SECTOR ENERGÍA Y MINAS
INGEMMET
INSTITUTO GEOLÓGICO, MINERO Y METALÚRGICO

INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica
N° 66

Geología y Mapa de Peligros del Complejo Volcánico Tutupaca

Lima, Perú
2019

INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica
N° 66

Geología y Mapa de Peligros del Complejo Volcánico Tutupaca

Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico

Equipo de Investigación:

Jersy Mariño Salazar
Pablo Samaniego Eguiguren
Nélida Marique Llerena
Patricio Valderrama Murillo
Luisa Macedo Franco

Lima, Perú
2019

INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica
N° 66

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2019-03337

Razón Social: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET)
Domicilio: Av. Canadá N° 1470, San Borja, Lima, Perú
Primera Edición, INGEMMET 2019
Se terminó de imprimir el 08 de marzo del año 2019 en los talleres de INGEMMET

Tiraje: 170

© **INGEMMET**
Derechos Reservados. Prohibida su reproducción

Presidente Ejecutivo: Henry Luna Córdova.

Gerente General (e): Yelena Alarcón Butrón.

Comité Editor: Jorge Chira Fernández, César Chacaltana Budiel, Verónica Falcone Mispireta.

Dirección encargada del estudio

Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico: César Chacaltana Budiel.

Unidad encargada de edición

Unidad de Relaciones Institucionales: Verónica Falcone Mispireta.

Revisor Externo: Pablo Samaniego Eguiguren (IRD).

Corrección gramatical y de estilo: Consuelo Meza Lagos.

Diagramación: Zoila Solis Yzaguirre.

Fotografía de la carátula: Flanco sur del Complejo Volcánico Tutupaca.

Referencia bibliográfica

Mariño, J.; Samaniego, P.; Manrique, N.; Valderrama, P. & Macedo. L. (2019) - Geología y mapa del Complejo Volcánico Tutupaca. *INGEMMET, Boletín, Serie C:* Geodinámica e Ingeniería Geológica, 66, 165 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 7

ABSTRACT 9

CAPÍTULO I 11

INTRODUCCIÓN 11

1.1 UBICACIÓN Y ACCESO 12

1.2 OBJETIVOS 12

1.3 METODOLOGÍA DEL TRABAJO 12

1.3.1 Trabajos de gabinete 12

1.3.2 Trabajo de campo 14

1.3.3 Trabajos de laboratorio 14

1.4 ESTUDIOS GEOLÓGICOS Y VOLCANOLÓGICOS ANTERIORES 14

1.5 CLIMA E HIDROLOGÍA 15

CAPÍTULO II 21

GEOMORFOLOGÍA 21

2.1 GEOFORMAS DE ORIGEN VOLCÁNICO 21

2.1.1 Estratovolcanes Pre-Tutupaca (Est) 21

2.1.2 Lavas y domos del Tutupaca Basal (Lav-tb, Dom-al, Dom-ba) 21

2.1.3 Estratocono y domos del Tutupaca Oeste (Est-to, Dom-to) 23

2.1.4 Estratocono y domos del “Tutupaca Reciente” (Est-tr) 23

2.1.5 Altiplanicie piroclástica y de avalancha de escobros (Alt-pi) 23

2.1.6 Cicatrices de colapso 23

2.2 GEOFORMAS DE ORIGEN GLACIAR 26

2.2.1 Circos glaciares 26

2.2.2 Valles glaciares (Val-gl) 26

2.2.3 Morrenas del Pleistoceno (Mo-pl) 26

2.2.4 Morrenas del Holoceno (Mo-ho) 26

2.3 OTRAS GEOFORMAS 26

2.3.1 Llanuras aluviales (Qh-al) 26

CAPÍTULO III 31

GEOLOGÍA REGIONAL 31

3.1 ESTRATIGRAFÍA 31

3.1.1 Grupo Toquepala (Cretácico superior a Eoceno medio) 31

3.1.2 Formación Huaylillas (Mioceno inferior a Mioceno superior) 31

3.1.3 Secuencias Volcanoclásticas y lacustres (N-Vc) 31

3.1.4 Formación Capillune (Mioceno superior a Plioceno medio, N-ca) 31

3.1.5 Grupo Barroso (Mioceno superior a Pleistoceno, N-ch) 33

3.1.6 Depósitos morrénicos (P-Mo, H-Mo) 36

3.1.7 Depósitos aluviales (Qh-Al) 36

3.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL 37

CAPÍTULO IV 41

GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA 41

4.1 EDIFICIO TUTUPACA BASAL....41
4.1.1 Flujos de lava....41
4.1.2 Domos alineados (P-Tb5)....44
4.1.3 Depósito de corriente de densidad piroclástica “Callazas” (P-Tb6)....44
4.2 EDIFICIO TUTUPACA OESTE....45
4.2.1 Secuencia de flujos de lava y piroclástos hidrotermalizados del estrato-cono inferior (P-To1)....45
4.2.2 Domos (P-To3)....47
4.2.3 Secuencia de flujos de lava hidrotermalizada del estrato-cono superior (P-To4)....47
4.2.4 Depósito de avalancha de escombros “Tacalaya” (P-To2)....47
4.2.5 Secuencia de caídas piroclásticas....49
4.3 EDIFICIO TUTUPACA RECIENTE....55
4.3.1 Domos (H-Tr1)....55
4.3.2 Depósito de avalancha de escombros “Azufre” (H-Tr2a, H-Tr2b)....58
4.3.3 La erupción de 1787 a 1802 d.C. del volcán Tutupaca....67

CAPÍTULO V....85
PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA DE PRODUCTOS VOLCÁNICOS....85
5.1 PETROGRAFÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA....85
5.1.1 Andesita Basáltica....85
5.1.2 Andesita rica en clinopiroxeno....86
5.1.3 Dacita rica en anfíbol....86
5.2 MINERALOGÍA DE PRODUCTOS DEL “TUTUPACA RECIENTE”....92

CAPÍTULO VI....97
GEOQUÍMICA DE LOS PRODUCTOS VOLCÁNICOS....97
6.1 EVOLUCIÓN DE LOS ELEMENTOS TRAZA....100
6.2 DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS....100
6.3 DIAGRAMAS DE TIERRAS RARAS....103

CAPÍTULO VII....105
PELIGROS VOLCÁNICOS Y ESCENARIOS ERUPTIVOS EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA....105
7.1 TIPOS DE PELIGROS VOLCÁNICOS....106
7.1.1 Las corrientes de densidad piroclástica....106
7.1.2 Las avalanchas de escombros....106
7.1.3 Las caídas de ceniza y pómez....106
7.1.4 Los flujos de escombros (lahares)....107
7.1.5 Los proyectiles balísticos....107
7.1.6 Los gases volcánicos....107
7.2 ESCENARIOS ERUPTIVOS....107
7.2.1 Primer escenario: crecimiento de domo, acompañado por actividad explosiva de tipo vulcaniano (VEI 1-2)....108
7.2.2 Segundo escenario: crecimiento y colapso de domos con generación de corrientes de densidad piroclástica (VEI 2-3)....111
7.2.3 Tercer escenario: crecimiento de domos con colapso de flanco, emplazamiento de avalanchas de escombros y erupción lateralmente dirigida (VEI 3-4)....112
7.2.4 Cuarto escenario: erupción subpliniana a pliniana, con generación de corrientes de densidad piroclástica (VEI 4-5)....114

CAPÍTULO VIII....119
MAPA DE PELIGROS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA....119
8.1 INTRODUCCIÓN....119
8.2 LINEAMIENTOS PARA LA ELABORACIÓN DEL MAPA DE PELIGROS....119
8.3 MAPA DE PELIGROS MÚLTIPLES DE LA ZONA PROXIMAL....120
8.3.1 Metodología para la zonificación de peligros de la zona proximal....120

8.3.2 Zona de alto peligro (rojo) 125
8.3.3 Zona de moderado peligro (naranja) 125
8.3.4 Zona de bajo peligro (amarillo) 125
8.4 MAPA DE PELIGROS POR LAHARES 126
8.5 MAPA DE PELIGROS POR CAÍDA DE CENIZA Y PÓMEZ 129
8.5.1 Zona de alto peligro (rojo) 130
8.5.2 Zona de moderado peligro (naranja) 130
8.5.3 Zona de bajo peligro (amarillo) 130

CAPÍTULO IX 133
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 133
9.1 CONCLUSIONES 133
9.2 RECOMENDACIONES 135
BIBLOGRAFÍA 137
ANEXOS 143
Anexo 1 Resultados de análisis químicos 145
Anexo 2 Breve glosario 157

RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES 159

RESUMEN

El Complejo Volcánico Tutupaca (CVT) se encuentra ubicado en la Cordillera Occidental de los Andes del sur del Perú, en el extremo sureño del arco volcánico peruano. Está aproximadamente a 60 km al este de la ciudad de Moquegua y 105 km al norte de la ciudad de Tacna. El CVT se ha edificado sobre un substrato constituido de rocas ignimbríticas y secuencias volcano-sedimentarias de edad Mio-Pliocénica. El CVT está formado por tres edificios: Tutupaca Basal, Tutupaca Oeste y Tutupaca Reciente. El edificio Tutupaca Basal es el más antiguo del complejo. Se formó durante el Pleistoceno inferior a superior. Este edificio está constituido por secuencias de flujos de lava de más de 500 m de espesor, además de domos y un depósito de corriente de densidad piroclástica denominado Callazas. Los domos se encuentran alineados en dirección NNO-SSE. El edificio Tutupaca Oeste se formó durante el Pleistoceno tardío e inicios del Holoceno. Está constituido por domos yuxtapuestos en su base, que fueron cubiertos por secuencias lávicas. El colapso del flanco occidental de este edificio emplazó el depósito de avalancha de escombros Tacalaya, que aflora al oeste y suroeste. Este edificio ha sido asociado también a una importante secuencia de depósitos de caída piroclástica que aflora al sur, entre 15 y 30 km de distancia, cuya base ha sido datada en 10 a 12 ka. El edificio Tutupaca Reciente, es el más joven del complejo. No está afectado por la erosión glaciar, por lo que se infiere que posee una edad Holocénica. El edificio está constituido por al menos siete domos lávicos y dos escarpas o anfiteatros de colapso. La escarpa más antigua está abierta en dirección este, y la más reciente posee más de 1 km de diámetro, y está abierto hacia el noreste. El depósito de avalancha de escombros Azufre ha sido asociado a la primera escarpa. Este aflora entre 2 y 7 km de distancia, al sur, este y sureste, con pequeños ramales al oeste.

A partir de datos de campo, dataciones y crónicas históricas, se infiere que el edificio Tutupaca Reciente tuvo su último ciclo eruptivo entre 1787 a 1802 d.C. Se asociaron a este ciclo eruptivo el depósito de corriente de densidad piroclástica Zuripujo —datado entre 190 ± 30 y 230 ± 30 aAP—, que aflora al este del edificio volcánico, así como el depósito de avalancha de escombros Paipatja y el depósito de corriente de densidad piroclástica Paipatja, este último datado en 220 ± 40 y 235 ± 35 aAP. El depósito de corriente de densidad piroclástica Paipatja se originó durante una erupción lateral (*lateral blast*) debido al colapso del flanco noreste del edificio Tutupaca Reciente, el cual dio origen a la segunda escarpa de colapso. El ascenso de magma juvenil provocó el colapso del flanco NE del volcán, lo que ocurrió de forma simultánea con el emplazamiento de flujos piroclásticos. El volumen total estimado del depósito de corriente de densidad piroclástica Paipatja fue del orden de 6.5-7.5 × 107 m^3, correspondiente a una erupción con Índice de Explosividad Volcánica 3 (Samaniego et al., 2015). Este colapso de flanco posiblemente sea el más joven de los Andes y la erupción asociada es la segunda más grande ocurrida en el sur del Perú en época histórica, después de la erupción del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C.

Los flujos de lava del Tutupaca Basal están constituidos por andesitas y dacitas (2.1 – 4.6 wt.% K_2O y 58.7 – 69.6 wt.% SiO_2) y los domos alineados también están constituidos por andesitas y dacitas (2.5 – 3.4 wt.% K_2O y 61.7 – 68.6 wt.% SiO_2). Se han identificado andesitas ricas en clinopiroxeno, dacitas ricas en anfíbol y dacitas con anfíbol y clinopiroxeno. Los flujos de lava están conformados por minerales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti, y ocasionalmente se observan anfíboles, biotitas y olivino. Por otro lado, los domos están constituidos por minerales de plagioclasa, anfíbol, biotita y eventualmente clinopiroxeno y ortopiroxeno. La corriente de densidad piroclástica Callazas es altamente vesiculada; contiene minerales de plagioclasa, anfíbol, clinopiroxeno, biotita y óxidos de Fe-Ti. El edificio Tutupaca Oeste está comprendido por andesitas basálticas, andesitas y dacitas (1.8 – 4.5 wt.% K_2O y 59.7 – 69.4 wt.% SiO_2). Los flujos de lava y domos de este edificio están constituidos por fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, esfena, óxidos de Fe-Ti y eventualmente clinopiroxeno y cuarzo. En los domos se han encontrado enclaves, cuya asociación mineral está comprendida por fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y óxidos de Fe-Ti. Las pómez de los depósitos de caídas son altamente vesiculadas y están constituidas por fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y eventualmente anfíboles. Los productos del edificio Tutupaca Reciente está comprendido por dacitas (2.9 – 3.7 wt.% K_2O y 63.2 – 68.0 wt.% SiO_2), y los enclaves

englobados en los domos tienen composición andesita basáltica. La asociación mineral de los depósitos de este edificio está conformada por plagioclasa, anfíbol, clinopiroxeno, anfíbol, biotita, esfena, apatito y óxidos de Fe-Ti.

Se han definido cuatro escenarios eruptivos ante una posible erupción del volcán Tutupaca (edificio Tutupaca Reciente): a) crecimiento de domo, acompañado por actividad explosiva de tipo vulcaniano (VEI 1-2); b) crecimiento y colapso de domos con generación de corrientes de densidad piroclástica (VEI 2-3); c) crecimiento de domos con colapso de flanco, emplazamiento de avalanchas de escombros, y erupción lateralmente dirigida (VEI 3-4); d) erupción subpliniana a pliniana, con generación de corrientes de densidad piroclástica (VEI 4-5).

En base a estos escenarios se elaboró el mapa de peligros múltiples de la zona proximal, el mapa de peligros por lahares, y el mapa de peligros por caída de ceniza y pómez. El mapa de peligros múltiples de la zona proximal presenta tres zonas de peligro: a) la zona de alto peligro (color rojo), que puede ser severamente afectada por corrientes de densidad piroclástica generadas por el colapso de domos, por flujos de lava y lahares. Esta zona alcanza en promedio entre 2 y 4 km en dirección N, NE y O, y entre 5 y 6 km de distancia en dirección S, SE, SO y E; b) la zona de moderado peligro (color naranja), que puede ser afectada por avalanchas de escombros, corrientes de densidad piroclástica de mayor movilidad, generadas por colapso de domos y por lahares. Esta zona alcanza alrededor de 5 y 7 km de distancia en los sectores NO, N y NE, y entre 8 y 10 km al S, SO, E y SE; c) la zona de bajo peligro (color amarillo), que puede ser afectada por corrientes de densidad piroclástica originada durante una explosión lateralmente dirigida y por lahares. Esta zona alcanza aproximadamente entre 6 y 10 km, en los sectores E, NE, N, O y SO, y entre 12 y 15 km de distancia hacia el sur.

El mapa de peligros por lahares (flujos de escombros) presenta tres zonas de peligros. Una zona roja, que es considerada de alto peligro, y corresponde a la zona de mayor posibilidad de ser afectada por lahares poco voluminosos, de alrededor de 0.5 millones m^3; una zona naranja, de moderado peligro, que puede ser afectada por lahares de 1 millón de m^3; y una zona amarilla, considerada de bajo peligro, que puede ser afectada por lahares muy voluminosos de alrededor de 3 millones de m^3.

El mapa de peligros por caídas de ceniza y pómez también presenta 3 zonas de peligros: a) zona de alto peligro (color rojo), ubicada dentro de un radio de 10 km del volcán Tutupaca (edificio Tutupaca Reciente), que puede ser afectada por caídas de ceniza de pocos milímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 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 (VEI 4-5); b) zona de moderado peligro (color naranja), ubicada dentro de un radio de 30 km, que puede ser afectada por caídas de ceniza de pocos milímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3), y por caídas de ceniza, lapilli y bloques de pómez del orden de varios centímetros a decímetros de espesor en erupciones grandes (VEI 4-5); c) zona de bajo peligro (color amarillo), que se extiende más allá de los 30 km de distancia del volcán, que podría ser afectada por caídas de ceniza muy finas, de diámetro micrométrico, durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), por caídas de ceniza de algunos milímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3), y por caídas de ceniza de pocos centímetros de espesor en erupciones grandes (VEI 4-5).

ABSTRACT

The Tutupaca Volcanic Complex (CVT) is located in the Western Cordillera of the Andes of Southern Peru, at the southern end of the Peruvian volcanic arc. It is approximately 60 km east of the city of Moquegua and 105 km north of the city of Tacna. The CVT has been built on a substrate constituted by ignimbritic rocks and volcano-sedimentary sequences of Mio-Pliocene age. The CVT is made up of three structures, "Tutupaca Basal", "Tutupaca Oeste" and "Tutupaca Reciente". The oldest, "Tutupaca Basal", was formed during the Lower Pleistocene to Superior. This structure is constituted by sequences of lava flows of more than 500 m thick, domes and a pyroclastic density current deposit called "Callazas". The domes are aligned in the NNO-SSE direction. The "Tutupaca Oeste" structure was formed during the Late Pleistocene and the beginning of the Holocene, it is constituted by juxtaposed domes at its base, which were covered by lava sequences. The collapse of the western flank of this structure emplaced the "Tacalaya" avalanche deposit, which has outcroppings to the West and Southwest. Also, this structure has been associated with an important sequence of pyroclastic fall deposit that crops out to the South, 15-30 km away, whose base has been dated to 10 to 12 ka. The "Tutupaca Reciente" structure is the youngest of the complex, and is not affected by glacial erosion, which is why we infer that it was formed during the Holocene Age. The structure consists of at least seven lava domes and two escarpments or amphitheaters of collapse. The oldest escarpment is open to the east, and the youngest opens to the northeast, having a diameter greater than 1 km. The "Azufre" avalanche deposit has been associated to the first scarp that outcrops between 2 and 7 km away, to the South, East and Southeast, with small branches to the West.

From field data, dating and historical chronicles, we infer that the "Tutupaca Reciente" had its last eruptive cycle between 1787 and 1802 AD. The deposits associated with this eruptive cycle are the pyroclastic density current deposit "Zuripujo" are dated between 190 ± 30 and 230 ± 30 BP, which outcrops to the east of the volcanic structure; as well as the "Paipatja" avalanche deposit and the "Paipatja" pyroclastic density current deposit, the last one was dated at 220 ± 40 and 235 ± 35 BP. The "Paipatja" pyroclastic density current, originated during a lateral eruption ("lateral blast"), due to the collapse of the Northeast flank of the Tutupaca Recent structure, this gave origin to the second escarpment of collapse. The rise of juvenile magma caused the NE flank of the volcano to collapse, which occurred simultaneously with the emplacement of pyroclastic flows. The total estimated volume of the pyroclastic density current "Paipatja" deposit is 6.5-7.5 × 107 m3, corresponding to Volcanic Explosive Index 3 eruption (Samaniego et al., 2015). This collapsed flank is possibly the youngest of the Andes and the associated eruption is the second largest occurring in southern Peru in historical times, after the eruption of the Huaynaputina volcano of 1600 AD.

The lava flows of the "Basal Tutupaca" are constituted by andesites and dacites (2.1 - 4.6 wt% K2O and 58.7 - 69.6 wt.% SiO2) and the aligned domes are also constituted by andesites and dacites (2.5 - 3.4 wt.% K2O and 61.7 - 68.6 wt.% SiO2). Andesites rich in clinopyroxene, dacites rich in amphibole and dacites with amphibole and clinopyroxene have been identified. The lava flows contain plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and Fe-Ti oxides minerals. Amphiboles, biotites and olivine are also occasionally observed. On the other hand, the domes are constituted by plagioclase, amphibole, biotite and eventually clinopyroxene and orthopyroxene minerals. The "Callazas" pyroclastic density current contains plagioclase, amphibole, clinopyroxene, biotite and Fe-Ti oxides minerals and is highly vesiculated. The "Tutupaca Oeste" structure contains basaltic andesites, andesites and dacites (1.8-4.5 wt.% K2O and 59.7-69.4 wt.% SiO2). The lava flows and domes of this structure are constituted by phenocrystals of plagioclase, amphibole, biotite, spheena, Fe-Ti oxides and eventually clinopyroxene and quartz. Enclaves found in the domes are comprised of plagioclase, amphibole, biotite and Fe-Ti oxide phenocrysts. The pumice deposits are highly vesicular and consist of plagioclase phenocrysts, clinopyroxene, Fe-Ti oxides and eventually amphiboles. The products of the Tutupaca Reciente structure are constituted of dacites (2.9-3.7 wt.% K2O and 63.2-68.0 wt.% SiO2), and the enclaves in the domes have basaltic andesite composition. The mineral association of the deposits of this structure is constituted of plagioclase, amphibole, clinopyroxene, amphibole, biotite, sphena, apatite and Fe-Ti oxides.

Five eruptive scenarios have been defined in a possible eruption of the Tutupaca volcano (Tutupaca Reciente structure): a) dome growth, accompanied by volcanic explosive activity (VEI 1-2); b) growth and collapse of domes with generation of pyroclastic density currents (VEI 2-3); c) growth of domes with collapse of the flank, avalanche deposit emplacement, and lateral blast eruption (VEI 3-4); d) sub-plinian to plinian eruption, with generation of pyroclastic density currents (VEI 4-5). Based on these scenarios, we have developed the multiple hazard map of the proximal zone, the lahars hazard map, and the ash and pumice fall hazard map. The multiple hazards map of the proximal zone presents three hazard zones: a) the high hazard zone (red color), which can be severely affected by pyroclastic density currents generated by the collapse of domes, lava flows and lahars. This zone reaches on average between 2 and 4 km in the N, NE and O direction, and between 5 and 6 km in the S, SE, SO and E directions; b) the moderate hazard zone (orange color), which can be affected by avalanches, pyroclastic density currents of greater mobility generated by collapse of domes and lahars. This zone reaches approximately 5 and 7 km, in the sectors NO, N and NE, and between 8 and 10 km to the S, SO, E and SE; c) the low hazard zone (yellow color), which can be affected by pyroclastic density currents originating during a lateral blast explosion and by lahars. This zone reaches between 6 and 10 km, in the sectors E, NE, N, O and SO, and between 12 and 15 km towards the S.

The map of hazards by lahars (debris flows) presents three hazard zones. A red high hazard zone, corresponds to the zone of greater possibility of being affected by little voluminous lahars, of approximately 0.5 million m3.; another orange zone of moderate hazard, which can be affected by lahars of 1 million m3; and a yellow zone considered low hazard, that can be affected by highly voluminous lahars, of approximately 3 million m3. The hazard map for ash and pumice falls also presents 3 hazard zones: a) high hazard zone (red color), located within a radius of 10 km from the Tutupaca volcano Tutupaca Reciente structure, which may be affected by ash falls of a few millimeters in thickness during small to moderate eruptions (VEI 1-2), by ash falls of a few centimeters thick in medium eruptions (IEV 3), and by ash, lapilli fall and pumice blocks from order of several centimeters to decimeters thick in large eruptions (VEI 4-5), b) moderate hazard zone (orange color), located within a radius of 30 km, which can be affected by ash fall of a few millimeters thickness during small to moderate eruptions (VEI 1-2), by ash fall of a few centimeters thick in medium eruptions (VEI 3), and by ash, lapilli fall and pumice blocks of several centimeters to decimeters thick, in large eruptions (VEI 4-5); c) low hazard zone (yellow color), which extends beyond the 30 km distance of the volcano, which could be affected by very fine ash fall, of micrometric diameter, during small to moderate eruptions (VEI 1-2), by ash fall of a few millimeters thick in medium eruptions (VEI 3), and by ash falls of a few centimeters thick in large eruptions (VEI 4-5).

CAPÍTULO I
INTRODUCCIÓN

El Complejo Volcánico Tutupaca (CVT) forma parte de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC), entre el sur del Perú, el oeste de Bolivia y el norte de Chile (15°S a 28°S). La actividad volcánica en la ZVC se ha prolongado al menos desde el Plio-Cuaternario (De Silva & Francis, 1991), y es el resultado de la subducción de la placa oceánica de Nazca, bajo la placa continental sudamericana. Este proceso de subducción se inició en el Mesozoico (Mamani et al., 2010). Actualmente, la dirección de convergencia entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana es de aproximadamente N78°E, con una velocidad de subducción de 5–7 cm/año (Somoza, 1998; Norabuena et al., 1999). Como resultado de este proceso, el arco volcánico se ha desarrollado aproximadamente a 240 km del borde de la placa Sudamericana, paralelamente a la fosa de Perú-Chile. El arco volcánico que constituye la ZVC tiene alrededor de 1000 km de largo, y es de naturaleza calco-alcalina con predominancia de andesitas, aunque es común encontrar magmas mucho más silíceos (Mamani et al., 2010).

La cadena volcánica del sur peruano tiene aproximadamente 50 km de ancho y 600 km de largo. Está constituida por estratovolcanes tales como el Sara Sara, Misti y Ubinas; también por complejos volcánicos como el Tutupaca, Yucamane-Calientes, Sabancaya-Ampato, Coropuna, Chachani y Casiri; por complejos de domos de lava como el Ticsani y Purupuruni; y finalmente, por campos de volcanes monogenéticos como el de Huambo-Andahua-Orcopampa. Los depósitos volcánicos más abundantes son flujos de lava, caídas piroclásticas, ignimbritas, avalanchas de escombros y volcanoclastos. De los volcanes citados, ocho son volcanes activos, denominados así porque han tenido por lo menos una erupción durante el Holoceno, es decir, en los últimos 11 mil años. Estos son el Ubinas, Sabancaya, Misti, Tutupaca, Yucamane, Huaynaputina, Ticsani y Coropuna.

Las erupciones de estos volcanes han generado impactos ambientales y socio-económicos importantes. Podemos citar como ejemplo la más grande erupción histórica en los Andes ocurrida en el volcán Huaynaputina en febrero del año 1600 d.C. Esta alcanzó un Índice de Explosividad Volcánica 6 (VEI 6), ocasionó la muerte de aproximadamente 1500 personas, generó un impacto climático a nivel global y sepultó cerca de 15 poblados pequeños, localizados a menos de 20 km alrededor del volcán (Thouret et al., 1999). Por otro lado, las recientes erupciones del volcán Ubinas (2006–2009 y 2013–2015), que alcanzaron un VEI 2, generaron destrucción de cultivos y obligó a la evacuación de cientos de pobladores hacia refugios más seguros (Rivera et al., 2010; Mariño et al., 2011). A consecuencia de esta última erupción, durante el año 2014, el Gobierno Regional de Moquegua empezó a implementar el reasentamiento de más de 150 pobladores en Querapi, hacia el sector de Pampas de Jaguay, con una inversión de casi 3.5 millones de soles.

En el área de influencia del CVT se encuentra una importante población e infraestructura con un grado de vulnerabilidad variable, frente a una potencial reactivación de este volcán. Se estima que son cerca de 10 mil pobladores que habitan en la provincia de Candarave, así como en los distritos de Camilaca, Huanuara, Cairani, entre otros, y que se encuentran en un radio de 30 km del volcán Tutupaca. En cuanto a la infraestructura vulnerable, resalta un tramo de la carretera Binacional Ilo-Desaguadero-La Paz Sur, las represas Pastogrande y Coltani, así como las lagunas Suches, Vizcachas, Loriscota, Vilacota y la cuenca del río Callazas, que abastecen de agua a los poblados cercanos, y a grandes operaciones mineras como Cuajone y Toquepala.

En el presente trabajo, se muestra la evolución vulcanológica del CVT, los dinamismos eruptivos de las erupciones pasadas de este volcán, la frecuencia y magnitud de sus erupciones, así como el alcance y naturaleza de sus productos volcánicos. Toda esta información se utilizó en la construcción de escenarios eruptivos potenciales para la evaluación de peligros y, finalmente, para la elaboración del mapa de peligros del CVT. El presente estudio forma parte del proyecto “GA-17: Geología y mapa de peligros de los volcanes Tutupaca y Yucamane”, ejecutado entre los años 2012 y 2014, por la Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico del INGEMMET, en cooperación con el Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) de Francia, el Laboratorio de Magmas y Volcanes y la Universidad Clermont Auvergne (Francia).

1.1 UBICACIÓN Y ACCESO

El Complejo Volcánico Tutupaca (CVT) se encuentra ubicado en la Cordillera Occidental de los Andes del sur del Perú, en el extremo sur del arco volcánico peruano (Figura 1.1). El CVT se ubica aproximadamente a 60 km al este de la ciudad de Moquegua y a 105 km al norte de la ciudad de Tacna. Geográficamente, el CVT se localiza al extremo norte de la región Tacna, en la jurisdicción de la provincia y distrito de Candarave.

En las coordenadas 8122000 - 350000, 8122000 - 360000, 8104000 - 350000, 8104000 - 360000.

El CVT cubre un área aproximada de 150 a 170 km^2. Presenta tres edificios sucesivos: el más antiguo denominado Tutupaca Basal; un segundo edificio —mucho más joven que el precedente— llamado Tutupaca Oeste, cuya cima está a 5815 msnm; y un tercer edificio ubicado en el extremo oriental del complejo, denominado Tutupaca Reciente, y cuya cumbre alcanza los 5790 msnm.

El acceso al complejo volcánico Tutupaca se puede realizar por 3 vías principales, las cuales permiten llegar al volcán desde las ciudades de Moquegua y Tacna:

- La carretera Tacna-Tarata-Candarave, a través de la cual se accede al flanco sur del CVT.
- La carretera Tacna-Locumba-Candarave, a través de la cual se accede al flanco sur del CVT.
- La carretera Binacional Ilo-Moquegua-Desaguadero, que pasa cerca del flanco norte del Tutupaca (Figura 1.1).

Así mismo, en alrededores y dentro del CVT existen varias vías carrozables que permiten un relativo fácil acceso para los trabajos de geología.

1.2 OBJETIVOS

El principal objetivo del presente estudio fue realizar los estudios geológicos para conocer el comportamiento pasado del CVT, construir los escenarios eruptivos potenciales y elaborar el mapa de peligros de dicho volcán. El mapa de peligros del CVT, tiene como propósito brindar información a la sociedad y autoridades locales, regionales y nacionales para ser utilizada en la reducción del riesgo de desastres, el manejo de una eventual crisis volcánica del volcán Tutupaca, la elaboración de planes de contingencia, el ordenamiento del territorio, la formulación de proyectos de desarrollo y la implementación de políticas educativas de prevención.

1.3 METODOLOGÍA DEL TRABAJO

El presente trabajo se desarrolló entre los años 2012 y 2014. En una primera etapa, los trabajos se centraron en conocer la geología y evolución del CVT, mientras que en una segunda etapa se orientaron hacia la evaluación y zonificación de los peligros volcánicos. Los trabajos fueron de gabinete, campo y laboratorio. Estos tres trabajos se efectuaron durante los 3 años que duró el proyecto y de forma alternada. Seguidamente, se presenta una descripción de dichos trabajos.

1.3.1 Trabajos de gabinete

Los trabajos de gabinete que se efectuaron fueron los siguientes:

- Se recopiló y analizó la información bibliográfica relacionada al CVT, principalmente estudios geológicos, relatos históricos y crónicas sobre las erupciones históricas del volcán.
- Se realizó la fotointerpretación, para lo cual se emplearon: a) 27 fotografías aéreas tomadas en 1955 por el Instituto Geográfico Nacional del Perú (IGN); b) imágenes ASTER en combinación de bandas 3-2-1; c) imágenes LANDSAT-TM 2000 en combinación de bandas 7-3-4.
- Se confeccionó la base cartográfica, para lo cual se adquirió una base topográfica a escala 1:25 000, elaborada por el IGN, donde se representaron los mapas temáticos.
- Se elaboró el Modelo de Elevación Digital (DEM) de alta resolución.
- Se procesó y pasó en limpio toda la información tomada en campo, tales como el cartografiado geológico, las columnas estratigráficas y tefro-estratigráficas, y secciones geológicas.
- Se elaboraron los tres mapas de peligros: mapa de peligros múltiples de la zona proximal, mapa de peligros por caídas piroclásticas y mapa de peligros por emplazamiento de lahares.
- Se elaboraron los mapas geomorfológico y estructural.
- Se digitalizaron los distintos mapas temáticos, para ello se utilizaron los programas Arcgis 10.1 y ENVI 4.5.
- Se efectuó el modelamiento de los procesos volcánicos, principalmente de lahares y avalanchas de escombros. Para ello se emplearon los programas computacionales LaharZ (Iverson & Scilling, 1998) y VolcFlow (Kelfoun & Druitt, 2005).
- Se realizaron análisis químicos y secciones delgadas con el fin de caracterizar la geoquímica y mineralogía de los productos volcánicos.
- Se efectuó el estudio petrográfico y geoquímico de productos del CVT.
- Se redactó de forma conjunta, con todos los participantes del proyecto, el presente informe técnico.

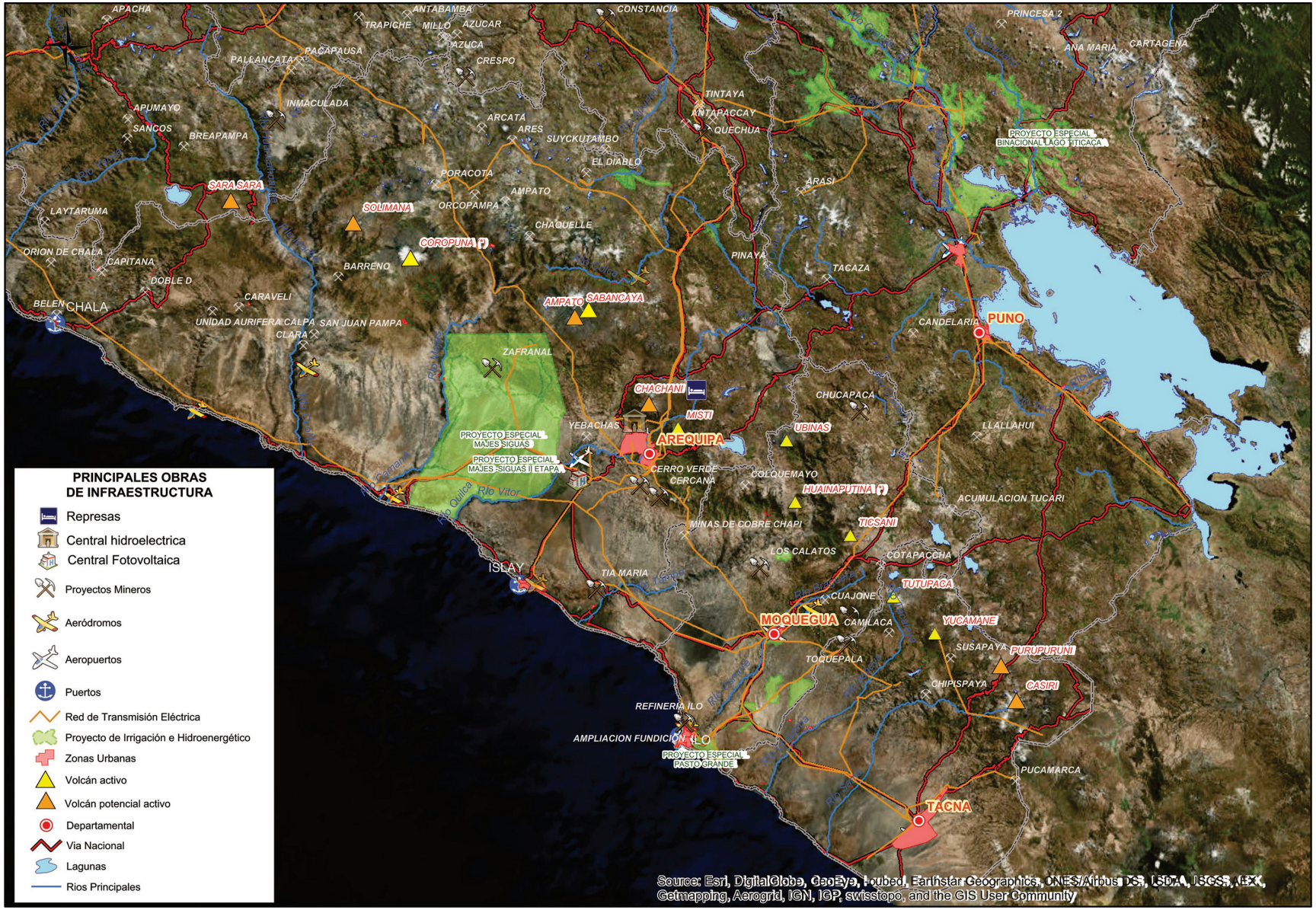


Figura 1.1 Ubicación de los volcanes activos y potencialmente activos del arco volcánico del sur del Perú. También se muestra las principales ciudades e infraestructuras en riesgo.

1.3.2 Trabajo de campo

Para los trabajos de campo se efectuaron entre 3 a 4 campañas por año, entre el 2012 y 2014. Cada campaña tuvo una duración comprendida entre 8 y 15 días. Los principales trabajos desarrollados fueron:

- Cartografiado geológico a nivel de detalle, escala 1:25 000, de depósitos del CVT.
- Estudios detallados de los depósitos de la última erupción del volcán Tutupaca, especialmente de los flujos piroclásticos y depósitos de avalanchas de escombros. Esto permitió conocer varias facies en dichos depósitos, así como estructuras de flujo (*ridges*) y los mecanismos de emplazamiento.
- Muestreo de productos volcánicos del CVT, turba y carbón, asignándole un código a cada una de ellas, además de coordenadas de ubicación (UTM) y descripciones macroscópicas. En total se recolectaron 245 muestras.
- Levantamiento de columnas estratigráficas, tefro-estratigráficas y perfiles estructurales.
- Registro fotográfico de los depósitos y estructuras volcánicas.
- Descripción detallada de las características más resaltantes de los depósitos volcánicos.
- Descripción detallada de las características geológicas, geomorfológicas y estructurales de zonas previamente establecidas.
- Evaluación de los peligros volcánicos, que tomaron en cuenta el tipo o tipos de erupciones más frecuentes del CVT.

1.3.3 Trabajos de laboratorio

Estos trabajos se realizaron en distintos laboratorios, tanto en el Perú como en el extranjero. Los más importantes fueron:

- Procesamiento de imágenes de satélite, efectuado en el Laboratorio de Teledetección del Ingemmet.
- Preparación de muestras, que incluye cortado, chancado y pulverizado. Se efectuó en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Ingemmet.
- Estudio petrográfico de las secciones delgadas, inicialmente realizado en el Laboratorio de Petromineralogía del Ingemmet, y posteriormente en un microscopio de marca LABOMED Lx 400P.
- Análisis geoquímicos de elementos mayores y trazas, mediante el método de ICP-AES. Se efectuó en el Laboratoire Domaines Océaniques, Université de Bretagne Occidentale (Francia).
- Estudio con microsonda electrónica, realizado en el Laboratoire de Magmas et Volcans, Université Blaise Pascal (Francia).
- Dataciones radiométricas (^{14}C y $^{40}K/^{40}Ar$) en los laboratorios Center for Isotope Research, de Université de Groningen (Holanda) y en el Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA – CNRS, Gif-sur-Yvette (Francia).
- Modelamiento analógico del emplazamiento de los depósitos de avalanchas de escombros recientes. El trabajo fue realizado en el Laboratorio de Magmas y Volcanes (Clermont, Francia).

1.4 ESTUDIOS GEOLÓGICOS Y VOLCANOLÓGICOS ANTERIORES

Los trabajos y publicaciones geológico-vulcanológicos del CVT son muy limitados. La mayoría versa sobre trabajos regionales y tocan de forma limitada el CVT. A continuación, se presenta una descripción de las más relevantes:

De Silva & Francis (1990) publicaron el artículo *Potentially active volcanoes of Peru Observations using Landsat Thematic Mapper and Space Shuttle imagery*, el cual fue presentado en el *Bulletin of Volcanology*. Describen al volcán Tutupaca como dos edificios que fueron afectados por la actividad glaciar. En el edificio noreste identifican un anfiteatro, el cual probablemente fue resultado de un *debris flow*. Los depósitos de este evento se encuentran en la parte proximal del volcán suavizando la topografía. También hacen mención de un *runout* que alcanza 7 km en dirección al noreste. Es importante mencionar que asocian la falla NO-SE al colapso del edificio norte y como causante del flujo de escombros.

Morche et al. (1994) publicaron un informe técnico denominado *Estudio geovolcánico e inventario sistemático de manifestaciones geotermales del lote Tutupaca* en el cual proponen que la evolución del volcán Tutupaca está dividida en tres fases volcánicas: la primera fase habría presentado un volcanismo lávico formado sobre la denominada Formación Huaylillas; la segunda fase habría presentado emisión de flujos de lava viscosa que permitieron la formación del edificio Tutupaca Oeste; y una tercera fase habría presentado un volcanismo efusivo y explosivo que dio lugar a la formación del edificio Tutupaca Reciente. En esta última fase, se describen domos alineados que siguen una fractura de dirección NO-SE, así como productos piroclásticos y flujos de lava.

Fidel & Zavala (2001) publicaron un boletín denominado, *Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del volcán Tutupaca* en el cual refieren a 3 fases volcánicas. Sin embargo, en este estudio se considera que la primera fase corresponde a la formación del Tutupaca Oeste, caracterizada por ser de

carácter lávico, de composición traquiandesítica. La segunda fase se caracteriza por ser de carácter lávico de composición traquiandesítica y andesítica, sin apreciarse el centro de emisión y además describen una serie de domos alineados. En este trabajo se presentan mapas preliminares de peligros volcánicos.

Masías et al. (2011) publicaron un informe técnico titulado *Estudios geoquímicos preliminares de las manifestaciones geotermales del volcán Tutupaca (Tacna)* en el cual ponen en evidencia que el volcán Tutupaca es un volcán potencialmente activo por la presencia de fumarolas localizadas en el edificio Tutupaca Este, las cuales presentan temperaturas de hasta 58,8 ºC.

Benavente et al. (2010) publicaron el artículo *Extensión en el arco volcánico actual del sur del Perú,* en el XV Congreso Peruano de Geología (2010). En este artículo se pone en evidencia un sistema de fallas normales con componentes transcurrentes que se extienden desde el volcán Huaynaputina hasta la Laguna Blanca, esta última se ubica en la frontera con Chile. Este sistema de fallas está afectando lavas del Pleistoceno, depósitos aluviales y morrenas de la última glaciación. Se encuentra en el área de estudio los volcanes Huaynaputina, Ticsani, Tutupaca y Yucamane. Según el procesamiento de 210 medidas de estrías tomadas en 10 estaciones microtectónicas, se pudo determinar que el esfuerzo principal tiene una dirección que varía entre N12° a N25°, que da como resultado un régimen tectónico extensivo.

1.5 CLIMA E HIDROLOGÍA

Los datos meteorológicos, tales como temperatura, precipitación y velocidad de vientos, han sido tomados de estaciones del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI), específicamente de las estaciones Umalzo y Candarave, situadas a 30 km al NO y 28 km al SE del CVT, respectivamente (figuras 1.2 y 1.3, Tablas 1.1–1.3). Los edificios del CVT se emplazan entre los 4000 y 5800 msnm, sobre el altiplano, denominado localmente como "Puna". En esta zona, el clima es mayoritariamente frío durante casi todo el año; es predominantemente seco en invierno, otoño y primavera. El promedio mensual de temperaturas máximas que se ha registrado entre los años 2011 y 2014 oscila entre 7 y 16 °C (Figura 1.2, Tabla 1.2), principalmente durante los meses de septiembre, octubre, noviembre y diciembre. El promedio mensual de temperaturas mínimas que se han registrado entre los años 2011 y 2014, están entre -10 y 0 °C, principalmente durante las noches de los meses de mayo, junio, julio y agosto, como lo muestran los datos de la estación Umalzo (Figura 1.2). Por esta razón, el agua de manantiales y riachuelos se congelan con facilidad. Las mayores precipitaciones tienen lugar entre los meses de enero y marzo, donde se han registrado precipitaciones de entre 200 y 560 mm/año; sin embargo, también se registran precipitaciones esporádicas en los meses de diciembre y abril. Las velocidades de viento alcanzan entre 2.4 y 7.8 m/s (Tabla 1.2).

Por debajo de los 4000 msnm, las condiciones climáticas varían sustancialmente. La estación Candarave, que se encuentra a 3435 msnm, entre los años 2010 y 2014 registró un promedio mensual de temperaturas máximas entre 15 a 20 °C (Figura 1.3, Tabla. 1.3), principalmente durante los meses de septiembre, octubre, noviembre y diciembre. El promedio mensual de temperaturas mínimas registradas alcanzaron entre -2 y 7 °C, especialmente en los meses de mayo, junio, julio y agosto (Figura 1.3). Las mayores precipitaciones tienen lugar entre los meses de enero y marzo, donde se han registrado precipitaciones de entre 100 y 470 mm/año. Finalmente, las velocidades de viento alcanzan entre 1.6 y 4.6 m/s (Tabla 1.3).

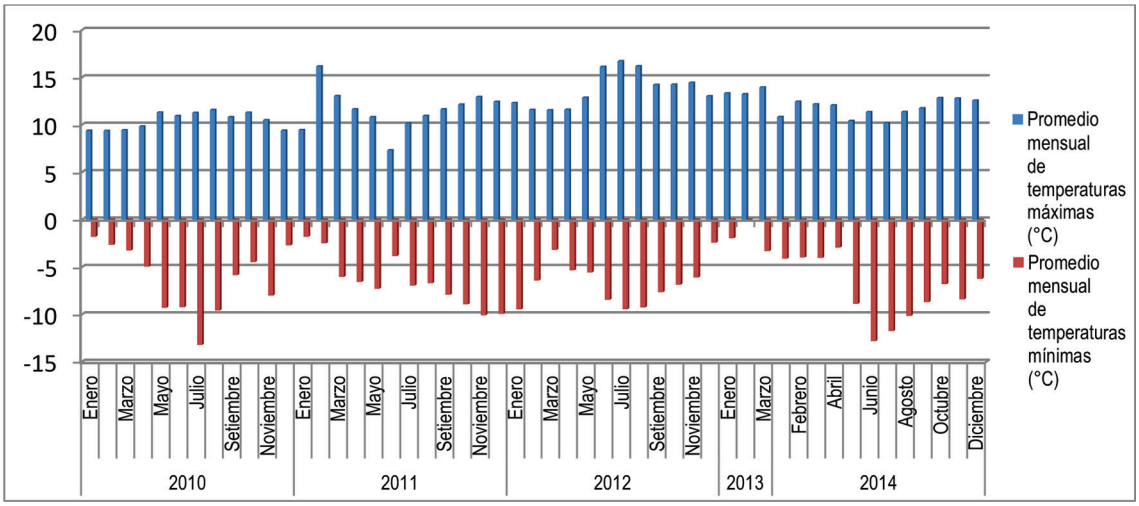


Figura 1.2 Promedio mensual de temperaturas máximas y mínimas (°C) registrado en la estación meteorológica del SENAMHI en Umalzo, entre los años 2010 y 2014.

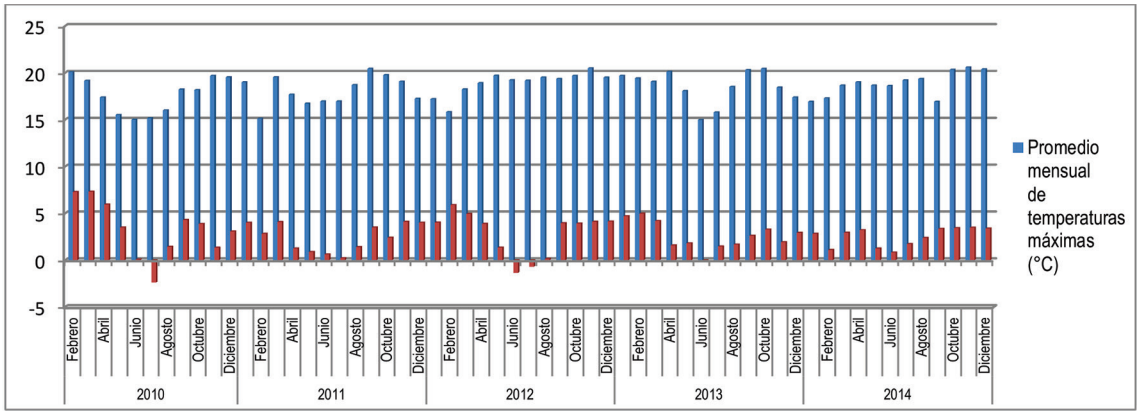


Figura 1.3 Promedio mensual de temperaturas máximas y mínimas (°C) registrado en la estación meteorológica del SENAMHI en Candarave, entre los años 2010 y 2014.

Tabla 1.1

Datos de las estaciones meteorológicas Pampa Umalzo y Candarave

Estación	Latitud	Longitud	Altitud	Región	Provincia	Distrito
Pampa Umalzo	16° 52´ 30"	70° 25´24.8"	4609 msnm	Tacna	Candarave	Candarave
Candarave	17° 16´16"	70° 15´14"	3435 msnm	Tacna	Candarave	Candarave

Tabla 1.2

Datos de temperatura, precipitación y velocidad de viento de la estación meteorológica Umalzo

Estación Umalzo					
Año	**Mes**	**Temperatura Promedio Máxima (°C)**	**Temperatura Promedio Mínima (°C)**	**Precipitación acumulada mensual (mm)**	**Velocidad del viento (m/s)**
2014	Enero	10.84	-4.12	117.7	4.9
	Febrero	12.46	-3.99	11.5	4.93
	Marzo	12.17	-4.04	23.9	5.55
	Abril	12.06	-2.95	37.4	5.07
	Mayo	10.42	-8.88	0	5.68
	Junio	11.35	-12.81	0	5.13
	Julio	10.19	-11.75	0	4.9
	Agosto	11.37	-10.14	0	4.39
	Septiembre	11.76	-8.7	0	5
	Octubre	12.84	-6.8	2.5	4.39
	Noviembre	12.8	-8.4	6.4	5.07
	Diciembre	12.57	-6.25	10.1	5.35
2013	Enero	13.33	-1.95	91.4	3.19
	Febrero	13.24	0	86.8	3.07
	Marzo	13.96	-3.31	58.6	3.74

continuación……

Estación Umalzo					
Año	**Mes**	**Temperatura Promedio Máxima (°C)**	**Temperatura Promedio Mínima (°C)**	**Precipitación acumulada mensual (mm)**	**Velocidad del viento (m/s)**
2012	Enero	12.31	-9.46	138.8	3.94
	Febrero	11.59	-6.42	132.8	4.21
	Marzo	11.55	-3.2	44.1	5.31
	Abril	11.61	-5.34	6.3	3.5
	Mayo	12.88	-5.56	0	3.77
	Junio	16.13	-8.45	0	3.6
	Julio	16.72	-9.44	0	3.39
	Agosto	16.19	-9.24	0	2.97
	Septiembre	14.23	-7.65	1.3	2.47
	Octubre	14.26	-6.85	17.6	3.19
	Noviembre	14.46	-6.1	7.2	3.17
	Diciembre	13.03	-2.42	49.5	3.06
2011	Enero	9.46	-1.81	189.1	4.9
	Febrero	16.17	-2.49	138.1	4.96
	Marzo	13.05	-6.04	46.7	4.52
	Abril	11.64	-6.56	33.1	4
	Mayo	10.82	-7.29	7.5	4.68
	Junio	7.32	-3.84	0	4.4
	Julio	10.15	-6.95	1	4.48
	Agosto	10.95	-6.7	0	3.58
	Septiembre	11.64	-7.91	0.8	3.23
	Octubre	12.15	-8.93	0.8	2.83
	Noviembre	12.95	-10.09	25.4	3.33
	Diciembre	12.43	-9.94	119.4	3.74
2010	Enero	9.39	-1.81	41.5	7.54
	Febrero	9.38	-2.65	65.7	7.21
	Marzo	9.44	-3.24	54	7.55
	Abril	9.84	-4.95	11.7	7.86
	Mayo	11.31	-9.29	14.1	7.87
	Junio	10.94	-9.23	0	7.53
	Julio	11.27	-13.21	0	7.68
	Agosto	11.58	-9.58	0	7.73
	Septiembre	10.82	-5.85	3.4	7.79
	Octubre	11.3	-4.47	0	7.33
	Noviembre	10.51	-8.01	0	7
	Diciembre	9.4	-2.72	104	7.74

Tabla 1.3

Datos de temperatura, precipitación y velocidad de viento de la estación meteorológica Candarave

Estación Candarave					
Año	**Mes**	**Temperatura Promedio Máxima (°C)**	**Temperatura Promedio Mínima (°C)**	**Precipitación acumulada mensual (mm)**	**Velocidad del viento (m/s)**
2014	Enero	16.93	2.84	83.5	3.59
	Febrero	17.3	1.11	2.1	4.61
	Marzo	18.66	2.95	3.9	3.13
	Abril	19.01	3.22	0	2.6
	Mayo	18.66	1.27	0	2.61
	Junio	18.61	0.84	0	2.43
	Julio	19.22	1.74	0	2.45
	Agosto	19.37	2.4	0	2.45
	Septiembre	16.93	3.37	0	2.37
	Octubre	20.34	3.44	0	2.81
	Noviembre	20.6	3.49	5.7	2.37
	Diciembre	20.39	3.39	1.2	2.26
2013	Enero	19.7	4.71	93.1	1.92
	Febrero	19.43	4.99	60.4	1.73
	Marzo	19.07	4.2	63.6	2.04
	Abril	20.13	1.6	0	2.23
	Mayo	18.07	1.82	10.3	3.03
	Junio	14.99	-0.16	3	3.57
	Julio	15.79	1.48	0	3.03
	Agosto	18.52	1.69	2.1	2.03
	Septiembre	20.32	2.63	0	2.13
	Octubre	20.45	3.29	0	3.13
	Noviembre	18.45	1.94	0	3.93
	Diciembre	17.39	2.94	19	4.61
2012	Enero	17.21	4.03	125.5	1.96
	Febrero	15.82	5.9	196.7	2.13
	Marzo	18.25	4.96	80.4	1.68
	Abril	18.92	3.9	19.7	2.08
	Mayo	19.71	1.36	0	1.94
	Junio	19.23	-1.35	0	2.2
	Julio	19.18	-0.69	0	2.06
	Agosto	19.52	0.16	0	2.26
	Septiembre	19.37	3.96	0	1.83
	Octubre	19.7	3.94	4.7	1.87
	Noviembre	20.5	4.13	0	1.97
	Diciembre	19.51	4.15	44.11	1.89

continuación……

Estación Candarave					
Año	**Mes**	**Temperatura Promedio Máxima (°C)**	**Temperatura Promedio Mínima (°C)**	**Precipitación acumulada mensual (mm)**	**Velocidad del viento (m/s)**
2011	Enero	19	4.02	83.9	1.77
	Febrero	15.12	2.84	151.3	1.78
	Marzo	19.55	4.1	4.9	1.97
	Abril	17.69	1.28	9.3	1.82
	Mayo	16.74	0.9	0	2.19
2011	Junio	16.96	0.63	0	2.27
	Julio	16.96	0.23	0	2.34
	Agosto	18.71	1.42	0	2.26
	Septiembre	20.46	3.51	0	2.07
	Octubre	19.77	2.42	0	2.19
	Noviembre	19.08	4.12	0.2	2.34
	Diciembre	17.25	4.02	90.9	2
2010	Febrero	20.09	7.3	34.6	2.64
	Marzo	19.17	7.33	1.7	2.29
	Abril	17.39	5.96	0	2.23
	Mayo	15.52	3.51	3.1	2.16
	Junio	15.02	0.09	0	2.33
	Julio	15.17	-2.38	0	2.65
	Agosto	16.01	1.45	0	2.23
	Septiembre	18.24	4.31	0	2.17
	Octubre	18.18	3.89	1	2.26
	Noviembre	19.7	1.35	0	2.3
	Diciembre	19.54	3.08	9.6	2.19

CAPÍTULO II
GEOMORFOLOGÍA

El Complejo Volcánico Tutupaca (CVT) se emplaza sobre los 4000 msnm y alcanza una altitud cercana a los 5800 msnm. Los rasgos geomorfológicos del CVT (Figura 2.1) han sido influenciados principalmente por la actividad eruptiva, la actividad glaciar y las precipitaciones, estas dos últimas responsables de la erosión, transporte y depósito de importantes volúmenes de sedimentos.

Las geoformas asociadas con la actividad glaciar se originaron durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno. En este periodo se tuvo el último avance glaciar máximo (*Last Glacial Maximum*, LGM por sus siglas en inglés). En los Andes centrales, la edad y extensión del LGM no se conoce con exactitud; sin embargo, según Smith et al., 2005 y basado en dataciones por isótopos cosmogénicos (^{10}Be y ^{26}Al), en Perú y Bolivia, el LGM pudo haber ocurrido hace más de 21 ka. Un estudio más reciente de Bromley et al., 2009, basado así mismo en la datación por isótopos cosmogénicos de los depósitos de morrenas del volcán Nevado Coropuna, propone que en esta parte de la Coordillera Occidental de los Andes el LGM ocurrió entre 21 y 25 ka. Posteriormente, en los Andes centrales se han tenido reavances glaciares que ocurrieron hace 15 a 13 ka y hace 12.8 a 11.5 ka, este último durante la última glaciación, probablemente asociada a la anomalía climática denominada *Younger Dryas* (Clapperton 1993; Zech et al., 2007; Alley, 2000). En la zona del volcán Nevado Coropuna, Clapperton (1991) identificó un importante reavance glaciar entre 11.9 y 13.9 ka. Así mismo, las morrenas más jóvenes podrían estar asociadas a avances glaciares ocurridos durante el Holoceno, en el denominado Neo-glaciar, restringido probablemente a los últimos 5 ka. Jomelli et al., 2009, indicaron que durante el último milenio, el primer avance glaciar ocurrió entre 1200 y 1350 d.C. Posteriormente, estos autores postulan que la máxima extensión glaciar (MGE por sus siglas en inglés), ocurrió de forma simultánea en los glaciares de Perú y Bolivia, alrededor de los años 1630-1680. Finalmente, en Perú y Bolivia se registraron avances glaciares menores alrededor de las décadas de los años 1730, 1760, 1800, 1850 y 1870.

En la zona de trabajo se han identificado geoformas de origen glaciar, tales como circos glaciares, valles glaciares y extensas zonas de acumulación de morrenas.

Las geoformas originadas por la actividad volcánica, se formaron probablemente durante el Plioceno, Pleistoceno y Holoceno. Las principales unidades geomorfológicas son los estratoconos, campos de lavas, domos, planicies de acumulación piroclástica y de avalanchas de escombros, así como cicatrices de colapso. A continuación, una descripción de las unidades geomorfológicas.

2.1 GEOFORMAS DE ORIGEN VOLCÁNICO

2.1.1 Estratovolcanes Pre-Tutupaca (Est)

Alrededor del CVT se pueden observar al menos cuatro estratovolcanes formados posiblemente antes que el CVT; estos son los estratovolcanes Carimani, ubicado al noroeste; Chuquiananta, en el extremo suroeste; Nazaparco, hacia el sureste; y Villaque, al norte (Figura 2.1).

Los estravolcanes se caracterizan por tener una base de mediana pendiente (5º a 25º), normalmente bajo los 4700 msnm, y están conformadas por flujos de lava, frecuentemente cubiertos por morrenas del Pleistoceno. Sobre los 4700 se edifican estratoconos bastante erosionados por la actividad glaciar, en los cuales pueden observarse una intercalación de lavas y piroclastos bastante hidrotermalizados. Dichos estratovolcanes poseen pendientes moderadas a fuertes (>25º) y están cortados por valles y circos glaciares. Los estratoconos llegan a alcanzar entre 4900 y 5150 msnm.

2.1.2 Lavas y domos del Tutupaca Basal (Lav-tb, Dom-al, Dom-ba)

La zona de flujos de lava presenta una pendiente baja a moderada (<15º). Está altamente afectada por la erosión glaciar y en algunas zonas está cubierta por depósitos morrénicos (figuras 2.1 y 2.2). Se trata de una zona de lavas subhorizontales (Figura 2.2) que se emplazaron principalmente al sur, este y oeste del CVT. En la zona proximal, al sur del CVT, las secuencias lávicas están bastante hidrotermalizadas y cortadas por circos glaciares. En zonas más distales, las pendientes son menos abruptas y presentan una morfología ondulada debido a la presencia de morrenas que se encuentran cubriendo las secuencias lávicas. Otra de sus características es que presentan estrías de erosión glaciar.

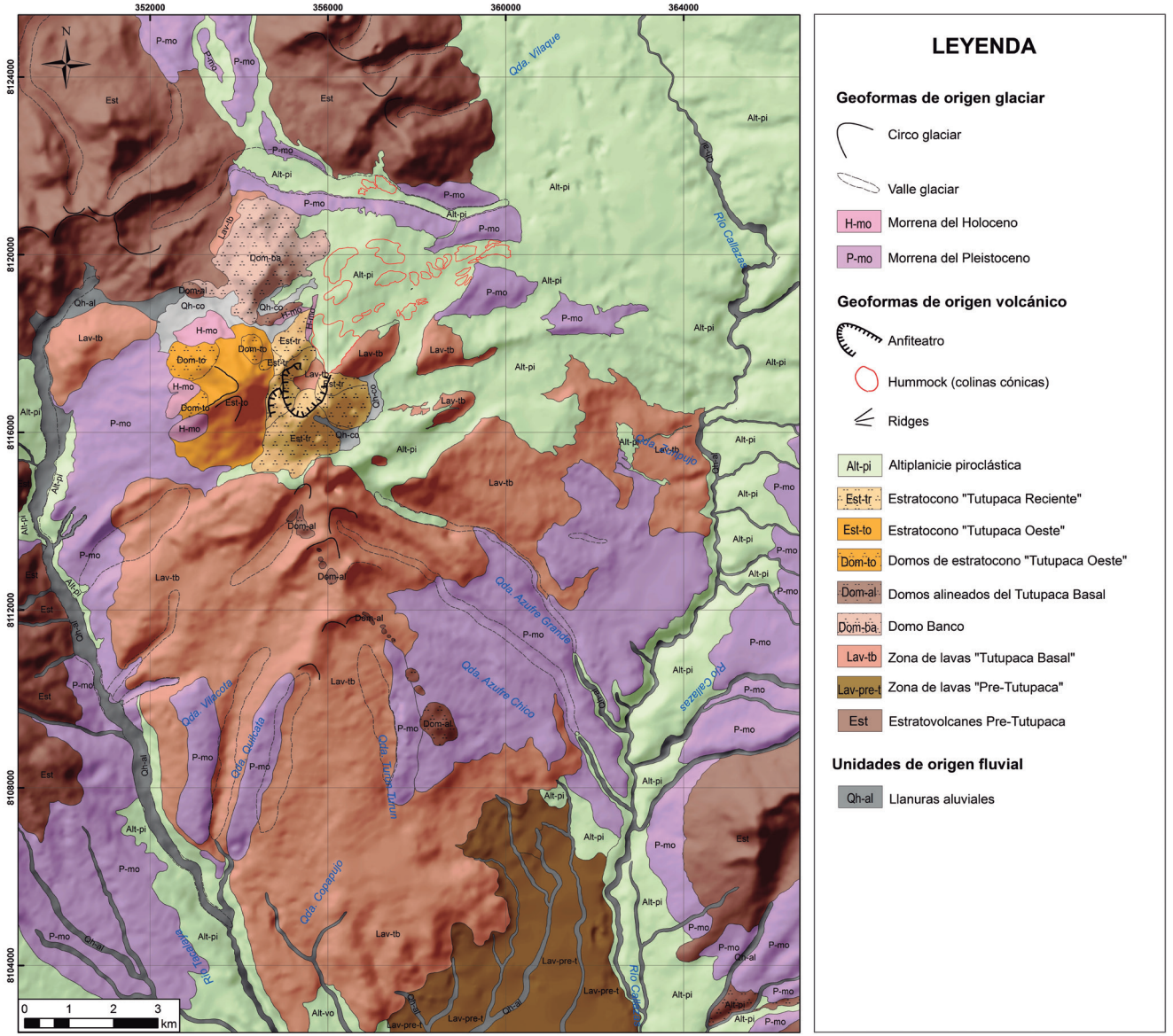


Figura 2.1 Mapa geomorfológico del Complejo Volcánico Tutupaca (CVT) y áreas circundantes

También se han identificado 15 domos (Dom-al) que se encuentran alineados en dirección NNO-SSE, emplazados sobre los flujos de lava del Edificio Tutupaca Basal (Figura 2.1). La mayoría de domos se ubican al sureste del CVT; solo uno aflora en el extremo NO. Los domos poseen entre 80 y 900 m de diámetro, y entre 20 y 70 m de altura. Algunos presentan formas semicirculares y otros son ligeramente elongados en dirección NO-SE.

Finalmente, en el extremo norte del CVT se encuentra el domo Banco (Dom-ba). Su base se ubica a 4900 msnm y su cima sobre los 5250 msnm (Figura 2.1). Este domo presenta una forma ligeramente elongada en dirección NE-SO, alargada, con un eje mayor de ± 2 km de diámetro. Presenta pendientes abruptas (> 40°) y está afectado por la falla Banco (Figura 3.1).

2.1.3 Estratocono y domos del Tutupaca Oeste (Est-to, Dom-to)

El estratocono Tutupaca Oeste (Est-to) se encuentra al extremo noroeste del CVT y sobreyace al edificio basal. Posee forma cónica ligeramente elongada en dirección norte-sur, con un diámetro aproximado de 3 km. Este edificio se emplazó entre los 4800 y 5790 msnm (figuras 2.1 y 2.2). Su flanco occidental está cubierto por morrenas que llegan hasta los 5300 msnm. La base del estratocono está conformada por domos dispuestos en forma casi concéntrica (Figura 2.3), que se observan hasta los 5500 msnm. Sobreyaciendo a los domos antes descritos se emplaza el cono superior que posee hasta 300 m de altura; presenta un diámetro de 1 km y flancos con pendientes moderadas a fuertes (20° a 45°). Es una secuencia de lavas y piroclastos hidrotermalizados, afectados por la erosión glaciar, queoriginó circos glaciares.

Se han identificado 4 domos (Dom-to) que conforman el edificio Tutupaca Oeste; y están distribuidos de forma casi concéntrica en la base del edificio Tutupaca Oeste (Figura 2.3). Estos domos presentan formas subredondeadas y ligeramente alargadas, con diámetros de 0.7 a 1.3 km m y entre 100 y 500 m de alto. Los flancos de los domos presentan una fuerte pendiente (>30°) y se encuentran erosionados por la actividad glaciar del Pleistoceno.

2.1.4 Estratocono y domos del "Tutupaca Reciente" (Est-tr)

Este estratocono está ubicado en la parte central y noreste del CVT y se edificó sobre los edificios Tutupaca Basal y Tutupaca Oeste (figuras 2.1 y 2.2). Este estratocono posee una forma ligeramente cónica, truncada en su flanco Noreste, donde presenta una cicatriz de colapso en forma de herradura, abierta en dirección noreste, con un diámetro máximo de ~0.9 km (Figura 2.8). La base del estratocono posee un diámetro aproximado de 2.5 km y el edificio se emplaza entre los 5000 y 5790 msnm. Sus flancos poseen pendientes moderadas a fuertes (20° a 45°) y están conformados por lo menos por 7 domos yuxtapuestos (figuras 2.4 y 2.8), los cuales presentan formas ligeramente alargadas (Figura 2.1). Estos domos presentan fuertes pendientes (>30°), y llegan a alcanzar hasta 1400 m de diámetro y 1 km de alto (figuras 2.4 y 2.5).

2.1.5 Altiplanicie piroclástica y de avalancha de escombros (Alt-pi)

Esta altiplanicie se extiende al este del CVT, en la zona de Paipatja, entre los 4450 msnm y 4600 msnm. Presenta una topografía casi horizontal y ligeramente ondulada (Figura 2.1). Está conformado por secuencias de lahares en la base, cubiertos por secuencias piroclásticas hacia el tope y en algunas zonas por depósitos de avalanchas de escombros.

En algunos sectores, en la superficie se observan acumulaciones de bombas volcánicas de dimensiones decimétricas a métricas. También se han identificado sobre esta planicie "colinas alargadas" (*elongated ridges*), que son montículos de forma alargada que llegan a tener hasta un poco más de 1.5 m de alto y entre 15 y 25 m de ancho.

