

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA GEOFÍSICA Y MINAS
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA



**“ESTUDIO GEOLÓGICO, PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO DEL COMPLEJO
VOLCÁNICO AMPATO - SABANCAYA (*Provincia Caylloma, Dpto. Arequipa*)”**

Tesis presentada por:

Bach. Rosmery Delgado Ramos
**Para Optar el Grado Académico de
Ingeniero Geólogo**

AREQUIPA – PERÚ
2012

AGRADECIMIENTOS

Quiero manifestar mis más sinceros agradecimientos a todas las personas que fueron parte esencial en mi formación profesional, personal y toda mi vida.

Agradezco a mis padres, Victor R. Delgado Delgado y Rosa Luz Ramos Vega, por su constante apoyo y que a pesar de las dificultades y caídas siempre estaban conmigo para cuidarme, ayudarme y sobre todo amarme. A mis hermanos Renzo R. y Angela V. Delgado Ramos que con su optimismo y perseverancia me ayudaron a enfrentar los caminos difíciles de la vida y seguir con mis ideales.

Agradezco también a mis asesores al Dr. Marco Rivera y Dr. Pablo Samaniego, que con su paciencia, consejos, regaños, apoyo incondicional y sus grandes enseñanzas, cultivaron en mí la pasión por la investigación y las ganas de alcanzar mis objetivos.

Agradezco al Instituto Geológico Minero y Metalúrgico y al convenio de colaboración con el IRD a cargo del Dr. Pablo Samaniego, por la beca que me otorgó durante el período en el cual realice mi tesis.

Gracias a mi asesor de tesis el Dr. Fredy García de la Universidad Nacional de San Agustín que por su revisión detallada y gran apoyo benefició en este trabajo.

Agradezco al SENAMHI por proporcionarme los datos de clima, fundamentales para el desarrollo de esta tesis.

INDICE

“ESTUDIO GEOLÓGICO, PETROGRÁFICO Y GEOQUÍMICO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO-SABANCAYA

RESUMEN	
INDICE	1
RESUMEN	4
CAPÍTULO I	6
GENERALIDADES	6
1.1 Objetivos	6
1.2 Antecedentes.....	6
1.3 Generalidades	11
1.3.1 Ubicación.....	11
1.3.2 Accesibilidad	12
1.3.3 Clima.....	12
1.4 Metodología de Trabajo.....	14
1.4.2 Trabajo de Campo.....	15
1.4.3 Trabajo de Laboratorio	15
CAPÍTULO II	17
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	17
2.1 Volcanismo Plio-Cuaternario	17
2.1.1 Zona Volcánica de los Andes del Norte (ZVN)	18
2.1.2 Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVC)	19
2.1.3 Zona Volcánica de los Andes del Sur (ZVS).....	19
2.1.4 Zona Volcánica de los Andes Austral (ZVA).....	19
2.2 Volcanes del Sur del Perú.....	21
2.3 Contexto Geológico Regional.....	26
2.3.1 Rocas Sedimentarias del Mesozoico	26
2.3.2 Rocas Volcánicas del Cenozoico.....	27
2.3.3 Rocas volcánicas del Plio-Cuaternario	27
2.4 Contexto Estructural	30
2.5 Sismicidad y Deformación Reciente	32
CAPÍTULO III	34
GEOMORFOLOGÍA	34
3.1 Estructuras Volcánicas.....	40
3.2 Geoformas De Unidades Volcánicas Antiguas.....	40
3.3 Geoformas De Unidades Volcánicas Modernas	43

3.4 Geformas De Origen Glaciar	44
3.5 Otras Geformas	47
CAPÍTULO IV	50
ESTRATIGRAFÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO-SABANCAYA	50
4.1 Estratigrafía De Las Unidades Volcánicas Del Ampato.....	52
4.1.1 Unidad Ampato Basal.....	52
4.1.2 Unidad Ampato Medio	56
4.1.3 Unidad Ampato Superior.....	62
4.2 Estratigrafía De Las Unidades Volcánicas Del Sabancaya	66
4.2.1 Unidad Sabancaya Basal.....	67
4.2.2 Unidad Sabancaya Medio	68
4.2.3 Unidad Sabancaya Superior.....	71
CAPÍTULO V	74
PETROGRAFÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO-SABANCAYA ...	74
5.1 Estudio Petrográfico Del Ampato.....	75
5.1.1 Ampato Basal.....	75
5.1.1.1 Andesitas.....	75
5.1.1.2 Dacitas	79
5.1.2 Ampato Medio	80
5.1.2.1 Andesitas.....	80
5.1.2.2 Dacita.....	81
5.1.3 Ampato Superior.....	82
5.1.3.1 Andesita	82
5.2 Estudio Petrográfico Del Sabancaya	85
5.2.1 Sabancaya Basal	85
5.2.1.1 Andesita	85
5.2.1.2 Dacita.....	86
5.2.2 Sabancaya Medio.....	88
5.2.2.1 Andesita	88
5.2.3 Sabancaya Superior	89
5.2.3.1 Andesita	89
5.2.3.2 Dacita.....	91
CAPÍTULO VI	93
CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL CVAS	93
6.1 Estudio Geoquímico Del Ampato.....	94
6.1.1 Diagrama de Clasificación.....	94
6.1.2 Diagramas de elementos Mayores	96
6.1.3 Elementos Trazas.....	98

6.1.3.1 Diagramas de variación de elementos traza.....	98
6.1.3.2 Diagramas de Multielementos	103
6.1.3.3 Diagramas de Tierras Raras.....	105
6.1.4 Evolución temporal de los magmas.....	106
6.1.5 Conclusiones del estudio geoquímico	109
6.2 Estudio Geoquímico Del Sabancaya	109
6.2.1 Diagrama de Clasificación.....	110
6.2.2 Diagramas De Elementos Mayores	112
6.2.3 Elementos Trazas.....	114
6.2.3.1 Diagramas de variación de elementos traza.....	114
6.2.3.2 Diagramas de multielementos.....	118
6.2.3.3 Diagramas de tierras raras	119
6.2.4 Isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $\delta^{18}\text{O}$	121
6.2.5 Evolución temporal de los magmas.....	123
6.2.6 Conclusiones del Estudio Geoquímico.....	125
CAPÍTULO VII	127
COMPARACIÓN ENTRE LOS VOLCANES AMPATO Y SABANCAYA	127
7.1 Comportamiento Eruptivo De Los Volcanes Ampato Y Sabancaya.....	128
7.1.1 El volcán Ampato	128
7.1.2 El volcán Sabancaya.....	129
7.2 Comparación Geoquímica Entre El Volcán Ampato Y Sabancaya.....	129
7.2.1 Diagramas de Elementos Mayores y Traza	130
7.2.2 Diagrama de elementos de tierras raras	132
7.2.3 Diagramas de ratios	133
7.3 Comparación De Los Procesos Petrogenéticos, Origen Y Evolución De Los Magmas.....	135
7.3.1 Contaminación crustal	135
7.3.2 AFC (Asimilación – Cristalización fraccionada)	135
7.3.3 Equilibrio Mineral-Líquido y Mezcla de Magmas	137
7.4 Fuentes De Magma.....	138
7.5 Discusión	140
CONCLUSIONES.....	144
RECOMENDACIONES	146

RESUMEN

El Complejo volcánico Ampato y Sabancaya (CVAS), en la localización en la Prov. De Caylloma, Dpto. Arequipa, al NW de la ciudad de Arequipa, ha registrado erupciones explosivas y efusivas a lo largo del tiempo. En los volcanes Ampato y Sabancaya se efectuaron trabajos geológicos, volcanológicos, estratigráficos, geoquímicos y estructurales, los cuales permitieron la elaboración de un mapa geológico y la caracterización petrográfica y geoquímica de los productos recientes emitidos durante la crisis de los años de 1990 a 1996.

La presente tesis consiste de 7 capítulos. El Capítulo I presenta a la importancia e interés que tiene el estudio del Complejo Volcánico Ampato y Sabancaya. El capítulo II, hace mención de las características de la Zona Volcánica Central (ZVC), las formaciones geológicas y un pequeño contexto estructural que involucra a las zonas aledañas a los volcanes Ampato y Sabancaya. En capítulo III, describe los rasgos geomorfológicos más importantes que dominan la zona de estudio, clasificadas en geoformas volcánicas, glaciares y de menor cobertura como las del tipo abánico aluvial, altas cumbres, lomadas y zona de altiplanicie. El capítulo IV, muestra la cartografía de la geología local del CVAS, en los cuales se identificaron cuatro unidades volcánicas: Pre-Ampato, Ampato Basal, Medio y Superior, y diversos depósitos de caídas, flujos piroclásticos de pómez y ceniza, bloques y ceniza y flujos piroclástico de escoria en el Ampato y tres generaciones de lava en el Sabancaya: Sabancaya Basal, Medio y Superior, flujo piroclástico de pómez y ceniza y depósitos de ceniza, los cuales fueron emplazados durante el Plio-Cuaternario, producidos por un importante volcanismo efusivo a explosivo. Seguidamente en el capítulo V, se realiza el estudio petrográfico del CVAS y se describe la composición química presentada en las unidades de lava y depósitos piroclásticos del Ampato la cual varía de andesitas a riolitas (57.8 - 75.87 wt. % SiO₂), con una asociación mineralógica representada por plagioclasa, piróxeno, anfíbol, biotita, óxidos de Fe y Ti y en menor porcentaje de olivino, principalmente con una textura porfirítica y microcristalina. Algunos fenocristales tienen coronas de reacción, bordes reabsorbidos, textura "sieve" y un zoneamiento normal e inverso en los fenocristales de plagioclasa, anfíbol, piróxeno y biotita. Así mismo, la química de los productos volcánicos del Sabancaya varían de andesitas a dacitas (56.77 - 64.9 wt.% SiO₂), el ensamble mineralógico es plagioclasa, anfíbol, piróxeno, biotita, óxidos de Fe y Ti, olivino y enclaves minerales, que en su mayoría presentan texturas porfiríticas-

microcristalina, algunas englobadas dentro de una pasta vítrea. Principalmente los fenocristales de anfíbol, piroxeno y biotita tienen coronas de reacción, similares a las observadas en los productos del Ampato. En el capítulo VI, se describe el comportamiento de elementos mayores, traza e isótopos, de los productos volcánicos del CVAS, indicando que pertenecen a la serie calcoalcalina con alto contenido de potasio. También, se determinó en los productos volcánicos; la existencia de un enriquecimiento de elementos litófilos de potencial iónico bajo (LILE: Rb, Ba, K), con respecto a los elementos de potencial iónico alto (HFSE: Nb, Ta). Este comportamiento es clásico de magmas asociados a procesos de subducción en arcos volcánicos. Con respecto a la variación en los valores de isótopos de los productos de la actividad reciente del Sabancaya indican la existencia de procesos de contaminación o asimilación de magmas mantélicos de una corteza continental gruesa, y se sitúan en el campo definido por la ZVC. Al finalizar cada segmento de este capítulo se muestra la evolución de la actividad magmática a través del tiempo para ambos volcanes. Por último en el capítulo VII, se describe el comportamiento geoquímico de los productos volcánicos del CVAS y se explica los procesos petrogenéticos que interviene en la evolución de los magmas. Pueden ser explicados por procesos de asimilación-cristalización fraccionada (AFC), contaminación crustal, equilibrio mineral-mezcla de magmas. Se propuso como miembro inicial un magma primitivo de composición andesítica encontrado en la mayoría de lavas y un miembro final de composición dacítica, lo cual permitió inferir los procesos de diferenciación antes mencionados.

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

1.1 Objetivos

El objetivo principal de esta tesis es mostrar el comportamiento geoquímico de los magmas emitidos por los volcanes Ampato y Sabancaya a través del tiempo, y explicar si corresponden a una misma serie magmática, lo cual ayudará a comprender su evolución y a la vez poder identificar los peligros volcánicos para la futura construcción del mapa de peligros del volcán Sabancaya, debido a que este último presentó una constante actividad explosiva en la década de los años 90. Es por ello que se derivan los siguientes objetivos particulares:

- Realizar el cartografiado geológico de los volcanes Ampato y Sabancaya e interpretar los procesos volcanológicos y glaciares que originaron la morfología de ambos volcanes y la distribución de los depósitos volcánicos.
- Realizar el estudio petrográfico detallado de las rocas de estos dos volcanes.
- Desarrollar el análisis geoquímico de rocas de ambos volcanes y establecer un modelo de evolución magmática comparativa a través del tiempo, y de sus características petrográficas y geoquímicas.
- Mostrar el grado de recurrencia de los diferentes eventos volcánicos que servirá como ayuda para la elaboración del mapa de peligros del volcán Sabancaya.

1.2 Antecedentes

El CVAS, no contaba con información detallada sobre su geología y petrografía hasta antes del año 1988. A raíz de su reactivación ocurrida en 1988, en la década de los 90's

se iniciaron diversos estudios por distintas instituciones públicas y privadas como la Universidad Blaise Pascal (Francia), Smithsonian Institution (USA), Instituto Geofísico del Perú (IGP), Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Universidad Nacional de San Agustín (UNSA) y el Gobierno Regional de Arequipa. Actualmente el INGGEMMET viene realizando estudios detallados sobre la estratigrafía, petrología, evaluación de peligros y sismicidad del volcán Sabancaya.

-Estudios Anteriores de Geología Regional y Local

- Klinck et al. (1993), elaboraron el boletín N°42 del INGGEMMET denominado “Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al Oeste del Lago Titicaca-Sur del Perú”, correspondiente al “Proyecto Integrado del Sur”. En este boletín se describe la geología regional de la zona donde los estratovolcanes Ampato, Sabancaya y Hualca Hualca fueron asignados como parte del Grupo “Ampato” (Pleistoceno). Este Grupo fue subdividido en base a su litología en tres formaciones: Sabancaya, Jatun Pampa e Inca. Estas formaciones solo están reconocidas en el cuadrángulo de Chivay.

- Thouret et al. (1994), publicaron el artículo denominado “L’activité actuelle du Nevado Sabancaya (Sud Pérou): reconnaissance géologique et satellitaire, évaluation et cartographie des menaces volcaniques”, presentado en el Boletín de la Sociedad Geológica de Francia. Este artículo tuvo como finalidad analizar el impacto local y regional que pudieron producir los productos volcánicos como tefras, lavas y lahares originados durante la última actividad eruptiva del volcán Sabancaya ocurrida entre los años 1988 – 1996. Además evaluaron los tipos de amenazas volcánicas y presentaron dos mapas que muestran escenarios eruptivos de tipo vulcaniano y paróximal.

- M. Inbar y C. Llerena (1994), escribieron un reporte denominado “Efectos de la erupción del volcán Sabancaya, Perú-1990. Evaluación Preliminar”. Este trabajo describe los efectos producidos durante la actividad eruptiva del volcán Sabancaya ocurrida entre los años de 1988 a 1994. Aquí se relata la respuesta y actitud de los científicos, población y autoridades locales y regionales frente a los peligros volcánicos como caída de ceniza, emisiones de gases y flujos de lodo generado por la actividad del Sabancaya. Dichos autores dieron a conocer

la importancia de realizar el monitoreo volcánico, como medio o instrumento de alerta temprana a la población ante cualquier evento o erupción del Sabancaya.

- M.D. Huamán (1995), en su tesis sobre el volcán Sabancaya denominado “Métodos y aplicaciones de las imágenes de satélite en la cartografía Geológica”, a la Universidad Nacional de San Agustín, realizó el análisis e interpretación de imágenes satelitales (LANDSAT MSS, SPOT y SAR ERS-1) de los volcanes Sabancaya, Ampato y Hualca Hualca. En este trabajo se hace un seguimiento de la morfología del cráter y la aparición de fracturas alrededor del volcán Sabancaya. También, localizó una importante estructura local denominada “Fracturamiento Tectónico de Sepina” que colinda con la falla Ichupampa en el sector de pampa Sepina. Finalmente realizó un corte estructural e interpretó la presencia de dos cámaras magmáticas independientes para los volcanes Ampato y Sabancaya.

- Salas et al. (1995), en el artículo titulado “Geomorphological and Geological Survey, and spot remote sensing of the current activity of nevado Sabancaya stratovolcano (South Peru): Assessment for hazard-zone mapping”. Este artículo publicado en la Sociedad Geológica del Perú en su Vol. N° 84, trata sobre fotointerpretación geológica y geomorfológica a partir de imágenes SPOT del volcán Sabancaya y Ampato de 1988 a 1994. La finalidad de este estudio fue de mostrar el mapa de peligros volcánicos del volcán Sabancaya que incluye la dispersión de caída de tefras y proyectiles balísticos, avalanchas de escombros, flujos piroclásticos, lahares, flujos de lava, que probablemente podrían afectar los poblados cercanos durante la actividad volcánica del Sabancaya.

- Bulmer et al. (1999), publicaron el artículo titulado “Analysis of Sabancaya volcano, Southern Peru using Radarsat and Landsat TM Data”. Este artículo trata sobre el cartografiado de los depósitos volcánicos y estratigrafía del volcán Sabancaya, basado en el análisis de imágenes Landsat TM y RadarSat, determinaron la posible presencia de 42 flujos de lavas, de los cuales sólo 39 se encuentran bien definidos, quedando los 3 restantes pendientes de estudio. Asimismo, a partir de imágenes Landsat TM y RadarSat, obtuvieron un mapa geológico de flujos de lava del volcán Sabancaya. También, distinguieron

diferentes centros de emisión como el cráter principal, un domo ubicado al SW del cráter y un posible centro de emisión adventicio al SE del volcán Sabancaya, por donde fueron aparentemente emitidos algunos de estos flujos de lava.

- M.C. Gerbe y J.C. Thouret (2004), en el artículo denominado “Role of magma mixing in the petrogenesis of tephra erupted during the 1990-1998 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru” publicado en el *Bulletin of Volcanology* (2004). Este artículo describe la interacción e hibridación de recargas repetidas de magmas andesíticos máficos dentro de la cámara magmática superficial, siendo la existencia de fases mineralógicas en desequilibrio y los enclaves evidenciados esta interacción. Explican también que las dacitas expulsadas durante el año de 1990 fueron el resultado de un proceso de cristalización fraccionada asociada con un proceso de asimilación profunda. Por otro lado, la sobre-presurización en el conducto no fue la principal causa de la actividad eruptiva del tipo vulcaniana que tuvo el volcán Sabancaya, sino que también fue influenciada por interacción con el agua subterránea producto de la fusión de la nieve y por la actividad tectónica registrada, que produjo un fracturamiento dentro del volcán, haciendo más fácil la infiltración de agua.

-Estudios Anteriores de Estratigrafía

- E. Juvigné et al. (2008), en la publicación denominada “Retombées volcaniques dans des tourbières et lacs autour du massif des nevados Ampato et Sabancaya (Pérou Meridional, Andes Centrales)”, y por medio de sondajes tomaron muestras de turba de bofedales que afloran en inmediaciones del volcán donde se depositaron tefras de caídas de cenizas. Posteriormente las turbas fueron datadas por el método ^{14}C . En el bofedal de Sallalli ubicado al Sur del volcán Sabancaya realizaron tres sondajes (S1, S2 y S3). En el sondaje S1 una turba localizada a una profundidad de 360 y 370 cm, dio una edad de 9070 ± 100 años B.P. En el sondaje S2 a 165 cm de profundidad otra muestra de turba dio una edad de 2050 ± 70 años B.P. En el sondaje S3 ubicado al norte del río Sallalli obtuvieron otras tres muestras de turba: la primera obtenida a 450 cm de profundidad dio una edad de 4500 ± 125 años B.P.; la segunda muestra obtenida a 365 cm de profundidad fue datada en 2955 ± 80 años B.P. y por último, la tercera muestra obtenida a 314 cm dio una edad de 1790 ± 110 años B.P. En los

alrededores de la laguna Mucurca, a 15 km al W del volcán Ampato tomaron una muestra de la base de un depósito lacustrino a 225 cm de profundidad que fue datado en 2650 ± 50 años B.P. Por último en el bofedal ubicado en la Qda. Pujro Huayro tomaron una muestra de turba que yace debajo de una lava del volcán Sabancaya cuya edad es de 5440 ± 40 años B.P.

-Estudios Anteriores de Geofísica

- Antayhua Y. (2002), sustentó su tesis titulada “Análisis de la actividad sísmica en la región del volcán Sabancaya y los sismos de Maca (1991) Sepina (1992) y Cabanaconde (1998)”, en la Universidad Nacional de San Agustín. En ella interpreta los mecanismos desencadenantes de los movimientos sísmicos detectados en pampa Sepina al NE y N del volcán Sabancaya, en el periodo 1988 y 1996. En base a sus resultados asume dos hipótesis: la primera explica que la deformación en Pampa Sepina era producida por esfuerzos tectónicos ocurridos cerca de la falla Sepina; y la segunda hipótesis precisa que la actividad sísmica y la deformación en la pampa Sepina era debida a los esfuerzos generados por la presión ejercida por el magma durante su propagación por los conductos antes de llegar a la cámara magmática del volcán Sabancaya.

- Gonzáles et al. (2009), publicaron un estudio denominado: “Ejemplos de deformación producto de la tectónica extensiva en las zonas de Huambo-Cabanaconde en Arequipa vistos por interferometría RADAR-INSAR”, el cual fue publicado en el Boletín N° 103 de la Sociedad Geológica del Perú (SGP). En este artículo detallan las características de los procesos de deformación ocurridos al NW del estratovolcán Hualca Hualca (margen izquierda del cañón del río Colca), asociados a la actividad de fallas normales activas (Solarpampa y Trigal) y probablemente a la actividad volcánica del Sabancaya, esto en base al análisis de imágenes radar, usando la técnica de Insar.

1.3 Generalidades

1.3.1 Ubicación

El complejo volcánico Ampato-Sabancaya (CVAS, 6,288 msnm), conocido localmente como Nevado Ampato y Nevado Sabancaya, está ubicado al sur del Perú, aproximadamente a 70 km al noroeste de la ciudad de Arequipa, y a 30 km al sur del valle del río Colca. El vocablo Sabancaya significa "lengua de fuego" en lengua Quechua. Sus coordenadas geográficas son 15.78° S y 71.85° W, y se le ubica dentro del cuadrángulo de Chivay (32-s).

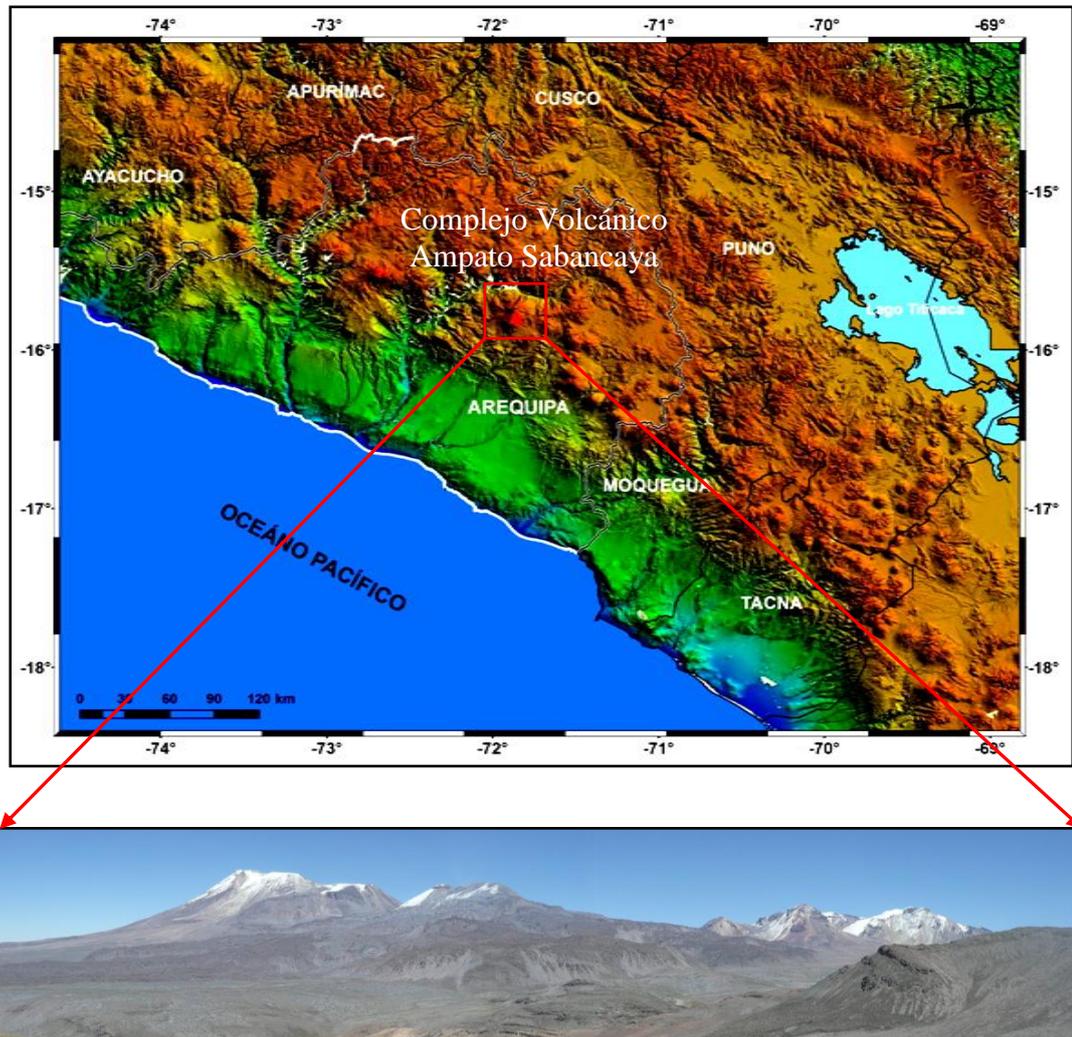


Fig.1.1.- Mapa de Ubicación del Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya (parte superior) y fotografía del CVAS (parte inferior); vista al NE del CVAS, desde la pampa Lluillipampa.

1.3.2 Accesibilidad

Se puede acceder al CVAS a través de dos rutas. La primera es partiendo de la ciudad de Arequipa, a través de la carretera que conduce a la localidad de Chivay (Cañón del Colca), se llega hasta el sector de Patapampa, de donde parte un desvío de 30 km que nos conduce a la Hacienda Sallalli, situada al pie del flanco este del CVAS. La segunda ruta de acceso es por la carretera de Transmisión Eléctrica Transmantaro, el cual colinda con la carretera Sallalli – Taya, al pie del flanco sur del Ampato. Esta vía comunica el sector de Taya con el poblado de Huambo.

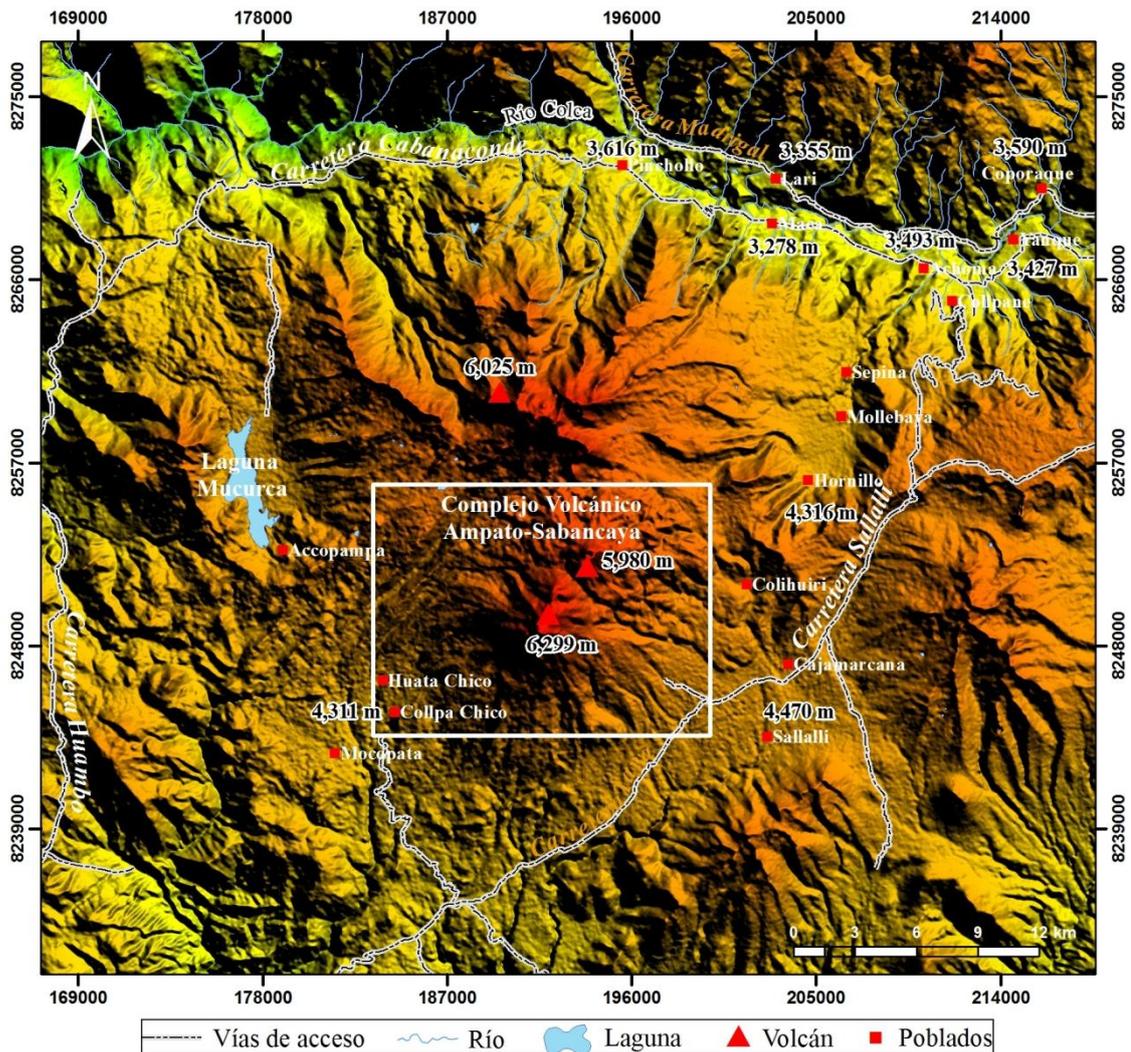


Fig. 1.2.- Mapa con vías de acceso y principales poblados ubicados cerca al complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

1.3.3 Clima

Datos de temperatura, precipitación, humedad relativa y radiación solar fueron obtenidos del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI),

institución que cuenta con una estación convencional meteorológica instalada en el distrito de Chivay. Los datos corresponden al período 1986 al 2010.

En los años de 1986 y 1999 la estación meteorológica registró las mayores precipitaciones pluviales vistas hasta la fecha, que dieron lugar al aumento del caudal del río Colca, tal cual se aprecia en la Tabla 1. Según los datos de la estación de Chivay; la temporada de lluvia se presenta entre los meses de Diciembre a Marzo, variando anualmente entre 13.4 mm y 49.7 mm. Cabe destacar que entre las altitudes de 5,000 a 6,000 msnm donde se localizan el complejo volcánico Ampato-Sabancaya, las precipitaciones ocurren en forma de granizo o nieve. Por otra parte, la época seca se da durante los meses de Abril a Noviembre. Las temperaturas máximas registradas fluctúan entre los 18.3°C a 20.8°C y las temperaturas mínimas pueden llegar a 2.5°C bajo cero.

Año	PRECIPITACIÓN (mm)				Promedio Anual
	Diciembre	Enero	Febrero	Marzo	
1986	105.5	97.0	178.1	135.9	49.7
1987	*	71.9	28.6	38.3	13.4
1988	22.8	190.9	18.8	33.0	26.9
1989	0.0	71.0	56.4	25.6	18.1
1990	93.7	59.0	26.2	60.7	34.6
1991	34.8	122.1	55.8	127.4	39.6
1992	*	22.5	26.5	3.2	17.0
1993	53.8	104.5	30.8	90.5	27.9
1994	36.5	158.6	132.7	50.3	35.0
1995	49.4	101.5	25.1	136.4	29.7
1996	51.5	66.9	168.4	54.1	34.5
1997	76.0	119.0	163.2	104.8	48.0
1998	70.6	137.5	66.2	69.3	32.3
1999	51.9	98.8	169.8	176.5	49.7
2000	56.7	180.7	121.0	103.8	46.7
2001	12.8	121.2	198.9	98.4	43.8
2002	103.5	72.2	149.9	133.3	48.3
2003	46.6	40.3	91.0	66.0	23.0
2004	37.1	144.8	90.1	121.9	39.1
2005	68.2	68.7	106.9	67.0	28.3
2006	33.9	116.8	114.8	165.0	43.4
2007	53.3	138.8	120.8	102.9	39.4
2008	61.0	262.3	111.9	32.4	39.6
2009	14.4	81.5	156.8	83.5	35.8
2010	*	63.9	88.9	44.0	25.1

Tabla N° 1.1.- Precipitaciones durante los meses de Diciembre, Enero, Febrero y Marzo de 1986 al 2010 (Fuente: SENAMHI).

Debido a que durante todos los años la dirección del viento cambia gradualmente, hemos considerado realizar diagramas de orientación de vientos correspondientes a los meses de Marzo, Agosto, Octubre y Noviembre (**Fig.1.3**). Asimismo, los vientos de baja altura (3,000 a 3,500 msnm) tienen una dirección predominante NE-SW.

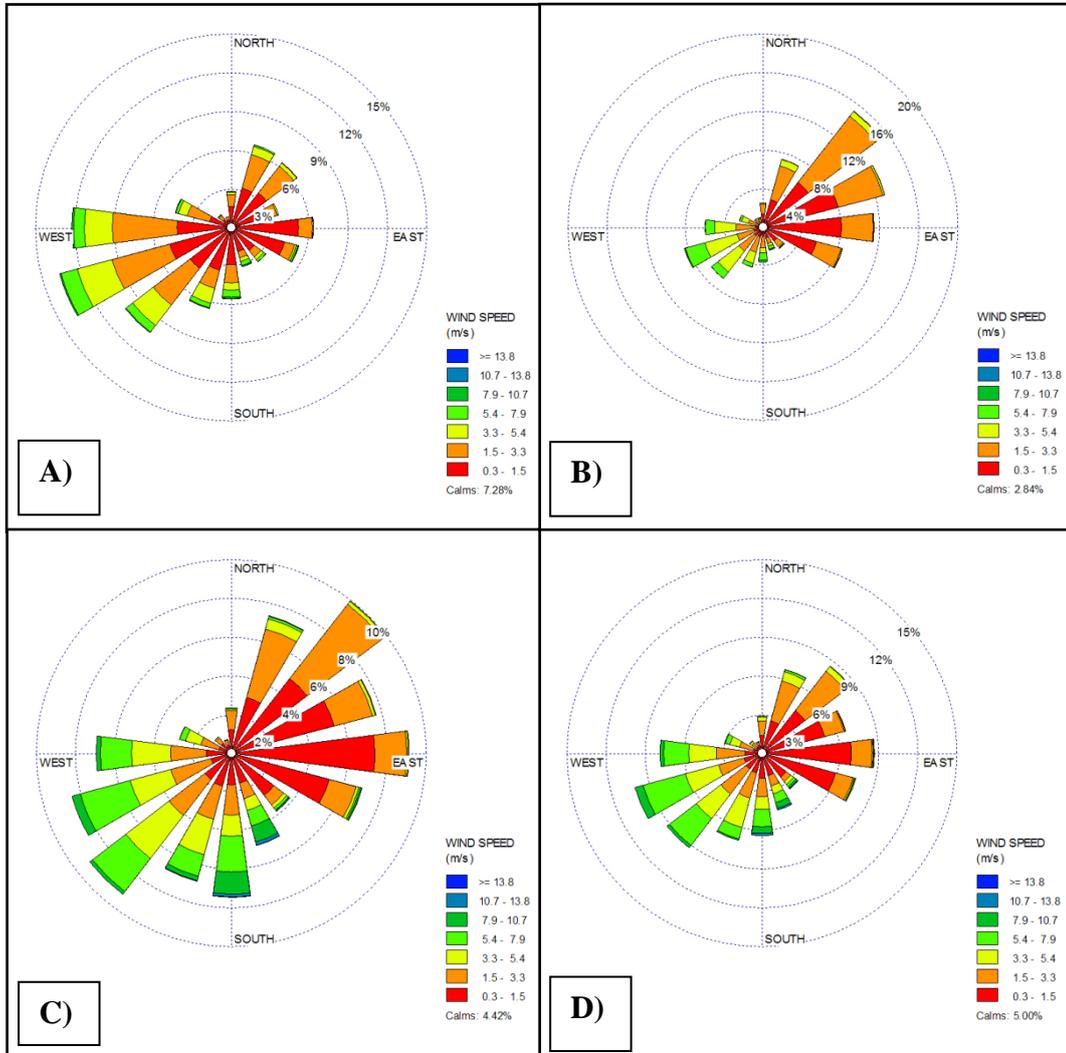


Fig. 1.3.- Diagramas de velocidad y dirección de vientos en Chivay, durante los meses de: Marzo (A), Agosto (B), Octubre (C) y Noviembre (D).

1.4 Metodología de Trabajo

La metodología empleada para la elaboración de esta tesis, consistió en las siguientes partes:

1.4.1 Trabajo en Gabinete

- 1) La primera fase del trabajo consistió en la revisión bibliográfica de los estudios geológicos, petrológicos y geoquímicos previos sobre los volcanes Ampato y Sabancaya.

- 2) Para realizar el mapeo geológico, geomorfológico y estructural de campo, se efectuó inicialmente el estudio fotogeológico durante el cual se emplearon 19 fotografías aéreas a escala 1:35000, tomadas en Julio de 1955 por el Instituto Geográfico Nacional del Perú. Además, se utilizó una imagen ASTER en combinación de bandas 9-3-1; y se descargaron de la página web del GDEM (Geoscience Digital Elevation Model) imágenes LANDSAT-TM 1980 y LANDSAT-MS 1990.
- 3) Se adquirió una base topográfica a escala 1:100,000, elaborada por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) donde se representaron los datos provenientes del cartografiado geológico.
- 4) Se elaboró un Modelo Digital de Elevación (DEM) a partir de curvas de nivel cada 25 m, elaboradas en el software Global Mapper 10, para luego ser usada en la integración de datos junto con la información obtenida en el campo por los asesores y colaboradores del proyecto de tesis.
- 5) Para el procesamiento de imágenes satelitales, así como también la digitalización de mapas tanto geológico, geomorfológico y estructural elaborado en el presente estudio, se utilizaron los programas de Arcgis 9.3 y ENVI 4.5.
- 6) El tratamiento de datos se desarrolló haciendo uso de programas como Excel para datos analíticos y el IGPET para la elaboración de diagramas y gráficos.
- 7) Por último se desarrolló la tesis la redacción y correcciones de la tesis.

1.4.2 Trabajo de Campo

El trabajo de campo se dividió en tres campañas de 20 días cada una, durante las cuales se trabajó en áreas aledañas al Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya. Este trabajo comprendió principalmente el cartografiado geológico a escala 1:25000 y el muestreo de depósitos volcánicos en diferentes puntos del área de estudio. Asimismo, se corroboró los datos obtenidos de la fotointerpretación con los datos de campo.

1.4.3 Trabajo de Laboratorio

1) Se elaboró una base de datos de las muestras tomadas en campo durante el desarrollo de la tesis. La tabla de datos contiene el código de las muestras con sus coordenadas en

proyección UTM/WGS84/zona 19S, con los resultados de análisis químicos de muestras recolectadas y descripción petrográfica de cada una de ellas.

2) Las muestras recolectadas durante el trabajo de campo fueron enviadas por el Dr. Pablo Samaniego (IRD) para su respectivo análisis químico por elementos mayores y trazas al Laboratorio “Dominios Oceánicos”, Universidad de Bretaña Occidental (Brest, Francia). Por otro lado, la confección de secciones delgadas estuvo a cargo del Laboratorio de Petrotomía del INGEMMET, para ello se llevaron a cabo los siguientes pasos:

a) Selección y limpieza de muestras, tomando como criterio general 1kg por muestra de roca fresca para análisis químico y una muestra de roca de 500 g, sin alteración para la sección delgada. Luego de la selección de muestras de roca, estas se envían al laboratorio para el análisis químico y preparación de sección delgada. Para la determinación de las características petrográficas, se procedió a la preparación de 60 secciones delgadas. Posteriormente en este análisis se realizaron descripciones petrográficas que se efectuaron con un microscopio Axioskop40 ZEISS. Las rocas fueron clasificadas y descritas según sus características petrográficas, tipo de textura, cristalinidad, forma y tamaño de los cristales.

b) El análisis químico de las muestras fueron enviadas al Laboratorio de Dominios Oceánicos, Universidad de Bretaña Occidental (Brest, Francia), donde se analizaron por el método de espectrometría de emisión atómica por acoplamiento inductivo de plasma (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy, ICP-AES). El método de ICP-AES sirve para realizar análisis de los elementos mayores (K, Na, Mg, Al, Si, P, Ca, Ti, Mn, Fe); elementos trazas (Rb, Sr, Y, Nb, Zr, Cr, Ni, Ga, Ba, Pb, Th, U) y tierras raras (La, Ce, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Tm, Yb y Lu).

CAPÍTULO II

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Volcanismo Plio-Cuaternario

El estudio de los volcanes Plio-Cuaternarios y sus depósitos asociados que afloran en el sur del Perú indican que la actividad volcánica ha variado en el tiempo, principalmente debido a una variación en la tasa de ascenso de los magmas. Otras explicaciones de estas variaciones se asocian a cambios tanto en la velocidad de convergencia como en la geometría de la subducción, tal como lo indican Isacks (1988), Worner (1991) y otros autores. En efecto, para que se produzca volcanismo en un margen continental activo (caso peruano), es necesario que la placa oceánica ingrese con un ángulo comprendido entre 25° y 30°, lo que permitiría que la placa oceánica se deshidrate a una determinada profundidad generando fluidos que fusionen la cuña del manto, originando así un arco volcánico (**Fig.2.1**). Si por el contrario la placa oceánica ingresa en “subducción subhorizontal” (<10°), ambas placas estarían en contacto y no habría lugar para que se instale una “cuña astenosférica”. En el Perú, el primer caso ocurre en el sur, donde existe volcanismo Holocénico, mientras que el segundo caso se presenta en el centro y

norte del Perú, donde no hay volcanismo Holocénico (Hasegawa & Isacks, 1981; Grange et al., 1984; Mégard, 1987; Deza, 1991).

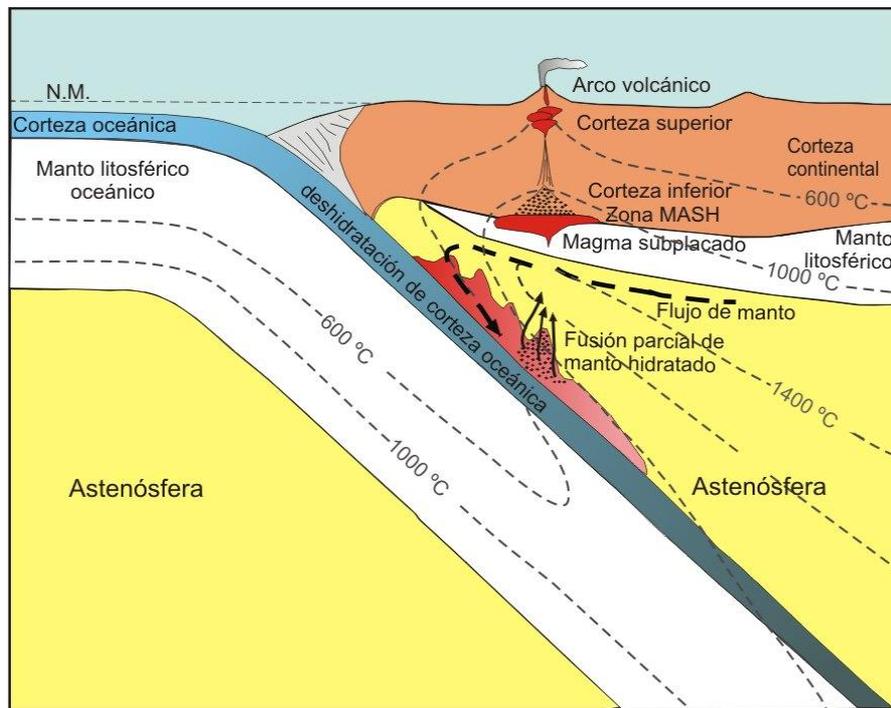


Fig.2.1.-Modelo teórico de una margen continental activa, caso de los Andes de Sudamérica (Winter, 2001).

El volcanismo activo del Pleistoceno y Holoceno en la margen occidental de América del Sur (**Fig.2.2**) está distribuido en cuatro segmentos: La Zona Volcánica del Norte (ZVN), Zona Volcánica Central (ZVC), la Zona Volcánica del Sur (ZVS) y la Zona Volcánica Austral (ZVA). Estas zonas coinciden o están asociadas a planos de “subducción normal” (Francis & Silva, 1990).

2.1.1 Zona Volcánica de los Andes del Norte (ZVN)

Está ubicada entre las latitudes de 4-5° Norte a 2° Sur y se extiende desde el Norte de Colombia hasta el centro de Ecuador. Los volcanes ubicados en esta zona se orientan en dirección Norte-Sur, siendo en total 82 volcanes, de los cuales 44 se encuentran en Ecuador y 38 en Colombia. Cabe destacar que los volcanes más representativos son el Guagua Pichincha, Chimborazo, Cotopaxi, Tungurahua, Sangay en Ecuador y Galeras, El Ruiz, Tolima y Puracé en Colombia (Francis & Silva, 1990).

2.1.2 Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVC)

Esta localizada entre las latitudes 15° a 28° Sur y se extiende desde el Sur de Perú, Oeste de Bolivia, Noroeste de Argentina y el Norte de Chile. Esta zona tiene una longitud aproximada de 1400 km y se caracteriza por presentar una franja de 44 volcanes activos orientados en dirección Noroeste-Sureste en el Sur de Perú y Norte-Sur, en el extremo Norte de Chile, con elevaciones comprendidas entre los 4,500 a 6,000 msnm. En el límite de Perú-Chile los volcanes habrían sido emplazados durante el Plio-Pleistoceno (<5 Ma.). En el Perú, durante el Holoceno y la época histórica, más de 12 volcanes presentaron actividad eruptiva. Asimismo, volcanes como el Ubinas, Misti, Sabancaya, Ticsani y esporádicamente, Yucamane, Tutupaca, Huaynaputina, etc., continúan su actividad hasta la actualidad (*Francis & Silva, 1990*).

2.1.3 Zona Volcánica de los Andes del Sur (ZVS)

Esta zona volcánica se encuentra ubicada entre las latitudes 33° y 48° Sur y comprende los volcanes ubicados en el extremo Oeste, Suroeste de Argentina y la zona Central y Sur de Chile. En esta zona, la cadena de volcanes se encuentra orientada en dirección Norte-Sur y alberga hasta 25 volcanes activos, 24 de los cuales se ubican en la parte central de Chile y frontera con Argentina y solo 1 en Argentina. Los volcanes más importantes de esta zona son el Villarica y Lonquimay en Chile y Copahue en Argentina (*Francis & Silva, 1990*).

2.1.4 Zona Volcánica de los Andes Austral (ZVA)

Esta zona volcánica ubicada en el tripartito S entre Chile, la Patagonia y la tierra del Fuego, en las latitudes de 48°S y 54°S. La ZVA se compone de cinco estrato-volcanes constituidos por un complejo de domos y coladas de lava del Holoceno (*Stern y Killian, 1996*). Esta es la única de las cuatro áreas cuya actividad está relacionada con la subducción de la placa Antártica joven (< 12 Ma), la velocidad de convergencia es de 2 cm por año. La corteza es muy delgada en este segmento y por lo general menor a 35 km (*Lowrie y Hey, 1981*). Este contexto volcánico tiende a un vulcanismo adakítico (*Stern y Killian, 1996*) asociado con la fusión de una corteza oceánica joven (< 24 Ma).

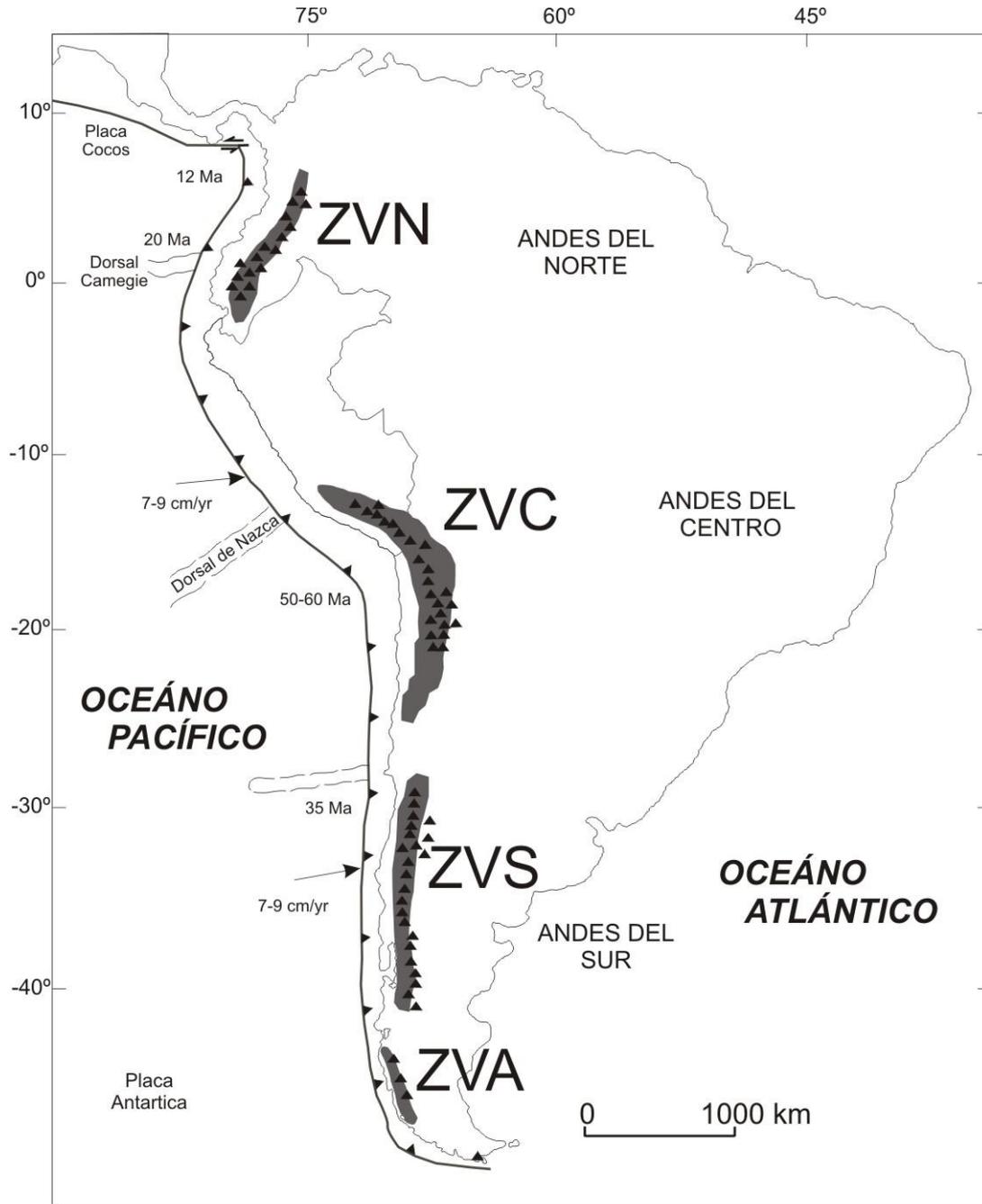


Fig.2.2.-Zonas volcánicas en los Andes de Sudamérica (ZVN, ZVC, ZVC, ZVA, Norte, Centro, Sur y Austral respectivamente) (Ramos y Alemán, (2000) y Gutscher, (2000). La Zona Volcánica Central tiene mayor extensión el cual decrece hacia el Norte y se extiende hacia el Sur, los triángulos en negro indican los volcanes activos y potencialmente activos.

2.2 Volcanes del Sur del Perú

En nuestro país, los volcanes activos y potencialmente activos se encuentran en la región Sur (Fig. 2.3), como son los volcanes Solimana, Ampato-Sabancaya, Misti y Sabancaya, en Arequipa; Ubinas, Huaynaputina y Ticsani, en Moquegua; Tutupaca y Yucamane, en Tacna.

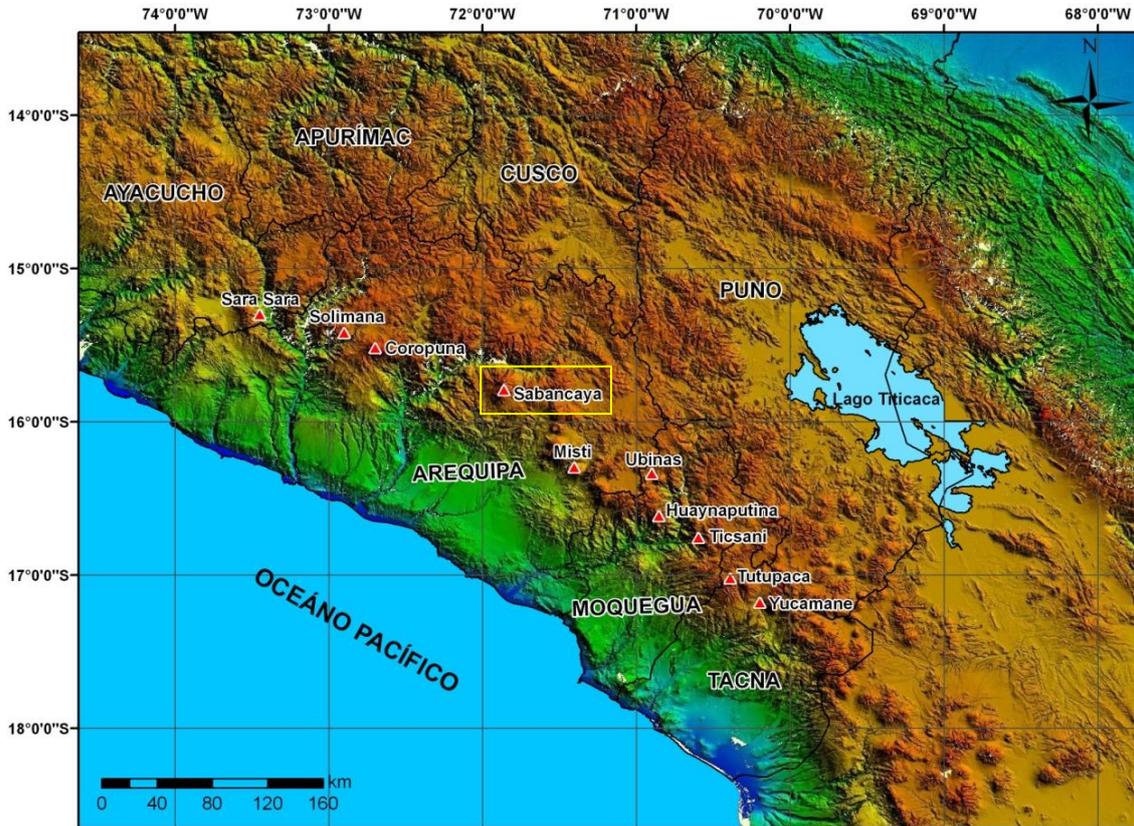


Fig.2.3.-Distribución de los volcanes activos en el Sur del Perú.

- Volcán Sabancaya

Es el estratovolcán activo más joven del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, con un área aproximada de 67 km². Actualmente se encuentra en estado fumarólico débil. Presenta un cono principal, cuyo cráter tiene un diámetro aproximado de 400 m. Sus episodios eruptivos han sido sobre todo efusivos, emitiendo coladas de lava en bloques mayores de 40 m de espesor que alcanzaron distancias de hasta 9 km al este del cráter. El volcán Sabancaya ha registrado 5 erupciones desde el año 1750 (Ceresis, 1989; Simkin et al., 1981; Huamán, 1988, 1989, 1990). Después de aproximadamente 200 años el volcán pasa a una importante actividad eruptiva que comienza en el año de 1985 y Noviembre de 1986, con un incremento en la emisión de fumarolas que

alcanzaron alturas de 3 y 5 km aproximadamente (Rodríguez y Uribe, 1994). Por otra parte Alberto Parodi reporta la fundición de la capa glaciaria y la presencia de sulfuros que empezaban a precipitarse por las fumarolas. La última crisis volcánica ocurrió entre los años de 1988 y 1998, con erupciones del tipo vulcaniana y freatomagmática, con emisiones de cenizas y productos balísticos (Huamán, 1995; Inbar y Llerena, 1994; Gerbe y Thouret, 2004). Durante esta actividad las columnas de cenizas alcanzaron alturas de hasta 5 km por encima del cráter extendiéndose a más de 10 km de los flancos NE y E del volcán. Algunos distritos de las provincias de Caylloma, Castilla y Arequipa como: Chivay, Achoma, Cabanaconde, Coporaque, Maca, Huambo, Lluta, Andahua, Aplao, Huancaraquí, Santa Isabel de Siguan, Yura, etc., con aproximadamente 40,000 habitantes viven en riesgo (INEI, 2007).

- Volcán Misti

El volcán Misti (5,825 msnm), es un estratovolcán joven de forma cónica y simétrica, en estado fumarólico (Fidel et al., 1997). Presenta un área aproximadamente de 63 km² (Thouret et al., 2001). Posee un cráter semi-circular ligeramente alargado de orientación SE-NW, con un diámetro mayor a 935 m, el cual se formó durante la última erupción de gran magnitud hace 2050 años (Thouret et al., 2001). Dentro de este cráter mayor, en su extremo SE existe un cráter anidado de ~530 m de diámetro y de 80 m de profundidad. Este cono presenta en el fondo un domo en estado fumarólico, de 120 m de diámetro y 20 m de altura.

El volcán Misti comprende edificios distintos: un estrato-volcán inferior de 500 m de altura denominado “Misti 1” datado entre 833 ka y 112 ka, (Thouret et al., 2001) y que es cubierto por un cono compuesto, que ha registrado al menos tres etapas de construcción durante los últimos 112 ka, denominadas como “Misti 2”, “Misti 3” y “Misti 4”. Conformados por variados depósitos como flujos de lava en bloques, flujos de escoria, depósitos piroclásticos (bloques y ceniza, pómez y ceniza; escoria y ceniza), varias secuencias de depósitos de caída de lapilli pómez (originados por al menos 10 erupciones “mayores” durante los últimos 11 ka) y depósitos de avalancha de escombros, los cuales fueron producidos en variados eventos eruptivos (Rivera, 2010). Alrededor del Misti, existe dos capas delgadas de ceniza oscura que cubren al depósito de caída pliniana de hace 2050

años BP. Estos depósitos marcan probablemente pequeñas erupciones ocurridas a mediados del siglo XV (1440-1470 A.D., *Chávez, 1992*), otras erupciones menores ocurrieron en Mayo de 1557, Julio de 1784 y Julio a Octubre de 1787 (*Suni, 1999; Thouret et al., 2001*). Cierta crisis fumarólica moderada ha sido reportada en 1948-1949 y en 1984-1985 (*Chávez, 1992; Suni, 1999*). En la actualidad el Misti presenta leves emisiones de gases y vapor de agua, visibles en la cima del cráter y en el domo. Arequipa cuenta con una población de 864,250 habitantes (*INEI, 2007*).

- **Volcán Ubinas**

El volcán Ubinas es el más activo del sur peruano, por haber presentado 24 erupciones desde 1550 caracterizados por emisiones de ceniza y alta actividad fumarólica, tiene una ocurrencia de 4 a 5 episodios por siglo (*Rivera et al., 2008*). Este volcán se encuentra ubicado a 90 km al Norte de la ciudad de Moquegua. Es un estratovolcán andesítico, de forma cónica ligeramente alargada de SE-NW (*Rivera, 1998*), en estado fumarólico. Presenta un área aproximadamente de 45 km², posee un cono principal y una caldera de 1.5 km de diámetro. Presenta tres sistemas de fallamiento, predominando la dirección N 130°, la cual atraviesa el cráter y parte de la caldera. El flanco Sur de este volcán es la zona más débil (fracturado e hidrotermalizado).

