



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO

**FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Y
METALÚRGICA**

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA



**DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS Y
SIMULACIÓN DE FLUJOS DE LAVA DEL COMPLEJO
VOLCÁNICO CHACHANI - AREQUIPA**

TESIS

PRESENTADO POR:

BACH. ELIZABETH PACSI CHOQUE

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO GEÓLOGO

PUNO - PERÚ

2023



Reporte de similitud

NOMBRE DEL TRABAJO

TESIS: PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS
Y SIMULACIÓN DE FLUJOS DE LAVA DE
L COMPLEJO VOLCÁNICO CHACHANI -
ARE

AUTOR

ELIZABETH PACSI CHOQUE

RECuento DE PALABRAS

38131 Words

RECuento DE CARACTERES

191444 Characters

RECuento DE PÁGINAS

201 Pages

TAMAÑO DEL ARCHIVO

3.2MB

FECHA DE ENTREGA

Dec 15, 2023 5:22 AM GMT-5

FECHA DEL INFORME

Dec 15, 2023 5:26 AM GMT-5

● 11% de similitud general

El total combinado de todas las coincidencias, incluidas las fuentes superpuestas, para cada base de datos

- 7% Base de datos de Internet
- Base de datos de Crossref
- 6% Base de datos de trabajos entregados
- 1% Base de datos de publicaciones
- Base de datos de contenido publicado de Crossref

● Excluir del Reporte de Similitud

- Material bibliográfico
- Material citado
- Material citado
- Coincidencia baja (menos de 10 palabras)



Agustín Víctor VELEZ VILASA
INGENIERO GEÓLOGO
C.I.P. N° 55689



Dr. Leonel Palomino Escandía
Licenciado
Director (e) de la Unidad de Investigación
EPIG

Resumen



DEDICATORIA

Dedico este trabajo a mis amados padres, Percy Pacsi y Vicentina Choque, cuyo apoyo incondicional y aliento han sido inquebrantables siendo mi fuente de inspiración, enseñándome a perseguir mis sueños con pasión y determinación. Este logro es un testimonio de su confianza inquebrantable en mí. Gracias por estar siempre a mi lado, por creer en mí y por darme lo mejor de ustedes.

A mis queridas hermanas Ana Y. Pacsi y Luz C. Pacsi.

A la memoria de mis queridos abuelos María Candelaria Ramos y Nicolás Choque.

Elizabeth Pacsi Choque



AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Instituto Geológico Minero y Metalúrgico – INGEMMET, al Proyecto IGCP 692 - “Patrimonio Geológico para la Resiliencia ante Peligros Geológicos”, al Laboratorio de Magmas y Volcanes de la Universidad de Clermont Auvergne (Francia), por brindarme las facilidades y el apoyo en el desarrollo de la presente tesis y aportar en mi desempeño y formación profesional.

Al CONCYTEC a través del programa PROCIENCIA en el marco del concurso “Tesis de Pregrado y Posgrado en Institutos Públicos de Investigación”, según el contrato [N° PE501080642-2022-PROCIENCIA], por el financiamiento.

Agradezco a la M. Sc. Nérida Manrique, por sus enseñanzas, por su motivación, paciencia, su tiempo, compromiso y responsable técnico en el desarrollo de esta tesis por parte del INGEMMET - PROCIENCIA. “Gracias por ayudarme a alcanzar mis objetivos”.

Agradezco al M. Sc. Rigoberto Aguilar, por su motivación, por su apoyo, sus enseñanzas y por sus recomendaciones para la elaboración de la presente tesis.

Un agradecimiento especial al Dr. Benjamin van Wyk de Vries, a la Dra. Magdalena Oryaëlle Chevrel y al Dr. Karim Kelfoun, por motivarme, por ayudarme a alcanzar mis objetivos, por su confianza, por abrir las puertas para mi pasantía en el Laboratorio de Magmas y Volcanes (Francia) y su respaldo a mi trabajo de investigación.

Al M. Sc. Agustín Vélez por su guía y su tiempo como mi asesor de tesis por parte de la universidad.

A mi alma mater Universidad Nacional del Altiplano, a la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica, y a todos mis docentes que me acompañaron durante mi vida universitaria.

Elizabeth Pacsi Choque



ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA

AGRADECIMIENTOS

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE TABLAS

ÍNDICE DE ACRÓNIMOS

RESUMEN 18

ABSTRACT..... 19

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES..... 22

1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA 28

1.2.1. Identificación del problema..... 28

1.2.2. Valoración del problema 28

1.2.3. Formulación del problema 29

1.3. JUSTIFICACIÓN 30

1.4. OBJETIVOS..... 30

1.4.1. Objetivo general 30

1.4.2. Objetivos específicos 30

CAPÍTULO II

REVISIÓN DE LA LITERATURA

2.1. DESCRIPCIÓN Y PROPIEDADES DE LOS FLUJOS DE LAVA 31

2.1.1. Tipos de flujos de lava 31

2.1.2. Sistema de distribución de los flujos de lava 40



2.1.3.	Sistema de canales.....	41
2.1.4.	Tamaño y forma de los flujos de lava	44
2.1.5.	Dinámica de los flujos de lava	44
2.1.6.	Parámetros que controlan la longitud de los flujos de lava.....	45
2.1.7.	Reología de los flujos de lava	49
2.2.	DESCRIPCIÓN Y PROPIEDADES DE LOS DOMOS	52
2.2.1.	Tipos de domos	53

CAPÍTULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1.	MATERIALES Y EQUIPOS.....	56
3.1.1.	Instrumentos y materiales en campo	56
3.1.2.	Equipos y materiales en gabinete	57
3.2.	METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN.....	57
3.2.1.	Ruta de la Investigación:	57
3.2.2.	Alcance de la Investigación:	57
3.2.3.	Población y Muestra:.....	57
3.2.4.	Técnicas de análisis de datos:	57
3.3.	PROGRAMAS DE ANÁLISIS DE INFORMACIÓN	75

CAPÍTULO IV

CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

4.1.	UBICACIÓN	76
4.1.1.	Ubicación política	76
4.1.2.	Ubicación geográfica	76
4.2.	VÍAS DE ACCESO.....	77
4.3.	POBLACIÓN	77



4.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	78
4.4.1. Estructuras Tectónicas Locales	79
4.5. ESTRATIGRAFÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO CHACHANI	80
4.5.1. Estratigrafía del substrato del complejo volcánico Chachani	80
4.5.2. Evolución estratigráfica del complejo volcánico Chachani	88
4.5.3. Edificios Antiguos del complejo volcánico Chachani	89
4.5.4. Edificios Jóvenes del complejo volcánico Chachani	95
4.6. GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	101
4.6.1. Geoforma de carácter tectónico degradacional y erosional	102
4.6.2. Geoforma de carácter deposicional o agradacional	102
4.6.3. Geoforma de carácter denudacional	102
4.6.4. Geoformas de carácter volcánico	103
4.6.5. Geoforma glacial	106
4.6.6. Geoforma fluvial	107
4.6.7. Geoforma antrópica.....	107

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología de los flujos de lava	
.....	108
5.1.1. Flujo de lava Nocarane.....	108
5.1.2. Domo-colada El Colorado.....	113
5.1.3. Flujo de lava El Ángel.....	117
5.1.4. Flujo de lava El Rodado	123
5.1.5. Flujos de lava Horqueta	129
5.1.6. Flujo de lava Potrero	134



5.1.7. Flujos de lava Uyupampa.....	140
5.1.8. Flujo de lava Chachani.....	148
5.2. Análisis de cristalinidad de los flujos de lava	155
5.3. Simulación de los flujos de lava	157
5.4. Modelos analógicos	161
5.4.1. Experimento 1	161
5.4.2. Experimento 2	162
5.5. DISCUSIÓN	164
5.6. Morfometría y reología de los flujos de lava	164
5.6.1. Dificultad de obtener los parámetros morfométricos de algunos flujos de lava.....	164
5.6.2. Limitaciones de los métodos de Kilburn & Lopes (1991) y el número de Grätz de Pinkerton & Wilson (1994)	165
5.6.3. Dinámica del emplazamiento de los flujos de lava.....	166
5.6.4. Secuencia de emplazamiento de los flujos de lava	169
5.7. Modelos analógicos	173
5.7.1. Secuencia de desarrollo de las estructuras de los flujos de lava	173
5.7.2. Dirección del esfuerzo.....	175
5.7.3. Similitud con algunos flujos de lava del Chachani	176
VI. CONCLUSIONES	179
VII. RECOMENDACIONES	181
VIII. REFERENCIAS.....	182
ANEXOS.....	196

Área: Geología Regional



Línea: Vulcanología

Fecha de sustentación: 28 de diciembre de 2023



ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1 Volcanes activos y potencialmente activos del Perú.....	22
Figura 2 Sección del flujo de lava a'ā.....	33
Figura 3 Flujo de lava tipo 'a'ā.....	34
Figura 4 Vesículas en los flujos de lava a'ā.....	34
Figura 5 Secuencia esquemática de flujo de lava pāhoehoe.....	37
Figura 6 Flujos de lava pāhoehoe.....	37
Figura 7 Sección de un flujo de lava en bloques.....	40
Figura 8 Sistema de canales.....	43
Figura 9 Clasificación y características de las rocas.....	44
Figura 10 Longitud frente a la tasa de efusión.....	48
Figura 11 Longitud frente al volumen para los flujos basálticos de Hawai.....	49
Figura 12 Modelos reológicos anteriormente descritos.....	51
Figura 13 Sección transversal de los tipos de domos.....	53
Figura 14 Tipos de domos.....	55
Figura 15 Esquema de un flujo de lava y ejemplo del perfil de un flujo de lava típico.	60
Figura 16 Metodología utilizada para calcular el ángulo de la pendiente.....	61
Figura 17 Mapa de ubicación de las secciones delgadas.....	67
Figura 18 Escaneo de la sección delgada CHA-18-02.....	68
Figura 19 Cuantificación de los cristales en el programa Photoshop de la sección delgada CHA-18-02.....	69
Figura 20 Análisis modal de la sección delgada CHA-18-02.....	70



