



PERÚ

Ministerio
de Energía y Minas

Instituto Geológico, Minero
y Metalúrgico - INGEMMET

SECTOR ENERGÍA Y MINAS
INGEMMET
INSTITUTO GEOLÓGICO, MINERO Y METALÚRGICO



ISSN 1560-9928

**INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica
N° 61**



Geología y Evaluación de Peligros del Complejo Volcánico Ampato - Sabancaya (Arequipa)

**Lima, Perú
2016**



INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica
N° 61

Geología y Evaluación de Peligros del Complejo Volcánico Ampato - Sabancaya (Arequipa)

**Dirección de Geología Ambiental
y Riesgo Geológico**

Equipo de Investigación:

Marco Rivera Porras

Jersy Mariño Salazar

Pablo Samaniego Eguiguren

Rosmery Delgado Ramos

Nélida Manrique Llerena

Lima, Perú
2016

INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica
N° 61

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2016-02774
ISSN 1560-9928

Razón Social: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET)
Domicilio: Av. Canadá N° 1470, San Borja, Lima, Perú
Primera Edición, INGGEMMET 2016
Se terminó de imprimir el 29 de febrero del año 2016 en los talleres de INGGEMMET.

© **INGEMMET**

Derechos Reservados. Prohibida su reproducción

Presidenta del Consejo Directivo: Susana Vilca

Secretario General: César Rubio

Comité Editor: Lionel Fidel, Agapito Sánchez, Oscar Pastor

Dirección encargada del estudio: Dirección de Geología Ambiental y Riesgo
Geológico

Unidad encargada de edición: Unidad de Relaciones Institucionales

Corrección Geocientífica: Pablo Samaniego (IRD), Agapito Sánchez, Mirian Mamani

Corrección gramatical y de estilo: María del Carmen La Torre

Diagramación: Zoila Solis

Fotografía de la carátula: Sector Collpa, flanco suroeste del Ampato (tomado de:
Rosmery Delgado)

Referencia bibliográfica

Rivera, M.; Mariño, J.; Samaniego, P.; Delgado, R. & Manrique, N. (2015). Geología y evaluación de peligros del complejo volcánico Ampato - Sabancaya (Arequipa), *INGEMMET. Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*, 61, 122 p., 2 mapas.

Publicación disponible en libre acceso en la página web (www.ingemmet.gob.pe). La utilización, traducción y creación de obras derivadas de la presente publicación están autorizadas, a condición de que se cite la fuente original ya sea contenida en medio impreso o digital (GEOCATMIN - <http://geocatmin.ingemmet.gob.pe>).

Los términos empleados en esta publicación y la presentación de los datos que en ella aparecen son de exclusiva responsabilidad del equipo de investigación.

Contenido

RESUMEN	1
CAPÍTULO I	
INTRODUCCIÓN	3
CAPÍTULO II	
GEOMORFOLOGÍA	25
CAPÍTULO III	
GEOLOGÍA	35
CAPÍTULO IV	
PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA DE PRODUCTOS VOLCÁNICOS	77
CAPÍTULO V	
GEOQUÍMICA DE LOS PRODUCTOS VOLCÁNICOS	87
CAPÍTULO VI	
PELIGROS VOLCÁNICOS Y ESCENARIOS ERUPTIVOS EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO-SABANCAYA	101
CONCLUSIONES	113
RECOMENDACIONES	115
BIBLIOGRAFÍA	117

RESUMEN

El complejo volcánico Ampato-Sabancaya (CVAS) está localizado a 76 km al NO de la ciudad de Arequipa, en la Provincia de Caylloma. En el extremo sur del CVAS se ubica al estratovolcán Ampato (6200 msnm) construido durante el Pleistoceno superior – Holoceno, y en su extremo norte se localiza el estratovolcán Sabancaya (5980 msnm) de edad Holocénica. Estos volcanes colindan con el extremo sur del extinto y erosionado estratovolcán Hualca Hualca (6025 msnm), cuya edad es probablemente el Pleistoceno. El cartografiado geológico muestra que el volcán Ampato se ha edificado durante dos grandes etapas evolutivas: (1) «Ampato Basal», el cual corresponde a la etapa inicial durante el cual se emplazaron lavas andesíticas y dacíticas basales, parcialmente alteradas y erosionadas que afloran al extremo oeste, sur, sureste y suroeste del CVAS. Dos lavas asignadas a esta etapa fueron datadas en 410 ± 10 y 217 ± 5 ka. (2) El «Ampato Superior» es subdividido en varios periodos: «Ampato IIa» el cual está constituido de lavas andesíticas alteradas que se encuentran al NE del volcán Ampato («lavas Yanajaja»). El «Ampato IIb», está constituido por una secuencia de lavas andesíticas inclinadas que yacen al extremo norte del Ampato. El «Ampato IIc» está constituido por depósitos de flujos de bloques y ceniza consolidados y soldados que yacen al pie de los flancos SE y SO del Ampato. El «Ampato II d» está constituido por flujos de lavas andesíticas que descienden del cono medio. Al final de esta etapa «Ampato II d» se produjeron importantes erupciones explosivas: plinianas y subplinianas que depositaron al menos tres secuencias de caída de lapilli de pómez y un flujo de pómez y ceniza de composición andesítica y dacítica. El Ampato «IIe», «II f» y «II g» están constituidos por flujos de lava que conforman el cono medio y superior del volcán. Una lava de la etapa «Ampato II g» que aflora en el sector sur del complejo arrojó una edad K-Ar de 40 ± 3 ka. El Ampato «II h», «II i», «II j», corresponden a la etapa final durante la cual se construyó el edificio central medio-superior, constituido de lavas andesíticas. Una lava de la etapa «Ampato II i» que aflora en el sector este del complejo arrojó una edad K-Ar de 17 ± 6 ka. Al final de la evolución del Ampato («Ampato II k») se produjo el crecimiento de un domo colada visible al extremo NE del Ampato.

Por su parte, el volcán Nevado Sabancaya (5980 msnm), es el volcán más joven y activo del complejo Ampato-Sabancaya, y está conformado principalmente por secuencias de flujos de lava de

composición andesítica y dacítica, con limitados depósitos piroclásticos. El estudio geológico muestra que el Sabancaya se ha edificado en tres etapas: «Sabancaya I», «Sabancaya II» y «Sabancaya III». Durante la etapa «Sabancaya III» se emplazaron al menos dos flujos de lava andesítica a través de un vento adventicio (etapa «Sabancaya III b»), ubicado en el flanco sureste, a 3.5 km del cráter. Sobre los flujos de lavas yacen delgados depósitos de cenizas grises a negras retrabajadas, y algunos bloques juveniles ligados a erupciones explosivas de moderada magnitud (IEV 1-2), ocurridos durante los últimos miles y cientos de años. La última actividad eruptiva ocurrió entre los años 1988-1998, durante la cual emitió ceniza (2 cm de espesor a 8 km al Este del volcán) y bloques balísticos, producto de una actividad explosiva vulcaniana. En febrero de 2013, el Sabancaya empieza a emitir gases en formas de columnas eruptivas que continua hasta la fecha de la edición de este boletín.

Los estudios tefro-estratigráficos del volcán Sabancaya realizado por medio de cuatro calicatas ubicadas al pie del flanco Este del volcán Sabancaya muestran varias erupciones explosivas de baja a moderada magnitud (IEV 1-2) durante el Holoceno. En las calicatas se han identificado 13 capas centimétricas de caída de ceniza emitidas entre 4150 ± 40 años AP y 730 ± 35 años AP.

Las rocas del volcán Ampato corresponden a andesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas (57.6-76.9 wt. % SiO_2), mientras que las rocas del volcán Sabancaya corresponden sólo a andesitas y dacitas (60.4-67.1 wt. % SiO_2). Todas las muestras analizadas pertenecen a la serie calco-alcalina con alto contenido de K (2.6-3.6 wt. % K_2O para rocas del Sabancaya y 2.1-6.2 wt. % K_2O para rocas del Ampato). Las rocas del CVAS presentan una gran homogeneidad mineralógica y textural. En las andesitas y dacitas del Ampato y Sabancaya se distinguen fenocristales de plagioclasa (que a veces miden hasta 1 cm), anfíbol, biotita, óxidos de Fe-Ti, clinopiroxeno y ocasionalmente ortopiroxeno. Las andesitas y dacitas son principalmente de textura porfídica con una pasta intersertal o microlítica. Cristales de olivinos están presentes únicamente en los productos menos diferenciados y en la mayoría de los casos con texturas de desequilibrio y/o bordes corroídos. Las riolitas corresponden a pómez de caída pliniana y contienen fenocristales de plagioclasa, sanidina, biotita y óxidos de Fe-Ti.

Según el comportamiento geoquímico de las rocas del CVAS y, según el contexto geodinámico ligado a la subducción, los magmas del CVAS resultan esencialmente de la fusión parcial de la cuña del manto metasomatizado por fluidos provenientes de la deshidratación de la corteza oceánica subducida. De otra parte, las características isotópicas de las rocas del CVAS ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevados y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ bajos) son similares a los magmas de la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes. De otro lado, las rocas del CVAS poseen bajos valores en Y y HREE con respecto a los magmas calco-alcalinos «clásicos» de arco. Esas características pueden reflejar la asimilación o mezcla de magmas basálticos «padres» provenientes del manto con magmas generados en la base de la corteza (magmas generados a alta presión), conteniendo granate (\pm anfíbol) en el residuo de fusión, y en el contexto de una corteza continental engrosada.

Se elaboraron cuatro futuros escenarios eruptivos en caso de una reactivación del volcán Sabancaya, dado que es el volcán activo de dicho complejo. Los escenarios están basados en el cartografiado geológico, tipos de dinamismo eruptivo y magnitud de las erupciones pasadas, así como en el comportamiento de otros volcanes peruanos, considerados como «análogos» al Ampato-Sabancaya, tales como el Ubinas. El primer escenario contempla una erupción vulcaniana (IEV 1-2); el segundo escenario corresponde a una erupción vulcaniana o subpliniana (IEV 3); el tercer escenario corresponde a erupción pliniana (IEV 4-5) y el cuarto escenario corresponde a una erupción efusiva.

En base al estudio geológico y modelamiento de procesos volcánicos se han elaborado tres mapas de peligros, presentados en un solo póster, que consideran principalmente una reactivación del volcán Sabancaya: **a) Mapa proximal de peligros múltiples:** que considera la ocurrencia de flujos de lava, flujo piroclástico, lahares y caída de proyectiles balísticos. En este mapa se ha delimitado, en base al concepto de cono de energía (H/L), una zona de alto peligro (rojo) comprendida entre 2 y 4 km de distancia del cráter del Sabancaya, del cual también forman parte diversas quebradas que drenan de los volcanes Sabancaya y Ampato. La zona de moderado peligro (naranja), se encuentran entre 4 y 7 km del Sabancaya. La zona de bajo peligro (amarillo), se encuentra entre 7 y 12 km del Sabancaya. **b) Mapa de peligros por lahares distales y avalanchas de escombros:** Para delimitar las zonas

de peligros por lahares y avalanchas de escombros, se utilizó el software LAHARZ. La zona roja, considerada de alto peligro, puede ser afectada por lahares de hasta 5 millones de m^3 ; la zona naranja, de moderado peligro, puede ser afectada por lahares de 10 millones de m^3 ; y la zona amarilla, de bajo peligro, corresponde a la zona que puede ser afectada por lahares de 20 millones de m^3 . Un escenario para generar avalancha de escombros se considera el derrumbe o colapso del volcán Ampato. Para delimitar el alcance de la avalancha de escombros se utilizó nuevamente el concepto de cono de energía. El límite de la avalancha está entre 18 y 20 km en el sector sur, y entre 10 y 12 km en los sectores este y oeste, y menos de 4 km en el flanco Norte. **c) Mapa de peligros por caídas piroclásticas:** Presenta tres zonas de peligros: la zona de alto peligro (rojo), se encuentra dentro de los 12 km de distancia. Puede ser afectada por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (IEV 1-2), por caídas de ceniza de varios centímetros de espesor en erupciones moderadas (IEV 3), y por caídas de lapilli y bloques de pómez, de varios decímetros a algunos metros de espesor, en erupciones grandes (IEV 4-5). La zona de moderado peligro (naranja), está entre 10 y 35 km de distancia. Puede ser afectada por caídas de ceniza de algunos milímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (IEV 1-2), por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor en erupciones medias (IEV 3), y por caídas de ceniza, lapilli y bloques de pómez del orden de varios centímetros a decímetros de espesor en erupciones grandes (IEV 4-5). La zona de bajo peligro (amarillo), abarca entre 35 y 60 km de distancia. Esta zona no será afectada por caídas de ceniza durante erupciones pequeñas a moderadas (IEV 1-2), pero si por caídas de ceniza de algunos milímetros de espesor en erupciones medias (IEV 3), y por caídas de ceniza de pocos centímetros de espesor en erupciones grandes (IEV 4-5).

En caso de una eventual reactivación del volcán Sabancaya, las zonas más propensas a ser afectadas por los productos como caídas de cenizas y eventuales lahares, corresponden al valle del río Colca, valle del río Siguas y la altiplanie volcánica, donde se localizan poblados, caseríos/parajes, terrenos de cultivos, pastizales y obras de infraestructura, **como el canal de agua del Proyecto Majes – Siguas y otros que conducen agua a los poblados de Taya, Lluta y Huanca. Asimismo se vería afectado el ganado camélido que habita la zona.**

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

En el sur del Perú la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental sudamericana ha generado la existencia de un arco volcánico Plio-cuaternario de naturaleza calco-alcalina, situado sobre la Cordillera Occidental de los Andes. Este arco volcánico forma parte de la denominada Zona Volcánica Central de los Andes (CVZ; de Silva y Francis, 1991). El arco volcánico activo está ubicado a aproximadamente a 240 km al Este del borde occidental de la placa sudamericana, paralela a la fosa Peruano-Chilena. La dirección de convergencia de la Placa de Nazca debajo del continente sudamericano es de N79°E y tiene una velocidad media de 5-6 cm/año (Norabuena et al., 1999).

Los estudios geológicos y vulcanológicos efectuados desde la década de los 80's en el sur del Perú, han permitido visualizar la intensa actividad volcánica reciente e histórica manifestada por los siete volcanes activos con que cuenta el arco volcánico del SO peruano: Sabancaya, Ubinas, Misti, Huaynaputina, Ticsani, Yucamane y Tutupaca. En épocas históricas, estos volcanes causaron enormes estragos a varios poblados, terrenos de cultivo y obras de ingeniería localizados en sus inmediaciones. La reactivación sucesiva de los volcanes Sabancaya (1988-1998 y 2013-2015) y Ubinas (2006-2009; 2013-2015), así como el alto grado de exposición de los habitantes de la ciudad de Arequipa (1 000 000 habitantes) frente a una eventual reactivación del Misti, ha llevado al Observatorio Vulcanológico del INGEMMET, en cooperación con el Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) de Francia, a desarrollar un programa destinado a realizar estudios vulcanológicos tendientes a comprender mejor la dinámica eruptiva pasada de los volcanes activos, elaborar mapas de peligros y realizar el monitoreo de los siete volcanes activos del sur peruano.

En el presente trabajo se presentan los resultados del estudio geológico-vulcanológico del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (CVAS), del cual sólo el volcán Sabancaya (5980 msnm) es activo. El CVAS se ha edificado al sur de un estratovolcán inactivo y erosionado: el Hualca Hualca (6280 metros sobre el nivel del mar -msnm-), de edad Pleistocénica. El volcán Ampato (6280 msnm) está construido al extremo sur del complejo Ampato-Sabancaya, mientras que el volcán Nevado Sabancaya (5980 msnm) está localizado al norte, colindante con el Hualca Hualca. El Sabancaya está constituido de dos conos superpuestos al medio

de las cuales se encuentra el cráter activo. La fresca morfología de los domos y coladas de lava en bloques de este volcán sugieren su emplazamiento en una etapa muy reciente. La actividad histórica del volcán Sabancaya ocurrida los últimos 500 años estuvo caracterizada por erupciones leves a moderadas (Thouret et al., 1994). Desde 1981 el Sabancaya mostró algunos indicios de reactivación, posteriormente entre 1986 hasta 1990 las emisiones de gases y ceniza fueron en aumento. El 28 de mayo de 1990 se produjo una actividad explosiva de tipo vulcaniana (Guillande et al., 1992). En esta oportunidad se temió que la actividad aumentara con posibles consecuencias trágicas para los más de 30,000 habitantes que viven en las áreas del valle de Colca y Siguas (situados al N y NE del volcán), cuyas principales actividades son la agricultura y ganadería. A lo largo del año 2012 el Sabancaya empezó a emitir gases tenues de manera esporádica, la cual se acentuó en febrero 2013, durante el cual el Sabancaya empezó a emitir gases de color gris claro a azulino que ascendieron hasta 1200 m de altura.

En este estudio no consideramos al volcán Nevado Hualca Hualca ya que es un volcán antiguo, erosionado e inactivo cuya edificación se habría producido durante el Pleistoceno (Thouret et al., 2007) y con muy pocas posibilidades de reactivación. Una muestra de flujo de lava que aflora al extremo norte y en la base del Hualca Hualca fue datada en 1.06 ± 0.05 Ma (Thouret et al., 2007).

El presente estudio geológico-vulcanológico, referido al complejo volcánico Ampato-Sabancaya forma parte del *proyecto GA-17: «Evaluación del Peligro Volcánico en el sur del Perú»* efectuado por la Dirección de Geología Ambiental y Riesgo del INGEMMET en convenio con el Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) de Francia. En él, se busca interpretar el comportamiento geológico-vulcanológico de dicho complejo, en base al estudio de los diversos materiales emitidos durante su historia eruptiva, para poder así predecir su comportamiento en el futuro, con fines de prevención y mitigación de desastres frente al peligro volcánico potencial que presenta.

UBICACIÓN

El complejo volcánico Ampato-Sabancaya (CVAS) se encuentra ubicado a 70 km al NO de la ciudad de Arequipa (fig. 1.1), en la Cordillera Occidental de los Andes del sur del Perú. El CVAS está

situado en la provincia de Caylloma, departamento de Arequipa, cuyas coordenadas geográficas son las siguientes:

Latitud comprendida entre 15° 46' y 15° 52' sur

Longitud comprendida entre 71° 49' y 71° 54' oeste

La cumbre del volcán Ampato está localizada a 6200 msnm. Este volcán representa un volumen aproximado de 35-40 km³, mientras que la cumbre del Sabancaya está a 5980 msnm, cubre un área de 65 a 70 km² y representa un volumen de aproximadamente 6-7 km³.

VÍAS DE ACCESO

La principal vía de acceso al complejo volcánico Ampato-Sabancaya es la que se dirige de la ciudad de Arequipa a la localidad de Chivay (provincia de Caylloma), la cual se encuentra completamente asfaltada. Siguiendo esta vía se arriba a la localidad de Sumbay (km 52 de la vía Arequipa-Juliaca) y luego se prosigue hasta el sector de Patapampa (km 60 de la vía Arequipa-Chivay); de donde parte un desvío con dirección O y SO. Esta última vía corresponde a una trocha carrozable y angosta, la cual pasa al norte del nevado Ananta y continúa hacia la Hacienda Sallalli (30 km al oeste de Patapampa) y el caserío de Cajamarcana, desde allí se observa el flanco Este del complejo Ampato-Sabancaya. Por esta vía de acceso es difícil transitar con vehículos ligeros debido a la intensa acumulación de limo, arena y grava dispersos en toda la altiplanicie.

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

Existe una tercera vía de acceso desde la localidad de Huambo (provincia de Caylloma), de donde parte una trocha carrozable y poco conservada con dirección SE. Esta vía corresponde a la carretera habilitada por el Proyecto: «Línea de transmisión eléctrica Mantaro-Socabaya» operada por el Consorcio Transmataro S.A. Por esta vía se accede hacia el flanco occidental del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

OBJETIVOS

El objetivo central del este trabajo fue de realizar estudios geológicos que permitan conocer el tipo de actividad eruptiva pasada del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (CVAS) y elaborar el mapa de peligros del volcán Sabancaya (volcán más joven y activo de este complejo), con el propósito de brindar a la sociedad y autoridades locales y regionales (Gobierno Regional de Arequipa,

Municipalidades provinciales y distritales, INDECI, etc.) un documento oficial que permita efectuar un adecuado ordenamiento territorial, la formulación de proyectos de desarrollo, la elaboración de planes de prevención y el manejo de una eventual crisis volcánica del Sabancaya.

Para alcanzar los objetivos señalados se realizaron los siguientes trabajos:

- Recopilación y evaluación de los archivos históricos y crónicas sobre la actividad histórica del volcán Sabancaya.
- Cartografiado geológico del complejo volcánico Ampato - Sabancaya, a escala 1:25 000 (escala de detalle), que permitió conocer los tipos de depósitos emitidos, y el área de emplazamiento de dichos productos volcánicos. Esta información permitió determinar los tipos de mecanismos eruptivos (efusivos, explosivos, etc.) acaecidos a lo largo de la historia de dicho complejo.
- Estudio crono-estratigráfico sobre la base de dataciones radiométricas (¹⁴C y ⁴⁰K/⁴⁰Ar), a partir del cual se conoció el modo de evolución temporal del complejo volcánico Ampato - Sabancaya, así como también se determinó de manera relativa la magnitud y frecuencia de algunas erupciones presentadas por este complejo volcánico.
- Estudiar la petrografía, mineralogía y geoquímica de los productos volcánicos para inferir sobre el modo de generación y evolución de los magmas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.
- Realizar la evaluación de peligros ligados a una eventual reactivación del volcán Sabancaya, considerado como uno de los volcanes activos del sur peruano con posibilidades de reactivación.
- Elaborar el mapa de peligros del volcán Sabancaya que sirva como herramienta para el ordenamiento territorial, la formulación de proyectos de desarrollo, la elaboración de planes de prevención y el manejo de una eventual crisis volcánica de este volcán.

DOCUMENTACIÓN BASE

La base topográfica empleada, es la hoja fotogramétrica de Chivay elaborada en el año de 1964 por el Instituto Geográfico Nacional (IGN), a escala 1:100 000. Esta hoja fue reimpressa y actualizada por el IGN en el año de 1990.

Se utilizaron imágenes satelitales Aster del año 2010, procesadas en el Laboratorio de Imágenes Satelitales del INGEMMET. También se utilizaron imágenes satélite Landsat TM y Google Earth, así como, fotografías aéreas del IGN del año 1955.

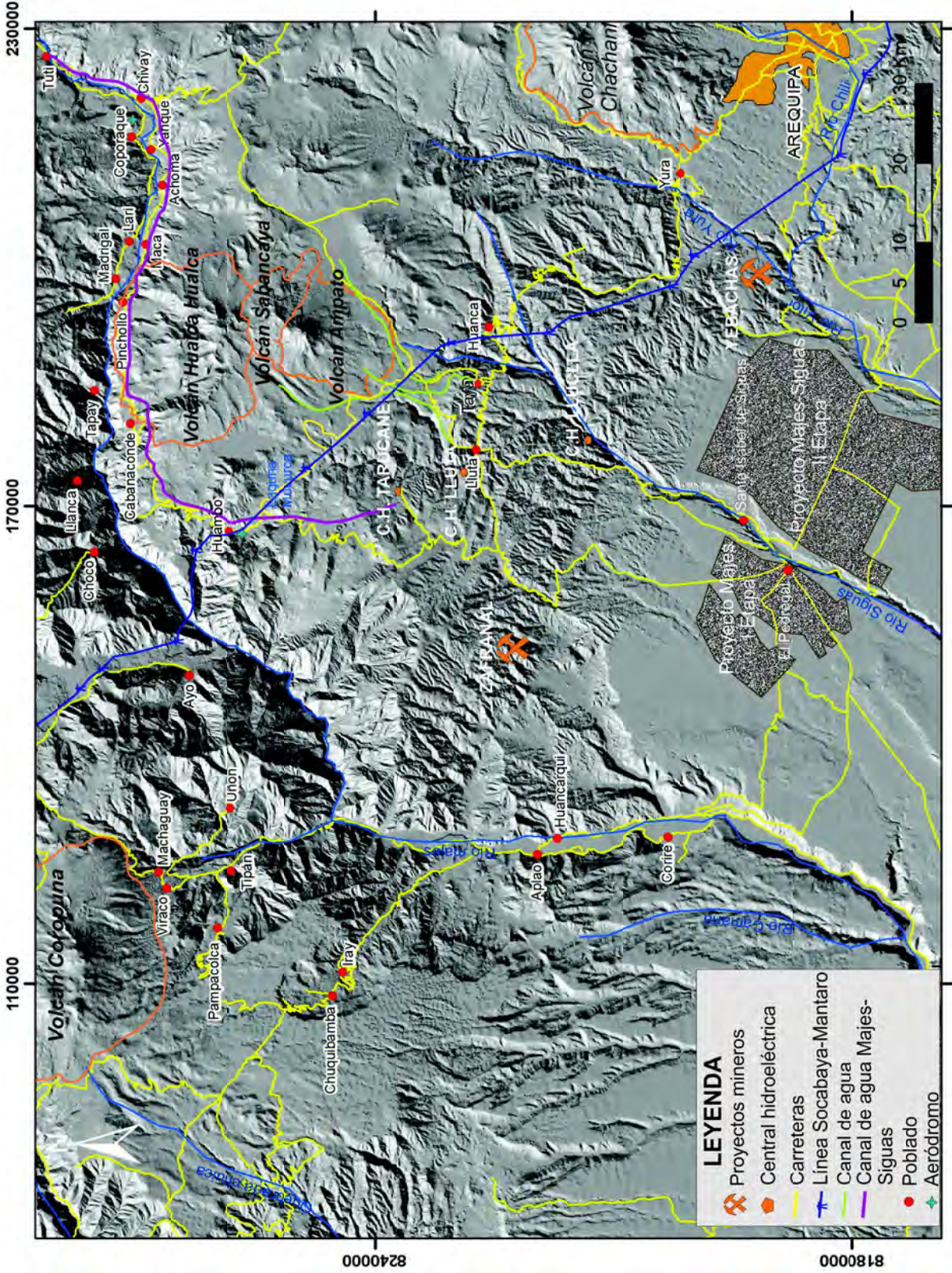


Fig. 1.1 Mapa de ubicación del complejo volcánico Ampato - Sabancaya, poblados y obras de infraestructura localizados en inmediaciones de dicho complejo

METODOLOGÍA DE TRABAJO

Los diversos trabajos de investigación se desarrollaron entre los años 2009 y 2011. En los años 2009 y 2010 se efectuó principalmente en el estudio geológico del volcán Sabancaya. Mientras que, en el año 2011, el trabajo se centró en la geología y evolución del volcán Ampato. La metodología empleada se dividió en tres etapas:

Primera Etapa: Trabajos de gabinete y recopilación de material bibliográfico

Se efectuaron durante los primeros meses del año 2009 y consistió en:

- Recopilación de material bibliográfico relacionado a las características de las erupciones históricas y la geología del complejo volcánico.
- Confección de la base topográfica.
- Procesamiento de imágenes de satélite Aster del año 2009, del complejo Ampato-Sabancaya y sus alrededores.
- Fotointerpretación geológica sobre la base de fotografías aéreas a escala 1:42 000, pertenecientes al IGN y correspondientes al año 1955. Para este trabajo, también se utilizaron imágenes de satélite Aster, Landsat TM y Google earth.

Segunda Etapa: Trabajos de campo

Estos trabajos se efectuaron entre los años 2009 y 2011. Permitieron realizar el cartografiado geológico, el estudio estratigráfico y muestreo de productos volcánicos emitidos y/o asociados al complejo Ampato-Sabancaya. Estos estudios se dieron en forma alternada con los trabajos de gabinete.

Año 2009

En este año las salidas de campo fueron principalmente hacia el volcán Sabancaya. Se efectuaron en los meses de abril, julio, agosto y septiembre, los principales trabajos realizados en ese año fueron:

- Cartografiado de estructuras y depósitos que afloran en los sectores S, SE, SO y NE del volcán Sabancaya.
- Ascenso a la cima del volcán Sabancaya desde donde se pudo visualizar el fondo del cráter de dicho volcán y evaluar el tipo de actividad actual.
- Muestreo de los diversos depósitos volcánicos que afloran en la parte baja de los flancos O, E, N y SE del volcán Sabancaya.
- Cartografiado geológico del flanco este del volcán Ampato y muestreo de productos.
- Se llevaron a cabo reuniones de coordinación con las diferentes instituciones educativas del poblado de Chivay, y se realizaron

charlas de capacitación sobre peligros y riesgos geológicos latentes en el valle del Colca, dirigidas a docentes y a escolares.

- Envío de muestras de rocas para los análisis químicos a laboratorios externos y tratamiento de los resultados. Asimismo se realizaron secciones delgadas y el estudio petrográfico de rocas.

Año 2010

En este año, las salidas de campo se efectuaron en los meses de abril, julio, agosto y noviembre. A continuación, se describen los principales trabajos:

- Durante este año se prosiguió con el cartografiado geológico y el muestreo de flujos de lava que afloran en los flancos E, O y NE del volcán Sabancaya.
- Se prosiguió con el estudio estratigráfico de los depósitos emitidos por el volcán Sabancaya entre los que se distinguen: lahares, flujos de lavas y caídas de ceniza que afloran en el sector este del volcán (sector de Cajamarca).
- Se iniciaron con los trabajos de cartografiado de estructuras volcánicas y tectónicas y depósitos que afloran en los sectores S, SE, SO y NE del volcán Ampato.
- Se realizaron dos calicatas de aproximadamente 2.5 m de profundidad en dos sectores Sallalli (4 km al este del Sabancaya) y Colihuiri (6 km al NE del Sabancaya), en donde se pudo describir y muestrear niveles delgados de cenizas y lapilli de pómez ligados a la actividad volcánica explosiva holocénica del Sabancaya.
- Se continuaron con los trabajos de difusión y sensibilización sobre peligros geológicos. Incidiendo sobre los peligros volcánicos, a docentes y escolares de las diferentes instituciones educativas del valle del Colca.
- Al igual que el año anterior se enviaron muestras de rocas para los análisis químicos a laboratorios externos y el envío de muestras al Laboratorio de Petrotomía del INGEMMET para confección de secciones delgadas.

Año 2011

En este año los trabajos de campo se efectuaron en los meses de abril, julio, agosto y noviembre, que comprendió aproximadamente 80 días. A continuación se describen los principales trabajos efectuados:

- Cartografiado geológico y el muestreo de productos volcánicos: flujos de lava de los flancos S, SO y SE del volcán Ampato.
- Se realizaron dos calicatas de 1.5 m de profundidad en dos sectores: Piscone (4 km al SO del Ampato) y Pucarilla (6 km al sur del Ampato), en donde se pudo describir y muestrear

niveles delgados de cenizas y lapilli pómez ligados a la actividad volcánica explosiva holocénica del Sabancaya.

- Se prosiguió con el cartografiado geológico de fallas y estructuras geológicas.
- Se continuaron con los trabajos de difusión y sensibilización sobre peligros geológicos y riesgos del valle del Colca, impartidos a docentes y a escolares de las diferentes instituciones educativas de Chivay.
- Se tuvieron reuniones de trabajo con autoridades de Maca, Madrigal y con funcionarios de la ONG DESCO a fin de realizar trabajos de difusión y sensibilización sobre los peligros geológicos conjuntos.

Tercera Etapa: Trabajos de gabinete y redacción del informe

Estos trabajos se efectuaron durante el año 2011 y consistieron en:

- Reinterpretación de imágenes satelitales Aster, Landsat TM y Google Earth.
- Se elaboró una base de datos de las muestras tomadas en campo.
- Se enviaron muestras de rocas para análisis químicos, isotópicos, dataciones ^{14}C y K/Ar a laboratorios externos y tratamiento de los resultados.
- Se enviaron muestras al Laboratorio de Petrotomía del INGEMMET para confección de secciones delgadas.
- Estudio petrográfico y geoquímico de rocas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.
- Revisión y digitalización del mapa geológico del complejo volcánico Ampato-Sabancaya y alrededores.
- Elaboración del mapa de peligros del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.
- Redacción del informe final.

ESTUDIOS ANTERIORES

Existen pocos trabajos relacionados al estudio geológico-vulcanológico del complejo Ampato-Sabancaya. La mayoría de trabajos trata sobre el reconocimiento geológico del volcán Sabancaya y la fenomenología de los procesos ocurridos a largo de la actividad 1988-1998. En lo referente a la actividad histórica, existen pocos relatos y/o escritos por cronistas e historiadores que describen la actividad de este volcán.

A continuación hemos sintetizado, en orden cronológico y de forma muy breve los principales trabajos realizados sobre este volcán:

Hantke G. y Parodi A. (1966) publican el catálogo de los volcanes activos del mundo en la «Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra» (IAVCEI), en donde describen los períodos de la actividad eruptiva histórica y el tipo de actividad del volcán Sabancaya.

Parodi A. (1975) describe el modo de actividad eruptiva del volcán Sabancaya en tiempos históricos, en el Boletín N°94 «Los volcanes del Perú», perteneciente a la Sociedad Geográfica de Lima.

De Silva S. y Francis P. (1991) publican en la editorial Springer Verlag (Alemania) un estudio vulcanológico denominado: «*Los Volcanes de los Andes Centrales*», el cual fue realizado sobre la base del análisis y tratamiento de imágenes de satélite Landsat TM y datos de campo. En este estudio enuncian las características del volcán Sabancaya y las posibles amenazas asociadas a una futura reactivación de dicho volcán.

Guillande R., Thouret J.C., Huamán D. y Le Guern F. (1992) integraron la misión franco-peruana que participó en el monitoreo y seguimiento de la actividad eruptiva 1988 y 1998 del volcán Sabancaya. Dichos autores presentaron un estudio denominado: «*La actividad eruptiva actual del volcán nevado Sabancaya (sur del Perú) y la evaluación de las amenazas y de los riesgos: geología, cartografía e imágenes satelitales*», al Ministerio de Relaciones Internacionales de Francia. En este estudio, hacen una descripción de la evolución morfológica del cono volcánico, además estudian los productos emitidos durante la actividad eruptiva y cartografían las zonas expuestas en caso de un incremento de actividad eruptiva del Sabancaya. Finalmente, evaluaron el impacto de las caídas de ceniza en el medio ambiente. Estos autores enuncian tres posibles escenarios eruptivos y los riesgos que se podrían generar en cada escenario.

Inbar M. y Llerena C. (1994) publicaron un reporte técnico denominado «*Efectos de la erupción del volcán Sabancaya, Perú-1990. Evaluación Preliminar*», en el cual describen los efectos de la actividad del Sabancaya ocurrida durante los años 1988 a 1994. En este trabajo, se presentan los tipos de trabajos efectuados por parte del grupo científico encargado de monitorear el volcán como parte del manejo de emergencia frente a la actividad del Sabancaya.

Huamán D. (1995), realizó una tesis de grado para optar el Título de Ing. Geólogo en la UNSA denominada «*Métodos y Aplicaciones de las Imágenes de Satélite en la Cartografía Geológica: El caso del seguimiento y evaluación de la amenaza volcánica del Sabancaya (Región del Colca, Arequipa)*». Este estudio trata del reconocimiento geológico y la evaluación de peligros geológicos de la región del Colca por medio de imágenes de satélite SPOT, Landsat MSS, SAR ERS-1 y estudios de campo. Dentro de ello, presentó los resultados del monitoreo volcánico del Sabancaya

efectuado por medio de imágenes satelitales, durante el cual observó un crecimiento del diámetro del cráter y la formación de fracturas alrededor del cono central. También observó una falla denominada «Zona de Fracturamiento Tectónico de Sepina» ubicada al extremo NE del Sabancaya, la cual se prolonga hasta la falla Ichupampa.

Thouret J. C., Gourgaud A., Uribe M., Guillaude y R., Salas G. (1994) publicaron un estudio sobre «*La actividad eruptiva actual del volcán nevado Sabancaya (sur del Perú): reconocimiento geológico, evaluación y cartografiado de las amenazas volcánicas*» en el Boletín de la Sociedad Geológica de Francia N° 165, Vol. 1, 49-63. En este estudio dichos autores presentan los tipos de peligros volcánicos que puede generar la actividad eruptiva 1988-1998 del volcán Sabancaya. Luego enunciaron tres posibles escenarios eruptivos y los riesgos que se podrían generar en cada escenario. Para el episodio eruptivo de 1990-1992, dichos autores estimaron un volumen de tefra emitido de 0.025 km³. La dispersión de la ceniza alcanzó más de 20 km de distancia al Este respecto al volcán. Los mismos autores interpretaron que la erupción se debió a la liberación repentina de gas a presión por la intrusión de magma en el conducto o chimenea. Ellos estimaron un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) de 2-3 para este episodio eruptivo.

Lamadon S., (1999) realizó una tesis de maestría en la Facultad de Geografía de la Universidad Blaise Pascal (Clermont-Ferrand, Francia) denominada «*Fluctuations glaciaires et Tephrostratigraphie dans les montagnes intertropicales: Une revue et applications dans les Andes du Sud du Pérou (massifs des nevados Ampato et Coropuna)*», en el que hace un análisis de las fluctuaciones glaciares ocurridas en los Andes del sur peruano durante el Pleistoceno y Holoceno sobre la base del estudio de las morrenas de los volcanes Ampato y Coropuna, y datos bibliográficos.

Bulmer M., Engle F., Johnston A. (2000) investigadores del *Centre for Earth and Planetary de la Smithsonian Institution (USA)*, efectuaron el cartografiado de las lavas del volcán Sabancaya y una cronología del emplazamiento de las mismas por medio de imágenes de radar RADARSAT, imágenes Landsat TM, fotografías aéreas y datos de campo. Asimismo, determinaron las direcciones de movimiento que siguieron las lavas. Además, realizaron un análisis preliminar de los peligros volcánicos.

Antayhua Y. (2002) elaboró una tesis de Ing. Geofísico titulada: «*Análisis de la actividad sísmica en la región del volcán Sabancaya y los sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998)*», la cual fue presentada a la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, en la cual sugiere que la ocurrencia de movimientos sísmicos registradas en el año de 1992, en la zona de Pampa Sepina (al NE del volcán Sabancaya), se debió a la

actividad tectónica generada por actividad de la falla Sepina y/o a los esfuerzos generados por la presión que ejercía el magma durante su ascenso antes de llegar a la cámara magmática del volcán Sabancaya.

Cravoisier S. y Maurer V. (2003) realizaron un estudio denominado: «*Monitoreo y análisis preliminar de la actividad sísmica del volcán Sabancaya (Arequipa) durante el periodo comprendido entre el 1 y 15 de julio del 2002*», el cual fue publicado en el compendio de trabajos de investigación, CNDG – Biblioteca, Instituto Geofísico del Perú, V. 4 (2003), p. 65-74. Estos autores realizaron una clasificación y análisis de las señales sísmicas registradas por una red sísmica temporal compuesta por cuatro estaciones de banda ancha instaladas en las proximidades del volcán Sabancaya, cuya clasificación ha sido realizada utilizando el modelo propuesto por Minakami (1974). Durante el periodo de operatividad de la red sísmica, se ha registrado señales de tipo VT-A, VT-B, periodo largo, tremores y explosiones, sugiriendo que el Sabancaya permanece activo y recomiendan continuar con el monitoreo sísmico.

Gerbe M. y Thouret J.C. (2004) publicaron un estudio petrológico y geoquímico denominado: «*Role of magma mixing in the petrogenesis of tephra erupted during the 1990–98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru*» en el *Bulletin of Volcanology*, en donde mostraron que el proceso eruptivo ocurrido entre 1988-1996 se debió a inyecciones repetidas de magmas máficos en la base de un reservorio magmático superficial en vía de diferenciación (localizado a ~6 km de profundidad, según las medidas efectuadas en los cristales de anfíbol), las cuales han provocado procesos de mezcla mecánica de magma («mingling») e hibridización («mixing»), conducentes a la formación de magmas andesíticos híbridos que contribuyeron en el desencadenamiento del proceso eruptivo. Antes de la reactivación del volcán Sabancaya en 1988, los procesos de asimilación de materiales corticales han contaminado los magmas provenientes del manto, lo cual fue puesto en evidencia por las elevadas razones isotópicas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y δ¹⁸O (0.7067–0.7067 y 7.6–8.4 ‰ VSMOW, respectivamente) de las rocas del volcán Sabancaya.

Juvigné E., Thouret J.C., Loutsch I., Lamadon S., Frechen M., Fontugne M., Rivera M., Dávila J. y Mariño J. (2008) publicaron un estudio denominado «*Retombées volcaniques dans de tourbières et lacs autour du massif des nevados Ampato et Sabancaya (Pérou Meridional, Andes Centrales)*», el cual presenta resultados de un estudio tefroestratigráfico realizado por medio de sondajes o calicatas y dataciones ¹⁴C en turbas localizadas alrededor del volcán Sabancaya. En el **bofedal de Sallalli** ubicado al sur del Sabancaya, Juvigné et al. (2008) realizaron tres sondajes: S1, S2 y S3. En el sondaje S1, se dató una turba localizada a 360 cm de profundidad, en 9070±100 años B.P., sobre la cual se encontró un nivel de ceniza. En el sondaje S2, a

165 cm de profundidad, obtuvieron una turba datada en 2050 ± 70 años B.P. que se encuentra bajo niveles de ceniza. En el sondeaje S3, ubicado al **norte del río Sallali**, obtuvieron edades de tres muestras de turba: la primera obtenida a 450 cm de profundidad, datada en 4500 ± 125 años B.P.; la segunda muestra obtenida de 365 cm de profundidad fue datada en 2955 ± 80 años B.P. y la tercera muestra obtenida de 314 cm de profundidad, tiene una edad de 1790 ± 110 años B.P. En la **laguna Mucurca** (15 km al oeste del volcán Ampato), tomaron una muestra de un depósito lacustrino, que infrayace una capa de ceniza. Este depósito está ubicado a 225 cm de profundidad, con una edad de 2650 ± 50 años B.P. Finalmente, en el **bofedal de la Qda. Pujro Huayro** (al oeste del Sabancaya) dataron una muestra de turba por el método C^{14} en 5440 ± 40 años B.P. La turba yace debajo de una lava del volcán Sabancaya.

Gonzales K., Froger J-L., Audin L., y Macedo O. (2009) publicaron en el Boletín de la Sociedad Geológica del Perú (Vol. 103, 109-124), un estudio denominado: «Ejemplos de deformación producto de la tectónica extensiva en las zonas de Huambo-Cabanaconde en Arequipa vistos por interferometría RADAR-INSAR». Este estudio realizado sobre la base del empleo de técnicas de InSAR detalla las medidas del campo de deformación co-sísmica asociada a eventos sísmicos ocurridos en la pampa Mojonpampa (noroeste del complejo Ampato-Sabancaya), en la zona Huambo-Cabanaconde. Este estudio ha permitido evidenciar procesos de deformación de suelo asociados a la tectónica extensiva superficial, que vienen ocurriendo en los Andes del sur peruano desde el Mioceno medio. Para el cálculo del interferograma, se utilizaron imágenes de radar adquiridas el 6 de diciembre de 2002 y el 12 de setiembre de 2003, que muestran la subsidencia de una zona localizada hacia el sur de la falla normal Solarpampa, y que hace parte del sistema de fallas Huambo-Cabanaconde.

Pritchard M. E., Simons M., Rosen P.A., Hensley S., Webb F.H. (2002) efectuaron estudios de deformación en inmediaciones del complejo Ampato-Sabancaya y del volcán Hualca Hualca utilizando técnicas de interferometría de radar (InSAR), combinada con el análisis de registros de sismos importantes ocurridos en la zona y el análisis de datos de GPS. Para ello utilizaron imágenes de radar de los años 1992 a 2002. Sobre la base de sus resultados muestran la ocurrencia de una deformación por inflación al N y NE del volcán Hualca Hualca. Según estos autores esta deformación posiblemente estaría asociada al proceso eruptivo del volcán Sabancaya (1988-1998).

Alcalá J. (2007) efectuó una tesis denominada «La evolución de los glaciares en el complejo volcánico Ampato (Perú)», para optar el grado de Magister en la Facultad de Geografía e Historia de la

Universidad Complutense de Madrid. Este trabajo basado en el análisis geomorfológico del complejo volcánico Ampato - Sabancaya y volcán Hualca Hualca y sobre la base de dataciones de núcleos cosmogénicos ^{36}Cl muestra que el Último Avance Glaciar Máximo (LMG) en la zona ocurrió hace aproximadamente 18 ka, tal como fue propuesto por Clapperton (1991). Mientras que la fase de reavance glaciar del Holoceno fue identificado en 11 400 años AP., lo que la sitúa dentro del intervalo propuesto por Clapperton (1991). También, en dicho trabajo, presentó un mapa geomorfológico del complejo Ampato-Sabancaya, que favorece el entendimiento de las unidades volcánicas y glaciares que existen en la zona.

Siebert L., Simkim T., Kimberley P. (2011), publicaron en la Smithsonian Institution la tercera edición de «Volcanoes of the World» donde hacen referencia a los tres procesos eruptivos del volcán Sabancaya, registrados desde el año 1750 hasta 1990, basados en los reportes del Global Volcanism Program (Smithsonian National Museum of Natural History), así como en publicaciones científicas y archivos históricos.

Delgado R. (2012) elaboró una tesis de Ing. Geólogo titulada: «Estudio geológico, petrográfico y geoquímico del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (2012)», la cual fue presentada a la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa. En base al estudio estratigráfico y geológico, Delgado sugiere que el volcán Ampato se edificó durante cuatro etapas, denominadas como: Pre-Ampato, Ampato Basal, Ampato Medio y Ampato Superior, mientras que el volcán Sabancaya se edificó en tres etapas: Sabancaya Basal, Medio y Superior, los cuales fueron emplazados durante el Plio-Cuaternario. Además, Delgado realizó un estudio petrográfico y geoquímico de lavas y depósitos piroclásticos del Ampato, los cuales varían en composición desde andesitas a riolitas ($57.8-75.9$ wt. % SiO_2), con una asociación mineralógica constituida de plagioclasa, piroxeno, anfíbol, biotita, óxidos de Fe y Ti y en menor porcentaje olivino. Asimismo, los productos volcánicos del Sabancaya varían en composición desde andesitas a dacitas ($56.77-64.9$ wt. % SiO_2), cuyo ensamble mineralógico está constituido de plagioclasa, anfíbol, piroxeno, biotita, óxidos de Fe y Ti. El estudio geoquímico, de las rocas de los volcanes Ampato - Sabancaya, indican que estos pertenecen a la serie calco-alcalina, con alto contenido de potasio. Además las rocas presentan un enriquecimiento de elementos 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 de arcos asociados a procesos de subducción. Los datos de isótopos del conjunto de rocas indican estas evolucionaron por procesos de asimilación-cristalización fraccionada (AFC), y contaminación cortical.

CLIMA E HIDROLOGÍA

Para el análisis de los elementos climatológicos, se ha recurrido a los datos registrados entre los años 1990-2010 por las estaciones meteorológicas del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología

del Perú (SENAMHI), ubicadas en las localidades de Chivay, Condoroma, La Angostura, Sibayo, Imata, Cabanaconde, Tisco, Huambo, Madrigal y Aplao. En el cuadro N° 1.1, se muestra la ubicación de dichas estaciones meteorológicas.

Cuadro 1.1
Estaciones climatológicas localizadas en la cuenca alta del valle del río Colca operadas por SENAMHI

Estación	Latitud	Longitud	Cuenca	Provincia	Tipo_estación	Alt_msnm
Imata	15° 50'	71° 05'	Chili	Caylloma	Climatológica Ordinaria	4495
Condoroma	15° 23'	71° 06'	Colca	Caylloma	Climatológica Ordinaria	4250
Tisco	15° 21'	71° 27'	Colca	Caylloma	Pluviométrica	4188
Sibayo	15° 29'	71° 27'	Colca	Caylloma	Climatológica Ordinaria	3847
Chivay	15° 38'	71° 36'	Colca	Caylloma	Climatológica Ordinaria	3651
Madrigal	15° 36'	71° 48'	Colca	Caylloma	Pluviométrica	3262
Cabanaconde	15° 37'	71° 59'	Colca	Caylloma	Climatológica Ordinaria	3230
Huambo	15° 44'	72° 06'	Colca	Caylloma	Pluviométrica	3352
La Angostura	15° 11'	71° 39'	Angostura	Caylloma	Climatológica Ordinaria	4155

El factor climático varía de acuerdo a la altitud, latitud, longitud, y otros factores como la cercanía de fuentes de agua, lo cual hace que exista un contraste de climas bien diferenciados respecto a la parte superior del complejo Ampato-Sabancaya (localizado entre 5400 y 6200 msnm) y la altiplanicie volcánica (localizada entre 4200 - 4600 msnm).

Temperatura

El nivel de 5400 a 6200 msnm, donde se encuentra el cono superior y la cumbre del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, corresponde a un clima frío. La temperatura diurna es casi siempre inferior a 0 °C. Gran parte de esta zona durante todo el año está prácticamente cubierta de glaciares. El cono medio e inferior (5400 a 4800 msnm) tiene un clima frío. El aire de esta región es seco y poco denso. La temperatura diurna está por encima de los cero grados; en cambio por las noches, casi siempre es inferior a 0 °C.

Hacia los 4800 a 4000 msnm se encuentra la superficie Puna, en donde se localizan las pampas de Condori, Tacujani, Colihuiri, Lliullipampa y la cabecera del valle del río Sigwas. En esta zona, la temperatura del día rara vez sobrepasa los 15 °C (estación de verano). El agua de los manantiales y riachuelos, en temporada de invierno, se congela superficialmente, formando capas de hielo. En esta zona, se torna poco difícil la vida del hombre, de los animales y de las plantas.

Hacia el nivel 4000 a 2800 msnm, donde se encuentran la parte superior y media del valle del Colca y Sigwas, el clima es templado

y seco durante la mayor parte del año (mayo - noviembre) con temperaturas muy marcadas entre el día y la noche que pueden llegar a ser inferiores a los -6°C y superiores a los 15°C. En esta zona, principalmente en los meses de junio y julio, se dan heladas que afectan seriamente los cultivos. Durante los meses de diciembre a abril, se producen abundantes lluvias, que consecuentemente producen o aceleran derrumbes y deslizamientos en los terrenos poco consolidados.

Las temperaturas máximas registradas en la localidad de Chivay (valle del Colca a 3651 msnm) fluctúan entre 18.3°C a 20.8°C y las temperaturas mínimas pueden llegar a 2.5°C bajo cero. El valor de la temperatura promedio mensual es de 10.2 °C. Se registran las menores temperaturas en los meses de junio y julio con 7 °C, y la temperatura promedio mayor es registrada en el mes de diciembre con 11.7 °C.

Precipitación

En este sector de los Andes del sur peruano la temporada seca corresponde a los meses de abril a noviembre, mientras que, el régimen de lluvias ocurre durante el verano (diciembre a marzo). Se presenta, por lo tanto, una sola estación húmeda, lo que repercute en el régimen de los ríos. Entre el 60 % y 75 % de la precipitación se concentra en los meses de enero a marzo. Los períodos críticos secos se sitúan entre junio y julio.

Datos de diez estaciones pluviométricas localizadas en la parte alta del valle del río Colca muestran que las precipitaciones varían

durante el período anual. En el sector noreste del volcán Sabancaya, sobre los 3900 msnm, la precipitación anual total varía entre 480 a 926 mm. Al norte del volcán Sabancaya, sobre los 3000 msnm (valle del río Colca), la precipitación anual es también variable, tal es así que en Madrigal la precipitación promedio anual total es 390.5 mm, en Cabanaconde 386.8 mm, en Chivay 391.7 mm, y

en Sibayo 574.5 mm. Las precipitaciones estimadas en el complejo Ampato-Sabancaya en promedio es de 400 mm/año (Lamadon, 1999) y ocurren entre diciembre y marzo, registrándose precipitaciones de lluvia, nieve y granizo que se depositan en la cumbre y parte superior de los flancos del complejo volcánico.

Cuadro 1.2
Precipitación total mensual completa (mm) – Período 1963-2006. Fuente: Ramos C., 2007

Estación	Altitud	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Total
Chivay	3651	4.54	8.58	11.03	17.37	47.91	92.13	97.10	85.70	19.49	3.53	2.40	1.91	391.70
Chuquibamba	2880	0.74	1.14	1.89	1.32	27.25	45.09	59.90	38.58	4.29	0.25	0.23	0.10	180.78
Condorama	4250	10.10	15.72	21.88	45.38	99.48	153.52	130.76	116.52	44.09	7.30	3.17	2.82	650.74
La Angostura	4155	9.12	17.40	33.13	52.03	110.29	182.19	173.33	137.72	43.98	7.95	3.87	3.83	774.84
Sibayo	3810	7.33	12.97	19.77	31.27	76.92	142.93	125.91	112.01	32.22	6.42	3.38	3.31	574.45
Cabanaconde	3379	6.53	6.27	5.26	9.64	36.99	95.73	112.50	92.72	18.46	0.77	0.73	1.22	386.83
Tisco	4175	11.63	18.15	27.47	40.72	84.05	167.01	150.97	132.51	43.56	10.03	3.77	3.87	693.75
Huambo	3352	2.92	3.22	4.74	4.06	24.51	69.39	74.89	59.55	13.48	0.73	1.08	0.94	259.52
Madrigal	3262	3.80	7.95	7.91	13.65	44.91	99.54	101.47	83.92	22.78	1.74	1.47	1.36	390.50
Imata	4495	5.01	8.93	16.65	30.13	71.24	132.73	121.78	102.60	27.65	5.30	2.26	1.85	526.15

La estación meteorológica de Chivay (3651 msnm), localizada a 32 km al NE del complejo Ampato-Sabancaya registra una precipitación promedio anual que varía entre 17 a 48 mm.

Cuadro 1.3
Precipitaciones durante los meses de diciembre, enero, febrero y marzo de 1990 al 2010, registradas por la Estación Meteorológica Chivay (3651 msnm) (Fuente: SENAMHI)

Año	Precipitación (mm)				Promedio anual
	Diciembre	Enero	Febrero	Marzo	
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

Con respecto a la humedad en la zona del volcán Ampato-Sabancaya, aún no se cuentan con datos. Sin embargo se tienen datos de humedad relativa de la estación de Chivay que muestra

un valor máximo registrado en el mes de febrero con 86 % y el valor mínimo de 53 % en el mes de mayo.

Cuadro 1.4
Humedad Relativa media registrada en la Estación Chivay

	Año Promedio												Prom. Anual
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic	
Media	78.7	86	83	74	53	57	62	61.3	65	65	70.7	69.3	68.8

La humedad relativa (considerando la información de la Estación Sibayo), disminuye a razón de 0.4 a 1.1% por cada 100 m de altitud. El aire se torna más seco con el aumento de la altitud, debido a ello, los gradientes térmicos son más marcados. La gradiente térmica anual por cada 100 m de altitud es de 0,5° C.

Viento

Se obtuvieron datos sobre direcciones y velocidades de vientos de baja altura de la Estación Meteorológica Chivay, ubicada dentro

del valle del Colca (3651 msnm). Según los datos, podemos mencionar que durante el año la dirección del viento cambia gradualmente, por lo que se tomó en consideración mostrar diagramas alternos (fig. 1.2) correspondientes a los meses de marzo, agosto, octubre y noviembre. Los vientos tienen una dirección predominante NE, SO y OSO. Desde luego, debido a la diferencia de altura y los diferentes contextos topográficos, las direcciones y velocidades de viento que prevalecen en el complejo Ampato-Sabancaya son diferentes a los de Chivay.

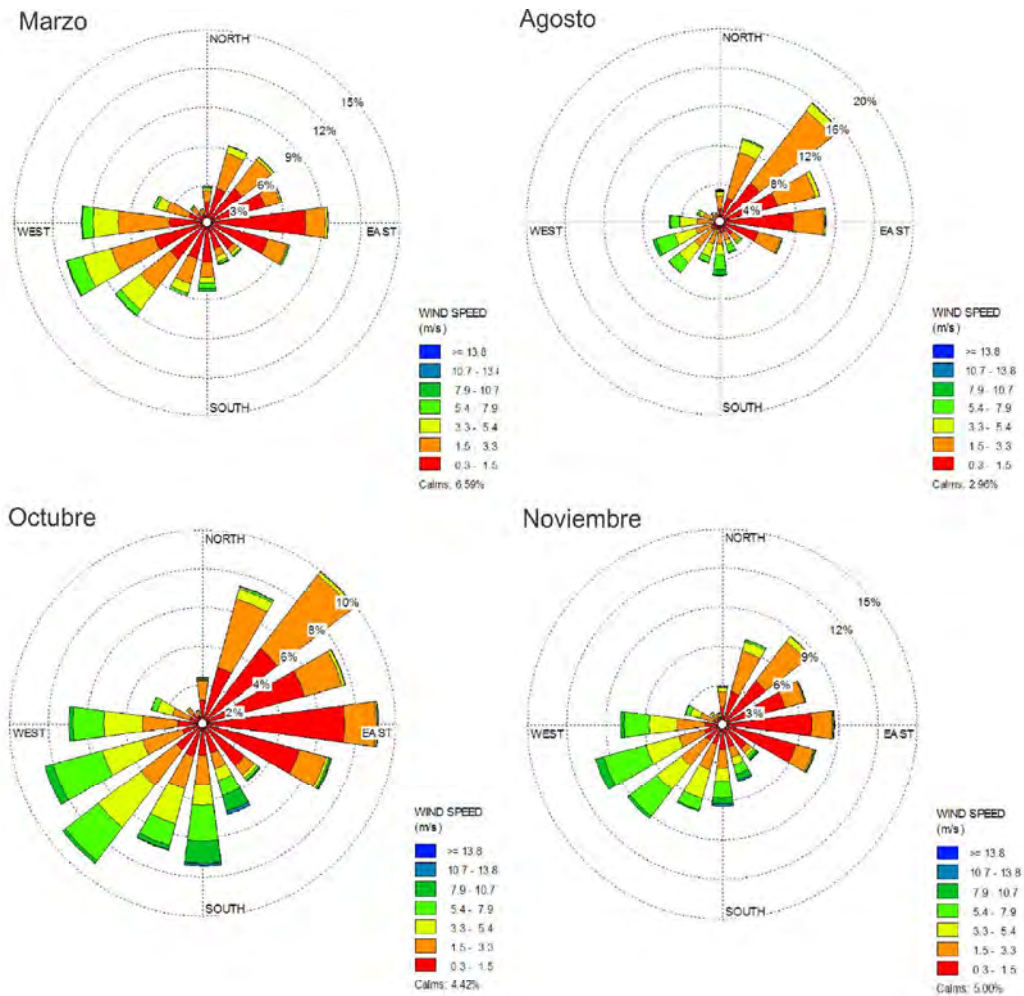


Fig. 1.2 Diagramas de velocidad y dirección de vientos promedio en la localidad de Chivay, durante los meses de marzo, agosto, octubre y noviembre

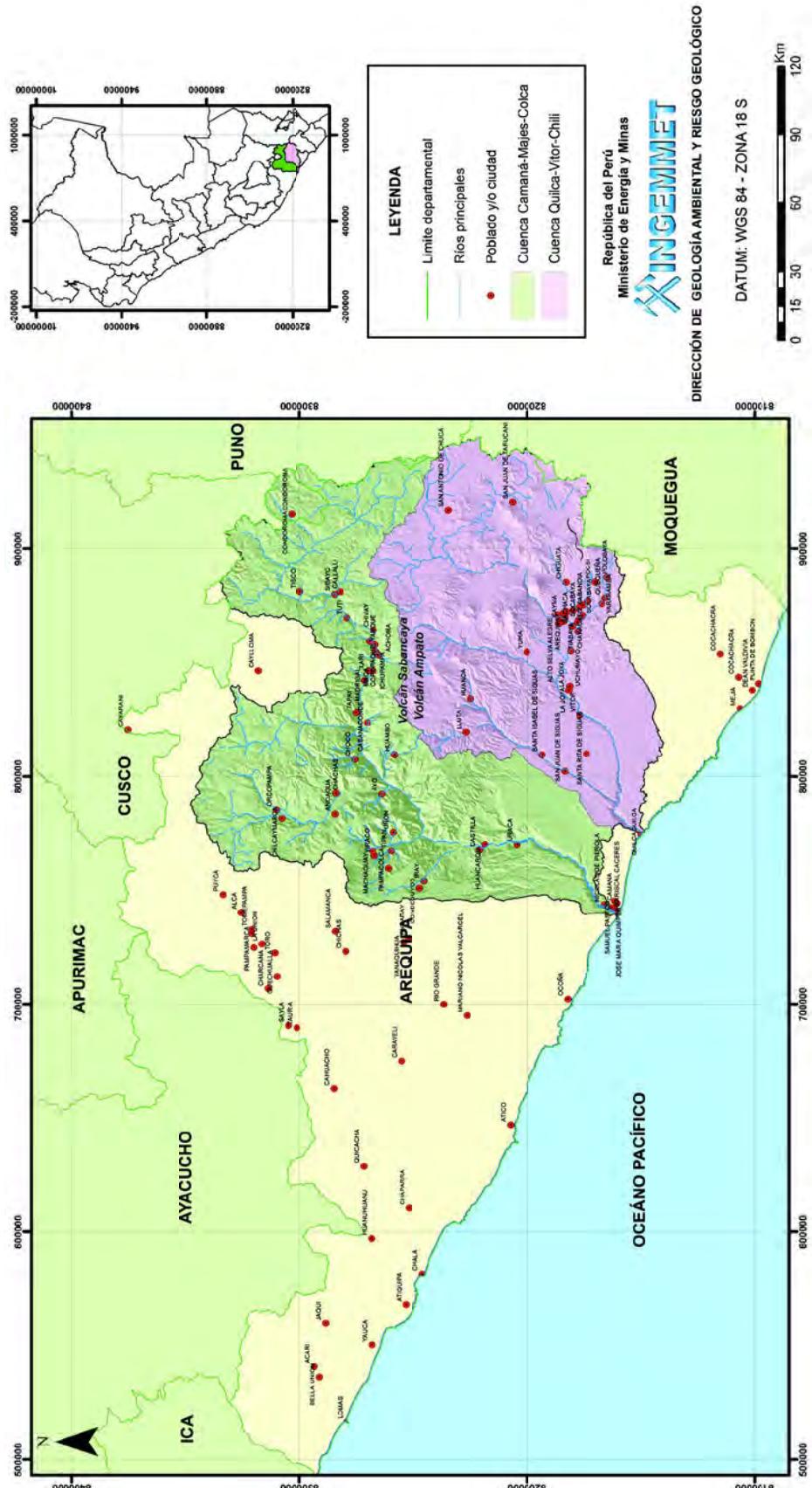


Fig. 1.3 Mapa de ubicación de las cuencas Camaná-Majes-Colca y Quilca-Vitor-Chili

Hidrología

El complejo volcánico Ampato-Sabancaya se localiza en la cabecera de la cuenca Camaná-Majes-Colca y de la subcuenca Sigwas-Quilca (cuenca Quilca-Chili). Ambas, localizadas al NE y S de dicho complejo, respectivamente (fig. 1.3). Estas cuencas reciben el aporte de numerosas quebradas y ríos. A la cuenca Camaná-Majes-Colca pertenecen los ríos Sepina y Pina cuyas aguas drenan del sector norte del complejo volcánico Ampato-Sabancaya; mientras que a la subcuenca Sigwas-Quilca pertenecen los ríos Trucani, Seraj y Parcomayo-Huaycumayo, cuyos cursos de aguas drenan por el sur de dicho complejo volcánico. Estos ríos son de régimen permanente y transportan los mayores caudales, sobre todo, en los meses de diciembre a marzo. En conjunto pertenece a la vertiente hidrográfica del Pacífico.

