



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

**EVOLUCIÓN GEOLÓGICA Y MAGMÁTICA DEL VOLCÁN ISLUGA, 19° S. REGIÓN  
DE TARAPACÁ, CHILE.**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER  
EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA**

**MONSERRAT CASCANTE MATAMOROS**

**PROFESOR GUÍA:  
ÁNGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ**

**PROFESOR CO-GUÍA:  
MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
KATJA DECKART  
EDMUNDO POLANCO VALENZUELA**

**SANTIAGO DE CHILE  
2015**

## **Evolución geológica y magmática del volcán Isluga, 19° S, región de Tarapacá, Chile.**

El volcán Isluga (19°09'S, 68°50'W) es un volcán compuesto que se localiza en el límite entre la Cordillera Occidental y el Altiplano de la Región de Tarapacá, Chile, cercano al límite fronterizo con Bolivia. El origen de este centro eruptivo está determinado por la subducción de la Placa Nazca bajo la Placa Sudamericana y pertenece al segmento volcánico conocido como Zona Volcánica Central (ZVC: 16–28°S), donde la signatura geoquímica es particular debida al espesor cortical anómalo. El objetivo de este estudio es determinar la evolución geológica y magmática del volcán Isluga, mediante análisis geológicos de terreno, geoquímicos y petrológicos de las muestras de colada de lava y de depósitos piroclásticos, además de dataciones radiométricas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en muestras de rocas seleccionadas.

La geología local consiste en cuatro fases que evolucionaron desde aproximadamente 1,7 Ma con una actividad predominantemente efusiva y relativamente monótona. La actividad eruptiva se inició con la etapa Isluga 1 que se destaca por generar las coladas de lava de mayor longitud, con flujos de tipo simple. Esta unidad se extiende hasta ca. 0,5 Ma. La unidad Isluga 2 se desarrolló en el período de 0,5 hasta 0,1 Ma. El volumen de esta unidad y la longitud de sus coladas de lava son inferiores en comparación con la unidad anterior. Seguidamente, la unidad Isluga 3 se desarrolló entre los 0,1–0,05 Ma, y contiene flujos de lava de aun menor longitud y morfología de tipo compuesto. Por último, la unidad Isluga 4 se desarrolló hasta el Holoceno, generando depósitos piroclásticos de caída en la cima del edificio y flujos piroclásticos y lahares en las quebradas que rodean al volcán.

Las muestras de rocas de las distintas unidades corresponden a andesitas y dacitas con un contenido de  $\text{SiO}_2$  variable entre 57 -65% en peso y se caracterizan por presentar una asociación mineral de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbola, óxidos de hierro y titanio y/o biotita. Asimismo, se destaca la presencia de texturas de desequilibrio en la mineralogía principal.

Mediante el modelado geoquímico se determinó que el origen de los magmas del volcán Isluga corresponde a una fuente profunda con presencia de granate residual. Esta signatura se desarrolla en el límite de la corteza inferior, donde se llevan a cabo procesos de tipo MASH. Se realizó una modelación geoquímica para cristalización en equilibrio, con el fin de conocer su papel en la creación de la suite volcánica del Isluga, el cual coincide con las tendencias geoquímicas del volcán Isluga y genera una asociación mineral similar.

Mediante el análisis SEM se realizaron las primeras estimaciones sobre las condiciones de presión y temperatura en la que los magmas del volcán Isluga evolucionaron, mediante geotermobarómetros en piroxeno-líquido, dos piroxenos y óxidos de Fe-Ti. Los resultados indican temperaturas de 912°C hasta 1228°C y presiones variables desde 1,5 kbar hasta 7,5 kbar.

Se concluye que los magmas que generaron los depósitos del volcán Isluga son de origen polibárico provenientes desde la corteza inferior con magmas basálticos con granate residual y procesos tipo MASH hasta reservorios de nivel medio donde la mayoría de los minerales cristalizan y se equilibran entre los 15 y 10 km. Por ultimo a 5-4 km de profundidad se cristalizan las fases más someras como la anfíbola donde se producen procesos de auto-convección y/o mezcla de magmas. Este sistema magmático se caracteriza por ser de bajas tasas eruptivas y bajo aporte magmático de la fuente, estableciendo reservorios magmáticos de larga vida.

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco al proyecto de la carta geológica del volcán Isluga encargado al Departamento de Geología de la Universidad de Chile por el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) que financió esta tesis, a la profesora Luisa Pinto por el apoyo y a Javier -el Búho- Cortes por todo!

Agradezco al Departamento de Geología por la beca otorgada para cubrir parte del arancel del Magister del presente trabajo. Al personal administrativo del Departamento de Geología por la ayuda brindada. A la Coni Nicolau por su apoyo en el SEM que es operado por el CEGA, proyecto FONDAP 15090013.

A Edmundo Polanco y Jorge Clavero por las muestras de roca recolectadas, su confianza para poder utilizarlas y su ayuda en el desarrollo de la tesis.

Agradezco a Ángelo por aceptarme como su estudiante, también por su guía y su paciencia.

A los miembros de la comisión por su paciencia, disposición en todo momento y por ayudarme a culminar esta tesis. Gracias a Edmundo por su gran ayuda y apoyo incondicional, por las constantes críticas constructivas al trabajo y por darme fuerzas para seguir. Agradezco también a la profesora Katja por sus amables comentarios, sus sonrisas siempre me ayudaron y me animaron. Gracias al profesor Miguel Ángel por apoyarme y discutir conmigo en las presentaciones para avanzar, siempre con comentarios amables y una gran guía cuando estaba un poco perdida.

A toda mi familia en Chile: Tutu, Leo, Vasco, Feña, Mary, Rayen! Sin ustedes chiquillos no lo hubiera logrado, dejo parte de mi corazón en Chile con cada uno de ustedes. ¡Feña, Mary, Rayen son la raja! Gracias especialmente a Tutu, Leito y Vasco por aguantarme y soportarme por tanto tiempo, por darme la bienvenida en la familia, no tengo palabras para expresar mi cariño y amor por ustedes! ¡Son lo máximo! Tutu eres mi hermana del alma.

A Pita, Paz, Titin, Pia C., Javi, Joakincito, Carterito, Fofito, Mauri, Tapita, Lu, son unos grandes y verdaderos amigos y estoy segura que nos volveremos a ver en cualquier lugar del mundo! A mis italianos Silvi y Dani, los quiero mil! ¿Qué habría hecho sin ustedes? Silvi te adoro eres mi gran compañera!

A Pame, Pablin, Susy, Isma, Chasquilla, Viole, Kitty, Pablo M., Star, Claudito, Mumo, Pelao, Anneli, Pajaro, Jose A, a todos! Muchas Gracias los quiero! A los colombianos Vivi, Nestor, Elkin, Hast, Marti! A los mexicanos! Un gran abrazo, los quiero! A todos mis compañeros de la sala de postgrado, por su cariño, les agradezco todo su apoyo. Fue bacán estar con todos ustedes!

A mi familia Mami, Papi, Majo, Jime, Diego, Tía Nana y Dieguito por la vida hermosa que hemos pasado juntos, los amo!

A los dos amores de mi vida Hernán y Alexa los amo con todo mi corazón, gracias por su amor absoluto!

# Tabla de contenido

Capítulo 1. Introducción .....	1
1.1 Formulación del problema .....	1
1.2 Objetivos .....	4
1.3 Metodología general.....	4
1.4 Ubicación y medios de acceso .....	5
Capítulo 2. Marco regional del volcanismo y geología regional .....	7
2.1 Introducción.....	7
2.2 Unidades Estratificadas .....	8
2.2.1 Formaciones Quebrada Mala, Llanta, Hornitos (Ks2c) .....	8
2.2.2 Formación Churicollo (OM3t).....	8
2.2.3 Formación Utayane (OsMiu) .....	10
2.2.4 Formación Condoriri (Mimc) .....	10
2.2.5 Formación Puchuldiza (Mimp).....	11
2.2.6 Volcanismo del Mioceno (Msv, Msvf) .....	11
2.2.7 Formación Lupe (Msl).....	12
2.2.8 Ignimbrita Pumiri (Msp).....	12
2.2.9 Volcanes del Plio-Pleistoceno (PPlv).....	12
2.2.10 Depósitos Lacustres (MHL).....	13
2.2.11 Depósitos Glaciares (PIHg) .....	13
2.2.12 Depósitos Aluviales (PIHa) .....	13
2.3 Volcanismo Actual de la ZVC.....	13
2.4 Volcanes cuaternarios de la zona aledaña al volcán Isluga (PIHv) .....	16
Capítulo 3. Geología local del volcán Isluga .....	20
3.1 Introducción.....	20
3.2 Unidades Geológicas .....	20
3.2.1 Unidades Frailes y Quimsachata (Msvf-Plq) .....	22
3.2.2 Unidad Isluga 1 (Plvi(1)) .....	26
3.2.3 Unidad Isluga 2 (Plvi(2)) .....	29
3.2.4 Unidad Isluga 3 (Plvi(3)) .....	32
3.2.5 Unidad Isluga 4 (Plvi(4)) .....	35
Capítulo 4. Geocronología .....	39
4.1 Metodología.....	39
4.1.1 Procedimiento de Laboratorio Del SERNAGEOMIN para el Método K-Ar.....	39
4.1.2 Procedimiento de Laboratorio Del SERNAGEOMIN para el Método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental .....	40
4.1.3 Procedimiento de Laboratorio Del Argon Geochronology Laboratory, OSU, EE.UU, para el Método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa .....	41
4.2 Resultados de las Edades .....	43
4.2.1 Geocronología en Masa Fundamental .....	44
4.2.2 Geocronología en Plagioclasa.....	51



Capítulo 5. Geoquímica de roca total .....	56
5.1 Introducción .....	56
5.2 Metodología .....	56
5.3 Resultados de la geoquímica de roca total .....	57
5.3.1 Elementos mayores .....	57
5.3.2 Diagramas de variación .....	59
5.3.3 Diagramas Spider .....	64
Capítulo 6. Análisis Mineral.....	67
6.1 Petrografía .....	67
6.1.1 Introducción .....	67
6.1.2 Metodología .....	67
6.1.3 Resultados .....	69
6.2 Geoquímica Mineral .....	98
6.2.1 Introducción .....	98
6.2.2 Metodología .....	99
6.2.3 Resultados .....	100
6.3 Geotermobarometría .....	108
6.3.1 Geotermómetro y geobarómetro de dos piroxenos.....	109
6.3.2 Geotermómetro y geobarómetro de clinopiroxeno–Roca Total .....	111
6.3.3 Geotermómetro y geobarómetro de ortopiroxeno–roca total.....	113
6.3.4 Geotermómetro y geobarómetro de ortopiroxeno–Vidrio .....	116
6.3.5 Fugacidad de Oxígeno en óxidos de Fe–Ti .....	119
6.4 Modelamiento geoquímico .....	120
6.4.1 Modelado de cristalización en equilibrio con el software MELTS.....	120
6.4.2 Modelación de la fusión parcial de la fuente.....	124
Capítulo 7. Discusión.....	127
7.1 Evolución geológica.....	127
7.2 Generación De Los Magmas y su Fuente .....	133
7.2.1 Signatura tipo–adakítica.....	135
7.3 Procesos De Diferenciación.....	141
7.3.1 Termobarometría.....	143
Capítulo 8. Conclusiones.....	147
Capítulo 9. Bibliografía.....	150
<b>Anexos.....</b>	<b>160</b>

## Índice de figuras

Figura 1.1. Volcanes de la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes. ....	2
Figura 1.2. Rutas de acceso a la zona de estudio. ....	6
Figura 2.1. Dominios morfoestructurales en la zona de estudio. ....	7
Figura 2.2. Mapa Geológico regional. ....	9
Figura 2.3. El volcán Isluga dentro de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC). ....	14
Figura 2.4. Alineamiento E-W de los volcanes Isluga, Cabaray, Cibaray, Tata Sabaya y Saxani. ....	17
Figura 2.5. Ilustración esquemática del modelo de dominio cortical norte bajo el domino cortical sur en la zona del gap volcánico Holoceno. ....	17
Figura 2.6. Datos de geoquímica de roca total del volcán Tata Sabaya. ....	19
Figura 3.1. Mapa geológico realizado en este trabajo del volcán Isluga. ....	21
Figura 3.2. Distribución de las unidades Frailes (Msvf) y Quimsachata (Plq). ....	22
Figura 3.3. Detalles de afloramientos de la unidad Frailes. ....	23
Figura 3.4. Fotografías de distintas escalas de afloramiento de la unidad Quimsachata. ....	25
Figura 3.5. Morfología tipo <i>hummocky</i> . ....	26
Figura 3.6. Distribución de las coladas de lava de la unidad Isluga 1. ....	27
Figura 3.7. Unidad Isluga 1 subyaciendo a la unidad Isluga 3 y 4. ....	28
Figura 3.8. Coladas de lava de bloque de la unidad Isluga 1. ....	29
Figura 3.9. Distribución de las coladas de lava pertenecientes a la unidad Isluga 2. ....	30
Figura 3.10. Coladas de lava de la unidad Isluga 2. ....	31
Figura 3.11. Distribución de las coladas de lava pertenecientes a la unidad Isluga 3. ....	32
Figura 3.12. Fotografía de los <i>levées</i> de 3 a 10 m de alto de la unidad Isluga 3. ....	33
Figura 3.13. Coladas de lava de la unidad Isluga 3. ....	34
Figura 3.14. Distribución de la unidad Isluga 4. ....	35
Figura 3.15. Depósitos laháricos de la unidad Isluga 4. ....	37
Figura 3.16. Columna esquemática de uno de los flujos piroclásticos de la unidad Isluga 4. ....	38
Figura 4.1. Espectro de la edad <i>plateau</i> ponderada para la muestra de roca ISL-11 de la unidad Isluga 3. ....	45
Figura 4.2. Diagrama de Isocrona Inversa para la muestra de roca ISL-11 de la unidad Isluga 3. ....	46
Figura 4.3. Espectro de la edad <i>plateau</i> ponderada para la muestra de roca ISM-04 de la unidad Isluga 3. ....	47
Figura 4.4. Diagrama de Isocrona Inversa para la muestra de roca ISM-04 de la unidad Isluga 3. ....	47
Figura 4.5. Espectro de la edad <i>plateau</i> ponderada para la muestra de roca ISM-06 de la unidad Isluga 3. ....	48
Figura 4.6. Diagrama de Isocrona Inversa para la muestra de roca ISM-06 de la unidad Isluga 3. ....	49
Figura 4.7. Espectro de la edad <i>plateau</i> ponderada para la muestra de roca ISL-14 de la unidad Isluga 3. ....	50
Figura 4.8. Diagrama de Isocrona Inversa para la muestra de roca ISL-14 de la unidad Isluga 3. ....	50
Figura 4.9. Espectro de la edad <i>plateau</i> ponderada para la muestra de plagioclasas ISL-07 de la unidad Isluga 2. ....	51

Figura 4.10. Diagrama de Isocrona Inversa para la muestra de plagioclasas ISL-07 de la unidad Isluga 2.....	52
Figura 4.11. Espectro de la edad <i>plateau</i> ponderada para la muestra de plagioclasas ISL-08 de la unidad Isluga 2.....	53
Figura 4.12. Diagrama de Isocrona Inversa para la muestra de plagioclasas ISL-08 de la unidad Isluga 2.....	53
Figura 4.13. Espectro de la edad <i>plateau</i> ponderada para la muestra de plagioclasa ISM-05 de la unidad Isluga 3.....	54
Figura 4.14. Diagrama de Isocrona Inversa para la muestra de plagioclasa ISM-05 de la unidad Isluga 3.....	55
Figura 5.1. Diagrama de TAS (aumentado) de las rocas del volcán Isluga.....	58
Figura 5.2. Serie de alto contenido de potasio de las rocas del volcán Isluga.....	58
Figura 5.3. Diagrama de variación ternario AFM.....	59
Figura 5.4. Diagramas Harker de variación de óxidos versus óxido de sílice.....	61
Figura 5.5. Diagramas de variación de elementos traza versus sílice.....	63
Figura 5.6. Diagramas de REE con valores normalizados a condrito.....	65
Figura 5.7. Diagrama multielementos de todas las unidades del volcán Isluga.....	66
Figura 6.1. Cortes transparentes escaneados para realizar el conteo modal.....	68
Figura 6.2. Plagioclasas de la familia plg 1 y 2 de la unidad Frailes.....	70
Figura 6.3. Plagioclasas de la familia plg 2 y plg3 de la unidad Frailes.....	71
Figura 6.4. Piroxeno de la unidad Frailes, de color verde pálido.....	72
Figura 6.5. Piroxenos de la unidad Frailes con textura glomeroporfírica.....	72
Figura 6.6. Piroxenos de la unidad Frailes.....	73
Figura 6.7. Anfíbolos de la unidad Frailes.....	74
Figura 6.8. Anfíbolos para la unidad Frailes.....	75
Figura 6.9. Masa fundamental de la unidad Frailes.....	76
Figura 6.10. Plagioclasas de la unidad Quimsachata.....	77
Figura 6.11. Cristales de piroxenos con borde de anfíbolos.....	78
Figura 6.12. Cristales de anfíbolos con textura poiquilítica y oikocristales de clinopiroxenos.....	78
Figura 6.13. Contenido de plagioclasa para la unidad Isluga 1.....	79
Figura 6.14. Contenido de piroxenos para la unidad Isluga 1.....	80
Figura 6.15. Contenido de anfíbola para la unidad Isluga 1.....	80
Figura 6.16. Plagioclasas de la unidad Isluga 1.....	81
Figura 6.17. Piroxenos de la unidad Isluga 1.....	83
Figura 6.18. Piroxenos de la unidad Isluga 3 con embahiamientos.....	83
Figura 6.19. Anfíbolos de la unidad Isluga 1.....	84
Figura 6.20. Microcristalinidad que contiene a plagioclasa y anfíbolos.....	85
Figura 6.21. Contenido de plagioclasa para la unidad Isluga 2.....	86
Figura 6.22. Contenido de piroxenos para la unidad Isluga 2.....	86
Figura 6.23. Contenido de anfíbola para la unidad Isluga 2.....	87
Figura 6.24. Plagioclasas de la unidad Isluga 2.....	88
Figura 6.25. Plagioclasas de la unidad Isluga 2.....	89
Figura 6.26. Plagioclasas de la unidad Isluga 4.....	90
Figura 6.27. Anfíbolos de la unidad Isluga 2.....	91
Figura 6.28. Piroxenos de la unidad Isluga 2.....	92
Figura 6.29. Porcentaje de plagioclasa para las muestras de roca de la unidad Isluga 3.....	93

Figura 6.30. Porcentaje de anfibola para la unidad Isluga 3.....	94
Figura 6.31. Porcentaje de piroxenos para la unidad Isluga 3.....	94
Figura 6.32. Minerales de la unidad Isluga 3.....	96
Figura 6.33. Asociación mineral de la muestra de roca ISM-07.....	97
Figura 6.34. Clasificación química de plagioclasas en diagrama ternario Ab-An-Or.....	100
Figura 6.35. Diagramas de variación de la composición de anortita en plagioclasas analizadas de la unidad Isluga 2 e Isluga 3.....	101
Figura 6.36. Imagen de electrones retrodispersados.....	102
Figura 6.37. Diagrama ternario de Enstantita-Ferrosilita-Wollastonita (Mg-Fe-Ca) utilizado para la clasificación de los piroxenos del volcán Isluga.....	103
Figura 6.38. Imagen SEM, donde se muestra la zonación inversa de un piroxeno de la muestra de roca ISL-14, de la unidad Isluga 3.....	104
Figura 6.39. Imagen SEM de la muestra de roca ISL-04, de la unidad Isluga 2 de dos de óxidos de Fe-Ti. Tmg: Titanomagnetita e Ilm: Ilmenita.....	105
Figura 6.40. Diagrama de clasificación de los óxidos Fe-Ti (modificado de Butler y Butler (1992)), según las distintas unidades del volcán Isluga.....	106
Figura 6.41. Imágenes SEM comparando el porcentaje de menor y mayor cantidad de vidrio.....	107
Figura 6.42. Diagramas de TAS con los resultados analíticos del vidrio.....	107
Figura 6.43. Resultados del modelo de temperatura con el termómetro de dos piroxenos.....	109
Figura 6.44. Geobarómetro de dos piroxenos. Las muestras que se diagraman fueron las que superan el <i>test</i> de equilibrio.....	110
Figura 6.45. Gráfico de los componentes de clinopiroxeno para el <i>test</i> de equilibrio entre clinopiroxeno (cpx)-roca total(líquido).....	111
Figura 6.46. Resultados del modelo de temperaturas realizado para el geotermómetro de clinopiroxeno-roca total.....	112
Figura 6.47. Resultados del modelo de presiones realizado para el geobarómetro de clinopiroxeno-roca total.....	113
Figura 6.48. Diagrama de Rhodes (1979) para definir el equilibrio del geotermobarómetro de ortopiroxeno-roca total.....	114
Figura 6.49. Resultados del modelo de temperaturas realizado para el geotermómetro de ortopiroxeno-roca total.....	115
Figura 6.50. Resultados del modelo de presiones realizado para el geobarómetro de ortopiroxeno-roca total.....	115
Figura 6.51. Diagrama de Rhodes (1979) para definir el equilibrio del geotermobarómetro de ortopiroxeno-vidrio.....	116
Figura 6.52. Resultados del modelo de temperaturas realizado para el geotermómetro de ortopiroxeno-vidrio.....	117
Figura 6.53. Resultados del modelo de presiones realizado para el geobarómetro de ortopiroxeno-vidrio.....	117
Figura 6.54. Diagrama de resultados geotermobarométría, donde se encuentran todos los termobarómetros utilizados.....	118
Figura 6.55. Temperatura y $fO_2$ estimadas para los óxidos de Fe-Ti.....	119
Figura 6.56. Modelo de cristalización en equilibrio para las rocas del volcán Isluga.....	122
Figura 6.57. Fases minerales cristalizadas en el modelado de la geoquímica de roca total, comparadas con los análisis de SEM a los minerales del volcán Isluga.....	123

Figura 6.58. Modelo multielemento de fusión parcial para la muestra de roca ISL-16, unidad Isluga 1, ilustrando como los patrones de la fusión parcial de una fuente de eclogita (según Barth et al., 2001) pueden de cierta manera recrear el patrón de la muestra elegida. La composición de la normalización a condrito según Sun y McDonough (1989). .....	126
Figura 7.1. Diagrama de comparación de tasas eruptivas de las unidades del volcán Isluga. ....	130
Figura 7.2. Comparación de tasas eruptivas entre volcanes predominantemente efusivos, modificado de Klemetti y Grunder (2008). ....	132
Figura 7.3. Diagrama de comparación de SiO <sub>2</sub> vs K <sub>2</sub> O entre los volcanes cuaternarios de la ZVC (datos de Mamani et al. (2010) y sus referencias) y los datos geoquímicos de este estudio. ....	133
Figura 7.4. Diagrama multielementos de todas las unidades del volcán Isluga y los volcanes de la ZVC (datos basados en Mamani et al., 2010 y sus referencias) con valores normalizados a EMORB Según Sun y McDonough (1989). ....	134
Figura 7.5. Diagramas de REE de todas las unidades del volcán Isluga y los volcanes de la ZVC (datos basados en Mamani et al., 2010 y sus referencias) con valores normalizados a condrito según los valores de Sun y McDonough (1989). ....	135
Figura 7.6. Diagrama discriminantes para adakitas de Sr/Y vs Y y La/Yb vs Yb. ....	137
Figura 7.7. Diagrama de isotopos de <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd vs <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr con las composiciones entre MORB, IAB y las zonas volcánicas de los andes (ZVS, SVN y CVZ) según Davidson et al. (1991). Los datos del diagrama basados en Mamani et al. (2010). ....	138
Figura 7.8. Compilación de rocas de los andes centrales del norte (18°-26° S) realizada por Richards y Kerrich (2007). ....	139
Figura 7.9. Diagrama de resultados termobarometría, donde se encuentran todos los termobarómetros utilizados, así como el rango de temperatura utilizado en el modelado de cristalización en equilibrio. ....	145
Figura 7.10. Modelo petrogenético del volcán Isluga. ....	146

## Índice de Tablas

Tabla 4.1 Resumen de las edades por el método K–Ar. ....	43
Tabla 4.2 Resumen de las edades realizadas en este trabajo por el método Ar–Ar. ....	44
Tabla 6.1. Conteo modal para la unidad Frailes. ....	69
Tabla 6.2. Conteo modal para la unidad Quimsachata. ....	76
Tabla 6.3. Conteo modal de la unidad Isluga 4. ....	97
Tabla 7.1. Características de las distintas fases eruptivas del volcán Isluga. ....	128
Tabla 7.2. Comparación entre los parámetros de definición de adakitas y las rocas del volcán Isluga. (1) Defant y Drummond (1990) (2) tomado de Wörner et al. (2000) ....	136

# Capítulo 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

El volcán Isluga se localiza en la Zona Volcánica Central, uno de los cuatro segmentos volcánicos activos de los Andes, los cuales corresponden a la Zona Volcánica Norte (ZVN: 6–8° S), Zona Volcánica Central (ZVC: 16–28° S), Zona Volcánica Sur (ZVS: 33–46° S) y Zona Volcánica Austral (ZVA: 49–56° S). A las ZVN, ZVC y ZVS las separa segmentos de subducción plana o *flat-slab*, y se distribuyen a lo largo del margen de placas convergentes de América del Sur, donde la Placa de Nazca se subduce bajo la Placa Sudamericana. Dentro de estas zonas o segmentos volcánicos, la ZVC es anómala debido al espesor extremadamente grueso, de 60 a 70 km, de la corteza continental (Stern et al., 2007). A causa de las complejidades inherentes a la localización real de las firmas del manto y la corteza en este entorno geológico anómalo, los procesos magmáticos dentro de la ZVC no se conocen en detalle.

En la ZVC la actividad volcánica cenozoica tardía se inició durante el Mioceno (Baker y Francis, 1978). Se distinguen dos períodos eruptivos con marcadas diferencias tanto en su composición como su estilo. Durante el primer período (Cretácico Medio al presente), se desarrollaron grandes estratovolcanes, formados por erupciones que emitieron productos de composición esencialmente andesítica. Los mayores volúmenes volcánicos fueron eruptados durante el Plioceno y Pleistoceno. Un segundo período se desarrolló durante el Mioceno inferior–Pleistoceno superponiéndose en el tiempo con el volcanismo andesítico. Este se caracterizó por generar depósitos de ignimbritas riódacíticas de gran escala regional (e.g. Francis y Rundle, 1976, Lahsen, 1976, Marinovic y Lahsen, 1984, Montgomery y Rosko, 1996, Polanco y Gardeweg, 2000; Ahumada y Mercado, 2008). El volcán Isluga es el resultado de la actividad asociada al primer período.

Por otra parte, la investigación en la ZVC se ha centrado en estudios a escala regional de centros volcánicos cuaternarios (e.g. Rogers y Hawkesworth, 1989; Wörner et al., 1992a) en los que se trata de comprender las grandes variaciones de los volcanes en esta zona. Los estudios detallados de campo, geoquímicos, y mineralógicos no han completado toda el área de la ZVC.

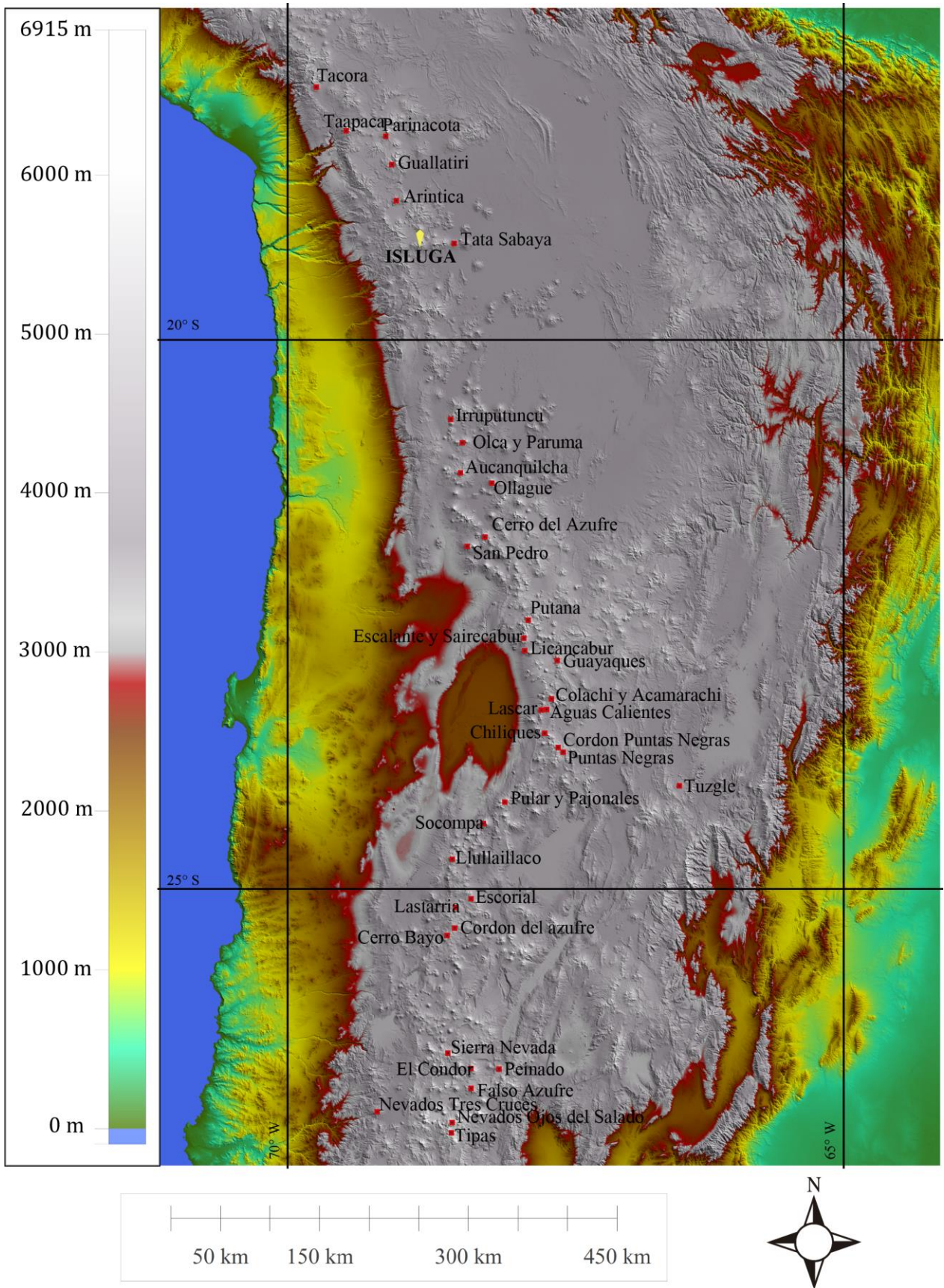



Figura 1.1. Volcanes de la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes. El símbolo  amarillo es el volcán Isluga



Estudios individuales de los volcanes (Figura 1.1) incluyen: Tacora (Clavero et al., 2006); Parinacota (Wörner et al., 1988, 1992a; Clavero et al., 2002, 2004a), Taapaca (Clavero et al., 2004b), Guallatiri (García et al., 2004), Irruputuncu (Clavero et al., 2005), Aucanquilcha (Grunder et al., 2004), Ollagüe (Feeley et al., 1993; Feeley y Davidson, 1994; Clavero et al., 2004c), San Pedro (Francis et al., 1974; O'Callaghan y Francis, 1986), Licancabur (Figuroa, 2001), Lascar (Matthews et al., 1994, 1997, 1999; Gardeweg et al., 1998b), Socompa (Francis et al., 1985; van Wyk de Vries et al., 2001), Lullillaco (Gardeweg et al., 1984; Richards y Villeneuve, 2001), Lastarria (Naranjo y Francis, 1987; Naranjo, 1988, 1992;), Cerro Bayo (Naranjo, 1988), Sierra Nevada (Clavero et al., 1997), Nevado Ojos del Salado (González-Ferrán et al., 1985; Baker et al., 1987; Gardeweg et al., 1998a) y Nevado Tres Cruces (Gardeweg et al., 2000).

El volcán Isluga es un centro volcánico poco estudiado, al que únicamente se le ha mencionado brevemente en varios trabajos como Casertano (1963) y Deruelle (1982), donde se realiza un resumen de los volcanes andinos activos, describiendo al volcán Isluga con actividad reciente, atribuyéndole erupciones magmáticas y freatomagmáticas en los años 1868, 1869, 1877 y 1878, y erupciones menores en 1863 y 1885. Asimismo, observan actividad freatomagmática el 02 de diciembre del año 1960 y describen depósitos de azufre en su base.

De Silva y Francis (1991) y González-Ferrán (1995), describen al volcán Isluga como un volcán activo que se localiza en el extremo oeste de una cadena volcánica Pleistoceno-Holoceno de orientación W-E dentro de la cual se encuentran los volcanes Cabaray, Cibaray, Tata Sabaya y Saxani, constituidos de numerosos lava-domos y cráteres parásitos. Dentro de esta cadena los únicos con actividad Holocena reportada son los volcanes Isluga y Tata Sabaya.

Dentro de los estudios de evolución magmática y tectónica de los Andes Centrales, Wörner et al. (1994, 2000) caracteriza al volcán Isluga como un complejo volcánico amplio y alargado con presencia de fumarolas, erupciones freatomagmáticas y flujos de lava Holocenos. Concluyendo que el Isluga (como el Aucanquilcha) probablemente ha permanecido activo de forma intermitente desde 1 a 1,5 Ma. Con respecto a las tasas eruptivas, Wörner et al. (2000) indica que son bajas y que la inyección de magma en profundidad es baja. Como resultado, estos volcanes son alimentados por un sistema

magmático de baja temperatura y establecen cámaras magmáticas de larga vida en la corteza.

El propósito del presente estudio es conocer la evolución geológica detallada del volcán Isluga, para poder definir su evolución magmática, mediante la determinación de las características morfológicas, petrográficas, geocronológicas y químicas, en el contexto de la Zona Volcánica Central de los Andes.

El Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) de Chile se encuentra desarrollando el levantamiento cartográfico geológico a escala 1: 100.000, en el marco del Plan Nacional de Geología y se pretende abarcar dentro del periodo de los años 2011–2020 desde la Región de Arica y Parinacota hasta la Región del General Carlos Ibáñez del Campo, para poder así divulgar el conocimiento geocientífico. Dado lo ambicioso de esta tarea, el SERNAGEOMIN ha debido ir externalizando varias de las cartas geológicas comprometidas y, es por ello que encargó al Departamento de Geología de la Universidad de Chile, realizar algunas de estas cartas del Norte de Chile, dentro del cual se encuentra la Carta Geológica Volcán Isluga–Pisiga donde queda incluido el volcán Isluga. En este contexto se obtuvieron los recursos para poder realizar esta tesis de Magíster.

## 1.2 OBJETIVOS

### General

- Proponer un modelo de evolución geológica y magmática del volcán Isluga en el contexto de la Zona Volcánica Central de los Andes.

### Específicos

- Limitar espacial y temporalmente las distintas etapas evolutivas del volcán Isluga.
- Determinar los procesos que controlan la génesis y composición de los magmas que dan origen a este centro eruptivo.
- Estimar los parámetros físicos del reservorio magmático.

## 1.3 METODOLOGÍA GENERAL

En cada capítulo se explica de manera detallada la metodología específica. Sin embargo, en este apartado se expone la metodología general para cumplir los objetivos de esta investigación.

Se realizó la interpretación de fotografías aéreas Geotec a escala 1:50.000 del año 1997 del Servicio Aerofotométrico de la Fuerza Aérea de Chile (SAF) y alrededores, con el objetivo de identificar la distribución de las unidades, para así confeccionar un mapa preliminar en base a la fotointerpretación.

Asimismo, se realizaron cuatro campañas de terreno para recolectar muestras de rocas e información de las distintas unidades que constituyen el volcán Isluga que sumaron un total de 12 días efectivos:

- 1- Campaña entre los días 16 y 20 de diciembre 2011.
- 2- Campaña del 16 al 20 de julio 2012.
- 3- Campaña del 18 al 21 de diciembre 2012.
- 4- Campaña del 11 al 14 de mayo 2013.

El trabajo de campo consistió en el levantamiento y descripción detallada de los diferentes afloramientos en las laderas del volcán Isluga. Una vez identificadas las características fundamentales de cada afloramiento, se procedió a recolectar muestras de rocas representativas de las rocas para los distintos tipos de análisis. Esto se realizó de manera sistemática de acuerdo a las características de cada afloramiento.

En total se colectaron 44 muestras de rocas volcánicas, a las cuales se le realizaron análisis geoquímico de roca total y elaboración de cortes transparentes, se utilizaron 8 de estos cortes para química mineral en SEM como resultados preliminares debido a que no se realizaron análisis de microsonda. Además, 7 muestras de rocas para datación radiométrica mediante el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

#### 1.4 UBICACIÓN Y MEDIOS DE ACCESO

La zona de estudio se ubica en la Comuna de Colchane, en la Región de Tarapacá, en el Norte de Chile, en las coordenadas 19° 09' S y 68°50' W.

El acceso a la zona de estudio se realiza desde Iquique (Figura 1.2) utilizando la carretera A-16 hacia el oeste, siguiendo luego la Ruta 5 al norte hasta el pueblo de Huara, continuando por la ruta internacional A-15 por 160 km, hasta la localidad de Colchane coincidente con el paso fronterizo Colchane-Pisiga. Por último, desde esta localidad se puede optar por varios caminos no pavimentados como el A-493, A-95 y A-941 para acceder al volcán Isluga.

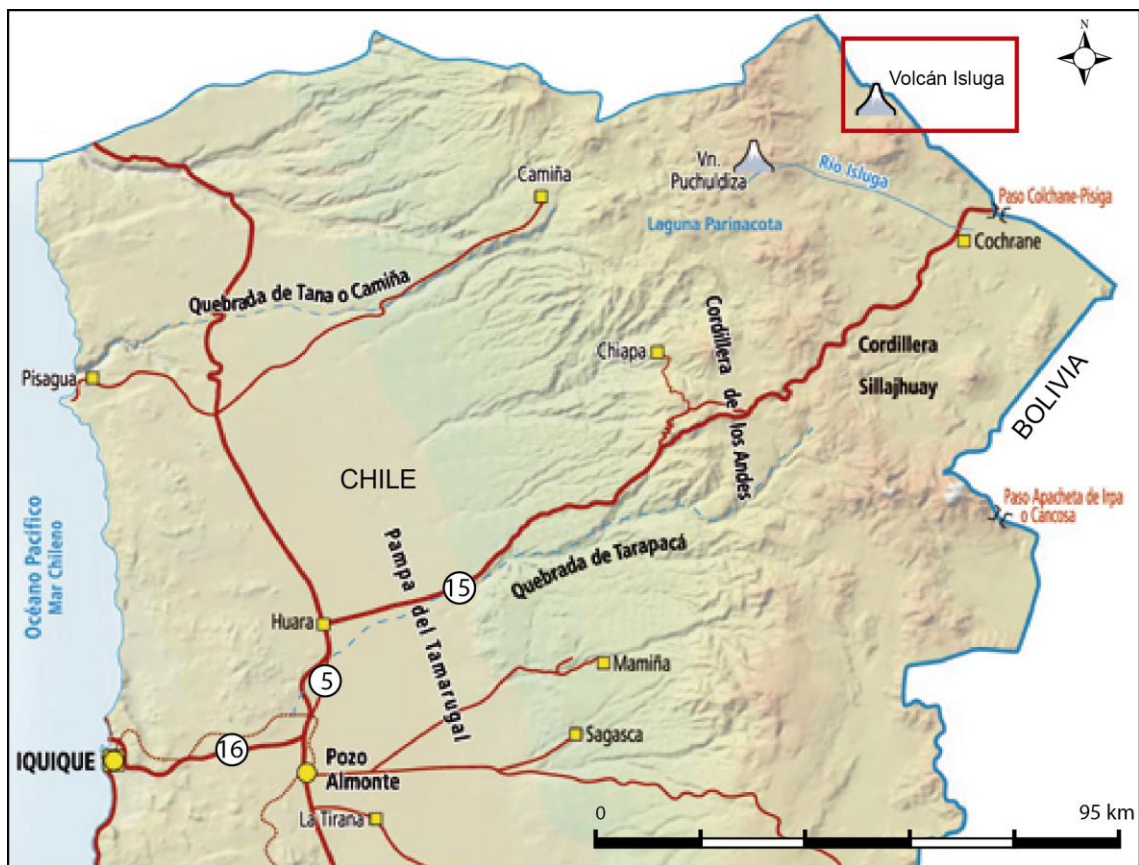


Figura 1.2. Rutas de acceso a la zona de estudio (modificado de [www.mop.cl](http://www.mop.cl)). El recuadro rojo representa la ubicación del volcán Isluga.

# Capítulo 2. MARCO REGIONAL DEL VOLCANISMO Y GEOLOGÍA REGIONAL

## 2.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describen los principales antecedentes geológicos regionales del norte de Chile entre los 18°–20°S, a fin de contextualizar el volcán Isluga a escala regional y local.

La Cordillera de los Andes es un rasgo morfoestructural de primer orden a lo largo del margen occidental de América del Sur, el cual es un ejemplo de subducción no colisional (Dewey y Bird, 1970).

A los 19° S los dominios morfoestructurales se dividen en: la Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Occidental (dentro de la cual se ubica el volcán Isluga), Altiplano, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas (Figura 2.1).

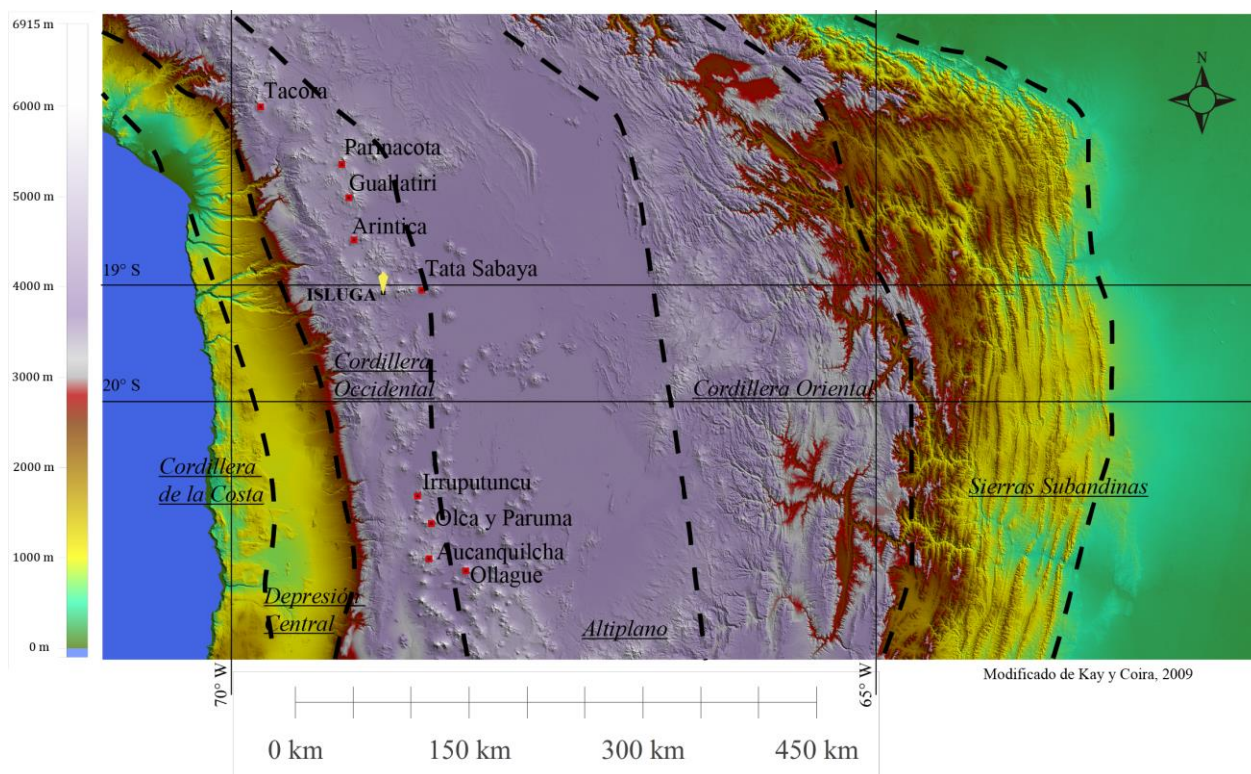


Figura 2.1. Dominios morfoestructurales en la zona de estudio, dominios trazados en base a Kay y Coira (2009). Leyenda de alturas en la Figura 1.1.

Según González (1995); Tassara y Yañez (2003); Stern (2004) y Stern et al. (2007) el volcán Isluga se encuentra ubicado en los Andes Centrales, en el segmento del Altiplano (15°–23° S). Las unidades morfoestructurales de este segmento se encuentran curvadas en

torno al oroclino boliviano, presentan un ancho oeste-este de máximo 700 km, y el mayor espesor cortical en un margen de subducción. Asimismo, la Cordillera Occidental coincide con la Zona Volcánica Central, en la que se encuentra el arco magmático actual y el Altiplano, la segunda meseta más alta a nivel mundial (Isacks, 1988). En esta zona la tasa de subducción es de 7–9 cm/año (DeMets et al., 1990), con un vector de convergencia orthogonal (Pilger, 1980) y un ángulo de subducción de 25° (Cahill y Isacks, 1992).

## 2.2 UNIDADES ESTRATIFICADAS

A continuación se describen las unidades de rocas estratificadas que constituyen el basamento o sustrato del área donde se edifica el volcán Isluga.

### 2.2.1 FORMACIONES QUEBRADA MALA, LLANTA, HORNITOS (KS2C)

(Cretácico Superior)

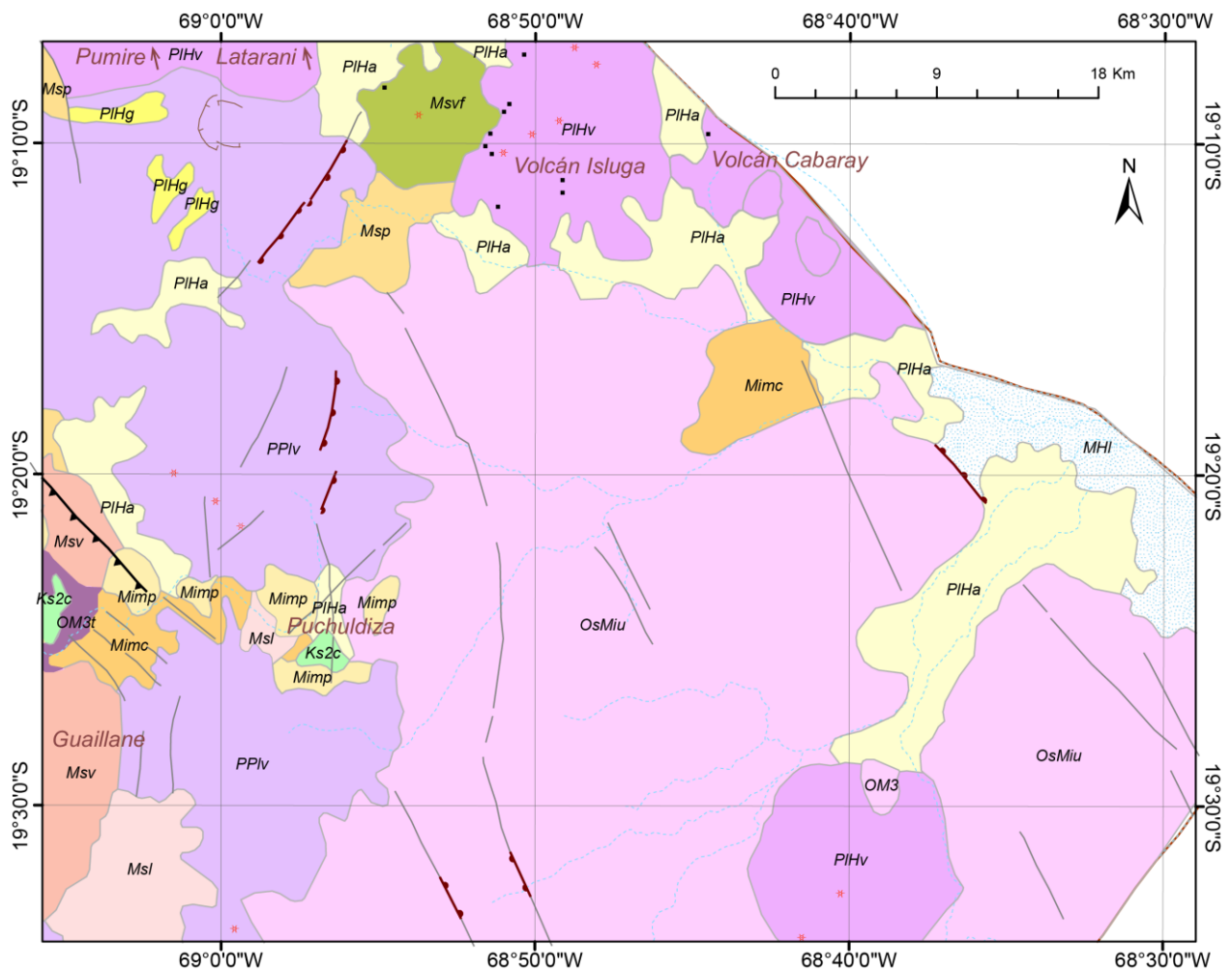
Consiste en las formaciones como Quebrada Mala, Llanta, Hornitos que corresponden a secuencias volcano-sedimentarias continentales constituidas por rocas epiclásticas y piroclásticas riolíticas y coladas de lava andesíticas. En el sector de interés aflora en la Precordillera (Figura 2.2).

### 2.2.2 FORMACIÓN CHURICOLLO (OM3T)

(Oligoceno superior)

La Formación Churicollo (OM3t, Figura 2.2) fue definida por Lahsen (1973) como una unidad sedimentaria compuesta de 100 m de areniscas líticas verde-azulosas. Posteriormente Ortiz et al. (2008) la subdividieron en dos miembros: uno inferior compuesto por 200 m de tobas fuertemente soldadas y, uno superior que corresponde a la unidad original.

Esta formación sólo se observa en el sector de Puchuldiza siendo la unidad más antigua en ese sector, sin embargo en la zona del volcán Isluga no aflora esta unidad. Está concordantemente cubierta por la Formación Utayane. Además, la base de la unidad se encuentra en contacto tectónico mediante falla inversa y a la vez cubierta por coladas del volcán Guailleane (Cortés et al., en edición).



**Legenda y simbología**

- |                           |                               |       |
|---------------------------|-------------------------------|-------|
| — Límites Internacionales | PIHg                          | Msl   |
| --- Río                   | PIHa                          | Msvf  |
| * Centro volcánico        | PIHv (Plvc - Plvi en Fig 3.1) | Mimp  |
| — Caldera                 | MHI                           | Mimc  |
| — Falla                   | PPlv                          | OsMiu |
| ▲▲▲ Falla inversa         | Msp                           | OM3t  |
| —●— Falla normal          | Msv                           | Ks2c  |
| • Daticiones              |                               |       |
| ■ Salar                   |                               |       |

Figura 2.2. Mapa Geológico regional. Modificado de SERNAGEOMIN (2003). Ks2c: Formaciones del Cretácico Superior, OM3t: Depósitos del Oligoceno, OsMiu: Depósitos Oligoceno Superior–Mioceno Inferior, Mimc: Depósitos del Mioceno–Plioceno, Mimp: Depósitos del Mioceno Inferior–Medio, Msv–Msvf: Volcanismo del Mioceno, Msl: Depósitos del Mioceno Superior, Msp: Depósitos del Mioceno Superior–Plioceno, PPlv: Volcanismo del Plio–Pleistoceno, MHI: Depósitos lacustres del Mioceno–Pleistoceno al Holoceno, PIHg: Depósitos Pleistoceno–Holoceno, PIHa: Depósitos aluviales del Pleistoceno–Holoceno, PIHv; Volcanismo del Pleistoceno–Holoceno (Volcanes Isluga y Cabaray).



### 2.2.3 FORMACIÓN UTAYANE (OSMIU)

(Oligoceno Superior–Mioceno Inferior)

La Formación Utayane (Figura 2.2, Figura 3.1) fue definida por Lahsen (1973). La describe como un paquete masivo y compacto de tobas de ceniza y lapilli, en su mayoría vítreas de carácter dacítico a riolítico, expuestas en decenas a centenas de metros y de colores que varían entre el blanco grisáceo y el rosado pálido.

En la columna tipo se distinguen tres niveles: un nivel inferior constituido por ignimbritas de color gris blanquecino bien soldadas y vítreas en cuya base se presentan areniscas blancas cuarzosas tobáceas. Un nivel medio constituido por ignimbritas grisáceas en parte violáceas o rosadas, también fuertemente soldadas. Y un nivel superior de ignimbritas poco soldadas de color blanco amarillento. La Formación Utayane corresponde para este estudio el basamento local. Hacia el techo, la unidad es subyacida en discordancia angular y de erosión por las formaciones Chojña Chaya, Condoriri y la Serie de Mauque. Además, con éstas, la Formación Utayane se encuentra en contacto mediante fallas inversas de carácter local y regional (Cortés et al., en edición).

### 2.2.4 FORMACIÓN CONDORIRI (MIMC)

(Mioceno Inferior–Medio)

Definida por Lahsen (1973), la Formación Condoriri (Mimc, Figura 2.2, Figura 3.1) constaba de dos miembros: uno inferior conformado por una sucesión de ignimbritas; y uno superior de andesitas porfíricas. Posteriormente, Lahsen (1978) excluyó el miembro superior asignándolo como el miembro inferior de la Formación Puchuldiza. De este modo, la redefinición de la Formación Condoriri (Mimc, Figura 2.2) la constituye una unidad básicamente compuesta de tobas de lapilli y ceniza de afinidad composicional riolítica, que se exponen de tonalidades rosáceas, grisáceas y anaranjadas. No obstante, Ortiz et al. (2008) señalan que los últimos 2 a 4 m del techo se observan areniscas epiclásticas con abundante pómez retrabajadas.

La Formación Condoriri sobreyace en leve discordancia angular a las formaciones Utayane y Chojña Chaya aunque se observa algunos sectores donde el contacto es aparentemente concordante. Hacia su base, la unidad está subyacida en discordancia por coladas no deformadas de los complejos volcánicos Cerro Pumire e Isluga (Cortés et al., en edición).



La unidad se caracteriza por presentar capas 1,5 a 10 m de tobas de lapilli con líticos de hasta 20 cm (40 a 70% en volumen). Estos clastos son fragmentos de andesitas subangulosos y de riolitas bandeadas acompañados, en menor proporción, de pómez y fenocristales de cuarzo y biotita.

Las ignimbritas que componen la Formación Condoriri se interpretan como productos de volcanismo explosivo ácido depositados en cuencas de intra-arco (Cortés et al., en edición).

#### 2.2.5 FORMACIÓN PUCHULDIZA (MIMP)

(Mioceno Inferior-Medio)

La Formación Puchuldiza (Figura 2.2) fue definida originalmente por Lahsen (1973) y contiene dos miembros. Un miembro inferior que consiste de andesitas, y menor proporción dacitas y andesitas dacíticas de textura porfíricas de grano fino constituidas por fenocristales de hornblenda, clinopiroxeno y ortopiroxeno, que juntos no superan el 30% en volumen. En el sector de Puchuldiza es posible apreciar entre las andesitas capas de depósitos piroclásticos de bloques y ceniza (*block and ash deposit*) de 50 a 80 cm de espesor, compuestas de fragmentos de andesitas subangulosos. Por otra parte, el miembro superior corresponde a tobas de ceniza y lapilli principalmente vítreas, de afinidad composicional dacítica, con *fiammes* de hasta 10 cm de largo. Su mineralogía representativa está compuesta de plagioclasa y biotita alterada a mica blanca (Ortiz et al., 2008). Ambos miembros de la Formación Puchuldiza sobreyacen en aparente concordancia a las ignimbritas de la Formación Condoriri y a la Formación Utayane. La unidad está sobrepuesta en discordancia de erosión por la Formación Lupe y, en discordancia por los edificios volcánicos Latarani-Macurquima, Guailane y Cariquima (Cortés et al., en edición).

#### 2.2.6 VOLCANISMO DEL MIOCENO (MSV, MSVF)

(Mioceno Superior)

La unidad informal de Volcanismo del Mioceno (Msv, Msvf, Figura 2.2; Figura 3.1) corresponden a basaltos y andesitas basálticas macizas y porfíricas de grano fino de clinopiroxeno y subordinadamente olivino. Los minerales se encuentran levemente alterados a óxidos de hierro, esmectita y opacos. Se presentan vesículas que alcanzan el 10% en volumen (Ortiz et al., 2008).

### *2.2.7 FORMACIÓN LUPE (MSL)*

(Mioceno Superior)

Unidad definida por Lahsen (1973) en el sector de Puchuldiza y constituida de dos miembros. El miembro inferior está constituido de areniscas de grano medio a grano muy grueso, areniscas conglomerádicas y conglomerados de clastos muy finos a muy gruesos o de bolones. Se dispone en discordancia angular y de erosión sobre las rocas volcánicas de las formaciones Guacalliri, Puchuldiza, Condoriri y Utayane. A la vez, subyace de forma concordante a la Ignimbrita Pumiri y a los edificios volcánicos Guailleane y Latarani.

El miembro superior de la Formación Lupe (Msl, Figura 2.2) se conforma por un nivel piroclástico de 40 m que se expone reducidamente en el sector de Puchuldiza, en el borde sur de la quebrada homónima. Se dispone aparentemente horizontal sobre el miembro inferior y está cubierto por coladas provenientes del volcán Guailleane (Cortés et al., en edición).

### *2.2.8 IGNIMBRITA PUMIRI (MSP)*

(Mioceno Superior)

La unidad informal Ignimbrita Pumiri (Msp, Figura 2.2; Figura 3.1) se conforma de tobas de lapilli vítreas, con presencia de soldamiento moderado, cuyos cristales corresponden principalmente a cuarzo, plagioclasa y biotita. Se distribuye como un manto levemente deformado de tobas de ceniza que cubre en concordancia a los depósitos sedimentarios de la Formación Lupe y en discordancia angular a la Formación Utayane (Cortés et al., en edición).

### *2.2.9 VOLCANES DEL PLIO-PLEISTOCENO (PPLV)*

(Plio-Pleistoceno)

La unidad informal Volcanes del Plio-Pleistoceno corresponde a una serie de edificios volcánicos dispuestos en una franja NNW-SSE que se sitúan al Oeste del área (PPLV, Figura 2.2). Se conforman de coladas de lava poco diferenciadas con productos de afinidad composicional andesítico a riodacítico y que no son claramente atribuibles a sus centros eruptivos, por lo que se agrupan en distintos grupos volcánicos. Parte de las coladas se presentan erosionadas por la acción glaciaria pleistocena-holocena que actualmente conforman pequeños valles glaciares (Cortés et al., en edición).

### *2.2.10 DEPÓSITOS LACUSTRES (MHL)*

(Mioceno–Holoceno)

La unidad Depósitos Lacustres está conformada por depósitos de carbonatos fuertemente compactados y adheridos en las laderas de los cerros que bordean el Salar de Coipasa (MHL, Figura 2.2). Asimismo, son depósitos de limos y lutitas blancas y grisáceas claras pobremente consolidados y de origen lacustre, acompañados de sales tales como halita y yeso no cristalizadas. Dentro de los sedimentos es posible encontrar fósiles calcáreas de gastrópodos de 1,5 mm de tamaño, con una edad tentativa aproximada de 18 ka (Cortés et al., en edición).

### *2.2.11 DEPÓSITOS GLACIARES (PLHG)*

(Pleistoceno–Holoceno)

Los Depósitos Glaciares corresponden a morrenas laterales presentes en los volcanes de la zona, direccionadas hacia el este. En consecuencia, son fragmentos no consolidados de dacita a andesita, redondeados que varían en tamaño desde 10 cm hasta 4 m aproximadamente (Cortés et al., en edición).

### *2.2.12 DEPÓSITOS ALUVIALES (PLHA)*

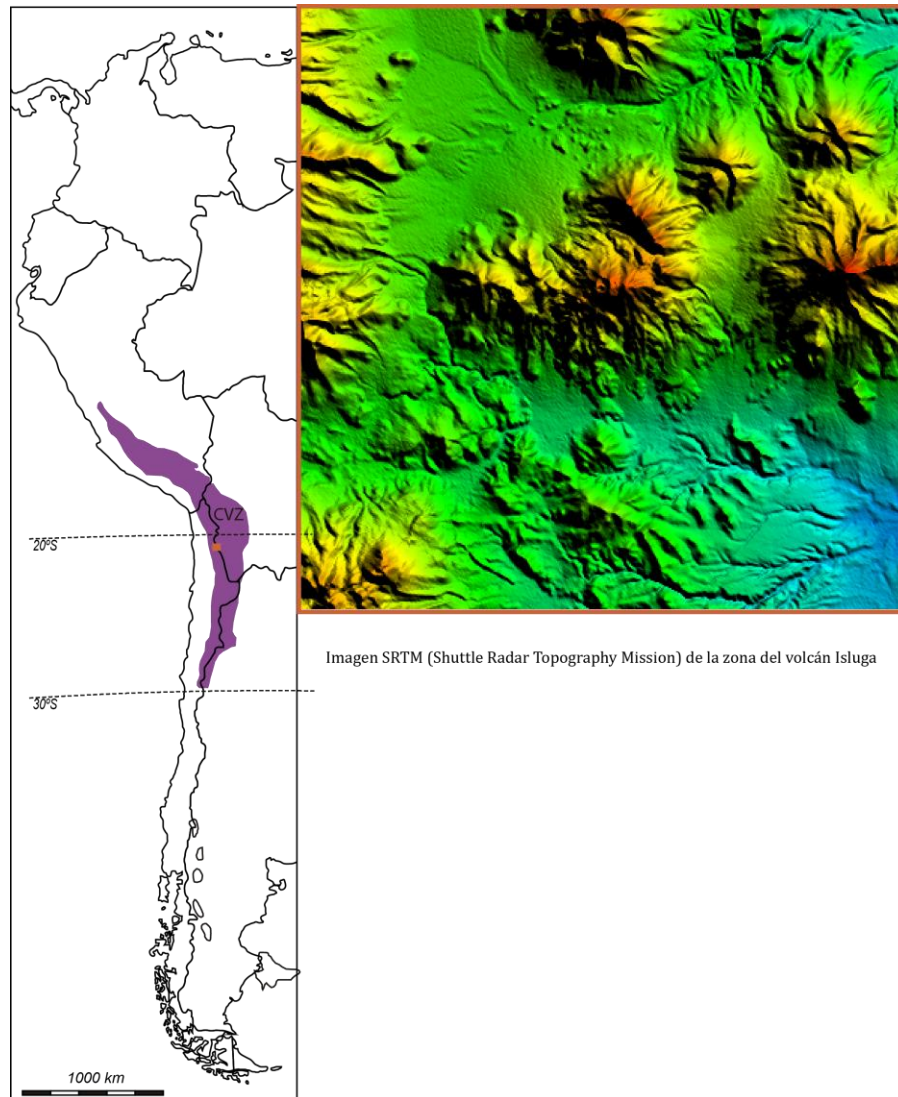
(Pleistoceno–Holoceno)

Los depósitos Aluviales corresponden a depósitos no consolidados constituidos principalmente por rocas volcánicas. Gran parte de éstos corresponden a fragmentos de los volcanes cerro Pumire e Isluga, depositados en abanicos aluviales. Los clastos se presentan rojizos y con una forma redondeada, y varían entre 0,1 a 5 cm con un tamaño modal de 2 cm (Cortés et al., en edición).

## **2.3 VOLCANISMO ACTUAL DE LA ZVC**

La actividad volcánica de la ZVC de los Andes es prácticamente continua desde el Paleozoico al presente. El volcanismo relacionado al arco volcánico actual se inició durante el Oligoceno tardío (Jiménez et al., 2009). La parte central de la Cordillera de los Andes se caracteriza por poseer dos cadenas montañosas divididas por una meseta, el Altiplano (Figura 2.1). Esta región es una gran provincia volcánica de edad cenozoica superior. Los estratovolcanes, localizados en la Cordillera Occidental, están constituidos por productos de

composición principalmente andesíticas. Igualmente, se encuentran grandes extensiones de ignimbritas riolíticas, que se extienden dentro del Altiplano y hasta la Cordillera Oriental (Baker y Francis, 1978).



**Figura 2.3.** El volcán Isluga dentro de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC). La ZVC, basada en De Silva and Francis (1991) en área purpura, la imagen SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) representa el área del recuadro naranja.

El frente volcánico actual se ubica en la Cordillera Occidental, a aproximadamente 230 km de distancia de la trinchera entre la placa Nazca y Suramericana está localizada a  $115 \pm 5$  km sobre la zona Wadati–Benioff (England et al., 2004).

Tres componentes distintos se hallan presentes en la ZVC (i) una zona bien definida de volcanismo andesítico calco–alcalino, que define la clásica Cordillera de los Andes, (ii) una dispersión volumétricamente insignificante de volcanes de tras–arco calco–alcalinos de alto contenido de K hasta shoshoníticos y (iii) una zona difusa de volcanismo silíceo

voluminoso, caracterizado por grandes erupciones con calderas ignimbríticas como Cerro Galán. En algunas zonas, amplias ignimbritas subyacen a los volcanes de (i). La mayoría de ellos se derivan de centros ubicados al este de la Cordillera (Francis y Hawkesworth, 1994).

Los volcanes de la ZVC se caracterizan por ser estratovolcanes jóvenes con cráteres centrales, domos de larga vida y conjuntos de estratoconos o centros de domos simples dacíticos. También se observan pequeños conos de escoria monogenéticos asociados a flujos de lava (<5000 años) (Delacour et al., 2007; De Silva y Francis, 1991). Aparte de los centros monogenéticos de pequeño volumen, las coladas de lava de los estratovolcanes mayores consisten generalmente de andesitas porfíricas a dacitas mayormente sin alteraciones y la masa fundamental es parcialmente de vidrio. Las fases principales de fenocristales son de hornblenda, clinopiroxeno y plagioclasa (De Silva y Francis, 1991).

Eventos volcánicos recientes en la ZVC se reportan en los volcanes Lascar, Guallatiri, Isluga, Irruputuncu y San Pedro (De Silva y Francis, 1991; Gardeweg y Medina, 1994; Céspedes et al., 2004). Los volcanes Tacora, Olca, Ollagüe, Putana y Lastarria (Figura 1.1) presentan actualmente desgasificación en fumarolas y no hay registros de actividad histórica (Casertano, 1963; De Silva y Francis, 1991; Matthews et al., 1997).

En la Región de Tarapacá, el área cercana a la zona de estudio presenta características geológicas de depósitos ignimbríticos del Mioceno Inferior–Pleistoceno y productos volcánicos andesítico–riolítico sobreyaciendo a formaciones volcano–sedimentarias del Cretácico Medio–Mioceno Superior (Francis y Rundle, 1976; Montgomery y Rosko, 1996; Polanco y Gardeweg, 2000; Ahumada y Mercado, 2008).

Wörner et al. (2000) realizó dataciones a lo largo de la cordillera de los Andes, lo que mostró que algunos volcanes pueden existir y permanecer activos intermitentemente durante 1 a 1,5 Ma. Estos volcanes presentan diversas litologías y erupciones de magmas andesíticos silíceos a riodacíticos. Además, las tasas de erupción son bajas demostradas por frecuentes discordancias erosivas. La morfología, edad, duración y composición individual de los complejos volcánicos reflejan características de los sistemas magmáticos, en los que las tasas de producción de magmas y el estado de estrés en la corteza caracterizan estas fases magmáticas. Estos centros eruptivos están siendo alimentados por sistemas magmáticos de baja temperatura LO–T (*low-input/low-output*) y establece reservorios magmáticos de larga vida, estables en la corteza superior. Los procesos magmáticos son principalmente diferenciación, mezcla de magmas y asimilación cortical. La ubicación del

magmatismo en los Andes Centrales es controlada por la fusión de la cuña astenosférica y el ascenso del magma se rige principalmente por la flotabilidad. Cuando no existen caminos de ascenso favorables a través de la corteza superior, se desarrollan los sistemas de magma LO-T. Sin embargo, si existen fracturas en la corteza sobre la zona de fusión del manto, el ascenso podría ser puntual y mucho más rápido, lo que resultaría en los sistemas HO-T (*high-input/high-output*), que son de menor duración (Wörner et al., 2000).

Según Wörner et al. (1992a) hay diferencias significativas entre los volcanes del norte ( $16^{\circ}$ - $19^{\circ}09'$  S) y del sur ( $20^{\circ}44'$ - $28^{\circ}$  S) de la ZVC. Las rocas de ambos sectores presentan razones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  más elevadas que las rocas derivadas del manto astenosférico. Sin embargo, en el sector norte dichas razones se mantienen constantes cambiando el grado de diferenciación, en el sector sur en cambio no es constante.

Las razones isotópicas de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{205}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de las rocas del sector norte son más bajas que las del sector sur. Los valores extremadamente bajos son similares a los encontrados en el basamento del Arequipa y esquistos de Belén (Tilton y Barreiro, 1980; Damm y Todt, 1986; Wörner et al., 1992b). Las rocas del sector norte son más ricas en K, Ba, Ti y Zr, que las del sector sur y se deben a variaciones en la corteza como la edad y la composición. La corteza del sector norte es de edad Proterozoica y con escaso Pb radiogénico (Wörner et al., 1992b).

Las variaciones en la composición de los magmas de la ZVC indicarían una evolución de la zona de MASH (*melting, assimilation, storage, homogenization*) debido al aumento de espesor cortical (Wörner et al., 1988; Davidson et al., 1990, Wörner, 1992a) en el Mioceno inferior a medio (Isacks, 1988).

#### 2.4 VOLCANES CUATERNARIOS DE LA ZONA ALEDAÑA AL VOLCÁN ISLUGA (PLHV)

El volcán Isluga se ubica en un alineamiento regional E-W formado por a los volcanes Cabaray (PIHv, Figura 2.2; Plvc, Figura 3.1), Cibaray, Tata Sabaya y Saxani. Esta cadena volcánica se extiende por 47 km de largo (Figura 2.4). Algunos alineamientos similares dentro de la ZVC son: Cordón de Punta Negra ( $23^{\circ}30'$  S) y Ojos del Salado ( $27^{\circ}$  S). Este último es activo y coincide con una discontinuidad sísmica. González-Ferrán et al. (1985) sugiere que este último es el límite sur y marca el final de la ZVC.

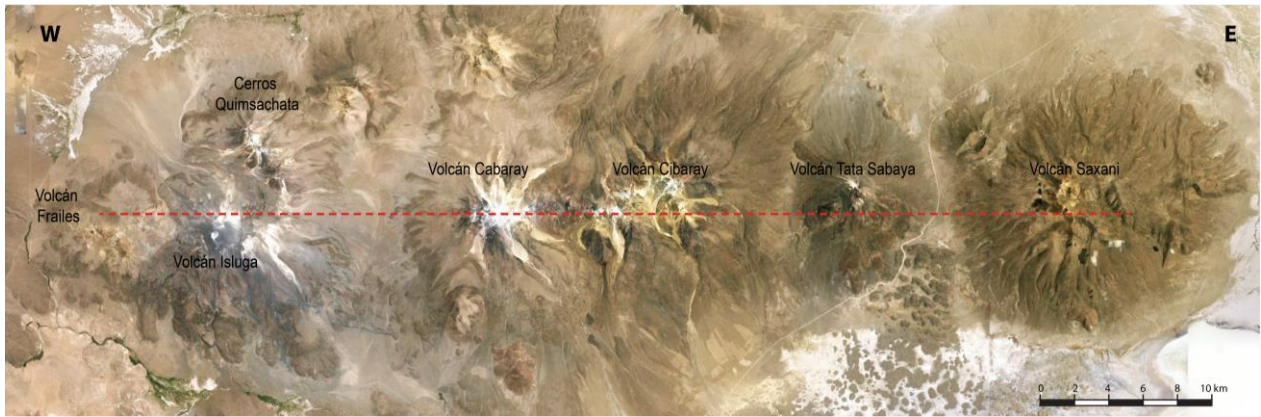


Figura 2.4. Alineamiento E-W de los volcanes Isluga, Cabaray, Cibaray, Tata Sabaya y Saxani. La línea discontinua roja representa la alineación de 47 km de largo. Imagen tomada de *Google Earth*.

En el alineamiento volcánico Tata Sabaya–Isluga no se conoce actividad tectónica actual y coincide con un gap de volcanismo holoceno en la ZVC, desde el Isluga al sur hasta el Irruputuncu (Figura 1.1) de 175 km de longitud. Se ha sugerido que el origen de esta lineación se relaciona con la subducción de la dorsal asísmica de Iquique (Wörner et al., 2000). Otra posible inferencia es que esta zona marca el límite entre dos bloques de corteza de la ZVC, al norte un bloque de corteza Proterozoica y al sur un bloque de corteza más joven (Figura 2.5). Este límite coincidiría con la transición entre el cratón de Antofalla del Proterozoico temprano y el terreno de Chilenia del Paleozoico (Wörner et al., 1992).

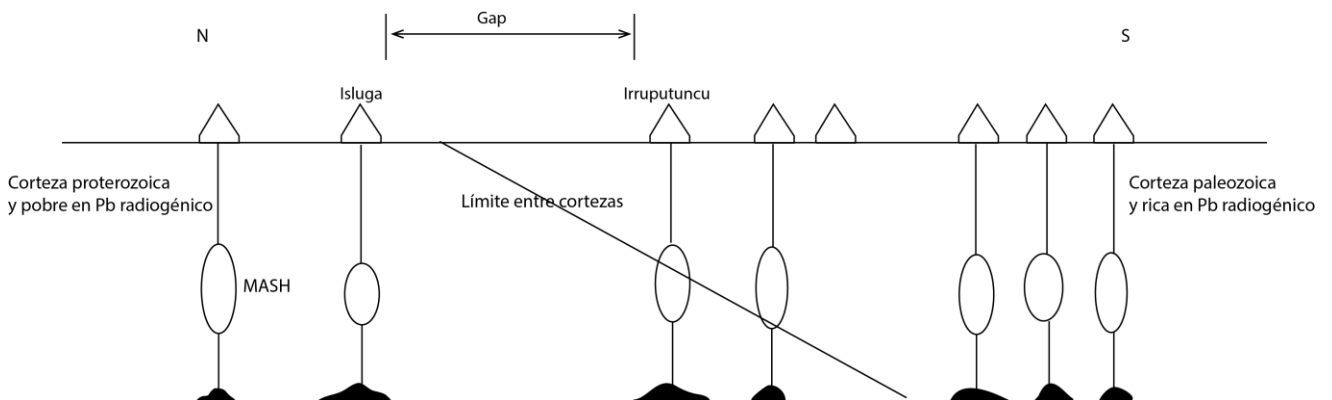


Figura 2.5. Ilustración esquemática del modelo de dominio cortical norte bajo el dominio cortical sur en la zona del gap volcánico Holoceno, que comienza en el volcán Isluga. Modificada de Wörner et al. (1992)

El volcán Tata Sabaya (19°08' S, 68°32' W) ha sido el más estudiado de la zona, principalmente por De Silva et al. (1993), autores lo caracterizan como un cono compuesto simétrico con 1700 m de altura y su altura máxima se encuentra a los 5430 m s.n.m. Además, proponen que el volcán Tata Sabaya tiene cuatro etapas de evolución; la primera etapa representada por depósitos piroclásticos alrededor de un posible complejo de domos.

Una segunda etapa caracterizada por un cono andesítico compuesto sobreyaciendo a la secuencia piroclástica en la cima. Un colapso parcial del flanco sur del edificio produjo un depósito de avalancha de edad pleistocena–holocena y pertenecería a la etapa 3 de evolución de este centro eruptivo. La cuarta y última etapa corresponde a flujos de lava y domos que han restaurado el edificio actual.

El edificio volcánico no presenta evidencias de glaciación, lo que implica que ha tenido actividad en los últimos 10000 años. Las coladas de lava del volcán Tata Sabaya son de afinidad calco–alcalinas, principalmente andesitas de alto contenido de K. Además, el contenido de sílice es restringido a 57,0–62,5% en peso. Dentro de inclusiones máficas se registraron contenidos de sílice de 52% en peso (De Silva et al., 1993).

La petrografía de las coladas de lava del volcán Tata Sabaya se caracteriza por la ocurrencia de texturas porfíricas con un contenido de fenocristales de aproximadamente 15–30% en volumen. Las coladas de lava más recientes de la Etapa 4 son de grano más grueso y más porfíricas que las etapas anteriores, con excepción de materiales de domo en el depósito de avalancha (De Silva et al., 1993).

La asociación mineral característica de las coladas de lava de este centro eruptivo está constituida por plagioclasa>hornblenda>>hiperstena, augita, titanomagnetita, y es similar en todas las fases evolutivas del volcán. Aunque la composición es similar, se destacan algunas diferencias modales dentro de las etapas. La plagioclasa y hornblenda comprenden a todas las fases evolutivas. La hiperstena generalmente es más abundante que la augita. La biotita es más común en la etapa 4 mientras que los piroxenos son poco comunes. Por el contrario en la etapa 2 la biotita es escasa y el piroxeno común (De Silva et al., 1993).

El intervalo en la composición de SiO<sub>2</sub> de la geoquímica de roca total (Figura 2.6) tan solo presenta una diferencia de 5% (57–62% en peso). Dentro de la Etapa 4 se resalta la presencia de inclusiones máficas con 52% SiO<sub>2</sub> en peso, sin embargo, no se considera que sean representativas del magma parental debido a que contienen mayores concentraciones de elementos incompatibles que las andesitas más diferenciadas. Por el contrario, se considera que correspondería a un miembro final en la mezcla de magmas durante la transición entre las etapas 2 a 4 (De Silva et al., 1993).

La variación en el contenido de elementos químicos mayores y traza en el volcán Tata Sabaya es difícil de interpretar debido a la pequeña diferencia en composición química



y mineralógica de sus productos. Asimismo, no se observan tendencias claras y son más bien dispersas (De Silva et al., 1993). La abundancia de desequilibrio termal y químico indica un continuo aporte magmático. Un nuevo aporte magmático originó la inflación del flanco sur del edificio volcánico lo que favorecido por una falla mecánica de  $120^\circ$  de arco produjo el colapso de parte del volcán. Coladas más evolucionadas reconstruyeron el edificio volcánico. Esto último sugiere un comportamiento cíclico del volcán Tata Sabaya.

Los otros centros eruptivos dentro de esta cadena W-E, los volcanes Cabaray, Cibaray y Saxani no han sido estudiados y no se encuentran antecedentes de su evolución.