En zonas proximales al edificio Tutupaca Reciente —hacia el noreste y norte del CVT, así como al este en las quebradas Zuripujo y Azufre Grande, y hacia el oeste en la quebrada Tutupaca—, la planicie está cubierta por depósitos de avalanchas de escombros (Figura 2.1) que reúne 3 características geomorfológicas principales: a) colinas o *hummocks*, las cuales presentan flancos de baja a mediana pendiente (5º a 25º), con diámetros de 20 a 70 m (Figura 2.5); b) colinas de forma alargada, denominadas *ridges* —de alturas decimétricas a métricas, entre 15 y 25 m de ancho—, que muestran direcciones de flujo hacia el norte, noreste y este, y están dispuestas en forma radial y paralela a la avalancha de escombros; c) *run up*, principalmente en las zonas de inflexión de las quebradas y en los flancos de los cerros (Figura 2.7). Destacan los ubicados en las quebradas Azufre Grande, Zuripujo y Tutupaca, así como en el cerro Vilaque.

2.1.6 Cicatrices de colapso

Las cicatrices de colapso son estructuras en forma de herradura, como un anfiteatro, que se forman debido al colapso sectorial de los edificios volcánicos. En el CVT se han identificado dos cicatrices de colapso (Figura 2.1): a) cicatriz de colapso ubicado en el flanco oeste del edificio Tutupaca Reciente, cerca al límite con el edificio Tutupaca Oeste (Figura 2.3). Esta cicatriz está abierta en dirección sureste, solo conserva la mitad occidental,

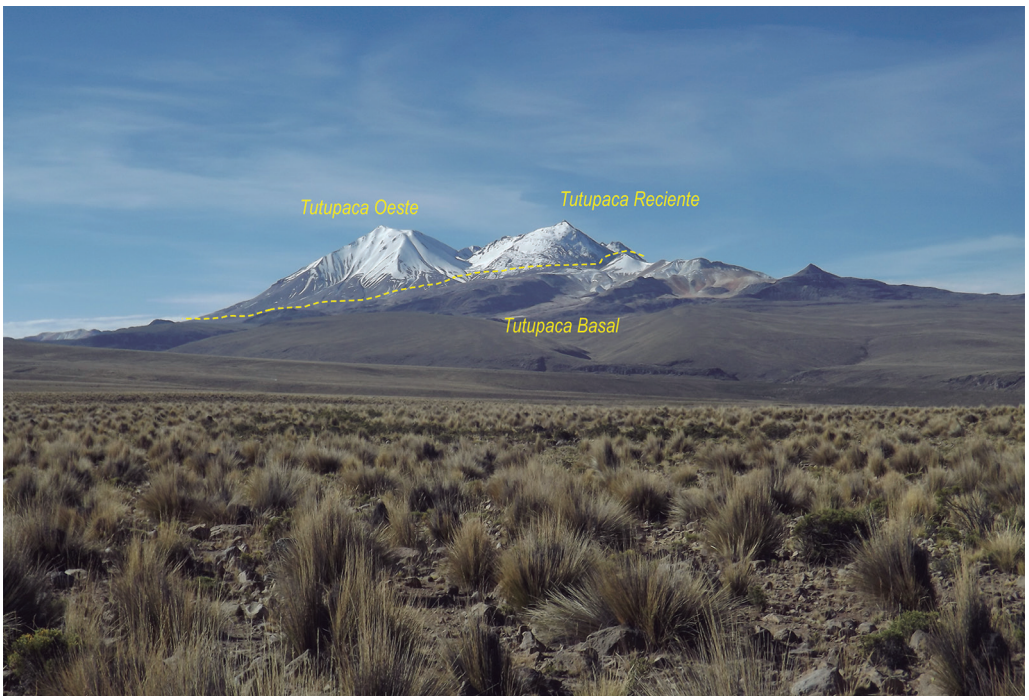


Figura 2.2 En primer plano, secuencia piroclástica y de flujos de lavas subhorizontales del edificio Tutupaca Basal; a la izquierda, el edificio Tutupaca Oeste; y sobreyaciendo a todos, el edificio Tutupaca Reciente.

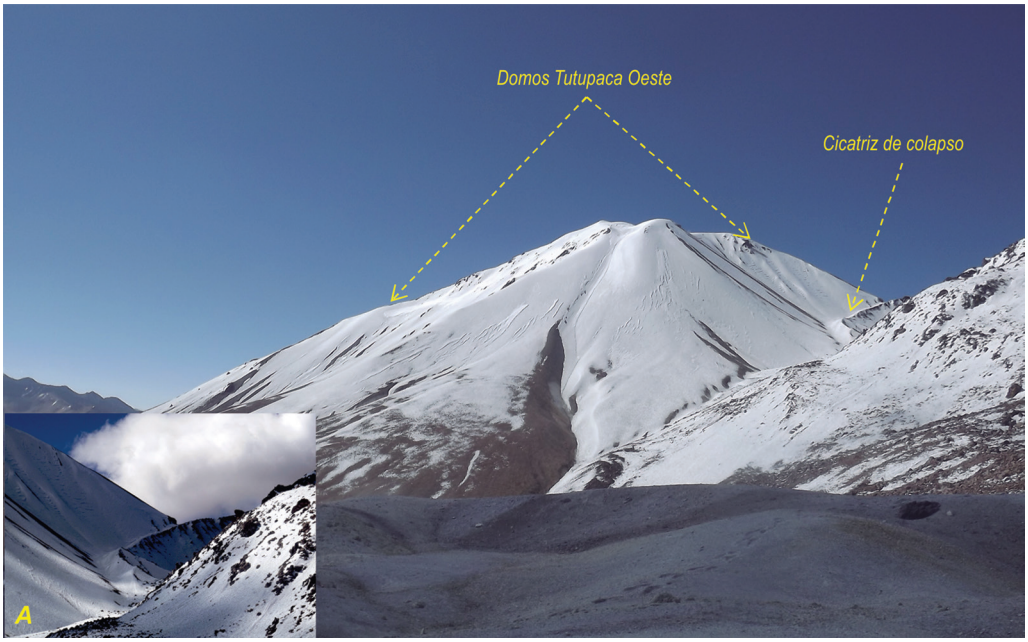


Figura 2.3 Domos del edificio Tutupaca Oeste, así como cicatriz de colapso situado al oeste del edificio Tutupaca Reciente, cerca al límite con el edificio Tutupaca Oeste. Este último se muestra en la figura insertada "A".

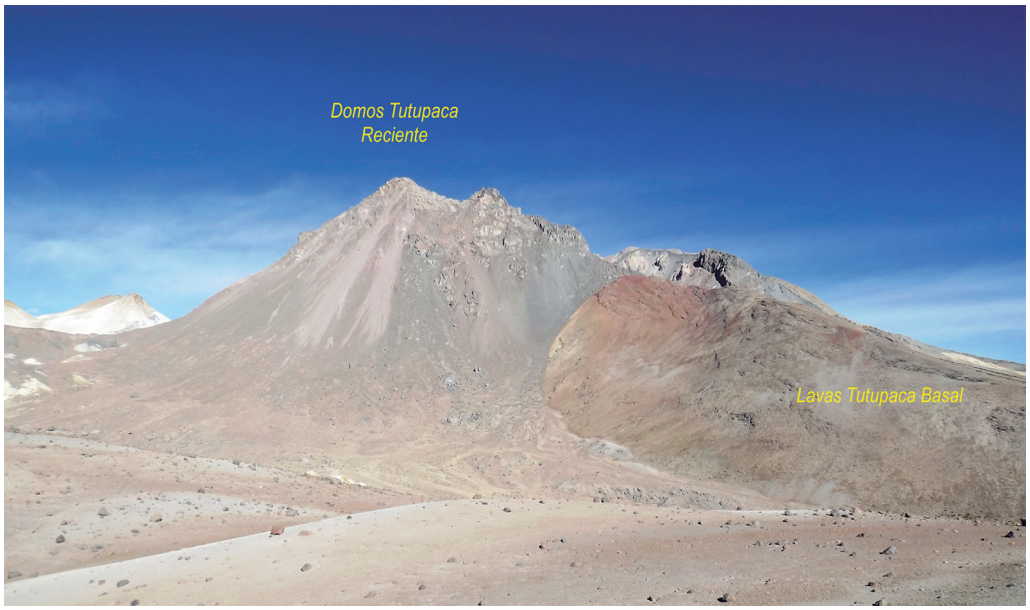


Figura 2.4 A la izquierda, el edificio Tutupaca Reciente, conformado por domos yuxtapuestos, que presentan estructuras en forma de "agujas". En el extremo derecho, flujos de lavas subhorizontales del edificio Tutupaca Basal.

Figura 2.5 Foto de acercamiento de los domos del edificio Tutupaca Reciente. En este sector posee paredes casi verticales e intenso fracturamiento.

es decir, está truncada al 50 % de su extensión total. Los domos que conforman gran parte del edificio Tutupaca Reciente se emplazaron dentro de esta cicatriz de colapso. Su diámetro debió ser aproximadamente 0.8 km; b) cicatriz de colapso ubicado en la parte central del edificio Tutupaca Reciente que se encuentra abierta en dirección noreste. Es la más joven. Tiene forma de herradura y posee un diámetro cercano a 1 km. Se originó por el flanco noreste del edificio Tutupaca Reciente (Figura 2.8).

2.2 GEOFORMAS DE ORIGEN GLACIAR

La actividad glaciar afectó principalmente los edificios volcánicos Pre-Tutupaca, y Tutupaca Basal; y en menor medida el Tutupaca Oeste (Figura 2.1). En el edificio "Tutupaca Reciente" no se han identificado geoformas de origen glaciar, por lo que pensamos se formó durante el Holoceno. Actualmente, el área presenta poca actividad glaciar, y solo se encuentra una cobertura de nieve delgada, principalmente durante la temporada de lluvias (diciembre a abril). A continuación se presenta una descripción de dichas geoformas.

2.2.1 Circos glaciares

Los circos glaciares se encuentran normalmente en la parte superior de los estratoconos, por encima de los 4750 msnm (Figura 2.1). Se han identificado cerca de 8 circos glaciares en el edificio Tutupaca Basal, que poseen entre 0.2 y 0.4 km de diámetro y casi todos están abiertos en dirección sur. En el edificio Tutupaca Oeste se han identificado por lo menos 2 circos glaciares, de entre 0.5 y 0.7 km de diámetro, abiertos en dirección oeste y suroeste (Figura 2.9). Finalmente, en los estratovolcanes Chiquiananta, Carimani, Vilaque y Nazaparco se han identificado por lo menos 10 circos glaciares de diámetro variable y abierto en varias direcciones.

2.2.2 Valles glaciares (Val-gl)

En la zona de estudio, los valles glaciares se observan desde los 4000 msnm hasta los 5000 msnm. Los valles glaciares se encuentran en el edificio Tutupaca Basal y están dispuestos de forma radial. Se han identificado alrededor de 20 valles glaciares. Son valles en forma de "U", limitados por extensas morrenas laterales y ocasionalmente por flujos de lavas y depósitos piroclásticos. En el fondo de los valles glaciares existen bofedales y depósitos aluviales.

La mayoría de valles poseen entre 200 y 400 m de ancho y pueden tener entre 3 y 10 km de longitud. El valle glaciar más extenso se encuentra en el río Tacalaya, al oeste del CVT, localizado entre los 3900 y 5900 msnm, posee cerca de 20 km de longitud y 0.5 km de ancho en promedio.

2.2.3 Morrenas del Pleistoceno (Mo-pl)

Las morrenas están formando cordones y arcos. Los cordones están asociados con lenguas glaciares que estuvieron canalizadas, sin embargo, los arcos frontales corresponden con el límite de afectación glaciar.

Las morrenas más antiguas afloran entre los 3900 y 4800 msnm, y se hallan sobreyaciendo a flujos de lavas y depósitos piroclásticos del Edificio Tutupaca Basal, así como de los estratovolcanes Pre-Tutupaca (figuras 2.9-2.11). La mayoría de estas morrenas están asociadas al LGM, que según Clapperton (1991), Smith et al. (2005) y Bromley et al. (2009) ocurrió entre 21 y 18 ka en los Andes centrales.

Esta generación de morrenas son las más extendidas. Poseen formas onduladas y suavizadas, ocupan grandes extensiones y son generalmente morrenas laterales y frontales (figuras 2.9 y 2.10). En varios bloques de roca se han observado estrías que se formaron durante el desplazamiento de los glaciares valle abajo (Figura 2.11).

2.2.4 Morrenas del Holoceno (Mo-ho)

Las morrenas más recientes afloran entre los 4950 y 5300 msnm. Están emplazados en los flancos oeste y norte del Edificio Tutupaca Oeste, así como en los estratovolcanes que están alrededor del CVT (figuras 2.9 y 2.12). Esta segunda generación de morrenas posiblemente estuvo asociada a reavances glaciares posteriores al LGM, ocurridos hace 15-13 ka y hace 12-10 ka (Clapperton, 1993; Alley, 2000), así como a los ocurridos durante los últimos miles de años (Neoglaciar).

Las morrenas son de tipo frontal y lateral. Poseen entre 0.3 y 0.9 km de extensión, 10 a 40 m de espesor, y se caracterizan por que no están suavizadas como las anteriores debido al poco tiempo de exposición.

2.3 OTRAS GEOFORMAS

2.3.1 Llanuras aluviales (Qh-al)

Las llanuras aluviales se encuentran en los cauces de las quebradas o ríos (Figura 2.13). Son fajas de 20 a 130 m de ancho, ubicadas en las zonas de inundación de los ríos o quebradas, cubiertas por agua durante las crecidas, originadas en la estación de precipitaciones. Están constituidas de bloques, arena y grava de composición heterogénea y poco consolidada.

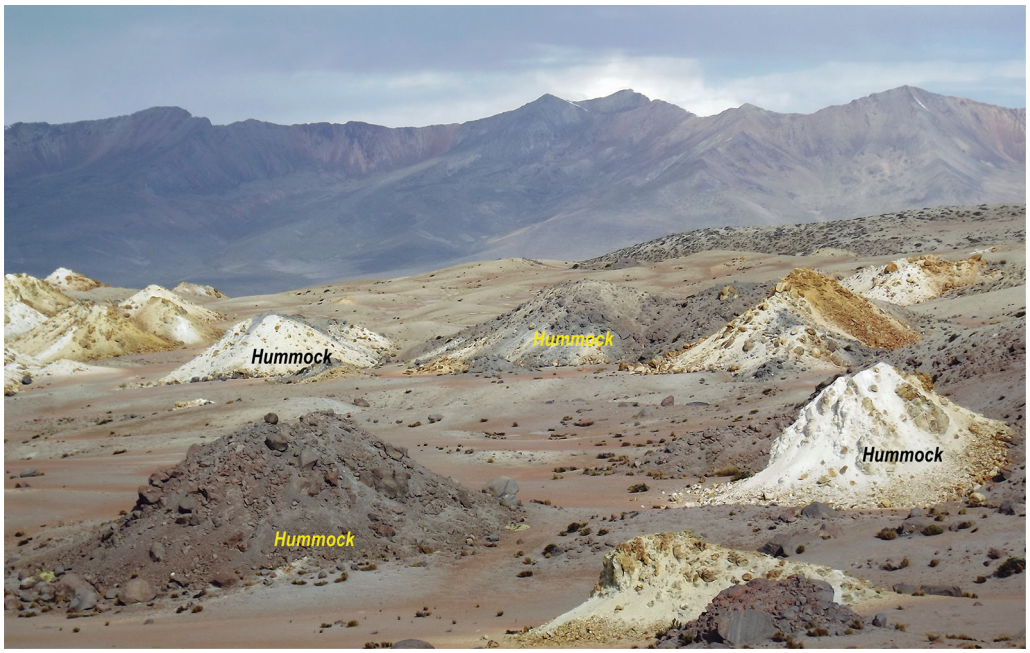


Figura 2.6 Colinas cónicas ("hummock" en ingles) formados en depósitos de avalanchas de escombros. Poseen entre 5 a 10 m de altura, aproximadamente; algunos están constituidos por bloques de domo y otros por materiales hidrotermalizados.

Figura 2.7 Estructuras de tipo "run up" formadas durante el emplazamiento de los depósitos de avalanchas de escombros (quebrada Azufre Grande). Normalmente se encuentran sobre las paredes de un valle, en zonas de inflexión.

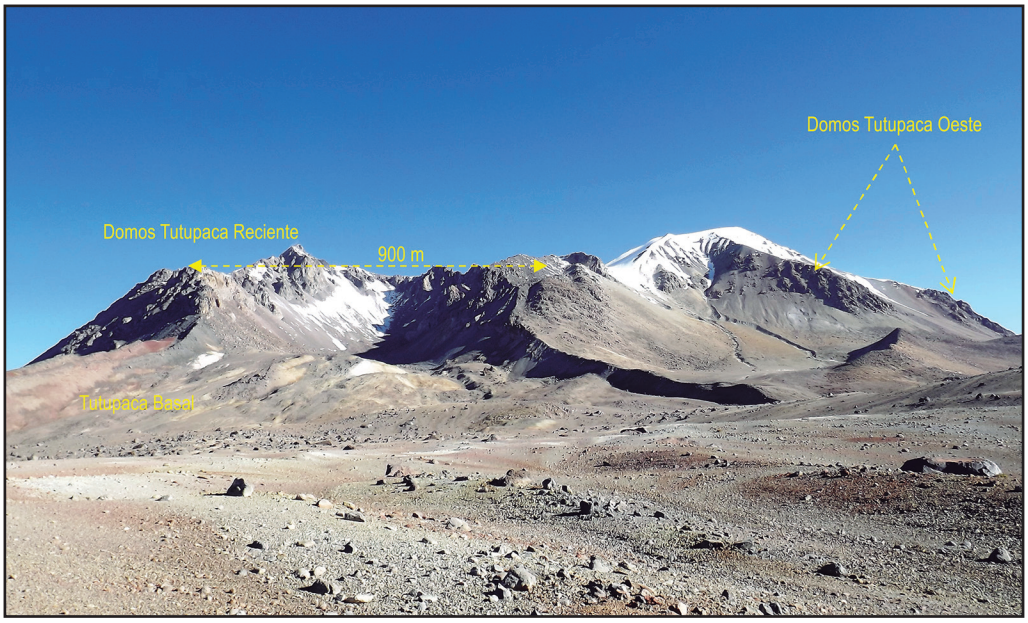


Figura 2.8 Domos con estructuras tipo "aguja" y anfiteatro en forma de herradura, originado por el colapso del flanco noroeste del edificio Tutupaca Reciente, que posee cerca de 0.9 km de diámetro. A la derecha, domos del edificio Tutupaca Oeste.

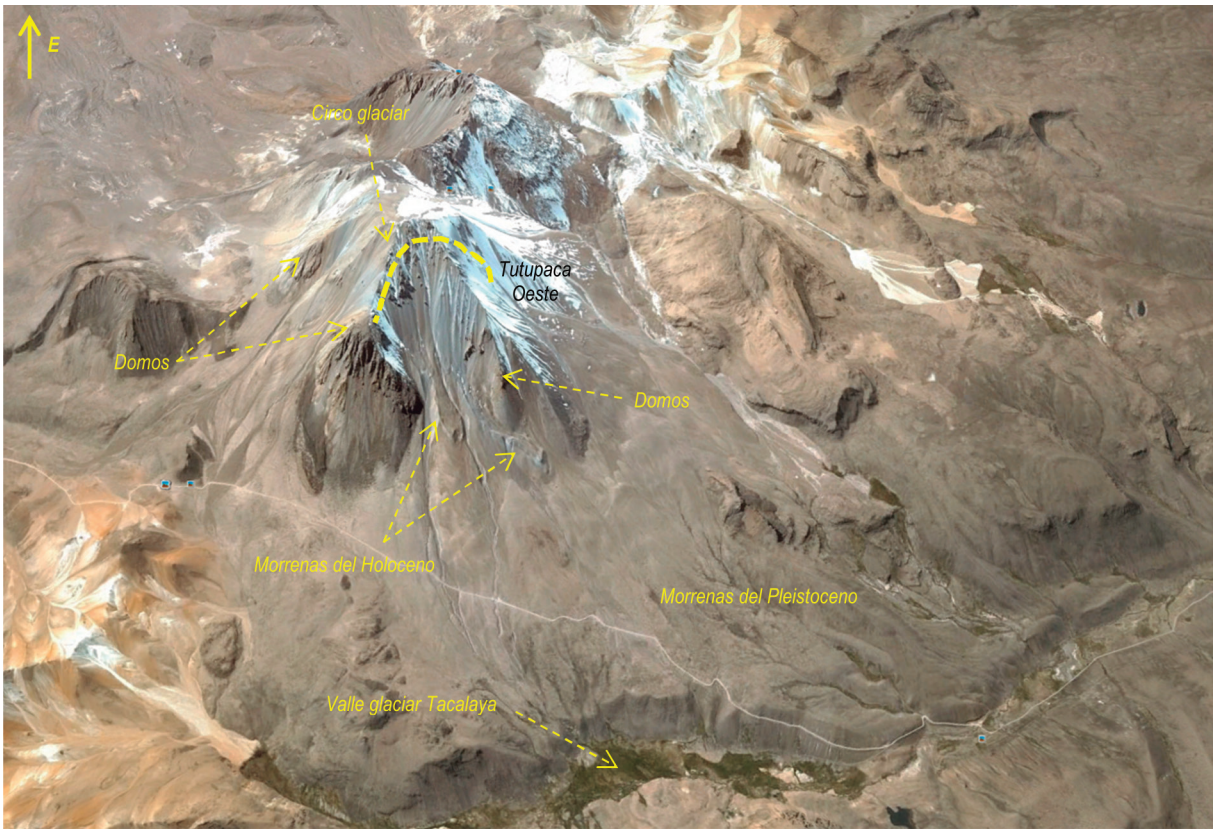


Figura 2.9 En primer plano, valle glaciar Tacalaya, que tiene forma de "U". En la parte superior, circo glaciar en el flanco occidental del edificio Tutupaca Oeste. También se observan morrenas del Pleistoceno y Holoceno.

Figura 2.10 Valle de origen glaciar ubicado en el río Tacalaya, al oeste del CVT. También se observan morrenas del Pleistoceno que cubren a los flujos de lava del edificio Tutupaca Basal. Domos con estructuras tipo "aguja" y anfiteatro en forma de herradura originado por el colapso del flanco Noroeste del Edificio Tutupaca Reciente, posee cerca de 0.9 km de diámetro. A la derecha se observan domos del Edificio Tutupaca Oeste.

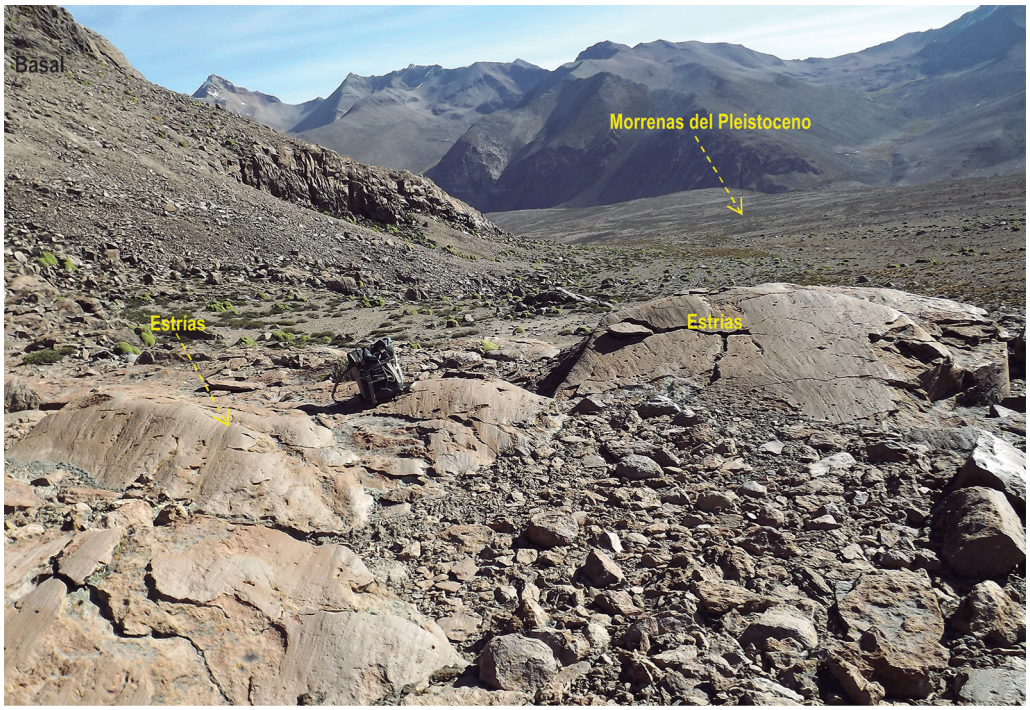


Figura 2.11 Estrías formadas durante el desplazamiento de los glaciares, valle abajo. En segundo plano, morrenas del Pleistoceno, ubicadas en la parte occidental de edificio Tutupaca Oeste.

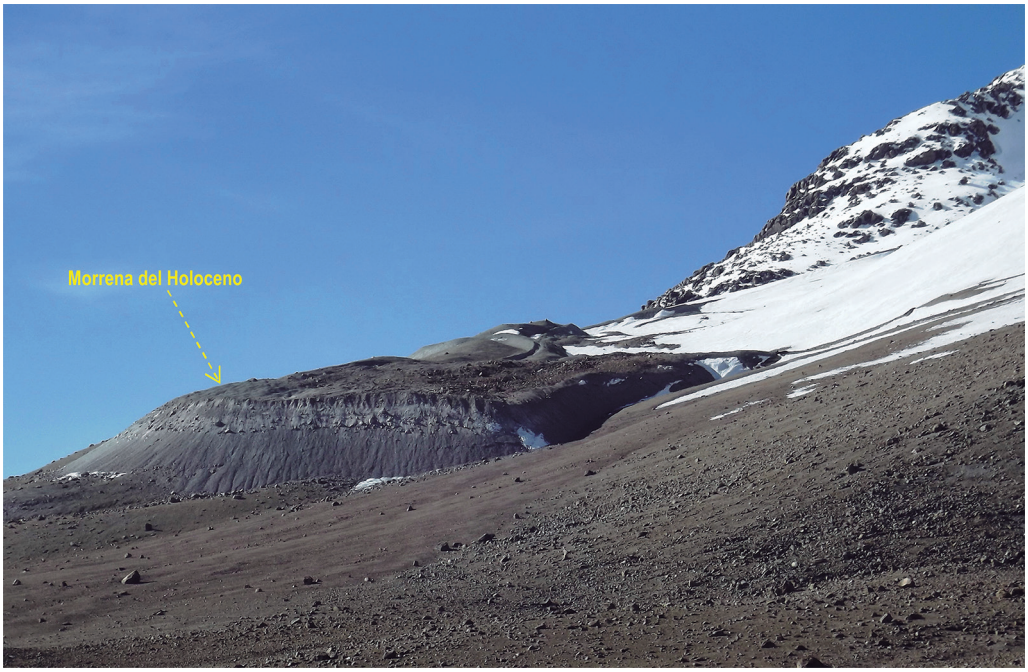


Figura 2.12 Morrenas emplazadas durante el Holoceno, aproximadamente a 5000 msnm, en el lado occidental del edificio Tutupaca Oeste.

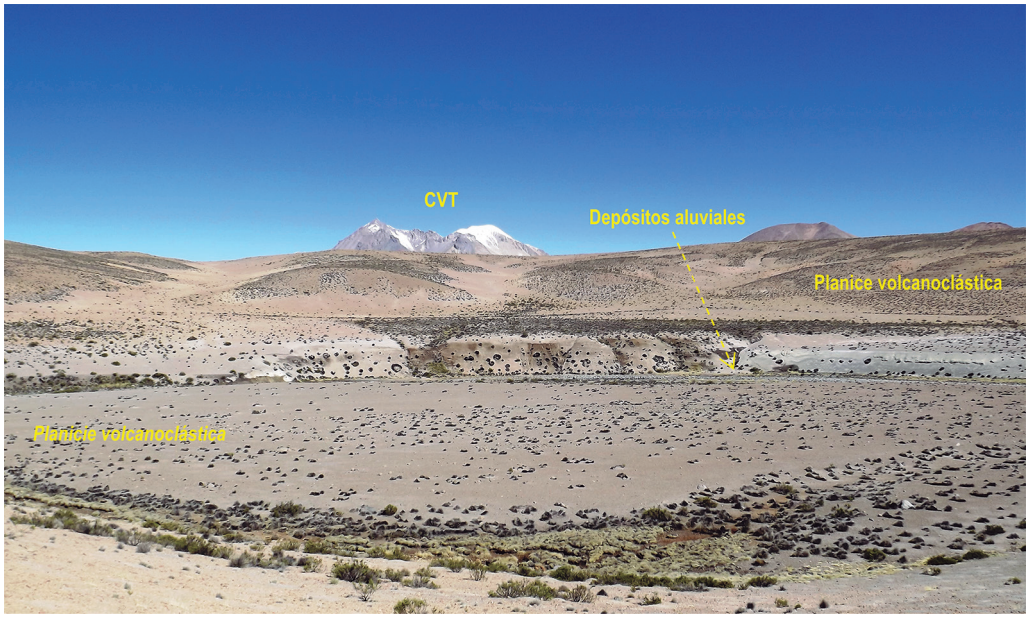


Figura 2.13 Planicie conformada por depósitos volcanoclásticos, ubicados el este del edificio Tutupaca Reciente. También se observan depósitos aluviales emplazados en el cauce del río Callazas. En este sector, miden menos de 10 m de ancho y su espesor es métrico

CAPÍTULO III
GEOLOGÍA REGIONAL

3.1 ESTRATIGRAFÍA

El Complejo Volcánico Tutupaca, al formar parte del Arco Volcánico de los Andes, se encuentra rodeado de depósitos y centros volcánicos con edades que vienen desde el Cretácico hasta el Plio-Pleistoceno. Estos se encuentran cubiertos por depósitos glaciares y aluviales de edad Plio-Holoceno (Figura 4.1).

3.1.1 Grupo Toquepala (Cretácico superior a Eoceno medio)

Las rocas del Grupo Toquepala afloran a más 40 km al suroeste del CVT, cerca de las minas de Cuajone y Toquepala. El Grupo Toquepala infrayace los depósitos del complejo volcánico Chuquiananta; esta zona está conformada por depósitos ignimbríticos datados por el método K-Ar en 55 ± 1,1 Ma y 53,6 ± 3 Ma (Zimmermann & Kihien, 1983).

En la zona de estudio, el Grupo Toquepala incluye a las formaciones Toquepala y Huaicollo, las cuales litológicamente están formadas por tobas y lavas andesíticas porfiríticas. En este grupo se puede encontrar mineralización metálica de bajas leyes.

3.1.2 Formación Huaylillas (Mioceno inferior a Mioceno superior)

La Formación Huaylillas aflora al sur del CVT, en la zona de Candarave, en los ríos Callazas, Camilaca, Cairani y Huanuara (Figura 3.1). Litológicamente, está constituida por ignimbritas soldadas que forman gran parte de la altiplanicie y están infrayaciendo a secuencias piroclásticas y volcanoclásticas, así como a piroclastos del complejo volcánico Chuquiananta.

A 30 km al sureste del CVT, ignimbritas de la Formación Huaylillas han sido datadas por el método K/Ar en 21,6 ± 0,7 Ma por Tosdal et al. (1981). A 35 km hacia el oeste del CVT, también se ha datado en 14,2 ± 0,2 Ma y 18,9 ± 0,3 por el método K/Ar (Quang et al., 2005).

3.1.3 Secuencias Volcanoclásticas y lacustres (N-Vc)

La secuencia de depósitos volcanoclásticos y lacustres aflora en el río Callazas, aproximadamente a 10 km al sureste del CVT (Figura 4.1). Está conformada por niveles de depósitos lacustrinos, depósitos de lahares, depósitos aluviales, depósitos proluviales y algunos niveles de piroclastos. Los estratos poseen espesores decimétricos a métricos y en total pueden alcanzar hasta 200 m de espesor. En el río Callazas están infrayaciendo a las ignimbritas de la Formación Capillune del Mioceno.

3.1.4 Formación Capillune (Mioceno superior a Plioceno medio, N-ca)

Los afloramientos de la Formación Capillune se encuentran al Este del CVT, en las márgenes del río Callazas (figuras 3.2, 3.3 y 4.1). Litológicamente, consiste en una secuencia de ignimbritas no soldadas, de color blanquecino y salmón rosado. La ignimbrita posee un alto porcentaje de matriz (>70 %), que engloba líticos y bloques de pómez dacíticos, estos últimos de dimensiones centimétricas a decimétricas. En algunos sectores, las ignimbritas se encuentran intercaladas por limitados niveles de areniscas arcósicas gris verdosas, arcillas verdes y beige, así como por conglomerados. El CVT se emplazó sobre las ignimbritas de esta unidad.

Las ignimbritas de la Formación Capillune fueron estudiadas inicialmente por Mendivil (1965), quien le asignó una edad Plioceno superior. Posteriormente, Tosdal et al., 1981, reportó edades de 7.0 ± 0.4 Ma y 3.3 ± 0.1 Ma, en base a dataciones K/Ar. Al sur del CVT afloran depósitos ignimbríticos datados en 6 ± 0.3 Ma (Martinez & Cervantes, 2003) y que pueden ser correlacionados con la Formación Capillune.

Figura 3.1 Ignimbritas de la Formación Huaylillas que conforman la altiplanicie sobre la cual se encuentra emplazado el CVT y demás estratovolcanes del Grupo Barroso. Vista en dirección norte desde el sector de Cairani.

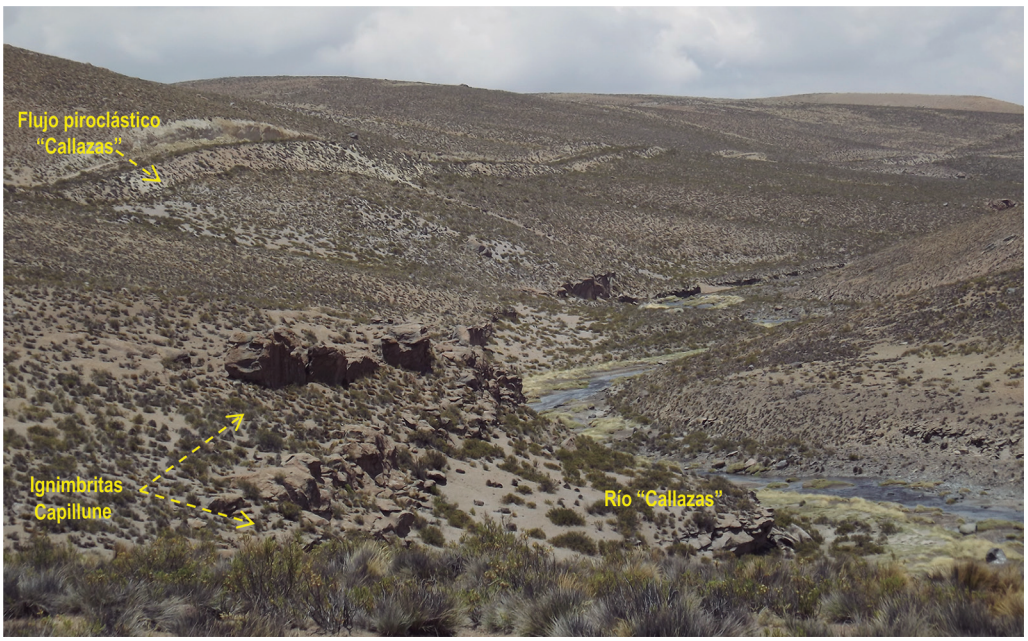


Figura 3.2 Ignimbritas de la Formación Capillune que afloran en ambas márgenes del río Callazas e infrayacen al flujo piroclástico de pómez y cenizas "Callazas".

Figura 3.3 Vista de acercamiento de las ignimbritas de la Formación Capillune. Posee más de 30 m de espesor y está conformado por una matriz de ceniza que reúne fragmentos de pómez dacítico. También presenta estructuras de circulación de gases, dispuestos de forma vertical ("pipes").

3.1.5 Grupo Barroso (Mioceno superior a Pleistoceno, N-ch)

El Grupo Barroso fue estudiado inicialmente por Wilson & García, 1962, quien empleó esta denominación para describir a un conjunto de rocas volcánicas que forman la Cordillera del Barroso. Está ubicada en la zona andina de la Región Tacna. Fue emplazada entre el Mioceno superior y el Pleistoceno. Posteriormente, Kaneoka & Guevara (1984) reportaron edades entre 3 y 6 Ma para los volcanes alrededor de Tarata. Recientemente, Semperé et al., 2004, y Thouret et al., 2007, han identificado dos miembros en el Grupo Barroso: Barroso inferior, datado entre los 9-4 Ma (Mioceno superior-Plioceno inferior), está constituido por estratovolcanes bastante erosionados e hidrotermalizados; y el Barroso superior, de edad 3 a 1 Ma (Plioceno superior-Pleistoceno), formado por estratovolcanes y complejos de domos, parcialmente erosionados y afectados por alteración hidrotermal.

En alrededores del CVT se han identificado depósitos y estratovolcanes del Grupo Barroso. A continuación, se presenta una descripción de los más importantes:

Flujos de lava (P-Ba1)

Se trata de una secuencia de flujos de lava subhorizontales que aflora a más de 15 km al sur del CVT, en la zona de Pampas Turún Turún (Figura 4.1). Esta secuencia de lavas se halla sobreyaciendo a las ignimbritas soldadas de la Formación Huaylillas e infrayace a los flujos de lava en bloques distales del CVT. Debido a su posición estratigráfica, se infiere que podría pertenecer al Barroso Inferior.

Las lavas poseen estratos de espesor decimétrico y son de coloración gris verdosas. Poseen textura porfirítica, con abundante matriz (>90 %) y algunos fenocristales de plagioclasa y anfíboles.

Estratovolcanes glaciados y erosionados (P-Ba2)

En las inmediaciones al CVT, se emplazaron varios estratovolcanes que han sido bastante afectados por la erosión glaciar (Figura 3.4). Estos estratovolcanes están emplazados sobre ignimbritas del Cretácico superior a Plioceno medio (Grupo Toquepala y Formación Capillune) y están conformados por secuencias de flujos de lava, secuencias piroclásticas y volcanoclastos. Gran parte de estas secuencias están bastante hidrotermalizadas y los edificios se hallan disectados por circos y valles glaciares.

Al norte del CVT se ubican los estratovolcanes Vilaque y Carimani; al suroeste, el estratovolcán Chuquiananta; y al sureste, el estratovolcán Nazaparco y el complejo volcánico Yucamane Chico-Calientes-Yucamane (Figura 3.5). Se han realizado algunas dataciones de depósitos de estos volcanes. Por ejemplo, los flujos de lava del estrato volcán Nazaparco han sido datados en 5.6 ± 0.2 Ma (Martinez & Cervantes, 2003); las dataciones del estratovolcán Yucamane Chico han arrojado edades entre 5 y 6 Ma (Rivera et al., 2018, en proceso de publicación).

Secuencias piroclásticas (P-Ba3)

Se ha identificado una importante secuencia de depósitos piroclásticos en ambas márgenes del río Tacalaya, entre 10 y 15 km al sur del CVT (figuras 3.6, 3.7 y 4.1). La secuencia está conformada por una intercalación de depósitos de tefra que incluyen caídas piroclásticas, flujos piroclásticos, así como niveles de lahares y morrenas. Estos depósitos poseen espesores métricos y en total pueden medir hasta 100 m de espesor.

La secuencia piroclástica se encuentra sobre lavas del Barroso inferior y debajo de morrenas del Pleistoceno tardío. Estos depósitos posiblemente estén asociados a los estratovolcanes glaciados Chuquiananta, Carimani, Vilaque o Carimani del Plioceno, ubicados al norte y oeste del CVT.

Flujos piroclásticos dacíticos (Pl-Yu5)

A 12 km al SE del CVT, en la margen izquierda del río Callazas (Figura 4.1), se ha identificado una secuencia de flujos piroclásticos de pómez y ceniza, de composición dacítica y ligeramente consolidadas. Estos flujos piroclásticos presentan entre 50 y 100 m de espesor. Debido a su posición estratigráfica en campo, así como el área de emplazamiento, inferimos que estos depósitos fueron emplazados por el complejo volcánico Calientes-Yucamane, posiblemente durante el Pleistoceno inferior.

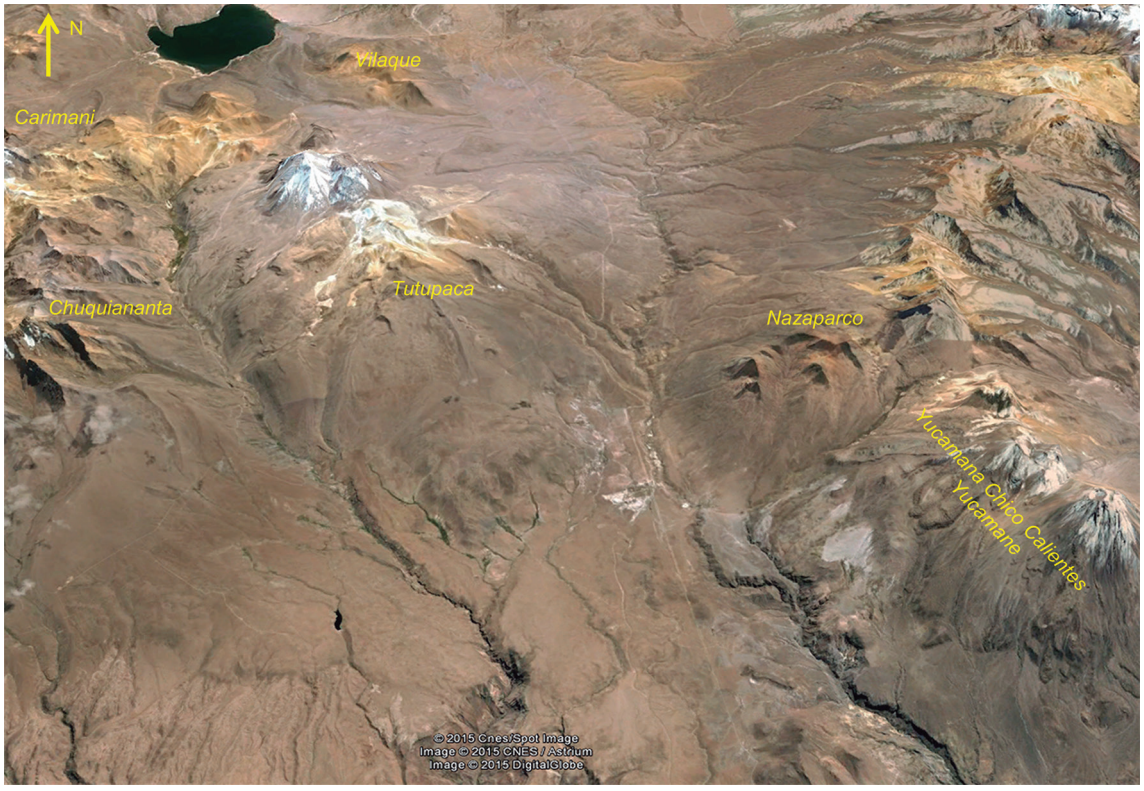


Figura 3.4 Estratovolcanes glaciados del Grupo Barroso que se encuentran en inmediaciones del CVT. Al norte, Vilaque y Carimani; al suroeste, el estrato-volcán Chuquiananta; y al sureste, el estrato-volcán Nazaparco y el complejo volcánico Yucamane Chico-Calientes-Yucamane

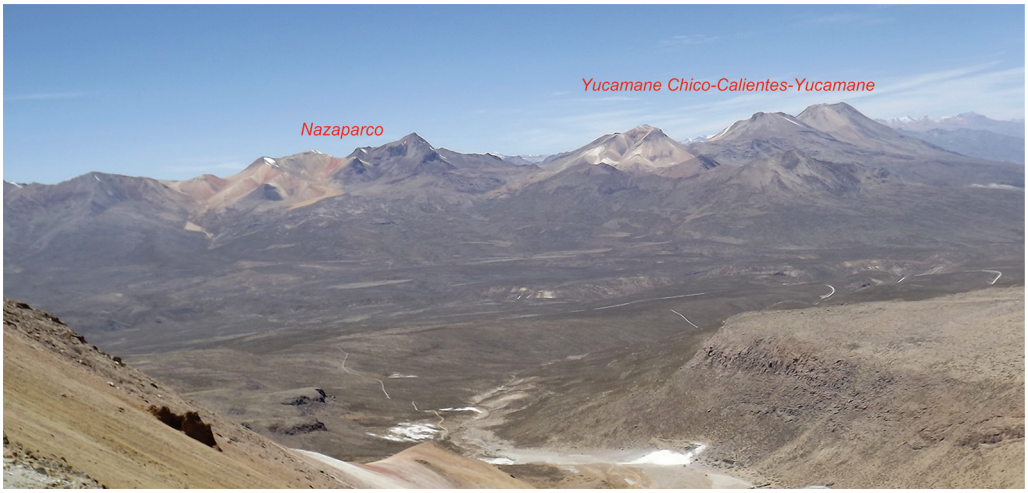


Figura 3.5 Vista panorámica del estratovolcán Nazaparco y el complejo volcánico Yucamane Chico-Calientes-Yucamane. Fotografía tomada desde el CVT, en dirección sur.

Figura 3.6 Secuencia de depósitos de caída piroclástica (P-Ba4), cubiertos por morrenas del Pleistoceno Tardío (P-Mo). Los depósitos piroclásticos se encuentran alterados y poseen espesores decimétricos a métricos. Debido a su posición estratigráfica, posiblemente estén asociados a erupciones explosivas de los volcanes Chuquiananta, Carimani o Vilaque. Sector de carretera CVT-Toquepala.

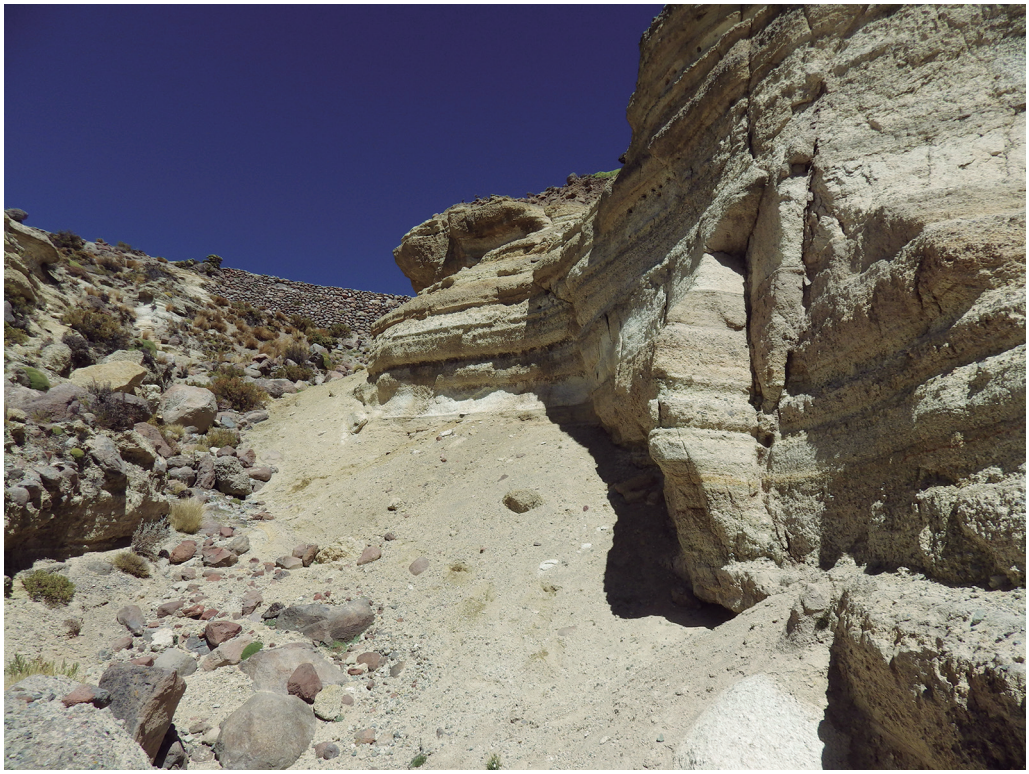


Figura 3.7 Depósitos de caída piroclástica (P-Ba4) de más de 10 m de espesor. Los depósitos poseen espesores decimétricos a métricos y se encuentran bastante alterados. Las pómez son dacíticas y algunas andesíticas. Están cubiertos por morrenas del Pleistoceno tardío (P-Mo) y posiblemente fueron emplazados durante erupciones de los volcanes Chuquiananta o Carimani. Margén derecha del río Tacalaya.

3.1.6 Depósitos morrénicos (P-Mo, H-Mo)

Ocupan grandes extensiones cubriendo parcialmente a los estratovolcanes del Grupo Barroso. Se encuentran adosados en los flancos de las estructuras volcánicas y en las cabeceras de los valles glaciares. El material que las compone consiste predominantemente de fragmentos centimétricos, decimétricos e incluso métricos, mezclados con una matriz areno arcillosa (figuras 2.1, 2.10, 2.11 y 3.6). Los bloques son subangulosos y angulosos, y están conformados principalmente por lavas andesíticas y dacíticas. En las zonas ubicadas debajo de los 4200 msnm, estos depósitos se encuentran cubriendo secuencias de caídas y flujos piroclásticos, así como flujos de lavas (Figura 3.8).

Los glaciares formaron redes integradas, que finalmente confluyeron en colectores principales que llegaron a descender hasta las altitudes de 3600 msnm (Úbeda et al., 2010). Las morrenas del Último Máximo Avance Glaciar corresponden a morrenas frontales y laterales situadas al norte, sur, suroeste y sureste del CVT (P-Mo). También se han identificado morrenas más jóvenes, posiblemente del Holoceno (H-Mo), que se emplazan por encima de los 4000 msnm, en los flancos del CVT (Figura 4.1).

3.1.7 Depósitos aluviales (Qh-Al)

Es la descripción de conos de deyección y acumulaciones recientes de grava, arena y arcillas que se encuentran en el lecho de los ríos actuales. Los más representativos y de gran extensión cerca del Complejo Volcánico de Tutupaca son los de los ríos Callazas (figuras 2.13 y 4.1) y Tacayala que sirven de límite del CVT y centros volcánicos del Grupo Barroso.

Figura 3.8 Morrenas de más de 5 m de espesor que se encuentran cubriendo secuencias de depósitos de caída piroclástica. Margen derecha del río Tacalaya, en la carretera del CVT a Toquepala.

3.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En la zona de estudio, se ha identificado un sistema principal de fallas y/o lineamientos de dirección noroeste-sureste; de forma restringida se observan lineamientos con dirección noreste-suroeste y norte-sur (figuras 3.9 y 4.1). Estas fallas y lineamientos están controlados por la convergencia oblicua entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana (Mering et al., 1996).

El sistema noroeste-sureste afecta rocas del sustrato emplazados en el Cretácico (Formación Toquepala) y en el Mioceno (Formación Huaylillas), y está relacionado al emplazamiento y fracturamiento de los principales estratovolcanes Plio-Cuaternarios y manifestaciones termales (Morche & De La Cruz, 1994). Una de las estructuras más importantes es el sistema de fallas Incapuquio, situado a 45 km del CVT, con una extensión aproximada de 450 km. Este sistema de fallas se caracteriza por presentar una traza superficial rectilínea que sugiere un plano de falla de alto ángulo (Acosta et al., 2012).

En la zona del volcán Tutupaca se tienen tres fallas principales del sistema noroeste-sureste, las cuales son:

Falla Banco: Se encuentra ubicada al norte del CVT. Presenta una longitud aproximada de 7,5 km (figuras 3.9 y 3.10), y un componente normal. Hacia el sur atraviesa al edificio Tutupaca Reciente, y hacia el norte atraviesa la laguna Suches.

Falla Tacalaya: Tiene la dirección del río Tacalaya. Se encuentra ubicada entre el CVT y el estratovolcán Chuquiananta. Posee una longitud aproximada de 15 km.

Falla Azufre Grande: Se ubica en la parte sur del CVT. Afecta flujos de lavas del "Tutupaca Basal" y coincide en la parte superior de la quebrada del mismo nombre. Hacia la parte inferior de la quebrada hay fumarolas y manantiales termales.

Las fallas del sistema noreste-suroeste son muy restringidos en los alrededores del CVT, y son estructuras de menor extensión (Figura 3.1; Morche & De La Cruz, 1994). Entre las principales fallas tenemos:

Falla Vilacollo: Se encuentra en rumbo N60°E y pasa por el noroeste del CVT, por entre los cerros Tacayala y Vilacollo. Presenta una longitud de 14 km.

Falla Tutupaca: se encuentra al noroeste del CVT, con una longitud de 2.5 km.

Falla Quilcata: Se ubica al suroeste del CVT, con una longitud de 4 km.

Además, se ha identificado un sistema menor de fallas gravitacionales, producto de una actividad tectónica reciente. Estas fallas afectan a depósitos cuaternarios morrénicos y fluvioglaciares, principalmente al norte del CVT.

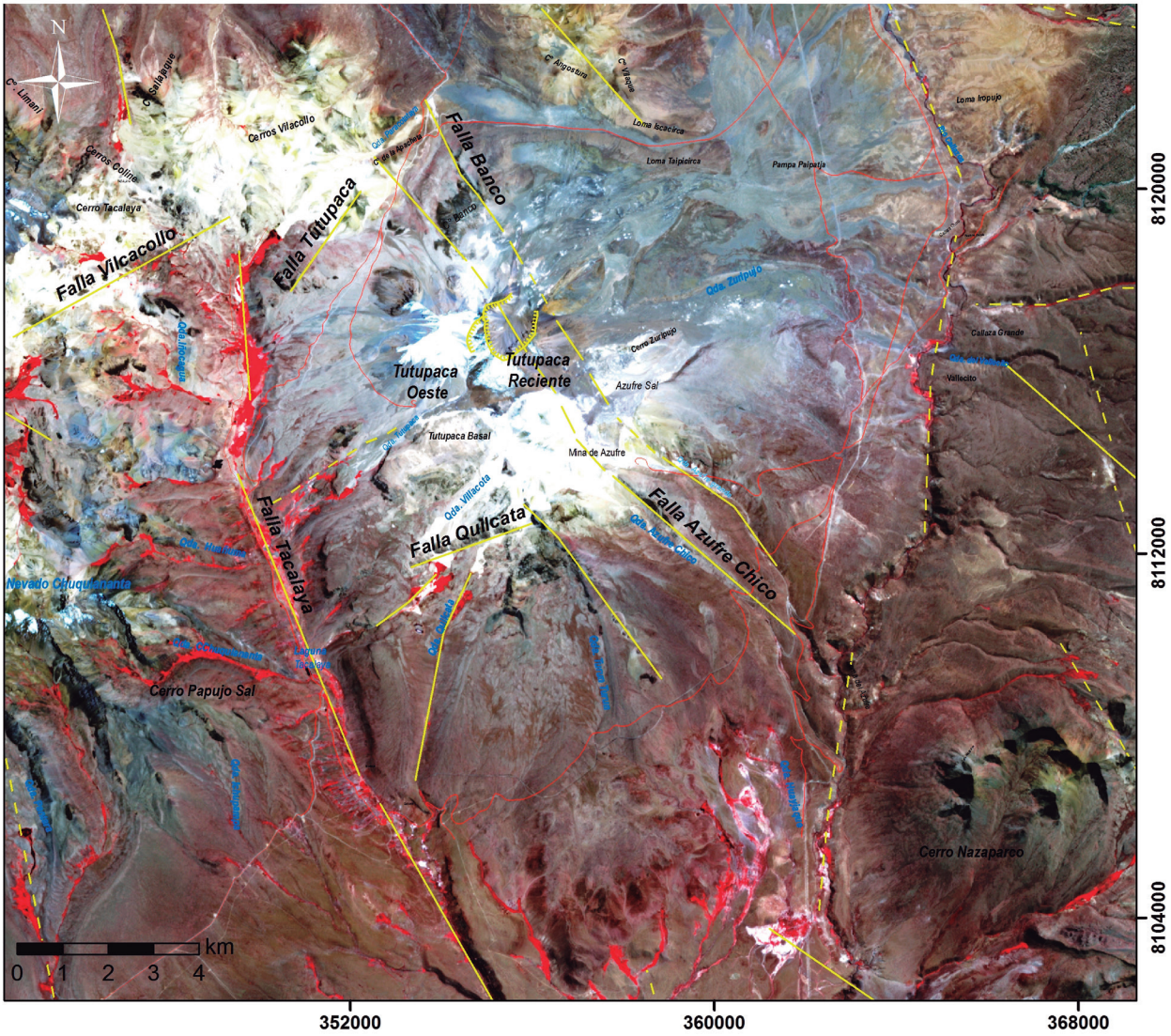


Figura 3.9 Mapa neotectónico del CVT y alrededores. Se aprecia un sistema de fallas principal de orientación NO-SE y otro secundario de dirección NE-SO.

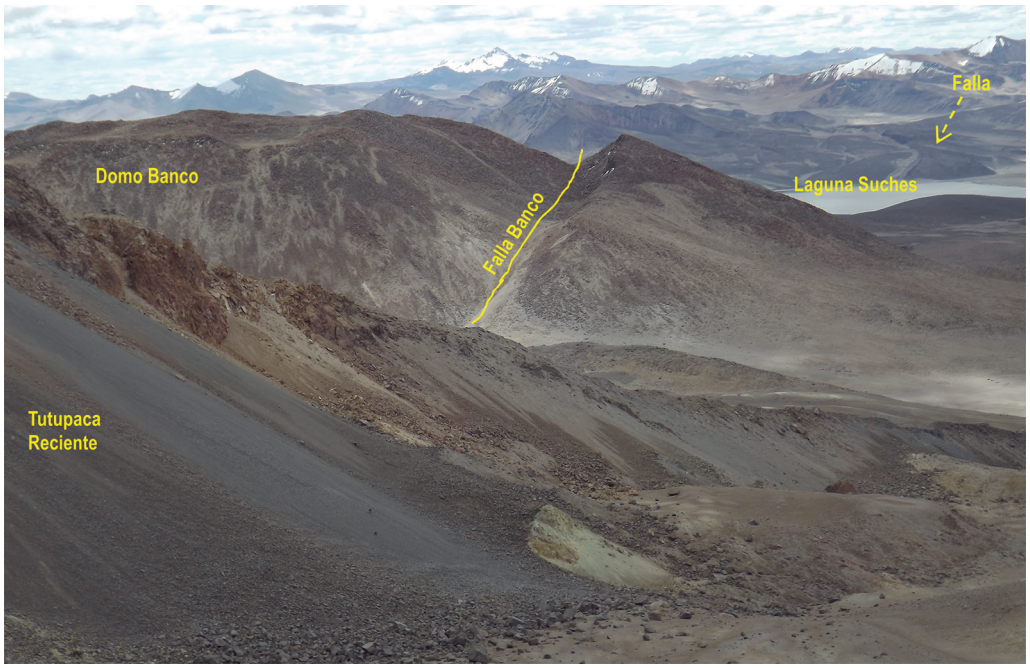


Figura 3.10 Traza de la falla Banco que pasa por el domo del mismo nombre. Se trata de una falla normal que está buzando en dirección SO, con un salto de casi 10 m. Al fondo se aprecia otra falla normal, de orientación noroeste, con características similares a la falla Banco, posiblemente su continuación. Debido al desplazamiento normal de esta falla se originó la laguna Suches.

CAPÍTULO IV
GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA

El Complejo Volcánico Tutupaca (CVT) está conformado por tres edificios, del más antiguo al más joven; estos son el Edificio Tutupaca Basal, el Edificio Tutupaca Oeste y el Edificio Tutupaca Reciente (figuras 2.2 y 4.2, y Mapa Geológico). El CVT se emplaza entre los 4050 y 5800 msnm y abarca un área aproximada de 165 km^2. Este complejo volcánico se formó sobre un substrato conformado por lavas, ignimbritas y volcanoclastos del Plio-Cuaternario.

4.1 EDIFICIO TUTUPACA BASAL

El edificio Tutupaca Basal es el más antiguo del CVT. En base a dataciones radiométricas de varios flujos de lava, el grado de erosión del edificio volcánico y la comparación con otros edificios volcánicos circundantes inferimos que se formó durante el Pleistoceno inferior a superior. Está conformado por al menos 3 secuencias de flujos de lavas, domos y un depósito de corriente de densidad piroclástica denominado "Callazas" (figuras 4.1-4.3 y Mapa Geológico). La parte superior del edificio volcánico se encuentra bastante alterada (hidrotermalizada) y presenta intensa erosión glaciar, por lo cual se pueden observar importantes volúmenes de depósitos morrénicos, así como circos y valles glaciares. Este edificio se encuentra bastante erosionado y no presenta la parte superior del estrato-cono, debido posiblemente a colapsos sectoriales y a la erosión glaciar. Este edificio cuenta con 3 cumbres principales situadas al sur (5300 msnm), sureste (5100 msnm) y noreste (5200 msnm) del edificio Tutupaca Reciente.

4.1.1 Flujos de lava

En el edificio Tutupaca Basal se han identificado 3 secuencias de flujos de lavas (figuras 4.1 y 4.2), emplazadas entre 1.1 y 0.95 Ma. Estas también se diferencian por su posición estratigráfica, por sus características geomorfológicas y estructurales, además de su alcance.

a) Secuencia lávica inferior (P-Tb1)

Se trata de la secuencia de flujos de lavas en bloques más antigua del CVT, emplazada durante el Pleistoceno inferior. Mediante el método K/Ar, una muestra fue datada en el borde suroeste de este flujo de lava, cerca a la margen izquierda del río Tacalaya (ver Mapa Geológico), y arrojó una edad de 0.90 ± 0.9 Ma (Martinez & Cervantes, 2003).

Los afloramientos de esta unidad se encuentran entre los 4050 y 4800 msnm. Sobreyacen al substrato de edad Mio-Pliocena. Estos afloramientos se producen principalmente al sur y suroeste del CVT, pero también se tienen dos pequeños afloramientos al este y oeste (Figura 4.2 y Mapa Geológico). Los flujos más distales alcanzan entre 12 y 14 km.

La secuencia lávica posee más de 200 m de espesor y ha sido separada de la secuencia lávica intermedia debido a que se observa una discordancia angular entre ambas (figuras 4.1 y 4.2). Los flujos de lava de la secuencia inferior son subhorizontales a horizontales, mientras que las lavas de la secuencia intermedia poseen mayor pendiente (10° a 20°).

Las lavas son de composición andesítica (60 a 66 wt.% SiO2), como se aprencia en las figuras 6.3 y 6.4 y en la Tabla 3.2 (Manrique, 2013). Estas presentan color gris verdoso, gris oscuro a negro, y textura afanítica. Las dimensiones de los fenocristales es variable, pero la plagioclasa puede tener hasta 5 mm, la biotita 1.0 mm y el anfíbol hasta 2 mm.

En algunos sectores, también se han identificado xenolitos o enclaves. Estos poseen dimensiones centimétricas; son de color gris verdoso, textura porfírica y contienen fenocristales de plagioclasa y anfíboles de menos de 0.5 mm de diámetro.

b) Secuencia lávica intermedia (P-Tb2)

Esta secuencia intermedia de flujos de lava se encuentra sobreyaciendo en ligera discordancia angular sobre las lavas de la secuencia anterior y afloran entre los 4500 y 5050 msnm, al sur y este del CVT (Figura 4.2 y Mapa Geológico). Algunos flujos alcanzaron entre los 6 y 8 km de distancia desde la actual cima del Tutupaca basal.

Esta secuencia de flujos de lava llegan a formar una secuencia de hasta 150 m de espesor, aproximadamente (Figura 4.1), se encuentran afectados por la erosión glaciar y cubiertos en algunos sectores restringidos por morrenas del Pleistoceno.

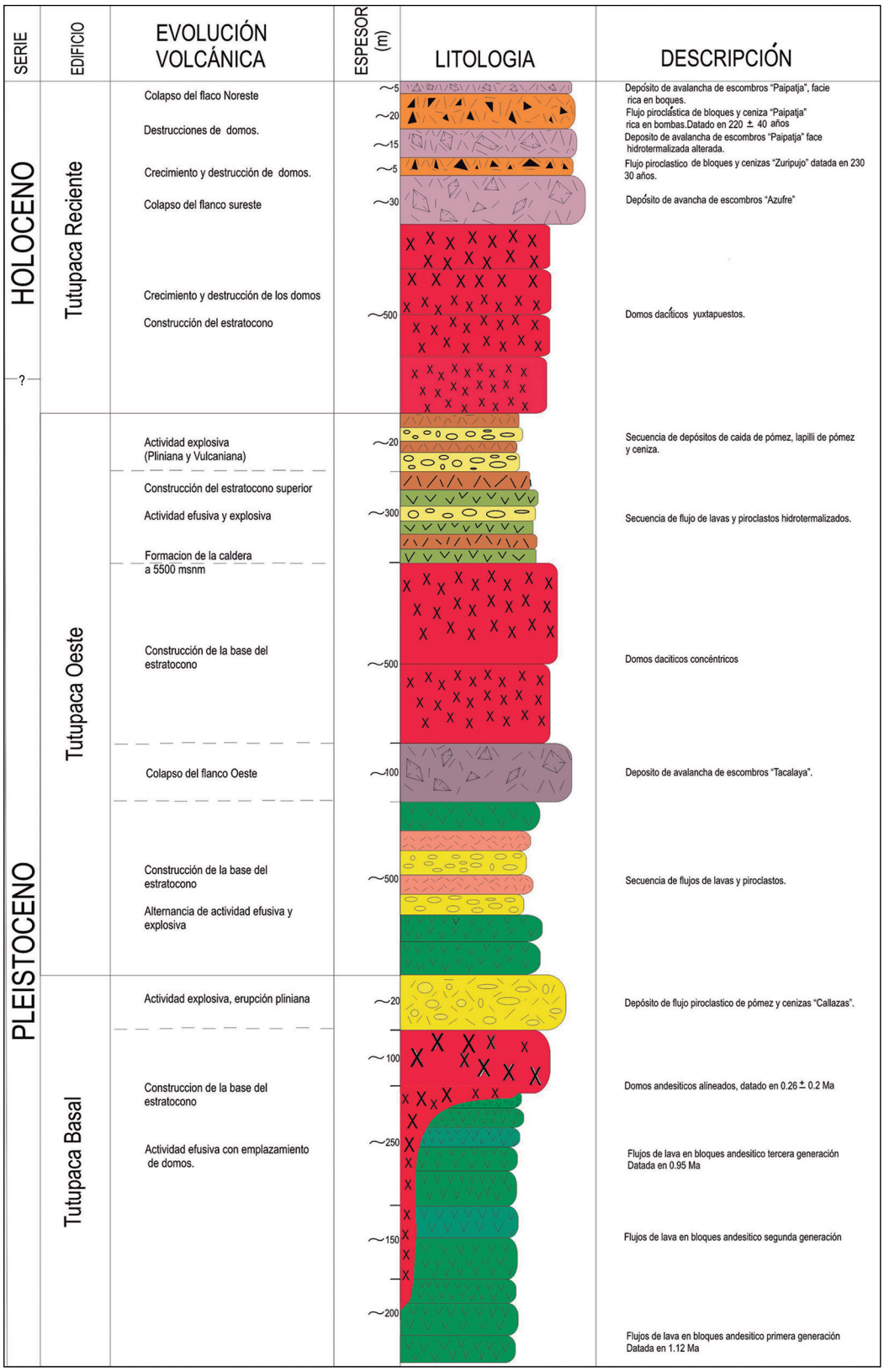


Figura 4.1 Columna estratigráfica generalizada del CVT.

Las lavas poseen composición andesítica (60 - 66 wt.% SiO_2 (ver figuras 6.3 y 6.4, Tabla 3.2). Presentan color gris oscuro y textura porfírica. Los fenocristales son básicamente plagioclasas y anfíboles, cuyas dimensiones son menores a 2 mm.

c) Secuencia lávica superior (P-Tb3)

La secuencia superior de flujos de lava conforma la parte superior del edificio Tutupaca Basal y sobreyace a la secuencia intermedia con ligera discordancia angular. Dos muestras de lava correspondientes a esta unidad, ubicadas en el extremo norte (ver mapa geológico), fueron datadas por los métodos K/Ar y Ar/Ar, y se obtuvieron edades de 0.29 ± 0.027 y 0.24 ± 0.037 Ma, respectivamente (Martínez & Cervantes, 2003). Por esta razón se le asignó una edad del Pleistoceno medio.

Esta secuencia de flujos de lava aflora entre los 4600 y 5350 msnm, ligeramente al sur del CVT (Figura 4.2 y Mapa Geológico). Algunos flujos de lava han alcanzado entre 5 y 6 km de distancia.

