

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

“EPISODIOS METAMÓRFICOS DE MUY BAJO GRADO EN ROCAS
VOLCÁNICAS BÁSICAS CENOZOICAS EN PENÍNSULA FILDES, ISLA KING
GEORGE, ISLAS SHETLAND DEL SUR, ANTÁRTICA”

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

GABRIELA PAZ CHAVEZ SOTO

PROFESOR GUÍA:
FRANCISCO JOSÉ FUENTES IZA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND
LUIS AGUIRRE LE-BERT

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por: INACH Y Proyecto Anillo
Antártico

SANTIAGO DE CHILE
2014

RESUMEN PARA OPTAR AL
TÍTULO DE: Geólogo.
POR: Gabriela Paz Chávez Soto
FECHA: 20/11/2014
PROFESOR GUÍA: Francisco
Fuentes

**EPISODIOS METAMÓRFICOS DE MUY BAJO GRADO EN ROCAS
VOLCÁNICAS BÁSICAS CENOZOICAS EN PENÍNSULA FILDES, ISLA KING
GEORGE, ISLAS SHETLAND DEL SUR, ANTÁRTICA.**

La Península Fildes se encuentra ubicada al suroeste de la Isla King George, la cual forma parte de las Islas Shetland del Sur, al norte de la Península Antártica. Este conjunto de islas corresponde a un arco volcánico generado desde el Mesozoico tardío hasta la actualidad, sufriendo regímenes de compresión y extensión. En la península se depositaron en su mayoría lavas basálticas y andesítico-basálticas, brechas volcanoclásticas y tobas, asociados a dos episodios de actividad volcánica desde el Paleoceno al Eoceno. Los centros eruptivos, por su parte, sufrieron un desplazamiento gradual de suroeste a noreste y los intrusivos subvolcánicos se distribuyeron regularmente a lo largo de fallas de orientación NOO-SEE.

Bajo este contexto, se generaron minerales secundarios tales como ceolitas, esmectita, clorita, epidota, pumpellyita, calcedonia y calcita, los cuales se distribuyen a lo largo de toda la península, afectando principalmente a lavas amigdaloidales con mayor permeabilidad.

De acuerdo a la mineralogía descrita, se observó una tendencia en el grado metamórfico, el cual aumenta hacia el este. Por otro lado, esta relación no se produjo con la estratigrafía. Las temperaturas alcanzadas no superan los 230°C, infiriéndose presiones bajas, debido al poco espesor de los miembros y formaciones en cuestión.

La presencia de áreas con mineralogía secundaria característica de metamorfismo de bajo grado, sugiere la ocurrencia de un metamorfismo de enterramiento al cual se sobre impuso un metamorfismo hidrotermal. Este último se habría producido por la acción de sistemas geotermales generados luego del cese de la subducción relacionada al volcanismo (Mioceno medio) y durante el volcanismo asociado a extensión (Mioceno medio-Plioceno) en las Islas Shetland del Sur. Sin embargo, la fuente termal responsable no está totalmente clara. Esta alteración, debido a las similitudes con Neuhoff et al. (1999) se habría producido en tres episodios metamórficos: 1º con precipitación de celadonita, calcedonia y clorita-esmectita y 2º con precipitación de ceolitas y 3º con formación de calcita.

*“Con todo mi amor a quien me dio la vida e
hizo todo lo posible para que alcanzara mis sueños.”*

A mi Madre.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar agradecer a mi madre Mónica por todo el apoyo que me ha brindado toda la vida, ya que gracias a su esfuerzo he logrado llegar a donde estoy ahora. Gracias por la paciencia, las palabras de aliento, por la confianza que pusiste en mí, por las alegrías y por el inmenso amor entregado. Gracias por ser mi amiga y compañera.

Al Instituto Antártico Chileno y Correos de Chile por brindarme la oportunidad de conocer un lugar tan hermoso como lo es la Antártica.

A todo el equipo de la FACH y DGAC, sin los cuales no habría podido efectuar mi trabajo. Gracias por acompañarme en mis largas rutas en busca de muestras sin que fuera su responsabilidad, por permitirme participar de sus actividades, por incorporarme a sus clases de acondicionamiento físico, por el hermoso vuelo sobre la isla, por el bautizo bajo la nieve, por los cumpleaños y celebraciones, por la gran despedida y por todos los buenos momentos durante los 2 meses de terreno. También a Vivi por ser una gran anfitriona y enseñarme todas las mañas y bondades de la vida en la Antártica. La pedróloga siempre se los agradecerá.

A mi profesor guía Francisco Fuentes, quien me incentivó a postular a la beca INACH y me ayudó durante todo el proceso de desarrollar y presentar el proyecto. Por darse el tiempo de ver todas mis muestras y responder todas mis dudas.

A mis profesores Luis Aguirre y Francisco Hervé por su apoyo, correcciones y sabios consejos. A Poldie y Daniela por su ayuda en la preparación y análisis de las muestras.

A mis compañeros de Taekwondo y al sabonim Alejandro Allende, con los que he compartido casi toda mi vida universitaria. Gracias por enseñarme que el trabajo duro nunca es suficiente para alcanzar tus metas, que en la vida nunca se deja de aprender y que cada error significa una nueva motivación para ser mejor. Gracias por todos los entrenamientos, viajes, competencias, celebraciones y asados que vivimos.

A todos mis amigos santiaguinos y valdivianos, estos últimos a los que extraño mucho. A la sylvi, por ser mi amiga de toda la vida. A mis compañeros de geo por todos los terrenos que compartimos.

A mis abuelos por el cariño que siempre me dan y por ser el mejor ejemplo de cómo se debe envejecer feliz. A mis tíos y familia que siempre me apoyan.

A mi pololo gruñón por estar siempre a mi lado alentándome y por aguantar todas mis pataletas cada vez que mi computador moría cuando escribía mi tesis.

A todas mis mascotas por alegrarme el día a día.

Y por último a los pingüinos por ser extremadamente tiernos y apretables.

Tabla de contenido

1.	INTRODUCCIÓN	12
1.1	OBJETIVOS	14
1.1.1	Objetivo General	14
1.1.2	Objetivos Específicos	14
1.2	HIPÓTESIS DE TRABAJO	15
1.3	ZONA DE ESTUDIO	15
1.3.1	Ubicación y vías de acceso	15
1.4	METODOLOGÍA	17
1.4.1	Etapa de Gabinete:	17
1.4.2	Etapa de Terreno	17
1.4.3	Etapa de Gabinete y Laboratorio	20
2.	MARCO GEOLÓGICO	22
2.1	MARCO GEOTECTONICO	22
2.2	GEOLOGIA LOCAL	25
2.3	PETROLOGIA:	28
3.	PETROGRAFÍA	31
3.1	INTRODUCCIÓN	31
3.2	MINERALOGIA PRIMARIA	32
3.3	CARACTERIZACION MINERALOGIA PRIMARIA	33
3.4	MINERALOGIA SECUNDARIA	34
3.4.1	Caracterización de la mineralogía secundaria	34
4.	CARACTERIZACIÓN DE LA MINERALOGÍA SECUNDARIA	43
4.1	RECONOCIMIENTO DE CEOLITAS (DRX Y SEM)	43
5.	DISCUSIONES Y CONCLUSIONES	51

5.1 DISCUSION Y ANALISIS	51
5.2 CONCLUSIONES	67
6. BIBLIOGRAFÍA	68
7. ANEXOS	76
ANEXO A: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA	76
ANEXO B: DIFRACCION DE RAYOS X	128
ANEXO C: ANÁLISIS SEM	139
ANEXO D: ABREVIACIONES DE MINERALES	151

Índice de Tablas

Tabla 1. Distribución de la mineralogía secundaria identificada en cortes transparentes, desde el norte hacia el sur.	41
Tabla 2 Tipo de ceolitas identificadas a partir de DRX en la Península Fildes, de norte a sur.	42
Tabla 3. Tipos de ceolitas identificadas y su composición.	44
Tabla 4. Cálculo de la fórmula estructural a partir de la composición en óxidos obtenida a partir de SEM-EDS.	48
Tabla 5. . Cálculo de la fórmula estructural a partir de la composición en óxidos obtenida a partir de SEM-EDS.	48

Índice de Figuras

- Figura 1. A** Ubicación de las Islas Shetland del Sur con respecto a la Península Antártica y Sudamérica. **B** Islas Shetland del Sur, con la ubicación del aeródromo Teniente Marsh. Las zonas bajo los círculos rojos corresponden a lugares que visitan los barcos de Antártica XXI. (Imágenes de Antártica XXI). 16
- Figura 2.** Mapa geológico de Península Fildes (modificado de Soliani et al., 1988) con líneas de color turquesa representando las zonas de muestreo. 18
- Figura 3.** Mapa de península Fildes representando los lugares de muestreo. 19
- Figura 4.** Neotectónica del arco de Scotia, modificado de Smalley et al. (2007). zonas de subducción: púrpura; zonas de fractura y fallas transformantes: verde (azul en continente); centros de expansión activos: línea doble roja (extintos en negro); velocidades por GPS y dirección de movimiento: flechas naranjas (en rojo predicciones); CT: Fosa Chilena; EI: Isla Elfante; ESR: Ridge este de Scotia; f-Phoenix: formador de la placa Phoenix; SFZ: Zona de Fractura Shackleton; SOI: Islas Orkney del Sur; SSRT: Ridge Sur de Scotia; MFFS: Sistema de fallas Magallanes-Fagnano; SST: Fosa de las Shetland del Sur; SSMP: Microplaca Shetland del Sur; SSP: Placa del sur de Sandwich..... 22
- Figura 5.** Bloques tectónicos de isla Rey Jorge (Modificado de Birkenmajer, 1991). 25
- Figura 6.** Mapa geológico de la Península Fildes. Q: Cuaternario; Ey: Block Hill M; Eh: Fossil Hill M; Em: Agata Beach M; Eb: Jasper Hill M; SV: Subvolcánicos (modificado de Zheng y Liu, 1990). 29
- Figura 7.** Correlación estratigráfica con el Grupo Península Fildes. FPG: Grupo Península Fildes; ABG: Grupo Admiralty Bay; UJVG: Grupo Volcánico Jurásico-Superior; FF: Formación Fossil; GWF: Formación Great Wall; BH: Miembro Block Hill; FH: Miembro Fossil Hill; AB: Miembro Agata Beach; JH: Miembro Jasper Hill. (Zheng y Liu, 1990) 29
- Figura 8.** Columna estratigráfica de la Península Fildes según Zheng y Liu, 1990. 30
- Figura 9.** Mapa que indica la ubicación de los cortes transparentes descritos. 31

Figura 10. Triángulo de clasificación de rocas ígneas extrusivas, sugerido por IUGS. Q: Cuarzo; A: Feldespato Alcalino; P: Plagioclasa; F: Feldespatoides. La estrella verde indica la composición promedio de las rocas descritas.	33
Figura 11. Muestra MAPF6C (A). Alteración de clorita en mineralogía primaria. Muestras NA01 (B) y NA02 (C), con clorita-esmectita intercrecida, en el interior y bordes de amígdalas respectivamente.....	35
Figura 12. Muestras URU02B (A) y GC02C (B). Alteración de arcilla intercrecida con illita, de alto color de interferencia, sobre cristales primarios.....	36
Figura 13. Muestra MAPF4C (A) calcita alterando plagioclasa. (B) Calcita dentro de una amígdala.....	37
Figura 14. Muestra MAIA6. Pumpellyita creciendo en fracturas de plagioclasas.	38
Figura 15. Muestra MAPF6C. Alteración de epidota y clorita, tanto en la masa fundamental, como en la mineralogía primaria.....	38
Figura 16. Muestra GC03A (A).Alteración de ceolita tabular y radial en una plagioclasa. Muestras GC03 (B) y MAPF9C (C). Ceolitas creciendo en el interior de amígdalas,.hábito en abanico y radial respectivamente.	39
Figura 17. Mapa con la distribución de la mineralogía secundaria observada en la Península Fildes.....	40
Figura 18. Imágenes SEM. A y B corresponden a Heulandita-Sr en la muestra DRX16. C y D correspondonde a Clinoptilolita en las muestras DRX21 y DRX17, respectivamente.	46
Figura 19. Backscattering de las muestras DRX16 (A), DRX17 (B), DRX18 (C) y DRX21 (D). Los cuadrados amarillos indican las zonas donde se realizó SEM-EDS.	47
Figura 20. Diagrama de composición de las muestras analizadas con SEM-EDS. El círculo verde representa heulandita y los círculos rosado y naranja representan clinoptilolita.....	49
Figura 21. Diagrama de actividad que muestra la relación entre las fases laumontita, heulandita y prehnita. La dirección de las flechas indica las reacciones más comunes entre las fases en las rocas Triásico-Jurásicas del Southlan Syncline, New Zeland. After Boles and Coombs (1975).	54

Figura 22. Diagramas para ceolitas comunes en vetillas y cavidades de rocas volcánicas máficas (analcima, chabazita, erionita, heulandita, laumontita, mesolita, mordenita, natrolita, phillipsita, esolecita, estilbita, thomsonita y yugawaralita), calculados asumiendo: a) 35°C y b) 100°C. Con $\log\alpha$ (K+) en agua subterránea fijo en -2 y $\log\alpha$ (Ca+) fijo en -3. (Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Applications, 2001).....	55
Figura 23. Esquema del Ridge Meso-Atlántico en Islandia, en donde se observa el proceso de metamorfismo hidrotermal asociado (tomado de Tschernich, 1992). .	56
Figura 24. Zonación de ceolitas observadas en Islandia mediante sondajes (tomado de Tschernich, 1992).....	56
Figura 25. Distribución de mineralogía secundaria en función de la temperatura en basaltos alterados hidrotermalmente en Islandia (modificado de Apps 1983).....	57
Figura 26. Zonación de ceolitas en función de la temperatura y profundidad y su respectiva asociación paragenética (Fridrikkson et al., 2001).....	57
Figura 27. Distribución de las ceolitas identificadas en la Península Fildes. Donde Zeo: Ceolitas; Heu: Heulandita; Clin: Clinoptilolita; Mor: Mordenita; Thom: Thomsonita; Chab: Chabazita; Lmt: Laumontita; Epis: Epistilbita.	58
Figura 28. Relación entre la estratigrafía y la alteración. FPG: Grupo Península Fildes; ABG: Grupo Admiralty Bay; FF: Formación Fossil; GWF: Formación Great Wall; BH: Miembro Block Hill; FH: Miembro Fossil Hill; AB: Miembro Agata Beach; JH: Miembro Jasper Hill. --- Disconformidad; Discordancia.	59
Figura 29. Desarrollo espacial y temporal en el relleno mineral de vesículas en Teigarhon, Islandia, en tres etapas. (Neuhoff et al., 1999).....	60
Figura 30. Episodio 1 representado por los bordes de clorita-esmectita y calcedonia. Episodio 2 representado por el relleno de ceolitas. A: NA02; B: MAPF9C.....	60
Figura 31. Mapa con la zonación metamórfica de acuerdo a la temperatura.	62
Figura 32. Mapa geológico de las Penínsulas Barton y Weaver, al este de la Península Fildes, Isla King George. (Kim et al., 2002)	64
Figura 33. Mapa indicando la distribución de la mineralogía secundaria en Península Fildes. En rosado se observa la alteración descrita en esta investigación, mientras que en verde se presenta la descrita por Fernandoy (2005).	65

Figura 34. Mapa que indica la zonación metamórfica de acuerdo a la temperatura. Los círculos representan los datos obtenidos en esta investigación y los rombos los obtenidos por Fernandoy (2005). 66

1. INTRODUCCIÓN

Los continentes de Sudamérica y Antártica estuvieron unidos hasta aproximadamente 40 Ma (Eoceno Medio), cuando se formó el paso de Drake (Scher y Martin, 2006). En ambos continentes se ha registrado magmatismo de arco desde el Jurásico, que en la Península Antártica (PA) se mantuvo activo hasta los 14 Ma (Birkenmajer et al., 1991). Este magmatismo de arco en la PA fue reemplazado por volcanismo alcalino Cuaternario, relacionado a extensión con formación del rifting del Estrecho de Bransfield (Hole et al., 1995).

En la Península Antártica, la colisión de centros de expansión con la fosa causó la migración del magmatismo hacia el noreste, identificándose 4 fases de volcanismo de arco de isla: 130-110 Ma, 90-70 Ma, 60-40 Ma y 30-20 Ma (Birkenmajer et al., 1986). Las dos últimas fases definen el fin del arco comprensivo en las Islas Shetland, con reportes de magmatismo toleítico a calcoalcalino en la Isla King George (Machado et al., 2005, referencias en este).

Diversos autores han descrito la presencia de minerales de alteración en las rocas volcánicas de las Islas Shetland del Sur (Araya y Hervé, 1966; González-Ferrán et al., 1972; Smellie et al., 1984; Birkenmajer et al., 1986; Pallàs et al., 1999; Hwang et al., 2011). Sin embargo aún persisten muchas dudas sobre el tipo de proceso que originó estos minerales. Algunos indican que la causa fue un metamorfismo de contacto (por ejemplo, Smellie et al., 1984; Armstrong, 1995; Kim et al., 2002). Otros sugieren que estos minerales secundarios fueron producto de una alteración hidrotermal (So et al., 1995; Hwang and Lee, 1998; Willan and Armstrong, 2002). Más aún, Willan & Armstrong (2002) han sugerido que las rocas volcánicas en las Islas Shetland fueron afectadas por eventos sucesivos de campos geotérmicos, alteraciones volcánico-hidrotermales y metamorfismo/metasomatismo de contacto. Recientemente, Bastías et al. (2013) han propuesto que estos minerales de alteración pueden haberse formado en antiguos campos geotérmicos. La presente investigación se motiva en estas dudas sobre el origen de los minerales secundarios. Y ya que las rocas volcánicas de la Península Fildes están también alteradas, se espera que un estudio de detalle como el propuesto acá, pueda sugerir cuál fue el origen que desencadenó esta alteración.

Es reconocido que los procesos que originan alteraciones/metamorfismos presentan características distintivas en las rocas afectadas por ellos. Por ejemplo, un metamorfismo/metasomatismo de contacto está asociado a la cercanía de un cuerpo intrusivo y las rocas afectadas por este proceso presentan un aumento en el grado metamórfico en las cercanías de este cuerpo. En el caso de un metamorfismo hidrotermal, el factor determinante es la ocurrencia abundante de fluidos de temperaturas medias a altas, que generan la formación de minerales secundarios, tales como clorita,

epidota, prehnita, actinolita, cuarzo, asociados a una fuente de calor y fluidos, por ejemplo, centros de expansión en las dorsales meso-oceánicas, fallas e intrusivos. Cuando los fluidos son extremadamente abundantes, la roca es completamente reemplazada por una asociación mineralógica hidrotermal, caracterizada por su ocurrencia en numerosas vetillas, lo que es llamado una alteración hidrotermal. El límite entre el metamorfismo y el hidrotermalismo es sutil. La ocurrencia de manifestaciones geotérmicas relictas y/o de minerales secundarios típicos de campos geotérmicos, tales como ceolitas del tipo yugawaralita y wairakita, permiten identificar un metamorfismo/hidrotermalismo geotérmico. Finalmente, el metamorfismo de enterramiento presenta patrones clásicos de asociaciones mineralógicas secundarias relacionadas con la profundidad estratigráfica; al aumentar la profundidad estratigráfica, aumenta el grado metamórfico.

En relación a lo anterior, estudios geoquímicos, mineralógicos y texturales en minerales de bajo grado, permiten indicar la evolución termobarométrica de la corteza superior (Weisenberger and Selbekk, 2009, y referencias en este). En esto radica la importancia de estos estudios, ya que la estructura y la historia termal de una región puede ser relacionada con los eventos geodinámicos que han ocurrido.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo General

Entregar nuevos antecedentes para entender la evolución del metamorfismo en las rocas volcánicas cenozoicas de la Península Fildes. Estos nuevos aportes permitirán conocer con mejor detalle, tanto espacial como temporalmente, la evolución de los eventos geológicos y tectónicos durante el Cenozoico que ocurrieron antes, durante y después de la separación del continente de Sudamérica y la Península Antártica.

1.1.2 Objetivos Específicos

Caracterizar el metamorfismo de bajo grado y/o alteración hidrotermal que ha afectado a las rocas volcánicas de la Península Fildes, Isla King George, Islas Shetland del Sur, Península Antártica.

Relacionar la alteración con las unidades litoestratigráficas presentes en la Península Fildes, Isla King George, Islas Shetland del Sur, Península Antártica.

Realizar estudios petrográficos y mineralógicos de las muestras de rocas volcánicas traídas de la expedición científica.

Identificar la mineralogía secundaria de las muestras de rocas mediante Difracción de Rayos X (en adelante DRX) y Microscopía Electrónica de Barrido (en adelante SEM).

1.2 HIPÓTESIS DE TRABAJO

La investigación se desarrolla sobre la hipótesis de que las rocas volcánicas de la Península Fildes fueron afectadas, luego de su depositación, por procesos de metamorfismo de enterramiento y, mayormente, por procesos de alteración hidrotermal debido a antiguos campos geotérmicos asociados al volcanismo Cenozoico.

1.3 ZONA DE ESTUDIO

1.3.1 Ubicación y vías de acceso

El lugar de estudio corresponde a la Península Fildes, Isla King George, Islas Shetland del Sur, Antártica (Figura 1). Los estudios en particular se realizaron en las cercanías de la Base Eduardo Frei (Fuerza Aérea de Chile; FACH) y de la Base Escudero (Instituto Antártico Chileno; INACH).

Además de la Península Fildes, algunas muestras fueron recolectadas en la Península Barton (Base Carlini (ARG) y Base Kingsejong (KOR)).

El acceso al lugar de estudio fue posible vía aérea a través de una línea comercial (Antartic Airways) y por medio de la FACH. También es posible acceder por vía marítima.

El acercamiento a las zonas de muestreo, por su parte, se efectuó a pie y en menor medida en zodiac (Isla Ardley).

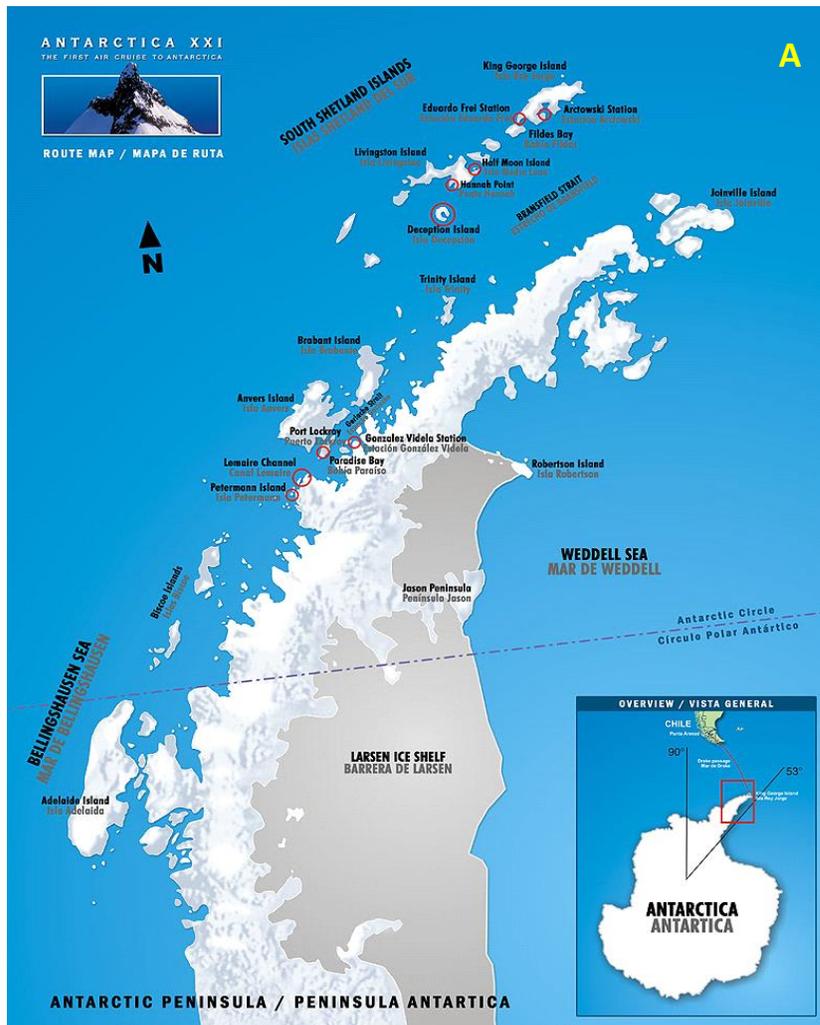


Figura 1. A Ubicación de las Islas Shetland del Sur con respecto a la Península Antártica y Sudamérica. **B** Islas Shetland del Sur, con la ubicación del aeródromo Teniente Marsh. Las zonas bajo los círculos rojos corresponden a lugares que visitan los barcos de Antártica XXI. (Imágenes de Antártica XXI).

1.4 METODOLOGÍA

1.4.1 Etapa de Gabinete:

La presente memoria surgió a partir del programa “Apoyo a Tesis de Pregrado en Temas Antárticos período 2013-2014”, ofrecido por el Instituto Antártico Chileno. Para la postulación fue necesario la confección de un proyecto de acuerdo a los requerimientos exigidos (tema, metodologías, objetivos, etc), el cual fue entregado en Junio de 2013. Para ello, se realizó una investigación y revisión bibliográfica enfocada en el metamorfismo que ha afectado la Isla King George durante el Cenozoico. Sin embargo, la información disponible acerca de la zona de estudio era bastante escasa y poco reciente, por lo que no se contaba con un mapa geológico detallado del área de interés. Cabe mencionar que la beca entregada por INACH sólo podía efectuarse en la Península Fildes y no en otras áreas de la Isla. Debido a esto, el enfoque del estudio se acotó sólo a esta zona, por lo que la bibliografía disponible era aún más escasa.

En esta etapa se diseñó el plan tentativo de trabajo en terreno, el cual pretendió abarcar la mayor cantidad de área posible, considerando la estratigrafía de la Península.

1.4.2 Etapa de Terreno

El período asignado para la colecta de muestras fue de 2 meses (Enero-Febrero 2014), durante el cual se realizó la recolección de las mismas de acuerdo a lo planificado en la etapa anterior.

El plan de trabajo inicial en terreno, que abarcaba todos los miembros del Grupo Fildes a lo largo de la Península, fue el siguiente:

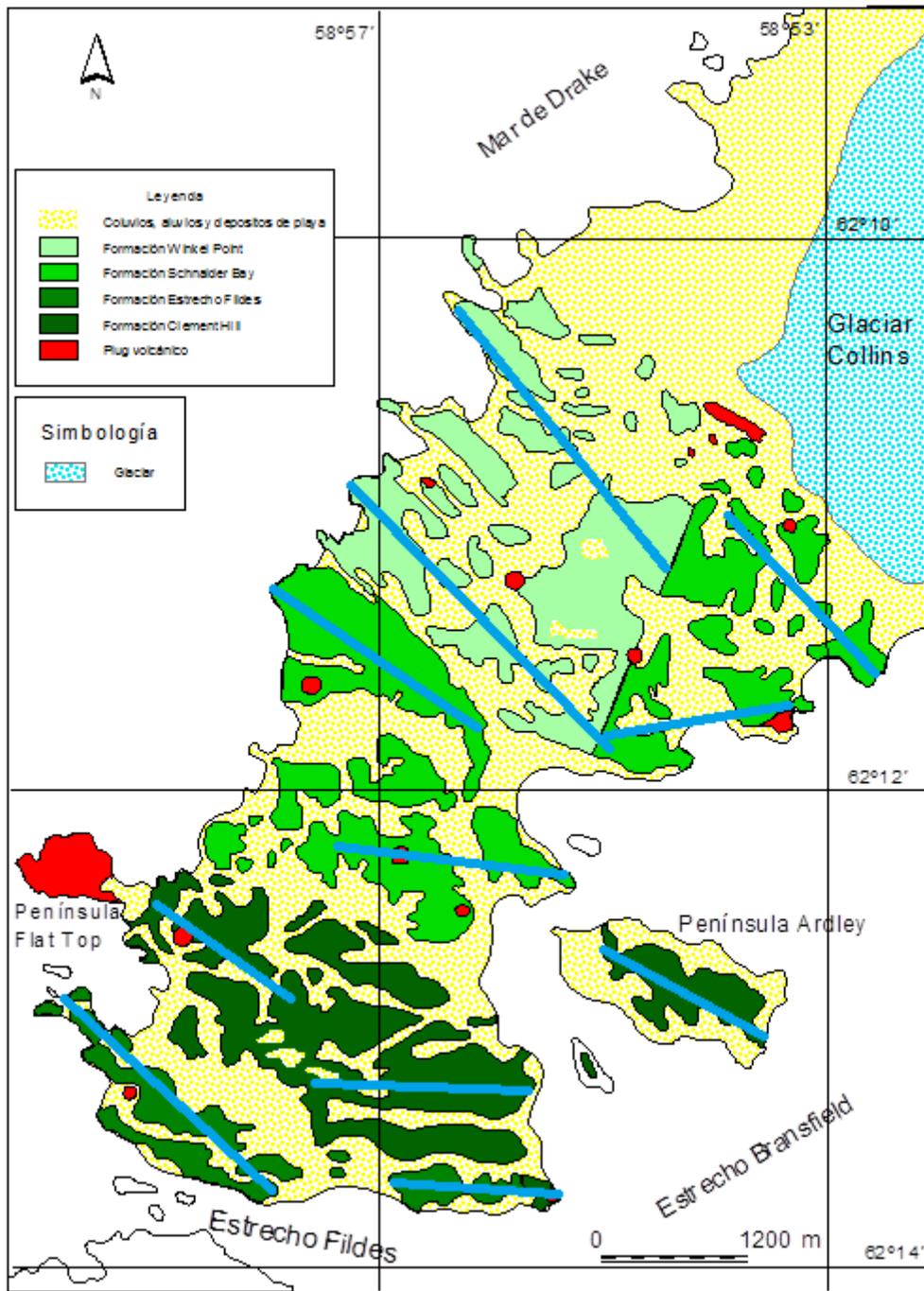


Figura 2. Mapa geológico de Península Fildes (modificado de Soliani et al., 1988) con líneas de color turquesa representando las zonas de muestreo.

1.4.3 Etapa de Gabinete y Laboratorio

- Selección de muestras: de alrededor de 100 muestras recolectadas en terreno, se seleccionaron de acuerdo a la alteración presente y ubicación, 32 para corte transparente y 22 para DRX. Esta etapa fue acompañada de una descripción macroscópica de todas las muestras.
- Descripción petrográfica microscópica: se realizó descripción petrográfica a partir de cortes transparentes a 32 muestras representativas de la alteración. Para ello se utilizó un microscopio polarizante Nikon modelo Optiphot-pol para luz reflejada y transmitida. Adicionalmente, se tomaron fotomicrografías de las secciones delgadas con una cámara digital marca Nikon modelo Cool Pix 950.
- Estudio por Difracción de Rayos X (DRX): se hicieron análisis a 22 muestras, de las cuales 12 correspondían a roca total y 10 a amígdalas y vetillas, en busca del reconocimiento de ceolitas. Para el desarrollo de esta etapa se realizaron:
 - Chancado y pulverización: se utilizó un triturador de mandíbulas para laboratorio - 90 - 2 mm | BB 200.
 - Una vez chancado, se tomaron las partículas más pequeñas y se incorporaron a una trituradora de tipo mortero para laboratorio - 8 mm - 10 μm | RM 200, de ágata. A una presión entre 6 a 8, por alrededor de 6 minutos.
 - Uso de micronizador electrónico: el polvo obtenido en el mortero electrónico, se debió micronizar utilizando un micronizador electrónico, donde se utilizó ágata y corindón para la molienda.
 - Secado y preparación de muestras: una vez micronizadas se procedió a colocar la mezcla de polvo y alcohol en una cápsula Petri, para luego ser secada y prensada.
 - Difracción de Rayos X: se utilizó un difractómetro modelo Bruker D8 (Universidad Andrés Bello; UNAB). Se operó con una radiación $\text{CuK}\alpha$ de 1.54 Å (40kV, 30mA) entre 4 a $80^\circ 2\theta$ (tamaño de paso $0.02^\circ 2\theta$ y tiempo de medición de 0.5 s por paso).
 - Interpretación de difractogramas: los difractogramas obtenidos se analizaron en el programa DIFFRAC.EVA versión 2.1, de Bruker AXS.

- Estudio por SEM: de las 22 muestras analizadas por DRX, se seleccionaron 7 muestras de polvo para ser analizadas en SEM modelo VEGA3 LMU (UNAB), equipado con un detector EDS Bruker Nano XFlash Detector 5030 (voltaje de aceleración de los electrones de 12-20kV y con un diámetro mínimo del haz del rayo de 50 nm). A 4 ellas se les realizó un análisis de morfología, química por EDS y *Backscattering*. Esto con el objeto de verificar las ceolitas identificadas.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 MARCO GEOTECTÓNICO

El arco de las Islas Shetland se ubica a 950 km al sureste del Cabo de Hornos y 100 km al noroeste de la Península Antártica (Figura 1), y corresponde a un arco maduro sobre un basamento de rocas sedimentarias deformadas y esquistos siálicos (Smellie et al., 1984). Las Islas Shetland del Sur se extienden por aproximadamente 300km en dirección noreste, paralelas al extremo norte de la Península Antártica y están separadas de ésta por el Estrecho de Bransfield, una cuenca marginal activa que ha estado en extensión por al menos 4m.y. (e.g. Barker 1982). Se ubican en la Placa Antártica, cerca del límite con la Placa de Scotia.

El arco de Scotia, por su parte, corresponde a un círculo cerrado de montañas en el este y ridges submarinos emergentes, extendiéndose desde la parte más austral de Los Andes, a través del arco volcánico Sandwich del Sur, hasta la Península Antártica. Sus orígenes se remontan al Jurásico, durante la fragmentación de Gondwana. Esta fragmentación, incluyó extensión intercratónica extrema, rotación de bloques de corteza hacia el Pacífico, y formación de ignimbritas. (Dalziel et al., 2013).

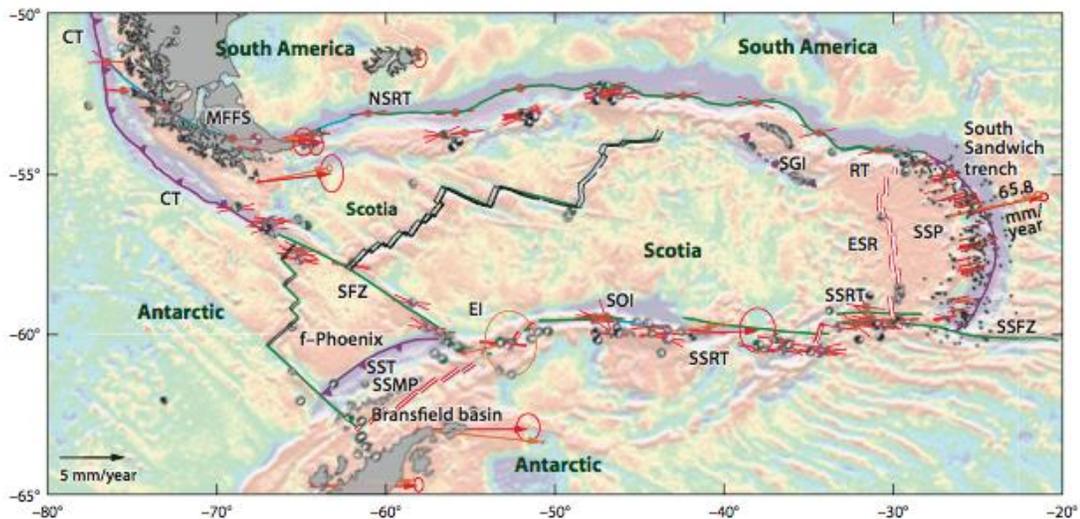


Figura 4. Neotectónica del arco de Scotia, modificado de Smalley et al. (2007). zonas de subducción: púrpura; zonas de fractura y fallas transformantes: verde (azul en continente); centros de expansión activos: línea doble roja (extintos en negro); velocidades por GPS y dirección de movimiento: flechas naranjas (en rojo predicciones); CT: Fosa Chilena; EI: Isla Elfante; ESR: Ridge este de Scotia; f-Phoenix: formador de la placa Phoenix; SFZ: Zona de Fractura Shackleton; SOI: Islas Orkney del Sur; SSRT: Ridge Sur de Scotia; MFFS: Sistema de fallas Magallanes-Fagnano; SST: Fosa de las Shetland del Sur; SSMP: Microplaca Shetland del Sur; SSP: Placa del sur de Sandwich.

Esta evolución fue acompañada por varios episodios tectónicos que pueden agruparse en 6 eventos tectónicos principales desde 250 a 20 Ma:

1. Orógeno de Samfrau, durante el Paleozoico-Mesozoico.
2. Procesos de fragmentación temprana de Gondwana.
3. Ruptura de Gondwana.
4. Subducción de la placa Phoenix.
5. Volcanismo de arco en las Islas Shetland del Sur.
6. Tectonismo extensional en la Península Antártica. Se ha llegado a acuerdo que el bloque de la Península Antártica sufrió una importante rotación en dirección antihoraria durante el Jurásico-Cretácico, relacionado, probablemente, a la dispersión del sur de Gondwana. (Pankhurst et al., 2000).

Existen evidencias de un basamento ígneo y metamórfico Paleozoico, aunque la situación en este período no es del todo clara. Se han observado algunos afloramientos en la parte oriental de la Península Antártica, correspondientes a una metagranodiorita (410 Ma) y en la parte norte correspondientes a paragneisses, anfibolitas y ortogneisses, estos últimos intruyendo a unidades Mesozoicas. Estas rocas abarcan toda la parte norte de la península y poseerían una edad Devónica-Carbonífera superior, encontrándose cubiertas por rocas más recientes. Esta unidad sería equivalente a la Cordillera de la Costa de Chile central y al macizo Nor-patagónico del sur de Chile (Hervé, 1992).

Durante el Jurásico al Terciario Inferior, ocurre el mayor evento magmático de la Península Antártica. Este evento se caracteriza por un intenso magmatismo calcoalcalino, típico de ambiente de margen continental activo (Hervé, 1989), en que la placa oceánica Phoenix es subductada bajo la litosfera continental Antártica. Esta intensa actividad está ligada al fenómeno global de la super-pluma Cretácica (Hervé, 1992).

La Península Antártica y las Islas Shetland del Sur, por ende, se formaron como resultado de la subducción de la corteza del Océano Pacífico (placa Phoenix) bajo la placa Antártica, desde el Jurásico Medio hasta el Cenozoico. Las Islas Shetland del Sur se situaron justo al frente del eje de la subducción de la dorsal Aluk (Hervé 1989) y se formó un arco volcánico desde el Cenozoico tardío. La extensión de tras-arco, en el Oligoceno Tardío, permitió la formación del Estrecho de Bransfield y la separación y migración hacia el noroeste de las Islas Shetland del Sur desde la Península Antártica (Gonzalez-Ferran, 1982; Pankhurst y Smellie, 1983), en el Plioceno.

Bajo este escenario tectónico, la Península Fildes ha estado sujeta a un stress compresivo noroeste-sureste por un largo período y ha desarrollado una serie de fallas paralelas y subparalelas NOO-SEE, a lo largo de las cuales se han distribuido centros paleovolcánicos e intrusivos subvolcánicos.

Durante el Paleoceno la actividad volcánica se focalizó en la zona oeste de la Península Fildes, alcanzando su clímax. Una erupción temprana produjo la deposición de rocas volcánicas al suroeste de la península. La siguiente erupción a gran escala produjo un ciclo completo de volcanismo, la que originó una disminución del tamaño de grano en las brechas, un aumento en el volumen de lavas con la continua erupción volcánica (Zheng y Liu, 1990).

Luego de esta primera etapa de volcanismo, la actividad volcánica en la Península Fildes cesó y los depósitos empezaron a sufrir una fuerte meteorización. Al final del Oligoceno, una vigorosa explosión de volcanes en la parte este de la península produjo una gran cantidad de ceniza, tobas y brechas cubriendo la península por completo. Otra erupción en el Eoceno tardío dio lugar a depósitos de lavas y lavas aglomerádicas en la zona este de la península (Zheng y Liu, 1990).

Las rocas volcánicas de la Isla King George evidencian tres etapas sucesivas de eventos tectónicos en el norte de la Península Antártica (Tokarski, 1987): en primer lugar, subducción hacia el este de la placa Aluk, luego una reorganización de las placas, finalizando con un periodo de estabilización. Por su parte, el bloque Fildes, corresponde a un complejo terrestre asociado a subducción, con alrededor de 25,8 km² (Figura 5) Birkenmajer et al., 1986).

La Isla King George está dividida en cuatro bloques longitudinales principales: Bloque Fildes, Bloque Barton Horst, Bloque Warsawa y Bloque Kraków (Figura 5). Particularmente, la isla está conformada por este conjunto de bloques delimitados por fallas longitudinales, las cuales, según dataciones a elementos geológicos ligados a la tectónica, se establecieron hace 54 Ma (Paleoceno-Eoceno), con una duración hasta los 21 Ma (Mioceno), teniendo importantes variaciones en el rumbo.

Posteriormente, entre 21 y 20 Ma, un nuevo sistema de fallas transversales se desarrolló, junto con intrusiones y diques paralelos a las fallas (Birkenmajer et al., 1986). Estas estructuras también presentaron movimientos de rumbo, y son las que modelan actualmente el paisaje.

En la Península Fildes, en particular, se observa el mismo arreglo estructural antes mencionado, presentando dos direcciones dominantes y ortogonales entre sí: ESE–WNW y NNESSW, representando una tectónica de carácter distensivo (Fensterseifer et al., 1988).

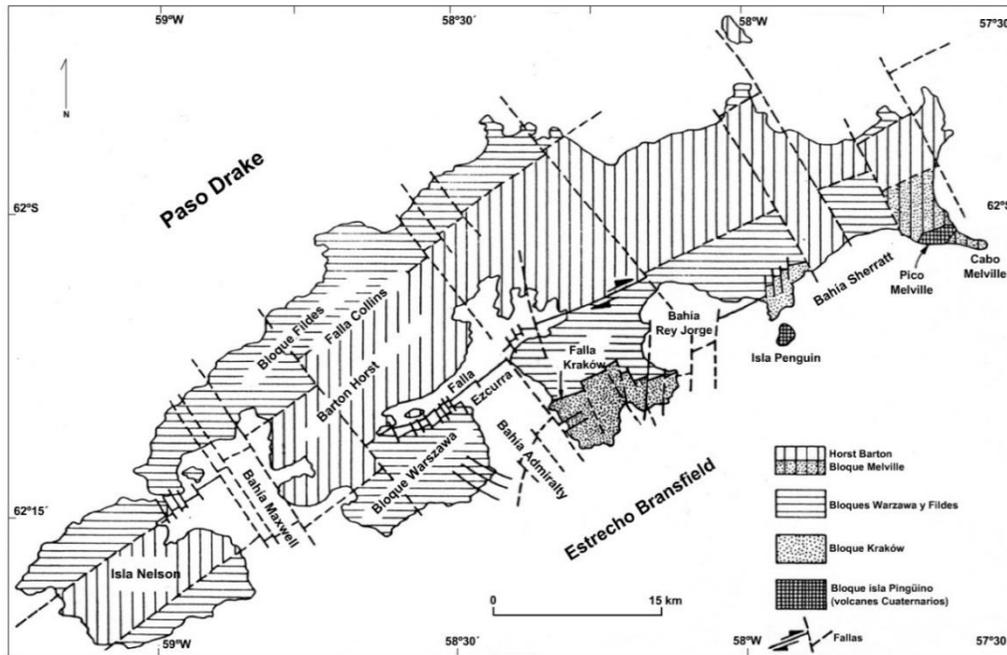


Figura 5. Bloques tectónicos de isla Rey Jorge (Modificado de Birkenmajer, 1991).

2.2 GEOLOGIA LOCAL

La Isla Rey Jorge está ubicada en el medio del archipiélago de 9 islas que comprenden las Islas Shetland del Sur. Éstas (excluyendo el complejo metamórfico de acreción del grupo de Islas Elefante y Clarence; Trouw et al. 1998), están formadas principalmente de lavas y rocas volcánicas asociadas, del Mesozoico y Cenozoico (Leat et al. 1995; Smellie et al. 1984). La subducción de la corteza oceánica Pacífica, llamada Phoenix, bajo el continente Antártico comenzó hace 200 Ma (Barker, 1982) y continúa hasta hoy en la fosa de las Shetland del Sur como indica la actividad sísmica (Robertson Maurice et al. 2003).

El espesor de la corteza es de 30-32km y aumenta hacia la Península Antártica hasta 38-42km (Guterch et al., 1985).

El registro magmático de las Islas Shetland del Sur está asociado principalmente a la subducción, durante el Mesozoico Tardío-Cenozoico, de la corteza oceánica del Pacífico bajo el continente Antártico. En la Isla, el magmatismo orogénico calco-alcalino comprende desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno Temprano y muestra ciclicidad y recurrencia de fuentes magmáticas básicas a ácidas. (e.g. Birkenmajer et al. 1981, 1983, 1985a,b, 1986a,b 1988, Birkenmajer 1989).

La geología local ha sido descrita por diversos autores, cada uno adoptando sus propias definiciones, debido a que sólo el 10% de las Islas Shetland del Sur se encuentran descubiertas de hielo. Una de las divisiones estratigráficas ha sido realizada por Fensterseifer et al. (1988), Fontoura et al. (1988) y Soliani et al. (1988).

La Península Fildes posee una extensa sucesión de rocas volcánicas basálticas y andesíticas, incluso dacíticas con intercalación de rocas volcanoclásticas, que se desarrollan en un ambiente volcánico subaéreo, con actividad volcánica de tipo complejo estratovolcánico (Soliani et al., 1988). Lo anterior, en conjunto, representa el **Grupo Península Fildes** (Hawkes 1961), a partir del cual se definieron 4 formaciones (Fensterseifer et al., 1988) y una unidad intrusiva (Birkenmajer et al., 1991) (Figura 2):

1. **Clement Hill:** se compone de basaltos, andesitas basálticas y andesitas intercaladas con brechas volcánicas polimícticas, con espesores de 1 a 7 m, alcanzando hasta 25 m. Los afloramientos se extienden en la zona Sur y Este (Península Ardley) de la Península Fildes. La edad en su base, de acuerdo a dataciones K-Ar, es de 58 ± 5 Ma (Paleoceno Superior), (Smellie et al., 1984).
2. **Fildes Strait:** compuesta de traquibasaltos y basaltos porfíricos asociados con brechas volcánicas y restos fósiles de vegetales. Se distribuye en la zona sur, aledaña al estrecho de Fildes y se extiende hasta cercanías de la Isla Nelson. La secuencia inferior, de acuerdo a características litológicas, contenido fosilífero, posición estratigráfica y aspecto tectónico, tendría una edad Paleocena Superior – Miocena Medio (Fernandoy, 2005).
3. **Schneider Bay:** Se distribuye en la zona centro-sur y noreste de la península. Se compone de basaltos porfíricos, andesitas basálticas, andesitas y dacitas intercaladas con brechas de tipo flujo de detritos, comprendiendo un espesor de 250 m. De acuerdo al contenido polínico de las rocas volcanoclásticas, se le asigna una edad Paleógena a la unidad (Fernandoy, 2005).
4. **Winkel Point:** Se distribuye principalmente en los sectores noroeste de la península y está compuesta de coladas de basaltos, basaltos traquíticos y andesitas basálticas con intercalaciones de brechas volcánicas y tobas con un espesor mayor a 280 m. Se ha interpretado presencia de paleosuelos a partir de lentes carbonosos y restos de raíces. Dataciones K-Ar varían entre $58,5 \pm 1,4$ Ma (Paleoceno Superior) y $42,9 \pm 1,3$ Ma (Eoceno Inferior).

El Grupo Admiralty Bay incorpora todas las rocas intrusivas (diques, sills y plugs) y las rocas volcánicas asociadas a centros volcánicos de la península. En la zona de estudio se presentan dos centros volcánicos mayores: Suffield Point (margen oriental) y Rondon Hill (zona central de la península) con edades de $52,3 \pm 1$ Ma (Eoceno Inferior), y tres plugs menores: Intrusión Skua Bay, Intrusión Coco y Crest Hill.

Centros eruptivos contemporáneos se encuentran principalmente en la Península Fildes (Isla King George) y en la Península Stansbury (Isla Nelson), pero también se incluyen los “plugs” de Three Brothers Hill, Jardine Peak y Esther Nunatak.

Rocas volcánicas alteradas se caracterizan por abundante calcita, sílice y/o pirita, las que afloran de forma abundante en la Isla King George. Sobresalientes vetas de cuarzo-pirita se encuentran localmente (Isla Pirita, Isla Keller y Península Barton (Ferguson, 1921; Barton, 1965)).

Otra división estratigráfica fue realizada por Zheng Xianshen y Liu Xiaohan (1990), los cuales dividieron el Grupo Fildes en dos formaciones y cuatro miembros (Figura 6, 7 y 8). Estos se habrían formado en dos eventos volcánicos entre el Paleoceno al Eoceno.

- **Formación Fossil:**

- **Block Hill:** se compone de aglomerados, brechas volcánicas y en menor medida lavas, encontradas sólo al este de la península. Se distribuye al sureste y escasamente al noreste de la península. Se le asigna una edad Eocena-Superior Oligocena (K-Ar, Smellie et.al 1984).
- **Fossil Hill:** compuesto de rocas piroclástico-sedimentarias y brechas volcánicas, se distribuye al este de la península, en Fossil Hill y al oeste de la Isla Ardley. Su distribución es generosa, lo cual refleja el efecto de un bajo ángulo de inclinación del paleo-relieve. Su espesor fue controlado por la paleo-topografía y va desde 0-60 m. Sobreyace en discordancia al miembro Agate Beach. Posee una edad Eocena (K-Ar, Smellie et.al 1984).