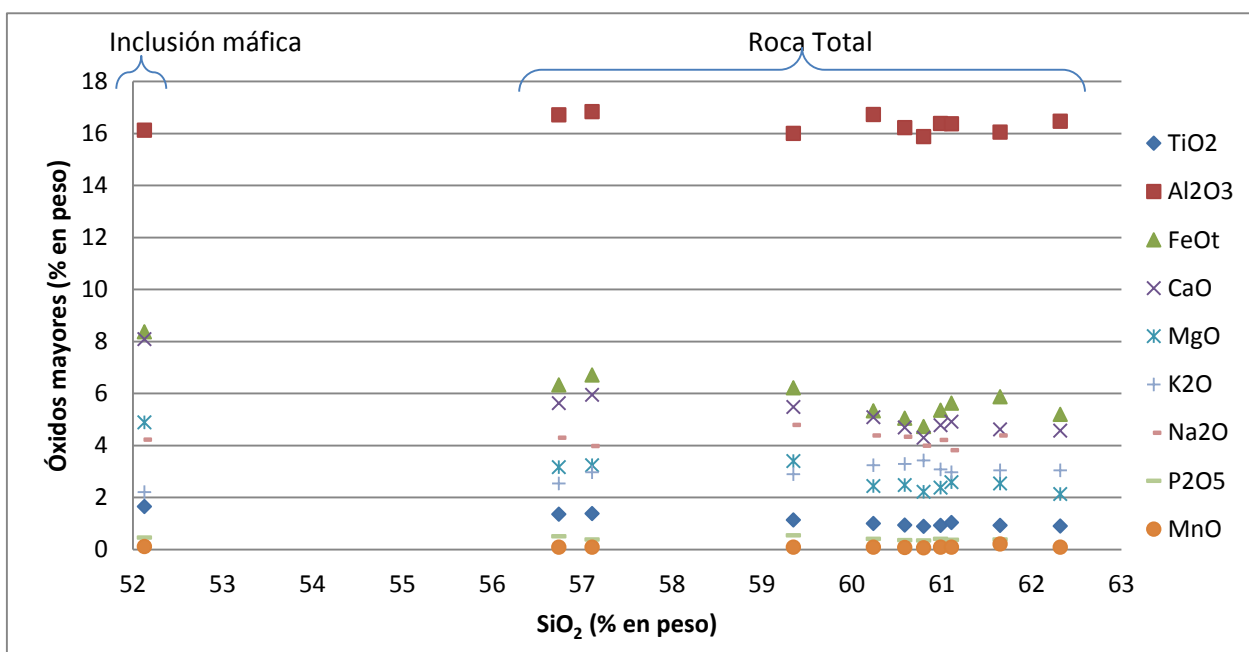


Figura 2.6. Datos de geoquímica de roca total del volcán Tata Sabaya (De Silva et al., 1993)

## Capítulo 3. GEOLOGÍA LOCAL DEL VOLCÁN ISLUGA

### 3.1 INTRODUCCIÓN

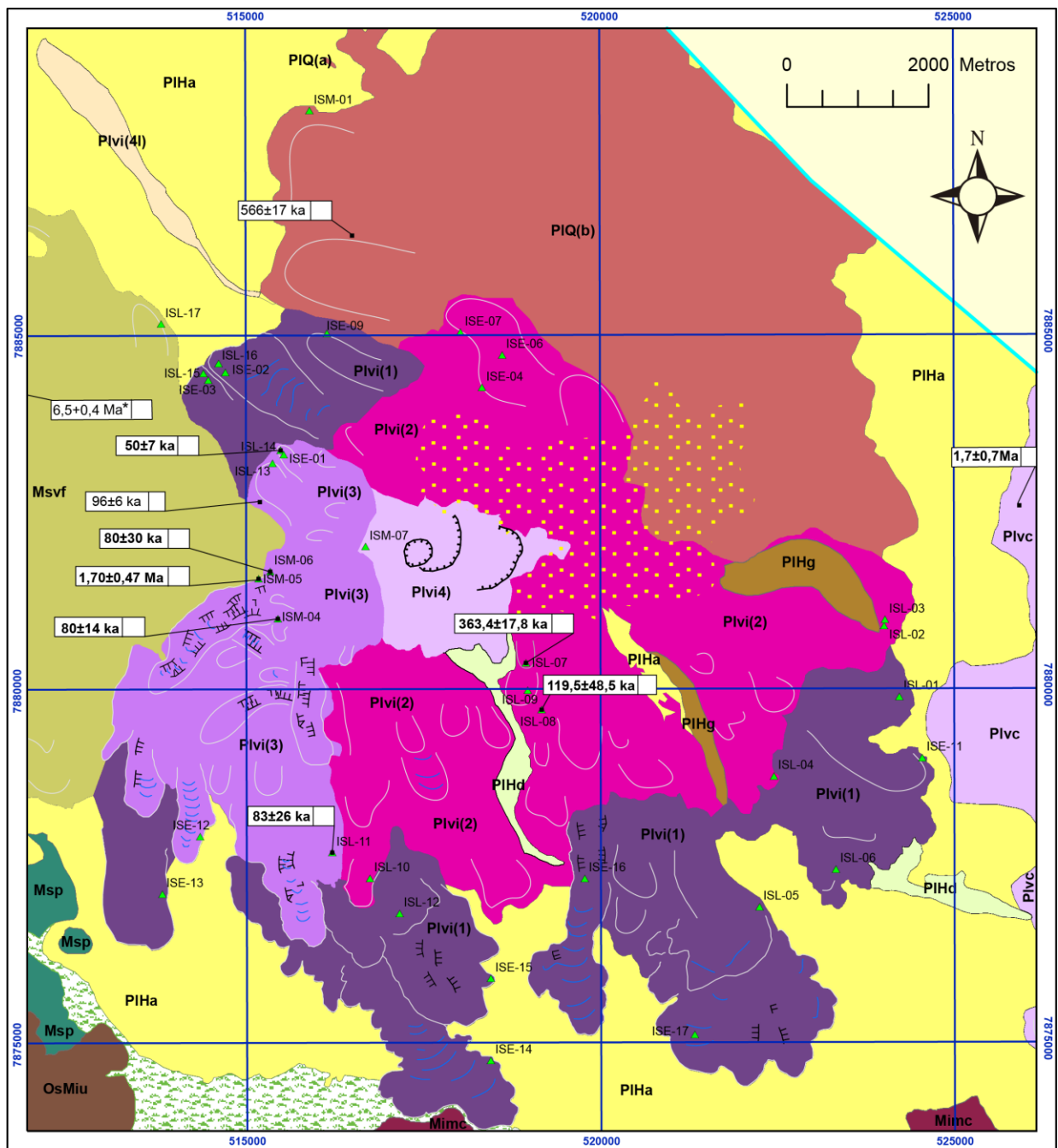
El Isluga (Figura 3.1) es un volcán compuesto ubicado en el extremo oeste de una alineación regional E-W, que incluye a los volcanes Cabaray, Cibaray, Tata Sabaya y Saxani (Bolivia) (De Silva et al., 1993). Se compone de un edificio volcánico principal bien preservado que se eleva 1500 m sobre su base. Su altura máxima es de 5550 m s.n.m. y en su cima presenta al menos 3 cráteres alienados en dirección W-E, incluyendo al cráter actual. Su edificio presenta una forma elongada en dirección E-W cubriendo una superficie de 60 km<sup>2</sup> aproximadamente. Se caracteriza por tener productos volcánicos con una variación composicional desde andesítica a dacítica con altos contenido de K.

En este capítulo se describe la geología del volcán Isluga basada en el reconocimiento a detalle de los productos del centro eruptivo y los nuevos resultados geocronológicos. Debido a que este centro eruptivo no ha sido estudiado previamente, el mapa geológico elaborado en este estudio es inédito.

### 3.2 UNIDADES GEOLÓGICAS

Se reconocieron 4 etapas de evolución para este volcán que abarcan desde el Pleistoceno al Holoceno indicando el inicio de su magmatismo fue previo a la última glaciación. Asumiendo un radio mínimo de 4 km, máximo de 7 km y una altura de 1500 m, su volumen total aproximado es de 50,6 km<sup>3</sup>. Asimismo, se reconoció un volcanismo contemporáneo a las etapas tempranas al volcán Isluga (Unidad Quimsachata) y un volcanismo dacítico del Mioceno (Cerro Frailes), estos últimos son descritos para comparar la evolución del volcanismo del área de estudio.

El volcán Isluga se construye discordantemente sobre la Ignimbrita Pumire (Mioceno Medio, Msp) (Figura 3.1). Además, sobreyace centros volcánicos de edad pleistocena que se disponen al oeste del volcán Isluga. Por último, no está expuesto el contacto al sur con la formación Condoriri de edad miocena inferior-medio (Mimc, Figura 3.1) pero se interpreta que estos estratos subyacen al volcán.



**Figura 3.1. Mapa geológico realizado en este trabajo del volcán Isluga. La unidades geológicas son OsMiu: Formación Utayane; Msimc: Formación Condoriri; Msp: Ignimbrita Pumire; Msvf: Unidad Frailes; PIHg: Depósitos morrénicos; Plvc: Depósitos del volcán Cabaray; PIQ(a,b): Unidad Quimsachata; Plvi(1): Unidad Isluga 1; Plvi(2): Unidad Isluga 2; Plvi(3): Unidad Isluga 3; Plvi(4): Unidad Isluga 4, Plvi(4l): Depósitos de lahares de la unidad Isluga 4; PIHd: Depósitos Aluviales y PIHd: Depósitos Eólicos. En triángulos sólidos color verde se destacan los puntos de recolección de muestras de roca.**

Con respecto a la obtención del volumen de cada unidad del volcán Isluga, se utilizó de manera simplificada la metodología propuesta por Grosse et al. (2009, 2012). La delimitación de la base del volcán Isluga se realizó de forma manual, utilizando imágenes satelitales y el mapa geológico elaborado en este estudio. La obtención del volumen se realizó utilizando el software ArcGis 10, utilizando las curvas de nivel otorgadas por el Servicio Geológico de Geología y Minería de Chile. Primero, se crea un DEM y a partir de este DEM se interpolan los valores de altura de los puntos al interior del límite del volcán y se aísla el edificio volcánico, en el que se asume una base del volcán horizontal. Se obtiene un nuevo DEM en que el nivel base es 0 y se calcula el volumen de cada unidad con este nuevo DEM.

### 3.2.1 UNIDADES FRAILES Y QUIMSACHATA (MSVF-PLQ)

Las unidades Frailes y Quimsachata (Mvf y Plq, respectivamente) son un conjunto de centros eruptivos inactivos (Figura 3.2) que no forman parte del volcán Isluga actual. La unidad Frailes sobreyace a la Ignimbrita Pumire (Figura 3.1) del Mioceno Medio al suroeste de la zona y al oeste presenta un contacto lateral con los volcanes de edad pleistocena.

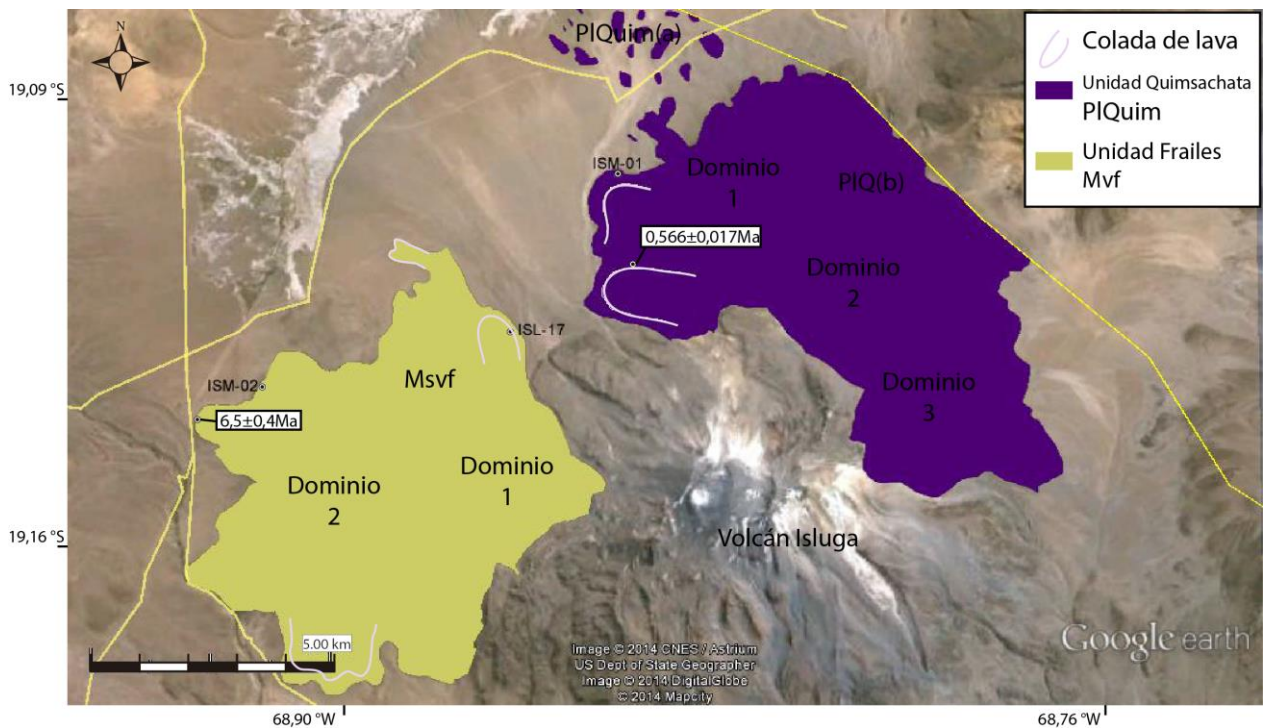


Figura 3.2. Distribución de las unidades Frailes (Msvf) y Quimsachata (Plq). Edades según Gardeweg (Comun. Pers.) y Wörner et al. (2000). Se incluyen los puntos de recolección de muestras de roca de ambas unidades.

### 3.2.1.1 Unidad Frailes (Mvf)

Morfológicamente representa un antiguo edificio volcánico erosionado, su base encuentra a los 4200 m s.n.m y presenta una altura de 700 m aproximadamente. El área que cubre esta unidad es de 39,6 km<sup>2</sup>, un diámetro máximo de 8 km y un volumen aproximado de 23,1 km<sup>3</sup>.

La unidad Frailes está constituida principalmente por coladas de lava y presenta al menos 2 dominios o centros eruptivos. Sin embargo, debido a la erosión y meteorización no se distinguen cráteres y solo se diferencian 3 coladas de lava individuales en esta unidad (Figura 3.2) con pocas estructuras de flujo o relictos de estos, como *ridges* o *levées*. Aunque estas estructuras estén ausentes, en el flanco norte afloran frentes de coladas de lava de bloques que forman parte de esta unidad y son los mejor conservados de esta unidad.

Los espesores de los frentes de las coladas de lava que afloran en esta unidad son de al menos 20 metros. Los bloques de estas coladas de lava presentan caras irregulares debido a la meteorización (Figura 3.3). Son rocas dacitas porfíricas con fenocristales de plagioclasa (20% en volumen), anfíbolos (5% en volumen), piroxenos (5% en volumen) y biotita (3% en volumen). Asimismo, se distinguen cúmulos de piroxenos y la masa fundamental es de color pardo rosáceo (Figura 3.3). Algunos bloques poseen un bandeamiento rojizo centimétrico debido a la alteración de minerales máficos (Figura 3.3b). Esta unidad está representada por las muestras de roca ISM-02 e ISL-17. El contenido de sílice de esta unidad varía de 63–65% en peso.



Figura 3.3. Detalles de afloramientos de la unidad Frailes. (A) Bloques de color pardo rosáceo de esta unidad con caras irregulares debido a la meteorización. (B) Bandeamiento centimétrico de las rocas de esta unidad debido a la alteración de minerales máficos.

Dentro de esta unidad, Gardeweg, (comun. pers.) realizó una datación radiométrica a una dacita por el método de K-Ar en biotita que entregó un valor de  $6,5 \pm 0,4$  Ma (Figura 3.2), lo que permite asignar estos productos volcánicos al Mioceno Superior.

### 3.2.1.2 Unidad Quimsachata (Plq)

La unidad Quimsachata se ubica al este del volcán Isluga, se caracteriza por poseer tres centros eruptivos cónicos que se alinean en dirección NW-SE (Figura 3.4, unidad que Wörner et al. (2000) llaman Cerros Quimsachata por lo que en este trabajo se adopta ese mismo nombre), que asciende hasta 1300 m sobre su base que se encuentra a 4200 m s.n.m. El área que cubre esta unidad es de 42,0 km<sup>2</sup>, ocupando gran parte de la zona de estudio (Figura 3.2) y su volumen aproximado es de 35,1 km<sup>3</sup>. Estos cerros son altamente disectados por erosión con escasos relictos de estructuras primarias como bordes de las coladas, *ridges* y/o *levées* de las coladas de lava.

Asimismo, está constituida por coladas de lava de bloque, cuyos bloques son de diámetro promedio de 40 cm, y 80 cm de diámetro máximo, redondeados por la erosión y meteorización (Figura 3.4) y estar fracturados. Solamente se distinguen 2 morfologías de coladas de lava y sus espesores son de hasta 30 metros en el frente de la colada, sus largos abarcan aproximadamente 1,2 km. El color de las coladas de lava es pardo oscuro en la base, mientras que en la cima se despliegan colores rojizos y amarillentos afectados por la alteración. El color de la muestra de roca fresca es gris.

Las rocas son andesitas con una asociación mineral conformada de plagioclasa (26% en volumen), biotita (8% en volumen), piroxeno (6% en volumen) y, en menor cantidad de anfíbola (3% en volumen), inmersos en una masa fundamental de color gris claro. La geoquímica de las rocas de esta unidad presenta un porcentaje de sílice de 57% en peso, correspondiente al valor más bajo de las rocas analizadas de este centro eruptivo, y por lo tanto, las menos evolucionadas de las series estudiadas.

Esta unidad presenta indicios de colapso parcial de su edificio en el centro eruptivo 1 (Figura 3.4), en su flanco norte donde se observa una superficie de *run-out*. Los depósitos de avalancha volcánica (PIQ (2), Figura 3.2) exponen una morfología tipo *hummocky*, característica de este tipo de depósitos (Ui, 1983; Siebert, 1984; Schuster y Crandell, 1984; Siebert et al., 1987; Glicken, 1996; Siebert, 1996; Ui et al., 2000). La mayor cantidad y amplitud de montículos (*hummocks*) individuales tiende a disminuir con la distancia y hacia



los márgenes laterales del depósito de avalancha (Ui et al., 2000). Los montículos o cerrillos se observan con morfologías ovaladas indicando una dirección del flujo hacia el norte del flanco.

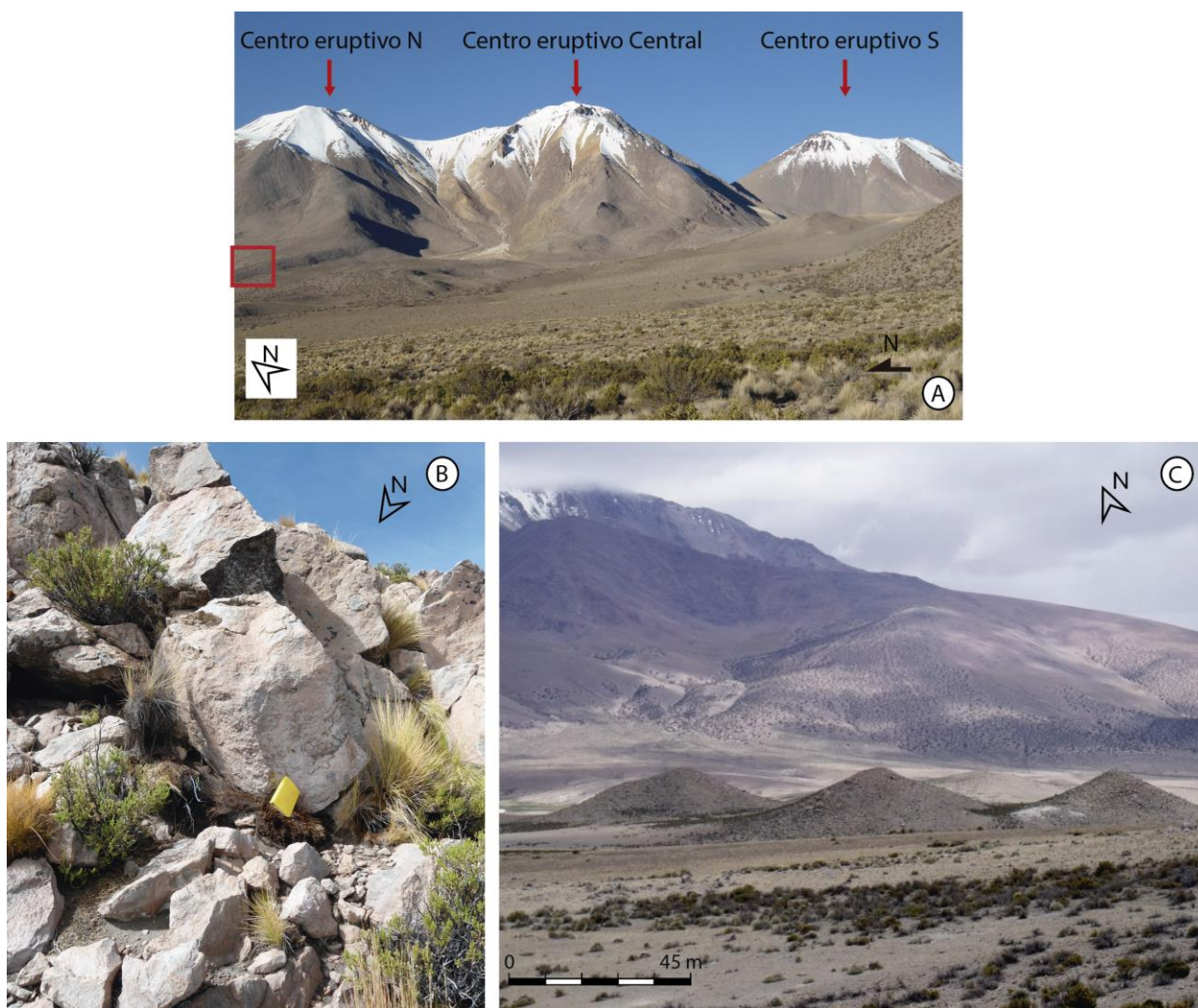


Figura 3.4. Fotografías de distintas escalas de afloramiento de la unidad Quimsachata. (A) Los distintos centros eruptivos que comprenden a la unidad Quimsachata. (B) Bloques de colada de lava del centro eruptivo 1 (foto tomada en el recuadro rojo de A). (C) Morfología de cerrillos del depósito de avalancha volcánica de detritos de esta unidad.

Algunos montículos dentro de su estructura contienen depósitos lacustres en su base, conjuntamente poseen fallas internas debido al movimiento y la fricción interna del movimiento cuando se produce el transporte y emplazamiento de la avalancha volcánica (Figura 3.5). Lo que indica que este evento tuvo la capacidad de remover e incorporar parte del sustrato que se encontraba en ese momento.

Una datación K–Ar en roca total realizada por Wörner et al. (2000), le asigna una edad de  $566\pm 17$  ka (Figura 3.2). Por lo que se infiere que estos centros eruptivos pertenecen al Pleistoceno medio.

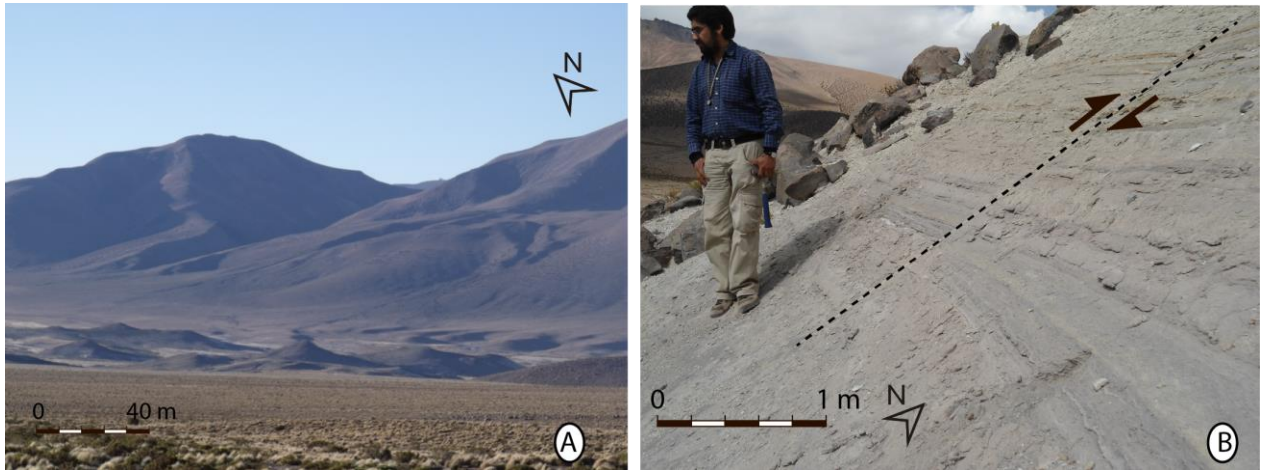


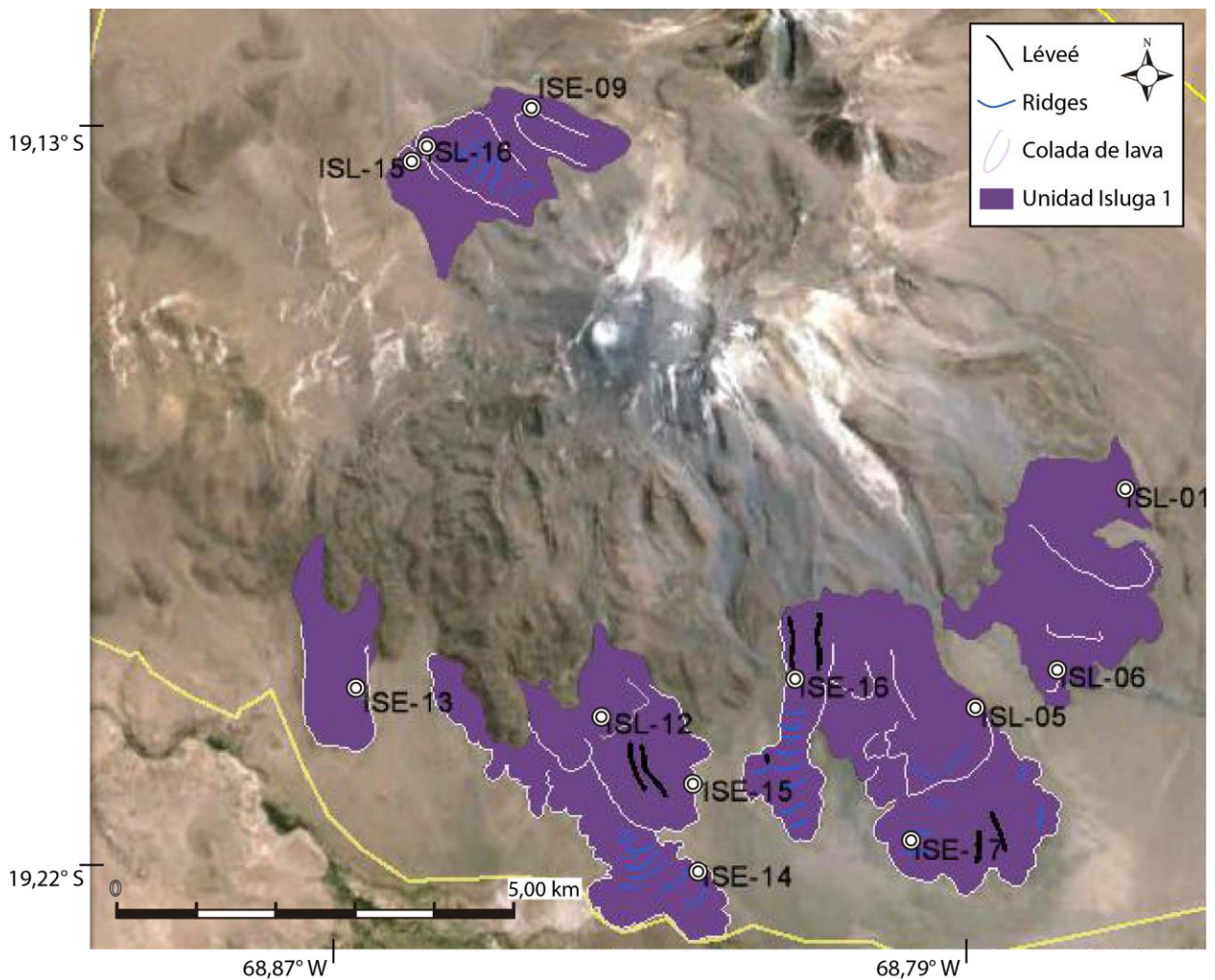
Figura 3.5. Morfología tipo *hummocky*. (A) Numerosos cerrillos reconocidos en la zona. (B) Fallamiento interno dentro de un cerrillo (*hummock*) del depósito de avalancha volcánica de detritos de la unidad Quimsachata.

### 3.2.2 UNIDAD ISLUGA 1 (PLVI(1))

La unidad Isluga 1 corresponde al primer estadio de la evolución del volcán Isluga. Sus rocas son principalmente coladas de lava andesíticas que afloran en el flanco sur, sureste y norte del volcán (Figura 3.6) y se distribuye entre los 4000 y 5400 m s.n.m. Al norte se presenta en contacto lateral con la unidad Frailes y subyace de manera discordante a las otras unidades del volcán (Figura 3.1). Esta unidad contiene un porcentaje de sílice de 58 a 63% en peso.

Los flujos de lava son los de mayor longitud del volcán y corresponden a las coladas de lava basales que cubren un área de  $30,8 \text{ km}^2$  y un volumen aproximado de  $19,9 \text{ km}^3$ . Los espesores de cada colada de lava pueden superar los 50 m, alcanzando una distancia de hasta 9 km del cráter actual. Se pueden reconocer hasta 14 distintas coladas de lava (Figura 3.6) moderadamente erosionadas, cuyos anchos varían desde 3 km en el frente de la colada más ancha y hasta 0,5 km en medio de la misma colada de lava. En ocasiones, se acentúa la generación de brechas por procesos de enfriamiento y movimiento del flujo, esto para el caso de las coladas del flanco norte (Figura 3.8). Las pendientes de esta unidad son suaves de  $2\text{--}4^\circ$  con excepción de los bordes de las coladas de lava que puede ser de hasta  $25^\circ$ .





**Figura 3.6. Distribución de las coladas de lava de la unidad Isluga 1. Se incluyen además, los puntos de recolección de muestras de roca para esta unidad.**

El centro de emisión de esta unidad no ha sido reconocido, no obstante debido a la dirección del flujo de las coladas de lava se infiere que se ubica cercano a la posición que actualmente ocupa el cráter. Poseen formas alargadas con ojivas o *ridges* bien preservados de hasta 800 m de largo, las que indican una dirección de flujo de N-S a NW-SE y para las coladas de lava del flanco norte una dirección SE-NW. Dentro de las principales características morfológicas se destaca la presencia de lomas suavizadas por la erosión (Figura 3.7). Las coladas de lava corresponden a flujos de lava simple según la definición de Walker (1971).

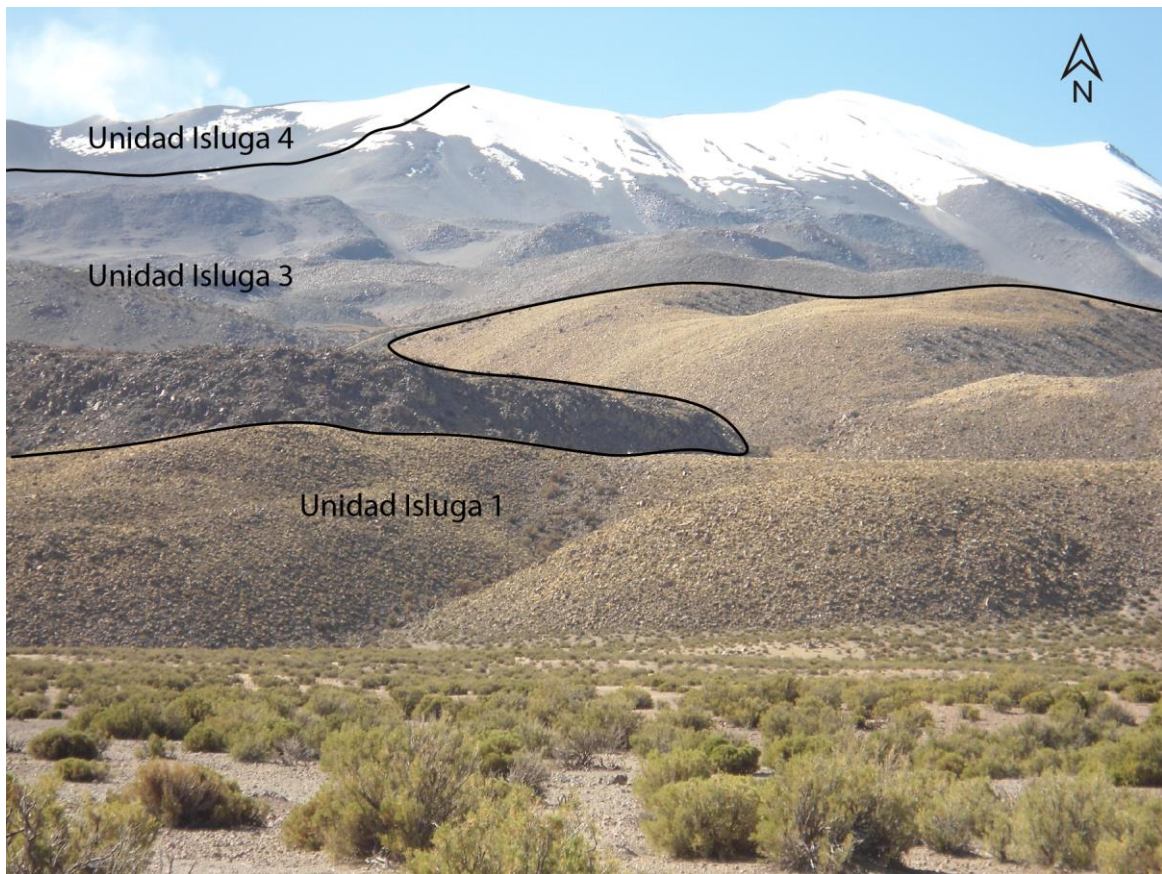


Figura 3.7. Unidad Isluga 1 subyaciendo a la unidad Isluga 3 y 4. Nótese el cambio en las formas más redondeadas y erosionadas de la unidad Isluga 1.

La morfología de los flujos de lava es de tipo bloque. Estos bloques son de color gris rosáceo con bordes lisos y algunas caras irregulares debido a la erosión (Figura 3.8), y el tamaño varía de 25–75 cm de largo. Las rocas de esta unidad se consideran en un estado de erosión y meteorización moderado, sin embargo, aún conservan formas típicas de flujos lobulados, se reconocen *levées*, los cuales se extiende por 1 km en algunos casos. Al este del volcán, dentro de esta unidad, se exhiben depósitos de morrenas (Figura 3.1) y bloques de lava con estrías glaciares.

Las coladas de lava de esta unidad corresponden a andesitas de textura porfíricas de color gris rosáceo con fenocristales principalmente de plagioclasa (38% en volumen), piroxeno (6% en volumen), anfíbolos (5% en volumen) y biotita (1% en volumen). La masa fundamental (50% en volumen) es vítrea de color gris claro. Cabe resaltar que en esta unidad se conservan estructuras de flujo de tamaño 2–3 cm con bandeamiento rojo y gris.





**Figura 3.8. Coladas de lava de bloque de la unidad Isluga 1. (A) Borde lateral de la colada de lava de mayor longitud de todo el volcán. (B) Bloques de lava de la unidad Isluga 1 (C) Bloques de lava con estructuras rugosas.**

### 3.2.3 UNIDAD ISLUGA 2 (PLVI(2))

En este estudio se le llama Isluga 2 a un grupo de coladas de lava meridionales que se distribuyen hacia el flanco norte y sur del edificio volcánico (Figura 3.9). Esta unidad constituye una secuencia de flujos de lava andesíticas que reposan sobre los flujos de lava de la unidad Isluga 1 y se encuentran en contacto lateral con las unidades Isluga 3 y 4. La morfología que se genera en esta unidad es un edificio cónico asimétrico en el la ladera del sur es más larga y de menor pendiente con respecto a la ladera del norte. Sin embargo, en general, las coladas de lava se emplazan en topografía con pendiente variable desde 5° en las partes distales, 15° en su parte media, hasta 30° en las partes más altas. Las coladas de lava se ubican entre los 4200 y 5000 m s.n.m y cubren una superficie de 31,9 km<sup>2</sup> aproximadamente y se estima que comprenden un volumen de 20,0 km<sup>3</sup>.

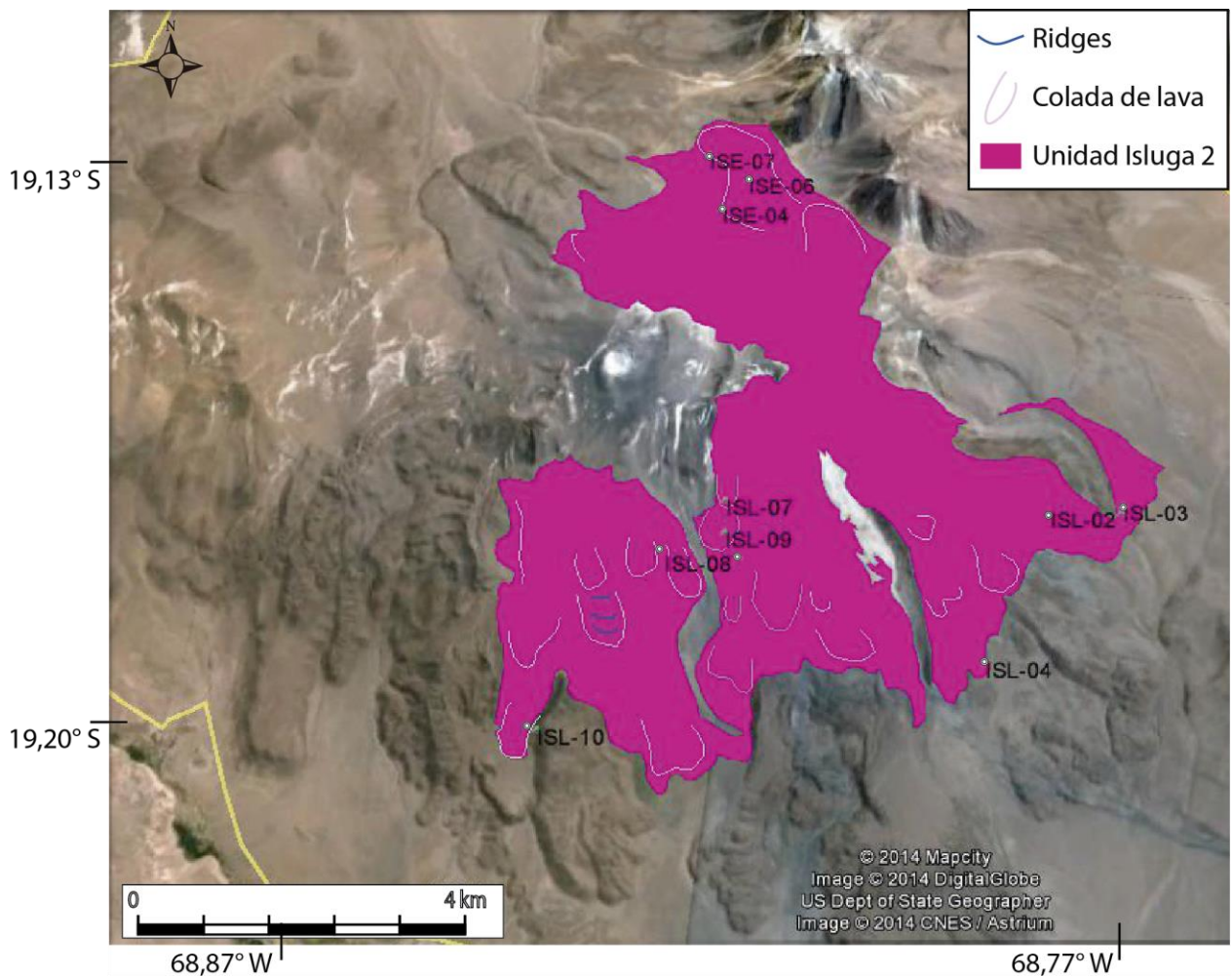


Figura 3.9. Distribución de las coladas de lava pertenecientes a la unidad Isluga 2. Se incluyen los puntos de observación y recolección de muestras de roca para esta unidad.

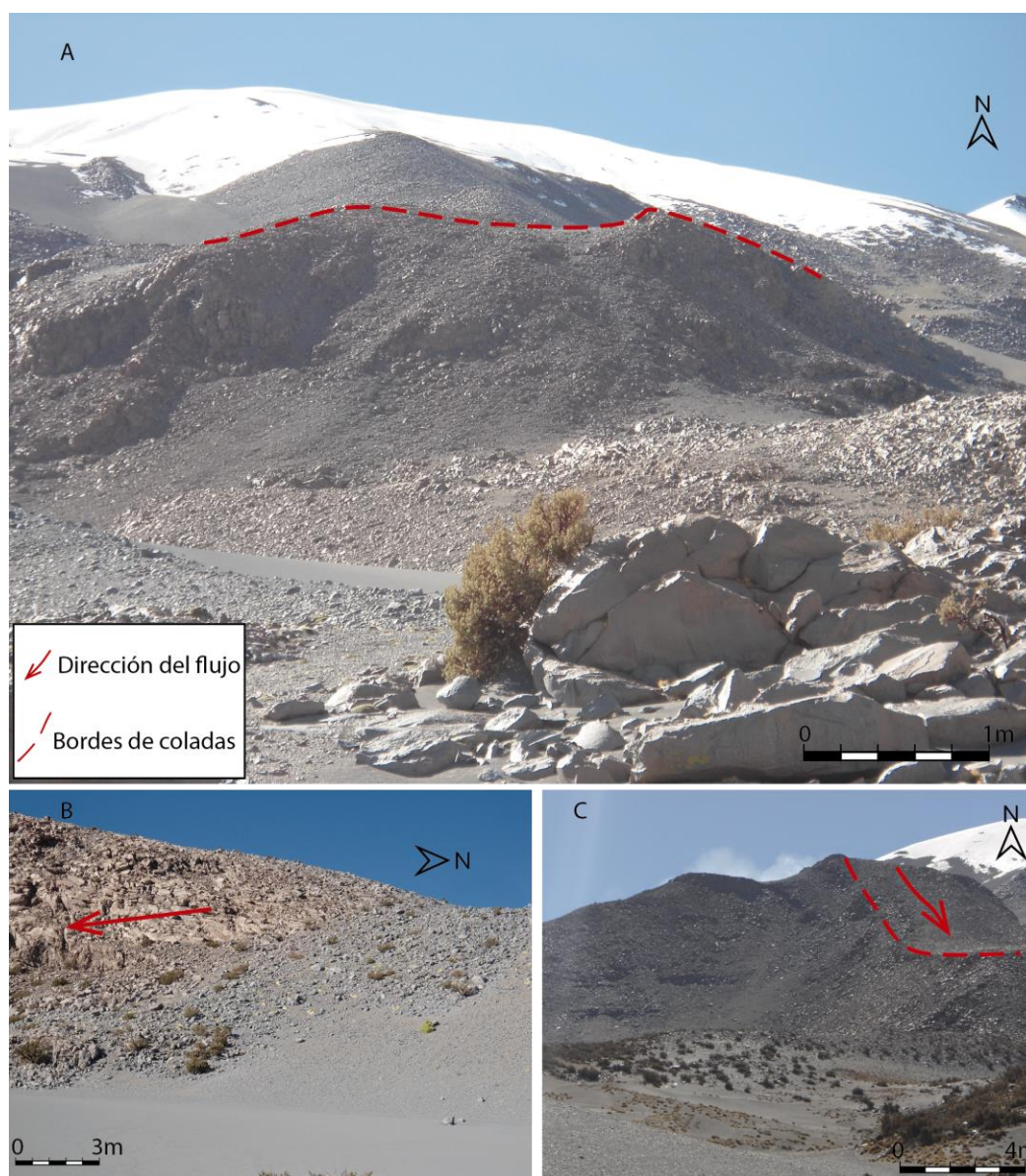
La sucesión de coladas de lava de esta unidad están dispuestas en sentido N-S y de SW-NW. El centro de emisión no aflora debido a la superposición de los eventos más recientes, sin embargo, la dirección de los distintos flujos que la comprenden indican que fueron emitidas desde la misma ubicación del cráter actual, aunque pudo haber una migración del cráter de este a oeste, a una distancia del cráter actual de 1,5 km al este.

Se reconocen al menos 19 eventos de flujo de lava, todos ellos son flujos de lava simples según la clasificación de Walker (1971). Presentan una longitud máxima de 4 km y son coladas de lava de bloque con escarpes subverticales de hasta 20 m. Se exhiben pocas estructuras de flujo, con respecto a la unidad Isluga 1 y 3, como ojivas o *ridges* y, en algunos casos, bandeamiento de 3-4 cm de tamaño.

En esta unidad se reconocen coladas de lava de color gris rojizo por la oxidación de los minerales máficos con bloques angulosos y lisos de 30 a 70 cm de diámetro. Estas



coladas de lava afloran en el flanco sur del volcán y están moderadamente erosionadas (Figura 3.10). Las coladas de lava presentan morfologías alargadas en dirección N-S y S-N, con una longitud promedio de 2 km y espesores de hasta 55 metros. Consisten en flujos de lava andesíticas con un contenido de sílice de 57–63% en peso de alto contenido de K de textura porfirica y de bloque, de grano medio con fenocristales de plagioclasa hipidiomórfica (36% en volumen), piroxeno (6% en volumen) y anfíbola (5% en volumen) en una masa fundamental vítrea de color gris claro con gránulos de la misma composición que los fenocristales.



**Figura 3.10.** Coladas de lava de la unidad Isluga 2. (A) Frente de colada de 40 m de potencia donde se recolectó la muestra de roca ISL-08. (B) Colada de lava tipo bloque con dirección del flujo hacia el sur. (C) Colada de lava simple de 600 m de longitud.

Se realizaron 2 dataciones Ar–Ar en plagioclasa para dos muestras de roca de esta unidad (Figura 3.1 y Figura 3.9). En la muestra de roca ISL-07 se ha preferido la edad integrada de  $363,4 \pm 17,8$  ka (Anexo 4), mientras la otra edad obtenida es de la muestra de roca ISL-08 que dio una edad Isocrona inversa de  $119,5 \pm 48,5$  ka. Ambos resultados sitúan a este estadio en el Pleistoceno Medio.

### 3.2.4 UNIDAD ISLUGA 3 (PLVI(3))

Esta unidad es la responsable de la construcción de la parte oeste del aparato volcánico que comprende una sucesión de coladas de lava encauzadas en los canales entre las unidades Frailes e Isluga 2. La unidad Isluga 3 presenta las coladas de lava más recientes del volcán Isluga con una extensión de aproximadamente  $14,3 \text{ km}^2$ , con un volumen aproximado de  $8,5 \text{ km}^3$  (Figura 3.11). Esta unidad se distribuye principalmente entre los 4200 a los 5300 m s.n.m. Sobreyace de forma discordante la unidad Isluga 1 y subyace a la unidad Isluga 4. Por su parte, el contenido de sílice de esta unidad varía de 59–64% en peso.

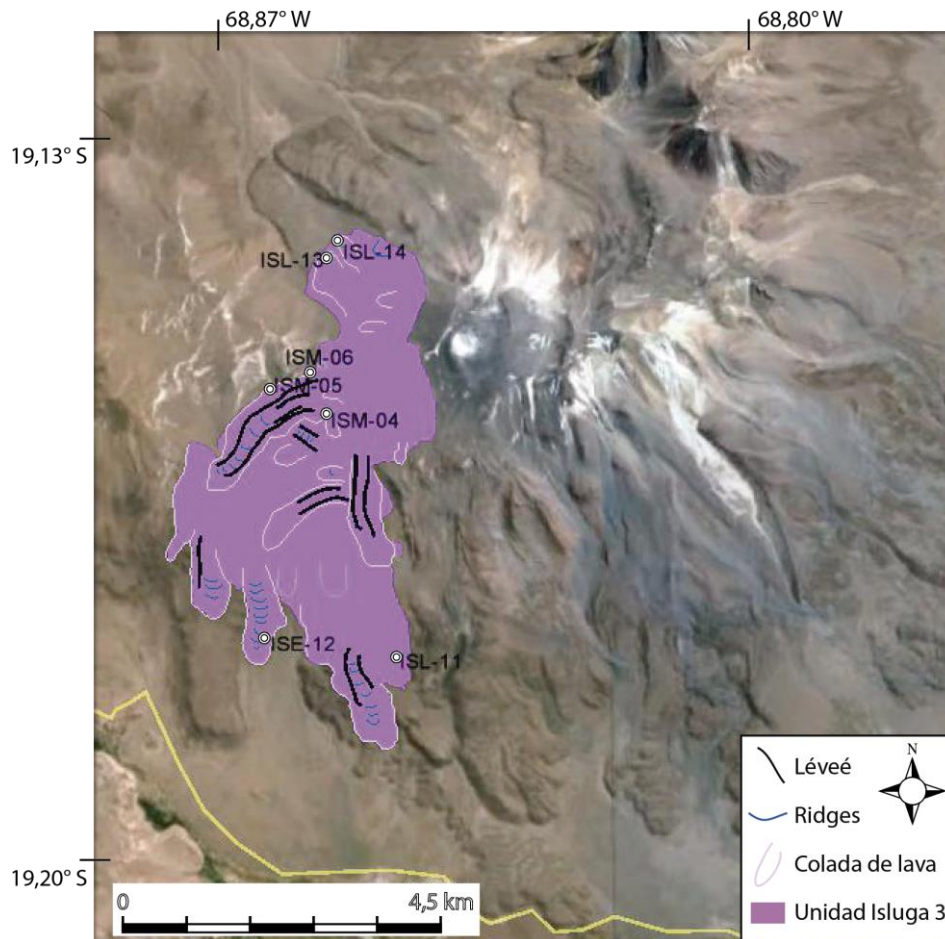
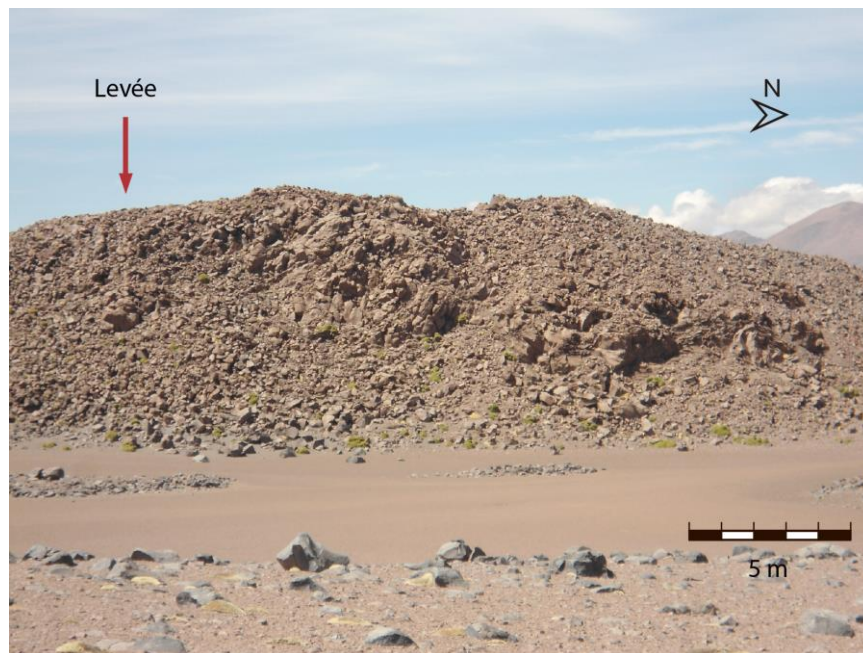


Figura 3.11. Distribución de las coladas de lava pertenecientes a la unidad Isluga 3. Se incluyen los puntos de observación de terreno y recolección de muestras de roca para esta unidad.

En este estadio se aprecian bien preservadas las morfologías de flujo como ojivas o *ridge*, *levées* (Figura 3.12) y lóbulos de avance. Se distinguen al menos 15 coladas de lava, cada una con sus estructuras de flujo bien preservadas. Por lo general, las coladas de lava son compuestas de acuerdo a la definición de Walker (1971) y sus longitudes varían de 0,2 a 2 km, menores comparadas con respecto a las unidades anteriores (9 km máximo).

Las pendientes de las coladas de lava de esta unidad se mantienen en un intervalo de 15–25° aunque en las partes bajas puede llegar a 5°. En una de las coladas de lava se formaron 2 grupos de *levées* (Figura 3.11) continuos y paralelos a lo largo de la colada de lava de 1,2 km de longitud. En este sector se colectaron las muestras de roca ISM-04, ISM-05 y ISM-06.



**Figura 3.12.** En la fotografía se muestran los *levées* de 3 a 10 m de alto de la unidad Isluga 3.

Las coladas de lava son del tipo bloque, cuyos fragmentos se caracterizan por tener caras bien definidas y lisas. Algunos bloques se encuentran con fracturas de enfriamiento rápido. La potencia de las coladas de lava varía entre 20–40 m. En estas coladas de lava se alcanza a apreciar cúmulos de bloques que llegan a formar una cima en la colada, debido a las presiones internas de la lava (Figura 3.13). La morfología de las coladas de lava de esta unidad contrasta con los estadios anteriores, puesto que se preservan las morfologías de flujo. Las ojivas se distribuyen de forma constante entre 20 a 25 metros aproximadamente. La dirección de flujo dominante es NE–SW, sin embargo hay pequeñas coladas de lava de



500 m de largo que tienen una dirección E-W, mientras que las coladas de lava más jóvenes que tienen una dirección de flujo de SE-NW.

Las coladas de lava de esta unidad son andesitas y dacitas porfíricas con fenocristales de plagioclasa (30% en volumen) de 0,5 de tamaño, piroxenos (8% en volumen) de 0,2 mm y anfíbolos (2% en volumen) de 1 mm de largo inmersos en una masa fundamental vítrea azul-gris oscura disgregable donde se hallan microlitos de plagioclasa.

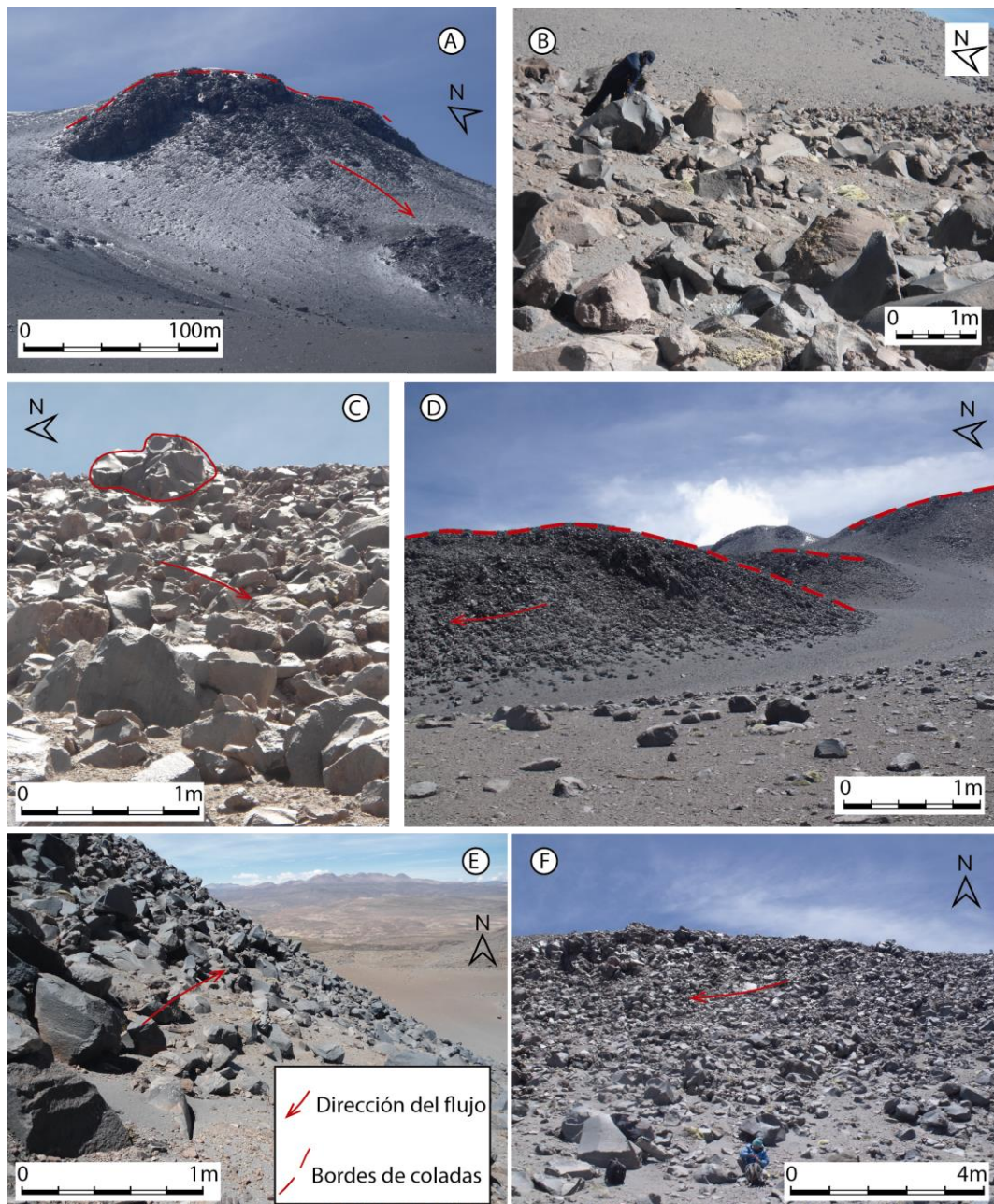


Figura 3.13. Coladas de lava de la unidad Isluga 3. (A) Colada de lava sumital, longitud aproximada 500 m. (B) Bloque de lava de hasta 50 cm de ancho. (C) Cúmulos de bloques de lava debido a presiones internas de la colada de lava (marcado con rojo). (D) Coladas de lava cercanas a la cumbre del volcán. (E) y (F) Bloques de las coladas de lava del flanco norte siendo estas las más jóvenes.



Se realizaron cuatro dataciones radiométricas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa y masa fundamental para esta unidad que dieron edades entre  $83\pm 26$  y  $50\pm 7$  ka (Tabla 4.2). Estas edades permiten asignar a la unidad Isluga 3 al Pleistoceno–Holoceno.

La muestra de roca ISM-05 entrega una edad de  $1,70\pm 0,47$  Ma la cual coincide con la edad de  $1,7\pm 0,7$  Ma del volcán Cabaray que fue datada por el método K–Ar en roca total, por lo que esta muestra de roca podría asociarse a cumulos de las fases iniciales del volcán Isluga.

### 3.2.5 UNIDAD ISLUGA 4 (PLVI(4))

La unidad Isluga 4 está constituida por los depósitos piroclásticos no consolidados que cubren el sector sumital del volcán y afloran en los valles y quebradas de los flancos N y S (Figura 3.14). El cráter de esta unidad posee una desgasificación continua y un cono de piroclastos tipo escoria de composición andesítica.

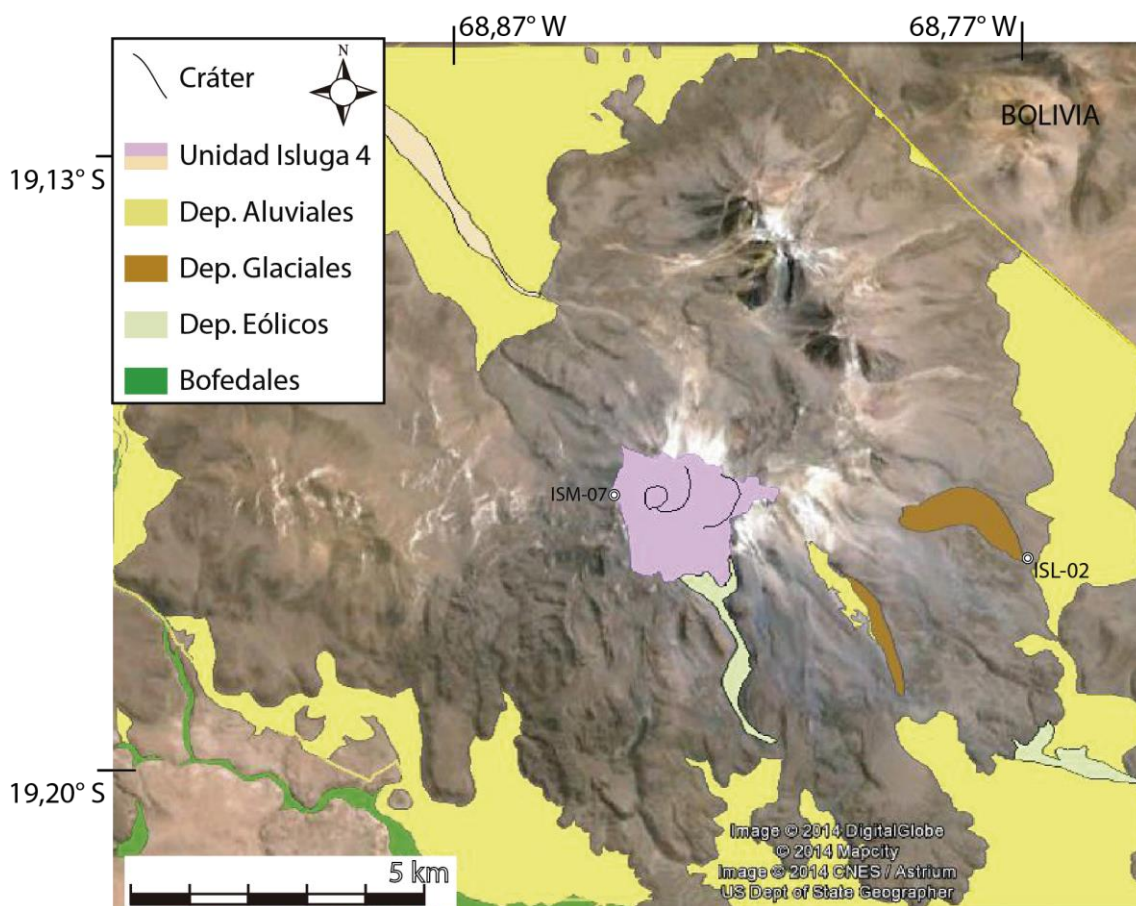


Figura 3.14. Distribución de la unidad Isluga 4. También se incluyen los depósitos más recientes como son los depósitos aluviales, laháricos, morrénicos y eólicos y los bofedales. Además, se pueden observar los puntos de observación en terreno y recolección de muestras de roca para esta unidad.

Las paredes de los depósitos piroclásticos en la cumbre consisten en capas de tefra que han sido alteradas debido a la actividad fumarólica.

El volcán Isluga reporta erupciones históricas en 1863, 1869, 1878, 1913, 1960 y 1987 (Brüggen, 1950; Casertano, 1963; De Silva y Francis, 1991; Simkin y Siebert 1994; González-Ferrán, 1995; Simkin y Siebert, 2000).

Dentro de esta unidad se encuentran varias formas de cráteres antiguos formando elipses, rellenos por depósitos piroclásticos no consolidados. Esta unidad cubre un área de 4,9 km<sup>2</sup> y alcanza un volumen estimado de 2,2 km<sup>3</sup>, sin considerar los depósitos aluviales, glaciales, eólicos y los bofedales. El cráter actual es de 400 m de diámetro.

En la unidad Isluga 4 se reconocen depósitos de flujos laháricos de distinta potencia, intercalados por depósitos fluviales. Afloran en el SE del volcán en las quebradas que cortan los valles de esta unidad con una extensión limitada y siendo imposible mapearlos. Sin embargo, en el flanco norte del volcán dentro de un gran abanico aluvial es posible el mapeo de un lahar de al menos 3 km de longitud en una quebrada.

Los depósitos laháricos son a lo menos 5 eventos de una potencia mínima preservada de 10 cm hasta 70 cm. Los depósitos varían de monomícticos a polimícticos. Los primeros tienden a ser flujos de pómez redondeadas centimétricas con pequeñas laminaciones cruzadas de 1 a 2 cm y gradación inversa, clasto soportados (15% en volumen) en una matriz de pómez redondeadas menores a 0,1 cm. Los depósitos polimícticos son de hasta 70 cm de potencia con acumulaciones de lentes de granulometría mayor (clastos de hasta 40 cm) en la parte central de la capa. Los clastos (55% en volumen) principalmente son de composición andesítica a dacítica, tamaño promedio de 15 cm y tamaño máximo de 40 cm, con presencia de clastos de andesitas oxidados (7% en volumen) de 7 cm de tamaño, inmersos en una matriz de arena media de clastos de lava redondeadas con presencia de pómez y escorias (Figura 3.15).



Figura 3.15. Depósitos laháricos de la unidad Isluga 4.

Por otra parte, dentro de esta unidad se destaca la presencia de depósitos de flujo piroclásticos polimícticos y macizos de 2 metros de espesor promedio, pobremente seleccionados, sin evidencias de estructuras de enfriamiento con pómez (60% en volumen) de 1–30 cm de tamaño de formas subangulosas y subredondeadas, los líticos juveniles andesíticos (5% en volumen) en su mayoría angulosos son de tamaños de 2–3 cm. Asimismo, se encuentran líticos no juveniles de andesitas rojizas (4% en volumen) y acumulación de líticos andesíticos en varios niveles de hasta 40 cm. Igualmente, se puede distinguir laminación cruzada discontinua. Por último, se reconoce la acumulación de líticos en distintos niveles de un tamaño promedio de 5–8 cm aproximadamente y de hasta 30 cm de diámetro máximo (Figura 3.16).

La matriz (30% en volumen) de los depósitos consiste en ceniza media con cristales de plagioclasa tabulares, pómez y muy pocos líticos (3–5% en volumen) (Figura 3.16).



Figura 3.16. Columna esquemática de uno de los flujos piroclásticos de la unidad Isluga 4.

Alrededor de los 4800 m s.n.m. se reconoce una zona afectada por alteración hidrotermal en la parte alta de los edificios volcánicos y que otorga tonalidades amarillentas a los depósitos, debido muy probablemente a las fumarolas en constante desgasificación.

## Capítulo 4. GEOCRONOLOGÍA

### 4.1 METODOLOGÍA

En este estudio se recolectaron y seleccionaron 7 muestras de roca para datación radiométrica mediante el método Ar–Ar. En 4 muestras de roca se analizó la masa fundamental, en el Laboratorio del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN, Chile) y en 3 muestras de roca se analizó el mineral de plagioclasa en el Argon Geochronology Laboratory, de la Oregon State University, (OSU, Estados Unidos). Adicionalmente, se analizó una muestra de roca total por el método K–Ar perteneciente al volcán Cabaray en el Laboratorio del SERNAGEOMIN, con la finalidad de comparar el volcanismo local en el área del volcán Isluga (Anexo 4).

#### *4.1.1 PROCEDIMIENTO DE LABORATORIO DEL SERNAGEOMIN PARA EL MÉTODO K–AR*

La datación radiométrica K–Ar fue efectuada en el Laboratorio del SERNAGEOMIN. El material utilizado fue roca total en la muestra de roca CAB–03, el análisis químico de K se realizó, por triplicado, en un espectrómetro de absorción atómica, en modo emisión, con estándar interno de litio.

En el análisis de Ar, la muestra de roca es introducida en un crisol de molibdeno y colgada dentro de una línea de ultra alto vacío de vidrio Pyrex, la que es calentada a una temperatura de 300°C, por un período de 13 a 15 horas, obteniendo finalmente un nivel de vacío adecuado ( $10^{-8}$  Torr). Posteriormente, esta muestra de roca analizada es fundida en un horno de inducción de radiofrecuencia y los gases purificados mediante ceolitas, Cu, óxidos de Cu y Ti. El volumen de Ar se determinó por dilución isotópica con trazador enriquecido en  $^{38}\text{Ar}$  y las lecturas de razones isotópicas se realizaron en un espectrómetro de masas AE1, modelo MS–10S.

Las constantes utilizadas corresponden a las adoptadas en el Congreso Internacional de Geología No. 25 (1976) de Sydney (Australia) y posteriormente publicados por Steiger y Jäger (1977):  $\lambda (^{40}\text{K}\epsilon) = 0,581 \times 10^{-10}$  años $^{-1}$ ,  $\lambda (^{40}\text{K}\beta) = 4,962 \times 10^{-10}$  años $^{-1}$ , abundancia isotópica  $^{40}\text{K} = 0,01167$  átomo, razón atmosférica  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$ .

#### 4.1.2 PROCEDIMIENTO DE LABORATORIO DEL SERNAGEOMIN PARA EL MÉTODO $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ EN MASA FUNDAMENTAL

Cuatro de las siete dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en el Laboratorio del SERNAGEOMIN. Las muestras de roca se colocaron en un disco de aluminio de alta pureza en conjunto con un grano del mineral monitor, que corresponde a la sanidina de la toba 'Fish Canyon' ( $28,03\pm 0,10$  Ma, Renne et al., 1994). Una vez completado el disco con las muestras, es sellado con una plancheta de aluminio de similares características al disco portador y enviado al reactor nuclear del tipo Herald, de 5 MW de potencia, operado por la Comisión Chilena de Energía Nuclear en las Condes, Santiago. Seguidamente, las muestras se colocan en una posición estable dentro del reactor (Posición A-09), rodeadas por un escudo de cadmio, y son irradiadas por un período de 24 horas consecutivas.

Luego de la irradiación de la muestra de roca se espera alrededor de un mes, seguido por el análisis mediante fusión total de cada monitor que contiene el disco y se determina el valor del parámetro 'J' para cada uno de ellos. Estos valores son tratados por un programa de estadística, lo que permite la construcción de un plano de irradiación suavizado, el cual le asigna a cada una de las muestra del disco su valor de 'J' propio (Pérez de Arce et al., 2003).

Después, las muestras geológicas son introducidas en un disco de cobre y cubiertas con un disco transparente de bromuro de potasio. El disco es introducido en una cámara unida a una línea de *ultra-high-vacuum* (UHV), que está cubierta por una ventana de ZnS, la que es permeable al paso del láser de  $\text{CO}_2$ . Las muestras geológicas se analizan por calentamientos sucesivos con incrementos de temperatura, mediante variaciones de potencia del láser, la que puede llegar a un máximo de 30 W. Esto se lleva a cabo con un lente integrador que permite el calentamiento parejo de un plano de 6 x 6 mm. Después de cada tres pasos, se analiza una muestra de roca del blanco de la línea de extracción, la cual permite hacer las correcciones para los pasos posteriores.

El gas noble de argón se concentra en una trampa fría a  $-133^\circ\text{C}$  ('cold finger') y se limpia con un "getter" ST101 operados a 2,2 A. Una vez purificados son introducidos en un espectrómetro de masas de alta resolución MAP 215-50, con su sistema de detectores utilizado en su configuración de multiplicador de electrones. Los isótopos  $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{37}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$ ,  $^{39}\text{Ar}$  y  $^{40}\text{Ar}$  son analizados en 10 ciclos, y las razones 36/40, 37/40, 38/40 y 39/40 son



calculadas para el tiempo cero (momento de introducción del gas al espectrómetro), para eliminar los efectos de fraccionamiento isotópico durante el análisis. La línea base es analizada al principio y final del proceso para cada paso y restada de la altura de los valores máximos.

La edad aparente obtenida para cada paso de calentamiento considera las correcciones correspondientes a los isótopos de Ar asociados a argón atmosférico y argón formados durante la irradiación del K, Ca y Cl ( $^{40}\text{Ar}$ ,  $^{39}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$ ,  $^{37}\text{Ar}$  y  $^{36}\text{Ar}$ ). La edad *plateau* se define por el criterio de Fleck et al. (1977), el que considera tres o más pasos consecutivos que contengan el 50% o más del total  $^{39}\text{Ar}_K$  liberado y los errores de estos pasos se traslapan a nivel de 2 sigmas de confiabilidad. Cuando se determina una edad *plateau* y una edad Isocrona en un análisis, la primera es la adecuada, excepto cuando los datos de la segunda indican una intercepta de  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} > 295,5 \pm 0,5$  (exceso de argón), en tales casos se prefiere la edad de la Isocrona.

El MSWD (*mean square of the weighted deviates*, desviación estándar promedio) es un parámetro de ajuste que pone a prueba si todos los datos son el muestreo del mismo valor promedio. Indica qué tan bien los datos se ajustan a los mínimos cuadrados calculados en línea recta, normalizados por los errores analíticos. Un MSWD mucho menor que el valor esperado de 1 sugiere que los errores experimentales pueden ser sobreestimados. Valores MSWD > 1 indican los errores experimentales pueden ser subestimados o una relación lineal entre los datos pueden no existir (McDougall y Harrison, 1999). Las pruebas MSWD son la variación de la media para cada etapa de calentamiento comparando el valor medio y la variabilidad de los datos alrededor de la media dentro de los límites de un intervalo de confianza del 95% para cada paso. Las constantes utilizadas corresponden a las mismas utilizadas en el método K-Ar. La fórmula para el MSWD es basada en McIntyre et al. (1966) como se muestra en la ecuación 4-1.

$$\text{MSWD} = \frac{s^2}{n-1} = \frac{1}{n-1} \sum (X_i - \mu_x)^2 / \sigma_i^2 \quad (4-1)$$

#### 4.1.3 PROCEDIMIENTO DE LABORATORIO DEL ARGON GEOCHRONOLOGY LABORATORY, OSU, EE.UU, PARA EL MÉTODO $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ EN PLAGIOCLASA

La separación de los minerales de plagioclasa se realizó en el Laboratorio de Separación de Minerales del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Aproximadamente 100 g de roca fueron molidos en un molino circular de Cr-acero y repetidamente tamizados



hasta un tamaño de grano menor a 400 micrones. Las plagioclasas fueron escogidas en forma manual utilizando lupa binocular con luz reflejada y transmitida. Por último, las muestras de roca fueron lavadas con ultrasonido en agua destilada.

Las correcciones necesarias se obtuvieron a través del software ArArCALC v2.6.2 (Koppers, 2002).

El método utilizado fue el de calentamiento en pasos (*incremental heating*) utilizando el espectrómetro de masas ARGUS-VI. Las 3 muestras de plagioclasa se irradiaron durante 6 horas (14-OSU-02) en el reactor nuclear TRIGA CLICIT en la Universidad Estatal de Oregón junto con el mineral monitor de sanidina FCT-2 ( $28,02 \pm 0,16$  Ma,  $1\sigma$ ; Renne et al. 2008). Se obtuvieron valores individuales "J" para cada muestra de plagioclasas mediante extrapolación parabólica del gradiente de flujo medido versus la altura de la irradiación y típicamente dan incertidumbres 0,2-0,3% ( $1\sigma$ ). El espectrómetro de masas de colectores múltiples ARGUS-VI tiene 5 colectores Faraday (todos equipados con resistencias de 1012 ohmios) y 1 multiplicador de electrones de iones de conteo de CuBe (que se encuentra en una posición junto al colector Faraday de masa más bajo). Esto permite medir simultáneamente todos los isótopos de argón en el multiplicador los de masa 36 y los de masa de 37 a 40 en los cuatro colectores Faradays adyacentes.

Las muestras de las plagioclasas irradiadas fueron cargadas en planchetas de Cu en una cámara de vacío ultra-alto y calentadas de forma incremental mediante el escaneo desenfocado de un haz de láser de CO<sub>2</sub> de 25 W en patrones predefinidos a través de la muestras de plagioclasa, con el fin de liberar el argón uniformemente. Después del calentamiento, los gases reactivos se limpiaron usando un *getter* SAES Zr-Al ST101 operado a 400°C durante ~ 10 minutos y dos *getters* ST172 SAES Fe-V-Zr operados a 200°C y temperatura ambiente, respectivamente.

Todas las edades se calcularon utilizando constante de desintegración corregida de  $(5,530 \pm 0,097 \times 10^{-10})$ / año ( $2\sigma$ ) de Steiger y Jäger (1977) según lo informado por Min et al. (2000). Asimismo, todas las demás constantes utilizadas en los cálculos para estas edades se utilizó la Tabla 2 en Koppers et al. (2003). Las edades de *plateau* e Isocronas por *incremental heating* se calcularon como medias ponderadas con  $1/\sigma^2$  como factor de ponderación (Taylor, 1997) y los ajustes de mínimos cuadrados como YORK2 con los errores correlacionados (York, 1969), utilizando el software ArArCALC de Koppers v2.6.2 (2002).

## 4.2 RESULTADOS DE LAS EDADES

Los resultados de las edades se resumen en las tablas 4.1 y 4.2. Las edades que se obtuvieron coinciden con las edades que reporta Wörner et al. (2000). Se han propuesto varios criterios para definir una edad de cristalización aceptable discutidos por McDougall y Harrison (1999). En este estudio, las edades son aceptadas como las edades de cierre cuando cumplen los siguientes criterios:

1. La edad *plateau* es una parte de un espectro de edad que tiene un mínimo de tres etapas de calentamiento contiguo y concordante con  $\geq 50\%$  del total  $^{39}\text{Ar}_K$  liberado de la muestras de roca o plagioclasa. El término concordante se define como edades aparentes en cada etapa de calentamiento en el *plateau* y que coinciden dentro de los límites de un error  $2\sigma$  (Baksi, 1999).
2. El MSWD (*mean square of weighted deviates*) de la edad *plateau* ponderado e Isocrona inversa está dentro de límites aceptables. Un MSWD ideal es igual a 1, mientras que las edades con un  $\text{MSWD} > 2,5$  no son aceptables.
3. Los pasos que forman el *plateau* también producen una Isocrona bien definida con MSWD aceptables.
4. La relación inicial  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  está dentro de los límites de un error  $2\sigma$  de  $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{Aire}} = 295,5$  lo cual indica una composición atmosférica.

**Tabla 4.1 Resumen de las edades por el método K-Ar.**

Muestras de roca	Unidad	Material	%K	Ar (nl/g)	rad.	%Ar atm.	Edad (ka±2s)	Referencia
IS3-045	Plvi(3)	Roca total	-	-	-	-	96±6	Wörner et al., 2000
IQM-003	Plq(b)	Roca total	-	-	-	-	566±17	Wörner et al., 2000
CAB-03	Plvc	Roca total	1,656	0,11		95	1,7±0,7 Ma	Este trabajo

Tabla 4.2 Resumen de las edades realizadas en este trabajo por el método Ar–Ar.

Muestra de roca	Unidad	Material	Edad integrada (ka±2s)	Edad <i>plateau</i> (ka±2s)	39Ar%	MSWDp <sup>1</sup>	Edad Isocrona inversa (ka±2s)	MSWDi <sup>2</sup>	<sup>40</sup> Ar/ <sup>36</sup> Ar (±1s)
ISL-07	Plvi(2)	Plagioclasa	363,4±17,7	<u>387,0±50,2</u>	58,2	6,53	473,0±125,8	6,12	286,4±13,7
ISL-08	Plvi(2)	Plagioclasa	203,0±9,4	209,7±13,2	87,33	1,9	<u>119,5±48,5</u>	1,18	372,8±69,5
ISL-11	Plvi(3)	Masa fundamental	90±60	<u>83±26</u>	98	0,27	80±40	0,32	296±3
ISL-14	Plvi(3)	Masa fundamental	50±11	<u>50±7</u>	100	0,73	46±6	0,8	298±4
ISM-04	Plvi(3)	Masa fundamental	80±20	<u>80±14</u>	100	0,25	81±13	0,29	295±2
ISM-05	Plvi(3)	Plagioclasa	<b>0,58±0,41 Ma</b>	<b><u>1,70±0,47 Ma</u></b>	61,91	0,83	<b>0,44±0,38 Ma</b>	0,86	297,0±3,9
ISM-06	Plvi(3)	Masa fundamental	80±60	<u>80±30</u>	100	0,11	80±20	0,1	294,9±1,5

<sup>1</sup>MSWDp=MSWD del *plateau*; <sup>2</sup>MSWDi=MSWD de la Isocrona inversa. Las edades subrayadas son las edades preferidas. Las edades en negrita son edades en Ma.

En el presente estudio la edad adecuada para cada muestra de roca se considera el momento de cierre isotópico cuando la composición inicial <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar y los isótopos se quedan atrapados en un sistema cerrado. Las edades *plateau* son la media ponderada por tres a ocho etapas de calentamiento contiguas y concordantes. Las edades Isocronas inversas, fusión total o edades integrados se consideran las edades preferibles en los casos en que la edad *plateau* no cumple con los criterios anteriores.

La mayoría de los resultados muestran los pasos discordantes al inicio y/o al final del calentamiento que reflejan efectos de pérdida de Ar y/o el exceso de Ar. Las edades con un exceso de <sup>40</sup>Ar tienen, por lo general, una edad de fusión total más antigua que la edad *plateau* y las edades con pérdida de Ar presentan edades de fusión total más antiguas que la de *plateau*. Cada mineral se comporta de manera distinta en el análisis y resulta en un espectro particular por lo que se procede a hacer un análisis de los resultados de acuerdo al mineral elegido para la investigación. Las 7 muestras de roca analizadas presentan concordancia con el análisis de campo.

#### 4.2.1 GEOCROLOGÍA EN MASA FUNDAMENTAL

Se analizaron cuatro muestras de roca en masa fundamental en el Laboratorio del SERNAGEOMIN, Chile. Las muestras de roca analizadas son la ISL-11, ISL-14, ISM-04 e ISM-06 pertenecientes a unidad Isluga 3. Según el análisis, los espectros de edades de masa fundamental muestran patrones concordantes y probabilidades de ocurrencia altas, a continuación se analiza cada una de las muestra de roca.

#### 4.2.1.1 Muestra de roca ISL-11

En la muestra de roca ISL-11 de la unidad Isluga 3 la edad *plateau* es de  $83 \pm 26$  ka, el porcentaje de  $^{39}\text{Ar}$  liberado en los 6 pasos de calentamiento considerados para la obtención de la edad es de 98% de un total de 7 pasos. El valor MSWD de 0,27 se considera bueno con una probabilidad de ocurrencia de 95% (Figura 4.1). Por su parte, la edad integrada o de fusión total es de  $90 \pm 50$  ka y concuerda con la edad *plateau*. Sin embargo, la edad integrada presenta un error elevado. Por consiguiente, se escoge a la edad *plateau* como la edad preferible para esta muestra de roca.

En el espectro de % Ar acumulativo versus edad aparente la muestra de roca ISL-11 (Figura 4.1) se puede observar como todos los pasos presentan concordancia entre ellos. Sin embargo, el último paso presentar un mayor error y no se descarta para el análisis de la edad *plateau*.

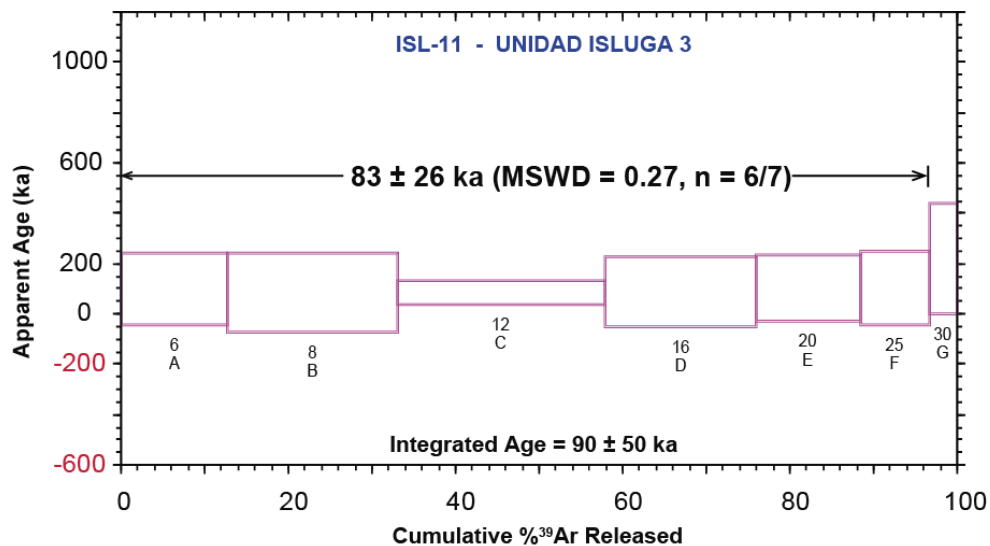


Figura 4.1. Espectro de la edad *plateau* ponderada para la muestra de roca ISL-11 de la unidad Isluga 3.

La edad de la Isocrona inversa es de  $80 \pm 40$  ka presenta un error alto y como se puede apreciar en el diagrama de  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  versus  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  (Figura 4.2) los datos se encuentran agrupados muy cercanos entre ellos y no se puede observar el trazado de la Isocrona, el MSWD=0,32 y la probabilidad de ocurrencia es de 90% y la intercepta es de  $296 \pm 3$ , atmosférico.