Figura 21	Maquetas en donde se ha realizado el experimento analógico.....	74
Figura 22	Estructuras tectónicas.	80
Figura 23	Ignimbrita Río Chili.	83
Figura 24	Ignimbritas de la cuenca de Arequipa.	84
Figura 25	Ignimbrita La Joya.....	85
Figura 26	Ignimbrita Aeropuerto Arequipa.	86
Figura 27	Depósitos de los Tufos Yura, en la zona de Yura Viejo.....	87
Figura 28	Ignimbrita Aeropuerto y los flujos de lava del Chachani Basal.	90
Figura 29	Los edificios volcánicos de Chingana, Nocarane y el domo El Volcancillo.	91
Figura 30	Flanco SO del edificio volcánico Nocarane y el domo El Volcancillo.	92
Figura 31	Flujo de lava del flanco NE del edificio volcánico Nocarane.	92
Figura 32	Depósito hidroclásticos de la zona Charcani.....	94
Figura 33	Flanco NO del Domo Colorado.....	95
Figura 34	Domo El Volcancillo desde donde se aprecia la parte alta de los edificios volcánicos El Ángel y Chachani.....	96
Figura 35	Domos Potrero.....	97
Figura 36	Edificios volcánicos Horqueta, Rodado y Chachani.	98
Figura 37	Flujo de lava Uyupampa.....	99
Figura 38	Domo El Volcancillo, en el primer plano se aprecia los flujos de lava del edificio volcánico Chingana.	101
Figura 39	Unidades del edificio volcánico Nocarane.	110
Figura 40	Flujo de lava Noc/9.	112
Figura 41	Unidades del domo-colada El Colorado.....	115
Figura 42	Domo-colada Col/1.	117



Figura 43	Unidades del edificio volcánico El Ángel.	120
Figura 44	Flujo de lava Ang/4	122
Figura 45	Unidades del edificio volcánico El Rodado.	127
Figura 46	Flujo de lava Rod/5.	128
Figura 47	Unidades del edificio volcánico La Horqueta.	133
Figura 48	Flujo de lava Hor/7.	134
Figura 49	Unidades de los Domos Potrero.	137
Figura 50	Flujo de lava Pot/3.	139
Figura 51	Unidades del campo de flujo de lava Uyupampa.	142
Figura 52	Flujo de lava Uyu/1 y Uyu/3.	147
Figura 53	Unidades del edificio volcánico Chachani.	151
Figura 54	Flujo de lava Cha/3.	152
Figura 55	Modelo isotérmico simulado en el VolcFlow, teniendo como fuente al costado del flujo de lava Potrero.	158
Figura 56	Modelo isotérmico simulado en el VolcFlow, teniendo como fuente de generación el edificio volcánico Chachani.	159
Figura 57	Perfil la de la simulación 2.	160
Figura 58	Experimento 1 de modelos analógicos.	161
Figura 59	Experimento 2 de modelos analógicos	162
Figura 60	Zona proximal del experimento 2.	163
Figura 61	Zona distal del experimento 2.	163
Figura 62	Correlación estadística entre la viscosidad y los principales datos morfométricos.	168
Figura 63	Probables fases de emplazamiento del flujo de lava Potrero (Pot/3).	171
Figura 64	Probable fase de emplazamiento del domo-colada El Colorado (Col/1).	172



Figura 65	Probable fase de emplazamiento del flujo de lava Uyupampa/3 (Uyu/3).	173
Figura 66	Secuencia de desarrollo de las estructuras volcánicas de los flujos de lava.	175
Figura 67	Esquema de referencia utilizado para referirse a la dirección del esfuerzo.	176
Figura 68	Recopilación de las estructuras volcánicas en los flujos de lava del complejo volcánica Chachani.....	178



ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1 Tabla de parámetros entrada para ejecutar en el VolcFlow.	72
Tabla 2 Ubicación política del área de estudio.	76
Tabla 3 Ubicación geográfica del área de estudio.	77
Tabla 4 Principales vías de acceso al complejo volcánico Chachani y los flujos de lava que se pueden observar durante el tramo.	77
Tabla 5 Población total de los distritos asentados alrededor del complejo volcánico Chachani.	78
Tabla 6 Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología de la unidad Noc/9.	111
Tabla 7 Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología de la unidad Col/1.	116
Tabla 8 Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología de la unidad Ang/4.	121
Tabla 9 Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología de la unidad Rod/5.	126
Tabla 10 Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología de la unidad Hor/7.	132
Tabla 11 Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología del flujo de lava Pot/3.	138
Tabla 12 Morfometría, parámetros de emplazamiento y la reología de la unidad Uyu/1.	143
Tabla 13 Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología de la unidad Uyu/3.	146



Tabla 14	Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología de la unidad Cha/3.	150
Tabla 15	Constantes físicas.....	153
Tabla 16	Morfometría de los flujos de lava.	153
Tabla 17	Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos.	154
Tabla 18	Parámetros de emplazamiento mediante Pinkerton & Wilson (1994), y la estimación de los parámetros reológicos.	155
Tabla 19	Análisis modal de secciones delgadas correspondientes a los flujos de lava del complejo volcánico Chachani.	157



ÍNDICE DE ACRÓNIMOS

Ang	: Ángel.
ANFs	: Anfíbol.
bt	: Biotita
CVZ	: Zona Volcánica Central.
Cha/CHA	: Chachani.
Col	: Colorado.
CONCYTEC	: Consejo Nacional de Ciencia, Tecnología e Innovación Tecnológica.
CONIDA	: Comisión Nacional de Investigación y Desarrollo Aeroespacial.
DEM	: Modelo de Elevación Digital.
E	: Este.
ESE	: Estesureste.
Ec.	: Ecuación.
Fig.	: Figura.
<i>g</i>	: Gravedad.
Hor	: Horqueta.
INEI	: Instituto de Estadística e Informática.
<i>H</i>	: Espesor.
INGEMMET	: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico.
<i>k</i>	: Difusividad térmica.
Ka	: Kilo año.
Km	: Kilómetros.
<i>L</i>	: Longitud.
<i>m</i>	: Metros.
m.s.n.m.	: Metros sobre el nivel del mar.
Ma	: Millones de años.
N	: Norte.



