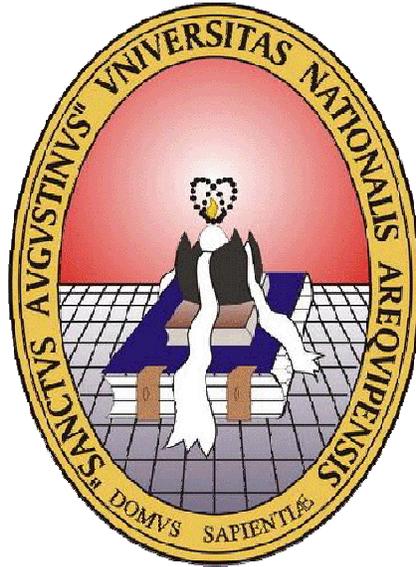


UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA

FACULTAD DE GEOLOGÍA GEOFÍSICA Y MINAS
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA



“EVOLUCIÓN VULCANOLÓGICA Y MAGMÁTICA DEL EDIFICIO RECIENTE DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA (Tacna)”

Tesis presentada por:

Bach. Nélida Victoria Manrique Llerena
**Para optar el título profesional de
Ingeniero Geólogo**

AREQUIPA – PERÚ
2013

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis no se habría podido realizar sin la colaboración de muchas personas que me brindaron su apoyo en todo momento. Por tanto quiero agradecerles a todos ellos cuanto han hecho por mí, para que este trabajo saliera adelante de la mejor manera posible.

Primeramente deseo agradecer a mi familia, por ser parte importante de mi formación, por estar en todo momento conmigo apoyándome y fortaleciéndome. Por enseñarme a ser perseverante y por enseñarme a ver las cosas de la mejor manera para encontrar siempre una solución.

También quiero agradecer de manera especial y sincera a mis asesores al Dr. Pablo Samaniego e Ing. Jersy Mariño por aceptarme para realizar esta tesis bajo su dirección. Su apoyo en mi trabajo ha sido un aporte muy importante en el desarrollo de esta tesis, pero además en mi formación como vulcanóloga. También deseo agradecer a mi asesor de tesis el Dr. Fredy García de la Universidad Nacional de San Agustín por su apoyo y disposición.

Quiero agradecer al Ing. Lionel Fidel director de la dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico del INGEMMET, por haber facilitado siempre los medios suficientes para llevar a cabo el trabajo de investigación.

Agradezco al Dr. Marco Rivera por su apoyo, sus enseñanzas y sus consejos, a Patricio Valderrama, por su gran apoyo en campo y sus buenos consejos y enseñanzas, a la Ing. Luisa Macedo por darme siempre ánimos para seguir y también por sus sugerencias y a todos mis compañeros del Observatorio Vulcanológico del INGEMMET.

Agradezco al Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) y al Instituto de Investigación por el Desarrollo (IRD) que hicieron posible esta tesis.

Gracias al laboratorio de Microscopia del INGEMMET, en especial a la Ing. Ana Condorhuan y al Ing. Miguel Chumbe por facilitarme el laboratorio y por sus sugerencias en el estudio petrográfico. También quiero agradecer a Susanne Ettinger por sus sugerencias en la elaboración del mapa Geomorfológico. Finalmente agradezco al Ing. Lajo por facilitarme el microscopio de la Universidad Nacional de San Agustín.

EVOLUCIÓN VULCANOLÓGICA DEL EDIFICIO TUTUPACA RECIENTE DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA

INDICE

RESUMEN.....	1
CAPITULO I: GENERALIDADES	
INTRODUCCIÓN.....	3
1.1 Ubicación y Accesibilidad.....	4
1.2 Objetivos.....	6
1.3 Trabajo previos.....	6
1.4 Erupciones históricas.....	7
1.5 Población e infraestructura.....	7
1.6 Cuenca del río Locumba.....	10
1.7 Metodología de trabajo.....	12
CAPITULO II: MARCO GEOLOGICO	
2.1. El volcanismo cuaternario en el Sur del Perú.....	14
2.2. Marco geológico y estructural Regional	
2.2.1 Geología Regional.....	16
Grupo Toquepala.....	16
Formación Huaylillas	16
Grupo Barroso.....	16
Formación Sencca.....	17
Depósitos morrénicos y fluvioglaciares.....	18
Depósitos aluviales.....	19
2.2.2 Estructuras Tectónicas Regionales.....	20
CAPITULO III: GEOLOGÍA DEL EDIFICIO RECIENTE DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA	
3.1 Geomorfología del Complejo Volcánico Tutupaca	
3.1.1 Geoformas de origen volcánico.....	22
<i>Estratoconos afectados por la erosión glacial (Est_gl)</i>	22
<i>Zonas de lavas del Edificio Tutupaca Basal (Zon_B)</i>	22
<i>Estratocono Tutupaca Oeste (Est_TO)</i>	23
<i>Estratocono Tutupaca Reciente</i>	25
<i>Domos</i>	25
<i>Zona de avalancha de escombros (Zon_aval)</i>	25
<i>Planicie volcanoclástica (PI_Vol y PI_VolP)</i>	26
<i>Estrías</i>	26

<i>Anfiteatro</i>	26
3.1.2 Geofomas de origen glaciario.....	29
<i>Valle Glaciario (Val_gl)</i>	29
<i>Morrenas</i>	29
<i>Circo glaciario</i>	30
3.2 Estructuras tectónicas del Complejo Volcánico Tutupaca.....	31
3.3 Geología del Complejo Volcánico Tutupaca.....	34
3.3.1 Edificio Tutupaca Basal.....	34
<i>Secuencias lávicas</i>	34
<i>Depósito de flujos piroclásticos de pómez y ceniza Callazas</i>	38
<i>Domo Banco</i>	40
3.3.2 Edificio Tutupaca Oeste.....	40
<i>Domos concéntricas</i>	40
<i>Secuencias lávicas y piroclásticas del cono de la cumbre</i>	40
<i>Depósito de avalancha de escombros “Tacalaya”</i>	40
3.3.3 Edificio Tutupaca Reciente.....	42
<i>Domos recientes</i>	42
<i>Avalancha de escombros “Azufre”</i>	45
<i>Flujo piroclástico de bloques y ceniza “Zuripujo”</i>	48
<i>Avalancha de escombros “Paipatja”</i>	51
<i>Flujo piroclástico de bloques y ceniza rico en bombas (Paipatja)</i>	53

CAPITULO IV: PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL EDIFICIO RECIENTE DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA

4.1 Caracterización Mineralógica del Edificio Tutupaca Reciente.....	56
<i>Unidad de domos recientes</i>	58
<i>Avalancha de Escombros “Azufre”</i>	61
<i>Flujo Piroclástico de bloques y ceniza “Zuripujo”</i>	63
<i>Avalancha de Escombros “Paipatja”</i>	65
<i>Flujo piroclástico de bloques y ceniza rico en bombas “Paipatja”</i>	67
4.2 Geoquímica de Elementos Mayores de los depósitos del Edificio Tutupaca Reciente.....	70
4.2.1 Diagramas de Clasificación.....	70
<i>Diagramas de variación de elementos mayores</i>	72
<i>Diagramas de variación de elementos traza</i>	74
<i>Diagramas multielementos y de Tierras Raras</i>	77
<i>Conclusiones del estudio geoquímico</i>	80

CAPITULO V: DISCUSIÓN

5.1 Evolución geológica y volcanológica del Edificio Tutupaca Reciente..... 81

CONCLUSIONES..... 87

RECOMENDACIONES..... 90

RESUMEN

El Complejo Volcánico Tutupaca (CVT) está localizado a 30 km del pueblo de Candarave, región de Tacna y forma parte de la Zona Volcánica Central de los Andes. El CVT está emplazado sobre un sustrato conformado por ignimbritas de la Formación Huaylillas, la cual ha sido datada entre 12 a 24 Ma. Además en áreas cercanas al CVT se han identificado rocas volcánicas del Cretáceo Superior al Plioceno, como el Grupo Toquepala, Grupo Barroso y Formación Sencca. El CVT está conformado por 3 edificios: el edificio Tutupaca Basal, Tutupaca Oeste y Tutupaca Reciente.

Tutupaca Basal, el cual presenta secuencias lávicas altamente erosionados, también se asocian flujos piroclásticos a este edificio y hacia el Sur del edificio Tutupaca Basal se han identificado una serie de pequeños domos de 250-750 m de diámetro. El Tutupaca Oeste sobreyace al edificio Tutupaca Basal, está conformado por domos concéntricos a la base y es sobreyacido por secuencias lávicas y piroclásticas, a este edificio se asocia un depósito de avalancha de escombros que aflora en el valle del río Tacalaya y que presenta espesores mínimos de 100 a 150 m.

El edificio Tutupaca Reciente, se emplazó sobre los edificios Tutupaca Basal y Tutupaca Oeste. En este edificio se han identificado 5 unidades emplazadas en dos etapas principales: a) En la primera etapa se emplazaron los domos I, II y III, los cuales generaron el colapso del flanco Este del edificio que generó la avalancha de escombros “Azufre”, la cual aflora al Sur y Sureste del CVT, en los valles de las quebradas Azufre y Zuripujo, donde se observan sobre-elevaciones o run-up de hasta 100 – 120 m, también se han identificado pequeñas colinas cónicas denominadas “Hummoncks” de 70-150 m de diámetro, en esta avalancha se diferencian 2 facies, la primera corresponde a un depósito brechoso de color amarillo blanquecino, no consolidado, masivo heterolitológico y heterométrico con 30-40 m de espesor aproximadamente, la segunda facie aflora en la parte proximal y está constituido principalmente por bloques de domo b) La segunda etapa se inició con el emplazamiento de los domos IV, V, VI, VII, luego se generó el flujo piroclástico de bloques y ceniza “Zuripujo”, el cual ha sido datado en 220 ± 30 años A.P, que a su vez es sobreyacido por un flujo de ceniza datado en 180 ± 30 años A.P. Estas dos dataciones coinciden con la erupción histórica del volcán Tutupaca, de 1789 y 1802, descritos en las crónicas por Zamacola y Jauregui (1804) y Dean Valdivia (1874). Posterior a estos flujos piroclásticos se generó otra avalancha de escombros denominada “Paipatja”, la cual aflora en la parte Norte y Noreste con un alcance máximo de 7 km. En el depósito de avalancha de escombros se observan algunas estructuras que indicarían la dirección de flujo durante su emplazamiento denominado “estrías”, en este depósito se han identificado 3 facies distintas. La facie dominante corresponde a un depósito brechoso de color amarillo, pobremente consolidado, masivo, monolitológico y heterométrico con 10-30 m de espesor aproximadamente, también se observan run-up de hasta 400 m y pequeñas colinas o “Hummock”. En la parte media se observa zonas donde el material hidrotermalizado y las rocas de domo se encuentran mezclado con proporciones similares y en la parte proximal se presenta la facie rica en bloques de domos. Finalmente se tiene el flujo piroclástico de bloques y ceniza rico en bombas (Paipatja), el cual aflora hacia el Noreste del Tutupaca, en la parte proximal se encuentra cubriendo

la avalancha de escombros “Paipatja” y se caracteriza por la presencia de bloques densos, bombas con textura coliflor y bombas con textura corteza de pan.

Los productos volcánicos del edificio Tutupaca Reciente poseen una petrografía homogénea, se trata de dacitas anfibolíticas, cuya asociación mineral es plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno, clinopiroxeno, biotita, esfena, apatito y óxidos de Fe-Ti. Así mismo corresponden a rocas calco-alcalinas, fuertemente potásicas, de composición dacítica (2.9 – 3.7 wt.% K₂O y 63.2-67.9 wt.% SiO₂).

Los diagramas de elementos mayores muestran tendencias negativas en MgO, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O, CaO y P₂O₅, mientras que el K₂O presenta tendencia positiva. En el caso de los diagramas de elementos traza el Sc, Ni, V, Co, Sr, Y, Yb, Dy y Er presenta tendencias negativas, los elementos como el Rb y Th presentan una correlación positiva.

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

En el Perú, los volcanes Cuaternarios se ubican en la Cordillera Occidental de los Andes, en dirección NO-SE, y forman parte de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) (De Silva & Francis, 1991). Se ha identificado una docena de volcanes activos o potencialmente activos, que de Norte a Sur, son: Sara Sara, Solimana, Coropuna, Andahua, Ampato-Sabancaya, Chachani, Misti, Ubinas, Ticsani, Huaynaputina, Tutupaca, Yucamane y Casiri (Simkin & Siebert, 1994). De estos volcanes al menos 7 han experimentado actividad histórica, posterior a la conquista española (i.e. posterior a 1532 AD).

El volcán Tutupaca es uno de los 7 volcanes activos del arco volcánico del Sur del Perú. En base a los reportes históricos, este volcán habría experimentado varios eventos eruptivos durante los últimos siglos (1789, Zamacola & Jauregui, 1804). Aunque esta aseveración ha sido cuestionada por varios autores (*cf.* de Silva & Francis, 1990) quienes sugieren que probablemente se trató de erupciones del vecino volcán Yucamane. Por otro lado, los estudios de monitoreo volcánico ponen en evidencia que el Tutupaca presenta una actividad fumarólica persistente (Masías *et al.* 2011). En base a esto, es necesario contar con un estudio integral de este edificio, que incluya la reconstrucción de su evolución vulcanológica y la identificación de sus dinanismos eruptivos.

Alrededor del Tutupaca se encuentran numerosos poblados que podrían ser afectados en caso de una eventual reactivación de este volcán. En particular vale mencionar al poblado de Candarave (3174 habitantes) ubicado a 28 km al sur del Tutupaca. En total se considera que existen un total de 8200 habitantes que habitan a menos de 60-70 km de distancia del volcán.

Cerca al complejo volcánico Tutupaca se encuentran también importantes obras de infraestructura como un tramo de la carretera Binacional Ilo - Desaguadero - La Paz Sur, varios canales de riego, la represa Pasto grande; 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 proyectos mineros como Cuajone, Toquepala y Quellaveco.

El presente estudio trata sobre la reconstrucción de la historia eruptiva del complejo volcánico Tutupaca, con énfasis en las fases recientes de su actividad. En particular se describirá los dinamismos eruptivos de las erupciones pasadas de este volcán así como se tratará de determinar la frecuencia y magnitud de sus erupciones recientes. Además se correlacionará los dinamismos eruptivos con la historia magmática y con la actividad tectónica regional.

Esta tesis se ha desarrollado en el Observatorio Vulcanológico del INGEMMET (OVI), de la Dirección del Geología Ambiental y Riesgo Geológico del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET) y está enmarcada dentro del Convenio de Cooperación entre el Instituto de Investigación por el Desarrollo (IRD) y el INGEMMET.

1.1 Ubicación y Accesibilidad

El Complejo Volcánico Tutupaca (CVT, 17°01' S, 70°21' O) se encuentra ubicado en la parte Sur del arco volcánico peruano (*Figura 1.1*).

Geográficamente el Tutupaca se localiza al extremo Norte de la Región Tacna, en el distrito de Candarave, a 28 km del pueblo de Candarave.

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 de Tacna:

- La carretera Tacna-Tarata-Candarave
- La carretera Tacna – Locumba – Candarave.
- La carretera Binacional Ilo- Moquegua - Desaguadero, que pasa cerca del flanco Norte del Tutupaca (*Figura 1.1*).

Así mismo, existen otras vías secundarias que permiten acceder al CVT (*Figura 3.10*):

- La carretera afirmada que rodea el flanco Sur del CVT e ingresa por la Pampa Japu.
- Siguiendo la carretera afirmada que pasa por el flanco Este del Tutupaca, se han identificado 2 ingresos importantes al CVT; el primero que ingresa hacia la Quebrada Azufre Grande, que antes fue una mina de Azufre y el segundo que ingresa por la pampa Paipatja hacia el anfiteatro.
- La carretera afirmada que rodea la parte Norte del CVT pasa por la laguna Suches y rodea el flanco Oeste, cerca al río Tacalaya. En esta carretera existe un desvío que llega hasta muy cerca del flanco Oeste del Tutupaca a 5030 msnm.

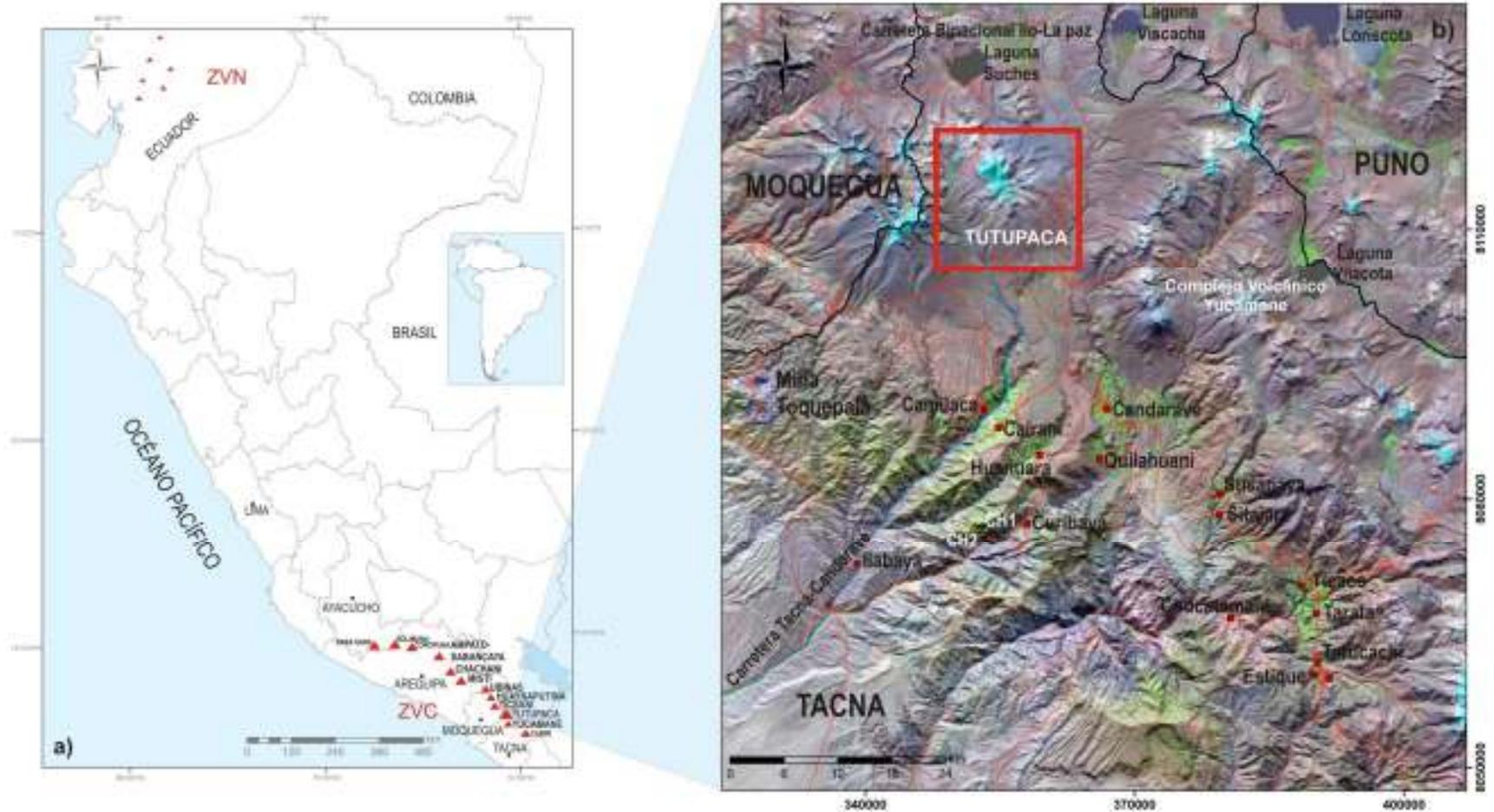


Figura 1.1: a) Ubicación del Complejo Volcánico Tutupaca en la Zona Volcánica Central de los Andes al Sur del Perú. b) Imagen Satelital LAND-SAT (7,3,4), que muestra la ubicación del CVT, los principales centro poblados del área de estudio y algunas obras de infraestructura como la carretera Binacional y la mina Toquepala.

1.2 Objetivos

La presente tesis tiene los siguientes objetivos:

- Realizar el estudio geológico del Edificio Reciente del complejo volcánico Tutupaca.
- Definir las principales unidades volcánicas y edades relativas del Edificio Reciente del CVT. Determinar el tipo de actividad eruptiva del Edificio Reciente.
- Conocer la dispersión de los productos emitidos.
- Determinar la evolución magmática del Edificio Reciente del CVT y entender la influencia de la composición química del magma en sus dinamismos eruptivos.
- Obtener el título profesional de Ingeniero Geólogo.

1.3 Trabajos Previos

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 2 edificios que fueron afectados por la actividad glaciaria. En el edificio Norte 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 que fue causante del flujo de escombros.

Según INGEMMET (1994), en el informe técnico *“Estudio geovolcánico e inventario sistemático de manifestaciones geotermales del lote Tutupaca”*, se plantea que la evolución del volcán Tutupaca está dividida en 3 fases volcánicas; la primera fase estaría caracterizada por presentar un volcanismo lávico que se formó 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 vulcanismo efusivo y explosivo que da 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 y Zavala (2001) en el boletín denominado, *“Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del volcán Tutupaca”*, hacen referencia a 3 fases volcánicas, sin embargo en este estudio se considera que la primera fase corresponde a la formación del Tutupaca Oeste que se caracteriza por ser de carácter lávico, de composición tranquiandesítica. La segunda fase se caracteriza por ser de carácter lávico de composición traqueandesítica y andesítica, sin apreciarse el centro de emisión y además describen una serie de domos alineados.

Según el informe técnico *“Estudios geoquímicos preliminares de las manifestaciones geotermales del volcán Tutupaca (Tacna)”* (Masías et al., 2011), se puso en evidencia que el volcán Tutupaca es un volcán potencialmente activo por la presencia de fumarolas localizadas en el Tutupaca Este, las cuales presentan temperaturas de hasta 58,8° C. Sin embargo por el registro que se ha tenido del volcán no hay presencia de variaciones significativas con respecto a la actividad volcánica.

Benavente *et al.* (2010) publicaron el artículo *“Extensión en el arco volcánico actual del Sur del Perú”*. 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, encontrándose 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° y dando como resultado un régimen tectónico extensivo.

1.4 Erupciones históricas

En base al estudio de algunos cronistas, se ha podido identificar erupciones ocurridas en la parte Sur del arco peruano y que presumiblemente corresponden al volcán Tutupaca.

En el trabajo de Zamacola y Jauregui (1804), se describen la posible erupción de 1789. En uno de los párrafos se lee:

“Ahora 15 años reventó uno en el pueblo de Candarave, distante a 60 leguas de Arequipa, 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 esta descripción se hace referencia de 60 leguas de distancia hasta la ciudad de Arequipa siendo en realidad 32 leguas.

Dean Valdivia (1874), en *“Fragmentos para la Historia de Arequipa”* publicado en el Folletín de El Deber, describe la erupción de 1802 del Tutupaca”:

“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”.

Barriga (1952) en *“Memorias para la historia de Arequipa”*, anota que Echevarría, reportó erupciones históricas en 1787 y la última, que empezó el 30 de marzo de 1802, la cual duró cinco meses y oscureció el cielo entre la costa de Moquegua y Arica.

1.5 Población e infraestructura

En un radio de 30 km del CVT se encuentran asentados 6 distritos de la provincia de Candarave; estos son Candarave, Cairani, Camilaca, Curibaya, Huanuara y Quilahuani (*Figura 1.1*), en los cuales están asentados otros pueblos como Ñucalla, Mila Santa, Yaitipiñe, Varaca, Azongallane, Quelcata, Tacalaya, Japu, Capillune, San Lorenzo, Calientes, Chintari, Curibaya Pampa, Totorales. Adicionalmente se tienen 7 distritos de Tarata, los cuales son Susupaya, Sitajara, Ticaco, Tarata,

Tarucachi, Estique, Héroes Albarracín. Según el censo de 2007 el Instituto Nacional de Estadística e Informática (INEI), muestra que en total hay una población de 15766 (*Tabla 1.1*)

DISTRITO	POBLACIÓN	DISTANCIA AL VOLCÁN (km)	POBLACIÓN ECONÓMICAMENTE ACTIVA (Cifras abs.)
Candarave	3174	29.5	1503
Cairani	1355	29	614
Camilaca	1724	27	1014
Curibaya	203	40	149
Huanuara	823	32	424
Quilahuani	1094	34	535
Sitajara	560	45	373
Ticaco	815	57	447
Tarata	3626	59	1651
Estique	551	67	320
Susupaya	848	42	562
Héroes Albarracín	559	54	340
Tarucachi	434	64	272
TOTAL	15766		8204

Tabla 1.1: Población de los distritos de la provincia de Candarave y Tarata. Basado en: XI censo de población y VI censo de vivienda, 2007. Censos Nacionales.

Alrededor de la zona de estudio existen infraestructuras importantes, las cuales se describen a continuación:

- *Represa Pasto Grande:* Se encuentra ubicada en la región Moquegua, a 34 km al Noreste del Tutupaca. Cuenta con una capacidad de almacenamiento de 200 millones de m³, la represa está ubicada a 4415 m.s.n.m y tiene una altura de presa de 10 m ([INDECI](#), 1995; GRM, 2012).

- *Canal Pasto Grande*: Este canal une la represa Pasto Grande con el túnel de Jachacuesta, con 39 km de longitud y de 9-10 m³/s de capacidad (GRM, 2012).
- *Mina Toquepala*: Está ubicada en la región Tacna, en el distrito de Ilabaya y se encuentra a 35 km al Suroeste del Tutupaca. La explotación de esta mina es llevada a cabo por la compañía Southern Cooper Corporation y se destaca por la producción de cobre, así como de molibdeno, plata y oro. Durante el año 2012 su producción de Cu ascendió a los 264,794 miles de libras (<http://www.southernperu.com/ESP/opinte/Pages/PGVolumenProd.aspx>).
- *Mina Cujone*: Está ubicada en la región Moquegua, distrito de Torata, y se encuentra a 36 km al Oeste del Tutupaca. La explotación de esta mina también está a cargo de Southern Cooper Corporation y se destaca por la producción de Cu. Durante el año 2012 su producción de Cu ascendió a 350.079 miles de libras y además cuenta con 1272 empleados (<http://www.southernperu.com/ESP/opinte/Pages/PGVolumenProd.aspx>).
- *Campamento Suches*: Ubicado en la región Tacna, se encuentra a 12-13 km al Norte del Tutupaca. Este campamento pertenece a Southern Cooper Corporation, y se encarga de abastecer de agua a las minas Toquepala y Cujone y además es usada por la comunidad de Huaytire con fines piscícolas. Tiene capacidad de almacenamiento de 106 millones de m³ y una profundidad máxima de 17 m (INDECI, 2005).
- *Proyecto Minero Quellaveco*: Ubicado en la región de Moquegua, se encuentra a 30 km al Oeste del Tutupaca. Este proyecto pertenece a la empresa Anglo American y actualmente se encuentra en proceso de implementación. Sus reservas ascienden a 680 millones de TM de cobre. (INDECI, 2005)
- Existen 2 aeródromos dentro de los centros mineros Cujone y Toquepala (INDECI, 2005).
- *Central hidroeléctrica Aricota I*: Esta hidroeléctrica se encuentra ubicada en el distrito de Curibuya, provincia de Candarave, aguas debajo de la laguna Aricota, a 40 km del Tutupaca. Cuenta con una potencia instalada de 23.8 MW y está puesta en servicio desde el año 1967 (GRM, 2012).
- *Central hidroeléctrica Aricota II*: Esta hidroeléctrica se encuentra ubicada en el distrito de Curibuya, provincia de Candarave, a 44 km del Tutupaca, aguas debajo de la laguna Aricota. Cuenta con una potencia instalada de 11.9 MW y está puesta en servicio desde el año 1966 (GRM, 2012).

1.6 Cuenca del río Locumba

El Complejo Volcánico Tutupaca se encuentra en la naciente de la cuenca del río Locumba, siendo uno de los causantes de que sus aguas contengan anomalías minerales que alteran de forma natural la composición del agua. Además de haber sido afectado en el pasado por el emplazamiento de lahares, flujos piroclástico y avalanchas de escombros, tal como podemos observar en el río Callazas y Tacalaya. La cuenca del río Locumba presenta un área aproximada de 6493,83 km² y su perímetro total es de 469,16 km y según el coeficiente de compacidad (Cc), definido por Gravelius (1914) la cuenca del río Locumba tiene una forma alargada con pendientes pronunciadas.

La cuenca del río Locumba se ha separado en 12 subcuencas de las cuales 7 están muy cerca del Tutupaca, estas son; Callazas, Aricota, Quebrada Honda, Vizcachas, Suches, Salado, Tacalaya – Ilabaya (Cotrina *et al.*, 2009). Todas estas subcuencas se verían afectadas en caso de una futura reactivación del CVT.

La precipitación media anual de la cuenca del río Locumba es 144.64 mm. En el mapa de Isoyetas (*Figura 1.2*) se puede observar que las lluvias se concentran en el sector de Candarave, mientras que en los sectores de Huaytire y Vizcachas no hay concentración de lluvias, pero tienen la mayor precipitación promedio anual (Cotrina *et al.*, 2009).

La esorrentía superficial de la cuenca se ha calculado de acuerdo a la suma de los caudales de los ríos Tacalaya, Calientes, Callazas y Salado, cuyas uniones forman el río Locumba. El río Locumba tiene una esorrentía tomada en la estación Limnimétrica de Puente Viejo de 2694 m³/s, lo que equivale a 13,33 mm/año (Cotrina *et al.*, 2009).

Dentro de los análisis realizados por el INGEMMET en la cuenca del río Locumba se detectó la presencia de arsénico y boro, los cuales son contaminantes. Estos elementos se detectaron en las quebradas Azufre Chico, Azufre Grande, Tacalaya y Calientes. Esta contaminación natural se encuentra asociada solamente a acuíferos profundos, en la subcuenca del Callazas y Calientes se ha detectado que el contenido de arsénico es más elevado (Cotrina *et al.*, 2009).

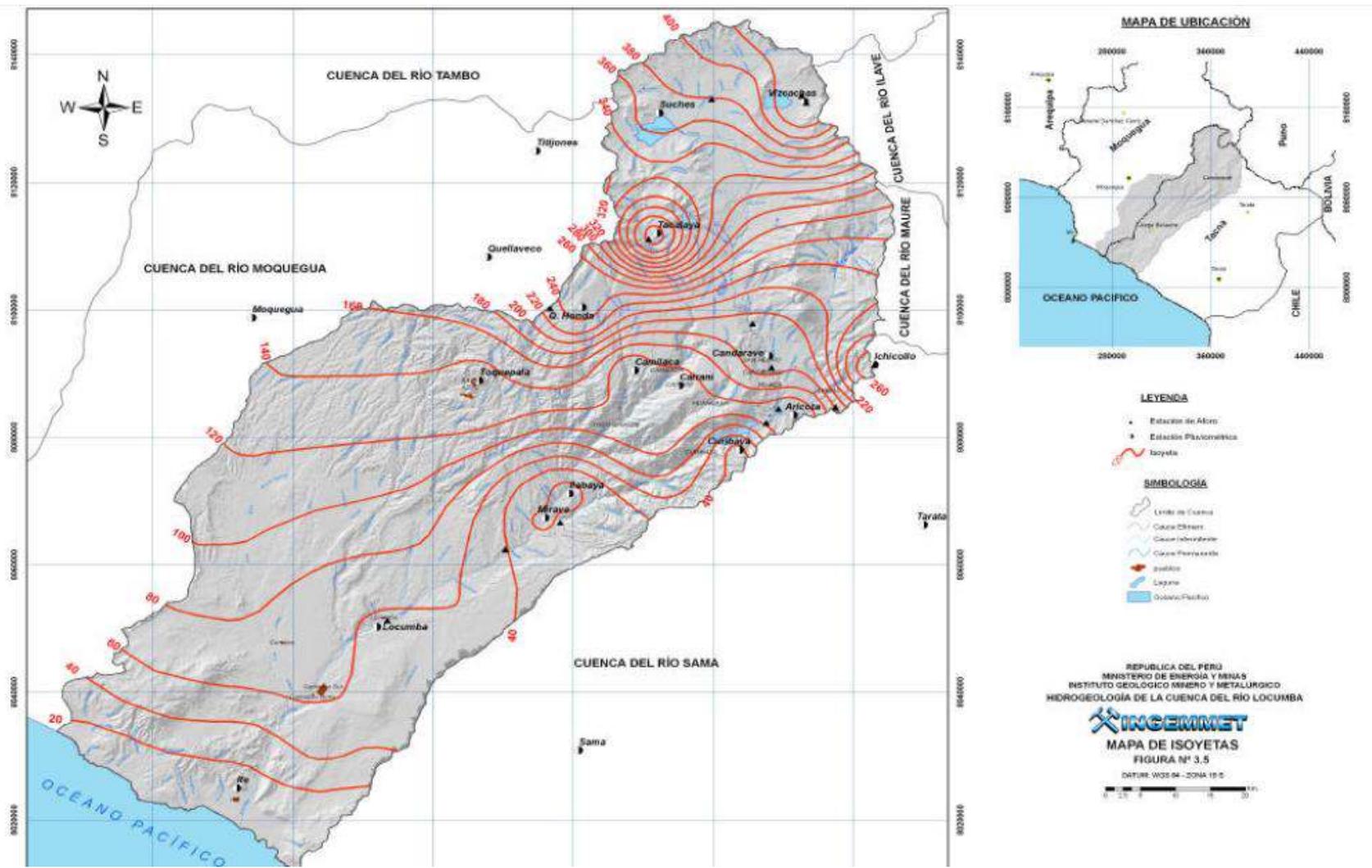


Figura 1.2: Mapa de Isoyetas de la cuenca del río Locumba (Cotrina et al., 2009)

1.7 Metodología de trabajo

Para poder elaborar esta tesis se siguieron 3 etapas fundamentales: trabajo de gabinete, trabajo de campo y trabajo de laboratorio.

1.7.1 Trabajo de gabinete

En esta primera parte se realizó lo siguiente:

- Primero se recopiló toda la información relacionada al Tutupaca, la cual incluye: estudios geológicos, petrológicos y geoquímicos. Además se consultó información sobre las erupciones históricas del volcán y los aspectos económicos relacionados al área de estudio.
- A continuación se realizó la fotointerpretación de la zona de estudio, en la cual se emplearon 27 fotografías aéreas a escala 1:25000, tomadas en 1955 por el Instituto Geográfico Nacional del Perú (IGN). Posteriormente se utilizaron imágenes ASTER en combinación de bandas 3-2-1, e imágenes LANDSAT-TM 2000 en combinación de bandas 7-3-4.
- Se adquirió una base topográfica a escala 1:25,000, elaborada por el IGN, donde se representaron los datos provenientes de la fotointerpretación y cartografiado geológico.
- Para el procesamiento de imágenes satelitales y la digitalización de los mapas geológico, geomorfológico y estructural se utilizaron los programas de Arcgis 9.3 y ENVI 4.5.
- Para el tratamiento de los datos se utilizó el programa Excel y para la elaboración de los diagramas y gráficos se utilizó el IGPET.

1.7.2 Trabajo de campo

El trabajo de campo se dividió en 4 campañas de 12 días cada una, financiado por el INGEMMET. El trabajo consistió en el cartografiado geológico del edificio reciente del CVT a escala 1:25000. Se tomaron muestras de los depósitos volcánicos del CVT, asignándole un código a cada una de ellas, las cuales posteriormente fueron enviadas para análisis químico y secciones delgadas. También se realizaron columnas estratigráficas y perfiles estructurales. Así mismo se recolectaron muestras de carbón encontradas en los depósitos piroclásticos, las cuales fueron datadas con el método de ^{14}C , con financiamiento del IRD.

