

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Y METALÚRGICA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA



**“PETROLOGÍA DE ROCAS EXTRUSIVAS EN EL COMPLEJO
TURÍSTICO SILLUSTANI”**

TESIS:

PRESENTADA POR:

KAREN FUENTES PINEDA

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO GEÓLOGO

PUNO - PERÚ

2018

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Y METALÚRGICA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

**“PETROLOGÍA DE ROCAS EXTRUSIVAS EN EL
COMPLEJO TURÍSTICO SILLUSTANI”**

TESIS

PRESENTADA POR:

KAREN FUENTES PINEDA

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO GEÓLOGO

APROBADA POR EL JURADO REVISOR CONFORMADO POR

PRESIDENTE

:


M.Sc. Ernesto Samuel Machacca Harcco



PRIMER MIEMBRO

:


Ing. Jaime Cesar Rodrigo Martínez

SEGUNDO MIEMBRO

:


Ing. Germán Rafael Espinoza Rivas

DIRECTOR / ASESOR:


M.Sc. Newton Víctor Machaca Cusilayme

ÁREA: Geología Regional

TEMA: Petrografía.

Puno, 25 de julio del 2018.

DEDICATORIA

A Dios, nuestro señor y salvador, a la virgen María, a la memoria de Julia Lucia Castro Ticona y José Pineda, mis abuelitos quienes desde el cielo guían y protegen siempre mis pasos.

A mi querida madre “Mercedes”, mi hermano, a mis tíos, por su constante aliento y preocupación, su confianza y cariño, por su apoyo moral a ellos les debo lo que soy, me ayudaron a lograr mi más grande anhelo: ser profesional.

A mi amado y querido hijo “José Rodrigo”, quien es el motor de mi vida, el que me da fuerzas para seguir adelante y seguir siendo mejor persona y profesional cada día.

AGRADECIMIENTO

Primero que todo debo agradecer al Padre Celestial, por estar siempre a mi lado, por su protección, permitiéndome alcanzar esta meta tan soñada y anhelada. A mi señora madre por su valentía y por los valores que me ha inculcado y sobre todo por su coraje, y a toda mi familia por su constante aliento y preocupación, a ellos debo lo que soy.

Al Msc. Newton Machaca, por su orientación y atención a mis consultas en este trabajo de investigación y a todos los docentes de la escuela de geología.

Agradecimiento a la Universidad Nacional del Altiplano-PUNO, y por ende a la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica, por haberme transmitido sus conocimientos. Al personal docente y administrativo, a mis compañeros y amigos que me acompañaron en el desarrollo de esta apasionante carrera en ciencias de la Tierra.

INDICE GENERAL

DEDICATORIA	ii
AGRADECIMIENTO	iii
INDICE GENERAL	iv
INDICE DE FIGURAS	vii
INDICE DE TABLAS	viii
RESUMEN	ix
ABSTRACT	x

CAPITULO I**INTRODUCCION**

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.2. JUSTIFICACIÓN	1
1.3. HIPÓTESIS	2
1.4. OBJETIVOS	2
1.4.1. Objetivo general	2
1.4.2. Objetivo específico	2

CAPÍTULO II**REVISIÓN DE LITERATURA**

2.1. INTRODUCCIÓN	7
2.2. CATEGORÍAS TEXTURALES MAYORES	8
2.3. LAVAS, INTRUSIONES SIN-VOLCÁNICAS y DEPÓSITOS VOLCANI- CLÁSTICOS RELACIONADOS.	8
2.3.1. Flujos lávicos y domos silícicos en vulcanismo subaéreo	10
2.3.2. Flujos lávicos básicos subaéreos	11
2.3.3. Lavas andesíticas	11
2.3.4. Clasificación de rocas volcánicas	12
2.4. DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS, SEDIMENTARIO VOLCANOGÉNICO Y VOLCANICLÁSTICO RESEDIMENTADO	14
2.4.1. Clasificación genética de depósitos volcaniclásticos	15
2.4.2. Componentes principales de los depósitos volcaniclásticos:	15
2.4.3. Transporte y depositación de partículas volcaniclásticas	16
2.4.4. Clasificación de rocas volcaniclásticas	27

2.4.5. Propiedades descriptivas importantes en rocas volcánicas: 29	
2.4.5.1. Textura:	29
2.4.5.2. Forma de grano:	29
2.4.5.3. Composición:	30
2.5. DEPOSITOS VOLCANICLÁSTICOS.....	31
2.6. EL CONCEPTO DE FACIES.....	32
2.6.1. Descripción de facies	32
2.6.2. Modificación de las facies	36
2.6.3. Geometría de las facies y relaciones estratigráficas	37
2.6.4. Factores que afectan la litología original:	37
2.6.5. Análisis de facies	37
2.6.6. Técnica de mapeo gráfico	38
2.7. ALTERACIÓN	42
2.7.1. Alteración de lavas, intrusivos someros y brechas autoclásticas relacionadas	42
2.7.2. Alteración de depósitos pumíceos	43
2.8. TERMINOLOGÍA UTILIZADA EN SUCESIONES VOLCÁNICAS	43

CAPITULO III

MATERIALES Y MÉTODO

3.1. MÉTODOS DE TRABAJO	48
3.1.1. Preparación de muestras	48
3.1.2. Secciones Delgadas	48
3.2. UBICACIÓN	49
3.2.1. Ubicación del conjunto de chullpas Qaracachi – Sillustani	49
3.3. ACCESIBILIDAD.....	50
3.4. GEOMORFOLOGÍA	50
3.4.1. Conos volcánicos	50
3.4.2. Coladas de lava	50
3.4.3. Domos de lava	51
3.4.4. Diques volcánicos	51
3.4.5. Depósitos de autobrecha	51
3.4.6. Brechas volcánicas	51
3.4.7. Estratigrafía volcánica	52

3.5. CLIMA	52
3.6. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	53
3.6.1. Centro Volcánico Llanquiri	53
3.6.2. Estrato Volcán Huancarani	54
3.6.3. Complejo Volcánico de Umayo	54
3.7. GEOLOGÍA LOCAL	54
3.7.1. Grupo Puno (Tim-pu)	54
3.7.2. Grupo Tacaza (Tm-ta)	55
3.7.3. Grupo Maure (Ts-ma)	55
3.7.4. Volcánicos Barroso (Ts-vba)	55
3.8. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	56

CAPITULO IV

RESULTADOS Y DISCUSION

4.1. DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DE CANTERAS Y MUESTRAS CORRESPONDIENTES DEL COMPLEJO TURÍSTICO SILLUSTANI	58
4.1.1. Andesita	58
4.1.2. Arcillas	59
4.1.3. Caliza	60
4.2. DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA Y MICROSCÓPICA DE LAS MUESTRAS DEL COMPLEJO TURÍSTICO SILLUSTANI	62
4.3. PETROGRAFÍA DE MUESTRAS DEL COMPLEJO TURISTICO DE SILLUSTANI	68
V CONCLUSIONES	71
VI RECOMENDACIONES	72
VII REFERENCIAS	73

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Flujos lávicos	10
Figura 2. Autobrecha	11
Figura 3. Brecha Escoriácea	12
Figura 4. Clasificación de rocas volcánicas.....	12
Figura 5. Flujo piroclástico	17
Figura 6. Flujo piroclástico macizo y estratificado.....	19
Figura 7. Depósitos de flujos de granos	23
Figura 8. Deslizamiento y avalanchas de detritos volcánicos	24
Figura 9. Columna general de depósitos piroclásticos.....	27
Figura 10. Nomenclatura de depósitos piroclásticos	28
Figura 11. Términos utilizados para rocas piroclásticas primarias (Fisher, 1996).....	29
Figura 12. Columna esquemática.....	30
Figura 13. <i>Litofisae</i> , Tomado de Echavarría, 2015.....	33
Figura 14. Forma de acomodación.....	34
Figura 15. Depósito de caída, de flujo y de surge.....	35
Figura 16. Columna estratigráfica interactiva	36
Figura 17. Esferulitas	44
Figura 18. Texturas volcánicas Tomado de (Echavarría, 2015).....	45
Figura 19. Plano de Ubicación	49
Figura 20. Definición de la serie calcoalcalina de lavas.....	68
Figura 21. Diagrama AFM según Irvine y Vargar (1971)	69
Figura 22. Clasificación de lavas	69
Figura 23. Diagrama de Gill (1981)	70
Figura 24. Diagrama de Harker.....	70

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Objetivos específicos	2
Tabla 2. Flujograma metodología.....	4

RESUMEN

En el área del distrito de Atuncolla afloran rocas volcánicas del Grupo Barroso, comprende una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas, desarrolladas durante diferentes eventos de erupción volcánica. Litológicamente se conforma de una alternancia de derrames de lava, compuesta de andesitas basálticas y traquitas, de texturas vesiculares y porfíricas, y acumulaciones de piroclastos de color gris claro. Suprayace al Grupo Tacaza. El Grupo Barroso fue denominado como volcánicos Barroso por Wilson J.J. y García W. (1962) y definido como un complejo volcánico de tobas y lavas traquíticas y andesíticas. Posteriormente son elevadas a la categoría de Grupo por Mendivil (1965) y definidas como rocas posteriores a la Formación Capillune y anteriores a la última glaciación. En el proyecto integrado del Sur (1993) se les acotó como rocas volcánicas posteriores al Grupo Sillapaca. Se ha establecido el emplazamiento de estos flujos en el Mioceno Superior, estando conformadas por tobas soldadas grises de cristales con textura porfírica, y composición andesítica. Conforman la base piroclástica del evento Barroso que alcanza los 383 metros, con una extensión de 7 kilómetros de ancho por 11 kilómetros de largo, distribuidos al lado Oeste de las lavas Umayo dentro del Grupo Barroso se han diferenciado tres unidades: 1) Centro volcánico Llanquiri, conjunto de brechas volcánicas con abundantes fragmentos líticos heterométricos, subangulosos de lavas en una matriz arenosa lítica de tobas latíticas gris blanquecinas con cristales en fragmentos de plagioclasa con presencia de abundantes fiamas. 2) Estrato volcán Huancarani, localizado en el extremo SO del área está constituida de brechas y lavas andesíticas, afaníticas gris oscuras. 3) Complejo volcánico Umayo, flujos de lavas y piroclastos suprayacentes a todas las secuencias anteriores. Las características petrológicas de las rocas extrusivas del Complejo Turístico Sillustani las representan como erupciones de andesitas basálticas de poco volumen, a manera de pequeños conos lávicos monogénicos. El estudio de Microscopía revela que las microestructuras presentes en las muestras del Complejo Turístico Sillustani varían desde porfídica a hipidiomórfica. El estudio nos indica que existen microestructuras desde masiva hasta amigdalas. El diagnóstico para las muestras de roca extrusiva del Complejo Turístico Sillustani dio como resultado litologías desde andesíticas hasta andesitas basálticas.

PALABRA CLAVE: Volcánico, lavas, rocas volcánicas.

ABSTRACT

In the area of the district of Atuncolla volcanic rocks of the Barroso Group, it comprises a sequence of volcanic and volcanoclastic rocks, developed during different volcanic eruption events. Lithologically it is formed by an alternation of lava flows, composed of basaltic andesites and traquitas, of vesicular and porphyritic textures, and light gray pyroclastic accumulations. Overrides the Tacaza Group. The Barroso Group was named as Barroso Volcanics by Wilson J.J. and García W. (1962) and defined as a volcanic complex of trachytic and andesitic tuffs and lavas. Later they are elevated to the category of Group by Mendivil (1965) and defined as rocks posterior to the Capillune Formation and previous to the last glaciation. In the integrated project of the South (1993) they were classified as volcanic rocks after the Sillapaca Group. The location of these flows in the Upper Miocene has been established, being formed by gray welded tuffs of crystals with porphyritic texture, and andesitic composition. It forms the pyroclastic base of the Barroso event that reaches 383 meters, with an extension of 7 kilometers in width and 11 kilometers in length, distributed to the west side of the Umayo lavas within the Barroso Group, three units have been differentiated: 1) Llanquiri volcanic center, set of volcanic breccias with abundant heterometric, subangular lithic fragments of lavas in a lithic sandy matrix of whitish gray latitic tuffs with crystals in fragments of plagioclase with the presence of abundant fiammes. 2) Huancarani volcano stratum, located at the SW end of the area, is made up of andesitic, dark gray aphanitic breccias and lavas. 3) Umayo volcanic complex, lavas and pyroclastic flows overlying all previous sequences. The petrological characteristics of the extrusive rocks of the Sillustani Tourist Complex represent them as eruptions of basaltic andesites of low volume, in the manner of small monogenic lava cones. The Microscopy study reveals that the microstructures present in the samples of the Sillustani Tourist Complex vary from porphyritic to hipidiomorphic. The study indicates that there are microstructures from massive to tonsillar. The diagnosis for the extrusive rock samples of the Sillustani Tourist Complex resulted in lithologies from andesitic to basaltic andesites.

KEY WORDS: volcanic, lava, volcanic rocks.

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Acotamos con precisión que la presente investigación la abordamos desde el punto de vista descriptivo, poder alcanzar parámetros de identificación, preparación y aplicación en la reconstrucción de las chullpas de piedra con las que se tendrá que atender tanto en la reconstrucción como posterior mantenimiento.

En esta problemática nos preguntamos lo siguiente:

- ¿Cuáles son las características ópticas que presentan las rocas extrusivas del Complejo Turístico Sillustani (CTS)?
- ¿Cuáles son las microestructuras presentes en las rocas extrusivas del CTS?
- ¿Cuáles son las microtexturas observadas en las rocas extrusivas del CTS?

1.2. JUSTIFICACIÓN

De acuerdo con las características del tema, se ha escogido el presente debido a la relevancia del tema para la sociedad y por qué no existen estudios petrológicos de las canteras de roca extrusiva que se puedan aplicar en la reconstrucción del CTS.

La importancia del presente trabajo, radica en que la obtención de una descripción detallada y organizada de las características petrológicas de las rocas extrusivas del CTS., sirva de modelo para orientar la búsqueda de nuevos yacimientos y contribuir de esta manera al amplio campo del conocimiento de la geología.

1.3. HIPÓTESIS

En base a los resultados de la exploración en el Complejo turístico de Sillustani y alrededores; se postula que: las rocas extrusivas del Complejo Turístico Sillustani (CTS), pueden ser utilizadas previo diagnóstico y caracterización petrológica, en la reconstrucción y mantenimiento de las chulpas en actual deterioro.

1.4. OBJETIVOS

1.4.1. Objetivo general

Describir geológicamente las canteras y sus correspondientes muestras del Complejo Turístico Sillustani.

1.4.2. Objetivo específico

Describir macroscópicamente las muestras del Complejo Turístico Sillustani.

Describir microscópicamente las muestras del Complejo Turístico Sillustani.

Diagnosticar las muestras del Complejo Turístico Sillustani.

Tabla 1. Objetivos específicos

Objetivos Específicos	Indicador	Método
OBJETIVO I	Características Geológicas y Mineragráficas	Mapeo Geológico
OBJETIVO II	Comportamiento geoquímico	Microscopia de barrido Electrónico
OBJETIVO III	Diagnóstico	Diagramas QAPF

Fuente. - Elaboración propia

1.5. METODOLOGÍA DE ESTUDIO

La investigación se basó en un estudio petrográfico, pues se determinaron los parámetros microestructurales y microtexturales para luego del diagnóstico correspondiente, proponer las más semejantes a las piezas por reemplazar convenientemente.

El trabajo de investigación se desarrolló de acuerdo al siguiente procedimiento Metodológico:

1.5.1. Recopilación de información y revisión bibliográfica

En esta etapa, se recogió toda la información bibliográfica, informes de la zona de estudios, se recopilaron planos geológicos regionales, topografía del cuadrángulo, archivos e informes de INGEMMET.

1.5.2. Trabajo de campo

Los trabajos de campo comprendieron en muestreo de campo y muestreo sistemático de canteras. Levantamiento topográfico de la zona de estudio. Mapeo geológico superficial y toma de muestras de campo.

1.5.3. Trabajo de laboratorio

Esta etapa comprende desde el muestreo geológico de cantera, preparación, etiquetado y envió a laboratorio para su respectivo análisis de muestra. Las muestras se analizaron en laboratorio de la EPIG-UNA-Puno.

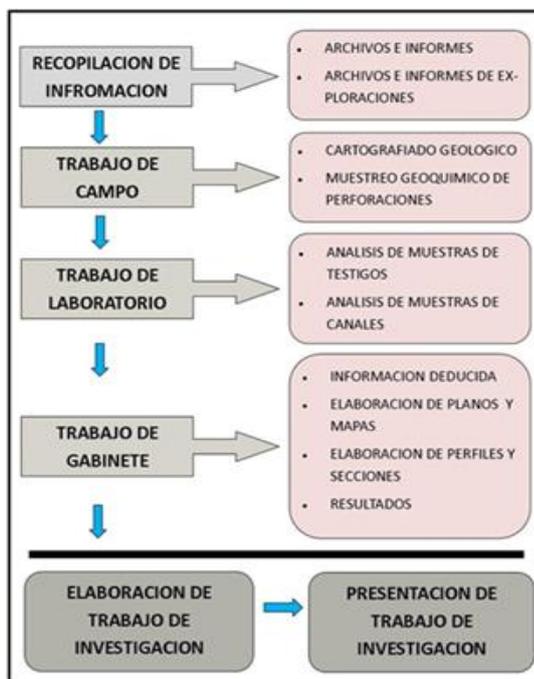
1.5.4. Trabajo de gabinete

Luego del trabajo de campo se procederá a realizar un análisis de los resultados de las muestras de campo.

Es la etapa donde se procesa toda la información recibida de campo, y se trabaja estadísticamente con los resultados de análisis de muestras.