La última actividad eruptiva del Ubinas ocurrió entre los años 2006 y 2009. Durante los primeros meses del año 2006 estuvo caracterizado por emisiones de ceniza, gases y bombas balísticas. En este tiempo las columnas eruptivas alcanzaron unos 4 km de altura. En la actualidad este volcán muestra una leve actividad fumarólica. Los poblados aledaños al volcán que se encuentran en riesgo son: el distrito de Ubinas con una población de 3,725 personas, distribuidas en los poblados de Querapi, Tonohaya, Ubinas, San Miguel, Huatahua, Huarina, Sacohaya, Escacha y Anascapa.

- **Volcán Huaynaputina**

Se ubica a 63 km al Norte de la ciudad de Moquegua, provincia de Mariscal Nieto, cerca del pueblo de Omate, a 4,800 msnm. Es un estratovolcán parcialmente destruido en estado latente. Formado por tres cráteres y conos de ceniza dentro de una caldera de 2.5 x 1.5 km. La última gran erupción pliniana ocurrió en el año 1600 D.C., siendo esta erupción la más violenta en los Andes

Centrales. Durante esta erupción las cenizas viajaron a más de 600 km al W de la fuente, cubriendo más de 20,000 km² (Dávila y Thouret, 1999). En caso de una eventual reactivación los poblados en riesgo son: Quinistaquillas, Puquina, Tambo, Moquegua y Arequipa.

-Volcán Ticsani

Se ubica a 60 km al SW de la ciudad de Moquegua, provincia de Mariscal Nieto (70°35'W, 16°45'S), a 5,408 msnm. Corresponde a un complejo de domos que han crecido dentro de una caldera de avalancha antigua. Este complejo se encuentra en estado latente (Fidel et al., 1997). La evolución volcánica comprende dos etapas (Mariño, 2002): “Ticsani antiguo”, de edad Pleistoceno inferior, durante el cual se emplazó una secuencia de flujos de lava andesítico, depósitos volcanoclásticos e ignimbritas. En esta etapa, el edificio volcánico colapsó, emplazando depósitos de “avalancha de escombros” visibles en los ríos Putina, Carumas y Tambo (Mariño y Thouret, 2003). Estos depósitos de avalanchas de escombros son denominados por Bernard (2008) como “DAD”. Ellos se han desplazado a una distancia mínima de 31,5 km dentro de la cuenca del río Tambo, entre el Ticsani y Quinistaquillas, con un espesor promedio de 400 m y cubren un área de 37,5 km² y un volumen de 18 ± 3 km³. Aguas abajo del río Tambo hacia el W de Quinistaquillas el espesor del depósito disminuye a 150 m. Este “DAD” puede ser considerado como uno de los 10 depósitos volcánicos de avalancha más grandes del mundo (Siebert, 2002). En la segunda etapa “Ticsani moderno” se emplazaron coladas de lava, domos del tipo cúmulo y coulées de composición dacítica y depósitos piroclásticos de bloques y ceniza y depósitos de caída de pómez y ceniza de edad Pleistoceno superior a Holoceno inferior.

Por otro lado el volcán Ticsani ha presentado por lo menos tres erupciones explosivas, la primera hace 11 mil años y la última erupción explosiva más importante ocurrió hace 10600 ± 80 años A.P. Los poblados de Calacoa, San Cristóbal, Quebaya, Cuchumbaya, Sacuya, Soquesane, Yaral, entre otros, viven amenazados ante una eventual reactivación de dicho volcán.

- Volcán Tutupaca

Se ubica a 110 km al Norte de la ciudad de Tacna, y a 28 km al Norte del poblado de Candarave, en la Cordillera Occidental de los Andes a 5,790 msnm.

Es un estratovolcán de cono colapsado, en estado fumarólico. Se encuentra constituido por dos conos yuxtapuestos: Tutupaca Este (5,790 msnm) con parte del cono destruido al NE, el cual presenta un diámetro aproximado de 2 km, originado probablemente por una explosión lateral, y Tutupaca Oeste (5,815 msnm) de cono truncado en la parte Este, y de un diámetro aproximado a 3 km. Su actividad histórica comprende cuatro eventos: 1780, 1802, 1862 y 1902, caracterizados por una alta actividad fumarólica y leve emisión de ceniza (*Hantke y Parodi, 1966*). La última erupción ocurrió el 30 de marzo de 1802, la cual duró cinco meses (*Echevarría, 1804*). Los poblados en riesgo son la ciudad de Candarave y otros poblados como: Tacalaya, Turun-Turun (al S y SW), Suches y Huaitire (al NW) (*Fidel y Zavala, 2001*).

- **Volcán Yucamane**

Se ubica a 92 km al Norte de la ciudad de Tacna y a 11 km al SW del pueblo de Candarave, a 5,550 msnm. El estratovolcán Yucamane es el más reciente de un conjunto de volcanes extintos y erosionados que conforman el complejo volcánico Yucamane Chico-Calientes-Yucamane (*Rivera y Mariño, 2004*). La estratigrafía del volcán Yucamane evidencia varios eventos volcánicos, divididos en dos períodos: Yucamane I y Yucamane II. Este último dividido en dos fases: Cono de la cumbre (IIA) y Caldera Reciente (IIB). El Yucamane I está conformado por flujos de lava andesíticos. Una de ellas fue datada en 0.38 ± 0.3 Ma. (*Rivera y Mariño, 2004*). Estas lavas descansan sobre un depósito de flujo de pómez y ceniza datado en 0.54 ± 0.18 Ma. La fase del “Cono de la cumbre” del Yucamane II está conformado básicamente por flujos de lava de composición andesítica y dacítica. Posteriormente en la fase “Caldera Reciente”, se produjo el emplazamiento de varios depósitos de flujos piroclásticos y caídas de ceniza y lapilli pómez que yacen en los flancos S y SE, relacionado a erupciones subplinianas, freatomagmáticas y vulcanianas, que dieron lugar a la formación de la caldera y cráter actual. Un depósito de caída de lapilli pómez de origen freatomagmático dispersado hacia el SE fue datado ~3270 años A.P. (*Rivera y Mariño, 2004*). Los reportes históricos de actividad eruptiva dan cuenta de un evento eruptivo ocurrido en el año 1787 (*Zamácola y Jáuregui, 1804*), caracterizado por la emisión de poco volumen de ceniza. La actividad actual del volcán se manifiesta por tenues fumarolas existentes en el cráter. En caso de una eventual reactivación los poblados en riesgo son Candarave donde habitan 8,373

pobladores (INEI, 2007). Asimismo también serían afectados los poblados de Cairani, Camilaca, Huanuara, Quilahuani, entre otros.

2.3 Contexto Geológico Regional

Las rocas más antiguas que afloran en áreas cercanas al Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya (CVAS) corresponden a areniscas, lutitas y calizas del Jurásico superior asignadas al Grupo Yura. Cubiertos en gran parte por una secuencia de lavas y algunos niveles de sedimentos depositados durante el Oligoceno medio a Mioceno inferior, asignados al Grupo Tacaza. A continuación se hace una breve descripción de dichas secuencias (**Fig.2.4**).

2.3.1 Rocas Sedimentarias del Mesozoico

Las secuencias sedimentarias del Mesozoico corresponden al Grupo Yura, la cual infrayace a las formaciones Murco, Arcurquina y Chilcane.

- Rocas Sedimentarias del Jurásico

Son de origen marino y forman el Grupo Yura, sus afloramientos se encuentran al SW del complejo volcánico Ampato-Sabancaya. El Grupo Yura está conformado por la Formación Labra, compuesta de areniscas cuarzosas con estratificación cruzada que infrayace a secuencias calcáreas de la Formación Gramadal.

- Rocas Sedimentarias del Cretácico Inferior

En el extremo SW del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, afloran las formaciones Hualhuani, Murco y Arcurquina emplazadas durante el Cretáceo Inferior. La Formación Hualhuani está compuesta por areniscas cuarzosas de grano fino a medio y areniscas feldespáticas de color marrón rojizo. Esta suprayace a la Formación Murco constituida por fangolitas con laminaciones lutáceas débiles. Por su parte, la Formación Arcurquina está compuesta de calizas relativamente competentes intercaladas con capas de areniscas de color gris verdoso. Esta formación se emplazo entre el Cretácico inferior al Cretácico superior.

- Rocas Sedimentarias del Cretácico Superior

Rocas sedimentarias del Cretáceo Superior corresponden a la formación Chilcane y afloransoloal SW del complejo volcánico Ampato-Sabancaya. La formación Chilcane está constituida por una secuencia de capas de yesode color rojo y limolitas, que descansan en concordancia sobre la Formación Arcurquina. Sus mejores exposiciones

están en la Quebrada Quishuarmay, ubicada al SW, en donde tiene un espesor aproximado de 200 m, de limolitas rojas y fangolitas con estratificación cruzada.

2.3.2 Rocas Volcánicas del Cenozoico

Las rocas volcánicas del Cenozoico ocupan una extensa zona que se extiende hacia el Oeste del Complejo Ampato-Sabancaya, en áreas aisladas, cubriendo las formaciones Mesozoicas. Se trata básicamente de rocas del Grupo Tacaza que yacen en discordancia angular sobre las formaciones Mesozoicas.

-Rocas Volcano-sedimentaria del Oligoceno-Mioceno

Rocas volcano-sedimentarias asignadas a la Formación Huanca corresponden a conglomerados con clastos cuarcíferos incluidos dentro de una matriz arcósica. Estas rocas yacen sobre la formación Chilcane. Suprayaciendo a esta formación se tienen las rocas del Grupo Tacaza y rocas intrusivas dioríticas, cubiertas en parte en discordancia angular por rocas del Grupo Barroso. El Grupo Tacaza presenta tres secuencias: sedimentaria, tobácea y lávica; emplazadas durante el Oligoceno medio (30 Ma; *Klinck et al., 1986; Sandeman et al., 1995; Fornani et al., 2002; Mamani et al., 2004*). En la zona de estudio, el Grupo Tacaza aflora al NE y SW del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

2.3.3 Rocas volcánicas del Plio-Cuaternario

Estas rocas conformadas por una alternancia de capas de lavas andesíticas, traquiandesíticas y traquíticas, así como aglomerados y brechas, corresponden al Grupo Barroso; originados por erupciones de tipo efusivo y explosivo. Estas secuencias volcánicas suprayacen a la secuencia volcánica del Cenozoico y se encuentran debajo de depósitos lávicos y secuencias piroclásticas del Pleistoceno. El Grupo Barroso se divide en dos unidades: Barroso inferior (10-3 Ma) y Barroso superior (3-1 Ma). La unidad Barroso inferior incluye las rocas lávicas (andesitas), volcanoclásticas y secuencias de ignimbrita de poco volumen que fueron emitidos entre 5 y 1 Ma (*Mamani et al., 2009*).

La unidad Barroso inferior (3-1 Ma) involucra a una serie de estratovolcanes localizados a lo largo de la Cordillera Occidental. Algunos de estos estratovolcanes y estratoconos fueron activos solo hasta el Plioceno o Pleistoceno. En la zona de estudio, se aprecia

los estratovolcanes Ampato y Hualca Hualca, que están compuestos por una variedad de depósitos volcánicos tales como: flujos de lava, flujos piroclásticos y depósitos de caída de ceniza y caída de pómez y ceniza. Anteriormente, estos depósitos fueron denominados por *Palacios y Klinck (1993)* como Grupo Ampato, el cual fue subdividido en tres formaciones: Jatum Pampa, Sabancaya e Inca, pero por las observaciones vistas en campo y el cartografiado geológico elaborado a escala 1:25000 se llega a la conclusión de que el mapa geológico regional (**Fig. 2.4**) es muy generalizado y no cuenta con una clasificación y diferenciación adecuada de los depósitos volcánicos.

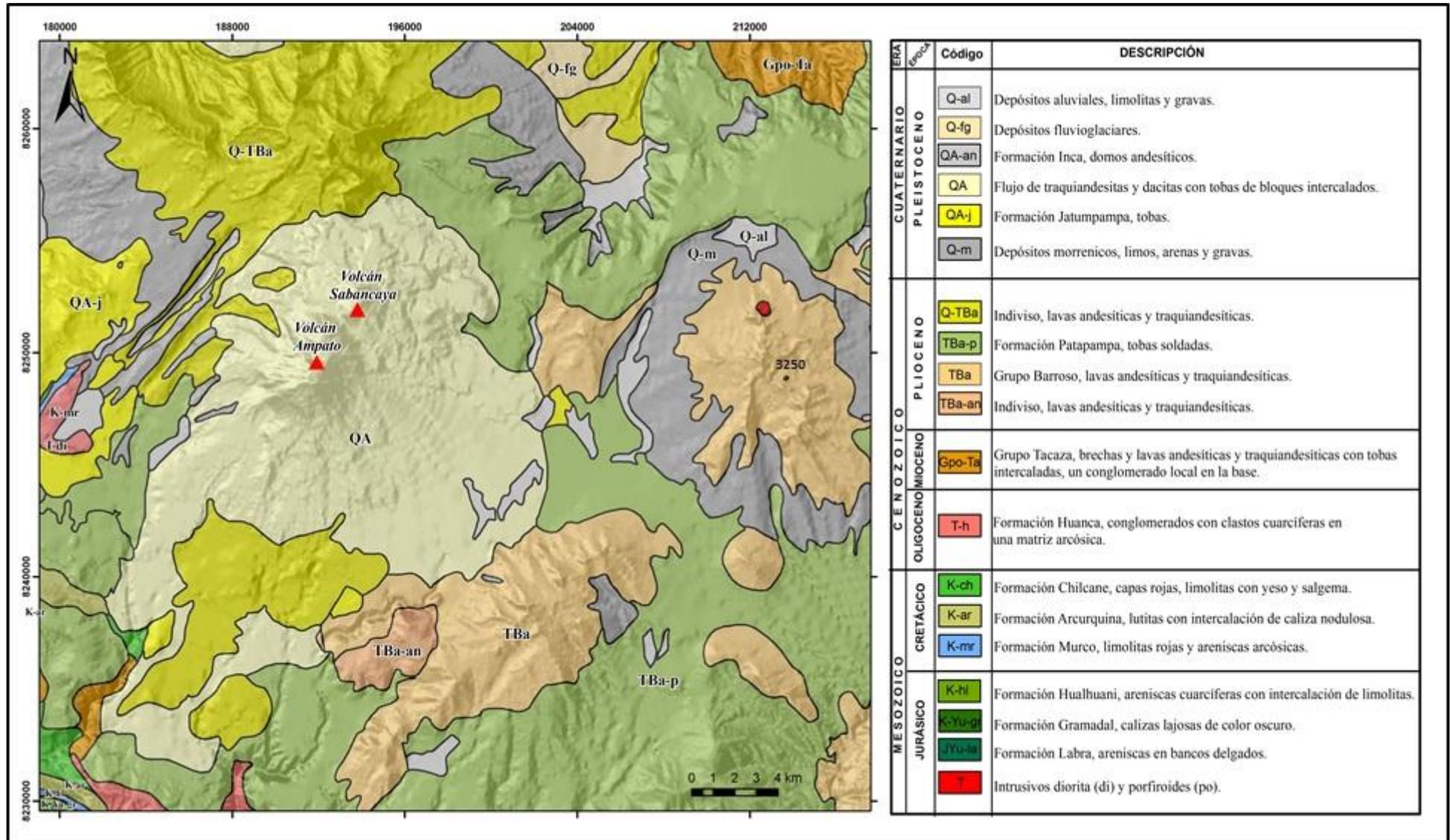


Fig.2.4.- Mapa Geológico Regional tomada del cuadrángulo de Chivay 32sde la zona de estudio (Klinck B.A. y Palacios O., 1985)

2.4 Contexto Estructural

El Complejo volcánico Ampato-Sabancaya se ubica dentro de un marco tectónico muy complejo, el cual está expresado por diferentes lineamientos y fallas:

-Las fallas Huanca e Ichupampa (*Huamán, 1995; Mering et al., 1996*), corresponden a fallas normales con una componente sinistral de desgarre, orientadas en dirección NW-SE y buzamiento al SW. Estas fallas están ligadas a una tectónica extensional.

-Las fallas Trigal, Solarpampa y Solarpampa I (**Fig.2.5**), orientadas en dirección E-W y con buzamiento al Sur (*Sébrier et al., 1985; Huamán, 1995*) corresponden al sistema de fallas normales Huambo-Cabanaconde.

-Las fallas Sepina (**Fig.2.5**), orientada al NE-SW, se ubica en el sector de pampa Sepina al NE del complejo volcánico Ampato-Sabancaya. Esta falla ha sido puesto en evidencia por *Huamán et al. (1993)* y *Mering et al., (1996)*.

-Lineamientos secundarios con orientación SW-SE, ubicados al W y E del volcán Sabancaya pueden corresponder a fallas ligadas a esfuerzos tensionales.

La actividad de las fallas E-W (Trigal, Solarpampa y Solarpampa I) se observa mediante el desplazamiento de depósitos del Pleistoceno en la región Colca (*Sébrier et al., 1985*), los cuales concuerdan con los mecanismos de ruptura que indican los mecanismos focales de los sismos cercanos a estas fallas. Según los mecanismos focales de los sismos cercanos a estas fallas interpretados por Antayhua (2002) y David (2007) y los estudios estructurales realizadas por *Mering et al., (1996)*, la falla Ichupampa de dirección NW-SE es sinistral y la falla Trigal, de dirección E-W es normal, concluyendo que estas fallas son activas pero su cinemática es diferente, debido a que fueron las causantes de los sismos ocurridos en 1991, 1998 y Diciembre del 2002.

Por otro lado, en el cono superior del volcán Sabancaya durante la actividad 1988-1996 se han producido varias fracturas y fallas recientes, las mismas que han sido estudiadas y analizadas por medio de imágenes satelitales LANDSAT MSS, SPOT y SAR ERS-1 por *Huamán et al. (1993)* y *Huamán (1995)*.

A partir del estudio estructural y sísmico, es claro mencionar la presencia de un sistema estructural muy importante constituido básicamente por tres orientaciones NW-SE, NE-SW, E-W y por último un lineamiento secundario (conjugado) SW-SE.

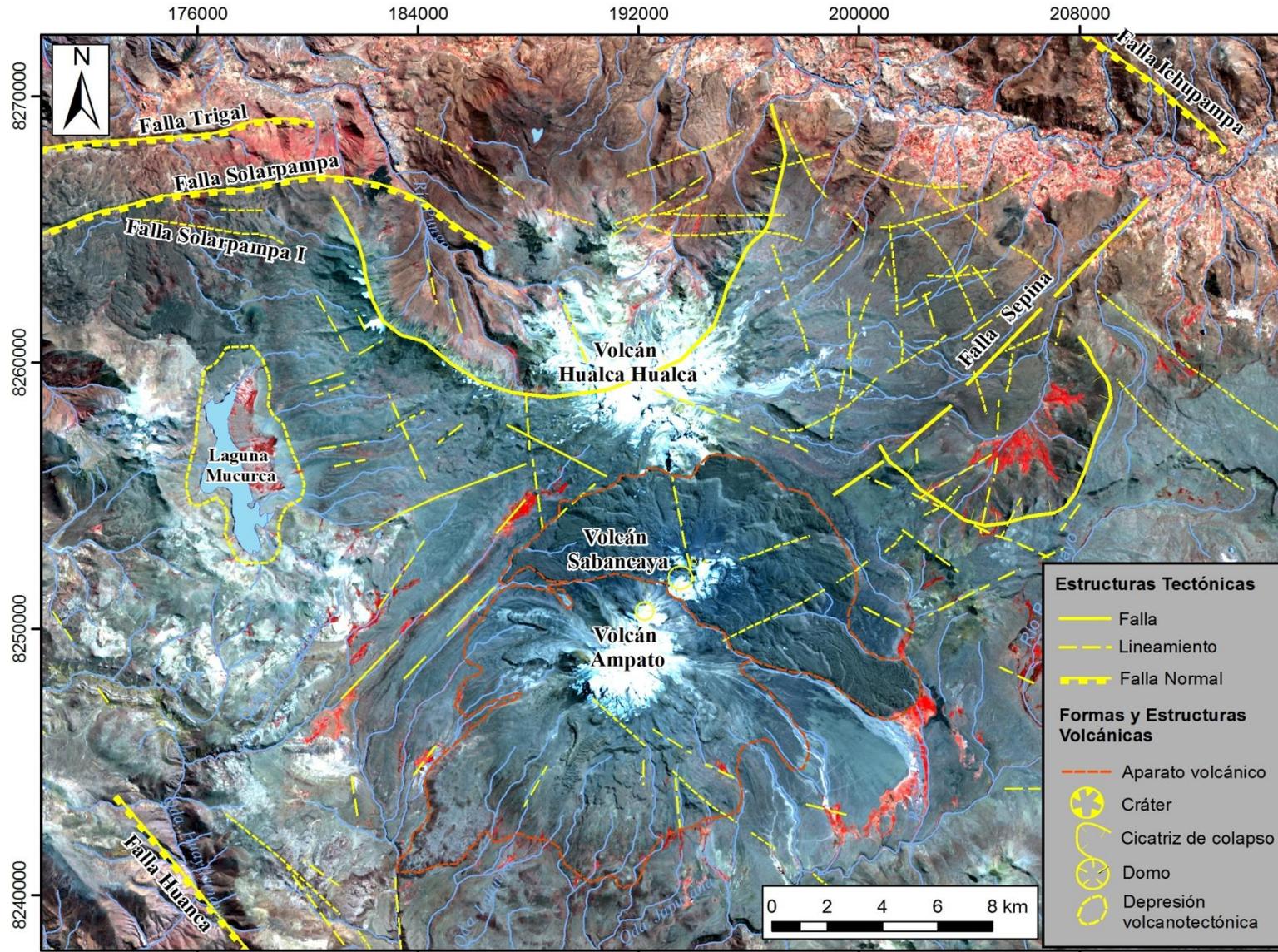


Fig. 2.5.- Mapa Estructural Regional de los principales sistemas de fallas y lineamientos identificados en este estudio, Huamán (1995) y Sébrier et al., 1995.

2.5 Sismicidad y Deformación Reciente

Según Antayhua (2002), los mecanismos focales de los sismos ocurridos entre los años de 1993 a 1995 de Maca y Sepina ponen en evidencia un proceso de deformación superficial que se produjo en pampa Sepina, pudiendo ser del tipo extensional. Estos sismos tendrían su origen en los esfuerzos generados por la presión que ejercía el magma durante su propagación por el volcán Sabancaya, lo cual no es muy evidente en este tipo de contexto.

Asimismo estudios más recientes utilizando técnicas de interferometría de radar (InSAR), muestran la ocurrencia de deformaciones por subsidencia al N y NE del volcán Hualca Hualca. En efecto, el estudio presentado por Pritchard (2003) muestra la anomalía de deformación observada al N y NE del volcán Hualca Hualca (Fig.2.6), posiblemente asociada al proceso eruptivo del volcán Sabancaya, y la actividad sísmica local. Esto podría proveer de evidencias de una relación entre sismicidad y actividad volcánica. Durante la actividad reciente del volcán Sabancaya se produjeron eventos sísmicos, y el más grande evento sísmico de $M_s \sim 5$ ocurrió el 23 de Julio de 1991 (Smithsonian Institution, 1991) y 5.4 mb según Huamán (1992), seguido de varios sismos próximos alepicentro que se concentran al sur de la localidad de Maca.

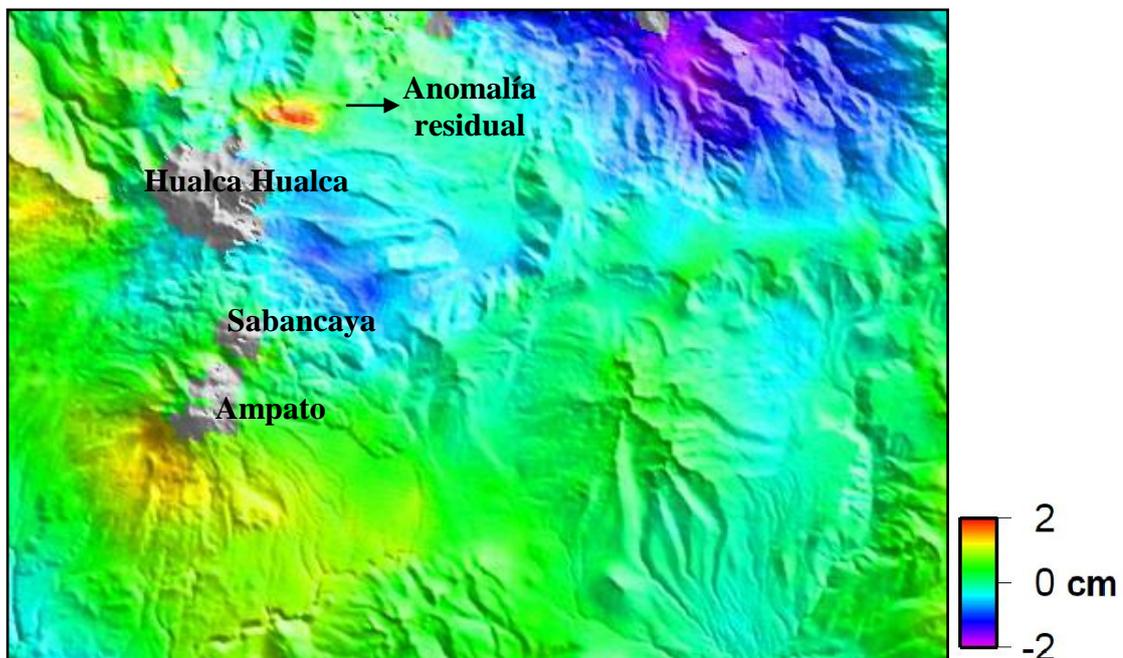


Fig.2.6.- Interferograma calculado por Pritchard (2003), mostrando la anomalía residual de deformación al NE del Hualca Hualca.

Mientras que González et al. (2009) efectuó un estudio de interferometría radar a partir de imágenes ENVISAT-ASAR adquiridas el 04 de Mayo de 2002 y el 05 de Enero de

2005. Durante este período, en Diciembre del 2002 ocurre un evento sísmico muy superficial y de magnitud $M_w \leq 5$, asociada a la actividad de las fallas normales Solarpampa y Trigal. Este estudio muestra la ocurrencia de dos anomalías de deformación: la primera ubicada al NW y la segunda hacia el N y NE del volcán Hualca Hualca, ambas de mayor y menor deformación respectivamente, producto de varios sismos de magnitud moderada (**Fig.2.7**).

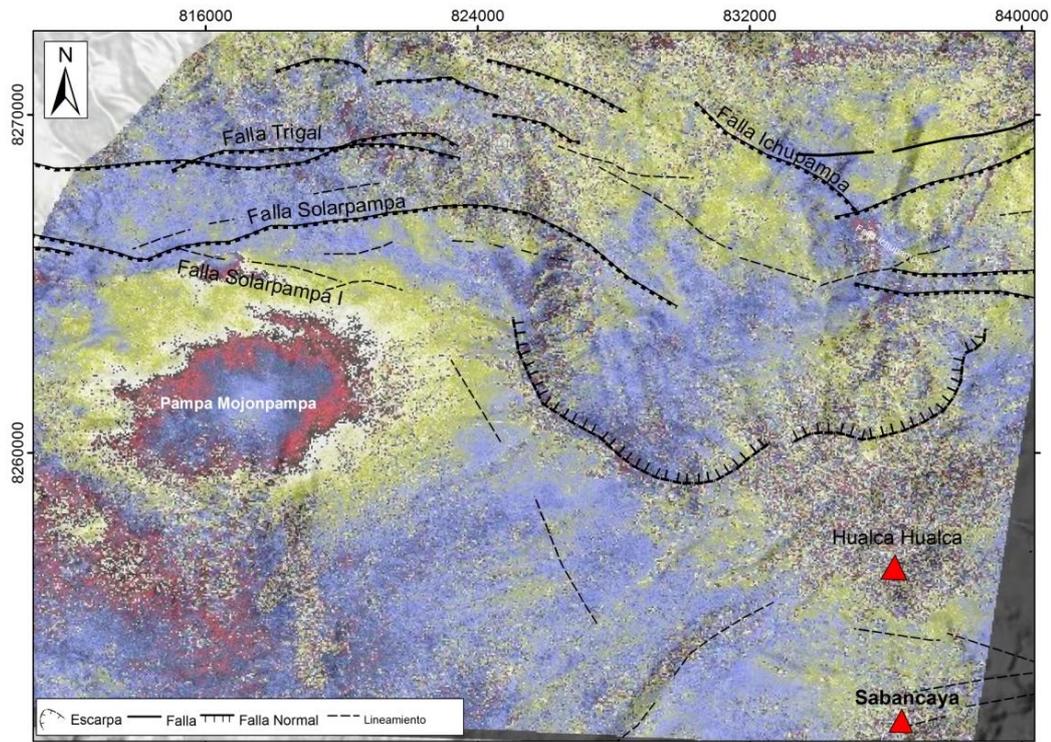


Fig.2.7.- Interferograma donde se observa una anomalía al noroeste del estratovolcán Sabancaya, esta anomalía representa el área de mayor deformación. (González et al., 2009)

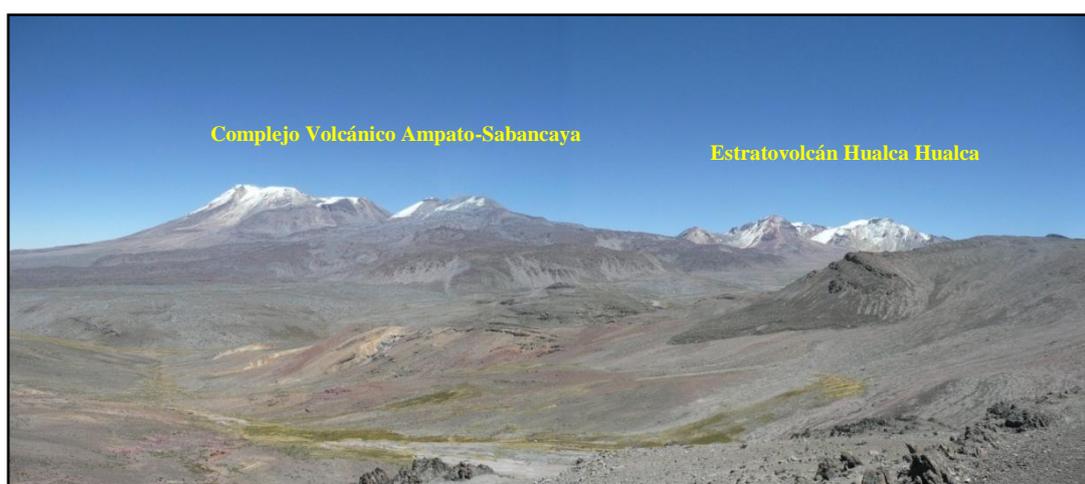
Tal como lo menciona David (2007) es evidente la existencia de una zona de cizalla ubicada al NW del estratovolcán Hualca Hualca extensa intra-arco paralela al margen (NW-SE) sinistral en que la dirección de extensión es N-S compatible con fallas normales y fracturas de tensión E-W. Según los estudios estructurales previos y de sismicidad reciente se puede concluir que los sismos de 1991, 1998 y 2002 ocurrieron debido a la actividad de las fallas Ichupampa y Trigal.

Con los estudios de interferometría es clara la evidencia de dos zonas de deformación ubicadas al NW y N-NE del Hualca Hualca, que efectivamente están relacionadas a la tectónica local, tal como lo mencionan David (2002), González et al. (2009), Antayhua (2002).

CAPÍTULO III

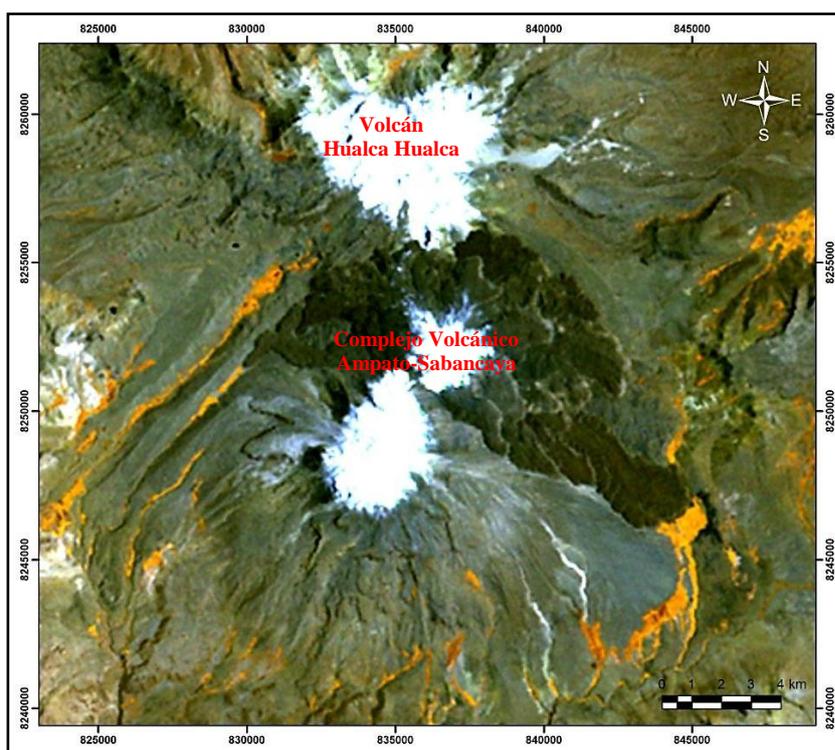
GEOMORFOLOGÍA

Los mayores rasgos geomorfológicos de la zona de estudio corresponden a geoformas volcánicas, entre los que se encuentran el complejo volcánico Ampato-Sabancaya (CVAS) y el estratovolcán Hualca Hualca (**Fig. 3.1**), cuyas cumbres están cubiertas por glaciares de algunas decenas de metros de espesor. También existen otros elementos morfológicos como los valles glaciares, peneplanicies volcánicas y altiplanicies. Estas últimas unidades presentan evidencias de haber sido afectados por la intensa actividad glacial que fueron sometidas durante las glaciaciones pleistocénicas, dejando como consecuencia a depósitos de flujos de lava altamente erosionados y depósitos glaciares (morrenas).



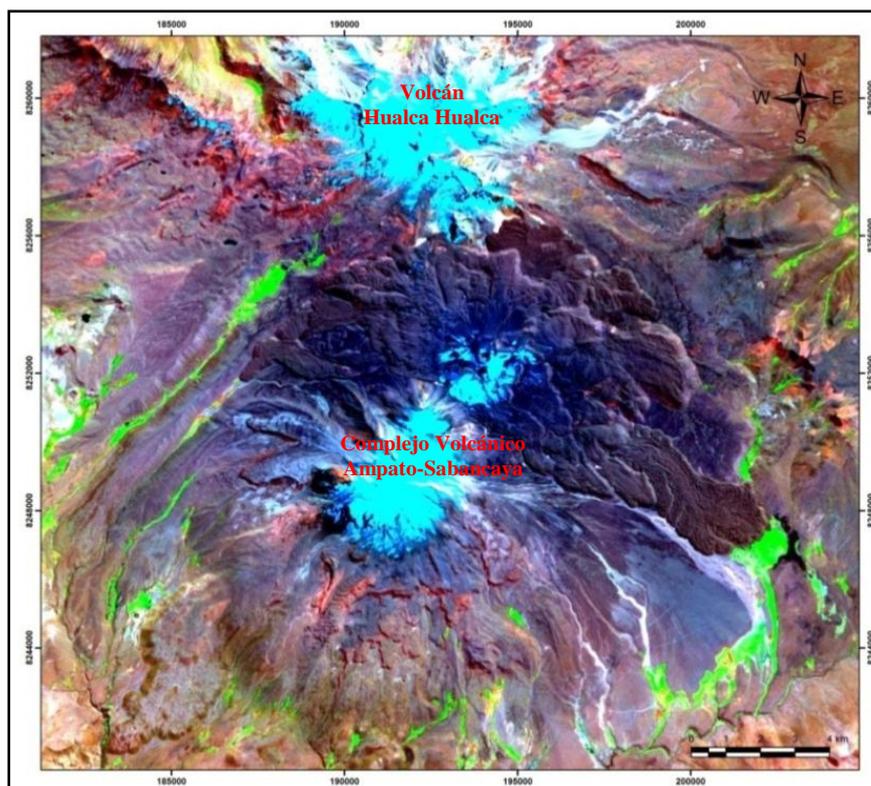
Fotografía 3.1.- Vista hacia el sector noroeste del Complejo volcánico Ampato-Sabancaya y estratovolcán Hualca Hualca desde el sector Lluillipampa.

El estudio morfológico inicial consistió en el análisis de imágenes satelitales LANDSAT-TM 1980 y LANDSAT MS 1990 (**Fig. 3.2**), ambos con combinación de bandas 4-3-1, descargadas de la página web <http://eol.jsc.nasa.gov/>. Para el procesamiento y visualización de las imágenes antes mencionadas, se utilizó principalmente los software: Arcgis 9.3 y ENVI 4.5, con los que se elaboró y digitalizó las diferentes unidades geomorfológicas del Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya (**Fig. 3.5**). A partir de los cuales se pudo reconocer zonas de vegetación, zonas con glaciares y zonas de peneplanicie con presencia de agua. También se pudo reconocer la variación del área del glaciar cubierto por ceniza durante la actividad eruptiva del volcán Sabancaya, en el período de 1988 a 1990.



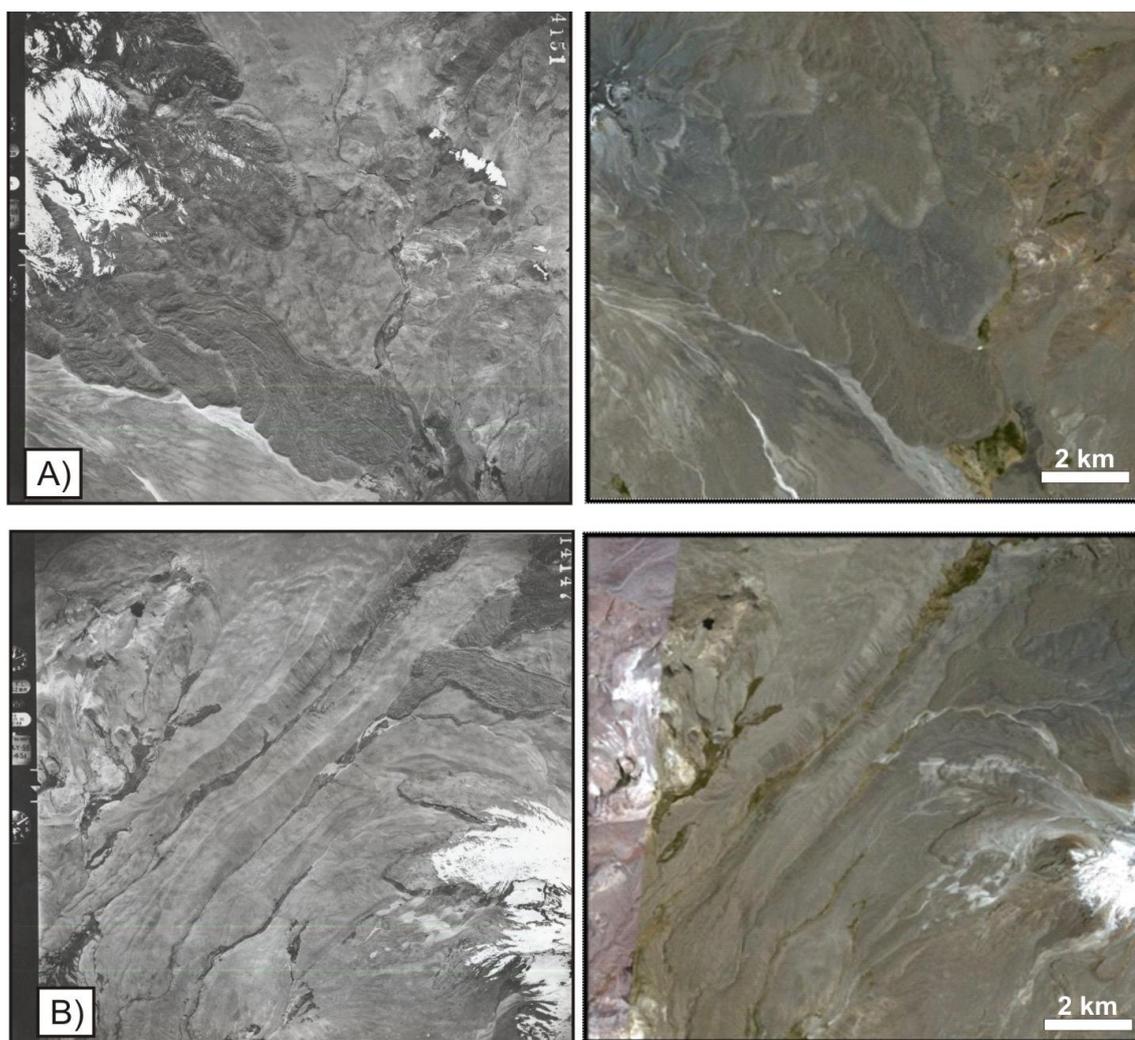
Fotografía 3.2.-Imagen LANDSAT MS 1990 con bandas 4-3-1 mostrando al CVAS.

La imagen ASTER proporcionada por el Laboratorio de Teledetección del INGEMMET estuvo compuesta por las bandas 9-3-1 (**Fig.3.3**). Esta imagen ayudó en la fotointerpretación geomorfológica de la zona de estudio. Esta imagen detalla las geoformas de origen volcánico (lavas antiguas y lavas recientes), geoformas glaciares (morrenas, artesas y circos glaciares), entre otros.



Fotografía 3.3.-Imagen satelital ASTER con bandas 9-3-1, del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

Además para elaborar el mapa geomorfológico del área de estudio se emplearon fotografías aéreas a escala 1: 35000, tomadas por el IGN en Julio de 1955; así como imágenes Geoeye publicadas por Google Earth. A continuación se aprecian algunas fotografías e imágenes empleadas para este estudio correspondientes a las zonas E y W del CVAS.



Fotografía 3.4.- Comparación de fotografías aéreas (lado izquierdo) con imágenes Geoeye tomadas del Google Earth (lado derecho) mostrando rasgos geomorfológicos: A) Flujo de lava al SE del volcán Sabancaya que muestra estructuras de enfriamiento. B) Valles glaciares al W del estratovolcán Ampato, en el fondo de los cuales existen depósitos de morrenas y diferentes flujos de lava del CVAS con claras diferencias en el relieve del terreno.

A continuación se describen las unidades geomorfológicas divididas principalmente en geoformas de origen volcánico antiguo y moderno, origen glacial y otras geoformas. Además se incluye el cartografiado de algunas morrenas y artesas formadas durante el último período de glaciación elaborada por Alcalá et al. (2007).

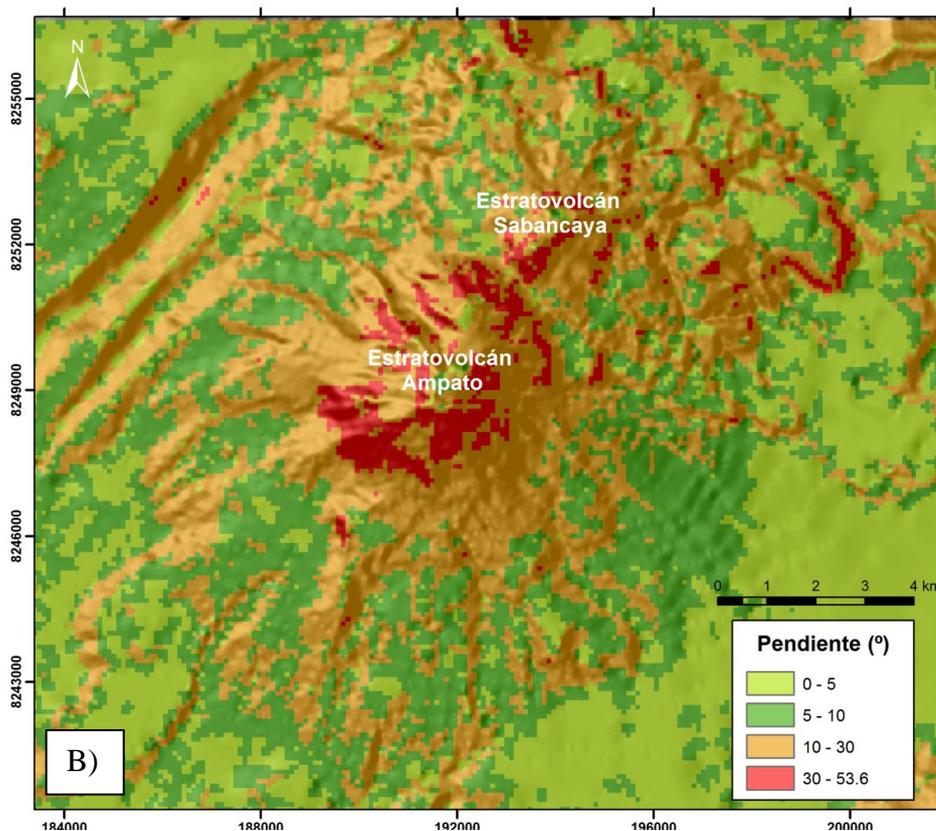
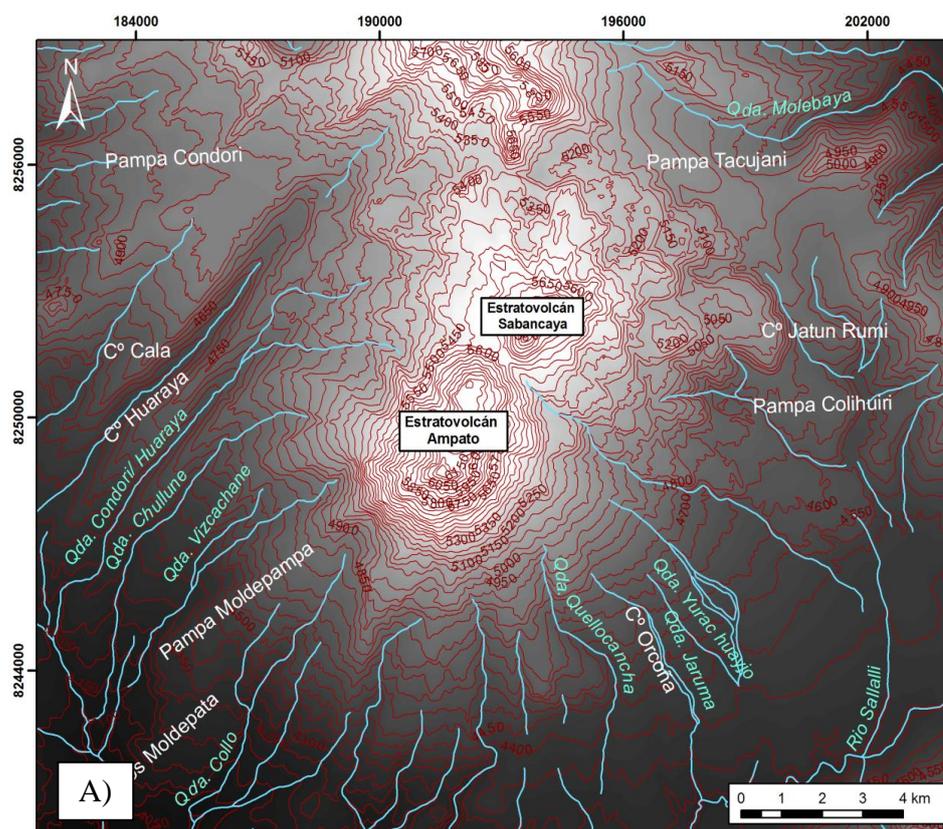


Fig.3.6.-A) Mapa topográfico y quebradodel CVAS; B) Mapa de Pendientes expresada en grados (°), generada a partir de un modelo de elevación digital (DEM). En el cuadro derecho se presenta una escala de colores de las zonas de menor y mayor pendiente.

3.1 ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS

Caldera.- En el volcán Ampato se distinguen dos estructuras caldéricas probables, con diámetros de 4 y 2 km respectivamente, de la más antigua a la más reciente (**Fig. 3.5**). Estas presentan una forma semicircular y están ubicadas entre los 5,980 y 6,000 msnm. Estas estructuras probablemente se originaron por el emplazamiento de secuencias de flujos piroclásticos.

Cráter.- En la cima del cono Norte del volcán Sabancaya (5,950 msnm) se distingue un cráter de forma semi-circular con un diámetro máximo de 364 m en su eje mayor. La parte interna del cráter está compuesta por flujos de lava hidrotermalizados, mientras que en la parte externa se distinguen depósitos de caída de cenizas y bloques piroclastos (**Fig. 3.5**). El cráter tiene una forma asimétrica con paredes casi verticales.

Escarpe.- Es una estructura de forma casi de herradura visible al Este del volcán Ampato. Esta escarpa está abierta hacia el Este en donde se distinguen flujos de lava re-transportados.

Conducto adventicio.- Ubicado a 3.5 km al SE del cráter del Sabancaya a una altura de 5,000 msnm. Es poco evidente el reconocimiento de esta estructura en el campo, pero estudios realizados por *Bulmer et al. (1999)* afirman la existencia de dicha estructura.

Dirección de flujo.- Son estructuras que indican la orientación del flujo; originadas por el enfriamiento de la lava durante su trayecto. Estas estructuras están mejor preservadas en las lavas del Sabancaya.

3.2 GEOFORMAS DE UNIDADES VOLCÁNICAS ANTIGUAS

-Flujos de lava del Hualca Hualca.-

El estratovolcán Hualca Hualca presenta flujos de lava bastante erosionados, visibles en los flancos NW, NE y N del CVAS. Estos flujos de lavas se emplazaron antes que los productos del CVAS. Las vertientes del volcán presentan un sistema de drenaje bastante denso y profundo que definen tipos de drenaje subparalelos a subdendríticos. Se resaltan dos quebradas principales con dichas características: Las quebradas Shihualhayco y Catcha que desembocan en la margen derecha del río Colca.

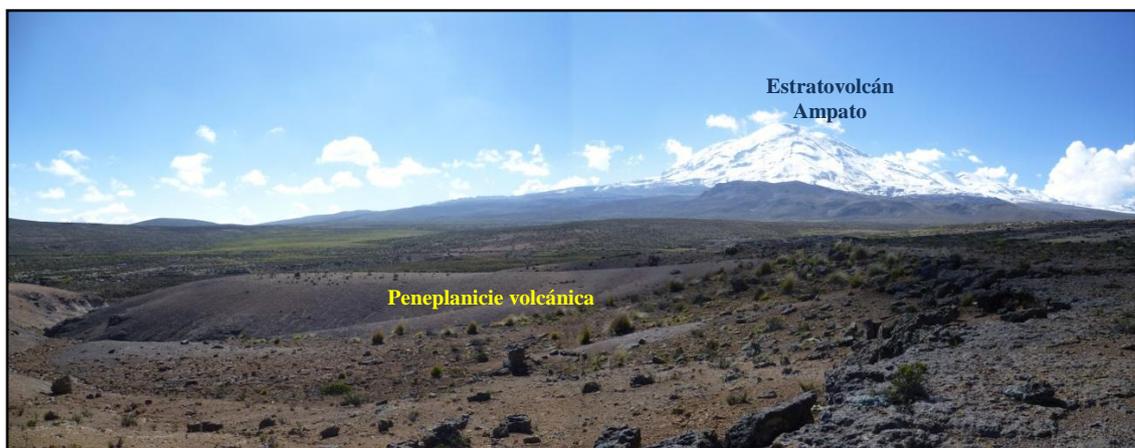
-Flujos de lava del Ampato.-

Por las características morfológicas, del grado de erosión, y la superposición de sus productos volcánicos se deduce que los flujos de lavas del estratovolcán Ampato son más antiguos que los flujos de lava del Sabancaya. Podemos observar flujos de lava en los sectores de Yanajaja, Orcoña, Moldepata, Mocopata, Moldepampa y Jatumpampa (**Fig. 3.6 A**). Algunas de estas coladas de lava presentan texturas lisas y rugosas del tipo bloques, mientras que otros flujos de lava tienen estructuras de flujo “AA”. La mayoría de estas presentan estrías debido a la intensa actividad glaciaria ocurrida en la zona.

Otra evidencia clara de la edad relativa de las unidades de lavas del Ampato es que en la parte basal y media del edificio, principalmente en los flancos W y SE del Ampato se observan formaciones morrénicas cubriendo gran parte de los flujos de lava. Los frentes de lava presentan pendientes moderadas (5° - 30°) a fuertes ($<60^{\circ}$) (**Fig. 3.6 B**).

-Peneplanicie volcánica.-

Esta geoforma se extiende hacia los sectores S, SE, SW y NE del CVAS, desde los 4,200 a 4,800 msnm. Corresponden a los sectores de Orcoña, las pampas Moldepampa y Orjopuquio. Tiene suave pendiente cubierta por vegetación. Litológicamente está compuesta de flujos de lava antiguos, secuencias intercaladas de depósitos de flujos piroclásticos de pómez y ceniza, con depósitos de ceniza bien soldados (**Fig. 3.7**).



Fotografía 3.7.- Peneplanicie volcánica al SE del volcán Ampato, cerca a la carretera Sallalli-Taya. Al fondo una vista del flanco sur del volcán Ampato.

-Cono volcánico.-

El estratovolcán Ampato presenta tres conos parcialmente superpuestos entre sí: cono sur, cono central y cono norte, con una topografía accidentada y pendientes fuertes a moderadas (30° - 45°) (**Fig. 3.6 B**). La cima de estos conos frecuentemente se encuentran cubiertos por capas decimétricas de hielo y nieve, la cual en temporada de primavera y verano se produce un proceso de abrasión que afecta la morfología de los conos volcánicos (**Fig. 3.8**).



Fotografía 3.8.-Vista de los conos volcánicos y el domo del estratovolcán Ampato. Vista al Noreste desde la localidad de Sallalli.

-Domo de lava.-

En el CVAS, se distinguen dos domos de lavas relativamente jóvenes: D1 es el más antiguo y D2 es el más reciente (**Fig. 3.9**). Estos domos están alineados en una dirección NE-SW. El primer domo-colada D1 presenta forma de cúpula y se encuentra ubicado al NE de uno de los conos del Ampato. El segundo domo D2 está localizado al SW del cráter del estratovolcán Sabancaya. Los domos de lava son fácilmente identificables en la topografía, presentando zonas de moderada a altapendiente (30° - $<50^{\circ}$) (**Fig. 3.6 B**).



Fotografía 3.9.-Domo-colada D1 al norte del volcán Ampato y Domo D2 al sur del volcán Sabancaya.Foto tomada desde el sector de Cajamarca.

3.3 GEOFORMAS DE UNIDADES VOLCÁNICAS MODERNAS

-Flujos de lava del Sabancaya.-

El volcán Sabancaya es más joven que el estratovolcán Ampato. Este volcán tiene un diámetro máximo de 16 km y cubre un área aproximada de 68 km² (Bulmer, et al 1998). Está conformado por flujos de lava con espesores variables y de superficies ásperas e irregulares. Están poco erosionadas y algunas presentan estructuras del tipo leveés y de flujo.

La joven morfología de las lavas sugiere su emplazamiento en una etapa muy reciente, probablemente en el Holoceno; observada en la cartografía geomorfológica-volcánica y según el estudio de evaluación de peligros de *Thouret et al. (1995)*. Una de las lavas más extensas que tiene más de 8 km de longitud yace sobre la altiplanicie, llegando hasta los sectores de Cajamarca y Colihuirí. Sobre los flujos de lava se depositaron depósitos de caída de ceniza grises a negras, y algunos bloques juveniles de la actividad reciente (1988-1996) del Sabancaya (*Gerbe y Thouret, 2004*).

A diferencia del volcán Ampato las secuencias de lavas del Sabancaya no presentan cobertura de morrena, al contrario se aprecian delgadas capas de ceniza retrabajadas. La topografía de las lavas es suave y poco accidentada con pendientes bajas (5°-10°) a moderadas (10°-30°) (**Fig. 3.6B**), a excepción de los frentes de lava que tienen

pendientes pronunciadas. Los estudios geológicos previos y las evidencias mostradas en este estudio sugieren que el Sabancaya es más joven que el Ampato.

-Cono volcánico.-

El volcán Sabancaya en su extremo norte presenta un cono de cenizas semi-circular (**Fig. 3.10**), localizado entre los 5,750 y 5,900 msnm. Su base descansa sobre flujos de lavas. Las partes laterales del cono presentan pendientes moderadas (10° - 30°).

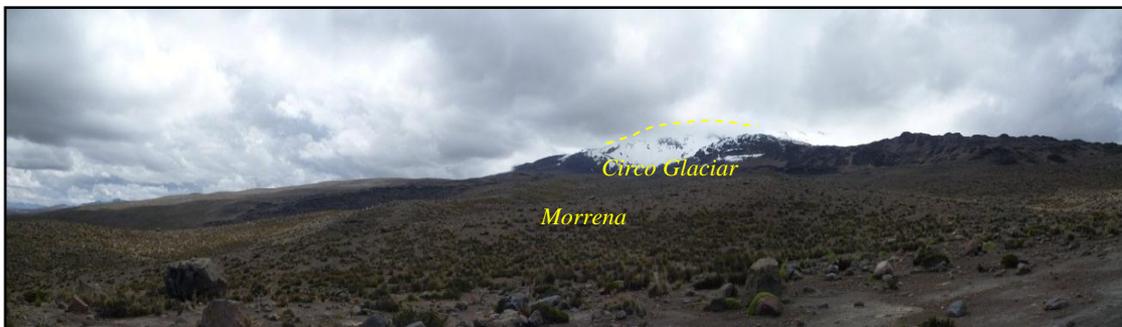


Fotografía 3.10.- Cono volcánico del volcán Sabancaya (C. Sab), visto desde el sector norte mostrando además los domos del Sabancaya y Ampato (D1 y D2) alineados de NE al SW (Imagen GeoEye tomada de Google Earth).

3.4 GEOFORMAS DE ORIGEN GLACIAR

-Circo Glaciar.-

En el área de estudio se encontraron cinco geformas glaciares ubicadas en el flanco SW y NW del volcán Ampato. Los circos glaciares presentan generalmente formas semi-circulares y ovaladas emplazadas justo en la zona de cambio de pendiente del cono y la base del CVAS. La parte interna del circo presenta laderas de fuerte pendiente ($<55^{\circ}$) (**Fig. 3.6 B**).

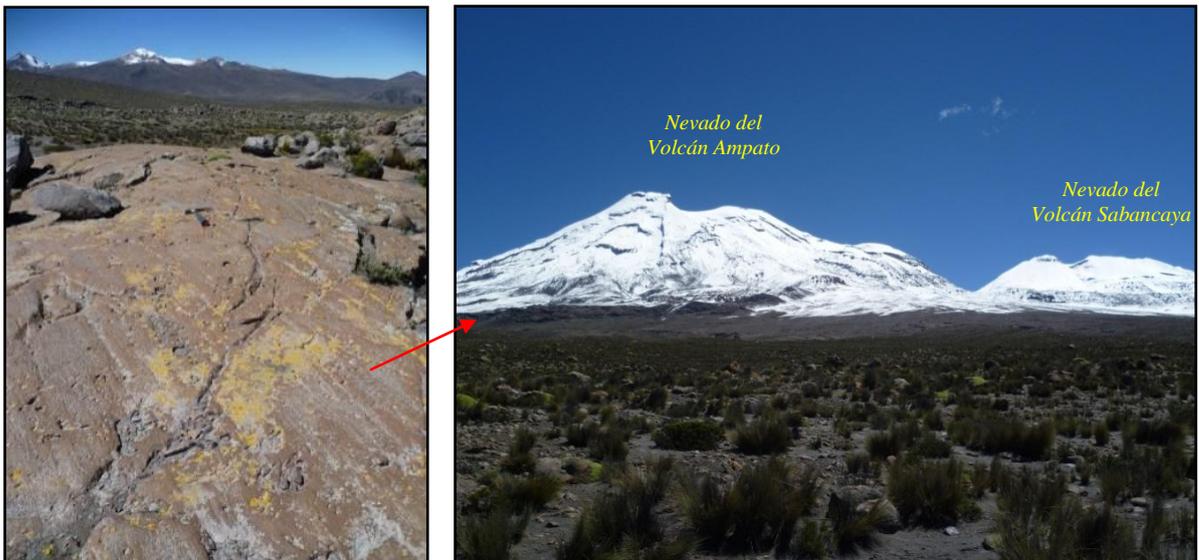


Fotografía 3.11.- Circo glaciar ubicado al pie del flanco SW del volcán Ampato, al inicio de los depósitos de morrena y sobre flujos de lava.