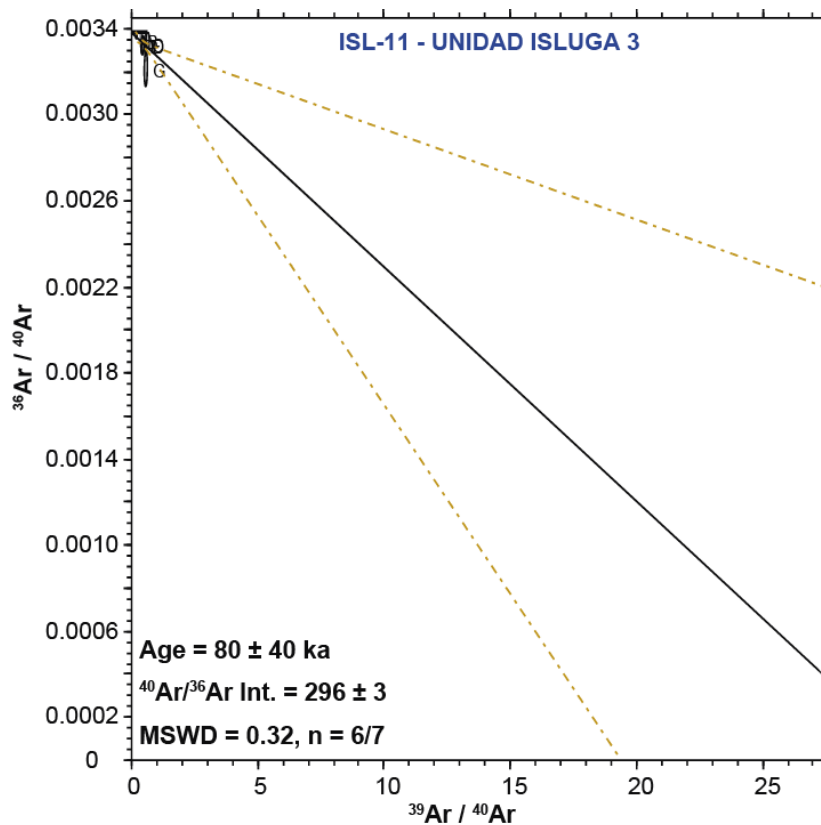


Figura 4.2. Diagrama de Isocrona Inversa para la muestra de roca ISL-11 de la unidad Isluga 3.

#### 4.2.1.2 Muestra de roca ISM-04

En la muestra de roca ISM-04 de la unidad Isluga 3 el resultado de la edad *plateau* ponderada es de  $80 \pm 14$  ka, en este caso se utilizaron los 7 pasos de calentamiento para la edad *plateau* (el porcentaje de  $^{39}\text{Ar}$  liberado es del 100%) que concuerda con la edad de fusión total de  $80 \pm 20$  ka. El valor MSWD de 0,25 se considera bueno, con una probabilidad de ocurrencia de 96% (Figura 4.3). En este caso, aunque las dos edades son las mismas, se escoge a la edad *plateau* como la edad adecuada por ser la edad con un menor error analítico. En el diagrama de % Ar acumulativo versus edad aparente (Figura 4.3) de la edad *plateau* se aprecia como los pasos son concordantes entre ellos y se logra un *plateau* con todos los pasos.

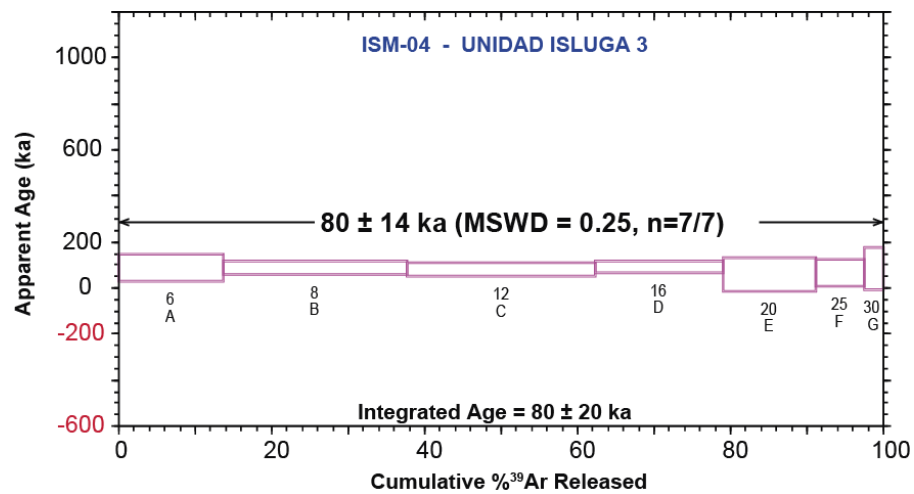


Figura 4.3. Espectro de la edad *plateau* ponderada para la muestra de roca ISM-04 de la unidad Isluga 3.

En el diagrama de Isocrona inversa (Figura 4.4) destaca que hay una agrupación de datos en el que la ejecución de la Isocrona es deficiente, como se puede observar en la figura 4.4, la edad asociada es  $81 \pm 13$  ka, un MSWD de 0,29, una probabilidad de ocurrencia de 92% y la intercepta  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  es de  $295 \pm 2$ , lo cual apoya considerar la edad *plateau* de  $80 \pm 14$  ka.

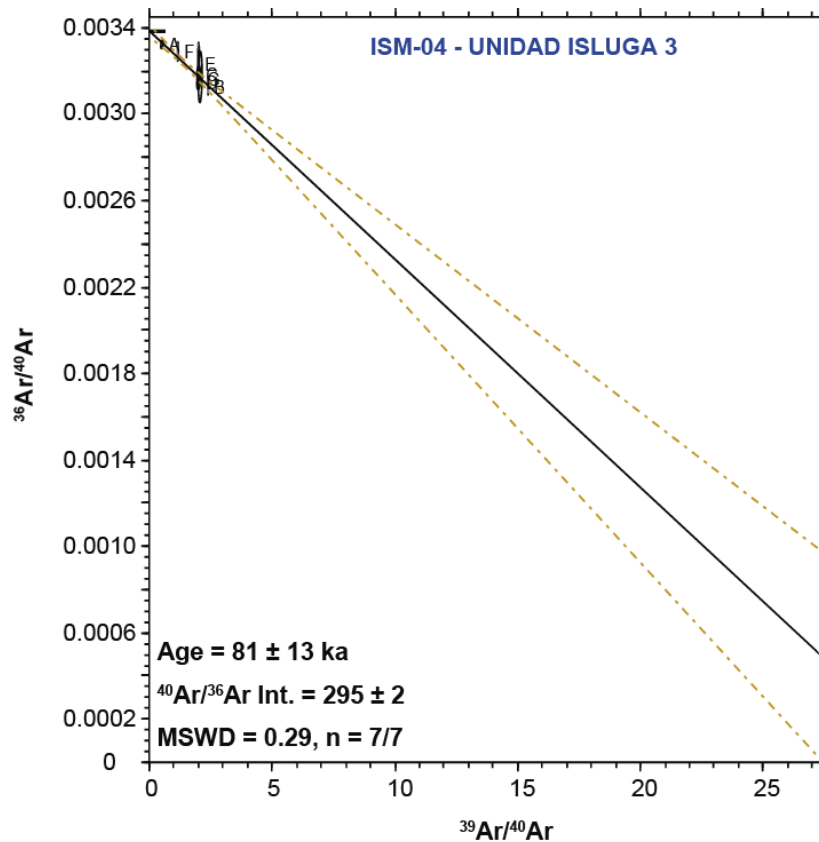


Figura 4.4. Diagrama de Isocrona Inversa para la muestra de roca ISM-04 de la unidad Isluga 3.

#### 4.2.1.3 Muestra de roca ISM-06

Del mismo modo que la muestra de roca anterior, para el cálculo de la edad *plateau* (Figura 4.5) de la muestra de roca ISM-06 de la unidad Isluga 3 se utilizan los 7 pasos para el cálculo, lo que es equivalente al 100% del  $^{39}\text{Ar}$  liberado, el resultado es de  $80 \pm 30$  ka, con un MSWD de 0,11 y la probabilidad de ocurrencia del 100%. Asimismo, la edad de fusión total de  $80 \pm 60$  ka concuerda con la edad *plateau*, y como en el caso anterior, se escoge a la edad *plateau* como la edad correcta por obtener el menor error analítico.

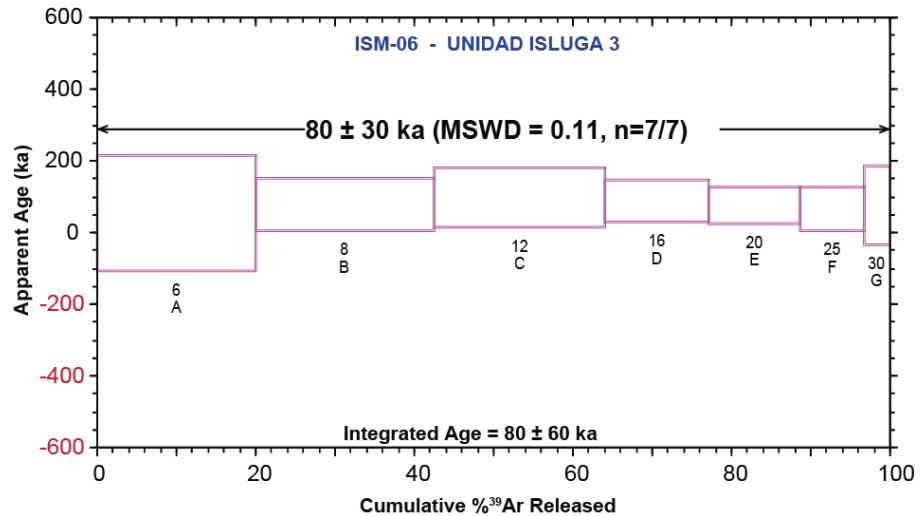


Figura 4.5. Espectro de la edad *plateau* ponderada para la muestra de roca ISM-06 de la unidad Isluga 3.

En el diagrama de la Isocrona inversa (Figura 4.6) destaca, como en el caso anterior, la agrupación de datos que hace difícil la ejecución y el análisis de la misma. Sin embargo, la edad reportada es de  $80 \pm 20$  ka, el MSWD 0,1, una probabilidad de ocurrencia 99% y una intercepta  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de  $294,9 \pm 1,5$ , lo cual indica un valor atmosférico. Por lo tanto, la edad *plateau* es la edad de que se considera indicada en este caso.



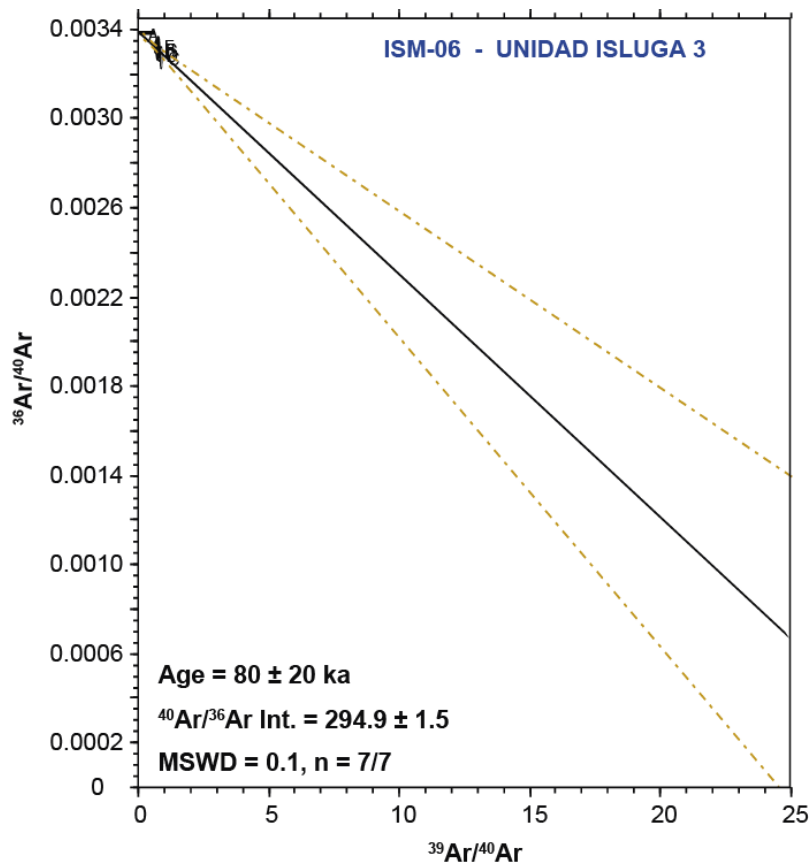


Figura 4.6. Diagrama de Isocrona Inversa para la muestra de roca ISM-06 de la unidad Isluga 3.

#### 4.2.1.4 Muestra de roca ISL-14

La muestra de roca ISL-14 de la unidad Isluga 3 es la edad más joven encontrada, la edad *plateau* dio como resultado  $50 \pm 7$  ka (Figura 4.7), mientras que la edad de fusión total o integrada es de  $50 \pm 11$  ka. En este análisis, la edad de la Isocrona inversa fue de  $46 \pm 6$  ka. Los patrones de la figura 4.7 de la edad *plateau* son concordantes entre ellos y abarca los 7 pasos de calentamiento que representan 100% del total de  $^{39}\text{Ar}$  liberado. Por otra parte, esta edad presenta un MSWD de 0,73, indicando una probabilidad de ocurrencia del 62%, estas cifras son favorables para el análisis geológico del volcán Isluga. La edad de preferencia para esta muestra de roca es la edad *plateau* de  $50 \pm 7$  ka por tener un error analítico bajo.

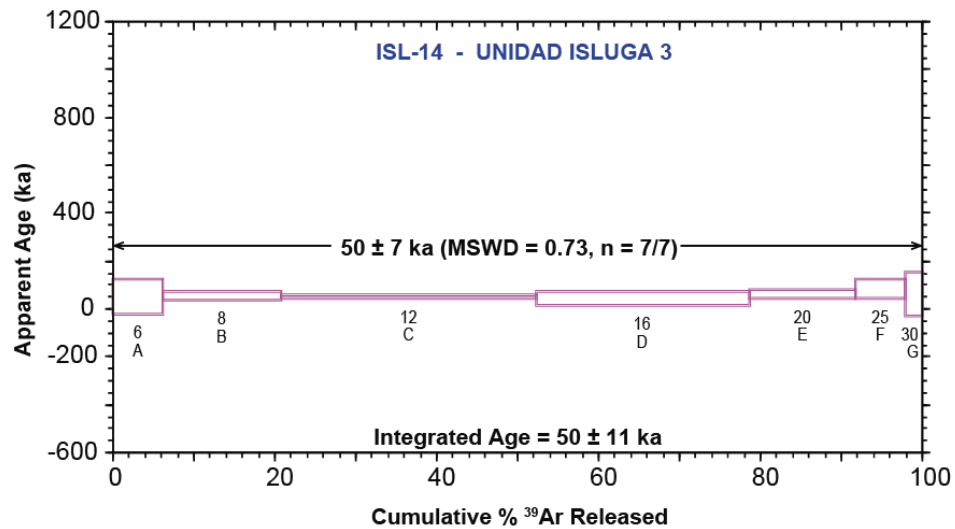


Figura 4.7. Espectro de la edad *plateau* ponderada para la muestra de roca ISL-14 de la unidad Isluga 3.

La Isocrona inversa (Figura 4.8) para esta muestra de roca presenta una tendencia en la que se puede trazar una Isocrona, el MSWD es de 0,8, con 55% de probabilidad de ocurrencia y un valor atmosférico  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de  $298 \pm 4$ . Los resultados de la Isocrona inversa son considerados buenos y concordantes con la edad *plateau* y de fusión total. Sin embargo, la edad *plateau* presenta mejor MSWD y mayor probabilidad de ocurrencia.

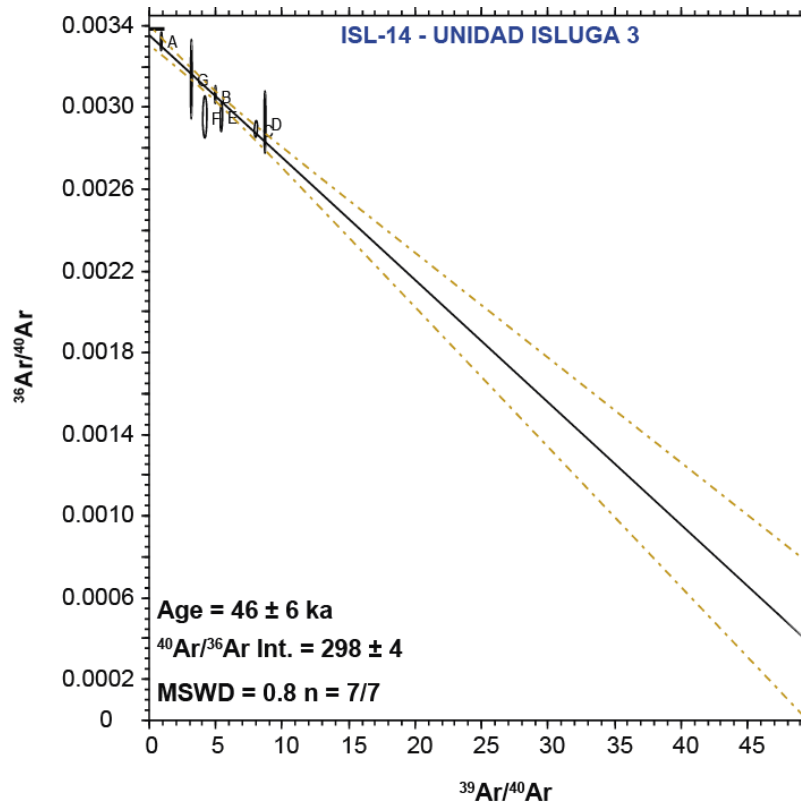


Figura 4.8. Diagrama de Isocrona Inversa para la muestra de roca ISL-14 de la unidad Isluga 3.

#### 4.2.2 GEOCRONOLOGÍA EN PLAGIOCLASA

Las muestras de plagioclasas analizadas son la ISL-07 e ISL-08 de la unidad Isluga 2 y la muestra de plagioclasas ISM-05 de la unidad Isluga 3. Según los análisis, los espectros de edades de plagioclasa muestran patrones que incluyen el efecto de pérdida de argón en los pasos iniciales a bajas temperaturas (Baksi, 1999).

##### 4.2.2.1 Muestra de plagioclasa ISL-07

Del análisis realizado a la muestra de plagioclasas ISL-07 de la unidad Isluga 2 se puede observar que la edad *plateau* dio como resultado  $387,0 \pm 42,2$  ka (Figura 4.9), mientras que la edad de fusión total o integrada es de  $363,4 \pm 17,8$ . En este análisis, la edad de la Isocrona inversa fue de  $473,0 \pm 125,2$ .

Los patrones de este diagrama son ascendentes hacia las etapas de mayor calentamiento, lo que indica pérdida de Ar (Baksi, 1999). Debido a que los primeros pasos derivan de sitios de retención de baja de Ar y los últimos pasos provienen de una alta retención del gas argón. Por lo tanto, los pasos de baja temperatura normalmente exhiben edades menor que, o igual, a aquellas de los pasos de temperatura más altas (Baksi, 1999).

La edad *plateau* ponderada abarca 10 pasos de calentamiento que representan 60% del total de  $^{39}\text{Ar}$  liberado en 23 pasos. Por otra parte, esta edad presenta un MSWD de 6,53, indicando una probabilidad de ocurrencia cercana a 0% lo que hace que la edad carezca de significado geológico.

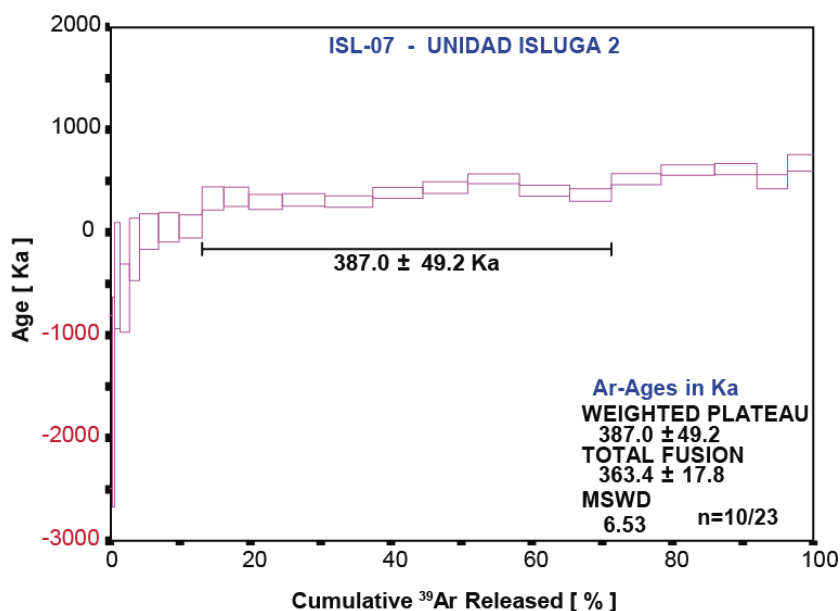


Figura 4.9. Espectro de la edad *plateau* ponderada para la muestra de plagioclasas ISL-07 de la unidad Isluga 2.

La Isocrona inversa para esta muestra de plagioclasas (Figura 4.10) presenta una tendencia en la que se puede diagramar una Isocrona como resultado la edad de  $473,0 \pm 125,2$  ka, sin embargo el MSWD es de 6,12 y también tiene cerca de 0% de probabilidad de ocurrencia por lo que esta edad tampoco puede ser considerada para la estratigrafía de la rocas del volcán Isluga.

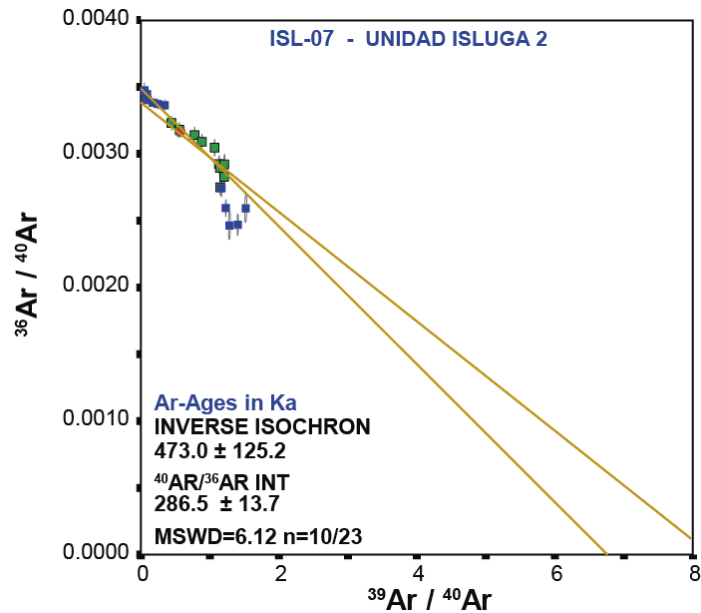


Figura 4.10. Diagrama de Isocrona Inversa para la muestra de plagioclasas ISL-07 de la unidad Isluga 2.

#### 4.2.2.2 Muestra de plagioclasas ISL-08

En la muestra de plagioclasas ISL-08 de unidad Isluga 2 la edad *plateau* es de  $209,7 \pm 13,2$  ka (Figura 4.11), para esta edad se consideraron 12 pasos de calentamiento, en los que se considera 87% de  $^{39}\text{Ar}$  liberado, de un total 23 pasos. La edad de fusión total es de  $203,0 \pm 9,4$  ka. Al analizar esta muestra de plagioclasas, el MSWD resulta en 1,90 y representa un 3% de probabilidad de ocurrencia, aunque este MSWD es alto y su probabilidad es baja, la edad obtenida representa un significado geológico del volcán Isluga. Como se puede observar las dos edades son concordantes y se traslapan en sus errores.

Los diagramas de edad *plateau* (Figura 4.11), al igual que en la muestra de plagioclasas ISL-07, muestran un patrón ascendente conforme aumenta la temperatura, aunque el patrón no es tan marcado como en la muestra de plagioclasas ISL-07. En el caso de la muestra de plagioclasas ISL-08 el *plateau* es un poco difuso y no se observa con claridad, es por las razones anteriores que no se escoge a la edad *plateau*, ni a la de fusión total como las edades de preferencia.

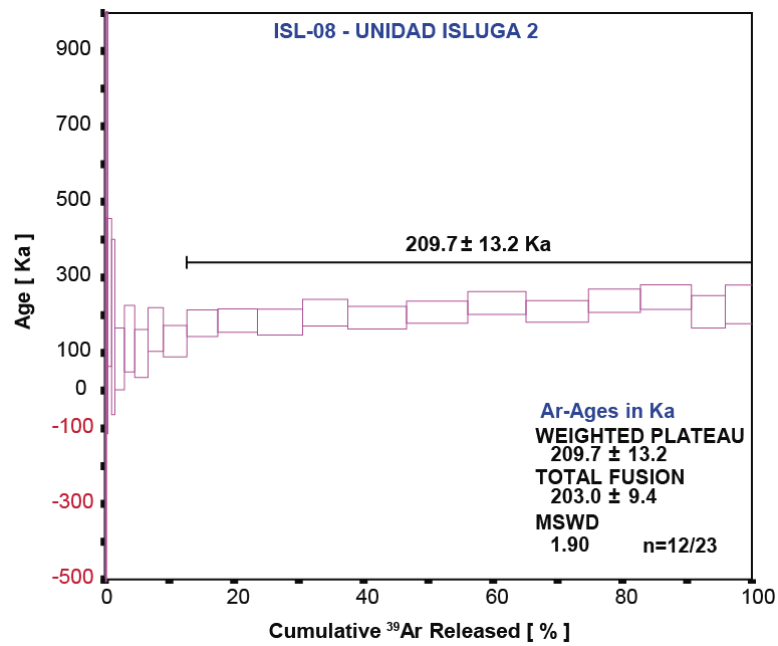


Figura 4.11. Espectro de la edad *plateau* ponderada para la muestra de plagioclasas ISL-08 de la unidad Isluga 2.

El resultado de la Isocrona inversa de ISL-08 es de  $119,5 \pm 48,5$  ka y su MSWD es de 1,18 con una probabilidad de 30% (Figura 4.12), la intercepta indica una razón  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  elevada de  $372,8 \pm 69,2$ ka. Por lo tanto, se descarta la edad *plateau* por ser sobre estimada y se utiliza la edad de Isocrona inversa para esta. En el diagrama de la Isocrona inversa (Figura 4.12) se observa como la distribución es difusa, sin embargo se puede trazar una Isocrona y su edad es más confiable para el análisis geológico.

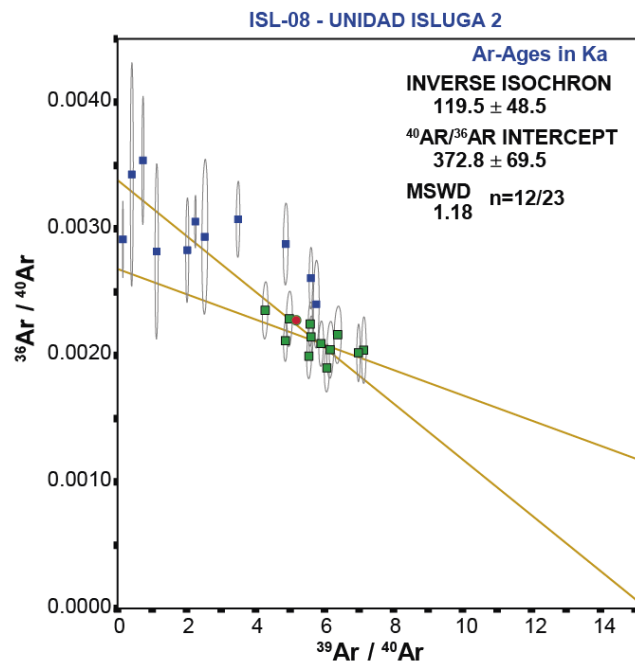


Figura 4.12. Diagrama de Isocrona Inversa para la muestra de plagioclasas ISL-08 de la unidad Isluga 2.

### 4.2.2.3 Muestra de plagioclasas ISM-05

En la muestra de plagioclasas ISM-05 de la unidad Isluga 3 se obtuvo una edad *plateau* de  $1,70 \pm 0,47$  Ma y MSWD de 0,83 (Figura 4.13) representada por un porcentaje de argón liberado de 62%, que corresponde a 8 paso de calentamiento para un total de 23. Si se compara la edad *plateau* con la edad de fusión total o integrada esta indica una edad de  $0,58 \pm 0,41$ , analíticamente no aceptable.

En el diagrama de la figura 4.13 se puede observar como el patrón generado por esta muestra de plagioclasas es escalonado ascendente hacia la temperatura más alta, este patrón es el más marcado de todas las edades analizadas en plagioclasa, lo que sugiere una pérdida de argón afectando la muestra de plagioclasas.

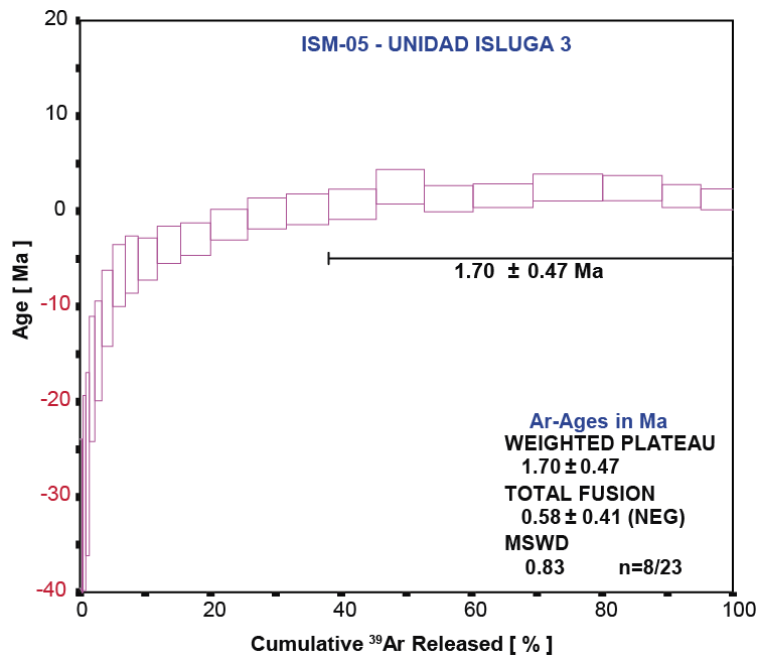


Figura 4.13. Espectro de la edad *plateau* ponderada para la muestra de plagioclasa ISM-05 de la unidad Isluga 3.

En el análisis de la Isocrona inversa (Figura 4.14) se puede observar cómo se experimenta una agrupación de datos lo que produce incertidumbres en las proporciones iniciales y edades Isocronas. Esta agrupación de datos hace que la edad no sea confiable a pesar de que el MSWD es de 0,86 y que representa una probabilidad del 52%. La intercepta indica una razón  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de  $297 \pm 3,9$  lo cual permite el uso y la preferencia a la edad *plateau* de  $1,7 \pm 0,47$  Ma.

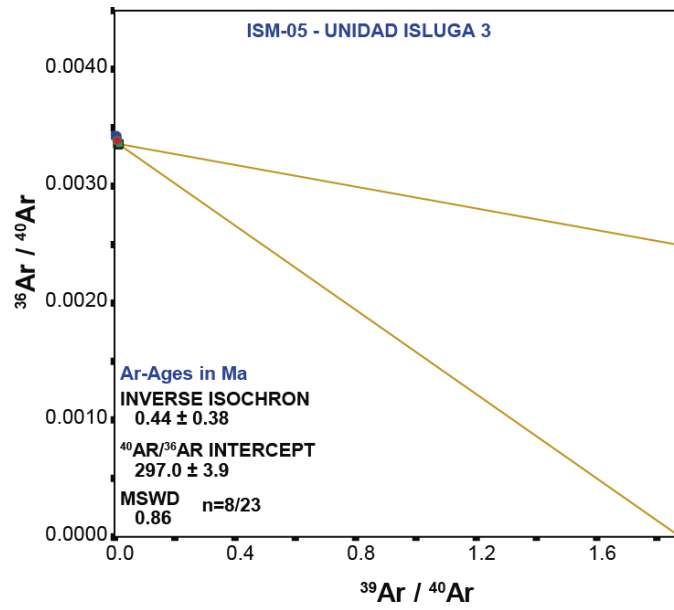


Figura 4.14. Diagrama de Isocrona Inversa para la muestra de plagioclasa ISM-05 de la unidad Isluga 3.



## Capítulo 5. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

### 5.1 INTRODUCCIÓN

La caracterización geoquímica de elementos mayores y traza del volcanismo del área de estudio se definió basado en el análisis químico de 44 muestras de rocas representativas de las diferentes unidades volcánicas con el fin de comprender la evolución geoquímica del volcán Isluga.

El estudio de la geoquímica de roca total se realiza para clasificar las rocas pertenecientes a las unidades establecidas con el objetivo de estudiar la diferenciación de las composiciones e identificar la compatibilidad e incompatibilidad relativa de los diversos elementos mayores y traza y, así poder analizar las afinidades composicionales y genéticas. El estudio de las características de los magmas y la caracterización magmática son temas primordiales en este estudio, para poder identificar procesos petrogenéticos.

Las rocas del volcán Isluga varían entre 57–65% en peso de SiO<sub>2</sub>, contenidos de K<sub>2</sub>O entre 2,5–4% en peso y un contenido de máximo de MgO de 3,3% en peso (a 57% en peso SiO<sub>2</sub>). La relación FeO/MgO para estas rocas varía entre 2,2–3,2% en peso y su campo composicional es el de las andesitas y dacitas según el diagrama de clasificación de Le Bas et al. (1986) (Figura 5.1). Todas las muestras de roca se observan en el campo composicional de las rocas calco–alcalinas de alto contenido de K (Figura 5.2).

### 5.2 METODOLOGÍA

La preparación para los análisis químicos se realizó en el laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y se seleccionaron las muestras de roca sin evidencia de alteración. Se realizó un chancado, tamizado en malla 5 y cuarteado de la muestras de roca para luego procesar en los molinos de anillo de ágata y obtener un tamaño adecuado de malla 200. Las muestras de roca se enviaron a los laboratorios ActLabs (código: 4Lithos) y en los laboratorios ACME (código: 4A4B y 1DX1) para la geoquímica de roca total.

De esta manera, se determinó la abundancia total de óxidos de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, CaO, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MnO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, mediante el método FUS-ICP. Los análisis de elementos traza fueron realizados utilizando un espectrómetro de masas con plasma

acoplado por inducción (ICP-MS e ICP), en caso de los laboratorios ACME también se utilizó el Aqua regia-ICP/MS. Los elementos que se determinaron con esta técnica son: Ag, As, Ba, Be, Bi, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Ge, Hf, Ho, In, La, Lu, Mo, Nb, Nd, Ni, Pb, Pr, Rb, Sb, Sc, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tl, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zn, Zr.

### 5.3 RESULTADOS DE LA GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

#### 5.3.1 ELEMENTOS MAYORES

Los elementos mayores son aquellos que se presentan en una roca en concentraciones mayores al 1% en peso (10.000 ppm). Sirven principalmente para clasificar una roca y para la construcción de diagramas de variación (Rollinson, 1993), los cuales son presentados en la tabla de Anexo 2.

Las rocas del volcán Isluga se caracterizan por un restringido contenido de sílice de 57-65% en peso y  $Al_2O_3$  de 15- 18% en peso. Además de un contenido de MgO entre 1,5-3,5% en peso y  $Na_2O$  de 3-5% en peso (Anexo 2).

En el diagrama de total álcalis versus sílice (TAS, Le Bas et al., 1986, Le Maitre et al., 1989) se aprecia que las muestras de roca del volcán Isluga son de composición traquiandesítica, andesítica y dacítica (Figura 5.1) y de acuerdo al gráfico de  $K_2O$  versus sílice (Pecerrillo y Taylor, 1976) se clasifican como una serie calcoalcalina de alto contenido de potasio (Figura 5.2). En el diagrama de TAS, 2 muestras de roca destacan del conjunto, estas son la ISE-04 de la unidad Isluga 2 que contiene la menor cantidad de sílice y corresponde a una traquiandesita y la ISM-02 de la unidad Frailes que se encuentra entre el límite de dacita (Figura 5.1). Del mismo modo, la muestra de roca ISL-13, de la unidad Isluga 3 destaca de la tendencia de su unidad siendo más diferenciada que el resto.

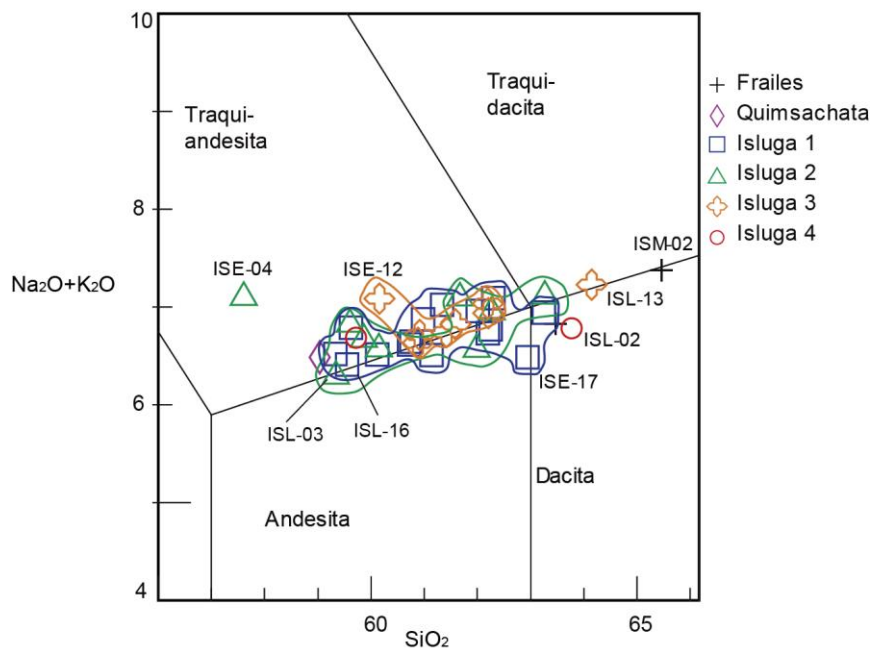


Figura 5.1. Diagrama de TAS (aumentado) de las rocas del volcán Isluga, nótese el restringido campo en que se encuentran las rocas del volcán Isluga (Le Bas et al., 1986, Le Maitre, 1989).

Se puede observar en la figura 5.2 como la unidad Frailes es la que contiene mayor porcentaje de potasio junto con la muestra de roca ISE-13 de la unidad Isluga 1. La unidad Isluga 2 mantiene un menor porcentaje relativo a la unidad Isluga 3 (Figura 5.2). Todas las unidades crecen a medida que aumenta el contenido de sílice.

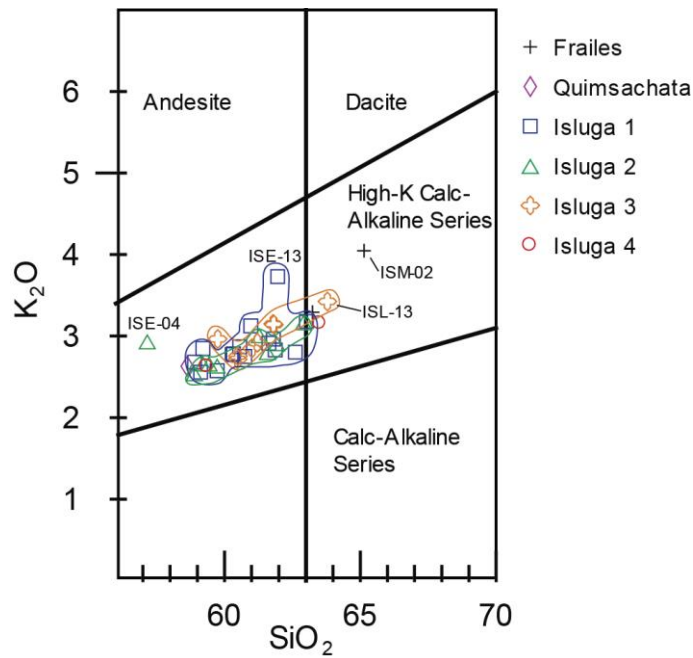


Figura 5.2. Serie de alto contenido de potasio de las rocas del volcán Isluga (Peccherillo y Taylor, 1979).

Mientras tanto, en el diagrama ternario AFM (A: álcalis; F:  $\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0,89 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ ; M: MgO, expresados en % en peso; Figura 5.3) las muestras de roca presentan un patrón típico de la serie calcoalcalina de márgenes activos, en el que se puede apreciar una tendencia ascendente de la unidad Frailes hacia las unidades más jóvenes del volcán.

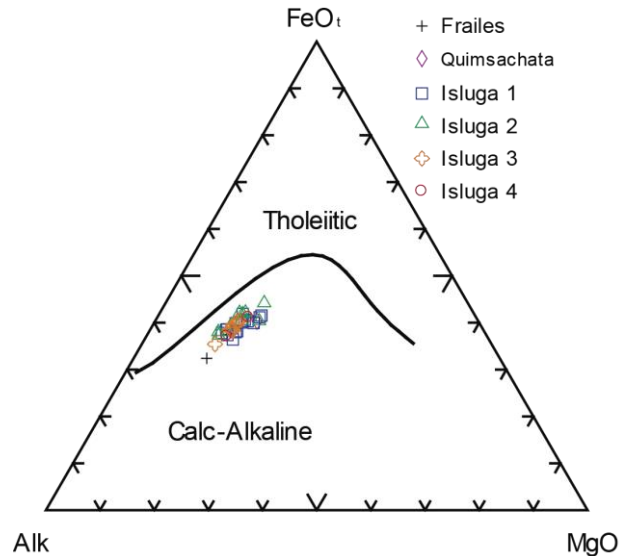


Figura 5.3. Diagrama de variación ternario AFM con el límite de Irvine y Baragar (1971) el cual discrimina entre las series toleítica y calcoalcalina.

### 5.3.2 DIAGRAMAS DE VARIACIÓN

Los diagramas Harker para elementos mayoritarios se utilizan para reconocer y representar las variaciones de las rocas volcánicas. En el volcán Isluga se presentan dispersas para el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y el  $\text{Na}_2\text{O}$  para los otros óxidos son generalmente lineales y con escasa dispersión, se interpreta que las rocas son cogenéticas y sus tendencias podrían explicarse por procesos de cristalización fraccionada o fusión parcial.

En general, los contenidos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  se encuentran entre un 15–18% en peso disminuyendo con el aumento de sílice (Figura 5.4). La unidad Isluga 1 es la que contiene mayor dispersión, sin una tendencia clara. En contraste, la unidad Isluga 3 es la que se encuentra con menor dispersión y comprende una tendencia lineal, disminuyendo el aluminio conforme aumenta el sílice. El MgO en todas las unidades se comporta de manera lineal decreciente conforme aumenta el contenido de sílice. Cabe señalar que la Isluga 2 y 3 son las que se encuentran en los extremos de la línea de tendencia. La unidad Frailes no pertenece al volcán Isluga, sino a un magmatismo del Mioceno y se separa de las tendencias del Isluga siendo más evolucionada.

La variación del  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y el  $\text{TiO}_2$  presenta una pendiente pronunciada y decreciente cuando aumenta el contenido de sílice. La muestra de roca con mayor contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  es la ISL-03 de la unidad Isluga 2. En el óxido de hierro las muestras de roca no presentan una diferenciación entre las unidades, todas las muestras de roca se encuentran bien distribuidas entre los 5–8% en peso (Figura 5.4). Los porcentajes del óxido de titanio se encuentran entre 0,5–1,5% en peso. En este caso, se puede apreciar una leve diferencia del titanio en la unidad Isluga 3 con respecto a las demás unidades.

El  $\text{Na}_2\text{O}$  se mantiene relativamente constante entre valores de 3-4% en peso para contenidos de sílice entre 57% y 66% en peso. La unidad Isluga 1 tiene una muestra de roca (ISE-13) con un porcentaje anómalo de  $\text{Na}_2\text{O}$ , menor a todas las demás muestras de roca de 3,3% en peso (Figura 5.4), que se mantienen entre los 3,6–4,1% en peso.

En cuanto al  $\text{K}_2\text{O}$ , es el único de los elementos mayores que aumenta conforme asciende el contenido de sílice (Figura 5.4), como se aprecia en el contenido de  $\text{Na}_2\text{O}$  la unidad Isluga 1 contiene la muestra de roca ISE-13 con una anomalía relativa a las otras unidades, en este caso se acerca al 4% en peso mientras que las otras muestras de rocas se encuentran alrededor de 3% en peso.

El  $\text{CaO}$  y el  $\text{P}_2\text{O}_5$  siguen una tendencia decreciente al aumento en el sílice (Figura 5.4). En general el  $\text{CaO}$  se concentra entre los 4–6% en peso, sin presentar diferenciación alguna. Para el  $\text{P}_2\text{O}_5$ , se exhibe nuevamente la anomalía relativa de la muestra de roca ISE-13 con respecto a la tendencia general de las muestras de rocas.

Las tendencias lineales de los contenidos de  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  con un comportamiento inversamente proporcional al contenido de sílice (Figura 5.4) se correlacionan con el fraccionamiento de los minerales ferromagnesianos (piroxeno y anfíbola) y la plagioclasa, asumiendo un magma parental. Asimismo, la disminución del contenido de Fe total con respecto al contenido de sílice indica la cristalización de la magnetita en etapas tempranas.

De acuerdo con lo anteriormente descrito es posible inferir una evolución magmática co-genética de la sucesión estudiada, ya que se caracteriza por presentar patrones coherentes en los diagramas de Harker. A excepción de la muestra de roca ISE-04, que es una muestra mucho más afanítica que las otras y se encuentra en un depósito con material explosivo y la muestra de roca ISE-13 la cual es una colada de lava antigua de la unidad Isluga 1 que se encuentra cerca de la unidad Frailes.

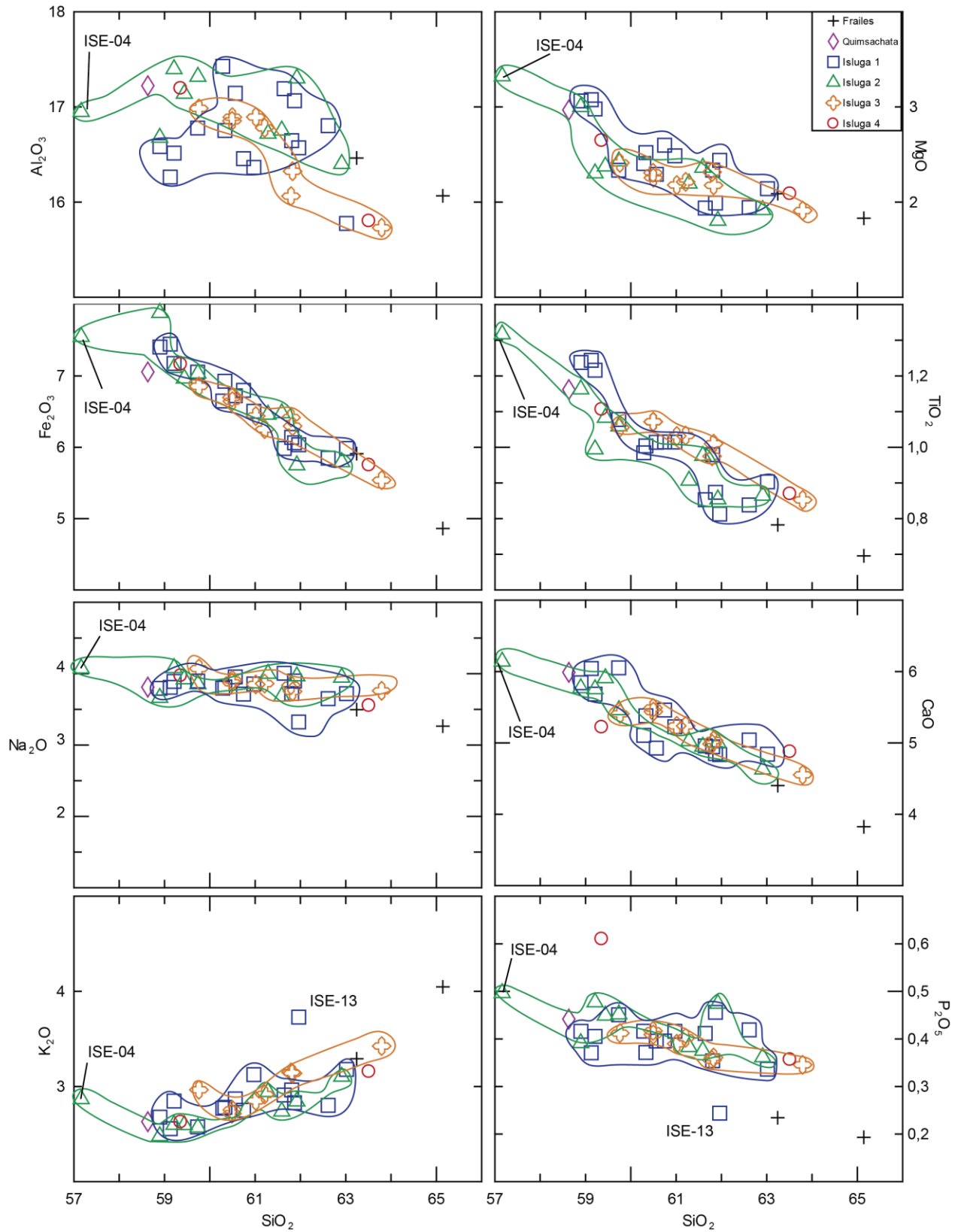


Figura 5.4. Diagramas Harker de variación de óxidos versus óxido de sílice de las muestras de roca del volcán Isluga, valores en porcentaje en peso.



### 5.3.2.1 Elementos traza

Los elementos traza son aquellos que se presentan en una roca en concentraciones menores de 0,1% en peso (<1000 ppm). Estos elementos son indicadores de procesos petrogenéticos y, en ciertos casos, pueden servir para discriminar ambientes tectónicos (Rollinson, 1993). Se dividen en elementos compatibles, los cuales tienden a incorporarse en las fases cristalinas, y elementos incompatibles, los cuales se quedan en el líquido (magma). Los elementos que tienen coeficientes de partición  $>1$  (p. ej. Ni, Cr), son denominados compatibles. Son preferencialmente retenidos en los sólidos residuales, durante procesos de fusión parcial.

Así mismo, son incluidos en los sólidos cristalizados durante la cristalización fraccionada. Los elementos que tienen valores de coeficiente de partición  $< 1$  son denominados incompatibles. Estos últimos se encuentran concentrados en la fase líquida durante procesos de fusión y cristalización. Los elementos que son incompatibles con respecto a los minerales normales del manto, como olivino, piroxeno, espinela y granate se dividen según su carga y radio iónico en dos grupos: 1- LILE (*large ion lithophile elements*): son elementos de carga iónica baja y de radio iónico grande, con potenciales iónicos  $<2$ , entre los que se incluyen elementos como Cs, Sr, Rb, K y Ba, así mismo Eu divalente y Pb divalente. 2- HFSE (*high field strength elements*): son elementos de carga iónica alta y radio iónico pequeño, con potenciales iónicos  $>2$ , entre los que se incluyen elementos como Sc, Y, Th, U, Pb<sup>4+</sup>, Zr, Hf, Ti, Nb y Ta, así como las REE (Rollinson, 1993).

Los resultados de los análisis de los elementos trazas se presentan en el Anexo 2.

En el gráfico del V todas las unidades se traslapan (Figura 5.5) y se puede apreciar una tendencia general de disminuir con aumento de sílice. Las unidades se mantienen entre los 70–170 ppm a excepción de la unidad Isluga 3 que se conserva entre los 100–130 ppm, cabe resaltar que esta unidad es la única con una baja dispersión.

En el gráfico del Th se destaca un leve aumento de las unidades conforme crece el sílice (Figura 5.5). Asimismo, en el diagrama del Zr se observa una dispersión de las unidades y no se logra distinguir tendencia general o específica.

La disminución del contenido de Sr (Figura 5.5) a medida que aumenta el contenido de sílice se correlaciona con el fraccionamiento de plagioclasa. Asimismo, la tendencia de

disminución del contenido de V indicaría la cristalización de clinopiroxeno y el fraccionamiento de apatito.

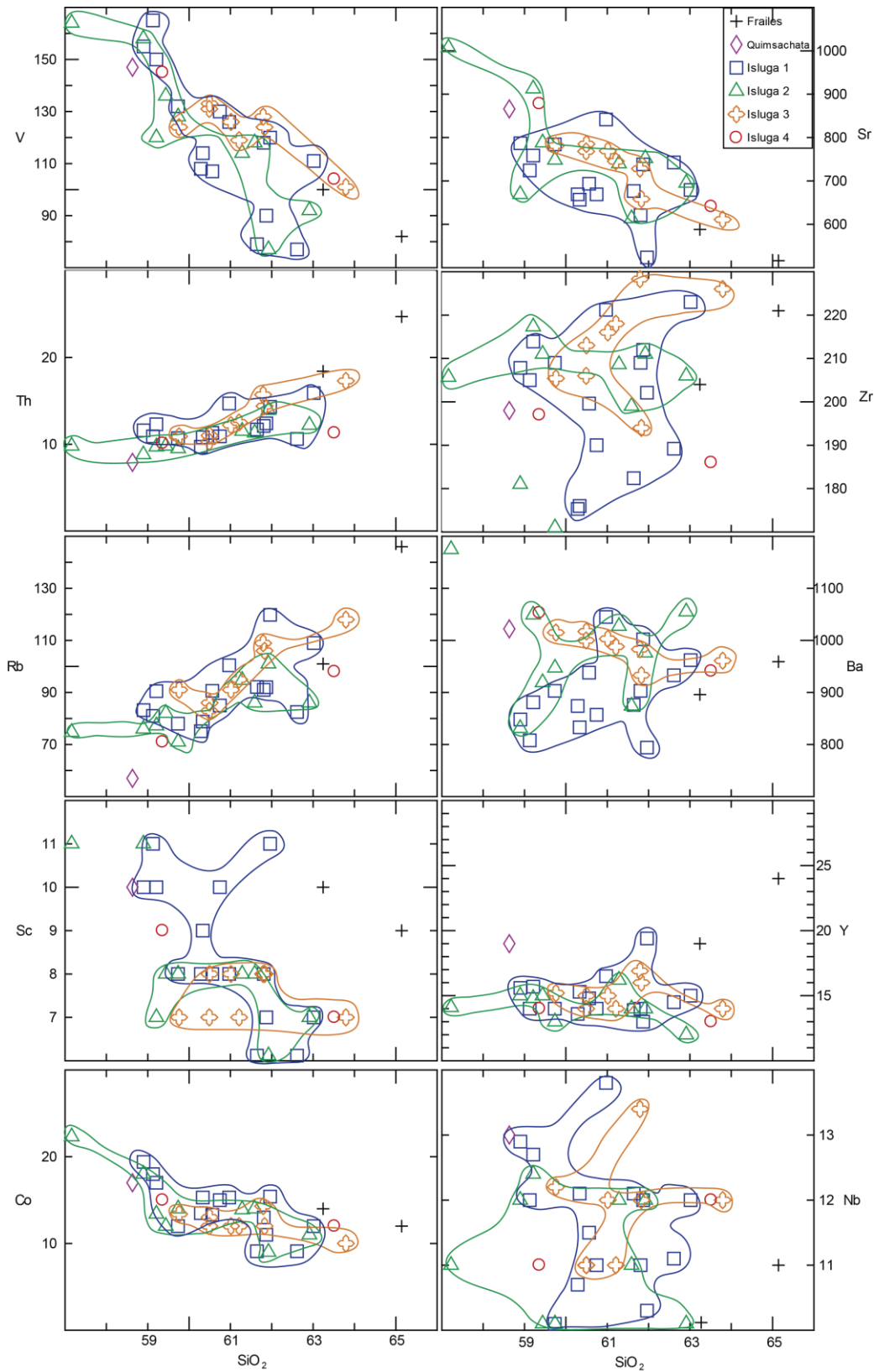


Figura 5.5. Diagramas de variación de elementos traza versus sílice de las rocas del volcán Isluga.

### 5.3.3 DIAGRAMAS SPIDER

Los diagramas multielementos normalizados son basados en el agrupamiento de los elementos incompatibles con respecto a una mineralogía típica, ya sea del manto o la composición de las rocas más primitivas (condritos), lo que permite observar cualquier fraccionamiento de las REE con respecto a la fuente relativa y medir la desviación de una composición primitiva (Rollinson, 1993).

Los elementos de las tierras raras (REE, *Rare Earth Elements*) se encuentran entre los elementos trazas útiles para los estudios petrogenéticos de rocas ígneas. Los elementos que constituyen a las REE son: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu y Y se dividen según su número atómico en LREE (*Light Rare Earth Elements*): elementos de las tierras raras ligeras, aquellos elementos con números atómicos bajos (La, Ce, Pr, Nd, Pm). Los MREE (*Middle Rare Earth Elements*): elementos de las tierras raras medianas, aquellos elementos con números atómicos intermedios (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy). Y por último, HREE (*Heavy Rare Earth Elements*): elementos de las tierras raras pesadas, aquellos elementos con número atómico alto (Ho, Er, Tm, Yb, Lu) (Rollinson, 1993).

Los patrones de REE en las rocas ígneas están controlados por la composición de la fuente magmática, por el grado de fusión parcial y por el equilibrio cristal-líquido que va desarrollándose durante su evolución (Rollinson, 1993).

Al graficar las REE se escogió el diagrama spider normalizado a condrito (Sun y McDonough, 1989) y los diagramas multielementos son normalizados a EMORB (Sun y McDonough, 1989).

En la figura 5.6 se aprecia que el patrón de las REE es enriquecido en la LREE y progresivamente empobrecido en HREE. Se destaca que en todas las unidades los patrones son prácticamente paralelos sin anomalías significantes es característico de rocas que provienen de una fuente profunda con anfíbola±granate residual. La anomalía de Eu no se hace presente en las distintas unidades. Cabe destacar que en la unidad Isluga 1 hace una pequeña inflexión en el Eu. Esta anomalía según Rollinson (1993) puede ser interpretada como que la plagioclasa es un mineral fraccionado o residual de la fuente magmática.

Como se resalta en la figura 5.6 la unidad Frailes sobresale del resto de las muestras de roca y es más enriquecida en MREE hacia HREE con respecto a las otras unidades en una forma cóncava. La unidad Quimsachata, se mantiene más enriquecida en LREE y después

del Dy disminuye con respecto a la unidad Frailes pero se mantiene sobre las otras unidades. Las unidades Isluga 1 a 4 se mantienen en la misma tendencia.

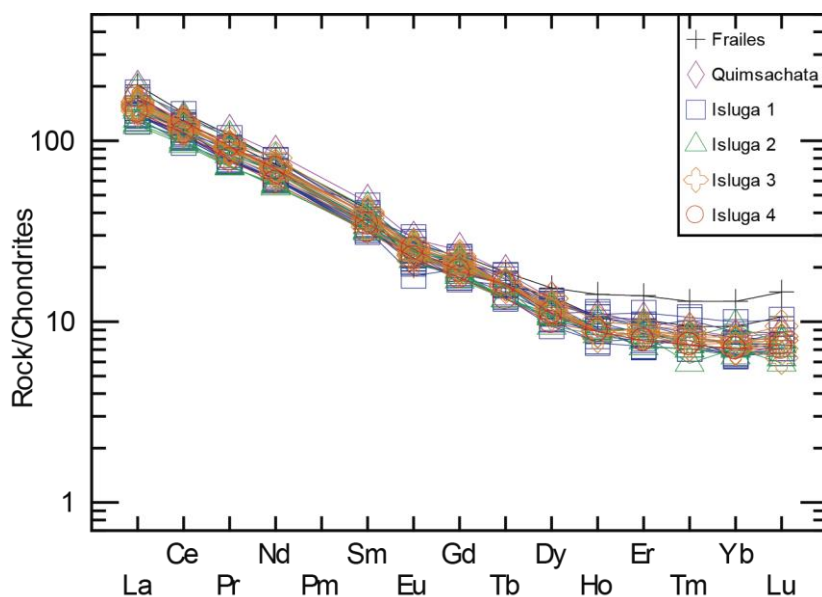


Figura 5.6. Diagramas de REE con valores normalizados a condrito según los valores de Sun y McDonough (1989).

El patrón de las rocas del volcán Isluga se caracteriza por altos valores de elementos móviles y una progresiva disminución en los elementos inmóviles (Figura 5.7). La concentración del Zr podría ser controlada por el circón, el P por el apatito, el Sr por la plagioclasa, el Sr presenta un comportamiento geoquímico similar al Eu, y el Ti por los óxidos de Fe-Ti (Rollinson, 1993).

En la figura 5.7 se puede observar que la unidad Frailes es la que mayor concentración de K y Th contiene, también el contenido de Y y Yb es mayor que las demás unidades y presenta las menores concentraciones de Sr, P y Ti. Es posible distinguir que para el Sr la menor concentración es la de la unidad Frailes y la mayor es la de la unidad Isluga 2. El P evidencia un empobrecimiento en la unidad Frailes con respecto a las demás unidades. El elemento Ti se encuentra empobrecido en la unidad Frailes con respecto a las otras unidades. Por el contrario, el Y, Yb y Lu presentan un enriquecimiento en la unidad Frailes y las otras unidades son empobrecidas con respecto a esta unidad. Es importante destacar que no hay diferencias significativas en los patrones de las distintas unidades, a excepción de la unidad Frailes. Cabe resaltar que todas las unidades presentan la anomalía negativa de Nb, probablemente asociado a la retención por el rutilo y esfeno en el *slab* y en las unidades Frailes y Quimsachata se presenta la anomalía positiva de Pb, mientras que en

las unidades Isluga 1 a 4 se presentan anomalías positivas o anomalías negativas (Figura 5.7).

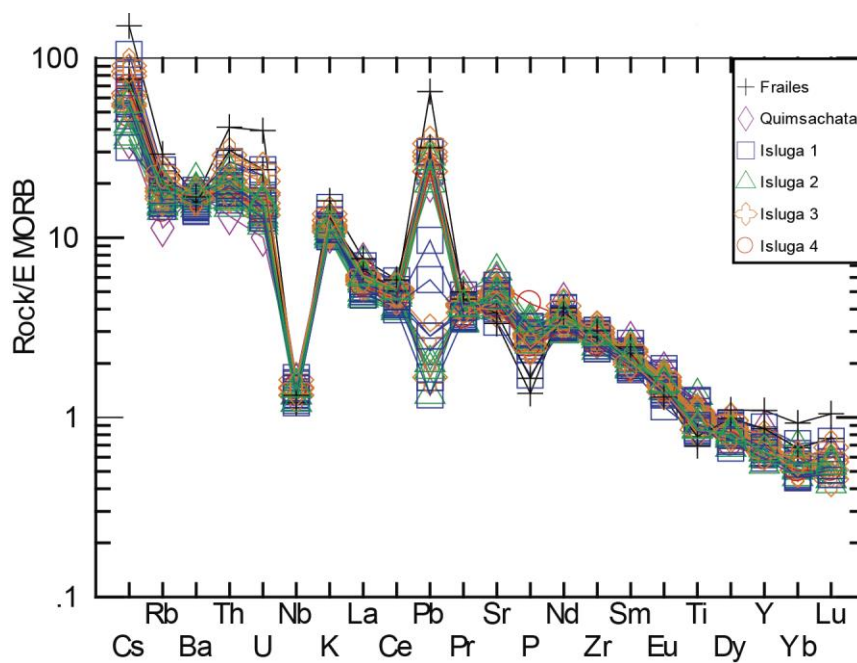


Figura 5.7. Diagrama multielementos de todas las unidades del volcán Isluga con valores normalizados a EMORB Según Sun y McDonough (1989).

## Capítulo 6. ANÁLISIS MINERAL

En el presente capítulo se realiza un análisis mineral de los productos del volcán Isluga mediante las observaciones petrográficas, química mineral mediante SEM, para obtener geotermobarometría de los minerales y realizar modelos de fusión parcial de la fuente y de la cristalización en equilibrio.

### 6.1 PETROGRAFÍA

#### 6.1.1 INTRODUCCIÓN

En este apartado se discutirá la petrografía del volcán Isluga, con el fin de mostrar las características petrográficas de las rocas de la zona de estudio, definiendo texturas y asociaciones minerales. El resumen del análisis petrográfico se encuentra en el Anexo 1

#### 6.1.2 METODOLOGÍA

Se utilizó el laboratorio de taller de corte del Departamento de Geología, de la Universidad de Chile, en el cual se prepararon los cortes transparentes y pulidos para su estudio petrográfico y de EDS–SEM.

- Elaboración y análisis de cortes transparentes pulidos

La caracterización petrográfica de las muestras de roca consistió en la identificación de las fases minerales y descripción textural (grado de cristalinidad, tamaño de grano, forma de los cristales, relación espacial de los cristales e identificación de texturas específicas). En total se analizaron 44 cortes transparentes.

- Conteo modal de cortes transparentes

El conteo modal se realizó con el programa Jmicrovision con todos los cortes transparentes escaneados por un escáner de luz reflejada y con dos filtros polarizadores paralelos y perpendiculares para reproducir los nícoles paralelos y cruzados, respectivamente. Se realizaron 500 puntos por muestra de roca, de manera manual y se utilizó una definición arbitraria para los tamaños de los fenocristales mayor a 0,3 mm, entre e igual a 0,3 y 0,1 mm para microfenocristal y menor a 0,1 mm como microlito. Se usaron las categorías de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbola, biotita, microlito y vidrio.



El estudio de la petrografía en rocas ígneas consiste en la descripción de los minerales y clasificación de las rocas para el entendimiento de procesos eruptivos como: investigar la evolución del magma con familias de minerales y las texturas volcánicas que proveen información fundamental de las condiciones de los reservorios y el ascenso magmático.

La caracterización petrográfica de las rocas presentes requiere una determinación detallada de rasgos texturales y asociaciones minerales comunes. El establecimiento de estas asociaciones ayuda a caracterizar el magmatismo desde un punto de vista petrogenético y realizar la comparación de sus diversos productos para integrar esta información en un marco más amplio en el que se consideran los aspectos genéticos y la edad de los productos.

En las muestras de roca del Isluga se realizó un conteo modal de los minerales con el fin de conocer los porcentajes reales de los fenocristales en las distintas unidades. Este conteo se realizó mediante el escaneo de los cortes transparentes con filtros polarizados para poder obtener los escaneos en nícoles paralelos y cruzados (Figura 6.1).



**Figura 6.1. Cortes transparentes escaneados para realizar el conteo modal. Imagen a nícoles paralelos y nícoles cruzados respectivamente.**

La composición mineralógica es relativamente homogénea, las muestras de roca corresponden a andesitas y dacitas, con textura seriada, hipidiomórfica, de tamaño grano medio, debido a que los cristales se encuentran en el intervalo de 0,25–2,0 mm en promedio.

Para el análisis petrográfico de las 6 unidades identificadas en la región de estudio, se seleccionaron 40 cortes transparentes. La asociación mineralógica del volcán Isluga corresponde a plagioclasa (13–40% en volumen), anfíbola (1–8% en volumen), piroxenos (2–10% en volumen), biotita (1–3% en volumen), óxidos de hierro (Anexo 1). También se analizaron muestras de roca de las unidades Frailes y Quimsachata para comparar la evolución de los productos eruptivos.

A continuación, se presenta una descripción detallada de los resultados obtenidos en las muestras de roca que representan cada una de las unidades volcánicas.

### 6.1.3 RESULTADOS

#### 6.1.3.1 Unidad Frailes

La unidad Frailes está representada por las muestras de roca ISL-17 e ISM-02 y la mineralogía principal de esta unidad es plagioclasa>piroxenos>anfíbola±biotita±opacos.

##### 6.1.3.1.1 Conteo modal

En las 2 muestras de roca colectadas de la unidad Frailes los porcentajes de fenocristales de plagioclasa se mantienen entre 25–30% en volumen del total (Tabla 6.1), estas muestras de roca no poseen una tendencia definida, la variación entre ellas es de un 2–3% en volumen.

**Tabla 6.1. Conteo modal para la unidad Frailes**

Muestras de roca	% plg	% anf	% cpx	% opx	% bt	% op	% Masa Fundamental	Contenido Masa fundamental
ISM-02	27	2,8	2,1	1,8	1	0	65	plg> vid>anf>op
ISL-17	28	4,2	2,1	0	0	1	65	plg> vid>anf>op

% en volumen

El porcentaje de las anfíbolas (fenocristales) es de 3–5% en volumen del total (Tabla 6.1). En el escaneo se logra precisar que la mayoría de las anfíbolas poseen una oxidación en sus bordes y son de tamaños menores a 1 mm. En el caso de los piroxenos, con tamaños de 2 mm, presentan el mismo porcentaje que en los clinopiroxenos, sin embargo, no se encontraron ortopiroxenos ni biotita en la muestra de roca ISL-17 (Tabla 6.1). Los tamaños se concentran en el intervalo de 1–2 mm, con un tamaño máximo 2,5 mm en su eje mayor. Los minerales opacos son constantes en todas las unidades dentro del intervalo de 1–2% en volumen, con tamaño promedio de 0,5 mm. Los minerales opacos que sobrepasan el tamaño promedio y alcanzan 1 mm de longitud parecen ser cristales que reemplazan a la asociación mineral principal.

### 6.1.3.1.2 Descripción de texturas y minerales

#### 6.1.3.1.2.1 Plagioclasa

Las rocas contienen un porcentaje de fenocristales de plagioclasa de 27% en volumen siendo el mineral dominante, por lo general los cristales son subhedrales, con presencia de cristales euhedrales, y en menor porcentaje anhedrales. Los cristales se encuentran maclados, con maclas polisintéticas, de Carlsbad y combinaciones de ambas.

Se caracteriza por tener tres categorías de tamaños, la primera en tamaños mayores a 0,3 mm (plg1). En esta familia las plagioclasas se encuentran con alguna textura de desequilibrio, entre ellas, borde de reacción (Figura 6.2), zonación, reabsorción y textura *sieve* gruesa y fina. Dentro de esta categoría también resalta la frecuencia de la textura glomeroporfírica. Asimismo, muchos de los cristales son poiquilíticos con oikocristales de piroxeno, apatito y minerales opacos como magnetita.

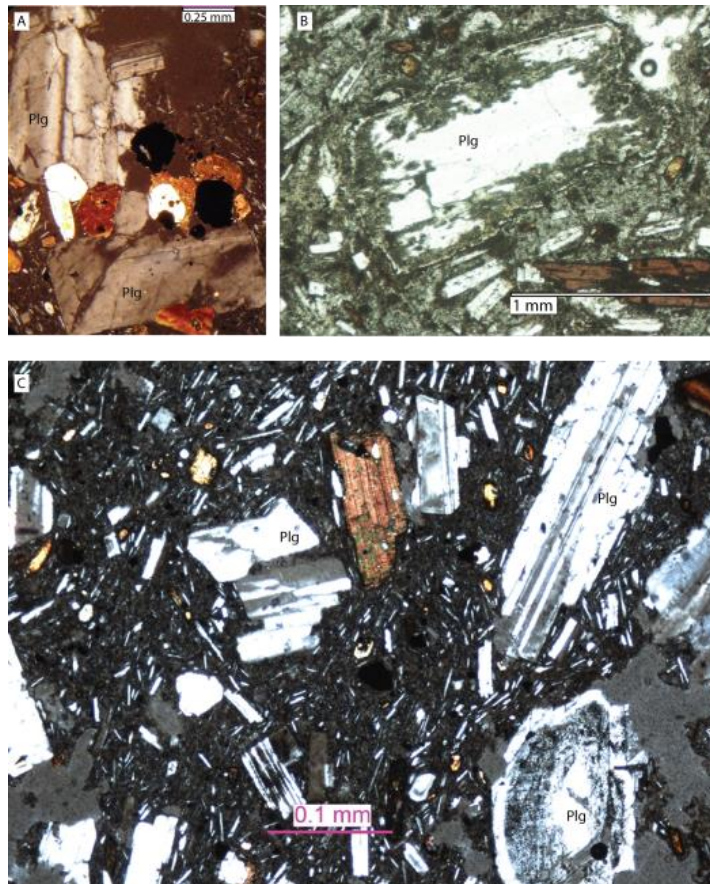


Figura 6.2. Plagioclasas de la familia plg 1 y 2 de la unidad Frailes. A) Plagioclasas (plg1) en textura glomeroporfírica con disolución en los bordes. B) Plagioclasa de plg1 con borde de reacción de 0,2 mm. C) Plagioclasas de la familia plg2.

La segunda categoría (plg2) se trata de cristales con tamaños 0,3–0,1 mm, hay un decrecimiento en la cantidad de texturas de desequilibrio de las plagioclasas (Figura 6.2 y Figura 6.3) y la mayoría suele ser hipidiomórficas a idiomórficas. Contienen las mismas maclas que la familia anterior y algunas se encuentran con zonación. En esta unidad se presentan con textura pilotaxítica y también se encuentran cristales poiquilíticos con oikocristales de piroxenos, biotitas y minerales opacos.

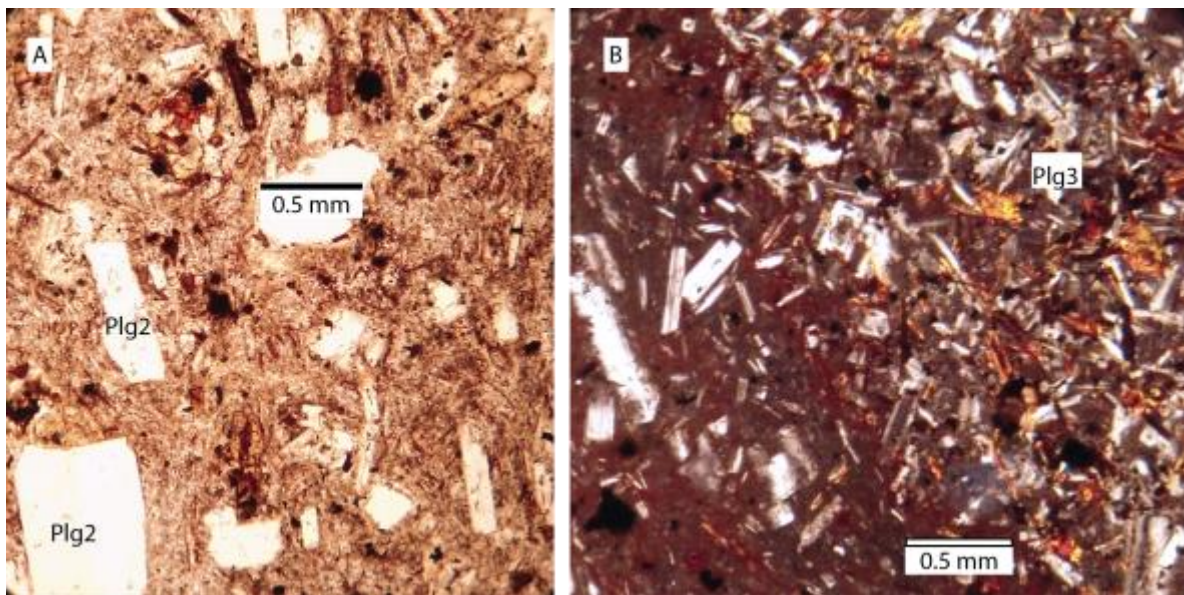


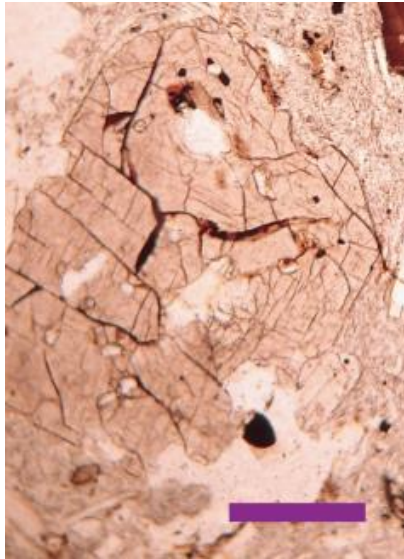
Figura 6.3. Plagioclasas de la familia plg 2 y plg3 de la unidad Frailles.

Los microlitos (plg3) son de forma tabular e idiomórfica, no superan los 0,09 mm, tienden a presentar texturas traquítica en los alrededores de los fenocristales. Estos no presentan texturas de desequilibrio (Figura 6.3). En las muestras de roca ISM-02 y la ISL-17 se encuentran cristales muchos más grandes que el promedio de todas las muestras de roca analizadas y llegan a medir 4–5 mm. La muestra de roca ISL-17 es la que presenta mayor alteración.

#### 6.1.3.1.2.2 Piroxeno

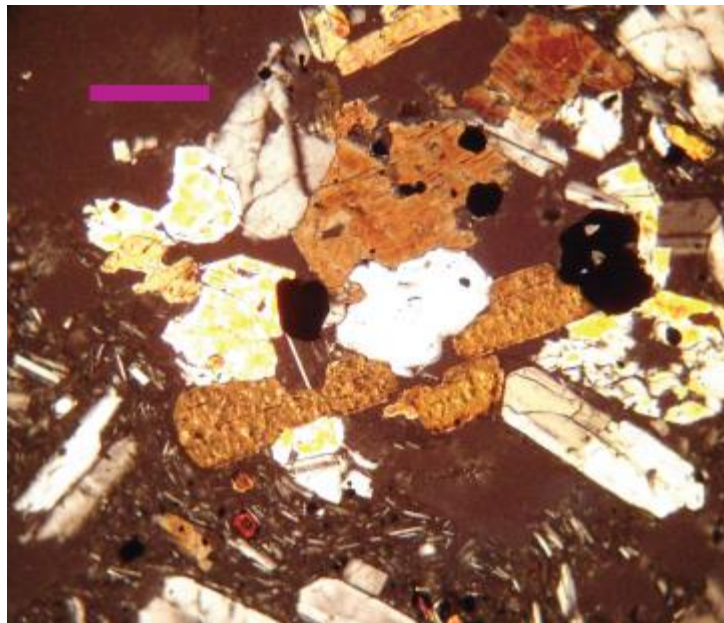
Presentes en todas las muestras de roca, el tamaño máximo es de 0,5 a 1,0 mm y el porcentaje en esta unidad abarca de 3–5% en volumen. Por lo general, presentan un color verde a translucido en nícoles paralelos (Figura 6.4). La forma de los cristales es euhedral a subhedral. La textura más sobresaliente es la glomeroporfírica y consisten en cúmulos de un mismo mineral o siendo parte de glómeros con minerales como plagioclasa, biotita y/o anfíbola.





**Figura 6.4. Piroxeno de la unidad Frailles, de color verde pálido. Escala 0,25 mm.**

Los piroxenos dominantes son los clinopiroxenos como las augitas (1–3% en volumen), luego en un menor porcentaje se presentan los ortopiroxenos como hiperstena (0–2% en volumen). La mayoría de los piroxenos se encuentra en la textura glomeroporfírica (Figura 6.5) y también se encuentran cristales individuales con formas euhedrales y muy bien preservados o con zonación y bordes de crecimiento. Por último, en los microlitos no se logra identificar los distintos tipos y sus formas son prismáticas.



**Figura 6.5. Piroxenos de la unidad Frailles con textura glomeroporfírica. Escala 0,25 mm.**

En la muestra de roca ISL-17 los piroxenos se encuentran alterados por hidróxidos de hierro en los bordes. Con respecto a la ISM-02 los piroxenos no superan 0,5 mm de

tamaño en su eje más largo y se registra una cantidad de cúmulos monocristalinos importante.