NE	: Noreste.
NO	: Noroeste.
Noc	: Nocarane.
O	: Oeste.
ONO	: Oestenoeste.
ρ	: Densidad.
PGLs	: Plagioclasa.
Pot	: Potrero.
Pa	: Pascal.
PROCIENCIA	: Programa Nacional de Investigación Científica y Estudios Avanzados.
PXs	: Piroxeno.
Q	: Tasa de efusión total.
Rod	: Rodado.
s	: Segundo.
S	: Sur.
SPOT	: Satélite para la Observación de la Tierra.
SE	: Sureste.
SO	: Suroeste.
T	: Tiempo.
Uyu	: Uyupampa.
Vol.	: Volumen.
UNESCO	: Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura.
W	: Ancho del flujo de lava.
w	: Ancho del canal.
WGS	: World Geodetic System.



RESUMEN

El rápido crecimiento de la población de Arequipa hacia los edificios volcánicos del complejo volcánico Chachani se está realizando sin ningún tipo de planificación y sin considerar los peligros volcánicos, lo cual hace importante realizar un estudio más detallado sobre los flujos de lava, considerando la determinación morfométrica, el cálculo de los parámetros de emplazamiento, la reología, y el desarrollo de modelos para entender el emplazamiento de los flujos de lava. La metodología consiste en el cartografiado morfológico de los flujos de lava y un domo-colada para la determinación morfométrica, para el cálculo de los parámetros de emplazamiento y la reología; el análisis de la cristalinidad mediante el escaneo de las secciones delgadas; y por último la simulación mediante un modelo numérico y el desarrollo de modelos analógicos con silicona. En los resultados, las dimensiones de los flujos de lava analizados tienen una longitud de hasta ~8 km, un espesor promedio hasta ~149 m, y un ancho promedio de hasta ~2309 m. La viscosidad calculada de los flujos de lava mediante la ecuación de Nichols (1939) es de 10^7 a 10^9 Pa s, que se emplazaron en un periodo de ~2 hasta ~18 años utilizando la ecuación de Kilburn & Lopes (1991) y con una baja velocidad de emplazamiento que van de ~ 0.7 m día⁻¹ a ~ 9 m día⁻¹. La química y el análisis de cristalinidad nos indican que los flujos de lava son de composición andesita y dacita. La simulación en el cráter del edificio volcánico Chachani, nos indica que los flujos de lava pueden alcanzar una distancia de hasta ~10 km y los modelos analógicos muestran el proceso de formación de las estructuras volcánicas. El presente trabajo ayuda a comprender la dinámica de emplazamiento de los flujos de lava viscosos del complejo volcánico Chachani.

Palabras clave: Complejo Volcánico Chachani, Flujos de lava, Morfometría, Parámetros de emplazamiento, Simulaciones.



ABSTRACT

The rapid growth of the population of Arequipa towards the volcanic edifices of the Chachani volcanic complex is taking place without any planning and without considering volcanic hazards, which makes it important to conduct a more detailed study on the lava flows of the Chachani volcanic complex, considering morphometric determination, calculation of emplacement parameters, rheology, and the development of models to understand the emplacement of lava flows. The methodology consists of morphological mapping of the best-preserved lava flows and a dome coulee and subsequent determination of morphometric data; calculation of emplacement parameters and rheology; analysis of crystallinity by scanning thin sections; and finally, the simulation by means of a numerical model and development of analogical models with silicon. In the results, the dimensions of the analyzed lava flows have a length of up to ~8 km, an average thickness of ~149 m, and an average width of ~2309 m. The calculated viscosity of the lava flows using the Nichols (1939) equation is 107 to 109 Pa s, which were emplaced for ~2 to ~18 years using the Kilburn & Lopes (1991) equation and with a low emplacement velocity ranging from ~0.7 m day⁻¹ to ~9 m day⁻¹. Chemistry and crystallinity analysis indicate that the lava flows are of andesite and dacite composition. The simulation in the crater of the Chachani volcanic edifice indicates that the lava flows can reach a distance of up to ~10 km, and the analogical models show the formation process of the volcanic structures identified in the lava flows. This work helps to understand the emplacement dynamics of viscous lava flows in the Chachani volcanic complex.

Keywords: Chachani volcanic complex, Lava flows, Morphometry, Emplacement parameters, Simulations.



CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Los flujos de lava son los productos volcánicos más comunes de la tierra. Proporcionan excelentes materiales de construcción y con el tiempo son una fuente esencial de nutrientes para los suelos agrícolas (Kilburn, 2000), y pueden crear bellezas paisajísticas que pueden ser aprovechados como lugares geo-turísticos. Sin embargo, siguen siendo una amenaza persistente para la actividad humana, ya que cuando ocurren pueden afectar a la población, la infraestructura y el medio ambiente. Las erupciones efusivas se han seguido registrando en los últimos años, cómo los volcanes: Erta Ale (Etiopía), Reventador (Ecuador), Etna (Italia), La Palma (España), Fuego (Guatemala), Pitón de la Fournaise (Francia) y entre otros (Smithsonian Institution & Global Volcanism Program, n.d.).