Está incluido en esta fase, la elaboración del borrador de tesis, que se redacta en su etapa preliminar

Tabla 2. Flujograma metodología



Fuente. - Elaboración propia

CAPÍTULO II

REVISIÓN DE LITERATURA

Desde los primeros días de la conquista, los cronistas españoles maravillados dieron cuenta de la existencia de torres funerarias en la región del kolla. Ninguna de estas fuentes se refiere a Sillustani. Es a partir de la segunda mitad del Siglo XIX cuando aparece el nombre consignado en la bibliografía arqueológica con las denominaciones de las ruinas de Atuncolla (Sartiges 1851), las chullpas del cerro Clustoni (Rivero-Tschudi 1851), Sillustani (Raimondi 1871) o Sillustani (Squier 1877). Sin embargo, existen evidencias cartográficas y materiales, in situ, de haber sido visitado desde el Siglo XVI por geógrafos y conquistadores españoles, buscadores de tesoros, o por los españoles que se asentaron en Hatunkolla. Diego Méndez, autor del primer mapa del Perú, es el geógrafo que en el año de 1754 recorre el área, las referencias que se tienen del complejo arqueológico de Sillustani son numerosas, de diverso orden y grado de importancia, e inciden en su carácter monumental y en la función de las chullpas. De modo general, puede decirse que casi todos los investigadores del Siglo XIX lo mencionan directa o tangencialmente, mas sin ninguna precisión cronológica ni cultural. En 1834, se registra la primera visita a Sillustani. Es la del francés Eugene de Sartiges, quien vino al Perú en calidad de turista. El relato de este viajero se publica diecisiete años después con el título *Voyage dans les Republiques del L'Amérique du Sud*, en la *Revue des Deux Mondes* de 1851. Otros exploradores, como Jacobo Von Tschudi, Eduardo de Rivero (1851), Antonio Raimondi (1873) Charles Weiner (1830), se ocupan también de describir someramente y sin mayores aportes las chullpas de Sillustani. Charles Weiner, que visitó Puno en 1879, hizo una interesante excursión a Sillustani y como

durmiera en una de las chullpas, lo despertó el indio que lo acompañaba, espantado de ese hecho le pidió que huyera del círculo maldito de los gentiles (Romero 1928:300). Corresponde, en el Siglo XIX, a Ephrain George Squier, el comienzo de los primeros intentos sistemáticos de caracterización histórica de Sillustani, así como el inicio de los estudios de interés arqueológico. Llego al Perú en 1863 en una misión diplomática. De los tres años que permaneció en el país, dos los dedicó a realizar exploraciones (1863-1864). Producto de este trabajo publica en 1877, simultáneamente en Londres y New York, su obra. Un viaje por tierras incaicas. Entre otros sitios arqueológicos, se ocupa de Sillustani indicando su entorno geográfico, función, estado de conservación de las principales chullpas y de los círculos de piedra que él los denomina círculos solares. Asimismo, es el primero en señalar la presencia de algunos mausoleos en proceso de construcción y destacar la importancia para el estudio del diseño y construcción de las chullpas o para determinar su propósito constructivo. Son importantes sus planos y dibujos a pluma. Constituyen, también, una contribución importante para el estudio de Sillustani los aportes de Ernest Middendorf en su obra Perú, publicada en Berlín en 1893-1895, como producto de su recorrido por gran parte del del territorio entre 1885-1888. Durante la primera mitad del Siglo XX, se sigue ampliando la bibliografía con trabajos de investigadores peruanos (entre ellos varios puneños) y extranjeros, que continúan con los conceptos anteriores, pero con un mejor acercamiento cronológico cultural y funcional del monumento. Deben mencionarse, entre otras, las descripciones y referencias del antropólogo suizo Adolph Francis Alphonse Bandelier (1905), Erland Nordenskiold (1906), Emilio Romero (1928), Emilio Vásquez (1933), Julián Palacios (1934), Julio C. Tello (1937), Luis Pardo (1942), Cesar García Rossell (1942), Arthur Posnansky (1945), Marion Tschopik (1946), Adalberto Genovese (1946), Bladimiro Bermejo (1947), Luis Berriot (1947). Finalmente en la década del setenta, comienzan los primeros estudios científicos, con la realización de excavaciones de interés arqueológico. Arturo Ruiz Estrada es el primero en iniciar esta etapa dirigiendo un programa de limpieza, escombramiento de chullpas y andenes, limitadas excavaciones estratigráficas y trabajos de consolidación y restauración. Este proyecto se realizó en 1971, por encargo de la Corporación de Fomento y Promoción Social Económica de Puno, de acuerdo al convenio firmado con el Instituto Nacional de

Cultura. Ruiz es uno de los que mejor describe las chullpas de Sillustani, ubicándolas cronológica y culturalmente, sin embargo, sus restringidos trabajos de excavación arqueológica lo llevan a concluir que el sitio sólo ha tenido una función funeraria. A partir de 1977, el Instituto Nacional de Cultura de Lima destaca al arqueólogo Oscar Ayca Gallegos para realizar trabajos de investigación, mantenimiento y conservación del conjunto arqueológico, acciones que se prolongan hasta 1988, con la participación de las comunidades de Patas, Ali y Cacse. Se determina, por primera vez, la función de Sillustani y de los diversos periodos de ocupación que se exponen en el trabajo de Oscar Ayca Gallegos (1995). Actualmente, el monumento se encuentra bajo la custodia del Instituto Nacional de Cultura.

2.1. INTRODUCCIÓN

El desarrollo de las características texturales de las rocas en terrenos volcánicos se debe a tres principales factores:

Creación de la textura original, por procesos de erupción y emplazamiento.

Modificación de la textura original debido a procesos sin-volcánicos (oxidación, desgasificación, hidratación, desvitrificación a altas temperaturas, alteración hidrotermal).

Modificación de las texturas originales debido a procesos post-volcánicos (hidratación, desvitrificación, alteración hidrotermal, diagénesis, metamorfismo, deformación, meteorización).

La creación de la textura original está relacionada con el estilo de erupción que puede ser explosivo o efusivo. Las erupciones explosivas producen gran variedad de depósitos piroclásticos. Erupciones efusivas producen flujos lávicos y domos lávicos que comprenden facies coherentes y autoclásticas.

Otra categoría de depósitos volcánicos comprende los emplazamientos sin-volcanicos de diques, filones capa, criptodomas.

En general, los depósitos volcánicos son afectados por procesos no volcánicos, que pueden ser sincrónicos o posteriores al vulcanismo como la meteorización y resedimentación que lleva a la formación de depósitos volcaniclásticos secundarios. Los depósitos no modificados, piroclásticos o

autoclásticos, se denominan primarios.

La identificación e interpretación de texturas volcánicas involucra una serie de procesos, tanto volcánicos como sedimentológicos.

Criterios a tener en cuenta para realizar una buena descripción sistemática y mejorar las interpretaciones:

Uso de terminología apropiada y unificada.

Mapeo de afloramientos y testigos de pozo por medio de columnas gráficas (graphic log).

Identificación de las texturas originales (diferenciándolas de las texturas adquiridas por alteración, deformación, etc.).

Reconocimiento de las texturas y estructuras diagnósticas de procesos de emplazamiento (por ejemplo, diferenciar facies lávicas de depósitos piroclásticos)

Reconocimiento en afloramiento de características diagnósticas de ambientes deposicionales (ejemplo diferenciar subácueo de subaéreo).

2.2. CATEGORÍAS TEXTURALES MAYORES

2.2.1. Volcaniclástica: todo depósito compuesto predominantemente por partículas fragmentos volcánicos. Las partículas pueden ser de cualquier forma y tamaño. Esta subdivisión textural incluye a las rocas piroclásticas, autoclásticas y sedimentos volcánicos redepositados.

2.2.2. Coherente: textura formada directamente por enfriamiento y solidificación de lava o magma.

El primer paso para avanzar correctamente en la descripción y clasificación de una roca volcánica es decidir si es coherente o volcaniclástica.

2.3. LAVAS, INTRUSIONES SIN-VOLCÁNICAS y DEPÓSITOS VOLCANICLÁSTICOS RELACIONADOS.

Erupciones efusivas generan flujos lávicos o domos. En la mayoría de los casos, los flujos lávicos y las intrusiones sin-volcánicas están formados por facies coherentes y autoclásticas.

Las facies coherentes consisten en lava o magma solidificado, con texturas porfíricas, afíricas, con pasta vítrea, criptocristalina o afanítica.

Procesos autoclásticos de fragmentación no explosiva generan cantidades significativas de autobrechas e hialoclastitas.

Autobrecha: fragmentación no explosiva de lava durante su fluencia. En general, los bordes de la lava, que están más fríos, forman una capa rígida que durante el flujo se rompe y se incorpora al resto de la lava. El resultado final es un flujo lávico formado, por una parte, central de textura coherente, con bordes superior e inferior con autobrechas. Las autobrechas están formadas por bloques o clastos de lava de distintas formas, son típicos los clastos pumíceos y bandeados. Los agregados son monolíticos, clasto sostén, con escasa matriz, pobremente seleccionados, y gradan a lava con textura coherente, pasando por texturas en rompecabezas.

Rocas de talud: fragmentos de rocas que se acumulan en la base de acantilados. En terrenos volcánicos las rocas de talud se asocian a frentes y márgenes empinados de flujos lávicos, domos, paredes de calderas, etc. Los fragmentos derivados de lavas suelen ser de gran tamaño, angulares, y los depósitos son clasto sostén y macizos o pobremente estratificados.

Hialoclastitas: son agregados clásticos formados por fracturación no explosiva debido a enfriamiento y contracción de lavas e intrusiones. Afecta a todos los rangos composicionales. Principalmente en efusiones subacuáticas, o subaéreas que penetran en un cuerpo de agua. Los clastos formados son angulosos, con grandes variaciones de tamaño (<1 mm a decenas de cm), en general poseen texturas en rompecabezas. (Echavarría, 2015).

2.3.1. Flujos lávicos y domos silíceos en vulcanismo subaéreo

Las lavas producto de vulcanismo subaéreo forman comúnmente flujos y domos potentes (10 a más de 100 metros), cortos (menos de unos pocos km) y de poco volumen (menos de 1 km cúbico). Sin embargo, existen ejemplos de flujos de lavas individuales de grandes volúmenes.

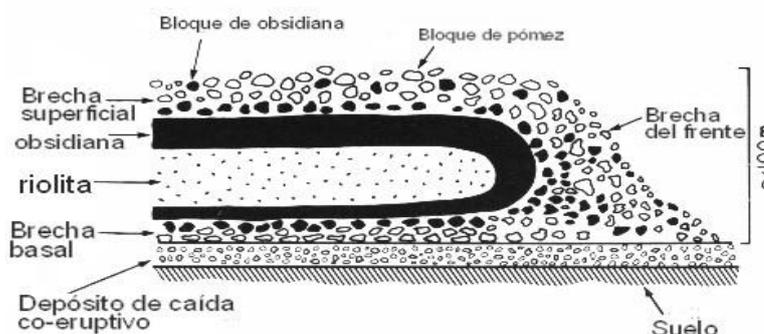


Figura 1. Flujos lávicos

Estructuras internas relacionadas a flujo viscoso: bandeado, plegamiento por flujo (con ejes de pliegues perpendiculares a la dirección de flujo), fenocristales prismáticos alineados. Los contactos basales y del frente de flujo, las foliaciones disminuyen progresivamente su inclinación.

Los flujos y domos silíceos subaéreos muestran diversas texturas y estructuras: distribución de texturas coherentes y autoclásticas variable, vesículas con variaciones en tamaño y abundancia, actitud de la foliación por flujo variable; además, generalmente muestran procesos de desvitrificación, recristalización e hidratación. En general, los flujos y domos poseen una parte cuspidal, basal y marginal formada por autobrechas. Los flujos y domos silíceos subaéreos suelen estar asociados a depósitos pumíceos y de cenizas co-magmáticos producto de erupciones explosivas. En muchos casos, las erupciones explosivas preceden a la efusión lávica; sin embargo, también son comunes durante e inmediatamente posterior a las efusiones.

Los flujos y domos silíceos subaéreos también están asociados a depósitos clásticos generados por colapso gravitacional, como las brechas de talud que se acumulan en los frentes del flujo y en las márgenes del domo, durante y después del emplazamiento.

Las autobrechas y las estructuras superficiales poseen un bajo potencial de preservación, mientras que el vidrio tiende a ser reemplazado por un mosaico cuarzo-feldespático fino. Por ello, las lavas silíceas de cierta antigüedad tienden a estar formadas por texturas coherentes, no vesiculares, y con facies esferulíticas, micropoikilíticas o granofíricas

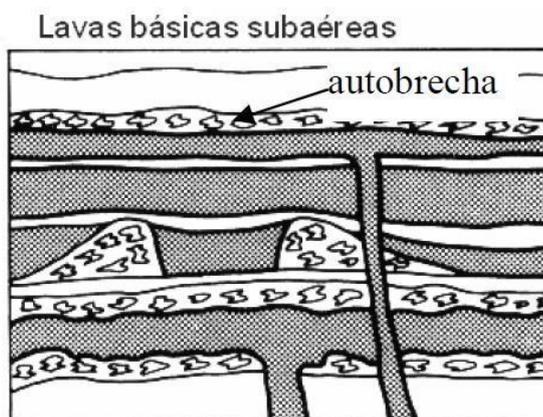


Figura 2. Autobrecha

2.3.2. Flujos lávicos básicos subaéreos

Dos tipos de flujos básicos: a'a y pahoehoe. Poseen grandes volúmenes y ocupan grandes superficies.

Flujos tipo a'a generan superficies de bloques angulosos, sueltos y escoriáceo.

Flujos pahoehoe están caracterizados por superficies suaves, lobuladas, que pueden estar plegadas y retorcidas.

2.3.3. Lavas andesíticas

Las lavas andesíticas poseen características intermedias entre las ácidas y básicas.

Pueden fluir varios kilómetros desde el centro de origen, pero también forman comúnmente domos y flujos cortos y potentes. Pueden desarrollar disyunción columnar o prismática, perpendicular a la superficie de enfriamiento. En ocasiones están relacionadas a esporádicos eventos explosivos. (Echavarría, 2015).

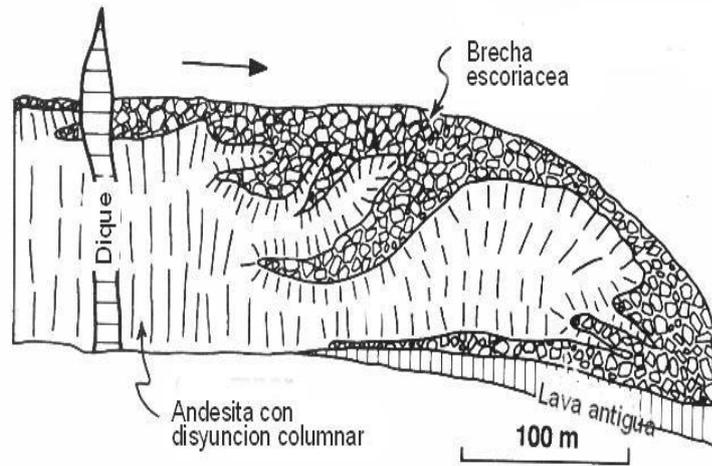


Figura 3. Brecha Escoriácea

2.3.4. Clasificación de rocas volcánicas

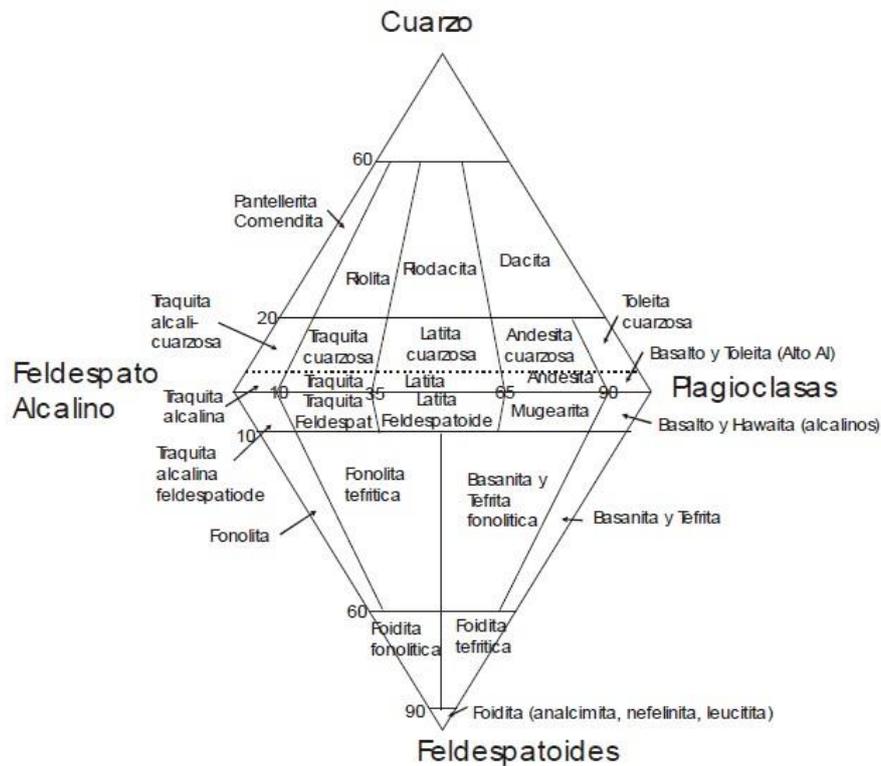


Figura 4. Clasificación de rocas volcánicas

2.3.5.1. Composición

a. Estimación basándose en fenocristales

Riolita: Feldespato potásico \pm cuarzo (\pm plagioclasa pobre en Ca, \pm biotita, \pm anfíboles, \pm piroxenos, \pm fayalita)

Dacita: Plagioclasa \pm biotita, \pm anfíboles, \pm piroxenos, \pm cuarzo (\pm Feldespato potásico)

Andesita: plagioclasa \pm biotita, \pm anfíboles, \pm piroxeno (\pm olivinas)

Basalto: Piroxeno + plagioclasa rica en Ca, \pm olivinas.

b. En muestras afaníticas, estimación basada en el color:

Riolita (?), **dacita** (?): gris claro, rosado, cremoso, verde claro. **Andesita** (?)

basalto (?): gris oscuro, azul oscuro, verde oscuro, rojo oscuro.

2.3.5.2. Estructuras

Maciza

Flujos: foliado, bandeado, laminado

Disyunción: Columnar, radial columnar, concéntrica, en bloques, prismática, en plato.

Vesicular: amigdaloides

En almohadilla o pseudo almohadilla

2.3.5.3. Texturas

Porfírica: Fenocristales:

Tipo: (composición: cuarzo, piroxeno, etc.)

Abundancia: pobre, moderado, abundante

Tamaño: fino (<1mm), medio (1-5mm), grande (>5mm)

Pasta: Vítreo, criptocristalina, microcristalina, cristales muy finos

Afanítica: uniformemente microcristalina

Afírica: sin fenocristales

Vítrea: compuesta por vidrio volcánico

Esferulítica, microsferulítica

2.3.5.4. Alteración

Mineralogía: clorita, sericita, sílice, pirita, carbonatos, hematita, etc.

Distribución: diseminada, en nódulos, en puntos, en parches.

Combinación descriptiva ideal:

1	2	3	4
Composición	Estructura	Textura	Alteración
Ejemplo:			
Riolita laminada con abundantes fenocristales grandes de cuarzo y alteración sericítica.			
Mínimo:	1 + 2		
	1 + 3		
	1 + 4		

2.4. DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS, SEDIMENTARIO VOLCANOGÉNICO Y VOLCANICLÁSTICO RESEDIMENTADO

Los depósitos volcaniclásticos primarios involucran procesos volcánicos de formación, transporte y depositación de clastos. Esos clastos originados y depositados en principio por procesos volcánicos pueden ser rápidamente resedimentados, o erosionados y re-trabajados con posterioridad por procesos superficiales no volcánicos, formando una gran variedad de depósitos resedimentados o volcanogénicos sedimentarios.

Estudios en depósitos volcaniclásticos:

Proceso de formación de los clastos: puede determinarse a partir de la textura y de la composición, forma y tipo de clasto.

Proceso de transporte y depositación de los clastos: Sobre la base de litofacies (geometría y forma de los estratos, contactos, estructuras, organización interna, relación con las unidades contiguas)

Procesos sin-volcánicos posteriores al emplazamiento (soldamiento, desvitrificación a altas temperaturas, hidratación, cristalización, alteración diagenética e hidrotermal).

Dicha información es útil para resolver:

1. Distinguir entre las diferentes categorías genéticas de depósitos volcaniclásticos
2. Establecer el ambiente deposicional.
3. Establecer la proximidad de los depósitos con relación al área de origen
4. Establecer el carácter, composición y estilo de la fuente volcánica.

2.4.1. Clasificación genética de depósitos volcanoclásticos

Se clasifican sobre la base de los procesos de formación, transporte y depositación de clastos:

2.4.1.1. Autoclásticos: depósitos volcanoclásticos primarios formados por partículas generadas in situ, por fragmentación no explosiva de lava o magma.

2.4.1.2. Piroclásticos: depósitos volcanoclásticos primarios formados por partículas generadas por erupciones explosivas y depositados por procesos volcánicos primarios (caída, flujo, surge).

2.4.1.3. Volcanoclástico resedimentado contemporáneo con la erupción: depósitos volcanoclásticos formados por resedimentación rápida de partículas piroclásticas o autoclásticas.

2.4.1.4. Sedimentarios volcanogénicos: agregados volcanoclásticos que contienen partículas derivadas de depósitos volcánicos preexistentes y que fueron sujetas a considerable retrabajo, y/o fueron redepositados mucho tiempo después de la erupción.