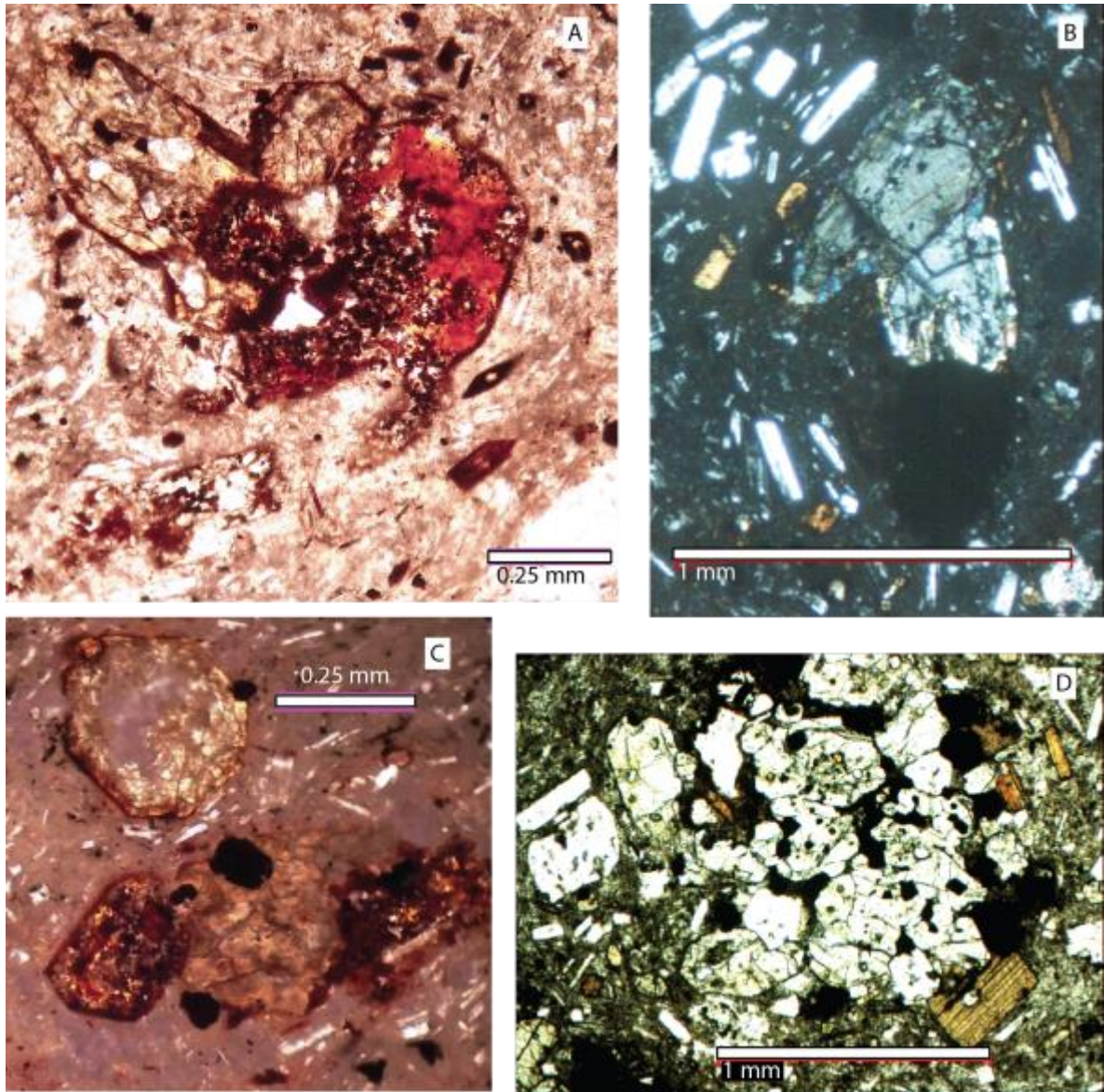


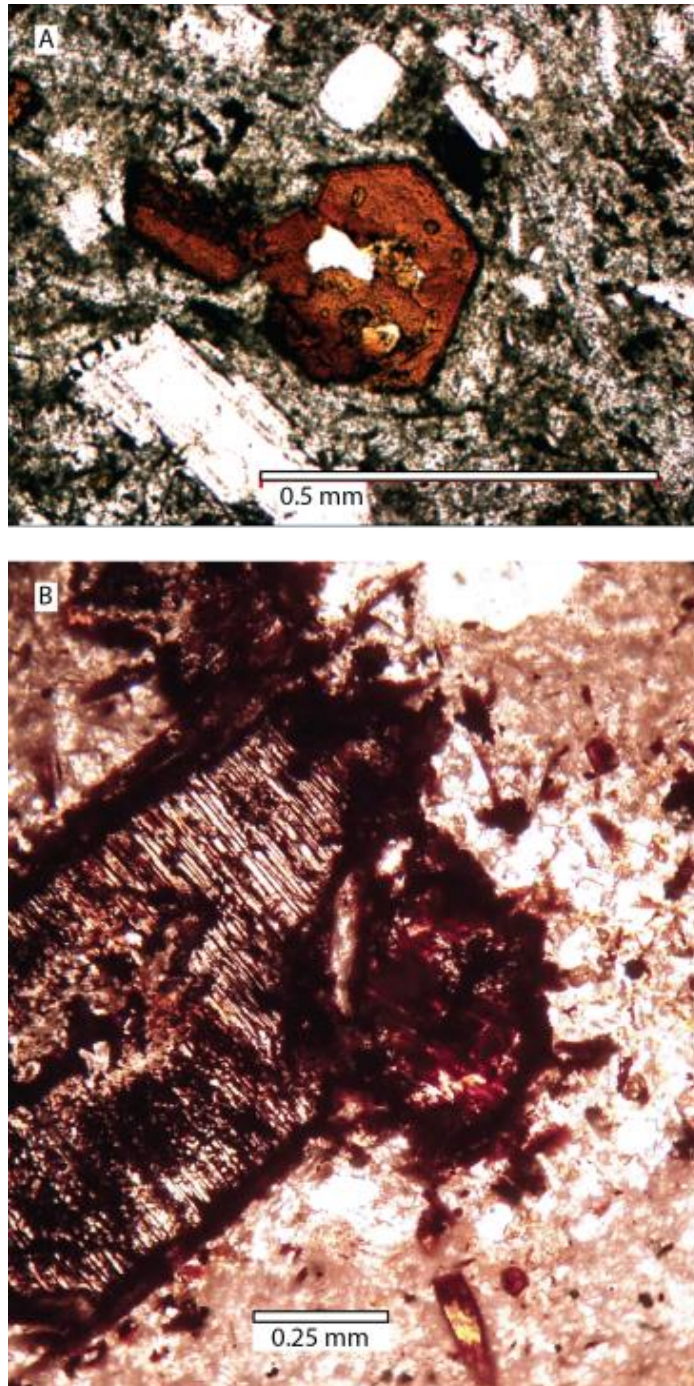
Figura 6.6. Piroxenos de la unidad Frailes. A) y C) Con borde de oxidación. B) y D) Textura glomeroporfirica.

#### 6.1.3.1.2.3 Anfíbola

Los fenocristales de anfíbola presentan un hábito prismático y en algunos casos acicular, su textura general es hipidiomórfica e igualmente idiomórfica, los tamaños varían entre 1,5 a 0,05 mm y su porcentaje es de 3–4% en volumen. Las anfíbolas se hallan en las muestras de roca con un halo de opacitización o cristales completamente opacitados (Figura 6.7). El color de las anfíbolas en café rojizo a café oscuro en nícoles paralelos. En algunos casos los cristales se presentan embahiados y completamente anhedral. La textura poiquilítica



también resalta en los cristales de mayor extensión con oikocristales de minerales opacos y plagioclasas.



**Figura 6.7. Anfíbolos de la unidad Frailes. A) Cristal de anfíbola con borde opacitado. B) Anfíbolos completamente opacitados.**

En la muestra de roca ISL-17 las anfíbolos se encuentran muy alteradas a minerales opacos y en los casos de las anfíbolos con formas aciculares, se observan completamente opacitadas, varían de tamaños de 1 mm a microlitos en la matriz. Por último, en la ISM-02



la mayoría de las anfíbolas son de tamaños de 0,2 mm y exhiben un borde de opacitización poco desarrollado de unos 0,012 mm y son de formas tabulares, algunas de ellas presentan cristales con textura de embahiamiento (Figura 6.8).

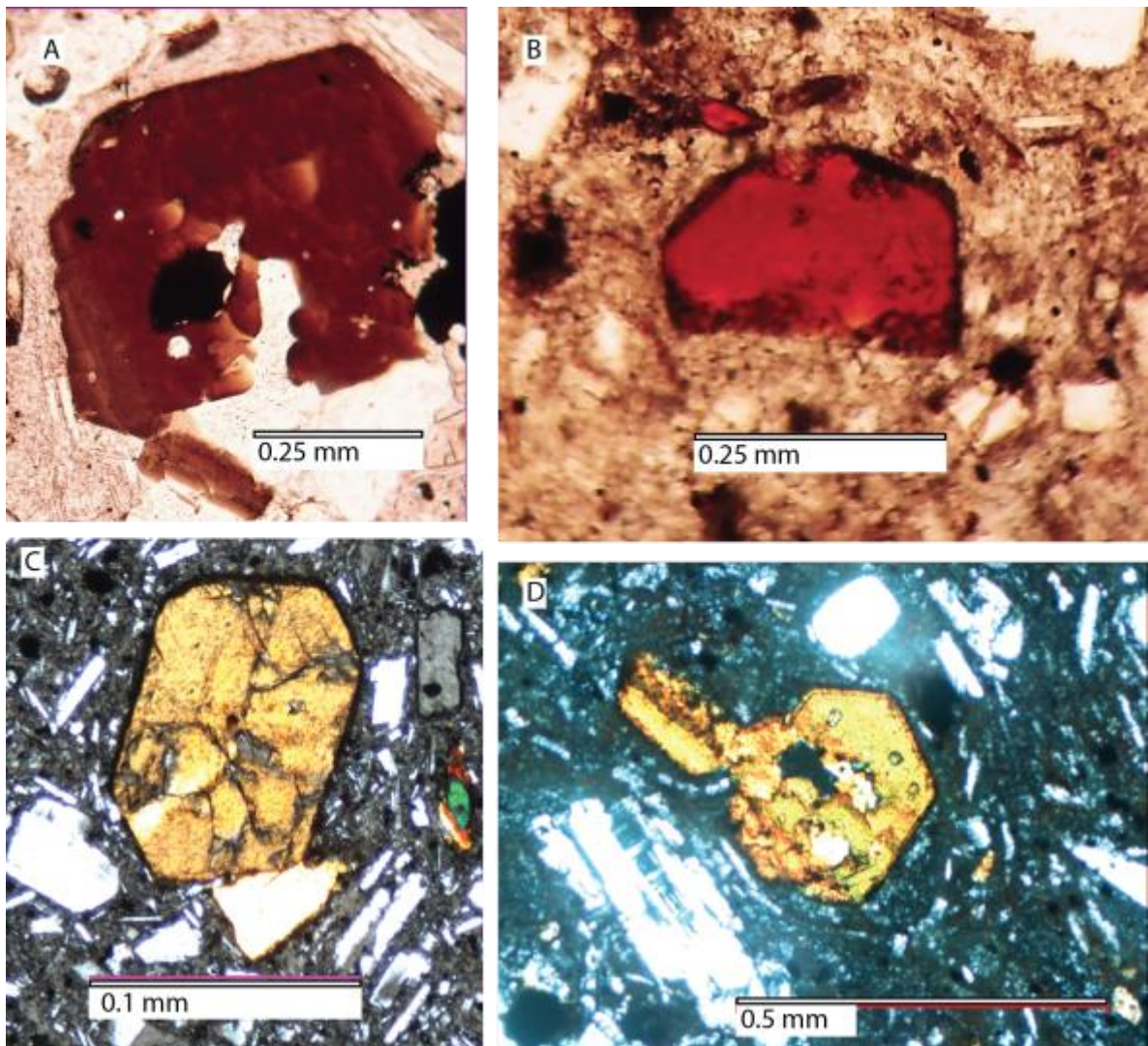


Figura 6.8. Anfíbolas para la unidad Frailes. A) Anfíbolas con embahiamiento. B) Anfíbola con borde opacitizado. C) Anfíbola subanhedral con un pequeño borde opacitizado. D) Anfíbola con inclusiones de plagioclasa.

#### 6.1.3.1.2.4 Masa fundamental

El vidrio posee un porcentaje de 15% en volumen, de color café rojizo, color que demuestra una mayor alteración de hidróxidos de hierro, así como una mayor meteorización (Figura 6.9). Los microlitos (33% en volumen), se dividen en plagioclasa (55% en volumen), piroxenos (15% en volumen), anfíbolas (10% en volumen) y minerales opacos (5% en volumen). La textura pilotaxítica está presente, principalmente en los alrededores de los fenocristales.

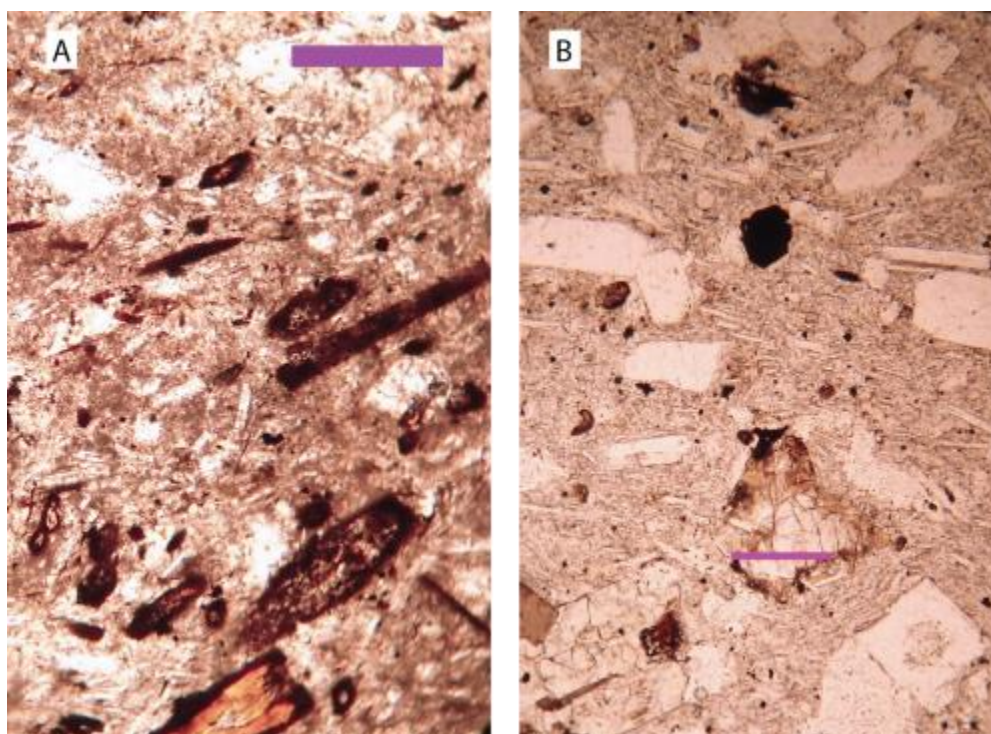


Figura 6.9. Masa fundamental de la unidad Frailes. Escala 0,25 mm. A) Se muestras de roca un color rojizo por la oxidación B) Textura pilotaxítica en la masa fundamental.

### 6.1.3.2 Unidad Quimsachata

#### 6.1.3.2.1 Conteo Modal

La unidad Quimsachata, representada por la muestra de roca ISM-01, no permite evaluar tendencias, por lo tanto los resultados en este apartado se resumen en la Tabla 6.2. La plagioclasa con porcentajes de 30% en volumen, se mantiene dentro del intervalo promedio de todas las unidades que corresponde a un 20 a 30% en volumen. El tamaño de las plagioclasas es de hasta 3 mm en las que se aprecian grupos de plagioclasas sin texturas de desequilibrio y algunos cúmulos. Las anfíbolos, así como los piroxenos, en su mayoría, forman cúmulos por lo que el tamaño de 1 a 2 mm podría estar sobreestimado.

Tabla 6.2. Conteo modal para la unidad Quimsachata.

Muestras de roca	plg	anf	cpx	opx	bt	vidrio	microlitos	Total
ISM-01	30	4	3	3	0	15	45	100

#### 6.1.3.2.2 Descripción de Texturas y Minerales

##### 6.1.3.2.2.1 Plagioclasa

La textura de los fenocristales de plagioclasa de esta unidad es hipidiomórfica, idiomórfica y xenomórfica en menor cantidad, con cristales de gran tamaño (2-3 mm) y maclas



polisintéticas, de Carlsbad y combinación de ambas. Los cristales de mayor longitud presentan zonación, textura sieve, reabsorción en los cristales y textura glomeroporfírica. Los cristales de tamaños de 0,1 a 0,01 mm no presentan texturas de desequilibrio y la textura es hipidiomórfica e intersertal (Figura 6.10).

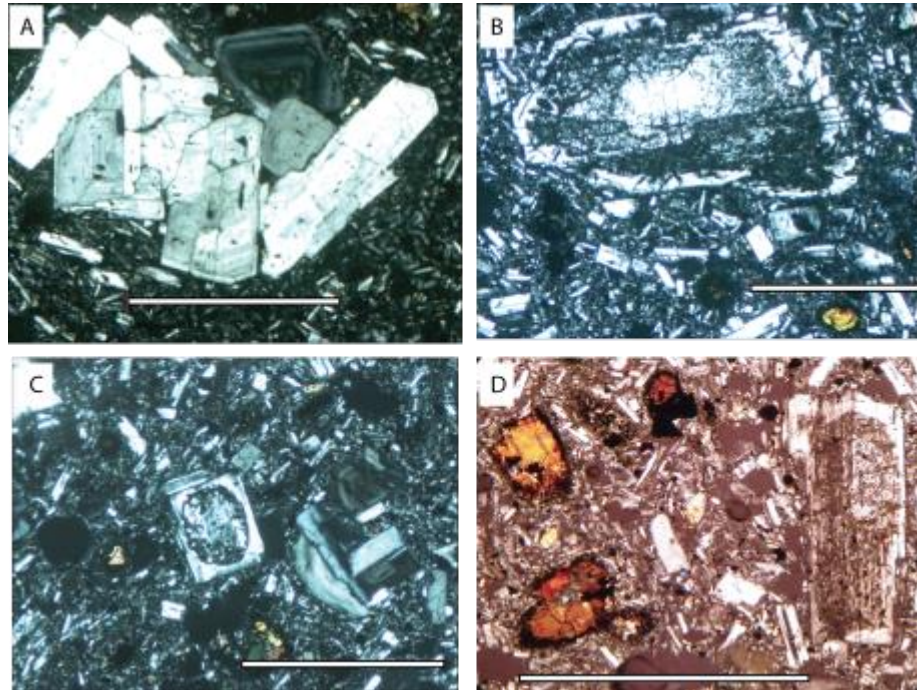
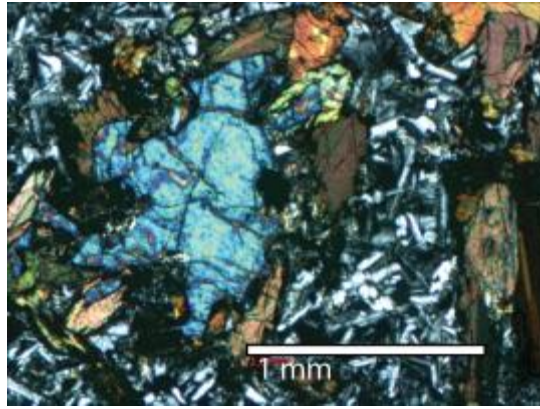


Figura 6.10. Plagioclasas de la unidad Quimsachata, Escala 1 mm. A) Textura glomeroporfírica de plagioclasas. B) Plagioclasas de distintos tamaños, la mayor se encuentra con el núcleo con textura sieve y sus bordes son irregulares. C) Algunos cristales con zonación, textura sieve y leve textura pilotaxítica. D) Las plagioclasas de mayor tamaño con texturas de desequilibrio y las de menor tamaño son hipidiomórficas y sin texturas de desequilibrio.

#### 6.1.3.2.2.2 Piroxeno

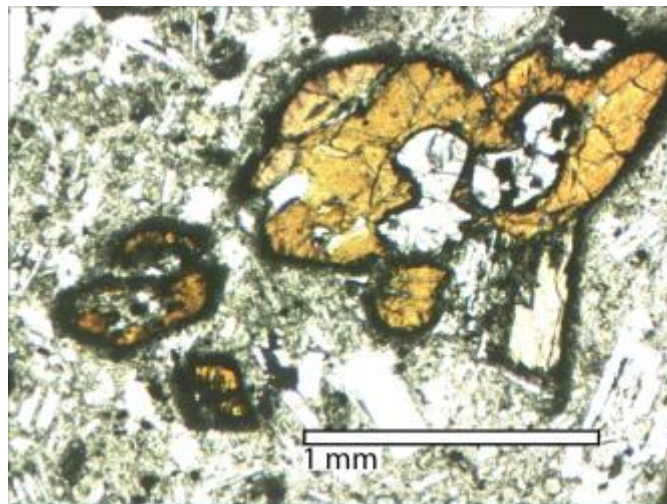
El porcentaje de fenocristales de piroxenos es 5% en volumen y poseen formas anhedrales, el tipo de piroxenos dominante es el clinopiroxeno y en menor cantidad ortopiroxeno subordinados. Presenta textura heteromórfica en la que se delimitan cristales de tamaños de 4 mm hasta 0,1 mm. Los grandes cristales contienen un borde bien desarrollado de anfíbola (Figura 6.11) que se extiende hasta 0,2 mm, algunos de estos cristales también presentan texturas poiquilítica con oikocristales de anfíbolos. Los microlitos de esta unidad son tabulares y en su mayoría clinopiroxenos.



**Figura 6.11. Cristales de piroxenos con borde de anfíbolos.**

#### **6.1.3.2.2.3 Anfíbola**

El porcentaje de fenocristales presente es alto (10% en volumen), los tamaños varían de 3 mm hasta 0,1 mm los colores de estos minerales tienen a ser pardo claro y oscuro en nícoles cruzados, son del tipo de anfíbolos con bordes opacitizados de hasta 0,08 mm de espesor, en los cristales de menor longitud de 0,7-01 mm se pueden encontrar completamente opacitizados (Figura 6.12). En algunos casos se encuentra textura poiquilítica con oikocristales de clinopiroxenos. La biotita no está presente en esta unidad.



**Figura 6.12. Cristales de anfíbolos con textura poiquilítica y oikocristales de clinopiroxenos.**

#### **6.1.3.2.2.4 Masa Fundamental**

La masa fundamental (45% en volumen) es intersertal y consiste en microlitos de plagioclasa (72% en volumen), anfíbolos (8% en volumen), piroxenos (5% en volumen), óxidos de Fe-Ti (5% en volumen) y vidrio (10% en volumen).

### 6.1.3.3 Unidad Isluga 1

Corresponde a la unidad más antigua del volcán Isluga ubicada en el flanco S, SE y N del volcán Isluga, las muestras de roca que se recolectaron para esta unidad fueron las ISE-02, ISE-03, ISE-09, ISE-13, ISE-14, ISE-15, ISE-16, ISE-17, ISL-01, ISL-05, ISL-06, ISL-12, ISL-15 e ISL-16.

#### 6.1.3.3.1 Conteo Modal

En la unidad Isluga 1 la plagioclasa posee porcentajes entre 17-35% en volumen del total (Figura 6.13). La muestra de roca ISL-15 es la que presenta el menor porcentaje de plagioclasa (17% en volumen) y fue tomada de las coladas del flanco norte. En el gráfico de la figura 6.13 hay una oscilación en el porcentaje de plagioclasa. Cabe resaltar, en los diagramas de conteo modal las muestras de roca se encuentran ordenadas de forma descendente hacia la muestras de roca más joven.

El mayor porcentaje de plagioclasa se refleja en las muestras de roca ISE-09, ISE-02, ISE-14 e ISE-17, con valores de hasta 35% en volumen y afloran en las coladas de mayor extensión del volcán, con largo de hasta 9 km. El tamaño máximo de las plagioclasas en estas muestras de roca es de 3,5 mm.

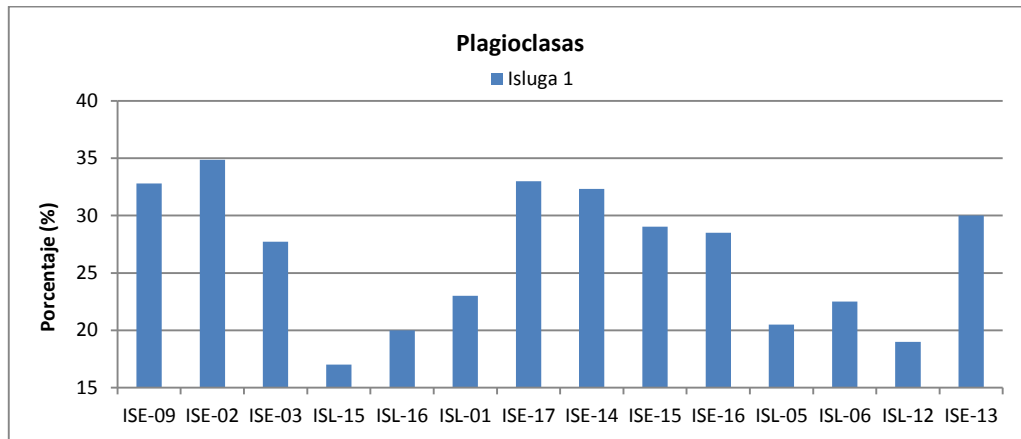
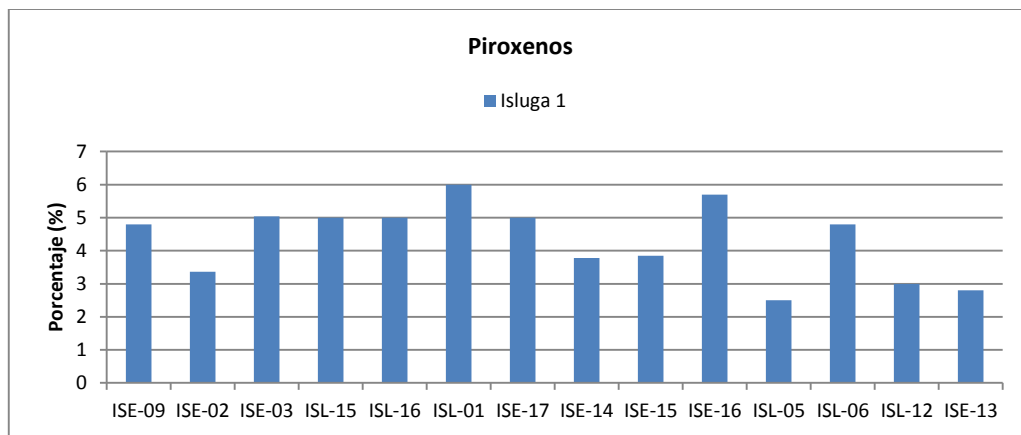


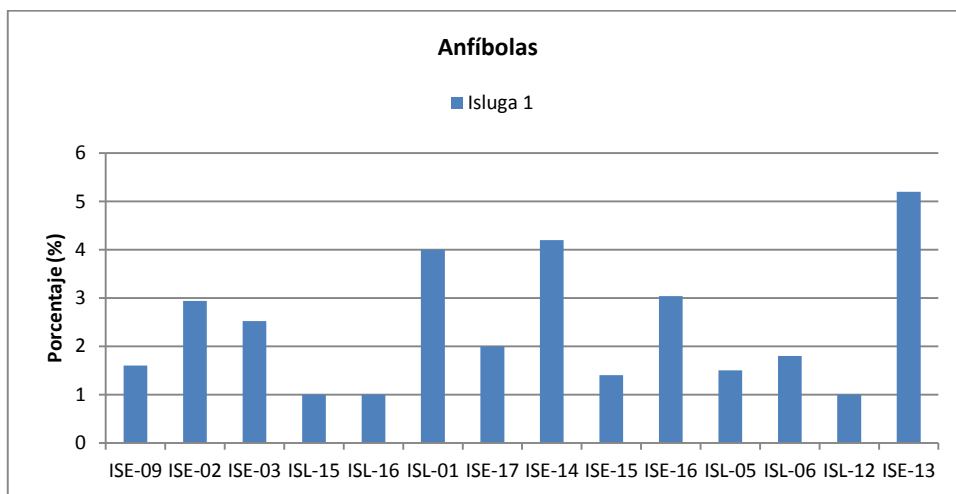
Figura 6.13. Contenido de plagioclasa para la unidad Isluga 1.

Dentro de esta unidad los piroxenos varían de ca. 2 a 7% en volumen. El menor porcentaje lo contiene la muestra de roca ISL-05 (2% en volumen), aunque todos los porcentajes son muy cercanos entre ellos, en esta unidad se da una dispersión que no coincide con alguna tendencia. El tamaño de los piroxenos en esta unidad no supera los 3 mm y se puede observar en la figura 6.14 entre las muestras de roca ISE-03, ISL-15, ISL-16, ISE-17 e ISL-06 no hay una diferencia significativa de porcentajes entre ellas.



**Figura 6.14. Contenido de piroxenos para la unidad Isluga 1.**

Los datos del grupo de la anfíbola son dispersos al igual que en los minerales anteriores, como se ejemplifica en el gráfico de la figura 6.15. Las muestras de roca con menor cantidad son las ISL-15, ISL-16 e ISL-12 distribuidas a lo largo de la secuencia. Las muestras de roca ISL-01, ISE-14 e ISE-13 se mantienen con los porcentajes más altos en 5% en volumen. Los tamaños dentro de la unidad son poco variables por lo general de 1-0,5 mm.



**Figura 6.15. Contenido de anfíbola para la unidad Isluga 1.**

La biotita no supera porcentajes de 2% en volumen y se encuentra ausente en 7 muestras de roca o contiene muy bajo porcentaje como para ser considerado representativo. Es por esta razón que no se presentan tendencias de ninguna fase de la unidad Isluga 1. En las muestras de roca donde se encontró biotita, suele tener un tamaño de 0,5 mm en el eje más largo.



### 6.1.3.3.2 Descripción de texturas y minerales

#### 6.1.3.3.2.1 Plagioclasa

Los porcentajes de fenocristales de esta unidad varían de 17–35% en volumen. Las formas de los individuos cambian desde euhedrales hasta anhedrales (Figura 6.16). Contienen maclas polisintéticas, de Carlsbad y combinaciones de ambas. Dentro de esta unidad la plagioclasa se encuentra en varias familias de la misma manera en que se divide la unidad Frailes, las plagioclasa de mayor tamaño (plg1) se caracterizan por ser mayor de 0,3 mm, las mismas presentan texturas de desequilibrio y glomeroporffricas. Seguidamente se encuentra la familia de plg2 0,3–0,1 mm, las cuales en su mayoría se encuentran limpias y euhedrales, sin embargo también se encuentran algunas texturas de desequilibrio. La última familia de plagioclasas de esta unidad son los microlitos y corresponden a cristales menores a 0,1 mm.

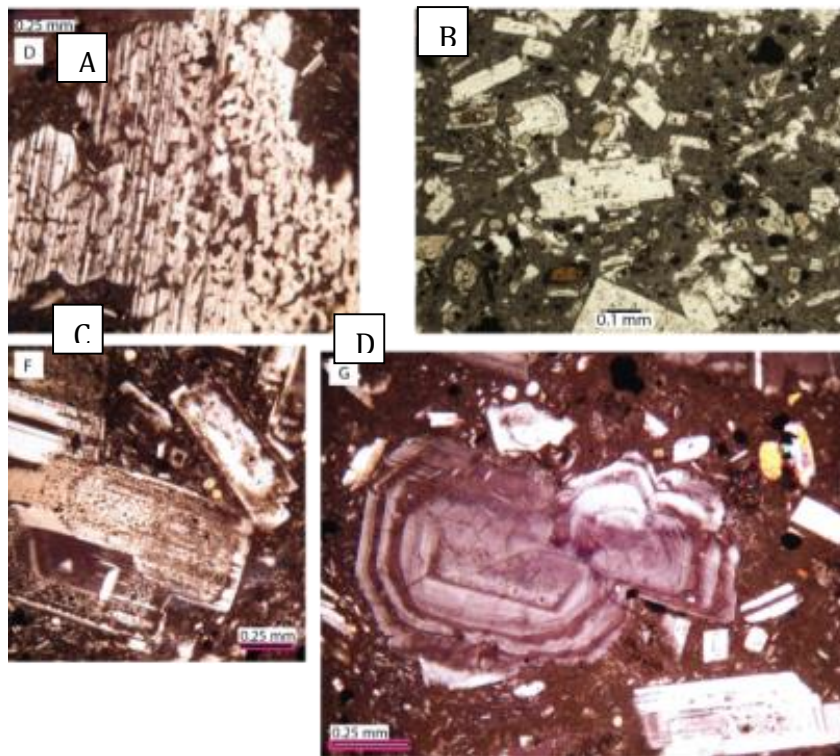


Figura 6.16. Plagioclasas de la unidad Isluga 1. A) Plagioclasa de la familia plg1 con textura sieve en todo el cristal y con bordes de reacción. B) Plagioclasas de la familia plg2 con leve textura pilotaxítica. C) Plagioclasas de la familia plg1 y plg2 con texturas de desequilibrio. D) Plagioclasa de la familia plg1 con zonación y bordes de reacción.

Las texturas varían entre familias, por lo general las texturas de desequilibrio se encuentran en la plagioclasas de la familia plg1, se localizan texturas sieve de distintos tipos, como solo en los bordes, solo en el núcleo o en el cristal completo (Figura 6.16), así



como reabsorción en los cristales y bordes corroídos, reabsorbidos y/o desintegrados. Se encuentran zonadas y el patrón de zonación puede ser concéntrico, irregular y discontinuo. Ocasionalmente las plagioclasas contienen inclusiones de minerales opacos, apatitos, circones, piroxenos o anfíbola.

Para la familia plg2 los fenocristales se encuentran limpios (Figura 6.16), con pocas texturas de disequilibrio, ni reabsorción y zonación en relación a la familia anterior. En algunos cristales se encuentran borde embahados y textura sieve incipiente.

La última familia de plagioclasas, plg3 (microlitos) se encuentran en la masa fundamental que se caracterizan por ser limpios como los de la segunda familia, de formas tabulares y tamaños que no exceden los 0,09 mm, en algunas ocasiones se encuentran con textura pilotaxítica, puede que se encuentren rodeando los fenocristales o no.

La muestra de roca ISL-01, la familia plg1 alberga cristales de hasta 5 mm con textura sieve y bordes de reacción (Figura 6.16). La plg2 presenta textura traquítica, en algunos sectores los microlitos con textura pilotaxítica. Del mismo modo, en la ISL-12 la masa fundamental es mucho más microlítica y presenta textura pilotaxítica. En la ISE-14 se hallan biotitas de 2 mm con textura poiquilítica y oicocristales de piroxenos y minerales opacos.

#### **6.1.3.3.2.2 Piroxeno**

El porcentaje de fenocristales de piroxenos en esta unidad varía de 3-6% en volumen y el mayor porcentaje corresponden a los clinopiroxenos, como la augita, seguido de ortopiroxenos, como la hiperstena (Figura 6.17). Los cristales son de tamaño seriado variando de forma constante de 3 mm a 0,01 mm, donde los cristales de mayor tamaño son anhedrales a subhedrales y los microfenocristales son subhedrales, de hábito prismático. Algunos están bastante fracturados y con embahamiento (Figura 6.18) y cavidades, donde se alojan minerales opacos, algunos de los fenocristales desarrollan macla simple. Contienen textura poiquilítica con inclusiones de plagioclasas y titanomagnetitas; a su vez se encuentran incluidos en plagioclasas. En general están fracturados, con bordes de reacción y embahamiento, y en cúmulos con plagioclasa y minerales opacos, esta última textura es la dominante en piroxenos.

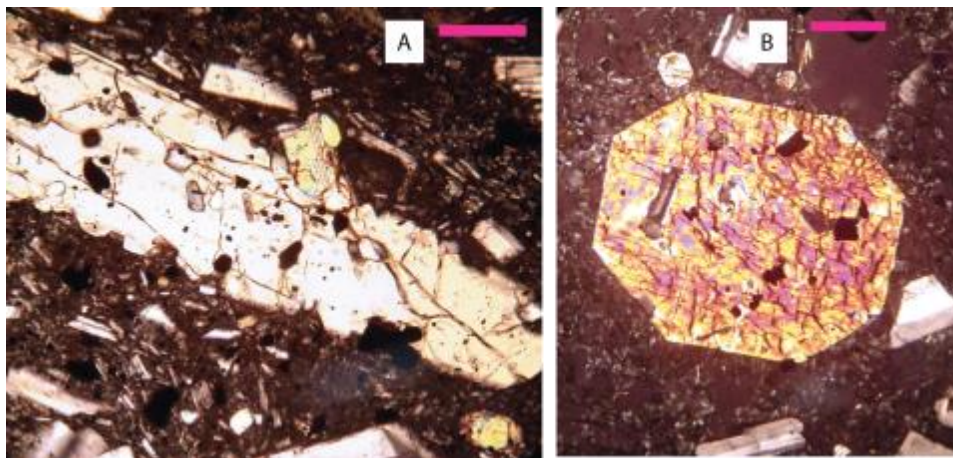


Figura 6.17. Piroxenos de la unidad Isluga 1. Escala 0,25 mm. A) Ortopyroxenos con inclusiones de plagioclasas. B) Clinopyroxenos con inclusiones de minerales opacos.

Algunos clinopyroxenos de la ISL-01, son de tamaño 0,5 mm y se encuentran con un corona de cristales de tamaños de 0,05 mm. Los cristales en la ISL-05 son en su mayoría anhedrales y generalmente poiquilíticos (Figura 6.17) con inclusiones de cristales de minerales opacos.

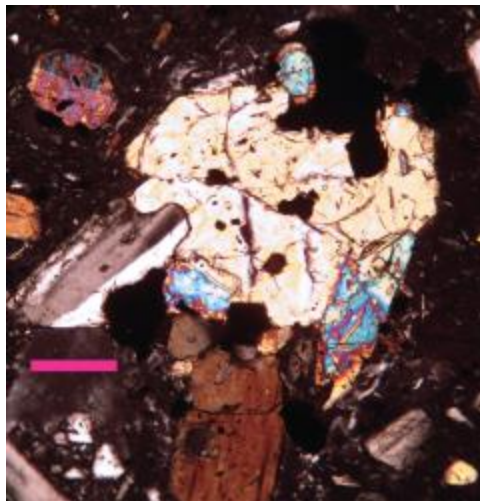
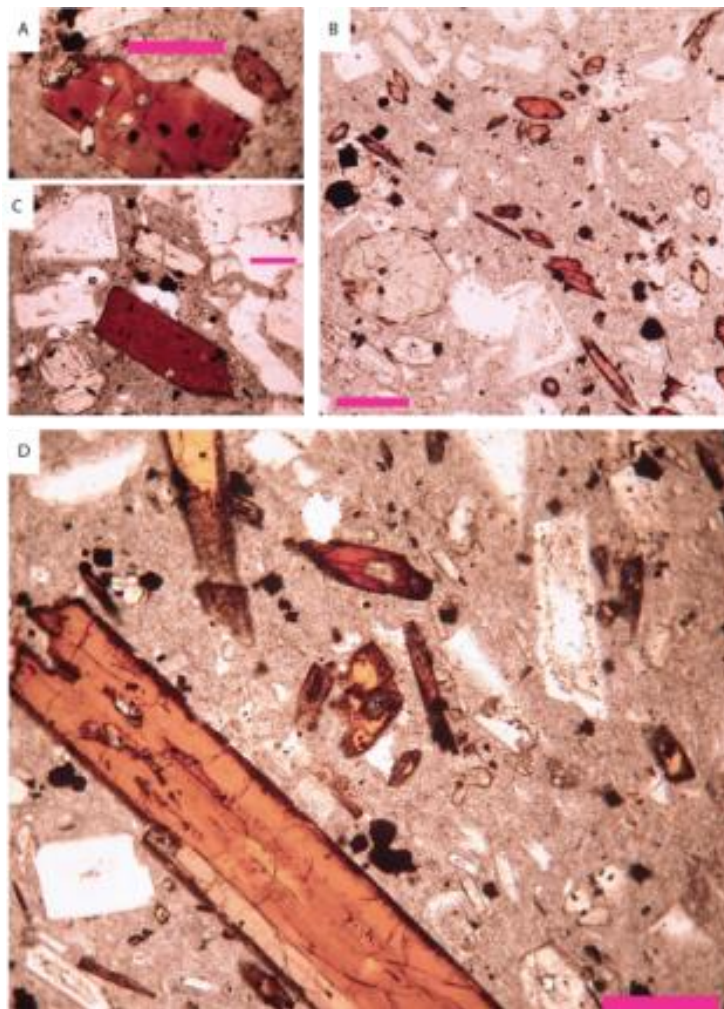


Figura 6.18. Piroxenos de la unidad Isluga 3 con embahiamientos.

#### 6.1.3.3.2.3 Anfíbola

La cantidad de fenocristales de anfíbola en esta unidad es de 1-5% en volumen, los hábitos varían de prismático a aciculares y los tamaños son de 2 mm a 0,01 mm (Figura 6.19). Poseen texturas de desequilibrio como por ejemplo la opacitización (Figura 6.19) como resultado de la deshidratación de estos minerales o algún desequilibrio en el magma. En general los fenocristales se encuentran con el borde opacitizado y algunos microlitos completamente opacitados (Figura 6.19).



**Figura 6.19.** Anfíbolas de la unidad Isluga 1. Escala 0,25 mm. A) Anfíbola con textura poiquilítica y hábito prismático. B) Anfíbolas con hábito principalmente acicular y opacitización leve. C) Anfíbola con hábito prismático D) Anfíbola con hábito prismático y acicular con borde opacitado y los microlitos se encuentran completamente opacitados.

La muestra de roca ISL-12 contiene otro tipo de textura de desequilibrio en el que la anfíbola es reemplazada por un halo microcristalino de piroxenos, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti.

#### **6.1.3.3.2.4 Masa fundamental**

Se caracteriza por abundantes microlitos de plagioclasa y microcristales de óxidos de Fe-Ti y cantidades variables de piroxeno inmersos en vidrio color gris pálido, pardo y negro, con una textura pilotaxítica dominante.

En gran parte de la muestra de roca ISE-02 (Figura 6.20) se reconoce una reabsorción que afecta a todas las familias de minerales de plagioclasa y anfíbola dando origen a fenocristales anhedrales.

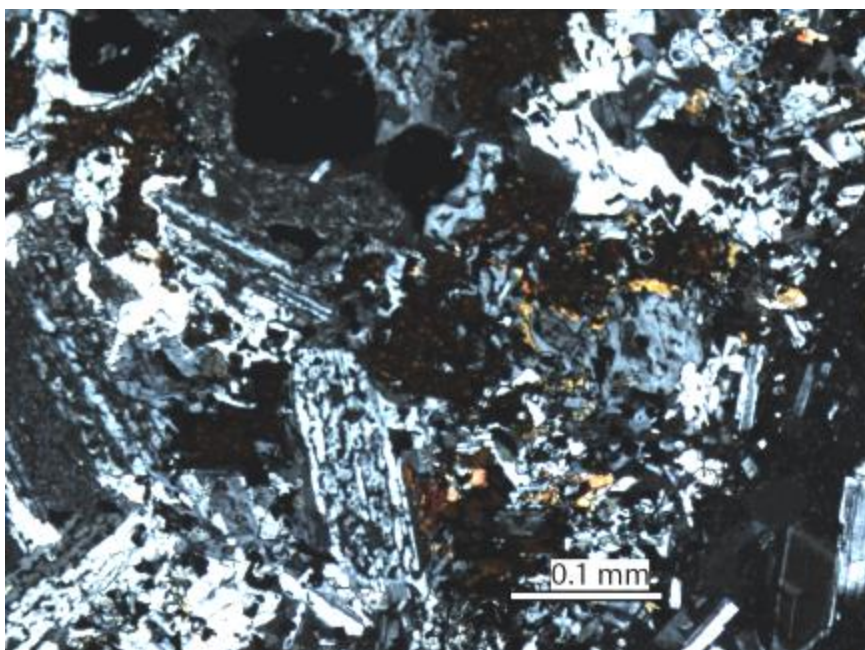


Figura 6.20. Microcristalinidad que contiene a plagioclasa y anfíbolos

#### 6.1.3.4 Unidad Isluga 2

Las rocas de la unidad Isluga 2 son porfíricas y se caracterizan por tener textura glomeroporfírica. La asociación mineral corresponde a plagioclasa±piroxeno±anfíbola-óxidos de Fe-Ti. La matriz se caracteriza por presentar texturas pilotaxítica con abundantes microlitos de plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe-Ti. Las muestras de roca que representan esta unidad son ISL-10, ISE-04, ISE-06, ISE-07, ISL-03, ISL-04, ISL-07, ISL-08 e ISL-09.

##### 6.1.3.4.1 *Conteo modal*

El contenido de plagioclasas en la unidad Isluga 2, varía entre un 17-35% en volumen (Figura 6.21). En general se aprecia una dispersión de los datos. La muestra de roca ISL-09 contiene la menor cantidad de plagioclasas, junto con la ISE-07 y la ISL-10 que se mantienen entre los 15-20% en volumen. El tamaño de las plagioclasas varía entre 1,0-3,0 mm en estas muestras de roca con un promedio de 1,0 mm. Las muestras de roca con mayor número de plagioclasas son ISE-04 e ISE-06 que se encuentran en el flanco norte del volcán. El tamaño de las plagioclasas varía entre 0,25 y 2,5 mm, donde la mayoría de las plagioclasas pertenecen a la categoría de microfenocristales.



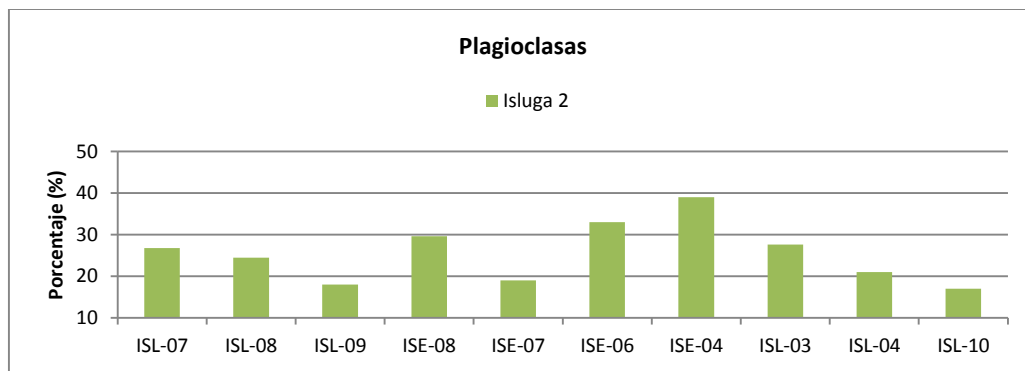


Figura 6.21. Contenido de plagioclasa para la unidad Isluga 2.

Los piroxenos contienen porcentajes entre 3–7% en volumen (Figura 6.22) y miden 0,3–1 mm, algunos se encuentran en cúmulos de mayor tamaño. Las muestras de roca ISE-07, ISE-08, ISE-04 e ISL-10 son las que poseen el menor porcentaje de piroxenos (2–3% en volumen) en estas los piroxenos se caracterizan por ser de 0,3–0,4 mm. La muestra de roca con mayor porcentaje de piroxenos es la ISL-07 (7% en volumen) (Figura 6.22), encontrándose en el flanco sur del volcán. El tamaño de los piroxenos se caracteriza por ser de 0,8 mm. La primera parte tiende a decrecer y luego a estabilizarse entre 4% en volumen.

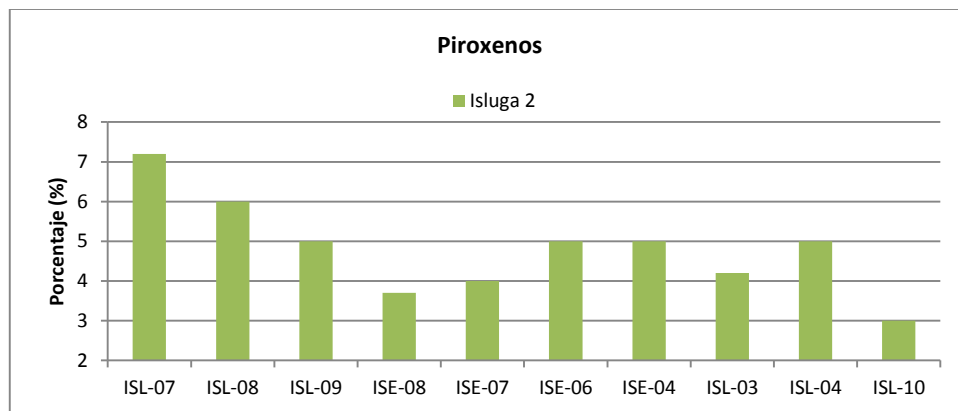
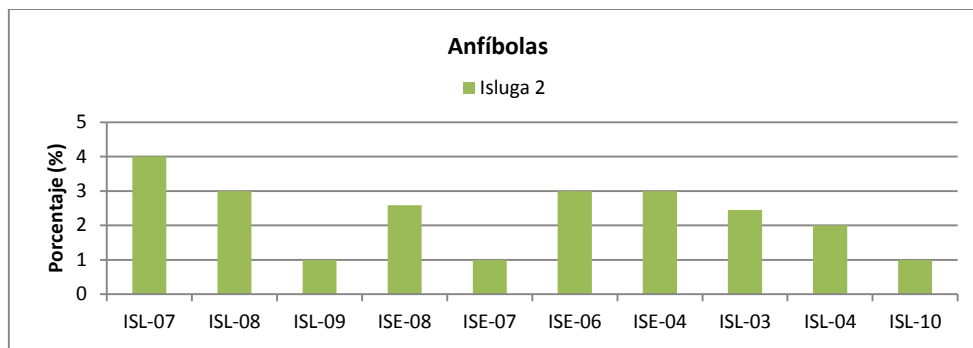


Figura 6.22. Contenido de piroxenos para la unidad Isluga 2.

El porcentaje de anfíbola para esta unidad es 1–4% en volumen (Figura 6.23), con tamaños de 0,2–0,8 mm. La muestra de roca con mayor cantidad de anfíbulas es la ISL-07 (4% en volumen) semejante a la plagioclasa y piroxenos, tiende a decrecer en la parte inferior de la unidad. Las muestras de roca con menor contenido son ISE-07, ISL-09 e ISL-10.



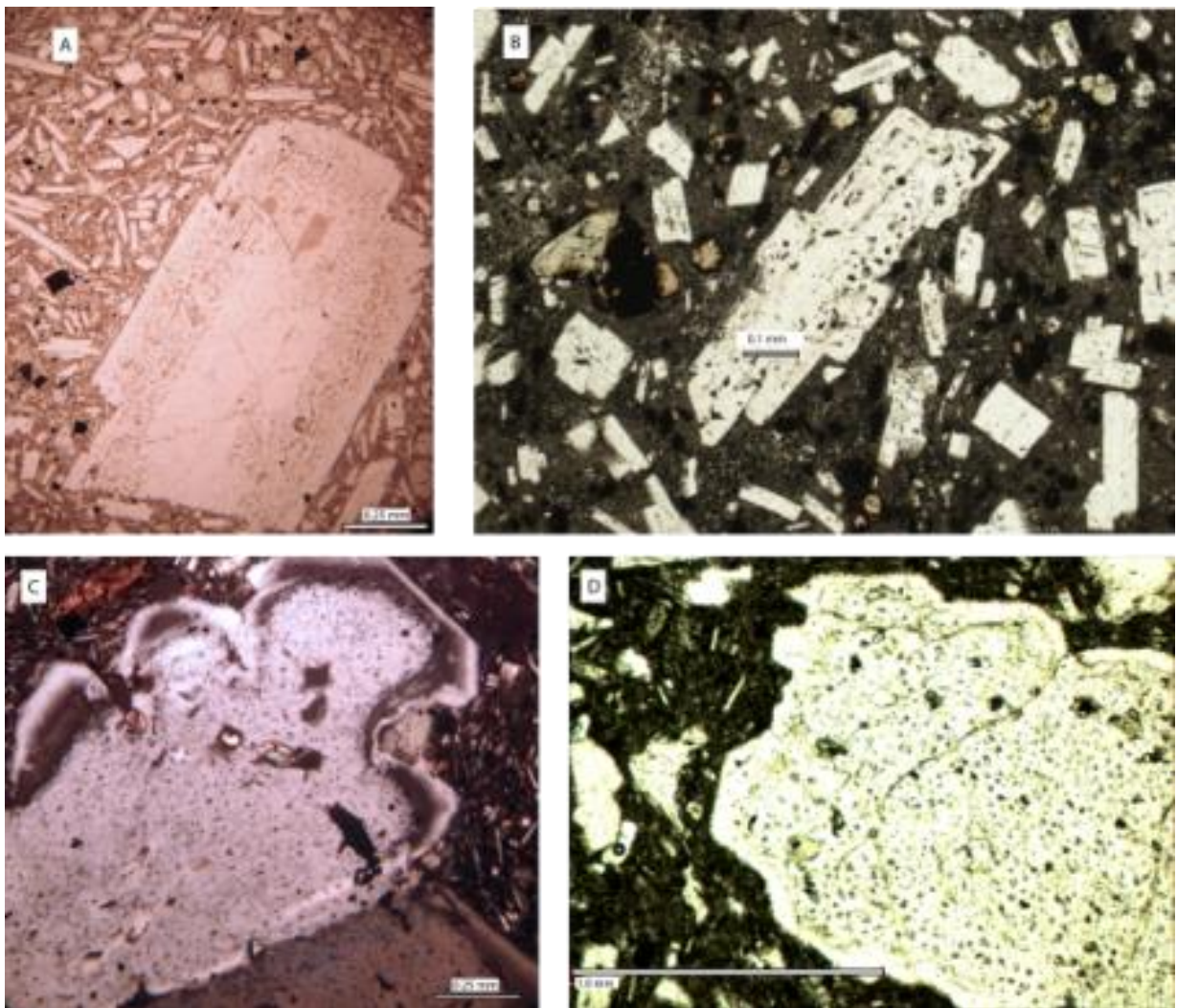
**Figura 6.23. Contenido de anfíbola para la unidad Isluga 2.**

Esta unidad contiene porcentajes bajos de biotita, entre 0–1,5% en volumen, las muestra de roca ISL-08, ISL-09, ISE-08, ISE-04, e ISL-03 no contienen biotita. En cuanto a las muestras de roca que contienen biotita, el tamaño de las mismas varía desde 0,5–5,5 mm en su eje mayor. Estos cristales grandes se encuentran alterados y reabsorbidos por lo que podrían ser xenocristales. Asimismo, presentan texturas poiquilítica, por la escala no se logran distinguir sus inclusiones.

#### 6.1.3.4.2 Descripción de texturas y minerales

##### 6.1.3.4.2.1 Plagioclasa

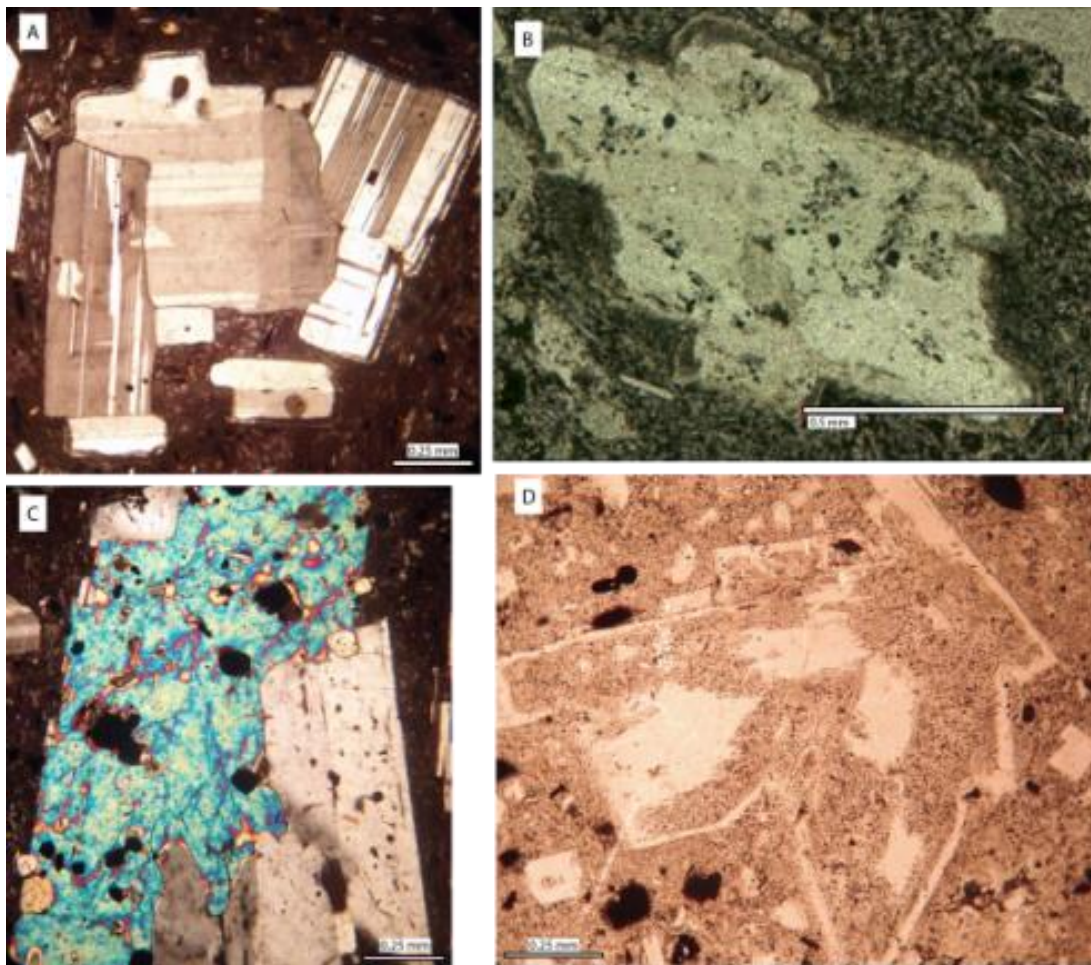
Los fenocristales de plagioclasas presentan porcentajes de 20 hasta 30% en volumen y formas euhedrales, subhedrales, en menor proporción anhedrales y hábitos prismáticos. La textura seriada es dominante en esta unidad y las texturas de desequilibrio, como zonación oscilatoria y textura sieve, comúnmente se aprecian en las plagioclasas de mayor tamaño. Para esta unidad se mantiene la división de las familias, en plg1 corresponden a plagioclasas con tamaños mayores a 0,3 mm, subhedrales y anhedrales, generalmente con texturas de desequilibrio como sieve (Figura 6.24 y Figura 6.25) reabsorción, corrosión y zonación oscilatoria. En esta familia, normalmente se encuentra textura poiquilítica con inclusiones de piroxenos, apatitos, vidrio y minerales opacos (Figura 6.24). La familia plg2, tiene tamaños de 0,1 a 0,3 mm y engloba a cristales limpios con poca o incipiente texturas de desequilibrio (Figura 6.24). Por último la familia plg 3, abarca a los microlitos de tamaños menores a 0,1 mm y no contienen texturas de desequilibrio (Figura 6.24).



**Figura 6.24. Plagioclasas de la unidad Isluga 2. A) Plagioclasas de la familia plg1 con textura sieve y microlitos sin textura de disequilibrio. B) Plagioclasas de la familia plg2 y plg3 con textura de disequilibrio. C) Plagioclase de la familia plg1 con inclusiones de piroxenos, textura sieve y bordes de reacción junto con microlitos D) Plagioclase de la familia plg1 con textura sieve e inclusiones de minerales opacos rodeada de una masa fundamental con mucho vidrio.**

En la muestra de roca ISL-07, la familia plg1 no exhibe textura glomeroporfírica en plagioclasas. Las plagioclasas de la familia plg2 son anhedrales y contienen bordes embahados. La familia plg3 son más pequeñas y con menor porcentaje que las otras. La muestra de roca ISL-08 presenta pequeños glómeros en plagioclasas de la familia plg2 (Figura 6.26). En cuanto a la ISL-09, presenta un intercrecimiento de la familia plg1 con piroxenos y minerales opacos, estos últimos el tamaño de los cristales es mucho menor (Figura 6.25).





**Figura 6.25. Plagioclasas de la unidad Isluga 2. A) Textura glomeroporfírica en plagioclasas con borde reacción de 0,05 mm. B) Plagioclasea con tamaño de 1.25 mm, anhedrales y con texturas sieve, absorción en los bordes C) Intercrecimiento de la familia plg1 con piroxenos y minerales opacos D) Textura glomeroporfírica en plagioclasas con textura sieve.**

En la muestra de roca ISE-08, los microlitos de plagioclasea alcanzan un porcentaje de 90% en volumen de la masa fundamental y es pilotaxítica en todo el corte transparente (Figura 6.26). La muestra de roca ISE-07 evidencia mayor presencia de plagioclasas plg1 anhedrales y los microlitos forman textura pilotaxítica. En la ISE-06 la persistencia de las formas anhedrales en la plg2 es mayor que en las otras muestras de roca. La mayoría de las plagioclasas en la muestra de roca ISE-04 son de la familia plg2, no muestran textura traquítica y sus formas son subhedrales a euhedrales.

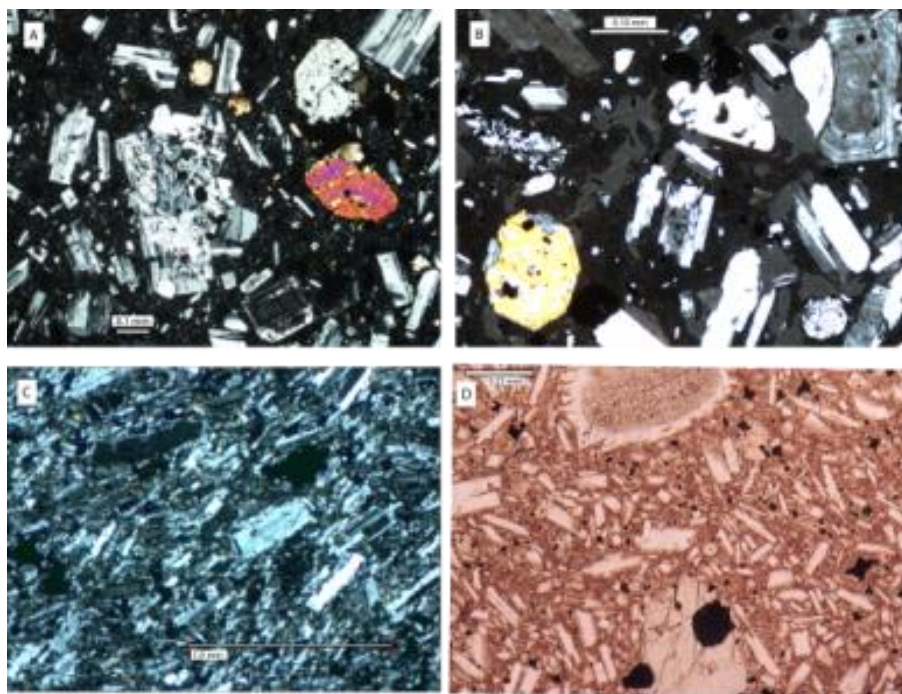


Figura 6.26. Plagioclasas de la unidad Isluga 4. A) Pequeños glomeros en plagioclasas de la familia plg2. B) Glomeros de tamaño de 0,01 mm. C) Microlitos de plagioclase con textura pilotaxítica. D) Plagioclasas de la familia plg2 con formas subhedrales a euhedrales.

#### 6.1.3.4.2.2 Anfíbola

El tamaño de los cristales de esta unidad varía de tamaños 0,01–1 mm y se encuentran de forma seriada. La forma de las anfíbolas es subhedral, euhedral (Figura 6.27) y anhedral en orden de abundancia. El color varía de pardo claro a rojo oscuro. Desarrolla texturas de desequilibrio en forma de opacitización (Figura 6.27) en los bordes de los cristales, envolviendo por completo a los cristales o en algunas situaciones en que las anfíbolas presentan textura poiquilítica, se desarrolla un borde de opacitización alrededor de los oikocristales (Figura 6.27). Asimismo, se encuentran una red microcristalina de minerales opacos, piroxenos y feldespatos rodeando a los cristales de anfíbola (Figura 6.27).

En la muestra de roca ISE-08, los fenocristales se hallan completamente opacitados (Figura 6.27), en la masa fundamental se localizan microlitos sin borde de minerales opacos, con un porcentaje de un 7% en volumen de la masa fundamental y exhiben textura pilotaxítica. En la ISE-06 las anfíbolas contienen una gran cantidad de inclusiones de plagioclasas.



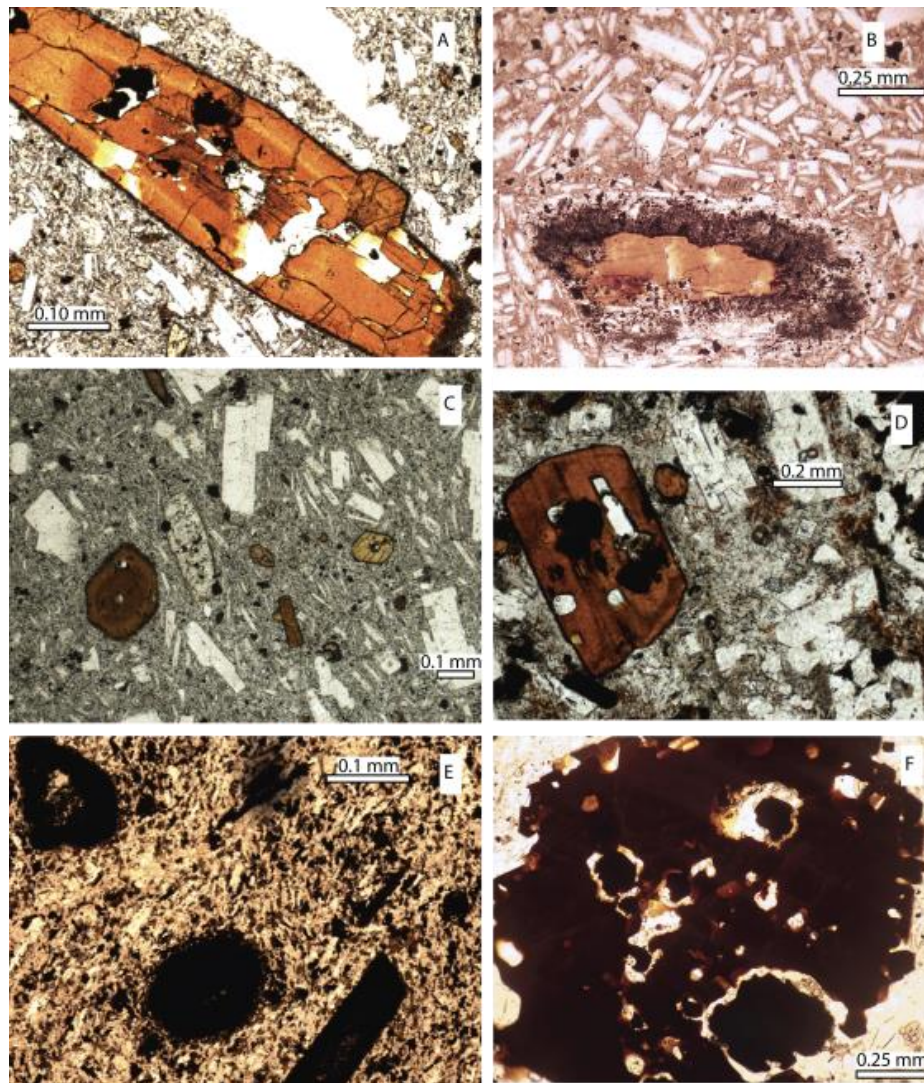


Figura 6.27. Anfíbolos de la unidad Isluga 2. (A) Fenocristal de anfíbola con inclusiones de óxidos de Fe-Ti, plagioclasas y un leve borde de oxidación. (B) Anfíbola con textura de reabsorción en gran parte del cristal. (C) Microcristales sin evidencia de textura de disequilibrio (D) Cristal de anfíbola con inclusiones de óxidos de Fe-Ti y plagioclasas. (E) Cristales de anfíbolos reemplazados. (F) Fenocristal de anfíbola con bordes reabsorbidos e inclusiones de cristales de óxidos de Fe-Ti y plagioclasas.

#### 6.1.3.4.2.3 Piroxeno

El tamaño presente en esta unidad es 2–0,01 mm, el porcentaje de clinopiroxenos es de 5–2% en volumen y de ortopiroxenos 3–1% en volumen. Los colores varían de verde pálido a amarillo tenue. El piroxeno se muestra usualmente como fenocristales de forma subhedral, constituyendo parte de glómeros o como cristal aislado (Figura 6.28), con texturas de reabsorción y algunos con inclusiones de microcristales de óxidos de Fe-Ti y plagioclasas. Igualmente, microcristales de piroxeno son comunes en la matriz. Por otra parte, dentro de las texturas de disequilibrio los cristales despliegan zonación concéntrica; las microestructuras de reabsorción típicas observadas son las zonas con textura en esponja o



como reabsorción periférica causando redondeamiento de los cristales (Figura 6.28). La textura poiquilítica está presente en esta unidad con inclusiones de cristales de plagioclasa y minerales opacos.

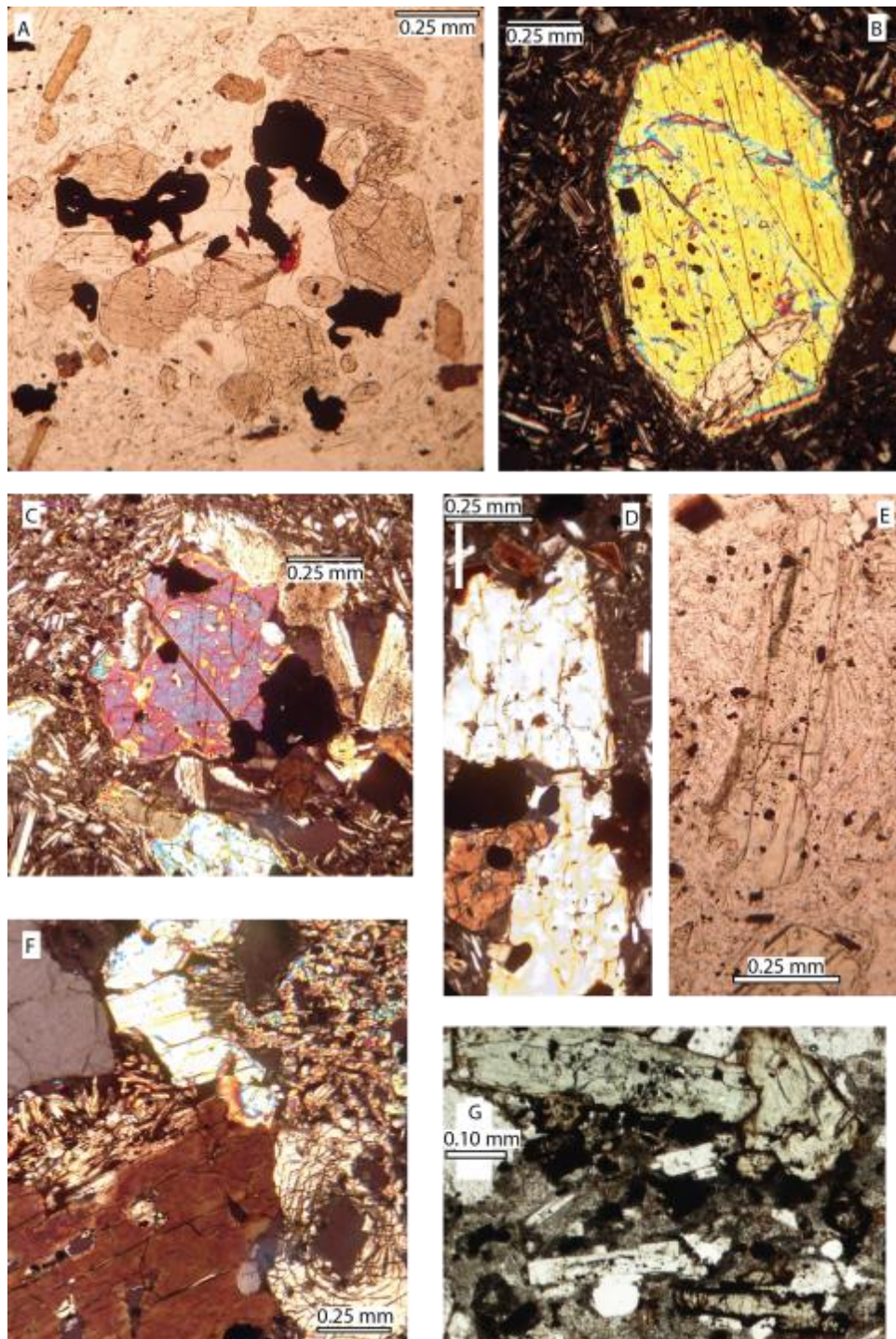


Figura 6.28. Piroxenos de la unidad Isluga 2. A) Textura glomeroporfírica con piroxenos, plagioclasas y minerales opacos. B) Cristal individual de piroxeno con inclusiones. C) Textura glomeroporfírica con piroxenos xenomórficos y con inclusiones. D) Reabsorción y embahiamientos en los bordes de piroxeno. E) Cristal de piroxeno con inclusiones. F) Intercrecimientos de microcristales en forma acicular. G) Reabsorción periférica causando redondeamiento en los bordes.

#### 6.1.3.4.2.4 Masa fundamental

Varía entre 40–60% en volumen, es intersertal con variable cantidad de plagioclasa, anfíbola, piroxeno y vidrio. Está formada por microlitos de plagioclasa (5–30% en volumen, 0,01– 0,09 mm) los que pueden presentarse de manera pilotaxítica, microcristales de piroxeno (1–6% en volumen, 0,05 mm), microlitos anfíbola (5% en volumen, 0,06 mm) y de óxidos de Fe–Ti, inmersos en vidrio (>30% en volumen), color pardo oscuro y negro con textura hialopílica, en donde los microlitos se disponen en forma paralela dentro de una masa fundamental vítrea y parcialmente o localmente traquítica.

#### 6.1.3.5 Unidad Isluga 3

Las rocas de la unidad Isluga 3 son porfíricas y su asociación mineral es plagioclasa±piroxeno±anfíbola±óxidos de Fe–Ti y en algunas ocasiones biotita. La matriz se caracteriza por presentar texturas pilotaxítica con microlitos de plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe–Ti. Las muestras de roca que representan esta unidad son ISM–05, ISE–12, ISE–01, ISL–13, ISM–04, ISM–06, ISL–11 e ISL–14.

##### 6.1.3.5.1 Conteo modal

En la unidad Isluga 3 el mayor porcentaje de plagioclasa es el de la muestra de roca ISE–01 con 30% en volumen (Figura 6.29) que pertenece a una colada de lava del flanco norte, por el contrario, la muestra de roca con menor porcentaje de plagioclasa es la ISE–12 con 19% en volumen, que proviene de las coladas del flanco sur. Sin embargo, no se aprecia una tendencia general y los porcentajes son dispersos, como en las unidades anteriores. La mayoría de las muestras de roca se distribuyen en el intervalo de 25–30% en volumen y una anomalía de la muestra de roca ISE–12 mencionada anteriormente.

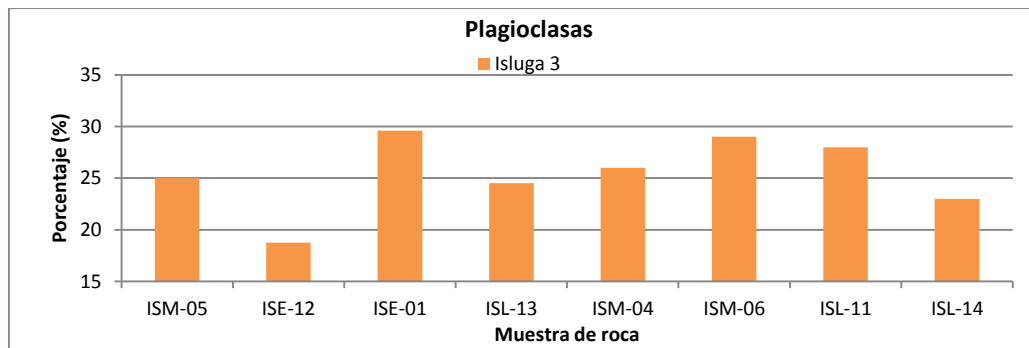


Figura 6.29. Porcentaje de plagioclasa para las muestras de roca de la unidad Isluga 3.

Los porcentajes de anfíbolos para esta unidad varían entre 1–3% en volumen (Figura 6.30), con excepción de la muestra de roca ISM–06 la cual no contiene anfíbola. No se puede observar una tendencia debido al poco porcentaje presente en esta unidad. Cabe resaltar que la muestra de roca ISL–13 contiene el mayor porcentaje con 3% en volumen y se encuentra en las coladas del flanco norte.

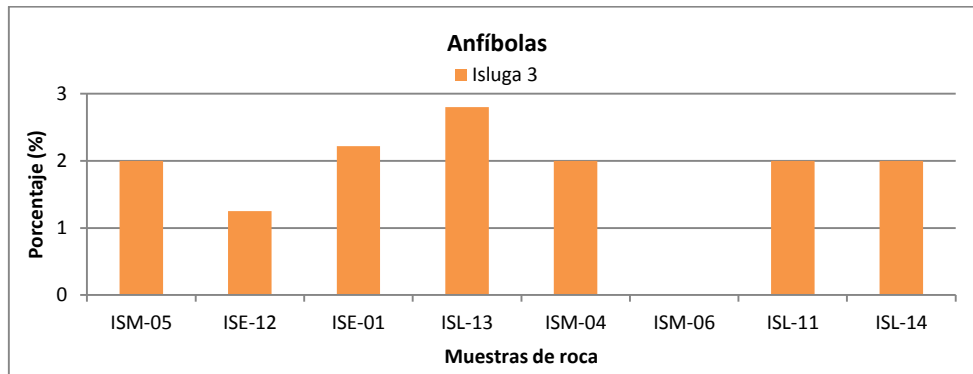


Figura 6.30. Porcentaje de anfíbola para la unidad Isluga 3.

Dentro de esta unidad los piroxenos varían de 2–8% en volumen (Figura 6.31). El menor porcentaje lo contiene la muestra de roca ISE–01 con 3% en volumen y la muestra de roca con mayor porcentaje es la ISM–05 (8% en volumen), todos los porcentajes en esta unidad presentan una dispersión general. El tamaño de los piroxenos es de aproximadamente 3 mm.

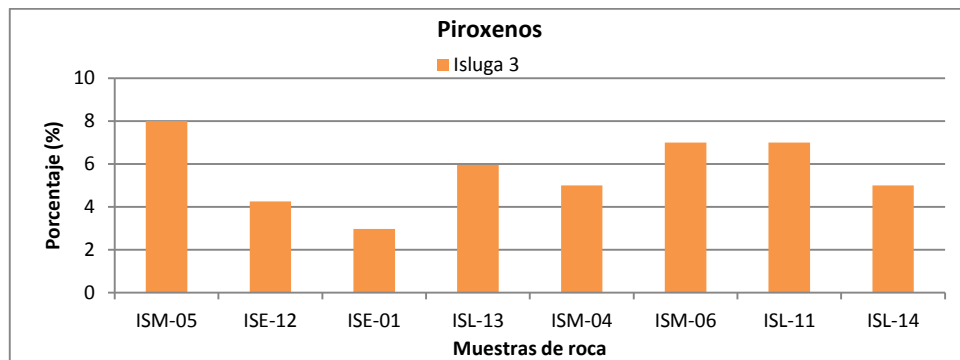


Figura 6.31. Porcentaje de piroxenos para la unidad Isluga 3.

#### 6.1.3.5.2 Descripción de texturas y minerales

##### 6.1.3.5.2.1 Plagioclasa

El porcentaje de fenocristales de este mineral es 25–35% en volumen, los tamaños seriados abarcan de 0,01–2 mm. Para esta unidad se mantiene la división de familias de las anteriores unidades, donde plg1 (Figura 6.32) es la familia de plagioclasas de mayor tamaño que comprende de 1–2 mm, en estos cristales se localizan texturas de desequilibrio



como la zonación oscilatoria, textura sieve en distintas intensidades y tamaños y reabsorción de los bordes. La familia plg2 (Figura 6.32) se caracteriza por contener a los cristales de 0,1 a 0,9 mm, esta familia puede contener cristales con texturas de equilibrio y también se encuentran cristales limpios con alguna textura aparente. Por último, la familia plg3 (Figura 6.32) corresponde a los microlitos de la masa fundamental y se caracterizan por no tener ninguna textura de desequilibrio y en general, son de forma tabular.

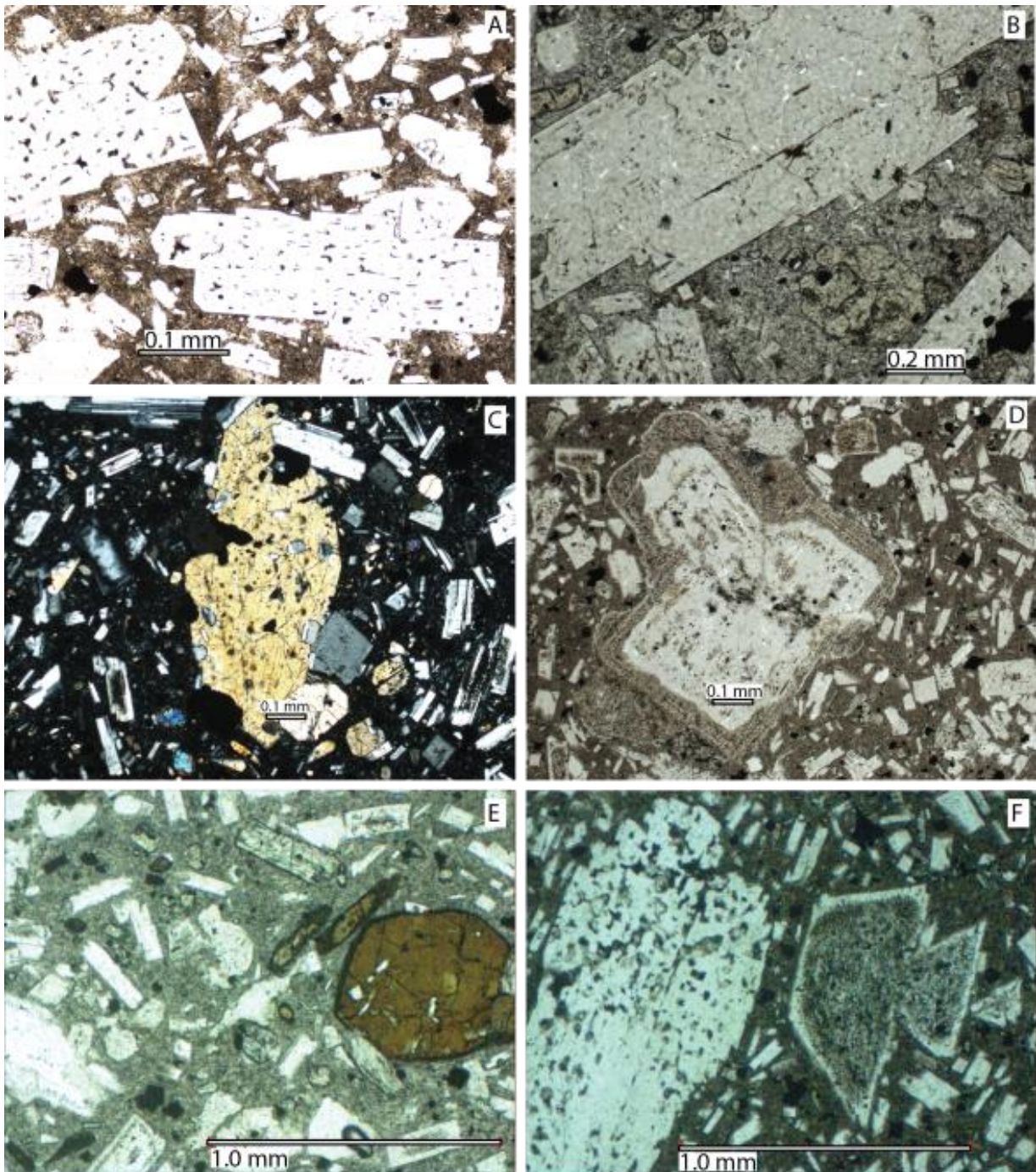


Figura 6.32. Minerales de la unidad Isluga 3. A) Plagioclasas de la familia plg2 con incipiente textura sieve y plg3 bordeándolas. B) Plagioclasa de la familia plg1 sin textura de desequilibrio C) Fenocristal de piroxeno xenomórfico con inclusiones de plagioclasa y minerales opacos D) Plagioclasa de la familia plg1 con textura sieve en el borde y masa fundamental de microlitos principalmente de plagioclasa y minerales opacos E) anfíbolos con inclusiones y pequeños bordes de reacción con piroxenos y plagioclasas de la familia plg2, así como masa fundamental con microlitos de los minerales principales F) Plagioclasas de la familia plg1 con texturas de desequilibrio en masa fundamental.

