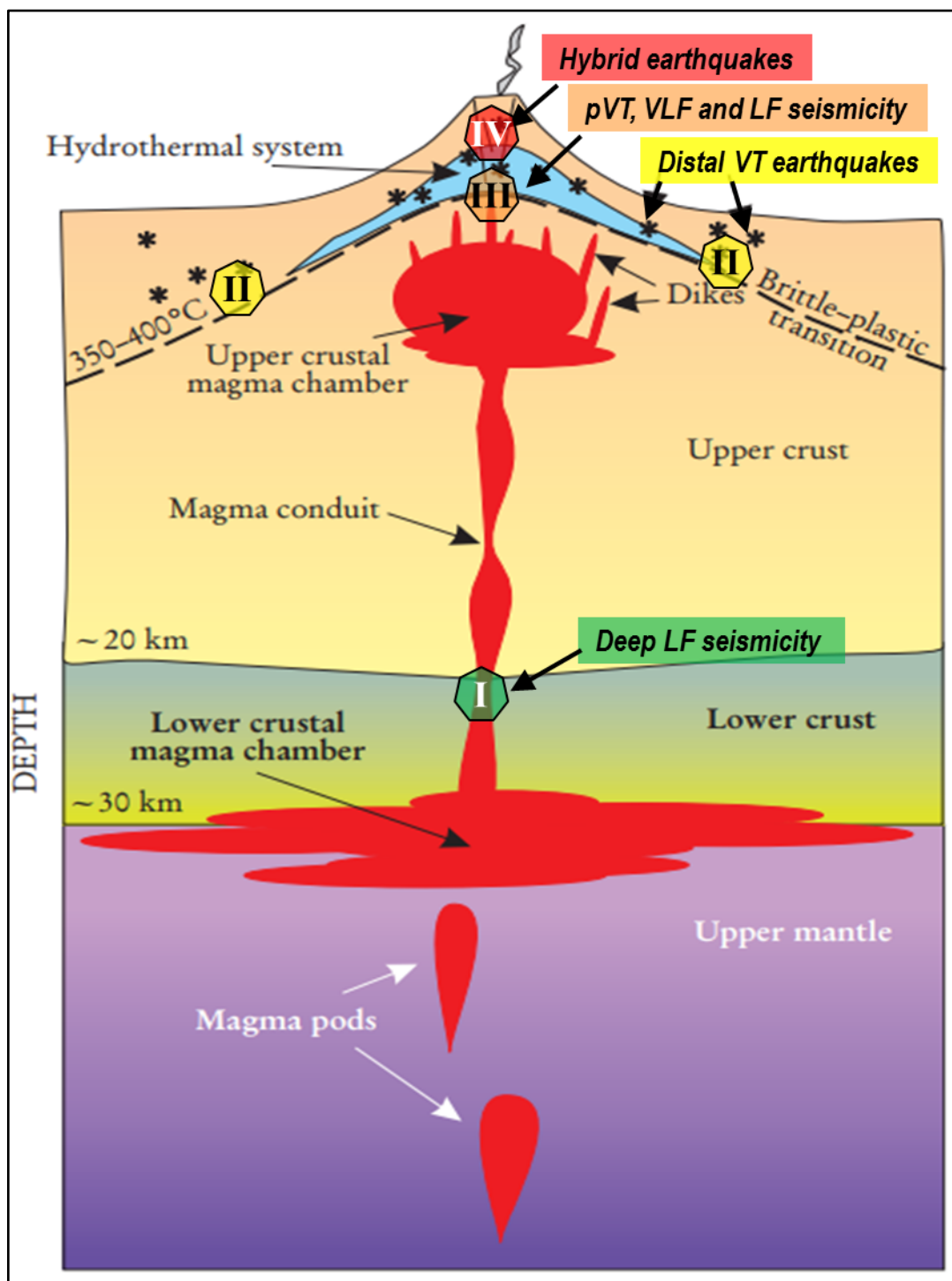


Figura 9.2, Modelo geológico basado en procesos para pronosticar erupciones a través de la sismicidad (Modificado por White, 2011 de Fournier, 1999 y de Hill et al. 2002)

El proceso eruptivo del Volcán Ubinas inició desde septiembre del 2013, y las investigaciones realizadas por Del Carpio et al. (2016) muestran que se observa un claro patrón antes de una explosión (Figura 9.3):

- I. Sismos tipo tornillo (TOR) y volcano-tectónicos (VTP) relacionados a presión y paso de fluidos que generan a su vez fractura de rocas.
- II. Eventos tremor (TRE), asociado a perturbación del sistema hidrotermal.
- III. Sismos híbridos (HIB), que indican ascenso de magma en sus últimos tramos.
- IV. Explosiones (EXP) seguidas de tremor espasmódico (TRE) (desgasificación, emisión de ceniza).

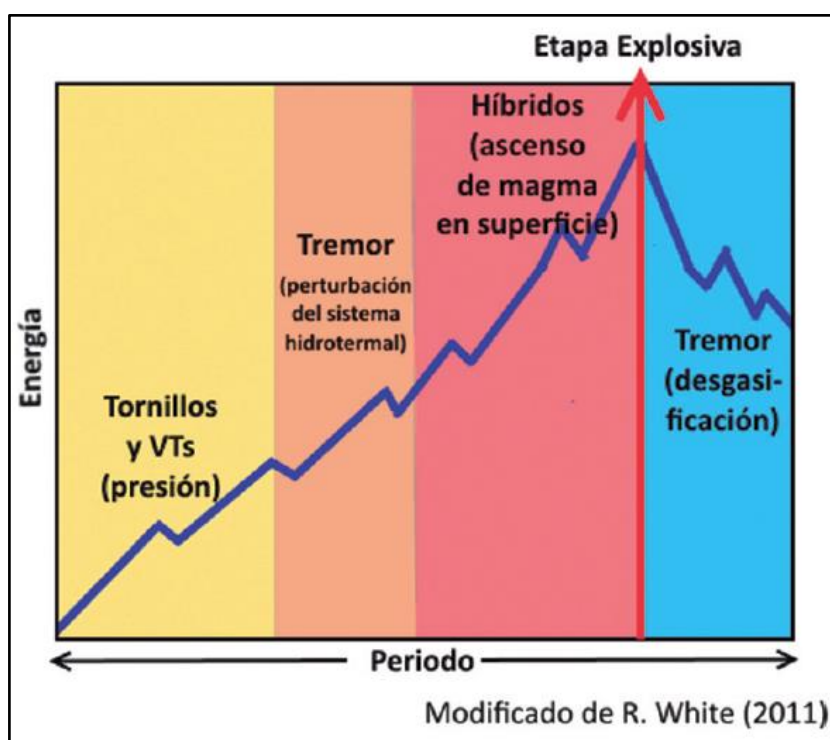


Figura 9.3, Las cuatro fases representadas por barras de color que integran el “patrón sísmico” o secuencia de tipos de eventos sísmicos puestos en evidencia en el proceso eruptivo del Volcán Ubinas. La curva azul representa la energía sísmica asociada a cada fase (Tomado de Del Carpio et al, 2016).

Teniendo como referencia este patrón y el modelo propuesto por White (2011) se ha dividido el período de análisis en 4 etapas (Figuras 9.4) que muestran diferentes características en cuanto a tipo de eventos y localización de los mismos:

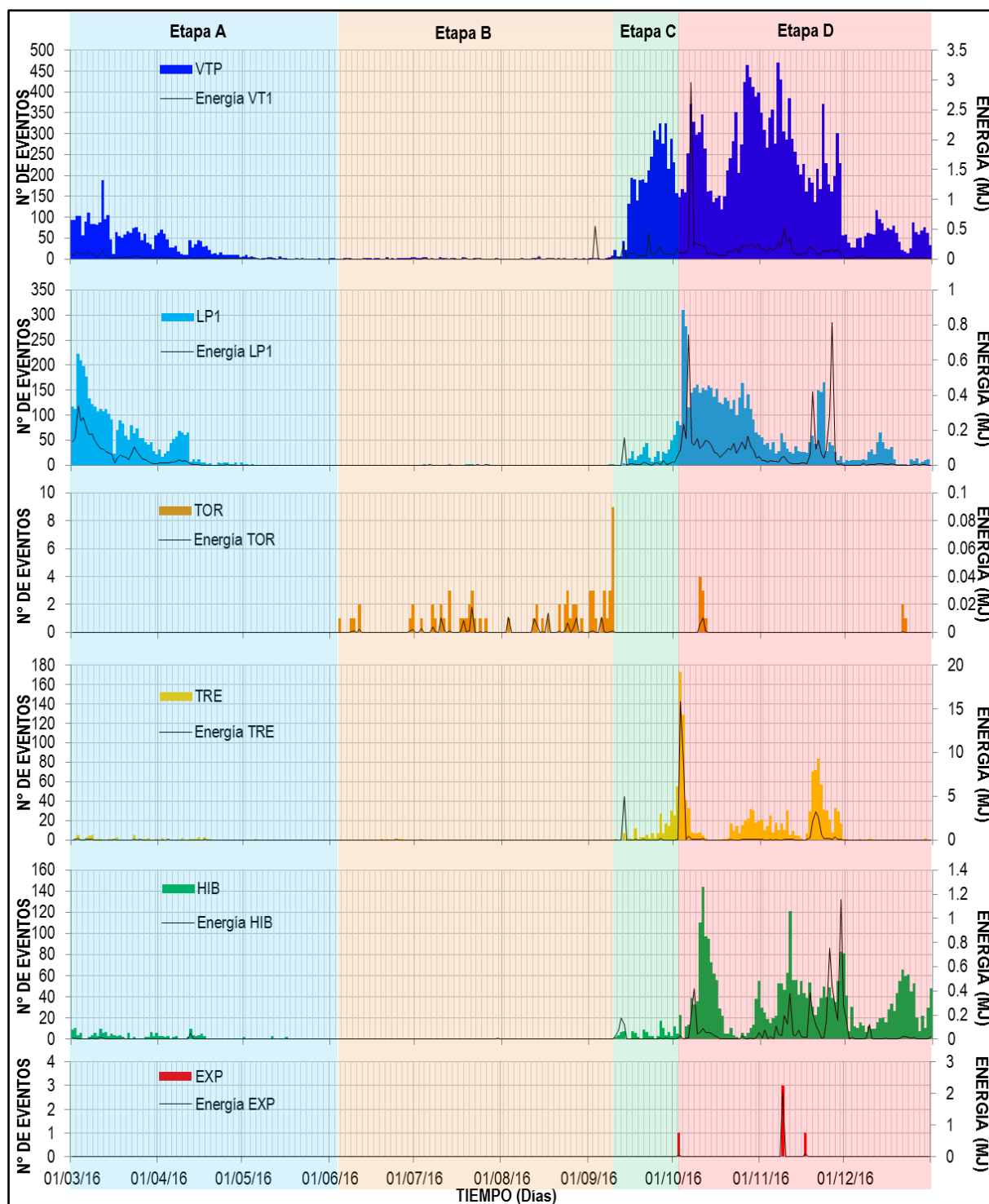


Figura 9.4, Número de eventos sismo-volcánicos y energía durante el período marzo a diciembre 2016.

En la Figura 9.5, se muestra una representación en 3D de la distribución espacial de eventos VT en la que la sismicidad ha sido clasificada según el color de cada etapa. Se puede apreciar que la sismicidad muestra una localización preferencial a lo largo de la falla local NW-SE (Rivera et al., 2011), en profundidad se localizan entre 1 a 5 km.s.n.m. Los eventos VT suelen localizarse cerca a las fallas, debido a que por ser zonas de

debilidad, se conducen mejor los fluidos y es por la presión de éstos que se producen fracturas (VT).

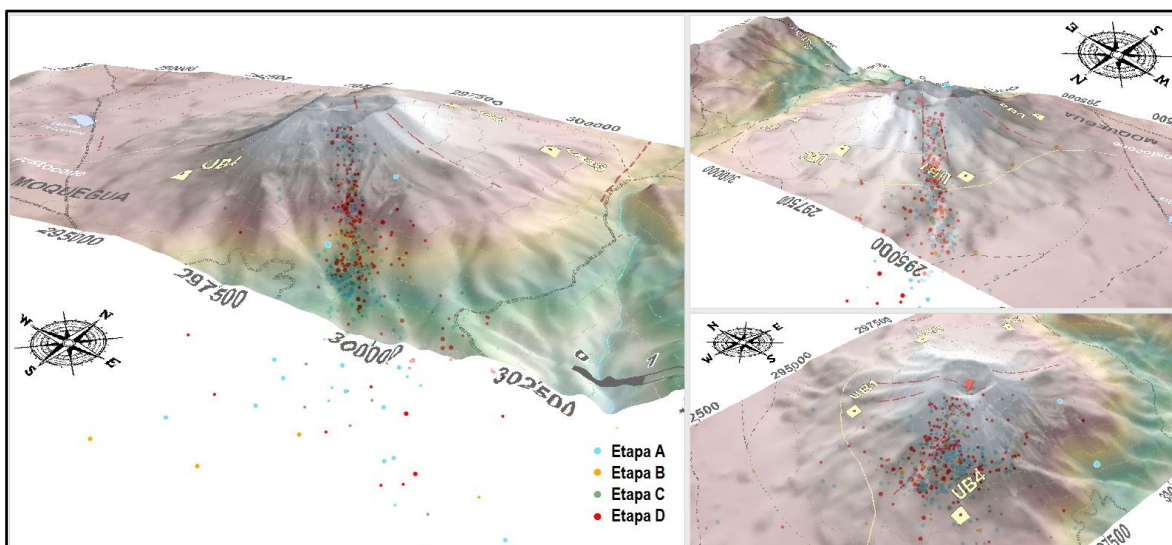


Figura 9.5, Visualización en 3 dimensiones de los eventos VT en el Volcán Ubina durante el período marzo a diciembre del 2016 clasificado en 4 etapas.

9.1.1. Etapa A: Fin del proceso eruptivo 2015

Esta etapa abarca desde el 1 de marzo hasta el 3 de junio del 2016, inicia con gran cantidad de eventos largo período (LP) y volcano-tectónicos proximales (VTP), pero el número descende a lo largo del tiempo, disminuyendo considerablemente en el mes de abril y siendo mínimos durante el mes de mayo. El mismo comportamiento ocurre con los eventos Híbridos (HIB), pero en menor número que los anteriores, llegando a casi desaparecer a mediados del mes de abril. Los eventos volcano-tectónicos se localizan a lo largo de la falla NO-SE que atraviesa el cráter del volcán (Figura 9.6), concentrándose a profundidades entre los 1.5 y 3.8 kilómetros sobre el nivel del mar.

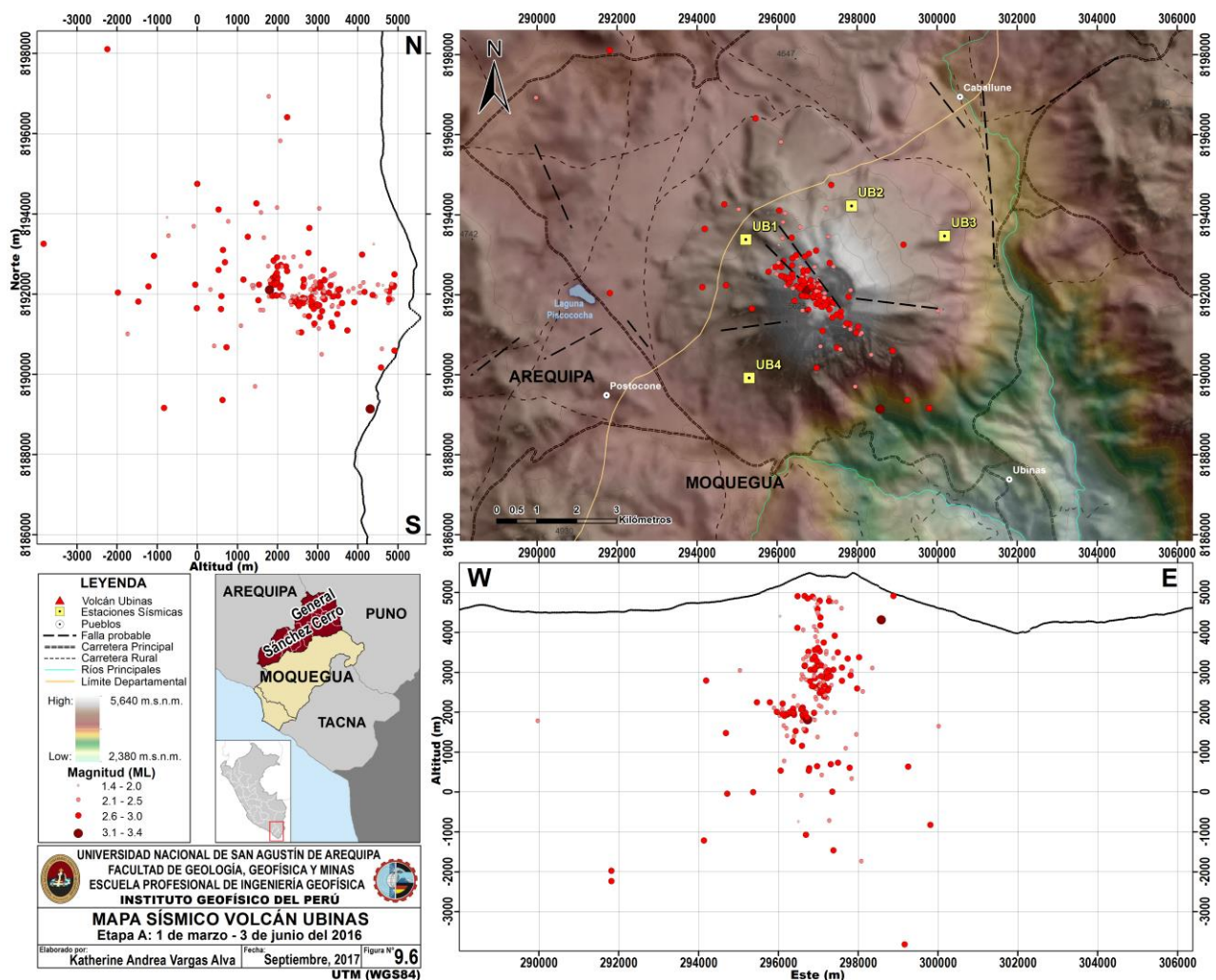


Figura 9.6, Mapa sísmico del Volcán Ubina durante la Etapa A: 1 de marzo al 3 de junio 2016.

9.1.2. Etapa B: reinicio del patrón sísmico – proceso eruptivo 2016

Esta etapa comprende desde el 4 de junio al 09 de septiembre del 2016. Durante esta etapa los eventos resaltantes son los tornillos (TOR). Los eventos volcano-tectónicos son muy escasos y no presentan una concentración definida en alguna zona particular (Figura 9.7).

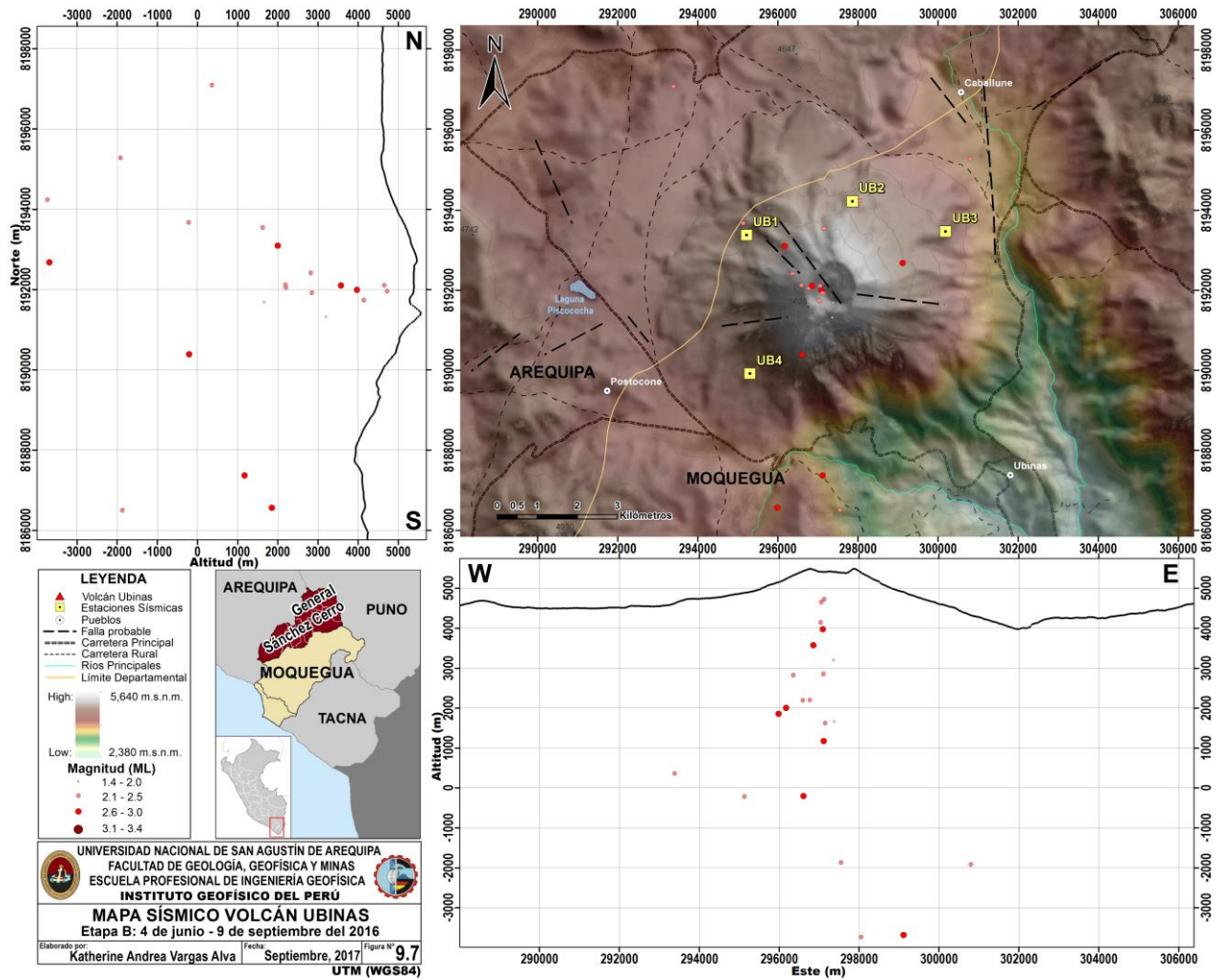


Figura 9.7, Mapa sísmico del Volcán Ubinas durante la Etapa B: 4 de junio al 9 de septiembre 2016.

9.1.3. Etapa C

Etapa que inicia el 10 de septiembre hasta 3 de octubre del 2016 y en el que la sismicidad incrementa notablemente en comparación con la etapa anterior, ocurriendo eventos volcano-tectónicos proximales (VTP), largo período (LP), tremor espasmódico (TRE) e Híbridos (HIB), dejando de ocurrir los tornillos de la etapa anterior. Los eventos VT ocurren principalmente entre los 1 y 5 km.s.n.m. pero continúa siendo menor a la etapa A, pero mayor a la etapa B (Figura 9.8).

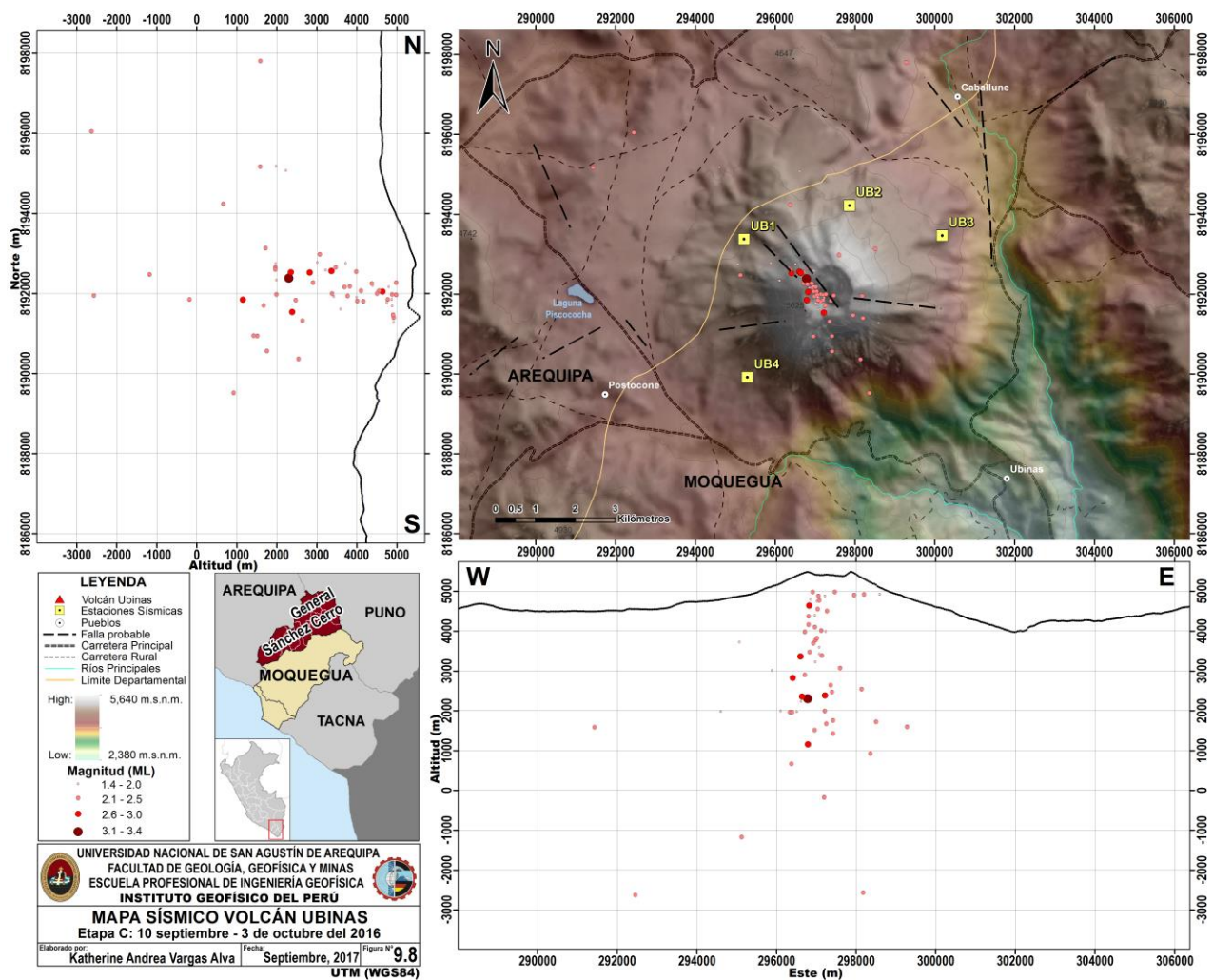


Figura 9.8, Mapa sísmico del Volcán Ubinas durante la Etapa C: 10 de septiembre al 3 de octubre 2016.