- Glaciares.-

Corresponden a la parte superior del CVAS, donde se deposita nieve y hielo durante la mayor parte del año. En el estratovolcán Sabancaya esta zona comienza desde una altura de 5,250 msnm, mientras que en el estratovolcán Ampato comienza a partir de los 5,450 msnm (**Fig. 3.12**).

En el año de 1955, el área de hielo y nieve que cubría al Ampato era de 2.45 km², está se redujo a 1.45 km² en el año 2000 (Alcalá et al., 2009). Esto puede ser debido al calentamiento global que hizo retroceder al glaciar en 1 km² durante los últimos 45 años. Otro motivo que en cierta medida pudo haber provocado el retroceso y pérdida del volumen temporal del glaciar fue la actividad reciente (1988-1998) del volcán Sabancaya (Gerbe y Thouret, 2004).



Fotografía 3.12.- Casquete glaciar cubriendo a los volcanes Ampato y Sabancaya. A la izquierda se distinguen flujos de lavas con estrías producto de la última glaciación.

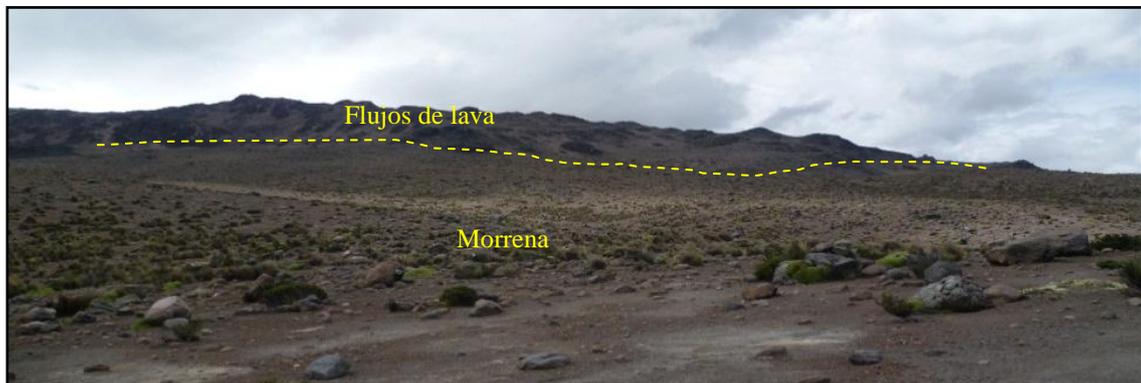
-Morrenas.-

Las morrenas se presentan en forma de montículos, algunos conservados (**Fig. 3.13**) u otras bastante erosionados. Estas están compuestas de materiales heterogéneos, mal clasificados, como bloques subangulosos, ceniza y material suelto que desciende a zonas de baja a moderada pendiente por efecto de la actividad glaciar.

Según la época de emplazamiento, la posición altitudinal y su morfología, las morrenas se clasifican en dos tipos: depósitos de morrena del Pleistoceno (Mo-Pl) y depósitos de morrena del Holoceno (Mo-H). Los primeros se encuentran ubicados al pie de los flancos NW, SW y S del Ampato, y los segundos predominan al pie de los flancos SE y E.

Los depósitos de morrena del Pleistoceno son de mayor longitud de aproximadamente 3 km, se ubican en los sectores Pujro Huayjo y Huaraya, mientras que otros depósitos de morrena con dimensiones más pequeñas de (<1 km) se ubican al SW y S del estratovolcán Ampato. El origen de estos depósitos (Mo-Pl) según Alcalá(2007) probablemente se relaciona con el Último Avance Glaciar (LGM) del Pleistoceno. En el momento álgido de la última glaciación se produjeron en el estratovolcán Ampato glaciares con una superficie de hasta 347.83 Km² (Alcalá, 2007).

Los depósitos de morrena del Holoceno son de menor longitud (< 500 m), posiblemente se formaron por fases posteriores de avance del glaciar. Varios de estos depósitos se encuentran al SE y E del CVAS, llegando a cubrir gran parte de la pampa Lliullipampa.



Fotografía 3.13.- Depósito de morrena producto de la última glaciación, vista del flanco SE del estratovolcán Ampato.

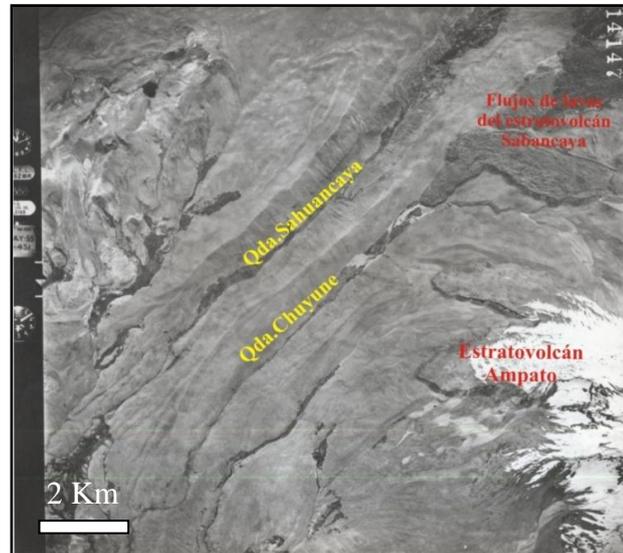
-Valle Glaciar.-

Los valles glaciares se caracterizan por servir como zonas de encauzamiento a la desglaciación. Se observan cinco importantes valles glaciares en la zona de estudio.

El valle glaciar más grande está ubicado al W y NW del volcán Ampato por donde discurre la quebrada Sahuancaya (**Fig. 3.6 A**). Este valle presenta un ancho promedio de 1.2 km., y fue originado por el derretimiento del glaciar del Nevado Hualca Hualca

(Fig. 3.14). Paralelo a este valle en la quebrada Chuyune se aprecia un valle forma de U, con un ancho promedio de 800 m.

Por otro lado también se observa otro valle glaciar ubicado al pie del flanco Este del volcán Sabancaya, en el sector Colihuri. Este valle tiene un ancho promedio de 300 m.

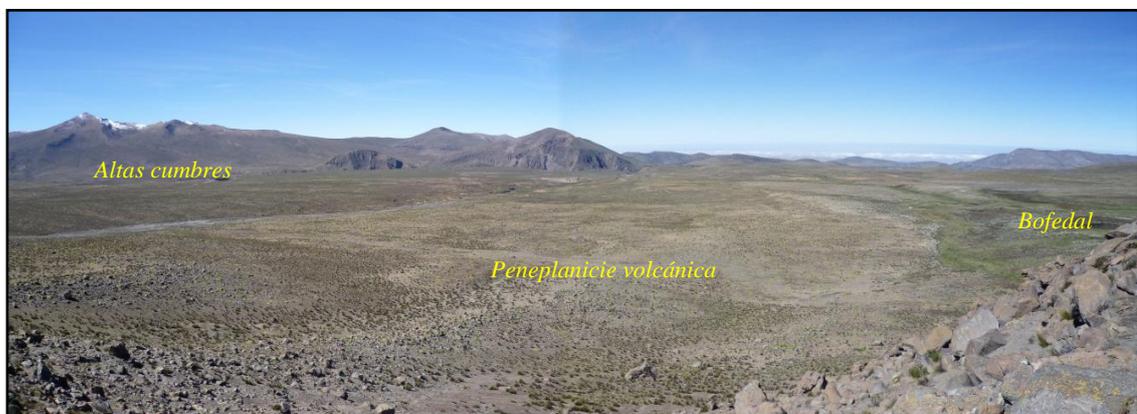


Fotografía 3.14.- Fotografía aérea mostrando los valles glaciares de gran extensión ubicados al W del volcán Ampato.

3.5 OTRAS GEOFORMAS

-Altas cumbres.-

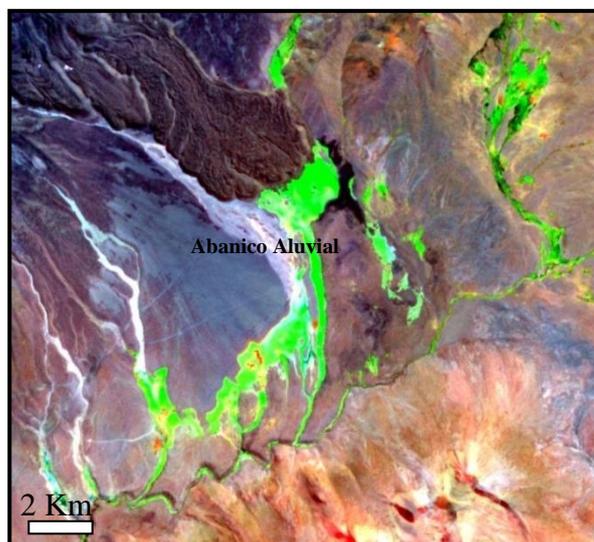
Corresponden a las zonas localizadas a altitudes que van desde los 4,400 msnm hasta los 5,000 msnm, ubicados al SW, SE, W y NE del complejo volcánico Ampato-Sabancaya. Específicamente corresponden a los sectores de Cueva Pata, Irupata, Tacuhiri, Queñamocco, Ñuñupujo, Hornillo, Queñarane, Colihuire y Condori (Fig. 3.6 A). Estos sectores están compuestos por flujos de lava andesíticos bien soldados cubiertos por depósitos de ceniza.



Fotografía 3.15.-Foto panorámica mostrando las diversas unidades geomorfológicas vista desde el flanco SE del estratovolcán Ampato.

-Abanico Aluvial.-

En la zona de estudio, al pie del flanco SE del volcán Sabancaya se observa un abanico aluvial (**Fig. 3.16**), constituido por depósitos aluviales y depósitos de ceniza retrabajadas.



Fotografía 3.16- Imagen ASTER con bandas 9-3-1, mostrando el abanico aluvial ubicado al SE del volcán Sabancaya, el cual tiene 750 m. de ancho.

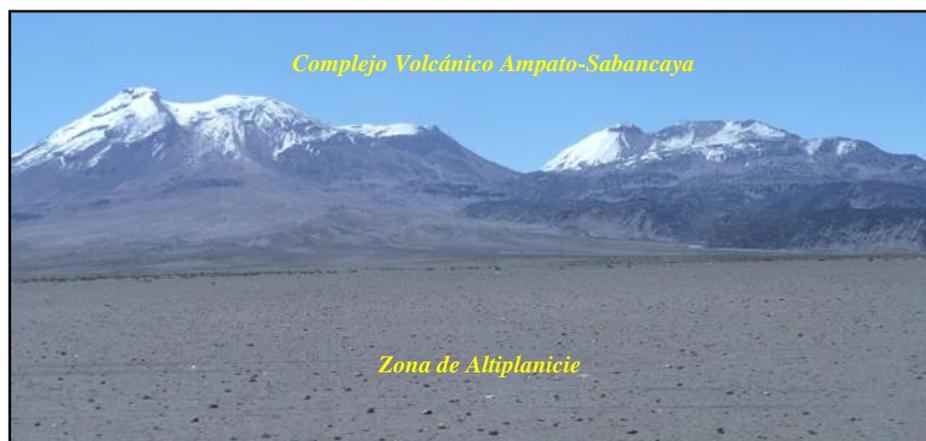
-Bofedal.-

En la zona de estudio existen bofedales ubicados en las quebradas Sahuancaya y Chuyune, a altitudes que varían entre 4,200 a 4,500 msnm. Los bofedales más grandes (sector Colihuri y flanco SW del volcán Ampato) tienen longitudes de 400 a 200 m de ancho y también se observan pequeños bofedales ubicados al S y SE del estratovolcán Ampato.

En la pampa Colihuri y en las quebradas Parcomayo y Sallalli al SE del volcán Sabancaya (**Fig. 3.6 B**), se localizan bofedales de dimensiones más pequeñas cubiertas de vegetación permanentemente húmeda, debido a que la peneplanicie almacenó agua proveniente ya sea del deshielo de los glaciares, de las precipitaciones pluviales o de los afloramientos superficiales de fuentes de agua (**Fig. 3.15**).

-Zona de altiplanicie.-

Se extiende hacia los sectores SE, SW y ESE del CVAS (**Fig. 3.17**), específicamente a los sectores de Jatum Pampa, Mocopata y Lliullipampa (Este del volcán Sabancaya). Esta zona se caracteriza por presentar una topografía sub horizontal, con suave pendiente. Está compuesta por depósitos volcanoclásticos, depósitos de caída de ceniza del Holoceno y depósitos de eventos eruptivos históricos.



Fotografía 3.17.- *Zona de Altiplanicie cubierta de depósitos de ceniza y volcanoclásticos, vista del flanco E desde la pampa Lluillipampa.*

- Depósito Coluvial.-

En la zona de estudio se distinguen depósitos coluviales ubicados en los flancos SW, W, E y al pie de la escarpa del flanco SE del volcán Ampato. Estos depósitos están compuestos por material acumulado, que corresponde a procesos de colapso gravitacional ya sea producido por alguno de los conos del Ampato o por los flancos con pendientes fuertes del mismo.

CAPÍTULO IV

ESTRATIGRAFÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO

AMPATO-SABANCAYA

El CVAS ha tenido una evolución compleja, con variados tipos de actividad, registradas durante el Pleistoceno. Las diferentes estructuras que se observan en la actualidad tales como conos, calderas, cráter, domos muestran que los centros de emisión tuvieron una migración a lo largo del tiempo.

Aunque en la actualidad se cuenta con algunos estudios relacionados a la geología, volcanología, geoquímica y contexto estructural del volcán Sabancaya, realizados durante los últimos 20 años, no se tiene un concepto claro acerca de su evolución que es una de los objetivos principales de este estudio. Por tales consideraciones, el presente capítulo pretende describir el contexto estratigráfico y las características geológicas del complejo volcánico, para posteriormente relacionar con la petrología y geoquímica de los diferentes depósitos volcánicos, para finalmente enunciar una hipótesis sobre la evolución volcanológica.

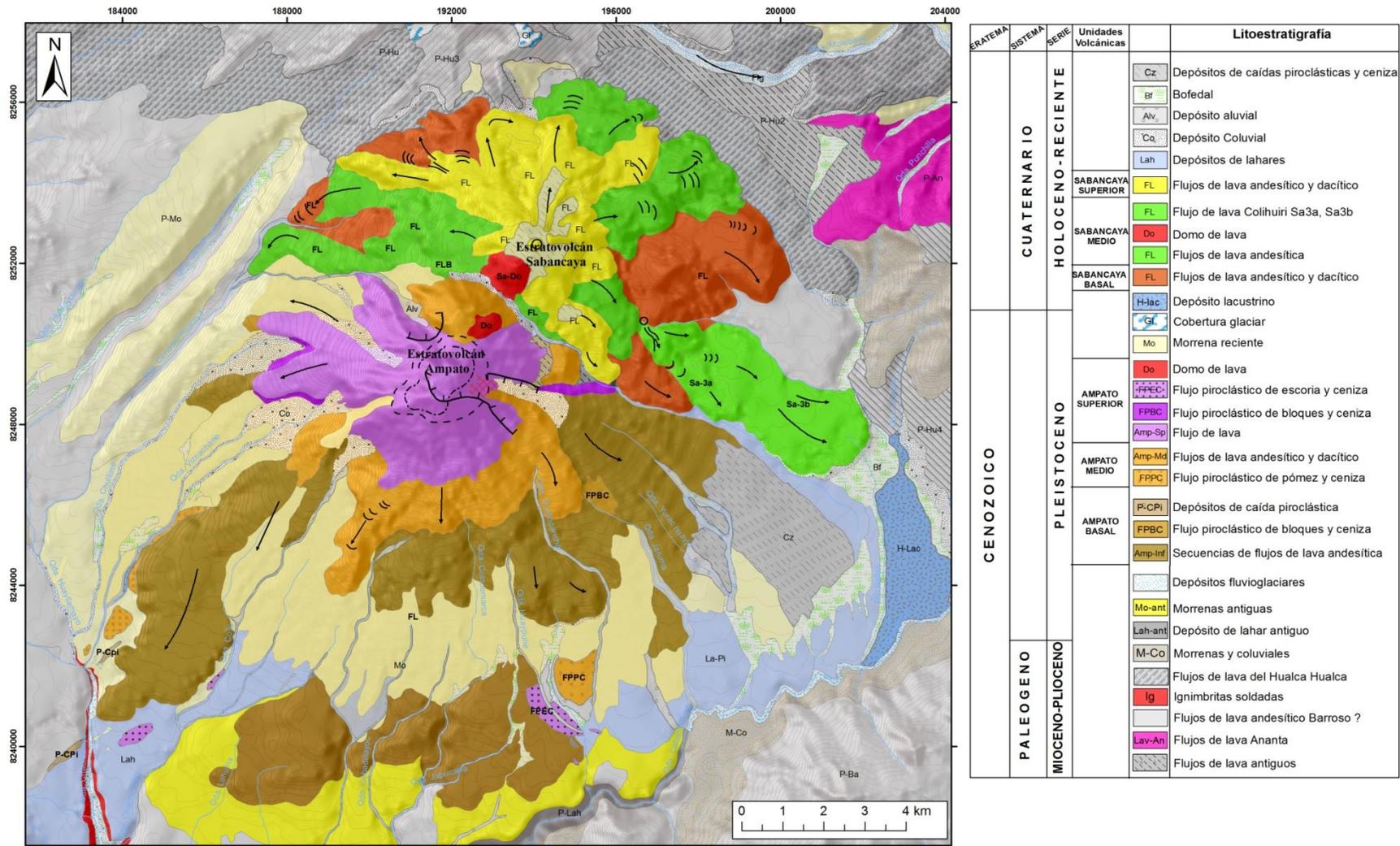


Fig.4.1.- Mapa Geológico del Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya, a escala 1:50,000. Base topográfica del Instituto Geográfico Nacional, Proyección Mercator (UTM), zona 19K.

4.1 ESTRATIGRAFÍA DE LAS UNIDADES VOLCÁNICAS DEL AMPATO

En base al cartografiado geológico, la fotointerpretación geológica y el estudio de imágenes satelitales sugerimos que el volcán “Ampato” se emplazo durante tres etapas: Ampato Basal, Ampato medio y Ampato Superior, durante las cuales se emplazaron una diversidad de productos volcánicos como: Flujos de lava (FL), flujos piroclásticos de bloques y ceniza (FPBC), flujos piroclásticos de pómez y ceniza (FPPC), flujos piroclásticos de escoria y ceniza (FPEC) y depósitos de caída (DC). En el texto se utiliza la siguiente nomenclatura: FL, FPBC, FPPC, FPEC y DC solo para abreviar los diferentes depósitos volcánicos. Las unidades volcánicas son descritas de la más antigua a la más reciente. Debido a que aún no se cuentan con dataciones se tomó como principal criterio la posición estratigráfica para los diferentes depósitos volcánicos, así como el grado de alteración, erosión y composición petrográfica. Con futuras dataciones de muestras, es posible que esto varíe.

4.1.1 UNIDAD AMPATO BASAL

Esta unidad se localiza entre los 4,110 a 4,850 msnm y está conformada por flujos de lava (FL), flujos piroclásticos de bloques y ceniza (FPBC) y depósitos de caída de lapilli pómez (DC). Estos depósitos conforman la base del estrato-cono inferior del Ampato. Estos depósitos presentan una topografía suave con pendientes poco pronunciadas ($< 10^\circ$), cuyos afloramientos se ubican en los flancos W, SW, S y SE a la base del estrato-cono.

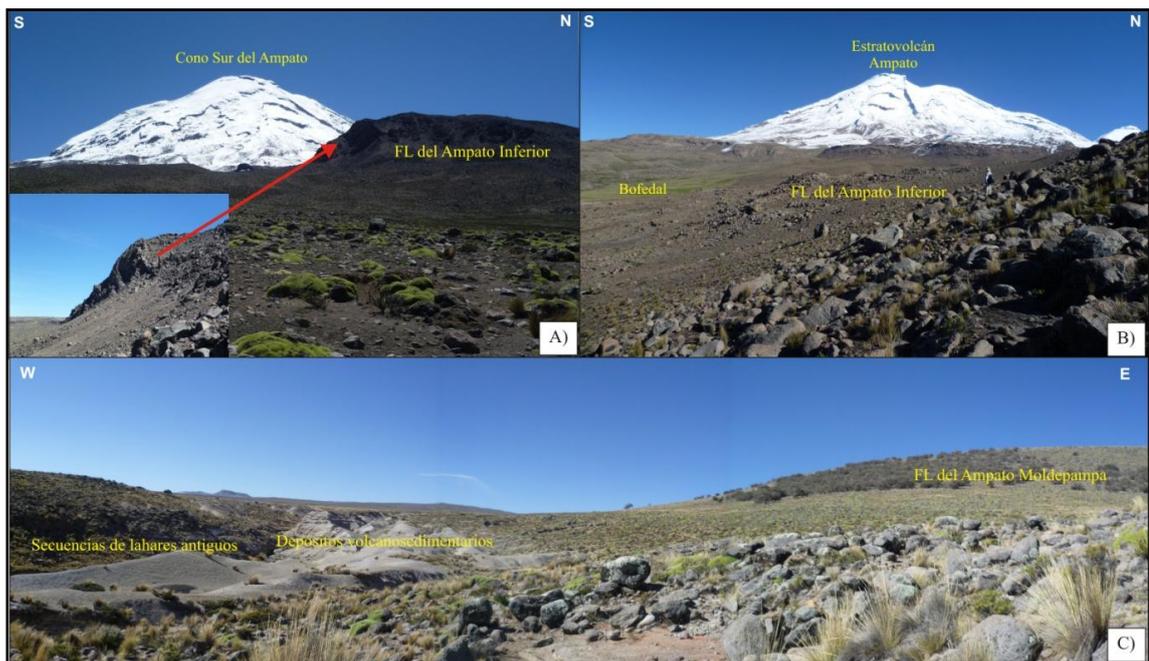
-Flujos de lava.-

Corresponden a los flujos de lava (FL) más antiguos y erosionados del complejo volcánico que afloran al pie de los flancos SW, S y SE del volcán Ampato, entre los 4,225 y 4,850 msnm. Estas lavas presentan un espesor que varía entre 30 a 60 m (**Fig.4.2**) con pendientes bajas a moderadas ($< 30^\circ$). Estos flujos alcanzaron distancias de hasta 12 km respecto al cono sur del Ampato. El flujo de lava más extenso se ubica en el sector Moldepampa al SW, con una longitud de 6 km y un ancho promedio de 2.5 km, y tiene un espesor aproximado de 100 m. Este flujo presenta más de doce lóbulos que se formaron durante su trayectoria abarcando sectores como el cerro Moldepata y pampa Moldepampa.

Además se observan algunos flujos de lava (FL) cubiertos por extensas morrenas de hasta 10 m de espesor. En ciertos sectores (Chuyune, Vizacachane, Quellocancha) de

los flanco SW y SE, los FL se encuentran formando grandes paleovalles que fueron erosionados durante el avance glaciar. Los FL son principalmente de composición andesítica (57.4 – 63.4 wt.% SiO₂), y presentan textura porfirítica y afanítica, compuesta por fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol, biotita, englobados en una pasta fina de color gris oscura a clara.

Otros flujos de lava que afloran en el flanco S son los de composición dacítica (64.2 - 64.3 wt.% SiO₂). Estas lavas presentan textura porfirítica y están compuestos por fenocristales de plagioclasa, biotita y piroxeno, dentro de una pasta gris claro.



Fotografía 4.2.-Productos volcánicos del “Ampato Basal”: A) Flanco Sur del Ampato, donde se observa el frente de un flujo de lava de 60 m de espesor. B) Valle interglaciar al SE del Ampato donde se distinguen flujos de lava cubiertos con depósito de morrena. C) Vista panorámica de depósitos volcanosedimentarios que afloran al SW del Ampato, canalizados en la quebrada Moldepata (Sector de Collpa).

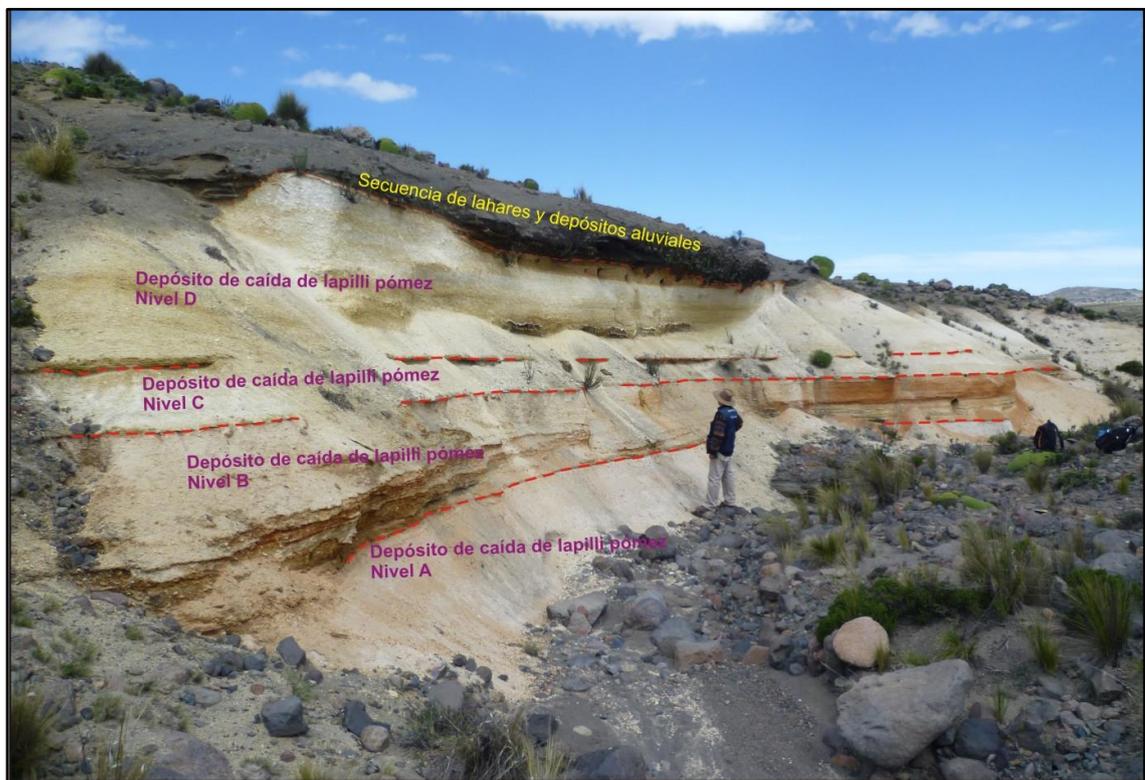
-Depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza

Este depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas (FPBC) aflora en el flanco SE del volcán Ampato, ubicado a 4,720 msnm. Este depósito presenta una topografía subhorizontal con pendientes <5°, que se extienden sobre la altiplanicie. Este FPBC es bloque soportado con ~70% de volumen. Por otra parte el FPBC está dividido en dos niveles: El nivel inferior de composición andesítica (62.3wt. % SiO₂) y el nivel superior de composición dacítica (64.6wt. % SiO₂). Los bloques juveniles presentan una textura

porfirítica, compuesto por fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno englobados en una pasta gris oscura.

-Depósitos de Caída

Las secuencias de depósitos de caída de lapilli pómez y ceniza se encuentran bien expuestas en los flancos SW y S del volcán Ampato. Estos depósitos se le asignan como “Depósitos de caída riolítica” que seguidamente se describe: Los “*Depósitos de caídas riolíticas*” están constituidos por cuatro niveles de depósitos de caídas de lapilli pómez, observadas hasta más de 30 km al SW del volcán Ampato (**Fig.4.3**). La pómez presenta formas subangulosas con tamaños milimétricos a centimétricos (0.3 - 7.7 cm). Las pómez son de color blanquecino y presentan textura fibrosa. La composición es riolítica (70.7 – 71.1 wt. % SiO₂), constituidas por fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol. Los depósitos tienen una apariencia masiva de grano-soportado, con un sorteo moderado a bien seleccionado de líticos y pómez. Los cuatro niveles tienen un espesor variable (0.25 - >2.0 m), limitadas al tope de cada nivel por subniveles delgados de ceniza de color rojizo. Los niveles fueron nombrados de la base a la cima como A, B, C y D.



Fotografía 4.3.-Depósitos de caída de lapilli pómez riolíticas A, B, C y D, ubicadas en la margen izquierda de la Qda. Huayllamayo, cerca al canal de regadío Cabanaconde – Lluta, al SW del volcán Ampato.

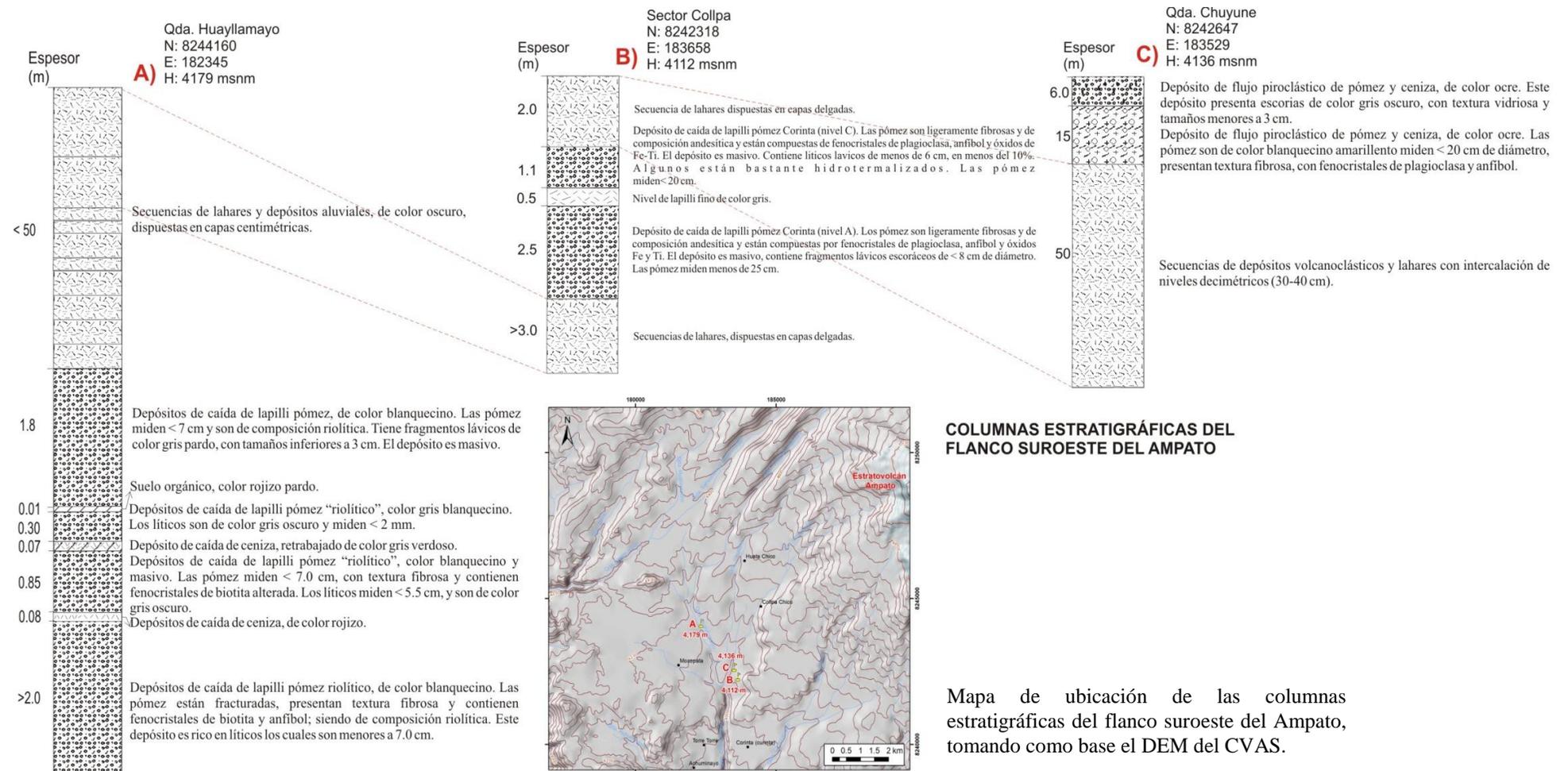


Fig.4.4.-Columnas estratigráficas del flanco SW del estratovolcán Ampato.

4.1.2 UNIDAD AMPATO MEDIO

Esta unidad volcánica está conformada principalmente por flujos de lava (FL), depósito de caída de lapilli pómez Corinta y flujos piroclásticos de pómez y ceniza (FPPC) que afloran al pie de los flancos S, SE y E del volcán Ampato, entre los 4,600 y 5,700 msnm.

-Flujos de lava “Yanajaja”.-

A 5.5 km al pie del flanco Sur y SE del cono sur del Ampato, afloran flujos de lava bien expuestos denominados en este estudio como lavas “Yanajaja” (**Fig.4.5**). Estos flujos de lava yacen entre los 4,600 y 5,150 msnm, y tienen una extensión de aproximadamente 5 km desde el centro de emisión, con un ancho promedio de 1 km y con espesores que varían entre 40-50 m. Todo el conjunto de lavas presentan una textura “rugosa”, de color gris oscuro, siendo muy fáciles de distinguir tanto en las fotografías aéreas e imágenes de satélite. La secuencia de lavas “Yanajaja” presentan una composición andesítica (61.8 – 62.2 wt. % SiO₂) con textura porfirítica y una pasta de color gris oscura constituida por fenocristales tales como plagioclasa, biotita y piroxeno.



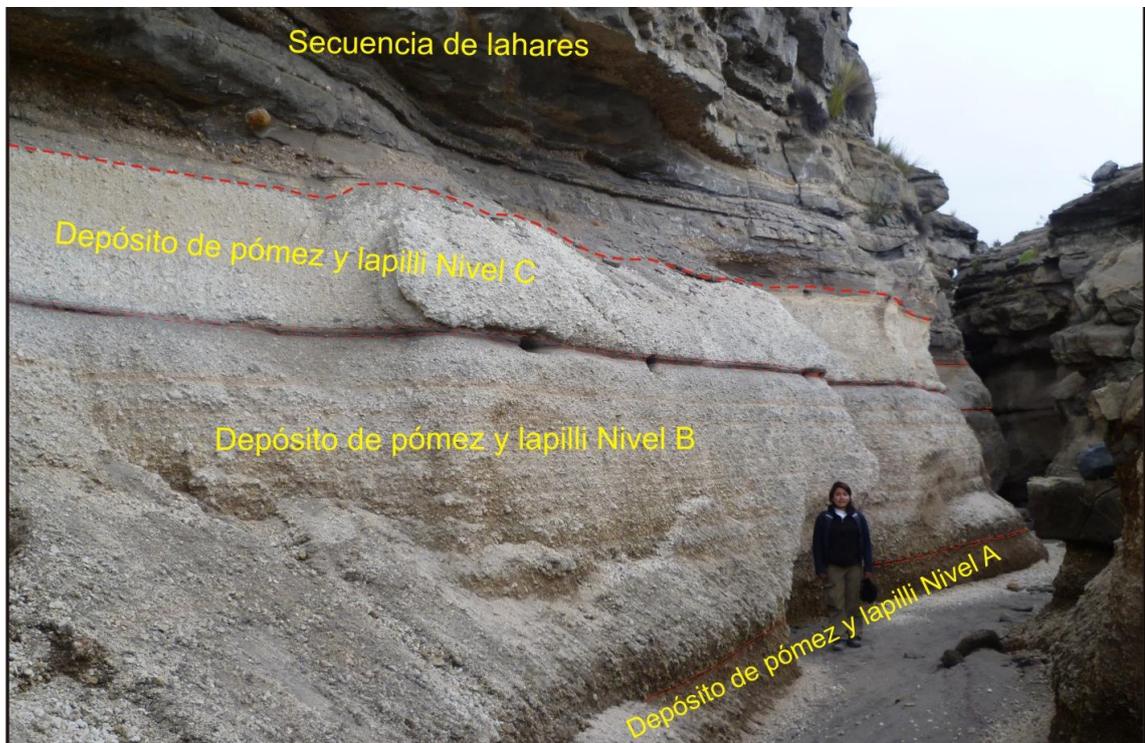
Fotografía 4.5.-Flujo de lava Yanajaja, con textura rugosa, expuesta al pie del flanco SW del Ampato.

Otros flujos de lava que corresponden a esta secuencia se ubican al pie del flanco Este, entre los 5,000 a 5,725 msnm. Los flujos de lava poseen espesores que varían entre 30-40 m y presentan una topografía sinuosa con leve a moderada pendiente (<30°). Estos flujos de lava, se encuentran divididos en dos niveles: a) El nivel inferior tiene 20 m de espesor, y presenta brechas de color café claro en la base. Los bloques de las brechas son subangulosas que miden hasta 2 m incluidos dentro de una matriz de ceniza. Estos bloques son de composición dacítica (64.5 % SiO₂). b) El nivel superior presenta estructuras de post-brecha y es de composición andesítica (62 % SiO₂). Las lavas de

ambos niveles presentan textura porfirítica, constituida por fenocristales de plagioclasa, biotita y piroxeno, englobados en una pasta fina de color gris. Las brechas del nivel inferior son el término de una actividad piroclástica marcada durante el desarrollo del edificio volcánico. A esta subunidad de lava se relaciona un proceso de mingling (mezcla) debido a la incorporación de fragmentos de bloques de lava dacíticos en el nivel superior de lava andesítica.

-Depósito de caída Corinta

El depósito de caída de lapilli pómez “Corinta” está bien representada en el sector de Corinta y Collpa(al SW del cono Sur del Ampato), cubriendo una distancia mayor a 11 km. En la prolongación de la quebrada Vizcachane, a 11 km al SW del centro de emisión (**Fig.4.6**), el depósito tiene 3.5 m de espesor. Este depósito está conformado por tres niveles (A, B y C). Las pómez presentan formas subredondeadas a subangulosas que miden hasta 25 cm. El depósito presenta una buena selección granulométrica, gradación inversa y cada nivel se encuentra separado por subniveles delgados de ceniza. Las pómez son de composición andesítica y dacítica (60.9 – 63.2 wt. % SiO₂), que contienen fenocristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos de Fe y Ti.



Fotografía 4.6.-Secuencias de depósitos de lapilli pómez. A 11 km al SW del volcán Ampato sector Corinta-Collpa.

- Depósitos de lahares y flujos hiperconcentrados

En varios sectores localizados al pie de los flancos SE y SW del volcán Ampato se encuentran varios depósitos de lahares y flujos hiperconcentrados (**Fig.4.7**). El espesor de estos depósitos es variable. Al pie del flanco SW los depósitos de lahares miden entre 20 y 30 m de espesor. En total la secuencia de lahares mide más de 40 m de espesor; mientras que en el flanco SE los depósitos miden entre 3-6 m de espesor. En general, estos depósitos tienen un buen sorteo, y están compuestos de material relativamente fino. En algunos sectores del flanco SE estos depósitos se encuentran cubiertos por morrenas y en otros por lahares recientes de menor espesor. En general estas secuencias se encuentran cubiertas por un depósito de caída de ceniza gris que mide 3 cm de espesor, ligada a la actividad reciente del Sabancaya.

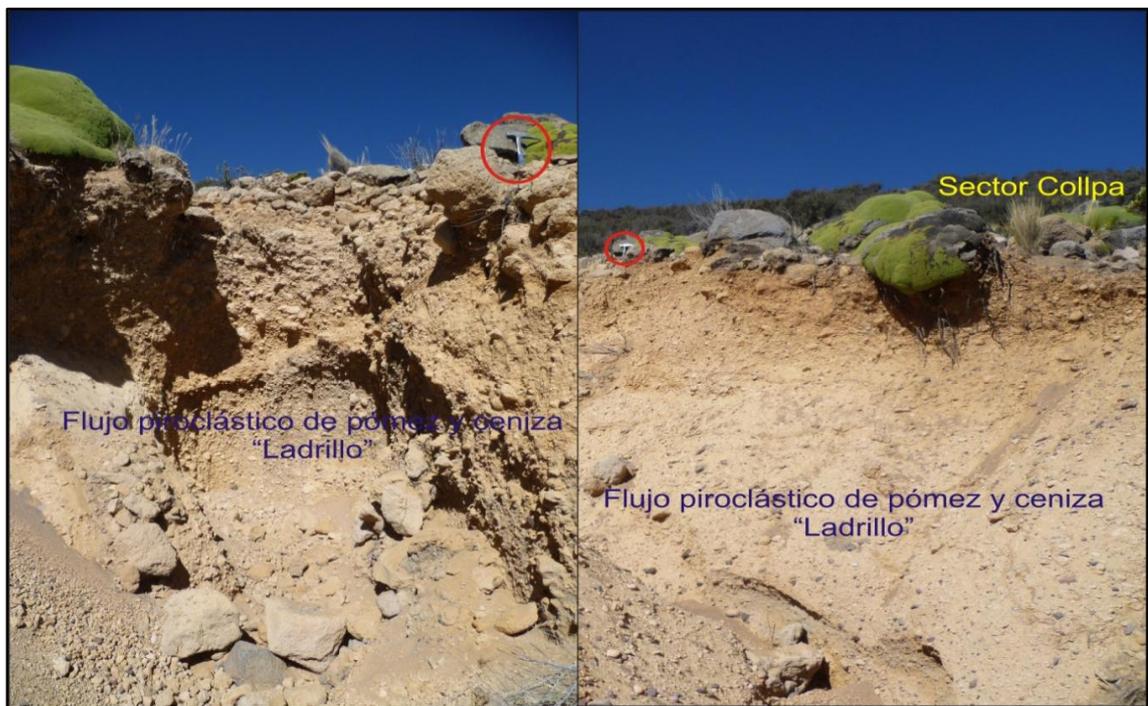
Al parecer esta unidad volcánica tuvo un dinamismo eruptivo bastante complejo, que ocasionó varios eventos de carácter explosivo y efusivo, que produjeron a todos estos productos volcánicos eyectados desde un conducto proximal al cono sur del Ampato.



Fotografía 4.7.- Secuencia de lahares hiperconcentrados al SW del volcán Ampato, margen derecha de la quebrada Vizcachane.

-Depósito de flujospiroclástico de pómez y ceniza “Ladrillo”

El depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza (FPPC) yace entre 9 a 10 km al pie de los flancos SW del Ampato (quebrada Vizcachane y Collpa) y Sur del volcán Ampato. El FPPC es de color ocre y tiene un espesor estimado de hasta 15 m. A este depósito se le atribuyó el nombre de “**flujo piroclástico ladrillo**” (Fig.4.8) porque muestra cierto grado de intemperismo con un color similar al ladrillo. El depósito está constituido por pómez (40 %) y ceniza (60%). Las pómez son de composición dacítica (63.9 – 64.6 % SiO₂), compuestas por fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Estas presentan una textura fibrosa y son de color gris claro. Este “FPPC-ladrillo” presenta fragmentos de escoria en menor porcentaje con textura vidriosa de color gris oscuro, evidenciando procesos de mingling (mezcla) en el depósito.



Fotografía 4.8.- Depósito de “flujo piroclástico de pómez y ceniza ladrillo”, ubicado en el sector Collpa (al SW del cono sur). En el círculo, un martillo de geólogo que nos sirve de escala.

El FPPC emplazado en el flanco Sur a una distancia aproximada de 9 km del cono sur, es de color gris blanquecino y tiene un espesor > 3 m. El depósito tiene mayor concentración de ceniza en la base y más consolidado al tope (Fig.4.9). En este depósito las pómez presentan una gradación normal. Este depósito es cubierto por un depósito de flujo piroclástico de escoria asociado al emplazamiento del estratocono del Ampato Superior. En base a las características del depósito, el FPPC en este sector presenta tres

niveles: A, B, C, en contacto gradacional. Cada nivel mide entre 0.50 - 5.0 m de espesor. La pómez tienen textura fibrosa, y son de color blanquecinos. Están compuestas por fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Estos flujos piroclásticos representan una fase de actividad explosiva violenta asociada al colapso de una columna eruptiva cuyos flujos generados descendieron por los flancos del volcán, dando origen al emplazamiento de estos depósitos.



Fotografía 4.9.-Secuencias de depósitos de flujo piroclástico de pómez y ceniza que yacen al pie del flanco Sur del Ampato.

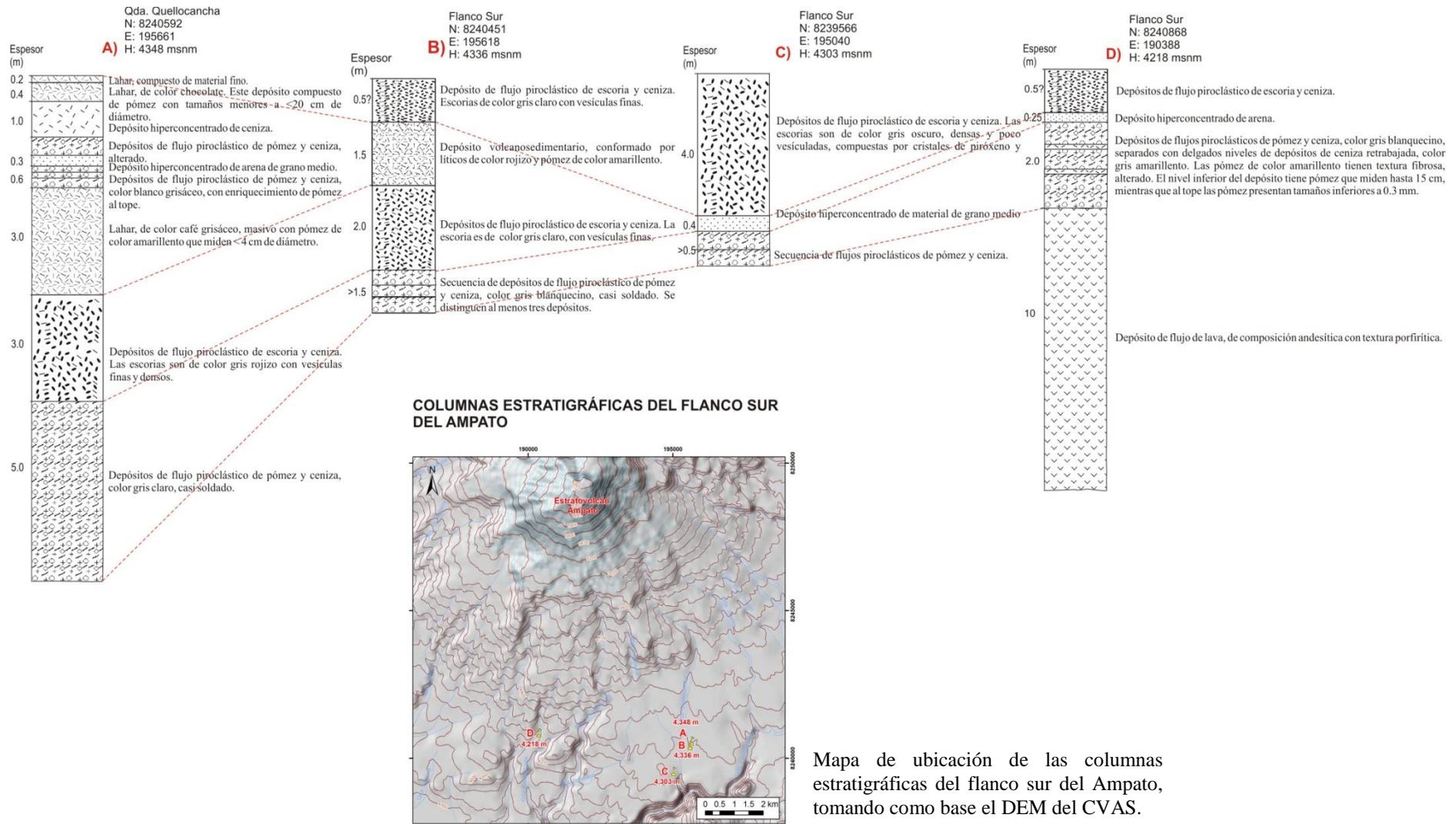


Fig.4.10.- Columnas estratigráficas del flanco S del estratovolcán Ampato.

4.1.3 UNIDAD AMPATO SUPERIOR

Posteriormente al Ampato Medio ocurren varias fases eruptivas con carácter explosivo y efusivo que originan varias secuencias de flujos de lava (FL), flujos piroclásticos de bloques y ceniza (FPBC) y flujos de piroclásticos de escoria y ceniza (FPEC), que afloran en los sectores oeste, este y norte del Ampato. Las fases eruptivas de la unidad volcánica “Ampato Superior” culminan con el emplazamiento de un domo.

-Flujos de lava

Los flujos de lavas - FL están ubicados entre los 4,850 a 6,025 msnm y corresponden a lavas que forman el cono superior del Ampato. Sobreyacen a flujos piroclásticos de bloques y ceniza y flujos de lava del “Ampato Medio” que se encuentran cubiertos por depósitos de morrena (**Fig. 4.11**), Las lavas tienen un espesor que varía entre 40 a 60 m y presentan moderadas a fuertes pendientes (30° - 60°). Estos flujos de lava (FL) son de composición andesítica (61.7 wt. % SiO₂), de color gris oscuro y de textura porfirítica. Están compuestos por fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y biotita. Una diferencia observada en los FL vistas hacia el Norte es que están conformados por fenocristales de plagioclasa, piroxenos y también por enclaves con texturas afaníticas, de origen co-magmático. Algunos flujos de lava ubicadas en el flanco E corresponden al post-colapso del cono central el cual posiblemente coincidió con la actividad glaciaria ocurrida durante el Pleistoceno, que posteriormente erosionaron a los FL, como prueba de ello se observan estrías glaciares en los bloques de lava. Los flujos de lava de la cumbre recorrieron menor distancia desde su fuente de emisión, cubriendo parte del cono norte del Ampato. Debido a la gruesa cobertura de hielo y nieve no se ha podido identificar los contactos entre los flujos de lava que conforman la cumbre del Ampato.



Fotografía 4.11.- Flanco SW del volcán Ampato conformado por secuencias de lavas andesíticas al tope y lavas andesíticas básicas a la base. También se observa el circo glaciar que originó varios depósitos de morrena que cubren a los flujos de lava.

-Flujos piroclástico de bloques y ceniza

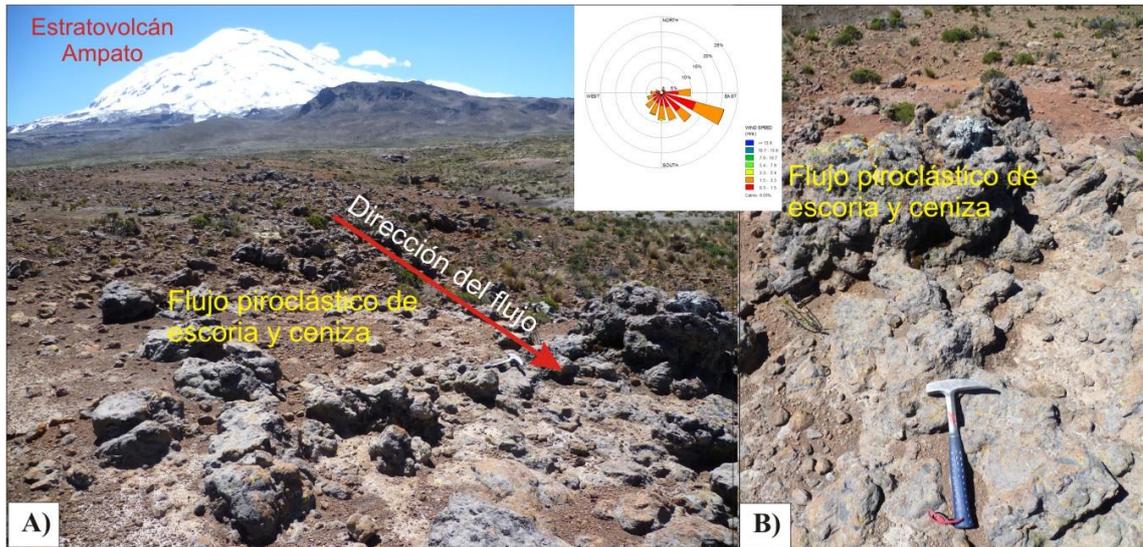
Los flujos piroclásticos de bloques y cenizas - FPBC (**Fig.4.12**) se localizan entre 3 y 4 km al E y W del cono central del Ampato, infrayaciendo a flujos de lava andesíticos. Este FPBC se caracteriza por ser un depósito bien soldado con bloques juveniles de composición andesítica de textura porfirítica. Los bloques están constituidos por fenocristales de plagioclasa, biotita, anfíbol y piroxeno.



Fotografía 4.12.-Vista panorámica del flanco W del volcán Ampato donde se distinguen los FPBC, cubiertos por flujos de lava que se extienden hacia ambos extremos de la ladera.

-Flujo piroclástico de escoria y ceniza

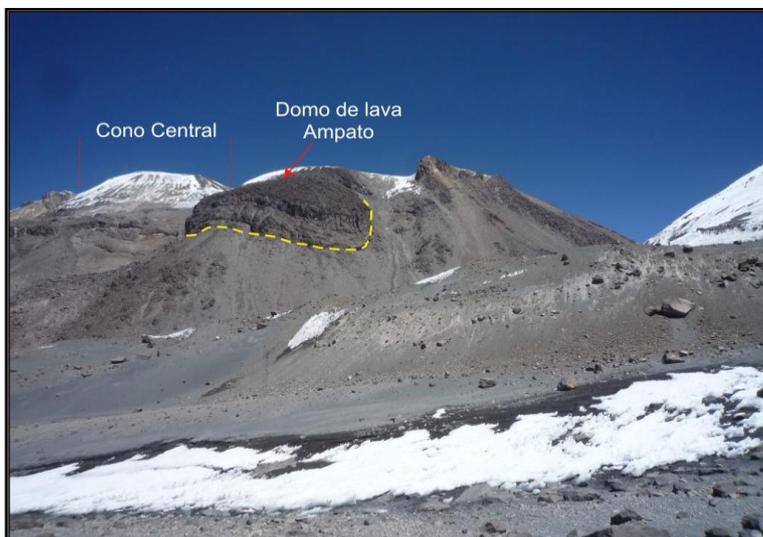
Los depósitos de flujos piroclásticos de escoria y ceniza (FPEC) se encuentran bien representados al pie de los flancos SE y SW del Ampato, los cuales llegaron a distancias de hasta 8 km desde la cumbre central(**Fig.4.13**). El depósito está constituido por bombas de escoria de color marrón grisáceo de hasta 1.5 m de diámetro, con textura tipo “coliflor”. La escoria es de composición andesítica (58.9 - 62.4 wt. % SiO₂) y está compuesta por fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Estos depósitos cubren afloramientos de flujos piroclásticos de pómez y ceniza FPPC más antiguos correspondientes al “Ampato Medio” (**Fig.4.9**). Estos FPEC son bien consolidados y con bastante contenido de óxidos. La presencia de estos depósitos en la zona es evidencia de una intensa actividad explosiva del Ampato.



Fotografía 4.13.- A) Fotografía del flujo piroclástico de escoria y ceniza extendidas sobre la peneplanicie volcánica al sur del volcán Ampato. La flecha indica la dirección del flujo y en la figura superior señala la dirección del viento. B) Acercamiento del depósito de flujo de escoria.

-Domo-colada Ampato

El domo de lava reciente del Ampato, aflora en el sector norte de dicho volcán (6,000 msnm). Este domo presenta forma de una cúpula, con excelente preservación y estado de conservación, que nos permite sugerir que está asociado a la actividad eruptiva más reciente del volcán Ampato. Este domo de lava (**Fig.4.14**) se caracteriza por tener un espesor aproximado de 350 m. La mayor parte del año se encuentra cubierta por una delgada capa de nieve. Este domo tiene una composición andesítica, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita englobados dentro de una matriz microcristalina de color negro grisáceo.



Fotografía 4.14.- Fotografía del domo de lava emplazada sobre flujos de lava en bloques (der.) y vista del cono central del Ampato (izq.) (Cortesía de J. Mariño).

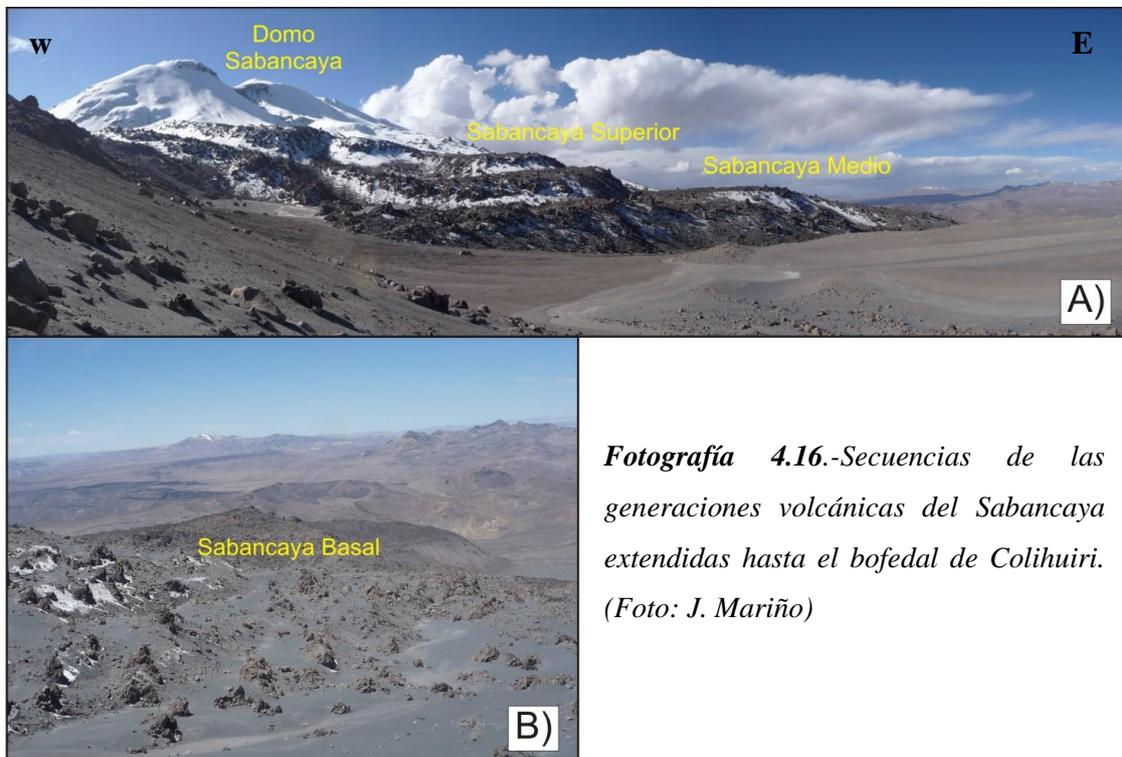
FASES DE EVOLUCIÓN VOLCÁNICA		LITOLOGÍA	DESCRIPCIÓN
AMPATO SUPERIOR	Actividad explosiva moderada		Depósito de caída de ceniza y piroclásticos actividad reciente del Sabancaya (1988-1996).
	Actividad explosiva vulcaniana tipo Saint-Vincent	4?	Depósitos de flujo piroclástico de escoria y ceniza. Las escorias son de color gris oscuro, densas y poco vesiculadas, compuestas por cristales de piroxeno y plagioclasa. Presentan tamaños menores a 1.5 m.
	Construcción del unidad superior Destrucción y construcción de domos con emisión de flujos de lava.	30	Flujo de lava de composición andesítica con textura porfirítica presenta fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol, biotita, dentro de una pasta de color gris oscuro.
AMPATO MEDIO	Actividad explosiva moderada Erupción plineana y subplineana. Originado por colapso de la columna eruptiva.	<15 <2 >6	Flujo piroclástico de bloques y ceniza, los bloques presentan fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y piroxeno, con pasta de color café grisáceo. Es un depósito bien soldado y alterado. Depósito hiperconcentrado de material de grano medio a grueso. Depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza, de color ocre. Este depósito presenta escorias de color gris oscuro, con textura vidriosa y tamaños < 3 cm.
	Formación de paleocuenca Actividad fluvio-glaciár	>15	Depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza "ladrillo", de color ocre. Las pómez son de color blanquecino amarillento miden < 20 cm de diámetro, presentan textura fibrosa, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno.
	Actividad explosiva moderada Erupciones plineanas y subplineana.	>50	Secuencias de depósitos volcanoclasticos y lahares masivo con intercalación de niveles decimétricos (30-40 cm).
	Construcción del estratocono Emisión de flujos de lava.	>3	Depósito de caída de lapilli pómez Corinta. Las pómez son ligeramente fibrosas y de composición andesítica y están compuestas de fenocristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos de Fe-Ti. El depósito es masivo. Contiene liticos lavicos de menos de 6 cm, en menos del 10%. Algunos están bastante hidrotermalizados. Las pómez miden menos de 25 cm.
		>50	Flujo de lava "Yanajaja", de composición andesítica con textura porfirítica.
AMPATO BASAL	Formación de paleocuenca Actividad fluvio-glaciár	>50	Secuencias de lahares antiguos y depósitos aluviales, de color oscuro, dispuestas en capas centimétricas.
	Actividad explosiva Erupciones plineanas y subplineana. Asociado al origen de una caldera.	>5	Depósitos de caída de lapilli pómez "riolítico", color blanquecino y masivo. Las pómez miden < 7.0 cm, con textura fibrosa y contienen fenocristales de biotita alterada. Los liticos miden < 5.5 cm, y son de color gris oscuro.
	Construcción del estratocono	<20	Flujos de lava de composición andesítica.
	Actividad alternada con construcción y destrucción de domos y emisión de flujos de lava.	<10 >50	Flujos de piroclástico de bloques y ceniza. Flujos de lava de composición andesítica y dacítica con textura porfirítica y afanítica, compuesto por fenocristales de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y biotita, dentro de una pasta color gris oscuro a claro.