Los ríos de la subcuenca Sigwas-Quilca, localizados en el sector sur del Ampato: Trucani, Seraj, Parcomayo-Huaycumayo drenan sus aguas al río Pichirijma, cuya unión con el río Lihualla genera el río Sigwas, que se caracteriza por transportar agua durante todo el año. Este último incrementa considerablemente su caudal hasta 16 m³/s durante el invierno (diciembre-abril) y disminuye hasta 3 m³/s en los meses de verano (mayo-noviembre).

La cuenca Camaná-Majes-Colca tiene como drenaje principal e inicial al río Colca que desciende desde la Cordillera Occidental de los Andes y, reúne a una red de drenaje de ríos secundarios y un gran número de riachuelos y quebradas menores, con regímenes continuos, periódicos y ocasionales (lechos secos). El río Colca, en los sectores de Chivay y Cabanaconde, tiene una dirección este-oeste, es decir, transversal a la Cordillera Occidental de los Andes. En la parte baja de la cuenca, el río Colca cambia de nombre a río Majes, el cual efectúa su recorrido en dirección N - S hasta las inmediaciones del poblado de Corire, en donde cambia de dirección hacia el SO para desembocar en el océano Pacífico. La cuenca tiene un área aproximada de 17 050 km², con una longitud máxima de recorrido desde sus nacientes de aproximadamente 201 km; y presenta una pendiente promedio de 19.8 %.

ASPECTO SOCIO-ECONÓMICO

En esta parte del estudio se presentan brevemente los aspectos socio-económicos existentes en el área de influencia del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

Dato Poblacional

El departamento de Arequipa está distribuido en ocho provincias: Arequipa, Caylloma, Caraveli, Islay, La Unión, Camaná, Castilla y Condesuyos. Sólo las provincias de Caylloma, Castilla y Arequipa (fig. 1.4) se encuentran bajo influencia de cualquier eventualidad en caso de una reactivación del volcán Sabancaya.

Los datos de población y vivienda de la zona de estudio, perteneciente al departamento de Arequipa, han sido tomados del Compendio Estadístico del INEI (Instituto Nacional de Estadística e Informática), del año 2007, donde se trabaja con información del último censo correspondiente al mismo año: Censo XI de población y VI de vivienda.

La provincia de Caylloma, donde se localiza el volcán Sabancaya cuenta con una población total de 29 538 habitantes, lo que hace aproximadamente un 10 % de la población Arequipeña. La población analfabeta de esta provincia es de 4155 habitantes, y la población económicamente activa es de 13 670 habitantes.

Dentro de un radio de 50 km alrededor del volcán Sabancaya, se localiza los siguientes poblados: Chivay, Coporaque, Achoma, Yanque, Tuti, Cabanaconde, Callalli, Choco, Huambo, Huanca, Ichupampa, Lari, Lluta, Maca, Madrigal, Pinchollo, Sibayo, Tisco, Santiago de Chuca y Tapay que albergan una población total (rural y urbana) de 29 538 habitantes. Todos pertenecientes a la provincia de Caylloma. El número de viviendas de estos dieciocho distritos es de 12 997 viviendas.

Además, existen otros distritos pertenecientes a las provincias de Castilla y Arequipa, localizados a una distancia de 50 km del volcán Sabancaya (ver cuadro N° 1.5). En la provincia de Castilla, los distritos de Chachas, Ayo, Uñón, Huancarqui y Choco tienen una población aproximada de 5238 habitantes, tanto rural como urbana. En la provincia de Arequipa, los distritos de Santa Isabel de Sigwas y Yura tienen una población total (tanto rural como urbana) de 18 733 habitantes.

Por otro lado, la población, tanto rural como urbana proyectada para el año 2015 (cuadro N° 1.6), en las provincias de Caylloma, Arequipa y Castilla es de 59 901 habitantes, según el INEI (2007).



Fig. 1.4 Ubicación de provincias y distritos localizados en los alrededores del complejo volcánico Ampato-Sabancaya

Cuadro 1.5
Datos del censo del INEI del año 2007, sobre vivienda y población rural y urbana existente dentro del
área de influencia del volcán Sabancaya

Provincia	Distrito	Altura (msnm)	Población Urbana	Población Rural	Viviendas	Superficie (km ²)	Densidad de población hab/km ²
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	4.0
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	Madrigal	3271	690	15	453	160.09	4.4
Caylloma	Tisco	4211	461	1356	891	1445.02	1.3
Caylloma	Santiago de Chuca	4457	456	959	618	1531.27	0.9
Castilla	Chachas	3059	563	1384	852	1190.49	1.6
Castilla	Ayo	1982	262	98	303	327.97	1.1
Castilla	Uñón	2730	263	103	144	296.93	1.2
Castilla	Huancarqui	599	1191	254	683	803.65	1.8
Castilla	Choco	2500	381	739	769	904.33	1.2
Arequipa	Santa Isabel de Sigwas	1344	79	1167	692	187.98	6.6
Arequipa	Yura	2529	14781	1239	6179	1942.9	8.2
TOTAL			39078	12964	22619		

Cuadro 1.6
Datos de población (según sexo) en las provincias de Caylloma, Arequipa y Castilla
proyectados para el 2015 (INEI, 2007)

Provincia	Distrito	Altura (msnm)	Hombre	Mujer	Total
Caylloma	Chivay	3632	3810	3878	7688
Caylloma	Coporaque	3583	772	748	1520
Caylloma	Yanque	3420	1191	946	2137
Caylloma	Tuti	3837	363	395	758
Caylloma	Achoma	3487	485	423	908
Caylloma	Huanca	3078	795	655	1450
Caylloma	Lluta	2999	709	566	1275
Caylloma	Huambo	3308	314	300	614
Caylloma	Tapay	2984	279	266	545
Caylloma	Maca	3279	367	356	723
Caylloma	Cabanaconde	3296	1235	1171	2406
Caylloma	Ichupampa	3397	335	328	663
Caylloma	Callalli	4211	1074	929	2003
Caylloma	Lari	3358	780	746	1526
Caylloma	Sibayo	3855	297	378	675
Caylloma	Madrigal	3271	222	276	498
Caylloma	Tisco	4211	773	677	1450
Caylloma	Santiago de Chuca	4457	853	694	1547
Castilla	Chachas	3059	815	905	1720
Castilla	Ayo	1982	240	156	396
Castilla	Uñón	2730	210	232	442
Castilla	Huancarqui	599	679	638	1317
Castilla	choco	2500	550	459	1009
Arequipa	Santa Isabel de Sigvas	1344	792	472	1264
Arequipa	Yura	2529	12 350	13 017	25 367
TOTAL			30 290	29 611	59 901

Actividad Económica

Los pobladores que habitan en áreas aledañas al complejo Ampato-Sabancaya se dedican a las siguientes actividades: (I) agricultura, (II) ganadería, (III) turismo, (IV) artesanía y otras actividades.

- (I) La zona de producción agrícola se ubica en las partes intermedias y bajas del valle del río Colca. Utiliza, los andenes y técnicas de cultivo tradicional en la preparación de los terrenos de cultivo. Los cultivos existentes en la zona están en función de la disponibilidad de agua, y generalmente producen una cosecha anual. Existen también zonas de producción frutícola, especialmente, en las zonas bajas del cañón.

En la agricultura existe el cultivo de tubérculos (papa, olluco, etc.), granos (maíz, cebada, etc.) y leguminosas (habas, arveja, etc.) destinadas mayoritariamente para la comercialización a los principales mercados de la región de Arequipa.

En la zona también la explotación de la tola o kcapo, constituye una actividad económica muy importante para algunas comunidades. Estos productos, por lo general son vendidos en ciudades como Chivay (14 %) y más del 57 % en la ciudad de Arequipa. Cabe anotar que esta explotación ha sido indiscriminada y exagerada en varias zonas, provocando su depredación y poniendo en riesgo no sólo la sostenibilidad de esta actividad económica, sino generando otros daños ambientales.

- (II) En cuanto a la ganadería, en el valle del cañón del Colca la producción está relacionada a la crianza y comercialización de ganado vacuno, ovino, caprino, porcino y animales menores, siendo una actividad secundaria o complementaria a la agricultura. El ganado vacuno también pasa a ser una herramienta de trabajo en las labores agrícolas (yunta), mientras que, el ganado ovino es criado para la comercialización y consumo de carne. Algunos pobladores han empezado a darle mayor valor agregado a su producción, elaborando quesos, yogurt, mantequilla y otros. Su mercado es principalmente local, salvo algunas experiencias de comercialización que logran ofertar sus productos en ferias departamentales y regionales, promovidas por algunos gobiernos locales e instituciones públicas y privadas ligadas al sector.

La producción ganadera con la crianza de ganado camélido se extiende en las zonas del altiplano, incluso en inmediaciones del complejo Ampato-Sabancaya, en donde la crianza de este ganado ha sido uno de los medios fundamentales de generación de ingresos económicos; golpeado a veces por las inclemencias del tiempo (frijes y nevadas), y problemas relacionados con el inadecuado manejo de su ganado y áreas de pastoreo; ya que, carecen de infraestructura de manejo,

productos veterinarios, hacen sobre pastoreo en pequeñas parcelas habilitadas en bofedales.

La población en las zonas altas cría en promedio 300 alpacas, 80 llamas y 40 ovinos. La importancia de la alpaca se debe al valor de su fibra en el mercado externo y su carne en el mercado regional. El tipo de crianza es extensiva, no se posee manejo tecnológico ni infraestructuras.

- (III) En lo referente al turismo, los flujos de turismo nacional y extranjero han experimentado un crecimiento sostenido e importante en los últimos 20 años. Se ha logrado ampliar la planta hotelera y mejorado sus estándares de calidad, contando, a la fecha, con mayor capacidad instalada que la requerida (fig. 1.5).

El valle del Colca es considerado como un importante destino turístico en el sur del Perú. Este valle es un paisaje hermoso de belleza natural (figs. 1.6 y 1.7) y cuenta con una amplia biodiversidad: aves, entre las que destacan el cóndor, las pariguanas que habitan en la laguna Mucurca (fig. 1.8), así como los camélidos domésticos y silvestres; los bosques de cactus, los yaretales y otros. Asimismo, se puede efectuar turismo de aventura: canotaje, andinismo, caminatas, escalada en roca, bicicleta de montaña, etc.

El valle del Colca tiene innumerables atractivos turísticos. Uno de los atractivos es la andenería desarrollada por los collaguas y cabanas, que combinaron de manera magistral la belleza del paisaje natural con la utilidad de un gigantesco y prolijo campo de cultivo, valiéndose de la arquitectura e ingeniería hidráulica. Otro atractivo turístico es la fauna y flora que existe a lo largo del valle. Así como lo son las iglesias, generalmente de estilo barroco mestizo, construidos entre los siglos XVII y XVIII. Entre ellas destacan las iglesias de Maca, Lari, Tisco, Caylloma, Sibayo, Cabanaconde, Coporaque y Madrigal.

Existe un flujo turístico mínimo a las partes altas donde se localiza el complejo volcánico Ampato-Sabancaya, porque no se cuenta con los servicios básicos de infraestructura turística (hospedajes, restaurantes, etc.), ni tampoco con una infraestructura vial adecuada, etc.; lo cual limita la potencial generación de empleo en el sector turismo para los pobladores locales.

El ingreso tangible del valle del Colca a los circuitos turísticos obedece, principalmente, a los trabajos de infraestructura para el proyecto Majes, más específicamente, la derivación de aguas del río Colca, que incluyó la construcción de vías de comunicación dentro del valle, es decir, este fue conectado a la ciudad de Arequipa. Desde entonces, la carretera Arequipa-Chivay-Cabanaconde tiene un tránsito vehicular más fluido. Por su parte, y esto es muy importante para explicar la afluencia

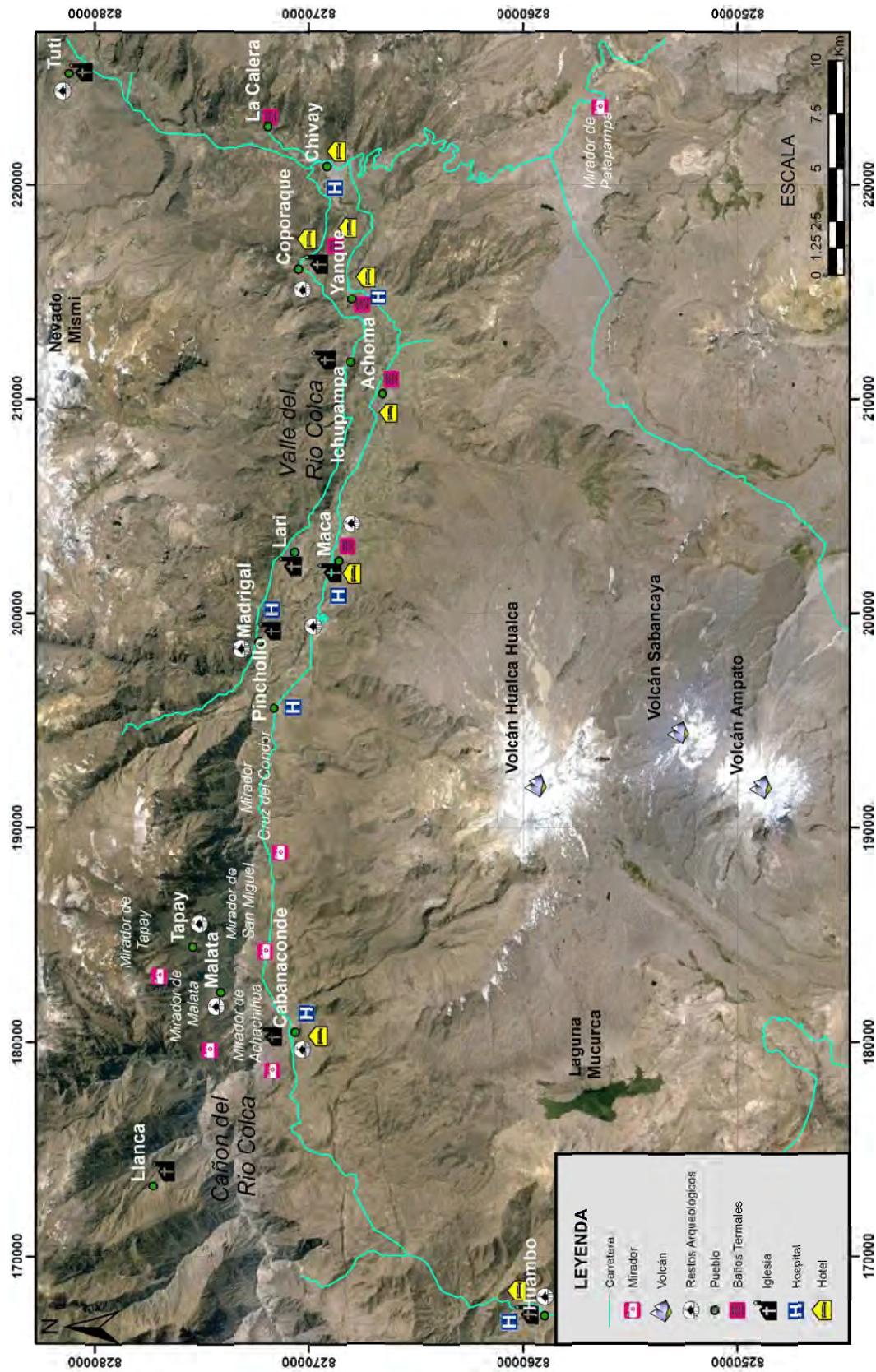


Fig. 1.5 Mapa de rutas turísticas localizadas al norte del complejo volcánico Ampato-Sabancaya



Fig. 1.6 Vista del cañon del río Colca, desde la zona del mirador del Cóndor



Fig. 1.7 Sector de Collpa donde se puede apreciar la zona de altiplanicie y el volcán Ampato, hábitat del ganado camélido



Fig. 1.8 Fauna silvestre como la pariguana que habita en la zona de la Laguna Mucurca

de turistas internacionales, es la presencia cercana de la ciudad de Arequipa, la cual cuenta con una excelente infraestructura hotelera, vial y de transportes, especialmente el aeropuerto que facilita el arribo de turistas extranjeros.

(IV) En cuanto a la artesanía, esta se desarrolla a lo largo del valle del Colca y en algunos lugares estratégicos en la parte alta y en la parte baja de dicho valle. Se basa principalmente en la producción de prendas de vestir fabricadas con lana de oveja y alpaca.

Obras de Infraestructura

Además existen obras civiles importantes localizadas o que atraviesan por áreas aledañas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, como:

- Obras de conducción (túneles, canales) del Proyecto Especial Majes-Siguas
- Línea de transmisión energética Socabaya-Mantaro
- Centrales hidroeléctricas de Lluta (280 MW), Lluclla (380 MW), Mocollo
- Sistema de irrigación en los valles de Sihuas y Majes
- Sistema vial: Chivay-Cabanaconde-Huambo; Arequipa-Chivay-Espinar-Cusco; Arequipa-Caylloma-Orcopampa-Arcata y carreteras vecinales.

Proyecto Especial Majes-Siguas

El proyecto Especial Majes-Siguas (Fig. 1), de la Autoridad Autónoma de Majes, es una operación hidrotécnica muy importante encaminada a conducir las aguas de los glaciares nevado Mismi y ríos Apurímac y Colca a la zona de Majes-Siguas, zonas áridas localizadas al oeste de Arequipa (www.autodema.gob.pe), fig. 1.9. Fue aprobado para la realización por una ley del gobierno de Perú en el año 1973, y desde el año 2003 fue cedido a la autonomía del departamento de Arequipa. El objetivo del proyecto consiste en la regulación y derivación de recursos hídricos de las cuencas altas de los ríos Colca y Apurímac, para su uso racional en la irrigación de hasta 60 000 ha de tierras en las pampas de Majes y Siguas (región Arequipa). La realización del proyecto está repartida en dos fases, la primera (Majes) fue financiada de los recursos públicos, por lo general, hasta el año 1985. Fue construido el embalse de retención Condorama (285 Hm³) en el tramo superior del río Colca, bocatoma de Tuti (3747 msnm) con capacidad de descarga de 34 m³/s, las vías por túneles (88 km) y un canal (13 km) sobre el valle del río Colca hasta la bocatoma de Pitay (1665 msnm), en el río Siguas. De allá el canal magistral (15 km) y a continuación una red de canales de irrigación riegan los cultivos agrícolas hasta las pampas de Majes y Santa Rita de Siguas. El proyecto Majes significó cambios en la fisonomía del Colca con la construcción de carreteras, canales, represas y túneles.



Fig. 1.9 Canal de irrigación Majes en la zona de Huambo

Los terrenos irrigados se encuentran a la altura media de 1375 msnm, son intensamente soleados y tienen un clima templado, con temperaturas que oscilan entre 12 y 26 °C, lo que crea unas condiciones propicias para la agricultura y ganadería. En la primera fase del proyecto fue irrigado un área de 14000 a 15500 ha. Se estima que gracias al proyecto llegaron a estas tierras 30 mil colonos. Fue al mismo tiempo un impulso importante para la construcción de carreteras en la región de las labores hidrotécnicas.

El desarrollo de la segunda etapa del proyecto mediante la promoción de la inversión privada, prevé maximizar y optimizar el uso de la infraestructura hidráulica existente y su complementación con las siguientes obras: presa de Angostura (1140 Hm³) en el río Apurímac (4220 msnm). De ahí las aguas serán dirigidas a través de los túneles Pucara y Trasandino (16.5 km) debajo de la divisoria continental al río Chalhuanca, afluente del Colca. Acto seguido correrán por un sistema de túneles y canales de Tuti al río Sigwas, sin embargo antes de desembocar en el Sigwas, accionarán las turbinas de las futuras estaciones hidroeléctricas Lluta (274 MW) y Lluclla (382 MW) y tal vez Tarucani. Desde la elevación en Pitay el túnel y el canal regarán 38000 ha en la Pampa de Majes. La producción agrícola y la energía eléctrica serán destinadas principalmente para la exportación (Autodema 2000, www.regionarequipa.gob.pe).

Línea Energética Socabaya - Mantaro

El 15 de enero de 1998, la Comisión de Promoción de Concesiones Privadas (Promcepri) adjudicó la buena pro del concurso público internacional para la concesión eléctrica del sistema de transmisión Mantaro-Socabaya al Consorcio Transmantaro S. A. (CTM). El operador estratégico para operar la línea Mantaro-Socabaya fue Hydro-Québec International Inc. Posteriormente, el 12 de diciembre

del 2006, Interconexión Eléctrica SA ESP (ISA) se convirtió en el operador estratégico de la compañía, siendo los accionistas de Consorcio Transmantaro ISA y Empresa de Energía de Bogotá S.A. E.S.P. (EEB).

En los años 1998-2000, fue instalada la línea energética de 220 KV que va desde Socabaya (Arequipa) hasta la estación hidroeléctrica del río Mantaro (Huancavelica) y enlaza dos sistemas principales de alimentación en energía eléctrica: el central y norte con el del sur. Se trata de una línea de más de 600 km de longitud, construida, por lo general, a una altura superior a 3000 msnm, en un terreno agreste y provisto de una red vial escasa (fig. 2.0). Además, cuenta con tres subestaciones: Campo Armiño, Socabaya y Cotaruse. Se aprecia la necesidad y la envergadura de la obra, así como, el corto plazo de su realización, cabe destacar, sin embargo, algunos desperfectos. La línea atraviesa el terreno del futuro parque nacional en el tramo Huambo-Andagua y deteriora brutalmente el paisaje natural de la parte más bella del valle de los volcanes de Andahua. La localización de las torres de transmisión en la pista de despegue del pequeño aeropuerto de Huambo, muy útil para el futuro movimiento turístico y las situaciones de emergencia, lo eliminó por completo del servicio.

Otras obras hidráulicas

En los sectores SE, sur, SO del volcán Ampato existen diversas bocatomas y canales de derivación de agua destinados para el consumo humano (fig. 1). Estos canales captan el agua del deshielo del volcán Ampato y lo conducen a los poblados de Taya, Huambo y Lluta. Los canales, en algunos tramos están revestidos, y tienen entre 2 a 3 m de ancho y entre 0.5 a 1 m de profundidad. Estos canales tienen entre 2 a 6 km de longitud.



Fig. 2.0 Línea de transmisión eléctrica Socabaya-Mantaro, junto con la carretera construida para su instalación y mantenimiento

CAPÍTULO II

GEOMORFOLOGÍA

El complejo volcánico Ampato-Sabancaya junto con el estratovolcán Hualca Hualca presentan uno de los relieves más elevados de la región del Colca, cuyas cumbres localizadas sobre los 6000 msnm, están cubiertas de nieve y hielo la mayor parte del año. Estos volcanes se alinean según una dirección surmeridiana y están situados sobre una altiplanicie a aproximadamente 4000 msnm, constituida mayoritariamente de secuencias volcánicas (fig. 2.1).

El cartografiado geológico muestra que los volcanes Ampato-Sabancaya han tenido una actividad volcánica variable en el tiempo, que ha dado lugar a la generación de diversos tipos de depósitos y estructuras volcánicas. De ellos, principalmente el Ampato ha sido afectado por la actividad glacial, en donde se han generado variadas geoformas como: circos glaciales, valles glaciales, morrenas, etc., lo que sugiere que este volcán ha presentado una actividad volcánica durante el Pleistoceno superior, es decir, antes de la última gran glaciación o último avance glacial máximo (Late Glacial Maximum, LGM por sus siglas en inglés), ocurrido entre 34 y 21 ka (Sylvestre, 2009). Mientras que el volcán Sabancaya ha sido poco afectado por la actividad glacial, sugiriendo que se emplazó después de la última gran glaciación. En el presente estudio efectuado se identificaron diferentes unidades de origen glacial y volcánico, las cuales se discuten a continuación.

ESTRUCTURA Y UNIDADES DE ORIGEN GLACIAL

Con este nombre designamos a los depósitos y/o geoformas producidos por la actividad glacial que afloran dentro del área de estudio.

Durante el Pleistoceno superior - Holoceno, en los Andes centrales se han venido produciendo periodos glaciales. Entre ellos, el más importante denominado el último avance glacial máximo (LGM) fue el que cubrió de hielo y nieve gran parte de los Andes. Según Zech et al. (2009) y Mayle et al. (2009) ocurrió entre 24 y 18 ka, mientras que, para Clapperton (1993) ocurrió entre 18 y 12 ka. Estudios realizados por Alcalá (2007) sobre morrenas del volcán nevado Hualca Hualca, cercano al complejo Ampato-Sabancaya, establece que en esta zona el LGM ocurrió hace aproximadamente 18 ka. Posteriormente, en los Andes centrales se han tenido re-avances glaciales, que ocurrieron entre 18 y 14 ka (periodo

Tardiglacial) y entre 12 y 10 ka. Este último, probablemente, asociado a la anomalía climática denominada «Younger Dryas» (Clapperton 1993; Zech et al., 2007; Alley, 2000). También ocurrieron re-avances glaciales durante el Neo-glacial, es decir, en los últimos 5 ka.

A continuación se describen las estructuras y unidades de origen glacial:

Circo Glacial

Los circos glaciales corresponden a estructuras semicirculares y/o ovaladas localizadas por encima de los 4800 msnm, las cuales son originadas por la erosión glacial de las secuencias volcánicas (fig. 2.2). Los circos están ubicados en zonas de cambio de pendiente (fig. 2.2) o al pie de los flancos del complejo Ampato-Sabancaya. Estas geoformas se ubican en los sectores SO y NO del volcán Ampato y SE y NO del volcán Hualca Hualca. Probablemente, se formaron y/o aceleraron su formación durante los periodos glaciales ocurridos en el Pleistoceno superior y Holoceno.

Valle Glacial (V-g)

Estos tipos de geoformas están localizadas al O y SE del complejo Ampato-Sabancaya, entre 4450 a 4800 msnm. El valle glacial más extenso es el dominado Sahuancaya, ubicado al oeste del volcán Ampato (fig. 2.3), que tiene más de 13 km de longitud y en cuyos flancos se observan morrenas (constituidas por depósitos de fragmentos rocosos heterométricos y de naturaleza heterogénea englobados dentro de una matriz limo-arenosa) de hasta 80 m de altura. Este valle glacial presenta un ancho promedio de 600 m, y en el fondo del valle que tiene entre 70 y 200 m de ancho existen bofedales y depósitos fluvioglaciales. Este valle forma parte de la cabecera del río Sigwas. Paralelo a este valle se encuentra otro valle glacial de más de 8 km de longitud denominado quebrada Huaraya, que tiene un ancho promedio de 250 m.

Otro valle glacial, distinguido en las inmediaciones del complejo volcánico Ampato-Sabancaya es el denominado bofedal de Colihuiri, localizado al este de dicho complejo. Este valle tiene un ancho promedio de 180 m y poco más de 2.5 km de longitud. Otro valle glacial corresponde al valle de Vizcachane-Chullune (al SO del volcán Ampato) de 150 m de ancho y de orientación noreste-

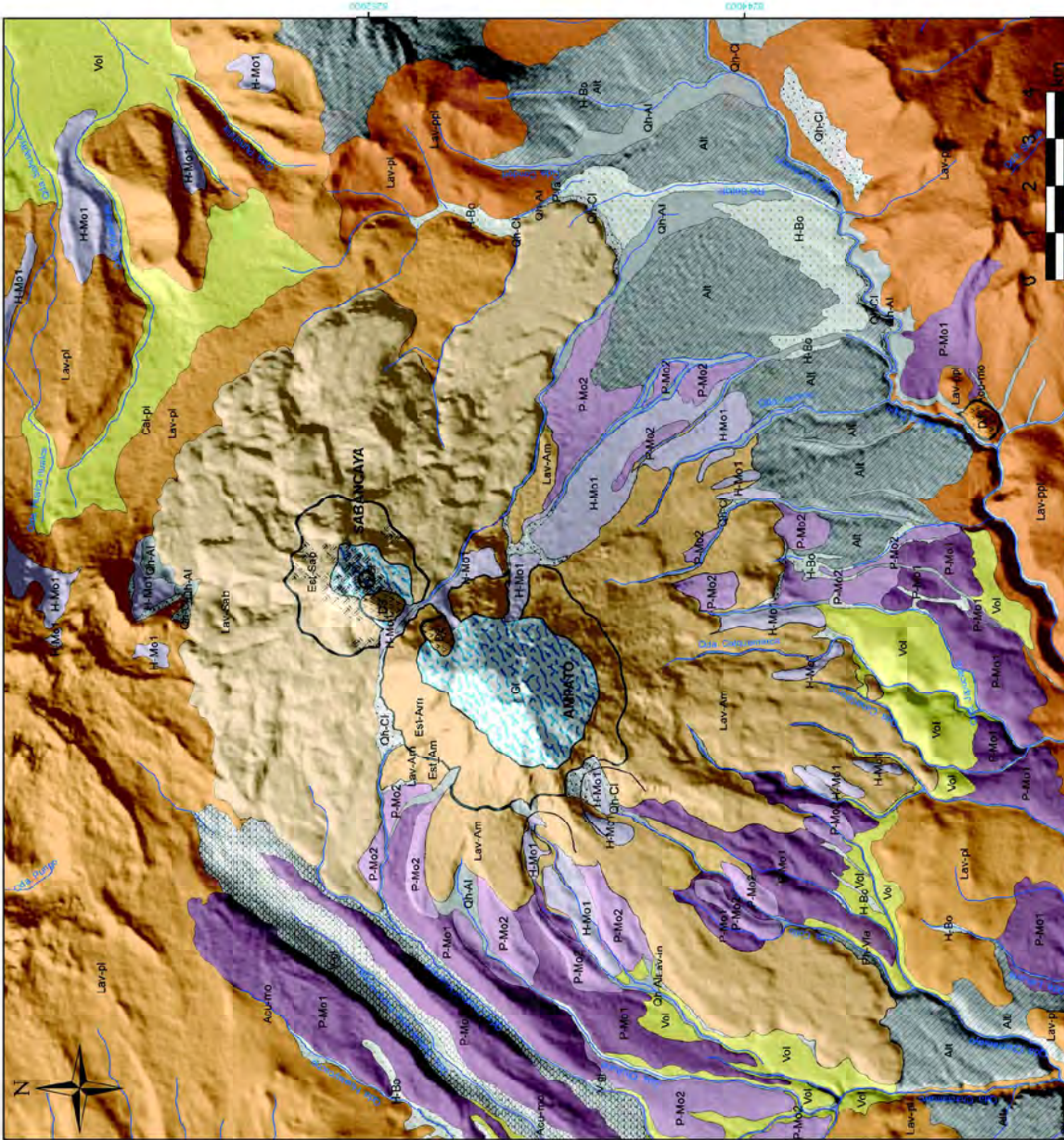
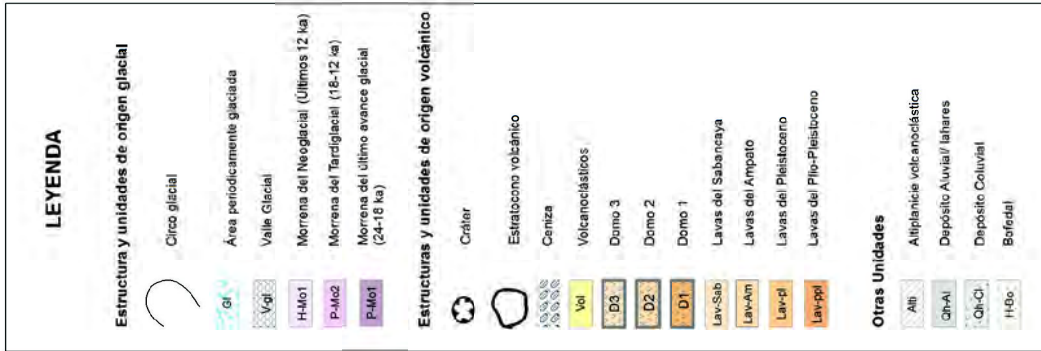


Fig. 2.1 Mapa geomorfológico del complejo volcánico Ampato-Sabancaya y áreas aledañas

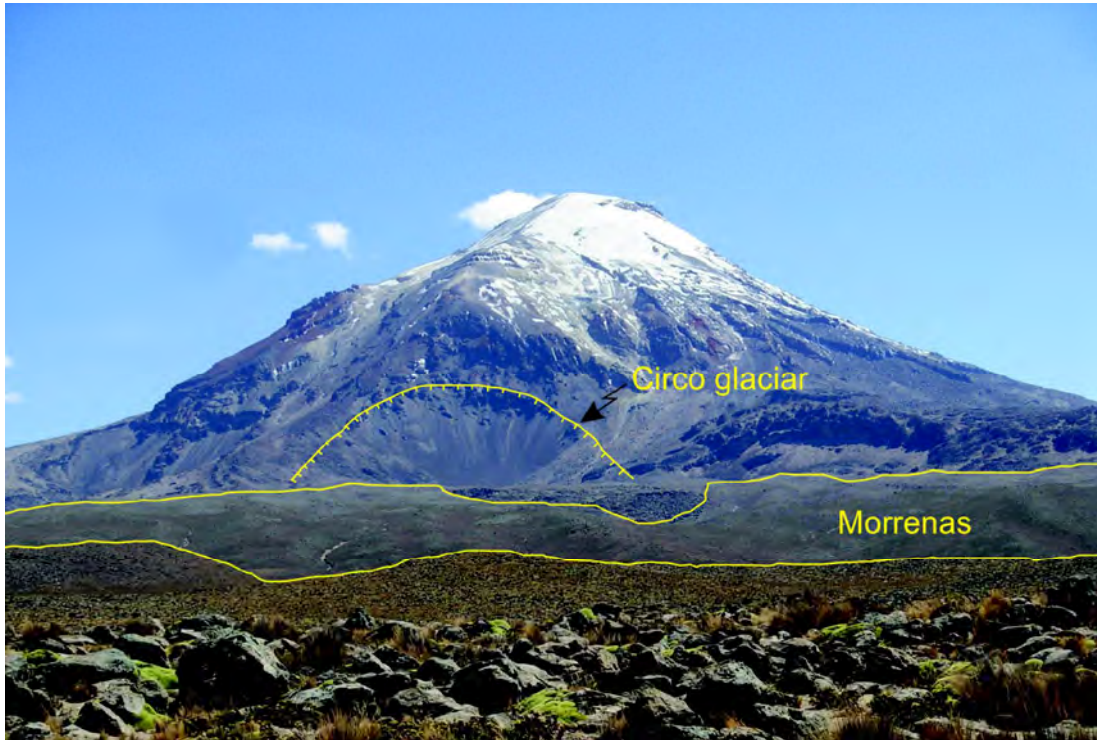


Fig. 2.2 Circo glaciar ubicado en el sector SO del volcán Ampato. En la base se distinguen depósitos de morrena que frecuentemente cubren flujos de lava.



Fig. 2.3 Valle glacial Sahuancaya, ubicado al NO del complejo volcánico Ampato-Sabancaya. Al fondo se distinguen flujos de lava del volcán Sabancaya.

suroeste, donde la presencia de bofedales al fondo del valle es poco común.

En el extremo sur del volcán Hualca Hualca también se observan dos valles glaciales denominadas quebradas Shihualhayco y Catcha. Estos valles tienen entre 100 y 600 m de ancho, respectivamente. Sus riberas presentan suaves pendientes (10° de inclinación). Estos valles drenan sus aguas hacia el río Colca.

Área Glaciada y Periódicamente Glaciada (GI)

Corresponde a los sectores más elevados del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (fig. 2.4), es decir corresponden a zonas localizadas sobre los 5250 msnm.

La cima del volcán Ampato ubicada sobre los 5600 msnm, se encuentra permanentemente cubierta por un casquete glacial de más de 50 m de espesor. Esta cobertura glacial abarca un área de 15 km^2 y un volumen de 5.12 km^3 (Morales, 1999). Los frentes de glacial expuestos al oeste, SO y sur del complejo descienden

ocasionalmente hasta 5100 msnm, es decir, 150 a 400 m más abajo que el glacial expuesto en el NO. Mientras que el volcán Sabancaya es cubierto por un casquete glacial de 3.5 km^2 y su espesor es estimado en 20 m sobre las pendientes muy empinadas y mide más de 50 m en la cima casi plana (Lamadon, 1999). El volumen total de glacial es aproximadamente 0.15 km^3 (Thouret et al., 1994).

En el momento álgido de la última glaciación, el casquete glacial sobre los volcanes Ampato, Sabancaya y Hualca Hualca cubría una superficie de hasta 347 km^2 (Alcalá, 2007). Desafortunadamente con el calentamiento global que viene ocurriendo los últimos años este glacial tiende a desaparecer en los próximos siglos.

Adicionalmente, en épocas de lluvia (diciembre a abril), en el complejo volcánico se deposita nieve y hielo que, consecuentemente, permanece hasta los meses de junio y julio, con un espesor promedio de 2 m.



Fig. 2.4 Vista del casquete glacial que cubre gran parte de la cumbre del volcán Sabancaya (Fotografía: P. Masias, marzo 2013)

Morrenas (Mo)

Durante el Pleistoceno superior y el Holoceno, la zona de estudio estuvo ocupada por glaciales (Smith et al., 2005; Alcalá, 2007), que dejaron registros de estrías glaciales en los flujos de lava y dieron lugar a la formación de morrenas y circos glaciales en los edificios volcánicos.

Según el cartografiado geológico se distinguen por lo menos tres generaciones de morrenas generadas durante el Pleistoceno superior y Holoceno, entre ellas tenemos:

- 1) **Morrenas de la primera generación (Mo1).** Se originan durante el último avance glacial máximo (LGM), registrado entre 24 y 18 ka. Estas morrenas corresponden a morrenas

frontales y laterales, situadas al sur, SO y oeste del complejo volcánico, en ambos márgenes de los valles glaciales y en la zona de altiplanicie volcánica, emplazadas por debajo de los 4800 msnm. Las morrenas cubren flujos de lavas antiguos del volcán Ampato y secuencias volcánicas pre-Ampato. Estas morrenas se destacan por presentar morfologías de colinas alargadas. Están constituidas de una mezcla heterogénea de bloques de lava, gravas, arena y limos, provenientes de la erosión y meteorización de depósitos pre-existentes. Entre estas morrenas se destacan aquellas localizadas de los sectores Pujro Huayjo-Sahuancaya y Huaraya (al oeste del CVAS) que tienen más de 6 km de longitud y entre 40 a 60 m de espesor.

- 2) **Morrenas de la segunda generación (Mo2).** Se originaron durante el periodo tardiglacial (entre 18 y 12 ka.). Están

localizadas al pie de los flancos oeste y este del volcán Sabancaya y al este, sur, suroeste y oeste del volcán Ampato, entre 4100 y 5000 msnm (fig. 2.5). Estas morrenas están a manera de lomas alargadas que descienden del volcán Sabancaya y Ampato, cuyas laderas opuestas a la dirección del flujo tienen entre 10° a 30° de inclinación. Las morrenas de la segunda generación están más próximas al complejo volcánico Ampato-Sabancaya, respecto a las morrenas de la primera generación. Estos depósitos son de gran volumen y se destacan por presentar una mezcla heterogénea de bloques de lava, gravas, arena y limos, provenientes de la erosión y meteorización de geoformas pre-existentes. Los espesores raramente sobrepasan los 50 m.

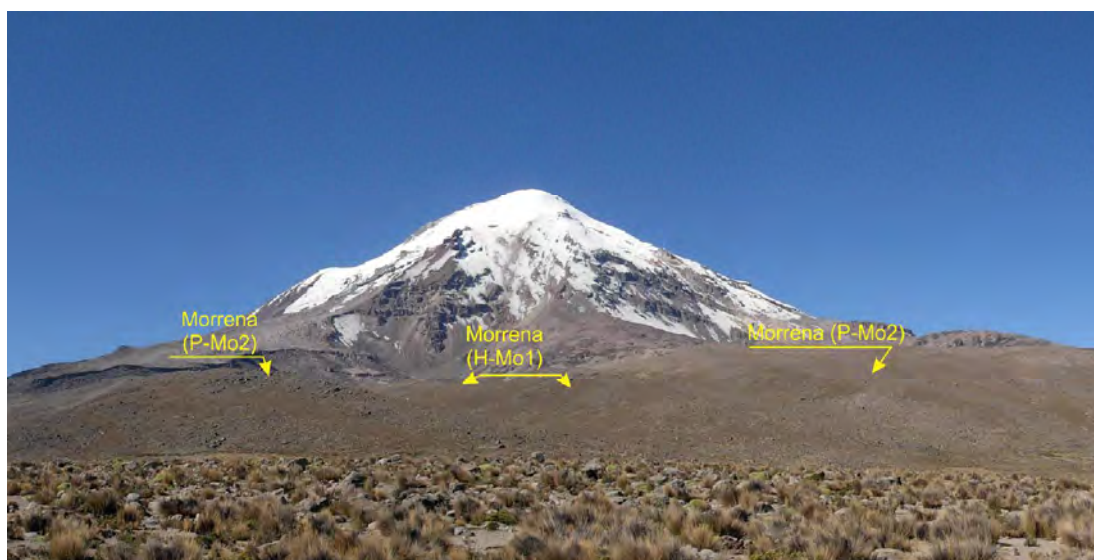


Fig. 2.5 Depósitos de morrena de la segunda generación (P-Mo2) y tercera generación (H-Mo1), visibles al pie del flanco sur del Ampato, sobre los 4400 msnm

- 3) **Morrenas de la tercera generación (H-Mo1).** Se originaron durante los últimos 12 ka (periodo Neoglacial) y están localizadas por encima de 5000 msnm, es decir justo al pie de los flancos suroeste, oeste y este del complejo Ampato-Sabancaya. En general, son de poca extensión y volumen (fig. 2.5).

ESTRUCTURAS Y UNIDADES DE ORIGEN VOLCÁNICO

Cráter

El volcán Sabancaya presenta un cráter activo, de forma semicircular, con un diámetro máximo de 384 m, y una profundidad de más de 200 m. Las paredes están constituidas de flujos de lavas

frescas, como también de flujos de lavas hidrotermalizadas, muchas veces fracturadas. Estas lavas están cubiertas por depósitos de caídas de ceniza (fig. 2.6) emitidos durante los últimos cientos de años. Desde el borde del cráter, entre el 2011 y el 2012, se pudo apreciar que la actividad fumarólica es casi constante y permanente.

Estrato-cono Volcánico

Dentro del CVAS se distinguen dos principales estratoconos: Ampato y Sabancaya.

El estratovolcán Ampato (6299 msnm) presenta al menos tres conos sucesivos, superpuestos entre sí, orientados en dirección suroeste a noreste. Estos conos están constituidos esencialmente por un empilamiento de flujos de lavas y limitados depósitos de flujos



Fig. 2.6 Cráter del volcán Sabancaya con pequeñas emisiones de fumarolas tenues. Fotografía tomada en junio de 2011

piroclásticos. En la base de los conos, estos depósitos presentan pendientes moderadas ($5^\circ - 30^\circ$ de inclinación), mientras que, cerca de la cima (5900 - 6000 msnm), sobre todo, en el extremo occidental del Ampato hay un cambio de pendiente, donde se distinguen lavas subhorizontales. Sobre estas lavas descansan discordantemente lavas andesíticas provenientes de la cima del volcán que presentan fuertes pendientes ($< 60^\circ$), (fig. 2.5). De otro lado, en la parte intermedia y alta del Ampato en los flancos sur y este del Ampato las lavas muestran fuertes pendientes ($< 60^\circ$). Al pie de los conos se distinguen algunos depósitos de morrenas recientes que cubren parte de los flujos de lava, como se puede observar en los flancos O y SE del Ampato.

Por su parte, el volcán Sabancaya (5980 msnm) presenta dos conos coalescentes orientados de sur a norte. El cono sur corresponde a un domo de lava dispuesto en forma de «montículo» circular, mientras que, el cono norte corresponde a un estratocono de aproximadamente 800 m de alto, edificado sobre un empilamiento de lavas subhorizontales. En ese sentido, este último estratocono consiste de dos zonas: una zona inferior semiplana o formando superficies rugosas que se encuentra sobre los 4300 msnm; y una zona superior que presenta un relieve de fuertes pendientes ($> 40^\circ$), constituido por flujos de lavas inclinados, cubiertos de cenizas re trabajadas de la actividad 1988-1998.

El volcán Sabancaya no ha sido afectado por la actividad glacial ocurrido en el tardiglacial de ahí que posiblemente se emplazó durante el Holoceno. Cabe remarcar que el estratovolcán Sabancaya es el más joven del complejo volcánico. Los frentes de lava presentan estructuras cordadas, bordes de encauzamiento, etc. Estos depósitos volcánicos cubren parte de la altiplanicie.

Lavas del Plio-pleistoceno (Lav-ppi)

Estas lavas pertenecen a los estratovolcanes Jellojello y Ananta, localizados al este y sur, respectivamente, del complejo Ampato-Sabancaya. Las lavas se encuentran bastante erosionadas, y a veces alteradas e hidrotermalizadas, con superficies desgastadas, formando relieves de pendiente suave a pronunciada (10 a 50° de inclinación). También, se incluye en esta unidad a flujos de lava subhorizontales que afloran al sur del Ampato, que forman el substrato de este. En general, estas lavas son las más antiguas que afloran en el área de estudio y son anteriores al emplazamiento del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (fig. 2.1). Las lavas en su conjunto descansan sobre voluminosas secuencias de ignimbritas o flujos piroclásticos de pómez y ceniza consolidadas, visibles en ambos márgenes de los ríos Huaycumayo y Chacramayo, al sureste y suroeste del volcán Ampato, respectivamente.

Lavas del Pleistoceno (Lav-pl)

Estas lavas presentan superficies de baja a moderada pendiente (5 a 25° de inclinación), y se diferencian de las anteriores debido a que conservan parcialmente estructuras de flujos, ya que, estas no fueron completamente meteorizadas o erosionadas. Estas lavas fueron emitidas por el volcán Hualca Hualca (fig. 2.1) y están conformando la base de dicho volcán, y la base del volcán Sabancaya.

Es necesario mencionar que el volcán Hualca Hualca (6025 msnm) aflora al norte del volcán Sabancaya. Este volcán es más antiguo que los volcanes Ampato y Sabancaya (Gerbe y Thouret, 2004). En su extremo norte presenta una cicatriz en forma de herradura abierta hacia el cañón del río Colca. Esta cicatriz ha sido originada

debido a un posible colapso sectorial y debido a la erosión glacial, intensa ocurrida en el Pleistoceno y Holoceno. Dentro de esa cicatriz se distingue un sistema de drenajes bien integrados, densos y profundos que definen tipos de drenaje subparalelos a subdendríticos.

Lavas del Ampato (Lav-am)

El volcán Ampato presenta una gran diversidad de flujos de lava que muestran morfologías variadas, y a la vez presentan diferente

grado de alteración, meteorización y fracturamiento. En efecto, las lavas que forman la base del Ampato son masivas, con fracturas principalmente verticales y con pendientes poco inclinadas. Mientras que las lavas del cono intermedio son subhorizontales y otras ligeramente inclinadas. Estas en su mayoría presentan importante grado de alteración, meteorización y oxidación, sobre todo las lavas localizadas al extremo occidental de dicho volcán (fig. 2.7).

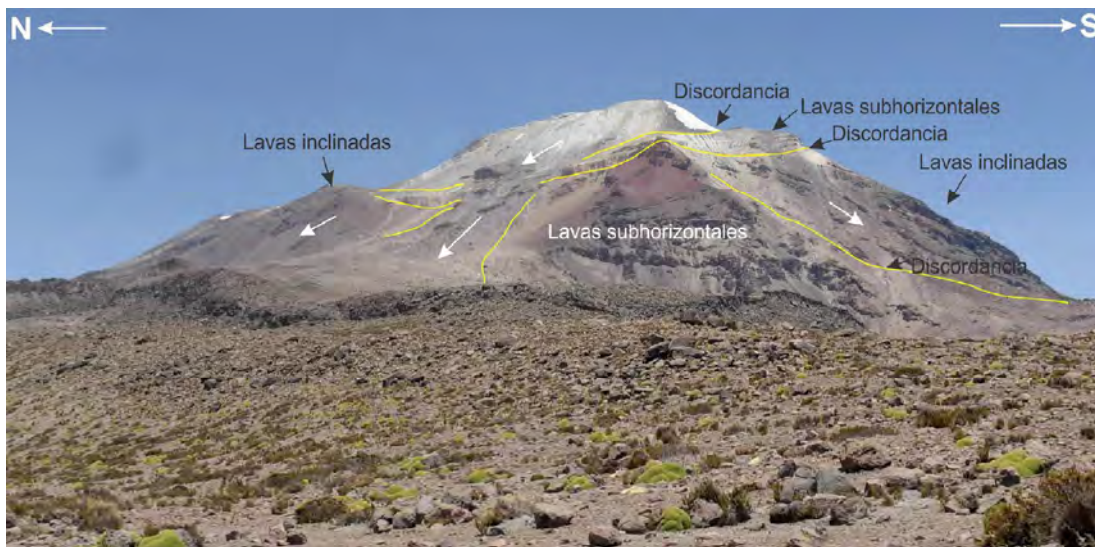


Fig. 2.7 Vista del flanco suroeste del volcán Ampato. En la base se distinguen lavas poco inclinadas, mientras que, en la parte media del cono existen lavas subhorizontales y en la parte superior las lavas están bastante inclinadas.

Los flujos de lava del tope del cono medio del Ampato, principalmente los localizados al extremo occidental de la cima (5800 a 6000 msnm), yacen de manera subhorizontal sobre lavas bien inclinadas, mostrando así una clara discordancia angular (fig. 2.7). Estas lavas están rellorando una depresión que podría corresponder a una antigua caldera o cráter. Por su parte, las lavas de la cima del volcán yacen de manera subhorizontal y conforme descienden por las laderas muestran pendientes elevadas (figs. 2.7 y 2.8).

En general, las lavas del Ampato, fueron emitidas durante el Pleistoceno superior y posiblemente el Holoceno, ya que gran parte de ellas fueron poco afectadas por la meteorización y erosión glacial. Sin embargo, existen lavas como aquellas localizadas en la cima oriental del Ampato y un domo de lava localizado en ese

mismo sector que presentan aún estructuras frescas como bordes de encauzamiento y cordones.

Lavas del Sabancaya (Lav-sab)

Corresponden a las lavas más jóvenes que afloran en el sector norte del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (fig. 2.8). Estas lavas presentan estructuras de flujo bien conservadas, como bordes de encauzamiento y cordones, así como una superficie rugosa muy característica de los flujos de lava en bloques. Las lavas forman relieves de baja a elevada pendiente (5 a 40°), y fueron emitidas posiblemente durante el Holoceno, ya que no han sido afectadas por la erosión glacial ocurridos durante el LGM y los avances glaciales posteriores al LGM (<12 ka).

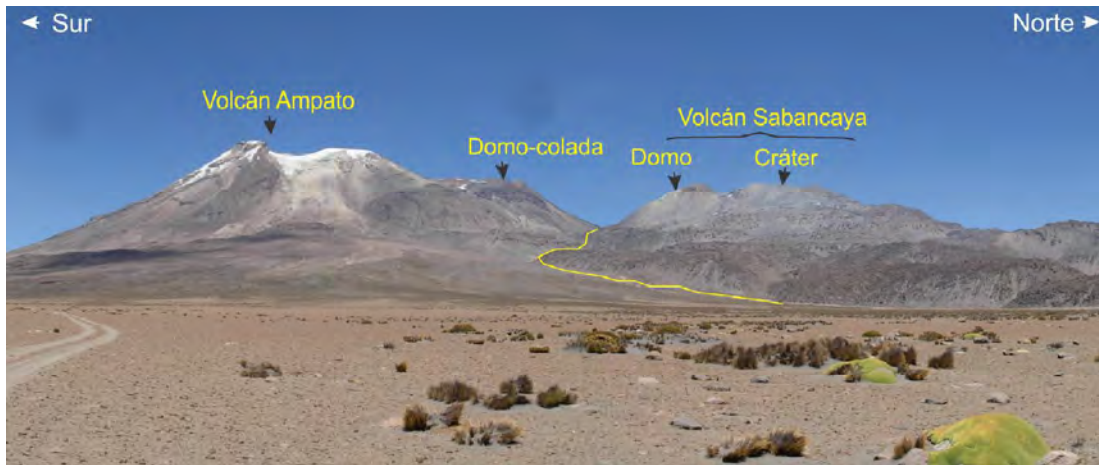


Fig. 2.8 Fotografía del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, vista desde la pampa Llullipampa. El volcán Sabancaya presenta una zona inferior constituida de lavas de suave pendiente y una zona superior constituida de lavas de fuerte pendiente.

Domos de Lava (D)

En el área de estudio se distinguen tres domos de lavas de forma cónica e irregular. Los domos se diferencian por su topografía presentando zonas de moderada a alta pendiente (30° - 60°). Estos domos fueron emplazados en diversos periodos, por lo cual fueron representados según el orden cronológico (fig. 2.1):

El domo 1 (D1), está localizado a 9 km al sureste del complejo volcánico Ampato-Sabancaya y es el más antiguo. Este domo tiene forma semi-circular y mide aproximadamente 1 km de diámetro x 300 m de altura. Otro domo de la lava (D2) está ubicado al NE del volcán Ampato y temporalmente en época de lluvia está cubierto por un casquete glacial. Al extremo sur del volcán Sabancaya se distingue el tercer domo (D3). Dicho domo tiene forma cónica y está cubierto por cenizas emitidas durante la actividad explosiva 1988-1998 del Sabancaya. Este domo posee un área de $\sim 1.6 \text{ km}^2$ y una altura de $\sim 0.8 \text{ km}$.

OTRAS UNIDADES

Zona de Altiplanicie Volcanoclástica (Alt)

Se trata de una unidad geomorfológica amplia, que se destaca entre las demás por presentar superficies subhorizontales y/o de suave pendiente, localizadas al S, SE, SO y NE del CVAS. Se encuentra ubicada entre los 4200 a 4500 msnm (fig. 2.9). Comprende los sectores de Jatum Pampa, Tacujani y Llullipampa (ubicados todos al E y SE del CVAS), así como, la pampa Moldepampa, localizada al SO del CVAS. Esta zona de altiplanicie, litológicamente está constituida por una secuencia estratificada de depósitos volcánoclasticos y depósitos de lapilli y cenizas retrabajadas pertenecientes a los volcanes Ampato-Sabancaya, que cubren depósitos de flujos piroclásticos y flujos de lava del substrato de edad Miocena-Pliocena.



Fig. 2.9 Zona de Altiplanicie volcánoclastica cubierta de ceniza, vista desde la pampa Llullipampa

Depósito Aluvial - Lahares (Qh-AI)

Corresponden a depósitos distinguidos en los cauces de las quebradas o ríos que descienden del CVAS. Están constituidos de bloques, arena y grava de composición heterogénea y mal clasificadas. Estos depósitos son poco consolidados y/o sueltos. A veces llegan a medir varios metros de espesor.

Depósito Coluvial (Qh-CI)

Corresponden a depósitos de espesor variable, de composición heterogénea y poco consolidados y/o sueltos, localizados al pie de las laderas del complejo Ampato-Sabancaya y al pie de los cerros circundantes al CVAS. Son el resultado de la erosión de los macizos rocosos.

Bofedal (H-Bo)

Corresponden a zonas planas, húmedas y/o saturadas de agua y llenas de vegetación, localizadas al fondo de los valles que drenan del CVAS. El agua proviene ya sea del deshielo de los glaciales o de las precipitaciones pluviales. Los bofedales más notorios están ubicados en las quebradas Pujro Huayjo y Huaraya, entre 4300 a 4800 msnm, al NO del complejo Ampato-Sabancaya, en donde tienen entre 600 a 200 m de ancho. Por otro lado, en el sector de Colihuiri (fig. 2.10) y en las quebradas Sallalli y Cajamarcana (al SE del volcán Sabancaya) se distinguen amplios bofedales compuestos de vegetación y permanentemente húmedos, debido a que almacenan agua. También, se observan pequeños bofedales ubicados al sur y SE del volcán Ampato.

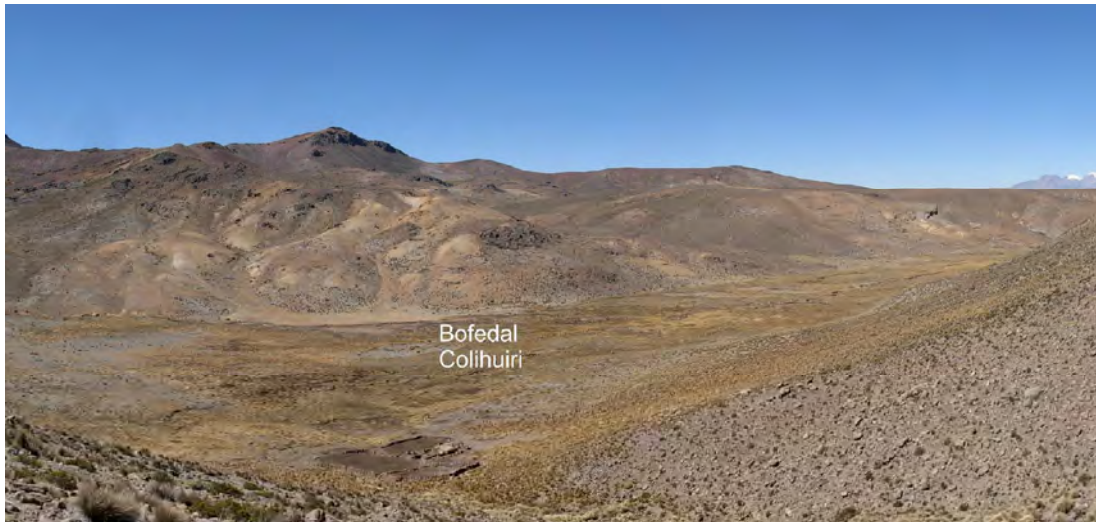


Fig. 2.10 Vista panorámica del bofedal de Colihuiri, localizado al este del volcán Sabancaya, a 4520 msnm

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA

MARCO TECTÓNICO REGIONAL Y LOCAL

Características Estructurales del Área

El complejo volcánico Ampato-Sabancaya está ubicado dentro de un ambiente tectónico complejo, el cual está expresado por la existencia de diferentes tipos de fallas, fracturas y lineamientos de dimensiones y rumbos variados. A continuación, se hace una breve descripción de los tipos de fallas distinguidas en el área de estudio:

a) Estructuras de carácter regional

En la zona se distinguen diferentes fallas y lineamientos:

- Las fallas Huanca e Ichupampa, descritas por Huamán (1995), Mering et al. (1996) y otros, están ubicadas al sur y norte del CVAS. Estas fallas corresponden a un mismo sistema de fallas normales con una componente sinistral, orientadas en dirección NO-SE y con buzamiento en dirección SO. Estas fallas activas están ligadas a una actividad tectónica extensional.
- Las fallas Trigal, Solarpampa y Solarpampa I (fig. 3.1), que tienen entre 18 y 22 km de longitud y se hallan orientadas en dirección E-O y con buzamiento en dirección sur (Sébrier et al., 1985; Huamán, 1995). Estas fallas corresponden al sistema de fallas normales Huambo-Cabanaconde.
- La falla Sepina (fig. 3.1), de dirección NE-SO, se ubica en el sector de la Pampa Sepina, al NE del complejo volcánico Ampato-Sabancaya. Esta falla aparentemente se inicia en el volcán Sabancaya, cruza el cañón del Colca (fig. 2.5) y atraviesa los pueblos de Achoma, Yanque, Ichupampa y Coporaque. Esta falla ha sido puesta en evidencia por Huamán et al. (1993) y Mering et al. (1996). Según este último la disposición discontinua de estos lineamientos sugieren que son muy recientes.
- Adicionalmente, se han podido identificar varios lineamientos secundarios con orientación NE-SO, ubicados al O y E del volcán Sabancaya y que pueden corresponder a fallas originadas por esfuerzos tensionales.

Las observaciones realizadas por Huamán et al. (1993) y Mering et al. (1996) tienen relación con los mecanismos focales de los sismos cercanos a estas fallas interpretados por Antayhua et al.

(2002) y David (2007) entre los años de 1991 y 2002. Según los estudios estructurales y la localización de los sismos efectuados por David (2007) la actividad de las fallas Ichupampa y Trigal fue la causante de los sismos ocurridos en los años 1991, 1998 y diciembre de 2002.

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

- Existe una fractura de rumbo N 30° O en el borde sur del cráter del volcán Sabancaya (fig. 3.1).
- Existe una escarpa o cicatriz de derrumbe en el flanco Este del volcán Ampato (fig. 3.1).
- Existen fracturas concéntricas localizadas al extremo oeste del cono de la cumbre norte del volcán Sabancaya, que corta depósitos de cenizas.
- La falla Sepina que corta lavas del este del Sabancaya y se prolonga hasta el cañón del río Colca.
- Los centros de emisión (cráter, caldera) observados al interior del complejo volcánico Ampato-Sabancaya aparentemente siguen un alineamiento de dirección NE-SO.
- Los grandes valles glaciales localizados al NO del volcán Ampato siguen un alineamiento de dirección NE-SO.