9.1.4. Etapa D

Esta etapa inicia con la explosión del 3 de octubre y finaliza el 31 de diciembre del 2016. Ocurren cinco explosiones durante esta etapa y los eventos volcano-tectónicos proximales (VTP), largo período (LP), tremor espasmódico (TRE) e Híbridos (HIB), aumentan con respecto a la etapa anterior y también ocurren algunos tornillos (TOR), sin embargo, a finales de noviembre la actividad disminuye. Los eventos volcano-tectónicos se localizan entre los 2 y 5 km.s.n.m, siendo más superficiales y en mayor número que la etapa anterior (Figura 9.9), con una concentración a lo largo de la falla NO-SE que atraviesa el cráter del volcán.

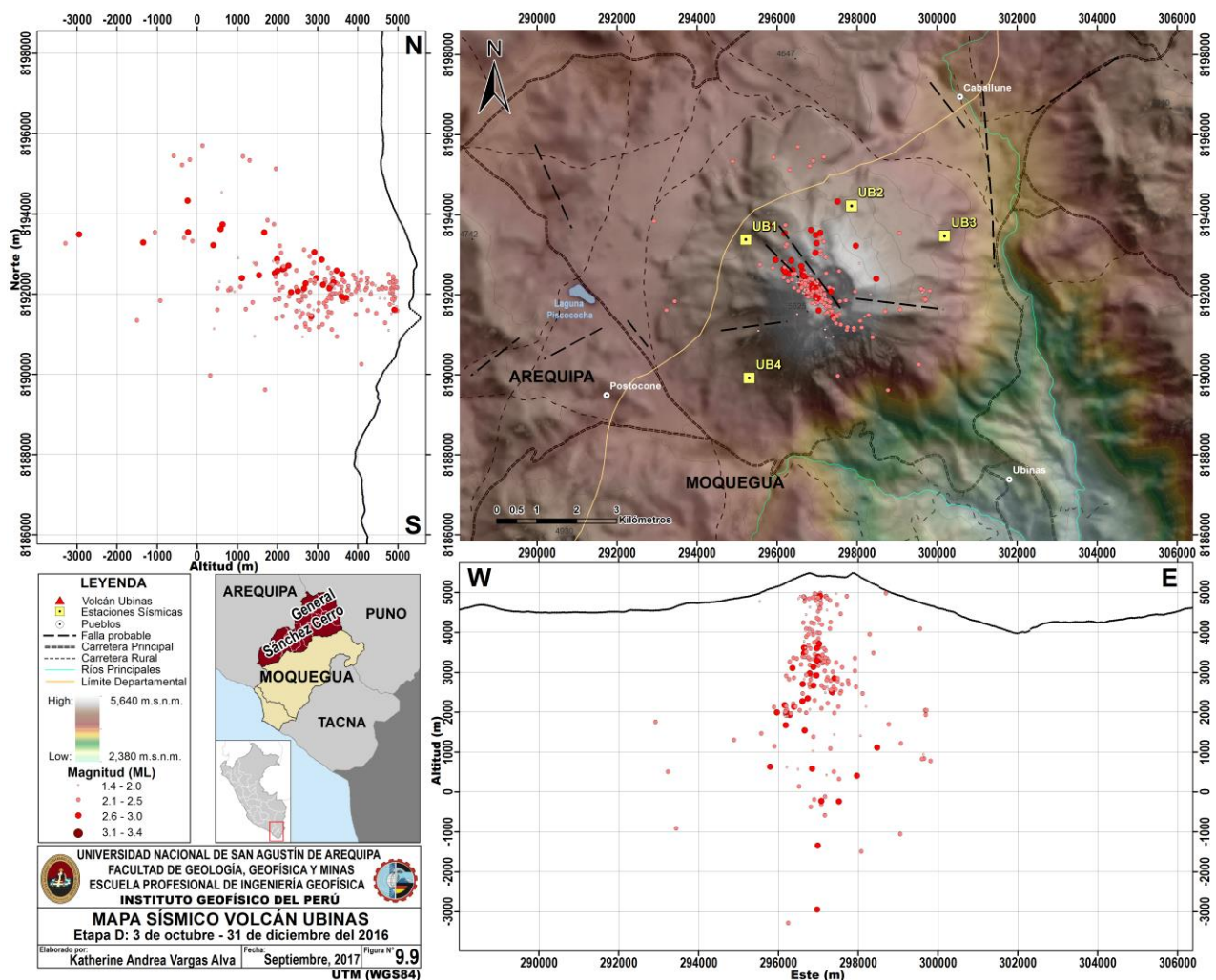


Figura 9.9, Mapa sísmico del Volcán Ubinas durante la Etapa D: 3 de octubre al 31 de diciembre 2016.

9.2. DISCUSIÓN RELACIONADA A LA SISMICIDAD

La etapa A tiene mucha similitud con el final de la etapa D por lo que se presume que esta etapa indica el final del proceso eruptivo anterior, ya que las últimas explosiones de ese proceso ocurrieron el 5 de noviembre del 2015 (0.6 MJ) y el 15 de enero del 2016 (0.6 MJ) según los reportes emitidos por el IGP-Sede Arequipa.

La etapa B correspondería a la fase I del patrón descrito por Del Carpio et al. (2016) ya que se caracteriza por la presencia de eventos tornillo, presentando un pico de energía de 0.02 MJ el día 21 de julio. Estos eventos indicarían presión y paso de fluidos en una cavidad resonante que sería la falla NW-SE que atraviesa el volcán.

La ocurrencia de eventos TRE e HIB durante la etapa C correlacionan con las fases II y III del estudio de Del Carpio et al. (2016) y el incremento de LP, TRE, y VTP concuerda con la fase III del patrón descrito por White (2011). El día 12 de setiembre ocurre un pico de energía en los eventos HIB de 0.17 MJ lo que indicaría que el ascenso

de magma se encuentra ya casi al final de su recorrido a superficie, lo que es apoyado por una perturbación del sistema hidrotermal que representan los TRE. El día 13 de setiembre ocurren picos de energía de VTP, LP y TRE de 0.25, 0.16 y 4.96 MJ respectivamente lo que apoya la idea de ruptura y paso de fluidos cerca de la superficie.

En la etapa D ocurren cinco explosiones, la primera el día 03 de octubre (0.05 MJ), tres explosiones el 09 de noviembre (2.09 MJ) y una explosión el día 17 de noviembre (0.12 MJ). Durante esta etapa los eventos HIB, TRE, LP y VTP acompañan las explosiones lo que correlaciona con las fases IV de los patrones de White (2011) y Del Carpio et al. (2016). Los eventos LP presentan un pico importante el día 26 de noviembre de 0.81 MJ y los HIB el día 29 de noviembre de 1.16 MJ, y coincidentemente después de estas fechas la sismicidad disminuye considerablemente, es así que los eventos TRE prácticamente desaparecen, lo que indicaría que la perturbación en el sistema hidrotermal ha disminuido por un posible menor aporte de fluidos magmáticos.

9.3. INTERPRETACIÓN DE LA SEÑAL OBTENIDA EN LAS PRUEBAS DE POTENCIAL ESPONTÁNEO (Laboratorio)

Los resultados de las pruebas realizadas muestran de manera general, una variación del potencial durante el día (mañana y noche).

En los electrodos ubicados a 20 cm de profundidad, se observa que el potencial aumenta hasta llegar a un pico máximo aproximadamente al mediodía y luego empieza a descender, lo que da una idea del efecto de la exposición a la luz solar, lo cual corrobora lo mencionado por Rizzo et al. (2004). La luz del sol junto a otros factores como la nubosidad y el viento afectan directamente a la humedad del suelo, y siendo un potencial de electrofiltración “*per descensum*”, es ésta variación de la humedad la que genera un ruido importante porque estos electrodos se encuentran más expuestos al secado del suelo.

Los electrodos ubicados a 1 m de profundidad no presentan esta variación diurna tan notoria como el caso anterior, esto significaría que la humedad alrededor del electrodo tiene menos efecto a esta profundidad por la actividad del sol.

Al inicio de la primera prueba (con concentración de 20 % de sulfato y 80 % de bentonita) se observa una variación de la señal del potencial que dura aproximadamente 19 horas y cuya amplitud varía entre 15 a 20 mV en promedio, la cual es observada en los 4 electrodos, esto se explicaría por la pérdida de humedad que presenta la mezcla de sulfato y bentonita, y afectaría la medida hasta que logre perder el líquido excesivo.

En la segunda prueba se observa un efecto muy parecido al anterior, con menor variación de milivoltios pero que dura aproximadamente 2 días. Esto se puede explicar porque la concentración utilizada en esta prueba (40 % de sulfato y 60 % de bentonita) demoraba mayor tiempo en perder la humedad e hinchaba mucho más que la anterior mezcla.

La tercera prueba (con la misma concentración que la prueba anterior) con los agujeros rellenos con tierra, muestran mayor estabilidad de los datos, pero aun así la variación diurna es notoria en los electrodos ubicados a 20 cm.

En la cuarta y última prueba (utilizando la concentración de 20 % de sulfato y 80 % de bentonita), se rellenaron los electrodos hasta la mitad de su capacidad y se instaló un panel solar para verificar la variación que se obtuvo en el Ubinas, probando con dos diferentes reguladores pero la variación no es significativa. Se puede observar una clara diferencia cuando se retira el tecnopor de los electrodos ubicados a 20 cm, notándose que aumenta la variación diurna.

9.3.1. Comparación del registro de potencial espontáneo con datos de temperatura y precipitación

Con el interés de buscar una correlación entre los datos obtenidos por el registro continuo de potencial espontáneo (PE) con la temperatura, así como, con las precipitaciones ocurridas durante esos días, se procedió a realizar un registro de estos datos meteorológicos.

Los datos de temperatura y precipitación fueron obtenidos de páginas web referidas en la bibliografía (Time and Date, 1995-2017 y AccuWeather, 2017) que registran los datos de la Oficina Meteorológica de Aeródromo (OMA) del aeropuerto de Arequipa, con código SPQU (225115.86E y 8191665.93S) ubicada a aproximadamente 5 km al NW del IGP-Sede Arequipa. Estos datos al ser comparados con la temperatura registrada por el termistor del *datalogger* presentan mucha concordancia (Figura 9.10a y b). La comparación de los datos de los electrodos ubicados a 20 cm con las temperaturas registradas cada día, tanto por el equipo que es registrada cada 15 segundos (Figura 9.10a), así como por la OMA que publica en un intervalo de una hora entre cada dato (Figura 9.10b). Se observa que las mayores temperaturas registradas fueron de 31.8 °C (equipo) y 24 °C (OMA) que ocurrieron el día 04 de enero, estos valores máximos correlacionan con el pico de PE observado durante la Prueba 2 (Figura 9.10c) y a su vez coincide con una precipitación de 8 mm ocurrida ese día (Figura 9.10d). Además, la señal

continua, tiene una tendencia positiva cuando ocurrieron las máximas precipitaciones los días 14 y 25 de enero y el 25 de febrero del 2017.

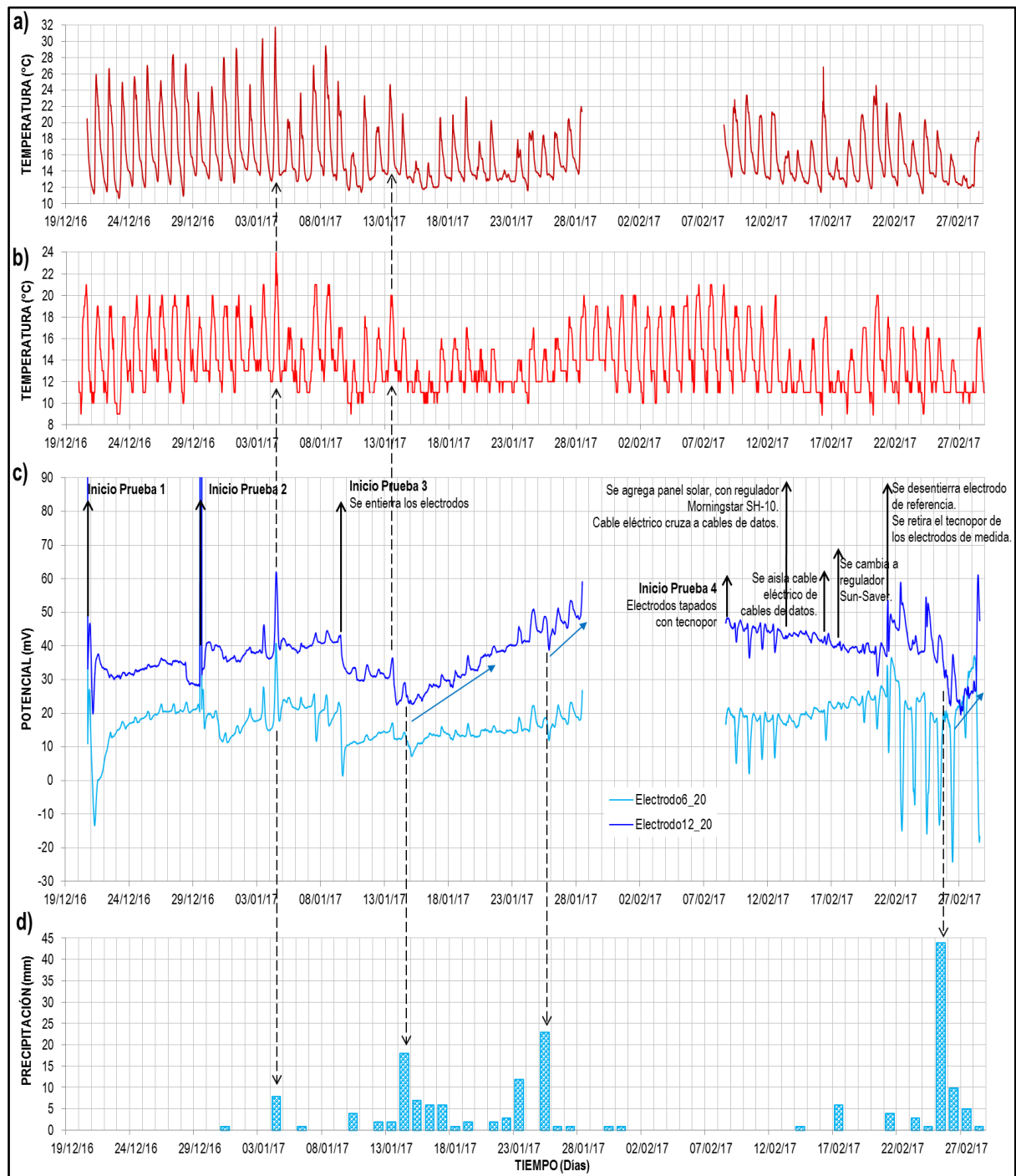


Figura 9.10, Comparación de resultados de la pruebas de PE a) temperatura del equipo, b) temperatura de la OMA, c) PE de los electrodos ubicados a 20 cm y d) precipitación.

En la Figura 9.11 se muestran los datos continuos de los electrodos ubicados a 1 m de profundidad, en los cuales la variación diurna no es muy notoria, es por ello que el pico de PE del 4 de enero que se observa en los datos de los

electrodos a 20 cm no aparece en estos datos (Figura 9.11a). El potencial correlaciona muy bien con las máximas precipitaciones registradas, con un descenso del potencial y posterior incremento que sigue una tendencia positiva. La máxima anomalía de PE ocurre el 25 de febrero (Figura 9.11a), cuando se registró la mayor precipitación de ese período con 44 mm (Figura 9.11b). De manera general se puede notar que en la primera y cuarta prueba la señal es un poco más estable y continua, en relación con la segunda y tercera prueba.

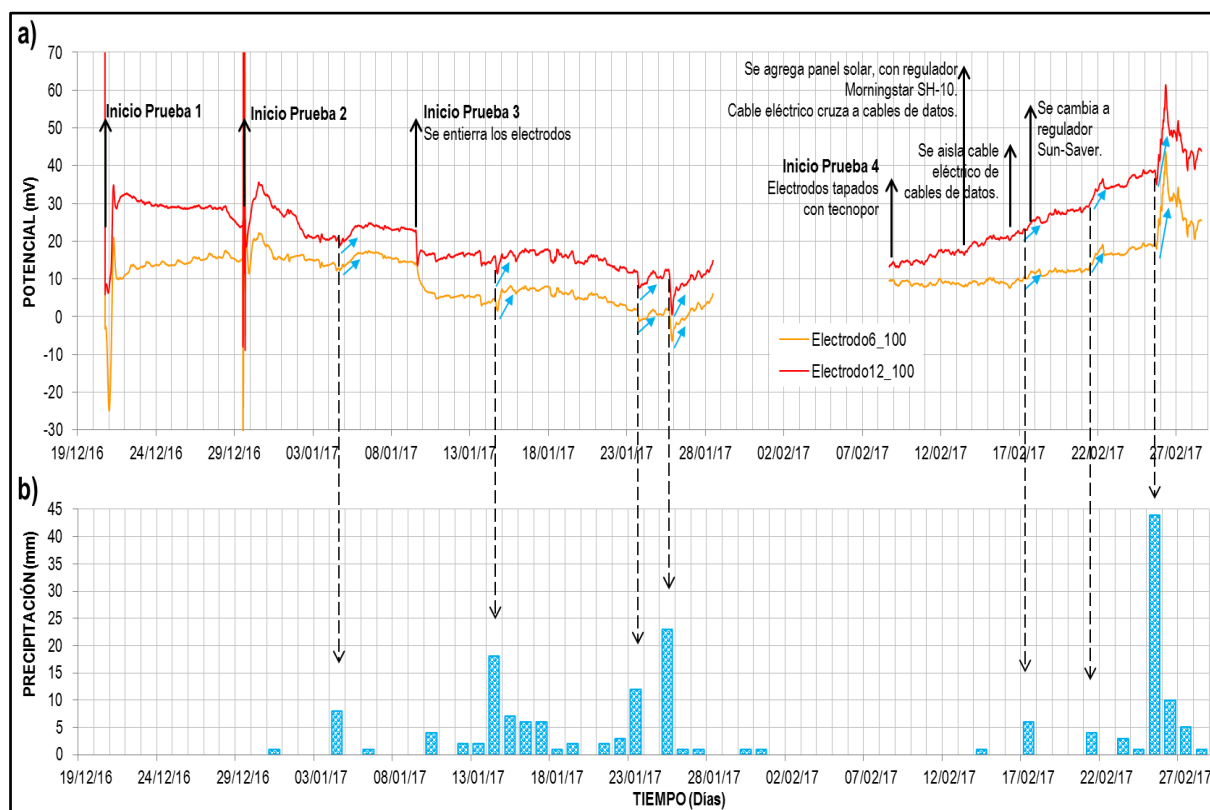


Figura 9.11, Comparación de los resultados de las pruebas de PE de los electrodos ubicados a 100 cm de profundidad con datos de precipitación.

9.3.2. Observaciones a partir de las pruebas de Potencial espontáneo

Es confirmado en las cuatro pruebas realizadas, que la señal presenta una menor variación diurna cuando los electrodos se encuentran ubicados a mayor profundidad, ya que se reduce el efecto del sol y se obtiene una señal más limpia que registra mejor la variación asociado a los fenómenos que producen el potencial espontáneo que ocurre bajo la superficie.

Como describen Revil, A. y Jardani, A. (2013) en el monitoreo de PE el potencial de los electrodos depende siempre de la temperatura, el subsuelo superficial siempre se caracteriza por variaciones diurnas de temperatura en el suelo hasta 30-50 cm. Por lo tanto, los electrodos de medida deben instalarse a una

profundidad mayor a ésta, o se necesitan utilizar sensores de temperatura en la proximidad de los electrodos para aplicar una post-corrección del efecto de la temperatura. Lamentablemente los datos obtenidos por las termocuplas muestran defectos y no son confiables para aplicar la corrección.

La concentración más adecuada sería la de 80 % de bentonita y 20 % de sulfato, ya que esta mezcla tarda menos tiempo en perder la humedad y reduce el tiempo de estabilización que produce anomalías instrumentales. Es mejor no rellenar por completo los electrodos con dicha sustancia, porque ésta pierde cierta humedad durante los primeros días.

En este caso se produce el fenómeno de potencial electrocinético, gradiente por presión de fluidos, y las anomalías son causadas específicamente por electrofiltración “per descensum”, donde el fenómeno de potencial es generado por la infiltración de agua de lluvia.

La amplitud de la variación diurna es mayor en los días próximos en que ocurren las precipitaciones, posiblemente explicado por el incremento de la humedad, además que la periodicidad semidiurna alcanza una mayor amplitud durante la cuarta prueba, que coincide con la estación de lluvias (Friedel et al., 2004).

La temperatura que mide el termistor del registrador de datos CR1000 es mayor que la registrada por la OMA, pero de manera general coinciden en los días donde se presentaron las mínimas y máximas temperaturas, lo que demuestra que si existe veracidad en los datos de temperatura registrados.

Es importante precisar que los datos registrados por las termocuplas en la cuarta prueba, muestran una mayor variación de la temperatura en los agujeros de 20 cm que la registrada en los electrodos ubicados a 100 cm. En las termocuplas ubicadas a 20 cm de profundidad, la variación diurna se incrementó considerablemente luego que se retiró el tecnopor de estos agujeros. Esto demuestra que el cubrir el agujero con tecnopor reduce satisfactoriamente el efecto de la temperatura en el subsuelo alrededor del electrodo (Revil, A. & Jardani, A., 2013).

9.4. POTENCIAL ESPONTÁNEO EN EL VOLCÁN UBINAS

En cuanto al registro continuo de potencial espontáneo en el Volcán Ubinas, se observa que la señal muestra variaciones en milivoltios durante el día y la noche, pero durante el período septiembre a noviembre del 2016 se muestra una clara anomalía del 9 al 14 de setiembre de más de 60 mV, que es notoria en los 5 electrodos de medida.

La variación diurna fue menor en los cinco electrodos antes de la instalación del panel solar, presentando la menor variación los datos del electrodo ubicado a 20 m del electrodo de referencia, con una diferencia promedio entre el día y la noche de 7.5 mV antes de que se instale el panel y de 15 mV después de la instalación.

Los electrodos ubicados a 40, 60, 80 y 100 m de la referencia presentaron variaciones de 18, 22.5, 22.5 y 25 mV aproximadamente antes de instalar el panel solar, y éstas aumentaron en promedio a 25, 30, 30 y 35 mV después de que el panel solar fue instalado. La variación diurna se incrementa a medida que hay mayor distancia entre el electrodo de referencia y los de medida.

Durante el período abril a mayo del 2017 se puede observar que no existe anomalía inicial como en la instalación de PE durante septiembre a noviembre del 2016

Comparando los resultados de ambos períodos a una misma escala (Figura 9.12a y b) es notorio que la variación diurna continúa pero ha disminuido. En los datos de potencial espontáneo durante septiembre a noviembre del 2016 (antes de la instalación del panel solar) en promedio el voltaje en el electrodo ubicado a 20 m de la referencia (Electrodo_20) disminuyó de 6 a 2.5 mV, en el electrodo ubicado a 40 m disminuyó de 18 a 7.5 mV y en el electrodo ubicado a 60 m el potencial se redujo de 22.5 a 8 mV aproximadamente.

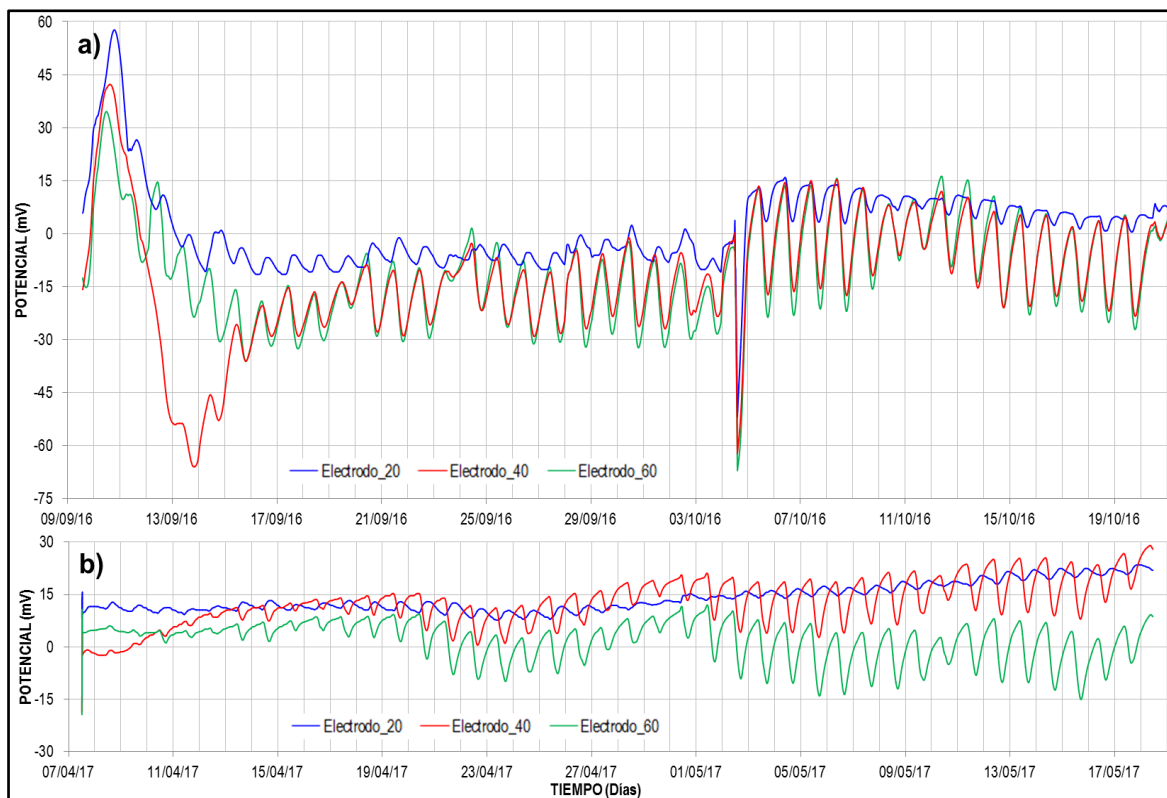


Figura 9.12, Comparación entre resultados de potencial espontáneo en el Volcán Ubina a) del 9 de septiembre al 20 de octubre del 2016 y b) del 07 de abril al 18 de mayo del 2017.