Fig.4.15.- Columna estratigráfica generalizada de las unidades y fases de evolución volcánica del Ampato.

4.2 ESTRATIGRAFÍA DE LAS UNIDADES VOLCÁNICAS DEL SABANCAYA

Para el caso del volcán Sabancaya, también se reconocieron diferentes flujos de lava, depósitos de caídas de ceniza y diferentes estructuras volcánicas como la dirección de flujo, cráter y conducto adventicio. Para el establecimiento del orden estratigráfico de los flujos de lava se tomó en cuenta los datos del cartografiado geológico y los estudios efectuados por Bulmer et al. (1998); Thouret et al. (1995) y Juvigné et al. (2008).

En este estudio se establecieron tres grandes unidades de flujos de lava, en función de su posición estratigráfica, grado de alteración y características geomorfológicas definidas a partir de las fotografías aéreas, imágenes satelitales ASTER y datos de campo. Dichas unidades están conformadas por flujos de lava (FL), depósitos de caída de ceniza (DCC), lahares (Lah). Las lavas más antiguas presentan un mayor grado de alteración y erosión, con superficies “lisas” y cubiertas por depósitos de ceniza y depósitos eólicos; mientras que las lavas más jóvenes presentan bloques sueltos en forma de “aguja” y se hallan poco erosionadas. Por otro lado, a lo largo de las quebradas que descienden de los flancos Sur y Norte del volcán se observan depósitos de lahares originados por la actividad reciente del Sabancaya o debido a lluvias importantes, algunos de los cuales posiblemente son de la época histórica.



Fotografía 4.16.-Secuencias de las generaciones volcánicas del Sabancaya extendidas hasta el bofedal de Colihuiri. (Foto: J. Mariño)

4.2.1 UNIDAD SABANCAYA BASAL

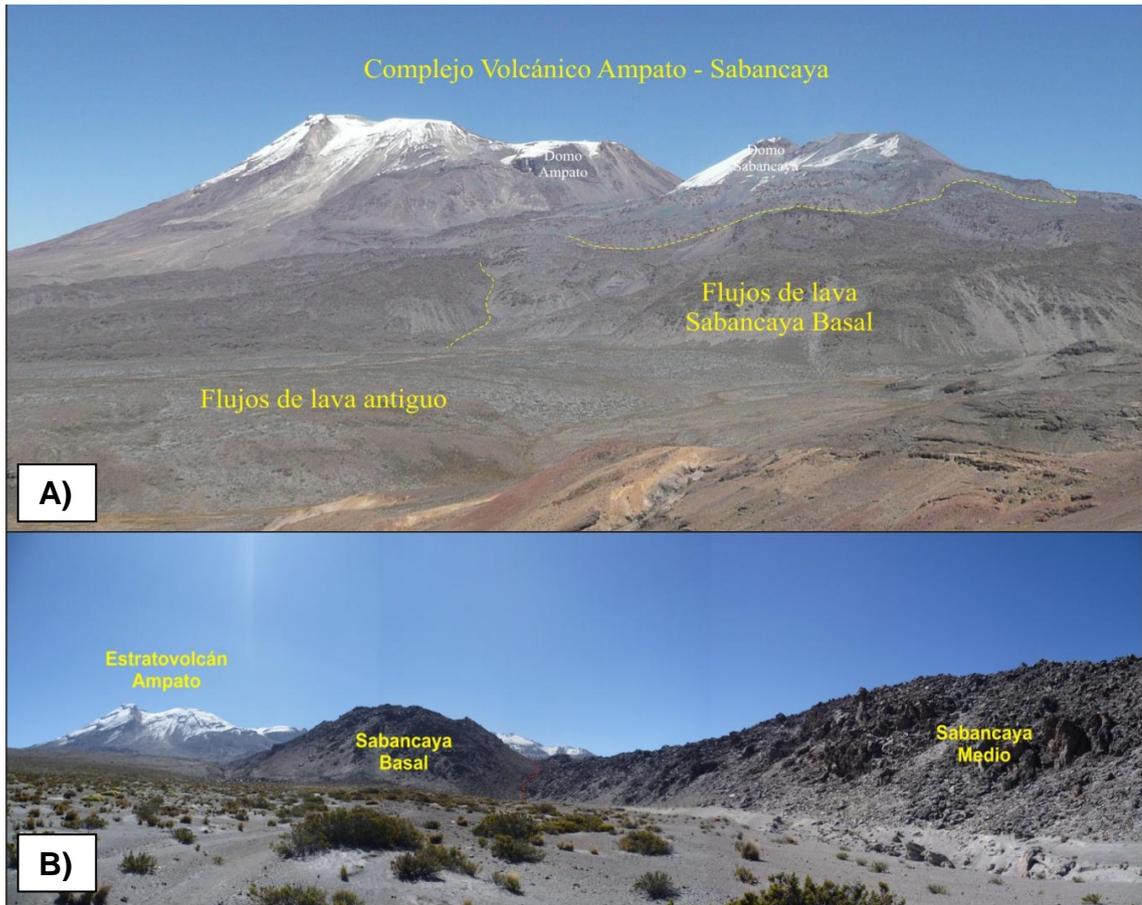
Esta unidad agrupa al menos once secuencias de flujos de lava emplazados durante sucesivos eventos efusivos. Los flujos de lava de la unidad volcánica “Sabancaya basal” sobreyacen a los flujos de lava antiguos del Ampato. Las coladas de lava de composición andesítica son los más comunes en toda la serie del "Sabancaya basal", emplazados entre 4,750 a 5,550 msnm y distribuidas en los flancos sur, suroeste, este y noroeste del Sabancaya.

-Flujos de lava.-

Los flujos de lava presentan moderadas a fuertes pendientes (30°- 50°), con espesores que varían entre 45 - 60 m. La mayoría de los flujos de lava son de composición andesítica (60.6 – 62.4 wt. % SiO₂), con texturas porfiríticas, compuestas por fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y biotita, a veces alterados, englobados dentro de una matriz microcristalina de color oscuro.

También existen flujos de lava que tienen pendientes leves a moderadas (10°-30°), que ofrecen una topografía suave a ondulada. Estas lavas miden hasta 40 m de espesor, y son de composición dacítica (65.6 wt. % SiO₂) con textura porfirítica, compuestos por fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol dentro de una matriz vítrea de color gris.

El “Sabancaya Basal” (**Fig.4.17**) es la unidad volcánica con mayor volumen de rocas andesíticas (aprox. 75-80 %).



Fotografía 4.17.-A) Vista panorámica del Complejo volcánico Ampato-Sabancaya, donde se aprecian secuencias de flujos de lava que conforman a las diferentes unidades volcánicas del Sabancaya, en especial la generación de lavas correspondientes al Sabancaya Basal. B) Flujos de lava del Sabancaya Basal que yacen al pie del flanco Este.

4.2.2 UNIDAD SABANCAYA MEDIO

Esta unidad agrupa al menos siete flujos de lavas (FL) de composición andesítica. El FL más antiguo se localiza a 7 km al W del cráter del Sabancaya, mientras que los flujos de lava más recientes (Sa 3a, Sa3b) se ubican a 9.5 km al Este del cráter del Sabancaya (Fig. 4.18 A, B).

-Flujos de lava

Estos corresponden a flujos de lava en bloques que yacen entre 4,950 a 5,500 msnm, distribuidos al N, NW y SE del cráter del Sabancaya. Estos flujos miden entre 20 a 30 m de espesor y se extienden hasta 10 km del cráter del Sabancaya. Los flujos de lava muestran una topografía casi horizontal con baja a moderada pendiente (5° - 30°). Algunos flujos de lava tienen un ancho de hasta 400 m, con variadas longitudes de 1.7 hasta 7 km. Algunos flujos presentan estructuras de flujo bien definidas en las

superficies de las lavas. Estos FL se caracterizan por ser de composición andesítica (60 - 61.9 wt. % SiO_2) con textura porfirítica, y contener fenocristales de plagioclasa, piroxeno y biotita.

Según Guillande et al. (1992), el flujo de lava que yace al NW del Sabancaya provendría del volcán Ampato, por otro lado Bulmer et al. (1997) define a este flujo como parte del Sabancaya. Mientras que en este estudio se concluye que el FLB corresponde al Sabancaya asumiéndolo dentro de la unidad “**Sabancaya Medio**”.

El flujo de lava (FLB) ubicado al pie del flanco NW ha sido originado por un conducto antiguo que dio origen al domo de lava Sabancaya.



Fotografía 4.18.-Vista de un flujo de lava distal (FLB) del Sabancaya Medio que yace en la margen derecha de la Qda. Huaraya (Oeste del Complejo volcánico Ampato-Sabancaya).

-Domo de lava

Existe un domo de lava (5,976 msnm) de forma simétrica cubierta con una delgada capa de ceniza que aflora al sur del volcán Sabancaya (**Fig. 4.19 A**). Este domo es de composición andesítica (62.5 wt. % SiO_2) conformado por fenocristales plagioclasa, biotita y anfíbol englobados en una pasta de color gris oscuro. Este domo es más antiguo que el cráter actual del Sabancaya, lo que sugiere una migración de la actividad hacia el Norte.



Fotografía 4.19.- **A)** Domo de lava que aflora al S del cráter del Sabancaya. En segundo plano se observa el domo de lava del volcán Ampato. **B)** Flujos de lava en bloques que yacen debajo del domo Sabancaya.

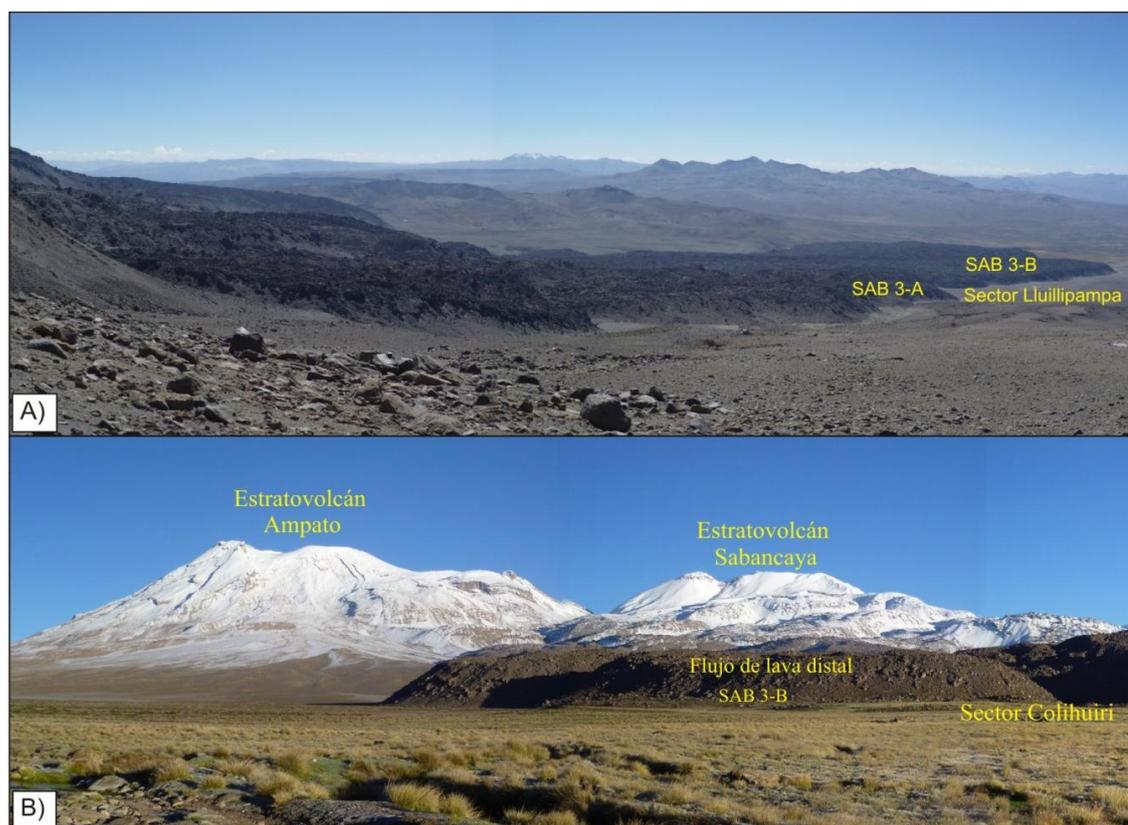
-Flujos de lava Colihuri

Existen flujos de lavas: FL Sa-3a y FL Sa-3b ubicadas al pie del flanco SE del volcán Sabancaya (**Fig.4.20**). Estos flujos de lava son de composición andesítica (60.9 - 62.5 wt. % SiO₂) con textura porfírica, compuestas por fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita, englobados dentro de una matriz gris oscura.

El FL Sa-3a se encuentra emplazado en el sector Lluillipampa, entre 4,675 a 5,050 msnm. Este flujo tiene un espesor promedio de 50 m y viaje hasta aproximadamente 3.3 km. Este flujo presenta 3 lóbulos ubicadas en los frentes de la colada de lava. Presenta una pendiente suave (5°-10°) en la superficie de la lava a fuertes pendientes (20° - 60°) en el frente de lava.

El FL Sa-3b se ubica en el sector Colihuri entre los 4,500 a 5,050 msnm. Este flujo tiene una longitud aproximada de 6 km y un ancho estimado de 1.8 km. En la facie distal del flujo de lava se distinguen 6 lóbulos que tienen entre 30°-35° de inclinación. La topografía del flujo de lava es suave a ondulada, cuyos frentes tienen moderadas pendientes (40° - 60° de inclinación). Las principales estructuras superficiales observadas al Norte del FL son pequeños surcos longitudinales que siguen la dirección del flujo. Al parecer la lava Sa-3b se bifurca hacía el SE, donde cubren parte del bofedal del sector Colihuri.

Estos flujos de lava son de composición andesítica (60.9 - 62.5 wt. % SiO₂) con textura porfírica, compuestas por fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita, dentro de una matriz gris oscura. Posiblemente los flujos de lavas Sa-3a y Sa-3b han salido por un conducto adventicio ubicado a 3.5 km al Este del cráter del Sabancaya, en una etapa relativamente reciente.



Fotografía 4.20.-A) Secuencia de flujos de lava Sa-3a y Sa-3b que se extienden en la altiplanicie, al Este del cráter del Sabancaya. B) Frente de flujo de lava andesítica Sa-3b emplazada sobre el bofedal del Colihuiiri, fotografía tomada desde Sallalli.

4.2.3 UNIDAD SABANCAYA SUPERIOR

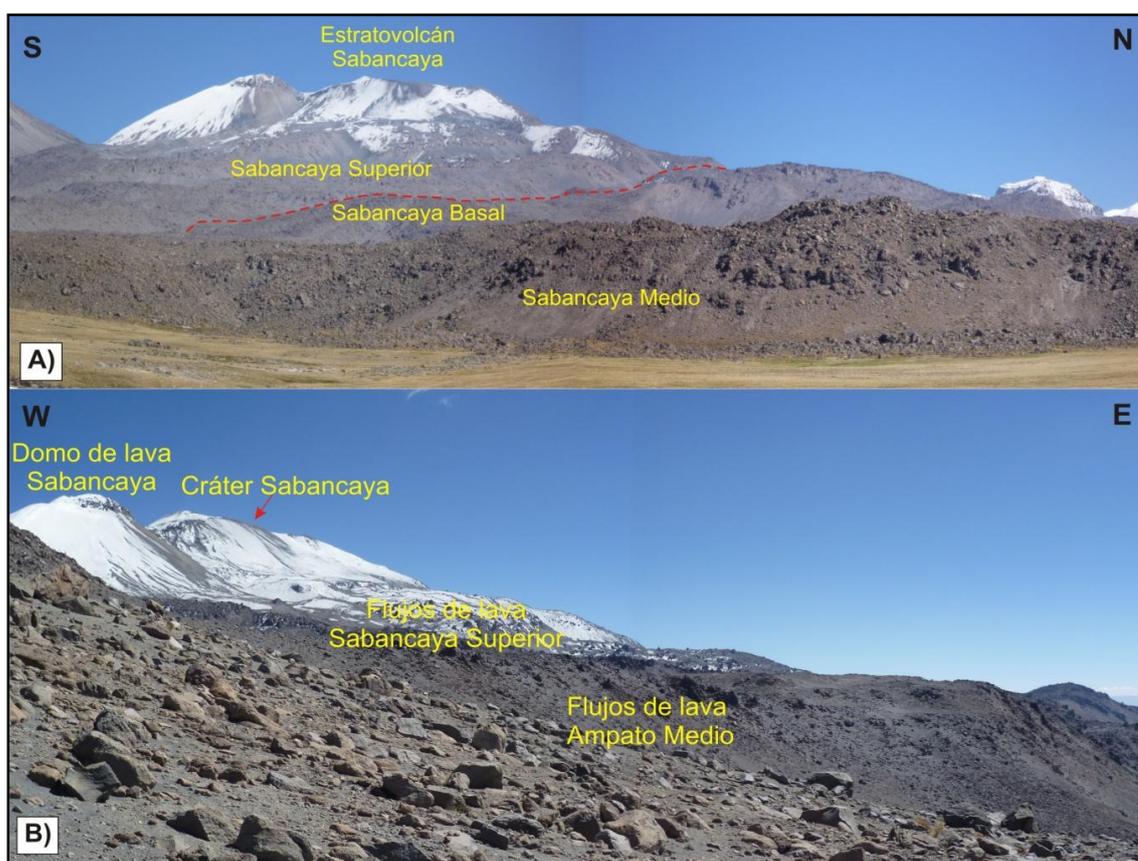
La unidad volcánica “**Sabancaya Superior**” está conformada por al menos diez coladas de lava de composición andesítica y dacítica, los cuales sobreyacen a los depósitos volcánicos del “Sabancaya Basal” y “Sabancaya Medio”. Estos flujos se extienden en todas las direcciones. El mayor volumen de flujos de lava se extiende hacia el W y E del cráter del Sabancaya.

-Flujo de lava

Corresponden a los flujos de lava ubicados entre 4,750 a 5,850 msnm. Estos muestran una topografía ondulada con pendientes moderadas a fuertes (30° a 60°) en los frentes de lava, y suaves pendientes ($<10^{\circ}$) en la superficie basal de los flujos de lava. Los flujos miden entre 30 – 50 m de espesor. Las estructuras de encauzamiento o leveé están orientadas longitudinalmente a la dirección del flujo. Todas las coladas de lava presentan varios lóbulos separados. Al W del cráter se aprecia el flujo de lava más

prominente del “**Sabancaya Superior**” con una longitud de aproximadamente 2 km, encontrándose dividido en dos ramales de flujo bien diferenciados.

Estos FL son principalmente de composición andesítica (61.7 - 62.6 wt. % SiO₂) con textura porfirítica compuesta en su mayoría por fenocristales de plagioclasa, biotita, piroxeno y anfíbol dentro de una matriz microcristalina de color gris oscuro. En menor proporción (15 - 20 % vol.) se encuentran los flujos de lava de composición dacítica (64.7 wt. % SiO₂) con texturas porfiríticas y afaníticas, y compuestos por fenocristales tales como plagioclasa, anfíbol, biotita y piroxeno. Estos dos últimos se encuentran en menor porcentaje (5 % vol.).

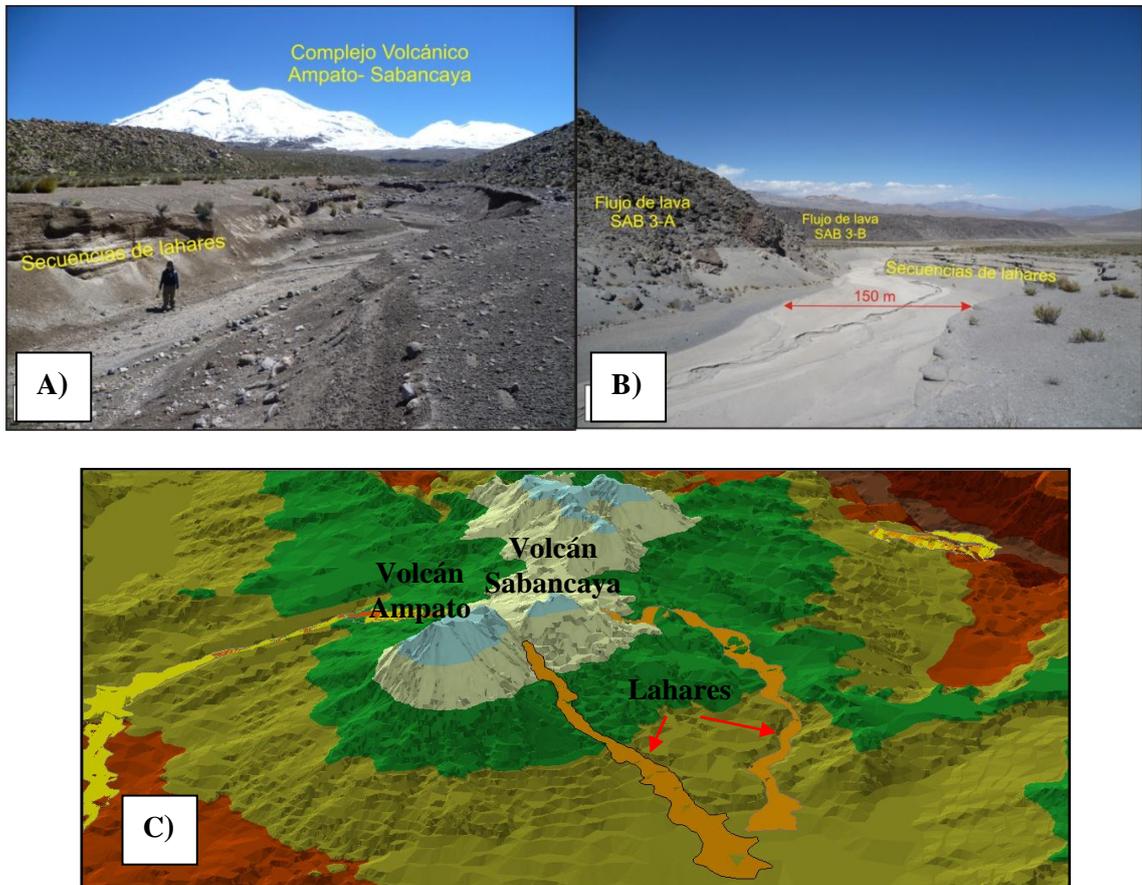


Fotografía 4.21.- A) Vista de unidades volcánicas del Sabancaya: Sabancaya Basal, Medio y Superior. B) Fotografía que muestran las secuencia de flujos de lava correspondientes a la unidad volcánica del Sabancaya Superior.

-Depósito de Productos Recientes

Los depósitos recientes corresponden básicamente a los depósitos de caída de ceniza y lahares producidos durante épocas históricas y la última actividad del Sabancaya ocurrida entre 1988 y 1996.

En las quebradas Lluillipampa, Jaruma y Lurihuasi se exponen numerosas secuencias de depósitos de lahares (**Fig. 4.22B**), algunos de los cuales se emplazaron en la década de los 90'. Estos son depósitos poco consolidados y están conformados principalmente por bloques polimícticos englobados dentro de una matriz fina. Los depósitos de lahar presentan espesores de hasta 6 m, con un ancho variable que alcanza hasta 150 m.



Fotografía 4.22.- A) Secuencias de depósitos de lahares recientes, ubicados en la Qda. Lurihuasi. B) Lahar de 150 m de ancho en el sector de la pampa Lluillipampa (al Este del Sabancaya), originado durante la actividad reciente del Sabancaya. C) Modelo digital de terreno con los depósitos de Lahares representados en el CVAS, estos lahares representan un moderado peligro en los poblados aledaños al volcán Sabancaya.

Sobreyaciendo a estos depósitos se encuentra un depósito de caída de ceniza fina de color gris, que tiene hasta 5 cm de espesor, dispersado al SE del CVAS. Este depósito cubre parte de los flujos de lava del Ampato y Sabancaya.

CAPÍTULO V

PETROGRAFÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO

AMPATO-SABANCAYA

Durante los años 2009 al 2011, junto con el grupo de Volcanología del INGEMMET se recolectaron 60 muestras del CVAS para la confección de secciones delgadas. Este muestreo se realizó en las diferentes unidades volcánicas de los edificios del CVAS, siendo las muestras representadas en la **Fig.5.1**. Las secciones delgadas fueron preparadas en el taller de Petrotomía del INGEMMET. El análisis petrográfico se realizó con dos microscopios de marcas LEICA y ZEISS AXIOSKOP 4.

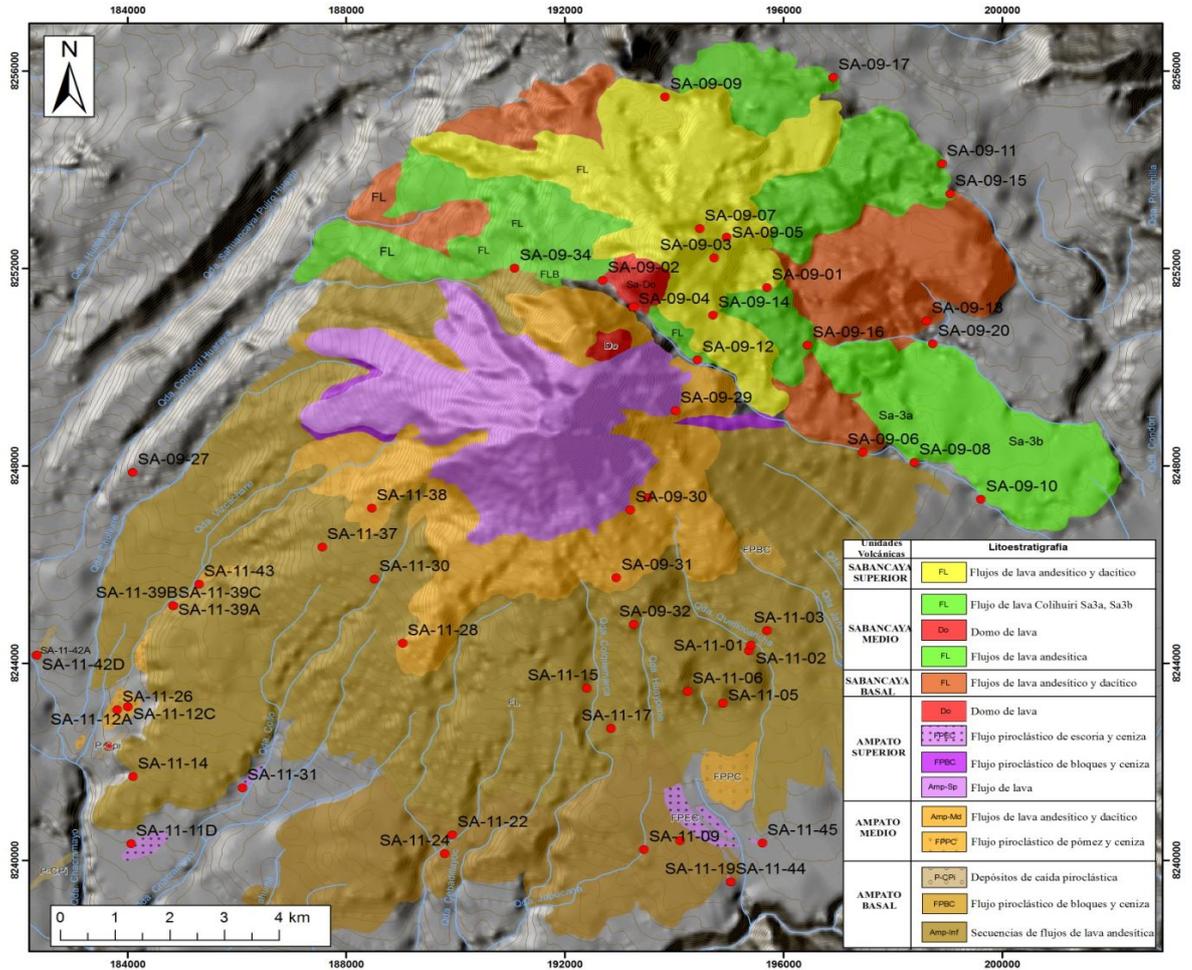


Fig.5.1.-Unidades volcánicas del CVAS y ubicación de muestras tomadas para el estudio petrográfico.

5.1 ESTUDIO PETROGRÁFICO DEL AMPATO

Se tomaron 42 muestras del estratovolcán Ampato para sección delgada. A continuación se describen las fases minerales presentes al interior de cada roca, haciendo énfasis en las diferencias que presentan cada una de ellas:

5.1.1 AMPATO BASAL

5.1.1.1 Andesitas

Se distinguen tres grupos mineralógicos.

a) Andesitas con piroxeno y biotita

Estas rocas corresponden a flujos de lava (SA-11-14, 17, 22, 24, 37) y al depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza (SA-11-08). Estas rocas presentan una textura

porfirítica, constituida por fenocristales de plg + px + bt + ox de Fe-Ti en una matriz microcristalina de tipo intersertal.

En las rocas los fenocristales de plagioclasa tienen un porcentaje que varía entre 25-35 % vol. Estos aparecen en formas subhedrales a anhedrales, cuyo tamaño es inferior a 2 mm. Se observa dos familias de plagioclasa: fenocristales con textura “sieve” y fenocristales frescos (sin alteración). Algunos de los fenocristales presentan corrosión en las partes internas e inclusiones de microlitos de piroxenos, plagioclasa y minerales opacos. El ortopiroxeno y clinopiroxeno están presentes en una proporción variable (5 – 15% vol.), con formas subhedrales y tamaños inferiores a 1300 µm. Los piroxenos contienen inclusiones de óxidos de hierro y titanio. Las biotitas representan el 8 % vol., tienen hábitos euhedrales a subhedrales. Algunos de los fenocristales están ligeramente corroídos, y presentan bordes de reacción compuesto por plagioclasa, también se exponen inclusiones de microlitos de plagioclasa (< 400 µm) y óxidos dentro de algunos fenocristales de biotita.

En la mayoría de las muestras la pasta está constituida de un vidrio intergranular parcialmente cristalino, donde se observa microcristales de plagioclasa y piroxeno. En algunos casos se encuentran aglomerados de cristales de plagioclasa, piroxeno, óxido de hierro y titanio.

b) Andesita con anfíbol y piroxeno

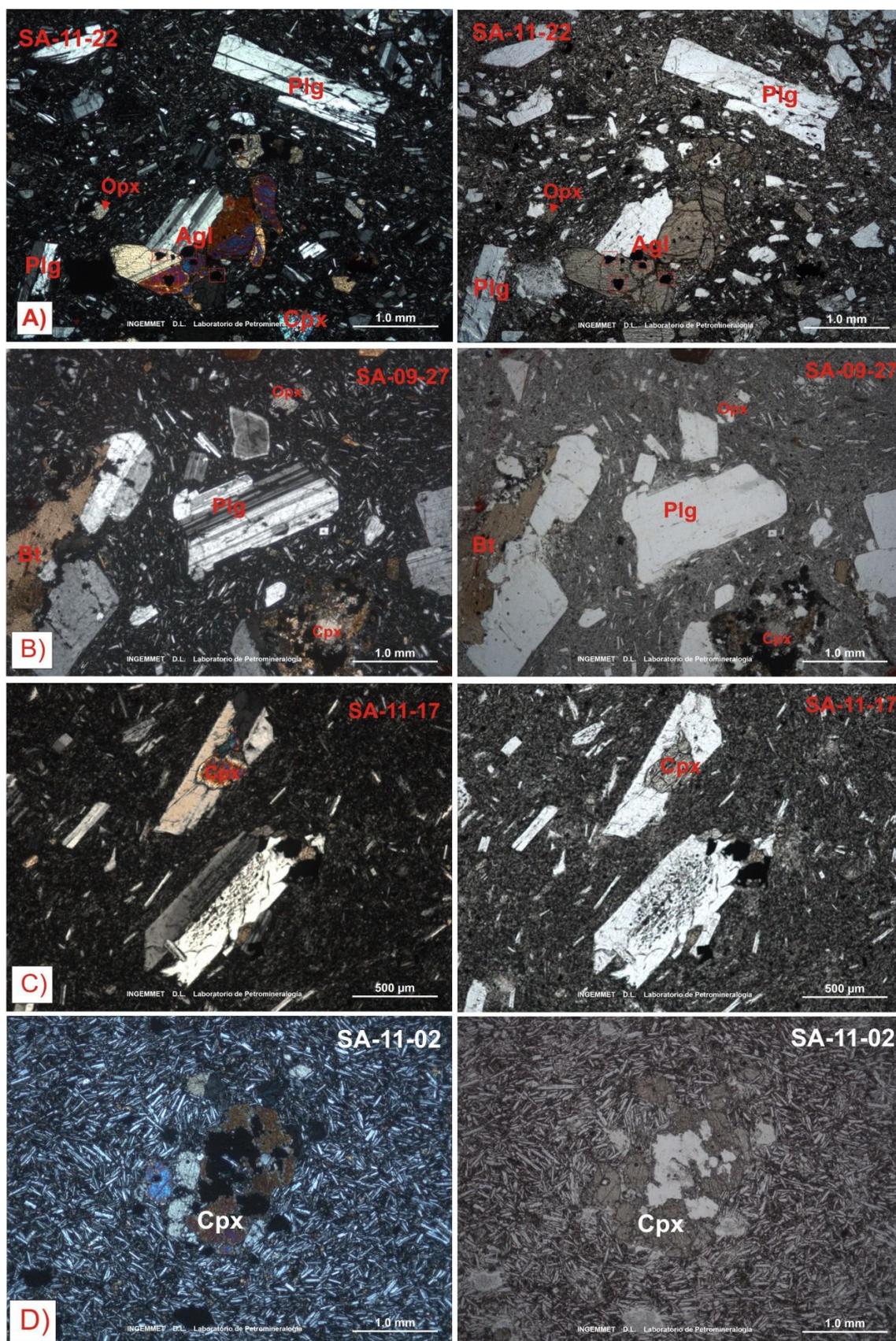
Estas rocas son las más comunes en toda la unidad del Ampato Basal y corresponden a flujos de lava (SA-09-27, SA-11-01, 05, 14, 17 y 37). Estas rocas presentan texturas porfíricas (**Fig. 5.2**) y están constituidas por fenocristales de plagioclasa (15 – 20 % vol.), de tamaños inferiores a 2 mm. Se observan plagioclasas con textura “sieve” (textura en tamiz) en los bordes del mineral, mientras que otros fenocristales se observan con caras limpias, con fracturamiento en las partes internas y algunos fenocristales tienen inclusiones de microlitos de clinopiroxeno (100 µm). Los anfíboles marrones están en un 10 % vol., y tienen tamaños inferiores a 800 µm. Algunos fenocristales tienen bordes de óxido (por ej. SA-11-01), mientras que otros fenocristales presentan coronas de reacción (observada en SA-11-05). Algunos presentan inclusiones de microlitos de plagioclasa (< 30µm). Los clinopiroxenos (6 % vol.) y ortopiroxenos (4 % vol.), miden entre 350- 400µm. Algunos fenocristales presentan corrosión en los bordes. Los ortopiroxenos presentan bordes de reacción compuesto esencialmente por microcristales de plagioclasa. Algunos presentan inclusiones de microlitos de

plagioclasa y óxidos de Fe y Ti en las partes internas del cristal. Las biotitas representan el 8% vol. Algunos de los fenocristales están ligeramente corroídos, y otros presentan bordes de reacción compuesto por plagioclasa. Algunos de estos fenocristales tienen inclusiones de microlitos de plagioclasa (< 400 μm) y óxidos de Fe y Ti.

La mayoría de las fases minerales tiene formas subhedrales y euhedrales. Existen dos tipos de pasta: Una pasta está constituida de un vidrio gris oscuro, mientras que la otra pasta es microcristalina compuesta por microlitos de plagioclasa, biotita y óxidos. En algunas muestras se observa frecuentes aglomerados minerales constituidos por plg+px+ox.

c) Andesita con anfíbol

Estas rocas corresponden a flujos de lava: SA-11-02, 03 y 30 (**Fig.5.2**). La plagioclasa es la fase mineral más abundante (35 -40 % vol.). Presentan tamaños inferiores a 2 mm. Los fenocristales presentan formas que varían entre subhedrales a anhedrales, hay algunos fenocristales que presentan textura “sieve” (textura en tamiz), mientras que otros presentan caras limpias. Por otro lado, se observa fracturamiento y bordes corroídos en algunos fenocristales. Algunas veces se observa inclusiones de óxidos de Fe y Ti. El anfíbol es la segunda fase mineral con mayor porcentaje (12% vol.) y solo está presente en la muestra SA-11-30. Presenta un hábito que varía de euhedral a subhedral. Algunos fenocristales presentan delgados bordes de óxido. El clinopiroxeno (8 % vol.) mide menos de 400 μm . Algunos fenocristales presentan bordes de reabsorción donde se distinguen microlitos de plagioclasa. La pasta es intersertal compuesta por microlitos (< 40 μm) de plagioclasa en mayor abundancia, anfíbol y óxidos.

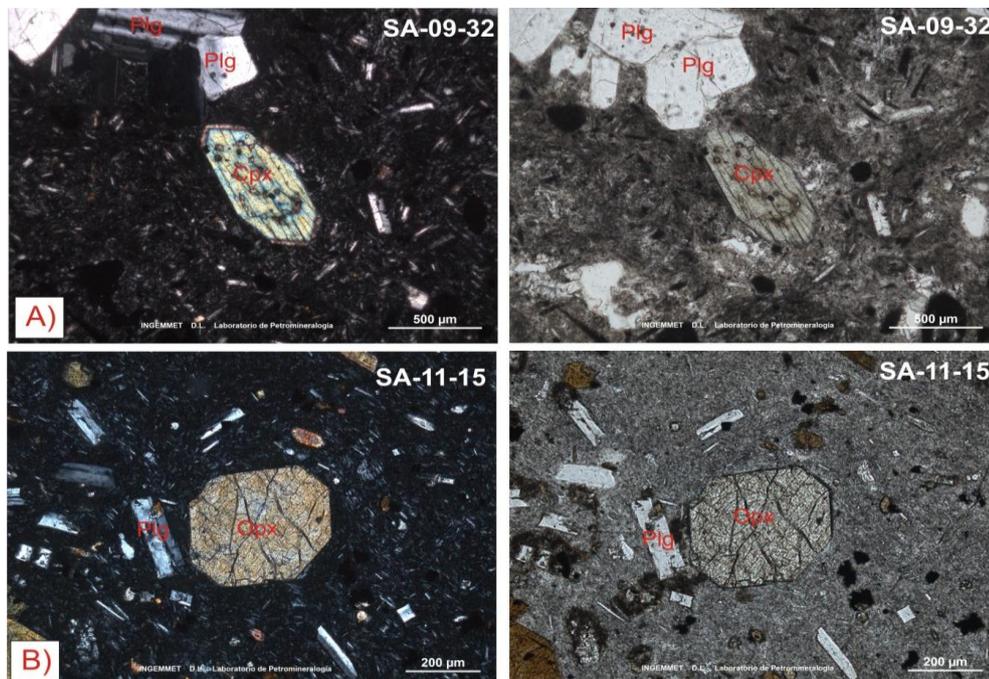


Fotografía 5.2.- Fotografías de algunas secciones delgadas en luz polarizada (izquierda) y luz natural (derecha). A) Aglomerado mineral compuesta de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti (recuadro de color rojo). B) Flujo de lava andesítico mostrando fenocristal de plagioclasa y biotita con bordes corroídos. C) Desestabilización

mineral en el fenocristal de plagioclasa e inclusión de clinopiroxeno.D) Fenocristal de clinopiroxeno corroído y con inclusiones de óxido (Fe y Ti) en una pasta feldespática.

5.1.1.2 Dacitas

Estas rocas se presentan en menor proporción en el Ampato Basal. Están constituidas de plagioclasa, biotita, óxidos de Fe-Ti, y a veces de ortopiroxeno y clinopiroxeno (SA-09-32, SA-11-15, 16). Los fenocristales de plagioclasa (25 - 30% vol.) miden menos de 3 mm. Estas son de formas euhedrales y subhedrales. Algunos de ellos tienen textura “sieve”, mientras que otros presentan caras sin alteración o un fracturamiento interno. Estos fenocristales tienen inclusiones de microlitos de cpx + bt. La biotita (6-8 % vol.) con tamaños <1 mm, en ocasiones presenta coronas de reacción y algunos tienen inclusiones de microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe y Ti. El clinopiroxeno (5 - 6% vol.) tiene formas subhedrales a anhedrales, y tamaños variables para los fenocristales (<1.5 mm) y microfenocristales (300 – 350 µm). En la muestra SA-11-15 y SA-11-16, se aprecian fenocristales de ortopiroxeno (6 % vol.) de formas subhedrales y algunos con corrosión en los bordes. Algunos presentan inclusiones de óxidos de Fe y Ti. La pasta está constituida de un vidrio oscuro microlítico compuesto por ortopiroxeno y clinopiroxeno (por ej. SA-11-15, 16), mientras que la muestra SA-09-32 presenta textura microcristalina y porfírica, compuesta por microlitos de plagioclasa y piroxeno.



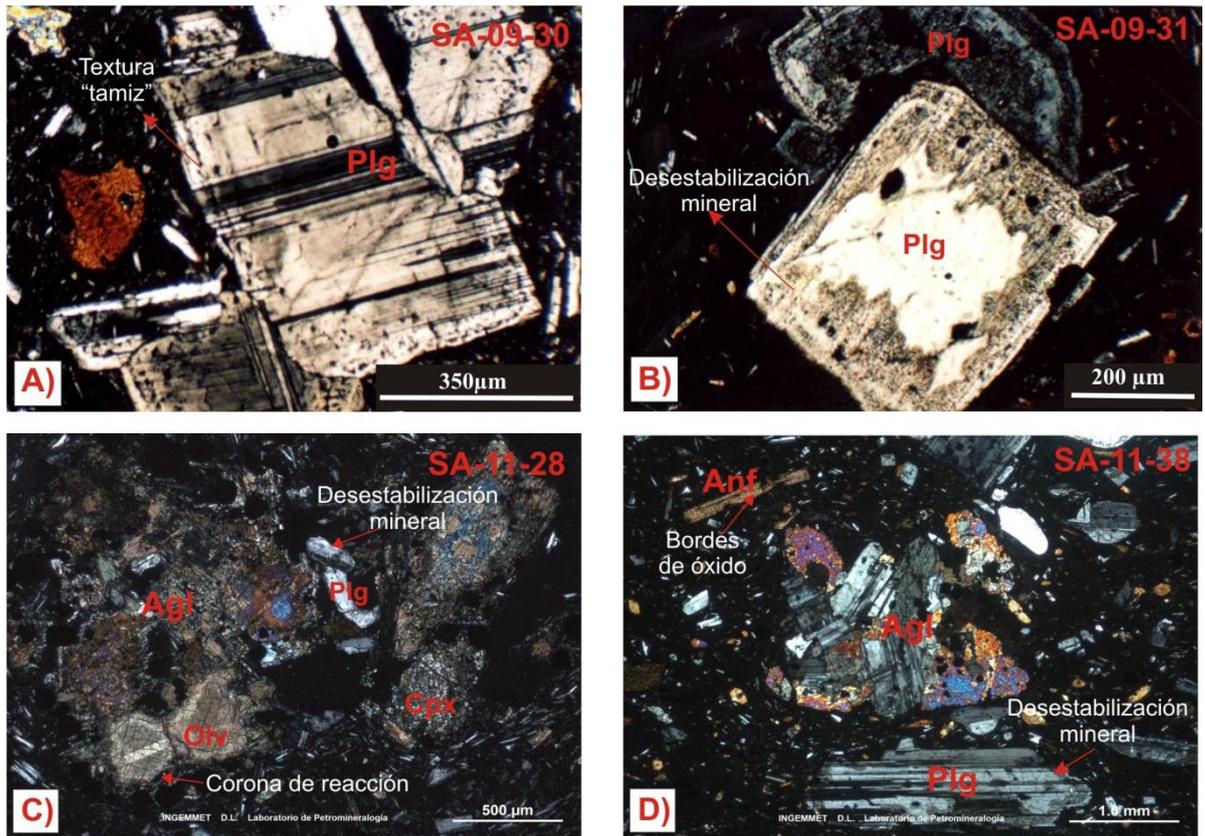
Fotografía 5.3.- Fotografías de secciones delgadas de las muestras SA-09-32 y SA-11-15. A) Fenocristal de clinopiroxeno con hábito subhedral. B) Ortopiroxeno de forma euhedral con fracturamiento en la parte interna del fenocristal.

5.1.2 AMPATO MEDIO

5.1.2.1 Andesitas

Estas rocas son muy comunes en el Ampato Medio (SA-09-30, 31, SA-11-28, 38). Corresponden a flujos de lava masiva con textura porfirítica y se trata de un solo grupo de andesita con anfíbol, biotita y piroxeno. Están constituidas principalmente por plagioclasa (25-30 % vol.), que generalmente presentan tamaños inferiores a 5 mm con hábitos subhedrales a euhedrales. Se observan dos familias de plagioclasa: La primera familia presentan textura “sieve” (textura tamiz) con un ancho de 25-30µm en los bordes y zonas concéntricas del fenocristal, y la segunda familia corresponde a fenocristales de plagioclasa sin alteración. Algunos fenocristales presentan bordes subredondeados y otros están corroídos. Además algunos contienen inclusiones de microlitos de clinopiroxeno y óxidos de Fe y Ti. El anfíbol (12 % vol.) tiene tamaños que varían entre 550 -700 µm. Algunos fenocristales presentan delgados bordes de óxidos y coronas de reacción. La biotita (10 % vol.) en la mayoría de muestras tiene tamaños inferiores a 630 µm, solo en la muestra SA-09-28 tienen tamaños de hasta 800 µm. Algunos fenocristales presentan bordes de reacción con inclusiones de microlitos de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos. Mientras que el piroxeno está en menor porcentaje (6 % vol.), con tamaños entre 370 y 700 µm. Algunos clinopiroxenos presentan evidencias de reabsorción en los bordes y en las partes internas del fenocristal. Algunos contienen inclusiones de microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe y Ti. El olivino es poco común (2% vol.), representado solo en la muestra SA-11-28. Estos presentan formas subhedrales con tamaños variables de 350 a 400 µm. Estos minerales presentan coronas de reacción compuestas por piroxenos.

En estas rocas se observan aglomerados con textura glomerofídica constituida por fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti (<500 µm). La pasta contiene los mismos minerales, bajo la forma de microcristales y microlitos, entre los cuales las plagioclasas son las más representadas.



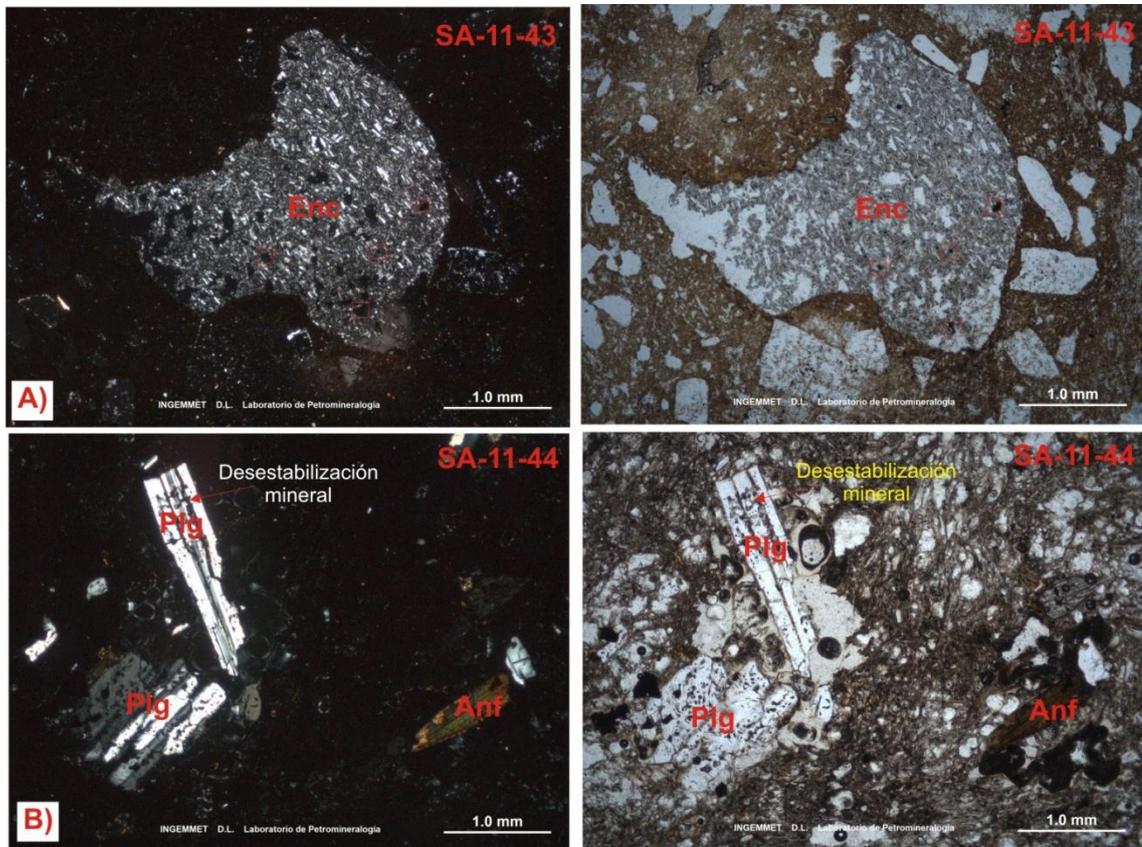
Fotografía 5.4.-Fotografías de secciones delgadas en luz polarizada observadas con los objetivos 5X y 2.5X. A) Fenocristal de plagioclasa con una textura tamiz cerca a los bordes de dicho fenocristal. B) Fenocristal de plagioclasa con textura “sieve” en el borde del fenocristal e inclusión de trazas de vidrio. C) Aglomerado mineral compuesto por clinopiroxenos y óxidos (Fe y Ti), también se observan fenocristal de olivino (Olv) subhedrales con corona de reacción formada de piroxenos. D) Aglomerado mineral conformado por fenocristales de plagioclasa, clinopiroxenos y óxidos de Fe y Ti.

5.1.2.2 Dacita

Esta roca se encuentra en menor proporción en el Ampato Medio. Corresponde al depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza “ladrillo” (muestras SA-11-12A, 12C, 43 y 44). De manera general la pómez es de color café claro, con vesículas deformadas (5 – 10% vol.) y presenta una textura fibrosa.

Estas rocas están conformadas por plagioclasa, anfíbol y óxidos de Fe-Ti. En su mayoría presentan formas subhedrales y anhedrales. Estas rocas presentan textura porfírica con una matriz intersertal de color café claro en luz natural. La plagioclasa subhedral (10 - 20 % vol.), tiene tamaños inferiores a 2.5 mm. Generalmente se distinguen plagioclasa con textura “sieve”, y algunos fenocristales presentan fracturamiento interno y otros

presentan corrosión en los bordes. El anfíbol (5 – 8 % vol.) tiene tamaños que varía entre 70 y 350µm. En ocasiones se aprecian fenocristales con bordes subredondeados y otros presentan inclusiones de microlitos de plagioclasa y minerales opacos.



Fotografía 5.5.- Fotografías de un flujo piroclástico de pómez y ceniza “Ladrillo” en luz polarizada (izq.) y luz natural (der.). A) Enclave andesítico con textura afanítica, compuesta por fenocristales de plagioclasa y minerales opacos. B) Pómez dacítica con fenocristales de plagioclasa y piroxeno. La plagioclasa se encuentra ligeramente desestabilizada en las partes internas del fenocristal.

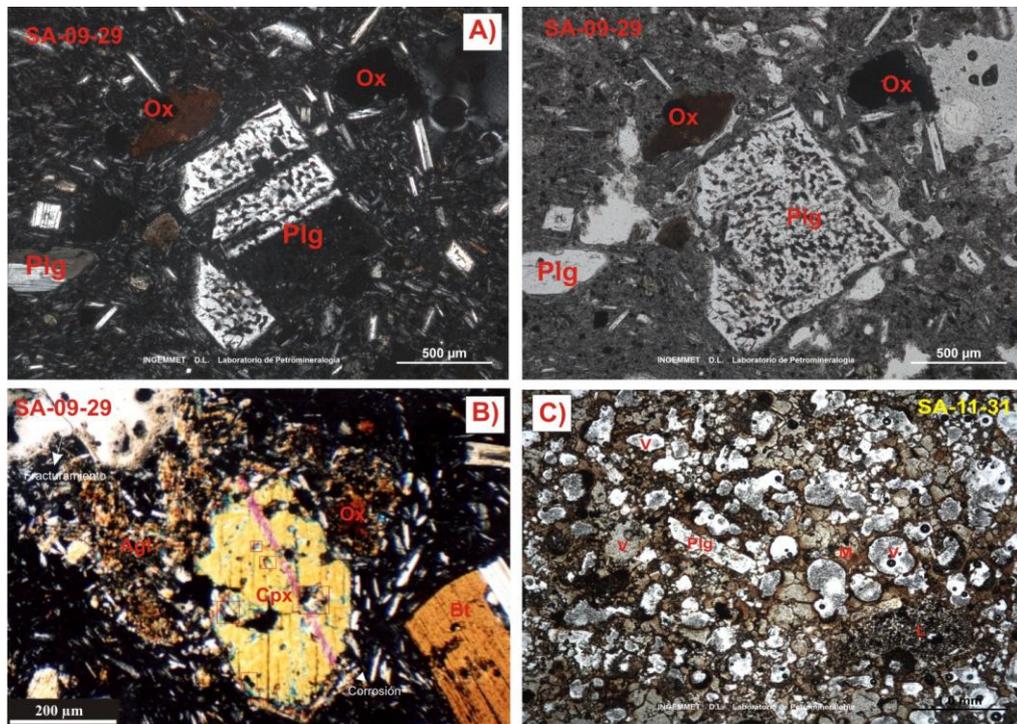
5.1.3 AMPATO SUPERIOR

5.1.3.1 Andesita

Este tipo petrográfico es muy común y ciertos flujos de lava, flujo de escoria y flujo piroclástico (SA-09-29, SA-11-19, 26, 31 y 45) tienen esta composición. De forma general, los flujos de lava presentan texturas porfiríticas y son de color gris oscuro a gris claro. Por otro lado, las escorias son de color gris oscuro con vesículas subredondeadas de tamaño variable con textura intersertal.

En estas rocas la plagioclasa es la fase mineral más abundante (20 - 25 % vol.). Los fenocristales generalmente presentan tamaños inferiores a 2 mm y tamaños entre 200 –

650 μm . Se observan dos familias de plagioclasa: La primera familia presenta texturas “sieve” con un ancho de 40 μm en los bordes y la segunda son plagioclasas sin alteración, pero con fracturamiento interno. Generalmente presentan inclusiones de microlitos de ortopiroxeno (60 μm) con hábitos anhedrales. Los ortopiroxenos (8 - 10 % vol.) y clinopiroxenos (3 - 4 % vol.) están presentes con tamaños que varían entre 170 y 400 μm . Estos en ocasiones presentan bordes subredondeados y algunos de estos fenocristales presentan inclusiones de óxidos de Fe y Ti. Las biotitas (6 - 8 % vol.) presenta inclusiones de microlitos de plagioclasa. La mayoría de fenocristales de biotita tienen formas subhedrales a anhedrales englobados en una pastamicrocristalina e intersticial, donde se observa microlitos de plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe y Ti. En algunos casos se observan aglomerados de cristales de plagioclasa y óxido de hierro-titanio con textura glomerofidica.



Fotografía 5.6.- Fotografías de depósitos volcánicos en luz polarizada y natural respectivamente. A) Fenocristal de plagioclasa con textura “sieve” al interior del cristal: nicols cruzados (izq.) y nicols paralelos (der.). B) Fenocristal de clinopiroxeno con inclusión de minerales opacos y plagioclasa (en los recuadros de color rojo) que hace parte de un aglomerado mineral (Agl) compuesto por cristales de plg+cpx+bt+óxidos de Fe y Ti. C) Flujo piroclástico de escoria, compuesto por fragmetos de plagioclasa desestabilizada (Plg) y probablemente fragmento lítico (L). Presenta vesículas (V) subredondeadas.

	Ampato Inferior		Ampato Medio	Ampato Superior	
	Lavas				
Tipo petrográfico	Andesita (61.94 - 63.4 % SiO ₂)	Dacita (64.26 - 65.82 % SiO ₂)	Andesita (61.1 - 62 % SiO ₂)	Andesita (61.65 % SiO ₂)	
Fenocristales % vol.	25- 60 %	25 - 45 %	25 - 62 %	20 - 45 %	
Textura	Porfírica - microcristalina	Porfírica - vitroclástica	Porfírica - microcristalina	Porfírica - microporfírica	
Ensamble mineralógico	Plg + Anf + Px + Bt	Plg + Bt ± Px	Plg + Anf + Bt ± Px ± Olv Plg clara + Plg "sieve"	Plg ± Px ± Bt	
Características texturales de los fenocristales	Plg clara + Plg "sieve" Bt y Anf con bordes de óxido Anf con corona de reacción	Plg clara + Plg "sieve" Bt con corona de reacción.	Anf con delgados bordes de óxido y corona de reacción. Px con bordes reabsorvidos. Olv con corona de reacción.	Plg clara + Plg "sieve" (40 µm). Px con bordes subredondeados.	
Tipo petrográfico	Andesita (63 % SiO ₂)				
Fenocristales % vol.	35 - 60 %				
Textura	Microlítica e intersticial				
Ensamble mineralógico	Plg + Anf + Px				
Características texturales de los fenocristales	Plg clara + Plg "sieve" Anf con borde de óxido				
			Flujo piroclástico de pómez y ceniza	Flujo piroclástico de escoria y ceniza	Bomba escorácea
Tipo petrográfico			Dacítico (64.5 - 65.8 % vol.)	Andesita (57.6 % vol.)	Andesita
Fenocristales % vol.			20 - 25 %	10 - 15 %	6 - 10 %
Textura			Porfírica, intersertal y fibrosa	Intersertal	Porfírica
Ensamble mineralógico			Plg ± Px	Plg + Px ± Ox	Plg ± Px + Ox
Características texturales de los fenocristales			Plg clara + Plg "sieve"	Plg clara	Plg clara
Vesicularidad			Subesféricas (40 % vol.) y deformadas (10 % vol.)	Subesféricas (50 % vol.) y deformadas (15 % vol.)	Subesféricas (40 % vol.) y deformadas (12 % vol.)