Sismicidad Registrada entre 1990 – 2013 en Áreas Aledañas al CVAS

Una red sísmica instalada por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) en junio de 1990, registró una serie de sismos ubicados al NE del volcán Hualca Hualca, a tan solo 10 km al NE del Sabancaya, cuyas profundidades oscilaron entre 4 y 7 km. Posteriormente, entre los meses de agosto y setiembre de 1990 estos sismos migraron hacia el sur, lo que permitió proponer a Lazo et al. (1991) que la actividad sísmica estuvo probablemente relacionada a una inflación del volcán Hualca Hualca observado en esa época.

Posteriormente, dos fuertes sismos ocurrieron en un área comprendida entre el Sabancaya y el valle del Colca. El primer sismo (5.4 Mb) ocurrió el 23 de julio de 1991 (GVN, 1991; Rodríguez y Huamán, 1992), a una profundidad de 3.6 km. Este sismo fue seguido de varios sismos próximos al epicentro que se concentraron

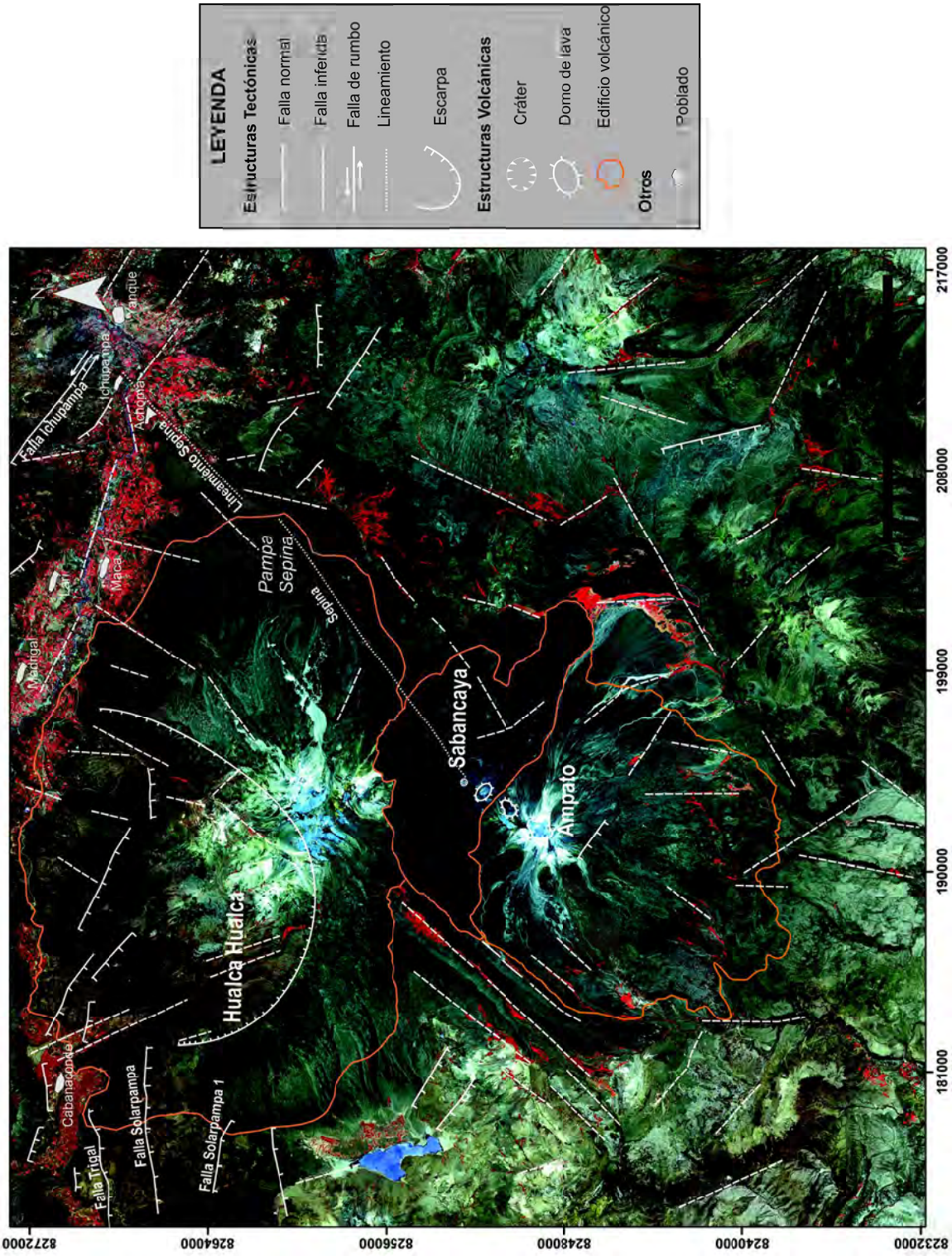


Fig. 3.1 Mapa estructural del área del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (modificado de Antayhua, 2002), superpuesto en una imagen satelital Rapideye

al sur de la localidad de Maca, la cual fue destruida por dicho evento sísmico. Según los estudios estructurales, se generaron fracturas de orientación N-S, NNE-SSO y E-O. Algunas de ellas recortan en parte el valle del Colca.

El segundo sismo ocurrió el 01 de febrero de 1992 y tuvo una magnitud de 5 Mb y también fue de carácter superficial, cuyo foco se localizó a 5 km de profundidad. Su epicentro estuvo localizado en el sector de Pampa Sepina. El sismo fue seguido de

aproximadamente 300 réplicas registradas por una estación sísmica del IGP, localizada en el sector de Cajamarca (Huamán, 1995). La actividad eruptiva del Sabancaya parece haber dado lugar, al mismo tiempo, a una crisis sísmica en la región del Colca. Otros sismos importantes fueron registrados entre los años de 1994 (Solarpampa-1), 1998 (Trigal), 2001 (Uncapampa) y 2002 (Trigal) que tuvieron una magnitud Mw de 5.0 a 5.3 y fueron de carácter superficial, donde la deformación es frágil (cuadro N° 3.1).

Cuadro 3.1
Características de los grandes sismos ocurridos en la región del Colca (entre 1991 a 2002). Se especifica la localización hipocentral de los eventos de magnitud Mw \geq 5.0 y los planos nodales de los mecanismos focales correspondientes (tomado de Engdahl et al., 1998)

Fecha	Mw	Hipocentro (Engdahl et al., 1998) Longitud Latitud prof.	Mecanismo Focal	
			Plano Nodal 1 strike, dip, rake	Plano Nodal 2 strike, dip, rake
23 jul. 1991	5.1	71.72°W, 15.71°S, 24.2 km	N118°E, 77°, 0°	N208°E, 90°, -167°
26 dic. 1994	5.0	71.86°W, 15.72°S, 43.7 km	N111°E, 35°, -79°	N277°E, 56°, -98°
12 abr. 1998	5.3	71.94°W, 15.64°S, 41.1 km	N313°E, 44°, -47°	N81°E, 60°, -123°
09 ago. 2001	5.3	72.08°W, 15.69°S, 46.0 km	N318°E, 47°, -5°	N52°E, 86°, -137°
03 feb. 2002	5.2	72.05°W, 15.66°S, 1.4 km	N220°E, 78°, 169°	N312°E, 79°, 12°
13 dic. 2002	5.3	71.95°W, 15.64°S, 3.9 km	N253°E, 44°, -88°	N71°E, 46°, -92°

Según los mecanismos focales y los estudios de campo, se puede concluir que la falla Ichupampa de dirección NO es sinistral y que la falla Trigal de dirección E-O es normal. En consecuencia, tanto la falla Ichupampa como la falla Trigal son activas, pero su cinemática es distinta. Sin embargo, esta cinemática es coherente con el régimen de esfuerzos regionales.

Posteriormente, el 22 y 23 de febrero de 2013 ocurren cuatro sismos de moderada magnitud, entre 4.5 y 5.2 ML. Seguido a esta actividad se registró un importante número de réplicas con magnitudes que no sobrepasaron el valor de 3.0 ML. El sismo del 22 de febrero, a las 21:01 UTC tuvo una magnitud de 5.2 ML, produjo daños importantes en la localidad de Maca, llegándose a evaluar intensidades de IV-V en la escala de Mercalli Modificada. Según Tavera et al. (2013a) estos sismos tuvieron su origen en la zona de deformación Pampa Sepina (noreste del volcán Sabancaya).

El 17 de julio de 2013 ocurre otro sismo de tipo cortical con magnitud moderada de 5.7 ML (6.0 Mw) y con epicentro ubicado a 9 km al

NE de la localidad de Huambo (Arequipa). Según Tavera et al. (2013b) este sismo tuvo su origen en la falla Solarpampa, ubicada entre las localidades de Huambo y Cabanaconde.

Deformación en el Área del Volcán Sabancaya (1992 – 2004)

El estudio presentado por Pritchard y Simons (2002) y Pritchard et al. (2002) sobre la base del análisis de imágenes de Interferometría Radar de Apertura Sintética (InSAR) mostraron la inflación de 2 cm/año (entre los años 1992 a 1997) de un área localizada a 3 km al noreste del volcán Hualca Hualca. Ellos sugieren que la deformación sería causada por la migración de material magmático asociada al proceso eruptivo del volcán Sabancaya.

Por su parte, González et al. (2006) calcularon el interferograma de la zona del Sabancaya a partir de las imágenes de radar ENVISAT-ASAR del 4 de mayo de 2002 y del 5 enero de 2005, período en el cual ocurrió un sismo importante (diciembre del 2002) y muy superficial, de magnitud Mw \geq 5,0. En el interferograma

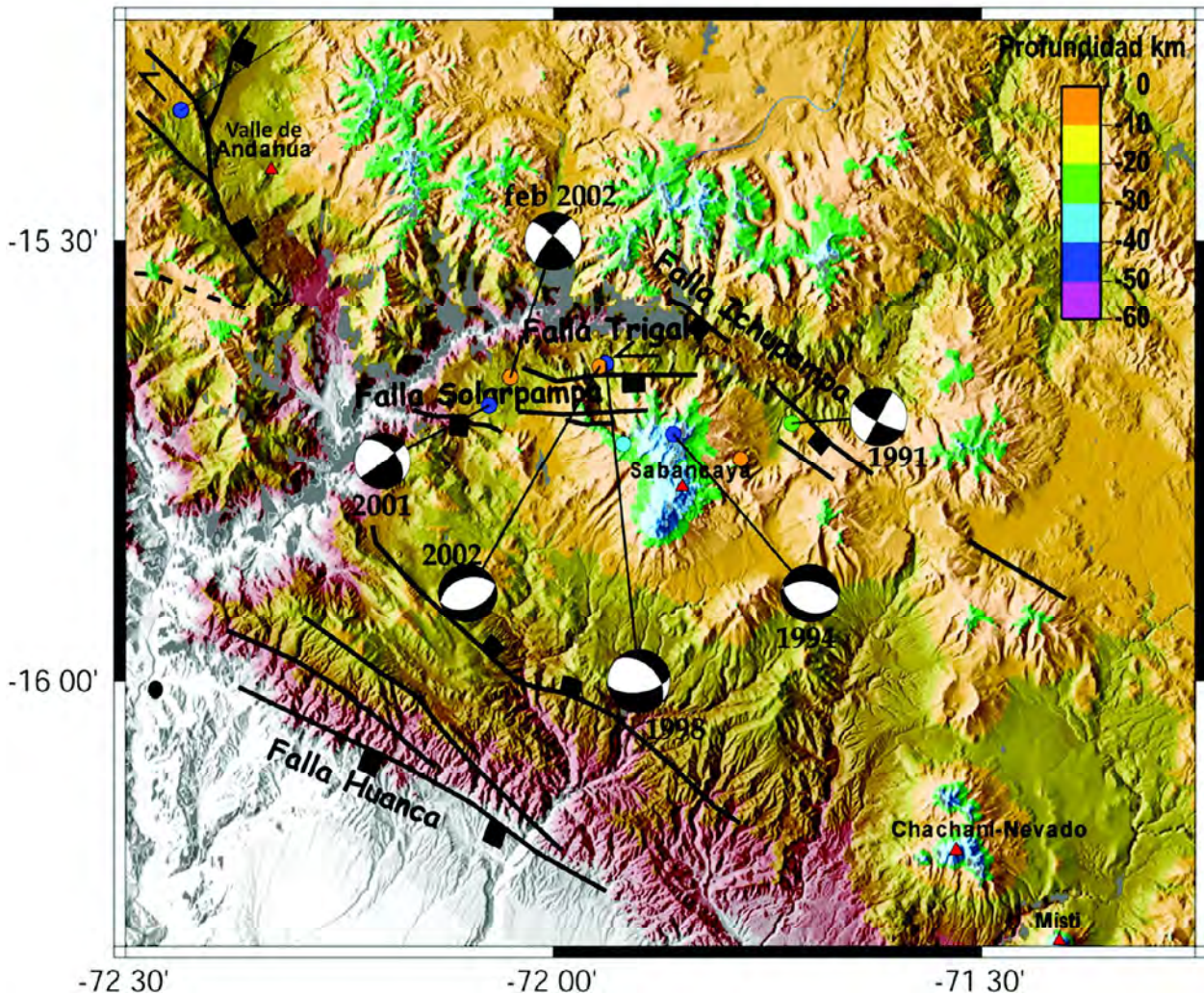


Fig. 3.2 Enjambre sísmico en la zona del Sabancaya-Colca, registrado entre los años 1991 a 2002 (tomado de David, 2007)

observaron franjas concéntricas más o menos circulares sobre una superficie de 9 x 13 km ubicada al oeste del volcán Hualca Hualca. Los valores de fase aumentan hacia el interior de la anomalía, lo que se entiende como el aumento de la distancia entre el suelo y el satélite. Esta variación en la distancia puede interpretarse como una subsidencia del suelo que es mayor en la parte interna con respecto al borde exterior del área de deformación. El área mayor de subsidencia está limitada hacia el norte por la falla Solarpampa (F-S); la zona pequeña de subsidencia está delimitada entre las fallas Solarpampa y Solarpampa 1.

El modelamiento directo de este interferograma muestra que la falla Solarpampa se activó durante el sismo de diciembre de 2002 a profundidades superficiales (fig. 3.2).

Los tres tipos de datos: sismológicos, estructurales e interferométricos concuerdan que la falla Solarpampa de dirección

E-O, con buzamiento hacia el sur y con movimientos normales es activa.

Interpretación Sismotectónica

Según David (2007), los datos sísmicos, morfológicos, estructurales y de interferometría radar, evidencian varios sistemas estructurales importantes constituidos de cuatro orientaciones preferenciales NO-SE, E-O, N-S y NE-SO, dos de ellas son sísmicamente activas, se trata de los sistemas NO-SE y E-O que presentan movimientos diferentes: sinestrales para las estructuras NO-SE y normales para las estructuras E-O.

Estos datos evidencian la existencia de una zona de cizalla sinistral intra-arco paralela al margen (NO-SE) en el sur del Perú, donde la dirección de extensión es N-S, representada por fallas normales y fracturas de tensión E-O (fig. 3.3).

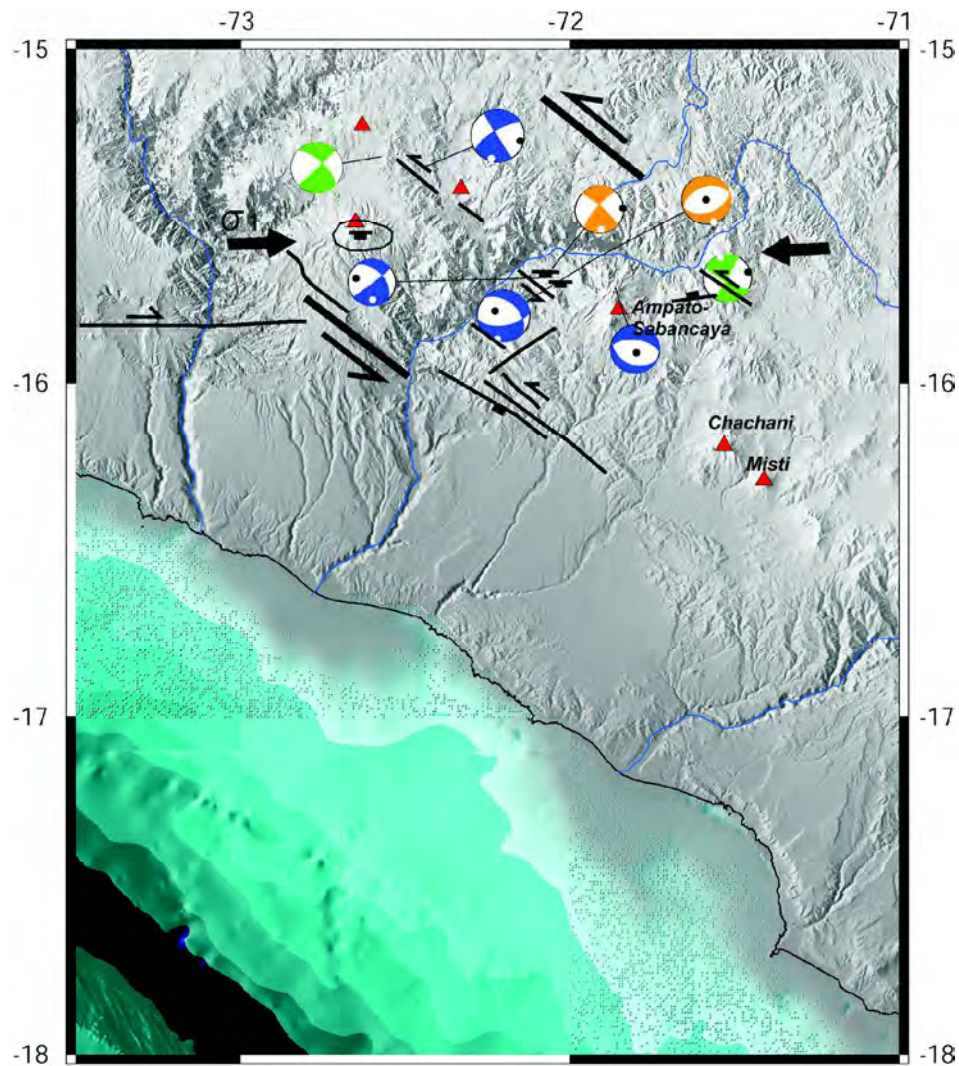


Fig. 3.3 Zona de cizalla sinistral en la región del Sabancaya - Colca. Interpretación de la deformación intra-arco a partir de los datos sismológicos, morfológicos y estructurales (tomado de David, 2007)

ESTRATIGRAFÍA GENERAL DEL ÁREA

Según los estudios de geología regional realizados por Palacios et al. (1993), las unidades geológicas que conforman el substrato del complejo Ampato-Sabancaya corresponden a voluminosos depósitos de flujos piroclásticos consolidados, secuencias volcanoclásticas y flujos de lavas de composición andesítica y dacítica, cuyas edades varían entre el Mioceno superior y el Pleistoceno, asignados a los Grupos Tacaza y Barroso. Estas secuencias son visibles en los alrededores de dicho complejo volcánico.

En este estudio obviamos la división de unidades efectuadas por Palacios et al. (1993), ya que dicha división es muy generalizada y no cuenta con una clasificación y diferenciación adecuada de los depósitos volcánicos, ni mucho menos tuvieron datos analíticos

(análisis químicos y dataciones radiométricas) para fundamentar dicha división y asignación de unidades.

Grupo Barroso

En el sur peruano el Grupo Barroso está dividido en dos miembros: (1) un miembro inferior constituido por lavas de los complejos volcánicos andesíticos que están presentes de norte a sur, entre 16° y 20° S, al seno de la Cordillera Occidental y que tienen edades del Mio-Plioceno (10-3 Ma., Mamani et al., 2010); y (2) Un miembro superior, constituido de lavas y depósitos volcánicos asociados a los edificios volcánicos andesíticos emplazados en la Cordillera Occidental con edades del Plio-Pleistoceno (3 a 1 Ma.) (Benavides, 1999; Mamani et al., 2010).

En el área de estudio afloran algunas secuencias volcánicas que por su posición estratigráfica y grado de deformación y

conservación asumimos que pertenecen a los miembros inferior y superior del Grupo Barroso. Estas secuencias volcánicas y volcanoclásticas provienen de diferentes centros volcánicos: Ananta, Hualca Hualca, Patapampa, Ampí y Jollo Jello (Palacios et al., 1993), los cuales son descritos a continuación:

Flujos de lava (P-An1)

Corresponden a una secuencia de lavas andesíticas, bastante alteradas y oxidadas de coloración gris blanquecina y pardo rojiza que afloran al este del volcán Sabancaya (cerros Colihuiri y Homillo), formando colinas de suaves pendientes. Esta secuencia en total mide aproximadamente 120 m de espesor. En su conjunto las lavas muestran una disposición subhorizontal. Se hallan intercaladas con algunos niveles de lahares, masivos, que contienen bloques subredondeados polimicticos, en su mayoría alterados y

oxidados. Las lavas contienen fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol, incluidos dentro de una pasta vítrea a microcristalina.

Flujos de lava (P-Ba1)

Secuencia de lavas andesíticas alteradas y meteorizadas que afloran al extremo oriental del área de estudio (cerro Condori), así como en el extremo suroriental del área (estrato-volcán Jollo Jello-Chuntahayco), fig. 3.4. Estas lavas probablemente se emplazaron durante el Mioceno superior-Plioceno. Las lavas en general muestran una coloración pardo rojiza por estar ligeramente alteradas, pero también existen lavas grises poco alteradas. Estas son visibles en la base y al tope del volcán Jollo Jello - Chuntahayco. Estas lavas muestran una pendiente de 10° a 20° de inclinación.



Fig. 3.4 Centro volcánico Jollo Jello-Chuntahayco constituido de flujos de lavas andesíticos, parcialmente alterados e hidrotermalizados

Secuencia volcanoclástica y lavas oxidadas (P-Ba2)

Corresponde a una secuencia de depósitos de lahares y flujos hiperconcentrados, bastante endurecidos, masivos, con espesores entre 0.5 a 3 m, a veces alternados con algunos niveles de lavas andesíticas masivas, parcialmente alteradas. Esta secuencia forma

colinas irregulares que afloran a 10 km al Este del volcán Sabancaya (cerro Condori), fig. 3.5. El espesor total de esta secuencia es de 320 m. En su conjunto la secuencia muestra una coloración pardo rojiza por estar oxidada. Las capas muestran una disposición subhorizontal.



Fig. 3.5 Secuencia volcanoclástica (P-Ba2) que mide más de 300 m de espesor, constituida de niveles de lahares alterados intercalados con lavas meteorizadas. Dicha secuencia está localizada al este del volcán Sabancaya (cerro Condori).

Secuencia de flujos de lava (P-Ba3)

Corresponden a secuencia de flujos de lava de composición andesítica y dacítica, que afloran al sur (cerro Pucarilla, cerro Acolaca y cerro Quijillo) y oeste (quebradas Sahuancaya y Huaraya) del complejo volcánico Ampato-Sabancaya. Estas lavas son masivas y frecuentemente presentan fracturas principalmente verticales. Las capas miden entre 10 a 30 m de espesor. Las lavas, en general, muestran una coloración pardo rojiza por estar ligeramente alteradas y/o oxidadas, pero también existen lavas grises que no fueron alteradas, como aquellas que afloran al sur del Ampato (cerro Acocala). Las lavas en la mayoría de los casos están cortadas por quebradas algo profundas, y están cubiertas por morrenas. Las lavas grises oscuras en la mayoría de los

casos presentan textura afanítica, mientras que, las lavas grises o pardo rojizas presentan textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y a veces anfíbol incluidos dentro de una pasta mayormente microcristalina y vítrea.

Domo de lava (P-Do)

Corresponde a un promontorio de lava que aflora a 8 km al SE del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (cerro Quinsachata) con pendientes moderadas. Este domo tiene forma semicircular y mide aproximadamente 1 km de diámetro x 300 m de altura (fig. 3.6). Ha sido erosionado por el cauce del río Parcomayo. La roca es una andesita de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxenos.



Fig. 3.6 Domo de lava andesítico ubicado al extremo SE del complejo volcánico Ampato-Sabancaya

Ignimbritas no soldadas (Ig)

Corresponde a una secuencia de depósitos de flujo de pómez y cenizas de color gris claro y ocre que afloran en ambos márgenes de la quebrada Negromayo y Huayllamayo, entre 8 y 13 km al SO del volcán Ampato, respectivamente. Estas ignimbritas se prolongan hacia el extremo sur del volcán Ampato, hasta inmediaciones del sector de Mocca (20 km al sur del volcán Ampato). Esta secuencia comprende al menos seis niveles de flujo piroclástico de pómez y ceniza, masivos y consolidados que están sobre las lavas descritas anteriormente. Cada nivel mide entre 6 a 20 m de espesor. A veces presentan prismas verticales. Los depósitos contienen pómez y fragmentos líticos de tamaños centimétricos. Las pómez son poco

vesiculadas y poco densas, mientras que, los fragmentos líticos son de naturaleza lávica, y en la mayoría de los casos están oxidados.

Estratovolcán Hualca Hualca (Pleistoceno)

El estratovolcán Hualca Hualca está compuesto por una variedad de depósitos volcánicos tales como: flujos de lava, flujos piroclásticos, depósitos de caída de ceniza, y depósitos de caída de pómez. Actualmente, muestra una morfología de caldera, en forma de herradura, abierta hacia el norte (cañón del Colca) que estaría ligada principalmente al colapso del flanco norte, asociado a una intensa erosión glacial. El colapso del volcán habría entonces

provocado la formación de una cuenca lacustre en la cuenca media del río Colca, entre Lari y Chivay. Posteriormente, domos y flujos de lava observados entre Maca y Pinchollo fueron emplazados en el interior de la caldera de herradura, por un sistema fisural.

Los depósitos asignados al volcán Hualca Hualca afloran al norte, oeste y este del volcán Sabancaya. Anteriormente, estos depósitos fueron denominados por Palacios et al. (1993) como parte del Grupo Barroso. El conjunto posee un espesor muy variado encontrándolo entre 1000 a 1200 m. Al extremo sur del Hualca Hualca, sobre parte de estas secuencias yacen las lavas del volcán Sabancaya.

Flujos de lava andesítica (P-Hu1)

Corresponden a secuencias de lavas andesíticas, pardo rojizas y grises que afloran en la base del volcán Hualca Hualca, visibles al extremo SO de dicho volcán (fig. 3.7), como en el sector de Huatajcucho. Los flujos están dispuestos de manera subhorizontal y cada flujo de lava mide entre 20 a 60 m de espesor. Las lavas son masivas, pero fracturadas que contienen fenocristales de plagioclasa, piroxenos y a veces anfíbol englobados dentro de una matriz microlítica a vítrea. Sobre estas lavas yacen lavas más recientes del Hualca Hualca, así como, morrenas y depósitos coluviales. Estas lavas en su mayoría se encuentran alteradas y oxidadas.

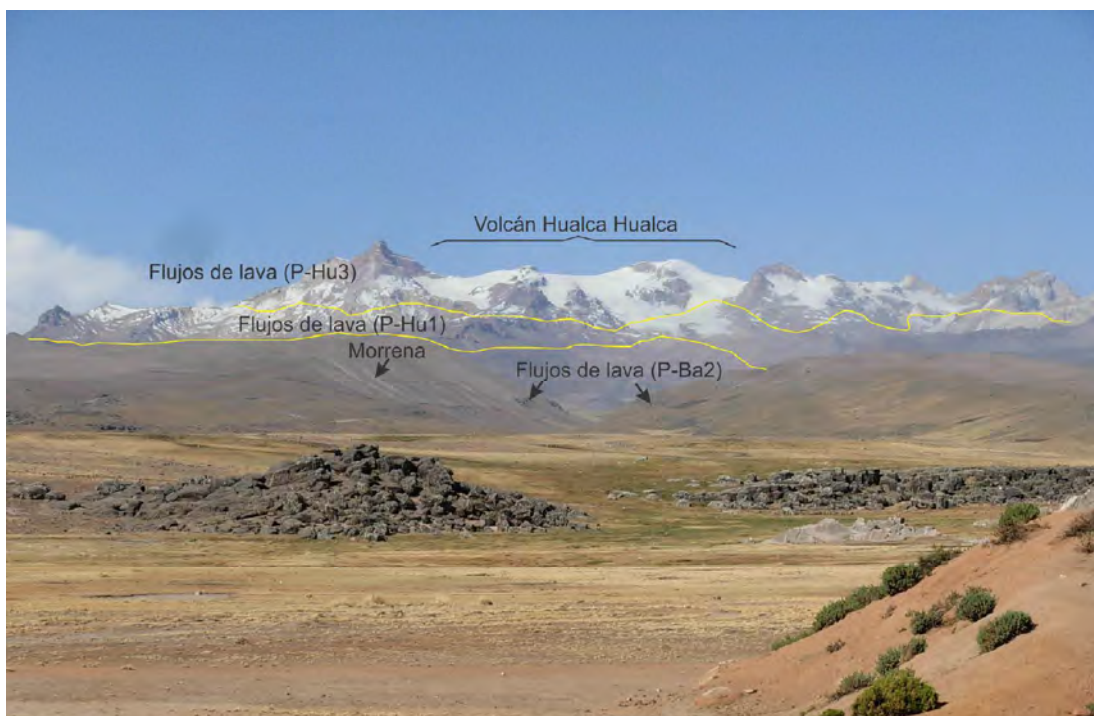


Fig. 3.7 Sector SO del volcán Hualca Hualca, donde se distinguen lavas emplazadas en las diferentes etapas evolutivas

Flujos de lava andesítica (P-Hu2)

Corresponden a flujos de lavas en bloques de composición andesítica y dacítica que yacen al este y noreste del volcán Sabancaya, en el sector Pampa Tanujani y Pampa Colihuirí. Estas lavas son masivas y de color gris oscuro a pardo rojizas. Contienen fenocristales de plagioclasa, anfíbol y eventualmente piroxenos o biotita englobados dentro de una pasta intersertal a vítrea. Las lavas recorrieron más de 8 km de distancia con respecto al volcán Hualca Hualca. En la mayoría de los casos las lavas se encuentran alteradas e hidrotermalizadas, afectadas principalmente por la actividad glacial. Algunas se encuentran cubiertas por lavas y ceniza del volcán Sabancaya, como las que afloran en la zona de Pampa Colihuirí.

Secuencia de flujos de lava y piroclastos (P-Hu3)

Corresponde a una secuencia de flujos de lavas andesíticas y dacíticas que yacen en la cumbre sur del volcán Hualca Hualca, sobre las lavas andesíticas P-Hu1 y P-Hu2, anteriormente descritas. Las lavas están dispuestas de manera subhorizontal y algunas muestran moderadas pendientes (10°-30° de inclinación). Cada flujo mide entre 10 a 40 m de espesor y la secuencia total mide entre 300 y 400 m de espesor. Las lavas tienen textura porfídica y contienen fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y a veces anfíbol. Al oeste del volcán Hualca Hualca dichas lavas se hallan intercaladas con depósitos de lahares endurecidos y alterados y flujos de bloques y cenizas consolidados.

En general, la secuencia muestra un cierto grado de alteración y erosión, ya que fueron afectadas por la actividad glacial. Esta secuencia la mayor parte del año se halla cubierta de nieve y hielo.

Estratovolcán Ampato (Pleistoceno superior – Holoceno?)

La actividad eruptiva del volcán Ampato se desarrolló antes del volcán Sabancaya, es decir durante el Pleistoceno superior, prolongándose probablemente hasta el límite con el Holoceno. El estudio estratigráfico muestra la presencia de variados depósitos de flujos de lavas y depósitos piroclásticos (flujos y caídas) emitidos por el volcán Ampato. El análisis de imágenes satelitales, fotografías aéreas y el cartografiado de los depósitos muestran que el volcán Ampato está conformado de dos edificios: Ampato Basal y Ampato Superior.

Ampato Basal

Durante la construcción de este edificio se emplazaron secuencias de flujos de lavas de composición andesítica y dacítica que afloran en la base del volcán Ampato, visibles al pie de los flancos oeste, sur, suroeste y sureste de dicho volcán. Estas lavas son las más

antiguas del volcán, y tienen pendientes menores de 15°. Parte de estas lavas recorrieron hasta aproximadamente 12 km del cono. Las lavas que se prolongan más al sur están en parte cubiertas por morrenas del Pleistoceno superior y por depósitos coluviales.

En esta etapa se emplazaron cinco unidades:

Secuencia de flujos de lavas y piroclastos andesíticos (P-A1a)

Durante esta etapa eruptiva se emplazó una secuencia de flujos de lavas y depósitos piroclásticos proximales, consolidados y parcialmente soldados («spatter»), de color gris oscuro y rojo parduzco, visibles al pie del flanco oeste del Ampato entre los 5000 y 5800 msnm. Las lavas y piroclastos están parcialmente oxidados. Los estratos tienen entre 4 y 10 m de espesor y forman la base del volcán Ampato. La secuencia total tiene un espesor aproximado de 800 m. Las lavas están buzando hacia el suroeste y noroeste con pendientes >30° de inclinación. Estas lavas son de composición andesítica básica y andesítica (57 - 62 wt. % SiO₂) y de textura afanítica, variando desde vítrea a escoriácea. Estas lavas contienen fenocristales de plagioclasa, piroxeno y eventualmente olivino, que han recorrido más de 6 km de distancia, respecto al estratocóno actual (fig. 3.8).

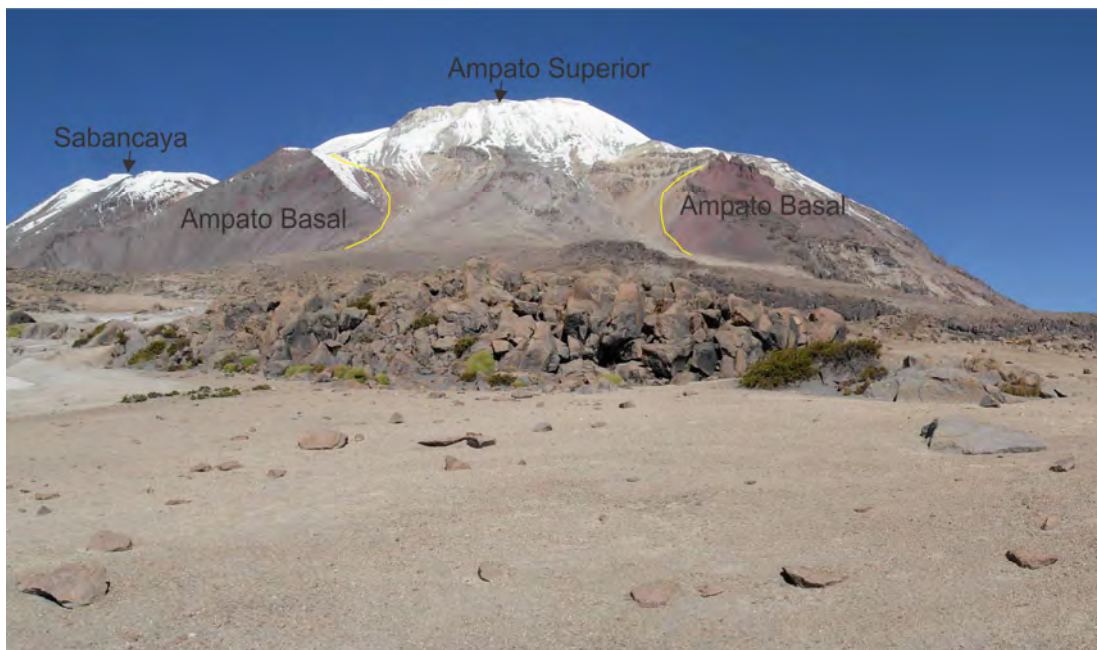


Fig. 3.8 Vista del sector oeste del volcán Ampato donde se distinguen secuencias de flujos de lavas y flujos piroclásticos alterados e hidrotermalizados de coloración rojiza perteneciente al «Ampato Basal» ó «Ampato I». Las cuales son cubiertas por las secuencias del «Ampato Superior» ó «Ampato II».

Flujos de lavas andesíticas y dacíticas (P-Alb)

La segunda generación de lavas se localiza en el extremo oeste, SE y sur del volcán Ampato, entre 4000 a 4780 msnm. Estas lavas muestran pendientes poco pronunciadas ($<15^\circ$). En su mayoría son de composición andesítica (57 - 58 wt. % SiO_2), pero también existen dacitas (64 - 65 wt. % SiO_2). Las lavas son masivas y de color gris. Ambos tipos petrográficos presentan texturas principalmente afaníticas. Las andesitas contienen fenocristales de plagioclasa y piroxenos, mientras que las dacitas contienen fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y eventualmente piroxenos, englobados dentro de una pasta afanítica de color gris claro a gris oscuro. Una lava de esta generación que aflora al extremo SE del Ampato ha sido datada en 410 ± 10 ka. Cada capa de lavas mide entre 10 a 30 m de espesor. Estas lavas recorrieron mayor distancia del cráter adventicio (~10 km), con respecto a otras lavas emitidas por el volcán Ampato. Se hallan cubiertas por morrenas pre-holocenas.

Flujos de lavas andesíticas y dacíticas (P-Alc)

Las lavas andesíticas y dacíticas (62 - 64 wt. % SiO_2) de la tercera generación se localizan en el extremo SO del volcán Ampato (cerros

Moldepata) entre 4050 a 5100 msnm, dispuestas de manera subhorizontal. Estas lavas presentan poco grado de alteración y meteorización y su vez descansan sobre las lavas andesíticas descritas anteriormente (P-Alb), como es apreciada en la quebrada Collo (SO del Ampato). Las lavas recorrieron hasta 12 km de distancia del cono del Ampato (fig. 3.9). Una lava de esta generación ha sido datada en 217 ± 5 ka. Cada flujo de lava mide entre 20 a 40 m de espesor. En general, las lavas andesíticas y dacíticas presentan texturas porfídica con fenocristales grandes. Las andesitas contienen fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíbol; mientras que las dacitas contienen fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita, con escasos fenocristales de piroxenos, todos englobados dentro de una pasta afanítica de color gris. Estas lavas se hallan parcialmente cubiertas por morrenas pre-holocenas, depósitos aluviales y depósitos de flujos piroclásticos.



Fig. 3.9 Vista del sector SO del volcán Ampato donde se distinguen secuencias de flujos de lavas pertenecientes al «Ampato Ic» (cerro Moldepata) y «Ampato Ila» (cerro Yanajaja)

Flujos de lavas andesíticas (P-Ald)

La cuarta generación de lavas se localiza al sur y sureste del volcán Ampato (sectores Huayllayoc y Colicunca), entre 4500 a 4900 msnm (fig. 3.10). Estas lavas son de composición andesítica y dacítica (61 - 65 wt. % SiO_2). Descansan directamente y de manera concordante sobre las lavas andesíticas de la segunda generación del Ampato (P-Alb), descritas anteriormente. Las lavas de la cuarta generación presentan textura porfídica y contienen

grandes fenocristales de plagioclasa, piroxenos, anfíbol, óxidos de Fe-Ti y eventualmente biotita, englobados dentro de una pasta afanítica de color gris. Las lavas presentan pendientes poco pronunciadas ($<15^\circ$) y lograron alcanzar hasta 6 km de distancia del cono del Ampato. Estas lavas de color gris presentan estructuras de flujo y ligero bandeamiento producto del emplazamiento de las lavas. Se hallan parcialmente cubiertas por morrenas y depósitos de caída de tefras retrabajadas.

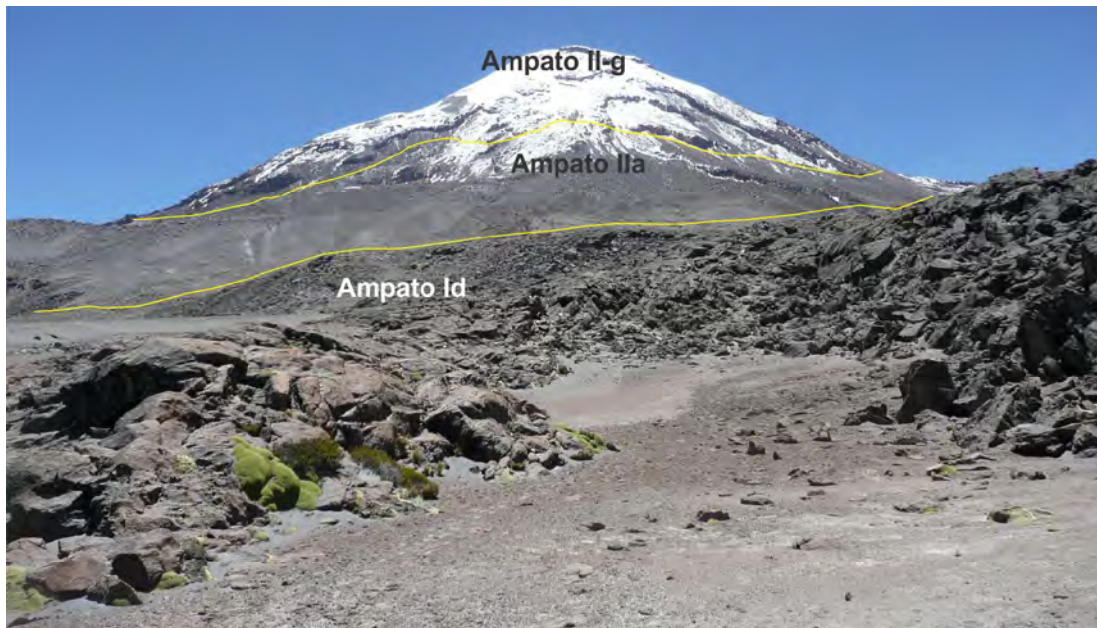


Fig. 3.10 Vista del flanco sureste del volcán Ampato, al pie del cual se distinguen flujos de lavas asignadas al edificio Ampato Basal («Ampato Id»), cubiertas por lavas del Ampato Superior («Ampato Ila», «Ampato Ilg»)

Depósito de caída piroclástica

A más de 12 km al NO, oeste y SO del Ampato (fig. 3.11) se distingue un potente depósito de caída de lapilli de pómez riolítico (75 - 76 wt. % SiO_2), con cuatro niveles muy marcados, separados por niveles delgados de ceniza o lapilli de pómez, endurecidos y

ligeramente oxidados (fig. 3.11). Las pómez se caracterizan por ser poco densas, de color blanquecino, tener formas angulosas y presentar una textura fibrosa. Estas miden entre 0.3 - 7.7 cm de diámetro (a 12 km al SO del Ampato). A su vez las pómez están constituidas de fenocristales de plagioclasa y biotita.



Fig. 3.11 Depósito de caída de lapilli de pómez riolíticos, ubicada en la margen izquierda de la Qda. Huayllamayo, cerca al canal de regadío Cabanaconde - Lluta, al SO del Ampato

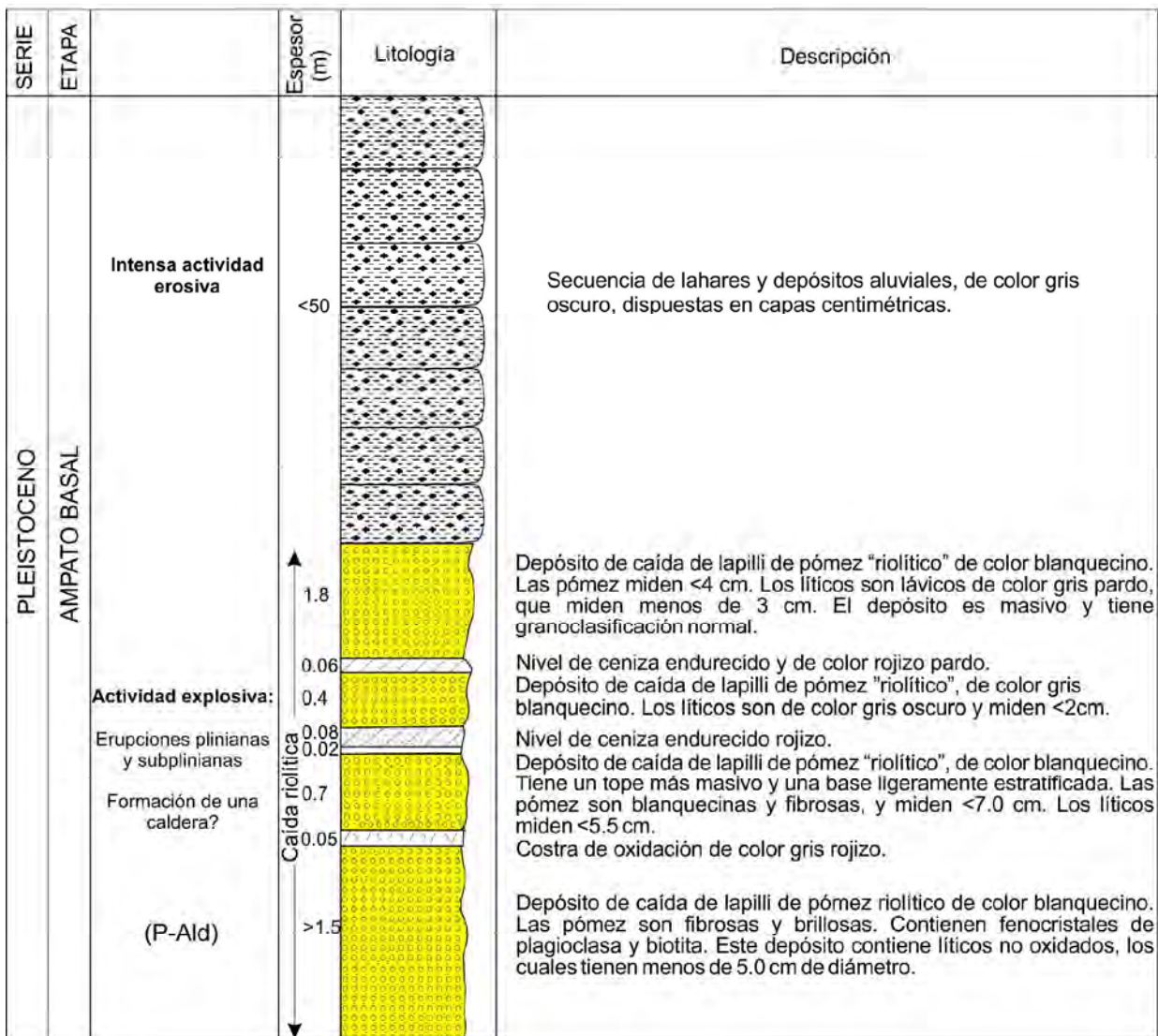


Fig. 3.12 Columna estratigráfica de la margen izquierda de la Qda. Huayllamayo, cerca al canal de agua Cabanaconde-Lluta (al SO del volcán Ampato), donde se distingue un depósito de caída de lapilli de pómez riolítico

Ampato Superior

Durante la construcción de este edificio se emplazaron principalmente flujos de lavas, depósitos de flujos de bloques y ceniza, además de depósitos de caída de lapilli de pómez. Las lavas cubren los depósitos de flujos de bloques y ceniza y a su vez conforman la parte superior del estrato-cono Ampato. En total, se reconocieron más de once unidades litológicas ligadas a diversos eventos volcánicos.

Flujos de lavas andesítica Yanajaja (P-Alla)

La primera generación de lavas del edificio «Ampato Superior» o «Ampato II» corresponden a los flujos de lavas andesíticas y dacíticas (61 - 63 wt. % SiO₂) localizados en el sector de «Yanajaja», flanco sur y SO del Ampato, a 5.5 km del cono superior (fig. 3.9). Estos

flujos de lava muestran suaves pendientes (<15° de inclinación). Se ubican entre los 4600 a 5125 msnm, y cubren lavas del «Ampato Basal» anteriormente descritas: P-Alb. En total tienen 200 m de espesor. Todo el conjunto de lavas presentan una textura rugosa de color gris oscuro y son muy fáciles de distinguir tanto en las fotografías aéreas e imágenes satelitales. Las lavas «Yanajaja» presentan una textura porfídica y contienen fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno incluidos dentro de una pasta afanítica de color gris oscura.

Secuencia de flujos de lavas y piroclásticos andesíticos (P-Allb)

Estas lavas andesíticas conforman el **cono norte** del volcán Ampato, y están emplazadas entre 5200 a 6000 msnm. Cada flujo de lava tiene entre 20 y 50 m de espesor, y están alternados con algunos

depósitos piroclásticos o brechas. Las lavas tienen tonalidades gris oscuras a pardo rojizas y presentan pendientes empinadas (20° a 40° de inclinación). En el sector noroeste del Ampato dichas lavas descansan sobre las lavas de la etapa «Ampato Ia» (fig. 3.13). Estas lavas son principalmente de composición andesítica

(57 - 62 wt. % SiO₂). Presentan textura porfídica y contienen fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno englobados en una pasta de color gris. Dentro de algunas lavas se distinguen enclaves con texturas afaníticas de origen co-magmático.

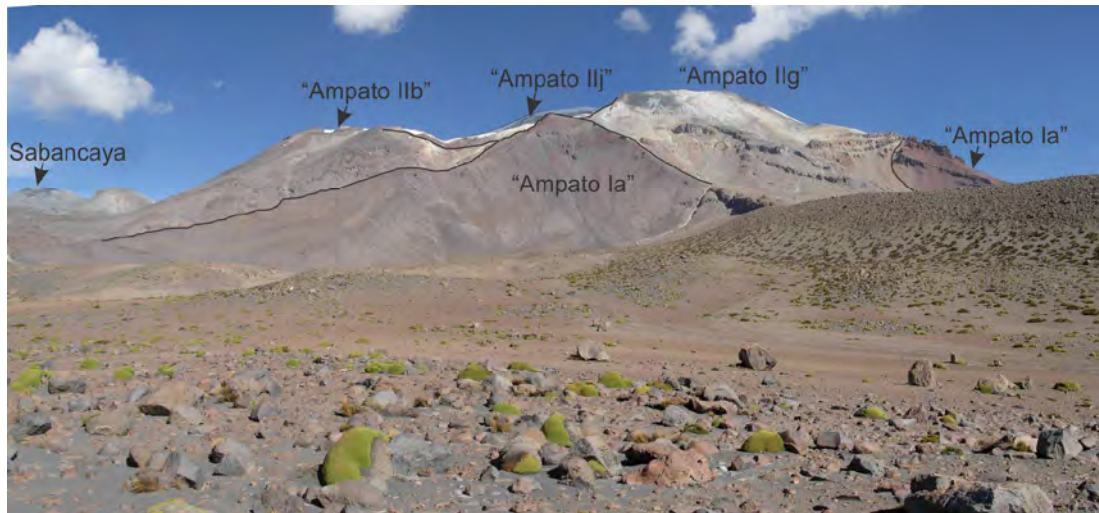


Fig. 3.13 Vista del sector oeste del volcán Ampato donde se distinguen secuencias de flujos de lavas y piroclastos pertenecientes a la etapa «Ampato IIb». Cubren lavas del «Ampato Ia», pero a su vez son cubiertas por lavas del «Ampato IIj».

Secuencia de flujos de bloques y ceniza andesíticos (P-AIIc)

Corresponden a depósitos de flujos de bloques y ceniza visibles al este (pampa Lilluipampa), SE (cerro Orcoña) y oeste (sector de Puenteputa) del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

Al este del Ampato (pampa Lilluipampa) se distinguen al menos cinco unidades constituidas por depósitos de flujos de bloques y cenizas de composición dacítica (63 - 66 wt.% SiO₂). Cada capa mide entre 6 a 10 m de espesor y, en su mayoría, están consolidados. Dada su ubicación, más cercana al volcán Ampato, pudieron haber sido emitidos por dicho volcán. Estos depósitos están cubiertos por depósitos aluviales y morrenas.

A 4 km al sureste del cono central del Ampato (cerro Orcoña) se distinguen otros depósitos de flujos de bloques y ceniza. Estos presentan una topografía subhorizontal, con bajas pendientes (<5°), que se extienden sobre la altiplanicie ligeramente inclinada hacia el este. Se caracterizan por ser poco consolidados. Estos flujos piroclásticos están divididos en dos unidades: la unidad inferior de composición andesítica y la unidad superior de composición dacítica. En ambos casos, los bloques masivos (~70 % de volumen) presentan una textura porfídica compuesta por fenocristales de

plagioclasa, anfíbol y piroxeno. Estos depósitos de flujo piroclástico han sido cubiertos por depósitos morrénicos y cenizas retrabajadas.

Otros depósitos de flujo de bloques y ceniza afloran a aproximadamente 4.5 km al pie del flanco oeste del volcán Ampato (sector de Puenteputa), fig. 3.14. En este sector, los depósitos contienen bloques de composición dacítica, masivos, de tamaños centimétricos, incluidos dentro una matriz de ceniza. Los depósitos están soldados. Los bloques juveniles presentan una textura porfídica constituidos por fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno. Este flujo piroclástico ha sido cubierto por lavas andesíticas del «Ampato IIj».

Flujos de lavas andesíticas (P-AIIId)

En la parte baja e intermedia de los flancos SO y SE del volcán Ampato, entre 4900 a 5900 msnm, se distinguen flujos de lava en bloques a manera de «lenguas» que descienden del cono medio del volcán (fig. 3.15). Estos flujos son de composición andesítica y presentan una textura porfídica y microporfídica, constituida por fenocristales de plagioclasa, biotita, anfíbol y piroxeno incluidos dentro de una pasta fina de color gris oscuro. Estas lavas tienen entre 30 y 50 m de espesor y recorrieron aproximadamente 5 km de distancia del cráter.



Fig. 3.14 Depósitos de flujo de bloques y cenizas de la etapa «Ampato IIc» que afloran en el sector de Puentepata, los cuales son cubiertos por flujos de lavas extensos (en forma de «dos dedos») que descienden del flanco oeste del volcán Ampato.

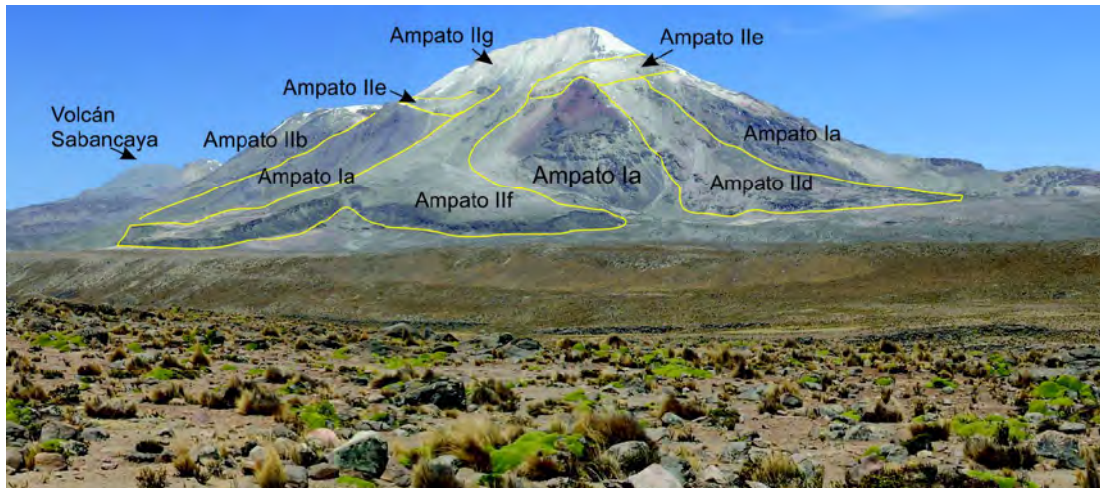


Fig. 3.15 Vista del sector suroeste del volcán Ampato donde se observan las distintas unidades lávicas asignadas a los edificios: «Ampato Ia» y «Ampato IIb», «IIc», «IIe», «IIa», «IIf», «IIg»

Flujos de lavas andesíticas (P-All)

Corresponden a una secuencia de lavas andesíticas subhorizontales que descansan en discordancia angular sobre las lavas andesíticas inclinadas del edificio «Ampato Ia» descritas anteriormente (fig. 3.15). Las lavas están localizadas en el flanco occidental, a nivel del cono medio-superior del Ampato, entre 5800 a 6000 msnm. La secuencia, en total mide aproximadamente 180 m de espesor. Al parecer estos flujos de lava que recorrieron a menos de 2 km de distancia respecto al cono del Ampato se encuentran rellenando una probable antigua caldera.

Depósitos de caída de tefras

En la quebrada Baylillas, a 12 km al sur del volcán Ampato se distingue una secuencia de caídas de ceniza, caídas de escoria y

lapilli de pómez, como es mostrado en la fig. 3.16. Aquí se distinguen tres niveles de caída de lapilli de pómez, que miden entre 10 y 50 cm de espesor. Las pómez son de tamaño centimétrico (< 8 cm) y de composición dacítica. Asimismo, se distinguen tres capas de escorias que miden menos de 15 cm de espesor. Las escorias de color gris rojizas y miden menos de 3 cm de diámetro. Estas son de composición andesítica. Dado que yacen sobre depósitos de morrenas, así como el bajo grado de alteración de los depósitos y debido a la ausencia de material datable, asumimos que dichas tefras se emplazaron en una etapa intermedia de crecimiento del cono superior del Ampato. Dichos depósitos solamente afloran en esta parte del área de estudio.

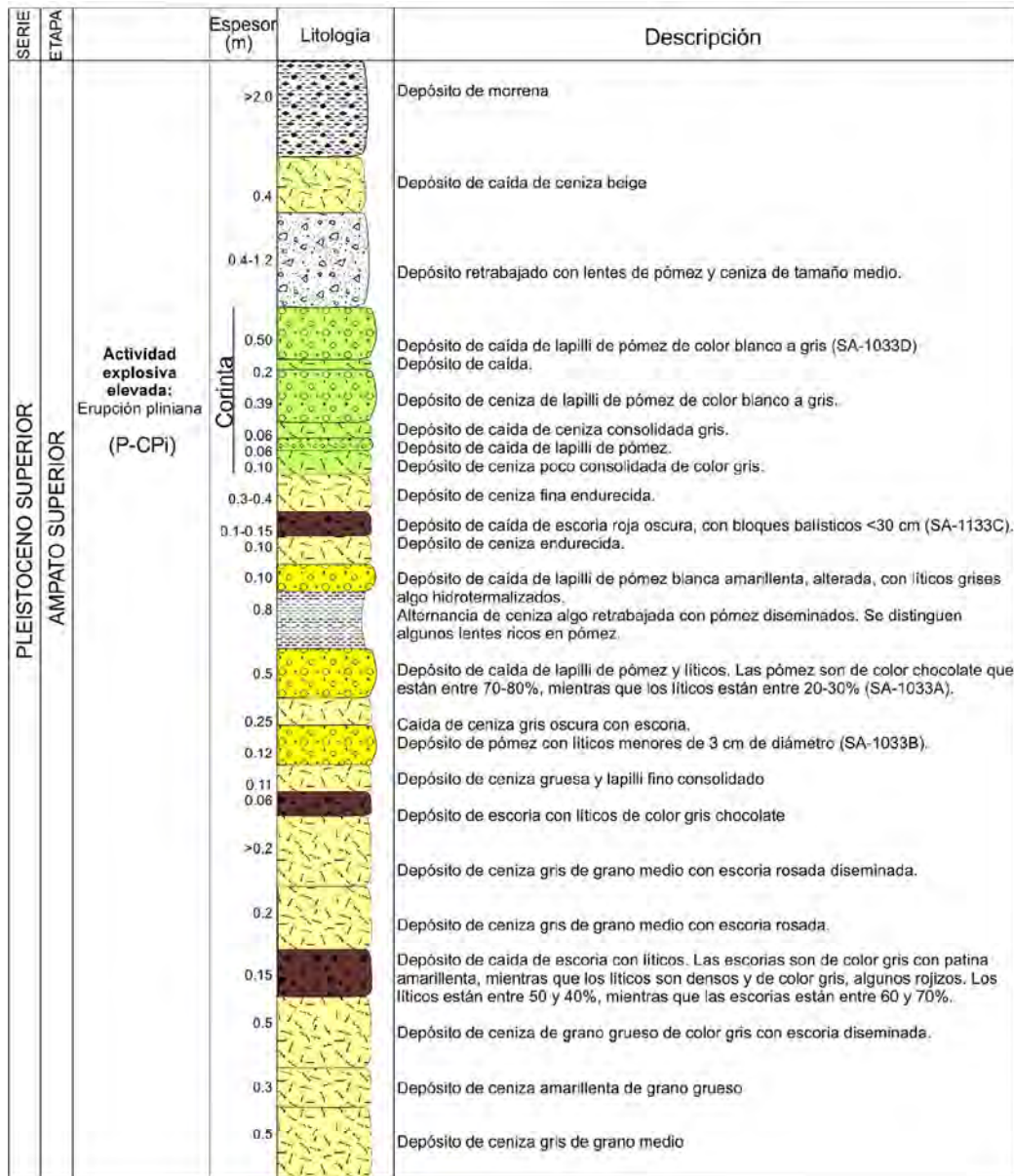


Fig. 3.16 Columna estratigráfica de la margen derecha de la Qda. Baylillas, a 12 km al sur del Ampato, justo en la carretera Sallalli-Taya donde se distinguen depósitos de caída de tefras y la caída de lapilli de pómez «Corinta»

Depósito de caída piroclástica de pómez «Corinta» (P-CPI)

Al pie del flanco SO del complejo Ampato-Sabancaya, en los sectores de Collpa, Corinta y cerro Huayrapata (entre 9 y 18 km al SE del volcán Ampato) se distingue un potente depósito de lapilli de pómez dacítico ligado a una erupción pliniana. Este depósito es denominado «caída Corinta» y está conformado por dos niveles de lapilli de pómez (A y B), separados por un delgado nivel de ceniza gruesa.

En el sector de Collpa, a aproximadamente 11 km al SO del Ampato, el depósito tiene un espesor de 3.5 m (fig. 3.17). En áreas más

distales, a 18 km al SO de la cumbre del Ampato, tiene 1 m de espesor. Las pómez son de tamaño centimétrico y tienen formas subangulosas. Están bien seleccionadas, con gradación inversa. Las pómez son de composición dacítica (64-66 wt. % SiO₂). Están compuestas por fenocristales de plagioclasa (<1.5 mm), anfíbol (<0.8 mm), biotita (<0.5 mm) y algo de clinopiroxeno (<0.6 mm). Según el cartografiado geológico y el espesor del depósito, el eje de dispersión de esta caída estaría orientado hacia el OSO. Este depósito posiblemente se emplazó durante la etapa pre-glaciación (>24 ka).