Los flujos de lava emitidos por los volcanes del sur del Perú son principalmente de tipo lava en bloques y presentan una alta viscosidad debido a su composición andesítica a dacítica. Siendo uno de los ejemplos, los flujos de lava emitidos por los distintos edificios que compone el complejo volcánico Chachani.

El Chachani se encuentra a ~22 km al noroeste del centro de la ciudad de Arequipa y es catalogado como un volcán potencialmente activo (Fig. 1). Con un área de ~ 600 km² y un volumen estimado de 290 – 350 km³, el Chachani es considerado como uno de los complejos volcánicos más extensos y voluminosos de la Zona Volcánica Central de los Andes (Aguilar, Thouret, et al., 2022). El complejo volcánico Chachani está compuesto por al menos 12 edificios volcánicos agrupados espacial y temporalmente en: (1) Grupo de Edificios Antiguos, y (2) el Grupo de Edificios Jóvenes. El Grupo de Edificios Antiguos estuvo en actividad durante el Pleistoceno Temprano - Medio (<1100



- 640 Ka), y está formado por los edificios Chingana, Nocarane, Estribo y el domo El Colorado; mientras que el Grupo de Edificios Jóvenes pertenecen al Pleistoceno Medio - Tardío (> 400 - 56 Ka), formado por los edificios El Ángel, Domos Potrero, La Horqueta, El Rodado, flujos de lava Uyupampa, Chachani, Cabrerías y el domo El Volcancillo (Aguilar, Thouret, et al., 2022). Este segundo grupo estuvo caracterizado por el emplazamiento de flujos de lava, domos y domo-colada.

Si bien, se conoce la historia eruptiva del complejo volcánico Chachani, los trabajos anteriores no se han enfocado en la determinación morfométrica, en el cálculo de los parámetros de emplazamiento, la reología, y en realizar simulaciones que muestre el emplazamiento del flujo de lava. Conocer la dinámica emplazamiento y el comportamiento de estos tipos de flujos de lava es importante para identificar los lugares de afectación que estos pueden ocasionar a las poblaciones asentadas principalmente en el flanco sur. Y es por ello que el presente trabajo de investigación tiene por objetivo determinar la morfometría, los parámetros de emplazamiento, la reología, y así, entender el dinamismo eruptivo de los flujos de lava del complejo volcánico Chachani y realizar simulaciones que muestren la propagación de los flujos de lava en una topografía actual.

El presente trabajo de investigación denominado “Determinación de parámetros morfométricos y simulación de flujos de lava del complejo volcánico Chachani – Arequipa” ha sido desarrollado dentro del Proyecto GA17F “Estudiar y evaluar los peligros asociados a los volcanes Chachani y Casiri” del INGEMMET, en cooperación con el Proyecto IGCP 692 - “Patrimonio Geológico para la Resiliencia ante Peligros Geológicos”; con el Laboratorio de Magmas y Volcanes de la Universidad de Clermont Auvergne (Francia) y subvencionado por el CONCYTEC a través del programa PROCENCIA en el marco del concurso “Tesis de Pregrado y Posgrado en Institutos Públicos de Investigación”, contrato [N° PE501080642-2022-PROCENCIA].

Figura 1

Volcanes activos y potencialmente activos del Perú.



Nota: Los volcanes potencialmente activos son Sara Sara, Solimana, Ampato y el complejo volcánico Chachani. Modificado de INGEMMET, (2019).

1.1. ANTECEDENTES

Para la presente tesis se tuvo como información base los siguientes estudios realizados:

1.1.1. Antecedentes y estudios realizados en el complejo volcánico

Chachani

Aguilar, Thouret, et al., (2022) en el artículo “Growth and evolution of long-lived, large volcanic clusters in the Central Andes: The Chachani Volcano Cluster, southern Peru” presentan como resultado: 1) La clasificación del complejo volcánico Chachani en doce edificios volcánicos sobre las lavas del Pre-Chachani (>1278 Ka), formando (i) el grupo de Edificios Antiguos del Pleistoceno Temprano a Medio (<1100-640 Ka) con un rango relativamente amplio desde andesita basáltica a composiciones de dacita (53 - 67%



en peso de SiO_2), y (ii) Grupo del Pleistoceno Medio a Tardío ($> 400\text{-}56 \text{ Ka}$) muestran composiciones desde andesitas a dacitas (58 - 64% en peso SiO_2). 2) El cálculo del volumen basados en DEM presenta como resultados rangos de 289 y $346 \pm 29/35 \text{ km}^3$. El grupo de los Edificios Antiguos representa dos tercios del volumen complejo volcánico Chachani, mientras que el volumen de los Edificios Jóvenes representa aproximadamente el tercio restante del volumen estimado. 3) Las tasas eruptivas se han reducido al doble desde Edificios Antiguos ($0,27 - 0,41 \text{ km}^3/\text{Ka}$), hasta Edificios Jóvenes ($0,12 - 0,15 \text{ km}^3/\text{Ka}$), esto sugiere que el sistema magmático del complejo volcánico Chachani tuvo una tendencia a la “maduración” con el tiempo. 4) Los elementos mayores y trazas en roca total, resaltan el hecho de que las composiciones de complejo volcánico Chachani han variado a lo largo de tres períodos diferentes: siguiendo un rango de composición homogéneo de los flujos de lava basales, Pre-Chachani y Chachani basal, el rango se expande en lavas del grupo Edificios Antiguos, pero las composiciones se estrecharon y se volvieron relativamente homogéneas en las lavas de Edificios Jóvenes. Esto sugiere cambios en la ubicación de la fuente de magma y/o recarga de magma repetida y pulsos térmicos. 5) Los análisis químicos de minerales y roca total sugieren que el complejo volcánico Chachani, representa una actividad post-caldera prolongada, que siguió directamente a la ignimbrita del Aeropuerto de Arequipa de $1,62\text{-}1,66 \text{ Ma}$. 6) Las texturas de desequilibrio mineral y los cambios de composición indican eventos de recarga frecuentes durante periodo de actividad del complejo volcánico Chachani.