Tabla N° 5.1.-Resumen de las características petrográficas de cada edificio volcánico del Ampato.La abreviación de los minerales que se utiliza en este cuadro y en el texto es la siguiente: Plg = Plagioclasa, Px = Piroxeno, Anf = Anfíbol, Bt = Biotita y Olv = Olivino.

5.2 ESTUDIO PETROGRÁFICO DEL SABANCAYA

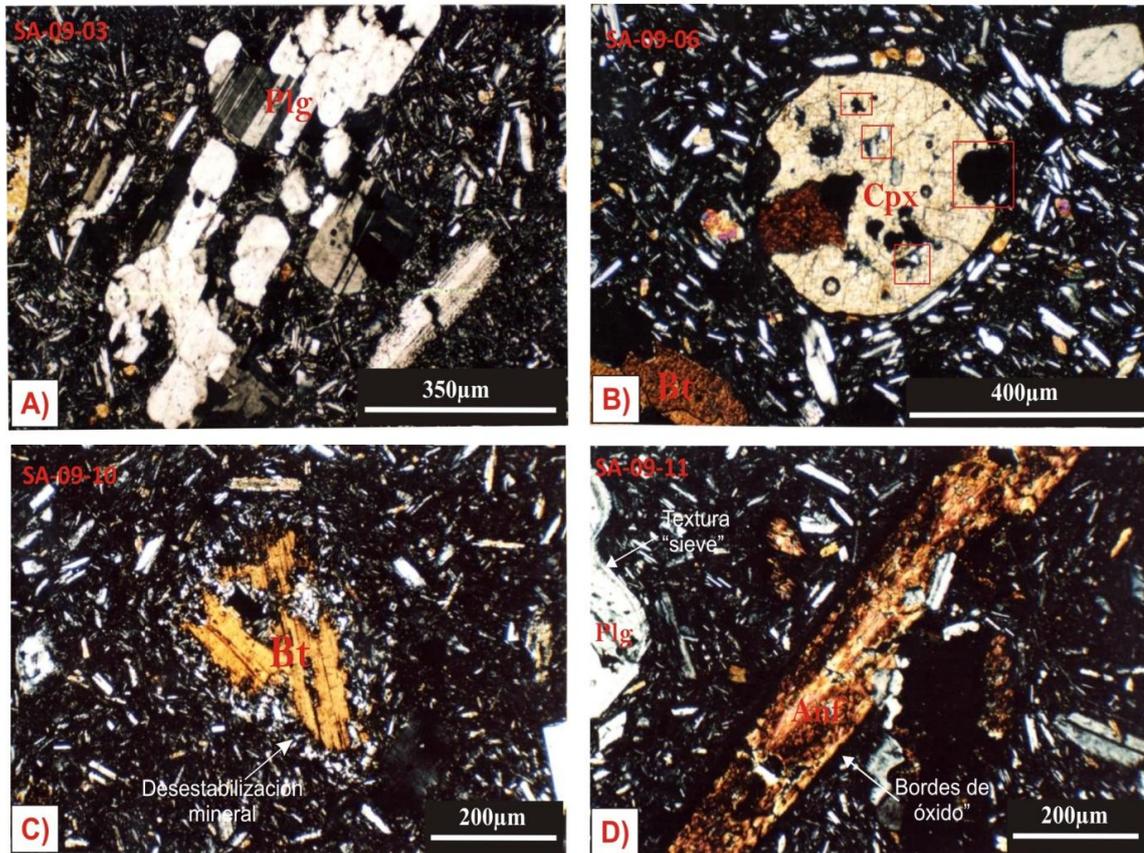
Se tomaron 18 muestras para su estudio petrográfico en sección delgada. A continuación se describen las fases minerales presentes en cada muestra que conforman las unidades volcánicas del Sabancaya.

5.2.1 SABANCAYA BASAL

5.2.1.1 Andesita

Este tipo de roca es la más frecuente de la unidad “Sabancaya Basal”. Se trata de flujos de lavas: SA-09-06, 11, 13, 17, y 18 (**Fig.5.7**), que tienen texturas porfíricas, y constituidos por fenocristales de plagioclasa, anfíbol, piroxeno, biotita y olivino, en una matriz microcristalina de color gris oscuro, constituida por microlitos de plg + px + ox. La fase mineral más abundante es la plagioclasa (25-30 vol. %), de tamaño inferior a 3 mm, y de formas generalmente subhedral. En la mayoría de muestras se observan tres familias de fenocristales: fenocristales con textura “sieve” en los bordes del cristal (por ej. SA-09-18), otros fenocristales tienen zoneamiento concéntrico y otros presentan caras limpias. Algunos fenocristales contienen inclusiones de piroxeno y anfíbol. Los anfíboles (4 - 10 % vol.) tienen formas euhedrales y subhedrales, y miden menos de 2 mm. La muestra SA-09-18 tiene mayor porcentaje de fenocristales (25% vol.), con tamaños inferiores a 1.4 mm. Mientras que en la muestra SA-09-06 el anfíbol presenta tamaños entre 100 a 240 μm . Algunos fenocristales presentan coronas de reacción (formada por microlitos de plg-px) tal como se observa en la muestra SA-09-18, mientras que en la muestra SA-09-11, los anfíboles presentan bordes de óxido. Por otro lado, pocos son los fenocristales que tienen inclusiones de óxidos de Fe y Ti, mientras que otros solo presentan inclusiones de microlitos de plagioclasa. Los clinopiroxenos (4 – 8 % vol.) se presentan en la mayoría de muestras analizadas con excepción de la muestra SA-09-11. Se observan con hábitos que varían de subhedrales a euhedrales, y miden menos de 400 μm . Pero en la muestra SA-09-18 los fenocristales se encuentran en un porcentaje mayor (15% vol.), con tamaños inferiores a 1.2 mm. Algunos clinopiroxenos presentan rasgos de corrosión en los bordes y en las partes internas del mineral. En ocasiones en los clinopiroxenos se observan inclusiones de microlitos de plagioclasa, biotita y minerales opacos. La biotita (12 % vol.) presenta formas subhedrales con bordes ligeramente corroídos y con tamaños menores a 1.2 mm. En las muestras SA-09-11 y SA-09-17, los fenocristales presentan coronas de reacción

compuestas por microlitos de plagioclasa. En la muestra SA-09-06 se observó al olivino como mineral accesorio, con un porcentaje < 2% en volumen. Tiene una forma subhedral a anhedral y no muestra ningún clivaje ni zoneamiento.



Fotografía 5.7.-Fotografías de algunas secciones delgadas en luz polarizada, vistas con el objetivo 5X. A) Fenocristal de plagioclasa con bordes corroídos (Plg). B) Flujo de lava andesítico con textura porfirica con fenocristal de ortopiroxeno subhedral que contiene inclusiones de biotita, plagioclasa y óxidos (señalados en los recuadros de color rojo). C) Desestabilización de un fenocristal de biotita (Bt), reemplazado por microcristales de plagioclasa. D) Fenocristal de anfíbol con delgados bordes de óxidos y microcristales de plagioclasa.

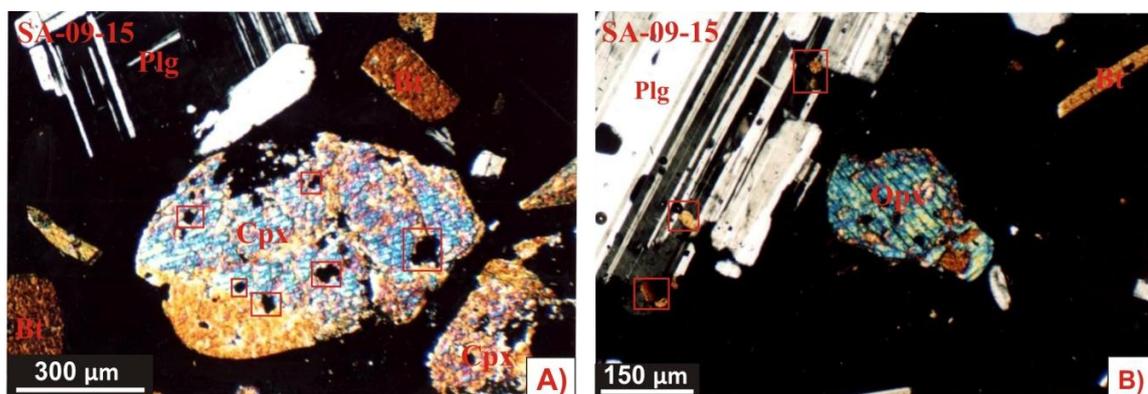
5.2.1.2 Dacita

Estas rocas se encuentran en menor proporción con respecto a las andesitas. Corresponden a flujos de lavas dacíticas (SA-09-15) con textura porfirítica, compuesta por fenocristales de plg + bt + anf + px (Fig.5.8).

Estas rocas están constituidas por fenocristales de plagioclasa (15- 20 % vol.), presentes en forma de fenocristales (0.1 mm - 4 mm de largo) y microfeno-cristales (<200 µm) y tienen un hábito subhedral a anhedral. Generalmente los fenocristales más grandes

presentan zoneamiento concéntrico. Algunos fenocristales presentan inclusiones de biotita, vidrio y óxidos de Fe y Ti. La biotita representa el 10% en volumen de roca. En su mayoría los fenocristales de biotita tienen formas euédrales y subédrales con tamaños menores a 1.5 mm. Algunos fenocristales se encuentran fragmentados y contienen inclusiones de microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe y Ti. El anfíbol se encuentra en menor proporción (8% vol.) y tiene un hábito subédral. Tienen tamaños inferiores a 3 mm. Algunos fenocristales presentan bordes e inclusiones de óxido de Fe y Ti y también se observan corrosión en los bordes. El clinopiroxeno (4 % vol.) está presente como fenocristal (1.2 mm a 2 mm y 330 μm a 560 μm). Presentan en su mayoría formas euédrales a subédrales con bordes corroídos y subredondeados. Algunos fenocristales presentan fracturamiento en las partes internas con inclusiones de biotita y minerales opacos.

Los bloques de lava están conformados por una pasta vítrea de color oscuro con textura porfírica que representa un porcentaje de ~40-45% en volumen de roca.



Fotografía 5.8.- Secciones delgadas de una muestra de flujo de lava dacítico con fenocristales de plagioclasa, biotita y piroxeno. A) Fenocristal de clinopiroxeno de forma subédral, presentando corrosión en los bordes, e inclusiones de óxidos (observados en los recuadros rojos). B) Sección delgada con fenocristal de ortopiroxeno de forma subédral con inclusiones de biotita y óxidos. También se observa parte de un fenocristal de plagioclasa (3 mm) con inclusiones de biotita.

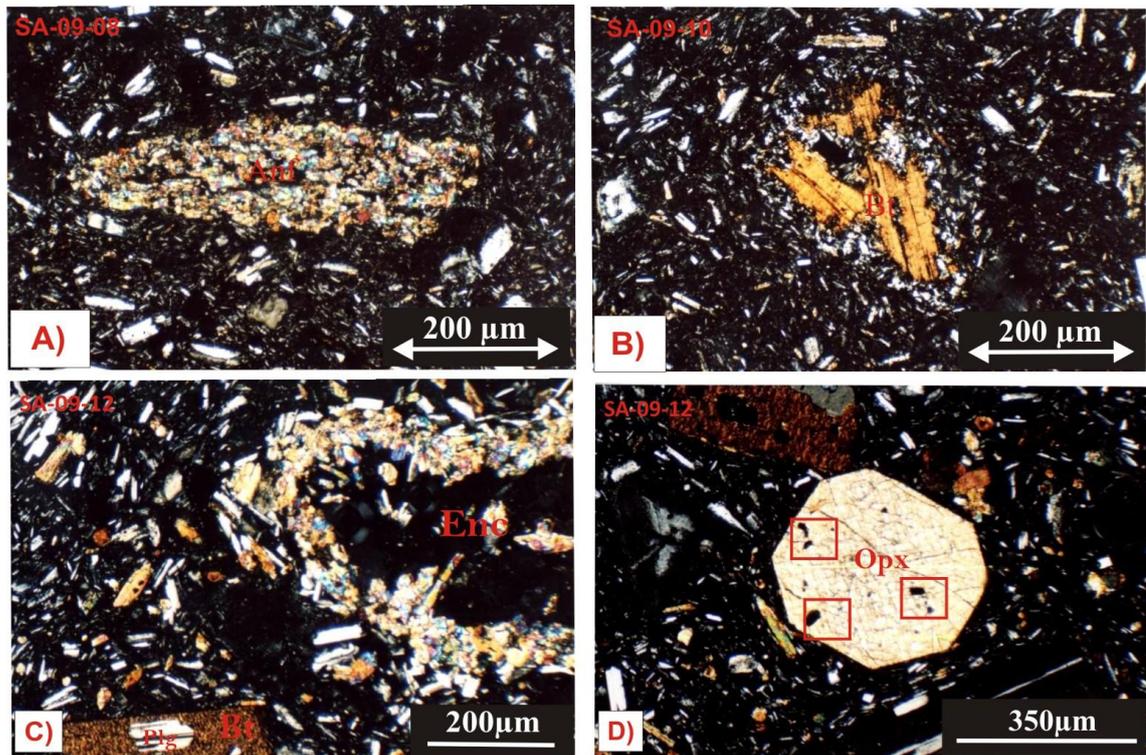
5.2.2 SABANCAYA MEDIO

5.2.2.1 Andesita

Este tipo petrográfico corresponde a flujos de lava (SA-09-08, 10, 12 y 20) que presentan texturas porfiríticas, y a la vez están conformados por un ensamble mineralógico de plg + anf + px + bt + olv.

La plagioclasa es la fase mineral más abundante en todas las rocas (30-35% vol.). Estas presentan generalmente formas subhedrales. Se observan plagioclasa con textura "sieve", otros fenocristales presentan zoneamiento concéntrico y mientras que otras plagioclasas no muestra alteración. Generalmente, los fenocristales son inferiores a 3 mm y los microfenocristales son menores a 120 μm. Algunos presentan inclusiones de microlitos como ortopiroxeno y clinopiroxeno. Estos últimos se encuentran en mayor abundancia. El anfíbol está entre 8 a 10% vol. y presentan formas subhedrales a anhedrales, y miden menos de 750 μm. Algunos anfíboles poseen delgados bordes de óxido de Fe y Ti, ligado a un desequilibrio mineralógico (por ej. SA-09-08 y 20). Generalmente se observan dos tipos de piroxenos: clinopiroxeno y ortopiroxeno. Los clinopiroxenos (10% vol.) tienen formas subhedrales a anhedrales con tamaños inferiores a 1.0 mm. Algunos presentan inclusiones de microcristales de biotita, plagioclasa y óxidos de Fe y Ti. En la muestra SA-09-10 se observa clinopiroxenos con aureolas de reacción compuestas esencialmente por microlitos de plagioclasa. Por otro lado los ortopiroxenos se encuentran en menor porcentaje (5% vol.) con tamaños de hasta 300 μm, y tienen formas subhedrales. Algunos fenocristales presentan bordes corroídos con inclusiones de óxido. La biotita está representada en ciertas lavas (SA-09-10 y 20) en formas subhedrales que miden menos de <1.2 mm. Estos fenocristales están entre 8 - 10%. Algunas biotitas muestran coronas de reacción conformado por microlitos de plagioclasa. El olivino solo está presente en la muestra SA-09-12 (3% vol.), de forma subhedral, con tamaños < 1 mm., y con bordes del cristal ligeramente corroídos.

La pasta es de color oscuro y de textura microcristalina, donde se distinguen microlitos de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y minerales opacos. En algunas muestras se observa enclaves minerales con formas anhedrales, compuestos por microlitos de plg + cpx + bt.



Fotografía 5.9.-Fotografías de algunas secciones delgadas (luz polarizada, 5X). A) Fenocristal de anfíbol de forma subhedral, que está siendo reemplazado por clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa, es decir se encuentra en desequilibrio. B) Flujo de lava andesítico con fenocristal de biotita (Bt) con corona de reacción conformada principalmente de plagioclasa (Plg). C) Sección delgada donde se distingue parte de un enclave (1.1 mm) de textura microcristalina y en la parte Inf. Izq. se observa un fenocristal de biotita con inclusión de plagioclasa. D) Fenocristal de ortopiroxeno euhedral y en los recuadrados se señalan inclusiones de óxidos.

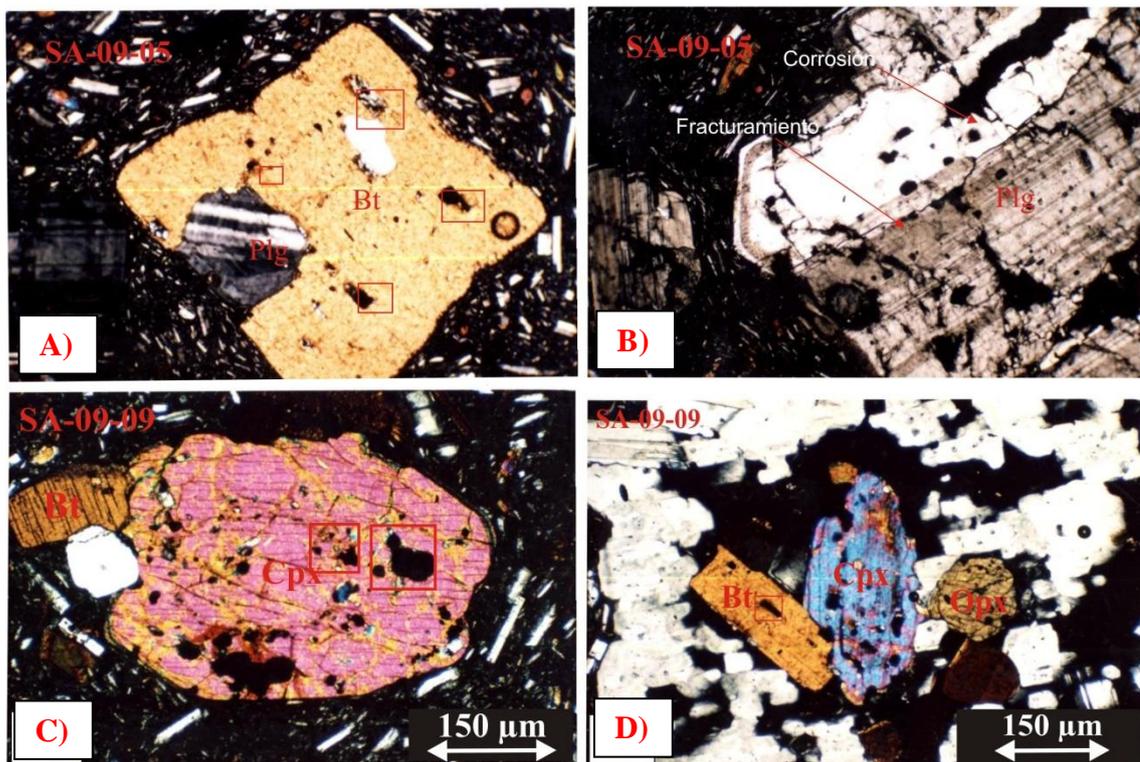
5.2.3 SABANCAYA SUPERIOR

5.2.3.1 Andesita

Los flujos de lava SA-09-05, 07, 09 y 16) de la unidad del Sabancaya Superior son principalmente de composición andesítica compuesta por fenocristales de plg + bt + px + anf y de textura porfirítica y afanítica.

Los fenocristales de plagioclasas son los más abundantes (30-35% en volumen). Generalmente los fenocristales presentan formaseuhedrales y subhedrales que miden menos de 3 mm. Se observanplagioclasas con textura “sieve” en los bordes (40 μm de ancho), también se aprecianfenocristales con zoneamiento concéntrico y sin alteración.

Algunos fenocristales presentan fracturamiento interno mientras que otros presentan inclusiones de microlitos de plg + cpx + opx + bt + ox, con tamaños menores a 150 μm . Los fenocristales de biotita (8 – 10 % vol.) miden menos de 2 mm, y tienen hábitos subhedrales a anhedrales. Algunos fenocristales presentan coronas de reacción formadas por microcristales de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti, mientras que otros presentan bordes corroídos. Algunas biotitas presentan inclusiones de microlitos de plagioclasa y óxidos (Fe y Ti). En las rocas solo se observan fenocristales de clinopiroxeno (12 % vol.) que miden menos de 1.5 mm y microfenocristales que miden menos de 100 μm . Estos tienen formas subhedrales, a veces con bordes redondeados. Algunos clinopiroxenos presentan inclusiones de microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe y Ti. Los anfíboles están presentes en todas las muestras (<8% en volumen). Tienen formas subhedrales, con tamaños de 200 a 900 μm , pero en la muestra SA-09-05 miden menos de 2 mm. En ocasiones la mayoría de fenocristales presentan bordes de óxidos (Fe-Ti) o coronas de reacción, compuestas por microlitos de plagioclasa y minerales opacos (por ej. SA-09-05).



Fotografía 5.10.- Fotografías de secciones delgadas en luz polarizada. A) Flujo de lava andesítico con fenocristal de biotita, con inclusiones de plagioclasa y óxidos de Fe y Ti (marcados en el recuadro de color rojo). B) Fenocristal de plagioclasa (Plg) con textura “sieve” o “tamiz” en los bordes, y con fracturamiento interno. C) Fenocristal de clinopiroxeno

de forma subhedral con inclusiones de óxidos y microlitos de plagioclasa. D) Fenocristal de plagioclasa (4 mm.) de forma subhedral con inclusiones de Cpx, Opx, Bt y Ox.

5.2.3.2 Dacita

Corresponde a un flujo de lava con textura porfírica y pasta vítrea (SA-09-14), constituido por fenocristales de plg + bt + anf + px. Por lo general las lavas son de color gris claro, denso y poco alterado.

La plagioclasa representa la fase mineral más abundante (25 – 30 % vol.), con tamaños inferiores a 5 mm. Presentan formas euhedrales y subhedrales. Generalmente se observa fenocristales de plagioclasa con zoneamiento concéntrico y fenocristales sin alteración. Algunos de los fenocristales presentes en la pasta se encuentran fragmentados. La biotita está entre 8 – 10% en volumen, y presentan formas subhedrales, con tamaños inferiores a 2 mm. Algunos fenocristales presentan inclusiones de microlitos de óxidos (Fe y Ti), y corrosión en los bordes. El anfíbol (8 % vol.) es de forma subhedral cuyo tamaño es inferior a 900µm. En algunas muestras, los anfíboles poseen bordes definidos o un borde reaccional constituido de minerales opacos. El clinopiroxeno subhedral (4 % vol.) presenta tamaños inferiores a 2 mm. Algunos fenocristales sufren reemplazamiento por anfíbol mientras que otros tienen inclusiones de microlitos de óxidos de minerales opacos (< 200 µm).

	Sabancaya Basal		Sabancaya Medio	Sabancaya Superior	
	Lavas				
Tipo petrográfico	Andesita (60.1 - 62.1 % SiO ₂)	Dacita (64.9 % SiO ₂)	Andesita (59.65 - 61.8 % SiO ₂)	Andesita (61.1 - 62.5 % SiO ₂)	Dacita (64.7 % SiO ₂)
Fenocristales % vol.	25 - 65 %	25 - 45 %	30 - 65 %	30 - 61 %	25 - 50 %
Textura	Porfírica - microcristalina	Porfírica - vítrea	Porfírica - microcristalina	Porfírica - microcristalina	Porfírica - vítrea
Ensamble mineralógico	Plg + Anf + Px + Bt ± Oliv	Plg + Bt + Anf + Px	Plg + Anf + Px + Bt+Olv	Plg + Bt + Px + Anf	Plg + Bt + Anf + Px
Características texturales de los fenocristales	Plg clara + Plg "sieve" + Plg zonación concéntrica. Anf y Bt con corona de reacción.	Plg clara +Plg zonación	Plg clara + Plg "sieve" + Plg zonación concéntrica.	Plg clara + Plg "sieve" + Plg zonación concéntrica. Bt y Anf con coronas de	Plg clara + Plg zonación concéntrica.
	Productos Recientes				
	1990	1992-1994		1995 - 1997	
Tipo petrográfico	Dacita (64 % vol.)	Andesita (60.1 - 62.36 % vol.)	Enclaves (57.7 - 56.77 % vol.)	Andesita (61.47 - 62.29 % vol.)	
Fenocristales % vol.	20 - 25 %	20 - 25 %		20 - 25 %	
Textura	Porfírica - cristalina		Intergranular		
Ensamble mineralógico	Plg + Px (alto Ca) + Hbd + Ox		Plg + Anf + Px		
Características texturales de los fenocristales	Plg clara No hay anillos de reacción	Plg clara + Plg "sieve" Anf y Bt con coronas de reacción.	Plg con zonación concéntrica + Plg "sieve". Anf y Px con coronas de reacción.	Plg clara + Plg "sieve" Anf y Bt con coronas de reacción.	
Vesicularidad	Vesicularidad moderada (10-15%) Prosiblemente globular	Vesicularidad moderada (5-10%), subredondeado. Bloques poco densos	Vesicularidad fina y pobre en fenocristales (<1 vol. %)	Vesicularidad (< 5% vol.), subredondeado. Bloques densos.	

Tabla N° 5.2.-Resumen de las características petrográficas de rocas del volcán Sabancaya y resumen de las características petrográficas de los productos recientes de la actividad eruptiva del volcán Sabancaya durante el período de 1990 -1997, (tomado de M. Gerbe y J.C. Thouret, 2004). La abreviación de los minerales se utiliza en este y en cualquier contexto y a continuación se les nombra: Plg = Plagioclasa, Px = Piroxeno, Anf = Anfíbol, Bt = Biotita y Oliv = Olivino.

CAPÍTULO VI

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL CVAS

En esta tesis se presentan 28 análisis químicos de rocas del volcán Ampato (Anexo N°1) y 32 análisis químicos de rocas del volcán Sabancaya (Anexo N°2) analizadas entre los años 2009 a 2011, las cuales fueron analizadas en el Laboratorio Dominios Oceánicos, de la Universidad de Bretaña Occidental, Brest en Francia (mediante el convenio de cooperación del IRD con INGEMMET). Las muestras fueron analizadas para elementos mayores y trazas por el método ICP-AES. Además en este estudio, se utilizaron 17 análisis de elementos mayores y trazas de los productos recientes de 1988-1996 del volcán Sabancaya tomados de Gerbe y Thouret (2004). Esto con el fin de comparar las características geoquímicas de rocas del Ampato con las rocas del Sabancaya y establecer la presencia de uno o dos sistemas magmáticos al interior del CVAS; así mismo poder identificar los diferentes procesos petrogenéticos involucrados en la génesis y evolución de magmas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

Para la realización de todos los diagramas presentados en este trabajo de tesis, los elementos mayores fueron recalculados al 100% en base anhidra, y se expresa la totalidad de hierro en forma de Fe_2O_3 .

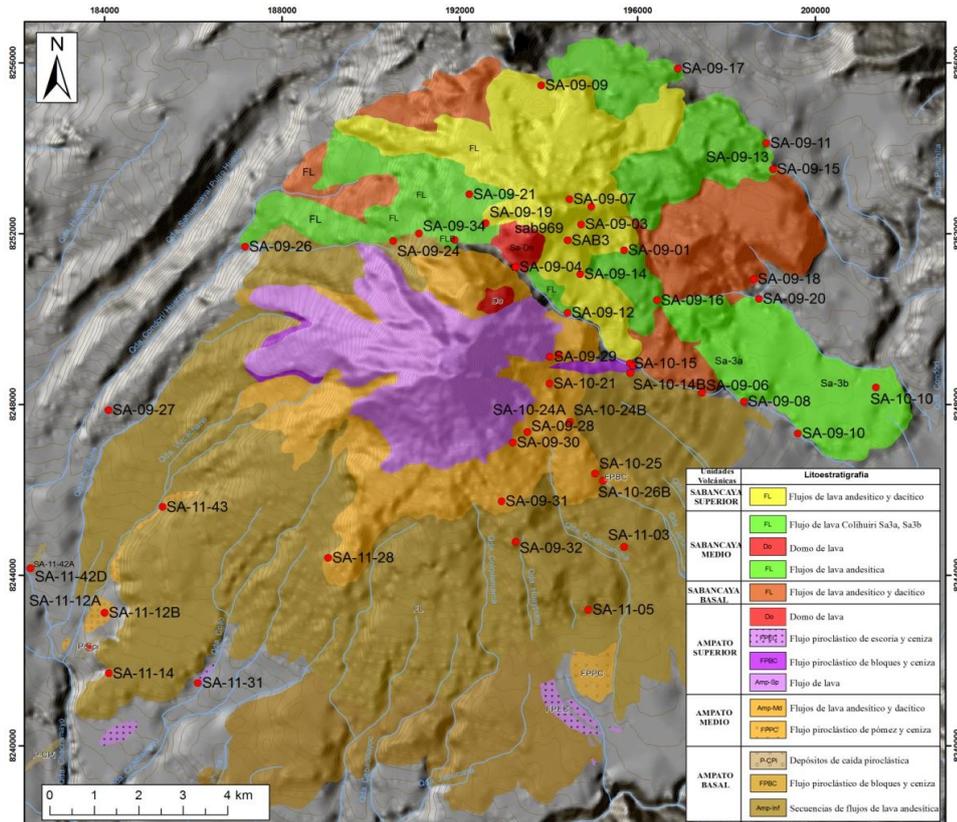


Fig.6.1.-Mapa de ubicación de muestras geoquímicas y unidades volcánicas del CVAS.

6.1 ESTUDIO GEOQUÍMICO DEL AMPATO

El estudio geoquímico del Ampato trata sobre la descripción de las características geoquímicas de la serie y un intento por explicarlos diferentes mecanismos que intervinieron durante la génesis y evolución de los magmas del volcán Ampato: “Ampato Basal”, “Ampato Medio” y “Ampato Superior”.

6.1.1 Diagrama de Clasificación

Para la clasificación química de las muestras analizadas, se usó el diagrama de TAS (Total Alkalies vs. Sílice) $Na_2O + K_2O$ vs. SiO_2 y K_2O vs. SiO_2 definidos por Le Bas (1986) y Peccerillo y Taylor (1976) (Fig. 6.2 y Fig. 6.3) respectivamente.

En la Fig. 6.2 se observa que los productos del “Ampato Basal” tienen composiciones andesíticas (57.8 - 62.9 wt. % SiO_2), dacíticas (64.14 - 66.86 wt% SiO_2) y riolíticas (75.7 - 75.9 wt. % SiO_2). Mientras que las lavas del “Ampato Medio” muestran composiciones andesíticas (61.8- 62.9 wt. % SiO_2) y composiciones dacíticas (63.0- 68.29 wt. % SiO_2). Las muestras del “Ampato Superior” son por lo general de composición andesítica (58.9 a 62.4 wt. % SiO_2).

Las muestras de las unidades volcánicas del Ampato presentan una tendencia de magmatismo subalcalino. Asimismo se puede apreciar un “Gap” entre los rangos composicionales de 69 a 75 wt. % SiO₂.

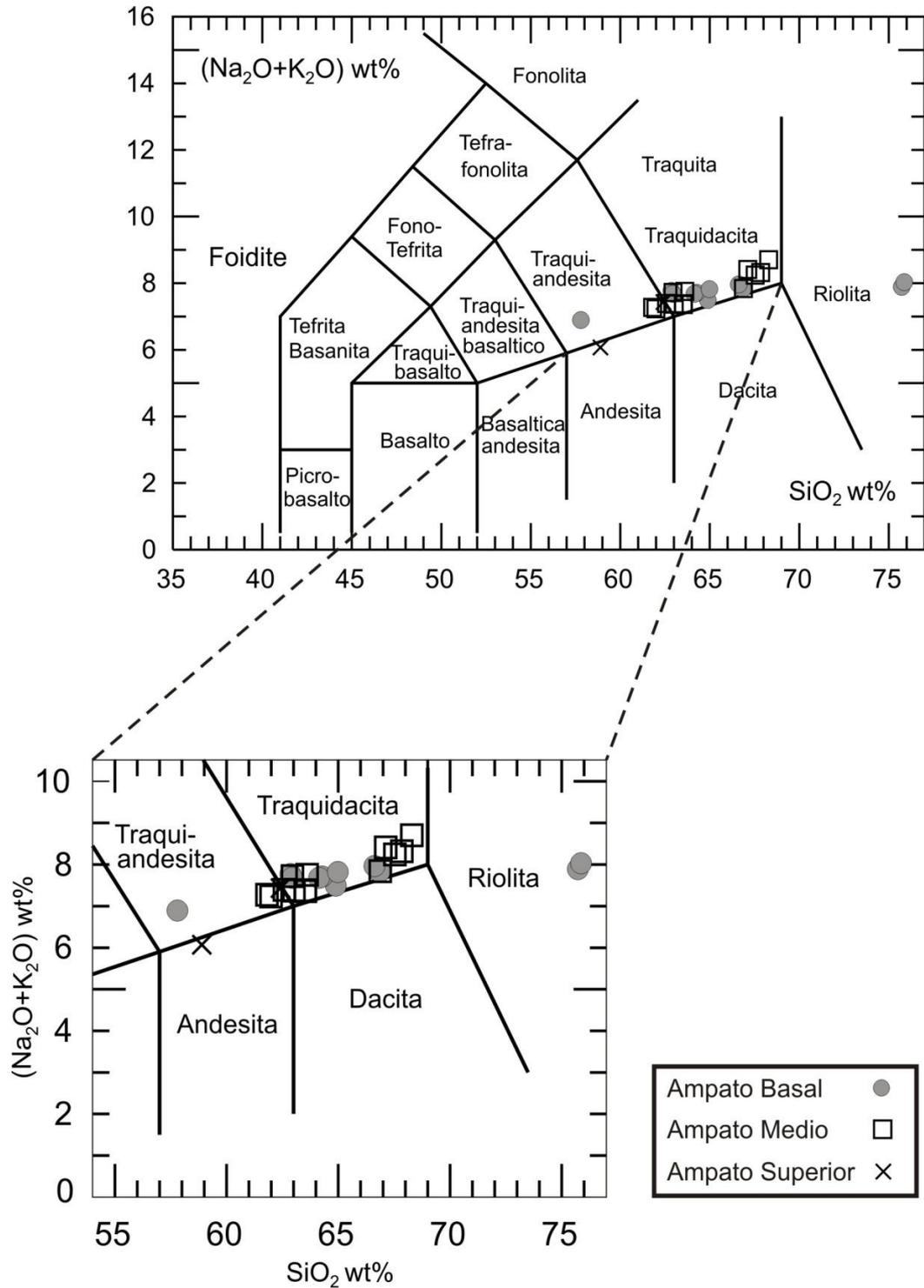


Fig.6.2. Diagrama de clasificación de las 28 muestras tomadas de las diferentes unidades volcánicas del Ampato, “Total de alcalinos vs. silice” (TAS), de Le Bas et al. (1986).

En la **Fig. 6.3** la mayoría de rocas son de composición andesítica y en menor proporción volumétrica están las dacitas (12 %) y riolitas (aprox. 3 - 4% del total de los productos).

Según el diagrama K_2O vs. SiO_2 de Pecerrillo y Taylor (1976) las 28 muestras del Ampato corresponden a la serie calcoalcalina con alto contenido de K_2O (2.5 - 5.1 wt. % K_2O), típicode las rocas de la Zona Volcánica Central (CVZ) de los Andes (Referencia)

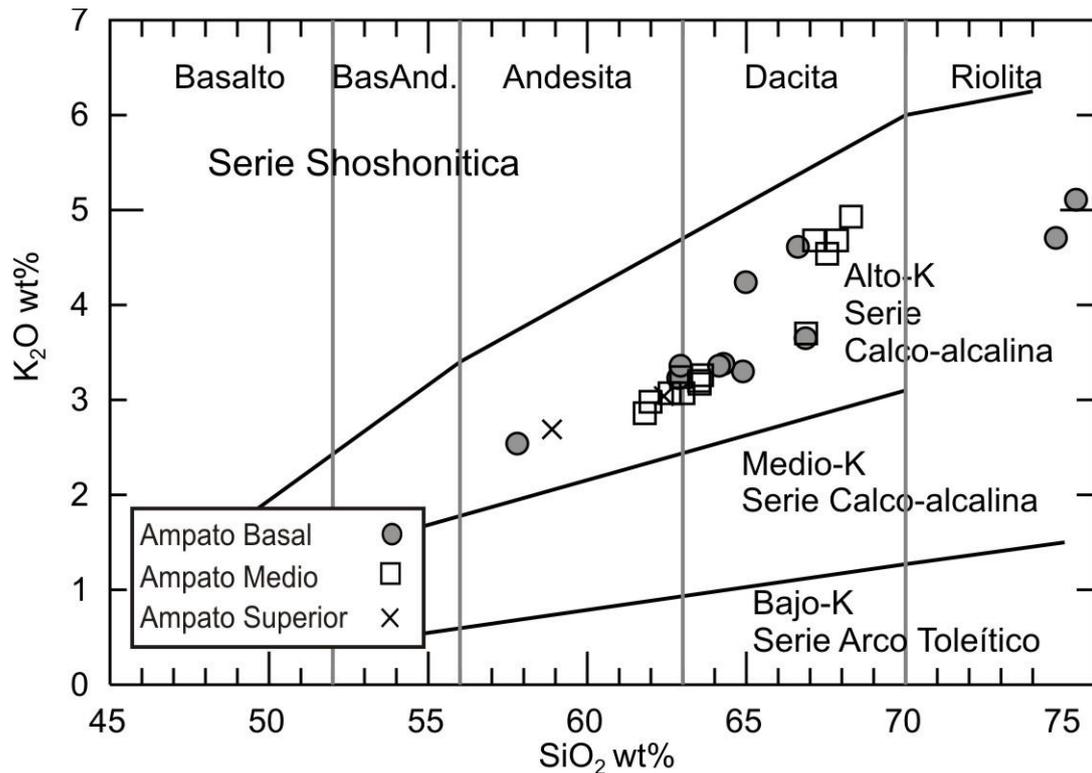


Fig.6.3.- Diagrama K_2O vs. SiO_2 de Pecerrillo y Taylor, (1976), de los edificios volcánicos del Ampato que muestra tendencias fuertemente potásicas.

6.1.2 Diagramas de elementos Mayores

Los elementos mayores (SiO_2 , Na_2O , Al_2O_3 , K_2O , Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO , MnO , P_2O_5) son aquellos que se encuentran en mayor abundancia en las rocas con respecto a los elementos traza y estos forman parte de la estructura cristalina de los minerales. Mediante los diagramas binarios también conocidos como diagramas de Harker es posible conocer el comportamiento de las fases minerales asociadas a procesos de evolución magmática como la cristalización fraccionada, donde se gráfica el óxido con respecto al SiO_2 .

En los diagramas de Harker (**Fig.6.4**) se observa que la mayoría de tendencias químicas son lineares y continuas. También se aprecia un empobrecimiento de MgO, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O, CaO y P₂O₅ a medida que la sílice va aumentando, formando así unacorrelación negativa. Mientras que el diagrama de K₂O se observa un incremento de este óxido conjuntamente con la sílice, presentando una correlación positiva. Estas tendencias son típicas de magmas generados en márgenes continentales activos.

El MgO (**Fig. 6.4 a**) presenta una correlación linear negativa. Esto podría estar asociado a la cristalización del olivino y piróxeno (clinopiroxeno y ortopiróxeno), desde las andesitas hasta las riolitas.

La clara disminución de los valores en TiO₂ y Fe₂O₃ (**Fig. 6.4 b y d**) pueden estar asociada al fraccionamiento de diferentes fases minerales como titanio-magnetita y en menor medida de biotita.

El diagrama Al₂O₃ (**Fig. 6.4 c**) muestra dos notorias tendencias lineares negativas: se observa que algunas dacitas conforman una línea superior bien marcada, lo cual indica que existe probablemente otro proceso magmático que participa en la evolución de magmas distinto a lo que se observa con las demás muestras. La línea superior la componen principalmente el depósito de flujo piroclástico “ladrillo” y depósito de caída “Corinta”, ambos del sector suroeste. La línea inferior la componen flujos de lava, depósito de caída riolítica y flujo piroclásticos del sector este, suroeste y sur del Ampato.

Las concentraciones de Na₂O (**Fig.6.4e**) disminuyen presentando una correlación negativa con respecto a la SiO₂, con una aparente dispersión en los datos. Esto sugiere procesos de cristalización fraccionada.

La disminución del CaO (**Fig. 6.4 f**) a medida que aumentan los valores en SiO₂, sugiere el fraccionamiento de clinopiroxeno y plagioclasa en las andesitas, dacitas y riolitas.

En el diagrama de P₂O₅ (**Fig. 6.4 h**) se observa una correlación negativa. Esto sugiere un proceso de fraccionamiento del apatito durante la evolución magmática.

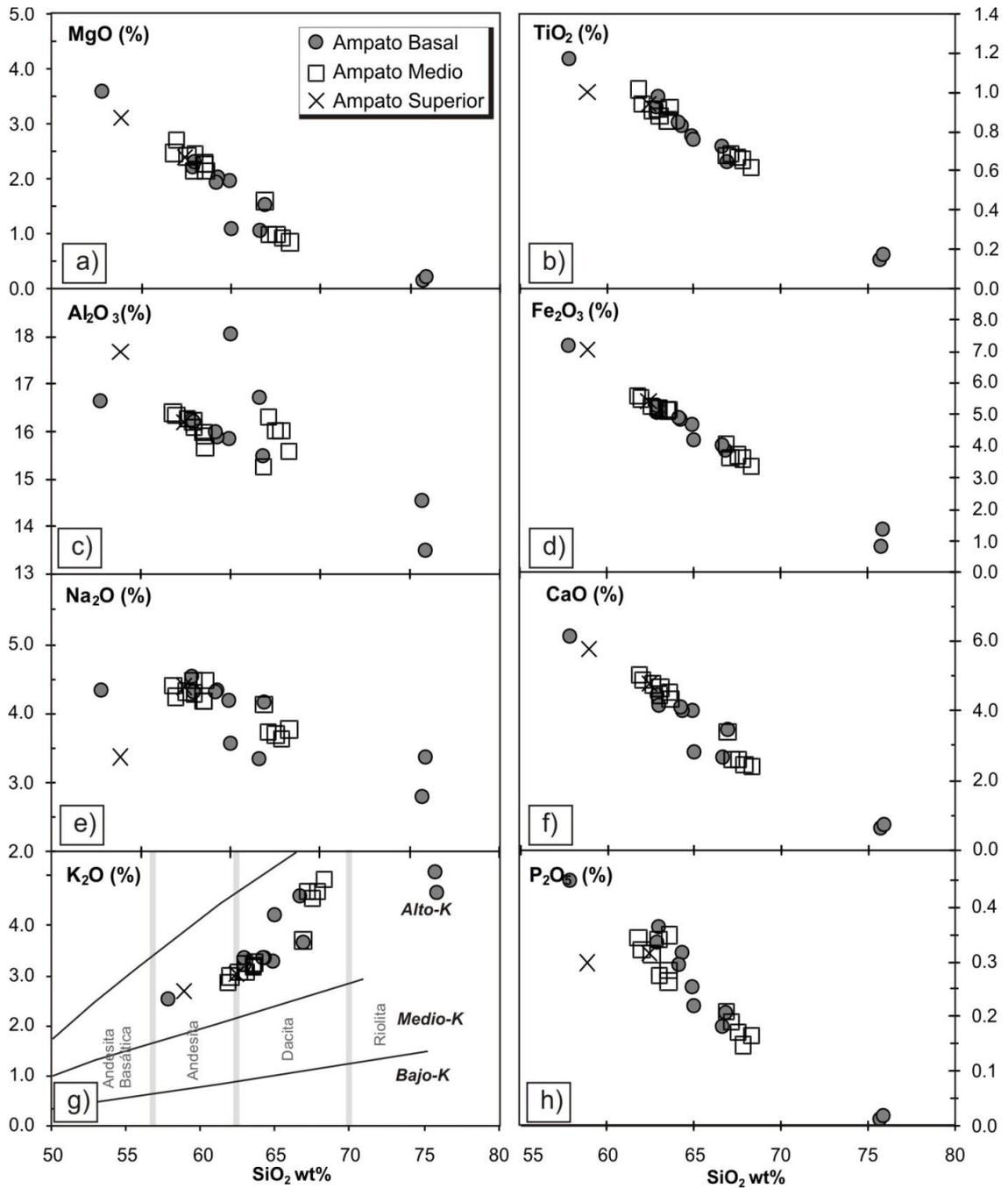


Fig.6.4.-Diagramas de Harker que muestran las variaciones de elementos mayores vs sílice.

6.1.3 Elementos Trazas

6.1.3.1 Diagramas de variación de elementos traza

Los elementos traza (Rb, Sr, Y, Nb, Zr, Cr, Ni, Ga, Ba, Pb, Th, U) son aquellos que están presentes en una roca, mineral o fluido con concentraciones menores al 0.1 % en peso (1000 ppm) (Krauskopf y Bird, 1995). Estos elementos se usan para interpretar

mejor los procesos de fraccionamiento con respecto a los elementos mayores, por lo cual, el origen de la fase fundida y sus procesos de evolución pueden ser identificados de manera más sencilla con los elementos traza (White, 2007). Los elementos traza pueden formar parte de una fase líquida o una fase cristalina, lo cual depende del coeficiente de partición “D” (Wilson, 1989), según el comportamiento del “D” estos elementos traza se dividen en:

1) Elementos incompatibles: Son aquellos que tienen un coeficiente de partición $D < 1$, con la particularidad de estar concentrados en la fase líquida durante la fusión y/o cristalización (es decir no entran fácilmente en la estructura cristalina de los minerales). El grado de incompatibilidad depende, entre otros factores, del potencial iónico (carga/radio). En base a esta característica, se pueden definir los elementos denominados “Large Ion Lithophile Elements” (LILE), elementos con gran potencial iónico, tales como K, Cs, Rb, Ba, Sr, Th, Zr, las tierras raras ligeras tales como el La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, las tierras raras pesadas tales como el Tm, Yb, Lu y los elementos “High Field Strength Elements” (HFSE), elementos con potencial iónico alto, tales como el Sc, P, Nb, Ta, Hf, Zr, Y, Zr, Y, Zn, Be (White, 2007).

2) Elementos compatibles: Son aquellos que presentan un coeficiente de partición $D > 1$ y se encuentran preferentemente concentrados en la fase cristalina durante la fusión y/o cristalización (es decir entran fácilmente en la estructura cristalina) (White, 2007) algunos ejemplos incluyen elementos como Ni, Cr, Co.

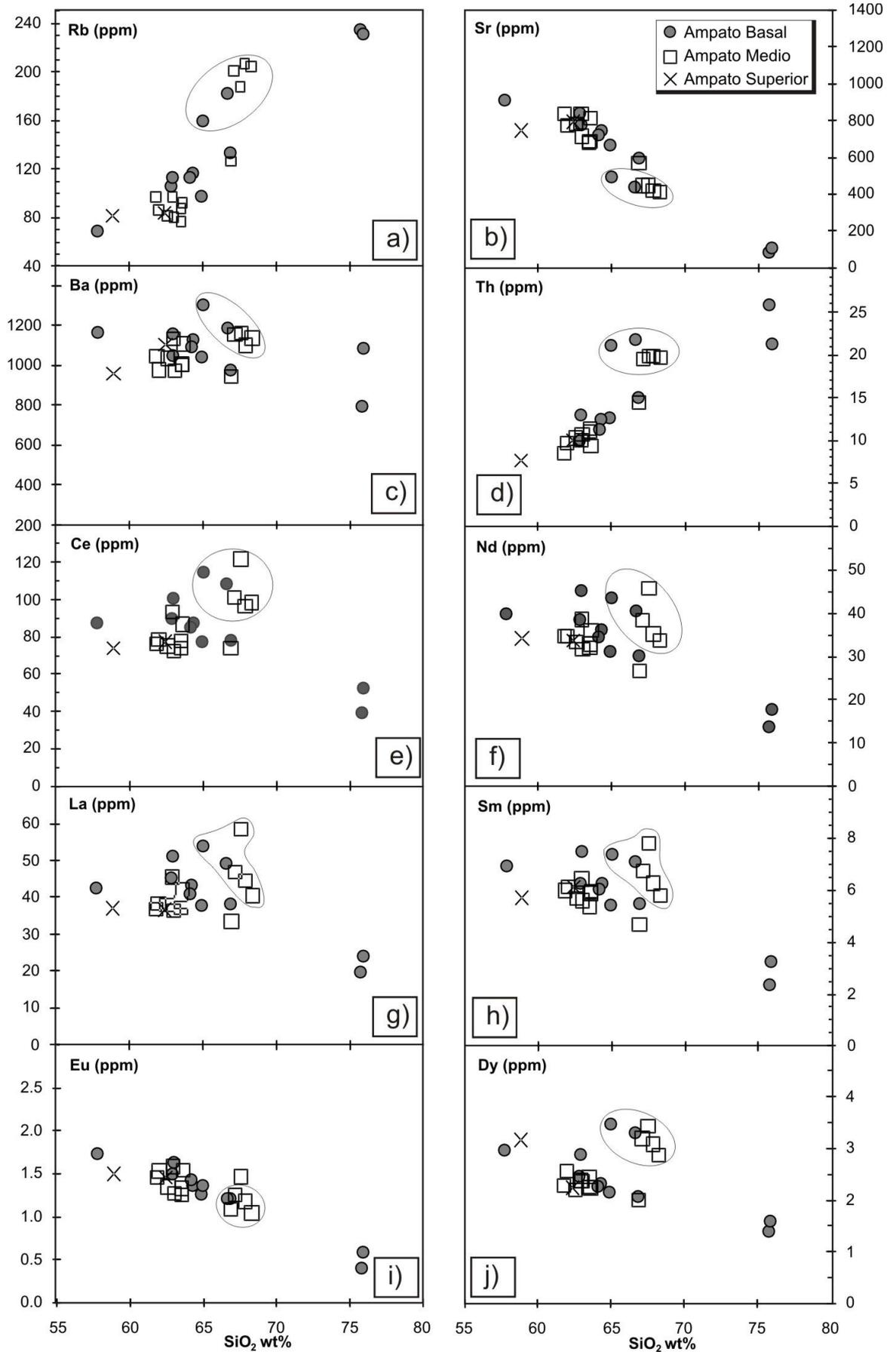
A continuación se describen los diagramas de variación de elementos traza:

Los diagramas de elementos incompatibles tales como Rb (**Fig.6.5 a**), Ba y Th presentan correlaciones positivas con respecto a la sílice. El Ba (**Fig.6.5 c**) muestra una notoria tendencia negativa con una ligera dispersión en los datos bien marcada en los productos más diferenciados como la “riolita” esto podría sugerir diversos procesos de AFC (asimilación y cristalización fraccionada), cabe mencionar que la tendencia negativa corresponde también al “Depósito de caída Corinta” y al “Depósito de flujo piroclástico ladrillo”, cuyo comportamiento y dispersión señalados en círculo es distinto al que se observa en las demás muestras correspondientes a flujos de lava y flujos piroclásticos. Los valores del Sr (**Fig.6.5 b**) disminuyen a medida que la sílice aumenta, presentando un comportamiento compatible. El empobrecimiento de este elemento es el resultado del fraccionamiento de la plagioclasa en el magma. En las rocas más antiguas (“Ampato Basal”) se incrementan los valores de Sr de 86.9 a 911 ppm, mientras que en las rocas

más jóvenes (“Ampato Superior”) disminuyen los niveles del Sr (747 a 792 ppm) con respecto a la SiO₂.

Por otro lado, los valores de Ce, Nd y La (**Fig.6.5 e, f y g**) a pesar de mostrar una ligera dispersión, sigue una tendencia negativa. Este tipo de comportamiento no es normal en estos elementos, lo que indica la intervención de posibles procesos de asimilación y/o contaminación cortical. También en estos diagramas se observan que los valores del “Flujo Piroclástico ladrillo” y “Depósito de Caída Corinta” muestran una tendencia negativa (señalados dentro del círculo), separada del resto. Esto puede sugerir la intervención de un posible proceso de asimilación y/o mezcla. Los valores del Sm (**Fig.6.5h**) muestran una ligera dispersión en los datos señalando más bien una tendencia negativa respecto a la SiO₂. También se observa que un grupo de rocas correspondientes a los depósitos mencionados en los diagramas de elementos Ce, Nd y La muestran valores negativos separados del resto. Este comportamiento posiblemente indicaría procesos de fraccionamiento del anfíbol y clinopiroxeno. Mientras que el Eu (**Fig.6.5i**) tiene tendencia negativa, asociado a un proceso de fraccionamiento de la plagioclasa en la fase sólida.

Los valores de Dy, Yb y Er (**Fig.6.5j, k y l**) grafican tendencias negativas con respecto a la SiO₂, cuyos picos están representados por un grupo de dacitas (65 a 68 wt. % SiO₂). Esta tendencia explicaría que estos elementos están sujetos a la presencia de una fase mineral como el granate o anfíbol? que incorpora dichos elementos. En estos diagramas también se observa una dispersión en el grupo de muestras enmarcadas dentro de un círculo los cuales son correspondientes al FP-ladrillo y DC-Corinta, probablemente ligada a otro tipo de procesos de diferenciación.



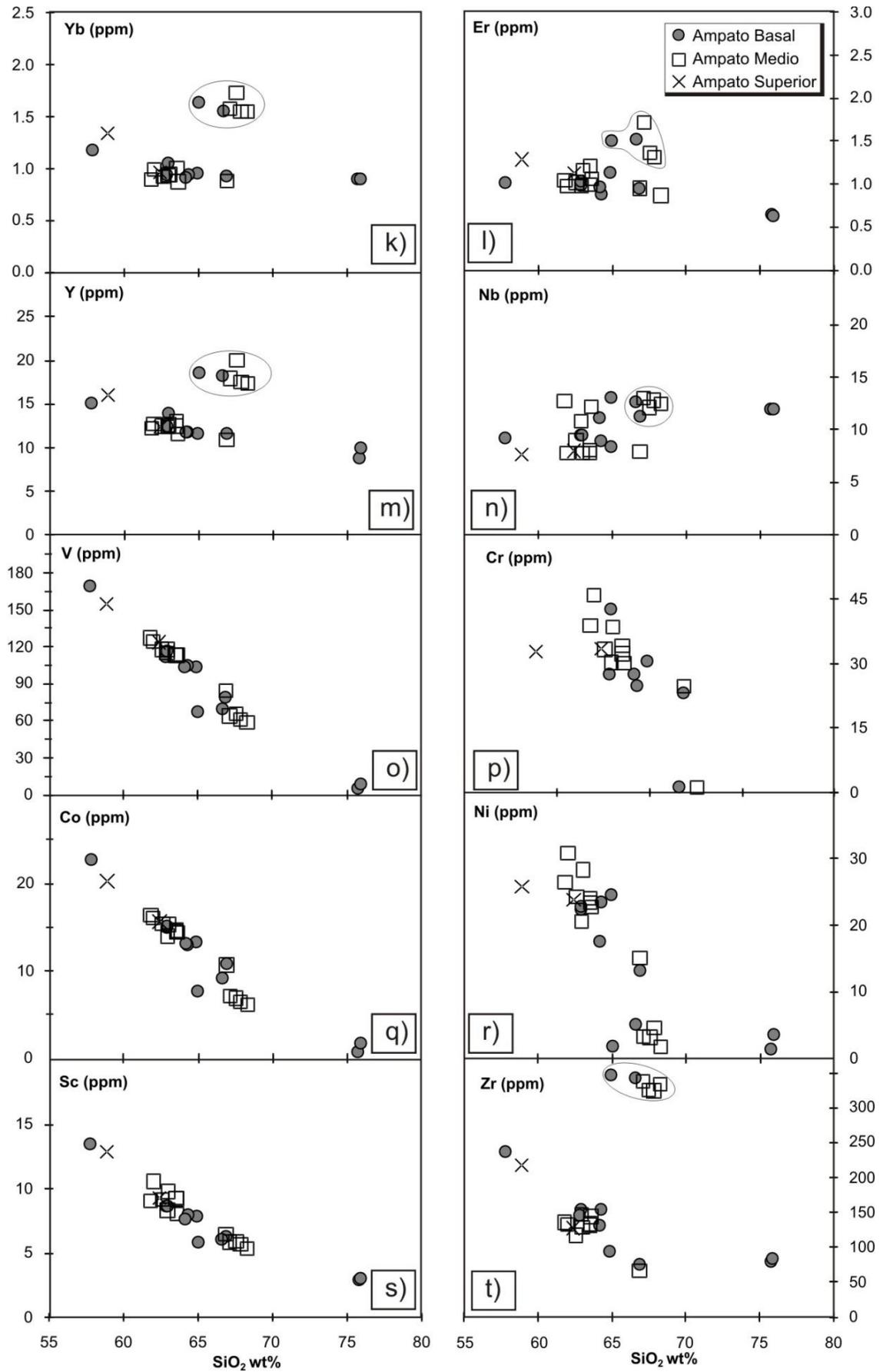


Fig.6.5.-Diagramas de variación de elementos traza compatibles e incompatibles versus el porcentaje en peso de sílice, enmarcados en círculo corresponden a los depósitos de Flujos Piroclásticos-ladrillo y Depósito de Caída-Corinta.

El Nb muestra una correlación positiva con respecto a la SiO₂ (**Fig.6.5n**), mientras que el Zr (**Fig.6.5t**) presenta una tendencia negativa señalando la presencia de este elemento en la fase sólida. Es probable que ocurriera el almacenamiento del mineral por procesos de cristalización del Zr, como consecuencia de probables procesos de contaminación y/o asimilación.

Por otro lado los elementos de transición tales como V, Cr, Co, Ni y Sc (**Fig.6.5o, p, q, r, s**) muestran correlaciones negativas con respecto a la sílice. Estos últimos elementos presentan un empobrecimiento en el magma residual a medida que aumenta el contenido de SiO₂. Esto puede estar asociado a un proceso de fraccionamiento del olivino para el caso de Ni y clinopiroxeno para el caso del Cr. El empobrecimiento de V está ligado a un proceso de fraccionamiento de los óxidos de Fe-Ti (ilmenita-titanomagnetita). Los valores de Sc (**Fig.6.5s**) muestran una disminución de andesitas a riolitas ligado probablemente al fraccionamiento más o menos significativo del anfíbol.

En la mayoría de los diagramas, algunos elementos traza y elementos mayores muestran una dispersión de datos, las cuales generalmente corresponden a las rocas más diferenciadas (dacitas y riolitas) del “Ampato Medio”. Según el comportamiento observado, en los diferentes diagramas se asume que tales variaciones no solo indican cristalización fraccionada como principal proceso de diferenciación sino que también podrían estar asociados a procesos de asimilación, contaminación y/o mezcla.

6.1.3.2 Diagramas de Multielementos

Para realizar este tipo de diagramas es necesario hacer una normalización de los datos obtenidos en cada muestra de roca, con respecto al Manto primitivo propuesta por McDonough y Sun (1989) (**Fig.6.6**).

Para facilitar la observación y comparación entre las unidades volcánicas que conforman al Ampato, se separaron los diagramas según las unidades previamente establecidas desde el más antiguo “Ampato Basal” al más reciente “Ampato Superior”.