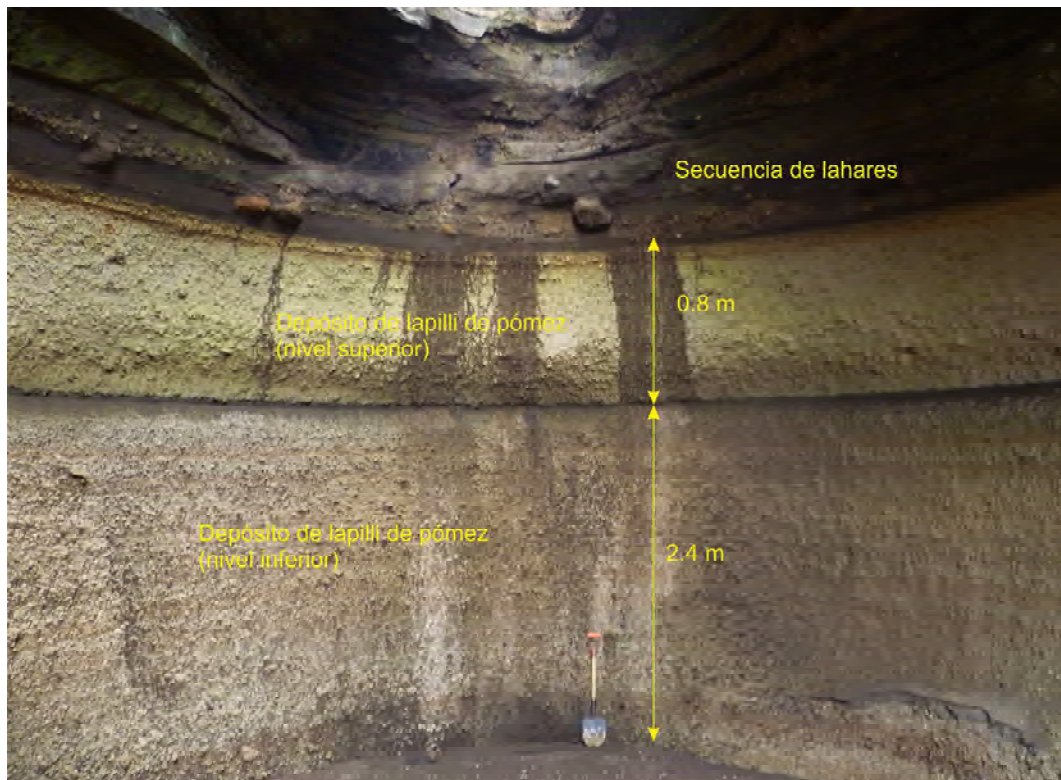


Fig. 3.17 Depósito de caída de lapilli de pómez dacítico «Corinta» constituida de dos niveles, visible en el sector de Corinta, al suroeste del Ampato

Depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza «Ladrillo» (P-PF1)

Este depósito masivo y poco consolidado aflora al pie de los flancos sur (sector de Japo-Collpa) y SO (sector de Moldepata) del volcán Ampato. En el sector de Japo-Collpa, a 9 km al sur del cono sur del Ampato, el depósito mide entre 6 y 7 m de espesor (fig. 3.18). El flujo piroclástico es de color rojizo, con un color similar al ladrillo (fig. 3.19), debido a un alto grado de alteración y oxidación. Está constituido de pómez (40 %) que miden hasta 60 cm de diámetro, incluidos dentro de una matriz de ceniza de grano fino a medio (60 %). Los bloques de pómez son de composición dacítica (67-68 wt. % SiO_2) compuestas por fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. Presentan textura fibrosa y son de color gris. Este depósito además presenta fragmentos de escoria en menor porcentaje (< 5 %) con textura vidriosa de color gris oscuro.

En el sector sur, este depósito de flujo piroclástico tiene menor espesor y está un poco más consolidado y conformado por tres subniveles que miden entre 0.50 a 5.0 m. Las pómez tienen textura fibrosa, son de color gris y están compuestas por fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. Suprayace a este flujo un depósito de flujo piroclástico de escoria.

Las dos unidades, tanto la caída Corinta (P-CPi) como el flujo piroclástico ladrillo (P-PF1) aparecen en la misma zona geográfica (Corinta, Japo y Collpa), una sobre la otra, pero sobre todo el depósito de la caída Corinta que se encuentra sobre el flujo piroclástico ladrillo contiene bloques de pómez con características idénticas. Esto, sumado a la similar composición química, nos hace suponer que estos depósitos están ligados probablemente a una fase eruptiva inicial de tipo pliniana (caída Corinta), seguida de una fase de flujos piroclásticos (flujo piroclástico ladrillo).

Flujos de lava andesíticas (P-AIf)

En el extremo oeste del cono superior del Ampato se distinguen flujos de lava de composición andesítica (61 wt. % SiO_2) que se bifurcan en dos ramales, adoptando la forma de dos «dedos» (fig. 3.15). Estas lavas cubren parcialmente lavas subhorizontales «Ampato II» descritas anteriormente. Las lavas presentan una superficie acordonada, y están ubicadas entre 4850 a 5725 msnm. Las lavas sobreyacen a los depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza (unidad P-AIIc) y flujos de lava del «Ampato la» (fig. 3.15), que también en parte se encuentran cubiertos por depósitos de morrena con espesores variables. Los flujos de lava son de color gris, con textura porfídica, compuesta por fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita.

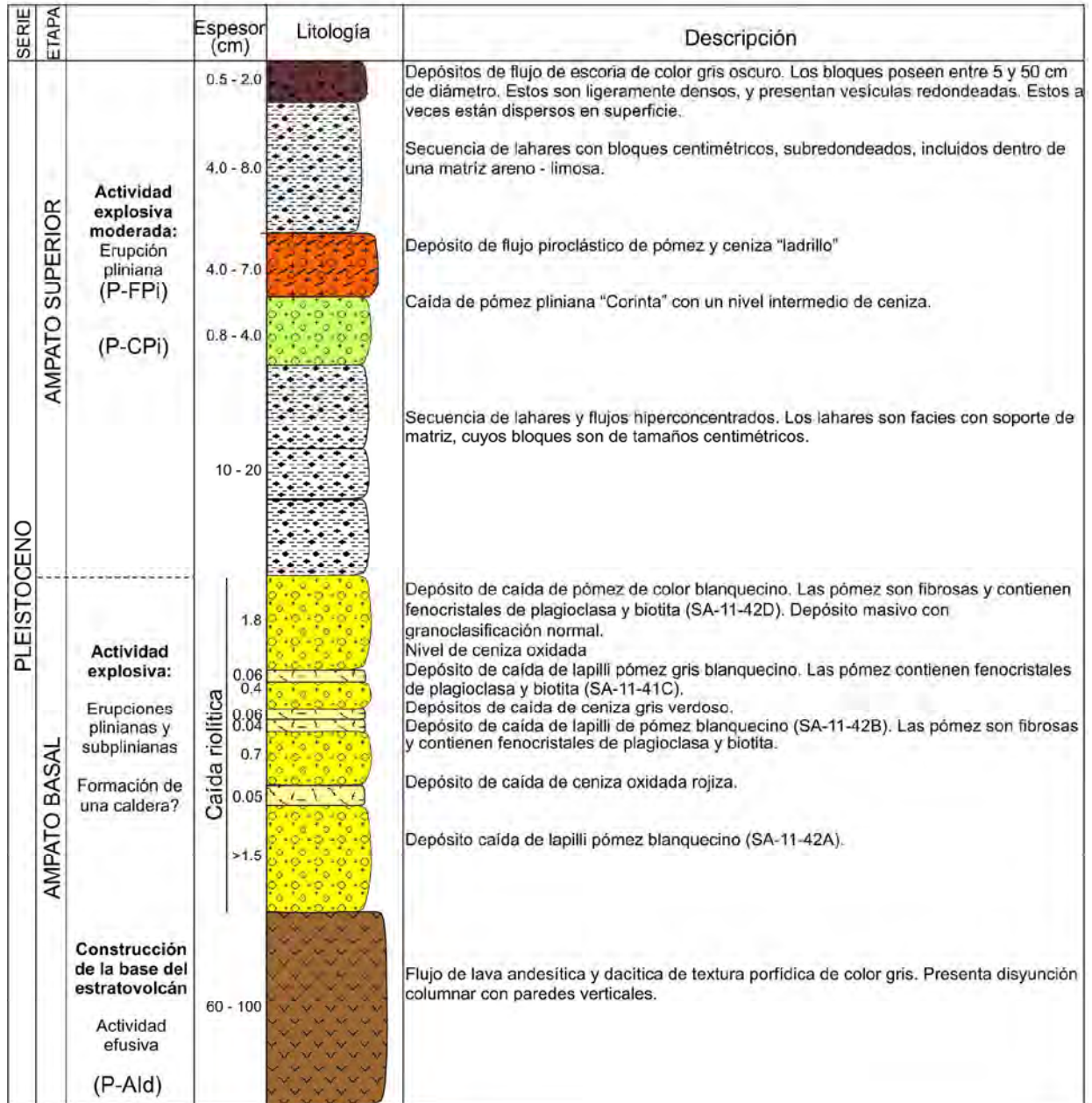


Fig. 3.18 Columna estratigráfica del sector de Corinta-Collpa, al suroeste del Ampato



Fig. 3.19 Depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza «ladrillo», localizado 10 km al pie del flanco suroeste del volcán Ampato. Este depósito que mide entre 3 a 5 m de espesor, contiene bloques de pómez de hasta 40 cm de diámetro.

Depósitos de flujo piroclástico de escorias (Ph-FPE)

Al sur y SO del Ampato se han identificado al menos tres depósitos de flujos piroclásticos de escoria, que podrían estar asociados a erupciones plinianas con magmas relativamente básicos (fig. 3.20). Estos depósitos miden entre 3 a 5 m de espesor, a 12 km al pie del flanco sur del Ampato, en inmediaciones de las quebradas Jaruma, Jatum Pampa y Yurac Huayco. También, restos de estos depósitos de flujos afloran al extremo SO del volcán Ampato (sector de Corinta).

Los depósitos de flujos de escoria son de composición andesítica (57 - 58 wt. % SiO_2), de coloración gris oscura y parduzca. Los depósitos son masivos y bastante consolidados, dispuestos de manera subhorizontal. Los bloques de escorias son livianos, ligeramente vesiculados y miden hasta 1.2 m de diámetro, a 11 km al sur del Ampato. Algunos presentan texturas tipo «coliflor». Están compuestos por fenocristales de plagioclasa, piroxenos y óxidos de Fe-Ti.

Secuencia de flujos de lava (P-Allg)

Corresponden a flujos de lava andesíticas y dacíticas del cono superior del Ampato que descienden hacia los flancos sur y sureste,

ubicándose entre 6250 a 5150 msnm. Las lavas recorrieron hasta aproximadamente 3 km del cráter. Estos flujos de lava tienen de moderada a fuerte pendiente ($<50^\circ$) y cada flujo mide entre 20-50 m de espesor. En total tienen entre 400 a 500 m de espesor y se encuentra suprayaciendo a lavas del «Ampato IIa» (fig. 3.15) en el sector sur, y al «Ampato IIe» y «Ampato II f» en el sector occidental. Una lava de esta etapa que aflora al SE de la cumbre del Ampato fue datada por el método K/Ar en 40 ± 3 ka. Los flujos de lava de composición andesítica son de color gris oscuro, mientras que las dacitas son de color gris claro. Ambos tipos petrográficos tienen una textura porfídica. Las andesitas están compuestas por fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y biotita; mientras que en las dacitas disminuye la proporción de piroxenos, pero existe mayor proporción de biotita y anfíbol respecto a las andesitas.

Estas lavas del cono superior fueron afectadas por un colapso de caldera o erosión, donde actualmente existe un escarpe pronunciado. La actividad glacial ocurrida durante el Pleistoceno superior contribuyó a intensificar la erosión y pronunciación de dicho escarpe.



Fig. 3.20 Depósitos de flujo de escoria ligados a erupciones vulcanianas, que afloran a 12 km al pie del flanco sur del Ampato. Estos depósitos miden entre 3 a 5 m de espesor.

Flujos de lava andesítica con textura «mezcla» (P-AIIh)

Corresponden a flujos de lavas dacíticas ubicados entre los 5300 a 5700 msnm, localizados al extremo NE del volcán Ampato (fig. 3.21), colindante con lavas del volcán Sabancaya. Estas lavas se encuentran bastante fracturadas y cubiertas por depósitos coluviales. Tienen un espesor que varía entre 40 a 60 m y presentan

pendientes moderadas a fuertes (30° - 70°). Algunos flujos de lava presentan facies gris clara y facies gris oscuras sugiriendo procesos de mezcla de magmas. Las dos facies presentan una textura porfídica y a la vez están compuestas por fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y eventualmente biotita.

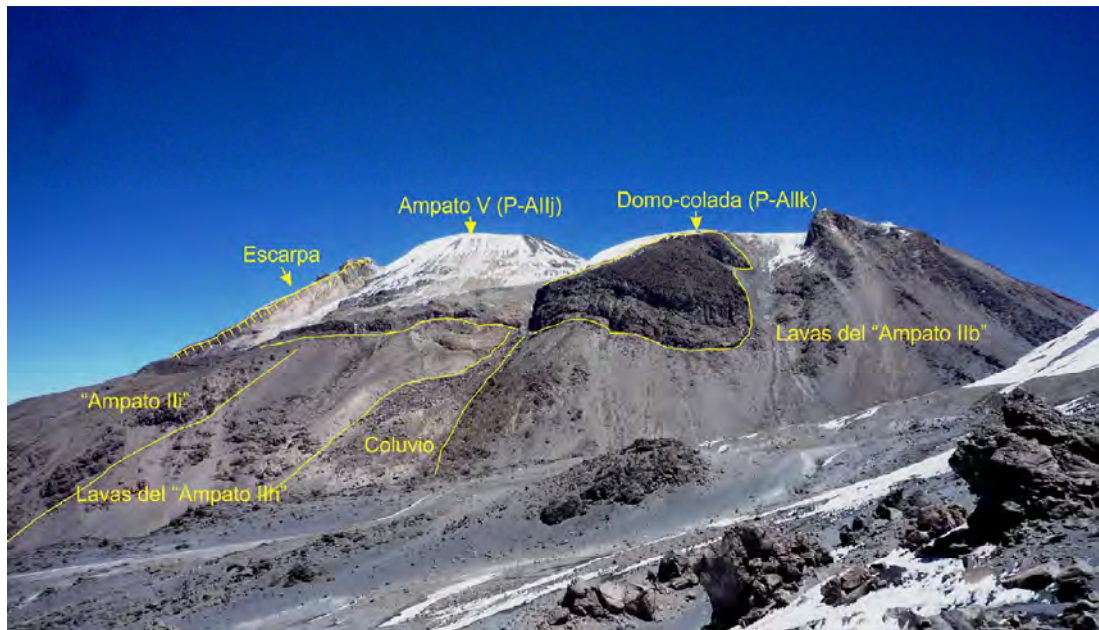


Fig. 3.21 Vista del sector NE del volcán Ampato donde se distinguen secuencias de flujos de lavas pertenecientes a las etapas «Ampato IIb», «Ampato IIh», «Ampato II», «Ampato IIj» y «Ampato AIIk». Asimismo se distingue el domo-colada reciente (P-AIIk).

Flujos de lava andesítica (P-AIli)

Corresponden a flujos de lava andesíticas (61 - 62 wt. % SiO₂) ubicados entre los 5200 a 5850 msnm y que yacen sobre las lavas descritas anteriormente («Ampato IIh»). Estas lavas en parte se hallan rellenando una probable caldera antigua (fig. 3.21) que posteriormente fueron erosionadas por la actividad glacial. Las lavas presentan de moderada a fuerte pendiente (20° - 40°) y cada lava tiene un espesor que varía entre 40 a 60 m. Una lava de esta etapa que aflora al Este de la cumbre del Ampato fue datada por el método K/Ar en 17 ± 6 ka. Estos flujos de lava son de color gris oscuro y de textura porfídica. Están compuestos por gruesos fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y biotita. Los flujos de lava de la cumbre recorrieron menos de 3 km de distancia desde su fuente de emisión.

Flujos de lava andesítica y dacítica del cono central (P-AIIj)

Corresponden a flujos de lavas que constituyen el cono superior y central del volcán Ampato. Están localizados entre los 5800 a 6200 msnm (fig. 3.21). Gran parte de estas lavas están permanentemente cubiertas por el casquete glacial. Las lavas están ligeramente alteradas e hidrotermalizadas. Sobreyacen con una ligera discordancia angular sobre lavas asignadas a la etapa «Ampato IIi». Estas lavas se hallan inclinadas (30°-60°) y probablemente se emplazaron al interior de una antigua caldera o depresión que fue luego retrabajada por la erosión glacial. Las lavas son masivas, y a veces presentan fracturas. Tienen un espesor que varía entre 40 a 60 m. Estos flujos de lava son de composición andesítica (61 wt. % SiO₂), de color gris oscuro y de textura porfídica. Están compuestos por fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y biotita.

Domo colada dacítico (P-IIk)

Un domo colada reciente aflora en el sector norte del volcán Ampato (6000 msnm, fig. 3.21). Este domo tiene forma de una cúpula, con un excelente estado de conservación, y aparece exento de erosión glacial, lo que permite sugerir que está asociado a la actividad eruptiva reciente (post-glacial) del volcán Ampato. Este domo-colada tiene una composición dacítica (63 wt. % SiO₂), con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita englobados dentro de una pasta microcristalina de color grisáceo. El domo tiene un ancho de aproximadamente 350 m. La mayor parte del año se encuentra cubierta por una capa de nieve y hielo. El domo descansa sobre las lavas de la etapa «Ampato IIb».

Secuencia volcanoclástica y lahares (Ph-VLa)

Corresponde a una secuencia de lahares y flujos hiperconcentrados que afloran al E, SE y SO del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

En el sector suroeste del volcán Ampato (sector de Collpa-Corinta) estos depósitos de lahares y flujos hiperconcentrados están interestratificados (fig. 3.23). Cada capa es de espesor centimétrico. Los depósitos en general son masivos, consolidados, y de color ocre, beige y gris. En total la secuencia mide entre 30 y 60 m de espesor. Aquí algunos niveles presentan alto porcentaje de bloques subredondeados. Estos depósitos actualmente están rellenando paleo quebradas.

A 13 km al este del volcán Ampato (sectores de Sallalli y Puricestancia), en la margen derecha del río Parcomayo se distinguen depósitos de lahares y flujos hiperconcentrados dispuestos de manera horizontal. Estos depósitos son masivos, en su mayoría consolidados y de tonalidades ocre, gris claras y gris oscuras, dispuestos en capas delgadas centimétricas a métricas (fig. 3.24). Algunas capas contienen bloques redondeados de tamaños decimétricos y otras capas presentan material fino de tamaño arena y grava. Aquí la secuencia en total mide más de 20 m de espesor. Estos depósitos están cubiertos por caídas de ceniza retrabajada.

Estos tipos de depósitos, es decir, lahares y flujos hiperconcentrados se distinguen también al SE del volcán Ampato (sector Pampa Jatun Pampa y margen derecha de la quebrada Cabana Pujio). En este sector la secuencia tiene un espesor aproximado de 6 a 12 m. En general los depósitos son estratificados y consolidados. Algunos contienen solo material fino, arena a grava y otros contienen bloques de lavas centimétricos subredondeados, incluidos dentro de una matriz de grano fino. Probablemente la mayoría de estos depósitos estuvieron ligados a periodos de desglaciación ocurrido durante el Pleistoceno superior.

Estratovolcán Sabancaya (Holoceno)

Como se ha venido mencionado anteriormente, el volcán Sabancaya es el más joven del complejo volcánico Ampato-Sabancaya. Esto ha sido corroborado por la disposición y distribución de sus depósitos y estructuras observadas durante el trabajo de campo, así como, por los datos obtenidos con la fotointerpretación geológica e interpretación de imágenes de satélite Landsat TM (1997), Aster y Google Earth. Este volcán ha presentado erupciones efusivas que han emitido principalmente, flujos de lava en bloques, alternado con erupciones explosivas leves a moderadas.

A continuación se hace una descripción de cada una de las fases de edificación y los productos emitidos:

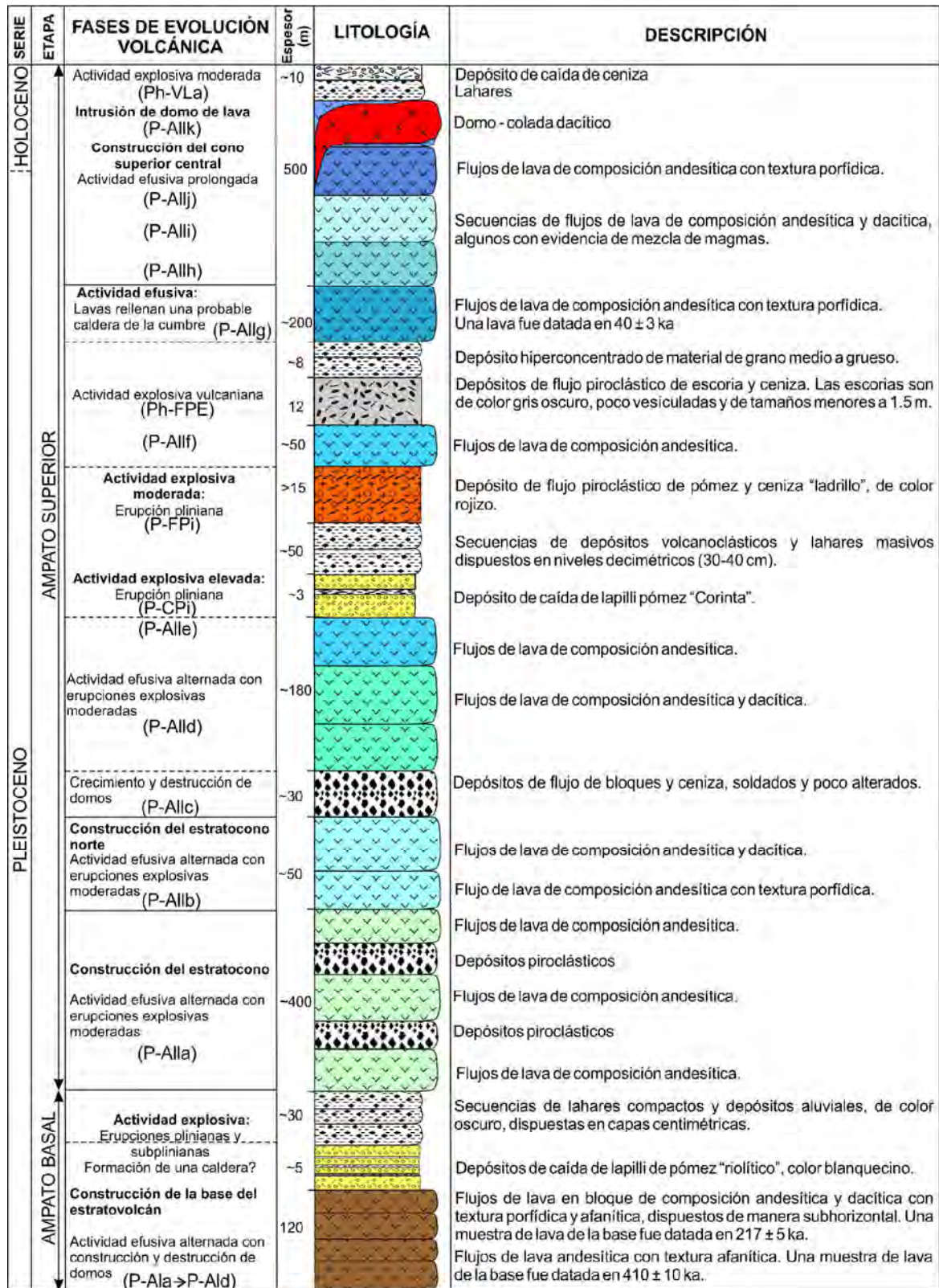


Fig. 3.22 Columna litoestratigráfica generalizada que resume la estratigrafía del volcán Ampato



Fig. 3.23 Secuencia de lahares de más de 15 m de espesor visibles a 10 km al SO del volcán Ampato (sector de Corinta)

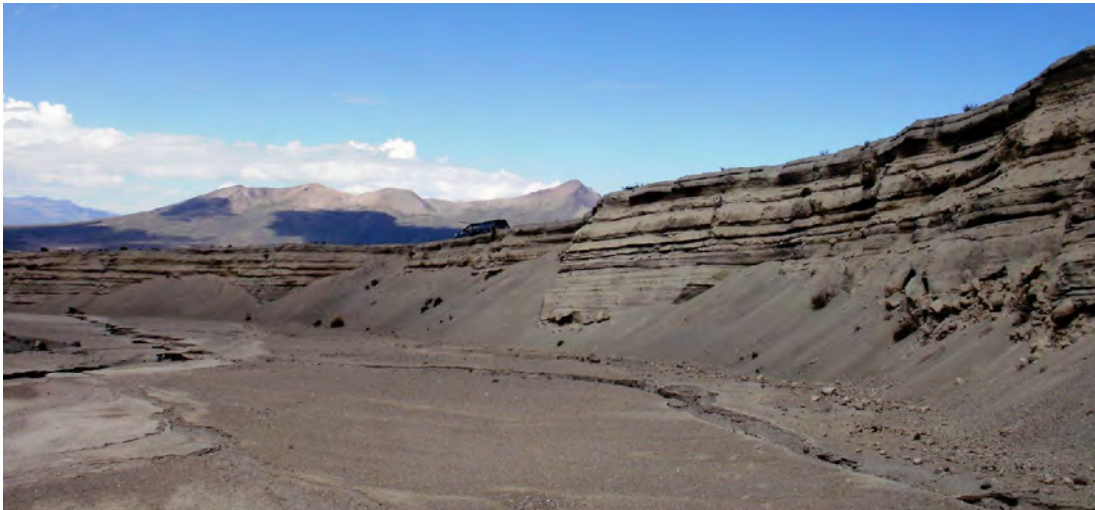


Fig. 3.24 Secuencia de lahares y depósitos aluviales de más de 10 m de espesor visible en la margen izquierda del río Parcomayo, a 13 km al este del volcán Ampato

Sabancaya I

Flujos de lava andesítica y dacítica (H-Sa1)

Durante la primera fase de edificación se emplazaron diversos flujos de lava en bloques, distribuidos en la base del edificio volcánico y que cubren parte del altiplano, que como se dijo anteriormente, están constituidos por una secuencia sedimentaria volcanoclástica y flujos de lavas de los volcanes Ampato y Hualca Hualca (fig. 3.25). Los flujos de lava de la etapa «Sabancaya I» se pueden apreciar sobre todo al pie de los flancos este y oeste del volcán.

Estos flujos de lava se caracterizan por presentar bloques de tamaños métricos dispersos en superficie. Las lavas tienen entre 20 y 50 m de espesor y en total llegan a formar una secuencia de hasta 300 m de espesor. Las lavas se encuentran parcialmente cubiertas por la ceniza histórica y la emitida durante la actividad 1988-1998. Estas lavas se diferencian de las más recientes debido a que se hallan moderadamente afectadas por la erosión y meteorización. Presentan escasas estructuras de flujo (bordes de encauzamiento).



Fig. 3.25 Vista del sector este del complejo volcánico Ampato-Sabancaya. Al pie del volcán Sabancaya se distinguen flujos de lava basales («Sabancaya I») y lavas emitidas por el cráter adventicio («Sabancaya IIIb»)

Los flujos de lava que conforman la base del volcán son de composición andesítica y dacítica (61-65 wt. % SiO_2). Estas lavas presentan una textura porfídica y una composición mineralógica muy homogénea. Las dacitas contienen fenocristales de plagioclasa (<4 mm), anfíbol (<3 mm), biotita (<3 mm) y eventualmente clinopiroxeno (<0.8 mm) y rara vez ortopiroxeno (<0.6 mm). En las andesitas, se distingue una mayor proporción de piroxenos y menor contenido de biotita con respecto a las dacitas. En la mayoría de los casos las lavas no recorrieron más de 7 km del actual cráter.

Una muestra de materia orgánica tomada de la base de un flujo de lava distal asignada al «Sabancaya I», localizada aproximadamente a 7 km al oeste del cráter (quebrada Huaraya, fig. 3.26), fue datada en 5440 ± 40 años A.P. (Gerbe y Thouret, 2004). Por ello se asume que las lavas emitidas posteriormente, serían del Holoceno superior.

Sobre la base de sondeos y estudios tefrocronológicos realizados en bofedales aledaños al volcán Sabancaya, Juvigné et al. (2008), muestran que existen capas delgadas de ceniza emitidas por el Sabancaya (ver capítulo 3.3). Una de ellas fue datada en $8520 \pm$

80 años AP., lo que sugiere que al inicio de la actividad del volcán Sabancaya éste mostró actividad efusiva con emisiones de lava, alternada con erupciones explosivas leves a moderadas.

Sabancaya II

Flujos de lava andesítico y dacítico (H-Sa2)

Corresponden a flujos de lava en bloques que sobreyacen a las lavas de la unidad precedente («Sabancaya I»). Conforman la parte intermedia del volcán Sabancaya, emplazadas entre los 4800 y 5600 msnm (fig. 3.27). Afloran al este, norte y oeste del cráter, y recorren alrededor de 5.5 km de distancia con respecto al centro de emisión. Los flujos de lava poseen de 30 a 60 m de espesor, y forman una secuencia de hasta 300 m de espesor. Las lavas son principalmente de composición andesítica (60-62 wt. % SiO_2) y algunas de composición dacítica (63-66 wt. % SiO_2). Estas son de color gris y presentan una textura porfídica. Las andesitas contienen gruesos fenocristales de plagioclasa (<4 mm), anfíbol (<3 mm), biotita (<2 mm), clinopiroxeno (<0.8 mm) y eventualmente ortopiroxeno (<0.6 mm). En las dacitas se nota una mayor abundancia de biotita y una ausencia marcada de piroxenos.



Fig. 3.26 Vista de la Qda. Huaraya, que corresponde a un valle glacial, en cuya cabecera se distingue un flujo de lava en bloque distal datado en 5440 ± 40 años A.P., perteneciente a la etapa «Sabancaya I».



Fig. 3.27 Vista panorámica de los flujos de lava en bloques del volcán Sabancaya. Se observan las unidades lávicas del Sabancaya II y III, el domo de lava y cono de ceniza.

La mayoría de los flujos de lavas presentan estructuras de flujo (bordes de encauzamiento) y surcos perpendiculares a la dirección del flujo. Las lavas presentan pendientes suaves (5° - 10°), mientras que, los frentes de lava presentan pendientes moderadas a fuertes (30° - 70°).

Domos de lava andesítico (H-Sa2D)

Al sur del cono de cenizas del volcán Sabancaya se distingue un domo de lava (fig. 3.27) de composición andesítica (62 wt. % SiO_2). Este domo tiene aproximadamente 700 m de altura y ha sido generado durante una actividad extrusiva del Sabancaya. El

domo se halla cortando las lavas del «Sabancaya II» y en su extremo norte se halla cubierto por depósitos de ceniza gris de la actividad eruptiva 1988-1998. Al pie de este domo se distinguen depósitos de coluvios. Una muestra de mano del domo presenta una textura porfídica, con una pasta afanítica gris oscura. Contienen fenocristales de plagioclasa (<4 mm), anfíbol (<2 mm) y biotita (<2 mm) y clinopiroxeno (<0.8 mm).

Por otro lado, los sondajes y estudios tefrocronológicos realizados por Juvigné et al. (2008), en bofedales aledaños al volcán Sabancaya muestran que existen capas delgadas de ceniza emitidas por el Sabancaya. Una de ellas fue datada en 4500 ± 125

años AP. y otra en 4150 ± 40 años AP., lo que sugiere que durante la etapa «Sabancaya II», este presentó principalmente actividad efusiva con emisiones de lava, alternada con erupciones explosivas leves a moderadas.

Sabancaya III

Flujos de lava andesítica y dacítica (H-Sa3a)

Corresponden a los diversos flujos de lava en bloques que forman la parte superior del cono NE del Sabancaya (entre 4900 a 5967 msnm) y los sectores E, NO y norte de dicho volcán (fig. 3.27). En general, los flujos de lavas son de composición andesítica (61 - 62 wt. % SiO_2) y algunas son de composición dacítica (63 - 66 wt. % SiO_2). Los flujos de lava se caracterizan por presentar bloques de tamaños métricos dispersos en superficie. Estas recorrieron hasta 4 km de distancia alrededor del centro de emisión. Dichos flujos tienen espesores mayores de 40 m. Las lavas se encuentran cubiertos por depósitos de caída de ceniza gris oscuras emitidas durante la actividad eruptiva 1988-1998.

Los flujos de lava tienen moderada pendiente (10° a 30° de inclinación) y presentan una textura porfídica. Las lavas andesíticas

y dacíticas contienen fenocristales de plagioclasa (<3 mm), anfíbol (<3 mm), biotita (<3 mm) y clinopiroxeno (<1.4 mm) en proporciones variables.

Flujos de lava del cráter adventicio (H-Sa3b)

Dentro de esta unidad «Sabancaya III» se ha asignado a dos flujos de lava ubicados entre los 4500 a 5050 msnm («Sabancaya IIIb»), localizados al pie del flanco este del volcán Sabancaya, que provienen de un cráter adventicio, ubicado a 3.5 km al este del cráter del Sabancaya. Se trata de flujos de lava en bloques, el más extenso tiene una longitud de 4.8 km (figs. 3.28 y 3.29). Estos flujos de lava tienen una topografía plana subhorizontal, y en los frentes de lava presentan fuertes pendientes ($> 60^\circ$). Los flujos tienen entre 30 y 50 m de espesor, y un espesor total de aproximadamente 150 m. Sobreyacen a secuencias volcanoclásticas emplazadas en la planicie ubicada al sureste del volcán y descienden hasta los 4450 msnm. En cuanto a su petrografía, estas lavas también son de composición andesítica de color gris oscuro, y textura porfídica y contienen fenocristales de plagioclasa (<4 mm), biotita (<3 mm), anfíbol (<2 mm) y clinopiroxeno (<3 mm), incluidos dentro de una pasta intersertal.

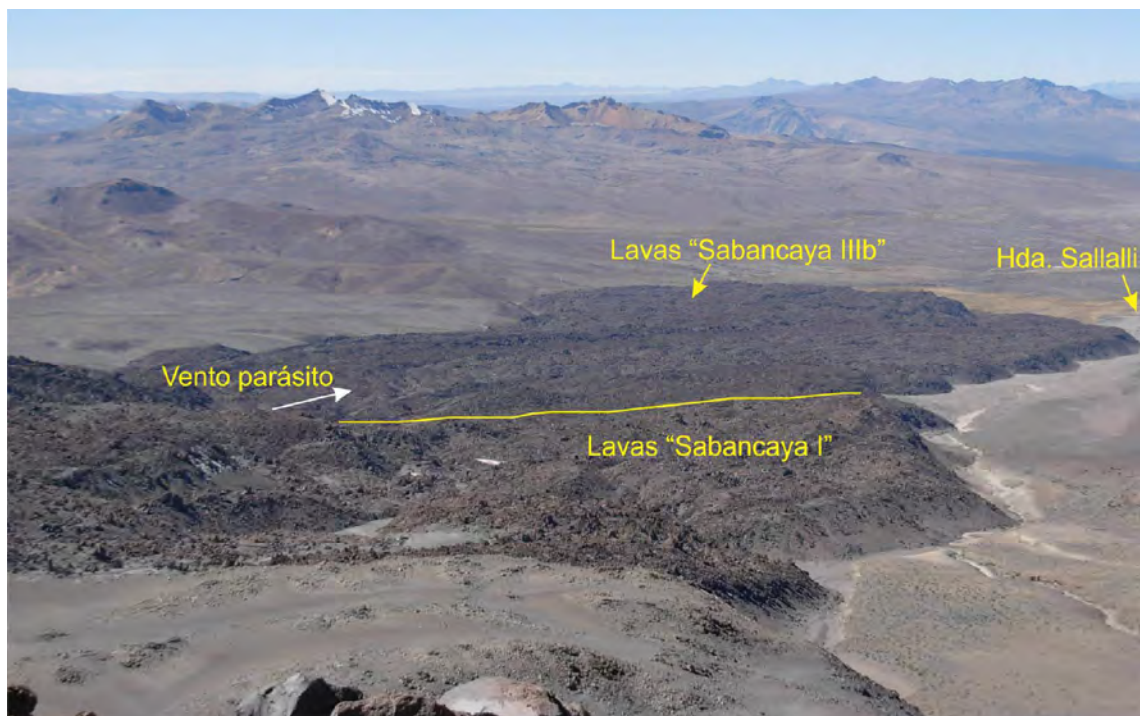


Fig. 3.28 Vista panorámica de los flujos de lava en bloques del volcán Sabancaya, pertenecientes a la unidad «Sabancaya I» y aquellas emitidas por el cráter adventicio («Sabancaya IIIb»)

La presencia de un cráter adventicio también fue mencionado antes por Salas et al. (1995), Bulmer et al. (1999) y otros. Estas lavas serían contemporáneas con las lavas de la unidad «Sabancaya III». La existencia del vento, se postula por las siguientes razones:

- En la zona de dicho cráter adventicio se distingue que dos flujos de lava salen de manera radial, uno en dirección este y el otro hacia el sureste. Este último incluso muestra bordes de encauzamiento paralelos.
- En la zona de contacto con las lavas de la unidad «Sabancaya I», las lavas de la unidad «Sabancaya III» sobreyacen a las lavas de la unidad «Sabancaya I».
- Los dos flujos de lava, a diferencia de las lavas de la unidad «Sabancaya I» y «Sabancaya II», presentan poca erosión e intemperismo, y poseen estructuras como bordes de encauzamiento y superficies rugosas muy bien conservadas (fig. 3.28).

Ninguna datación absoluta se ha efectuado sobre las lavas del Sabancaya, sin embargo, a juzgar por el estado morfológico de las lavas y del cono, muy bien conservados y frescos, la actividad efusiva puede ser atribuida al Holoceno. Los estudios glaciológicos efectuados en el nevado Quelccaya del SE peruano, muestran que las morrenas situadas sobre los 5100 - 5200 msnm corresponden a los avances de los glaciales fechados a 10 000 años B.P. (Clapperton, 1983, 1990). Sobre el nevado Sabancaya no se nota ninguna traza de erosión ni de depósitos morrénicos; bien por el contrario todo el conjunto volcánico muestra una morfología muy fresca y por otro lado se puede observar que ciertas coladas lávicas se han canalizado dentro de los valles glaciales. En consecuencia, se puede estimar que la actividad efusiva es posterior al límite Pleistoceno-Holoceno.

Caídas de ceniza y lapilli (H-Sa3c)

Durante la etapa «Sabancaya III» se emplazaron al menos cinco niveles de ceniza de espesor centimétrico, encontradas en los bofedales localizados en los extremos este y oeste del Sabancaya (ver capítulo 3.3). Además, durante esta etapa, se emplazó la ceniza que conforma el cono de ceniza, que se localiza en la parte superior de la cumbre norte del Sabancaya, sobre los 5500 msnm (fig. 3.27). El cono de ceniza posee poco más de 250 m de altura y cerca de 0.7 km de diámetro. La ceniza debe haber sido generada durante las erupciones explosivas moderada a leve (IEV 1-2), ocurridas posiblemente durante los últimos 1000 años y la actividad eruptiva reciente 1988-1998.

Depósitos Volcanoclásticos

Morrenas del Pleistoceno (P-Mo1)

Sobre la altiplanicie lávica, al pie de los flancos oeste, sur y SO del volcán Ampato y por encima de los 4000 msnm, yacen voluminosos depósitos de morrenas. Estas morrenas están constituidas de grava y bloques heterométricos de composición heterogénea, donde predominan fragmentos de lava andesítica, incluidos dentro de una matriz de sedimentos limo-arenoso. Dichas morrenas se encuentran poco consolidadas y dispuestas en forma de colinas alargadas que tienen entre 40 a 60 m de altura. Dado que son voluminosas y se encuentran alejadas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, en una zona de altiplanicie sobre los 4000 msnm, y conforman los bordes de los valles glaciales, se asume que fueron producidas durante el último avance glacial (LGM), ocurrido entre 24 y 18 ka.

Morrenas (P-Mo2)

Al pie de los flancos oeste, sur y este del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, entre los 4100 y 5000 msnm, yacen depósitos de morrenas. Cubren flujos de lava y las morrenas descritas anteriormente. Las morrenas están constituidas de grava y bloques heterométricos de origen volcánico, y de composición heterogénea englobados dentro de una matriz areno-limosa. Estas morrenas se encuentran generalmente dispuestas formando colinas que tienen entre 5 a más de 40 m de espesor. Son de menor volumen, respecto a las morrenas del grupo precedente, en tal sentido, cubren áreas menores. Los depósitos morrénicos normalmente se hallan cubiertos por cenizas emitidas por el Sabancaya durante el Holoceno y la época histórica.

Depósitos fluvio-glaciales (H-Flg)

Estos depósitos son visibles al extremo noreste del volcán Sabancaya, como en la quebrada Sahuajaya, quebrada que drena del volcán Hualca Hualca. Corresponden a secuencias limo-arenosas estratificadas de color gris, que yacen en una zona semiplana, rellenando paleoquebradas. Las capas son de espesor centimétrico y, en general, son poco consolidadas. En total la secuencia tiene 12 m de espesor. Estos depósitos debieron generarse durante periodos de desglaciación ocurridos en el Pleistoceno superior y Holoceno.

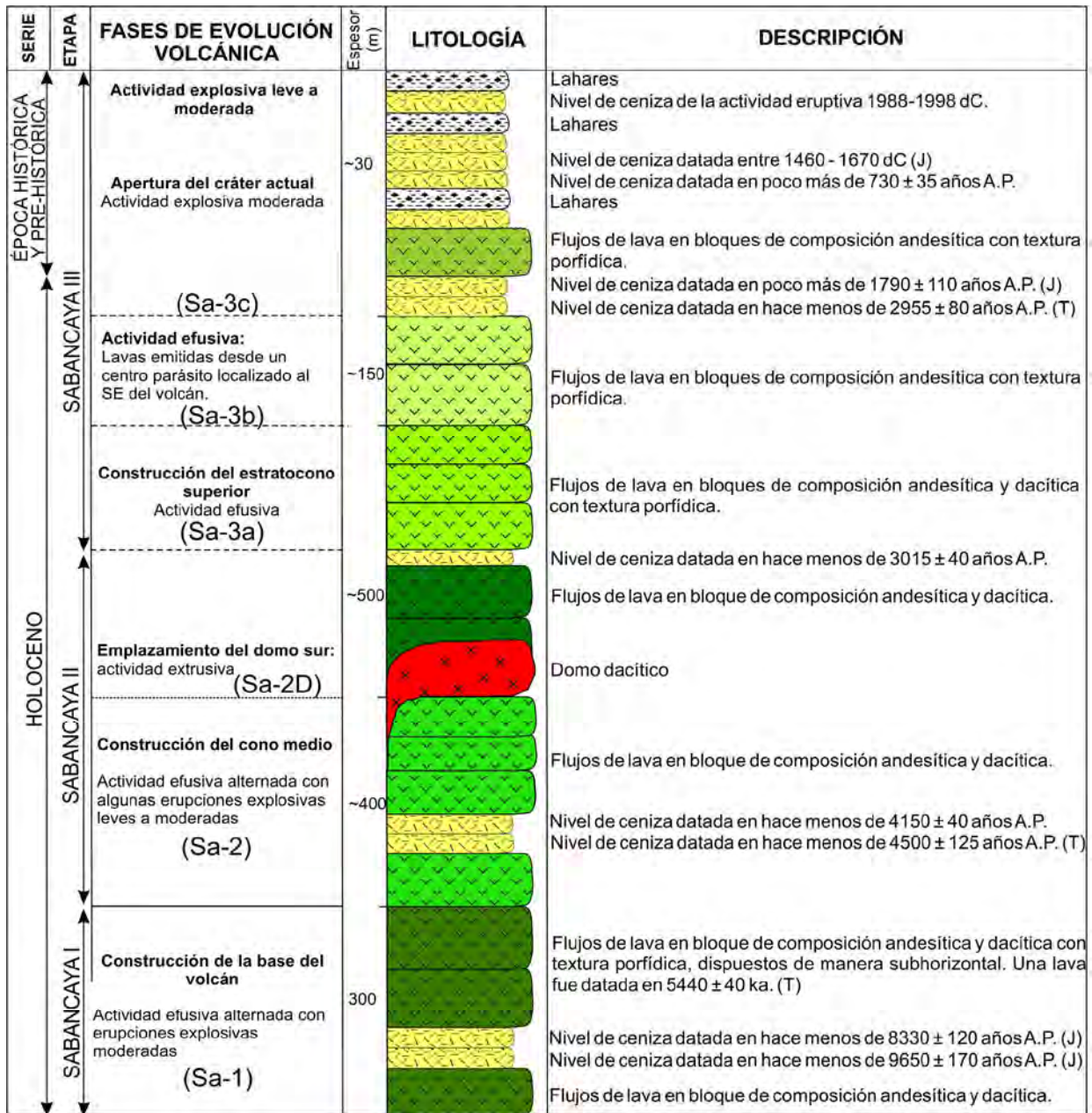


Fig. 3.29 Columna litoestratigráfica generalizada que resume la estratigrafía del volcán Sabancaya. (J) datación de Juvigné et al. (2008); (T) datación de Thouret et al. (2002b)

Depósitos volcanoclásticos y capas de ceniza (Ph-v-cz)

Corresponde a una secuencia de sedimentos limo-arcillosos, estratificados y no consolidados cubiertos por ceniza retrabajada que afloran en una zona de altiplanicie, ubicada al Este del volcán Ampato (fig. 3.30). Esta secuencia presenta niveles delgados de

lahares, cuyos bloques son subredondeados, heterogéneos y de tamaño centimétricos, englobados en una matriz limo-arenosa. Esta secuencia forma una llanura subhorizontal a modo de un cono de deyección de suave pendiente. La secuencia mide más de 6 m de espesor.

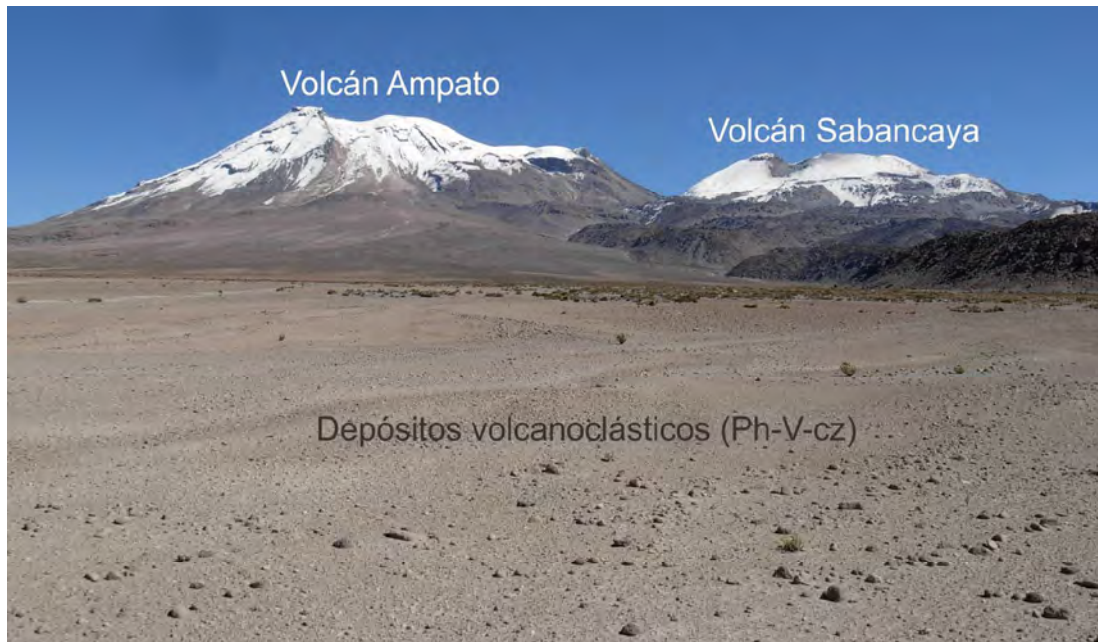


Fig. 3.30 Vista del sector este del complejo Ampato-Sabancaya donde se distinguen depósitos volcanoclásticos cubiertos con ceniza.

Morrenas holocénicas (H-Mo1)

Al pie de los flancos E, NE y SO del volcán Ampato, así como, en inmediaciones del volcán Hualca Hualca, entre los 5200 a 4400 msnm yacen depósitos de morrenas no consolidadas y masivas. Estas morrenas, predominantemente, están constituidas de bloques heterométricos de lava y escasos sedimentos limo-arcillosos. Dichas morrenas se encuentran dispuestas en montículos que generalmente cubren áreas pequeñas. Dado su cercanía a los macisos rocosos, posiblemente se originaron durante el Holoceno inferior-medio. Los depósitos morrénicos poseen limitado volumen, y normalmente se hallan cubiertos por ceniza del volcán Sabancaya emitidas durante la época histórica y pre-histórica.

Lahares del Holoceno e históricos (Qh-I)

Corresponden a depósitos de flujos de barro que se hallan distribuidos en las diversas quebradas que descienden de los flancos del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (fig. 3.31) y del volcán Hualca Hualca. En general, estos depósitos son masivos, poco o nada consolidados, y cuyos espesores de las capas no superan los 2 m. En general, las depósitos están constituidos de ceniza, fragmentos líticos, pómez, y son de colores gris blanquecinos, ocre y marrón claro. Cabe mencionar la presencia de dos quebradas en donde se encuentran lahares muy

voluminosos. Una se encuentra en el flanco oriental y el otro en el flanco occidental del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

En la quebrada Yurac Huayjo, localizado al pie del flanco oriental del Ampato (fig. 3.31), los depósitos de lahar poseen espesores centimétricos, que en conjunto pueden alcanzar hasta 6 m de espesor. Los depósitos están conformados por capas de ceniza retrabajada que engloban fragmentos líticos y pómez. Casi todas las capas están ligeramente endurecidas y algunas consolidadas. Estos lahares, relativamente recientes, debieron originarse durante las erupciones explosivas del Holoceno y la época histórica.

Además, se distinguen lahares en algunos sectores de los flancos este y SE del Ampato, en donde se encuentran cubiertos por morrenas, y en otros casos, por lahares recientes de menor espesor. Al tope de estas secuencias se observa un depósito de caída de ceniza de 2 cm de espesor, ligada a la actividad 1988-1998 del Sabancaya.

Probablemente, determinados lahares con contenido de pómez debieron provenir de la interacción entre los productos eruptivos calientes y una parte de la nieve que se encontraban en la cumbre del volcán Ampato o Sabancaya, o en épocas de lluvias importantes, por la remoción del agua en material suelto en temporadas de lluvias.



Fig. 3.31 Depósitos de lahar en ambas márgenes de la quebrada Yurac Huayjo, al este del volcán Sabancaya. Quebrada que desciende de dicho volcán

Otros Depósitos

Depósitos coluviales (Qh-CI)

Estos depósitos son visibles al pie de las laderas de los volcanes Ampato y Sabancaya, y al pie de los frentes de los flujos de lava, especialmente, en sectores de moderada a fuerte pendiente ($>20^\circ$ de inclinación). Son sueltos y poco voluminosos. Se caracterizan por presentar fragmentos angulosos que varían desde bloques a limos de composición heterogénea. El material es suelto, y es producto de la erosión y meteorización de las rocas circundantes. En muchos casos, estos depósitos están cubiertos por caídas de ceniza de la actividad histórica y reciente del volcán Sabancaya.

Depósitos aluviales (Qh-AI)

En diversas quebradas y ríos aledaños al complejo volcánico Ampato-Sabancaya, se distinguen depósitos aluviales, que yacen al fondo de las quebradas o formando terrazas. Litológicamente, están conformados por una gran variedad de gravas, bloques de naturaleza lávica, subredondeados y subangulosos, englobados dentro de una matriz limo-arcillosa, poco consolidada. Los depósitos aluviales más voluminosos afloran al sureste (quebradas Jaruma, Lurihuasi, Yurachuayjo) y este (quebrada Sallalli y río Parcamayo)

del complejo Ampato-Sabancaya. En muchos casos estos depósitos se encuentran formando secuencias interestratificadas con lahares.

TEFROESTRATIGRAFÍA HOLOCÉNICA DEL SABANCAYA

El objetivo de este estudio es caracterizar el tipo de actividad eruptiva del Sabancaya acaecida durante los últimos miles de años, en particular, después de la última glaciación. Durante los últimos miles de años el volcán Sabancaya ha presentado actividad explosiva leve a moderada durante la cual ha emitido ceniza de color gris y de composición andesítica. En la última actividad explosiva ocurrida entre los años 1988 y 1998 se depositó en los alrededores del volcán (<10 km) un nivel de 4 a 8 cm de espesor de ceniza media a gruesa y de color gris.

Sobre la base de las calicatas realizadas en las turberas (bofedales) que existen en los sectores de Sallalli-Cajamarca (fig. 3.32), a 4400 msnm (entre 8 y 10 km al SE del cráter del Sabancaya) y en base a las dataciones ^{14}C de determinados niveles de turbas se ha puesto en evidencia que el Sabancaya ha presentado varias erupciones durante los últimos 8000 años (Juvigné et al., 2008).

Según los trabajos efectuados por Juvigné et al. (1998), la tefra más antigua encontrada en esta zona fue ubicada a 1.20 m de profundidad, y posiblemente corresponde a una erupción explosiva leve del Sabancaya ocurrida hace aproximadamente 8520 ± 80 años. Posteriormente, en dos nuevos sondeos efectuados por

Juvigné et al. (2008) se identifica tres tefras que poseen similitudes mineralógicas y granulométricas con la ceniza de la última erupción del volcán Sabancaya, ocurrida entre los años 1988-1998. Estas tefras habrían sido emitidas por el Sabancaya, hace aproximadamente 4500 ± 125 , 2955 ± 80 y 1790 ± 110 años AP.

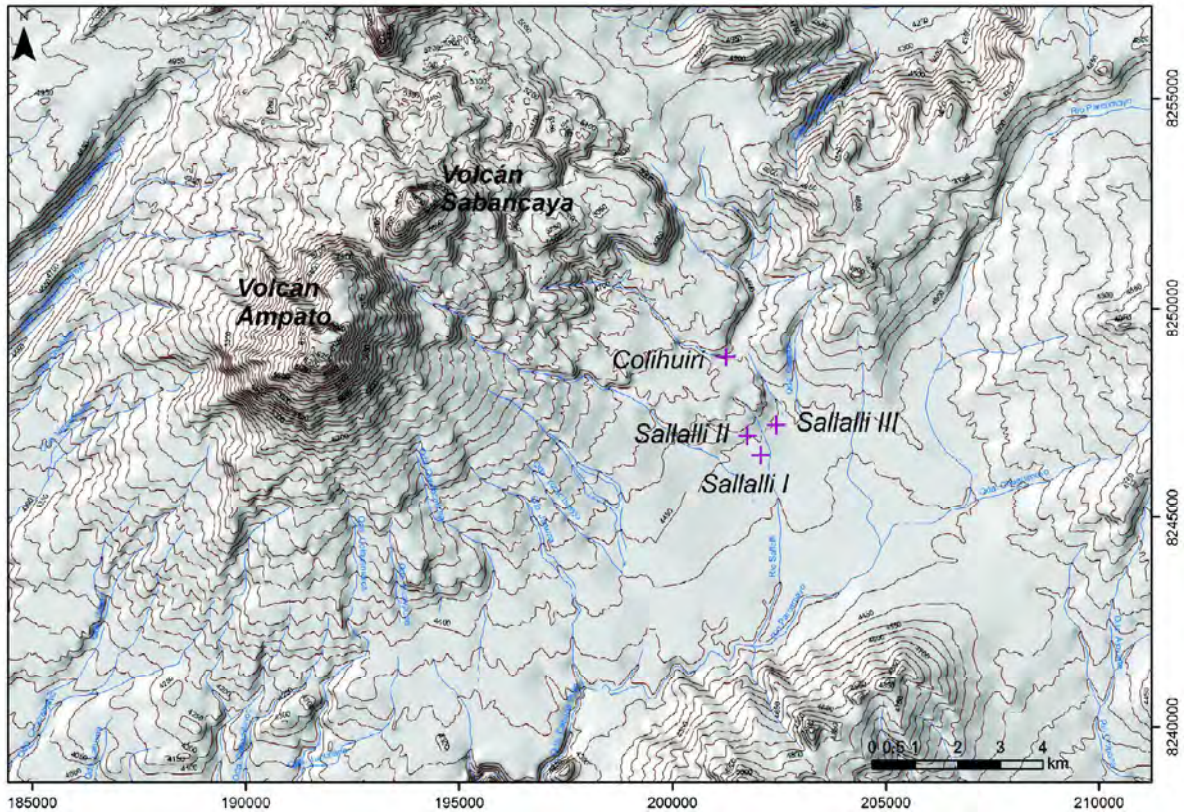


Fig. 3.32 Mapa de localización de sitios de calicatas efectuadas en el marco de este estudio

En el presente estudio se han realizado 4 nuevas calicatas (figs. 3.32, 3.33, 3.34, 3.35, 3.36). Tres de ellas se ubican en la zona de Sallali, muy cerca a la zona donde Juvigné et al. (2008) realizaron sus sondeos. La cuarta calicata se realizó en la quebrada Colihuirí (fig. 3.32), a 8 km al SE del cráter del volcán Sabancaya. Esta última calicata se encuentra aproximadamente a 1 km al norte de las tres anteriores.

Las calicatas se realizaron en bofedales, en sectores relativamente planos, donde se espera que no se hayan producido corrientes de agua de alta energía que favorezcan el transporte y erosión de los depósitos volcánicos. Alcanzaron entre 1.2 y 3.2 m de profundidad. La sección de las calicatas fue de alrededor de 1.0 m de ancho por 1.5 m de largo. Esto permitió una mejor identificación y descripción de los depósitos encontrados.

En las calicatas se han identificado principalmente niveles de turba, caídas de ceniza, bloques de lava, grava y suelo. Los criterios utilizados para identificar los depósitos de caída de ceniza fueron:

- depósitos que poseen un espesor relativamente uniforme;
- niveles que poseen una granulometría uniforme (buen sorteo);
- niveles que no estén mezclados con grava, bloques de lava y/o turba.

Calicata turbera Sallali I

Esta calicata se realizó aproximadamente a 700 m del frente de lava del «Sabancaya IIIb», que baja hasta el sector de Sallali (fig. 3.32). Se alcanzó una profundidad de 3.14 m (fig. 3.33). Se identificaron 5 niveles de caída de ceniza: una a ras de superficie, y otras a 0.59, 1.71, 1.94 y 2.19 m de profundidad, respectivamente. Estos depósitos de ceniza poseen entre 2 y 5 cm de espesor, a excepción del primero que correspondería a la ceniza (mezclada con suelo) emitida durante la última erupción del volcán Sabancaya (1988-1998). También se han encontrado 3 niveles de turba, que contienen ceniza diseminada, a 0.25, 0.31 y 2.54 m de profundidad; así como, 3 niveles de grava con ceniza, a 0.93, 1.63 y 3.14 m de profundidad.

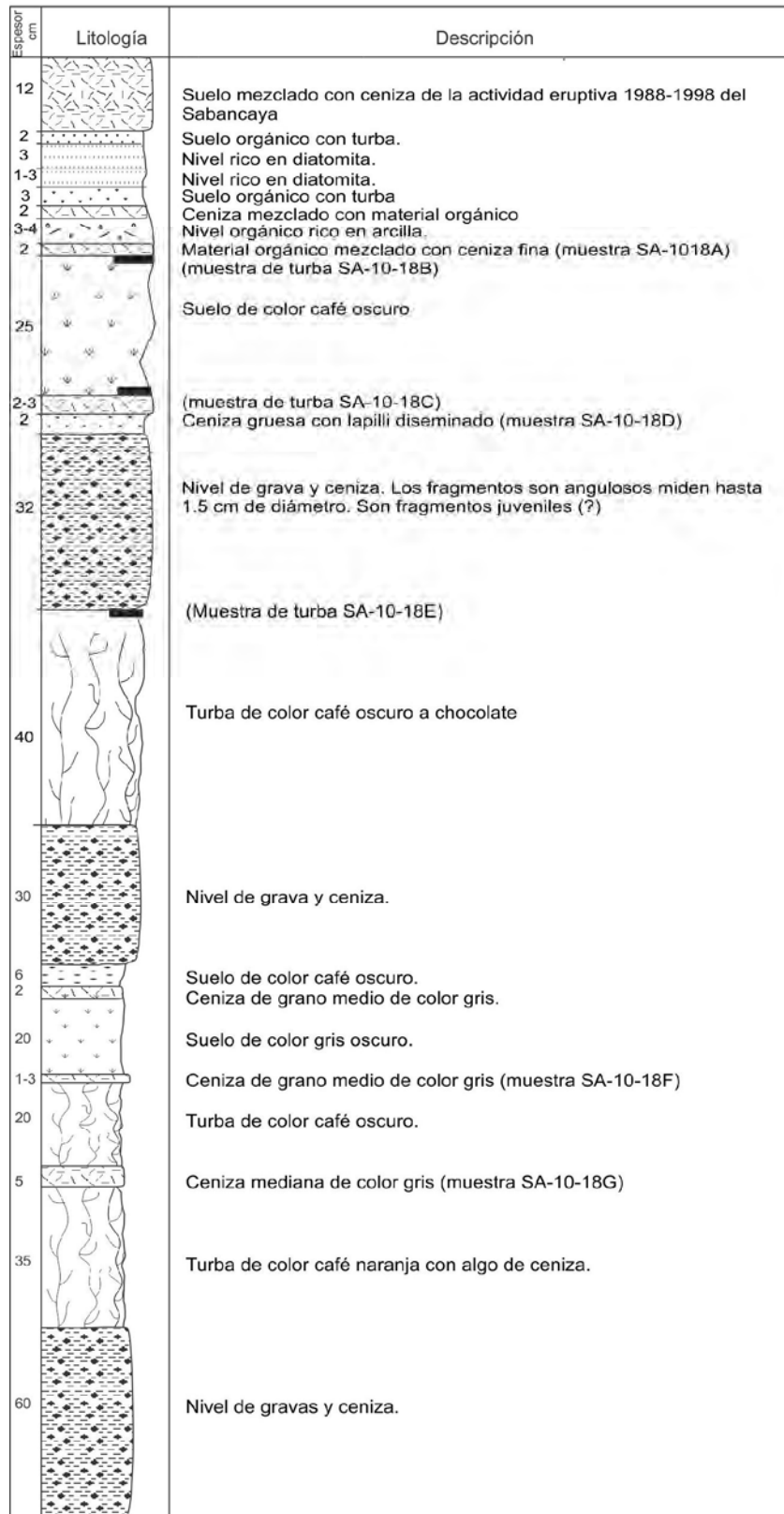


Fig. 3.33 Columna estratigráfica de la calicata «Sallalli I», donde se alcanzó 3.14 m de profundidad

Calicata turbera Sallalli II

La calicata se realizó aproximadamente a 150 m del frente de lava del «Sabancaya IIIb», que baja hasta el sector de Sallalli (coordenadas 201980N, 8246726E). Se alcanzó una profundidad de 2.18 m (fig. 3.34). Se han identificado 7 niveles de caída de ceniza, ubicados a 0.09, 0.32, 0.41, 0.61, 0.71, 1.58 y 1.93 m de profundidad. Todos poseen entre 2 y 7 cm de espesor. También, se han encontrado 4 niveles de turba que contienen ceniza diseminada, a 0.96, 1.06, 1.51 y 1.88 m de profundidad.