2.4.2. Componentes principales de los depósitos volcanoclásticos:

Los depósitos piroclásticos están compuestos por piroclastos, que es el término utilizado para cualquier fragmento generado por una explosión volcánica o erupción. Los piroclastos pueden ser de cualquier tamaño.

El término colectivo para todos los depósitos piroclásticos es Tefra.

Tres tipos de componentes principales:

2.4.2.1. Fragmentos juveniles: son fragmentos del magma que se está erupcionando. En general son vitroclastos.

Escoria: vidrio volcánico muy vesicular de composición intermedia a básica.

Pómez: vidrio volcánico muy vesicular (puede o no tener cristales). Composición ácida

Trizas vítreas: partículas angulosas de tamaño ceniza. Generalmente resultado de la fragmentación explosiva de pómez.

2.4.2.2. Cristales (o cristaloclastos): cristales libres o fragmentos angulares de cristales que son liberados del magma porfírico durante la explosión.

2.4.2.3. Fragmentos líticos (o litoclastos): pueden ser fragmentos juveniles no vesiculares (líticos cognatos), o pedazos de rocas de caja arrancadas durante la erupción (líticos accesorios o xenolitos)

2.4.3. Transporte y depositación de partículas volcaniclásticas

Tres categorías de procesos de transporte:

Transporte de flujo en masa: grupos de clastos o clastos + fluido (aire, agua, gas volcánico) se mueven juntos e interactúan.

Transporte tractivo: clastos están atrapados en el fluido en movimiento y se comportan independientemente.

Transporte en suspensión: los clastos están totalmente suspendidos en el fluido

2.4.3.1. Depósitos de movimiento en masa y flujo en masa

Los flujos en masa volcaniclásticos pueden ser muy móviles y transportar partículas por grandes distancias. En general, ocurre poca modificación textural, por lo que la forma y tamaño de las partículas reflejan procesos de formación de clastos.

Depósitos primarios de flujos piroclásticos:

Los flujos piroclásticos son dispersiones altamente concentradas de gas-partícula, calientes, muy móviles, originados por erupciones volcánicas. Las partículas son piroclastos formados por desintegración explosiva del magma y roca de caja.

Origen de los flujos piroclásticos:

1. Relacionados a extrusiones de flujos lávicos y domos (A), por colapso gravitacional, o relacionados a erupciones explosivas que acompañan a la

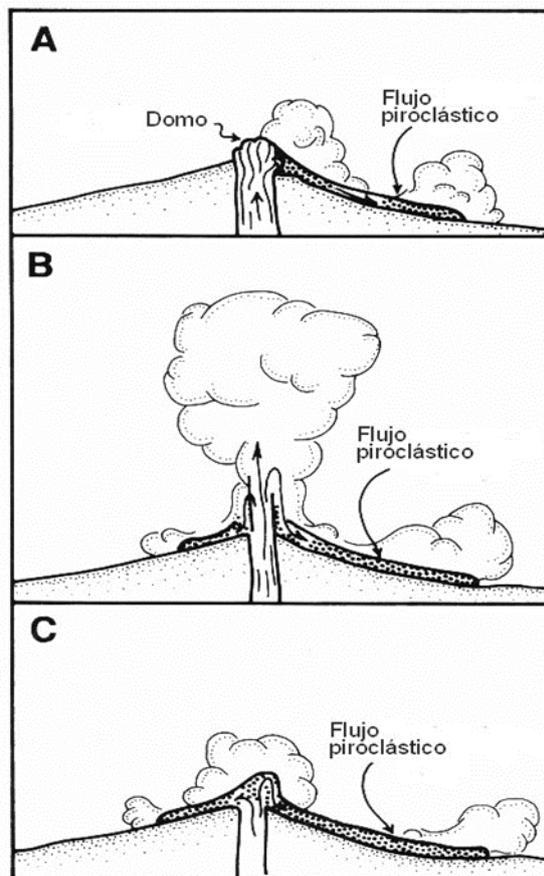


Figura 5. Flujo piroclástico

Extrusión de domos. Dichos flujos se denominan: flujos de bloques y cenizas o nubes ardientes, y los depósitos: depósitos de flujos de bloques y cenizas o depósitos de avalanchas calientes.

2. Por colapso vertical de columnas eruptivas explosivas (B). En vulcanismo tipo vulcaniano, con producción de pequeños volúmenes de flujos de escoria y ceniza, los depósitos se denominan: depósitos de flujo de escoria y cenizas. Mientras que en vulcanismo tipo pliniano se generan flujos piroclásticos voluminosos cuyos depósitos se denominan ignimbritas.

3. Por flujo directamente del cráter del volcán (C).

Características de los depósitos de flujo Componentes

Predominan los piroclastos magmáticos juveniles, como pómez, escoria, trizas, cristaloclastos, también puede haber líticos (provenientes del magma o

roca de caja).

Pueden ser de composición variada, los más voluminosos son riolíticos o dacíticos, mientras que los depósitos de menor volumen son dacíticos o andesíticos (los basálticos son poco comunes).

Tipo de depósitos

Depósitos de flujo de bloques y ceniza: bloques líticos angulosos, poco vesiculares, algunos con fracturas radiadas de enfriamiento. La matriz es de ceniza (trizas angulosas). Soldamiento muy poco común. Los clastos son todos del mismo tipo de magma (depósitos monolíticos).

Pueden presentar gradación inversa, y contener estructuras de escape de gases. En general asociados con flujos lávicos y domos andesíticos, dacíticos y riolíticos.

Depósitos de flujo de escoria y ceniza: depósitos no seleccionados, controlados por la topografía, compuestos por lapilli escoriáceo andesítico o basáltico. Soldamiento común.

Gradación inversa de los clastos mayores. Estructuras de escape de gas y madera.

Ignimbritas o depósitos de flujo pumíceos:

Lapilli y bloques pumíceos, trizas y cristaloclastos, también litoclastos subordinados.

Amplio rango de soldamiento y texturas de desvitrificación y recristalización. Fragmentos pumíceos mayores pueden estar inversamente gradados, mientras que los clastos líticos están normalmente gradados. Poseen estructuras de escape de gas, madera carbonizada. Relacionados a calderas.

Textura y organización interna de las unidades deposicionales Los depósitos de flujo piroclástico son, en general, muy poco seleccionados. Piroclastos de tamaño lapilli y bloques están dispersos en una matriz tamaño ceniza (que puede estar algo gradada). Los cristaloclastos euhedrales son abundantes. Los fragmentos mayores suelen estar redondeados debido a abrasión durante el flujo.

Facies

1. Depósito relativamente homogéneo, con suave gradación normal de líticos y gradación inversa de pómez o escoria. Algunos depósitos poseen una zona definida rica en pómez o escoria gruesa en el techo de la zona 2b. La capa 2a suele estar desprovista de clastos gruesos.
2. Depósito estratificado con subdivisiones.

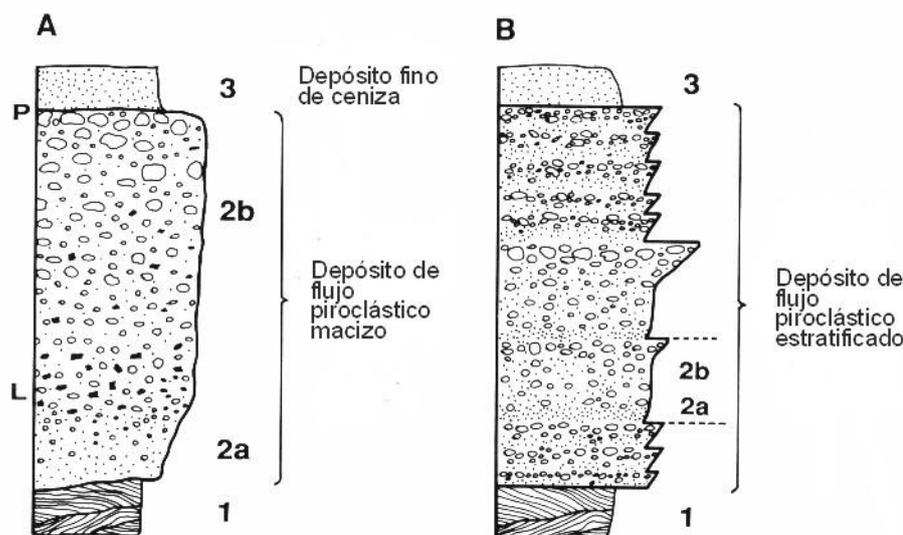


Figura 6. Flujo piroclástico macizo y estratificado.

Ambos tipos pueden estar asociados a depósitos de ceniza de caída (3), que sólo se preserva excepcionalmente. La capa 1 es el surge basal, con alto contenido lítico y clara estructura interna

Soldamiento, desvitrificación y cristalización

El soldamiento es la fusión y deformación plástica de piroclastos calientes de baja viscosidad (principalmente pómez, escoria y trizas) donde los poros son eliminados y el agregado piroclástico original es transformado en una roca relativamente densa.

La compactación por soldamiento resulta en una foliación aproximadamente paralela a la estratificación, definida por pómez o escoria aplastada, lenticular (fiamme) y matriz vitroclástica (textura eutaxítica). Condicionantes del soldamiento: temperatura del emplazamiento, composición y espesor del depósito. Los depósitos pueden ser totalmente soldados, completamente no

soldados o mostrar una zonación en el grado de soldamiento. Desvitrificación: los piroclastos juveniles están formados por vidrio. Dichos componentes inicialmente vítreos, pueden cristalizar o desvitrificarse, poco después del emplazamiento. En depósitos silíceos, cristobalita y feldespatos alcalinos de grano fino cristalizan reemplazando al vidrio. En algunos casos se forman esferulitas, litofisales y texturas micropoikiliticas. Cristalización en fase vapor: crecimiento de minerales de grano fino en los poros de los depósitos no soldados o poco soldados. Los piroclastos son cementados formando una roca compacta.

Grado

Término descriptivo que se refiere al estado de soldamiento. Depósitos de flujo piroclástico de extremadamente alto grado: soldamiento extremo, en parte puede ser texturalmente indiferenciable de flujos lávicos. Depósitos de flujo piroclástico de alto grado o reomórficos: predominantemente soldados, con sectores muy soldados. Depósitos de flujo piroclástico de grado moderado: poseen zonas soldadas, poco soldadas y no soldadas. Depósitos de flujo piroclástico de bajo grado: completamente no soldado.

Geometría y relación de aspecto

En general, los flujos piroclásticos se acomodan a la topografía, es decir que son potentes en los bajos topográficos y se adelgazan en las zonas altas.

Relación de aspecto: relación entre espesor y extensión lateral. Baja relación: depósitos muy delgados y extensos (Ej: 1/70000), formados a partir de flujos de alta velocidad. Se reconocen dos facies mapeables: Rellenos de valles: depósitos relativamente gruesos, macizos o gradados, con superficie superior plana. Depósitos de altos topográficos: depósitos delgados, sin clastos gruesos. Alta relación: potentes y de extensión restringida (Ej: 1/400), formados a partir de flujos de baja velocidad.

Dimensiones de los flujos piroclásticos

Menores de 1 km³ (depósitos de flujo de escoria y ceniza), a 3000 km³. Depósitos pumíceos (ignimbritas) de grandes volúmenes (>10 km³) son en general silíceos. Distancia que recorre el flujo: desde pocos kilómetros a 100 km.

Espesor de los depósitos: flujos piroclásticos individuales desde menos de 1

metro a algunas decenas de metros. Para flujos compuestos los espesores van desde pocos metros a cientos de metros.

Variaciones texturales

Al estar influenciados por la topografía, no siempre las partes más delgadas son las más distales. Sin embargo, en áreas de poco relieve, los depósitos disminuyen su espesor al aumentar la distancia con el origen.

Los piroclastos livianos (Ej: pómez) no varían de tamaño con la distancia. Los mejores indicadores son los litoclastos, que disminuyen su tamaño y abundancia con la distancia.

Zonación composicional

La variación composicional refleja zonación composicional del magma. La variación puede ser conspicua (Ej: de riolita a basalto), o puede ser suave, además puede ser transicional o de contactos netos.

Importancia de los depósitos de flujo

Son importantes para reconstruir el ambiente deposicional. Están prácticamente restringidos al ambiente subaéreo. Ignimbritas silíceas voluminosas parecen estar asociadas a calderas. Ignimbritas silíceas muy potentes (más de algunos cientos de metros), soldadas y desvitrificadas son comunes (aunque no exclusivas) de ambientes de intracaldera. Muchos depósitos poseen claras evidencias de origen primario: soldamiento, cristalización granofírica, desvitrificación esferulítica o litofisae, fracturas perlíticas, estructuras de escape de gas, disyunción columnar, etc. Sin embargo, depósitos no soldados suelen ser similares depósitos de flujo piroclástico ácueos y difíciles de asignarles un origen primario o secundario.

Flujos en masa volcánoclasticos, producidos por gravedad y soportados por agua

Los tipos de flujos en masa más importantes en ambientes volcánicos son: turbiditas, flujos de detritos y flujos de granos. Los flujos en masa que involucran flujos de granos, deslizamientos, avalanchas, debidos a la acción de la gravedad sobre depósitos inestables son comunes en ambientes volcánicos.

Turbiditas

Son corrientes turbulentas subácuas.

Flujos de barro

Mezcla de sedimento y agua, altamente concentradas y poco seleccionadas. Las partículas finas (tamaño arcilla) en suspensión crean un agua barrosa, espesa. Cuando los flujos dejan de moverse se congelan en masa, preservando las características que tenía el flujo.

Flujos de detritos volcaniclásticos

Dominan las partículas volcaniclásticas, generalmente pobres en partículas tamaño arcilla. Son depósitos poco seleccionados con partículas desde arcillas hasta bloques. Pueden ser tanto matriz sostén como clasto sostén, sin gradación, con contactos basales netos, pero generalmente no erosivos. Potencias variables (de 1 m a más de 100 metros). Pueden ser difícil de distinguir de ignimbritas no soldadas o de flujos piroclásticos de bloques y cenizas.

Lahares

Son flujos rápidos saturados de agua. Tienen las características de los flujos anteriores. Algunos lahares se forman directamente por erupciones volcánicas, ejemplo: erupciones a través de un lago en el cráter, flujos piroclásticos que entran en ríos, o interacción de la erupción con nieve. Estos tipos de lahares contienen clastos magmáticos juveniles calientes (bombas, escorias, pómez, etc.). Otras causas de lahares son las lluvias fuertes y los terremotos.

Depósitos volcaniclásticos por flujos de granos

Es el deslizamiento de granos individuales, pendiente abajo debido a la acción de la gravedad. Se genera un acomodamiento de los granos en posiciones más estables, con ángulos de reposo más bajos, en ambientes subaéreos el ángulo de reposo de las partículas tamaño arena es de 30 a 35 grados. Están caracterizados por estratos finos, comúnmente lenticulares y con ángulos de inclinación originales elevados. Poseen gradación inversa y son clasto sostén.

Depósitos de flujos de granos: A. Depósito de flujo de granos finamente estratificado con gradación inversa e inclinación original elevada. B. Depósito de flujo grueso, con gradación inversa.

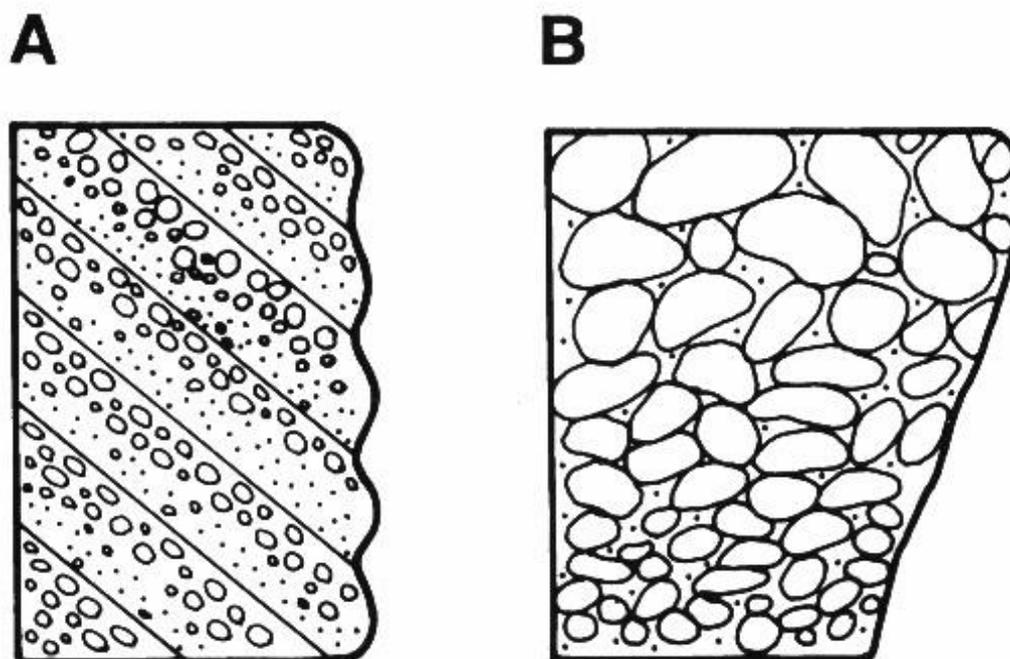


Figura 7. Depósitos de flujos de granos

Deslizamientos y avalancha de detritos volcánicos

Son movimiento de detritos generados por gravedad.

Los deslizamientos son movimientos pendientes abajo, generados por la gravedad, de un cuerpo de roca o sedimento, a lo largo de un plano de cizalla basal. Pueden ser pequeños o incorporar grandes volúmenes de roca. En el interior del cuerpo de roca puede haber deformación como fallas, pliegues, cizalla. La avalancha de detritos es un movimiento rápido de mezclas no seleccionadas de sedimento y roca. Los depósitos de avalanchas son no estratificados, no gradados, y pobremente seleccionados, con clastos desde pocos centímetros hasta decenas de metros. En general son polimícticos, aunque en pequeños afloramientos puede dominar una sola clase de clasto.

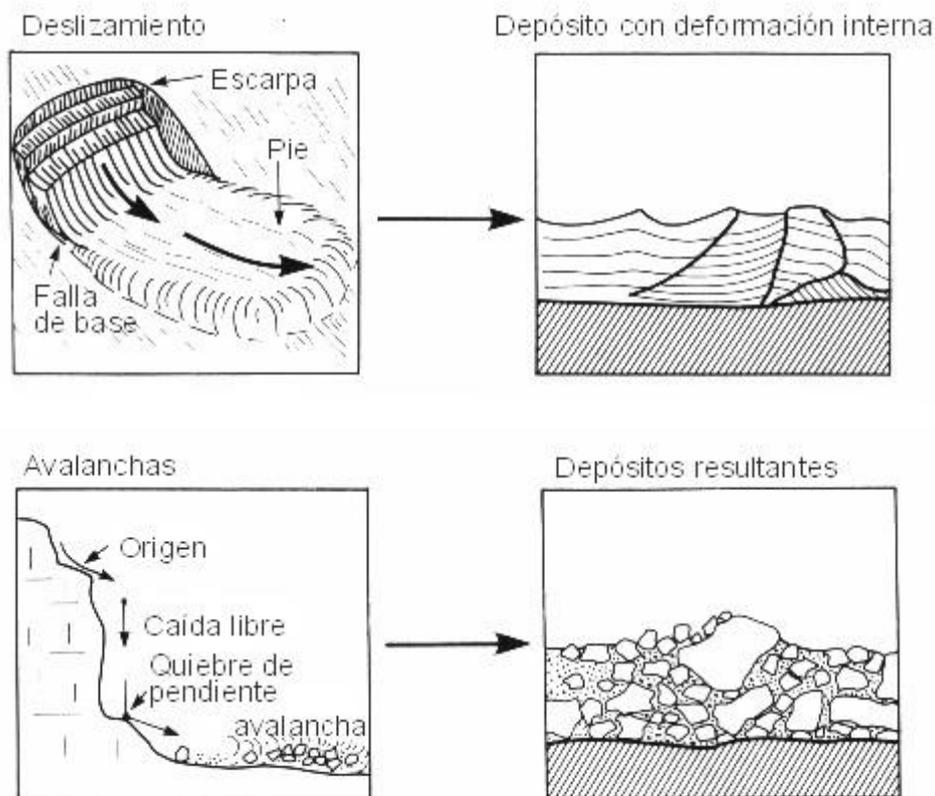


Figura 8. Deslizamiento y avalanchas de detritos volcánicos

2.4.3.2. Depósitos volcanoclásticos de corrientes de tracción

Estructuras sedimentarias de tracción: ondulitas, óndulas de arenas y dunas. Internamente consisten en estratificación cruzada con sets inclinados corriente abajo. Con incremento de la energía se forman capas planas y antidunas (inclinadas corriente arriba).