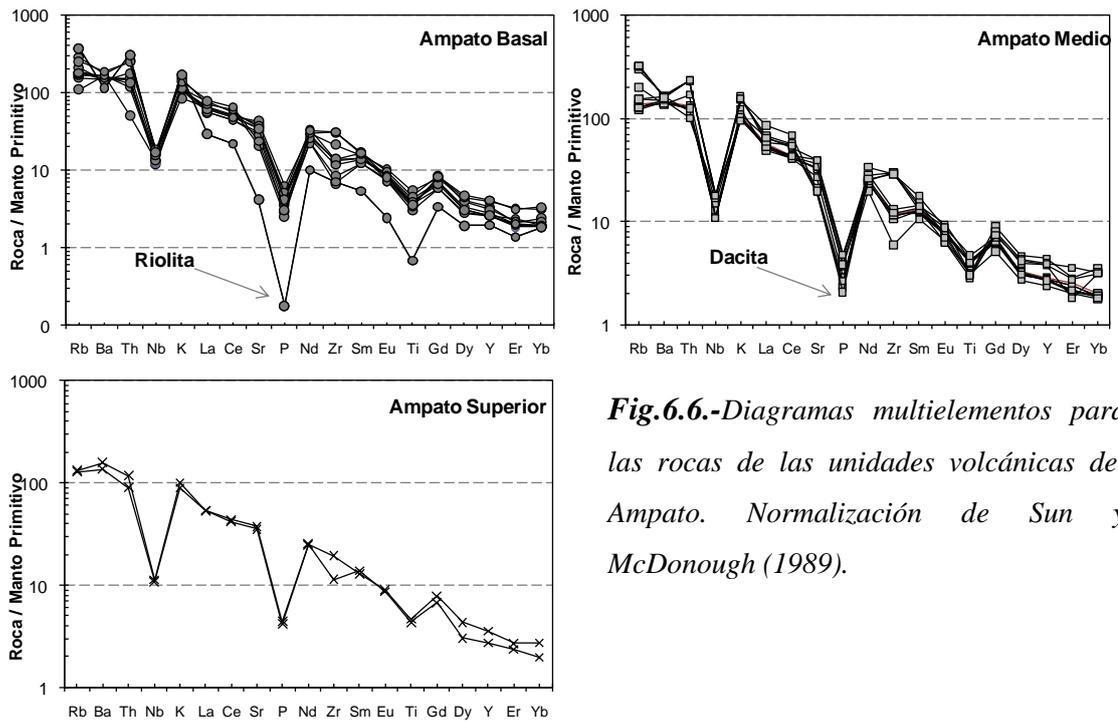


Fig.6.6.-Diagramas multielementos para las rocas de las unidades volcánicas del Ampato. Normalización de Sun y McDonough (1989).

En los diagramas multielementos de la **Fig. 6.6** se distinguen que la mayoría de las rocas de las unidades volcánicas presentan un enriquecimiento en elementos con gran radio iónico (LILE) tales como Rb, Ba, Th y también se aprecia en las tierras raras ligeras (LREE) hay un enriquecimiento de estos elementos sobretodo en el “Ampato Basal”, en comparación con las tierras raras pesadas (HREE) que presentan un marcado empobrecimiento (más empobrecido en el “Ampato Medio”). El enriquecimiento de estos elementos incompatibles puede sugerir que los magmas sufren contaminación cerca de la base de la corteza continental o debido a un manto fuente del tipo enriquecido según varios modelos propuestos por Wilson, 1989; Thouret et al., 2001; Rivera et al., 2007.

Asimismo, en estos diagramas se distinguen una fuerte anomalía negativa de P (correspondiente a las riolitas y dacitas del Ampato Basal y Medio) que puede deberse al fraccionamiento del apatito. Por otro lado, otra característica de las rocas es la ligera anomalía positiva de K y Gd, y dos anomalías negativas de Nb y Ti (este último más marcada en las riolitas del Ampato Basal). Por último, el Zr muestra una anomalía negativa en dacitas y riolitas (< 8 ppm) y una ligera anomalía positiva en ciertas andesitas (> 8 ppm).

Todas estas características son propias de magmas de márgenes continentales activos de la ZVC (Wilson, 1989).

6.1.3.3 Diagramas de Tierras Raras

Los diagramas de Tierras Raras (**Fig.6.7**) fueron normalizadas a la Condrita con valores propuestos por McDonough y Sun (1995). Estos diagramas también muestran patrones muy similares a las otras rocas calcoalcalinas de la ZVC. Las rocas de las unidades volcánicas presentan un enriquecimiento en tierras raras ligeras “LREE” ($84 < La_N < 269.4$) y un empobrecimiento de tierras raras pesadas “HREE” ($5.4 < Yb_N < 10.8$), estos últimos muestran un espectro casi horizontal. Por otro lado el “Ampato Medio” es más enriquecido en HREE que el “Ampato Basal” y “Ampato Superior”.

El efecto de subparalelismo de los espectros reflejados en todas las unidades volcánicas confirma la importancia del proceso de cristalización fraccionada en la evolución del magma.

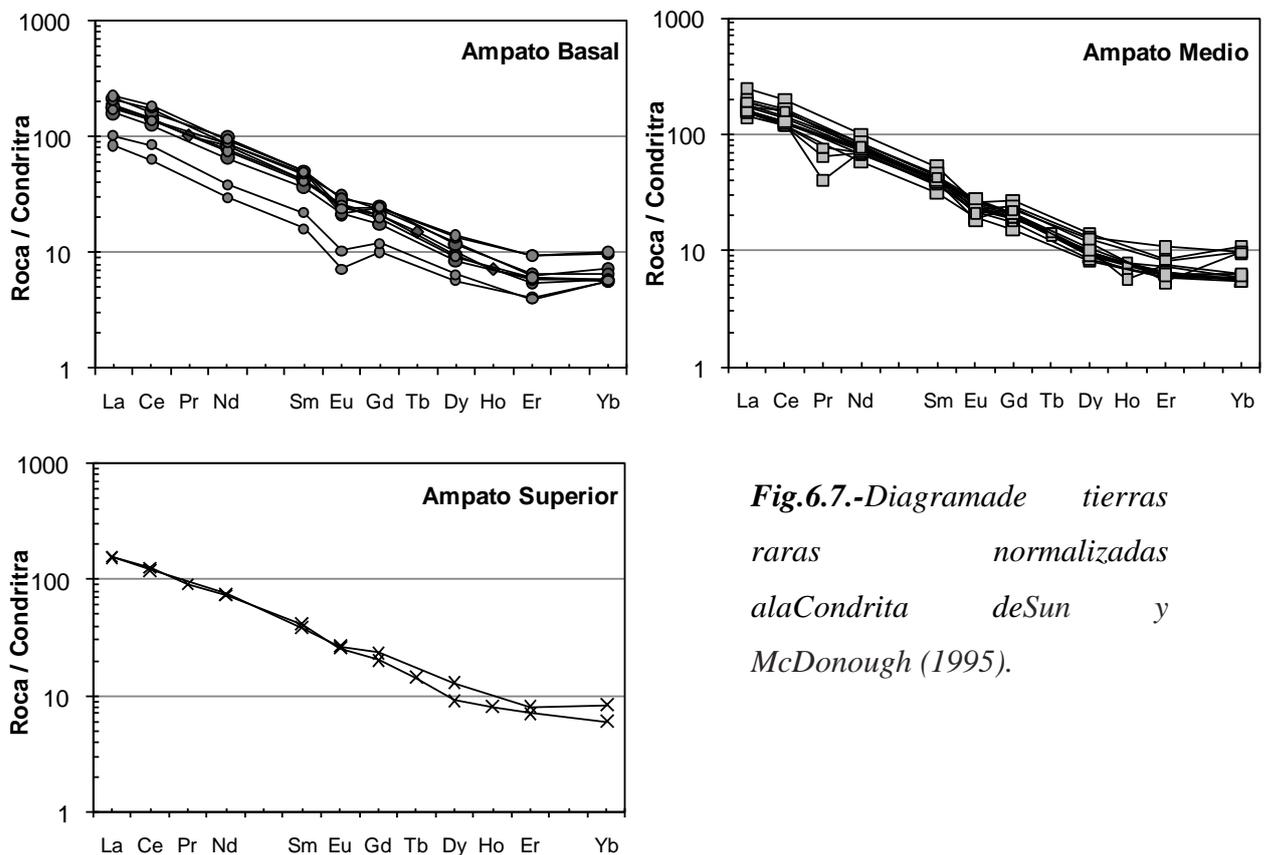


Fig.6.7.-Diagrama de tierras raras normalizadas a la Condrita de Sun y McDonough (1995).

El “Ampato Basal” muestra una ligera anomalía en Eu, lo que señalaría un ligero fraccionamiento de la plagioclasa en la formación de las rocas. No obstante se refleja la ausencia de Eu en las otras unidades “Ampato Medio” y “Ampato Superior”, a pesar del fraccionamiento de la plagioclasa observado en algunos elementos mayores durante la

diferenciación (**Fig.6.4**). Es posible que este comportamiento se asocie a que el Eu no se ha sido incorporado en la plagioclasa y puede reflejar condiciones de oxidación en que el Eu esta en forma de Eu^{3+} (Davidson et al., 1990) o también debido al efecto de la cristalización de la plagioclasa ($Kd_{\text{Sm/Eu}}^{\text{Plag/liq}} < 1$) es reducido, siendo reducido por la cristalización del anfíbol ($Kd_{\text{Sm/Eu}}^{\text{Hbd/liq}} > 1$) (Martin, 1987).

También se puede apreciar que el empobrecimiento de tierras raras pesadas “HREE” (Sm-Yb) disminuye a través del tiempo, lo cual se aprecia en el “Ampato Superior”. Por el contrario existe un mayor enriquecimiento de tierras raras ligeras “LREE” (La-Nd) en el “Ampato Medio”. Aunque no hay suficientes datos del Ampato Superior, se puede apreciar un ligero enriquecimiento de “LREE”.

6.1.4 Evolución temporal de los magmas

La **Fig. 6.8** muestra la evolución temporal de los magmas del Ampato utilizando algunos parámetros geoquímicos (elementos mayores, traza y ratios) en función del tiempo; cuya finalidad es entender la variación geoquímica de los eventos eruptivos que tuvo el Ampato durante su historia eruptiva.

En el diagrama de SiO_2 (**Fig. 6.8 a**) en función del tiempo, se nota que las rocas del “Ampato Basal” muestran una importante variación en el contenido de SiO_2 (55-76 wt. % SiO_2), es decir varían desde andesitas a riolitas. Hay que mencionar que existe una “Zona de Gap” entre 67 – 75 wt. % SiO_2 . Por su parte, las rocas del “Ampato Medio” varían en el contenido de SiO_2 (entre 60 - 69 wt. % SiO_2), es decir entre dacitas a andesitas. En la última unidad volcánica “Ampato Superior”, las rocas muestran una notable disminución en el contenido de SiO_2 entre 58 - 63 wt. %. Por otro lado el MgO (**Fig.6.8b**) presenta un comportamiento contrario al diagrama de SiO_2 en función del tiempo. El contenido de MgO es más alto en rocas del “Ampato Superior” comparado a la mayoría de rocas más antiguas del “Ampato Basal”. En este edificio se observa que las rocas menos diferenciadas (andesitas) presentan mayor contenido de MgO, caso contrario se refleja en las rocas más diferenciadas (riolitas) que tienen menor contenido de MgO.

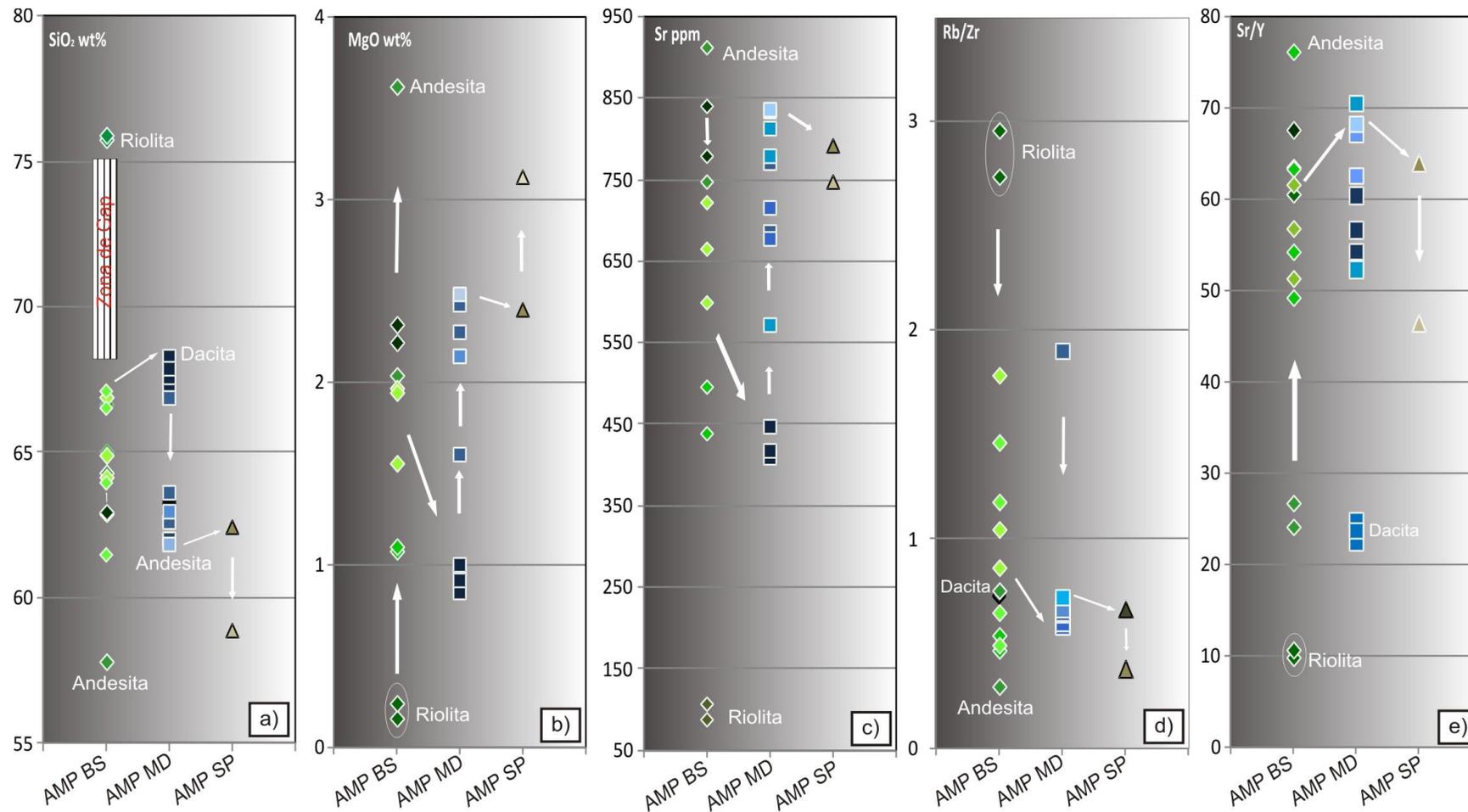


Fig.6.8.- Variación geoquímica de varios parámetros geoquímicos en función del tiempo. Los códigos usados en este diagrama se mencionan en la continuación: AMP B=Ampato Basal, AMP M=Ampato Medio y AMP S=Ampato Superior.

Para el caso del elemento traza, como el Sr (**Fig. 6.8c**) Los productos del “Ampato Basal” presentan una variación importante en el contenido de Sr, indicando un importante fraccionamiento de la plagioclasa. El empobrecimiento de este elemento es notable en la formación de las rocas del “Ampato Basal”, lo cual se logra apreciar en el incremento del Sr que varía desde las rocas riolíticas (86-106 ppm) y las rocas andesíticas (911 ppm). Las rocas del “Ampato Medio” muestran una menor variación en el contenido de Sr respecto a las rocas del “Ampato Basal”. En general se puede observar un incremento continuo en los valores de Sr, pero esta variación disminuye en el “Ampato Superior”.

En el diagrama, la relación Rb/Zr (**Fig.6.8d**) muestra una ligera disminución desde el Ampato Basal al Ampato Superior. Asimismo se aprecia una concentración de datos entre los valores de ratio de 0.1 a 0.7, reflejando etapas de actividad volcánica sucesivas distinguidas en todas las unidades volcánicas.

Mientras que en el diagrama de ratio de elementos traza Sr/Y (**Fig. 6.8e**) se observa un comportamiento variable en sus valores, bien marcado en el “Ampato Basal” y un aumento paulatino de este ratio en el “Ampato Medio” seguida de una progresiva disminución del ratio en el “Ampato Superior”. En todas las unidades se observa una variación entre los valores >51 a 75 lo cual puede ser un rango que indique períodos con frecuente actividad volcánica.

En resumen, durante el tiempo se produjeron diferentes procesos eruptivos que emplazaron diversos productos más evolucionados como dacitas y riolitas, este último señalado solamente en el “Ampato Basal”. Seguidamente hubo procesos de carácter explosivo que dió origen al depósito de flujo piroclástico ladrillo muy voluminoso (Capítulo IV), posteriormente la actividad volcánica se incrementa generando una serie de erupciones que dieron lugar al emplazamiento de depósitos de flujos de lava, este continuo comportamiento de eventos eruptivos se ve reflejado en los diagramas de ratios de elementos traza, los cuales disminuyen en función del tiempo. Durante la evolución del volcán Ampato, existe una disminución de nivel de SiO₂ y aumento del nivel de MgO durante las erupciones volcánicas, abarcando posiblemente períodos que van desde el Pleistoceno al Holoceno.

6.1.5 Conclusiones del estudio geoquímico

-La mayoría de productos volcánicos del Ampato corresponden a rocas calco-alcalinas fuertemente potásicas (58 - 76 wt. % SiO₂ y 2.5 - 5.1 wt. % K₂O).

-Todas las muestras presentan un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) y empobrecimiento en tierras raras pesadas (HREE) cuyos espectros se encuentran dispuestos en paralelo, clásico de márgenes continentales activos como la ZVC.

-Las muestras presentan una característica típica de magmas ligados a procesos de subducción con concentraciones elevadas en Rb, Th y pobres en Nb y Ta (este último en menos proporción), característico en rocas del Plio-cuaternario de la ZVC.

-En la totalidad de las muestras se aprecia una pequeña anomalía de Eu, siendo indicativo del fraccionamiento de la plagioclasa.

-La actividad en el Ampato ha sido efusiva y explosiva, con el emplazamiento de flujos de lava, flujos piroclásticos (ligados a la probable formación de dos calderas durante la formación del “Ampato Basal” y “Ampato Medio”) y, depósitos de caída piroclástica, cuya composición química varía desde riolitas a andesitas. Los productos más diferenciados y antiguos son las riolitas (75.7 – 75.9 wt. % SiO₂) del “Ampato Basal”.

-Las características geoquímicas de elementos mayores y traza del Ampato presentan tendencias casi similares, las cuales representan diversos procesos petrogenéticos siendo el más importante la cristalización fraccionada sin embargo este proceso no explica la heterogeneidad en las tendencias marcadas en los cambios de pendiente observadas en algunas muestras. Analizando más a detalle las concentraciones de elementos incompatibles como por ejemplo Rb, Ba y Th y en menor medida los elementos mayores como Al₂O₃, K₂O de las andesitas hasta las riolitas, se observa que el comportamiento de estos elementos se muestran a favor de procesos de cristalización fraccionada y por otro lado podrían estar asociados a otros procesos magmáticos tales como asimilación cortical y/o mezcla durante la evolución de magma del volcán Ampato.

6.2 ESTUDIO GEOQUÍMICO DEL SABANCAYA

El estudio geoquímico de rocas del volcán Sabancaya trata de los productos emitidos durante la formación de las unidades: “Sabancaya Basal”, “Sabancaya Medio” y “Sabancaya Superior” y “Productos Recientes”. Estos últimos corresponden a depósitos

de tefras relacionados a la última actividad volcánica ocurrida durante los años 1988 a 1997 (Gerbe y Thouret, 2004).

6.2.1 Diagrama de Clasificación

En el diagrama (FeO^*/MgO) vs. SiO_2 (Miyashiro, 1974; **Fig.6.9**), las 49 muestras del volcán Sabancaya se ubican en el dominio de magmas calco-alcalinos, típicos de las rocas de la Zona Volcánica Central (CVZ) de los Andes.

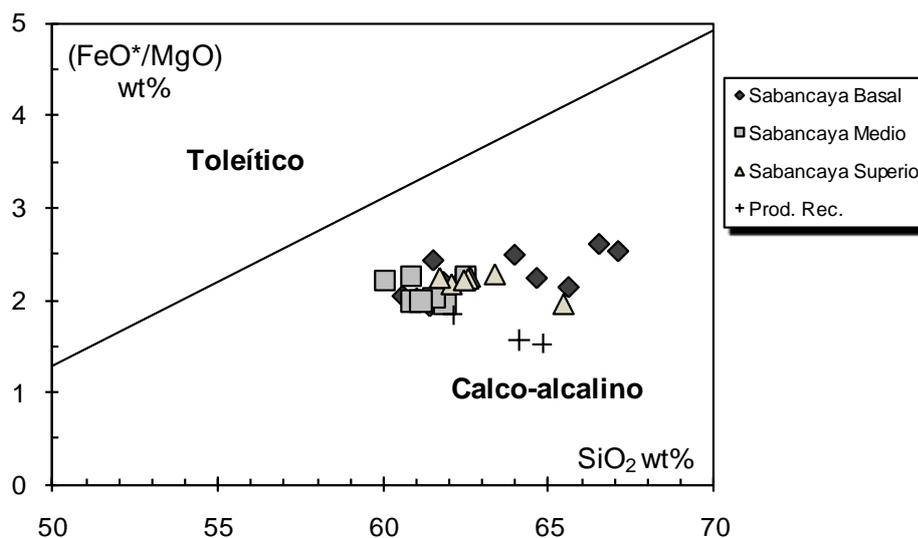


Fig.6.9.- Composición de las rocas del Sabancaya con el diagrama de FeO^*/MgO vs. SiO_2 , según Miyashiro, 1974.

Para la clasificación química de las muestras analizadas, se usó el diagrama de $Na_2O + K_2O$ vs. SiO_2 y K_2O vs. SiO_2 definidos por Le Bas et al. (1986) y Peccerillo y Taylor (1976) (**Fig.6.10** y **Fig. 6.11**) respectivamente. Los productos volcánicos tienen una composición intermedia a ácida es decir de andesitas(65 %) a dacitas (30 %).

En el diagrama Le Bas et al. (1986), **Fig. 6.10** se observa que las rocas del “Sabancaya Basal” corresponden en su mayoría a andesitas (61 - 62wt. % SiO_2) y dacitas (64 – 67 wt. % SiO_2). Las rocas del “Sabancaya Medio” presentan composición andesítica (60 - 63 wt. % SiO_2), siendo este último de mayor proporción. Por su parte, en los productos del “Sabancaya Superior” predominan las andesitas (62 - 63 wt. % SiO_2) y en menor proporción las dacitas (63.4 - 66 wt. % SiO_2). Los productos recientes por lo general son de composición andesítica (60 - 63 wt. % SiO_2) y algunas dacitas (64 -65 wt. % de SiO_2).

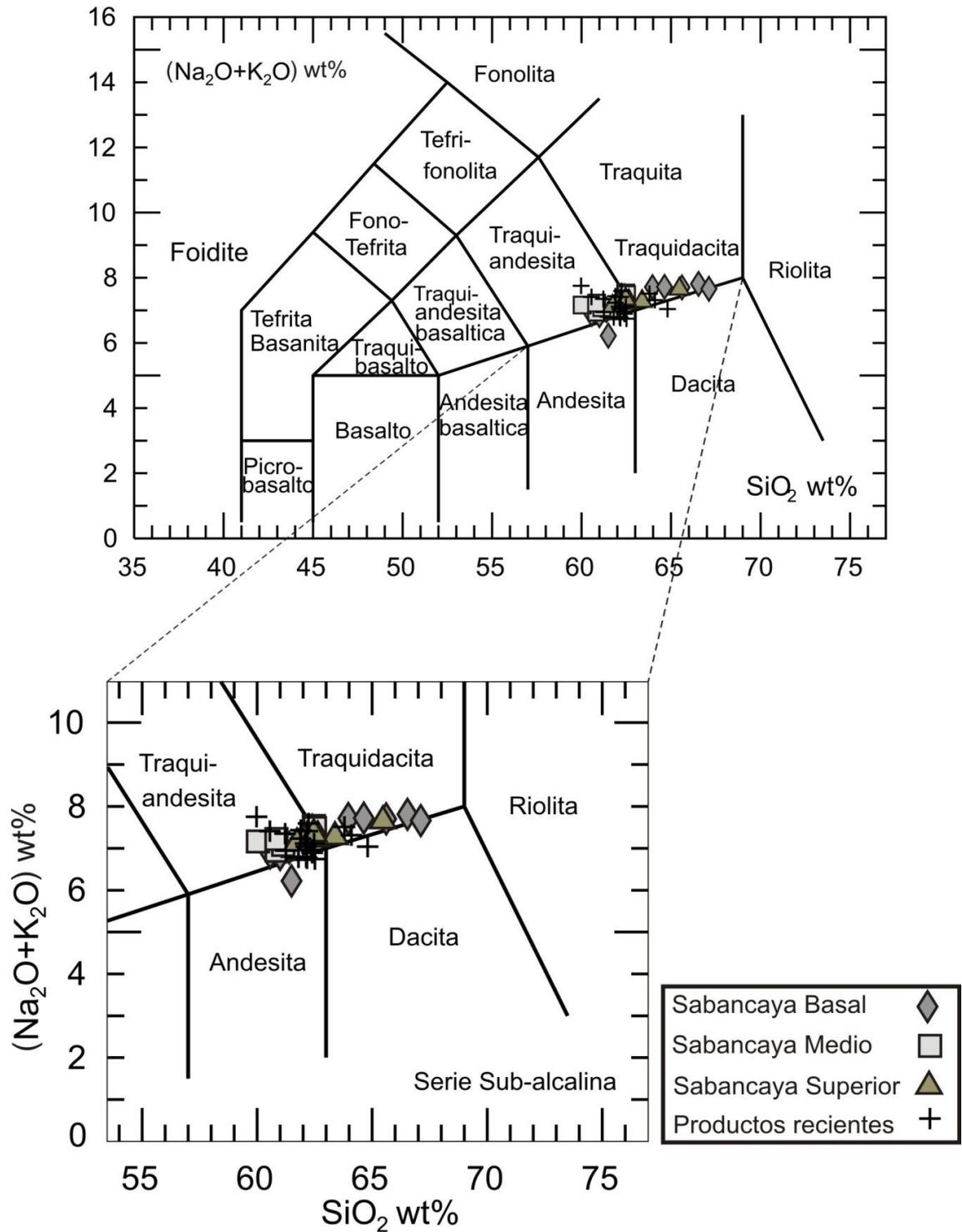


Fig.6.10. Diagrama de clasificación de las rocas de las diferentes unidades volcánicas del Sabancaya, “Total de alcalinos vs. sílice” (TAS), de Le Bas et al. (1986).

En el diagrama K₂O vs. SiO₂ las muestras de las unidades volcánicas corresponden a la serie calcoalcalina altamente potásica (2.6 - 3.5 wt. % K₂O), Por otro lado se observa

que los productos recientes descritos por Gerbe y Thouret (2004) presentan una composición similar comparada con las demás unidades volcánicas.

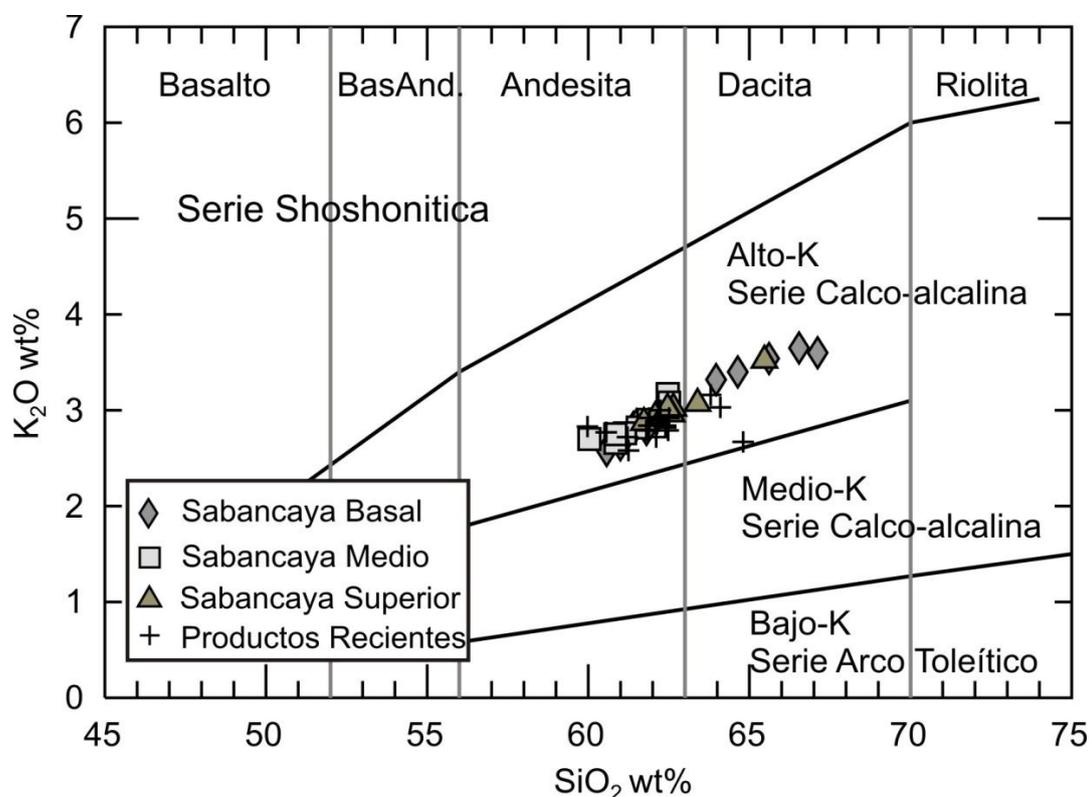


Fig.6.11.-Diagrama K_2O vs. SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976), de las generaciones volcánicas del Sabancaya que muestra tendencias fuertemente potásicas.

6.2.2 Diagramas De Elementos Mayores

Se observa que la mayoría de tendencias químicas son lineares y continuas. En los diagramas de elementos mayores se aprecia un empobrecimiento de MgO , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , CaO y P_2O_5 a medida que la sílice va incrementándose, formando así unacorrelación negativa. Estas tendencias son típicas de series calco-alcalinas en márgenes continentales activos.

El MgO (**Fig. 6.12 a**) presenta una tendencia negativa que podría estar asociada al fraccionamiento temprano del olivino, seguido del clinopiroxeno y ortopiroxeno y el anfíbol, desde las andesitas a dacitas.

La disminución de los valores en TiO_2 y Fe_2O_3 (**Fig. 6.12 b y d**) pueden estar asociada al fraccionamiento de diferentes fases minerales como titano-magnetita y en menor

medida de la biotita. La disminución del CaO (**Fig. 6.12 f**) a medida que aumentan los valores en SiO₂ que podría estar asociado al fraccionamiento del clinopiroxeno, anfíbol y plagioclasa de andesitas a dacitas. El diagrama Al₂O₃ (**Fig. 6.12 c**) aunque existe una ligera dispersión en los datos, los valores disminuyen a medida que la SiO₂ aumenta, probablemente asociado al fraccionamiento de las plagioclasas.

El diagrama de Na₂O (**Fig. 6.12 e**) presenta una tendencia negativa con una ligera dispersión en los datos, lo cual es poco común en el CVZ. Posiblemente esta tendencia puede estar ligada a posible contaminación y/o asimilación durante los procesos de diferenciación (Lefevre, 1979). El estudio de elementos traza e isótopos permitirán dar un mejor contexto a los procesos de diferenciación que ocurren y su origen.

El diagrama de K₂O (**Fig. 6.12 g**) presenta una correlación positiva con respecto a la SiO₂, ligada probablemente a la cristalización de la plagioclasa. La disminución del P₂O₅ (**Fig. 6.12 h**) con respecto a la SiO₂ puede indicar un proceso de fraccionamiento de los fosfatos como por ejemplo el apatito durante la evolución.

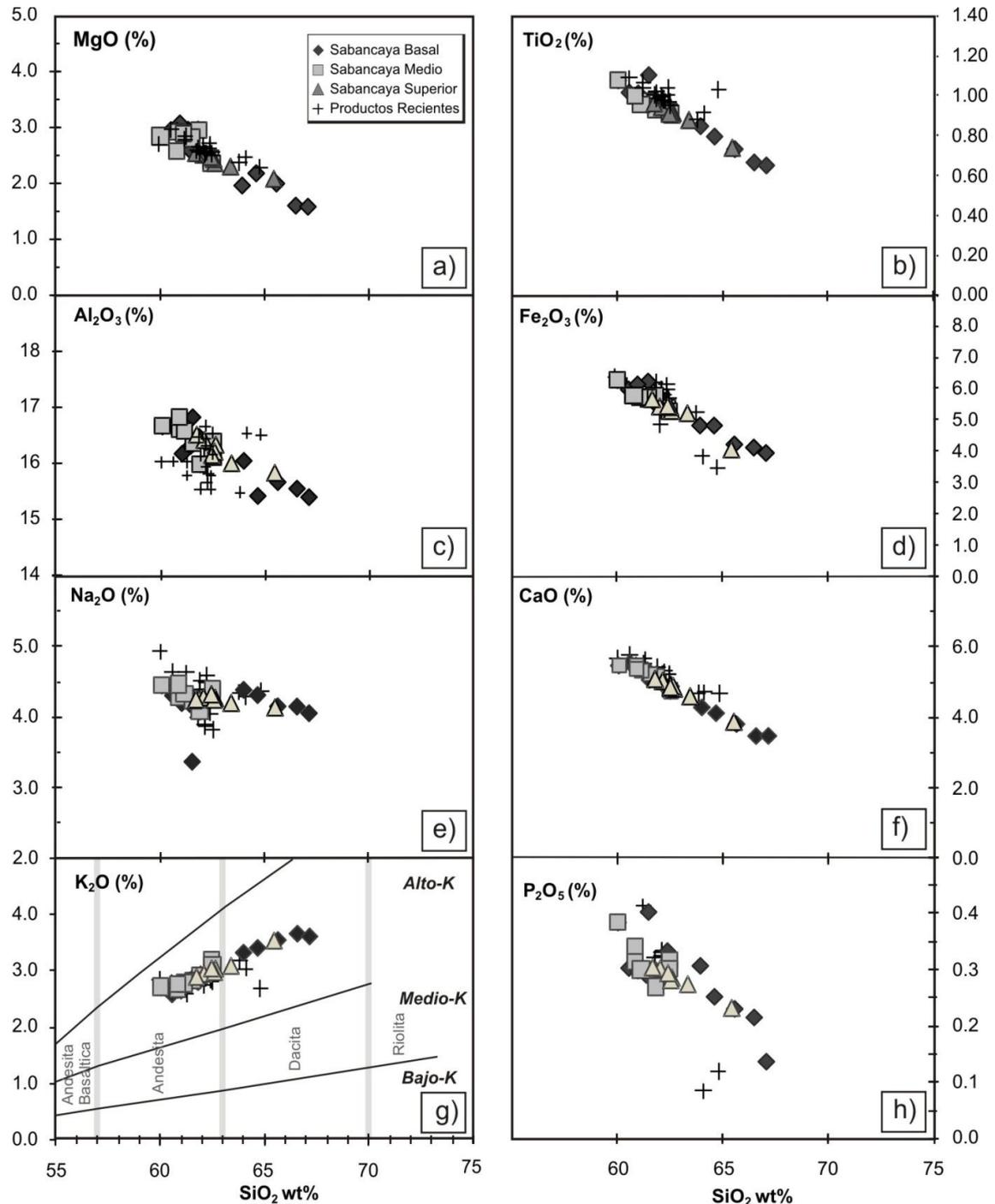


Fig.6.12.-Diagramas de Harker que muestran las variaciones de elementos mayores vs sílice.

6.2.3 Elementos Trazas

6.2.3.1 Diagramas de variación de elementos traza

El Rb, Ba y Th presentan tendencias poco definidas respecto a la SiO_2 , por ejemplo el Rb muestra (**Fig.6.13 a**) una tendencia positiva hasta los 62.1 % wt. SiO_2 , donde alcanza sus mayores valores y luego los valores de Rb en las muestras diferenciadas disminuyen. Mientras que el Ba (**Fig.6.13 c**) presenta una ligera dispersión con

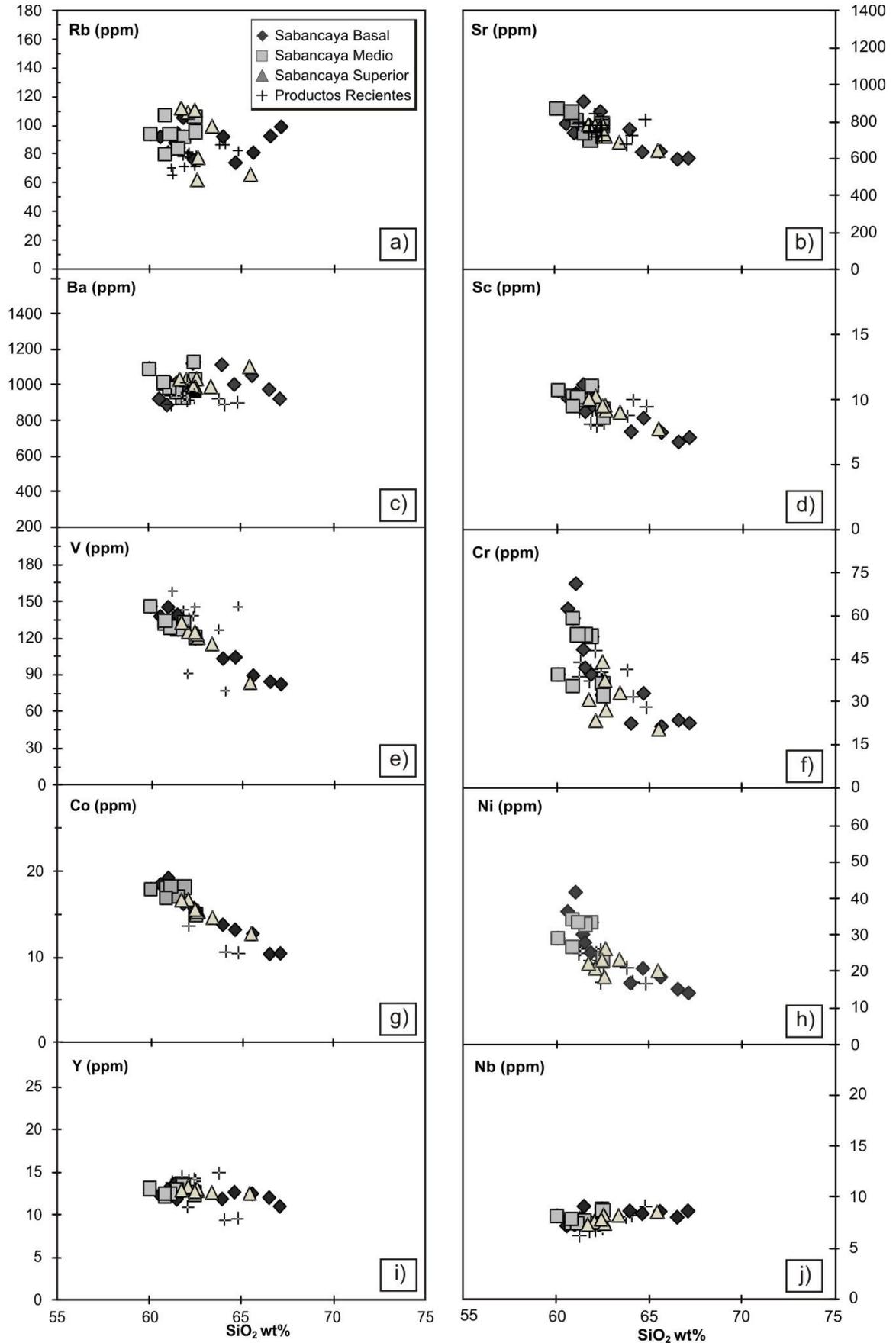
tendencia no muy clara, al igual que las concentraciones de Rb, los menores valores de Ba corresponden a las dacitas. El diagrama Th en función de la SiO₂ (**Fig.6.13 I**) también refleja un comportamiento incompatible.

Los elementos de Rb, Ba y Th son altamente solubles en fases líquidas, por lo que sus altas concentraciones en estas rocas se han asociado con la presencia de fluidos derivados de la placa subducida durante los procesos de fusión parcial, procesos de contaminación cortical, o también la alta concentración puede ser indicativos de procesos de diferenciación tipo AFC (DePaolo, 1981) los cuales serán mejor establecidos con el estudio de isótopos.

En el diagrama de Sr (**Fig.6.13 b**) se nota una disminución a medida que la sílice aumenta, mostrando una tendencia negativa bien definida. El empobrecimiento de este elemento es el resultado del fraccionamiento de la plagioclasa en el magma residual.

Por otro lado los diagramas de La y Ce (**Fig.6.13 k,o**) muestran una dispersión de los datos con tendencias ligeramente positivas (desde las andesitas y dacitas), lo cual nos indica la baja intervención de estos elementos en la fase mineral.

El diagrama de Sm (**Fig.6.13t**) se observa datos ligeramente dispersos que tienden hacia un alineamiento negativo. Mientras que el elemento químico Eu (**Fig.6.13q**) disminuye a medida que la SiO₂ aumenta, esto se asocia a procesos de fraccionamiento de la plagioclasa.



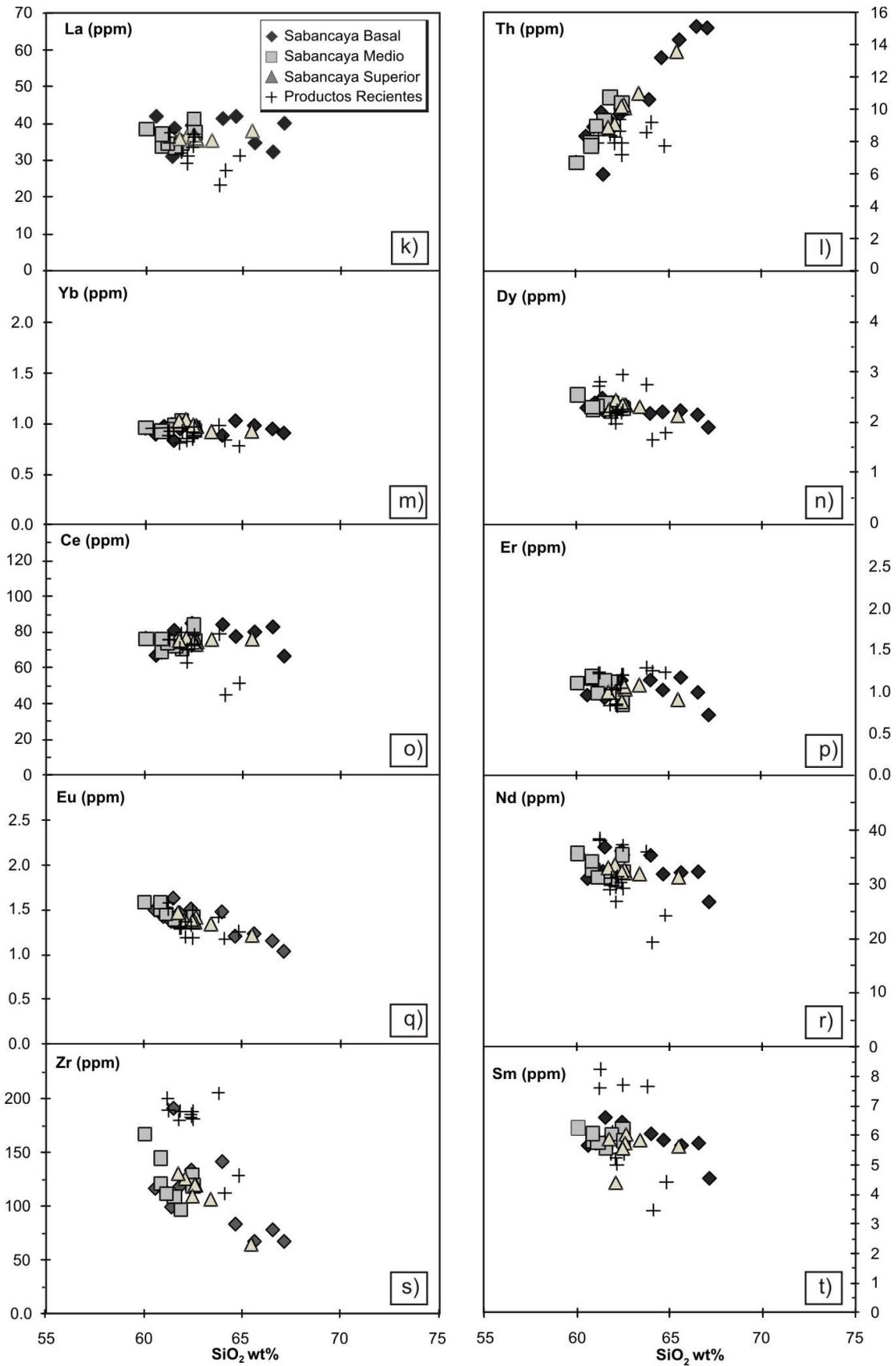


Fig.6.13.- Diagramas de variación de elementos traza compatibles e incompatibles contra el porcentaje en peso de sílice.

En el caso del Er y Dy (**Fig. 6.13 p, n**), estos muestran tendencias ligeramente negativas, lo cual señala que existe procesos de cristalización fraccionada. El Yb (**Fig.6.13m**) tiene una tendencia horizontal con respecto a la sílice lo cual señala una mayor intervención de este elemento en la fase líquida. El Nd y Zr (**Fig.6.13 r, s**) presentan valores poco dispersos con tendencias negativas. Estos elementos señalan variación en los procesos de diferenciación, ya sea por asimilación y/o contaminación (Wilson, 1989). Pero el comportamiento del Zr puede ser debido al fraccionamiento del anfíbol o cristalización del Zr. El Y presenta un comportamiento ligeramente negativo, posiblemente relacionado a procesos de fusión parcial y/o AFC. Mientras que el Nb (**Fig.6.13 j**) presenta una correlación ligeramente positiva, lo cual revela un comportamiento incompatible, esto indica que no ha sido incorporado dentro de la fase mineral.

Los elementos de transición tales como Sc, Ti, V, Cr, Co y Ni, presentan correlaciones negativas con respecto a la sílice. Esto puede estar asociado a un proceso de fraccionamiento del olivino para el caso de Ni y clinopiroxeno para el caso del Cr. El empobrecimiento de V está ligado a un proceso de fraccionamiento de los óxidos de Fe y Ti. El Sc disminuye a medida que los valores de la sílice aumentan de andesitas a dacitas, esto indica un buen fraccionamiento del anfíbol.

El comportamiento de elementos mayores y trazas parecen asociarse a procesos de cristalización fraccionada. Sin embargo con la presencia de algunas características observadas en el análisis petrográfico se puede indicar que la evolución magmática está sujeta a otros procesos de diferenciación del tipo AFC, mezcla de magmas o puede deberse a la asimilación y/o contaminación cortical. Así mismo se observa en diferentes diagramas una fuerte variabilidad en algunas rocas bien diferenciadas como las “dacitas”.

6.2.3.2 Diagramas de multielementos

En el presente estudio se normalizo los valores de los elementos traza con respecto al Manto primitivo (**Fig.6.14**) a partir de datos propuestos por McDonough y Sun (1989).

En los diagramas de la **Fig.6.14** se observa que la mayoría de las rocas de las unidades volcánicas presentan un espectro similar, caracterizado por un enriquecimiento de elementos de gran potencial iónico tales como Rb, Ba y Th “LILE” y en tierras raras ligeras “LREE” (estos últimos más enriquecidos en el “Sabancaya Medio”) a diferencia de las tierras raras pesadas (HREE) que están empobrecidas (más empobrecido en

los“Productos Recientes”). Las unidades del volcán Sabancaya presentan tres fuertes anomalías negativas en Nb, P y Ti. En base a estas características se puede afirmar que las rocas del volcán Sabancaya tienen un patrón clásico de magmas calcoalcalinos de márgenes continentales activos (Wilson, 1989).

La presencia de la anomalía de P, que al igual que el volcán Ampato muestra una importancia significativa en el fraccionamiento de fosfatos como es el caso del apatito. Pero se observa que en los productos de la actividad reciente del Sabancaya está anomalía es más marcada.

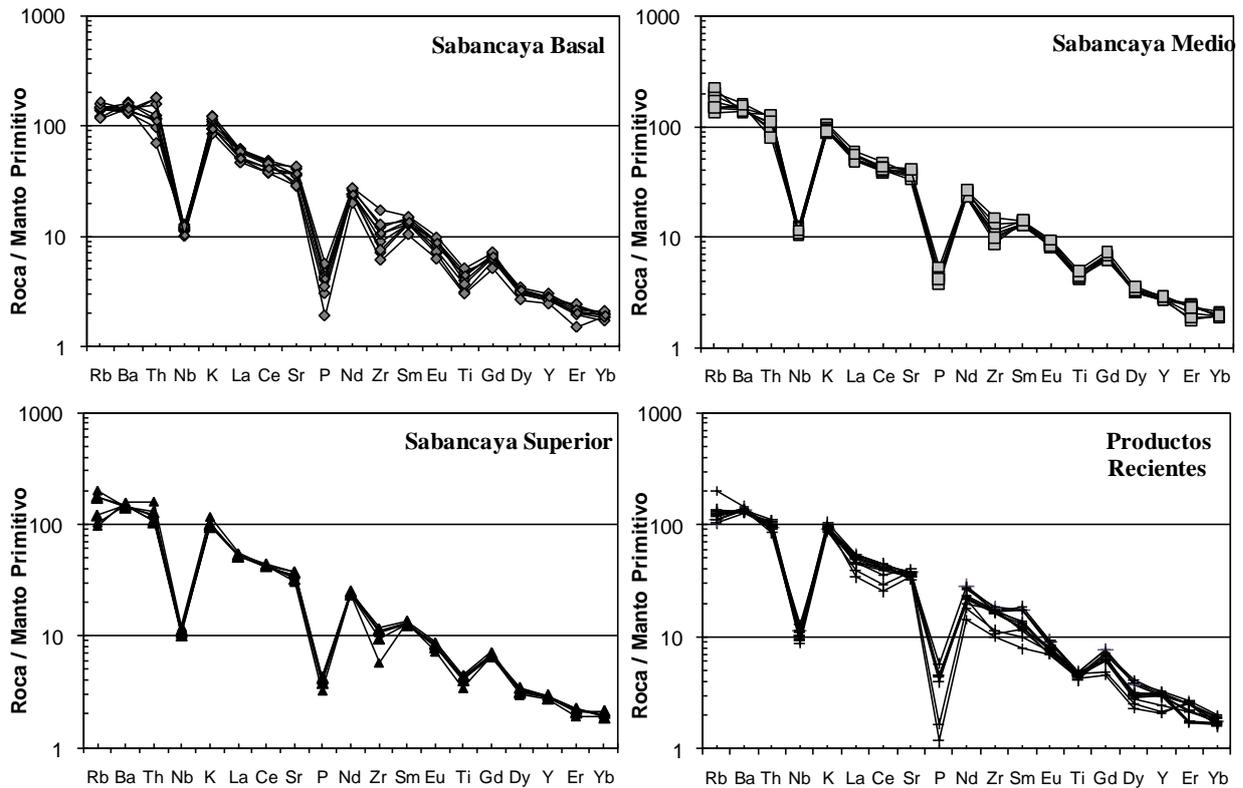


Fig.6.14.-Diagrama de multielementos para las rocas de las unidades volcánicas del Sabancaya normalizadas respecto al Manto primitivo (valores de Sun y McDonough (1989).

6.2.3.3 Diagramas de tierras raras

Los valores de los elementos trazas (**Fig. 6.15**) fueron normalizados con respecto a la Condrita de McDonough y Sun (1995). Los valores resultantes se representan en diagramas semi-logarítmicos que contienen elementos tales como La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er y Yb.

En todos los diagramasse puede apreciar comportamientos muy similares. Es decir, las rocas de las unidades volcánicas que conforman el Sabancaya presentan un

enriquecimiento en LREE ($130.4 < La_N < 176.5$) con respecto a HREE ($5.1 < Yb_N < 6.5$). El enriquecimiento de estos elementos incompatibles es característico de un manto fuente enriquecido y/o contaminación por la corteza continental (Wilson 1989). Por lo general se observa que las unidades volcánicas presentan tendencias paralelas entre sí, lo cual comprueba la importancia de la cristalización fraccionada, otra característica que se distingue en los diagramas es la ausencia de anomalía de Eu, a pesar del fraccionamiento de plagioclasa vista en algunos diagramas de elementos mayores durante la diferenciación (**Fig. 6.13**). La ausencia de anomalía en Eu en los espectros se debe a que este no ha sido incorporado en la plagioclasa o presenta fuerte estado de oxidación en el que Eu está en forma de Eu^{+3} (Davidson et al., 1990); otra explicación sobre la ausencia de anomalía en Eu puede ser debida a la reducción de la cristalización de plagioclasa a causa de una fuerte presión (Sisson and Grove, 1993), o puede ser debido a la reducción de la cristalización de plagioclasa ($kd^{Plag/liq}_{Sm/Eu} < 1$), incluso cancelado por la cristalización conjunta del anfíbol ($kd^{Hbd/liq}_{Sm/Eu} > 1$) (Martin, 1987).

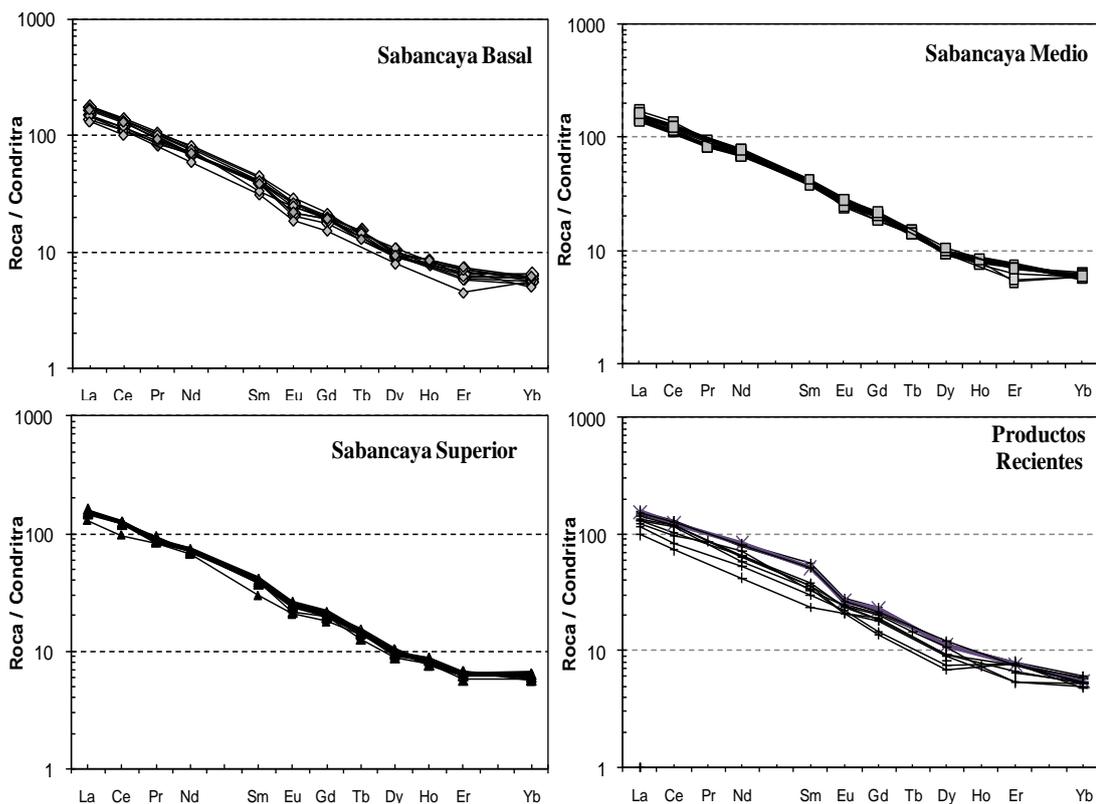


Fig.6.15.-Diagrama de Tierras Raras normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995), para las diferentes unidades volcánicas del Sabancaya.

6.2.4 Isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $\delta^{18}\text{O}$

En este estudio se muestran las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 8 muestras de bloques de lava emitidas durante los años de 1990 a 1997 y enclaves tomadas del estudio de Gerbe y Thouret (2004). Los análisis de isótopos de Sr y Nd fueron realizados en el Laboratorio Magmas y Volcanes en la Universidad de Blaise Pascal, Clermont-Ferrand (Francia), mientras que los ratios de isótopos de O fueron determinados en la Universidad de Jean Monet en Saint Etienne (Francia). Los resultados correspondientes a los productos de la actividad reciente del Sabancaya se muestran en la tabla 6.1.

Muestra	sab2 (oct90)	sab3 (oct 90)	sab9215 (dic92)	sab941a(94)	sab953(95)	sab9719(97)	sab9218(dic92)	sab941b(94)
Tipo de roca	Dacita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Andesita	Enclave	Enclave
SiO ₂	63.80	61.25	61.22	62.40	62.48	62.14	57.54	56.88
Sr	678.3	798.7	786.7	763.3	777.4	713.6	943.3	961.8
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.706905	0.706719	0.706816	0.706835	0.706831	0.706894	0.706704	0.706705
1 σ	0.000011	0.000013	0.000015	0.000014	0.000013	0.000012	0.000011	0.000013
ϵSr	34.14	31.5	32.87	33.14	33.09	34	31.29	31.3
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512367	0.512362	0.512361	0.512338	0.512354	0.512357	0.512345	0.512301
1 σ	0.000006	0.000005	0.000005	0.000008	0.000007	0.000009	0.00001	0.000011
ϵNd	-5.286	-5.384	-5.403	-5.85	-5.54	-5.48	-5.72	-6.57
$\delta^{18}\text{O}$	8.21	7.65	7.83	8.35	8	7.66	7.49	7.03

Tabla 6.1.-Datos isotópicos de Sr, Nd y $\delta^{18}\text{O}$, efectuado en la Universidad de Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Francia, (Gerbe y Thouret, 2004).

Cuando se les compara con los magmas calco-alcalinos, los productos volcánicos del Sabancaya tienen razones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que varían entre 0.7067 - 0.7069. En el diagrama de la **Fig. 6.16a** las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muestran correlaciones positivas con respecto a la SiO₂, y por el contrario presentan correlaciones negativas con respecto al Sr (**Fig.6.16c**). Por otro lado, los razones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (**Fig. 6.16b**) están dentro de un rango de 0.51230 – 0.51237, y generalmente muestra tendencia positiva con respecto a la SiO₂. Se observa también que la dacita tiene altos valores isotópicos $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, mientras que los enclaves presentan valores más bajos (**Tabla 6.1**). Las muestras presentan alto valores $\delta^{18}\text{O}$ (**Fig. 6.16 d**) que varían desde 7.6 a 8.4‰ VSMOW y están también correlacionados positivamente con SiO₂. La amplitud de variación de $\delta^{18}\text{O}$ (0.8‰ para SiO₂ con un incremento de 2.5-3 wt. %), puede exceptuar una evolución en sistema cerrado de cristalización fraccionada y dar importancia al proceso AFC o contaminación cortical. Las tendencias positivas entre los ratios isotópicos de Sr y $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a la SiO₂ pueden señalar procesos de mezcla entre magmas de composición dacítica ($\delta^{18}\text{O} > 8.2$) y magmas de composición andesítica ($\delta^{18}\text{O} < 7.7$). Por otro lado las evidencias isotópicas que existen en el magma dacítico y los enclaves

magmáticos, probablemente sean productos de sucesivos eventos de recarga acompañado por distintos procesos de AFC y asimilación cortical (Gerbe y Thouret, 2004).