El primer depósito de caída de ceniza posee de 2 a 4 cm de espesor, es de coloración gris oscura y contiene vidrio y fragmentos de plagioclasa, biotita y anfíbol, y corresponde a la erupción del volcán Sabancaya de 1988-1998.

El segundo depósito de ceniza posee color gris blanquecino, tiene 5 cm de espesor y contiene biotita y podría corresponder a la erupción de 1600 d.C. del volcán Huaynaputina (Thouret et al., 1999).

Una turba ubicada en la base del depósito de caída de ceniza más profundo, a 1.93 m de profundidad, ha sido datada en 4150 ± 40 años AP (muestra SA-10-19F).

Calicata turbera Sallalli III

La calicata se realizó aproximadamente a 50 m del frente de lava del «Sabancaya IIIb», que baja hasta el sector de Sallalli (coordenadas 202341E, 8246831N). Se alcanzó una profundidad de 1.26 m (fig. 3.35). A la base de la sección se encontró un nivel con bloques de lava, de textura porfídica, con fenocristales milimétricos, similar a lavas de domos.

En el sondaje se han identificado 6 niveles de caída de ceniza, a 0.08 (actividad eruptiva 1988-1998 del volcán Sabancaya), 0.40, 0.61, 0.65, 0.67 y 0.80 m de profundidad, todos los niveles poseen entre 1 y 6 cm de espesor. También, se han encontrado 8 niveles de turba, que contienen ceniza diseminada, a 0.32, 0.36, 0.38, 0.46, 0.60, 0.80, 0.89 y 0.93 m de profundidad.

Aproximadamente a 0.80 m de profundidad, se encuentra un nivel centimétrico con bloques, conformado por lavas similares a las lavas del «Sabancaya III». Posiblemente, corresponda a la época de emplazamiento de dichas lavas. En la calicata «Sallalli III» se han identificado más de 6 depósitos de caída de ceniza del Sabancaya, que se habrían emplazado en los últimos 4000 años.

Calicata turbera Colihuirí

La calicata se realizó al pie del frente de flujo de lava «Sabancaya IIIb», en la turbera Colihuirí, esto aproximadamente a 8 km al este del volcán Sabancaya (coordenadas 201497N, 8248928E). Se alcanzó una profundidad de 2.41 m (Fig. 3.36).

En el tope de la calicata Colihuirí se han identificado 3 niveles de caída de ceniza a: 0.11, 0.29 y 0.41 m de profundidad. Los dos primeros niveles de ceniza, corresponderían a la actividad eruptiva 1988-1998 del volcán Sabancaya, y a la erupción pliniana del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C., esto debido a sus características mineralógicas, granulométricas, color, espesor y profundidad. El tercer depósito se encuentra directamente sobre una turba datada en 730 ± 35 años AP. Más en profundidad, se ha identificado 10 niveles de ceniza, entre los 0.81 y 1.35 m de profundidad, emplazados entre 730 ± 35 y 3015 ± 40 años AP. Esta última datación se realizó sobre una turba ubicada a 1.64 m de profundidad, es decir a 0.29 cm por debajo del último depósito de caída de ceniza. En la base de la calicata, se tiene una segunda secuencia conformada por 3 niveles de caída de ceniza, ubicados entre 1.81 y 2.26 m de profundidad, que fueron emplazados antes de 3015 ± 40 años AP.

En la calicata Colihuirí, se tienen al menos 15 depósitos de caída de ceniza emplazados en los últimos 3000 años. Esta mayor cantidad de depósitos de ceniza en Colihuirí, podría deberse a que se halla más cerca al volcán Sabancaya y al eje mayor de dispersión habitual (hacia el este), como ocurrió durante la última erupción del volcán Sabancaya (Thouret et al., 1994). Asimismo, en las calicatas Sallalli I y III se han identificado 5 y 6 niveles de ceniza, respectivamente.

Los estudios anteriores, así como las calicatas efectuadas, muestran que durante el Holoceno del complejo volcánico Ampato-Sabancaya ha presentado actividad eruptiva recurrente. Los depósitos de caída de ceniza poseen espesores centimétricos, por lo que se puede inferir que fueron emplazados durante erupciones de baja a moderada explosividad (IEV 1-2).

La ceniza emitida durante la actividad eruptiva 1988 - 1998 fue dispersada hacia el NE (Gerbe y Thouret, 2004). Esta ceniza se halla acumulada en los flancos del volcán Sabancaya, y forma una capa muy delgada en los alrededores del Sabancaya. Actualmente, encontramos espesores de hasta 4 cm a 7 km al NE del Sabancaya (sector de Cajamarca). En áreas aledañas al cráter existen acumulaciones de bombas y bloques pumíticos, de colores grises con frecuentes estructuras de mezcla de magmas.

Dado la presencia de niveles delgados o centimétricos de ceniza gris en la altiplanicie y en los bofedales sugiere que las últimas erupciones del Sabancaya ocurridos en épocas históricas o prehistóricas debieron ser erupciones explosivas de leve a moderada magnitud (erupciones de tipo vulcaniana y freatomagmática) con leve grado de Índice de Explosividad Volcánica 1 - 2.

Esesor (cm)	Litología	Descripción
5		Suelo reciente con turba.
2-4		Ceniza gruesa de color gris de la actividad 1988-1998 del volcán Sabancaya.
14		Turba de color café oscuro.
4		Suelo de color café oscuro con turba.
3-5		Ceniza fina de color blanco con biotita (erupción de 1600 A.D. del volcán Huaynaputina).
6		Ceniza fina con turba de color café oscuro (muestra SA-10-19A)
3		Ceniza gruesa de color gris.
15		Turba de color café naranja.
5		Ceniza gruesa de color gris oscuro (muestra SA-10-19B)
7		Turba con ceniza fina arcillosa.
3		Ceniza de grano medio de color gris.
18		Turba de color café oscuro.
7		Turba con ceniza
10		Turba con ceniza
		(Muestra de turba SA-10-19C)
30		Turba de color café naranja
15		Turba de color café oscuro con ceniza (muestra SA-1019D)
6-7		Ceniza mediana de color gris a beige (muestra SA-10-19E)
30		Turba con ceniza
5		Ceniza gruesa de color gris. 4150±40 AP (muestra SA-10-19F)
25		Turba

Fig. 3.34 Columna estratigráfica de la calicata «Sallalli II», donde se alcanzó 2.18 m de profundidad

Espesor (cm)	Litología	Descripción
2		Suelo y materia orgánica actual
4-6		Ceniza de color gris, asociada a la actividad eruptiva 1988-1998 del volcán Sabancaya.
24		Turba de color marrón mezclada con ceniza
3-4		Ceniza de grano medio a grueso con turba.
2		Ceniza fina de color café con algo de turba.
1-2		Ceniza fina de color beige.
5-6		Ceniza de color gris oscuro con algo de turba.
14		Ceniza de color gris azulado con un poco de turba diseminada. En la base es de color pardusco.
1		Ceniza de color beige.
3-4		Ceniza de color gris oscuro.
1-2		Ceniza de color beige.
13		Ceniza de grano medio de color gris con turba.
		Lentes de ceniza beige de 1 cm. Bloques de lava similar a la lava joven que baja del volcán Sabancaya.
8-9		Turba de color marrón con muy poca ceniza.
3-4		Ceniza de grano medio de color gris con algo de turba.
2-5		Grava con algo de turba diseminada. Los bloques de lava son porfídicos, con gruesos cristales, perteneciente probablemente a un domo.
>30		Grava y ceniza gruesa con algo de turba diseminada.

Fig. 3.35 Columna estratigráfica de la calicata Sallalli III, donde se alcanzó 1.26 m de profundidad

Espesor (cm)	Litología	Descripción
5		Turba reciente
4-6		Ceniza gruesa de color gris de la actividad 1988-1998 del volcán Sabancaya.
13		Ceniza de grano grueso de color caquí con turba.
5		Ceniza de color blanco de la erupción de 1600 A.D. del volcán Huaynaputina.
7		Turba de color chocolate (muestra SA-10-13B)
5		Ceniza naranja gruesa, rica en cristales y alterada.
5		Turba de color café (730±35 AP)
15		Ceniza fina con turba reciente.
20		Ceniza de grano medio con turba.
6		Ceniza de grano medio de color gris.
5		Ceniza de grano medio de color gris oscuro.
3		Ceniza fina de color gris, con una base de color beige.
6		Ceniza fina de color gris.
5		Ceniza gruesa de color gris.
2		Ceniza fina de color gris.
3		Ceniza fina de color beige.
3		Ceniza de color gris.
6-8		Ceniza gruesa de color gris oscuro con lentes de ceniza fina.
12		Varios niveles de 2 cm de espesor de ceniza de color gris rosado.
5		Ceniza fina arcillosa con turba.
5		Ceniza de color gris beige con turba.
8		Ceniza de color gris oscura con turba.
5		Ceniza fina de color gris beige.
6		Ceniza de color gris oscura.
5		Ceniza fina de color verde con turba (muestra SA-10-13F)
6		3015±40 AP
6		Ceniza fina con turba (muestra SA10-13G)
6		Ceniza fina de color verde con turba (muestra SA-10-13H)
20		Ceniza fina gris rojiza dispuesta en capas delgadas.
5		Ceniza gruesa de color amarillo.
20		Ceniza media de color café naranja con turba.
>15		Turba

Fig. 3.36 Columna estratigráfica de la calicata Colihuirí, donde se alcanzó 2.41 m de profundidad

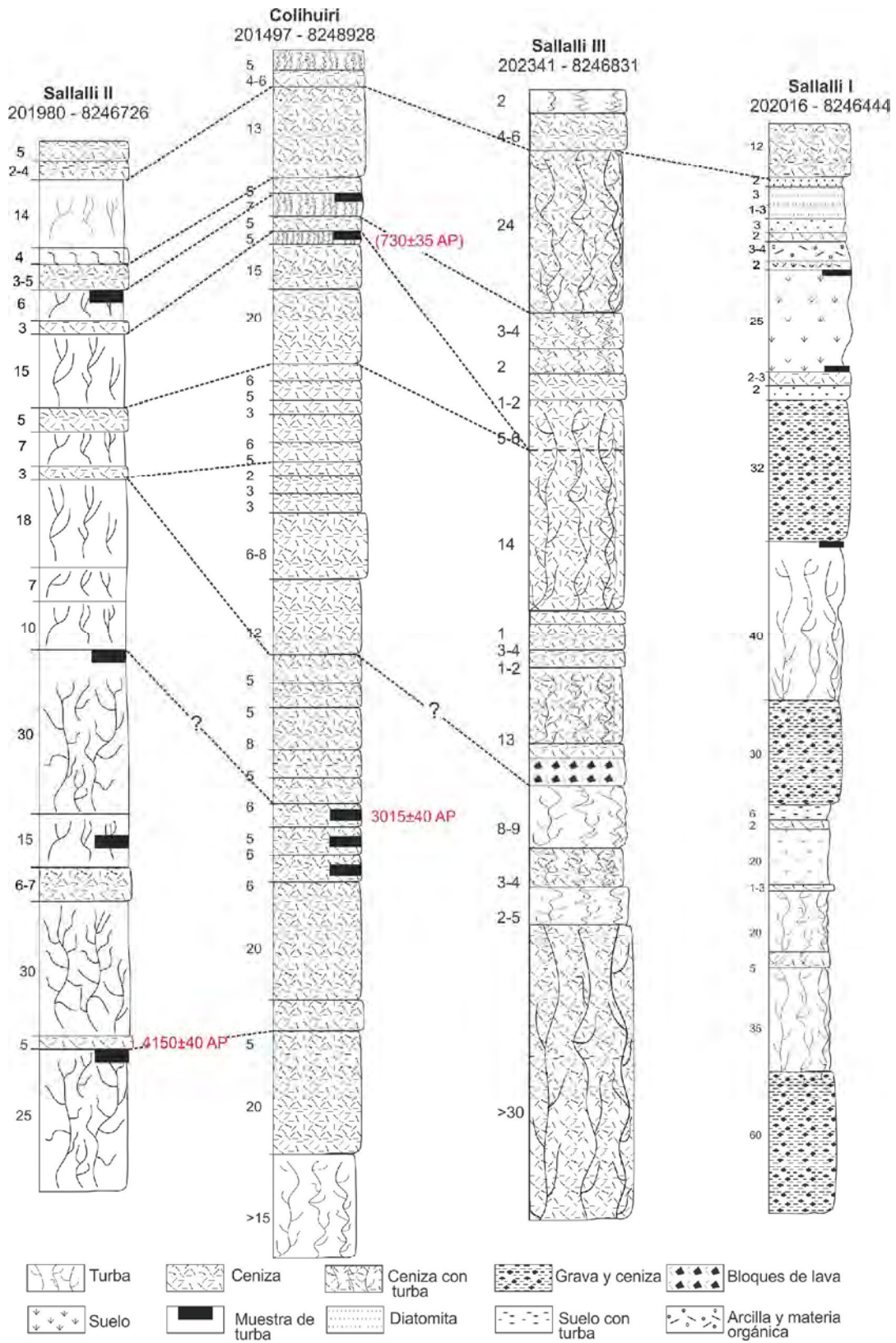


Fig. 3.37 Correlación estratigráfica de las 4 calicatas (Sallali I, II y III, y Colihuirí)

ACTIVIDAD VOLCÁNICA HISTÓRICA DEL VOLCÁN SABANCAYA

Denominamos «actividad volcánica histórica» a la actividad volcánica ocurrida desde la llegada de los españoles al actual territorio peruano ocurrida en el año de 1532 AD. La actividad eruptiva histórica del volcán nevado Sabancaya es poco conocida, hasta el punto que no fue mencionado como volcán activo en el catálogo de «Volcanoes of the world» publicado por Simkin et al. (1981). Su nombre quechua «Sahuancqueya» significa volcán que escupe (Thouret et al., 1994).

El volcán Sabancaya ha registrado 5 erupciones desde el año de 1750 (Giesecke, 1989; Thouret et al., 1994; Huamán, 1995; Siebert et al., 2011). Después de aproximadamente 200 años el volcán inicia una importante actividad eruptiva que comienza en el año de 1985, con un incremento en la actividad fumarólica. En aquella oportunidad Alberto Parodi reporta la fundición de la capa glacial del Sabancaya y la presencia de fumarolas.

A continuación, se hace una breve descripción sobre la actividad eruptiva histórica del volcán Sabancaya, sobre la base de la recopilación de relatos históricos, catálogos «Volcanoes of the world» (Siebert et al., 2011) y «The active volcanoes of Peru» (Hantke y Parodi, 1966), quienes distinguieron 5 erupciones volcánicas desde el año 1750 hasta 1998.

Actividad Eruptiva de 1750

Esta actividad corresponde a una leve actividad fumarólica mencionada por primera vez en 1750 por el cura Ventura Travada y Cordoba de la parroquia de las comarcas de Salamanca (valle del río Marán) y Pocsi en Arequipa. Quien relata en la obra «**El suelo de Arequipa convertido en cielo**...» allí el volcán esta perennemente ardiendo de día y de noche y que no hay noticia de haber hecho estrago alguno el tiempo de la cristiandad aunque tampoco le faltan señas de haber erupcionado sus crudezas en inmemorables tiempos». Según el catálogo «Volcanoes of the world» (Siebert et al., 2011) se habría tratado de una erupción explosiva leve.

Actividad Eruptiva de 1784

Existe un relato histórico de Zamácola y Jáuregui (1804) sobre una erupción ocurrida el 11 de julio de 1784, posterior al gran terremoto registrado el 13 de mayo de ese mismo año, el cual destruyó la ciudad de Arequipa. En este relato, Zamácola y Jáuregui (1804), mencionan: «*Día 11 a las 9 y 56 minutos se sintió un temblor de tierra, con bastante remezón pero no causó ningún daño. Se tuvo noticia de que el pueblo de Lari, jurisdicción de Caylloma, hay un cerro o volcán llamado Ambato, el que a efectos de estos terremotos, el volcán humea y bosteza fuego*» (Barriga,

1951). Ninguna de estas descripciones permitieron entonces discernir a cuál de los tres volcanes se referían, aunque en la actualidad se asume que se trataría del volcán Sabancaya (Rodríguez y Huamán, 1992). También, según el catálogo «Volcanoes of the world» (Siebert et al., 2011), se habría tratado de una erupción explosiva leve, que generó daños o destrucción de los terrenos y propiedades.

Actividad Eruptiva de 1981 - 1998

Los datos que presentamos a continuación están basados principalmente en los trabajos efectuados por Guillande et al. (1992); Thouret et al. (1994); Huamán, (1995), así como, los datos registrados en los catálogos del Global Volcanism Network (GVN del Smithsonian National Museum of Natural History). Los primeros signos de reactivación del volcán Sabancaya fueron percibidos en 1981 por pobladores que viven en áreas aledañas, entre ellos lo pobladores de Cajamarcana y Huacachiguero, y posteriormente en 1985 por los pobladores del valle del Colca (Guillande et al., 1992). Dicha actividad se incrementó entre 1986-1996.

En 1986, después de una leve actividad sísmica, los pobladores del valle del Colca observaron inicialmente fumarolas esporádicas y luego permanentes, y sintieron algunos ruidos pequeños y sismos de muy poca magnitud (Guillande et al., 1992). En noviembre de 1986, precedido de un período de poca actividad sísmica local, una intensa actividad fumarólica se inicia en el cráter del Sabancaya. Las fumarolas grises se elevaron entre 500 a 1000 m sobre el borde del cráter, lo que pudo ser observado desde varias decenas de kilómetros a la redonda. Esto provocó alarma entre los pobladores de Chivay, Cabanaconde, Huanca, Lluta y otros poblados localizados en el valle del río Colca. Esta actividad disminuyó progresivamente en el curso del primer semestre de 1987, pero reprenió bruscamente el 7 de agosto del mismo año, fecha en la cual los gases alcanzaron hasta el sector de Huacachiguero (9 km al este del volcán), donde viven pobladores dedicados a la ganadería.

Entre 1986 a 1989, las fumarolas fueron más continuas y densas. Durante el mes de abril de 1989, las columnas de gases ascienden hasta los 800 m de altura. Esta actividad permanece casi regular, pero los días 9 y 10 de mayo los habitantes de Cajamarcana y Maca escuchan ruidos y pequeños sismos en forma casi continua. El 28 de mayo al 3 de junio de 1990, hay un incremento gradual en la actividad volcánica, durante esas fechas reportaron entre 2 a 3 explosiones por día, con columnas eruptivas de 700-800 m de altura que posteriormente generaron caídas de ceniza. El 3 de junio una columna eruptiva ascendió hasta 1 km de altura y luego fue dispersada con dirección SSE. Del 12 al 23 de junio de 1990 la actividad consistió de fuertes emisiones de gases y ceniza formando nubes de color gris a gris claro de 2-3 km por encima del

cráter, produciendo caídas de ceniza que cubrieron todo el cono, incluyendo la capa glacial y los volcanes vecinos. Las emisiones de gases y ceniza se presentaron cada 20 a 30 minutos, produciendo pequeñas columnas eruptivas (menos de 5 km de altura) que fueron desviados por los vientos. Los productos piroclásticos eran de poco volumen, finos, contenían mayor cantidad de fragmentos líticos (85 %) que juveniles (15 %) y fueron dispersados alrededor del cráter. Los bloques balísticos de tamaños decimétricos alcanzaron una distancia de algunos cientos de metros a pocos kilómetros de distancia, respecto al volcán, mientras que el polvo alcanzó entre 20 a 30 km de distancia.

Entre el 13 y 19 de abril de 1990 ocurrieron explosiones cada 20 a 30 minutos que produjeron columnas de ceniza negra que ascendieron entre 3 y 4 km de altura. El 13 de octubre de 1990 en la quebrada Huayuray, ubicada en el flanco norte del Hualca Hualca (a 14 km al norte del Sabancaya), se generó un voluminoso flujo de barro o lahar que descendió hacia el cañón del río Colca. Este flujo de barro, que pasó cerca del poblado de Pinchollo, por

poco destruye el canal de irrigación del Proyecto Majes-Siguas (Huamán, 1995).

El 10 de noviembre de 1990, durante un sobrevuelo realizado por integrantes de la vigilancia volcánica, observaron emisiones de ceniza negra que alcanzaron alturas de 5 y 8 km. Además se observó ceniza depositada en el volcán Hualca Hualca el cual provocó el derretimiento del glacial con la consiguiente generación de varios lahares (GVN, 1991). Estos lahares descendieron por el flanco norte del Hualca Hualca, que fueron a dar al río Colca y Majes. Se estimó un volumen aproximado de 13 000 m³ de lahares por día. Actualmente se pueden observar uno de los depósitos de lahar asociados a esta actividad en la quebrada Huayuray (flanco norte del Hualca Hualca), aproximadamente a 14 km al norte del cráter del Sabancaya (fig. 3.38). Este depósito posee cerca de 3.6 m de espesor, está conformado por una matriz de ceniza (70 %), que engloba bloques subangulosos de diámetro centimétrico a decimétrico (30 %).

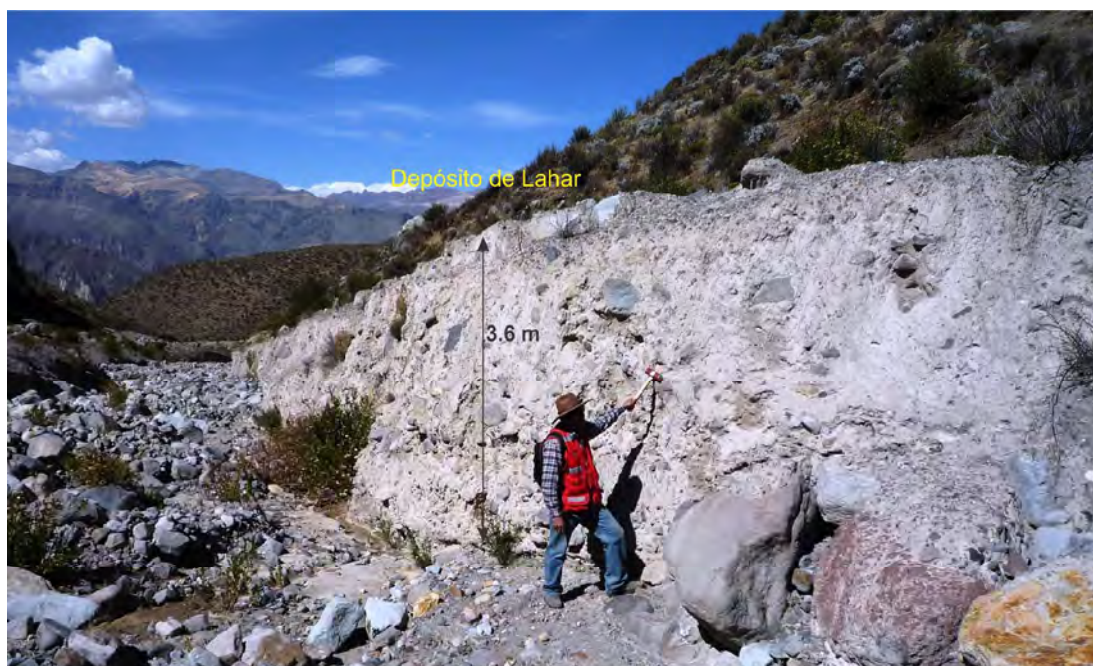


Fig. 3.38 Depósito de lahar localizado en la quebrada Huayuray, desencadenado por la fusión del nevado Hualca Hualca durante la actividad del volcán Sabancaya en octubre de 1991

En abril y mayo de 1991 ocurre una actividad vulcaniana, que generó columnas de ceniza de color gris que ascendieron entre 3-4 km de altura (fig. 3.39), y luego produjeron caídas de ceniza que se acumularon hasta 2 mm de espesor en el sector de Cajamarca (a 9 km al SE del cráter del volcán Sabancaya). El 23 y 24 de julio

de 1991 ocurrieron varios sismos importantes, probablemente, ligados a la actividad volcánica, originaron deslizamientos que afectaron 4 poblados menores causando el colapso de varias casas, en especial al poblado de Maca (17 km al noreste del volcán Sabancaya).



Fig. 3.39 Fotografía que muestra una erupción de tipo vulcaniana ocurrida el 15 de abril de 1991 (tomado de Pierre V.) desde el flanco este del volcán Sabancaya

A inicios del año 1994 el Sabancaya presentó permanentes emisiones de gases, a veces con emisiones de ceniza. En el mes de marzo de 1994 la actividad vulcaniana fue moderada y continúa; durante el cual, las columnas de gases y ceniza, de algunos cientos metros de altura, ocurren cada 30 segundos. La columna eruptiva más grande alcanzó 2.5 km de altura y fue de color gris oscura. Esta columna posteriormente fue dirigida hacia el oeste.

Desde 1995, la frecuencia de las explosiones decreció gradualmente, tanto así que el tiempo de intervalo entre dos explosiones se incrementó de 30 minutos a varias horas. Durante el período del 5 al 9 de mayo de 1995, se reportaron 11 erupciones leves con emisiones de gases y ceniza que ocurren entre 5 a 15 minutos.

En 1997, la actividad ha sido principalmente freática (GVN, 1997), es decir consistió principalmente en emisiones de gases. El 1 y 2 de mayo de 1997, se registran eventuales plumas de ceniza que alcanzaron alturas de 5 y 7 km. En el mes de julio solo se presentó una actividad fumarólica.

En el mes de mayo de 1998 la actividad fumarólica continúa. En el mes de agosto del mismo año, se incrementan las emisiones de gases, la frecuencia de las plumas es de cada 3 minutos que ascienden alturas de 300-500 m. En el mes de setiembre, ocurrieron

pequeñas emisiones de gases y ceniza de color gris, que alcanzaron hasta los 200 m de altura sobre la cima del Sabancaya. Las erupciones recientes produjeron depósitos de ceniza que cubrieron la capa de hielo existente en el flanco este del volcán.

Las emisiones leves de ceniza ocurrida en 1999 generaron lahares debido al deshielo de la superficie del glacial ocasionado por la interacción con la ceniza caliente. En esa oportunidad se observaron delgadas capas de ceniza de 5 cm de espesor en las cercanías del cráter.

El 28 de abril del año 2000, las emisiones de gases eran menores que las observadas en 1998. Estas emisiones de gases se elevaron entre 200 a 300 m de altura sobre el borde del cráter. En esta oportunidad, la pluma de ceniza más grande alcanzó una altura de 1000 m. Las plumas predominantes eran de color blanco y el resto eran de colores grises a marrones.

A mediados del año 2003 se reportaron emisiones de gases y ceniza tenues. Estas últimas cubrieron la cima del cono, los flancos NE y este del volcán, extendiéndose hasta la base del volcán. El 31 de julio de ese año un grupo de científicos reportaron una columna eruptiva de ceniza que se elevó hasta aproximadamente 2000 m por encima del borde del cráter, similares a las plumas que observaron en los años 90.

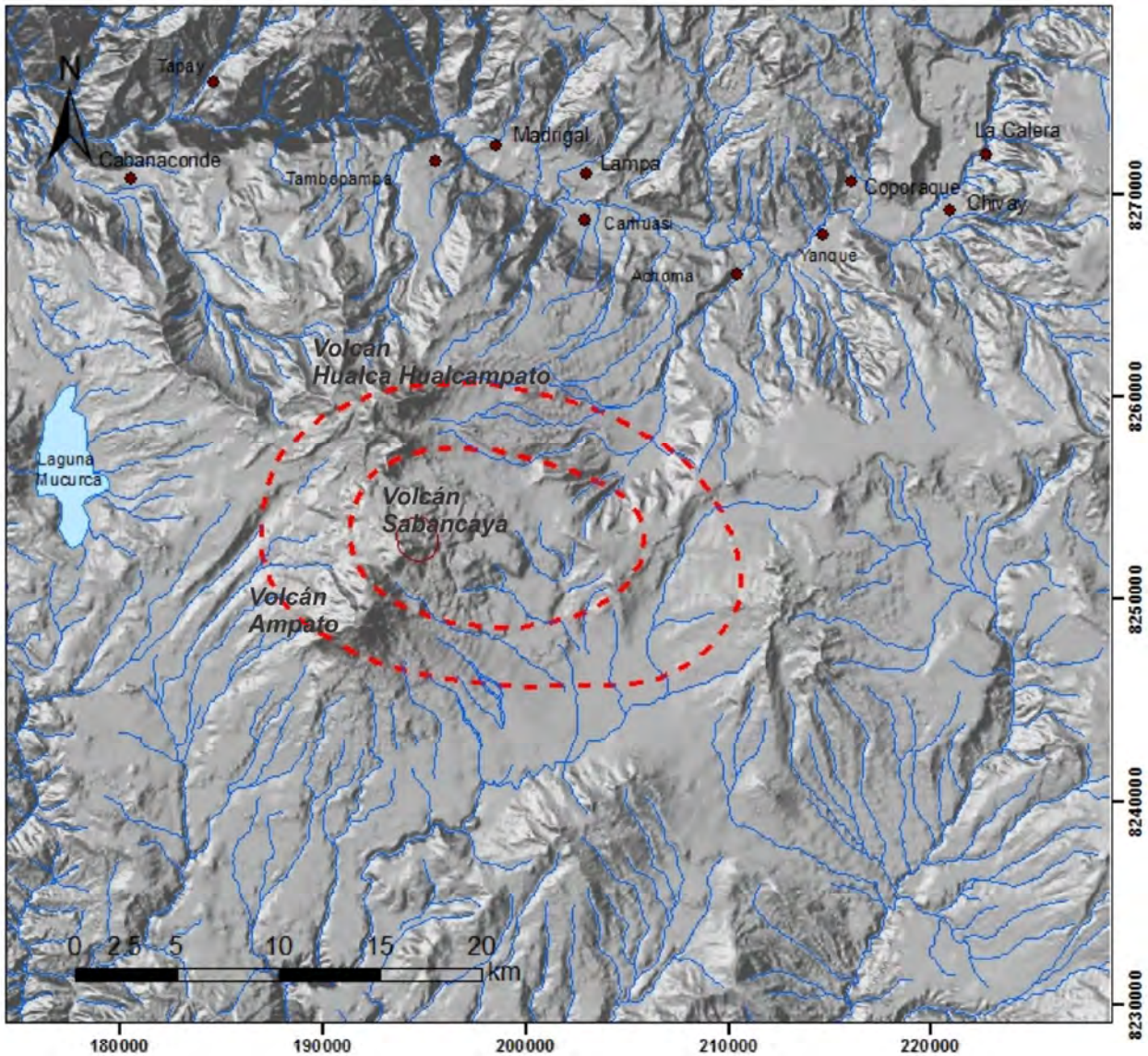


Fig. 3.40 Mapa de distribución de cenizas durante la actividad eruptiva del volcán Sabancaya 1988-1998 (tomado de Thouret et al., 1994)

La actividad eruptiva 1988-1998 depositó una capa de ceniza de 1 cm de espesor a 12 km al Este del cráter del Sabancaya (fig. 3.40). Sugiriendo que el eje de dispersión de la ceniza durante ese periodo de actividad fue predominantemente hacia el este del volcán.

La actividad eruptiva 1988-1998 causó estragos en los poblados rurales ubicados en áreas aledañas al volcán Sabancaya, dedicados principalmente a la ganadería; lo que ocasionó la muerte de ganado, por epidemias desconocidas, y destruyó terrenos de cultivo, consecuentemente, repercutiendo en la actividad económica a nivel local y regional. La actividad fue decreciendo hasta 1996 donde las explosiones eran raras o poco frecuentes y de menor

intensidad. Este fenómeno fue una amenaza para los más de 30 000 personas que viven en los valles de los ríos Colca y Sigua (Thouret et al., 1994).

Actividad Actual 2013 - 2014

Entre los años 2009 y 2011 se vinieron observando fumarolas tenues de manera esporádica, y de limitada altura en el cráter del volcán. A fines del año 2012, se nota un ligero incremento de las emisiones fumarólicas, estas cada vez más continuas y densas, que ascendían entre 100 y 200 m de altura sobre el borde del cráter.

Entre el 15 y 18 de febrero de 2013, se constató emisiones importantes de fumarolas que fueron apreciadas desde los poblados del valle del Colca, localizados a más de 30 km de distancia del volcán (figs. 3.41, 3.42 y 3.43). Este aumento inusual de la actividad fumarólica podría ser un indicador de un nuevo proceso eruptivo; pues acontecimientos similares fueron observados varios meses antes del inicio de la crisis eruptiva del volcán Ubinas (2006-2009 y 2013-2014).

Durante el resto del año 2013, el Sabancaya ha venido emitiendo gases de forma poco energética, de color blanquecino y azulino. A

veces esta actividad se incrementó ligeramente, presentó pequeñas plumas que ascendieron entre 800 y 1200 m de altura sobre el borde del cráter. Durante el año 2014, la actividad fumarólica ha ido incrementando gradualmente. Tal es así, que en los meses de agosto a diciembre las fumarolas alcanzaron hasta 1800 m de altura por encima de la cumbre del volcán. Los gases tenues fácilmente son dispersados por el viento.

Encuestas realizadas a pobladores que viven cerca al volcán (menos de 12 km del volcán), refieren que ven emisiones de gases por las mañanas y/o por las noches.



Fig. 3.41 Fotografía de las fumarolas del volcán Sabancaya vistas desde Chivay en el valle del Colca, 17 de febrero de 2013 (Fotografía: Edu Taipe)



Fig. 3.42 Fotografía de las fumarolas del volcán Sabancaya registradas desde la zona de Patapampa, 17 de febrero de 2013 (Fotografía: Edu Taipe)



Fig. 3.43 Fotografía de las fumarolas del volcán Sabancaya registradas desde la zona de Patapampa, 17 de febrero de 2013 (Fotografía: Edu Taipe)

Los equipos sísmicos desplegados por el Observatorio Vulcanológico del INGEMMET registraron un total de 536 sismos de origen volcánico entre el 22 y 23 de febrero de 2013. Estos

sismos en su mayoría son de tipo volcano-tectónico (VT) ligados a una ruptura de rocas al interior del volcán. Gran parte de ellos estuvieron ubicados debajo del volcán Sabancaya.

CAPÍTULO IV

PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA DE PRODUCTOS VOLCÁNICOS

Durante los años 2009, 2010 y 2011 se tomaron 80 muestras del CVAS para el estudio petrográfico, mineralógico y geoquímico (fig. 4.1). Este muestreo cubre las diferentes unidades volcánicas de los edificios del CVAS descritos anteriormente. A continuación, se

hace una descripción detallada de las rocas provenientes de cada edificio volcánico, para hacer una discriminación y ver si las rocas presentan características similares o no.

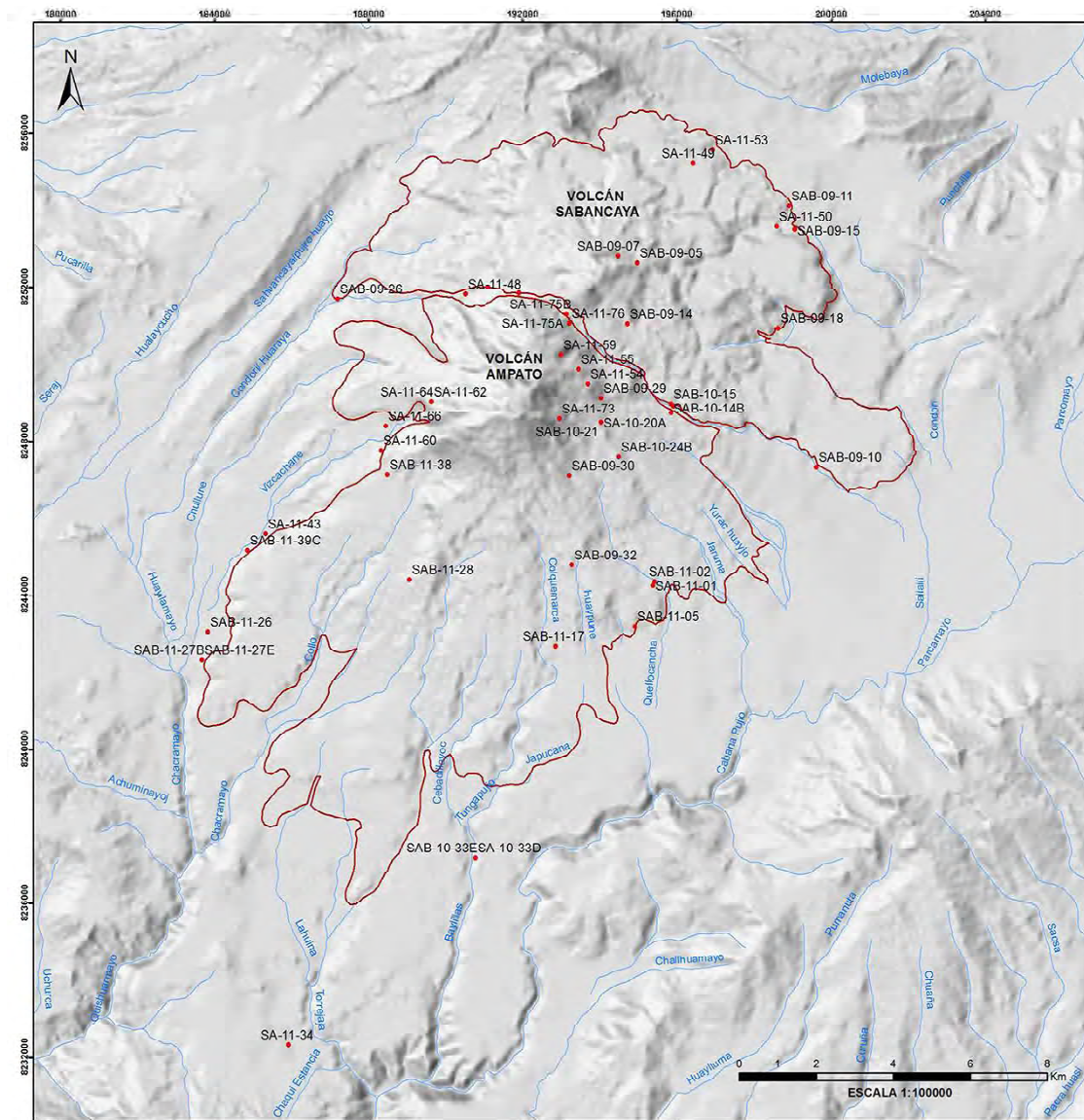


Fig. 4.1 Localización de muestras de rocas analizadas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya

PETROGRAFÍA DEL ESTRATOVOLCÁN AMPATO

En los años 2010 y 2011 se tomaron 55 muestras de rocas del estratovolcán Ampato para sección delgada. Al interior de la serie del volcán Ampato, se distinguen petrográficamente los siguientes tipos de rocas:

Andesitas basálticas

Corresponden a flujos de lavas del «Ampato Basal» (SA-11-02, 11-03, 11-24), así como a depósitos de «spatter» o salpicaduras (SA-11-61, 11-62) del «Ampato Basal» y depósitos de caída de escorias del «Ampato Superior» (SA-10-33E). En general, se tratan de rocas porfídicas con fenocristales (40-60 vol. %) de plagioclasa, clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y eventualmente de olivino y ortopiroxeno, distribuidos en una pasta intergranular e intersertal, compuesta por microcristales de plagioclasa, clino y ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti.

Los tres tipos de rocas, contienen fenocristales de **plagioclasa** (10-25 vol. %) que miden menos de 2 mm. Los fenocristales presentan hábitos subhedrales y anhedrales. En algunas muestras

(SA-11-62), se observan plagioclasas con textura en tamiz, en los bordes y centro del cristal, mientras que, en otras rocas, los fenocristales de plagioclasa se presentan sin alteración. En algunas muestras (SA-11-02) las plagioclasas tienen la forma de cristales alargados, miden menos de 300 μm y están en abundante proporción (~70 vol. %). El **clinopiroxeno** representa entre 4 y 8 vol. %. Estos miden menos de 800 μm y tienen dos tipos de hábito: subhedral y anhedral. Algunos contienen inclusiones de óxidos de Fe y Ti y/o plagioclasa. En las muestras SA-11-02 y SA-11-03 los clinopiroxenos son de dos tamaños: los fenocristales que miden entre 200 y 600 μm (4-6 vol. %) y los microcristales que miden menos de 80 μm (20-25 vol. %). Todos están dispersos en la pasta. El **ortopiroxeno** representa entre 1-2%. Presentan principalmente un hábito subhedral y miden menos de 600 μm . En algunas rocas se distinguen fenocristales de **olivino** en menos de 2 vol. %. Este mineral tiene a menudo un hábito subhedral. Algunos están ligeramente corroídos y contienen inclusiones de microlitos de plagioclasa y óxidos. Los **óxidos de Fe-Ti** están incluidos en minerales como clinopiroxeno y olivino, y dispersos en la pasta.

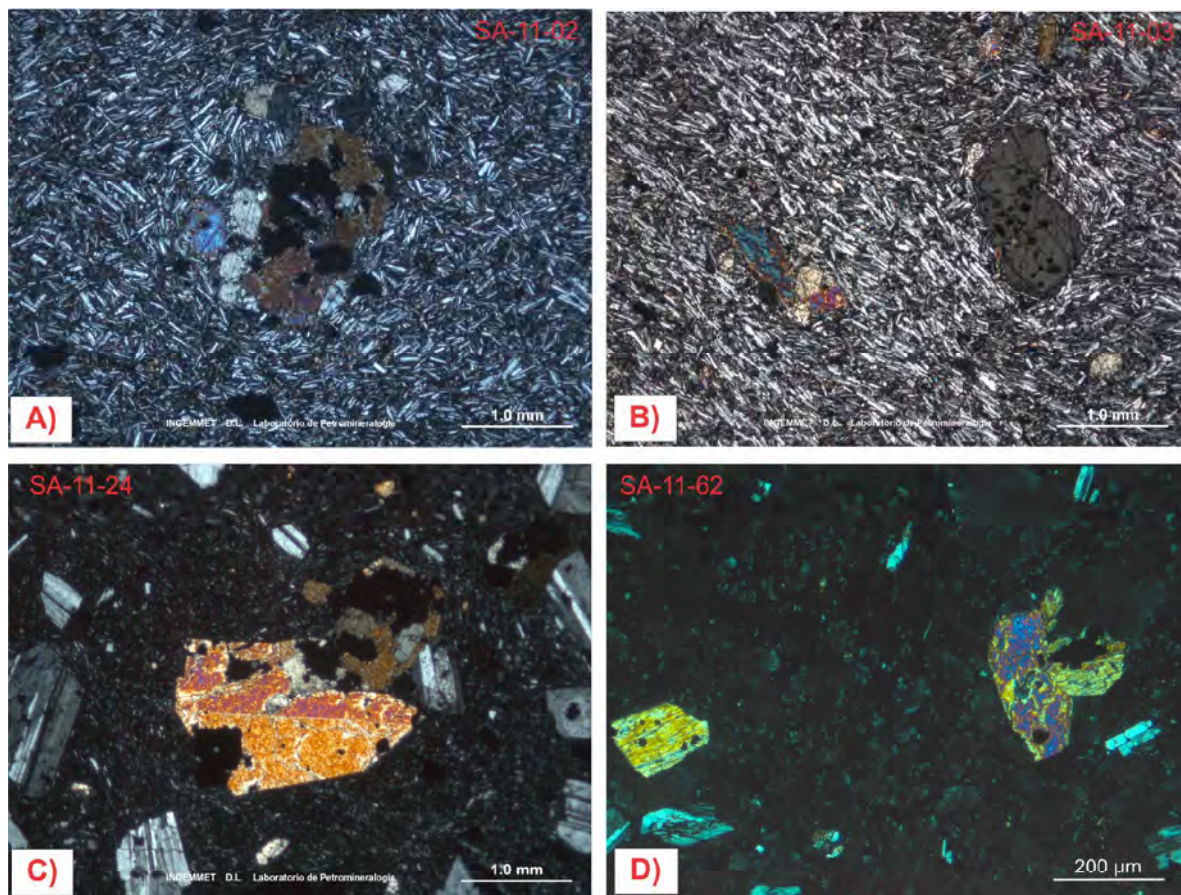


Fig. 4.2 Fotografías de secciones delgadas de andesitas básicas. A y B) Lavas de textura intersertal del «Ampato Basal» donde se distinguen fenocristales de clinopiroxeno que miden hasta 1 mm. Asimismo, se distinguen fenocristales de óxidos de Fe y Ti. C) Lava de textura porfídica con fenocristales de clinopiroxeno que miden más de 1.8 mm, plagioclasa y óxidos de Fe y Ti. D) Escoria de textura vitroclástica con vesículas redondeadas. En estas rocas se distinguen fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe y Ti.

Andesitas

Corresponden a muestras de flujos de lava del «Ampato Basal» (SA-09-29, 10-21, 11-17, 11-28, 11-64), lavas del «Ampato Superior» (SA-11-66, 11-75A, 11-75B, 11-76), así como depósitos de escoria y pómez provenientes de flujos y caídas piroclásticas del «Ampato Superior» (SA-10-33D, 11-19, 11-33B).

Las lavas presentan textura porfídica, compuesta por fenocristales (30 - 60 vol. %) de plagioclasa, biotita, anfíbol, clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y eventualmente por ortopiroxeno y olivino, incluidos principalmente en una pasta intersertal de color gris,

compuesta por microlitos (<40 μm) de plagioclasa, anfíbol y óxidos de Fe-Ti. Las lavas contienen fenocristales de **plagioclasa**, la cual es la fase mineral predominante (20-35 vol. %). Estas generalmente presentan tamaños menores de 4 mm. Se observan dos familias de plagioclasa: una que presenta textura tamiz en los bordes o en el centro del cristal, y otra familia que presenta caras limpias. Los fenocristales de plagioclasa tienen un hábito subhedral o anhedral. Algunos de estos minerales presentan bordes corroídos e inclusiones de microlitos de biotita que miden menos de 130 μm . La **biotita** está casi siempre presente (8-12 vol. %). Los cristales tienen forma euahedral a subhedral y miden menos de 3 mm. Algunos

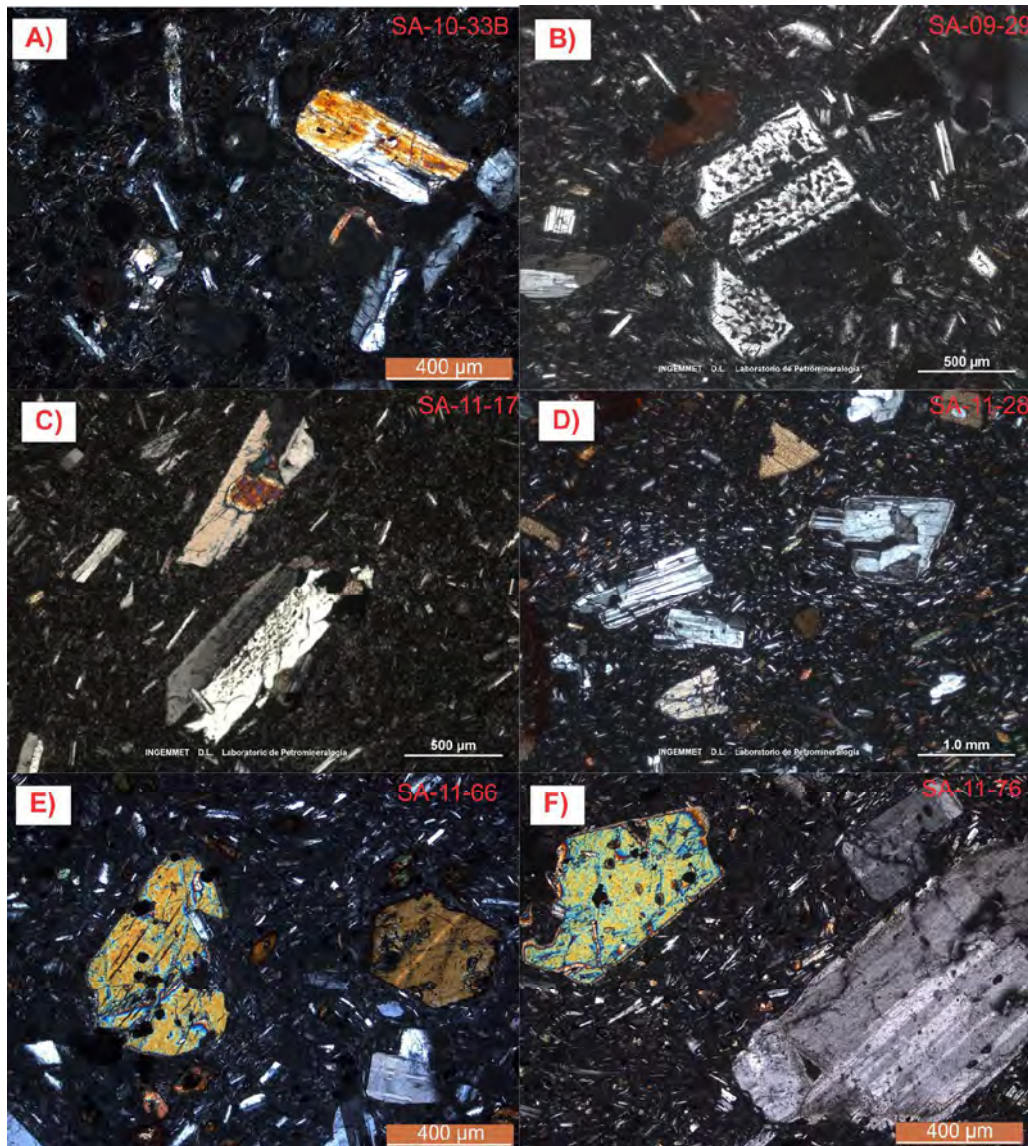


Fig. 4.3 Fotografía de secciones delgadas de andesitas. Todas las muestras presentan textura porfídica. A) Fenocristales de plagioclasa de formas subhedrales y óxidos de Fe-Ti. B) Fenocristales de plagioclasa con textura tamiz en el centro del cristal y fenocristales de anfíbol. C) Fenocristal de plagioclasa con textura tamiz en el centro del cristal, e inclusión de clinopiroxeno en un fenocristal de plagioclasa. D) Fenocristales de plagioclasa subhedrales, clinopiroxeno y biotita de formas anhedral. E) Fenocristales de clinopiroxeno, plagioclasa y anfíbol. F) Fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa en una pasta microlítica.

crisales presentan bordes corroídos y otros tienen delgados bordes de óxidos de Fe-Ti. Ciertos fenocristales contienen inclusiones de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. El **anfíbol** representa entre el 2-15 vol. %; estos miden menos de 3 mm y tienen hábitos euhedrales a subhedrales. Algunos fenocristales presentan bordes de óxidos y algunos presentan inclusiones de plagioclasa de menos de 50 μm . El **ortopiroxeno** (<2 vol. %) de hábito euhedral a subhedral, mide menos de 800 μm . En ocasiones contienen inclusiones de óxidos de Fe y Ti. El **clinopiroxeno** está presente en todas las muestras (6-8 vol. %). Estos fenocristales miden menos de 1.4 mm y tienen hábitos subhedral a anhedral. Algunos clinopiroxenos muestran evidencias de reabsorción en los bordes y partes internas del fenocristal. En algunas muestras se distinguen aglomerados de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti. Los **óxidos de Fe-Ti** están en la pasta o como inclusión en la biotita, anfíbol y piroxenos.

La muestra de pómez perteneciente a un depósito de flujo de pómez y ceniza del «Ampato Superior» (SA-11-43, 11-12A) está compuesta por fenocristales de plagioclasa, anfíbol, clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti, incluidos principalmente en una pasta vítrea, bastante vesiculada. La **plagioclasa** (8-20 vol. %) es de forma subhedral a anhedral, y mide menos de 2.5 mm. Algunos de los fenocristales presentan textura en tamiz en el centro del cristal. En algunos fenocristales se observan inclusiones de microlitos de clinopiroxeno y un fracturamiento interno. El **ortopiroxeno** está entre 3-6 vol. %, mide menos de 1.3 mm, y presenta formas subhedrales a anhedrales. El **clinopiroxeno** está presente en poca proporción (2-4 vol. %), y miden menos de 350 μm . Estos tienen hábitos subhedrales y anhedrales. En ocasiones se aprecian fenocristales con bordes corroídos y/o presentan inclusiones de microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe y Ti. El **anfíbol** representa entre el 2-8 vol. %, con fenocristales que miden menos de 1.2 mm y tienen hábitos euhedrales a subhedrales. En la pómez, también se distinguen aglomerados de fenocristales de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos. La pasta es parcialmente vítrea de color café claro, y se distinguen vesículas con formas irregulares. En la muestra SA-11-12 se distinguen «fiames».

Las escorias pertenecientes a flujos piroclásticos de escoria del «Ampato Superior» (SA-11-19, 11-31), son de textura porfídica y contienen fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino y óxidos de Fe-Ti, incluidos principalmente en una pasta intersertal de color gris oscuro, bastante vesiculada. La **plagioclasa** (6-10 vol. %) tiene hábitos subhedrales a anhedrales, y miden menos de 800 μm . Los fenocristales presentan facetas limpias, pero en determinadas rocas, los fenocristales de plagioclasa presentan textura tamiz en el centro del cristal. El **ortopiroxeno** (<2 vol. %) está presente en forma de fenocristal y microcristal

subhedral y anhedral que miden menos de 300 μm y en ocasiones presentan bordes corroídos. Los fenocristales de **clinopiroxeno** (2-4 vol. %) miden menos de 400 μm . Algunos de estos fenocristales presentan inclusiones de óxidos de Fe-Ti. En algunas rocas se distinguen fenocristales de **olivino** en menos de 2 vol. %, de hábitos eudrales a subhedrales, que miden menos de 200 μm . Los **óxidos de Fe-Ti** están presentes en la pasta y como inclusión en algunos piroxenos. En las rocas, también se observan aglomerados de fenocristales de plagioclasa. La pasta es de color gris oscuro con abundante contenido de microlitos de plagioclasa y presenta vesículas subesféricas a irregulares. En algunas muestras (ej. SA-11-45) se observan fragmentos líticos en la matriz con tamaños de hasta 320 μm .

Dacitas

Corresponden principalmente a flujos de lava de textura porfídica del «Ampato Basal» (SA-09-30, 09-32, 11-01, 11-05), lavas del «Ampato Superior» (10-20A, 10-24B, 10-26A, 10-26B, 11-38, 11-54, 11-59, 11-73), depósitos de flujos de pómez y ceniza del «Ampato Superior» (SA-11-11D, 11-26, 11-39C, 11-43), flujos de bloques y ceniza (SA-10-14B) y depósitos de caída de pómez del «Ampato Superior» (SA-11-27B, 11-27E, 11-80A). Estas rocas contienen fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita, anfíbol y óxidos de Fe-Ti incluidos dentro de una pasta microcristalina.

La **plagioclasa** que es la fase mineral predominante (15-40 % en volumen). Obviamente, la proporción de plagioclasa es menor en las pómez y mayor en las lavas. La plagioclasa está presente en forma de fenocristales (0.3-4 mm) y microfenocristales (<200 μm). La plagioclasa presenta hábitos subhedrales y euhedrales. Generalmente, los fenocristales más grandes presentan zonamiento concéntrico. Algunos fenocristales presentan inclusiones de biotita y óxidos de Fe y Ti. La **biotita** representa entre el 6 y 10 vol. %, y en su mayoría los fenocristales tienen formas euhedral y subhedrales. Estos fenocristales miden menos de 1.5 mm y algunos presentan inclusiones de microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. El **anfíbol** está en menor proporción volumétrica (4-8 vol. %) y tiene un hábito euhedral y subhedral con tamaños inferiores a 3 mm. Algunos fenocristales presentan delgados bordes de óxido de Fe-Ti, y otros son totalmente remplazados por óxidos. Los **clinopiroxenos** están entre 2-6 % en volumen, en forma de fenocristales (0.2 mm - 2 mm) y microcristales (<200 μm). Presentan principalmente hábitos euhedrales a subhedrales, a veces, con bordes corroídos y subredondeados. Algunos fenocristales presentan fracturamiento en las partes internas con inclusiones de biotita y minerales opacos. También, se distinguen aglomerados de cristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y óxidos de Fe y Ti. El **ortopiroxeno** está presente solo en determinadas dacitas. Esta

presente entre 2-4% en volumen y de forma euhedral y subhedral. La pasta es vítrea y de color gris oscuro. Los **óxidos de Fe-Ti** constituyen entre 1-4% en volumen y se hallan dispersos en la pasta o como inclusión en el clinopiroxeno, anfíbol y biotita.

Algunos bloques provenientes de flujos piroclásticos de bloques y ceniza del «Ampato Superior» presentan bandas de colores marrón oscuro y gris claro que sugieren procesos de mezcla de magma.

La banda marrón oscura contiene mayor proporción de fenocristales de anfíbol (20-25 % vol.), plagioclasa (20-25 % vol.), clinopiroxeno (2-4% vol.) y biotita (2-4% vol.), incluidos dentro de una matriz vesicular; mientras que la banda gris clara contiene menor proporción de fenocristales de plagioclasa (2-4% vol.), biotita (2-4% vol.) y clinopiroxeno (1-2% vol.) incluidos en una pasta más vítrea.

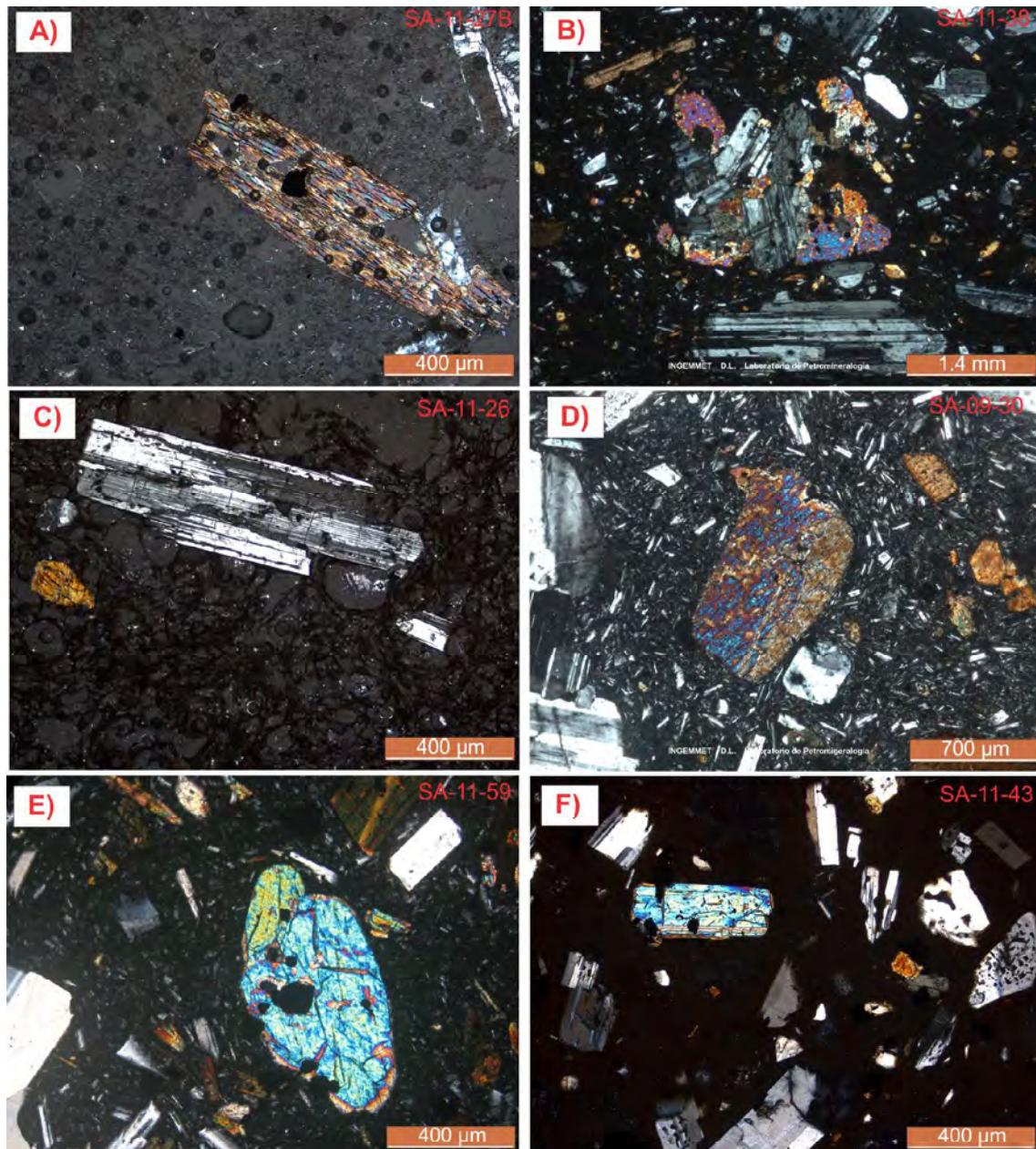


Fig. 4.4 Fotografías de secciones delgadas de dacitas. Las rocas presentan textura porfídica e intersertal. A) Pómez con fenocristal de anfíbol y plagioclasa, incluidos dentro de una pasta vítrea muy vesicular. B) Aglomerado de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe y Ti. C) Escoria con fenocristales de plagioclasa y anfíbol incluidos en una pasta vítrea, muy vesicular. D) Fenocristal de clinopiroxeno de forma subhedral, plagioclasa, biotita y anfíbol incluidos dentro una pasta de tipo intersertal. E) Fenocristales subhedral de clinopiroxeno, plagioclasa y anfíbol de forma subhedral y euhedral. F) Fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y biotita de forma subhedral incluidos dentro una pasta vítrea gris oscura.