Los depósitos presentan estructuras internas, partículas redondeadas y buena selección. Los depósitos generados por el viento y los surge están restringidos al ambiente subaéreo.

Surges piroclásticos

Son flujos diluidos, en los que las partículas van inmersas en gas turbulento. Relacionados a explosiones freatomagmáticas y freáticas, y a emplazamientos de flujos piroclásticos.

En general se adelgazan en los altos y engrosan en los bajos topográficos. Son estratificados, con estructuras internas unidireccionales (dunas, estratificación entrecruzada). Son mejor seleccionados que los depósitos de flujo, pero no tan

seleccionados como los depósitos de caída.

Comparados con los depósitos de flujo piroclástico, los surge están empobrecidos en partículas finas, y los piroclastos mayores a lapilli son raros. La estratificación está muy bien desarrollada. Dunas y estratificación cruzada están presentes cerca del centro efusivo, mientras que la estratificación plana domina en las partes distales. El tamaño de grano y el espesor disminuyen con la distancia al centro efusivo. Cerca del centro puede haber bombas y bloques con trayectoria balística que disturbán la estratificación. Surge basales están siempre por debajo de los depósitos de flujo, mientras que los surge de nubes de cenizas pueden estar por encima o estratificados, o como facies laterales de los depósitos de flujo piroclástico. Las erupciones que producen surge (aislados) son pequeñas ($<0.01 \text{ km}^3$), y se depositan dentro de 3 a 5 km del origen. El espesor máximo de los sets (generalmente $< 1 \text{ m}$) está cerca del origen de la efusión, disminuyendo a pocos centímetros con la distancia.

Se producen siempre en vulcanismo subaéreo, representan poca distancia al origen. Son comunes en erupciones freatomagmáticas.

2.4.3.3. Depósitos volcanoclásticos en suspensión

Suspensión es el transporte de partículas por flotación dentro de un fluido turbulento. La depositación ocurre cuando el fluido se desacelera y las partículas caen por gravedad. Las erupciones volcánicas explosivas eyectan piroclastos que son transportadas en suspensión por nubes de cenizas en la atmósfera o por suspensión en agua.

Depósitos piroclásticos de caída

Pueden ser originados por cualquier tipo de explosión (freatomagmáticas, freáticas, magmáticas) y por magmas de cualquier composición. Los piroclastos grandes y densos siguen trayectorias balísticas y caen cerca del origen sin estar influenciados por el viento.

Los piroclastos pequeños y livianos forman columnas y plumas eruptivas y son transportados a grandes distancias del centro eruptivo, dependiendo de velocidad de caída, extensión lateral de la pluma, velocidad del viento.

Aglutinado: es un depósito de caída formado por clastos juveniles fluidales

poco vesiculares y bombas que se acumulan cerca del centro eruptivo (magmas de baja viscosidad)

Aglomerado: es un depósito piroclástico de caída, grueso, formado por bombas y bloques. Se restringe a posiciones muy cercanas al centro efusivo. Cuando la acumulación es muy rápida, los fragmentos calientes pueden fundirse y deformarse, formando un depósito de caída soldado. Los depósitos de caída subaéreos disminuyen en tamaño de grano y espesor con la distancia al centro efusivo. Son continuos y en forma de manto. Buena selección que refleja el tamaño y densidad de los clastos. Los depósitos de lapilli son clasto sostén. Los estratos pueden tener gradación interna (normal o inversa) de acuerdo con la densidad de los clastos. Lapilli acrecionario son comunes en depósitos tamaño ceniza.

Características de los depósitos de caída al aumentar la distancia al centro efusivo:

- Disminuye el espesor
- Decrece el tamaño máximo de grano (pómez y líticos)
- Decrece el tamaño medio de grano
- Aumenta la selección
- Cambian los componentes de la población de clastos

Hay varias formas de graficar estos cambios, pero la más efectiva es realizar ploteos areales para espesor y tamaños de grano máximo y medio, utilizando líneas de igual espesor y líneas de igual tamaño de grano. Estos gráficos se realizan principalmente en depósitos modernos.

Columna general para depósitos piroclásticos primarios, generados a partir de un flujo piroclástico:

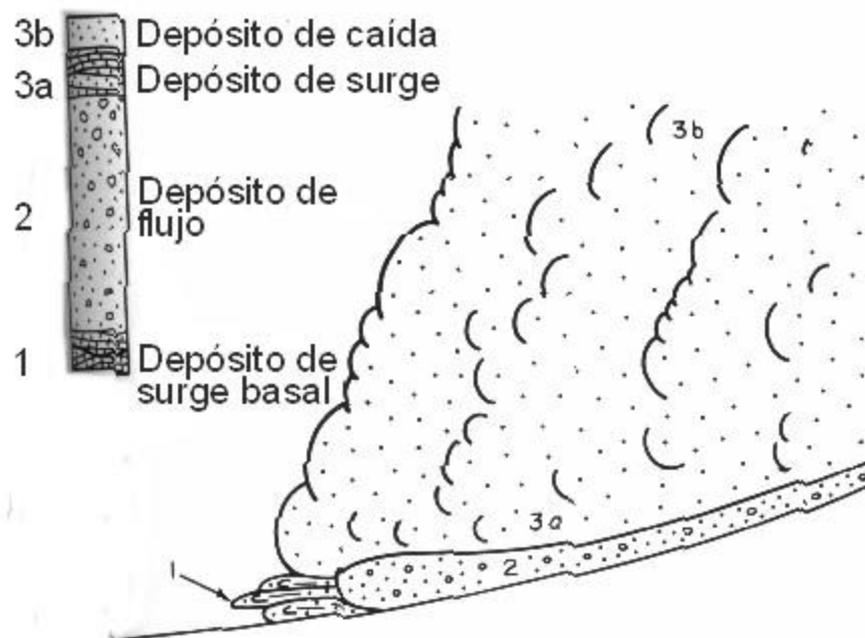


Figura 9. Columna general de depósitos piroclásticos

2.4.4. Clasificación de rocas volcanoclásticas

Para la clasificación de rocas volcánicas es necesario, primero una aproximación descriptiva. La aplicación de términos genéticos debe ser el último paso, después que todas las características litológicas y faciales de campo hayan sido evaluadas.

Características que se deben evaluar:

Características de la muestra de mano (composición, textura)

Características del afloramiento (estratificado, macizo, estructuras y fábricas contemporáneas con el emplazamiento)

Contactos (neto, gradacional)

Geometría (forma tridimensional y espesor)

Facies relacionadas

Contexto y ambiente paleogeográfico.

Para comenzar se puede utilizar una nomenclatura no genética:

Brecha volcánica:

Empaquetamiento cerrado Empaquetamiento abierto: Matriz granular no cohesiva Matriz cohesiva tamaño pelítico Conglomerado volcánico
Empaquetamiento cerrado Empaquetamiento abierto

Matriz granular no cohesiva

Matriz cohesiva tamaño pelítico

2mm- - - - - 2 mm

Arena volcánica

0.0625 mm - - - - - 0.0625 mm

Pelitas volcánicas

Limo volcánico

Arcilla volcánica

Después si se establece que el transporte y depositación fue esencialmente piroclástico se puede utilizar la siguiente nomenclatura:

Tamaño De grano	Depósitos No consolidados	Depósitos Consolidados
<1/16 mm	Ceniza fina	Toba fina (cinerita)
1/16 - 2mm	Ceniza Gruesa	Toba gruesa
2 - 64 mm	Lapilli	Lapillita (o toba lapillítica o brecha lapillítica)
> 64 mm	Bomba (forma fluidal), o bloque (angular)	Aglomerado (cuando tiene bombas), brecha piroclástica o volcánica.

Figura 10. Nomenclatura de depósitos piroclásticos

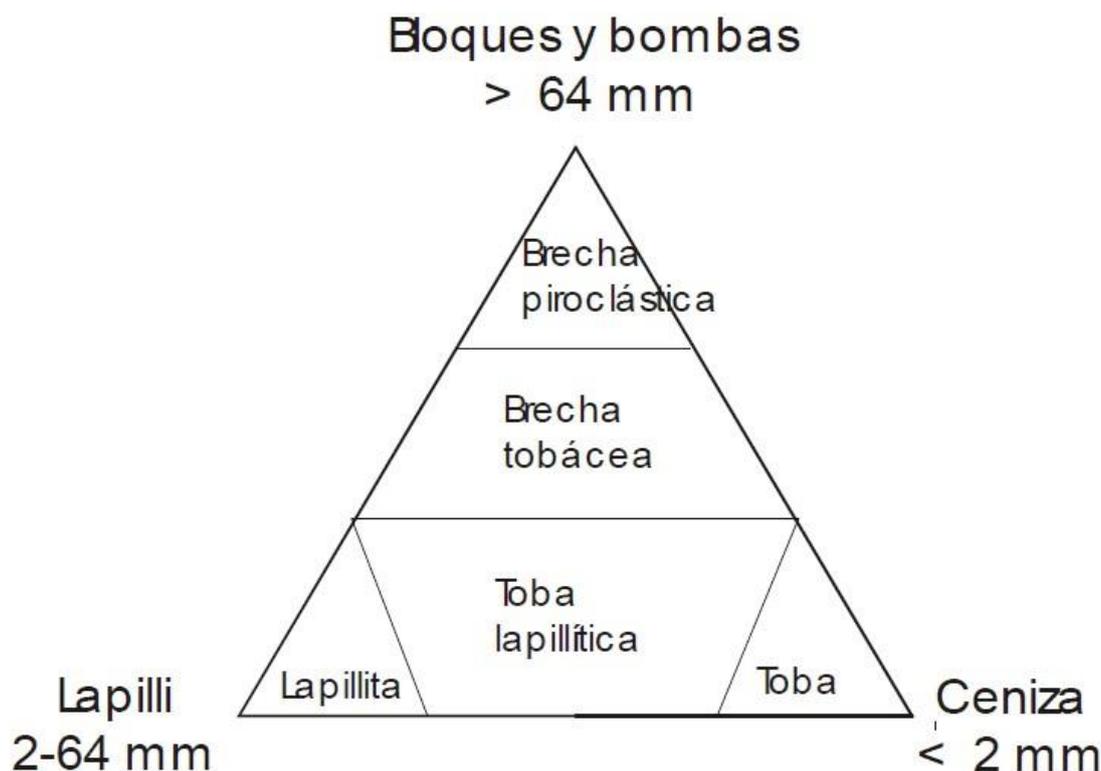


Figura 11. Términos utilizados para rocas piroclásticas primarias (Fisher, 1996).

2.4.5. Propiedades descriptivas importantes en rocas volcanoclásticas:

2.4.5.1. Textura:

Textura ígnea cristalina coherente versus textura fragmentaria: las rocas porfíricas se caracterizan por cristales euhedrales o subhedrales en una pasta fina, vítrea o desvitrificada. No poseen vitroclastos ni litoclastos.

Soldamiento: es indicativo de origen piroclástico. (Ej. textura eutaxítica o foliación lenticular pumícea). Aunque no es exclusiva de flujo piroclástico, ya que depósitos de caída también pueden estar soldados.

Tamaño de grano: es la característica más obvia, aunque no es indicativo de ningún origen, ni posición. Ej. brechas no indican cercanía al centro efusivo.

2.4.5.2. Forma de grano:

La forma de grano (especialmente de vitroclastos) es determinativa del tipo de fragmentación, aunque luego puede ser depositado en una gran variedad de depósitos diferentes. La angularidad y redondez de clastos debe ser tomada con cuidado. Angularidad no implica cercanía al centro efusivo. El redondeamiento indica retrabajo posterior a la depositación, aunque hay

excepciones: el lapilli acrecionario es redondeado y su origen es primario, clastos pumíceos suelen redondearse al transportarse dentro de una ignimbrita.

2.4.5.3. Composición:

Afinidad composicional: la composición no es indicativa de origen. Aunque conviene tener en cuenta que la mayoría de los basaltos son lavas y la mayoría de las rocas ácidas son piroclásticas

Homogeneidad composicional: refleja el grado de retrabajo.

Componentes clásticos: abundancia de trizas, pómez y escoria, indican una erupción piroclástica y posiblemente (aunque no siempre) una depositación por procesos piroclásticos.

Consecuencia de la redepositación en la nomenclatura:

Depósitos piroclásticos son aquellos que tienen un tipo de fragmentación y depositación demostradamente piroclástico. Los depósitos epiclásticos son depósitos clásticos donde la fragmentación ocurre por procesos normales de superficie (meteorización, erosión, etc.), o fueron depositados por procesos normales, sin tener en cuenta el modo de fragmentación. Por ello, en depósitos piroclásticos retrabajados o resedimentados, los términos genéticos como aglomerado o toba no pueden ser utilizados. Si dichos depósitos poseen evidencias de fragmentación piroclástica términos como arena tobácea puede ser utilizado. También se utiliza el término tufita para depósitos piroclásticos resedimentados.

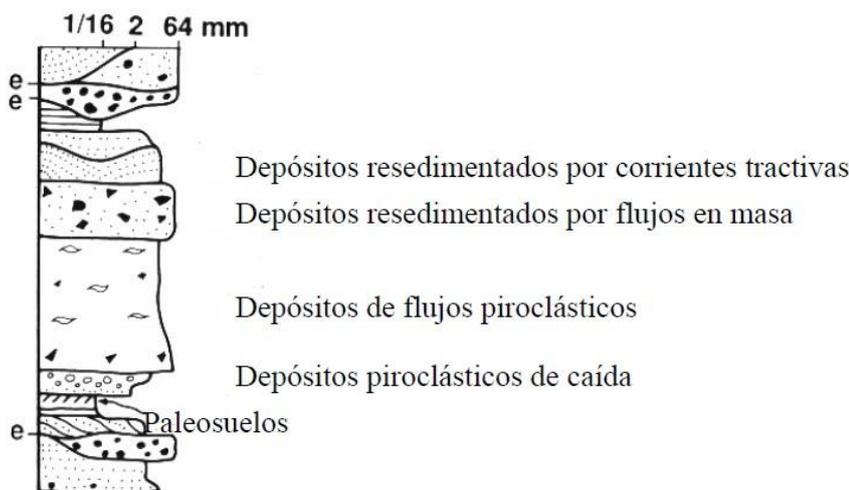


Figura 12. Columna esquemática

Columna esquemática en un ambiente volcánico-sedimentario continental (con facies fluviales y de abanicos aluviales):

2.5. DEPOSITOS VOLCANICLÁSTICOS

1. Tamaño de grano:

Limo/limolita (<1/16 mm)

Arena/Arenisca:

Muy Gruesa (2-1 mm) Gruesa (1-0.5 mm) Media (0.5-0.25 mm) Fina (0.25-0.125)

Muy fina (0.125-0.063)

Grava, conglomerado o brecha

2. Componentes

Cristales o fragmentos de cristales: composición, forma, abundancia, tamaño.

Fragmentos líticos: composición (volcánicos o no volcánicos, polimícticos o monolíticos), tamaño, abundancia.

Pómez o escoria.

Vitroclastos, Fiamme.

Cemento: composición: silíceo, carbonatos, zeolitas, etc.

3. Estructura

Maciza o estratificada Estratificación: Laminación: (<1 cm)

Estratificación muy fina: (1-3 cm) Estratificación fina: (3-10 cm) Estratificación media: (10-30 cm) Estratificación gruesa: (30-100 cm) Estratificación muy gruesa: (>100 cm)

Maciza o gradada

Gradación

Normal: aumenta tamaño grano hacia el techo Inversa: disminuye tamaño de grano hacia el techo. Normal-inversa

Inversa-Normal

Fábrica:

Matriz-sostén o clasto-sostén bien seleccionada, moderada selección, pobremente seleccionada.

Disyunción columnar, prismática, en bloques, en plato.

4. Alteración

Mineralogía: clorita, sericita, sílice, pirita, carbonatos, hematita, etc.

Distribución: diseminada, en nódulos, en puntos, en parches.

Combinación descriptiva ideal:

1	2	3	4
Tamaño grano	Componentes	Estructura	Alteración

Ejemplo:

Brecha volcánica lítica, con estratificación media y

alteración clorítica. Mínimo: 1 + 2

1 + 3

1 + 4

2.6. EL CONCEPTO DE FACIES

El término facies es más utilizado en el ambiente sedimentario, sin embargo, es de suma utilidad en sucesiones volcánicas. Una facies es un cuerpo o intervalo de roca o sedimento que posee características únicas definidas que lo distingue de otras facies o cuerpos de roca o sedimento. El carácter distintivo puede ser textural o composicional, o puede estar basado en la presencia de estructuras sedimentarias o en el contenido fosilífero. Es uno o más estratos que poseen características uniformes. Podemos encontrar facies con características muy diferentes, pero sin embargo que estén genéticamente relacionadas entre sí.

Las facies pueden ser definidas a cualquier escala. A escala de afloramiento, una facies

Por ejemplo, una ignimbrita puede estar formada por distintas facies.

2.6.1. Descripción de facies

El mapeo se debe comenzar con la descripción de los afloramientos (o testigos) utilizando para ello términos descriptivos litológicos o de facies, pero sin utilizar términos que tengan implicancias genéticas.

Términos litológicos: información sobre composición, componentes y tamaño de grano. (Ej: riolita)

Términos faciales: estructura, organización interna, geometría. (Ej: brecha matriz sostén con estratificación gradada)

Términos genéticos: información sobre procesos de erupción y emplazamiento, procesos de erosión, transporte y redepositación. (Ej: domo, ignimbrita).

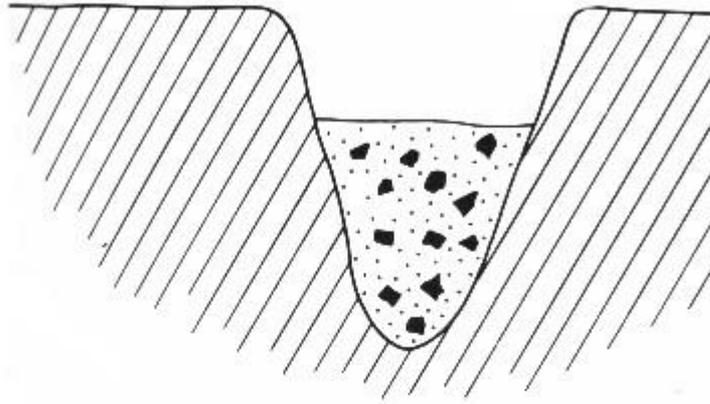
Tal vez, la mejor base descriptiva y analítica de facies sea la propuesta por Selley (1978), quien estableció cinco descriptores de facies:

1. Geometría: forma en las tres dimensiones de la facies. La forma está controlada por: relieve predeposicional (superficie de depositación), volumen de material depositado y la forma en que se acomoda dicho material, propiedades físicas del agente de transporte y depositación, erosión posterior a la depositación y deformación.