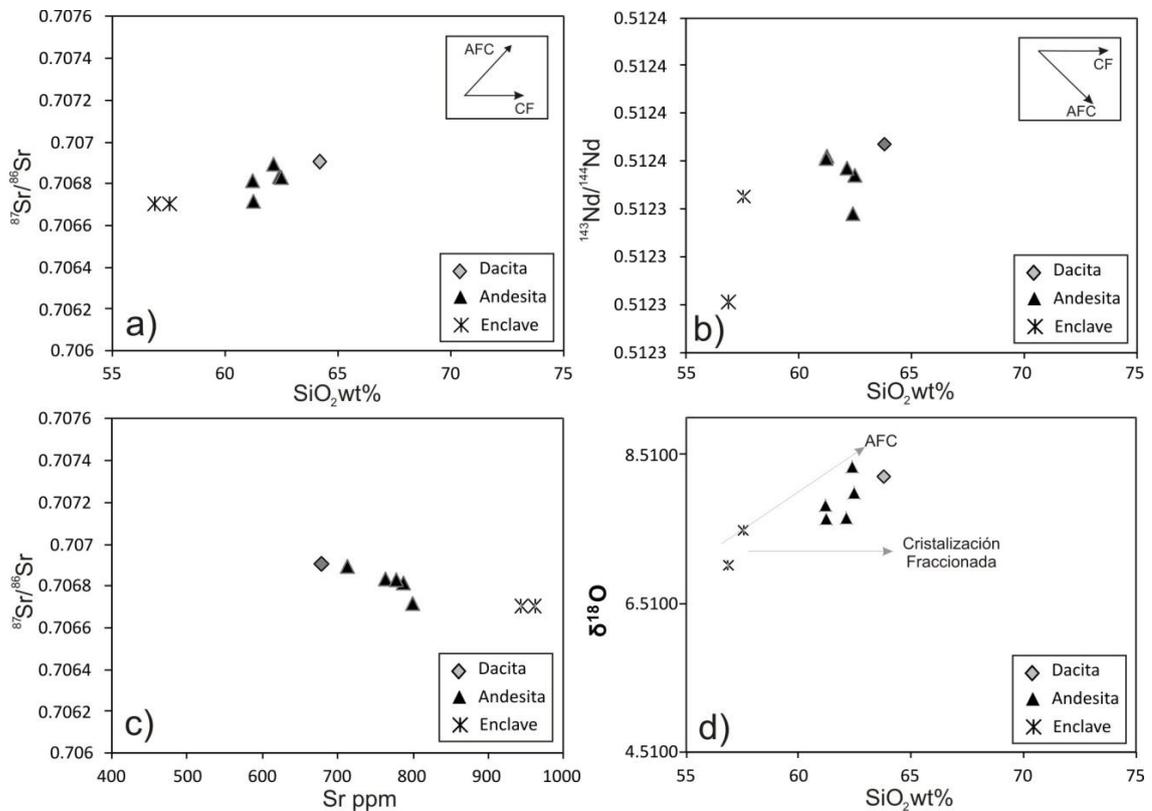


Fig.6.16.-Diagramas de variación de composición de isotopos correspondientes a productos juveniles y enclaves de la actividad reciente. a) Diagrama de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. SiO₂, b) Diagrama ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs. SiO₂, c) Diagrama ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. SiO₂ y d) Diagrama δ¹⁸O vs. SiO₂ (Modificado de Gerbe y Thouret, 2004).

En conclusión en base al comportamiento de los isótopos se confirma que los procesos de AFC marcan un indicativo importante en la generación de magmas híbridos con composiciones isotópicas intermedias, observadas solo en los productos de la actividad reciente, los cuales están relacionados a procesos de asimilación en la corteza continental determinado por el enriquecimiento de δ¹⁸O.

Las constantes recargas de magma y diferentes grados de asimilación cortical pueden explicar el rango de valores entre las firmas isotópicas (Gerbe y Thouret, 2004).

En el diagrama ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Fig. 6.17), todos los productos recientes del Sabancaya se sitúan en el campo definido por la ZVC (Davidson et al., 1991). Los productos asociados a la ZVC, son provenientes de procesos de contaminación o una

asimilación de magmas mantélicos por una corteza continental gruesa (~60 – 70 km de espesor) al sur del Perú (Barazangi and Isack, 1976).

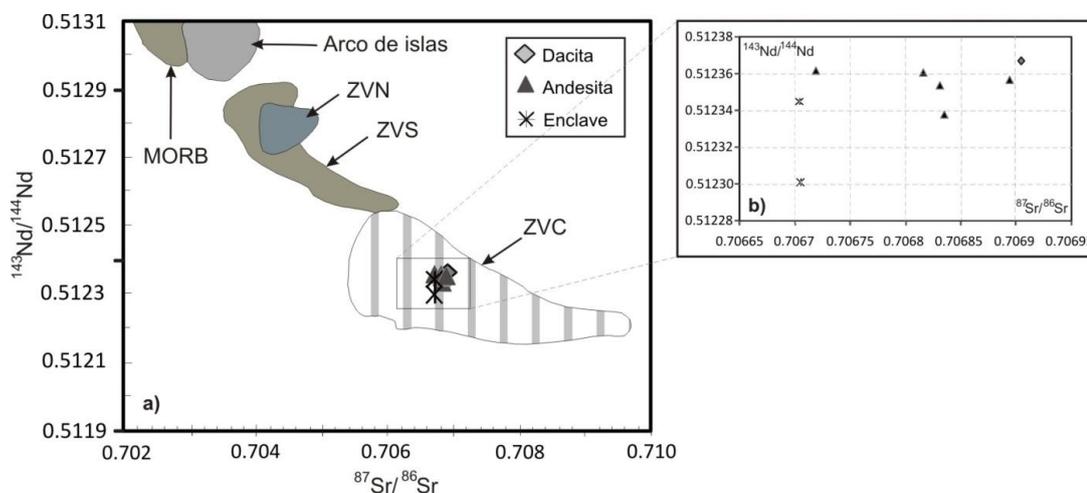


Fig.6.17.-a) Diagrama de composición isotópica de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los productos recientes del volcán Sabancaya, comparadas con la zona volcánica del sur (ZVS), centro (ZVC) y norte de los Andes (ZVN) (Davidson et al., 1991). **b)** Detalle del diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

6.2.5 Evolución temporal de los magmas

La **Fig. 6.18** muestra la evolución temporal de los magmas del Sabancaya de igual manera como se empleo en el Ampato. En esta figura se utilizaron los mismos parámetros geoquímicos (elementos mayores, traza y ratios) en función al tiempo; cuya finalidad es mejorar el entendimiento sobre la génesis y evolución de magmas y su relación con los eventos eruptivos presentados por el Sabancaya.

En el diagrama de SiO_2 (**Fig. 6.18 a**), en el “Sabancaya Basal” se aprecia una variación composicional casi continua de andesitas (60.6 - 62.4 wt. % SiO_2) a dacitas (64 - 67.1 wt. % SiO_2). Seguidamente en el “Sabancaya Medio” se observa que esta tendencia en la composición de las rocas cambia a medida que pasa el tiempo, generando productos de composición más homogénea básicamente andesitas (60 - 61.5 wt. % SiO_2). Durante el período de formación del “Sabancaya Superior” se generan moderados eventos eruptivos que variaron su composición de andesitas (63.4 - 65.5 wt. % SiO_2) a dacitas (61.7 - 62.6 wt. % SiO_2), cabe mencionar la existencia de una “Zona de Gap” entre los valores de 63.4 a 65.5 wt. % SiO_2 . Y por último se muestran los productos más recientes de este volcán Sabancaya conformados básicamente por andesitas (59.9 - 62.5 wt. % SiO_2) y dacitas (63.8 - 64.8 wt. % SiO_2), los cuales deben su origen a continuos eventos eruptivos ocurridos durante la década de los 90’.

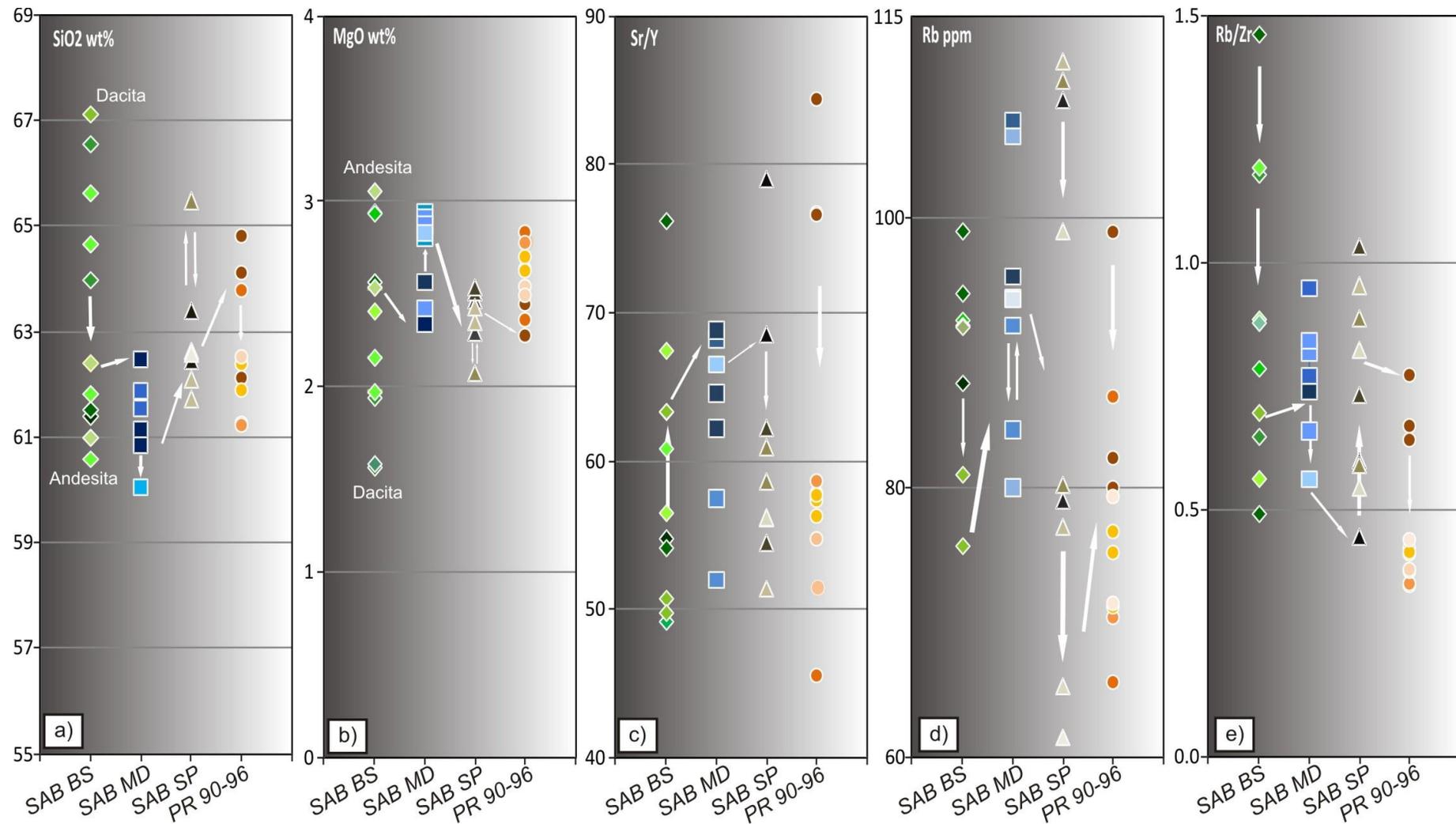


Fig.6.18. Variación geoquímica de varios parámetros geoquímicos del Sabancaya en función del tiempo. Las siglas usadas en el diagrama son: SAB B=Sabancaya Basal, SAB M=Sabancaya Medio, SAB S=Sabancaya Superior y PR 90-96= Productos Recientes de la actividad volcánica ocurrida entre los años de 1990 a 1996.

En el diagrama de evolución del elemento mayor MgO (**Fig .6.18 b**) se muestra un comportamiento contrario a lo que se observa con la SiO₂, reflejando mayor contenido de MgO en rocas más antiguas (Sabancaya Basal) y una ligera disminución de este elemento en rocas más jóvenes o productos recientes de 1990-1996.

Los diagramas de ratios de elementos traza tales como Sr/Y (**Fig.6.18c**) que muestra una variación de niveles (>50 y 85) entre eventos eruptivos sucesivos. Así mismo en el diagrama de Rb/Zr existe un mayor incremento de niveles entre el Sabancaya Medio al Sabancaya Superior y una ligera disminución del ratio en los productos de la actividad reciente.

Para el caso del elemento traza como el Rb (**Fig. 6.18 d**), hay una disminución bien marcada de los niveles de Rb en el Sabancaya Medio al Sabancaya Superior. Es evidente que a través del tiempo este elemento decrece con respecto a la sílice.

La actividad del volcán Sabancaya tuvo diferentes eventos eruptivos que fueron de carácter más efusivo y moderadamente explosivo, de composición básicamente andesítica (aprox. 70% vol.) y dacítica (aprox. 30% vol.) que dio lugar al emplazamiento de flujos de lava recubiertas por depósitos pumíticos y depósitos de caída de ceniza en épocas pasadas. Mientras que durante la actividad reciente se originaron diversos productos volcánicos tales como ceniza, tefras y bomba piroclástica, los cuales indicaron una disminución del elemento traza Rb. También se tiene en cuenta la disminución de nivel de SiO₂ y aumento del nivel de MgO en el tiempo. Por otro lado los ratios de elementos traza tales como Sr/Y y Rb/Zr, establecen patrones de recurrencia de las erupciones volcánicas del Sabancaya ocurrida durante el Holoceno hasta la actualidad. Es importante mencionar que el volcán Sabancaya es activo desde su origen, comenzando con erupciones efusivas y reflejando erupciones moderadas a explosivas tal como se observó en el período de 1988-1998.

6.2.6 Conclusiones del Estudio Geoquímico

-Generalmente los productos del volcán Sabancaya corresponden a la serie calco-alcalina altamente potásica (60 - 67 wt. % SiO₂, 2.6 – 3.7 wt. % K₂O).

-En la historia eruptiva del volcán Sabancaya los magmas han presentado composiciones químicas variables que van de intermedias a ácidas, es decir andesitas a dacitas. Durante el

“Sabancaya Medio” se originaron andesitas básicas e intermedias con mayor volumen (aprox. 70 - 75% vol.). Durante el período de actividad reciente (1988-1998) la composición química de los productos fue más heterogénea entre andesitas y dacitas.

-El Sabancaya emitió magmas cuya composición química es casi homogénea observada en el comportamiento de elementos traza y mayores.

-Los elementos mayores muestran un comportamiento compatible, a excepción del K_2O que tiene un comportamiento incompatible.

-En base al comportamiento de elementos mayores, trazas e isotópos (solo de la actividad reciente), se atribuye que principalmente los procesos de asimilación y cristalización fraccionada intervienen en la diferenciación de la serie magmática del volcán Sabancaya.

-El diagrama de espectros de tierras raras muestra una similitud al de las rocas calcoalcalinas plio-cuaternarias de la ZVC, los cuales están enriquecidos en tierras raras ligeras (LREE, e.g. La), algunas andesitas se encuentran dispersas, mientras que las tierras raras pesadas (HREE, e.g. Yb), muestran una estabilidad en los procesos de diferenciación, a su vez se observa que las concentraciones de estos elementos son bajas a comparación con las rocas del CVZ.

-En el diagrama de multielementos se observan anomalías negativas en Nb, P y Ti típico de magmas calco-alcalinos de márgenes continentales activos relacionados a procesos de subducción.

-Los productos recientes presentan espectros un poco diferentes que los anteriores productos emitidos por el volcán Sabancaya, a lo largo de su historia eruptiva. Sugiriendo que la actividad eruptiva del Sabancaya es un proceso que está variando en dicho volcán.

-Las rocas del Sabancaya presentan ratios isotópicos $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7067 – 0.7070), $\delta^{18}O$ (7.03-8.35% VSMOW) y por último los valores de $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512301-0.512367) los cuales están dentro del campo de los magmas típicos de ZVC.

-Los productos de la actividad reciente presentan tendencias positivas entre los ratios isotópicos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y $\delta^{18}O$ con respecto a la SiO_2 , los cuales señalan procesos de mezcla entre magmas enriquecidos en $\delta^{18}O$ como es el caso del magma dacítico y magmas de composiciones menores en $\delta^{18}O$ correspondientes a magmas andesíticos.

CAPÍTULO VII

COMPARACIÓN ENTRE LOS VOLCANES AMPATO Y SABANCAYA

Los resultados obtenidos en el estudio de petrografía y geoquímica pueden ser resumidos de la siguiente manera: Los productos volcánicas de las unidades del Ampato son de composición andesíticas (57.4 – 62.3 wt. %), dacíticas (63.3 – 65.8 wt. %) y en menor volumen riolíticas (70.7 – 71.1 wt. %). De manera similar los productos volcánicos de las unidades volcánicas del Sabancaya son de composición andesítica (59.7 – 62.5 % vol.) y dacítica (63.6 – 65.4 % vol.), y principalmente presentan textura porfirítica con una pasta intersertal, microcristalina y vítrea (Tabla N° 5.1 y 5.2). Así mismo se observa que las rocas volcánicas del plio-cuaternario de la ZVC especialmente los del CVAS no solo han sufrido cristalización fraccionada, sino también procesos de contaminación y/o asimilación crustal importante. Este capítulo tiene como objetivo poner en evidencia los diferentes procesos que dan inicio a la diferenciación magmática y establecer un modelo de evolución petrogenético.

7.1 COMPORTAMIENTO ERUPTIVO DE LOS VOLCANES AMPATO Y SABANCAYA

7.1.1 El volcán Ampato

El Ampato comúnmente presentó varias erupciones con una dinámica eruptiva muy diferente: Erupciones explosivas (pliniana, subpliniana y freatomagmática) asociadas a la formación de calderas y erupciones efusivas representadas por los flujos de lava. A estos eventos se le agrega inestabilidad en los flancos dando origen a zonas escarpadas. De los cuales se ha podido identificar tres unidades: La formación del “Ampato Basal”, corresponde a la unidad más antigua del Ampato conformada por varias secuencias de lavas andesíticas y dacíticas (61.94 - 65.82 wt.% SiO₂) y depósitos de caída piroclástica de composición riolítica (75.73 - 75.87 wt.% SiO₂) generados por al menos cuatro erupciones del tipo pliniana y subpliniana, siendo estos depósitos los más diferenciados en toda la serie del Ampato, en algunos sectores del SW afloran secuencias potentes de lahares antiguos dispuestos en capas centimétricas. Seguidamente los productos generados durante la formación del “Ampato Medio” compuesto por depósitos de flujo piroclástico de pómez y ceniza (posiblemente generados por caída de la columna eruptiva) presentan gran volumen, también la generación de tres depósitos de caída de lapilli pómez en el sector de Corinta y flujos de lava de composición andesítica (61.1 - 62.0 wt.% SiO₂), algunos de estas lavas se encuentran cubiertas por depósitos volcanoclásticos y depósitos de lahares de hasta 40 m espesor. Durante la formación del “Ampato Superior” originada básicamente por erupciones de carácter más efusivo que dieron lugar a numerosos flujos de lava de composición andesítica (61.65 wt.% SiO₂) que se encuentran cubriendo una depresión generada por la formación de una antigua caldera, mientras que otras lavas se encuentran en discordancia a la cicatriz de colapso ubicada en el cono central, casi por finalizar esta etapa se produce una erupción explosiva del tipo vulcaniana de moderada magnitud que emplazó flujos de escoria ubicados al pie de los flancos S y SE, esparcido sobre la peneplanicie volcánica del Ampato. Uno de los últimos eventos culminó con la formación de un domo al NE del cono superior del Ampato.

7.1.2 El volcán Sabancaya

La estratigrafía presentada en el volcán Sabancaya es bastante homogénea, la cual está dividida en tres unidades volcánicas: Sabancaya basal conformada por 5 coladas de lava de composición andesítica y dacíticas (60.1 - 64.9 wt.% SiO₂) que sobreyacen a los flujos de lava del Ampato y Hualca Hualca, el Sabancaya medio está compuesto por aproximadamente 10 flujos de lava andesíticas (59.65 - 61.80 wt.% SiO₂). La lava distal ubicada en el flanco W tiene una edad de 5400 ka ± 40 (Juvigne et al., 2008) correspondiente a una turba que subyace a este flujo. Los flujos de lava distales ubicados en la parte oriental del sector Colihuiri, posiblemente son originados por un conducto adventicio ubicado a 3.5 km al SE del cráter del Sabancaya. Por último el Sabancaya superior está conformado por al menos 10 flujos de lava de composición andesítica y dacítica (61.1 - 64.7 wt.% SiO₂) que sobreyacen a los flujos de lava del Sabancaya Basal y Medio, algunos cubiertos por depósitos pumíticos y depósitos de caída de ceniza. Las dataciones efectuadas por Juvigne et al., 2008 y Thouret et al., 2001, confirman que la actividad del Sabancaya se originó durante el Holoceno medio a superior. Por otro lado la actividad histórica del volcán Sabancaya permaneció en reposo durante los últimos 200 años, después de este período de quietud se produjo la crisis eruptiva del Sabancaya entre los años de 1988-1998, donde la tasa de producción magmática disminuyó < 10⁷ m³ por año (Thouret et al., 1994). Durante la actividad reciente de este volcán se originaron continuas erupciones de magnitudes moderadas a fuertes del tipo vulcaniano y freatomagmático, los cuales generaron diversos productos entre ellos fragmentos juveniles, proyectiles balísticos y depósitos de caída de ceniza, (Thouret et al., 1994, 1995; Gerbe y Thouret, 2004).

7.2 COMPARACIÓN GEOQUÍMICA ENTRE EL VOLCÁN AMPATO Y SABANCAYA

La composición química predominante del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (CVAS) en la ZVC del sur del Perú, presenta que todas las muestras analizadas corresponden a la serie calcoalcalina altamente potásica establecida en el diagrama de K₂O vs SiO₂ (Fig.7.1), con un rango para las rocas del Ampato de 2.5 - 5.1 wt. % K₂O y para las rocas del Sabancaya de 2.6 - 3.5 wt. % K₂O.

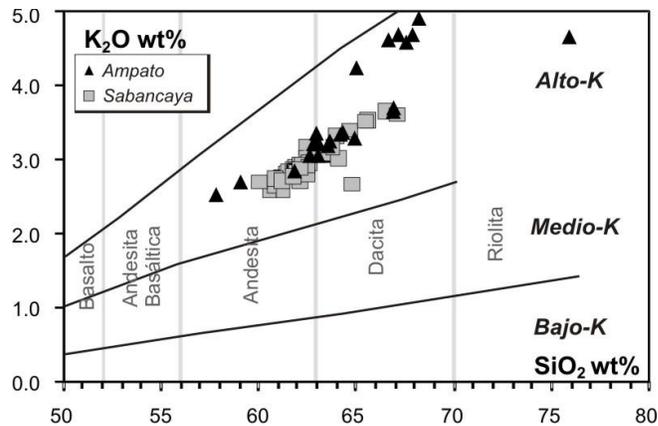
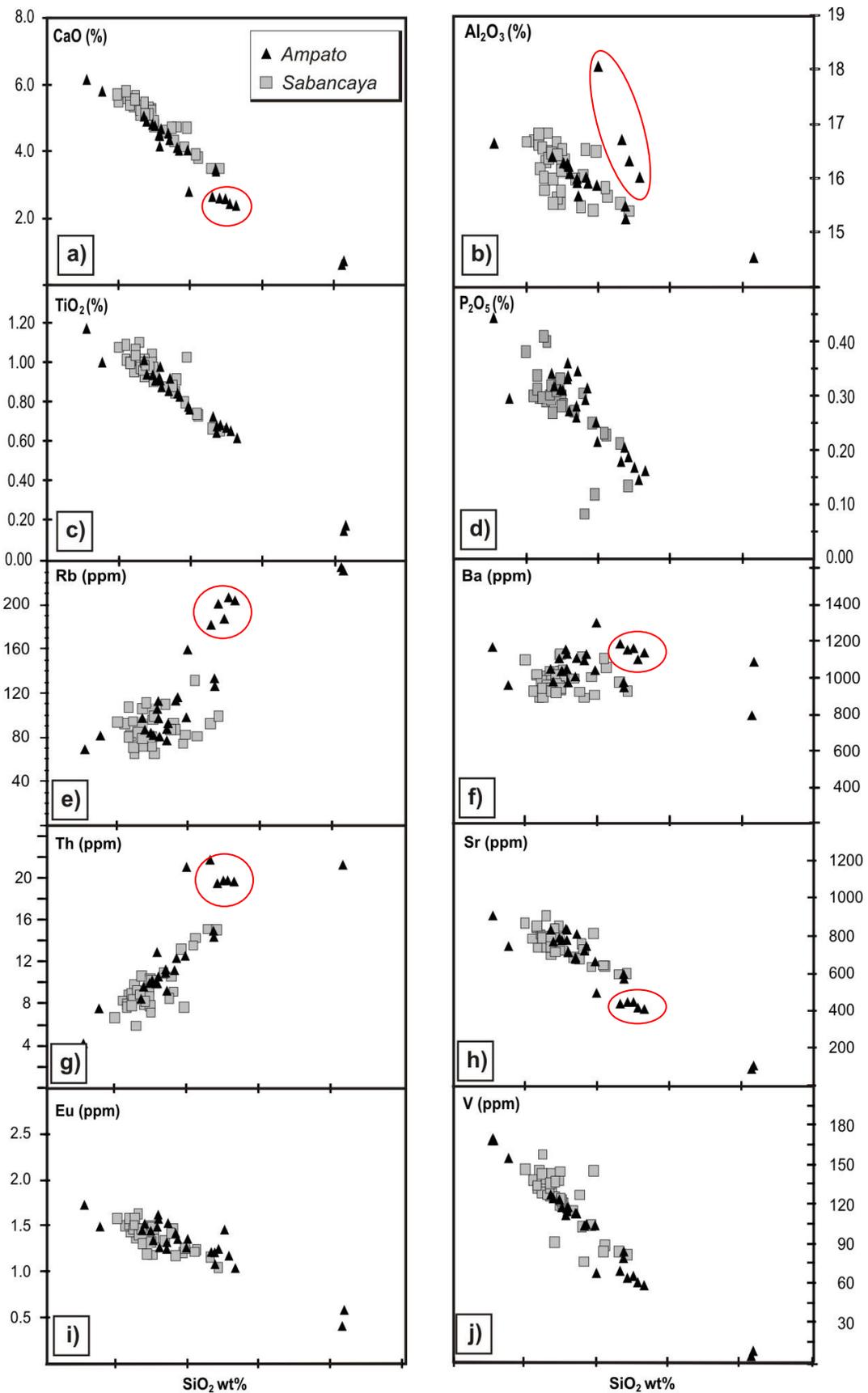


Fig.7.1.- Diagrama K_2O vs. SiO_2 de Peczerillo y Taylor, (1976), de los volcanes Ampato y Sabancaya, que muestra tendencias fuertemente potásicas.

7.2.1 Diagramas de Elementos Mayores y Traza

Tanto el volcán Ampato como el volcán Sabancaya presentan tendencias similares las cuales son continuas y bien definidas ya sea de forma negativa o positiva. Notando que los valores composicionales en las muestras del Ampato recubren el margen composicional de los productos volcánicos del Sabancaya. Precisamente los elementos mayores K_2O , CaO , TiO_2 , P_2O_5 , y en menor medida el Al_2O_3 presenta tendencias continuas y marcada correlación negativa con respecto a la SiO_2 . Un grupo de algunas dacitas (corresponde a flujo piroclástico ladrillo FPL y depósito de caída Corinta DCC) se observa con altas concentraciones de Al_2O_3 con respecto a la SiO_2 . Esta tendencia explicaría una compleja evolución magmática. Por otro lado los elementos de gran radio iónico LILE (Rb, Ba, Th, Sr) así como los elementos de fuerte potencial iónico HFSE (e.g. Nb) aumentan a medida que incrementa la SiO_2 , aunque se observa una dispersión de datos en algunos diagramas, los mismos que son observados en los elementos mayores. Mientras que en las tierras raras, se observa que los valores de tierras raras ligeras LREE (La, Ce) muestran un comportamiento incompatible. Con respecto a las tierras raras pesadas (HREE, e.g. Yb) muestran una estabilidad durante la diferenciación, a excepción del grupo de muestras constituido por los depósitos de FPL y DCC. Por otra parte los elementos de transición (V, Ni, Sc) presentan correlaciones negativas con una ligera dispersión en algunas dacitas.

Por último estos diagramas no muestran grandes variaciones en el comportamiento de elementos mayores y traza, se observa que casi todos los productos volcánicos a excepción de las dacitas del Ampato Medio siguen el mismo tren de evolución a lo largo del tiempo y que el campo composicional del Ampato se encuentra dentro del Sabancaya.



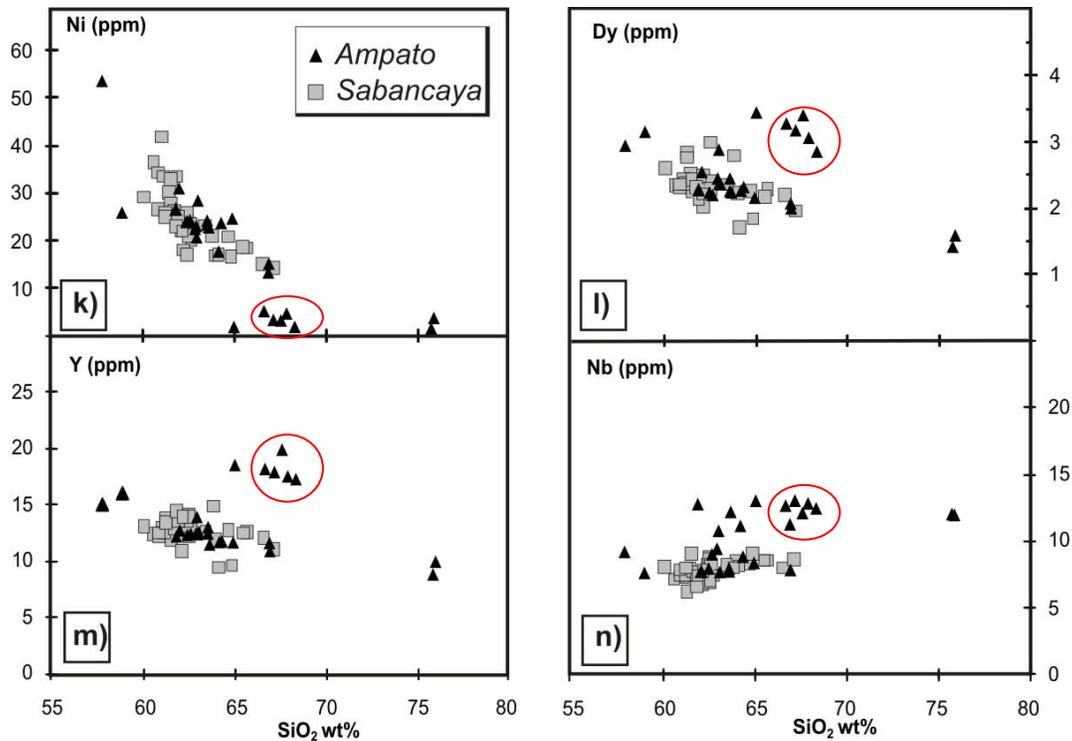


Fig.7.2.- Diagramas de Harker de elementos trazas para las series magmáticas del Ampato y Sabancaya.

7.2.2 Diagrama de elementos de tierras raras

En el diagrama de multielementos se observa la presencia de anomalías negativas de Nb, P y Ti, este último más marcado en las riolitas del Ampato Basal, además en ambos volcanes se observa de manera general un enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE, e.g. La, Ce) respecto a las tierras raras pesadas (HREE, e.g. Yb) señalados en el diagrama (**Fig. 7.3**), y también se distingue una progresiva disminución de MREE (Sm, Eu)

También se distingue un enriquecimiento en LILE (Rb, Ba, Sr) con relación al HFSE (Nb, Zr) que presenta una ligera anomalía negativa en Zr.

Estas características son típicas de márgenes continentales activos y está relacionado con el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Francis & Silva, 1990). Estos espectros composicionales presentados en el diagrama de multielementos (**Fig.7.3**) son similares, lo cual sugiere la presencia de una misma fuente mantélica para los dos volcanes, que conforman el arco volcánico del sur del Perú, como lo sugieren diferentes autores como Rivera (2010) y Mamani (2008).

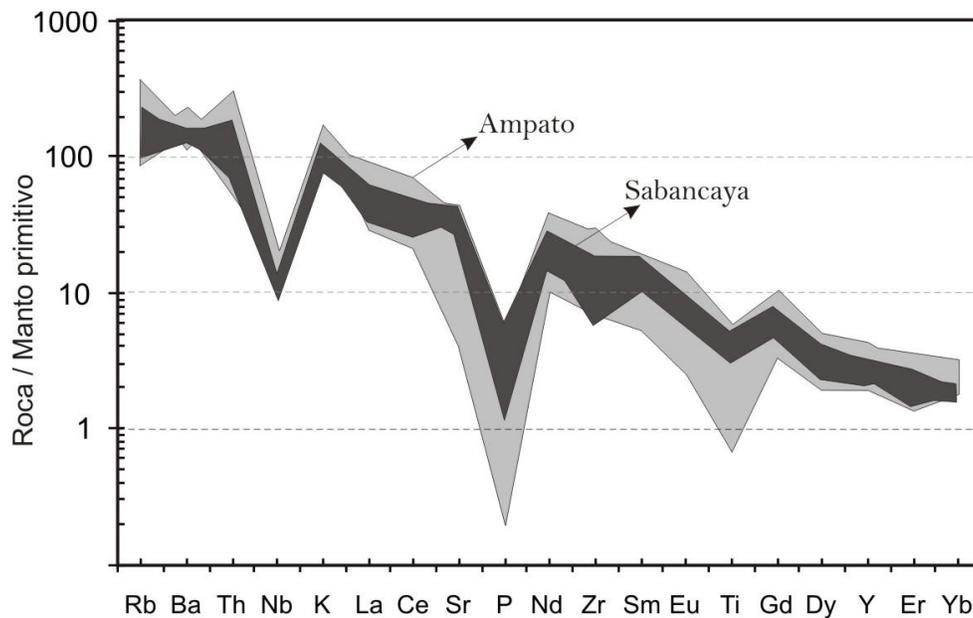


Fig.7.3.-Diagrama de multielementos para las rocas de las unidades volcánicas del Ampato y Sabancaya. Normalización de McDonough & Sun (1989).

7.2.3 Diagramas de ratios

Con los diagramas de ratios se representan diferentes procesos de diferenciación, los cuales definen y aclaran mejor la evolución de los magmas en el CVAS. Las tendencias evolutivas en los diagramas Dy/Yb, Sm/Yb tienden a procesos de fraccionamiento del anfíbol producido en la corteza superior, mientras que otros diagramas tales como La/Yb y Sr/Y con respecto a la sílice muestra empobrecimiento de estos ratios los cuales están sujetos al fraccionamiento del granate en la fase residual, por lo tanto su origen está ubicado en la corteza inferior. En los diagramas de Rb/Sr vs. Sr/Y y Sr/Y vs. Sm/Yb se interpreta que a cierta profundidad la plagioclasa no es estable y el granate está en la fase residual, lo que indica procesos de asimilación profunda tanto para el Sabancaya como para el Ampato. Se observa que algunas muestras del Ampato sufren procesos de asimilación somera relacionados a la corteza superior, lo cual es comprobado con el fraccionamiento del anfíbol.

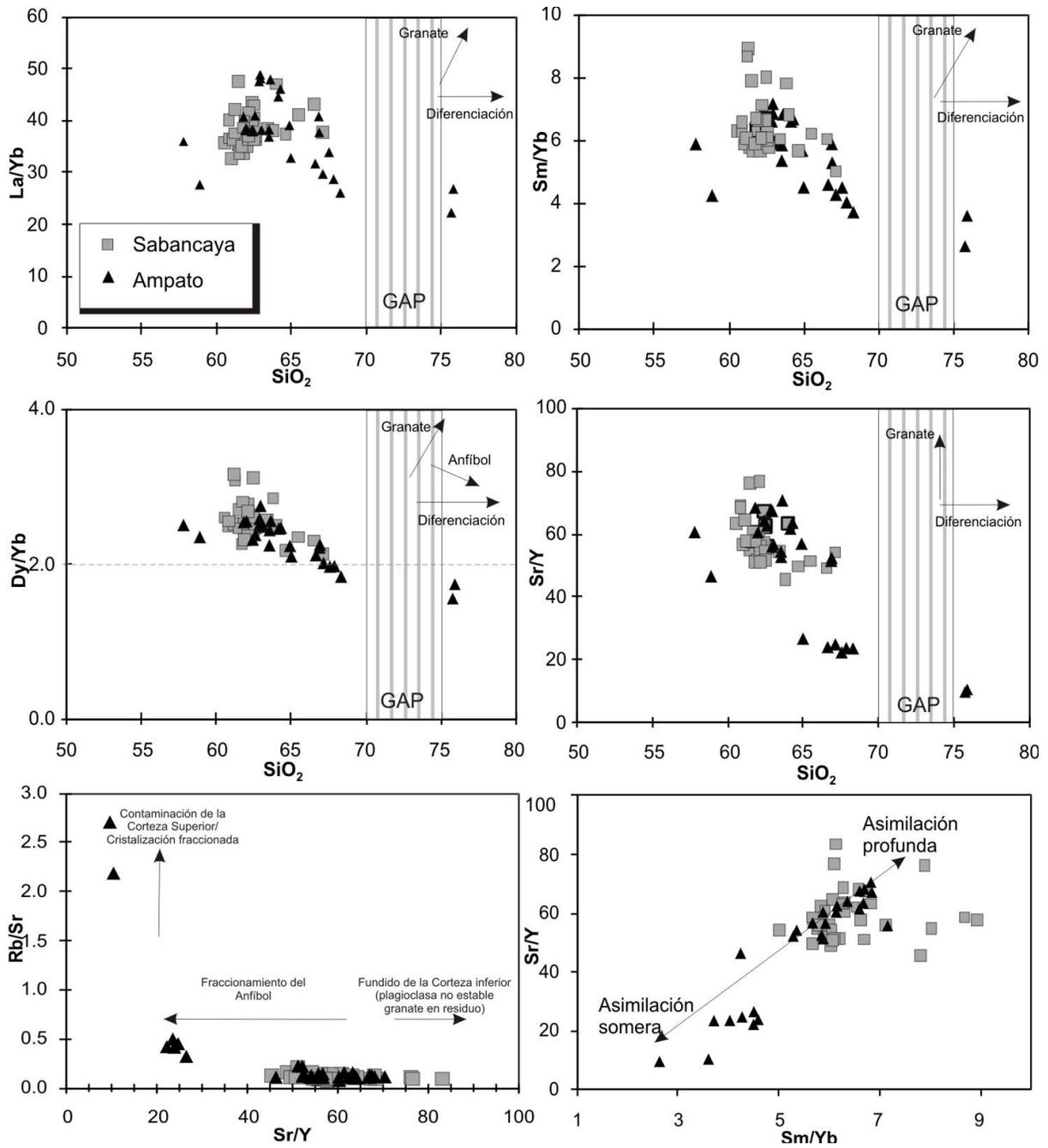


Fig.7.4.-Diagrama de ratios de los volcanes Ampato y Sabancaya.

7.3 COMPARACIÓN DE LOS PROCESOS PETROGENÉTICOS, ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE LOS MAGMAS

7.3.1 Contaminación crustal

La contaminación de la corteza se produce durante el ascenso de magmas derivados del manto hacia la corteza continental. Varios autores (Mamani et al., 2009; Worner G. et al., 1994; Davidson J.P., 1991) señalan la importancia de la contaminación de la corteza asociada a un espesor importante de la corteza continental. Hay varias evidencias del por qué ocurre esta contaminación, una de ellas es la mezcla entre las fuentes de manto y rocas de la corteza, otra evidencia explica las altas temperaturas en la cámara magmática que funden y asimilan las paredes del conducto, lo cual produce una contaminación y mezcla en la cámara magmática y por último los bloques de roca suspendidos de la corteza pueden en parte ser asimilados y fundidos, dando como resultado la disminución de la temperatura y cristalización del magma y puede originar un cambio en la composición del líquido (Huppert & Sparks, 1985; Myers, 1996). Por otro lado James et al. (1976) y James (1984) consideran que cada fuente de magma primitivo de los Andes Centrales, ligados a procesos de subducción fue contaminada isotópicamente por los componentes de la corteza subducida.

Por otro lado la evidencia de contaminación es observada también por el alto contenido de Al ($Al_2O_3 > 15.3$ wt. %) en los minerales opacos que contienen en algunas andesitas y dacitas del CVAS.

7.3.2 AFC (Asimilación – Cristalización fraccionada)

Los efectos de procesos de AFC juegan un rol muy importante en la evolución de los magmas de los volcanes Ampato y Sabancaya desde andesitas básicas hasta riolitas (Thouret et al., 2005; Delacour et al., 2007) y pueden explicarse a través de las características geoquímicas de ciertos elementos traza (Rb, Ba, Sr) e isotopos de Sr, Nd y Pb de las rocas que contrastan con el magma. Debido a que solo se cuenta con algunos datos isotópicos de los productos de la actividad reciente del Sabancaya tomados por Gerbe y Thouret (Capítulo VI), se puede dar a conocer algunos procesos que dominaron en este volcán.

En los diagramas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. SiO_2 (**Fig. 7.5**), las muestras isotópicas son ligeramente dispersas con tendencias positivas, marcando a favor de los procesos AFC (Asimilación-cristalización fraccionada).

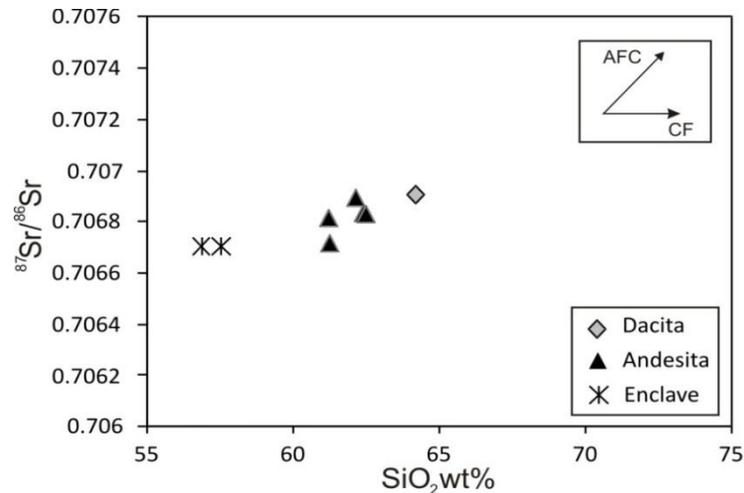


Fig.7.5.- Variación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. SiO_2 , para los productos recientes del Sabancaya

Se hace también una comparación entre procesos de fusión parcial y cristalización fraccionada los cuales son señalados muy bien en un diagrama logarítmico de un elemento compatible en función del logaritmo de un elemento incompatible (**Fig.7.6**), el cual genera una línea evolutiva que sería interpretada de dos maneras: La cristalización fraccionada es un mecanismo que disminuye en elementos compatibles originando una tendencia lineal con fuerte pendiente (casi vertical). Mientras que la fusión parcial produce líneas de pendiente casi horizontal. En los volcanes Ampato y Sabancaya, los elementos más incompatibles son los LILE (Rb, Ba y Th), mientras que Cr, Co, Ni y Sc son los más compatibles. Los cuales son graficados en los diagramas de $\text{Log}(\text{Ni})$ vs. $\text{Log}(\text{Rb})$ y $\text{Log}(\text{V})$ vs. $\text{Log}(\text{Rb})$.

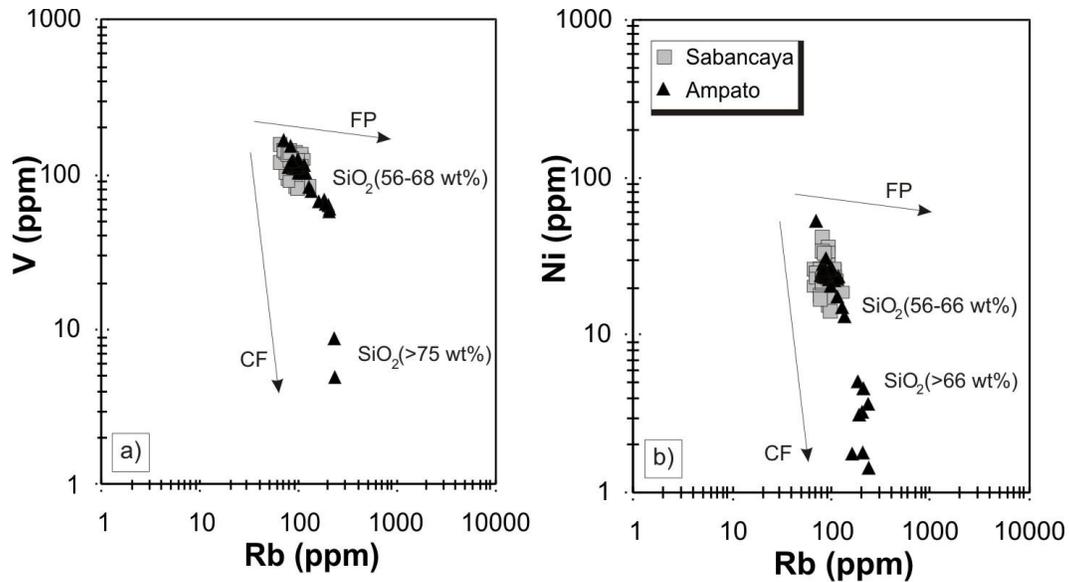


Fig.7.6.-Diagramas de identificación de procesos de cristalización fraccionada (CF) y fusión parcial (FP): a) V vs. Rb; b) Ni vs Rb.

Así mismo en el estudio petrográfico se aprecia una clara evidencia de procesos de asimilación tanto en el volcán Ampato como en el Sabancaya teniendo este último volcán mayor porcentaje de enclaves minerales de composición andesítica con un ensamble mineral compuesto por plagioclasa ± anfíbol ± piróxeno.

7.3.3 Equilibrio Mineral-Líquido y Mezcla de Magmas

Las evidencias petrográficas en los productos volcánicos del Ampato y Sabancaya sugieren procesos de disequilibrio. En base a los disequilibrios mineralógicos, algunos fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y biotita existen evidencias de mezcla, dadas en las andesitas y dacitas del Ampato Basal y Medio y en las andesitas del Sabancaya. Los fenocristales de plagioclasa están caracterizados por presentar textura “sieve”, lo cual podemos atribuir a un influjo de magma máfico antes de la erupción o a la interacción de varias fuentes magmáticas. Algunas plagioclasas presentan zoneamiento inverso y normal. Esto sugiere un descenso rápido de la temperatura que no llega a alcanzar el equilibrio entre los cristales y el líquido residual, por lo que la roca total conserva la composición del magma inicial, pero la matriz tiene la composición correspondiente a un líquido diferenciado (es decir, empobrecido en elementos compatibles y enriquecido en elementos incompatibles) es por eso que los fenocristales de plagioclasa presentan zonación. En cuanto al anfíbol se observa dos poblaciones en las rocas andesíticas del Ampato, algunos

fenocristales presentan bordes de reacción. No obstante se observó desequilibrio de olivino no muy abundante en las andesitas del Sabancaya y Ampato, lo que podría señalar la inyección relativa de un magma más básico con olivino al magma ya existente, pero hay que acotar que en la zona de estudio no existe la presencia de lavas basálticas. También es común encontrar cristales que crecieron en condiciones de equilibrio, lo cual es reflejado por algunos fenocristales euhedrales de plagioclasa, piróxeno, anfíbol y biotita.

Estos posibles procesos de mezcla pueden ser indicados también a nivel de la geología, algunos depósitos del “Sabancaya Basal” como el FPBC de composición dacítica, muestran evidencias de procesos de mezcla (magma-mixing) con ligero bandeamiento de colores claros y oscuros.

7.4 FUENTES DE MAGMA

Los procesos de génesis de magmas calcoalcalinos de la ZVC han sido sujetos a debate por varios autores, los cuales explican a la cuña astenosférica como la principal fuente de generación de magmas, que deriva por fusión parcial con fases fluidas enriquecidas de elementos incompatibles (Davidson et al., 1990, 1991; Rollinson, 1993). Estos fluidos disminuyen su temperatura a una fase sólida de peridotita iniciando de esta manera los procesos de fusión parcial.

Como ya se había mencionado anteriormente los volcanes Ampato y Sabancaya están ubicados en el arco volcánico Plio-cuaternario del sur del Perú, localizados perpendicularmente a la fosa Perú-Chile a una distancia aproximada de 251-255 km. Debido al grado de cercanía que existe entre estos dos volcanes y en base a los procesos fundamentales que detallan la evolución y componentes de generación de magmas se deduce que estos procesos ocurren a la base de la corteza.

En base a las características geoquímicas y petrográficas los productos del CVAS tienen particularidades propias de los magmas generados por procesos de subducción, las cuales fueron afectados por procesos de asimilación y/o contaminación de magmas generados en la corteza durante su ascenso a la superficie por una corteza continental gruesa existente en el Sur del Perú (**Fig.7.7**).

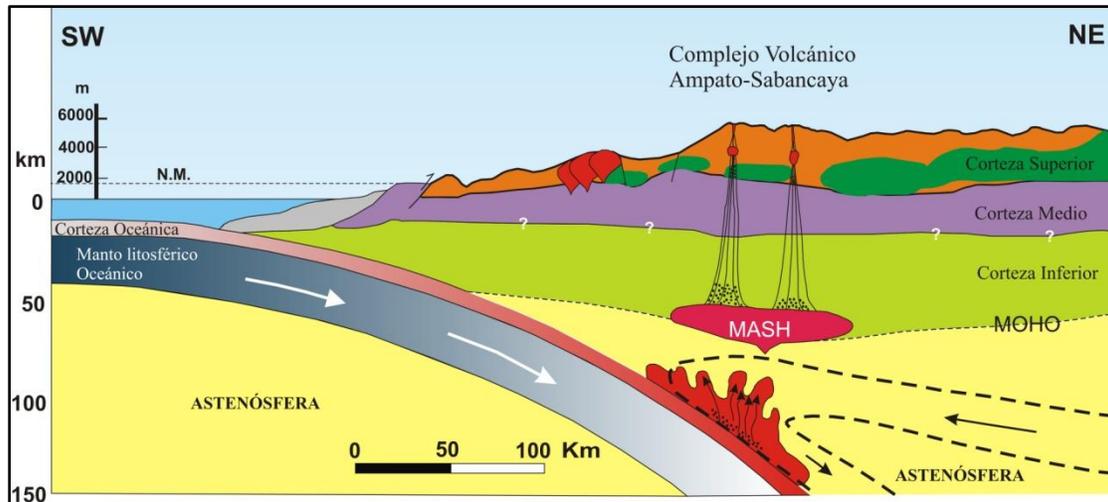


Fig.7.7.- Esquema de subducción, mostrando la ubicación del Complejo volcánico Ampato-Sabancaya, este diagrama es soportado por varios autores (Wilson, 1989; Paquereau-Lebti et al. 2006).

Para observar el espesor de la corteza en la zona de estudio se utilizó el modelo de Mantle y Collins (2008), el cual ofrece una relación entre el espesor de la corteza y el ratio de Ce/Y (**Fig.7.8**). Los valores del ratio Ce/Y para el Ampato y Sabancaya varían entre 4 - 8, lo que indicaría que el espesor de la corteza continental es gruesa (~40 - 70 km), durante el ascenso de los magmas estos sufren procesos de contaminación y asimilación crustal, los cuales han sido caracterizados con el uso de isotopos (Tabla N° 6.1) debido a que estos no se modifican durante los procesos de fusión parcial del manto.

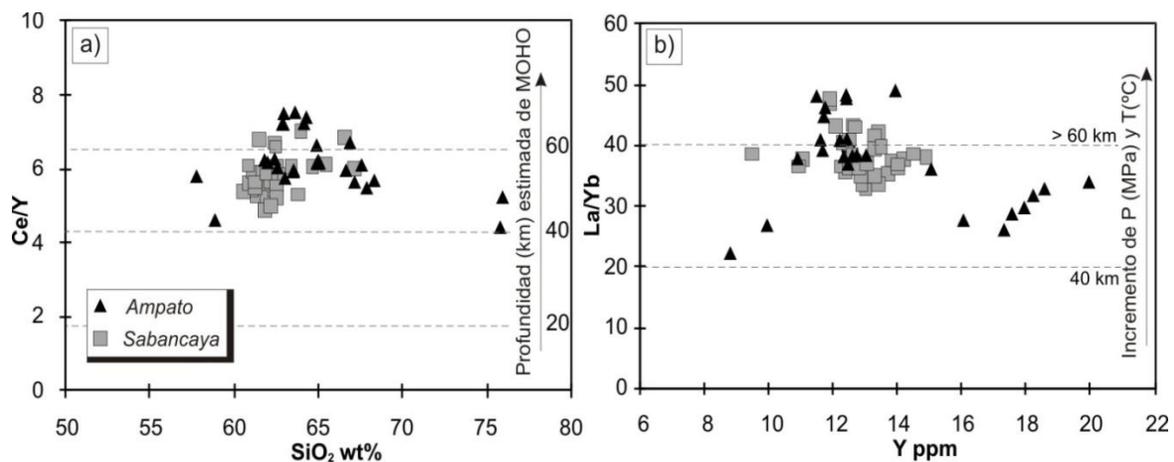


Fig.7.8.- Diagramas de ratios, a) Diagrama de Ce/Y vs. SiO₂ mostrando valores de espesor de la corteza (Mantle y Collins, 2008); b) Diagrama de La/Yb vs. Y muestran el incremento de P (MPa) y T (°C)

de presión y temperatura a medida que aumenta la profundidad cortical según Hildreth y Moorbath (1988), para validar los valores de espesor del gráfico (a).

El enriquecimiento de elementos incompatibles en los ratios LILE/HFSE (Ba/Nb) de rocas del Ampato y Sabancaya son importantes en la contribución de fluidos originados durante la deshidratación de la prolongación de la placa lo cual es producido por la fusión parcial del manto. Las variaciones de ratio de Ba/Nb controlan el grado de enriquecimiento de la fuente, ligeramente más elevado en el volcán Sabancaya. Mientras que el ratio de La/Yb corresponden a diferentes tazas de fusión parcial.

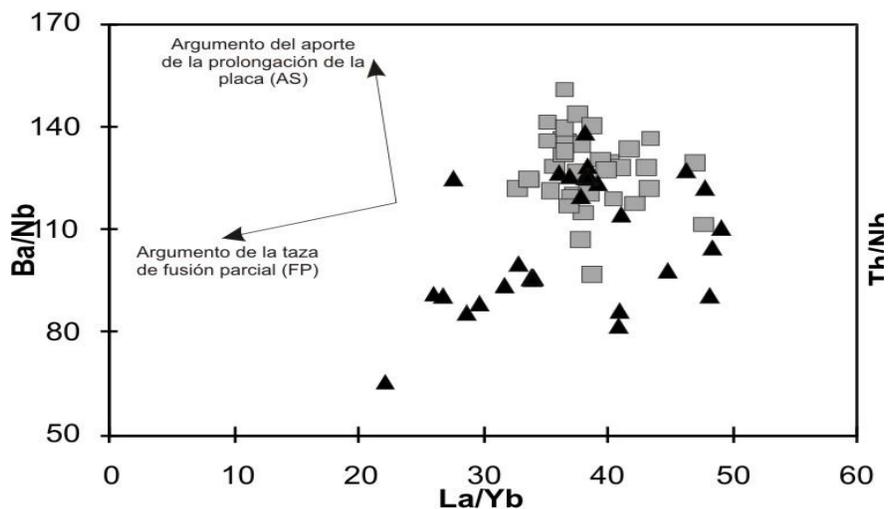


Fig.7.9.-Diagrama de La/Yb vs. Ba/Nb, mostrando una tendencia de aporte en la prolongación de la placa, en los volcanes Ampato y Sabancaya.

Las muestras del Sabancaya no solo presentan altos ratios en Ba/Nb (150.9) sino que también en Ba/La (32.3), Sm/Yb (8.9) y Sr/Y (83.4), mientras que los ratios de las muestras del Ampato disminuyen sus valores en Ba/Nb (138.1), Ba/La (30.1), Sm/Yb (7.2) y Sr/Y (68.2). Generalmente estos altos ratios de Ba/Nb también deberían tomarse en cuenta en la contribución del granate residual en la corteza inferior durante la interacción de magmas derivados del manto y líquidos anatéticos.

7.5 DISCUSIÓN

Dependiendo de la génesis de subducción, los magmas resultantes del CVAS han sido emitidos como flujos de lava, flujos piroclásticos y depósitos de caída de composición andesítica a riolítica, dentro de procesos de cristalización fraccionada más asimilación

(sistema abierto, AFC) en varias cámaras magmáticas de la corteza inferior y procesos de mezcla entre magmas de bajo y alto contenido de sílice (**Fig. 7.10**). La ocurrencia de enclaves minerales dentro de las lavas ácidas del Sabancaya (actividad reciente 1988-1996) y flujos de lava del Ampato Medio, indican que las cámaras profundas pueden ser periódicamente recargadas con magmas parentales los cuales pueden ser emitidos como magmas de básica a intermedia composición.

Tales procesos de mezcla desencadenaron las erupciones recientes como la ocurrida en la última actividad volcánica que tuvo el Sabancaya tal como lo mencionan Gerbe y Thouret (2004). Es importante mencionar que estos procesos de mezcla son eventuales.

Por otra parte las características isotópicas de las rocas del volcán Sabancaya permiten precisar algunos procesos (AFC y contaminación) a fin de explicar el origen de los magmas, a través del fundido, asimilación, almacenamiento y homogenización en la zona conocida como MASH (Hildreth y Moor bath, 1988; Davidson et al. 1990; Gerbe y Thouret, 2004).

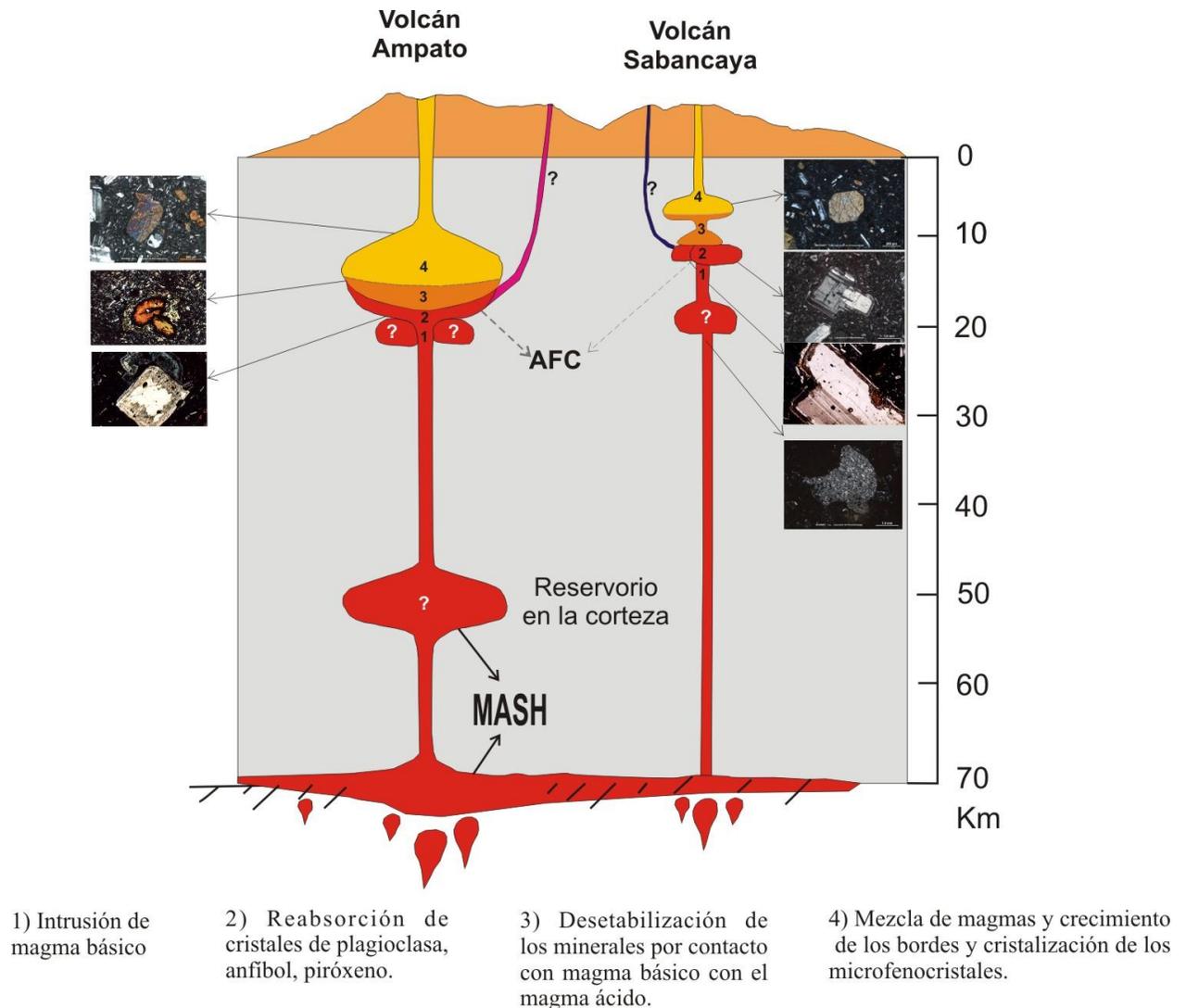


Fig.7.10.- Esquema preliminar de mecanismo de interacción de cámaras magmáticas de una misma composición, y recalentamiento de las mismas por la intrusión de fuentes magmáticas más básicas en los reservorios del CVAS (Gerbe y Thouret, 2004).