El motivo por el cual la variación diurna aun sea notoria puede ser la gran humedad en el terreno, ya que durante abril y mayo del 2017 la nieve cubría toda la zona, en cambio en la instalación de septiembre del 2016, no se tuvieron esas condiciones. Igualmente la variación diurna se incrementa mientras el electrodo de medida se encuentre más alejado del electrodo de referencia.

9.4.1. Efecto de la temperatura en la señal de Potencial Espontáneo

Los resultados de la regresión lineal y el coeficiente de determinación (R^2) muestran la existencia de una aparente relación entre las medidas de potencial y temperatura.

Durante el período septiembre a noviembre del 2016, antes de la instalación del panel solar el coeficiente de determinación (R^2) no supera 0.1585, lo que indica que el grado de asociación entre ambas variables es pobre, mientras que luego de la instalación del panel solar, los datos se ajustan preferentemente a una recta de tendencia negativa, y el R^2 es mayor ya que la mayoría supera 0.5 con un tiempo de 5 horas recorridas a la temperatura, siendo el mayor de 0.7384. Para el período

de abril a mayo del 2017, el mayor R^2 fue de 0.8216 para el electrodo ubicado de 60 m con una fuerte dependencia lineal negativa de los datos.

La ecuación lineal es de la forma $PE = b * Temperatura + a$, por lo tanto para establecer esta relación se aplicó la fórmula en Excel $= (PE - a) / (b * Temperatura)$ considerando la regresión con mayor R^2 obtenido para cada electrodo de medición y en la Figura 9.13 se aprecian los resultados.

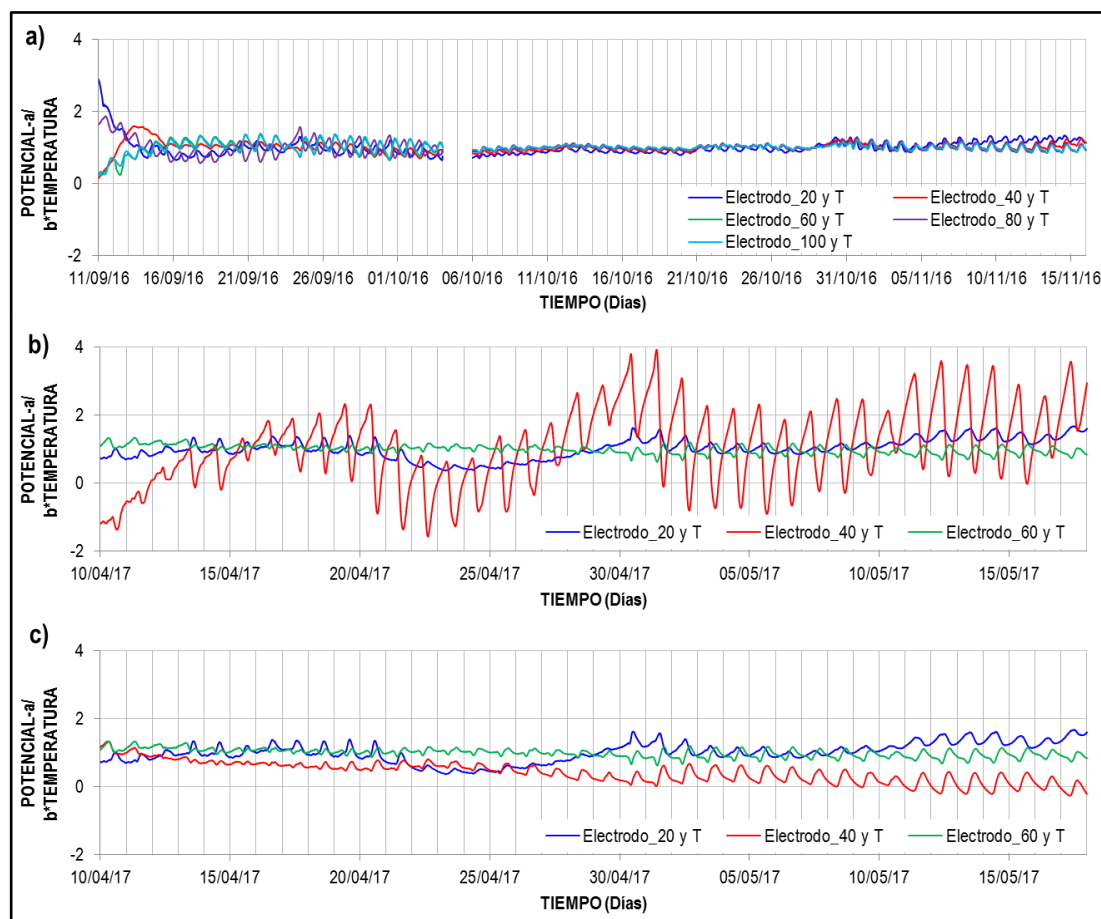


Figura 9.13, Resultado luego de aplicar la ecuación de regresión lineal con mejor coeficiente de determinación para datos de PE y Temperatura: a) Período septiembre a noviembre del 2016 y b) Período abril a mayo del 2017 y c) Período abril al mayo del 2017 aplicando la ecuación del electrodo ubicado a 60 m para el electrodo de 40 m.

Para el período septiembre a noviembre del 2016 (Figura 9.13a) se observa que la respuesta es mejor luego de la instalación del panel solar. Lo resaltante es que en el primer período (antes de la instalación del panel) los primeros datos de todos los electrodos muestran que persiste la anomalía inicial, lo que apoya la idea que la anomalía observada en los datos de PE no tiene relación directa con la temperatura registrada por el equipo ni la temperatura ambiental, sino con un fenómeno de electrofiltración “per ascensum”.

Durante el período abril a mayo del 2017, el análisis realizado se aplicó satisfactoriamente en dos electrodos (Figura 9.13b), ya que el electrodo ubicado a 40 m su mayor R^2 no superaba el 0.1, es por ello que al analizar que esta señal era muy parecida al registrado por el electrodo de 60 m, se aplicó en la Figura 9.13c, la ecuación obtenida para este electrodo y se observa una mejor respuesta. La explicación de que la relación entre el PE del electrodo ubicado a 40 m y la temperatura sea mínima podría encontrarse en que esta señal en los primeros 5 días tiene un comportamiento diferente a las demás.

La corrección por temperatura registrada por el termistor tiene la limitación que las 26 horas iniciales que tarda en estabilizarse la temperatura del equipo impiden aplicar esta corrección a todos los datos para minimizar el efecto de la variación diurna de la temperatura.

En el estudio de Friedel et al. (2004) aplicado al volcán Merapi, se realizaron medidas de PE y en cada hoyo se instaló un sensor de temperatura, con el objetivo de separar los efectos relacionados a la misma, incluyendo la termoelectricidad (electricidad producida por la acción del calor) y el ruido del sensor en el ambiente de alta temperatura. La correlación entre la temperatura y el voltaje es alta, la explicación se encontraría en que se tomaron medidas con un sensor de temperatura para cada hoyo donde se ubicaron los electrodos, esto permitiría tener medidas independientes para establecer la correlación, a diferencia de la temperatura del equipo que se consideró en este estudio que no es la temperatura real en cada hoyo de medición. La instalación de un sensor de temperatura en cada hoyo podría ser clave para considerar eliminar el efecto de la variación diurna y observar propiamente el efecto producido por el volcán.

9.4.2. Efecto de temperatura del termistor, mareas terrestres y campo magnético en el registro de potencial espontáneo

En los datos de PE se puede apreciar que las variaciones en la amplitud diaria de la señal correlacionan con los datos de temperatura registrada por el termistor del equipo. Durante el período septiembre a noviembre del 2016, se observa que en los días donde la amplitud de la variación diurna de la señal de PE disminuye, correlaciona muy bien con la temperatura (flechas rojas discontinuas, Figura 9.14a y b). Existe una cierta concordancia en la forma que toma la señal con la del campo magnético (flechas grises discontinuas, Figura 9.14c), además el

incremento de la amplitud suele coincidir cuando ocurre el menor desplazamiento por mareas terrestres (flechas marrones discontinuas, Figura 9.14d).

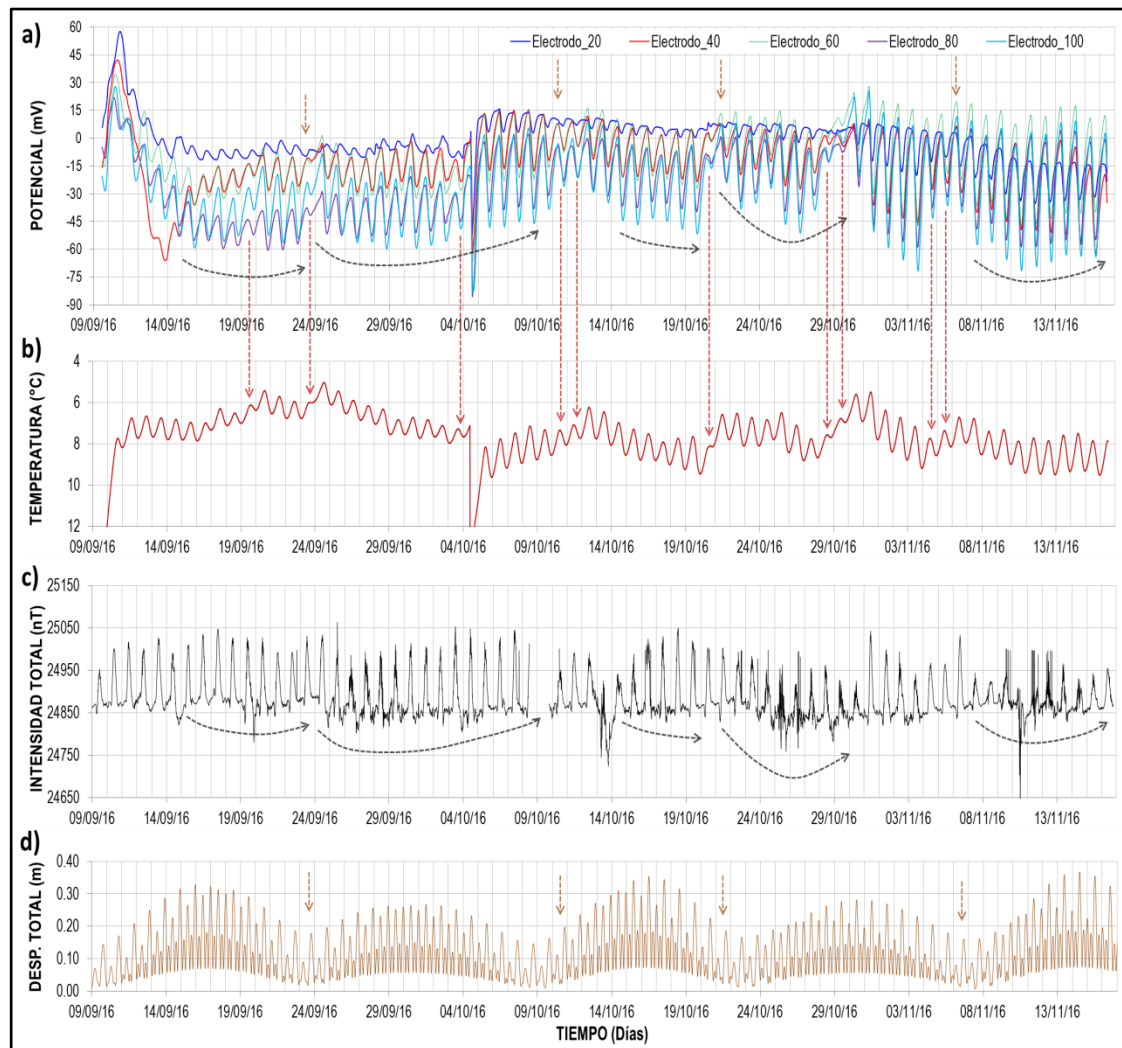


Figura 9.14, Correlación entre datos del 9 de septiembre al 16 de noviembre del 2016: a) Potencial Espontáneo, b) Temperatura del equipo, c) Intensidad total del campo magnético en la estación HUA y d) Desplazamiento total de las mareas terrestres.

Igualmente, durante el período abril a mayo del 2017, se realizó la misma comparación, e igualmente las menores amplitudes en la variación diurna del PE coinciden con una menor variación de la temperatura (Figura 9.15a y b), en cuanto al comportamiento del campo magnético (Figura 9.15c) y de desplazamiento por mareas terrestre (Figura 9.15d) existe una mejor coincidencia durante el mes de abril, pero durante mayo la aparente correlación ya no es evidente.

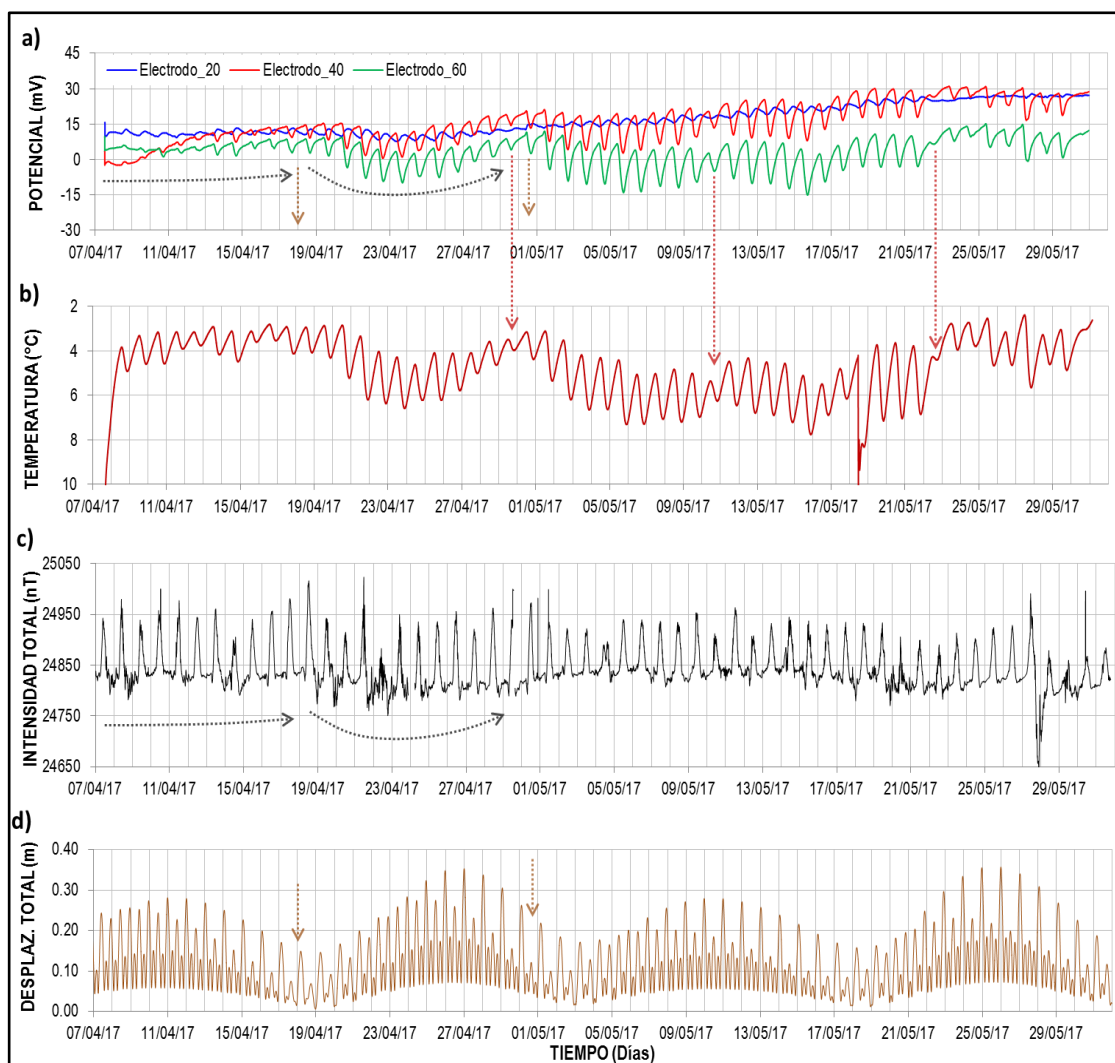


Figura 9.15, Correlación entre datos del 7 de abril al 31 de mayo del 2017: a) Potencial Espontáneo en el Volcán Ubinas, b) Temperatura del equipo, c) Intensidad total del campo magnético registrado en la estación HUA y d) Desplazamiento total de las mareas terrestres.

El análisis espectral, evidencia si existe correlación en los períodos y los resultados indican que durante el período septiembre a noviembre del 2016, existe coincidencia en 7.1 días/ciclo de la señal de PE con las componentes X y total del campo magnético, en cuanto al desplazamiento total por mareas terrestres existe cierta correlación en 14.2 y 17.1 días/ciclo. Durante abril a mayo del 2017, un valor importante en el período de 14.2 días/ciclo se evidencia en el electrodo ubicado a 20 m de la referencia, que coincide con el desplazamiento total y con las componentes X y F del campo magnético.

9.4.3. Observaciones a partir de los resultados

Las comparaciones realizadas con datos de precipitación, temperatura, campo magnético y mareas terrestres han sido realizados también con la finalidad de analizar si existe influencia externa para la anomalía observada del 9 al 14 de septiembre del 2016, los resultados demuestran que la influencia que estos parámetros ejercen, pueden afectar en la amplitud de la variación diurna de la señal, pero el efecto no es tan considerable como para causar la anomalía de más de 60 mV registrada durante dicho período. Incluso esta anomalía persiste luego de aplicar la regresión lineal entre datos de PE y temperatura. Entre los procesos dinámicos, los más importantes para la generación de anomalías PE son la presencia de fuertes presiones y gradientes de temperatura, tasa de circulación subterránea de agua y gas, fugas fumarólicas, cuerpos magmáticos, flujos ascendentes y la actividad tectónica (Di Maio et al., 1996; Johnston, 1997; Adler et al., 1999; Zlotnicki et al., 2001; Revil et al., 2003; Harada et al., 2005).

Los efectos de la temperatura diurna en la superficie se extienden a grandes profundidades debido al acoplamiento termoelástico (Rydelek et al., 1988), además es importante precisar que los datos de temperatura ofrecen información complementaria a los datos de potencial espontáneo (Jardani & Revil, 2009; Byrdina et al., 2012).

El PE natural del suelo consiste en dos componentes: uno es constante y unidireccional y se debe principalmente a los procesos electroquímicos, y el otro fluctúa con el tiempo y es causado por una variedad de procesos que van desde las corrientes alternas inducidas por las tormentas y por las variaciones en el campo magnético de la Tierra, hasta los efectos de las fuertes lluvias (Ernstson & Scherer, 1986; Reynolds, 2011). Las principales fuentes de las variaciones temporales de PE son los cambios del campo magnético en la ionosfera causados por la actividad solar (Greinwald et al., 2007), con ello es posible establecer cierta relación entre el cambio de temperatura con el campo magnético de la Tierra, pero lo cual aún es tema de estudio.

Diversos estudios han investigado la posible relación entre las mareas terrestres y la actividad volcánica (Mauk & Johnston, 1973; Michael & Christoffel, 1975; Kasahara & Sato, 2001; Sottili et al., 2007; MacAllister et al., 2016). Algunos autores han sugerido que las variaciones de presión debidas a las mareas terrestres pueden desencadenar movimientos de magma relativamente superficiales (Dzurisin, 1980b; van Manen, 2010; Macedo et al., 2012). Para

encontrar el correcto efecto de mareas terrestres en los datos de PE y establecer una corrección adecuada es necesario contar con una base de datos más extensa, para que el análisis espectral tenga una mayor respuesta en los altos períodos.

9.5. CORRELACIÓN ENTRE LAS SEÑALES SÍSMICAS Y ELÉCTRICAS EN EL VOLCÁN UBINAS UTILIZADAS PARA PRONÓSTICO DE ERUPCIÓN VOLCÁNICA

La existencia de un sistema hidrotermal en el Volcán Ubinas ha sido descrito en el estudio de Macedo et al. (2002) cuyo modelo (Figura 9.16) indica que la infiltración de agua meteórica por los flancos del volcán, preferentemente por los límites de la antigua gran caldera, sumado al aporte magmático de fluidos volcánicos ingresan a las células de convección causando el mínimo de PE que delimitaría la zona hidrotermal de la hidrogeológica.

La falla con orientación NW-SE que atraviesa la caldera, permite la salida de los fluidos volcánicos a través de fumarolas. La ubicación del equipo de registro continuo de PE se encuentra muy cercana a esta falla, en la zona alta de convección (UCz), zona en la que ocurre la mayor perturbación debido a la circulación hidrotermal, es decir la convección de agua en sus diversos estados (agua líquida, vapor) a través de rocas y depósitos de sedimentos.

Por otra parte, en el mismo estudio se menciona que en 1999 se efectuaron muestreos de gas del suelo a lo largo de un perfil NW-SE dentro de la caldera con el fin de investigar posibles zonas preferenciales que facilitarían el ascenso de gases del suelo provenientes del sistema hidrotermal. Los resultados indican que los puntos de mayor concentración se encuentran alineados aproximadamente con la prolongación de la falla N 30° W sugerida por Rivera (1998). Los gases que salen a gran presión en el fondo del cráter constituyen el único lugar de relajamiento de presiones.

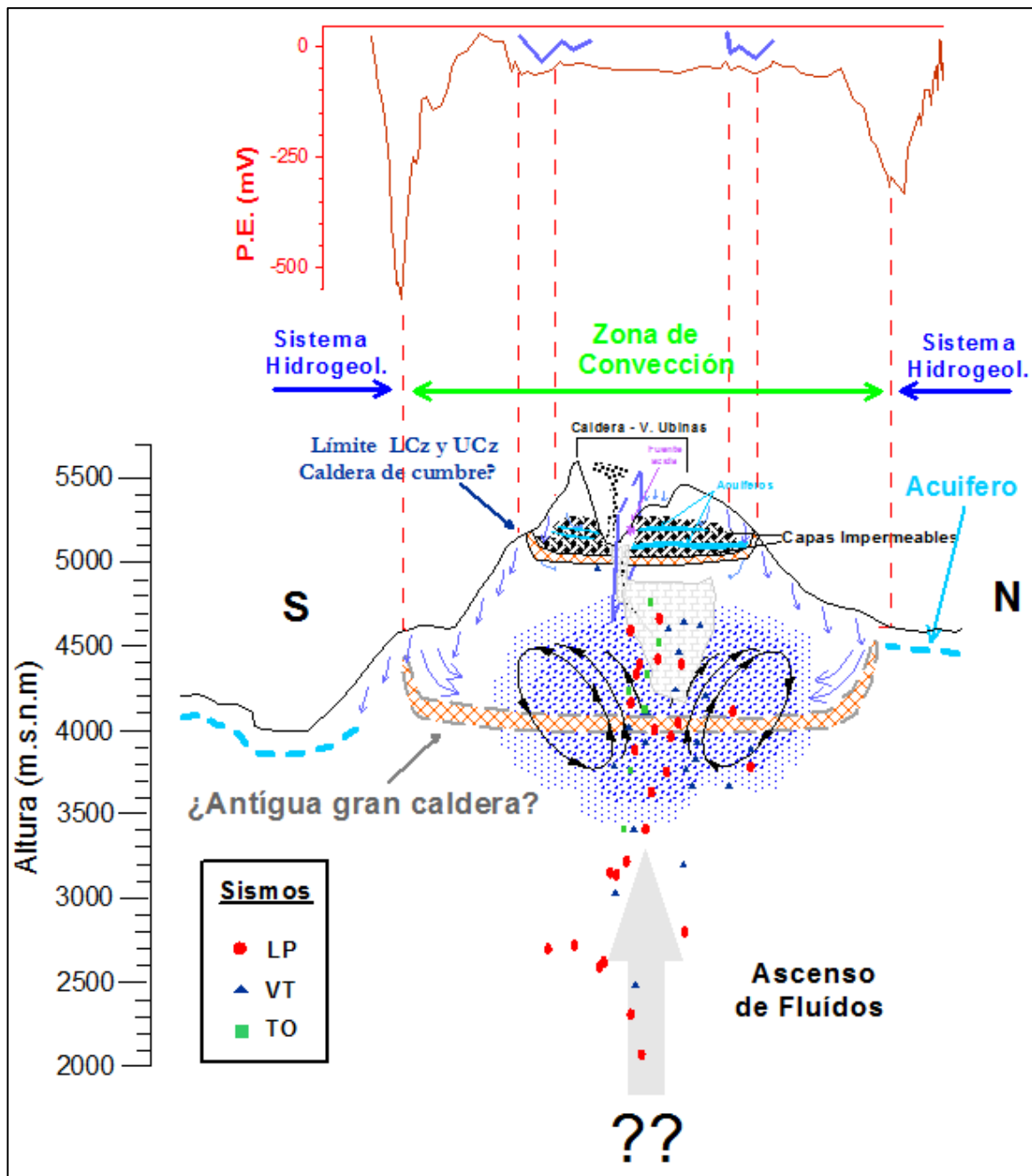


Figura 9.16, Modelo de circulación de fluidos al interior del Volcán Ubina
(Macedo et al., 2002).

Además, el estudio de Gonzales et al. (2014) refiere que las señales con poca variación de PE obtenidas en la caldera indican que los fluidos están confinados en profundidad por una capa impermeable poco profunda (lo que refuerza el modelo anterior). Ellos propusieron el modelo de la Figura 9.17, en que una capa de baja permeabilidad puede haberse desarrollado por encima del sistema hidrotermal por sellado automático. En cuanto al nivel freático, según los estudios de PE, ellos sugieren que es más superficial al oeste, mientras que en el flanco este es más profundo, además

existirían dos vías preferenciales para los flujos de fluidos: (1) a lo largo de la ruptura de pendiente (flanco desestabilizado) situada entre la meseta de bajo relieve y el valle de Ubinas, y (2) a lo largo de fallas tectónicas con dirección preferencial NW-SE.