Riolitas

Corresponden principalmente a caídas de lapilli de pómez de textura porfídica, probablemente ligado al edificio «Ampato Basal» (SA-11-84 A, D), fig. 4.5. En estas rocas se distinguen fenocristales de plagioclasa, biotita y óxido de Fe-Ti, incluidos dentro una pasta vítrea de color gris claro, a veces rojizo por la alteración supérgena, bastante vesiculada. La **plagioclasa** corresponde a la fase mineral predominante (4-8 % vol.), están presentes como fenocristales (0.3-1.5 mm) y microfeno-cristales (<200 μ m) de hábitos

subhedrales y anhedrales (cristales fragmentados). Algunos fenocristales presentan inclusiones de biotita y óxidos de Fe y Ti. La **biotita** representa entre el 6-8 % en volumen, con tamaños menores a 1.8 mm y en su mayoría están fragmentados. Algunos fenocristales presentan inclusiones de microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe y Ti. **Los óxidos de Fe-Ti** son poco frecuentes y están sobre todo en la pasta (1-3 % vol.). También, se distinguen aglomerados de fenocristales de plagioclasa, biotita y óxidos de Fe y Ti.

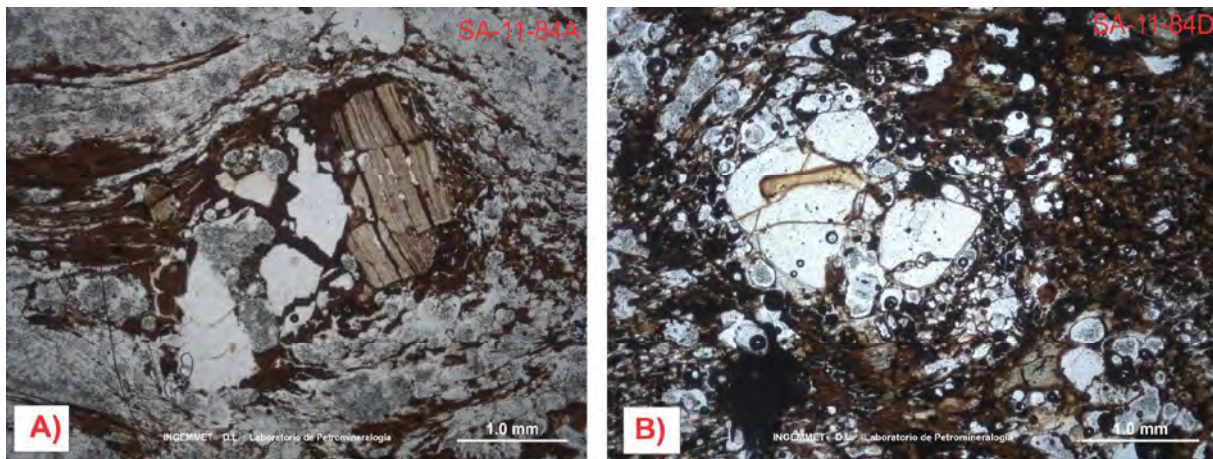


Fig. 4.5 Fotografías de secciones delgadas de pómez riolítico. A) Fenocristal de biotita fragmentada, incluida dentro de una matriz vitroclástica fibrosa. B) Fenocristal de plagioclasa que presenta fracturamiento en la parte interna

PETROGRAFÍA DEL ESTRATOVOLCÁN SABANCAYA

Se recolectaron 22 muestras de rocas que conforman las distintas etapas del Sabancaya. Estas rocas corresponden a flujos de lava, así como, a un domo de lava que aflora al suroeste de dicho volcán. A continuación, se describen las principales facies petrográficas observadas.

Andesitas

Este tipo de roca es la más frecuente en la serie del volcán Sabancaya. Pertenecen a lavas de la etapa «Sabancaya I» (Sa-09-06; 09-18; 09-26; 11-48; 11-52), «Sabancaya II» (Sa-09-09; 09-11; 09-12; 09-16; 09-17; 09-21; 09-22; 09-34; 11-48) y «Sabancaya III» (Sa-09-07; 09-08; 09-10; 09-05; 09-20; 10-16A). En general, estas presentan una textura porfídica, con una asociación mineral, que en orden de abundancia, está constituida de plagioclasa, anfíbol, biotita y piroxeno. Estos fenocristales a veces se encuentran incluidos en una pasta intersertal que varía de color gris claro a gris oscuro y que está compuesta por microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno.

La **plagioclasa** es la fase mineral más abundante (25-30 vol. %), se presenta como fenocristales de tamaño inferior a 4 mm y de hábito generalmente subhedral. A veces se observan tres familias de plagioclasa: fenocristales con textura tamiz, en los bordes, fenocristales con zonamiento concéntrico y fenocristales con caras limpias. Algunos presentan inclusiones de microlitos de ortopiroxeno y clinopiroxeno. El **anfíbol** es la segunda fase mineral más abundante (10-20 vol. %). Presenta formas euhedrales y subhedrales, y miden menos de 500 μ m. Algunos fenocristales presentan coronas de reacción en los bordes, conformados por microlitos de plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe-Ti (alteración tipo «gabroica», ej. SA-09-18) y otros presentan bordes constituidos por una pátina de óxidos (alteración tipo «black», ej. SA-09-11). El **clinopiroxeno** (8-12 vol. %) tiene forma euhedral a subhedral y mide menos de 2 mm y, en ocasiones, se observan con bordes corroídos. El **ortopiroxeno** se encuentra en menor proporción (2-5 vol. %), de forma subhedral y con tamaños inferiores de 400 μ m. La **biotita** (5-10 vol. %) tiene hábitos euhedrales y subhedrales, con tamaños inferiores a 2 mm. Algunos fenocristales presentan inclusiones de microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti. En algunas muestras (ej. SA-09-11, 09-17) los

Tabla 2

Resumen de las características petrográficas de las rocas del volcán Ampato. La abreviación de los minerales que se utiliza en este cuadro es la siguiente: Plg = Plagioclasa, Cpx = Clinopiroxeno, Opx = Ortopiroxeno, Anf = Anfíbol, Biot = Biotita, Olv = Olivino, Ox = Óxido de Fe-Ti

Tipo de roca	Lavas
Tipo petrográfico Fenocristales % vol. Textura Ensamble mineralógico Característica de los fenocristales	Andesita (57.2 – 62.4 wt. % SiO ₂) 20-60 % Porfídica Plg+cpx±opx+anf+ox±biot±olv Plg clara y otras con textura en tamiz "sieve". En lavas del Ampato Basal a veces hay abundancia de microfenocristales de plg. Biot con inclusiones de plagioclasas y óxidos Anfíboles a veces con bordes de óxidos A veces aglomerados de plg, anf, biot y ox.
Tipo petrográfico Fenocristales % vol. Textura Ensamble mineralógico Característica de los fenocristales	Dacita (64.1 – 66.9 wt. % SiO ₂) 10-50 % Porfídica plg±cpx±opx+anf+ox±biot±ap Algunos fenos de plg presentan zonamiento concéntrico. Biot con inclusiones de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti A veces aglomerados de plg, anf, biot y ox
Tipo de roca	Depósitos de flujos piroclásticos
Tipo petrográfico Fenocristales % vol. Textura Ensamble mineralógico Característica de los fenocristales	Andesita (57.2 – 59.2 wt. % SiO ₂) 20-40 % Porfídica, vitroclástica Plg+cpx±opx+anf+ox±olv±ap Plg clara y otras con textura en tamiz A veces aglomerados de plg, anf, biot y ox. El Olivino está presente en las escorias.
Tipo petrográfico Fenocristales % vol. Textura Ensamble mineralógico Característica de los fenocristales	Dacita (63.7 – 68.6 wt. % SiO ₂) 10-40 % Porfídica, vitroclástica Plg±cpx±opx+anf+ox±biot Algunos fenocristales de plg presentan zonamiento concéntrico. Biot con inclusiones de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti A veces aglomerados de plg, anf, biot y ox.
Tipo petrográfico Fenocristales % vol. Textura Ensamble mineralógico Característica de los fenocristales	Riolita (75.6 – 76.9 wt. % SiO ₂) 10-20 % plg+biot+ox Porfídica Biot con inclusiones de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Presencia de fenocristales subhedrales (fragmentados).

cristales de biotita presentan coronas de reacción compuestas por microlitos de plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y eventualmente piroxenos. Otros presentan bordes ligeramente corroídos. El **olivino** es la fase mineral menos abundante (menos de 2 vol. %), está presente en forma subhedral, con tamaños inferiores a 1 mm. Algunos presentan bordes ligeramente corroídos que sugieren

que son xenocristales. Se distinguen aglomerados de plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol y biotita.

En la muestra SA-09-18 se observa enclaves con textura traquítica constituidos por microcristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y óxidos de Fe-Ti.

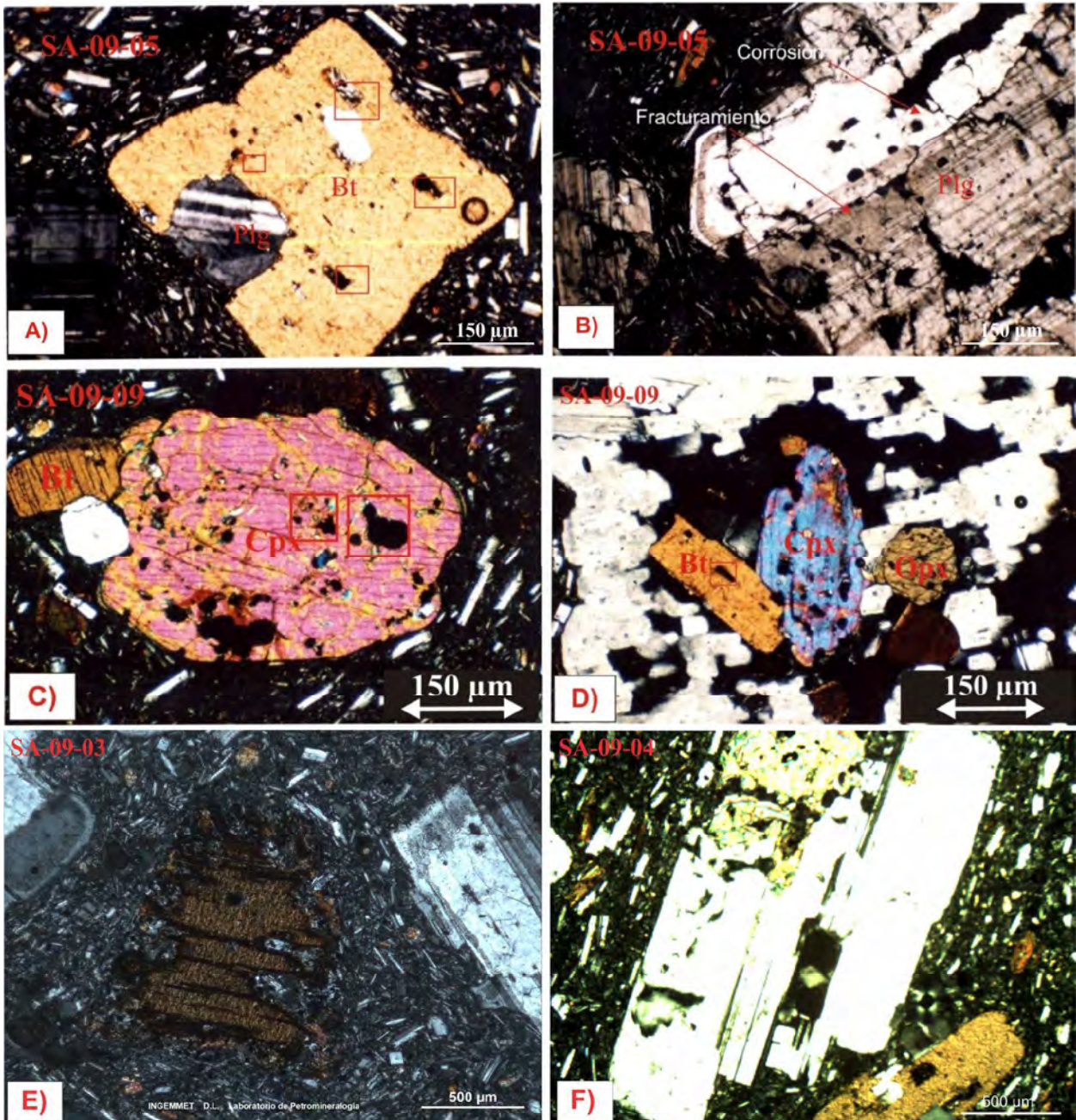


Fig. 4.6 Secciones delgadas de lavas andesíticas: A) Fenocristal de biotita subhedral con inclusión de microcristales de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. B) Fenocristal de plagioclasa, cuyo borde presenta una textura tamiz. C) Fenocristal de clinopiroxeno que contiene inclusión de óxidos de Fe-Ti. D) Grueso fenocristal de plagioclasa que contiene cristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno y biotita. E) Biotita desestabilizada dentro de una pasta intersertal. F) Fenocristales de plagioclasa de 1.5 mm y biotita incluidos dentro una pasta intersertal.

Dacitas

Corresponden principalmente a flujos de lava de las etapas «Sabancaya I» (Sa-09-15; 11-47; 11-50), «Sabancaya II» (Sa-11-49; 10-15; 09-19; 11-53) y «Sabancaya III» (Sa-09-14; 10-16C). En general estas rocas presentan una textura porfídica (fig. 4.7). El ensamble mineralógico está constituido por cristales de **plagioclasa** que corresponde a la fase mineral predominante (20-30 vol. %). Estos están presentes como fenocristales (0.3 - 4 mm) y microfenocristales (<200 μm) que presentan hábitos subhedrales y euhedrales. Algunos fenocristales presentan inclusiones de biotita y óxidos de Fe y Ti. La **biotita** representa entre el 6 y 10 % en volumen, y en su mayoría tienen formas euhedral y subhedrales, con tamaños menores a 1.5 mm. Algunos

fenocristales presentan inclusiones de microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. El **anfíbol** está en menor proporción volumétrica (6-8 % en volumen) y tiene un hábito subhedral. Tienen tamaños inferiores a 3 mm. Algunos fenocristales presentan bordes de óxido de Fe-Ti. El **clinopiroxeno** está entre 4-6 % de volumen, ya sea como fenocristales (0.2 mm - 2 mm) y como microfenocristales (<200 μm). Presentan en su mayoría formas subhedrales, a veces con bordes corroídos y subredondeados. Algunos fenocristales presentan fracturamiento en las partes internas con inclusiones de biotita y óxido de Fe-Ti. También, se distinguen aglomerados de fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y óxidos de Fe y Ti. La pasta es vítrea y a veces microlítica, con colores que varía de gris claro a gris oscuro.

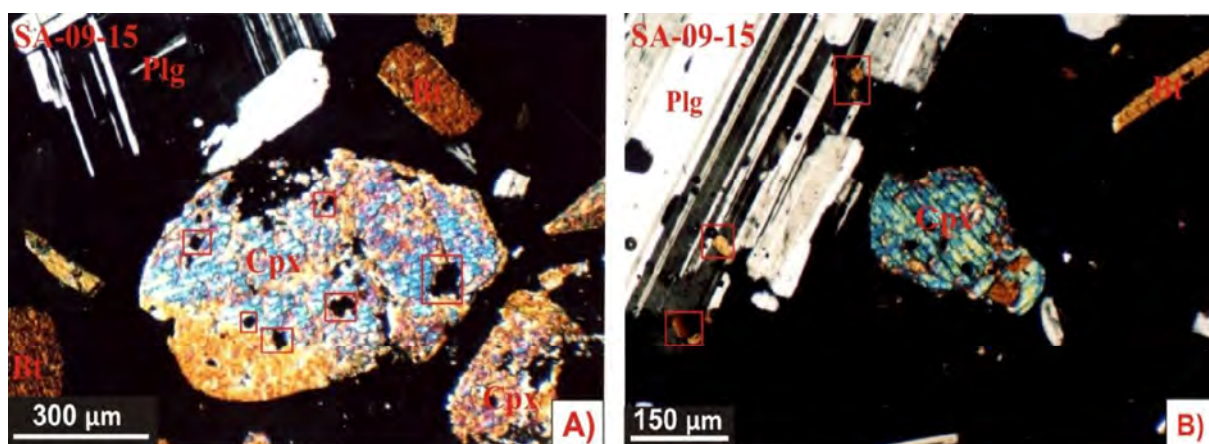


Fig. 4.7 Sección delgada de una lava dacítica con una matriz vítrea donde se distinguen: A) Fenocristales de clinopiroxeno de forma subhedral, con inclusiones de óxidos de Fe-Ti. También se observan fenocristales de plagioclasa. B) Fenocristal de plagioclasa (3 mm) con inclusiones de biotita y óxidos de Fe-Ti. También se observa un fenocristal de clinopiroxeno de forma subhedral.

PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA DE PRODUCTOS DE LA ERUPCIÓN DE 1990

Según Gerbe y Thouret (2004), durante la última erupción de 1988-1998 el volcán Sabancaya emitió productos juveniles químicamente contrastados, inicialmente dacitas, seguido de andesitas (60-64 wt. % SiO_2), así como fragmentos líticos (fragmentos de roca arrancados de las paredes del conducto magmático, los cuales se encuentran frecuentemente hidrotermalizados). El material volcánico juvenil ha sido recolectado sobre los 5800 msnm. Todos los productos son porfídicos con 20-25 % vol. de fenocristales y poco vesiculares. Los productos más vesiculares fueron emitidos durante los primeros meses de actividad en 1990. Las andesitas presentan una paragénesis constituida de fenocristales de plagioclasa (1 a 5 mm), anfíbol, clinopiroxeno, biotita y óxido de Fe-Ti (magnetita). Además se distingue la presencia

de algunos aglomerados de piroxenos, plagioclasas, biotitas y óxidos de Fe-Ti.

La plagioclasa es la fase mineral predominante, tanto en fenocristales, como en microlitos (20-25 % en volumen). Se distinguen dos familias de fenocristales de plagioclasa, unas son claras y otras presentan textura de tamiz en el borde del cristal. La composición varía desde oligoclasa a labradorita (An_{26-62}), de la cual la andesina es la predominante. Los piroxenos están presentes en forma de fenocristales y microlitos de clinopiroxeno y ortopiroxeno. Los microlitos de ortopiroxeno pertenecen a bronzitas (En_{70-73}). El ortopiroxeno de la dacita de 1990 tiene una composición variada: hiperstena (En_{65-70}) y bronzita (En_{70-74}). Los clinopiroxenos son esencialmente augitas (Wo_{41-46} , En_{39-45} y Fs_{13-17}). Según la clasificación internacional de Leake (1978), los anfíboles están constituidos de magnesio-hastingsita, magnesio-hornblenda,

hornblenda edenítica y kaersutita. Las micas son de biotitas subhedralas. Entre los óxidos se distinguen a la magnetita.

Los productos juveniles emitidos entre 1992 y 1997 contienen raros enclaves porfídicos. Estos pequeños enclaves varían de 0.1 a 10 cm de diámetro y presentan un borde alterado y algunas

fracturas radiales. Ellos son pobremente vesiculados y presentan texturas microdoleríticas. Su textura sugiere una etapa de cristalización continua y regular. Estos enclaves son ricos en plagioclasa y anfíbol y a la vez son caracterizados por presentar bajo contenido de SiO_2 (aproximadamente 57 %).

Tabla 3

Resumen de las características petrográficas de lavas del volcán Sabancaya. La abreviación de los minerales que se utiliza en este cuadro es la siguiente: Plg = Plagioclasa, Cpx = Clinopiroxeno, Opx = Ortopiroxeno, Anf = Anfíbol, Bt = Biotita, Olv = Olivino, Ox = Óxido de Fe-Ti

Tipo petrográfico	Andesita (60.0 . 62.6 wt % SiO_2)	Dacita (63.2 . 67.1 wt % SiO_2)
Fenocristales % vol.	30-60%	30-60%
Textura	Porfídica	Porfídica
Ensamble mineralógico	Plg + Anf + Cpx + Opx + Bt ± Olv + Ox	Plg + Anf + Cpx + Bt + Ox
Características texturales de los fenocristales	Plg clara + Plg "sieve" Biot con bordes de plagioclasas y/o óxidos de Fe-Ti. Anfíboles a veces con bordes de óxidos Cpx o Opx con bordes reabsorbidos	Plg clara Biot con inclusiones de plagioclasas y óxidos Anfíboles a veces con bordes de óxidos A veces aglomerados de Plg, Anf, Bt y Ox

CAPÍTULO V

GEOQUÍMICA DE LOS PRODUCTOS VOLCÁNICOS

MÉTODO ANALÍTICO

En total, 48 análisis químicos de rocas del volcán Ampato y 22 análisis de elementos mayores y trazas del volcán Sabancaya fueron efectuados en la Universidad de Bretagne Occidental, Brest (Francia), bajo la dirección de la Dra. Céline Liorzou. Todos los elementos fueron analizados mediante el método de espectrometría de emisión atómica por acoplamiento inductivo de plasma (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy, ICP-AES). Posteriormente, para el tratamiento respectivo, todos los análisis de elementos mayores fueron recalculados al 100% en base anhidra, y se expresa la totalidad de hierro en forma de Fe_2O_3 . Además en este estudio se tomaron 17 análisis de elementos mayores y trazas de los productos de la actividad reciente 1988-1998 del volcán Sabancaya publicados por Gerbe y Thouret (2004).

El estudio geoquímico tiene como objetivo 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; asimismo tiene por objetivo poder identificar los diferentes procesos petrogenéticos que intervinieron en la génesis y evolución de magmas de dicho complejo volcánico. Todas las muestras del CVAS fueron ordenadas en orden cronológico dentro de la secuencia estratigráfica que se presentó previamente (ver capítulo 3.2).

A continuación se presenta el estudio geoquímico de rocas de los volcanes Ampato y Sabancaya. En el caso de rocas del volcán Ampato, estas fueron asignadas a los dos edificios volcánicos: **Ampato Basal** y **Ampato Superior**. Las muestras analizadas corresponden a flujos de lava, depósitos de caída de lapilli de pómez y flujos piroclásticos. Mientras que los productos del volcán Sabancaya fueron asignados a las tres etapas: «**Sabancaya I**», «**Sabancaya II**», «**Sabancaya III**» y a la **actividad reciente (1988-1998)**. Las muestras corresponden principalmente a flujos de lava, domo y bloques juveniles. Estos últimos fueron emitidos durante la actividad volcánica 1988-1998.

CLASIFICACIÓN DE LA SERIE

En la clasificación química internacional de rocas volcánicas, es decir, en el diagrama TAS («Total de Alcalinos versus Silice») de

Le Bas *et al.*, (1986), fig. 5.1, las muestras del «Ampato Basal» tienen una composición andesítica (57.2 - 62.4 wt. % SiO_2), dacítica (64.1 - 64.9 wt. % SiO_2) y riolítica (75.6 - 76.9 wt. % SiO_2). Estando las andesitas en mayor proporción volumétrica (45-50 %) respecto a las dacitas (40-45 %) y riolitas (<2 %). Por su parte, las muestras del «Ampato Superior» son de composición andesítica (56.7 - 62.9 wt. % SiO_2) y dacítica (63.5 - 68.3 wt. % SiO_2). Las dacitas están en mayor proporción volumétrica (65-70 %).

Por su parte las rocas del «Sabancaya I» corresponden a andesitas (60.8-62.5 wt. % SiO_2) y dacitas (64.8-65.8 wt. % SiO_2). Las rocas del «Sabancaya II» corresponden a andesitas (60.4-61.8 wt. % SiO_2) y dacitas (63.2-64.6 wt. % SiO_2), mientras que los productos del «Sabancaya III» son andesitas (60.9-62.1 wt. % SiO_2) y dacitas (65.5-67.1 wt. % SiO_2). Finalmente, los productos de la actividad 1988-1998 descritos por Gerbe y Thouret (2004) son principalmente de composición andesítica (60.6-62.4 wt. % SiO_2) y en muy poca proporción dacitas (63.8 wt. % SiO_2). Según el análisis efectuado del conjunto de rocas del volcán Sabancaya, se resalta que las andesitas (65-70 %) están en mayor proporción volumétrica respecto a las dacitas (25-30 %). En general se observa que a través del tiempo no existe una evolución composicional de los productos.

En el diagrama triangular AFM de Kuno (1968), fig. 5.2 se observa que las rocas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya muestran una línea de enriquecimiento en alcalinos, clásico de la serie calcoalcalina, y típico de las rocas volcánicas de la Zona Volcánica Central (CVZ) de los Andes.

Por otro lado, en el diagrama K_2O en función de SiO_2 , de Peccerillo y Taylor (1976), fig. 5.3, se observa que las lavas y tefras del complejo volcánico Ampato - Sabancaya presentan alto contenido en potasio (2.6-3.6 wt. % K_2O para rocas del Sabancaya y 2.1-6.2 wt. % K_2O para rocas del Ampato), característico de los estratovolcanes de la Zona Volcánica Central de los Andes (CVZ) y del sur peruano; como los estrato-volcanes Misti (Ruprecht y Wörner, 2007; Rivera, 2010; Tepley *et al.*, 2013), Huaynaputina (Lavallée *et al.*, 2009) y Ubinas (Thouret *et al.*, 2005; Rivera, 2010).

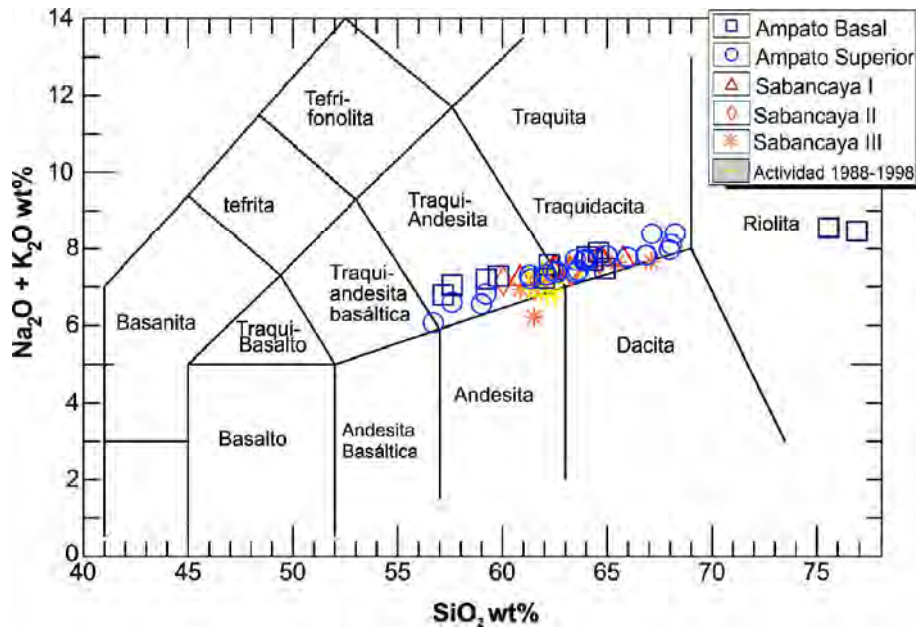


Fig. 5.1 Diagrama de clasificación de rocas de las diferentes etapas evolutivas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, «Total de alcalinos vs. sílice» (TAS), de Le Bas et al. (1986)

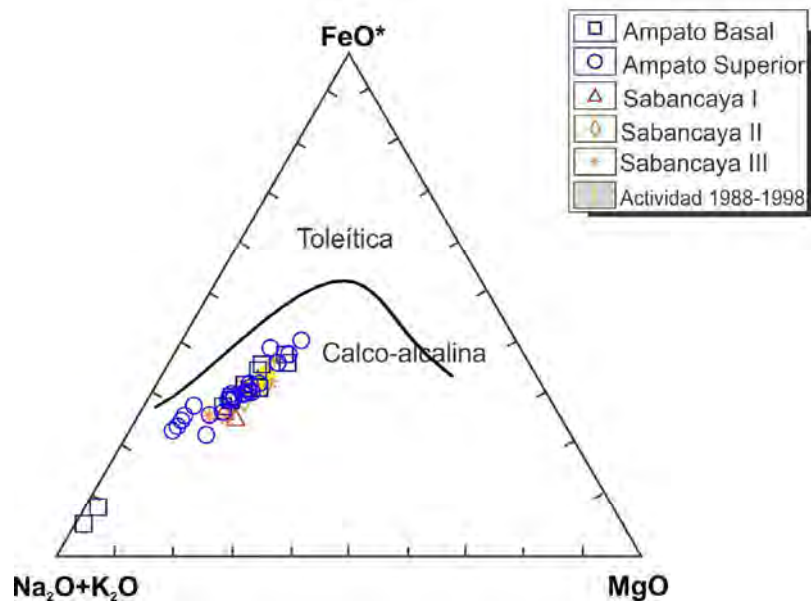


Fig. 5.2 Composición de las rocas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya en el diagrama AFM de Kuno (1968)

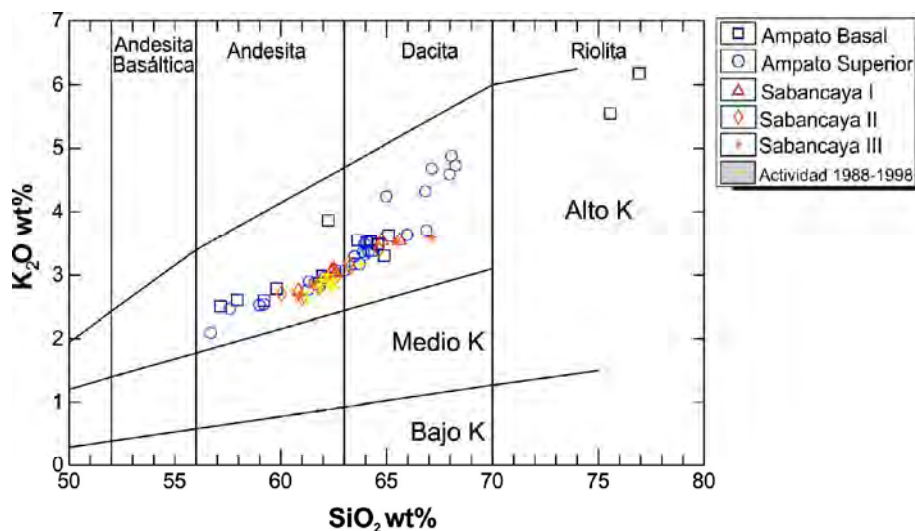


Fig. 5.3 Diagrama K_2O vs. SiO_2 de Pecerillo y Taylor (1976), de rocas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya que muestra tendencias fuertemente potásicas

EVOLUCIÓN DE LOS 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. Mediante diagramas binarios también conocidos como diagramas de Harker, se grafica el óxido con respecto a la SiO_2 que generalmente es usado como un indicador de fraccionamiento. Con los elementos mayores es posible conocer el modo de evolución magmática como la cristalización fraccionada o mezcla de magmas.

A nivel de los elementos mayores, el CaO , $Fe_2O_3^*$, MgO , TiO_2 , CaO y P_2O_5 en ambas series, y en menor medida el Al_2O_3 presentan una marcada correlación negativa con respecto a la SiO_2 (fig. 5.4). En el diagrama Al_2O_3 se observa que las rocas del volcán Ampato presentan dos tendencias lineares negativas a medida que la SiO_2 aumenta, una de moderada pendiente, que es la principal, y otra de fuerte pendiente. La de fuerte pendiente corresponde a algunos depósitos piroclásticos dacíticos del Ampato Superior: depósito de flujo piroclástico «ladrillo», depósito de caída «Corinta» y otras caídas de lapilli de pómez poco voluminosas. Esta disminución puede estar asociada al fraccionamiento de la plagioclasa. La tendencia observada en los diagramas muestra claramente una compleja evolución magmática.

El TiO_2 y Fe_2O_3 (fig. 5.4) para rocas de ambos volcanes presentan una correlación lineal negativa bien marcada, que puede estar

asociada al fraccionamiento de la titano-magnetita y la biotita durante la diferenciación de la serie.

La disminución de la concentración en MgO respecto a la SiO_2 (Fig. 5.4), con una ligera dispersión de los valores en ciertas dacitas del Ampato, podría estar asociada a la cristalización del clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol y eventualmente del olivino, desde las andesitas a riolitas.

En el diagrama de K_2O respecto a la SiO_2 se observa un incremento de este óxido a medida que la sílice va en aumento, presentando una correlación positiva. El Na_2O , de manera general no muestra una evolución muy marcada, notándose una estabilidad a medida que los valores de sílice van en aumento. Ciertas dacitas del Ampato presentan menos concentración en Na_2O respecto a las otras rocas del complejo Ampato-Sabancaya.

El CaO disminuye a medida que aumentan los valores en SiO_2 (fig. 5.4). Esto puede sugerir el fraccionamiento de clinopiroxeno, anfíbol y plagioclasa de andesitas a riolitas.

La disminución del P_2O_5 (fig. 5.4) presenta una tendencia negativa con una ligera dispersión en los datos, esto puede indicar un proceso de fraccionamiento de apatito durante la evolución de la serie.

En general, los diagramas muestran buenas correlaciones lineares que son compatibles con un modelo de evolución de cristalización fraccionada. Se resalta que las rocas del volcán Sabancaya forman parte del alineamiento del conjunto de rocas.

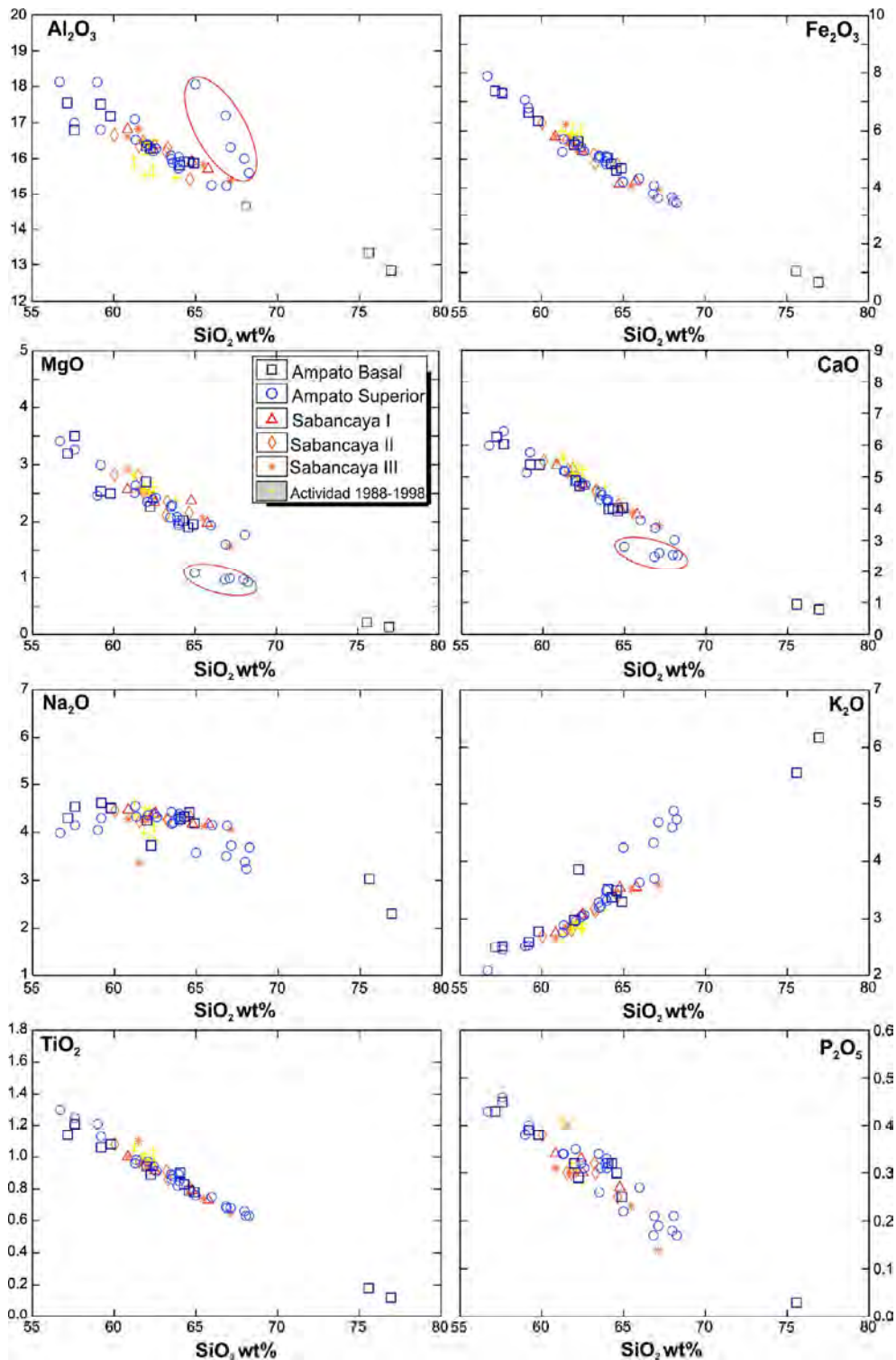
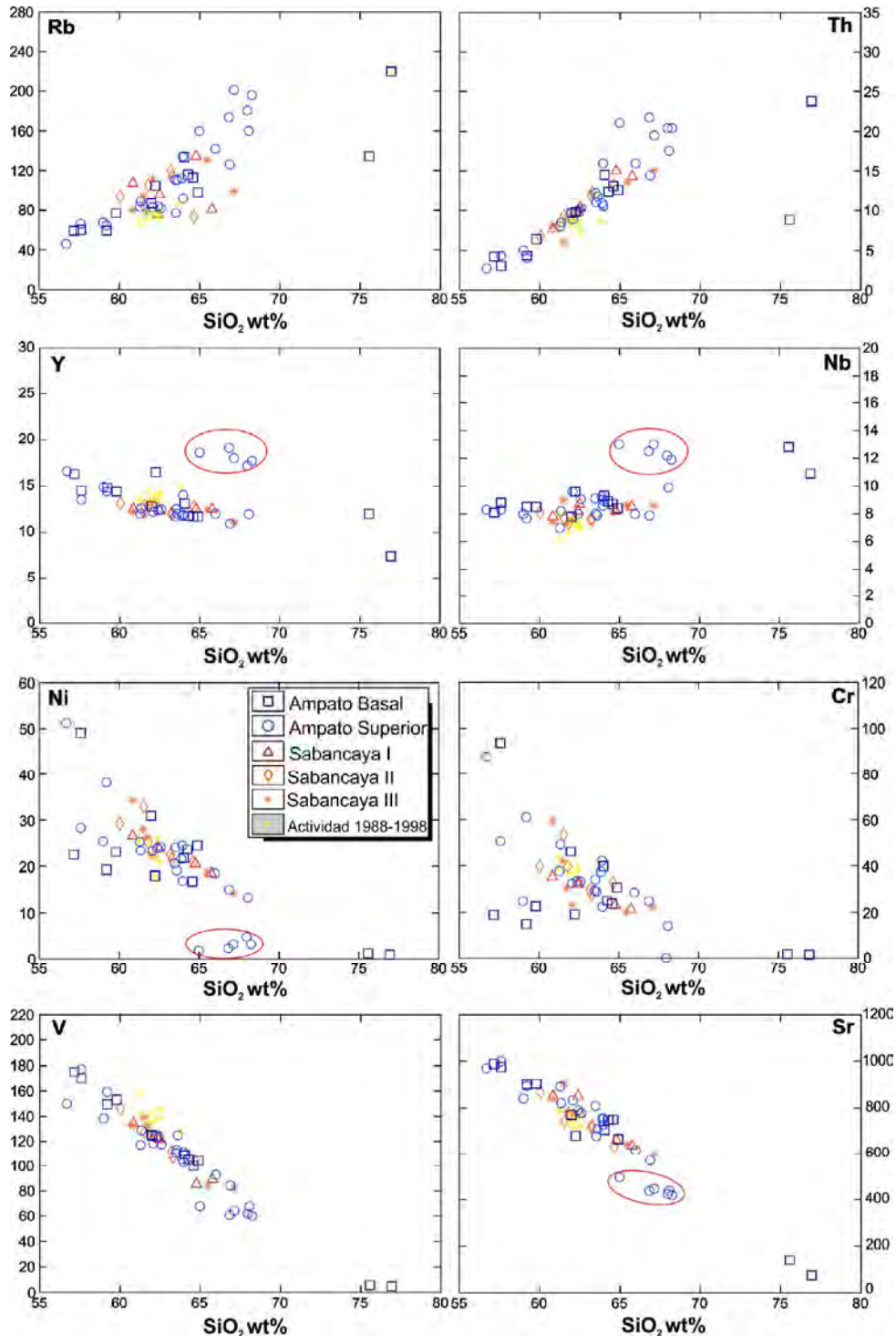


Fig. 5.4 Diagramas de Harker que muestran las variaciones de elementos mayores versus sílice. Las muestras encerradas en el círculo corresponden a dacitas del Ampato Superior

DIAGRAMAS DE VARIACIÓN DE ELEMENTOS TRAZA

Se correlacionan algunos elementos traza de rocas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya con respecto a la sílice, la cual fue tomada como índice de diferenciación (fig. 5.5). En esos diagramas se aprecian que los elementos de gran radio iónico (LILE), caso del Rb y Th, presentan correlaciones positivas con una ligera

dispersión de los valores respecto a la SiO₂. Dentro de ellos se resalta, un cierto grado de dispersión en Rb y Th de un grupo de dacitas del Ampato (depósito de flujo piroclástico «ladrillo», depósito de caída «Corinta» y otras caídas de lapilli de pómez poco voluminosas), respecto al resto de las rocas. Por su parte, el Ba, a pesar que presenta una ligera dispersión en los datos, muestra un mínimo aumento a medida que los valores en SiO₂ aumentan.



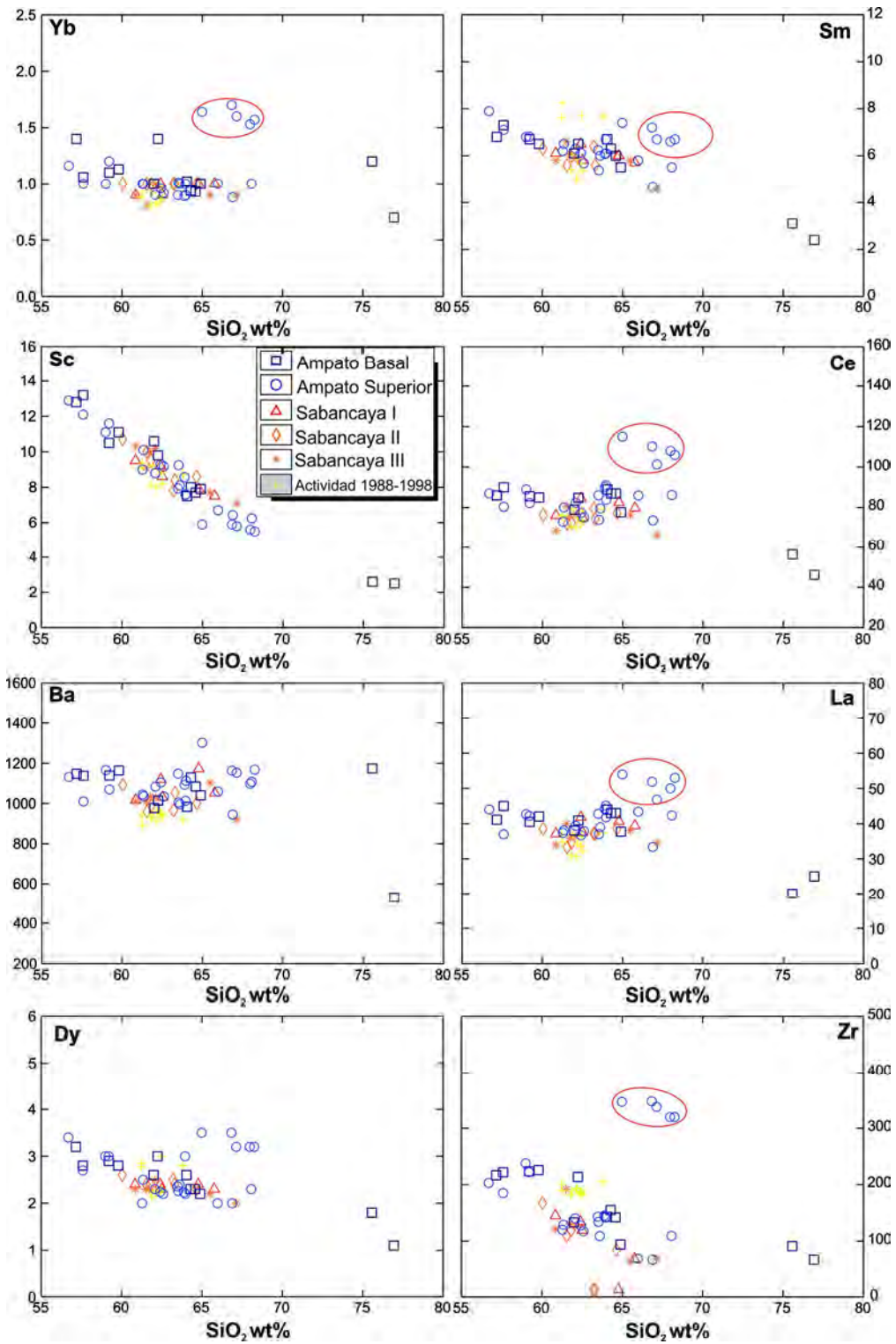


Fig. 5.5 Diagramas de variación de elementos traza versus el porcentaje en peso de sílice. Las muestras encerradas en el círculo corresponden a dacitas del Ampato Superior

El Sr en general presenta una correlación negativa a medida que la SiO_2 aumenta. Este comportamiento puede ser el resultado del fraccionamiento de la plagioclasa en el magma residual. Se resalta que un grupo de dacitas del Ampato Superior (depósito de flujo piroclástico «ladrillo», depósito de caída «Corinta» y otras caídas de lapilli de pómez poco voluminosas) presentan bajas concentraciones en ese elemento.

Por otro lado, las tierras raras ligeras (LREE), como es el caso del La y Ce, muestran una estabilidad de los valores. Pero además, se resalta que un grupo de dacitas del Ampato Superior correspondiente a un depósito de flujo piroclástico «ladrillo», depósito de caída «Corinta» y otras caídas de lapilli de pómez poco voluminosas son enriquecidas en estos elementos. Las tierras raras medianas (MREE), como el Sm muestran una ligera correlación negativa, sobresaliendo un grupo de dacitas que fueron mencionadas anteriormente que son enriquecidas en este elemento. La disminución del Sm puede representar el fraccionamiento del anfíbol y clinopiroxeno. Entre las tierras raras pesadas (HREE), caso del Yb, este muestra una mínima disminución de los valores durante la diferenciación de andesitas a dacitas, para luego mantenerse estable. Se resalta que existe un grupo de dacitas mencionadas anteriormente que muestran valores superiores en Yb con respecto a las otras muestras. El Dy presenta una ligera tendencia negativa. Aquí también se distingue el grupo de dacitas que muestran valores más elevados en Dy. Se resalta que en las rocas del Sabancaya el Dy e Yb muestran una ligera estabilidad respecto a la sílice.

Entre los elementos de gran potencial iónico (HFSE), el Zr presenta una correlación negativa, y se distingue un grupo de dacitas que muestran valores muy elevados en Zr, respecto al resto. El Nb muestra una ligera correlación positiva, la cual es más marcada en rocas del Ampato.

Los elementos de transición, tales como Ni y Cr, a pesar de presentar una dispersión de los valores, estos disminuyen respecto a la concentración en SiO_2 . Esto puede estar asociado al fraccionamiento de los piroxenos para el caso de Ni y Cr. El V y Sc muestran correlaciones negativas muy marcadas con respecto a la SiO_2 . El empobrecimiento de V está ligado al fraccionamiento de los óxidos de Fe-Ti (ilmenita-titanomagnetita). La disminución del Sc indica una buena incorporación de este elemento en el anfíbol. El Y muestra una ligera estabilidad respecto a la SiO_2 , con un grupo de dacitas del Ampato Superior que son enriquecidas en ese elemento.

En general, los diagramas de elementos traza no presentan cambios significativos entre las diferentes etapas evolutivas del complejo Ampato-Sabancaya, pero si en determinados diagramas se observan a dacitas, pertenecientes al depósito de flujo piroclástico

«ladrillo», depósito de caída «Corinta» y otras caídas de lapilli de pómez poco voluminosas que son ligeramente enriquecidas en ciertos elementos como el Rb, Th, Y, Yb, entre otros; y otros empobrecidas en Ni, V, Sr formando «campos» pequeños, respecto al resto de la serie.

DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS

Se presentan seis diagramas de espectros multielementales de los productos de las diferentes etapas evolutivas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya. Cabe mencionar que en el primer diagrama del edificio «Ampato Basal» de manera separada se han representado las riolitas asignadas al volcán Ampato. En estos diagramas los tenores en elementos trazas han sido normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) (fig. 5.6), esto con el fin de facilitar la comparación entre las diversas etapas evolutiva de dicho complejo volcánico. En los diagramas las rocas de ambos volcanes presentan todas las características inherentes a los magmas de arco: (1) son muy enriquecidos en LILE (Ba, Rb, Th, K) y tierras raras ligeras (LREE: La, Ce); (2) el conjunto de rocas presenta una anomalía negativa en P y Ti, mucho más marcado en las riolitas asignadas al «Ampato Basal» y menos en las dacitas y andesitas del Ampato. La anomalía en P sugiere el fraccionamiento de fosfatos, como es el caso del apatito; (3) Los elementos de fuerte potencial iónico (HFSE), como el Nb y Zr presentan una anomalía negativa. La anomalía en Zr es más marcada en algunas lavas dacíticas del «Sabancaya I» y «Sabancaya II» y menos pronunciada en el «Sabancaya III» y rocas del Ampato. Sin embargo, en los productos de la actividad 1988-1998 esta anomalía es inexistente. Todas las particularidades descritas anteriormente son propias de los magmas de arco generados por fusión parcial de la cuña del manto metasomatizado por fluidos acuosos derivados de la corteza oceánica subducida (Tatsumi, 1989; McCulloch y Gamble, 1991; Davidson et al., 1991; Smith y Leeman, 1993).

El bajo enriquecimiento en Ti, Y, Yb del conjunto de rocas relativo al manto primitivo está probable relacionado a la presencia de fases minerales (por ejemplo granate o anfíbol) que fracciona estos elementos compatibles. Cabe señalar que todas estas características mencionadas son típicas en márgenes continentales activas de la Zona Volcánica Central de los Andes - CVZ (Wilson, 1989).

Por otro lado, se ha elaborado un diagrama multielementos, donde se ha sobrepuesto el conjunto de espectros de ambos volcanes: Ampato y Sabancaya, normalizadas con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989; fig. 5.7). En este diagrama, también se han representado las riolitas asignadas al Ampato Basal. En el diagrama se resalta que las rocas del volcán Ampato recubren ampliamente el campo de las rocas del volcán Sabancaya. Además como se ha mencionado anteriormente, las riolitas asignadas al

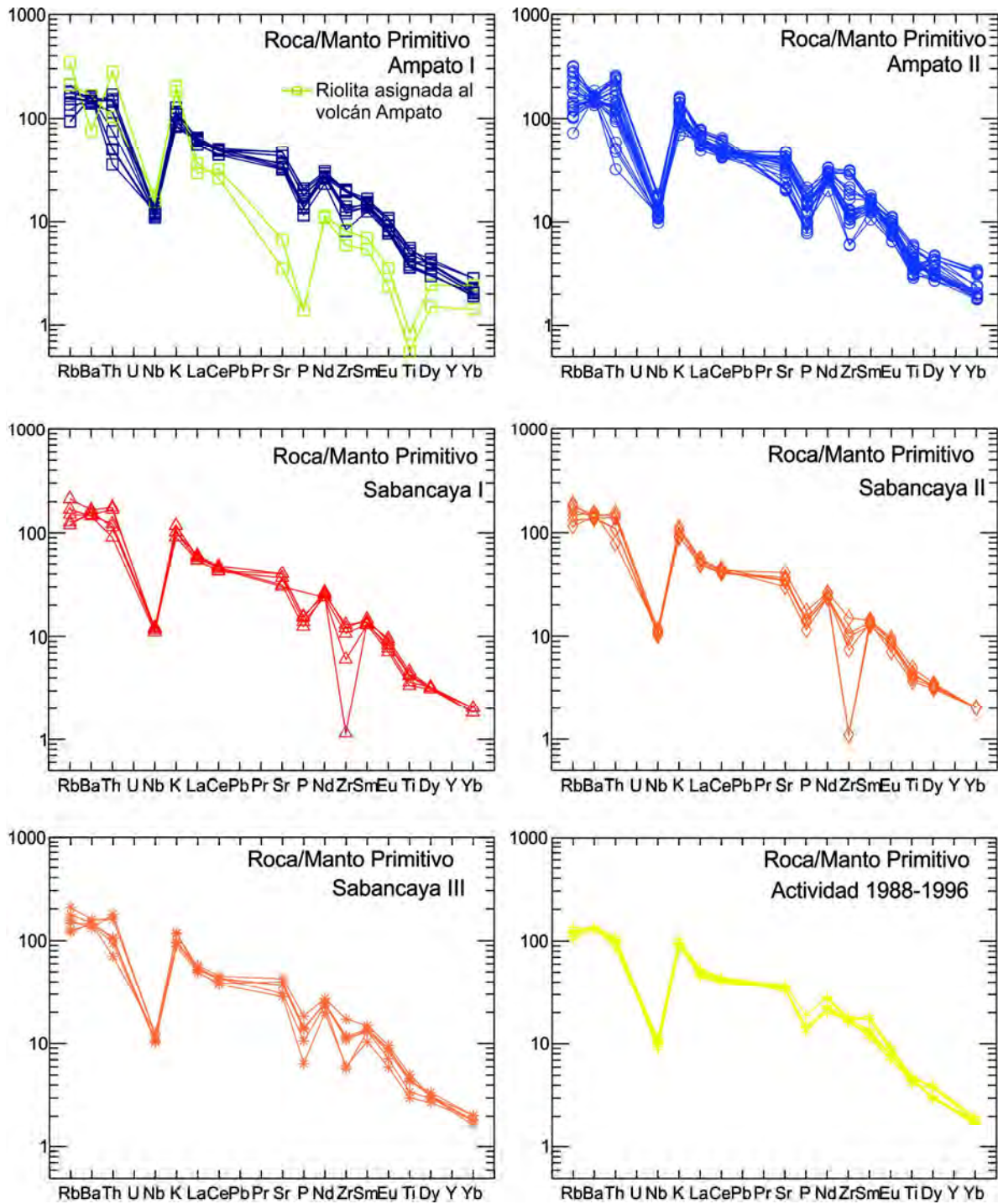


Fig. 5.6 Diagramas multielementales de rocas de las etapas evolutivas del volcán Ampato normalizados respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989)

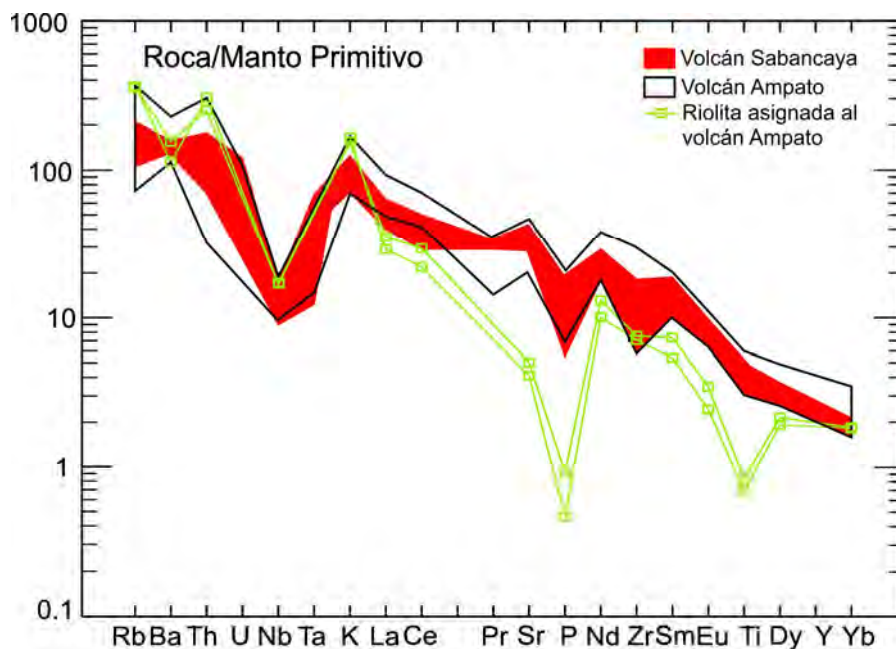


Fig. 5.7 Campo de variación de espectros multielementos de rocas andesíticas, dacíticas y riolíticas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya

volcán Ampato Basal muestran anomalías más marcadas en P, y Ti, respecto a las dacitas y andesitas del complejo Ampato-Sabancaya, y a su vez anomalías positivas más marcadas en Rb, Th y K.

El hecho que los espectros de las riolitas inicialmente asignadas al Ampato Basal muestren un comportamiento ligeramente distinto al conjunto de rocas del Ampato-Sabancaya, nos hacen sugerir preliminarmente que dichas riolitas no fueron emitidas por dicho complejo volcánico.

DIAGRAMAS DE TIERRAS RARAS

Los espectros de Tierras Raras (REE) de las rocas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, normalizados a las condritas (Sun y McDonough, 1989), son presentados en diagramas semi-logarítmicos (fig. 5.8). Al igual que en los diagramas multielementos, los espectros de las riolitas han sido representados en el primer diagrama de rocas del Ampato Basal. En estos diagramas se pueden apreciar que las rocas del Ampato presentan un enriquecimiento en tierras raras ligeras - LREE ($84.1 < La_N < 247.5$) y un empobrecimiento en tierras raras pesadas - HREE ($4.7 < Yb < 10.8$). De igual forma, las rocas del Sabancaya presentan comportamientos muy similares en las diferentes etapas de evolución, con un enriquecimiento en LREE ($114 < La_N < 180.4$) con respecto a HREE ($4.8 < Yb_N < 6.5$). En general, los espectros, tanto del volcán Sabancaya, como del volcán Ampato son casi paralelos. Por otro lado, las rocas riolíticas del «Ampato Basal» muestran

valores más bajos en todas las tierras raras (REE) respecto a las demás etapas evolutivas.

Otra característica de los diagramas, es la ligera o mínima anomalía en Eu. Esta anomalía es más marcada en las riolitas inicialmente asignadas al «Ampato Basal», lo cual sugiere que la plagioclasa tuvo un rol importante durante la evolución de dichas riolitas. Sin embargo, la inexistencia de anomalías en Eu en las dacitas y andesitas de ambos volcanes puede deberse al hecho que esta no ha sido incorporado dentro de la plagioclasa, presentando fuertes estados de oxidación, en el que Eu está en forma de Eu^{+3} (Davidson et al., 1990).

Todas las muestras presentan concentraciones altas en LREE (tierras raras ligeras) y empobrecimiento de HREE (tierras raras pesadas), un comportamiento típico de los magmas de las márgenes continentales activas como la ZVC. En estos diagramas se aprecian que globalmente no existen grandes variaciones en el comportamiento de elementos traza a lo largo del tiempo, en ambas series.