Figura 13. *Litofisae*, Tomado de Echavarría, 2015.

Acomodación en valles



Valle sobrellenado

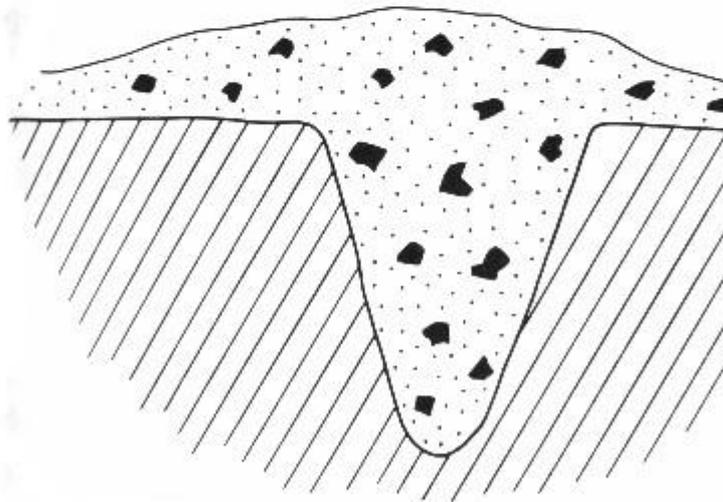
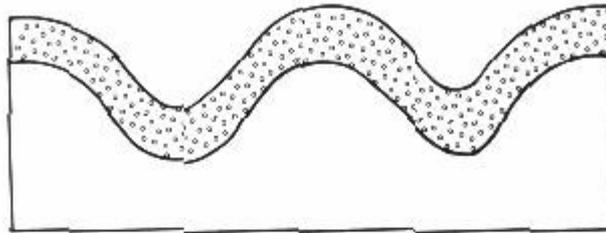


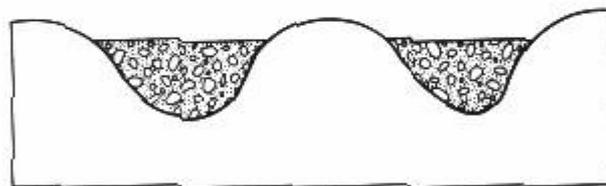
Figura 14. Forma de acomodación

Forma de acomodación de los depósitos piroclásticos primarios a la topografía predeposicional

Depósitos de caída



Depósitos de flujo



Depósitos de surge

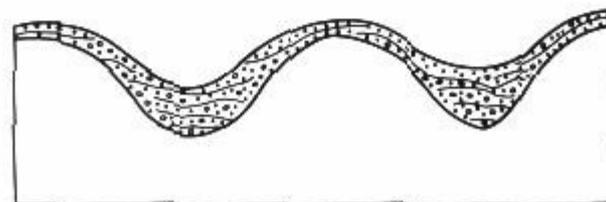


Figura 15. Depósito de caída, de flujo y de surge.

2. Litología: componentes de las sucesiones volcánicas: en lavas: cristales (fenocristales y microlitos), vidrio volcánico, xenolitos, xenocristales. En rocas volaniclásticas: clastos magmáticos (pómez, escoria, vidrio volcánico), clastos líticos y cristales. Composición: geoquímica y mineralógica. Textura: tamaño de grano, redondez, selección, forma de grano y fábrica (arreglo y relación entre los componentes de un agregado).

3. Estructuras sedimentarias: probablemente la herramienta más importante en análisis de facies. Reflejan las condiciones de sedimentación y los modos de transporte y depositación.

4. Patrón de movimiento del sedimento: la dirección de paleo-corriente puede ser medida en estructuras asimétricas (estratificación cruzada, dunas,

marcas de fondo, clastos imbricados).

5. Fósiles: útiles como indicadores de edad, paleoclima, ambiente de depositación.

Una vez que se tienen registradas y descritas las facies individuales es importante analizar las asociaciones de facies y las relaciones entre ellas. Ya que diferentes facies pueden estar genéticamente relacionadas a un mismo evento volcánico (Ej: formación de un domo, o erupciones que forman ignimbritas)

2.6.2. Modificación de las facies

Las sucesiones volcánicas están sujetas a procesos de modificación contemporáneos con la depositación o posteriores. Los procesos contemporáneos con la depositación pueden ser alteración hidrotermal y erosión, mientras que procesos posteriores son alteración hidrotermal, diagénesis, metamorfismo, deformación.

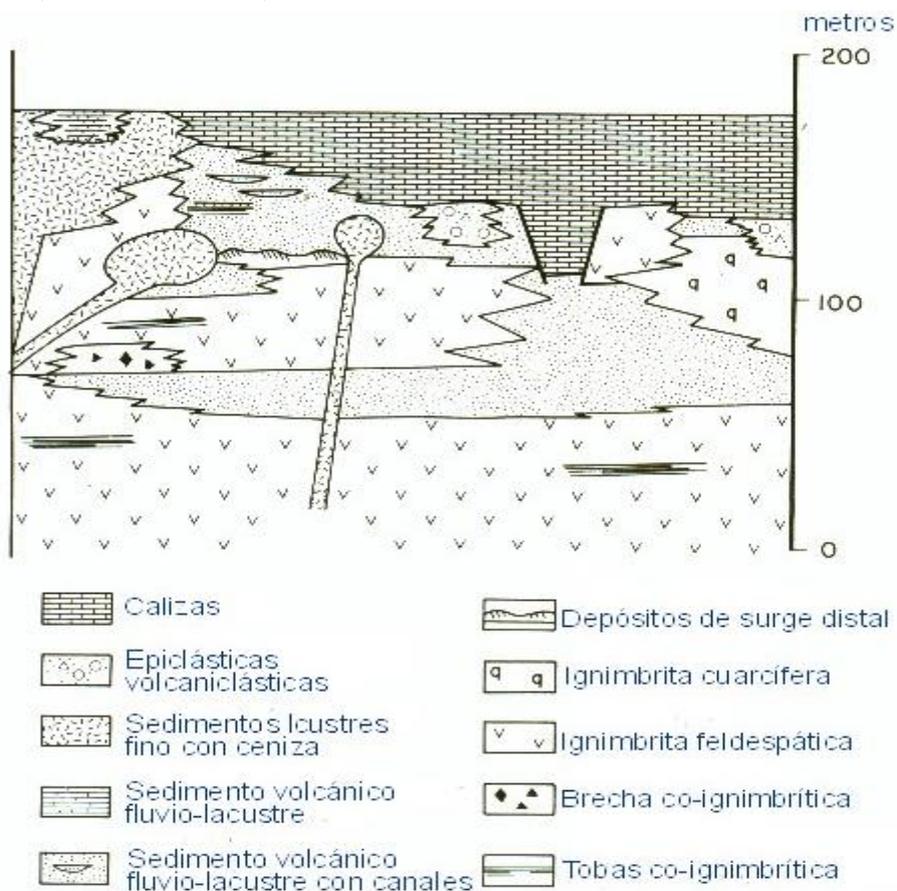


Figura 16. Columna estratigráfica interactiva

2.6.3. Geometría de las facies y relaciones estratigráficas

La preservación de las facies y su geometría depende de la interacción entre depositación y erosión. En general las tasas de erosión son altas, resultando en pérdida de los depósitos o modificación de su geometría. Principalmente cerca del centro efusivo puede resultar difícil la correlación de facies y establecer su edad relativa. En las partes distales, con pendientes menores, las facies suelen ser más continuas. Es conveniente realizar columnas interactivas de facies, principalmente en sectores cercanos al centro efusivo.

2.6.4. Factores que afectan la litología original:

2.6.4.1. Procesos contemporáneos con el emplazamiento:

Alteración hidrotermal polifásica: se forman minerales como sílice, cuarzo, feldespato potásico, albita, calcita, montmorillonita, caolinita, illita, alunita, clorita y zeolitas. Desvitrificación: nucleación y crecimiento de cuarzo y feldespato alcalino. Hay varios estadios de desvitrificación: estadio de hidratación, estadio vítreo, estadio esferulítico y estadio granofírico. Palagonitización: importante en ambiente subácido. Fracturación hidráulica: brechas en zonas de fracturas que tienen desde pocos cm a varios metros. Texturas en rompecabezas o desordenadas.

2.6.4.2. Procesos posteriores al emplazamiento:

Diagénesis: cambios mineralógicos y texturales relacionados a litificación. Metamorfismo: es una extensión de la diagénesis de alto grado. Se producen cambios texturales y mineralógicos. Deformación: modifica la geometría y la fábrica de los depósitos.

2.6.5. Análisis de facies

Hay pocas facies que son definitorias indicadoras de un determinado ambiente de depositación. En general es conveniente trabajar con asociaciones de facies, sobre las que se puede determinar el ambiente sedimentario y los procesos y condiciones de formación.

Pasos a seguir en el análisis de facies:

1. Confeccionar mapas de facies y columnas interactivas, consignando tamaño, composición y estructuras presentes. Si hay información de testigo, un levantamiento detallado de los mismos es necesario.
2. Determinar la estructura de la sucesión.
3. Identificar y describir todas las facies presentes en afloramiento, muestra de mano, testigo, y corte delgado. Hay que medir secciones de detalle o testigos de perforación. En sucesiones alteradas o deformadas, se debe empezar por las secciones más frescas.
4. Solucionar las relaciones de espacio y edad de las distintas facies (si tiene contactos netos, gradacionales, si son concordantes, discordantes, contacto por falla, intrusivo, etc.). Presentar diagramas interactivos de relación de facies.
5. Establecer los posibles mecanismos de fragmentación, transporte y depositación.
6. Considerar la posible relación genética entre las facies y posteriormente hacer interpretaciones genéticas, en términos de origen de los depósitos, ambiente y condiciones de depositación.
7. Se pueden hacer consideración en contextos paleogeográficos mayores. U obtener otro tipo de datos adicionales: paleocorrientes, máximo tamaño de clasto, etc.

2.6.6. Técnica de mapeo gráfico

Representación gráfica de las secuencias volcánicas y/o sedimentarias, con la finalidad de registrar las variaciones en textura, estructura, forma de los estratos, tamaño de grano, tipo de contactos, etc. Es una herramienta útil tanto para afloramiento como para testigos de perforación. El formato del gráfico es sencillo, el eje vertical representa la profundidad o espesor, mientras que el eje horizontal representa tamaño de grano.

El espacio adyacente (hacia la derecha) es utilizado para:

Mediciones de estructuras (rumbo y buzamiento)

Tipo de secuencia (grano creciente o grano decreciente)

Tamaño máximo de grano

Estructuras presentes

Muestras obtenidas

Breve descripción litológica

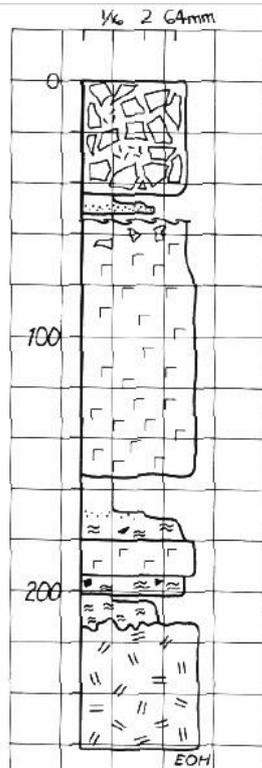
Se utilizan símbolos para representar composición y textura.

Símbolos composicionales: representan composición química estimada, tamaño y abundancia de fenocristales.

Símbolos texturales: representan la apariencia de la roca. Diferentes clases de componentes, distribución, forma, abundancia. Intrusiones y lavas macizas: sólo se utilizan símbolos composicionales. Depósitos volcanoclásticos o lavas brechadas: se utiliza una combinación de ambas clases de símbolos.

¿Dónde comenzar a levantar el grafico?

La base o techo de la sección aflorada son los lugares típicos para comenzar la columna. Personalmente me inclino por comenzar por la base. Sin embargo, en zonas de difícil interpretación, lo más conveniente es hacer una rápida recorrida de la sección; para tener una idea general, y comenzar por el sector más sencillo, para luego ir añadiendo las secuencias más complicadas.



Brecha riolítica, monolítica. Textura en rompe cabezas.
Cuarzo + Feldespato potásico

Arenisca y pelitas Volcanoclásticas.

Dacita intrusiva, maciza, porfirica. Fenos de feldespato

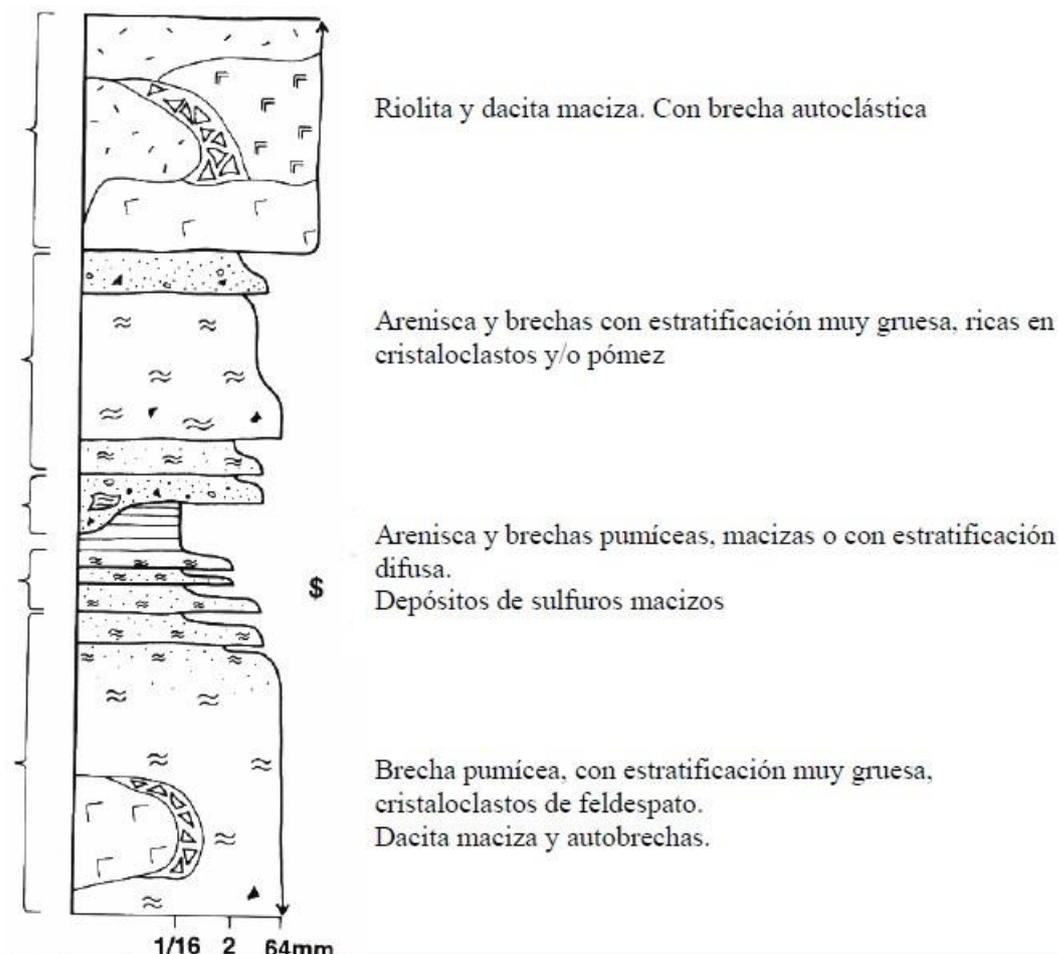
Pelitas grises laminadas

Dacita intrusiva porfirica. Fenos de feldespato

Brecha polimíctica pumícea + lítica. Clastos ~10cm.

Brecha pumícea rosada

Riolita intrusiva gruesa, cuarzo feldespática



Modelo de facies

Un modelo de facies es un resumen general de un ambiente determinado. Sus principales funciones son: servir de base para comparar, como marco y guía para futuras observaciones y como base para interpretaciones hidrodinámicas y geodinámicas.

Sucesiones basálticas continentales:

Los principales elementos son lavas de flujo y de relleno de valles, conos de ceniza, anillos de tobas y maars, y volcanes en escudo. Ambientes sedimentarios relacionados incluyen canales fluviales que no son ni grandes ni potentes. También puede haber ambientes lacustres de corta duración. En la base pueden estar separados por una discordancia de depósitos aluviales o fluviales. Hacia arriba pueden pasar nuevamente a depósitos aluviales o fluviales. Puede haber paleosuelos a lo largo de toda la secuencia. Los magmas son alcalinos o toleíticos.

Estratovolcanes continentales:

Variaciones primarias complejas en tiempo y espacio. Los conos están principalmente formados por flujos lávicos cortos, domos e intrusiones poco profundas (composición andesita basáltica y dacita), están interdigitados con varios tipos de roca piroclásticas y epiclásticas. Las rocas que se preservan preferentemente son las ignimbritas y tobas soldadas. Estratigrafía de los estratovolcanes: Rápida inconsistencia litológica y cambios composicionales en la columna vertical. Cambios litológicos laterales rápidos, que, al alejarse del centro efusivo, pueden encajar en un modelo sistemático. Cerca del cono las facies son discontinuas, con canales profundos rellenos por detritos gruesos. Presencia de lavas. Cerca del centro efusivo hay una gran proporción de brechas volcánicas, especialmente asociadas con lavas, domos e intrusiones someras. Lejos del centro hay depósitos de detritos volcánicos inmaduros, potentes, en ambientes aluviales y/o marinos.

Volcanes silíceos continentales

Cerros de lavas riolíticas elevándose sobre campos ignimbríticos. Los cerros riolíticos están compuestos por domos lávicos y flujos cortos, asociados cerca del centro efusivo con depósitos piroclásticos de caída y otros depósitos volcánicos riolíticos. El elemento volcánico primario característico es la caldera, que contiene múltiples puntos de erupción de lava e ignimbritas. Los márgenes de la caldera pueden ser abruptos, con escarpas empinadas, o pueden ser de pendientes suaves hacia el interior de la caldera. Pueden tener asociadas brechas de colapso de margen de caldera. Los domos y lavas riolíticas están dentro o cerca de los márgenes de la caldera, aunque algunos pueden ser eruptados fuera de la caldera. La caldera en sí, contiene no solamente domos y lavas sino también potentes mantos de ignimbritas de intracaldera, éstas son mucho más potentes que las ignimbritas de extracaldera, son ricas en cristaloclastos, y pueden asociarse a brechas cercanas al centro efusivo. Esta sucesión intracaldera también tendrá sedimentos epiclásticos intercalados. Sistemas hidrotermales como pools y sinters son comunes tanto dentro como fuera de la caldera., y pueden estar asociados con cráteres de explosión hidrotermal.

Los depósitos epiclásticos pueden ser volumétricamente importantes dentro de la caldera, incluyendo depósitos fluviales, flujos en masa subaéreos, depósitos

lacustres. Si la caldera es resurgente los depósitos pueden estar fallados, rotados y hasta plegados.

El plateau ignimbrítico fuera de la caldera es dominado por mantos relativamente delgados, intercalados con depósitos piroclásticos de caída y epiclásticos. Cuando varios centros silíceos están asociados en el tiempo, los mantos ignimbríticos se van a superponer. Puede ser que una sección estratigráfica contenga mantos ignimbríticos provenientes de distintos centros, o que un manto ignimbrítico rellene una caldera más vieja de otro centro. Las asociaciones de facies van a ser muy diversas, con relaciones laterales desfacies abruptas y relaciones estratigráficas complejas.