La secuencia de flujos de lava pueden tener hasta 250 m de espesor total (Figura 4.1). Las lavas están bastante hidrotermalizadas y erosionadas por la actividad glaciar. Circos y valles glaciares se hallan sobre estas lavas y se diferencia de las dos generaciones anteriores porque no están cubiertas por morrenas del Pleistoceno.

Las lavas poseen composición andesítica (60 a 66 wt.% de SiO_2; figuras 6.3 y 6.4, Tabla 3.2). Presentan color gris ligeramente oscuro y textura porfírica. Presentan una pasta microcristalina abundante (75 % a 85 %), y fenocristales (25 % a 15 %) de plagioclasa (<2 mm), anfíboles (<1 mm) y biotita (< 1mm).

d) Domo Banco (P-Tb4)

El domo Banco se encuentra a 2 km al norte del edificio Tutupaca Oeste (Figura 4.1). Mide aproximadamente 2 km de diámetro y está ligeramente elongado en dirección NE-SO. Las lavas contienen composición andesítica y textura porfirítica. Posiblemente el domo se emplazó durante el Pleistoceno medio y esto debido a que las lavas están más frescas que los flujos de lava P-Tb3, y más erosionadas que los domos alineados (P-Tb5).

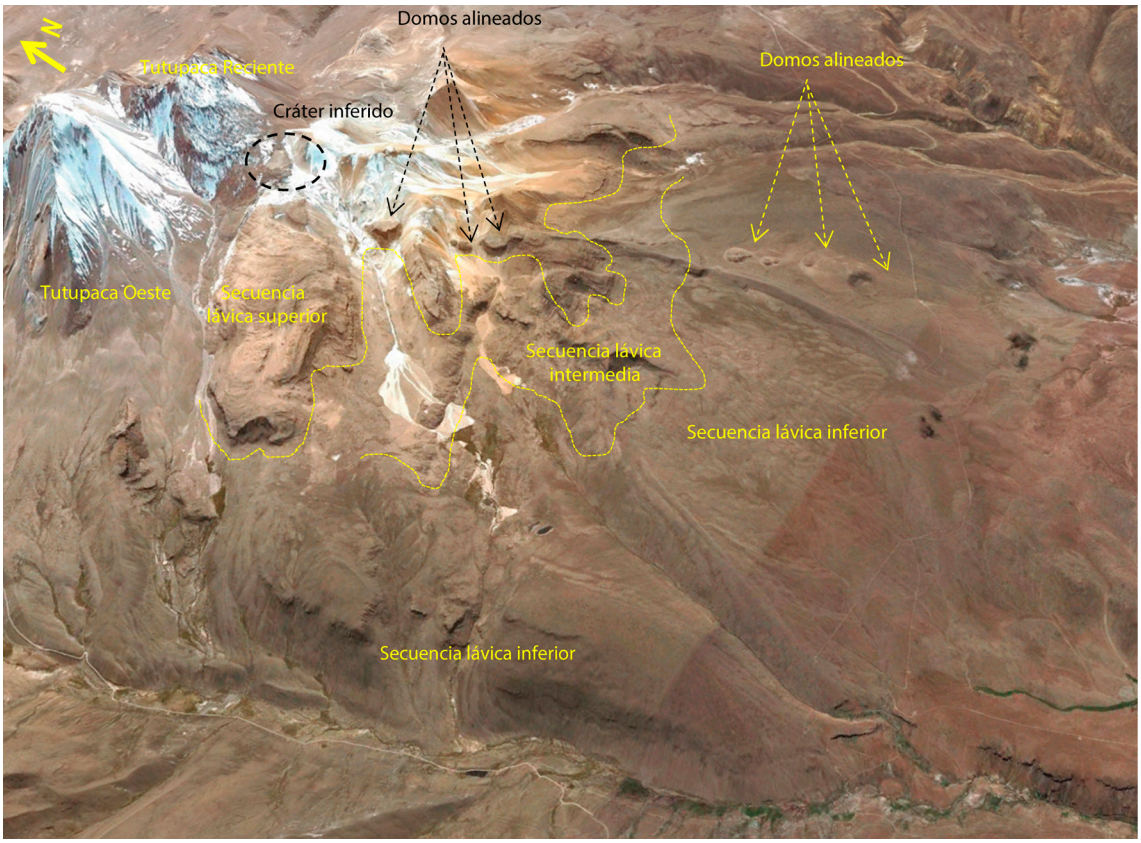


Figura 4.2 Imagen satelital en perspectiva del CVT. Se pueden observar los límites de las tres generaciones de flujos de lava del edificio Tutupaca Basal, así como los domos alineados de dicho edificio.

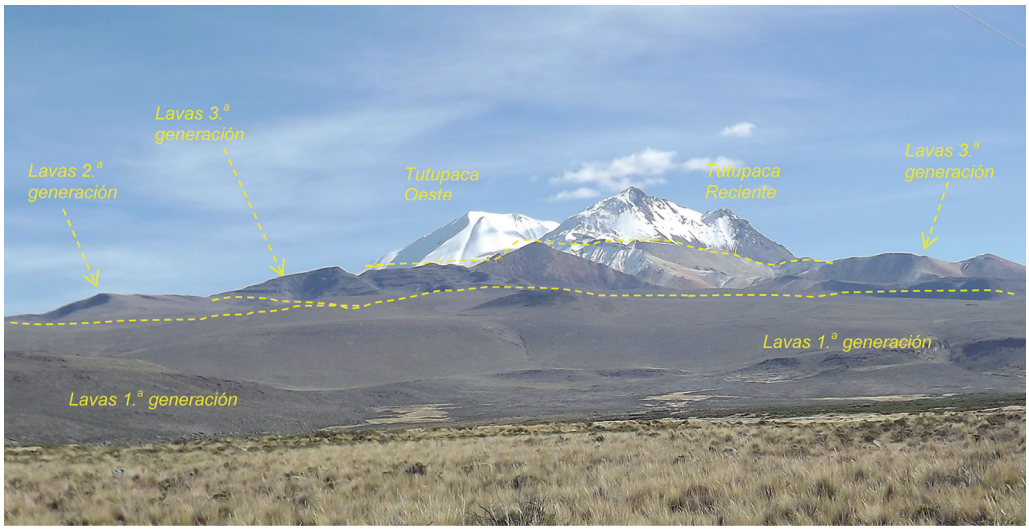


Figura 4.3 En primer plano se observa las lavas de la primera, segunda y tercera generación del edificio Tutupaca Basal. Sobreyacen a estas lavas los edificios Tutupaca Oeste y Tutupaca Reciente. Fotografía en dirección norte.

4.1.2 Domos alineados (P-Tb5)

Las tres generaciones de flujos de lavas del edificio Tutupaca Basal han sido intruidos por al menos 15 pequeños domos que poseen entre 80 y 900 m de diámetro, y entre 20 y 70 m de altura. Estos domos se encuentran alineados en dirección NNO-SSE y atraviesan todo el CVT, a lo largo de casi 12 km (figuras 4.2-4.4 y Mapa Geológico). Uno de estos domos que aflora en la parte sur del CVT, en la zona de Pampas Turun Turun, fue datado con el método K/Ar en 0.26 ± 0.2 Ma (Morche & De La Cuz, 1994). También se ha observado que estos domos han sido afectados por las glaciaciones del Pleistoceno tardío. Por la datación obtenida y la erosión glaciar, inferimos que los domos se emplazaron durante el Pleistoceno medio. Otras características han sido explicadas en el Capítulo II (Geomorfología).

Los domos contienen composición dacítica (60-66 wt% de SiO_2; Manrique, 2013). Presentan color gris ligeramente oscuro y textura porfírica. También contienen abundantes fenocristales (30-40 %) que están bastante desarrollados. Contienen, además, poca pasta (60-70 %). Respecto a su dimensión, la plagioclasa mide hasta 6 mm, los anfíboles hasta 3 mm y la biotita 2 mm; en algunos sectores, se aprecian vesículas de menos de 1 mm de diámetro.

4.1.3 Depósito de corriente de densidad piroclástica "Callazas" (P-Tb6)

El depósito de corriente de densidad piroclástica "Callazas" aflora entre 8 y 12 km al este del CVT, en la margen derecha del río Callazas (Ver Mapa Geológico). También se ha identificado un pequeño afloramiento a 12 km al sureste del CVT. En muchos afloramientos se observa que este depósito se encuentra emplazado directamente sobre las ignimbritas de la Formación Capillune del Mioceno, y está cubierto por depósitos morrénicos de entre 20 y 50 m de espesor. Este depósito piroclástico se encuentra mejor conservado que la secuencia de depósitos de caída piroclástica P-Ba3 que aflora en el río Tacalaya, al sur y sureste del CVT, por lo que inferimos que tiene diferente origen.

El depósito es de color gris claro a beige, pero en algunas zonas es amarillo ocre, debido a la alteración supérgena. En algunos afloramientos se ha medido cerca de 5 m de espesor (Figura 4.5), y aunque no se ha podido observar su base, se infiere que podría tener hasta 20 m de espesor (Figura 4.1). Este depósito de flujo piroclástico es masivo; no presenta estratificación, ni variaciones laterales, y no está compactado. Se han identificado chimeneas de elutriación (pipes) asociadas a la salida de gases calientes posteriores al emplazamiento del depósito (Figura 4.6).

Este depósito está conformado por cerca de 55 a 60 % de matriz, 30 a 40 % de pómez y menos de 5 % de líticos. Las bombas de pómez presentan dimensiones máximas entre 10 y 30 cm, color gris a gris blanquecino, mediana vesicularidad, ligeramente fibroso y poseen fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti. En algunos bloques de pómez se ha observado bandeamiento composicional, con zonas oscuras y otras más claras (Figura 4.7), lo que sugiere la ocurrencia de un proceso de mezcla de magmas, entre un polo dacítico y otro

Figura 4.4 Domo de aproximadamente 200 m de diámetro, intruyendo lavas del edificio Tutupaca Basal (3.a generación). Forma parte de los domos alineados en dirección NO-SE.

andesítico. Los líticos poseen dimensiones máximas entre 3 y 6 cm, algunos son de color gris oscuro, otros gris verdosos y algunos están hidrotermalizados.

Se ha asociado al depósito de corriente de densidad piroclástica "Callazas", un depósito de caída de lapilli de pómez de color amarillo que aflora en la quebrada Azufre, al suroriente del volcán Tutupaca. Esta asociación se debe a que ambos depósitos poseen similar posición estratigráfica, están cubiertos por depósitos morrénicos, y tienen similar composición química y mineralógica. Debido al importante volumen de estos dos depósitos piroclásticos, inferimos que fueron emplazados durante una erupción pliniana. El cráter o caldera que se formó durante dicha erupción posiblemente se ubicó en la base del flanco sur del edificio Tutupaca Reciente, cerca del contacto de este edificio con el edificio Tutupaca Basal (ver Mapa Geológico y Figura 4.2). Esto debido a que las lavas que se encuentran en la cumbre del edificio Tutupaca Basal buzan en direcciones suroeste, sur, sureste y este, en forma casi radial desde dicho sector.

4.2 EDIFICIO TUTUPACA OESTE

El edificio Tutupaca Oeste se emplazó al noroeste del CVT, entre los 4900 y 5800 msnm. Es un estrato-cono de poco más de 3 km de diámetro y 1 km de altura, conformado por secuencias de flujos de lavas, depósitos piroclásticos y depósitos de avalanchas de escombros y domos (ver Mapa Geológico y figuras 4.2, 4.3 y 4.8). A este edificio también han sido asociadas importantes secuencias de depósitos de caída piroclástica que afloran en zonas distales, entre 15 y 30 km al sur y suroeste del CVT. El cono superior presenta intensa erosión glaciar, con presencia de circos glaciares, posiblemente asociados al Último Máximo Avance Glaciar. Por esta razón, pensamos que este edificio se formó durante el Pleistoceno tardío, y antes de los 21 ka. También, en los flancos pueden observarse morrenas del Holoceno e importantes depósitos coluviales.

4.2.1 Secuencia de flujos de lava y piroclastos hidrotermalizados del estrato-cono inferior (P-To1)

La base del edificio Tutupaca Oeste se encuentra conformada por una secuencia de flujos de lava y depósitos piroclásticos de casi 400 m de espesor (ver Mapa Geológico y Figura 4.8). Casi toda la secuencia se encuentra bastante hidrotermalizada y las lavas son subhorizonales, con estratos de dimensiones métricas. Esta secuencia está intruida por domos y también ampliamente afectada por la erosión glaciar. Por debajo de los 5200 msnm se encuentra parcialmente cubierta por morrenas del Holoceno.

Figura 4.5 Depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza “Callazas”. El afloramiento mide cerca de 5 m de espesor.

Figura 4.6 Foto de acercamiento donde se observan estructuras “pipes”, formadas por el escape de gases calientes durante el enfriamiento del flujo piroclástico.

Figura 4.7 Bandeamiento composicional en las pómez, con zonas oscuras y otras más claras.

4.2.2 Domos (P-To3)

El edificio Tutupaca Oeste está conformado por al menos 4 domos dispuestos de forma casi concéntrica, de formas semicirculares, ligeramente elongadas, con diámetros entre 0.7 y 1.3 km (figuras 2.9 y 4.8). Los domos poseen color gris, composición dacítica del 64.4–67.1 wt.% SiO_2 (Manrique, 2013) y de textura porfirítica que incluye fenocristales de plagioclasa, anfíbol, esfena, biotita, óxidos de Fe-Ti y trazas de cuarzo. También se han observado vesículas de dimensiones milimétricas. En algunos sectores, dentro de los domos, se han identificado enclaves magmáticos microcristalinos de color gris oscuro, constituidos por fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita.

4.2.3 Secuencia de flujos de lava hidrotermalizada del estrato-cono superior (P-To4)

Sobre los domos que constituyen la base del Tutupaca Occidental, entre los 5300 y 5500 msnm, formando una ligera discordancia angular, se emplazó una secuencia de flujos de lava que se encuentra bastante hidrotermalizada. Esta secuencia conforma el estrato-cono superior, de casi 400 m de espesor (ver Mapa Geológico y Figura 4.8). Las lavas son subhorizonates, con estratos de dimensiones métricas. Esta secuencia está afectada por la erosión glaciar, donde se han formado por lo menos 2 circos glaciares.

4.2.4 Depósito de avalancha de escombros "Tacalaya" (P-To2)

El depósito de avalancha de escombros "Tacalaya" aflora entre 4 y 6 km al oeste y suroeste del edificio Tutupaca Oeste, en ambas márgenes del río Tacalaya (ver Mapa Geológico). Este depósito posee espesores mínimos de 50 a 100 m y está constituido por fragmentos de lava englobados en una matriz no consolidada o pobremente consolidada. Todo el depósito está cubierto por morrenas del Pleistoceno tardío (P-Mo), como se aprecia en el Mapa Geológico y en la Figura 4.9).

Los fragmentos son de una litología heterogénea, mayormente lavas andesíticas a dacíticas (64.4–67.1 wt.% SiO_2) e hidrotermalizadas, de colores gris, gris oscuro, amarillo ocre y rojizo (Figura 4.9). Los bloques de lava presentan fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, óxidos de Fe-Ti y trazas de cuarzo, englobados en una matriz intersertal. También se han encontrado abundantes bombas en forma de "costra de pan", de color gris a gris claro. Los líticos son angulosos a subangulosos, de un amplio rango de tamaños, de diámetro centimétrico a decimétrico. En muchos bloques, se puede observar estructuras tipo *jigsaw*, que se originaron por la colisión de bloques durante el transporte y es, además, una estructura típica de las avalanchas de escombros.

Se han observado facies ricas en bloques y facies de matriz. En las facies de bloques, el contacto es normalmente clasto-clasto y posee menos de 25 % de matriz. Los bloques están bastante fracturados y presentan estructuras tipo *jigsaw*. En las facies de matriz, se observan menos de 30 % de bloques y el contacto es normalmente clasto-matriz (Figura 4.10). Gran parte de la matriz está conformada por materiales hidrotermalizados de colores rojo ocre, gris y gris-amarillo.

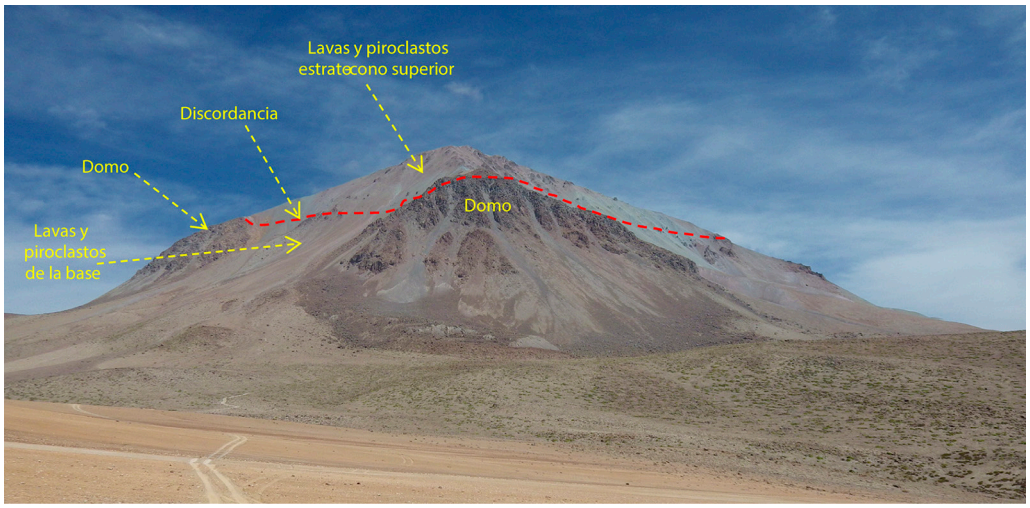


Figura 4.8 Flanco occidental del edificio Tutupaca Oeste. Se observan las secuencias de lavas y piroclastos hidrotermalizados e intruidos por domos, así como la discordancia angular en el tope de los domos y la base de la secuencia de flujos de lava y piroclastos del estrato-cono superior

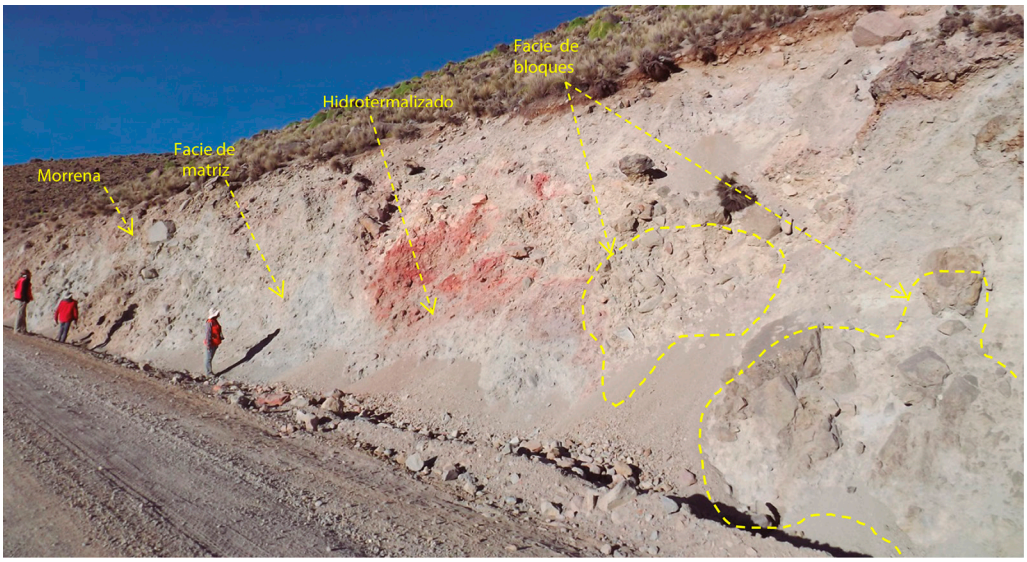


Figura 4.9 Depósito de avalancha de escombros “Tacalaya”, de más de 5 m de espesor. Está constituido por bloques centimétricos a decimétricos, englobados en una matriz hidrotermalizada. Está cubierto por morrenas del Pleistoceno tardío.

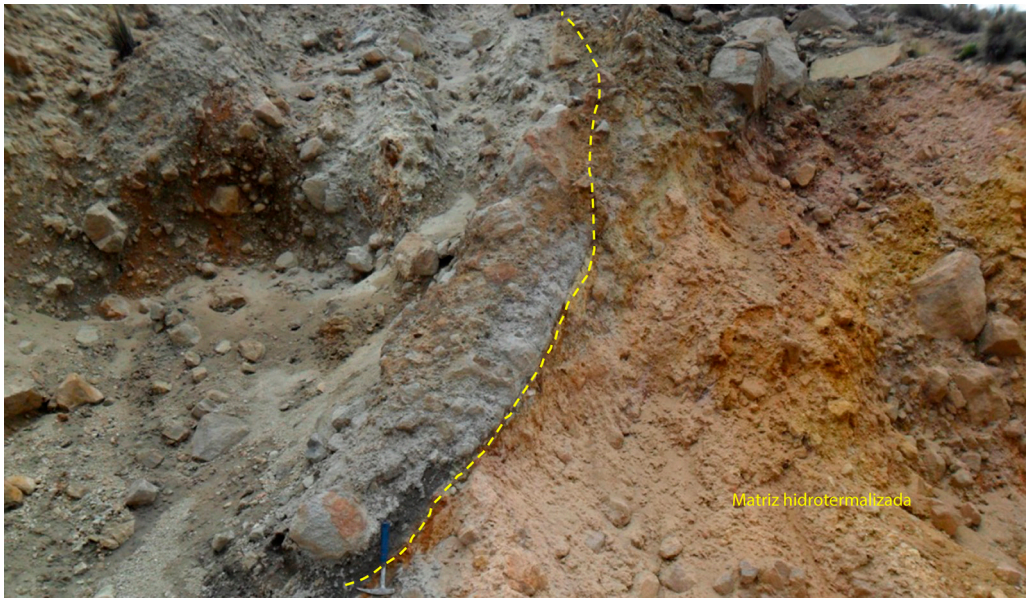


Figura 4.10 Fotografía en detalle del depósito de avalancha de escombros “Tacalaya”. A la derecha, es una facies de matriz bastante hidrotermalizada, donde se tiene menos de 30 % de bloques. A la izquierda, es una facies color gris, con predominancia de la matriz (70 a 80 %) sobre los bloques (20 a 30%).

4.2.5 Secuencia de caídas piroclásticas

Al sur del CVT, entre 15 y 28 km de distancia (Figura 4.11A), en la zona de Camilaca, aflora una secuencia importante de depósitos de caída piroclástica, con espesores entre 2 y 6 m en total. Los depósitos de caída poseen espesores individuales centimétricos a decimétricos. Las caídas alternan de forma casi rítmica con depósitos de ceniza y lapilli de pómez (Figura 4.11B). Para conocer la dispersión y estudiar la tefro-estratigrafía de estas caídas se realizaron alrededor de 10 calicatas. A continuación, se presenta una descripción de los 3 principales afloramientos estudiados:

Afloramiento Cantera Alta (353132, 8098725, 4039 msnm): Se encuentra ubicado aproximadamente a 18 km al sur del edificio Tutupaca Oeste. En este afloramiento se han identificado 11 depósitos de caída de lapilli de pómez, 5 depósitos de caída de lapilli pómez escoreáceo y 4 depósitos de caída de ceniza (figuras 4.11A, B y 4.12A). En total, se describieron 20 depósitos de caída piroclástica, en una secuencia que posee 5.6 m de espesor. Es el afloramiento más cercano al CVT, donde los depósitos de caída piroclástica de mayor espesor poseen entre 30 y 67 cm de espesor.

Afloramiento Camilaca (352132, 8092866, 3827 msnm): Se ubica en el pueblo del mismo nombre, aproximadamente a 24 km al sur del edificio Tutupaca Oeste. En este afloramiento se han identificado 13 depósitos de caída de lapilli pómez, un depósito de caída de lapilli pómez escoreáceo y un depósito de caída de ceniza (Figura 4.11A, B). La secuencia posee cerca de 2.5 m de espesor, y en total se tienen 15 depósitos de caída piroclástica.

Afloramiento Cantera Baja (353002, 8092310, 3820 msnm): Se encuentra ubicado aproximadamente a 25 km al sur del edificio Tutupaca Oeste. En este afloramiento se han descrito 16 depósitos de caída de lapilli pómez, 3 depósitos de caída de lapilli pómez escoreáceo y 2 depósitos de caída de ceniza (Figura 4.11A, B y 4.13). En total, en la secuencia se identificaron 21 depósitos de caída piroclástica, con poco más de 4.1 m de espesor. Es el afloramiento más distal al CVT. Los depósitos de caída de mayor espesor miden entre 10 y 45 cm, pero la mayoría son de espesor centimétrico.

En los tres afloramientos de la secuencia de caídas piroclásticas, se han identificado 6 depósitos de caída principales que han podido ser correlacionados en más de un afloramiento. A continuación se presenta una descripción de estos depósitos.

a) Depósito de caída de lapilli pómez escoreáceo "Estratificado 1" (CLP-Es1)

Este depósito de caída aflora en Cantera Alta y Cantera Baja, donde presenta un espesor de 50 y 19 cm, respectivamente (figuras 4.11B; 4.12A, 4.12A-a). Se caracteriza por presentar un nivel inferior (1/3 del depósito) de color gris oscuro, rico en líticos y conformado por ceniza gruesa, que gradualmente hacia su parte superior termina en un nivel de espesor milimétrico de ceniza fina. La parte superior del depósito (2/3 del mismo) es de grano grueso y de color gris. El depósito posee entre 50 y 60 % de pómez y 40 a 50 % de líticos.

Las pómez son de color gris, escoreáceas, medianamente vesiculadas y con alto contenido de anfíbol. En ambos afloramientos, los Mp (*Maximum Pumice*) miden un diámetro de 2 a 3 cm.. Los líticos son de color gris oscuro a negro y textura afanítica. Algunos líticos están hidrotermalizados, de color rojo-ocre y amarillo pardo. Los ML (*Maximum Lithics*) miden entre 1.5 y 2.5 cm de diámetro.

b) Depósito de caída de lapilli pómez "Gris marrón" (CLP-Gm)

Este depósito de caída se ha identificado en los tres afloramientos, donde posee entre 8 y 32 cm de espesor (figuras 4.11B, 4.12A, 4.12B-b). Se caracteriza, principalmente, por estar conformado por 75 a 90 % de pómez y entre 25 y 10 % de líticos; el tamaño de las pómez disminuye gradualmente hacia el tope. Es ligeramente más rico en pómez en su base y hacia la parte media. En la parte superior, se incrementa el porcentaje de líticos.

Las pómez son de color gris crema a gris marrón, poco vesiculadas y con alto peso específico. Contienen fenocristales de anfíbol. En el afloramiento más distal (Cantera baja), los MP miden entre 1.5 y 2.5 cm y los ML entre 1 y 1.3 cm, mientras que en el afloramiento proximal (Cantera alta), los MP miden entre 3 y 5 cm, y los ML entre 1 y 2 cm.

c) Depósito de caída de lapilli pómez "Estratificado 2" (CLP-Es2)

Es el depósito de caída más importante, ya que posee mayor espesor que todos los demás (figuras 4.11B, 4.12A, 4.12B-c). En los afloramientos Cantera Baja y Cantera Alta, el depósito tiene 44 y 67 cm de espesor, respectivamente. El rasgo más relevante del depósito es que presenta estratificación aparente en la base (1/3 del depósito), debido a variaciones en su tamaño de grano. Así se tienen hasta 3 niveles de lapilli fino alternados con 2 niveles de lapilli de grano medio, siempre de espesor centimétrico. La parte superior del depósito (2/3) es masivo y está conformado por lapilli grueso.

Macroscópicamente, el depósito es de color gris, gris blanquecino a gris parduzco. Está compuesta, aproximadamente, de 60 a 70 % de pómez y de 30 a 40 % de líticos. Las pómez son de color gris a gris blanquecino, bastante vesiculadas, fibrosas y con

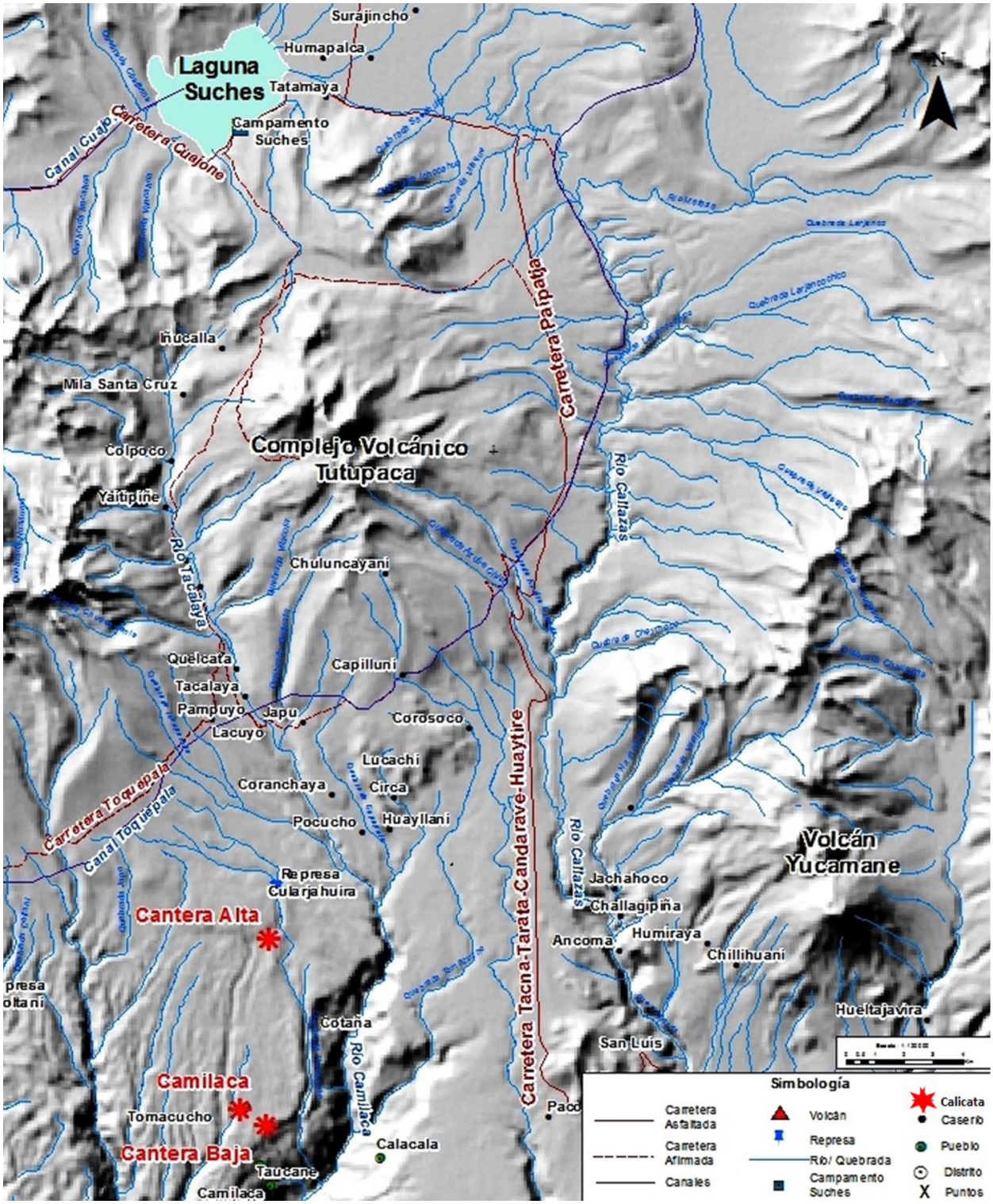


Figura 4.11A Ubicación de las calicatas, Cantera Alta, Camilaca, Cantera Baja (en color rojo), donde afloran las secuencias de caídas piroclásticas al sur del CVT.

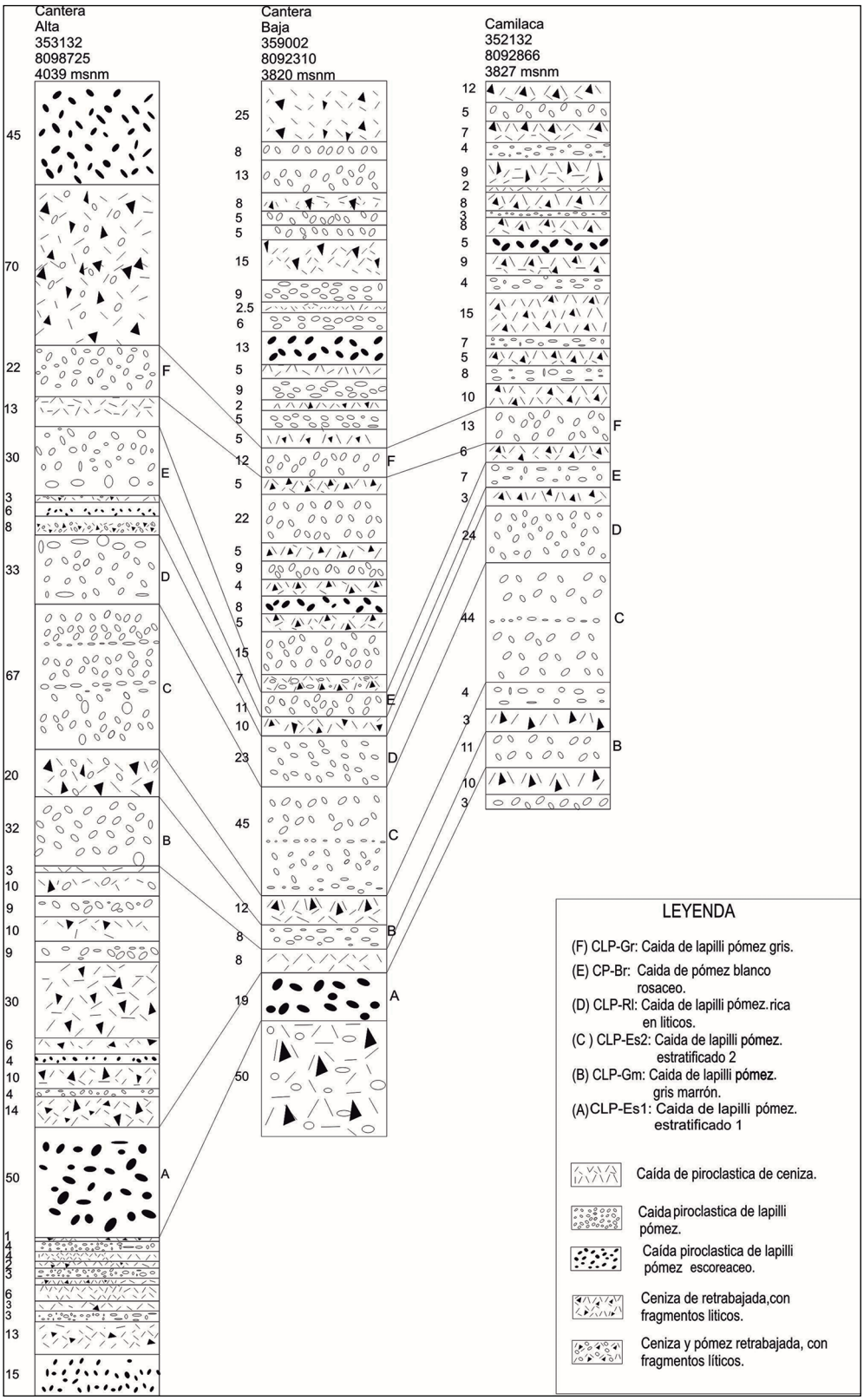


Figura 4.11B Correlación de columnas tefro-estratigráficas de tres afloramientos ubicados entre 18 y 25 km al sur del CVT.

bajo peso específico. Contienen fenocristales de anfíbol. Los líticos poseen textura afanítica, color gris claros a gris verdoso, pero también algunos son hidrotermalizados, de color amarillo pardo y rojo ocre.

En el afloramiento más distal (Cantera Baja), los MP miden entre 1 y 1.5 cm y los ML entre 0.5 y 0.7 cm, mientras que en el afloramiento proximal (Cantera Baja), los MP miden entre 5 y 6 cm y los ML entre 1.5 y 3 cm.

d) Depósito de caída de lapilli de pómez "Rico en líticos" (CLP-Rl)

Este depósito de caída se caracteriza por presentar abundantes líticos. Aproximadamente entre 90 y 95 % de sus componentes son líticos y entre 10 y 5 % son pómez. El depósito es de color gris marrón, con granos gruesos en la base y parte media, el cual decrece hacia el tope. Ha sido identificado en los 3 afloramientos (figuras 4.11B, 4.12A, 4.12B-d).

Las pómez son de color gris, con pocas vesículas y peso específico moderado. Contienen fenocristales de anfíbol de hasta 2 mm. Los líticos juveniles son los más abundantes, poseen textura afanítica, de color gris y gris oscuro, mientras que los líticos accidentales están hidrotermalizados, son de color amarillo ocre y están en menor porcentaje.

En el afloramiento de Cantera Baja, los MP miden entre 1 y 1.5 cm y los ML entre 0.4 y 0.7 cm, mientras que en el afloramiento de Cantera Alta los MP miden entre 2 y 3 cm y los ML entre 1 y 1.5 cm.

e) Depósito de caída de pómez "Blanco rosáceo" (CP-Br)

Este depósito de caída ha sido identificado en los tres afloramientos, donde mide entre 7 y 30 cm de espesor (figuras 4.11B, 4.12A, 4.12B-e). El depósito se caracteriza por ser de color gris blanquecino y tener más de 95 % de pómez, muy pocos líticos, aunque hacia el tope se distingue un ligero incremento de líticos.

Las pómez son color gris blanquecino y muchas son rosáceas por dentro. También son bastante vesiculadas, fibrosas, con bajo peso específico y contienen fenocristales de anfíbol. Los líticos son de color gris a gris oscuro a negro y tienen textura afanítica.

En el afloramiento de Cantera Baja, los MP miden entre 4 y 5 cm y los ML entre 1 y 1.5 cm, mientras que en el afloramiento de Cantera Baja, los MP miden hasta 13 cm y los ML entre 4 y 5 cm.

f) Depósito de caída de lapilli pómez "Gris" (CLP-Gr)

Este depósito de caída se ha identificado en los tres afloramientos; mide entre 12 y 22 cm de espesor (figuras 4.11B, 4.12A, 4.12B-f). Se caracteriza, principalmente, por tener una base que contiene más de 95 % de pómez y es de grano grueso (lapilli), mientras que hacia el tope, el tamaño de grano disminuye y aumenta el contenido de líticos, que llega a representar casi el 40 %.

Las pómez son de color gris marrón, medianamente vesiculadas y con abundante anfíbol. Los líticos son de color gris a gris oscuro, con textura afanítica. Algunos líticos están hidrotermalizados. En el afloramiento más distal (Cantera Baja), los MP miden entre 3.5 y 4 cm y los ML hasta 1 cm, mientras que en el afloramiento proximal (Cantera Alta), los MP miden entre 4 y 4.5 cm y los ML hasta 1.5 cm.

Discusión

Las secuencias de caídas pirolásticas afloran entre 15 y 28 km al sur del CVT. No se han identificado afloramientos en zonas proximales al CVT. En total se han identificado 16 depósitos de caída de lapilli pómez, 5 depósitos de caída de lapilli pómez escoreáceos y 4 depósitos de caída de ceniza (Figura 4.11B). En casi todos los depósitos se observa que las pómez contienen fenocristales de plagioclasa y anfíbol.

Se pudieron correlacionar 6 depósitos de caída, considerados como capas guía, presentes en varios afloramientos. El espesor de los 6 depósitos guía va en incremento cuando se está en las cercanías al CVT. También los depósitos se encuentran un poco alterados y alternados de forma casi rítmica con depósitos de ceniza y lapilli pómez retrabajados. Así mismo, estas secuencias están cubiertas casi siempre por suelo de escaso espesor, normalmente menos de 0.5 m, sin presencia de morrenas, lo que hace suponer que se emplazaron a finales del Pleistoceno.

Por otro lado, las dataciones muestran que el edificio Tutupaca Basal se formó entre 0.90 y 0.26 Ma (Pleistoceno Inferior a medio) y los estratovolcanes que están alrededor del CVT (Chuquiananta, Carimani y Vilaque) se formaron en el Plioceno. Así mismo, el edificio Tutupaca Oeste se formó durante el Pleistoceno tardío y el edificio Tutupaca Reciente se edificó durante el Holoceno (Samaniego et al., 2015).

También se ha realizado el análisis químico de elementos mayores y trazas de 13 muestras de tefras de esta secuencia, ocho de las cuales corresponden a las seis capas guías antes mencionadas, y cinco a otros depósitos de caída de la misma secuencia. Los diagramas de variación de elementos mayores y menores en función de la sílice (figuras 6.2 y 6.3) muestran que seis muestras están en una misma tendencia con los resultados obtenidos de muestras de los tres edificios del CVT, especialmente con el edificio Tutupaca Oeste (figuras 6.2 y 6.3).

Las muestras que están en la misma tendencia son TU-13-31D, TU-13-31F, TU-13-32B (depósito "Gris marrón"), TU-13-32E, TU-13-32F (depósito "Pómez gris") y TU-13-32G. Sin embargo, en los diagramas de Harker, se observa que siete muestras de caída no están en el mismo "tren", respecto a los resultados de otras muestras del CVT, especialmente cuando se correlacionan el $Si0_2$ con el V, Sc, Th y Rb (figuras 6.3a, b, d, e). Las muestras que tienen una tendencia diferente son el TU-13-31A (depósito "Estratificado 2"), TU-13-31B (depósito "Blanco rosáceo"), TU-13-31C, TU-13-31E (depósito "Pómez gris"), TU-13-32A (depósito "Estratificado 1"), TU-13-32C (depósito "Estratificado 2") y TU-13-32D (depósito "Blanco rosáceo").

Por las consideraciones antes expuestas, es probable que por lo menos 6 depósitos de caída de la secuencia piroclásticas estén asociadas a la evolución del edificio Tutupaca Oeste, entre los cuales están los depósitos "Gris marrón" y "Pómez gris". También, lo más probable es que estos depósitos de caída se hayan emplazado en los últimos 25 a 10 mil años.

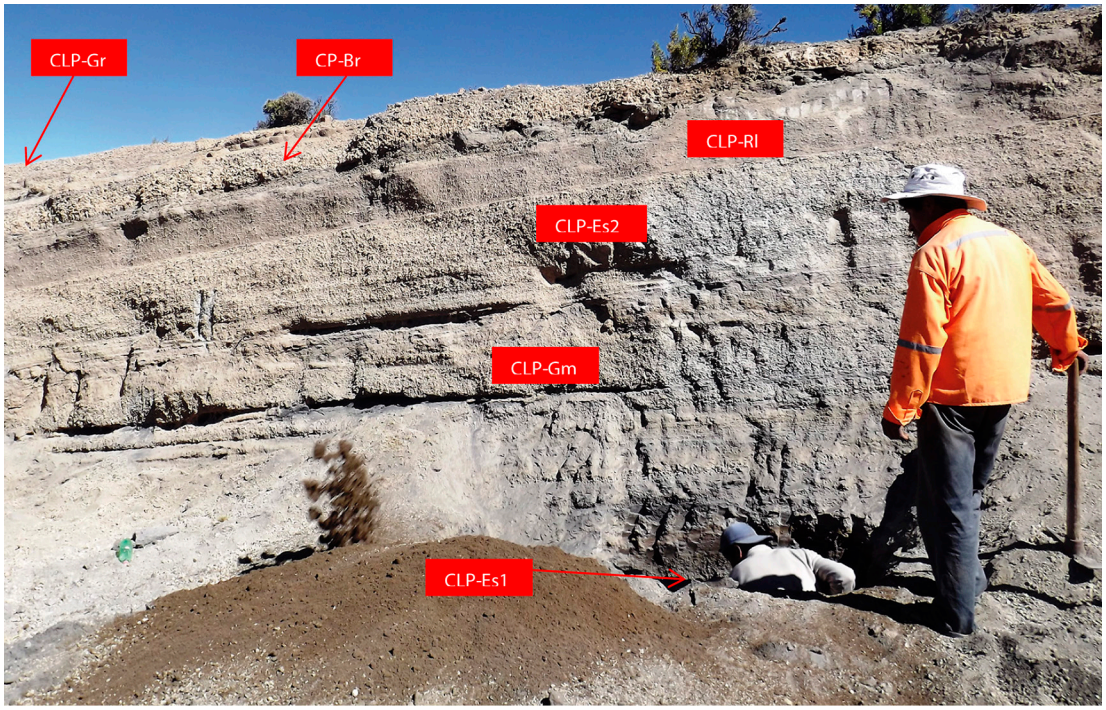


Figura 4.12A Secuencia de caídas piroclásticas que afloran en "Cantera Alta", situada a 18 km al sur del edificio Tutupaca Oeste. En este afloramiento se identificaron las 06 caídas piroclásticas guías. El espesor total de la secuencia es de 5.6 m.

Figura 4.12B Fotografías en detalle de los seis depósitos de caída de lapilli pómez de la secuencia mostrada en la figura 4.12A. De la base al tope, los depósitos son:a) depósito de caída de lapilli pómez "Estratificado 1" (CLP-Es1); b) depósito de caída de lapilli pómez "Gris marrón" (CLP-Gm); c) depósito de caída de lapilli pómez "Estratificado 2" (CLP-Es2); d) depósito de caída de lapilli pómez "Rico en líticos" (CLP-Rl); e) depósito de caída de lapilli pómez "Blanco rosáseo" (CLP-Br); f) depósito de caída de lapilli pómez "Gris" (CLP-Gr).

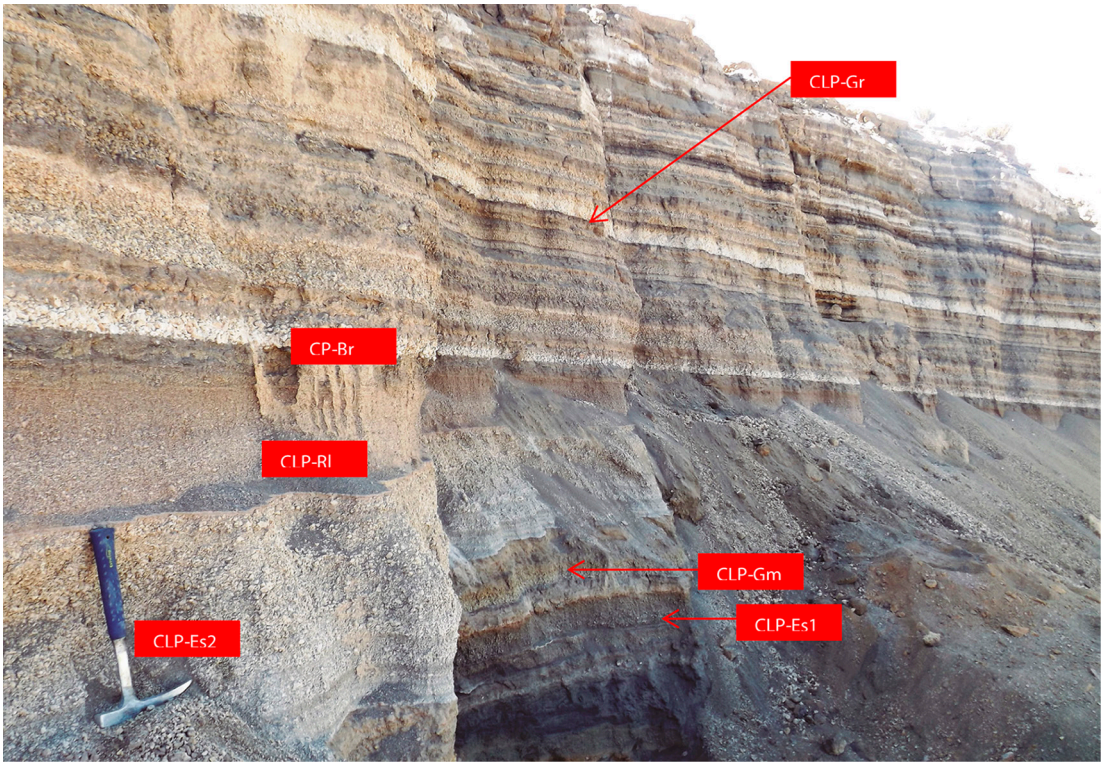


Figura 4.13 Secuencia de caídas piroclásticas que afloran en "Cantera Baja", situado a 25 km al sur del edificio Tutupaca Oeste. En este afloramiento se identificaron cinco caídas piroclásticas guías. El espesor total de la secuencia posee 4.1 m de espesor.

4.3 EDIFICIO TUTUPACA RECIENTE

El edificio Tutupaca Reciente es el edificio más joven del Complejo Volcánico Tutupaca. Se emplaza en la parte central de dicho complejo, entre los 5000 y 5750 msnm (Figura 2.1). Se caracteriza por estar exento de erosión glaciar, lo que sugiere una edad Holocénica. Es un estratocono constituido por domos de lava yuxtapuestos, que en conjunto miden aproximadamente 2.3 km de diámetro y 0.75 km de altura. El edificio volcánico tiene dos escarpas de colapso o anfiteatros: los relictos de la primera se ubican en el flanco occidental y tienen una longitud de 0.6 km y una apertura hacia el E, mientras que la segunda escarpa mide más de 1 km de diámetro, está abierta hacia el NE y es la más reciente (ver Mapa Geológico y Figura 2.1).

Por lo menos dos depósitos de avalanchas de escombros, así como extensos depósitos de corrientes de densidad piroclástica están asociados al edificio Tutupaca Reciente. A continuación se destriben los depósitos asociados a este edificio.

4.3.1 Domos (H-Tr1)

Según Manrique (2014), el edificio Tutupaca Reciente está constituido por siete domos (figuras 4.14-4.16), del más antiguo al más joven, los domos han sido enumerados de norte a sur y en sentido antihorario como Domo I, II, III, IV, V, VI, VII. Los tres domos más antiguos (I, II y III), ubicados en la parte norte del anfiteatro, fueron afectados por la escarpa de colapso antigua, mientras que los cuatro domos más recientes (IV, V, VI y VII), son posteriores a la primera escarpa y fueron afectados por la escarpa de colapso más reciente.

Los domos poseen una composición química muy homogénea; son lavas andesíticas a dacíticas (63-68 wt% SiO_2), con una asociación mineral compuesta de plagioclasa, anfíbol, biotita, clinopiroxeno, esfena, apatito, cuarzo y óxidos de Fe-Ti (Manrique, 2016). A continuación, se presenta una descripción de cada uno de los domos:

Domo I: Se ubica al noroeste edificio Tutupaca Reciente y está construido sobre lavas hidrotermalizadas del edificio Tutupaca Basal. Este domo posee 600 m de largo y 400 m de altura. Es considerado como el domo más antiguo del edificio Tutupaca Reciente por su posición estratigráfica, ya que subyace al Domo II y III y está emplazado directamente sobre el Tutupaca Basal (Figura 4.14).

Domo II: Está ubicado al suroeste del anterior. Presenta forma ligeramente elongada en dirección norte-sur. Mide 380 m de largo, 180 m de ancho y 240 m de altura, aproximadamente. Se encuentra sobreyaciendo al Domo I (Figura 4.14).

Domo III: Se encuentra emplazado al este del Domo I, Presenta una forma elipsoidal, con un diámetro de aproximadamente 1 km y con una altura de 500 m (Figura 4.14).

Domo IV: Se encuentra ubicado al sur de los domos II y III y hacia el noroeste del domo V. Presenta forma ligeramente elongada en dirección norte-sur, con un tamaño máximo de 900 m y una altura aproximada de 240 m. Este domo se encuentra rellenando la escarpa de colapso antigua (Figura 4.15).

Domo V: Está ubicado al sureste de los domos. Es considerado como el más importante y voluminoso del Edificio Reciente. Posee forma elongada, con una longitud de aproximadamente 2 km en dirección este-oeste, por 1 km en dirección norte-sur y una altura de 780 m. Este domo también se encuentra afectado por la escarpa de colapso reciente (figuras 4.15 y 4.16).

Domo VI: Se encuentra emplazado al este del Domo V. Presenta forma más o menos elongada, de 700 m de longitud y 550 m de espesor (Figura 4.16).

Domo VII: Se ubica al norte del Domo VII. Es el más joven de todos. Tiene aproximadamente una longitud de 550 m y una altura de 600 m (Figura 4.16).

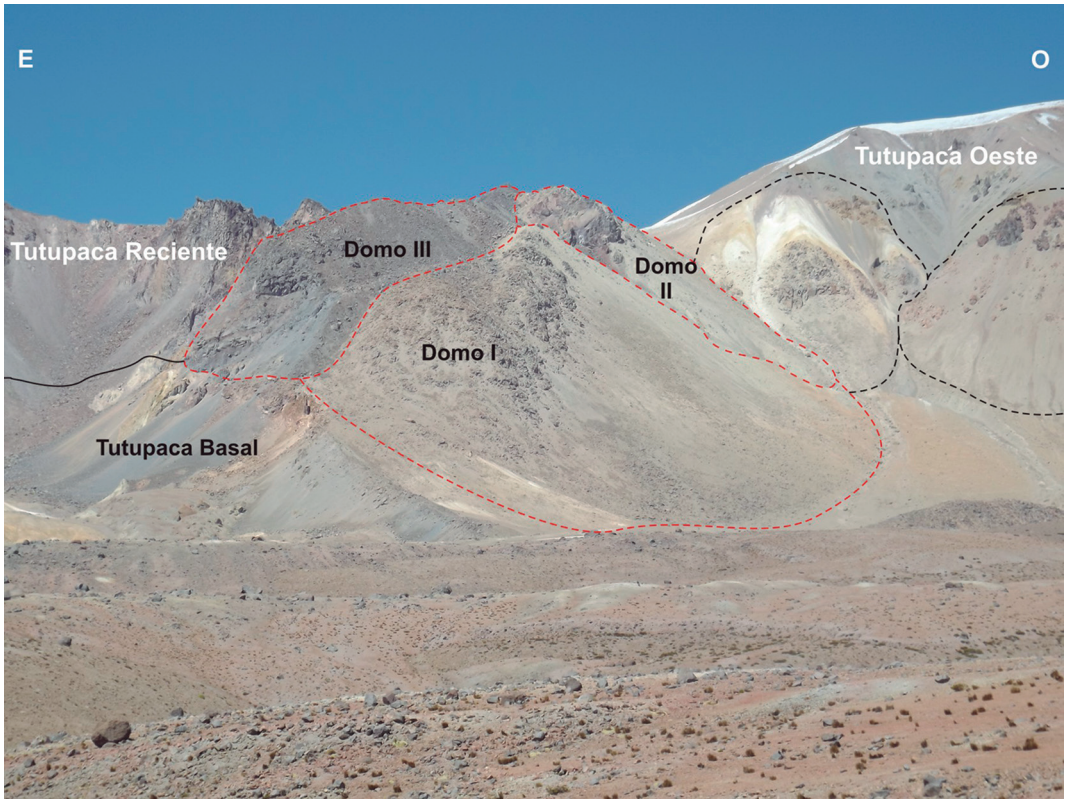


Figura 4.14 Domos I, II y III que conforman el edificio Tutupaca Reciente. Sobreyacen directamente sobre el edificio Tutupaca Basal. Fotografía en dirección suroeste.

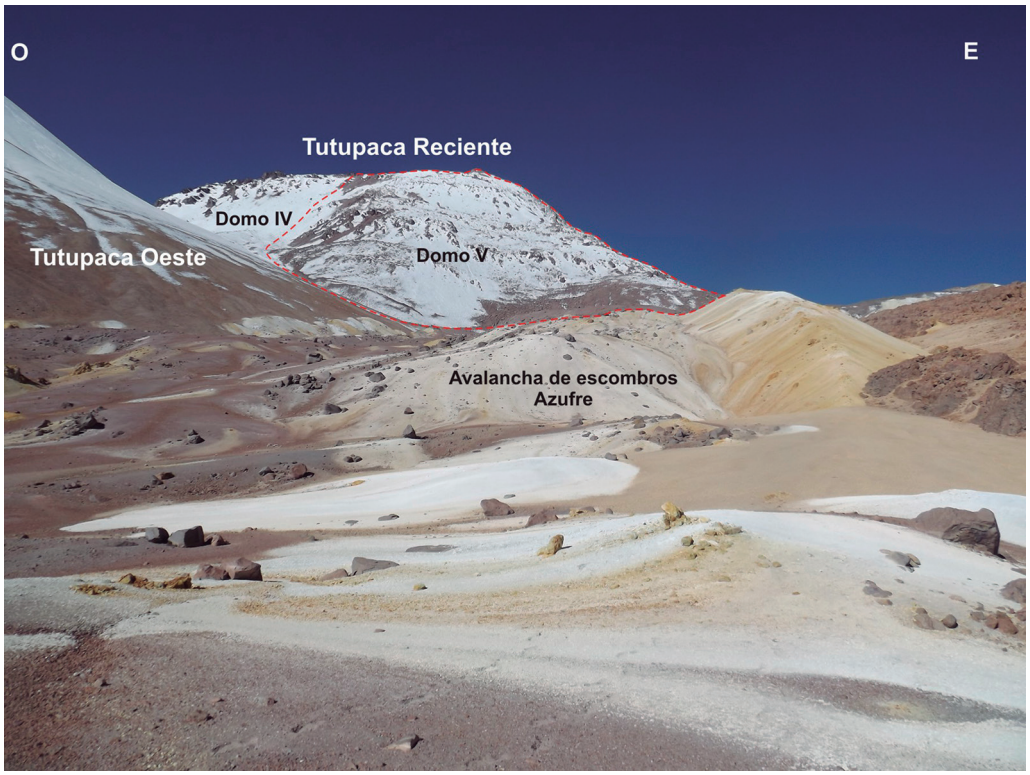


Figura 4.15 Domos IV y V del edificio Tutupaca Reciente. Fotografía en dirección norte.

Figura 4.16 Domos V, VI y VII del edificio Tutupaca Reciente. Son los domos más jóvenes y afloran parcialmente, ya que una parte fue afectada por el colapso del edificio volcánico. Fotografía en dirección oeste.

4.3.2 Depósito de avalancha de escombros "Azufre" (H-Tr2a, H-Tr2b)

Este depósito fue estudiado y cartografiado a nivel de detalle por Valderrama (2016). El depósito de avalancha de escombros "Azufre" aflora principalmente al sur, este y sureste del edificio Tutupaca Reciente, con pequeños ramales al oeste (Figura 4.17 y Mapa Geológio). La principal característica de esta avalancha es que su depósito rellena y se canaliza en 5 valles: quebrada Azufre Grande, a lo largo de 3.4 km; quebrada Zuripujo, a lo largo de 7 km; quebrada Tutupaca, con una extensión de 2.2 km; quebrada Yager Negro, con una extensión de 1.1 km; y en la quebrada Yager Blanco, a lo largo de 2.6 km.

Según Valderrama (2016), este depósito de avalancha de escombros presenta dos facies bien diferentes: una facies rica en materiales hidrotermalizados y otra facies rica en bloques de lava no alterada (Figura 4.17).

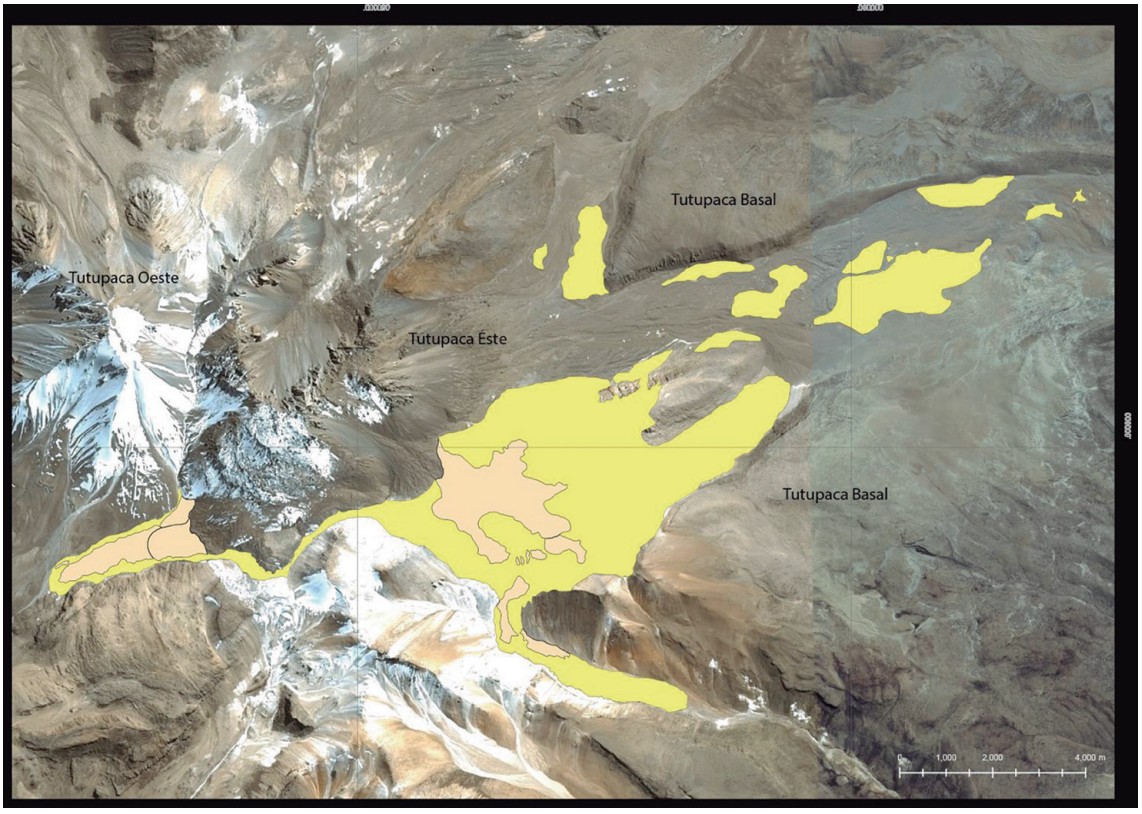


Figura 4.17 Distribución del depósito de la avalancha de escombros "Azufre". En amarillo se muestra la Facies 1 rica en material hidrotermalizado, mientras que en crema se muestra la Facies 2, rica en bloques de domo sin alteración. Nótese que la avalancha abarcó cinco quebradas aledañas (tomado de Valderrama, 2016).

a) Facies del depósito

La ***facies hidrotermalizada*** (H-Tr2a) de los depósitos de avalanchas de escombros "Azufre" es la más dominante. Corresponde a un depósito brechoso de color amarillo blanquecino, no consolidado, masivo, heterolítico y heterométrico, con aproximadamente 30-40 m de espesor (Figura 4.18). La proporción bloques/matriz de este depósito es del orden de 40/60 a 30/70 (Manrique, 2016). Los bloques presentan frecuentemente evidencias de fracturamiento y de cataclasis. La matriz de este depósito está constituida por material fracturado e hidrotermalizado, de tamaño de ceniza, el cual es el resultado del fracturamiento de los bloques. Los bloques son de 3 tipos: bloques afaníticos no alterados, bloques hidrotermalizados (los cuales probablemente corresponden al edificio Tutupaca Basal) y bloques de roca fresca (probablemente proveniente de los domos recientes). Estos últimos son subangulosos a angulosos, de tamaños centimétricos a métricos; algunos bloques de domos alcanzan 3 m de diámetro.

La ***facies rica en bloques*** (H-Tr2b) de los depósitos de avalanchas de escombros "Azufre" aflora en la parte proximal.

Los lóbulos del depósito rico en material hidrotermalizado están cubiertos por una facies rica en bloques con espesores de hasta 10 a 15 m (figuras 4.18 y 4.19). El depósito es bloque soportado, monolitológico (predominando los bloques de domo), no consolidado, masivo, y presenta evidencias de cataclasis y cizallamiento. Este depósito está constituido por 60-70 vol.% de bloques y 40-30 vol.% de matriz. Los bloques tienen diámetros máximos de hasta 4-5 m, generalmente angulosos a subangulosos y presentan frecuentemente estructuras en rompecabezas (*jigsaw fractures*). Los bloques muestran también estructuras de enfriamiento como bloques con diaclasamiento columnar (*PJB = Prismatically jointed blocks*). El contacto entre ambas facies es bastante irregular, no es muy definido, y frecuentemente se observa una mezcla entre ambas facies del depósito. (Figura 4.18).

Figura 4.18 Vista en detalle del contacto entre la facies rica en materiales hidrotermalizados y la facies rica en bloques del depósito de avalancha de escombros “Azufre” (tomado de Valderrama, 2016).

Figura 4.19 Vista panorámica de los depósitos de avalancha de escombros “Azufre”. Se puede observar la facies rica en materiales hidrotermalizados (color amarillo ocre), y la facies rica en bloques (color gris parto a gris oscuro). Parte alta de la quebrada Azufre Grande (tomado de Valderrama, 2016).

b) Dinámica del flujo de avalancha de escombros

Según Valderrama (2016), el emplazamiento de los depósitos de avalanchas de escombros "Azufre" implicó enormes cantidades de energía. Así lo demuestran las zonas de sobreelevaciones encontradas (figuras 4.17 y 4.32). Una sobreelevación ocurre cuando un flujo granular tiene una alta velocidad, lo cual le permite elevarse con respecto al nivel del canal principal, típicamente en cambios de dirección de los valles. Se han identificado las siguientes sobreelevaciones:

Sobreelevación A (Qda. Yager Blanco): En esta quebrada, la avalancha tomó una dirección ESE y hace una sobreelevación en el Cerro Yager Blanco, que está formado por lavas del edificio Tutupaca Basal. La sobreelevación tiene una altura máxima de 158 metros sobre el nivel del valle (figuras 4.20 y 4.32), y llega inclusive a sobrepasar parcialmente al Cerro Yager y a generar un pequeño depósito hacia la quebrada Azufre Grande.

Posteriormente, la avalancha cambia de dirección y produce otra sobreelevación en el Cerro Zuripujo, que llega inclusive a caer hacia la parte alta de la quebrada Zuripujo (Figura 4.21) y deja un abanico adosado de casi 50 metros de altura.

Figura 4.20 Vista panorámica de la sobreelevación en el cerro Yager Blanco. Nótese cómo la facies hidrotermalizada de la avalancha cubre íntegramente al cerro (tomado de Valderrama, 2016).

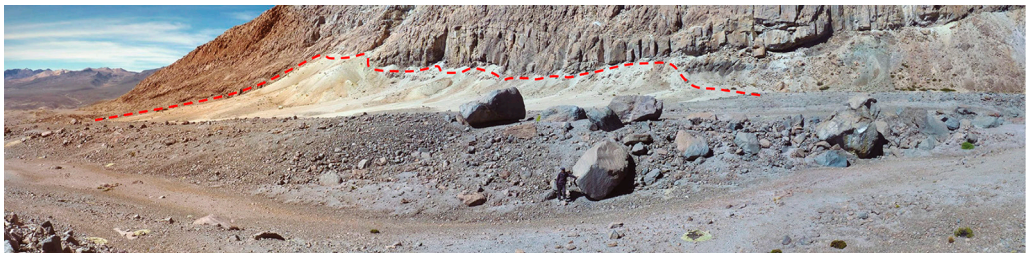


Figura 4.21 Vista desde la quebrada Zuripujo. La línea roja delimita el material caído desde la parte superior del Cerro Yager, en configuración de cono de acumulación (tomado de Valderrama, 2016).

Sobreelevación B: Según Valderrama (2016), esta sobreelevación se localiza en el límite sureste del edificio Tutupaca Reciente (figuras 4.22 y 4.32). El flujo generó una sobreelevación en una barrera topográfica formada por lavas antiguas del edificio Tutupaca Basal (Figura 4.32). Las marcas dejadas son evidentes, y debido a su altura y separación, muestran claramente estar cerca a la fuente de la avalancha.

Figura 4.22 Vista panorámica de la sobreelevación B. La línea negra entrecortada señala la altura máxima que alcanzó la avalancha de escombros (tomado de Valderrama, 2016).

Figura 4.23 Vista al detalle de la figura anterior. Nótese los bloques adosados en el material de la facies hidrotermalizada (tomado de Valderrama, 2016).

Sobreelevación C (Quebrada Azufre Grande): Otra sobreelevación se aprecia en la quebrada Azufre Grande, donde existe una importante marca en la margen derecha de la quebrada, a 120 metros sobre el nivel del valle (figuras 4.24 y 4.32), como producto de la violenta entrada del material a la quebrada, posterior al impacto del mismo contra el Cerro Yager. En esta quebrada se encuentra uno de los mejores afloramientos de la avalancha, que muestra un lóbulo bien desarrollado y canalizado.