1.7.3 Trabajos de laboratorio

- Con las muestras tomadas en el campo durante las 4 campañas se elaboró una base de datos en el programa Excel. En la base datos cada muestra tiene un código asignado, con sus coordenadas correspondientes en proyección UTM/WGS84/ zona 19S, con una breve descripción de cada muestra, así como también de la zona donde fue tomada. También se muestran los resultados de los análisis químicos y descripción petrográfica de cada muestra.

- Se seleccionaron las mejores muestras, las cuales fueron enviadas al laboratorio “Dominios Oceánicos”, Universidad de Bretaña Occidental (Brest, Francia), para los análisis geoquímicos de elementos mayores y trazas mediante el método de ICP-AES. Para realizar las dataciones ^{14}C las muestras fueron enviadas al laboratorio “Centre for Isotope Research”, Université de Groningen (Holanda). Tanto los análisis químicos como las dataciones fueron financiados por el IRD y las secciones delgadas fueron elaboradas por el INGEMMET.
- El estudio petrográfico de las secciones delgadas fue realizado en el laboratorio de microscopia del INGEMMET, posteriormente el Observatorio Vulcanológico del INGEMMET adquirió un microscopio de marca LABOMED Lx 400P, con el cual se finalizó el estudio.
- Se digitalizaron los mapas geológico, geomorfológico y estructural del CVT. También se digitalizaron las columnas estratigráficas asociadas a los depósitos de la fase reciente.

CAPITULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1 Volcanismo cuaternario en el Sur del Perú

Los Andes peruanos constituyen un margen continental activo caracterizado por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, proceso que se inició en el Jurásico superior y que continúa hasta la actualidad (Allmendinger *et al.*, 1997; Ramos and Aleman, 2000). En los Andes Centrales, cerca de la latitud 22°S, las tasas de subducción alcanzaron como máximo los 150 mm/año entre 20 y 25 Ma, y han declinado constantemente desde los 20 Ma hasta el presente. Se estima que en la actualidad la tasa de subducción en ésta latitud es del orden de 63 – 79 mm/año y que el ángulo de convergencia tiene un azimut de N79°E (Kendrick *et al.*, 2003; Somoza, 1998; Norabuena *et al.*, 1999).

De Norte a Sur, la geometría del plano de Benioff a lo largo del sistema de subducción peruano es diferente, así se tiene:

- Zona del Perú septentrional y central, en la cual el plano de Benioff tiene un buzamiento de 10°-15° en promedio. A partir de cierta distancia a la fosa (100 km), el plano de Benioff se vuelve horizontal, constituyendo lo que se denomina un “flat slab”. En esta zona se nota la ausencia de vulcanismo activo (Wörner, 1992).

- Zona del Perú meridional, caracterizada por un buzamiento del plano de Benioff de 25°-30° bajo el continente, existiendo por lo tanto la denominada cuña astenosférica, situada entre la litósfera continental y el plano de Benioff. En esta región se sitúan los volcanes activos del sur del Perú (Wörner, 1992).

Desde el Plio-Pleistoceno hasta nuestros días, el vulcanismo en la CVZ está dominado por la emisión de lavas y productos piroclásticos, mayoritariamente de composición andesítica y dacítica y la formación de estrato-volcanes, de los cuales algunos están aún activos (Thorpe *et al.*, 1982). La cadena volcánica del Sur del Perú está constituida por 7 volcanes históricamente activos (Misti, Ampato-Sabancaya, Ubinas, Huaynaputina, Ticsani, Tutupaca y Yucamane), 5 volcanes potencialmente activos (Sara-Sara, Solimana, Coropuna, Chachani y Casiri) y una cuarentena de pequeños conos monogenéticos de escoria y ceniza (Simkin & Siebert, 1994; Wörner *et al.*, 1994) ubicado en el sector de Anadahua y Huambo.

En la CVZ predominan las rocas de composición andesítica, aunque también se encuentran rocas de composición dacítica y riolítica, mientras que las rocas de composición más básica (andesitas basálticas y basaltos) son raras o están ausentes. La plagioclasa es la principal fase mineral, acompañada de piroxenos y anfíbol. El olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno se encuentra en andesitas basálticas, mientras que la biotita, sanidina y minerales accesorios tales como el zircón, apatito o esfena se presentan en rocas más evolucionadas (dacitas y riolitas). El cuarzo está presente en las riolitas (Zbar, 1991)

Los magmas de la CVZ corresponden a una serie magmática calco-alkalina de medio a alto contenido de K. En comparación a los magmas de otros ambientes geodinámicos (por ejemplo las dorsales oceánicas), los magmas de la CVZ son enriquecidos en elementos incompatibles. Los magmas de las zonas de subducción muestran un relativo enriquecimiento en elementos del tipo LILE (Large Ion Lithophile Elements; Ba, K, Sr, Rb) y un relativo empobrecimiento de los elementos HFSE (High Field Strength Elements; Nb y Ta) (Pearce, 1983). Las razones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($>0,7055$) y $\delta^{18}\text{O}$ ($>6,4\%$) de las rocas volcánicas de los Andes centrales (CVZ) son elevadas comparadas con las rocas de la Zona Volcánica del Sur (SVZ) y la Zona Volcánica del Norte (NVZ), mientras que los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($<0,5125$) son bajos (James, 1984; Taylor, 1986; Wilson, 1989; Davidson *et al.*, 1991)

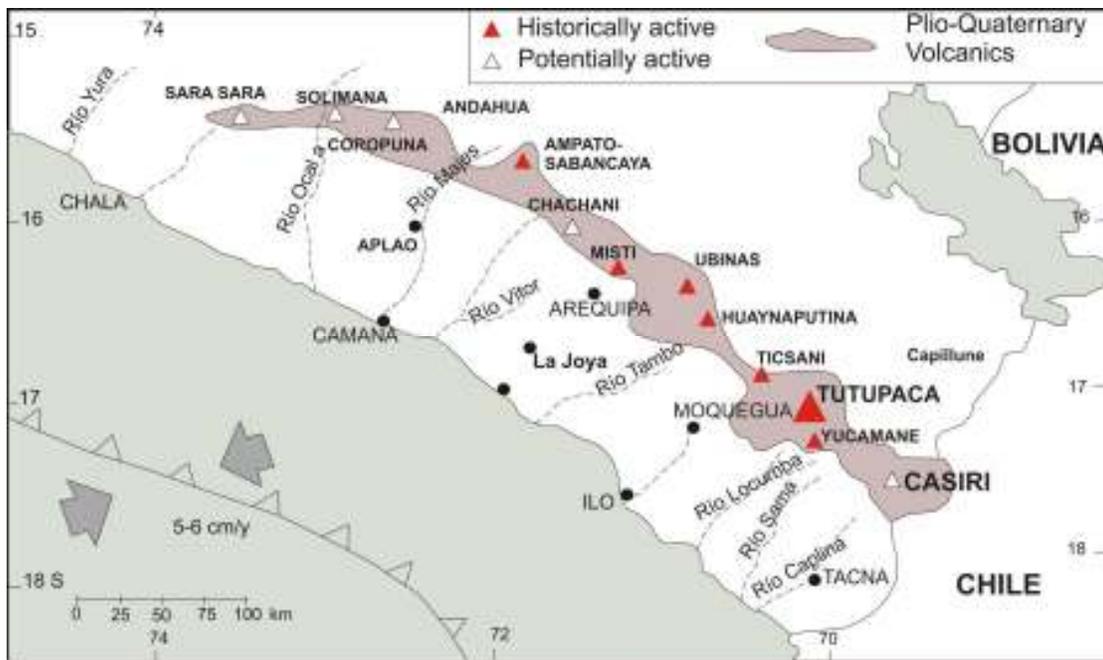


Figura 2.1: Cadena volcánica Plio-Pleistocénica del Sur del Perú, donde se puede apreciar la ubicación del Tutupaca al Sur de la cadena, siendo considerado como un volcán históricamente.

2.2 Marco geológico y estructural regional

En este acápite se describirá la geología regional y las características estructurales de las zonas aledañas al CVZ.

2.2.1 Geología Regional

En áreas cercanas al Complejo Volcánico Tutupaca (CVT) se han identificado rocas volcánicas, depósitos morrénicos, aluviales y coluviales. Las rocas más antiguas corresponden a productos volcánicos del Cretáceo Superior al Eoceno. Posteriormente se emplazaron depósitos ignimbríticos durante el Mioceno al Plioceno. Sobreyaciendo a estas formaciones se ha identificado depósitos morrénicos, fluvio-glaciares, aluviales y coluviales, del Cuaternario. Sigue una descripción rápida de estas rocas.

Grupo Toquepala del Cretáceo Superior al Eoceno Medio

Este grupo está constituido por las formaciones Chullucane, Toquepala, Tarata y Hualicollo, las cuales comprenden flujos de lava y depósitos ignimbríticos de composición andesítica, dacítica y riolítica (Bellido y Guevara, 1963; Perales 1994; Pino *et al.* 2004). Este grupo fue datado entre 45 y 72 Ma, por lo cual se considera que está comprendido entre el Cretáceo superior al Eoceno (INGEMMET, 1995; Sempere *et al.*, 2004).

Este grupo aflora entre 30-40 km al Oeste y Sur – Oeste del CVT, cerca de las minas Cuajone y Toquepala (*Figura 2.4*). En esta zona, los depósitos ignimbríticos han sido datados por el método K-Ar en $55 \pm 1,1$ Ma, $53,6 \pm 3$ Ma (Zimmermann y Kihien, 1983).

Formación Huaylillas del Mioceno inferior al Mioceno Superior

La formación Huaylillas ha sido descrita como una secuencia de ignimbritas dacíticas a riolíticas, de edad 12 a 24 Ma (*Figura 2.2*), que afloran en las regiones de Tacna y Moquegua prolongándose hasta el territorio chileno (INGEMMET, 1995).

Esta formación aflora al Sur y Este del CVT, formando una superficie de suave pendiente en la Pampa de Alto Camilaca, la Mina Cuajone y en los alrededores de los pueblos de Candarave y Pallata. La formación Huaylillas se conserva por la poca erosión registrada en la zona, pero fundamentalmente porque son ignimbritas soldadas.

En la zona de estudio, a 30 km al Sureste del CVT ha sido datado por el método K/Ar en $21,6 \pm 0,7$ Ma por Tosdal *et al.* (1981), y a 35 km hacia el Oeste del CVT también se ha datado en $14,2 \pm 0,2$ Ma y $18,9 \pm 0,3$ por el método K/Ar (Quang *et al.*, 2005; *Figura 2.4*).

Grupo Barroso del Mioceno Superior al Pleistoceno

Wilson (1962) empleó esta denominación para describir a un conjunto de rocas volcánicas que forman la Cordillera del Barroso, ubicada en la zona andina de la Región Tacna, emplazadas en el Mioceno Superior – Pleistoceno. Es así que Kaneoka y Guevara (1984) reportaron edades entre 3 y 6 Ma para los volcanes alrededor de Tarata. Posteriores estudios, como por ejemplo el de Thouret *et al.* (2008), identifican 2 miembros en el grupo Barroso (*Figura 2.2*):

- El Barroso Inferior se desarrolló entre los 9-4 Ma (Mioceno Superior-Plioceno Inferior) (Thouret *et al.*, 2008), formándose a lo largo de la Cordillera Occidental. Esta formación, se caracteriza por presentar estratovolcanes bastante erosionados e hidrotermalizados, de composición andesítica y dacítica. Los estratovolcanes se emplazaron a lo largo de la Cordillera Occidental, los más importantes son Yanhuato, Hualto, Ananto, Huarancante, Huacullani, entre otros.
- El Barroso Superior se generó entre los 3-1 Ma durante el Plioceno Superior-Pleistoceno, se caracteriza por presentar estrato-volcanes y complejos dómicos, los cuales se encuentran erosionados producto de la acción glacial y de la alteración hidrotermal, y que además muestran un amplio rango de composición desde andesitas máficas a riolitas (Pichu Pichu, Coropuna, Hualca Hualca) (Thouret *et al.*, 2008).

En áreas cercanas al CVT se han identificado estrato-volcanes y depósitos de flujos piroclásticos correspondientes al Grupo Barroso. Así tenemos que 20 km al Norte y Noreste del CVT se han identificado el estrato volcán Yuncane datado en 6.43 ± 0.2 Ma (Kaneoka y Guevara, 1984; *Figura 2.4*). Hacia el SE a 13.5 km del CVT afloran secuencias de lava del estrato volcán Nazaparco, de composición andesítica, hidrotermalizadas y erosionadas, datadas en 5.6 ± 0.2 Ma (Martínez y Cervantes, 2003; *Figura 2.4*).

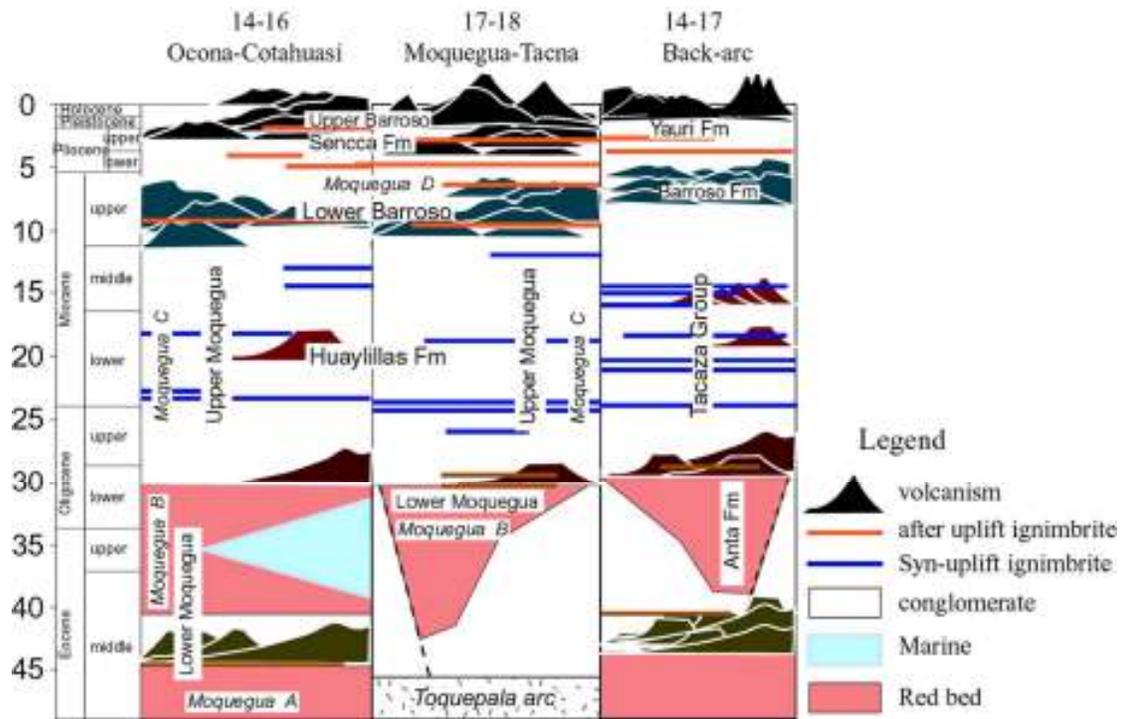


Figura 2.2: Esquema de las unidades estratigráficas del Sur del Perú (Semperé *et al.*, 2004).

Formación Sencca del Plioceno inferior al Plioceno superior

La formación Sencca, fue definida por Mendivil (1965), al extremo sur de Perú en la frontera Perú-Chile. Thouret *et al.* (2007) ha dividido esta formación en dos unidades; a la unidad inferior le asigna una edad entre 4.9 a 3.6 Ma y a la unidad superior una edad entre 2.3 a 1.4

Ma. Esta formación constituye el sustrato de los estratovolcanes pleistocénicos actuales (Sempere et al., 2004; *Figura 2.2*). La formación Sencca está constituida por depósitos ignimbríticos de naturaleza riolítica, generalmente de color blanco a blanco grisáceo, en la parte inferior se identifica ignimbritas rojizas (INGEMMET, 1995).

En la zona de estudio los afloramientos de la formación Sencca se encuentran en el valle del río Callazas (*Figura 2.3*). Se han identificado 2 niveles, el nivel inferior está constituido por ignimbritas ligeramente soldadas, de color salmón de 40-50 m espesor. El nivel superior está constituido por ignimbritas de color gris, con 40 a 50 m de espesor, no presenta estratificación, y se puede observar chimeneas de elutriación (pipes).

Hacia el Sur a 17 km del CVT y a 9 km del Yucamane afloran depósitos ignimbríticos datados en 6 ± 0.3 Ma (Martínez y Cervantes, 2003) y a 12 km hacia el Sureste del CVT afloran depósitos ignimbríticos datado en 4.8 ± 0.5 Ma (Martínez y Cervantes, 2003; *Figura 2.4*). Estos afloramientos han sido correlacionados con la Formación Sencca.



Figura 2.3: Formación Sencca en el valle del río Callazas.

Depósitos morrénicos y fluvioglaciares

Los depósitos morrénicos y fluvioglaciares ocupan grandes extensiones. Las morrenas bien conservadas se han reconocido en diferentes sectores, generalmente adosando a los flancos de los edificios volcánicos, así como en las cabeceras y laderas de valles glaciares. El material que compone estas morrenas consiste predominantemente de fragmentos gruesos y angulosos mezclados con una masa areno-arcillosa. El material fluvio-glaciar generalmente rellena las depresiones intermontañas. Litológicamente se componen de conglomerados y

gravas de rocas volcánicas que se intercalan con arenas y arcillas, presentando una estratificación en bancos gruesos.

En la cordillera occidental, específicamente en el Nevado Coropuna el Último Máximo Glaciar (Last Glacial Maximun, LGM) tiene una edad de 18-21 ka (Bromley *et al.*, 2009). Los glaciares formaron redes integradas, que finalmente confluyeron en colectores principales que llegaron a descender hasta las altitudes en torno a los 3600 m.s.n.m (Úbeda *et al.*, 2010). Las morrenas del último avance glaciar máximo corresponden a morrenas frontales y laterales situadas al N, S, SO y SE del CVT.

Las morrenas más recientes se hallan por encima de los 4950 msnm, asociados a los avances de los glaciares posteriores al LGM, los cuales están datados en el período 14-10 ka (Clapperton, 1993; Alcalá, 2007; Alley, 2000), así como durante los últimos 5 ka.

Depósitos aluviales

En diversos sectores los ríos han cortado sobre sus propios depósitos formando terrazas de variado espesor y amplitud. El material de estas terrazas se compone de cantos gruesos, gravas, arenas y arcillas, estratificadas en capas lenticulares y con inclusiones suaves en el sentido de la corriente. El área de las terrazas es generalmente utilizada como terrenos de cultivo. Los ríos tributarios al desembocar en los valles principales han constituido pequeños conos de eyección cuyas dimensiones varían de acuerdo a la importancia de dichos tributarios.

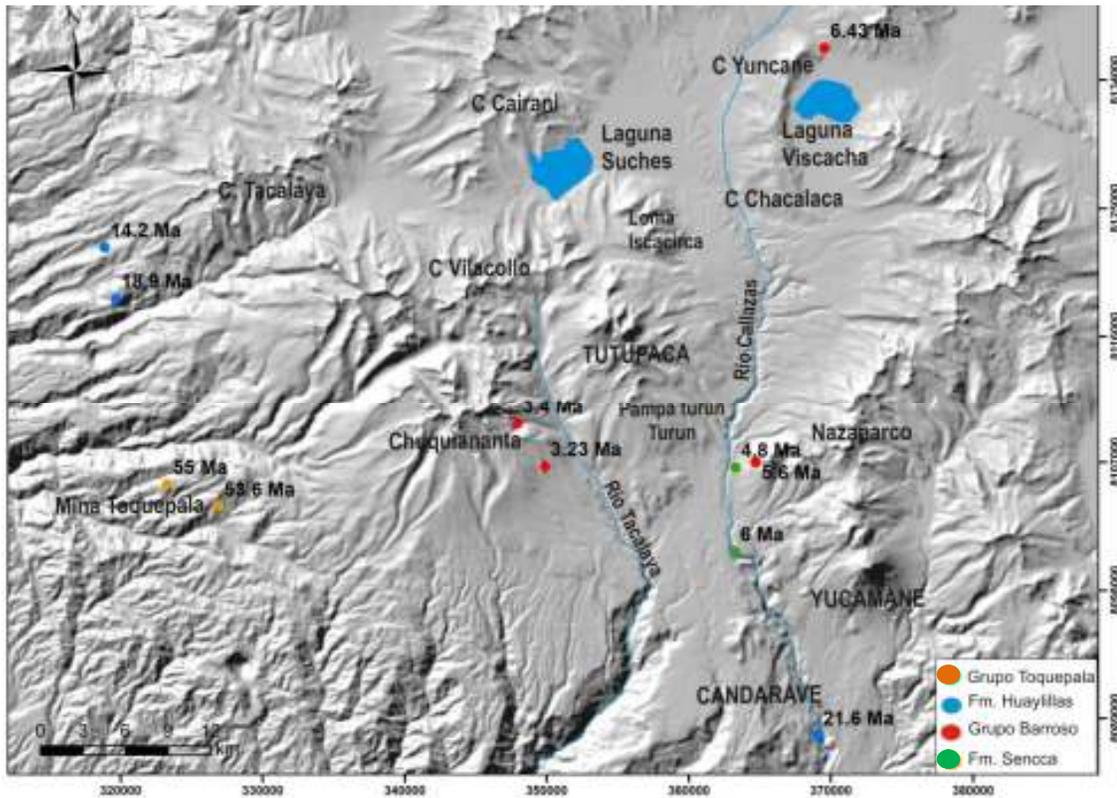


Figura 2.4: Ubicación de las Dataciones cercanas al área de estudio recopilación INGEMMET 2012

2.2.2 Estructuras Tectónicas Regionales

El análisis estructural está basado en los trabajos de Morche *et al.* (1994); Martínez *et al.* (2003); Sempere *et al.* (2008); Benavente *et al.* (2010). Durante este estudio se realizó también la foto-interpretación de las fotografías aéreas e imágenes satelitales Landsat TM, que permitieron identificar e inferir nuevas estructuras. Este estudio se realizó sobre un área que abarca por el Sur la zona Aricota y por el Norte la zona de Suches (*Figura 2.5*).

En la zona de estudio se han identificado 2 sistemas de fallas y/o lineamientos principales: Sistema NO-SE y sistema NE-SO (*Figura 2.5*). Estos sistemas de fallas y lineamientos están controlados por la convergencia oblicua entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana (Mering *et al.*, 1996)

El sistema NO-SE es el más importante en la zona de estudio, se encuentra afectando rocas del sustrato emplazados en el Cretáceo (Formación Toquepala) y en el Mioceno (Formación Huaylillas). Una de las estructuras más importantes es el sistema de fallas Incapuquio la cual tiene un recorrido aproximado de 450 km y se caracteriza por su alineamiento casi recto que sugiere un plano de falla de alto ángulo (Acosta *et al.*, 2012).

En el área de la laguna Suches Benavente *et al.* (2010) observa fallas normales con una componente sinistral con una dirección promedio N140° y buzamientos opuestos formando estructuras extensionales de tipo grabens. Las fallas con buzamiento hacia el Suroeste tienen una longitud que varían entre 1 a 5 km y presentan saltos de falla de hasta 5 metros de altura afectando lavas andesíticas. Estas fallas afectan depósitos aluviales y fluvio – glaciares. En los alrededores de la laguna Vilacota se pone en evidencia la presencia de fallas normales con componente sinistral con un rumbo promedio N165° y buzamientos mayormente hacia el Suroeste, la zona donde las fallas tienen su mayor expresión morfológica es al Noreste de la laguna.

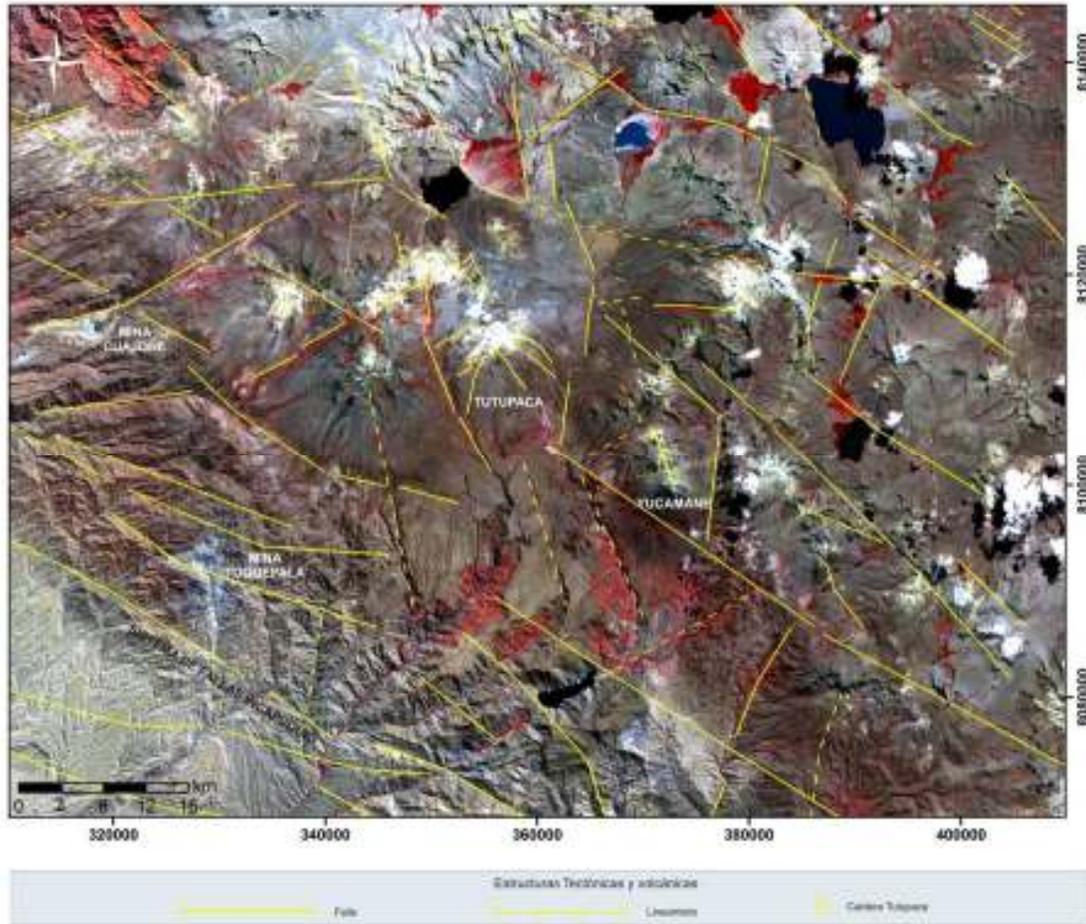


Figura 2.5: Mapa de estructuras tectónico volcánicas y lineamientos regionales, modificado de (Morche et al., 1994; Martínez et al., 2003; Semperé et al., 2008; Benavente et al., 2010).

CAPITULO III

GEOLOGÍA DEL EDIFICIO RECIENTE DEL COMPLEJO VOLCANICO TUTUPACA

3.1 Geomorfología del Complejo Volcánico Tutupaca

En la zona de estudio se han identificado geoformas de origen volcánico y de origen glaciario, las cuales serán descritas a continuación (*Figura 3.1*):

3.1.1 Geoformas de origen volcánico

En el área de estudio se han identificado diversas formas de origen volcánico, entre las cuales se puede citar estratoconos volcánicos, domos, colinas aisladas (“Hummocks”) y como principal estructura un anfiteatro que juega un rol muy importante en el desarrollo del CVT.

Estratoconos afectados por la erosión glaciario (Est_gl)

Dentro de esta unidad se tiene a los estratovolcanes Vilacollo hacia el Noroeste, Chuquiananta hacia el Suroeste y Nazaparco hacia el Sureste. Estos estratovolcanes están constituidos por secuencias de lavas alteradas e hidrotermalizadas, y están ampliamente afectados por la actividad glaciario. Presentan secuencias lávicas con pendientes de 10° a 25°.

Zonas de lavas del Edificio Tutupaca Basal (Zon_B)

La zona de flujos de lava presenta una pendiente baja a moderada (<15°), está parcialmente afectada por erosión glaciario y en algunas zonas cubiertas por morrenas, estas secuencias lávicas están constituidos por flujos de lavas subhorizontales (*Figura 3.2*). Hacia el Noreste del CVT las secuencias lávicas están bastante hidrotermalizadas y afectadas por la erosión glaciario, presentando pendientes más o menos abruptas y circo glaciares. Hacia el Noroeste se observan secuencias lávicas subhorizontales, con pendientes de 15°, que en superficie muestran frentes de flujos de lavas. Hacia el Sur del CVT, las pendientes son menos abruptas y, presentan una morfología más ondulada, debido a la presencia de morrenas que se encuentran cubriendo las secuencias lávicas, las cuales presentan estrías de erosión glaciario.

Estratocono Tutupaca Oeste (Est_TO)

Se encuentra sobreyaciendo al edificio basal, posee forma ligeramente cónica con un diámetro aproximado de 3 km, se emplaza entre los 4880 y 5790 msnm. Su flanco occidental está cubierto por morrenas, entre los 4900 y 4930 msnm. La base del estratocono está conformada por domos dispuestos en forma casi concéntrica (*Figura 3.15*), 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 y presenta un diámetro de 1 km. Este cono está constituido por una secuencia de lavas y piroclastos, los cuales están afectados por la erosión glacial, que originaron circos glaciares.

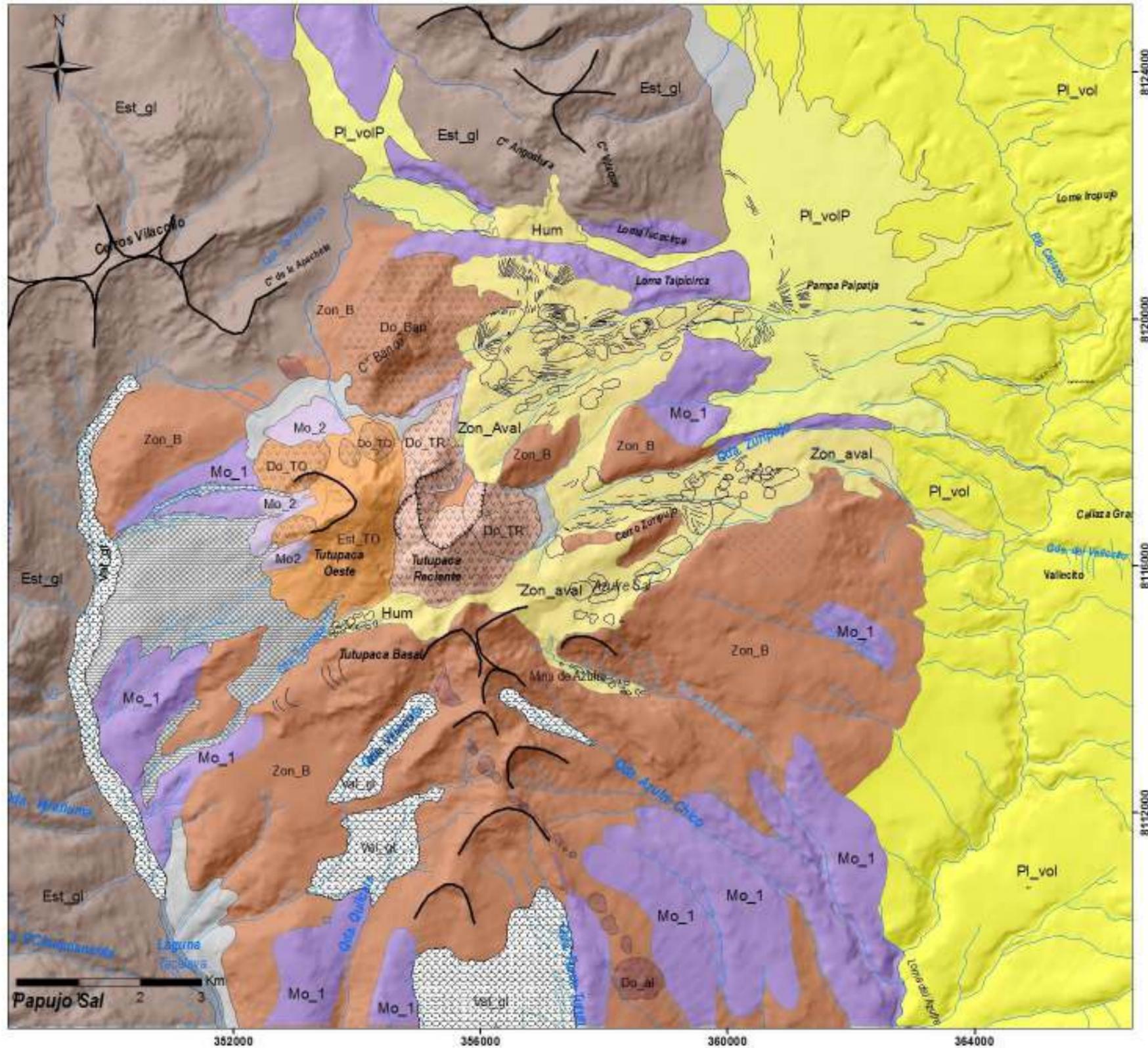


Figura 3.1: Mapa Geomorfológico del Complejo Volcánico Tutupaca

Estratocono Tutupaca Reciente

Se encuentra sobreyaciendo a los edificios Tutupaca Basal y Tutupaca Oeste, posee forma ligeramente cónica con un diámetro aproximado de 2 km, su base se encuentra sobre los 4900 msnm y su cima alcanza los 5790 msnm, el grado de erosión es mucho menor que los anteriores estratoconos y presenta un anfiteatro debido al colapso de uno de los flancos. Este estratocono se caracteriza por presentar 7 domos yuxtapuestos.

Domos

Los domos se caracterizan por presentar una forma aproximadamente circular, formado por la alta viscosidad del magma que no permite que fluya demasiado lejos de su centro de emisión. En el área de estudio se han identificado domos en los edificios Tutupaca Basal, Tutupaca Oeste y en el Tutupaca Reciente (*Figura 3.1*).

- a) *Domos alineados del Edificio Tutupaca Basal (Do_al)*: Al Sureste del Edificio Basal se han identificado 13 domos de pequeño tamaño (100-750 m de diámetro), los domos más pequeños tienen <20 m de altura, mientras que los más grandes tienen entre 50-70 m de altura. Así mismo presentan formas subredondeadas y alargadas y, están alineados en dirección NO-SE. Estos domos cortan a las lavas del edificio basal, incluso uno se encuentra más al Norte, el cual sigue la misma dirección que los otros domos, presenta una forma subredondeada y tiene 300 m diámetro (*Figura 3.2*).
- b) *Domos del Estratocono Tutupaca Oeste (Do_TO)*: Constituido por domos concéntricos en la base del estratocono, los cuales presentan formas subredondeadas, con diámetros de 350 a 500 m. Presentan una fuerte pendiente y se encuentran erosionados por la actividad glaciaria presente en este edificio (*Figura 3.15*).
- c) *Domos del Estratocono Tutupaca Reciente (Do_TR)*: Este edificio está constituido por 7 domos yuxtapuestos y por domos coladas, los cuales presentan formas subredondeadas, alargadas y algunos no tienen formas definidas, estos domos presentan fuertes pendientes. Los domos llegan a alcanzar hasta 1,400 m de diámetro y 1 km de alto (*Figura 3.19; 3.20; 3.21*).
- d) *Domo Banco (Dom_Ban)*: Ubicado hacia el Norte del CVT, su base se encuentra sobre los 4970 msnm y su cima sobre los 5300 msnm. Presenta una forma ovalada, alargada, con un eje mayor de ± 2 km de diámetro. Presenta pendientes abruptas y está disectado por la Falla Banco (*Figura 3.9*).