#### **6.1.3.5.2.2 Anfíbola**

Las anfíbolos son cristales subhedrales y los fenocristales representan el 3% en volumen de las asociaciones minerales. El tamaño de las mismas es de 1–0,1 mm y como microlitos en la masa fundamental. Los cristales están aislados y, generalmente están reemplazados por minerales opacos (Figura 6.32e) parcial y/o totalmente, los minerales opacos algunas veces son cristales individuales y otras veces son una masa homogénea, pero no hay una tendencia que permita caracterizar los eventos. Igualmente, se encuentran productos de reacción en los cuales la anfíbola es reemplazada por un borde microcristalino de piroxenos, plagioclasas y óxidos de Fe–Ti. Por lo general, las anfíbolos de mayor tamaño contienen inclusiones de plagioclasas y óxidos de Fe–Ti.

#### **6.1.3.5.2.3 Piroxeno**

El piroxeno está representado por cristales de clinopiroxenos (augita) y ortopiroxenos (hiperstena), que alcanzan hasta 1,2 mm de tamaño. Se presentan en diferentes proporciones, los cristales están maclados, son subhedrales y tienen un grado de fracturamiento moderado. Las inclusiones de plagioclasa y minerales opacos, es frecuente en algunos cristales (Figura 6.32c). En cuanto a la muestra de roca ISM–04, presenta un intercrecimiento de piroxenos con la familia plg1 y minerales opacos, estos últimos el tamaño de los cristales es mucho menor.

#### **6.1.3.5.2.4 Masa fundamental**

La matriz es microlítica fluidal y los minerales que componen la roca son plagioclasa, anfíbola, piroxenos y minerales opacos (Figura 6.32).

### **6.1.3.6 Unidad Isluga 4**

#### *6.1.3.6.1 Conteo modal*

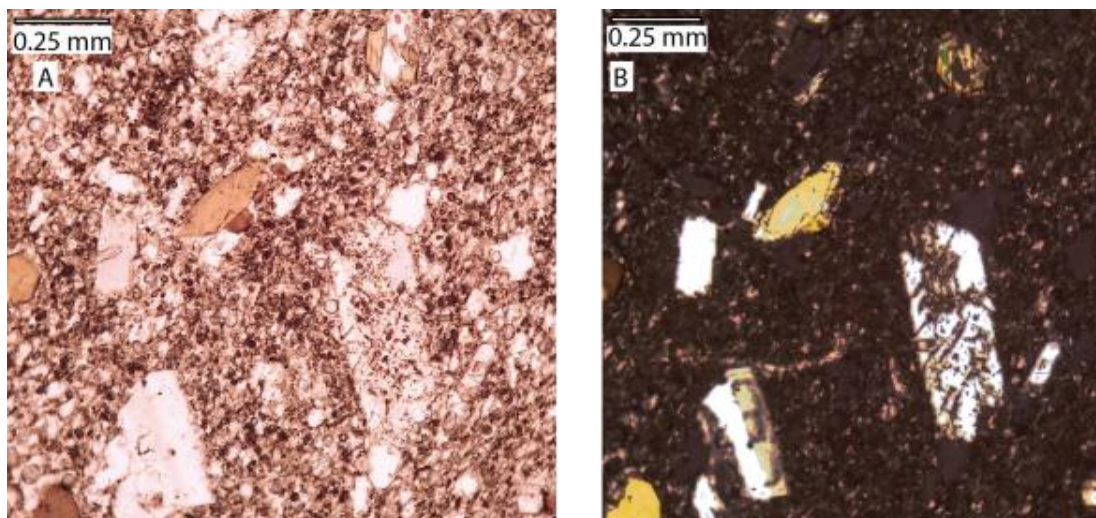
La muestra de roca ISM–07 (Tabla 6.3) pertenece a los depósitos escoráceos que cubren la cima actual. La asociación mineral que contiene esta muestra de roca es de plagioclasa>anfíbola>piroxenos>biotita, en una masa fundamental hialopilítica vesicular (82% en volumen) de color café oscuro (Figura 6.33).

**Tabla 6.3. Conteo modal de la unidad Isluga 4.**

	plg	anf	cpx	opx	px	Bt	op	% Fenocristales	% Masa Fund.	Cont. M. fund.
ISL-02	13,2	1	3,6	1,8	5,4	0,4	0	25,4	74,6	vid>plg>op
ISM-07	6	5	1	1	2	1	1	17	83	vidrio

% en volumen y Cont. M. fund=Contenido en Masa Fundamental

Por otra parte, esta unidad también está representada por una muestra de pómez de un depósito piroclástico aflorando en una quebrada del flanco este, la cual contiene una gran cantidad de anfíbola (5% en volumen) con respecto a las otras unidades del volcán (Tabla 6.3)



**Figura 6.33. Asociación mineral de la muestra de roca ISM-07. A) Nícoles paralelos. B) Nícoles cruzados.**

#### 6.1.3.6.2 Descripción de texturas y minerales

La plagioclasa (7% en volumen) es subhedral y exhibe tamaños de 0,5–1 mm de largo y contiene texturas de desequilibrio como textura sieve y reabsorción en los bordes (Figura 6.33), de la misma manera, hay presencia de microlitos en el vidrio pero debido a la gran vesicularidad corresponde a un 2% en volumen. El piroxeno con un 5% en volumen en este caso es menor que el porcentaje de anfíbola, formas anhedrales y subhedrales y de tamaños de 0,1–1 mm, como cristales individuales (Figura 6.33). Presenta poiquilíticas con oikocristales de minerales opacos. La anfíbola contiene un 6% en volumen, con formas subhedrales y anhedrales, localmente textura traquitoide, de colores pardos claros y oscuros (Figura 6.33) y minerales opacos como inclusiones. El vidrio es de color café oscuro y algunas vesículas se encuentran alargadas (Figura 6.33).



## 6.2 GEOQUÍMICA MINERAL

### 6.2.1 INTRODUCCIÓN

Las aplicaciones del microscopio electrónico (SEM, de las siglas en inglés, *scanning electron microscope*) en petrología son varias, la más útil es la adquisición de imágenes *back-scattered electron microscope* (BSEM) que se originan a partir de colisiones elásticas entre el haz de electrones incidente y la superficie de la muestra de roca en el corte transparente. La intensidad de la señal retrodispersada depende principalmente del número atómico promedio (Z) del objeto de estudio. El voltaje del haz de aceleración electrones comúnmente se usa de 5 a 20 kV. Las imágenes BSEM se utilizan para dilucidar zonaciones químicas de escala pequeña (nanómetros).

El SEM también puede generar información mineralógica cualitativa relacionando el tono de gris de la imagen con un mineral específico. Se debe ser cuidadoso cuando los números atómicos de los minerales se traslapan, como por ejemplo los clinopiroxenos y las anfíbolos (Blundy y Cashman, 2008). Por lo que para obtener la composición geoquímica cuantitativa de los minerales se debe realizar otro tipo de análisis, como por ejemplo mediante la microsonda electrónica. Sin embargo, estos análisis de SEM son aceptables como aproximación de primer orden para la composición geoquímica y adquisición de parámetros físicos de las rocas volcánicas y, en particular, de las rocas del volcán Isluga.

La composición química obtenida mediante el microscopio electrónico de barrido permite abordar la clasificación mineral y estudiar la evolución del líquido considerando los elementos constitutivos de su fórmula mineral.

Además, la geoquímica de algunas fases minerales permite establecer la afinidad magmática que será contrastada con la obtenida por geoquímica y también permitirá estudiar las relaciones de equilibrio mineral-líquido, determinar la temperatura empleando los geotermómetros adecuados a las fases minerales consideradas e inferir las condiciones de presión durante la cristalización.

Las tablas de los resultados de los análisis químicos de las muestras de roca utilizadas se presentan en el Anexo 3.

### 6.2.2 METODOLOGÍA

El Microscopio Electrónico de Barrido marca Quanta SEM del laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis del Departamento de Geología de la Universidad de Chile es un equipo de alta resolución (hasta 3 nm en condiciones de vacío). Permite obtener imágenes electrónicas y microanálisis en muestras de corte pulido y cuenta con detectores de EDS (por sus siglas en inglés *Energy Dispersive X-ray Spectrometry* o Dispersión de rayos-X por espectrometría) los cuales permiten identificar la química elemental. Sin embargo, la metodología para obtener la composición química de las muestras de roca es indirecta debido a que un detector EDS contiene un cristal que absorbe la energía de los rayos X entrantes por ionización, produce electrones libres en el cristal que se convierten en conductores y genera una polarización de la carga eléctrica. Por tanto, la absorción de los rayos X convierte la energía de los rayos X individuales en voltajes eléctricos de tamaño proporcional a los impulsos eléctricos que corresponden con los rayos X característicos de cada elemento (Reimer, 1998). Es así como, los detectores EDS se puede utilizar en el modo de semi-cuantitativo para determinar la composición química por la relación de la máxima señal del elemento estudiado.

Las limitaciones de este método es que puede haber señales de energía que se solapan entre los diferentes elementos, en particular los correspondientes a los rayos X generados por la emisión de diferentes niveles de energía en diferentes elementos. En este caso, el usuario debe de determinar qué elementos hacen "más sentido" dado el contexto conocido de la muestra de roca (Egerton, 2005). Los detectores EDS no pueden detectar los elementos más ligeros, por lo general por debajo del número atómico de Na para los detectores equipados con una ventana de Be. Sin embargo, ventanas delgadas a base de polímero permiten la detección de elementos ligeros, dependiendo de las condiciones del instrumento y de operación (Egerton, 2005).

Los análisis de química mineral y el vidrio mediante el SEM se realizaron en 8 secciones transparentes pulidas metalizadas con carbono que corresponden a las muestras de roca ISL-04, ISL-07 e ISL-08 de la unidad Isluga 2 y las ISL-11, ISL-14 ISM-04, ISM-05 e ISM-06 de la unidad Isluga 3. Se realizaron análisis de plagioclasas, piroxenos, óxidos de Fe-Ti y vidrio. En los casos de los minerales con textura de zonación, los análisis se realizaron en varios puntos para resaltar las variaciones químicas de los mismos, la



cantidad de análisis depende del cristal estudiado (mínimo 3 análisis). En base a estos resultados fue posible clasificar los minerales de las rocas del volcán Isluga, y estimar las condiciones de presión y temperatura de los magmas que originan las rocas.

### 6.2.3 RESULTADOS

#### 6.2.3.1 Plagioclasa

Es el grupo mineral más común en las rocas del volcán Isluga y se presentan en forma de fenocristales y de microlitos en la masa fundamental. Se observan plagioclasas del tipo andesina y labradorita (Figura 6.34). Los elementos medidos en las plagioclasas fueron Na, Al, Si, K, Ca y Fe, los cuales fueron convertidos a óxidos. Además se calculó su forma estructural en base a 8 oxígenos para calcular los parámetros de Ab–An–Or y graficarlos en el diagrama ternario en porcentaje relativo.

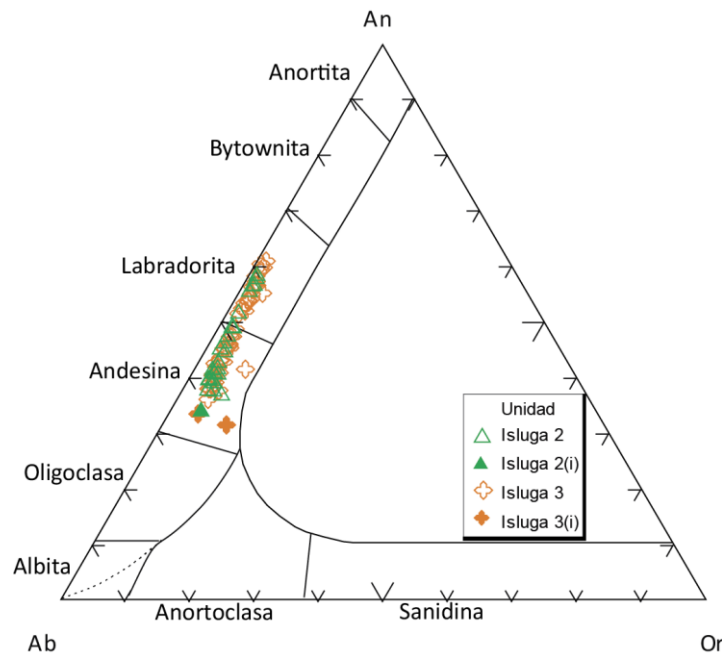


Figura 6.34. Clasificación química de plagioclasas en diagrama ternario Ab–An–Or (Albita:  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ , Anortita:  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  y Ortoclasa:  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ). Simbología en recuadro, (i) corresponde a inclusiones en fenocristales, los símbolos con contorno corresponden a fenocristales.

En la figura 6.34 se observa como todos los feldespatos analizados que son del grupo de la andesina y de la labradorita, asimismo se resalta que en las dos unidades (Isluga 2 e Isluga 3) analizadas se puede apreciar una evolución general de labradorita ( $\text{Ab}_{44}\text{-An}_{56}\text{-Or}_{00}$ ) a andesina ( $\text{Ab}_{60}\text{-An}_{21}\text{-Or}_{05}$ ). Como se observa en la figura 6.35, en la mayoría de las muestras de roca hay una diferencia composicional entre los bordes y núcleos de los cristales analizados. Las muestras de plagioclasa ISM-04, ISM-05 e ISM-06 de la unidad

Isluga 3 se distingue que los núcleos de los minerales tienden a labradorita y los bordes a andesina. Estas plagioclasas al microscopio óptico se encuentran en su mayoría con textura de zonación, sieve y/o bordes de reacción (Figura 6.2, Figura 6.10, Figura 6.16 y Figura 6.24).

Cabe resaltar que todas las inclusiones de plagioclasa analizadas se encontraban en fenocristales de piroxeno y corresponden a andesinas y contienen el menor porcentaje de An ( $An_{31}$ –  $An_{33}$ ) asimismo contienen las mayores concentraciones de Or ( $Or_5$  y  $Or_{10}$ ). En las figuras 6.34 y 6.35 se aprecian cómo estas plagioclasas son el límite de la tendencia general.

Por otro lado, las plagioclasas con menor variación composicional son las de la muestra de roca ISL-08 perteneciente a la unidad Isluga 2 cuyos resultados analíticos comprenden los intervalos  $An_{37}$ - $An_{44}$  (Figura 6.35).

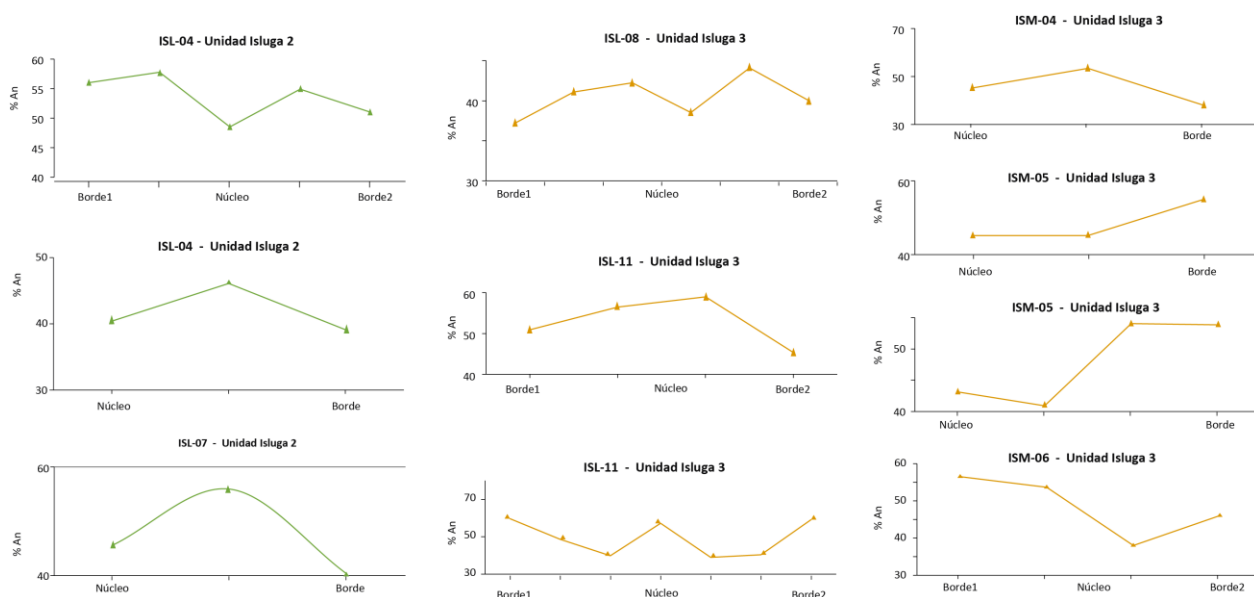


Figura 6.35. Diagramas de variación de la composición de anortita en plagioclasas analizadas de la unidad Isluga 2 (color de línea verde) y la unidad Isluga 3 (color de línea naranja).

Se seleccionaron cristales de plagioclasa con variación composicional y textura de zonación oscilatoria en las que se puede observar el cambio del contenido de anortita (Figura 6.35 y Figura 6.36). En la figura 6.35 se puede observar con símbolos de triángulos los análisis realizados. En la figura 6.36A, una plagioclasa de la muestra de roca ISL-04, de la unidad Isluga 2, tiene una zonación que varía de  $An_{45}$  a concentraciones de  $An_{56}$ . También, en la figura 6.36B resalta una plagioclasa con zonación oscilatoria en la que sus composiciones varían desde  $An_{40}$  en el borde aumentando a  $An_{56}$  y disminuyendo en el núcleo a  $An_{45}$ . En la figura 6.36C, se destaca una plagioclasa de la muestra de roca ISL-04

que tiene distintos tipos de zonación, como la zonación oscilatoria inversa; con un aumento desde el núcleo de An<sub>48</sub> a An<sub>58</sub>, para luego disminuir hasta An<sub>51</sub>, terminando en el borde con una mayor composición de An<sub>56</sub>. Finalmente, en la figura 6.36D una plagioclasa de la muestra de roca ISM-04 de la unidad Isluga 3 que en su núcleo tiene concentraciones de An<sub>53</sub> en su núcleo y en su borde decrece a An<sub>38</sub>.

Las fluctuaciones en las composiciones de las plagioclasas se reconocen en los niveles evolutivos analizados del edificio volcánico (Figura 6.35) por lo que se puede inferir que las unidades que no se analizaron también se encuentran presentes. Asimismo, como se puede observar en la figura 6.36, las oscilaciones de las composiciones en los cristales de plagioclasa representan todo tipo de texturas en los cristales que están en equilibrio y cristales con texturas de disequilibrio.

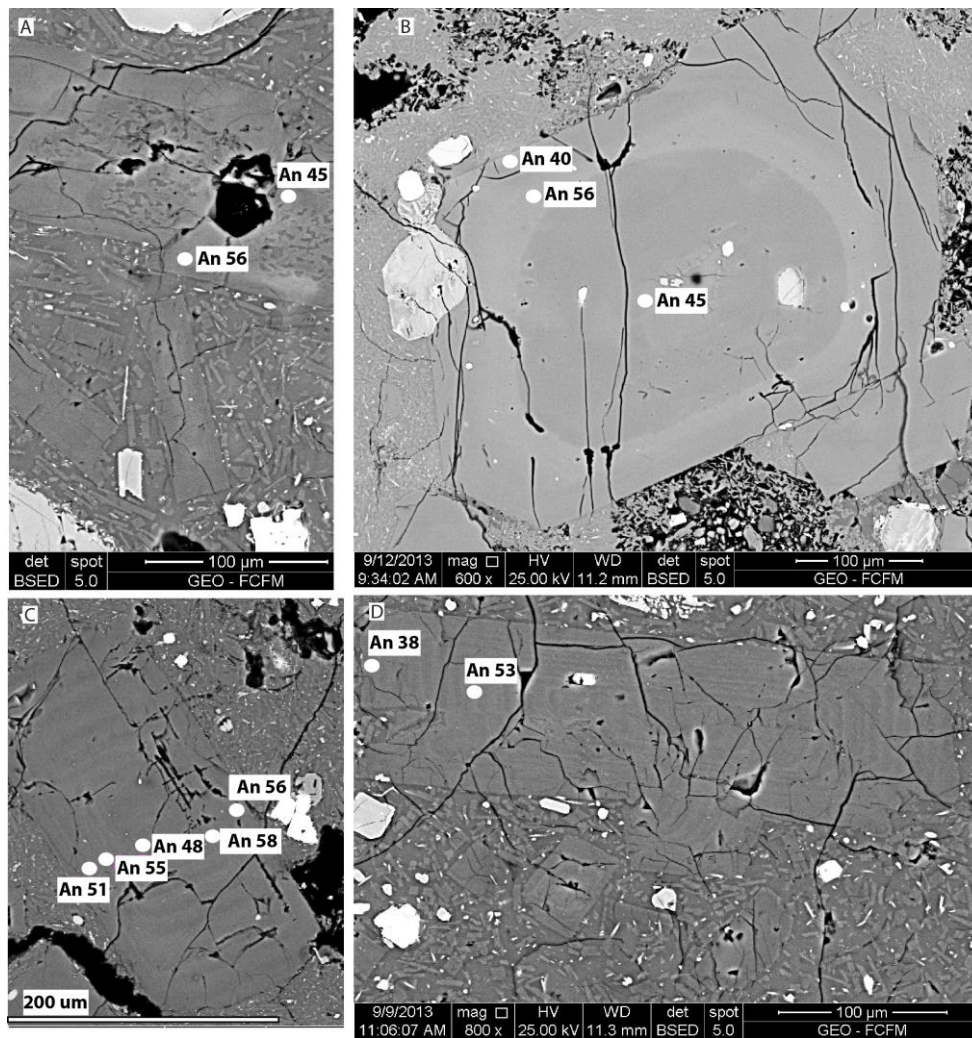


Figura 6.36. Imagen de electrones retrodispersados (backscattered electron image: BEI) A) Plagioclasa de la muestra de roca ISM-05 de la unidad Isluga 3. B) Plagioclasa de la muestra de roca ISL-07 de la unidad Isluga 2. C) Plagioclasa de la muestra de roca ISL-04 de la unidad Isluga 2. D) Plagioclasa de la muestra de roca ISM-04 de la unidad Isluga 3.

### 6.2.3.2 Piroxenos

Las tablas de los resultados de los análisis químicos de piroxenos se presentan en el Anexo 3. Se realizaron 61 análisis químicos en las ocho muestras de roca mencionadas anteriormente, correspondientes a ISL-04, ISL-07 e ISL-08 de la unidad Isluga 2 y la ISL-11, ISL-14, ISM-04, ISM-05 e ISM-06 de la unidad Isluga 3.

Los piroxenos se encuentran en forma de gránulos y fenocristales e inclusiones en cristales de plagioclasa. Se obtuvieron los análisis de los elementos: Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na y K, la fórmula estructural fue calculada en base a 4 cationes y 6 oxígenos y, fue posible a partir de lo anterior, obtener los % relativos de abundancia y posteriormente representarlos en un diagrama ternario de Enstantita-Ferrosilita-Wollastonita (Mg-Fe-Ca) comúnmente utilizado para clasificar químicamente los cristales de piroxenos (Morimoto, 1988).

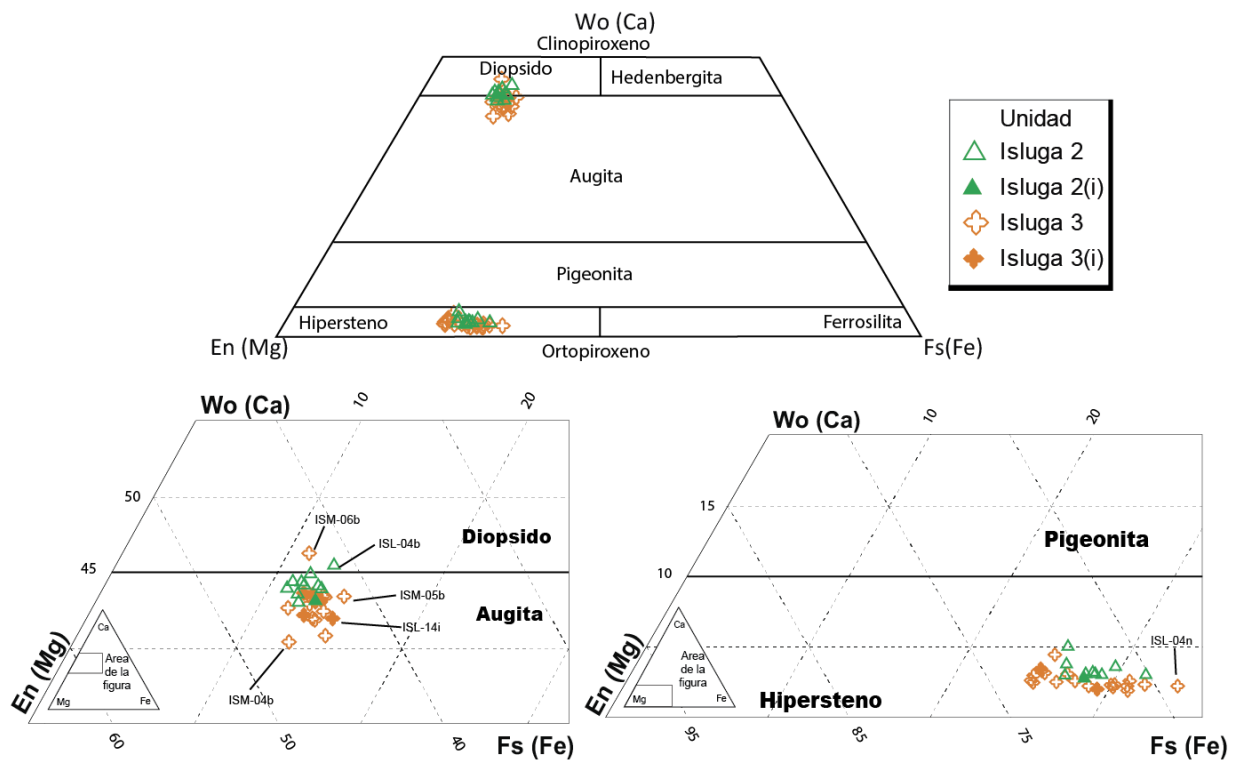


Figura 6.37. Diagrama ternario de Enstantita-Ferrosilita-Wollastonita (Mg-Fe-Ca) utilizado para la clasificación de los piroxenos del volcán Isluga. Se realizó un aumento en el área de la mayor concentración de datos. Donde= b: borde, n: núcleo e i: inclusión. Los símbolos sólidos corresponden a inclusiones en fenocristales y los símbolos con contorno son fenocristales.

En las unidades analizadas (Isluga 2 e Isluga 3, Figura 6.37) hay dos grupos bien definidos: clinopiroxenos y ortopiroxenos. Los ortopiroxenos pertenecen al campo de las hiperstenas (Figura 6.37) y los clinopiroxenos se encuentran entre augita y diópsido, en su

mayoría se encuentran en el campo transicional entre ambos, aunque se presenta una mayor cantidad de augitas. Asimismo, las 2 unidades representadas en el diagrama contienen ambos tipos de piroxenos. Las hiperstenas de la figura 6.37 tienen una tendencia general que se desplaza hacia la ferrosilita. Sin embargo, para la muestra de roca ISL-14 hay una diferencia química notable con respecto a las otras hiperstenas, que corresponde a una zonación inversa (Figura 6.38).

Por otra parte, los mayores contenidos de Ca en los clinopiroxenos son de la muestra de roca ISM-06 de la unidad Isluga 3 en un borde de cristal correspondiente a una composición de  $Wo_{46}$  (Figura 6.37). En cuanto al contenido de Mg, la muestra de piroxeno que contiene la mayor composición de  $En_{72}$  pertenece a la unidad Isluga 3 (Figura 6.37). Además, en la figura 6.37 se puede observar como los ortopiroxenos de la unidad Isluga 2 están separados de la unidad Isluga 3, sin embargo la diferencia no es significativa.

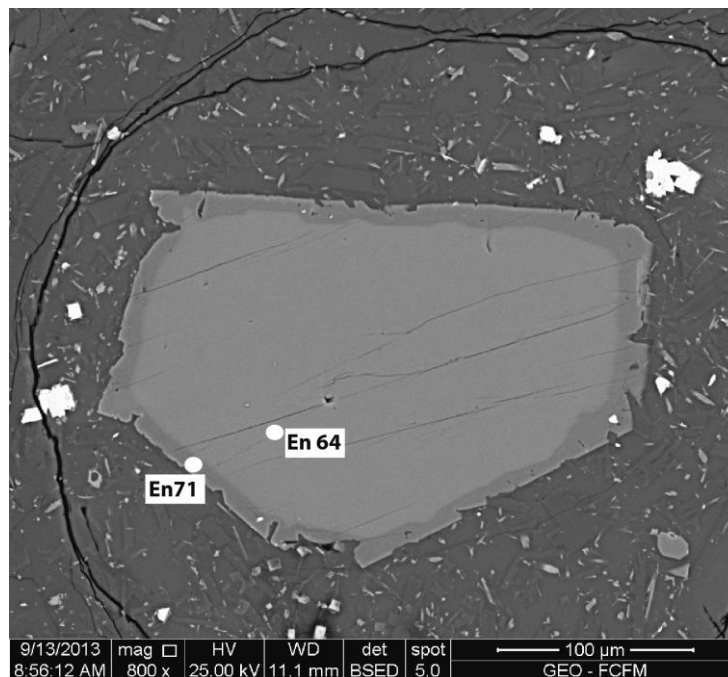


Figura 6.38. Imagen SEM, donde se muestra la zonación inversa de un piroxeno de la muestra de roca ISL-14, de la unidad Isluga 3.

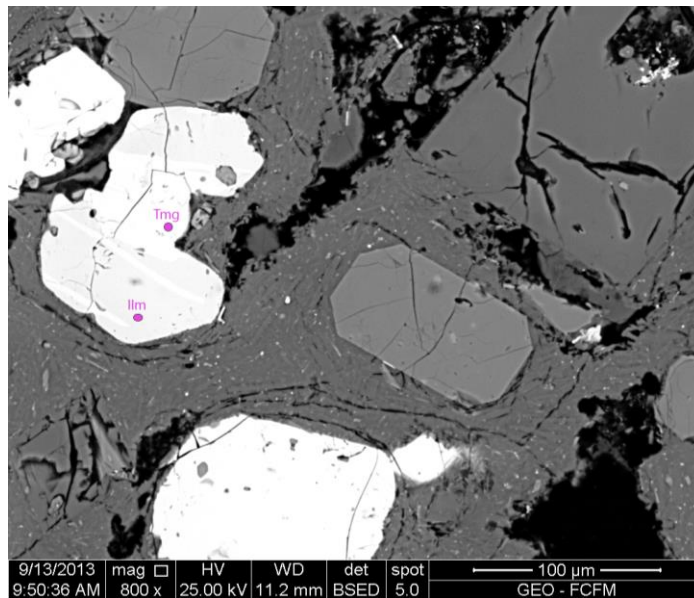
### 6.2.3.3 Óxidos de hierro y titanio

Se realizaron 25 análisis químicos de Si, Ti, Al, Fe Mn, Mg y Ca (en cristales de óxido de Fe-Ti) en los ocho cortes transparente de las muestras de roca mencionadas anteriormente, las cuales se convirtieron a óxidos en porcentaje en peso. Para conseguir el porcentaje en peso del  $Fe_2O_3$  se recalculó mediante el procedimiento de Carmichael (1967) y utilizando el programa ILMAT (Lepage, 2003) se calculó la fórmula estructural usando la base de 3



cationes y 4 oxígenos para las titanomagnetitas y de 2 cationes y 3 oxígenos para las titanohematitas.

Los cristales analizados son fenocristales, microlitos e inclusiones de cristales en minerales como plagioclasa y piroxenos. Fueron pocos los cristales que se encontraron uno en contacto con el otro para inferir condiciones cogenéticas de equilibrio químico y termal (Figura 6.39). Los óxidos de Fe-Ti se encuentran dentro de las series de solución sólida de las titanomagnetitas en la cual los miembros extremos son la ulvoespinela ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ) y la magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) y la serie de las titanohematitas con los miembros extremos ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ) y hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) (Figura 6.40).



**Figura 6.39.** Imagen SEM de la muestra de roca ISL-04, de la unidad Isluga 2 de dos de óxidos de Fe-Ti. Tmg: Titanomagnetita e Ilm: Ilmenita.

En el diagrama de clasificación de los óxidos de hierro y titanio se puede observar como en la línea de las titanohematitas solo se encuentran 3 análisis que se acercan hacia el extremo de la ilmenita. Solo se analizaron dos cristales en contacto en la muestra de roca ISL-04 de la unidad Isluga 2 (Figura 6.39) que corresponde a lo más cercano al extremo de la ilmenita. En la línea de la titanomagnetita, todas las muestras de óxidos de Fe-Ti se encuentran cercanas al extremo de la magnetita. Las inclusiones en fenocristales de son las que están más cercanas al extremo de la magnetita. Asimismo, se puede observar como los análisis químicos de la muestra de roca ISM-06 de la unidad Isluga 3 son las más se alejadas del extremo de la magnetita. Lo que se puede interpretar como una evolución de las

composiciones de los óxidos de magmas más ricos en magnetita a magmas con mayores contenidos de titanio.

Los óxidos de Fe-Ti analizados se caracterizan por contener valores de  $\text{TiO}_2$  que oscilan de 2,5– 15,0% en peso, mientras que las ilmenitas contienen valores de 36–45% en peso. Asimismo, los valores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  varían de 19–65% en peso aumentando de forma progresiva hacia el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Figura 6.40).

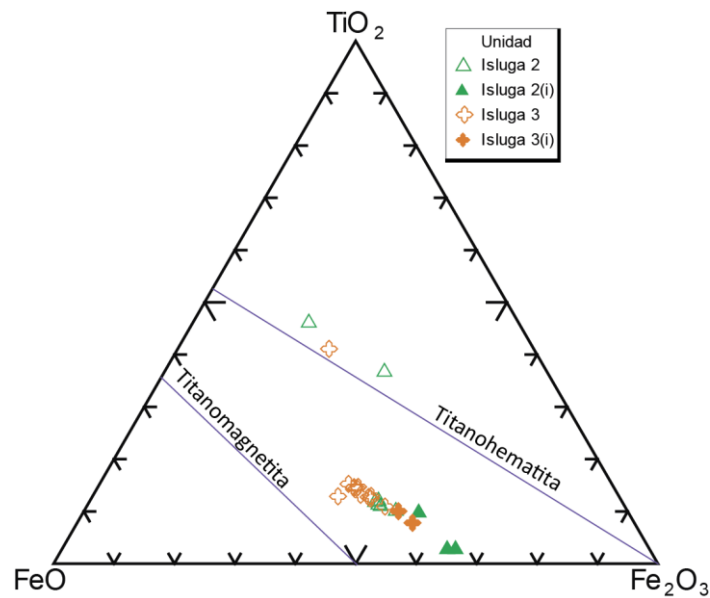


Figura 6.40. Diagrama de clasificación de los óxidos Fe-Ti (modificado de Butler y Butler (1992)), según las distintas unidades del volcán Isluga.

#### 6.2.3.4 Vidrio

Se realizaron 70 análisis químicos de vidrio en las rocas de las etapas Isluga 2 e Isluga 3 en las 8 muestras de cortes transparentes mencionadas anteriormente (Anexo 3).

El porcentaje de vidrio es variable entre 10 y 30% en volumen, el menor porcentaje de vidrio (10%) se encuentran en las rocas más microlíticas que corresponde a la muestra de roca ISL-08 de la unidad Isluga 2 y el mayor porcentaje de vidrio (30%) se encuentra en la muestra de roca ISL-14 de la unidad Isluga 3 (Figura 6.41).

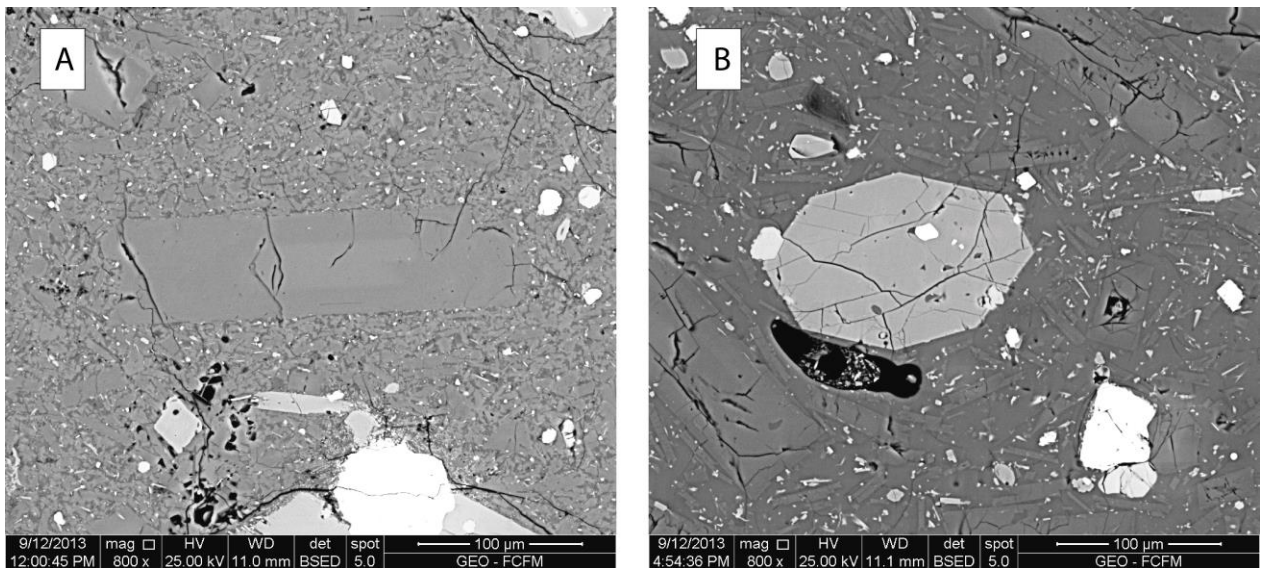


Figura 6.41. Imágenes SEM comparando el porcentaje de menor y mayor cantidad de vidrio (A y B, respectivamente).

Los resultados analíticos de vidrio de las unidades Isluga 2 e Isluga 3 destacan por altos contenidos de  $\text{SiO}_2$  en peso de hasta 82% en la muestra de roca ISL-08, como se observa en el diagrama de la figura 6.42. Ambas unidades, Isluga 2 e Isluga 3, presentan el contenido de sílice entre 70–80% en peso con excepción de varias inclusiones de vidrio en cristales que se acercan más al contenido de sílice en la geoquímica de roca total (Figura 6.42).

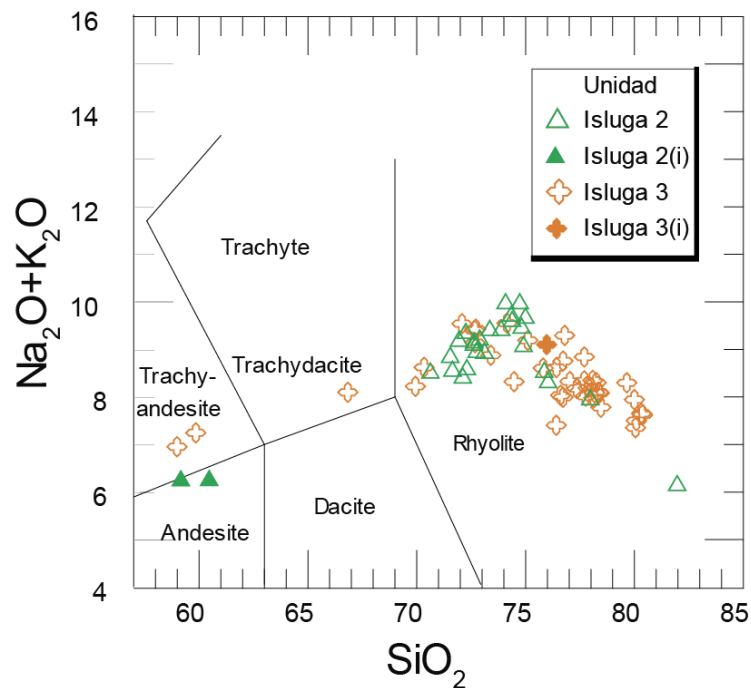


Figura 6.42. Diagramas de TAS con los resultados analíticos del vidrio. Muestras de rocas del volcán Isluga separadas según las unidades del volcán Isluga, los símbolos sólidos corresponden a inclusiones en cristal (i).

### 6.3 GEOTERMOBAROMETRÍA

Los estudios termobarométricos determinan los parámetros físicos a los cuales estuvo sometido el magma que dio origen a una roca determinada mediante la deducción de la temperatura y presión a la que cristalizaron ciertos minerales.

Existen varios métodos para estimar las condiciones termobarométricas en rocas volcánicas, los cuales han sido resumidos por Putirka (2008) el cual detalla que mediante la geoquímica de determinados minerales y/o líquido que se encuentren en equilibrio, se pueden llegar a las condiciones físicas ( $P$ (kbar) y  $T$  (°C)) en que se formaron. En este estudio, dada la composición química y asociación mineral de las rocas del volcán Isluga, se utilizaron los termobarómetros de piroxeno-líquido (clinopiroxeno y ortopiroxeno), así como de dos piroxenos (Putirka et al., 1996; 2003; Putirka, 1999; 2008) y óxidos de Fe-Ti (Lepage, 2003). Asimismo, se realizó el higrómetro de plagioclasa-roca total para estimar el contenido de  $H_2O$  en las rocas (Lange et al., 2009).

En el termobarómetro de ortopiroxeno-líquido se realiza la prueba de equilibrio para conocer cuales datos cumplen los requisitos del métodos de termobarometría, basado en el intercambio de coeficientes de Fe-Mg entre los componentes, para esto se usa el diagrama de Rhodes (1979), en este caso se utiliza la constante de equilibrio ( $K_D$ ) como  $K_D(Fe-Mg)^{opx-liq}=0,29\pm 0,06$ . En cuanto al termobarómetro clinopiroxeno-líquido la prueba de equilibrio utiliza la constante de equilibrio como  $K_D(Fe-Mg)^{cpx-liq}=0,28\pm 0,08$ . Finalmente, la constante de equilibrio de dos piroxenos,  $K_D$  se expresa:  $K_D(Fe-Mg)^{cpx-opx}=1,09\pm 0,14$  (Putirka, 2008).

El estudio de los geotermómetros y geobarómetros se basa en las reacciones de equilibrio químico entre dos fases (e.g. minerales y/o vidrio) de una roca determinada. Debido a que este equilibrio es determinado por factores cinéticos, tales como la difusión del estado sólido, las reacciones se restringen a un umbral de temperatura (o temperatura de cierre). Se debe tener cuidado en caso de asimilación de la roca caja o de los cumulos que no exista equilibrio y cuando el componente de interés tiene baja difusividad es poco probable el re-equilibrio después de la cristalización inicial. En todos los casos, la evidencia textural entre las fases minerales de interés debe ser examinado antes de intentar el modelamiento termobarométrico (Blundy y Cashman, 2008).

Los análisis que se emplearon para la modelación termobarométrica son una aproximación a las temperaturas y presiones que se desarrollan en el sistema magmático del volcán Isluga debido a que fueron realizados por el método SEM-EDS por lo que solo son un acercamiento al estado magmático de la zona de estudio.

### 6.3.1 GEOTERMÓMETRO Y GEOBARÓMETRO DE DOS PIROXENOS

Putirka (2008) propone una regresión global basada en el particionamiento de la enstatita + ferrosilita ( $=\text{Fm}_2\text{Si}_2\text{O}_6 = \text{EnFs}; \text{FmO} = \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$ ) entre el clinopiroxeno y el ortopiroxeno, lo que incrementa la precisión para los datos experimentales disponibles, además establece que existe mayor precisión en la regresión si los datos base de calibración solo incluyen sistemas ricos en Mg, específicamente en los pares de clinopiroxeno y ortopiroxeno que tienen un  $\#Mg^{cpx} > 0,75$  ( $\#Mg = \text{número de magnesio}, \#Mg = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$ ).

En este trabajo se usó el geotermobarómetro propuesto por Putirka (2008) para modelar los resultados de los análisis de SEM, mediante el análisis de los pares de clino y ortopiroxeno. El total de análisis realizados para la termometría de dos piroxenos fueron 23, en los que se escogieron cristales preferiblemente adyacentes y sin textura de desequilibrio aparente. Sin embargo, solo 4 se encontraban en equilibrio utilizando el intercambio de Fe-Mg y se utilizó la ecuación 6-1:

$$K_D(\text{Fe} - \text{Mg})^{cpx-opx} = (X_{\text{Fe}}^{cpx} / X_{\text{Mg}}^{cpx}) / (X_{\text{Fe}}^{opx} / X_{\text{Mg}}^{opx}) = 1,09 \pm 0,14 \quad (6-1)$$

Donde: cpx=Clinopiroxeno y opx=Ortopiroxeno.

Además, como se muestra en la petrografía de las rocas del volcán Isluga, los piroxenos presentan texturas de desequilibrio importantes en la mayoría de las muestras de roca.

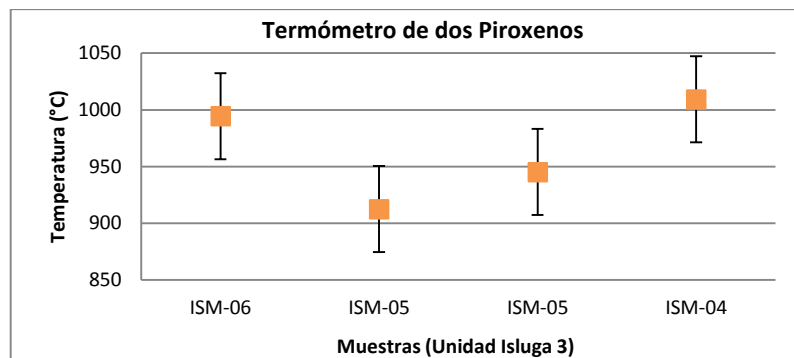


Figura 6.43. Resultados del modelo de temperatura con el termómetro de dos piroxenos. Las muestras diagramadas fueron las que cumplen el test de equilibrio.



En este termómetro se analizaron tres ecuaciones dos de Putirka (2008) y una de Brey y Kohler (1990), se decidió que por los errores del modelo la mejor ecuación consiste en la ecuación 6-2, según Putirka (2008):

$$\frac{10^4}{T^{\circ C}} = 13,4 - 3,4 \ln \left( \frac{X_{EnFs}^{cpx}}{X_{EnFs}^{opx}} \right) + 5,59 \ln X_{Mg}^{cpx} - 8,8 (\#Mg^{cpx}) + 23,85(X_{Mn}^{opx}) + 6,48(X_{FmAl_2SiO_6}^{opx}) - 2,38(X_{Di}^{cpx}) - 0,044P(kbar) \quad (6-2)$$

Donde: Cpx=Clinopiroxeno, Opx=Ortopiroxeno, EnFs=Enstantita-Ferrosilita, Fm=Fe+Mg y Di=Diópsido.

Los resultados de esta ecuación se muestran en el gráfico de la figura 6.43 los intervalos de temperaturas se encuentran dentro del orden de 912–1009°C con errores de ±38°C dando un alto rango de temperatura para las rocas del volcán Isluga.

Por otra parte, la ecuación utilizada para modelar la presión de los geobarómetros de 2 piroxenos fue la ecuación 6-3 según Putirka (2008):

$$P(kbar) = -94,25 + 0,045T(^{\circ}C) + 187,7(X_{Al(VI)}^{opx}) + 246,8(X_{Fm_2Si_2O_6}^{opx}) - 212,5(X_{En}^{opx}) + 127,5(a_{En}^{opx}) - \frac{1,66}{K_f} - 69,4(X_{EnFs}^{cpx}) - 133,9(a_{Di}^{cpx}) \quad (6-3)$$

Donde: Cpx=Clinopiroxeno, Opx=Ortopiroxeno, En= Enstantita, EnFs=Enstantita-Ferrosilita, Fm=Fe+Mg, Di=Diópsido y  $a_{Di}^{cpx}$ =actividad del diópsido en los clinopiroxenos.

Las presiones encontradas para este barómetro fueron de mayor fluctuación y resultan entre 0–3,42 kbar lo que corresponde aproximadamente a 0–13 km. Como el volcán Isluga se encuentra en un zona de aproximadamente 70 km de corteza bajo su cima, todavía estas profundidades corresponden a la corteza superior, sin embargo sigue siendo una aproximación poco precisa. Asimismo, el error en la ecuación 6-3 (Putirka, 2008) es de 2,8 kbar, siendo el más alto en los modelos analizados.

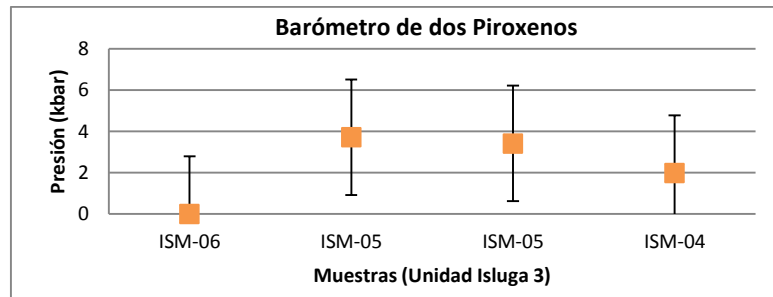


Figura 6.44. Geobarómetro de dos piroxenos. Las muestras que se diagraman fueron las que superan el test de equilibrio.

### 6.3.2 GEOTERMÓMETRO Y GEOBARÓMETRO DE CLINOPIROXENO–ROCA TOTAL

El método de clinopiroxeno–líquido (en este caso Roca Total) de Putirka (2008) propone un geotermobarómetro mediante la regresión lineal de datos experimentales tomados los autores indicados en Putirka (2008). En el que propone un equilibrio entre el clinopiroxeno y el líquido mediante el intercambio Fe–Mg y los coeficientes experimentales derivados de 1245 observaciones experimentales.

La ecuación 6-4 que se establece para el equilibrio químico es

$$\ln K_D(Fe - Mg)^{cpx-liq} = -0,107 - \frac{1719}{T(K)} \quad (6-4)$$

Donde: cpx=Clinopiroxeno y liq=líquido.

Esta ecuación establece que al estar en equilibrio el Fe y Mg de los piroxenos y el líquido se puede conocer la temperatura de cierre del sistema y la presión a la que fueron formados los componentes estudiados.

En la figura 6.45 se diagraman los componentes de los clinopiroxenos versus los componentes teóricos basados en Putirka (1999) para realizar el *test* de equilibrio. En este caso, 9 análisis cumplen con los requisitos de equilibrio y las temperaturas son graficadas en las figuras 6.46 y 6.47.

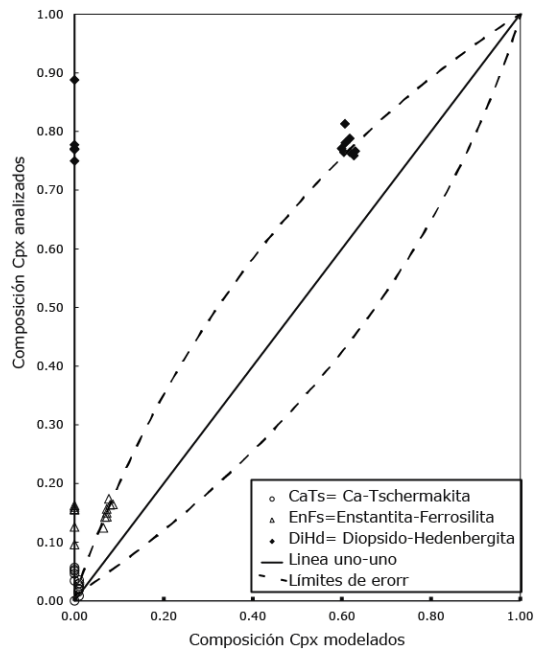


Figura 6.45. Gráfico de los componentes de clinopiroxeno para el *test* de equilibrio entre clinopiroxeno (cpx)-roca total (líquido). CaTs: Ca-Tschermakita, EnFs: Enstatita+Ferrosilita y DiHd: Diópsido+Hedenbergita. Basados en la composición original de los componentes de los clinopiroxenos y su composición teórica, calculados según Putirka (1999).

La ecuación utilizada para la temperatura en el modelo de clinopiroxeno-Roca Total fue la número 6-5 según Putirka (2008):

$$\frac{10^4}{T(K)} = 7,53 - 0,14 \ln \left( \frac{X_{Jd}^{cpx} X_{CaO}^{liq} X_{Fm}^{liq}}{X_{DiHd}^{cpx} X_{Na}^{liq} X_{Al}^{liq}} \right) + 0,07(H_2O^{liq}) - 14,9(X_{CaO}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}) - 0,018 \ln(X_{TiO_2}^{liq}) - 3,62(X_{NaO_{0,5}}^{liq} + X_{KO_{0,5}}^{liq}) - 1,1(\#Mg^{liq}) - 0,18 \ln(X_{EnFs}^{cpx}) - 0,027P(kbar) \quad (6-5)$$

Donde: cpx=Clinopiroxeno, liq=Líquido, Jd=Jadeita, Fm=Fe+Mg, DiHd= diópsido + hedenbergita, En= Enstantita y EnFs=Enstantita-Ferrosilita.

En la figura 6.46 se observa que las temperaturas calculadas varían entre los 1025 y 1063°C, el error asociado a este modelo es de  $\pm 42^\circ\text{C}$ , con este error las temperaturas pueden variar desde 990-1100°C, un rango de temperaturas mayor a los 100°C. Cabe resaltar que los rangos coinciden con el termómetro de 2 piroxenos.

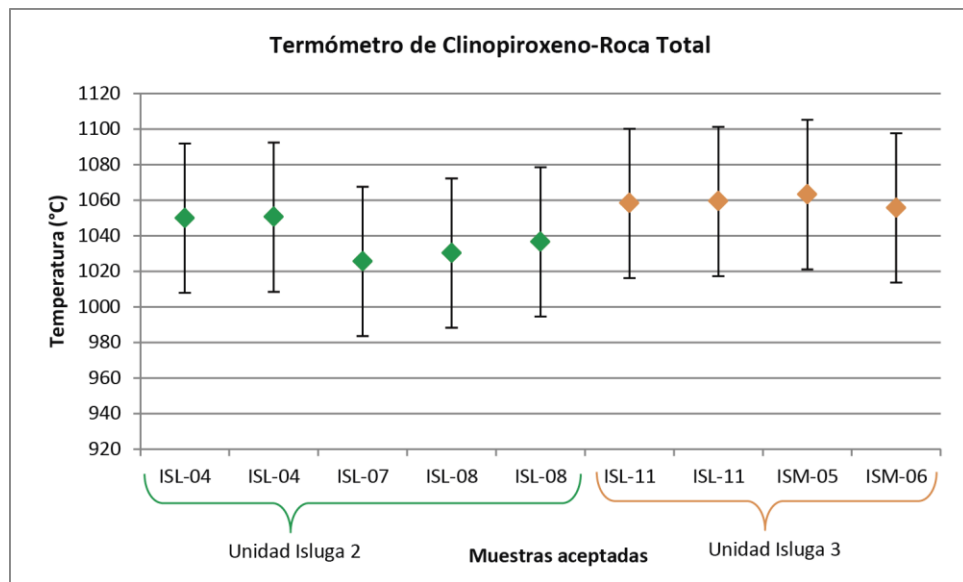


Figura 6.46. Resultados del modelo de temperaturas realizado para el geotermómetro de clinopiroxeno-roca total en base a la ecuación 6-5 (Putirka, 2008).

El cálculo de las presiones para el modelo clinopiroxeno-roca total se realizó con la ecuación 6-6 según Putirka (2008):

$$P(kbar) = -57,9 + 0,0475 T(K) - 40,6(X_{FeO}^{liq}) - 47,7(X_{CaTs}^{cpx}) + 0,676(H_2O^{liq}) - 153(X_{CaO_{0,5}}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}) + 6,89 \left( \frac{X_{Al}^{cpx}}{X_{AlO_{1,5}}^{liq}} \right) \quad (6-6)$$

Donde: cpx=Clinopiroxeno, liq=Líquido y CaTs= Ca-Tschermakita.

El resultado de los modelos de presiones para el barómetro de Clinopiroxeno-Roca Total se observan en el gráfico de la figura 6.47 varían en los 2,1 y 4,4 kbar que

corresponden aproximadamente a profundidades entre los 8-18 km en la corteza, sin embargo con el error asociado a esta técnica, que es de 1,5 kbar, abarcaría profundidades de 2,5-23,5 km de profundidad aproximadamente. Siendo un amplio intervalo para el modelo de presiones.

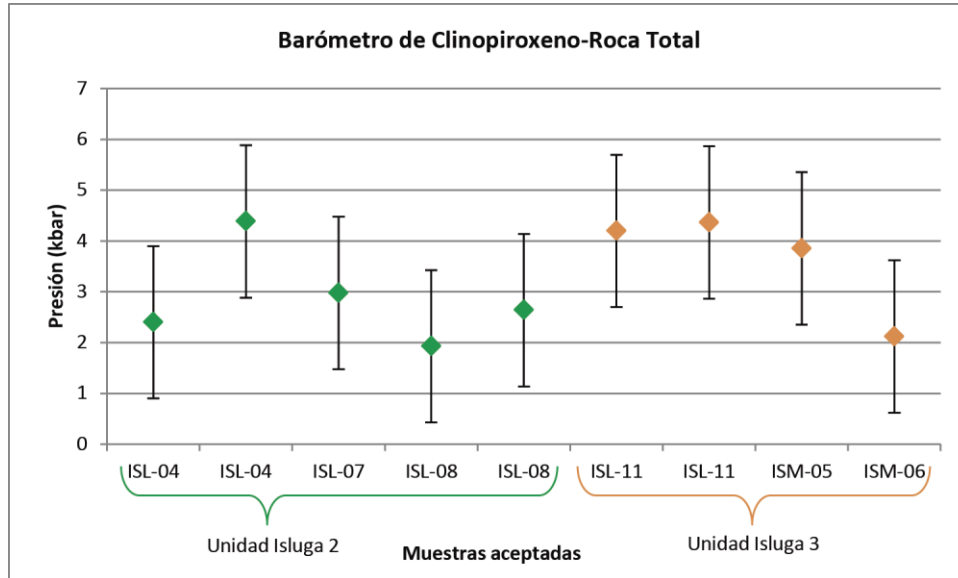


Figura 6.47. Resultados del modelo de presiones realizado para el geobarómetro de clinopiroxeno-roca total en base a la ecuación número 6-6 (Putirka, 2008).

### 6.3.3 GEOTERMÓMETRO Y GEOBARÓMETRO DE ORTOPIROXENO-ROCA TOTAL

El modelo utilizado para la termometría de ortopiroxeno-roca total fue el que entregó más resultados positivos, los 13 análisis que se realizaron se encontraban dentro de los valores aceptados para el test de equilibrio (Figura 6.48), esta prueba definida por la ecuación 6-7 entre ortopiroxeno y el líquido coexistente se realiza comparando los números magnésicos de cada uno y el equilibrio se define como  $K_D(Fe-Mg)^{opx-liq}$  (Putirka, 2008). La mejor prueba es comparar estimaciones de equilibrio de T o P independientes; si en tales estimaciones T y/o P se encuentran, por ejemplo en 1 desviación estándar, es muy probable que las estimaciones sean válidas, para el equilibrio ortopiroxeno-roca total (líquido), se realiza la prueba propuesta por Rhodes et al. (1979) que compara los coeficientes de intercambio de Fe-Mg observados con un valor constante, los datos experimentales indican un  $K_D$  valor de  $0,29 \pm 0,06$  en circunstancias ideales, los datos deben estar dentro de las curvas que marcan el error indicado.

$$K_D(Fe - Mg)^{opx-liq} = 0,4805 - 0,3733X_{Si}^{liq} = 0,29 \pm 0,06 \quad (6-7)$$

Donde: opx=ortopiroxeno y liq=líquido.

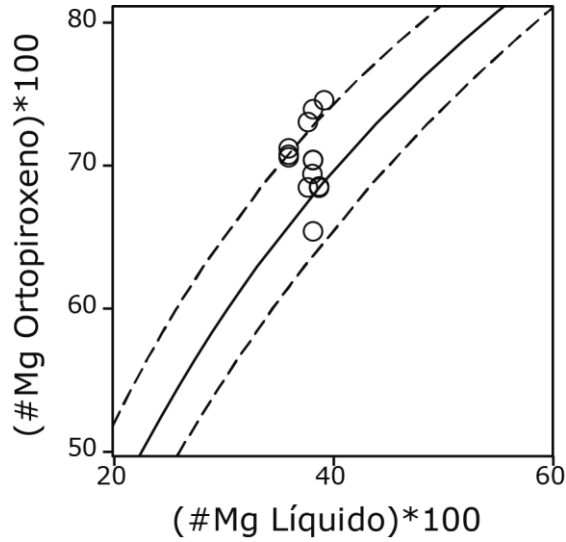


Figura 6.48. Diagrama de Rhodes (1979) para definir el equilibrio del geotermobarómetro de ortopiroxeno-roca total. Basado en la comparación de los coeficientes de intercambio de Fe-Mg observados con un valor constante, los datos experimentales indican un valor de  $0,29 \pm 0,06$ , en circunstancias ideales, las líneas punteadas son el límite del error de la constante de equilibrio.

La ecuación que se utiliza para este modelo corresponde a la ecuación 6-8 según Putirka (2008):

$$\frac{10^4}{T(^{\circ}\text{C})} = 4,07 - 0,329[P(\text{GPa})] + 0,12[H_2O^{liq}] + 0,567 \ln \left[ \frac{X_{Fm_2Si_2O_6}^{opx}}{(X_{SiO_2}^{liq})^2 (X_{FeO}^{liq} + X_{MnO}^{liq} + X_{MgO}^{liq})^2} \right] - 3,06[X_{MgO}^{liq}] - 6,17[X_{K_{0,5}^{liq}}] + 1,89[\#Mg^{liq}] + 2,57[X_{Fe}^{opx}] \quad (6-8)$$

Donde: liq=líquido, opx=ortopiroxeno y Fm =Fe+Mg.

La temperatura más baja calculada corresponde a una prueba en la muestra de roca ISL-08 de la unidad Isluga 2 (1080 °C), y los análisis realizados en la muestra de roca ISM-05 de la unidad Isluga 3 resultan en 1087°C. Por otra parte, la temperatura más alta registrada en este análisis es la de la muestra de roca ISM-04, de la unidad Isluga 3 con una temperatura de 1228°C (Figura 6.49). El error en este modelo es el más bajo de todos los modelos y corresponde a  $\pm 28^{\circ}\text{C}$ . Como se puede observar en la figura 6.49 el rango de temperaturas es de 1050-1250°C, de un orden de 200°C de diferencia entre la temperatura máxima y mínima.



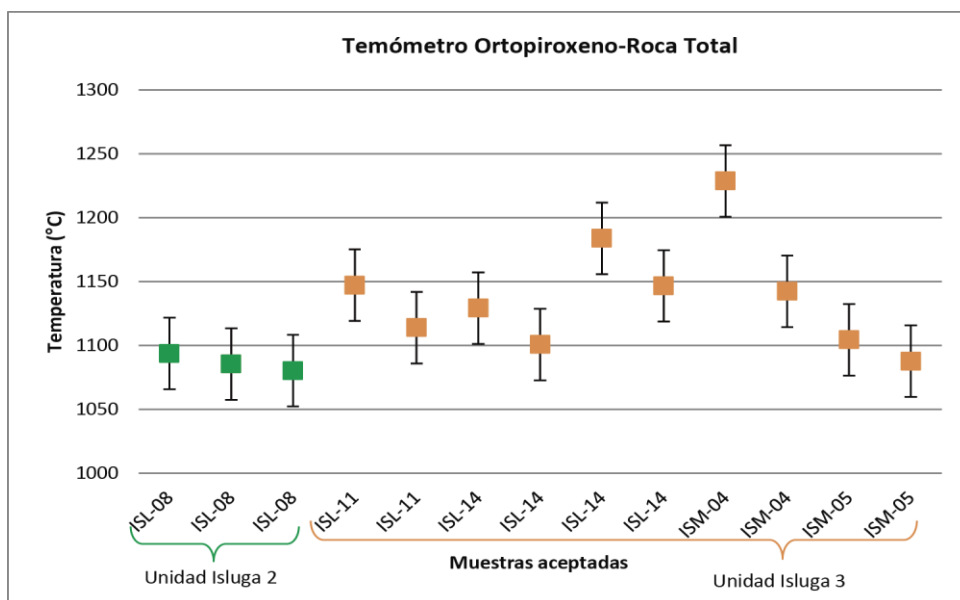


Figura 6.49. Resultados del modelo de temperaturas realizado para el geotermómetro de ortopiroxeno-roca total con base en la ecuación 6-8 (Putirka, 2008).

La ecuación que se utiliza para el cálculo de barometría en ortopiroxeno-roca total es la ecuación 6-9 de Putirka, (2008):

$$P(\text{kbar}) = 1,788 + 0,0375T^{\circ}\text{C} + 1,295 \times 10^{-3}T(^{\circ}\text{C}) \ln \left[ \frac{X_{\text{FmAl}_2\text{SiO}_6}^{\text{opx}}}{X_{\text{FmO}}^{\text{liq}} (X_{\text{AlO}_{1,5}}^{\text{liq}})^2 X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}} \right] -$$

$$33,42 (X_{\text{AlO}_{1,5}}^{\text{liq}}) + 9,795(\#Mg^{\text{liq}}) + 36,08 (X_{\text{NaO}_{0,5}}^{\text{liq}} + X_{\text{KO}_{0,5}}^{\text{liq}}) + 0,784(H_2O^{\text{liq}}) -$$

$$26,2(X_{\text{Si}}^{\text{opx}}) + 14,21(X_{\text{Fe}}^{\text{opx}}) \quad (6-9)$$

Donde: opx=ortopiroxeno, Fm= Fe+Mg, liq=líquido y #Mg=número magnésico.

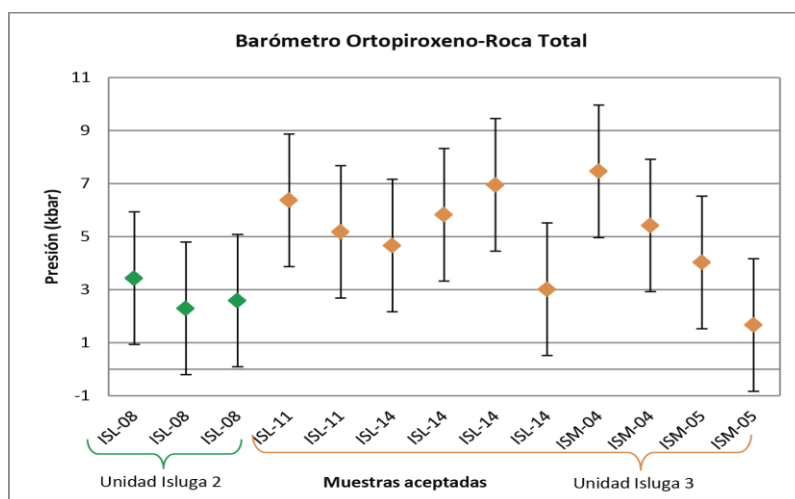


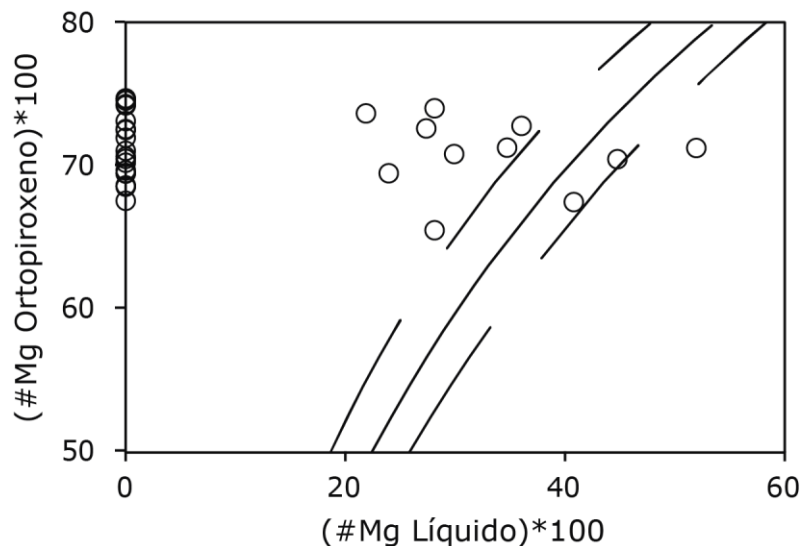
Figura 6.50. Resultados del modelo de presiones realizado para el geobarómetro de ortopiroxeno-roca total con base en la ecuación número 6-9 (Putirka, 2008).

En resumen, las muestras de roca analizadas mediante este método se encuentran en un intervalo entre 1080–1228°C, con errores de  $\pm 28$  °C. En el diagrama de la figura 6.50 se observa que las presiones varían entre 1,6–7,4 kbar, con errores de  $\pm 2,5$  lo que hace que el modelo presente profundidades de 0-40 km de profundidad aproximadamente.

#### 6.3.4 GEOTERMÓMETRO Y GEOBARÓMETRO DE ORTOPIROXENO-VIDRIO

El modelo utilizado para la termobarometría de ortopiroxeno-vidrio se basa en los mismos principios del geotermobarómetro de Ortopiroxeno-Roca Total de Putirka (2008).

La ecuación para calcular el equilibrio entre los componentes del modelo es la misma que la del geotermobarómetro de Ortopiroxeno-Roca Total, así como las ecuaciones utilizadas para los modelos de temperatura y presión. Los datos que se encuentran dentro del intervalo de error del test de equilibrio fueron 5 que se diagraman en las figuras 6.52 y 6.53.



**Figura 6.51. Diagrama de Rhodes (1979) para definir el equilibrio del geotermobarómetro de ortopiroxeno-vidrio. Basado en la comparación de los coeficientes de intercambio de Fe-Mg, los datos experimentales indican un valor de  $0,29 \pm 0,06$ , en circunstancias ideales, las líneas discontinuas son el límite del error de la constante de equilibrio.**

Los análisis del vidrio realizados en el SEM presentaron el inconveniente en que, en la mayoría de ellos no se detectó el Mg por lo que no se puede realizar el test de equilibrio o el resultado es equivalente a 0 (Figura 6.51). Sin embargo, en los pocos análisis que detecto el Mg si se realizó la prueba de equilibrio y se modeló el geotermobarómetro.

En la figura 6.52 se muestran los resultados de la temperatura para este modelo, los rangos de temperatura varían de 900-1100°C, dentro del error asociado de 28°C.

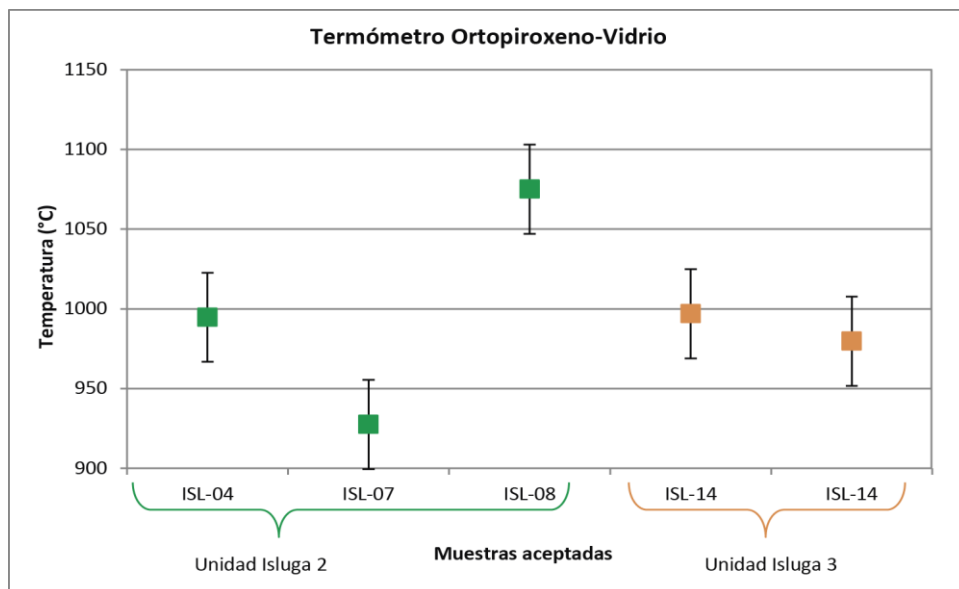


Figura 6.52. Resultados del modelo de temperaturas realizado para el geotermómetro de ortopiroxeno-vidrio con base en la ecuación 6-8 (Putirka, 2008).

Así como en los resultados del barómetro de ortopiroxeno-vidrio, en el que se utilizan las mismas ecuaciones, el error en este modelo es de 2,5 kbar resultando en presiones de 0-8 kbar (Figura 6.53). Sin embargo, el rango de presiones es consecuente con todos los resultados de los modelos anteriores, que varían de forma gradual hasta los 10 kbar aproximadamente.

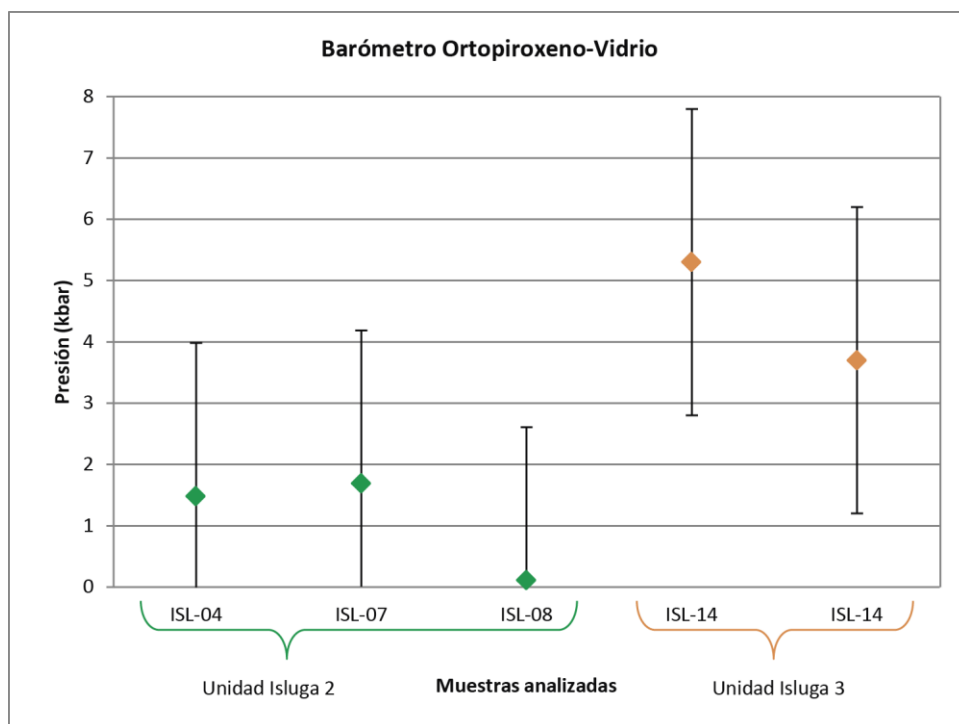


Figura 6.53. Resultados del modelo de presiones realizado para el geobarómetro de ortopiroxeno-vidrio con base en la ecuación 6-9 (Putirka, 2008).

En síntesis, los resultados de los cálculos geotermométricos presentados anteriormente destacan que, después de aplicar los filtros de equilibrio mineral-líquido, la termometría de 2 piroxenos muestra rangos de temperaturas que varían de 912-1010°C. Por otra parte, el geotermómetro de clinopiroxeno-líquido cristaliza a temperaturas entre 1025-1063°C deducidas de las composiciones de clinopiroxeno y la roca total utilizadas aquí, destaca que presenta el rango más estrecho de temperatura (37°C de diferencia). El termómetro ortopiroxeno-líquido da resultados entre 927°C y 1193°C las temperaturas de ortopiroxeno-vidrio generalmente coinciden con los datos anteriores como se ilustra en la figura 6.54, por el contrario los datos del termómetro de ortopiroxeno-roca total son los que presentan las mayores temperaturas.

Con respecto a los datos de presión, concuerdan en el rango de 0-5 kbar, sin embargo, solamente el barómetro de ortopiroxeno-roca total entrega resultados de hasta 7,5 kbar. (Figura 6.54).

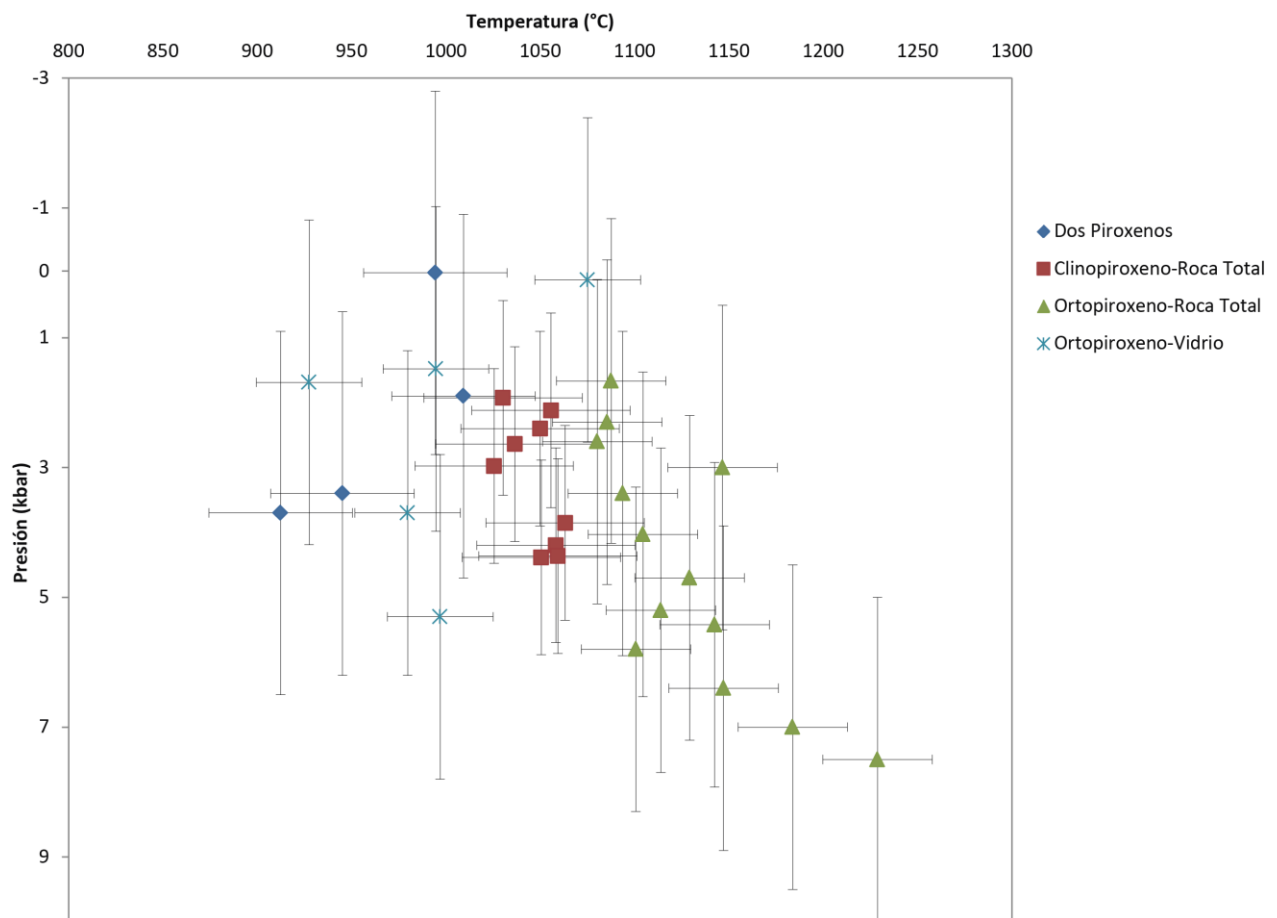


Figura 6.54. Diagrama de resultados geotermobarometría, donde se encuentran todos los termobarómetros utilizados.

### 6.3.5 FUGACIDAD DE OXÍGENO EN ÓXIDOS DE FE-TI

Consta en el cálculo de los valores de fugacidad de oxígeno ( $fO_2$ ; fugacidad de oxígeno) y la temperatura de equilibrio ( $T_{eq}$ ) en un sistema donde se han co-cristalizado las fases de las series titanomagnetita e ilmenita. En este trabajo, se utilizó el programa 'ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry', de Lepage (2003). Se prefirieron los resultados obtenidos mediante el método de Andersen y Lindsley (1985), pues entregaron la menor cantidad de valores anómalos (*e.g.* temperaturas no magmáticas).