- **Formación Great Wall:**

- **Agate Beach:** este miembro cubre casi toda el área con una estructura monoclinial y ondulación local. Su manto es de 5-15° NEE o SEE. Está compuesto de rocas volcanoclasticas y lavas basálticas y andesitas-basálticas. La parte media se compone de lavas amigdaloidales, (las más abundantes de este miembro, con un máximo de 330 m de espesor). Sus amígdalas se observan rellenas de cuarzo, calcita y ceolitas. Subyace en discordancia al miembro Fossil Hill. Posee una edad Paleocena a Eocena Temprana (K-Ar, Smellie et.al 1984).
- **Jasper Hill:** se compone de aglomerados y brechas volcánicas, con un espesor de 14-25 m (base desconocida), intercaladas con capas de basaltos de espesor entre 39-82 m. Se distribuye al suroeste de la península con un manto 10-15° NE, con un espesor de 53-107 m totales. Posee una edad Paleocena (K-Ar, Smellie et.al 1984).

- **Subvolcánicos:** incorpora todas las rocas intrusivas (diques, sills y plugs) y se distribuyen por toda la región, siendo controlados por factores estructurales.

2.3 PETROLOGIA:

Lavas andesíticas basálticas son las más comunes, aunque flujos ocasionales de andesita de hiperstena-augita y andesita de augita están también presentes (Barton, 1965). Dos variedades texturales de andesitas basálticas han sido reconocidas por Hawkes (1961): del tipo porfírico e intergranular. Este último ocurre principalmente en “chimeneas de erupción” y diques y están compuestos de una masa fundamental de microlitos de labradorita, piroxeno y mena de hierro, en la cual están presentes, ocasionalmente, microfenocristales de labradorita y augita. El tipo porfírico más común contiene gran cantidad de fenocristales zonados de labradorita y una matriz intergranular de microlitos de labradorita, gránulos de piroxeno y mena de hierro.

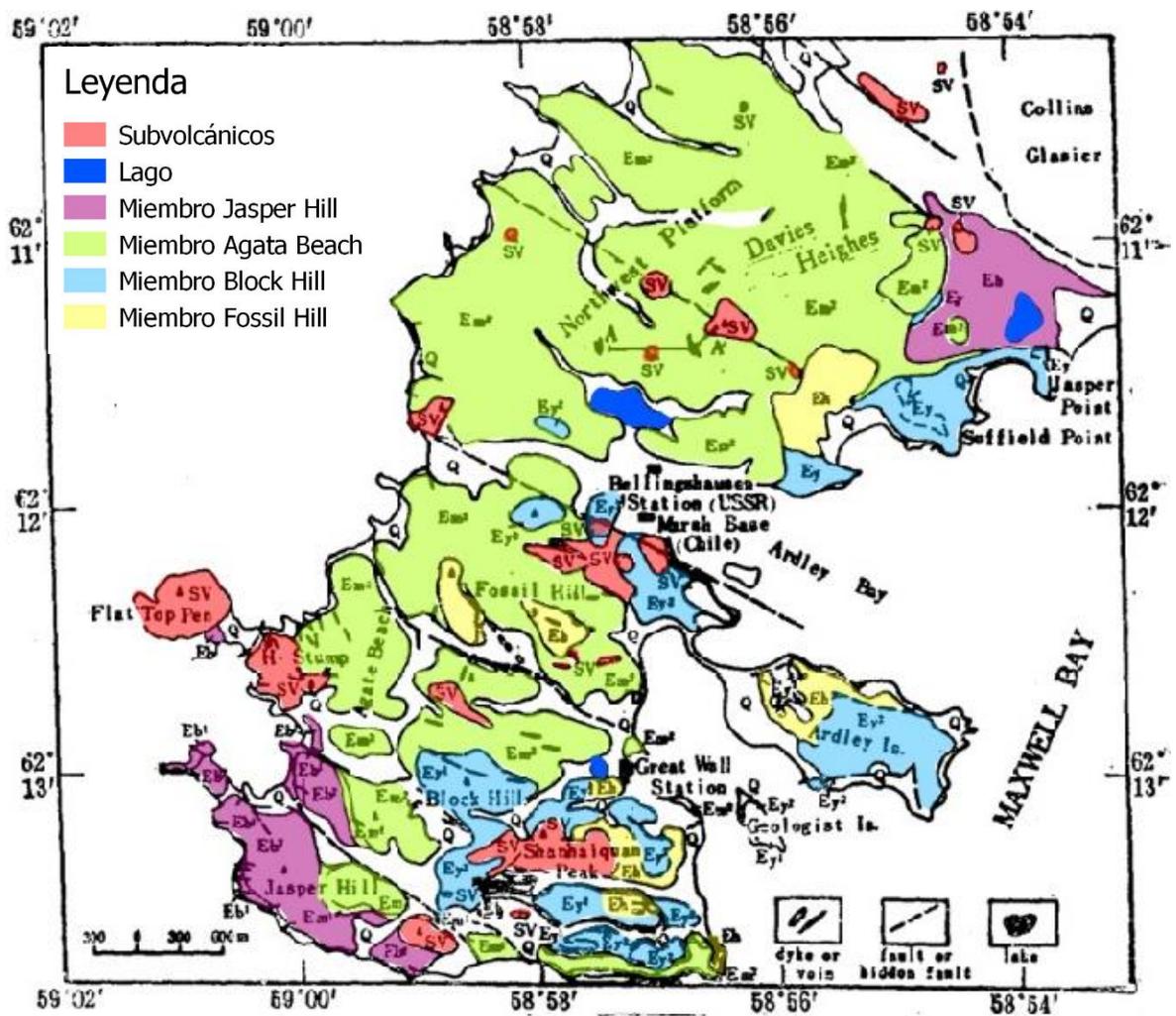
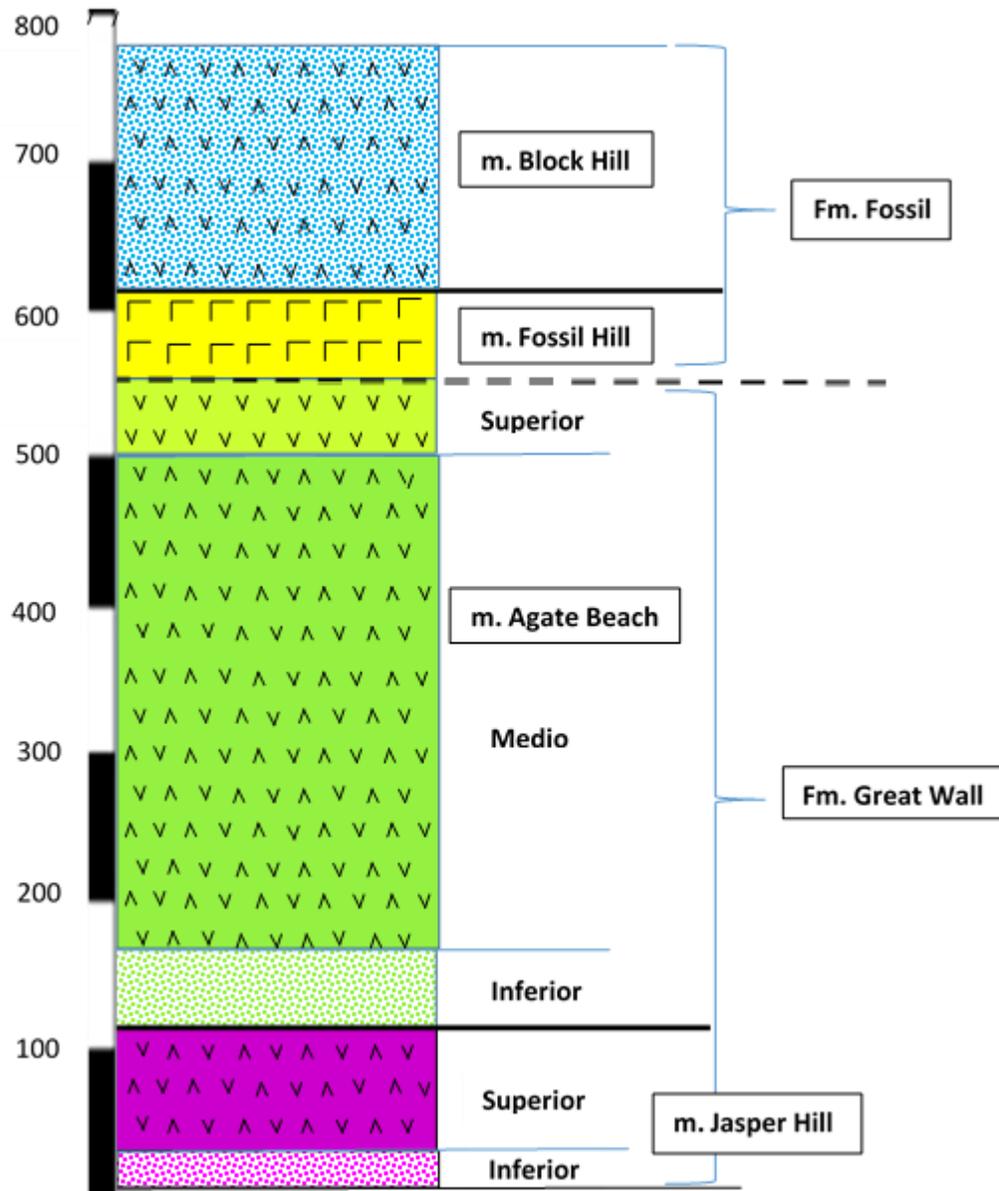


Figura 6. Mapa geológico de la Península Fildes. Q: Cuaternario; Ey: Block Hill M; Eh: Fossil Hill M; Em: Agata Beach M; Eb: Jasper Hill M; SV: Subvolcánicos (modificado de Zheng y Liu, 1990).

Time	Hawkes (1961)	Barton (1965)	Birkenmajer (1980, 1983)	Zheng & Liu (this paper)
Pliocene				
Miocene	L			
	M		ABG	
	E	FPG		
Oligocene				FF
Eocene		FPG	FPG	BH
				FH
Paleocene				GWF
				AB
Cretaceous (L)				JH
Jurassic (L)		UJVG		

Figura 7. Correlación estratigráfica con el Grupo Península Fildes. FPG: Grupo Península Fildes; ABG: Grupo Admiralty Bay; UJVG: Grupo Volcánico Jurásico-Superior; FF: Formación Fossil; GWF: Formación Great Wall; BH: Miembro Block Hill; FH: Miembro Fossil Hill; AB: Miembro Agata Beach; JH: Miembro Jasper Hill. (Zheng y Liu, 1990)



Leyenda:

- | | |
|---|--|
| Aglomerados y brechas volcánicas. | Lavas <u>dacíticas y andesíticas</u> . |
| Lavas basálticas y brechas volcánicas. | <u>Tobas, areniscas-tobáceas y conglomerados.</u> |
| Aglomerados y brechas volcánicas. | Aglomerados, brechas volcánicas y lavas basálticas y <u>andesítico-basálticas.</u> |
| Lavas basálticas y andesitas-basálticas <u>amigdaloidales</u> y brechas volcánicas. | Discordancia |

Figura 8. Columna estratigráfica de la Península Fildes según Zheng y Liu, 1990.

3. PETROGRAFÍA

3.1 INTRODUCCIÓN

En la etapa de terreno se obtuvieron alrededor de 100 muestras de roca en la Península Fildes, de las cuales 32 fueron seleccionadas para corte transparente (Figura 9), las que fueron descritas tanto macroscópica como microscópicamente. Adicionalmente, se realizaron análisis de Difracción de Rayos X a 22 muestras, seleccionándose las que presentaban un mayor grado de alteración y SEM a 7 muestras, con enfoque en la química y morfología. En las figuras siguientes se utilizarán las abreviaturas minerales recomendadas por la IUGS (Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks) (Ver anexo D).

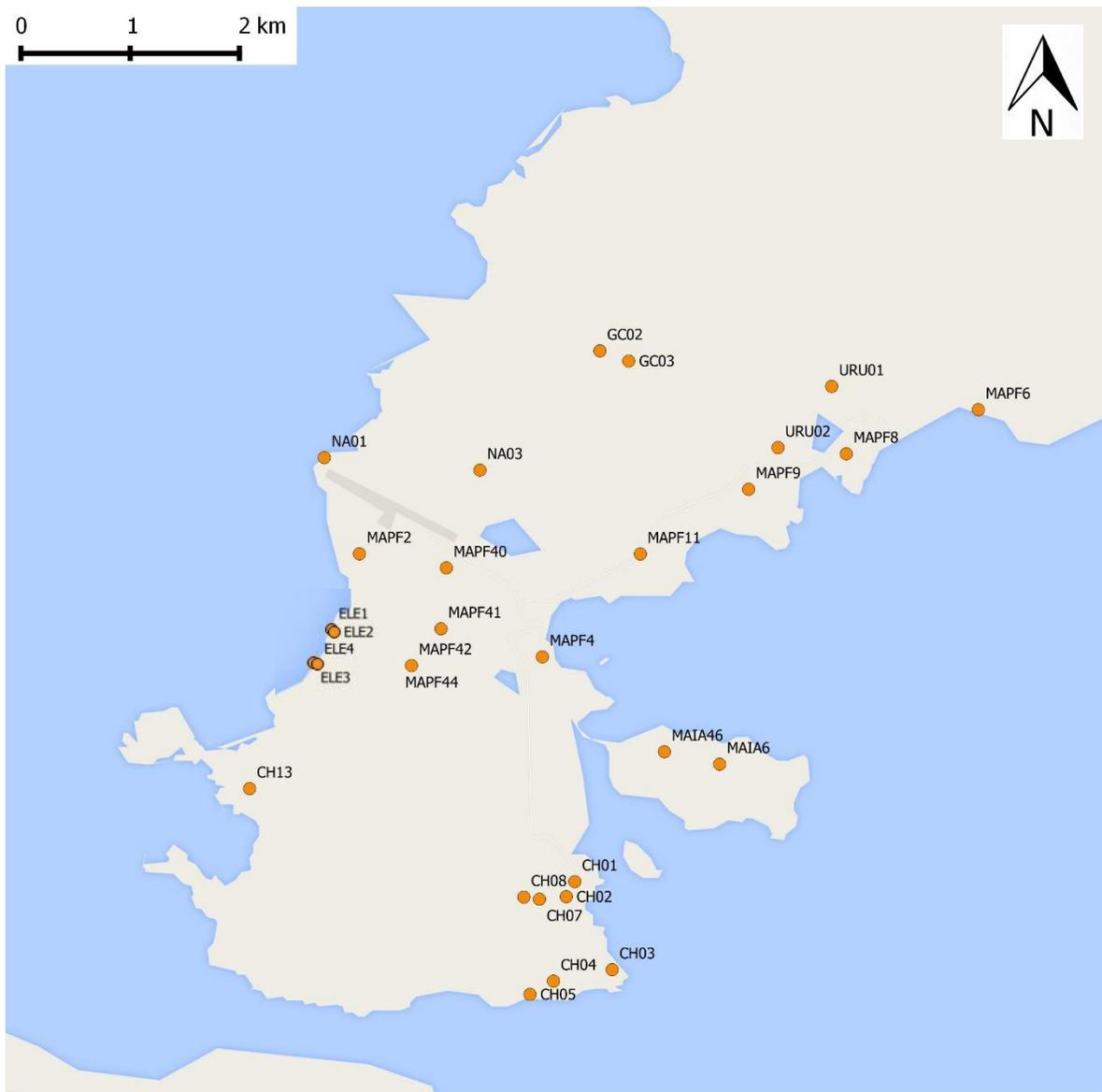


Figura 9. Mapa que indica la ubicación de los cortes transparentes descritos.

3.2 MINERALOGIA PRIMARIA

A grandes rasgos, y según lo que se observó tanto en terreno como en cortes transparentes, la litología dominante en la península es sin duda la andesita-basáltica, apareciendo en menor medida tobas y brechas volcánicas de la misma composición.

Las lavas en general presentan texturas porfíricas, intergranulares y glomeroporfíricas, apareciendo con menor frecuencia, texturas traquíticas. La mineralogía primaria predominante corresponde a plagioclasa, tanto fenocristales como microlitos, y a piroxenos, siendo más abundantes los clinopiroxenos. Ambos se presentan anhedrales a subhedrales y maclados. En plagioclasas son muy abundantes las texturas de reabsorción y las zonaciones. Los clinopiroxenos corresponderían a augita y hedenbergita, según sus características ópticas, esta última en mayor proporción.

Adicionalmente, una gran cantidad de opacos se apreciaron en todas las muestras, identificándose en su gran mayoría como magnetita, en muestras de mano, y vidrio. Los óxidos de hierro también estaban presentes, sobre todo en zonas de mayor meteorización como lo son el noroeste y noreste de la zona de estudio.

La mineralogía descrita anteriormente fue identificada exclusivamente por medio de 32 cortes transparentes.

3.3 CARACTERIZACION MINERALOGIA PRIMARIA

La clasificación se realizó en base a la descripción tanto macroscópica como microscópica, apoyado por el índice de color. No se pudo realizar una clasificación más específica, debido a la ausencia de un estudio geoquímico de las muestras.

De acuerdo al Triángulo de Clasificación de Rocas Volcánicas (Figura 10), las muestras observadas se incluyen en el campo de Andesitas y Basaltos. De acuerdo al criterio de índice de color de la roca, se dedujo que las muestras en su mayoría corresponden a andesitas y andesitas-basálticas, debido a la ausencia de mineralogía ultramáfica. La composición de la mineralogía es en general uniforme, variando exclusivamente la proporción de ésta, no el contenido.

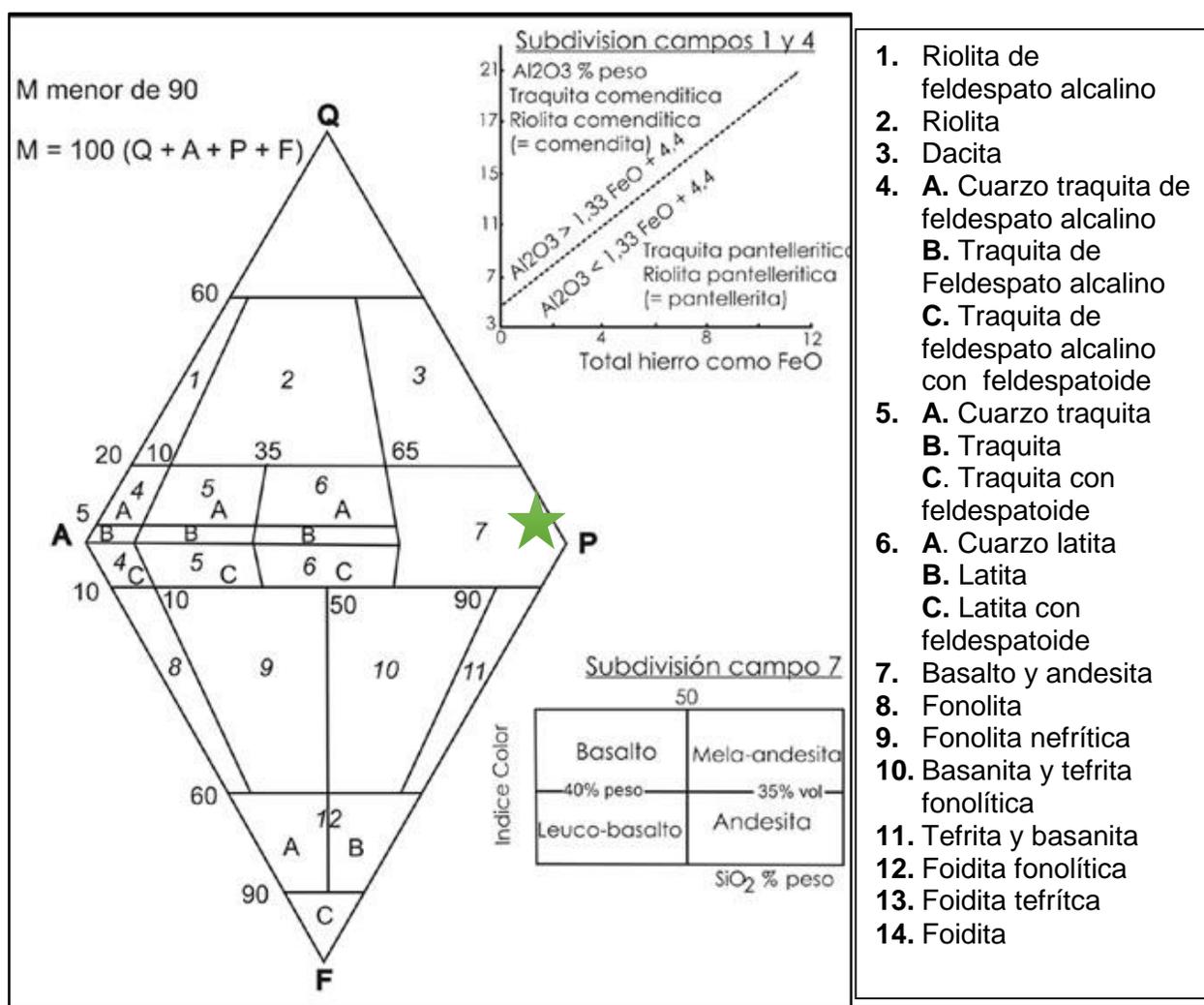


Figura 10. Triángulo de clasificación de rocas ígneas extrusivas, sugerido por IUGS. Q: Cuarzo; A: Feldespato Alcalino; P: Plagioclasa; F: Feldespatoides. La estrella verde indica la composición promedio de las rocas descritas.

3.4 MINERALOGIA SECUNDARIA

Para la identificación de la mineralogía secundaria de manera más eficiente y específica, fue necesario la utilización de Difracción de Rayos X y SEM. Esto debido al tamaño de los cristales involucrados sumado a las propiedades ópticas poco específicas dentro de cada grupo mineral (sobre todo en ceolitas), haciendo imposible su certera identificación. El análisis DRX se realizó a 12 muestras de roca total y a 10 muestras de amígdalas y vetillas, 22 en total. El análisis SEM, por su parte, se efectuó a 3 muestras de roca total y a 4 muestras de amígdalas.

La mineralogía secundaria presente corresponde a minerales característicos de metamorfismo de bajo grado (Tabla 1; Figuras 11 a 17). El grado metamórfico parece aumentar hacia el este y más sutilmente hacia el norte. La mineralogía encontrada es la siguiente:

Arcillas (vermiculita y esmectitas) y calcita dominan la zona sur de la península, apareciendo hacia el este, clorita y epistilbita. Esta última ceolita, sólo ocurre en el SE.

Hacia el centro y al oeste, se observan exclusivamente ceolitas, tales como: heulandita-Sr, clinoptilolita-Ca y Na, mordenita y chabazita-K, acompañadas de clorita-esmectita. Hacia el este se observan vermiculita, clorita, epidota y ceolitas: clinoptilolita-Ca, mordenita, thomsonita y laumontita.

Hacia el noroeste domina clorita-esmectita, acompañado de celadonita. Al centro encontramos mesolita, thomsonita y clinoptilolita-Ca. Ya hacia el este encontramos vermiculita, clinocloro, heulandita y clinoptilolita-Ca, apareciendo epidota más al noreste.

En la Isla Ardley, por su parte, corresponde al único lugar donde se observó pumpellyita, acompañada de clorita-esmectita, calcita y ceolitas.

3.4.1 Caracterización de la mineralogía secundaria

a) Clorita

Ocurre reemplazando masa fundamental y mineralogía primaria (minerales máficos), y como bordes de amígdalas. En asociación con epidota y más comúnmente con esmectita, formando fibras intercrecidas. En el microscopio óptico se observó siempre como un agregado de fibras o cristales alargados, con un color verde pálido a nícoles paralelos y birrefringencia azul berlín. Dentro del grupo de las cloritas, se identificó a través de DRX, la presencia de clinocloro en la mayoría de las muestras, siendo ésta composición, por ende, la más abundante en la península.

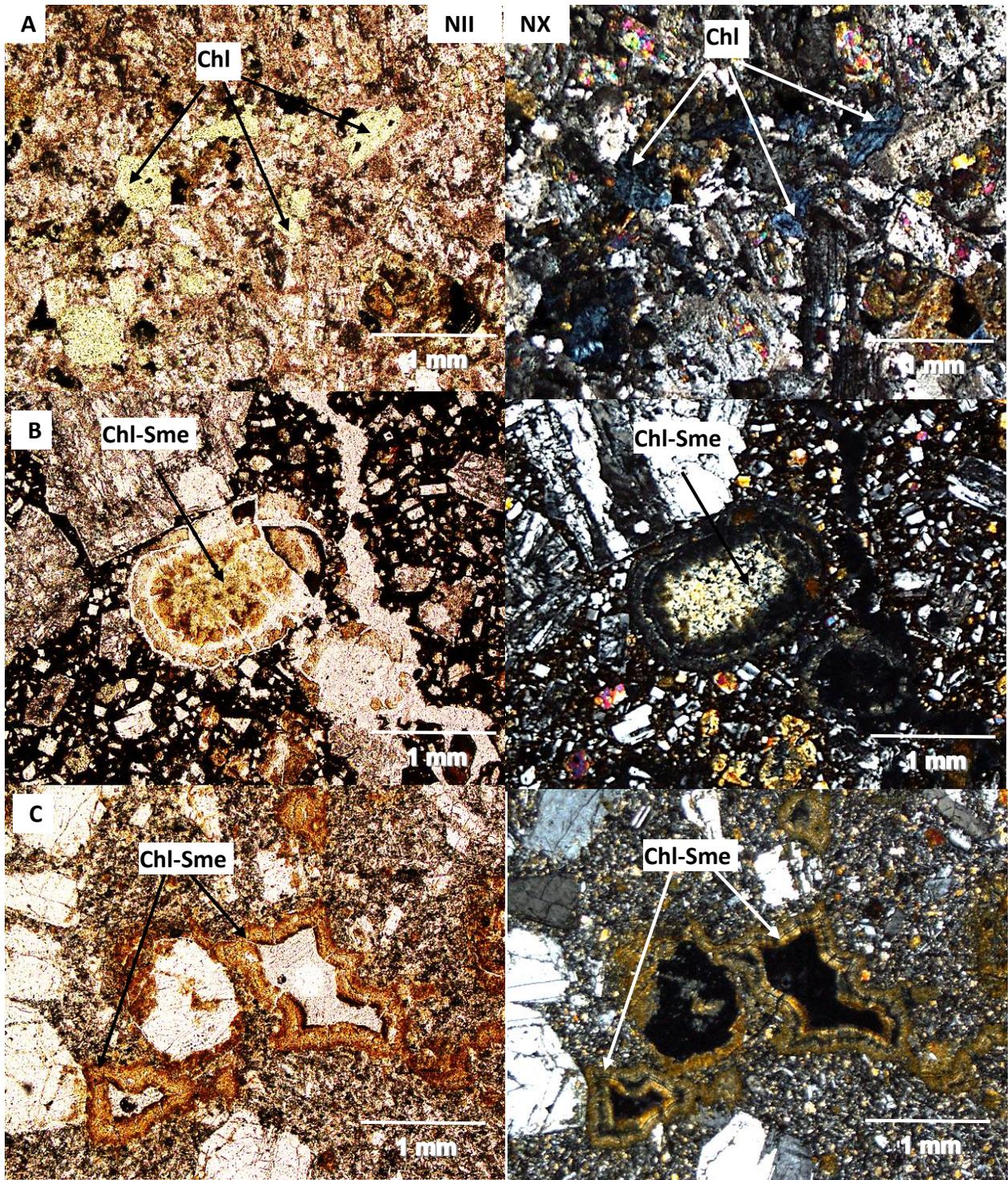


Figura 11. Muestra MAPF6C (A). Alteración de clorita en mineralogía primaria. Muestras NA01 (B) y NA02 (C), con clorita-esmectita intercrecida, en el interior y bordes de amígdalas respectivamente.

b) Arcillas

Mineral secundario presente en casi todas las muestras observadas. Alterando masa fundamental, minerales primarios y al borde e interior de amígdalas. Se reconocieron a través de microscopio óptico, arcillas de colores marrones, microcristalinas alterando principalmente la masa fundamental y en ocasiones en bordes de vetillas.

Se identificó esmectita intercrecida con clorita, principalmente al interior y bordes de amígdalas, con hábito radial y en ocasiones zonadas, desde clorita a esmectita, hacia el interior. Otra arcilla identificada a través de microscopio, corresponde a illita, la cual se evidenció por sus altos colores de interferencia. Se presentó intercrecida con otras arcillas y con calcita.

Por último, se reconoció a través de DRX, vermiculita en la mayoría de las muestras, siendo, por ende, la arcilla más abundante en la zona. Ésta estaría asociada a la alteración de rocas volcánicas y de clorita-esmectita y clorita.

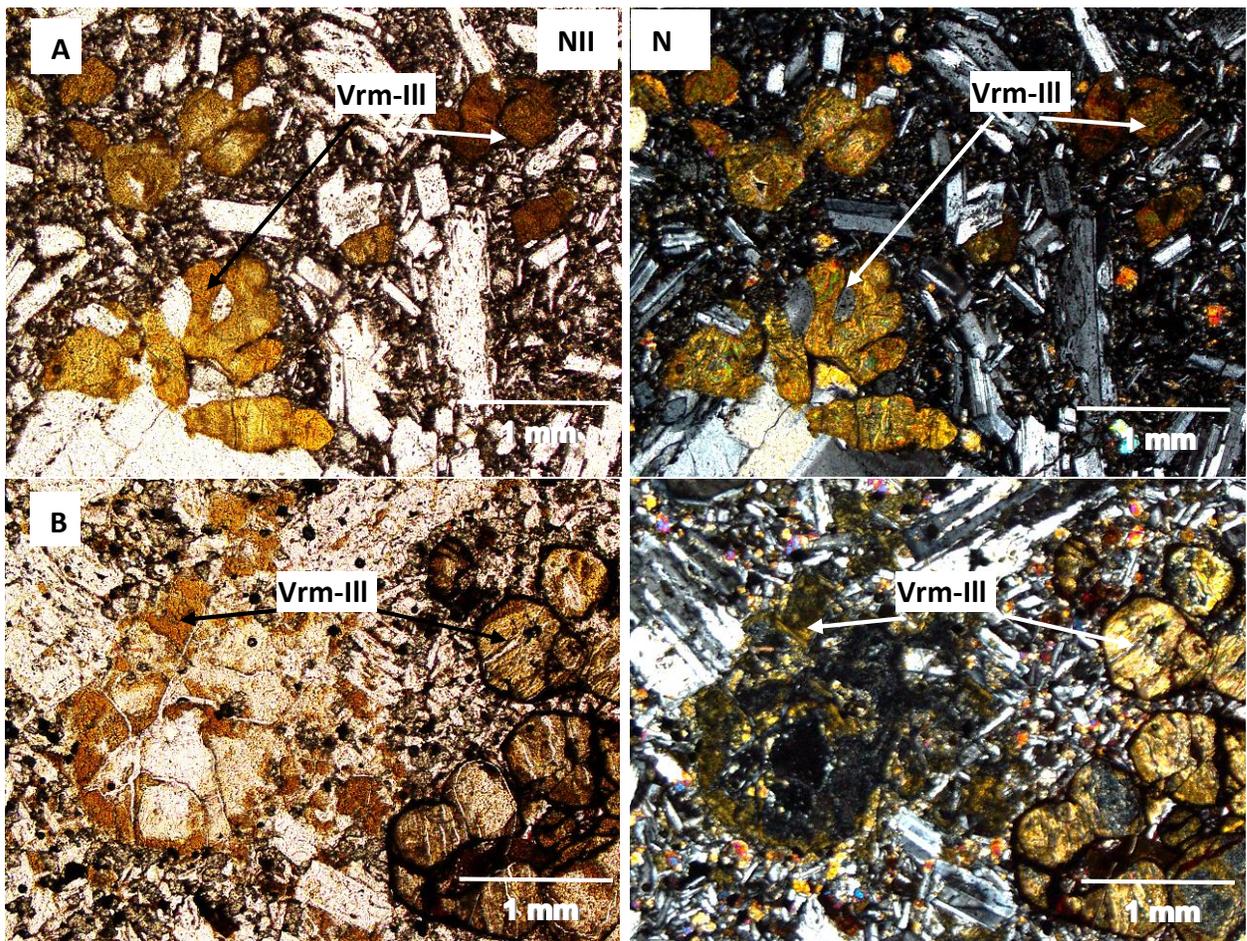


Figura 12. Muestras URU02B (A) y GC02C (B). Alteración de arcilla intercrecida con illita, de alto color de interferencia, sobre cristales primarios.

c) Calcita:

Uno de los minerales más abundantes dentro de la zona estudiada, presentándose a lo largo de toda la península. Se observó alterando minerales primarios, en vetillas, en bordes y al interior de amígdalas, y en la masa fundamental. Sus cristales nunca superan los 3mm, alterando principalmente plagioclasas, observándose anhedrales y con el clivaje característico. El mineral más abundante en vetillas, en algunas ocasiones con bordes de vermiculita. En amígdalas se observó junto a ceolitas, clorita—smectita, clinocloro y epidota, por lo general, en el borde de éstas.

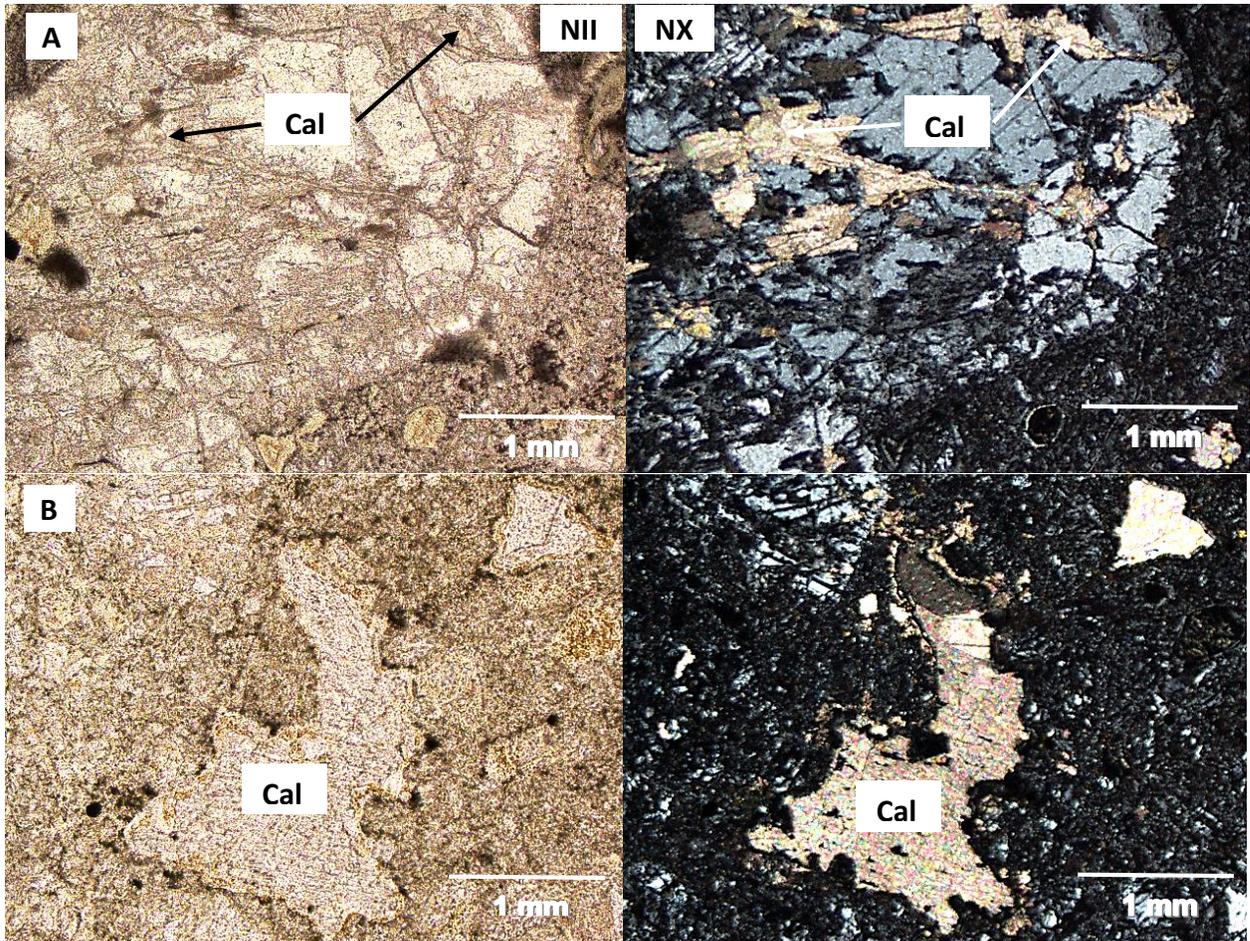


Figura 13. Muestra MAPF4C (A) calcita alterando plagioclasa. (B) Calcita dentro de una amígdala.

d) Pumpellyita.

Sólo se observó en muestras de la Isla Ardley, isla ubicada al este de la península. Se presentaron creciendo al interior de plagioclasas, aprovechando las fracturas y creciendo perpendicular a éstas con un hábito acicular. El tamaño no supera los 0.1mm, con un color verde manzana intenso y colores de interferencia de 2º orden. En la muestra en particular, se observó junto a ceolitas, calcita y arcillas.

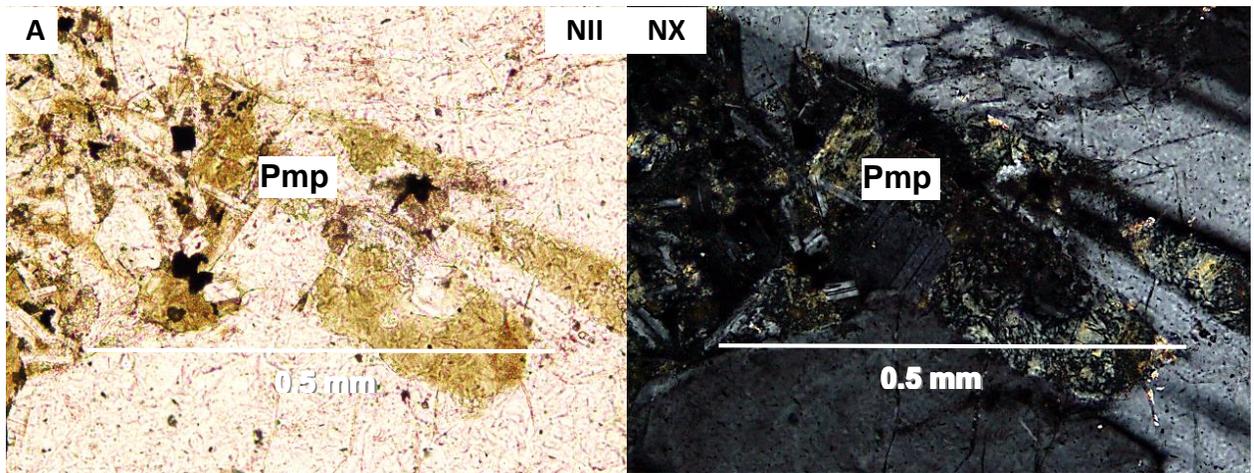


Figura 14. Muestra MAIA6. Pumpellyita creciendo en fracturas de plagioclasas.

e) Epidota.

Principalmente en la zona este de la península, siempre en agregados granulares o diseminado en la masa fundamental. Tamaños menores a 0.6mm y en muy baja proporción con respecto a otros minerales secundarios. Siempre acompañada de clorita y periféricas a amígdalas.

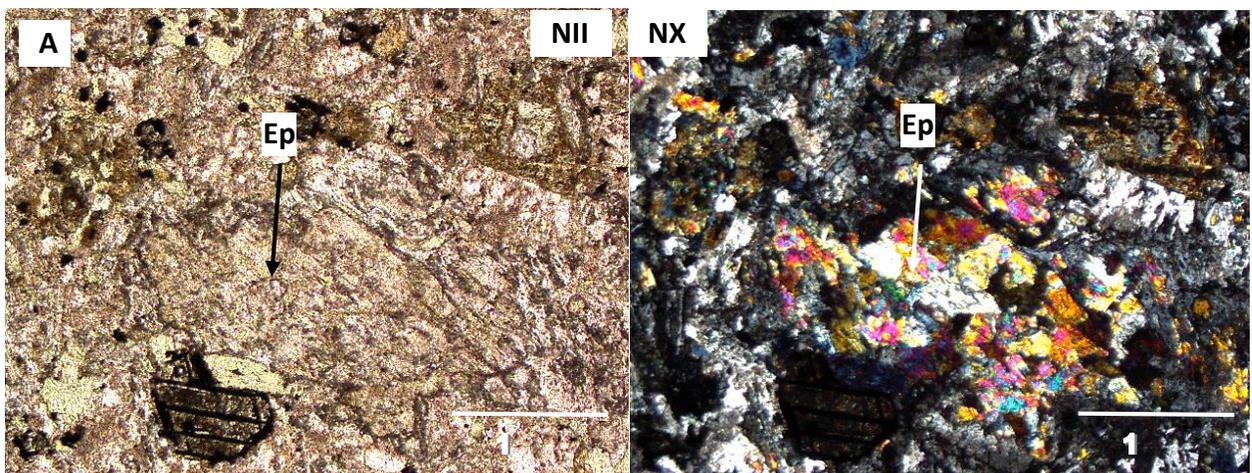


Figura 15. Muestra MAPF6C. Alteración de epidota y clorita, tanto en la masa fundamental, como en la mineralogía primaria.

f) Ceolitas.

Presentes en casi toda la península, alterando tanto la masa fundamental como minerales primarios, además de representar el componente mayor de relleno de amígdalas. Se observaron formas fibrosas y radiales, granulares, tabulares, tabulares y

radiales, en forma de abanico y, algunas, con muy baja birrefringencia. En contacto con calcita y clorita-esmectita.

Para una identificación más precisa, se utilizó DRX y SEM, para el reconocimiento de los tipos de ceolitas. Se identificaron: chabazita-K, heulandita-Sr, clinoptilolita-Ca y Na, laumontita, thomsonita, mordenita, epistilbita y mesolita (Tabla 2). En el próximo capítulo se hará un análisis más exhaustivo sobre este grupo de minerales.

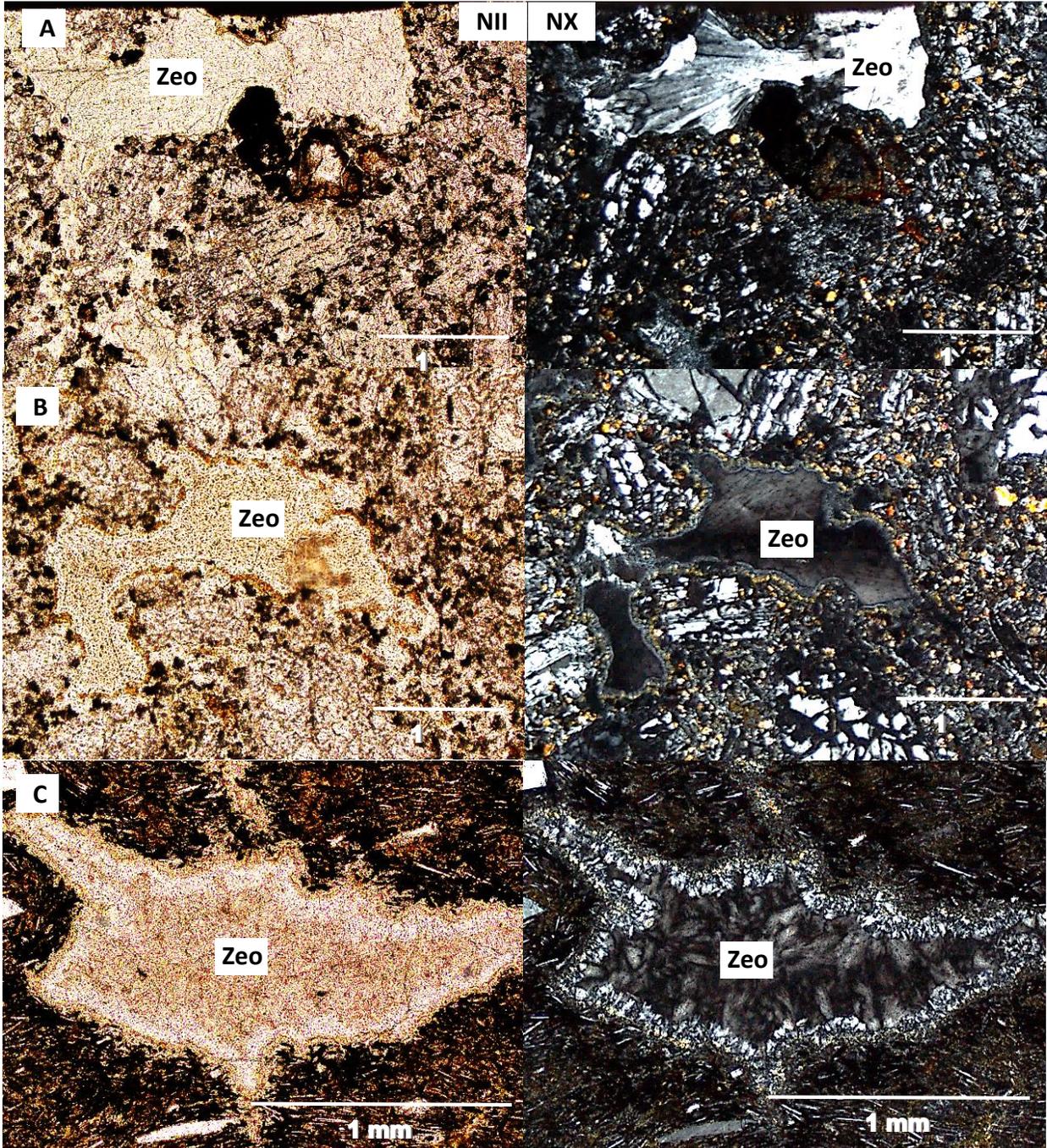


Figura 16. Muestra GC03A (A).Alteración de ceolita tabular y radial en una plagioclasa. Muestras GC03 (B) y MAPF9C (C). Ceolitas creciendo en el interior de amígdalas, hábito en abanico y radial respectivamente.

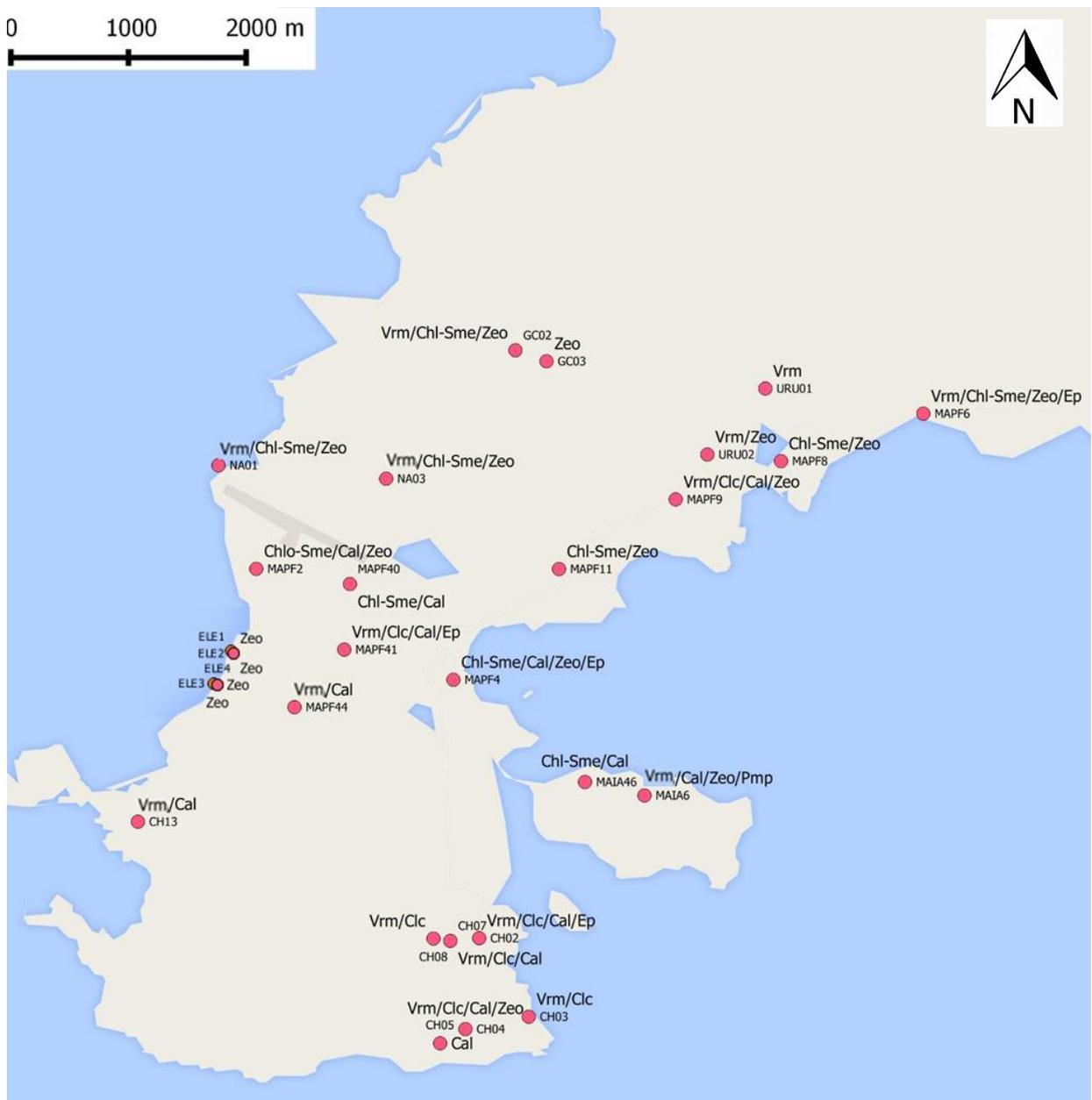


Figura 17. Mapa con la distribución de la mineralogía secundaria observada en la Península Fildes.

Tabla 1. Distribución de la mineralogía secundaria identificada en cortes transparentes, desde el norte hacia el sur.