En la fig. 5.9 se presentan los espectros de tierras raras (REE) de ambos volcanes junto con las riolitas asignadas al Ampato Basal, normalizadas con respecto a la composición de una condrita (Sun y McDonough, 1989). En este diagrama se observa que los espectros se sobreponen. En efecto, las muestras del Ampato recubren el campo de variación de los productos volcánicos del

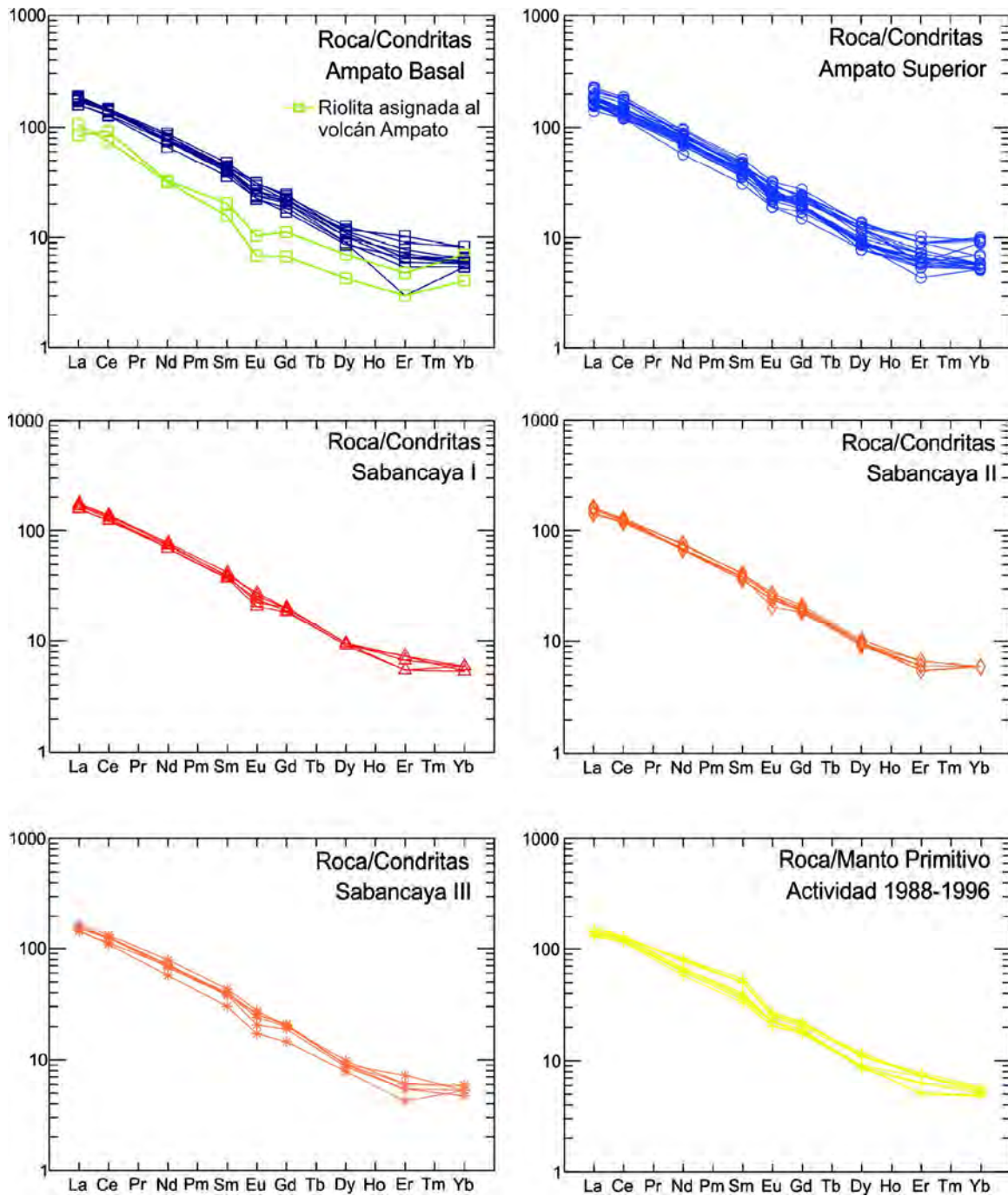


Fig. 5.8 Diagrama de tierras raras normalizada a la condrita (Sun y McDonough, 1989)

Sabancaya. Sin embargo, aquí también se aprecia que las riolitas presentan espectros distintos a las rocas del Ampato-Sabancaya sugiriendo que no fueron emitidos por este complejo volcánico.

En general, las series son relativamente pobres en HREE, comparado a los magmas calco-alkalinos «clásicos» de arco. Estas características apuntan a la intervención del anfíbol y granate como minerales residuales de los magmas.

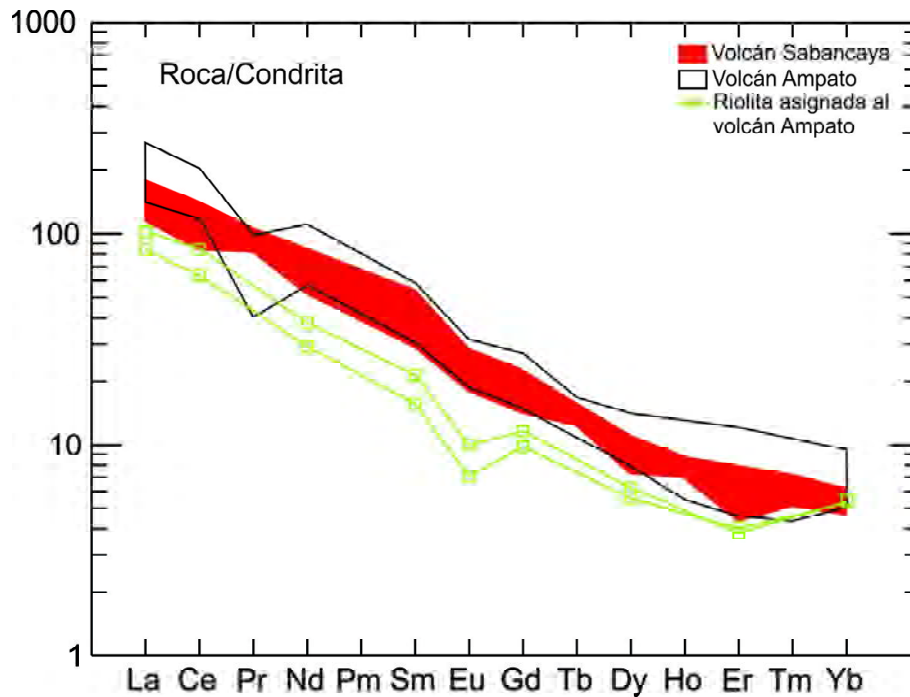


Fig. 5.9 Campo de variación de espectros de tierras raras de rocas andesíticas, dacíticas y riolíticas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

ISÓTOPOS DE ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, δ¹⁸O

En este estudio se efectuaron 12 análisis isotópicos ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd de muestras de lavas y productos piroclásticos del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (convenio de cooperación INGEMMET-IRD). Estos análisis fueron realizados en el

Laboratorio «Magmas y Volcanes» de la Universidad Blaise Pascal, Clermont-Ferrand (Francia), bajo la dirección del Dr. François Nauret. Además en este estudio se tomaron seis análisis isotópicos ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd de productos de la actividad reciente (1988-1996) del volcán Sabancaya publicados por Gerbe y Thouret (2004).

Tabla 4
Análisis isotópicos ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd de muestras efectuadas dentro del convenio INGEMMET – IRD

Nº de muestra	Sab-09-15	Sab-09-21	Sab-09-34	Sab-09-04	Sab-11-05	Sab-11-22	Sab-11-28	Sab-11-12A	Sab-11-27A	Sab-10-21	Sab-11-38	Sab-10-33E
SiO ₂ wt%	65.61	60.57	60.04	62.46	64.28	57.66	61.99	68.29	66.62	62.59	64.04	56.69
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70702	0.706751	0.706513	0.706723	0.706728	0.706999	0.706548	0.707523	0.707495	0.706734	0.706582	0.706325
1 σ	6.00E-06	6.00E-06	7.00E-06	6.73E-06	7.24E-06	6.06E-06	5.73E-06	6.31E-06	5.79E-06	5.57E-06	6.52E-06	5.73E-06
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512343	0.512366	0.512402	0.512366	0.512375	0.512341	0.512394	0.512299	0.512297	0.51237	0.512386	0.512431
1 σ	4.87E-06	1.00E-05	6.00E-06	4.67E-06	3.73E-06	3.72E-06	4.74E-06	4.49E-06	4.03E-06	5.84E-06	3.67E-06	5.61E-06

Cuando se les compara con los magmas calco-alcalinos de la ZVC, los productos volcánicos del Ampato-Sabancaya tienen razones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que están en un rango de 0.7065 - 0.7075 (tabla 4), mientras que las razones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ están en un rango de 0.51229 - 0.51243, similares a dichos magmas.

En el diagrama (a) de la fig. 5.10, las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muestran correlaciones positivas con respecto a la SiO_2 (fig. 5.10a), mientras

que las razones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ muestran correlaciones negativas respecto a la SiO_2 . Se observa también que las dacitas tienen los más altos valores en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (tabla 4). Estas características sugiere la intervención de procesos de asimilación-cristalización fraccionada (AFC) durante la evolución del conjunto de rocas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

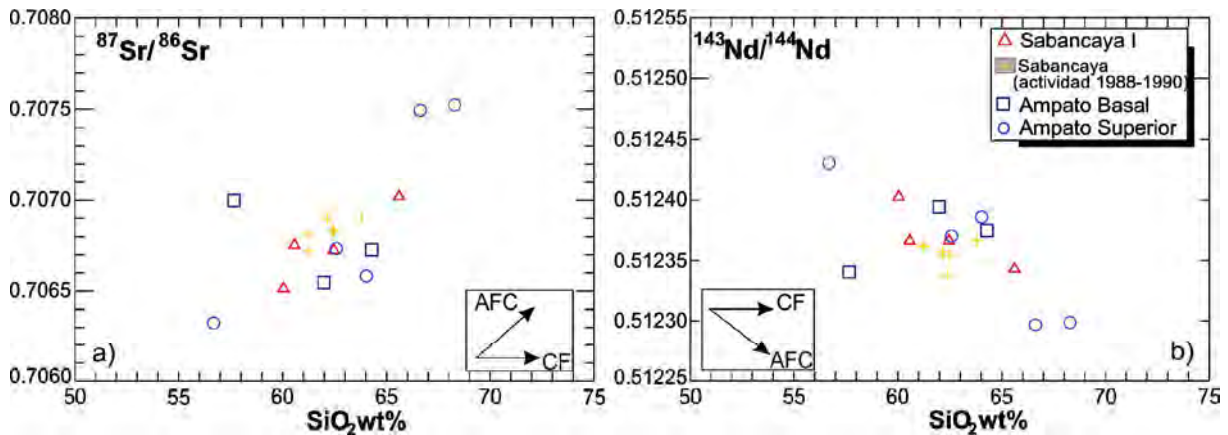


Fig. 5.10 Diagramas de variación de composición de isotopos correspondientes a productos lávicos y piroclásticos del complejo Ampato-Sabancaya. a) Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. SiO_2 y b) Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. SiO_2

En el diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (fig. 5.11), todos los productos del complejo Ampato - 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 la presencia de una corteza continental gruesa (~60 - 70 km de espesor) en el sur del Perú (Barazangi y Isack, 1976).

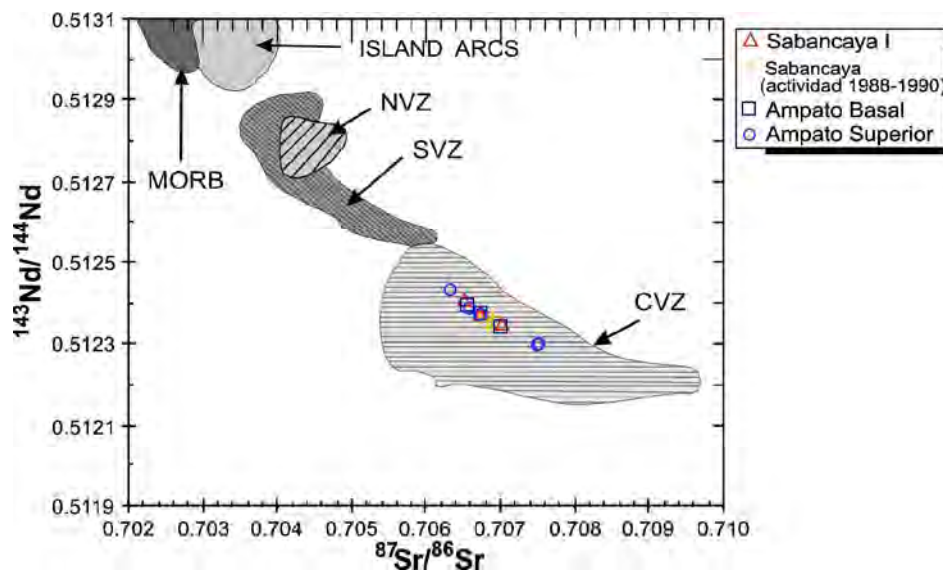


Fig. 5.11 Diagrama de composición isotópica de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los productos del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, comparadas con rocas de la zona volcánica del sur (ZVS), centro (ZVC) y norte de los Andes (ZVN) (Davidson et al., 1991). Todas las muestras del complejo Ampato-Sabancaya caen en el campo de la CVZ.

Por otro lado, los valores isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ de ocho muestras de productos recientes efectuados por Gerbe y Thouret (2004) muestran valores comprendidos entre 7.6 a 8.4‰ VSMOW y estos se correlacionan positivamente con SiO_2 . La amplitud de variación de $\delta^{18}\text{O}$ (0.8‰ para SiO_2 con un incremento de 2.5-3 wt. %) y el enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$, sugieren que la evolución de los magmas se produce en un sistema abierto, ligado a un proceso de AFC (cristalización fraccionada-asimilación) o contaminación cortical. Las tendencias positivas entre los ratios isotópicos de Sr y O con respecto a la SiO_2 pueden señalar procesos de mezcla entre magmas enriquecidos en ^{18}O , como es el caso del magma dacítico y magmas de composiciones menores en ^{18}O correspondientes a magmas andesíticos. Las diferencias isotópicas entre el magma dacítico y los enclaves magmáticos tal como lo indica Gerbe y Thouret (2004) probablemente sean productos de sucesivos eventos de recarga acompañado por procesos AFC y asimilación cortical.

En conclusión, se confirma que los magmas del complejo Ampato-Sabancaya evolucionan por medio de un proceso de AFC. Las constantes recargas de magma y diferentes grados de asimilación cortical pueden explicar el rango de valores entre las firmas isotópicas.

MODELO DE PETROGÉNESIS PRELIMINAR

Sobre la base de las características geoquímicas e isotópicas, los productos del CVAS han sido generados por procesos de subducción, las cuales fueron posteriormente afectados por procesos de contaminación y/o asimilación cortical, generados en la base de la corteza y durante su ascenso a la superficie terrestre debido a la presencia de una corteza continental engrosada (~60 - 70 km de espesor) existente en el sur del Perú (Barazangi y

Isacks, 1976). Los productos de los volcanes Ampato y Sabancaya siguen una misma línea de diferenciación que sugiere que los productos tuvieron un proceso de generación y diferenciación magmática similar. Los resultados geoquímicos muestran que los magmas de la CVAS evolucionaron a través de un proceso de asimilación-cristalización fraccionada (AFC) con la intervención de anfíbol en la corteza superficial. También se resalta que determinados productos volcánicos como los flujos piroclásticos y caídas de pómez de composición dacítica del edificio «Ampato Superior» tuvieron una evolución petrogenética distinta a toda la serie.

Desde luego, en determinadas ocasiones, se produjeron procesos de mezcla de magma, como justo antes de la actividad eruptiva 1988-1998. En efecto, los estudios geoquímicos y mineralógicos de los productos emitidos durante esta actividad muestran que antes de la erupción de 1990 hubo una participación de magmas de composición química diferente: andesita y dacita (Gerbe y Thouret, 2004). Es decir, un magma dacítico (~64 wt. % SiO_2) en donde la plagioclasa de composición andesina que se encontraba en equilibrio, ha sido mezclada con un magma andesítico, en donde había plagioclasa de composición labradorita. Además, existen otros argumentos, como la presencia de disequilibrios mineralógicos y existencia de fenocristales que presentan una zonación inversa que sugieren la interacción de dos magmas químicamente diferentes. Es probable que el proceso de mezcla magmática haya jugado un rol importante en el desencadenamiento de dicho proceso eruptivo. Un modelo de cámara magmática superficial, desestabilizada ya sea por la inyección de magma profundo o el ascenso de magmas de la base de la cámara magmática puede haberse producido.

CAPÍTULO VI

PELIGROS VOLCÁNICOS Y ESCENARIOS ERUPTIVOS EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO-SABANCAYA

Diversos estudios han compilado los principales peligros volcánicos, los cuales son generados por caídas de ceniza y pómez, flujos de lava, flujos y oleadas piroclásticas, flujos de escombros (lahares), avalanchas de escombros y gases volcánicos (Blong, 1984; Tilling,

1989; Blong, 2000; Bignami et al., 2012), los cuales son representados en la fig. 6.1. A continuación se describen estos fenómenos volcánicos para el caso del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

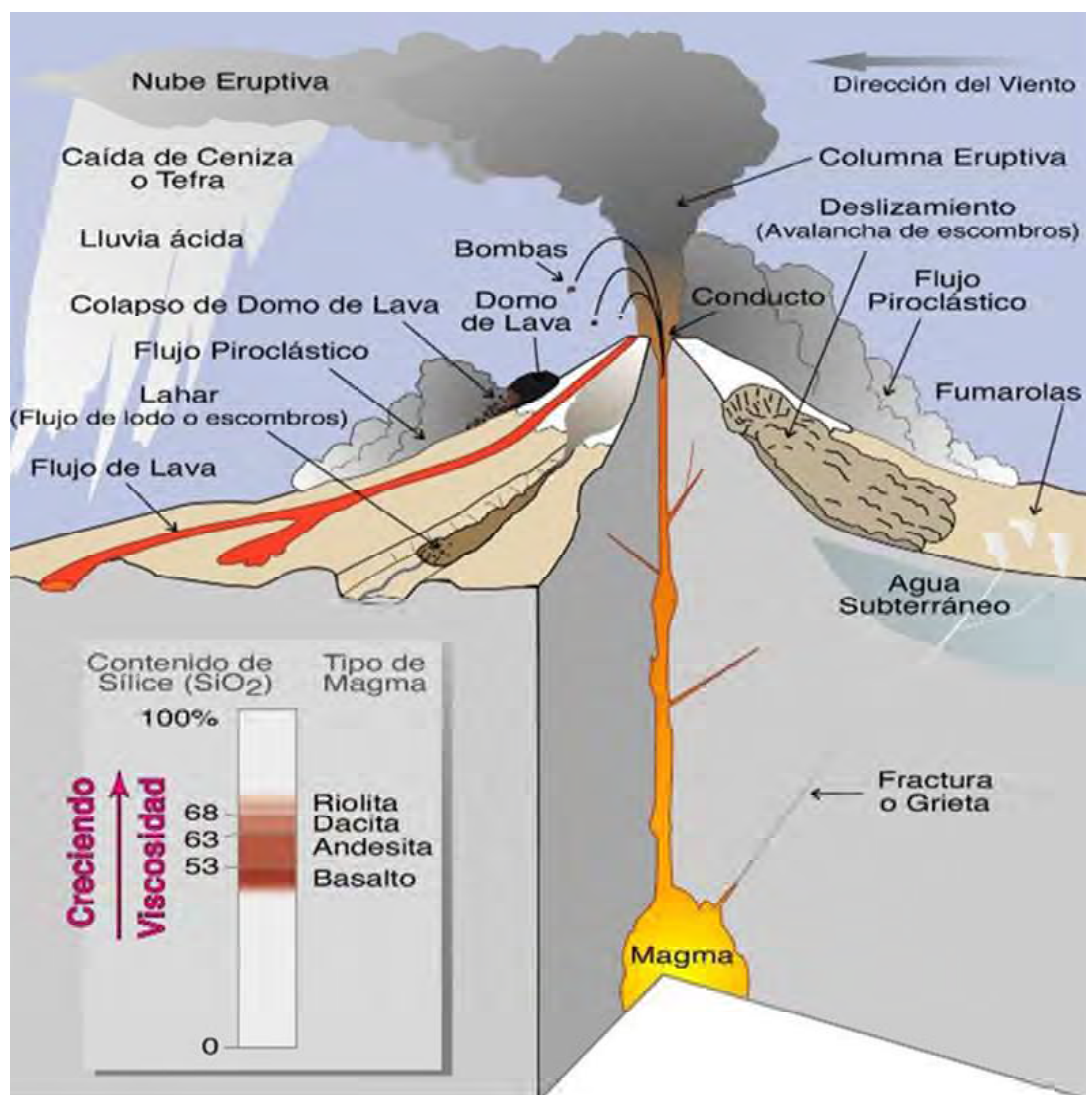


Fig. 6.1 Tipos de peligros volcánicos que puede presentar un estratovolcán como el Sabancaya y/o Ampato (tomado de USGS)

TIPOS DE PELIGROS VOLCÁNICOS

Caídas de piroclastos

Las erupciones explosivas emiten fragmentos de roca o piroclastos que son expulsados de manera violenta hacia la atmósfera para formar así una columna eruptiva densa que, a veces, puede alcanzar varias decenas de kilómetros de altura. Posteriormente, los fragmentos más grandes y densos caen cerca del volcán y se denominan bombas o bloques (>64 mm), mientras que, las partículas de menor tamaño, denominadas lapilli (2-64 mm) y ceniza (<2 mm) son llevadas por el viento a grandes distancias, para luego caer y formar una capa de varios milímetros o centímetros de espesor. La distancia alcanzada por los fragmentos de roca dependerá de la magnitud de la erupción, de la distancia al cráter y de la velocidad del viento al momento de la erupción. Las partículas pueden cubrir y afectar extensas áreas, de algunas centenas de km² a varios cientos de km² (Cas y Wright, 1987).

Estas partículas pueden causar problemas de salud en las personas, contaminar fuentes de agua, colapsar los techos por el peso acumulado, afectar cultivos, interrumpir el tráfico aéreo, entre otros (Tilling, 1989).

En el sur peruano todos los volcanes activos a lo largo de su evolución han presentado actividad explosiva, con emisión de volúmenes variables de ceniza, lapilli de pómez y escorias. Los productos de estas erupciones han afectado poblados, obras de infraestructura y el medio ambiente. Son ejemplos del impacto de este tipo de actividad, los efectos nocivos provocados por la gran erupción del volcán Huaynaputina ocurrida en el año de 1600 d.C., que afectó todo el sur peruano, así como, los efectos ocasionados por la actividad explosiva moderada e intermitente de los volcanes Ubinas, Misti y Sabancaya ocurridos al menos los últimos 500 años.

Flujos de lava

Los flujos de lava son corrientes de roca fundida, que son expulsadas por el cráter o fracturas en los flancos del volcán. Pueden fluir por el fondo de los valles y alcanzar varios kilómetros de distancia, alcanzando raramente más de 8 km del centro de emisión (Francis, 1993). En los volcanes de la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes las lavas son viscosas y normalmente se enfrían en la zona del cráter, formando domos o recorren algunos kilómetros de distancia.

Los flujos de lava calcinan y destruyen todo a su paso, sin embargo no representan un peligro alto para las personas debido a su baja velocidad (Tilling, 1989).

Flujos y oleadas piroclásticas

Los flujos piroclásticos son mezclas calientes (300°C a 800°C) conformadas por ceniza, fragmentos de roca y gases (Nakada,

2000). Estos flujos descienden por los flancos del volcán al ras de la superficie y a grandes velocidades, comprendidas entre 100 y 300 m/s (Hoblitt et al., 1995). Poseen normalmente una parte inferior densa, que se encauza y desplaza por el fondo de las quebradas o valles y otra superior, menos densa, denominada oleada piroclástica, compuesta por una nube turbulenta de gases y ceniza que con facilidad sale del valle, sobrepasa relieves importantes y afecta un área considerable. Estos flujos y oleadas destruyen y calcinan todo lo que encuentran a su paso (Tilling, 1989).

Los estudios vulcanológicos realizados durante los últimos 20 años muestran que la gran mayoría de los volcanes activos del sur peruano durante su evolución presentaron erupciones explosivas con emisiones de flujos piroclásticos los cuales yacen en sus alrededores.

Flujos de lodo y escombros (lahares)

Los flujos de lodo y escombros o lahares son mezclas de partículas volcánicas de tamaños diversos movilizados por el agua y que fluyen rápidamente (20-60 km/h) por valles y quebradas originados en los volcanes. Se generan en periodos de erupción o de tranquilidad volcánica (Tilling, 1989). El agua puede provenir de fuertes lluvias, fusión de hielo o nieve, ríos, o lagunas cratéricas.

Los lahares viajan a lo largo de quebradas o ríos y, eventualmente, pueden salir de estos cauces en los abanicos de inundación, como ocurrió con los lahares que destruyeron la ciudad de Armero en Colombia, luego de la erupción del volcán nevado del Ruiz en 1985 (Naranjo et al., 1986; Thouret, 1990). El área afectada depende del volumen de agua y de materiales sueltos disponibles, así como, de la pendiente y topografía de los valles o quebradas. Normalmente, destruyen todo a su paso, pueden alcanzar grandes distancias (>200 km), e incluso generar inundaciones cerca al cauce de ríos (Tilling, 1989).

La mayoría de volcanes activos en los Andes peruanos presentan este tipo de peligro, ya que sus cumbres, situadas sobre los 5000 msnm, permanecen, durante la mayor parte del año cubiertas de hielo y nieve. En consecuencia, los productos volcánicos calientes emitidos durante una erupción efusiva y/o explosiva de los volcanes activos pueden interaccionar con la nieve y el hielo y generar lahares. El volumen y distancia a recorrer está en función del volumen del hielo, el volumen del material suelto, la temperatura del material emitido y la pendiente del volcán.

Avalanchas de escombros

Las avalanchas de escombros son deslizamientos súbitos de una parte de los volcanes. Se originan debido a factores de inestabilidad, tales como la elevada pendiente del volcán, presencia de fallas, movimientos sísmicos fuertes y explosiones volcánicas. Las avalanchas de escombros ocurren con poca frecuencia y pueden

alcanzar decenas de kilómetros de distancia, se desplazan a gran velocidad, así por ejemplo en el caso del monte St. Helens (EE.UU.), se estimaron velocidades del orden de 240 km/h (Glicken, 1996). Los mecanismos del colapso, transporte y emplazamiento, han sido mejor entendidos a partir de la erupción del volcán St. Helens (18 de mayo de 1980), fecha en la cual se produjo el colapso del flanco norte de dicho volcán. Aquí la avalancha de escombros tuvo un volumen estimado de 2.5 km³ y recorrió más de 18 km de la fuente (Brantley y Glicken, 1986; Glicken, 1996).

Las avalanchas de escombros tienen mayor movilidad que sus similares no volcánicas, sobre todo si son voluminosas (a mayor volumen mayor velocidad y distancia recorrida). Esto se debe a diferentes factores, que van desde la reología del flujo, la formación de una capa de alto cizallamiento a la base, o la presencia de fluidos hidrotermales y/o magmáticos (Ui et al., 2000).

Las avalanchas de escombros entierran y destruyen todo lo que encuentran a su paso. Adicionalmente pueden generar lahares y crecientes, a partir del desagüe de agua represada por la avalancha (Tilling, 1989).

Gases volcánicos

Durante las erupciones volcánicas se produce una importante liberación de gases, principalmente vapor de agua; pero también dióxido de carbono, dióxido de azufre, ácido clorhídrico, monóxido de carbono, ácido fluorhídrico, azufre, nitrógeno, cloro y fluor (Hoblitt et al., 1995).

Los gases volcánicos se diluyen y dispersan rápidamente, sin embargo, pueden alcanzar concentraciones altas en las zonas bajas o depresiones muy cercanas al volcán, donde pueden generar intoxicación y muerte de personas y animales. Los gases también pueden condensarse y adherirse a partículas de ceniza, así como; reaccionar con las gotas de agua y provocar lluvias ácidas que generan corrosión, daños en los cultivos, así como contaminación de aguas y suelos. Frecuentemente, los efectos nocivos están restringidos a un radio menor de 10 km (Tilling, 1989).

ESCENARIOS ERUPTIVOS ANTE UNA POSIBLE REACTIVACIÓN DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO-SABANCAYA

El cartografiado geológico detallado (1:25000) y el estudio cronoestratigráfico del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, así como los trabajos previos de Thouret et al. (1994); Juvigné et al. (1998, 2008) y Gerbe y Thouret (2004), han puesto en evidencia la ocurrencia de erupciones explosivas y efusivas del volcán Sabancaya durante el Holoceno, la época histórica y recientemente entre 1988-1998. Asimismo, nuestros estudios recientes, en

particular las edades obtenidas para flujos de lava del volcán Ampato (404 ± 10 ka y 40 ± 3 ka), sugieren que este volcán se edificó durante el Pleistoceno superior. Se debe señalar que el domo-colada que se emplaza en el sector norte del Ampato, no ha sido afectado por la erosión glacial, por lo que posiblemente parte del volcán Ampato se emplazó alrededor del límite Pleistoceno-Holoceno.

El estudio geológico muestra que (1) el volcán Ampato y el volcán Sabancaya corresponden a un mismo sistema magmático; y (2) la diferencia de edad de estos volcanes no es muy grande, y que inclusive el fin de actividad del volcán Ampato quizás se prolongó hasta el Holoceno, en cuyo caso, aunque lo más probable es una reactivación del **volcán Sabancaya**, no se puede descartar completamente una reactivación del Ampato.

En el volcán Sabancaya se han identificado principalmente flujos de lava; también depósitos de caída de ceniza andesíticas asociados a erupciones vulcanianas, de ellas, alrededor de 15 generadas en el Holoceno y 3 en la época histórica. En quebradas alledañas también se han encontrado depósitos de lahares de volumen moderado, que se han asociado a la actividad de este volcán.

Para la elaboración de los escenarios eruptivos se han considerado la presencia de los depósitos antes descritos, así como, los siguientes aspectos:

- Los dinamismos eruptivos futuros, es decir, los tipos de erupciones que podrían darse en el volcán Sabancaya.
- La magnitud de las erupciones, establecida en función del trabajo de campo y de la distribución de los productos volcánicos.
- El comportamiento de otros volcanes peruanos, considerados como «análogos» al Ampato-Sabancaya, tales como el Ubinas.

Adicionalmente, se consideró la presencia del casquete glacial en las partes altas de los volcanes Ampato y Sabancaya, a partir del cual se podrían generar lahares durante una erupción volcánica. El casquete glacial presenta un volumen importante, especialmente en el Ampato. Además, es frecuente la presencia de nieve, especialmente durante las estaciones lluviosas, que ocurren entre los meses de diciembre y marzo. Según estimaciones realizadas por Alcalá (2007), la superficie glacial total en el año 2000 de la cobertura glacial del Ampato-Sabancaya y de su vecino el Hualca Hualca fue de 13.4 km² y el volumen medio que obtuvieron fue de 1.7 km³. Este volumen es importante y puede generar lahares durante una erupción del Sabancaya, como ya ocurrió en 1990 y 1995 (GVN, 1990, 1995).

Se definieron cinco escenarios eruptivos ante una posible erupción del volcán Sabancaya, los cuales se detallan a continuación.

Primer escenario: Erupción vulcaniana (IEV 1-2)

Las erupciones vulcanianas son erupciones explosivas sumamente violentas que emiten materiales juveniles, como ceniza, bloques, bombas, escorias y eventualmente pómez. Las explosiones se dan en intervalos de minutos a horas e incluso días, como resultado de estas explosiones se generan columnas eruptivas de menos de 20 km de altura (Sigurdsson, 2000). Para efectos de este trabajo, consideramos columnas eruptivas menores de 10 km.

En el sur del Perú, los volcanes Misti, Ubinas y Sabancaya han presentado erupciones vulcanianas (Thouret et al., 2001; Gerbe y Thouret, 2004; Rivera et al., 2014). La última actividad del volcán Sabancaya, ocurrida entre los años 1988 y 1998, presentó dinanismos de tipo vulcaniano, la ceniza fue dispersada entre 20 y 30 km al este del volcán y luego de las explosiones se expulsaron proyectiles balísticos en un radio de 2 km alrededor del cráter (Guillande et al., 1992; Thouret et al., 1994).

El cartografiado geológico detallado (1:25000) y el estudio cronoestratigráfico del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, así como los trabajos previos de Thouret et al. (1994), Juvigné et al. (1998, 2008) y Gerbe y Thouret (2004), han puesto en evidencia la ocurrencia de erupciones explosivas leves a moderadas (principalmente vulcanianas) del volcán Sabancaya ocurridas durante el Holoceno, la época histórica y recientemente entre 1988-1998. Estudios de tefrocronología realizados por Juvigné et al. (2008) y Juvigné et al. (1998), permitieron identificar por lo menos tres depósitos de ceniza que guardan similitud con la ceniza de la erupción del volcán Sabancaya de 1988-1998. Estas cenizas han sido emplazadas hace aproximadamente 4500 ± 125 , 2050 ± 70 y 1790 ± 110 años AP.

Por otro lado, los depósitos de caída de ceniza identificados en las calicatas Sallalli I, II y III, y Colihuiri (al SE y este del volcán Sabancaya, respectivamente), poseen similitudes de espesor, granulometría y mineralogía, con respecto a la ceniza emitida durante la última actividad del volcán Sabancaya de 1988-1998. Por tanto pensamos que se trataron de erupciones de tipo vulcaniano con IEV 1-2. En la calicata Sallalli II se identificaron seis depósitos de ceniza, emplazados en los últimos 4000 años y en la calicata Colihuiri se tienen quince depósitos de caída de ceniza, depositados en los últimos 3000 años, aproximadamente.

Por lo antes citado, se concluye que la posibilidad de ocurrencia de erupciones vulcanianas en el Sabancaya es alta. Estas erupciones ocurren cada 100 a 200 años aproximadamente.

En caso de ocurrir una erupción vulcaniana leve, las caídas de ceniza, según la estación del año viajarán preferencialmente al O y SO, esto es entre noviembre a marzo, afectando terrenos de pastoreo, ganado camélido, canales de agua, en particular el canal

Majes-Siguas, el poblado de Huambo y otros (Fig. 1). Mientras que, entre los meses de abril a octubre lo harán preferencialmente al (E, SE y S). En este caso las cenizas pueden afectar a los habitantes de Sallalli, Parco, Humacala, Maca, Achoma y otros localizados entre 8 y 30 km del cráter del Sabancaya. En este último escenario, la situación es más compleja pues hay una variación diaria de las direcciones de viento, por ejemplo, en abril la pluma se dirigiría en la mañana al S-SO, mientras que, en la tarde se dirigiría al E-NE.

También, es frecuente la formación de lahares durante la ocurrencia de este tipo de erupciones, sobre todo en volcanes que poseen casquetes glaciales, y en regiones que presentan fuertes precipitaciones. Esto sucedió en la última erupción del volcán Sabancaya (1988-1998), donde se generaron lahares en quebradas aledañas al volcán Sabancaya, Ampato y Hualca Hualca, en noviembre 1990 y mayo 1995 (GVN, 1995). Algunos lahares alcanzaron el río Colca, situado a más de 15 km al norte del cráter del Sabancaya (fig. 3.37). Se trató de lahares de pequeño volumen, posiblemente de 0.5 a 1 millón de m³. Asimismo, en las quebradas que bajan por los flancos sureste y suroeste del Sabancaya, se distinguen secuencias de lahares con espesores centimétricos a decimétricos (fig. 3.30). Estos lahares posiblemente estén asociados a las erupciones vulcanianas ocurridas durante el Holoceno y época histórica.

En caso de una erupción del Sabancaya, los lahares de moderado volumen pueden descender por las quebradas que drenan por el volcán Sabancaya, e incluso por quebradas que drenan por los volcanes Ampato y Hualca Hualca. Los lahares causarían graves daños en terrenos de cultivo, carreteras, puentes, sobre todo, si descienden del volcán Hualca Hualca. Los lahares pueden descender por la quebrada Mollebaya-Río Sepina (Achoma), el río de Hualca Hualca y la quebrada Huayuray.

Durante erupciones vulcanianas moderadas (IEV 2), también pueden generarse flujos piroclásticos de poco volumen y limitado alcance. En efecto, los flujos piroclásticos pueden alcanzar al menos 5 km de distancia del cráter, sin afectar la vida de los pobladores de la zona.

Segundo escenario: Erupción efusiva

Las erupciones efusivas en el volcán Sabancaya durante los últimos 10 000 años han sido muy frecuentes, ya que este edificio es eminentemente lávico. Los flujos de lava emitidos por el volcán han alcanzado distancias máximas de 6 y 7 km de la fuente. Sin embargo, en los últimos siglos, no existen evidencias ni geológicas ni históricas que sugieran la ocurrencia de una erupción efusiva. Por esta razón, la posibilidad de ocurrencia de una erupción efusiva es baja a moderada. El emplazamiento de lava puede fundir la capa de hielo y nieve que existe en la cumbre del volcán

Sabancaya y producir lahares que descenderían por las quebradas que surcan el cono volcánico. Los lahares causarían graves daños en terrenos de cultivo, carreteras, puentes, sobre todo, si descienden por la quebrada Mollebaya-Río Sepina (Achoma), río de Hualca Hualca, quebrada Huayuray y otros.

Tercer escenario: Erupción vulcaniana o subpliniana (IEV 3)

Durante las erupciones de tipo vulcaniano o sub-pliniano, con IEV 3, las columnas de ceniza alcanzan entre 3 y 15 km de altura sobre el cráter, y generan depósitos de caída de ceniza y flujos piroclásticos (Sigurdsson, 2000). La ceniza puede ser dispersada a algunas decenas de kilómetros de distancia, e incluso sobrepasar fácilmente los 30 km, como ocurrió durante la erupción del volcán nevado del Ruiz (1985, IEV 3), donde las isópacas de 1 cm alcanzaron hasta 35 km de distancia de la fuente (Naranjo et al., 1986). En este tipo de erupciones pueden generar flujos piroclásticos de pómez y ceniza que serían canalizados en quebradas y valles aledaños al volcán.

La mayoría de volcanes del sur del Perú han presentado este tipo de actividad. En el volcán Sabancaya no se han encontrado depósitos asociados a erupciones subplinianas o vulcanianas con IEV 3, en cambio han sido más frecuentes en el volcán Ampato. La posibilidad de ocurrencia de erupciones vulcanianas y subplinianas con IEV de 3, es de moderada a baja en el volcán Sabancaya.

Uno de los eventos muy característicos asociados a la erupciones vulcanianas a subplinianas fuertes son las emisiones de ceniza, estas, según la estación del año viajarán preferencialmente al oeste y SO, esto es entre noviembre a marzo, afectando terrenos de cultivo, terrenos de pastoreo, ganado, canales de agua, canal Majes-Siguas, los poblados de Huambo, Maca, Lari, Madrigal, Cabanaconde, Ayo y otros. Mientras que entre los meses de abril a octubre, lo harán preferencialmente al este y SE. En este caso las cenizas pueden afectar a los habitantes de Sallalli, Parco, Humacala, Maca, Achoma, Ichupampa, Yanque, Coporaque, Chivay y otros localizados entre 8 y 40 km del cráter del Sabancaya.

Los flujos piroclásticos también pueden ser producidos por este tipo de actividad. Varios casos sustentan esta afirmación, por ejemplo, en la erupción del año 1667 d.C. del volcán Ubinas que tuvo un IEV 3 (Rivera et al., 1998; Thouret et al., 2005) se generaron flujos piroclásticos cuyos depósitos se encuentran a 3 km al oeste del cráter. Sin embargo, dependiendo del volumen de magma y la pendiente del terreno, estos flujos pueden alcanzar mayores distancias. Por ejemplo, los flujos piroclásticos de la erupción del volcán Tungurahua de agosto 2006, alcanzaron entre 7 y 8 km de distancia (Kelfoun et al., 2009).

Las erupciones vulcanianas y subplinianas (IEV 3), también pueden generar lahares, especialmente si los flujos y oleadas piroclásticas

se emplazan sobre casquetes glaciales y originan la fusión de hielo y nieve (Major y Newhall, 1989), como ocurrió durante la erupción del volcán nevado del Ruiz en 1985, que tuvo un IEV 3 (Pierson et al., 1990). Se estimó que el casquete glacial del nevado del Ruiz, sufrió una disminución de 8 y 10 %, produciendo una serie de flujos de escombros, cuyo volumen total se estimó en 60 millones de m³ (Naranjo et al., 1986; Thouret et al., 1990; Thouret et al., 2007). Un fenómeno similar puede ocurrir debido al emplazamiento de depósitos piroclásticos sobre el casquete glacial del volcán Sabancaya, durante una erupción con IEV 3. También, se pueden originar lahares durante fuertes precipitaciones en los flancos de los volcanes Sabancaya, Ampato y Hualca Hualca.

En caso de una erupción del Sabancaya pueden descender lahares de gran volumen por las quebradas que drenan del volcán Sabancaya, e incluso por quebradas que drenan por los volcanes Ampato y Hualca Hualca. Lahares causarían graves daños en terrenos de cultivo, carreteras, puentes, sobre todo si descienden por las quebradas que drenan del volcán Hualca Hualca, entre ellas: quebrada Mollebaya-Río Sepina (Achoma), río de Hualca Hualca, quebrada Japo, quebrada Huayuray y otros.

Cuarto escenario: Erupción pliniana (IEV 4-5)

Las erupciones plinianas son las erupciones explosivas más violentas, debido a que el magma, en la mayoría de los casos es silíceo, viscoso y posee alto contenido de gases. En dichas erupciones, las columnas eruptivas pueden alcanzar alturas mayores a los 20 km y los materiales emitidos pueden afectar más de 800 km² (Cas y Wright, 1987). Durante estas erupciones se generan depósitos voluminosos de caída de lapilli de pómez y ceniza, asimismo se pueden generar flujos piroclásticos de pómez y ceniza, y oleadas piroclásticas. También es frecuente encontrar lahares asociados a este tipo de erupciones, los mismos que alcanzan decenas a cientos de kilómetros.

En el sur del Perú, los volcanes Misti, Ubinas, Ticsani, Huaynaputina y Ampato han presentado este tipo de erupciones (Rivera et al., 1998; Thouret et al., 1999; Thouret et al., 2001; Mariño y Thouret, 2003). La erupción de hace 2030 años AP, del volcán Misti fue de tipo pliniano (IEV 4) y generó depósitos de caída de lapilli de pómez que afloran en forma de una capa de 10 a 20 cm de espesor en toda el área de Arequipa (a más de 12 km del cráter del volcán). Asimismo generó flujos piroclásticos de pómez y ceniza que poseen espesores métricos a más de 11 km del cráter y depósitos de lahares que alcanzaron más de 20 km de distancia (Thouret et al., 2001). Por su parte, la erupción pliniana del volcán Ticsani (IEV 4), emplazó depósitos de caída a más de 50 km del cráter (Mariño y Thouret, 2003). En el volcán Ubinas la última erupción pliniana ocurrió hace 980 años AP, y emplazó depósitos de caída de lapilli de pómez de hasta 25 cm de espesor a más de 40 km del cráter (Rivera et al., 1998).

No se han encontrado depósitos asociados a erupciones plinianas del volcán Sabancaya, pero si existen varios depósitos asociados al volcán Ampato. En efecto, a 12 km al suroeste del Ampato existe un depósito de caída de lapilli de pómez dacítico «Corinta» que posee más de 2 m de espesor. Asimismo, en el mismo sector, aflora el depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza «Ladrillo» que posee 4 m de espesor a 10 km de la cumbre del Ampato. La posibilidad de ocurrencia de erupciones plinianas en el Ampato es relativamente baja. Este tipo de erupciones en el Ampato ocurren en intervalos de varios miles de años. Por su parte el volcán Sabancaya al no haber presentado erupciones plinianas en el pasado, la posibilidad de ocurrencia de erupciones plinianas es baja, aunque por analogía con otros volcanes similares, la posibilidad de ocurrencia no puede ser excluida completamente.

Las erupciones plinianas también pueden generar lahares, especialmente si los flujos y oleadas piroclásticas se emplazan sobre casquetes glaciales y originan la fusión de hielo y nieve (Major y Newhall, 1989). Durante una erupción pliniana del volcán Ampato, los flujos piroclásticos pueden alcanzar los flancos de los volcanes Ampato y Sabancaya. Según Alcalá (2007), el volumen medio del casquete glacial en los tres volcanes antes mencionados (Sabancaya, Ampato, Hualca Hualca), fue de 1.7 km³ durante el 2000. Este volumen del glacial es importante y fácilmente se pueden generar lahares durante una erupción pliniana. También se pueden originar lahares posterior al emplazamiento de los depósitos piroclásticos, durante las temporadas de fuertes precipitaciones, que se dan entre los meses de diciembre y marzo en la región sur del Perú.

Durante una erupción pliniana, el alcance de los lahares sería regional, como ocurrió durante la erupción pliniana del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C., donde los lahares llegaron hasta el océano Pacífico, luego de recorrer más de 120 km de distancia (Thouret et al., 1999).

Quinto Escenario: Colapso de Flanco y Emplazamiento de Avalanchas de Escombros

No se han encontrado depósitos de avalanchas de escombros asociados a los volcanes Sabancaya y Ampato. Sin embargo, depósitos de avalanchas de escombros se han identificado en varios volcanes del sur del Perú, como en el Pichu Pichu, Ticsani, Misti y Ubinas (Mariño y Thouret, 2003; Rivera et al., 1998; Thouret et al., 2001). El depósito de avalancha de escombros del volcán Ticsani, cubrió aproximadamente 70 km² y alcanzó cerca de 40 km de distancia, luego del cual se transformó (evolucionó) en lahar, canalizándose por el río Tambo hasta llegar al océano Pacífico, situado a más de 150 km de distancia (Mariño y Thouret, 2003). En el volcán Ubinas se han encontrado hasta dos depósitos de avalanchas de escombros, emplazados durante el Pleistoceno

superior (> 340 ka) y Holoceno (3670 ± 60 años), que alcanzaron 10 y 4.5 km de distancia respectivamente (Rivera et al., 1998; Thouret et al., 2005).

Por las características geomorfológicas del edificio volcánico Sabancaya, es muy poco probable que ocurra una avalancha de escombros en este volcán. Sin embargo, sí es posible que ocurra este tipo de fenómenos en el estrato-volcán Ampato. Este volcán presenta flancos de fuerte pendiente (20 a 50°), así como, sectores con rocas bastante alteradas e hidrotermalizadas. En todo caso, la posibilidad de ocurrencia de avalanchas de escombros en el Ampato es baja, ya que no se ha encontrado en el registro geológico. En los volcanes Misti y Ubinas, las avalanchas de escombros ocurren en intervalos de varios miles de años.

MAPA DE PELIGROS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO-SABANCAYA

Se han elaborado tres mapas de peligros que consideran una erupción del volcán Sabancaya. Estos mapas son: 1) mapa proximal para peligros múltiples; 2) mapa de peligros por lahares distales y avalanchas de escombros y 3) mapa por caídas de tefras.

El mapa proximal para peligros múltiples, como su nombre lo indica, incluye una zona proximal al complejo Ampato-Sabancaya. El segundo mapa de peligros para las zonas distales muestra la delimitación de las zonas de inundación por lahares y avalanchas de escombros, y el tercer mapa de peligros por caídas piroclásticas muestra las zonas de peligros proximales y distales.

Todos estos mapas, a diferente escala, han sido integrados para una mejor visualización en un solo formato A0 (ver mapa de peligro).

Mapa proximal de peligros múltiples

La zonificación de peligros del mapa proximal se realizó para peligros múltiples, es decir para el emplazamiento de flujos piroclásticos, flujos de lava y eyección de proyectiles balísticos. El mapa está a una escala 1/50 000.

Las zonas de alto, moderado y bajo peligro determinadas para los flujos piroclásticos, flujos de lava y proyectiles balísticos, así como las zonas de bajo, moderado y alto peligro determinadas para lahares fueron integradas, producto del cual se tiene el mapa principal que considera peligros múltiples (ver mapa de peligro).

Zonificación de peligros de la zona proximal

Para la delimitación del alcance que pueden recorrer los flujos piroclásticos en los flancos del complejo volcánico se empleó la metodología denominada «cono de energía» (Malin y Sheridan, 1982), que ha sido bastante utilizada para definir las zonas de peligro proximales alrededor de un volcán. Este método postula

que el alcance horizontal (L) de un flujo piroclástico es función de la diferencia de alturas (H) entre el punto de generación del flujo y el punto de depósito (fig. 6.2). La relación H/L es un indicador de la movilidad del flujo, así para una relación H/L cercano a 0.1, los flujos poseen gran movilidad y por tanto alcanzan mayor distancia, mientras que para una relación H/L cercana a 0.3 poseen poca movilidad y alcanzan una distancia poco lejana. Los alcances de los flujos piroclásticos se determinaron con el programa LAHARZ.

Para realizar la delimitación de las zonas se deben introducir previamente dos parámetros: el coeficiente H/L y una altura H_0 (en metros). Esta última corresponde a la altura sobre el cráter de la zona fuente de los flujos. Así, por ejemplo, en el caso de un domo ubicado en la cumbre de un volcán, H_0 será igual a 0; mientras que para el colapso de una columna eruptiva (por ejemplo evento pliniano) se debe estimar la altura sobre el cráter de dicho colapso (generalmente entre 100 y 1000 m).

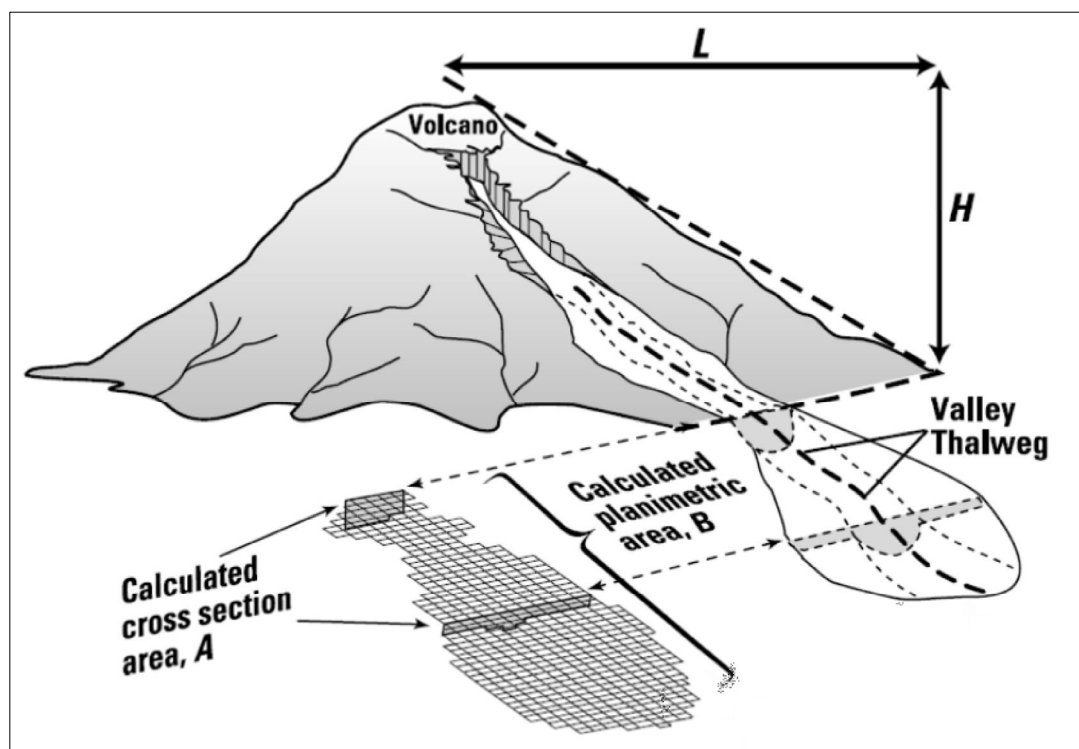


Fig. 6.2 Relaciones entre la zona de peligro proximal alrededor de un volcán y las áreas, en sección transversal (A) y planimétrica (B), inundadas por un evento lahárico (Schilling, 1998)

Zona de alto peligro (rojo)

Para delimitar la zona de alto peligro, se consideró el valor 0.35 para la relación H/L y 250 m para el valor de H_0 . Estos valores fueron estimados en base al estudio de campo y corroborado con los datos de la bibliografía. Dichos valores son frecuentes para flujos piroclásticos de escoria de volumen pequeño, generados durante erupciones débiles con IEV 1 - 2 (**Escenario 1: erupción vulcaniana**). Se consideró como centro de emisión el cráter del volcán Sabancaya, ya que la probabilidad de ocurrencia de erupciones vulcanianas es bastante alta en este volcán, debido a que ocurrió de manera recurrente durante el Holoceno y época histórica. Incluso la última erupción (1988-1998) fue de tipo vulcaniano (Thouret et al., 1994).

Los límites de los flujos piroclásticos se encuentran entre 1 y 4 km de distancia del cráter. Las mayores distancias (3-4 km del cráter) se encuentran en los flancos sureste, este y noreste, mientras que las menores distancias (1-2 km del cráter) están hacia los flancos suroeste y Este del Sabancaya. Esto se explica por la morfología del volcán.

Los alcances bajos son frecuentes en erupciones vulcanianas pequeñas. Así, por ejemplo durante la erupción del volcán Reventador de 1976 (Ecuador), se generaron flujos piroclásticos que se emplazaron sobre el fondo del anfiteatro, recorriendo pocos kilómetros de distancia (Hall, 1988); y más recientemente, las erupciones vulcanianas del volcán Tungurahua (2010) generaron pequeños flujos piroclásticos que alcanzaron pocos kilómetros desde el cráter.

Los límites de la zona de alto peligro coinciden con el alcance de un gran número de flujos de lavas del Sabancaya, posiblemente las más viscosas, que se encuentran entre los 3 y 4 km de distancia desde su punto de emisión (fig. 3.1). Por otro lado, los proyectiles balísticos generados durante erupciones vulcanianas (IEV 1-2), han alcanzado distancias limitadas a las zonas muy proximales al cráter, típicamente menores a 3 km, en varios volcanes del sur del Perú. Por ejemplo durante la erupción del volcán Ubinas 2006-2009, el alcance máximo de proyectiles balísticos fue poco más de 2 km (Rivera et al., 2010), y durante la última erupción del volcán Sabancaya 1988-1998, alcanzó menos de 1.5 km (Thouret et al., 1994).

En resumen la zona de alto peligro (rojo), puede ser afectada por flujos piroclásticos, generados durante erupciones pequeñas a moderadas con IEV 1-2, por flujos de lava muy viscosas y por proyectiles balísticos.

Zona de moderado peligro (naranja)

Para delimitar la zona de moderado peligro, se consideró el valor 0.30 para la relación H/L y 500 m como valor de H_0 , según datos de campo y bibliográficos. Estos valores son frecuentes para flujos piroclásticos de escoria de tamaño mediano, generados durante erupciones con IEV 3 (**Escenario 2**). En este escenario también se consideró como centro de emisión el cráter del volcán Sabancaya.

Se consideró este escenario ya que encontramos depósitos de flujos piroclásticos de escoria al sur y suroeste del volcán Ampato. Adicionalmente, erupciones de este tipo han sido frecuentes en algunos volcanes del sur peruano, como la erupción del volcán Ubinas del año 1667 d.C., que emplazó flujos de escoria (IEV 3, Rivera et al., 1998; Thouret et al., 2005).

Los límites de los flujos piroclásticos se encuentran entre 5 y 6 km en los flancos sureste, este y noreste del Sabancaya; entre 3 y 5 km en los flancos noreste y norte; y menos de 2 km en el flanco sur y sureste (ver mapa de peligros). En este último caso, la distancia alcanzada es menor ya que es limitada por el flanco noreste del volcán Ampato, que actúa como una «barrera» topográfica.

Los límites de la zona de moderado peligro también coincide con los máximos alcances de algunos flujos de lava emitidos por el volcán Sabancaya, que se encuentran alrededor de 6 km de distancia desde su punto de emisión. Por lo tanto, esta zona de moderado peligro también sirve como zona de peligro para el escenario efusivo (área hasta donde cubrirían los flujos de lava).

Por otro lado, el alcance máximo de proyectiles balísticos se encuentra dentro de un radio menor a 5 km, según datos tomados de Blong (1984). Esta distancia se encuentra dentro de los límites de la zona de moderado peligro.

En resumen, la zona de moderado peligro (naranja) puede ser afectada por flujos piroclásticos generados durante erupciones con IEV 3, así como, por flujos de lavas poco voluminosas, pero que poseen mayor movilidad, y también por proyectiles balísticos.

Zona de bajo peligro (amarillo)

Para delimitar la zona de bajo peligro, se consideró el valor 0.20 para la relación H/L y 500 m el valor de H_0 . Valores cercanos a 0.2 del coeficiente H/L, son frecuentes para flujos piroclásticos de pómez y ceniza (Hayashi y Self, 1992) originados durante erupciones plinianas (IEV 4-5), (**Escenario 3**). Se escogió el valor de 0.2 para el coeficiente H/L debido a que este tipo de flujos piroclásticos poseen alta movilidad. En este escenario se ubicó el centro de emisión en la cumbre del volcán Ampato, debido a que se han encontrado depósitos de caída de pómez (unidad «Corinta») y depósitos de flujos piroclásticos de pómez y ceniza (unidad «ladrillo»), que habrían sido emplazados por erupciones plinianas. Por otro lado, no hemos encontrado depósitos piroclásticos asociados a erupciones plinianas en el volcán Sabancaya.

Los límites de los flujos piroclásticos se encuentran entre 9 y 12 km en los flancos suroeste, oeste, sur, sureste, este y noreste del volcán Ampato; y menos de 7 km en el sector norte. El menor alcance en la zona norte se debe a la presencia del flanco sur del Hualca Hualca, que forma una barrera topográfica.

Los alcances antes descritos coinciden con el alcance del flujo piroclástico de pómez y ceniza «ladrillo», que llegó alrededor de 10 km de distancia hacia el SE. También, varias erupciones plinianas con IEV 4-5, de volcanes del sur del Perú han recorrido distancias casi similares. Por ejemplo, los flujos piroclásticos de pómez y ceniza de la erupción del volcán Misti de hace 2050 años AP, alcanzaron alrededor de 12 km de distancia (Thouret et al., 2001).

En resumen, la zona de bajo peligro (amarillo), puede ser afectada por flujos piroclásticos de pómez y ceniza generados durante erupciones plinianas (IEV 4-5). La probabilidad de ocurrencia de este tipo de erupciones es muy baja (ocurren en un rango de varios miles de años).

Mapa de peligros por lahares y avalanchas de escombros

Las zonificación de las áreas de inundación por flujos de lodo (lahares) para el complejo Ampato-Sabancaya, fue realizado por Bellot (2011), utilizando el programa LAHARZ (Iverson et al., 1998; Schilling, 1998). Este programa correlaciona el volumen de un evento lahárico y el área planimétrica y en sección transversal inundadas por un lahar (fig. 6.2).

Los volúmenes de los eventos laháricos escogidos por Bellot (2011) fueron de 1, 5, 10 y 20 millones de m^3 . Para fines de este mapa de

peligros se utilizaron volúmenes de 5, 10 y 20 millones de m³. En los drenajes de interés, se ubicó el inicio de las zonas potencialmente afectadas por lahares, en el límite de la zona de mayor peligro para los drenajes que nacen en el Sabancaya y en la ruptura de pendiente, al pie del edificio del Ampato.

En el sur del Perú, se han realizado pocas estimaciones de volúmenes de lahares, solo se tienen cálculos para quebradas que descienden por los flancos del volcán Misti, además del río Chili que discurre entre los volcanes Misti y Chachani (Delaite et al., 2005). En dicho volcán, volúmenes máximos de lahares del orden de 1.5 a 4 millones de m³, son frecuentes, ocurren cada 300 a 1000 años, aproximadamente y estarían asociados a erupciones moderadas (IEV 1-2); y lahares con volúmenes máximos del orden de 9 a 10 millones de m³, son menos frecuentes, ocurren cada 1 a 5 mil años y estarían asociados a erupciones grandes (IEV \geq 3; Delaite et al., 2005; Vargas et al., 2010).

Los volúmenes antes indicados fueron tomados como referencia para escoger los volúmenes para el mapa de peligros por lahares del complejo volcánico. Se escogió un volumen máximo de 5 millones de m³, para lahares de poco volumen y que son más frecuentes, y un volumen de 20 millones de m³, para lahares de importante volumen y que son menos frecuentes.

Por otro lado, Alcalá (2007) estimó que en el año 2000 el volumen del casquete glacial de los volcanes Hualca Hualca, Ampato y Sabancaya, era de 1.7 km³. Las imágenes de satélite Landsat muestran que el área de cobertura glacial del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, representa aproximadamente el 50 % de cobertura de los tres volcanes. Por ello, si consideramos que el casquete glacial del complejo volcán Ampato-Sabancaya representa también el 50 % del volumen antes mencionado, el casquete glacial en dicho complejo volcánico tendría un volumen aproximado que varía entre 0.6 a 0.8 km³. Si asumimos que durante una erupción sub-pliniana del volcán Ampato, se fundiera cerca del 10 % de hielo y nieve, como ocurrió durante la erupción del volcán nevado del Ruiz del año 1985 (Naranjo, et al., 1986; Thouret, 1990; Thouret et al., 2007), en el Ampato podrían generarse lahares con un volumen total de hasta 84 millones de m³, los cuales descenderían por las diversas quebradas que descienden del volcán. Por lo indicado, se ha definido un volumen máximo de 20 millones de m³, para los lahares de gran volumen. La posibilidad de que ocurran este tipo de eventos es muy baja.

Debido a que las erupciones explosivas del complejo volcánico han emplazado depósitos piroclásticos en zonas proximales y distales, el modelamiento se realizó sobre las principales quebradas ubicadas en los flancos de los volcanes Sabancaya, Ampato y Hualca Hualca. Se escogió la cabecera de cada quebrada, es decir la zona proximal roja, pero el objetivo de esta etapa es la

delimitación de las zonas de inundación por lahares en las zonas distales.

En el volcán Sabancaya se escogieron 4 principales quebradas: Mollebaya, Colihuiri, Sallalli y Sahuancaya-Pujro Huayjo. En el volcán Ampato, se escogieron 5 quebradas: Jaruma-Cabana-Pujio, Colquemarca-Tungapujio-Baylillas, Collo-Chacramayo, Vizcachane y Cabadillayoc. En el volcán Hualca Hualca, se escogieron 4 quebradas: Pungo-Hualca Hualca, Huayuray, Japo y Huanané. También, se realizó el modelamiento en 3 ríos ubicados a más de 20 km del complejo volcánico, los ríos La Mina y Torrejaja al sur, y el río Colca al norte. Este escenario es válido ya que en 1990, durante la última erupción del Sabancaya, fueron reportados lahares que llegaron hasta el río Colca, situado a más de 15 km al norte del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

En el mapa de peligros por lahares (ver mapa de peligros), la zona roja es considerada la **zona de alto peligro**, y corresponde a la zona de mayor posibilidad de ser afectada por lahares poco voluminosos asociados a erupciones de baja a moderada magnitud (IEV 1-2). La zona naranja, denominada de **moderado peligro**, puede ser afectada por lahares de moderado volumen y la zona amarilla, es la zona considerada de **bajo peligro** o de menor posibilidad de ser afectada por lahares muy voluminosos. Los lahares voluminosos (10 y 20 millones de m³) podrían estar asociados a erupciones de gran magnitud (IEV \geq 3). Se debe recalcar que la posibilidad de ocurrencia de tales erupciones es baja o muy baja.

Finalmente, en este mapa se muestra el alcance de avalanchas de escombros generados por el colapso del volcán Ampato (ver mapa de peligros). Se consideró este escenario debido a que el edificio volcánico Ampato posee flancos de fuerte pendiente y presenta sectores con rocas bastante hidrotermalizadas, lo que no ocurre con el edificio volcánico Sabancaya. Cabe señalar que durante el cartografiado geológico no se han encontrado depósitos de avalanchas de escombros asociados a los volcanes Ampato y Sabancaya.