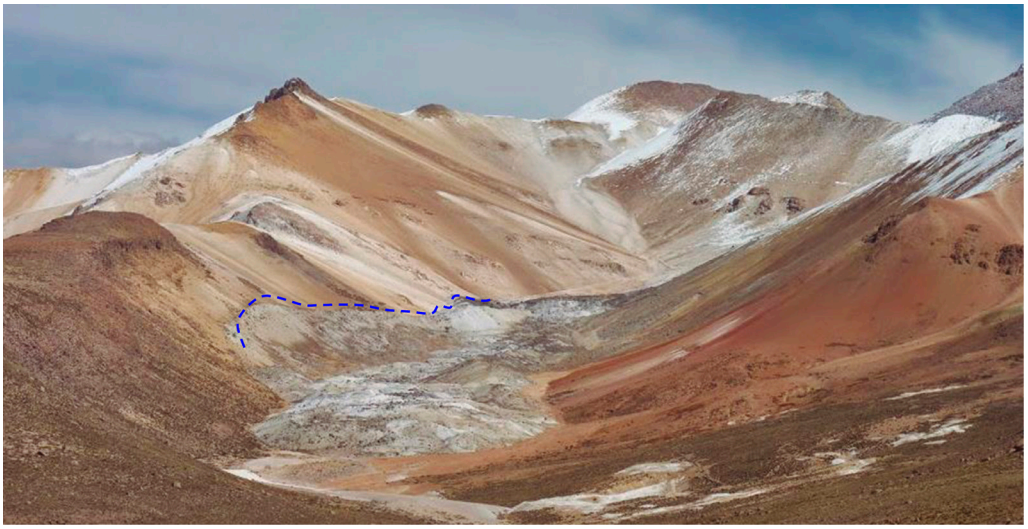


Figura 4.24 Vista de la quebrada Azufre Grande. La línea azul marca la sobreelevación C en la margen derecha del valle.

Sobreelevación D: Esta sobreelevación se encuentra al SE de la intersección entre los edificios Tutupaca Oeste y Tutupaca Reciente (figuras 4.25 y 4.32). Considerando que al momento de la avalancha "Azufre", el edificio Tutupaca Reciente no existía, esta puede ser la más grande de todas. Muestra cómo la avalancha impactó con el cerro Vilacota y se generó una sobreelevación posiblemente superior a los 200 metros de altura.

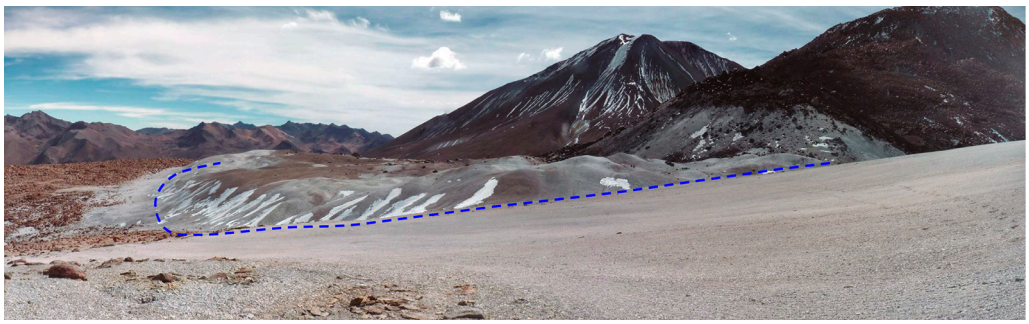


Figura 4.25 Vista de la sobreelevación D, delimitada por la línea azul. Se aprecia los dos edificios más recientes del CVT.

c) Hummocks y ridges

Los *Hummocks* son colinas de forma ligeramente cónica, que están constitudos por un núcleo conformado normalmente por bloques o megabloques de roca (Brantley & Glicken, 1986; Ui et al., 2000). Según Valderrama (2016), los *hummocks* de la avalancha de escombros "Azufre", miden desde 2 a 3 m hasta 150 metros de diámetro, y alcanzan alturas decimétricas en algunos casos. En la parte alta del cerro Zuripujo, se identificó un campo de más de 100 *hummocks*, producto de la dispersión del material (figuras 4.26 y 4.27).

Estos *hummocks* están en su mayoría conformados por material hidrotermalizado de grano fino, correspondientes a la facies hidrotermalizada, aunque también se tienen ejemplos de *hummocks* conformados por material rico en roca de domo, típico de la facies rica en bloques. Cabe resaltar que el cartografiado al detalle permite apreciar el proceso de evolución de los *hummocks*, desde colinas cónicas aisladas, pasando por colinas unidas en forma de "8", hasta colinas elongadas del tipo *ridge* (Figura 4.28).

En la parte media de la quebrada Zuripujo, se aprecia otra zona de acumulación de *hummocks*, pero estos con alturas

y diámetros mayores (figuras 4.29 y 4.30). Estas estructuras corresponden a una acumulación distal de materiales de la avalancha. Aquí, los *hummocks* tienen una naturaleza mixta; es decir, contienen materiales hidrotermalizados y bloques, lo que indica que ambas facies tienden a mezclarse en la parte distal del depósito (Figura 4.31).

Además de los *hummocks*, la avalancha "Azufre", también presenta estructuras elongadas de acumulación de material del tipo *ridge* (Figura 4.28), cuyo origen está relacionado con la segregación de partículas en un flujo granular durante su emplazamiento (Valderrama et al., 2016).

d) Zona de arranque de la avalancha

La cicatriz de colapso de la avalancha de escombros "Azufre" se localiza en el flanco occidental del edificio Tutupaca Reciente, cerca del límite con el edificio Tutupaca Oeste (figuras 4.32 y 4.33). Se encuentra abierta en dirección este y pudo ser cartografiada a lo largo de casi 0.9 km de longitud.

Figura 4.26 Campos cubierta por depósitos de avalanchas de escombros con colinas cónicas ("hummocks"), ubicados entre las quebradas Yager Blanco y Zuripujo.

Figura 4.27 Vista de colinas cónicas ("hummocks"). Casi la totalidad de ellos no sobrepasan los 2 a 3 m de altura.

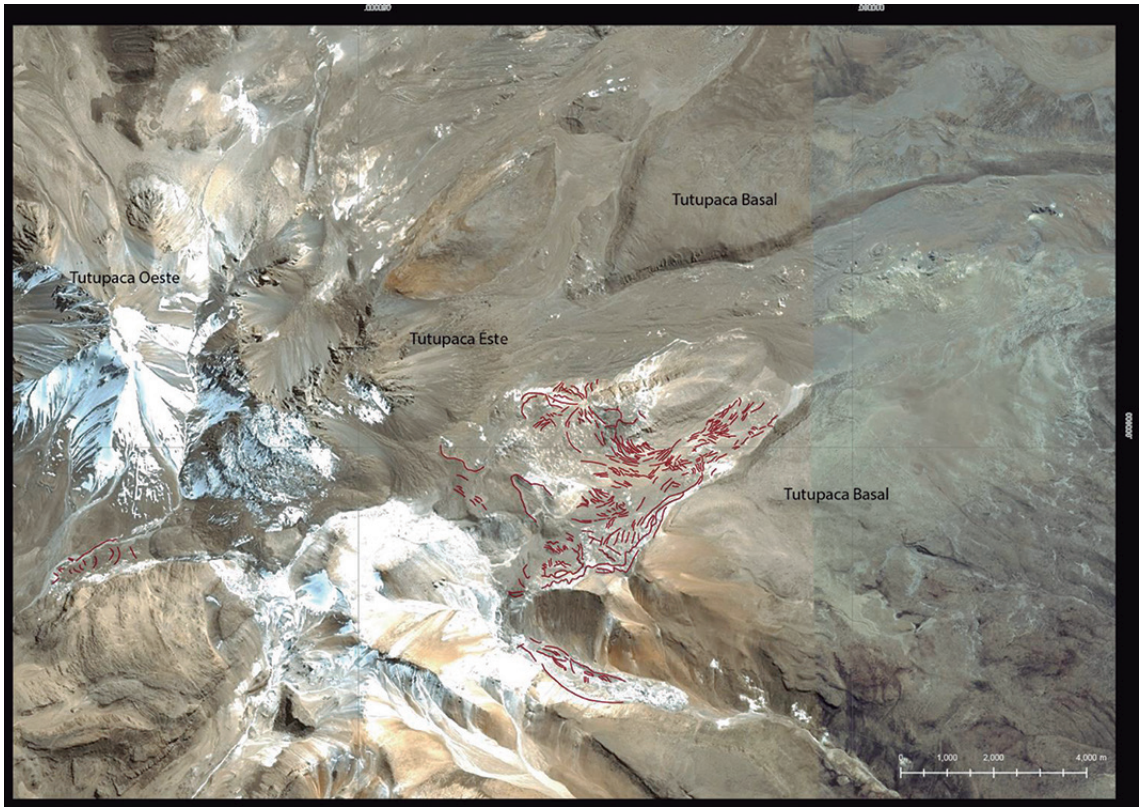
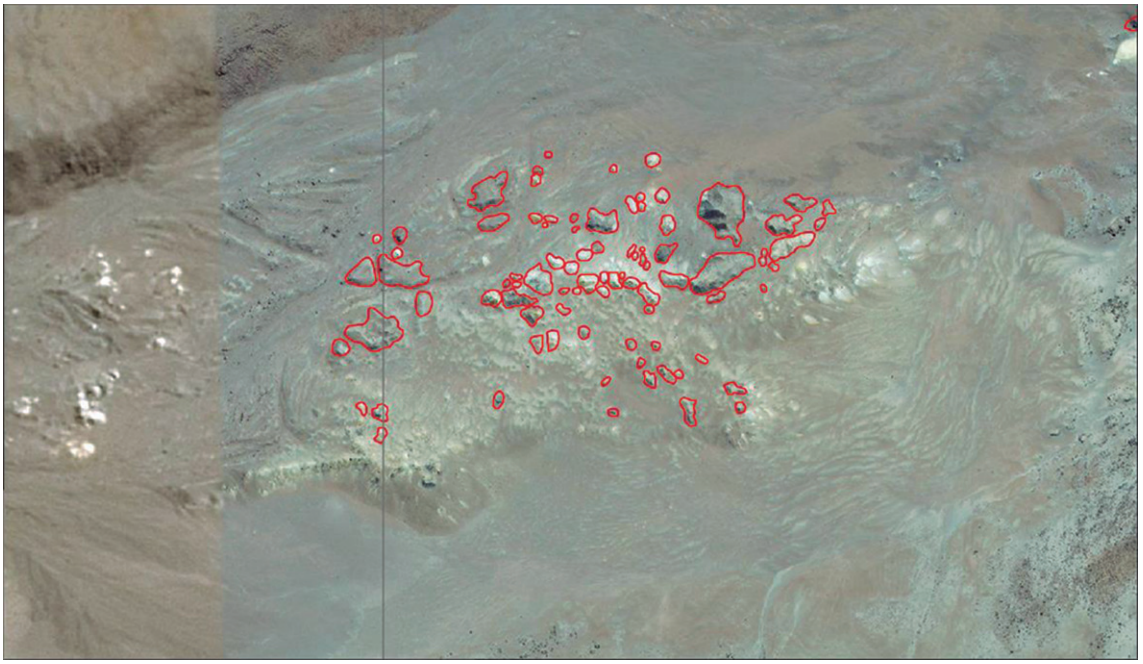


Figura 4.28 Imagen satelital sobre la cual se han cartografiado los “ridges” asociados a la avalancha de escombros “Azufre”



.**Figura 4.29** Imagen satelital que muestra las colinas cónicas (“hummocks”) en la parte media de la quebrada Zuripujo

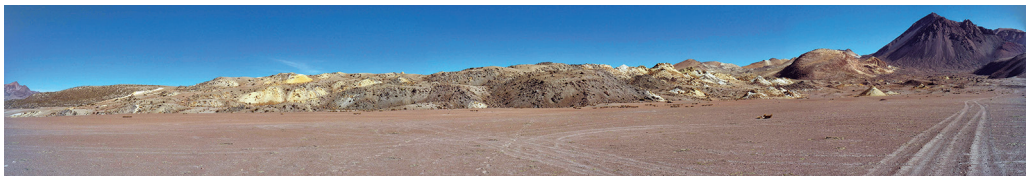


Figura 4.30 Vista panorámica del depósito de la avalancha de escombros "Azufre", en la quebrada Zuripujo. Se observa colinas cónicas ("hummocks") de hasta 10 metros de altura.

Figura 4.31 Vista al detalle de una de las crestas de las colinas cónicas ("hummocks"). Se aprecia la altura del mismo respecto al fondo del valle.

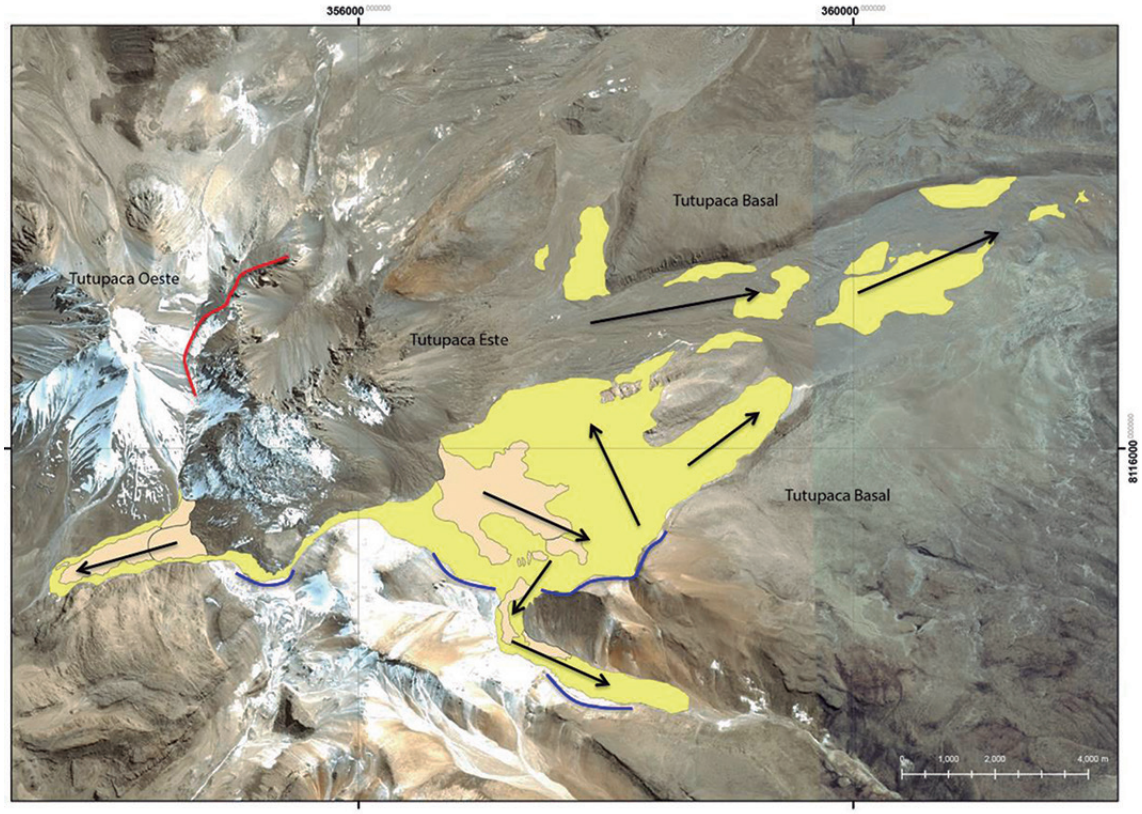


Figura 4.32 Mapa de la dinámica de la avalancha de escombros "Azufre". A, B, C y D son las sobreelevaciones. Las líneas negras muestran la dirección que tomó el flujo y la línea roja muestra la zona de arranque de la avalancha "Azufre". Nótese que parte de la escarpa es compartida con la que originó la avalancha de hace 200 años.

Figura 4.33 Entre los dos edificios Tutupaca Oeste y Tutupaca Reciente se encuentra la escarpa que originó la avalancha de escombros "Azufre".

4.3.3 La erupción de 1787 a 1802 d.C. del volcán Tutupaca

El presente proyecto de investigación ha permitido conocer los depósitos emplazados durante este periodo eruptivo, los mismos que afloran al este, noreste y norte del edificio Tutupaca Reciente. Se han identificado dos depósitos de corrientes de densidad piroclástica, a los cuales hemos denominado "Zuripujo" y "Paipatja" (Samaniego et al., 2015). A continuación, se describen las principales características de estos depósitos en su orden estratigráfico.

Depósito de corriente de densidad piroclástica "Zuripujo" (H-Tr3)

El depósito de corriente de densidad piroclástica "Zuripujo" fue ampliamente descrito en Samaniego et al. (2015). Este depósito aflora en la parte baja de la quebrada Zuripujo, entre 8 y 10 km al este del edificio Tutupaca Reciente (ver Mapa Geológico y Figura 4.34). Posee de 2 a 5 m de espesor, compuesto por dos o tres unidades de flujo de bloques y ceniza (*block-and-ash flow deposit*), con interestratificaciones centimétricas de capas ricas en ceniza que muestran estructuras cruzadas tipo *cross-bedding* y laminares (figuras 4.35 y 4.36). Las columnas estratigráficas se muestran en la Figura 4.35 (11a, 11b y 12).

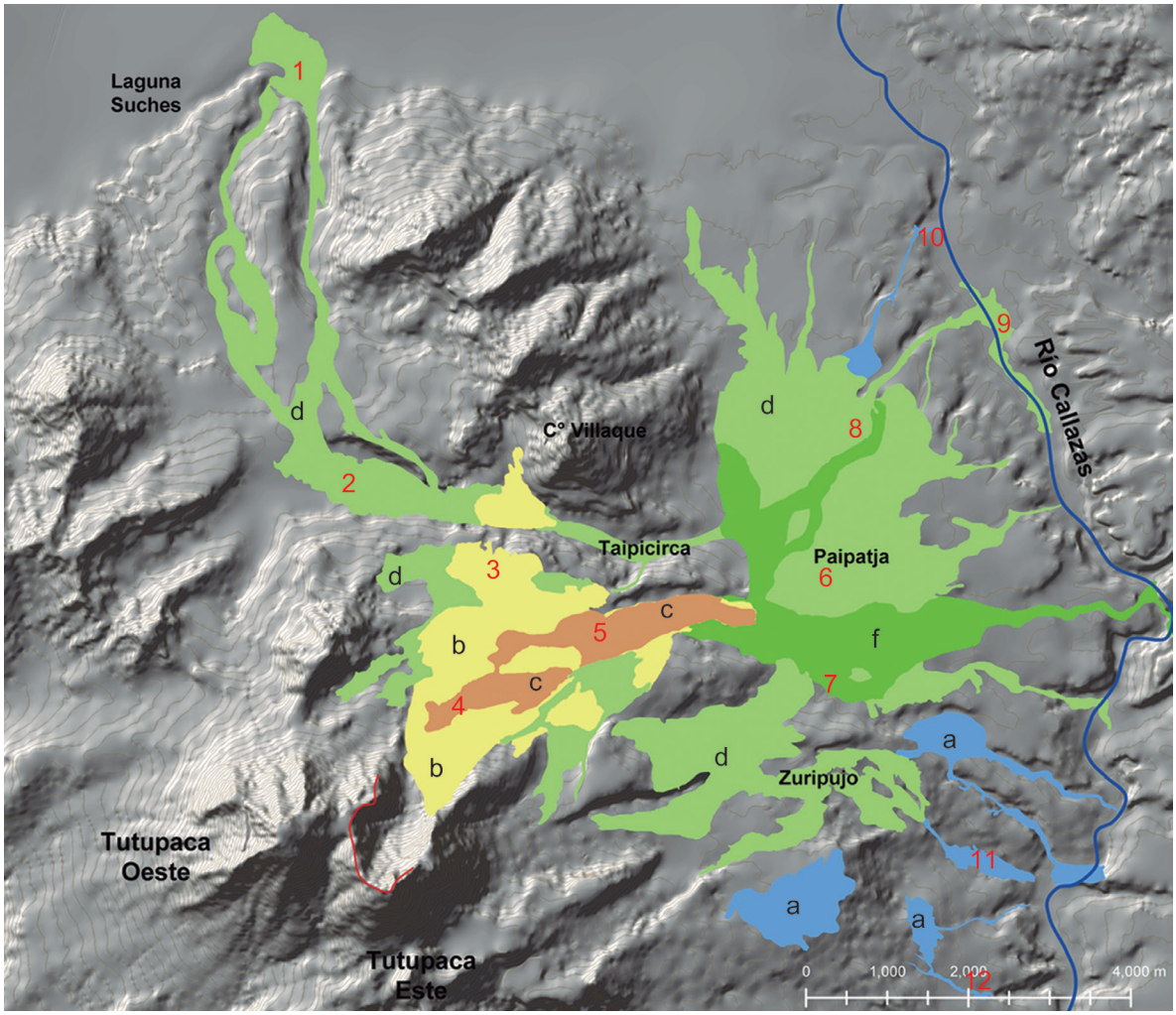


Figura 4.34 Mapa simplificado de la distribución de los depósitos de corriente de densidad piroclástica y depósito de avalancha de escombros asociados a la última erupción del volcán Tutupaca: a) depósito de corriente de densidad piroclástica "Zuripujo" (azul); b) facies hidrotermalizada del depósito de la avalancha de escombros "Paipatja" (amarillo); c) facies rica en bloques de domo del depósito de la avalancha de escombros "Paipatja" (marrón); d) facies pobre en bombas del depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja" (verde claro); e) facies rica en bombas del depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja" (color verde limón). La numeración del 1 al 12 indica la ubicación de las columnas estratigráficas de la Figura 4.35 (modificado de Samaniego et al., 2015).

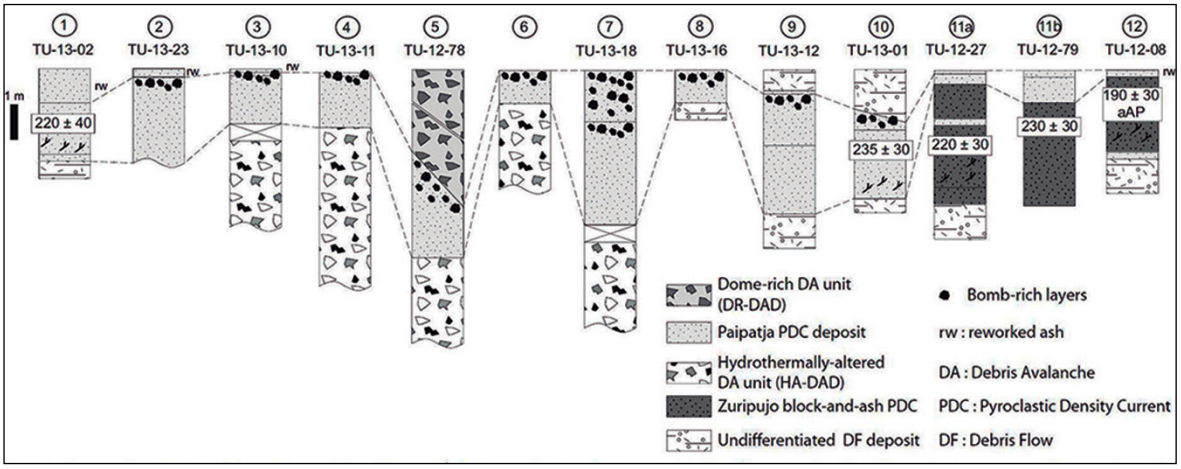


Figura 4.35 Columnas estratigráficas de las diferentes secciones y excavaciones realizadas en los depósitos de corrientes de densidad piroclástica y avalanchas de escombros asociadas al edificio Tutupaca Reciente. La ubicación de las columnas se muestra en la Figura 4.34 (tomado de Samaniego et al., 2015).

Los depósitos de flujo de bloques y ceniza son masivos, matriz soportados, con un 20 a 30 % de clastos (angulares a subangulares), en una matriz gris, de grano medio e inconsolidado (Figura 4.36). El tamaño de clastos varía desde los 5 hasta los 10 cm; sin embargo, bloques de hasta 1 m de diámetro son localmente observados. El depósito es mayormente polilitológico, pero la litología más común son bloques de una dacita densa, de color gris oscuro y sin alteración con plagioclasa, anfíboles y biotita en una pasta vítrea. Estos bloques, y las bombas tipo "corteza de pan" observadas localmente, son interpretados como las fases iniciales de un colapso de domos.

El depósito presenta una cantidad importante de bloques de andesita ligeramente alterada de color gris oscuro y rica en piroxenos. Estos son interpretados como bloques incorporados de unidades inferiores del edificio Tutupaca Basal.

Otra característica importante de este depósito es la cantidad relativamente alta (5-10 vol.%) de fragmentos centimétricos de lava friable muy alterada, de color blanco amarillento, que también está presente en pequeños fragmentos en la matriz del depósito.

Tres muestras de carbón fueron tomadas en este depósito y enviados para datación y dio como resultado edades prácticamente idénticas: 190 ± 30, 220 ± 30 y 230 ± 30 aAP (Samaniego et al., 2015; Figura 4.34).

En el valle de Zuripujo, la unidad de flujo piroclástico está cubierta por una capa local de ceniza gris retrabajada, que llega a tener hasta 1 m de espesor localmente, la cual incluye alguna bombas tipo "corteza de pan" en la parte más alta y son interpretadas como una facies lateral del depósito de corriente piroclástica de densidad "Paipatja" (figuras 4.34 y 4.35). Este último será descrito más adelante. El contacto entre estas dos unidades es mayormente plano, sin embargo, en algunas zonas del afloramiento se observan estructuras erosivas como secuencias de material re-trabajado de entre 10-30 cm de espesor.

En la parte alta de la quebrada Zuripujo, aflora una secuencia de 3 a 5 m de espesor de un depósito de bloques y ceniza (*block-and-ash deposit*) que cubre un antiguo depósito de avalancha de escombros. Esta unidad, que puede ser seguida hasta la base Este de los domos del edificio Tutupaca Reciente, muestra una morfología rugosa, caracterizada por un enriquecimiento de bloques métricos angulares y estructuras de flujo, tales como las observadas en la bifurcación de la quebrada Zuripujo, a 4-5 km desde la cumbre del edificio Tutupaca Reciente. La continuidad espacial entre los depósitos proximales y distales en la quebrada Zuripujo, su posición estratigráfica (ambos cubiertos por los depósitos del flujo piroclástico Paipatja) y la petrología de los bloques indican que estos son parte de la misma unidad y evento volcánico.

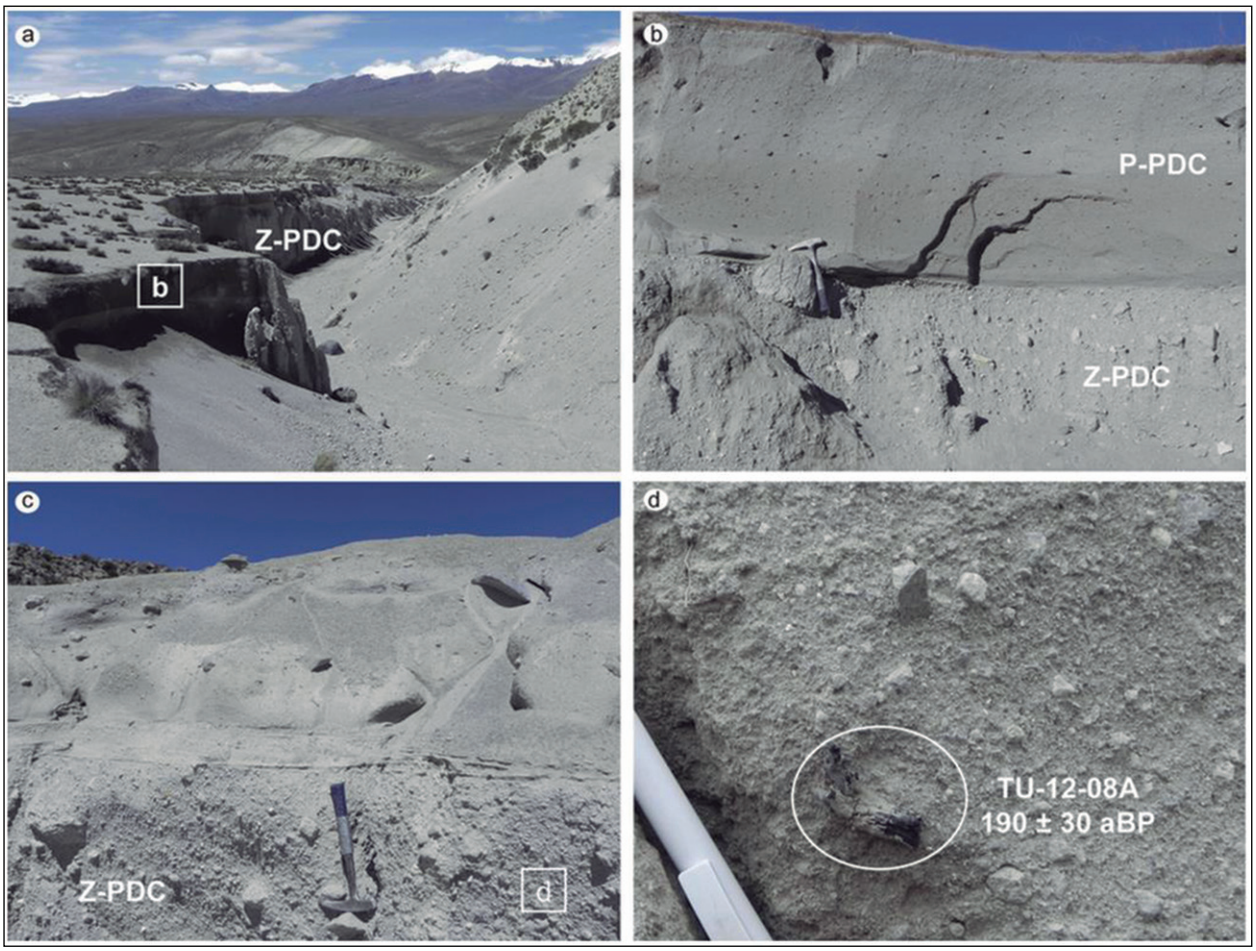


Figura 4.36 Fotos de afloramientos del depósito de densidad piroclástica "Zuripujo" (Z-PDC): a) afloramiento de 4 a 5 m dentro de la quebrada Zuripujo; b) los 2 m superiores del depósito mostrado en "a" evidencia el contacto entre el flujo "Zuripujo" y el depósito de avalancha de escombros "Paipatja" (P-PDC); nótese la presencia de bombas en el interior del depósito; c) depósito de corriente de densidad piroclástica "Zuripujo" en una de las quebradas aledañas; d) detalle de la matriz del depósito "Zuripujo" mostrando un fragmento de carbón; nótese la abundancia de clastos de material hidrotermal (tomado de Samaniego et al., 2015).

Depósito de avalancha de escombros "Paipatja" (H-Tr4a, H-Tr4b)

El depósito de avalancha de escombros "Paipatja" aflora en toda la zona noreste del edificio Tutupaca Reciente, en la zona entre el anfiteatro (cicatriz de colapso) y los cerros Villaque y Taipicirca (ver Mapa Geológico y Figura 4.34). Cubre un área aproximada entre 12 a 13 km^2 (Samaniego et al., 2015). Al igual que para el depósito de avalancha de escombros "Azufre", se ha podido diferenciar dos facies: una con alto contenido de materiales hidrotermalizados y otra facies rica en bloques de domo.

Facies hidrotermalizadas (H-Tr4a)

Según Samaniego et al. (2015), los afloramiento de estas facies presentan alto contenido de materiales hidrotermalizados, con coloración amarillenta, rojiza y parda. En la zona proximal, antre los primeros 3 km desde el anfiteatro, aflora una brecha heterogénea, compuesta por dos unidades sucesivas, las cuales se interpretan como un depósito de avalancha de escombros. Al pie del anfiteatro, la unidad inferior forma una estructura similar a una *Toreva,* con un diámetro aproximado de 1 a 1.5 km, y una altura de entre los 150 y 200 m, flanqueada por dos "*leves"* divergentes que se originan en el anfiteatro (Figura 4.37).

Cuesta abajo, el depósito se compone de varios megabloques de entre 200-700 m de largo, con estructuras tipo *hummock* que miden entre 100 y 200 m de largo (figuras 4.38 y 4.39). Estas estructuras están compuestas por una brecha polimíctica heterogénea, la cual, siguiendo la terminología de facies elaborada por Glicken (1996), es una facies de bloques métricos, altamente fracturada con abundantes estructuras tipo *jigsaw*, en una matriz arenosa media a fina. Los bloques de lava son en su mayoría de composición andesítica, color amarillento y altamente alterados (alteración hidrotermal, Figura 4.40). Además, otras características petrográficas son observadas e incluyen una andesita de color gris rojizo alterada, y en menor proporción andesitas y dacitas gris oscuras. Debido a la alta cantidad de fragmentos alterados, llamamos a esta unidad del depósito como facies hidrotermalizada.

En la zona media, entre 3 y 6 km al norte y noreste, el depósito de la avalancha de escombros está expuesto en dos corredores: el primero que sigue una dirección nor-noreste, llega a la quebrada Taipicirca y genera una sobreelevación de 80 m de altura en el cerro Villaque (Figura 4.41), mientras que el segundo corredor se emplaza entre dos morrenas antiguas y sigue la dirección noreste hasta llegar a la pampa Paipatja (ver Mapa Geológico y Figura 4.34). En esta zona, la facies hidrotermalizada está cubierta por un depósito superior que está mayormente compuesto por bloques frescos del domo, al cual hemos denominado "la facies de bloques de domo", que se describe más adelante.

Figura 4.37 Vista del anfiteatro del edificio Tutupaca Reciente. La línea azul delimita la Toreva y la línea roja muestra los "leves" divergentes.

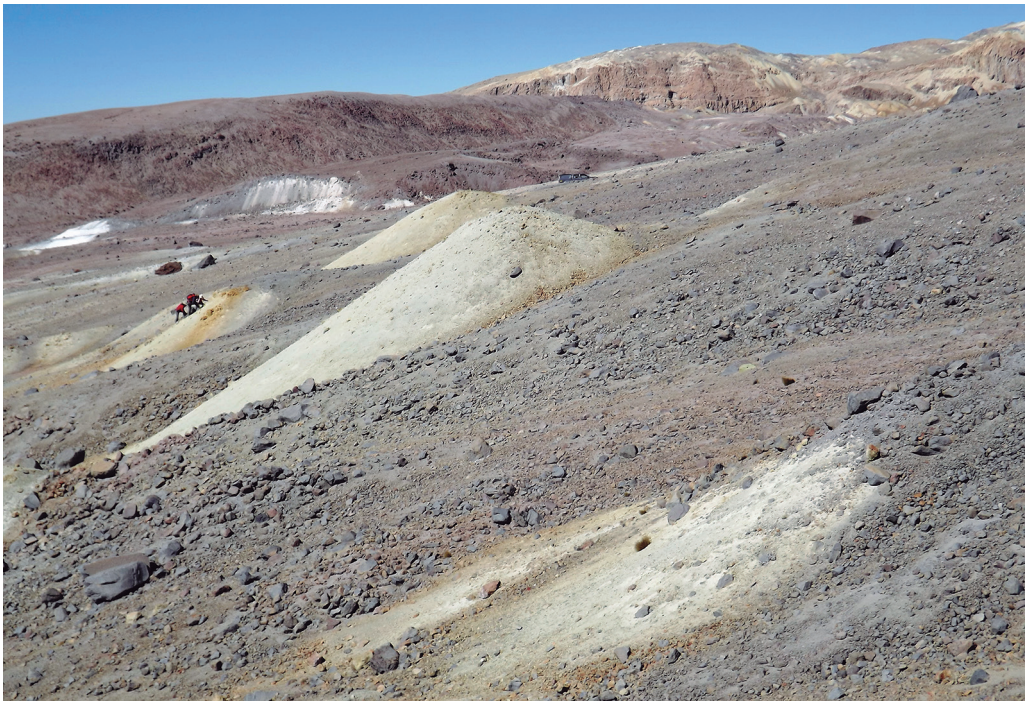


Figura 4.38 Colinas cónicas ("hummocks") formados por materiales hidrotermalizados, en la zona proximal de la avalancha, en las nacientes de la quebrada Zuripujo. Nótese que algunos "hummocks" están cubiertos por bloques frescos del domo.

Figura 4.39 Depósito de la avalancha de escombros "Paipatja", con estructuras del tipo "hummock" en la parte media del depósito, entre 3 y 4 km al noreste de la cicatriz de colapso. Los bloques de domo son escasos en esta zona.

Figura 4.40 Bloques hidrotermalizados, bastante fracturados, que presentan estructuras tipo jigsaw, en una matriz arenosa también muy alterada.

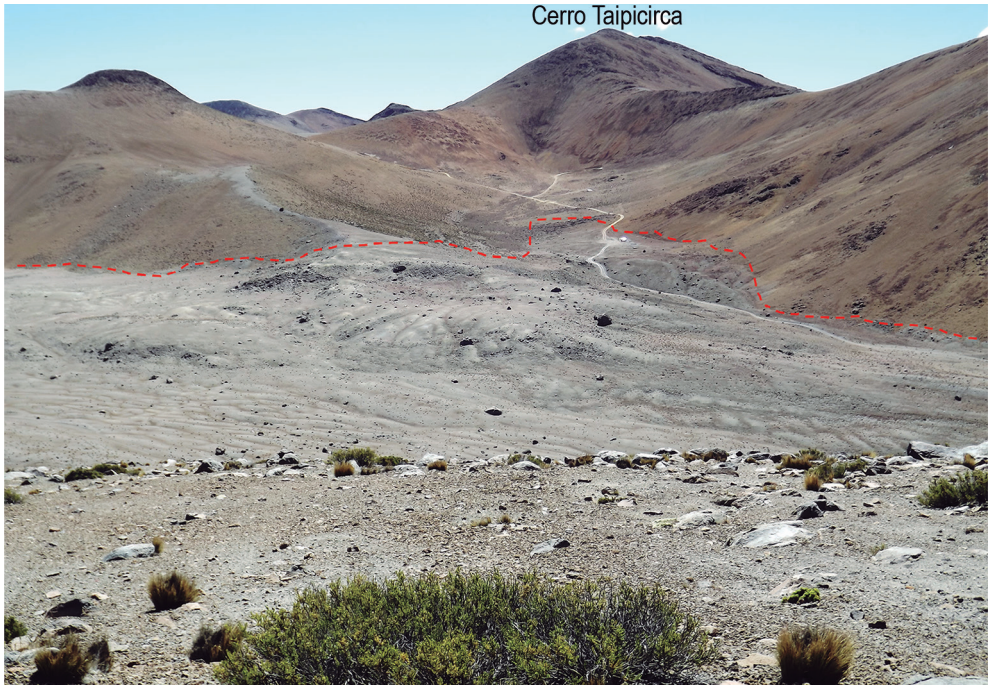


Figura 4.41 Vista hacia el norte del depósito de la avalancha de escombros. En primer plano aparace la facies hidrotermalizada y al fondo la facies de bloques. También se aprecia el Cerro Taipicirca y la superficie rugosa con “ridges” y megabloques. La línea roja marca el límite del “run up”, ubicado a 5.5. km al norte de la cicatriz de colapso.

Facies rica en bloques de domo (H-Tr4b)

Como se indicó antes, en la zona medial, entre 3 y 6 km al norte y noreste, la facies hidrotermalizada del depósito de avalancha de escombros está cubierta por un depósito rico en bloques de domo, al cual hemos denominado las facies de bloques de domo (ver Mapa Geológico y figuras 4.42-4.44). Los bloques de domo son frescos, sin alteración, de color gris oscuro y de composición dacítica. Los bloques más grandes poseen dimensiones métricas; algunos llegan a medir hasta 3 m de diámetro (Figura 4.45).

Esta unidad superior muestra muy poca evidencia de cataclasis (como estructuras *jigsaw*, por ejemplo), pero en cambio, muestra abundantes bloques con disyunción columnar (Figura 4.46), lo que sugiere que se originó por el colapso de un domo, el cual todavía se encontraba a altas temperaturas.

Finalmente, en la zona distal, a distancias superiores a los 6 km desde el anfiteatro, en la pampa de Paipatja y aguas arriba en el valle del río Callazas, el depósito de la avalancha de escombros está mayormente cubierto por el depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja" (Figura 4.49 y Mapa Geológio). En esta zona, se aprecia varios bloques grandes (mayores a 1 m de diámetro) los cuales están rodeados por el depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja"; sin embargo, en un afloramiento situado entre 7 y 8 km de la cicatriz de colapso, se observa que el depósito de avalancha de escombros está infrayaciendo al depósito de corriente piroclástica.

Samaniego et al., (2015) estimaron un volumen de 0.6 a 0.8 km^3 para el depósito de avalancha de escombros "Paipatja", para un espesor promedio de 25 a 40 m, dependiendo de su ubicación respecto al anfiteatro. Esta estimación probablemente represente un volumen mínimo, dado que el depósito de la avalancha de escombros está cubierto por el depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja". No se tienen cortes suficientes en los depósitos (como quebradas o cortes de carretera) para conocer con mayor precisión su volumen.

Figura 4.42 Alineaciones de bloques de lava (domo) sin alterar, formado durante el emplazamiento de la avalancha de escombros "Paipatja". Corresponde a la facies de bloques que cubre a la facies hidrotermalizada.

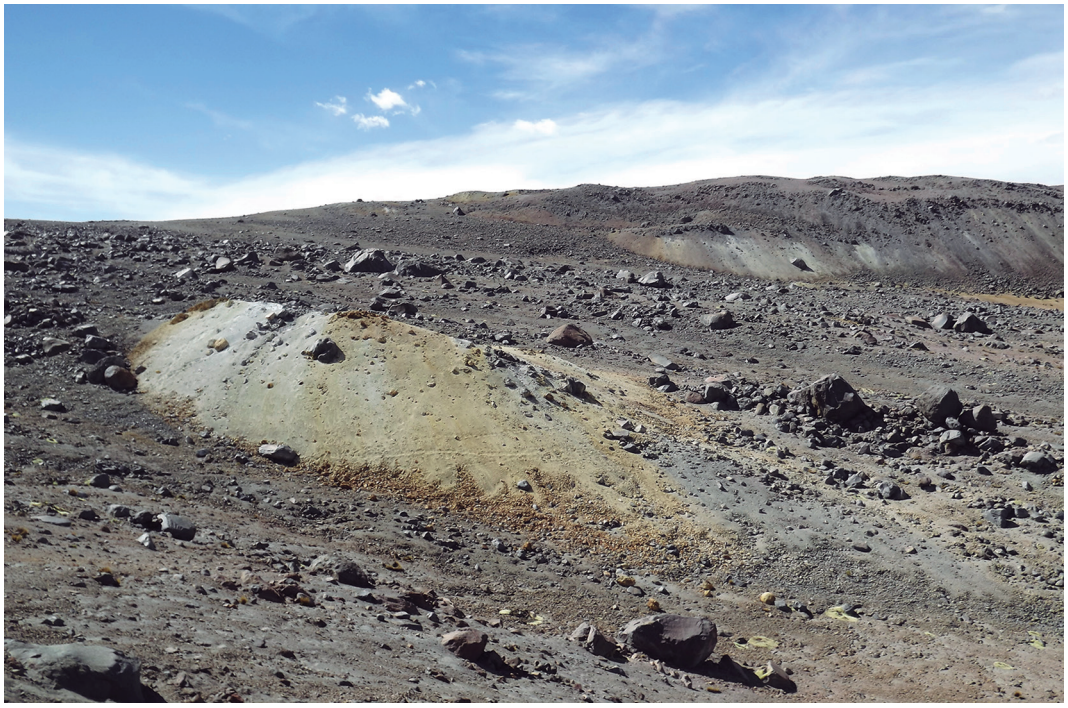


Figura 4.43 Facies de bloques de domo (gris a gris oscuro) del depósito de avalancha de escombros que cubre la facies hidrotermalizada (amarillo). Sector ubicado entre 4 y 5 km al noreste de la cicatriz de colapso.

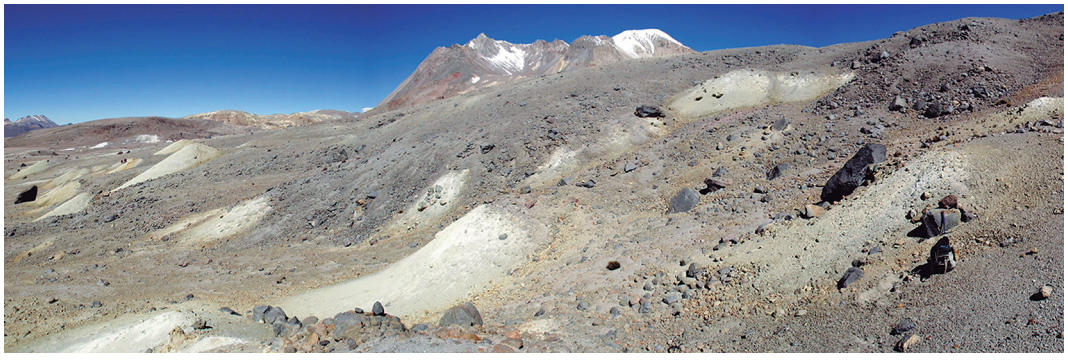


Figura 4.44 Facies hidrotermalizada (amarillo) del depósito de avalancha de escombros que infrayace a la facies de bloques de domo. Al fondo, en dirección suroeste, se observa la cicatriz de colapso del edificio Tutupaca Reciente.

Figura 4.45 Megabloques transportados por la avalancha de composición dacítica que mide hasta 3 m de diámetro. Al fondo se aprecia al edificio Tutupaca Reciente y al anfiteatro en forma de herradura.

Figura 4.46 Fotografía en detalle de un bloque de domo con disyunción columnar (Figura 4.46). También se observan fenocristales (blancos) bien desarrollados, de varios milímetros de tamaño.

Descripción de “ridges”

En la zona media, entre los 3 a 6 km al noreste del anfiteatro, el depósito de la avalancha de escombros se caracteriza por presentar una morfología rugosa, que consiste en estructuras longitudinales denominadas colinas alargadas (“*ridges”)* que divergen entre sí conforme se van alejando del anfiteatro (figuras 4.47-4.49). Estos *ridges* tienen un ancho de entre 10 a 30 m, una longitud de 20 a 500 m, con un promedio de 100 a 150 m, y una altura que varía entre los 1 y 5 m (Valderrama et al., 2016).

Valderrama et al. (2016) realizaron dos trincheras para conocer el interior de los “*ridges”* (Figura 4.50). Los dos metros superiores internos de ambas crestas mostraron una estructura similar, con una zona central de brecha levemente más gruesa y contactos laterales pronunciados, con un “*interridge”* llenado por los materiales correspondientes a la corrientes de densidad piroclásticas (Figura 4.50b). También, en ambas trincheras, hay una capa superior alterada que se adelgaza en el borde de la cresta.

Interpretación de los “ridges”

Según Valderrama et al. (2016), este tipo de estructuras muestran la segregación del tamaño de grano de los clastos y se forman cuando las partículas más grandes y más angulares se segregan en la parte superior del flujo como respuesta a la percolación del material fino que se desplaza hacia abajo (Figura 4.51). Las secciones transversales de los *ridges* revelan núcleos más gruesos y canales más finos, lo que sugiere una segregación del tamaño de un grano durante el emplazamiento. La morfología y granulometría de los “*ridges”* son consistentes con la digitación que ocurre en flujos granulares. La presencia de “*ridges”* y “*hummocks”* en el mismo evento muestra que los materiales con diferentes propiedades mecánicas pueden coexistir durante el flujo de una avalancha de escombros.

Figura 4.47 Imagen satelital de los “ridges” del Tutupaca. Entre 3 y 5 km al sureste de la cicatriz de colapso del edificio Tutupaca Reciente, se aprecia que los “ridges” varían de longitud y de ancho, así como también de dirección y separación entre ellos.

Figura 4.48 Imagen satelital del material de la avalancha en la pampa Paipatja. Entre 6 y 8 km al noreste de la cicatriz de colapso. Nótese los "ridges" y alineamientos que se separan, de acuerdo con la distancia, hasta formar un abanico.

Figura 4.49 Vista panorámica de la zona inicial y media del depósito de la avalancha del Tutupaca. A la derecha se aprecian los "hummocks" ricos en material hidrotermal, mientras que a la izquierda se aprecian los megabloques y la superficie rugosa característica.

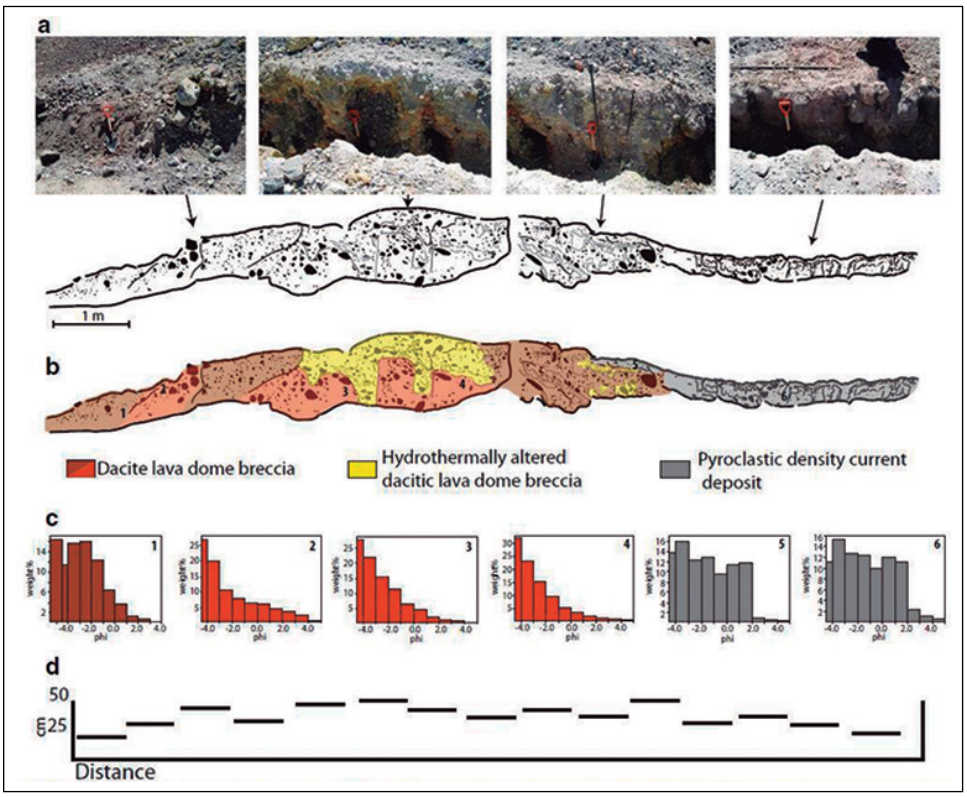


Figura 4.50 a) Boceto que representa la sección transversal de 1 a 1.5 m de alto y 8 a 10 m de largo de un ridge, cuya ubicación se muestra en la Figura 4.47. Los puntos negros irregulares simbolizan bloques y las líneas grises representan contactos y/o estructuras; b) Interpretación de las diferentes secciones de la cresta de acuerdo a distintas facies; c) Histogramas de granulometría de la matriz de las partes 1-6 del ridge como se muestra en b; d) Tamaño máximo del bloque en la cresta del ridge que muestra la diferencia entre el núcleo más grueso y las partes laterales más finas de la cresta (tomado de Valderrama et al., 2016).

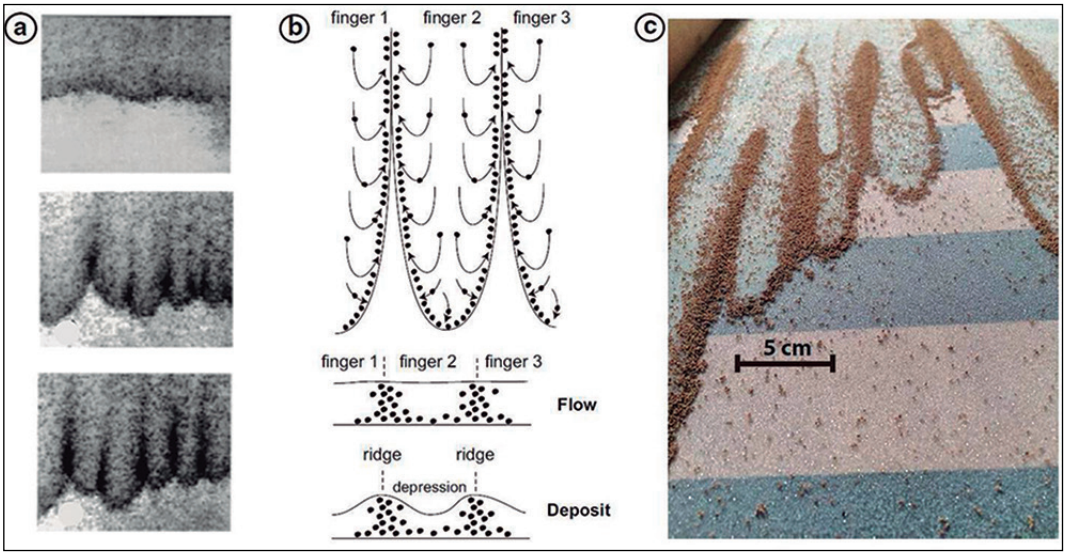


Figura 4.51 a) Evolución temporal de un flujo granular en experimentos (modificado de Pouliquen & Vallance, 1999). La cámara se está moviendo a la misma velocidad que la del frente de flujo. Tenga en cuenta la formación de la digitación (dedos), cuyos lados laterales enriquecidos en material grueso se unen para formar las crestas; b) Representación esquemática de las crestas; c) Fotografía de un inédito experimento que muestra digitación granular (tomado de Valderrama et al., 2016).

Depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja" (H-Tr5a, H-Tr5b)

Las características del depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja" fue descrito por Samaniego et al., 2015. Este depósito se emplazó (depositó) al noreste del edificio Tutupaca Reciente, en las zonas de la pampa Paipatja y el valle del río Callazas, entre 6 y 10 km al noreste del anfiteatro. Un ramal secundario de esta unidad llegó a las orillas de la laguna Suches, ubicado a 10-12 km del volcán (Figura 4.34). En la zona proximal y media, hasta 6 km desde la cicatriz de colapso, este depósito sobreyace al depósito de la facies hidrotermalizada de la avalancha de escombros y, al mismo tiempo, está cubierto por los depósitos de la facies de bloques de dicha avalancha de escombros. En la zona distal, a más de 6 km del anfiteatro, el depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja", cubre al depósito de avalancha de escombros "Paipatja" y está casi siempre canalizado en varios valles y quebradas menores que discurren por la pampa Paipatja, siendo un depósito rico en ceniza, con un espesor de 10 a 20 cm (Figura 4.35).

Se han indentificado dos unidades en el depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja" (Samaniego et al., 2015): una facies inferior pobre en bombas (H-Tr5a) —que es la más extendida, que cubre toda la pampa Paipatja y llega al valle del río Callazas—, y otra unidad superior que es rica en bombas (H-Tr5a), con espesores que varían entre 1 y 1.5 m (ver Mapa Geológico y figuras 4.52-4.54).

El espesor total del depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja" varía enormemente desde los 0.5-2 m, en la pampa Paipatja y alrededores de la laguna Suches, y canalizado alcanza hasta los 2-5 m en los valles distales que llegan al río Callazas.

A lo largo de toda la pampa Paipatja, el depósito de flujo piroclástico es masivo, de matriz soportada, con un 20 a 40 % de bloques de lava angulares a subangulares; también se encuentran bombas en una matriz media-gruesa de color gris oscuro. Las bombas varían desde los 10 hasta los 50 cm de tamaño y son mayormente observadas en la parte superior del depósito (superficiales). El tamaño de los bloques varía desde los 3-20 cm; sin embargo, es posible encontrar bloques de tamaño de 0.5-1 m de diámetro.

Importantes afloramientos de este depósito se observan en el valle del río Callazas. Tienen la mayor distancia de desplazamiento respecto al anfiteatro (entre 8 y 10 km). En dicha zona, el depósito sobreyace a una secuencia volcano-sedimentaria y está compuesto por dos unidades: la unidad

inferior, mayormente rica en cenizas, y la unidad superior, enriquecida con bombas en la parte superficial del depósito.

La rama norte del flujo piroclástico de Paipatja se aprecia en los afloramientos ubicados entre el cerro Villaque y la laguna Suches (Figura 4.34). En esta zona, la unidad está constreñida topográficamente.Tiene una potencia de 1-2 m y se muestra como una capa masiva gris, compuesta mayormente de ceniza media a gruesa, con la presencia de algo de lapilli. La base está compuesta por una capa de 20 a 25 cm de espesor que muestra una estratificación planar con algunos lentes decimétricos de material grueso y en algunos lugares, alterados (oxidados).

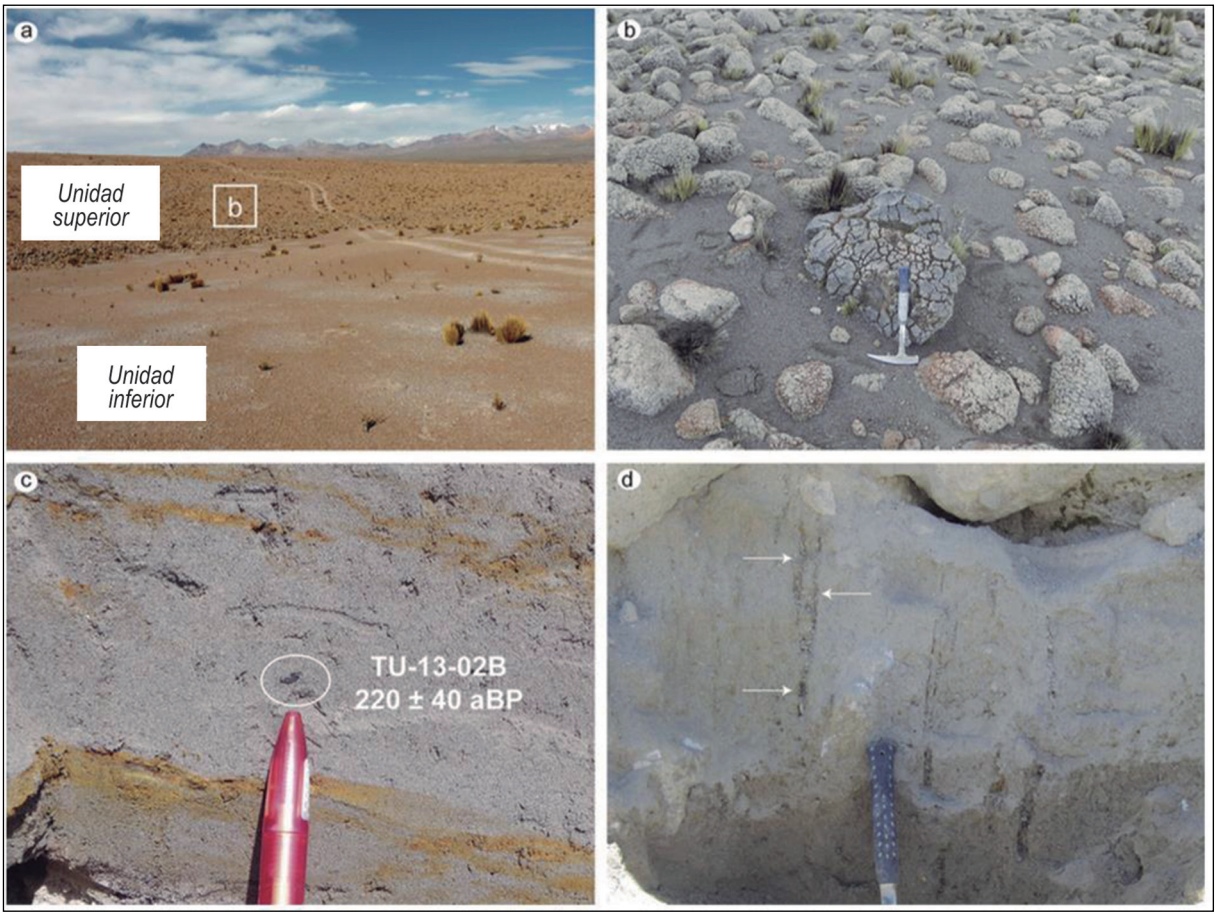


Figura 4.52 Depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja". a) Se muestran las unidades superiores ricas en bloques y las inferiores pobres en bloques, en la zona de pampa Paipatja; b) Detalle de la unidad superior del depósito que muestra el enriquecimiento en bombas decimétricas; c) Detalle del depósito en las orillas de la laguna Suches. Nótese la ligera estratificación de matriz de grano fino y la presencia de ichu carbonizado; d) Detalle del depósito en la zona distal, cerca del valle del río Callazas. Nótese la presencia de estructuras de escape de gas ("gas pipes") en el depósito (modificado de Samaniego et al., 2015).

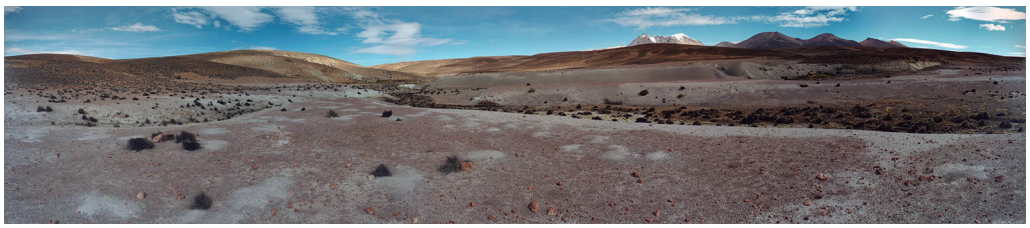


Figura 4.53 Parte distal del depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja". La diferencia de coloración se debe a la presencia de pequeñas bombas pumíticas más rojizas que la ceniza que los engloba, que es mayormente gris clara.

Figura 4.54 Depósito de flujo piroclástico canalizado en uno de los pequeños valles que se encuentra en la quebrada Paipatja.

Granulometría y composición

El análisis de tamaño de grano del depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja" se realizó en base a 14 muestras (Samaniego et al., 2015). Debido a la ausencia de cortes y secciones naturales, se muestreó la matriz del depósito cavando trincheras de hasta 1.5 m de profundidad, en zonas proximales a distales del depósito. Los histogramas de tamaño de grano (Figura 4.55) muestran que el depósito está compuesto por ceniza fina a fragmentos de lapilli (-4ϕ a +5ϕ), que evidencian una amplia distribución de la granulometría. Los depósitos en la zona proximal y centro-distal tienen una distribución similar al tamaño de un grano, muy diferente respecto a las partes laterales del depósito. De hecho, la distribución del tamaño de grano en las partes laterales del depósito —como en la zona de la laguna Suches y la quebrada Zuripujo— es casi unimodal, con una tendencia a un enriquecimiento en finos, y tiene una buena clasificación (σϕ>2).

Según Samaniego et al. (2015), se identificaron tres principales tipos de bloques en el depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja". Los más abundantes son los bloques de dacita, angulares a subangulares, densos, porfiríticos con numerosas fracturas prismáticas. En menor proporción se encuentran bombas vesiculares y altamente porfiríticas tipo "corteza de pan" y "coliflor", que están mayormente en la parte superior del depósito. Finalmente, un menor componente corresponde a bloques de andesita alterada, interpretada como fragmentos arrastrados desde el basamento (Roche et al., 2013). Para la matriz del depósito, se desarrolló un análisis de componentes basados en la metodología desarrollada por Eychenne et al. (2012), mediante la cual fueron escogidos por lo menos 300 granos para fracciones de -3ϕ a +1ϕ. Dicho estudio se realizó en 14 muestras provenientes de las zonas proximales hasta distales. Durante el estudio, se identificaron tres clases de componentes principales: fragmentos del domo fresco, cristales libres y fragmentos de lava alterada, este último es interpretado como fragmentos de domos más antiguos y del edificio basal.

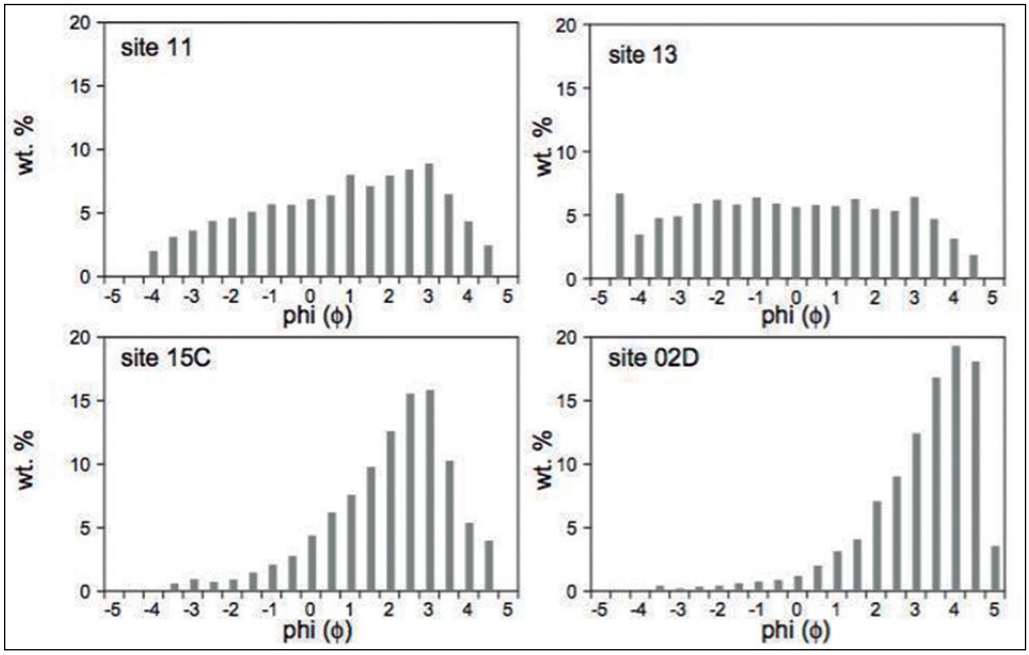


Figura 4.55 Histogramas de tamaño de grano para el depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja" (modificado de Samaniego et al., 2015).

Magnitud de la fase explosiva

Con el objetivo de estimar la magnitud de la fase explosiva que acompañó a la avalancha de escombros, se procedió a estimar el volumen del depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja". Para ello se hizo un análisis detallado de imágenes satelitales, con más de 300 puntos de control para cartografiar los depósitos, lo que permitió conocer el área cubierta (ver Mapa Geológico, Figura 4.34). Además, se mapearon los depósitos distales de ceniza. Como resultado se tiene que la unidad principal del depósito de corriente "Paipatja" cubre un área aproximada de entre 35 y 40 km^2, mientras que los depósitos distales y laterales tienen una distribución más amplia, que cubre un área de entre 100 y 105 km^2. También se realizaron 75 calicatas, en áreas representativas del depósito, para conocer su espesor. En la planicie "Paipatja", se encontró un espesor promedio de 0.5 a 1 m, mientras que en los valles que descienden al río Callazas, se observó un rango de espesor de 2 a 5 m. En base a estas estimaciones, se determinó un volumen de alrededor de 5-6 × 10^7 m^3 para el depósito principal. Para el depósito de la capa superior de ceniza, se estimó un espesor promedio de 15 cm y un volumen de aproximadamente 1.5 ×10^7 m^3. Por lo tanto, el volumen total estimado del depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja" fue del orden de 6.5-7.5 × 10^7 m^3, correspondiente a una erupción con Índice de Explosividad Volcánica 3 (VEI 3; Samaniego et al., 2015).

Es importante mencionar que no se han encontrado depósitos de caída piroclástica de ceniza asociados a esta erupción, a pesar de que las crónicas refieren que se registraron caídas de ceniza en las zonas de Locumba (77 km al suroeste del volcán Tutupaca), Tacna (110 km hasta el sur) y Arica (165 km al sur). Posiblemente, los depósitos en las zonas distales fueron completamente erosionados por el agua y los vientos. Considerando tales incertidumbres, el volumen total fue probablemente mayor que el calculado para los depósitos preservados, lo que implica que la erupción bien podría haber tenido un VEI 4.

En resumen, esta erupción representa la avalancha de escombros más joven en los Andes, la misma que fue acompañada por una de las erupciones explosivas más grandes en el sur del Perú durante los tiempos históricos.

Dinámica de emplazamiento de los depósitos corrientes de densidad piroclástica "Paipatja" y avalanchas de escombros "Paipatja"

Varios colapsos de flanco de un volcán han sido acompañados por erupciones explosivas, especialmente en el caso de la descompresión violenta de un cuerpo de magma poco profundo, como un criptodomo (Belousov et al., 2007). Como resultado, se producen erupciones laterales (lateral blast), que generan corrientes de densidad piroclástica, dirigidas preferentemente

hacia un determinado sector del edificio. En estos casos, los depósitos piroclásticos están asociados a los depósitos de avalanchas de escombros. Esta asociación se ha visto, por ejemplo, durante las recientes erupciones de los volcanes Bezymianny en 1956 (Belousov, 1996), Mount St. Helens en 1980 (Hoblitt et al., 1981) y Soufrière Hills, Monserrat en 1997 (Voight et al., 2002).