Muestra	Chi-Sme	Vrm	Clc	Cal	Zeo	Pmp	Ep	Cel
URU1A		X						
URU02A		X			X			
URU02D								
GC02C	X	X			X			
GC03					X			
NA01	X	X			X			X
NA03								
MAPF2A	X			X	X			
MAPF4C	X			X	X		X	
MAPF4D		X		X	X			
MAPF6B		X		X	X			
MAPF6C	X	X					X	
MAPF8A	X				X			
MAPF9C		X	X	X	X			
MAPF11B	X				X			
MAPF40	X			X				
MAPF41A		X	X	X			X	
MAPF42A								
MAPF44		X		X				
MAIA46B	X			X				
MAIA6		X		X	X	X		
ELE1				X	X			
ELE2					X			
ELE3				X	X			
ELE4					X			
MACH02		X	X	X			X	
MACH03		X	X					
MACH04C		X	X	X	X			
MACH05				X				
MACH07B		X	X	X				
MACH08B		X	X					
CHO13B		X		X				

Tabla 2 Tipo de ceolitas identificadas a partir de DRX en la Península Fildes, de norte a sur.

Muestra	Hul	Cpt	Mor	Chab	Tmp	Mes	Epis	Lmt
URU02D	X							
GC03		X			X	X		
MAPF6B		X						
MAPF9C	X							
MAPF11B		X						
MAPF41A					X			X
MACHO4C							X	
ELE1	X							
ELE2		X						
ELE3		X	X	X				X
ELE4		X	X					

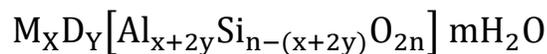
4. CARACTERIZACIÓN DE LA MINERALOGÍA SECUNDARIA

4.1 RECONOCIMIENTO DE CEOLITAS (DRX Y SEM)

Las ceolitas son minerales aluminosilicatados pertenecientes al grupo de los tectosilicatos, donde también se encuentran el cuarzo y los feldespatos. Poseen una estructura cristalina caracterizada por un enrejado de tetraedros unidos entre sí, formados por cuatro átomos de oxígeno que rodean un catión. Este enrejado posee cavidades abiertas en forma de canales y cuevas. Estas cavidades se rellenan con moléculas de agua y cationes, generalmente intercambiables. El enrejado puede verse interrumpido por grupos (OH, F), los cuales ocupan un vértice del tetraedro, sin interactuar con los tetraedros adyacentes.

Las ceolitas tienen la particularidad de poseer alrededor de 80 especies distintas debido a la diversidad de estructuras cristalinas que pueden adoptar. Esto, sin ser un grupo geológicamente abundante en comparación a otros grupos de silicatos.

La fórmula general es la siguiente:



Donde:

M: catión monovalente. (K, Na, Li).

D: catión divalente. (Ca, Mg, Sr, Ba, Be, Pb, Cu).

De acuerdo a su estructura cristalográfica, las ceolitas se dividen en distintas clases.

La importancia en el reconocimiento de un tipo de ceolita en muestras de la zona de estudio, radica en que muchas de las especies de este grupo sólo son estables a determinadas condiciones fisicoquímicas (baja presión y temperatura). Esto implica que son un indicador enormemente útil a la hora de interpretar las condiciones de metamorfismo de muy bajo grado.

Cabe destacar que las ceolitas están presentes en ambientes con alto contenido de agua, dentro de un rango amplio de temperaturas y a bajas presiones, debido que su estructura es inestable a presiones elevadas. Ambientes característicos donde se forman a bajas temperaturas, corresponden a: cenizas volcánicas y material piroclástico alterados, lagos salinos - alcalinos, lagos de agua fresca, sedimentos marinos profundos

y cuencas marinas someras. Ambientes de alta temperatura incluyen: “black smokers” en el fondo marino, acción de fluidos hidrotermales en ambientes continentales (“hot springs”).

En las muestras analizadas con Difracción de Rayos X y posteriormente con SEM, se encontraron las siguientes especies de ceolitas:

Tabla 3. Tipos de ceolitas identificadas y su composición.

STC	Ceolita	Fórmula Química	DEC	SEC
CHA	Chabacita	$(Ca_{0.5}, Na, K)_4[Al_4Si_8O_{24}] \cdot 12H_2O$	Ca, Na, K	Sr, Mg, Ba
EPI	Epistilbita	$Ca_3[Al_6Si_{18}O_{48}] \cdot 8H_2O$	Ca	Na, K
HEU	Heulandita Clinoptilolita	$(Ca_{0.5}, Na, K)_7[Al_7Si_{29}O_{72}] \cdot 22H_2O$	Ca, Na, K	Mg, Sr, Ba
LAU	Laumontita	$Ca_4K[Al_8Si_{16}O_{48}] \cdot 16H_2O$	Ca	Na, K
MOR	Mordenita	$Na_3Ca_2K[Al_8Si_{40}O_{96}] \cdot 28H_2O$	Na, Ca, K	Mg, Sr, Ba
NAT	Mesolita	$Na_{16}Ca_{16}[Al_{48}Si_{72}O_{240}] \cdot 64H_2O$	Na	Ca
THOM	Thomsonita	$Ca_7Na_5[Al_{19}Si_{21}O_{80}] \cdot 24H_2O$	Ca, Na	K, Mg, Sr

STC: Tipo de estructura; DEC: Cation extra dominante; SEC: Cation extra subordinado.

Todos los rangos de estabilidad descritos a continuación están basados en el trabajo de Kristmannsdóttir and Tómasson, “Zeolite zones in geothermal areas in Iceland”, 1976.

a) Chabacita-K.

Únicamente en la zona centro y oeste de la península, junto a mordenita y clinoptilolita. Corresponde a una de las ceolitas más abundantes en la superficie terrestre y se puede encontrar en una diversidad de ambientes, entre los que se encuentran las rocas volcánicas (basaltos y andesitas).

Esta ceolita es estable en campos geotermales a bajas temperaturas y presiones (Kristmannsdóttir and Tómasson, 1976). Las temperaturas se encuentran entre 10° a 80°C y profundidades menores a 800m. Pertenece al sistema trigonal – hexagonal escalenoédrico, con un hábito cúbico a pseudocúbico.

b) Epistilbita.

Observada sólo al sureste de la península, siendo la única ceolita al sur de ésta. Esta ceolita es poco abundante en ambientes geológicos en comparación a las demás identificadas.

Esta ceolita es estable en campos geotermales a temperaturas entre 75° a 175°C y a profundidades medias a someras. Pertenece al sistema triclinico – pedial y presenta un

hábito prismático, formando agregados de cristales que a veces generan formas de esferas.

c) Heulandita y Clinoptilolita.

Definitivamente las ceolitas más abundantes en la isla, sólo ausentes al sur de ésta. Poseen la misma estructura y se considera que sólo se diferencian en el contenido de Si, donde la clinoptilolita es rica en Si con respecto a la heulandita.

La heulandita es estable en campos geotermales a temperaturas entre 65°C y 200°C y entre 30 y 1200 metros de profundidad. Esta ceolita se encuentra en zonas relativamente profundas, donde la temperatura es mayor. En cambio, la clinoptilolita es estable a profundidades más someras y temperaturas menores, como tobas volcánicas, lagos salinos alcalinos y en sedimentos marinos profundos alterados. Ambos pertenecen al sistema monoclinico, con un hábito tabular o como agregado de cristales.

Ambas ceolitas fueron identificadas tanto por DRX, como por química por EDS y Backscattering, acompañado de un análisis morfológico a través de SEM (Figuras 18 y 19).

Se realizaron 3 análisis SEM-EDS específico a ceolitas, las que resultaron ser todas heulandita y clinoptilolita. A continuación se muestran los resultados junto al cálculo de la fórmula estructural.

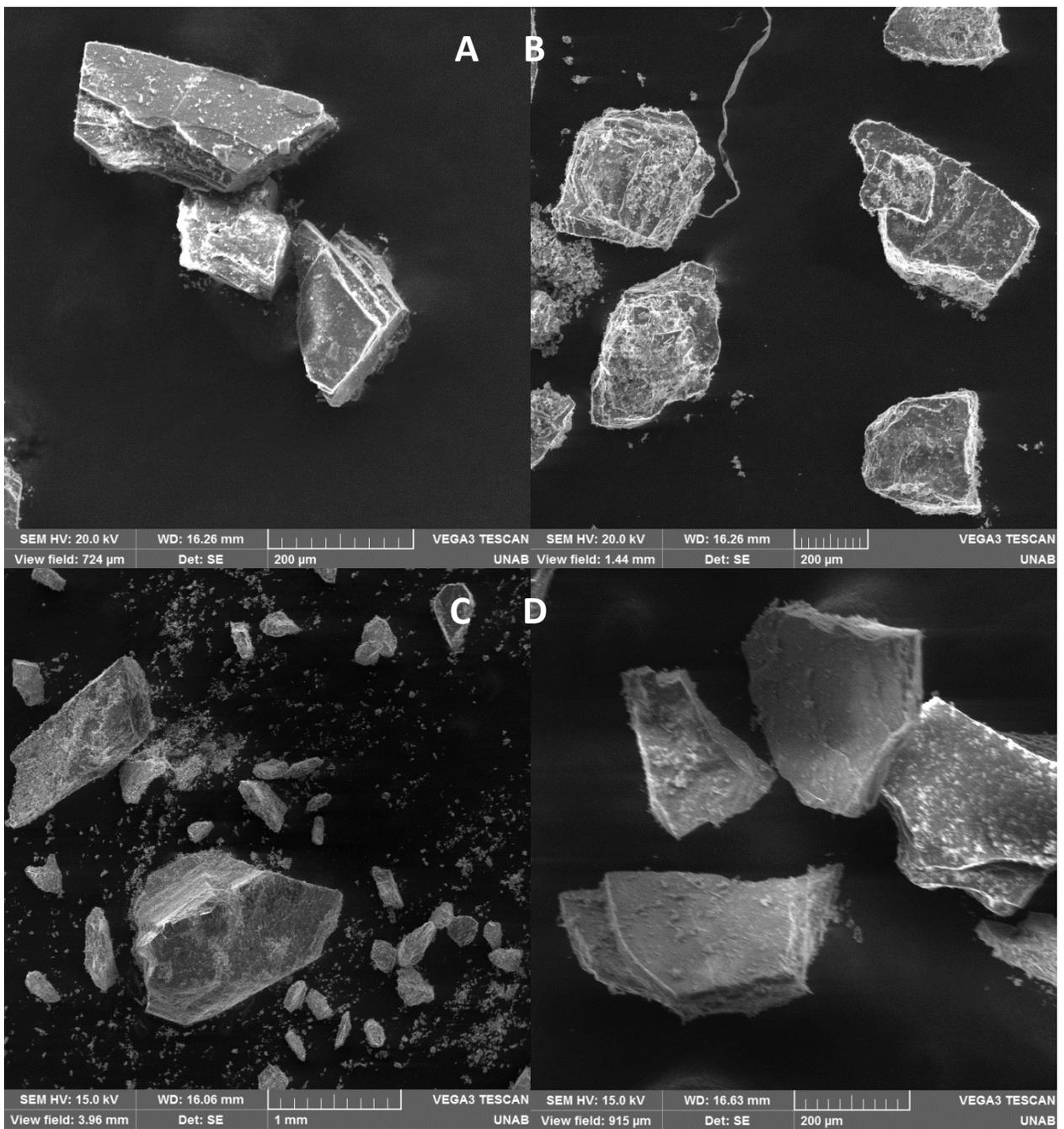


Figura 18. Imágenes SEM. A y B corresponden a Heulandita-Sr en la muestra DRX16. C y D corresponden a Clinoptilolita en las muestras DRX21 y DRX17, respectivamente.

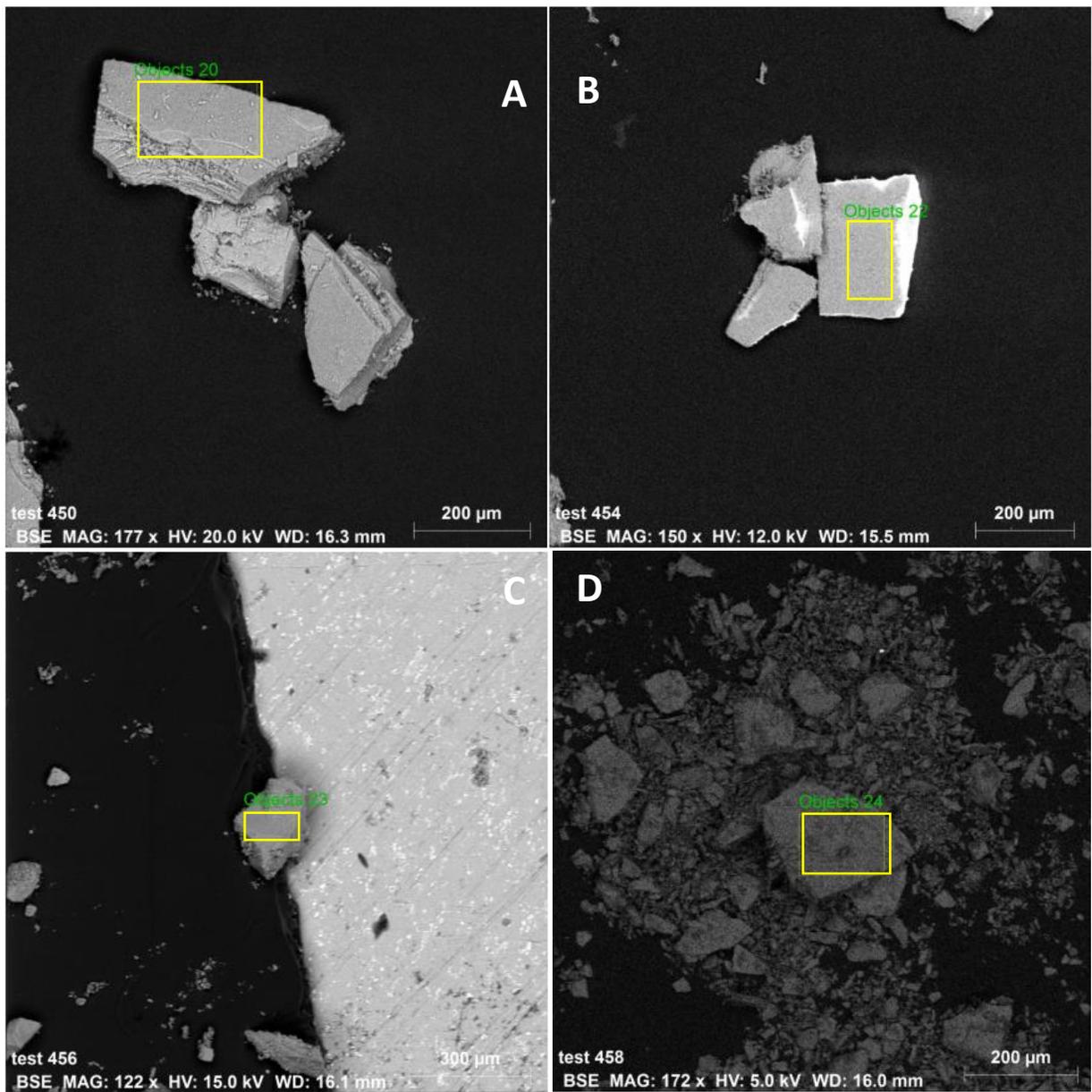


Figura 19. Backscattering de las muestras DRX16 (A), DRX17 (B), DRX18 (C) y DRX21 (D). Los cuadrados amarillos indican las zonas donde se realizó SEM-EDS.

Tabla 4. Cálculo de la fórmula estructural a partir de la composición en óxidos obtenida a partir de SEM-EDS.

Óxidos	% wt.	Moles Cationes	Coef. Estequimétrico
Si_2O	60,34	0,81	32,58
Al_2O_3	18,02	0,35	14,19
CaO	7,28	0,13	5,21
Na_2O	2,68	0,08	3,47
K_2O	1,36	0,02	1,16

Muestra DRX16, Heulandita: $(Ca_{0.5}Na,K)_7 [Al_7Si_{29}O_{72}] * 22H_2O$ con número de oxígenos de 94.

Tabla 5. . Cálculo de la fórmula estructural a partir de la composición en óxidos obtenida a partir de SEM-EDS.

Óxidos DRX17	% wt.	Moles Cationes	Coef. Estequimétrico
Si_2O	57,07	0,94	35,93
Al_2O_3	15,23	0,44	11,30
CaO	5,03	0,09	3,39
Na_2O	2,7634	0,04	3,37
K_2O	0,25	0,02	0,20
Óxidos DRX18	% wt.	Moles Cationes	Coef. Estequimétrico
Si_2O	57,59	0,95	33,76
Al_2O_3	18,62	0,36	12,86
CaO	7,45	0,13	4,68
Na_2O	3,26	0,10	3,70
K_2O	1,68	0,03	1,26

Muestra DRX17, DRX18 y DRX21. , Clinoptilolita: $(Ca_{0.5},Na,K)_7 [Al_7Si_{29}O_{72}] * 22H_2O$ con número de oxígenos de 94.

De acuerdo al análisis con DRX, las muestras DRX15 Y DRX16 corresponderían a Heulandita-Sr (ver anexo B). Esto fue corroborado en un principio, dado que el análisis SEM-EDS (realizada sólo a la muestra DRX16 sin tamizar), entregó un contenido de Sr. Sin embargo, al tamizar la muestra y volver a hacer el análisis SEM-EDS, este elemento no fue identificado. Lo anterior puede deberse a la coexistencia de Heulandita-Ca junto a Heulandita-Sr, pues el segundo análisis se efectuó sólo a un par de partículas de éste mineral.

Por otro lado, en las muestras DRX17 y DRX18 se identificó Clinoptilolita-Ca, mientras que en las muestras DRX20, DRX21 Y DRX22 se reconoció Clinoptilolita-Na, lo que se corrobora en el análisis SEM-EDS.

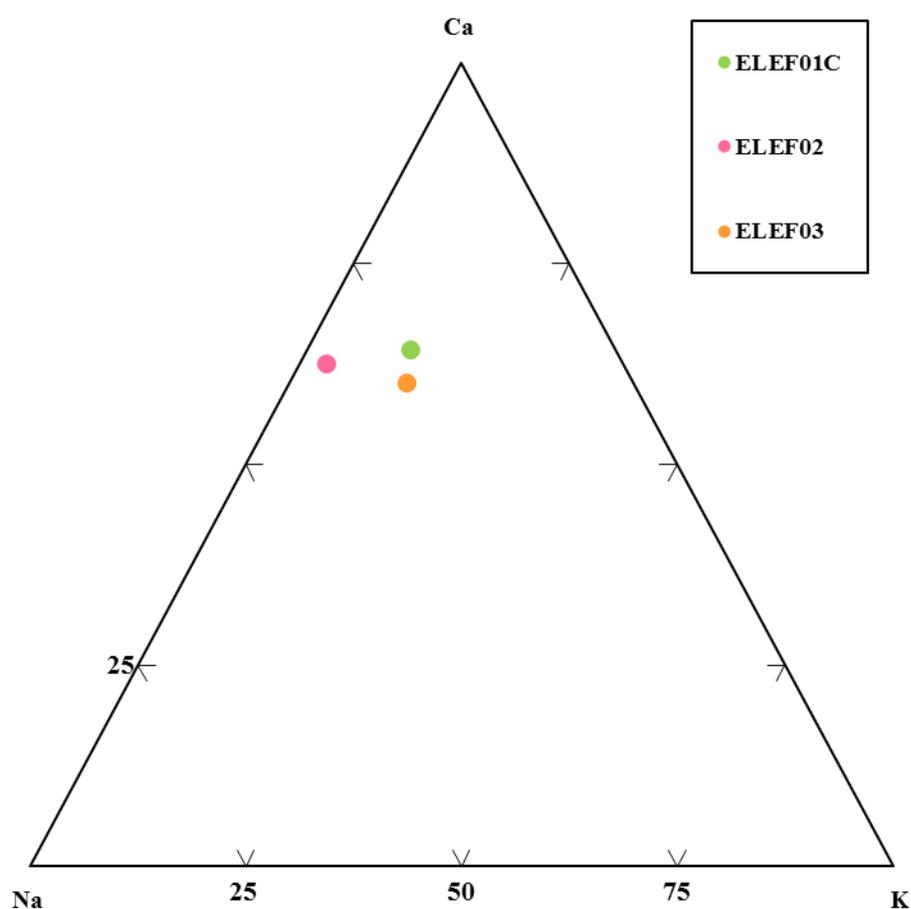


Figura 20. Diagrama de composición de las muestras analizadas con SEM-EDS. El círculo verde representa heulandita y los círculos rosado y naranja representan clinoptilolita.

d) Laumontita.

Encontrada sólo al centro de la península, junto a thomsonita.

Esta ceolita es estable en campos geotermales y en metamorfismo de enterramiento a temperaturas entre 100° a 225°C y profundidades mayores a 800m. Se considera una ceolita de alta temperatura con respecto a las demás ceolitas encontradas en la zona de estudio. La laumontita puede tener varios grados de hidratación, tomando el nombre de leonhardita cuando posee sólo 14 moléculas de agua en su estructura (Blum 1843, Delffs 1843). Forma parte del sistema monoclinico – prismático, mostrando un hábito prismático o como agregado de cristales.

e) Mordenita.

Sólo se encuentra al centro y oeste de la península, acompañada de clinoptilolita,

La mordenita es estable a un rango más amplio de ambientes, a temperaturas entre 75°C a 280° y profundidades entre 25 a 1800m. Posee su propia estructura y no forma parte de una clase de mineral junto a otras ceolitas. Esta ceolita no es un indicador tan potente de presión y temperatura, debido a su amplio rango de estabilidad. Pertenece al sistema ortorrómbico – piramidal, presentando un hábito “en bloque”, donde los cristales se observan con dimensiones similares entre sí o reniforme y/o estriados.

f) Mesolita

Exclusivamente en la zona norte y centro, junto a thomsonita y clinoptilolita.

Se considera una ceolita de rango intermedio, que es estable a profundidades entre 450 a 1200m y temperaturas entre 70°C a 100°C. Pertenece al grupo de la Natrolita y forma parte del sistema monoclinico – esfenoidal, mostrando un hábito acicular o formando agregados esféricos.

g) Thomsonita.

Se observó en el centro y en el norte, junto a clinoptilolita, mesolita y laumontita.

La thomsonita cristaliza entre 100 y 500m de profundidad y a temperaturas de entre 65°C a 110°C. Forma parte del sistema ortorrómbico – bipiramidal, con hábito fibroso y/o radial, o formando esferas.

5. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

5.1 DISCUSION Y ANALISIS

Las Islas Shetland del Sur corresponden a un sistema de arco volcánico Cretácico-Mioceno, formado a partir de la subducción de la placa del Pacífico bajo el continente Antártico (Smellie et al., 1984; Birkenmajer et al., 1986). La actividad magmática, por su parte, se habría desplazado progresivamente hacia el norte (Pankhurst and Smellie, 1983; Zheng y Liu, 1990). Esta migración del arco volcánico se atribuyó al desplazamiento de la zona de subducción, lo que estaría conectado con la rotación del margen del continente Antártico con respecto a la placa del Pacífico.

Por otro lado, estudios previos han indicado la existencia de un metamorfismo relacionado con alteración hidrotermal, en gran parte de las secuencias volcánicas presentes en las Islas Shetland del Sur. Cabe mencionar, tomando en cuenta que el arco volcánico migró en el archipiélago en dirección SO-NE y que las rocas más recientes se encuentran en la Isla King George (Mioceno) y las más antiguas en la Península Byers (Jurásico) (Birkenmajer et al., 2001), que esta alteración ha afectado todas las rocas del archipiélago, independiente de su ubicación y edad, por lo que habría ocurrido posteriormente a la actividad volcánica.

En la Península Fildes, en particular, estas evidencias han sido estudiadas por autores como Smellie et al. (1984), quienes describieron minerales de alteración, vetillas y reemplazo de minerales, tales como ceolitas, cuarzo, ágata, esmectitas y otros, los que atribuyeron como “procesos de meteorización normal”. Villaroel (1975) identificó minerales secundarios tales como: saponita, epidota, heulandita, stilbita, leonhardita y analcima, a través de estudios petrográficos y geoquímicos.

Troian et al. (1990), en cambio, atribuyeron la existencia de minerales secundarios a procesos hidrotermales a temperaturas entre 30°C y 150°, en condiciones de baja oxidación, mientras que Paulo y Rubinowski (1987) identificaron varias fases de alteración-mineralización. Vergara et al. (1992) consideraron que las rocas de la Península Fildes corresponden a las raíces de un arco volcánico con una alteración hidrotermal de distribución regional, formada por ceolitas, sílice y calcita distribuidas en el relleno de vetillas, geodas y cemento de las rocas. Esta alteración habría sido resultado de la acción de campos paleogeotermiales similares a los campos Cretácicos-Terciarios que actuaron en los Andes chilenos.

En la presente investigación, se detectaron minerales secundarios en la mayoría de las rocas analizadas, entre los que se encuentran: arcillas (vermiculita, illita, esmectita),

clorita (clinocloro), calcita, epidota, pumpellyita y ceolitas (chabazita-K, mordenita, thomsonita, mesolita, laumontita, epistilbita, heulandita y clinoptilolita). Todos los minerales mencionados son característicos de metamorfismo de bajo grado, en rocas básicas, como las estudiadas en la península.

Los metadominios más comunes corresponden a amígdalas, vetillas, masa fundamental y reemplazo de mineralogía primaria. Ceolitas fueron identificadas en todos los metadominios, presentándose siempre al interior de amígdalas. Las arcillas por su parte, en general se presentaban en todos los metadominios y sólo en los bordes de amígdalas, al igual que la asociación clorita-esmectita, con zonación a clorita hacia el interior. Calcita fue encontrada en todos los metadominios y tanto en borde como en el interior de amígdalas. Esto indicaría una cristalización primaria en los bordes de amígdalas, para luego producirse una cristalización posterior en el interior de éstas junto a un aumento en el grado metamórfico.

Cabe mencionar que las rocas analizadas en este estudio están compuestas en gran medida por materiales altamente reactivos como lo son el vidrio, plagioclasa y, en algunos casos, fragmentos líticos. Este tipo de material es particularmente susceptible a la hidratación, y al entrar en contacto con agua reacciona y desencadena la formación de nuevas fases. Comúnmente estas reacciones producen la alteración de una fase relativamente densa a una fase hidratada menos densa y, por ende, se ven significativamente afectadas y reducidas la porosidad y permeabilidad de la roca. Luego, existe una estrecha relación entre la alteración, la porosidad y la permeabilidad de las rocas.

De acuerdo a las descripciones petrográficas y el marco geológico, sumado a la estratigrafía descrita por Zheng y Liu (1990), es posible destacar que las rocas amígdaloidales se concentran principalmente en la zona centro y norte de la península (rocas más recientes), siendo de grano más fino y sin amígdalas en la zona sur (rocas más antiguas). De lo descrito anteriormente es posible inferir que las rocas ubicadas en la zona sur, correspondientes a los miembros Fildes Strait y Clement Hill, presentarían una porosidad y permeabilidad menor y por ello la ausencia de ceolitas en comparación a las otras zonas (la excepción fue una muestra al SE con bajas cantidades de epistilbita). Por otra parte, las rocas pertenecientes a los miembros Schnaider Bay y Winkel Point poseerían una porosidad y permeabilidad mayor, lo que permitió la circulación de fluidos y la formación de ceolitas.

Como ya se mencionó, las fases más afectadas por la alteración son las siguientes: plagioclasas alteradas parcial o totalmente a ceolitas, arcillas y calcita, albitización de plagioclasa, vidrio alterado a ceolitas y arcillas y máficos alterados a filosilicatos. Las reacciones involucradas en la formación de estas nuevas fases incluyen:

- a) Hidratación:** reacciones tempranas como vidrio + H₂O → ceolita o plagioclasa + H₂O → ceolita. Estas reacciones aumentan el pH de la solución y liberan cationes a la solución (aumento salinidad) (Surdam y Boles, 1979). El incremento de pH estabiliza los carbonatos alcalinos-térreos y el incremento de la salinidad afecta la cinética de formación de ceolitas, acelerando las reacciones (Hay, 1965). Cabe mencionar que estas reacciones no producen una gran transferencia de masa y, por ende, sólo es necesaria la presencia de agua para su generación. Las reacciones de hidratación producen una disminución en la porosidad, llegando a un punto en el cual ya no es posible la formación de nuevas fases, produciéndose sólo un transporte de iones. Estas reacciones son altamente exotérmicas lo que sugiere que los efectos termales son significativos, produciendo aumentos de temperatura locales.
- b) Carbonatización:** muchas de las reacciones de hidratación son fuentes importantes de Ca²⁺, además de las aguas connatas circulantes, que también son una fuente. Favorecen la formación de carbonatos.
- c) Deshidratación:** son reacciones tardías en comparación a las anteriores y pueden involucrar reacciones como Heulandita → Laumontita ; Heulandita → Prehnita ; Laumontita → Pumpellyita.

La distribución de la mineralogía secundaria está intrínsecamente relacionada con la composición de los fluidos. En otras palabras, la actividad de los iones en la fase acuosa es fundamental. Un ejemplo sería la reacción de deshidratación de heulandita: esta fase se forma cuando existe alta α_{SiO_2} y al deshidratarse puede generar prehnita o laumontita (Figura 21). Si la razón ($\alpha_{\text{Ca}^{2+}}/\alpha_{\text{H}^+}$) es alta, se beneficia la formación de prehnita. Pero la razón ($\alpha_{\text{Ca}^{2+}}/\alpha_{\text{H}^+}$), a P y T constantes y en un fluido en equilibrio con calcita, es inversamente proporcional a P_{CO_2} .

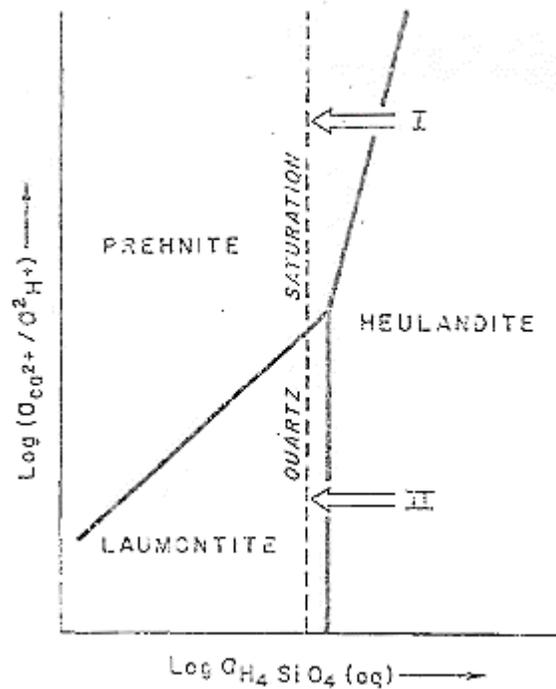


Figura 21. Diagrama de actividad que muestra la relación entre las fases laumontita, heulandita y prehnita. La dirección de las flechas indica las reacciones más comunes entre las fases en las rocas Triásico-Jurásicas del Southlan Syncline, New Zeland. After Boles and Coombs (1975).

En el caso particular de la Península Fildes la heulandita es una de las ceolitas más abundantes. Sin embargo, no se observó prehnita en ninguna de las muestras, aunque sí laumontita. De lo anterior se puede inferir que la actividad de CO_2 fue lo suficientemente alto como para inhibir la formación de prehnita y por ello su ausencia.

Otro caso corresponde a las ceolitas identificadas. Una alta αSiO_2 es necesaria para la formación de mordenita junto con una $\alpha\text{Na}_2\text{O}$ intermedia. De acuerdo a la Figura 22 es posible inferir que en las rocas analizadas la αSiO_2 era variable mientras que la $\alpha\text{Na}_2\text{O}$ era intermedia.

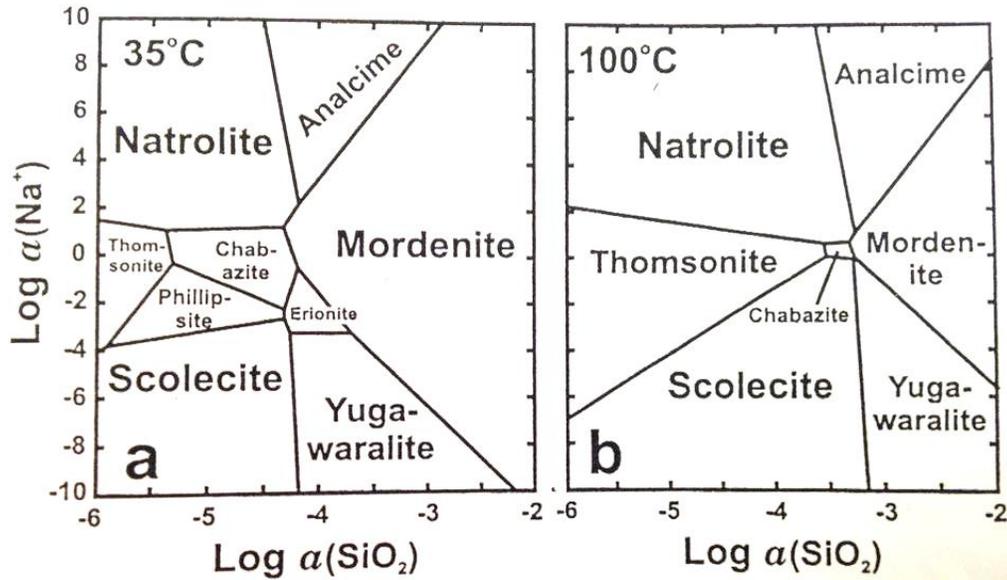


Figura 22. Diagramas para ceolitas comunes en vetillas y cavidades de rocas volcánicas máficas (analcima, chabazita, erionita, heulandita, laumontita, mesolita, mordenita, natrolita, phillipsita, escolecita, estilbita, thomsonita y yugawaralita), calculados asumiendo: a) 35°C y b) 100°C. Con $\log \alpha (K^+)$ en agua subterránea fijo en -2 y $\log \alpha (Ca^+)$ fijo en -3. (Natural Zeolites, Occurrence, Properties, Applications, 2001).

Debido a que las variaciones en la temperatura y gradiente metamórfico no son tan significativas al tratarse de metamorfismo de bajo grado, el indicador más fuerte de las condiciones físicoquímicas a las que se produjo la alteración, recae sobre el grupo mineral de las ceolitas. Este grupo, debido a la diversidad de ambientes de formación y la cantidad de clases y estructuras que pueden adoptar en cada uno de estos ambientes, es la principal herramienta que se utilizó para inferir campos de estabilidad y condiciones de P y T.

Se han realizado diversos estudios relacionados a metamorfismo de bajo grado asociado a rocas volcánicas básicas, siendo los más parecidos y que reúnen las características fundamentales vistas en la Península Fildes, los de Tschernich (1992) y Apps (1983) en Islandia. Tanto Islandia como las Islas Shetland del Sur corresponden a islas volcánicas oceánicas, compuestas de rocas basálticas con intercalaciones volcanoclásticas. La principal diferencia entre ambas es que Islandia se compone de basaltos toleíticos, mientras que las Shetland del Sur corresponde a un arco volcánico calcoalcalino.

El estudio de Tschernich (1992) incluyó perforaciones en el campo geotermal activo en Islandia, llegando a la conclusión de que las asociaciones mineralógicas varían según la temperatura, en profundidad (Figura 23 y 24). También se adjunta la misma relación en el estudio de Apps (1983) (Figura 25) y Fridrikkson (2001) (Figura 26).

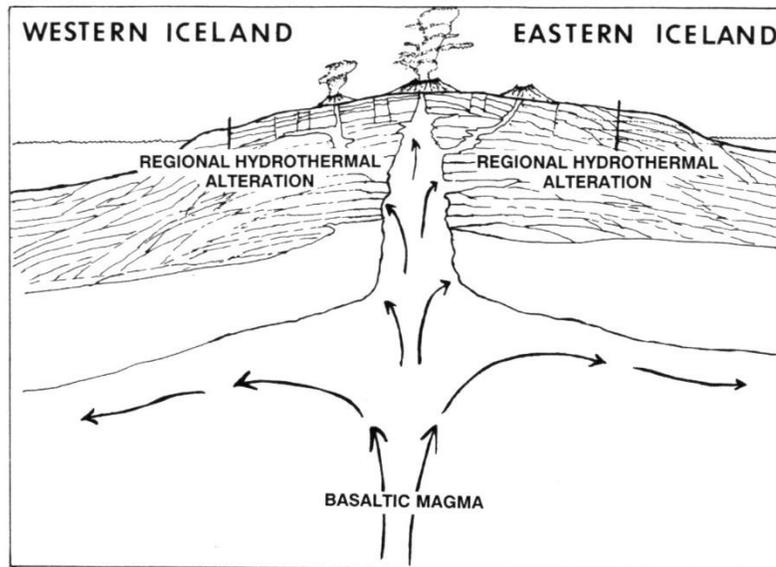


Figura 23. Esquema del Ridge Meso-Atlántico en Islandia, en donde se observa el proceso de metamorfismo hidrotermal asociado (tomado de Tschernich, 1992).

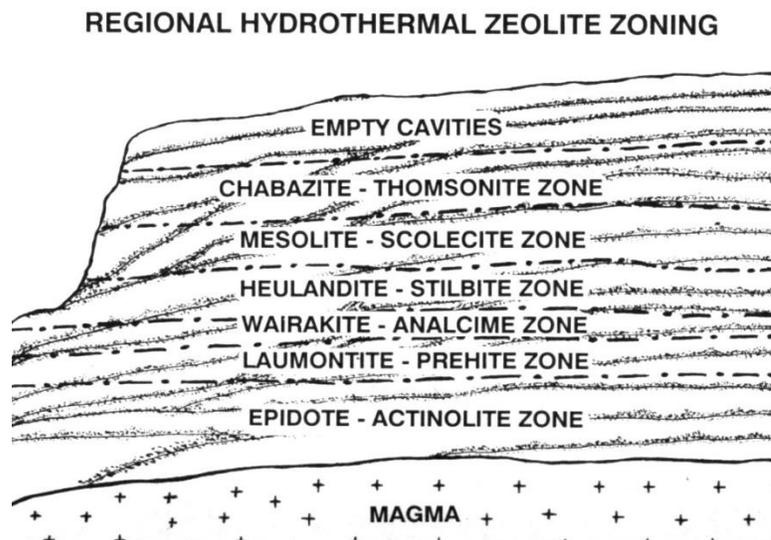


Figura 24. Zonación de ceolitas observadas en Islandia mediante sondajes (tomado de Tschernich, 1992).

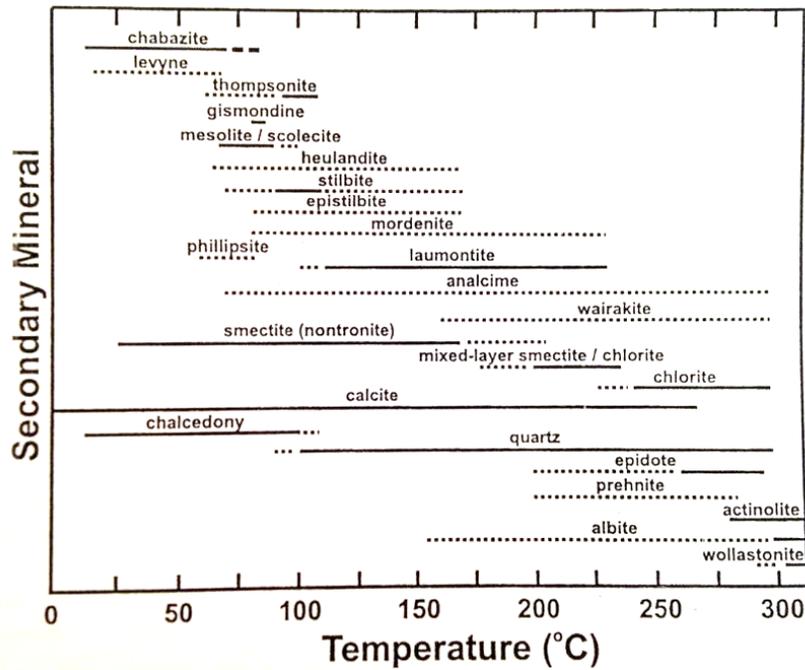


Figura 25. Distribución de mineralogía secundaria en función de la temperatura en basaltos alterados hidrotermalmente en Islandia (modificado de Apps 1983).

Las zonaciones de ceolitas, en cuanto a temperatura y profundidad, son las siguientes:

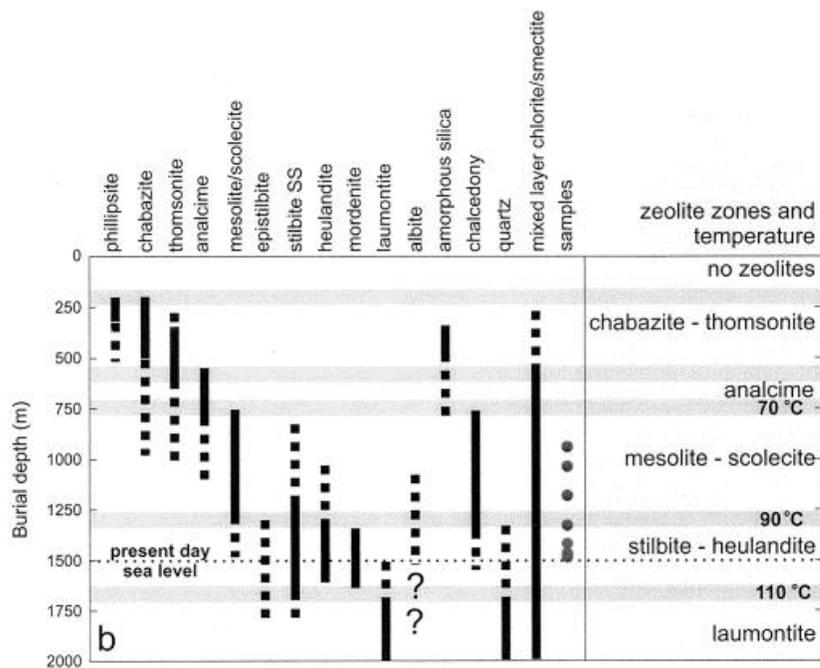


Figura 26. Zonación de ceolitas en función de la temperatura y profundidad y su respectiva asociación paragenética (Fridrikkson et al., 2001).

Las ceolitas identificadas en la Península Fildes, por su parte, corresponden a chabazita-K, laumontita, mesolita, thomsonita, mordenita, epistilbita, heulandita-Sr y clinoptilolita-Ca y Na. Su distribución se observa en la Figura 27. Claramente la concentración de este grupo mineral ocurre en la zona centro y norte, identificándose laumontita como la ceolita de mayor temperatura sólo en la zona centro. Heulandita/Clinoptilolita se distribuyen al norte y centro, mientras que mesolita se encuentra sólo al norte. De lo anterior, sumado a los diagramas de Islandia, podría inferirse un grado metamórfico mayor al centro de la península y al este en general.



Figura 27. Distribución de las ceolitas identificadas en la Península Fildes. Donde Zeo: Ceolitas; Heu: Heulandita; Clin: Clinoptilolita; Mor: Mordenita; Thom: Thomsonita; Chab: Chabazita; Lmt: Laumontita; Epis: Epistilbita.

EDAD		ESTRATIGRAFÍA			CEOLITAS
Plioceno					
Mioceno	S				
	M	ABG			
	I	FPG	FF	BH	Epistilbita, Epidota, Calcita Pumpellyita, Vermiculita, Clinocloro
Eoceno	FH			Vermiculita, Clorita, Calcita	
	Paleoceno		GWF	AB	Heulandita, Mordenita, Chabacita Clinoptilolita, Mesolita, Thomsonita Vermiculita, Clorita, Calcita, Epidota
JH				Heulandita, Clorita, Esmectita, Calcita	
Cretácico					

Figura 28. Relación entre la estratigrafía y la alteración. FPG: Grupo Península Fildes; ABG: Grupo Admiralty Bay; FF: Formación Fossil; GWF: Formación Great Wall; BH: Miembro Block Hill; FH: Miembro Fossil Hill; AB: Miembro Agata Beach; JH: Miembro Jasper Hill. --- Disconformidad; ***** Discordancia.

Sin embargo, la coexistencia de chabazita, thomsonita y laumontita en la misma muestra no es concordante con esa zonación en el centro. Una tendencia más coherente es hacia el este, ya que incluso se encontró pumpellyita sólo en la Isla Ardley.

Debido a lo anterior, es posible inferir que no existe una relación directa entre la alteración y la estratigrafía (Figura 28).

Por otro lado, la paragénesis mineral observada en amígdalas se asemeja a la situación descrita por Neuhoff et al. (1999) (Figuras 29 y 30), el cual describe la ocurrencia de 3 episodios metamórficos:

1. **Episodio 1:** caracterizada por el relleno de los bordes de vesículas primarias por celadonita y calcedonia, los cuales se forman a temperaturas <50°C y bajo supersaturación de sílice. Por ende, representarían una alteración superficial de las lavas basálticas y andesítico-basálticas. Posteriormente se habría desencadenado la precipitación de capas interestratificadas de clorita-esmectita, debido a la hidrólisis de olivino y vidrio basáltico, con un aumento progresivo del contenido de clorita con el aumento de la temperatura. (Neuhoff et al., 1999; Weisenberger et al., 2009).
2. **Episodio 2:** caracterizado por la precipitación de ceolitas al interior de las amígdalas, en vetillas y reemplazando mineralogía primaria, debido a un aumento en el flujo de calor. Durante este episodio se habría visto notablemente reducida

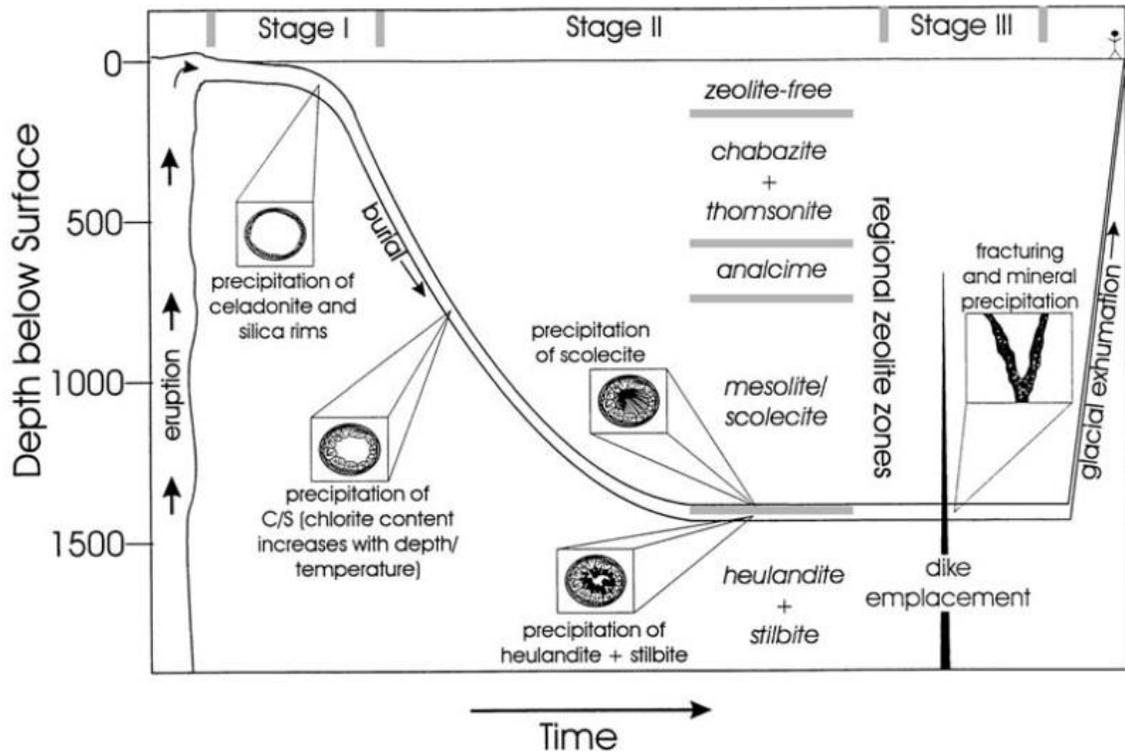


Figura 29. Desarrollo espacial y temporal en el relleno mineral de vesículas en Teigarhon, Islandia, en tres etapas. (Neuhoff et al., 1999).

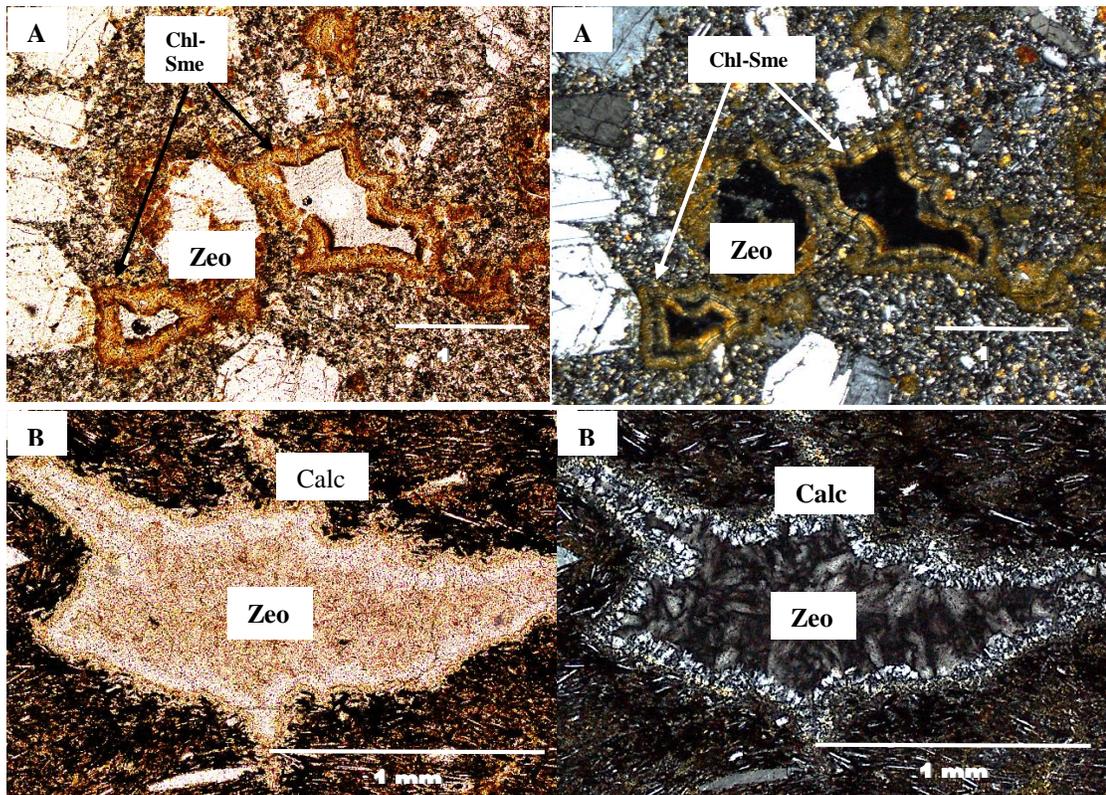


Figura 30. Episodio 1 representado por los bordes de clorita-esmectita y calcedonia. Episodio 2 representado por el relleno de ceolitas. A: NA02; B: MAPF9C.

la porosidad y permeabilidad de las rocas alteradas. Los componentes químicos para la formación de ceolitas habrían derivado de la hidrólisis de piroxenos, olivino y vidrio basáltico/andesítico, donde el H₂O habría sido proveída por los fluidos acuosos. (Neuhoff et al., 1999; Weisenberger et al., 2009).