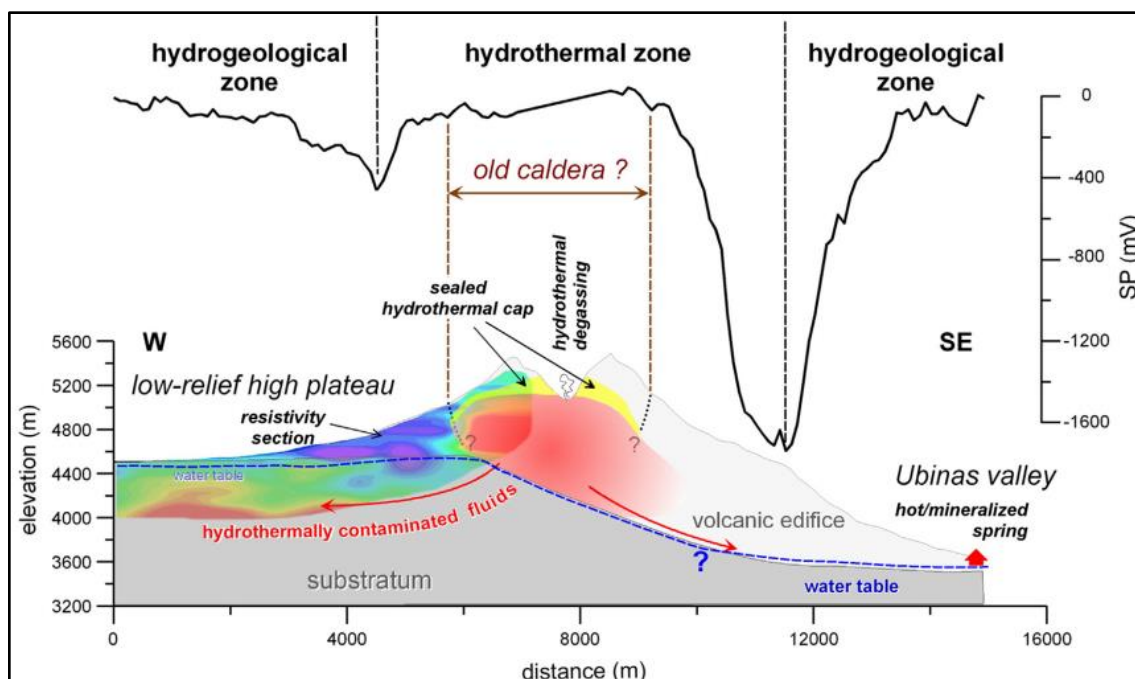


Figura 9.17, Sección transversal interpretativa 2-D de un perfil W-SE del edificio volcánico a través de la cumbre de la caldera y las fumarolas del cráter sur (Gonzales et al., 2014).

La información de precipitación del año 2016 obtenida de la Estación Meteorológica Ubinas (Lat. 16° 22' 19.4", Long. 70° 51' 14.2") desde la página Web del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI), muestra que la mayor cantidad de precipitaciones ocurrieron durante los meses de febrero y abril (Figura 9.18).

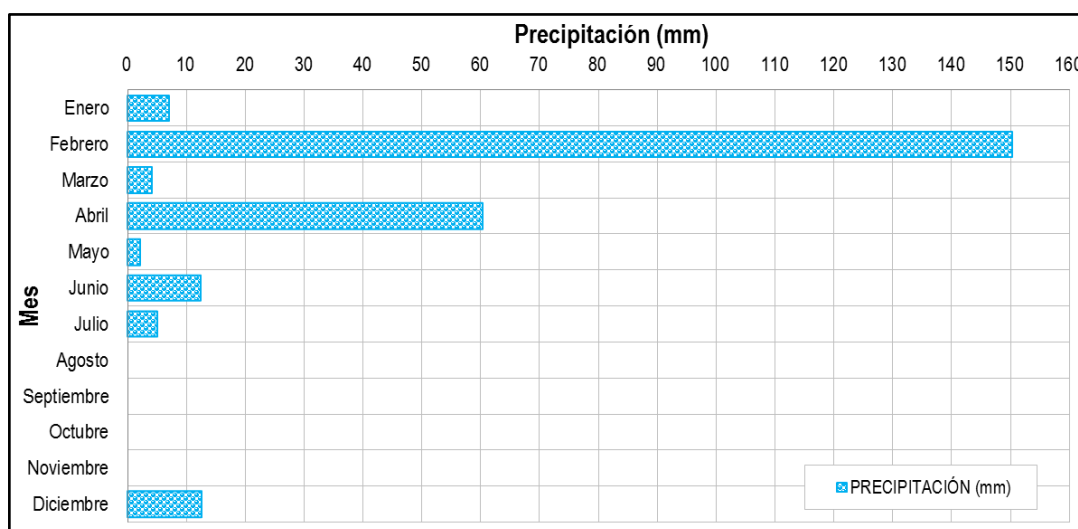


Figura 9.18, Precipitación registradas en la Estación Meteorológica Ubinas durante el año 2016 (SENAMHI).

Esta información permite presumir que luego de la explosión del 15 de enero del 2016 (0.58 MJ) ocurrieron precipitaciones que favorecieron la alimentación del sistema hidrotermal.

A partir de los estudios mencionados, se puede explicar la anomalía de potencial espontáneo observada del 09 al 14 de septiembre del 2016 (Figura 9.19a y b), para ello fue necesario realizar la estadística sísmica considerando la hora local (HL), ya que los datos se encuentran en horario UTC, es así que se puede descartar que se haya producido un fenómeno de electrofiltración “per descensum” ya que no ocurrieron precipitaciones durante septiembre a noviembre del 2016. Entonces conociendo que el equipo fue instalado en la zona hidrotermal alta de convección del Volcán Ubina, y el acuífero se encontraba saturado, es muy probable que el incremento de energía de los eventos híbridos (Figura 9.19c), asociados al ascenso de magma en su último recorrido, indican que el calor que irradia este cuerpo caliente perturba el agua de la zona hidrotermal (calor, vibración y evaporación), produciendo el fenómeno de electrofiltración “per ascensum” (asociado al vapor ascendente), lo cual es registrado por el equipo de potencial espontáneo en continuo.

La influencia del magma en acuíferos poco profundos del sistema hidrotermal contribuyen al desencadenamiento de las erupciones (Thouret et al., 2005) y en particular, la perturbación de un sistema hidrotermal es una de las principales señales de advertencia ante una erupción (Finizola, 2002; Mauri et al., 2010). Es por ello que las señales sísmicas, que por sí solas dan una buena información para pronosticar erupciones, pueden ser correlacionados con la señales eléctricas de PE para fortalecer el pronóstico con días de anticipación (en este caso fue más de 20 días antes de la explosión del 02 de octubre –HL o 03 de octubre - UTC). Además previo a la anomalía de híbridos, se registra un incremento de energía de eventos VTP (Figura 9.19d) que indican ruptura por mayor presión.

Junto con el incremento de energía de los híbridos, también se observan picos de energía en los eventos VTP y LP (Figuras 9.19c, d y e). Esta actividad sísmica continúa incrementada luego de la explosión del 03 de octubre pero no se observó reflejada en la señal del potencial espontáneo, probablemente porque el calor del magma agoto la mayor parte de la zona hidrotermal en un primer aporte y explosión y esos picos de energía sísmica indican que aún hay presión y paso de fluidos bajo el edificio volcánico.

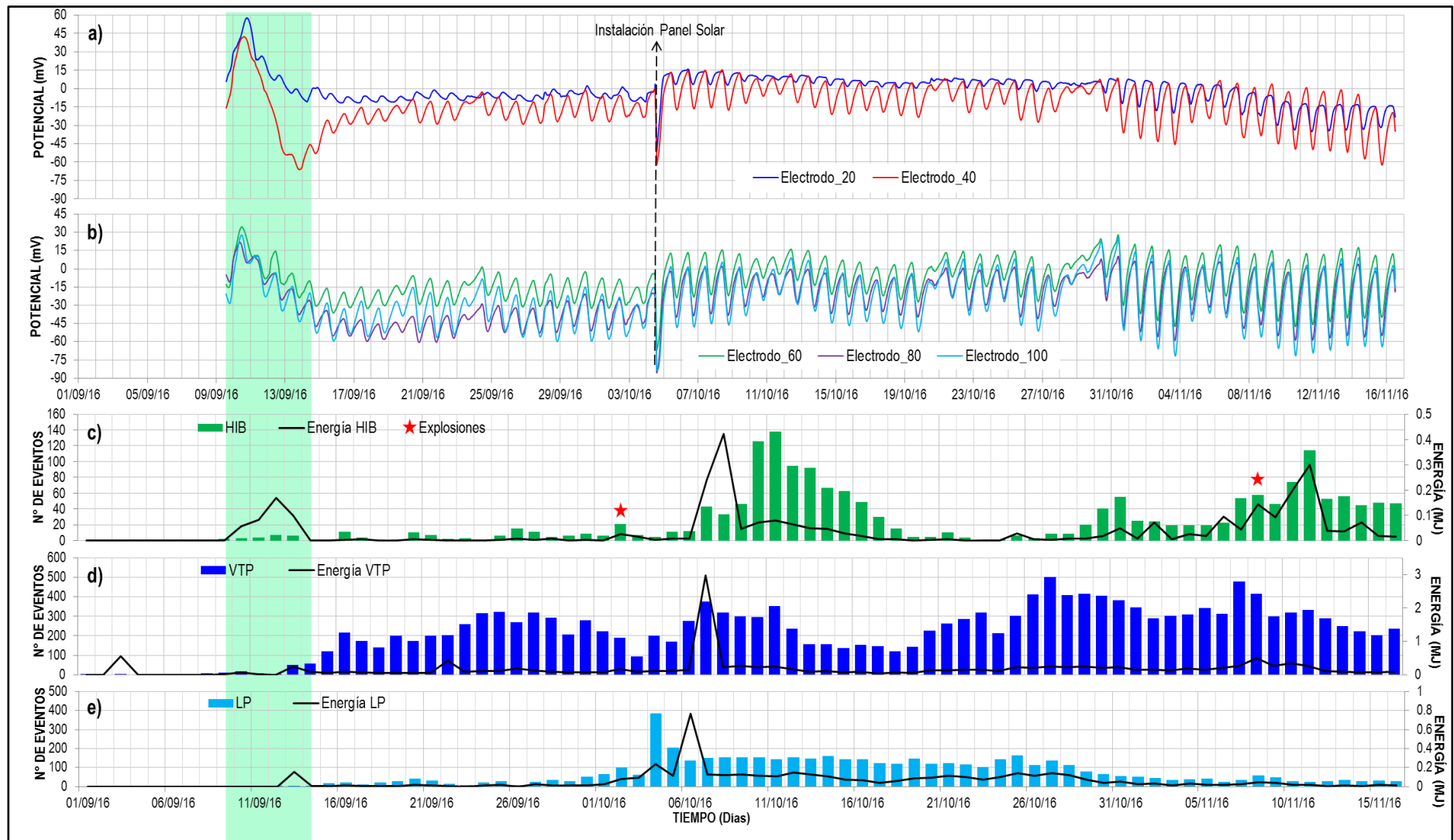


Figura 9.19, Correlación entre las señales Eléctricas y Sísmicas en el Volcán Ubina durante septiembre a noviembre 2016: a) Señal PE de electrodos a 20 y 40 m, b) electrodos ubicados a 60, 80 y 100 m de la referencia, c) Número y energía de eventos HIB, d) VTP y e) LP1.

La instalación del PE en continuo en abril del 2017 se realizó con el fin de reducir la variación diurna y descartar que la anomalía producida por la perturbación del sistema hidrotermal haya sido producto del proceso de estabilización del equipo, por ello se tuvo en cuenta los resultados de las pruebas de PE realizadas. Gracias a esta campaña de PE se confirmó que la anomalía de PE de setiembre de 2016 se debió a la dinámica volcánica y no al instrumento; en efecto, en abril de 2017 no se registraron anomalías de PE, esto se corrobora con sismicidad de nivel bajo observado durante este mismo período (Figura 9.20). Los reportes vulcanológicos del IGP emitidos en el primer trimestre de 2017 describen de manera general que los sismos no superaron los 12 eventos por día, y la máxima energía de los híbridos (Figura 9.20b) fue de 0.02 MJ, que es 10 veces menor a la energía registrada en septiembre de 2016 cuando se generó la anomalía observada en el potencial. Igualmente la energía diaria de los eventos VTP (Figura 9.20c), LP (Figura 9.20d) y Tornillo (Figura 9.20e) no superan los 0.02 MJ de energía. Desde abril de 2017, el registro de eventos tornillo indicaría el inicio de un nuevo proceso eruptivo, en la fase I del modelo de pronóstico, y que el volcán probablemente se encuentra a meses previos de la actividad explosiva.

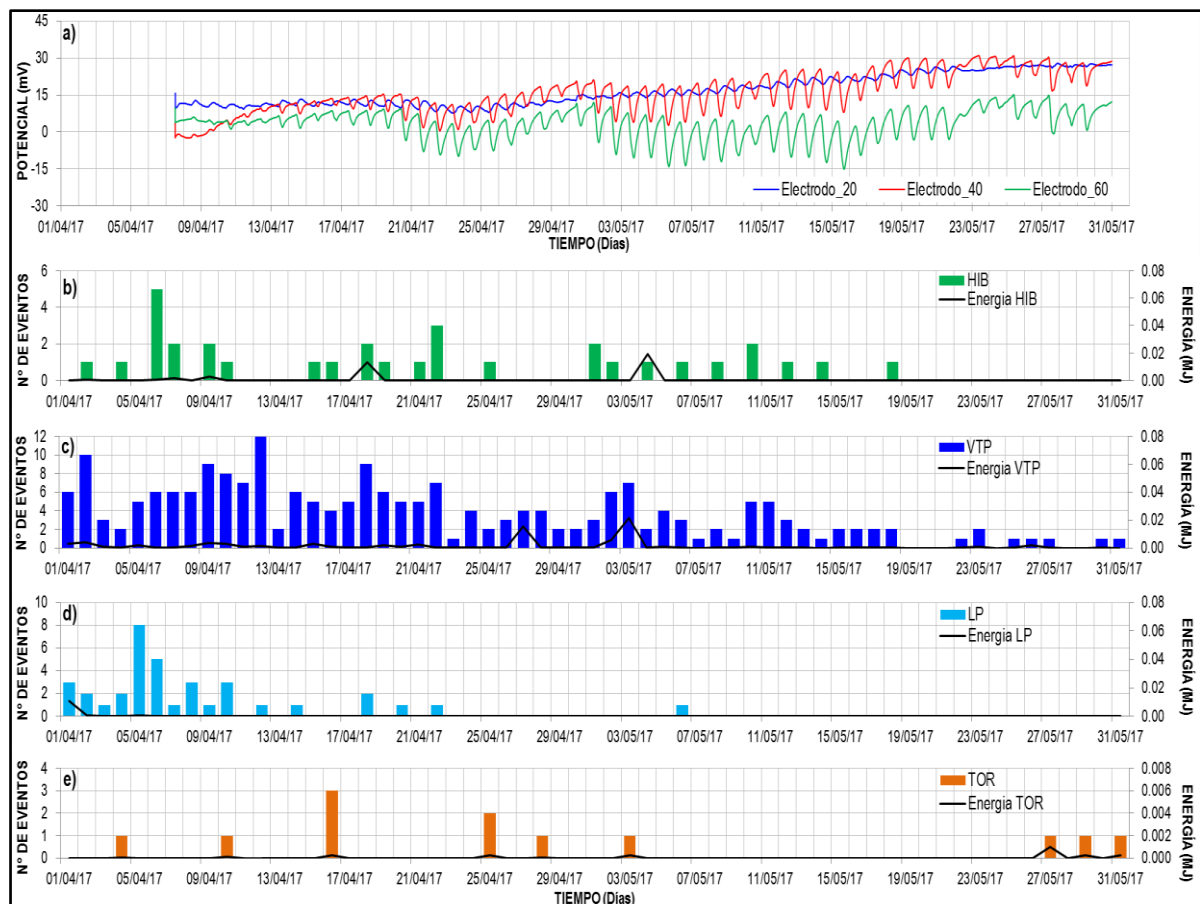


Figura 9.20, Correlación entre las señales Eléctricas y Sísmicas en el Volcán Ubina durante abril a mayo del 2017: a) Señal PE de electrodos a 20, 40 y 60 m, b) Número y energía de eventos HIB, c) VTP, d) LP y e) TOR.

Considerando los resultados del PE en registro continuo sobre el Volcán Ubinas se puede establecer que la instalación óptima es como la que se muestra en la Figura 9.21, teniendo en cuenta que mientras más profundo se encuentre el electrodo, presentará una menor variación diurna, es por ello que se recomienda instalar a no menos de 50 cm de profundidad.



CAPÍTULO X

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS EN EL VOLCÁN SABANCAYA

10.1. INTERPRETACIÓN SÍSMICA

Considerando el modelo propuesto por White (2011), el período de análisis sísmico en el Volcán Sabancaya fue clasificado en 5 etapas resaltantes (Figura 10.1) en las cuales se aprecia que la localización de la sismicidad se va concentrando en diferentes zonas, y la sismicidad de cada etapa muestra el incremento de diversos eventos.

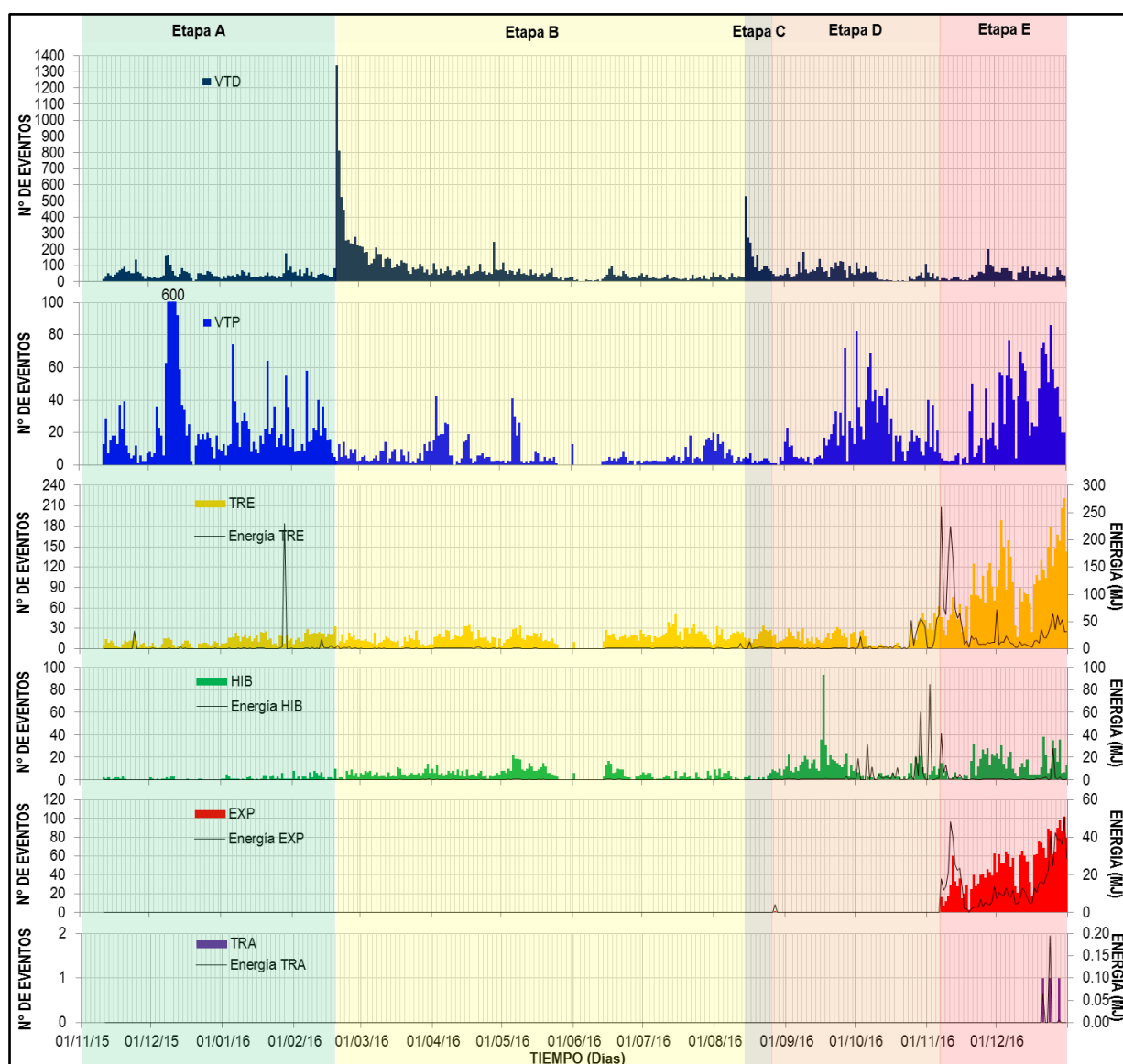


Figura 10.1, Número de eventos sismo-volcánicos y energía durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016.

Una distribución espacial es mostrada en la Figura 10.2, en la que se puede observar que los sismos volcano-tectónicos se concentran en diferentes zonas en cada etapa.

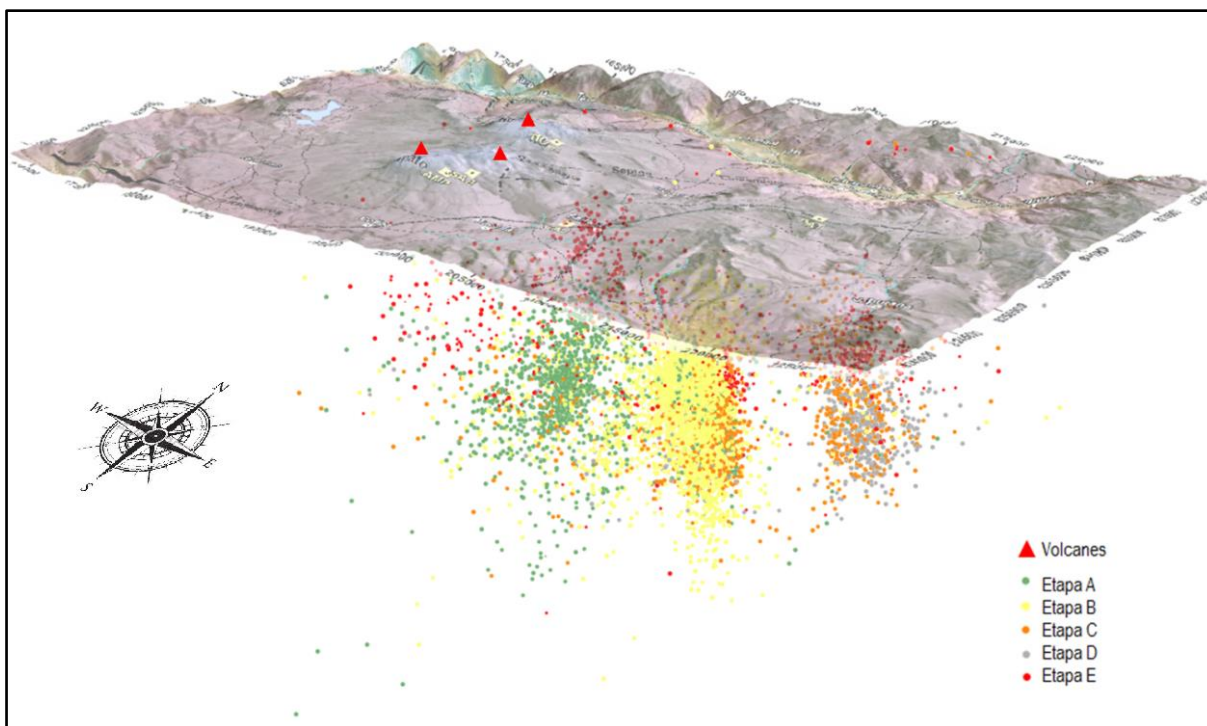


Figura 10.2, Visualización en 3 dimensiones de los eventos VT en el Volcán Sabancaya durante el período noviembre 2015 a diciembre 2016 clasificado en 5 etapas.

10.1.1. Etapa A

Comprende desde noviembre del 2015 hasta antes del sismo del 20 de febrero del 2016. La localización de eventos VT se encuentran concentrados en su mayoría al noreste del Volcán Sabancaya, entre el lineamiento de Sepina y el Hualca Hualca, principalmente entre los 3 km y 17 km bajo el nivel del mar (Figura 10.3). Los eventos representativos durante esta etapa son los eventos volcano-tectónico proximales (VTP) y eventos largo período (LP).