Según Samaniego et al. (2015), la distribución y relaciones estratigráficas de los depósitos de corriente de densidad piroclástica "Paipatja" y de los depósitos de la avalancha de escombros "Paipatja" sugieren que el evento explosivo y el colapso de flanco estuvieron íntimamente relacionados. Esto se refuerza por la similitud petrográfica de los bloques del flujo piroclástico y los bloques de domo de la avalancha de escombros. Por las consideraciones antes mencionadas, se propone que los depósitos de corrientes de densidad piroclástica "Paipatja" se originaron durante una erupción lateral, debido al colapso del flanco noreste del edificio Tutupaca Reciente. Sin embargo, el depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja", no muestra las tres unidades descritas por Belousov et al., (2007) en depósitos piroclásticos de erupciones lateralmente dirigidas (*lateral blast*). Los datos de campo y las características sedimentológicas del depósito de corriente de densidad "Paipatja" sugieren un flujo bastante concentrado, acompañado por una nube diluida.

Crónicas y dataciones radiométricas de la erupción de 1787 a 1802 d.C.

Crónicas históricas indican que varias erupciones volcánicas ocurrieron en la parte altoandina de Tacna, las cuales habrían sucedido en los años 1780, 1787, 1802, 1862 y 1902 (Hantke & Parodi, 1966; Siebert et al., 2011; De Silva & Francis, 1990; Fidel & Zavala, 2001). Estas erupciones fueron atribuidas indistintamente al volcán Tutupaca o al volcán Yucamane.

Zamacola & Jaúregui (1888) describen que en Arequipa, en 1804, aconteció lo siguiente:

"Ahora (desde hace) 15 años reventó uno (un volcán) en el pueblo de Candarave, distante a 60 leguas de Arequipa (hay que considerar que 1 legua es equivalente a 4.2 km aproximadamente), desde cuyo tiempo ha estado humeando sin cesar; pero, hará dos años, hizo una explosión tan formidable, que sus cenizas y ruido alcanzaron a más de cien leguas. El cura de aquel pueblo, don Baltazar Pacheco, que es mi amigo, me remitió con un propio, una relación de los sucesos calamitosos que acontecieron en aquellos días".

En base a esta crónica, podría interpretarse que la actividad fumarólica del volcán se mantuvo constante durante casi 13 años, desde 1789 d.C., y que en el año 1802 d.C. ocurrió una erupción explosiva muy importante.

Por otro lado, Valdivia (1874), en *Fragmentos para la Historia de Arequipa* publicado en el folletín de *El Deber*, describe de forma más explícita la erupción de 1802 d.C. del volcán Tutupaca. Allí menciona que *"*el 20 de marzo de 1802 reventó el Tutupaca que por cinco meses dejó cenizas en el aire. Obscureció tanto la atmósfera en Locumba, Tacna y Arica, que varios días anduvieron con luces en la tarde*".* De forma similar, Barriga (1952), en *Memorias para la historia de Arequipa*, anota que Echevarría reportó erupciones históricas en 1787 d.C., y la última que empezó el 30 de marzo de 1802 d.C. duró cinco meses y oscureció el cielo entre la costa de Moquegua y Arica.

También estas crónicas son corroboradas por la tradición oral de los habitantes del pueblo de Candarave, quienes consideran al volcán Tutupaca como "El Villano", y al volcán Yucamane como "El Bueno". Esta percepción parece estar claramente relacionada con las erupciones explosivas pasadas del volcán Tutupaca y sus impactos en las comunidades locales (Zora,1954). Estas crónicas muestran claramente que el volcán Tutupaca experimentó un fuerte episodio explosivo que comenzó alrededor de 1787 d.C., y cuyo paroxismo probablemente ocurrió en 1802 d.C.

Según Samaniego et al. (2015), y el presente trabajo de investigación, la información histórica antes descrita es corroborada por los resultados de las cinco dataciones radiométricas obtenidas con el método C^{14} (Tabla 4.1) de las muestras de carbón extraídas de los depósitos de corriente de densidad piroclástica en la quebrada Zuripujo, en la planicie Paipatja, y cerca del lago Suches. Estas edades fueron calibradas para obtener edades calendario y se obtuvieron dos edades; la más importante es el periodo de 1731 a 1802 d.C. (Samaniego et al., 2015). Es importante señalar que las dos erupciones históricas (1787-89 y 1802 d.C.) reportados por Zamácola & Jaúregui (1888) y Valdivia (1847) se producen al final de este período..

Tabla 4.1
Resultados de dataciones radiométricas obtenidas con el método C14. Las muestras de carbón fueron extraídas de los depósitos de corriente de densidad piroclástica en la quebrada Zuripujo, en la planicie Paipatja y cerca del lago Suches (tomado de Samaniego et al., 2015)

Sample No.	Lab code	Locality	UTM Easting	UTM Northing	Unit	Type of sample	^{14}C age (a BP)	δ^{13}C (o/oo)	Calendar age range (cal AD) - 1 sigma -	Relative area (%)	Calendar age range (cal AD) - 2 sigma -	Relative area (%)
TU-12-08A	GrA 55325	Candarave-Huaytire road	363234	8114941	Zuripujo PDC	charcoal	190≠30	-22.12	1670-1700	25	1664-1816	68
									1722-1782	42	1828-1893	20
									1795-1809	12		
									1838-1845	4		
									1867-1878	6		
TU-12-27B	GrA 54421	Qda. Zuripujo	363116	8116729	Zuripujo PDC	charcoal	220≠30	-	1665-1679	15	1645-1700	27
									1733-1800	85	1721-1810	67
TU-12-79B	GrA 56328	Qda. Zuripujo	363178	8116684	Zuripujo PDC	charcoal	230≠30	-21.80	1662-1675	17	1641-1698	30
									1738-1798	83	1723-1808	69
TU-13-01A	GrA 60691	Paipatja plain	362912	8125348	Paipatja PDC	charcoal	235≠35	-	1654-1675	26	1636-1700	32
									1739-1798	74	1721-1810	64
TU13-02B	GrA 57883	Suches lake	354047	8127482	Paipatja PDC	charcoal	220≠40	-	1652-1688	28	1642-1712	28
									1728-1804	72	1717-1814	56
											1834-1891	10
Average							218≠14		1671-1675	7	1662-1680	15
									1739-1783	85	1731-1802	85
									1795-1798	8		

CAPÍTULO V
PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA DE PRODUCTOS VOLCÁNICOS

5.1 PETROGRAFÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA

En el Complejo Volcánico Tutupaca, se han estudiado en total 54 secciones delgadas, 30 muestras del edificio Tutupaca Basal correspondientes a los flujos de lava, los domos alineados, la corriente de densidad piroclástica (PDC) de pómez y ceniza "Callazas" y la caída "Callazas", 9 muestras del Tutupaca Oeste correspondientes a los flujos de lava, domos, enclaves y tefras y 15 muestras del Tutupaca Reciente que corresponden a los domos (III, V, VII), a bloques juveniles de la avalancha de escombros Paipatja y a los bloques densos del flujo piroclástico Paipatja.

En las tablas 5.1 y 5.2 se presentan las características petrográficas de cada unidad.

5.1.1 Andesita Basáltica

Las muestras de los enclaves fueron encontradas en los domos del edificio Tutupaca Oeste y en el domo VII del Tutupaca Reciente. Los enclaves tienen composición andesítica basáltica (53.9–55.0 SiO_2 wt.%) Tabla 5.1. Muestran una textura porfirítica y equigranular con una matriz intersertal ligeramente vesiculada. En los enclaves predominan los fenocristales aciculares (45 vol.%) de plagioclasa, anfibol y biotita, englobados en una matriz constituida por vidrio, microlitos de plagioclasa y anfíbol y óxidos de Fe-Ti. Sin embargo, se han identificado algunos fenocristales que miden hasta 1000 µm y presentan texturas de desequilibrio. Las vesículas presentan formas irregulares.

La plagioclasa (Figura 5.1) es el mineral más abundante (25 vol.%). Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales, de forma tabular y acicular que miden entre 200 y 600 µm. Presentan una ligera zonación hacia los bordes. Se observa un intercrecimiento entre anfíboles y biotitas.

El anfíbol (Figura 5.1) es el mineral más abundante (15 vol.%) después de la plagioclasa. Los microfenocristales son subhedrales, de forma acicular, y miden entre 200 y 500 µm.

La biotita (3 vol.%) presenta fenocristales que miden entre 250 y 500 µm. Son de hábito subhedral con formas tabulares y aciculares. Los óxidos de Fe-Ti (3 vol.%) son de tipo magnetita e ilmenita y se encuentran presentes en los fenocristales y en la matriz.

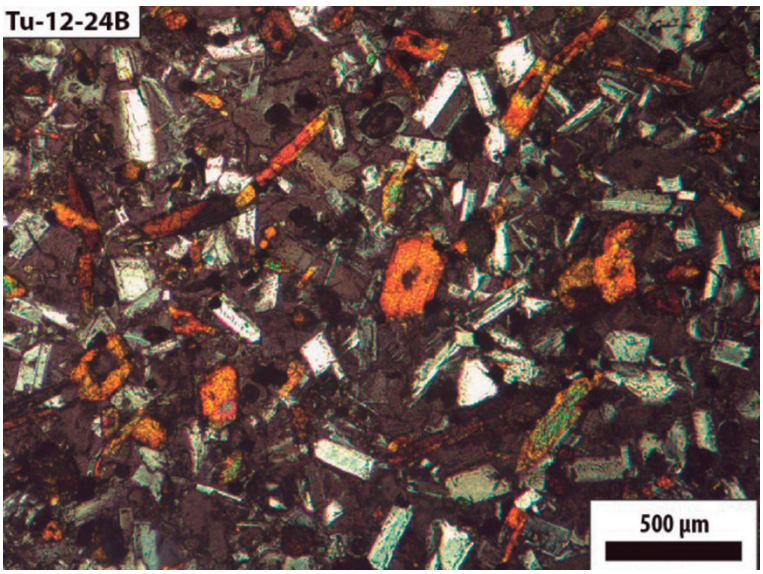


Figura 5.1 Plagioclasas y anfíboles aciculares englobados en una matriz vítrea rica en óxidos de Fe-Ti.

5.1.2 Andesita rica en clinopiroxeno

Este grupo de andesitas corresponden a los flujos de lava PTb-1, PTb-2 y PTb-3, de domos alineados (P-Tb4), pómez bandeadas del PDC "Callazas" del edificio Tutupaca Basal y tefras asociadas al edificio Tutupaca Oeste (Tabla 5.1). Las lavas presentan textura porfirítica, con matriz intersertal, constituidas por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y vidrio. También es posible observar la presencia de vesículas irregulares y subredondeadas que miden entre 100-600 µm y ocasionalmente llegan a medir 1000 µm.

En promedio las muestras del Tutupaca Basal están constituidas por 25-30 vol.% de fenocristales, 65-70 vol.% de matriz, incluyendo el vidrio y los microlitos y 0-5 vol.% de vesículas. Mientras que las pómez del PDC Callazas y de las tefras del Tutupaca Oeste están constituidas por 10-15 vol.% de fenocristales 35-40 vol.% de matriz y 50-55 vol.% de vesículas. La asociación mineral está constituida por fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y eventualmente por ortopiroxeno, anfíbol, biotita y olivino. En el caso de las pómez, la asociación mineral está constituida por plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol y óxidos de Fe-Ti.

La plagioclasa es la fase predominante (15-20 vol.%; pómez 5 vol.%). Se han identificado 2 familias: a) *La primera familia* está constituida por fenocristales de plagioclasas euhedrales a subhedrales, los cuales miden entre 300 y 1000 µm y algunos ocasionalmente miden 2000 µm. Esta familia se caracteriza por la presencia de bordes de disolución, maclas, zonación, así como también intercrecimiento con fenocristales de clinopiroxeno y biotita; b*) La segunda familia* presenta plagioclasas subhedrales que miden entre 300 y 1500 µm, con inclusiones de clinopiroxeno. Esta familia se caracteriza por presentar textura en "tamiz" o "sieve", en el borde y hacia el núcleo. Las pómez de las tefras presentan plagioclasas que corresponden a la segunda familia.

En las muestras que corresponden a los flujos de lava PTb-3, a las pómez bandeadas del PDC Callazas y a las tefras del Tutupaca Oeste se han identificado fenocristales de **biotita** (1- 2 vol.%) con hábito subhedral a anhedral (Figura 5.2a - 5.2f); muestran bordes corroídos y pseudomorfismo de óxidos en biotita. Algunas biotitas engloban fenocristales de plagioclasa (PTb-1).

Los fenocristales de **clinopiroxeno** (5 y 10 vol.%) tienen formas subhedrales a anhedrales (Figura 5.2b) y miden entre 300 y 1000 µm. Algunos fenocristales presentan intercrecimiento con la plagioclasa y el ortopiroxeno. También presentan inclusiones de óxidos de Fe-Ti. Es posible observar maclas simples, y pequeños aglomerados de clinopiroxeno con plagioclasa y óxidos de Fe-Ti (Figura 5.2b).

Algunas muestras del PTb-1 presentan **ortopiroxeno** (Tu-12-91, 12-92; <3 vol.%). Se ha identificado microfenocristales (100 - 250 µm) y fenocristales (300 – 500 µm), de hábito euhedral a subhedral (Figura 5.2c). Los ortopiroxenos se encuentran dispersos en la matriz y algunos muestran inclusiones de plagioclasa.

Los **anfíboles** (< 2 vol.%) miden entre 100 y 400 µm, y son de hábito subhedral a anhedral. Se caracterizan por la presencia de óxidos de Fe-Ti en los bordes y en algunos casos se observa pseudomorfismo de óxidos de Fe-Ti en anfíboles. Algunos anfíboles poseen coronas de reacción constituidas por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti (Figura 5.2e). Estas características se observan principalmente en los flujos de lava PTb-2 y PTb-3.

En algunos flujos de lava (PTb-1) se distinguen fenocristales de **olivino** como trazas; estos minerales muestran hábito subhedral a anhedral.

Los óxidos de Fe-Ti (ilmenita y magnetita) se han identificado como inclusiones en el clinopiroxeno y forman parte de la matriz.

5.1.3 Dacita rica en anfíbol

Corresponde a muestras de pómez bandeadas del PDC "Callazas", a la caída "Callazas", a domos alineados del "Tutupaca Basal", a los flujos y domos de lava del Tutupaca Oeste, PDC "Paipatja", y a la Avalancha de Escombros y domos del Tutupaca Reciente. (Tabla 5.1).

Las muestras de pómez están constituidas por 15 vol.% de fenocristales, 30 vol.% de matriz, incluyendo el vidrio y los microlitos, y 55 vol.% de vesículas, mientras que todas las otras muestras están constituidas principalmente por 30-35 vol.% de fenocristales, 50-55 vol.% de matriz, incluyendo el vidrio y los microlitos y 10-15 vol.% de vesículas.

La asociación mineral de las pómez del PDC "Callazas" y de la caída "Callazas" está comprendida por plagioclasa, anfíbol, biotita, clinopiroxeno, cuarzo y óxidos de Fe-Ti, mientras que los bloques de los domos del Tutupaca Basal, los flujos y domos del Tutupaca Oeste, el PDC Paipatja, la Avalancha de Escombros y los domos del Tutupaca Reciente están constituidos principalmente por plagioclasa, anfíbol, biotita, clinopiroxeno, esfena, apatito, cuarzo y óxidos de Fe-Ti.

Las pómez del PDC y la caída "Callazas", y las bombas de "corteza de pan" y "coliflor" del PDC Paipatja presentan textura porfirítica con una fuerte vesicularidad; las vesículas son redondeadas a subredondeadas y algunas irregulares que alcanzan diámetros mayores a 2 mm. Las pómez bandeadas del

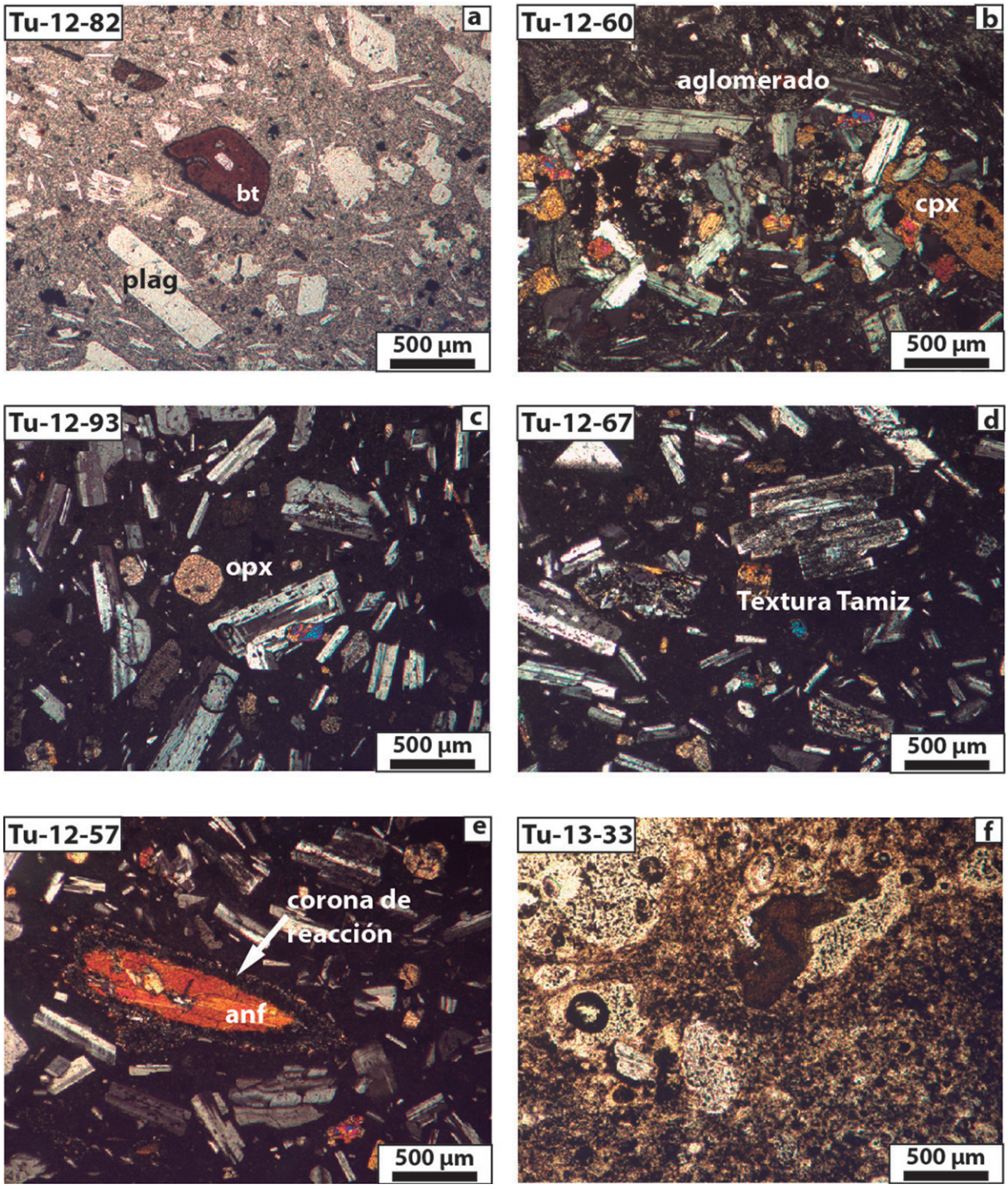


Figura 5.2 a) Biotita subhedral con inclusiones de plagioclasa; b) Aglomerado de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti; c) Ortopiroxeno euhedral; d) Plagioclasas con textura en tamiz; e) Anfíbol con corona de reacción; f) Biotita en pómez.

PDC Callazas en luz natural muestran bandas de color marrón y bandas más claras.

En el caso de los bloques de lava y domos del Tutupaca Basal, Tutupaca Oeste y Tutupaca Reciente, la textura es profirítica con matriz microlítica, intersertal y ligeramente vesículada. La matriz está constituida por vidrio, óxidos de Fe-Ti (magnetita e ilmenita), microlitos aciculares de plagioclasa y anfíboles; algunos anfíboles también se presentan de forma hexagonal.

La plagioclasa (Figura 5.3a, b, f) es el mineral más abundante (7–20 vol.%). Se observan tres familias de fenocristales: *La primera familia* está constituida por fenocristales de zonados subhedrales a anhedrales con bordes corroídos, que miden entre 500 y 2000 µm. Algunas plagioclasas de los bloques de lava y domos del Tutupaca Oeste y Tutupaca Reciente muestran intercrecimiento con anfíboles. *La segunda familia* está constituida por fenocristales de plagioclasa subhedrales zonados y que presentan textura en tamiz hacia el borde y hacia el centro. *La tercera familia* se caracteriza por presentar plagioclasas con bordes de sobrecrecimiento e inclusiones de fenocristales de anfíboles y apatito.

Los fenocristales de anfíbol (3 - 10 vol.%) son subhedrales y miden entre 300 y 800 µm. Se han identificado 2 familias: *La primera familia* está constituida por fenocristales subhedrales con bordes redondeados de formas tabulares y hexagonales. Algunos fenocristales de los bloques de domo del Tutupaca Oeste, PDC Paipatja y domos del Tutupaca Reciente presentan textura gabroica (agregado criptocristalino hacia el borde, compuesto de óxidos de Fe-Ti, piroxeno y plagioclasa). *La segunda familia* está constituida por fenocristales euhedrales a subhedrales zonados y con bordes de sobrecrecimiento; esta familia se ha identificado principalmente en los bloques de domo del Tutupaca Reciente (Figura 5.3c).

Los fenocristales de biotita (3–5 vol.%) miden entre 250 y 500 µm. Son de hábito subhedral a anhedral con formas tabulares. También es posible observar pequeños aglomerados de biotita, anfíbol y plagioclasa. En las pómez de la caída Callazas predomina la presencia de biotita.

Los clinopiroxenos constituyen el 2 vol.%. Son subhedrales tabulares y miden entre 200 y 400 µm. Algunos muestran intercrecimiento con la plagioclasa.

En los bloques de domo del Tutupaca Oeste y Tutupaca Reciente se han identificado fenocristales euhedrales y subhedrales de esfena (1-3 vol.%). Tienen forma rómbica (Figura 5.3d) y miden entre 200 y 400 µm. Algunas esfenas presentan inclusiones de óxidos de Fe-Ti en el núcleo y en algunos casos se localizan hacia el borde.

Los apatitos (traza) se presentan como fenocristales euhedrales que miden entre 50 y 200 µm, son incoloros, se encuentran como inclusiones en algunos anfíboles y plagioclasas. La presencia de cuarzo es muy baja (traza), sin embargo es posible identificar algunos fenocristales anhedrales que miden hasta 700 µm que muestran golfos de reabsorción (Figura 5.3e).

Los óxidos de Fe-Ti (3 vol.%) son de tipo magnetita e ilmenita y se encuentran presentes en los fenocristales y en la matriz.

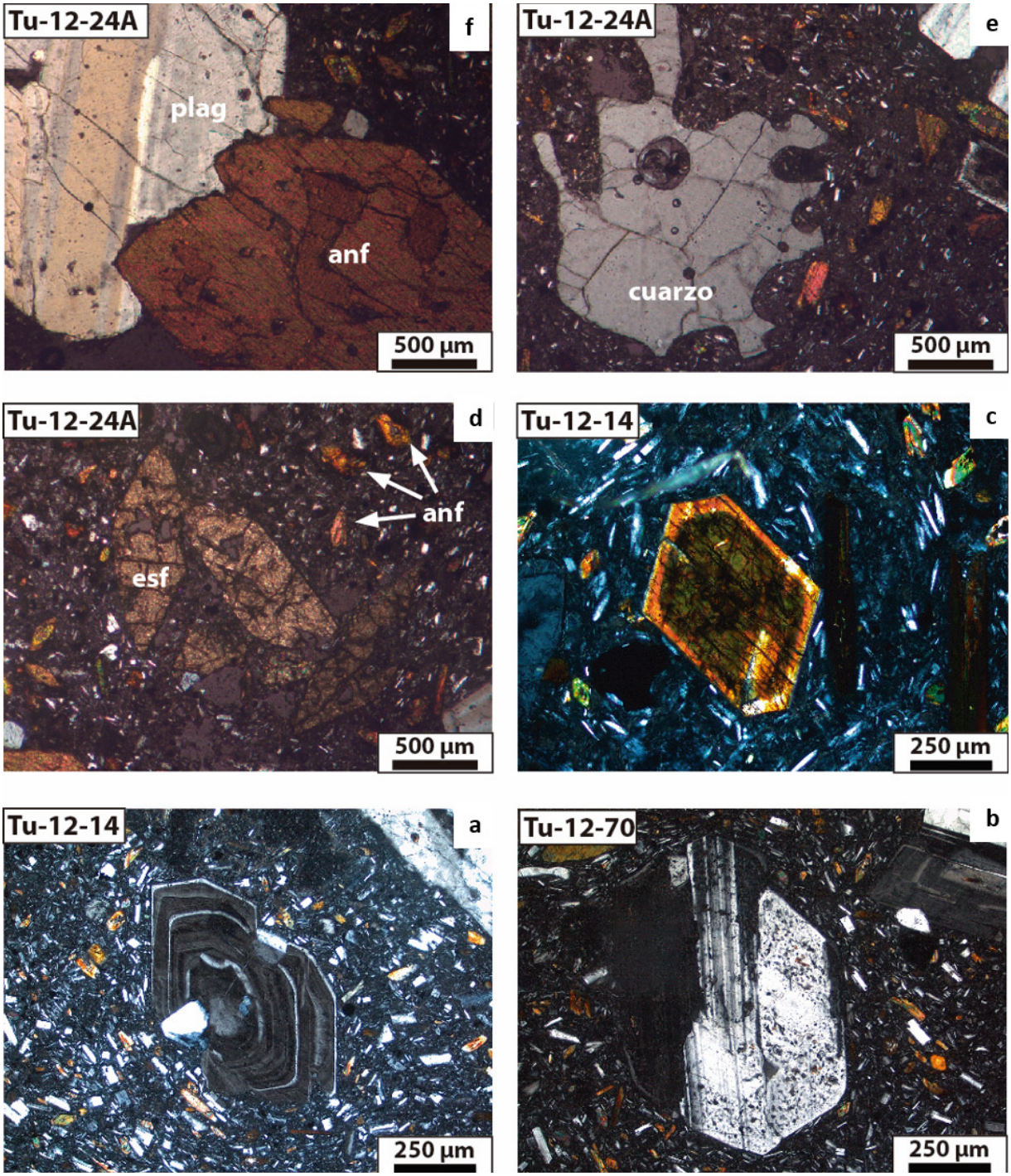


Figura 5.3 a) Plagioclasa zonada con borde de sobrecrecimiento; b) Plagioclasa con textura en tamiz; c) Anfíbol con borde de sobrecrecimiento; d) Fenocristales de esfena euhedrales; e) Cuarzo anhedral; f) Intercrecimiento entre fenocristales de anfíbol y plagioclasa.

Tabla 5.1

Resumen de las características petrográficas de cada unidad de los edificios Tutupaca Basal y Tutupaca Oeste (Plag =plagioclasa, anf =anfibol, cpx = clinopiroxeno, opx= ortopiroxeno, olv =olivino, bt=biotita, oxd=óxido).

Características petrográficas	Tutupaca Basal			Tutupaca Oeste		
Unidades	Flujos de lava (PTb-1, PTb-2, PTb-3) Domos alineados	Domos alineados, flujos de lava	Flujo piroclástico y caída "Callazas"	Enclaves	Tefras	Flujos de lava y domos
Tipo petrográfico	Andesita rica en clinopiroxeno	Dacita rica en anfíbol	Dacita con anfíbol y clinopiroxeno	Andesita Basáltica	Andesita	Dacita
SiO_2 wt.%	59.0-63.0	64.6-69.6		53.9 – 55.0	60.0 - 61.9	64.7 y 66.4
Fenocristales (vol.%)	25-30	30-40	15	50	10	30-35
Matriz (vol. %)	72-67	55-65	30	45	30	50-55
Vesículas (vol.%)	3	5	55	5	60	Oct-15
Textura	Porfitítica con matriz intersertal	Porfirítica con matriz microlítica e intersertal	Porfirítica con matriz microlítica e intersertal	Hipocristalina con matriz intersertal.	Vesiculada con matriz vítrea	Porfirítica con matriz microlítica e intersertal
Ensamble mineralógico	Plag + cpx + oxd y eventualmente anf + bt + olv	Plag + anf + bt + oxd y eventualmente cpx + opx	Plag + anf + bt + cpx + oxd Fe-Ti	Plag + anf + bt + ox	Plag + anf + cpx + oxd	Plag + anf + bt + cpx + esf + qz + oxd
Familia	Plag: 1) Euhedrales a subhedrales con zonación. 2) Subhedrales con textura tamiz hacia el núcleo y borde.	Plag: 1) Euhedrales a subhedrales con zonación. 2) Subhedrales con textura tamiz hacia los bordes.	Plag: 1) Euhedrales a subhedrales con zonación. 2) Anhedrales con textura tamiz hacia el borde.	No se observan diferentes familias en los fenocristales	No se observan diferentes familias en los fenocristales	Plag: 1) Euhedrales a subhedrales con zonación. 2) Subhedrales con textura tamiz.
Observación	Clinopiroxeno segundo mineral más abundante. El enclave del PTb-1 está constituido por plag + cpx +ox	Anfíboles con bordes ricos en óxidos. Presencia de cuarzos anhedrales.				Intercrecimiento entre anfíbol y plagioclasa. Presencia de cuarzo

Tabla 5.2

Resumen de las características petrográficas de cada unidad del edificio Tutupaca Oeste (Plag= plagioclasa, anf= anfibol, cpx= clinopiroxeno, opx= ortopiroxeno, olv= olivino, bt= biotita, oxd= óxido)

Características Petrográficas	Domos	Avalancha de escombros Paipatja	Flujo Piroclástico Paipatja		
Tipo Petrográfico	Dacita de anfíbol y biotita	Dacita de anfíbol y biotita	Bloque denso Dacita de anfíbol	Bomba en corteza de pan Dacita de anfíbol	Bomba coliflor Dacita de anfibol
Fenocristales (vol.%)	25-33 vol.%	30-50 vol.%	25-30 vol.%	20-30 vol.%	20-30 vol.%
Matriz (vol.%)	40-62 vol.%	45-60 vol.%	40-65 vol.%	40-65 vol.%	40-65 vol.%
Vesiculas (vol.%)	5 vol.%	5 vol.%	5 vol.%	10-15 vol.%	10-15 vol.%
Textura	Porfirítica con una matriz intersertal y traquitica.	Porfirítica con una matriz intersertal	Porfirítica con una matriz intersertal y traquítica.	Porfirítica con una matriz intersertal	Porfirítica con una matriz vítrea
Asociación Mineral	plag+amp+bt+cpx+ox±sph±qz±ap	plag+amp+bt+cpx+ox±sph±qz±ap	plag+amp+bt+cpx+ox±sph±qz±ap	plag+amp+bt+cpx+ox±sph±qz±ap	plag+amp+bt+cpx+ox±sph±qz±ap
Familia	***Plag:*** 1) Euhedral a subhedral con borde de sobrecrecimiento. 2) Con textura tamiz. ***Anf:*** ***Anf:*** 1) Euhedral a subhedral con zonación. 2) con borde de óxidos.	***Plag:*** 1) Euhedral a subhedral con borde de sobrecrecimiento. 2) Con textura tamiz. **Anf:** 1) Euhedral a subhedral con zonación.	***Plag:*** 1) Euhedral a subhedral con borde de sobrecrecimiento. 2) Con textura tamiz. ***Anf:*** 1) Euhedral a subhedral con zonación. 2) con borde de óxidos.	***Plag : 1) euhedral a subhedral con caras limpias*** 2) con borde de sobrecrecimiento 3) con textura tamiz (más frecuente) ***Anf:*** 1) Euhedral a subhedral con zonación 2) con borde oxidación ó textura gabroica	***Plag: 1) euhedral a subhedral con caras limpias*** 2) con borde de sobrecrecimiento 3) con textura tamiz (más frecuente) ***Anf:*** 1) Euhedral a subhedral con zonación 2) con borde oxidación o textura gabroica

5.2 MINERALOGÍA DE PRODUCTOS DEL "TUTUPACA RECIENTE"

Los análisis de elementos mayores de minerales y vidrios se realizaron con la ayuda de la microsonda electrónica CAMECA SX100 del Laboratorio Magmas y Volcanes de Clermont-Ferrand. Para los minerales, se utilizaron una tensión de aceleración de 15 kV y una intensidad de corriente de 15 nA. Las diez muestras estudiadas corresponden a 3 muestras del complejo de domos (domo III, Tu-12-42 ; V, Tu-12-70 ; y VII, Tu-12-14B), una muestra de la avalancha de escombros (Tu-12-78), una muestra del PDC Zuripujo (Tu-12-79), 3 muestras deL PDC Paipatja (Tu-12-22 et Tu-12-77C, Tu-12-06A), y un enclave básico proveniente del domo VII (Tu-14-01).

Plagioclasa: La plagioclasa es el mineral más abundante (15 a 30 vol.%). Se presenta en forma de fenocristales euhedrales a subhedrales y de microlitos. Las fórmulas estructurales, así como los componentes principales como Albita, Anortita y Ortosa se calcularon sobre la base de 8 oxígenos y 5 cationes (Manrique, 2016). En los diagramas An-Ab-Or se reportaron las composiciones de los feldespatos analizados para cada etapa evolutiva (Figura 5.4).

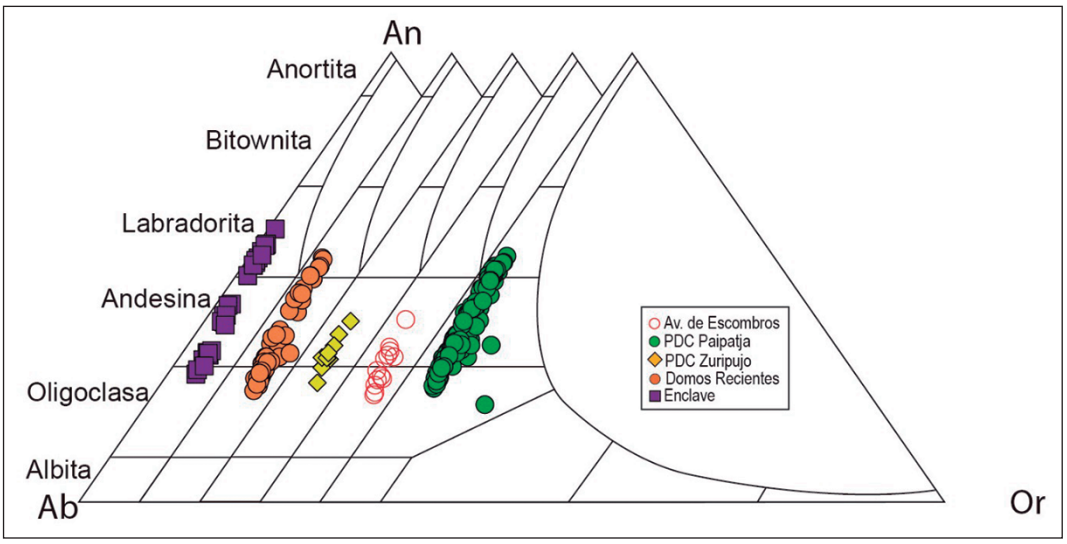


Figura 5.4 Diagrama de An-Ab-Or que reporta las composiciones de los feldespatos analizados para cada etapa evolutiva (tomado de Manrique, 2016).

Para el conjunto de rocas del edificio Tutupaca Reciente, los niveles de Anortita (An) de las plagioclasas se sitúan en el rango de An_{24} a $An_{61.}$ La composición química de los fenocristales que corresponde a los domos, al PDC Paipatja y al enclave se encuentra en el campo de la labradorita, la andesina y la oligoclasa (An_{25-61}), mientras que los productos del PDC Zuripujo y la avalancha de escombros corresponden a la andesina y la oligoclasa (An_{24-48}). Las plagioclasas se caracterizan por la presencia de tres poblaciones distintas (Figura 5.5):

La ***primera*** población (11 vol.%) está compuesta por fenocristales (300-600 µm y ocasionalmente hasta 2 mm) y microlitos, euhedrales a subhedrales, que están maclados y zonados con bordes de reabsorción (Figura 5.5a). También se encuentra intercrecimiento entre los fenocristales de biotita, anfíbol y de esfena en las muestras provenientes de los domos III y V. La mayoría de los cristales de esta población muestran zonaciones oscilatorias ($An_{29-44-31-55}$) y en algunos casos inversas (An_{27-51}).

La ***segunda*** población (~4 vol.%) está compuesta por fenocristales (200-500 µm) subhedrales a euhedrales; presentan bordes de sobrecrecimiento (Figura 5.5b) que miden entre 10 y 35 µ. Estos bordes indican un incremento de los niveles de anortita (An_{42} a An_{61}) y de FeO_t (0.41 a 0.72 wt.%).

La ***tercera*** población (~4 vol.%) está constituida por fenocristales que presentan texturas en tamiz y esponja (Figura 5.5c). Normalmente, esta textura se localiza en el borde, pero algunas plagioclasas también presentan centros alterados.

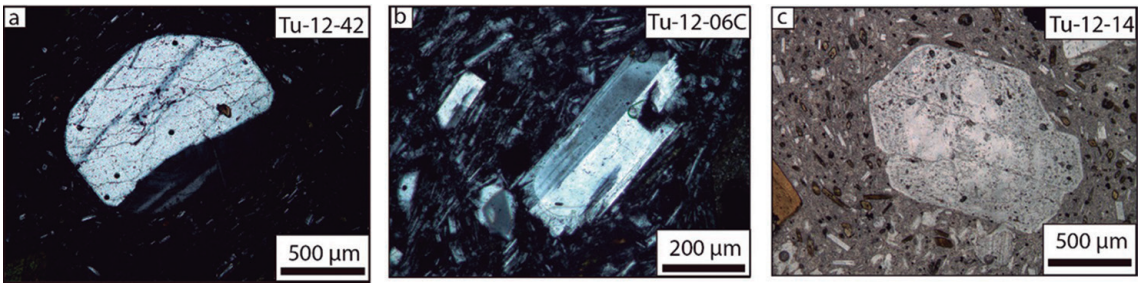


Figura 5.5 a) Fenocristal de la plagioclasa no alterado y con bordes de reabsorción que corresponde a la primera familia (domo V, Tu-12-42); b) Fenocristal euhedral con borde de sobrecrecimiento que corresponde a la segunda familia (bloque denso del PDC Paipatja, Tu-12-06); c) Fenocristal de plagioclasa con textura tipo "spongy" que corresponde a la tercera población (domo VII, Tu-12-14).

***Anfíbol*:** Después de la plagioclasa, el anfíbol es el mineral más abundante de estas rocas (5-10 vol.%). Las fórmulas estructurales se calcularon siguiendo el esquema de Tindle & Webb (1994). Este procedimiento permite efectuar la corrección Fe^{2+}/Fe^{3+}sobre la suma de cationes ($\sum$cationes=13), sobre una base de 23 oxígenos. Según esta clasificación, las muestras de PDC Paipatja y del enclave corresponden a la magnesio-hornblenda, tshermaquita, magnesio-hastingsita, con algunos raros cristales de edenita (Manrique, 2016).

Las muestras presentan 2 poblaciones de anfíboles:

La ***primera*** población presenta fenocristales euhedrales a subhedrales (300-800 µm), de los cuales la mayoría son pobres en aluminio (6-7 wt.% Al_2O_3). Esta población también muestra niveles más bajos de Mg# (=100*Mg/Mg+Fe^T), entre 66 y 57, y una disminución de Mg# hacia los bordes (Figura 5.6a).

La ***segunda*** población está constituida por fenocristales que tienen bordes de sobrecrecimiento (10 y 20 µm), fenocristales zonados y microlitos, los cuales son llamados anfíboles ricos en Al. Algunos fenocristales poseen centros pobres en aluminio y bordes ricos en Al (8-11 wt.% Al_20_3). Los bordes ricos en Al tienen Mg# más elevados que los centros pobres en Al (Mg# de 50 a 70; zonación inversa). El enclave del domo posee únicamente anfíboles ricos en Al que muestran una zonación normal (Mg#68-62).

También se puede observar que algunos anfíboles presentan una oxidación de los bordes hacia el centro, y en algunos casos, el cristal es parcial o totalmente reemplazado por un agregado criptocristalino compuesto de óxidos de Fe-Ti, piroxeno y de plagioclasa (alteración de tipo gabroico, Figura 5.6b).

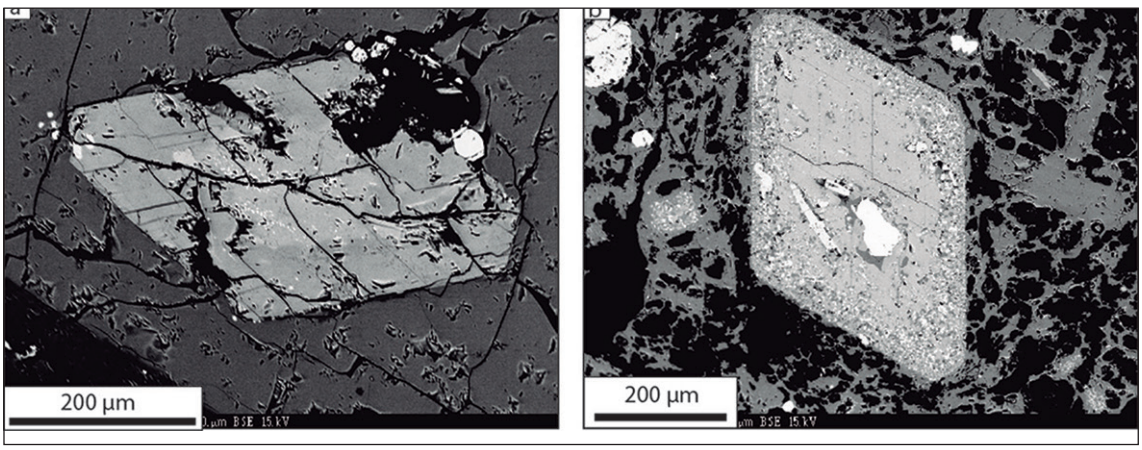


Figura 5.6 a) Fenocristal de anfíbol del enclave, corresponde a la familia pobre en Al; b) Anfíbol rico en Al con un borde de reacción, compuesta de una mezcla de oxidos de Fe-Ti, piroxenos y plagioclasa (alteración de tipo gabroico).

Biotita: Las biotitas están presentes en todas las muestras del Tutupaca Oriental (3 vol.%). Son euhedrales a subhedrales y se pueden encontrar en formas de fenocristales, pero también como inclusiones en algunas plagioclasas y anfíboles. Las biotitas pueden medir hasta 2 mm de diámetro. Las fórmulas estructurales se calcularon sobre la base de 5 oxígenos (Tindle & Webb, 1990). Según la clasificación de Deer et al., (1962) en función de $Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg$ y ^{IV}Al, las micas analizadas están principalmente en los campos de biotita (Figura 5.7).

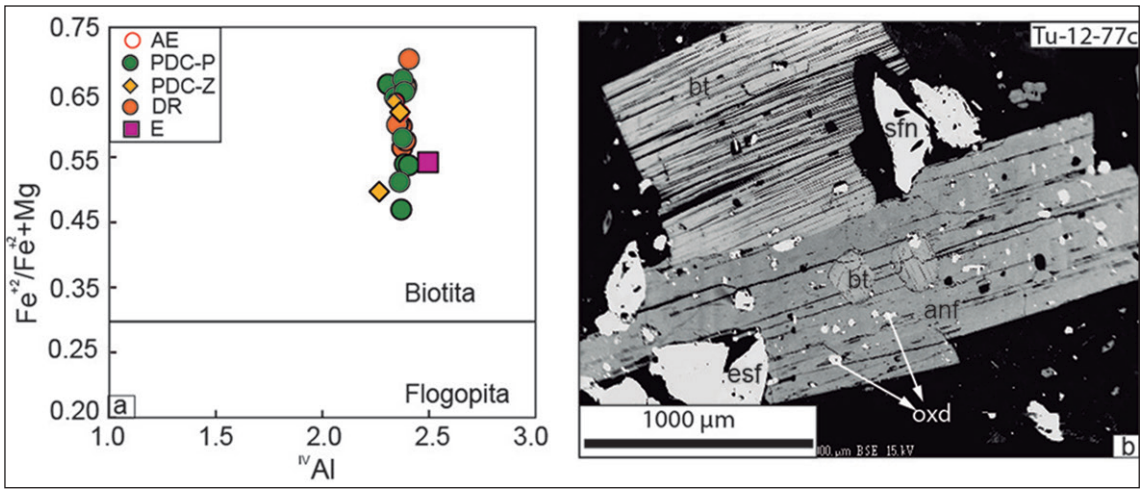


Figura 5.7 a) Las micas analizadas están comprendidas en los campos de biotita. Clasificación de micas según Deer et al., (1962); b) Intercrecimiento entre la biotita, el anfíbol y la esfena (bt-biotita; sfn-esfena; oxd-óxido).

Clinopiroxeno (3 vol.%). Se han identificado fenocristales (< 800 µm), microcristales subhedrales a anhedrales (entre 100 y 250 µm) y microlitos (50 a 100 µm) que se observan en algunos bordes de reacción de anfíboles. Los clinopiroxenos son augitas (Morimoto et al., 1988) y tienen una composición Wo_{41-44}, En_{41-45}, Fe_{12-16} (Figura 5.8). Así como en el anfíbol, los clinopiroxenos presentan bordes de Mg# más elevados (70-80). Es posible de remarcar una ligera zonación inversa en ciertos fenocristales.

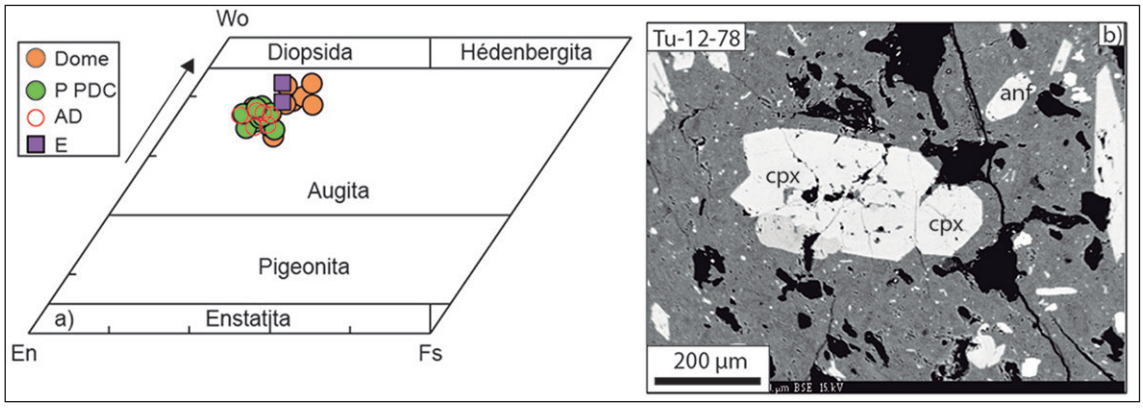


Figura 5.8 a) Clasificación de clinopiroxenos (Morimoto et al., 1988) según productos del Tutupaca Reciente; b) Imágenes de los clinopiroxenos subhedrales (cpx-clinopiroxeno; anf-anfíbol).

Esfena (1 vol.%). Son fenocristales zonados y miden entre 200 y 800 µm. Las esfenas son euhedrales a subhedrales con una forma rómbica. Es posible observar la presencia de abundantes inclusiones de magnetita y de ilmenita. Las esfenas que corresponden al flujo piroclástico Paipatja están casi completamente reemplazadas por óxidos (Figura 5.9).

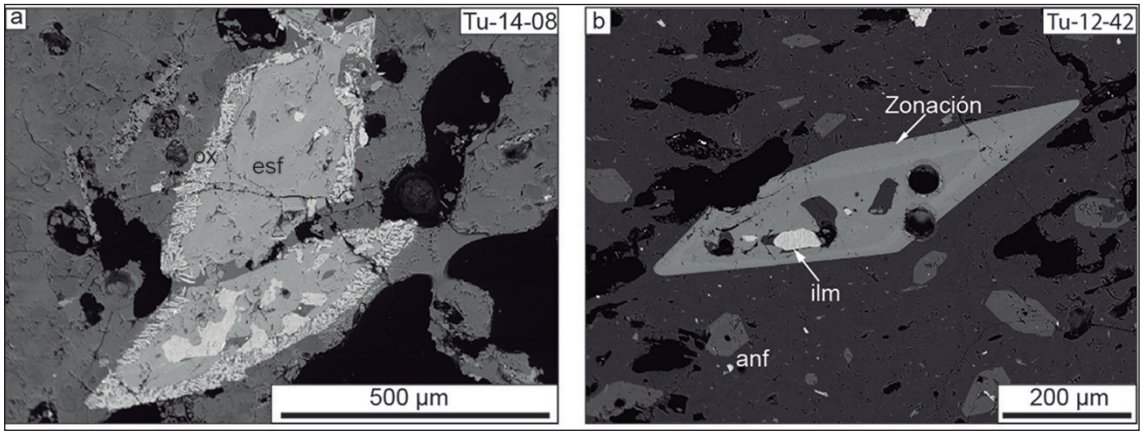


Figura 5.9 a) Los fenocristales de la esfena con bordes ricos en óxidos; b) El fenocristal de esfena con zonación e inclusiones de ilmenita (esf-esfena; ilm-ilmenita; anf-anfibol).

Óxidos de Fe-Ti. Los óxidos se presentan como microfenocristales y microlitos (<100 µm) en la matriz, y como inclusiones en los fenocristales (Figura 5.9 a). Se ha logrado reconocer dos tipos de óxidos: la magnetita, que muestra valores elevados de FeO (80–87 wt.%) y una disminución del FeO en los bordes, mientras que las concentraciones en TiO_2 están comprendidas entre 3–7 wt.%; el segundo tipo de óxido es la ilmenita, que es menos abundante y muestra valores más elevados de TiO_2 (35–36 wt.%) y concentraciones más bajas de FeO (58–59 wt.%).

CAPÍTULO VI
GEOQUÍMICA DE LOS PRODUCTOS VOLCÁNICOS

El estudio geoquímico está basado en las muestras correspondientes a los 3 edificios del CVT. El análisis de elementos mayores y trazas en roca total ha sido realizado a 99 muestras, las cuales fueron tomadas durante los años 2012, 2013 y 2014. Los análisis químicos fueron realizados en el laboratorio Domaines Océanique de la Université de Bretagne Occidentale (Brest, Francia).

Los elementos han sido analizados mediante el método de espectrometría de emisión atómica por acoplamiento inductivo de plasma "ICP-AES" (*Inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy*). Los análisis de elementos mayores han sido recalculados sobre una base anhidra y reportada en un total de 100 wt.%.

A continuación, se presenta el estudio geoquímico de los productos emitidos por el CVT (Figura 6.1). Las muestras tomadas corresponden a flujos de lava, flujos piroclásticos de pómez y ceniza, flujos piroclásticos de bloques y ceniza, flujos de ceniza, caída de pómez y domos.

El edificio Tutupaca Basal está constituido por andesitas y dacitas (2.1–4.6 wt.% K_2O y 58.7–69.6 wt.% SiO_2, Figura 6.1). Los flujos de lava y el PDC "Callazas" están comprendidos por andesitas y dacitas, mientras que los productos más diferenciados (dacitas), corresponden a la caída de pómez "Callazas". Los domos alineados que atraviesan el edificio Basal también están constituidos por andesitas y dacitas (2.5– 3.4 wt.% K_2O y 61.7–68.6 wt.% SiO_2).

Los flujos de lava, los domos y las tefras del Tutupaca Oeste tienen composiciones andesíticas y dacíticas (1.8–4.5 wt.% K_2O y 59.7–69.4 wt.% SiO_2, Figura 6.1). En los domos se han identificado algunos enclaves, los cuales poseen una composición andesítica basáltica (3.7–4.1 wt.% K_2O y 53.9–55.0 wt.% SiO_2). Cabe resaltar que las tefras del Tutupaca Oeste son de composición andesítica a dacítica.

El Tutupaca Reciente está constituido por dacitas (2.9–3.7 wt.% K_2O y 63.2–68.0 wt.% SiO_2). Las concentraciones de sílice en los domos recientes varían entre 64.4 y 66.1 wt.% SiO_2, mientras que los flujos piroclásticos "Paipatja" muestran composiciones un poco más silíceas (65.1–68.0 wt.% SiO_2). Las composiciones más básicas corresponden a los enclaves del domo VII que tienen una composición andesita basáltica (53.0–57.9 wt.% SiO_2).

En los diagramas de Harker se plotean los óxidos en función a la SiO_2, (Figura 6.2). Los diagramas muestran un amplio espectro de composición y permite observar claramente las variaciones geoquímicas. Además, estos diagramas permiten poner en evidencia los procesos que controlan la evolución magmática como la cristalización fraccionada o la mezcla de magmas.

Con respecto a los elementos mayores como el MgO, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3*, CaO (figuras 6.2a, b, d, f) se pueden observar tendencias negativas bien definidas con respecto al SiO_2. Los diagramas de Na_2O (Figura 6.2c) y P_2O_5 presentan una dispersión comprendida entre 59 y 70 wt.% de SiO_2, mientras que el K_2O se incrementa con respecto al porcentaje del SiO_2, y reflejan una tendencia positiva; sin embargo, algunas muestras correspondientes a las tefras del Tutupaca Oeste evidencian una gran dispersión y no siguen la misma tendencia que los otros productos del CVT.

La disminución de CaO (Figura 6.2a) indicaría el fraccionamiento de clinopiroxeno, anfíbol y plagioclasa de andesitas a riolitas. La tendencia negativa del MgO (Figura 6.2b) sugeriría la cristalización del clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíbol, desde las andesitas a dacitas. Por otro lado, la disminución de Fe_2O_3* podría estar asociada al fraccionamiento de la titano-magnetita.

En el diagrama de Na_2O (Figura 6.2c) se puede observar una importante dispersión de datos. Sin embargo, en el Tutupaca Basal se distinguen dos tendencias diferentes: uno de pendiente ligeramente positiva, que corresponde a los flujos de lava — esta tendencia podría indicar procesos de contaminación y/o asimilación durante el proceso de diferenciación—; otra de tendencia poco definida que corresponde al PDC "Callazas" y la caída piroclástica "Callazas". Por otro lado, el Tutupaca Reciente muestra una tendencia negativa, donde los productos más diferenciados corresponden al PDC "Paipatja" (SiO_2 >65 wt.% y Na_2O >3.5 wt.%), dicha tendencia podría sugerir cristalización de la plagioclasa progresivamente más sódica.

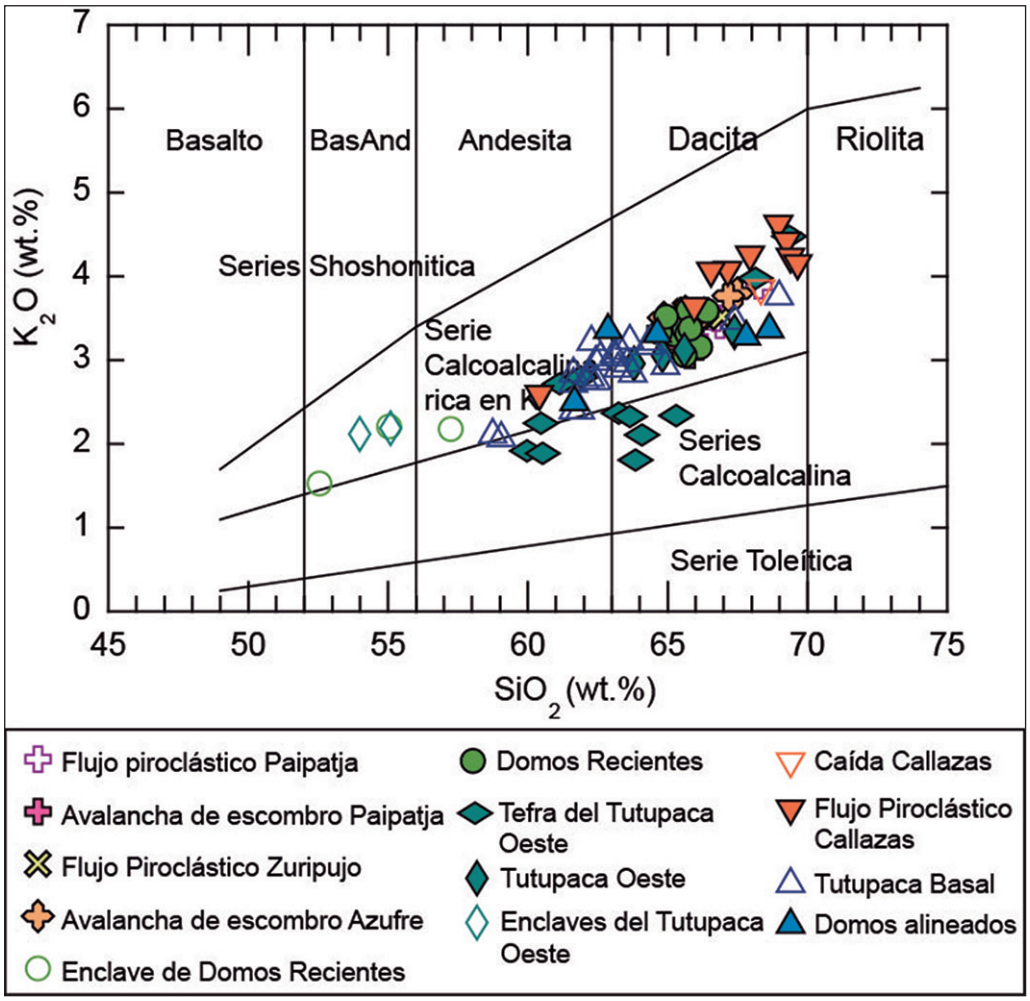


Figura 6.1 En el diagrama de K_2O vs SiO_2 (Pecerillo & Taylor, 1976), se observa que los productos del CVT corresponden a la serie calcoalcalina con alto contenido de K

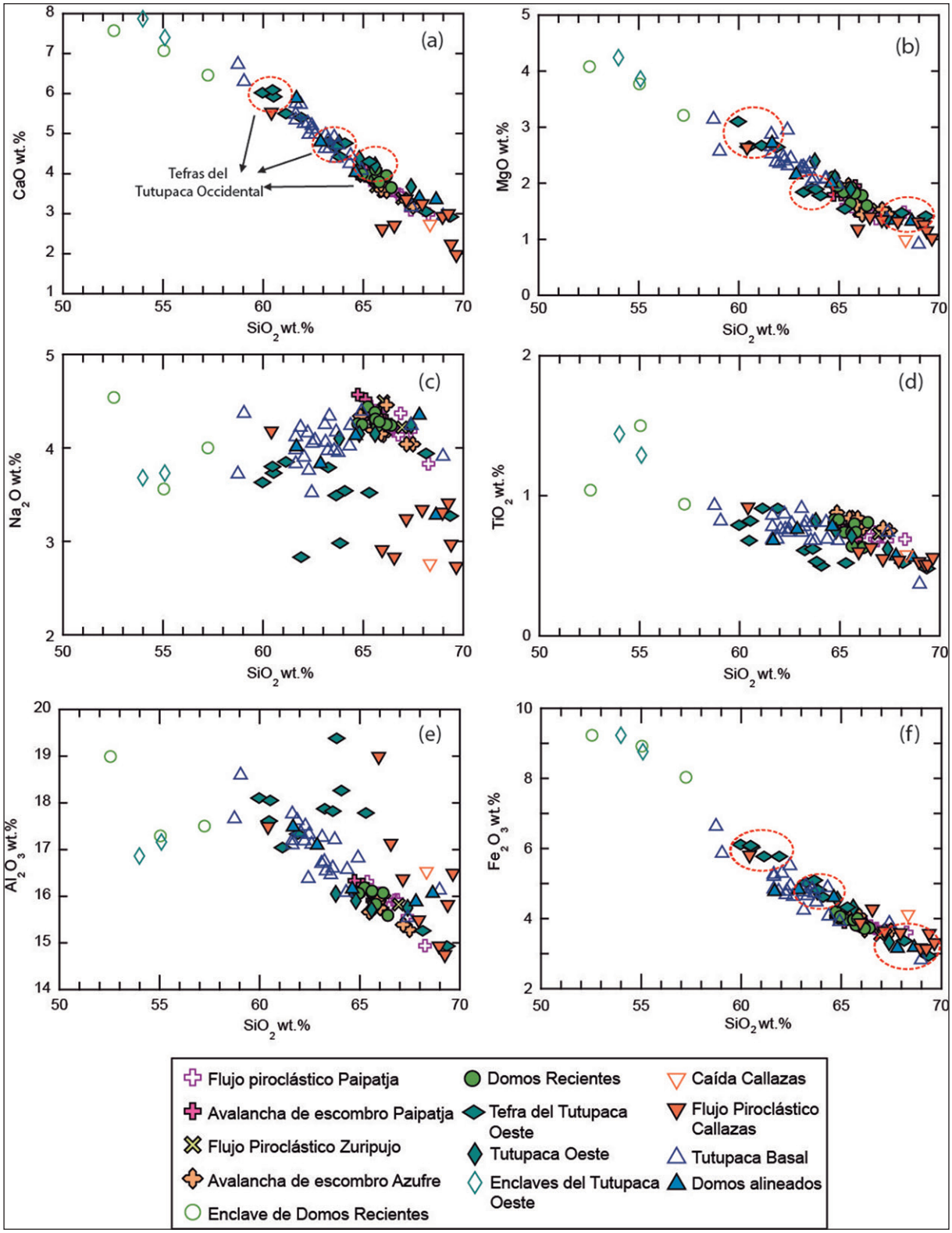


Figura 6.2 Diagramas de Harker que muestran las variaciones de elementos mayores en función de la sílice.

6.3 EVOLUCIÓN DE LOS ELEMENTOS TRAZA

Los elementos traza de las muestras del CVT también se correlacionan con respecto a la sílice (Figura 6.3). Los elementos LILE (elementos litófilos con gran radio iónico) como el Rb y Th muestran correlaciones positivas. Los elementos en transición como el Sc, Ni, V, Co, Y, Cr, HREE (tierras raras pesadas) como el Yb y Dy presentan una tendencia negativa, mientras que los elementos LREE (tierras raras ligeras) como el La, Ce, MREE como el Sm (tierras raras medianas), HFSE (elementos de gran potencial iónico) como el Zr y Nb (HFSE-elementos de gran potencial iónico) muestran una gran dispersión en los datos (Figura 6.3f).

Las tendencias positivas del Rb y Th (Figura 6.3a y b) indican un enriquecimiento de estos elementos en el líquido magmático; aunque la tendencia en ambos diagramas es positiva, se observa dispersión en algunas muestras de las tefras del Tutupaca Occidental (Tu-13-31A, Tu-13-31B, Tu-13-31C, Tu-13-31E, Tu-13-32A, Tu-13-32C, Tu-13-32D). Las muestras del PDC "Callazas" poseen valores elevados de ambos elementos, mientras que los valores más bajos corresponden a los enclaves del Tutupaca Oeste y Tutupaca Reciente.

En el diagrama del Sr (Figura 6.3c), las muestras del PDC Callazas poseen los valores más bajos, mientras que los enclaves del Tutupaca Oeste y Tutupaca Reciente muestran valores elevados. La disminución de este elemento estaría asociado al fraccionamiento de la plagioclasa en el magma.

En el Sc (Figura 6.3d) se observa que las muestras de las tefras asociadas al edificio Tutupaca Oeste evidencian una tendencia negativa. Nuevamente se observa que algunas muestras del Tutupaca Occidental (Tu-13-31A, Tu-13-31B, Tu-13-31C, Tu-13-31E, Tu-13-32A, Tu-13-32C, Tu-13-32D) están fuera de la tendencia, y los valores más elevados corresponden a los enclaves. La disminución de este elemento con respecto a la SiO_2 estaría asociada al fraccionamiento del anfíbol.

El diagrama de V nos muestra que los valores más elevados corresponden a las andesitas de los enclaves, mientras que en el PDC "Callazas", algunas dacitas de los flujos de lava y de la caída Callazas muestran una disminución de este elemento. También se observa que el mismo grupo de tefras (Tu-13-31A, Tu-13-31B, Tu-13-31C, Tu-13-31E, Tu-13-32A, Tu-13-32C, Tu-13-32D) del Tutupaca Oeste está fuera de la tendencia. El empobrecimiento del V (Figura 6.3e) estaría ligado al fraccionamiento de los óxidos de Fe-Ti.

6.4 DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS

Se han realizado diagramas de espectros multielementales de los productos correspondientes a cada edificio del CVT. En estos diagramas se normalizan los datos obtenidos de cada muestra de roca, con respecto a un valor conocido, como por ejemplo la composición del manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

En los diagramas (Figura 6.4) se observa que las rocas del CVT son muy enriquecidas en LILE (Rb, Ba, K, Th) y tierras raras ligeras (LREE: La, Ce). Cabe destacar que lo valores más elevados corresponden al edificio Tutupaca Basal. El P muestra una anomalía negativa que es más marcada en los flujos piroclásticos de pómez y ceniza "Callazas". La anomalía de P puede sugerir el fraccionamiento del apatito (fosfato) y la titano-magnetita. Los elementos de fuerte potencial iónico (HFSE) como el Nb y Zr también presentan anomalías negativas. La anomalía negativa en Nb es más fuerte en las andesitas y dacitas del Tutupaca Basal y Tutupaca Oeste. La anomalía en Zr es más pronunciada en las rocas del domo del Tutupaca Occidental y menos marcada en las tefras del mismo edificio. En el caso del edificio Tutupaca Reciente y el edificio Tutupaca Basal, la anomalía es menos pronunciada.

El bajo enriquecimiento en Ti corresponde a los flujos de lava del Tutupaca Basal; sin embargo, puede observarse un ligero incremento de este elemento en el flujo piroclástico "Callazas" y en las rocas del domo del Tutupaca Occidental. El Y y Yb también muestran bajo enriquecimiento; sin embargo, el flujo piroclástico "Callazas", las tefras y los domos del Tutupaca Oeste muestran un ligero incremento. Es importante mencionar que todos los diagramas nos muestran características propias en márgenes continentales activas de la Zona Volcánica de los Andes (CVZ) (Wilson, 1989).

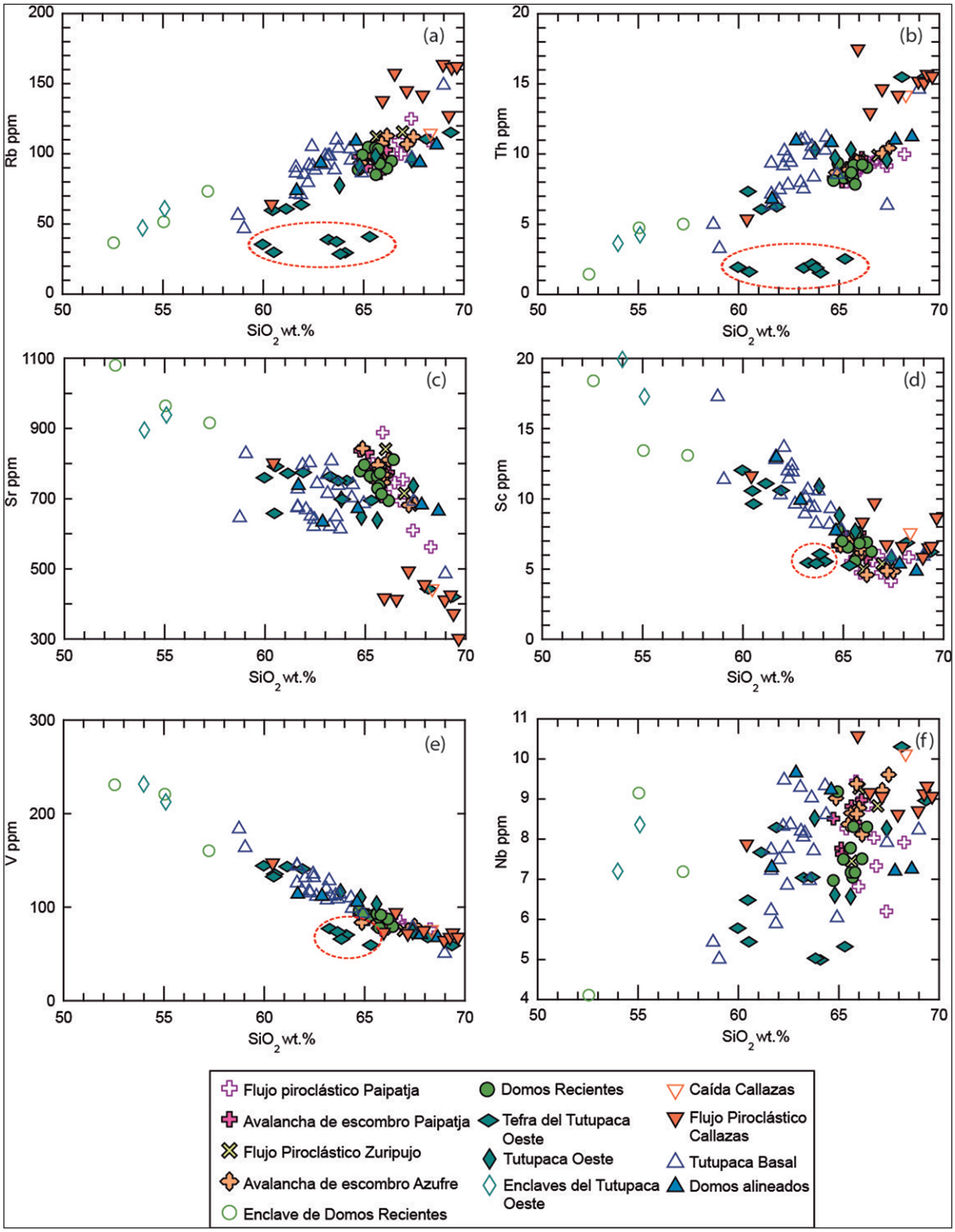


Figura 6.3 Diagramas de Harker que muestran las variaciones de elementos menores en función de la sílice.