Alavi (2020) en su tesis de pregrado “Evaluación de peligro por ocurrencia de lahares (flujos de lodo) en el complejo volcánico Chachani - Arequipa”, realizó una evaluación de peligros por lahares en el sector sur-suroeste y el cartografiado de los lahares recientes, lahares del Holoceno y del Pleistoceno. Posteriormente realizó el modelamiento de lahares haciendo uso del software Lahar-Z, con un Modelo de



Elevación Digital (DEM) de 12 m de resolución; en donde estimaron tres volúmenes: un volumen de 2 millones de m^3 para un peligro alto, un volumen de 5 millones de m^3 , para un peligro moderado y un volumen de 9 millones de m^3 , para un peligro bajo. En donde concluye que la probabilidad de ocurrencia de la zona de alto peligro es muy alta y afectaría los distritos de Cayma, Cerro Colorado, Yura y Yanahuara. La ocurrencia de la zona de moderado peligro es de moderado a bajo y afectaría a los distritos de Cayma, Cerro Colorado, Yura, Yanahuara y Sachaca. La zona de bajo peligro puede afectar los distritos de Cayma, Cerro Colorado, Yura, Yanahuara, Sachaca, Tiabaya y Uchumayo, la probabilidad de ocurrencia de este peligro es baja.

Paquereau-Lebti et al. (2006) en su artículo “Neogene and Quaternary ignimbrites in the Arequipa area, southern Peru: Stratigraphical and petrological correlations”, realizó un estudio estratigráfico de las ignimbritas del Mioceno – Pleistoceno, en donde dividió en 4 unidades estratigráficas las ignimbritas que afloran al sur y suroeste del Complejo Volcánico Chachani, denominándolos como: Ignimbrita del Río Chili, datado en 13.33 Ma; Ignimbrita de la Joya datado en 4.87 Ma; Ignimbrita del Aeropuerto de Arequipa, datado en 1.6 Ma y el Tufo Yura datado en 1.02 Ma, estas unidades representan la base del Complejo Volcánico Chachani.

Sanz (2020) en su tesis de Maestría “Evaluación del peligro por flujos piroclásticos de bloques y cenizas en el flanco sur del complejo volcánico Chachani”, realizó la simulación de la corriente de densidad piroclástica (flujo piroclástico) con el código VolcFlow, con DEMs de 10 y 30 m de resolución, utilizando tres volúmenes: 75 Mm^3 , 161 Mm^3 y 300 Mm^3 en base a los datos obtenidos del estudio y de volcanes análogos. Teniendo como resultado tres simulaciones, los cuales se utilizaron para establecer los niveles de peligro de corriente de densidad piroclástica por colapso de domo y comparar las áreas que serían afectadas por esta corriente y los espesores del material



que se depositaría. Para obtener los niveles de peligro realizado con la simulación con el código VolcFlow y con el método de proceso de Análisis Jerárquico de Saaty, generaron tres escenarios: Zona de Peligro Alto, producido por un volumen de 75 Mm^3 , el cual tuvo un alcance de 12.6 km, abarcando un área de 0.038 km^2 . La Zona de Peligro Medio, producido por un volumen de 161 Mm^3 , tuvo un alcance de 15.8 km, cubriendo un área de 0.0616 km^2 . Y por último la Zona de Peligro Bajo, producido por un volumen de 300 Mm^3 , tiene un alcance 20 km y cubre un área de 0.0879 km^2 . Estos niveles de peligro se plasmaron en un mapa de peligro de corriente de densidad piroclástica en el flanco sureste del complejo volcánico Chachani para ser utilizado como una herramienta en el ordenamiento territorial de la zona norte de la ciudad de Arequipa.

Antecedentes y estudios realizados sobre la morfometría, parámetros de emplazamiento y la reología, simulación de flujos de lava y modelos analógicos.

Applegarth et al. (2010) en su artículo “Influence of surface clinker on the crustal structures and dynamics of 'a'ā lava flows”, investigan los efectos de las cortezas de flujo frágiles y clinker 'a'ā sobre la dinámica del flujo y las estructuras superficiales. Llevaron a cabo experimentos de laboratorio con arena y silicona que simulaban el avance de la lava en un flujo canalizado preexistente con una corteza superficial. Los experimentos realizados con cortezas relativamente delgadas produjeron estructuras de deformación superficial aparentemente dúctiles, mientras que las cortezas gruesas se comportaron predominantemente de forma frágil. El aumento del grosor de la corteza provocó un aumento de la resistencia a la compresión, pero favoreció a la tracción. En los frentes de flujo de lava, el afloramiento y el arrastre aumentarían las pérdidas de calor por radiación y advección, dando lugar a un circuito de enfriamiento de retroalimentación positiva. La fracturación causó una distribución heterogénea de la corteza cerca del frente de flujo, lo que dio lugar a un avance lobulado del flujo, a pesar de la ausencia de la capa viscoelástica



que se ha inferido previamente como el principal control sobre el avance del flujo y la formación de lóbulos. Por tanto, concluyen que la influencia de una corteza puramente frágil sobre la dinámica y las morfologías superficiales de los flujos de lava es más significativa de lo que a menudo se piensa. Todas las estructuras superficiales producidas en los experimentos se han observado en lavas o glaciares, y muchas de ellas también en deslizamientos de tierras y flujos de escombros, lo que sugiere que los resultados pueden ayudar a comprender una serie de flujos naturales. a la comprensión de una serie de flujos naturales.