Zona de avalancha de escombros (Zon_aval)

Aflora hacia el Noreste del CVT en la planada Paipatja, hacia el Este en la quebrada Zuripujo y la quebrada Azufre Grande y hacia el Oeste en la quebrada Tutupaca. Entre las cotas 4650 a 5200 msnm. Los depósitos cubren un área de 17 km², alcanzando distancias máximas de 5.5 km hacia el

Noreste en la quebrada Paipatja, 6 km hacia el Este en la quebrada Zuripujo, 3 km en la quebrada Azufre Grande y 2 km en la quebrada Tutupaca.

En la fuente de colapso del edificio Tutupaca Reciente se puede observar la presencia de una colina de 600-700 m de diámetro, con aproximadamente 20 m de altura, y con superficies de poca pendiente (7°-17°) (*Figura 3.28*).

En la zona media y distal de los depósitos de las quebradas Paipatja, Zuripujo y Azufre Grande se observan varias decenas de colinas o “hummocks”, las cuales presentan flancos de baja a mediana pendiente (5° - 25°), con diámetros de 70 – 500 m (*Figura 3.3*).

Otra característica importante de esta unidad geomorfológica y que también se observa en la zona media son las lineaciones o estrías, las cuales se pueden observar claramente en las fotografías aéreas, e indican las diferentes direcciones que tomó la avalancha de escombros durante su emplazamiento.

Planicie volcanoclástica (PI_Vol y PI_VolP)

Se extiende hacia el Este del CVT, desde los 4500 msnm a 4600 msnm. Se caracteriza por presentar extensas planicies, de topografía horizontal y ligeramente ondulada. En las depresiones se han canalizado algunos depósitos piroclásticos del edificio Tutupaca Reciente, así mismo en el río Callazas se ha formado un pequeño valle. Hacia el Noreste del CVT a 5.5 km de la fuente, en la Pampa Paipatja (PL_VolP), se observa la presencia de estrías, dándole la apariencia de un abanico el cual tiene una forma triangular.

Estrías

Las estrías se reconocen en la zona de avalancha de escombros y en parte de la planicie volcanoclástica. Estas estrías muestran direcciones de flujo, hacia el Norte, Noreste y Este, están dispuestas en forma radial y paralela a la avalancha. Presentan alturas decimétricas a métricas y, el ancho es variable entre 15 a 25 m (*Figura 3.1*).

Anfiteatro

Un anfiteatro es una estructura volcánica en forma de herradura, que generalmente está asociado con un colapso sectorial. La profundidad, ancho y altura de un anfiteatro es variable.

El anfiteatro del Tutupaca está ubicada en el edificio Tutupaca Reciente, tiene forma de herradura, presenta un diámetro de 1 km, una altura de 900 m aproximadamente y está abierta hacia el Noreste. Las fallas del domo Banco atraviesan este anfiteatro (*Figura 3.4*).

Entre los edificios Tutupaca Reciente y Tutupaca Oeste se ha identificado una cicatriz de colapso que puede indicar un segundo colapso sectorial. Esta estructura de colapso, ha sido rellenada por el crecimiento de domos (*Figura 3.3*). Presenta forma de una semi-herradura, con 500 m de

diámetro, no se distingue la altura debido a la presencia de los domos, está abierta hacia el Este o Sureste del edificio Tutupaca Reciente y afecta a los domos recientes (*Figura 3.5*).



Figura 3.2: Edificio Tutupaca Basal constituido por secuencias lávicas subhorizontales e hidrotermalizadas. Sobreaycido por los edificios Tutupaca Oeste y Reciente, se observa que hacia el Sur del CVT afloran los domos alineados.



Figura 3.3: “Colinas aisladas” o “Hummock” de 5 a 10 m de altura aproximadamente, constituida por bloques de domo y material hidrotermalizado, pertenecientes a la zona de avalancha.

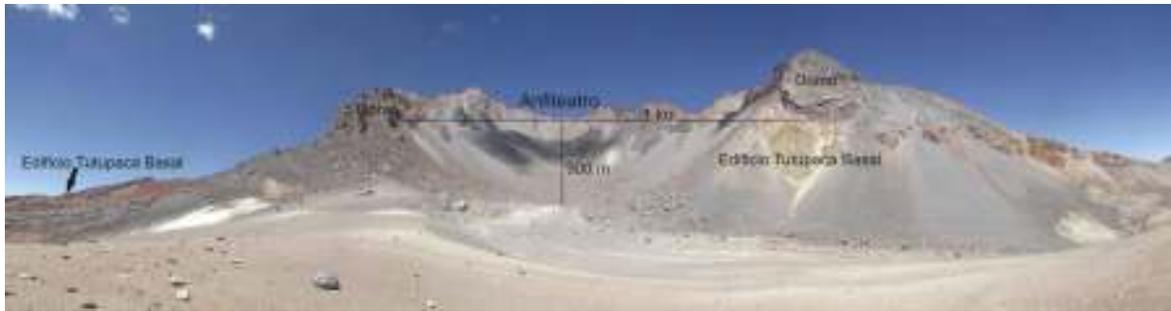


Figura 3.4: Anfitriato del edificio Tutupaca Reciente, abierto hacia el Noreste. Presenta un diámetro de 1 km y una altura 900 m.



Figura 3.5: Sección longitudinal desde la fuente del anfiteatro hasta la parte distal, se observan los anfiteatros antiguo y reciente del CVT.

3.1.2 Geoformas de origen glaciar

Dentro del área de estudio afloran depósitos y unidades litológicas afectadas por la actividad glaciar registrada durante el Pleistoceno superior, afectando principalmente a los edificios Tutupaca Basal y Tutupaca Oeste, en cambio el edificio Tutupaca Reciente no ha sido afectado por la actividad glaciar. Actualmente el área presenta poca actividad glaciar, y solo se encuentra una cobertura de nieve delgada durante el invierno (meses de Diciembre a Abril). Entre estas geoformas de origen glaciar tenemos:

Valle Glaciar (Val_gl)

En la zona de estudio se han identificado 5 valles glaciares. Hacia el Oeste en el sector Tacalaya, se observa un valle que está localizado entre 4500 a 5000 msnm, posee 5 km de longitud y 380 m de ancho aproximadamente y presenta una morfología cóncava. Hacia el Suroeste del CVT, entre 4700 y 4900 msnm, en la quebrada Vilacota se observa un valle glaciar que presenta 2 km de largo y 600 m de ancho, en los bordes presenta secuencias de flujos de lava casi verticales. En la quebrada Quilcata el valle glaciar posee 2 km de longitud y 800 m de ancho, presenta una morfología cóncava y muestra bajas pendientes (5° a 6°). En la Pampa Turun Turun se ha identificado un valle que tiene 4 km de longitud y aproximadamente presenta un ancho de 2.5 km. Presenta una morfología cóncava con bajas pendientes (aproximadamente 5°), en los bordes de este valle se observan grandes morrenas.

Morrenas

Las morrenas son consideradas como geoformas de acumulación, las cuales se ubican en las faldas del Complejo Volcánico Tutupaca. En el área de estudio se han identificado 2 generaciones de morrenas:

- a) *Morrena antigua (Mo_1)*: En el edificio Tutupaca Basal se presentan las morrenas más antiguas, las cuales tienen formas onduladas y suavizadas, ocupan grandes extensiones y son generalmente morrenas laterales (*Figura 3.6*) y frontales. En esta zona se han registrado morrenas, umbrales rocosos modelados por las masas de hielo, y estrías en las rocas. La cota mínima a la que se encuentran es 4300 msnm y la cota máxima es 4800 msnm, y probablemente hayan sido generados por el LGM (18-21 ka).
- b) *Morrena reciente (Mo_2)*: Estas morrenas se encuentran en el flanco occidental del edificio Tutupaca Oeste. Se observan morrenas frontales y laterales (*Figura 3.7*), las cuales se encuentran entre los 4950 y 5300, de 300 a 900 m de largo y presentan entre 10 a 40 m de espesor. Se caracterizan por que no están suavizadas como las anteriores, probablemente se formaron durante los últimos 5 ka (Neo-glaciar).

Circo glaciar

En la zona de estudio se ha identificado en total 9 circos glaciares. Se han identificado 1 circo glaciar ubicado en las laderas Oeste del edificio Tutupaca Oeste, presenta una forma semicircular cóncava. Hacia el Sureste del CVT se ha identificado 8 circos glaciares (*Figura 3.8*).



Figura 3.6: Morrena lateral, marca el máximo avance y morrena frontal registra los pequeños avances y retrocesos ocurridos luego del máximo avance, ubicadas sobre el edificio Tutupaca Basal del CVT.



Figura 3.7: Morrenas frontales posterior al último avance glaciar, ubicado en el flanco Oeste del Tutupaca Oeste.

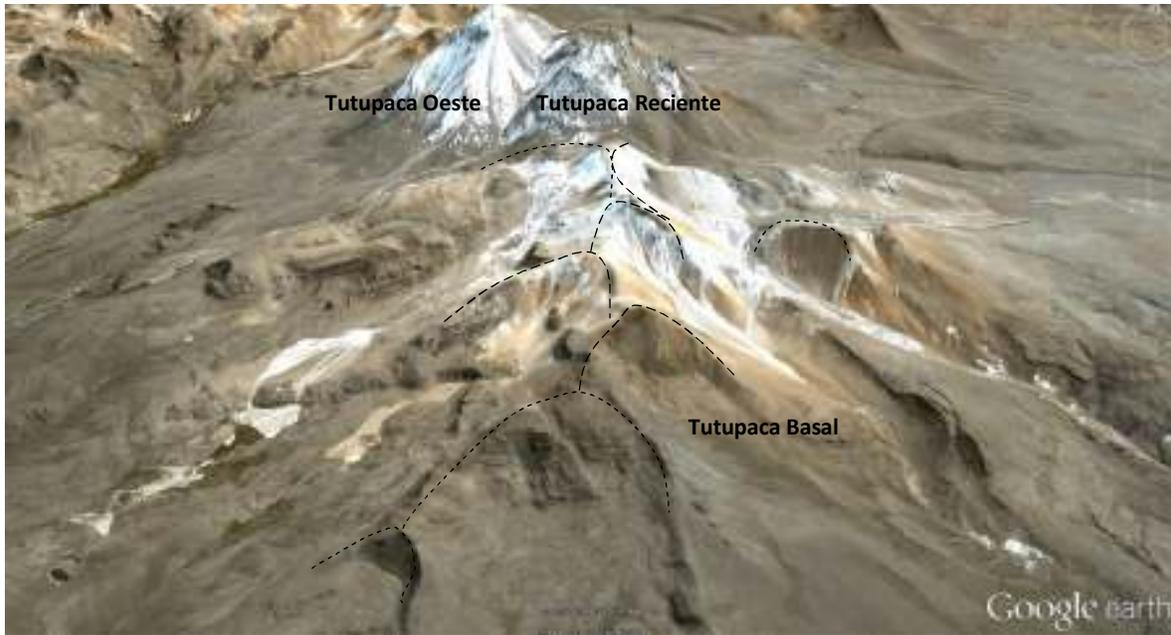


Figura 3.8: Estrías de arrastre en rocas del edificio Tutupaca Basal del CVT producto de la erosión glaciar.

3.2 Estructuras tectónicas del Complejo Volcánico Tutupaca

Para el reconocimiento de las estructuras tectónicas y volcánicas se han utilizado fotografías aéreas del IGN (1955), imágenes satelitales (Aster y Landsat), datos de campo y datos bibliográficos.

El CVT se encuentra emplazado en una región tectónicamente activa, en el cual se diferencian dos sistemas principales (*Figura 3.10*):

- Sistema NE-SO: Este sistema fue afectado posteriormente por la tectónica de dirección andina, estas estructuras son de menor extensión (Morche et al. 1994). Entre las principales estructuras tenemos:
 - Falla Vilacollo: Se encuentra ubicada entre los complejos volcánicos Tacalaya y Vilacollo, con un rumbo promedio de N 60° E, y con una longitud aproximada de 14 km
 - Falla Tutupaca: Se encuentra ubicada al NO del CVT, con dirección N 43° E, y con una longitud aproximada de 2 km.
 - Falla Quilcata: Se encuentra ubicada al SO del CVT, presenta una longitud aproximada de 4 km.
- Sistema NO-SE: Este sistema está relacionado al emplazamiento y fracturamiento de los principales estratovolcanes plio-cuaternarios y manifestaciones termales (Morche et al.

1994). Se caracteriza porque presenta fallas normales con componente sinistral con una dirección N 140°. Estas fallas afectan depósitos aluviales y fluvio-glaciares, y además se identifican volcanes alineados con el mismo rumbo de la fallas, lo cual indicaría la actividad de estas (Benavente *et al.*, 2010).

- Falla Banco: Se encuentra ubicada al Norte del CVT, se puede reconocer su traza en el flanco oriental del Cerro Banco, con una longitud aproximada de 7.5 km, presenta una escarpa de 20 m y azimut de N 345° y un buzamiento hacia el Oeste. Esta falla, que tiene un componente normal importante hacia el Sur atraviesa al edificio Tutupaca Reciente, y hacia el Norte atraviesa la laguna Suches (*Figura 3.9*).
- Falla Vilaque: Situada al Norte del CVT sigue la dirección de los cerros Sasahune, Chocollo y Vilaque. Presentan una longitud aproximada de 3 km.
- Falla Tacalaya: Sigue la dirección del río Tacalaya y está Ubicada entre el CVT y el edificio Chuquiananta. Tiene una longitud aproximada de 15 km.
- Falla Azufre Grande: Situada en la parte sur del CVT, esta falla afecta los flujos de lavas del Tutupaca, con una longitud aproximada de 5 km.



Figura 3.9: Traza de la Falla Banco, posee una escarpa de 20 m de altura y sigue un rumbo Noroeste. La falla es de tipo normal y afecta al domo Banco. Al fondo la laguna Suches y a continuación la traza de la falla.

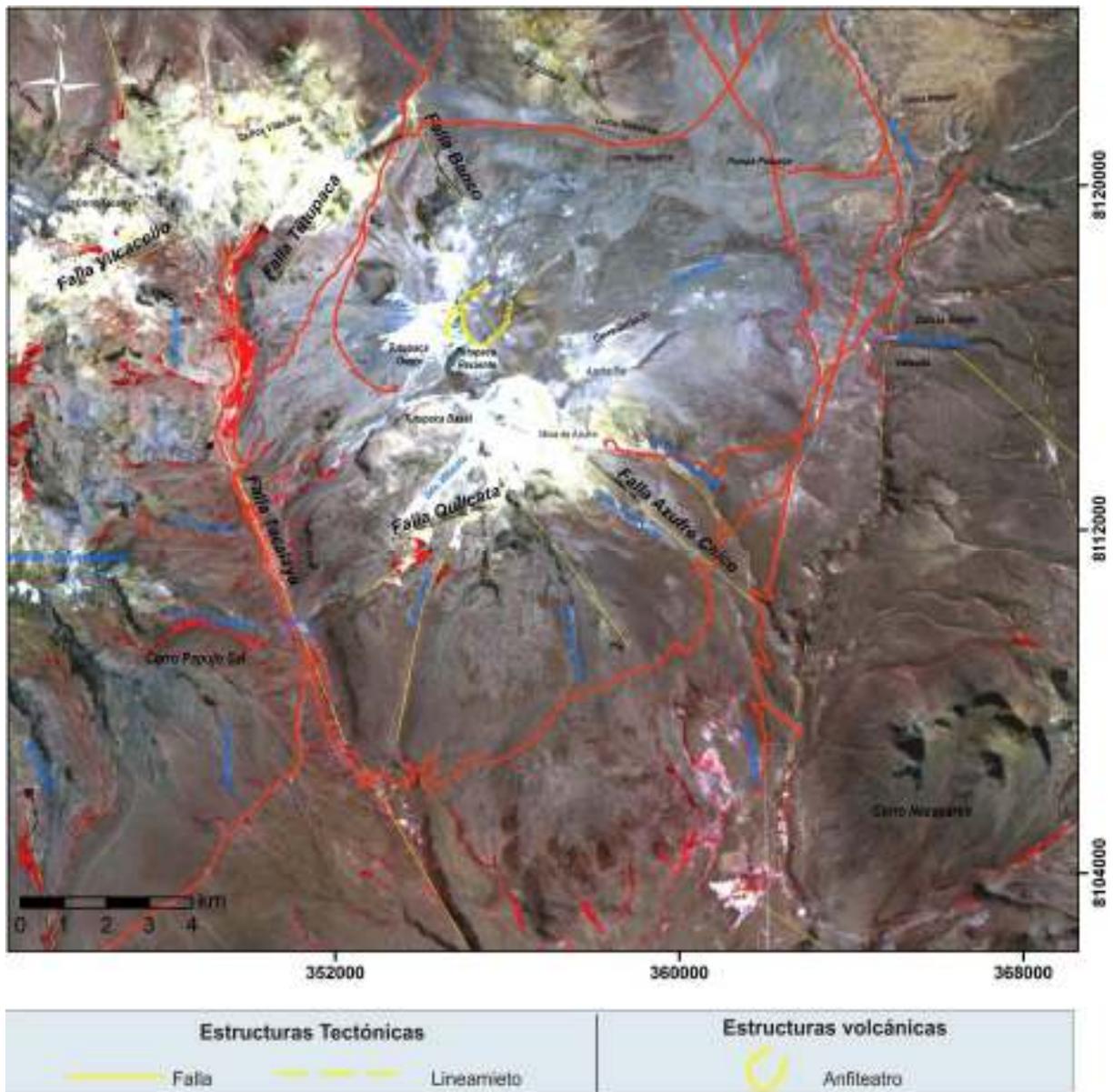


Figura 3.10: Mapa estructural del área del complejo volcánico Tutupaca. Recopilado de Morche (1994), Fidel y Zavala (2001) y Benavente (2010).

3.3 Geología del Complejo Volcánico Tutupaca

La interpretación fotogeológica y el cartografiado geológico han permitido identificar tres edificios volcánicos; el Tutupaca basal, altamente erosionado, y dos edificios gemelos pero con un grado de erosión diferente, el Tutupaca Oeste y el Tutupaca Reciente. En este trabajo se mencionan brevemente los edificios del Tutupaca Basal y Tutupaca Oeste, mientras que las unidades del edificio Tutupaca Reciente serán descritas en mayor detalle (*Figura 3.11; 3.12*).

3.3.1 Edificio Tutupaca Basal

Este edificio constituye la parte más antigua del CVT. Se trata de un edificio bastante erosionado, constituido por una sucesión de flujos de lava, aunque se han descrito también varios depósitos de flujos piroclásticos asociados con este edificio. La parte central del edificio muestra una estructura compleja constituida por varios picos constituidos por secuencias de lavas afectadas por una intensa erosión glacial y que se encuentran fuertemente hidrotermalizadas. En este sector, los flujos de lava alcanzan hasta 200 m de espesor. Las lavas de este edificio son andesitas porfiríticas de color gris oscuro, algunos flujos de lava presentan xenolitos o enclaves. Hacia el Sur de este edificio se han identificado una serie de pequeños domos de 250-750 m de diámetro y alturas de 20 a 50 m, alineados en dirección NNO-SSE. Estos domos han sido datados con el método K/Ar en 0.26 ± 0.2 Ma (Fidel y Zavala, 2001).

Secuencias lávicas

El edificio está comprendido básicamente por secuencias lávicas erosionadas e hidrotermalizadas. De composición andesítica a dacítica (58 – 69 wt.% SiO₂) con una asociación mineral compuesta de plagioclasa, anfíbol, biotita, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti.

Hacia el Sur del CVT, en la Pampa Japu se han identificado secuencias lávicas, en donde se observan hasta 70 m de espesor, las cuales se encuentran sobreyaciendo a depósitos ignimbríticos y volcano-sedimentarios que forman parte del sustrato de esta área (Fm. Huaylillas). Estas secuencias lávicas están bastante erosionadas cubiertas por depósitos de glaciares.

Hacia el Suroeste del CVT (*Figura 3.13a*), los flujos de lava son subhorizontales y estratificados, algunos presentan diaclasamiento columnar y llegan a alcanzar espesores mayores a los 150 m. Los flujos de lava son de color gris a gris oscuro, con textura afanítica y pequeños fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita, y presentan frecuentemente, enclaves centimétricos de color gris verdoso constituidos por fenocristales de plagioclasa y anfíboles. En general estas lavas están hidrotermalizadas.

Hacia el Noreste del edificio, en las quebradas Zuripujo y Azufre Grande, los flujos de lava son estratificados y alcanzan aproximadamente 200 m de espesor, se encuentran cubiertos por los depósitos de la avalancha de escombros Azufre (*Figura 3.11*).

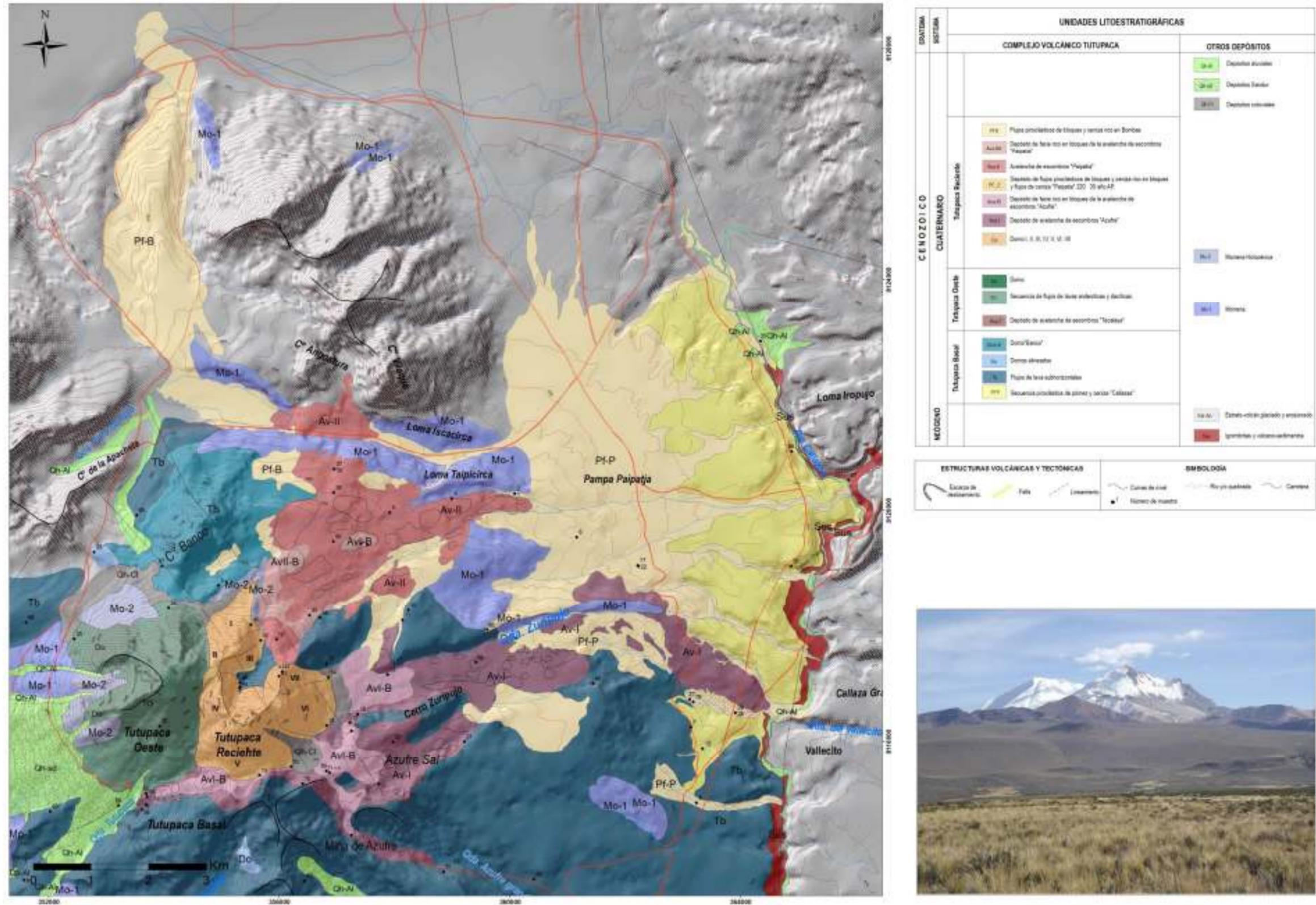


Figura 3.11: Mapa geológico preliminar del Complejo Volcánico Tutupaca

“Evolución vulcanológica y magmática del Edificio Reciente del Complejo Volcánico Tutupaca”

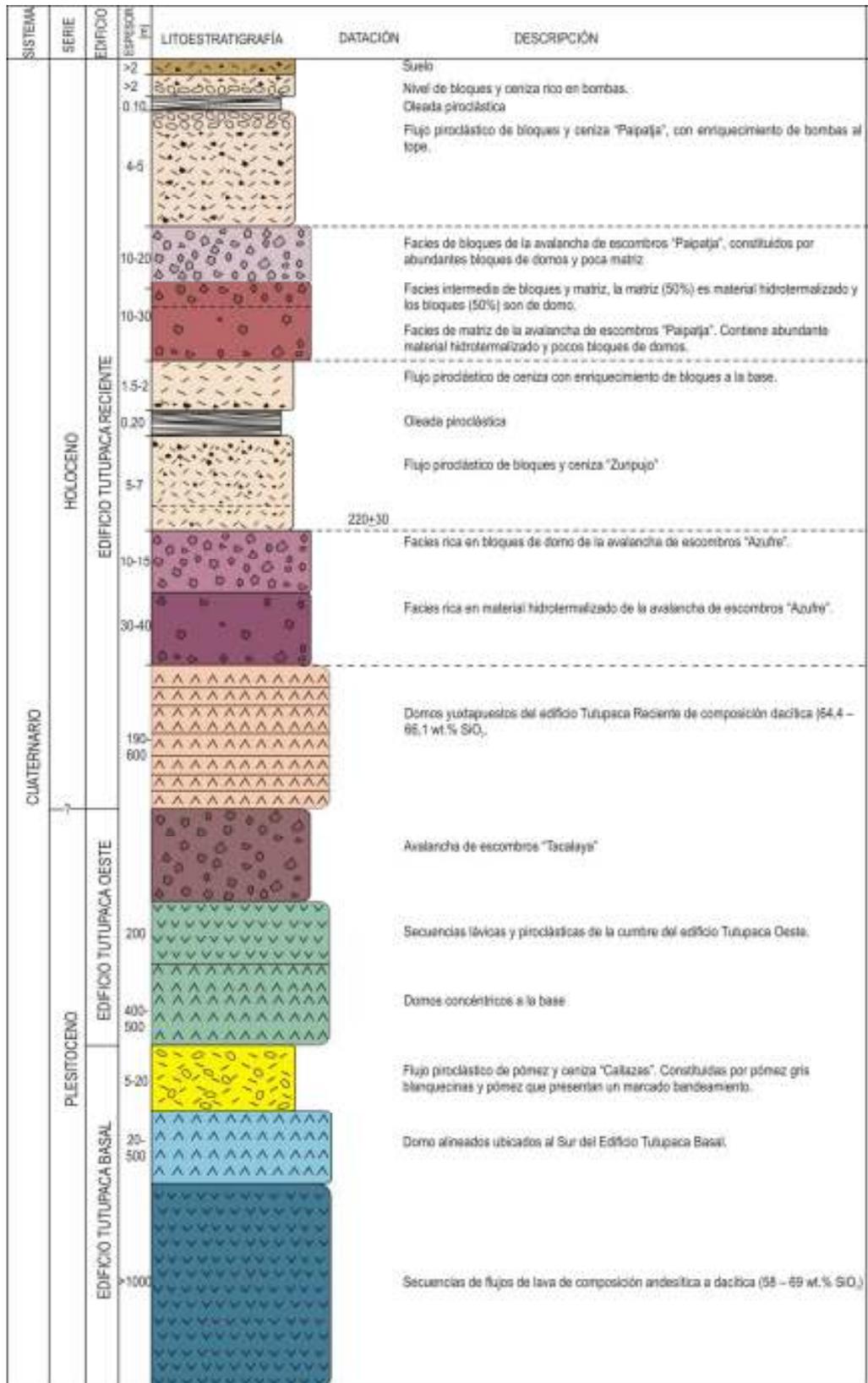


Figura 3.12: Mapa geológico preliminar del complejo volcánico Tutupaca

Hacia el Noroeste en la quebrada Tutupaca los flujos de lava alcanzan 150 m de espesor, son lavas de color gris, están hidrotermalizadas, presenta estratificación (*Figura 3.13b*). Estas lavas también están cubiertas por un ramal del depósito de avalancha Azufre.

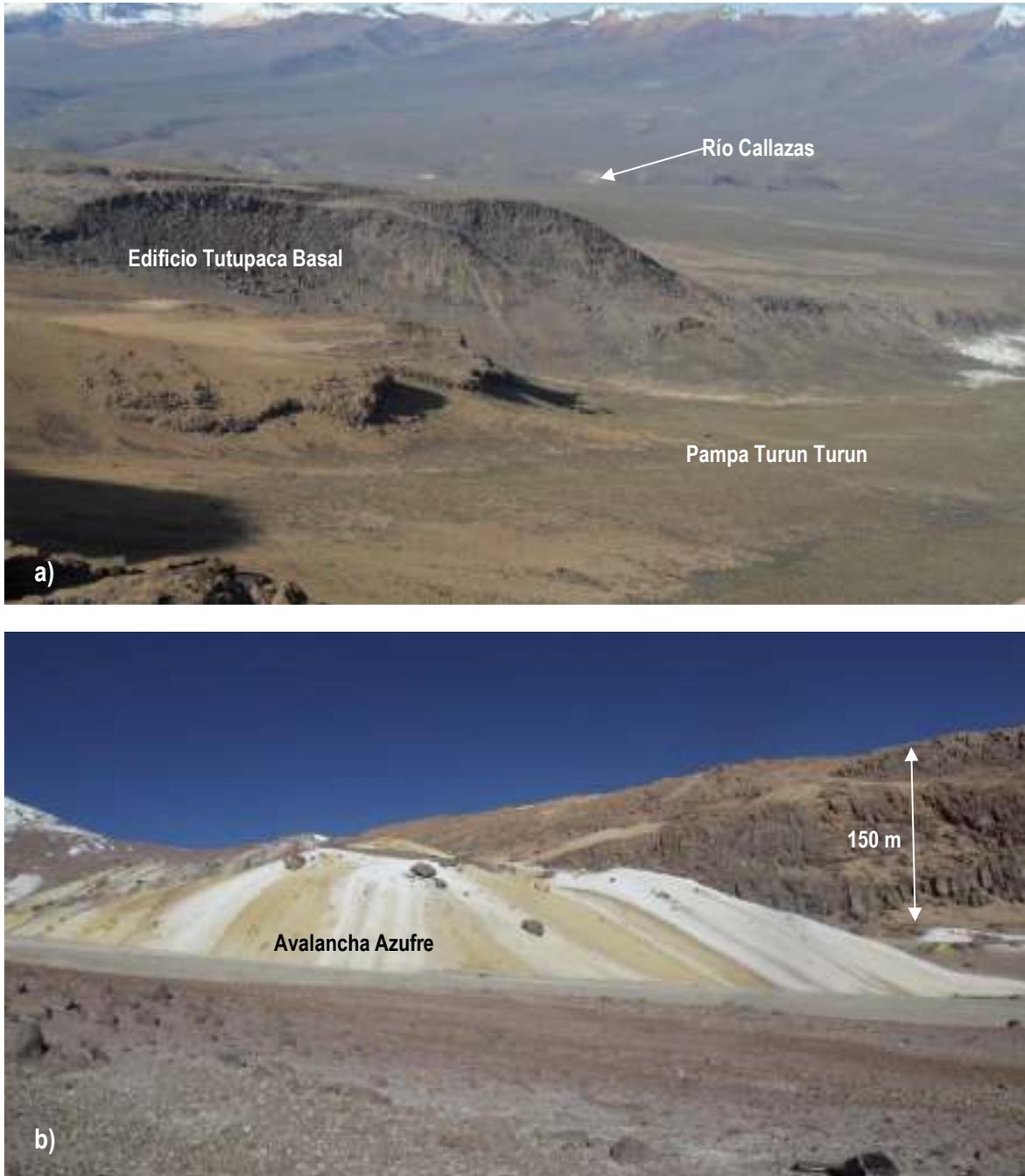


Figura 3.13: a) Secuencias lávicas subhorizontales del edificio Tutupaca Basal emplazadas sobre la Pampa Turu Turun. b) Flujos de lava del edificio Tutupaca Basal, afectados por un ramal de la Avalancha de Escombros “Azufre”.

Depósito de flujos piroclásticos de pómez y ceniza Callazas

En el valle del río Callazas, se ha identificado un depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza (*Figura 3.14*), que aflora entre 7 y 10 km al Este del volcán. El depósito presenta una coloración gris clara a beige, con espesores mínimos de 10 a 15 m, aunque no se ha podido observar su base. Este depósito no presenta estratificación, ni variaciones laterales, pero se han podido observar chimeneas de elutriación (pipes) asociadas a la salida de gases calientes posteriores al depósito (*Figura 3.15*). Esta unidad está constituida de bombas pumíticas (30-40 vol.%) englobadas en una matriz de ceniza (60-70 vol.%). Las bombas de pómez presentan un tamaño menor a 30 cm, constituidos por pómez gris blanquecinas y pómez que presentan un marcado bandeamiento composicional (< 5%) que sugieren un mecanismo de mezcla de magmas entre un polo dacítico y uno andesítico. Las bombas pumíticas, presentan una asociación mineral compuesta de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti. Finalmente se observan líticos densos (<5-10%) de composición andesítica, de color gris, líticos con textura vítrea de color gris oscuro y pocos líticos lávicos hidrotermalizados. En base a la envergadura de este depósito se considera que representa una etapa explosiva importante en el desarrollo del volcán Tutupaca.

Hacia el Sur del CVT en la Pampa Japu adosado a las secuencias lávicas del edificio Tutupaca Basal y cerca de la carretera se observan dos niveles muy marcados de este depósito. El nivel inferior presenta una coloración gris clara, con 10 m de espesor aproximadamente. En este nivel el depósito no presenta estratificación, presenta ligeramente una gradación inversa y se encuentra parcialmente consolidado. El depósito está constituido por bombas pumíticas (40 vol.%) y líticos (< 5 vol.%) englobados en una matriz de ceniza (55 vol.%). Las bombas de pómez tienen diámetros de hasta 30 cm, constituidos por pómez gris blanquecina y pómez que presentan bandeamiento. También se observan líticos lávicos hidrotermalizados. A este nivel sobreyace un nivel de ceniza, lapilli y líticos, ligeramente estratificada, se observan capas milimétricas de color beige oscuro.

A su vez este nivel está sobreyacido por un nivel que presenta una coloración beige, con 1 m de espesor aproximadamente. En este nivel el depósito no está estratificado, ni presenta variaciones laterales, está ligeramente consolidado, presenta gradación inversa de la zona inferior a la zona media, y hacia el tope se observa una gradación normal. Esta unidad está constituida de bombas pumíticas (30 vol.%) y líticos (<5vol.%) englobados en una matriz de ceniza fina a media (65 vol.%) de color gris cremoso. Las bombas de pómez son de color gris claro macroscópicamente muestran fenocristales de plagioclasa y se observa más biotita que anfíbol presentan un tamaño menor a 25 cm.