Para delimitar el alcance de la avalancha de escombros se utilizó el concepto de «cono de energía» (Malin y Sheridan, 1982), cuya metodología ha sido explicada en la página 107. Para ello se consideró el valor 0.15 para la relación H/L. Según Siebert et al. (1987), valores de 0.05 a 0.18 del coeficiente H/L, son característicos de avalanchas de escombros.

Bajo estos parámetros el límite de la avalancha de escombros alcanza su mayor distancia hacia el sector suroeste del Ampato, donde podría recorrer entre 18 y 20 km. Hacia el sureste, este y oeste, alcanzarían entre 10 y 12 km de distancia. En el sector noreste, el volcán Sabancaya actúa como una barrera topográfica e impide el desplazamiento de la avalancha.

Mapa de peligros por caídas piroclásticas

El mapa de peligros por caídas piroclásticas para el complejo volcánico Ampato-Sabancaya, se ha dividido en tres zonas: zona de alto peligro en rojo, zona de moderado peligro en naranja y zona de bajo peligro en amarillo, cuyo foco de emisión sería el cráter del volcán Sabancaya.

Para la zonificación de peligros se consideraron los tres escenarios explosivos previamente definidos: erupciones vulcanianas con IEV 1-2, vulcanianas y subplinianas con IEV 3, y erupciones plinianas con IEV 4-5. En el volcán Sabancaya, no se han encontrado depósitos piroclásticos asociados a erupciones sub-plinianas y plinianas con IEV 4-5, pero sí en el volcán Ampato.

Actualmente, no se cuenta con un mapa de isópacas para los depósitos de caída de pómez del volcán Ampato, debido a que son depósitos antiguos (pre-holocénicos) y, por tanto, ampliamente erosionados por la actividad glacial. Por este motivo, se utilizaron mapas de isópacas de erupciones similares de otros volcanes análogos.

También, se tuvieron en cuenta las direcciones predominantes de vientos, ya que estas controlan la dirección preferente de dispersión de las cenizas. Las direcciones de vientos fueron determinadas mediante el análisis de datos NCEP/NCAR, para el periodo 1979-1998 (ver mapa de peligro), por especialistas del Instituto Geofísico del Perú (Yamina Silva, comunicación escrita, 2007). Para el escenario vulcaniano con IEV 1-2, se utilizaron direcciones de vientos a 5865, 9690 y 10960 msnm, y para escenarios vulcaniano y subpliniano (IEV 3), así como pliniano (IEV 4-5), se utilizaron direcciones de vientos a 12445, 16645, 20662 y 26415 msnm. Durante el año se tienen dos direcciones preferentes, entre abril y octubre se dirigen hacia el este, sureste y noreste, y entre noviembre y marzo se dirigen principalmente en dirección suroeste y oeste.

Zona de alto peligro (rojo)

La zona de alto peligro, es el área proximal y se halla aproximadamente dentro de un radio de 8 km de distancia del complejo volcánico.

Durante erupciones vulcanianas con IEV 2, esta área puede ser afectada por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor. Está basado en la dispersión de cenizas de erupciones vulcanianas de los volcanes Sabancaya, Ubinas y Misti. Durante la erupción del volcán Sabancaya de 1988-1998 (IEV 2), a 10 km de distancia se emplazaron caídas de ceniza de 1 cm de espesor hacia el este (fig. 3.39; Thouret et al., 1994). En la erupción del volcán Ubinas del 2006-2009 (IEV 2), a 10 km de distancia se emplazaron caídas de ceniza de entre 0.5 y 1 cm de espesor (Rivera et al., 2010). En la erupción vulcaniana del volcán Misti del Siglo XV (IEV 2), a 10 km de distancia se emplazaron caídas de ceniza de

aproximadamente 4 cm de espesor (Suni, 1999; Thouret et al., 2001).

Durante erupciones vulcanianas o sub-plinianas con IEV 3, esta área puede ser afectada por caídas de ceniza y lapilli de pómez de varios centímetros de espesor. Esto basado en el mapa de isópacas de la erupción del volcán nevado del Ruiz de 1985 (IEV 3, Naranjo et al., 1986), que a 10 km de distancia emplazó depósitos de caída de ceniza de hasta 7 cm de espesor. También durante la erupción del volcán Tungurahua (Ecuador) de agosto 2006, de IEV 3, se reportaron espesores de caídas de ceniza de entre 4 y 5 cm a 10 km de distancia del cráter y en el eje de dispersión de la pluma (Eychenne et al., 2012)

Durante erupciones plinianas con IEV 4-5, esta área puede ser afectada por caídas de lapilli y bloques de pómez de varios decímetros a algunos metros de espesor. Esto basado en la dispersión de caídas piroclásticas de erupciones plinianas (IEV 4) de los volcanes Misti y Ticsani. La erupción del volcán Misti de 2050 años AP (IEV 4), a 10 km de distancia emplazó caídas de lapilli de pómez de entre 30 y 40 cm de espesor (Suni, 1999; Thouret et al., 2001; Harpel et al., 2011). La erupción del volcán Ticsani de 11000 años AP. (IEV 4), emplazó caídas de ceniza de alrededor de 3 m de espesor a 10 km del cráter (Mariño y Thouret, 2003).

En resumen, la zona de alto peligro puede ser afectada por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (IEV 1-2), por caídas de ceniza de varios centímetros de espesor en erupciones medias (IEV 3), y por caídas de lapilli y bloques de pómez de varios decímetros a algunos metros de espesor en erupciones grandes (IEV 4-5).

Zona de moderado peligro (naranja)

La zona de moderado peligro se halla aproximadamente entre los 10 y 30 km de distancia del complejo volcánico.

Durante erupciones vulcanianas con IEV 1-2, esta área puede ser afectada por caídas de ceniza de pocos milímetros de espesor. Esto está basado en la dispersión de cenizas de la erupción vulcaniana del volcán Sabancaya de 1988-1998 (IEV 2), durante la cual caídas de ceniza de 1 mm de espesor alcanzaron cerca de 30 km de distancia del cráter en dirección este, es decir en el eje de dispersión de la pluma (Thouret et al., 1994).

Durante erupciones vulcanianas o sub-plinianas con IEV 3, esta zona de moderado peligro puede ser afectada por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor. Esto basado en algunos ejemplos, como en el caso de la erupción de noviembre de 1985 del volcán nevado del Ruiz, durante el cual la ceniza alcanzó cerca de 2 cm de espesor a 30 km de distancia del volcán. Mientras que en el caso de la erupción del volcán Tungurahua de agosto

2006 (IEV 3, Eychenne et al., 2012) se reportaron espesores de 0.7 a 0.8 cm a la misma distancia.

Durante erupciones plinianas con IEV 4-5, esta área puede ser afectada por caídas de ceniza, lapilli y bloques de pómez, de varios decímetros de espesor. Está basado en la dispersión de caídas piroclásticas de erupciones plinianas (IEV 4) de los volcanes Misti y Ticsani. La erupción del volcán Misti de 2050 años AP (IEV 4), a 30 km de distancia emplazó caídas de lapilli de pómez que tienen entre 4 y 5 cm de espesor (Suni, 1999; Thouret et al., 2001). La erupción del volcán Ticsani de 11 000 años AP (IEV 4), emplazó caídas de ceniza de alrededor de 50 cm de espesor a 30 km del cráter (Mariño y Thouret, 2003).

En resumen, la zona de moderado peligro, puede ser afectada por caídas de ceniza de algunos milímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (IEV 1-2), por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor en erupciones medias (IEV 3), y por caídas de ceniza, lapilli y bloques de pómez del orden de varios centímetros a decímetros de espesor en erupciones grandes (IEV 4-5).

Zona de bajo peligro (amarillo)

La zona de bajo peligro se halla aproximadamente entre los 30 y 50 km de distancia del complejo volcánico.

Durante erupciones vulcanianas con IEV 1-2, esta área difícilmente sería afectada por caídas de ceniza.

Durante erupciones vulcanianas o sub-plinianas con IEV 3, esta área puede ser afectada por caídas de ceniza de algunos milímetros de espesor. Está basado en las erupciones de los volcanes nevado del Ruiz de noviembre de 1985, que a 50 km de distancia emplazó caídas de ceniza de entre 2 y 3 mm de espesor. Por su parte, luego de la erupción del volcán Tungurahua de agosto 2006 (IEV 3, Eychenne et al., 2012) se reportaron espesores de ceniza de 6 mm a la misma distancia.

Durante erupciones plinianas con IEV 4-5, esta área puede ser afectada por caídas de ceniza de pocos centímetros de espesor. Está basado en el mapa de isópacas de la erupción del volcán Ticsani de hace 11 000 años AP. (IEV 4), que emplazó caídas de ceniza de alrededor de 1 cm de espesor, a 50 km del cráter (Mariño y Thouret, 2003).

En resumen, la zona de bajo peligro no sería afectada por caídas de ceniza durante erupciones pequeñas a moderadas (IEV 1-2), pero sí por caídas de ceniza de algunos milímetros de espesor en erupciones medias (IEV 3), y por caídas de ceniza de pocos centímetros de espesor en erupciones grandes (IEV 4-5).

CONCLUSIONES

1. El complejo volcánico Ampato-Sabancaya (CVAS) está constituido por dos volcanes: el **Ampato**, volcán más viejo del Pleistoceno superior-Holoceno?, localizado al sur del complejo; y el **Sabancaya**, volcán más joven, del Holoceno, localizado al norte. Dicho complejo se localiza a 76 km al NO de la ciudad de Arequipa y se halla construido sobre una altiplanicie lávica. Este complejo descansa sobre las lavas del volcán Hualca Hualca, está ubicado al norte y sobre los productos volcánicos del Grupo Barroso de edad Pliocénica. El Sabancaya es el edificio activo de dicho complejo, presentó actividad histórica en el siglo XVIII y su último periodo eruptivo acaeció entre 1988-1998. Actualmente presenta una intermitente actividad fumarólica (2013-2014).
2. El cartografiado geológico y el estudio cronoestratigráfico muestra que el volcán Ampato se ha formado en al menos dos grandes etapas: «El Ampato Basal» corresponde a la etapa inicial durante el cual se emplazaron lavas andesíticas y andesíticas básicas que afloran al extremo sur, sureste y suroeste del CVAS. La datación de una lava de la etapa «Ampato I», dió una edad K-Ar de 404 ± 10 y otra lava de la misma etapa arrojó una edad de 217 ± 5 ka. Al final de esta etapa ocurrió probablemente una violenta erupción pliniana. El «Ampato Superior» está constituido de lavas andesíticas y dacíticas alteradas e hidrotermalizadas que conforman el cono medio y superior del volcán, algunos yacen de manera subhorizontal y en discordancia sobre las lavas del Ampato Basal. Una lava de la etapa «Ampato Superior» que aflora al Este del complejo arrojó una edad K-Ar de 40 ± 3 ka. En esta etapa ocurrieron erupciones explosivas que emplazaron al menos tres caídas de lapilli de pómez y un flujo piroclástico de pómez y ceniza. Al final de esta etapa se produjo el crecimiento de un domo colada visible al NE del CVAS que representa uno de los últimos vestigios de actividad del Ampato. Por su parte, el volcán Sabancaya se ha construido en tres etapas sucesivas: «Sabancaya I», «Sabancaya II» y «Sabancaya III» que se desarrollaron durante el Holoceno. La actividad del Sabancaya ocurrida durante los últimos 4000 años muestra la ocurrencia de erupciones explosivas leves a moderadas (IEV 1-2).
3. El volcán Ampato tiene un volumen de productos volcánicos mayor al del Sabancaya, así como una dinámica eruptiva diferente. El Ampato presentó al menos cuatro importantes erupciones plinianas y variadas erupciones vulcanianas, así como, el crecimiento y destrucción de domos, mientras que, el Sabancaya presentó erupciones efusivas lávicas y actividad explosiva moderada. Los últimos eventos ocurridos los últimos miles de años, así como, los que ocurrieron en épocas históricas debieron ser erupciones explosivas leves a moderada magnitud (erupciones de tipo vulcaniana), como la actividad registrada entre 1988 y 1998 que emplazaron depósitos delgados de ceniza (4 cm a 8 km al este del volcán).
4. Los pocos datos históricos disponibles, muestran que el volcán Sabancaya tuvo tres erupciones explosivas leves a moderadas ocurridas en los años 1750, 1784 y durante la década 1988-1998, entre las que se destacan eventos caracterizados por alta actividad fumarólica y emisiones de ceniza.
5. Las rocas del CVAS presentan una gran homogeneidad mineralógica y textural. Las rocas del Ampato en su gran mayoría son de composición andesítica, con algunas dacitas y riolitas. Mientras que, las rocas del Sabancaya son de composición andesítica y dacítica. En general, en las andesitas y dacitas se distinguen grandes fenocristales de plagioclasa (a veces de hasta 1 cm), anfíbol, biotita, óxidos de Fe-Ti, ortopiroxeno, y ocasionalmente fenocristales de clinopiroxeno. Las andesitas y dacitas son principalmente de textura porfídica con una pasta intersertal o microlítica. Los cristales de olivinos están presentes únicamente en los productos menos diferenciados y en la mayoría de los casos con texturas de desequilibrio y/o bordes corroídos. Asimismo, algunos fenocristales de biotita en sus bordes presentan coronas de reacción constituidos por plagioclasa, piroxenos y óxidos de Fe-Ti. Las riolitas corresponden a pómez de caída pliniana y contienen fenocristales de plagioclasa, biotita y óxidos de Fe-Ti.
6. Sobre la base de sus características geoquímicas e isotópicas los productos del CVAS tienen propiedades inherentes a los magmas de la ZVC, generados por procesos de subducción,

las cuales fueron posteriormente afectados por procesos de contaminación y/o una asimilación de magmas (generados en la base de la corteza) durante su ascenso a la superficie por una corteza continental engrosada (~60 - 70 km de espesor) existente en el sur del Perú. Estos magmas evolucionaron a través de un proceso de asimilación-cristalización fraccionada (AFC) con la intervención de anfíbol y/o posiblemente granate. Los productos de los volcanes Ampato y Sabancaya siguen una misma línea de diferenciación que sugiere que los productos tuvieron un mismo proceso de generación y diferenciación magmática. En conclusión, sobre la base del comportamiento de los elementos mayores, trazas e isótopos se confirma que principalmente los procesos de AFC participan en la diferenciación de la serie del CVAS. También se resalta que determinados productos volcánicos como los flujos piroclásticos y caídas de pómez del edificio «Ampato Superior» tuvieron una evolución petrogenética distinta a toda la serie, donde el granate y/o anfíbol no tuvieron una participación importante.

7. En el complejo volcánico Ampato-Sabancaya se han identificado cuatro escenarios eruptivos en caso de una reactivación. Desde luego el volcán con mayor posibilidad de reactivarse es el Sabancaya. Los escenarios que tienen mayor probabilidad de ocurrir, corresponden a erupciones vulcanianas (IEV 1-2) y erupciones efusivas. El estado actual de la actividad fumarólica (incremento de emisiones de gases en febrero y marzo del 2013) señalan que existe la posibilidad de una eventual reactivación del mismo, ya sea de tipo vulcaniana con un componente freático y/o freatomagmática, que puede generar caídas de cenizas en todo el valle del Colca. Los escenarios
8. Sobre la base de los estudios efectuados se presentan tres mapas de peligro volcánico incluidos dentro de un solo póster. Estos mapas son: **mapa proximal de peligros múltiples** (por flujos de lava, flujos piroclásticos, flujos de barro o lahares). Este mapa muestra una zona de alto peligro (rojo) que se encuentra entre 2 y 4 km de distancia del cráter del volcán Sabancaya; la zona de moderado peligro (naranja), se encuentra entre 4 y 6 km del volcán; y la zona de bajo peligro (amarillo), están entre 9 y 14 km del complejo volcánico.
9. En el **mapa de peligros por lahares distales**, la zona roja, considerada de alto peligro, puede ser afectada por lahares de hasta 5 millones de m³; la zona naranja, de moderado peligro, puede ser afectada por lahares de 10 millones de m³; mientras que, la zona amarilla, de bajo peligro, puede ser afectada por lahares de 20 millones de m³. Por otro lado, el límite de la avalancha de escombros está entre 18 y 20 km del volcán Ampato.
10. En el **mapa de peligros por caídas piroclásticas**, la zona de alto peligro (rojo) se halla dentro de los 10 km de distancia. Esta es la zona que puede ser afectada por erupciones leves (IEV 1-2), así como, por erupciones muy explosivas. La zona de moderado peligro (naranja) se ubica entre 10 y 30 km de distancia. Esta zona puede ser afectada ya en erupciones moderadas (IEV 3); y la zona de bajo peligro (amarillo) se ubica entre 30 y 50 km de distancia. Esta última zona puede ser afectada durante erupciones moderadas a fuertes.

menos probables corresponden a erupciones subplinianas con (IEV 3) y erupciones plinianas con IEV 4-5.

RECOMENDACIONES

Es necesario tomar en consideración los peligros del volcán nevado Sabancaya, puesto que, este volcán experimentó recientemente un periodo eruptivo de características vulcanianas ocurrido entre 1988-1998. Además, se debe tener en cuenta que la actividad fumarólica iniciada el 2013 y que continuó en el 2014 puede indicar un eventual proceso de reactivación del volcán. En la medida que el Sabancaya es considerado un volcán activo, una futura erupción del mismo es probable, por lo menos con una amplitud semejante a la erupción mostrada en 1988-1998 y/o en épocas pasadas. Para ello se recomienda:

- 1) Realizar el monitoreo instrumental y visual permanente y en tiempo real, comprendido en:
 - a) La vigilancia sísmica, que es una manera de comprobar el estado actual de la actividad del volcán, instalando una red sísmica que considere el cráter y los flancos del Sabancaya. Esta red debe funcionar permanentemente y enviar las señales por vía telemétrica de manera permanente. Con esta vigilancia se podrá detectar y localizar las zonas de mayor actividad sísmica, el estado de los esfuerzos en el volcán y circulación de fluidos bajo el mismo.
 - b) La instalación de una red de deformación, con el objeto de realizar medidas periódicas que permitan detectar el grado de deformación de la estructura volcánica. Con esta técnica se podrá determinar el eventual emplazamiento de cuerpos de magma en la parte superior del conducto volcánico.
 - 2) Coordinar entre instituciones del Estado, instituciones privadas y autoridades regionales y locales, la elaboración de planes de emergencia, tendientes a mitigar los efectos de una erupción volcánica. Estos planes deben comprender campañas educativas dirigidas a la población y sus autoridades asentadas dentro del área de influencia del volcán Sabancaya, que den a conocer diferentes aspectos del volcán para que conozcan las medidas a seguir en caso de una eventual erupción, ya que, de esto depende el comportamiento y la colaboración de las comunidades. Estas medidas deberán incluir planes de evacuación sobre todo de los poblados más próximos al volcán Sabancaya.
 - 3) Continuar efectuando estudios de los productos emitidos por el volcán Ampato-Sabancaya, como dataciones radiométricas de lavas y depósitos piroclásticos para mejorar la información sobre la evolución de dicho complejo.
- Estos trabajos pueden realizarse por medio de técnicas de distanciametría (EDM), con inclinómetros o con GPS.
- c) La realización de la medición periódica del gas volcánico SO₂ contenido en las fumarolas que emite el volcán Sabancaya, con ayuda del DOAS, la cual puede suministrar con antelación la presencia de un cuerpo de magma cercano a la superficie.
 - d) La instalación, en las inmediaciones del volcán, de una cámara fotográfica y/o de video que permita registrar permanentemente la actividad del volcán.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera, E.; Almeida, E.; Balseca, W.; Barberi, F.; Innocenti, F., et al. (1988) - El Reventador: an active volcano in the sub-andean zone of Ecuador. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 43: 853-875.
- Alcalá, J. (2007) - *La evolución de los glaciales en el complejo volcánico Ampato (Perú)*. Tesis Master, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 86 p.
- Alcalá, J.; Palacios, D.; Zamorano, J. & Vázquez, L. (2009) - Glacial evolution of the Ampato Volcanic Complex (Peru). *Geophysical Research Abstracts*, 11: EGU2009-7820-1, 2009.
- Alley, R.B. (2000) - The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 19(1-5): 213-226.
- Ames, A.; Muñoz, G.; Verástegui, J.; Zamora, M. & Zapata, M. (1988) - *Inventario de glaciares del Perú, primera parte*. Huaraz: Hidrandina, Unidad de Glaciología e Hidrología, 105 p.
- 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 Ing. Geofísico, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, 146 p.
- Antayhua, Y.; Tavera, H.; Bernal, I.; Palza, H. & Aguilar, V. (2002) - Localización hipocentral y características de la fuente de los sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998), región del volcán Sabancaya (Arequipa). *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (93): 63-71.
- Barazangi, M. & Isacks, B.L. (1979) - Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 57(3): 537-555.
- Barriga, V. (1951) - *Los terremotos en Arequipa, 1582-1868*. Arequipa: La Colmena, 426 p.
- Bellot, N. (2011) - *Modelamiento de lahares en los volcanes Sabancaya y Ubinas (Sur Perú)*, informe inédito. Arequipa: IRD, INGEMMET, 28 p. (disponible en Ingemmet – DGAR Arequipa).
- Benavides, V. (1999) - Orogenic evolution of the Peruvian Andes: the andean cycle. En: Skinner, B.J., ed. *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 7, p. 61-107.
- Bignami, C.; Bosi, V.; Costantini, L.; Cristiani, C.; Lavigne, F. & Thierry, P., eds. (2012) - *Handbook for volcanic risk management: prevention, crisis management, resilience*. Orleans: MIAVITA team, 198 p.
- Blong, R.J. (1984) - *Volcanic hazards: A sourcebook on the effects of eruptions*. Sydney: Academic Press, 424 p.
- Blong, R.J. (2000) - Volcanic hazard and risk management. En: Sigurdsson, H.; Houghton, B.F.; McNutt, S.R., Rymer, H. & Stix, J., eds. *Encyclopedia of volcanoes*. San Diego, CA: Academic Press, p. 1215-1228.
- Brantley, S.R. & Glicken, H. (1986) - Volcanic debris avalanches. *Earthquakes & Volcanoes*, 18(5): 195-206.
- Bulmer, M.; Johnston, A. & Engle, F. (1998) - *Analysis of Sabancaya volcano, southern Peru using RADARSAT and Landsat TM data*, informe inédito. Center for Earth Planetary Studies. National Air and Space Museum, Smithsonian Institution. 10 p.
- Cas, R.A.F. & Wright, J.V. (1995) - *Volcanic successions: modern and ancient*. London: Chapman & Hall, 528 p.
- Clapperton, C.M. (1983) - The glaciation of the Andes. *Quaternary Science Reviews*, 2(2-3): 83-155.
- Clapperton, C.M. (1988) - Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica. *Quaternary Science Reviews*, 7(2): 185-198.
- Cravoisier, S. & Maurer, V. (2003) - Monitoreo y análisis preliminar de la actividad sísmica del volcán Sabancaya (Arequipa)

durante el periodo comprendido entre el 1 y 15 de julio del 2002. *Compendio de Trabajos de Investigación, CNDG – Biblioteca, IGP*, 4: 65-74.

- David, C. (2007) - *Comportement actuel de l'avant-arc et de l'arc du coude de Arica dans l'orogénèse des Andes Centrales*. Thèse Docteur, Université Paul Sabatier, Toulouse (France), 290 p.
- Davidson, J.P.; McMillan, N.J.; Moorbath S.; Wömer, G.; Harmon, R.S. & López-Escobar, L. (1990) - The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105(4): 412-432.
- Davidson, J.P.; Harmon, R.S. & Wömer, G. (1991) - The source of central Andean magmas; some considerations. En: Harmon, R.S. & Rapela, C.W., eds. *Andean magmatism and its tectonic setting*. Boulder, CO: Geological Society of America, Special Paper 265, p. 233-243.
- De Silva, S.L., Francis, P.W. (1991) - *Volcanoes of the Central Andes*. Berlin: Springer-Verlag, 216 p.
- Delacour, A.; Gerbe, M.-C.; Thouret, J.-C.; Wömer, G. & Paquereau, P. (2007) - Magma evolution of Quaternary minor volcanic centres in southern Peru, Central Andes. *Bulletin of Volcanology*, 69(6): 581-608.
- Delaite, G.; Thouret, J.-C.; Sheridan, M.F.; Labazuy, P.; Stinton, A., et al. (2005) - Assessment of volcanic hazard of El Misti and in the city of Arequipa, Peru, based on GIS and simulations, with emphasis on lahars. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., supplement*, 140: 209-231.
- Delgado, R. (2012) - *Estudio geológico, petrográfico y geoquímico del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (provincia Caylloma, departamento Arequipa)*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, 146 p.
- Engdahl, E.R.; Van der Hilst, R.D. & Buland, R. (1998) - Global teleseismic earthquake relocation from improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88(3): 722-743.
- Eychenne, J.; Le Pennec, J.-L.; Troncoso, L.; Gouhier, M. & Nedelec, J.-M. (2012) - Causes and consequences of bimodal grain-size distribution of tephra fall deposited during the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador). *Bulletin of Volcanology* 74(1): 187-205.
- Francis, P.W. (1993) – *Volcanoes: a planetary perspective*. New York: Oxford University Press, 443 p.
- Gerbe, M.-C. & Thouret, J.-C. (2004) - Role of magma mixing in the petrogenesis of lavas erupted during the 1990-98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 66(6): 541-561.
- Giesecke, A. (1989) - Riesgo volcánico: evaluación y mitigación en América Latina, aspectos sociales, institucionales y científicos. Lima: Centro Regional de Sismología para América del Sur, 298 p.
- Glicken, H. (1996) - Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens volcano, Washington. *U.S. Geological Survey, Open-File Report* 96-677, 90 p.
- Global Volcanism Program (en línea) - Sabancaya volcano. Washington: Smithsonian Institution, GVP. (consulta: noviembre 2013). Disponible en: <http://www.volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=354006#bgvn_1507>
- González, K.; Froger, J.; Rivera, M. & Audin, L. (2006) - Deformación co-sísmica producida por el sismo Mb=5.4 del 01 de Octubre de 2005 (Carumas-Moquegua), detectada por interferometría radar - INSAR. En: Congreso Peruano de Geología, 13, Lima, 2006. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 488-491.
- Gonzales, K.; Froger, J.L.; Audin, L. & Macedo, O. (2009) - Ejemplos de deformación producto de la tectónica extensiva en las zonas de Huambo-Cabanaconde en Arequipa y Calacoa-Huaytire en Moquegua, de los Andes Centrales vistos por Interferometría Radar – InSAR. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (103): 109-124.
- Guillande, R.; Thouret, J.-C.; Huaman, D. & Le Guern, F. (1992) - *L'activité éruptive actuelle du volcan Nevado Sabancaya (Sud du Pérou) et l'évaluation des menaces et des risques: géologie, cartographie et imagerie satellitaire*, informe inédito. Paris: Ministère de L'Environnement et Centre National d'Etudes Spatiales, 120 p.
- Hantke, G. & Parodi, A. (1966) - *Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields, part. XIX: Colombia, Ecuador and Peru*. Rome: IAVCEI, 73 p.
- Harpel, C.J.; De Silva, S.L. & Salas, G. (2011) - *The 2 ka eruption of Misti volcano, southern Peru – the most recent plinian eruption of Arequipa's iconic volcano*. Boulder, CO: Geological Society of America, 72 p. Special Paper, 484.

- Hayashi, J.N. & Self, S. (1992) - A comparison of pyroclastic flow and debris avalanche mobility. *Journal of Geophysical Research*, 97(B6): 9063-9071.
- Hildreth, W. & Moorbath, S. (1988) - Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(4): 455-489.
- Hoblitt, R.P.; Walder, J.S.; Driedger, C.L.; Scott, K.M.; Pringle, P.T. & Vallance, J.W. (1995) - Volcano Hazards from Mount Rainier, Washington. *U.S. Geological Survey, Open-File Report* 95-273, 10 p.
- Huamán, D.; Chorowicz, J.; Deffontaines, B.; Guillaude, R. & Rudant, J.P. (1993) - Cadre structural et risques géologiques étudiés à l'aide de l'imagerie spatiale: la région du Colca (Andes du Sud Pérou). *Bulletin Société Géologique de France*, 164(6): 807-818.
- Huamán, D. (1995) - *Métodos y aplicaciones de las imágenes de satélite en la cartografía geológica: el caso del seguimiento y evolución de la amenaza volcánica del Sabancaya (región del Colca, Arequipa, Perú)*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, 138 p.
- Inbar, M. & Llerena, C. (1995) - Efectos de la erupción del volcán Sabancaya, Peru - 1990: evaluación preliminar. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía*, 30: 79-93.
- Instituto Nacional de Estadística e Informática (2008) - *Censos Nacionales 2007: XI de Población y VI de Vivienda. Resultados definitivos. Departamento de Arequipa*. Lima: INEI, 4 t.
- Iverson, R.M.; Schilling, S.P. & Vallance, J.W. (1998) - Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Geological Society of America Bulletin*, 110(8): 972-984.
- Juvigné, E.; Thouret, J.-C.; Gilot, E.; Leclercq, L. & Gourgaud, A. (1998) - L'activité du volcan Nevado Sabancaya (Pérou) au cours de l'Holocène. *Quaternaire*, 9(1): 45-51.
- Juvigné, E.; Thouret, J.-C.; Loutsch, I.; Lamadon, S.; Frechen, M., et al. (2008) - Retombées volcaniques dans des tourbières et lacs autour du massif des Nevados Ampato et Sabancaya (Pérou Méridional, Andes Centrales). *Quaternaire*, 19 (2): 157-173.
- Kelfoun, K.; Samaniego, P.; Palacios, P. & Barba, D. (2009) - Testing the suitability of frictional behaviour for pyroclastic flow simulation by comparison with a well-constrained eruption at Tungurahua volcano (Ecuador). *Bulletin of Volcanology* 71(9): 1057-1075.
- Kuno, H., (1968) - Differentiation of basalt magmas. En: Hess, H.H. & Poldervaart, A. eds. *Basalts: the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. New York: Interscience Publishers 2, p. 623-688.
- Lamadon, S. (1999) - *Fluctuations glaciaires et Tephrostratigraphie dans les montagnes intertropicales: Une revue et applications dans les Andes du Sud du Pérou (massifs des Nevados Ampato et Coropuna)*. Mémoire DEA, Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand, 205 p.
- Lavallée, Y.; De Silva, S., Salas, G., Bymes, J.M. (2009) - Structural control on volcanism at the Ubinas, Huaynaputina, and Ticsani Volcanic Group (UHTVG), southern Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186(3-4): 253-264.
- Lazo, M.; Kosaka, A.; Minaya, A.; Gonzáles, E. & Soto, J. (1991) - Evaluación de la actividad sísmica del volcán Sabancaya. En: Congreso Peruano de Geología, 7, Lima 1991, *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, t. 1, p. 19-22.
- Leake, B. (1978) - Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63, 1023-1052.
- Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986) - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.
- Major, J.J. & Newhall, C.G. (1989) - Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods. *Bulletin of Volcanology*, 52(1): 1-27.
- Malin, M.C. & Sheridan, M.F. (1982) - Computer-assisted mapping of pyroclastic surges. *Science*, 217(4560): 637-640.
- Mamani, M.; Wörner, G. & Sempere, T. (2010) - Geochemical variation 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*, 122(1-2): 162-182.
- Mariño, J. & Thouret, J.C. (2003) - Geología, historia eruptiva y evaluación de peligros del volcán Ticsani (sur del Perú). *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (95): 7-31.
- Mayle, F.E.; Burn, M.J.; Power, M. & Urrego, D.H. (2009) - Vegetation and fire at the Last Glacial Maximum in tropical South America. En: Vimeux, F.; Sylvestre, F. & Khodri, M., eds. *Past climate variability in South America and*

- sourounding regions: from the Last Glacial Maximum to the Holocene*. Berlin: Springer, Developments in Paleoenvironmental Research 14, p. 89-112.
- McCulloch, M.T. & Gamble, A.J. (1991) - Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3-4): 358-374.
- Mering, C.; Huamán, D.; Chorowicz, J.; Deffontaines, B. & Guillaude, R. (1996) - New data on the geodynamics of southern Perú from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images. *Tectonophysics*, 259(1-3): 153-169.
- Miyashiro, A. (1974) - Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274(4): 321-355.
- Morales, B. (1999) - Glaciers of Perú. With sections on the Cordillera Blanca on Landsat imagery and Quelccaya ice cap, by Stephan L. Hastenrath. En: Williams, R.S. & Ferrigno, J.G., eds., Satellite image atlas of glaciers of the World, Chapter I: Glaciers of South America. *U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-I-4*, p. 151-179. También disponible en: <<http://pubs.usgs.gov/prof/p1386i/peru/index.html>>.
- Morrissey, M.M. & Mastin, L.G. (2000) - Vulcanian eruptions. En: Sigurdsson, H.; Houghton, B.F.; McNutt, S.R.; Rymer, H. & Stix, J., eds. *Encyclopedia of volcanoes*. San Diego, CA: Academic Press, p. 463-475.
- Nakada, S. (2000) - Hazards from pyroclastic flows and surges. En: Sigurdsson, H.; Houghton, B.F.; McNutt, S.R.; Rymer, H. & Stix, J., eds. *Encyclopedia of volcanoes*. San Diego, CA: Academic Press, p. 945-955.
- Naranjo, J.; Sigurdsson, H.; Carey, S.N. & Fritz, W. (1986) - Eruption of the Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, on 13 November 1985: tephra fall and lahars. *Science*, 233(4767): 961-963.
- Norabuena, E.; Dixon, T.H.; Stein, S. & Harrison, C.G.A. (1999) - Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions. *Geophysical Research Letters*, 26(22): 3405-3408.
- 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 (Proyecto Integrado del Sur). *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 42, 257 p.
- Parodi, A., (1975) - Volcanes del Perú. *Boletín Sociedad Geográfica de Lima*, 94 (jul-dic): 20-23.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R. (1976) - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area. Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63-81.
- Pierson, T.C.; Janda, R.J.; Thouret, J.-C. & Borrero, C.A. (1990) - Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 41(1-4): 17-66.
- Pritchard, M.E.; Simons, M.; Rosen, P.A.; Hensley, S. & Webb, F.H. (2002) – Co-seismic slip from the 1995 July 30, Mw=8.1 Antofagasta, Chile, earthquake as constrained by InSAR and GPS observations. *Geophysical Journal International*, 150(2): 362-376.
- Pritchard, M.E. & Simons, M. (2002) - A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes. *Nature*, 418(6894): 167-171.
- Ramos, C., (2007) - *Propuesta de asignaciones de agua superficial en bloques (volumenes anuales y mensuales) para la formalización de derechos de uso de agua en el valle del Colca, Parte 2 - Comisión de Regantes: Achoma Anansaya, Pinchollo, Ichupampa y Madrigal*, informe inédito. Lima: INRENA, Programa de formalización de derechos de uso de agua - PROFODUA, 189 p.
- Rivera, M.; Thouret, J.-C. & Gourgaud, A. (1998) - Ubinas, el volcán más activo del sur del Perú desde 1550: geología y evaluación de las amenazas volcánicas. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (88): 53-71.
- Rivera, M.; Thouret, J.C.; Mariño, J.; Berolatti, R. & Fuentes, J. (2010) - Characteristics and management of the 2006-2008 volcanic crisis at the Ubinas volcano (Peru). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(1-2): 19-34.
- Rivera, M. (2010) - *Genèse et évolution des magmas andésitiques à rhyodacitiques récents des volcans Misti et Ubinas (Sud du Pérou)*. Thèse Docteur, Université Blaise Pascal-Clermont Ferrand II, 407 p.
- Rivera, M.; Thouret, J.-C.; Samaniego, P. & Le Pennec, J.-L. (2014) - The 2006-2009 activity of the Ubinas volcano (Peru): Petrology of the 2006 eruptive products and insights into genesis of andesite magmas, magma

- recharge and plumbing system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 270: 122-141.
- Rodríguez, A. & Huamán, D. (1992) - *Actividad de los volcanes Ubinas y Sabancaya*, informe inédito. Lima: Instituto Geofísico del Perú, 12 p.
- Ruprecht, P. & Wörner, G. (2007) - Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: el Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165(3-4): 142-162
- Salas, G.; Thouret, J.-C.; Gourgaud, A.; Rodríguez, A.; Uribe, M. & Guillaude, R. (1995) - Geomorphological and geological survey, and SPOT Remote Sensing of the current activity of Nevado Sabancaya strato-volcano (South Peru): assessment for hazard-zone mapping. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (84): 1-12.
- Schilling, S.P. (1998) - LAHARZ: GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones. *U.S. Geological Survey, Open File-Report 98-638*, 79 p.
- Sébrier, M.; Mercier, J.; Mégard, F.; Laubacher, G.; Carey-Gailhardis, E. (1985) - Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of Peru. *Tectonics*, 7, 895-928.
- Seltzer, G.O. (1990) - Recent glacial history and paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes. *Quaternary Science Reviews* 9(2-3): 137-152.
- Seltzer, G.O.; Rodbell, D.T.; Baker, P.A.; Fritz, S.C.; Tapia, P.M., et al. (2002) - Early warming of Tropical South America at the Last Glacial-Interglacial Transition. *Science* 296(5573): 1685-1686.
- Siebert, L.; Glicken, H. & Ui, T. (1987) - Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 49(1): 435-459.
- Siebert, L.; Simkin, T. & Kimberley, P. (2011) - *Volcanoes of the world*. 3. ed. Washington, D.C.: Smithsonian Institution, Berkeley, CA: University of California Press, 551 p.
- Sigurdsson, H.; Houghton, B.F.; McNutt, S.R.; Rymer H. & Stix, J. eds (2000) - *Encyclopedia of volcanoes*. San Diego, CA: Academic Press, 1442 p.
- Simkin, T.; Siebert, L.; McClelland, L.; Bridge, D.; Newhall, C.G. & Latter, J.H. (1981) - *Volcanoes of the world: a Regional directory, gazetteer, and chronology of volcanism during the last 10,000 Years*. Stroudsburg, PA: Hutchinson Ross, 240 p.
- Smith, D.R. & Leeman, W.P. (1993) - The origin of Mount St. Helens andesites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55 (3-4): 271-303.
- Smith, J.A.; Seltzer, G.O.; Rodbell, D.T.; Klein, A.G. (2005) - Regional synthesis of last glacial maximum snowlines in the tropical Andes, South America. *Quaternary International*, 138-139: 145-167.
- Sun, S. & McDonough, W.F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. & Norry, M.J., eds. *Magmatism in the ocean basins*. London: Geological Society, Special Paper 42, p. 313-345.
- Suni, J. (1999) - *Estudio geológico y vulcanológico del volcán Misti y sus alrededores*. Tesis Ing. Geólogo, Universidad Nacional San Agustín, Arequipa, 179 p.
- Sylvestre, F. (2009) - Moisture pattern during the Last Glacial Maximum in South America. En: Vimeux, F.; Sylvestre, F. & Khodri, M., eds. *Past climate variability in South America and surrounding regions: from the Last Glacial Maximum to the Holocene*. Berlin: Springer, Developments in Paleoenvironmental Research 14, p. 3-27
- Tatsumi, Y. (1989) - Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 94(B4): 4697-4707.
- Tavera, H.; Guardia, P.; Condori, C.; Fernández, E. & Arredondo, L. (2013) - *Sismos de la región del volcán Sabancaya del 22 y 23 de febrero del 2013*, informe inédito. Lima: Instituto Geofísico del Perú, Informe Técnico N° 01-2013.
- Tavera, H.; Martínez, J.; Fernández, E.; Arredondo, L.; Flores, C. & Millones, J. (2013) - *Sismo de Huambo-Cabanaconde (Arequipa) del 17 de julio, 2013 (5,7ML)*, informe inédito. Lima: Instituto Geofísico del Perú, Informe Técnico N° 02-2013.
- Tepley, F.J.; De Silva, S.L. & Salas, G. (2013) - Magma dynamics and petrological evolution leading to the VEI 5 2000 bp eruption of El Misti volcano, southern Peru. *Journal of Petrology*, 54(10): 2033-2065.
- Thouret, J.-C. (1990) - Effects of the November 13, 1985 eruption on the snow pack and ice cap of Nevado del Ruiz volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41(1-4): 177-201.
- Thouret, J.-C.; Guillaude, R.; Huamán, D.; Gourgaud, A.; Salas, G. & Chorowicz, J. (1994) - L'activité actuelle du Nevado Sabancaya (Sud Pérou): reconnaissance géologique

- et satellitaire, évaluation et cartographie des menaces volcaniques. *Bulletin Société Géologique de France*, 165(1): 49-63.
- Thouret, J.C.; Dávila, J. & Eissen, J.P. (1999) - Largest explosive eruption in historical times in the Andes at Huaynaputina volcano, A.D. 1600, southern Peru. *Geology*, 27(5): 435-438.
- Thouret, J.C.; Finizola, A.; Fornari, M.; Legeley-Padovani, A.; Suni, J. & Frechen, M. (2001) - Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 113(12): 1593-1610.
- Thouret, J.C.; Rivera, M.; Wörner, G.; Gerbe, M.C.; Finizola, A., et al. (2005) - Ubinas: the evolution of the historically most active volcano in southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 67(6): 557-589.
- Thouret, J.-C.; Ramírez, J.; Gibert-Malengreau, B.; Vargas, C.; Naranjo, J., et al. (2007) - Volcano-glacier interactions on composite cones and lahar generation: Nevado del Ruiz, Colombia, case study. *Annals of Glaciology*, 45(1): 115-127.
- Thouret, J.C.; Wörner, G.; Gunnell, Y.; Singer, B.S., Zhang, X., & Souriot, T. (2007) - Geochronologic and stratigraphic constraints on canyon incision and Miocene uplift of the Central Andes in Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 263(3-4): 151-166.
- Tilling, R.I., ed. (1993) - *Apuntes para un curso breve sobre los peligros volcánicos*, Santa Fé, Nuevo México, 2-3 julio 1989. [s.l.]: Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos, 125 p.
- Travada, V. (1958) - *El suelo de Arequipa convertido en cielo: Historia general de Arequipa*. Arequipa: Primer Festival del Libro Arequipeño, 121 p. Facsimil de la edición de 1758.
- Ui, T.; Takarada, S. & Yoshimoto, M. (2000) - Debris avalanches. En: Sigurdsson, H.; Houghton, B.F.; McNutt, S.R., Rymer, H. & Stix, J., eds. *Encyclopedia of volcanoes*. San Diego, CA: Academic Press, p. 617-626.
- Vargas, R.; Thouret, J.-C.; Delaite, G.; Van Westen, C.; Sheridan, M.F., et al. (2010) - Mapping and assessing volcanic and flood hazards and risks, with emphasis on lahars, in Arequipa, Peru. En: Groppelli, G., & Viereck-Goette, L., eds. *Stratigraphy and geology of volcanic areas*. Boulder, CO: Geological Society of America, Special Paper 464, p. 265-280.
- Wilson, M. (1989) - *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. London: Unwin Hyman, 466 p.
- Zamácola, J. (1888) - *Apuntes para la historia de Arequipa*. Año de 1804. Arequipa: Imp. de La Bolsa, 98 p.
- Zech, R.; Kull, Ch.; Kubik, P.W. & Viet, H. (2007) - Exposure dating of Late Glacial and pre-LGM moraines in the Cordón de Doña Rosa, Northern/Central Chile (~31°S). *Climate of the Past*, 3(1): 1-14.
- Zech, R.; Smith J. & Kaplan M.R. (2009) - Chronologies of the Last Glacial Maximum and its termination in the Andes (~10-55°S) based on surface exposure dating. En: Vimeux, F.; Sylvestre, F. & Khodri, M., eds. *Past climate variability in South America and surrounding regions: from the Last Glacial Maximum to the Holocene*. Berlin: Springer, Developments in Paleoenvironmental Research 14, p. 61-87.

RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES

Mapas escala:

Mapa 1 Mapa de Peligro del Complejo Volcánico Ampato - Sabancaya, a escala 1:50 000

Mapa 2 Mapa Geológico del Complejo Volcánico Ampato - Sabancaya, a escala 1:25 000.

Figura

- Fig. 1.1** Mapa de ubicación del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, poblados y obras de infraestructura localizados en inmediaciones de dicho complejo.
- Fig. 1.2** Diagramas de velocidad y dirección de vientos promedio en la localidad de Chivay, durante los meses de marzo, agosto, octubre y noviembre.
- Fig. 1.3** Mapa de ubicación de las cuencas Camaná-Majes-Colca y Quilca-Vitor-Chili.
- Fig. 1.4** Ubicación de provincias y distritos localizados en los alrededores del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.
- Fig. 1.5** Mapa de rutas turísticas localizadas al norte del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.
- Fig. 1.6** Vista del cañon del río Colca, desde la zona del mirador del Condor.
- Fig. 1.7** Sector de Collpa donde se puede apreciar la zona de altiplanicie y el volcán Ampato, hábitat del ganado camélido.
- Fig. 1.8** Fauna silvestre como la pariguana que habita en la zona de la Laguna Mucurca.
- Fig. 1.9** Canal de irrigación Majes en la zona de Huambo.
- Fig. 2.0** Línea de transmisión eléctrica Socabaya-Mantaro, junto con la carretera construida para su instalación y mantenimiento
- Fig. 2.1** Mapa geomorfológico del complejo volcánico Ampato-Sabancaya y áreas aledañas.
- Fig. 2.2** Circo glacial ubicado en el sector SO del volcán Ampato. En la base se distinguen depósitos de morrena que frecuentemente cubren flujos de lava.
- Fig. 2.3** Valle glacial Sahuancaya, ubicado al NO del complejo volcánico Ampato-Sabancaya. Al fondo se distinguen flujos de lava del volcán Sabancaya.
- Fig. 2.4** Vista del casquete glacial que cubre gran parte de la cumbre del volcán Sabancaya (Fotografía: P. Masias, marzo 2013).
- Fig. 2.5** Depósitos de morrena de la segunda generación (P-Mo2) y tercera generación (H-Mo1), visibles al pie del flanco sur del Ampato, sobre los 4400 msnm.
- Fig. 2.6** Cráter del volcán Sabancaya con pequeñas emisiones de fumarolas tenues. Fotografía tomada en junio de 2011.
- Fig. 2.7** Vista del flanco suroeste del volcán Ampato. En la base se distinguen lavas poco inclinadas, mientras que, en la parte media del cono existen lavas subhorizontales y en la parte superior las lavas están bastante inclinadas.
- Fig. 2.8** Fotografía del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, vista desde la pampa Lluillipampa. El volcán Sabancaya presenta una zona inferior constituida de lavas de suave pendiente y una zona superior constituida de lavas de fuerte pendiente.
- Fig. 2.9** Zona de Altiplanicie volcanoclástica cubierta de ceniza, vista desde la pampa Lluillipampa.
- Fig. 2.10** Vista panorámica del bofedal de Colihuri, localizado al este del volcán Sabancaya, a 4520 msnm.

- Fig. 3.1** Mapa estructural del área del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (modificado de Antayhua, 2002), superpuesto en una imagen satelital Rapideye.
- Fig. 3.2** Enjambre sísmico en la zona del Sabancaya-Colca, registrado entre los años 1991 a 2002 (tomado de David, 2007).
- Fig. 3.3** Zona de cizalla sinistral en la región del Sabancaya - Colca. Interpretación de la deformación intra-arco a partir de los datos sismológicos, morfológicos y estructurales (tomado de David, 2007).
- Fig. 3.4** Centro volcánico Jollo Jello-Chuntahayco constituido de flujos de lavas andesíticos, parcialmente alterados e hidrotermalizados.
- Fig. 3.5** Secuencia volcanoclástica (P-Ba2) que mide más de 300 m de espesor, constituida de niveles de lahares alterados intercalados con lavas meteorizadas. Dicha secuencia está localizada al este del volcán Sabancaya (cerro Condori).
- Fig. 3.6** Domo de lava andesítico ubicado al extremo SE del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.
- Fig. 3.7** Sector SO del volcán Hualca Hualca, donde se distinguen lavas emplazadas en las diferentes etapas evolutivas.
- Fig. 3.8** Vista del sector oeste del volcán Ampato donde se distinguen secuencias de flujos de lavas y flujos piroclásticos alterados e hidrotermalizados de coloración rojiza perteneciente al «Ampato Basal» ó «Ampato I». Las cuales son cubiertas por las secuencias del «Ampato Superior» ó «Ampato II».
- Fig. 3.9** Vista del sector SO del volcán Ampato donde se distinguen secuencias de flujos de lavas pertenecientes al «Ampato Ic» (cerro Moldepata) y «Ampato Ila» (cerro Yanajaja).
- Fig. 3.10** Vista del flanco sureste del volcán Ampato, al pie del cual se distinguen flujos de lavas asignadas al edificio Ampato Basal («Ampato Id»), cubiertas por lavas del Ampato Superior («Ampato Ila», «Ampato Ilg»).
- Fig. 3.11** Depósito de caída de lapilli de pómez riolíticos, ubicada en la margen izquierda de la Qda. Huayllamayo, cerca al canal de regadío Cabanaconde – Lluta, al SO del Ampato.
- Fig. 3.12** Columna estratigráfica de la margen izquierda de la Qda. Huayllamayo, cerca al canal de agua Cabanaconde-Lluta (al SO del volcán Ampato), donde se distingue un depósito de caída de lapilli de pómez riolítico.
- Fig. 3.13** Vista del sector oeste del volcán Ampato donde se distinguen secuencias de flujos de lavas y piroclastos pertenecientes a la etapa «Ampato IIb». Cubren lavas del «Ampato Ia», pero a su vez son cubiertas por lavas del «Ampato IIj».
- Fig. 3.14** Depósitos de flujo de bloques y cenizas de la etapa «Ampato IIc» que afloran en el sector de Puente-pata, los cuales son cubiertos por flujos de lavas extensos (en forma de «dos dedos») que descienden del flanco oeste del volcán Ampato.
- Fig. 3.15** Vista del sector suroeste del volcán Ampato donde se observan las distintas unidades lávicas asignadas a los edificios: «Ampato Ia» y «Ampato IIb», «IIId», «IIe», «IIIf», «IIIg».
- Fig. 3.16** Columna estratigráfica de la margen derecha de la Qda. Baylillas, a 12 km al sur del Ampato, justo en la carretera Sallalli-Taya donde se distinguen depósitos de caída de tefras y la caída de lapilli de pómez «Corinta».
- Fig. 3.17** Depósito de caída de lapilli de pómez dacítico «Corinta» constituida de dos niveles, visible en el sector de Corinta, al suroeste del Ampato.
- Fig. 3.18** Columna estratigráfica del sector de Corinta-Collpa, al suroeste del Ampato.
- Fig. 3.19** Depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza «ladrillo», localizado 10 km al pie del flanco suroeste del volcán Ampato. Este depósito que mide entre 3 a 5 m de espesor, contiene bloques de pómez de hasta 40 cm de diámetro.
- Fig. 3.20** Depósitos de flujo de escoria ligados a erupciones vulcanianas, que afloran a 12 km al pie del flanco sur del Ampato. Estos depósitos miden entre 3 a 5 m de espesor.
- Fig. 3.21** Vista del sector NE del volcán Ampato donde se distinguen secuencias de flujos de lavas pertenecientes a las etapas «Ampato IIb», «Ampato IIh», «Ampato Ili», «Ampato IIj» y «Ampato AIIk». Asimismo se distingue el domo-colada reciente (P-AIIk).
- Fig. 3.22** Columna litoestratigráfica generalizada que resume la estratigrafía del volcán Ampato.

- Fig. 3.23** Secuencia de lahares de más de 15 m de espesor visibles a 10 km al SO del volcán Ampato (sector de Corinta).
- Fig. 3.24** Secuencia de lahares y depósitos aluviales de más de 10 m de espesor visible en la margen izquierda del río Parcomayo, a 13 km al este del volcán Ampato.
- Fig. 3.25** Vista del sector este del complejo volcánico Ampato-Sabancaya. Al pie del volcán Sabancaya se distinguen flujos de lava basales («Sabancaya I») y lavas emitidas por el cráter adventicio («Sabancaya IIIb»).
- Fig. 3.26** Vista de la Qda. Huaraya, que corresponde a un valle glaciar, en cuya cabecera se distingue un flujo de lava en bloque distal datado en 5440 ± 40 años A.P., perteneciente a la etapa «Sabancaya I».
- Fig. 3.27** Vista panorámica de los flujos de lava en bloques del volcán Sabancaya. Se observan las unidades lávicas del Sabancaya II y III, el domo de lava y cono de ceniza.
- Fig. 3.28** Vista panorámica de los flujos de lava en bloques del volcán Sabancaya, pertenecientes a la unidad «Sabancaya I» y aquellas emitidas por el cráter adventicio («Sabancaya IIIb»).
- Fig. 3.29** Columna litoestratigráfica generalizada que resume la estratigrafía del volcán Sabancaya. (J) datación de Juvigné et al. (2008); (T) datación de Thouret et al. (2002b).
- Fig. 3.30** Vista del sector este del complejo Ampato-Sabancaya donde se distinguen depósitos volcanoclasticos cubiertos con ceniza.
- Fig. 3.31** Depósitos de lahar en ambas márgenes de la quebrada Yurac Huayjo, al este del volcán Sabancaya. Quebrada que desciende de dicho volcán.
- Fig. 3.32** Mapa de localización de sitios de calicatas efectuadas en el marco de este estudio.
- Fig. 3.33** Columna estratigráfica de la calicata «Sallalli I», donde se alcanzó 3.14 m de profundidad.
- Fig. 3.34** Columna estratigráfica de la calicata «Sallalli II», donde se alcanzó 2.18 m de profundidad.
- Fig. 3.35** Columna estratigráfica de la calicata Sallalli III, donde se alcanzó 1.26 m de profundidad.
- Fig. 3.36** Columna estratigráfica de la calicata Colihuiri, donde se alcanzó 2.41 m de profundidad.
- Fig. 3.37** Correlación estratigráfica de las 4 calicatas (Sallalli I, II y III, y Colihuiri).
- Fig. 3.38** Depósito de lahar localizado en la quebrada Huayuray, desencadenado por la fusión del nevado Hualca Hualca durante la actividad del volcán Sabancaya en octubre de 1991.
- Fig. 3.39** Fotografía que muestra una erupción del tipo vulcaniana ocurrida el 15 de abril de 1991. Fotografía tomada por Pierre V., desde el flanco este del volcán Sabancaya.
- Fig. 3.40** Mapa de distribución de cenizas durante la actividad eruptiva del volcán Sabancaya 1988-1998 (tomado de Thouret et al., 1994).
- Fig. 3.41** Fotografía de las fumarolas del volcán Sabancaya vistas desde Chivay en el valle del Colca, 17 de febrero de 2013 (Fotografía: Edu Taipe).
- Fig. 3.42** Fotografía de las fumarolas del volcán Sabancaya registradas desde la zona de Patapampa, 17 de febrero de 2013 (Fotografía: Edu Taipe).
- Fig. 3.43** Fotografía de las fumarolas del volcán Sabancaya registradas desde la zona de Patapampa, 17 de febrero de 2013 (Fotografía: Edu Taipe).
- Fig. 4.1** Localización de muestras de rocas analizadas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya
- Fig. 4.2** Fotografías de secciones delgadas de andesitas básicas. A y B) Lavas de textura intersertal del «Ampato Basal» donde se distinguen fenocristales de clinopiroxeno que miden hasta 1 mm. Asimismo, se distinguen fenocristales de óxidos de Fe y Ti. C) Lava de textura porfídica con fenocristales de clinopiroxeno que miden más de 1.8 mm, plagioclasa y óxidos de Fe y Ti. D) Escoria de textura vitroclástica con vesículas redondeadas. En estas rocas se distinguen fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe y Ti.

- Fig. 4.3** Fotografía de secciones delgadas de andesitas. Todas las muestras presentan textura porfídica. A) Fenocristales de plagioclasa de formas subhedrales y óxidos de Fe-Ti. B) Fenocristales de plagioclasa con textura tamiz en el centro del cristal y fenocristales de anfíbol. C) Fenocristal de plagioclasa con textura tamiz en el centro del cristal, e inclusión de clinopiroxeno en un fenocristal de plagioclasa. D) Fenocristales de plagioclasa subhedrales, clinopiroxeno y biotita de formas anhedrales. E) Fenocristales de clinopiroxeno, plagioclasa y anfíbol. F) Fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa en una pasta microlítica.
- Fig. 4.4** Fotografías de secciones delgadas de dacitas. Las rocas presentan textura porfídica e intersertal. A) Pómez con fenocristal de anfíbol y plagioclasa, incluidos dentro de una pasta vítrea muy vesicular. B) Aglomerado de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe y Ti. C) Escoria con fenocristales de plagioclasa y anfíbol incluidos en una pasta vítrea, muy vesicular. D) Fenocristal de clinopiroxeno de forma subhedral, plagioclasa, biotita y anfíbol incluidos dentro una pasta de tipo intersertal. E) Fenocristales subhedrales de clinopiroxeno, plagioclasa y anfíbol de forma subhedral y euhedral. F) Fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y biotita de forma subhedral incluidos dentro una pasta vítrea gris oscura.
- Fig. 4.5** Fotografías de secciones delgadas de pómez riolítico. A) Fenocristal de biotita fragmentada, incluida dentro de una matriz vitroclástica fibrosa. B) Fenocristal de plagioclasa que presenta fracturamiento en la parte interna.
- Fig. 4.6** Secciones delgadas de lavas andesíticas: A) Fenocristal de biotita subhedral con inclusión de microcristales de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. B) Fenocristal de plagioclasa, cuyo borde presenta una textura tamiz. C) Fenocristal de clinopiroxeno que contiene inclusión de óxidos de Fe-Ti. D) Grueso fenocristal de plagioclasa que contiene cristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno y biotita. E) Biotita desestabilizada dentro de una pasta intersertal. F) Fenocristales de plagioclasa de 1.5 mm y biotita incluidos dentro una pasta intersertal.
- Fig. 4.7** Sección delgada de una lava dacítica con una matriz vítrea donde se distinguen: A) Fenocristales de clinopiroxeno de forma subhedral, con inclusiones de óxidos de Fe-Ti. También se observan fenocristales de plagioclasa. B) Fenocristal de plagioclasa (3 mm) con inclusiones de biotita y óxidos de Fe-Ti. También se observa un fenocristal de clinopiroxeno de forma subhedral.
- Fig. 5.1** Diagrama de clasificación de rocas de las diferentes etapas evolutivas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, «Total de alcalinos vs. sílice» (TAS), de Le Bas et al. (1986).
- Fig. 5.2** Composición de las rocas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya en el diagrama AFM de Kuno (1968)
- Fig. 5.3** Diagrama K₂O vs. SiO₂ de Pecerrillo y Taylor (1976), de rocas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya que muestra tendencias fuertemente potásicas.
- Fig. 5.4** Diagramas de Harker que muestran las variaciones de elementos mayores versus sílice. Las muestras encerradas en el círculo corresponden a dacitas del Ampato Superior.
- Fig. 5.5** Diagramas de variación de elementos traza versus el porcentaje en peso de sílice. Las muestras encerradas en el círculo corresponden a dacitas del Ampato Superior.
- Fig. 5.6** Diagramas multielementales de rocas de las etapas evolutivas del volcán Ampato normalizados respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989)
- Fig. 5.7** Campo de variación de espectros multielementos de rocas andesíticas, dacíticas y riolíticas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.
- Fig. 5.8** Diagrama de tierras raras normalizada a la condrita (Sun y McDonough, 1989)
- Fig. 5.9** Campo de variación de espectros de tierras raras de rocas andesíticas, dacíticas y riolíticas del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.
- Fig. 5.10** Diagramas de variación de composición de isótopos correspondientes a productos lávicos y piroclásticos del complejo Ampato-Sabancaya. a) Diagrama ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. SiO₂ y b) Diagrama ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs. SiO₂
- Fig. 5.11** Diagrama de composición isotópica de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de los productos del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, comparadas con rocas de la zona volcánica del sur (ZVS), centro (ZVC) y norte de los Andes (ZVN) (Davidson et al., 1991). Todas las muestras del complejo Ampato-Sabancaya caen en el campo de la CVZ.

Fig. 6.1 Tipos de peligros volcánicos que puede presentar un estratovolcán como el Sabancaya y/o Ampato (tomado de USGS).

Fig. 6.2 Relaciones entre la zona de peligro proximal alrededor de un volcán y las áreas, en sección transversal (A) y planimétrica (B), inundadas por un evento lahárico (Schilling, 1998).

Cuadros

Cuadro 1.1 Estaciones climatológicas localizadas en la cuenca alta del valle del río Colca operadas por SENAMHI.

Cuadro 1.2 Precipitación total mensual completa (mm) – Período 1963-2006. Fuente: Ramos C., 2007

Cuadro 1.3 Precipitaciones durante los meses de diciembre, enero, febrero y marzo de 1990 al 2010, registradas por la Estación Meteorológica Chivay (3651 msnm) (Fuente: SENAMHI)

Cuadro 1.4 Humedad Relativa media registrada en la Estación Chivay.

Cuadro 1.5 Datos del censo del INEI del año 2007, sobre vivienda y población rural y urbana existente dentro del área de influencia del volcán Sabancaya.

Cuadro 1.6 Datos de población (según sexo) en las provincias de Caylloma, Arequipa y Castilla proyectados para el 2015 (INEI, 2007).

Tablas

Tabla 2 Resumen de las características petrográficas de las rocas del volcán Ampato. La abreviación de los minerales que se utiliza en este cuadro es la siguiente: Plg = Plagioclasa, Cpx = Clinopiroxeno, Opx = Ortopiroxeno, Anf = Anfíbol, Biot = Biotita, Oliv = Olivino, Ox = Óxido de Fe-Ti.

Tabla 3 Resumen de las características petrográficas de lavas del volcán Sabancaya. La abreviación de los minerales que se utiliza en este cuadro es la siguiente: Plg = Plagioclasa, Cpx = Clinopiroxeno, Opx = Ortopiroxeno, Anf = Anfíbol, Bt = Biotita, Oliv = Olivino, Ox = Óxido de Fe-Ti.

Tabla 4 Análisis isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de muestras efectuadas dentro del convenio INGEMMET – IRD.