Prival (2021) en su tesis de doctorado “On the emplacement dynamics of highly-viscous, silicic lava flows”, realiza una compilación de 140 flujos de lava silícica del Holoceno, utilizando imágenes satelitales y el Google Earth, mide los parámetros morfológicos, como longitud, el espesor promedio, el área y el volumen; para cada unidad de flujo de lava identificada. Y el análisis morfológico revela que los flujos de lava silícica son mucho más largos de lo que se pensaba (longitud media de 3.2 km, cercanos a los flujos de lava basálticos). Así mismo, refiere que a longitud muestra una correlación con la pendiente, y abarca dos órdenes de magnitud, desde 140 m hasta ~18 km. Sin embargo, no se encuentra ninguna relación entre el contenido de sílice (un indicador de la reología) y la longitud, lo que sugiere que los controles topográficos pesan más que los factores reológicos a la hora de determinar la longitud unitaria, anchura y espesor.

Harris & Rowland (2015) en su artículo de investigación “Lava Flows and Rheology” realizan la descripción detallada de los tres tipos de flujos de lava: ‘A‘ā, Pāhoehoe y lava en Bloque, en donde menciona que los flujos de lava tipo bloque, son típicas de los flujos de lava dacíticos y riolíticos, son más gruesos que los flujos 'a'ā, con decenas, cientos de metros de espesor, densos, en gran parte pobres en vesículas y rico en



cristales. Además, realizan una extensa descripción sobre el sistema de distribución de los flujos de lava, dinámica, enfriamiento y la reología de los flujos de lava.

Chevrel et al., (2016) en su artículo “The ~AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology”, realizaron un estudio de los volcanes de tamaño medio, también conocidos como escudos mexicanos debido a su composición andesítica y a sus ángulos de inclinación ligeramente superiores en comparación con los escudos islandeses, y como estudio principal se centran en El Metate, el volcán en escudo monogenético más joven (~1250 d.C.) del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, y la erupción más voluminosa (~9,2 km³ de roca densa equivalente) del Holoceno en México. En donde su historia eruptiva se reconstruyó mediante cartografía detallada, análisis geoquímicos (elementos principales y traza, datos isotópicos Sr-Nd-Pb) y estudio reológico de sus flujos andesíticos. Y también realizaron el cálculo de termobarometría que restringen las condiciones de cristalización indican un almacenamiento temporal del último lote de magma erupcionado a una profundidad de ~7-10 km. La reología de la lava lo estimaron utilizando características petrográficas, datos geoquímicos y dimensiones del flujo. La viscosidad del magma aumentó desde 10²- 10³ Pa s, antes de la erupción y pasando por 10⁶-10⁸ Pa s durante el ascenso, hasta 10⁹- 10¹¹ Pa s durante el emplazamiento de la lava. Aunque la viscosidad del magma era bastante alta, la erupción fue puramente efusiva.

Vallejo (2017) en su tesis de doctoral “Numerical models of volcanic flows for an estimation and delimitation of volcanic hazards, the case of Reventador Volcano (Ecuador)”, realizó la implementación de tres modelos en VolcFlow con el objetivo de simular flujos de lava, modelo N°1: Isotérmico, modelo N°2: Enfriamiento y la variación termo-reológica; modelo N° 2a: Combina el enfriamiento, la variación del contenido



cristalino y la leyes reológicas existentes para viscosidad y límite elástico, modelo N° 2b: combina el enfriamiento y la variación reológica de la viscosidad o límite elástico aplicando la ley sigmoide empírica y el modelo N°3: Formación de costras e interior caliente, y probó los tres modelos en cuatro casos: En un flujos de lava experimental, en los flujos de lava del volcán Piton de la Fournaise (Francia), volcán Tungurahua (Ecuador) y el volcán El Reventador (Ecuador) y concluye que, para lavas andesíticas el modelo N°1 isotérmico y el modelo N° 2b que considera el aumento del límite elástico en función de la temperatura siguiendo la ley sigmoide, reproducen muy bien los flujos naturales.

1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.2.1. Identificación del problema

Los flujos de lava emitidos por los volcanes del sur del Perú, presentan una alta viscosidad debido a su composición andesita a dacita; si bien no se caracterizan por la rápida fluidez, pero pueden destruir todo lo que encuentren a su paso y generar corrientes de densidad piroclástica de bloques y ceniza en los frentes del flujo de lava. Aunque el Chachani no ha tenido actividad histórica, es considerado un volcán potencialmente activo y según su historia ha tenido eventos efusivos importantes con distancias de lava de hasta ~ 10 km. Actualmente existe población que se asienta a menos de 10 km desde el cráter del Chachani, quienes podrían ser afectados por flujos de lava ante una posible reactivación del volcán. Es por ello la importancia de realizar un estudio más detallado sobre la morfometría, parámetros de emplazamiento y la reología de los flujos de lava y entender propagación de esos flujos de lava en una topografía actual.