Figura 3.14: Depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza Callazas, de 4 m de espesor cubierto por suelo.



Figura 3.15: Depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza Callazas, con presencia de chimeneas de elutriación o “pipes”.

Domo Banco

Ubicado al Norte del CVT, alcanza una elevación de ± 400 m, sobreyace al Edificio Tutupaca Basal. Según Fidel y Zavala (2001) este domo presenta una composición andesítica (58 – 62 wt% SiO₂) y está constituido principalmente por fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y trazas de piroxeno (*Figura 3.16*).

3.3.2 Edificio Tutupaca Oeste

Este Edificio sobreyace al Edificio Basal, está conformado por secuencias lávicas, domos y un depósito de avalancha de escombros.

Domos concéntricos

Esté cono está conformado por domos concéntricos en la parte inferior, los cuales presentan un diámetro de 1-1.5 km y una altura de 400 a 500 m. Los domos son dacitas (64.4 – 67.1 wt.% SiO₂) con textura porfírica que incluye fenocristales de plagioclasa, anfíbol, esfena, biotita, óxidos de Fe-Ti y trazas de cuarzo. Se han identificado enclaves magmáticos microcristalinos de color gris oscuro constituidos por fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita (*Figura 3.16*).

Secuencias lávicas y piroclásticas del cono de la cumbre

Sobreyaciendo a los domos se ha identificado secuencias lávicas que muestran estratificación métrica, que alcanzan más de 200 m de espesor y que constituyen la parte superior del cono. Estas secuencias están ampliamente afectadas por la erosión glaciaria.

Depósito de avalancha de escombros “Tacalaya”

A este edificio se asocia un depósito de avalancha de escombros la cual se encuentra ubicado en el flanco Oeste del edificio, hacia el valle del río Tacalaya, el cual posee espesores mínimos de 100 a 150 m, y presenta una facies de bloques y una de matriz. Este depósito se encuentra cubierto por morrenas antiguas, de modo que presenta una superficie ondulada y erosionada. Normalmente los bloques poseen dimensiones centimétricas a decimétricas, y son angulosos. El depósito posee una litología heterogénea, conformado por lavas de color gris, gris oscuro, amarillo ocre y rojizo (*Figura 3.18*). Este depósito presenta estructuras tipo “jigsaw” (*figura 3.17*), típicas de las avalanchas de escombros. Los bloques son de composición dacítica (64.4 – 67.1 wt.% SiO₂) y presentan fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, óxidos de Fe-Ti y trazas de cuarzo englobados en una matriz intersertal.



Figura 3.16: Domos del edificio Tutupaca Oeste sobreyacidos por secuencias lávicas, desde esta vista se puede apreciar la falla Banco.



Figura 3.17: Avalancha de escombros “Tacalaya”, constituidos por grandes bloques que presentan estructura “jigsaw”.



Figura 3.18: Depósito de avalancha de escombros “Tacalaya”, de 100-150 m de espesor. Se observa bloques centimétricos, englobados por una matriz bastante hidrotermalizada. El porcentaje de matriz es de 60-70% y de bloques 40-30%.

3.3.3 Edificio Tutupaca Reciente

El Edificio Reciente del complejo volcánico Tutupaca presenta una evolución compleja. En los estudios realizados se han identificado varios domos, así como diferentes tipos de depósitos volcánicos, entre los que tenemos depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza, depósitos de flujos y ceniza, depósito de flujos piroclásticos de bloques y ceniza rico en bombas y depósitos de avalanchas de escombros.

Domos recientes

El Edificio Reciente está constituido por 7 domos (*Figura 3.11*), cuyas edades relativas han podido ser identificadas en base a las relaciones estratigráficas. Así del más antiguo al más joven, los domos han sido enumerados de Norte a Sur en sentido antihorario: Domo I, II, III, IV, V, VI, VII. Todos estos domos fueron afectados por la cicatriz del anfiteatro reciente. Vale decir además que los tres domos más antiguos, ubicados en la parte norte del anfiteatro fueron afectados por la cicatriz antigua. Las rocas de los domos son bastantes homogéneas de composición dacítica (64,4 – 66,1 wt.% SiO₂), con una asociación mineral compuesta de plagioclasa, anfíbol, biotita, clinopiroxeno, esfena, apatito, cuarzo y óxidos de Fe-Ti.

Domo I: Se ubica hacia el Noroeste del edificio Tutupaca Reciente, junto al Tutupaca Oeste, y está construido sobre lavas hidrotermalizadas del edificio Tutupaca Basal. Este domo presenta una

forma ovalada con una pendiente de 22°, mide 600 m de largo en dirección Este-Oeste, y presenta un espesor de 400 m. Considerado como el domo más antiguo del edificio Tutupaca Reciente por su posición estratigráfica, ya que subyace al Domo II y III y porque está constituido directamente sobre los remanentes del volcán basal y de las lavas del Tutupaca Oeste (*Figura 3.19*).

Domo II: Ubicado al Suroeste del anterior, presenta una forma ligeramente alargada en dirección Norte-Sur. Mide 180 m de ancho por 380 de largo en dirección Norte-Sur. Este domo tiene 240 m de espesor aproximadamente. Se encuentra sobreyaciendo al Domo I (*Figura 3.19*).

Domo III: Ubicado al Este del Domo I, presenta una forma elipsoidal, con un diámetro de aproximadamente 1 km, y con un espesor de 500 m. Este domo está afectado por la cicatriz asociada al último colapso del edificio Tutupaca Reciente, pero además también está afectada por la escarpa de colapso más antigua (*Figura 3.19*).

Domo IV: Se encuentra ubicado hacia el Sur de los Domos II y III y hacia el Noroeste del Domo V. Presenta una forma ligeramente alargada en dirección Norte-Sur, con un tamaño máximo de 900 m y un espesor aproximado de 240 m. Este domo está afectado por la cicatriz de colapso más joven y se encuentra rellenando la estructura de la cicatriz de colapso antigua (*Figura 3.20*).

Domo V: Ubicado al Sur de todos los domos, considerado como el más importante y voluminoso del Edificio Reciente, sobreyace a un domo colada, el cual tiene una forma elongada de Sur a Este y mide aproximadamente 1.6 km de largo, con un espesor de 190 m aproximadamente. El Domo V, tiene una forma elongada, presenta una superficie rugosa, 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 (*Figura 3.20*).

Domo VI: Ubicado al Este del Domo V, presenta una forma más o menos elongada, presenta una superficie rugosa, es de color gris oscuro, tiene 700 m de longitud y 550 m de espesor. De composición dacítica, en las rocas de domo se observan plagioclasa, anfíbol y biotita (*Figura 3.21*).

Domo VII: Ubicado hacia el N del Domo VII es el más joven de todos, tiene un ancho de 550 m a partir del Domo VI, presenta un espesor de 600 m. Las lavas son de composición dacítica, macroscópicamente constituida por fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol englobados en una pasta microcristalina de textura porfirítica (*Figura 3.21*).

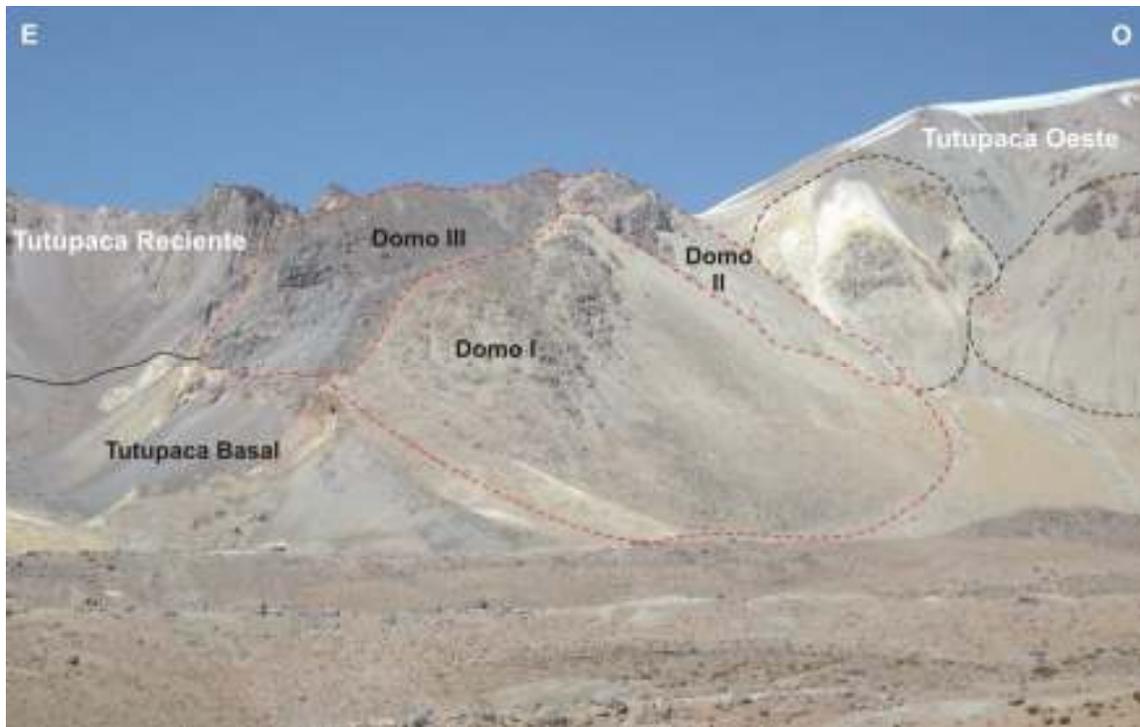


Figura 3.19: Vista desde la pampa Paipatja, se observa los domos I, II, II sobreyaciendo al edificio Tutupaca Basal y Tutupaca Oeste.



Figura 3.20: Vista de los domos IV y V, desde la quebrada Tutupaca.



Figura 3.21: Vista desde el Cerro Zuripujo de los domos V, VI y VII

Avalancha de escombros “Azufre”

Este depósito aflora al Sur y Sureste del CVT, principalmente en los valles de las Quebradas Azufre y Zuripujo. Un pequeño ramal ha sido también canalizado por el valle de la quebrada Tutupaca al occidente del CVT. En estos valles el depósito se encuentra canalizado a diferentes distancias en las quebradas antes mencionadas (3.4 km en la Qda. Azufre Grande, 7 km en la Qda. Zuripujo, y 2.2 km en la Qda. Tutupaca). Adicionalmente, el depósito muestra frecuentes indicadores de flujo como sobre-elevaciones o “run-up” de hasta 100-120 m sobre el fondo de los valles antes mencionados (*Figura 3.23*). Se han identificado pequeñas colinas cónicas que presentan altas pendientes (“hummocks”) de 70-150 m de diámetro, dispersas aleatoriamente en el depósito, especialmente en la Quebrada Zuripujo. Los depósitos no presentan evidencia de erosión, lo que sugiere una edad relativamente reciente.

Esta unidad presenta dos facies bien diferentes (*Figura 3.22; 3.24*). La facies dominante corresponde a un depósito, brechozo de color amarillo blanquecino, no consolidado, masivo, heterolitológico y heterométrico, con aproximadamente 30-40 m de espesor. La proporción bloques/matriz de este depósito es del orden de 40/60 a 30/70. 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 afáníticos no alterados, y 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.

En la parte proximal, los lóbulos del depósito rico en material hidrotermalizado están cubiertos por una facies rica en bloques. Este depósito tiene espesores de hasta 10-15 m. El depósito es bloque soportado, monolítico 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, y son 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).

Las características descritas muestran que los depósitos emplazados en las distintas quebradas (Qda. Azufre, Qda. Zuripujo, y Qda. Tutupaca) de la zona de estudio, corresponde a depósitos de avalanchas de escombros, la cual se originó por el producto del colapso de uno de los flancos del edificio Tutupaca Reciente.



Figura 3.22: *Avalancha de escombros Azufre en la Qda. del mismo nombre. Se puede observar la facie de matriz y la facie de bloques.*



Figura 3.23: Run-up de la avalancha de escombros “Azufre” en la quebrada Zuripujo.



Figura 3.24: Contacto entre la facies rica en material hidrotermalizado y la facie rica en bloques.

Flujo piroclástico de bloques y ceniza “Zuripujo”

Depósito de bloques y ceniza: En la quebrada Zuripujo el depósito se canaliza hasta llegar al río Callazas, y logra alcanzar hasta 6 m de espesor. Al depósito sobreyace una oleada piroclástica con estratificación cruzada y laminar de 20 cm de espesor que a su vez subyace a un flujo de ceniza (*Figura 3.25*). En algunas zonas el flujo de ceniza sobreyace directamente al depósito de bloques y ceniza y en el límite de ambos depósitos se ha identificado bombas con textura en “corteza de pan”. El depósito presenta coloración gris, tiene mal sorteo, aparece en partes masivo y en partes muestra una estratificación métrica con unidades de flujo de 1-2 m de espesor. La proporción bloques/matriz de este depósito es del orden de 30/70 a 20/80. La matriz de este depósito está constituida por ceniza media a gruesa. El depósito está constituido por bloques densos de color gris, de composición dacítica, macroscópicamente compuesto por fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol englobados en una matriz vesiculada, son subangulosos a subredondeados con diámetros de 2-30 cm de diámetro, en el depósito también se han identificado bloques hidrotermalizados que miden hasta 2 cm de diámetro y bloques oxidados de tamaños decimétricos.

En este depósito se ha identificado materia orgánica (carbón, Tu-12-27B), el cual ha sido datado mediante ^{14}C y el resultado es de 220 ± 30 años A.P. (*Figura 3.27*).

Depósito de flujo de ceniza: En una quebrada paralela a la quebrada Zuripujo aflora un depósito que se encuentra canalizado formando una terraza, cuyos espesores alcanzan los 2-3 m. El depósito es de coloración gris, tiene un mal sorteo, se presenta como un depósito soportado en matriz con 80-90 vol.% de matriz. Se encuentra sobreyaciendo a un depósito de material retrabajado, el cual está constituido por pómez alteradas ricas en biotita, además este depósito se encuentra subyaciendo a un suelo incipiente y se caracteriza por presentar una concentración de bloques centimétricos a la base del depósito. Los bloques son subangulosos y presentan un diámetro de 20 cm aproximadamente. El depósito es politológico, siendo las principales litologías las siguientes: bloques densos de composición dacítica de color gris oscuro, con textura porfirítica, macroscópicamente presenta fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. Líticos hidrotermalizados de <10 cm. La matriz del depósito está constituida por ceniza media a gruesa. Este depósito se caracteriza por presentar material orgánico carbonizado (*Figura 3.26*).



Figura 3.25: Margen izquierda de la quebrada Zuripujo, flujo piroclástico de bloques y ceniza sobreyacido por ash flow.

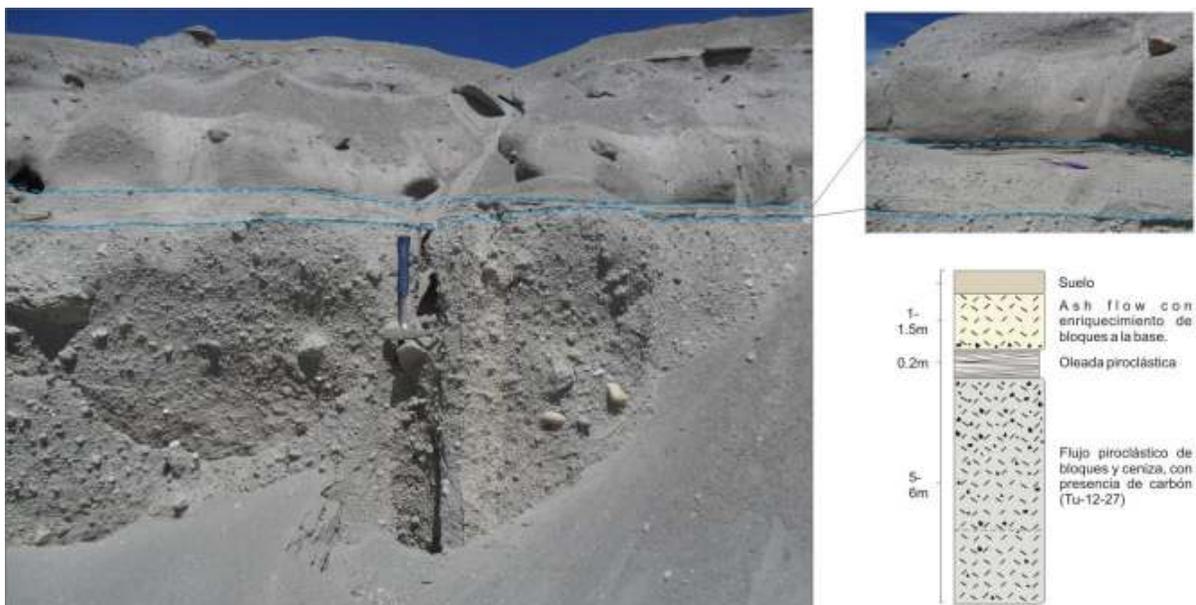


Figura 3.26: Depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza de la quebrada Zuripujo. La base está constituida por bloques y ceniza y material orgánico (carbón), sobreyacido por una oleada piroclástica y la parte superior constituida por flujo de ceniza.

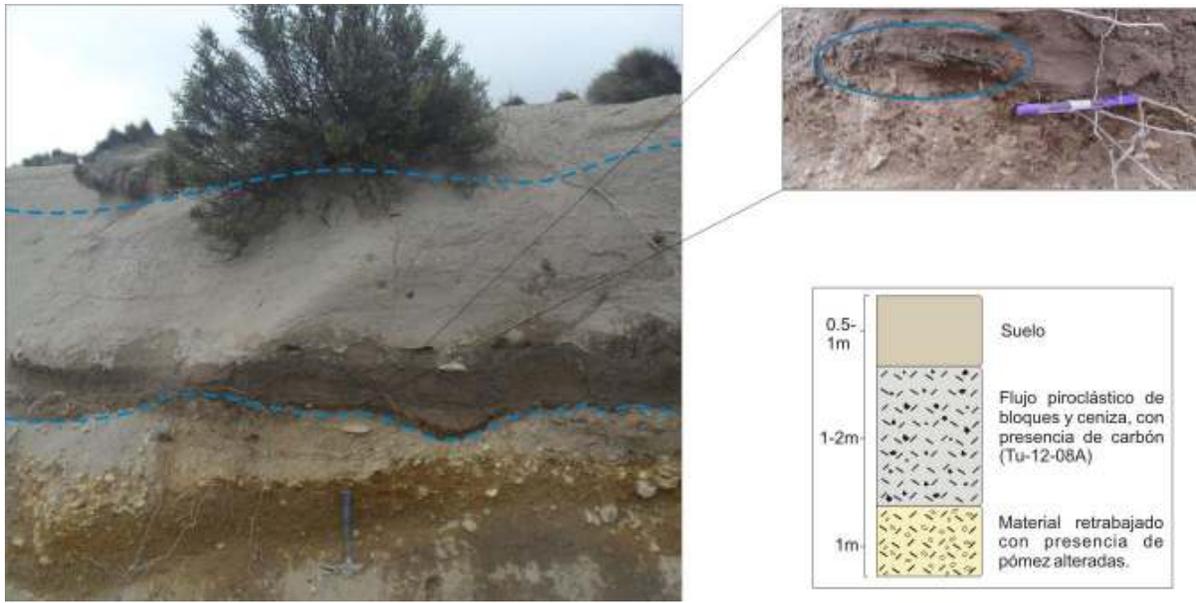


Figura 3.27: Depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza, que sobryace a un depósito de material reabajado y subyace a un suelo reciente.

Avalancha de escombros “Paipatja”

Esta unidad aflora en la parte Norte y Noreste del edificio Tutupaca Reciente, desde la cicatriz de colapso (*Figura 3.28*) hasta la loma Taipicirca y el cerro Angostura (en donde forma un “run up”), alcanzando un máximo de 7 km. Los depósitos cubren alrededor de 6 km². En el depósito se observan algunas estructuras interpretadas como indicadores de la dirección del flujo durante su emplazamiento. A estas estructuras se les ha denominado “estriás”. Otras estructuras importantes son las sobre elevaciones o “run-up” de hasta 400 m sobre el fondo de valle y las pequeñas colinas o “hummocks” con diámetros de 50 – 70m. Esta unidad no presenta evidencia de erosión. En la parte proximal la avalancha de escombros subyace a una secuencia de flujos piroclásticos de bloques y ceniza producto del colapso de domo.

Este depósito presenta tres facies distintas. La facie dominante corresponde a un depósito brechoso de color amarillo (*Figura 3.29a*), pobremente consolidado, masivo, monolítico y heterométrico, con 10-30 m de espesor aproximadamente. La proporción bloques/matriz depósito es del orden de 25/75. La matriz de este depósito está constituida por ceniza y material fracturado e hidrotermalizado. Los bloques son de 3 tipos: bloques afaníticos hidrotermalizados del Edificio Basal (*Figura 3.29d*), bloques oxidados y bloques de domo, los cuales son subangulosos, de tamaños centimétricos a métricos de hasta 6 m de diámetro, algunos bloques presentan estructuras en rompecabezas (“jigsaw fractures”), radiales y en cruz (*Figura 29 c y d*).

En el depósito se observan zonas, sobre todo en la parte medial, la facies donde el material hidrotermalizado y las rocas de domo se encuentran mezclados, presentando proporciones similares.

En la parte proximal la facies de la avalancha rica en bloques sobreyace a la avalancha rico en material hidrotermalizado (*Figura 3.29b*). En esta zona el depósito presenta 10-20 m de espesor aproximadamente, y se caracteriza por ser un depósito monolítico, heterométrico, con bloques de composición dacítica subangulosos a subredondeados de hasta 3 m de diámetro y que también presentan estructuras en rompecabezas.

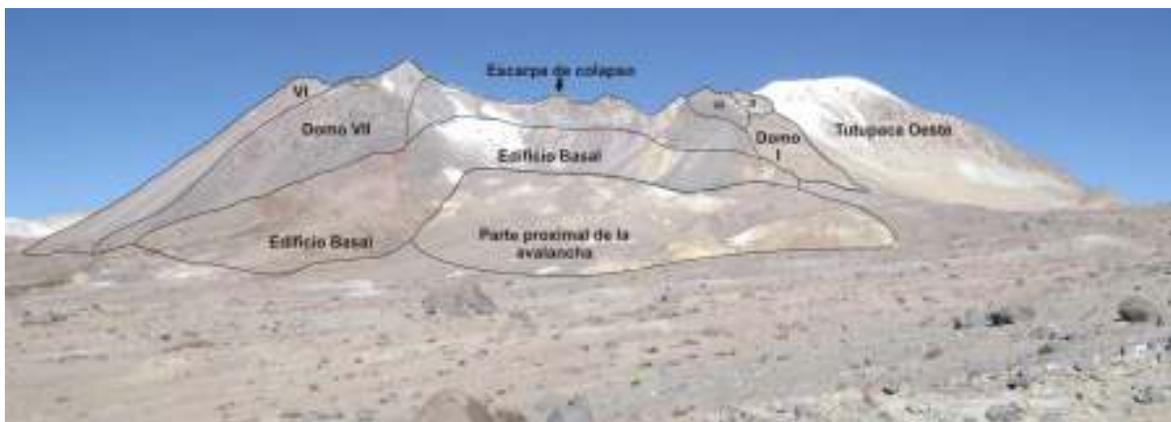


Figura 3.28: Parte proximal de la avalancha de escombros “Paipatia”

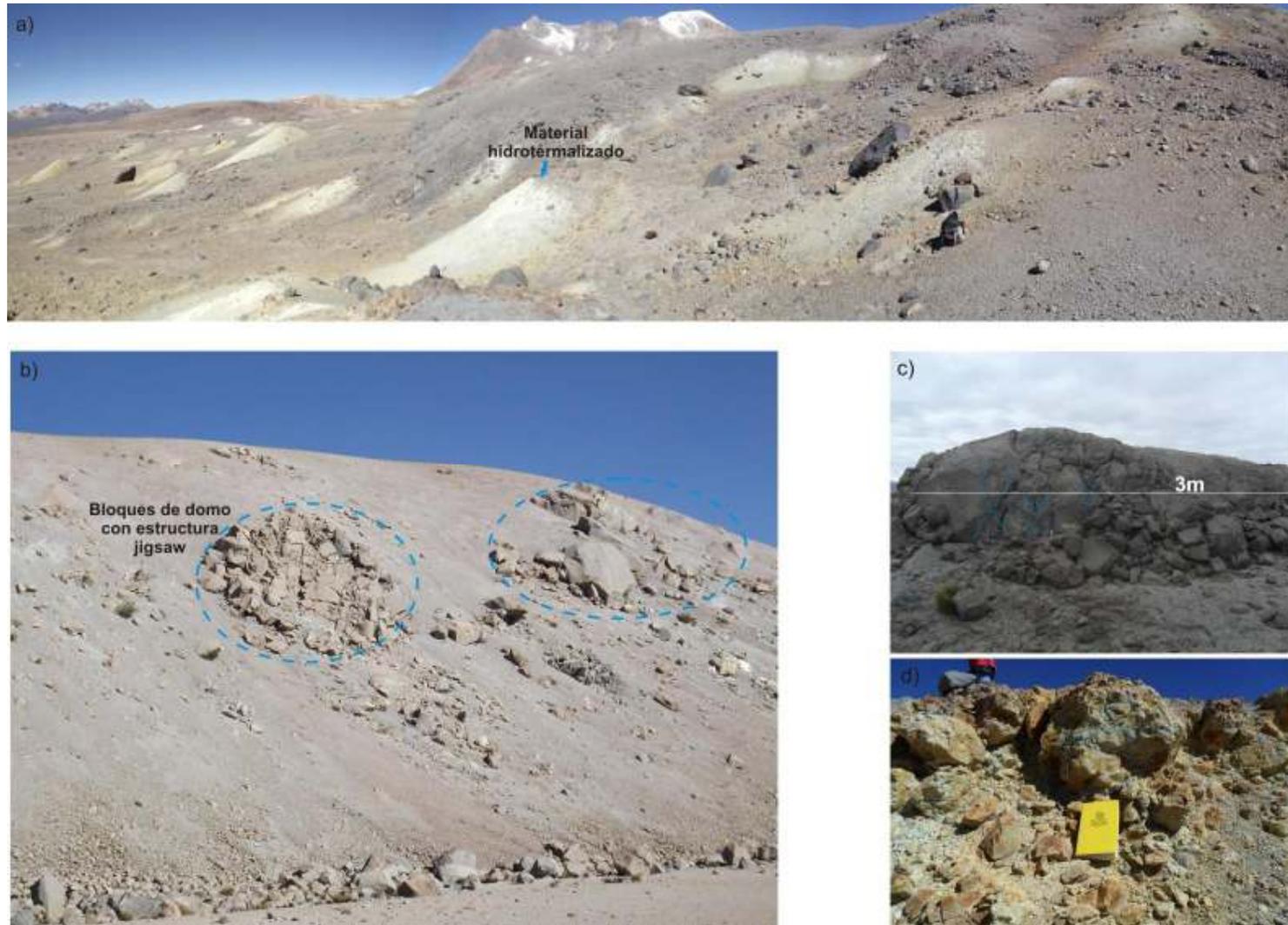


Figura 3.29: a) Vista panorámica de la avalancha de escombros Paipatia, facie de matriz con material hidrotérmalizado, b) Facie de matriz que presentan bloques con estructura jigsaw, c) bloque brechado de domo con estructura jigsaw, d) Bloques hidrotérmalizados con estructura jigsaw.

Flujo piroclástico de bloques y ceniza rico en bombas (Paipatja)

Este depósito aflora en el flanco NE del Tutupaca, en la pampa Paipatja, la quebrada Vilaque, y en las quebradas que desembocan al río Callazas (*Figura 3.33*). En la parte proximal, el depósito cubre los depósitos de avalancha de escombros, presenta espesores variables (>2m), es masivo, no consolidado, y está constituido principalmente por bloques densos porfiríticos, aunque se observan también bombas con textura en “coliflor” y bombas con textura en “corteza de pan”. Estas bombas se encuentran sobretodo en la superficie del depósito y llegan a medir hasta 30 cm de diámetro. En la zona proximal, las depresiones formadas por el depósito de avalancha subyacente (de hasta 25 m de ancho) se encuentran rellenas por el depósito rico en bombas.

En la parte distal, en el río Callazas, el depósito presenta la misma diversidad que en la zona proximal, es decir, es masivo, con mal sorteo, parcialmente compacto, polilitológico y heterométrico, con un espesor de 3 a 3.5 m, aparece como un depósito soportado en matriz con 70 vol.% de matriz y 30 vol.% de bloques, en esta zona se observa un enriquecimiento de bombas al tope (*Figura 3.32b*). La matriz de este depósito está constituida por ceniza fina a media. En este mismo depósito se ha identificado un lente de 1 m de espesor (*Figura 3.31b*), soportado en bloques con 60-70 vol.% de bloques y 40-30 vol.% de matriz, y se caracteriza por presentar líticos de tamaños de 5 a 8 cm de diámetro.

En el depósito se han identificado 3 tipos de bloques (*Figura 3.30*), todos considerados juveniles y de composición dacítica (65 – 68 wt.% SiO₂): los bloques densos porfiríticos son los que predominan en el depósito, con tamaños de 5-10 cm de diámetro, bombas con textura en “coliflor” y bombas con textura en “corteza de pan”. Los bloques densos son de color gris oscuro, con textura porfirítica, macroscópicamente presenta fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita englobados en una matriz afanítica gris. Las bombas con textura en “coliflor” son de color gris claro, de textura porfirítica y presentan fenocristales de plagioclasa, biotita, y anfíbol englobados en una matriz vesiculada. Finalmente, las bombas con textura en “corteza de pan” son de color gris medio, de textura porfirítica y presenta fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol englobados en una matriz vesiculada, caracterizándose por presentar la parte externa más vítrea y el corazón más vesiculado, lo cual sugiere un proceso de enfriamiento brusco. En el depósito también hay presencia de líticos oxidados e hidrotermalizados.

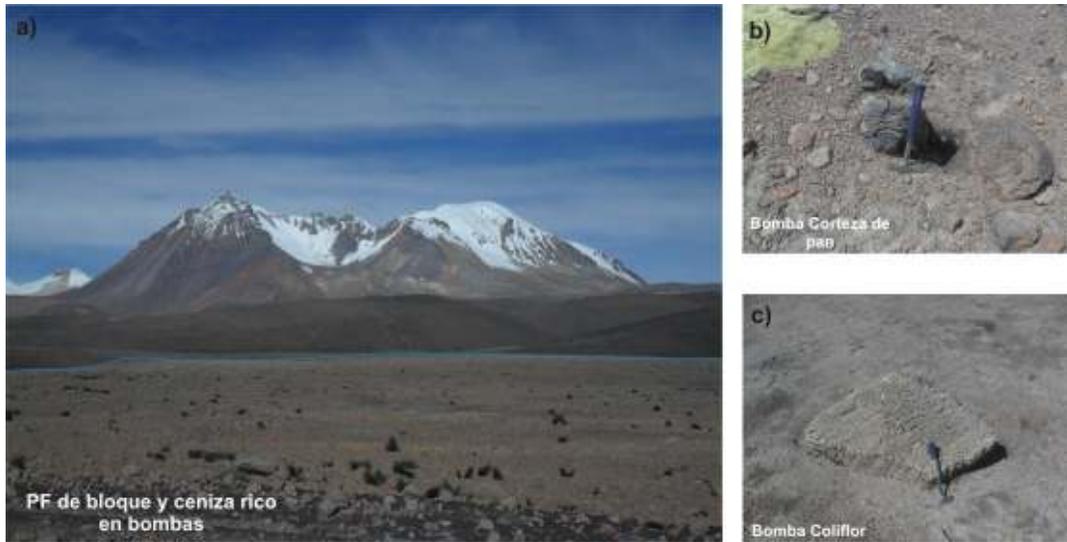


Figura 3.30: a) Pampa Paipatja cubierto por flujo piroclástico de bloques y ceniza rico en bombas. b) Bomba “Corteza de pan”, y c) Bomba “Coliflor”.

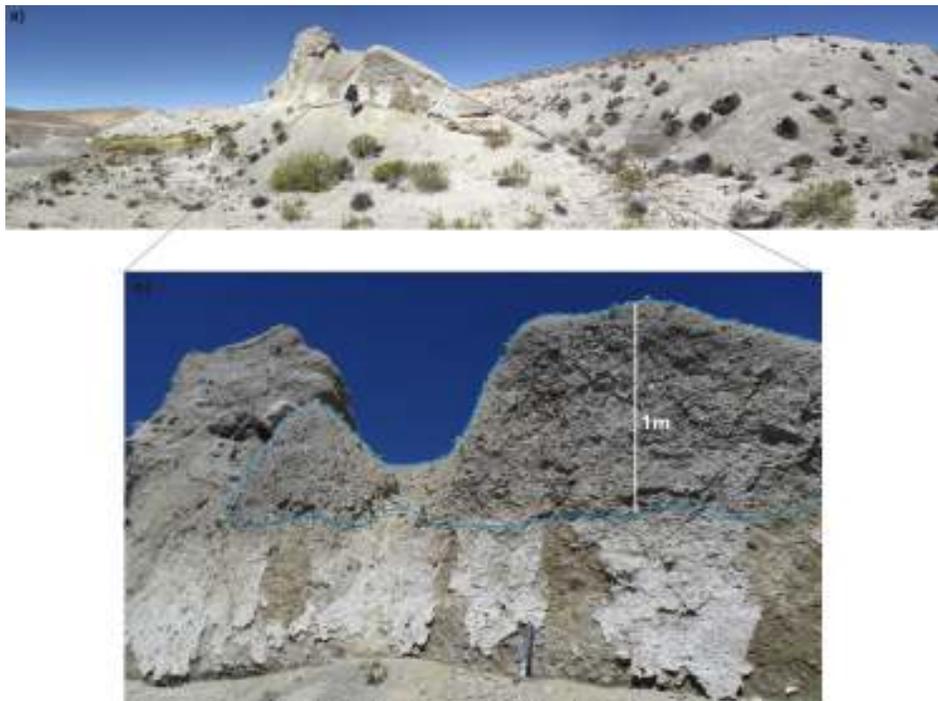


Figura 3.31: a) Vista panorámica de la parte distal del depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza rico en bombas, b) Lente con enriquecimiento de bloques pequeños.

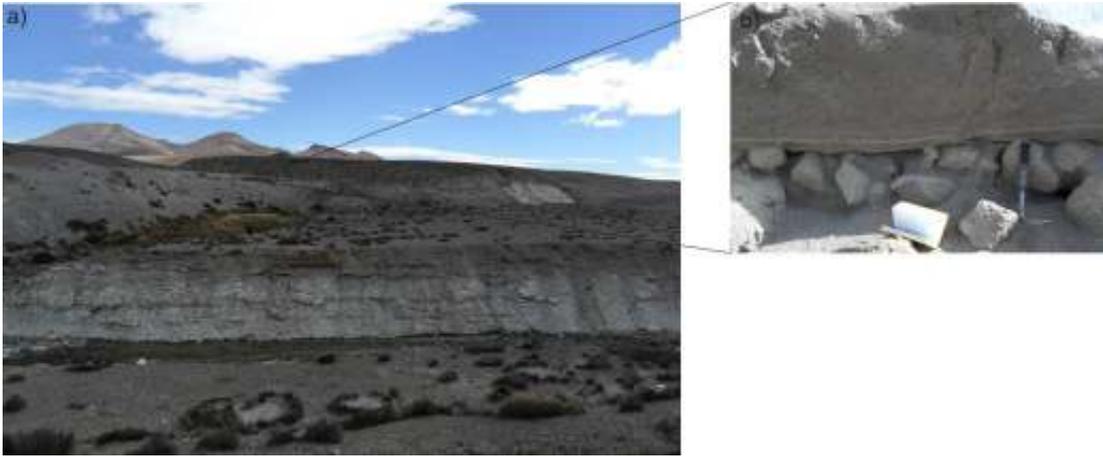


Figura 3.32: a) Vista panorámica donde se puede observar el depósito de arcillas blancas sobreyacido por el flujo piroclástico, b) Tope del flujo piroclástico de bloques y ceniza rico en bombas sobreyacido por un nivel con estratificación cruzada.