3. **Episodio 3:** caracterizado por la precipitación de calcita al interior de amígdalas, en vetillas y reemplazando mineralogía primaria. La presencia de calcita en esta última etapa indica una concentración de CO₂ moderada a alta, esto debido a que las ceolitas son estables en fluidos con bajas concentraciones de CO₂. La formación de calcita se habría visto acompañada por minerales como cuarzo y arcillas.

No obstante lo anterior, no se puede descartar la ocurrencia de sólo dos episodios metamórficos en vez de tres. En donde el episodio 1 podría corresponder a la precipitación de celadonita, calcedonia, clorita-esmectita y ceolitas, mientras que el episodio 2 correspondería a la formación de calcita. A pesar de ello, se seguirá la propuesta entregada por Neuhoff et al. (1999), debido a que reúne mayor semejanza con la alteración presente.

Con respecto al tipo de alteración existente en la Península Fildes, primero es necesario hacer la distinción entre metamorfismo hidrotermal y metamorfismo de enterramiento. El metamorfismo hidrotermal es característico en zonas donde existe un alto gradiente geotérmico e involucra la circulación de fluidos, principalmente aguas meteóricas o marinas, a través de grietas y poros. Estos son calentados al alcanzar una profundidad determinada, produciendo la convección de los fluidos, lo cual estimula el intercambio químico de iones con las rocas adyacentes, comenzando de esta manera, procesos metasomáticos y metamórficos. El metamorfismo de enterramiento, por su parte, no involucra esta circulación de fluidos junto con el intercambio de iones, más bien las reacciones ocurren "in situ" (Tschernich, 1992), siendo de tipo isoquímico.

La forma no redondeada predominante en amígdalas y la mineralogía secundaria típica observada en los bordes de éstas nos indicarían un posible metamorfismo de enterramiento en el episodio 1. Por otra parte, la mineralogía secundaria de las etapas 2 y 3 fue rellenando espacios como vetillas e interiores de amígdalas, indicando una deformación frágil durante el desarrollo de la alteración. La participación de fluidos sumado al fracturamiento por deformación frágil es característico del hidrotermalismo.

Se desprende de lo anterior que la alteración observada en la Península Fildes correspondió en un principio a un metamorfismo de enterramiento al cual se superimpuso un metamorfismo hidrotermal, este último, estrechamente relacionado con la ubicación geográfica (Figura 31) y posiblemente asociado a antiguos campos geotermales. Si bien es cierto que el Grupo Fildes no supera los 590-760m de espesor, se debe hacer énfasis

Cabe destacar que un sistema geotermal es el resultado del intercambio de calor desde una fuente en profundidad o a través del calentamiento de agua meteórica de circulación profunda, como consecuencia de un alto gradiente geotérmico (Hochstein y Brownie, Encyclopedia of Volcanoes, 1999). Este posee tres características principales: (i) una fuente de calor, (ii) un reservorio para acumular calor, y (iii) una capa impermeable que mantenga el calor acumulado (Gupta & Roy, 2007). Existen diversos contextos eológicos donde estas características confluyen generando diferentes tipos de sistemas geotérmicos.

La mayor cantidad de fuentes termales ocurren en márgenes de placas divergentes o convergentes, siendo este último un lugar preferencial, debido a la intensa actividad magmática que se genera. En el caso de los márgenes convergentes, la actividad magmática está dada por la fusión de la cuña astenosférica por hidratación de esta, el posterior ascenso de magmas basálticos que son acumulados en la zona de underplating, y dado el proceso MASH, la formación de magmas que ascienden por la corteza continental a través de zonas de falla o zonas de debilidad (C. Annen et al, 2006). Estos magmas podrían estancarse en niveles más someros, formando cámaras magmáticas que liberan calor a su entorno mediante difusión o advección, hasta alcanzar un equilibrio térmico.

Debido a lo anterior, se propone que la alteración hidrotermal estaría relacionada a sistemas geotermales generados luego del cese de la subducción relacionada al volcanismo (Mioceno medio) y durante el volcanismo asociado a extensión (Mioceno medio-Plioceno) en las Islas Shetland del Sur. Sin embargo, la fuente de calor responsable no está totalmente clara.

La propuesta descrita se basa en la situación similar que ocurre en la Península Barton, al este de la zona de estudio (Figura 32). En esta zona se produjo un metamorfismo termal que no se encuentra directamente asociado al Plutón Noel Hill (al norte de esta península) debido a que el grado metamórfico no aumenta en sus cercanías, por lo que se postula la existencia de un cuerpo intrusivo en profundidad como la fuente termal. (Kim et al., 2002). Sin embargo, esto no queda del todo resuelto. La Península Barton, por su parte, se compone principalmente de rocas metavolcánicas Terciarias las cuales presentan alteraciones pertenecientes a la facies esquistos verdes.

Finalmente, es posible determinar que la Península Fildes se encuentra en la facies ceolita.

A partir de los datos y figuras mostradas, la temperatura alcanzada en la zona oeste no supera los 230°C (en Islandia las ceolitas se desarrollan entre 80°-230°C). Según los campos geotermales de Islandia, la esmectita cambia a clorita cerca de los 180°C y la clorita aparece completamente a los 245-265°C.

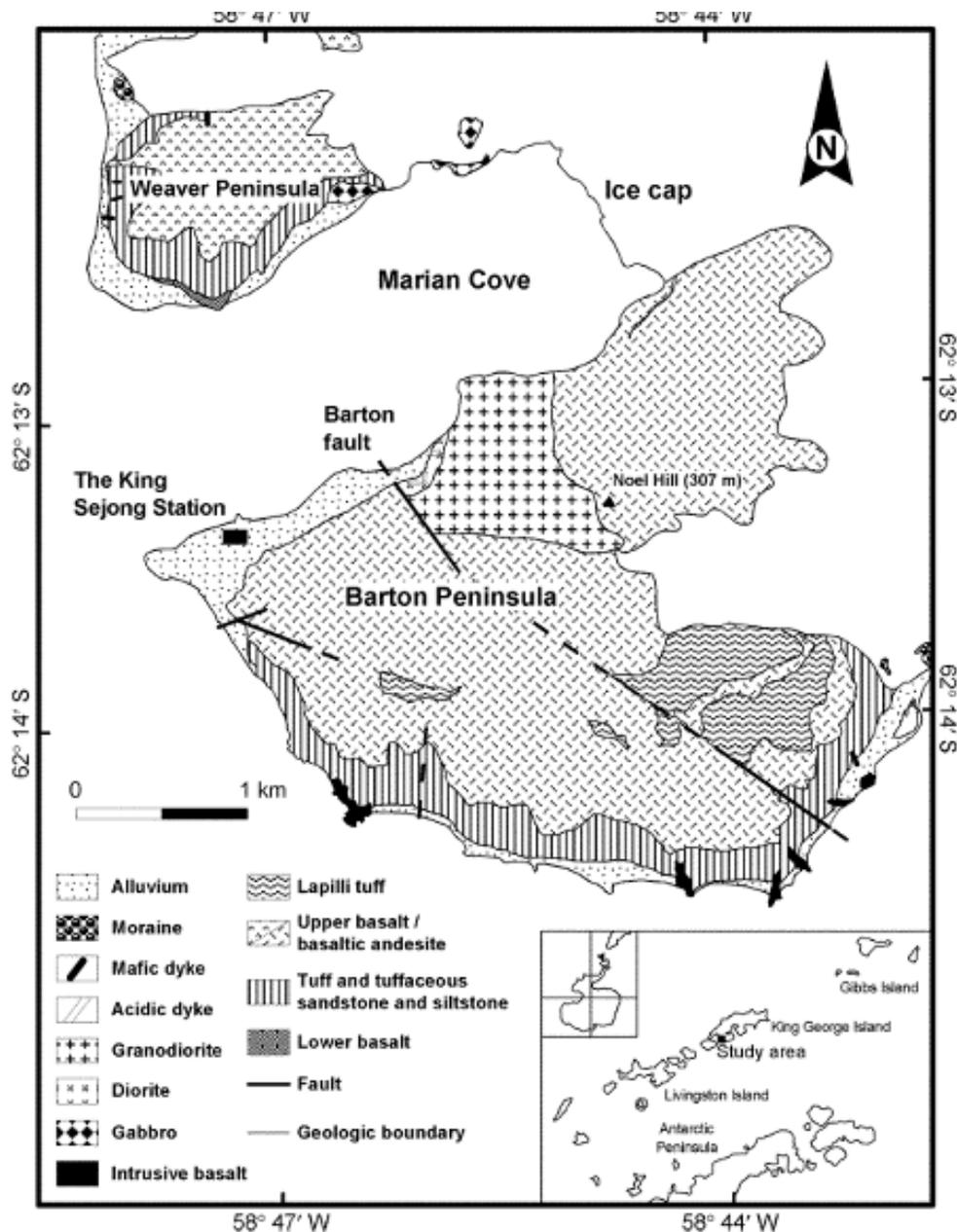


Figura 32. Mapa geológico de las Penínsulas Barton y Weaver, al este de la Península Fildes, Isla King George. (Kim et al., 2002)

Por último y de manera de complementar el trabajo realizado en esta tesis, se confeccionaron dos mapas utilizando los datos obtenidos por Fernandoy (2005) en la Península Fildes: uno indicando la distribución de la mineralogía secundaria (Figura 33) y otro con la distribución de las temperaturas asociadas al metamorfismo (Figura 34). Como se puede observar, ambos trabajos presentan un gradiente metamórfico ligeramente aumentado hacia el este, con la ubicación de la alteración muy similar.

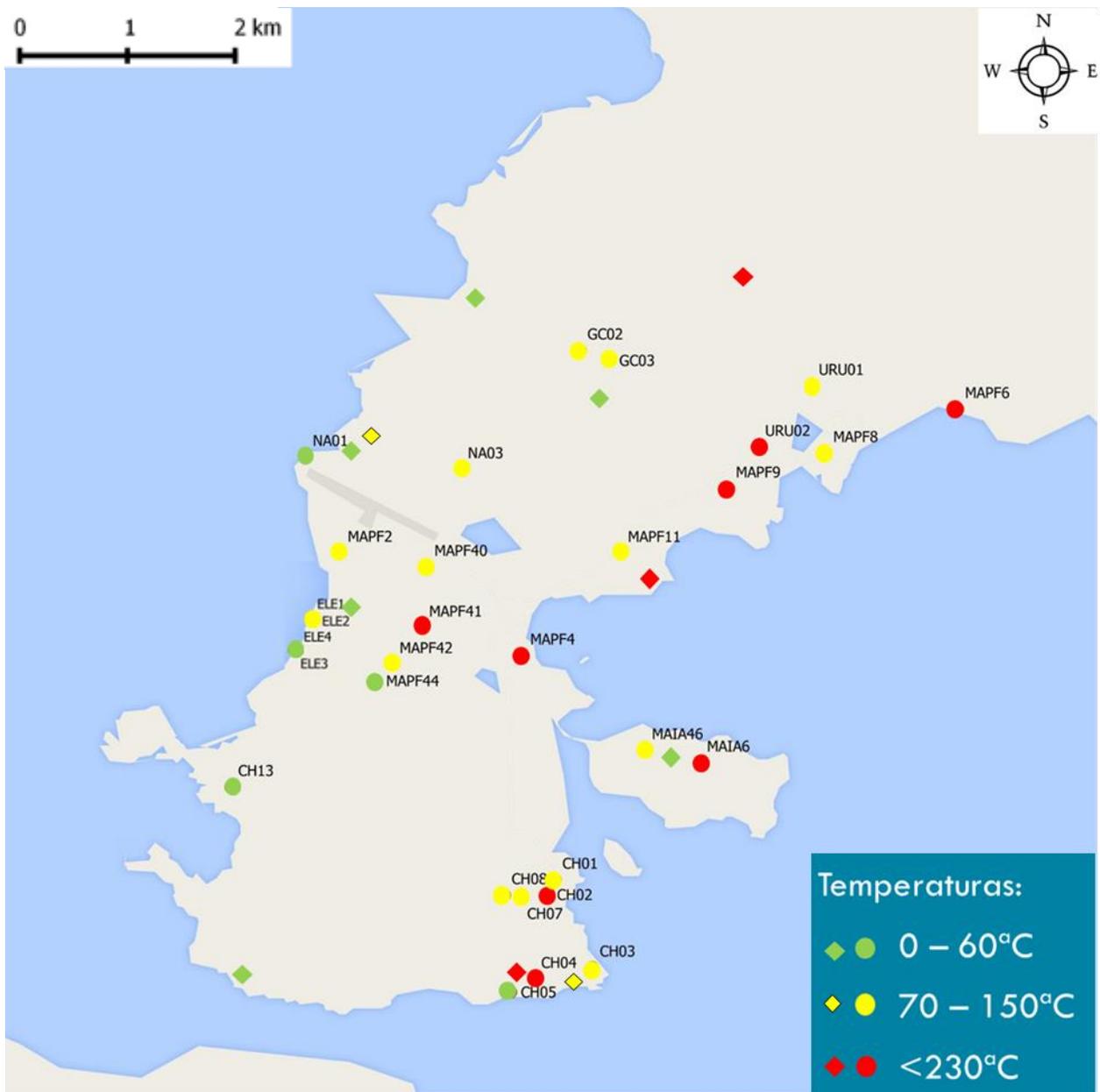


Figura 34. Mapa que indica la zonación metamórfica de acuerdo a la temperatura. Los círculos representan los datos obtenidos en esta investigación y los rombos los obtenidos por Fernandoy (2005).

5.2 CONCLUSIONES

- a) En la Península Fildes existen evidencias de un metamorfismo de enterramiento al cual se sobreimpuso un metamorfismo hidrotermal, el cual posee una estrecha relación con la ubicación geográfica. Se pueden identificar tres zonas de alteración: una al SO de la península, donde sólo se encuentran arcillas y calcita, otra al centro-oeste y norte-oeste donde encontramos ceolitas, arcillas y calcita y una tercera zona al este, donde encontramos ceolitas, clorita, epidota y pumpellyita. Aunque existe una gran diversidad de mineralogía secundaria, ésta pertenece en su totalidad a la facies ceolitas, sin superar los 230°C.
- b) Existe un leve gradiente metamórfico hacia el este, el cual podría relacionarse a sistemas geotermales generados luego del cese de la subducción asociado al volcanismo (Mioceno medio) y durante el volcanismo asociado a extensión (Mioceno medio-Plioceno) en las Islas Shetland del Sur. Sin embargo, y debido a la falta de evidencias, otros estudios son necesarios para poder establecer la verdadera fuente termal.
- c) La alteración y formación de minerales hidratados tiene una estrecha relación con la porosidad y permeabilidad de las rocas analizadas, pues determinan la intensidad y el tipo de interacción fluido-roca. De acuerdo a esto, las rocas del centro y norte (miembros Schnaider Bay y Winkel Point) son más amigdaloidales y porosas presentando ceolitas como minerales de alteración. Al sur (miembros Fildes Strait y Clement Hill), sin embargo, las rocas serían mucho menos porosas y permeables, por ello la ausencia de ceolitas en esta zona.
- d) La presencia de calcita habría inhibido la formación de prehnita, en las reacciones de deshidratación, generándose laumontita bajo esas condiciones. Por ello la ausencia de este mineral.
- e) Se habrían producido tres episodios de alteración, evidenciado en la paragénesis mineral en el metadominio de las amígdalas. El primero, relleno de los bordes de las cavidades con minerales como celadonita, calcedonia y clorita-esmectita, asociado a metamorfismo de enterramiento. En el segundo episodio, las amígdalas y vetillas terminaron de rellenarse con ceolitas y en el tercero de calcita, etapas que estarían asociadas a un metamorfismo hidrotermal de mayor grado metamórfico.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Apps JA, 1983. Hydrothermal evolution of repository groundwaters in basalt. In NRC Nuclear Waste Geochemistry '83, US Nuclear Regulatory Commission Report NUREG/CP-0052, p 14-51.
- Armstrong, D. C., 1995. Acid Sulphate Alteration in a Mag-50 Jeong Hwang, Zheng Xiangshen, Edward M Ripley, Jong-Ik Lee and Dongbok Shin matic Hydrothermal Environment, Barton Peninsula, King George Island, Antarctica. Mineralogical Magazine, 59: 429–441.
- Araya, Roberto and Francisco Hervé. 1966. Estudio geo-morfológico y geológico en las Islas Shetland del Sur, Antártica. Instituto Antártico Chileno. Publicación No. 8, p. 1-15.
- Barker, P.F. 1982. The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge-crest trench interactions. Journal of the Geological Society of London 139: 787-801.
- Barton C. M. 1965. The geology of the South Shetland Island. III. The stratigraphy of King George Island - Brit. Antarct. Surv., Sci. Repts, 44: 1—33.
- Birkenmajer K. 1981. Lithostratigraphy of the Point Hennequin Group (Miocene volcanics and sediments) at King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). — Stud. Geol. Polon., 72: 59--73.
- Birkenmajer, K., 1983. Late Cenozoic phases of block-faulting on King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica). Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth, 46:147–155.
- Birkenmajer, K., Gazdzicki, H., Kreuzer, H., and Muller, P., 1985. K–Ar dating of the Melville Glaciation (Early Miocene). En West Antarctica: Polish Academy of Sciences, Bulletin, Earth Sciences, 33:15–23.
- Birkenmajer, K., Narebski, W., Bakum-Czubarow, N. & Kalmus, M., 1985. Geochemistry and petrogenesis of calc-alkaline “Mesozoic” volcanics and “Andean” plutons of Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, Antarctica). Studia Geologica Polonica, 82: 7-51.

- Birkenmajer, K., Delitala, M.C., Narebski, W., Nicoletti, M., Petrucciani, C., 1986a. Geochronology of Tertiary island-arc volcanics and glaciogenic deposits, King George Island, South Shetland Islands (West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Earth Sciences* 34 (3), 257–273.
- Birkenmajer, K.; Kaiser, G.; Narebski, W.; Pilot, J.; Rosler, H.J. 1986b. Age of magmatic complexes of the Barton Horst, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica), by K-Ar dating. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences* 34: 139-155.
- Birkenmajer K. 1988. Tertiary glacial and interglacial deposits, South Shetland Islands, Antarctica: geochronology versus biostratigraphy (a progress report). *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth-Sci.*, 36: 133 145.
- Birkenmajer K. 1989. King George Island. In: Dalziel, I. W. D. (ed.) et al. Field trip guidebook T 180 Tectonics of the Scotia Arc. 28th Int. Geol. Congr. (Washington, D.C): 114 121.
- Birkenmajer K, Francalanci L, Peccerillo A (1991) Petrological and geochemical constraints on the genesis of Mesozoic-Cenozoic magmatism of King George Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Antarct Sci* 3:293–308.
- Birkenmajer, K. 2001. Mesozoic and Cenozoic stratigraphic units in parts of the South Shetland Islands and northern Antarctic Peninsula (as used by the Polish Antarctic Programmes). *Studia Geologica Polonica* 118: 188p.
- Boles J. & Coombs D.S, 1975. Mineral reactions in zeolitic Triassic tuff, Hokonui Hills, New Zealand; *Geol. Soc. America Bull.*, v. 86, p. 163-173.
- Blum JR 1983. Leonhardit, ein N Mineral, *Poggendorff Annalen der Physik Chemie* 59:336:339.
- Dalziel Ian W.D, Lawver Lawrence A., Norton Ian O., Gahan Lisa M. *The Scotia Arc: Genesis Evolution, Global Significance*. 2013.
- Deer, W., A., Howie, R., A., Wise, W., S. & Zussman, J. 2004. Volume 4B. *Framework Silicates: Silica Minerals, Feldspathoids, and the Zeolites.*, eds. Deer, W., Howie, R.A., Zussman, J. 2004. *Rock Forming Minerals*.
- Delffs W 1983. Analyse des Leonhardits. *Poggendorff Annalen Physik Chemie* 59:339:342.

- Delia Del Pilar Montecinos De Almeida, Adriane Machado, Marco Antonio Fontoura Hansen, Farid Chemale JR., Henrique Carlos Fensterseifer, Karla Petry & Larissa De Lima (2003). An igneous event at the Fildes Peninsula (King George Island) and around fort point (Greenwich Island), South Shetland Islands, Antarctica.
- Encyclopedia of Volcanoes. by Haraldur Sigurdsson (Author), Bruce Houghton (Author), Hazel Rymer (Author), John Stix (Author). October 29, 1999.
- Fontoura, MA. 1987. Geología y petrografía de cuerpos intrusivo de península Stansbury, Isla Nelson, Islas Shetland del Sur, Antártida.
- Fernandoy, F. 2005. Metamorfismo de bajo grado de las Islas Shetland del Sur, Antártica. Thesis. Universidad de Concepción. 73pp.
- Fensterseifer H., Soliani E., Jr., Hansen M.A. F. and Troian F. 1988. Geologia e estratigrafia da associacao de rochas do setor centro-norte da peninsula Fildes, Ilha Rei George, Shetland do Sul, Antartica. — Inst. Antart. Chil., Ser. Cient., 38: 29—43. Fisk M.R. (in press). Back-arc volcanism in the Bransfield Strait, Antarctica.
- Ferguson D. (1921): Geological observations in the South Shetlands, the Palmer Archipelago and Graham Land, Antarctica. Trans. Roy. Soc. Edinb., 53, 29-55
- Frey, M. and Robinson, D. 1999. Low-grade metamorphism. Ed. Blackwell Scientific. Londres, Inglaterra. 313 pp.
- Fridriksson, T.; Neuhoff, P.; Arnórsson, S. and Bird, K. 2001. Geological constraints on the thermodynamic properties of the stilbite-stellerite solid solution in low-grade metabasalts. *Geochemica et Cosmochimica Acta*. Vol 65. N°21. Pp.: 3993-4008.
- Fuentes, F.; Aguirre, L.; Vergara, M.; Valdebenito, L. y Fonseca, E. 2004. Miocene fósil hidrotermal system associated with a volcanic complex in the Andes of central Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. N°138. Pp.: 139-161.
- Gonzalez-Ferrán, O. 1972. Distribution, migration and tectonic control of Upper Cenozoic volcanism in west Antarctic and South America. 111 *Antarctic Geology and Geophysic* (Adie, R. J.; ed.). Oslo Universitetsforlage, p. 261-275. Oslo.
- Gottardi, G. & Galli, E. 1985. Natural Zeolites. *Minerals and Rocks Series Vol. 18*. xii + 409 pp. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo: Springer-Verlag.

- Gupta, H. and S. Roy (2007). *Geothermal Energy: An alternative resource for the 21ST century*, Elsevier publications.
- Hawkes, D.D. 1961: The geology of the South Shetland Islands. II. The geology and petrology of Deception Island. *Falkland Islands Dependencies Survey Scientific Reports* 27, 1–43.
- Guterch A., Grad M., Janik T., Perchuć E. and Pajchel J. 1985. Seismic studies of the cristal structure in West Antarctica, 1979—1980. Preliminary results. — *Tectonophysics*, 114: 411—429.
- Hay R.L, 1965. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks: *Geol. SOc. America Spec. Paper* 85, 130 pp.
- Hervé, F. 1989. Geología de la península Antártica e islas Shetland del Sur. *Especial Aniversario N°25 del Instituto Antártico Chileno*. Pp: 39-94.
- Hervé, F. 1992. Estado actual del conocimiento del metamorfismo y plutonismo de la Península Antártica al norte de los 65°S y el archipiélago de las Shetlands del Sur: revisión y problemas. In: *Geología de la Antártida Occidental*, (J. López-Martínez; editor). VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Simposios, Tomo 3, p. 19-31, Salamanca-España.
- Hole MJ, Saunders AD, Rogers G, Sykes MA (1995). The relationship between alkaline magmatism, lithospheric extension and slab window formation along continental destructive plate margins. In: Smellie JL (ed) *Volcanism associated with extension at consuming plate margins*, vol Spec. Publ. 81. Geological Society of London, pp 265–285.
- Hwang, J., Lee, J. I., 1998. Hydrothermal Alteration and Mineralization in the Granodioritic Stock of the Barton Peninsula, King George Island, Antarctica. *Economic and Environmental Geology*, 31(3): 171–183.
- Ian W.D. Dalziel, Lawrence A. Lawver, Ian O. Norton, and Lisa M. Gahagan (2013). The Scotia Arc: Genesis, Evolution, Global Significance. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2013. 41:29.1–29.27
- J. Bastias, F. Fuentes, L. Aguirre, F. Hervé, F. Fernandoy and A. Demant (2013), Zeolites and mafic phyllosilicates in Livingston Island, Antarctica. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 1589-608.

- K. M. Haase, C. Beier, S. Fretzdorff, J. L. Smellie, D. Garbe-Schönberg (2012). Magmatic evolution of the South Shetland Islands, Antarctica, and implications for continental crust formation.
- Kim, H., Choe, M. Y., Lee, J. I., et al., 2002. Thermal Metamorphism of Volcanic Rocks on Barton Peninsula, King George Island, Antarctica. *Geosciences Journal*, 6(4): 303–317.
- Krzysztof Birkenmajer, Aleksander Guterch, Marek Grad, Tomasz Janik, Edward Perchuc (1990). Lithospheric transect Antarctic Peninsula — South Shetland Islands, West Antarctica. *Polish Polar Research*, 241-258.
- List of Mineral Abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07. Jaakko Siivola and Rolf Schmid.
- Machado A, Chemale F, Conceicao RV, Kawaskita K, Morata D, Oteiza O, Van Schmus WR (2005). Modeling of subduction components in the genesis of the Meso-Cenozoic igneous rocks from the South Shetland Arc, Antarctica. *Lithos* 82:435–453.
- Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Volume 45, 2001.
- Neuoff, P.S, Fridriksson, T., & Arnorsson, S 1999. Porosity evolution and mineral paragénesis during low-grade metamorphism of basaltic lavas at Teigarhorn, Easterne Iceland. *American Journal of Science*, 299, 467-501.
- Pallàs, R., C. Soriano, X. Zheng,, F. Sàbat, and J. M. Casas (1999), Volcanic Stratigraphy of Hannah Point, Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica, *Acta Geologica Hispanica*, 34(4), 323-328.
- Palma-Heldt, S., Fernandoy, F., Leppe, M., Rodríguez, M., Salazar, C. (2005). Cretaceous palynoflora of Livingston Island (South Shetland Islands): relationships between moraine deposits of Cape Shirreff and Byers Peninsula. 3 International Gondwana Symposium (p. 276).
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. y Kelley, S.P. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41(5): 605-625.

- Pankhurst, R.J.; Smellie, J.L. 1983. K-Ar geochronology of the South Shetland Islands, lesser Antarctica: Apparent lateral migration of Jurassic to Quaternary island arc volcanism. *Earth and Planetary Science Letters* 66: 214-222.
- Paulo, A. y Rubinowski, Z. 1987. Pyrite mineralization on King George island (south Shetland, Antarctica); its distribution and origen. *Studia Geologica Polonica, Geological results of the Polish Antarctic expeditions. Warszawa. Vol. 90. Pp: 39-77.*
- Scher, Howie D. Timing & Martin, Ellen E. Timing and Climatic Consequences of the Opening of Drake Passage. *Science* Vol. 32 no. 5772 pp. 428-430.
- Smalley R, Dalziel IWD, Bevis MG, Kendrick E, Stamps DS, et al. 2007. Scotia arc kinematic from GPS geodesy. *Geophys. Res. Lett.* 34:L21308.
- Smellie JL, Pankhurst RJ, Thomson MRA, Davies RES (1984). The geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, geochemistry and evolution. *Brit. Antarct. Surv., Sci.Repts*, 87: 1- 85.
- Sneeringer, M., Hart, S.R. and Shimizu, N. (1984). Strontium and samarium diffusion in diopside.
- So, C. S., Yun, S. T., Park, M. E., 1995. Geochemistry of a Fossil Hydrothermal System at Barton Peninsula, King George Island. *Antarctic Science*, 7(1): 63–72.
- Soliani E., Jr., Kawashita K., Fensterseifer H., Hansen M.A. F. and Troian F. 1988. Edades K-Ar de la Formación Punta Winkel (Grupo Peninsula Fildes) e intrusiones asociadas, isla Rey Jorge, Antartica. *Inst. Antart. Chil., Ser. Cient.*, 38: 133 — 139.
- Tectonic Map of the Scotia Arc, 1985. Sheet BAS (Misc.), 3.
- Soyol-Erdene, T.-O.; Huh, Y.; Hong, S.; Hwang, H. J.; Hur, S. D. Quantification of ultra-trace levels of Pt, Ir and Rh in polar snow and ice using ICP-SFMS coupled with a pre-concentration and desolvation nebulization system. *Bull. Korean Chem. Soc.* 2011, 32 (6), 2105–2108.
- Surdam Ronald C. & Boles James R. 1979. Diagenesis of volcanic sandstones. *SEPM Special Publication No. 26*, p. 227-242.
- Tokarski, A.K., Danowski, W. and Zastawniak, E. (1987). On the age of fossil flora from Barton Peninsula, King George Island, West Antarctica. *Polish Polar Research*, 8 (3), 293-302.

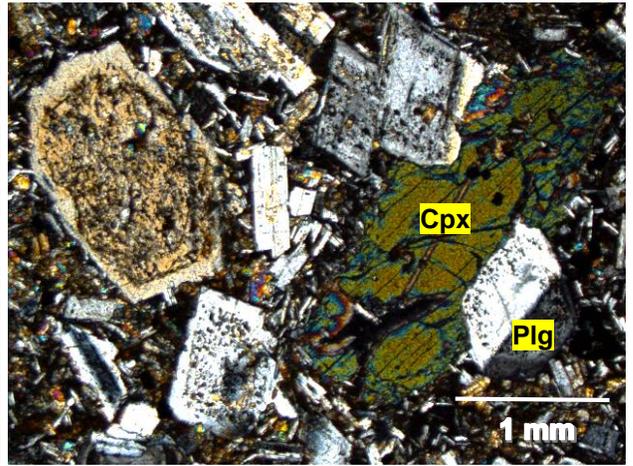
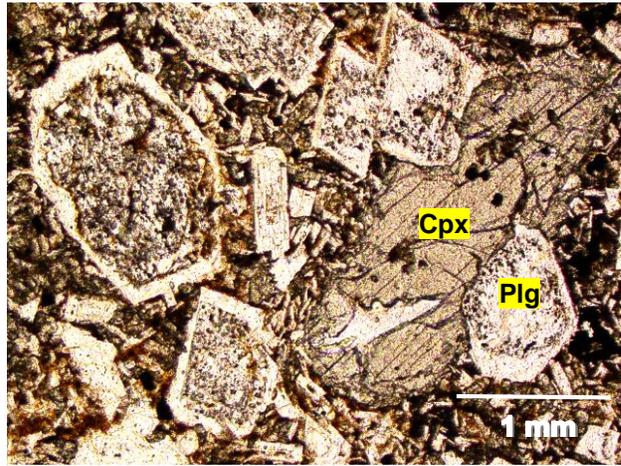
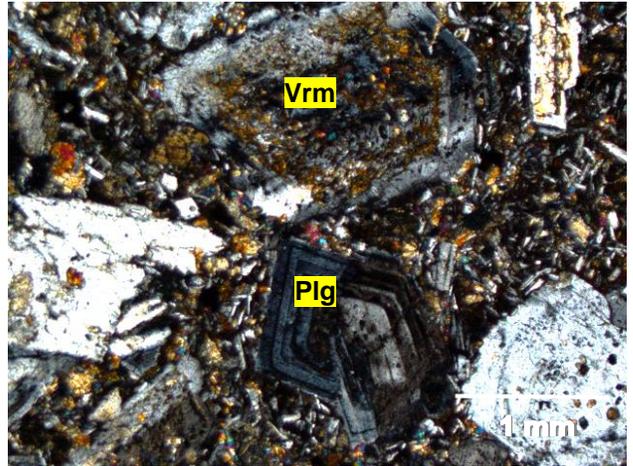
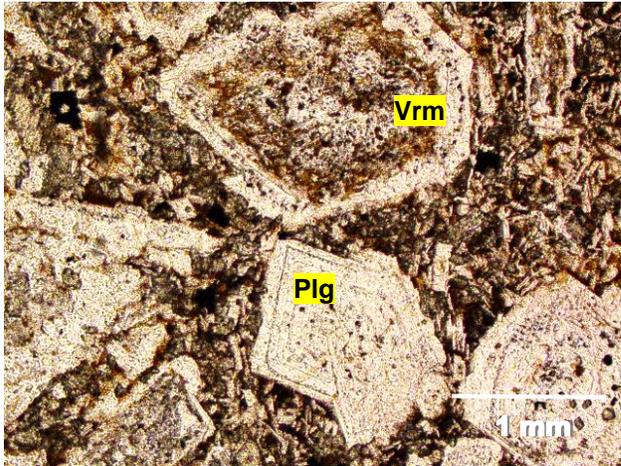
- Toru Yamasaki, Jinichiro Maeda, Toshio Mizuta (2006). Geochemical evidence in clinopyroxenes from gabbroic sequence for two distinct magmatism in the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters* 251 (2006) 52-65
- Troian, F.; Fensterseifer, C. y Fontoura, M. 1990. Difractometria de raios-X em rochas tufíticas das península Fildes (Ilha Rei George), e Stansbury (Ilha Nelson), Shetland do Sul, Antártica. *Serie Científica Instituto Antártico Chileno. N°40* . Pp. : 9-19.
- Troian, F.; Fensterseifer, C. y Fontoura, M. 1990. Difractometria de raios-X em rochas tufíticas das península Fildes (Ilha Rei George), e Stansbury (Ilha Nelson), Shetland do Sul, Antártica. *Serie Científica Instituto Antártico Chileno. N°40* . Pp. : 9-19
- Trouw, R.A.J., Simões, L.S.A., Valladares, C., 1998a. Metamorphic evolution of a subduction complex, South Shetland Islands, Antarctica. *J. Metamorph. Geol.* 16, 475–490.
- Tschernich, R. 1992. *Zeolites of the world*. Ed. Geoscience Press Inc. 563 pp. Phoenix, Arizona, EEUU.
- Utada, M. 2001. Zeolitas in hydrothermally altered rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry. XXXXXX. Vol 45*. Pp: 305-345.
- Vergara, M.; Levi, B.; Cancino, A.; Avila, A. y Clavero J. 1992. Campos paleogeotérmicos en Península Fildes, Isla Rey Jorge, Islas Shetland del Sur. VIII Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. *Simposios: Geología de Antártica Occidental. Tomo 3*. Pp: 61-64. Salamanca. España.
- Villaroel, H. 1975. Estudio cristalográfico de minerales provenientes de las islas Shetland del Sur (Antártica). II Parte – silicatos. *Serie Científica Instituto Antártico Chileno. N°3 (1)*. Pp. : 15-27.
- Weisenberger, T. Selbekk, R. S. 2009. Multi stage zeolite facies mineralization in the Hvalfjurdur area, Iceland. *International Journal of Earth Sciences* 98, 985-999.
- Willan, R. C. R., Armstrong, D. C., 2002. Successive Geothermal, Volcanic-Hydrothermal and Contact-Metasomatic Events in Cenozoic Volcanic-Arc Basalts, South Shetland Islands, Antarctica. *Geological Magazine*, 139: 209–231.

- Zheng, X. & Liu, X. 1990. Geology of the Fildes Peninsula, King George Island, West Antarctica: A study on the stratigraphy and volcanism. *Antarctic Research*, 1:8-19.

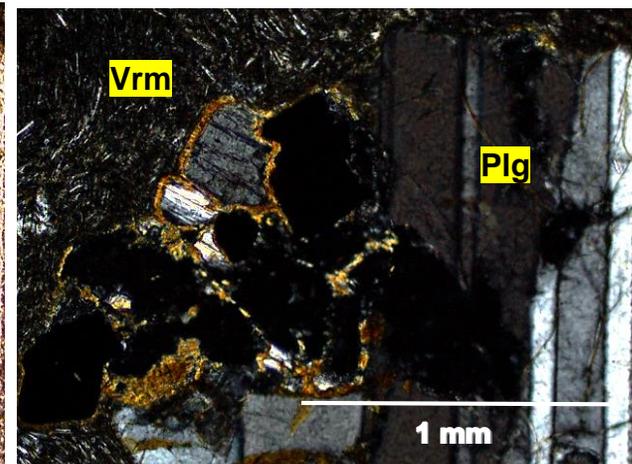
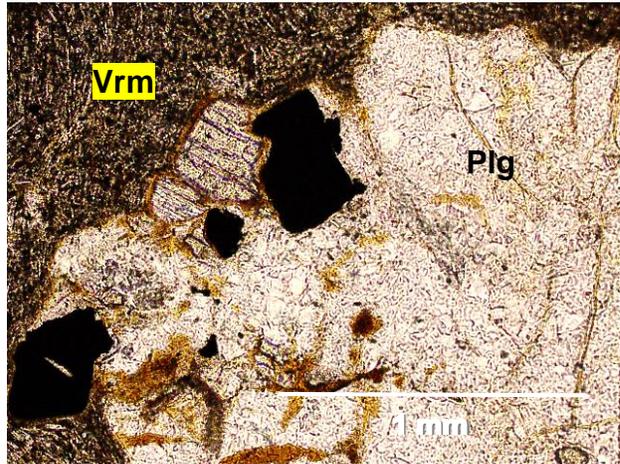
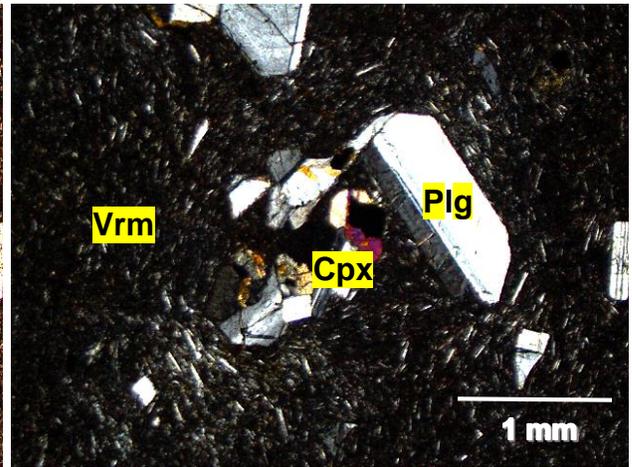
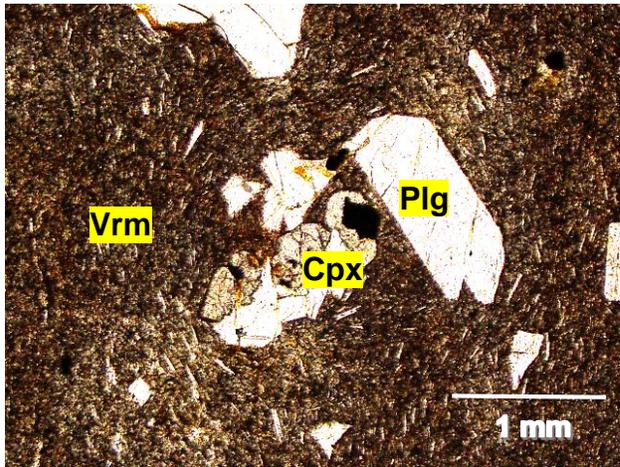
7. ANEXOS

ANEXO A: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

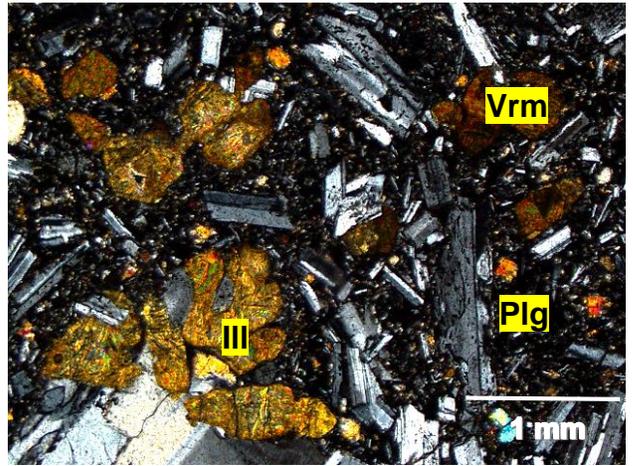
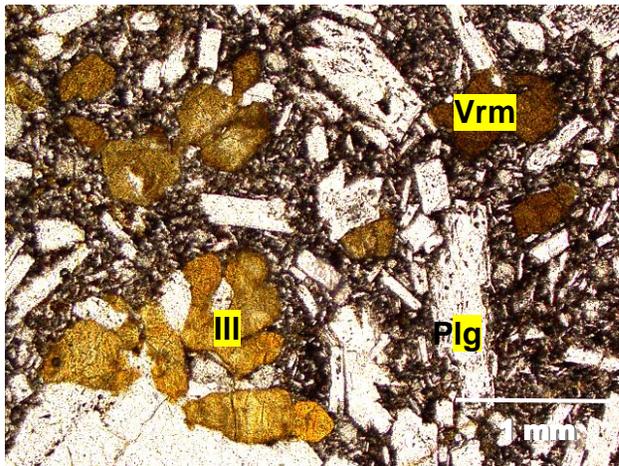
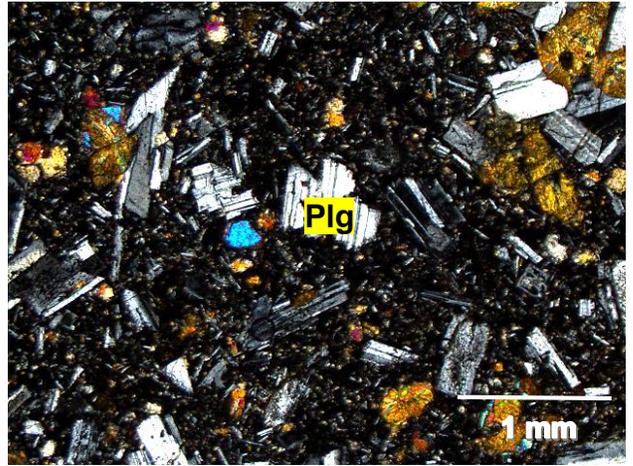
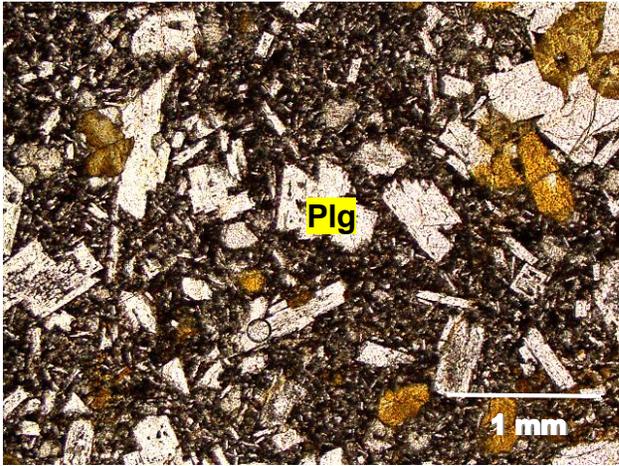
MUESTRA URU1A			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítica-basáltica		
TEXTURA	Intergranular		
AMÍGDALAS	No presenta		
VETILLAS	No presenta		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	35	Se observan fenocristales (<4mm) anhedrales a subhedrales, además de microlitos. Se presentan macladas, zonadas y con texturas de reabsorción. Se observan inclusiones de clinopiroxenos (<<2mm)
	Piroxeno	20	Se observan en la masa fundamental y como fenocristales. Se presentan en su mayoría maclados y con bajos colores de interferencia (cercaos al 1º orden). Mayor presencia, por ende, de clinopiroxenos.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Arcillas	25	Alterando masa fundamental y fenocristales, en especial máficos y plagioclasas. (Vermiculita).



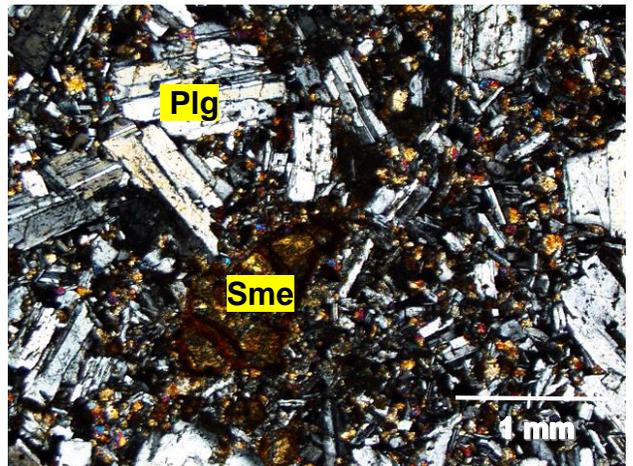
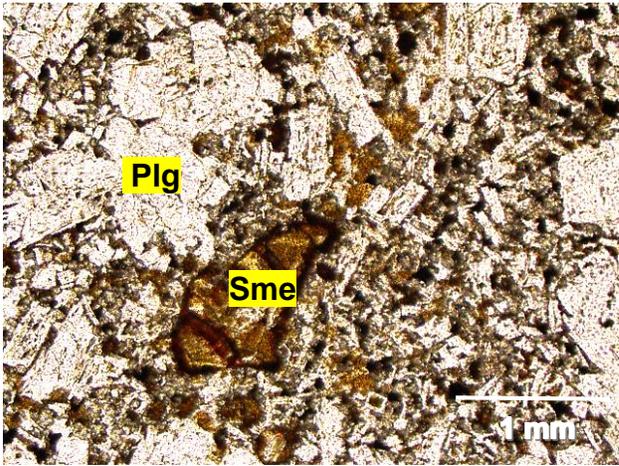
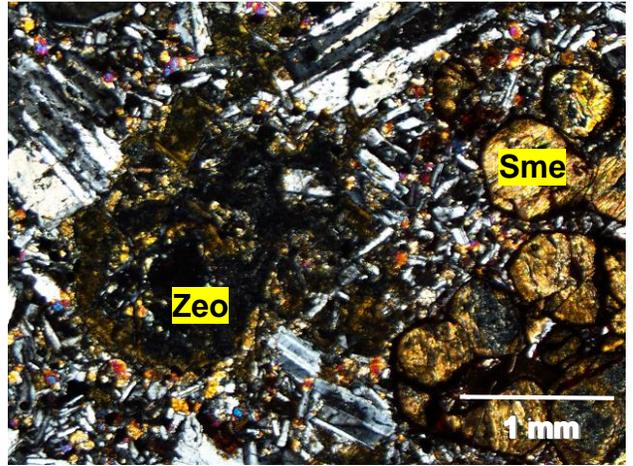
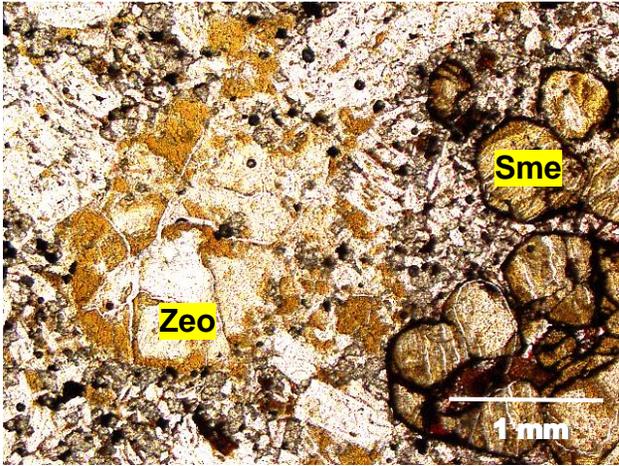
MUESTRA URU2A			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítica-basáltica.		
TEXTURA	Porfírica. Masa fundamental muy fina y vítrea (30%).		
AMÍGDALAS	No presenta.		
VETILLAS	No presenta		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	30	Se observan fenocristales (2-5mm) subhedrales, además de microlitos. Se presentan macladas.
	Piroxeno	20	Se observan en la masa fundamental y como fenocristales (<3mm). Se presentan en su mayoría maclados y con bajos colores de interferencia (cercaos al 1º orden). Se observan intercrecidos con plagioclasa. Mayor presencia, por ende, de clinopiroxenos.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Arcillas	20	Alterando masa fundamental y fenocristales, en especial máficos y plagioclasas. (Vermiculita).