2.7. ALTERACIÓN

Después de la erupción, los depósitos volcánicos están sujetos, inevitablemente, a una secuencia de procesos: desvitrificación, hidratación, alteración diagenética e hidrotermal, compactación, metamorfismo y deformación. En consecuencia, la textura original evoluciona y cambia. Alteración es un cambio en la mineralogía y texturas originales de un depósito, favorecido por la circulación de aguas calientes o frías o gases. En muchos terrenos volcánicos, las alteraciones diagenéticas e hidrotermales están íntimamente relacionadas, involucrando disolución, reemplazo y precipitación de minerales. La distribución de la alteración y las texturas originadas están fuertemente controladas por la permeabilidad y el contraste composicional original.

2.7.1. Alteración de lavas, intrusivos someros y brechas autoclásticas relacionadas

En general, estas rocas se caracterizan por una textura porfírica en la que fenocristales se encuentran dispersos en una matriz de grano fino o vítreo. Los márgenes de una unidad silíceo suelen tener pasta vítrea, que gradada hacia el interior a texturas más cristalinas. Los márgenes vítreos son más permeables e inestables que los núcleos y suelen tener una alteración mucho más avanzada. En general se reconoce un estadio de alteración inicial que afecta las zonas de fracturas y la matriz de las rocas. Una alteración más avanzada produce una textura pseudoclástica, que se asemeja a una brecha. La alteración

temprana puede comprender dos asociaciones, una clara rica en feldespatos, o una oscura rica en filosilicatos (micas). Mientras que las fases más avanzadas de alteración comprenden o una asociación clara rica en cuarzo, o una asociación oscura rica en filosilicatos.

La alteración de los núcleos de las lavas es generalmente menor a la de los márgenes, ella comienza a partir de las diaclasas de enfriamiento, produciendo una red de venillas, y evoluciona a una alteración en parches, que genera texturas que se asemejan a rocas clásticas.

2.7.2. Alteración de depósitos pumíceos

Los depósitos originalmente permeables y ricos en vitroclastos son muy susceptibles a alterarse. La pómez y trizas pueden ser reemplazadas por una asociación mineral filosilicática, que es mecánicamente débil y se puede deformar por compactación originando pseudofiamme. También la alteración puede ser uniforme y generar texturas similares a las texturas coherentes de lavas. Otro tipo de alteración común en depósitos pumíceos es la feldespatización, la que generalmente ocurre en forma de parches.

2.8. TERMINOLOGÍA UTILIZADA EN SUCESIONES VOLCÁNICAS

Fenocristales: cristales mayores que se encuentran inmersos en una pasta afanítica en las texturas coherentes. Se encuentran en lavas e intrusiones sin volcánicas, pueden ocupar desde el 1 al 55 % del volumen de la roca. Tamaño de 1 mm a 3 cm. La mineralogía, abundancia y distribución de los fenocristales es más o menos constante en una unidad de emplazamiento o flujo lávico; entonces, esas características son una herramienta útil en la diferenciación y mapeo de diferentes unidades en secuencias de lavas.

2.8.1. Textura porfírica: fenocristales relativamente grandes dispersos en una pasta afanítica mucho más fina, o incluso vítrea.

2.8.2. Cristales y fragmentos de cristales: provienen de magmas porfíricos y se encuentran en gran variedad de depósitos volcanogénicos. Pueden hallarse en depósitos volcánicos primarios (piroclásticos) o secundarios, por retrabajo sedimentario. Los cristales hallados en arenas volcánicas u otros depósitos volcánicos resedimentados son una buena herramienta para identificar la fuente

de los clastos. El tamaño y abundancia de los cristales varía dentro del mismo depósito.

2.8.3. Vesículas: burbujas atrapadas durante la solidificación en lavas e intrusiones poco profundas. También en depósitos de ceniza de grano fino. Son comunes en flujos lávicos ácidos, intermedios y básicos.

2.8.4. Amígdalas: vesículas totales o parcialmente rellenas con minerales secundarios.

Vidrio volcánico: material producido por enfriamiento y solidificación rápida de mezclas silicáticas. Posee fractura concoide y brillo vítreo.

2.8.5. Desvitrificación: El vidrio volcánico es inestable y puede desvitrificarse o alterarse a minerales de las zeolitas, filosilicatos o palagonita. La desvitrificación a altas temperaturas produce un fino intercrecimiento de cuarzo y feldespato, con esferulitas, litofisae y textura orbicular.

2.8.6. Esferulitas: cristales fibrosos en agregados radiados. Suelen producirse por desvitrificación a altas temperaturas. Si el vidrio volcánico es silíceo, las fibras van a ser de feldespato potásico y/o cuarzo. En vidrios básicos las fibras serán de plagioclasas y/o piroxeno. Diámetros típicos son entre 0,1 y 2 cm. Aunque pueden ser mayores (10-20 cm) en ignimbritas bien soldadas.



Figura 17. Esferulitas

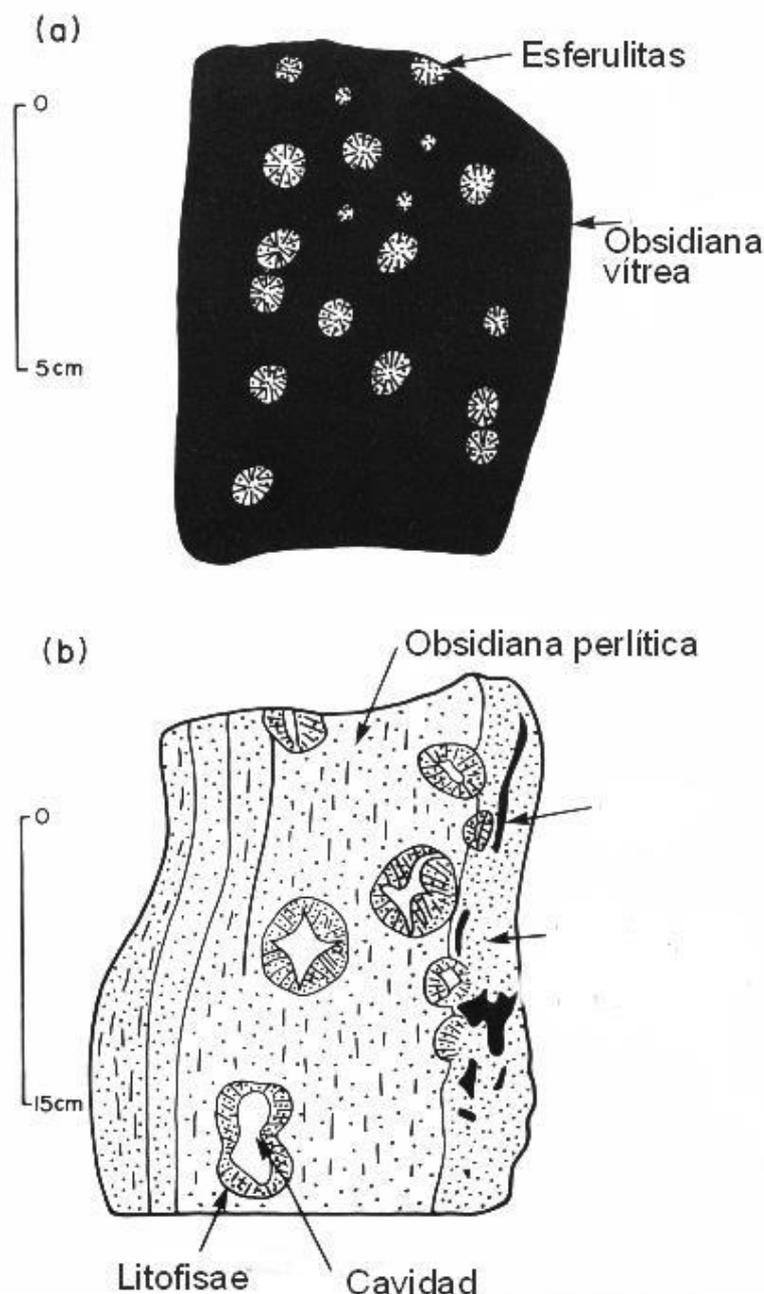


Figura 18. Texturas volcánicas Tomado de (Echavarría, 2015).

2.8.7. Litofisae: Son esferulitas con una cavidad central. Las cavidades pueden ser circulares o en forma de estrella y estar abiertas o rellenas por minerales (ágata o calcedonia). Son producto de desvitrificación a altas temperaturas y están presentes en vidrios silíceos e ignimbritas bien soldadas.

2.8.8. Textura micropikilítica: Cristales irregulares pequeños (<1 mm) que engloban totalmente a cristales aún menores. Por ej: cuarzo que engloba a

esferulitas de feldespatos en riolitas.

2.8.9. Perlita: vidrio volcánico con abundantes fracturas suavemente curvas que se interceptan dejando en el centro el vidrio volcánico intacto. Generalmente poseen pocos milímetros de diámetro. Se desarrollan debido a hidratación del vidrio volcánico.

2.8.10. Pómez: vidrio volcánico muy vesicular (puede o no tener cristales) de composición ácida.

2.8.11. Escoria: igual a la pómez, pero de composición intermedia a básica.

2.8.12. Bombas: piroclastos eyectados en estado fundido que adquieren formas aerodinámicas.

2.8.13. Bloques: piroclastos de formas irregulares generados a partir de magmas de viscosidad alta.

2.8.14. Trizas vítreas: partículas de vidrio volcánico (generalmente menores a 2 mm). Pueden ser generadas por fragmentación explosiva, fragmentación no explosiva (por contracción) o por desgaste durante el transporte de clastos ricos en vidrio.

2.8.15. Fragmentos líticos: clastos que provienen de rocas preexistentes, volcánicas o no volcánicas. Son raros en flujos lávicos e intrusiones sinvolcánicas (xenolitos). Pueden ser derivados de erupciones explosivas (litoclastos en rocas piroclásticas), o por erosión de rocas preexistentes (piroclastos secundarios o epiclastos). También pueden ser co-magmáticos.

2.8.16. Lapilli acrecionado: son agregados de ceniza de tamaño lapilli de forma esférica. Poseen comúnmente entre 3 y 4 mm hasta más de 10 cm. Se forman generalmente asociados a ceniza en suspensión y humedad. Comunes en vulcanismo subaéreo, principalmente en depósitos piroclásticos primarios.

2.8.17. Fiamme: lentes vítreos con forma de llama en depósitos piroclásticos bien soldados. Son lenticulares o en forma de disco. La alineación de fiamme define una foliación paralela a la estratificación atribuida a la compactación durante el soldamiento (textura eutaxítica).

2.8.18. Pseudofiamme: cuando el origen es por alteración o deformación.

2.8.19. Foliaciones de flujo: es común en flujos lávicos, domos, filones capa y diques de composición ácida a intermedia. La foliación se produce como respuesta a flujo laminar. En lavas comienza como respuesta al flujo dentro del conducto y continúa durante la extrusión y flujo superficial. En ignimbritas, la foliación se desarrolla durante y posteriormente a que el flujo piroclástico comienza a desacelerarse, depositarse y soldarse.

La foliación está definida por cambios composicionales, vesicularidad, cristalinidad, tamaño de grano, abundancia de esferulitas o litofisae, grado de desvitificación, color, o fiamme extremadamente planos.

En el conducto, la foliación es vertical y luego se curva y se hace paralela a la superficie. Puede haber pliegues mesoscópicos (desde milímetros a decenas de metros), con los planos axiales subparalelos a la foliación y los ejes de los pliegues perpendiculares a la dirección del flujo.

2.8.20. Juntas: producidas por contracción que acompaña al enfriamiento. La disyunción puede ser: columnar, radial columnar, concéntrica, tortuosa, de desecación.

Columnar: las fracturas dividen a la roca en unidades prismáticas elongadas o columnas. Base hexagonal típica, aunque pueden tener también 3, 4, 5 o 7 lados. El diámetro es entre pocos centímetros a varios metros. Se desarrollan en flujos lávicos, domos, diques, filones capa, ignimbritas muy soldadas.

2.8.21. Radial columnar: los ejes de las columnas se disponen en forma radiada. Están presentes en lavas en almohadillas, lóbulos, tubos o parte superior de diques de alimentación. (Echavarría, 2015).

CAPITULO III

MATERIALES Y METODOS

3.1. MÉTODOS DE TRABAJO

- Los métodos de trabajo utilizados fueron los siguientes:
- Reconocimiento Geológico
- Levantamiento de Planos Geológicos
- Mapeo Geológico
- Construcción de Secciones y Perfiles Geológicos.
- Recolección de Muestras,
- Análisis y Diagnóstico de muestras (Macroscópico)
- Preparación de Secciones Delgadas
- Análisis e interpretación de las Secciones (Microscopía)
- Elaboración del Informe Geológico.

El trabajo de Campo fue desarrollado en los meses de octubre a diciembre de 2015, y complementado con trabajos de Gabinete posteriormente.

3.1.1. Preparación de muestras

El preparado de las muestras para, que puedan ser analizadas microscópicamente, se ha realizado de dos maneras.

3.1.2. Secciones Delgadas

Este sistema, se usa para el estudio de las rocas, gracias al análisis de sus minerales transparentes, realizando con ellas cortes delgados de muy pequeño espesor (20 micras de espesor), Para ello se usan fragmentos de rocas, las

El conjunto de chullpa Qaracachi está ubicado en el sector denominado colina Qaracachi, en la parte baja del lado Norte del Complejo Arqueológico de Sillustani.

3.3. ACCESIBILIDAD

Se accede al sitio a través de la carretera asfaltado Puno – Juliaca (carretera panamericana Sur hasta el desvío de Sillustani en (Illpa), luego hasta Atuncolla y Sillustani. A 31 km al Noroeste de la ciudad de Puno.

3.4. GEOMORFOLOGÍA

El complejo volcánico comprende un conjunto de geoformas, conformado por varios centros eruptivos alineados en dirección NNO-SSE predominantemente, en donde se localizan derrames lávicos que se depositaron en las inmediaciones de los cráteres. Dentro de estas geoformas se han diferenciado:

3.4.1. Conos volcánicos

Se han diferenciado 9 conos volcánicos con diámetros menores a 80 metros, distribuidos de NNO-SSE. Se ubican sobre los 4000 msnm y forman pendientes que van desde los 15° a 30°. Se los clasifica como monogenéticos, presentando una baja altura debido a la gran fluidez de las lavas.

Entre estos destacan: C° Tomaquepata, C° Pisaquerine, C° Huaricachi, C° Coronado y los cerros Pucara I, II y III. En el Cerro Pichurasi se ha reconocido un cuerpo domático con características de cono volcánico erosionado. Cerca de los cráteres se encontró numerosas bombas volcánicas con diámetros de hasta 1 metro, de forma cónica y con estrías.

3.4.2. Coladas de lava

De composición andesita-basáltica, andesita y marginalmente traquidacita. Sus frentes abarcan menos de 70 metros de espesor hacia el Sur y menos de 20 metros hacia el Norte, sobrepasando los 100 metros en las porciones centrales. Presentan dos tendencias de flujo predominantes: una hacia el Oeste y otra hacia el Este. La viscosidad baja y el avance rápido impiden una clara pseudoestratificación, encontrándose estructuras de tipo cordado, característico de lavas tipo pahoe hoe.

En varios lugares quedaron en forma de extensas mesetas discordantes sobre

el Grupo Puno, con una tendencia de flujo predominante hacia el Oeste, que en total conforman más de 50 km² de extensión.

3.4.3. Domos de lava

En forma de hongo y localizados en los conductos de salida de cráteres. Se les asume una extrusión muy lenta, formada después de la efusión lávica. Presenta composición traquiandesítica basáltica, traquiandesítica y traquidacítica.

Entre estos destacan los Cerros Pichurasi y Pucara.

3.4.4. Diques volcánicos

Dentro de este grupo se tienen unos cuerpos de pequeña extensión que intruyen a otras rocas de unidades adyacentes y a las propias lavas Umayo. Muestran espesores de 3 metros, textura amigdaloides y composición andesítica con coloraciones gris oscuras. Tienen una forma perpendicular y en algunos casos forma circular, como en Pisaquerine en el sector Sur. Una particularidad es la poseer amígdalas con cristales aciculares de epidota verde oliva, ausentes en las coladas lávicas. La orientación de estos diques es muy diversa.

3.4.5. Depósitos de autobrecha

En la Laguna Umayo, en los alrededores del Complejo Arqueológico de Sillustani, se tiene un flujo de lava de 1.40 m de espesor en promedio, lo que muestra un tipo de fragmentación no explosiva con coladas de lava más viscosas sujetas a coladas superiores de mayor movilidad responsables del brechamiento. Estos procesos comúnmente afectan a la superficie de la base de los flujos de lava, generando bloques rígidos en forma de placa y espinas en bloques dislocados debido a los continuos movimientos del flujo, siendo el resultado final un flujo de lava comprimido brechado encerrado de un caparazón, en donde la parte de la superficie brechada es sometida al fundido del flujo interior y preservándose como paquetes irregulares de autobrecha dentro de lava coherente.

3.4.6. Brechas volcánicas

Estructuras de colapso producto del brechamiento de rocas más antiguas, posteriores al vulcanismo efusivo. Se localizan cerca de los cráteres y hacia la base de estas estructuras. Presentan forma elíptica con característica presencia

de fragmentos comagmáticos. Se han reconocido en Pucara y Huaricachi. Los clastos son monomícticos, presentando clastos con variación de coloración de grises a rojizos, de forma sub angulosa y con diámetros menores a 10 cm todo dentro de una matriz fina anaranjada.

3.4.7. Estratigrafía volcánica

Desde el punto de vista estratigráfico, se encuentra en discordancia angular sobre una superficie de erosión conformada por conglomerados y areniscas rojas del Grupo Puno y las lavas con brechas del Grupo Tacaza. En la parte media suprayace en discordancia angular a las calizas de la Formación Ayabacas y areniscas blancas de la Formación Huancané, mientras hacia el SE lavas Umayo se encuentran cubriendo a los sedimentos de areniscas tobáceas grises del Grupo Maure y a las tobas de la Formación Sencca, descansando en discordancia sobre los flujos piroclásticos de los niveles inferiores del Complejo Umayo.

Los resultados de dataciones radiométricas en base a potasio-argón (K/Ar), obtenidas, muestran un sesgo de 5.05 +-0.17 M.A: hacia el sector Norte y de 5.97 +- 0.21 M.A. Hacia el sector medio (Kaneoka I., 1984), es decir de edad Plioceno inferior. Estos datos indican una edad más reciente para lavas del sector Norte. (Valencia, 2000)

3.5. CLIMA

El clima es frígido todo el tiempo y seco durante los meses de abril a noviembre donde se puede programar trabajos de exploración de campo y lluvioso entre diciembre a marzo, donde se presenta la temporada de nevadas dificultando los trabajos de campo, incrementándose el frío en los meses de junio a agosto, por ser invierno, donde la temperatura baja hasta -10°C. Especialmente en las madrugadas y alrededor de los 10°C en el día.

El Complejo arqueológico de Sillustani presenta un clima:

3.5.1. Clima Frío Húmedo (Circunlacustre): Conocido como el clima característico en los alrededores del Lago Titicaca, en los 3 800 msnm. Aproximadamente. Se caracteriza por presentar rangos de temperatura no muy variables debido al efecto termorregulador del lago (12°C). La precipitación promedio anual es de 790 mm.

3.5.2. Clima Frío o Boreal Húmedo (*Climácico, invierno austral seco*):

Conocido como clima de montaña mesoandina o de sierra media, es el clima característico del área del proyecto, domina el piso altitudinal entre 3 100 a 4 000 m.s.n.m. Se caracteriza por temperaturas medias anuales que varían de 8° C a 12° C y por precipitaciones entre 600 y 800 mm, con el rango alto hacia los sectores orientales.