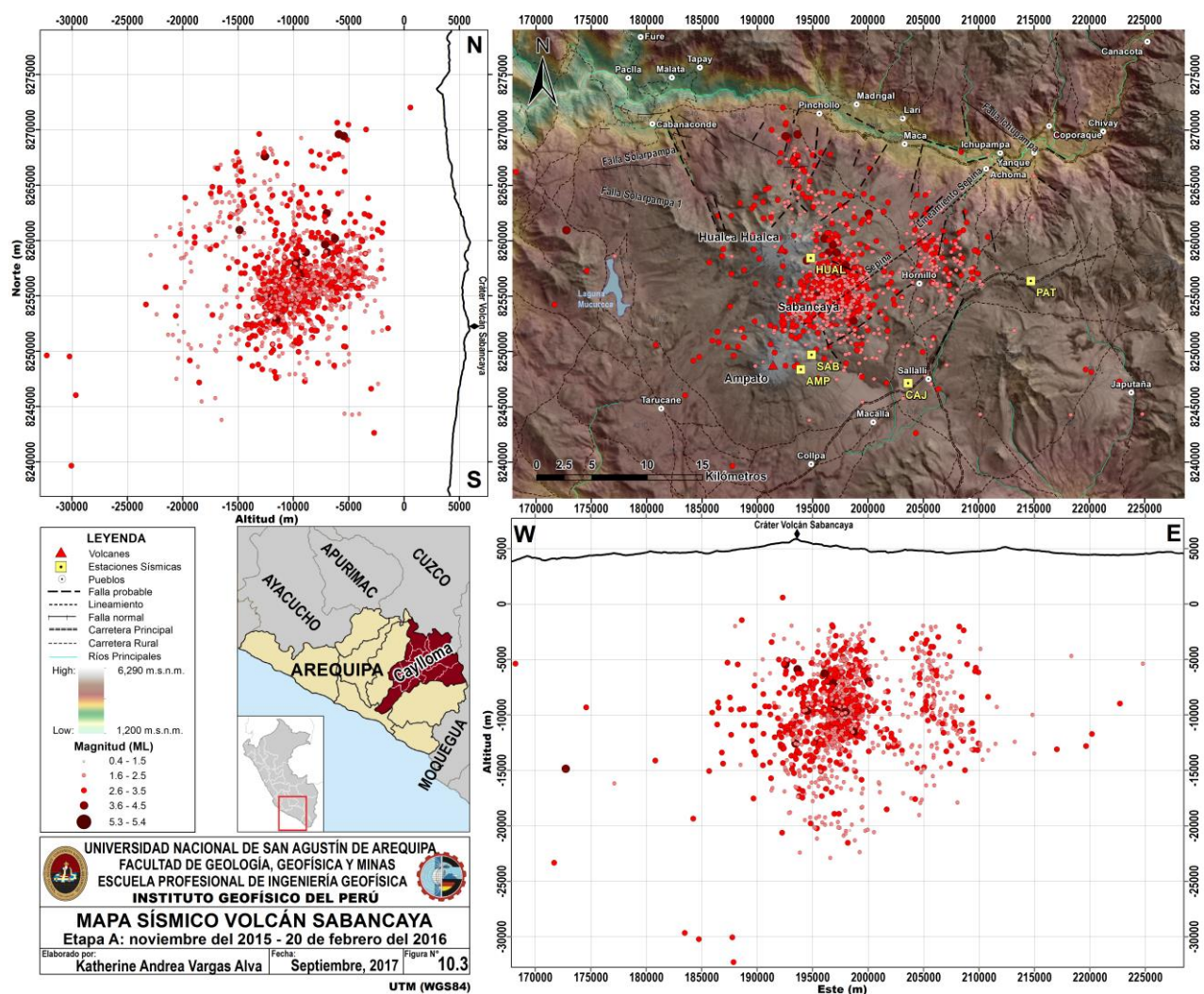


Figura 10.3, Mapa sísmico del Volcán Sabancaya durante la Etapa A: noviembre 2015 al 20 de febrero del 2016.

10.1.2. Etapa B

Etapa de análisis que comprende desde el sismo del 20 de febrero del 2016 (5.4 ML, horario UTC) hasta antes del sismo del 15 de agosto del mismo año (Sismo de Maca). La sismicidad se concentra más al noreste, aproximadamente a 12 km del Volcán Sabancaya, y a 10 km al sur de Maca. En cuanto a profundidad la sismicidad se encuentra en dirección sureste, entre los 2.5 y 17 km bajo el nivel del mar (Figura 10.4). En cuanto a los eventos destaca el incremento de sismos volcano-tectónicos distales (VTD).

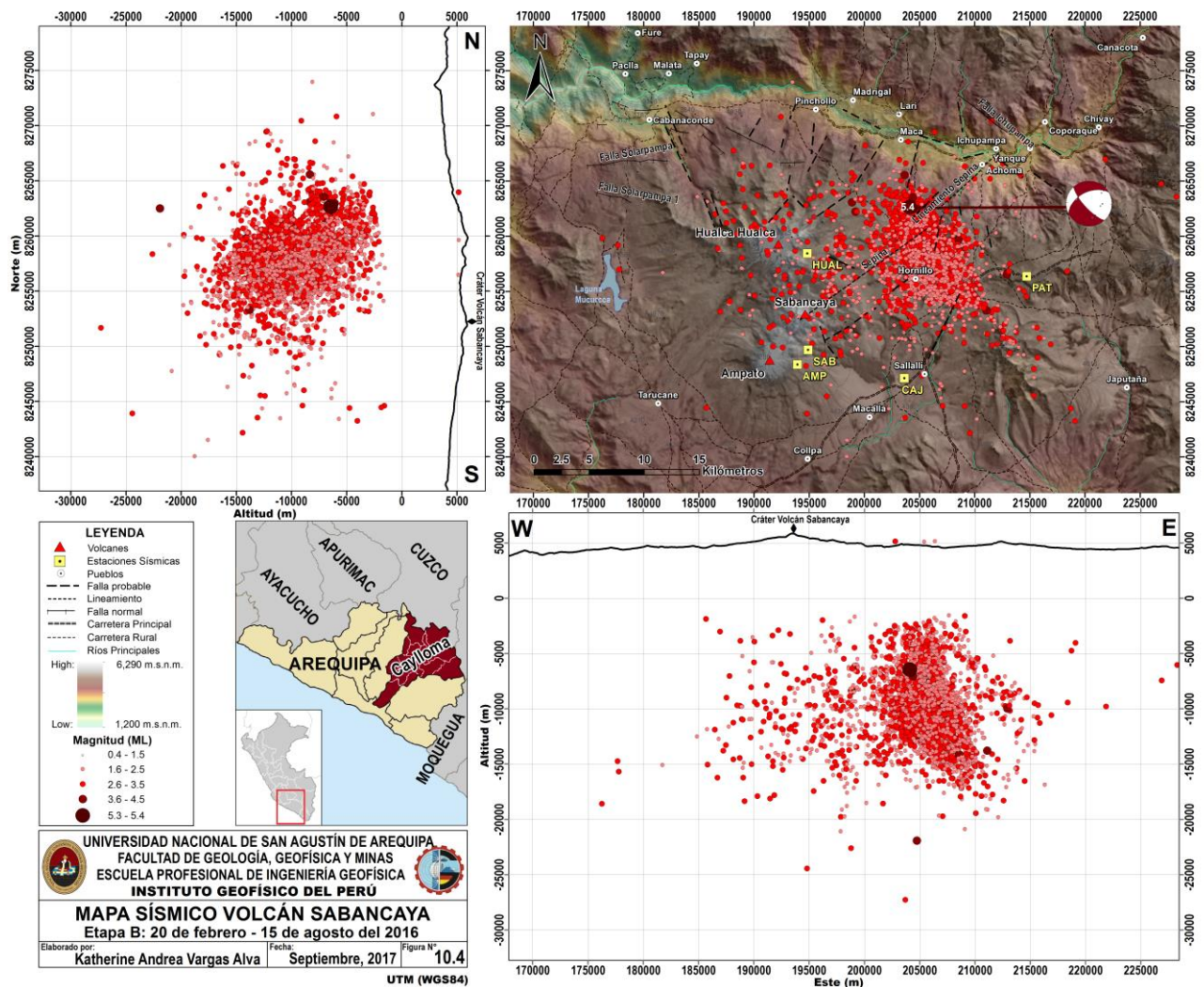


Figura 10.4, Mapa sísmico del Volcán Sabancaya durante la Etapa B: 20 de febrero al 15 de agosto 2016.

10.1.3. Etapa C

Comprende desde el sismo del 15 de agosto del 2016 (5.3 ML, horario UTC) hasta antes de la primera explosión registrada el día 27 de agosto del 2016 (Sismo de Ichupampa). Los eventos volcano-tectónicos se localizan a aproximadamente 25 km al noreste del volcán, cerca de la Falla Ichupampa y las localidades de Achoma, Yanque e Ichupampa (Figura 10.5). Estos eventos se encuentran entre los 7 y 15 km bajo el nivel del mar. Al igual que en la anterior etapa, los eventos dominantes son los volcano-tectónicos distales (VTD).

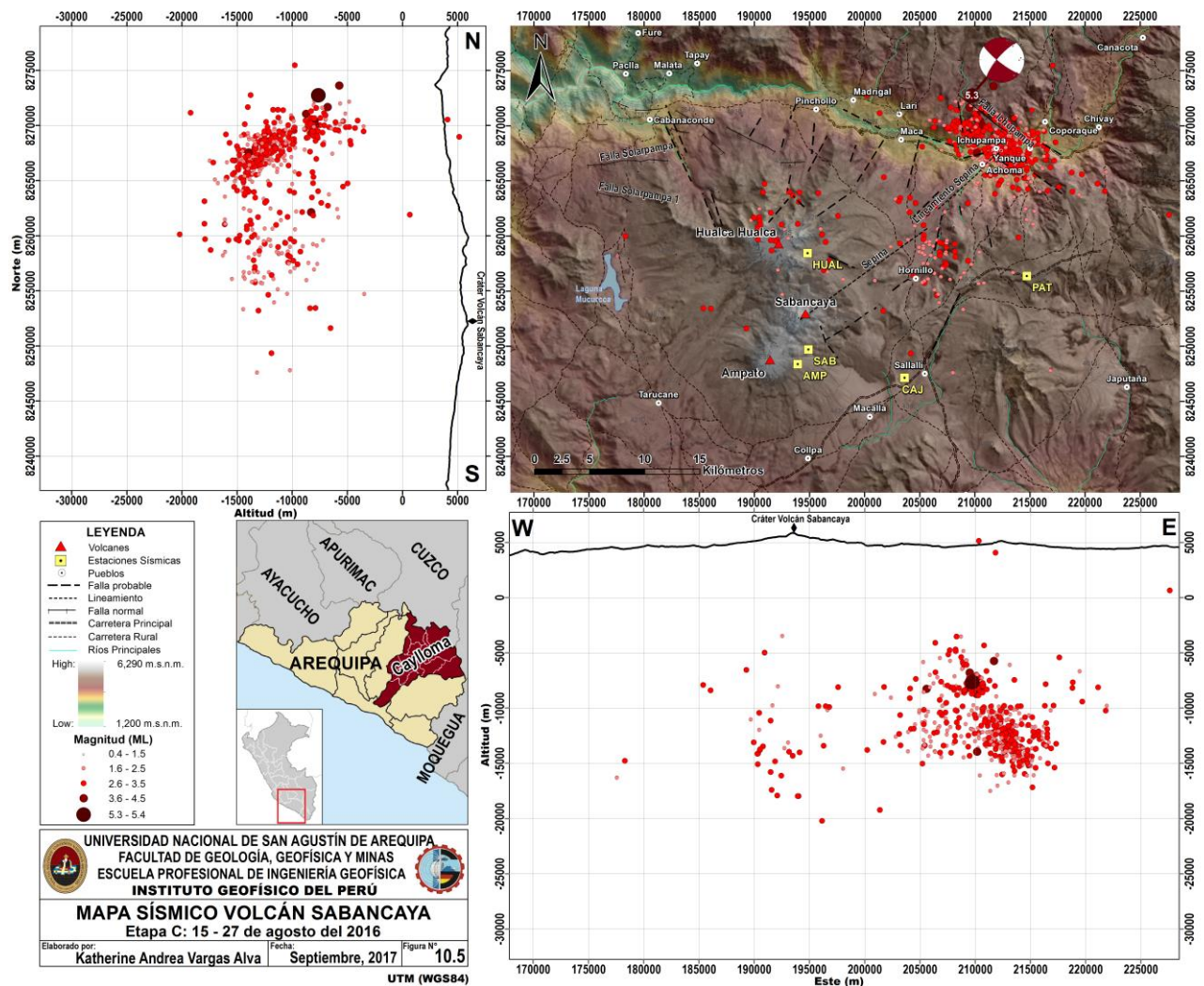


Figura 10.5, Mapa sísmico del Volcán Sabancaya durante la Etapa C: 15 al 27 de agosto 2016.

10.1.4. Etapa D

Esta etapa comprende desde la explosión del 27 de agosto (4.26 MJ, horario UTC) hasta antes del 07 de noviembre. La sismicidad se encuentra localizada en 2 zonas principalmente, la primera cerca de la falla Ichupampa y la segunda cercana al lineamiento de Sepina, por el pueblo de Hornillo (Figura 10.6). Los eventos volcano-tectónicos se localizan en profundidad entre los 7 y 15 km bajo el nivel del mar. Resaltan los eventos volcano-tectónicos proximales (VTP), largo período (LP), y el incremento abrupto de híbridos (HIB) y tremor espasmódico (TRE) en los últimos días de ésta etapa.

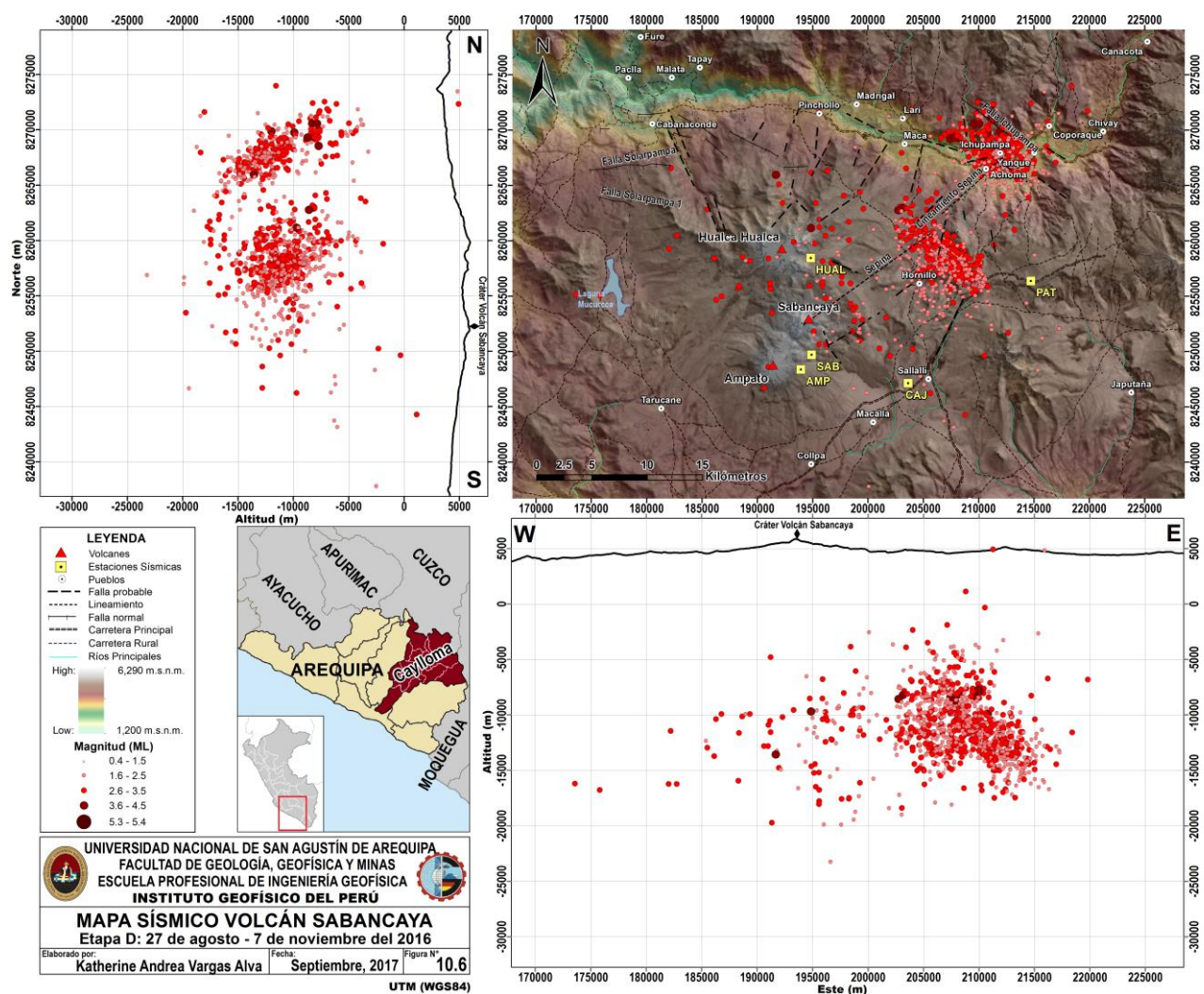


Figura 10.6, Mapa sísmico del Volcán Sabancaya durante la Etapa D: 27 de agosto al 7 de noviembre 2016.

10.1.5. Etapa E

Esta etapa comprende desde el 7 de noviembre en el que se iniciaron las explosiones sucesivas en el Volcán Sabancaya, hasta el 31 de diciembre del 2016 (Figura 10.7). Además de las explosiones, se observa un fuerte incremento de tremor espasmódico (TRE), los otros eventos mantienen una tasa elevada como en la etapa anterior. Ocurren tres eventos tremor armónico (TRA) durante esta etapa. Los eventos volcano-tectónicos se localizan en tres zonas principales: la primera cerca al Lineamiento de Sepina, la segunda por la Falla Ichupampa, y la tercera a aproximadamente 5 km al noreste del volcán Hualca Hualca y en cuanto a profundidad su distribución es mucho más superficial que las anteriores ya que se encuentran entre los primeros 10 km bajo el nivel del mar.

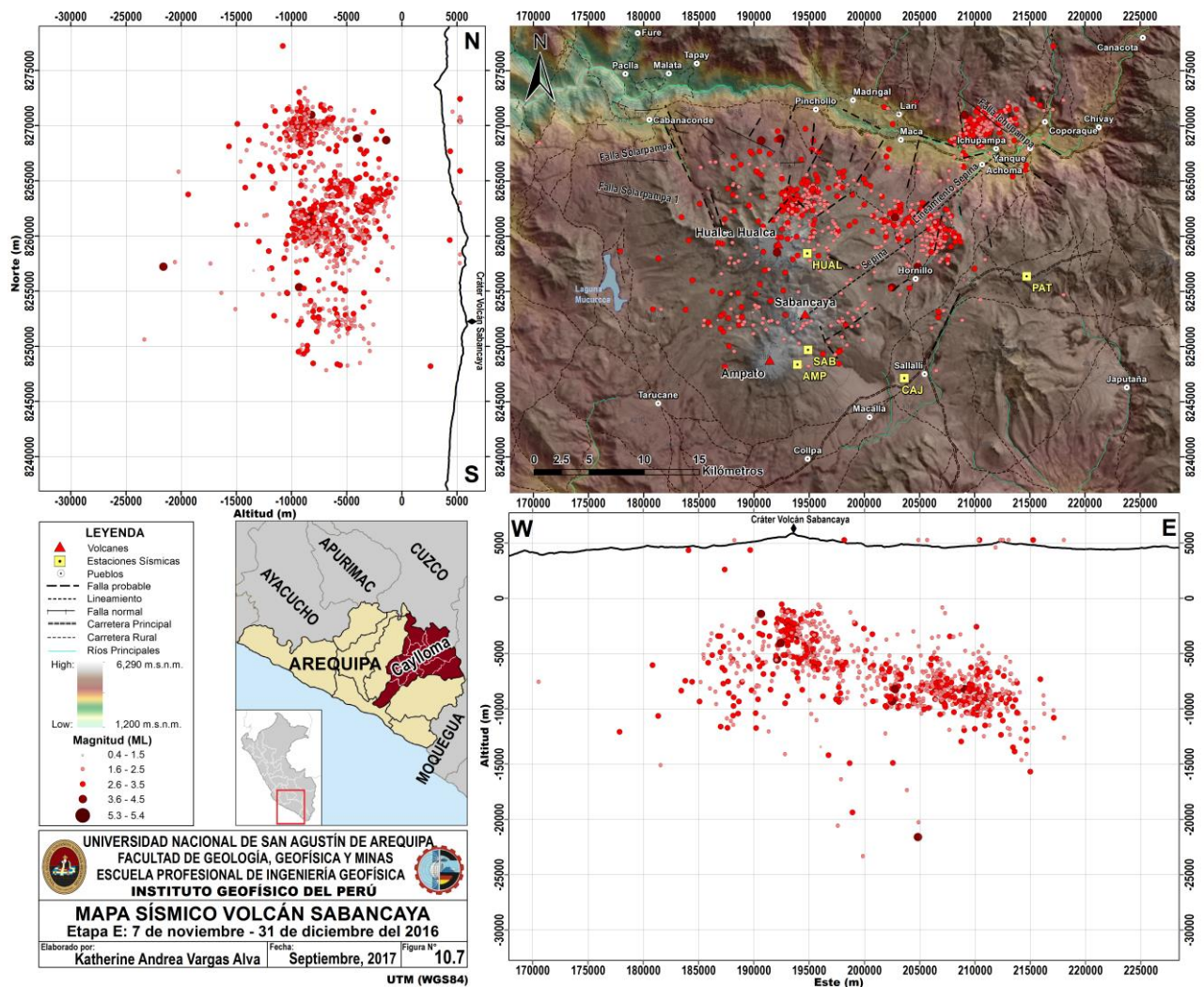


Figura 10.7, Mapa sísmico del Volcán Sabancaya durante la Etapa E: 7 de noviembre al 31 de diciembre 2016.

10.2. DISCUSIÓN

Los reportes emitidos por el IGP-Sede Arequipa, indican que la intranquilidad en el Sabancaya inició el año 2013 ocurriendo eventos VTD a 19 km al NO del volcán (Macedo et al., 2013; Torres, 2014), en el 2014 se registraron dos explosiones freáticas, la sismicidad VT se localiza a 12 km al NNE y a 14 km al E del cráter y durante el 2015 la actividad se mantuvo constante, ocurriendo los eventos volcano-tectónicos principalmente a 12 km al NNE del cráter (Puma et al., 2016), con ello es claro la migración de la sismicidad a lo largo del tiempo.

Considerando el modelo propuesto por White (2011), los primeros eventos que caracterizan el inicio de un proceso eruptivo son los eventos LP profundos, pero estos son difíciles de identificar. Durante la etapa A se observa un incremento de eventos LP que indican que en el interior del volcán existe movimiento de fluidos. Luego del

importante número de eventos LP continúa un incremento de VTPs a partir del 9 de diciembre del 2015 localizados cerca de la zona sur este del volcán Hualca Hualca.

Los eventos volcano-tectónico distales (VTD) son los que han predominado durante el período de investigación, ocurriendo dos sismos principales de 5.4 ML (20 de febrero, Sismo de Maca) y 5.3 ML (15 de agosto, sismo de Ichupampa), estos eventos generalmente son el precursor sísmico más temprano en erupciones en volcanes de larga inactividad (White & McCausland, 2016) y según reportes emitidos por el Instituto Geofísico del Perú, ocurrieron sismos de similar magnitud durante los años 2013 al 2015. Estos eventos indican ruptura, y por la localización de los mismos encontramos que son asociados a la reactivación del lineamiento Sepina y de la Falla Ichupampa respectivamente. En la base de datos del Global Centroid Moment Tensor (anteriormente conocido como el catálogo de la Universidad de Harvard CMT, proyecto fundado por Dziewonski et al., 1981) se puede consultar los parámetros de mecanismos focales para sismos importantes ocurridos a nivel mundial. La información obtenida es mostrada en la Tabla 10.1 y su representación gráfica en la Figura 10.8.

Tabla 10.1, Parámetros de los mecanismos focales de los sismos con magnitud mayor a 5 ML durante el período de análisis (Fuente Global Centroid Moment Tensor).

FECHA Y HORA DEL EVENTO	MAGNITUD	PLANO	AZIMUT (Φ)	BUZAMIENTO (δ)	ANGULO DE DESLIZAMIENTO (λ)
20/02/2016 02:05:54.57 (UTC)	ML= 5.4 Mw= 5.1	Plano de Falla:	240	49	-158
		Plano Auxiliar:	135	74	-43
15/08/2016 02:59:03.27 (UTC)	ML= 5.3 Mw= 5.5	Plano de Falla:	221	76	-169
		Plano Auxiliar:	128	79	-14

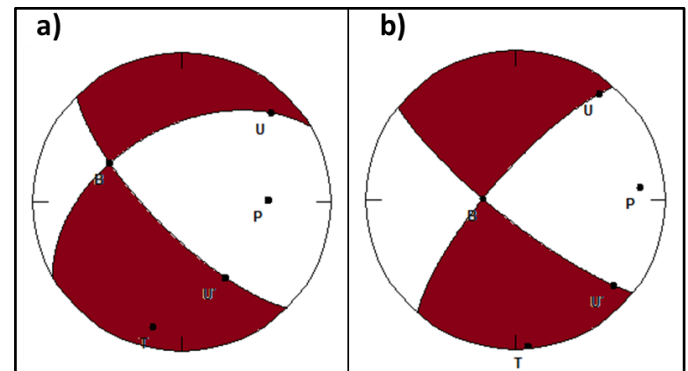


Figura 10.8, Mecanismos Focales: a) Sismo 5.4 ML de Maca del 20/02/2016. b) Sismo 5.3 ML de Ichupampa del 15/08/2016.

El mecanismo focal del sismo del 20/02/2016 (10 km al Sur de Maca) es de tipo normal con ejes de tensión N-S y de Presión E-W, es un sismo intraplaca que evidencia la posible reactivación del lineamiento de Sepina. Cabe mencionar que el mecanismo de

tipo normal con gran componente de desgarre de este sismo, coincide con la solución obtenida a partir del método CMT del sismo del 23 de julio de 1991 en Maca (Antayhua, 2002). En el caso del sismo del 15/08/2016, el mecanismo focal es de tipo normal lo que concuerda con la actividad extensional de la Falla Ichupampa, con componente de desgarre lateral izquierdo moderado (Mering et al., 1996), el mismo que describe prácticamente un proceso de ruptura de tipo desplazamiento horizontal, en donde el extremo norte de la falla se ha desplazado hacia el oeste y el bloque inferior hacia el este (Tavera et al., 2016) lo que concuerda con la componente sinistral que presenta esta falla (Claire, 2007; Rivera et al., 2016). Ambas etapas, B y C corresponderían a la fase II del modelo propuesto por White (2011) en que la reactivación de fallas ocurre por la presión de fluidos generados por la intrusión de magma, es decir, que ambos sismos han sido producto de la presión que ejercía el magma durante su ascenso antes de llegar a la cámara magmática mediante conductos magmáticos que se localizarían por debajo de esta zonas, como lo que ocurrió durante el anterior proceso eruptivo (Antayhua, 2002). La naturaleza normal y extensional de estos eventos es común a grandes altitudes (Andes del sur del Perú) causada comúnmente por fuerzas gravitatorias y de flotabilidad, ejercidas por la alta topografía y raíces gruesas de la corteza (Jay et al., 2015).