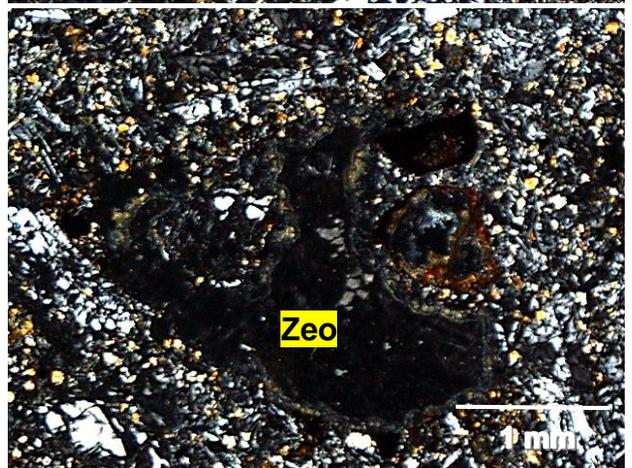
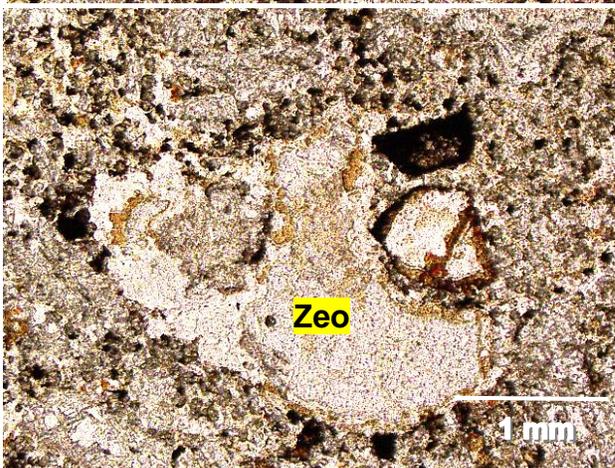
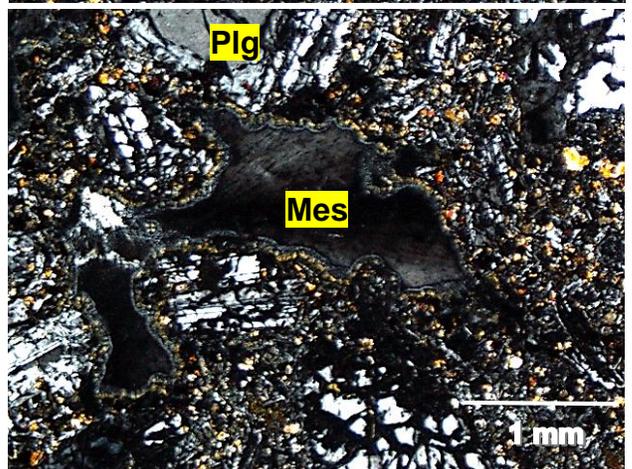
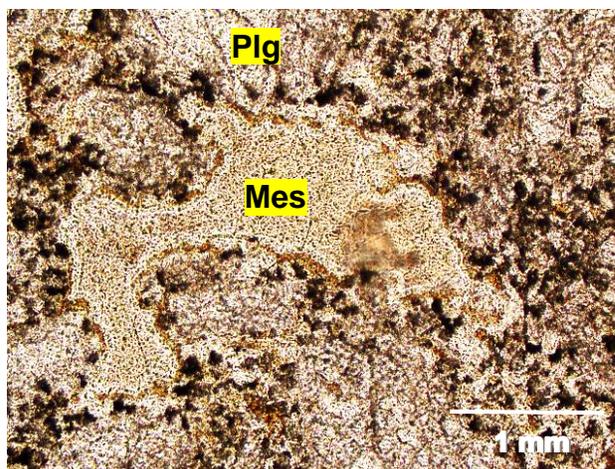
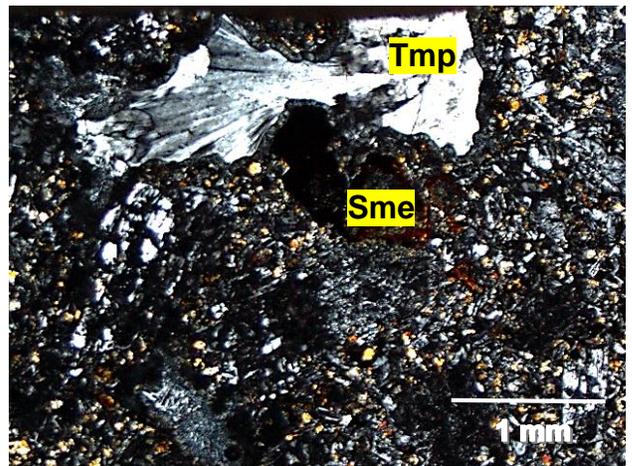
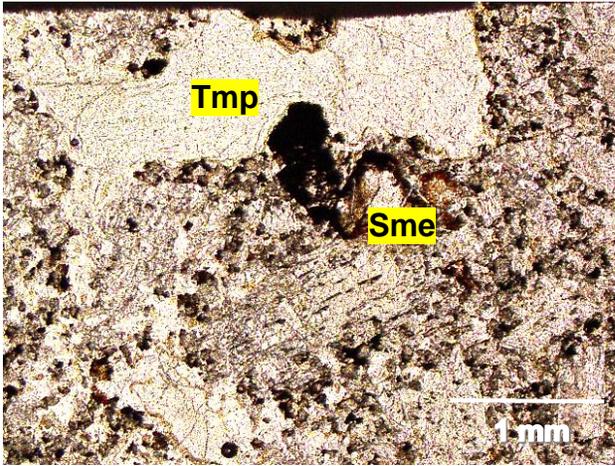
MUESTRA URU2D			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica		
TEXTURA	Intergranular. (Masa fundamental 25%)		
AMÍGDALAS	No presenta.		
VETILLAS	No presenta.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	30	Se observan fenocristales (<5mm) anhedrales a subhedrales, además de microlitos, todos alterados. Se presentan macladas, zonadas y con texturas de reabsorción.
	Piroxeno	20	Se observan en la masa fundamental y como fenocristales. Se presentan en su mayoría maclados y alterados. Mayor presencia de clinopiroxenos. Se presentan dentro de plagioclasas.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Arcillas	35	Alterando masa fundamental y fenocristales, en especial máficos y plagioclasas. Se presentan en algunas partes con textura fibrosa y colores de interferencia de 2º orden, lo que indicaría que se encuentra vermiculita intercrecida con illita.



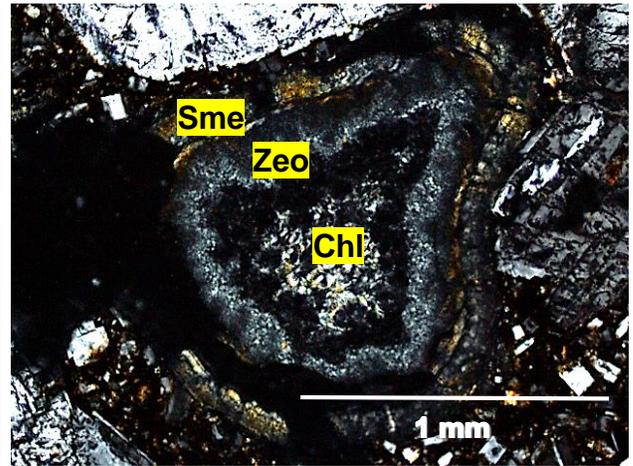
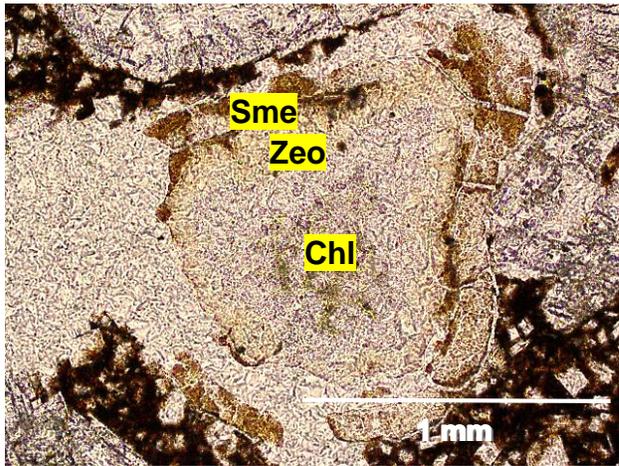
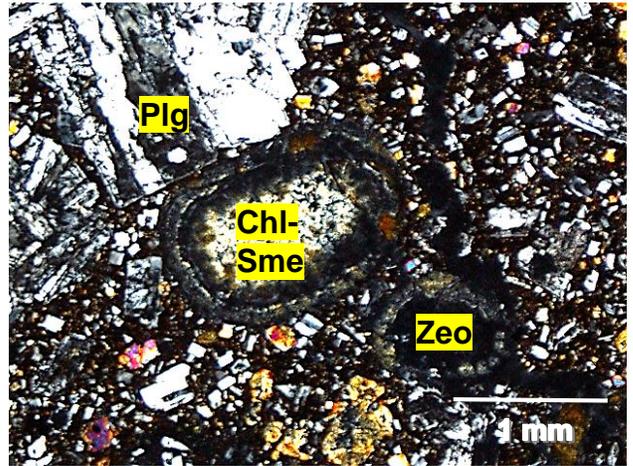
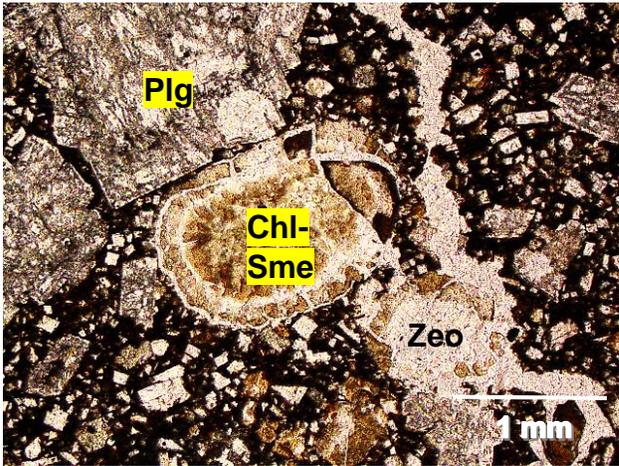
MUESTRA GC02C			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica		
TEXTURA	Porfírica. Intergranular. (Masa fundamental 15%)		
AMÍGDALAS	4%, 0,5-1mm. De forma circular con bordes de esmectita y rellenas de forma radial, por esmectita y ceolitas.		
VETILLAS	No presenta.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	30%	Se observan fenocristales (<3mm) y microlitos. Presentan macla albita y carlsband, además de zonación oscilatoria y textura sieve y de reabsorción. Se encuentran parcialmente alteradas.
	Piroxeno	25	Como fenocristales (<2mm) y en masa fundamental. Anhedrales y alterados parcialmente. Mayor presencia de clinopiroxenos.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Arcillas (Esmectita)	25	Alterando fencristales, microlitos y masa fundamental. Mineral secundario más abundante. Se observa además, tanto en bordes como en el interior de amígdalas, junto a ceolitas.
	Ceolitas	1	<<2mm, sólo en amígdalas junto a esmectitas. Algunas presentan hábito radial, mientras que otras presentan bajos colores de interferencia (opacos).



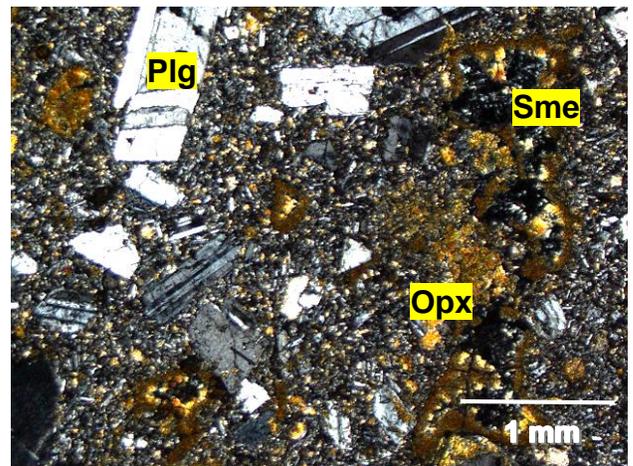
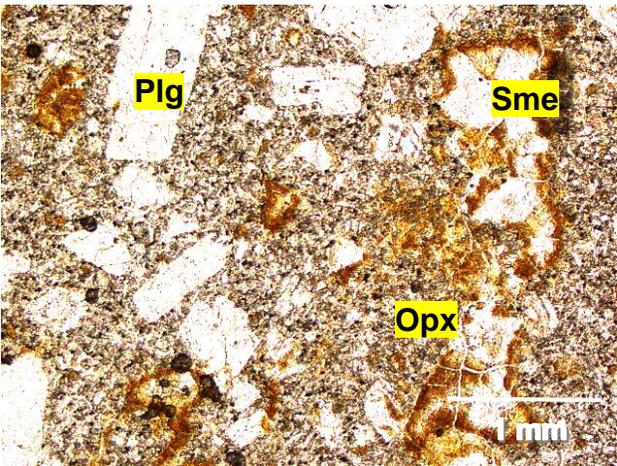
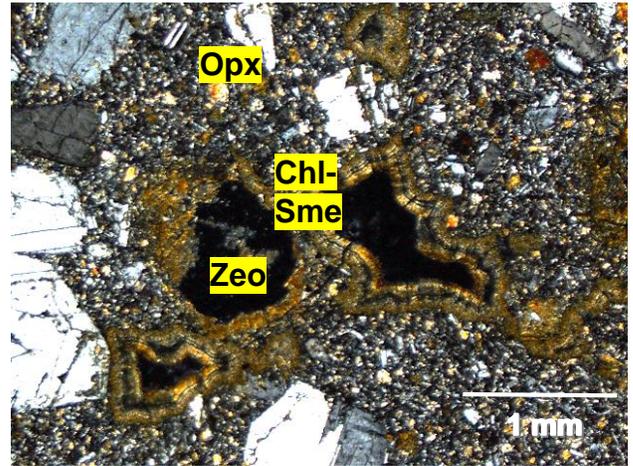
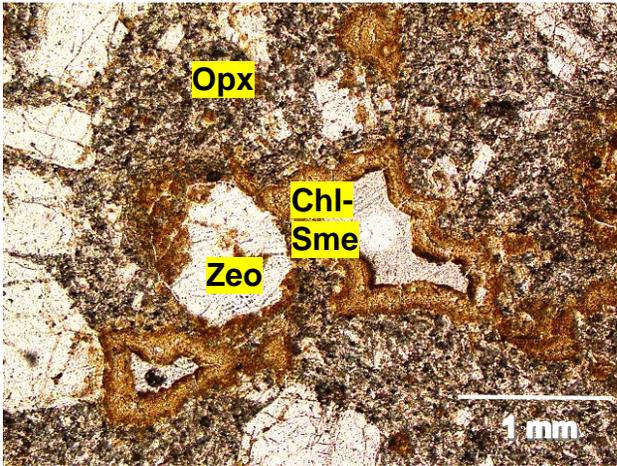
MUESTRA GC03			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica		
TEXTURA	Porfírica. (Masa fundamental 15%)		
AMÍGDALAS	10%, 0,5-2mm. De forma circular con bordes de esmectita y rellenas de ceolitas.		
VETILLAS	No presenta.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	30%	Se observan fenocristales (<2mm) y microlitos. Presentan macla albita y carlsband, además de zonación oscilatoria y textura sieve y de reabsorción. Se encuentran bastante alteradas.
	Piroxeno	20	Se presentan fenocristales (<2mm) y en mayor medida en la masa fundamental. Anhedrales y alterados parcialmente. Mayor presencia de clinopiroxenos.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Arcillas (Esmectita)	20	Alterando fenocristales, microlitos y masa fundamental. También está presente en bordes de amígdalas, junto a ceolitas.
	Ceolitas	10	<2mm, se observan alterando plagioclasas, alterando la masa fundamental y al interior de amígdalas. Con hábitos tabular, extinción en abanico y otras con muy baja birrefringencia. Se encontraron thomsonita, mesolita y clinoptilolita.



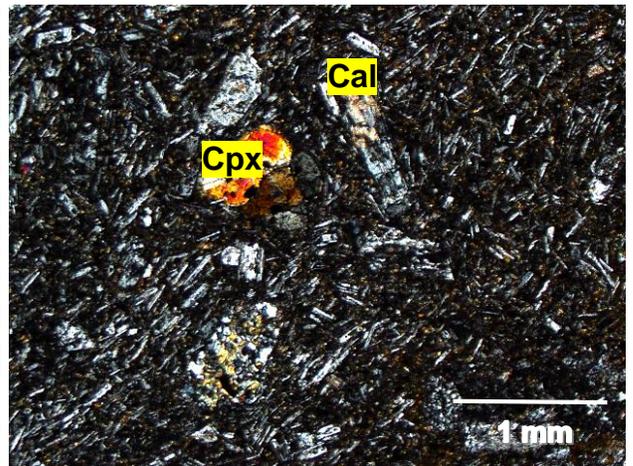
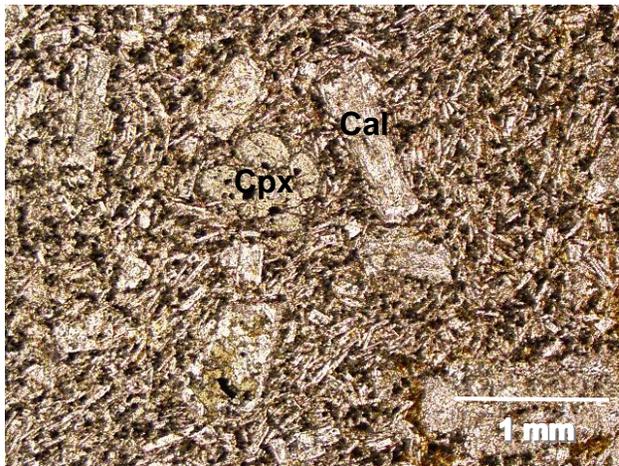
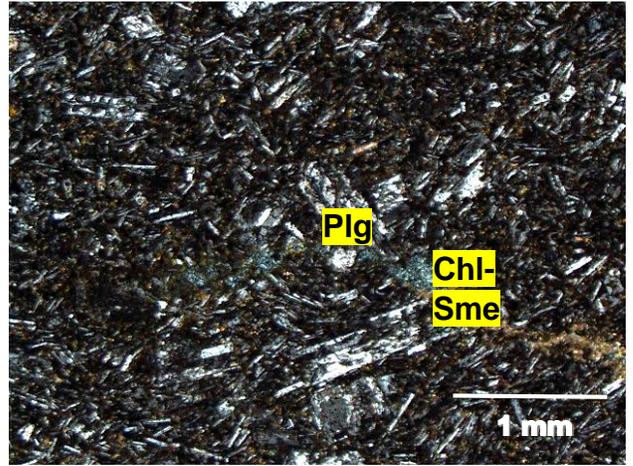
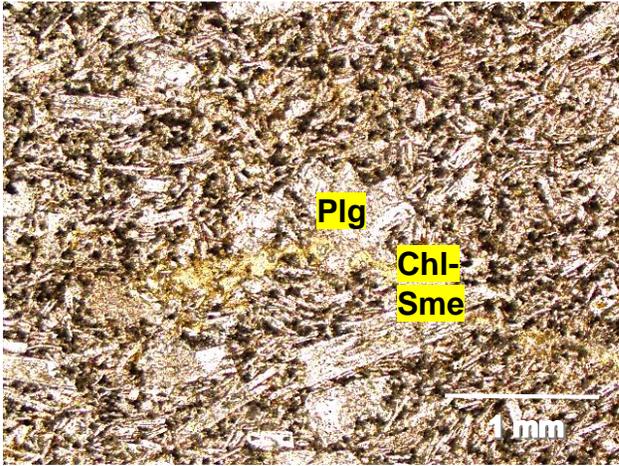
MUESTRA NA01			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica		
TEXTURA	Porfírica. (Masa fundamental 15%)		
AMÍGDALAS	20%. Forma redondeada. 1 – 4mm. Bordes de clorita – esmectita y rellenas por ceolitas.		
VETILLAS	No presenta		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	25	Se observan como fenocristales (<4mm) y microlitos. Formas anhedrales, se presentan macladas, fracturadas y alteradas a clorita-esmectita y Ceolitas.
	Piroxeno	15	En masa fundamental principalmente. La mayor parte se observan maclados y con extinción oblicua, además de alterados. Mayor contenido de clinopiroxenos.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Arcillas	20%	Alterando masa fundamental y cristales primarios. (Vermiculita).
	Saponita – Celadonita	5%	Alterando minerales máficos, presentan tonalidades amarillas.
	Clorita – Esmectita	10%	Hábito fibroso. Se observan alterando masa fundamental y minerales primarios. También en bordes de amígdalas.
	Ceolitas	10	Al interior de amígdalas y alterando plagioclasas. Se observaron cuatro hábitos/tipos: fibrosas, como abanico, tabulares intercrecidas y las últimas de muy baja birrefringencia.



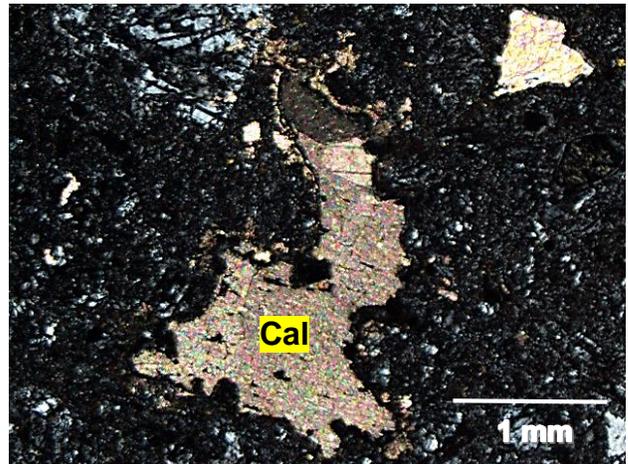
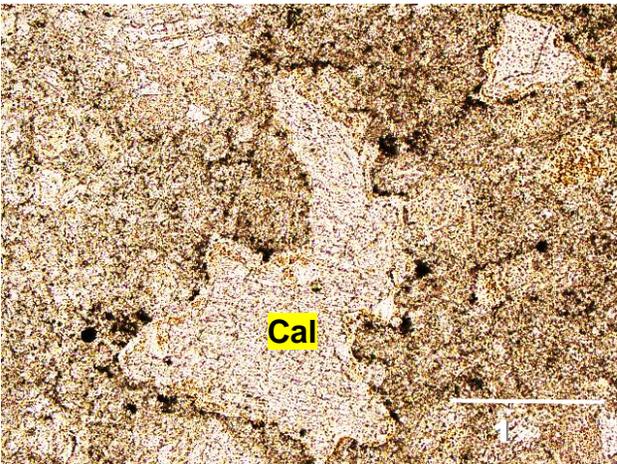
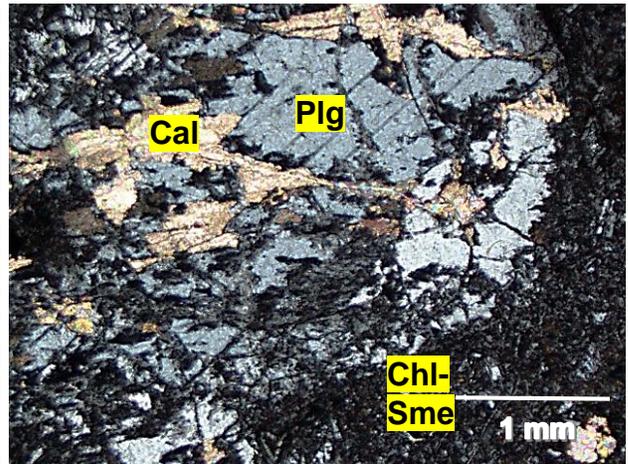
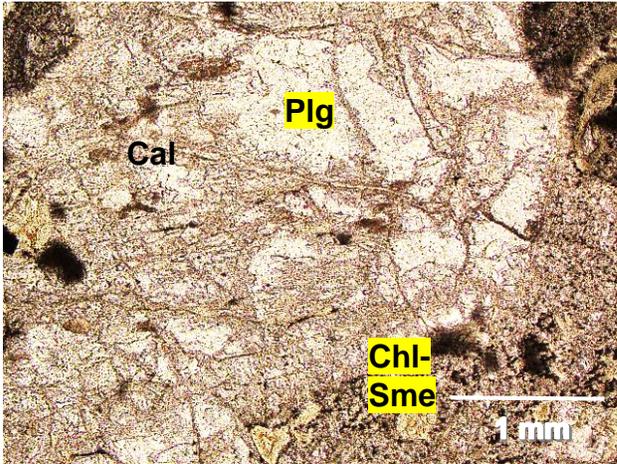
MUESTRA NA03			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica		
TEXTURA	Porfírica. (Masa fundamental 15%)		
AMÍGDALAS	20%. Formas irregulares. 1 – 4mm. Bordes de clorita – esmectita y rellenas por ceolitas.		
VETILLAS	No presenta		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	25	Se observan como fenocristales (<4mm) y microlitos. Formas subhedrales a anhedrales, con presencia de maclas y zonadas. Alteradas a ceolita y clorita-esmectita.
	Piroxeno	15	Principalmente en la masa fundamental. Se presentan en su mayoría alterados, con colores de interferencia de segundo orden.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Arcillas	20	Alterando masa fundamental y mineralogía primaria. (Esmectita y vermiculita).
	Clorita – Esmectita	10	Se observan alterando masa fundamental y minerales primarios. También en bordes de amígdalas, con su característico hábito fibroso.
	Ceolitas	10	Alterando masa fundamental, plagioclasas y al interior de amígdalas. Se observaron cuatro hábitos/tipos: fibrosas, como abanico, tabulares intercrecidas y las últimas de muy baja birrefringencia.



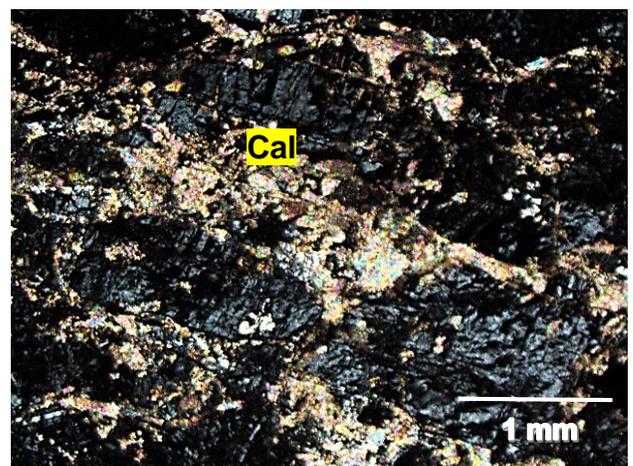
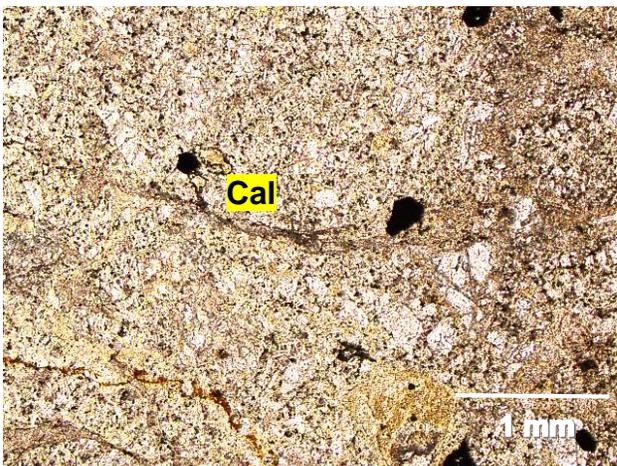
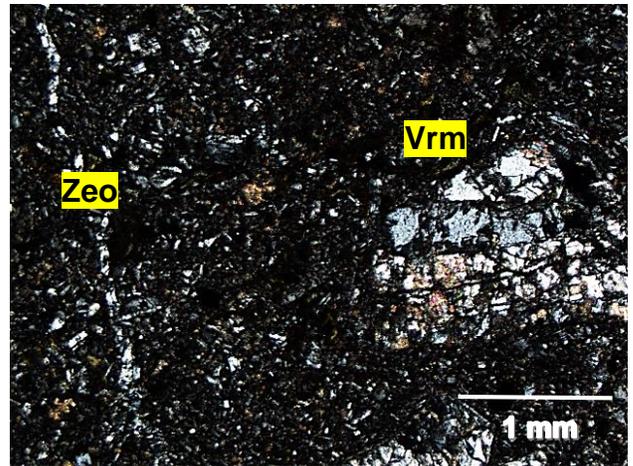
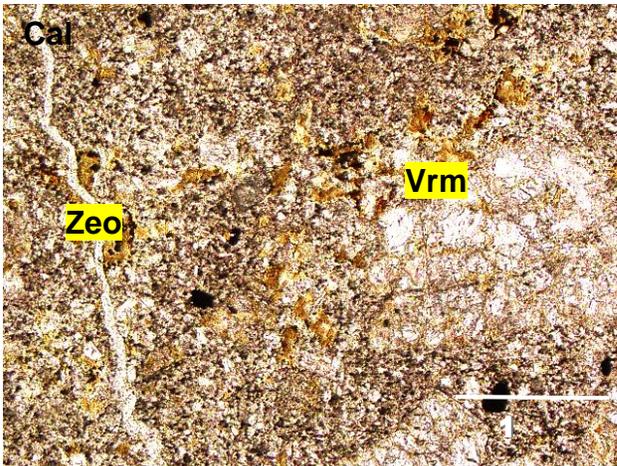
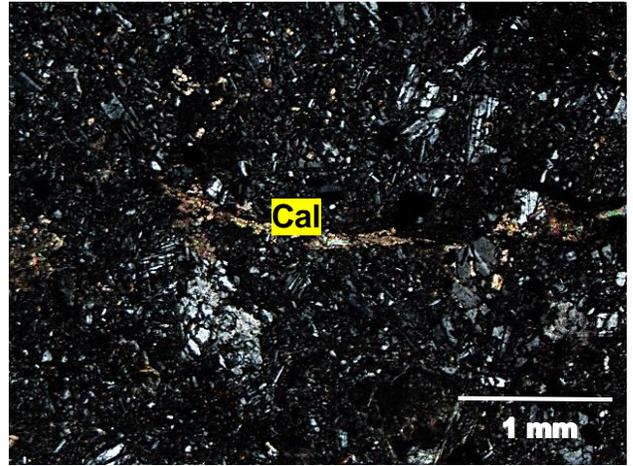
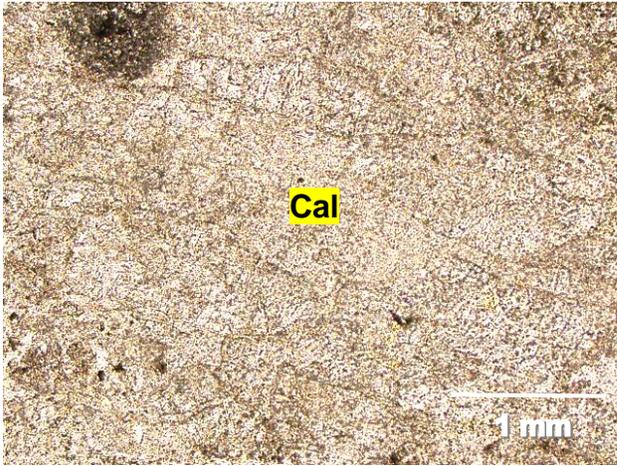
MUESTRA MAPF2A			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica		
TEXTURA	Traquítica. (Masa fundamental 15%)		
AMÍGDALAS	5% Formas irregulares. 1-2mm. Rellenas de ceolitas y calcita.		
VETILLAS	1mm. Sinuosas, discontinuas y paralelas entre sí. Rellenas de ceolitas + calcita y esmectita – clorita + calcita.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	30	Fenocristales (0,5-3mm) y microlitos. Subhedral a anhedral. Ligeramente orientadas, macladas y con texturas de reabsorción. Alteradas a calcita y clorita – Esmectita.
	Piroxeno	10	Fenocristales (<4mm) y en masa fundamental. Algunos maclados y con Ceolitas en su interior. Mayor cantidad de clinopiroxeno.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Clorita – Esmectita	15	En vetillas y alterando tanto la masa fundamental como minerales primarios, junto a calcita.
	Ceolitas	15	En vetillas y amígdalas. Hábito granular y microcristalino.
	Calcita	15	En vetillas, amígdalas y alterando minerales primarios.



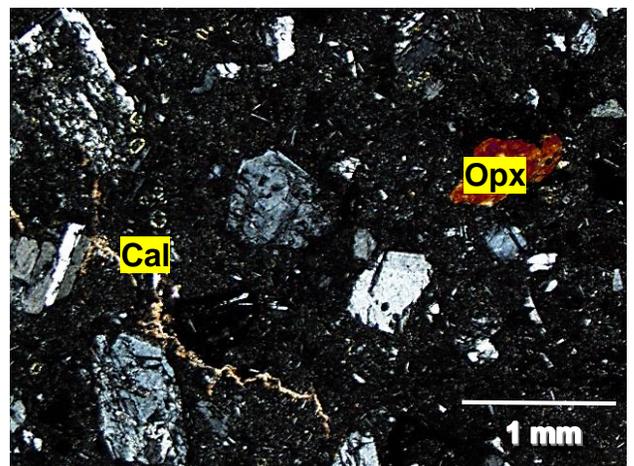
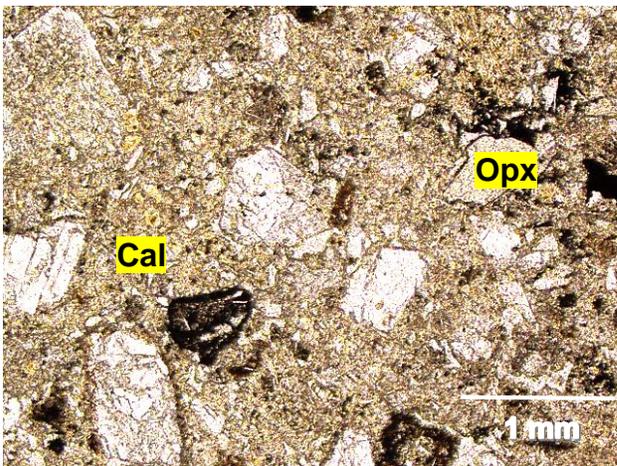
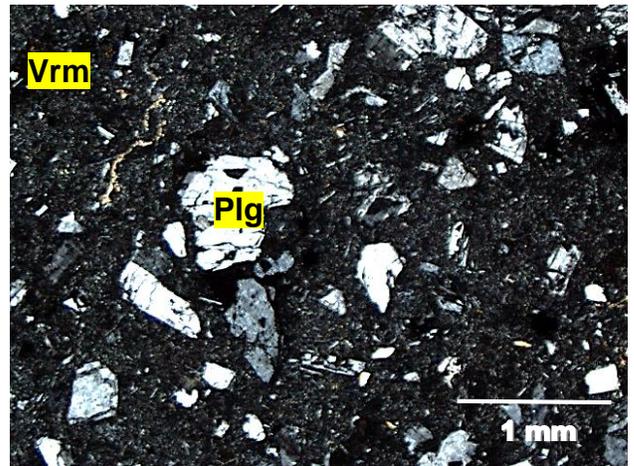
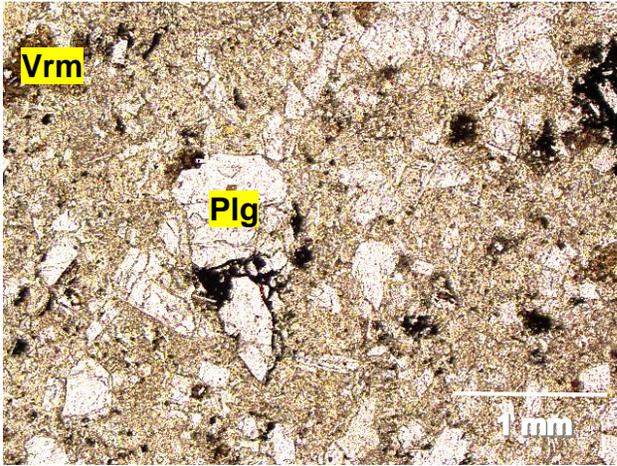
MUESTRA MAPF4C			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica.		
TEXTURA	Porfírica. (Masa fundamental 20%)		
AMÍGDALAS	20%. Alargadas o amorfas. 1-3mm. Bordes de clorita – esmectita y calcita en su interior. Bordes de calcita -> clorita – esmectita -> calcita -> ceolitas. Se observaron bajas cantidades de epidota en los bordes, junto a clorita – esmectita.		
VETILLAS	Irregulares, sinuosas y discontinuas. De calcita, sin halo. 1mm.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	30	Fenocristales (1-6mm) y microlitos. Se observan anhedrales, fracturadas, macladas y con texturas de reabsorción.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Clorita – Esmectita	10	En amígdalas, en fracturas de cristales y alterando minerales primarios.
	Calcita	15	Al interior de amígdalas, en vetillas y reemplazando minerales primarios.
	Ceolitas	5	De baja birrefringencia, opacas y dentro de amígdalas.
	Epidota	<1	<<1mm. En bordes externos de amígdalas. Muy puntuales, alto relieve y colores de interferencia de 3º orden.



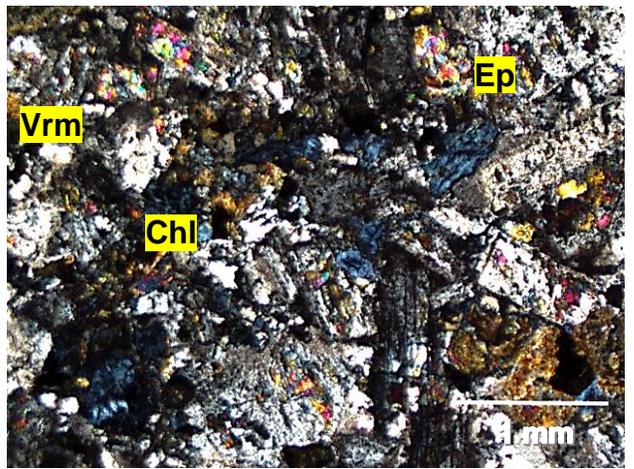
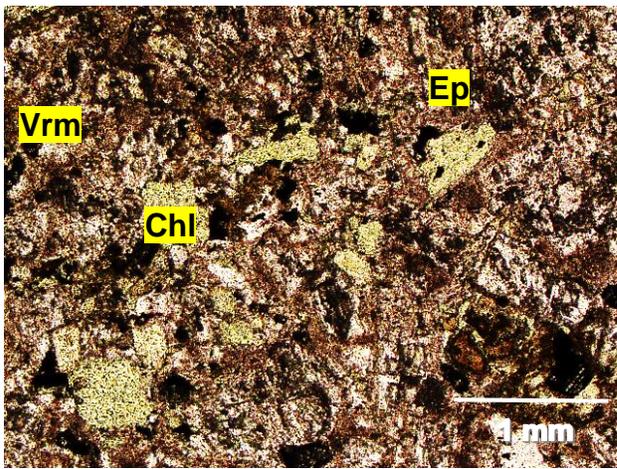
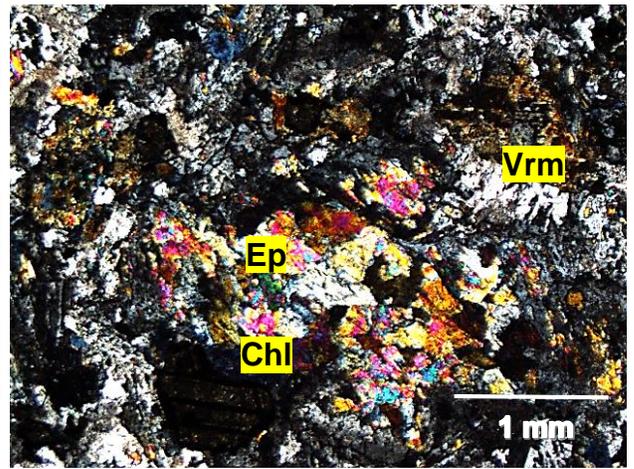
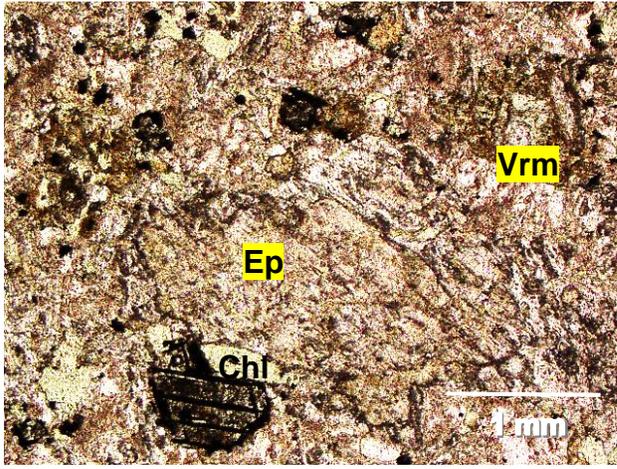
MUESTRA MAPF4D			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico basáltica.		
TEXTURA	Porfírica. (Masa fundamental 15%).		
AMÍGDALAS	15%, <5mm. Amorfas. Bordes de vermiculita y rellenas de Ceolitas.		
VETILLAS	1-4mm. Sinuosas, irregulares y discontinuas. De calcita y ceolitas, por separado.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	20	Fenocristales (1-5mm) y microlitos. Se presentan anhedrales, muy fracturadas, macladas y con texturas de reabsorción. Alteradas a calcita y en sus fracturas por Ceolitas.
	Piroxeno	5	Muy alterados (a arcillas). Fracturados, anhedrales. En su mayoría clinopiroxenos.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Calcita	15	En vetillas y alterando plagioclasas. En contacto con Ceolitas.
	Arcillas	20	Alterando minerales primarios (sobre todo piroxenos), en bordes de amígdalas y masa fundamental. (Vermiculita).
	Ceolitas	10	En amígdalas, vetillas y masa fundamental. Reemplazando plagioclasas en sus fracturas. Se observa granular y criptocristalina junto a sílice amorfo.



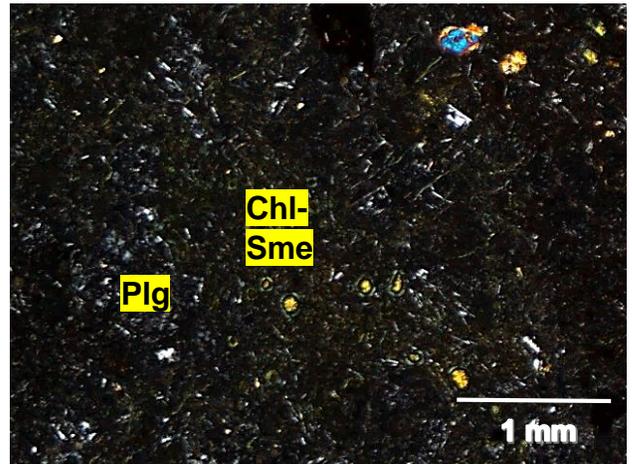
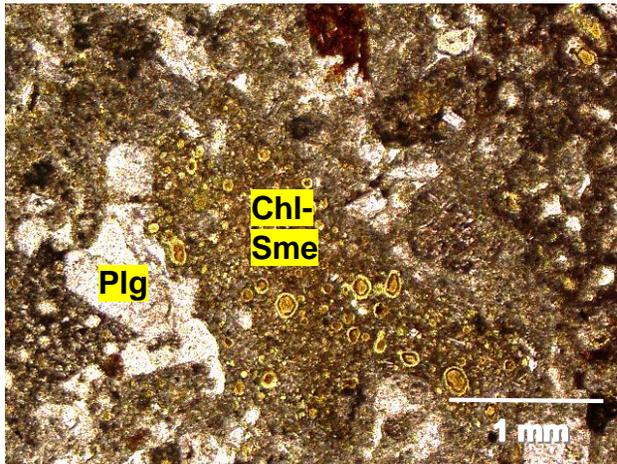
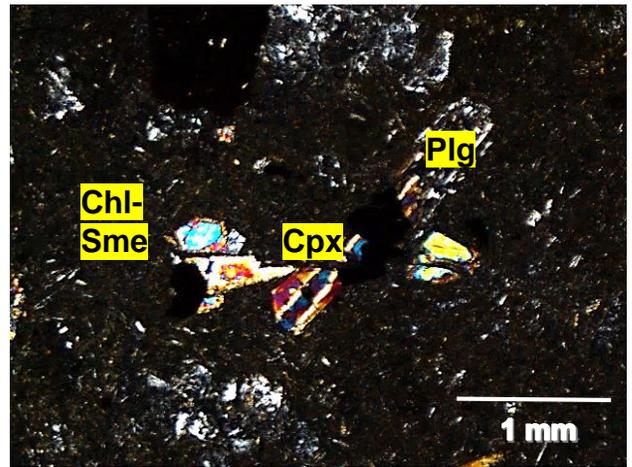
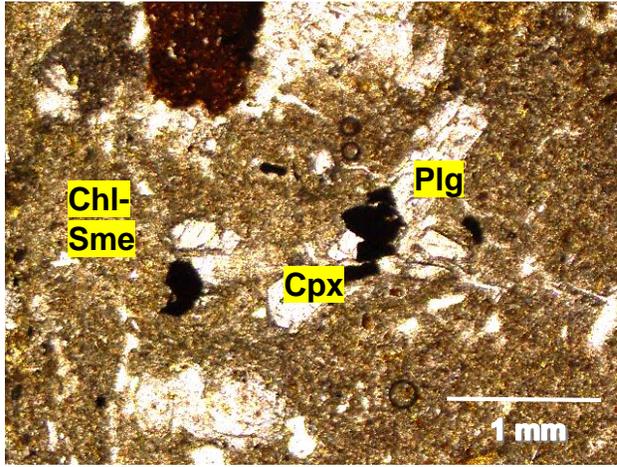
MUESTRA MAPF6B			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica		
TEXTURA	Vetrofírica. (Masa fundamental 25%)		
AMÍGDALAS	No presenta.		
VETILLAS	2mm. Irregulares, sinuosas y discontinuas de calcita. Se observa una algo más continua de ceolitas.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	30	Fenocristales (<3mm) y microlitos. Anhedrales a subhedrales. Relativamente frescas, levemente alteradas. Se presentan macladas y zonadas.
	Piroxeno	10	Anhedrales. Fenocristales (<3mm) y masa fundamental. Alterados a arcillas. Colores de interferencia de 1ºorden.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Arcillas	20	Alterando minerales primarios y masa fundamental. (Vermiculita).
	Calcita	15	Sólo en vetillas.
	Ceolitas	>1	En vetillas y alterando algunos cristales. Hábito granular y criptocristalino. (Clinoptilolita).



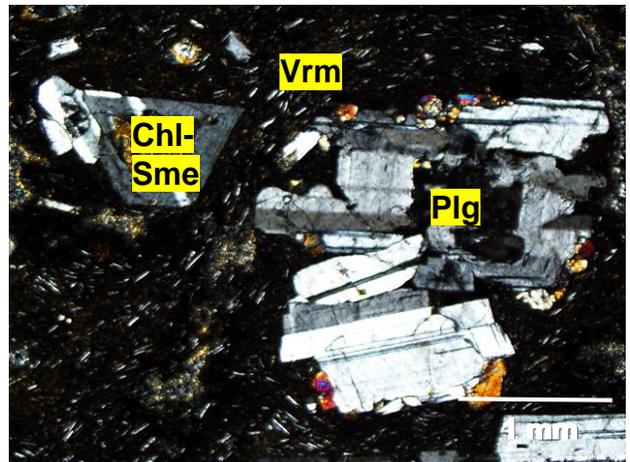
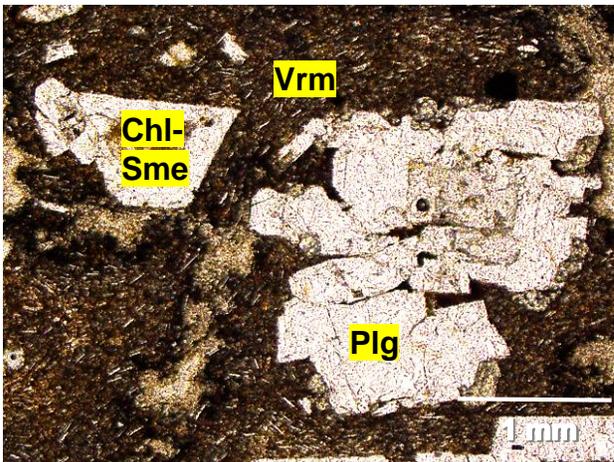
MUESTRA MAPF6C			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica.		
TEXTURA	Glomeroporfírica. (Masa fundamental 25%)		
AMÍGDALAS	No presenta.		
VETILLAS	No presenta.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	25	Fenocristales (<3mm) y microlitos. Alterados a minerales secundarios, anhedrales, macladas y con texturas de reabsorción.
	Piroxeno	10	Fenocristales (<2mm) y microlitos. Relictos, alterados a minerales secundarios.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Arcillas	15	Alterando masa fundamental y minerales máficos. (Vermiculita).
	Clorita	10	Alterando máficos y masa fundamental.
	Epidota	15	Alterando minerales primarios y masa fundamental, junto a clorita (dentro de ésta) y acillas.