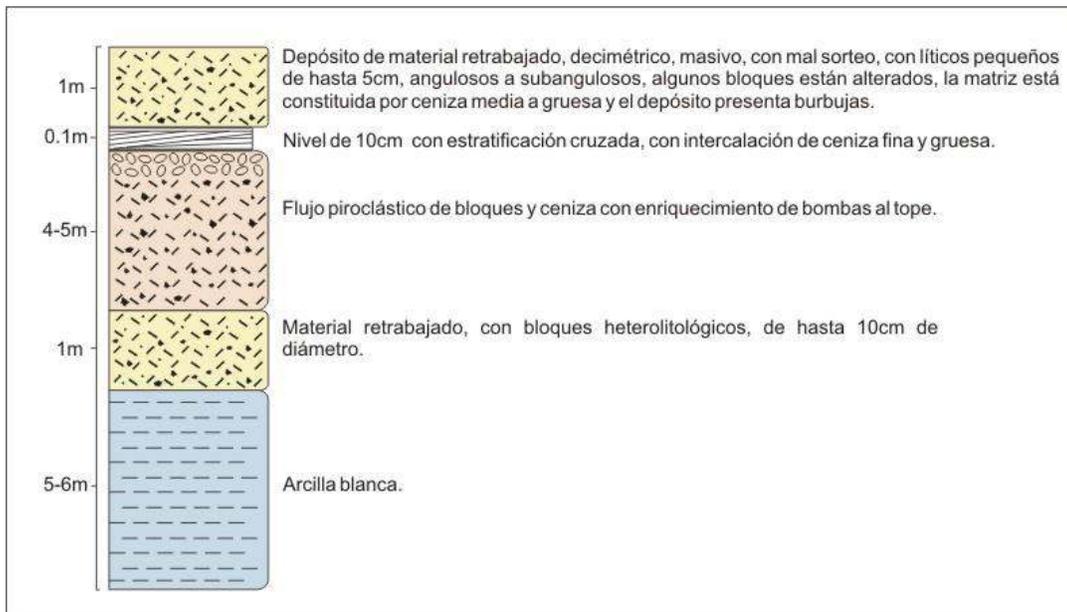


Figura 3.33: Columna estratigráfica de la parte distal del depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza rico en bombas.

CAPITULO IV

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL EDIFICIO RECIENTE DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TUTUPACA

4.1 Caracterización Mineralógica del Edificio Tutupaca Reciente

Para el estudio petrográfico del edificio Tutupaca Reciente se han considerado 26 muestras (Figura 4.1), de las cuales 6 corresponden a la unidad de domos recientes, 7 a la avalancha de escombros Paipatja, 3 a la avalancha de escombros Azufre y 10 a la unidad de flujo piroclástico de bloques y ceniza rico en bombas (Paipatja), a continuación se hará la descripción petrográfica de cada unidad.

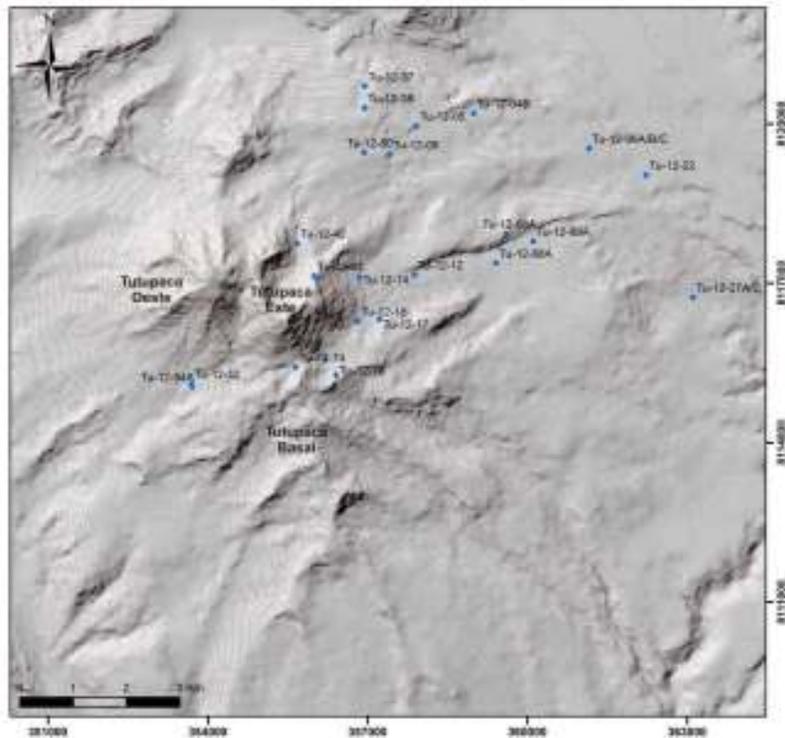


Figura 4.1: Ubicación de la muestras utilizadas para el estudio petrográfico y geoquímico.

	Domos Recientes	Avalancha de escombros "Azufre"		Flujo piroclástico de bloques y ceniza "Zuripujo"	
Tipo petrográfico	Dacita anfibolítica	Dacita anfibolítica		Dacita anfibolítica	Andesita clinopiroxénica
Fenocristales vol. %	30-40 vol. %	30-40 vol. %		45-50 vol. %	25 vol. %
Matriz vol. %	60-50 vol. %	60-50 vol. %		40 vol. %	55 vol. %
Vesículas vol. %	10-15 vol. %	5-10 vol. %		10 vol. %	20 vol. %
Textura	Porfírica con matriz intersertal y traquita	Porfírica con matriz intersertal y pilotáxica		Porfírica con matriz intersertal	Porfírica, glomeroporfídica
Asociación mineral	Plg+anf+bt+cpx+opx+esf+qz+apt+ox	Plg+anf+bt+cpx+esf+qz+apt+ox		Plg+anf+bt+cpx+esf+qz+apt+ox	Plg+cpx+anf+bt+ox
Generaciones	Plg clara + plag "sieve" Anf sin alteración + anf "black"	Plg clara + plag "sieve" Anf sin alteración + anf "black"		Plg clara + plag "sieve"	Plg bordes de resorción + plag "sieve"
	Avalancha de escombros "Paipatja"		Flujo piroclástico de Bloques y ceniza "Paipatja"		
Tipo petrográfico	Dacita anfibolítica	Pómez dacítica	Pómez dacítica	Dacita anfibolítica	
Fenocristales vol. %	35-40 vol. %	15 vol. %	20 vol. %	30-40 vol. %	
Matriz vol. %	55 vol. %	45 vol. %	40 vol. %	55-65 vol. %	
Vesículas vol. %	5 vol. %	40 vol. %	40 vol. %	5 vol. %	
Textura	Porfírica con matriz intersertal	Porfírica con matriz vítrea	Porfírica con matriz vítrea	Porfírica con matriz intersertal.	
Asociación mineral	Plg+anf+bt+cpx+opx+esf+qz+apt+ox	Plg+anf+bt+cpx+esf+qz+apt+ox	Plg+anf+bt+cpx+esf+qz+apt-ox	Plg+anf+bt+cpx+esf+qz+apt+ox	
Generaciones	Plg clara + plag "sieve" Anf "black" + anf "gabroic"	Plg clara + plag "sieve" Anf con golfos de resorción + anf "black"	Plg clara + plag "sieve" Anf con golfos de resorción + anf "black"	Plg clara + plag "sieve" Anf con golfos de resorción + anf "black"	

Tabla 4.1: Resumen de las características petrográficas de cada unidad del edificio Tutupaca Reciente. La abreviación que se utiliza en este cuadro y en el texto es el siguiente: pl=plagioclasa, anf=anfíbol, cpx=clinopiroxeno, sf=esfena, qz=cuarzo, apt= apatito, ox= óxidos

Unidad de domos recientes

Las rocas de los domos recientes (e.g. Tu-12-14; Tu-12-18; Tu-12-42; Tu-12-43; Tu-12-70; Tu-12-74) son dacitas anfibolíticas de color oscuro, porfiríticas y parcialmente vesiculadas. Estas muestras están constituidas por 50-60 vol.% de matriz, 30-40 vol.% de fenocristales y 10-20 vol.% de vesículas. En todos los domos la matriz es intersertal, sin embargo en el Domo II y VI la matriz es pilotáctica, mientras que en el Domo V es traquítica. La matriz está constituida por vidrio volcánico, con abundantes microlitos de plagioclasa y anfíbol que miden menos de 100 μm . El Domo V además de presentar los microlitos de plagioclasa y anfíbol también presenta microlitos de clinopiroxeno.

La asociación mineral consiste principalmente de plagioclasa (10-20 vol.%) asociado con anfíbol, biotita, clinopiroxeno, esfena, apatito, cuarzo y óxidos de Fe-Ti.

Se observan dos poblaciones de plagioclasa (*Figura 4.1 c y g*). La primera está constituida por fenocristales de plagioclasa que miden entre 1-2 mm y ocasionalmente algunas llegan a medir 4 mm, presentan texturas euhedrales a subhedrales, están macladas y zonadas y no presentan alteración, en el Domo V se observa la presencia de agregados de plagioclasas subhedrales, además del intercrecimiento con fenocristales de biotita, anfíbol y esfena (e.g. Tu-12-42; *Figura 4.1c*). Mientras que la segunda población está constituida por fenocristales de plagioclasa subhedrales a anhedrales (3 vol.%) que presentan coronas de reacción, algunas plagioclasas muestran inclusiones de anfíboles y óxidos de Fe-Ti, en el Domo VI se han identificado fenocristales de plagioclasa que miden aproximadamente 3 mm y que muestran textura en cedazo (“sieve”).

Después de la plagioclasa los anfíboles son los minerales más abundantes en el domo VI (10 vol. %), se observan dos poblaciones: la primera (3 vol.%) presenta fenocristales euhedrales a subhedrales de hábito prismático, miden entre 300–800 μm , algunos poseen clivaje perfecto es decir los planos de exfoliación forman ángulos de 56° aproximadamente y no presentan alteración. La segunda familia (7 vol.%) está constituida por anfíboles con un tamaño menor a 300 μm que presentan bordes de reacción constituidos por óxidos y en algunos casos aparecen completamente alterados por una pasta criptocristalina constituida por óxidos de Fe-Ti, este tipo de textura se denomina “Black”. En los demás domos solo se presenta la primera población.

Las biotitas están presentes en menor proporción (5 vol.%), miden entre 1-2 mm, presentan un hábito euhedral a subhedral y contienen inclusiones de plagioclasas subhedrales y óxidos de Fe-Ti. En las muestras también hay presencia de clinopiroxeno (*Figura 4.2*), sin embargo el porcentaje de este mineral es mínimo (< 1 vol.%), se presentan como microfenocristales (115-220 μm) y fenocristales (600-800 μm) subhedrales a anhedrales, ligeramente alterados. En el domo VII se ha identificado ortopiroxeno como mineral traza, mide entre 100 y 150 μm , además presenta hábito euhedral y extinción paralela. Otro mineral característico de estas muestras es la esfena también conocida como Titanita, se presenta en un porcentaje mayor que el clinopiroxeno, pero aun así es mínimo comparado con los otros minerales (3 vol.%). Este mineral mide entre 800-1200 μm , presenta un hábito rómbico con bordes subredondeados, algunos cristales presentan macla simple y también inclusiones de óxidos de Fe-Ti. En lo referente a sus propiedades ópticas, la esfena presenta, alto relieve, color marrón,

pleocroismo, y extinción oblicua. En la muestra también se ha identificado algunos cristales de apatito (1 vol.%) que miden entre 200-500 μm , es translucido, presenta maclas simples, no presenta clivaje, la figura de interferencia de este mineral es uniáxica positiva, en la muestra Tu-12-42, se observa intercrecimiento con el anfíbol. En esta muestra también se ha identificado el cuarzo en un porcentaje muy bajo (<1 vol.%), este fenocristal llega a medir entre 500-800 μm , y muestra formas subhaciales a anhaciales.

Finalmente, las vesículas que se han identificado en esta muestra se caracterizan por que predominan las vesículas irregulares, aunque también hay vesículas subredondeadas, las vesículas miden entre 170-300 μm y algunas llegan a medir hasta 1500 μm .

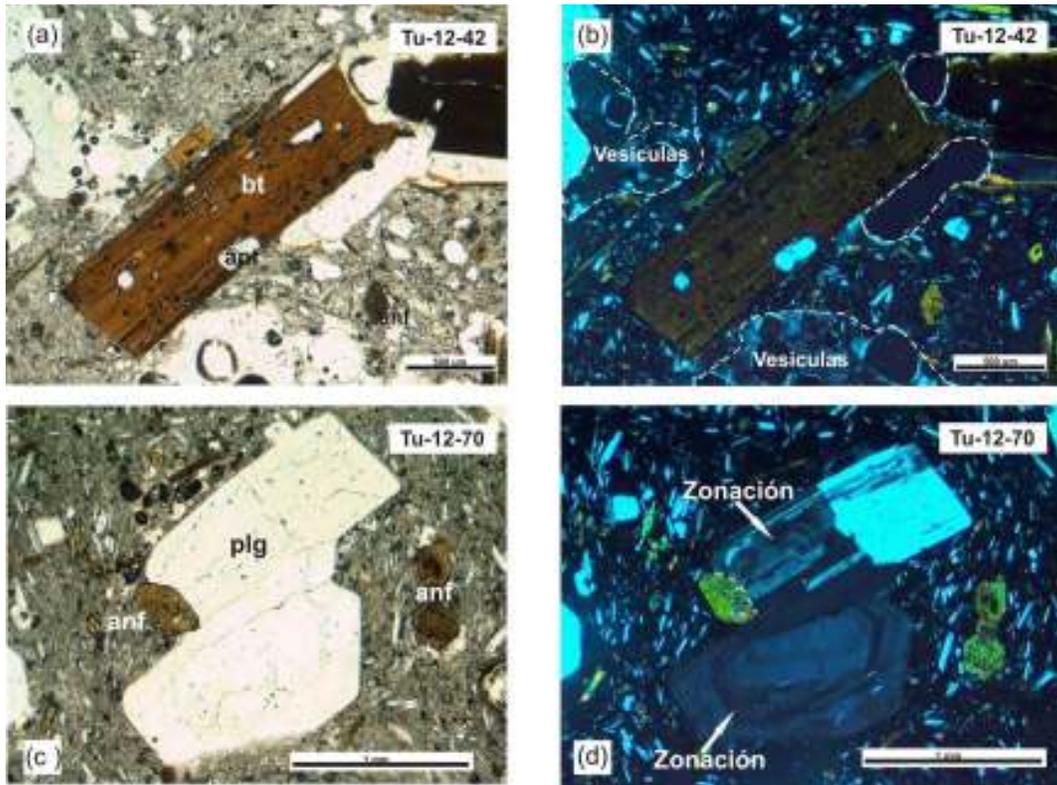


Figura 4.2: Fotografías de las secciones delgadas correspondientes a los domos del Edificio Reciente. La imagen “a y b” corresponden al Domo II, en lado izquierdo está en luz natural y en el lado derecho está en luz polarizada. Se observa una biotita (bt) euhedral con inclusión de apatito (apt) la cual es subhedral y presenta una macla simple, también se muestra anfíboles (anf) euhaciales y anfíboles irregulares y subredondeados. La imagen “c y d” corresponden al Domo V. En la imagen se muestra el intercrecimiento de la plagioclasa (Plg) con el anfíbol (anf).

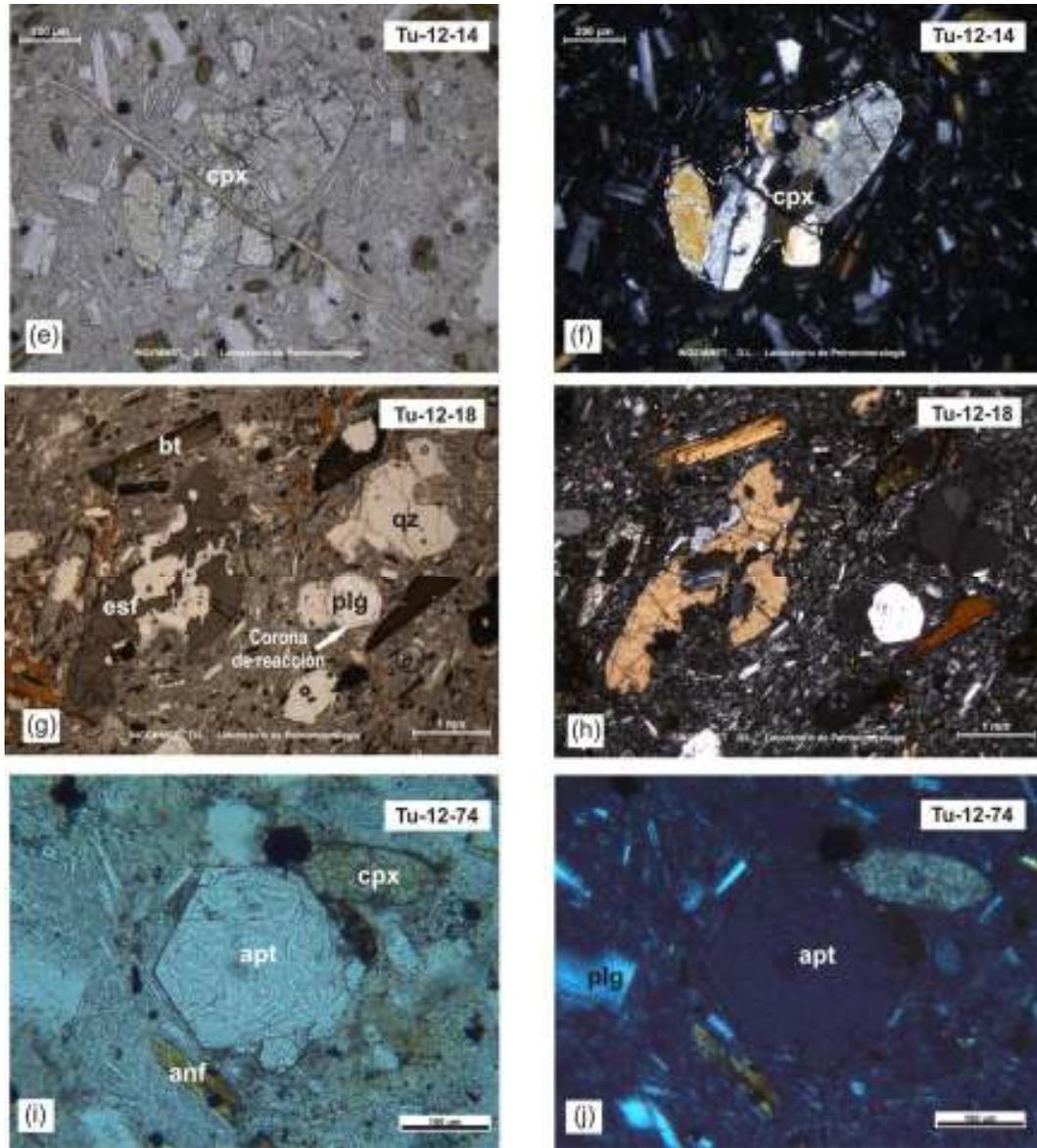


Figura 4.3: Las imágenes “e y f” corresponden al Domo VI, en lado izquierdo está en luz polarizada y en el lado derecho está en luz natural. Se observa aglomerados de fenocristales de clinopiroxenos (cpx) englobado en una matriz intersertal. Las imágenes “g y h” muestran cristales de esfena (esf) cuarzo (qz) y plagioclasa (plg) con corona de reacción. En la imagen “i y j” se observa el intercrecimiento entre cristales de apatitos (apt) euhedrales, también se presentan fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y anfíbol.

Avalancha de Escombros “Azufre”

Las rocas de las facies de bloques del depósito de la Avalancha de Escombros “Azufre” son de composición dacítica, de color gris oscuro, porfiríticas y ligeramente vesiculadas. La matriz es intersertal y pilotáxica, constituida por microlitos de plagioclasa y anfíbol. Las vesículas predominantes son de forma irregular, sin embargo también se han identificado vesículas subredondeadas, de diversos tamaños.

La asociación mineral consiste principalmente de plagioclasa (15-20 vol.%), anfíbol, clinopiroxeno, biotita, esfena, apatito, cuarzo y óxidos de Fe-Ti.

En las muestras se distinguen dos poblaciones de plagioclasa: la primera familia está constituida por fenocristales que miden entre 1-2.5 mm, presentan formas euhedrales, están zonados, maclados, y forman pequeños aglomerados, algunos presentan bordes de resorción. La segunda población está constituida por fenocristales que miden entre 2-3 mm, con formas euhedrales a subhedrales, maclados y zonados, y presentan coronas de reacción constituidos por óxidos de Fe-Ti y vidrio volcánico además se observan inclusiones vítreas hacia el centro de los cristales (textura “sieve” o “tamiz”), así como también inclusiones de óxidos y anfíboles. La segunda fase mineral en abundancia observada en estas rocas es el anfíbol, que constituye aproximadamente el 7 vol.%, los fenocristales miden entre 300 a 2000 μm , presentando formas euhedrales a subhedrales y muestran el clivaje característico de este mineral, también se observa pequeños agregados. Algunos anfíboles con hábito prismático presentan bordes de sobrecrecimiento (*Figura 4.4a*).

La biotita también se encuentra presente en todas las muestras, pero en menor proporción (<5 vol.%). Su tamaño generalmente es de menos de 1.25 mm, aunque ocasionalmente se observan cristales de hasta 4 mm. Los fenocristales presentan un hábito subhedral o anhedral, con bordes sub redondeados, y presenta inclusiones de plagioclasa y óxidos. Algunos fenocristales de biotita (e.g. Tu-12-52) están parcial a totalmente alterados siendo reemplazados por óxidos de Fe-Ti. El clinopiroxeno (<3 vol.%) mide menos de 100 μm , y presenta formas subhedrales a anhedrales. Otro mineral importante es la esfena (1-3 vol.%), cuyos fenocristales miden entre 200-800 μm y algunos llegan a medir hasta 1.3 μm , muestra formas subhedrales, rómbicas con bordes subredondeados, algunos muestran inclusiones de óxidos en la parte central, y otros se encuentran rodeados por minerales opacos (e.g. Tu-12-52). El apatito (*Figura 4.4a*) se presenta como fenocristales euhedrales a subhedrales, mide entre 100-350 μm , constituye menos del 1 vol.% de la roca. El cuarzo también se encuentra presente en estas muestras y mide menos de 1.25 μm , presenta formas subhedrales a anhedrales.

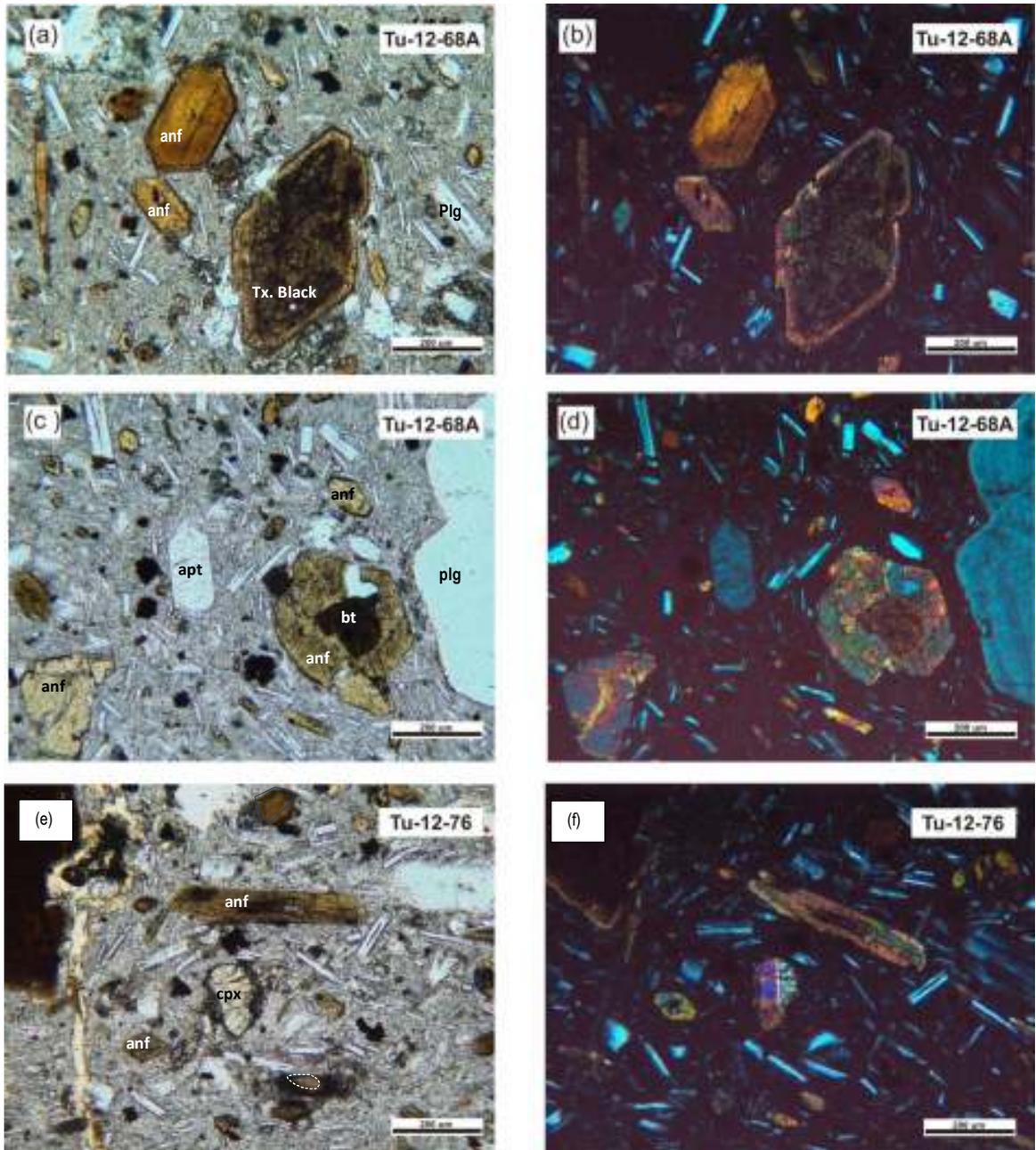


Figura 4.4: Fotografías de la Avalancha de escombros Azufre, en nicoles paralelos y cruzados respectivamente. a,b) Anfiboles euhedrales con textura “black”. c,d) Intercrecimiento de fenocristales de anfíbol (anf) y biotita (bt), plagioclasas (plg) subhedrales y un mineral de apatito (apt) en la parte central de la muestra. e,f) Fenocristales de clinopiroxeno anhedral, el cual presenta un macla simple en nicoles cruzados y anfíboles (anf) alterados.

Flujo Piroclástico de bloques y ceniza “Zuripujo”

Este depósito está constituido principalmente por rocas de composición dacítica (Tu-12-27 A), sin embargo también se han identificado rocas de composición andesítica (Tu-12-27C).

En el caso de la ***dacita anfibolítica***, se caracteriza por presentar textura porfirítica con matriz intersertal constituida por microlitos de plagioclasa, anfíboles y vidrio, también presenta vesículas irregulares y subredondeadas. La asociación mineral es similar a las subunidades anteriores y consiste principalmente de plagioclasa (15 vol.%), anfíbol, clinopiroxeno, biotita, esfena, apatito, cuarzo y óxidos de Fe-Ti. En las muestras se distinguen dos familias de plagioclasa: la primera generación está constituida por fenocristales euhedrales, zonados y maclados, con inclusiones de óxidos de Fe-Ti. La segunda familia está constituida por fenocristales subhedrales a anhedrales, maclados y zonados, que presentan coronas de reacción, textura “sieve” o “tamiz”. En todas las muestras se ha identificado la presencia de anfíbol, que constituye aproximadamente el 5 vol.%, los fenocristales miden entre 700 a 3000 μm , presentan formas euhedrales a subhedrales y muestran el divaje característico de este mineral.

La biotita también se encuentra presente en menor proporción (<3 vol.%), con un tamaño de hasta 3 mm, presenta fenocristales euhedrales a subhedrales, es pleocrómica y presenta inclusiones de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. El clinopiroxeno (<3 vol.%) presenta formas subhedrales a anhedrales, y mide hasta 200 μm . Otro mineral importante es la esfena (1 vol.%), que mide hasta 1300 μm , muestra formas subhedrales, similar al anterior, también se observa aglomerados de esfena y plagioclasa. El apatito presenta fenocristales euhedrales a subhedrales, mide hasta 200 μm , y constituye menos del 1 %. El cuarzo también se encuentra presente en estas muestras y mide hasta 1.6 mm, presenta formas subhedrales a anhedrales.

En el caso de la ***andesita clinopiroxénica*** se caracteriza por presentar textura porfirítica con matriz intersertal constituida por microlitos de plagioclasa, anfíboles y vidrio, también presenta vesículas irregulares y subredondeadas. La asociación mineral consiste principalmente de plagioclasa (15 vol.%), anfíbol, clinopiroxeno, biotita, cuarzo y óxidos de Fe-Ti. Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales a anhedrales miden entre 200-2000 μm , están zonados y maclados, y algunos presentan textura “sieve”. El clinopiroxeno constituye el 7 vol.%, son fenocristales subhedrales a anhedrales con extinción oblicua, forman pequeños agregados junto con la plagioclasa. En menor proporción también se encuentra el anfíbol el cual llega a medir hasta 200 μm .

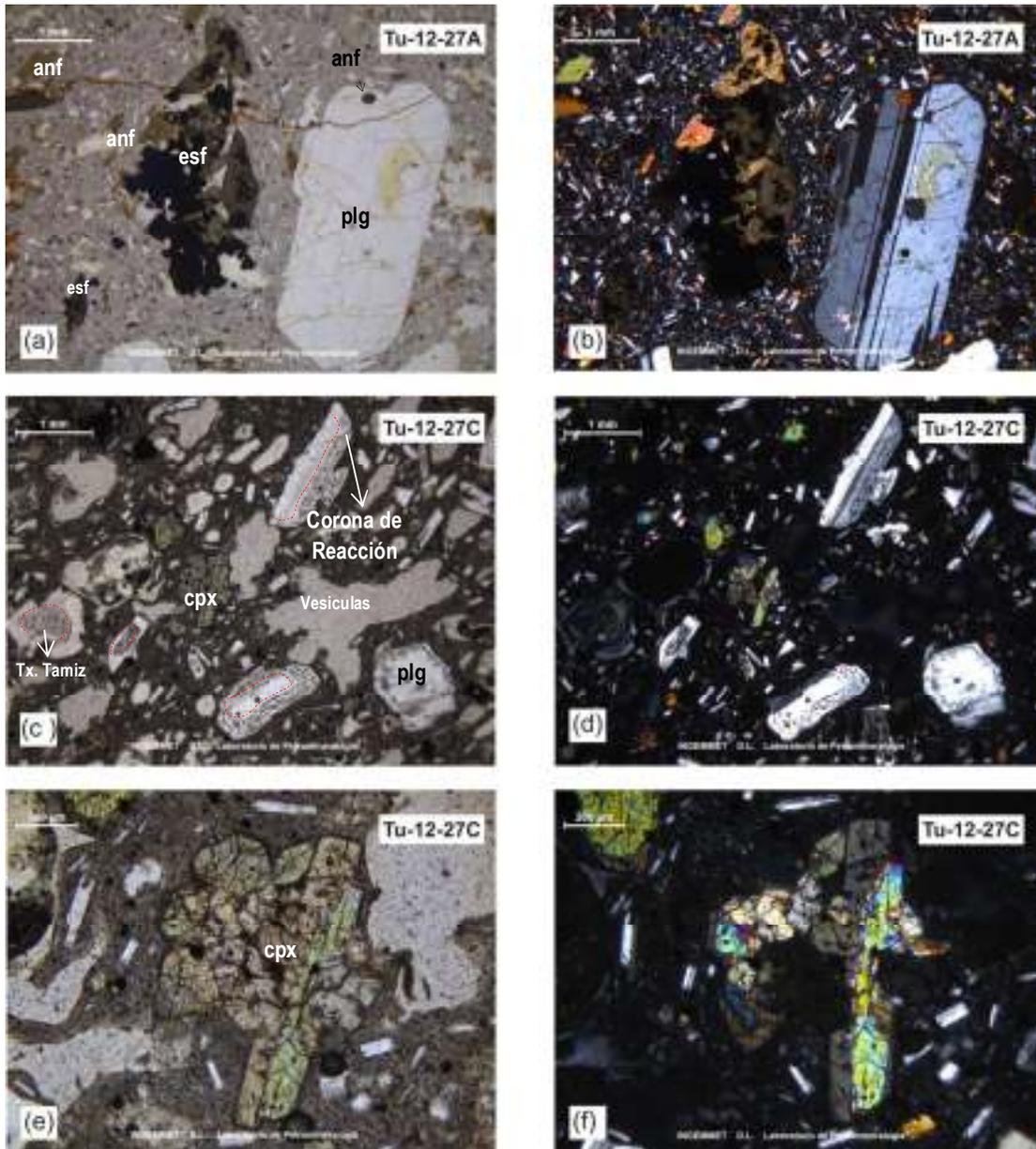


Figura 4.5: Fotografías de las secciones delgadas correspondientes a la avalancha de Escombros Paipatja: a y b) Aglomerados de esfena (esf) junto a plagioclasa subhedral maclada c y d) Corona de reacción en plagioclasa (plg), textura “sieve” e y f) Agregado de clinopiroxeno (cpx)

Avalancha de Escombros “Paipatja”

Los bloques de domo de la Avalancha Paipatia son dacítas anfibolíticas, de color gris oscuro, porfíricas y ligeramente vesiculadas. La matriz (50-55 vol.%) es intersertal y pilotáxica, constituida por vidrio volcánico y microlitos de plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno. Presentan vesículas (5-10 vol.%) que muestran formas irregulares a subredondeadas de tamaños diferentes.