Continuando con la Etapa D se inició con una explosión freática confinada de 4.3 MJ de energía el día 27 de agosto del 2016, lo cual sigue en concordancia con el modelo de White. En esta etapa continúan predominando los eventos VTD con un ligero incremento de eventos VTP y TRE y notable aumento de sismos HIB y LP, lo que supone que esta etapa correlaciona con las fases III y IV del modelo propuesto por White. Es importante mencionar que se registraron dos picos importantes de energía de eventos LP, el día 12 de octubre de 204.5 MJ y el día 17 de octubre de 124 MJ. Igualmente 2 picos de energía de eventos TRE, los días 25 y 29 de octubre de 52.4 y 56.8 MJ y 2 picos de energía de híbridos, los días 29 de octubre y 02 de noviembre de 60.3 y 84.8 MJ respectivamente. El incremento de eventos VTP indican el debilitamiento de la zona de transición (*Brittle- Plastic Zone*), los eventos LP indican el paso de fluidos y los eventos Híbridos serían generados por una presión de fluidos que provocan una fractura y a su vez la cavidad generada es rellenada por fluidos, este proceso probablemente ocurrió cerca de la superficie, lo que anticipa la proximidad de la erupción.

La etapa E corresponde a explosiones sucesivas, en promedio 50 por día, se observó un pico máximo de 102 explosiones registrado el 30 de diciembre. Durante esta etapa continuaron los eventos VTP, LP e HIB, siendo el número de eventos TRE los que aumentaron considerablemente, presentando dos picos de energía importantes, el primero el día 7 de noviembre, día en el que iniciaron las explosiones, con un valor de

260.2 MJ, que correlaciona con un pico de energía de HIB de 41.2 MJ. El segundo pico de TRE de 224.9 MJ ocurrió el día 11 de noviembre, que coincide con un pico en la energía de las explosiones de 48.3 MJ. Otra característica importante durante esta etapa es la presencia de eventos TRA, los días 21, 24 y 29 de diciembre, día en que también hubo un incremento en el número de híbridos. La presencia de eventos VTP, LP y principalmente HIB indican que continúa la inyección de fluidos magmáticos en el sistema, el incremento de eventos TRE durante la etapa explosiva es relacionado a la emisión de ceniza y la aparición de TRA sugiere nuevos aportes magmáticos, concepto que es apoyado por el incremento de Híbridos que son asociados, también, al ascenso de magma.

CONCLUSIONES

- Los Volcanes Ubinas y Sabancaya muestran una secuencia de eventos sísmicos característicos antes de una erupción, con aspectos generales tales como el incremento de ciertos sismos y la proximidad de eventos VT en función del tiempo (localización sísmica). Teniendo en consideración estos indicios y los patrones propuestos, es posible un pronóstico para futuras erupciones que puede ser reforzado con la información que proporciona el método de potencial espontáneo.
- **Del Volcán Ubinas**
 - El patrón sísmico observado en el Volcán Ubinas durante el período marzo a diciembre del 2016, fue dividido en cuatro etapas según la predominancia de eventos y localización de la sismicidad, la etapa A se presume que indicaría el final del proceso eruptivo anterior (2015). La etapa B se caracteriza por la presencia de eventos tornillo que indicarían presión y paso de fluidos en una cavidad resonante. Durante la etapa C, se observó incremento de sismos volcano-tectónicos proximales e Híbridos, estos últimos indicarían que el ascenso de magma se encuentra ya casi al final de su recorrido a superficie. Finalmente, en la etapa D ocurrieron cinco explosiones, y es a finales de noviembre que la sismicidad desciende considerablemente, lo que indicaría que la perturbación en el sistema hidrotermal ha disminuido por un posible menor aporte de fluidos.
 - El resultado de las pruebas de registro continuo de potencial espontáneo revelan que mientras más profundos se ubiquen los electrodos se reducen los efectos ambientales. La concentración de 20 % de Sulfato de Cobre y 80 % de Bentonita es la más óptima ya que demora menor tiempo en perder la humedad. El potencial observado durante las pruebas es generado por el fenómeno electrocinético, por un gradiente por presión de fluidos, y las anomalías son causadas específicamente por electrofiltración “per descensum”, generado por la infiltración de agua.

- A partir de la existencia de un sistema hidrotermal en el Volcán Ubinas y con un sistema acuífero recuperado, se puede explicar que la anomalía registrada por el equipo de PE entre el 9 al 14 de septiembre del 2016, por el equipo de PE estuvo relacionada al fenómeno de electrofiltración “per ascensum” (asociado al vapor ascendente).
- La correlación del registro continuo de potencial espontáneo en el Volcán Ubinas (señales eléctricas) con el incremento de energía de los sismos tipo VT e híbrido (señales sísmicas), hacen presumir que el ascenso de magma calienta los fluidos de la zona hidrotermal provocando una anomalía en el potencial espontáneo. La influencia de magma con acuíferos poco profundos del sistema hidrotermal contribuyen al desencadenamiento de las erupciones y es por ello que las señales sísmicas, que por sí solas dan una buena información para el pronóstico, pueden ser correlacionados con la señales eléctricas de potencial espontáneo para fortalecer el pronóstico con días de anticipación (en este caso fue de más de 20 días). La correlación de ambos fenómenos (PE y sísmica) ha acrecentado las probabilidades de un pronóstico acertado.

- **Del Volcán Sabancaya**

- El patrón observado en la sismicidad del Volcán Sabancaya durante noviembre de 2015 a diciembre del 2016, se dividió en cinco etapas. Durante la etapa A ocurriría movimiento de fluidos, lo cual es representado por los eventos de largo período. Las etapas B y C destacan por la ocurrencia de eventos volcano-tectónico distales que son asociados a la reactivación del lineamiento Sepina y de la Falla Ichupampa, producto de la presión de fluidos generados por la intrusión de magma lo que al posible contacto con el sistema hidrotermal provocaría una explosión freática confinada. La sismicidad de la etapa D sería asociada al debilitamiento de la zona de transición, paso de fluidos que provocan presión y fractura, procesos que ocurrirían cerca de la superficie, lo que anticipa la proximidad de la erupción. Por último, la etapa E corresponde a explosiones sucesivas, persisten los eventos volcano-tectónicos proximales, largo período e híbridos que indicarían que continúa la inyección de fluidos magmáticos en el sistema y el incremento de eventos tremor espasmódico es relacionado a la emisión de ceniza, proceso que se evidencia en el exterior del volcán.

- La localización de eventos Volcano-Tectónicos ha presentado una clara migración durante las cinco etapas en que se dividió el período de análisis (A, B, C, D y E), aunque se concentraron en varios focos al NE del volcán, la sismicidad se generó sobre el Sabancaya hasta 25 km de distancia. La profundidad de estas fuentes se distribuyeron entre los 8 y 22 km bajo el volcán y la superficie. Aunque en la etapa E la sismicidad fue más superficial al concentrarse en los primeros 15 km bajo el volcán. Estos eventos de ruptura, serían producto de la presión que ejerce el magma durante su ascenso hacia la superficie.

RECOMENDACIONES

- Se recomienda aplicar el método de registro continuo de potencial espontáneo con mayor antelación a una crisis eruptiva y que los datos lleguen vía telemetría al igual que la data sísmica, ya que esto permitirá observar el comportamiento detallado de la señal para establecer un pronóstico anticipado que sirva de mayor soporte al análisis sísmico.
- El método de potencial espontáneo en continuo puede ser instalado no sólo en el Ubinas, sino en los demás volcanes activos del Perú, para conocer posibles perturbaciones en el sistema hidrotermal y para obtener un monitoreo constante lo recomendable es recibir los datos vía telemetría.
- Teniendo en consideración las pruebas de potencial espontáneo, se debe colocar los electrodos en los volcanes a la mayor profundidad posible para reducir el efecto de la variación diurna. Se podría utilizar electrodos Petiau ($Pb/PbCl_2$) ya que han sido diseñados para minimizar el efecto de la temperatura.
- La mayor instalación de estaciones sísmicas ayudaría a una clasificación más segura y optimizaría el proceso de localización de eventos volcano-tectónicos, ya que a más estaciones la ubicación del sismo es más exacto.
- Se puede complementar este estudio con la aplicación de otros métodos geofísicos tales como magnetotelúrico, gravimetría, entre otros, que permitan tener una idea más clara de las estructuras internas en ambos volcanes.
- La instalación de instrumentos que midan la temperatura, precipitaciones y campo magnético en los volcanes, podría colaborar en una interpretación más exacta para ser correlacionada con los datos de potencial espontáneo.
- Para el análisis espectral de las series de tiempo, es recomendable contar con un período más amplio de datos, ya que para asegurar si existe un cambio de la señal en forma periódica, a mayor cantidad de datos se puede obtener un resultado más exacto.

BIBLIOGRAFÍA

- AccuWeather® (2017). Recuperado de: <http://www.accuweather.com/es/pe/arequipa/256930/february-weather/256930?monyr=2/1/2017&view=table>
- Adler, P.M., Le Mouél, J.L., and Zlotnicki J. (1999). *Electrokinetic and magnetic fields generated by flow through a fractured zone: A sensitivity study for La Fournaise volcano*. Geophys. Res. Lett. 26, 6, 795-798.
- Ainchil, J., Perdomo, S. & Valeff, E. (2015). *Método del Potencial Espontáneo*. En: Métodos eléctricos de Prospección. Departamento de Geofísica Aplicada, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de la Plata. 121-134.
- Antayhua, J. & Tavera, H. (2003). *Volcanes y Sismicidad en la región del Volcán Sabancaya (Arequipa)*, Instituto Geofísico del Perú, Centro Nacional de Datos Geofísicos, Lima, Perú, 86p.
- Antayhua, Y. (2002). *Análisis de la Actividad Sísmica en la región del Volcán Sabancaya y los sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998)*. Tesis profesional, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, 146 p.
- Bernal, I. & Tavera, H. (2002). *Geodinámica, Sismicidad y Energía Sísmica en Perú*. Centro Nacional de Datos Geofísicos, Sismología, Instituto Geofísico del Perú, 64 p.
- Byrdina, S., Ruecker, C., Zimmer, M., Friedel, S., & Serfling, U. (2012). *Self-potential signals preceding variations of fumarole activity at Merapi volcano, Central Java*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 215, 40–47.
- Campbell Scientific. Inc. *CR1000 Training Manual* ©1996-2006. 198p
- Campbell® Scientific, *CR1000 Measurement & Control datalogger*, 8p.
- Chouet, B. (1996). *Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting*, Nature, 380: 309-316.
- Chouet, B. A., and Matoza, R. S. (2013). *A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption*, J. Volcanol. Geotherm. Res., 252, 108–175.
- Claire D. (2007). *Comportamiento actual del ante-arco y del arco del codo de Arica en la orogénesis de los Andes Centrales*. Universidad de Chile, Facultad de Ciencia

Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. Tesis de Doctor en Ciencias. 280 p.

- Coppola, D., Macedo, O., Ramos, D., Finizola, A., Delle Donne, D., Del Carpio, J., White, R., McCausland, W., Centeno, R., Rivera, M., Apaza, F., Ccallata, B., Chilo, W., Cigolini, C., Laiolo, M., Lazarte, I., Machaca, R., Masias, P., Ortega, M., Puma, N., Taipei, E. (2015). *Magma extrusion during the Ubinas 2013-2014 eruptive crisis based on satellite thermal imaging (MIROVA) and ground-based monitoring*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 302. 199–210.
- Corry, C., DeMouilly, G. & Gerety, M. (1983). *Field Procedure Manual for Self-Potential Surveys*. Zonge Engineering & Research Organization, Tucson, Arizona, 53p
- Creus, A. (2010). *Instrumentación Industrial*. Octava Edición, Alfaomega Grupo Editor, México. 792p.
- Dana, I. (1992). *Contribution de la méthode de polarisation spontanée (PS) à la connaissance structurale et à la surveillance de quelques volcans indonésiens*. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Fd
- De Silva, S. L (1989). *Geochronology and Stratigraphy of the Ignimbrites from the 21°30'S to 23°30'S Portion of the Central Andes of Northern Chile*. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 93-131.
- De Silva, S. L., & Francis, P. W. (1991). *Volcanoes of the central Andes*, Springer-Verlag, 216 p.
- Del Carpio, J., Macedo, O & Torres, J. (2016). *A New Method for Volcanic Eruption Forecasting applied with success on Ubinas Volcano*. Reporte Técnico Especial del Observatorio Vulcanológico del Sur, Instituto Geofísico del Perú, 72, 24-30.
- Delgado, R. (2012). *Estudio Geológico Petrográfico y Geoquímico del Complejo Volcánico Ampato – Sabancaya*. Universidad Nacional de San Agustín, Tesis Ingeniero, 146 p.
- Di Maio, R., V. Di Sevo, S. Giammetti, D. Patella, S. Piscitelli and C. Silenziario (1996). *Self-potential anomalies in some Italian volcanic areas*. Annali di Geofisica, 39 (1), 179-188.
- Dziewonski, A. M., T.-A. Chou & J. H. Woodhouse (1981). *Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and*

regional seismicity, J. Geophys. Res., 86, 2825-2852.
doi:10.1029/JB086iB04p02825

- Dzurisin, D., Anderson, L.A., Eaton, G.P., Koyanagi, R.Y., Okamura, R.T., Puniwai, G.S., Sako, M.K., and Yamashita, K.M. (1980a). *Geophysical observations of Kilauea volcano, Hawaii. Part 2: Constraints on the magma supply during November 1975– September 1977*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 7, 241–270.
- Dzurisin, D., (1980b). *Influence of fortnightly Earth tides at Kilauea volcano, Hawaii*. Geophysical Research Letters 7, 925–928.
- Ernstson, K & Scherer, H. U. (1986). *Self-potential variations with time and their relation to hydrogeologic and meteorological parameters*. Geophysics, 51(10), 1967-1977.
- Finizola, A. (2002). *Etude des systèmes hydrothermaux des volcans actifs: Misti (Pérou) et Stromboli (Italie) : approches géophysiques et géochimiques*. Géologie appliquée Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, Français.
- Fournier, R.O., (1999). *Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment*: Economic Geology, v. 99, p. 1193–1211.
- Friedel, S., Byrdina, S., Jacobs, F., Zimmer, M. (2004). *Self-potential and ground temperature at Merapi volcano prior to its crisis in the rainy season of 2000-2001*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 134, 3, p. 149-168
- Gallas, J. D. F. (2005). *O Método do Potencial Espontâneo (SP) - Uma Revisão Sobre Suas Causas, Seu Uso Histórico e Suas Aplicações Atuais*. Revista Brasileira de Geofísica, v. 23, p. 133-144.
- Gonzáles, E., Kosaka, M. & Minaya, A., (1996). *Sismicidad del Volcán Sabancaya y el Hualca-Hualca*. Segundo Seminario Latinoamericano: Volcanes, Sismos y Prevención.
- Gonzales, K. (2000). *Método del potencial espontáneo aplicado al volcan Ubinas y métodos geoquímicos*. Revista de trabajos de Investigación. Instituto Geofísico del Perú, Lima, p.47-58
- Gonzales, K. (2001). *Estudio estructural y del sistema hidrotermal del Volcán Ubinas aplicando métodos geofísicos y geoquímicos*. Tesis profesional, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, 176 p.

- Gonzales, K., Finizola. A., Lénat, J., Macedo, O., Ramos, D., Thouret, J., Fournier, N., Cruz, V. & Pistre, K. (2014). *Asymmetrical structure, hydrothermal system and edifice stability: The case of Ubinas volcano, Peru, revealed by geophysical surveys*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 276, 132–144.
- Gonzales, R. (2010). *Python para todos*. Licencia Creative Commons Reconocimiento 2.5 España.
- Greinwald S., Ortega A., Rugeles A., Ips, M. v. Seth. (2007). *Self-potential signals caused by eruptions of the Galeras volcano – Colombia*. Earth Sciences Research Journal. 2007;11(2):155-168
- Grupo Ampere®- Guralp Systems. *Sismómetros CMG-3ESP y CMG-40*.
- Hantke, G. & Parodi, A. (1966). *Catalogue of the active volcanoes of the world*, part. XIX: Colombia, Ecuador and Peru. Rome: International Association of Volcanology, 73p.
- Harada M., Sabit J., Sasai Y., Alanis P.K.B., Cordon J.M., Corpuz E.G., Zlotnicki J., Nagao T., Punongbayan B.J. (2005). *Magnetic and electric field monitoring at Taal volcano, Part I: Magnetic measurements*. Proc. Jpn. Acad., Ser. B 81, 261–266.
- Hill, D.P., Pollitz, F., & Newhall, C. (2002). *Earthquake-volcano interactions*. Physics Today, 55 (11), 41-47.
- Huamán, D. (1995). *Métodos y aplicaciones de las imágenes de satélite en la cartografía geológica: el caso del seguimiento y evolución de la amenaza volcánica del Sabancaya (región del Colca, Arequipa, Perú)*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, 138 p.
- Huamán, D.; Chorowicz, J.; Deffontaines, B.; Guillande, R. & Rudant, J.P. (1993). *Cadre structural et risques géologiques étudiés à l'aide de l'imagerie spatiale: la région du Colca (Andes du Sud Pérou)*. Bulletin Société Géologique de France, 164(6): 807-818.
- Ibáñez, J., & Carmona, E. (2000). *Sismicidad volcánica*. Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada. Campus de Cartuja s/n. 18071 Granada. 14 p.
- Ishido, T. & Mitzutani, H. (1981). *Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its application to geophysics*. J. Geophys. Res., 86, 1763-1775.

- Jackson, D.B. & Kauahikaua, J. (1988). *Regional self-potential anomalies at Kilauea volcano. In: "Volcanism in Hawaii".* (Decker, R.W., Wring, TH.L. Stauffer, P.H.,ed.). Prof. Pap. U.S. Geol. Surv., 1350, 974-959.
- Jakoski, J. (1950). *Exploration Geophysics*. 2nd Edition, Los Angeles, California. Chapter V: Electrical Methods, pp. 437-579.
- Jardani, A., & Revil, A. (2009). *Stochastic joint inversion of temperature and self-potential data*. Geophys. Jour. Int., 179(1), 640-654.
- Jay, J.A., Delgado, F.J., Torres, J.L., Pritchard, M.E., Macedo, O., Aguilar, V., (2015). *Deformation and seismicity near Sabancaya volcano, southern Peru, from 2012 to 2015*. Geophys. Res. Lett.
- Johnston, M.J.S. (1997). *Review of electrical and magnetic fields accompanying seismic and volcanic activity*. Surv. Geophys. 18, 441-475.
- Kasahara, J. & Sato, T. (2001). *Tidal effects on volcanic earthquakes and deep-sea hydrothermal activities revealed by ocean bottom seismometer measurements*, Jour. Geodesy, 47, 424-433.
- Lahr, J. (2012). *HYPOELLIPSE: A Computer Program for Determining Local Earthquake Hypocentral Parameters, Magnitude, and First-Motion Pattern*, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia.
- Lavallée, Y.; De Silva, S., Salas, G., Byrnes, J.M. (2009). *Structural control on volcanism at the Ubinas, Huaynaputina, and Ticsani Volcanic Group (UHTVG), southern Peru*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 186(3-4): 253-264.
- Lazo, M., Kosaka, R., Minaya, A., Gonzales, E. y Soto, J. (1991). *Evaluación de la actividad sísmica del Volcán Sabancaya*. VII Congreso Peruano de Geología, Lima: volumen de resúmenes extendidos.19-21.
- Lennartz Electronic, Germany. *LE-3Dlite: High Performance 1 Hz Seismometer*.
- MacAllister, D. J., Jackson, M.D., Butler, A.P., Vinogradov, J. (2016). *Tidal influence on self-potential measurements*. Journal of Geophysical Research-Solid Earth, Vol: 121, Pages: 8432-8452, ISSN: 2169-9313.
- Macedo, O., Gonzáles, K., Finizola, A., Métaixian, J., Fournier, N. & Sortino, F. (2002). *Estudio estructural y del Sistema Hidrotermal del volcan Ubinas por Métodos Geofísicos y Geoquímicos*, XI Congreso Peruano de Geología. Trabajos Científicos, 23p.

- Macedo, O., Masias, P., Palacios, D., Machacca, R., Centeno, R. & Úbeda, J. (2012). *Aparente influencia de la marea terrestre en la actividad hidrotermal del volcán Misti observada en datos de temperatura*. XVI Congreso Peruano de Geología.
- Macedo, O., Torres, J., Machacca, R., Centeno, R., Ticona, J., Aguilar, V., Del Carpio, J., Portugal, D., Choque, E., Malpartida, A., Villafani, R. (2013). *Monitoreo de la Intranquilidad observada en el Volcán Sabancaya (Perú) en 2013, y su aporte a la Gestión del Riesgo Volcánico*. II Encuentro de Investigadores Ambientales, Arequipa, 3-5 julio 2013, 6 p.
- Machacca, R. (2012). *Evaluación de Eventos Sísmicos de Largo Período (LP), como Precursores en las Explosiones del Volcán Ubinas, 2006-2009*. Tesis profesional, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, 120 p.
- Mauk, F. & Johnston, M. (1973). *On the triggering of volcanic eruptions by Earth tides*, J. Geophys. Res., 78, 3356–3362,
- Mauri, G., Williams-Jones, G. & Saracco, G. (2011). *Accurately determining the depths of hydrothermal systems by self-potential and Multi-scale wavelet tomography*. J. Volcanol. Geotherm. Res., vol.191 (3-4), p.233-244.
- McCarthy, D., & Petit, G. (2003). IERS Technical Note N° 32, Frankfurt am Main: Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, 2004. 127 pp.
- McNutt, S. (1999). *Seismic Monitoring*. – In: Sigurdsson, H. et al. Encyclopedia of Volcanoes, Part VIII, p. 1095-1119.
- Mering, C., Huamán, D., Chorowicz, J., Defontaine, B. & Guillaude, R. (1996). *New data on the geodynamics of southern Perú from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images*. Tectonophysics, 259 (1-3): 153-169.
- Michael, M. O. & Christoffel, D. A. (1975). *Triggering of eruptions of Mt Ngauruhoe by fortnightly earth tide maxima, January 1972–June 1974*. New Zealand, Journal of Geology and Geophysics, 18:2, 273-277
- Milbert, D. (2017). *Solid Earth Tide*: <http://geodesyworld.github.io/SOFTS/solid.htm>
- Nakano, M., Kumagai, H., & Chouet, B. (2003). *Source mechanism of long-period events at Kusatsu-Shirane Volcano, Japan, inferred from waveform inversion of the effective excitation functions*, J. Volcanol. Geotherm. Res., 122, 149– 164.
- Nanometrics. *Trillium Compact Posthole Seismometer*.

- Nourbehecht, B. (1963). *Irreversible thermodynamic effects in inhomogeneous media and their application in certain geoelectric problems*. PhD Thesis, MIT Cambridge.
- Orellana, E. (1972). *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*. Paraninfo, Madrid, España. 496 p.
- Ortega, M. (2015). *Caracterización de Sismos tipo Tornillo registrados durante la Crisis del Volcán Sabancaya 2013 y del Volcán Ubinas 2014*. Tesis profesional, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, 173 p.
- Paxi, R. (2012). *Análisis de la Actividad Sísmica del Volcán Sabancaya durante el período mayo – julio 2009*. Tesis profesional, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, 127 p.
- Pritchard, M. (2003). *Recent crustal deformation in west-central South America*. Thesis for the Degree of Doctor of Philosophy, California Institute of Technology, Pasadena, California, 237 p.
- Puma, N., Torres, J., Macedo, O., Centeno, R., Del Carpio, J., Cruz, J. (2016). *Evolución de la Actividad Sismo-Volcánica en la Zona del Volcán Sabancaya (2013-2016)*. XVIII Congreso Peruano de Geología, 4 p.
- Real Academia Española (2014). *Pronosticar*. En *Diccionario de la lengua española* (23.^a ed.) Consultado en: <http://www.rae.es/rae.html/>
- Revil, A. & Jardani, A. (2013). *The Self-Potential Method- Theory and Applications in Environmental Geosciences*. Cambridge University Press, New York, 369 p.
- Revil, A., Saracco, G., Labazuy, P., (2003). *The volcano-electric effect*. J. Geophys. Res. 108 (B5), 2251.
- Reynolds, J.M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*, John Wiley and Sons Ltd, Chichester, 712 pp, second edition.
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M., & Oncken, O. (2001). *Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes*, Earth Planet. Sci. Lett., 188, 299-311.
- Rivera, M. (1998). *El Volcán Ubinas (Sur del Perú): Geología, historia eruptiva y evaluación de las amenazas volcánicas actuales*, Tesis profesional, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 123 p.

- Rivera, M., Mariño, J. & Thouret, J. (2011). *Geología y Evaluación de Peligros del Volcán Ubinas*. INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica N° 46, 83 p.
- Rivera, M., Mariño, J., Samaniego, P., Delgado, R. & Manrique, N. (2016). *Geología y Evaluación de Peligros del Complejo Volcánico Ampato - Sabancaya (Arequipa)*. INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica N° 61, 122 p.
- Rivera, M.; Thouret, J.-C. & Gourgaud, A. (1998). *Ubinas, el volcán más activo del Perú desde 1550: geología y evaluación de las amenazas volcánicas*. Boletín Sociedad Geológica del Perú, (88): 53-71
- Rizzo, E., Suski B., Revil A., Straface, S., and Troisi S. (2004). *Self-potential signals associated with pumping tests experiments*, J. Geophys. Res., 109, B10203.
- Rydelek, P.A., Davis, P.M. & Koyanagi, R.Y. (1988). *Tidal triggering of earthquake swarms at Kilauea Volcano, Hawaii*. J. Geophys. Res., 93, 4401–4411.
- Samaniego, P., Rivera, M., Mariño, J., Guillou, H., Liorzou, C., Zerathe, S., Delgado, R., Valderrama, P. (2016). *The eruptive chronology of the Ampato-Sabancaya volcanic complex (Southern Peru)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol. 323, p. 110-128.
- Sato, M. & Mooney, H.M. (1960). *The electrochemical mechanism of sulfite self-potentials*. Geophysics, 35, 226-249.
- Sébrier, M.; Mercier, J.; Mégard, F.; Laubacher, G.; Carey- Gailhardis, E. (1985). *Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of Peru*. Tectonics, 7, 895-928.
- Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú© (2008). Recuperado de: http://www.senamhi.gob.pe/main_mapa.php?t=dHi.
- Siebert, L.; Simkim, T. & Kimberley, P. (2011). *Volcanoes of the world*. 3ed. Washington, D.C.: Smithsonian Institution, Berkeley, CA: University of California Press, 551 p.
- Simkim, T. & Siebert, L. (1994). *Volcanoes of the world: a regional directory, gazetteer, and chronology of volcanism during the last 10,000 years*. 2a. ed. Tucson, AR: Geoscience Press, 349 p.
- Sottili, G., Martino, S., Palladino, D.M., Paciello, A. & Bozzano, F. (2007). *Effects of tidal stresses on volcanic activity at Mount Etna, Italy*. Geophys Res Lett 34:L01311.