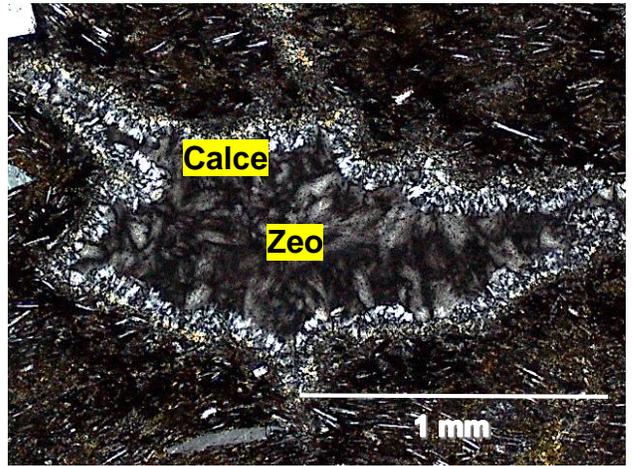
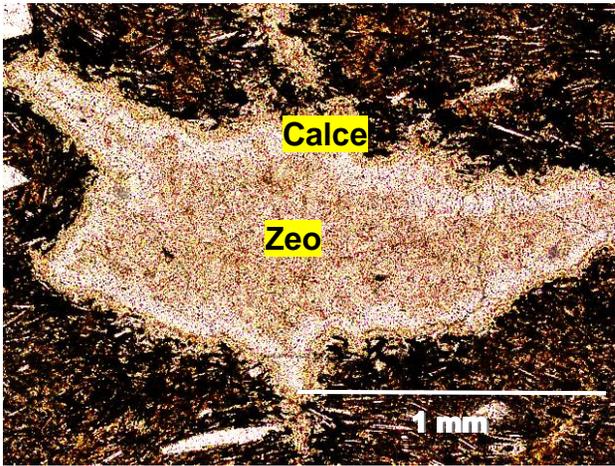
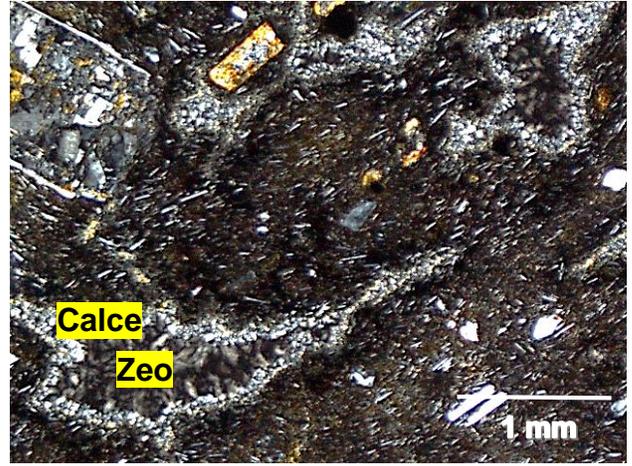
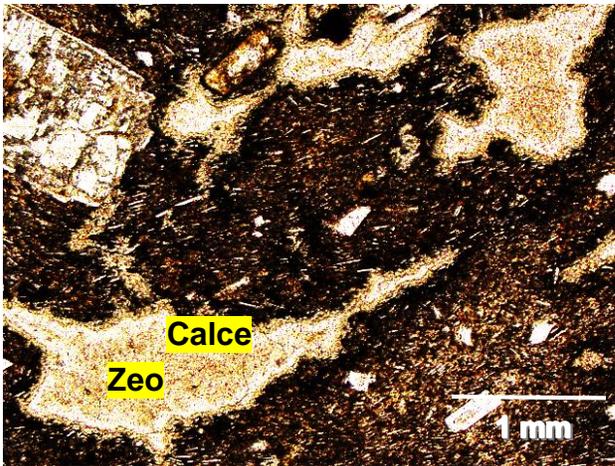
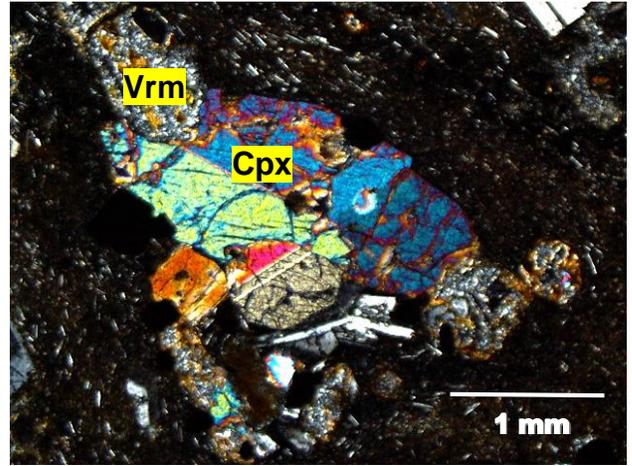
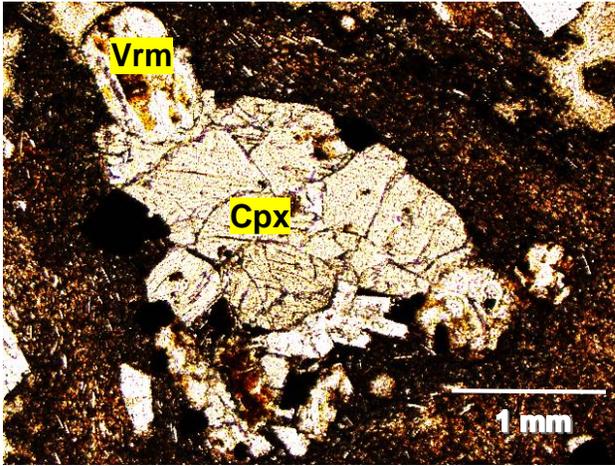


MUESTRA MAPF8A			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica muy alterada.		
TEXTURA	Amigdaloidal. (Masa fundamental 15%).		
AMÍGDALAS	Abundantes (35%), 2-6mm, circulares. Zonadas:		
VETILLAS	1mm. Sinuosa, regular y discontinua. Rellena de ceolitas de baja birrefringencia.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	20	Fenocristales (<3mm) y microlitos. Muy alteradas, anhedrales con texturas sieve y bordes de reacción. Bordes alterados a Ceolitas.
	Piroxeno	15	Fenocristales (<3mm) y en masa fundamental. Anhedrales y maclados.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Clorita – Esmectita	30	En amígdalas y alterando masa fundamental y minerales primarios.
	Ceolitas	20	En amígdalas, vetillas, alterando minerales primarios, en bordes de cristales y alterando masa fundamental. Hábitos: granular, acicular-radial, en abanico y una con baja birrefringencia (opaco).

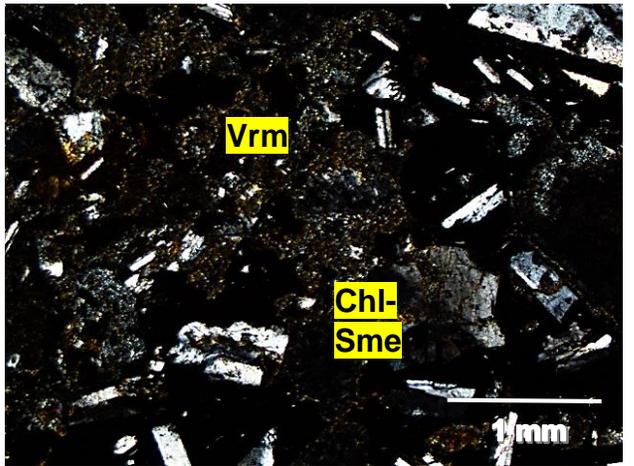
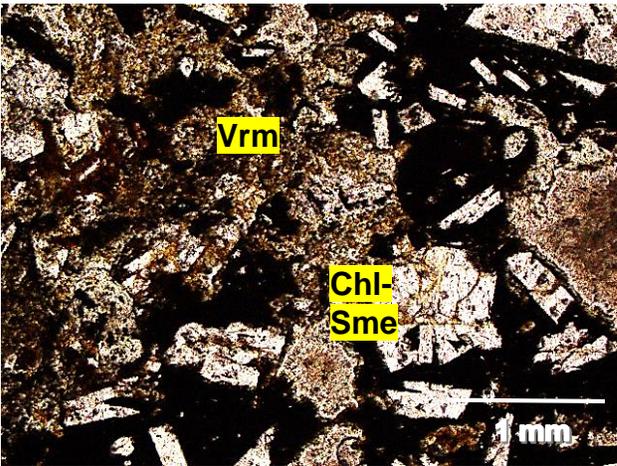
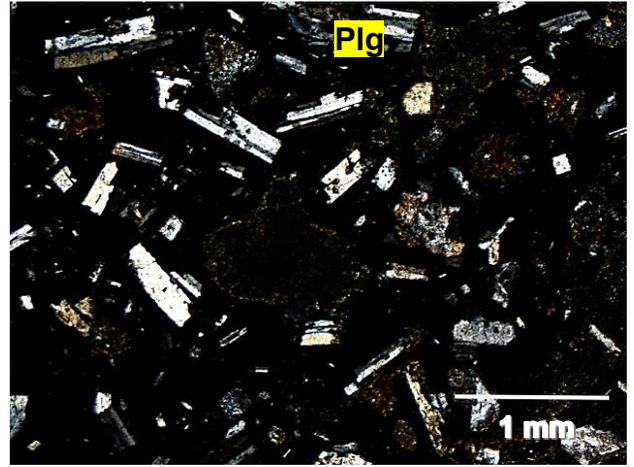
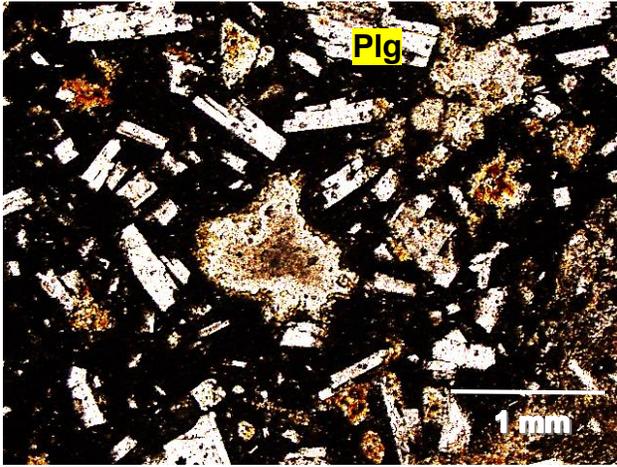


MUESTRA MAPF9C			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica.		
TEXTURA	Amigdaloidal. (Masa fundamental 15%).		
AMÍGDALAS	30%, 2-5mm. Formas irregulares. Rellenas de ceolitas y bordes de calcedonia.		
VETILLAS	No presenta.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	20	Fenocristales (<4mm) y microlitos. Muy alteradas, zonadas, macladas y con texturas de reabsorción (intrafasiculada) con piroxenos. Reemplazadas parcial o totalmente por calcita y clorita-esmectita.
	Piroxeno	10	Fenocristales (<2mm) y en masa fundamental. Anhedrales a subhedrales. Alterados a minerales secundarios.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Clorita – Esmectita	10	Alterando minerales primarios y masa fundamental. (Clinocloro).
	Calcita	5	Alterando cristales y en masa fundamental.
	Calcedonia – Ceolitas	10	En amígdalas. Ceolitas con hábito granular y fibroso. Bordes con calcedonia. (Heulandita).

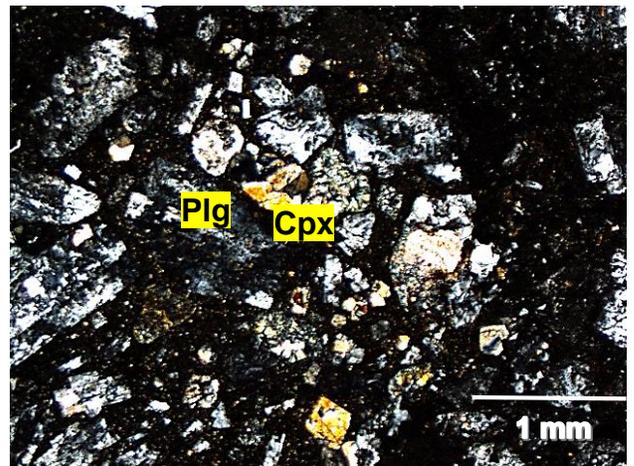
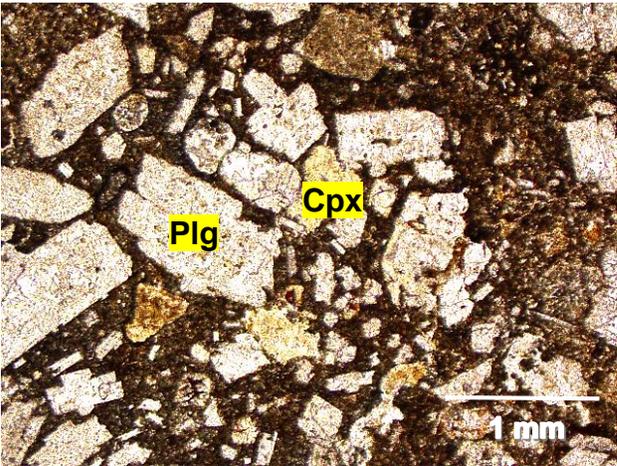
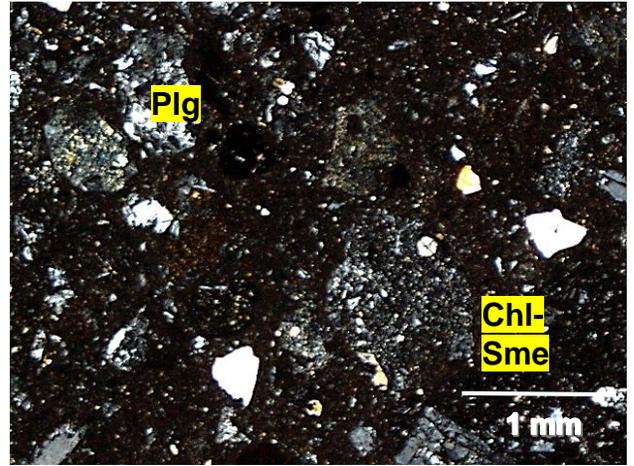
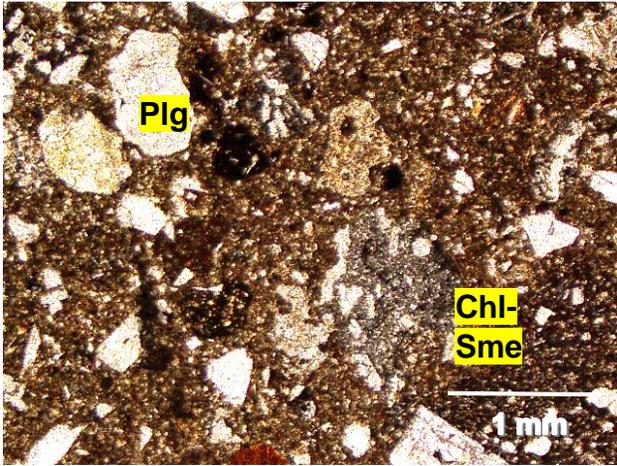




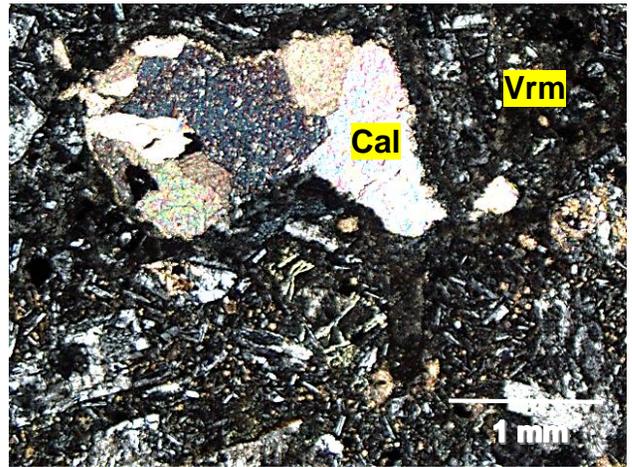
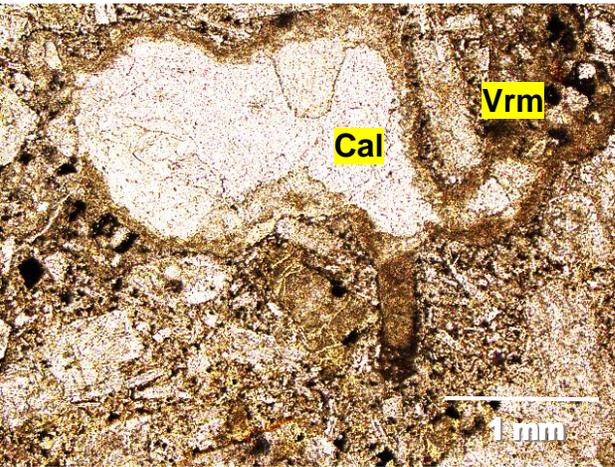
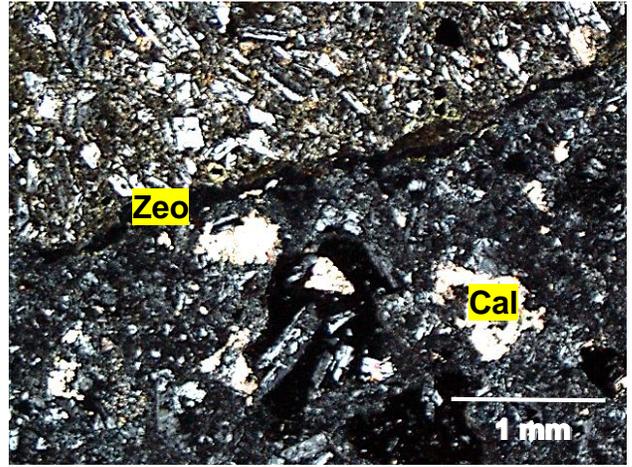
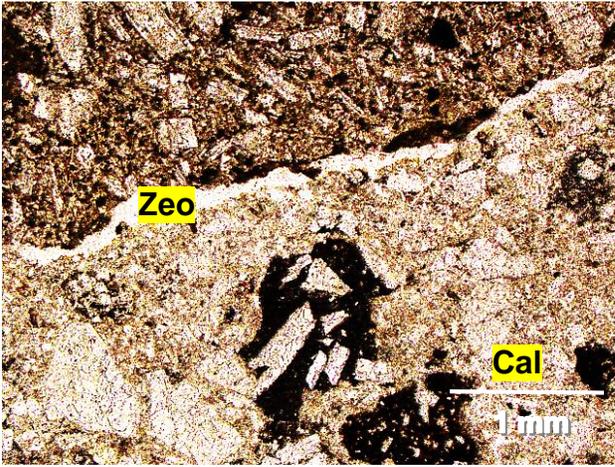
MUESTRA MAPF11B			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica.		
TEXTURA	Amigdaloidal. (Masa fundamental 15%).		
AMÍGDALAS	30%. Redondeadas y rellenas de clorita-esmectita (zonadas: bordes con clorita y hacia el interior con esmectita). Algunas poseen en su interior ceolitas, con bordes de clorita – esmectita.		
VETILLAS	No presenta.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	15	Fenocristales (<4mm) y microlitos. Anhedrales, muy alteradas y fracturadas. Se observan macladas.
	Piroxeno	5	Fenocristales y se infieren en la masa fundamental. Se encuentran muy alterados, pero preservan su estructura y propiedades ópticas en algunos sectores.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Clorita - Esmectita	30	Alterando toda la muestra, tanto minerales primarios, como masa fundamental. También presentes en amígdalas. (También se observa vermiculita).
	Ceolitas	5	Dentro de amígdalas y escasamente en la masa fundamental. Hábito acicular. (Clinoptilolita).



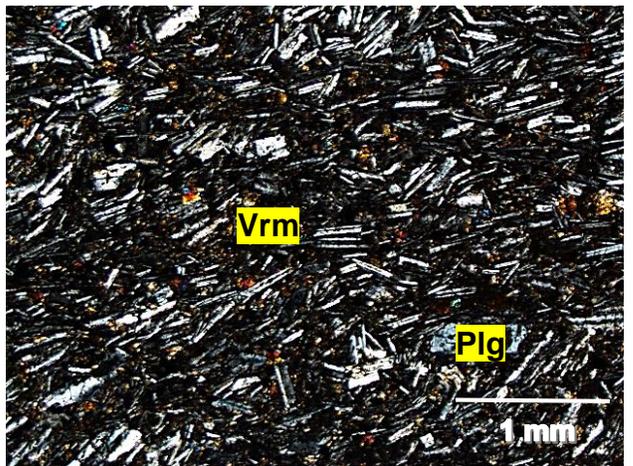
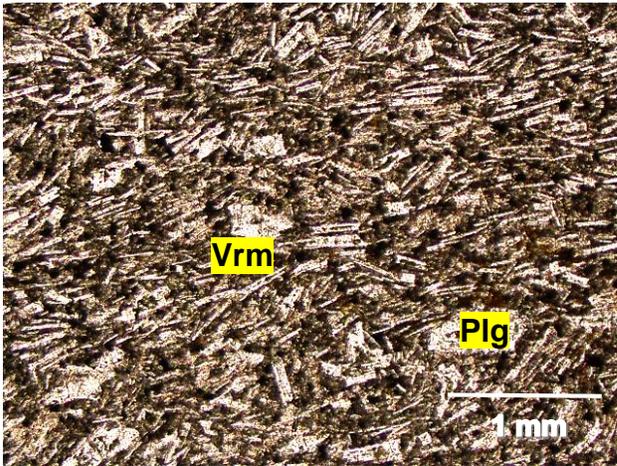
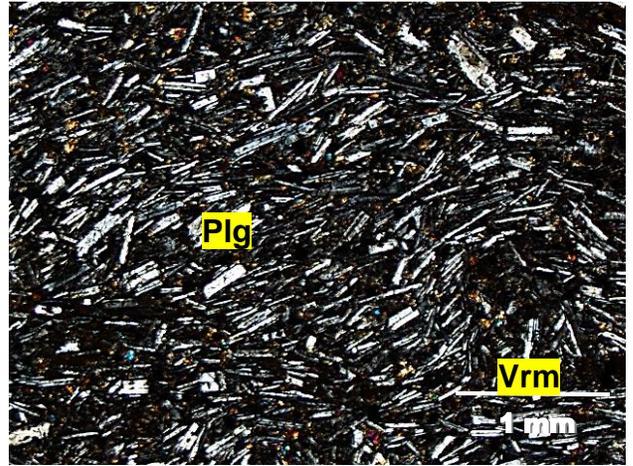
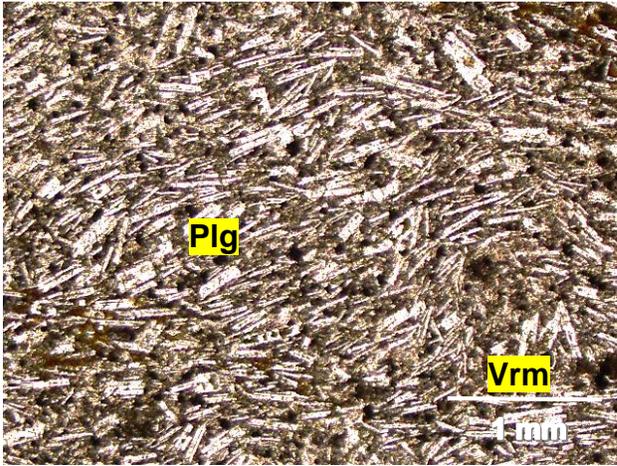
MUESTRA MAPF40			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Brecha cristalina.		
TEXTURA	Fragmentada. (Masa fundamental 25%)		
AMÍGDALAS	No presenta.		
VETILLAS	No presenta.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	25	Fenocristales (<4mm) y microlitos. Algunos se observan muy fracturados, mientras que otros se presentan bien formados, anhedrales a subhedrales, maclados y zonados. Todos alterados a minerales secundarios.
	Piroxeno	15	Fenocristales y masa fundamental. Se observan alterados, fracturados y maclados.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Clorita – Esmectita	15	Reemplazando minerales primarios en fracturas.
	Calcita	20	Reemplazando minerales primarios y masa fundamental.



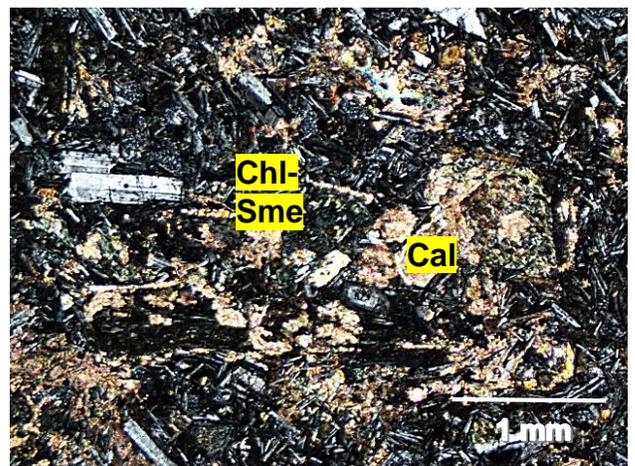
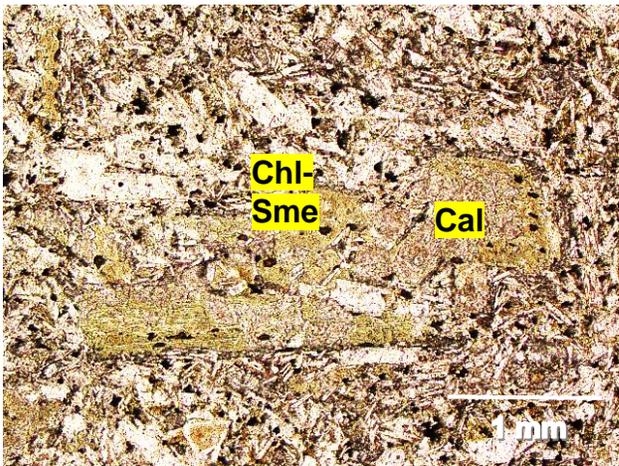
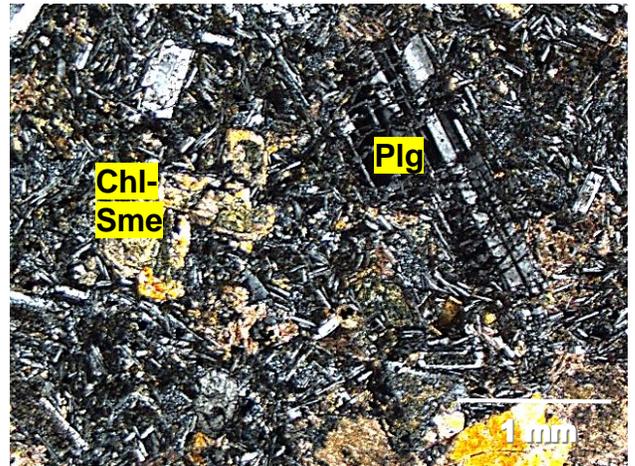
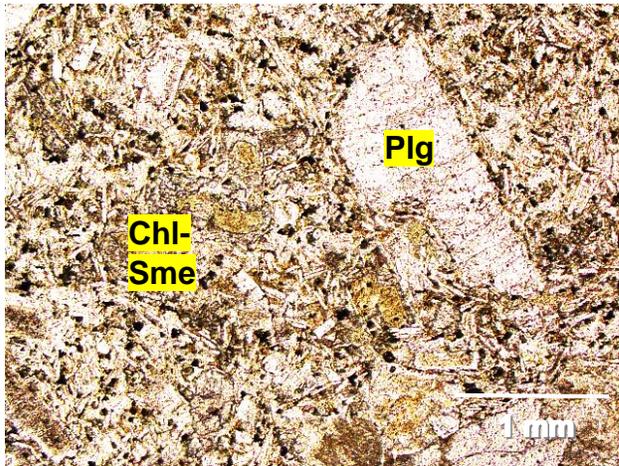
MUESTRA MAPF41A			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Brecha lítica.		
TEXTURA	Fragmentada. (Masa fundamental 20%)		
AMÍGDALAS	15%. Redondeadas, 1-3mm. Zonadas (del borde hacia el interior): clorita-esmectita -> ceolita -> calcita.		
VETILLAS	No presenta.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	25	Fenocristales (1-5mm) y microlitos. Anhedrales, con texturas de reabsorción. Muy alteradas, fragmentadas y desintegradas. Reemplazadas por calcita y ceolitas.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Calcita	30	Reemplazando plagioclasas y masa fundamental. Rellenando amígdalas.
	Epidota	<1	Alterando fenocristales junto a calcita.
	Ceolitas	10	En amígdalas y alterando masa fundamental. Hábito fibroso, radial y en abanico. (Thomsonita y Laumontita).
	Clorita – Esmectita	15	Forman rosetas fibrosas, en bordes de amígdalas.



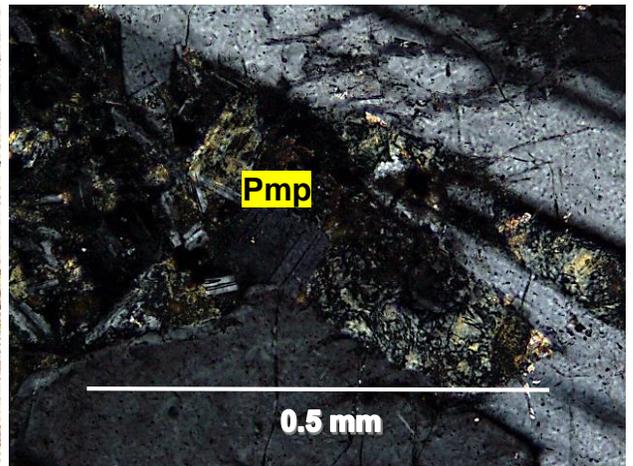
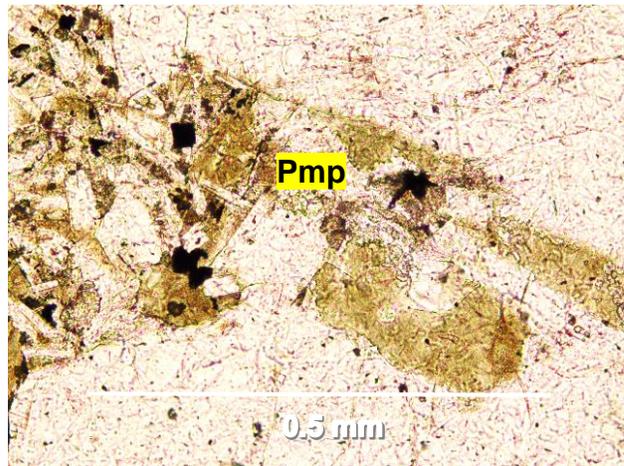
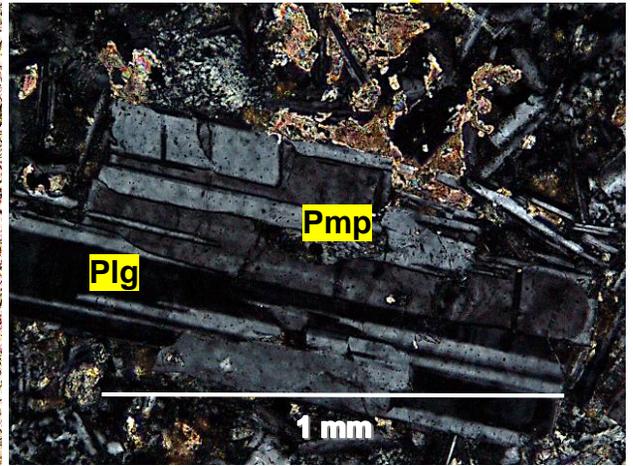
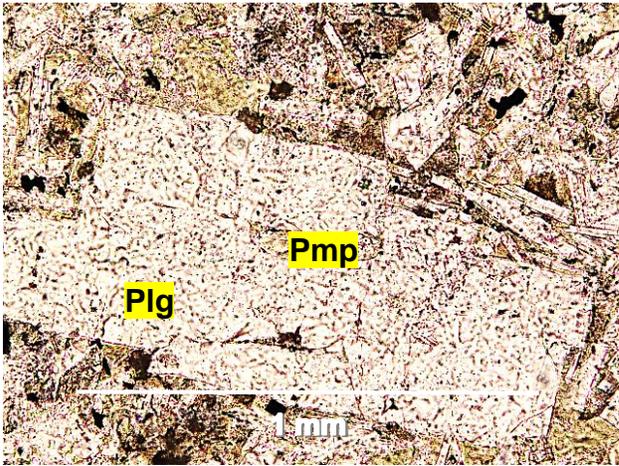
MUESTRA MAPF44			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica.		
TEXTURA	Traquítica, politaxítica. (Masa fundamental 20%)		
AMÍGDALAS	No presenta.		
VETILLAS	<2mm. Sinuosas y continuas. Rellenas de calcita con halos de vermiculita.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	30	Fenocristales (<3mm) y microlitos. Se observan orientadas, poco macladas y poco alteradas.
	Piroxeno	10	Se observan entre fenocristales de Plagioclasa y en masa fundamental. Se observan maclados y zonados. Mayor cantidad de clinopiroxeno.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Arcillas	20	Alterando masa fundamental y en halos de vetillas. Color de interferencia bajo (opaco). (Vermiculita).
	Calcita	10	Sólo en vetillas, junto a vermiculita.



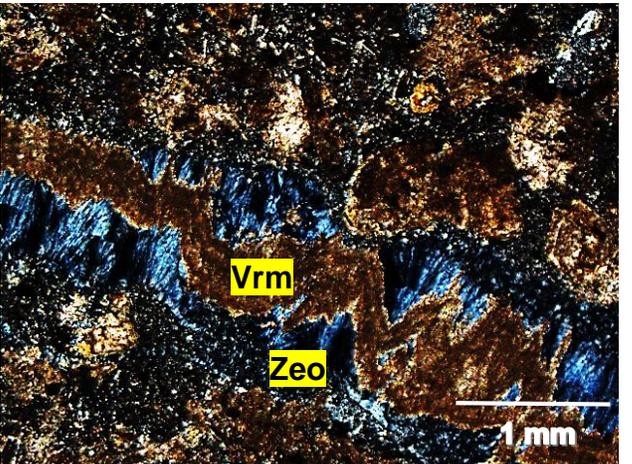
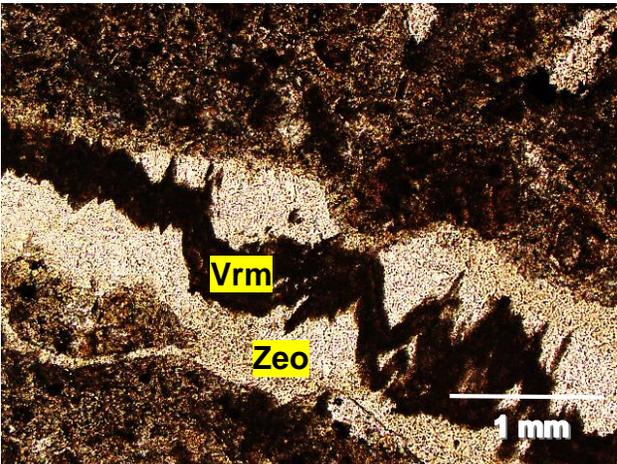
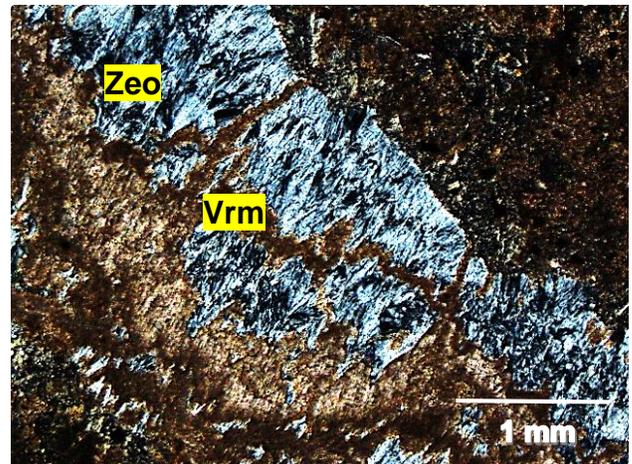
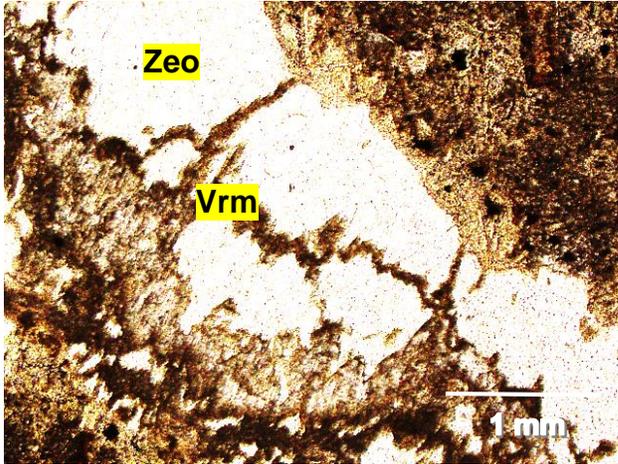
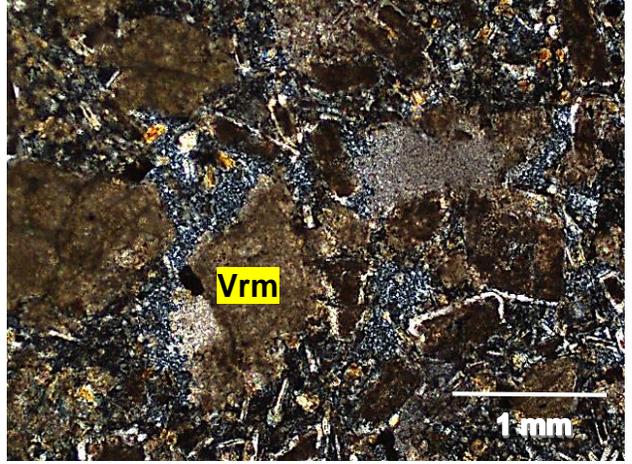
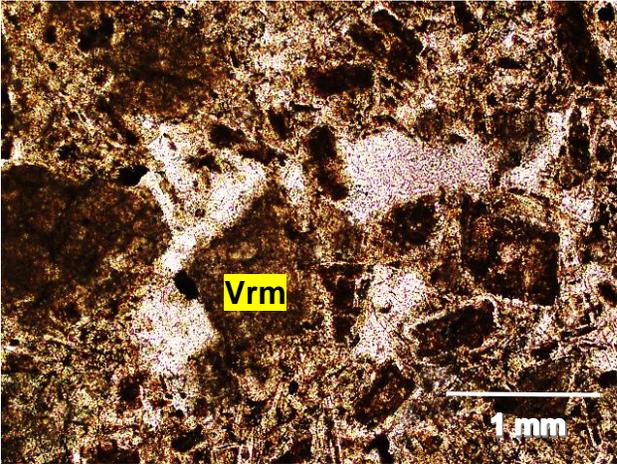
MUESTRA MAIA46B			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica.		
TEXTURA	Intergranular. (Masa fundamental 15%).		
AMÍGDALAS	No presentan.		
VETILLAS	0.5mm. Sinuosas y continuas, de calcita.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	25	Fenocristales (2-4mm) y microlitos. Alteradas, con textura sieve, anhedrales, macladas y zonadas. Reemplazadas en sus bordes por calcita y clorita – esmectita.
	Piroxenos	15	Fenocristales y masa fundamental. Algunos maclados, pero mayor cantidad de ortopiroxeno. Reemplazados por calcita y clorita – esmectita.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Calcita	30	Se encuentra alterando toda la muestra, tanto la masa fundamental como fenocristales y en vetillas.
	Clorita – Esmectita	10	Alterando minerales primarios.



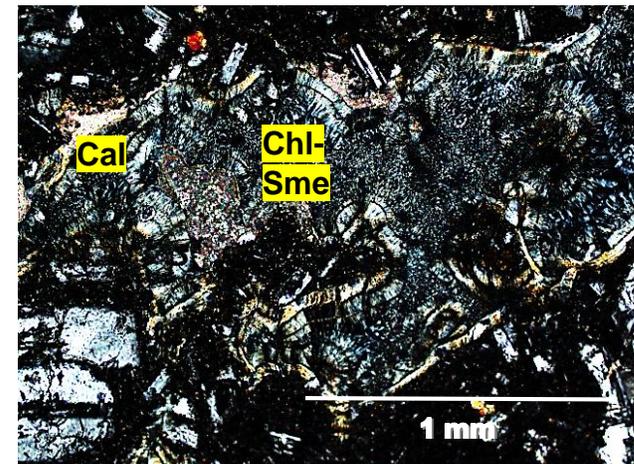
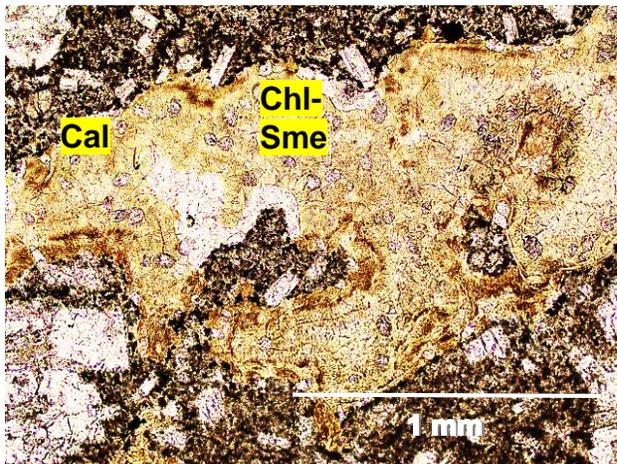
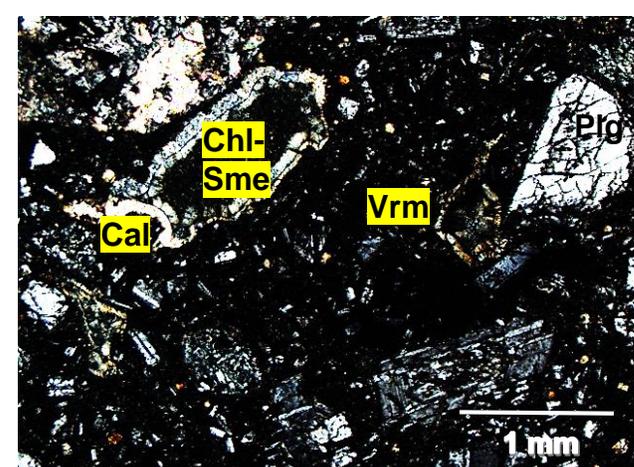
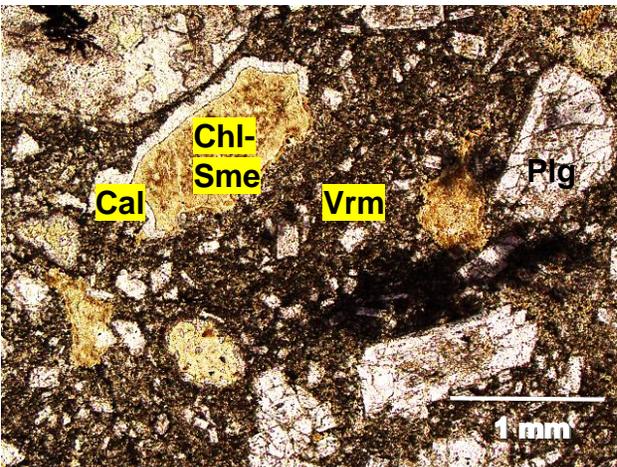
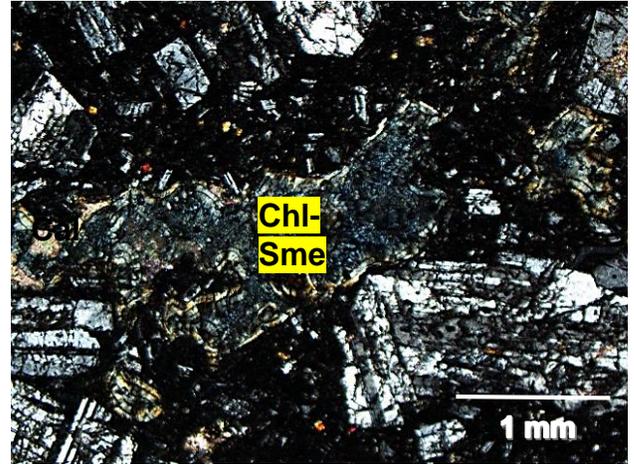
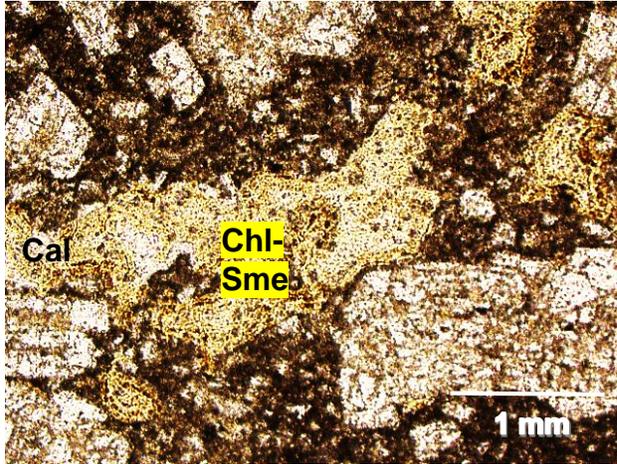
MUESTRA MAIA6			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítica-basáltica.		
TEXTURA	Glomeroporfírica. (Masa fundamental 15%)		
AMÍGDALAS	3%. 0.5-1mm. Formas irregulares, rellenas de ceolitas.		
VETILLAS	No presenta.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	25	Fenocristales (2-5mm) y microlitos. Anhedrales a subhedrales, alterados, con texturas de reabsorción y maclados.
	Piroxeno	15	Fenocristales (2-4mm) y masa fundamental. Muchos se presentan maclados, por lo que hay mayor cantidad de clinopiroxenos.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Arcillas	25	Alterando masa fundamental y fenocristales. (Vermiculita).
	Ceolitas	10	Al interior de amígdalas. Extinción en abanico y radiales.
	Pumpellyita	<1	Se observan creciendo en fracturas de Plagioclasa. Hábito acicular radial y extinción en abanico.
	Calcita	<1	Alterando algunos fenocristales.



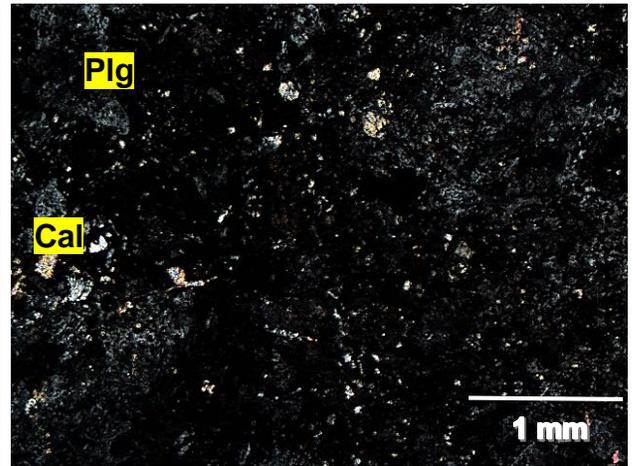
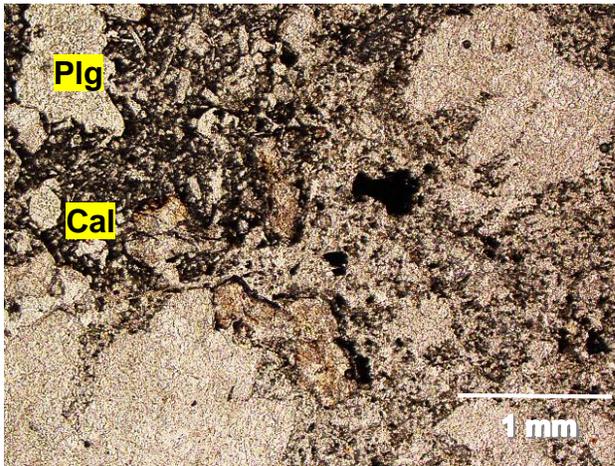
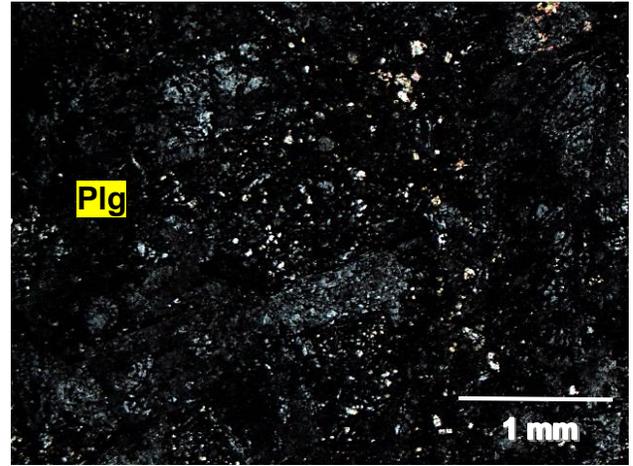
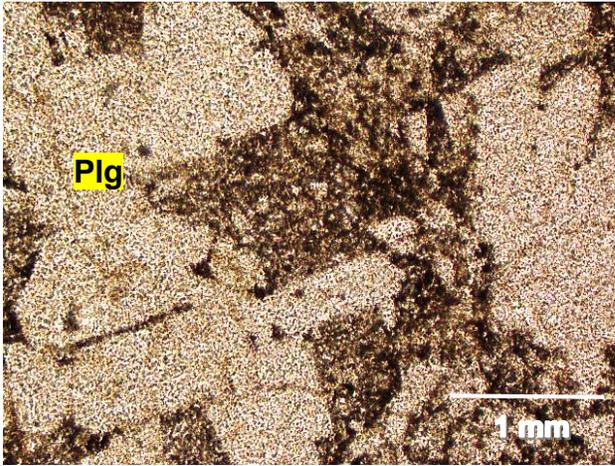
MUESTRA MACH02			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica.		
TEXTURA	Porfírica. (Masa fundamental 25%)		
AMÍGDALAS	No presenta.		
VETILLAS	2-5mm. Sinuosas, regulares y continuas. Rellenas de vermiculita con halos de ceolitas, que crecen perpendicular a la vetilla.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	10	Relictos. Muy alteradas y fracturadas, anhedrales. Fenocristales 2-4mm.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Arcillas	40	Alterando toda la muestra, tanto masa fundamental, como minerales primarios y en vetillas. (Vermiculita).
	Ceolitas	10	Alterando la masa fundamental y en vetillas, en donde crecen perpendicular a la vetilla, con hábito fibroso.
	Epidota	5	Escasas y puntuales, alterando masa fundamental. En contacto con arcillas, calcita y ceolitas.
	Calcita	10	Alterando masa fundamental, rodeando ceolitas.