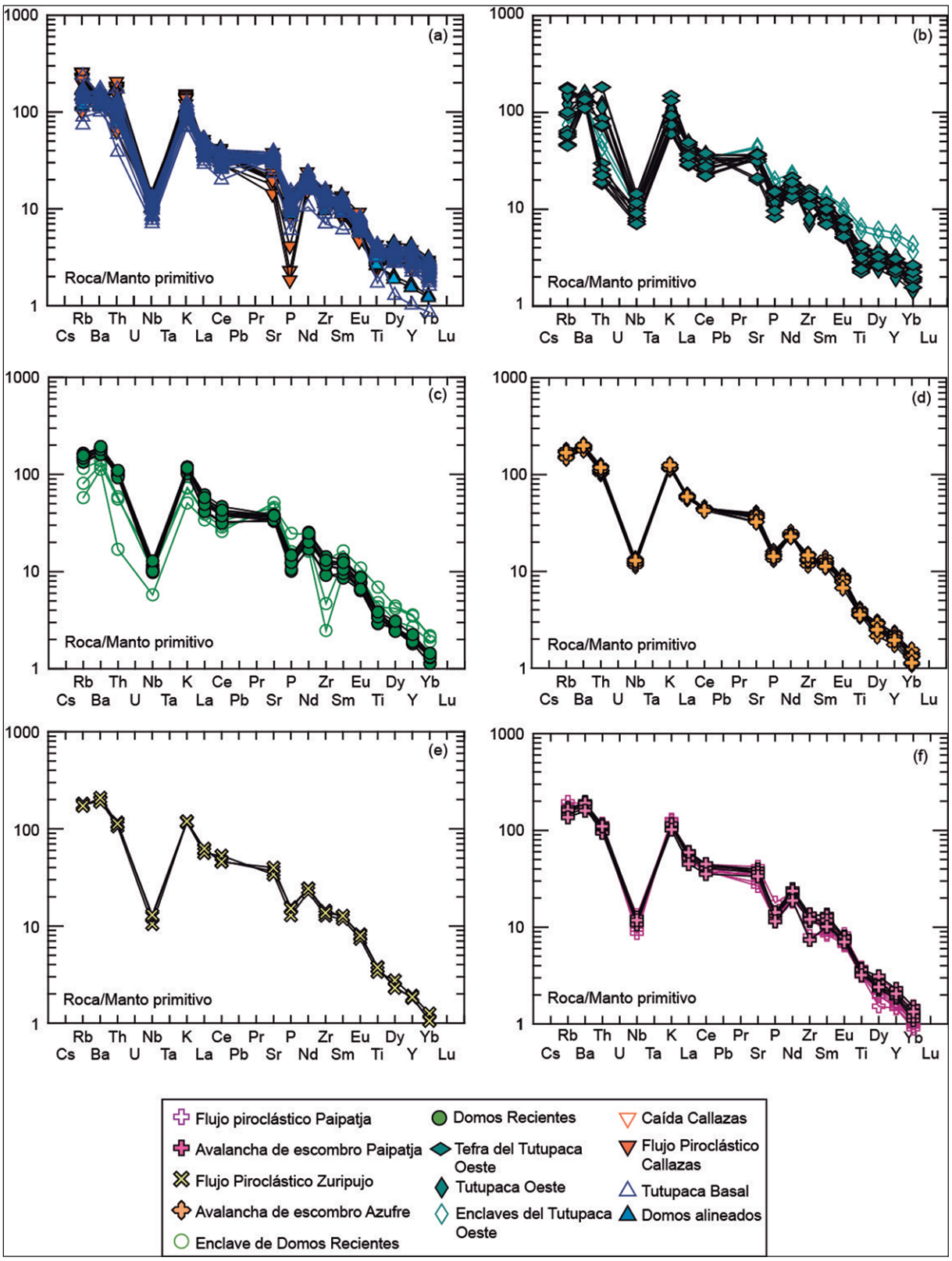


Figura 6.4 Diagramas multielementales de rocas de los edificios del CVT normalizados respecto al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

6.5 DIAGRAMAS DE TIERRAS RARAS

Los espectros de Tierras Raras (REE) de las rocas del CVT, han sido normalizados con relación a las condritas (Sun & McDonough, 1989). En los diagramas se observan patrones similares en los tres edificios del Tutupaca. Así tenemos que el Tutupaca Basal muestra un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE; $(83.2<La_N<163.8)$ y un empobrecimiento en tierras raras pesadas (HREE; $2.5<Yb_N<8.8$). El Tutupaca Oeste presenta características similares, para el caso del LREE $(81.6<La_N<142.2)$ con respecto a HREE $(4.4<Yb_N<13.4)$. Finalmente, el Tutupaca Reciente también muestra enriquecimiento en LREE $(144.1<La_N<181.1)$ y empobrecimiento en HREE $(2.7<Yb_N<4.6)$. Las dacitas del Tutupaca Reciente muestran los valores más bajos en todas las tierras raras, respecto a los otros edificios.

El Er (Figura 6.5) muestra una anomalía negativa bien definida, muy evidente en el flujo piroclástico "Callazas" y en algunas muestras de los domos del Tutupaca Reciente; sin embargo, en los flujos de lava y los domos alineados del Tutupaca Basal, la anomalía es menos marcada, mientras que en las rocas del Tutupaca Oeste esta anomalía es menos evidente.

En el Tutupaca Basal se observa una ligera anomalía negativa del Eu (Figura 6.5). Esto podría indicar que la plagioclasa tuvo un rol importante durante la evolución de las andesitas y dacitas. Por otro lado, esta anomalía no se observa ni en el Tutupaca Basal ni el Tutupaca Reciente, probablemente debido a que el Eu (que está en forma de Eu^{3+}) no fue incorporado dentro de la plagioclasa, lo que reflejaría fuertes condiciones de oxidación (Davison et al., 1990).

Las características observadas en los tres edificios, el enriquecimiento en LREE (tierras raras ligeras) y las bajas concentraciones de HREE (tierras raras pesadas) son típicas en márgenes continentales activos en la Zona Volcánica Central (ZVC).

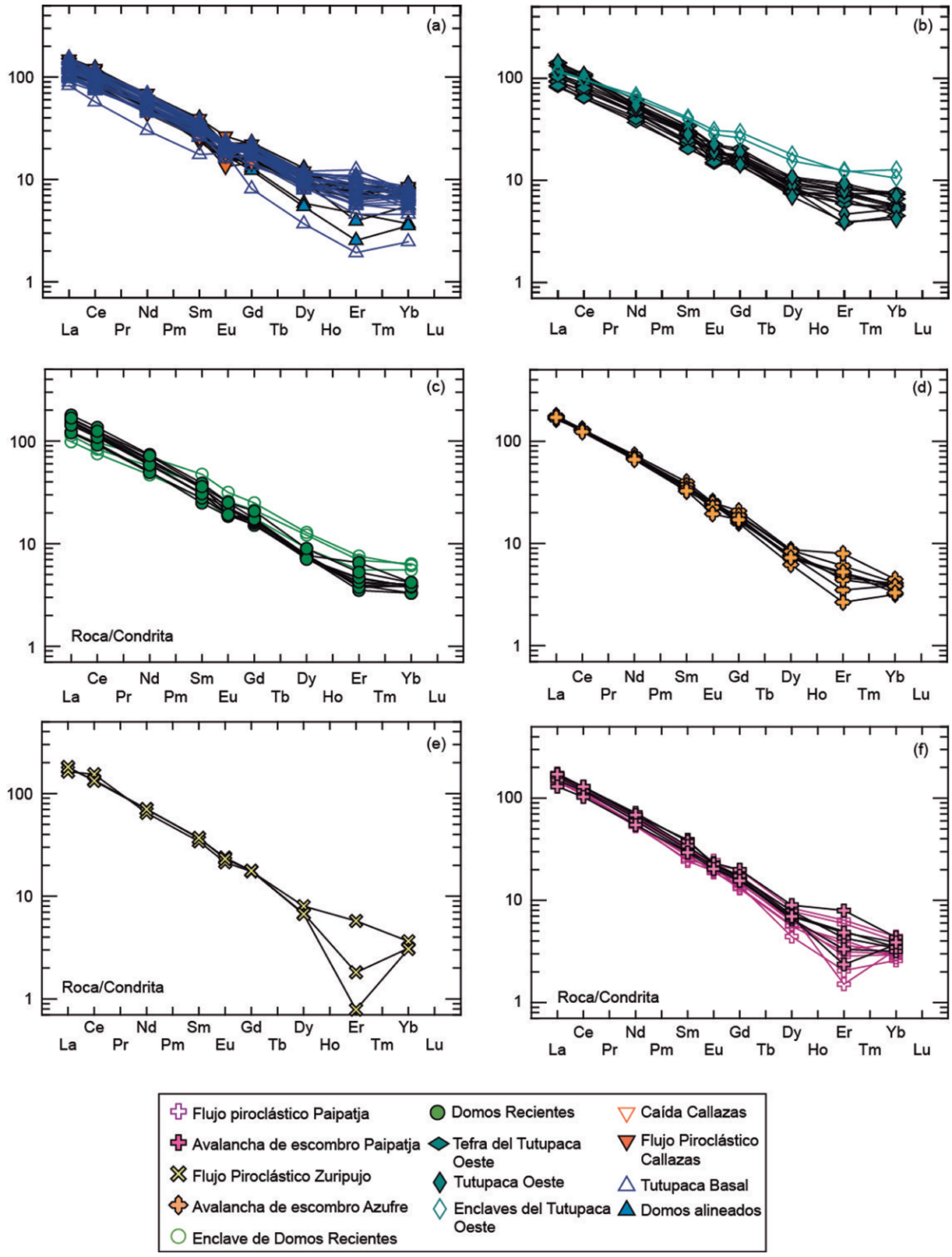


Figura. 6.5 Diagramas de tierras raras normalizadas (Sun & McDonough, 1989).

CAPÍTULO VII

PELIGROS VOLCÁNICOS Y ESCENARIOS ERUPTIVOS EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA

Durante los últimos años han ocurrido alrededor del mundo varios desastres originados por erupciones volcánicas. Estos eventos han mostrado la necesidad de realizar estudios de evaluación y zonificación de los peligros volcánicos. Según Tilling (1993), el peligro volcánico se define como "la probabilidad de que un área determinada sea afectada por procesos o productos volcánicos potencialmente destructivos en un intervalo dado de tiempo".

Diversos estudios han explicado la naturaleza e impactos de los principales peligros volcánicos, los cuales son generados por caídas de ceniza y pómez, flujos de lava, corrientes de densidad piroclástica, flujos de escombros (lahares), avalanchas de escombros y gases volcánicos (Blong, 1984; Tilling, 1993; Blong, 2000; Bignami et al., 2012). Estos peligros son representados en la Figura 7.1. A continuación se describen estos fenómenos volcánicos para el caso del Complejo Volcánico Tutupaca (CVT).

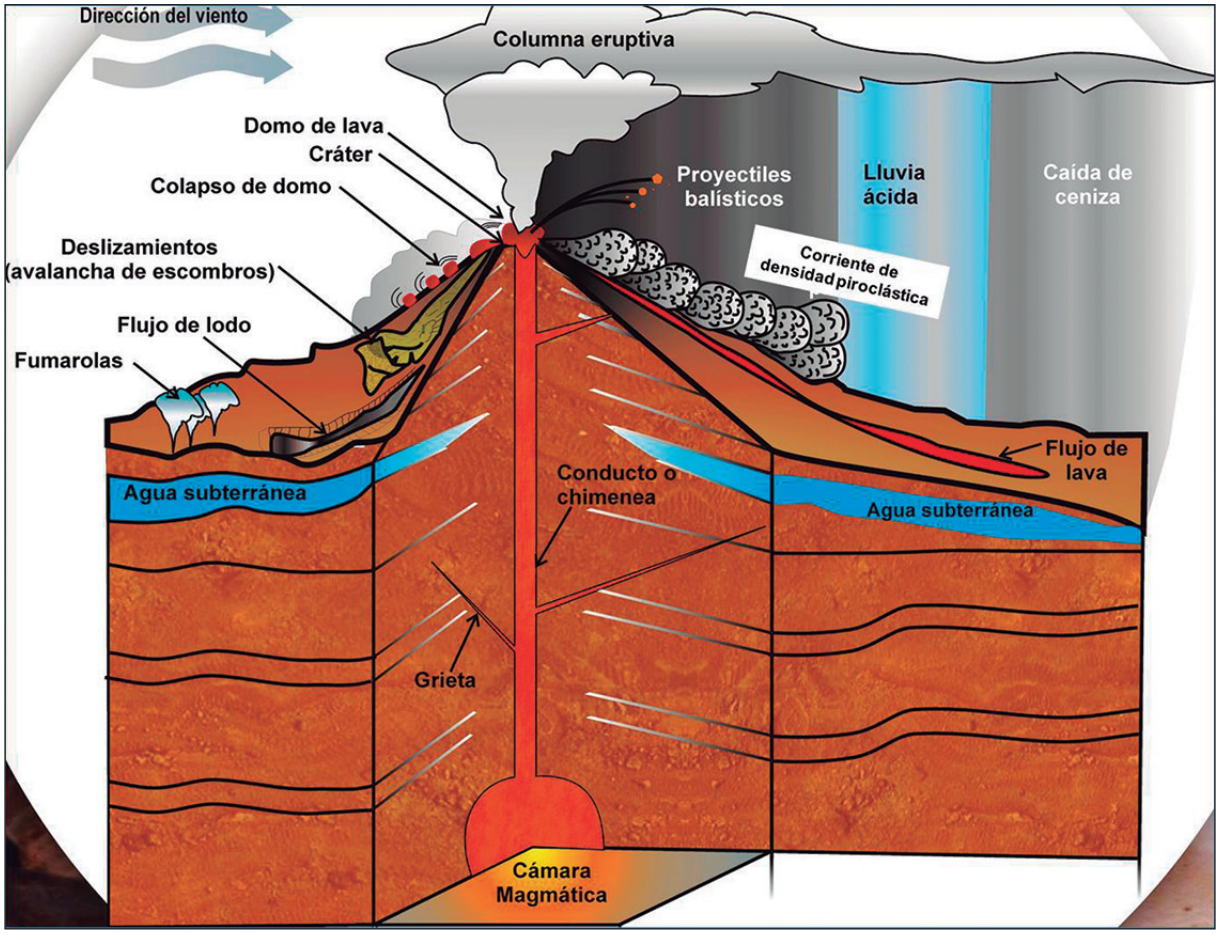


Figura 7.1 Tipos de peligros volcánicos que puede presentar el Complejo Volcánico Tutupaca.

7.1 TIPOS DE PELIGROS VOLCÁNICOS

En el CVT se han identificado hasta seis tipos de fenómenos volcánicos potencialmente destructivos. En orden de importancia estos son: peligros por corrientes de densidad piroclástica, por avalanchas de escombros, por caídas de ceniza y pómez, por flujos de escombros (lahares), por flujos de lava, y por gases volcánicos. A continuación se describen los peligros antes mencionados.

7.1.1 Las corrientes de densidad piroclástica

Las corrientes de densidad piroclástica son masas calientes, con temperaturas que oscilan entre 300 y 800 °C, conformadas por una mezcla de ceniza, pómez, 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 encausa y desplaza por el fondo de las quebradas o valles y otra superior, diluida, compuesta por una nube turbulenta de gases y ceniza que con facilidad sobrepasa los límites del valle y afecta un área importante. Las corrientes de densidad piroclástica destruyen y calcinan todo lo que encuentran a su paso (Tilling, 1993), posiblemente sea uno de los procesos volcánicos más letales y destructivos.

En el CVT se han encontrado por lo menos dos depósitos de corrientes de densidad piroclástica, asociados al edificio Tutupaca Reciente y emplazados durante el último ciclo eruptivo, ocurrido entre 1787 a 1802 d.C. (Samaniego et al., 2015). Estas corrientes de densidad piroclástica se generaron debido al colapso de domos.

Así mismo, los estudios vulcanológicos realizados en otros volcanes del sur del Perú muestran que los volcanes Ticsani, Misti, Ubinas y Ampato emplazaron corrientes de densidad piroclástica originados por el colapso de domos y cuyos depósitos yacen en sus alrededores.

7.1.2 Las avalanchas de escombros

Las avalanchas de escombros se originan por deslizamientos súbitos de una parte de los volcanes. Se forman 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 sus depósitos pueden alcanzar decenas de kilómetros de distancia de la fuente; se desplazan a gran velocidad. Así, por ejemplo, en el caso del volcán St. Helens, para la avalancha se estimaron velocidades del orden de 175 a 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 del Monte St. Helens. La avalancha de escombros tuvo un volumen estimado de 2.5 km^3 y recorrió más de 18 km de la fuente (Brantley & 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, 1993).

En el CVT se han identificado hasta tres depósitos de avalanchas de escombros: uno asociado al edificio Tutupaca Oeste, denominado “Tacalaya”; y dos asociados al edificio Tutupaca Reciente, así como los depósitos de avalancha de escombros “Azufre” y “Paipatja”, este último emplazado el año 1802 d.C. (Samaniego et al., 2015).

En el sur del Perú se han identificado depósitos de avalanchas de escombros asociados a los volcanes Misti, Ubinas y Ticsani.

7.1.3 Las caídas de ceniza y pómez

Las caídas de ceniza y pómez se generan durante erupciones explosivas, cuando los fragmentos de roca son expulsados hacia la atmósfera de forma violenta, formando una columna eruptiva que puede alcanzar varias decenas de kilómetros sobre la superficie y que posteriormente caen sobre la superficie terrestre. 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, luego caen y forman una capa de varios milímetros o centímetros de espesor. Las partículas pueden afectar extensas áreas, de algunas centenas de km^2 a mayores de 800 km^2 (Cas & Wright, 1995). 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, 1993).

En el CVT se han identificado al menos 6 depósitos de caídas de ceniza y lapilli pómez que han sido asociadas a erupciones del edificio Tutupaca Oeste.

En el sur peruano todos los volcanes activos a lo largo de su evolución han presentado actividad explosiva, con la emisión de volúmenes variables de ceniza y lapilli de pómez, los cuales

afectaron poblados, obras de infraestructura y el ambiente. Como ejemplo de ello se pueden citar los efectos provocados por la gran erupción del volcán Huaynaputina —ocurrida en el año de 1600 d.C.— que afectó a todo el sur peruano, o los efectos ocasionados por la actividad intermitente de los volcanes Ubinas, Misti y Sabancaya ocurridos al menos los últimos 500 años. ´

7.1.4 Los flujos de escombros (lahares)

Los flujos de 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. Estos flujos 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.

Estos flujos de escombros 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. Normalmente destruyen todo a su paso, pueden alcanzar grandes distancias (>200 km) e incluso generar inundaciones cerca al cauce de ríos (Tilling, 1989).

En el sur peruano, la mayoría de volcanes activos presentan este tipo de peligro, ya que dichos edificios volcánicos se encuentran en la zona altoandina, normalmente sobre los 3000 msnm, donde ocurrren con frecuencia fuertes precipitaciones dutente los meses de diciembre a abril. También sus cumbres, situadas sobre los 4500 a 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 hielo y generar lahares. El volumen y distancia a recorrer está en función del volumen del hielo, volumen del material suelto, temperatura del material emitido y pendiente del volcán. En los ríos Tacalaya y Callazas, así como en las quebradas, situadas principalmente al sur del CVT, se ha identificado varios depósitos de lahares de mediano volumen.

7.1.5 Los proyectiles balísticos

Los proyectiles balísticos son expulsados por el cráter de forma violenta hacia la atmósfera a velocidades de entre decenas a centenas de metros por segundo y siguen trayectorias balísticas que no son afectadas por la dinámica de la columna eruptiva o por el viento; su impacto se halla restringido a un radio de 5 km desde su centro de emisión (Blong, 1984). Estos tienen diámetros decimétricos y algunos incluso métricos, que al caer en superficie forman cráteres de impacto. El peligro de

impacto por grandes fragmentos es máximo cerca del cráter y decrece al incrementarse la distancia del mismo.

7.1.6 Los gases volcánicos

Los gases volcánicos se originan durante las erupciones volcánicas, donde 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., 1993). También se ha identificado emisiones importantes de gases volcánicos en periodos no eruptivos.

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, 1993).

Actualmente, en las crestas del edificio Tutupaca Reciente, se puede observar emisiones de gases, que pueden alcanzar hasta un poco más de 200 m de altura. Son emisiones de poco volumen y que rápidamente se diluyen.

7.2 ESCENARIOS ERUPTIVOS

A partir del cartografiado geológico detallado (1:25000) y del estudio crono-estratigráfico del complejo volcánico, se ha podido definir la actividad eruptiva pasada del CVT, los dinamismos eruptivos y el alcance de los productos volcánicos (Manrique, 2013; Samaniego et al., 2015; Valderrama et al., 2016). Se ha puesto en evidencia la ocurrencia de erupciones con emplazamiento y posterior colapso de domos, así como la ocurrencia de colapsos sectoriales con emplazamiento de avalanchas de escombros, que eventualmente estuvieron acompañadas de una explosión lateral. También, se han identificado depósitos de caída piroclástica, que evidencian erupciones explosivas.

Para la construcción de escenarios se ha considerado principalmente la actividad eruptiva del edificio Tutupaca Reciente, y de forma complementaria del edificio Tutupaca Oeste. El edificio Tutupaca Oeste está constituido por domos que fueron cubiertos por secuencias lávicas, uno de los cuales

ha sido datado en 34 ± 5 ka (Manrique, 2013; Samaniego et al., 2015). Así mismo, una importante secuencia de depósitos de caída piroclástica que aflora al sur ha sido asociada a este edificio, y su base datada en 10 a 12 ka. Estos datos indican que dicho edificio se mantuvo activo a finales del Pleistoceno e incios del Holoceno. Por otro lado, el edificio Tutupaca Reciente, es el más joven del complejo. Se caracteriza por estar exento de erosión glaciar, lo que sugiere una edad Holocénica del edificio volcánico. Diversas crónicas señalan que el volcán Tutupaca ("Edificio Reciente"), tuvo una importante actividad eruptiva entre 1787 y 1802 d.C. (Zamacola & Jaúregui, 1888; Barriga, 1952). Estos reportes han sido confirmados en el presente proyecto de investigación, ya que cinco dataciones radiométricas obtenidas con el método C^{14} (Tabla 4.1) fueron calibradas para edades calendario y se obtuvieron dos edades; la más importante es el periodo de 1731 a 1802 d.C. (Samaniego et al. 2015). Se trató de un prolongado ciclo eruptivo, donde se registró el emplazamiento y posterior colapso de domos, así como el colapso del sector noreste del edificio volcánico, con el consiguiente emplazamiento de avalanchas de escombros (Samaniego et al. 2015; Valderrama et al. 2016).

Por lo antes explicado se concluye que el edificio Tutupaca Reciente es el que tiene la más alta probabilidad de reactivarse en el futuro. En tal sentido, en el presente trabajo, los escenarios generadores de peligros se han elaborado principalmente para él.

Para la elaboración de los escenarios eruptivos también se han considerado los siguientes aspectos:

- Los dinamismos eruptivos, es decir, los tipos de erupciones que podrían darse en el edificio Tutupaca Reciente.
- 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 CVT, tales como el Sabancaya, Misti, Ubinas y Ticsani.
- La frecuente presencia de nieve en los edificios Tutupaca Reciente y Tutupaca Oeste, especialmente durante las estaciones lluviosas, que ocurren entre los meses de diciembre y marzo.

Se definieron cinco escenarios eruptivos ante una posible erupción del volcán Tutupaca (edificio Tutupaca Reciente): a) crecimiento de domo, acompañado por actividad explosiva de tipo vulcaniano (VEI 1-2); b) crecimiento y colapso de domos con generación de corrientes de densidad piroclástica (VEI 2-3); c) crecimiento de domos con colapso de flanco, emplazamiento de avalanchas de escombros, y erupción lateralmente dirigida (VEI 3-4); d) erupción subpliniana a pliniana, con generación de corrientes de densidad piroclástica (VEI 4-5). A continuación explicamos cada uno de los escenarios antes mencionados.

7.2.1 Primer escenario: crecimiento de domo, acompañado por actividad explosiva de tipo vulcaniano (VEI 1-2)

El crecimiento de domos silíceos acompañados por explosiones de tipo vulcaniano se ha producido en varios volcanes en el pasado reciente. Por ejemplo, entre los años 2004 y 2006, y especialmente el 2006, se produjo el emplazamiento y extrusión de domos en el cráter del volcán Mount St. Helens. El crecimiento del domo estuvo acompañado por leves sismos y pequeñas explosiones vulcanianas, con emisiones de gases y cenizas de poco volumen (Figura 7.2; Schilling et al., 2006). Una erupción similar ocurrió en el volcán Soufrière Hills (Montserrat) entre 1995 y 1997, durante el emplazamiento de un domo silíceo, el cual estuvo acompañado de explosiones vulcanianas (Robertson el al., 2000).

En los 3 edificios del CVT se han registrado emplazamientos de domos, especialmente en el edificio Tutupaca Reciente. Según Manrique (2013), este edificio está constituido por 7 domos de composición andesítica a dacítica (figuras 4.14-4.16), emplazados durante el Holoceno y época histórica. El emplazamiento de estos domos silíceos suelen generar explosiones vulcanianas con emisiones de ceniza.

Por otro lado, durante los últimos años, varios volcanes del sur de Perú han presentado erupciones vulcanianas con VEI entre 1 y 2. Estas erupciones son de tipo explosivo, que emiten materiales juveniles, como ceniza, bloques y bombas. Las explosiones se dan en intervalos de minutos a horas e incluso días, luego de las explosiones se generan columnas eruptivas de hasta 5 km de alto. Por ejemplo, la erupción del volcán Sabancaya, ocurrida entre los años 1987 y 1998, presentó dinamismos de tipo vulcaniano, con VEI 1-2. 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). La actual erupción del volcán Sabancaya, que se inició en septiembre de 2016, también es de tipo vulcaniano con un VEI máximo de 2. La columna eruptiva alcanzó alturas máximas entre 3 y 6 km (Figura 7.3), y el depósito de ceniza posee espesores entre 2 y 4 mm a distancias entre 12 y 16 km del cráter (Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 2017; Figura 7.4).

En el CVT no se han encontrado depósitos de caída de ceniza de erupciones vulcanianas asociados al edificio Tutupaca Reciente. Específicamente, asociados al ciclo eruptivo de 1787 a 1802 d.C., solo se encontraron depósitos de corrientes de densidad piroclástica y avalanchas de escombros.

Por lo antes citado, se concluye que es **muy probable** que en el volcán Tutupaca se dé el siguiente escenario: crecimiento de domos, acompañado por actividad explosiva de tipo vulcaniana (VEI 1-2), con emisiones de ceniza de afectación local y emplazamiento de proyectiles balísticos en las cercanías.

Por otro lado, es frecuente la formación de lahares durante la ocurrencia de erupciones vulcanianas, sobre todo en volcanes que poseen casquetes glaciares, cobertura de nieve, y en regiones que presentan fuertes precipitaciones. Esto sucedió en erupción del volcán Sabancaya de 1988-1997, con VEI 2, donde se generaron lahares en quebradas aledañas al volcán Sabancaya, Ampato y Hualca Hualca, en noviembre 1990 y mayo 1995). Algunos lahares alcanzaron el río Colca, situado a más de 15 km al norte del cráter del Sabancaya (Mariño, 2012). Se trató de lahares de pequeño volumen, posiblemente de 0.5 a 1 millón de m^3.

En la zona del CVT, durante los meses de enero a marzo se producen fuertes precipitaciones. También, debido a las bajas temperaturas, el edificio Tutupaca Oeste presenta un pequeño casquete glaciar y el edificio Tutupaca Reciente presenta una cobertura de nieve (figuras 2.2 y 2.3).

En caso de una erupción del volcán Tutupaca, con IEV 1-2, lahares de bajo a moderado volumen, entre 300 000 y 500 000 m^3, pueden descender por las quebradas y ríos que drenan principalmente por el oeste, sur y este del CVT (quebradas Azufre Grande, Azufre Chico, Vilaque, Vilacota, Quilcata, Zuripujo; ríos Callazas y Tacalaya), y alcanza entre 7 y 15 km de distancia (Figura 8.4).

Figura 7.2 Domo de más de 100 m de altura, registrado en el cráter del volcán Monte St. Helens, el 28 de abril del 2006 (Fotografía de D. Dzurisin, USGS).

Figura 7.3 Explosión vulcaniana del volcán Sabancaya registrada el 06 de marzo de 2017, que formó una columna eruptiva de gases y ceniza de aproximadamente 2 km de altura. Fotografía del Ingemmet-OVI.

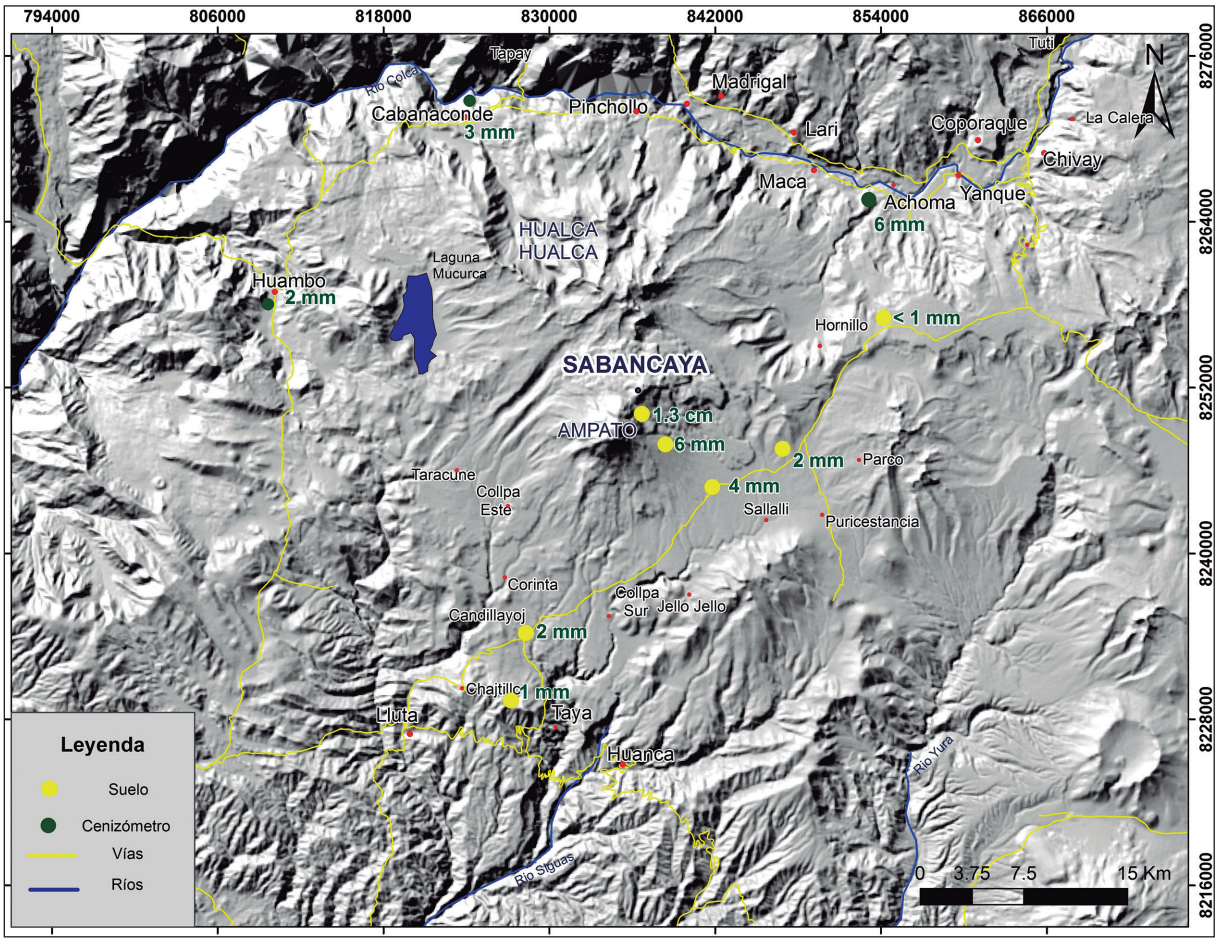


Figura 7.4 Espesores de ceniza medidos en los alrededores del volcán Sabancaya, entre el 31 de julio y 1 de agosto de 2017 (Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 2017).

7.2.2 Segundo escenario: crecimiento y colapso de domos con generación de corrientes de densidad piroclástica (VEI 2-3)

En volcanes con una alta tasa de extrusión de domos, suele producirse el colapso de los domos debido a factores gravitacionales o por una limitada desgasificación. El colapso de domos genera corrientes de densidad piroclástica, denominados también nubes ardientes. Ejemplos clásicos de este tipo de procesos se tienen en varios volcanes, tales como en la erupción del volcán Merapi en el 2006 y 2010 (Figura 7.5; Charbonnier & Gertisser, 2008; Komorowski et al., 2013). Durante la erupción del 2006 del volcán Merapi, las corrientes de densidad piroclástica alcanzaron de 6 a 7 km de distancia (Charbonnier & Gertisser, 2008). También un ejemplo lo representa la erupción del volcán Unzen (Japón) de junio de 1991, cuando el colapso de un domo generó un flujo piroclástico de bloques y ceniza que alcanzó alrededor de 4.5 km de distancia y provocó la muerte de 43 personas (Miyabuchi, 1999; Figura 7.6). Otro ejemplo de este tipo de eventos, de crecimiento y colapso de domos con generación de corrientes de densidad piroclástica, lo representa la erupción del volcán Soufrière Hills, producido entre 1995 y 1999 (Robertson et al., 2000; Voight et al., 2002). Finalmente, una alta tasa de crecimiento de domos y colapsos de los mismos lo representa la erupción del volcán Chaitén, entre mayo del 2008 y diciembre del 2009, donde se registraron tasas de crecimiento entre 9,2 y 26,6 m^3/s, que provocaron el colapso parcial del complejo de domos (Valenzuela, 2011).

Este escenario está basado principalmente en el evento que emplazó el depósito de corriente de densidad piroclástica "Zuripujo", datado en 190 ± 30, 220 ± 30 y 230 ± 30 aBP (Samaniego et al., 2015; Figura 4.34). Estos depósitos afloran entre 6 y 9 km al este del edificio Tutupaca Reciente (Figura 4.34 y Mapa Geológico). Las corrientes de densidad piroclástica se generaron debido al crecimiento y colapso gravitacional del domo.

El emplazamiento y posterior colapso de domos en el edificio Tutupaca Reciente es probable debido a la alta viscosidad de las lavas y el registro geológico encontrado. Las corrientes de densidad piroclástica podrían emplazarse preferentemente en las quebradas ubicadas al noreste y este del edificio Tutupaca Reciente, ya que la cicatriz de colapso se encuentra abierta en dicha dirección. Sin embargo, en caso de que los domos rellenen completamente el anfiteatro, las corrientes de densidad piroclástica también pueden emplazarse en las quebradas ubicadas al suroeste, sur y sureste del edificio Tutupaca Reciente. Estas corrientes de densidad piroclástica podrían alcanzar alrededor de 9 km de distancia, similar al alcance del depósito de corriente de densidad piroclástica "Zuripujo".

Por lo antes descrito, se concluye que este escenario, con emplazamiento y posterior colapso de domos, con generación de corrientes de densidad piroclástica (VEI 2-3) es **probable** en el volcán Tutupaca.

Figura 7.5 Corrientes de densidad piroclástica generados por el colapso de domos del volcán Merapi, el 29 de octubre de 2010. Fotografía de Andry Prasetyo, REUTERS.

Figura 7.6 Corrientes de densidad piroclástica que descienden por los flancos del volcán Unzen (Japón), registrado el 23 de junio de 1993. Fotografía de Setsuya Nakaa Kyushu.

7.2.3 Tercer escenario: crecimiento de domos con colapso de flanco, emplazamiento de avalanchas de escombros y erupción lateralmente dirigida (VEI 3-4)

El emplazamiento de domos de importante volumen puede originar la inestabilidad de un edificio volcánico y eventualmente ocasionar un colapso sectorial del mismo, dando lugar al emplazamiento de avalanchas de escombros. A su vez, el colapso sectorial puede provocar una descompresión violenta de un cuerpo de magma poco profundo y desencadenar erupciones explosivas laterales (*lateral blast*) (Belousov, et al., 2007). En estos casos, los depósitos piroclásticos están asociados con los depósitos de avalanchas de escombros, como ha podido verse, por ejemplo, durante las recientes erupciones de los volcanes Bezymianny en 1956 (Belousov, 1996), Mount St. Helens en 1980 (Hoblitt et al., 1981) y Soufrière Hills, Monserrat en 1997 (Voight et al., 2002). Es importante tener en cuenta que en los volcanes Bezymianny y Mount St. Helens la fuente del colapso y posterior explosión lateral fue un cripto-domo, mientras que en Soufrière Hills, Monserrat, la fuente de la explosión fue el crecimiento exógeno (en superficie) de un domo.

Los mecanismos del colapso, transporte y emplazamiento simultáneo de avalanchas de escombros y corrientes de densidad piroclástica han sido mejor entendidos a partir de la erupción del volcán St. Helens del 18 de mayo de 1980 (figuras 7.7 y 7.8). En dicha ocasión se estima que la avalancha de escombros se desplazó a más de 240 km/hora, recorrió más de 24 km de la fuente y tuvo un volumen aproximado de 2.3 km^3 (Glicken, 1996).

Este escenario está basado en el emplazamiento de los depósitos de avalancha de escombros “Paipatja” y los depósitos de corriente de densidad piroclástica “Paipatja”. En función de la distribución de los afloramientos de ambos depósitos y sus relaciones estratigráficas se concluye que el evento explosivo y colapso de flanco estuvieron íntimamente relacionados, y se dieron de forma casi simultánea (Samaniego et al., 2015). Las corrientes de densidad piroclástica “Paipatja” se originaron durante una erupción explosiva dirigida hacia el cuadrante NE del volcán, debido al colapso del flanco noreste del edificio Tutupaca Reciente.

El depósito de corriente de densidad piroclástica “Paipatja” alcanzó entre 6 y 12 km de distancia, principalmente al noreste del anfiteatro (Figura 4.34). El volumen total estimado fue de orden de 6.5-7.5 × 107 m^3, correspondiente a una erupción con VEI 3 (Samaniego et al., 2015). Los depósitos de avalancha de escombros “Paipatja” alcanzaron más de 9 km de distancia

(en dirección noreste; Figura 4.34), y llegó a cubrir un área aproximada de 12 a 13 km^2.

Dada la morfología actual del Tutupaca, este escenario se produciría únicamente si se tuviese el crecimiento de un domo que fuera lo suficientemente grande como para desbordar el actual anfiteatro. Por lo antes citado —el crecimiento de domos y colapso de flanco, el emplazamiento de avalanchas de escombros, y una erupción lateralmente dirigida (VEI 3-4)— se concluye que este escenario es **poco probable** en el volcán Tutupaca.

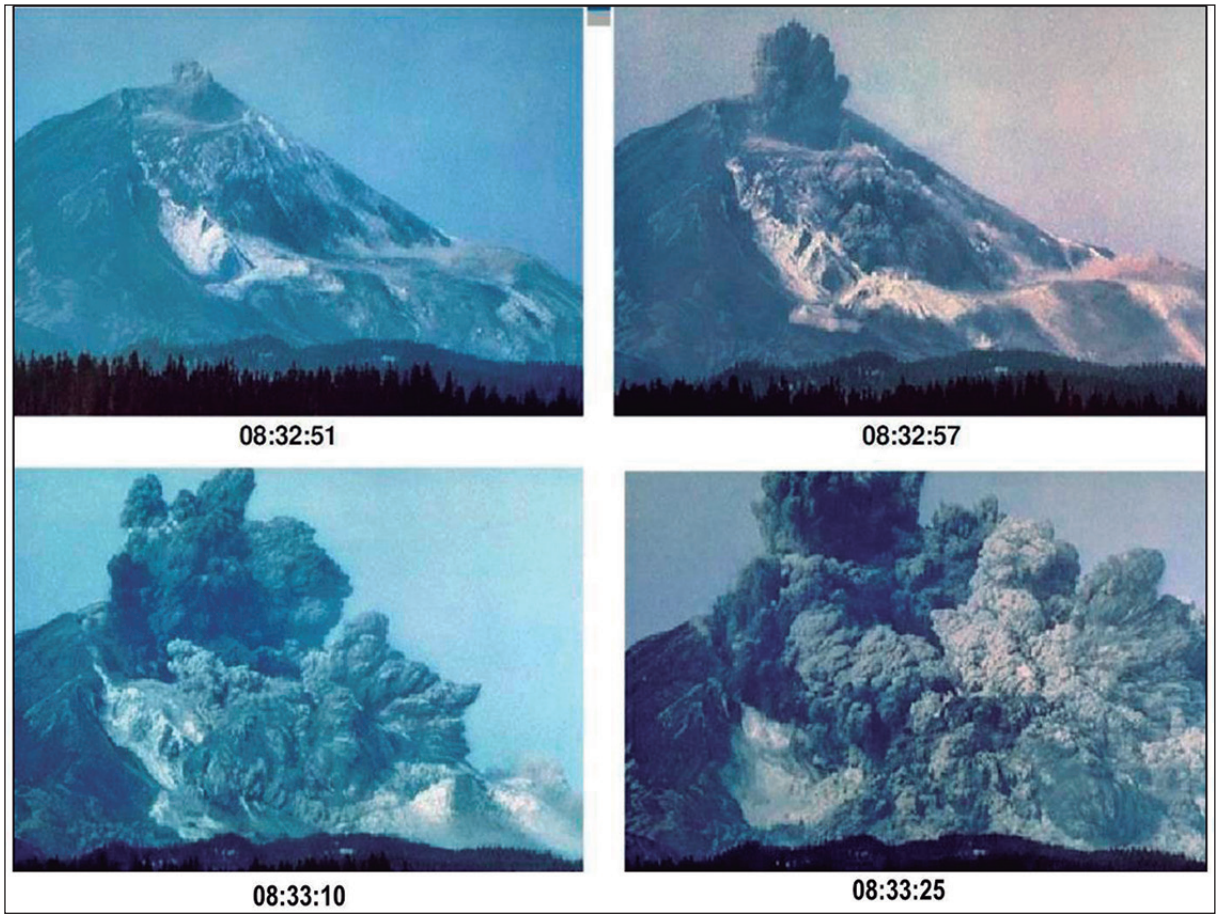


Figura 7.7 Secuencia fotográfica que muestra el colapso del flanco norte del volcán monte St. Helens del 18 de mayo de 1980, y la explosión lateralmente dirigida (lateral blast). Fotografía de USGS.

Figura 7.8 Cicatriz en forma de herradura originada por el colapso de flanco del volcán monte St. Helens de mayo de 1980. La cicatriz mide aproximadamente 1.5 km de diámetro (Foto de LynTopinka, USGS, 19/05/1982).

7.2.4 Cuarto escenario: erupción subpliniana a pliniana, con generación de corrientes de densidad piroclástica (VEI 4-5)

Las erupciones de tipo subplinianas a pliniana con VEI 4 a 5, son erupciones extremadamente violentas. Estas pueden generar columnas eruptivas que llegarían a alcanzar más de 20 km de altura sobre el cráter, afectar a más de 800 km^2 y originar importantes depósitos de caída piroclástica y, ocasionalmente, flujos piroclásticos (Sigurdsson et al., 2000). Son erupciones violentas debido a que el magma, en la mayoría de los casos, es ácido y posee alto contenido de gases. Se emite un gran volumen de material piroclástico, la ceniza puede ser dispersada a varias decenas de kilómetros de distancia. En este tipo de erupciones también se pueden generar importantes lahares que serían canalizados en quebradas y valles aledaños al volcán.

Podemos citar como ejemplo la erupción pliniana del volcán Chaitén (Chile), que tuvo un VEI 4, donde la columna eruptiva alcanzó poco más de 10 km de altura (Figura 7.9), el volumen de tefras emitido fue mayor a 1.7 x 10^8 m^3 y la isópaca de 1 mm pasa a poco más de 200 km de distancia del cráter (Carn et al., 2009).

Varios volcanes del sur del Perú, tales como el Misti, Ubinas y Ticsani, han presentado erupciones vulcanianas, subplinianas y plinianas con VEI 4-5 (Thouret et al., 2001; Rivera et al., 1998; Mariño & Thouret, 2003). Por ejemplo, la erupción del volcán Misti de hace 2050 años B.P. tuvo VEI 4, emplazó depósitos de caída piroclástica en toda el área de Arequipa, las isópacas de 50, 10 y 5 cm pasaron aproximadamente a 6, 19 y 28 km al suroeste del cráter (Figura 7.10; Thouret et al., 2001; Cobeñas et al., 2012). En base al análisis de isópacas, Cobeñas et al. (2012) estimaron entre 0.2 a 0.6 km^3 el volumen mínimo del depósito de caída, con una columna eruptiva entre los 22 y 24 km de altura. Por su parte, la erupción pliniana del volcán Ticsani con VEI 4, que originó el depósito de caída de lapilli pómez "Ticsani Gris", datado en 10,600 ± 80 años AP, emplazó caídas de pómez a distancias mayores a 50 km del cráter; la isópaca de 1 cm pasó a 48 km de distancia (Figura 7.11; Mariño & Thouret, 2003).

No se han encontrado depósitos de caída de erupciones con VEI 4-5 asociados al edificio Tutupaca Reciente. Sin embargo, se ha encontrado una secuencia de depósitos de caída piroclástica que aflora al sur del CVT, donde se tiene por lo menos 6 depósitos de caída que han sido asociados al edificio Tutupaca Oeste. De estos, los depósitos "Gris marrón" y "Pómez gris", podrían estar asociados con erupciones subplinianas y plinianas con VEI 4-5. Esto se basa en que presentan espesores decimétricos y máximos tamaños de líticos y pómez de orden centimétrico, en afloramientos situados entre 15 y 28 km del cráter.

Las corrientes de densidad piroclástica también pueden ser producidas por este tipo de erupciones. Varios ejemplos sustentan esta afirmación. Por ejemplo, la erupción del volcán Misti de hace 2050 años B.P. (VEI 4) generó corrientes de densidad piroclástica que alcanzaron hasta 13 km de distancia del cráter, en dirección sur y suroeste (Cobeñas et al., 2012).

La posibilidad de ocurrencia de erupciones en el edificio Tutupaca Reciente es baja, pues no ha presentado erupciones subplinianas y plinianas con VEI 4-5, aunque por analogía con otros volcanes similares, la posibilidad de ocurrencia no puede ser excluida completamente.

Durante las erupciones con IEV 3-4, también pueden generarse lahares, especialmente si las corrientes de densidad piroclástica se emplazan sobre casquetes glaciares y originan la fusión de hielo y nieve (Major & Newhall, 1989).

El cono del edificio Tutupaca Reciente está cubierto por una capa de nieve durante algunos meses del año, especialmente en enero y julio. Por otro lado, el edificio Tutupaca Oeste posee un casquete glaciar que se encuentra a menos de 1.5 km del edificio Tutupaca Reciente (figuras 2.1 y 2.2). Durante una erupción con VEI 4-5, las corrientes de densidad piroclásticas pueden cubrir fácilmente estos dos edificios y fundir parcialmente el casquete glaciar y la cobertura de nieve, lo cual originarían lahares. También se pueden generar lahares durante fuertes precipitaciones que usualmente ocurren en la zona del CVT entre diciembre y marzo.

En caso de una erupción con IEV 4-5 del volcán Tutupaca, lahares de moderado a alto volumen, entre 1 000 000 y 3 000 000 m^3, pueden descender por las quebradas y ríos que drenan principalmente por el oeste, sur y este del CVT, tales como las quebradas Azufre Grande, Azufre Chico, Vilaque, Vilacota, Quilcata, Zuripujo, y los ríos Callazas, Tacalaya y Camilaca, que alcanzan entre 20 y un poco más de 30 km de distancia (colores naranja y amarillo de la Figura 8.4).

Por lo antes descrito se concluye que este escenario en el volcán Tutupaca de erupción subpliniana a pliniana, con generación de corrientes de densidad piroclástica (VEI 4-5) es **muy poco probable**.

Figura 7.9 Erupción explosiva del volcán Chaitén (Chile) el 2 de mayo de 2008. La columna eruptiva alcanzó más de 10 km de altura (Fotografía de SERNAGEOMIN).

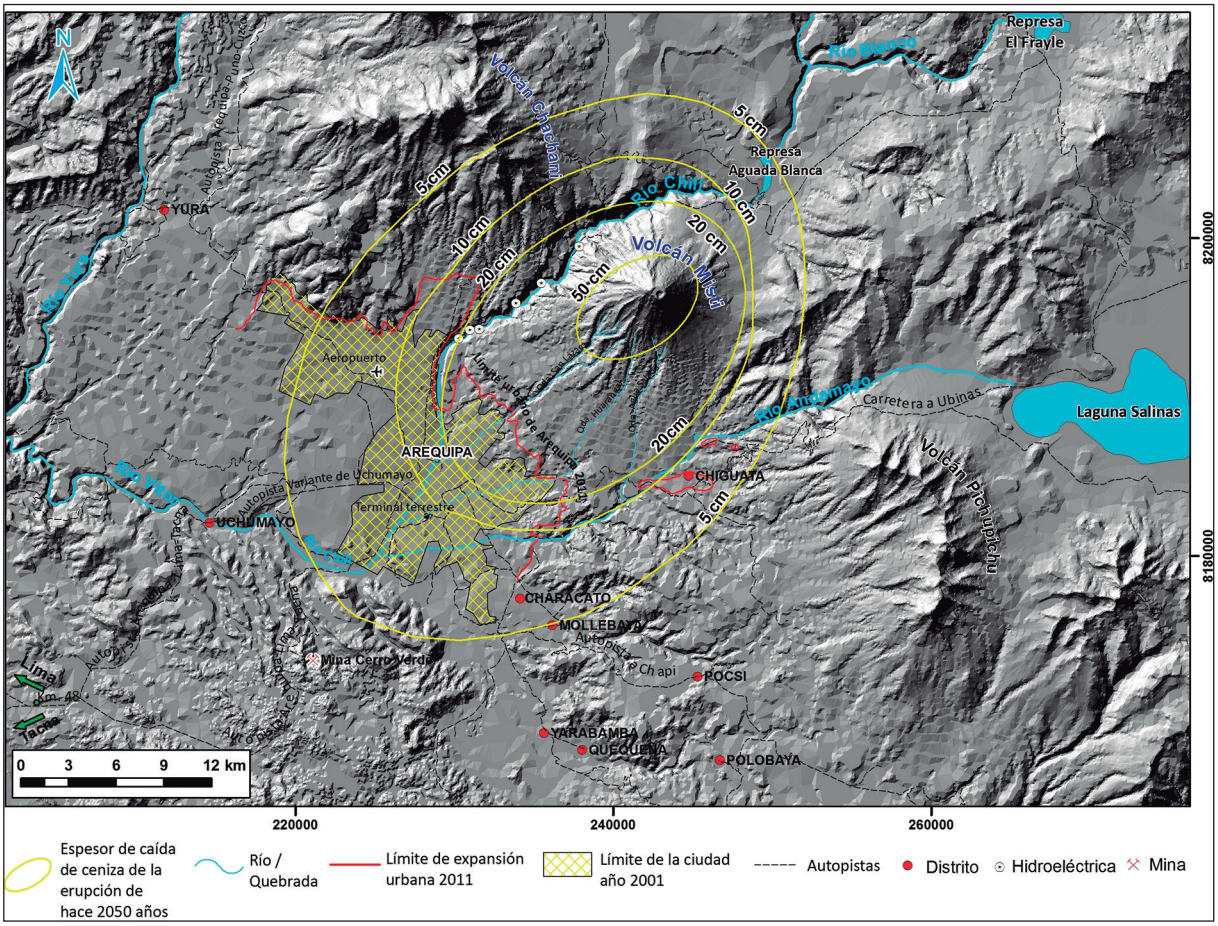


Figura 7.10 Mapa de isópacas del depósito de caída de ceniza asociado a la erupción del volcán Misti de 2050 años B.P. (modificado de Thouret et al., 2001).

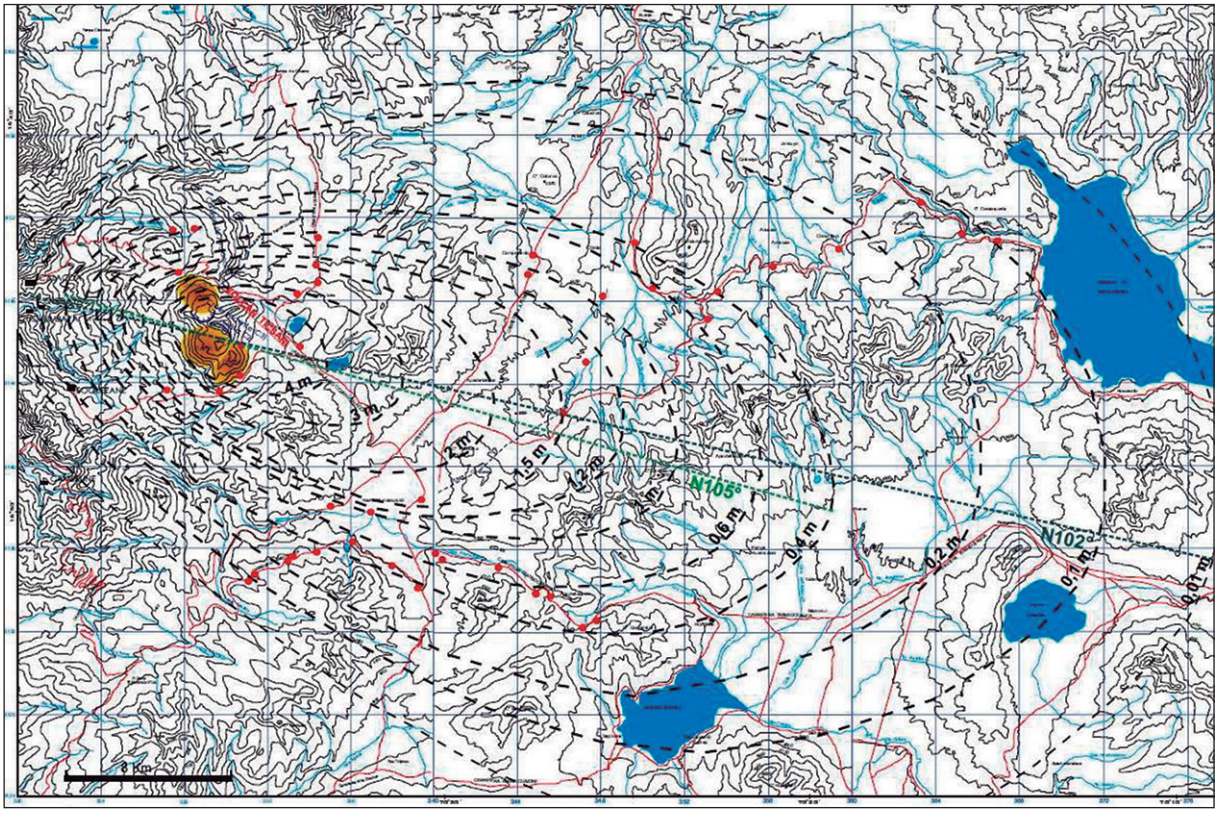


Figura 7.11 Mapa de isópacas del depósito de caída de lapilli pómez "Ticsani Gris", del volcán Ticsani (tomado de Mariño &Thouret, 2003).

CAPÍTULO VIII
MAPA DE PELIGROS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA

8.1 INTRODUCCIÓN

Es importante definir qué es un mapa de peligros volcánicos, para qué fines se elabora, para qué público y cuales son los lineamientos mínimos que se deben tener en cuenta durante la elaboración de estos mapas. A continuacion se tratará de dar respuesta a estas interrogantes.

¿Qué es un mapa de peligros volcánicos?

Un mapa de peligro volcánico es información cartográfica donde se muestra el grado de peligrosidad volcánica de las áreas adyacentes a un determinado volcán. En estos mapas se representan las zonas susceptibles a ser afectadas por uno o varios fenómenos volcánicos potencialmente destructivos, en caso de una erupción de determinadas características, definidos previamente como escenarios generadores de peligros (Consejo de Defensa Suramericano, 2015). Es importante mencionar que algunos peligros volcánicos no están asociados necesariamente a un proceso eruptivo, como los lahares y avalanchas de escombros, que pueden producirse también en épocas de tranquilidad volcánica.

En los mapas se representan cartográficamente la extensión probable de todos los productos que un volcán es capaz de generar durante una futura erupción y que pueden provocar daños en su entorno; se presupone que el comportamiento eruptivo sea similar al que ha presentado a lo largo de su historia eruptiva, principalmente, durante los últimos miles a cientos de años. Además, este mapa debe mostrar qué áreas están fuera de peligro y pueden servir como refugios en caso de una erupción.

¿Para qué fines se elaboran los mapas de peligros volcánicos?

Los mapas de peligros volcánicos son elaborados para ser utilizados en la planificación del crecimiento urbano de las ciudades, para planificar obras de infraestructura, para ser utilizados durante la gestión de una crisis volcánica, especialmente para definir las rutas de evacuación, sitios de refugio e identificar las zonas en riesgo frente a dicha erupción. Los usos o aplicaciones de los mapas de peligros también dependerán de la escala de dichos mapas. Por ejemplo, los mapas de peligros de escala regional no pueden ser usados en planificación urbana. Finalmente, estos mapas deben ser utilizados en la implementación de acciones de educación en la población, orientados a reducir el riesgo de desastres de origen volcánico en las comunidades.

¿Cuál es el destinatario de los mapas de peligros volcánicos?

Contrariamente a lo que piensan muchos especialistas en el tema, los mapas de peligros no son elaborados para la comunidad geocientífica (geólogos, vulcanólogos, geofísicos). Estos mapas son elaborados para el siguiente público objetivo:

- Autoridades y funcionarios de gobiernos (nacional, regional y local) que trabajan en gestión del riesgo de desastres (GRD), así como en planificación y proyectos de desarrollo.
- Profesionales y técnicos (ingenieros, arquitectos) que construyen obras de infraestructura, tales como puentes, carreteras, represas, hidroeléctricas, entre otros.
- Profesionales que trabajan en procesos de Zonificación Económica Ecológica y Ordenamiento Territorial (ZEE-OT).
- Poblaciones que viven en zonas de riesgo volcánico.
- Profesores y estudiantes de los tres niveles.

8.2 LINEAMIENTOS PARA LA ELABORACIÓN DEL MAPA DE PELIGROS

En la elaboración del mapa de peligros del volcán Tutupaca se tomaron en cuenta los lineamientos para la preparación, representación y socialización de mapas de amenazas/peligros, elaborado por el Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas (PMA, 2008), así como de otras guías, tal como Crandel (1980), (Tilling, 1993), entre otros. A continuación se indican los más importantes lineamientos seguidos:

- La evaluación del peligro fue realizada por los geólogos y vulcanólogos del Ingemmet en base a datos científicos disponibles. Cabe señalar que de ninguna manera se comprometió o se llegó a un acuerdo por influencia de los posibles usuarios del mapa.

- Los criterios para evaluar el peligro fueron la recurrencia y severidad de los diferentes fenómenos volcánicos y se utilizó preferentemente el término *posibilidad* y no *probabilidad*, ya que no se dispone de suficientes datos para un análisis estadístico.
- El rango de tiempo utilizado para construir los escenarios y evaluar los peligros fue el de los últimos 50 mil años (Pleistoceno tardío y Holoceno), rango basado en la estratigrafía principalmente de los edificios Tutupaca Oeste y Tutupaca Reciente. Sin embargo, se puso un mayor énfasis en los fenómenos volcánicos acaecidos durente el Holoceno (últimos 10 000 años), es decir los más recientes.
- Para la evaluación de los peligros y construcción de los escenarios, se tuvo en cuenta toda la información geológica, cronológica, geoquímica, petrológica disponibles e histórica.
- Se contó con bases cartográficas actualizadas y en formato digital.
- Se tuvo en cuenta el análisis de procesos que han ocurrido en otros volcanes considerados como "análogos" al volcán Tutupaca.
- Se efectuó un análisis de la actividad histórica del volcán Tutupaca, especialmente los eventos entre 1787 a 1802 d.C.
- Se adecuó el lenguaje científico inicial del mapa a uno más sencillo y corto, de fácil comprensión, debido a que está dirigido a usuarios que normalmente no poseen formación geocientífica.
- En el mapa de peligros se incluyó información descriptiva de modo que el mapa sea autosuficiente; es decir, no necesita de una memoria descriptiva para que los usuarios entiendan su significado.
- Se incluyeron los nombres de los autores en el mapa, así como el nombre de la institución de donde proceden.
- Los datos de la base cartográfica están claramente especificados; estos son "escala", "simbología" y/o "leyenda".
- Se utilizaron los colores rojo, naranja y amarillo en la zonificación de los peligros; sin embargo, la separación de estas zonas no están dadas por líneas negras. Estos límites de peligrosidad, dado por los límites de los colores, son solo referenciales, pues ayudan a un mejor entendimiento del mapa, ya que en la práctica, los límites de las zonas de peligrosidad son más bien gradacionales.
- Se incluyó a los usuarios en la edición gráfica del mapa, como una manera de recibir sus sugerencias sobre la forma de representación del mismo.
- Se utilizaron *softwares* de modelización de los procesos, en particular LaharZ y cono de energía.

De forma complementaria, en la edición del mapa se redujo el texto y se añadió información gráfica, como diagramas y fotos, para explicar algunos procesos; se identificaron las potenciales rutas de evacuación en caso se produjera una erupción volcánica, así como zonas críticas, es decir, áreas con infraestructura o pueblos ubicados en zonas de alto peligro.

La elaboración de los mapas de peligros del volcán Tutupaca comprendió 4 etapas principales: 1) recopilación e interpretación de información; 2) estudios geológicos; 3) identificación y caracterización de peligros; 4) definición de los niveles de peligrosidad y diseño de los mapas de peligros volcánicos. Los trabajos específicos de cada etapa se mencionan en la Figura 8.1.

Se han elaborado tres mapas de peligros para el CVT: el mapa de peligros múltiples de la zona proximal, el mapa de peligros por lahares, y el mapa de peligros por caída de ceniza y pómez. Todos estos mapas, a diferente escala, han sido integrados para una mejor visualización en un solo formato A0 (Mapa de peligro, Mapa 2).

8.3 MAPA DE PELIGROS MÚLTIPLES DE LA ZONA PROXIMAL

La zonificación del mapa de peligros múltiples de la zona proximal se elaboró para corrientes de densidad piroclástica, avalanchas de escombros, lahares, proyectiles balísticos y eventualmente flujos de lava. El mapa se elaboró a escala 1/50 000 y para una mejor visualización del relieve y ubicación, se representó sobre un Modelo de Elevación Digital (DEM) de 12 m de resolución. También se incluyó información de infraestructura (canales, pueblos, carreteras y puentes) y toponimia.

Para la representación de las zonas susceptibles a ser afectadas por los diferentes fenómenos volcánicos antes mencionados, se empleó tres colores: las zonas de alto peligro en color rojo, de moderado peligro en naranja y de bajo peligro en amarillo (Figura 8.3). La zona cercana al cráter (rojo) es la más peligrosa porque puede ser afectada con mayor frecuencia por todos los fenómenos, mientras que la zona amarilla representa áreas que pueden ser afectadas por pocos fenómenos y solo en erupciones de gran magnitud.

8.3.1 Metodología para la zonificación de peligros de la zona proximal

El alcance de las corrientes de densidad piroclástica y avalanchas de escombros fue determinado mediante la metodología denominada "cono de energía" desarrollada por Malin & Sheridan, (1982). Esta metodología ha sido bastante

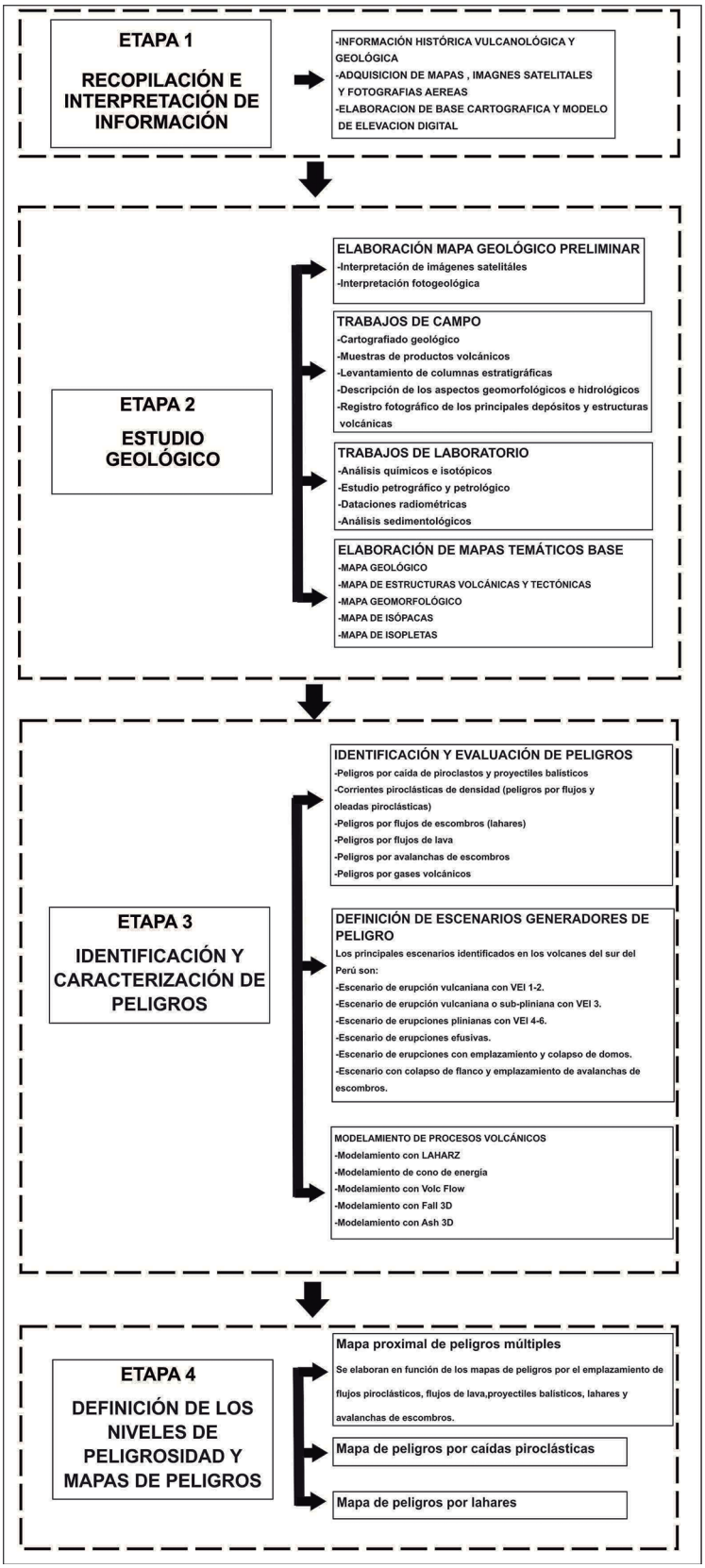


Figura 8.1 Etapas que comprendió la elaboración de los mapas de peligros del CVT.

utilizada para definir las zonas de peligro proximales alrededor de un volcán. El 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 (Figura 8.2). 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. Esta etapa fue realizada con el módulo "cono de energía" del programa Laharz (Schilling, 1998).