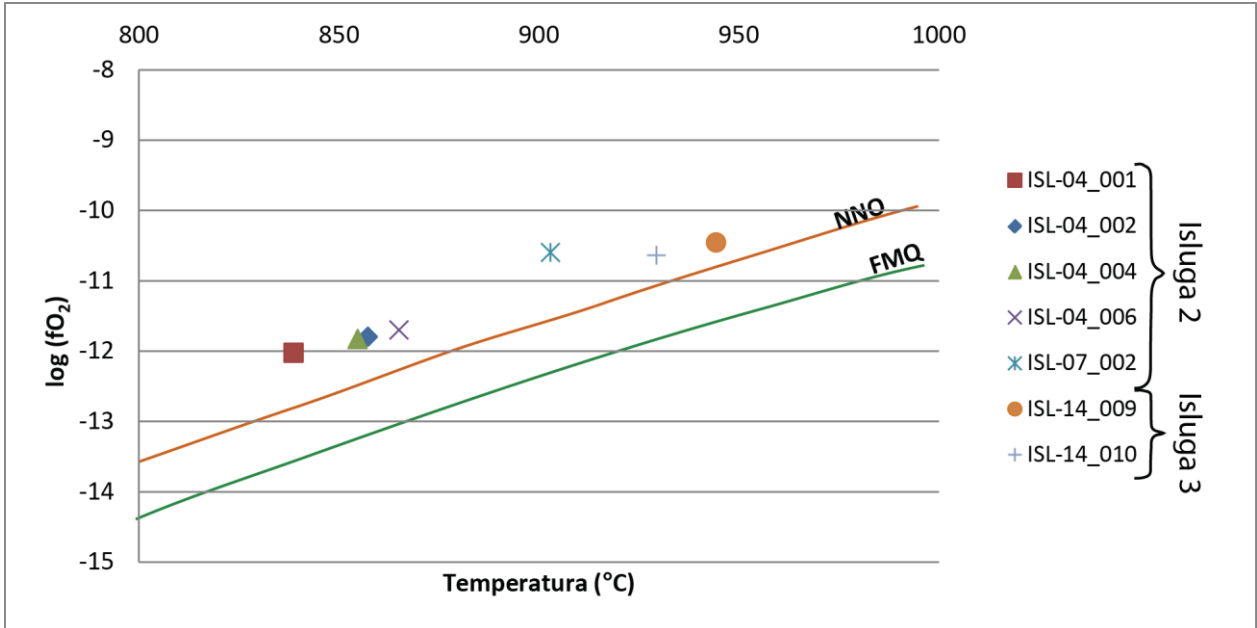


Figura 6.55. Temperatura y  $fO_2$  estimadas para los óxidos de Fe-Ti.

Las muestras de roca presentan un patrón paralelo a los *buffer* NiNiO y QFM, a excepción de la muestra de roca ISL-07 de la unidad Isluga 2 que se alejan del *buffer* NiNiO, de acuerdo a estos *buffer* las caen en el campo oxidado. Estos valores son consistentes con los valores experimentales de la relación T- $fO_2$  obtenidos por Ghiorso y Sack (1991).



## 6.4 MODELAMIENTO GEOQUÍMICO

Las rocas ígneas son estudiadas mediante sus rasgos geoquímicos para comprender los sistemas magmáticos en que se encuentran. La evolución de los sistemas es compleja y la información que se puede obtener de las rocas es el producto de una serie de procesos que han ocurrido. Los procesos a través de los cuales evoluciona un sistema magmático corresponden a procesos de fusión parcial, cristalización fraccionada, asimilación cortical, etc. los cuales se tratan de identificar en este estudio para el caso de las rocas del volcán Isluga.

Un sistema magmático está subordinado a muchas variables, como la fuente de los magmas, el grado de contaminación y asimilación, la presencia de fases de distintos elementos y sus distintas concentraciones, el comportamiento de cada elemento en las distintas fases, etc. Todo lo anterior irá de la mano con la fusión parcial, la cristalización y el grado en que estos procesos ocurren. En este estudio se realiza una modelación de los procesos de cristalización en equilibrio y fusión parcial, aplicados a rocas de composición andesítica de la zona, con el fin de establecer la evolución de las secuencias y cómo fueron posiblemente formadas.

La modelización de los procesos de generación de magma en la zona es una herramienta clave para la identificación del mecanismo que ha dado lugar las rocas estudiadas.

### *6.4.1 MODELADO DE CRISTALIZACIÓN EN EQUILIBRIO CON EL SOFTWARE MELTS*

Con el objetivo de visualizar los procesos de cristalización en equilibrio se realizó un modelamiento en el software MELTS desarrollado por Ghiorso y Sack (1995) que fue diseñado para facilitar un modelado termodinámico de sistemas magmáticos para cristalización en equilibrio. Este programa genera modelos que cuantifican la estabilidad relativa de las fases sólida y líquida en los sistemas ígneos para una composición dada en un intervalo de temperatura y presión asignada.

La muestra de roca escogida fue la andesita ISL-16, de la unidad Isluga 1, y la muestra de roca ISL-03, de la unidad Isluga 2, por ser las más primitivas de la tendencia de las rocas del volcán Isluga. Asimismo la muestra ISE-04, de unidad Isluga 2 es la que

presenta el menor porcentaje de sílice, sin embargo al escaparse de la tendencia principal se excluye para efectos de este modelado.

El modelado del proceso de cristalización en equilibrio se inició con los valores de base de 1-4% en contenido de H<sub>2</sub>O, de acuerdo al análisis del higrómetro de plagioclasa propuesto por Lange et al. (2009). Este análisis determina el contenido de H<sub>2</sub>O en base al contenido de Anortita y la composición del líquido (roca total o vidrio) a una temperatura y presión asignadas. En este estudio se utilizó esta metodología con roca total y con vidrio para comparar y determinar los mejores resultados. Se descarta la composición del vidrio como líquido debido a que los resultados que genera son inconsistentes con la asociación mineral de las rocas del volcán Isluga (resultados negativos). Por consiguiente, se consideró la roca total como el líquido. En los casos que se utilizaron los contenidos de anortita más altos (An=61) y el mayor porcentaje de roca total (SiO<sub>2</sub>=63% en peso) el contenido de H<sub>2</sub>O resulta en 4% y por el contrario, en los casos que se utilizaron los menores contenidos de anortita (An=31) y roca total (SiO<sub>2</sub>=59% en peso) más bajos los resultados son de 1% en contenido de H<sub>2</sub>O. Sin embargo, al modelar con porcentajes mayores al 2% de H<sub>2</sub>O la diferencia de H<sub>2</sub>O se exsuelve y el sistema se estabiliza a 1-2% del agua. En conclusión, se utilizó el contenido de H<sub>2</sub>O entre 1-2%.

Por otra parte, las siguientes condiciones del modelo son: descenso de 0,5 °C desde 1200°C hasta 900 °C, basados en las temperaturas generadas con los geotermobarómetros de piroxenos y/o líquido discutidos anteriormente. Del mismo modo, las presiones utilizadas varían desde 1-4,5 kbar, cada 0,5 kbar, en cristalización en equilibrio, con un *buffer* NiNiO y QFM (Cap. 6.3.5).

El resultado de la modelación es hasta el 50% de cristalización para poder representar un escenario real, debido a que en el volcán Isluga los fenocristales alcanzan un 25-30% del total y los microlitos pueden llegar hasta un 25% de la masa fundamental.

De acuerdo a las condiciones utilizadas, el modelo que se escogió fue de 2 kbar con un 2% de contenido de H<sub>2</sub>O, la muestra ISL-16, unidad Isluga 1 y el *buffer* NiNiO, debido a que es el modelo que mejor se ajusta a la geoquímica y asociación mineral de las rocas del volcán Isluga (Figura 6.56 y Figura 6.57).

Los resultados del modelado de la química de elementos mayores se observan en la figura 6.56, las trayectorias de cristalización siguen en su mayoría a las tendencias del volcán. Sin embargo, el modelo tiende a fraccionar menos apatito con respecto al volcán,

como se muestra en el gráfico del  $P_2O_5$ , al igual el comportamiento del  $MnO$ . Asimismo, la trayectoria del  $TiO_2$  la cual es más enriquecida que la tendencia de las rocas del volcán Isluga. Con respecto al  $Al_2O_3$  los datos del volcán Isluga se encuentran un poco más enriquecidos que el modelo, aunque en general siguen la misma tendencia. En el caso del  $K_2O$  y  $Na_2O$  en el modelo claramente se ve que siguen el mismo patrón.

En general, para los otros elementos mayores los patrones de cristalización concuerdan con la tendencia de las rocas del volcán Isluga. Al comparar la composición de los minerales cristalizados por el modelo con la composición de los minerales analizados en el SEM, se puede observar como estos coinciden en su composición (Figura 6.57).

En la figura 6.57 se puede apreciar como el modelo cristaliza clinopiroxenos con mayor contenido de magnesio que los del volcán Isluga. Igualmente, en la cristalización de magnetita el modelo es más enriquecido en  $FeO$ . Estas diferencias pueden deberse a errores del método de análisis de la química mineral (SEM) debido a que son resultados preliminares. Del mismo modo, podría ser una opción el *buffer* utilizado, el que fue modelado en distintos estados oxidantes. Sin embargo, el  $NiNiO$  fue el que mejor se comportó para el modelo en general.

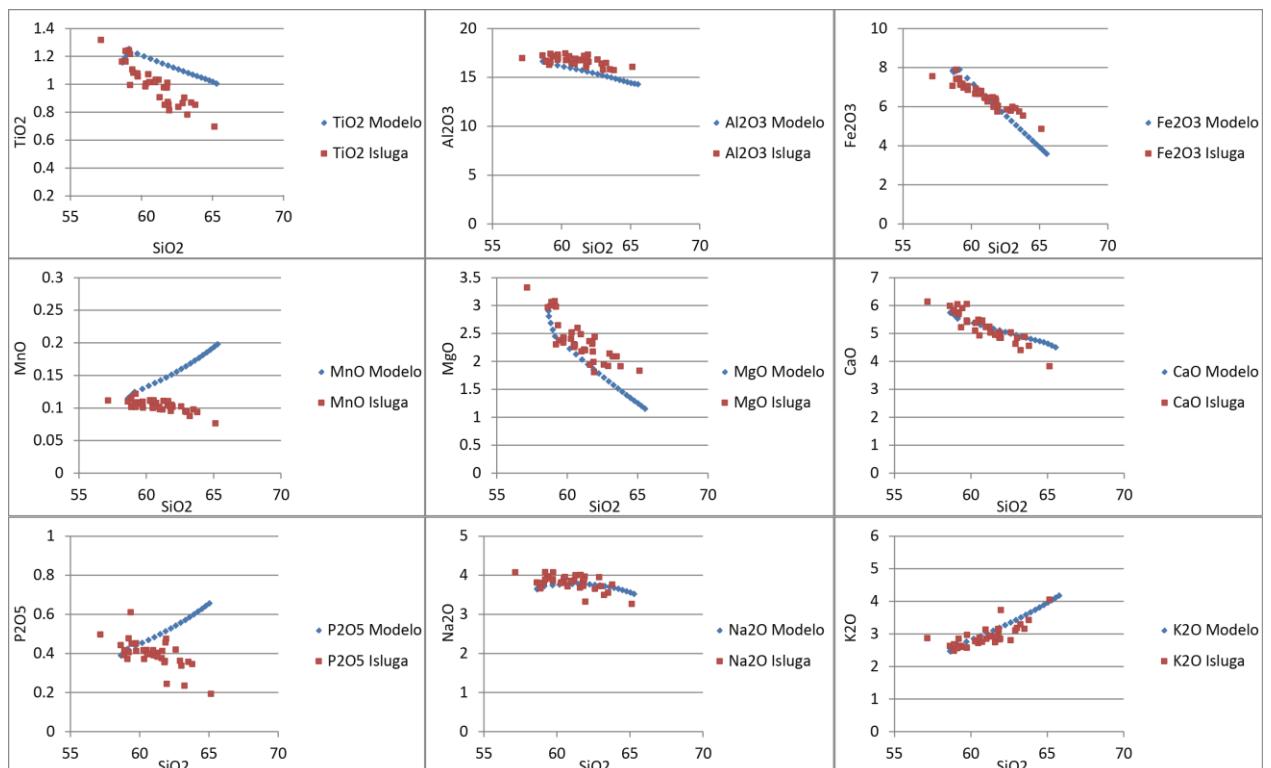


Figura 6.56. Modelo de cristalización en equilibrio para las rocas del volcán Isluga, las condiciones que generaron este modelo fueron de 2 kbar de presión, el porcentaje de  $H_2O$  de 2% y el *buffer*  $NiNiO$  y la muestra elegida fue la ISL-16, unidad Isluga 1. Los diagramas presentes son de hasta un 50% cristalización.

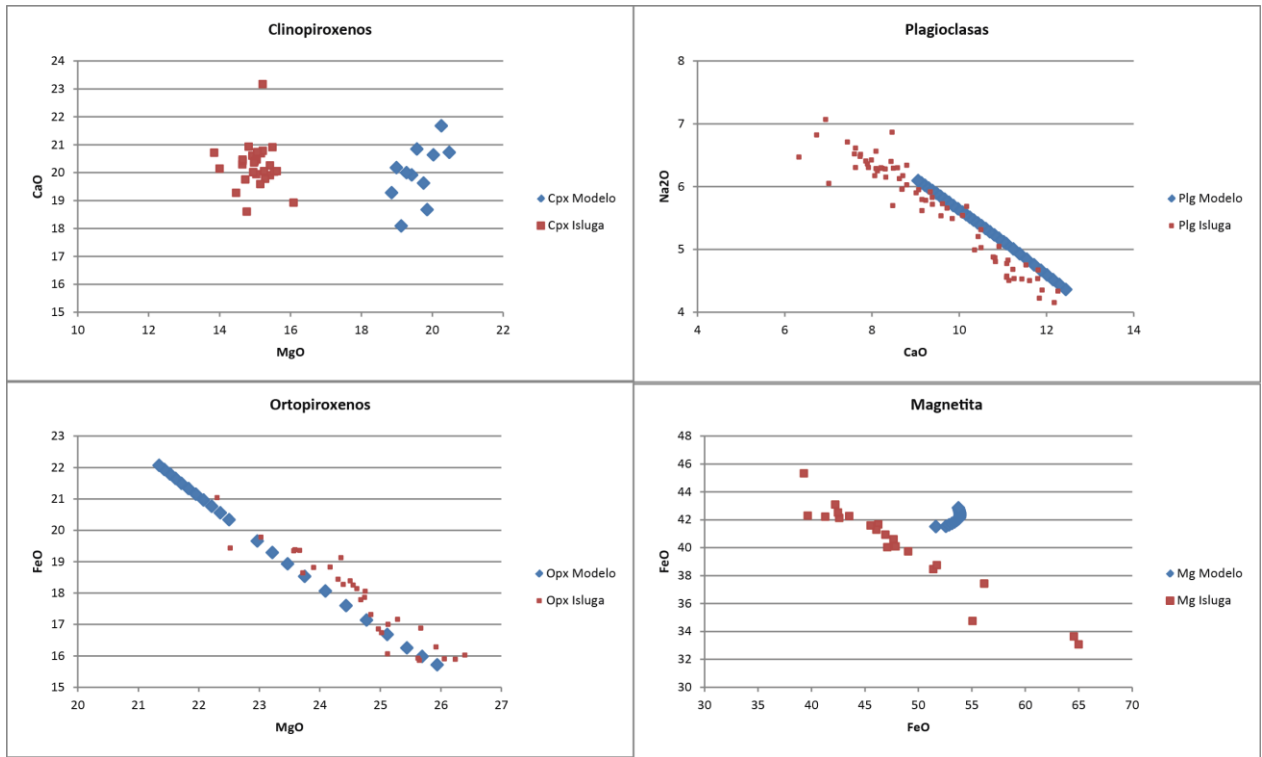


Figura 6.57. Fases minerales cristalizadas en el modelado de la geoquímica de roca total, comparadas con los análisis de SEM a los minerales del volcán Isluga.

#### 6.4.2 MODELACIÓN DE LA FUSIÓN PARCIAL DE LA FUENTE

Los patrones cóncavos de las REE sugieren fraccionamiento del anfíbola±granate y el patrón de REE destaca el enriquecimiento en LREE y MREE con respecto a las HREE (Figura 5.6), lo que se podría interpretar como una fuente profunda con presencia de anfíbola±granate residual, la ausencia de anomalía en Eu puede indicar el poco fraccionamiento de la plagioclasa o que las condiciones son lo suficientemente oxidante como para que todo el Eu se encuentre de forma 3+ (De Silva et al., 1993), en el que sigue un comportamiento incompatible como el resto de las REE.

En el diagrama multielementos (Figura 5.7) se observa que el patrón general corresponde a uno típico de rocas generadas en arcos volcánicos de zonas de subducción, como la anomalía negativa de Nb. El aumento de las LREE, aumento de las razones (La/Yb)<sub>N</sub> y aumento de las concentraciones de los elementos como K<sub>2</sub>O, Rb y Ba, se pueden explicar por procesos tales como mayores grados de contaminación cortical, variaciones en la fuente de los magmas y en el grado de fusión parcial.

Con el objetivo de conocer los procesos de fusión parcial de la fuente se realizó una modelación con los elementos traza, en el cual se modela proceso de fusión parcial de la fuente en equilibrio, con incrementos de 5%, basado en Best (2003). Este modelo asume extracciones de 1% de fundido con una fusión parcial en equilibrio. Este proceso se ha modelado con las ecuaciones para fusión parcial en equilibrio, según las cuales la concentración de un elemento *i* en el fundido y residuo generados posterior a la *n*-ésima extracción de fundido (Rollinson, 1993).

Bajo la hipótesis de que existe una relación cogenética entre las rocas estudiadas, cuyas variaciones pueden ser asociadas a procesos fusión parcial, en base a los modelos de estos procesos presentes en la literatura (Pearce y Parkinson, 1993). Los elementos a estudiar corresponden a Rb, Ba, Th, Nb, K, La, Ce, Sr, Nd, Zr, Hf, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb y Lu.

Se calculan los coeficientes de distribución global (*D*) de cada elemento, considerando la asociación mineral de 54% de Olivino + 23% Ortopiroxeno + 17% de Clinopiroxeno + 6% de granate de una peridotita con granate.



El coeficiente de distribución global se calcula a partir de la ecuación 6-10:

$$D_i = \sum_j K_j^i \times X_j \quad (6-10)$$

Donde,

$K_j^i$ : Coeficiente de partición del elemento  $i$  con respecto al mineral  $j$ .

$X_j$ : Fracción mineral que cristaliza.

La modelación basada en los modelos de Pearce y Parkinson (1993), se ha hecho sobre una serie de elementos cuya concentración en la fuente debiera estar ampliamente determinada por la composición original de ésta. Adicionalmente, se han utilizado los coeficientes de partición de Keleman y Dunn (1992), Pearce y Parkinson (1993), Johnson (1994) y Adam y Green (2006).

El modelo utilizado en la modelización corresponde al propuesto por Shaw (1970) en la ecuación 6-11:

$$C_L = \frac{C_o}{D_o + F(1-P_L)} \quad (6-11)$$

Donde,

$C_L$ : Concentración del elemento  $i$  en el líquido en evolución.

$C_o$ : Concentración del elemento  $i$  en el líquido inicial.

$F$ : Fracción del líquido remanente =  $1-X$ , con  $X$  la fracción cristalizada.

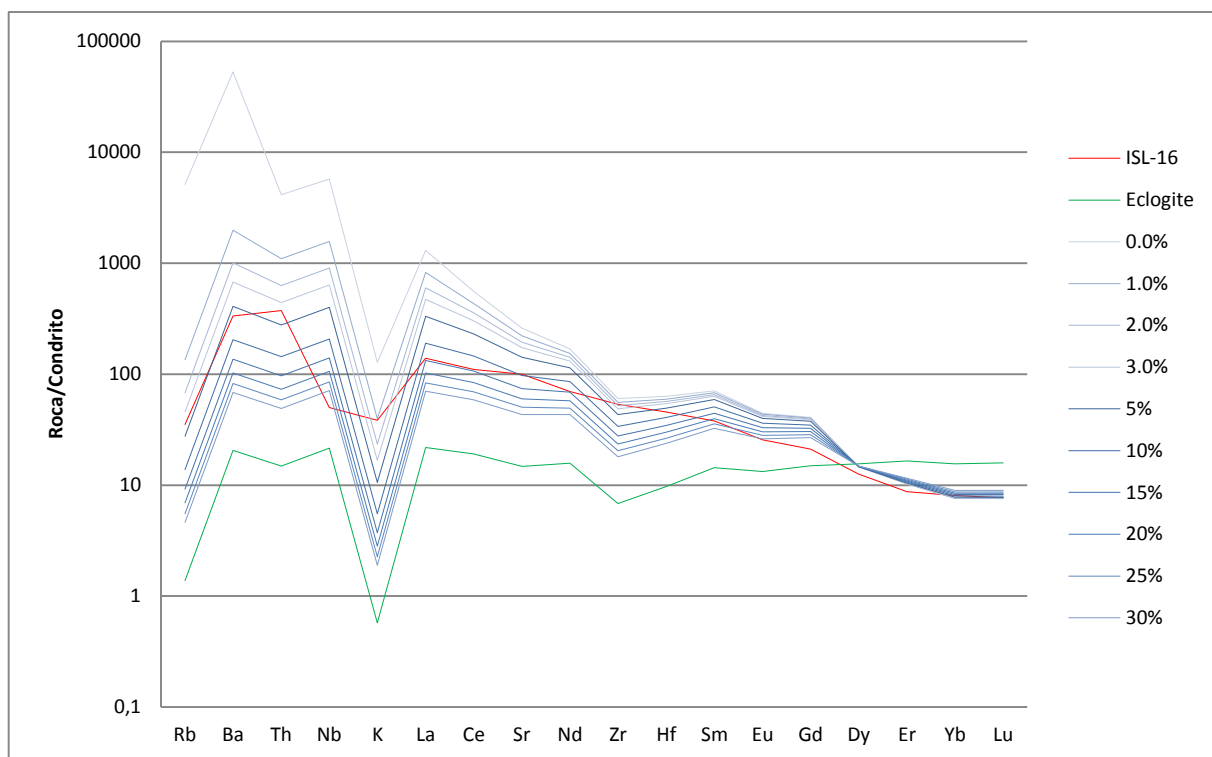
$D_o$ : Coeficiente de distribución global del elemento  $i$  en el sólido inicial.

$P_L$ : Coeficiente de partición global de los elementos traza para las fases que intervienen en el líquido =  $\sum p^m K_m$  (con  $p^m$  las proporciones en que funden las fases).

La idea general en este diagrama (Figura 6.58) es imitar la forma de la curva de los elementos a la forma desplegada por la muestra considerada. El modelo se acerca a la muestra de roca analizada en aproximadamente un 5-10% de fusión parcial una eclogita basado en Barth et al. (2001), debido a que se necesita una fuente profunda para generar el patrón de anfíbola±granate residual en las REE. Asimismo, el ensamblaje mineral, descrito anteriormente es basado en Hofmann, (1988) que utiliza también una fuente profunda para la generación de las rocas.

Se puede apreciar en la figura 6.58, la pendiente de los elementos Dy, Er, Yb y Lu se asemeja a la de la muestra de roca utilizada para el modelado. Sin embargo, en el modelo no hay una anomalía negativa de Nb que la muestra de roca ISL-16 si la presenta, además el

modelo se empobrece un poco más en Zr que la muestra de roca ISL-16. El contenido de K es mucho mayor en el modelo debido a que la roca menos diferenciada en la serie rocas del volcán Isluga es una andesita y no se encuentran rocas con menor grado de diferenciación.



**Figura 6.58. Modelo multielemento de fusión parcial para la muestra de roca ISL-16, unidad Isluga 1, ilustrando como los patrones de la fusión parcial de una fuente de eclogita (según Barth et al., 2001) pueden de cierta manera recrear el patrón de la muestra elegida. La composición de la normalización a condrito según Sun y McDonough (1989).**

## Capítulo 7. DISCUSIÓN

El objetivo de este capítulo es discutir los posibles procesos que involucran la petrogénesis y evolución, tanto geológica como magmática del volcán Isluga, a partir de la geología de campo, geocronología, geoquímica y análisis mineral presentados en los capítulos anteriores.

### 7.1 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

Considerando los antecedentes litológicos, morfológicos y geocronológicos, se infiere que dentro de las unidades estudiadas hay un episodio del Mioceno, que generó la efusión de coladas de lava dacíticas (62–65% en peso de  $\text{SiO}_2$ ) de alto contenido de K (3-4% en peso) que fueron emitidas desde el volcán Frailes. La unidad Frailes se construye con la efusión de coladas de lava que alcanzaron una longitud de 3 km aproximadamente. Actualmente, el edificio volcánico se encuentra fuertemente erosionado y con pendientes moderadas en sus laderas. Su centro eruptivo se encuentra probablemente localizado en el centro de la unidad, inferido por la dirección en que se encuentran las coladas de lava, debido a que los pocos flujos de lava que se pueden seguir indican una dirección concéntrica.

Con respecto a la edad de la unidad Frailes, Gardeweg (no publicado) obtuvo una edad de  $6,5 \pm 0,4$  Ma (K–Ar en roca total), contemporánea con las unidades regionales como la formación Condoriri y el volcanismo de la Formación Guacalliri, las cuales según Cortés et al. (en edición) presentan intervalos de 70–77% en peso de  $\text{SiO}_2$  en tobas; mientras que la Formación Guacalliri tiene composiciones de 53–59% de  $\text{SiO}_2$  en peso.

Por otra parte, el episodio volcánico más cercano a la fase más antigua del volcán Isluga, generó la unidad Quimsachata mediante la efusión de coladas de lava en bloque de alcance de 3–4 km del centro de emisión, el cual fue inferido por las coladas de lava remanentes de esta unidad. Dentro de esta unidad se pueden distinguir tres centros o dominios eruptivos (Figura 3.4).

Hacia la base del flanco norte de la unidad Quimsachata, Wörner et al. (2000) dató una lava andesítica en  $566 \pm 17$  ka, por el método K–Ar en roca total, perteneciente al Pleistoceno Medio. En comparación con el volcán Isluga, para la unidad Isluga 2 se obtuvieron edades de hasta  $363,4 \pm 17,8$  ka lo que sugiere que la unidad Isluga 1, al ser más antigua que la unidad Isluga 2, puede ser contemporánea a la unidad Quimsachata.

Por otra parte, al norte de la unidad Quimsachata se preservan morfologías de cerrillos (*hummocks*) de 50 m de alto y de forma variable típica de un depósito de avalancha de detritos (Ui, 1983; Siebert, 1984; Schuster y Crandell, 1984; Siebert et al., 1987; Glicken, 1996; Siebert, 1996; Ui et al., 2000) que por su cercanía y distribución se le asignan a esta unidad, sin embargo este origen no es concluyente, debido a que no se ha realizado un análisis exhaustivo de este depósito y la proximidad y distribución de los cerrillos (*hummocks*) no son pruebas contundentes para asignar la fuente. González-Ferrán (1995) y Céspedes et al. (2004) atribuyen este depósito de avalancha volcánica de detritos al colapso parcial del volcán Isluga, sin embargo, los argumentos tampoco son concluyentes y no hay evidencias de la existencia de cicatrices o escarpes de colapso reciente en la parte norte del edificio. Puede deberse a que el volcanismo más joven reconstruyó un nuevo edificio cubriendo dichas cicatrices de colapso o porque efectivamente el depósito de avalancha volcánica de detritos es producto del colapso de parte de la unidad Quimsachata.

Seguidamente, la geología del volcán Isluga se ha dividido en cuatro etapas (Isluga 1, Isluga 2, Isluga 3 e Isluga 4, de más antiguo a más joven, respectivamente), cuyos productos son mayoritariamente coladas de lava de una composición química andesítica de alto contenido de K (Tabla 7.1). El edificio fue construido sobre la Ignimbrita Pumire (Msp, Figura 2.2; Figura 3.1) de edad Mioceno Superior y la Formación Condoriri de edad Mioceno Inferior-Medio (Mimc, Figura 2.2; Figura 3.1).

**Tabla 7.1. Características de las distintas fases eruptivas del volcán Isluga.**

Unidad	Rango de Edad (ka)	Duración (ka)	Volumen (km <sup>3</sup> )	Tasa Eruptiva (km <sup>3</sup> /ka)	Contenido SiO <sub>2</sub> (% en peso)	Contenido K <sub>2</sub> O (% en peso)
Isluga 1	1700-500?	1200	19,9	0,016	59-63	2,5-3,7
Isluga 2	500-100	400	20,0	0,050	57-63	2,4-3,1
Isluga 3	100-50	50	8,5	0,170	60-64	2,7-3,4
Isluga 4	50-0	50	2,2	0,044	59-64	2,6-3,1
Total	1700-0	1700	50,6	0,030	57-64	2,4-3,7

La unidad Isluga 1 corresponde a la unidad más antigua del volcán y se caracteriza por coladas de lava de gran extensión con longitudes de hasta 9 km, asumiendo que el lugar de emisión de estos flujos de lava se encontraba cercano o en el lugar que se encuentra el actual centro de emisión. Estas coladas de lava en su etapa terminal logran construir un edificio volcánico de mediana envergadura similar a la etapa Azufrera del volcán Auncanquilcha (Figura 1.1) con un volumen de aproximadamente 21 km<sup>3</sup> (Klemetti y

Grunder, 2008) y edad de 0,97 Ma, así como las etapas II y III del Complejo Volcánico Taapaca (Clavero et al., 2004b) de edad aproximada de 1,5–0,5 Ma.

El volumen total de la unidad Isluga 1 se ha estimado en 19,9 km<sup>3</sup> esta subvalorado porque solo se considera el volumen de las coladas de lava visibles y efectivamente el volumen real es significativamente mayor, debido a que todas las otras unidades cubren a esta unidad.

Por otra parte, para la unidad Isluga 1 no se obtuvieron edades radiométricas. Sin embargo, hacia la base oeste del volcán Cabaray se dató una lava por el método K–Ar en roca total resultando una edad de 1,70±0,70 Ma, por lo que se puede inferir que el volcanismo inicial del Isluga es más joven o contemporáneo al volcán Cabaray, debido al mejor estado de preservación de los flujos de lava del volcán Isluga. Asimismo, en este trabajo se recolectó una muestra de roca en el límite de las unidades Frailes e Isluga con una edad de 1,7±0,47 Ma (Ar–Ar en plagioclasa). Probablemente estas plagioclasas se formaron al inicio de la edificación del volcán y se le podría atribuir al comienzo del volcanismo del edificio del Isluga.

La estimación de las tasas eruptivas de este centro eruptivo se realizó en función de las dataciones realizadas en este trabajo y el cálculo de volumen de las distintas unidades. En la unidad Isluga 1 se obtuvo una tasa eruptiva de 0,016 km<sup>3</sup>/ka (Tabla 7.1). El periodo de duración de esta fase se propuso como 1200 ka, no obstante es una sobreestimación del tiempo en que el volcán estuvo en erupción. Además, se debe asumir que el volcán ha pasado por periodos de inactividad o reposo, como se encuentra actualmente. Sumado a esto, la edad de esta unidad es inferida por lo que se debe pensar como una cifra de referencia. Si se estima que el volumen es de 40 km<sup>3</sup> y que probablemente la duración de las erupciones del volcán sea de unos 500 ka, la tasa eruptiva cambiaría a 0,08 km<sup>3</sup>/ka (Figura 7.1), esta tasa se acerca más a las tasas eruptivas de volcanes de la ZVC como son los volcanes Lullailaco y el Auncanquilcha (Klemetti y Grunder, 2008) (Figura 7.2).

Posteriormente, en la unidad Isluga 2 se puede apreciar como la longitud de las coladas de lava se reduce notablemente, alcanzando extensiones de menos de 4 km. El volumen estimado para esta unidad es de 20 km<sup>3</sup>, aunque es una mejor aproximación que el estimado de la unidad Isluga 1, ya que la mayoría de sus coladas de lava no se encuentran cubiertos por unidades más antiguas.

La unidad Isluga 2 fue datada por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa y se encuentra dentro del intervalo de  $119,5\pm 48,5$ – $363,4\pm 17,8$  ka. La edad de la unidad Quimsachata reportada por Wörner et al. (2000) fue de  $566\pm 17$  ka (K-Ar, en roca total), por lo que estos relieves positivos encausan las coladas de lava de esta unidad. La tasa eruptiva estimada para esta unidad es  $0,050 \text{ km}^3/\text{ka}$  (Tabla 7.1), sin embargo como se puede observar en la figura 7.1 los errores del cálculo de las tasas eruptivas para las distintas unidades son amplios, en especial el de la unidad Isluga 2, debido a los rangos de error en las edades y la estimación del volumen.

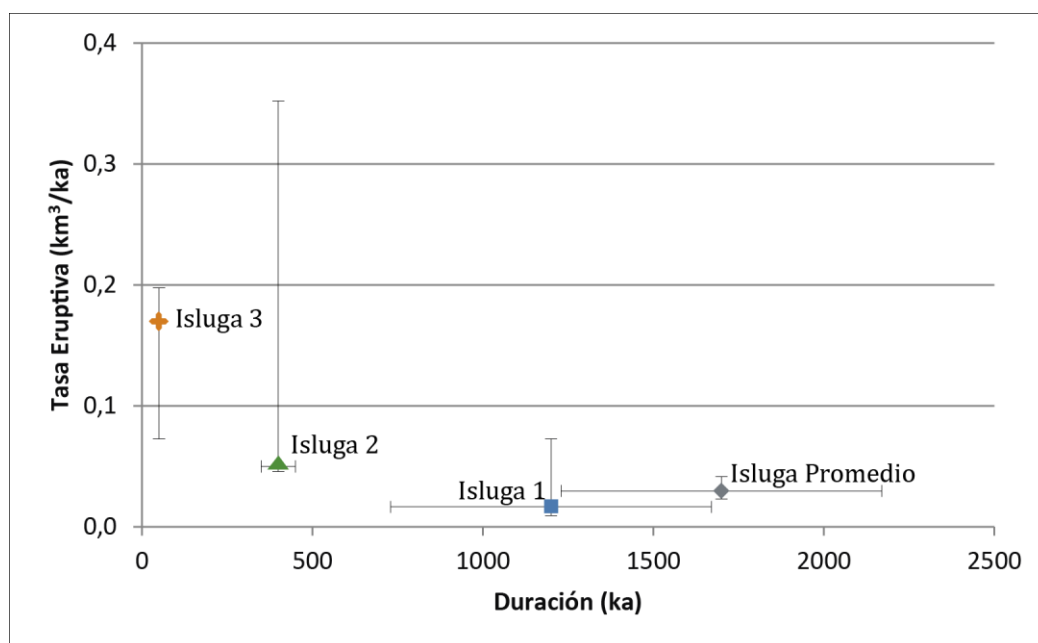


Figura 7.1. Diagrama de comparación de tasas eruptivas de las unidades del volcán Isluga.

La unidad Isluga 2 es semejante con la unidad I del volcán Parinacota (Clavero et al., 2004a) de edad pleistocena (se extiende hasta 70 ka) y aunque sus productos son variados, presentando coladas de lava andesíticas, domos riolíticos y flujos de bloques y cenizas, tienen una composición de  $\text{SiO}_2$  de 59–61% en peso, como el volcán Isluga. Asimismo, es similar en edad con la unidad III del Complejo Volcánico Taapaca asignada en 500–470 ka (Clavero et al., 2004b). También la etapa 2 del volcán Tata Sabaya (De Silva et al., 1993) presenta una asociación mineral afín y un carácter predominantemente efusivo que habría generado la construcción del estratovolcán, posteriormente habría ocurrido el colapso en el Pleistoceno Superior-Holoceno por lo que la etapa 2 se ubicaría en el Pleistoceno Medio, como la unidad Isluga 2.



La unidad Isluga 3 presenta las coladas de lava de menor longitud de todo el volcán y preservan muy bien sus morfologías primarias como *ridges* y *levées*. Igualmente, las coladas de lava se distribuyen en distintas direcciones y son de tipo compuestas según la clasificación de Walker (1971).

En la unidad Isluga 3 se dataron por el método de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en masa fundamental cuatro muestras de roca (Tabla 4.2), cuyos resultados varían entre  $83\pm 26$  y  $50\pm 7$  ka. Esta unidad que se emplaza muy rápido con respecto a las demás unidades, similar a la evolución del volcán Lascar (Gardeweg et al., 1998b) que inicia hace 50 ka. No obstante, el volcán Lascar se caracteriza por erupciones explosivas de gran magnitud como la ignimbrita Soncor de composición andesítica a riodacítica de 26 ka. Por otra parte, la unidad Tajane de la Etapa IV del Complejo Volcánico Taapaca (Clavero et al., 2004b) se considera similar a la unidad Isluga 3 en la morfología de las coladas de lava como *ridge* bien preservadas, longitudes de hasta 3 km y el tipo (de bloque).

Con respecto al tipo de coladas en las unidades del volcán Isluga, en las unidades Isluga 1 y 2 las coladas de lava son de tipo simples, mientras que en la unidad Isluga 3 son compuestas, probablemente resultado del cambio en la tasa eruptiva de las unidades del volcán Isluga, como se observa en la figura 7.1. En esta figura destaca que las tasas eruptivas promedio de las unidades estarían aumentando respecto al tiempo, lo que sería una contradicción asegurar que el cambio de coladas de lava de simples a compuestas es debido a este cambio puesto que Walker (1971) propone que el cambio de coladas de tipo simple a compuestas se debe a una disminución de la tasa eruptiva. Sin embargo, se debe considerar en que no se calculó la tasa eruptiva de cada colada de lava y los intervalos de tiempo que se usaron fueron las dataciones radiométricas y estos intervalos de tiempo no contemplan los tiempos de reposo del ciclo eruptivo del volcán Isluga. Además, el error asociado a esta tasa eruptiva como se muestra en la figura 7.1 es amplio y da la posibilidad que la tasa eruptiva promedio de las unidades del volcán Isluga disminuya en el tiempo. La disminución en la tasa de efusión de las coladas de lava se puede apreciar efectivamente en la longitud de las coladas de lava y en el cambio en su forma a pesar de mantener su viscosidad por lo que el tipo de coladas de lava siempre son del tipo bloque. La disminución de la tasa de efusión de las coladas de lava es probable que sea el resultado del aumento de la carga litostática en el sitio (Davidson y De Silva, 2000) y/o debido a un enfriamiento de las cámaras magmáticas que hace que las erupciones de cada unidad sean mucho menores.

Finalmente, la unidad Isluga 4 se forma en el Pleistoceno Superior–Holoceno con un cráter principal continuamente en desgasificación. En esta unidad se han reconocido flujos piroclásticos en varios sectores del volcán de pequeñas dimensiones, los cuales no se pueden representar en el mapa. Al ser de pequeña escala y no consolidados es posible que en las otras unidades se hayan dado este tipo de flujo, sin embargo no fueron preservados por la erosión o por la superposición de las unidades más jóvenes.

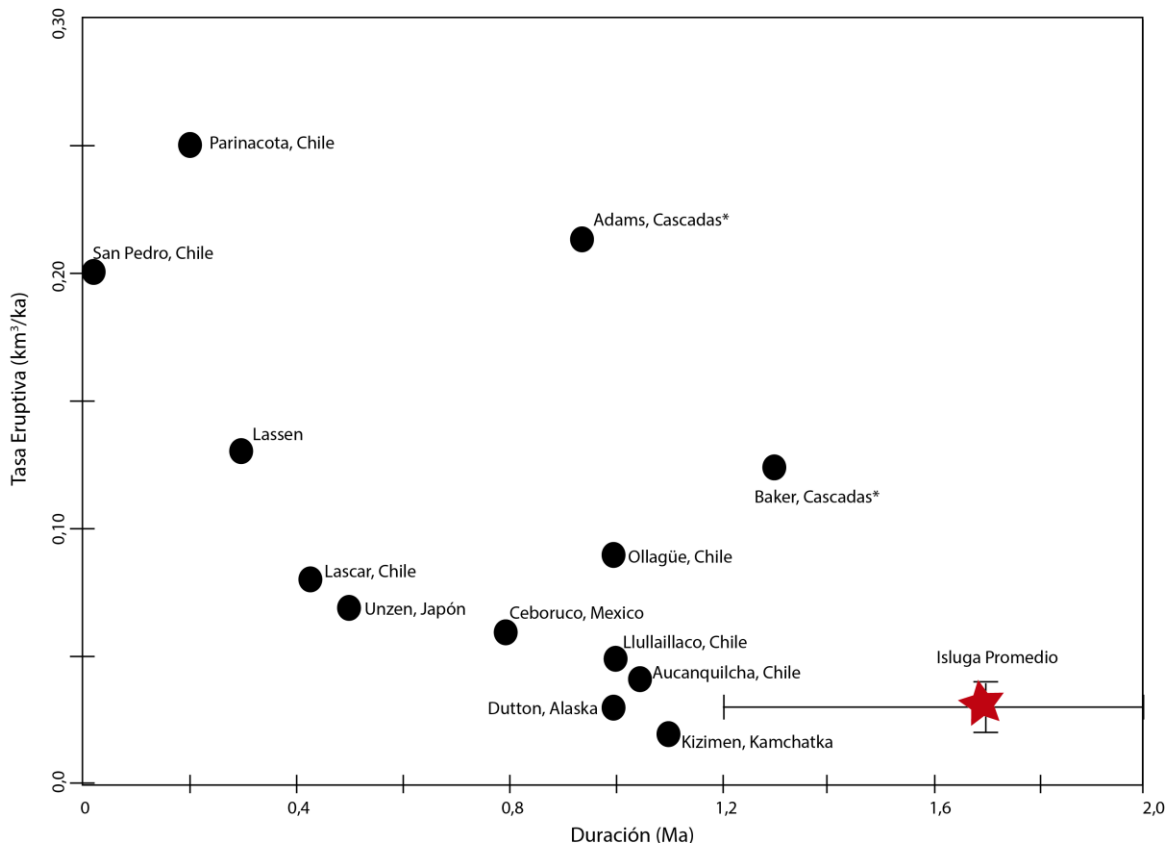


Figura 7.2. Comparación de tasas eruptivas entre volcanes dominantemente efusivos, modificado de Klemetti y Grunder (2008). El símbolo \* se refiere a volcanes en que sus tasas fueron calculadas en función de todos los materiales eruptados, aunque predominan las andesitas y dacitas.

Destaca la ausencia de registro de eventos explosivos de gran magnitud, lo que hace de este un volcán predominantemente efusivo, similar al volcán Aucanquilcha (Klemetti y Grunder, 2008). Una posible razón correspondería a la desvolatilización temprana, previa a la efusión de magma. Este fenómeno puede ser explicado por erupciones explosivas de baja envergadura que resultan en depósitos piroclásticos de escaso volumen, los cuales pudieron ser rápidamente erosionados y sepultados por los eventos efusivos subsiguientes, como el caso del Complejo Volcánico Taapaca (Clavero et al., 2004b) que reconocen la

ausencia de depósitos piroclásticos de caída debido a la falta de preservación causada por la erosión o la posibilidad que el volcán no haya producido grandes columnas eruptivas.

La evolución del volcán Isluga se puede correlacionar con otros centros dentro de la ZVC, como son los volcanes Taapaca (Clavero et al., 2004b), Parinacota (Clavero et al., 2002, 2004a), Lascar (Matthews et al., 1994, 1997, 1999; Gardeweg et al., 1998b) y Tata Sabaya (De Silva et al., 1993), etc. En general, las coladas de lava son similares en cuanto al tipo de lava (bloque), la composición andesítica a dacítica y las longitudes de 3–4 hasta 10 km que alcanzan las coladas de lava.

## 7.2 GENERACIÓN DE LOS MAGMAS Y SU FUENTE

El volcán Isluga presenta un intervalo de composición de 57–64% en peso de  $\text{SiO}_2$  y con una tendencia a ciclos episódicos en la composición de  $\text{SiO}_2$  para cada unidad (Tabla 7.1). Las fases evolutivas del volcán Isluga se caracterizan por erupciones andesíticas de composición relativamente monótonas, lo que sugiere que el reservorio alcanzó una composición de equilibrio en el tiempo, como lo plantea Wörner et al. (2000).

Los patrones observados en los diagramas de variación de elementos mayores (Figura 5.4) son también similares a otros volcanes en la ZVC (Figura 7.3; e.g. Ollagüe, Feeley et al., 1993; Tata Sabaya, De Silva et al., 1993).

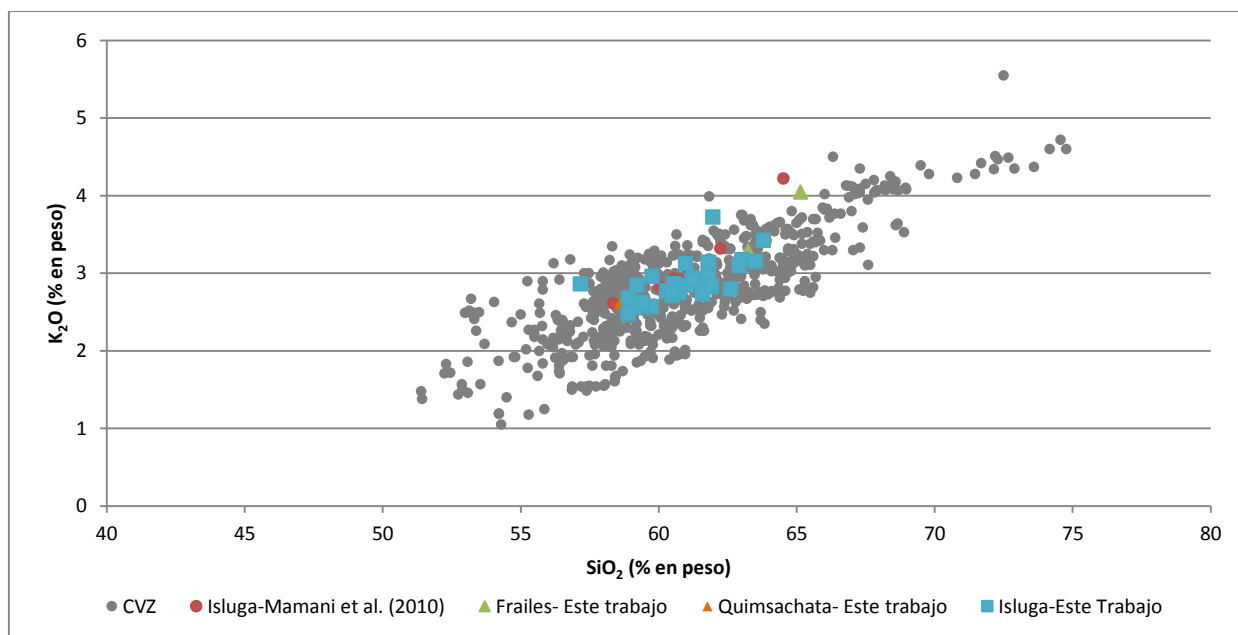
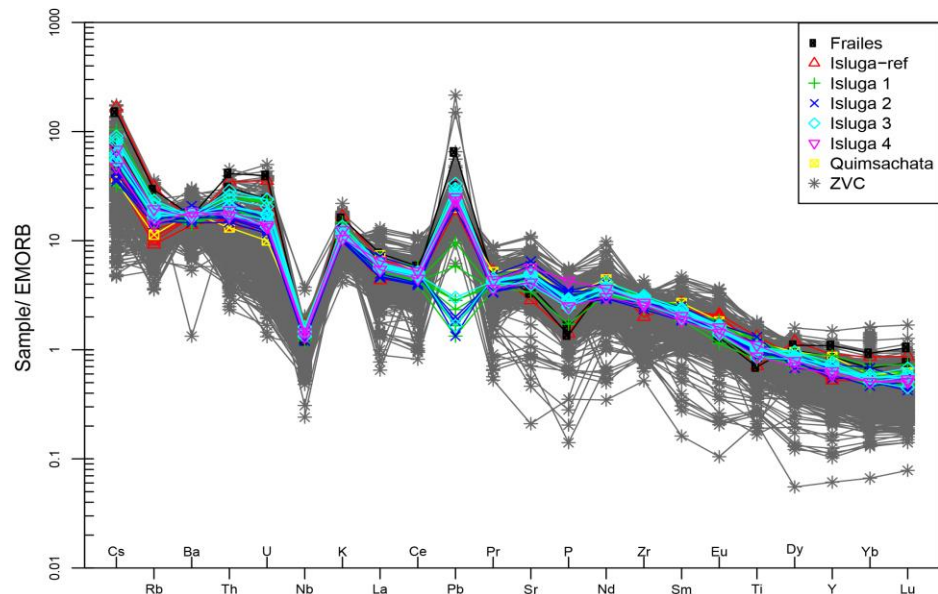


Figura 7.3. Diagrama de comparación de  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{K}_2\text{O}$  entre los volcanes cuaternarios de la ZVC (datos de Mamani et al. (2010) y referencias incluidas) y los datos geoquímicos de este estudio.

De acuerdo con la clasificación química de las rocas del volcán Isluga (Figura 5.1), estas son similares a otros centros volcánicos de la ZVC (volcanes Ollagüe (Feeley et al., 1993; Feeley y Davidson, 1994), Licancabur (Figueroa, 2001), Tata Sabaya (De Silva et al., 1993), Llullaillaco (Gardeweg et al., 1984; Richards y Villeneuve, 2001), entre otros).

En la figura 7.4 se compara el patrón del diagrama multielementos con la ZVC, en el diagrama los elementos están ordenados de izquierda a derecha en cuanto a su movilidad y la mayor incompatibilidad se encuentra en el centro-izquierda del diagrama, se observa que los depósitos del volcán Isluga presentan un enriquecimiento en Cs, Rb, Ba, Th y un empobrecimiento del Sm-Lu (elementos menos móviles), además de anomalías en el Nb y Ta, que corresponde a un magma típico de arco volcánico activo, debido a que estos elementos son retenidos por el rutilo y el esfeno en el *slab*.



**Figura 7.4. Diagrama multielementos de todas las unidades del volcán Isluga y algunos de los volcanes de la ZVC (datos de Mamani et al. (2010) y referencias incluidas) con valores normalizados al EMORB según Sun y McDonough (1989).**

Asimismo, al comparar el patrón de REE (Figura 7.5) con la ZVC se observa que se presenta un empobrecimiento HREE con respecto a las LREE pero todas las muestras están dentro del campo de la CVZ.

Los magmas de la ZVC tienen como fuente principal al manto astenosférico (e.g. Davidson et al., 1991; Stern, 2004). Estos magmas son sometidos a distintos procesos, como la fusión parcial en distintos grados, la contaminación cortical debido al espesor cortical de 70 km (Allmendinger et al., 1997) y, por último, mezcla de magmas.

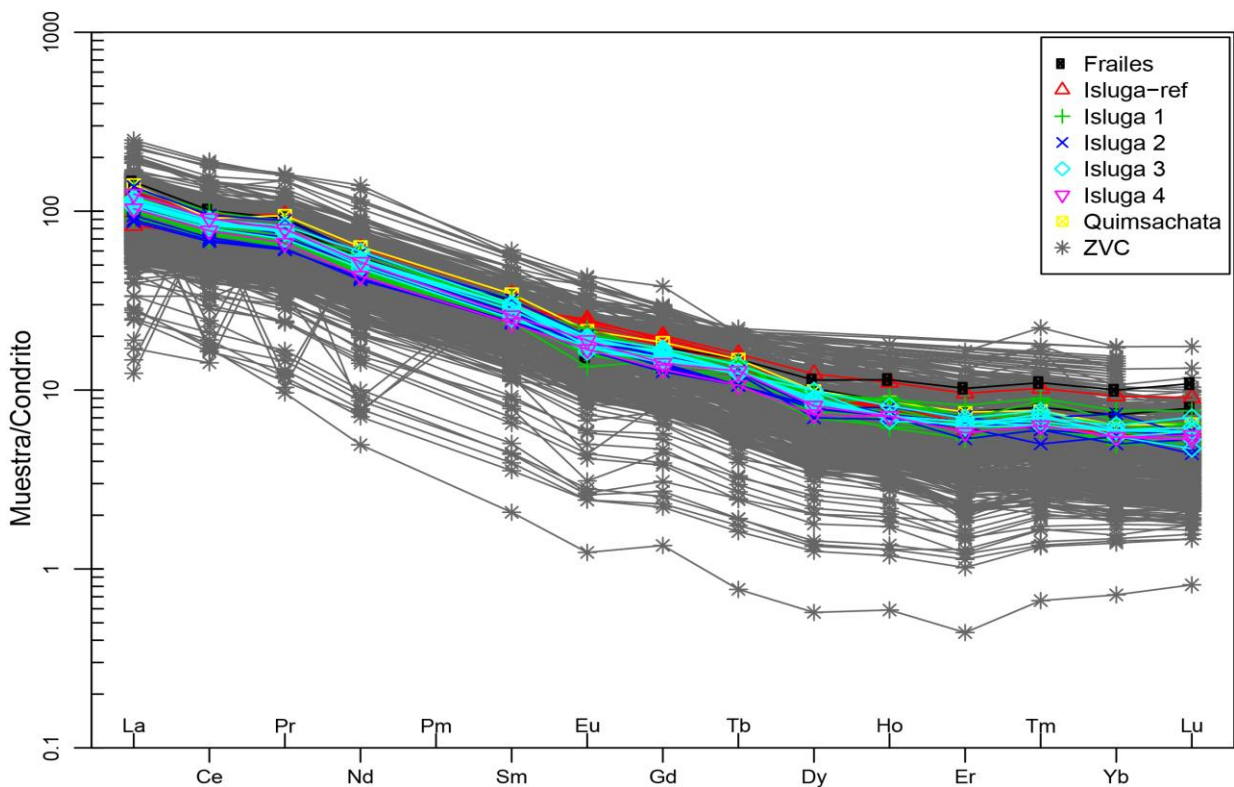


Figura 7.5. Diagramas de REE de todas las unidades del volcán Isluga y algunos volcanes de la ZVC (datos de en Mamani et al. (2010) y referencias incluidas) con valores normalizados a condrito según los valores de Sun y McDonough (1989).

A continuación se realiza el análisis de los procesos que generan los magmas del volcán Isluga para poder establecer su petrogénesis y compararlos con volcanes de la CVZ.

### 7.2.1 SIGNATURA TIPO-ADAKÍTICA

En varios volcanes de la Zona Volcánica Central se han encontrado características geoquímicas típicas de una fuente con anfíbola±granate residual. Esta signatura se le ha llamado tipo-adakítica (Figura 7.6) debido a las rocas donde fueron descritas.

Por primeras vez las adakitas fueron nombradas por Defant y Drummond (1990) y las caracterizó como andesitas, dacitas o riolitas sódicas y sus equivalentes intrusivos, con porcentajes de  $\text{SiO}_2 > 56\%$  en peso,  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$  en peso,  $\text{MgO} < 3\%$  en peso (aunque raramente mayor que 6% en peso), bajos contenidos de Y y HREE en relación a rocas de arcos de islas, así como alto contenido de Sr, bajos contenidos de HSFE (Tabla 7.2). Todas estas características se asocian a la subducción de placas jóvenes, lo que favorece la fusión del *slab*, en lugar de la deshidratación.

**Tabla 7.2. Comparación entre los parámetros de definición de adakitas y las rocas del volcán Isluga. (1) Defant y Drummond (1990) (2) tomado de Wörner et al. (2000).**

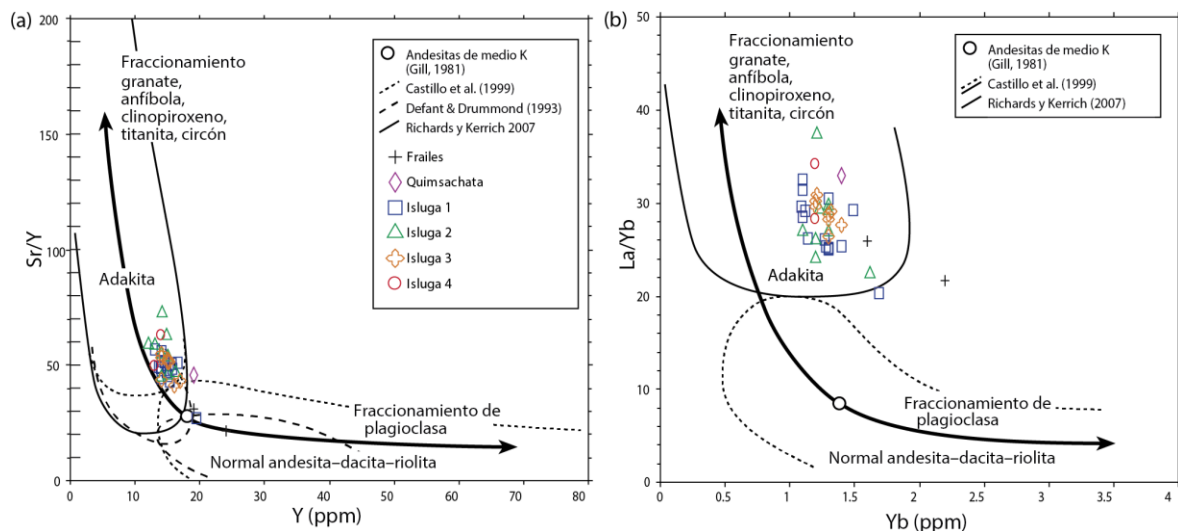
	Adakitas (1)	Isluga
<b>% en peso</b>		
SiO <sub>2</sub>	>56	56-64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	>15	15,7-17,4
MgO	<3	1,8-3,3
Na <sub>2</sub> O	3,5-7,5	3,4-4,1
#mg	>0,36	0,38-0,47
<b>ppm</b>		
Sr	>400	500-1000
Y	<18	11-19
Yb	<1,8	1,1-1,7
La/Yb	>20	20-38
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<0,7045	0,70585-0,70600(2)
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	>0,5129	0,51223
valores en azul no concuerdan		

La asociación mineral las adakitas se caracterizan por presentar principalmente plagioclasa zonada, anfíbola, biotita y raramente piroxenos, mientras que las rocas del volcán Isluga presentan plagioclasa zonada y los piroxenos son comunes mientras que las anfíbolas y las biotitas son escasas. Con el paso del tiempo el término adakitas se popularizó y actualmente se utiliza para cualquier grupo de rocas con características similares.

En la Zona Volcánica Central se ha utilizado el término de magmas tipo-adakítico para referirse a magmas de características geoquímicas y petrográficas anteriormente descritas pero no a su génesis (e.g. Feeley y Hacker, 1995). En el contexto regional, donde se encuentra el volcán Isluga, con una corteza engrosada y una edad eocena de la placa subductada (Figueroa et al., 2009) no se puede afirmar que las rocas son derivadas de una fusión del *slab* pero sus características si son comparables (Figura 7.6 y Figura 7.8).

En la figura 7.6(a) destaca como las rocas del volcán Isluga caen dentro del campo de las adakitas con excepción de las muestra de roca de las unidades Frailes y Quimsachata y una muestra de roca (ISE-13) de la base de la unidad Isluga 1. Richards y Kerrich (2007) realizan una caracterización de las distintas adakitas reportadas y evidencian que se pueden cumplir todas las características para las adakitas, sin embargo no coincidir con la génesis, como es el caso de la ZVC (Figura 7.8).



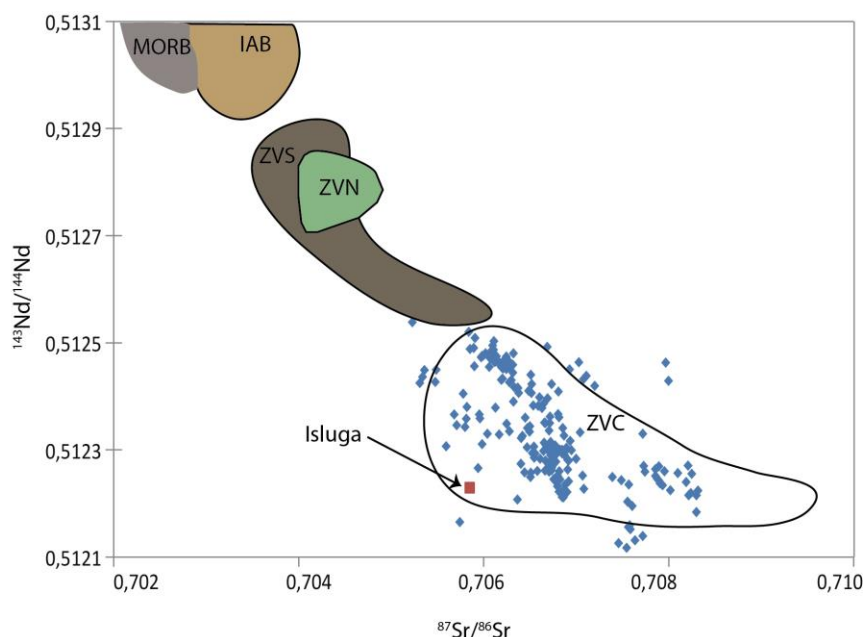


**Figura 7.6. Diagramas discriminantes para adakitas de Sr/Y versus Y La/Yb versus Yb. Las líneas discontinuas indican la definición de los campos de discriminación entre adakitas y andesita-dacita-riolitas “normales” respecto a Castillo et al. (1999), Defant y Drummond (1993), mientras que las líneas continuas son de Richards y Kerrich (2007). La línea con flecha hacia arriba indica un fraccionamiento de granate, anfíbola, clinopiroxeno, titanita y circón, mientras que la línea con flecha hacia la derecha indica un fraccionamiento de las plagioclasa. El punto que divide a ambas flechas es una andesita de medio K de acuerdo a Gill (1981).**

Debido al enriquecimiento de LREE con respecto a HREE si infiere una participación de granate y anfíbola en la génesis de las rocas del volcán Isluga, debido a que el granate posee bajos coeficientes de partición ( $K_d < 1$ ) para las LREE y altos coeficientes de partición para HREE ( $K_d > 1$ ), hace que posea un comportamiento compatible con las HREE, el comportamiento de la anfíbola es parecido, sin embargo presenta mayor compatibilidad por la MREE, que resulta en un patrón más sutil y aplanado (Rollinson, 1993).

Por otra parte, la combinación de los bajos  $K_d$  de la hornblenda (0,058), granate (0,015) y clinopiroxeno (0,2) para el elemento Sr y moderadamente alto  $K_d$  de la hornblenda (3,2), granate (12,5) y clinopiroxeno (20,0) para el elemento Y. Permite considerar que el elemento Sr se comporta como incompatible durante la fusión parcial, mientras que el elemento Y se comporta como elemento compatible (Defant y Drummond, 1990).

En la ZVC esta composición se ha atribuido a la interacción con la corteza continental debido a su gran espesor y es apoyado por una fuerte signatura isotópica (Figura 7.7) (Davidson et al., 1991; Wörner et al., 1992a; Feeley y Davidson, 1994; Feeley y Hacker, 1995). Como se aprecia en la figura 7.7 las muestras de roca de la ZVC están empobrecidas  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y enriquecidas en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  con respecto al MORB, lo que es interpretado como una contaminación cortical.



**Figura 7.7. Diagrama de isotopos de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  con las composiciones entre MORB, IAB (*Island Arc Basalts*) y las zonas volcánicas de los Andes (ZVS, ZVN y ZVC) según Davidson et al. (1991). Los datos del diagrama según Mamani et al. (2010).**

En la figura 7.8 Richards y Kerrich (2007) muestran líneas de tendencias de fraccionamiento magmático que representan distintos patrones de fraccionamiento que comienzan fuera de la composición de las adakitas. Las líneas con flechas aumentando conforme aumenta el sílice son líneas de fraccionamiento de plagioclasa, mientras que las líneas decrecientes representan una combinación de fraccionamiento de la hornblenda y titanita. Esto implica que las rocas de una serie volcánica que comiencen fuera del campo adakítico y continúen a través de este no significa que las rocas sean tipo adakitas.

Adicionalmente, los autores proponen que las altas concentraciones de Y e Yb a las que llaman supra-adakitas son las evidencias fuertes para demostrar que la signatura de las rocas de ZVC-norte se deriva por una evolución magmática de MASH (*melting-assimilation-storage-homogenization*) y AFC (e.g., Hildreth y Moorbath, 1988; Richards y Villeneuve, 2002). Como se aprecia en la figura 7.8 el volcán Isluga se caracteriza por encontrarse dentro de todos los campos que cumplen con los requisitos de las adakitas y así como el volcán Llullaillaco (Richards y Villeneuve, 2001; 2002) contiene concentraciones de supra-adakitas que indican interacción con la corteza y una fuente profunda con granate residual.

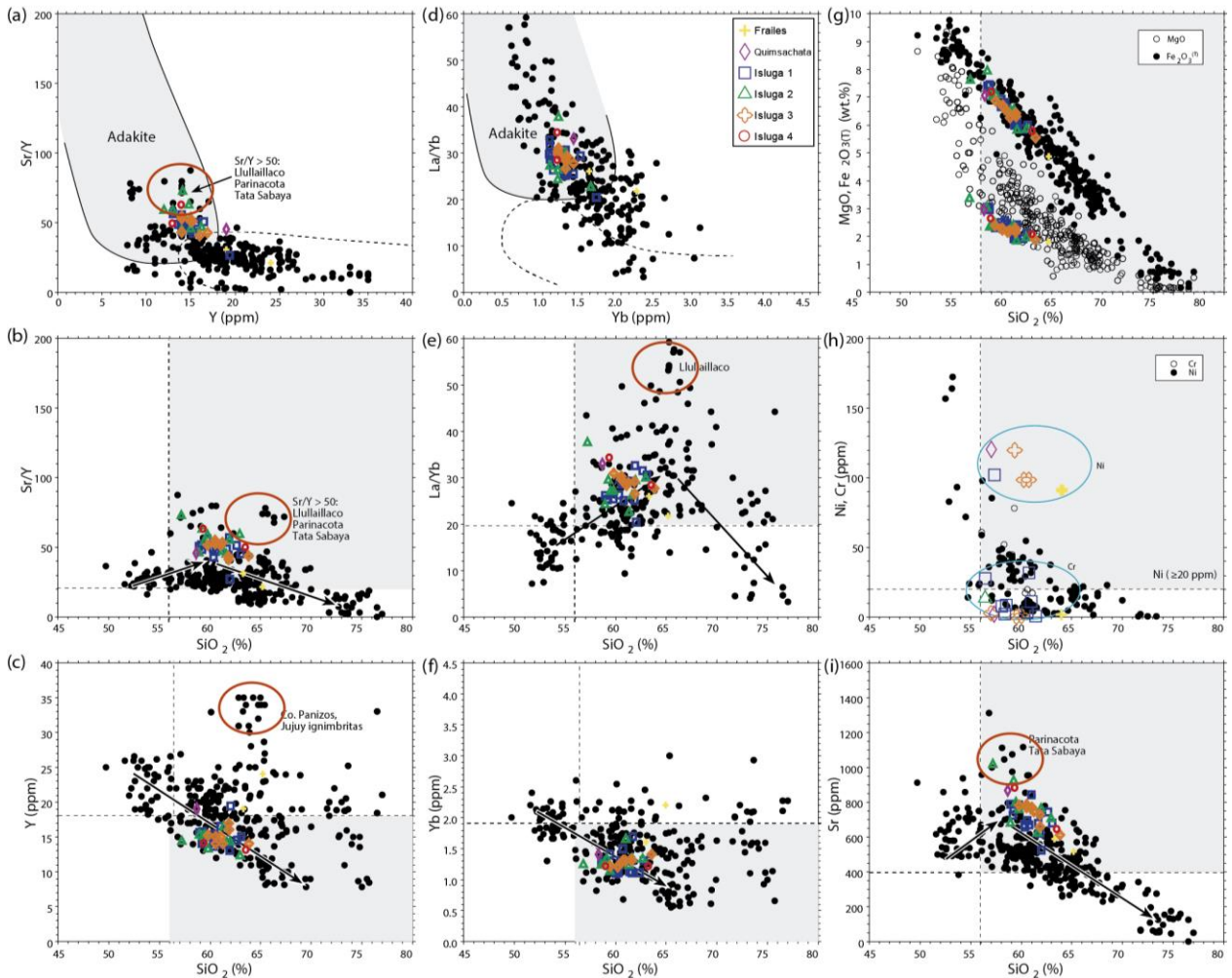


Figura 7.8. Compilación de rocas de los Andes Centrales del Norte ( $18^{\circ}$ – $26^{\circ}$  S) realizada por Richards y Kerrich (2007), basados en Déruelle (1982), Gardeweg y Ramírez (1987), Koukharsky et al. (1987), Seggiaro et al. (1987), Francis et al. (1989), Ort et al. (1989), Davidson et al. (1990), De Silva et al. (1993), Feeley y Davidson (1994), Coira et al. (1996), Wittenbrink (1997), Kay et al. (1999), Kraemer (1999), Matthews et al. (1999), Richards y Villeneuve (2001; 2002), Siebel et al. (2001), Richards et al. (2006). Los símbolos de colores son las rocas del volcán Isluga. Las líneas que se indican en cada diagrama son distintos tipos de fraccionamiento. (a) Diagrama de Sr/Y versus Y para la discriminación de adakitas (campo de color gris). Las rocas del volcán Isluga se acercan a la composición de volcanes Lulluillaco, Parinacota y Tata Sabaya. (b) Diagrama de Sr/Y versus  $\text{SiO}_2$  (% en peso) en el que las concentraciones del volcán Isluga se encuentran dentro de las adakitas. (c) Concentraciones de Y (ppm) versus  $\text{SiO}_2$  (% en peso). El campo color gris comprende las adakitas. (d) Diagrama de La/Yb versus Yb para la discriminación de adakitas (campo gris). (e) Diagrama La/Yb versus  $\text{SiO}_2$  (% en peso) en el que el campo color gris es donde se encuentran las adakitas. (f) Diagrama Yb (ppm) versus  $\text{SiO}_2$  (% en peso), el campo color gris es el campo de las adakitas. (g) Diagrama de MgO,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$  (% en peso) versus  $\text{SiO}_2$  (% en peso) la división del diagrama muestra el campo de las adakitas (color gris). (h) Diagrama de Ni, Cr (ppm) versus  $\text{SiO}_2$  (% en peso) el campo gris es de las adakitas. (i) Diagrama Sr (ppm) versus  $\text{SiO}_2$  (% en peso) el campo color gris corresponde al campo de las adakitas.

Los estudios magmáticos de la ZVC evidencian una corteza continental engrosada (e.g., Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997; Beck et al., 1996; Kay et al., 1999), donde se encuentran varias profundidades de almacenamiento de magma, dando como resultado una signatura geoquímica particular (e.g. Hildreth y Moordbath, 1988; DePaolo, 1981; Feeley, 1993). Las evidencias del modelado de la fusión parcial de la fuente (Figura 6.58) señalan

que los magmas que han generado las rocas del volcán Isluga provienen de una fuente profunda con granate residual (Figura 5.6). Como resalta Hora et al. (2009), el espesor de la corteza impone restricciones espaciales y de profundidad en el material de la cuña disponible para la fusión. Debido a que el espesor del *slab* es similar a otros arcos volcánicos, la altura de la astenósfera, se reduce a 30 km y no es lo suficientemente profunda para el campo de espinela-peridotita como sería el caso en arcos de islas y, por lo tanto, la fusión de cuña astenosférica en la CVZ probablemente ocurre en la presencia de granate residual.

Varias ideas han sido propuestas sobre la génesis del aporte de granate de estos magmas:

1) Fusión parcial de ~5% de corteza oceánica alterada (Rapp et al., 1999; Figueroa et al., 2009).

2) La facies eclogita–anfíbolita se debe a la fusión de basaltos en el límite de la corteza continental producto del *underplating* (Petford y Atherton, 1996).

De acuerdo al modelamiento de fusión parcial de la fuente en el volcán Isluga se propone que la combinación de ambos factores genera el empobrecimiento de HREE con respecto a LREE. Como se puede observar en el modelo de la figura 6.58, la fusión parcial del 5-10% una eclogita genera una signatura similar a la muestra de roca menos evolucionada de la tendencia (ISL-16, unidad Isluga 1). Por lo que la fusión parcial se generaría a partir de la fuente con granate (Figura 7.10), sin embargo, no se conoce donde estarían las fuentes de esta eclogita. Hildreth y Moorbath (1988) proponen que las zonas tipo MASH son reservorios de gran escala en la base de la corteza, donde los magmas de la cuña ascienden hasta el límite corteza-manto donde se produce la fusión parcial y asimilación de la corteza inferior, por lo que el resultado de este proceso (homogenización) genera magmas de menor densidad que ascienden hacia la corteza superior.

Por otra parte, Mamani et al. (2010) efectuaron una compilación de los trabajos que han usado isótopos para conocer el aporte cortical a los magmas y realizaron varios modelos para conocer la contribución de la asimilación cortical. Wörner et al. (2000) y Mamani et al. (2010) reportan análisis de isótopos de Sr para las rocas del volcán Isluga (Figura 7.7), además asignan al dominio cortical de Arequipa en el volcán Isluga. Mamani et al. (2010) encuentran que el resultado de la contaminación cortical para la Zona Volcánica

Central es de 7–18%, debido que los isótopos de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  varían de 17,888–18,264 y los isótopos de Sr evidencian un grado importante de diferenciación cortical.

### 7.3 PROCESOS DE DIFERENCIACIÓN

Las tendencias observadas en los diagramas Harker (Figura 5.4) presentan variaciones con respecto al  $\text{SiO}_2$ . En el caso del contenido de  $\text{K}_2\text{O}$  se observa una inflexión al inicio del patrón en las unidades Isluga 2 e Isluga 3. Esto puede corresponder al fraccionamiento de la biotita y/o anfíbola. Por otra parte, las tendencias lineales han sido interpretadas como evidencia de mezcla de magmas en el volcán Tata Sabaya (De Silva et al., 1993).

Asimismo, como casi todas las series calcoalcalinas, las tendencias negativas en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  versus  $\text{SiO}_2$  pueden interpretarse como grados de fraccionamiento de plagioclasa, clinopiroxeno, óxidos de hierro y titanio, anfíbola, biotita y apatito. Este último se encuentra como mineral accesorio y aparece como inclusión en los fenocristales.

Algunos de los gráficos de los elementos traza de la figura 5.5 contienen tendencias que se aprecian en los elementos mayores, como la disminución del V, Sr, Co al aumentar el  $\text{SiO}_2$  y el incremento de los contenidos de Th y Rb conforme aumenta el contenido de sílice. La disminución de Sr indicaría un fraccionamiento de la plagioclasa, el V podría deberse al fraccionamiento de clinopiroxeno y el Co al olivino.

Según el modelo de cristalización en equilibrio que se realizó en este trabajo los resultados que se ajustaron mejor a la asociación mineral y a la química tanto de roca total como mineral fueron a partir de la muestra ISL-16 de la unidad Isluga 1, a una presión de 2 kbar con el *buffer* de NiNiO y 2%  $\text{H}_2\text{O}$ . Como se puede observar en el modelo (Figura 6.56, Figura 6.57) la geoquímica de roca total se ajusta a la tendencia del volcán Isluga. Asimismo, la asociación mineral que genera el modelo es concordante con los datos que se obtuvieron de la química mineral realizada mediante el SEM. Sin embargo, el modelo no cristaliza anfíbola a ninguna presión modelada y el aumento de la cantidad de agua solo genera que esta se exsuelva y no contribuya a cristalizar minerales hidratados. Esto puede ser explicado porque la anfíbola se genera a presiones menores que 1 kbar o a temperaturas inferiores a los  $900^\circ\text{C}$  y/o que el modelo no pueda cristalizar anfíbola en ninguno de los escenarios planteados. Las anfíbolas del volcán Isluga son escasas y presentan texturas de desequilibrio en sus bordes o en su totalidad. Estas texturas pueden explicarse por la

convección interna en el reservorio (Couch et al., 2001). Esto daría como resultado procesos de auto-mezcla que no involucran la intrusión de un gran cuerpo de magma. Sin embargo, se necesita el emplazamiento de una fuente de calor que sería un magma más máfico en el fondo del reservorio para poder generar la convección. Asimismo, muchas de estas texturas pueden también se explicadas por procesos de mezcla de magmas en el reservorio. Al referirse a las temperaturas y presiones que se genera la anfíbola, Couch et al. (2001) indican que los intervalos de temperatura y presión para la cristalización de la anfíbola son de 1-2 kbar y 800-900°C.

Por otra parte, el mineral más abundante del volcán Isluga es la plagioclasa. Su composición varía entre An<sub>30</sub>-An<sub>60</sub> clasificándose como andesinas y labradoritas (Figura 6.34 y Figura 6.35), siendo similares a las plagioclasas del volcán Tata Sabaya en composición (De Silva et al., 1993), tamaño de 2-5 mm y texturas de desequilibrio (e.g. Figura 6.2, Figura 6.16 y Figura 6.24). Asimismo, las rocas del volcán Ollagüe con la excepción de las inclusiones máficas (Feeley y Davidson, 1994), presentan un contenido similar a las del volcán Isluga. Por otra parte, se puede observar que existe una diferencia composicional entre los bordes y núcleos de las plagioclasas (Figura 6.35). De Silva y Francis (1993) proponen que los procesos de mezcla de magmas son el mecanismo principal para generar estas texturas y variaciones composicionales. Por su parte, Feeley y Davidson (1994) proponen un modelo de mezcla *in situ* en la cámara magmática. Asimismo, la textura de zonación oscilatoria también se ha encontrado en algunas de las plagioclasas del volcán Isluga, similar a las descritas para el Complejo Volcánico Taapaca (Polanco et al., 2009). Además, las plagioclasas con textura de zonación compleja pueden ser el resultado del sucesivo fraccionamiento de las fases cálcicas como clinopiroxeno y plagioclasa o a los procesos de mezcla de magmas. Por otra parte, las plagioclasas sin texturas de desequilibrio también se encuentran en las muestras de rocas indicando que cristalizaron en equilibrio térmico. Además, las plagioclasas se encuentran en tres familias distintas que representan los distintos estadios de cristalización de las plagioclasas desde el desequilibrio en los fenocristales (Plg1), pasando por una cristalización en equilibrio (Plg2) y, por último, las fases de cristalización rápidas y las ultimas en formarse que pertenecen a los microlitos (Plg3).

En relación a los piroxenos los dos grupos dominantes son la augita y la hiperstena. Estos minerales poseen una baja variación composicional. Algunos de ellos muchos se



encuentran en cúmulos. Feeley et al. (1993) en el Ollagüe lo interpretan como crecimiento alrededor de residuos de un magma parental. Los mismos tipos de piroxenos se encuentran en el volcán Tata Sabaya (De Silva et al., 1993) con contenidos menores a 10% en volumen. En el volcán Tata Sabaya la hiperstena es más abundante que la augita, caso contrario para el volcán Isluga, sin embargo, la diferencia de porcentaje es de 1–2% en volumen. Las composiciones de las augitas en promedio es de  $Wo_{42}En_{44}Fs_{14}$  (Figura 6.37) y de la hiperstena  $Wo_3En_{69}Fs_{28}$ , similares al volcán Tata Sabaya.

Los óxidos de Fe–Ti que se encuentran mayormente en el volcán Isluga son las magnetitas y la otra fase presente en menor porcentaje es la ilmenita (Figura 6.40), lo que ocurre frecuentemente en los magmas asociados a ambientes subducción. Algunos cristales contienen evidencias de exsolución y otros son subeuhedrales. El contenido de  $TiO_2$  en las magnetitas oscila entre 2–15% en peso y para las ilmenitas 35–45% en peso. Comúnmente, los óxidos de Fe–Ti se asocian a los clinopiroxenos y con frecuencia ocurren en cúmulos con esta fase. Por otra parte, el vidrio analizado del volcán Isluga contiene un amplio intervalo de  $SiO_2$  de 59–80% en peso, similar a los resultados del volcán Tata Sabaya (67–77% en peso, De Silva et al., 1993).

Todas las rocas presentan texturas porfíricas con un contenido variables de fenocristales de 15–45% en volumen, sin embargo, la mayoría de las rocas se mantienen en un 30–40% en volumen. La asociación mineral en el volcán Isluga es homogénea, caracterizada por la plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbola, óxidos de hierro y titanio y, en algunos casos biotita, inmersos en una masa fundamental que contiene vidrio y los minerales principales. Este orden de cristalización es también reportado por el modelado de cristalización en equilibrio.

### 7.3.1 TERMOBAROMETRÍA

Las mediciones de termobarometría fueron basadas en la química mineral hechas en el SEM-EDS por lo tanto son estimaciones preliminares, como se explica en la sección de geoquímica mineral (6.2 y 6.3). Los resultados de los estudios termobarométricos se exponen la figura 7.9, junto con los resultados del modelado de cristalización en equilibrio y sus valores obtenidos estiman que los piroxenos han cristalizado en el intervalo de temperatura de 912–1228°C. El error depende del termobarómetro utilizado y el mayor error se presenta en el termómetro clinopiroxeno-roca total ( $\pm 42$  °C) y las presiones

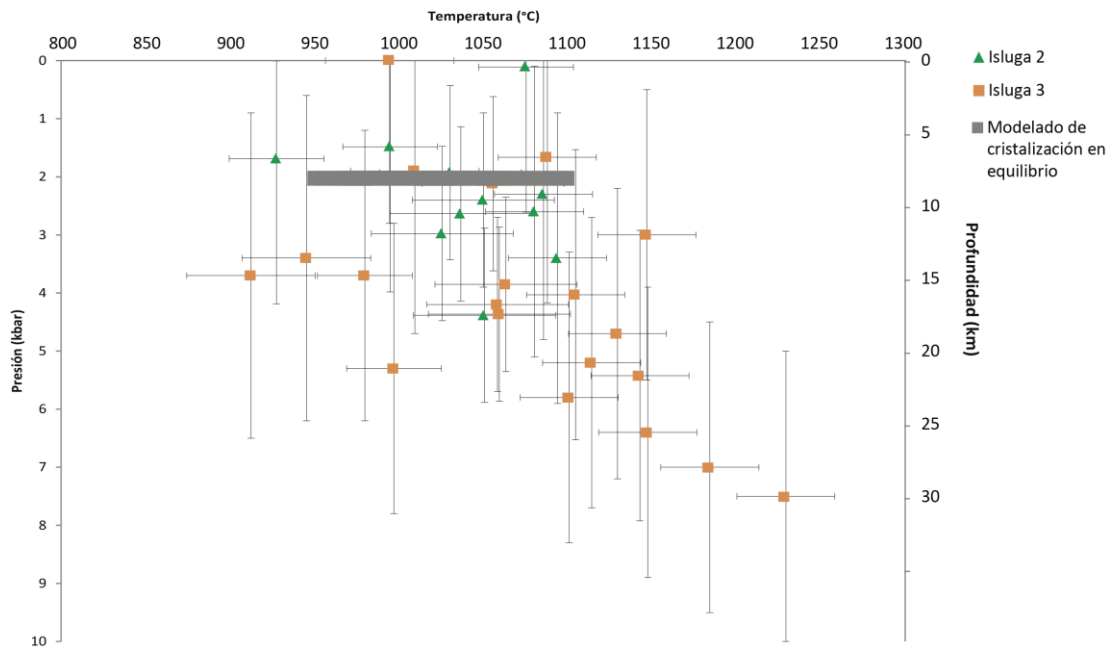
resultantes varían de 0–7,5 kbar, donde el mayor error es  $\pm 2,8$  kbar en el barómetro de dos piroxenos.