3.6. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El basamento lo constituye el Grupo Puno, conformado por areniscas feldespáticas (arcosas) con conglomerados polimícticos; Formación. Pichu, con areniscas tobáceas retrabajadas; Grupo Tacaza de lavas andesíticas porfíricas con fenos de plagioclasas y hornblendas; Grupo Maure, caracterizado por areniscas tobáceas grises a verdosas; Grupo Palca de toba lapilli blanca; Grupo Sillapaca con lavas dacíticas a andesíticas con texturas afaníticas a porfíricas. Sobreyaciendo al Grupo Barroso se tienen los depósitos lacustrinos de la Formación Azángaro.

El grupo Barroso fue denominado como volcánicos Barroso por Wilson J.J. y García W. (1962) y definida como un complejo volcánico de tobas y lavas traquíticas y andesíticas. Posteriormente son elevadas a la categoría de Grupo por Mendivil (1965) y definidas como rocas volcánicas posteriores a la Formación Capillune y anteriores a la última glaciación. En el Proyecto Integrado del Sur (1993) se las acotó como rocas volcánicas posteriores al Grupo Sillapaca. Se ha establecido el emplazamiento de estos flujos en el Mioceno superior, estando conformadas por tobas soldadas grises de cristales con textura porfírica, y composición andesítica. Conforman la base piroclástica del evento Barroso que alcanza los 383 m. con una extensión de 7 km. De ancho por 11 km. de largo, distribuidos al lado Oeste de las lavas Umayo. Dentro del Grupo Barroso se han diferenciado tres unidades:

3.6.1. Centro Volcánico Llanquiri

Conjunto de brechas volcánicas con abundantes fragmentos líticos heterométricos, subangulosos de lavas en una matriz arenosa lítica de tobas soldadas (ignimbritas) latíticas gris blanquecinas con cristales en fragmentos de plagioclasa con presencia de abundantes fiames.

3.6.2. Estrato Volcán Huancarani

Localizado en el extremo SO de área está constituida de brechas y lavas andesíticas a afaníticas gris oscuras.

3.6.3. Complejo Volcánico de Umayo

Flujos de lavas y piroclastos suprayacentes a todas las secuencias anteriores y que se detallan en la geología local.

Este sector se ubica al Este de la faja sedimentaria de Mañazo y Lagunillas, unidad que forma el basamento del sector, sobre el cual se sobrepone una secuencia volcano sedimentaria. El Grupo Puno del Oligoceno inferior y medio se pliega durante la fase Incaica, donde posteriormente, se deposita la Formación Pichu y el Grupo Tacaza (Oligoceno medio a superior) plegándose en el Mioceno inferior, dando origen a sinclinales y anticlinales kilométricos, bastante abiertos con dirección E-O principalmente, en algunos casos de dirección NO-SE y cuya deformación corresponde a la Fase Quechua 1. Luego se tiene un plutonismo de granodiorita a monzogranito datado en 16 M.A. (Klinck et al, 1986), para posteriormente depositarse el Grupo Maure en episodios distensivos, que se habrían originado en un fallamiento de dirección ONO-ESE de extensión kilométrica, y a su vez facilitado el emplazamiento de lavas del Grupo Sillapaca. Finalmente se depositan los flujos volcánicos del Grupo Barroso.

3.7. GEOLOGÍA LOCAL

El Complejo Arqueológico de Sillustani se encuentra ubicado, geológicamente, en la cuenca del Titicaca, que forma parte de la estructura del macizo andino altiplánico localizado en la zona donde la cordillera andina se ensancha formando una extensa altiplanicie denominada "Altiplano", que se extiende desde el departamento de Puno hasta gran parte del territorio de Bolivia.

En esta área se identifica unidades sedimentarias de origen continental y otras de origen plutónico hasta el Cuaternario reciente.

3.7.1. Grupo Puno (Tim-pu)

El Grupo consiste de areniscas con conglomerados, limolitas subordinadas, calizas y horizontes de tufos. Afloramientos de esta unidad se extienden con

una dirección NO-SE, a lo largo de la margen occidental del Lago Titicaca. La edad de esta secuencia clástica, es asignada al Terciario inferior y medio, siendo posible que comprenda unidades del Cretáceo superior. Cerca de Pirín, la base del Grupo consiste de una secuencia de 500 m de espesor, de brechas, conglomerados y areniscas que contienen abundantes clastos de hasta 20 cm de diámetro.

3.7.2. Grupo Tacaza (Tm-ta)

El Grupo consiste de una potente secuencia de andesitas bien estratificadas, lavas de andesitas basálticas y tobas, con una alta proporción de sedimentos fluviales en la parte basal. Cerca de Puno, las andesitas son de color gris pálido, verde, rojizas o moradas. Algunas veces, las tobas son lapillíticas de grano fino a grueso. La edad de su depósito se estima en el Terciario medio, descansando en discordancia angular sobre el Grupo Puno. Su espesor es calculado entre 1200 y 1500 m. Sus afloramientos ocurren principalmente cerca del límite Sur del área de estudio.

3.7.3. Grupo Maure (Ts-ma)

El Grupo se halla constituido por una secuencia de volcánicos interestratificados y sedimentos lacustres. A la secuencia Maure se le atribuye una edad Terciaria superior y su espesor se estima en 1 300 metros. Presenta una exposición limitada en el área de estudio, ocurriendo sólo en el límite suroeste.

3.7.4. Volcánicos Barroso (Ts-vba)

Esta unidad consiste de tufos y lavas de composición traquítica, con cantidades menores de andesita, depositados en bancos bien definidos. Característicamente, la roca es una traquita de color gris con fenocristales de sanidina y cristales microscópicos de biotita. Sus relaciones estratigráficas permiten establecer que esta secuencia volcánica es de edad Terciaria superior; su grosor máximo se estima en 1 500 metros. La unidad es de gran extensión regional, pero en el área de estudio presenta exposiciones limitadas al Este de la ciudad de Puno.

En el complejo Umayo se han diferenciado flujos pricoclásticos y flujos lávicos.

3.7.4.1. Piroclastos

En las inmediaciones del Cerro Pumpería se tiene una secuencia de brechas y toba andesítica de cristales (ignimbritas) de plagioclasa en una matriz de arcillas. Niveles de ignimbritas lapillíticas violáceas de cristales de plagioclasa y feldespato potásico con fragmentos líticos.

El material piroclástico fue expulsado y distribuido con dirección predominante N-S, quedándose remanentes en un área rectangular de aproximadamente 10 km² con dirección N-S y de 4 km² de Este a Oeste, con centros de emisión concentrados en la parte central y en el sector SE. Este material presenta unos 200m y 100m de espesor con pendientes entre 14° y 40° y con buzamiento hacia el SO, evidenciando un hiato erosional con las lavas de Umayo.

3.7.4.2. Lavas

En el extremo suroriental de la hoja de Puno se tiene la presencia de rocas andesítico-basálticas que van desde la Hda. Cochela al Norte de la laguna Umayo a la desembocadura del río Samigia, conformando un área de 36 km de largo por 25 km de ancho.

El cartografiado geológico del presente estudio ha precisado sus relaciones morfológicas, estratigráficas y estructurales, de igual forma se adjuntan las correspondientes descripciones petrográficas y su caracterización geoquímica, concluyéndose en que estas lavas andesíticas y andesitas basálticas han erupcionado a través de pequeños conos monogenéticos alineados, controlados por una falla regional.

3.8. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El sistema andino en el Perú se presenta en una orientación general NO-SE, el cual se asocia a los principales elementos estructurales emplazados durante el Meso-cenozoico, en especial durante la denominada fase Quechua.

Destacan la presencia de lineamientos de primer orden que se correlacionan con las fallas normales de direcciones predominantes: N40°O, N45°O, N36°O y de E-O. Entre estos destaca el lineamiento Laraqueri.

Se han reconocido estructuras de segundo orden de importancia local y paralelas a las estructuras de primer orden que muestran estructuras circulares,

asociadas a los conos volcánicos.

Con las coladas de lava se aprecian domos de lava emplazados en antiguos focos de emisión magmática.

Estas coladas y domos forman un conjunto de conos alineados entre sí, con una dirección de flujo predominante hacia el Este y el Oeste, lo que sugiere que el vulcanismo en el sector Umayo tiene un origen tectónico relacionado a fallas de extensión NO-SE, dando origen a la formación de pequeños conos volcánicos con diámetros menores a 80 m, en el que el magma inició su ascenso hacia la superficie emplazándose sobre unas tobas de cristales, correspondientes a los niveles piroclásticos de los volcánicos Umayo.

Este alineamiento NNO-SSE se relaciona a una gran fisura abrupta y profunda en la que la masa magmática fundida, alcanza la superficie en determinados puntos de esta grieta, la cual está recubierta por lavas depositadas. Este alineamiento podría ser indicativo de un vulcanismo de tipo fisural, sin embargo, aún no se tienen evidencias concluyentes al respecto.

La falla se evidencia también en las relaciones estructurales y alineamientos, entre las unidades sedimentarias Fm. Ayabacas y los Grupos Puno y Volcánicos Tacaza.

La reactivación de esta falla estaría relacionada con la edad de emplazamiento de las lavas Umayo de entre 5-6 M.a., es decir, de una edad Mio-pliocena (Kaneoka y Guevara, 1982).

Finalmente, esta zona fue afectada por levantamiento Pilo-Cuaternario, elevando y disectando estas lavas a su nivel y estado actual, destacándose nítidamente del resto de lavas del Grupo Barroso, por su morfología de mantos lávicos elevados a la manera de mesetas, característico de las efusiones andesítico-basálticas. (Valencia, 2000).

CAPITULO IV

RESULTADOS Y DISCUSION

4.1. DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DE CANTERAS Y MUESTRAS CORRESPONDIENTES DEL COMPLEJO TURÍSTICO SILLUSTANI

4.1.1. Andesita

4.1.1.1. Definición

Roca volcánica de grano fino, cuyos componentes esenciales son plagioclasas y cantidades menores de biotitas y hornblendas. Como elementos accesorios, que pueden formar parte de su composición, destacan el cuarzo, los piroxenos y los vidrios volcánicos, y entre los minerales secundarios pueden citarse los óxidos de hierro.

La coloración varía en función de las diferentes proporciones que representan los elementos que la componen. Suele prevalecer el pardo negruzco o verdoso, especialmente si en la masa de fondo predominan las formaciones cristalinas.

4.1.1.2. Descripción de canteras

Ubicada a 200 m al este del área industrial del complejo arqueológico, con coordenadas UTM 0377493-8261353, el acceso es por trocha.

En el yacimiento, se observan bloques mayores al cubo de color gris verdoso a oscuro, muy regulares, de espesor promedio de 2 m, intercaladas con estratos de material arcilloso de color marrón oscuro.

La potencia del depósito es de 2m, aunque no se descarta que en profundidad pueda seguir la secuencia sedimentaria. Se depositó en una pequeña quebrada, que permitió la acumulación del material volcánico a manera de un pseudoestrato.

4.1.1.3. Potencial estimado

Las dimensiones que se consideraron para estimar el potencial y la cantidad de material en esta cantera se indican a continuación:

Potencia medida 2 m

Área aprovechable estimada: 150, 000 m³

Volumen total: 300, 000 m³

Densidad: 2.75

Volumen final: 840 T. M.

4.1.1.4. Principales usos

Cuando se habla de andesita se piensa en sus principales propiedades de ser un material estable para construcciones de infraestructura.

Como roca ornamental, esta cantera constituye un excelente material para la restauración de las Chullpas de Sillustani.

4.1.2. Arcillas

4.1.2.1. Definición

El término arcillas tiene dos acepciones:

Mineralógica. Las arcillas son filosilicatos aluminicos hidratados. Las principales especies son el caolín, esmectita, illita, halloysita.

Las arcillas son los sedimentos más finos (< 2 micras o 1/256 mm). Compuesto por minerales de arcilla (primera acepción) y cantidades variables de otros minerales (cuarzo, feldespato, micas, cloritas, limonitas, etc). Generalmente en la naturaleza encontramos las arcillas mezcladas, los limos, arenas, humedad y material orgánico en diferente proporción, todo este conjunto de materiales se denomina material arcilloso. La arcilla común tiene con frecuencia compuestos de hierro, dando colores marrones amarillento a marrones y carbonatos.

El valor de las arcillas para sus aplicaciones industriales depende de sus propiedades químicas y físicas (plasticidad, cohesión, resistencia a la tensión, capacidad de intercambio catiónico, capacidad de absorción, etc.).

Las arcillas son constituyentes esenciales de gran parte de los suelos y sedimentos debido a que son en su mayoría, productos finales de la

meteorización de los silicatos.

4.1.2.2. Descripción de canteras

Ubicada a 200 m al este del área industrial del complejo arqueológico, con coordenadas UTM0371285-8265351, el acceso es por trocha.

En el yacimiento, se observan horizontes de arcillas de color rojizo, muy finas, plásticas, de espesor promedio de 1 m, intercaladas con estratos de material areno-arcilloso de color marrón oscuro.

La potencia del depósito es de 1m, aunque no se descarta que en profundidad pueda seguir la secuencia sedimentaria. Se depositó en una pequeña quebrada, que permitió la acumulación de material arcilloso a manera de un cono aluvial.

4.1.2.3. Potencial estimado

Las dimensiones que se consideraron para estimar el potencial y la cantidad de material en esta cantera se indican a continuación:

Potencia medida 1 m

Área aprovechable estimada: 150, 000 m³

Volumen total: 150, 000 m³

Densidad: 2.75

Volumen final: 412 T. M.

4.1.3. Caliza

4.1.3.1. Definición

Las calizas son rocas sedimentarias, de origen órgano-químico y están formados mayoritariamente por carbonatos de calcio (calcita, aragonito, dolomita y cantidades variadas de cuarzo, arcilla, entre otras).

El origen de las calizas es amplio e involucra procesos de diferente índole, entre los que se cuentan mecánicos, químicos y bioquímicos. A su vez, las rocas originadas por tales procesos, pueden sufrir modificaciones como consecuencia de cambios post-sedimentarios.

La caliza es la más usada de todas las rocas y minerales industriales, se la emplea tanto con fines ornamentales como en la industria de la construcción, la industria metalúrgica, la industria química y la de fertilizantes.

4.1.3.2. Descripción de canteras

Se ubica en la comunidad de LLungo, distrito de Atuncolla, provincia de Puno, a km en línea recta del complejo arqueológico de Silluatani, con coordenadas UTM 0371285-8265351. el acceso es por carretera afirmada (5km).

La cantera se ubica al noroeste del área industrial, se trata de un depósito de calizas silicificadas pertenecientes a la formación Ayabacas, de edad Cretácea.

Son calizas de color gris blanquecino, de grano medio a grueso, silicificadas, ligeramente alteradas y con alto grado de compactación. Se presentan en bancos medianos a gruesos.

Esta cantera no se encuentra en explotación por estar ubicada en una zona arqueológica.

4.1.3.3. Potencial estimado

Las dimensiones que se consideraron para estimar el potencial y la cantidad de material en este depósito se indica a continuación:

Potencia media: 10 m

Área aprovechable estimada: 500 m²

Volumen total: 5000 m³

Densidad: 2,6

Volumen final: 13,000 T. M.

4.1.3.4. Principales usos

La caliza tiene múltiples usos industriales debido a sus características químicas; los más importantes son aquellos que presentan bajas impurezas, las cuales varían considerablemente en tipo y cantidad. Entre los principales usos de la caliza tenemos:

La cal es el producto que se obtiene calcinando la piedra caliza por debajo de la temperatura de

(903°C) con la cual se libera el óxido de calcio. En ese estado se denomina cal viva.

Cal viva, material obtenido de la calcinación de la caliza que, al desprender anhídrido carbónico, se transforma en óxido de calcio.

Cal apagada, se conoce con el nombre comercial de cal hidratada a la especie

de hidróxido de calcio.

Cal hidráulica, está compuesta principalmente de hidróxido de calcio, sílice (SiO_2) y alúmina (Al_2O_3) o mezclas sintéticas de composición similar. Tiene la propiedad de fraguar y endurecer incluso debajo del agua.

Carbonato de calcio, el carbonato de calcio, CaCO_3 , es muy abundante en la naturaleza. Ya sea como el mineral calcita (trigonal), aragonito (rómico). El carbonato de calcio tiene numerosas aplicaciones en la industria.

4.2. DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA Y MICROSCÓPICA DE LAS MUESTRAS DEL COMPLEJO TURÍSTICO SILLUSTANI

“unas (chullpas) se encuentran en el borde del mismo de los precipicios que dominan el lago... otras están en el centro del promontorio. Algunas se hallan en ruinas o están parcialmente caídas, otras son casi tan perfectas como cuando recién se le construyó; otras parecen haber sido terminadas a medias. Por todas partes se esparcen profusamente grandes bloques de basalto y traquita, total o parcialmente labrados.” (Squier G.; 1974: 205).

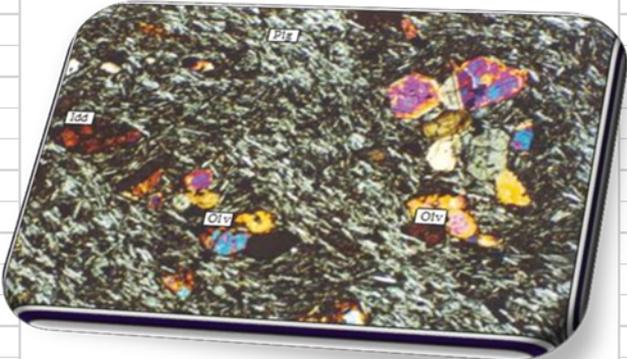
Las descripciones macroscópicas y microscópicas y los análisis químicos evidencian una composición calco-alcalina, de variabilidad composicional de Sur a Norte. En este estudio se usaron un total de 5 muestras de roca para la descripción litológica y petrográfica; y casi igual número de análisis químicos.

Se han determinado andesitas basálticas, andesitas, y en menor grado traquidacitas muy potásicas, en texturas porfíricas y afíricas con < 25% de fenocristales en una matriz fina de plagioclasa y piroxeno. Estas traquidacitas presentan fenocristales con olivino, piroxenos, anfíboles y/o biotitas, estos últimos con bordes de corrosión en algunos casos de forma esquelética.

Los estudios petrográficos basados en los diagramas de Streckeisen dieron como resultado litologías para las lavas Umayo de andesitas basálticas.