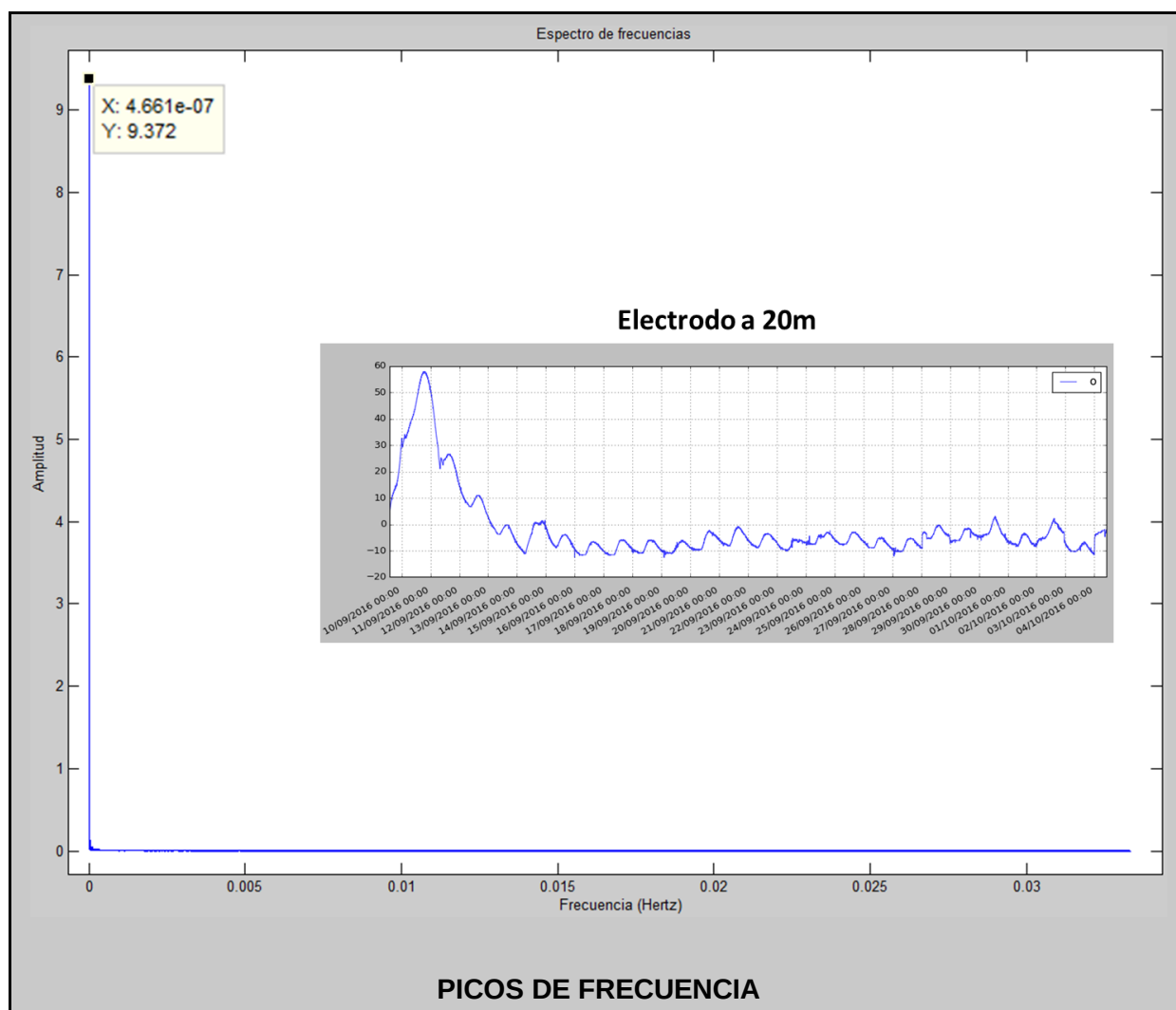
- Taípe, E. (2008). *Análisis de la actividad sísmica del Volcán Ubinas para el período marzo-abril de 1998*. Tesis profesional, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, 157 p.
- Tavera, H. & Buforn, E. (1998). *Sismicidad y Sismotectónica de Perú*. Departamento de Geofísica Física de la Tierra, Univ. Complutense de Madrid, 10, 187-219.
- Tavera, H., Guzmán, J., Velarde, L. & Cuya, A. (2016). *Sismo de Ichupampa del 14 de agosto del 2016 (5.3 ML)*. Informe del Instituto Geofísico del Perú, Subdirección de Ciencias de la Tierra Sólida, 18p.
- Thouret, J-C, Rivera, M., Worner, G., Gerbe, Mc., Finizola, A., Fornari, M & Gonzales K. (2005). *Ubinas: the evolution of the historically most active volcano in southern Peru*. Bull Volcanology, 67, 557-589.
- Thouret, J-C., Gourgaud, A., Guillaude, R., Y Salas, G. (1995a). *La actividad eruptiva del volcán nevado Sabancaya (Sur de Perú): geología, sensores remotos, evaluación y mapeo de zonas de riesgo*. Resúmenes Extendidos. Seminario Taller: Evaluación de la Litósfera en los Andes Peruanos y sus márgenes. Programa PICG, 188. Lima Perú.
- Thouret, J-C., Gourgaud, A., Uribe, M., Rodríguez, A., Guillaude, R. y Salas, G. (1995b). *Geomorphological and geological survey and remote sensing of the current activity of Nevado Sabancaya strato volcano (South Peru): assessment for hazard-zone mapping*. Z. Geomorph. N-E., 39, 4, 515-535.
- Time and Date AS © (1995-2017). Recuperado de: <https://www.timeanddate.com/weather/peru/arequipa/historic>
- Torres, C.; Gómez, M.; Ortega, E. & Dieter, S. (2002). *Señales sísmicas tipo tornillo en galeras y otros volcanes activos, Colombia*. Universidad Nacional de Colombia. Observatorio Sismológico de Quindío. Colombia. INGEOMINAS. s.f. 13 p.
- Torres, J. (2014). *Evaluación de la actividad Sismovolcánica asociada a la intranquilidad del Volcán Sabancaya, período enero-julio 2013*. Tesis profesional, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, 139 p.
- Trimble™, *REF TEK 130S-01 Broadband Seismic Recorder*
- Van Camp, M., and Vauterin, P., (2005). *Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides*. Computers & Geosciences, 31(5) 631-640.

- Van Camp, M., and Vauterin, P., (2015). *TSoft Manual*. Royal Observatory of Belgium, 61pp.
- Van Manen, S., Kervyn, M., Blake, S. & Ernst, G., (2010). *Apparent tidal influence on magmatic activity at Oldoinyo Lengai volcano, Tanzania, as observed in Moderate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 189, 151–157
- Wassermann, J. (2011). *Volcano Seismology*- In: Bormann, P., New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2), Chapter 13, 67 p.
- White, D.; Muffler, L. & Truesdell, A. (1971). *Vapour dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems*. Econ. Geol., 66, 75-97.
- White, R. & McCausland, W. (2016). *Volcano-tectonic earthquakes: A new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 309, 139–155.
- White, R. (2011). *Monitoring volcanoes and forecasting eruptions*. Volcano Observatory Best Practices Workshop: Eruption Forecasting, 11-15 September 2011, Erice, Italy.
- www.intermagnet.org. *International Real-time Magnetic Observatory Network*.
- Zlotnicki, J., Le Mouel, J.L., Sasai, Y., Yvetot, P., Ardisson, M. H. (2001). *Self-potential changes associated with volcanic activity. Short-term signals associated with March 9, 1998 eruption on La Fournaise volcano (Réunion Island)*. Annali di Geofisica, vol. 44, no. 2.
- Zobin, M. (2012). *Introduction to Volcanic Seismology*. 2nd Edition. Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima, Colima, Col., México, 482 p.
- Zohdy, A.A.R., Anderson, L.A. & Mufler, L.J.P. (1973). *Resistivity, Self-potential, and Induced-polarization Surveys of a Vapor dominated Geothermal System*. Geophysics, 38 (6), 1130-1144.

ANEXOS

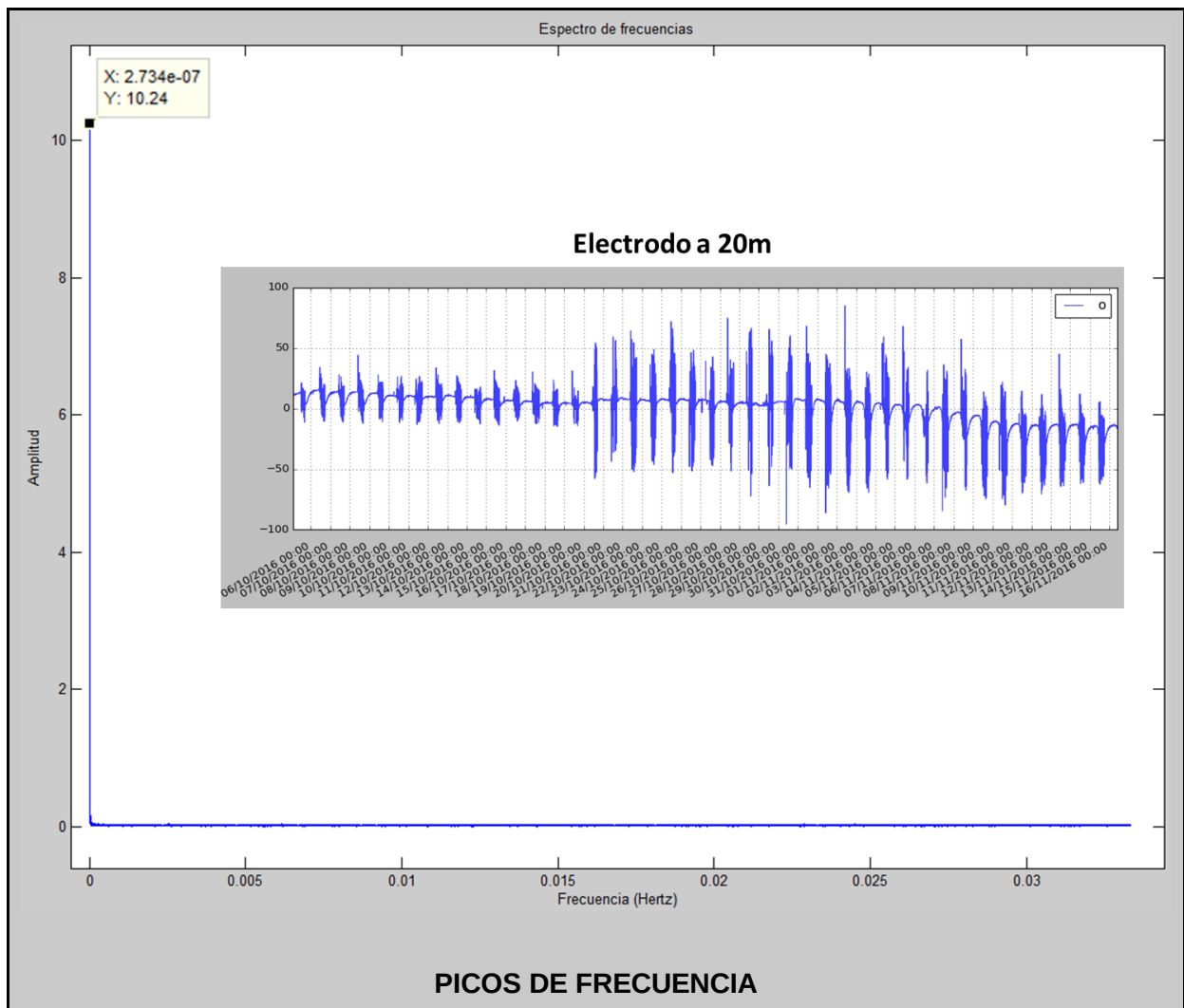
I. Espectros de Frecuencia Aplicando la Transformada de Fourier a los Datos de Potencial

DATOS DEL UBINAS: antes de la instalación del panel



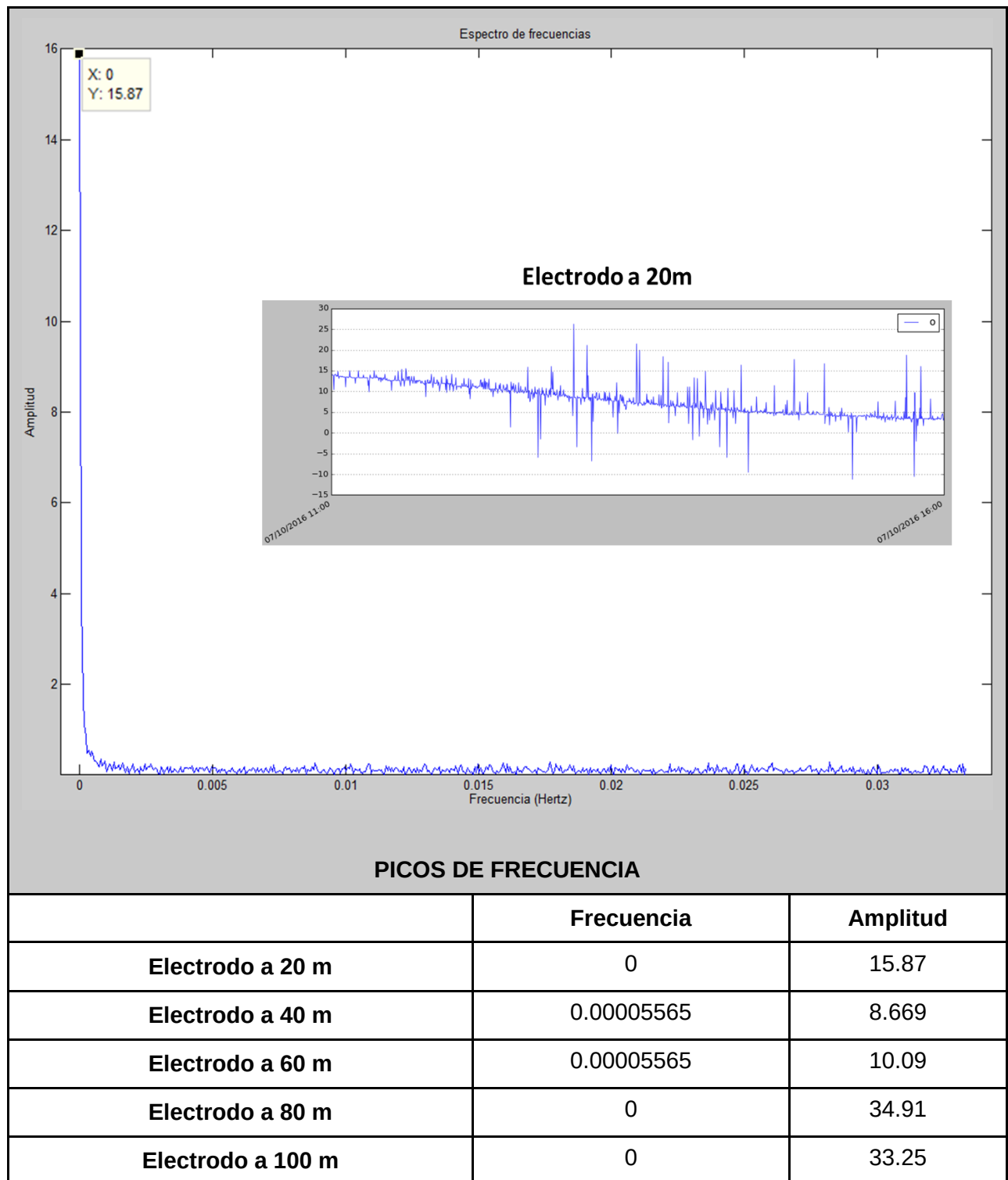
	Frecuencia	Amplitud
Electrodo a 20 m	0.000000466	9.372
Electrodo a 40 m	0	35.76
Electrodo a 60 m	0	30.04
Electrodo a 80 m	0	70.85
Electrodo a 100 m	0	64.24

DATOS DEL UBINAS: después de la instalación del panel

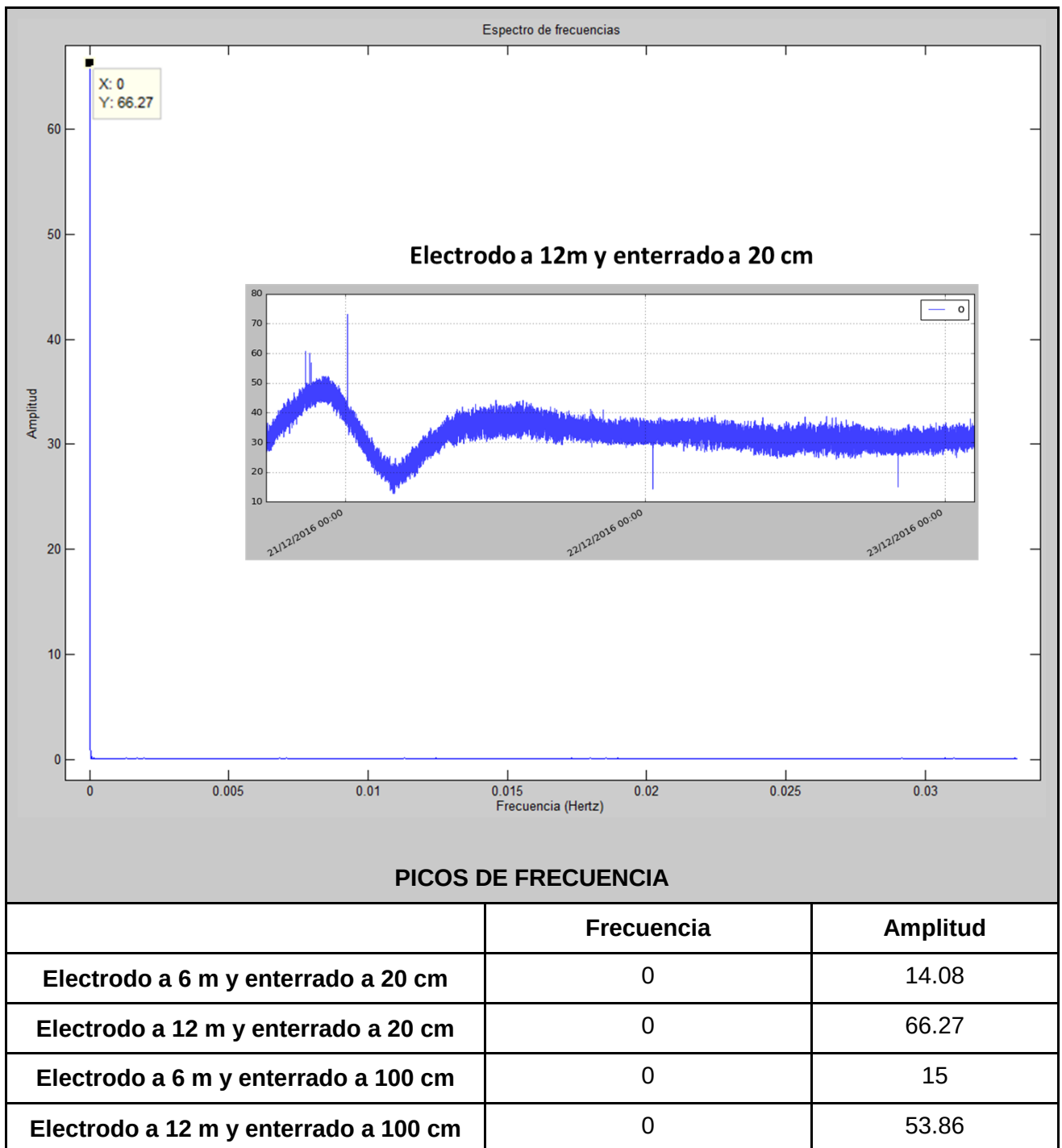


	Frecuencia	Amplitud
Electrodo a 20 m	0.000000273	10.24
Electrodo a 40 m	0	18.93
Electrodo a 60 m	0.0000114	11.7
Electrodo a 80 m	0	33.5
Electrodo a 100 m	0	37.94

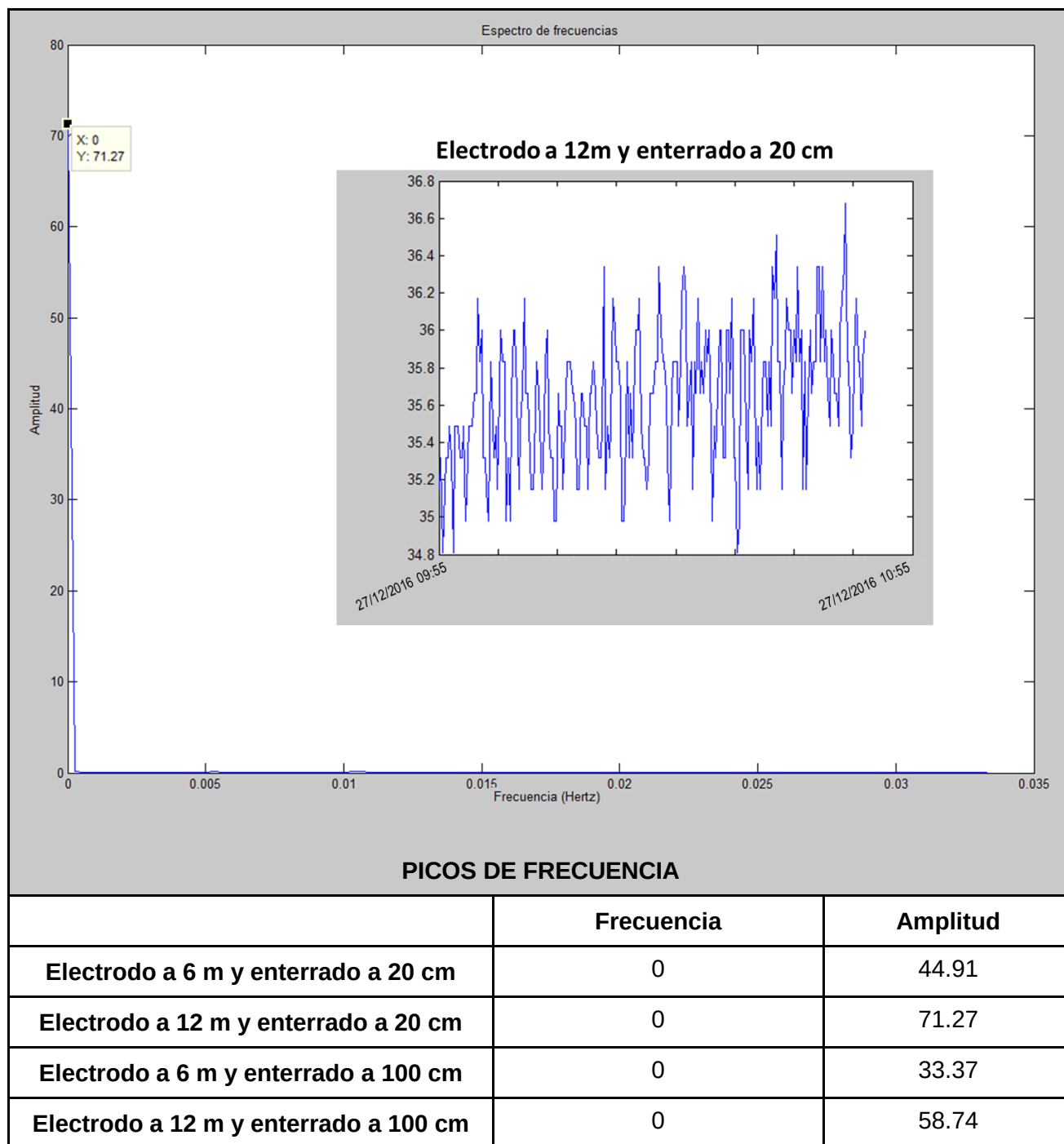
DATOS DEL UBINAS: después de la instalación del panel (con mayor ruido)



DATOS DE PRUEBAS EN EL LABORATORIO DEL IGP: con Energía Eléctrica



DATOS DE PRUEBAS EN LA OFICINA DEL IGP-SEDE AREQUIPA: sin Energía Eléctrica

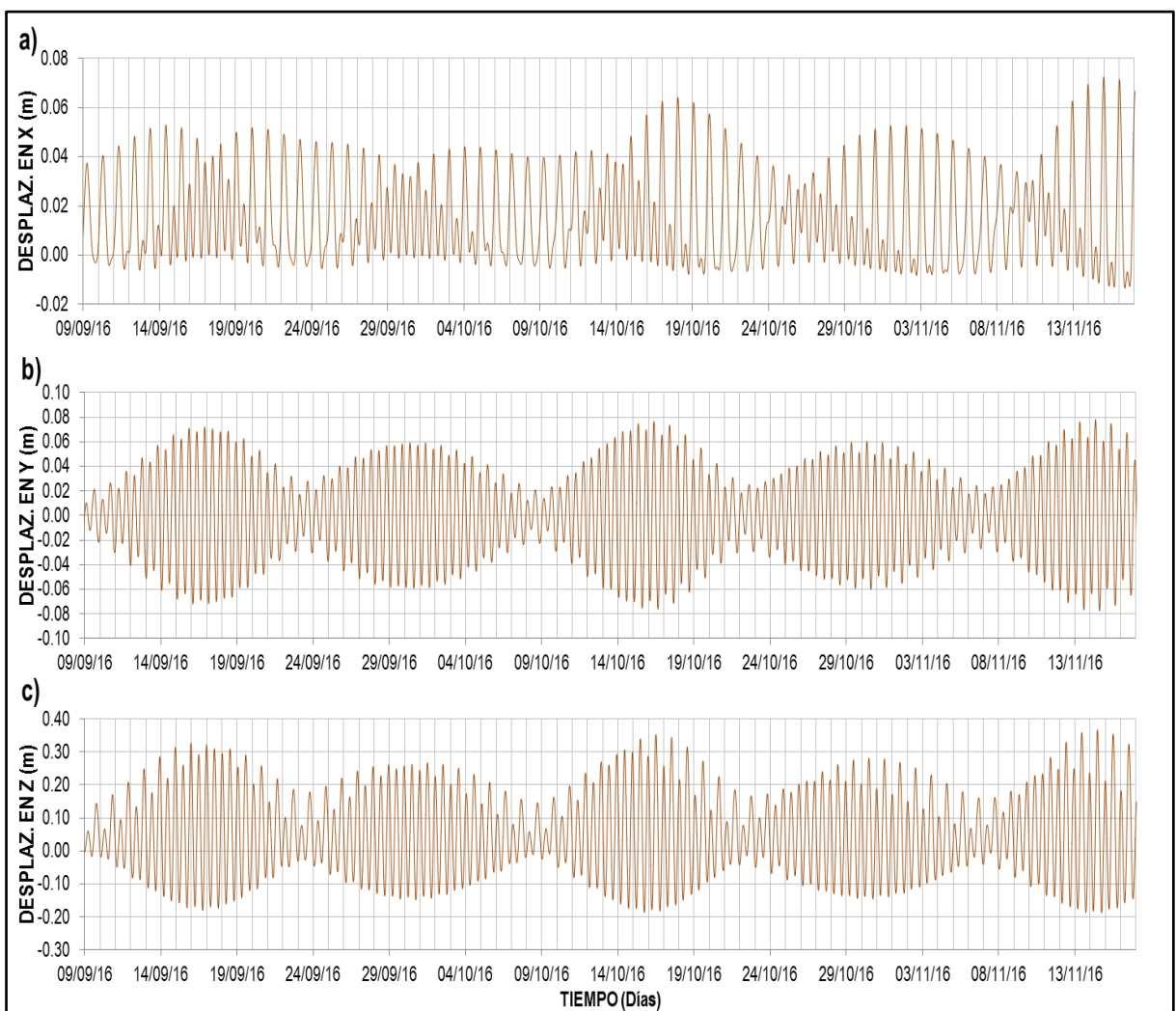


II. Datos de Desplazamiento por Mareas Terrestres e Intensidad de Campo Magnético

PERIODO SEPTIEMBRE A NOVIEMBRE DEL 2016

Datos de desplazamiento por mareas terrestres

- a) Desplazamiento en "X"
- b) Desplazamiento en "Y"
- c) Desplazamiento en "Z"