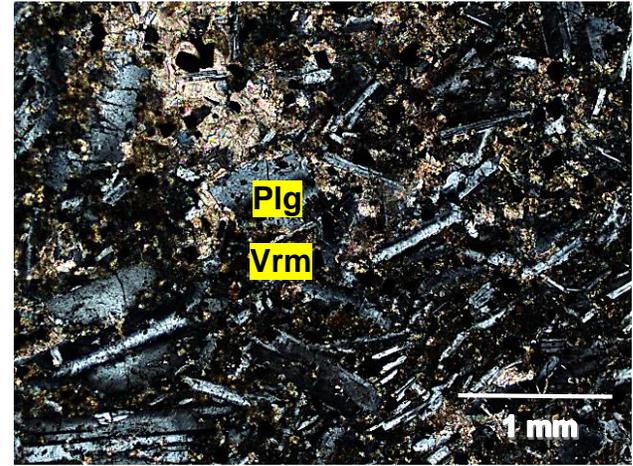
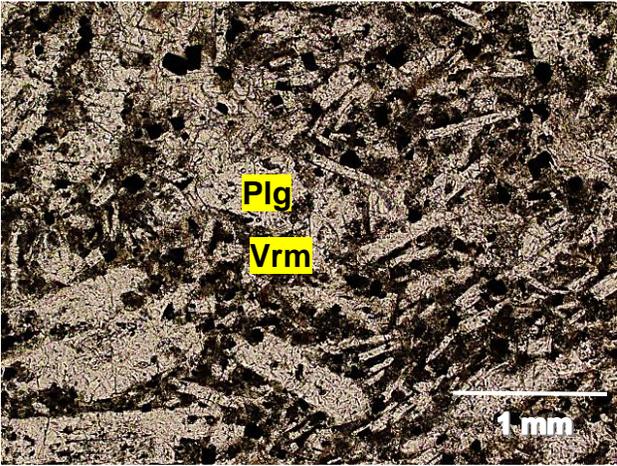
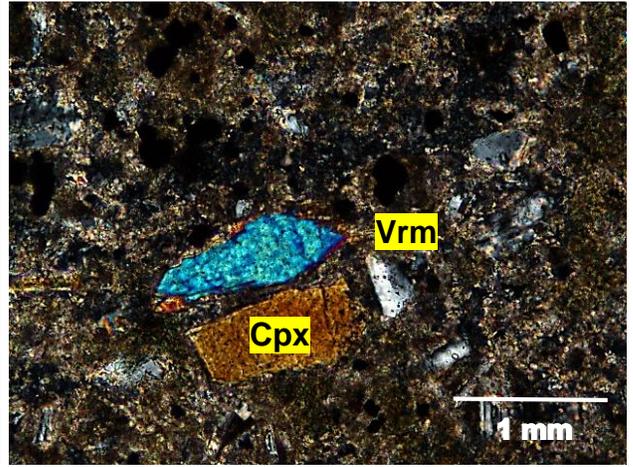
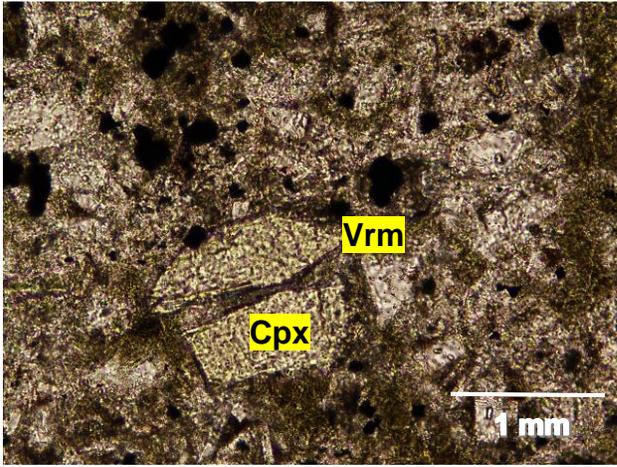
MUESTRA MACH04C			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica.		
TEXTURA	Porfírica. (Masa fundamental 20%).		
AMÍGDALAS	10%. Redondeadas. Bordes de calcita y rellenas de clorita – esmectita.		
VETILLAS	No presenta.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	25	Fenocristales (1-5mm) y microlitos. Anhedrales, maclados y muy fracturados. Reemplazados por calcita.
	Piroxeno	5	Se observan sólo en la masa fundamental y corresponden a relictos.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Calcita	15	En bordes de amígdalas en contacto con clorita – esmectita.
	Clorita - Esmectita	15	En bordes de amígdalas, sin zonación aparente.
	Arcillas	20	Alterando minerales primarios y masa fundamental. (Vermiculita).



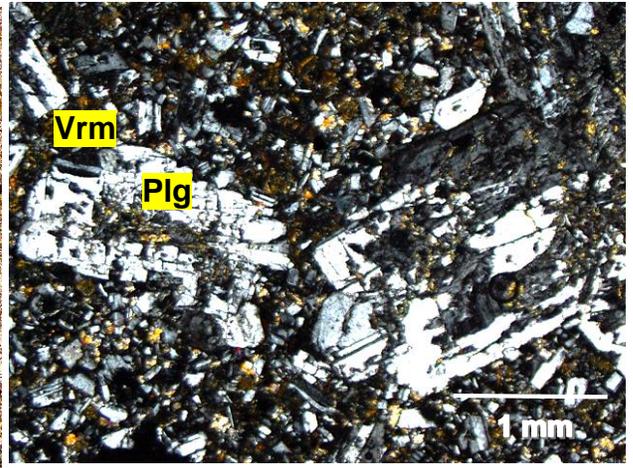
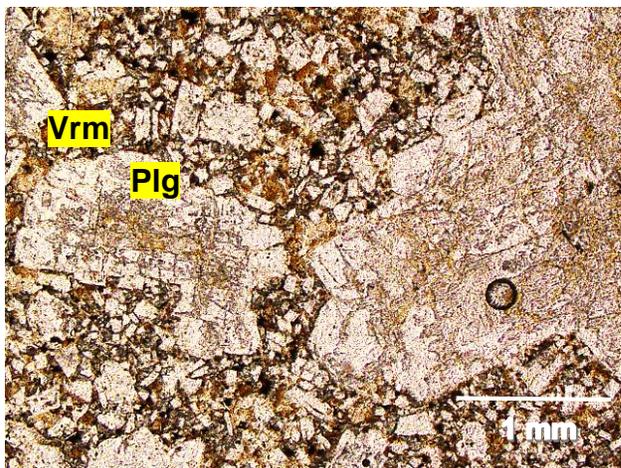
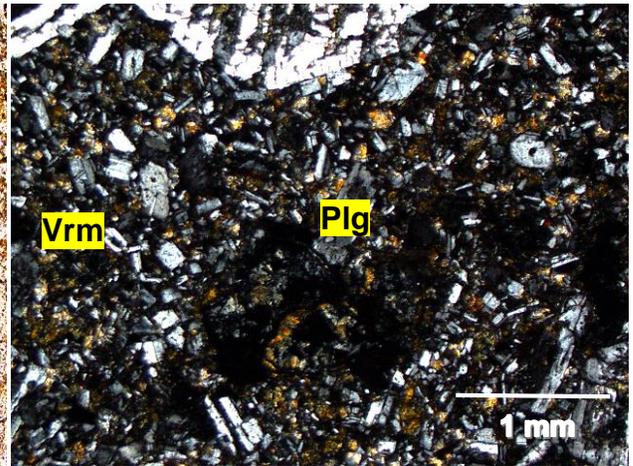
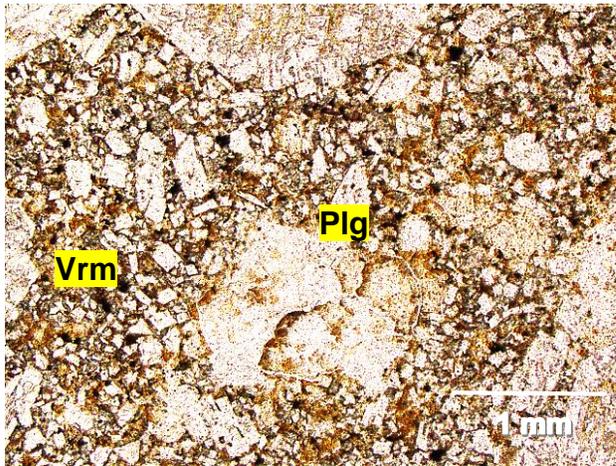
MUESTRA MACH05			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Toba vítrea.		
TEXTURA	Fragmentada. (Masa fundamental 35%)		
AMÍGDALAS	No presenta.		
VETILLAS	No presenta.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	30	Fenocristales muy alterados, no presentan una continuidad óptica. Presentan texturas de reabsorción.
	Piroxeno	5	Se observan sólo en la masa fundamental. Alterados a arcillas.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Calcita	30	Alterando masa fundamental y minerales primarios.



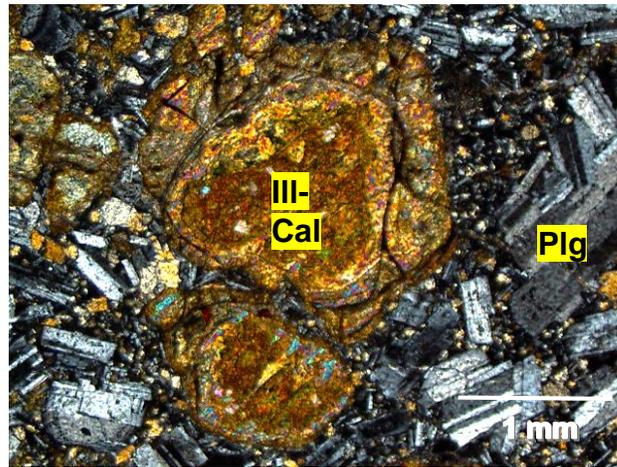
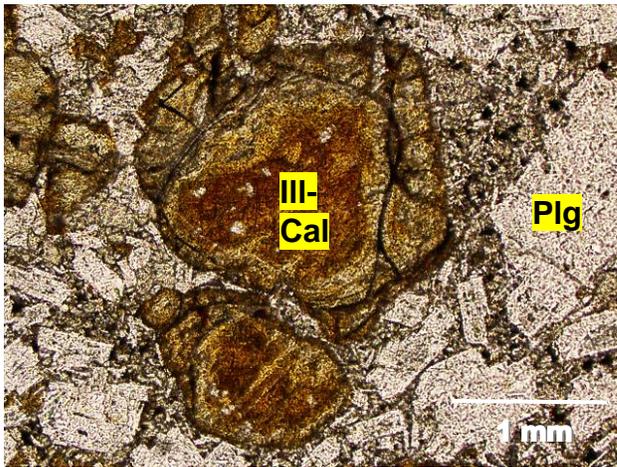
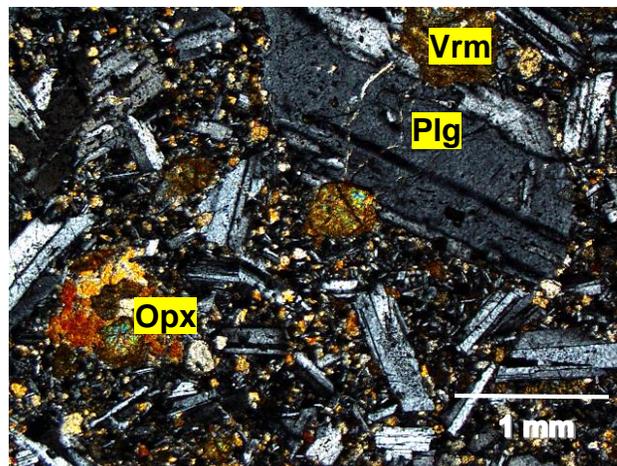
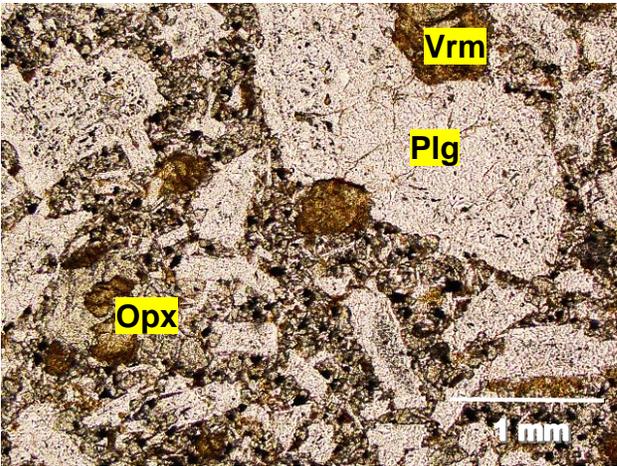
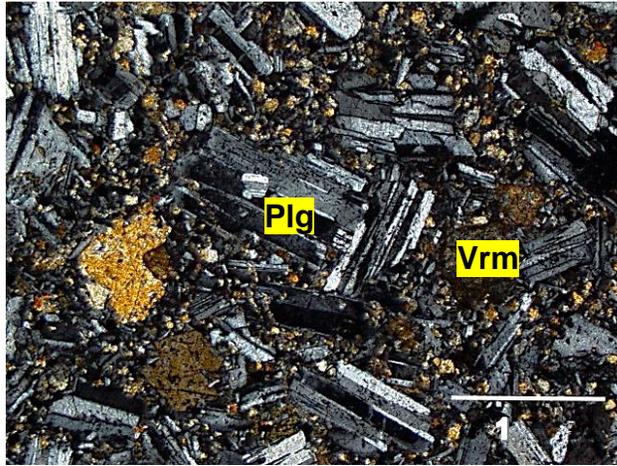
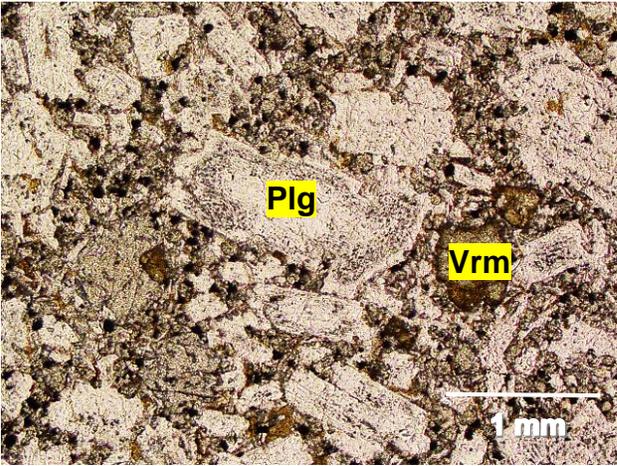
MUESTRA MACH07B			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica.		
TEXTURA	Intergranular. (Masa fundamental 20).		
AMÍGDALAS	No presenta.		
VETILLAS	2-10mm. Sinuosas y continuas, formando un enrejado. Rellenas de calcita y vermiculita.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	25	Fenocristales (<2mm) y microlitos. Anhedrales y subhedrales
	Piroxeno	15	<2mm. En masa fundamental y fenocristales. Colores de interferencia de 2º orden.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Calcita	20	En vetillas junto a arcilla.
	Arcillas	30	Alterando mineralogía primaria, masa fundamental y en vetillas. (Vermiculita).



MUESTRA MACH08B			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica.		
TEXTURA	Porfírica (20% masa fundamental).		
AMÍGDALAS	No presenta.		
VETILLAS	No presenta.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	35	Se observan como fenocristales (<4mm) y microlitos, anhedrales a subhedrales,. Se presentan macladas, zonadas y con texturas de reabsorción.
	Piroxeno	20	Se observan en la masa fundamental y como fenocristales. Se presentan en su mayoría maclados y con bajos colores de interferencia (cercaos al 1º orden). Mayor presencia, por ende, de clinopiroxenos.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Arcillas	25	Alterando masa fundamental y fenocristales, en especial máficos y plagioclasas. (Vermiculita).

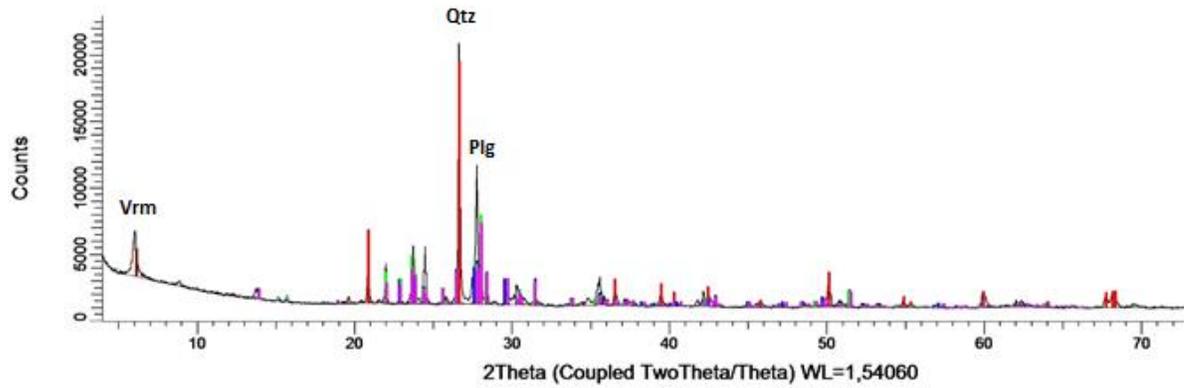


MUESTRA MACH13B			
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
TIPO DE ROCA	Lava andesítico-basáltica.		
TEXTURA	Glomeroporfírica. (Masa fundamental 20%).		
AMÍGDALAS	No presenta.		
VETILLAS	No presenta.		
MINERALOGÍA PRIMARIA	Mineral	%	Descripción
	Plagioclasa	25	Fenocristales (<6mm) y microlitos. Relativamente frescas, subhedrales, macladas y zonadas.
	Piroxeno	20	Fenocristales (<3mm) en masa fundamental. Anhedrales, pocos maclados, colores de interferencia de 1ºorden. Mayor contenido de ortopiroxeno.
MINERALOGÍA SECUNDARIA	Calcita	10	Alterando masa fundamental y fenocristales, intercrecida con illita.
	Arcillas	25	Alterando masa fundamental y minerales primarios. Se observa illita intercrecida con calcita. Posibles relictos de olivino. (Vermiculita).

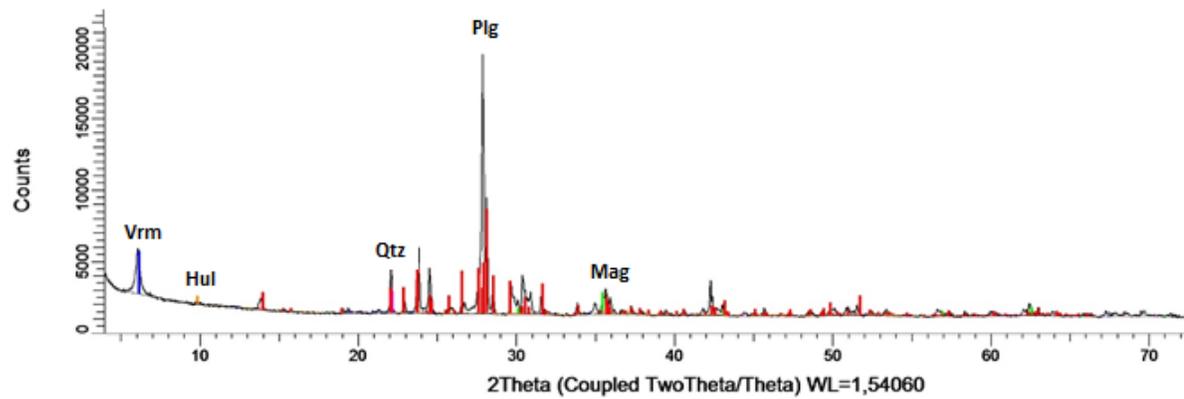


ANEXO B: DIFRACCION DE RAYOS X

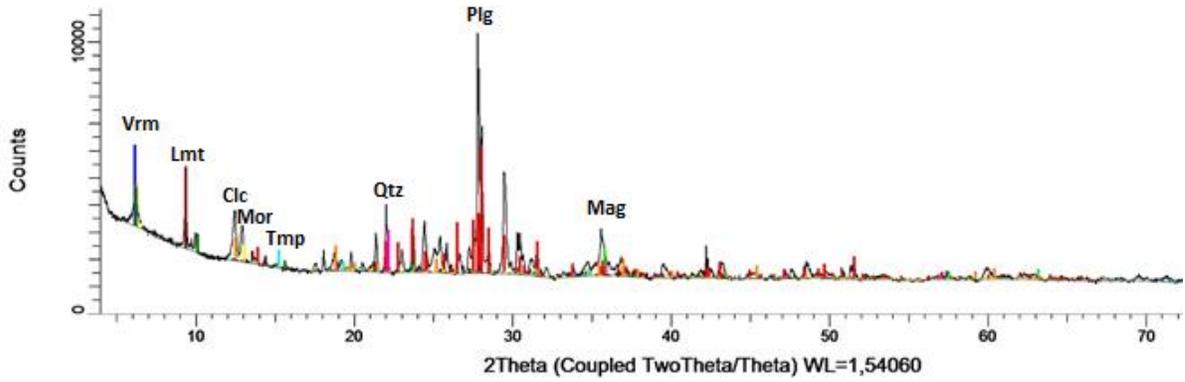
DRX1 = URU02A



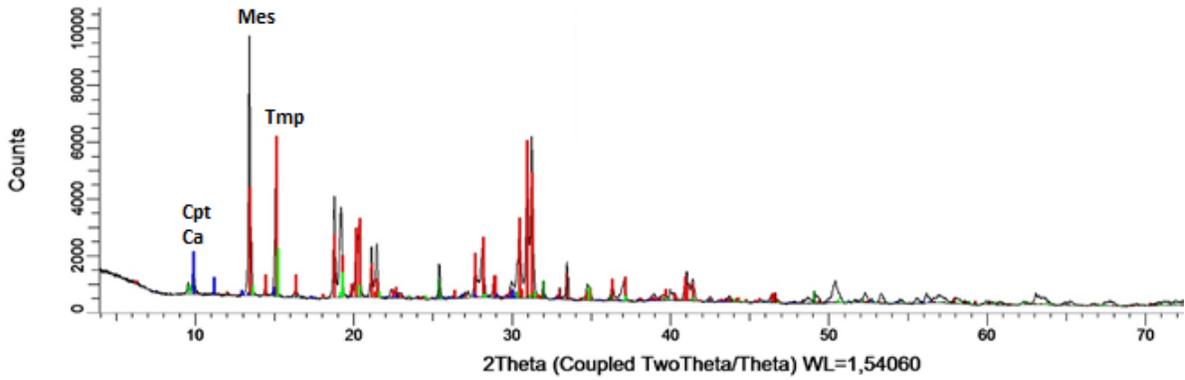
DRX2 = URU02D



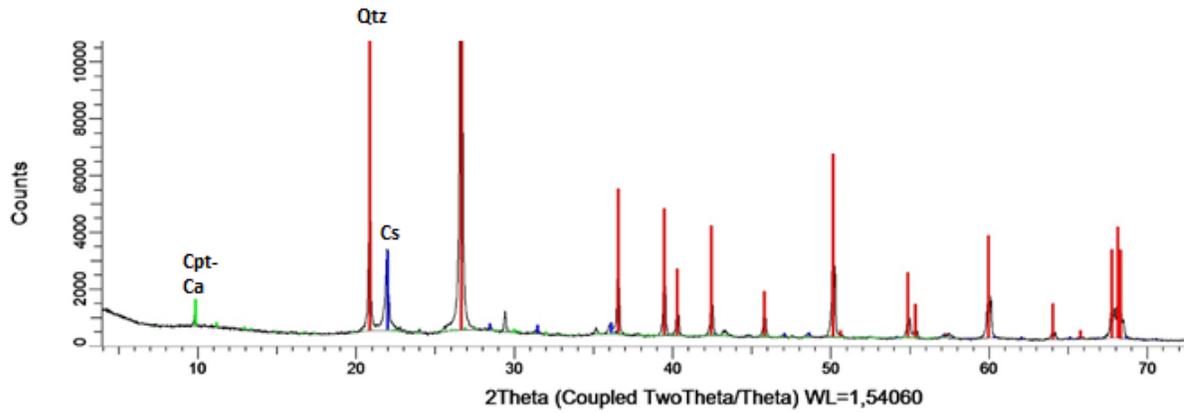
DRX3 = MAPF41A



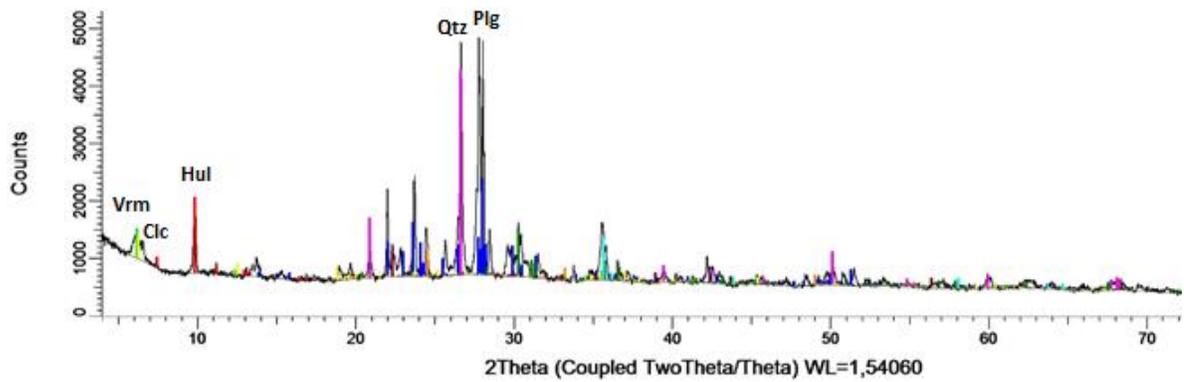
DRX4 = GC03



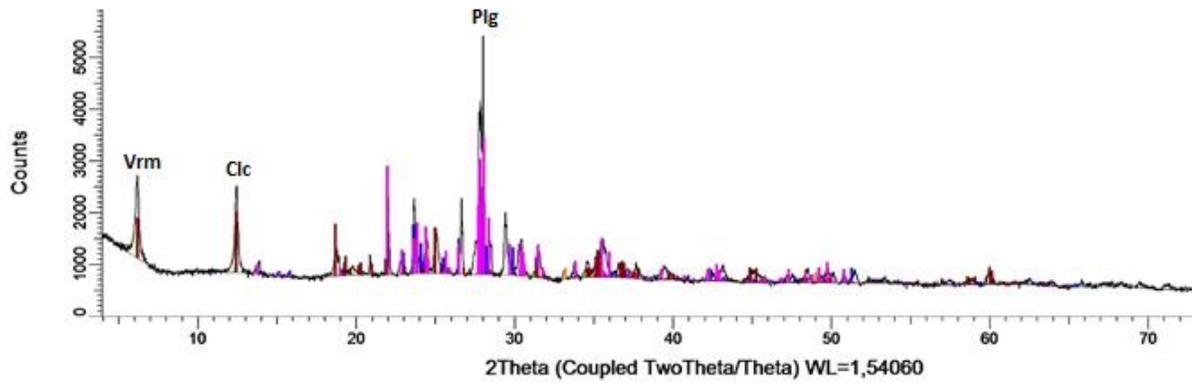
DRX5 = MAPF11B



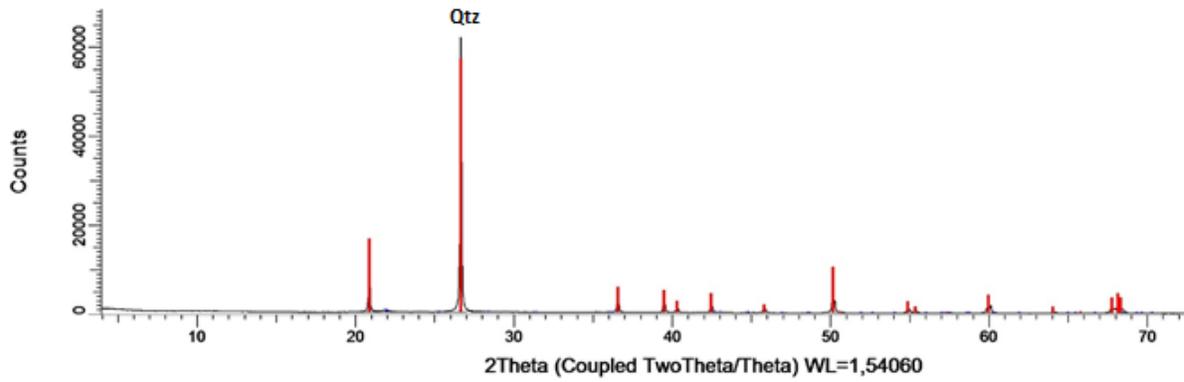
DRX6 = MAPF9C



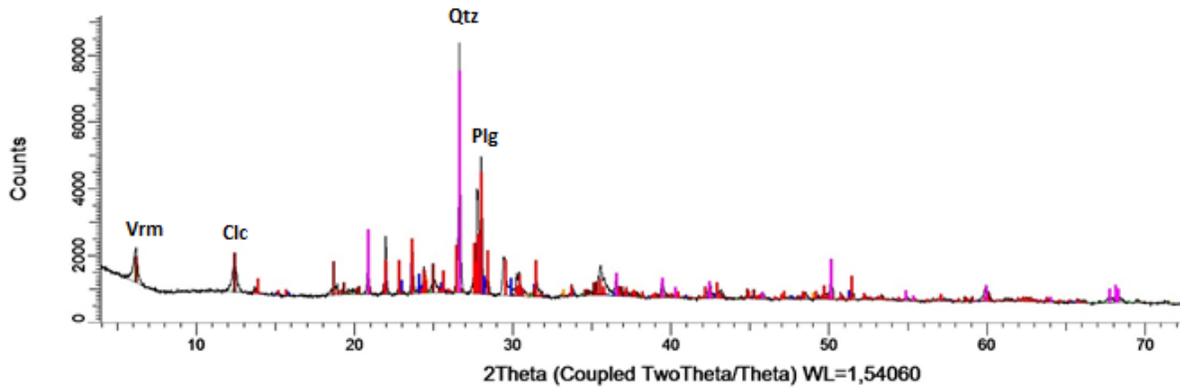
DRX7 = MACH05



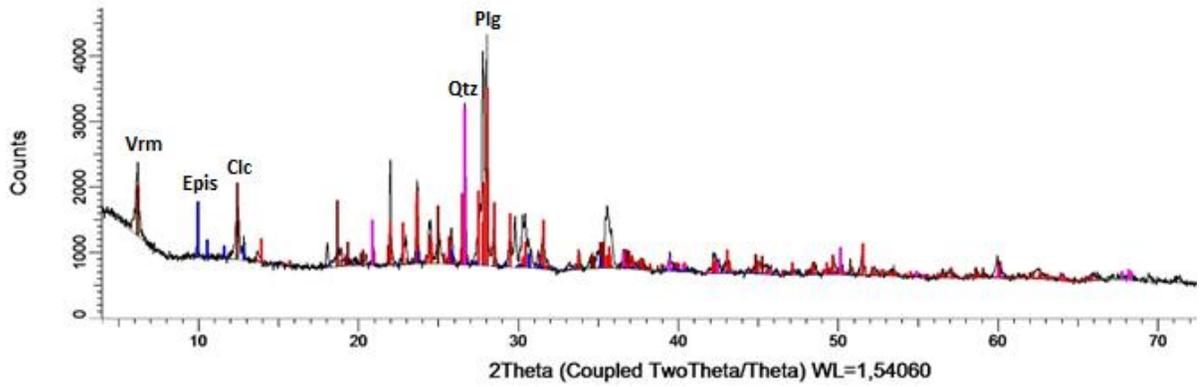
DRX8 = Vetilla ELEF01



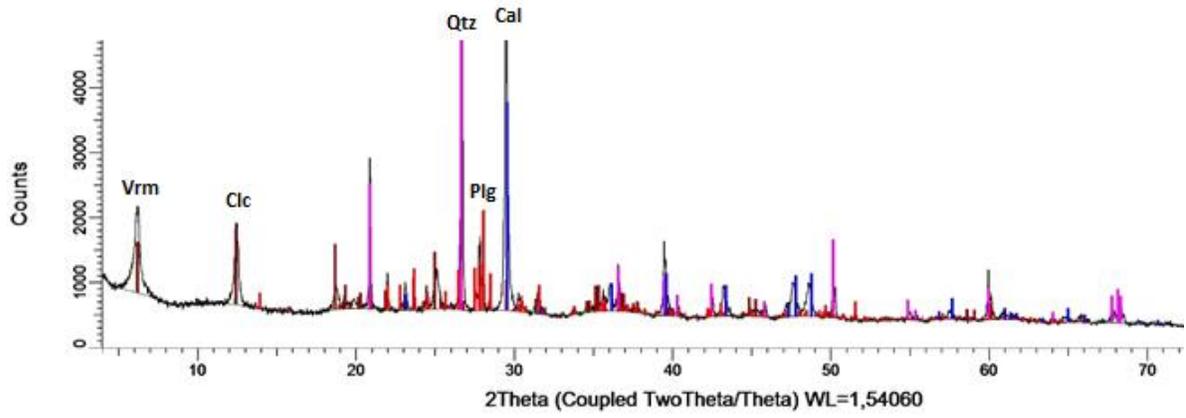
DRX9 = MACH08B



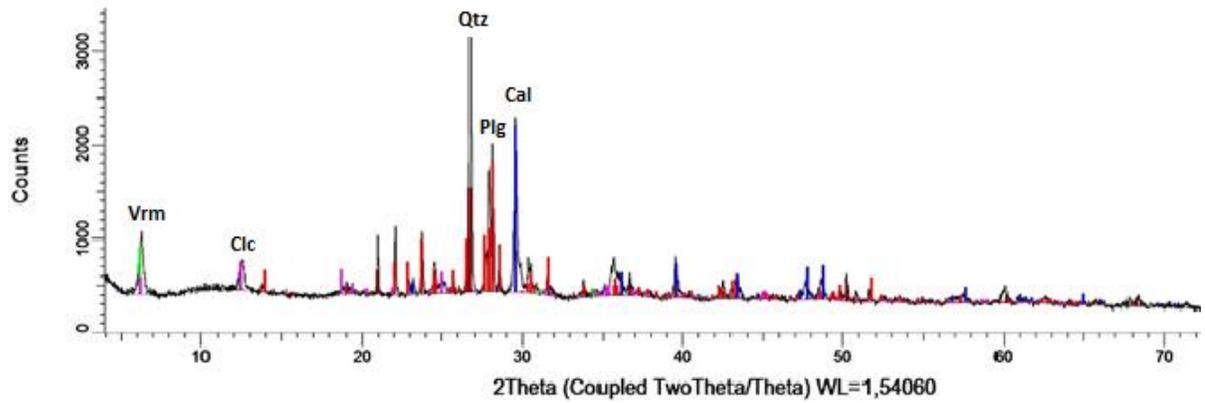
DRX10 = MACH04C



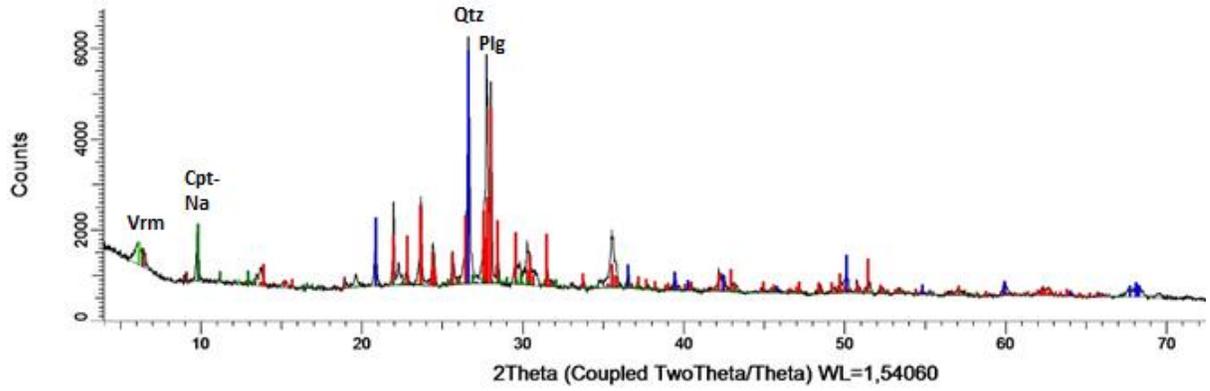
DRX11 = MACH02



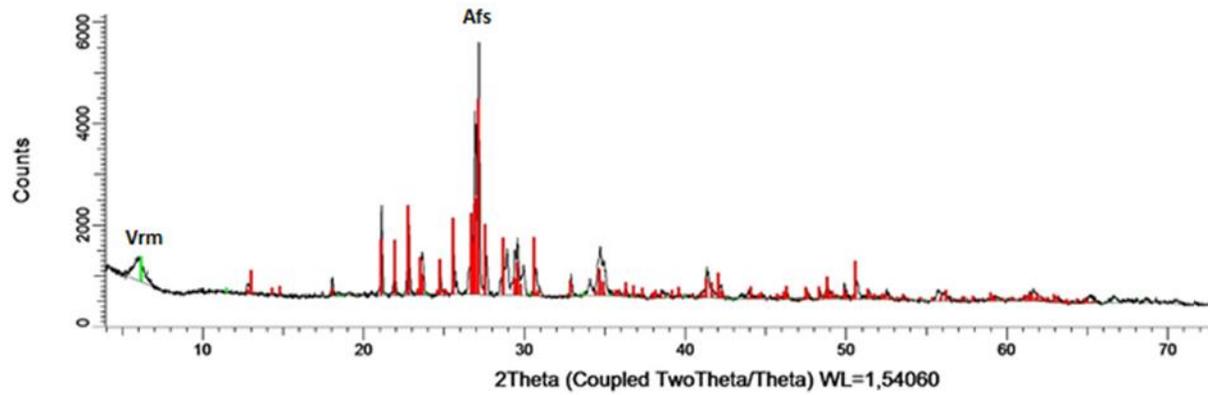
DRX12 = MACH07B



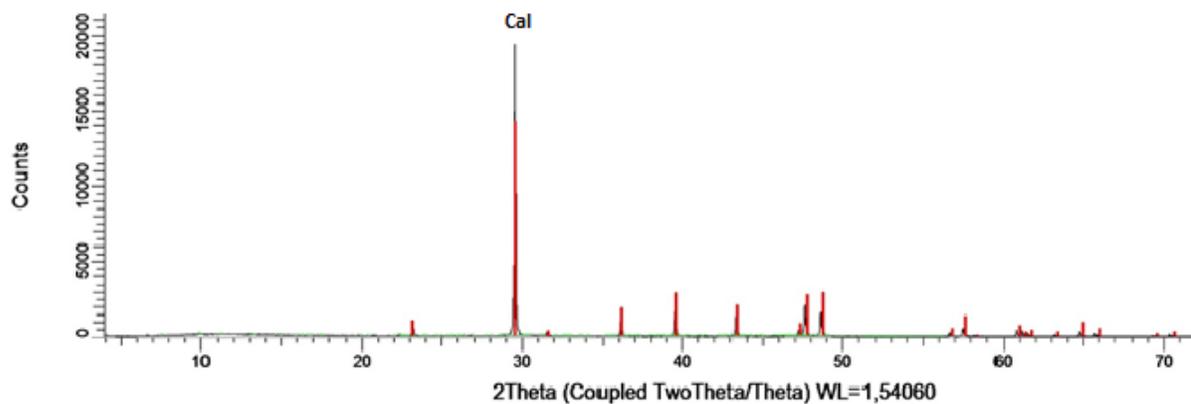
DRX13 = MAPF6B



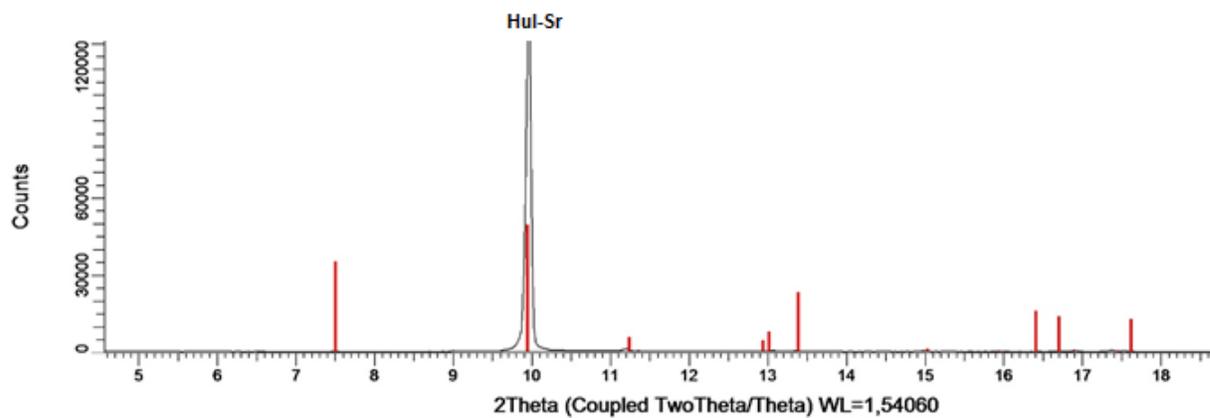
DRX14 = GC02C



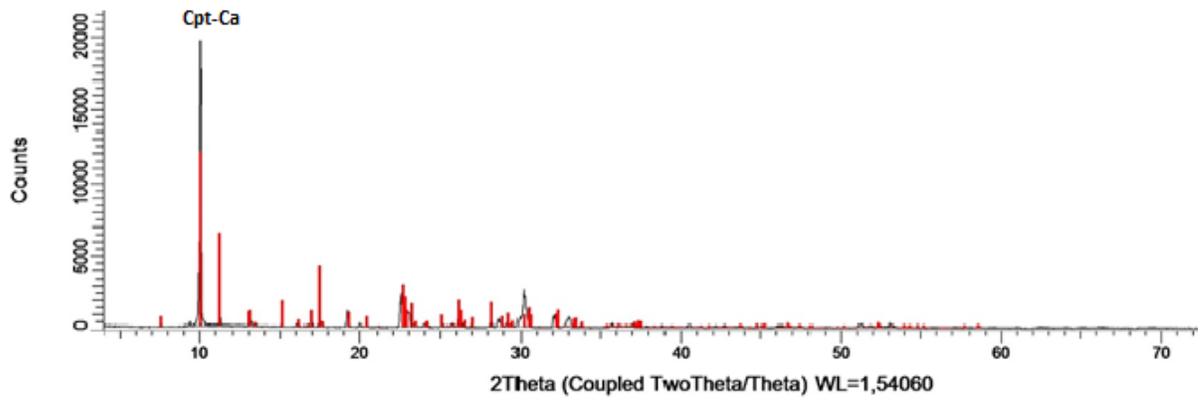
DRX15 = ELEF01B (AMIG)



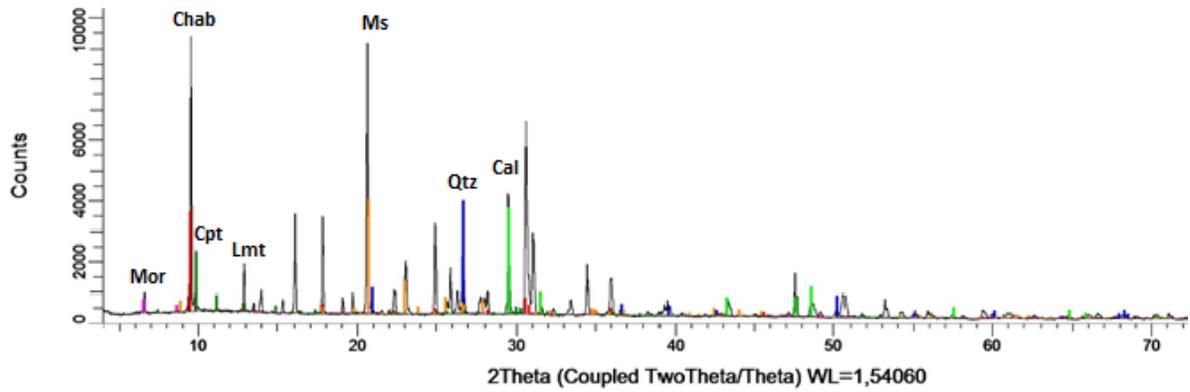
DRX16 = ELEF01C (AMIG)



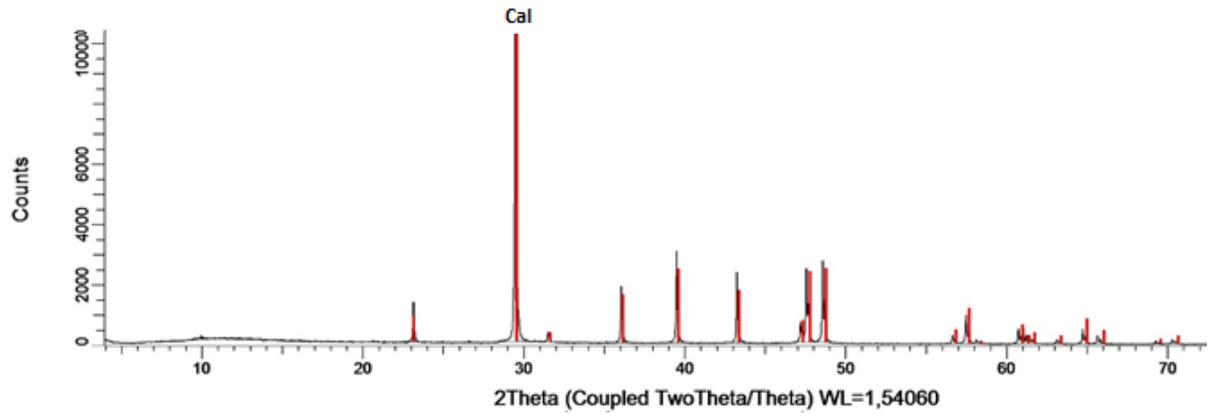
DRX17 = ELEF02 (AMIG)



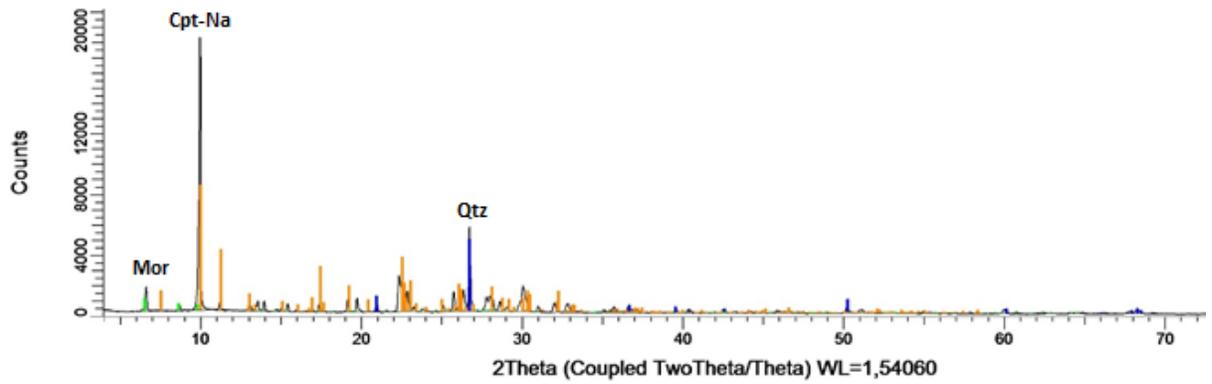
DRX18 = ELEF03



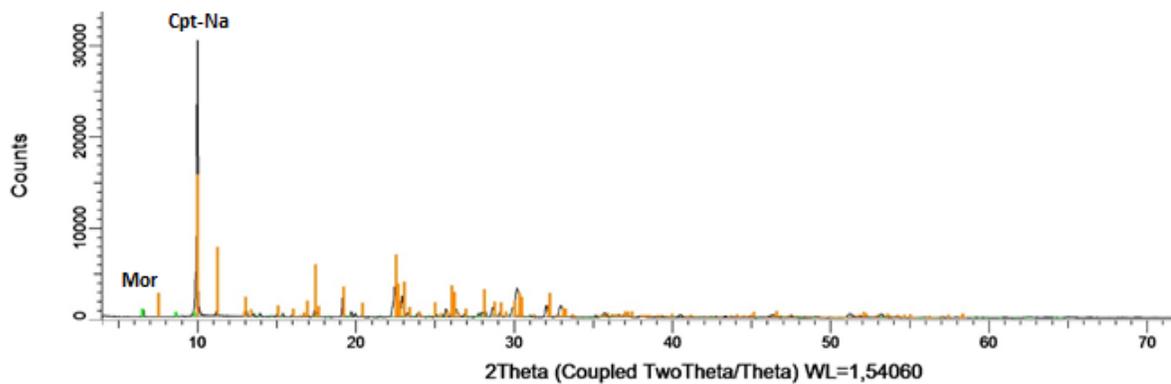
DRX19 = VETILLA MAPF11B



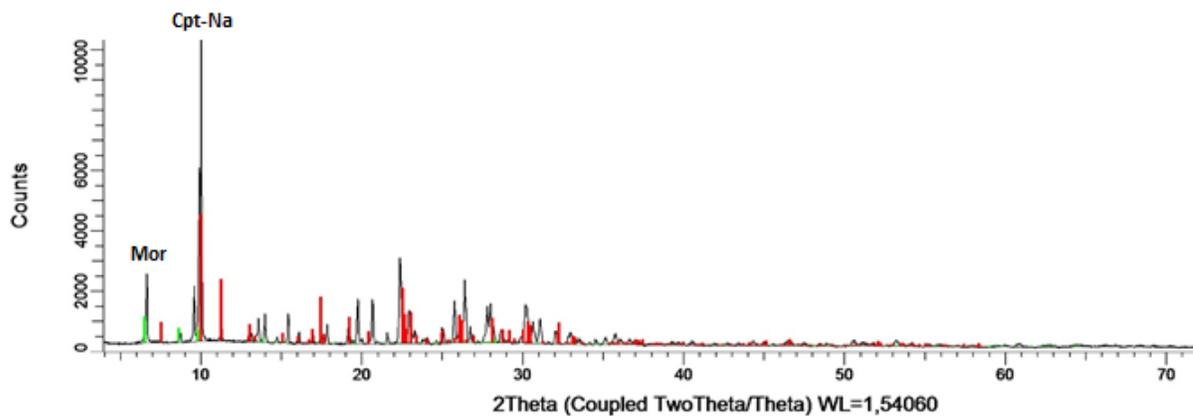
DRX20 = ELEF04A



DRX21 = ELEF04B (AMIG)