Para realizar la delimitación de las zonas, se debe introducir previamente dos parámetros: el coeficiente H/L y una altura Ho (m). 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, Ho será igual a 0; mientras que para el colapso de una columna eruptiva (por ejemplo evento pliniano) se estimará la altura sobre el cráter de dicho colapso (generalmente entre 100 y 1000 m). En función de los escenarios propuestos previamente, que contempla el emplazamiento de corrientes de densidad piroclástica por colapso de domos y por una explosión lateralmente dirigida (*lateral blast*), así como el colapso de flanco con emplazamiento de avalanchas de escombros, el valor estimado de Ho fue igual a 0.

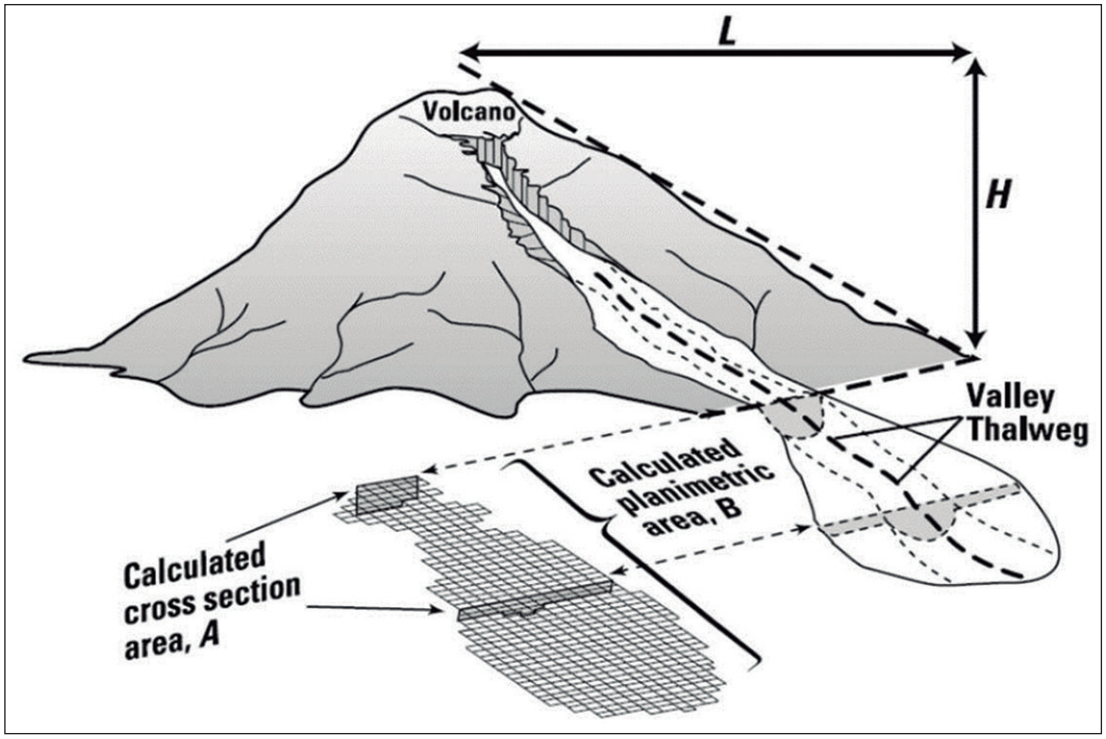


Figura 8.2 Relaciones entre la zona de peligro proximal alrededor de un volcán y las áreas, en sección transversal (A) y planimétrica (B), inundadas por un evento lahárico (Schilling, 1998).

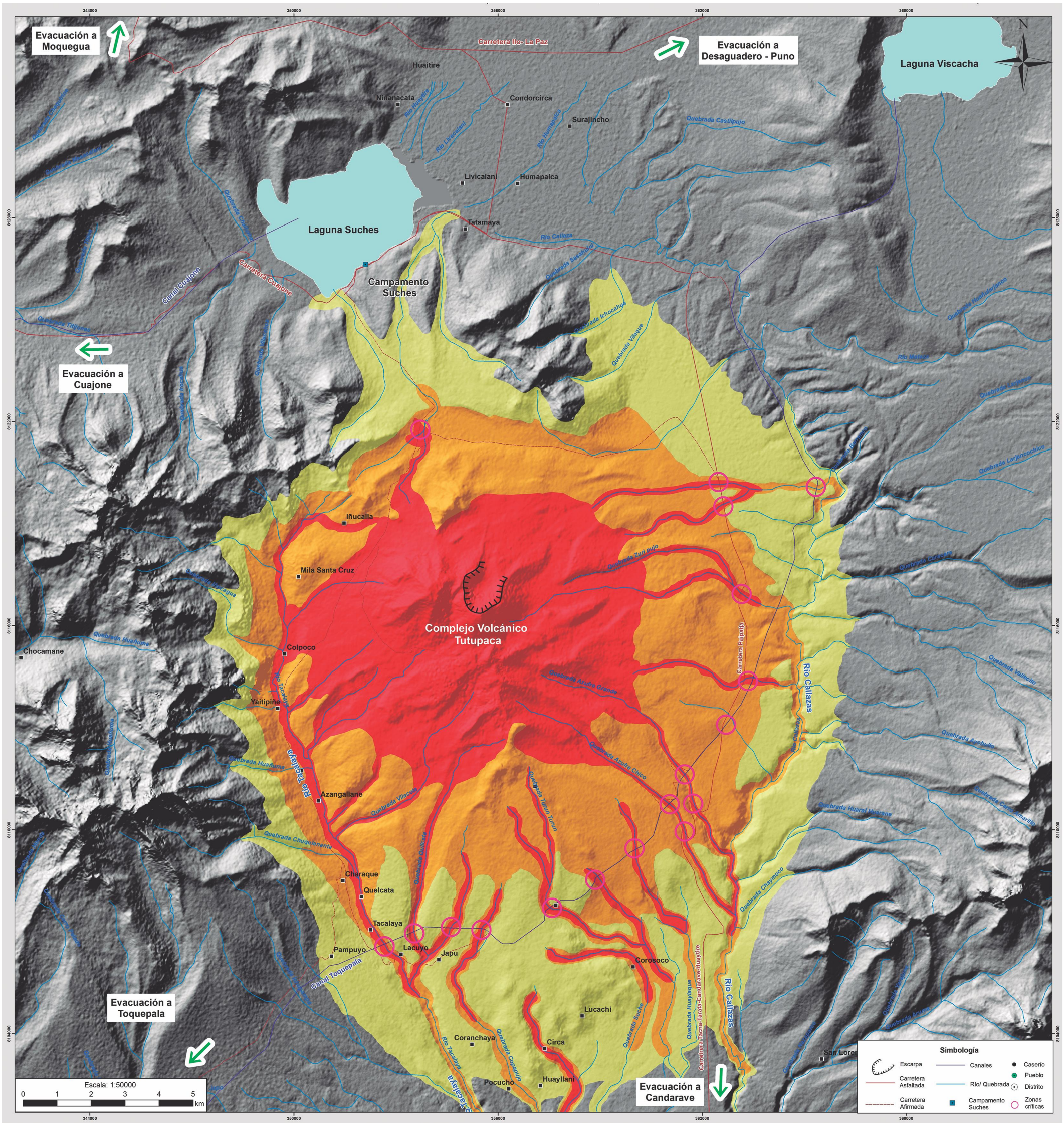


Figura 8.3 Mapa de peligros múltiples de la zona proximal del CVT.

8.3.2 Zona de alto peligro (rojo)

Para delimitar la zona de alto peligro —color rojo en el mapa (Figura 8.3)—, se consideró el primer y segundo escenario, que contempla el crecimiento y colapso de domos con generación de corrientes de densidad piroclástica, el cual fue descrito en acápites anteriores. Para la delimitación se consideró el valor 0.22 para la relación H/L, que es frecuente para corrientes de densidad piroclástica originadas por colapso de domos que poseen baja a mediana movilidad. También consideramos bajo este escenario que la actual cicatriz de colapso fue rellenada por la intrusión de nuevos domos y posteriormente estos colapsaron, a la altura de la cima del edificio Tutupaca Reciente. Por ello se consideró 0 para el valor de Ho.

Los alcances máximos obtenidos para las corrientes de densidad piroclásticas se encuentran entre 5 y 6 km de distancia de la cicatriz de colapso del edificio Tutupaca Reciente, hacia el sur, sureste, suroeste y este, mientras que las menores distancias, entre 2 y 4 km, están hacia los flancos norte, noreste y oeste (Figura 8.3). Estos recorridos menores se explican por la presencia de barreras topográficas, como el cerro Banco y el edificio Tutupaca Oeste (Figura 8.3).

Los límites obtenidos también coinciden con los del depósito de corriente de densidad piroclástica "Zuripujo", que aflora al este del edificio Tutupaca Reciente (Figura 4.34). También, en varios volcanes del sur, se han registrado alcances de menos de 6 km para varias corrientes de densidad piroclástica, generados por el colapso de domos. Por ejemplo, en el volcán Ticsani se han identificado numerosos depósitos de corrientes de densidad piroclástica, entre 4 y 6 km de distancia de la fuente (Mariño, 2002).

Por otro lado, en la zona de alto peligro, se ha delimitado la zona que puede ser afectada por el impacto de proyectiles balísticos, generados durante erupciones pequeñas a moderadas (vulcanianas, VEI 1-2). Dicho límite se encuentra a 3 km de la fuente propuesta (Figura 8.3). Se estableció este límite debido a que durante recientes erupciones vulcanianas ocurridas en el sur del Perú, los proyectiles balísticos no sobrepasaron los 3 km de distancia. Por ejemplo, durante la erupción del volcán Ubinas 2006-2009, el alcance máximo de proyectiles balísticos fue cercano a 2 km (Rivera et al., 2010; Mariño et al., 2011); también en la erupción del volcán Ubinas del 2014, los proyectiles balísticos alcanzaron distancias máximas entre 1500 y 2500 m (Mariño et al., 2014); y durante la erupción del volcán Sabancaya de 1988-1998, alcanzaron menos de 1.5 km (Thouret et al., 1994).

En resumen, la zona de alto peligro (en color rojo, Figura 8.3) puede ser severamente afectada por corrientes de densidad piroclástica generadas por el colapso de domos, proyectiles balísticos y lahares. Debido a su cercanía al volcán y a sus características geomorfológicas, es la zona de mayor peligro.

8.3.3 Zona de moderado peligro (naranja)

Para delimitar la zona de moderado peligro —color naranja en el mapa (Figura 8.3)—, se consideró el crecimiento de domos, desestabilización y colapso de flanco, con emplazamiento de avalanchas de escombros y corrientes de densidad piroclástica. Para la delimitación, se consideró el valor 0.16 para la relación H/L, que es frecuente para corrientes de densidad piroclástica y avalanchas de escombros que poseen mediana a alta movilidad. También se consideró, bajo este escenario, que la actual cicatriz de colapso fuera rellenada por la intrusión de nuevos domos y posteriormente se produjera el colapso del flanco. Por ello, se consideró 0 para el valor de Ho.

Los alcances máximos obtenidos para las avalanchas de escombros se encuentran entre 8 y 10 km de distancia de la cicatriz de colapso del edificio Tutupaca Reciente, en el sector sur (Turun Turun), suroeste (río Tacalaya), este (río Callazas) y sureste (quebradas Azufre Grande y Azufre Chico); mientras que las menores distancias están entre 5 y 7 km, en los sectores noroeste (nacientes del río Tacalaya), norte (cerro Vilaque) y noreste (Pampa Paipatja; Figura 9.3). Las menores distancias alcanzadas se explican por la presencia de barreras topográficas y la cota más elevada de dicha zonas.

Los límites de la zona de moderado peligro coinciden con los máximos alcances de los depósitos de avalancha de escombros "Paipatja", cuyos afloramientos se pueden observar hasta 9 km de distancia de la fuente, en cuyas características se basa el segundo escenario. Así mismo, la avalancha de escombros "Azufre" alcanzó hasta 8 km de distancia en dirección este (ver Mapa Geológico).

En resumen, la zona de moderado peligro (color naranja, Figura 8.3) puede ser afectada por avalanchas de escombros, corrientes de densidad piroclástica de mayor movilidad, generadas por colapso de domos y por lahares.

8.3.4 Zona de bajo peligro (amarillo)

Para delimitar la zona de bajo peligro —color amarillo en el mapa (Figura 8.3)—, se consideró el tercer escenario que contempla el colapso de flanco y erupción lateralmente dirigida. Para delimitar la relación H/L se consideró el valor 0.12. Esta relación es frecuente para corrientes de densidad piroclástica y avalanchas de escombros que poseen muy alta movilidad. Por tratarse del colapso de flanco y una explosión lateralmente dirigida, se consideró 0 para el valor de Ho. También se consideró el cuarto escenario, que consiste en una erupción subpliniana a pliniana

con VEI 4-5, con emplazamiento de corrientes de densidad piroclástica por colapso de la columna eruptiva.

En base a los parámetros antes indicados, los alcances máximos obtenidos se encuentran entre 12 y 15 km de distancia hacia el sur de la cicatriz de colapso del edificio Tutupaca Reciente (Turun Turun y algunos sectores de los ríos Tacalaya y Callazas). Las menores distancias están entre 6 y 10 km, en los sectores este y noreste (curso superior del río Callazas), norte (cerro Vilaque), noroeste (laguna Suchez y nacientes del río Tacalaya), oeste y suroeste (curso medio del río Tacalaya; Figura 8.3). También en este caso, las menores distancias alcanzadas se explican por la presencia de barreras topográficas y la cota más elevada de dicha zonas.

Los límites de la zona de bajo peligro también coinciden con los alcances de los depósitos de corrientes de densidad piroclástica "Paipatja", que alcanzó distancias máximas entre 9 y 12 km de la fuente (Figura 4.34), y en cuyas características se basa el tercer escenario. Es importante mencionar que el evento que emplazó estos depósitos corresponde a una erupción con IEV 3 (Samaniego et al., 2015).

En resumen, la zona de bajo peligro (color amarillo, Figura 8.3) puede ser afectada por corrientes de densidad piroclástica, originada durante una explosión lateralmente dirigida y por lahares. Es la zona más alejada del complejo volcánico y, por tanto, la de menor peligro.

8.4 MAPA DE PELIGROS POR LAHARES

Las zonificación de las áreas de inundación por lahares para el complejo volcánico Tutupaca se realizó usando 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, como ya se explicó en el acápite 8.3.1 (Figura 8.2).

Para poder zonificar las áreas a ser inundadas por lahares fue necesario introducir volúmenes de lahar previamente establecidos. En el CVT no se han encontrado depósitos de lahares recientes, o al menos asociados al ciclo eruptivo de 1787 a 1802 d.C. Los volúmenes con los que se trabajaron se escogieron de ejemplos de lahares emplazados en algunos volcanes del sur del Perú, debido a que las condiciones de altura, humedad, precipitación y cobertura de nieve en el CVT es similar a las zonas de los volcanes Ampato-Sabancaya, Ubinas y Misti.

Se cuentan con estimaciones de volúmenes para lahares recientes en algunos volcanes del sur del Perú. Por ejemplo, en el río Chili y volcán Misti, Delaite et al. (2005) estimaron que los lahares del orden de 1.5 a 4 millones de m^3 son frecuentes y ocurren cada 300 a 1000 años, aproximadamente, y estarían asociados a erupciones moderadas (VEI 1-2); y lahares con volúmenes máximos del orden de 9 a 10 millones de m^3 son menos frecuentes, ocurren cada 1 a 5 mil años y estarían asociados a erupciones grandes (VEI ≥ 3; Delaite et al., 2005; Vargas et al., 2010). También, durante la erupción del volcán Sabancaya de 1988-1997, con VEI 2, se generaron lahares en quebradas aledañas al volcán Sabancaya, Ampato y Hualca Hualca, en noviembre de 1990 y mayo de 1995 (Global Volcanism Program, 2013). Algunos lahares alcanzaron el río Colca, situado a más de 15 km al norte del cráter del Sabancaya (Mariño, 2012). Se trataron de lahares de pequeño volumen, posiblemente de 0.5 a 1 millón de m^3. Finalmente, en febrero del 2016 se emplazaron lahares en los ríos del valle de Ubinas, asociados a la erupción vulcaniana con VEI 2 de 2013-2016. Mariño et al. (2017) estimaron volúmenes entre 65 y 160 mil m^3 para el depósito más grande que se emplazó en el río Para, el día 12 de febrero, y que alcanzó mínimamente entre 10 y 15 km de distancia.

Los volúmenes antes indicados se tomaron como referencia para escoger los volúmenes para el mapa de peligros por lahares del CVT. Se escogieron tres volúmenes para realizar el modelamiento. Se escogió un volumen de 300 000 m^3 para lahares pequeños que podrían estar asociados a erupciones pequeñas a moderadas, de tipo vulcaniano con VEI 1-2; y también se escogieron volúmenes de 1 a 3 millones de m^3 para lahares de importante volumen, que pueden estar asociados a erupciones subplinianas a plinianas con IEV 3-5 (Figura 8.4).

El modelamiento se realizó sobre las principales quebradas y ríos ubicados en los flancos del CVT, donde se escogió la cabecera de cada quebrada o río, para iniciar a correr el programa (Figura 8.4). Para ello se utilizó un Modelo de Elevación Digital con 30 m de resolución.

En resumen, en el mapa de peligros por lahares (Figura 8.4), la zona roja es considerada de alto peligro y corresponde a la zona de mayor posibilidad de ser afectada por lahares poco voluminosos, alrededor de 0.5 millones de m^3. Las zonas naranja y amarilla, denominadas de moderado y bajo peligro, respectivamente, pueden ser afectadas por lahares de 1 y 3 millones de m^3. Es importante indicar que la posibilidad de ocurrencia de lahares de gran volumen es muy baja.

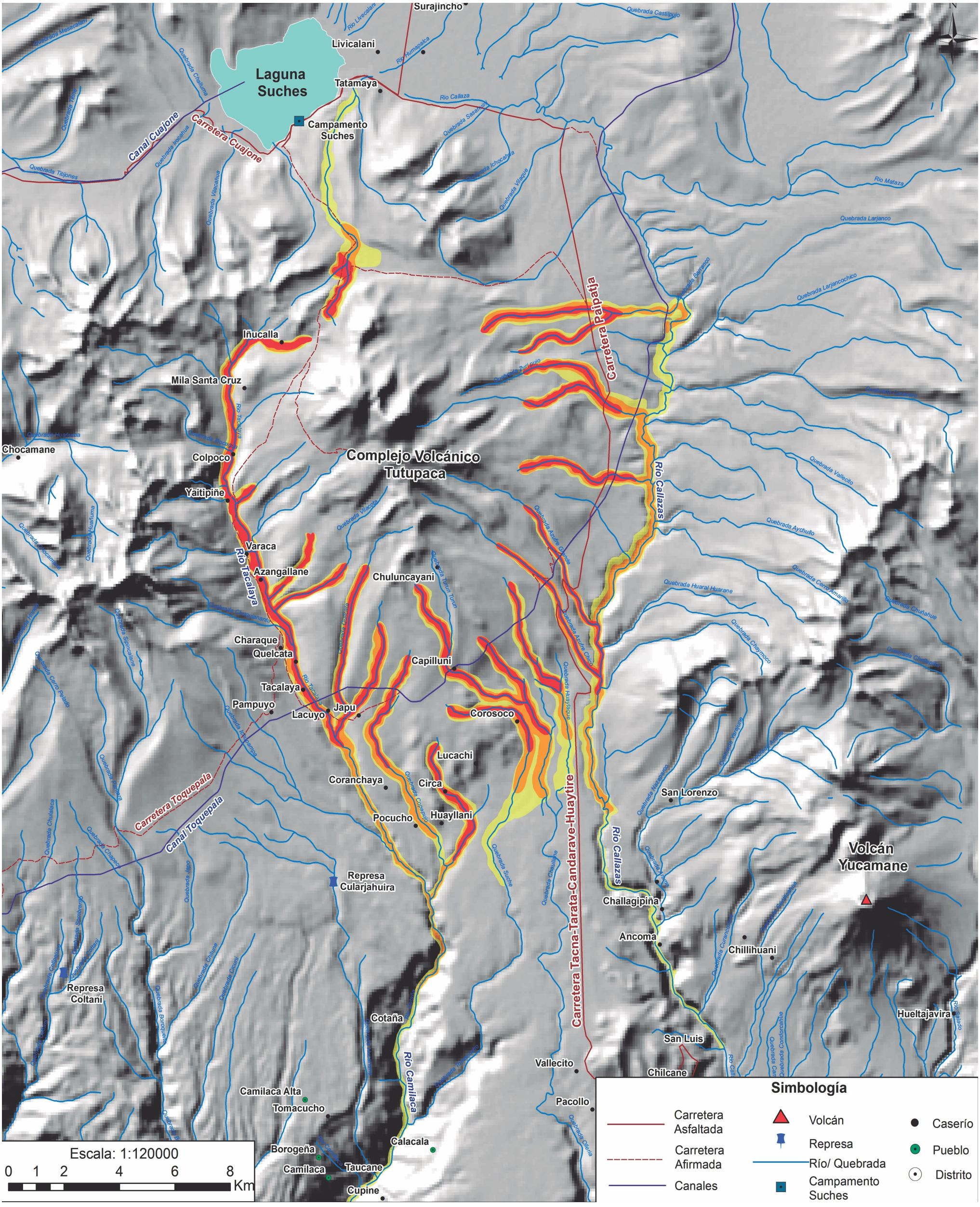


Figura 8.4 Mapa de peligros por lahares del CVT.

8.5 MAPA DE PELIGROS POR CAÍDA DE CENIZA Y PÓMEZ

El mapa de peligros por caída de ceniza y pómez se elaboró teniendo como centro de emisión la cumbre del edificio Tutupaca Reciente, ya que en este edificio se produjeron las últimas erupciones, como las del ciclo eruptivo de 1787 a 1802 d.C. Es importante señalar que durante este proyecto de investigación no hemos encontrado depósitos de caída piroclástica asociados a este edificio. Sin embargo, hemos encontrado secuencias de caídas piroclásticas entre 15 y 28 km al sur del CVT, las cuales han sido asociadas al edificio Tutupaca Oeste y que tienen una edad mayor a 10 000 años. Varios de dichos depósitos deben estar asociados a erupciones con VEI entre 3 y 4. Desgraciadamente, el grado de erosión impide que se elaboren mapas de isópacas para estos depósitos. Por este motivo, para la zonificación de peligros se utilizaron mapas de isópacas de erupciones similares de otros volcanes análogos.

La zonificación de peligros por caídas de ceniza y pómez se realizó para tres escenarios: erupciones con VEI 1-2, VEI 3 y VEI 4-5. El escenario eruptivo con VEI 1-2 está basado en la dispersión de cenizas de erupciones vulcanianas del volcán Sabancaya de 1988-1998 y 2017 (Figura 7.4; Thouret et al., 1994). El escenario eruptivo con VEI 3 está basado en la dispersión de la ceniza de las erupciones de los volcanes Nevado del Ruiz en1985 (Naranjo et al., 1986) y Tungurahua en agosto 2006 (Eychenne et al., 2012). Finalmente, el escenario eruptivo con VEI 4-5, está basado en la dispersión de caídas piroclásticas de la erupción del volcán Misti de 2050 años AP (figuras 7.10 y 7.11; Suni, 1999; Thouret et al., 2001; Harpel et al., 2011) y la erupción del volcán Ticsani de hace 1 1000 años AP (Mariño & Thouret, 2003).

La dispersión de las tefras es controlada por la dirección y velocidad de los vientos. Por esta razón, se tomó en cuenta las direcciones predominantes de vientos. Estas direcciones fueron determinadas mediante el análisis de datos NCEP/NCAR para el periodo 1979-1998 (Figura 8.5), 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 (Figura 8.5a), y para escenarios vulcaniano, subpliniano y pliniano (VEI 3-4), se utilizaron direcciones de vientos a 12 445, 16 645, 20 662 y 26 415 msnm (Figura 8.5b). Para alturas de 5865, 9690 y 10 960 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 (Figura 8.5a). Para alturas de 12 445, 16 645, 20 662 y 26 415 msnm, durante el año se tienen dos direcciones preferentes: entre los meses de abril y octubre se dirigen preferentemente en dirección noreste, este y sureste, mientras que entre noviembre y marzo se dirigen principalmente en dirección noroeste, oeste y suroeste (Figura 8.5b).

El mapa de peligros por caídas piroclásticas para el complejo volcánico Tutupaca se ha dividido en tres zonas (Figura 8.6): zonas de alto peligro en rojo, zonas de moderado peligro en naranja y zona de bajo peligro en amarillo. Para la zonificación de peligros se consideraron escenarios eruptivos explosivos vulcanianos, subplinianos y plinianos, con VEI 1 a 4.

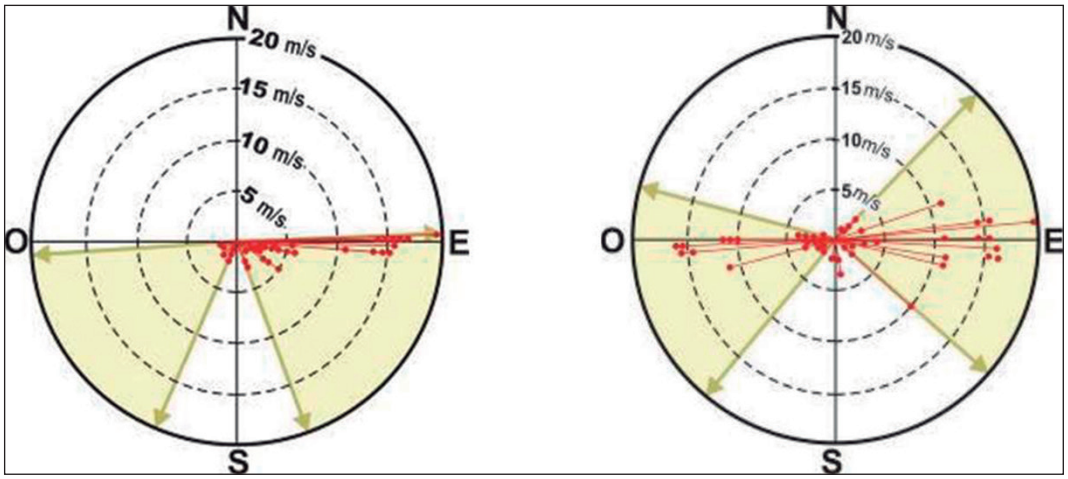


Figura 8.5 Rosetas que muestran las direcciones preferentes de vientos a diferentes alturas: a) 5865, 9690 y 10 960 msnm; b) 12 445, 16 645, 20 662 y 26 415 msnm.

8.5.1 Zona de alto peligro (rojo)

La zona de alto peligro (color rojo, Figura 8.6) es el área proximal y se halla aproximadamente dentro de un radio de 10 km de distancia del edificio Tutupaca Reciente. Esta zona puede ser afectada por caídas de ceniza de varios milímetros a algunos centímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), por caídas de ceniza de varios centímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3), y por caídas de lapilli y bloques de pómez de varios decímetros a algunos metros de espesor en erupciones grandes (VEI 4-5).

8.5.2 Zona de moderado peligro (naranja)

La zona de moderado peligro (color naranja, Figura 8.6) se halla aproximadamente entre 10 y 30 km de distancia del edificio Tutupaca Reciente. Esta zona puede ser afectada por caídas de ceniza de pocos milímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3), y por caídas de ceniza, lapilli y bloques de pómez del orden de varios centímetros a decímetros de espesor en erupciones grandes (VEI 4-5).

8.5.3 Zona de bajo peligro (amarillo)

La zona de bajo peligro (color amarillo, Figura 8.6) se halla a distancias mayores de 30 km del edificio Tutupaca Reciente. Esta zona puede ser afectada por caídas de ceniza muy finas, de diámetro micrométrico, durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), por caídas de ceniza de algunos milímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3), y por caídas de ceniza de pocos centímetros de espesor en erupciones grandes (VEI 4-5).

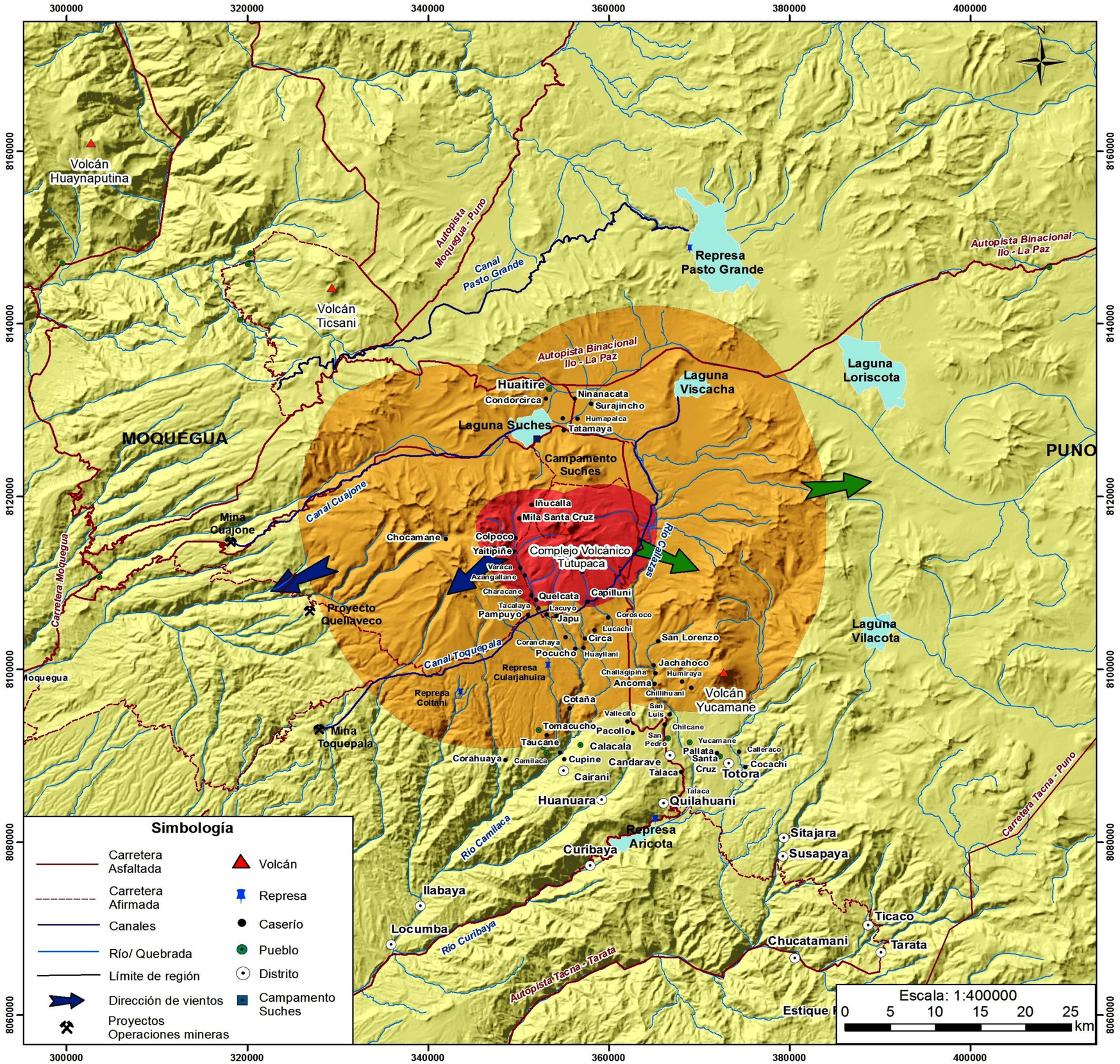


Figura 8.3 Mapa de peligros por caídas piroclásticas del CVT Tutupaca

CAPÍTULO IX
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

9.1 CONCLUSIONES

Las conclusiones están basadas en el cartografiado geológico en los resultados de los análisis químicos de los productos volcánicos, en los resultados de dataciones radiométricas, y en la evaluación y zonificación de peligros realizados en el presente estudio.

- El Complejo Volcánico Tutupaca (CVT) se edificó con ignimbritas y secuencias volcano-sedimentarias del Mio-Plioceno y está conformado por tres edificios: Tutupaca Basal, Tutupaca Oeste y Tutupaca Reciente.
- El edificio Tutupaca Basal es el más antiguo del complejo. Su edad se remonta al Peistoceno inferior a superior y se encuentra bastante erosionado y alterado. Está constituido por secuencias de flujos de lava de más de 500 m de espesor, al menos 15 domos, que están alineados en dirección NNO-SSE, y un depósito de corriente de densidad piroclástica denominado "Callazas".
- El edificio Tutupaca Oeste se formó durante el Pleistoceno Tardío y posiblemente a inicios del Holoceno. Está formado por domos yuxtapuestos, que fueron cubiertos por secuencias lávicas. Asociado a este edificio se tiene el depósito de avalanchas de escombros "Tacalaya", que aflora al oeste y suroeste. También a este edificio ha sido asociada una importante secuencia de depósitos de caída piroclástica que aflora al sur, entre 15 y 30 km de distancia.
- El edificio Tutupaca Reciente es el más joven del complejo y se caracteriza por estar exento de erosión glaciar, lo que sugiere una edad Holocénica. El edificio está constituido por al menos siete domos lávicos y dos escarpas o anfiteatros de colapso. La escarpa más antigua está ubicada en su flanco occidental, mide un poco más de 0.6 km de extensión y está abierto hacia el E; la escarpa más reciente posee más de 1 km de diámetro y está abierta hacia el NE. Pertenecen a este edificio el depósito de avalancha de escombros "Azufre" (asociado a la primera escarpa), el depósito de corriente de densidad piroclástica "Zuripujo", el depósito de avalancha de escombros "Paipatja" (asociado a la segunda escarpa) y el depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja".
- A partir de datos de campo, dataciones y crónicas históricas, inferimos que el edificio Tutupaca Reciente tuvo su último ciclo eruptivo entre 1787 a 1802 d.C. Se asociaron a este ciclo eruptivo el depósito de corriente de densidad piroclástica "Zuripujo" (datado entre 190 ± 30 y 230 ± 30 aBP), el depósito de avalancha de escombros "Paipatja" y el depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja" (datado en 220 ± 40 y 235 ± 35 aBP).
- El depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja" se originó durante una erupción lateral, debido al colapso del flanco noreste del edificio Tutupaca Reciente. El ascenso de magma juvenil provocó el colapso del flanco NE del volcán, lo que ocurrió de forma simultánea con el emplazamiento de flujos piroclásticos. El volumen total estimado del depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja" fue del orden de 6.5-7.5 × 107 m^3, correspondiente a una erupción con Índice de Explosividad Volcánica 3. Este colapso de flanco posiblemente sea el más joven de los Andes y la erupción asociada es la segunda más grande ocurrida en el sur del Perú en época histórica, después de la erupción del volcán Huaynaputina en el año 1600 d.C.
- Los flujos de lava del Tutupaca Basal están constituidos por andesitas y dacitas (2.1 – 4.6 wt.% K_2O y 58.7 – 69.6 wt.% SiO_2). Los domos alineados que atraviesan el edificio también están constituidos por andesitas y dacitas (2.5 – 3.4 wt.% K_2O y 61.7–68.6 wt.% SiO_2). Durante el estudio petrográfico en este edificio, se han identificado andesitas ricas en clinopiroxeno, dacitas ricas en anfíbol y dacitas con anfíbol y clinopiroxeno. Los flujos de lava y algunos domos alineados están comprendidos por minerales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti, y ocasionalmente se observan anfíboles, biotitas y olivino. En estas lavas se han identificado dos familias de plagioclasa: la primera familia corresponde a fenocristales con caras limpias y la segunda familia está comprendida por fenocristales con textura tamiz hacia los bordes y hacia el centro. Después de la plagioclasa, el clinopiroxeno es el mineral más abundante, el cual se encuentra como fenocristales y microfenocristales. Por otro lado, los domos están constituidos por minerales de plagioclasa, anfíbol, biotita y eventualmente clinopiroxeno

y ortopiroxeno. También se han identificado dos familias de plagioclasas: la primera compuesta por fenocristales de caras limpias con bordes de disolución, y la segunda está comprendida por plagioclasas con textura tamiz hacia los bordes. Los anfíboles son subhedrales a anhedrales y presentan bordes ricos en óxidos de Fe-Ti. Finalmente, la corriente de densidad piroclástica "Callazas" contiene minerales de plagioclasa, anfíbol, clinopiroxeno, biotita y óxidos de Fe-Ti, y son altamente vesiculadas. Se han identificado dos familias de plagioclasa: la primera constituida por fenocristales subhedrales con caras limpias y la segunda comprendida por plagioclasas con textura tamiz. Se observa que las plagioclasas de las caídas son anhedrales con textura tamiz hacia el borde.

- El edificio Tutupaca Oeste está comprendido por andesitas basálticas, andesitas y dacitas (1.8–4.5 wt.% K_2O y 59.7–69.4 wt.% SiO_2). Las muestras de los flujos de lava y domos de este edificio están constituidas por fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, esfena, óxidos de Fe-Ti y eventualmente clinopiroxeno y cuarzo. En estas muestras también se observan dos familias de plagioclasa: la primera con caras limpias y la segunda con textura tamiz hacia los bordes y el centro. Las esfenas son euhedrales a subhedrales con inclusiones de óxidos de Fe-Ti. En los domos, se han encontrado enclaves, cuya asociación mineral está comprendida por fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y óxidos de Fe-Ti. Las pómez de los depósitos de caídas son altamente vesículadas y están constituidas por fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y eventualmente anfíboles.
- Los productos del edificio Tutupaca Reciente están comprendidos por dacitas (2.9–3.7 wt.% K_2O y 63.2–68.0 wt.% SiO_2), y los enclaves englobados en los domos tienen composición andesita basáltica. La asociación mineral de los depósitos de este edificio está comprendida por la plagioclasa, anfíbol, clinopiroxeno, anfíbol, biotita, esfena, apatito y óxidos de Fe-Ti. Según el análisis mineralógico, se han identificado tres familias de plagioclasa: La primera familia está compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales zonados con bordes de reabsorción; en esta familia se observan zonaciones oscilatorias (An29-44-31-55) e inversas (An27-51). Las plagioclasas de la segunda familia presentan bordes de sobrecrecimiento, y presentan incremento de los niveles de anortita (An42 a An61). La tercera familia está constituida por fenocristales con textura tamiz. En los anfíboles se han identificado dos familias: la primera familia está compuesta por fenocristales euhedrales a subhedrales pobres en aluminio (6-7 wt.% Al2O3) y la segunda familia está compuesta por anfíboles zonados y con bordes de sobrecrecimiento ricos en Al (8-11 wt.% Al203). Algunos anfíboles presentan bordes con alteración tipo gabroica. Los clinopiroxenos y esfenas muestran una ligera zonación inversa.
- En el CVT se ha observado que los elementos mayores como el MgO, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3*, CaO muestran tendencias negativas bien definidas con respecto a la SiO_2. Los diagramas de Na_2O y P_2O_5 presentan dispersión entre 59 y 70 wt.% de SiO_2, mientras que el K_2O se incrementa con respecto al porcentaje del SiO_2 y muestra una clara tendencia positiva. Algunos diagramas como el MgO, TiO_2, Fe_2O_3* y CaO muestran que las tefras del Tutupaca Occidental se separan en tres grupos y también presentan tendencias negativas.
- Con respecto a los elementos traza en el CVT, los elementos en transición como el Sc, Ni, V, Co, Y, Cr, HREE (Tierras raras pesadas) como el Yb y Dy presentan una tendencia negativa. mientras que los elementos LREE (Tierras raras ligeras) como el La, Ce, MREE como el Sm (Tierras raras medianas), HFSE (Elementos de gran potencial iónico) como el Zr y Nb (HFSE-Elementos de gran potencial iónico) muestran una gran dispersión en los datos. El comportamiento de estos elementos sugieren procesos de cristalización fraccionada asociados a procesos de contaminación o asimilación crustal durante la evolución del CVT.
- En el diagrama multielementos del CVT, se observan anomalías negativas en Nb y P, típico de magmas calcoalcalinos de márgenes continentales activos, relacionados a procesos de subducción. En los espectros de Tierras Raras (REE), se observa una fuerte anomalía negativa en Er.
- En los diagramas de tierras raras se observa que el Tutupaca Basal muestra un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE; $(83.2<La_N<163.8)$ y un empobrecimiento en tierras raras pesadas (HREE; $2.5<Yb_N<8.8$). El Tutupaca Oeste presenta características similares para el caso del LREE ($81.6<La_N<142.2$) con respecto a HREE ($4.4<Yb_N<13.4$). El Tutupaca Reciente también muestra enriquecimiento en LREE ($144.1<La_N<181.1$) y empobrecimiento en HREE ($2.7<Yb_N<4.6$). Finalmente. las características observadas en los tres edificios, tales como enriquecimiento en LREE (tierras raras ligeras) y bajas concentraciones de HREE (tierras raras pesadas), son típicas en márgenes continentales activos en la Zona Volcánica Central (ZVC).
- Los estudios geológicos y de evaluación de peligros volcánicos han permitido identificar cinco tipos de peligros en el CVT; estos en orden de importancia son: peligros por corrientes de densidad piroclástica, por avalanchas de

escombros, por lahares (flujos de escombros), por caídas de ceniza y pómez y por gases volcánicos.

- Se han definido cinco escenarios eruptivos ante una posible erupción del volcán Tutupaca (edificio Tutupaca Reciente): a) crecimiento del domo, acompañado por actividad explosiva de tipo vulcaniano (VEI 1-2); b) crecimiento y colapso de domos con generación de corrientes de densidad piroclástica (VEI 2-3); c) crecimiento de domos con colapso de flanco, emplazamiento de avalanchas de escombros, y erupción lateralmente dirigida (VEI 3-4); d) erupción subpliniana a pliniana, con generación de corrientes de densidad piroclástica (VEI 4-5).
- El mapa de peligros múltiples de la zona proximal presenta tres zonas de peligro: a) la zona de alto peligro (color rojo), que puede ser severamente afectada por corrientes de densidad piroclástica generados por el colapso de domos, por flujos de lava y lahares. Esta zona alcanza en promedio entre 2 y 4 km en dirección N, NE y O, y entre 5 y 6 km de distancia en dirección S, SE, SO y E; b) la zona de moderado peligro (color naranja), que puede ser afectada por avalanchas de escombros, corrientes de densidad piroclástica de mayor movilidad, generados por colapso de domos y por lahares. Esta zona alcanza alrededor de 5 y 7 km de distancia, en los sectores NO, N y NE, y entre 8 y 10 km al S, SO, E y SE; c) la zona de bajo peligro (color amarillo), que puede ser afectada por corrientes de densidad piroclástica originada durante una explosión lateralmente dirigida y por lahares. Esta zona alcanza aproximadamente entre 6 y 10 km, en los sectores E, NE, N, O y SO, y entre 12 y 15 km de distancia hacia el S.
- El mapa de peligros por lahares (flujos de escombros) presenta tres zonas de peligros: una zona roja, que es considerada de alto peligro, y corresponde a la zona de mayor posibilidad de ser afectada por lahares poco voluminosos, de alrededor de 0.5 millones m^3; otra zona naranja de moderado peligro, que puede ser afectada por lahares de 1 millón de m^3; y una zona amarilla, considerada de bajo peligro, que puede ser afectada por lahares muy voluminosos, de alrededor de 3 millones de m^3.
- El mapa de peligros por caídas de ceniza y pómez también presenta tres zonas de peligros: a) zona de alto peligro (color rojo), ubicado dentro de un radio de 10 km del volcán Tutupaca (edificio Tutupaca Reciente, que puede ser afectada por caídas de ceniza de pocos milímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3) y por caídas de ceniza, lapilli y bloques de pómez del orden de varios centímetros a decímetros de espesor en erupciones grandes (VEI 4-5); b) zona de moderado peligro (color naranja), ubicado dentro de un radio de 30 km, que puede ser afectada por caídas de ceniza de pocos milímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3), y por caídas de ceniza, lapilli y bloques de pómez del orden de varios centímetros a decímetros de espesor en erupciones grandes (VEI 4-5); c) zona de bajo peligro (color amarillo), que se extiende más allá de los 30 km de distancia del volcán, que podría ser afectada por caídas de ceniza muy finas, de diámetro micrométrico, durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), por caídas de ceniza de algunos milímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3), y por caídas de ceniza de pocos centímetros de espesor en erupciones grandes (VEI 4).
- Numerosos centros poblados son vulnerables ante una reactivación del CVT, tales como Huaytire, Candarave, Cairani, Huanuara, Tumilaca, entre otros, donde habitan cerca de 10 mil personas. También son vulnerables importantes operaciones mineras, tales como Cuajone y Toquepala. Alrededor del volcán Tutupaca se localizan las principales fuentes de agua, tanto para la agricultura como para la actividad minera, las cuales pueden ser contaminadas durante una erupción de este volcán.

9.2 RECOMENDACIONES

Las principales recomendaciones son:

- Implementar un sistema de monitoreo instrumental integral en el volcán Tutupaca, que incluya mínimamente monitoreo sísmico, geodésico y geoquímico, con datos en tiempo real. Esto debido a que el volcán ha presentado erupciones en época histórica (entre 1787 a 1802 d.C.) y estas han sido de magnitud moderada a grande.
- Implementar el monitoreo sísmico y geodésico con datos en tiempo real, de las fallas activas que pasan por el CVT, tales como las fallas Azufre Chico, Banco, Quilcata y Tutupaca, debido a que la reactivación de estas fallas podrían tener una influencia en los sucesivos colapsos del flanco.
- Elaborar planes de contingencia y planes de evacuación en todos los distritos aledaños al CVT, con la finalidad de reducir el riesgo de desastres de origen volcánico. Estos planes deben ser elaborados por la Municipalidad Provincial de Candarave, regiones Tacna y Moquegua, así como los distritos cercanos al volcán. Estos planes deben contemplar la identificación y señalización de rutas de evacuación,

sitios de refugio, aspectos logísticos, entre otros. En su elaboración, el mapa de peligros del CVT debe ser tomado en cuenta. .

- Implementar un programa de difusión muy intensivo del mapa de peligros del CVT, en las poblaciones cercanas al volcán, principalmente en instituciones educativas, municipios, comisarías de la PNP, centros de salud, empresas privadas, entre otros.
- Finalmente, recomendamos a las autoridades y la sociedad en su conjunto, utilizar el mapa de peligros del CVT, en la planificación del desarrollo de la zona altoandina de Tacna y Moquegua, así como en la construcción de obras de infraestructura importantes.

BIBLOGRAFÍA

Acosta, H.; Rodríguez, J.; Ccallo, W. & Cutipa, M. (2012) - Actividad tectónica del sistema de fallas Cincha-Lluta-Incapuquio (SFCLLI) durante el Cretácico y Paleógeno en el sur del Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 16, Lima, 2012. *Resúmenes Extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 5 p.

Alley, R.B. (2000) - The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 19(1-5): 213-226.

Barriga, V. (1952) - *Memorias para la historia de Arequipa*, tomo IV. Arequipa: La Colmena.

Belousov, A. (1996) - Deposits of the 30 March 1956 directed blast at Bezymianny volcano, Kamchatka, Russia. *Bulletin of Volcanology*, 57(8): 649-662.

Belousov, A.; Voight, B. & Belousova, M. (2007) - Directed blasts and blast-generated pyroclastic density currents: a comparison of the Bezymianny 1956, Mount St Helens 1980, and Soufrière Hills, Montserrat 1997 eruptions and deposits. *Bulletin of Volcanology*, 69(7): 701-740.

Benavente, C.; Carlotto, V. & Del Castillo, B. (2010) - Extensión en el arco volcánico actual del sur del Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco, 2010. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 766-769.

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.

Bromley, G.R.M.; Schaefer, J.M.; Winckler, G.; Hall, B.L.; Todd, C.E.& Rademaker, K.M. (2009) - Relative timing of last glacial maximum and late-glacial events in the central tropical Andes. *Quaternary Science Reviews*, 28(23-24: 2514-2526.

Carn, S.A.; Pallister, J.S.; Lara, L.; Ewert, J.W.; Watt, S., et al. (2009) - The unexpected awakening of Chaitén volcano, Chile. *Eos, Transactions, American Geophysical Union,* 90(24): 205-206.

Cas, R.A.F. & Wright, J.V. (1995) - *Volcanic successions: modern and ancient*. London: Chapman & Hall, 528 p.

Charbonnier, S.J. & Gertisser, R. (2008) - Field observations and surface characteristics of pristine block-and-ash flow deposits from the 2006 eruption of Merapi volcano, Java, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(4): 971-982.

Clapperton, C.M. (1991) - Glacier fluctuations of the last glacial - interglacial cycle in the Andes of South America. *Bamberger Geographische Schriften*, 11: 183-207.

Clapperton, C.M. (1993) - *Quaternary geology and geomorphology of South America*. Amsterdam: Elsevier Science, 796 p.

Cobeñas, G.; Thouret, J.-C.; Bonadona, C. & Boivin, P. (2012) - The c.2030 yr BP Plinian eruption of El Misti volcano, Peru: Eruption dynamics and hazard implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 241-242: 105-120.

Consejo de Defensa Suramericano - UNASUR (2015) – *Atlas Suramericano de mapas de riesgo de desastres causados por fenómenos naturales*. Lima: CDS - UNASUR, 418 p.

Crandell, D.R. (1980) - Recent eruptive history of Mount Hood, Oregon, and potential hazards from future eruptions. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1492, 81 p.

Davidson, J.P.; McMillan, N.J.; Moorbath S.; Wörner, G.; Harmon, R.S. & López, L. (1990) - The Nevados de

Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105(4): 412-432.

De Silva, S.L. & Francis, P.W. (1990) - Potentially active volcanoes of Peru: observations using Landsat Thematic Mapper and space shuttle imagery. *Bulletin of Volcanology*, 52(4): 286–301.

De Silva, S.L. & Francis, P.W. (1991) - *Volcanoes of the Central Andes*. Berlin: Springer-Verlag, 216 p.

Deer, W.A.; Howie, R.A. & Zussman, J. (1962) – *Rock Forming Minerals, vol. 3: Sheet silicates*. London: Longmans, 279 p.

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 Geomorphology N.F., supplement*, 140: 209-231.

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.

Fidel, L. & Zavala, B. (2001) - Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del volcán Tutupaca. *INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*, 24, 117 p.

Glicken, H. (1996) - Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens volcano. *U.S. Geological Survey, Open-File Repor*t 96-677, 90 p.

Guillande, R.; Thouret, J.-C.; Huamán, 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.

Hoblitt, RP., Miller, CD., Vallance, JW. (1981) - Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 directed blast. In: Lipman PW, Mullineaux DR (eds) The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. USGS Prof Paper, 1250:401–419.

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.

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (1994) - *Estudio geovolcanológico e inventario sistemático de manifestaciones geotermales del lote Tutupaca: hidrogeología, hidrogeoquímica y áreas de interés*, informe inédito. Convenio INGEMMET-ELECTROPERU. Lima: INGEMMET, p. 212-325. (disponible A.T. Ingemmet A4631)

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Observatorio Vulcanológico del Ingemmet (2017) - *Evaluación del proceso eruptivo del volcán Sabancaya (Arequipa) 2016-2017*, informe inédito. Arequipa: Ingemmet, OVI, 45 p. Informe Especial N° 003-2017. (Disponible en Ingemmet-OVI).

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.

Jomelli, V.; Favier, V.; Rabatel, A.; Brunstein, D.; Hoffmann, G. & Francou, B. (2009) - Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and palaeoclimatic implications: A review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4): 269-282.

Kaneoka, I. & Guevara, C. (1984) - K-Ar age determinations of late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, southern Peru. *Geochemical Journal*, 18(5): 233-239.

Kelfoun, K. & Druitt, T.H. (2005) - Numerical modeling of the emplacement of Socompa rock avalanche, Chile. *Journal of Geophysical Research*, 110(B12202), 13 p. doi:10.1029/2005JB003758.

Komorowski, J.-C; Jenkins, S.; Baxter, P.J.; Picquout, A.; Lavigne, F., et al. (2013) - Paroxysmal dome explosion during the Merapi 2010 eruption: processes and facies

relationships of associated high-energy pyroclastic density currents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 261: 260–294. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2013.01.007.

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 (13ºS to 18ºS): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin*, 122(1-2): 162-182.

Manrique, N. (2013) - *Evolución vulcanológica y magmática del edificio reciente del Complejo Volcánico Tutupaca (Tacna)*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, Arequipa. 112 p.

Manrique, N. (2016) - *Conditions physiques (P-T-XH2O) et processus pré-éruptifs à l'origine de l'éruption historique (218 ± 14 ans BP) du volcan Tutupaca (Pérou)*. Mémoire Master 2 Recherche, Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand II, 50 p.

Mariño, J. (2002) - *Estudio geológico vulcanológico y evaluación de peligros del volcán Ticsani (sur de Perú)*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima. 160 p.

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.

Mariño, J.; Rivera, M.; Macedo, O.; Masías, P.; Antayhua, Y. & Thouret, J.-C. (2011) – Gestión de la crisis eruptiva del volcán Ubinas, 2006-2008. *INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*, 45, 188 p.

Mariño, J. (2012) – *Escenarios eruptivos y mapa de peligros del complejo volcánico Ampato-Sabancaya*. Tesis Master 2 SGT PREFALC, Ciencias y Gestión de la Tierra, Université Nice Sophia Antípolis, Nice, France, 87 p.

Mariño, J.; Valderrama, P.; Samaniego, P.; Rivera, M.; Macedo, L., et al. (2014) - *Evolución del proceso eruptivo y productos emitidos por el volcán Ubinas, setiembre 2013 – agosto 2014*, reporte especial, informe inédito. Arequipa: Ingemmet, OVI, 19 p. (Disponible en Ingemmet-OVI).

Mariño, J.; Valdivia, D.; Soncco, Y.; Miranda, R.; Machaca, R. (2017) – *Lahares emplazados en el valle de Ubinas en febrero del 2016: geología, impacto, modelamiento y evaluación de peligros, Región Moquegua*, informe inédito. Lima: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, 21 p. Disponible en: <http://repositorio.ingemmet.gob.pe/handle/ingemmet/789>

Martínez, W. & Cervantes, J. (2003) - Rocas ígneas en el sur del Perú: Nuevos datos geocronométricos, geoquímicos y estructurales entre los paralelos 16º y 18º30' Latitud Sur. *INGEMMET, Boletín, Serie D: Estudios Regionales*, 26, 140 p.

Masías, P.; Antayhua, Y. & Ramos, D. (2011) - *Estudios geoquímicos preliminares de las manifestaciones geotermales del volcán Tutupaca (*Tacna*), informe inédito*. Arequipa: Ingemmet, OVI, 15 p. (Disponible en Ingemmet-OVI).

Mendívil, S. (1965) - Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave (hojas 35-x, 35-y). *Comisión Carta Geológica Nacional*, 10, 99 p.

Mering, C.; Huamán, D.; Chorowicz, J.; Deffontaines, B. & Guillande, 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.

Miyabuchi, Y. (1999) - Deposits associated with the 1990-1995 eruption of Unzen volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 89(1-4): 139-158.

Morche, W. & De la Cruz, N. (1994) - Geología y petrografía de los volcanes pleistocénicos Yucamane y Tutupaca (Tacna). En: Congreso Peruano de Geología, 8, Lima, 1994. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 209-213.

Morimoto, N.; Fabries, J.; Ferguson, A.K.; Ginzburg, I.V.; Ross, et al. (1988) - Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73(9-10): 1123–1133.

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.

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.

Pouliquen, O. & Vallance, J. W. (1999) – Segregation induced instabilities of granular fronts. *Chaos*, 9(3): 621-630.

Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas. Grupo de Mapeo de Amenazas (2008) – Lineamientos para la preparación, representación y socialización de mapas de amenazas/peligros geológicos. En: Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas, *Experiencias andinas en mitigación de riesgos geológicos*. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, 6, p. 95-106.

Quang, C.X.; Clark, A.H.; Lee, J.K.W. & Hawkes, N. (2005) - Response of supergene processes to episodic Cenozoic uplift, pediment erosion, and ignimbrite eruption in the Porphyry Copper Province of southern Perú. *Economic Geology*, 100(1): 87-114.

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.; Samaniego, P.; Vela, J. & Le Pennec, J.-L. (2018) – Geología y evaluación de peligros del complejo volcánico Yucamane-Calientes (Candarave-Tacna). INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 65, 128 p.

Robertson, R.E.A.; Aspinall, W.P.; Herd, R.A.; Norton, G.E.; Sparks, R.S.J. & Young, S.R. (2000) - The 1995-1998 eruption of the Soufriere Hills volcano, Montserrat, WI. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358(1770): 1619–1637. doi:10.1098/rsta.2000.0607.

Roche, O.; Niño, Y.; Mangeney, A.; Brandt, B.; Pollock, N. & Valentine, G.A. (2013) - Dynamic pore-pressure variations induce substrate erosion by pyroclastic flows. *Geology*, 41(10): 1107-1110.

Samaniego, P.; Valderrama, P.; Mariño J.; Van Wyk de Vries, B.; Roche, O., et al. (2015) - The historical (218±14 aBP) explosive eruption of Tutupaca volcano (Southern Peru). Bulletin of Volcanology, 77: 51, 18 p. Doi: 10.1007/s00445-015-0937-8.

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.

Schilling, S.P.; Ramsey, D.W.; Messerich, J.A. & Thompson, R.A. (2006) - Rebuilding Mount St. Helens. *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map* (en línea), 2928. (consulta: diciembre 2017). Disponible en: <https://pubs.usgs.gov/sim/2006/2928/>

Sempere, T.; Jacay, J.; Pino, A.; Bertrand, H.; Carlotto, V., et al. (2004) - Estiramiento litosférico del Paleozoico superior al Cretáceo medio en el Perú y Bolivia. En: Jacay, J. & Sempere, T., eds. *Nuevas contribuciones del IRD y sus contrapartes al conocimiento geológico del sur del Perú*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial, 5, p. 45–79.

Siebert, L.; Simkim, 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.

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.

Smithsonian Institution, Global Volcanism Program (2017) – Report on Sabancaya (Peru). *Bulletin of the Global Volcanism Network* (en línea), 42 (12). (consulta: octubre 2018). Disponible en: <http://volcano.si.edu/showreport.cfm?doi=10.5479/si.GVP.BGVN201712-354006>

Somoza, R. (1998) - Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the Central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3): 211-215.

Sun, S. & McDonough, W.F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanics 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 Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional San Agustin, Arequipa, 179 p.

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.; Guillande, 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.; 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.

Tindle, A.G. & Webb, P.C. (1990) - Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy*, 2(5): 595-610.

Tindle, A.G. & Webb, P.C. (1994) - PROBE-AMPH: a spreadsheet program to classify microprobe-derived amphibole analyses. *Computers & Geosciences*, 20(7-8): 1201-1228.

Tosdal, R.M.; Farrar, E. & Clark, A.H. (1981) - K-Ar geochronology of the late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 10(1-3): 157-173.

Úbeda, J. (2011) - *El impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico nevado Coropuna (Cordillera Occidental de los Andes Centrales)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 583 p.

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.

Valderrama, P.; Roche, O.; Samaniego, P., Van Wyk de Vries, B.; Bernard, K. & Mariño, J. (2016) - Dynamic implications of ridges on a debris avalanche deposit at Tutupaca volcano (southern Peru). *Bulletin of Volcanology*, 78(2): 11 p. doi: 10.1007/s00445-016-1011-x.

Valderrama, P. (2016) – *Origin and dynamics of volcanic debris avalanches: surface structure analysis of Tutupaca volcano (Peru)*. Thése Docteur, Université Blaise Pascal – Clermont II, Aubière (France), 138 p.

Valdivia, J. (1874) - Fragmentos para la historia de Arequipa. El Deber (Arequipa), p. 109–111.

Valenzuela, C. (2011) - *Tasa de crecimiento del complejo de domos del volcán Chaitén, periodo mayo 2008 - diciembre 2009*. Tesis Geólogo, Universidad de Chile, Santiago de Chile. 57 p.

Voight, B.; Komorowski, J.C.; Norton, G.E.; Belousov, A.B.; Belousova, M., et al. (2002) – The 26 December (Boxing Day) 1997 sector collapse and debris avalanche, Soufrière Hills Volcano, Montserrat. En: Druitt, T.H. & Kokelaar, B.P., eds. *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. London: Geological Society, Memoir 21, p. 363–407.

Wilson, J.J. & García, W. (1962) - Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca. *Comisión Carta Geológica Nacional, Boletín* 4, 81 p.

Wilson, M. (1989) - *Igneous petrogenesis. a global tectonic approach*. London: Unwin Hyman, 466 p.

Zamacola y Jáuregui, J. (1888) - *Apuntes para la historia de Arequipa* (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 Cordon de Doña Rosa, Northern/Central Chile (~31ºS). *Climate of the Past*, 3(1): 1-14.

Zimmermann, J.L. & Kihien, A. (1983) - Détermination par la méthode K/Ar de l'age des intrusions et des minéralisations associées dans le porphyre cuprifére de Quellaveco (Sud Ouest du Pérou). *Mineralium Deposita*, 18(2A): 207-213.

Zora, F. (1954) – *Tacna: historia y folklore*. Tacna: J. Mejía Baca y P.L. Villanueva editores, 279 p.

ANEXOS

Anexo 1. Resultados de análisis químicos

Anexo 2. Breve glosario

Anexo 1

Resultados de análisis químicos

Muestra	TU-12-03	TU-12-04B	TU-12-05	TU-12-06A	TU-12-06B	TU-12-06C	TU-12-07	TU-12-09	TU-12-10	TU-12-12
Este	354946	358990	357916	361158	361158	361158	363137	357418	358237	357878
Norte	8118706	8120200	8119960	8119537	8119537	8119537	8116249	8119422	8118273	8117158
SiO2	64.1	63.4	64.2	64.6	65.3	64.1	61.9	64.4	62.4	64.7
TiO2	0.64	0.79	0.77	0.7	0.66	0.73	0.66	0.77	0.8	0.79
Al2O3	16.3	16	15.9	15.6	15.6	16	16	15.3	16.3	15.5
Fe2O3	4.19	4.4	4.41	4.34	3.93	4.35	5.24	4.17	5.1	4.14
MnO	0.053	0.059	0.06	0.057	0.051	0.054	0.078	0.057	0.07	0.055
MgO	1.59	1.76	1.78	1.64	1.34	1.57	2.28	1.59	2.21	1.48
CaO	3.68	3.91	3.9	3.51	3.38	3.76	4.79	3.61	4.56	3.48
Na2O	4.42	4.47	4.46	4.15	4.27	4.35	3.86	4.18	4.28	4.41
K2O	3.14	3.29	3.29	3.49	3.34	3.3	2.89	3.4	3.07	3.53
P2O5	0.233	0.297	0.291	0.267	0.24	0.272	0.201	0.297	0.278	0.319
LOI	0.42	0.23	0.23	0.95	0.14	0.17	1.19	0.51	0.03	0.03
TOTAL	98.8	98.58	99.3	99.24	98.24	98.6	99.12	98.31	99.09	98.44
Rb	94	98	99	110	100	102	89	103	98	109
Sr	699	836	831	717	754	799	648	775	807	841
Ba	1055	1275	1375	1236	1296	1321	940	1334	1125	1462
Sc	5.8	6.7	6.7	5.4	4.7	5.5	9.4	5.8	9.4	5
V	94	93	92	88	79	91	112	83	112	83
Cr	15.8	12.8	11.9	10.9	9.4	11.7	39.6	9.4	35.6	9.7
Co	11	11.3	11.5	12.2	10.2	10	18.7	14	14.5	9.9
Ni	13.5	10.1	10.4	11.2	8.2	9.8	25.1	7.4	21.9	7.2
Y	7.3	9.1	8.5	7.4	6.7	7.9	17.8	8.8	12.8	8.4
Zr	134	149	142	134	91	134	129	135	159	153
Nb	6.1	8.5	7.8	6.8	7.3	8.3	7	9	8.2	9.3
La	31.7	39.5	38.1	35.5	34.2	37.3	29.1	40.6	36.3	42.9

continuación .....

Muestra	TU-12-03	TU-12-04B	TU-12-05	TU-12-06A	TU-12-06B	TU-12-06C	TU-12-07	TU-12-09	TU-12-10	TU-12-12
Este	354946	358990	357916	361158	361158	361158	363137	357418	358237	357878
Norte	8118706	8120200	8119960	8119537	8119537	8119537	8116249	8119422	8118273	8117158
Ce	61.7	78.7	74.6	67.3	65.9	70	57.2	79.5	72.2	81.2
Nd	23.9	31.8	30.2	26.3	24.8	28.7	27.1	32	29.6	32.8
Sm	4.1	6	4.8	4.2	3.8	5	5.5	5.2	5.4	5.7
Eu	1.04	1.31	1.22	1.15	1.23	1.28	1.27	1.32	1.16	1.34
Gd	2.8	3.5	3.3	3.1	2.7	3	4.6	3.6	3.8	3.6
Dy	1.5	2	1.7	1.6	1.4	1.6	3.1	1.8	2.3	1.7
Er	0.2	0.7	0.6	0.6	0.7	0.5	2.1	0	0.9	0.1
Yb	0.68	0.58	0.54	0.51	0.47	0.5	1.3	0.59	0.97	0.52
Th	8.4	8.3	8.3	9.1	9.6	8	9.9	9.7	11.1	9.6

continuación .....

Muestra	TU-12-13A	TU-12-13B	TU-12-14	TU-12-15	TU-12-17	TU-12-18	TU-12-20	TU-12-21	TU-12-22	TU-12-23
Este	363339	363339	356850	356816	357225	356820	357968	359208	362231	352791
Norte	8115884	8115884	8117106	8117345	8116326	8116280	8115995	8116003	8119036	8119278
SiO2	57.6	63.5	63.7	57.3	64.5	64.4	61.2	60.9	64.4	63.3
TiO2	0.87	0.52	0.72	0.8	0.75	0.72	0.88	0.68	0.65	0.77
Al2O3	17.7	15.5	15.8	18.1	15.6	15.8	16.2	17.4	14.9	15.8
Fe2O3	6.29	3.82	4.3	6.32	3.97	4.35	5.13	5.23	3.88	5.01
MnO	0.061	0.063	0.06	0.084	0.052	0.056	0.061	0.074	0.052	0.066
MgO	1.62	1.28	1.8	2.49	1.4	1.61	2.13	2.34	1.3	1.96
CaO	4.78	3.18	3.87	6.12	3.48	3.79	4.49	5.65	2.97	3.94
Na2O	3.61	3.06	4.34	4.24	4.35	4.3	4.12	4.16	4	4.04
K2O	2.72	3.86	3.23	2.01	3.45	3.32	2.98	2.36	3.62	3.25
P2O5	0.255	0.179	0.267	0.281	0.31	0.282	0.322	0.228	0.243	0.294
LOI	3.25	3.31	0.21	0.8	0	-0.04	1.36	0.24	2.45	0.35
TOTAL	98.7	98.26	98.33	98.53	97.89	98.61	98.84	99.25	98.45	98.85
Rb	80	145	105	47	113	104	98	71	125	109
Sr	811	494	764	828	811	763	768	795	610	671
Ba	1011	912	1289	873	1376	1310	1077	851	1302	1071
Sc	11.4	6.7	6.5	11.4	4.6	5.6	8.9	10.3	4.1	7.7
V	119	72	91	164	78	93	120	118	77	105
Cr	10.5	12.2	11.7	10.5	8.9	11.6	37.2	50.1	8	21.8
Co	15.4	9.6	11.7	18.6	9.6	11.2	13.7	16.1	11.7	13.8
Ni	13.8	7.6	11.9	18.1	7.9	10.7	21.6	24.4	8.1	16.2
Y	11.6	13.6	8.2	11.7	8	8.3	10	10.9	6.6	12.2
Zr	172	144	128	150	130	139	78	129	144	107
Nb	7.8	9.1	7.5	5	8.1	7.8	9.3	5.9	6.2	9.2
La	29.7	33.1	35.7	23	41.8	37.3	32.1	25.3	35.4	35.3
Ce	59.8	63.1	69.2	46.3	80.3	70.6	62.4	48.2	66.4	69.5

continuación .....

Muestra	TU-12-13A	TU-12-13B	TU-12-14	TU-12-15	TU-12-17	TU-12-18	TU-12-20	TU-12-21	TU-12-22	TU-12-23
Este	363339	363339	356850	356816	357225	356820	357968	359208	362231	352791
Norte	8115884	8115884	8117106	8117345	8116326	8116280	8115995	8116003	8119036	8119278
Nd	25.1	25	27.8	21.4	32.9	28.6	27.1	22	25.5	28.8
Sm	4.7	4	4.7	4.4	5.7	5.5	5.4	4.4	4.3	4.9
Eu	1.13	1.03	1.09	1.25	1.41	1.13	1.34	1.19	1.09	1.3
Gd	3.6	3.5	3.2	3.1	3.3	3.1	3.7	3.6	2.9	4.1
Dy	2.1	2.3	1.8	2	1.6	1.9	2.2	2.1	1.1	2.5
Er	1.1	1.5	0.7	1.5	0.4	0.6	0.8	0.9	0.3	0.7
Yb	0.92	1.2	0.56	0.95	0.54	0.56	0.78	0.85	0.44	0.94
Th	6.7	14.6	8.3	3.3	9.3	8.4	8	6.7	9.2	10.8

continuación .....