Los resultados de geotermometría más elevados fueron de 1228 °C esto puede corresponder a que los piroxenos analizados sean xenocristales formados a mayores temperaturas y presiones o que sea un error del análisis y del método. Del mismo modo, en el modelo de cristalización en equilibrio se utilizó como el mayor intervalo de temperatura el de 1200°C, sin embargo son temperaturas bastante elevadas para las rocas del volcán Isluga, en el caso del volcán Aucanquilcha (Walker et al., 2013) utilizan temperaturas de 1100°C para sus modelos. En el modelado numérico de cristalización en equilibrio realizado en este estudio las fases minerales comienzan a cristalizar a los 1100°C como se destaca en la figura 7.9. Por lo tanto, probablemente las temperaturas a que se encuentran los magmas son más cercanas a los 1100°C.

Como se resalta en la figura 7.9 los reservorios magmáticos se encontraría en un intervalo de profundidad de 4–30 km. Los valores someros entre 0-4 km de profundidad deberían corresponder a minerales cristalizados en el conducto. Una explicación posible es que existan distintos reservorios en la corteza superior y, por eso, los resultados de la termobarometría resultan tan distintos. En la figura 7.9 hay una acumulación de datos a temperaturas de 1000-1100°C y presiones de 2-5 kbar, donde probablemente cristaliza la mayor parte de minerales y el magma se encuentra en equilibrio.

Asimismo como se aprecia en la figura 7.9 la unidad Isluga 3 es la que entrega mayores intervalos de presiones, esto puede ser el resultado de que los minerales analizados provengan de una mayor profundidad o que los análisis no sean representativos para las otras unidades.

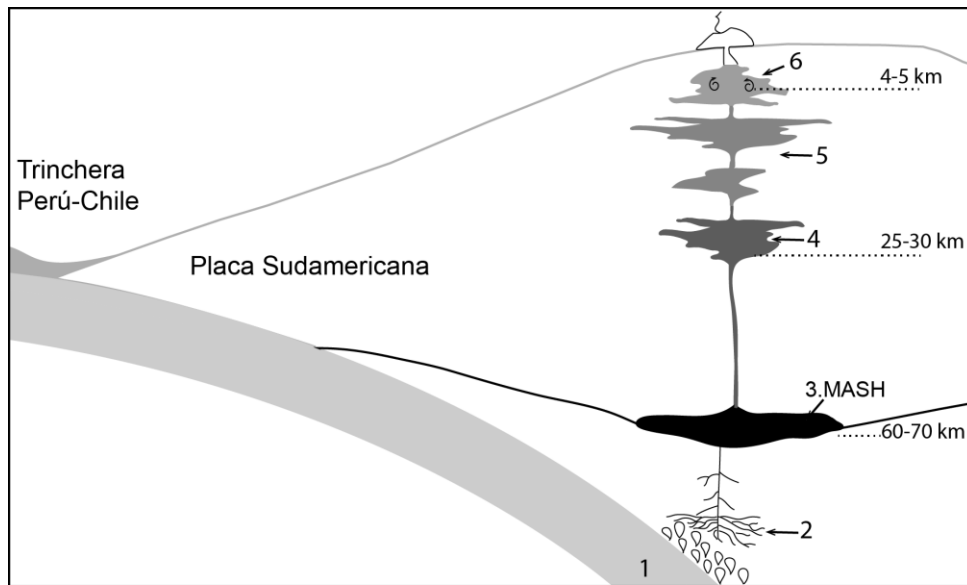
El amplio intervalo encontrado podría indicar la cristalización de una fase en diferentes condiciones, desde condiciones profundas como la asimilación cortical y procesos tipo MASH (Figura 7.10) hasta fraccionamiento de las cámaras magmáticas superficiales y el conducto de ascenso. Las condiciones más altas de presión y temperatura podrían ser interpretadas como modificación del magma parental a medida que asciende por la corteza engrosada.



**Figura 7.9.** Diagrama de los resultados de termobarometría en las unidades analizadas del volcán Isluga, donde se encuentran todos los termobarómetros utilizados, así como el rango de temperatura utilizado en el modelado de cristalización en equilibrio. Como se destaca en el apartado 6.3 del capítulo 6 los errores son distintos en cada termobarómetro utilizado.

El par magnetita-ilmenita entrega temperaturas de intervalos de 850–960°C menores a los resultados de los termómetros de piroxenos pero se traslapan con sus intervalos de fiabilidad. Las fugacidades de oxígeno se encuentran cerca del *buffer* NiNiO (Figura 6.55), coincidente con el resultado del modelado de cristalización en equilibrio.

Las temperaturas calculadas para los óxidos de Fe–Ti reflejan un desequilibrio con los magmas ya que resultan ser menores que las calculadas para los piroxenos. Esto podría explicarse porque los óxidos de Fe-Ti analizados fueron los que cristalizaron en las zonas más someras del reservorio, ya que el modelado de cristalización muestra que si se dan las condiciones para generar estos óxidos a temperaturas y presiones en que se desarrollan los piroxenos.



1. Magma primario generado por la subducción.
2. Contaminación de basaltos primarios con la cuña astenosférica.
3. Zona de homogenización, asimilación y almacenamiento (MASH) en el límite de la corteza inferior adquiriendo una signatura de granate y anfíbola residual.
4. Procesos de mezcla de magmas. Pulso de magma más básico a cámaras magmáticas de magma intermedio.
5. Reservorio magmático en el que se ocurre la cristalización en equilibrio.
6. Autoconvección en el reservorio y cristalización de anfíbola.

**Figura 7.10. Modelo petrogenético del volcán Isluga, modificado de (Feeley y Hacker, 1995). Se muestra en un esquema el origen mantélico profundo de los magmas, los cuales ascienden y se estancan en la interfaz de la Corteza Inferior, definiendo un reservorio profundo de magma basáltico con granate residual y tienen lugar procesos MASH. Posteriormente, ascienden hasta reservorios de 20-30 km de profundidad en los que se mezclan los magmas más primitivos mientras que en niveles intermedio se establecen reservorios en equilibrio de composición más diferenciadas donde la mayoría de los minerales se cristalizan. Por último, a 5-4 km de profundidad se cristalizan las fases más someras como la anfíbola donde se producen procesos de autoconvección.**

## Capítulo 8. CONCLUSIONES

El volcán Isluga es un estratovolcán que se desarrolló en cuatro etapas desde el Pleistoceno hasta el Holoceno. La primera etapa, la unidad Isluga 1, se habría desarrollado de 1,7–0,5 Ma. Luego, la unidad Isluga 2 se distribuye entre los 300–100 ka que posiblemente se extienda hasta los 500 ka, sincrónica a la unidad Quimsachata de 566 ka. La unidad de flujos de lava más joven del volcán es la unidad Isluga 3 con una edad de 100–50 ka. Por último, la unidad Isluga 4 se extiende de 50 ka-reciente, y corresponde a depósitos piroclásticos y lahares que afloran en las quebradas del volcán, evidenciando actividad explosiva de pequeña escala que en las unidades anteriores no se registran porque han sido cubiertas por las unidades más recientes y/o han sido erosionadas. Su comportamiento durante el Pleistoceno estuvo dominado por un período eruptivo de tipo efusivo.

El emplazamiento de la primera etapa (unidad Isluga 1) tuvo una duración aproximada de 1 Ma con una tasa eruptiva promedio aproximada de 0,016 km<sup>3</sup>/ka. La unidad Isluga 2 se deposita en un intervalo de tiempo aproximado de 400 ka y la tasa eruptiva calculada es de 0,05 km<sup>3</sup>/ka y presenta los mayores errores de tasas eruptivas. Por último, la unidad Isluga 3 se desarrolla en los últimos 100 ka y las tasa eruptiva promedio es de 0,170 km<sup>3</sup>/ka.

Las coladas de lava del volcán Isluga han tenido una evolución desde flujos simples en la unidad Isluga 1, a compuestos en la unidad Isluga 3. Este cambio se debería a una disminución de las tasas de efusión, concordante con la disminución de la longitud de las coladas de lava.

Los volúmenes eruptados en cada una de las etapas del volcán Isluga tienden a disminuir en el tiempo. En la Unidad Isluga 1 se calculó un volumen de 19,9 km<sup>3</sup>. Este volumen está subestimado debido a que solo se calculó el volumen de las coladas de lava aflorantes, las unidades recientes cubren gran parte de esta unidad. El volumen calculado para la unidad Isluga 2 fue de 20,0 km<sup>3</sup>. La unidad Isluga 3 abarca un volumen de 8,5 km<sup>3</sup> y por último, la unidad Isluga 4 posee un volumen de 2,2 km<sup>3</sup>.

Las coladas de lava del volcán Isluga están conformados por una asociación mineral monótona que está representada por plagioclasa (andesina–labradorita), clinopiroxeno (augita), ortopiroxeno (hiperstena), anfíbola, biotita, y óxidos de Fe–Ti (magnetita y

hematita). Las rocas del volcán muestran una afinidad calcoalcalina con contenidos altos de potasio, típica de un volcanismo de arco asociado a una zona de subducción activa.

La geoquímica de las rocas del volcán Isluga se caracteriza por una composición entre 57 y 65% en peso de SiO<sub>2</sub> y entre 6 y 7,2% en peso de álcalis (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O), además de un contenido de MgO máximo de 3,4% en peso. Todos estos contenidos son similares a otros volcanes de la Zona Volcánica Central como los volcanes Licancabur, Aucanquilcha y Tata Sabaya, entre otros.

Los productos del volcán Isluga presentan una signatura geoquímica tipo-adakítica, sugiriendo fuentes de granate-anfíbola residual, debido al patrón que presenta en las REE. El modelado de la fuente evidencia que la signatura de la anfíbola±granate residual resulta de los procesos tipo MASH en el límite de corteza inferior.

Los resultados obtenidos indicarían que el sistema magmático del volcán Isluga está formado por una serie de reservorios a distintos niveles dentro de la corteza superior que se encuentra entre los 5-25 km de profundidad, los magmas presentan intervalos de temperaturas de 900°C hasta los 1200°C utilizando el geotermómetro de dos piroxenos, clinopiroxenos-líquido, ortopiroxeno-líquido y óxidos de Fe-Ti, el máximo error es del termómetro de clinopiroxeno-roca total ( $\pm 42^\circ\text{C}$ ). Los valores de 1200°C probablemente se deban al análisis de xenocristales que se formaron a mayor profundidad y temperatura.

Los procesos como cristalización en equilibrio se dan a ciertas temperaturas (900-1100°C) y ocurren en reservorios entre los 2-5 kbar. Además, las tendencias en la química de roca total coinciden con los resultados obtenidos en el modelo. Se concluye así que el mayor porcentaje de cristalización en equilibrio se da en intervalos de temperatura entre 900-1100 °C y cristaliza principalmente plagioclasa, piroxenos y óxidos de Fe-Ti, consistente con la asociación mineral que se encuentra en los análisis de cortes transparente. La anfíbola y biotita cristalizan a una menor temperatura y en reservorios superficiales.

En los reservorios de este sistema magmático se han llevado a cabo procesos de mezcla de magmas y autoconvección en la cámara magmática, las evidencias petrográficas y químicas tales como distintas poblaciones de cristales de plagioclasa, zonación inversa, normal y oscilatoria y evidencias de texturas de inestabilidad por procesos de disolución, asimismo las tendencias lineales en los diagramas de variación de elementos son un indicio de este proceso.



En síntesis, los magmas del volcán Isluga ascienden a través de un espesor de corteza anómala de 60-70 km, primeramente se retienen en la corteza inferior en un reservorio profundo de magma basáltico con anfíbola±granate residual, donde tienen lugar los procesos tipo MASH. Posteriormente, en reservorios a 20-30 km de profundidad se mezclan los magmas más primitivos, seguidamente continúan ascendiendo a niveles intermedios donde se establecen reservorios en equilibrio de composición más diferenciada donde cristalizan la mayoría de los minerales y en cámaras magmáticas más someras se producen procesos de autoconvección y/o mezcla de magmas cristalizan las fases como la anfíbola aproximadamente a 5-4 km de profundidad.

## Capítulo 9. BIBLIOGRAFÍA

- Adam, J., Green, T. 2006. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152: 1-17.
- Ahumada, S., Mercado, J.L. 2008. Origin and geological-structural evolution of the Pampa Apacheta sector, 2nd Region, Antofagasta. Tesis Univ. Catol. Norte, Chile. [Inédita].
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., Isacks, B.L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24: 139-174.
- Andersen, D.J., Lindsley, D.H. 1985. New models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. *Eos Trans. AGU*, 66(18): 416.
- Baker, M.C.W., Francis, P.W. 1978. Upper Cenozoic volcanism in the Central Andes-ages and volumes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41(2): 175-187. doi:10.1016/0012-821X(78)90008-0
- Baker, P.E., González-Ferrán, O., Rex, D.C. 1987. Geology and geochemistry of the Ojos del Salado volcanic region. *Journal of the Geological Society of London*, 144: 85-95.
- Baksi, A.K. 1999. Reevaluation of plate motion models based on hotspot tracks in the Atlantic and Indian Oceans. *J. Geol.*, 107: 13-26.
- Barth, M.G., Rudnick, R.L., Horn, I., McDonough, W.F., Spicuzza, M.J., Valley, J.W., Haggerty, S.E. 2001. Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa, part I: A link between low MgO eclogites and Archean crust formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65: 1499-1527.
- Beck, S., Zandt, G., Myers, S., Wallace, T., Silver, R., Drake, L. 1996. Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, 24: 407-410.
- Best, M.G. 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell Science Ltd, Boston. 758 p.
- Blundy, J., Cashman, K. 2008. Petrologic Reconstruction of Magmatic System Variables and Processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69: 179-239.
- Brüggen, M.J. 1950. *Fundamentos de la Geología de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago. 374 p.
- Butler, R.F., Butler, R.F. 1992. *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*. Blackwell Scientific Publications, Boston. 319 p.
- Cahill, T., Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, 97: 17503-17529.
- Carmichael, S.E. 1967. The iron-titanium oxides of salic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14: 36-64.
- Casertano, L. 1963. General characteristics of active Andean volcanoes and a summary of their activities during recent centuries. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53(6): 1415-1433.

- Céspedes, L., Clavero, J., Cayupi, J. 2004. Hazard management at Isluga volcano, Northern Chile: preliminary results. IAVCEI General Assembly, Pucón, Chile, 11447-a.
- Clavero, J.E., García, M., Gardeweg, M. 2006. Mapa Geológico del área de Villa Industrial Visviri, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Clavero, J.E., Mpodozis, C., Gardeweg, M. 1997. Mapa Geológico preliminar del área del Salar de Wheelwright, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Clavero, J.E., Polanco, E., Godoy, E., Aguilera, G., Sparks, R.S.J., Van Wuk De Vries, B., Pérez De Arce, C., Matthews, S. 2004c. Substrata influence in the transport and emplacement mechanisms of the Ollagüe debris avalanche (Northern Chile). *Acta Volcanologica*, 16: 59–86.
- Clavero, J.E., Solar, V., Polanco, E., Amigo, A. 2005. Preliminary seismic and diffuse CO<sub>2</sub> flux characterization of active volcanoes from the Central Andes of Northern Chile. *Proceedings IASPEI General Assembly*, Santiago, Chile.
- Clavero, J.E., Sparks, R.S.J., Huppert, H.E., Dade, W.B. 2002. Geological constraints on the emplacement mechanism of the Parinacota debris avalanche, northern Chile. *Bull. Volcanol.*, 64: 40–54.
- Clavero, J.E., Sparks, R.S.J., Polanco, E., Pringle, M.S. 2004a. Evolution of Parinacota volcano, Central Andes, northern Chile. *Rev. Geol. Chile*, 31: 317–348.
- Clavero, J.E., Sparks, R.S.J., Pringle, M.S., Polanco, E., Gardeweg, M. 2004b. Evolution and volcanic hazards of Taapaca Volcanic Complex, Central Andes of Northern Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 161: 603–618.
- Coira, B., Caffè, P., Kay, S.M., Díaz, A., Ramírez, A. 1996. Complejo volcánico Vilama-sistema calderico del Cenozoico superior en Puna, Jujuy. *Actas, XIII Congreso Geológico Argentino, III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 603–620.
- Cortés, J., Cascante, M., Zavala, V. EN PREP. Mapa Geológico del área de Volcán Isluga, escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Couch, S., Sparks, R.S.J., Carroll, M.R. 2001. Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature*, 411(6841): 1037-1039.
- Damm, K.W., Todt, W. 1986. Geochemie, Petrologie und Geochronologie der Plutonite und des metamorphen Grundgebirges in Nordchile. *Berl Geowiss Abh, (A)* 66(I): 73–146.
- Davidson, J., De Silva, S. 2000. Composite volcanoes. En: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B., RYMER, H., STIX, J., MCNUTT, S. (eds) *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego. 663-681 p.
- Davidson, J.P., Harmon, R.S., Wörner, G. 1991. The source of central Andean magmas: some considerations. En: HARMON, R. S., RAPELA, C. W. (eds) *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, Geological Society of America, Special Papers, 265: 233–243.
- Davidson, J.P., McMillan, N.J., Moorbath, S., Wörner, G., Harmon, R.S., Lopez-Escobar, L. 1990. The Nevados de Payachata volcanic region (18 S/69 W, N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105(4): 412-432.

- De Silva, S.L., Davidson, J.P., Croudance, I.W., Escobar, A. 1993. Volcanological and petrological evolution of Volcan Tata Sabaya, SW Bolivia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55: 305–335.
- De Silva, S.L., Francis, P. 1991. *Volcanoes of the Central Andes*. Springer, Berlin. 216 p.
- Defant, M.J., Drummond, M.S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294): 662-665.
- Delacour, A., Gerbe, M.C., Thouret, J.C., Wörner, G., Paquereau-Lebti, P. 2007. Magma evolution of Quaternary minor volcanic centers in Southern Peru, Central Andes. *Bull. Volcanol.*, 69: 581 – 606.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101: 425–478.
- DePaolo, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53(2): 189-202.
- Déruelle, B. 1982. Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the south-central and meridional Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 77–124.
- Dewey, J.F., Bird, J.M. 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 75: 2625-2647.
- Egerton, R.F. 2005. *Physical principles of electron microscopy: an introduction to TEM, SEM, and AEM*. Springer, Berlin, 202 p.
- England, P., Engdahl, R., Thatcher, W. 2004. Systematic variation in the depths of slabs beneath arc volcanoes. *Geophys. J. Int.*, 156: 377–408.
- Feeley, T.C. 1993. Crustal modification during subduction-zone magmatism: Evidence from the southern Salar de Uyuni region (20°-22° S), central Andes. *Geology*, 21(11): 1019-1022.
- Feeley, T.C., Davidson, J.P. 1994. Petrology of calc-alkaline lavas at Volcán Ollagüe and the origin of compositional diversity at Central Andean stratovolcanoes. *Journal of Petrology*, 35: 1295–1340.
- Feeley, T.C., Davidson, J.P., Armendia, A. 1993. The volcanic and magmatic evolution of Volcán Ollagüe, a high-K, late Quaternary stratovolcano in the Andean Central Volcanic Zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54: 221–245.
- Feeley, T.C., Hacker, M.D. 1995. Intracrustal derivation of Na-rich andesitic and dacitic magmas: an example from Volcan Ollagüe, Andean Central Volcanic Zone. *J. Geol.*, 103: 213-225.
- Figuroa, O. 2001. *Pétrologie du volcán Licancabur, Zone Volcanique des Andes Centrales (Chili-Bolivia)*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie [Inédita].
- Figuroa, O., Déruelle, B., Demaiffe, D. 2009. Genesis of adakite-like lavas of Licancabur volcano (Chile-Bolivia, Central Andes). *Comptes Rendus Geoscience*, 341(4): 310-318.
- Fleck, R.J., Sutter, J.F., Elliot, D.H. 1977. Interpretation of discordant 40 Ar/39 Ar age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41(1): 15-32.

- Francis, P.W., Gardeweg, M., Ramirez, C.F., Rothery, D.A. 1985. Catastrophic debris avalanche deposit of Socompa volcano, northern Chile. *Geology*, 13: 600–603.
- Francis, P.W., Hawkesworth, C.J. 1994. Late Cenozoic rates of magmatic activity in the Central Andes and their relationships to continental crust formation and thickening. *Journal of the Geological Society, London*, 151: 845–854.
- Francis, P.W., Roobol, M., Walker, G., Corbold, P., Coward, M. 1974. The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits. *Geologische Rundschau*, 63: 357–388.
- Francis, P.W., Rundle, C.C. 1976. Rates of production of the main magma types in the Central Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 474–480.
- Francis, P.W., Sparks, R.S.J., Hawkesworth, C.J., Thorpe, R.S., Pyle, D.M., Tait, S.R., Mantovani, M., McDermott, F. 1989. Petrology geochemistry of volcanic rocks of the Cerro Galan Caldera, NW Argentina. *Geological Magazine*, 126: 515-547. doi:10.1017/S0016756800022834.
- García, M., Gardeweg, M., Clavero, J.E., Hérail, G. 2004. Hoja Arica, escala 1:250.000, Carta Geológica de Chile, 84. Servicio Nacional de Geología Minería, Santiago.
- Gardeweg, M., Clavero, J.E., Mpodozis, C., Pérez De Arce, C., Villeneuve, M. 2000. El Macizo Tres Cruces: un complejo volcánico longevo potencialmente activo en la alta cordillera de Copiapó, Chile. *Actas 9no Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas*.
- Gardeweg, M., Cornejo, P., Davidson, J. 1984. Geología del volcán Llullaillaco, Altiplano de Antofagasta, Chile (Andes Centrales). *Rev. Geol. Chile*, 23: 21–37.
- Gardeweg, M., Medina, E. 1994. La erupción subpliniana del 19–20 de Abril de 1993 del Volcán Láscar, N. De Chile. *Actas 7mo Congreso Geológico Chileno, Concepción*.
- Gardeweg, M., Mpodozis, C., Clavero, J.E. 1998a. The Ojos del Salado complex: the highest active volcano of the world, Central Andes. *Proceedings IAVCEI Magmatic Diversity: Volcanoes and their Roots, Cape Town, South Africa*.
- Gardeweg, M., Ramírez, C.F. 1987. La Pacana caldera and the Atana ignimbrite—a major ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile. *Bull. Volcanol.*, 49(3): 547-566.
- Gardeweg, M., Sparks, R.S.J., Matthews, S. 1998b. Evolution of Lascar Volcano, Northern Chile. *Journal of the Geological Society London*, 155: 89–104.
- Ghiorso, M.S., Sack, R.O. 1991. Fe-Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108(4): 485-510.
- Ghiorso, M.S., Sack, R.O. 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes IV: A revised internally consistent thermodynamic model for the interpolation extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures pressures. *Contributions to Mineralogy Petrology*, 119: 197-212.
- Glicken, H. 1996. Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St Helens, Washington. *USGS Open File Rep*, 96-677.
- González-Ferrán, O. 1995. *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago, 640 p.

- González-Ferrán, O., Baker, P.E., Rex, D.C. 1985. Tectonic volcanic discontinuity at latitude 27°S, Andean range, associated with Nazca plate subduction. *Tectonophysics*, 112: 423-441.
- Grosse, P., van Vyck de Vries, B., Euillades, P.A., Kervyn, M., Petrinovic, I.A. 2012. Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology*, 136: 114-131.
- Grosse, P., van Wyks de Vries, B., Petrinovic, I.A., Euillades, P.A., Alvarado, G. 2009. Morphometry and evolution of arc volcanoes. *Geology*, 37: 651-654.
- Grunder, A., Klemetti, E., Giles, D., Feeley, T., McKee, C. 2004. Compositional changes during 11 m.y. of crustal magmatism at the Aucanquilcha Volcanic Complex, northern Chilean Andes. *Proceedings IAVCEI General Assembly, Pucón, Chile*.
- Hildreth, W., Moorbath, S. 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 455-489.
- Hofmann, A.W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90: 297-314.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R. 1971. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Isacks, B. L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research.*, 93: 3211- 3231.
- Jiménez, N., Lopez-Velasquez, S., Santibáñez, R. 2009. Evolución tectonomagmática de los Andes Bolivianos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1): 36-67.
- Johnson, K.T.M. 1994. Experimental cpx/ and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures; petrogenetic implications. *Mineralogical Magazine*, 58: 454-455.
- Kay, S.M., Coira, B.L. 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *Geological Society of America Memoirs*, 204: 229-259.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Coira, B. 1999. Magmatism, tectonism, and mineral deposits of the central Andes (22°-33°S). En: SKINNER, B. (ed) *Geology and ore deposits of the central Andes*, Society of Economic Geology, Special Publication, 7: 27-59.
- Keleman, P.B., Dunn, J.T. 1992. Depletion of Nb relative to other highly incompatible elements by melt/rock reaction in the upper mantle. *EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, 73: 656-657.
- Klemetti, E.W., Grunder, A.L. 2008. Volcanic evolution of Volcan Aucanquilcha: a long-lived dacite volcano in the Central Andes of northern Chile. *Bull. Volcanol.*, 70(5): 633-650.
- Koppers, A.A.P. 2002. ArArCALC—Software for 40Ar/39Ar age calculations. *Comput. Geosci.*, 28: 605-619.
- Koppers, A.A.P., Staudigel, H., Pringle, M.S., Wijbrans, J.R. 2003. Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: Hot spots or extensional volcanism?. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(10). doi:10.1029/2003GC000533.



- Koukharsky, M., Vullián, A., Abril, E., Morello, O. 1987. Las ignimbritas Cenozoicas del noroeste de Susques, Jujuy; geología, petrografía química. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42: 441-461.
- Kraemer, B. 1999. Eine geochemische Traverse quer zum mittelmiozänen magmatischen Bogen im südlichen Bereich der Zentralen Vulkanischen Zone der Anden (ZVZ, 25°–26°30'S, 67°30'–69°W). *Berliner geowis-senschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Band 200*, 174 p.
- Lahsen, A. 1973. Geología de Puchuldiza. CORFO, 49 p. Informe Inédito.
- Lahsen, A. 1976. Geothermal exploration in Northern Chile. A summary. Final Proc. En. Min. Res. Conf., Honolulu, Hawaii, A.A.P.G. Memoir, 25: 169–175.
- Lahsen, A. 1978. Evaluación de los resultados de la exploración del campo geotérmico de Puchuldiza, I región Tarapacá. CORFO - Comité para el Aprovechamiento de la Energía Geotérmica, 82 p., Santiago. Informe Inédito.
- Lange, R.A., Frey, H.M., Hector, J. 2009. A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist*, 94(4): 494-506.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745–750.
- Le Maitre, R.W. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Commission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, London. 236 p.
- Lepage, L.D. 2003. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. Short Note. *Computers and Geosciences*, 29: 673-678.
- Mamani, M., Wörner, G., Sempere, T. 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America*, 122: 162-182.
- Marinovic, N., Lahsen, A. 1984. Hoja Calama, escala 1:250.000, Carta Geológica de Chile, 58. Servicio Nacional de Geología Minería, Santiago.
- Matthews, S.J., Gardeweg, M., Sparks, R.S.J. 1997. The 1984 to 1996 cyclic activity of Lascar Volcano, northern Chile: cycles of dome growth, dome subsidence, degassing and explosive eruptions. *Bull. Volcanol.*, 59: 72–82.
- Matthews, S.J., Jones, A.P., Gardeweg, M. 1994. Lascar volcano, Northern Chile; evidence for steady-state disequilibrium. *Journal of Petrology*, 35: 401–432.
- Matthews, S.J., Sparks, R.S.J., Gardeweg, M. 1999. The Piedras Grandes-Soncor Eruptions, Láscar Volcano, Chile: evolution of a zoned magma chamber in the Central Andean Upper Crust. *Journal of Petrology*, 40: 1891–1919.
- McDougall, I., Harrison, T.M. 1999. *Geochronology and Thermochronology by the 40Ar/39Ar Method*. Oxford University Press, Oxford. 271 p.
- Min, K., Mundil, R., Renne, P.R., Ludwig, K.R. 2000. A test for systematic errors in 40Ar/39Ar geochronology through comparison with U/Pb analysis of a 1.1-Ga rhyolite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64: 73–98.

- Montgomery, E., Rosko, M. 1996. Groundwater exploration and well field development in the Pampa Lagunillas and Pampa Lirima areas, Iquique Province, Chile. *Rev. Geol. Chile*, 23: 135–149.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1): 55-76.
- Naranjo, J.A. 1988. Coladas de azufre de los volcanes Lastarria Bayo en el norte de Chile: reología, génesis e importancia en la geología planetaria. *Rev. Geol. Chile*, 15: 3-12.
- Naranjo, J.A. 1992. Chemistry and petrological evolution of the Lastarria volcanic complex in the north Chilean Andes. *Geological Magazine*, 129: 723–740.
- Naranjo, J.A., Francis, P.W. 1987. High velocity debris avalanche deposit at Lastarria volcano in the north Chilean Andes. *Bull. Volcanol.*, 49: 509-514.
- O'Callaghan, L.J., Francis, P.W. 1986. Volcanological and petrological evolution of San Pedro volcano, Provincia El Loa, North Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 143: 275–286.
- Ort, M.H., Coira, B.L., Mazzoni, M.M., Fisher, R.V., Merodio, J.C. 1989. Centro emisor volcánico Cerro Panizos, Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44: 291–300.
- Ortiz, M., Achurra, L., Cortés, R., Fonseca, A., Silva, C., Vivallos, J. 2008. Estudio Geológico, Geofísico e Hidroquímico del Sector de Puchuldiza. Exploración Geológica para el fomento de la Energía Geotérmica. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. 168 p. Informe Inédito.
- Pearce, J.A., Parkinson, I.J. 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. En: PRICHARD, H.M., ALABASTER, T., HARRIS, N.B.W., NEARY, C.R. (eds) *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, 76: 373-403.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63–81.
- Pérez de Arce, C., Matthews, S., Klein, J. 2003. Geochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method at the SERNAGEOMIN Laboratory, Santiago, Chile. *International Conference on Research Reactor, Utilization, Safety, Decommissioning, Fuel and Waste Management*, Actas, Santiago.
- Petford, N., Atherton, M.P. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology*, 37(6): 1491-1521.
- Pilger, R.H. 1980. Plate reconstructions, aseismic ridges and low-angle subduction beneath the Andes. *Geol. Soc. Ant. Bull.*, 92: 448-456.
- Polanco, E., Clavero, J., Gimeno, D., Fernández-Turiel, J.L. 2009. Procesos de mezcla de magmas y/o autoconvección en el Complejo Volcánico Taapaca (18°S), Andes Centrales: evidencias texturales de química mineral. *Actas XII Congreso Geológico de Chile, Simposio No. 7 de Volcanología Física: del Ascenso Magmático a los Procesos Eruptivos su Interacción con el Entorno (S7\_024)*, Santiago.

- Polanco, E., Gardeweg, M. 2000. Preliminary study of the volcanic stratigraphy of Upper Cenozoic at Pampa Lirima and Cancosa, 1st Region highland, Chile (19°45'–20°00'S and 69°00'–68°30'W) *Actas 9no Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas*
- Putirka, K. 1999. Clinopyroxene+liquid equilibrium to 100 kbar and 2450 K. *Contrib Mineral Petrol*, 135: 151-163.
- Putirka, K. 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69: 61-120.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J., Walker, D. 1996. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123: 92-108.
- Putirka, K., Ryerson, F.J., Mikaelian, H. 2003. New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria. *Am. Mineral.*, 88: 1542-1554.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S. 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8GPa. *Chem. Geol.*, 160: 335–356.
- Reimer, L. 1998. *Scanning electron microscopy : physics of image formation and microanalysis*. Springer, Berlin. 527 p.
- Renne, P.R., Deino, A.L., Walter, R.C., Turrin, B.D., Swisher, C.C., Becker, T.A., Curtis G.H., Sharp, W.D., Jaouni, A.R. 1994. Intercalibration of astronomical and radioisotopic time. *Geology*, 22(9): 783-786.
- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L., DePaolo, D.J. 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in 40Ar/39Ar dating. *Chem. Geol.*, 145: 117–152.
- Rhodes, J.M., Dungan, M.A., Blanchard, D.P., Long, P.E. 1979. Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts drilled near 22°N on the mid-Atlantic ridge. *Tectonophys.*, 55: 35-61.
- Richards, J.P., Kerrich, R. 2007. Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology, Special paper*, 102(4): 537-576.
- Richards, J.P., Ullrich, T., Kerrich, R. 2006. The late Miocene-Quaternary Antofalla volcanic complex, southern Puna, NW Argentina: Protracted history, diverse petrology, and economic potential. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152: 197–239.
- Richards, J.P., Villeneuve, M. 2001. The Lullailaco volcano, northwest Argentina: construction by Pleistocene volcanism and destruction by sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105: 77–105.
- Richards, J.P., Villeneuve, M. 2002. Characteristics of late Cenozoic volcanism along the Archibarca lineament from Cerro Lullailaco to Corrida de Cori, northwest Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116(3): 161-200.
- Rogers, G., Hawkesworth, J. 1989. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 91, 271–285.

- Rollinson, H.R. 1993. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group Limited, Essex. 352 p.
- Schuster, R.L., Crandell, D.R. 1984. Catastrophic debris avalanches from volcanoes. Proceedings IV International Symposium of Landslides, Toronto., 1: 567-572.
- Seggiaro, R., Gorustovich, S.A., Martí, J. 1987. Las ignimbritas del complejo volcánico Coranzuli (Puna Argentina-Andes Centrales). Estudios Geológicos, 43: 345-358.
- SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile, escala 1: 1.000.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Siebel, W., Schnurr, W.B.W., Hahne, K., Kraemer, B., Trumbull, R.B., van den Bogaard, P., Emmermann, R. 2001. Geochemistry isotope systematics of small- to medium-volume Neogene-Quaternary ignimbrites in the southern central Andes: Evidence for derivation from andesitic magma sources. Chemical Geology, 171: 213-237.
- Siebert, L. 1984. Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. Journal of Volcanological and Geothermal Research, 22: 163-197.
- Siebert, L. 1996. Hazards of large volcanic debris avalanches and associated eruptive phenomena. En: SCARPA, R., TILLING, R.I. (eds) Tilling, Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. Springer-Verlag, Berlin-New York., 541-572 p.
- Siebert, L., Glicken, H., Ui, T. 1987. Volcanic hazards from Bezymianny - and Bandai-type eruptions. Bull. Volcanol., 49: 435-459.
- Simkin, T., Siebert, L. 1994. Volcanoes of the World, 349 pp. Geoscience, Tucson, Ariz.
- Simkin, T., Siebert, L. 2000. Appendix 2: Catalog of historically active volcanoes on earth. En: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B., RYMER, H., STIX, J., MCNUTT, S. (eds) Encyclopedia of volcanoes. Academic Press, San Diego, 1365-1383 p.
- Steiger, R.H., Jager, E. 1977. Subcommittee on Geochronology Convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. Earth Planet. Sci. Lett., 36, 359-363, doi:10.1016/0012-821X(77)90060-7.
- Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Rev. Geol. Chile, 31: 161-208.
- Stern, C.R., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J.E., Lara, L.E., Naranjo, J.A., Parada, M.A., Skewes, M.A. 2007. Chilean Volcanoes. En: MORENO, H., GIBSON, W. (eds). The Geology of Chile. The Geological Society of London, London, 147-178 p.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: SAUNDERS, A.D., NORRY, M.J. (eds.): Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London, Special Publication, 42: 313-345.
- Tassara, A., Yáñez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litósfera la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). Rev. Geol. Chile, 32: 159-186.
- Taylor, J.R. 1997. An Introduction to Error Analysis: The Study of Uncertainties in Physical Measurements. Univ. Sci. Books, Mill Valley. 327 p.

- Tilton, G.R., Barreiro, B.A. 1980. Origin of lead in Andean calc-alkaline lavas, southern Peru. *Science*, 210: 1245–1247.
- Ui, T. 1983. Volcanic dry avalanche deposits - Identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanological and Geothermal Research*, 18: 135-150.
- Ui, T., Takarada, S., Yoshimoto, M. 2000. Debris Avalanches. En: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B., RYMER, H., STIX, J., MCNUTT, S. (eds) *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego. 617-626 p.
- Van Wyk De Vries, B., Self, S., Francis, P., Keszthelyi, L. 2001. A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105: 225–247.
- Walker, B. A., Klemetti, E. W., Grunder, A. L., Dilles, J. H., Tepley, F. J., Giles, D. 2013. Crystal reaming during the assembly, maturation, and waning of an eleven-million-year crustal magma cycle: thermobarometry of the Aucanquilcha Volcanic Cluster. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(4): 663-682.
- Walker, G.P.L. 1971. Compound and simple lava flows and flood basalts. *Bull. Volcanol.*, 35(3): 579-590.
- Wittenbrink, R. 1997. Zetliche Variationen der Magmengenese miozäner bis quartärer Vulkanite im südlichen Bereich der Zentralen Vulkanischen Zone der Anden (CVZ, 25°–26°S, 67°–69°W). *Berliner geowissenschaftliche Ab-handlungen, Reihe A, Band 193*, 135 p.
- Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaum, J., Wilke, H. 2000. Geochronology (Ar-Ar, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18-22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Rev. Geol. Chile*, 27: 205-240.
- Wörner, G., Harmon, R.S., Davidson, J.P., Moorbath, S., Turner, D.L., McMillan, N., Nye, C., Lopez-E., L., Moreno R.H. 1988. The Nevados the Payachata volcanic region I (18°S/60°W, N. Chile). *Geological, geochemical, and isotopic observations*. *Bull. Volcanol.*, 50: 287–303.
- Wörner, G., Lopez-Escobar, L., Moorbath, S., Horn, S., Entenmann, J., Davidson, J. D. 1992a. Variaciones geoquímicas, locales regionales, en el arco volcánico Andino del Norte de Chile (17°30'S–22°00'S). *Rev. Geol. Chile*, 19: 37–56.
- Wörner, G., Moorbath, S., Entenmann, J., Davidson, J.D., López-Escobar, L. 1994. Large geochemical variations along the Andean Arc of northern Chile (17.5–22°S). En: REUTTER, K.J., CHEUBER, E., WIGGER, P.J. (eds). *Tectonics of the Southern Central Andes: Structure and Evolution of an Active Continental Margin*. Springer, Berlin. 77–91 p.
- Wörner, G., Moorbath, S., Harmon, R.S. 1992b. Andean Cenozoic volcanic centers reflect basement isotopic domains. *Geology*, 20: 1103–1106.
- York, D. 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5: 320-324.

# **ANEXOS**



# **Anexo 1**

## **Análisis Petrográfico**

**Tabla A1-1. Resumen de minerales y texturas petrográficas analizadas en las muestras de roca del volcán Isluga.**

Muestras de roca	Unidad	Minerales										Texturas														
		% Fenocristales	Plagioclasa	Anfibola	Clinopiroxeno	Ortopiroxeno	Biotita	Minerales opacos	Σ Fenocristales	% Masa fundamental	Composición Masa fundamental	Sieve	Porfirica	Glomeroporfirica	Seriada	Vitrofirica	Traquitoide	Vesicular	Intergranular	Intersertal	Pilotaxítica	Hialopilitica	%Vesículas	Bordes de Reacción	Bordes descomposición	
ISM-02	Freiles	35	27,0	2,8	2,1	1,8	1,1	0,4	35,0	65	vid>plg>anf	x	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	x
ISL-17	Freiles	35	28,0	4,2	2,1	0,0	0,0	0,7	35,0	65	vid>plg>anf	x	x	x	x	-	x	-	-	-	x	-	-	-	x	x
ISM-01	Quimsachata	40	30,0	4,0	3,2	2,4	0,0	0,4	40,0	60	plg>vid>anf	x	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	x
ISE-09	Isluga 1	40	32,8	1,6	2,4	2,4	0,0	0,8	40,0	60	vid>plg>anf	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	x	x
ISE-02	Isluga 1	42	34,9	2,9	1,7	1,7	0,0	0,8	42,0	58	vid>plg>op	x	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	x
ISE-03	Isluga 1	36	27,7	2,5	2,5	2,5	0,0	0,7	36,0	64	vid>Plg>anf>px>op	x	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-	x	-	x	x
ISL-15	Isluga 1	25	17,0	1,0	3,0	2,0	1,0	1,0	25,0	75	plg>vid>anf	x	x	x	-	-	-	-	-	-	x	-	-	1	-	x
ISL-16	Isluga 1	28	20,0	1,0	3,0	2,0	1,0	1,0	28,0	72	plg>vid>anf	x	x	x	-	-	x	-	-	x	x	x	-	-	x	-
ISL-01	Isluga 1	35	23,0	4,0	4,0	2,0	1,0	1,0	35,0	65	plg>vid>px	x	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	4	x	x
ISE-17	Isluga 1	41	33,0	2,0	3,0	2,0	0,0	1,0	41,0	59	vid>plg>anf>op	x	x	-	x	-	-	-	-	-	x	-	-	2	x	-
ISE-14	Isluga 1	42	32,3	4,2	2,5	1,3	1,3	0,4	42,0	58	vid>plg>anf>op	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x
ISE-15	Isluga 1	35	29,1	1,4	2,8	1,1	0,0	0,7	35,0	65	vid>plg>anf	x	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	2	x	x
ISE-16	Isluga 1	38	28,5	3,0	3,0	2,7	0,0	0,8	38,0	62	vid>plg>anf>op	x	x	-	x	-	-	-	-	-	-	-	x	4	x	x
ISL-05	Isluga 1	25	20,5	1,5	1,8	0,8	0,0	0,5	25,0	75	vid>plg>px>op	x	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ISL-06	Isluga 1	30	22,5	1,8	2,4	2,4	0,6	0,3	30,0	70	vid>plg>anf>px>op	x	x	x	x	-	-	-	-	-	x	x	-	-	-	x
ISL-12	Isluga 1	25	19,0	1,0	2,0	1,0	1,0	1,0	25,0	75	plg>anf>px	x	x	x	x	-	x	-	-	x	x	-	-	1	x	x
ISE-13	Isluga 1	40	30,0	5,2	1,6	1,2	1,6	0,4	40,0	60	vid>plg>anf>op	x	x	x	x	-	x	-	-	-	x	-	-	2	-	x
ISL-07	Isluga 2	40	26,8	4,0	4,8	2,4	0,8	1,2	40,0	60	vid>plg>anf	x	x	x	x	-	-	-	-	x	x	x	-	-	-	-
ISL-08	Isluga 2	35	24,5	3,0	3,5	2,5	0,0	1,4	34,9	65	vid>plg>anf	x	x	x	x	-	-	-	-	x	x	-	-	-	-	-

x: presencia de la textura; -: ausencia de textura.

**Tabla A1-2. Continuación de resumen de minerales y texturas petrográficas analizadas en las muestras de roca del volcán Isluga.**

Muestras de roca	Unidad	Minerales										Texturas														
		% Fenocristales	Plagioclasa	Anfibola	Clinopiroxeno	Ortopiroxeno	Biotita	Minerales opacos	Σ Fenocristales	% Masa Fundamental	Composición Masa fundamental	Sieve	Porfirica	Glomeroporfirica	Seriada	Vitrofirica	Traquitoide	Vesicular	Intergranular	Intersertal	Pilotaxítica	Hialopilitica	%Vesículas	Bordes de Reacción	Bordes descomposición	
ISL-09	Isluga 2	25	18,0	1,0	3,0	2,0	0,0	1,0	25,0	75	vid>plg>anf>px	x	x	x	x	x	-	-	-	x	x	x		x	-	
ISE-08	Isluga 2	37	29,6	2,6	2,2	1,5	0,0	1,1	37,0	63	plg>anf>px>vid	-	x	x	-	-	x	-	x	-	x	x	2	x	x	
ISE-07	Isluga 2	26	19,0	1,0	2,0	2,0	1,0	1,0	26,0	74	vid>>plg>anf>px	-	x	-	x	-	x	-	-	-	x	x	3	-	x	
ISE-06	Isluga 2	43	33,0	3,0	3,0	2,0	1,0	1,0	43,0	57	vid>plg	x	x	x	x	-	x	-	-	-	x	x	-	-	x	
ISE-04	Isluga 2	48	39,0	3,0	4,0	1,0	0,0	1,0	48,0	52	vid>plg	-	x	x	-	-	x	-	-	-	x	-	-	-	x	
ISL-03	Isluga 2	35	27,7	2,5	2,8	1,4	0,4	0,4	35,0	65	vid>plg>op	x	x	x	x	-	-	-	-	-	x	-		x	x	
ISL-04	Isluga 2	30	21,0	2,0	3,0	2,0	1,0	1,0	30,0	70	vid>plg>op	x	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x
ISL-10	Isluga 2	21	17,0	1,0	2,0	1,0	0,0	0,0	21,0	79	vid>plg>anf>px	x	x	x	x	-	-	-	-	-	x	-		x	x	
ISM-05	Isluga 3	37	25,0	2,0	5,0	3,0	1,0	1,0	37,0	63	vid>plg>px	x	x	x	x	-	-	-	-	-	x	x		x	x	
ISE-12	Isluga 3	25	18,8	1,3	2,5	1,8	0,0	0,8	25,0	75	vid>plg>px	-	-	x	x	-	-	-	-	x	x	-		-	x	
ISE-01	Isluga 3	37	29,6	2,2	1,9	1,1	1,1	0,7	36,6	63	vid>plg>anf>op	x	x	x	-	-	x	-	x	x	x	-	-	x	x	
ISL-13	Isluga 3	35	24,5	2,8	3,9	2,1	0,7	0,7	34,7	65	plg>vid>anf	x	x	x	-	-	-	-	-	-	x	x		x	x	
ISM-04	Isluga 3	35	26,0	2,0	3,0	2,0	1,0	1,0	35,0	65	vid>plg>px>op	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-	x	-	x	x	
ISM-06	Isluga 3	37	29,0	0,0	4,0	3,0	0,0	1,0	37,0	63	vid>plg>px>op	x	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	x	x	
ISL-11	Isluga 3	38	28,0	2,0	4,0	3,0	0,0	1,0	38,0	62	plg>px>op>vid	x	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	-
ISL-14	Isluga 3	32	23,0	2,0	3,0	2,0	1,0	1,0	32,0	68	plg>px>op>vid	x	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	-
ISL-02	Isluga 4	20	13,2	1,0	3,6	1,8	0,4	0,0	20,0	80	vid>plg	-	x	x	x	x	x	x	-	-	-	-	5	5	-	-
ISM-07	Isluga 4	15	6,0	5,0	1,0	1,0	1,0	1,0	15,0	85	vid	-	x	-	-	x	-	x	-	x	-	-	6	0	-	-

x: presencia de la textura; -: ausencia de textura.

## **Anexo 2**

# **Análisis Geoquímica de Roca Total**

**Tabla A2-1. Análisis Geoquímica de Roca Total-Elementos Mayores (% en peso)**

Muestra de roca	Unidad	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
ISL-17	Frailes	62,08	16,16	5,80	0,09	2,05	4,32	3,43	3,23	0,77	0,23	1,47	99,63
ISM-02	Frailes	62,43	15,53	5,65	0,10	2,05	4,79	3,49	3,10	0,85	0,35	1,91	100,20
ISM-01	Quimsachata	61,12	16,46	6,07	0,10	2,31	4,89	3,68	2,93	0,97	0,35	1,81	100,70
ISE-02	Isluga 1	60,77	16,53	6,39	0,10	2,33	4,88	3,63	2,70	0,96	0,37	2,03	100,70
ISE-03A	Isluga 1	62,68	16,34	5,77	0,09	1,91	4,61	3,93	3,09	0,86	0,36	1,07	100,70
ISE-03B	Isluga 1	61,42	17,16	5,70	0,10	1,79	4,96	3,93	2,82	0,85	0,47	0,60	99,79
ISE-09	Isluga 1	62,78	15,48	5,45	0,09	1,88	4,48	3,70	3,37	0,84	0,34	1,17	99,58
ISE-13	Isluga 1	59,87	16,22	6,70	0,11	2,56	5,38	3,66	2,71	1,00	0,39	1,44	100,00
ISE-14	Isluga 1	59,71	16,47	5,85	0,10	1,92	4,68	3,76	2,73	0,84	0,44	1,76	98,27
ISE-15	Isluga 1	61,84	15,48	5,87	0,09	2,10	4,75	3,65	3,12	0,89	0,33	1,66	99,79
ISE-16	Isluga 1	58,73	16,63	7,86	0,12	2,99	5,75	3,65	2,47	1,16	0,39	1,08	100,80
ISE-17	Isluga 1	59,54	17,26	7,01	0,11	2,42	5,44	3,84	2,56	1,06	0,45	0,53	100,20
ISL-01	Isluga 1	60,88	16,69	6,22	0,10	2,20	5,21	3,84	2,90	1,03	0,40	0,42	99,88
ISL-05	Isluga 1	61,66	16,28	6,28	0,10	2,17	5,02	3,74	3,13	1,01	0,36	1,17	100,90
ISL-06	Isluga 1	59,63	16,75	7,04	0,11	2,33	6,04	3,89	2,57	1,08	0,45	0,67	100,50
ISL-12	Isluga 1	59,01	16,23	7,43	0,11	3,07	6,03	3,80	2,55	1,24	0,37	0,90	100,70
ISL-15	Isluga 1	59,58	17,18	6,98	0,11	2,38	5,92	3,93	2,60	1,09	0,45	0,16	100,40
ISL-16	Isluga 1	57,09	16,77	6,87	0,11	2,89	5,83	3,71	2,56	1,13	0,43	1,14	98,51
ISE-04	Isluga 2	59,51	16,58	6,59	0,10	2,27	5,40	3,81	2,67	1,05	0,41	0,86	99,24
ISE-06	Isluga 2	57,45	16,64	6,93	0,11	2,56	5,05	3,84	2,54	1,07	0,59	1,36	98,14
ISE-07	Isluga 2	60,63	16,93	6,66	0,10	2,26	5,45	3,92	2,76	1,07	0,41	0,48	100,70
ISL-03	Isluga 2	61,04	16,90	6,44	0,10	2,18	5,24	3,85	2,85	1,03	0,39	0,66	100,70
ISL-04	Isluga 2	64,07	15,80	4,78	0,08	1,80	3,76	3,21	3,98	0,68	0,19	1,60	99,95
ISL-07	Isluga 2	56,43	16,73	7,45	0,11	3,28	6,06	4,02	2,83	1,30	0,49	0,90	99,62
ISL-08	Isluga 2	60,99	16,31	5,94	0,10	2,40	4,76	3,27	3,67	0,80	0,24	1,30	99,73
ISL-09	Isluga 2	58,07	16,35	7,30	0,10	3,02	5,76	3,74	2,64	1,22	0,41	1,10	99,69
ISL-10	Isluga 2	58,44	16,30	7,08	0,10	2,94	5,61	3,84	2,81	1,20	0,40	1,00	99,70
ISE-01	Isluga 3	60,86	15,82	6,32	0,10	2,28	4,91	3,78	3,10	0,96	0,35	1,20	99,69
ISE-12	Isluga 3	60,11	16,69	6,90	0,11	2,51	5,36	3,80	2,77	1,00	0,37	0,10	99,73
ISL-11	Isluga 3	60,10	16,13	6,41	0,10	2,45	5,15	3,80	3,08	1,00	0,41	1,10	99,67
ISL-13	Isluga 3	59,40	17,17	6,55	0,11	2,37	5,03	3,74	2,73	0,97	0,41	1,20	99,73
ISL-14	Isluga 3	60,85	16,60	6,41	0,11	2,18	4,99	3,97	2,92	0,90	0,38	0,40	99,69
ISM-04	Isluga 3	59,46	16,90	6,82	0,10	2,40	5,38	4,05	2,95	1,05	0,41	0,20	99,70
ISM-05	Isluga 3	59,74	16,91	6,63	0,11	2,26	4,86	3,90	2,83	1,00	0,39	1,10	99,74
ISM-06	Isluga 3	58,37	17,15	7,01	0,12	2,27	5,67	4,02	2,56	0,98	0,47	1,10	99,68
ISL-02	Isluga 4	61,26	16,44	5,72	0,10	1,90	4,93	3,57	2,74	0,82	0,41	1,90	99,74
ISM-07	Isluga 4	61,42	17,13	5,96	0,11	1,93	4,94	3,99	2,90	0,85	0,41	0,10	99,74

**Tabla A2-2. Análisis Geoquímica de Roca Total – Elementos traza (ppm)**

Muestra de roca	Unidad	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo	Ag	Sn	Sb	Cs
ISL-17	Frailles	10,0	2,0	100,0	896,0	588,0	19,0	204,0	-	14,0	-	40,0	90,0	19,0	1,0	9,0	101,0	10,0	-	0,6	2,0	1,5	4,8
ISM-02	Frailles	9,0	2,0	82,0	50,0	12,0	-	50,0	90,0	19,0	2,0	14,0	147,0	516,0	24,0	221,0	11,0	3,0	1,7	-	2,0	9,5	959,0
ISM-01	Quimsachata	10,0	2,0	147,0	40,0	17,0	-	40,0	120,0	21,0	2,0	5,0	57,0	866,0	19,0	198,0	13,0	2,0	1,6	-	0,6	2,2	1022,0
ISE-02	Isluga 1	8,0	1,0	126,0	1045,0	841,4	16,5	221,2	-	15,3	-	12,6	40,0	20,1	-	0,6	100,4	13,8	0,4	-	1,0	-	5,1
ISE-03A	Isluga 1	10,0	-	155,0	848,0	786,9	15,6	207,8	-	19,4	-	21,9	46,0	18,8	-	-	83,2	12,9	0,5	-	1,0	-	4,1
ISE-03B	Isluga 1	10,0	2,0	150,0	881,0	758,4	15,7	213,9	-	17,0	-	16,9	46,0	20,3	-	-	90,5	12,7	0,4	-	-	-	4,3
ISE-09	Isluga 1	8,0	-	107,0	938,0	693,5	14,8	199,6	-	13,3	-	13,1	44,0	20,5	-	-	90,6	11,5	0,4	-	-	-	3,9
ISE-13	Isluga 1	11,0	-	120,0	794,0	523,4	19,4	202,1	-	15,4	-	49,9	54,0	17,5	-	-	119,8	10,3	0,7	-	-	-	6,6
ISE-14	Isluga 1	9,0	4,0	114,0	833,0	656,5	15,3	176,0	-	15,3	-	16,6	36,0	19,7	-	0,7	78,8	12,1	0,8	-	1,0	-	3,3
ISE-15	Isluga 1	6,0	-	79,0	876,0	676,7	13,9	182,4	-	9,1	-	8,4	51,0	18,8	-	2,3	92,1	12,1	1,9	-	1,0	0,2	2,0
ISE-16	Isluga 1	8,0	3,0	108,0	874,0	669,0	13,6	175,3	-	13,5	-	19,5	53,0	20,0	-	0,7	75,1	10,7	0,4	-	1,0	-	3,0
ISE-17	Isluga 1	6,0	-	77,0	933,0	742,4	14,5	189,2	-	9,1	-	8,8	43,0	17,5	-	-	82,5	11,1	0,2	-	-	-	3,3
ISL-01	Isluga 1	10,0	2,0	130,0	857,0	669,0	14,0	190,0	-	15,0	-	30,0	100,0	20,0	1,0	6,0	85,0	11,0	2,0	0,8	1,0	0,8	3,5
ISL-05	Isluga 1	7,0	2,0	90,0	1002,0	738,0	13,0	212,0	-	11,0	-	20,0	100,0	21,0	2,0	6,0	92,0	12,0	2,0	1,0	1,0	1,1	3,6
ISL-06	Isluga 1	8,0	2,0	118,0	903,0	621,0	14,0	209,0	-	13,0	-	-	90,0	20,0	1,0	5,0	91,0	11,0	2,0	0,9	1,0	1,0	4,0
ISL-12	Isluga 1	8,0	2,0	132,0	903,0	784,0	14,0	209,0	-	12,0	-	10,0	110,0	21,0	1,0	7,0	78,0	10,0	3,0	0,8	1,0	0,7	3,5
ISL-15	Isluga 1	7,0	2,0	111,0	962,0	679,0	15,0	223,0	-	12,0	-	20,0	100,0	19,0	1,0	6,0	109,0	12,0	3,0	0,9	1,0	1,0	5,2
ISL-16	Isluga 1	11,0	2,0	165,0	808,0	724,0	14,0	205,0	-	18,0	-	30,0	110,0	21,0	2,0	5,0	81,0	12,0	3,0	0,7	1,0	1,0	3,6
ISE-04	Isluga 2	11,0	3,0	164,0	1192,0	1007,2	14,1	205,7	-	22,3	29,0	23,1	56,0	21,0	-	-	74,7	11,0	0,3	-	-	-	2,6
ISE-06	Isluga 2	8,0	3,0	114,0	1027,0	739,7	16,2	208,6	-	13,9	33,0	27,8	37,0	20,5	-	-	94,7	12,0	0,5	-	1,0	-	4,0
ISE-07	Isluga 2	7,0	2,0	120,0	1049,0	912,4	14,8	217,3	-	13,4	-	13,4	35,0	22,3	-	-	77,2	12,4	0,3	-	-	-	2,3
ISL-03	Isluga 2	11,0	2,0	158,0	831,0	669,0	15,0	181,0	-	18,0	-	30,0	100,0	21,0	2,0	-	76,0	12,0	2,0	1,0	2,0	0,8	3,1
ISL-04	Isluga 2	8,0	2,0	118,0	874,0	613,0	14,0	199,0	-	14,0	-	30,0	90,0	20,0	1,0	6,0	86,0	11,0	2,0	0,7	1,0	0,9	3,8
ISL-07	Isluga 2	7,0	2,0	92,0	1055,0	695,0	12,0	206,0	-	11,0	-	20,0	90,0	20,0	1,0	7,0	86,0	10,0	-	0,7	1,0	1,0	3,5
ISL-08	Isluga 2	6,0	2,0	77,0	976,0	752,0	14,0	211,0	-	9,0	-	40,0	90,0	21,0	1,0	22,0	101,0	12,0	-	0,9	6,0	1,3	2,7
ISL-09	Isluga 2	8,0	2,0	128,0	947,0	748,0	13,0	171,0	-	14,0	-	30,0	100,0	21,0	1,0	-	71,0	10,0	-	0,7	1,0	0,7	2,2
ISL-10	Isluga 2	8,0	2,0	136,0	919,0	788,0	15,0	211,0	-	12,0	-	-	110,0	21,0	1,0	9,0	82,0	10,0	3,0	0,8	1,0	1,0	3,7
ISE-01	Isluga 3	8,0	-	128,0	983,0	728,2	16,9	228,3	-	14,3	-	12,0	50,0	21,4	-	-	108,9	13,4	0,4	-	2,0	-	5,3
ISE-12	Isluga 3	7,0	-	124,0	1015,0	781,2	15,2	205,4	-	13,4	-	21,9	55,0	22,2	-	0,8	91,0	12,2	0,9	-	-	-	4,0
ISL-11	Isluga 3	7,0	2,0	119,0	988,0	745,0	14,0	218,0	-	12,0	-	-	100,0	20,0	1,0	6,0	95,0	11,0	3,0	0,7	1,0	0,7	3,8
ISL-13	Isluga 3	7,0	2,0	101,0	961,0	611,0	14,0	226,0	-	10,0	-	-	90,0	19,0	2,0	7,0	118,0	12,0	3,0	0,8	1,0	0,9	5,7
ISL-14	Isluga 3	8,0	2,0	124,0	933,0	658,0	16,0	194,0	-	12,0	-	10,0	100,0	20,0	2,0	8,0	106,0	12,0	3,0	0,8	1,0	1,3	5,0
ISM-04	Isluga 3	7,0	2,0	131,0	40,0	12,0	-	-	120,0	21,0	2,0	8,0	83,0	768,0	14,0	206,0	11,0	3,0	1,7	-	0,6	3,4	1000,0
ISM-05	Isluga 3	8,0	2,0	126,0	50,0	12,0	-	10,0	100,0	21,0	2,0	9,0	91,0	769,0	15,0	216,0	12,0	4,0	1,6	-	0,6	4,0	1003,0
ISM-06	Isluga 3	8,0	2,0	133,0	50,0	13,0	-	10,0	100,0	21,0	2,0	8,0	86,0	785,0	15,0	213,0	11,0	3,0	1,7	-	0,7	3,5	1017,0
ISL-02	Isluga 4	7,0	2,0	104,0	941,0	641,0	13,0	186,0	-	12,0	-	20,0	80,0	20,0	1,0	-	98,0	12,0	3,0	1,1	1,0	0,9	4,3
ISM-07	Isluga 4	9,0	2,0	145,0	-	15,0	-	30,0	100,0	22,0	2,0	16,0	71,0	878,0	14,0	197,0	11,0	4,0	1,5	-	0,9	3,0	1053,0



**Tabla A2-3. Análisis Geoquímica de Roca Total – Elementos traza (ppm)**

Muestra de roca	Unidad	Elementos traza (ppm)																						
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Th	U	Ni	Au
ISL-17	Frailles	41,8	75,8	9,3	34,6	5,9	1,2	4,4	0,6	3,5	0,6	1,7	0,2	1,6	0,3	4,8	0,9	2,0	0,3	39,0	18,4	4,3	-	-
ISM-02	Frailles	48,1	87,4	10,2	36,6	6,4	1,2	4,8	0,7	3,9	0,8	2,3	0,3	2,2	0,4	5,6	1,0	2,0	0,8	19,0	24,7	7,1	-	-
ISM-01	Quimsachata	46,4	78,9	10,6	39,9	7,0	1,7	5,1	0,7	3,4	0,6	1,7	0,2	1,4	0,2	4,7	1,0	-	0,2	12,0	7,9	1,8	-	-
ISE-02	Isluga 1	43,9	86,1	9,8	36,7	5,8	1,7	4,5	0,6	3,3	0,6	1,6	0,3	1,5	0,2	6,0	0,9	1,3	-	1,0	14,7	4,0	3,4	0,7
ISE-03A	Isluga 1	33,4	73,7	8,5	36,3	6,1	1,6	4,6	0,7	2,8	0,6	1,6	0,2	1,3	0,2	6,5	0,7	1,9	-	1,0	11,6	2,8	8,2	0,8
ISE-03B	Isluga 1	32,7	67,9	8,7	30,2	6,7	1,5	4,4	0,7	3,2	0,5	1,2	0,2	1,3	0,2	5,5	0,7	1,4	-	1,0	12,3	3,0	7,7	0,6
ISE-09	Isluga 1	31,6	59,5	7,3	28,7	5,0	1,3	3,6	0,5	2,4	0,4	1,3	0,2	1,1	0,2	5,1	0,9	1,3	-	0,8	11,3	2,8	2,3	1,4
ISE-13	Isluga 1	34,7	65,4	7,7	28,8	4,9	1,0	4,0	0,6	3,3	0,6	1,9	0,3	1,7	0,3	5,4	0,8	1,7	-	1,4	14,3	4,3	10,8	1,0
ISE-14	Isluga 1	32,5	64,7	7,9	29,5	5,5	1,4	3,9	0,6	2,8	0,5	1,5	0,2	1,1	0,2	5,0	0,6	0,8	-	1,7	10,8	2,7	3,6	0,8
ISE-15	Isluga 1	32,9	63,3	7,4	29,0	5,1	1,2	3,7	0,5	2,8	0,5	1,3	0,2	1,1	0,2	4,6	0,6	0,9	-	3,5	11,7	2,7	0,9	-
ISE-16	Isluga 1	30,1	63,7	7,3	28,5	4,8	1,4	3,6	0,5	2,6	0,4	1,2	0,2	1,1	0,2	4,5	0,7	0,9	-	5,8	9,7	2,4	3,1	1,0
ISE-17	Isluga 1	34,8	70,8	8,3	31,3	5,2	1,3	3,5	0,6	2,7	0,6	1,4	0,2	1,1	0,2	4,7	0,6	0,8	-	1,7	10,6	2,3	1,0	0,5
ISL-01	Isluga 1	32,8	66,7	7,3	28,9	5,3	1,4	4,2	0,6	2,8	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2	4,5	0,9	2,0	0,3	16,0	10,9	2,5	-	-
ISL-05	Isluga 1	36,0	70,0	7,5	28,8	5,2	1,2	3,8	0,5	2,6	0,5	1,2	0,2	1,1	0,2	5,0	0,9	1,0	0,3	18,0	12,4	2,6	-	-
ISL-06	Isluga 1	32,9	64,8	7,5	28,3	4,9	1,3	3,8	0,6	2,9	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2	4,9	1,0	1,0	0,3	18,0	12,1	3,0	-	-
ISL-12	Isluga 1	35,8	73,0	8,6	33,7	6,0	1,6	4,7	0,6	3,2	0,6	1,6	0,2	1,4	0,2	4,9	0,9	1,0	0,4	16,0	10,7	2,6	-	-
ISL-15	Isluga 1	39,9	77,1	8,4	31,7	5,3	1,3	4,0	0,6	2,9	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2	5,3	1,1	1,0	0,7	18,0	15,9	4,0	-	-
ISL-16	Isluga 1	33,0	67,9	7,9	32,0	5,6	1,4	4,2	0,6	3,1	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2	4,7	0,8	2,0	0,4	14,0	10,9	2,7	-	-
ISE-04	Isluga 2	45,2	82,3	9,9	36,7	6,5	1,6	4,5	0,6	2,4	0,5	1,4	0,2	1,2	0,2	4,8	0,6	-	-	0,8	9,8	2,3	12,8	1,4
ISE-06	Isluga 2	36,2	71,9	8,8	32,5	5,7	1,4	4,4	0,6	3,1	0,5	1,5	0,2	1,6	0,2	5,6	0,9	0,8	-	1,1	11,5	3,3	2,7	1,5
ISE-07	Isluga 2	36,0	72,5	8,9	32,5	6,0	1,5	4,2	0,6	2,7	0,6	1,6	0,2	1,2	0,2	4,5	0,6	-	-	1,2	9,7	2,4	1,3	1,8
ISL-03	Isluga 2	28,8	58,4	6,8	27,1	4,9	1,4	3,8	0,5	2,7	0,5	1,3	0,2	1,2	0,2	4,1	0,8	-	0,2	14,0	8,8	2,1	-	-
ISL-04	Isluga 2	31,2	61,5	6,9	26,0	4,9	1,3	3,5	0,5	2,8	0,5	1,3	0,2	1,2	0,2	4,7	0,9	6,0	0,3	17,0	11,3	2,7	-	-
ISL-07	Isluga 2	38,6	76,3	8,4	31,2	5,2	1,4	3,9	0,5	2,8	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2	5,0	1,0	1,0	-	12,0	12,2	2,9	-	-
ISL-08	Isluga 2	37,9	75,6	8,3	32,4	5,5	1,4	4,0	0,6	2,9	0,5	1,5	0,2	1,3	0,2	5,1	0,9	1,0	-	16,0	13,9	2,8	-	-
ISL-09	Isluga 2	29,6	59,8	6,9	26,5	4,8	1,4	3,7	0,5	2,7	0,5	1,2	0,2	1,1	0,2	4,7	0,8	3,0	0,1	14,0	9,5	2,2	-	-
ISL-10	Isluga 2	34,9	69,5	8,0	31,5	5,5	1,5	4,4	0,6	3,0	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2	4,6	0,8	-	0,4	17,0	9,8	2,6	-	-
ISE-01	Isluga 3	38,7	77,6	9,3	37,5	6,2	1,5	4,7	0,7	3,4	0,6	1,6	0,2	1,3	0,2	6,0	0,9	1,6	-	1,0	15,7	4,3	4,0	1,3
ISE-12	Isluga 3	37,6	73,2	8,8	34,1	6,0	1,4	4,0	0,6	3,4	0,5	1,5	0,2	1,2	0,2	5,5	0,9	0,7	-	1,8	10,9	2,4	2,5	1,0
ISL-11	Isluga 3	37,7	75,6	8,5	32,8	5,7	1,4	4,2	0,6	3,0	0,5	1,5	0,2	1,3	0,2	4,9	0,9	-	0,4	17,0	12,5	3,2	-	-
ISL-13	Isluga 3	39,0	77,6	8,5	31,4	5,3	1,3	4,1	0,6	2,9	0,5	1,4	0,2	1,4	0,2	5,5	1,1	2,0	0,4	20,0	17,3	4,3	-	-
ISL-14	Isluga 3	34,6	69,5	7,8	30,2	5,1	1,3	3,9	0,6	3,0	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2	5,1	1,0	1,0	0,5	18,0	14,4	3,7	-	-
ISM-04	Isluga 3	35,8	72,1	8,6	32,4	6,0	1,5	4,4	0,6	2,8	0,5	1,4	0,2	1,2	0,2	4,9	1,0	-	0,4	14,0	10,3	2,6	-	-
ISM-05	Isluga 3	37,0	75,0	8,8	34,0	6,0	1,4	4,6	0,6	3,1	0,5	1,5	0,2	1,3	0,2	5,1	0,8	-	0,5	16,0	12,2	3,1	-	-
ISM-06	Isluga 3	36,5	73,6	8,7	33,1	6,0	1,5	4,5	0,6	3,1	0,5	1,5	0,2	1,2	0,2	4,9	0,8	-	0,4	14,0	11,0	2,8	-	-
ISL-02	Isluga 4	34,1	67,3	7,4	27,3	4,8	1,3	3,6	0,5	2,5	0,5	1,3	0,2	1,2	0,2	4,3	0,9	1,0	0,5	14,0	11,3	2,5	-	-
ISM-07	Isluga 4	41,2	78,7	8,9	32,7	5,3	1,5	3,9	0,6	2,8	0,5	1,3	0,2	1,2	0,2	4,3	0,8	-	0,5	15,0	10,1	2,4	-	-

# **Anexo 3**

## **Análisis SEM-EDS**

**Tabla A3-1. Análisis de Plagioclasa- SEM (% en peso)**

Muestras de roca	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	total
ISL-04_002eds7	54,4	0,0	28,3	0,5	0,0	0,0	11,8	4,7	0,3	100,0
ISL-04_003eds2	60,4	0,0	24,5	0,6	0,0	0,0	6,7	6,8	0,9	100,0
ISL-04_004eds4	61,7	0,0	23,6	0,5	0,0	0,0	7,0	6,1	1,1	100,0
ISL-04_006eds1	59,4	0,0	25,3	0,5	0,0	0,0	7,9	6,4	0,6	100,0
ISL-04_006eds3	55,4	0,0	27,9	0,7	0,0	0,0	11,1	4,6	0,4	100,0
ISL-04_006eds4	54,9	0,0	28,1	0,6	0,0	0,0	11,6	4,5	0,3	100,0
ISL-04_006eds5	56,3	0,0	26,9	0,5	0,0	0,0	10,2	5,7	0,4	100,0
ISL-04_006eds6	54,9	0,0	28,3	0,6	0,0	0,0	11,1	4,8	0,3	100,0
ISL-04_008eds2	59,2	0,0	25,4	0,4	0,0	0,0	8,1	6,3	0,7	100,0
ISL-04_008eds3	57,6	0,0	26,6	0,4	0,0	0,0	9,0	5,9	0,4	100,0
ISL-04_008eds4	59,3	0,0	25,0	0,4	0,0	0,0	8,1	6,6	0,6	100,0
ISL-07_003eds3	60,3	0,0	24,0	0,7	0,0	0,0	7,6	6,5	0,9	100,0
ISL-07_004eds1	57,1	0,0	26,7	0,5	0,0	0,0	9,6	5,7	0,4	100,0
ISL-07_007eds1	57,5	0,0	26,7	0,4	0,0	0,0	9,2	5,8	0,4	100,0
ISL-07_007eds2	55,3	0,0	28,1	0,4	0,0	0,0	11,2	4,7	0,3	100,0
ISL-07_007eds3	59,2	0,0	25,5	0,4	0,0	0,0	8,1	6,2	0,6	100,0
ISL-07_009eds1	56,5	0,0	27,1	0,6	0,0	0,0	9,8	5,5	0,5	100,0
ISL-08_003eds1	59,6	0,0	25,0	0,4	0,0	0,0	7,6	6,6	0,7	100,0
ISL-08_003eds2	58,7	0,0	25,8	0,4	0,0	0,0	8,3	6,2	0,7	100,0
ISL-08_003eds3	57,9	0,0	26,4	0,4	0,0	0,0	8,6	6,1	0,6	100,0
ISL-08_003eds4	59,1	0,0	25,5	0,4	0,0	0,0	7,9	6,4	0,8	100,0
ISL-08_003eds5	57,8	0,0	26,1	0,4	0,0	0,0	9,1	6,0	0,6	100,0
ISL-08_003eds6	59,0	0,0	25,3	0,5	0,0	0,0	8,2	6,3	0,8	100,0
ISL-08_005eds1	58,9	0,0	25,5	0,4	0,0	0,0	8,3	6,3	0,5	100,0
ISL-08_008eds1	58,9	0,0	25,6	0,4	0,0	0,0	8,0	6,4	0,7	100,0
ISL-11_001eds5	57,4	0,0	26,8	0,4	0,0	0,0	9,1	5,6	0,6	100,0
ISL-11_001eds6	59,2	0,0	25,5	0,5	0,0	0,0	7,6	6,3	1,0	100,0
ISL-11_001eds7	59,4	0,0	25,1	0,5	0,0	0,0	7,4	6,7	0,8	100,0
ISL-11_001eds8	56,1	0,0	27,7	0,5	0,0	0,0	10,4	5,0	0,5	100,0
ISL-11_003eds10	58,4	0,0	25,7	0,5	0,0	0,0	8,7	6,0	0,7	100,0
ISL-11_003eds2	59,2	0,0	25,3	0,5	0,0	0,0	7,9	6,3	0,8	100,0
ISL-11_003eds3	54,2	0,0	29,0	0,5	0,0	0,0	11,8	4,2	0,3	100,0
ISL-11_003eds4	56,2	0,0	27,2	0,4	0,0	0,0	10,1	5,5	0,5	100,0
ISL-11_003eds5	58,9	0,0	25,6	0,4	0,0	0,0	8,1	6,3	0,7	100,0
ISL-11_003eds6	54,6	0,0	29,2	0,0	0,0	0,0	11,4	4,5	0,3	100,0
ISL-11_003eds7	56,8	0,0	26,7	0,4	0,0	0,0	8,5	6,9	0,7	100,0
ISL-11_003eds8	59,1	0,0	25,3	0,5	0,0	0,0	8,2	6,3	0,6	100,0
ISL-11_003eds9	54,1	0,0	29,0	0,4	0,0	0,0	11,9	4,4	0,3	100,0
ISL-11_008eds3	55,4	0,0	27,8	0,4	0,0	0,0	11,1	4,6	0,6	100,0
ISL-11_008eds4	53,7	0,0	29,3	0,5	0,0	0,0	12,2	4,2	0,3	100,0
ISL-14_002eds3	55,0	0,0	28,4	0,6	0,0	0,0	10,4	5,2	0,3	100,0
ISL-14_004eds1	53,9	0,0	29,0	0,6	0,0	0,0	11,5	4,8	0,3	100,0
ISL-14_005eds3	54,2	0,0	28,7	0,5	0,0	0,0	11,8	4,5	0,2	100,0
ISM-04_001eds3	56,6	0,0	27,0	0,5	0,0	0,0	9,7	5,7	0,5	100,0
ISM-04_002eds1	58,9	0,0	25,3	0,8	0,0	0,0	7,7	6,5	0,7	100,0
ISM-04_002eds3	57,0	0,0	26,7	0,5	0,0	0,0	9,3	5,9	0,5	100,0
ISM-04_003eds4	56,4	0,0	27,5	0,4	0,0	0,0	9,6	5,5	0,5	100,0

**Tabla A3-2. Análisis de Plagioclasa- SEM (% en peso)**

Muestras de roca	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	total
ISM-04_002eds2	55,0	0,0	28,2	0,6	0,0	0,0	10,9	5,0	0,3	100,0
ISM-04_003eds2	53,6	0,0	29,3	0,5	0,0	0,0	12,3	4,3	0,0	100,0
ISM-04_005eds1	57,3	0,0	26,4	0,5	0,0	0,0	8,8	6,3	0,6	100,0
ISM-05_001eds1	55,1	0,0	28,1	0,6	0,0	0,0	11,1	4,8	0,4	100,0
ISM-05_001eds2	57,4	0,0	26,6	0,5	0,0	0,0	9,1	5,8	0,5	100,0
ISM-05_001eds3	58,0	0,0	26,1	0,5	0,0	0,0	8,6	6,3	0,6	100,0
ISM-05_002eds1	54,9	0,0	28,6	0,5	0,0	0,0	10,8	4,9	0,4	100,0
ISM-05_002eds2	55,7	0,0	27,9	0,4	0,0	0,0	10,8	4,8	0,4	100,0
ISM-05_002eds3	58,7	0,0	25,3	0,4	0,0	0,0	8,5	6,3	0,7	100,0
ISM-05_002eds4	58,3	0,0	26,2	0,3	0,0	0,0	8,7	6,0	0,6	100,0
ISM-05_005eds4	55,6	0,0	28,1	0,5	0,0	0,0	10,5	5,0	0,3	100,0
ISM-05_008eds2	57,8	0,0	26,3	0,5	0,0	0,0	8,4	6,4	0,6	100,0
ISM-05_008eds3	57,0	0,0	26,7	0,5	0,0	0,0	9,4	5,8	0,6	100,0
ISM-05_008eds4	54,4	0,0	29,1	0,6	0,0	0,0	11,1	4,5	0,3	100,0
ISM-06_005eds4	61,3	0,0	23,7	0,5	0,0	0,0	6,3	6,5	1,7	100,0
ISM-06_006eds1	53,9	0,0	29,5	0,4	0,0	0,0	11,3	4,5	0,4	100,0
ISM-06_006eds2	54,9	0,0	28,6	0,4	0,0	0,0	10,8	4,9	0,4	100,0
ISM-06_006eds3	58,9	0,0	25,7	0,4	0,0	0,0	7,7	6,5	0,7	100,0
ISM-06_006eds4	56,8	0,0	27,2	0,3	0,0	0,0	9,4	5,7	0,5	100,0
ISM-06_009eds2	60,0	0,0	24,4	0,7	0,0	0,0	6,9	7,1	0,8	100,0
ISM-06_010eds1	57,8	0,0	25,8	0,9	0,0	0,0	8,5	5,7	1,4	100,0
ISM-06_012eds1	57,5	0,0	26,4	0,6	0,0	0,0	8,8	6,0	0,5	100,0
ISM-06_012eds3	57,8	0,0	26,3	0,5	0,0	0,0	8,7	6,2	0,5	100,0

**Tabla A3-3. Análisis de Piroxenos- SEM (% en peso)**

Muestras de roca	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	total
ISL-04_001eds1	52,4	0,7	2,9	8,5	0,4	13,9	20,7	0,5	0,0	100,0
ISL-04_002eds1	54,5	0,4	1,2	16,9	0,7	25,0	1,4	0,0	0,0	100,0
ISL-04_002eds5	53,3	0,5	2,1	8,7	0,3	15,0	19,9	0,0	0,0	100,0
ISL-04_003eds1	54,3	0,0	0,9	8,8	0,5	14,9	20,6	0,0	0,0	100,0
ISL-04_003eds4	54,3	0,0	1,0	8,0	0,5	14,8	20,9	0,5	0,0	100,0
ISL-04_003eds5	55,0	0,0	0,5	17,9	0,9	24,7	1,1	0,0	0,0	100,0
ISL-04_004eds1	54,4	0,4	0,8	16,7	0,6	25,0	2,1	0,0	0,0	100,0
ISL-04_004eds3	54,8	0,0	0,8	18,6	0,7	23,7	1,3	0,0	0,0	100,0
ISL-04_005eds1	54,9	0,9	0,8	17,2	0,0	25,3	1,0	0,0	0,0	100,0
ISL-07_001eds1	54,4	0,0	1,1	7,8	0,4	15,2	20,7	0,4	0,0	100,0
ISL-07_003eds1	54,7	0,0	1,0	7,5	0,4	15,5	20,9	0,0	0,0	100,0
ISL-07_005eds1	54,9	0,3	1,1	7,3	0,3	15,4	20,3	0,4	0,0	100,0
ISL-07_006eds1	55,4	0,0	0,5	7,9	0,7	15,1	20,5	0,0	0,0	100,0
ISL-07_008eds1	55,7	0,0	0,7	19,4	0,7	22,5	1,0	0,0	0,0	100,0
ISL-07_010eds1	55,3	0,0	0,0	18,4	0,9	24,3	1,0	0,0	0,0	100,0
ISL-08_001eds1	54,6	0,0	0,7	18,1	0,8	24,6	1,1	0,0	0,0	100,0
ISL-08_002eds1	54,6	0,0	1,1	8,4	0,5	14,6	20,3	0,4	0,0	100,0
ISL-08_004eds1	55,1	0,0	0,5	17,8	1,0	24,7	0,9	0,0	0,0	100,0
ISL-08_004eds3	54,3	0,3	1,1	8,1	0,5	15,4	19,9	0,5	0,0	100,0
ISL-08_006eds1	54,6	0,3	1,2	7,8	0,4	15,3	20,1	0,4	0,0	100,0
ISL-08_007eds1	54,6	0,0	0,5	18,3	0,9	24,6	1,1	0,0	0,0	100,0
ISL-11_001eds2	54,4	0,3	1,1	17,0	0,5	25,1	1,5	0,0	0,0	100,0
ISL-11_001eds4	55,1	0,3	0,6	17,3	0,6	24,8	1,2	0,0	0,0	100,0
ISL-11_003eds1	53,9	0,4	1,0	19,8	0,7	23,0	1,1	0,0	0,0	100,0
ISL-11_004eds1	53,7	0,3	1,3	8,8	0,3	14,7	20,4	0,5	0,0	100,0
ISL-11_004eds2	54,5	0,0	0,6	19,4	0,7	23,6	1,2	0,0	0,0	100,0
ISL-11_004eds3	54,6	0,0	0,7	19,4	0,7	23,7	1,0	0,0	0,0	100,0
ISL-11_008eds1	53,6	0,4	1,5	9,0	0,6	14,7	19,8	0,4	0,0	100,0
ISL-11_008eds2	54,2	0,0	1,1	8,7	0,4	14,7	20,5	0,5	0,0	100,0
ISL-11_010eds1	53,5	0,3	1,3	8,9	0,5	15,3	19,8	0,4	0,0	100,0
ISL-14_001eds1	54,4	0,3	1,0	8,4	0,5	15,0	20,4	0,0	0,0	100,0
ISL-14_002eds1	50,8	1,2	4,5	9,4	0,3	14,5	19,3	0,0	0,0	100,0
ISL-14_003eds1	54,9	0,0	0,5	18,1	0,8	24,7	1,0	0,0	0,0	100,0
ISL-14_005eds1	53,2	0,6	1,9	8,5	0,3	15,5	20,0	0,0	0,0	100,0
ISL-14_007eds1	55,0	0,0	0,4	18,3	1,0	24,4	0,9	0,0	0,0	100,0
ISL-14_008eds2	54,7	0,0	0,8	8,0	0,5	15,2	20,8	0,0	0,0	100,0
ISL-14_009eds1	54,1	0,0	0,8	21,0	0,8	22,3	1,0	0,0	0,0	100,0
ISL-14_009eds2	54,9	0,0	0,9	16,3	0,5	25,9	1,5	0,0	0,0	100,0
ISL-14_010eds1	55,3	0,0	0,0	18,4	0,9	24,5	0,9	0,0	0,0	100,0