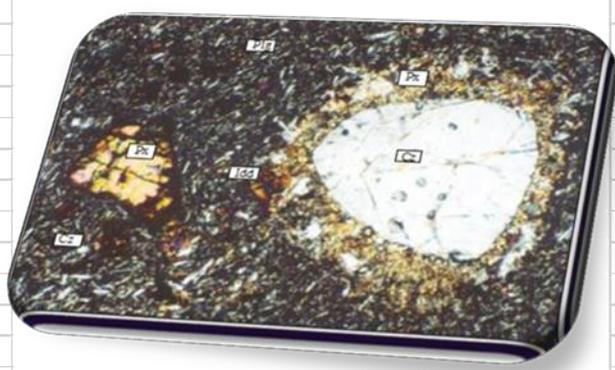
Seguidamente se adjuntan los partes de la descripción en secciones standard:

FORMATO		
ESTUDIO PETROGRÁFICO		
SOLICITADO POR:		KFP
Nº DE MUESTRA:		1001
CÓDIGO DE LABORATORIO:		UM001
LOCALIDAD:		SILLUSTANI
UNIDAD LITOLÓGICA:		VOLCÁNICO UMA YO
PROYECTO:		RESTAURACIÓN
FECHA:		
CLASIFICACIÓN:	pórfido andesítico	
DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca ígnea subvolcánica de color gris moteada con textura porfídica y matriz afanítica; los fenocristales de plagioclasa con tamaño de 1 a 4 mm, en un 15 a 20% del total de roca, se encuentran flotando dentro de la matriz.		
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: holocristalina porfídica con matriz microlítica, masiva		
TEXTURA:	microlítica	
MINERALOGÍA		
Esenciales %	Accesorios %	Secundarios
fenocristales 15	opacos Tr	calcita clorita
plagioclasa 14	apatito 1	epidota
feldespato alcalino 1		
ALTERACIONES:	cloritización, seritización	
OBSERVACIONES	origen: ígnea subvolcánica	
FOTOMICROGRAFÍA:		

	<p style="text-align: center;">FORMATO</p>		
<p>ESTUDIO PETROGRÁFICO</p>			
SOLICITADO POR:			KFP
N° DE MUESTRA:			1001
CÓDIGO DE LA BORA TORIO:			UM002
LOCALIDAD:			SILLUSTANI
UNIDAD LITOLÓGICA:			VOLCÁNICO UMA YO
PROYECTO:			RESTAURACIÓN
FECHA:			11.11.15
CLASIFICACIÓN:	basalto porfídico con augita y olivino		
<p style="text-align: center;">DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca ígnea de color gris oscuro moteada de blanco con textura porfídica y matriz afanítica; los fenocristales de plagioclasa menores de 1 cm. Flotan en la matriz y son el 30% de la roca.</p>			
<p style="text-align: center;">DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Holocristalina, porfídica con matriz microlítica y masiva.</p>			
TEXTURA:	porfídica con matriz microlítica		
<p>MINERALOGÍA</p>			
Esenciales %	Accesorios %	Secundarios	
fenocristales 20	apatito Tr.	calcita clonita	
plagioclasa 15	apatito	epídota	
olivino 2			
clinopiroxeno 2			
opacos 1			
ALTERACIONES:	sideromelana		
OBSERVACIONES	origen: ígneo volcánico		
FOTOMICROGRAFÍA:			

FORMATO		
ESTUDIO PETROGRÁFICO		
SOLICITADO POR:		KFP
Nº DE MUESTRA:		1001
CÓDIGO DE LABORATORIO:		UM003
LOCALIDAD:		SILLUSTANI
UNIDAD LITOLÓGICA:		VOLCÁNICO UMA YO
PROYECTO:		RESTAURACIÓN
FECHA:		11.11.15
CLASIFICACIÓN:	pórfido dacítico	
<p>DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca ígnea hipoabisal de color gris verdusco moteado de negro, con textura porfídica y matriz fanerítica fina, los fenocristales de plagioclasa de tamaño entre 0.4 y 0.7mm y entre los fenocristales se presenta hornblenda y biotita y una matriz afanítica de color crema.</p> <p>DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Holocristalina, porfídica con matriz microlítica granular a masiva.</p>		
TEXTURA:	masiva	
MINERALOGÍA		
Esenciales %	Accesorios %	Secundarios
fenocristales 55	opacos Tr.	calcita clorita
plagioclasa 44	apatito 1	epídota
opacos 1		
ALTERACIONES:	hematita	
OBSERVACIONES	origen: ígneo volcánico	
FOTOMICROGRAFÍA:		

	<p style="text-align: center;">FORMATO</p>		
	<p style="text-align: center;">ESTUDIO PETROGRÁFICO</p>		
SOLICITADO POR:			KFP
N° DE MUESTRA:			1001
CÓDIGO DE LA BORA TORIO:			UM004
LOCALIDAD:			SILLUSTANI
UNIDAD LITOLÓGICA:			VOLCÁNICO UMA YO
PROYECTO:			RESTAURACIÓN
FECHA:			11.11.15
CLASIFICACIÓN:	andesita porfídica		
<p style="text-align: center;">DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca ígnea volcánica de color gris verdoso claro, con escasos fenocristales dentro de una masa afanítica se encuentra atravesada por venillas de calcita muy fina.</p>			
<p style="text-align: center;">DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Holocristalina, porfídica con matriz microlítica félsica</p>			
TEXTURA:	porfídica con matriz microlítica félsica		
<p>MINERALOGÍA</p>			
Esenciales %	Accesorios %	Secundarios	
fenocristales 12	opacos Tr.	calcita clorita	
plagioclasa 12	microlitos de opacos Tr.	epídota	
opacos 1			
ALTERACIONES:	hidrotermal		
OBSERVACIONES	origen: ígneo volcánico		
<p>FOTOMICROGRAFÍA:</p>			
			

	<p style="text-align: center;">FORMATO</p>		
<p style="text-align: center;">ESTUDIO PETROGRÁFICO</p>			
SOLICITADO POR:			KFP
N° DE MUESTRA:			1001
CÓDIGO DE LABORATORIO:			UM005
LOCALIDAD:			SILLUSTANI
UNIDAD LITOLÓGICA:			VOLCÁNICO UMA YO
PROYECTO:			RESTAURACIÓN
FECHA:			11.11.15
CLASIFICACIÓN:	diabasa		
<p>DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA: Roca ígnea volcánica de color gris verdosa con puntos blancos circulares, fanerítica fina, los puntos blancos menores de 0.5 mm y corresponden a amígdalas rellenas de cuarzo.</p>			
<p style="text-align: center;">DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA: Holocristalina, hipidiomórfica ofítica (intergranular)</p>			
TEXTURA:	masiva amigdalar		
MINERALOGÍA			
Esenciales %	Accesorios %	Secundarios	
plagioclasa 39	opacos Tr.	calcita clorita	
clinopiroxeno 44	zeolita 8	epídota	
opacos 7			
vidrio 1			
ALTERACIONES:	cloritización		
OBSERVACIONES	origen: ígneo volcánico		
FOTOMICROGRAFÍA:			
			

4.3. PETROGRAFÍA DE MUESTRAS DEL COMPLEJO TURÍSTICO DE SILLUSTANI

Las descripciones macroscópicas y microscópicas y los análisis químicos evidencian una composición calcoalcalina, de variabilidad composicional de Sur a Norte. En este estudio se usaron más de un centenar de muestras de roca para realizar la descripción litológica y petrográfica; y casi igual número de análisis químicos.

Se han diagnosticado andesitas basálticas, andesitas, y en menor grado traquidacitas muy potásicas, en texturas porfiríticas y afíricas con <25% de fenocristales en una matriz fina de plagioclasa y piroxeno. Estas traquidacitas presentan fenocristales con olivino, plagioclasas, clinopiroxeno además de ensamblajes hornblenda y biotita.

Las rocas están constituidas por fenocristales de plagioclasas que muestran maclas y zonaciones, en algunos casos complejos, con bordes de corrosión y alteración a otros minerales. Además, se han reconocido fenocristales de olivino, piroxenos, anfíboles y/o biotitas, estos últimos con bordes de corrosión en algunos casos de forma esquelética.

Los estudios basados en los diagramas de Streckeisen dieron como resultado para las lavas Umayo litologías de andesíticas – basálticas.

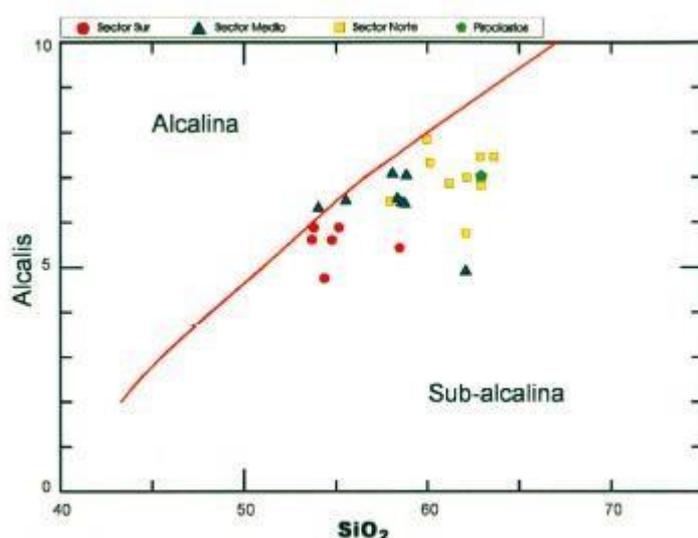


Figura 20. Definición de la serie calcoalcalina de lavas

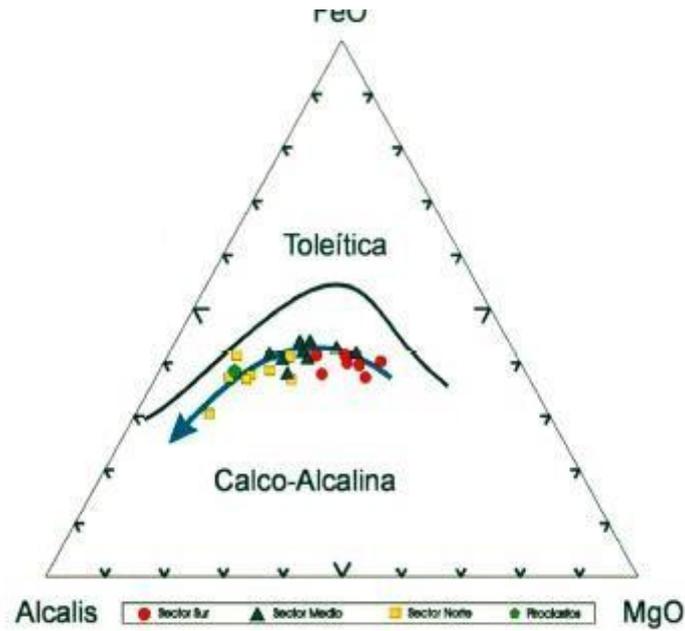


Figura 21. Diagrama AFM según Irvine y Vargar (1971)

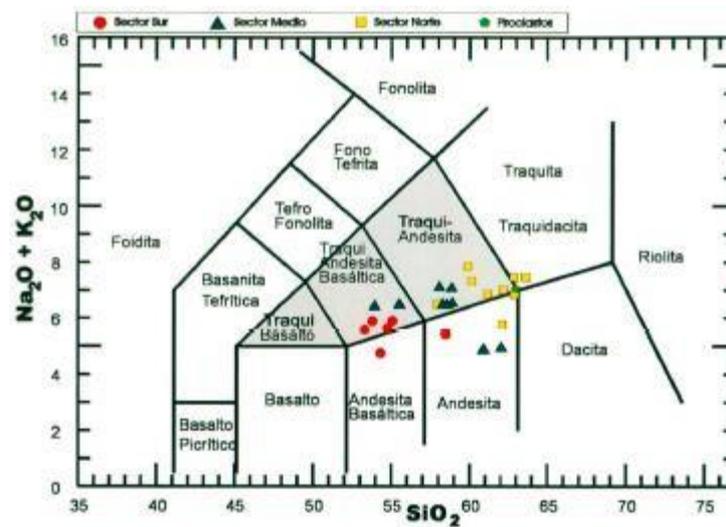


Figura 22. Clasificación de lavas

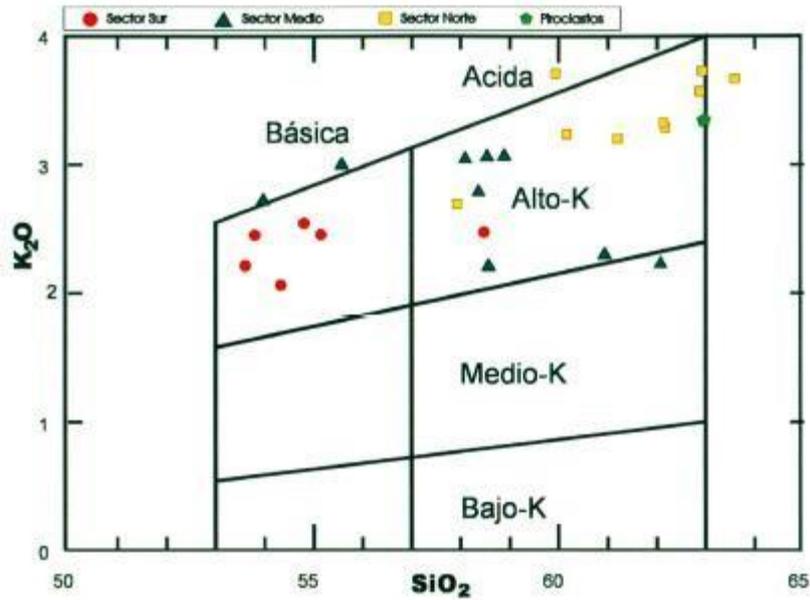


Figura 23. Diagrama de Gill (1981)

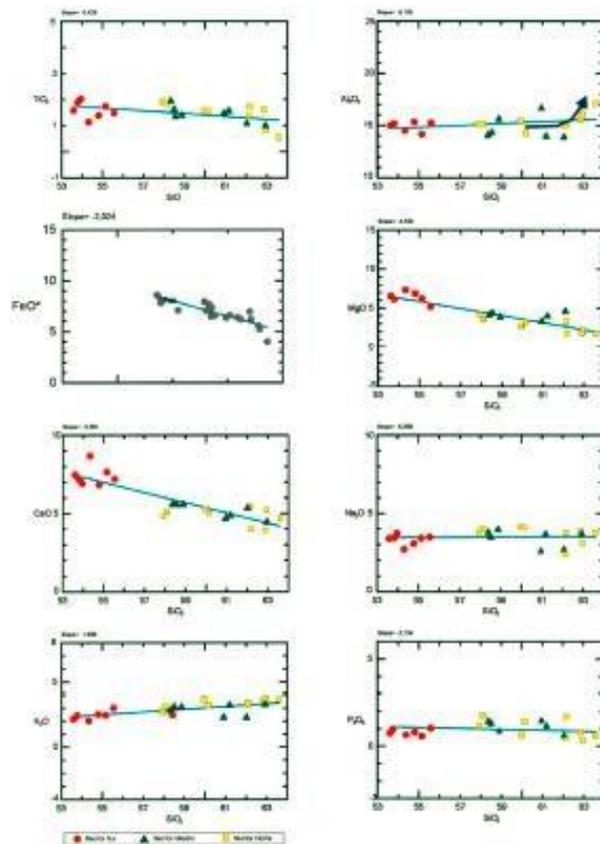


Figura 24. Diagrama de Harker

V. CONCLUSIONES

1. Las características geológicas y petrológicas de las rocas extrusivas del Complejo Turístico Sillustani las representan como erupciones de andesitas basálticas de poco volumen, a manera de pequeños conos lávicos monogénicos.
2. El estudio de Microscopia revela que las microestructuras presentes en las muestras del Complejo Turístico Sillustani varían desde porfídica a hipidiomórfica.
3. El estudio nos indica que existen microestructuras de masiva hasta amigdalas.
4. El diagnóstico para las muestras de roca extrusiva del Complejo Turístico Sillustani dio como resultado litologías desde andesíticas hasta andesitas basálticas.

VI. RECOMENDACIONES

1. Se recomienda hacer estudios de inclusiones fluídas para las rocas del Complejo Turístico Sillustani.
2. Se recomienda hacer estudios de paleomagnetismo en las rocas del Complejo Turístico Sillustani.
3. Se recomienda realizar un estudio con microscopio confocal finalmente.

VII REFERENCIAS

- BATEMAN, Alan M. (1982): Yacimientos Minerales de Rendimiento Económico. Editorial Omega. Barcelona. España. 5ta Edición. 987 pág.
- Benavides, J. 1983., Alteración y Mineralización en un Sector del Distrito Minero de Julcani., Boletín de la Sociedad Geológica del Perú., N° 72., pp. 99-110
- Davis J.F., 1980, K-Rb Patterns in an Archean "Porphyry Type" Copper deposits, Timmins, Ontario, Canada; Economic Geology, Vol. 75, 1980; pp. 1462- 1472.
- Deen Jeffrey, Rye Roberts, Muñoz James, Drexler Jhon, 1994, The Magmatic Hydrothermal System at Julcani, Peru: Evidence from fluids inclusions and hydrogen and oxygen isotopes.; Economic Geology, Vol 89, Number 8, 1994; pp. 1924-1938
- Echavarría Leandro, 2015, Mapeo en Terrenos Volcánicos, Colorado School of Mines
- Goodell Philip, 1970, Zoning and Paragenesis in the Julcani, District, Peru, Informe Privado CMBSAA
- Govett G.J.S, 1983, Rock Geochemistry in Mineral Exploration, Volume 3, Elsevier Scientific Publishing Company Amsterdam-Oxford-New York
- Hankes H.E. y Webb J.S., 1962, Geochemistry in Mineral Exploration. Harper&Row Publishers New York and Evanston
- Lueth Virgil, Goodell Philip, Pingitore Nicholas. 1990, Encoding the Evolution of an Ore System in Bismuthinite-Stibnite Compositions, Julcani, Peru, Economic Geology Vol 85, 1990, pp. 1462-1472
- Mason Brian, 1960, Principios de Geoquímica, Ediciones Omega- Barcelona.
- Mayta O., Herrera J., 1987., Otros Lineamientos Estructurales Mineralizados en Julcani-Huancavelica- Peru. VI Congreso de Geología.
- Noble Donald, 2007. Preliminary Results on New Isotopic Dating at Julcani, Memorandum, Informe Privado CMBSAA.
- Noble Donald. 2007., Some New Observations and Preliminary Discussions on the Geologic Evolution and Mineralization of Julcani. Memorandum, Informe Privado CMBSAA
- Noble D., 2001. Comments on the Mineral Potencial at Depth in the Central Part of the Julcani District., Memorandum. Informe Privado CMBSAA.
- Noble D., Silberman M., 1984., Evolución Volcánica e Hidrotermal y Cronología de K – Ar del Distrito Minero de Julcani, Perú., Boletín Sociedad Geológica del Perú – Volumen Jubilar LX Aniversario. Homenaje Dr. George Petersen, Fasc. 5, pp 1-35.
- Noble Donald, Vidal Cesar, 1990, Association of Silver with Mercury, Arsenic, Antimony and carbonaceous material at the Huancavelica District, Peru, Economic Geology Vol 85, 1990, pp. 1645-1650.

Petersen Ulrich. 2001. Julcani K y Rb. Memorando. Informe Privado de CMBSAA

Petersen Ulrich, Noble D., Arenas M., Goodell P., 1977. Geology of the Julcani Mining District, Peru, Economic Geology Vol 72. pp. 931-949

Rankama K y Sahama Th. 1949, Geoquímica, Aguilar, SA Ediciones-Madrid

Scherkenbach, 1978, Potassium and Rubidium metasomatism related to mineralization at the Julcani district, Peru, Informe Privado CMBSSA.

Scherkenbach Daryl, Noble Donald. 1984., Potassium and Rubidium Metasomatism at the Julcani District, Peru. Economic Geology Vol 79. 1984. pp. 565-572

Shelnutt Jhon, Noble D., 1985, Premineralization Radial Dikes of Tourmalinized Fluidization Breccia, Julcani District, Peru., Economic Geology Vol 80, 1985, pp. 1622-1632

INGEMMET, Morche W. y Larico Washington, Setiembre de 1996, Geología del Cuadrangulo de Huancavelica, Boletín N° 73 hoja 26-n, pp. 21-102.

Valencia, Michael, 2000, Complejo Volcánico Umayo. Pp 22.

Villanueva Robinson, abril de 2001, Estadísticas Aplicadas y análisis Factorial, Folleto Recursos Naturales Medio Ambiente SRL, N° 01, pp.4-79

PAGINAS WEB CONSULTADAS

<http://www.buenaventura.com.pe> (Compañía de Minas Buenaventura S.A.A)

<http://www.peru.com> (Información por Departamentos –Huancavelica)

<http://biblioteca.unmsm.edu.pe> (Biblioteca de la Univ. Mayor de San Marcos Perú)

<http://www.ingemmet.com.pe> (Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú)

ANEXOS

1. Plano de ubicación del proyecto
2. Mapa geológico
3. Mapa de ubicación de canteras
4. Cuadro de análisis químicos