Muestra	TU-12-24A	TU-12-24B	TU-12-25A	TU-12-25B	TU-12-26	TU-12-27A	TU-12-27C	TU-12-29	TU-12-30	TU-12-31
Este	354077	354077	352447	352447	353926	363116	363116	363910	364877	362023
Norte	8118313	8118313	8117773	8117773	8106270	8116729	8116729	8116501	8119038	8106835
SiO2	63.2	54.2	64	53.5	57.8	64.3	62.5	64.7	66	62.8
TiO2	0.73	1.27	0.69	1.42	0.92	0.8	0.7	0.52	0.51	0.6
Al2O3	15.5	16.9	15.3	16.7	17.4	15.5	16.3	14.8	14.3	16.2
Fe2O3	4.93	8.62	4.68	9.14	7.25	4.33	5.39	3.8	3.37	4.47
MnO	0.076	0.123	0.071	0.135	0.101	0.058	0.075	0.061	0.058	0.334
MgO	2.04	3.8	1.84	4.2	3.09	1.69	2.29	1.26	1.25	1.32
CaO	4.27	7.29	4.1	7.8	6.63	3.6	4.7	3.1	2.81	2.56
Na2O	4.05	3.67	4.05	3.65	3.66	4.29	3.85	3.18	3.17	2.67
K2O	2.99	2.16	3.04	2.1	2.07	3.51	2.92	4.06	4.43	3.84
P2O5	0.238	0.381	0.224	0.435	0.248	0.333	0.207	0.183	0.171	0.048
LOI	0.76	0.72	0.36	-0.11	0.84	0.42	0.77	2.9	3.29	4.48
TOTAL	98.83	99.11	98.39	98.98	100	98.84	99.74	98.57	99.39	99.33
Rb	91	61	99	47	56	112	90	142	164	157
Sr	648	938	639	895	645	775	612	455	411	413
Ba	1011	885	976	833	697	1357	832	873	964	1064
Sc	8.8	17.3	7.7	19.9	17.3	6.2	9.4	6.6	5.8	9.7
V	111	213	103	232	184	82	118	75	65	94
Cr	13.2	21	13	27.6	30.1	9.4	39.8	12.9	9.6	16.4
Co	11.6	19.4	10.7	20.7	21.6	10.5	16.1	8.8	7.9	21.9
Ni	8.2	8.4	6.8	9	22.2	9.3	22.3	9.9	6.9	11.9
Y	12.2	22.5	11.5	25.9	18	8.3	11.5	13.2	12.3	13.5
Zr	86	147	79	162	131	161	141	148	155	172
Nb	6.6	8.4	6.6	7.2	5.4	7.4	6.4	8.6	8.7	9.2
La	29.2	27	32.4	28.1	21.2	41.9	26	32.8	33	30.4
Ce	59.3	59.5	59.8	59.7	45	82.8	51.7	64	64.4	59.1

continuación .....

Muestra	TU-12-24A	TU-12-24B	TU-12-25A	TU-12-25B	TU-12-26	TU-12-27A	TU-12-27C	TU-12-29	TU-12-30	TU-12-31
Este	354077	354077	352447	352447	353926	363116	363116	363910	364877	362023
Norte	8118313	8118313	8117773	8117773	8106270	8116729	8116729	8116501	8119038	8106835
Nd	24.5	29.6	23.5	31.6	22.3	33	22.2	24.8	24	23.6
Sm	4.8	6	4.9	6.3	4.7	5.6	4.4	4.6	3.6	4.4
Eu	1.1	1.63	1.1	1.79	1.18	1.38	1.04	0.98	0.9	0.9
Gd	3.5	5.3	3.3	6.1	4.4	3.6	3.4	3.4	3.3	3.1
Dy	2.3	3.9	2.3	4.5	3.1	1.7	2.2	2.4	2.1	2.4
Er	1.3	2.1	0.8	2	1.5	0.3	0.5	1.1	1.1	1.3
Yb	0.94	1.79	0.89	2.16	1.42	0.53	1.02	1.26	1.14	1.3
Th	9.7	4.3	10.3	3.6	5	9	9.3	14.2	15.2	13

continuación .....

Muestra	TU-12-32	TU-12-34	TU-12-35A	TU-12-35B	TU-12-37	TU-12-38	TU-12-42	TU-12-43	TU-12-44	TU-12-48
Este	358872	357980	364348	364348	356952	356943	355675	355997	355317	356708
Norte	8109344	8110204	8122931	8122931	8120709	356943	8117747	8117129	8116940	8118137
SiO2	61.7	66.6	66.6	59.1	64.3	64.4	64.5	64.5	65.6	67.2
TiO2	0.75	0.54	0.49	0.9	0.74	0.68	0.78	0.71	0.72	0.36
Al2O3	16.8	15.6	14.2	17.1	16	15.6	15.5	15.5	15.1	15.7
Fe2O3	5.26	3.42	3.35	6.31	4.28	4.17	4.15	4.38	4.18	3.05
MnO	0.073	0.05	0.059	0.092	0.061	0.063	0.061	0.062	0.048	0.044
MgO	2.11	1.28	1.21	2.58	1.84	1.9	1.83	1.85	1.31	0.89
CaO	4.7	3.25	2.88	5.41	4.05	3.9	3.72	3.91	3.09	2.86
Na2O	3.75	3.18	3.28	4.09	4.3	4.24	4.17	4.16	4.13	3.81
K2O	3.3	3.28	4.26	2.54	3.23	2.99	3.53	3.26	3.38	3.67
P2O5	0.242	0.195	0.176	0.318	0.282	0.249	0.308	0.26	0.178	0.124
LOI	0.78	1.69	2.52	1.27	0.29	0.67	0.38	0.28	0.46	0.58
TOTAL	99.42	99.13	98.96	99.69	99.39	98.89	98.91	98.93	98.26	98.25
Rb	93	106	127	64	91	86	103	96	97	149
Sr	633	664	426	802	770	706	772	737	691	486
Ba	1052	1052	916	1007	1205	1114	1321	1200	1213	1022
Sc	9.9	4.8	6.5	11.6	7.3	7.6	7.3	7.6	5.8	5.9
V	112	67	68	147	87	79	78	89	78	51
Cr	29.7	12.3	10.5	5	10.7	12.3	9.3	11.8	9.8	20
Co	13.8	7.1	13.3	27.4	13.6	12.5	11.7	11.8	9.3	6.2
Ni	17.7	10	7	16.1	12.1	12.6	8.8	11.9	8.7	7.6
Y	19.2	7.6	13.3	17.1	8.5	9.4	8.9	8.8	4.6	17.6
Zr	170	128	153	172	130	83	135	129	78	142
Nb	9.6	7.2	9.1	7.9	7.6	8.4	8.3	7	7.9	8.2
La	36.3	31.5	33	35	35	31	39	34	20	32
Ce	75.1	62.5	64	71	72	63	76	67	35	66

continuación .....

Muestra	TU-12-32	TU-12-34	TU-12-35A	TU-12-35B	TU-12-37	TU-12-38	TU-12-42	TU-12-43	TU-12-44	TU-12-48
Este	358872	357980	364348	364348	356952	356943	355675	355997	355317	356708
Norte	8109344	8110204	8122931	8122931	8120709	356943	8117747	8117129	8116940	8118137
Nd	31.5	24.4	24	33	28	26	31	27	14	25
Sm	6.1	4	4.6	6	4.6	4.5	5.3	4.7	2.7	4.1
Eu	1.3	1.07	0.97	1.54	1.28	1.18	1.3	1.26	1.05	0.94
Gd	4.7	2.7	3.2	4.6	3.4	3.2	3.5	3.2	1.7	3.6
Dy	3.3	1.5	2.4	3.1	1.7	1.8	1.9	1.8	0.9	2.6
Er	1.1	0	1	1.2	0.4	0.8	0.7	0.7	0.3	1.4
Yb	1.54	0.63	1.27	1.32	0.63	0.66	0.64	0.66	0.42	1.33
Th	10.9	11.2	15.1	5.4	8	9.4	9.2	8.3	6.4	14.6

continuación .....

Muestra	TU-12-51	TU-12-50	TU-12-52	TU-12-54A	TU-12-56	TU-12-57	TU-12-60	TU-12-62	TU-12-63	TU-12-64B
Este	358851	356938	353690	353708	353619	356438	352028	361595	356653	349870
Norte	8113757	8119458	8115103	8115051	8114822	8113593	8114792	8110688	8112031	8114478
SiO2	61.1	66.3	64	64.6	61.1	60.5	60.9	63.6	60.8	66.1
TiO2	0.71	0.67	0.82	0.76	0.85	0.72	0.75	0.54	0.68	0.61
Al2O3	16.7	14.5	15.3	15.7	16.9	15.9	17	15.4	17.5	15.5
Fe2O3	4.56	3.88	4.3	4.24	5.11	5.93	5.77	4.26	5.31	3.61
MnO	0.063	0.055	0.058	0.058	0.064	0.101	0.08	0.048	0.078	0.06
MgO	2.21	1.44	1.74	1.58	2.43	2.86	2.3	0.92	2.48	1.32
CaO	4.8	2.9	3.68	3.66	5.17	5.05	5.15	2.55	5.67	3.6
Na2O	3.93	3.72	4.22	4.21	4.09	3.42	3.83	2.57	4.06	4.16
K2O	2.93	3.78	3.49	3.45	2.74	2.89	2.7	3.59	2.37	3.27
P2O5	0.243	0.255	0.307	0.285	0.281	0.19	0.224	0.04	0.202	0.256
LOI	1.32	1.57	0.43	0.91	0.5	1.64	0.97	5.34	0.75	0.42
TOTAL	98.62	99.06	98.4	99.45	99.25	99.22	99.67	98.84	99.87	98.85
Rb	92	109	96	94	80	105	85	115	71	96
Sr	714	562	796	768	802	621	668	443	727	736
Ba	860	1223	1262	1253	929	777	859	764	783	1105
Sc	10.1	5.8	6.7	6.5	12	12.4	13.7	7.6	12.8	5.8
V	108	76	85	86	117	135	131	76	126	74
Cr	40.7	7.7	11.7	12.5	50	78.7	18.9	16.7	20.3	14.9
Co	14	11.6	12.6	25.8	14.7	18.4	17.5	7.7	15.5	9.5
Ni	21.7	9.2	7.9	8.9	24.3	34.9	19.5	6.8	17.6	8.3
Y	14.4	7.3	9.3	9.4	14.2	13.2	14.7	12.2	12.3	8.8
Zr	99	152	150	148	114	142	135	158	137	88
Nb	8.2	7.9	8.6	9.4	8.3	6.8	7.5	10.1	6.2	8.3
La	29	36	40	39	31	25	28	28	24	34
Ce	61	68	80	78	65	53	56	55	48	66

continuación .....

Muestra	TU-12-51	TU-12-50	TU-12-52	TU-12-54A	TU-12-56	TU-12-57	TU-12-60	TU-12-62	TU-12-63	TU-12-64B
Este	358851	356938	353690	353708	353619	356438	352028	361595	356653	349870
Norte	8113757	8119458	8115103	8115051	8114822	8113593	8114792	8110688	8112031	8114478
Nd	27	26	33	32	29	23	25	22	21	25
Sm	5	3.7	4.9	5.6	5.7	4.1	4.7	4	4	4.3
Eu	1.14	1.12	1.41	1.43	1.3	0.98	1.22	0.85	1.11	1.31
Gd	3.7	2.7	3.5	3.4	3.9	3.5	3.7	2.8	2.8	2.9
Dy	2.5	1.4	1.9	1.9	2.7	2.2	2.7	2.2	2.3	1.8
Er	1.1	0.5	0.6	0.8	1	1.1	1.3	0.8	1	0.7
Yb	1.19	0.51	0.66	0.65	1.14	1.19	1.24	1.21	1.04	0.71
Th	11	10	9.3	9.4	9.2	9.7	7.5	14.2	6.4	9.6

continuación .....

Muestra	TU-12-65	TU-12-66A	TU-12-67	TU-12-68A	TU-12-69	TU-12-70	TU-12-74	TU-12-76
Este	356679	359601	357213	359411	360112	356205	355656	356407
Norte	8112061	8117932	8111255	8117375	8117789	8115564	8115419	8115272
SiO2	65.6	64.3	60.5	63.5	64.6	63.5	65.3	63.9
TiO2	0.55	0.81	0.67	0.87	0.75	0.81	0.79	0.82
Al2O3	15.4	15.6	17.1	15.7	15.3	15.8	15.3	15.3
Fe2O3	3.39	4.14	5.2	4.4	4.08	4.57	4.08	4.44
MnO	0.048	0.051	0.081	0.062	0.055	0.064	0.055	0.062
MgO	1.29	1.48	2.66	1.91	1.5	2.07	1.58	1.91
CaO	3.28	3.63	5.77	3.89	3.48	4.01	3.59	3.75
Na2O	4.21	4.26	3.93	4.25	4.08	4.17	4.17	4.09
K2O	3.17	3.43	2.45	3.44	3.47	3.26	3.53	3.48
P2O5	0.187	0.381	0.213	0.34	0.276	0.306	0.318	0.306
LOI	1.64	0.11	0.69	0.24	0.68	0.35	0.18	0.37
TOTAL	98.77	98.16	99.32	98.53	98.27	98.88	98.94	98.45
Rb	94	95	74	94	100	89	95	99
Sr	682	888	737	843	746	779	811	751
Ba	1065	1298	804	1368	1236	1247	1343	1292
Sc	5.3	4.7	12.9	6.7	5.6	7.8	6.2	7.2
V	71	76	114	84	82	96	79	89
Cr	12.2	8.4	23.4	10.6	11	12.6	9.3	11.6
Co	8.5	10.4	15.8	12.5	12.6	13.8	10.3	13
Ni	8.8	6.9	18.8	8.6	8.3	13	8.8	10.2
Y	7	7.7	12.9	9.6	8.6	9.4	9.2	9.2
Zr	137	145	138	148	146	132	159	143
Nb	7.2	9.4	7.3	9	8.9	7	8.3	8.4
La	30	41	26	42	39	37	42	39
Ce	58	79	53	80	76	72	83	78

continuación .....

Muestra	TU-12-65	TU-12-66A	TU-12-67	TU-12-68A	TU-12-69	TU-12-70	TU-12-74	TU-12-76
Este	356679	359601	357213	359411	360112	356205	355656	356407
Norte	8112061	8117932	8111255	8117375	8117789	8115564	8115419	8115272
Nd	23	31	24	33	31	30	34	31
Sm	3.9	4.7	4.6	5.3	5.1	5.3	5.9	5.4
Eu	0.99	1.42	1.18	1.5	1.27	1.31	1.46	1.42
Gd	2.5	3.2	3.1	3.7	3.2	3.4	3.6	3.7
Dy	1.4	1.8	2.3	1.9	1.7	2	2	1.8
Er	0.4	0.3	1.2	0.8	0.5	0.7	0.6	0.9
Yb	0.6	0.56	1.1	0.69	0.64	0.65	0.66	0.64
Th	11	8.7	6.8	8.7	9.4	8.1	9.1	8.9

Anexo 2
Breve glosario

BLOQUES O BOMBAS. Fragmentos de lava de tamaño superior a 64 mm, arrojados por una erupción volcánica.

CALDERA. Gran depresión de origen volcánico, generalmente de forma circular o elíptica, cuyo diámetro puede tener decenas de kilómetros, formada por grandes erupciones volcánicas.

CÁMARA MAGMÁTICA. Es la zona donde se produce y almacena el magma y que posteriormente es expulsado a la superficie. La cámara magmática se comunica con el cráter del volcán a través de un conducto conocido como "chimenea".

CENIZA VOLCÁNICA. Fragmentos de roca de origen volcánico de tamaño menor a 2 mm expulsados a la atmósfera durante erupciones explosivas.

COLUMNA ERUPTIVA. Se forma durante las erupciones explosivas. Está constituida por grandes cantidades de gases calientes, ceniza, fragmentos líticos, pómez (o escoria), de distintos tamaños.

CRÁTER. Abertura situada en la superficie terrestre, por donde el volcán expulsa los materiales volcánicos durante una erupción. Normalmente es de forma circular, con un diámetro de menos de 2 km.

ERUPCIÓN EXPLOSIVA. Se produce cuando el magma que asciende a la superficie acumula más presión de la que puede liberar. Las burbujas en su interior crecen, el magma se fragmenta y los productos volcánicos son expulsados violentamente. Estas erupciones son frecuentes en volcanes con alto contenido de gases, o cuando se produce una interacción del magma con agua meteórica.

ERUPCIÓN VOLCÁNICA. Es el producto del ascenso del magma y su posterior expulsión sobre la superficie de la Tierra. Los materiales pueden ser arrojados con distintos grados de violencia, dependiendo de la composición química del magma y la cantidad de gases y, en algunos casos, por la interacción del magma con el agua.

FUMAROLA. Emanación de gases y vapor de agua, generalmente a altas temperaturas, que sale de fracturas o grietas de la superficie de un volcán. La mayor parte de los gases emitidos son vapor de agua; sin embargo, se encuentran otros gases como CO2, CO, SO2, H2S, CH4, HCl, etc.

ÍNDICE DE EXPLOSIVIDAD VOLCÁNICA (IEV). Es una escala para describir el tamaño de las erupciones volcánicas y se basa, entre otros factores, en el volumen de material emitido y la altura de la columna eruptiva. La escala IEV varía entre 0 y 8. Una erupción con un IEV de 0 denota una erupción no explosiva, sin importar el volumen de productos emitidos. Las erupciones con un IEV de 5 o más son consideradas "muy grandes" y ocurren raramente alrededor del planeta (alrededor de una erupción cada década). La erupción del volcán Ubinas entre los años 2006 y 2008 tuvo un IEV 2.

LAPILLI. Fragmento de roca volcánica de tamaño comprendido entre 2 y 64 mm, emitido durante una erupción explosiva.

LLUVIA ÁCIDA. Mezcla del agua atmosférica con gases magmáticos emitidos durante una erupción volcánica. Estos gases forman ácidos fuertemente corrosivos que caen a la superficie en forma de lluvia.

MAGMA. Roca fundida, en estado líquido o parcialmente líquido, en el interior de la Tierra. Los magmas generalmente se forman a profundidades mayores a los 60 km, tienen temperaturas entre 500 y 1200 °C y tienen componentes en estado sólido, líquido y gaseoso. Cuando el magma llega a la superficie y se solidifica, da origen a las *rocas volcánicas*. Los magmas pueden también enfriarse y solidificarse en el interior de la Tierra, dando origen a las *rocas plutónicas*.

PELIGRO O AMENAZA VOLCÁNICA. Se define como la probabilidad de que alguna manifestación volcánica específica pueda presentarse en un área o región particular del entorno del volcán, en un intervalo de tiempo dado y que puede causar destrucción o daño.

PELIGRO POR AVALANCHAS DE ESCOMBROS. Las avalanchas de escombros son deslizamientos súbitos de una parte voluminosa de los edificios volcánicos. 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. Bajan a gran velocidad y destruyen todo lo que encuentran a su paso.

PELIGRO POR FLUJOS DE BARRO O LAHARES. Los flujos de barro son mezclas de partículas volcánicas de tamaños diversos movilizados por el agua, que fluyen rápidamente (20-60 km/h). Se generan en periodos de erupción o de tranquilidad volcánica. El agua puede provenir de fuertes lluvias, fusión de hielo o nieve. Estos flujos viajan a lo largo de quebradas o ríos y eventualmente pueden salir de estos cauces. El área afectada depende del volumen de agua y de materiales sueltos disponibles, así como de la pendiente y topografía. Normalmente destruyen todo a su paso y pueden alcanzar grandes distancias, incluso mayores a 200 km.

PELIGRO POR 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, pero en los volcanes peruanos normalmente se enfrían en la zona del cráter (domos) o recorren escasos kilómetros. Los flujos de lava destruyen todo a su paso, sin embargo, no representan un alto peligro para las personas debido a su baja velocidad.

PELIGRO POR FLUJOS PIROCLÁSTICOS. Los flujos piroclásticos son masas calientes (300 °C a 800 °C), conformadas por una mezcla de ceniza, fragmentos de roca y gases. Estos flujos descienden por los flancos del volcán al ras de la superficie y a grandes velocidades, entre 200 y 300 m/s. 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 salen del valle, sobrepasan relieves importantes y afectan una mayor área. Estos flujos y oleadas destruyen y calcinan todo lo que encuentran a su paso.

PELIGRO POR 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 flúor. Estos gases 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.

PELIGRO POR LLUVIAS DE CENIZA Y PIEDRA PÓMEZ. Las lluvias de ceniza y piedra pómez se generan cuando los fragmentos de roca son expulsados hacia la atmósfera violentamente y forman una columna eruptiva alta y posteriormente caen sobre la superficie terrestre. Los fragmentos más grandes y densos caen cerca del volcán, mientras que las partículas de menor tamaño son llevadas por el viento a grandes distancias, luego caen y forman una capa de varios milímetros y centímetros de espesor. Estas partículas pueden causar problemas de salud en las personas, contaminar fuentes de agua, causar el colapso de los techos por el peso acumulado, afectar cultivos, interrumpir el tráfico aéreo, entre otros.

PIEDRA PÓMEZ. Roca volcánica de color claro, llena de cavidades, que la hacen muy poco densa. Generalmente tiene una composición dacítica a riolítica. Las cavidades se forman por la expansión de los gases volcánicos durante la salida hacia la superficie.

PIROCLASTOS. Fragmentos de roca volcánica fracturada, emitidos durante una erupción explosiva. Incluyen piedra pómez, ceniza, escoria y otros fragmentos de roca.

TEFRA. Término general que comprende cualquier material sólido emitido durante una erupción volcánica explosiva. Puede ser ceniza, lapilli, bloques y bombas volcánicas, piedra pómez, escoria, entre otros.

VISCOSIDAD. Medida de la resistencia de un material a fluir en respuesta a un esfuerzo. Mientras más alto sea el contenido de sílice en las lavas, más alta es su viscosidad.

VOLCÁN. Lugar situado sobre la superficie terrestre por donde se produce una expulsión de material magmático, total o parcialmente fundido, que forma una acumulación que por lo general toma una forma aproximadamente cónica alrededor del punto de salida. Con el tiempo, y a causa de repetidas erupciones, dichas acumulaciones rocosas pueden volverse muy grandes y formar diversos tipos de montañas, también conocidas como *volcanes* o *edificios volcánicos*. Por ejemplo, el Misti, el Ubinas y el Chachani.

VOLCÁN ACTIVO. Un volcán se considera activo si ha tenido por lo menos una erupción durante el tiempo histórico (últimos 500 o 600 años), o incluso durante el Holoceno (últimos 10 mil años). Debido a que los procesos volcánicos se dan en la escala del tiempo geológico, el potencial de producir nuevas erupciones es alto.

RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES

Mapas

Mapa 1 Mapa geológico del complejo volcánico Tutupaca.

Mapa 2 Mapas de peligros del complejo volcánico Tutupaca.

Figuras

Figura 1.1 Ubicación de los volcanes activos y potencialmente activos del arco volcánico del sur del Perú. También se muestra las principales ciudades e infraestructuras en riesgo.

Figura 1.2 Promedio mensual de temperaturas máximas y mínimas (°C) registrado en la estación meteorológica del SENAMHI en Umalzo, entre los años 2010 y 2014.

Figura 1.3 Promedio mensual de temperaturas máximas y mínimas (°C) registrado en la estación meteorológica del SENAMHI en Candarave, entre los años 2010 y 2014.

Figura 2.1 Mapa geomorfológico del Complejo Volcánico Tutupaca (CVT) y áreas circundantes

Figura 2.2 En primer plano, secuencia piroclástica y de flujos de lavas subhorizontales del edificio Tutupaca Basal; a la izquierda, el edificio Tutupaca Oeste; y sobreyaciendo a todos, el edificio Tutupaca Reciente.

Figura 2.3 Domos del edificio Tutupaca Oeste, así como cicatriz de colapso situado al oeste del edificio Tutupaca Reciente, cerca al límite con el edificio Tutupaca Oeste. Este último se muestra en la figura insertada “A”.

Figura 2.4 A la izquierda, el edificio Tutupaca Reciente, conformado por domos yuxtapuestos, que presentan estructuras en forma de “agujas”. En el extremo derecho, flujos de lavas subhorizontales del edificio Tutupaca Basal.

Figura 2.5 Foto de acercamiento de los domos del edificio Tutupaca Reciente. En este sector posee paredes casi verticales e intenso fracturamiento.

Figura 2.6 Colinas cónicas (“hummock” en ingles) formados en depósitos de avalanchas de escombros. Poseen entre 5 a 10 m de altura, aproximadamente; algunos están constituidos por bloques de domo y otros por materiales hidrotermalizados.

Figura 2.7 Estructuras de tipo “run up” formadas durante el emplazamiento de los depósitos de avalanchas de escombros (quebrada Azufre Grande). Normalmente se encuentran sobre las paredes de un valle, en zonas de inflexión.

Figura 2.8 Domos con estructuras tipo “aguja” y anfiteatro en forma de herradura, originado por el colapso del flanco noroeste del edificio Tutupaca Reciente, que poseen cerca de 0.9 km de diámetro. A la derecha, domos del edificio Tutupaca Oeste.

Figura 2.9 En primer plano, valle glaciar Tacalaya, que tiene forma de “U”. En la parte superior, circo glaciar en el flanco occidental del edificio Tutupaca Oeste. También se observan morrenas del Pleistoceno y Holoceno.

Figura 2.10 Valle de origen glaciar ubicado en el río Tacalaya, al oeste del CVT. También se observan morrenas del Pleistoceno que cubren a los flujos de lava del edificio Tutupaca Basal. Domos con estructuras tipo “aguja” y anfiteatro en forma de herradura originado por el colapso del flanco Noroeste del Edificio Tutupaca Reciente, posee cerca de 0.9 km de diámetro. A la derecha se observa domos del Edificio Tutupaca Oeste.

Figura 2.11 Estrías formadas durante el desplazamiento de los glaciares, valle abajo. En segundo plano, morrenas del Pleistoceno, ubicadas en la parte occidental de edificio Tutupaca Oeste.

Figura 2.12 Morrenas emplazadas durante el Holoceno, aproximadamente a 5000 msnm, en el lado occidental del edificio Tutupaca Oeste.

Figura 2.13 Planicie conformada por depósitos volcanoclásticos, ubicados el este del edificio Tutupaca Reciente. También se observan depósitos aluviales emplazados en el cauce del río Callazas. En este sector, miden menos de 10 m de ancho y su espesor es métrico.

Figura 3.1 Ignimbritas de la Formación Huaylillas que conforman la altiplanicie sobre la cual se encuentra emplazado el CVT y demás estratovolcanes del Grupo Barroso. Vista en dirección norte desde el sector de Cairani.

Figura 3.2 Ignimbritas de la Formación Capillune que afloran en ambas márgenes del río Callazas e infrayacen al flujo piroclástico de pómez y cenizas "Callazas".

Figura 3.3 Vista de acercamiento de las ignimbritas de la Formación Capillune. Posee más de 30 m de espesor y está conformado por una matriz de ceniza que reúne fragmentos de pómez dacítico. También presenta estructuras de circulación de gases, dispuestos de forma vertical ("pipes").

Figura 3.4 Estratovolcanes glaciados del Grupo Barroso que se encuentran en inmediaciones del CVT. Al norte, Vilaque y Carimani; al suroeste, el estrato-volcán Chuquiananta; y al sureste, el estrato-volcán Nazaparco y el complejo volcánico Yucamane Chico-Calientes-Yucamane.

Figura 3.5 Vista panorámica del estratovolcán Nazaparco y el complejo volcánico Yucamane Chico-Calientes-Yucamane. Fotografía tomada desde el CVT, en dirección sur.

Figura 3.6 Secuencia de depósitos de caída piroclástica (P-Ba4), cubiertos por morrenas del Pleistoceno Tardío (P-Mo). Los depósitos piroclásticos se encuentran alterados y poseen espesores decimétricos a métricos. Debido a su posición estratigráfica, posiblemente estén asociados a erupciones explosivas de los volcanes Chuquiananta, Carimani o Vilaque. Sector de carretera CVT-Toquepala.

Figura 3.7 Depósitos de caída piroclástica (P-Ba4) de más de 10 m de espesor. Los depósitos poseen espesores decimétricos a métricos y se encuentran bastante alterados. Las pómez son dacíticas y algunas andesíticas. Están cubiertos por morrenas del Pleistoceno tardío (P-Mo) y posiblemente fueron emplazados durante erupciones de los volcanes Chuquiananta o Carimani. Margén derecha del río Tacalaya.

Figura 3.8 Morrenas de más de 5 m de espesor que se encuentran cubriendo secuencias de depósitos de caída piroclástica. Margen derecha del río Tacalaya, en la carretera del CVT a Toquepala.

Figura 3.9 Mapa neotectónico del CVT y alrededores. Se aprecia un sistema de fallas principal de orientación NO-SE y otro secundario de dirección NE-SO.

Figura 3.10 Traza de la falla Banco que pasa por el domo del mismo nombre. Se trata de una falla normal que está buzando en dirección SO, con un salto de casi 10 m. Al fondo se aprecia otra falla normal, de orientación noroeste, con características similares a la falla Banco, posiblemente su continuación. Debido al desplazamiento normal de esta falla se originó la laguna Suches.

Figura 4.1 Columna estratigráfica generalizada del CVT.

Figura 4.2 Imagen satelital en perspectiva del CVT. Se pueden observar los límites de las tres generaciones de flujos de lava del edificio Tutupaca Basal, así como los domos alineados de dicho edificio.

Figura 4.3 En primer plano se observa las lavas de la 1.a, 2.a y 3.a generación del edificio Tutupaca Basal. Sobreyacen a estas lavas los edificios Tutupaca Oeste y Tutupaca Reciente. Fotografía en dirección norte.

Figura 4.4 Domo de aproximadamente 200 m de diámetro, intruyendo lavas del edificio Tutupaca Basal (3.a generación). Forma parte de los domos alineados en dirección NO-SE.

Figura 4.5 Depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza “Callazas”. El afloramiento mide cerca de 5 m de espesor.

Figura 4.6 Foto de acercamiento donde se observan estructuras “pipes”, formadas por el escape de gases calientes durante el enfriamiento del flujo piroclástico.

Figura 4.7 Bandeamiento composicional en las pómez, con zonas oscuras y otras más claras.

Figura 4.8 Flanco occidental del edificio Tutupaca Oeste. Se observan las secuencias de lavas y piroclastos hidrotermalizados e intruidos por domos, así como la discordancia angular en el tope de los domos y la base de la secuencia de flujos de lava y piroclastos del estrato-cono superior

Figura 4.9 Depósito de avalancha de escombros “Tacalaya”, de más de 5 m de espesor. Está constituido por bloques centimétricos a decimétricos, englobados en una matriz hidrotermalizada. Está cubierto por morrenas del Pleistoceno tardío.

Figura 4.10 Fotografía en detalle del depósito de avalancha de escombros “Tacalaya”. A la derecha, es una facie de matriz bastante hidrotermalizada, donde se tiene menos de 30 % de bloques. A la izquierda, es una facie color gris, con predominancia de la matriz (70 a 80 %) sobre los bloques (20 a 30%).

Figura 4.11A Ubicación de las calicatas (Cantera Alta, Camilaca, Cantera Baja) donde afloran las secuencias de caídas piroclásticas al sur del CVT.

Figura 4.11B Correlación de columnas tefro-estratigráficas de tres afloramientos ubicados entre 18 y 25 km al sur del CVT.

Figura 4.12A Secuencia de caídas piroclásticas que afloran en “Cantera Alta”, situada a 18 km al sur del edificio Tutupaca Oeste. En este afloramiento se identificaron las 06 caídas piroclásticas guías. El espesor total de la secuencia es de 5.6 m.

Figura 4.12B Fotografías en detalle de los seis depósitos de caída de lapilli pómez de la secuencia mostrada en la figura 4.12A. De la base al tope, los depósitos son:a) depósito de caída de lapilli pómez “Estratificado 1” (CLP-Es1); b) depósito de caída de lapilli pómez “Gris marrón” (CLP-Gm); c) depósito de caída de lapilli pómez “Estratificado 2” (CLP-Es2); d) depósito de caída de lapilli pómez “Rico en líticos” (CLP-Rl); e) depósito de caída de lapilli pómez “Blanco rosáseo” (CLP-Br); f) depósito de caída de lapilli pómez “Gris” (CLP-Gr).

Figura 4.13 Secuencia de caídas piroclásticas que afloran en “Cantera Baja”, situado a 25 km al sur del edificio Tutupaca Oeste. En este afloramiento se identificaron cinco caídas piroclásticas guías. El espesor total de la secuencia posee 4.1 m de espesor.

Figura 4.14 Domos I, II y III que conforman el edificio Tutupaca Reciente. Sobreyacen directamente sobre el edificio Tutupaca Basal. Fotografía en dirección suroeste.

Figura 4.15 Domos IV y V del edificio Tutupaca Reciente. Fotografía en dirección norte.

Figura 4.16 Domos V, VI y VII del edificio Tutupaca Reciente. Son los domos más jóvenes y afloran parcialmente, ya que una parte fue afectada por el colapso del edificio volcánico. Fotografía en dirección oeste.

Figura 4.17 Distribución del depósito de la avalancha de escombros “Azufre”. En amarillo se muestra la Facies 1 rica en material hidrotermalizado, mientras que en crema se muestra la Facies 2, rica en bloques de domo sin alteración. Nótese que la avalancha abarcó cinco quebradas aledañas (tomado de Valderrama, 2016).

Figura 4.18 Vista en detalle del contacto entre la facies rica en materiales hidrotermalizados y la facies rica en bloques del depósito de avalancha de escombros “Azufre” (tomado de Valderrama, 2016).

Figura 4.19 Vista panorámica de los depósitos de avalancha de escombros “Azufre”. Se puede observar la facies rica en materiales hidrotermalizados (color amarillo ocre), y la facies rica en bloques (color gris parto a gris oscuro). Parte alta de la quebrada Azufre Grande (tomado de Valderrama, 2016).

Figura 4.20 Vista panorámica de la sobreelevación en el cerro Yager Blanco. Nótese cómo la facies hidrotermalizada de la avalancha cubre íntegramente al cerro (tomado de Valderrama, 2016).

Figura 4.21 Vista desde la quebrada Zuripujo. La línea roja delimita el material caído desde la parte superior del Cerro Yager, en configuración de cono de acumulación (tomado de Valderrama, 2016).

Figura 4.22 Vista panorámica de la sobreelevación B. La línea negra entrecortada señala la altura máxima que alcanzó la avalancha de escombros (tomado de Valderrama, 2016).

Figura 4.23 Vista al detalle de la figura anterior. Nótese los bloques adosados en el material de la facies hidrotermalizada (tomado de Valderrama, 2016).

Figura 4.24 Vista de la quebrada Azufre Grande. La línea azul marca la sobreelevación C en la margen derecha del valle.

Figura 4.25 Vista de la sobreelevación D, delimitada por la línea azul. Se aprecia los dos edificios más recientes del CVT.

Figura 4.26 Campos cubierta por depósitos de avalanchas de escombros con colinas cónicas ("hummocks"), ubicados entre las quebradas Yager Blanco y Zuripujo.

Figura 4.27 Vista de colinas cónicas ("hummocks"). Casi la totalidad de ellos no sobrepasan los 2 a 3 m de altura.

Figura 4.28 Imagen satelital sobre la cual se han cartografiado los "ridges" asociados a la avalancha de escombros "Azufre".

Figura 4.29 Imagen satelital que muestra las colinas cónicas ("hummocks") en la parte media de la quebrada Zuripujo

Figura 4.30 Vista panorámica del depósito de la avalancha de escombros "Azufre", en la quebrada Zuripujo. Se observa colinas cónicas ("hummocks") de hasta 10 metros de altura.

Figura 4.31 Vista al detalle de una de las crestas de las colinas cónicas ("hummocks"). Se aprecia la altura del mismo respecto al fondo del valle.

Figura 4.32 Mapa de la dinámica de la avalancha de escombros "Azufre". A, B, C y D son las sobreelevaciones. Las líneas negras muestran la dirección que tomó el flujo y la línea roja muestra la zona de arranque de la avalancha "Azufre". Nótese que parte de la escarpa es compartida con la que originó la avalancha de hace 200 años.

Figura 4.33 Entre los dos edificios Tutupaca Oeste y Tutupaca Reciente se encuentra la escarpa que originó la avalancha de escombros "Azufre".

Figura 4.34 Mapa simplificado de la distribución de los depósitos de corriente de densidad piroclástica y depósito de avalancha de escombros asociados a la última erupción del volcán Tutupaca: a) depósito de corriente de densidad piroclástica "Zuripujo" (azul); b) facies hidrotermalizada del depósito de la avalancha de escombros "Paipatja" (amarillo); c) facies rica en bloques de domo del depósito de la avalancha de escombros "Paipatja" (marrón); d) facies pobre en bombas del depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja" (verde claro); e) facies rica en bombas del depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja" (color verde limón). La numeración del 1 al 12 indica la ubicación de las columnas estratigráficas de la Figura 4.35 (modificado de Samaniego et al., 2015).

Figura 4.35 Columnas estratigráficas de las diferentes secciones y excavaciones realizadas en los depósitos de corrientes de densidad piroclástica y avalanchas de escombros asociadas al edificio Tutupaca Reciente. La ubicación de las columnas se muestra en la Figura 4.34 (tomado de Samaniego et al., 2015).

Figura 4.36 Fotos de afloramientos del depósito de densidad piroclástica "Zuripujo" (Z-PDC): a) afloramiento de 4 a 5 m dentro de la quebrada Zuripujo; b) los 2 m superiores del depósito mostrado en "a" evidencia el contacto entre el flujo "Zuripujo" y el depósito de avalancha de escombros "Paipatja" (P-PDC); nótese la presencia de bombas en el interior del depósito; c) depósito de corriente de densidad piroclástica "Zuripujo" en una de las quebradas aledañas; d) detalle de la matriz del depósito "Zuripujo" mostrando un fragmento de carbón; nótese la abundancia de clastos de material hidrotermal (tomado de Samaniego et al., 2015).

Figura 4.37 Vista del anfiteatro del edificio Tutupaca Reciente. La línea azul delimita la Toreva y la línea roja muestra los "leves" divergentes.

Figura 4.38 Colinas cónicas ("hummocks") formados por materiales hidrotermalizados, en la zona proximal de la avalancha, en las nacientes de la quebrada Zuripujo. Nótese que algunos "hummocks" están cubiertos por bloques frescos del domo.

Figura 4.39 Depósito de la avalancha de escombros "Paipatja", con estructuras del tipo "hummock" en la parte media del depósito, entre 3 y 4 km al noreste de la cicatriz de colapso. Los bloques de domo son escasos en esta zona.

Figura 4.40 Bloques hidrotermalizados, bastante fracturados, que presentan estructuras tipo jigsaw, en una matriz arenosa también muy alterada.

Figura 4.41 Vista hacia el norte del depósito de la avalancha de escombros. En primer plano aparace la facies hidrotermalizada y al fondo la facies de bloques. También se aprecia el Cerro Taipicirca y la superficie rugosa con "ridges" y megabloques. La línea roja marca el límite del "run up", ubicado a 5.5. km al norte de la cicatriz de colapso.

Figura 4.42 Alineaciones de bloques de lava (domo) sin alterar, formado durante el emplazamiento de la avalancha de escombros "Paipatja". Corresponde a la facies de bloques que cubre a la facies hidrotermalizada.

Figura 4.43 Facies de bloques de domo (gris a gris oscuro) del depósito de avalancha de escombros que cubre la facies hidrotermalizada (amarillo). Sector ubicado entre 4 y 5 km al noreste de la cicatriz de colapso.

Figura 4.44 Facies hidrotermalizada (amarillo) del depósito de avalancha de escombros que infrayace a la facies de bloques de domo. Al fondo, en dirección suroeste, se observa la cicatriz de colapso del edificio Tutupaca Reciente.

Figura 4.45 Megabloques transportados por la avalancha de composición dacítica que mide hasta 3 m de diámetro. Al fondo se aprecia al edificio Tutupaca Reciente y al anfiteatro en forma de herradura.

Figura 4.46 Fotografía en detalle de un bloque de domo con disyunción columnar (Figura 4.46). También se observan fenocristales (blancos) bien desarrollados, de varios milímetros de tamaño.

Figura 4.47 Imagen satelital de los "ridges" del Tutupaca. Entre 3 y 5 km al sureste de la cicatriz de colapso del edificio Tutupaca Reciente, se aprecia que los "ridges" varían de longitud y de ancho, así como también de dirección y separación entre ellos.

Figura 4.48 Imagen satelital del material de la avalancha en la pampa Paipatja. Entre 6 y 8 km al noreste de la cicatriz de colapso. Nótese los "ridges" y alineamientos que se separan, de acuerdo con la distancia, hasta formar un abanico.

Figura 4.49 Vista panorámica de la zona inicial y media del depósito de la avalancha del Tutupaca. A la derecha se aprecian los "hummocks" ricos en material hidrotermal, mientras que a la izquierda se aprecian los megabloques y la superficie rugosa característica.

Figura 4.50 a) Boceto que representa la sección transversal de 1 a 1.5 m de alto y 8 a 10 m de largo de un ridge, cuya ubicación se muestra en la Figura 4.47. Los puntos negros irregulares simbolizan bloques y las líneas grises representan contactos y/o estructuras; b) Interpretación de las diferentes secciones de la cresta de acuerdo a distintas facies; c) Histogramas de granulometría de la matriz de las partes 1-6 del ridge como se muestra en b; d) Tamaño máximo del bloque en la cresta del ridge que muestra la diferencia entre el núcleo más grueso y las partes laterales más finas de la cresta (tomado de Valderrama et al., 2016).

Figura 4.51 a) Evolución temporal de un flujo granular en experimentos (modificado de Pouliquen & Vallance, 1999). La cámara se está moviendo a la misma velocidad que la del frente de flujo. Tenga en cuenta la formación de la digitación (dedos), cuyos lados laterales enriquecidos en material grueso se unen para formar las crestas; b) Representación esquemática de las crestas; c) Fotografía de un inédito experimento que muestra digitación granular (tomado de Valderrama et al., 2016).

Figura 4.52 Depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja". a) Se muestran las unidades superiores ricas en bloques y las inferiores pobres en bloques, en la zona de pampa Paipatja; b) Detalle de la unidad superior del depósito que muestra el enriquecimiento en bombas decimétricas; c) Detalle del depósito en las orillas de la laguna Suches. Nótese la ligera estratificación de matriz de grano fino y la presencia de ichu carbonizado; d) Detalle del depósito en la zona distal, cerca del valle del río Callazas. Nótese la presencia de estructuras de escape de gas ("gas pipes") en el depósito (modificado de Samaniego et al., 2015).

Figura 4.53 Parte distal del depósito de corriente de densidad piroclástica "Paipatja". La diferencia de coloración se debe a la presencia de pequeñas bombas pumíticas más rojizas que la ceniza que los engloba, que es mayormente gris clara.

Figura 4.54 Depósito de flujo piroclástico canalizado en uno de los pequeños valles que se encuentra en la quebrada Paipatja.

Figura 4.55 Histogramas de tamaño de grano para el depósito de corriente de densidad piroclástica “Paipatja” (modificado de Samaniego et al., 2015).

Figura 5.1 Plagioclasas y anfíboles aciculares englobados en una matriz vítrea rica en óxidos de Fe-Ti.

Figura 5.2 a) Biotita subhedral con inclusiones de plagioclasa; b) Aglomerado de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti; c) Ortopiroxeno euhedral; d) Plagioclasas con textura en tamiz; e) Anfíbol con corona de reacción; f) Biotita en pómez.

Figura 5.3 a) Intercrecimiento entre fenocristales de anfíbol y plagioclasa; b) Cuarzo anhedral; c) Fenocristales de esfena euhedrales; d) Anfíbol con borde de sobrecrecimiento; e) Plagioclasa zonada con borde de sobrecrecimiento; f) Plagioclasa con textura en tamiz.

Figura 5.4 Diagrama de An-Ab-Or que reporta las composiciones de los feldespatos analizados para cada etapa evolutiva (tomado de Manrique, 2016).

Figura 5.5 a) Fenocristal de la plagioclasa no alterado y con bordes de reabsorción que corresponde a la primera familia (domo V, Tu-12-42); b) Fenocristal euhedral con borde de sobrecrecimiento que corresponde a la segunda familia (bloque denso del PDC Paipatja, Tu-12-06); c) Fenocristal de plagioclasa con textura tipo “spongy” que corresponde a la tercera población (domo VII, Tu-12-14).

Figura 5.6 a) Fenocristal de anfíbol del enclave, corresponde a la familia pobre en Al; b) Anfíbol rico en Al con un borde de reacción, compuesta de una mezcla de oxidos de Fe-Ti, piroxenos y plagioclasa (alteración de tipo gabroico).

Figura 5.7 a) Las micas analizadas están comprendidas en los campos de biotita. Clasificación de micas según Deer et al. (1978); b) Intercrecimiento entre la biotita, el anfíbol y la esfena (bt-biotita; sfn-esfena; oxd-óxido).

Figura 5.8 a) Clasificación de clinopiroxenos (Morimoto 1988) según productos del Tutupaca Reciente; b) Imágenes de los clinopiroxenos subhedrales (cpx-clinopiroxeno; anf-anfíbol).

Figura 5.9 a) Los fenocristales de la esfena con bordes ricos en óxidos; b) El fenocristal de esfena con zonación e inclusiones de ilmenita (esf-esfena; ilm-ilmenita; anf-anfibol).

Figura 6.1 En el diagrama de K2O vs SiO2 (Pecerillo & Taylor, 1976), se observa que los productos del CVT corresponden a la serie calcoalcalina con alto contenido de K

Figura 6.2 Diagramas de Harker que muestran las variaciones de elementos mayores en función de la sílice.

Figura 6.3 Diagramas de Harker que muestran las variaciones de elementos menores en función de la sílice.

Figura 6.4 Diagramas multielementales de rocas de los edificios del CVT normalizados respecto al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

Figura. 6.5 Diagramas de tierras raras normalizadas (Sun & McDonough, 1989).

Figura 7.1 Tipos de peligros volcánicos que puede presentar el Complejo Volcánico Tutupaca.

Figura 7.2 Domo de más de 100 m de altura, registrado en el cráter del volcán Monte St. Helens, el 28 de abril del 2006 (Fotografía de D. Dzurisin, USGS).

Figura 7.3 Explosión vulcaniana del volcán Sabancaya registrada el 06 de marzo de 2017, que formó una columna eruptiva de gases y ceniza de aproximadamente 2 km de altura. Fotografía del Ingemmet-OVI.

Figura 7.4 Espesores de ceniza medidos en los alrededores del volcán Sabancaya, entre el 31 de julio y 1 de agosto de 2017 (Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 2017).

Figura 7.5 Corrientes de densidad piroclástica generados por el colapso de domos del volcán Merapi, el 29 de octubre de 2010. Fotografía de Andry Prasetyo, REUTERS.

Figura 7.6 Corrientes de densidad piroclástica que descienden por los flancos del volcán Unzen (Japón), registrado el 23 de junio de 1993. Fotografía de Setsuya Nakaa Kyushu.

Figura 7.7 Secuencia fotográfica que muestra el colapso del flanco norte del volcán monte St. Helens del 18 de mayo de 1980, y la explosión lateralmente dirigida (lateral blast). Fotografía de USGS.

Figura 7.8 Cicatriz en forma de herradura originada por el colapso de flanco del volcán monte St. Helens de mayo de 1980. La cicatriz mide aproximadamente 1.5 km de diámetro (Foto de LynTopinka, USGS, 19/05/1982).

Figura 7.9 Erupción explosiva del volcán Chaitén (Chile) el 2 de mayo de 2008. La columna eruptiva alcanzó más de 10 km de altura (Fotografía de SERNAGEOMIN).

Figura 7.10 Mapa de isópacas del depósito de caída de ceniza asociado a la erupción del volcán Misti de 2050 años B.P. (modificado de Thouret et al., 2001).

Figura 7.11 Mapa de isópacas del depósito de caída de lapilli pómez "Ticsani Gris", del volcán Ticsani (tomado de Mariño &Thouret, 2003).

Figura 8.1 Etapas que comprendió la elaboración de los mapas de peligros del CVT.

Figura 8.2 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).

Figura 8.3 Mapa de peligros múltiples de la zona proximal del CVT.

Figura 8.4 Mapa de peligros por lahares del CVT

Figura 8.5 Rosetas que muestran las direcciones preferentes de vientos a diferentes alturas: a) 5865, 9690 y 10 960 msnm; b) 12 445, 16 645, 20 662 y 26 415 msnm.

Figura 8.6 Mapa de peligros por caídas piroclásticas del CVT Tutupaca.

Tablas

Tabla 1.1 Datos de las estaciones meteorológicas Pampa Umalzo y Candarave

Tabla 1.2 Datos de temperatura, precipitación y velocidad de viento de la estación meteorológica Umalzo

Tabla 1.3 Datos de temperatura, precipitación y velocidad de viento de la estación meteorológica Candarave

Tabla 4.1 Resultados de dataciones radiométricas obtenidas con el método C14. Las muestras de carbón fueron extraídas de los depósitos de corriente de densidad piroclástica en la quebrada Zuripujo, en la planicie Paipatja y cerca del lago Suches (tomado de Samaniego et al., 2015).

Tabla 5.1 Resumen de las características petrográficas de cada unidad de los edificios Tutupaca Basal y Tutupaca Oeste (Plag =plagioclasa, anf =anfibol, cpx = clinopiroxeno, opx= ortopiroxeno, olv =olivino, bt=biotita, oxd=óxido).

Tabla 5.2 Resumen de las características petrográficas de cada unidad del edificio Tutupaca Oeste (Plag= plagioclasa, anf= anfibol, cpx= clinopiroxeno, opx= ortopiroxeno, olv= olivino, bt= biotita, oxd= óxido)

Anexos

Anexo 1 Resultados de análisis químicos

Anexo 2 Breve glosario

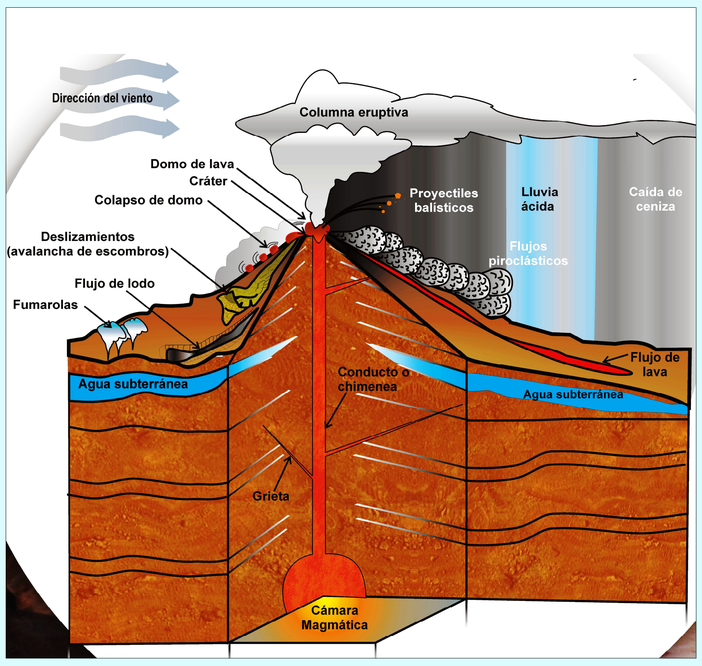
INGEMMET

Av. Canadá 1470 - San Borja, Lima 41, Perú
Teléfono: 051 - 1- 618 9800
Fax: 051-1-225-3063 I 051-1-225-4540
www.ingemmet.gob.pe
comunicacion@ingemmet.gob.pe

MAPAS DE PELIGROS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA

INTRODUCCIÓN

En estos mapas se representan con distintos colores las zonas susceptibles a ser afectadas por los fenómenos volcánicos. En el mapa principal (proximal), la determinación de las tres zonas de peligros está basada en una combinación o suma de todos los peligros potenciales que pueden afectar dichas áreas. Finalmente, los límites entre cada zona son graduales y no se pueden determinar con exactitud absoluta.



TIPOS DE PELIGROS VOLCÁNICOS

CAÍDAS DE CENIZA Y PÓMEZ

Se generan cuando los fragmentos de roca son expulsados hacia la atmósfera, formando una columna eruptiva alta y posteriormente caen sobre la superficie. Estas partículas pueden causar problemas de salud, contaminar fuentes de agua, colapsar los techos, afectar cultivos, interrumpir el tráfico aéreo.

Emisiones de ceniza del volcán Sabancaya, 2016

AVALANCHA DE ESCOMBROS

Las avalanchas de escombros son deslizamientos rápidos del flanco de un volcán. Las avalanchas de escombros ocurren con poca frecuencia y pueden alcanzar decenas de kilómetros de distancia. Bajan a gran velocidad y destruyen todo lo que encuentran a su paso.

Avalancha de escombros del volcán Tutupaca

LAHARES (Flujos de barro o huaycos)

Los flujos de barro son mezclas de partículas volcánicas de tamaños diversos movilizados por el agua, que fluyen rápidamente, con velocidades promedio entre 10 y 20 m/s. Se generan durante periodos de erupción o de reposo volcánico. Normalmente destruyen todo a su paso y pueden alcanzar grandes distancias (>100 km).

Lahares en el río Ubinas, 2016

CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICA

Son corrientes calientes (300°C a 800°C), conformadas por ceniza, fragmentos de roca y gases. Descienden por los flancos del volcán a grandes velocidades (100 - 300 m/s). Destruyen y calcinan todo lo que encuentran a su paso.

Corrientes de densidad piroclástica del volcán Merapi, 2010

CAÍDA DE BLOQUES BALÍSTICOS

Las explosiones volcánicas expulsan violentamente hacia la atmósfera fragmentos que pueden tener diámetros de hasta algunos metros, que se conocen como balísticos. Luego caen sobre la superficie, donde forman cráteres de impacto.

Cráter de impacto, volcán Ubinas, 2014

GASES VOLCÁNICOS

Pueden alcanzar altas concentraciones en el cráter o laderas de la cumbre, donde pueden generar intoxicación y muerte de personas y animales. Los gases también pueden provocar lluvias ácidas.

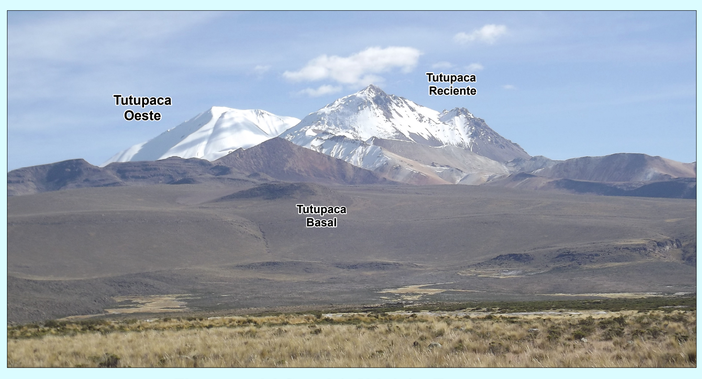
Emisiones de gases del volcán Misti

FLUJOS DE LAVA

Son corrientes de roca fundida expulsadas por el cráter o fracturas en los flancos del volcán. Destruyen y calcinan todo a su paso, pero no representan una amenaza para las personas debido a su baja velocidad.

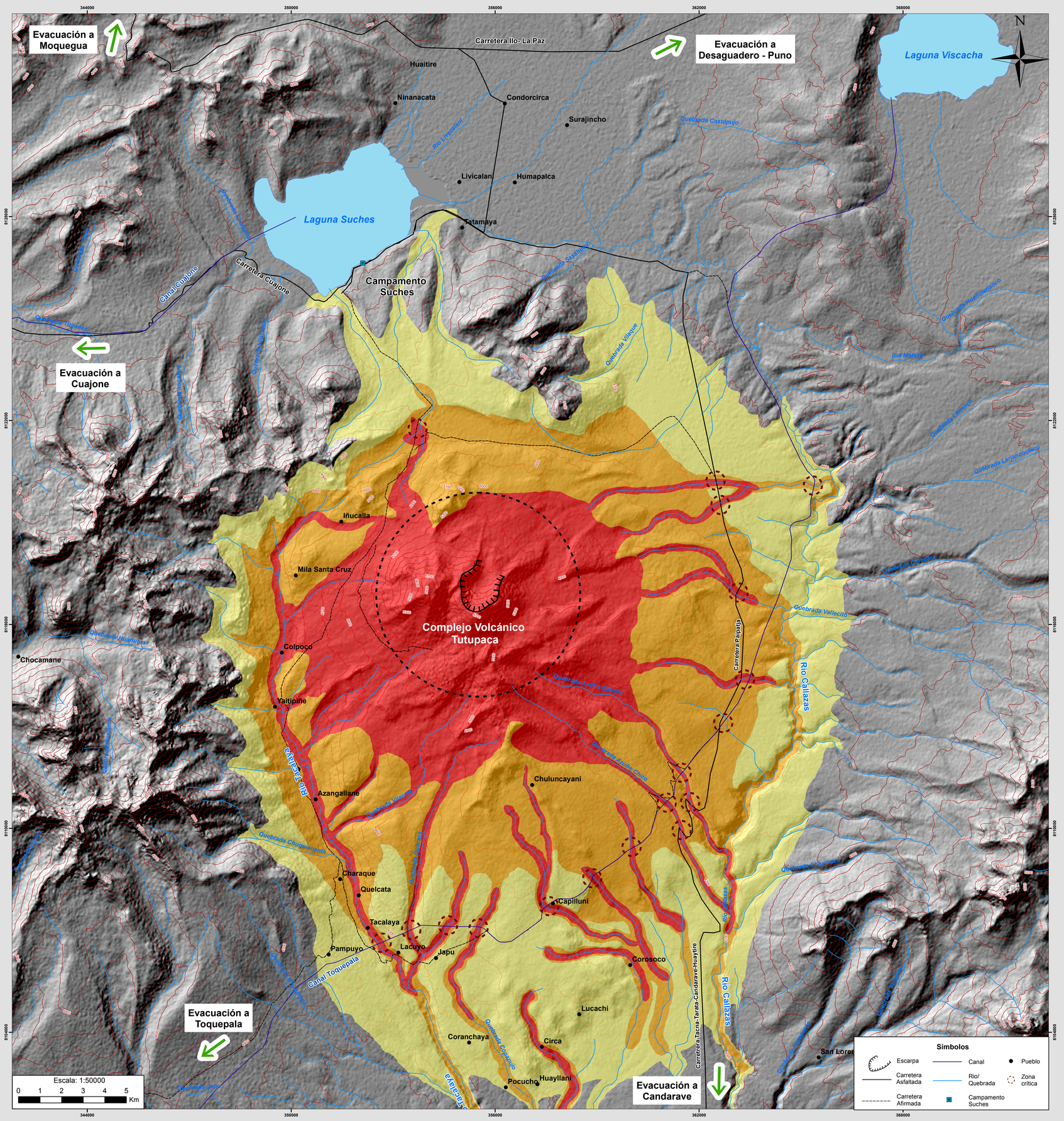
Flujos de lava del Complejo Volcánico Nevado Coropuna

Escarpa de colapso del flanco noreste del Complejo Volcánico Tutupaca



Flanco sur del Complejo Volcánico Tutupaca

MAPA DE PELIGROS MULTIPLES DE LA ZONA PROXIMAL


Evacuación a Moquegua
Evacuación a Cuajone
Evacuación a Toquepala
Evacuación a Desaguadero - Puno
Evacuación a Candarave
Carretera Ilo- La Paz
Huaitire
Ninanacata
Condorcirca
Surajincho
Livicalan
Humapalca
Tatamaya
Laguna Viscacha
Laguna Suches
Campamento Suches
Carretera Cuajone
Canal Cuajone
Iñucalla
Mila Santa Cruz
Colpoco
Chocamane
Yaitipiña
Azangallane
Chuluncayani
Charaque
Quelcata
Capilluni
Tacalaya
Pampuyo
Lacuyo
Japu
Corosoco
Lucachi
Coranchaya
Circa
Pocucho
Huayllani
Carretera Toquepala
Canal Toquepala
Complejo Volcánico Tutupaca
Río Callazas
Carretera Tacna-Tarata-Candarave-Huaytire
Carretera Palquilla
Río Tacalaya
Río Maure
Río Uchusuma
Río Curibaya
Quebrada Vallecito
Quebrada Lajanicahuco
Quebrada Cosapilla
Quebrada Chuquicollo
Quebrada Chuquiambarco
Quebrada Chuquiambarco
Quebrada Chuquiambarco

MAPA GEOLÓGICO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA

SECTOR ENERGÍA Y MINAS
INGEMMET
INSTITUTO GEOLÓGICO, MINERO Y METALÚRGICO

IRD Institut de Recherche pour le Développement FRANCE

Laboratoire Magmas & Volcans

ESTRATOVOLCÁN VILAQUE

ESTRATOVOLCÁN CARIMANI

EDIFICIO TUTUPACA OESTE

EDIFICIO TUTUPACA RECIENTE

ESTRATOVOLCÁN CHUQUIANANTA

ESTRATOVOLCÁN NAZAPARCO

Laguna Suches

ESCALA 1:25000

0 1 2 3 4 km

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA

ERATEMA	SISTEMA	SERIE			
CENOZOICA	CUATERNARIO	HOLOCENA		Tutupaca reciente	H-Tr5b: Depósito de corriente de densidad piroclastica "Paipatja"unidad rica en bombas.
					H-Tr5a: Depósito de corriente de densidad piroclastica de bloques y ceniza "Paipatja" unidad pobre en bombas.
					H-Tr4b: Depósito de avalancha de escombros "Paipatja", unidad rica en bloques de domo (200 años A.P.).
					H-Tr4a: Depósito de avalancha de escombros "Paipatja",unidad hidrotermalizada (200 años A.P.).
					H-Tr3: Depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza "Zuripujo" (220 años A.P.).
					H-Tr2b: Depósito de avalancha de escombros "Azufre", facie rica en bloques.
					H-Tr2a: Depósito de avalancha de escombros "Azufre", facie hidrotermalizada.
					H-Tr1: Domo.
		PLEISTOCENA	Superior	Tutupaca oeste	P-To4: Depósito de avalancha de escombro "Tacalaya".
					P-To3: Secuencia de flujo de lava hidrotermalizado.
					P-To2: Domo.
					P-To1: Secuencia de flujo de lava y piroclásto.
			Medio	Tutupaca basal	P-Tb6: Depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza "Callazas".
					P-Tb5: Domo alineado, datados en 0.26 Ma.
					P-Tb4: Domo "Banco".
					P-Tb3: Secuencia de flujo de lava andesitica, datadas en 0.24 - 0.29 Ma.
			Inferior		P-Tb2: Secuencia de flujo de lava andesitica.
					P-Tb1: Secuencia de flujo de lava andesitica subhorizontal, datadas en 0.9 Ma.
	NEÓGENO	MIOCENA - PLIOCENA			

OTROS DEPÓSITOS

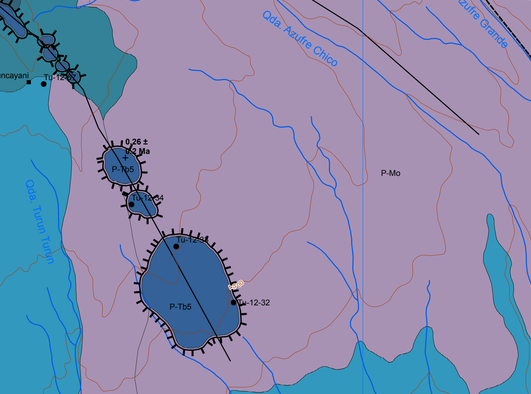
- H-Se: Sinter calcáreo.
- H-Pr: Depósito proluvial.
- H-Bo: Bofedal.
- Qh-al: Depósito aluvial.
- Qh-l: Secuencia de lahar.
- Qh-co: Depósito coluvial.
- H-Mo: Morrena del Holoceno.
- P-Mo: Morrena del Pleistoceno - Tardío.
- Pl-Yu5: Depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza dacítico, poco consolidado.
- Secuencia piroclástica.
- P-Ba2: Estratovolcanes glaciados y erosionados (Vilaque, Carimani, Chuquiananta y Nazaparco).
- Flujo de lava andesitica.
- N-Ca: Ignimbrita de la Formación Capillune.
- N-Vc: Secuencia volcanoclástica.

ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS Y TECTÓNICAS

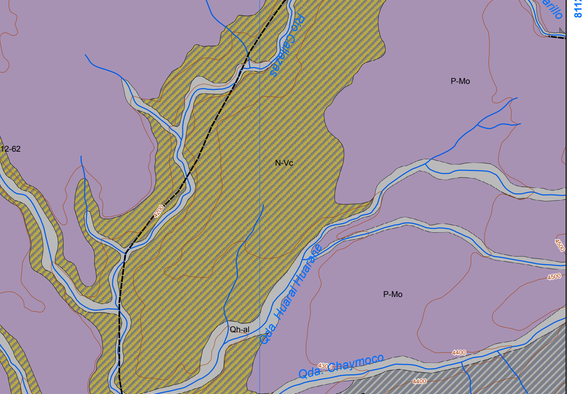
Escarpa de colapso; Falla; Lineamiento; Falla Normal; Domo; Estrías; Hummocks; Cráter/Caldera Inferida

SÍMBOLOS

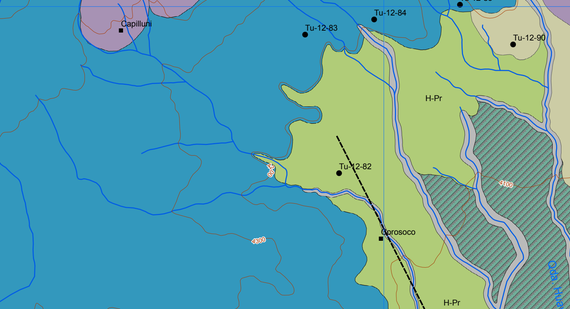
Curva de nivel; Río y/o quebrada; Centro Poblado; Carretera; Tu-14-19 Ubicación de muestra



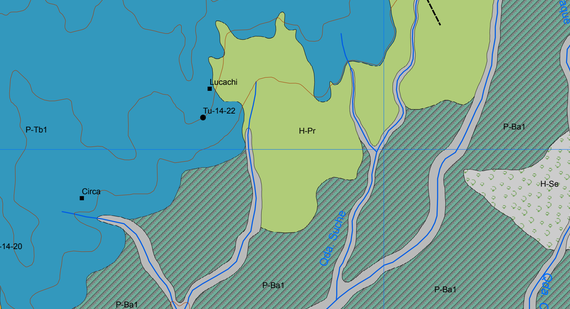
MAPA DE UBICACIÓN DE VOLCANES DEL SUR DEL PERÚ



MAPA ESTRUCTURAL DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA (CVT)



FLANCO SUR DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA:
Se observan los edificio Basal, Oeste y Reciente.



FLANCO NORESTE DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA: Se observan los edificios Tutupaca Occidental (derecha), y Tutupaca Reciente (izquierda), así como la cicatriz de colapso.

MAPA GEOLÓGICO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA
Escala 1:25,000

Hecho el depósito legal N°
Razón Social: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico(INGEMMET)
Domicilio: Barrio Magisterial 28-16, Yanahuara, Arequipa-Perú
Se terminó de imprimir en los talleres de INGEMMET

Primera Edición, INGEMMET 2015

INGEMMET
Derechos Reservados: Prohibida su Reproducción

Presidente del Consejo Directivo: Ing. Henry Luna Cordova
Gerente General (Encargado): Econ. Yelena Alarcon Butron
Director de Geología Ambiental y Riesgo Geológico (Encargado): Ing. Cesar Chacaltana Budiel
Unidad Encargada de Edición:
Digitalización y SIG: Nélida Manrique, Rigoberto Aguilar, Patricio Valderrama

CUADRO DE LOCALIZACIÓN DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA

34-u Omate	34-v Huaytire
35-u Moquegua	35-v Tarata (I, II, III, IV)

SECTOR ENERGÍA Y MINAS
INGEMMET
INSTITUTO GEOLÓGICO, MINERO Y METALÚRGICO

MAPA GEOLÓGICO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA

Jersy Mariño[1]
Pablo Samaniego[2]
Nélida Manrique[1]
Patricio Valderrama[1]
Luisa Macedo[1]
1 Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico
2 Institut de Recherche pour le Développement

SERIE 2018