La asociación mineral consiste principalmente de plagioclasa (15-20 vol.%), anfíbol, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita, esfena, cuarzo, apatito y óxidos Fe-Ti. Se observan dos poblaciones de plagioclasa: la primera (10-15 vol.%) está constituida por fenocristales que miden entre 1–3 mm principalmente, ocasionalmente llegando a medir 4.25 mm, las plagioclasas presentan formas euhedrales a subhedrales y sin alteración, además presentan maclas y están zonados (*Figura 4.6 a*). Los fenocristales de este grupo muestran un intercrecimiento con el anfíbol, se muestran además aglomerados de plagioclasa y aglomerados de plagioclasa y anfíbol. La segunda familia (5 vol.%) está constituida por fenocristales que miden entre 750-1750 µm, presentan formas subhedrales a anhedrales, también están zonados y maclados, y además presentan textura "sieve", o "tamiz" (*Figura 4.6 a*), que se presenta de 2 maneras, algunas plagioclasas poseen el núcleo limpio rodeados por zonas concéntricas alteradas; y otras plagioclasas poseen un núcleo alterado con textura "sieve". Estos fenocristales también presentan inclusiones de anfíbol. Otro mineral importante en el estudio de estas muestras es el anfíbol (10 vol.%) se han podido identificar dos poblaciones: la primera presenta formas euhedrales a subhedrales, los fenocristales miden entre 650-1250 µm y los microfenocristales miden entre 150-300 µm, la mayoría de anfíboles presentan clivaje perfecto y tienen extinción oblicua. En algunas muestras (e.g. Tu-12-37, Tu-12-09) los microfenocristales predominan, mostrando formas hexagonales o tabulares que presentan alteración del centro hacia afuera y en algunos casos son reemplazados totalmente por óxidos quedando solo la forma del anfíbol, lo cual es conocido como textura "black". También se han identificado agregados de anfíboles con biotita y anfíboles con plagioclasa (e.g. Tu-12-38). La segunda población se encuentra en algunas muestras únicamente, las cuales presentan sobrecrecimiento de clinopiroxeno (e.g. Tu-12-05).

La biotita se presenta en menor proporción (< 3 vol.%), ocurre como fenocristales que miden entre 1.5-2 mm, y con formas euhedrales y subhedrales. Algunos fenocristales de biotita presentan inclusiones de plagioclasa y óxidos (e.g. Tu-12-09, Tu-12-12). También se ha podido identificar el clinopiroxeno, el cual es de color verde pálido, y mide entre 200-500 µm, presentan formas euhedrales a subhedrales, presentan inclusiones de óxidos, bordes corroídos, y se puede observar el intercrecimiento con la plagioclasa. El ortopiroxeno está presente como un mineral traza, mide 100 µm aproximadamente, es euhedral y muestra un hábito octogonal. En todas las muestras se ha identificado a la esfena, el cual presenta un porcentaje mínimo (1 vol.%), con características similares a las anteriores descripciones. El apatito miden entre 100-300 µm. El apatito mide hasta 50 µm, se presenta como inclusiones en la plagioclasa. El cuarzo también está presente en todas las muestras con un porcentaje mínimo y mide entre 300-500 µm algunos llegan a medir 2 mm, el cuarzo presenta formas subhedrales a anhedrales con bordes redondeados.

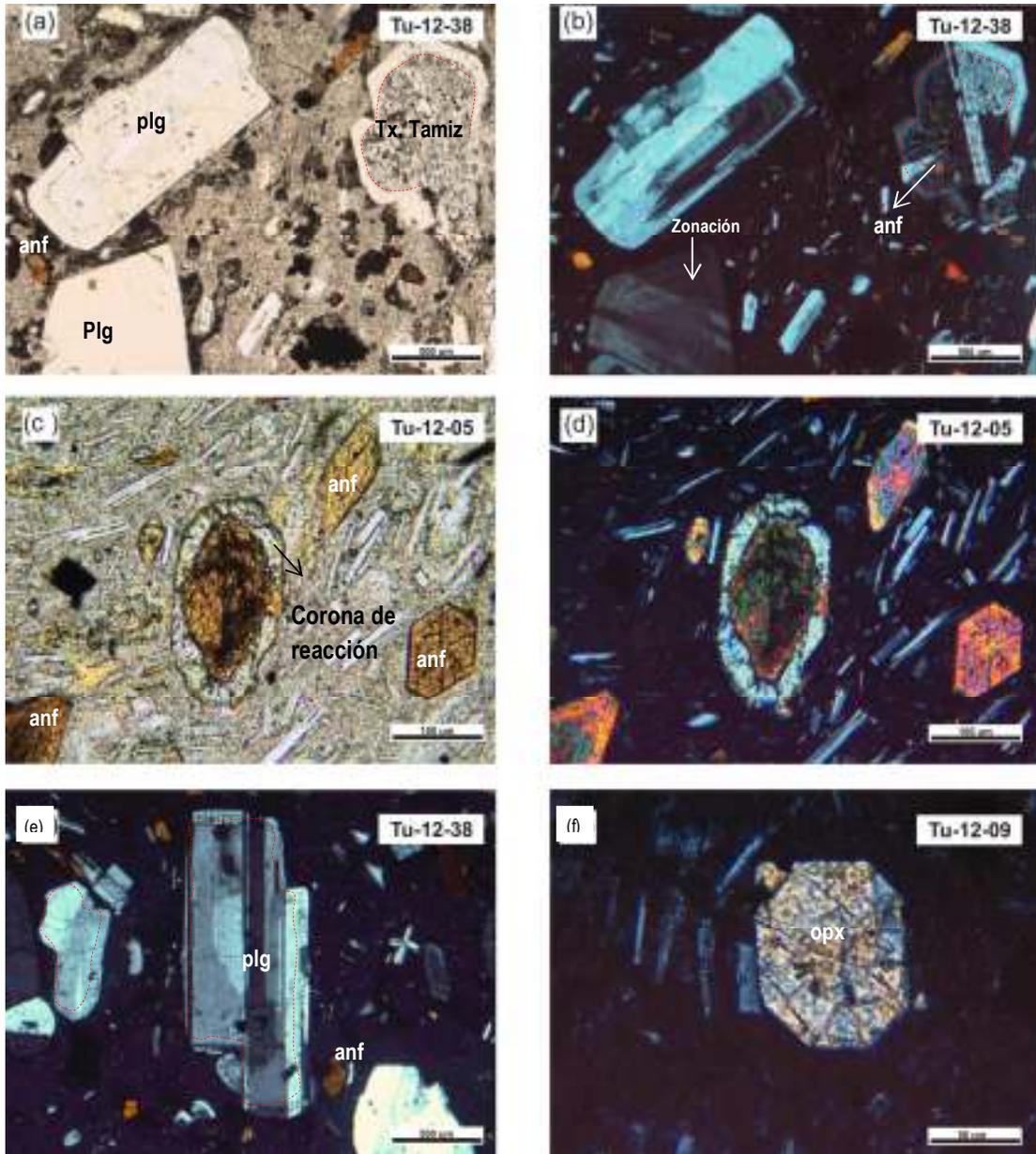


Figura 4.6: Fotografías de las secciones delgadas correspondientes a la avalancha de Escombros Paipatja: a y b) Presencia de plagioclasas (plg) macladas y zonadas, también se muestra anfíboles (anf) y biotitas (bt) c y d) Corona de reacción en anfíbol (anf), textura “gabroica” e) Plagioclasa maclada con textura “sieve” f) Ortopiroxeno euhedral.

Flujo piroclástico de bloques y ceniza rico en bombas “Paipatja”

a) Bloques densos

Estos bloques son los más abundantes de esta unidad, son dacitas ricas en anfíbol, porfiríticas y ligeramente vesiculadas (10 vol.%). La matriz (45-50 vol%) es intergranular, constituida por microlitos de plagioclasa de hábito acicular y anfíboles parcial a totalmente alterados por minerales opacos.

La asociación mineral consiste principalmente de plagioclasa, asociada con anfíbol, clinopiroxeno, biotita, esfena, sanidina, cuarzo y óxidos de Fe-Ti. Estos bloques están constituidos principalmente por fenocristales de plagioclasa (25 vol.%), en donde se pueden distinguir dos poblaciones: la primera está constituida por fenocristales que miden 2 – 4 mm, generalmente con hábito euhedral, aunque algunos fenocristales presentan bordes subredondeados, además de estar zonados y maclados, también presentan inclusiones de apatito y zircón. La segunda familia está constituida por fenocristales subhedrales con coronas de reacción (textura “sieve”). Se puede observar la presencia de intercrecimiento entre la plagioclasa y el anfíbol. El anfíbol representa aproximadamente el 7 vol.% de los fenocristales, los cuales miden entre 360-750 um llegando a medir ocasionalmente hasta 1.800 um, se caracteriza por presentar fenocristales euhedrales a subhedrales con cierta alteración que va del centro hacia el borde, que en algunos casos deja como resultado solamente la forma del mineral, siendo este reemplazado totalmente por óxidos o minerales opacos (pseudomorfismo), textura conocida como alteración “black” y al mineral oxihornblenda. La biotita mide entre 1-1.6 um, muestra formas subhedrales con inclusiones de óxidos, y además se ha identificado intercrecimiento con plagioclasa. También se cuenta con la presencia de clinopiroxeno (2 vol.%) mide menos de 400 um, los fenocristales muestran formas subhedrales, que se encuentran parcialmente alterados, en algunas muestras se han identificado agregados de clinopiroxeno y anfíbol (*Figura 4.7e,f*). En las muestras se ha identificado cristales de apatito que miden entre 100-300 um. El cuarzo mide entre 800 – 1400 um y muestra formas anhedrales.

b) Bombas con “corteza de pan”

Estas bombas son de composición dacítica, son ricas en biotita, de color gris claro, porfiríticas, y muy vesiculadas (*Figura 4.7 a*). La matriz es vítrea con tendencia traquita.

Entre los fenocristales que conforman estas bombas tenemos la plagioclasa, la cual constituye casi el 10 vol.%, mide entre 500-1300 um, en la cual se observa 2 poblaciones diferentes: la primera (5 vol.%) está constituida por fenocristales euhedrales a subhedrales, los cuales están maclados y zonados, mientras que la segunda presenta plagioclasas subhedrales a anhedrales zonadas y macladas con coronas de reacción (5 vol.%). El anfíbol (5 vol.%) mide entre 500 y 900 um, presenta dos poblaciones: la primera (2 vol.%) está constituida por fenocristales subhedrales a anhedrales, con golfos de resorción, la segunda (3 vol.%) está constituida por fenocristales subhedrales a anhedrales reemplazados parcial a totalmente por óxidos de Fe-Ti (textura “black”). La biotita constituye aproximadamente el 3 vol.%, mide entre 200 – 700 um, presenta forma subhedrales con bordes corroídos y con inclusiones de óxidos de Fe-Ti y plagioclasa. La

esfena llega a medir 700 um, es subhedral a anhedral, presenta inclusiones de óxidos de Fe-Ti. El cuarzo constituye un porcentaje mínimo (< 1 vol%), subhedral, presenta inclusiones de óxidos. El apatito también constituye un porcentaje mínimo de la muestra (< 1 vol.%), mide entre 100-300um, se presenta como fenocristales euhedrales a subhedrales.

c) Bombas en “coliflor”

Estas bombas son también de composición dácitica, con abundante anfíbol, de color gris claro, porfiríticas y muy vesiculadas. La matriz es vítrea ligeramente pilotáxica, con presencia de vesículas irregulares. Entre los fenocristales principales tenemos a la plagioclasa, que constituye aproximadamente el 10 vol.% de la roca y, que aparece como fenocristales subhedrales, con caras limpias, zonados y maclados con textura tipo “tamiz” (*Figura 4.7b*). Los anfíboles constituyen el 5 vol.% de la roca, se presentan como fenocristales euhedrales a subhedrales, muestran alteración, siendo en algunos casos reemplazados por óxidos (textura “black”). Ocasionalmente aparecen como inclusiones en la plagioclasa. La biotita mide hasta 1600 um, muestra formas euhedrales a subhedrales, con inclusiones de óxidos. La esfena constituye el 1 vol.% aproximadamente, mide 125 a 900um, muestra fenocristales euhedrales de hábito rómbico, los cuales en algunos casos están alterados. También se puede observar la presencia de clinopiroxeno el cual se presenta en 1-2 vol.% de los fenocristales. Mide entre 250-400 um. El cuarzo presenta formas subhedrales a anhedrales y llega a medir 1 mm.

d) Bombas pumíticas

Estas bombas son de composición dácitica, de color blancocrema, y presentan un grado de vesicularidad muy elevado. La matriz es vítrea, también constituida por microlitos de plagioclasa y anfíbol. La plagioclasa presenta dos poblaciones, la primera está constituida por fenocristales euhedrales que miden entre 1500-2000 um y algunos llegan a medir hasta 5300 um, presentan inclusiones de anfíbol. La segunda está constituida por fenocristales anhedrales con coronas de reacción (textura “sieve”), además se encuentran muy alterados. Los anfíboles presentan en menos porcentaje (5 vol.%) miden hasta 1300 um, son subhedrales, presentan clivaje característico de este mineral y están ligeramente alterados. El clinopiroxeno mide entre 200 – 300 um, y presenta formas subhedrales a anhedrales. El apatito mide hasta 210 um y presenta formas euhedrales con bordes redondeados, se observa intercrecimiento entre apatito y anfíbol.

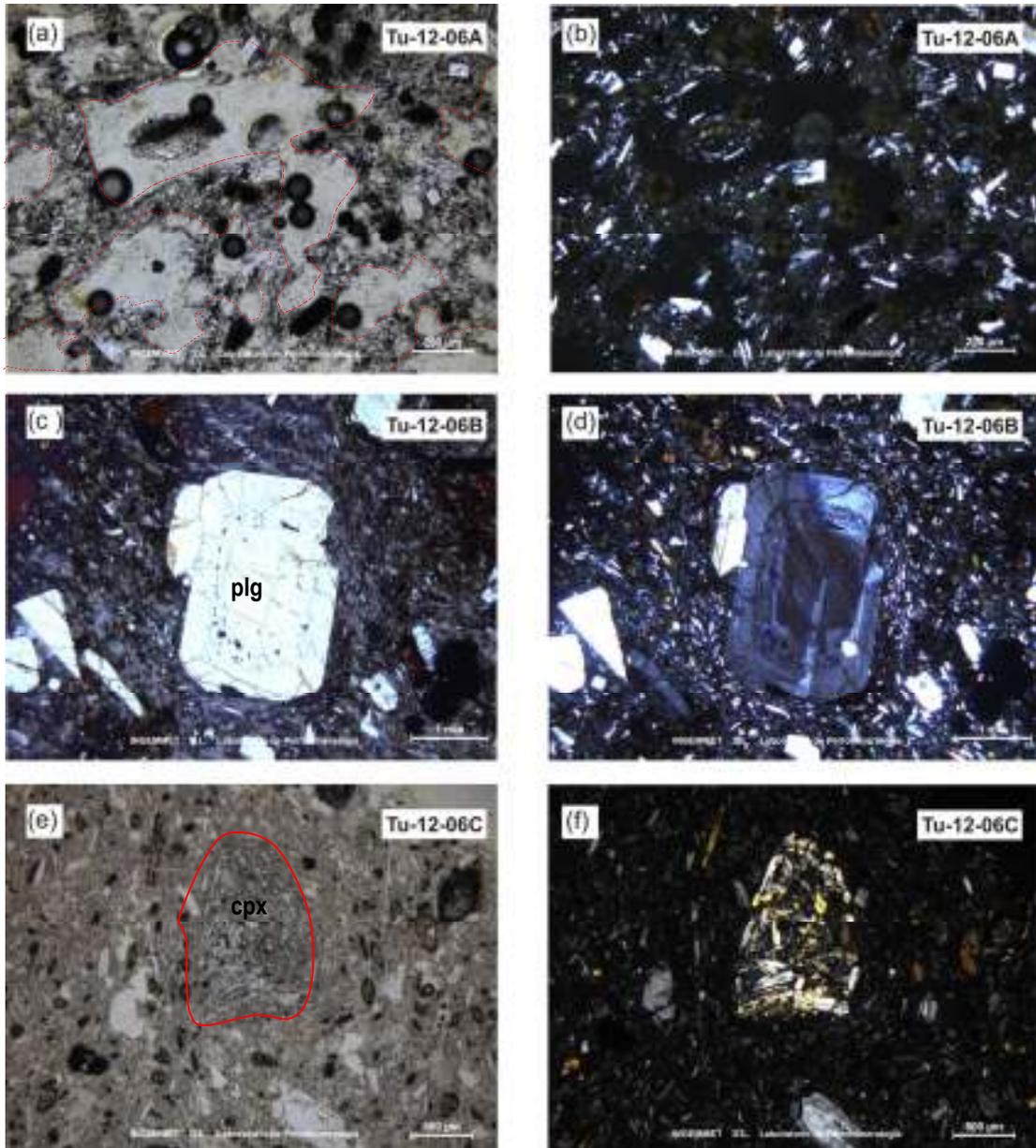


Figura 4.7: Fotografías de la Unidad de flujos piroclásticos de bloques y cenizas rico en bombas, en nicols paralelos y cruzados respectivamente. a,b) Grandes vesículas de formas irregulares, y matriz constituida por microlitos de plagioclasa. c,d) Fenocristal de plagioclasa con textura tamiz y con fenocristales de anfiboles. e,f) Se observa agregado de clinopiroxeno anhedral

4.2 Geoquímica de Elementos Mayores de los depósitos del Edificio Tutupaca Reciente

El estudio geoquímico está basado en las muestras correspondientes al edificio Tutupaca Reciente (Tutupaca Este) del complejo volcánico Tutupaca. El análisis de los elementos mayores y traza en roca total fue realizado a un grupo de 58 muestras, gracias al convenio de cooperación entre el IRD y el INGEMMET. Los análisis químicos muestran los elementos mayores expresados en porcentaje en peso (wt.%). Los resultados químicos se han ploteado en los diagramas de clasificación de rocas volcánicas. Aunque este trabajo está focalizado al estudio del edificio Tutupaca Reciente del CVT, en esta sección se han incluido la totalidad de muestras analizadas, con el fin de tener una visión completa de la serie magmática del CVT.

Las tablas y los diagramas que se presentan en este trabajo de tesis, se recalcularon al 100 wt.% en base al anhidra.

4.2.1 Diagramas de Clasificación

En el diagrama de $(\text{FeO}^*/\text{MgO})$ vs. SiO_2 (Fig. 4.1), las muestras del CVT se sitúan mayoritariamente en el dominio de los magmas calco-alcalinos, mientras que algunas muestras del Tutupaca Oeste y Tutupaca Basal yacen en el límite calco-alcalino toleítico.

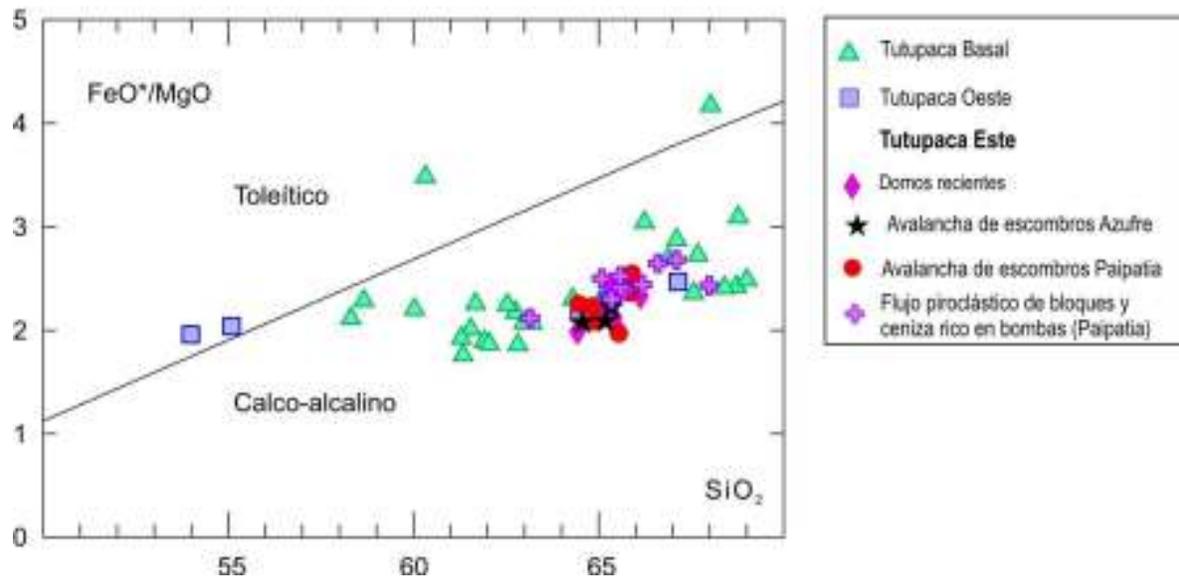


Figura 4.8: Composición de las rocas del complejo volcánico Tutupaca en el diagrama FeO^*/MgO vs. SiO_2 de Miyashiro (1974).

En el diagrama triangular AFM (Irvine y Baragar, 1971; Fig. 4.9), las 58 muestras del CVT se sitúan en el dominio de los magmas calco-alcalinos. Estos dos gráficos, muestran claramente que las rocas del CVT, pertenecen a una serie calco-alcalina.

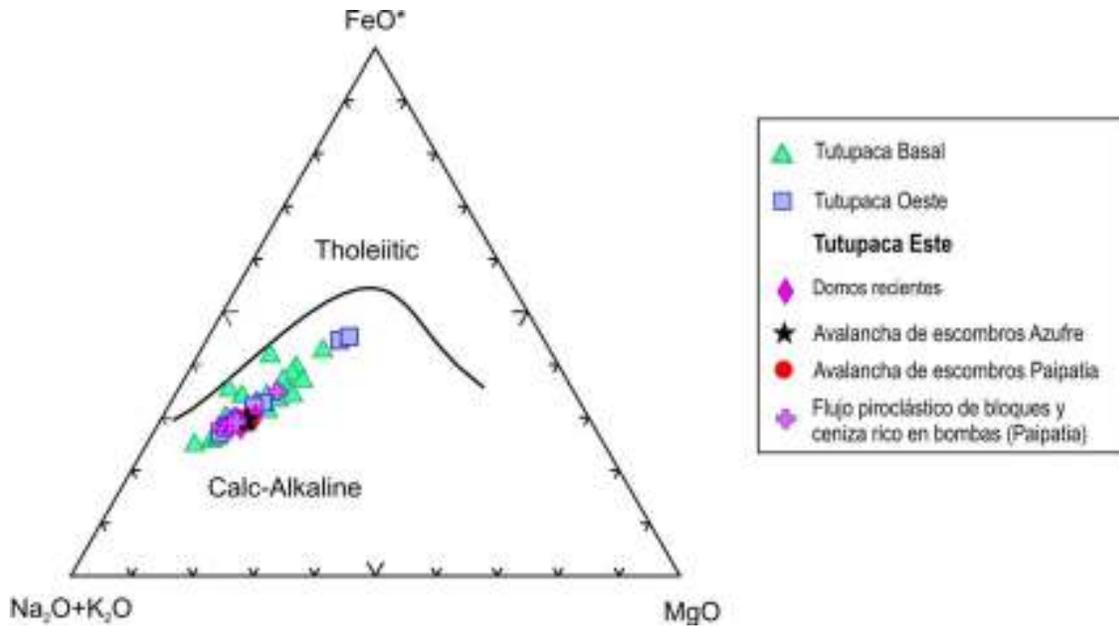


Figura 4.9: Composición de las rocas del complejo volcánico Tutupaca en el diagrama AFM ($A=Na_2O + K_2O$; $F=FeO^*$; $M=MgO$) de Irvine y Baragar (1971), indica las características calco-alcalinas del grupo de rocas.

Según el diagrama K_2O vs. SiO_2 de Pecerrillo y Taylor (1976) las 58 muestras del Complejo volcánico Tutupaca corresponden a la serie calco - alcalina con alto contenido de K_2O . El Tutupaca Reciente está constituido por dacitas (2.9 – 3.7 wt.% K_2O y 63.2-67.9 wt.% SiO_2), el Tutupaca Oeste presenta andesitas basálticas, correspondientes a los enclaves (2.12 – 2.19 wt.% K_2O y 53.9-55.1 wt.% SiO_2) y dacitas (3 – 3.1 wt.% K_2O y 64.5-67.1 wt.% SiO_2), y el Tutupaca Basal está constituido por andesitas y dacitas (2.1 – 4.6 wt.% K_2O y 58.3-68.8).

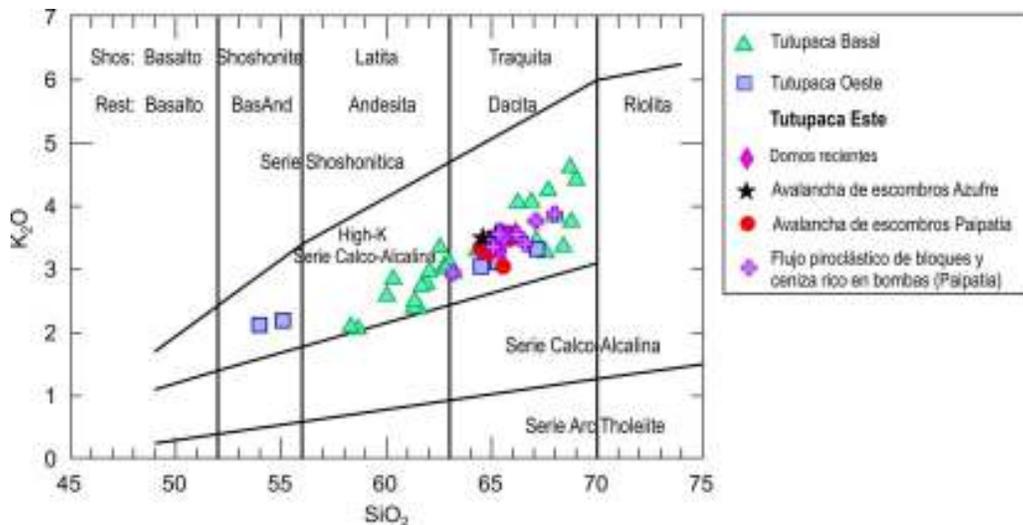


Figura 4.10: Diagrama K_2O vs. SiO_2 de Pecerrillo y Taylor (1976), que muestra las rocas del complejo volcánico Tutupaca son fuertemente potásicos.

Diagramas de variación de elementos mayores

Los elementos mayores por convención se presentan como porcentaje en peso de los óxidos respectivos: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^* , MgO , MnO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , H_2O . Así mismo, por convención, se reporta el hierro (FeO y Fe_2O_3) como Fe_2O_3 . Los elementos mayores se encuentran en mayor abundancia en las rocas con respecto a los elementos traza y además forman parte de la estructura cristalina de los minerales.

Los diagramas de Harker son diagramas binarios en los cuales los óxidos se plotean en función de un índice de diferenciación (generalmente el SiO_2). Estos diagramas sirven en primer lugar para poner en evidencia la existencia de linajes o tendencias evolutivas, en segundo lugar para determinar los procesos petrogenéticos responsables de la diversidad geoquímica. Es así que con estos diagramas es posible conocer el rol de las diferentes fases minerales asociadas a procesos de evolución magmática como, por ejemplo, la cristalización fraccionada.

Con respecto al edificio Tutupaca Reciente, según los diagramas de Harker, la evolución de las dacitas se caracteriza por presentar una disminución en el MgO , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 y CaO presentando tendencias negativas, y un incremento en K_2O . Estas tendencias son típicas de magmas generados en márgenes continentales activos.

Además todos los óxidos muestran en general una buena correlación describiendo tendencias lineales, salvo el Na_2O (*Figura 4.11c*) y el P_2O_5 los cuales muestran una amplia dispersión entre 54-68 wt.% SiO_2 . La dispersión en los niveles de Na_2O podría sugerir contaminación y/o asimilación durante el proceso de diferenciación, sin embargo se puede observar vagamente una tendencia positiva. Excepto para las rocas del edificio Tutupaca Reciente con $\text{SiO}_2 > 65$ wt.% y $\text{Na}_2\text{O} > 3.5$ wt.%, que presentan una tendencia negativa, lo cual podría sugerir cristalización de plagioclasa progresivamente más sódica.

La disminución en los niveles de CaO y Al_2O_3 , sugieren el fraccionamiento de la plagioclasa de andesitas a dacitas, en el diagrama de Al_2O_3 se observa una ligera inflexión entre 59-62 wt.% SiO_2 lo cual podría indicar el inicio de cristalización de la plagioclasa.

La disminución del MgO y CaO (*Figura 4.11a, f*) presentan una tendencia negativa, la cual podría estar asociada al fraccionamiento del clinopiroxeno, y anfíbol de las dacitas.

La disminución en los niveles de TiO_2 y Fe_2O_3 (*Figura 4.11 b,d*), nos sugiere un fraccionamiento continuo de la titano-magnetita, esfena, y en una menor medida de la ilmenita y la biotita.

El P_2O_5 (*Figura 4.11h*) a pesar de la dispersión que presenta se puede observar que hay una correlación negativa, lo cual indicaría el fraccionamiento del apatito en curso de la evolución.

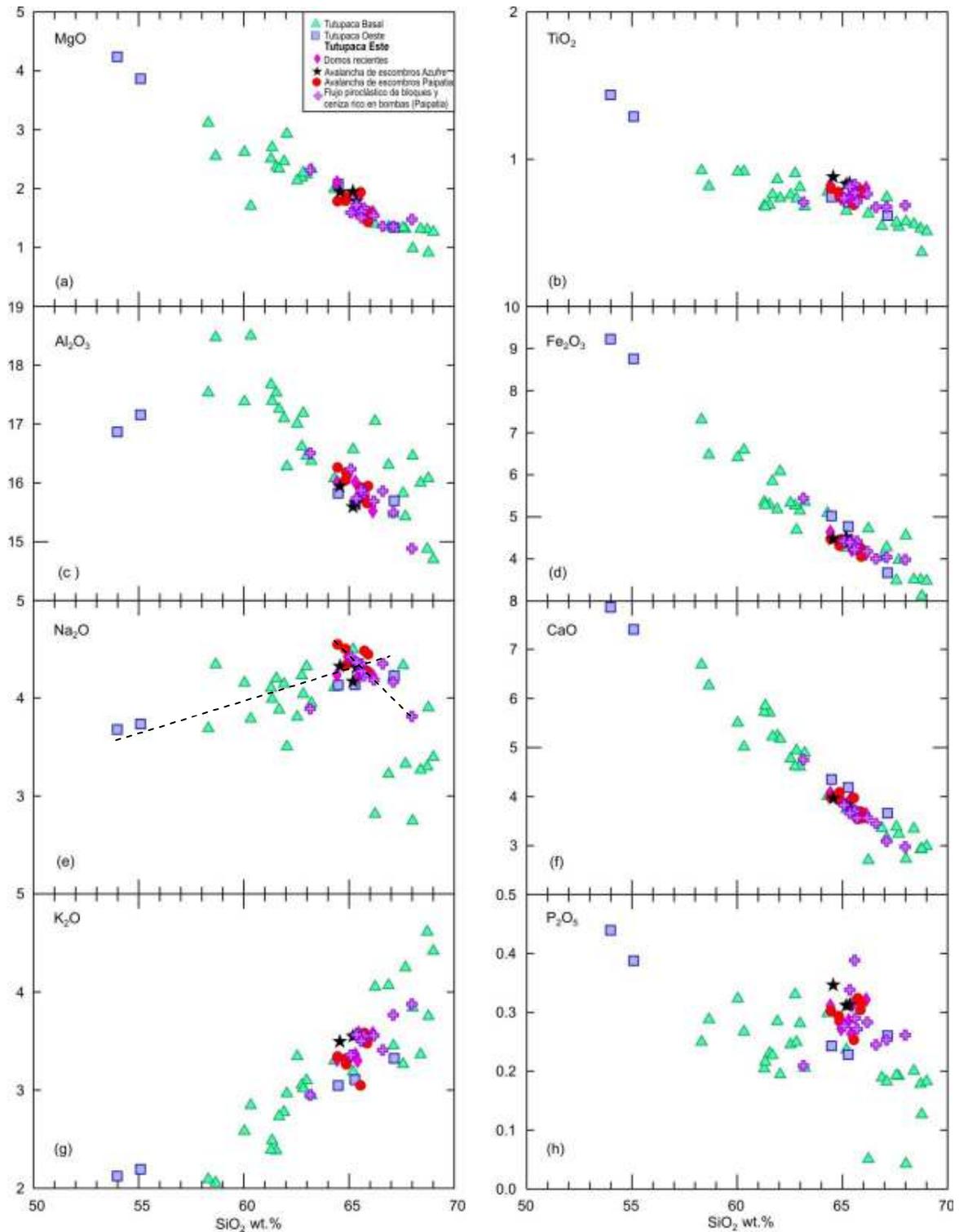


Figura 4.11. Diagramas de Harker para los elementos mayores.

Diagramas de variación de elementos traza

Los elementos traza son aquellos elementos presentes en una muestra en concentraciones del orden de las partes por millón o billón (ppm, ppb). Su concentración varía mucho más que la concentración de los elementos mayores y proveen información petrogenética importante del origen y la evolución de los magmas. Los elementos traza pueden mostrar preferencia por la fase líquida o por la fase sólida, por lo cual se les denomina elementos incompatibles y compatibles, respectivamente.

En los siguientes diagramas (*Figura 4.12*) se representan la composición de los elementos traza con respecto a la concentración de SiO₂ utilizando como índice de diferenciación. Los elementos LILE (“Large Ion Lithophile Elements” o “elementos litófilos con gran radio iónico”) como el Rb y Th (*Figura 4.12 a, 4.13 l*) presentan una correlación positiva y muestran un comportamiento incompatible. Los elementos en transición (Sc, Ni, V, Co), LILE (Sr), HFSE (“High Field Strength Elements” o “elementos con potencial iónico alto”) como el Y y LREE (“Light Rare Earth Elements” o “elementos de tierras raras ligeras”) tales como Yb, Dy y Er, muestran una correlación negativa. De entre los cuales algunos elementos como el Ni y Er muestran dispersión entre los 53 – 69 wt.% SiO₂.

Los elementos restantes como el Cr, Nb, La y Ce muestran correlaciones poco definidas. El Cr presenta mucha dispersión en las rocas del Edificio Basal y Edificio Oeste, mientras que la correlación en el Edificio Reciente es negativa.

El Rb, Ba y Th presentan correlación positiva. En el caso del Ba se observa dispersión en las rocas del Edificio Basal, sin embargo presenta vagamente una correlación positiva, la cual es más evidente en los edificios Tutupaca Reciente y Tutupaca Oeste. Esta correlación sugiere un enriquecimiento de estos elementos en el líquido, lo cual puede asociarse a la presencia de fluidos derivados de la placa subducida durante procesos de fusión parcial, procesos de contaminación cortical o también la alta concentración puede ser indicativo de procesos de diferenciación tipo AFC (DePaolo, 1981).

Las rocas del Flujo Piroclástico “Paipatja” rico en bombas presenta una correlación negativa del Sr (*Figura 4.12 b*) más definida que las otras unidades. Es muy probable que esta disminución se deba al fraccionamiento de la plagioclasa (Green, 1989).

Los niveles de Ni, Co y Cr (*Figura 4.12 p,o*) muestran un comportamiento compatible en el Edificio Reciente. La disminución de los niveles del Ni y Co en las rocas de los Domos Recientes y de las Avalanchas sugieren el fraccionamiento del olivino en una etapa temprana de la evolución del magma (Green, 1989). Los niveles de Ni, para el caso de las rocas del Flujo Piroclástico “Paipatja” rico en bombas se mantiene constante. La disminución de las concentraciones de Cr en el Edificio Tutupaca Reciente sugiere el fraccionamiento del clinopiroxeno (Green, 1989).

En las rocas del Edificio Tutupaca Reciente disminuyen los niveles de Sc, lo cual sugiere el fraccionamiento más o menos importante de anfíbol y clinopiroxeno (Rivera, 2010).

El V (Figura 4.12 e) también presenta una tendencia negativa que indica el fraccionamiento de los óxidos de Fe-Ti durante la evolución de los magmas.

Los elementos denominados HREE como el Dy y Yb grafican tendencias negativas respecto a la SiO_2 , mostrando un comportamiento incompatible, sugiriendo el fraccionamiento del anfíbol.