**Tabla A3-4. Análisis de Piroxenos- SEM (% en peso)**

Muestras de roca	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	total
ISM-04_001eds1	55,0	0,0	0,4	18,8	0,8	23,9	1,1	0,0	0,0	100,0
ISM-04_002eds4	54,1	0,5	1,7	8,4	0,3	16,1	18,9	0,0	0,0	100,0
ISM-04_003eds5	55,6	0,0	0,0	16,0	0,5	26,4	1,5	0,0	0,0	100,0
ISM-04_004eds1	55,0	0,3	0,6	15,9	0,7	26,2	1,3	0,0	0,0	100,0
ISM-04_004eds2	54,3	0,0	0,6	19,1	0,6	24,3	1,0	0,0	0,0	100,0
ISM-04_009eds1	52,0	0,9	3,5	9,5	0,4	14,8	18,6	0,4	0,0	100,0
ISM-04_011eds1	54,9	0,4	1,0	15,9	0,6	25,6	1,7	0,0	0,0	100,0
ISM-05_002eds5	53,8	0,0	1,5	8,6	0,4	15,0	20,4	0,5	0,0	100,0
ISM-05_002eds9	53,6	0,0	1,5	8,9	0,3	15,1	20,7	0,0	0,0	100,0
ISM-05_003eds1	54,8	0,0	0,5	19,3	0,9	23,6	0,9	0,0	0,0	100,0
ISM-05_004eds1	54,8	0,3	0,5	16,9	0,7	25,7	1,2	0,0	0,0	100,0
ISM-05_005eds2	54,1	0,0	0,9	8,4	0,4	15,1	20,7	0,4	0,0	100,0
ISM-05_005eds3	54,8	0,0	0,5	18,8	0,6	24,2	1,1	0,0	0,0	100,0
ISM-05_009eds1	55,7	0,0	0,5	15,9	0,6	26,1	1,2	0,0	0,0	100,0
ISM-05_010eds1	54,1	0,0	1,2	9,4	0,6	14,0	20,1	0,5	0,0	100,0
ISM-06_001eds1	52,6	0,8	2,5	8,9	0,4	15,2	19,6	0,0	0,0	100,0
ISM-06_002eds1	54,7	0,4	1,1	16,1	0,5	25,1	2,1	0,0	0,0	100,0
ISM-06_003eds2	55,5	0,0	0,9	15,9	0,5	25,6	1,6	0,0	0,0	100,0
ISM-06_005eds1	51,8	0,7	1,6	7,6	0,0	15,2	23,2	0,0	0,0	100,0
ISM-06_006eds5	54,1	0,5	1,3	8,3	0,4	15,0	20,0	0,4	0,0	100,0
ISM-06_009eds1	55,0	0,0	1,0	7,6	0,4	15,6	20,1	0,4	0,0	100,0



**Tabla A3-5. Análisis de óxidos de Fe-Ti - SEM (% en peso)**

<b>Muestras de roca</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>FeO</b>	<b>MnO</b>	<b>MgO</b>	<b>CaO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>Total</b>
ISL-04_001eds3	0,0	9,8	2,4	51,7	38,7	0,5	1,9	0,0	0,0	0,0	100,0
ISL-04_002eds3	0,6	10,9	2,6	47,7	40,6	0,5	1,8	0,0	0,0	0,0	100,0
ISL-04_002eds4	0,0	45,0	0,0	18,9	34,4	0,5	3,1	0,0	0,0	0,0	100,0
ISL-04_004eds6	0,6	10,6	3,1	47,9	40,1	0,4	1,8	0,4	0,0	0,0	100,0
ISL-04_006eds8	0,6	11,5	2,4	46,9	40,9	0,6	1,8	0,0	0,0	0,0	100,0
ISL-04_009eds1-b	0,0	11,6	3,3	47,1	40,0	0,6	2,1	0,0	0,0	0,0	100,0
ISL-07_002eds2	0,6	9,4	0,5	55,1	34,7	0,5	4,7	0,0	0,0	0,0	100,0
ISL-07_003eds2	0,5	36,0	0,5	36,0	27,0	0,6	2,8	0,3	0,0	0,0	100,0
ISL-07_005eds3	0,6	2,5	2,8	65,0	33,1	0,5	1,7	0,3	0,0	0,0	100,0
ISL-08_002eds4	0,5	2,5	3,2	64,6	33,6	0,0	1,6	0,5	0,0	0,0	100,0
ISL-11_001eds1	0,0	12,8	1,8	46,3	41,7	0,6	1,6	0,0	0,0	0,0	100,0
ISL-11_009eds2	0,0	13,2	1,4	46,1	41,3	0,6	2,0	0,0	0,0	0,0	100,0
ISL-14_008eds1	0,0	8,2	1,6	56,2	37,4	0,6	1,7	0,0	0,0	0,0	100,0
ISL-14_009eds3-1	2,4	12,7	2,4	39,3	45,3	0,6	1,2	0,0	0,0	0,0	100,0
ISL-14_009eds4	0,7	13,2	1,8	43,6	42,3	0,4	1,2	1,2	0,0	0,0	100,0
ISL-14_011eds1	0,0	41,5	0,0	25,0	34,2	0,0	1,8	0,0	0,0	0,0	100,0
ISM-04_006eds1	0,0	14,8	1,6	42,6	42,1	0,6	2,1	0,4	0,0	0,0	100,0
ISM-04_006eds2	0,0	14,9	1,6	42,2	43,1	0,6	1,8	0,0	0,0	0,0	100,0
ISM-04_008eds2	0,0	14,6	1,9	42,5	42,5	0,6	1,8	0,4	0,0	0,0	100,0
ISM-05_002eds8	0,0	10,2	2,1	51,4	38,5	0,5	2,1	0,3	0,0	0,0	100,0
ISM-05_005eds1	0,0	11,1	2,5	49,1	39,7	0,5	2,0	0,0	0,0	0,0	100,0
ISM-05_008eds1	0,0	13,0	2,1	45,6	41,6	0,6	1,8	0,0	0,0	0,0	100,0
ISM-06_005eds3	0,7	15,0	2,4	39,7	42,3	0,5	1,9	1,5	0,0	0,0	100,0
ISM-06_007eds2	0,7	14,4	1,8	41,3	42,2	0,7	1,7	1,3	0,0	0,0	100,0

**Tabla A3-6. Análisis del Vidrio - SEM (% en peso)**

Muestras de roca	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	total
ISL-04_001eds2	72,5	0,6	13,9	1,8	0,0	0,4	1,6	4,3	4,8	100,0
ISL-04_002eds2	73,0	0,6	13,5	2,3	0,0	0,5	1,2	3,8	5,0	100,0
ISL-04_002eds6	72,8	0,6	14,0	1,7	0,0	0,4	1,4	4,1	5,0	100,0
ISL-04_002eds8	72,8	0,6	14,0	1,6	0,0	4,9	1,1	0,0	5,1	100,0
ISL-04_003eds3	71,4	0,4	15,2	1,4	0,0	0,5	2,2	4,3	4,5	100,0
ISL-04_003eds6	71,5	0,6	12,9	3,2	0,0	1,9	1,3	3,7	4,8	100,0
ISL-04_004eds2	70,5	0,4	15,3	2,1	0,0	0,7	2,5	4,2	4,2	100,0
ISL-04_004eds5	72,5	0,7	13,3	2,7	0,0	0,5	1,3	3,9	5,1	100,0
ISL-04_005eds2	73,3	0,5	14,2	1,4	0,0	0,0	1,4	4,3	5,0	100,0
ISL-04_006eds2	72,7	0,6	13,9	1,9	0,0	0,5	1,6	3,9	4,9	100,0
ISL-07_002eds1	60,4	0,0	22,5	0,9	0,0	1,0	8,8	5,7	0,6	100,0
ISL-07_002eds3	73,8	0,4	13,8	0,9	0,0	0,5	1,3	4,2	5,1	100,0
ISL-07_003eds4	74,9	0,4	13,5	0,8	0,0	0,0	0,9	3,9	5,7	100,0
ISL-07_004eds3	74,2	0,4	13,7	0,8	0,0	0,3	0,9	4,0	5,6	100,0
ISL-07_005eds2	74,7	0,4	13,3	1,3	0,0	0,0	0,9	3,9	5,5	100,0
ISL-07_007eds4	74,0	0,4	13,5	0,9	0,0	0,4	0,9	4,0	5,9	100,0
ISL-07_008eds2	74,3	0,4	13,6	1,0	0,0	0,4	0,9	4,2	5,4	100,0
ISL-07_009eds2	74,8	0,5	13,0	1,6	0,0	0,3	0,9	3,7	5,3	100,0
ISL-07_010eds2	74,6	0,4	13,6	0,7	0,0	0,0	0,8	4,0	5,9	100,0
ISL-08_001eds2	72,2	0,8	14,2	1,6	0,0	0,4	1,5	4,0	5,3	100,0
ISL-08_002eds2	75,8	0,3	12,6	1,0	0,0	0,0	1,9	2,9	5,5	100,0
ISL-08_002eds3	75,9	0,0	13,6	0,6	0,0	0,0	1,6	3,8	4,5	100,0
ISL-08_004eds2	58,9	0,0	22,0	4,8	0,0	1,4	6,2	5,8	0,5	99,7
ISL-08_004eds4	81,9	0,3	9,8	0,6	0,0	0,0	1,3	2,8	3,3	100,0
ISL-08_005eds2	77,9	0,4	12,1	0,9	0,0	0,0	0,9	2,9	5,0	100,0
ISL-08_006eds2	72,0	0,4	15,7	1,2	0,0	0,0	2,3	4,2	4,2	100,0
ISL-08_007eds2	72,2	0,3	15,5	1,4	0,0	0,0	2,1	4,6	3,9	100,0
ISL-08_008eds2	71,8	0,3	16,0	0,6	0,0	0,0	2,2	4,8	4,3	100,0
ISL-11_001eds3	59,8	0,0	24,8	0,5	0,0	0,0	7,5	6,6	0,8	100,0
ISL-11_002eds1	80,3	0,4	10,6	1,1	0,0	0,0	0,0	2,2	5,5	100,0
ISL-11_002eds2	80,0	0,5	11,0	1,0	0,0	0,0	0,0	2,1	5,4	100,0
ISL-11_005eds1	76,3	0,4	13,4	1,1	0,0	0,0	1,3	2,7	4,7	100,0
ISL-11_005eds2	79,9	0,4	11,2	1,0	0,0	0,0	0,0	2,1	5,3	100,0
ISL-11_006eds1	74,1	0,4	13,7	1,3	0,0	0,0	1,0	4,2	5,4	100,0
ISL-11_007eds1	80,2	0,5	10,6	1,0	0,0	0,0	0,0	2,2	5,5	100,0
ISL-11_009eds1	79,5	0,4	10,8	0,9	0,0	0,0	0,0	2,5	5,8	100,0
ISL-11_011eds1	79,9	0,5	10,7	1,0	0,0	0,0	0,0	2,4	5,6	100,0
ISL-14_007eds2	69,8	0,3	17,2	1,2	0,0	0,0	3,2	4,5	3,8	100,0
ISL-14_008eds3	70,2	0,5	14,9	2,0	0,0	1,0	2,7	4,4	4,2	100,0
ISL-14_010eds2	73,3	0,4	13,6	1,5	0,0	0,7	1,5	3,8	5,1	100,0

**Tabla A3-7. Análisis del Vidrio – SEM (% en peso)**

<b>Muestras de roca</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>FeO</b>	<b>MnO</b>	<b>MgO</b>	<b>CaO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>total</b>
ISL-14_001eds2	76,6	0,5	13,0	1,1	0,0	0,0	0,0	2,8	5,9	100,0
ISL-14_002eds2	78,2	0,5	12,0	1,1	0,0	0,0	0,0	2,4	5,7	100,0
ISL-14_002eds4	78,1	0,5	12,0	1,0	0,0	0,0	0,0	2,7	5,7	100,0
ISL-14_004eds2	76,9	0,5	12,3	1,4	0,0	0,0	0,6	2,8	5,5	100,0
ISL-14_005eds2	76,7	0,6	12,1	1,3	0,0	0,0	0,0	3,3	6,0	100,0
ISL-14_005eds4	77,6	0,4	12,0	1,2	0,0	0,0	0,0	3,0	5,9	100,0
ISL-14_006eds2	76,5	0,6	12,3	2,2	0,0	0,0	0,5	2,8	5,2	100,0
ISL-14_009eds3	75,2	0,5	12,4	1,6	0,0	0,4	0,7	3,6	5,6	100,0
ISM-04_003eds3	58,9	0,0	25,3	0,5	0,0	0,0	8,2	6,4	0,7	100,0
ISM-04_007eds1	77,6	0,8	12,1	1,1	0,0	0,0	0,0	2,7	5,7	100,0
ISM-04_008eds1	78,1	0,6	12,1	1,1	0,0	0,0	0,0	2,7	5,5	100,0
ISM-04_010eds1	77,8	0,6	12,3	1,1	0,0	0,0	0,0	2,6	5,6	100,0
ISM-04_012eds1	77,7	0,7	12,2	1,4	0,0	0,0	0,0	2,6	5,5	100,0
ISM-04_012eds2	76,6	0,5	12,4	1,0	0,0	0,0	1,5	2,6	5,4	100,0
ISM05_0011eds1	78,3	0,6	11,6	1,4	0,0	0,0	0,0	2,4	5,7	100,0
ISM05_0012eds1	78,0	0,6	11,5	1,6	0,0	0,0	0,0	2,7	5,7	100,0
ISM-05_006eds1	78,0	0,6	11,9	1,5	0,0	0,0	0,0	2,5	5,5	100,0
ISM-05_006eds2	77,3	0,5	11,9	1,5	0,0	0,0	0,6	2,7	5,5	100,0
ISM-05_007eds1	78,4	0,6	11,7	1,5	0,0	0,0	0,0	2,5	5,3	100,0
ISM-06_001eds2	76,3	0,9	12,0	1,6	0,0	0,0	0,5	2,9	5,7	100,0
ISM-06_002eds2	75,7	0,7	12,1	1,8	0,0	0,3	0,6	2,8	5,8	100,0
ISM-06_003eds1	75,0	0,9	13,6	1,3	0,0	0,0	0,0	3,2	6,0	100,0
ISM-06_004eds2	75,4	0,7	12,3	1,7	0,0	0,0	6,7	3,2	0,0	100,0
ISM-06_005eds2	66,7	0,5	18,8	1,1	0,0	0,0	4,7	4,9	3,2	100,0
ISM-06_007eds1	72,5	0,7	14,0	1,7	0,0	0,0	1,6	4,5	5,0	100,0
ISM-06_009eds3	72,0	0,6	14,7	1,5	0,0	0,0	1,6	4,7	4,8	100,0
ISM-06_011eds1	74,4	0,9	12,4	2,8	0,0	0,0	1,2	2,9	5,5	100,0
ISM-06_012eds2	72,6	0,7	14,2	1,7	0,0	0,0	1,4	4,4	5,1	100,0
ISM-06_012eds4	72,6	0,6	13,9	2,0	0,0	0,3	1,4	4,2	5,0	100,0

# **Anexo 4**

## **Análisis Geocronológicos**

**Tabla A4-1. Muestra de Plagioclasas de ISL-07 - Unidad Isluga 2. Calentamiento incremental (OSU).**

Incremental Heating		36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age ± 2σ (Ka)	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca ± 2σ
14D00560	1,8 %	0,3246262	4,3804	0,0000000	4,7168	2,43205	1649,9 ± 842,3	2,60	0,40	0,463 ± 0,501
14D00562	2,0 %	0,2346451	5,1749	0,0207815	3,4752	1,79463	1652,4 ± 1020,8	2,66	0,30	0,289 ± 0,243
14D00563	2,5 %	0,4726349	21,5652	0,0375746	8,9012	1,16991	420,4 ± 516,7	0,84	0,76	0,177 ± 0,035
14D00564	3,0 %	0,6153108	45,6354	0,1089838	16,2318	3,25014	640,5 ± 331,7	1,82	1,38	0,153 ± 0,016
14D00566	3,5 %	0,5563141	51,2415	0,0437912	16,4799	0,85385	165,7 ± 302,7	0,52	1,41	0,138 ± 0,012
14D00567	4,0 %	0,6127738	123,2200	0,1202186	31,5310	0,07897	8,0 ± 173,7	0,04	2,69	0,110 ± 0,004
14D00568	4,5 %	0,4610335	149,1970	0,0898325	34,0062	0,50785	47,8 ± 142,8	0,37	2,90	0,098 ± 0,003
14D00570	5,0 %	0,3746614	188,2260	0,0708793	38,6576	0,68924	57,0 ± 112,9	0,62	3,30	0,088 ± 0,002
14D00571	5,5 %	0,2641048	191,8219	0,0837917	36,4078	3,75137	329,5 ± 113,6	4,58	3,10	0,082 ± 0,002
14D00572	6,0 %	0,2349963	223,4009	0,0360703	41,3825	4,47070	345,5 ± 94,6	6,05	3,53	0,080 ± 0,002
14D00574	6,7 %	0,2253463	318,9729	0,0469643	55,8657	5,18899	297,1 ± 73,3	7,22	4,76	0,075 ± 0,001
14D00575	7,4 %	0,2478651	407,0881	0,0176438	70,9909	7,00540	315,6 ± 61,4	8,72	6,05	0,075 ± 0,001
14D00576	8,1 %	0,2279891	479,3711	0,0505722	80,2008	7,50591	299,3 ± 55,9	10,01	6,84	0,072 ± 0,001
14D00578	8,8 %	0,2140072	505,7032	0,0936998	83,1085	10,00015	384,8 ± 52,6	13,64	7,09	0,071 ± 0,001
14D00579	9,5 %	0,1759376	459,4876	0,0887800	75,2325	10,24018	435,3 ± 56,5	16,44	6,42	0,070 ± 0,001
14D00580	10,5 %	0,2050204	520,9952	0,0573297	85,9504	14,01984	521,6 ± 47,9	18,77	7,33	0,071 ± 0,001
14D00582	11,5 %	0,2108504	504,5604	0,0532846	83,5361	10,59058	405,4 ± 53,1	14,51	7,12	0,071 ± 0,001
14D00583	12,5 %	0,1680029	419,8418	0,0629984	69,7228	7,89395	362,1 ± 60,3	13,70	5,95	0,071 ± 0,001
14D00584	14,0 %	0,1937870	497,7819	0,0398621	82,6519	13,38934	518,1 ± 53,5	18,93	7,05	0,071 ± 0,001
14D00586	16,0 %	0,1887527	549,4729	0,1216391	89,6299	17,00477	606,7 ± 49,4	23,34	7,64	0,070 ± 0,001
14D00587	18,0 %	0,1235636	440,1820	0,0589494	70,3262	13,53334	615,4 ± 54,7	27,00	6,00	0,069 ± 0,001
14D00588	19,5 %	0,0868031	317,2443	0,0073310	50,9151	7,84041	492,4 ± 67,4	23,37	4,34	0,069 ± 0,001
14D00590	21,2 %	0,0818383	269,0050	0,1136181	42,6554	9,02477	676,6 ± 80,2	27,14	3,64	0,068 ± 0,001
Σ		6,5008646	6693,5696	1,4245961	1172,5763	133,23519				
Information on Analysis		Results		40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ka)	MSWD	39Ar(k) (% ,n)	K/Ca ± 2σ		
Sample = ISL-07		<b>Age Plateau</b>		0,12100 ± 0,01538	387,0 ± 49,2	6,53	58,20	0,073 ± 0,002		
Material = Plagioclase		<b>Error Mean</b>		± 12,71%	± 12,72%	0%	10			
Location = Chile					Full External Error ± 50,2	1,94	2σ Confidence Limit			
Analyst = Dan Miggins					Analytical Error ± 49,2	2,5556	Error Magnification			
Mass Discrimination Law = LIN		<b>Total Fusion Age</b>		0,11363 ± 0,00555	363,4 ± 17,8		23	0,075 ± 0,000		
Irradiation = 13-OSU-05				± 4,88%	± 4,90%					
J = 0,00176870 ± 0,00000366					Full External Error ± 20,0					
FCT-3 = 28,020 ± 0,160 Ma					Analytical Error ± 17,7					

**Tabla A4-2. Muestra de Plagioclasas de ISL-07 - Unidad Isluga 2. Isocrona Inversa (OSU).**

Inverse Isochron		39(k)/40(a+r) ± 2σ		36(a)/40(a+r) ± 2σ		r.i.
14D00560	1,8 %	0,0504501	± 0,0009103	0,00347212	± 0,00004498	0,0537
14D00562	2,0 %	0,0514510	± 0,0012658	0,00347401	± 0,00005561	0,0608
14D00563	2,5 %	0,0642716	± 0,0006354	0,00341268	± 0,00003514	0,0564
14D00564	3,0 %	0,0908968	± 0,0005207	0,00344569	± 0,00003191	0,0660
14D00566	3,5 %	0,1007719	± 0,0005642	0,00340176	± 0,00003227	0,0790
14D00567	4,0 %	0,1740568	± 0,0006033	0,00338262	± 0,00003199	0,1031
14D00568	4,5 %	0,2486865	± 0,0009239	0,00337153	± 0,00003756	0,1423
14D00570	5,0 %	0,3470111	± 0,0013551	0,00336316	± 0,00004142	0,1833
14D00571	5,5 %	4 0,4451134	± 0,0021691	0,00322889	± 0,00005338	0,2034
14D00572	6,0 %	4 0,5598883	± 0,0028541	0,00317940	± 0,00005584	0,2229
14D00574	6,7 %	4 0,7783033	± 0,0039050	0,00313945	± 0,00006010	0,2210
14D00575	7,4 %	4 0,8846273	± 0,0039704	0,00308868	± 0,00005720	0,2049
14D00576	8,1 %	4 1,0711049	± 0,0050531	0,00304486	± 0,00006305	0,2003
14D00578	8,8 %	4 1,1347539	± 0,0054726	0,00292203	± 0,00006270	0,1979
14D00579	9,5 %	4 1,2089478	± 0,0067422	0,00282723	± 0,00007167	0,1991
14D00580	10,5 %	4 1,1520980	± 0,0054328	0,00274814	± 0,00005771	0,1973
14D00582	11,5 %	4 1,1459495	± 0,0057070	0,00289245	± 0,00006386	0,2022
14D00583	12,5 %	4 1,2117519	± 0,0075565	0,00291982	± 0,00007669	0,2175
14D00584	14,0 %	1,1698218	± 0,0058011	0,00274278	± 0,00006553	0,1837
14D00586	16,0 %	1,2314980	± 0,0059706	0,00259343	± 0,00006355	0,1756
14D00587	18,0 %	1,4052193	± 0,0095731	0,00246898	± 0,00007991	0,1968
14D00588	19,5 %	1,5202751	± 0,0153293	0,00259185	± 0,00010633	0,2352
14D00590	21,2 %	1,2844915	± 0,0131165	0,00246442	± 0,00010654	0,2233

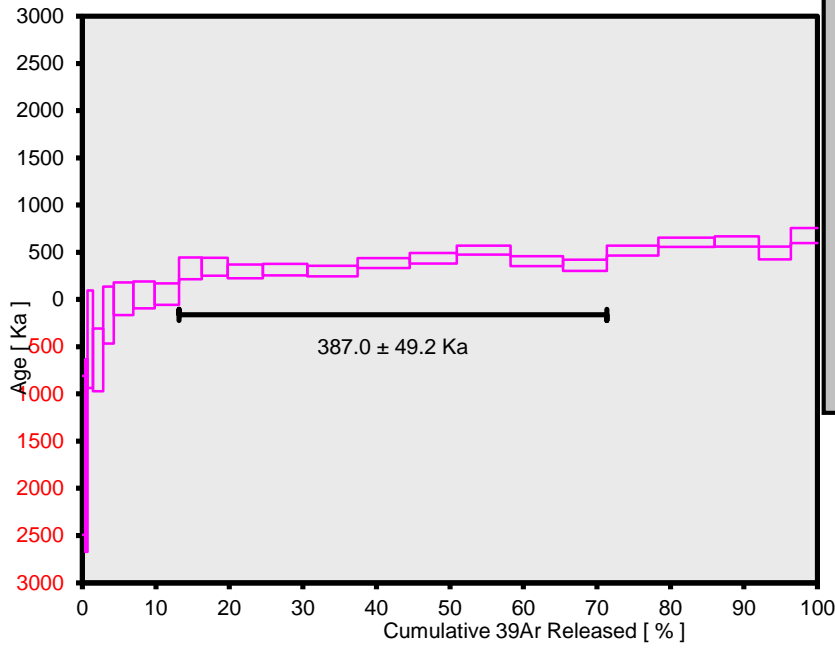
  

Results	40(a)/36(a) ± 2σ	40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ka)	MSWD
Inverse Isochron	± 13,71	± 0,03916	473, ± 125,2	6,12
Error Chron	286,49 ± 4,79%	0,14791 ± 26,47%	0 ± 26,47%	0%
		Full External Error	± 125,8	
		Analytical Error	± 125,2	

Statistics	2σ Confidence Limit Error Magnification	Number of Data Points	Spreading Factor	Convergence	Number of Iterations Calculated Line	Weighted York-2
	2,00	10	11,3%	0,0002298807	4	

14D00559.AGE >>> ISL-07 >>> UNIDAD ISLUGA 2

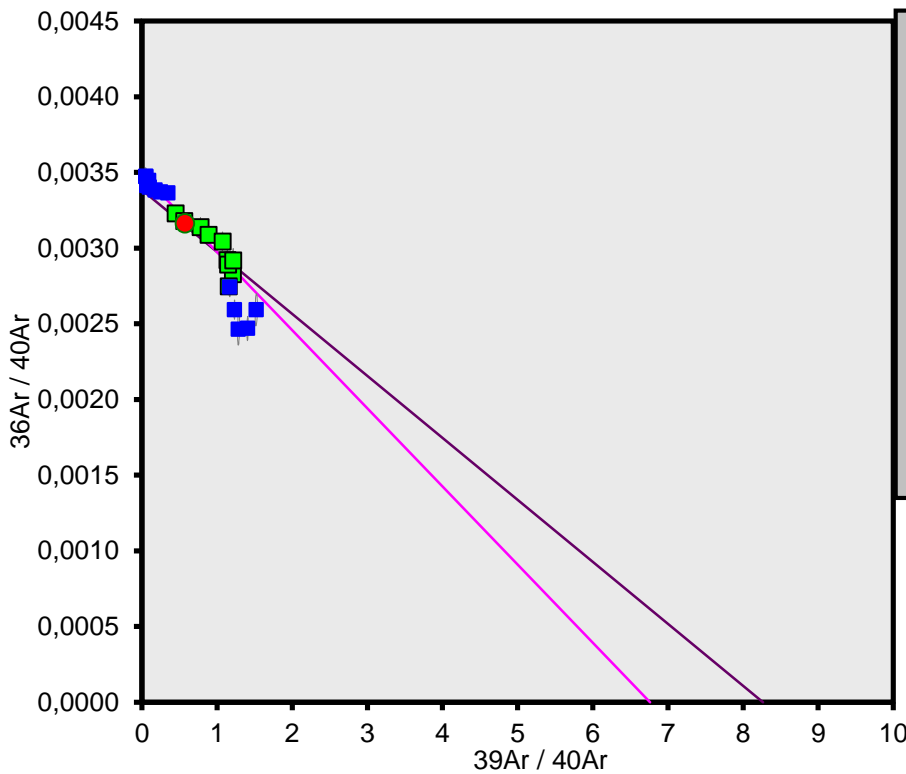


Ar-Ages in Ka  
 WEIGHTED  
 PLATEAU  
 $387.0 \pm 49.2$   
 TOTAL FUSION  
 $363.4 \pm 17.8$   
 NORMAL ISOCHRON  
 $464.6 \pm 137.3$   
 INVERSE ISOCHRON  
 $473.0 \pm 125.2$   
 MSWD  
 (PROBABILITY)

Sample Info

Plagioclase  
 Chile  
 Dan Miggins

14D00559.AGE >>> ISL-07 >>> UNIDAD ISLUGA 2



Ar-Ages in Ka  
 WEIGHTED  
 PLATEAU  
 $387.0 \pm 49.2$   
 TOTAL FUSION  
 $363.4 \pm 17.8$   
 NORMAL  
 ISOCHRON  
 $464.6 \pm 137.3$   
 INVERSE  
 ISOCHRON  
 $473.0 \pm 125.2$   
 MSWD  
 (PROBABILITY)  
 6.12 (0%)

Sample Info

Plagioclase  
 Chile  
 Dan Miggins





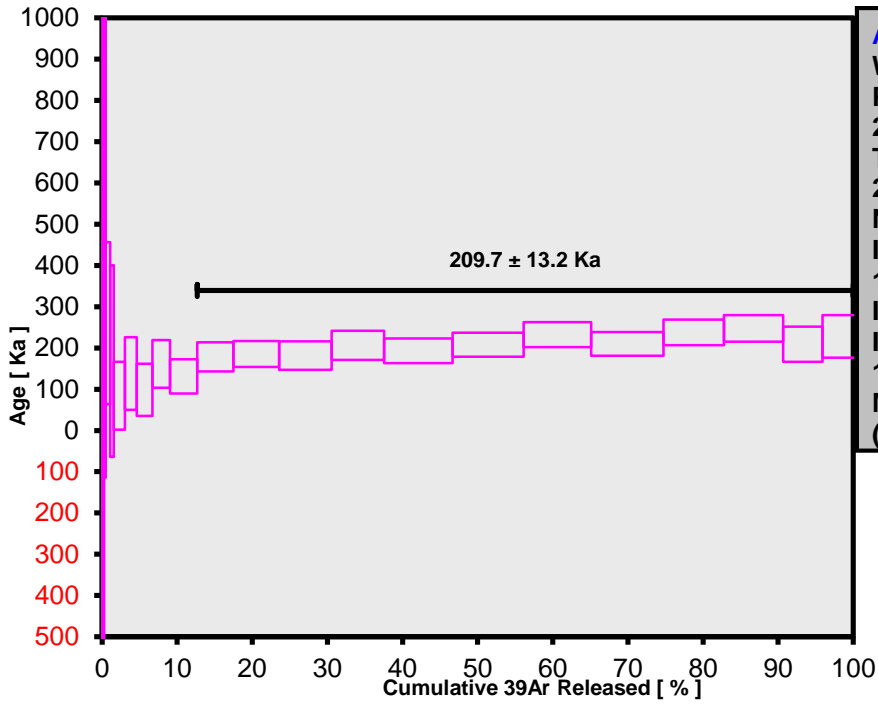
**Tabla A4-4. Muestra de Plagioclasas de ISL-08 - Unidad Isluga 2. Isocrona Inversa (OSU).**

Inverse Isochron		39(k)/40(a+r) $\pm 2\sigma$		36(a)/40(a+r) $\pm 2\sigma$		r.i.	
14D00624	1,8 %	0,1508355	$\pm 0,0117987$	0,00291595	$\pm 0,00030184$	0,0274	
14D00626	2,0 %	0,4102675	$\pm 0,0425906$	0,00342874	$\pm 0,00088719$	0,0851	
14D00627	2,5 %	0,7324408	$\pm 0,0287967$	0,00354021	$\pm 0,00051076$	0,1273	
14D00628	3,0 %	1,1300166	$\pm 0,0486075$	0,00282044	$\pm 0,00069638$	0,1157	
14D00630	3,5 %	2,0183769	$\pm 0,0447974$	0,00283110	$\pm 0,00041524$	0,1313	
14D00631	4,0 %	2,5269603	$\pm 0,0849075$	0,00293635	$\pm 0,00061598$	0,1478	
14D00632	4,5 %	3,4918576	$\pm 0,0513362$	0,00307493	$\pm 0,00030212$	0,1415	
14D00634	5,0 %	2,2539676	$\pm 0,0212469$	0,00305659	$\pm 0,00020899$	0,1196	
14D00635	5,5 %	4,8728910	$\pm 0,0702657$	0,00287902	$\pm 0,00032466$	0,1235	
14D00636	6,0 %	5,7579760	$\pm 0,0851877$	0,00240411	$\pm 0,00034863$	0,0990	
14D00638	6,7 %	5,6035972	$\pm 0,0530552$	0,00260959	$\pm 0,00024361$	0,0977	
14D00639	7,4 %	4	7,1378528	$\pm 0,0674094$	0,00204049	$\pm 0,00026367$	0,0708
14D00640	8,1 %	4	6,9830528	$\pm 0,0487685$	0,00201930	$\pm 0,00022843$	0,0587
14D00642	8,8 %	4	6,3827538	$\pm 0,1072351$	0,00216223	$\pm 0,00022786$	0,1581
14D00643	9,5 %	4	6,1643573	$\pm 0,0997700$	0,00204364	$\pm 0,00022539$	0,1455
14D00644	10,5 %	4	5,5877500	$\pm 0,0635832$	0,00224691	$\pm 0,00017494$	0,1438
14D00646	11,5 %	4	5,8993051	$\pm 0,0680398$	0,00209210	$\pm 0,00018012$	0,1319
14D00647	12,5 %	4	6,0671673	$\pm 0,0756091$	0,00189942	$\pm 0,00019055$	0,1226
14D00648	14,0 %	4	5,6091025	$\pm 0,0606152$	0,00214466	$\pm 0,00016743$	0,1361
14D00650	16,0 %	4	5,5501242	$\pm 0,0705488$	0,00199277	$\pm 0,00017780$	0,1406
14D00651	18,0 %	4	4,8661701	$\pm 0,0556487$	0,00211476	$\pm 0,00016328$	0,1458
14D00652	19,5 %	4	4,9778920	$\pm 0,0872722$	0,00228852	$\pm 0,00021933$	0,1813
14D00654	21,2 %	4	4,2772829	$\pm 0,0819581$	0,00235556	$\pm 0,00022684$	0,1970

Results	40(a)/36(a) $\pm 2\sigma$	40(r)/39(k) $\pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ka)	MSWD
Inverse Isochron	372,82 $\pm 69,52$ $\pm 18,65\%$	0,03720 $\pm 0,01511$ $\pm 40,62\%$	119 $\pm 48,5$ ,5 $\pm 40,62\%$	1,18 30%
			Full External Error $\pm 48,6$ Analytical Error $\pm 48,5$	

Statistics	2 $\sigma$ Confidence Limit	1,89	Convergence	0,0021638789
	Error Magnification	1,0867	Number of Iterations	4
	Number of Data Points	12	Calculated Line	Weighted York-2
	Spreading Factor	10,6%		

14D00623.AGE >>> ISL-08 >>> UNIDAD ISLUGA 2

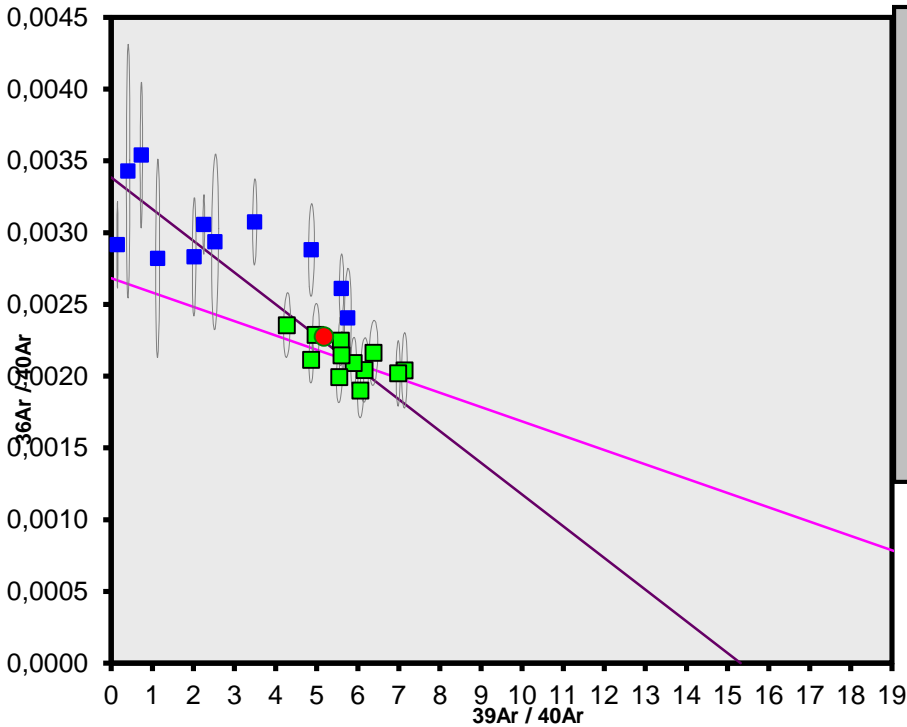


Ar-Ages in Ka  
 WEIGHTED  
 PLATEAU  
 $209.7 \pm 13.2$   
 TOTAL FUSION  
 $203.0 \pm 9.4$   
 NORMAL  
 ISOCHRON  
 $119.7 \pm 75.8$   
 INVERSE  
 ISOCHRON  
 $119.5 \pm 48.5$   
 MSWD  
 (PROBABILITY)

Sample Info

Plagioclase  
 Chile  
 Dan Miggins

14D00623.AGE >>> ISL-08 >>> UNIDAD ISLUGA 2



Ar-Ages in Ka  
 WEIGHTED  
 PLATEAU  
 $209.7 \pm 13.2$   
 TOTAL FUSION  
 $203.0 \pm 9.4$   
 NORMAL  
 ISOCHRON  
 $119.7 \pm 75.8$   
 INVERSE  
 ISOCHRON  
 $119.5 \pm 48.5$   
 MSWD  
 (PROBABILITY)  
 1.18 (30%)

Sample Info

Plagioclase  
 Chile  
 Dan Miggins

**Tabla A4-5. Muestra de Plagioclasas de ISM-05 - Unidad Isluga 3. Calentamiento incremental (OSU).**

Incremental Heating		36Ar(a) [fA]	37Ar(ca) [fA]	38Ar(cl) [fA]	39Ar(k) [fA]	40Ar(r) [fA]	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	40Ar(r) (%)	39Ar(k) (%)	K/Ca $\pm 2\sigma$	
14D02873	1,8 %	15,44108	14,5742	0,1169159	4,0535	55,69184	44,31 $\pm 20,40$	1,24	0,30	0,120 $\pm 0,065$	
14D02875	2,0 %	8,68572	5,9703	0,0508161	2,0028	41,92555	67,95 $\pm 24,05$	1,66	0,15	0,144 $\pm 0,183$	
14D02876	2,5 %	13,78658	18,8136	0,1715775	6,3113	60,81704	30,96 $\pm 11,62$	1,52	0,46	0,144 $\pm 0,061$	
14D02877	3,0 %	12,84900	21,6936	0,0885471	7,1271	58,96095	26,55 $\pm 9,60$	1,58	0,52	0,141 $\pm 0,050$	
14D02879	3,5 %	14,60441	34,5978	0,1458648	11,7248	64,48078	17,61 $\pm 6,57$	1,52	0,85	0,146 $\pm 0,035$	
14D02880	4,0 %	14,87400	52,8725	0,1454608	14,9701	68,62459	14,66 $\pm 5,23$	1,59	1,09	0,122 $\pm 0,019$	
14D02881	4,5 %	17,06540	77,4386	0,1778676	22,4263	71,57999	10,20 $\pm 3,99$	1,44	1,63	0,125 $\pm 0,013$	
14D02883	5,0 %	16,61418	93,8636	0,1784605	26,6547	56,45390	6,76 $\pm 3,25$	1,16	1,94	0,122 $\pm 0,010$	
14D02884	5,5 %	15,33771	99,8539	0,0966347	26,6876	46,86077	5,60 $\pm 3,00$	1,04	1,95	0,115 $\pm 0,009$	
14D02885	6,0 %	17,26370	155,2527	0,1156273	40,6963	64,04640	5,02 $\pm 2,21$	1,27	2,97	0,113 $\pm 0,006$	
14D02887	6,7 %	18,19940	186,1384	0,2199389	48,7509	53,93806	3,53 $\pm 1,95$	1,01	3,55	0,113 $\pm 0,005$	
14D02888	7,4 %	20,61371	238,7363	0,2000813	63,2409	58,13866	2,93 $\pm 1,70$	0,96	4,61	0,114 $\pm 0,004$	
14D02889	8,1 %	24,14489	295,5017	0,2199078	77,9091	34,33963	1,40 $\pm 1,61$	0,48	5,68	0,113 $\pm 0,003$	
14D02891	8,8 %	25,72195	304,0051	0,1673982	81,1978	5,80725	0,23 $\pm 1,64$	0,08	5,92	0,115 $\pm 0,003$	
14D02892	9,5 %	27,93202	331,6617	0,1472640	88,8193	5,53445	0,20 $\pm 1,62$	0,07	6,47	0,115 $\pm 0,003$	
14D02893	10,5 %	4	30,94962	370,8026	0,2434872	100,1827	23,28893	0,74 $\pm 1,59$	0,25	7,30	0,116 $\pm 0,003$
14D02895	11,5 %	4	35,68891	375,3502	0,2818771	100,9707	81,19040	2,56 $\pm 1,82$	0,76	7,36	0,116 $\pm 0,003$
14D02896	12,5 %	4	27,19137	383,5486	0,1414775	102,6238	42,22168	1,31 $\pm 1,37$	0,52	7,48	0,115 $\pm 0,003$
14D02897	14,0 %	4	30,20134	458,4126	0,3075611	125,8234	64,41678	1,63 $\pm 1,24$	0,72	9,17	0,118 $\pm 0,003$
14D02899	16,0 %	4	40,14828	523,7701	0,2980238	146,4640	114,15740	2,48 $\pm 1,41$	0,95	10,68	0,120 $\pm 0,002$
14D02900	18,0 %	4	32,12376	458,4577	0,3698790	124,7294	95,26378	2,43 $\pm 1,33$	0,99	9,09	0,117 $\pm 0,003$
14D02901	19,5 %	4	18,85124	302,7854	0,1499526	81,5291	40,70558	1,59 $\pm 1,20$	0,73	5,94	0,116 $\pm 0,003$
14D02903	21,2 %	4	13,92894	246,9406	0,1646829	67,0464	26,40554	1,25 $\pm 1,09$	0,64	4,89	0,117 $\pm 0,004$
$\Sigma$		492,21721	5051,0420	4,1993037	1371,9419	248,48085					

Information on Analysis	Results	40(r)/39(k) $\pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD	39Ar(k) (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Sample = ISM-05	<b>Age Plateau</b>	0,53268 $\pm 0,14852$	1,70 $\pm 0,47$	0,83	61,91	0,117 $\pm 0,001$
Material = Plagioclase		$\pm 27,88\%$	$\pm 27,87\%$	56%	8	
Location = Chile			Full External Error $\pm 0,47$	2,07	2 $\sigma$ Confidence Limit	
Analyst = Dan Miggins			Analytical Error $\pm 0,47$	1,0000	Error Magnification	
Project = CHILE   DECKART (13-23)	<b>Total Fusion Age</b>	0,18112 $\pm 0,13014$	0,58 $\pm 0,41$		23	0,117 $\pm 0,001$
Mass Discrimination Law = LIN		$\pm 71,86\%$	$\pm 71,87\%$			
Irradiation = 13-OSU-05			Full External Error $\pm 0,42$			
J = 0,00176185 $\pm$ 0,00000363			Analytical Error $\pm 0,41$			
FCT-3 = 28,020 $\pm$ 0,160 Ma						

**Tabla A4-6. Muestra de Plagioclasas de ISM-05 - Unidad Isluga 3. Isocrona Inversa (OSU).**

Inverse Isochron		39(k)/40(a+r) ± 2σ	36(a)/40(a+r) ± 2σ			r.i.
14D02873	1,8 %	0,0008993	± 0,0000164	0,00342591	± 0,00001900	0,0002
14D02875	2,0 %	0,0007933	± 0,0000296	0,00344029	± 0,00001941	0,0003
14D02876	2,5 %	0,0015727	± 0,0000186	0,00343538	± 0,00001907	0,0004
14D02877	3,0 %	0,0019067	± 0,0000182	0,00343747	± 0,00001915	0,0006
14D02879	3,5 %	0,0027581	± 0,0000175	0,00343542	± 0,00001905	0,0007
14D02880	4,0 %	0,0034600	± 0,0000180	0,00343777	± 0,00001908	0,0009
14D02881	4,5 %	0,0045112	± 0,0000155	0,00343282	± 0,00001902	0,0011
14D02883	5,0 %	0,0054924	± 0,0000169	0,00342346	± 0,00001890	0,0013
14D02884	5,5 %	0,0059498	± 0,0000183	0,00341945	± 0,00001890	0,0014
14D02885	6,0 %	0,0080789	± 0,0000174	0,00342712	± 0,00001893	0,0017
14D02887	6,7 %	0,0091568	± 0,0000189	0,00341838	± 0,00001895	0,0016
14D02888	7,4 %	0,0104821	± 0,0000184	0,00341671	± 0,00001892	0,0016
14D02889	8,1 %	0,0109724	± 0,0000178	0,00340046	± 0,00001871	0,0015
14D02891	8,8 %	0,0106909	± 0,0000175	0,00338668	± 0,00001857	0,0014
14D02892	9,5 %	0,0107537	± 0,0000169	0,00338183	± 0,00001855	0,0013
14D02893	10,5 %	4 0,0109264	± 0,0000167	0,00337550	± 0,00001846	0,0013
14D02895	11,5 %	4 0,0095011	± 0,0000142	0,00335824	± 0,00001839	0,0012
14D02896	12,5 %	4 0,0127053	± 0,0000189	0,00336641	± 0,00001853	0,0015
14D02897	14,0 %	4 0,0139976	± 0,0000202	0,00335984	± 0,00001844	0,0014
14D02899	16,0 %	4 0,0122278	± 0,0000172	0,00335184	± 0,00001836	0,0012
14D02900	18,0 %	4 0,0130091	± 0,0000187	0,00335047	± 0,00001841	0,0013
14D02901	19,5 %	4 0,0145296	± 0,0000233	0,00335955	± 0,00001859	0,0019
14D02903	21,2 %	4 0,0161854	± 0,0000295	0,00336252	± 0,00001880	0,0026

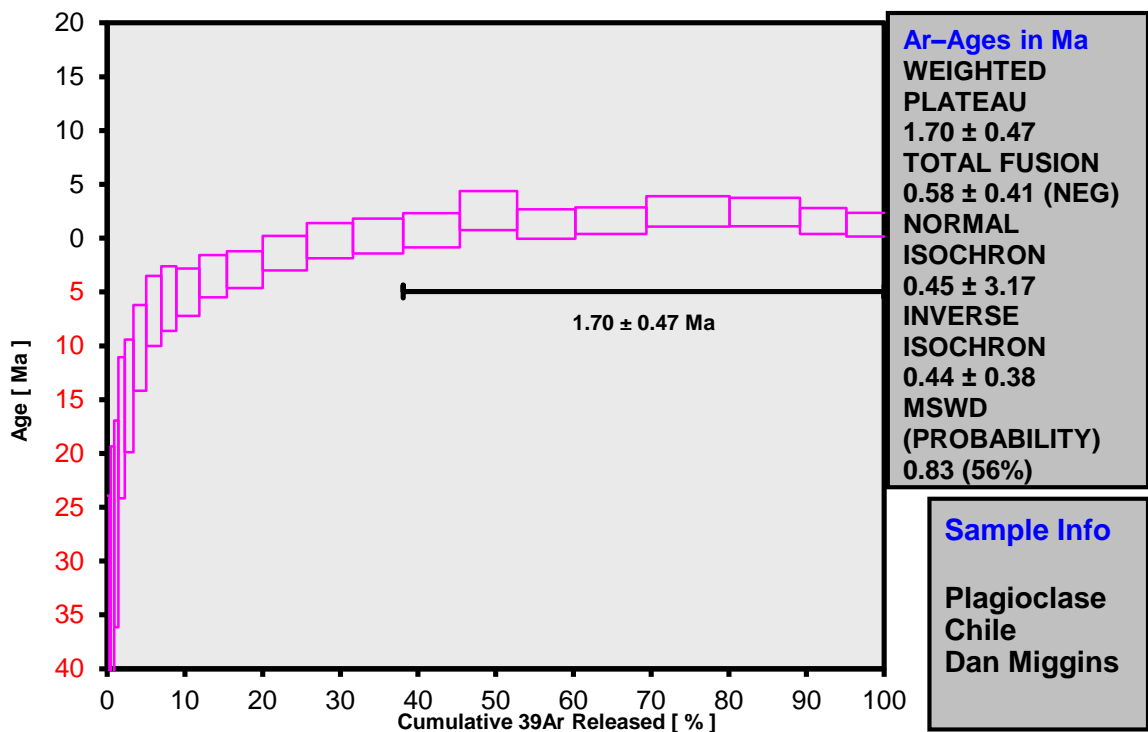
  

Results	40(a)/36(a) ± 2σ	40(r)/39(k) ± 2σ	Age ± 2σ (Ma)	MSWD
Inverse Isochron	± 3,85	± 0,12029	0,4 ± 0,38	0,86
Clustered Points	297,05 ± 1,30%	0,13800 ± 87,16%	4 ± 87,15%	52%
		Full External Error	± 0,38	
		Analytical Error	± 0,38	

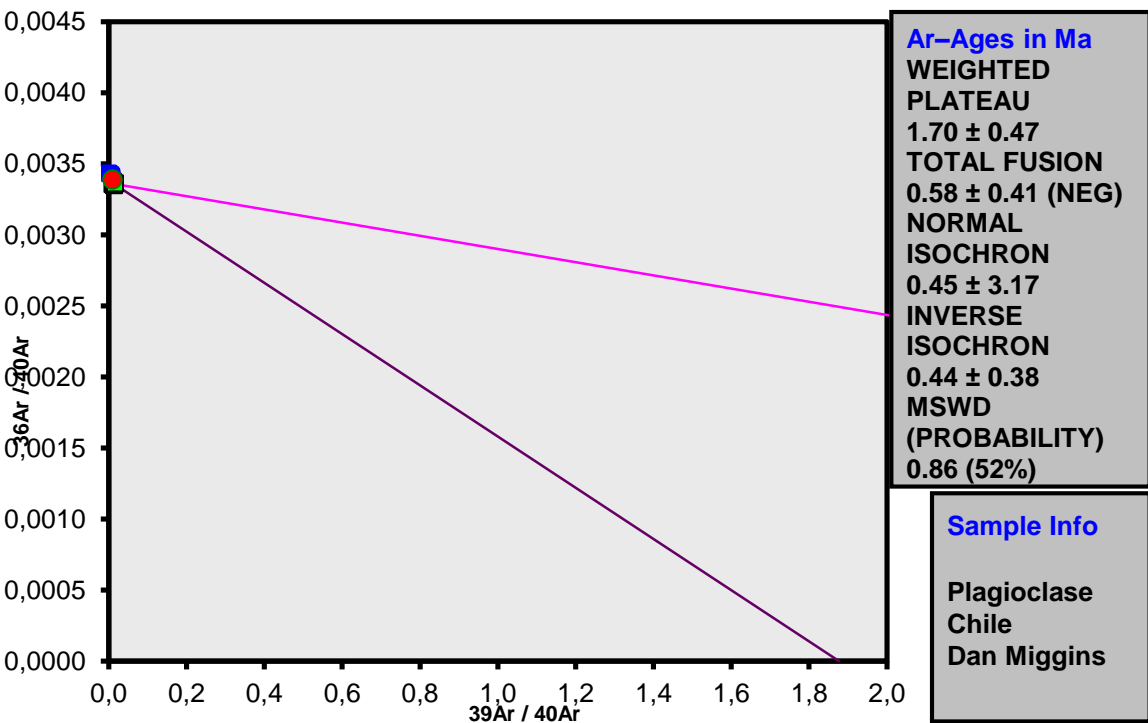
  

Statistics	2σ Confidence Limit	Convergence	Weighted York-2
	2,15	0,0001217896	
	Error Magnification	Number of Iterations	3
	Number of Data Points	8	
	Spreading Factor	0,1%	Calculated Line

14D02872.AGE >>> ISM-05 >>> Unidad Isluga 3



14D02872.AGE >>> ISM-05 >>> Unidad Isluga 3



**Tabla A4-7. Muestra de Masa Fundamental de ISL-11 - Unidad Isluga 3. Calentamiento incremental (SERNAGEOMIN).  
Step-Heating Information**

**Data**

40Ar/39Ar Step-Heating Data for Run 13116-02; ISL-11

Run ID	Watts	Ca/K	Cl/K	36Ar/39Ar	%36Ar (Ca)	40*Ar/39Ar	Mol 39Ar x e-14	% Step	Cum, %	%40Ar*	Age (ka)	± Age
ISL-11, Run ID# 13116-02 (J = 0,0014393 ± 1,300000e-6):												
13116-02A	•6,0	0,27660	0,02069	0,016278	0,3	0,03689	9,5912	12,7	12,7	0,8	95,8	70,6
13116-02B	•8,0	0,41957	0,01450	0,008582	0,7	0,03189	15,4462	20,5	33,2	1,3	82,8	79,2
13116-02C	•12,0	0,65888	0,01132	0,005892	1,7	0,03054	18,6583	24,7	57,9	1,8	79,3	23,4
13116-02D	•16,0	0,88811	0,01098	0,005747	2,3	0,03298	13,6378	18,1	76,0	1,9	85,6	70,0
13116-02E	•20,0	0,93891	0,00919	0,006830	2,1	0,03838	9,5175	12,6	88,7	1,9	99,6	64,6
13116-02F	•25,0	1,24419	0,01266	0,006856	2,7	0,03825	6,1145	8,1	96,8	1,9	99,3	74,4
13116-02G	•30,0	1,05648	0,01019	0,005316	3,0	0,08420	2,4436	3,2	100,0	5,2	218,6	109,9
Integ, Age=											90	60
(•) Plateau Age =								100,0			90,00000	40,00000



**Tabla A4-8. Muestra de Masa Fundamental de ISL-11 - Unidad Isluga 3. Isocrona Inversa (SERNAGEOMIN).**

**Isochron Information**

**Data**

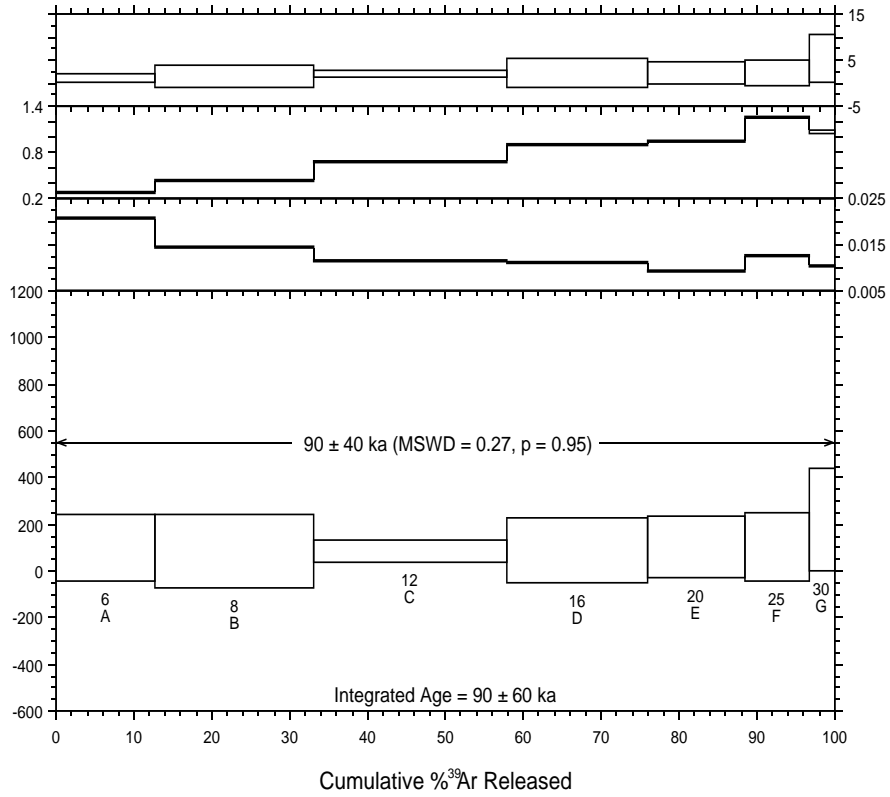
Summary Isochron Data for 13116-02A to 13116-02G

Run ID	Status	40*Ar/39Ar	(36/40)isoch	%±	(39/40)isoch	%±	Correl 36/39	Group
ISL-11								1
13116-02A	OK	0,03689	0,0033583	0,6	0,20682	0,232	0,457	1
13116-02B	OK	0,03189	0,0033418	1,2	0,39224	0,307	0,192	1
13116-02C	OK	0,03054	0,0033248	0,5	0,57380	0,266	0,496	1
13116-02D	OK	0,03298	0,0033182	1,6	0,59082	0,192	0,173	1
13116-02E	OK	0,03838	0,0033197	1,3	0,49609	0,204	0,216	1
13116-02F	OK	0,03825	0,0033197	1,5	0,49747	0,211	0,187	1
13116-02G	OK	0,08420	0,0032070	2,8	0,62151	0,525	0,118	1

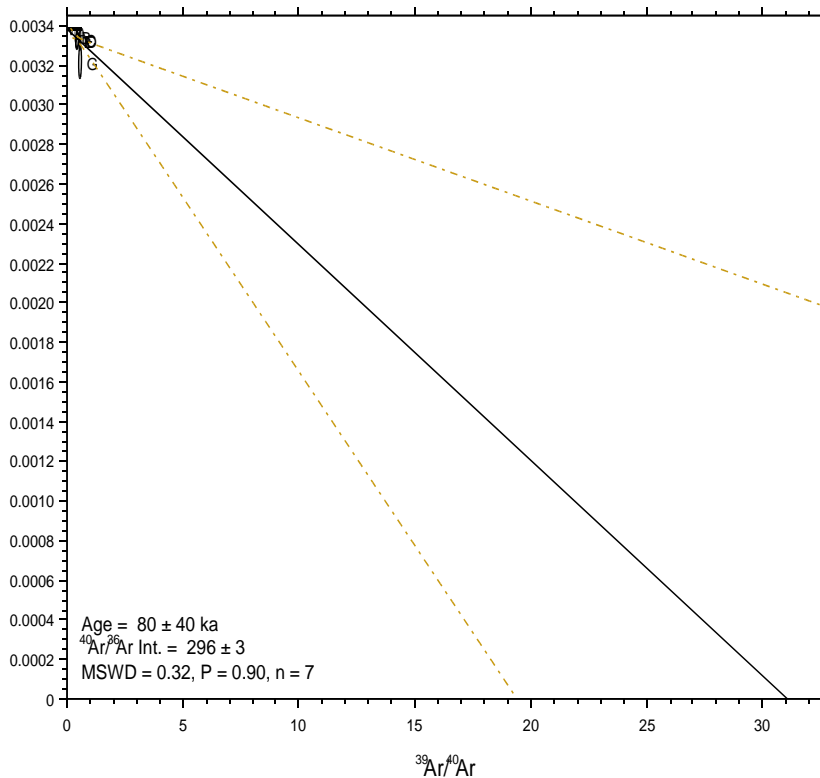
Sample	Aliquot	Age	MSE	40/36tr	MSE	MSWD	Prob	n	Pct, Gas	Steps
ISL-11	13116-02	83,6	40	295,8	2,7	0,323	0,900	7	0,0	-

### Unidad Isluga 3

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Step-Heating Spectrum for Run 13116-02 (ISL-11)



Isochron for Run 13116 (ISL-11)



**Tabla A4-9. Muestra de Masa Fundamental de ISM-04 - Unidad Isluga 3. Calentamiento incremental (SERNAGEOMIN).  
Step-Heating Information**

**Data**

40Ar/39Ar Step-Heating Data for Run 13119-01; ISM04

Run ID	Watts	Ca/K	Cl/K	36Ar/39Ar	%36Ar (Ca)	40*Ar/39Ar	Mol 39Ar	% Step	Cum, %	%40Ar*	Age (ka)	± Age	1/Ca/K	Cum, %	
ISM04, Run ID# 13119-01 (J = 0,00144 ± 1,300000e-6):															
													0	0	
13119-01A	•6,0	0,26741	0,01551	0,005970	0,7	0,03251	15,3316	13,7	13,7	1,8	84,5	28,7	3,7396	13,7	
13119-01B	•8,0	0,44598	0,01494	0,001370	4,9	0,03176	26,9597	24,1	37,8	7,6	82,5	13,9	2,2423	37,8	
13119-01C	•12,0	0,80909	0,01262	0,001666	7,2	0,02849	27,5994	24,7	62,4	5,9	74,0	14,8	1,236	62,4	
13119-01D	•16,0	0,97212	0,01240	0,001667	8,7	0,03400	18,7061	16,7	79,2	7,0	88,3	12,2	1,0287	79,2	
13119-01E	•20,0	1,21773	0,01390	0,001773	10,2	0,02184	13,5504	12,1	91,3	4,4	56,7	36,9	0,8212	91,3	
13119-01F	•25,0	1,69833	0,01592	0,003062	8,3	0,02385	6,9952	6,3	97,5	2,8	62,0	28,9	0,5888	97,5	
13119-01G	•30,0	1,50028	0,01436	0,001710	13,1	0,03039	2,7781	2,5	100,0	6,5	79,0	45,1	0,6665	100,0	
Integ, Age=											80	20			
(•) Plateau Age =											100,0	80	14		

Sample	ID	Material Masa	Integ, Age	Error	Age	Error	MSWD	Prob,	Steps	n/n- total	% Gas	12
ISM04	13119-01	fundamental	80	20	80	14	0,2	0,96	A-G	7/7	100,0	

**Tabla A4-10. Muestra de Masa Fundamental de ISM-04 - Unidad Isluga 3. Isocrona Inversa (SERNAGEOMIN).**

**Isochron Information**

**Data**

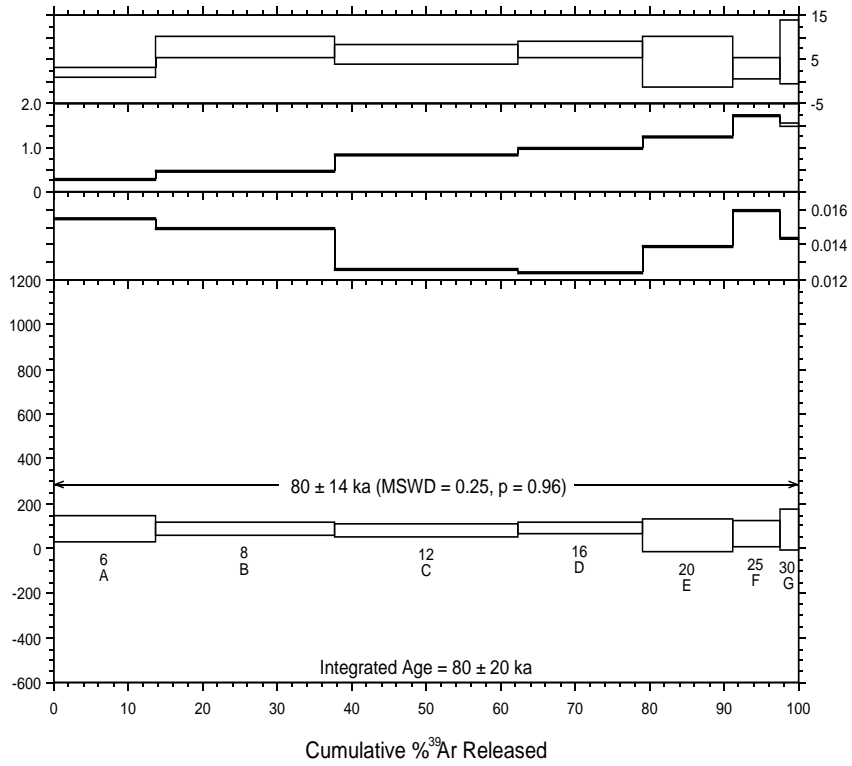
Summary Isochron Data for 13119-01A to 13119-01G

Run ID ISM04	Status	40*Ar/39Ar	(36/40)isoch	%±	(39/40)isoch	%±	Correl 36/39	Group
13119-01A	OK	0,03251	0,0033225	0,6	0,56026	0,346	0,437	1
13119-01B	OK	0,03176	0,0031263	1,4	2,39815	0,289	0,184	1
13119-01C	OK	0,02849	0,0031853	1,2	2,06179	0,319	0,239	1
13119-01D	OK	0,03400	0,0031463	1,0	2,06640	0,238	0,272	1
13119-01E	OK	0,02184	0,0032339	3,0	2,03240	0,184	0,090	1
13119-01F	OK	0,02385	0,0032896	1,3	1,17064	0,655	0,507	1
13119-01G	OK	0,03039	0,0031651	4,0	2,12893	0,922	0,153	1

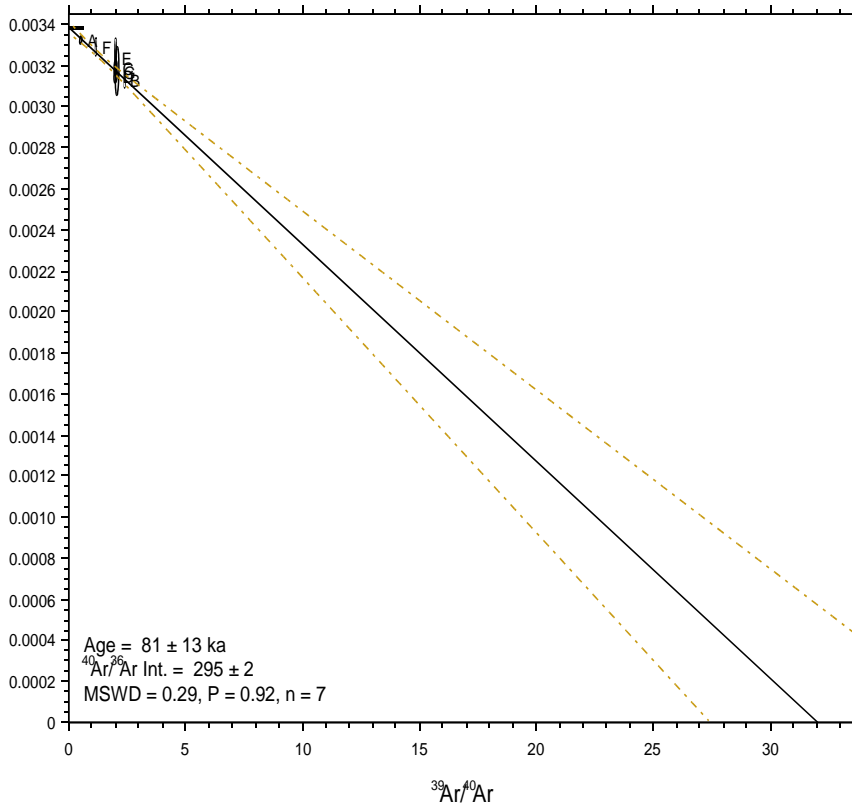
Sample	Aliquot	Age	MSE	40/36tr	MSE	MSWD	Prob	n	Pct, Gas	Steps
ISM04	13119-01	81,1	13	295,4	2,5	0,292	0,918	7	0,0	-

### Unidad Isluga 3

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Step-Heating Spectrum for Run 13119-01 (ISM04)



Isochron for Run 13119 (ISM04)



**Tabla A4-11. Muestra de Masa Fundamental de ISM-06 - Unidad Isluga 3. Calentamiento incremental (SERNAGEOMIN).**

**Step-Heating Information**

**Data**

40Ar/39Ar Step-Heating Data for Run 13118-01; ISM06

Run ID	Watts	Ca/K	Cl/K	36Ar/39Ar	%36Ar(Ca)	40*Ar/39Ar	Mol 39Ar x e-14	% Step	Cum, %	%40Ar*	Age (ka)	± Age
ISM06, Run ID:												
13118-01A	•6,0	0,33464	0,01566	0,025524	0,2	0,01943	22,0115	20,2	20,2	0,3	50,45651	80,56560
13118-01B	•8,0	0,64426	0,01424	0,004304	2,2	0,02920	24,5820	22,5	42,7	2,3	75,84396	37,59947
13118-01C	•12,0	1,07431	0,01377	0,003810	4,2	0,03706	23,4532	21,5	64,2	3,3	96,23961	41,10251
13118-01D	•16,0	1,33488	0,01330	0,004133	4,8	0,03334	14,3322	13,1	77,3	2,8	86,59401	28,80249
13118-01E	•20,0	1,14851	0,01455	0,004344	3,9	0,02870	12,5241	11,5	88,8	2,3	74,53654	25,50980
13118-01F	•25,0	1,16732	0,01638	0,004639	3,8	0,02431	8,7507	8,0	96,8	1,8	63,14600	30,85380
13118-01G	•30,0	1,13161	0,01553	0,004273	3,9	0,02766	3,4962	3,2	100,0	2,2	71,84877	54,87137
Integ, Age=											80	60
(•) Plateau Age =								100,0			80,00000	30,00000

Sample	ID	Material Masa	Integ, Age	Error	Age	Error	MSWD	Prob,	Steps	n/n- total	% Gas	12
ISM06	13118-01	fundamental	80	60	80	30	0,1	1,00	A-G	7/7	100,0	

**Tabla A4-12. Muestra de Masa Fundamental de ISM-06 - Unidad Isluga 3. Isocrona Inversa (SERNAGEOMIN).**

**Isochron Information**

**Data**

Summary Isochron Data for 13118-01A to 13118-01G

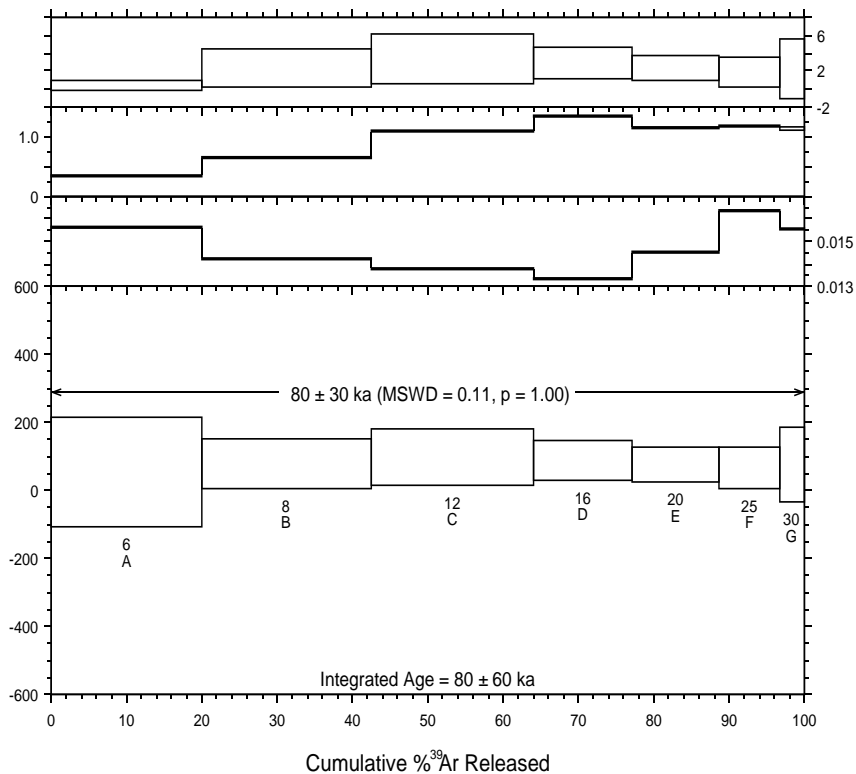
Run ID	Status	40*Ar/39Ar	(36/40)isoch	%±	(39/40)isoch	%±	Correl 36/39	Group
ISM06								1
13118-01A	OK	0,01943	0,0033754	0,4	0,13249	0,204	0,630	1
13118-01B	OK	0,02920	0,0033065	1,2	0,78564	0,219	0,226	1
13118-01C	OK	0,03706	0,0032717	1,5	0,89610	0,216	0,205	1
13118-01D	OK	0,03334	0,0032898	0,9	0,83586	0,509	0,521	1
13118-01E	OK	0,02870	0,0033071	0,8	0,79230	0,243	0,379	1
13118-01F	OK	0,02431	0,0033229	0,9	0,74397	0,208	0,300	1
13118-01G	OK	0,02766	0,0033086	1,7	0,80594	0,372	0,189	1

Sample	Aliquot	Age	MSE	40/36tr	MSE	MSWD	Prob	n	Pct, Gas	Steps
ISM06	13118-01	83,4	22	294,9	1,5	0,103	0,991	7	0,0	-

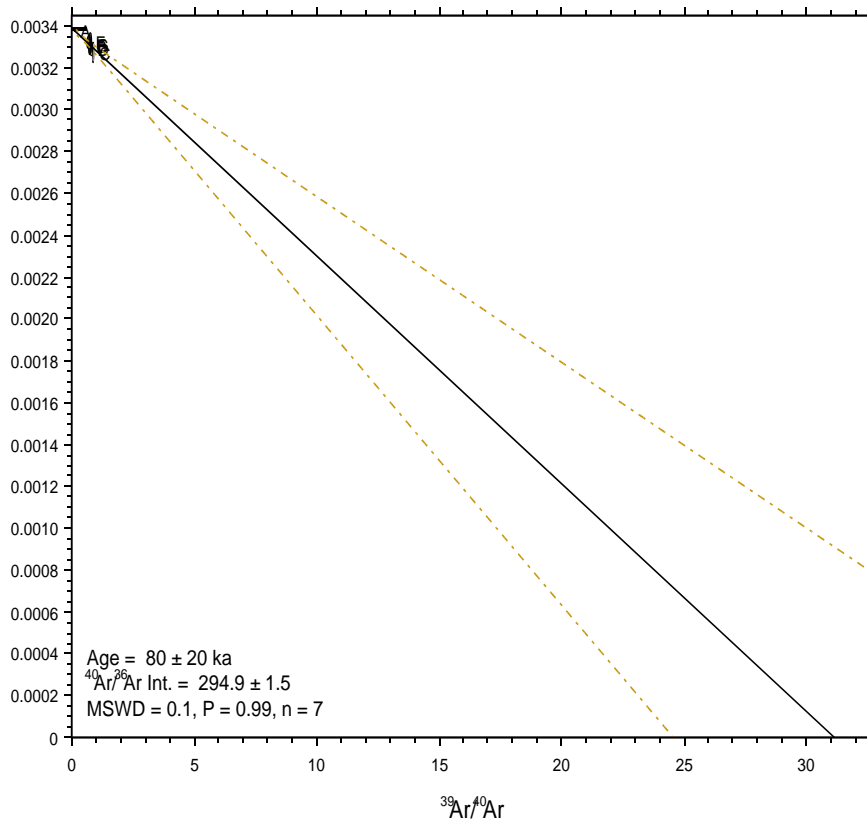


# Unidad Isluga 3

## $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Step-Heating Spectrum for Run 13118-01 (ISM06)



## Isochron for Run 13118 (ISM06)



**Tabla A4-13. Muestra de Masa Fundamental de ISL-14 - Unidad Isluga 3. Calentamiento incremental (SERNAGEOMIN).**  
Step-Heating Information

**Data**

40Ar/39Ar Step-Heating Data for Run 13117-01; ISL-14

Run ID	Watts	Ca/K	Cl/K	36Ar/39Ar	%36Ar(Ca)	40*Ar/39Ar	Mol 39Ar	% Step	Cum, %	%40Ar*	Age (ka)	± Age
ISL-14, Run ID# 1311					x e-14							
13117-01A	•6,0	0,32649	0,01709	0,003498	1,4	0,01873	8,7432	6,3	6,3	1,8	48,63052	36,15473
13117-01B	•8,0	0,23942	0,01577	0,000646	5,5	0,01943	20,3253	14,6	20,9	9,7	50,43874	7,76626
13117-01C	•12,0	0,39933	0,01414	0,000416	14,3	0,01800	43,5617	31,4	52,3	14,6	46,73911	4,23580
13117-01D	•16,0	0,74135	0,01380	0,000445	24,8	0,01558	36,5770	26,4	78,7	13,6	40,44440	13,57160
13117-01E	•20,0	1,09721	0,01378	0,000702	23,3	0,02318	18,3382	13,2	91,9	12,7	60,19575	9,88017
13117-01F	•25,0	1,39632	0,00796	0,000905	23,0	0,03039	8,5431	6,2	98,1	12,9	78,89932	19,39435
13117-01G	•30,0	1,82919	0,01743	0,001260	21,7	0,02293	2,6862	1,9	100,0	7,3	59,54187	46,40520
Integ, Age=											50	11
(•) Plateau Age =								100,0		50,00000	7,00000	

Sample	ID	Material	Integ, Age	Error	Age	Error	MSWD	Prob,	Steps	n/n- total	% Gas	12
ISL-14	13117-01	Masa fundamental	50	11	50	7	0,7	0,62	A-G	7/7	100,0	

**Tabla A4-14. Muestra de Masa Fundamental de ISL-14 - Unidad Isluga 3. Isocóna Inversa (SERNAGEOMIN).**

**Isochron Information**

**Data**

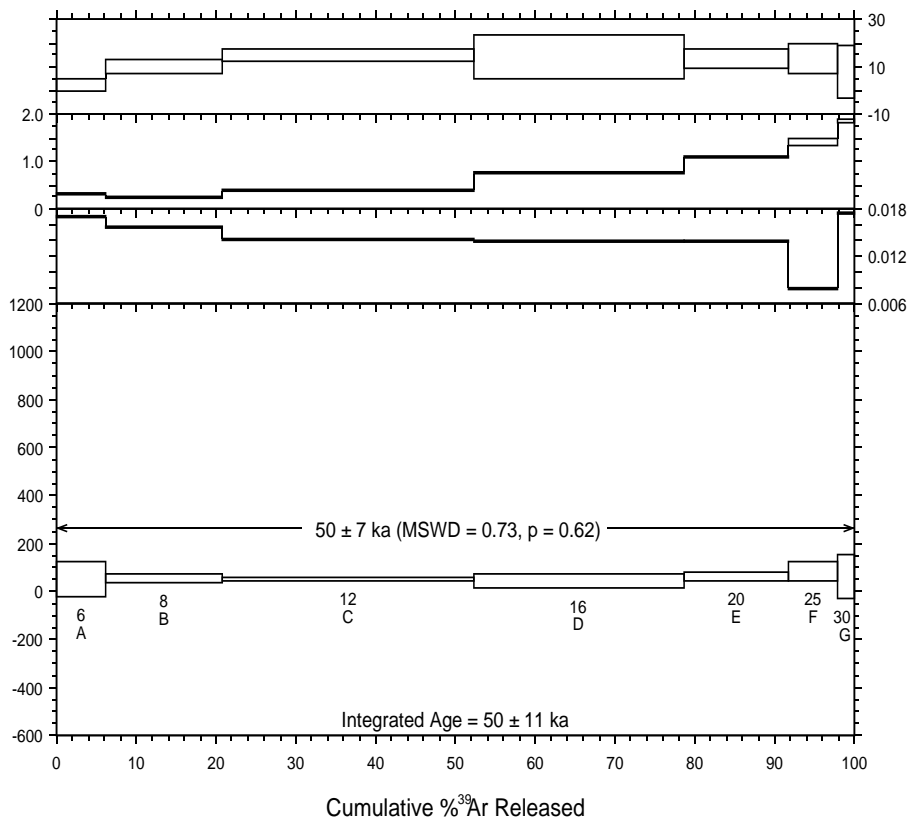
Summary Isochron Data for 13117-01A to 13117-01G

Run ID	Status	40*Ar/39Ar	(36/40)isoch	%±	(39/40)isoch	%±	Correl 36/39	Group
ISL-14								1
13117-01A	OK	0,01873	0,0033230	1,4	0,96339	0,292	0,180	1
13117-01B	OK	0,01943	0,0030548	1,7	5,00859	0,295	0,183	1
13117-01C	OK	0,01800	0,0028897	1,5	8,11614	0,324	0,221	1
13117-01D	OK	0,01558	0,0029232	5,3	8,74297	0,322	0,062	1
13117-01E	OK	0,02318	0,0029534	2,4	5,48902	0,428	0,164	1
13117-01F	OK	0,03039	0,0029490	3,6	4,23073	2,570	0,027	1
13117-01G	OK	0,02293	0,0031375	6,1	3,17796	1,427	0,125	1

Sample	Aliquot	Age	MSE	40/36tr	MSE	MSWD	Prob	n	Pct, Gas	Steps
ISL-14	13117-01	46,38	5,9	298,2	4,3	0,798	0,551	7	0,0	-

### Unidad Isluga 3

#### $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Step-Heating Spectrum for Run 13117-01 (ISL-14)



#### Cumulative % $^{39}\text{Ar}$ Released Isochron for Run 13117 (ISL-14)