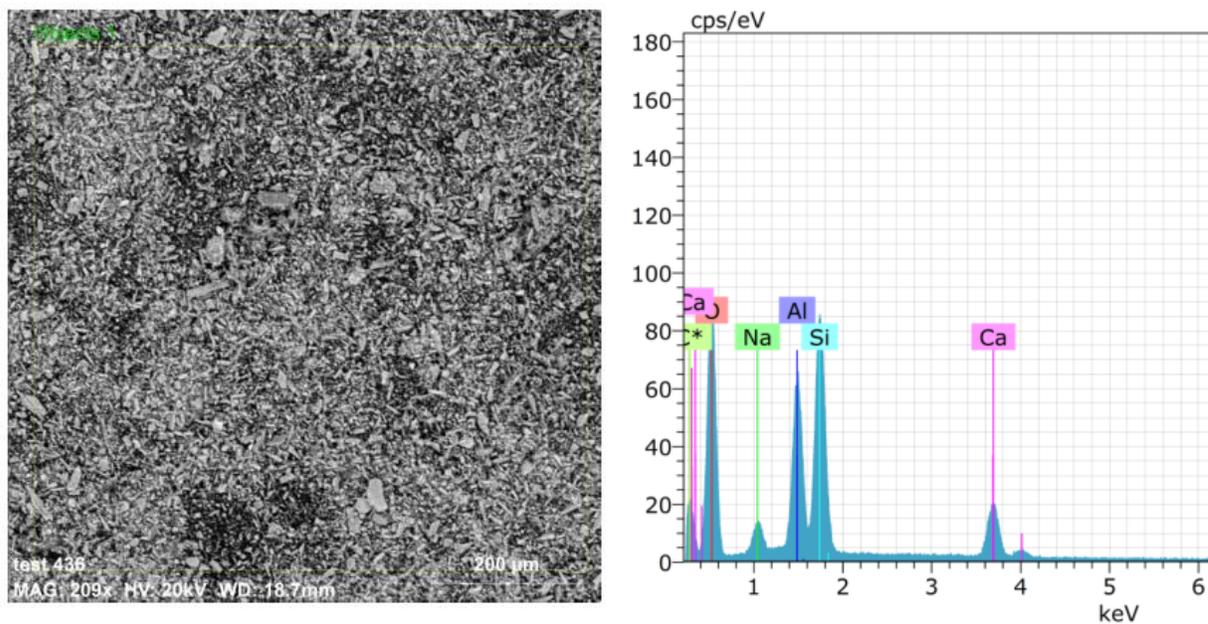


DRX22 = ELEF04C (AMIG)



ANEXO C: ANÁLISIS SEM

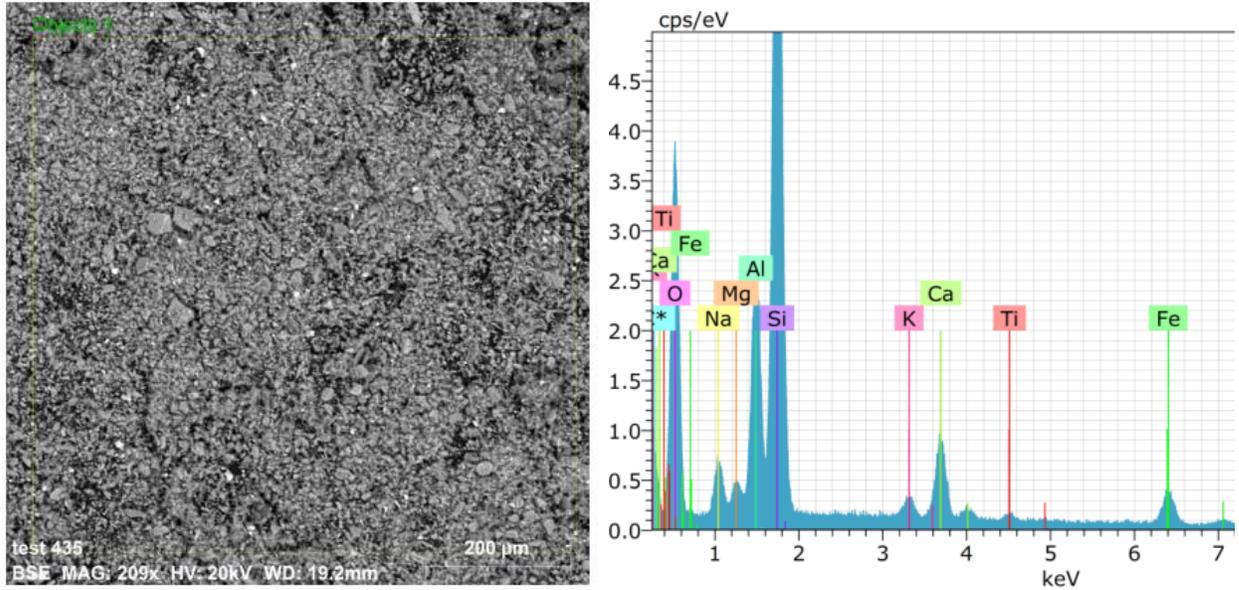
DRX4 (SEM-EDS Y Backscattering)



Spectrum: Objects 1

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
O	8	K-series	28.18	45.98	60.35		0.00	0.00	3.34
Si	14	K-series	13.51	22.05	16.49	SiO2	47.17	28.91	0.61
Al	13	K-series	10.45	17.06	13.28	Al2O3	32.23	19.75	0.53
Ca	20	K-series	5.89	9.62	5.04	CaO	13.46	8.25	0.21
Na	11	K-series	3.25	5.30	4.84	Na2O	7.14	4.38	0.24
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
Total:			61.28	100.00	100.00				

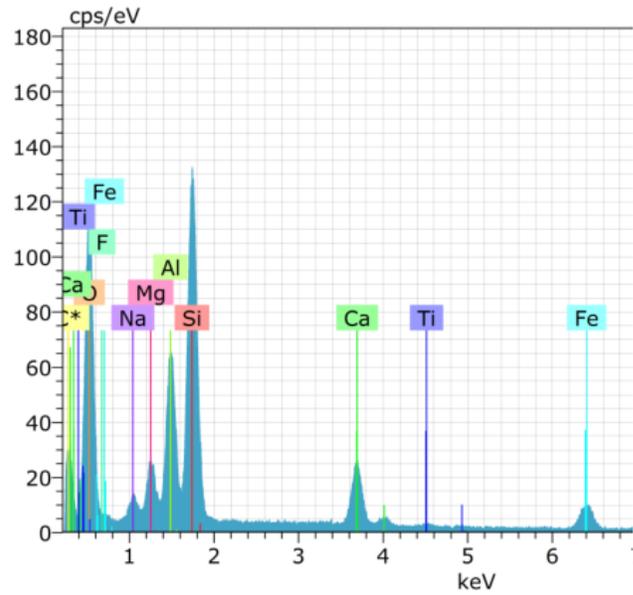
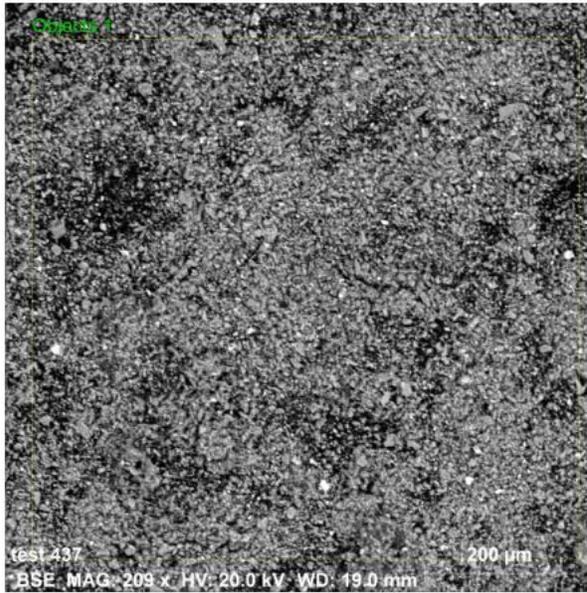
DRX6 (SEM-EDS Y Backscattering)



Spectrum: Objects 11

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
O	8	K-series	36.90	46.34	61.50		0.00	0.00	4.51
Si	14	K-series	21.92	27.53	20.81	SiO2	58.89	46.89	0.96
Al	13	K-series	7.97	10.01	7.88	Al2O3	18.91	15.06	0.41
Ca	20	K-series	4.23	5.31	2.81	CaO	7.43	5.92	0.16
Fe	26	K-series	3.38	4.25	1.62	FeO	5.47	4.35	0.13
Na	11	K-series	2.92	3.67	3.39	Na2O	4.95	3.94	0.23
Mg	12	K-series	1.13	1.42	1.24	MgO	2.36	1.88	0.09
K	19	K-series	0.78	0.98	0.53	K2O	1.18	0.94	0.06
Ti	22	K-series	0.39	0.48	0.21	TiO2	0.81	0.64	0.04
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
Total:			79.64	100.00	100.00				

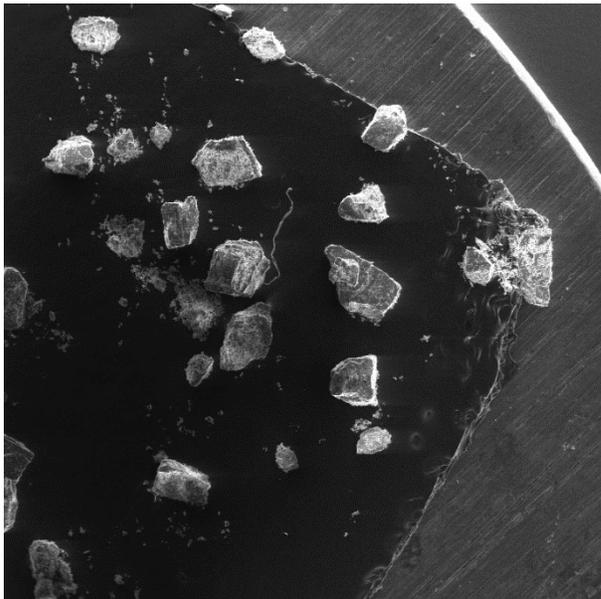
DRX10 (SEM-EDS Y Backscattering)



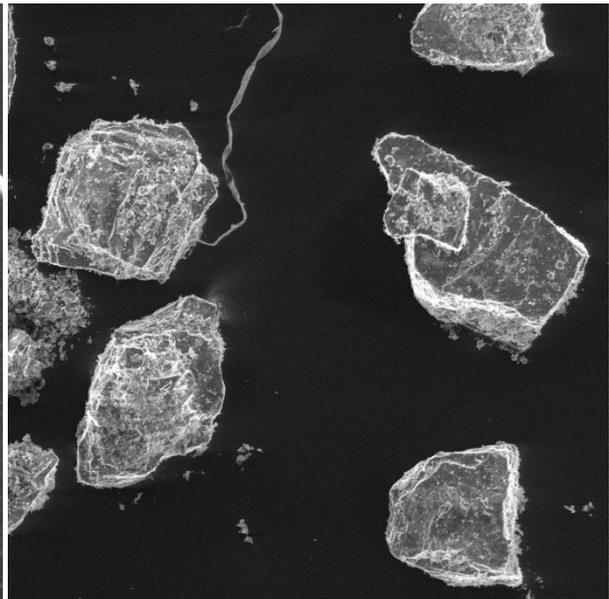
Spectrum: Objects 1

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
O	8	K-series	31.71	44.71	60.13		0.00	0.00	3.78
Si	14	K-series	15.49	21.83	16.73	SiO2	46.71	33.13	0.69
Al	13	K-series	8.69	12.26	9.77	Al2O3	23.16	16.42	0.45
Ca	20	K-series	4.59	6.48	3.48	CaO	9.06	6.43	0.17
Fe	26	K-series	4.50	6.35	2.45	FeO	8.17	5.79	0.16
Mg	12	K-series	3.48	4.90	4.34	MgO	8.13	5.77	0.22
Na	11	K-series	2.25	3.18	2.97	Na2O	4.28	3.04	0.18
Ti	22	K-series	0.21	0.30	0.13	TiO2	0.49	0.35	0.04
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
F	9	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
Total:			70.93	100.00	100.00				

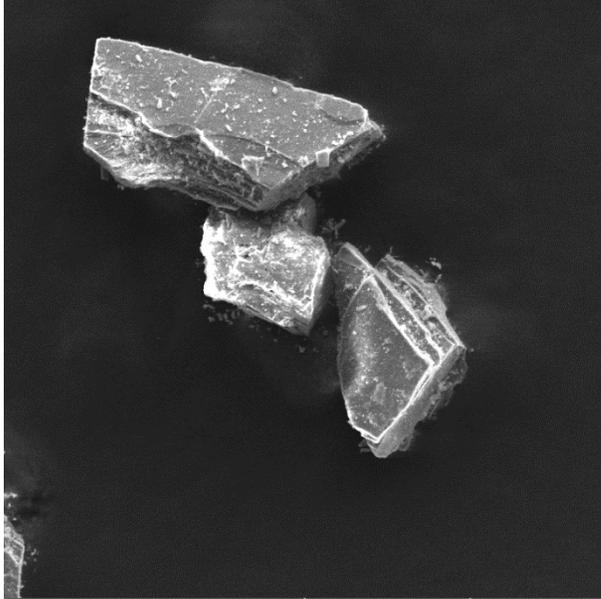
DRX16 (SEM, SEM-EDS Y Backscattering)



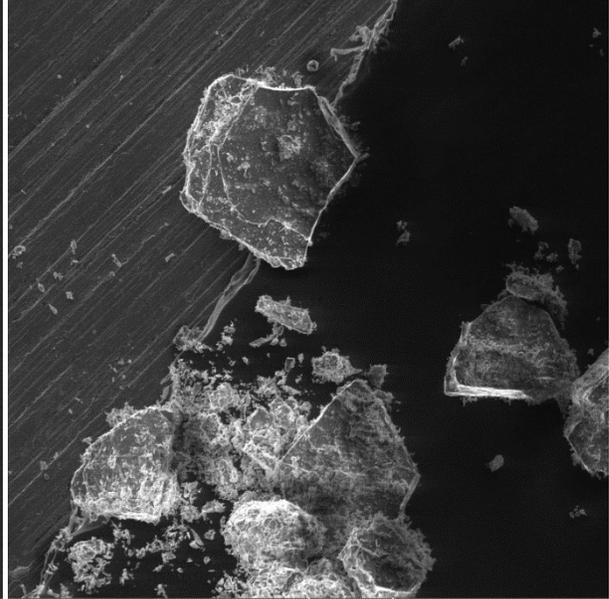
SEM HV: 20.0 kV WD: 16.26 mm VEGA3 TESCAN
View field: 4.01 mm Det: SE 1 mm UNAB



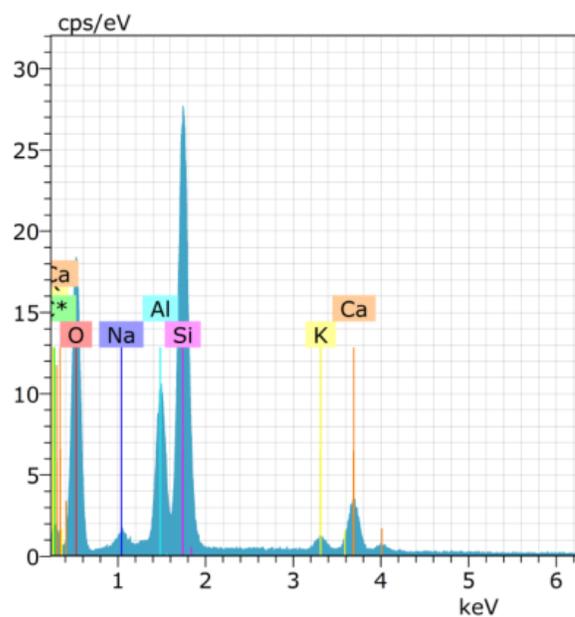
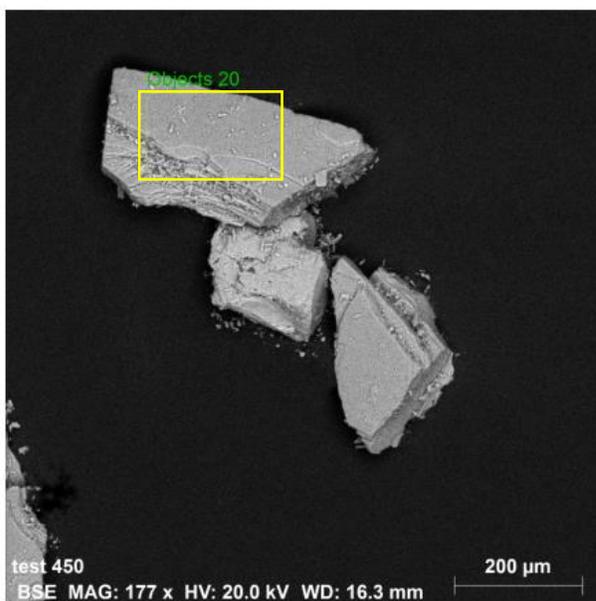
SEM HV: 20.0 kV WD: 16.26 mm VEGA3 TESCAN
View field: 1.44 mm Det: SE 200 μm UNAB



SEM HV: 20.0 kV WD: 16.26 mm VEGA3 TESCAN
View field: 724 μm Det: SE 200 μm UNAB



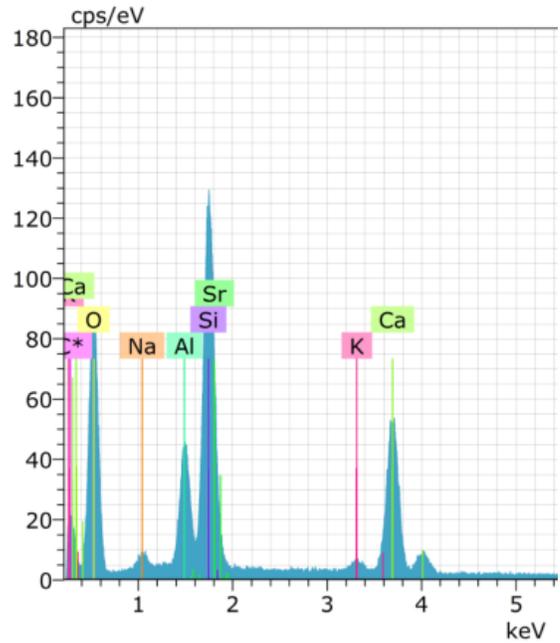
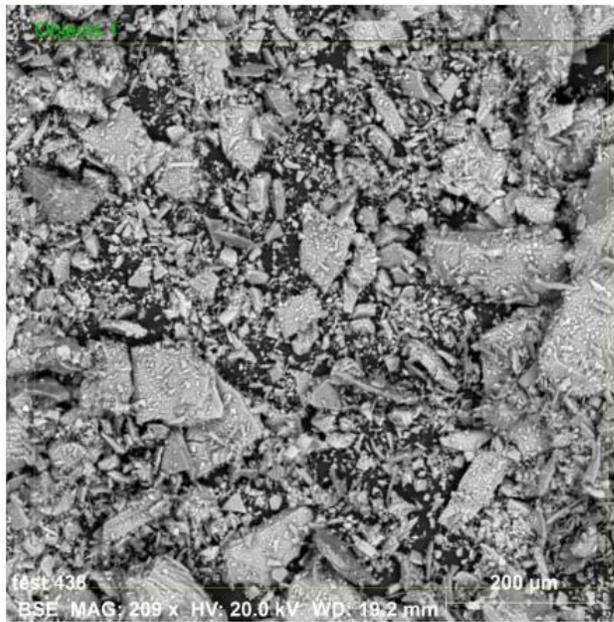
SEM HV: 20.0 kV WD: 16.26 mm VEGA3 TESCAN
View field: 1.44 mm Det: SE 200 μm UNAB



Spectrum: Objects 20

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
O	8	K-series	58.54	59.39	72.49	6.93
Si	14	K-series	22.46	22.79	15.84	0.99
Al	13	K-series	9.36	9.49	6.87	0.48
Ca	20	K-series	5.14	5.21	2.54	0.18
Na	11	K-series	1.96	1.99	1.69	0.16
K	19	K-series	1.11	1.13	0.56	0.07
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00
Total:			98.57	100.00	100.00	

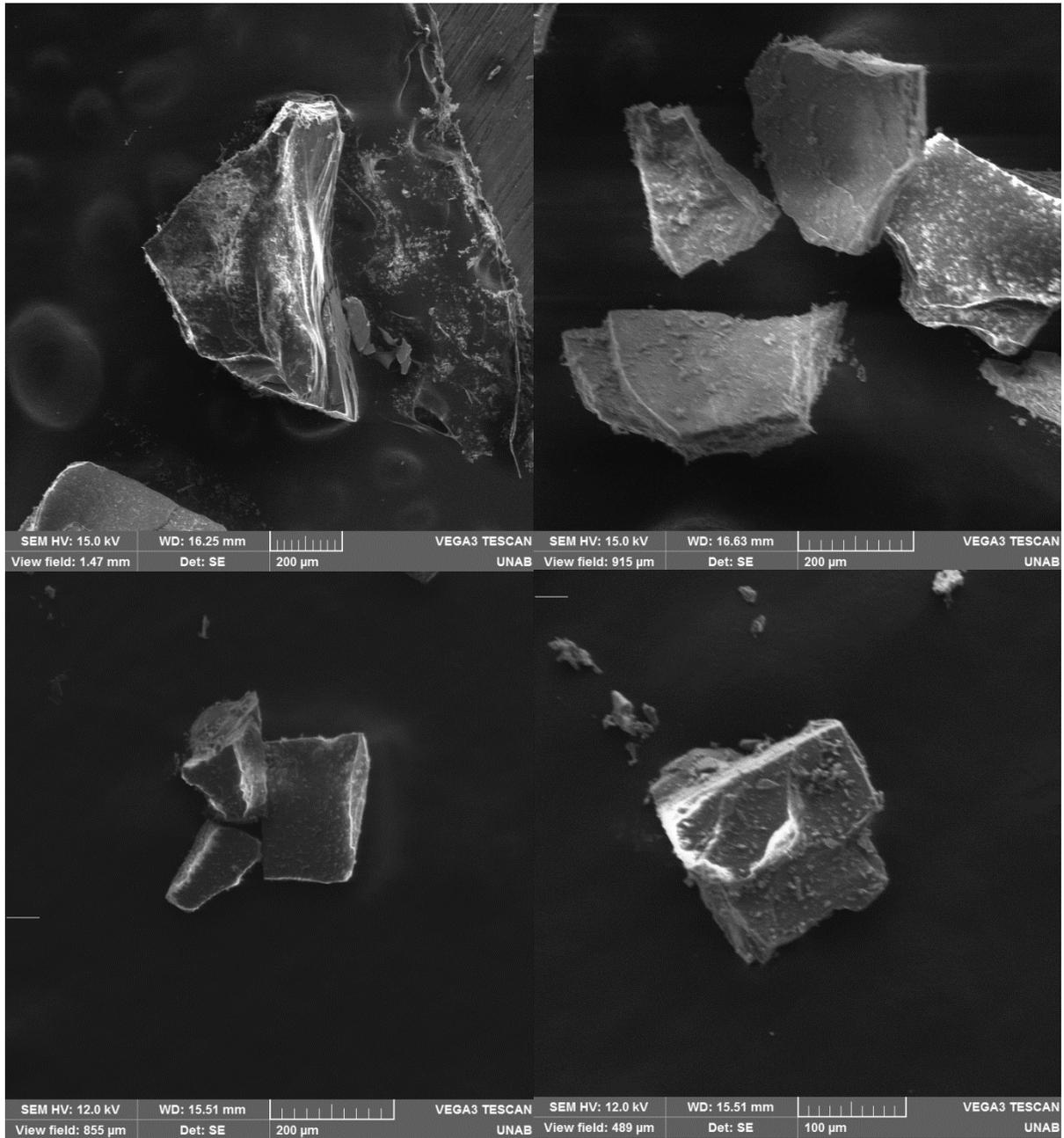
DRX16, roca total (SEM, SEM-EDS Y Backscattering)

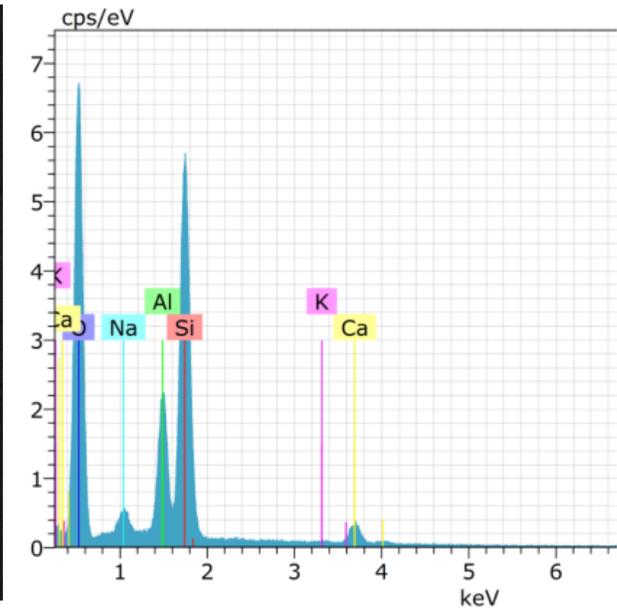
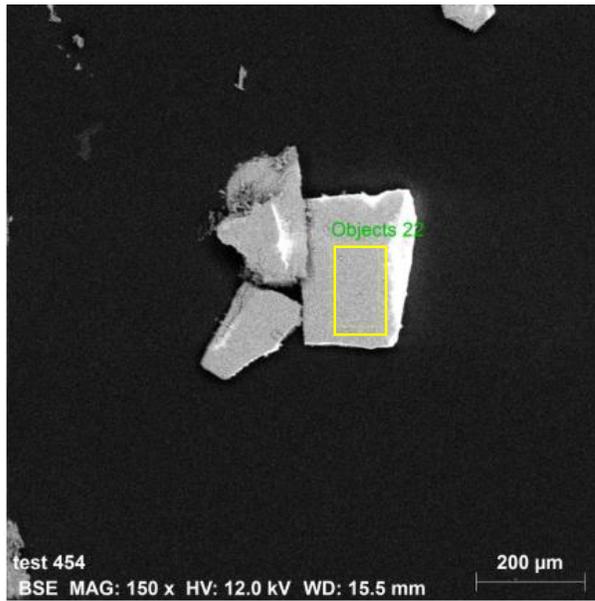


Spectrum: Objects 1

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Compound	Comp. C [wt.%]	norm. Comp. C [wt.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
O	8	K-series	29.84	42.07	59.91		0.00	0.00	3.60
Si	14	K-series	15.30	21.57	17.50	SiO2	46.15	32.73	0.68
Ca	20	K-series	14.43	20.34	11.56	CaO	28.46	20.19	0.46
Al	13	K-series	6.12	8.63	7.29	Al2O3	16.31	11.57	0.32
Sr	38	L-series	2.99	4.22	1.10	SrO	4.99	3.54	0.16
Na	11	K-series	1.39	1.96	1.94	Na2O	2.64	1.87	0.13
K	19	K-series	0.86	1.21	0.70	K2O	1.45	1.03	0.06
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00
Total:			70.93	100.00	100.00				

DRX17 (SEM, SEM-EDS Y Backscattering)

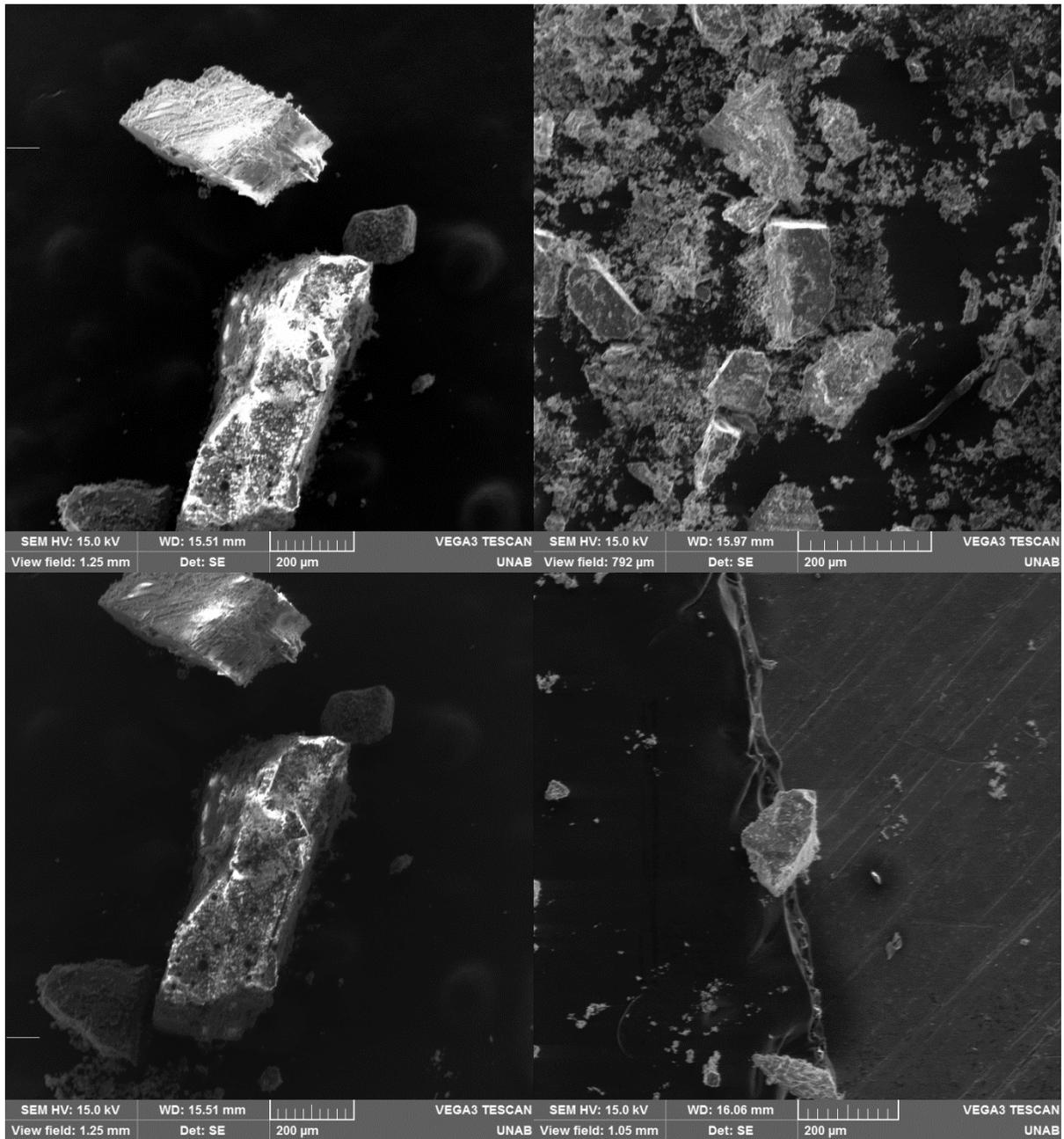


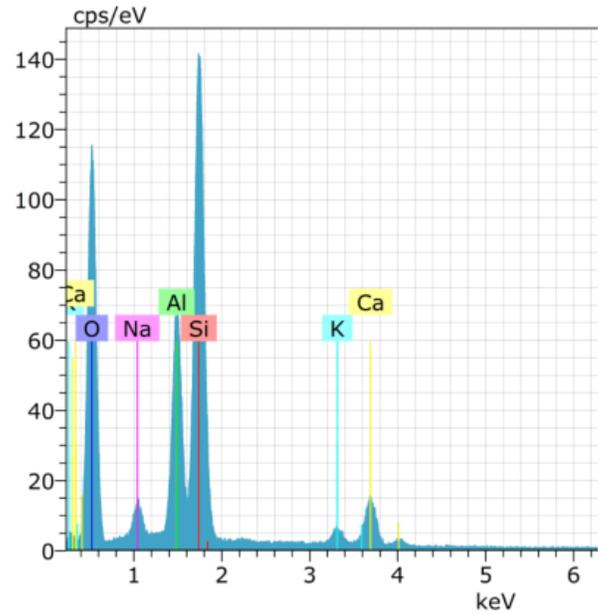
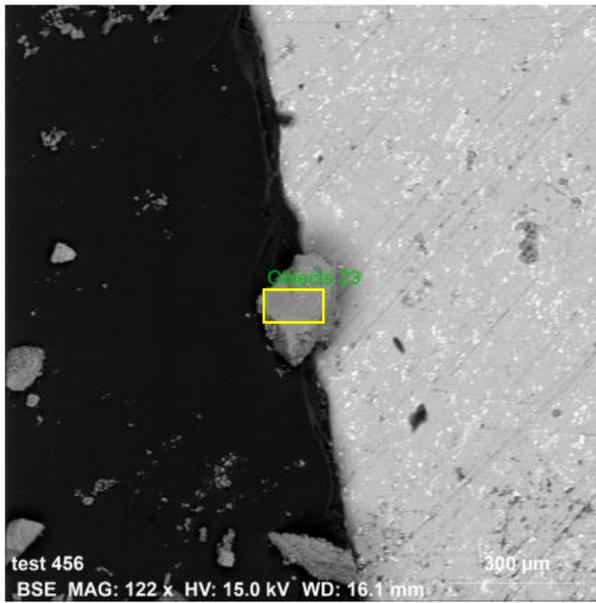


Spectrum: Objects 22

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
O	8	K-series	57.06	58.45	71.35	6.55
Si	14	K-series	26.68	27.33	19.01	1.12
Al	13	K-series	8.02	8.22	5.95	0.40
Ca	20	K-series	3.60	3.69	1.80	0.15
Na	11	K-series	2.05	2.10	1.79	0.16
K	19	K-series	0.21	0.21	0.11	0.04
Total:			97.63	100.00	100.00	

DRX18 (SEM, SEM-EDS Y Backscattering)

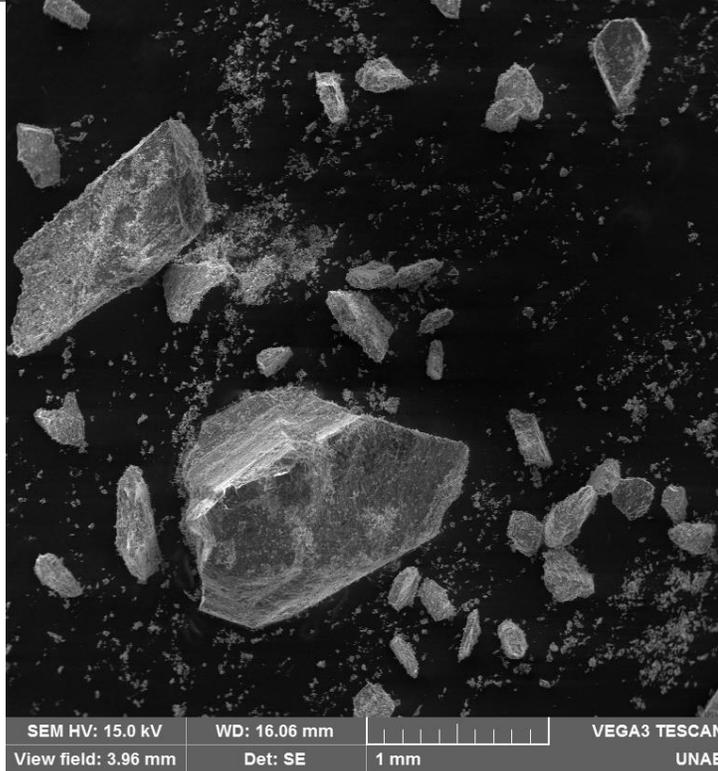
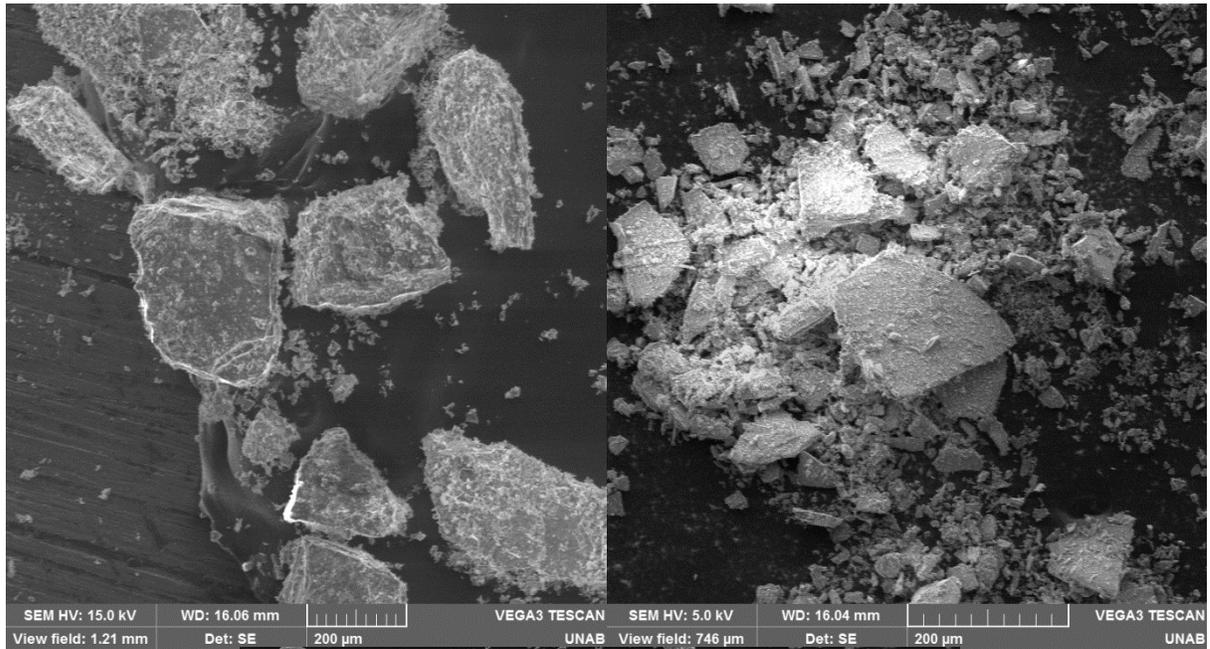


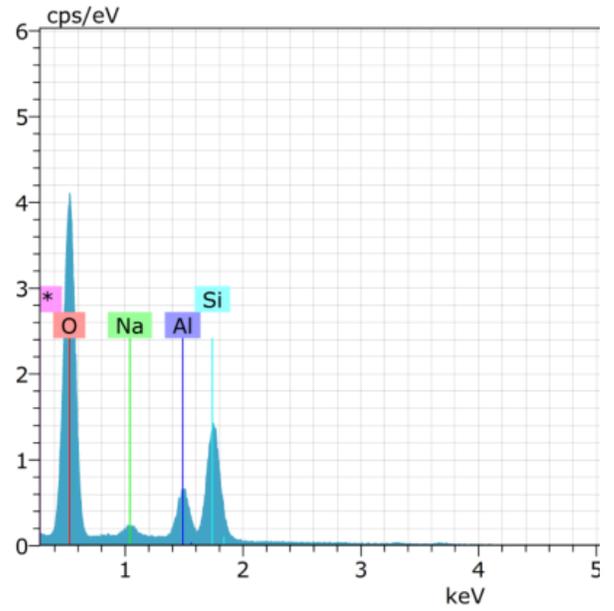
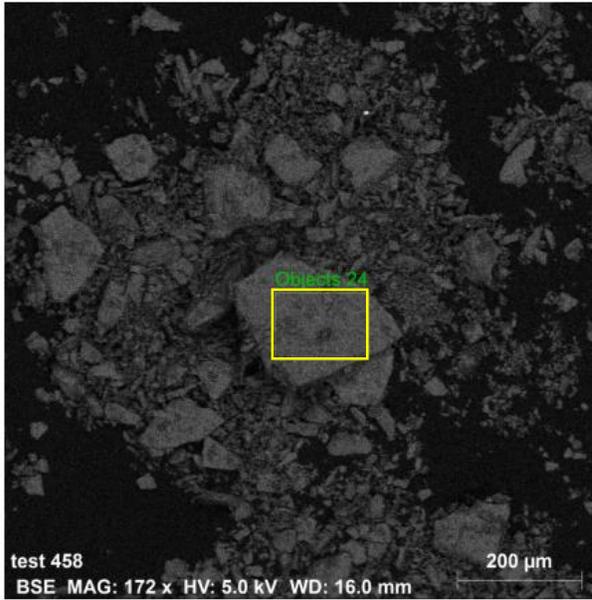


Spectrum: Objects 23

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
O	8	K-series	54.82	54.81	68.53	6.43
Si	14	K-series	25.20	25.19	17.94	1.08
Al	13	K-series	10.86	10.85	8.05	0.53
Ca	20	K-series	5.33	5.32	2.66	0.20
Na	11	K-series	2.42	2.42	2.11	0.19
K	19	K-series	1.40	1.40	0.72	0.08
Total:			100.02	100.00	100.00	

DRX21 (SEM, SEM-EDS Y Backscattering)





Spectrum: Objects 24

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
O	8	K-series	66.71	58.56	71.03	7.46
Si	14	K-series	38.92	34.16	23.61	1.85
Al	13	K-series	7.09	6.22	4.48	0.37
Na	11	K-series	1.19	1.05	0.89	0.10
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00
Total:			113.91	100.00	100.00	

ANEXO D: ABREVIACIONES DE MINERALES

Table 2.12.2. List of mineral abbreviations arranged in alphabetical order.			
Abbre- viation	Mineral name	Name for:	
		Mineral-	
		Group, Sub- group or Series	Species or compo- nent
Ab	Albite	0	1
Act	Actinolite	0	1
Adr	Andradite	0	1
Aeg	Aegirine	0	1
Afs	Alkalifeldspar	1	0
Agt	Aegirine-augite	0	1
Ak	Akermanite (Akermanite)	0	1
Alm	Almandine	0	1
Aln	Allanite	1	0
Als	Alumosilicate	1	0
Am	Amphibole	1	0
An	Anorthite	0	1
And	Andalusite	0	1
Anh	Anhydrite	0	1
Ank	Ankerite	0	1
Anl	Analcime	0	1
Ann	Annite	0	1
Ant	Anatase	0	1
Ap	Apatite	1	0
Apo	Apophyllite	1	0
Apy	Arsenopyrite	1	1
Arf	Arfvedsonite	0	1
Arg	Aragonite	1	1
Atg	Antigorite	0	1
Ath	Anthophyllite	0	1
Aug	Augite	0	1
Ax	Axinite	1	0
Bhm	Böhmite (Boehmite)	0	1
Bn	Bornite	0	1
Brc	Erucite	1	1
Brk	Brookite	0	1
Brl	Beryl	1	1
Brs	Barroisite	0	1
Brt	Barite	1	1
Bst	Bustamite	0	1
Bt	Biotite	1	0
Cal	Calcite	1	1
Cam	Clinoamphibole	1	0
Cb	Carbonate mineral	1	0
Cbz	Chabazite	1	0
Cc	Chalcocite	0	1
Ccl	Chrysocolla	0	1
Ccn	Cancrinite	1	1
Ccp	Chalcopyrite	1	1
Cel	Celadonite	0	1
Cen	Clinoenstatite	0	1

Cfs	Clinoferrosilite	0	1
Chl	Chlorite	1	0
Chm	Chamosite	0	1
Chn	Chondrodite	0	1
Chq	Clinoholmquistite	0	1
Chr	Chromite	0	1
Chu	Clinohumite	0	1
Cic	Clinochlore	0	1
Cld	Chloritoid	0	1
Cls	Celestine	0	1
Coe	Coesite	0	1
Cph	Carpholite	1	1
Cpx	Clinopyroxene	1	0
Crd	Cordierite	0	1
Crn	Corundum	0	1
Crs	Cristobalite	0	1
Cst	Cassiterite	0	1
Ctl	Chrysotile	1	0
Cum	Cummingtonite	0	1
Cv	Covellite	0	1
Czo	Clinzoisite	0	1
Dee	Deerite	0	1
Dg	Digenite	0	1
Di	Diopside	0	1
Dol	Dolomite	1	1
Drv	Dravite	0	1
Dsp	Diaspore	0	1
Eck	Eckermannite	0	1
Ed	Edenite	0	1
Elb	Elbaite	0	1
En	Enstatite	0	1
Ep	Epidote	1	1
Fa	Fayalite	0	1
Fe2-Act	Ferro-Actinolite	0	1
Fe2-Chq	Clinoferroholmquistite	0	1
Fe2-Ed	Ferro-Edenite	0	1
Fe2-Hbl	Ferrohornblende	0	1
Fe2-Ts	Ferrotschermakite	0	1
Fl	Fluorite	0	1
Fo	Forsterite	0	1
Fs	Ferrosilite	0	1
Fsp	Feldspar	1	0
Gad	Gadolinite	1	0
Gbs	Gibbsite	0	1
Ged	Gedrite	0	1
Gh	Gehlenite	0	1
Gln	Glaucophane	0	1
Glt	Glaucosite	0	1
Gn	Galena	1	1
Gp	Gypsum	0	1
Gr	Graphite	0	1
Gre	Greenalite	0	1
Grs	Grossular	0	1
Grt	Garnet	1	0
Gru	Grunerite	0	1
Gt	Goethite	0	1
Hbl	Hornblende	1	0
Hc	Hercynite	0	1
Hd	Hedenbergite	0	1

Hem	Haematite (Hematite)	1	1
Hgb	Högbomite (Hoegbomite)	1	0
Hi	Halite	1	1
Hq	Holmquistite	0	1
Hs	Hastingsite	0	1
Hu	Humite	1	1
Hul	Heulandite	1	0
Hyn	Häuyne	0	1
Ill	Illite	1	0
Ilm	Ilmenite	1	1
Jd	Jadite	0	1
Jh	Johannsenite	0	1
Joe	Joersmithite	0	1
Kfs	K-feldspar	1	0
Kie	Kieserite	1	1
Kln	Kaolinite	0	1
Kln-Srp	Kaolinite-Serpentine	1	0
Kls	Kalsilite	0	1
KMg-Sdg	Potassic-Magnesiosadanagaite	0	1
Koz	Közulite (Kozulite)	0	1
Krn	Kornerupine	0	1
Krs	Kaersutite	0	1
K-Sdg	Potassicsadanagaite	0	1
Ktp	Katophorite	0	1
Ky	Kyanite	0	1
Laz	Lazulite	1	1
Lct	Leucite	0	1
Lm	Limonite	1	0
Lmt	Laumontite	0	1
Lo	Löllingite (Loellingite)	1	1
Lpd	Lepidolite	1	0
Lws	Lawsonite	1	1
Lz	Lizardite	0	1
Mag	Magnetite	0	1
Mar	Marialite	0	1
Mc	Microcline	0	1
Mca	Mica	1	0
Mei	Meionite	0	1
Mel	Melilite	1	1
Mgh	Maghemite	0	1
Mg-Hbl	Magnesiokornblende	0	1
Mg-Ktp	Magnesiokatophorite	0	1
Mg-Rbk	Magnesioriebeckite	0	1
Mgs	Magnesite	0	1
Mg-Sdg	Magnesiosadanagaite	0	1
Mns	Minnesotaite	0	1
Mnt	Montmorillonite	0	1
Minz	Monazite	1	0
Mo	Molybdenite	0	1
Mrc	Marcasite	1	1
Mrg	Margarite	0	1
Ms	Muscovite	0	1
Mic	Monticellite	0	1
Mul	Mullite	0	1
Mw	Merwinite	0	1
Ne	Nepheline	0	1
Nrb	Norbergite	0	1
Nsn	Nosean	0	1

Ntr	Natrolite	0	1
Nyb	Nyboite (Nyboesite)	0	1
Oam	Orthoamphibole	1	0
Ol	Olivine	1	0
Omp	Omphacite	0	1
Op	Opaque mineral	1	0
Opx	Orthopyroxene	1	0
Or	Orthoclase	0	1
Osu	Osumilite	1	1
Pcl	Pyrochlore	1	1
Pct	Pectolite	0	1
Per	Periclase	1	1
Pg	Paragonite	0	1
Pgt	Pigeonite	0	1
Phg	Phengite	1	0
Phl	Phlogopite	0	1
Pl	Plagioclase	1	0
Pmp	Pumpellyite	1	0
Pn	Pentlandite	1	1
Po	Pyrrhotite	0	1
Prg	Pargasite	0	1
Prh	Prehnite	0	1
Pri	Pyrophyllite	0	1
Pri-Tlc	Pyrophyllite-Talc	1	0
Prp	Pyrope	0	1
Prv	Perovskite	1	1
Px	Pyroxene	1	0
Py	Pyrite	1	1
Qtz	Quartz	0	1
Rbk	Riebeckite	0	1
Rdn	Rhodonite	0	1
Rds	Rhodochrosite	0	1
Rit	Richterite	0	1
Rt	Rutile	1	1
Sa	Sandine	0	1
Scp	Scapolite	1	0
Sd	Siderite	0	1
Sdg	Sadanagaite	1	0
Sdl	Sodalite	1	1
Sep	Sepiolite	0	1
Ser	Sericite	1	0
Sil	Sillimanite	0	1
Sme	Smectite	1	0
Sp	Sphalerite	1	1
Spd	Spodumene	0	1
Spl	Spinel	1	1
Spr	Sapphirine	0	1
Sps	Spessartine	0	1
Srl	Schorl	0	1
Srp	Serpentine	1	0
St	Staurolite	1	1
Stb	Stibite	1	0
Stp	Stilpnomelane	0	1
Str	Strontianite	0	1
Stv	Stishovite	0	1
Tlc	Talc	0	1
Tmt	Taramite	0	1
Toz	Topaz	0	1
Tr	Tremolite	0	1

Trd	Tridymite	0	1
Tro	Troilite	0	1
Ts	Tschermakite	0	1
Ttn	Titanite	1	1
Tur	Tourmaline	1	0
Usp	Ulvöspinel (Ulvoespinel)	0	1
Uvt	Uvarovite	0	1
Ves	Vesuvianite	0	1
Viv	Vivianite	1	1
Vrm	Vermiculite	1	0
Win	Winchite	0	1
Wmca	White Mica	1	0
Wo	Wollastonite	1	1
Wvk	Wairakite	0	1
Wth	Witherite	0	1
Wus	Wüstite (Wuestite)	0	1
Xtm	Xenotime	1	0
Zeo	Zeolite	1	0
Zo	Zoisite	0	1
Zrn	Zircon	1	1
Zwd	Zinnwaldite	1	0