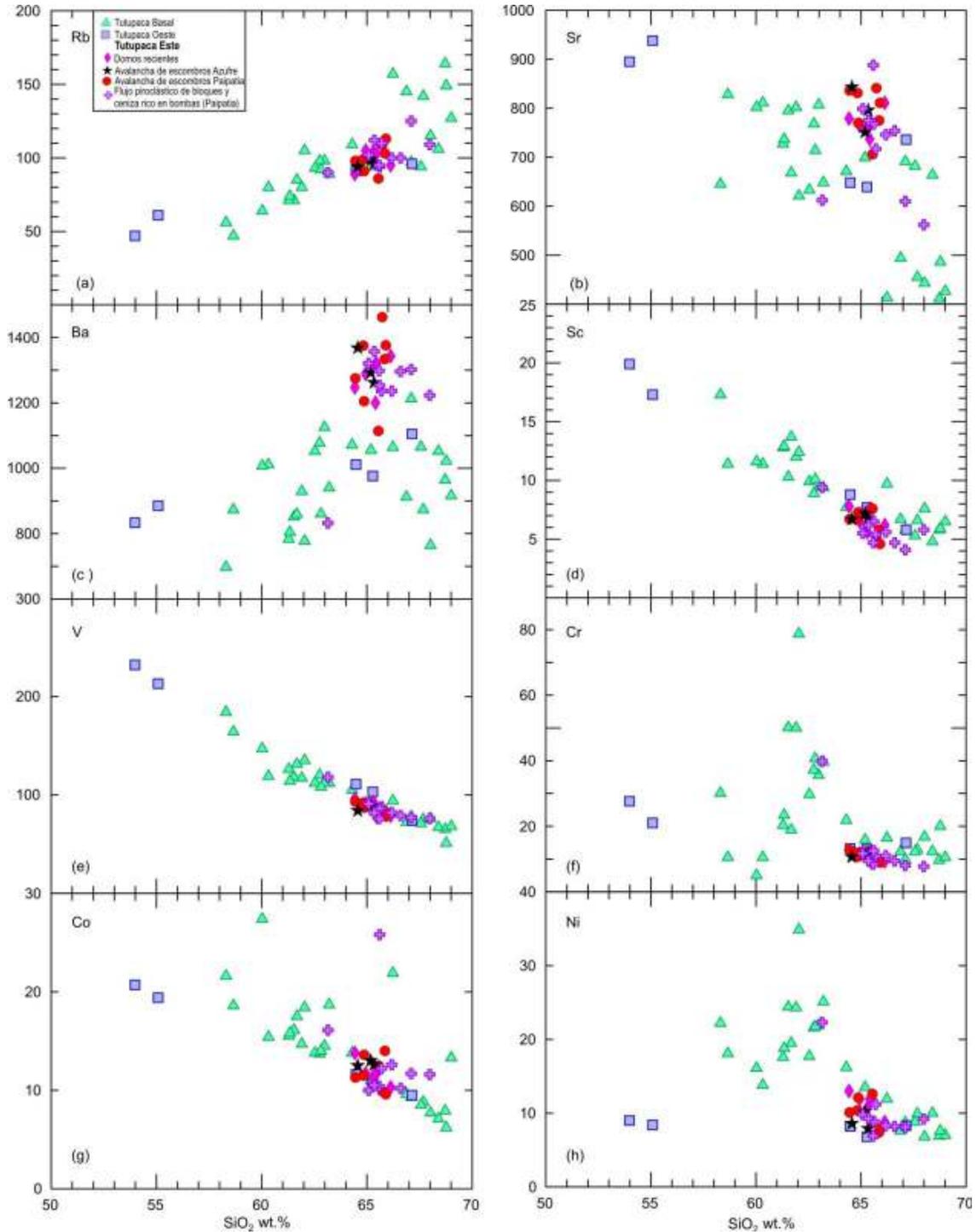


Figura 4.12. Diagramas de Harker para los elementos traza.

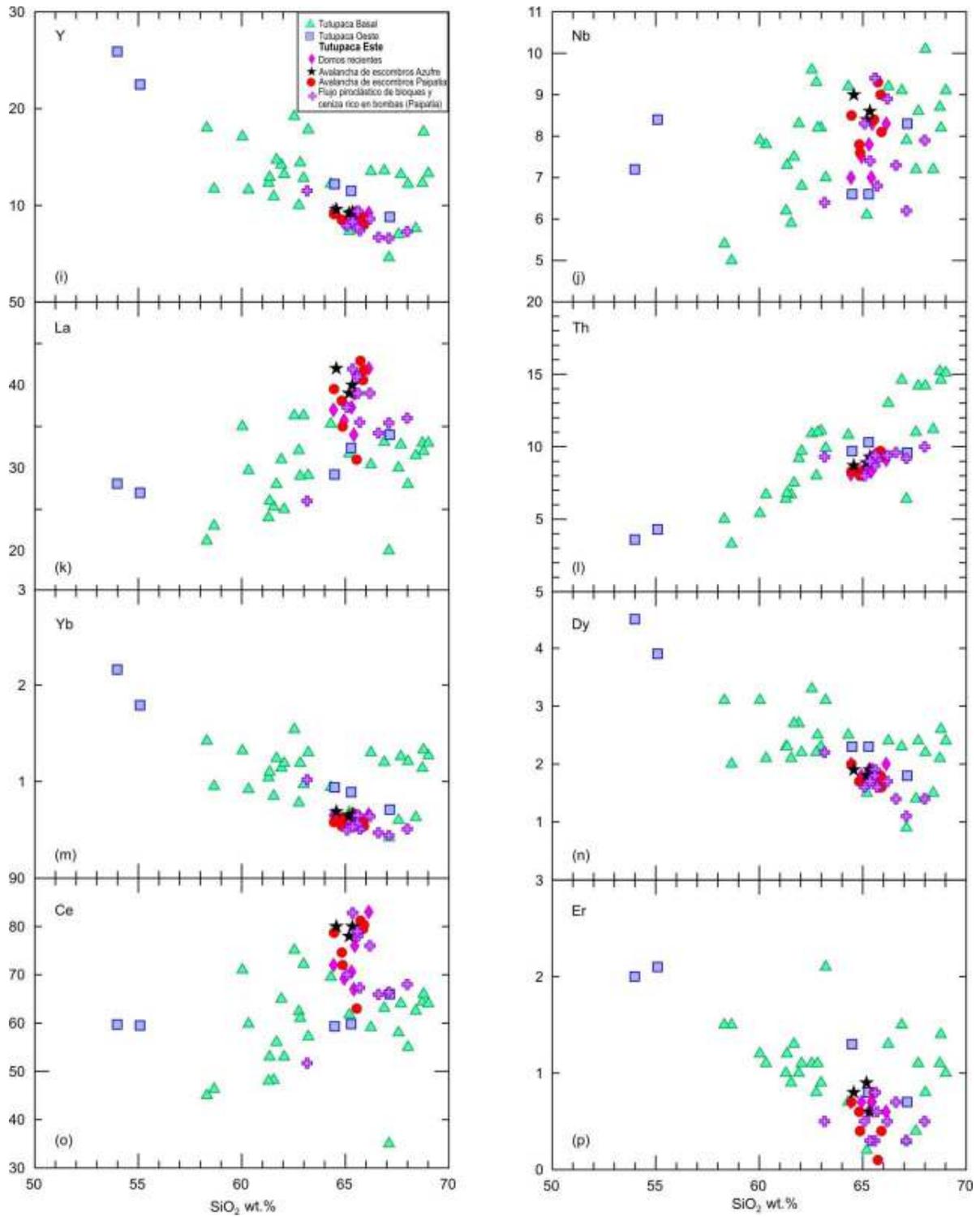


Figura 4.13. Diagramas de Harker para los elementos traza.

Diagramas multielementos y de Tierras Raras

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 y McDonough, 1989).

En el diagrama multielementos (*Figura 4.14 a*) correspondiente al edificio Tutupaca Reciente se observa un enriquecimiento en elementos que poseen un gran radio iónico (LILE) como el Rb, Ba y K, así como el Sr y Nd, también se nota un ligero incremento en el Th, sin embargo en el Edificio Basal es más notorio. Cabe destacar que el incremento de los elementos antes mencionados es similar en los edificios Tutupaca Basal y Oeste, a excepción del Th el cual se incrementa considerablemente en el edificio Tutupaca Basal. El enriquecimiento de estos elementos es característico de un manto fuente de tipo enriquecido y/o una contaminación por la corteza continental (Wilson, 1989).

Por otro lado los elementos que presentan anomalía negativa son los elementos de HFSE (Nb, Zr), que podría sugerir estabilidad de las fases residuales (fero-titaníferas y/o anfíbol) en el sólido residual (Wilson, 1989). El P al igual que los anteriores también muestra una anomalía negativa siendo más fuerte en el edificio Tutupaca Basal, y posiblemente refleje el fraccionamiento de apatito y titanomagnetita durante la diferenciación. Estos diagramas muestran las características típicas de los magmas de arco (Wilson, 1989).

Los diagramas de Tierras Raras (REE) del complejo volcánico Tutupaca han sido normalizados con relación a las Condritas (Sun y McDonough, 1989) y se presentan en la Figura 4.15.

Tanto en el edificio Tutupaca Reciente como en los edificios Tutupaca Basal y Oeste los espectros de los depósitos piroclásticos y las lavas son subparalelos (4.15 a,b). El subparalelismo de los espectros confirma la importancia del proceso de cristalización fraccionada en la evolución de los líquidos (Rivera y Mariño, 2004). En el complejo se nota la ausencia de la anomalía negativa en Eu, lo cual posiblemente se deba a que el Eu no ha sido incorporado en la plagioclasa y puede reflejar fuertes condiciones de oxidación donde el Eu está en forma de Eu^{3+} (Davison et al., 1990); también puede ser que esta ausencia se deba a una fuerte presión de agua, la cual produjo reducción de la cristalización de la plagioclasa (Rivera, 2010). En los diagramas se observa una fuerte anomalía negativa en el Er, siendo más notoria en el edificio Tutupaca Reciente (4.15 a,b).

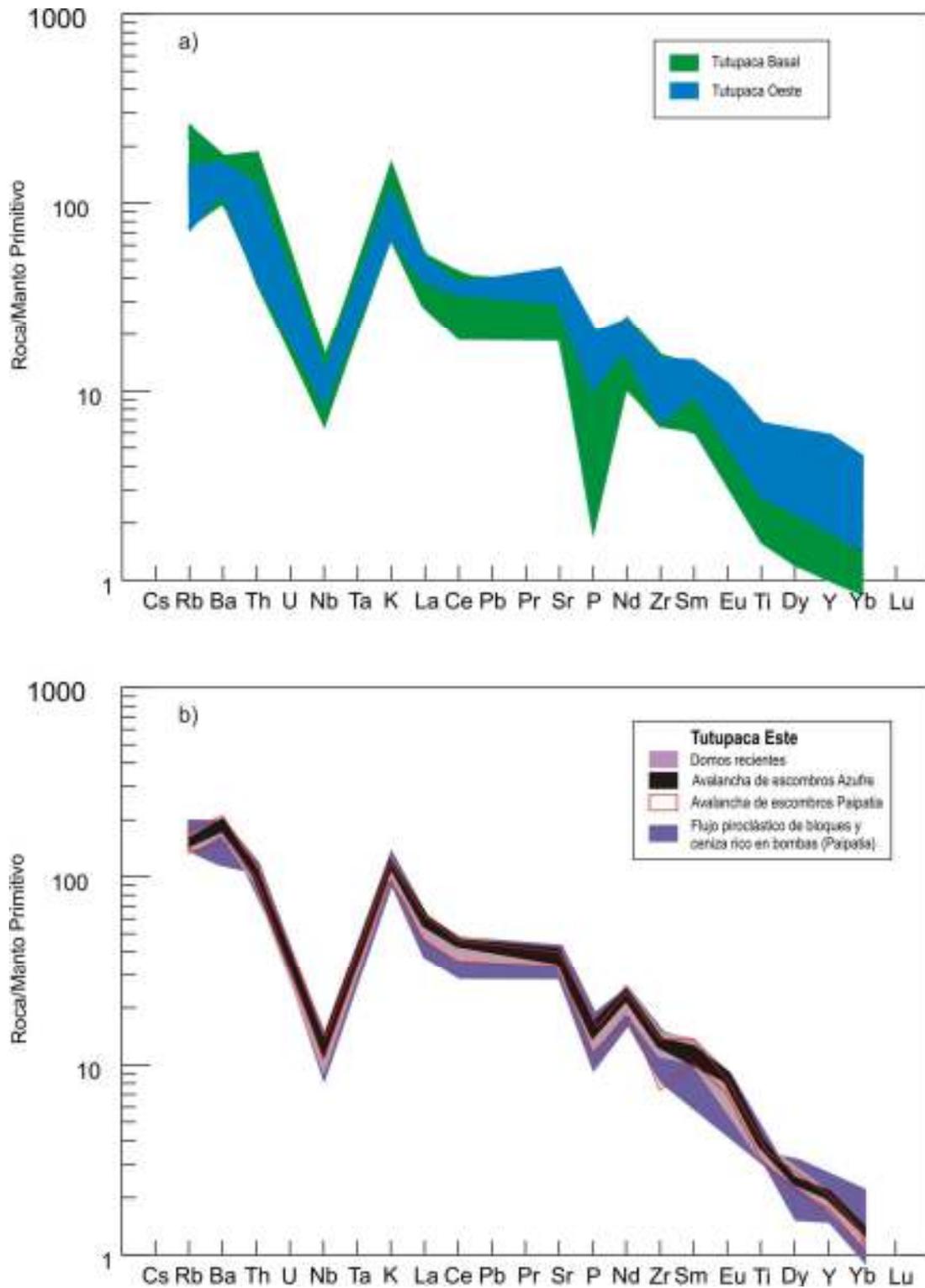


Figura 4.14: a) Diagramas multielementos para las rocas de las unidades de los edificios Tutupaca Oeste y Basal, b) Diagramas multielementos para las rocas de las unidades Reciente del Tutupaca

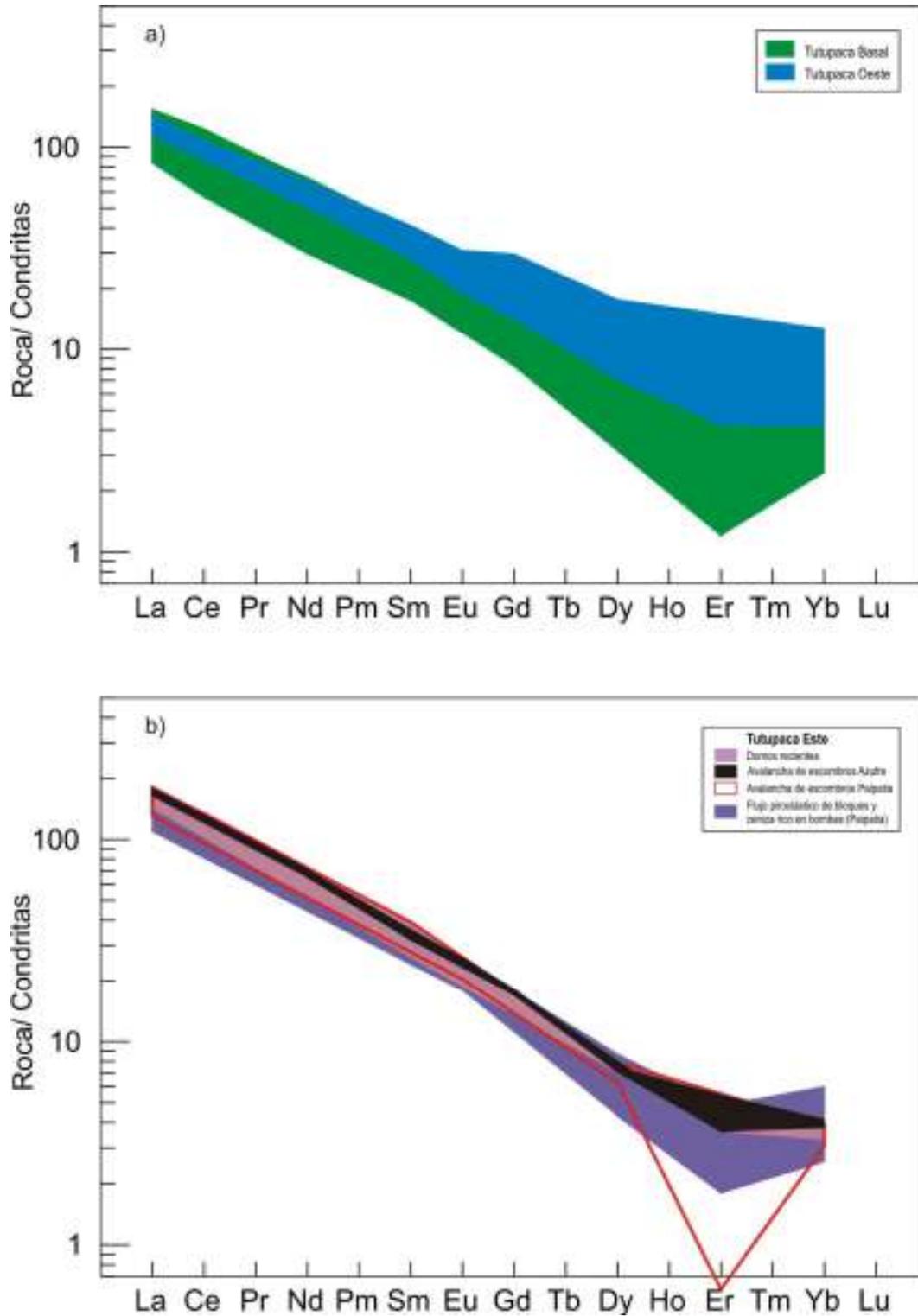


Figura 4.15: Espectros de Tierras Raras (REE) normalizado a condritas (Sun et McDonough, 1989) para las rocas del CVT, a) Edificios Tutupaca Oeste y Basal, b) Edificio Tutupaca Reciente.

Conclusiones del estudio geoquímico

Los productos volcánicos del edificio Tutupaca Reciente corresponden a rocas calco-alcalinas fuertemente potásicas, de composición dacítica (2.9 – 3.7 wt.% K₂O y 63.2-67.9 wt.% SiO₂).

En los diagramas de elementos mayores se observa tendencias negativas en el MgO, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O, CaO y P₂O₅, a diferencia del K₂O que presenta tendencia positiva. En general se describe una buena correlación de los óxidos salvo en el Na₂O y P₂O₅, que muestran dispersión entre 54-68 wt.% SiO₂.

Los elementos como el Sc, Ni, V, Co, Sr, Y, Yb, Dy y Er presentan tendencias negativas, es decir son compatibles. Mientras que los elementos como el Rb y Th presentan una correlación positiva, mostrando un comportamiento incompatible. Algunos elementos como el Ni y Er muestran dispersión entre los 53 – 69 wt.% SiO₂.

En los diagramas de elementos mayores y traza del edificio Tutupaca Reciente se observa tendencias similares que principalmente indican la cristalización fraccionada, sin embargo el comportamiento de ciertos elementos como por ejemplo la dispersión del Na₂O, P₂O₅ y Rb sugieren procesos de cristalización fraccionada asociados a procesos de contaminación o asimilación crustal durante la evolución del edificio Tutupaca Reciente.

En los diagramas multielementos se observan anomalías negativas en Nb y P, típico de magmas calcoalcalinos de márgenes continentales activos relacionados a procesos de subducción. El enriquecimiento del Rb, Ba, K, Sr, Nd y Th es similar en todo el CVT.

Los diagramas de Tierras Raras (REE) muestran una fuerte anomalía en el Er, sobre todo en las unidades del edificio Tutupaca Reciente, sin embargo no se observa la anomalía negativa de Eu característica de magmas calcoalcalinos.

CAPITULO V

DISCUSIÓN

5.1 Evolución geológica y vulcanológica del Edificio Tutupaca Reciente

El edificio Tutupaca Reciente, se emplazó sobre secuencias lávicas y piroclásticas del edificio Tutupaca Basal, además parcialmente sobre depósitos del edificio Tutupaca Oeste.

El edificio Tutupaca Reciente constituye un complejo de domos, el cual está acompañado por depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza, flujos de ceniza y avalanchas de escombros. En base a esto, se puede afirmar que este edificio, ha presentado erupciones extrusivas y explosivas, así como colapsos sectoriales de flanco.

Según los resultados obtenidos en el estudio petrográfico y geoquímico, los productos emitidos presentan una composición homogénea, se trata básicamente de dacitas (2.9 – 3.7 wt.% K_2O y 63.2-67.9 wt.% SiO_2 ; *Figura 5,1*), en el diagrama de K_2O vs. SiO_2 se observa que las rocas del flujo piroclástico “Paipataja” muestran una tendencia positiva, lo cual indicaría que el líquido magmático residual se enriqueció en K_2O durante el proceso de cristalización fraccionada.

La asociación mineral está constituida por plagioclasa, anfíbol, biotita, clinopiroxeno, ortopiroxeno, esfena, sanidina, cuarzo y óxidos de Fe-Ti, englobados generalmente en una matriz intersertal.

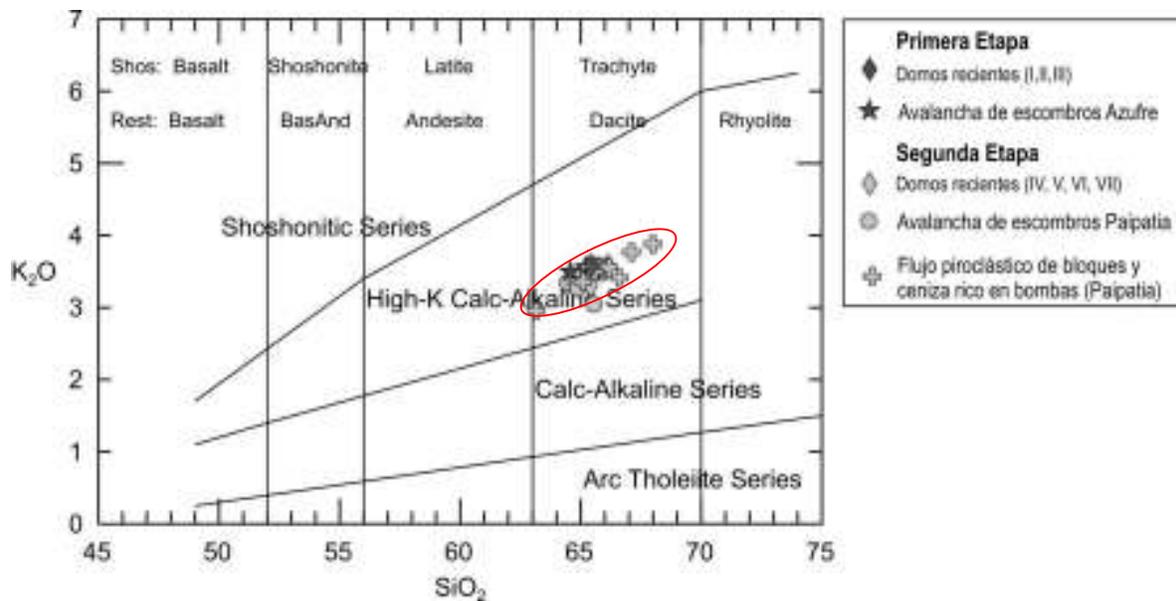


Figura 5.1: Diagrama K_2O vs. SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976), que muestra las rocas del edificio Tutupaca Reciente, las cuales son fuertemente potásicas.

Es importante mencionar la presencia de la “falla Banco”, ya que su traza atraviesa el edificio Tutupaca Reciente (Figura 3.5). La falla Banco es de tipo normal, en la zona del volcán Tutupaca posee una escarpa de 20 m y aparentemente es una falla activa. Por esta razón debe haber jugado un rol importante en el colapso de los flancos de este edificio, generando las avalanchas de escombros.

La evolución de Edificio Tutupaca Reciente se ha desarrollado en dos etapas principales.

Primera Etapa

En esta etapa, comenzó la formación de domos (I, II, III) (Figura 5.3 b), sobre los edificios Tutupaca Basal y Oeste (Figura 5.3 a), ubicados ligeramente al Noreste del edificio Tutupaca Reciente.

Probablemente el emplazamiento del domo III y la presencia de la falla Banco, generaron inestabilidad de los 3 primeros domos del edificio Tutupaca Reciente y parte del edificio Tutupaca Basal (Figura 5.3 c), desencadenándose la primera avalancha de escombros, denominado “Azufre”. Postulamos que el colapso de flanco afectó parte de los edificios Tutupaca Basal y Tutupaca Reciente, debido a que en el depósito de avalancha de escombros “Azufre” (Figura 5.3 d) se han encontrado facies abundantes de material hidrotermalizado y también bloques de domo. Este depósito está conformado por abundante material hidrotermalizado en la base, sobreyaciendo por una facies más rica en bloques que pertenecen a los primeros domos del edificio Reciente, que en algunas zonas están mezclados con material hidrotermalizado. Estos depósitos han sido emplazados en las quebradas Azufre Grande, Zuripujo y Tutupaca. El área total de este depósito es de 11 km².

Como relicto de esta primera etapa, quedo parte de la cicatriz de colapso (*Figura 5.2*), ubicada en el domo III, entre los 5513 y 5600 msnm, entre el Edificio Tutupaca Reciente y el Edificio Tutupaca Oeste.



Figura 5.2: Imagen que muestra el relicto de la escarpa de colapso, la cual fue generada durante el colapso de los primeros domos del Edificio Reciente y del Edificio Basal. Además se observa que los domos posteriores han rellenado esta estructura.

Segunda Etapa

Esta etapa se inicia con el emplazamiento de una nueva generación de domos, los domos IV, V, VI y VII, dentro de la cicatriz de colapso que se formó en la etapa anterior.

En la quebrada Zuripujo entre 7 y 8 km al Sureste del edificio Tutupaca Reciente, se han encontrado afloramientos de depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza (*Figura 5.4 a*), flujos piroclásticos de ceniza y oleadas piroclásticas. Estos depósitos han sido datados en 220 ± 30 años, por lo que inferimos están asociados a una nueva etapa de colapso de domos de este edificio. En la parte superior del depósito, se han encontrado bombas volcánicas con corteza de pan, además en la parte intermedia se han encontrado flujos de ceniza que presentan estratificación cruzada (oleada piroclástica). Estas últimas características podrían indicarnos una actividad de tipo explosivo.

Posiblemente, posterior al emplazamiento de los flujos piroclásticos antes descritos, se produjo un colapso de flanco del Edificio Tutupaca Reciente (*Figura 5.4 b*), en esta oportunidad del flanco Norte. Esto se evidencia por la presencia de Avalancha de Escombros distribuidos en los sectores Este, Noreste y Norte entre 6 y 6.3 km de distancia. También esto se refuerza por la presencia de la cicatriz de colapso que se observa en el flanco Norte del Edificio Reciente. En la avalancha de escombros se han observado 3 facies principales: a) La facie dominante es muy rica en matriz, conformado por material bastante hidrotermalizado y con presencia de algunos bloques de domo, b) Facie constituida por material hidrotermalizado y rocas de domo en proporciones similares, c)

Facies rica en bloques de domo. Estas facies sugieren en que el colapso comprometió parte del Edificio Tutupaca Basal y los domos V, VI y VII.

Por otro lado, en la zona proximal de la avalancha de escombros, se observan depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza rico en bombas (*Figura 5.4 c*), denominado flujo piroclástico “Paipatja”, que sobreyace a la avalancha de escombros. En cambio en la zona distal de la avalancha de escombros se observa que el flujo piroclástico “Paipatja” se encuentra debajo de la avalancha de escombros. Estas características sugieren que casi simultáneamente al colapso del flanco Norte, se produjo una erupción explosiva, dirigida hacia el Noreste. Esta erupción dirigida hacia el Noreste, se produjo porque en esa dirección se encuentran los afloramientos de mayor espesor y bloques de mayor tamaño. El depósito de flujos piroclásticos “Paipatja”, también aflora hacia el Sur, Sureste, Este y Norte, por lo que durante la erupción explosiva se infiere tuvo también una columna eruptiva vertical, que sobrepasó los límites topográficos casi en 360°.

El depósito de flujos piroclásticos “Paipatja” se encuentra sobreyaciendo a la secuencia del flujo piroclástico de la quebrada Zuripujo, datado en 220±30 años. Por esta razón, la erupción de 1789, descrito por Zamacola y Jauregui (1804), podría estar asociado al emplazamiento de los flujos piroclásticos de la quebrada Zuripujo. Por otro lado la erupción de 1802, descrito por Dean Valdivia (1784), podría estar asociado al emplazamiento del flujo piroclástico de bloques y ceniza “Paipatja”. Esta tesis se refuerza, ya que los depósitos del flujo piroclástico “Paipatja” poseen gran extensión y volumen y en el reporte histórico mencionan que la ceniza cubrió zonas tan alejadas como Arica, Tacna y Locumba.

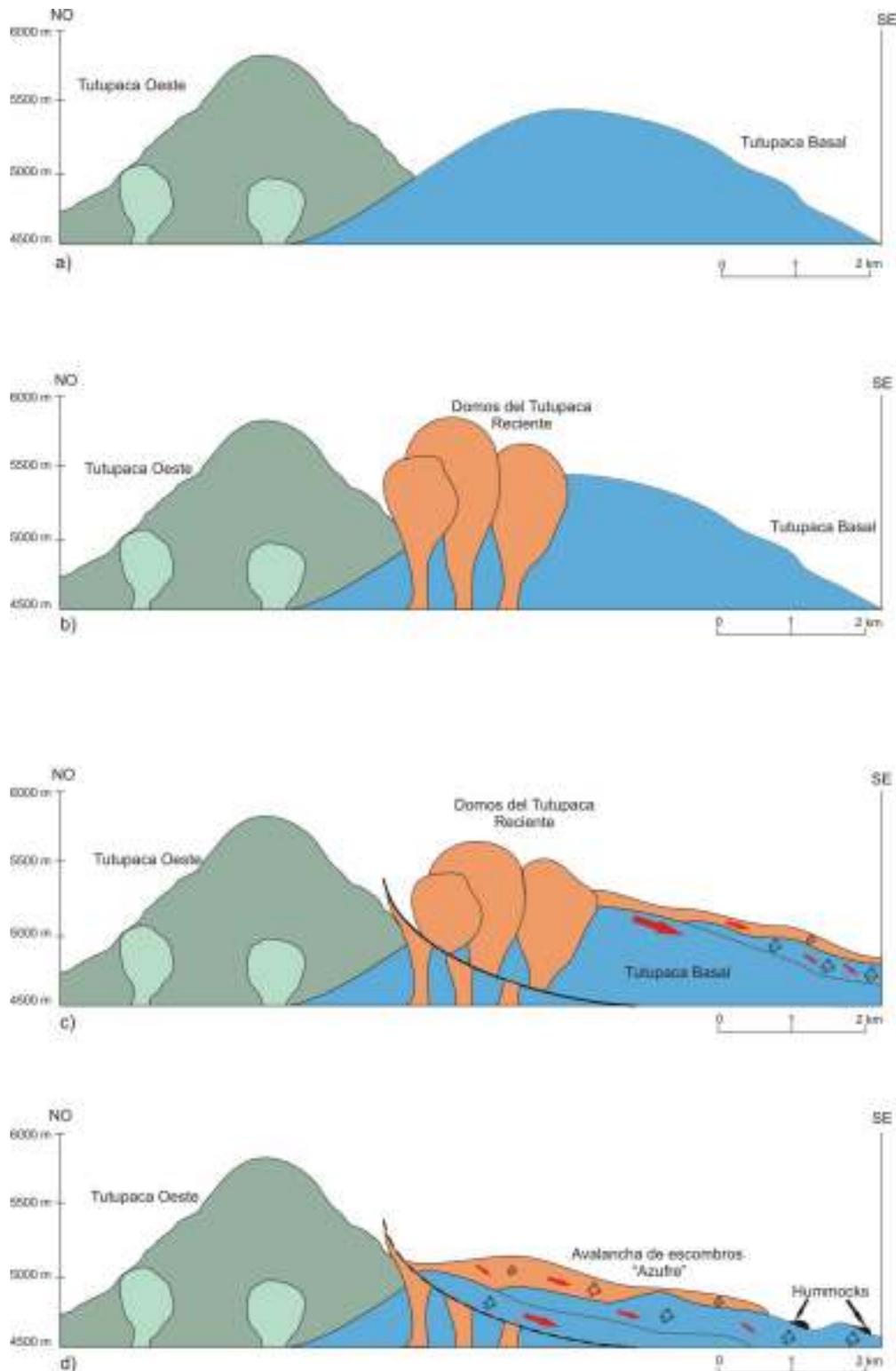


Figura 5.3: Diagrama que muestra la primera etapa de formación del edificio Tutupaca Reciente. a) Perfil de los edificios Tutupaca Basal y Tutupaca Oeste, antes del inicio de la formación del edificio Tutupaca Reciente; b) Intrusión de domos y formación del edificio Tutupaca Reciente; c)

Colapso sectorial del flanco Este, que involucró parte del edificio Tutupaca Basal y parte del edificio Tutupaca Reciente; d) emplazamiento de la avalancha de escombros “Azufre”.

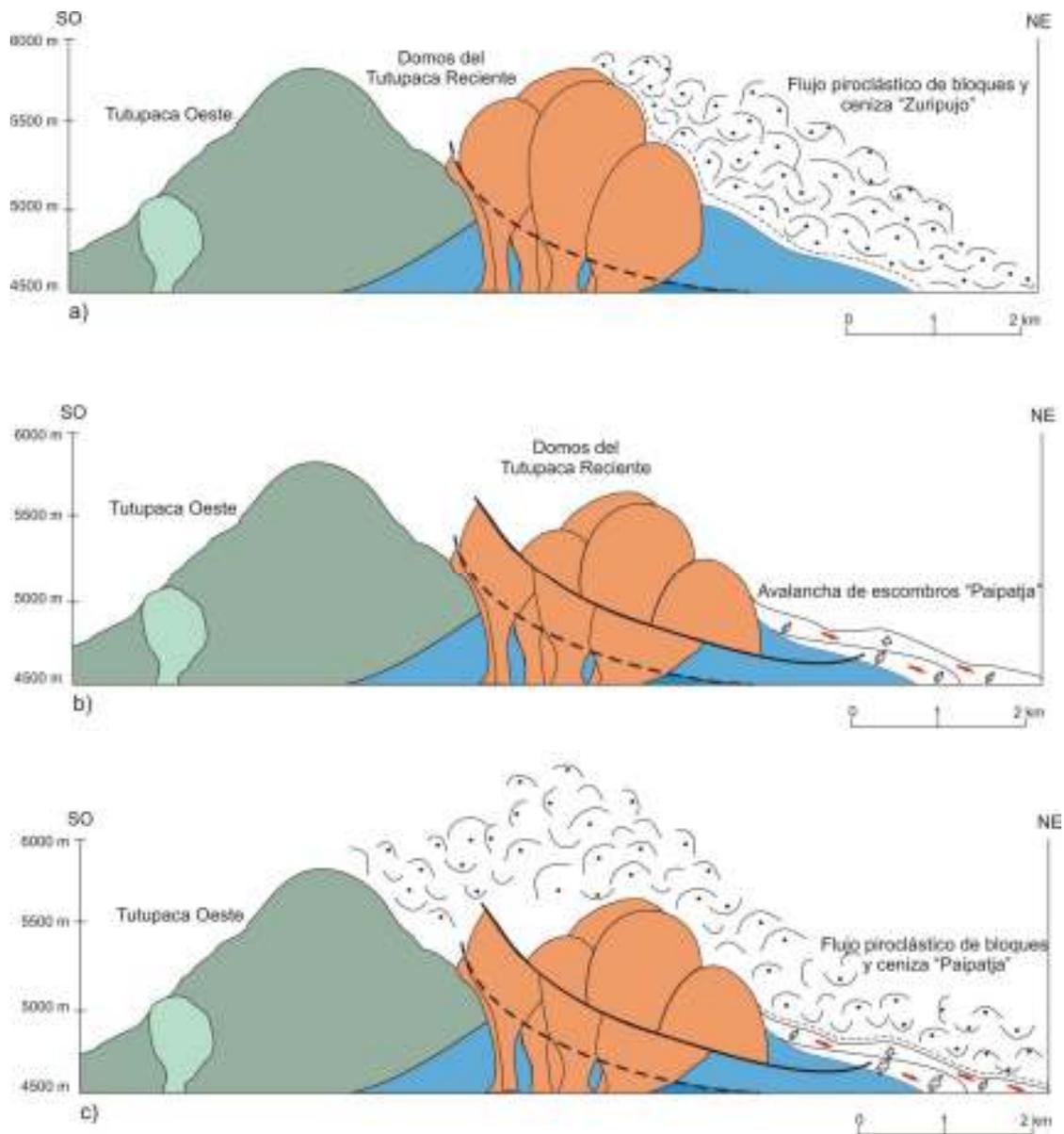


Figura 5.4: Diagrama que muestra la segunda etapa de formación del edificio Tutupaca Reciente: a) Emplazamiento de domos dentro de la cicatriz de colapso, crecimiento de los mismos y generación de flujos piroclásticos, producto del colapso de domo (secuencia de flujos piroclásticos de bloques y ceniza y flujos piroclásticos de ceniza “Zuripujo”; b) Colapso del flanco Norte del edificio Tutupaca Reciente, el cual generó la avalancha de escombros “Paipatja”; c) Emplazamiento del flujo piroclástico “Paipatja” rico en bombas, el cual se produjo casi simultáneamente con el colapso del flanco Norte.