Así mismo en la geoquímica se observa en ambos volcanes una ligera dispersión en los datos, sobre todo en algunas muestras del Ampato que tienen alto contenido de sílice (66-75 % wt. SiO₂), esto corresponde a los depósitos de caída “riolítica” y flujo piroclástico de pómez y ceniza “ladrillo” del Ampato Medio, se aprecia también que las muestras tienen una continua y bien marcada tendencia lineal hacia la cristalización fraccionada. En el estudio petrográfico para notar la tendencia evolutiva que se observaron en ambos

volcanes, la serie del CVAS está controlada principalmente por la cristalización de Plg + Anf + Bt + Px y el Olv se encuentra como mineral accesorio en rocas menos diferenciadas con bordes de reacción y/o corroídos.

En el estudio petrográfico también se determina que: a) En la mayoría de muestras analizadas presentan una predominante textura porfirítica a microcristalina; b) La presencia de zonación normal o concéntrica en algunos fenocristales (plagioclasa, clinopiroxeno); c) El fraccionamiento de minerales como piroxeno, anfíbol, óxidos de Fe y Ti.

Los diagramas de algunos elementos traza (V, Cr, Co, Ni, Sc) y mayores (MgO, TiO₂, Al₂O₃, P₂O₃) presentan tendencias bien definidas lineares, mostrando mecanismos simples relacionados a la cristalización fraccionada.

Así mismo en los datos de elementos mayores parecen indicar un mismo origen para casi toda la serie de rocas del CVAS, mostrando dos notorias tendencias lineares negativas, se observan que algunas dacitas conforman una línea superior bien marcada, lo cual nos hace pensar que existe una compleja evolución magmática. Estas muestras corresponden a dacitas y riolitas del “Ampato Medio”.

CONCLUSIONES

- El estudio geológico y estratigráfico del CVAS permitió la elaboración de un mapa geológico, lo cual se identifican diferentes estilos eruptivos cuyos depósitos volcánicos ligados están divididos en seis unidades volcánicas Ampato Basal, Ampato Medio, Ampato Superior, Sabancaya Basal, Sabancaya Medio y Sabancaya Superior.
- El volcán Ampato tiene un volumen de productos volcánicos mayor (60%) al del Sabancaya (35-40%), la dinámica de evolución de estos volcanes es distinta, debido al tipo de erupciones presentadas y el volumen de material emitido. El volcán Ampato presentó erupciones explosivas de gran magnitud de tipo plinianas y subplinianas con eventos de destrucción y construcción de domo y también con la formación de estructuras caldéricas durante períodos del Pleistoceno. Mientras que el volcán Sabancaya presentó diferentes estilos eruptivos desde el Holoceno iniciándose con eventos efusivos y durante su última actividad volcánica presentó erupciones más explosivas del tipo vulcanianas y freatomagmáticas, actualmente se encuentra con una actividad fumarólica débil.
- Con las características petrográficas se determinó que la composición de los magmas no difiere mucho en las unidades volcánicas antiguas (Ampato) a las modernas (Sabancaya), los cuales tienen ensambles de Plg+Anf+Px+Bt, donde el Olv se encuentra como mineral accesorio y los enclaves se encuentran eventualmente y están conformados por microfenocristales de Plg+Px+Bt en las rocas del CVAS.
- Los estudios petrográficos muestra la existencia de minerales que presentan bordes de reacción (biotita), bordes de óxido (anfíbol), minerales con textura del tipo “sieve” (plagioclasa) y enclaves minerales. La existencia de estas fases sugiere un desequilibrio químico seguido de una ligera mezcla de magmas y un cierto grado de diferenciación magmática.
- Las rocas del CVAS son andesitas, dacitas y riolitas (57.8-75.9 wt. %), pertenecientes a serie calcoalcalina altamente potásica.

- Según los elementos mayores y trazas los productos del CVAS siguen una misma línea de diferenciación que indica que la serie magmática está dominada por un mismo proceso de generación y diferenciación magmática principalmente los procesos de AFC.
- El diagrama de espectros de tierras raras de los volcanes Ampato y Sabancaya muestra una similitud al de las rocas calcoalcalinas plio-cuaternarias de la ZVC, los cuales están enriquecidos en tierras raras ligeras (LREE) y empobrecidos en tierras raras pesadas (HREE), que pueden ser explicados por la contribución de componentes en los procesos relacionados a subducción con anomalías negativas de Nb, P y Ti.
- Los ratios de elemento incompatibles de Ba/La son mayores en el Sabancaya, lo cual sugiere un mayor grado de fusión parcial que es vía de procesos del tipo MASH.
- La historia eruptiva del Ampato ha presentado al menos cinco etapas de eventos explosivos importantes, siendo los más importantes el depósito de caída Corinta y el depósito de caída riolítica, ubicados en la parte occidental del CVAS, abarcando un radio de hasta 30 km (carretera Huambo-Pedregal). Mientras que el Sabancaya ha presentado erupciones más efusivas, pero en épocas históricas se reporta erupciones vulcanianas y freatomagmáticas de moderada magnitud (IEV 3-4) que depositaron niveles de caída de ceniza en los alrededores del Sabancaya.
- Con los estudios de estratigrafía, cartografiado geológico y recopilación de registros históricos, ayudarán a determinar los peligros volcánicos que afecten a los poblados y obras de infraestructura, localizados en un radio de 30 km al NE, SW del CVAS, así mismo ayudará también a la construcción del mapa de peligros volcánicos del volcán Sabancaya.

RECOMENDACIONES

- En base a los datos obtenidos se debe considerar hacer estudios de isótopos de Pb para mejorar el modelo de evolución magmática del CVAS.

- Para mejorar la estratigrafía volcánica y su relación con los períodos de actividad volcánica del CVAS, se debe realizar dataciones radiométricas, para confirmar y comparar lo establecido en este trabajo.

- Elaborar un estudio mineralógico a detalle para caracterizar los diferentes procesos de mezcla, asimilación cortical y determinar si es posible la profundidad de las cámaras magmáticas.

- Realizar estudios detallados de las más importantes erupciones ocurridas en el CVAS para establecer el área de influencia, volúmenes, altura de columna y elaboración de un mapa de isopacas. Este tipo de estudios sería de gran ayuda para la construcción del mapa de peligros del CVAS.

- Debido a la frecuente actividad volcánica del Sabancaya (desde 1988) y estado fumarólico presentado en la actualidad, se debería elaborar un mapa de peligros de este volcán para que se adopte como medida preventiva la evacuación de algunos distritos de las provincias de Caylloma, Castilla y Arequipa como: Chivay, Achoma, Cabanaconde, Coporaque, Maca, Huambo, Lluta, Andahua, Aplao, Huancaraqui, Santa Isabel de Siguan, Yura, etc, los cuales son poblados en riesgo con aproximadamente 40,000 habitantes (**Anexo N°3**).

BIBLIOGRAFÍA

- Álcala J. (2007). Evolución de los glaciares en el Complejo Volcánico Ampato (Perú). Universidad Complutense de Madrid, España. Tesis de diploma de estudios avanzados, p. 86.
- Antayhua Y. (2002). Análisis de la actividad sísmica en la región del volcán Sabancaya y los sismos de Maca (1991) Sepina (1992) y Cabanaconde (1998). Tesis de Ingeniero. 146p.
- Barazangi M., Isack B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4:686-692.
- Bernard, B. (2008). Étude Des Dépôts D'avalanches De Débris Volcaniques: Analyse Sédimentologique D'exemples Naturels Et Identification Des Mécanismes De Mise En Place.
- Bulmer M., Johnston A. y Engle F. (1999). "Analysis of Sabancaya volcano, Southern Peru using Radarsat and Landsat TM Data". Application Development and Research Opportunity (ADRO), p. 10.
- Chorowicz, J.; Deffontaines, B.; Huaman, D.; Guillande, R.; Le Guern, F. y Thouret, J.C. (1992). SPOT Satellite monitoring of the eruption of Sabancaya volcano. *Remote Sensing of Environment*, 42: 43-49.
- David C. (1997). Comportement Actuel de l'avant-arc et de l'arc du coude de Arica dans l'orog' en `ese des Andes Centrales. Universidad de Chile, Facultad de Ciencia Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. Tesis de Doctor en Ciencias. 280 p.
- Davidson J.P., Dungan M.A., Ferguson K.M., Colucci M.T. (1987). Crust-magma interactions and the evolution of arc magmas: The San Pedro-Pellado Volcanic Complex, Southern Chilean Andes, *Geology* 15 (1987) 443-446.
- Davidson, J.P. (1991). Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas" by C.R. Stern: Comment: *Geology*, v. 19, p. 1054-1055.
- Dávila, J., Thouret, J. (1999). Volcán Huaynaputina (sur del Perú): Erupción pliniana e ignimbrítica de gran magnitud en 1600 D.C. *Sociedad Geológica del Perú*, Vol. Jub. N° 5, p. 141-168.
- De Silva, S.L., Francis, P. (1990). Potentially active volcanoes of Peru: observations using Landsat Thematic Mapper and space shuttle photography. *Bulletin of Volcanology* 52, 286-301.
- DePaolo, D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional cristalization. *Earth and Planetary Science Letter* 53, 189-202.
- Drummond, M. S., Defant, M. J., Kepezhinskas, P. K. (1996). The petrogenesis of slab derived trondhjemite-tonalite-dacite adakite magmas, *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 1996, 87: 205-216.

- Fidel s. &Huamani A. (2001). Mapa Preliminar de Amenaza Volcánica Potencial del Yucamane. Bol. 26, Serie C, INGEMMET, 158 p.
- Fidel, L., y Zavala, B. (2000). Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del volcán Tutupaca. Sociedad Geológica del Perú, Vol. Esp. II, p. 97-104.
- Fornari, M., Baldellón, E., Espinoza, F., Ibarra, I., Jiménez , N., y Mamani, M. (2002). Ar-Ar dating of late Oligocene–early Miocene volcanism in the Altiplano, in 5th International Symposium on Andean Geo dynamics: Paris, Institut de recherché pour le développement and Université Paul Sabatier, Extended abstract, p. 223–226.
- Gerbe M.C. y Thouret J.C. (2004). “Role of magma mixing in the petrogenesis of tephra erupted during the 1990-1998 explosive activity of NevadoSabancaya, southern Peru”. Bulletin Volcanol. 2004, 66: 541-561.
- Gonzales K., Froger J.L., Audin L. y Macedo O. (2009). “Ejemplos de deformación producto de la tectónica extensiva en las zonas de Huambo-Cabanaconde en Arequipa vistos por interferometría RADAR-INSAR”.Segundo Seminario Latinoamericano: Volcanes, Sismos y Prevención.
- Guillaude R., ThouretJ.-C., Huaman D. & Le Guern F. (1992). Rapport Délégation. Risques Majeurs, Ministèredel’Environnement, 133 p.
- Guillaude, R.; Thouret, J. C.; Huaman, D. y Le Guern, F. (1992). L’activitééruptiveactuelle du volcan nevado Sabancaya (Sud du Perou) et l’evaluation des menaces y des risques: geologie, cartographie et imageriesatellitaire. Memoire de la Delegationaux risques majeurs (Ministere de l’environnement) et du Centre Nationald’EtudesSpatiales, 133 p. Paris-France.
- Huamán M.D. (1995). “Métodos y aplicaciones de las imágenes de satélite en la cartografía Geológica”. Tesis de Ingeniero, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa. 138 p.
- Inbar M. y Llerena C. (1994). “Efectos de la erupción del volcán Sabancaya, Perú-1990. Evaluación Preliminar”.
- Juvigné E., Thouret J.C., Loutsch I., Lamadon S., Frechen M., Fontugne M., Rivera M., Dávila J. y Mariño J. (2008). “Retombéesvolcaniquesdans de tourbières et lacsautourn du massif des nevados Ampato et Sabancaya (Pérou Meridional, Andes Centrales)”.Quaternaire, 19, (2), 2008, p. 157-173.
- Klinck B., Allison R., Hawkins M., Palacios O., De La Cruz J., De La Cruz N. (1993). “Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al Oeste del Lago Titicaca-Sur del Perú”.Boletín INGEMMET N° 42 Serie A. 257 p.
- Lucassen, F., Becchio, R., Kasemann, S., Franz, G., Trumbull, R., Wilke, H., Romer, R., Dulski, F. (2001). Composition and density model of the continental crust at an active continental margin—the Central Andes between 21° and 27° S. Tectonophysics 341, 195–223.

- Lucassen, F., Franz, G., Laber, A. (1999). Permian high pressure rocks the basement of the Sierra de Limón Verde in Northern Chile. *J. South Am. EarthSci.* 12, 183–199.
- Mamani M., Worner G. y 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 Bulletin*, Vol. 122, pp. 162-182.
- Mamani, M., Ruprecht, P., Hartmann, G., Simon, K., Wörner, G. (2004). Sources of Central Andean magmatism in time and space controlled by crustal composition and thickness. *IAVCEI General Assembly 2004, Pucon, Chile, Volume Abstracts, Poster Session 7b*, p. 35.
- Mariño, J. and Thouret, J.C. (2003). Geología, historia eruptiva y evaluación de peligros de volcán Ticsani (sur del Perú). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 95: 7-31.
- Mariño, J. (2002). Estudio geológico vulcanológico y evaluación de peligros del volcán Ticsani (sur del Perú). Universidad Nacional de Ingeniería, Lima. Tesis de Ingeniero. 160 p.
- Palacios O., De La Cruz J. y De La Cruz N. (1993). “Geología de la Cordillera Occidental y el Altiplano al Oeste del Lago Titicaca-Sur del Perú”.
- Palacios, O.(1995). Geología del Perú. INGEMMET, Serie A, Carta Geología Nacional, Bol. N° 55, 152 p.
- Palacios, O., De La Cruz, J., De la Cruz, N., Klinck, B.A., Allison, R.A., Hawkins, M.P.(1993). Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca, sur del Perú. INGEMMET, Serie A, Carta Geológica Nacional. Bol. 42, 257 p.
- Peccerillo, A., Taylor, J.(1976). Geochemistry of upper Cretaceous volcanic rocks Pontis chain, northern Turkey. *Bull. Volcanol*, 39/4, p. 557-569.
- Pritchard, M. (2003). Recent crustal deformation in west central South-America. *California Institute of Technology, Pasadena, California*. 251 p.
- Rivera, M.(1998). El volcán Ubinas (sur del Perú): Geología, historia eruptiva y evaluación de las amenazas volcánicas actuales. Tesis, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 123 p.
- Rivera, M. (2000). Génesis y evolución petrológica de magmas emitidos durante la historia eruptiva reciente del volcán Ubinas (Perú meridional): contribución en la evaluación de los peligros volcánicos. Diploma D.E.A., Universidad Blaise Pascal – Clermont Ferrand II, Francia, 60 p.
- Sajona, F. G., Bellon, H., Maury, R.C. (1994). Magmatic response to abrupt changes in geodynamic settings: Pliocene-Quaternary calc-alkaline lavas and Nb enriched basalts of Leyte and Mindanao (Philippines), *Tectonophys.*, 1994, 237: 47-72.

- Sajona, F. G., Maury, R. C., Bellon, H. (1993). Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines, *Geology*, 1993, 21: 1007-1010.
- Sajona, F. G., Maury, R. C., Pubellier, M. (2000). Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines), *Lithos*, 2000, 54: 173-206.
- Salas G., Thouret J.C., Gourgaud A., Rodríguez A., Uribe M. y Guillande R. (1995). Geomorphological and Geological Survey, and spot remote sensing of the current activity of nevado Sabancaya stratovolcano (South Peru): Assessment for hazard-zone mapping. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 84, p. 1-12.
- Sandeman, H.A., Clark, A.H., and Farrar, E. (1995). An integrated tectono-magmatic model for the evolution of the southern Peruvian Andes (13°–20° S) since 55 Ma: *International Geology Review*, v. 37, p. 1039–1073.
- Sébrier et al. (1991). Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from Late Oligocene time to the Present. *Geol Soc Am Spec Pap* 265:259–277.
- Siebert, L. (2002). Landslides resulting from structural failure of volcanoes. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, XV: 209-235.
- Sifuentes F.J. y Vasquez R. (1987). *Introducción a la Fotogrametría*. General Duckworth & Co., Londres, 1987.
- Suni, J. (1999). Estudio geológico y vulcanológico del volcán El Misti y sus alrededores. Tesis, Universidad Nacional San Agustín de Arequipa, 170 p.
- Thouret J.C., Guillande R., Huamán D., Gourgaud A., Salas G. y Chorowics J. (1994). L'activité actuelle du Nevado Sabancaya (Sud Pérou): reconnaissance géologique et satellitaire, évaluation et cartographie des menaces volcaniques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1, 165, 49-63.
- Thouret, J.-C., Gourgaud, A., Guillande, R., y Salas, G. (1995a). La actividad eruptiva del volcán nevado Sabancaya (Sur de Perú): geología, sensores remotos, evaluación y mapeo de zonas de riesgo. *Resúmenes Extendidos. Seminario Taller: Evaluación de la Litósfera en los Andes Peruanos y sus márgenes*. Programa PICG, 188. Lima Perú.
- White, W.M. (2007). *Geochemistry. Chapter 7: Trace elements in Igneous processes*, John-Hopkins University Press.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London: p. 466.
- Zamacola y Jáuregui (1804). En Barriga WM. 1954. *Los Terremotos de Arequipa*, 332 p.
- Global Volcanism Network bulletin (1988) Sabancayavolcano, 13(6):10–12
- Global Volcanism Network bulletin (1990) Sabancayavolcano, 15(5):2–4
- Global Volcanism Network bulletin (1990) Sabancayavolcano, 15(6):2
- Global Volcanism Network bulletin (1990) Sabancayavolcano, 15(7):2
- Global Volcanism Network bulletin (1991) Sabancayavolcano, 16 (5):16–17
- Global Volcanism Network bulletin (1991) Sabancayavolcano 16(7):5–6

- Global Volcanism Network bulletin (1991) Earthquakes, 16(7):22
- Global Volcanism Network bulletin (1992) Sabancayavolcano, 17(1):8–9
- Global Volcanism Network bulletin (1994) Sabancayavolcano, 19(3):8–9
- Global Volcanism Network bulletin (1995) Sabancayavolcano, 20(5):4
- Global Volcanism Network bulletin (1997) Sabancayavolcano, 22(7):14–15
- Global Volcanism Network bulletin (1998) Sabancayavolcano, 23(8):4–5
- Global Volcanism Network bulletin (2000) Sabancayavolcano, 25 (5):4
- <http://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazards/>
- http://vulcan.wr.usgs.gov/Vdap/Maps/map_vdap_response_87-99.pdf
- <http://volcanoes.usgs.gov/publications/index.php>
- [http://eol.jsc.nasa.gov/scripts/sseop/clickmap.pl?hashnumber=4219&fieldlist=GEO
N,FEAT,LAT,LON,PDATE&options=none](http://eol.jsc.nasa.gov/scripts/sseop/clickmap.pl?hashnumber=4219&fieldlist=GEO
N,FEAT,LAT,LON,PDATE&options=none)

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1.1.- Mapa de Ubicación del Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya (parte superior) y fotografía del CVAS (parte inferior); vista al NE del CVAS.

Fig. 1.2.- Mapa con vías de acceso y principales poblados ubicados cerca al complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

Fig. 1.3.- Diagramas de velocidad y dirección de vientos en Chivay, durante los meses de: Marzo (A), Agosto (B), Octubre (C) y Noviembre (D).

Fig. 2.1.- Modelo teórico de una margen continental activa, caso de los Andes de Sudamérica (Winter, 2001).

Fig. 2.2.- Zonas volcánicas en los Andes de Sudamérica (ZVN, ZVC, ZVC, ZVA, Norte, Centro, Sur y Austral respectivamente) (Ramos y Alemán, (2000) y Gutscher, (2000). La Zona Volcánica Central tiene mayor extensión el cual decrece hacia el Norte y se extiende hacia el Sur, los triángulos en negro indican los volcanes activos y potencialmente activos.

Fig. 2.3.- Distribución de los volcanes activos en el Sur del Perú.

Fig. 2.4.- Mapa Geológico Regional tomada del cuadrángulo de Chivay 32s de la zona de estudio.

Fig. 2.5.- Mapa Estructural Regional de los principales sistemas de fallas y lineamientos identificados en este estudio, Huamán (1995) y Sébrier et al., 1995.

Fig. 2.6.- Interferograma calculado por Pritchard (2003), mostrando la anomalía de menor deformación al NE del Hualca Hualca.

Fig. 2.7.- Interferograma donde se observa una anomalía al noroeste del estratovolcán Sabancaya, esta anomalía representa el área de mayor deformación. (González et al., 2009).

Fig. 3.5.- Mapa Geomorfológico del Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya, mostrando las geoformas de origen volcánico y glaciar: Las acumulaciones morrénicas intermedias y recientes han sido determinadas por J. Alcalá (2007).

Fig. 3.6.- A) Mapa topográfico y quebradas del CVAS; B) Mapa de Pendientes expresada en grados ($^{\circ}$), generada a partir de un modelo de elevación digital (DEM) y en el cuadro derecho escala de colores de las zonas de menor y mayor pendiente.

Fig.4.1.- Mapa Geológico del Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya, a escala 1:50,000. Base topográfica del Instituto Geográfico Nacional, Proyección Mercator (UTM), zona 19S.

Fig.4.4.- Columnas estratigráficas del flanco SW del estratovolcán Ampato.

Fig.4.10.- Columnas estratigráficas del flanco S del estratovolcán Ampato.

Fig.4.15.- Columna estratigráfica generalizada de las unidades y fases de evolución volcánica del Ampato.

Fig.5.1.- Unidades volcánicas del CVAS y ubicación de muestras analizadas en sección delgada.

Fig.6.1.- Mapa de ubicación de muestras geoquímicas y unidades volcánicas del CVAS.

Fig.6.2. Diagrama de clasificación de las rocas de las diferentes unidades volcánicas del Ampato, "Total de alcalinos vs. sílice" (TAS), de Le Bas et al. (1986).

Fig.6.3.- Diagrama K_2O vs. SiO_2 de Pecерillo y Taylor, (1976), de las unidades volcánicas del Ampato que muestra tendencias fuertemente potásicas.

Fig.6.4.-Diagramas de Harker que muestran las variaciones de elementos mayores vs. sílice.

Fig.6.5.- Diagramas de variación de elementos traza compatibles e incompatibles contra el porcentaje en peso de sílice.

Fig. 6.6.- Diagrama de multielementos para las rocas de las unidades volcánicas del Ampato. Normalización de Sun y McDonough (1989).

Fig.6.7.-Diagrama de tierras raras normalizadas al condrito, Sun y McDonough (1995).

Fig.6.8.- Variación geoquímica de varios parámetros geoquímicos en función del tiempo. Los códigos usados en este diagrama se mencionan a continuación: AMP BS=Ampato Basal, AMP MD=Ampato Medio y AMP SP=Ampato Superior.

Fig.6.9.-Composición de las rocas del Sabancaya con el diagrama de FeO^*/MgO vs. SiO_2 , según Miyashiro, 1974.

Fig.6.10. Diagrama de clasificación de las rocas de las diferentes unidades volcánicas del Sabancaya, "Total de alcalinos vs. sílice" (TAS), de Le Bas et al. (1986).

Fig.6.11.- Diagrama K_2O vs. SiO_2 de Pecерillo y Taylor, 1976, de las unidades volcánicas del Sabancaya que muestra tendencias fuertemente potásicas.

Fig.6.12.-Diagramas de Harker que muestran las variaciones de elementos mayores vs sílice.

Fig.6.13.- Diagramas de variación de elementos traza compatibles e incompatibles contra el porcentaje en peso de sílice.

Fig. 6.14.-Diagrama de multielementos para las rocas de las unidades volcánicas del Sabancaya normalización tomada de Sun y McDonough (1989).

Fig.6.15.- Diagrama de multi-elementos de tierras raras normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995), para las diferentes unidades volcánicas del Sabancaya.

Fig.6.16.- Diagramas de variación de composición de isotopos correspondientes a productos juveniles y enclaves de la actividad reciente. a) Diagrama de $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. SiO_2 , b) $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. SiO_2 , c) $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. SiO_2 y d) $\delta^{18}O$ vs. SiO_2 (Modificado de Gerbe y Thouret, 2004).

Fig.6.17.- a) Diagrama de composición isotópica de $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ de los productos recientes del volcán Sabancaya, comparadas con la zona volcánica del sur (ZVS), centro (ZVC) y norte de los Andes (ZVN) (Davidson et al., 1991). b) Detalle del diagrama $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Fig.6.18. Variación geoquímica de varios parámetros geoquímicos del Sabancaya en función del tiempo. Los códigos usados en el diagrama son: SAB BS=Sabancaya Basal, SAB MD=Sabancaya Medio, SAB SP=Sabancaya Superior y PR 90-96= Productos Recientes de la actividad volcánica ocurrida entre los años de 1990 a 1996.

Fig.7.1.- Diagrama K_2O vs. SiO_2 de Pecерillo y Taylor, (1976), de los volcanes Ampato y Sabancaya, que muestra tendencias fuertemente potásicas.

Fig.7.2.- Diagramas de Harker de elementos trazas para las series magmáticas del Ampato y Sabancaya.

Fig.7.3.- Diagrama de multielementos siguiendo el modelo de McDonough & Sun (1995), se muestra y compara el comportamiento para ambos volcanes Ampato y Sabancaya.

Fig.7.4.- Diagrama de ratios de los volcanes Ampato y Sabancaya.

Fig.7.5.- Diagramas de identificación de procesos de cristalización fraccionada (CF) y fusión parcial (FP): a) V vs. Rb; b) Ni vs Rb.

Fig.7.6.- Variación isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. SiO_2 , para los productos recientes del Sabancaya.

Fig.7.7.- Esquema de subducción, mostrando la ubicación del Complejo volcánico Ampato-Sabancaya, este diagrama es soportado por varios autores (Wilson, 1989; Paquereau-Lebti et al. 2006).

Fig.7.8.- Diagramas de ratios, a) Diagrama de Ce/Y vs. SiO_2 mostrando valores de espesor de la corteza (Mantle y Collins, 2008); b) Diagrama de La/Yb vs. Y muestran el incremento de presión y temperatura a medida que aumenta la profundidad cortical según Hildreth y Moorbath (1988), para validar los valores de espesor del gráfico (a).

Fig.7.9.- Diagrama de La/Yb vs. Ba/Nb, mostrando una tendencia de aporte en la prolongación de la placa, en los volcanes Ampato y Sabancaya.

Fig.7.10.- Esquema de mecanismo de mezcla de cámaras magmáticas de una misma composición, y recalentamiento de las mismas por la intrusión de fuentes magmáticas más básicas en los reservorios del CVAS.

LISTA DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía 3.1.- Vista hacia el noroeste del Complejo volcánico Ampato-Sabancaya y estratovolcán Hualca Hualca desde el sector Lluillipampa.

Fotografía 3.2.- Imagen LANSAT MS 1990 con bandas 4-3-1 mostrando al CVAS.

Fotografía 3.3.- Imagen satelital ASTER con bandas 9-3-1, del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

Fotografía 3.4.- Fotografías aéreas (lado izquierdo) e imágenes Geoeye tomadas del Google Earth (lado derecho) mostrando rasgos geomorfológicos. A continuación se presenta la descripción de las fotografías aéreas: A) Flujo de lava al SE del volcán Sabancaya que muestra estructuras de enfriamiento. B) Extensos valles glaciares al W del estratovolcán Ampato, en el fondo de los cuales existen depósitos de morrenas y diferentes flujos de lava del CVAS con claras diferencias en el relieve del terreno.

Fotografía 3.7.- Peneplanicie volcánica al SE del volcán Ampato, cerca a la carretera Sallallitaya. Al fondo una vista del flanco sur del volcán Ampato.

Fotografía 3.8.- Vista de los conos volcánicos y el domo del estratovolcán Ampato. Vista al Noreste desde la localidad de Sallalli.

Fotografía 3.9.- Domo-colada D1 al norte del volcán Ampato y Domo D2 al sur del volcán Sabancaya. Foto tomada desde el sector de Cajamarca.

Fotografía 3.10.- Cono volcánico del volcán Sabancaya (C. Sab), visto desde el sector norte mostrando además los domos del Sabancaya y Ampato (D1 y D2) alineados de NE al SW (Imagen GeoEye tomada de Google Earth).

Fotografía 3.11.- Circo glaciar ubicado al pie del flanco SW del volcán Ampato, al inicio de los depósitos de morrena y sobre flujos de lava.

Fotografía 3.12.- Casquete glaciar cubriendo a los volcanes Ampato y Sabancaya. A la izquierda se distinguen flujos de lavas con estrías producto de la última glaciación.

Fotografía 3.13.- Depósito de morrena producto de la última glaciación, vista del flanco SE del estratovolcán Ampato.

Fotografía 3.14.- Fotografía aérea mostrando los valles glaciares de gran extensión ubicados al W del volcán Ampato.

Fotografía 3.15.- Foto panorámica mostrando las diversas unidades geomorfológicas vista desde el flanco SE del estratovolcán Ampato.

Fotografía 3.16.- Imagen ASTER con bandas 9-3-1, mostrando el abanico aluvial ubicado al SE del volcán Sabancaya, el cual tiene 750 m. de ancho.

Fotografía 3.17.- Zona de Altiplanicie cubierta de depósitos de ceniza y volcanoclásticos, vista del flanco E desde la pampa Lluillipampa.

Fotografía 4.2.- *Productos volcánicos del “Ampato Basal”:* A) Flanco Sur del Ampato, donde se observa el frente de un flujo de lava de 60 m de espesor. B) Valle interglaciar al SE del Ampato donde se distinguen flujos de lava cubiertos con depósito de morrena. C) Vista panorámica de depósitos volcanosedimentarios que afloran al SW del Ampato, canalizados en la quebrada Moldepata (Sector de Collpa).

Fotografía 4.3.- *Depósitos de caída de lapilli pómez riolíticas A, B, C y D, ubicadas en la margen izquierda de la Qda. Huayllamayo, cerca al canal de regadío Cabanaconde – Lluta, al SW del volcán Ampato.*

Fotografía 4.5.- *Flujo de lava Yanajaja, con textura rugosa, expuesta al pie del flanco SW del Ampato.*

Fotografía 4.6.- *Secuencias de depósitos de lapilli pómez. A 11 km al SW del volcán Ampato sector Corinta-Collpa.*

Fotografía 4.7.- *Secuencia de lahares hiperconcentrados al SW del volcán Ampato, margen derecha de la quebrada Vizcachane.*

Fotografía 4.8.- *Depósito de “flujo piroclástico de pómez y ceniza ladrillo”, ubicado en el sector Collpa (al SW del cono sur). En el círculo, un martillo de geólogo que nos sirve de escala.*

Fotografía 4.9.- *Secuencias de depósitos de flujo piroclástico de pómez y ceniza que yacen al pie del flanco Sur del Ampato.*

Fotografía 4.11.- *Flanco SW del volcán Ampato conformado por secuencias de lavas andesíticas al tope y lavas andesíticas básicas a la base. También se observa el circo glaciar que originó varios depósitos de morrena que cubren a los flujos de lava.*

Fotografía 4.12.- *Vista panorámica del flanco W del volcán Ampato donde se distinguen los FPBC, cubiertos por flujos de lava que se extienden hacia ambos extremos de la ladera.*

Fotografía 4.13.- *A) Fotografía del flujo piroclástico de escoria y ceniza extendidas sobre la peneplanicie volcánica al sur del volcán Ampato. La flecha indica la dirección del flujo y en la figura superior señala la dirección del viento. B) Acercamiento del depósito de flujo de escoria.*

Fotografía 4.14.- *Fotografía del domo de lava emplazada sobre flujos de lava en bloques (der.) y vista del cono central del Ampato (izq.) (Cortesía de J. Mariño).*

Fotografía 4.16.- *Secuencias de las generaciones volcánicas del Sabancaya extendidas hasta el bofedal de Colihuirí. (Foto: J. Mariño)*

Fotografía 4.17.- *A) Vista panorámica del Complejo volcánico Ampato-Sabancaya, donde se aprecian secuencias de flujos de lava que conforman a las diferentes unidades volcánicas del Sabancaya, en especial la generación de lavas correspondientes al Sabancaya Basal. B) Flujos de lava del Sabancaya Basal que yacen al pie del flanco Este.*

Fotografía 4.18.- *Vista de un flujo de lava distal (FLB) del Sabancaya Medio que yace en la margen derecha de la Qda. Huaraya (Oeste del Complejo volcánico Ampato-Sabancaya).*

Fotografía 4.19.- A) Domo de lava que aflora al S del cráter del Sabancaya. En segundo plano se observa el domo de lava del volcán Ampato. B) Flujos de lava en bloques que yacen debajo del domo Sabancaya.

Fotografía 4.20.- A) Secuencia de flujos de lava Sa-3a y Sa-3b que se extienden en la altiplanicie, al Este del cráter del Sabancaya. B) Frente de flujo de lava andesítica Sa-3b emplazada sobre el bofedal del Colihuri, fotografía tomada desde Sallalli.

Fotografía 4.21.- A) Vista de unidades volcánicas del Sabancaya: Sabancaya Basal, Medio y Superior. B) Fotografía que muestran las secuencia de flujos de lava correspondientes a la unidad volcánica del Sabancaya Superior.

Fotografía 4.22.- A) Secuencias de depósitos de lahares recientes, ubicados en la Qda. Lurihuasi. B) Lahar de 150 m de ancho en el sector de la pampa LLullipampa (al Este del Sabancaya), originado durante la actividad reciente del Sabancaya. C) Depósitos de Lahares representados en el CVAS, estos lahares representan un moderado peligro en los poblados aledaños al volcán Sabancaya.

Fotografía 5.2.- Fotografías de algunas secciones delgadas en luz polarizada (izquierda) y luz natural (derecha). A) Aglomerado mineral compuesta de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti (recuadro de color rojo). B) Flujo de lava andesítico mostrando fenocristal de plagioclasa y biotita con bordes corroídos. C) Desestabilización mineral en el fenocristal de plagioclasa e inclusión de clinopiroxeno. D) Fenocristal de clinopiroxeno corroído y con inclusiones de óxido (Fe y Ti) en una pasta feldespática.

Fotografía 5.3.- Fotografías de secciones delgadas correspondientes a las muestras SA-09-32 y SA-11-15. A) Fenocristal de clinopiroxeno con hábito subhedral. B) Ortopiroxeno de forma euhedral con fracturamiento en la parte interna del fenocristal.

Fotografía 5.4.- Fotografías de secciones delgadas en luz polarizada observadas con los objetivos 5X y 2.5X. A) Fenocristal de plagioclasa con una textura tamiz cerca a los bordes de dicho fenocristal. B) Fenocristal de plagioclasa con textura "sieve" en el borde del fenocristal e inclusión de trazas de vidrio. C) Aglomerado mineral compuesto por clinopiroxenos y óxidos (Fe y Ti), también se observan fenocristal de olivino (Olv) subhedrales con corona de reacción formada de piroxenos. D) Aglomerado mineral conformado por fenocristales de plagioclasa, clinopiroxenos y óxidos de Fe y Ti.

Fotografía 5.5.- Fotografías del depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza "Ladrillo" en luz polarizada (izq.) y luz natural (der.). A) Enclave andesítico con textura afanítica, compuesta por fenocristales de plagioclasa y minerales opacos. B) Pómez dacítica con fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Las plagioclasa presentan una ligera desestabilización en las partes internas del fenocristal.

Fotografía 5.6.- Fotografías de depósitos volcánicos en luz polarizada y natural respectivamente. A) Fenocristal de plagioclasa con textura "sieve" al interior del cristal: nicols cruzados (izq.) y nicols paralelos (der.). B) Fenocristal de clinopiroxeno con inclusión de minerales opacos y plagioclasa (en los recuadros de color rojo) que hace parte de un aglomerado mineral (Agl) compuesto por cristales de $plg+cpx+bt$ +óxidos de Fe y Ti. C) Flujo piroclástico de escoria, compuesto por fragmentos de plagioclasa desestabilizada (Plg) y probablemente fragmento lítico (L). Presenta vesículas (V) subredondeadas.

Fotografía 5.7.- Fotografías de algunas secciones delgadas en luz polarizada, vistas con el objetivo 5X. A) Proceso de corrosión en el fenocristal de plagioclasa (Plg). B) Flujo de lava andesítico con textura microcristalina, fenocristal de ortopiroxeno con forma subhedral con inclusión de biotita, plagioclasa y óxidos (señalados en los recuadros de color rojo). C) Desestabilización mineral del fenocristal de biotita (Bt), reemplazado por microfenocristales de plagioclasa. D) Fenocristal de anfíbol con delgados bordes de óxidos y microfenocristales de plagioclasa.

Fotografía 5.8.- Sección delgada de un flujo de lava dacítico con fenocristales de plagioclasa, biotita y piroxeno. A) Fenocristal de clinopiroxeno de forma subhedral, presentando corrosión en los bordes, e inclusiones de óxidos (observados en los recuadros rojos). B) Sección delgada con fenocristal de ortopiroxeno de forma subhedral con inclusiones de biotita y óxidos. También se observa parte de un fenocristal de plagioclasa (3 mm) con inclusiones de biotita.

Fotografía 5.9.- Fotografías de algunas secciones delgadas (Luz polarizada, 5X). A) Fenocristal de anfíbol de forma subhedral, que está siendo reemplazado por clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa, es decir se encuentra en desequilibrio. B) Flujo de lava andesítico con fenocristal de biotita (Bt) con corona de reacción formada principalmente de plagioclasa (Plg). C) Sección delgada donde se distingue parte del enclave (1.1 mm) con forma subhedral con textura microcristalina y en la parte Inf. Izq. Se observa un fenocristal de biotita con inclusión de plagioclasa. D) Fenocristal de ortopiroxeno con forma euhedral y en los recuadrados se señalan inclusiones de óxidos.

Fotografía 5.10.- Fotografías de sección delgada en luz polarizada. A) Flujo de lava andesítica con fenocristal de biotita, con inclusiones de plagioclasa y óxidos de Fe y Ti (marcados en el recuadro de color rojo). B) Fenocristal de plagioclasa (Plg) con textura “sieve” o “tamiz”, presenta fracturamiento en la parte interna. C) Fenocristal de clinopiroxeno de forma anhedral y fracturamiento interno. Presenta inclusiones de óxidos y microlitos de plagioclasa. D) Fenocristal de plagioclasa (4 mm.) de forma subhedral con inclusiones de Cpx, Opx, Bt y Ox.

LISTA DE TABLAS

Tabla N° 1.1.- *Precipitaciones durante los meses de Diciembre, Enero, Febrero y Marzo de 1986 al 2010 (Fuente: SENAMHI).*

Tabla N° 5.1.- *Resumen de las características petrográficas de cada edificio volcánico del Ampato. La abreviación de los minerales que se utiliza en este cuadro y en el texto es la siguiente: Plg = Plagioclasa, Px = Piroxeno, Anf = Anfíbol, Bt = Biotita y Olv = Olivino.*

Tabla N° 5.2.- *Resumen de las características petrográficas de cada generación volcánica del Sabancaya y resumen de características petrográficas de los productos recientes de la actividad eruptiva del volcán Sabancaya durante el período de 1990 -1997, (M. Gerbe y J.C. Thouret, 2004). La abreviación de los minerales se utiliza en este y en cualquier contexto y a continuación se les nombra: Plg = Plagioclasa, Px = Piroxeno, Anf = Anfíbol, Bt = Biotita y Olv = Olivino.*

Tabla 6.1.- *Datos isotópicos de Sr, Nd y O. Análisis efectuado en la Universidad de Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Francia, (Gerbe y Thouret, 2004).*

ANEXOS

N° de muestra	SA-09-30	SA-09-31	SA-10-21	SA-10-24A	SA-10-24B	SA-10-25	SA-10-23	SA-11-28	SA-11-12A	SA-11-12B	SA-11-43	SA-11-44	SA-09-29	SA-11-31
ESTE	193200	192947	194022	194478	194478	195049	194225	189043	184012	184012	185315	195040	194027	186112
NORTE	8247108	8245728	8248490	8247589	8247589	8246378	8249155	8244402	8243120	8243120	8245596	8239566	8249119	8241471
SiO2	61.79	62.00	61.62	62.13	64.48	62.06	61.51	61.06	65.82	64.47	63.93	64.62	61.65	57.65
TiO2	0.83	0.83	0.90	0.90	0.65	0.90	1.01	0.93	0.60	0.64	0.65	0.62	0.93	0.98
Al2O3	15.56	15.54	16.03	15.30	14.70	15.99	16.32	16.11	15.01	15.29	15.54	15.25	16.01	17.31
Fe2O3	4.98	5.03	5.20	5.04	3.93	5.12	5.55	5.42	3.24	3.54	3.45	3.44	5.38	6.92
MnO	0.07	0.07	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.07	0.04	0.08	0.05	0.04	0.07	0.09
MgO	2.21	2.23	2.38	2.09	1.54	2.11	2.47	2.66	0.82	0.94	0.94	0.87	2.36	3.06
CaO	4.41	4.43	4.69	4.24	3.28	4.40	5.01	4.81	2.30	2.47	2.48	2.33	4.74	5.66
Na2O	4.07	4.09	4.25	4.38	3.99	4.42	4.39	4.18	3.64	3.53	3.55	3.47	4.34	3.31
K2O	3.11	3.10	3.02	3.18	3.57	3.20	2.85	2.93	4.75	4.33	4.45	4.45	3.00	2.64
P2O5	0.26	0.28	0.31	0.34	0.20	0.34	0.34	0.32	0.16	0.16	0.18	0.14	0.31	0.29
LOI	1.23	1.45	0.78	0.22	1.18	0.30	0.17	1.22	2.88	2.81	3.70	3.50	0.42	1.14
Rb	77.12	87.54	81.87	92.70	126.43	97.10	97.42	87	204	188	201.21	207.04	84.13	82
Sr	678.11	686.57	778.80	812.02	571.13	834.52	834.82	771	410	447	447.00	416.87	791.56	747
Ba	1004.85	1001.11	1035.43	1106.89	945.05	1130.00	1047.03	977	1137	1161	1152.85	1099.80	1104.88	958
Sc	9.25	9.26	9.18	8.05	6.43	8.34	9.09	10.6	5.3	5.9	5.84	5.65	9.32	12.9
V	113.22	113.54	117.76	113.05	84.24	114.76	127.45	125	59	66	64.20	60.87	123.76	155
Cr	34.19	32.32	33.42	30.11	24.86	30.34	38.94	46.1		1.1			33.61	33.0
Co	14.48	14.64	15.39	14.39	10.66	13.97	16.35	16.0	6.2	6.9	7.17	6.52	15.62	20.3
Ni	24.08	23.36	24.20	22.67	15.04	20.60	26.49	30.9	1.8	3.1	3.25	4.58	23.89	25.8
Y	12.49	13.05	12.46	11.52	10.93	12.43	12.24	12.8	17.3	20.0	17.96	17.58	12.36	16.1
Zr	134.01	131.97	117.24	144.14	66.61	147.50	136.09	133	333	325	337.91	324.11	127.53	217
Nb	8.01	7.80	9.05	12.18	7.90	10.79	12.75	7.8	12.4	12.1	13.01	12.81	8.00	7.7
La	37.03	38.42	37.85	41.99	33.38	45.37	36.48	38	40	59	46.78	44.40	36.70	37
Ce	73.97	77.81	75.11	86.74	73.67	93.27	76.33	79	98	122	101.27	96.33	77.45	74
Nd	31.97	32.92	33.40	36.03	26.63	38.62	34.62	35	34	46	38.31	35.21	33.63	34
Sm	5.38	5.87	5.68	5.96	4.67	6.43	5.99	6.1	5.8	7.8	6.75	6.26	6.12	5.7
Eu	1.25	1.33	1.35	1.54	1.09	1.58	1.46	1.53	1.04	1.46	1.25	1.18	1.45	1.50
Gd	3.74	3.88	3.89	4.12	3.05	4.12	4.17	4.2	4.7	5.3	4.79	4.41	4.02	4.6
Dy	2.26	2.46	2.20	2.24	2.00	2.38	2.28	2.6	2.9	3.4	3.19	3.08	2.24	3.2
Er	1.00	1.21	1.02	1.06	0.95	0.98	1.05	1.0	0.9	1.4	1.71	1.31	1.12	1.3
Yb	1.01	1.00	0.92	0.87	0.88	0.94	0.90	1.00	1.55	1.73	1.58	1.55	0.96	1.34
Th	11.04	11.34	10.29	9.31	14.43	10.03	8.54	9.70	19.71	19.81	19.54	19.83	10.05	7.63
Pr	6.02	3.83											8.60	
Hf	4.00	4.00											4.00	
Pb	16.00	19.00											15.00	

ANEXO 2: RELACIÓN DE ANÁLISIS QUÍMICO DE LAS MUESTRAS DEL SABANCAYA

N° de muestra	SA-09-13	SA-09-06	SA-09-11	SA-09-15	SA-09-18	SA-09-21	SA-10-14A	SA-10-14B	SA-10-15	SA-10-16A	SA-10-16C	SA-09-17	SA-09-08
ESTE	199052	197456	198900	199052	198619	192220	195842	195842	195836	195902	195902	196910	198395
NORTE	8253513	8248272	8254122	8253513	8250933	8252921	8248736	8248736	8248962	8248912	8248912	8255870	8248067
SiO ₂		61.0	61.6	64.9	62.1	60.1	64.3	62.3	63.6	59.6	65.4	60.7	61.7
TiO ₂		0.95	0.96	0.73	0.93	1.01	0.64	0.83	0.78	1.07	0.63	1.01	0.91
Al ₂ O ₃		16.2	16.4	15.5	16.2	16.6	15.0	15.6	15.2	16.3	15.0	16.1	15.9
Fe ₂ O ₃		5.63	5.52	4.17	5.34	5.93	3.98	4.70	4.74	6.03	3.84	6.10	5.32
MnO		0.075	0.070	0.059	0.069	0.074	0.054	0.061	0.065	0.070	0.054	0.077	0.069
MgO		2.92	2.52	1.96	2.40	2.91	1.53	1.89	2.12	2.49	1.52	3.03	2.39
CaO		5.32	5.22	3.77	4.76	5.52	3.35	4.18	4.06	4.92	3.39	5.38	4.70
Na ₂ O		4.17	4.25	4.12	4.36	4.28	4.01	4.28	4.25	3.27	3.96	4.18	4.31
K ₂ O		2.80	2.79	3.50	3.03	2.56	3.53	3.23	3.35	2.76	3.51	2.63	3.13
P ₂ O ₅		0.289	0.295	0.228	0.331	0.301	0.208	0.299	0.248	0.390	0.133	0.297	0.313
LOI		0.24	0.13	0.52	0.29	0.07	1.70	1.44	0.36	0.50	2.41	0.19	0.48
Rb	76.60	87.72	105.41	80.85	75.65	91.91	92.44	92.04	73.77	94.42	98.97	81.00	106.00
Sr	792.30	750.13	777.01	635.72	851.12	785.21	593.66	754.97	632.48	905.13	599.13	735.81	790.30
Ba	970.80	958.19	990.69	1051.53	1120.03	920.56	973.45	1112.59	1001.31	1008.93	920.81	886.45	1127.57
Sc	12.30	11.20	9.49	7.50	9.16	10.13	6.77	7.56	8.62	9.11	7.11	10.52	9.27
V	93.00	134.12	126.93	88.97	122.25	138.04	83.98	103.06	104.18	139.39	81.93	145.65	119.70
Cr	100.00	48.29	39.53	21.24	32.30	62.63	23.43	22.30	32.88	41.86	22.40	71.48	36.30
Co	16.00	17.58	16.25	12.73	15.73	18.54	10.35	13.79	13.21	17.64	10.43	19.29	15.02
Ni	26.00	30.22	25.22	18.50	24.32	36.50	15.20	16.87	20.87	27.98	14.16	41.81	23.00
Y	9.50	13.70	12.78	12.54	12.63	12.39	12.08	11.93	12.72	11.88	11.06	13.02	12.71
Zr	202.30	99.87	118.95	67.84	134.21	117.20	78.62	142.16	83.93	191.80	67.79	116.17	129.52
Nb	10.00	7.91	7.26	8.55	8.20	7.17	7.99	8.59	8.34	9.05	8.60	7.27	8.79
La	30.90	35.33	34.62	39.36	41.84	32.17	41.23	41.84	38.60	39.95	34.47	32.06	41.05
Ce	61.40	71.95	72.60	79.81	84.61	66.82	82.63	83.90	77.31	80.69	66.37	70.48	83.94
Nd	34.40	32.40	32.33	32.17	36.20	31.07	32.34	35.37	31.89	36.89	26.74	31.53	35.43
Sm	4.90	5.77	5.99	5.68	6.46	5.68	5.76	6.07	5.86	6.62	4.57	5.75	6.24
Eu	1.39	1.37	1.47	1.23	1.51	1.50	1.16	1.48	1.21	1.63	1.04	1.43	1.39
Gd	3.80	3.96	3.92	3.81	4.10	3.71	3.54	3.89	3.78	4.25	3.02	4.11	4.03
Dy	2.65	2.53	2.41	2.28	2.35	2.34	2.20	2.23	2.26	2.27	1.95	2.44	2.34
Er	1.11	1.06	0.97	1.18	1.14	0.96	1.00	1.15	1.02	0.93	0.72	1.13	0.85
Yb	0.80	1.00	0.95	0.99	0.96	0.90	0.95	0.89	1.04	0.84	0.91	0.98	0.95
Th	7.60	9.82	9.33	14.33	9.70	8.33	15.16	10.61	13.22	5.96	15.07	8.91	10.05
Pr	9.59	7.95	8.46	8.83	10.13							7.77	8.99
Hf	4.00	4.00	4.00	2.00	4.00							3.00	5.00
Pb	15.00	15.00	15.00	18.00	15.00							13.00	16.00

N° de muestra	SA-09-10	SA-09-12	SA-09-22	SA-09-34	SA-09-20	SA-09-24	SA-09-26	SA-09-01	SA-09-05	SA-09-07	SA-09-09	SA-09-14	SA-09-16
ESTE	199617	194428	191886	191086	198738	190508	187176	195700	194966	194470	193838	194713	196444
NORTE	8247323	8250147	8251850	8252006	8250471	8251829	8251693	8251613	8252631	8252810	8255474	8251054	8250440
SiO2	60.7	61.4	60.8	59.6	60.7	60.1	61.8		61.8	61.1	62.0	64.7	62.1
TiO2	1.00	0.93	0.96	1.07	0.95	0.99	0.90		0.94	0.95	0.90	0.73	0.90
Al2O3	16.6	15.9	16.2	16.6	16.5	16.6	16.2		16.3	16.3	16.2	15.6	16.1
Fe2O3	5.77	5.71	5.61	6.23	5.67	5.73	5.22		5.42	5.63	5.25	4.01	5.39
MnO	0.073	0.077	0.072	0.078	0.073	0.072	0.067		0.072	0.072	0.068	0.058	0.071
MgO	2.91	2.92	2.77	2.81	2.85	2.54	2.31		2.50	2.51	2.33	2.05	2.41
CaO	5.48	5.15	5.16	5.45	5.28	5.29	4.67		5.01	5.04	4.77	3.85	4.86
Na2O	4.27	4.05	4.18	4.43	4.29	4.41	4.35		4.26	4.20	4.22	4.09	4.21
K2O	2.65	2.88	2.78	2.68	2.74	2.71	3.05		2.92	2.85	2.99	3.48	2.94
P2O5	0.314	0.268	0.294	0.381	0.298	0.336	0.298		0.300	0.301	0.283	0.230	0.279
LOI	0.15	0.24	0.16	0.24	0.19	0.19	0.30		0.19	0.15	0.27	0.45	0.27
Rb	80.00	92.00	84.31	93.96	94.04	107.23	95.65	108.70	111.57	77.09	65.31	61.54	99.00
Sr	842.28	697.67	741.62	868.88	807.54	851.85	776.55	651.00	778.86	783.92	719.78	642.62	732.27
Ba	1009.48	929.24	959.28	1091.88	982.56	1017.06	1030.66	912.90	1030.78	1033.22	1036.38	1102.46	987.96
Sc	10.29	11.04	9.96	10.73	10.16	9.51	8.62	40.40	10.24	10.03	9.17	7.75	9.57
V	132.36	132.51	127.11	146.25	128.82	134.11	121.18	93.00	125.18	132.81	120.50	84.01	123.29
Cr	59.29	52.84	53.37	39.55	53.45	35.32	32.16	92.00	23.15	30.57	26.86	20.09	37.33
Co	18.12	18.17	17.08	17.98	18.26	16.88	14.94	13.00	16.76	16.72	15.39	12.77	15.33
Ni	34.28	33.51	32.90	29.18	33.48	26.65	23.66	21.00	22.30	26.35	20.34	18.62	23.37
Y	12.24	13.41	12.90	13.07	12.51	12.48	12.29	9.50	13.28	12.86	12.83	12.50	13.04
Zr	121.34	97.04	109.45	167.36	111.92	145.08	119.23	181.20	126.06	130.71	119.96	64.56	120.31
Nb	7.45	7.47	7.70	8.12	7.42	7.84	8.67	16.00	7.58	7.31	7.41	8.59	8.28
La	33.99	34.67	33.35	38.55	34.43	37.06	37.54	30.60	36.45	35.93	35.49	38.07	36.06
Ce	68.62	70.35	72.01	76.30	74.13	76.08	74.97	59.50	77.04	75.75	74.89	76.44	73.47
Nd	32.56	31.16	31.47	35.73	31.36	34.21	32.45	30.40	33.65	33.10	32.18	31.42	32.75
Sm	5.84	6.05	5.60	6.27	5.75	6.08	5.83	4.40	5.89	6.05	5.64	5.76	5.86
Eu	1.51	1.35	1.40	1.58	1.46	1.58	1.42	1.16	1.39	1.47	1.42	1.21	1.36
Gd	4.17	3.70	4.07	4.38	3.65	4.10	3.94	3.54	4.07	4.25	3.85	3.88	4.07
Dy	2.31	2.45	2.44	2.61	2.39	2.36	2.32	2.59	2.50	2.31	2.40	2.18	2.41
Er	1.16	1.12	1.13	1.11	0.99	1.18	0.89	1.08	1.00	1.00	1.04	0.91	1.07
Yb	0.93	1.03	0.99	0.96	0.95	0.92	0.93	0.90	1.04	1.02	0.97	0.93	0.98
Th	7.97	10.74	9.32	6.71	8.97	7.74	10.41	12.50	9.13	8.93	10.13	13.58	10.32
Pr	7.90	7.89			7.79			7.91	8.27	8.08	8.37	8.89	8.84
Hf	5.00	3.00			4.00			4.00	4.00	3.00	4.00	3.00	3.00
Pb	13.00	15.00			14.00			22.00	16.00	15.00	15.00	20.00	15.00

N° de muestra	SA-09-19	SA-09-04	SA-09-03	SA-10-13C	SA-10-19B	SA-10-19E
ESTE	192587	193257	194736	201497	201986	201986
NORTE	8252245	8251215	8252213	8248928	8246727	8246727
SiO2	62.5	61.9		60.1	62.1	60.3
TiO2	0.87	0.90		0.96	0.99	0.86
Al2O3	15.8	16.0		16.1	15.8	15.6
Fe2O3	5.15	5.41		4.70	3.34	3.60
MnO	0.068	0.070		0.065	0.053	0.064
MgO	2.26	2.44		2.56	2.19	2.30
CaO	4.54	4.82		5.07	4.48	4.44
Na2O	4.14	4.28		4.25	4.19	4.03
K2O	3.03	3.00		2.63	2.56	2.85
P2O5	0.271	0.291		0.315	0.115	0.079
LOI	0.25	0.43		2.92	3.41	4.81
Rb	110.21	80.21	79.10	80.00	82.23	86.79
Sr	687.38	790.49	781.70	840.59	810.21	723.09
Ba	992.69	995.00	907.50	1013.44	902.10	886.68
Sc	9.01	9.51	27.80	9.94	9.47	9.98
V	115.37	124.99	93.00	90.82	145.67	76.54
Cr	32.95	43.96	47.73	47.73	27.92	31.80
Co	14.66	15.61	17.70	13.72	10.52	10.67
Ni	23.24	24.03	24.00	25.14	16.61	17.01
Y	12.60	12.70	9.90	10.95	9.60	9.43
Zr	106.79	109.71	178.00	119.68	128.57	112.17
Nb	8.23	7.84	11.00	6.72	9.04	8.15
La	35.45	36.98	29.00	31.34	27.24	23.28
Ce	76.26	74.79	58.50	62.91	51.45	44.76
Nd	32.00	32.31	32.30	29.56	24.24	19.29
Sm	5.58	5.75	4.80	5.23	4.43	3.48
Eu	1.34	1.37	1.37	1.37	1.26	1.18
Gd	3.94	4.10	4.06	3.63	2.90	2.75
Dy	2.36	2.41	2.62	2.03	1.84	1.70
Er	1.09	0.89	0.86	1.02	1.23	1.25
Yb	0.92	0.99	0.80	0.86	0.78	0.84
Th	11.02	10.21	7.50	7.93	7.76	9.20
Pr		8.41	8.22			
Hf		4.00	4.00			
Pb		18.00	15.00			

ANEXO 3: PRINCIPALES PROVINCIAS Y POBLADOS EN RIESGO

Provincia	Distrito	Altura (m.s.n.m.)	Población Urbana	Población Rural	Viviendas Particulares	Superficie (Km2)	Densidad de Población Hab/Km2
Caylloma	Chivay	3632	6284	248	1986	240.64	27.1
Caylloma	Coporaque	3583	1189	204	471	111.98	12.4
Caylloma	Yanque	3420	1973	346	866	1108.58	2.1
Caylloma	Tuti	3837	747	141	365	241.89	3.7
Caylloma	Achoma	3487	1044	95	487	393.54	2.9
Caylloma	Huanca	3078	929	912	873	391.16	4.7
Caylloma	Lluta	2999	568	849	848	1226.46	1.2
Caylloma	Huambo	3308	530	365	569	705.79	1.3
Caylloma	Tapay	2984	121	550	470	420.17	1.6
Caylloma	Maca	3279	908	8	443	227.48	4
Caylloma	Cabanaconde	3296	2708	134	1424	460.55	6.2
Caylloma	Ichupampa	3397	710	47	359	74.89	10.1
Caylloma	Callalli	4211	461	1356	891	1445.02	1.3
Caylloma	Lari	3358	1252	121	509	384.02	3.6
Caylloma	Sibayo	3855	527	274	474	286.03	2.8
Caylloma	Tuti	3857	747	141	365	241.89	3.7
Caylloma	Madrigal	3271	690	15	453	160.09	4.4
Caylloma	Tisco	4211	461	1356	891	1445.02	1.3
Caylloma	Caylloma	4332	2125	1916	1349	1499	2.7
Caylloma	Santiago de Chuca	4457	456	959	618	1531.27	0.9
Castilla	Orcopampa	3796	6759	1559	2774	724.37	11.5
Castilla	Chachas	3059	563	1384	852	1190.49	1.6
Castilla	Ayo	1982	262	98	303	327.97	1.1
Castilla	Andagua	3574	859	452	517	480.74	2.7
Castilla	Uñón	2730	263	103	144	296.93	1.2
Castilla	Chachas	3059	563	1384	852	1190.49	1.6
Castilla	Aplao	631	4847	4004	3098	640.04	13.8
Castilla	Huancarqui	599	1191	254	683	803.65	1.8
Castilla	Chocos	2500	381	739	769	904.33	1.2
Arequipa	Santa Isabel de Sigua	1344	79	1167	692	187.98	6.6
Arequipa	Yura	2529	14781	1239	6179	1942.9	8.2
			54978	22420	31574		

MAPA DE UBICACIÓN DE LAS PROVINCIAS Y POBLADOS EN RIESGO