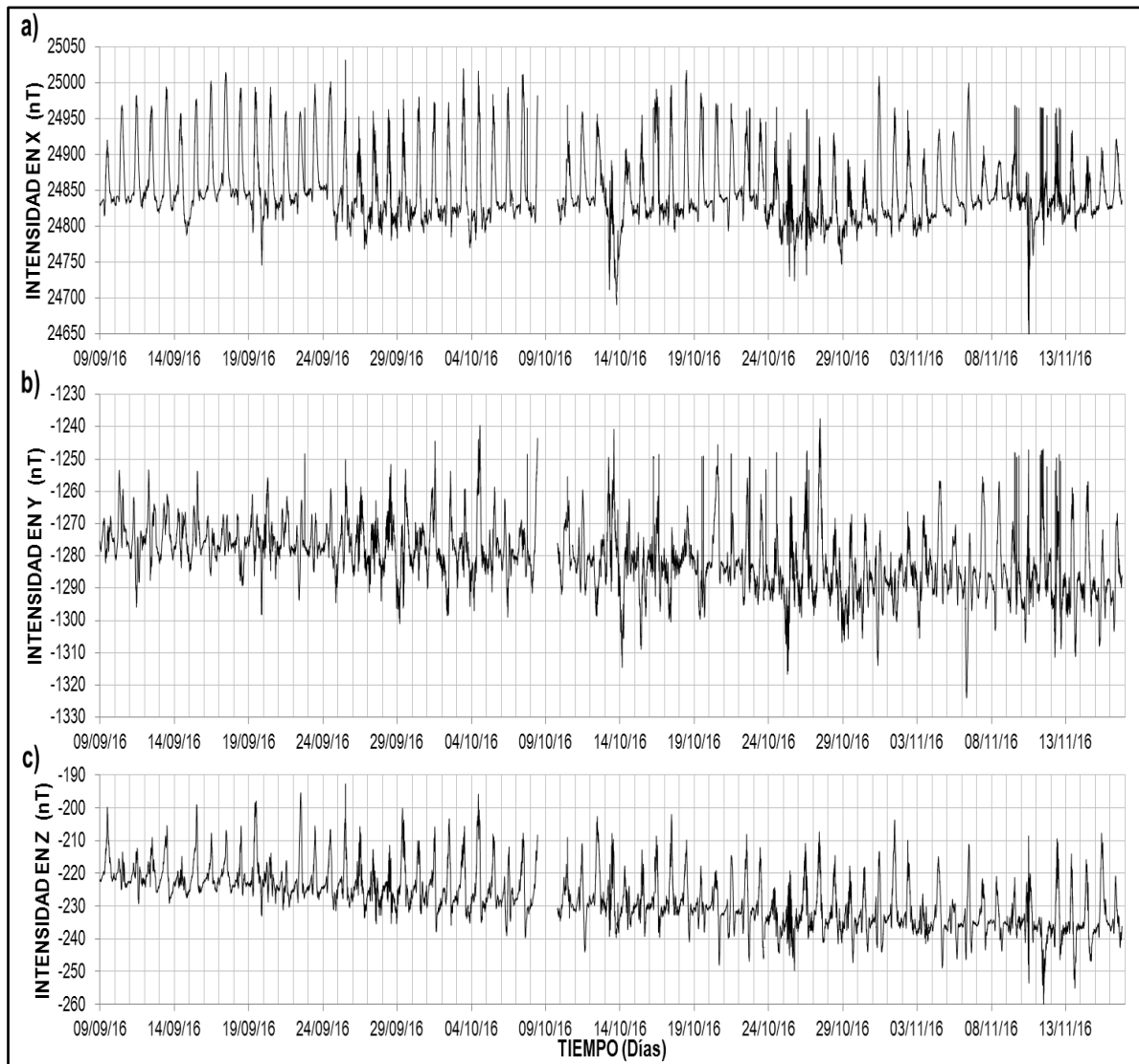


Datos magnéticos de la Estación Huancayo

d) Intensidad en la componente norte "X"

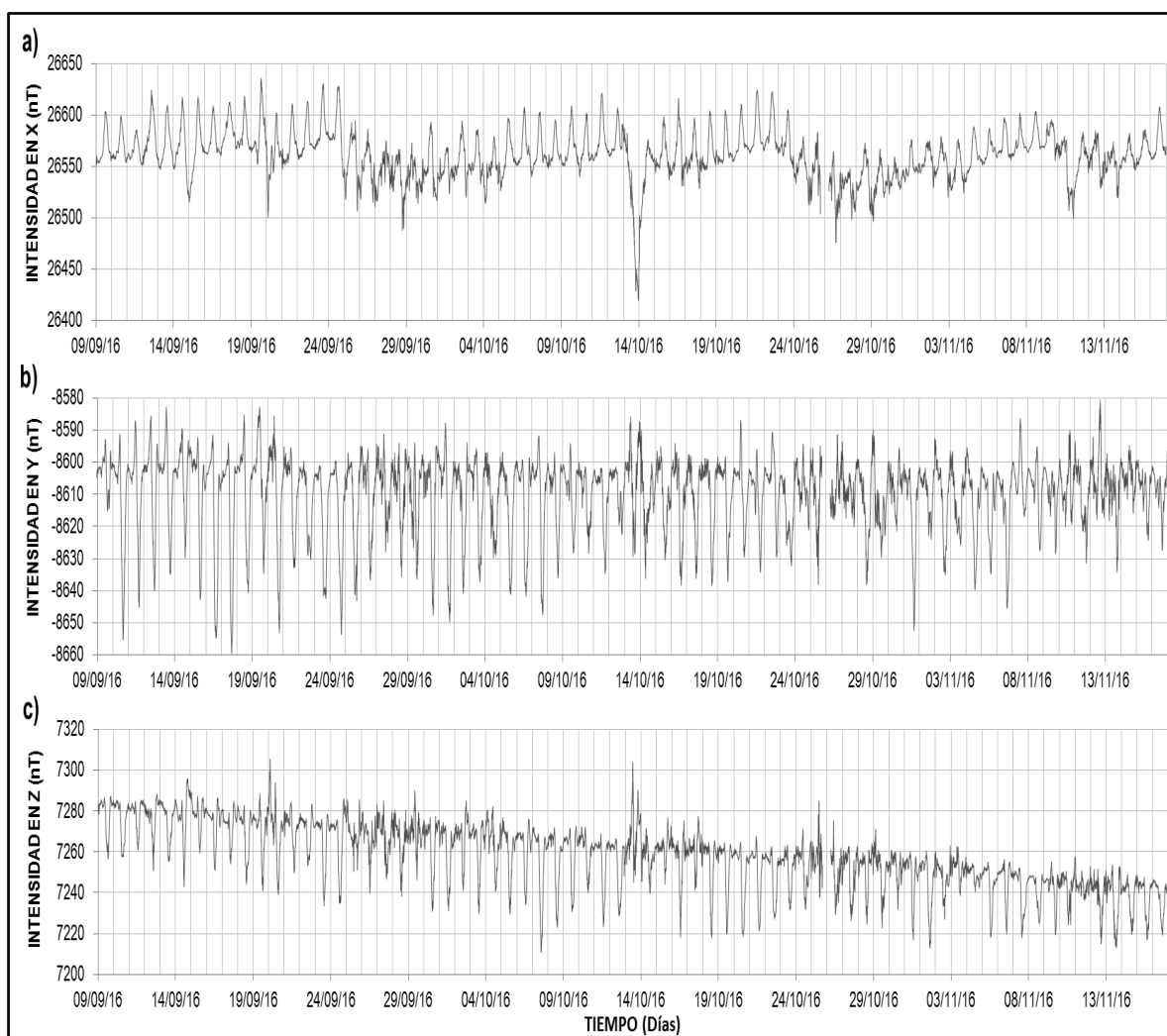
e) Intensidad en la componente este "Y"

f) Intensidad en la componente vertical "Z"



Datos magnéticos de la Estación Kourou

- a) Intensidad en la componente norte "X"
- b) Intensidad en la componente este "Y"
- c) Intensidad en la componente vertical "Z"



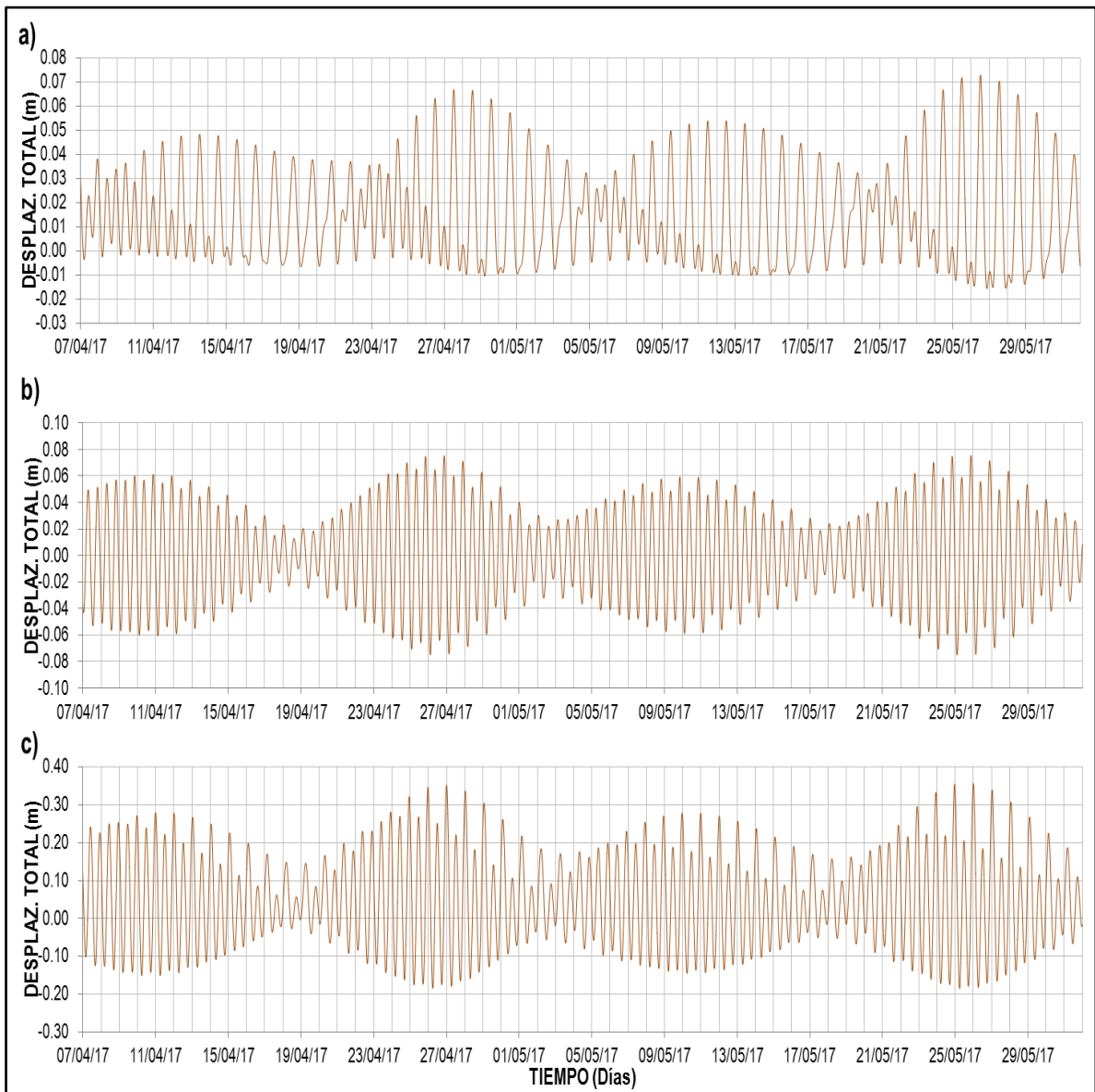
PERIODO ABRIL A MAYO DEL 2017

Datos de desplazamiento por mareas terrestres

a) Desplazamiento en "X"

b) Desplazamiento en "Y"

c) Desplazamiento en "Z"

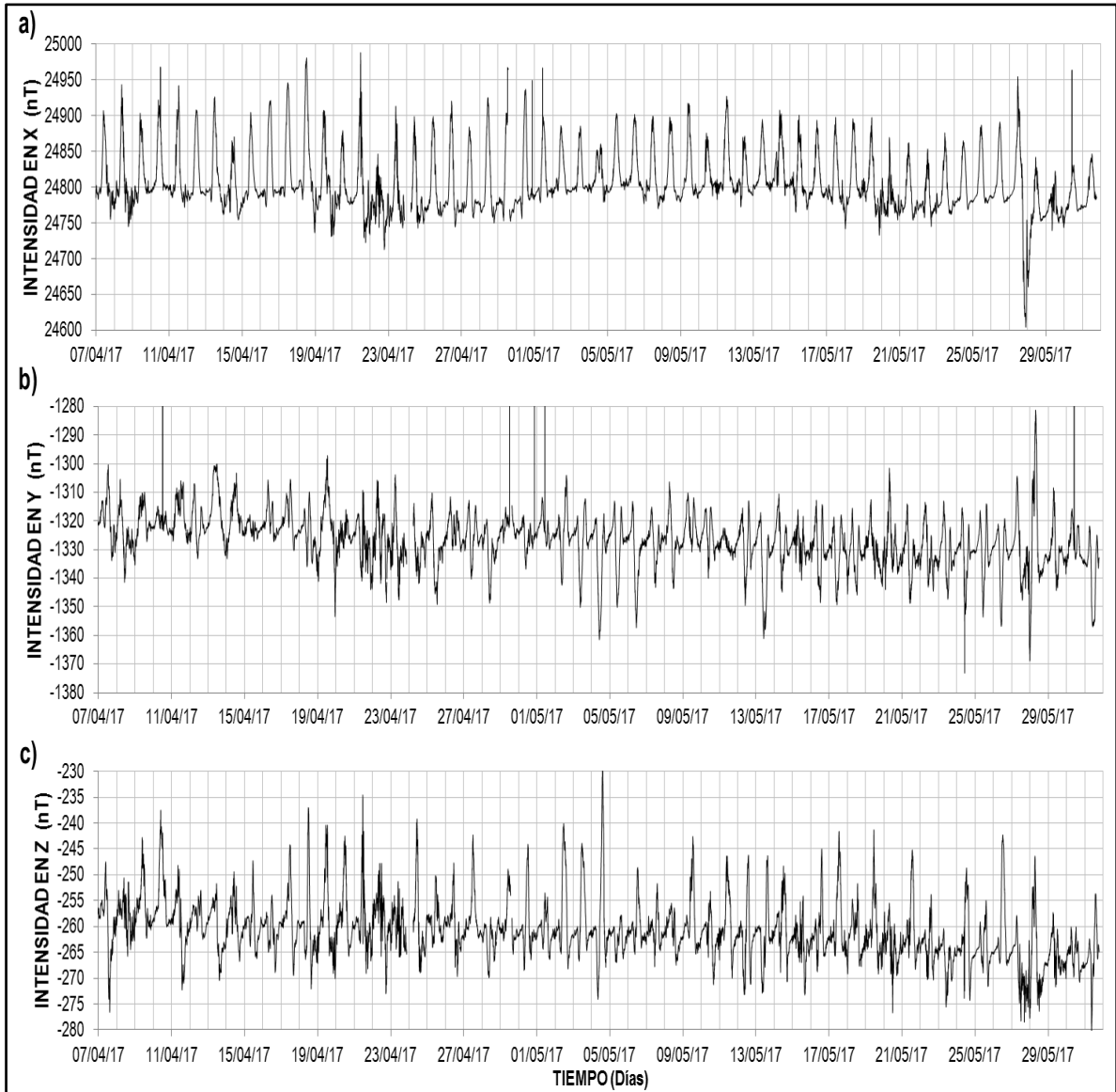


Datos magnéticos de la Estación Huancayo

a) Intensidad en la componente norte "X"

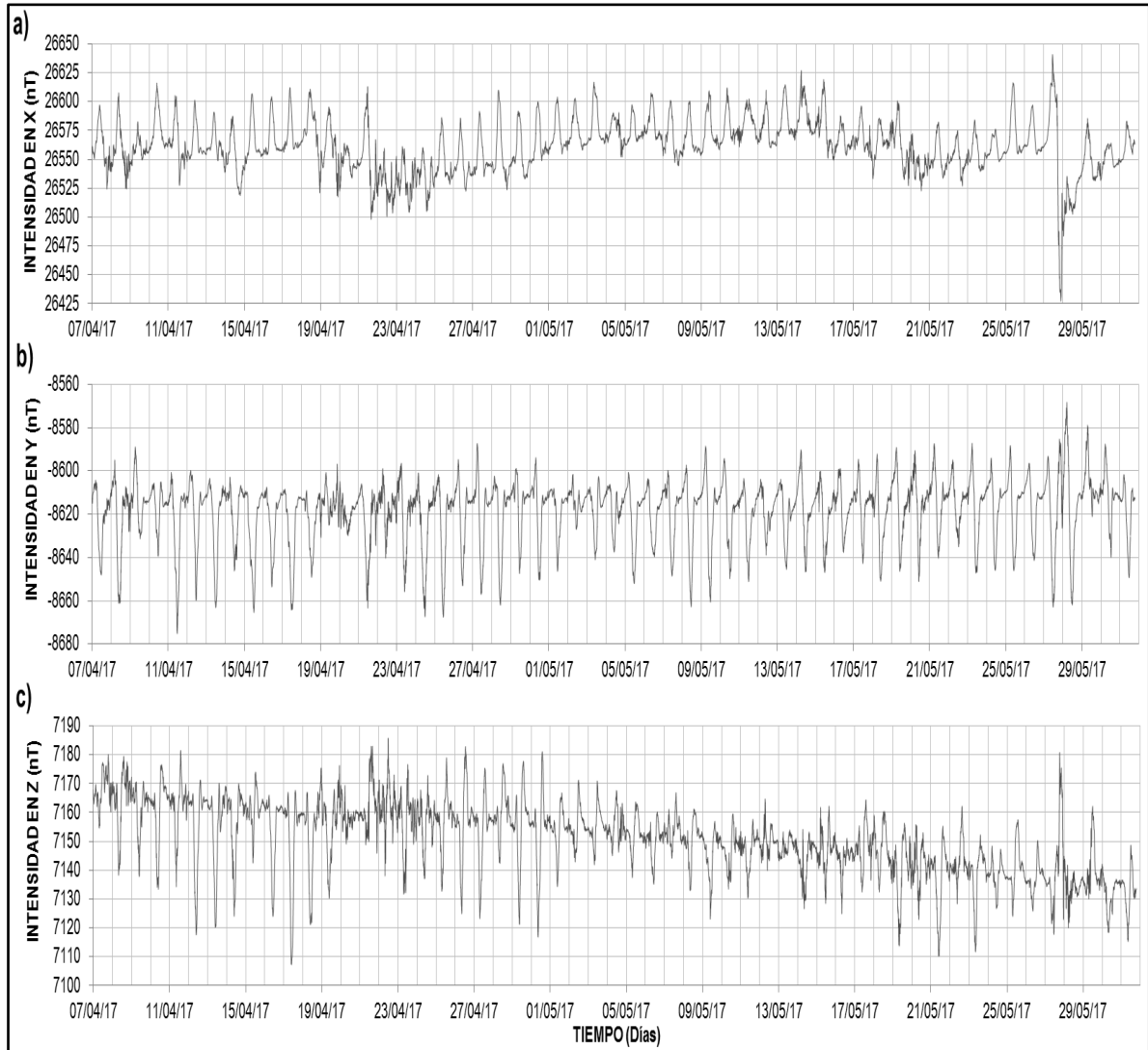
b) Intensidad en la componente este "Y"

c) Intensidad en la componente vertical "Z"



Datos magnéticos de la Estación Kourou

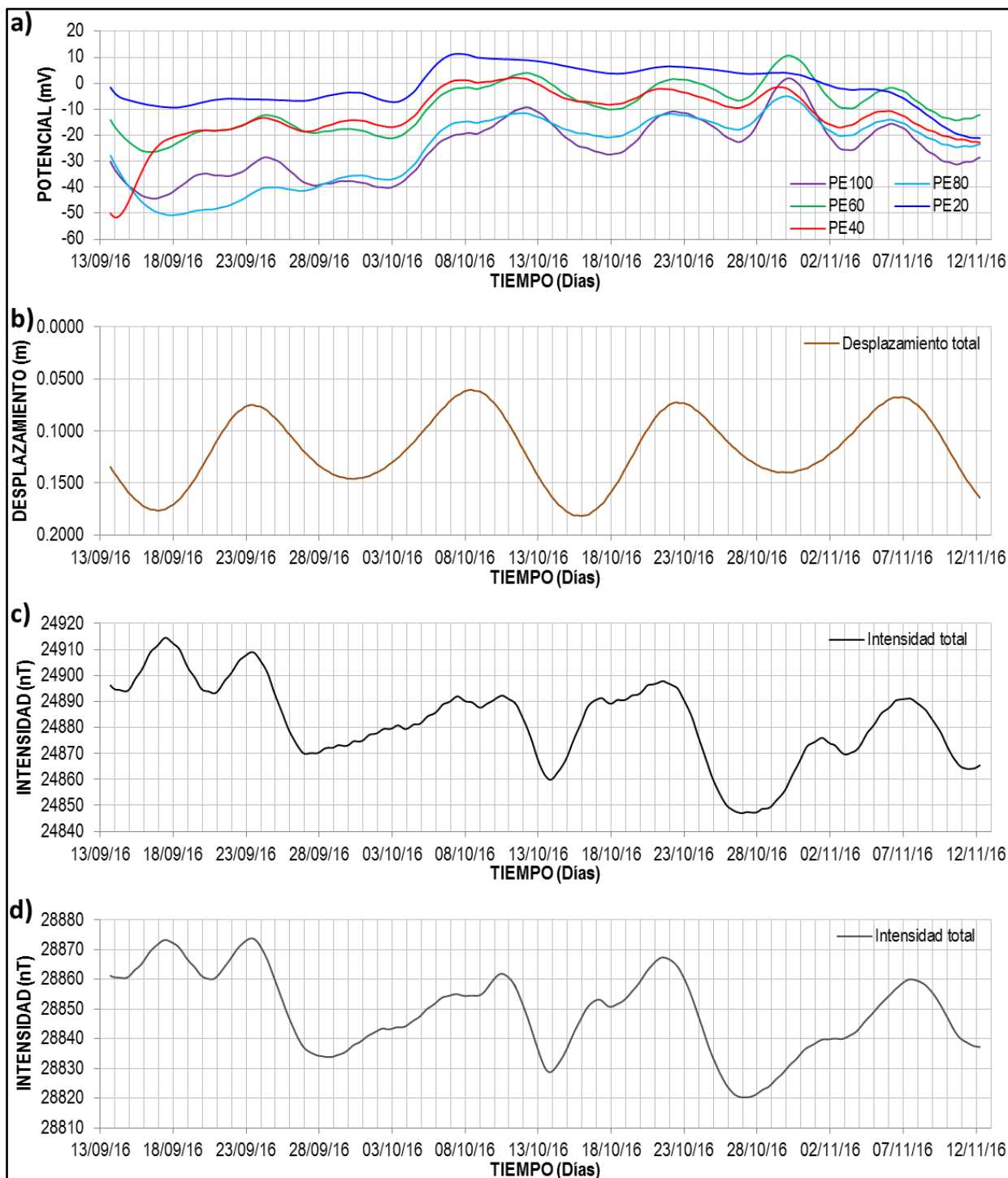
- a) Intensidad en la componente norte "X"
- b) Intensidad en la componente este "Y"
- c) Intensidad en la componente vertical "Z"



III. Gráficos de datos de Potencial Espontáneo, Marea Terrestre y Campo Magnético (estaciones HUA y KOU) luego de aplicar el filtro polinomial

DATOS DEL PERIODO SEPTIEMBRE A NOVIEMBRE DEL 2016 EN EL VOLCÁN UBINAS

- a) Potencial espontáneo
- b) Desplazamiento total por mareas terrestres
- c) Intensidad total del campo magnetico del observatorio Huancayo
- d) Intensidad total del campo magnetico del observatorio Kourou



DATOS DEL PERIODO ABRIL A MAYO DEL 2017 EN EL VOLCÁN UBINAS

- a) Potencial espontáneo
- b) Desplazamiento total por mareas terrestres
- c) Intensidad total del campo magnetico del observatorio Huancayo
- d) Intensidad total del campo magnetico del observatorio Kourou