CONCLUSIONES

En base al cartografiado geológico, estudios estratigráficos, análisis químicos, estudios petrográficos, estudio y análisis de crónicas, en el edificio Tutupaca Reciente, se llegan a las siguientes conclusiones:

- El edificio Tutupaca Reciente se edificó sobre los edificios Tutupaca Basal y Tutupaca Oeste, entre los 5000 y 5750 msnm. En este edificio se han identificado 2 estilos eruptivos principales: explosivos y extrusivos, cuyos depósitos se reflejan en 5 unidades: domos recientes, avalancha de escombros “Azufre”, flujo piroclástico “Zuripujo”, avalancha de escombros “Paipatja” y flujo piroclástico “Paipatja”.
- La historia eruptiva del edificio Tutupaca Reciente ha presentado al menos 2 etapas de formación: durante la primera etapa se dieron eventos extrusivos asociados a la formación de los domos I, II y III del edificio Tutupaca Reciente, y al colapso sectorial de los mismos, mientras que en la segunda etapa se generó inicialmente el emplazamiento de los domos IV, V, VI y VII, lo cual generó un flujo piroclástico de bloques y cenizas denominado Zuripujo y emplazado al Sureste del edificio, estos depósitos han sido datados en 220 ± 30 años. Posteriormente se generó otro colapso sectorial del flanco Norte del edificio Tutupaca Reciente, lo que generó la avalancha de escombros “Paipatja”, y casi simultáneamente se produjo el flujo piroclástico “Paipatja”.
- El depósito de avalancha de escombros “Azufre” aflora principalmente en los valles de las quebradas Azufre y Zuripujo al Sur y Sureste del CVT, hacia el Oeste, en la quebrada Tutupaca se ha canalizado un pequeño ramal de este depósito. Estos depósitos han alcanzado distancias máximas de 7 km con aproximadamente 30-40 m de espesor. El flujo piroclástico de bloques y ceniza “Zuripujo” se emplazó en la quebrada Zuripujo (6 m de espesor) y en algunas quebradas aledañas, hacia el Sureste, alcanzando una distancia máxima de 10 km. Al Norte y Noreste del Edificio Tutupaca Reciente aflora la avalancha de escombros “Paipatja”, alcanza una distancia máxima de 7 km con 10 a 30 m de espesor y con aproximadamente 6 km² de área. Finalmente el flujo piroclástico de bloques y ceniza rico en bombas “Paipatja” se depositó en la quebrada Vilaque y en las quebradas que desembocan al río Callazas, alcanzando 11 km de distancia máxima.

- Los colapsos sectoriales del edificio Tutupaca Basal y Tutupaca Reciente estarían relacionados a la reactivación de la falla Banco, la cual es una falla normal y pertenece a un sistema de Fallas NO-SE.
- La asociación mineral de los depósitos del edificio Tutupaca Reciente es plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbol, biotita, esfena, apatito y óxidos de Fe-Ti. Entre las características más resaltantes se observa que todas las muestras presentan textura porfirítica, generalmente con matriz intersertal pilotáxica o tráquitica en algunos casos, lo cual se observa como si los microlitos siguieran una dirección de flujo. El tamaño de los fenocristales varía según el tipo de mineral, por ejemplo en el caso de las plagioclasas el rango está entre 500 -1500 μm , y ocasionalmente alcanzan hasta 4 μm . Los anfíboles y biotitas llegan a medir hasta 2 μm . Los otros minerales como clinopiroxeno, ortopiroxeno y apatito podrían ser considerados como microfenocristales, ya que en general miden hasta 200 μm . Sin embargo la esfena en algunos casos llega a medir hasta más de 1000 μm
- la presencia de plagioclasas zonadas euhedrales con caras limpias y plagioclasas con textura “sieve”. Las primeras nos indicaría que durante su crecimiento se encontraban en equilibrio, mientras que en el caso de las plagioclasas que muestran coronas reacción (textura sieve) sería lo contrario, posiblemente debido a procesos de sistema abierto.
- En el caso de los anfíboles también se observan dos poblaciones características: la primera se trata de anfíboles euhedrales que en algunos casos presentan sobrecrecimientos de anfíbol y clinopiroxeno. La segunda población de anfíboles muestran textura “Black”, esta textura posiblemente se produjo por la oxidación y deshidrogenación durante o después de la extrusión. También se observan anfíboles con bordes de óxidos de Fe-Ti, que indicarían una reacción que no requiere de la presencia del líquido magmático. También se puede observar intercrecimiento entre anfíboles y plagioclasas.
- En los bloques densos el rango de vesicularidad varía entre 5-10 vol.%, mientras que en las bombas de tipo “corteza de pan” y tipo “coliflor” alcanzan hasta 40 vol. %, este alto grado de vesicularidad se debe principalmente a la disolución de volátiles principalmente agua, lo cual desencadenó una erupción explosiva.
- Los productos volcánicos del edificio Tutupaca Reciente corresponden a rocas calcoalcalinas fuertemente potásicas, de composición dacítica (2.9 – 3.7 wt.% K_2O y 63.2-67.9 wt.% SiO_2).
- En los diagramas de elementos mayores y traza del edificio Tutupaca Reciente se observa tendencias similares que principalmente indican la cristalización fraccionada, sin embargo el comportamiento de ciertos elementos como por ejemplo la dispersión del Rb sugieren

procesos de cristalización fraccionada asociados a procesos de contaminación o asimilación crustal durante la evolución del Edificio Tutupaca Reciente.

- En el diagrama multielementos se observa 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 función de la estratigrafía encontrada del edificio Tutupaca Reciente y las dataciones obtenidas, se concluye que este volcán ha tenido erupciones explosivas importantes, en época muy recientes, por lo que podemos considerarlo como un volcán activo.

RECOMENDACIONES

- Realizar análisis isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{86}\text{Nd}$ que nos permitan determinar cuáles son los procesos durante la generación de magma y de esta manera juntos con los otros análisis determinar la evolución de los magmas.
- Realizar estudios termodinámicos como geotermometría en óxidos de Fe-Ti y piroxenos y geobarometría en anfíboles, para determinar las condiciones de presión y temperatura pre-eruptivas, con la finalidad de conocer mejor la evolución de los magmas antes de entrar en erupción.
- Realizar estudios o trabajos que permitan conocer mejor el volumen del flujo piroclástico “Paipatja”, como calicatas, mapeo detallado del depósito, etc.
- Realizar un cartografiado geológico y estudios más detallados de las dos avalanchas de escombros, definir si las facies de matriz y bloques están siempre asociados a los colapsos sectoriales, o algunos bloques están asociados a flujos piroclásticos posteriores.
- Realizar el modelamiento del emplazamiento de las avalanchas de escombros y flujos piroclásticos, para conocer las velocidades de emplazamiento y de esta manera realizar la evaluación de peligros.
- Realizar una evaluación de peligros, tanto en el edificio Tutupaca Reciente, edificio Tutupaca Oeste y edificio Tutupaca basal.
- Elaborar un mapa de peligros para que sea adoptado como medida preventiva por los distritos y pueblos que se encuentran alrededor de este volcán. Además es importante también realizar el monitoreo volcánico permanente, debido a las emisiones fumarólicas constantes y a sus erupciones explosivas recientes.
- Realizar el monitoreo sísmico de las fallas activas que pasan por el CVT, a fin de conocer mejor su relación con los colapsos de flanco.

BIBLIOGRAFÍA

Alley, R., 2000. The younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. Department of Geosciences and Environment Institute. The Pennsylvania State University, Deike Building. University Park, PA 16802, USA. Elsevier 213-226

Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M. and Isacks, B., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes: Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, v. 25, p. 139-174.

Barriga, M., 1952. Memorias para la historia de Arequipa, tomo IV. Editorial La Colmena, Arequipa.

Benavente, C., Carlotto, V., Del Castillo, B., 2010. Extensión en el arco volcánico actual del Sur del Perú. XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. Nº 9. Cuzco p. 766-769.

Bromley, G.R., 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, 1-13.

Clapperton, C., 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, Amsterdam (Holanda), 769 pp.

Álcala, J., 2007. Evolución de los glaciares en el Complejo Volcánico Ampato (Perú). Universidad Complutense de Madrid, España. Tesis de diploma de estudios avanzados, p. 86.

Cotrina, G., Olarte, Y., Peña, F., Vargas, V., Sánchez, M., y Pari, W., 2009. Hidrogeología de la Cuenca del Río Locumba. Boletín N 2, Serie H Hidrogeología. INGEMMET.

Davidson, J. P., De Silva, S. L., Holden, P., Halliday, A. N., 1990. Small-scale disequilibrium in a magmatic inclusion and its more silicic host. Journal of Geophysical Research ;95:17661-17675.

Davidson, J.P., 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas by C.R. Stern: Comment: Geology, v. 19, p. 1054–1055.

Dean Valdivia Cornejo Juan Gualberto., 1874. Fragmentos para la historia de Arequipa. Folletín de "El Deber", Arequipa, 109-111 p.

De Paolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth Planetary Science Letters 53, 89–202.

De Silva, S.L., y Francis, P., 1990. Potentially active volcanoes of Peru: observations using Landsat Thematic Mapper and space shuttle photography. Bulletin of Volcanology 52, 286–301.

- De Silva, S.L., y Francis, P., 1991. Volcanoes of the Central Andes. Springer, Heidelberg 263 pp.
- Gobierno Regional de Moquegua, 2012. Plan regional de prevención y atención de desastres. Región Moquegua.
- Gobierno Regional de Tacna, 2005. Plan regional de atención y prevención de desastres. Comisión de planificación.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8, 523–548.
- INGEMMET, 1995. Geología del Perú. Boletín No.55 Serie A: Carta Geológica Nacional.
- James, D.E., 1984. Quantitative models for crustal contamination in the central and northern Andes. *In* R.S. Harmon and B.A. Barreiro (Editors), *Andean Magmatism. Chemical and isotopic constraints*. Shiva Publishing Limited, pp. 124–138.
- Kaneoka, I., Guevara, C., 1984. K-Ar age determination of the late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, Southern Peru. *Geochemical Journal* 18, 233-239.
- Kendrick, E., M. Bevis, R. Smalley, B. Brooks, R. Vargas, E. Lauria, and L. Fortes, 2003. The Nazca-South America Euler vector and its rate of change, *J. South Amer. Earth Sci.*, 16, 125–131,
- Masías, P., Antayhua, Y. and Ramos D., 2011. Estudios Geoquímicos Preliminares de las Manifestaciones Geotermiales del Volcán Tutupaca (Tacna). Informe Técnico, Dirección de Geología Ambiental. INGEMMET
- Martinez, W. y Cervantes, J, 2003; Rocas ígneas en el Sur del Perú: Nuevos datos geocronométricos, geoquímicos y estructurales entre los paralelos 16° y 18°30' latitud Sur. Boletín N° 26. Serie D: Estudios Regionales. INGEMMET
- Mendivil, S., 1965. Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave. Boletín N° 10. Comisión Carta Geológica Nacional. INGEMMET (Lima).
- Mering, C., Huaman, D., Chorowicz, J., Deffontaines, B., Guillande, R., 1996. New data on the geodynamics of Southern Peru from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images. *Tectonophysics* 259, 153–169.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274, 321–355.
- Morche W., et al., 1994. Estudio geovolcánico e inventario sistemático de manifestaciones geotermiales del lote Tutupaca. INGEMMET, Lima, t. I-3 (Informe interno).
- Norabuena, E., T. Dixon, S. Stein, and C. Harrison, Decelerating Nazca-South America and

- Nazca-Pacific plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3405–3408, 1999.
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins: In C. Hawkesworth, Norry, MJ (Editor), *Continental basalts and xenoliths*. Shiva, antwitch, p. 230-272.
- Peccerillo, P., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area. Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.
- Ramos, V.A., Aleman, A., 2000, Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani, U.G., et al. (Eds), *Tectonic Evolution of South America*. 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, p. 635-685.
- Rivera M. y Mariño J, 2004 Volcán Yucamane (Sur del Perú): Geología, petrología y evaluación preliminar de las amenazas volcánicas. Dirección de geología ambiental – INGEMMET. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú v. 98 p. 7-27.
- Rivera M. 2010. Genèse et évolution des magmas andésitiques à rhyodacitiques récents des volcans Misti et Ubinas. Tesis doctoral. Escuela Doctoral de Ciencias Fundamentales. Universidad Blaise Pascal – Clermont Ferrand II (Francia) 415 pp.
- Quang, C.X., Clark, A.H., Lee, J.K.W., 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, 87–114.
- Simkin, T., y Siebert, L., 1994. *Volcanoes of the World: A Regional Directory, Gazetteer, and Chronology of Volcanism During the Last 10,000 Years (Second Edition)*, Smithsonian Institution, Washington, D.C., and Geoscience Press, Inc., Tucson, Arizona, 349 pp.
- Semperé, T., Fornari, M., Acosta, J., Flores, A., Jacay, J., Peña, D., Roperch, P., Taïpe, E., 2004, Estratigrafía, geocronología, paleogeografía y paleotectónica de los depósitos de antearco del sur el Perú: XII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú.
- Semperé, T., Jacay, J., 2008. Anatomy of the Central Andes: distinguishing between western, magmatic Andes and eastern, tectonic Andes. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts: 504 – 507.
- Somoza, R., 1998, Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for the mountain building in the central Andean region: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 211-215.
- Sun, S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basin*, Geological Society of America, Special Paper 42, 313–345.
- Taylor, H.P. 1986. Igneous rocks: II. Isotopic case studies of circumpacific magmatism. *In* Stables

Isotopes in high temperature geological processes. Valley, J.W., Taylor, H.P., O'Neil, J.R., editors. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy 16, 273–285.

Thorpe, R.S., Francis, P.W., Hammil, M., Baker, M.B., 1982. The Andes, In: Thorpe, R.S., ed., Andesites, p. 187–205

Thouret, J.C., Wörner G., Gunnell Y., Singer B., Zhang X., Souriot T., 2007. Geochronologic and stratigraphic constraints on Neogene incision and Miocene uplift of the Central Andes. Earth and Planetary Science Letters 263, 151–166.

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, v.10, p. 157-173.

ÚBEDA, J., 2010. El impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico Nevado Coropuna (cordillera Occidental de los Andes, Sur del Perú)» Tesis Doctoral. Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física. Universidad Complutense de Madrid, Madrid (España). 558 pp.

Wilson, J., García, W., 1962. Geología de los cuadrángulos de Pachia y Palca. Comisión de la Carta Geológica Nacional (INGEMMET), 4, serie A. Lima.

Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach. Chapter 7: Active continental margins. Ed. Unwin Hyman, London. 191–225.

Wörner, G., Moorbath, S., Harmon, R.S., 1992. Andean Cenozoic volcanics reflect basement isotopic domains. Geology 20, 1103–1106.

Zamacola y Jauregui J.D., 1804. Apuntes para la historia de Arequipa. Primer festival del libro arequipeño, Arequipa, Edición 1958, 15 p.

Zbar, B., 1991. Die Genese mafischer Einschluesse in den Andesiten der Zentralen Vulkanzone (Nordchile), Diploma thesis, Universität Bochum.

Zimmerman J. L. & Khien A., 1983. Déterminations par la méthode K/Ar de l'âge des intrusions et des mineralisations associées dans le porphyre cuprifère de Quellaveco (Sud Ouest du Pérou). Mineral deposits, 18, pp. 207-213.

<http://www.southernperu.com/ESP/opinte/Pages/PGVolumenProd.aspx>

<http://www.southernperu.com/ESP/opinte/Pages/PGVolumenProd.aspx>

RELACIÓN DE FIGURAS

Figura 1.1: a) Ubicación del Complejo Volcánico Tutupaca en la Zona Volcánica Central de los Andes al Sur del Perú. b) Imagen Satelital LAND-SAT (7,3,4), que muestra la ubicación del CVT, los principales centro poblados del área de estudio y algunas obras de infraestructura como la carretera Binacional y la mina Toquepala.

Figura 1.2: Mapa de Isoyetas de la cuenca del río Locumba (Cotrina et al., 2009)

Figura 2.1: Cadena volcánica Plio-Pleistocénica del Sur del Perú, donde se puede apreciar la ubicación del Tutupaca al Sur de la cadena, siendo considerado como un volcán históricamente

Figura 2.2: Esquema de las unidades estratigráficas del Sur del Perú (Sempere et al., 2004).

Figura 2.3: Formación Sencca en el valle del río Callazas.

Figura 2.4: Ubicación de las Dataciones cercanas al área de estudio recopilación INGEMMET 2012

Figura 2.5: Mapa de estructuras tectónico volcánicas y lineamientos regionales, modificado de (Morche et al., 1994; Martínez et al., 2003; Sempere et al., 2008; Benavente et al., 2010).

Figura 3.1: Mapa Geomorfológico del Complejo Volcánico Tutupaca.

Figura 3.2: Edificio Tutupaca Basal constituido por secuencias lávicas subhorizontales e hidrotermalizadas. Sobreaycido por los Edificios Tutupaca Oeste y Reciente, se observa que hacia el Sur del CVT afloran los domos alineados.

Figura 3.3: “Colinas aisladas” o “Hummock” de 5 a 10 m de altura aproximadamente, constituida por bloques de domo y material hidrotermalizado, pertenecientes a la zona de avalancha.

Figura 3.4: Anfiteatro del edificio Tutupaca Reciente, abierto hacia el Noreste. Presenta un diámetro de 1 km y una altura 900 m.

Figura 3.5: Sección longitudinal desde la fuente del anfiteatro hasta la parte distal, se observan los anfiteatros antiguo y reciente del CVT.

Figura 3.6: Morrena lateral, marca el máximo avance y morrena frontal registra los pequeños avances y retrocesos ocurridos luego del máximo avance, ubicadas sobre el edificio Basal del CVT.

Figura 3.7: Morrenas frontales posterior al último avance glaciar, ubicado en el flanco Oeste del Tutupaca Oeste.

Figura 3.8: Estrías de arrastre en rocas del Edificio Tutupaca Basal del CVT producto de la erosión glaciar.

Figura 3.9: Traza de la Falla Banco, posee una escarpa de 20 m de altura y sigue un rumbo Noroeste. La falla es de tipo normal y afecta al domo Banco. Al fondo la laguna Suches y a continuación la traza de la falla.

Figura 3.10: Mapa estructural del área del complejo volcánico Tutupaca. Recopilado de Morche (1994), Fidel y Zavala (2001) y Benavente (2010).

Figura 3.11: Mapa geológico preliminar del complejo volcánico Tutupaca.

Figura 3.12: Mapa geológico preliminar del complejo volcánico Tutupaca

Figura 3.13: a) Secuencias lávicas subhorizontales del Edificio Tutupaca Basal emplazadas sobre la Pampa Turu Turun. b) Flujos de lava del edificio Tutupaca Basal, afectados por un ramal de la Avalancha de Escombros Azufre.

Figura 3.14: Depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza Callazas, de 4 m de espesor cubierto por suelo.

Figura 3.15: Depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza Callazas, con presencia de chimeneas de elutriación o “pipes”.

Figura 3.16: Domos del Edificio Tutupaca Oeste sobreyacidos por secuencias lávicas, desde está vista se puede apreciar la falla Banco.

Figura 3.17: Avalancha de escombros “Tacalaya”, constituidos por grandes bloques que presentan estructura “jigsaw”.

Figura 3.18: Depósito de avalancha de escombros “Tacalaya”, de 100-150 m de espesor. Se observa bloques centimétricos, englobados por una matriz bastante hidrotermalizada. El porcentaje de matriz es de 60-70% y de bloques 40-30%.

Figura 3.19: Vista desde la pampa Paipatja, se observa los domos I, II, III sobreyaciendo al Edificio Tutupaca Basal y Tutupaca Oeste.

Figura 3.20: Vista de los domos IV y V, desde la quebrada Tutupaca.

Figura 3.21: Vista desde el Cerro Zuripujo de los domos V, VI y VII

Figura 3.22: Avalancha de escombros Azufre en la Qda. del mismo nombre. Se puede observar la facie de matriz y la facie de bloques.

Figura 3.23: Run-up de la avalancha de escombros “Azufre” en la quebrada Zuripujo.

Figura 3.24: Contacto entre la facies rica en material hidrotermalizado y la facie rica en bloques.

Figura 3.25: Margen izquierda de la quebrada Zuripujo, flujo piroclástico de bloques y ceniza sobreyacido por ash flow.

Figura 3.26: Depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza de la quebrada Zuripujo. La base está constituida por bloques y ceniza y material orgánico (carbón), sobreyacido por una oleada piroclásticas y la parte superior constituida por flujo de ceniza.

Figura 3.27: Depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza, que sobreyace a un depósito de material retrabajado y subyace a un suelo reciente.

Figura 3.28: Parte proximal de la avalancha de escombros "Paipatia"

Figura 3.29: a) Vista panorámica de la avalancha de escombros Paipatia, facie de matriz con material hidrotermalizado, b) Facie de matriz que presentan bloques con estructura jigsaw, c) bloque brechado de domo con estructura jigsaw, d) Bloques hidrotermalizado con estructura jigsaw.

Figura 3.30: a) Pampa Paipatia cubierto por flujo piroclástico de bloques y ceniza rico en bombas. b) Bomba "Corteza de pan", y c) Bomba "Coliflor".

Figura 3.31: a) Vista panorámica de la parte distal del depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza rico en bombas, b) Lente con enriquecimiento de bloques pequeños.

Figura 3.32: a) Vista panorámica donde se puede observar el depósito de arcillas blancas sobreyacido por el flujo piroclástico, b) Tope del flujo piroclástico de bloques y ceniza rico en bombas sobreyacido por un nivel con estratificación cruzada.

Figura 3.33: Columna estratigráfica de la parte distal del depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza rico en bombas.

Figura 4.1: Ubicación de las muestras utilizadas para el estudio petrográfico y geoquímico.

Figura 4.2: Fotografías de las secciones delgadas correspondientes a los domos del Edificio Reciente. La imagen "a y b" corresponden al Domo II, en lado izquierdo está en luz natural y en el lado derecho está en luz polarizada. Se observa una biotita (Bt) euhedral con inclusión de sanidina (Sd) la cual es subhedral y presenta una macla simple, también se muestra anfíboles (Anf) euhedrales y anfíboles irregulares y subredondeados. La imagen "c y d" corresponden al Domo V. En la imagen se muestra el intercrecimiento de la plagioclasa (Plg) con el anfíbol (Anf).

Figura 4.3: Las imágenes "e y f" corresponden al Domo VI, en lado izquierdo está en luz polarizada y en el lado derecho está en luz natural. Se observa aglomerados de fenocristales de clinopiroxenos (Cpx) englobado en una matriz intersertal. Las imágenes "g y h" muestran cristal de biotita (Bt) euhedral con inclusión de sanidina (Sd) la cual es subhedral y presenta una macla simple, también se muestra anfíboles (Anf) euhedrales y anfíboles irregulares y subredondeados. La imagen "c y d" corresponden al Domo VI. En la imagen se muestra el intercrecimiento de la plagioclasa (Plg) con el anfíbol (Anf).

Figura 4.4: Fotografías de la Avalancha de escombros Azufre, en nicoles paralelos y cruzados respectivamente. a,b) Anfíboles euhedrales con textura "black". c,d) Intercrecimiento de

fenocristales de anfíbol (anf) y biotita (bt), plagioclasas (plg) subhedrales y un mineral de sanidina (sd) en la parte central de la muestra. e,f) Fenocristales de clinopiroxeno anhedral, el cual presenta un macla simple en nicoles cruzados y anfíboles (anf) alterados.

Figura 4.5: Fotografías de las secciones delgadas correspondientes a la avalancha de Escombros Paipatja: a y b) Aglomerados de esfena (sf) junto a plagioclasa subhedral maclada c y d) Corona de reacción en plagioclasa (plg), textura “sieve” e y f) Agregado de clinopiroxeno (cpx).

Figura 4.6: Fotografías de las secciones delgadas correspondientes a la avalancha de Escombros Paipatja: a y b) Presencia de plagioclasas (plg) macladas y zonadas, también se muestra anfíboles (anf) y biotitas (bt) c y d) Corona de reacción en anfíbol (anf), textura “gabroica” e) Plagioclasa maclada con textura “sieve” f) Clinopiroxeno euhedral.

Figura 4.7: Fotografías de la Unidad de flujos piroclásticos de bloques y cenizas rico en bombas, en nicoles paralelos y cruzados respectivamente. a,b) Grandes vesículas de formas irregulares, y matriz constituida por microlitos de plagioclasa. c,d) Fenocristal de plagioclasa con textura tamiz y con fenocristales de anfíboles. e,f) Se observa agregado de clinopiroxeno anhedral

Figura 4.8: Composición de las rocas del complejo volcánico Tutupaca en el diagrama FeO^*/MgO vs. SiO_2 de Miyashiro (1974).

Figura 4.9: Composición de las rocas del complejo volcánico Tutupaca en el diagrama AFM ($A=Na_2O + K_2O$; $F=FeO^*$; $M=MgO$) de Irvine y Baragar (1971), indica las características calco-alcalinas del grupo de rocas.

Figura 4.10: Diagrama K_2O vs. SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976), que muestra las rocas del complejo volcánico Tutupaca son fuertemente potásicos.

Figura 4.11. Diagramas de Harker para los elementos mayores.

Figura 4.12. Diagramas de Harker para los elementos traza.

Figura 4.13. Diagramas de Harker para los elementos traza.

Figura 4.14: a) Diagramas multielementos para las rocas de las unidades de los edificios Tutupaca Oeste y Basal, b) Diagramas multielementos para las rocas de las unidades Reciente del Tutupaca

Figura 4.15: Espectros de Tierras Raras (REE) normalizado a condritas (Sun et McDonough, 1989) para las rocas del CVT, a) Edificios Tutupaca Oeste y Basal, b) Edificio Tutupaca Reciente.

Figura 5.1: Diagrama K_2O vs. SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976), que muestra las rocas del edificio Tutupaca Reciente, las cuales son fuertemente potásicas.

Figura 5.2: Imagen que muestra el relicto de la escarpa de colapso, la cual fue generada durante el colapso de los primeros domos del Edificio Reciente y del Edificio Basal. Además se observa que los domos posteriores han rellenado esta estructura.

Figura 5.3: Diagrama que muestra la primera etapa de formación del edificio Tutupaca Reciente. a) Perfil de los edificios Tutupaca Basal y Tutupaca Oeste, antes del inicio de la formación del edificio Tutupaca Reciente; b) Intrusión de domos y formación del edificio Tutupaca Reciente; c) Colapso sectorial del flanco Este, que involucró parte del edificio Tutupaca Basal y parte del edificio Tutupaca Reciente; d) emplazamiento de la avalancha de escombros “Azufre”.

TABLAS

Tabla 1.1: Población de los distritos de la provincia de Candarave y Tarata. Basado en: XI censo de población y VI censo de vivienda, 2007. Censos Nacionales.

Tabla 4.1: Resumen de las características petrográficas de cada unidad del edificio Tutupaca Reciente. La abreviación que se utiliza en este cuadro y en el texto es el siguiente: pl=plagioclasa, anf=anfíbol, cpx=clinopiroxeno, sf=esfena, qz=cuarzo, apt= apatito, ox= oxidos

ANEXOS

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	0.70	0.66	0.73	0.66	0.77	0.80	0.79
Al2O3	16.3	16.0	15.9	15.6	15.6	16.0	16.0	15.3	16.3	15.5
Fe2O3	4.19	4.40	4.41	4.34	3.93	4.35	5.24	4.17	5.10	4.14
MnO	0.053	0.059	0.060	0.057	0.051	0.054	0.078	0.057	0.070	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	3.90	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	3.30	2.89	3.40	3.07	3.53
P2O5	0.233	0.297	0.291	0.267	0.240	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	98.80	98.58	99.30	99.24	98.24	98.60	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	5.0
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	11.0	11.3	11.5	12.2	10.2	10.0	18.7	14.0	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	7.0	9.0	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
Ce	61.7	78.7	74.6	67.3	65.9	70.0	57.2	79.5	72.2	81.2
Nd	23.9	31.8	30.2	26.3	24.8	28.7	27.1	32.0	29.6	32.8
Sm	4.1	6.0	4.8	4.2	3.8	5.0	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	3.0	4.6	3.6	3.8	3.6
Dy	1.5	2.0	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	0.9	0.1
Yb	0.68	0.58	0.54	0.51	0.47	0.50	1.30	0.59	0.97	0.52
Th	8.4	8.3	8.3	9.1	9.6	8.0	9.9	9.7	11.1	9.6

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	0.80	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	4.30	6.32	3.97	4.35	5.13	5.23	3.88	5.01
MnO	0.061	0.063	0.060	0.084	0.052	0.056	0.061	0.074	0.052	0.066
MgO	1.62	1.28	1.80	2.49	1.40	1.61	2.13	2.34	1.30	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	4.30	4.12	4.16	4.00	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	0.310	0.282	0.322	0.228	0.243	0.294
LOI	3.25	3.31	0.21	0.80	0.00	-0.04	1.36	0.24	2.45	0.35
TOTAL	98.70	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	8.0	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	8.0	8.3	10.0	10.9	6.6	12.2
Zr	172	144	128	150	130	139	78	129	144	107
Nb	7.8	9.1	7.5	5.0	8.1	7.8	9.3	5.9	6.2	9.2
La	29.7	33.1	35.7	23.0	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
Nd	25.1	25.0	27.8	21.4	32.9	28.6	27.1	22.0	25.5	28.8
Sm	4.7	4.0	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	1.30
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	2.0	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	1.20	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	8.0	6.7	9.2	10.8

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	64.0	53.5	57.8	64.3	62.5	64.7	66.0	62.8
TiO2	0.73	1.27	0.69	1.42	0.92	0.80	0.70	0.52	0.51	0.60
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	3.80	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	3.80	1.84	4.20	3.09	1.69	2.29	1.26	1.25	1.32
CaO	4.27	7.29	4.10	7.80	6.63	3.60	4.70	3.10	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	2.10	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	2.90	3.29	4.48
TOTAL	98.83	99.11	98.39	98.98	100.00	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	9.0	22.2	9.3	22.3	9.9	6.9	11.9
Y	12.2	22.5	11.5	25.9	18.0	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	27.0	32.4	28.1	21.2	41.9	26.0	32.8	33.0	30.4
Ce	59.3	59.5	59.8	59.7	45.0	82.8	51.7	64.0	64.4	59.1
Nd	24.5	29.6	23.5	31.6	22.3	33.0	22.2	24.8	24.0	23.6
Sm	4.8	6.0	4.9	6.3	4.7	5.6	4.4	4.6	3.6	4.4
Eu	1.10	1.63	1.10	1.79	1.18	1.38	1.04	0.98	0.90	0.90
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	2.0	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	1.30
Th	9.7	4.3	10.3	3.6	5.0	9.0	9.3	14.2	15.2	13.0

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	0.90	0.74	0.68	0.78	0.71	0.72	0.36
Al2O3	16.8	15.6	14.2	17.1	16.0	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	0.050	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	1.90	1.83	1.85	1.31	0.89
CaO	4.70	3.25	2.88	5.41	4.05	3.90	3.72	3.91	3.09	2.86
Na2O	3.75	3.18	3.28	4.09	4.30	4.24	4.17	4.16	4.13	3.81
K2O	3.30	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	0.260	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	5.0	10.7	12.3	9.3	11.8	9.8	20.0
Co	13.8	7.1	13.3	27.4	13.6	12.5	11.7	11.8	9.3	6.2
Ni	17.7	10.0	7.0	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	7.0	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
Nd	31.5	24.4	24	33	28	26	31	27	14	25
Sm	6.1	4.0	4.6	6.0	4.6	4.5	5.3	4.7	2.7	4.1
Eu	1.30	1.07	0.97	1.54	1.28	1.18	1.30	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	0.0	1.0	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	8.0	9.4	9.2	8.3	6.4	14.6

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	64.0	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	17.0	15.4	17.5	15.5
Fe2O3	4.56	3.88	4.30	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	0.080	0.048	0.078	0.060
MgO	2.21	1.44	1.74	1.58	2.43	2.86	2.30	0.92	2.48	1.32
CaO	4.80	2.90	3.68	3.66	5.17	5.05	5.15	2.55	5.67	3.60
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	2.70	3.59	2.37	3.27
P2O5	0.243	0.255	0.307	0.285	0.281	0.190	0.224	0.040	0.202	0.256
LOI	1.32	1.57	0.43	0.91	0.50	1.64	0.97	5.34	0.75	0.42
TOTAL	98.62	99.06	98.40	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	12.0	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	50.0	78.7	18.9	16.7	20.3	14.9
Co	14.0	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
Nd	27	26	33	32	29	23	25	22	21	25
Sm	5.0	3.7	4.9	5.6	5.7	4.1	4.7	4.0	4.0	4.3
Eu	1.14	1.12	1.41	1.43	1.30	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	1.0	1.1	1.3	0.8	1.0	0.7
Yb	1.19	0.51	0.66	0.65	1.14	1.19	1.24	1.21	1.04	0.71
Th	11.0	10.0	9.3	9.4	9.2	9.7	7.5	14.2	6.4	9.6

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	5.20	4.40	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	1.50	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	0.340	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	11.0	12.6	9.3	11.6
Co	8.5	10.4	15.8	12.5	12.6	13.8	10.3	13.0
Ni	8.8	6.9	18.8	8.6	8.3	13.0	8.8	10.2
Y	7.0	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	9.0	8.9	7.0	8.3	8.4
La	30	41	26	42	39	37	42	39
Ce	58	79	53	80	76	72	83	78
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	1.50	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	2.0	2.0	1.8
Er	0.4	0.3	1.2	0.8	0.5	0.7	0.6	0.9
Yb	0.60	0.56	1.10	0.69	0.64	0.65	0.66	0.64
Th	11.0	8.7	6.8	8.7	9.4	8.1	9.1	8.9