1.2.2. Valoración del problema



Hoy en día podemos observar el rápido crecimiento de la población de Arequipa hacia los edificios volcánicos sin ningún tipo de planificación y sin considerar los peligros volcánicos. Es por ello la importancia de estudiar los flujos de lava mediante la determinación morfométrica, parámetros de emplazamiento y la reología. La simulación mediante el modelo numérico es importante, para pronosticar mejor la longitud y los daños que puede causar una probable erupción futura de flujos de lava del Chachani. Y los modelos analógicos nos ayudan a entender la formación de las estructuras de los flujos de lava.

1.2.3. Formulación del problema

1.2.3.1. Planteamiento del Problema General

- ¿Cómo se determinará la morfometría, parámetros de emplazamiento y la simulación de los flujos de lava en el complejo volcánico Chachani?

1.2.3.2. Planteamiento del Problema Específico

- ¿Cómo se determinará la morfometría, los parámetros de emplazamiento y la reología de los flujos de lava?
- ¿Cómo se realizará el análisis del grado de cristalinidad de los flujos de lava?
- ¿Cómo se realizará la simulación con el modelo número y el modelo analógico?



1.3. JUSTIFICACIÓN

El complejo volcánico Chachani es considerado un volcán potencialmente activo, en el registro de su historia eruptiva ha tenido eventos explosivos y efusivos importantes, siendo los flujos de lava y el emplazamiento de domos los eventos ocurridos durante los últimos periodos de formación de este complejo (Aguilar, Thouret, et al., 2022). En la ciudad de Arequipa durante la última década se ha registrado un crecimiento urbano importante hacia los volcanes Misti y Chachani, por lo cual es importante realizar un análisis más detallado en los flujos de lava del Chachani, considerando la morfometría, los parámetros de emplazamiento y la reología de los flujos de lava emitidos por los distintos edificios que compone el complejo y desarrollar modelos para entender la propagación de la lava en la topografía actual. Los resultados de esta investigación pueden utilizarse más adelante, para crear herramientas de determinación de posibles escenarios eruptivos futuros y la zonificación del peligro.

1.4. OBJETIVOS

1.4.1. Objetivo general

- Determinar la morfometría, parámetros de emplazamiento y realizar la simulación de los flujos de lava del complejo volcánico Chachani.

1.4.2. Objetivos específicos

- Determinar la morfometría, los parámetros de emplazamiento y la reología de los flujos de lava.
- Analizar el grado de cristalinidad de los flujos de lava.
- Realizar la simulación mediante un modelo numérico y modelo analógico.



CAPÍTULO II

REVISIÓN DE LA LITERATURA

2.1. DESCRIPCIÓN Y PROPIEDADES DE LOS FLUJOS DE LAVA

Los flujos de lava son uno de los productos volcánicos más representativos de las erupciones efusivas, y se forman cuando el magma extruye efusivamente a través de un cráter o una fisura. Son muchos los factores que determinan el emplazamiento de los flujos de lava, incluida la tasa de efusión, el volumen, la topografía y la reología, que a su vez depende de la composición del magma y del proceso de enfriamiento en la superficie (Castruccio et al., 2013; Harris & Rowland, 2015; Miyamoto & Sasaki, 1997; Vallejo, 2017). Los flujos de lava son una mezcla de roca fundida (fase líquida), cristales (fase sólida), burbujas (fase gaseosa), y la mezcla puede contener xenolitos de roca basal transportados con el magma durante la erupción (Harris & Rowland, 2015).

2.1.1. Tipos de flujos de lava

La morfología superficial del flujo de lava registra información importante sobre el emplazamiento y actúa como un indicador de los efectos acumulativos de los parámetros de empalamiento tanto intrínsecos (composición, temperatura, cristalinidad y la vesicularidad) y como extrínsecos (topografía, tasa de efusión y la velocidad del flujo) (Soule et al., 2003; Vallejo, 2017). Macdonald (1953) describió las características superficiales y secciones transversales de tres tipos de lava: Pāhoehoe, ‘a‘ā y lava en bloque. Recientemente, Harris y Rowland (2015) presentó la subdivisión de los tres tipos de lava en subtipos.

2.1.1.1. Flujo de lava ‘A‘ā

Los flujos de lava tipo ‘a‘ā se caracterizan por una superficie y una base auto-brechada y un interior coherente que se denomina núcleo (Figura 3 B). El núcleo es fluido deformable mientras el flujo está activo. Los flujos de lava tipo ‘a‘ā son de 0.5 m – 20 m de espesor y se caracterizan por un núcleo coherente intercalado entre dos capas de brechas (Harris et al., 2016; Harris & Rowland, 2015) (Figura 3 A).

Brechas de lava a‘ā

Son sub-redondeadas, con superficies rugosas, espinosas, dentadas con tendencias vesiculares. Poseen la misma composición geoquímica y petrográfica que el núcleo, aunque a menudo están más oxidados. Los clastos que comprenden la auto-brecha se denominan “Clinker” (Fig. 2), esta textura se forma por movimiento diferencial y cizallamiento de la parte superior del núcleo. El frente del flujo vuelca hacia adelante, rodando, medida que los clinkers de la superficie llegan al frente de flujo caen para ser sepultados por el núcleo que avanza, creando así la capa del clinker basal (aunque parte del clinker basal también se forma por auto-brechificación de la base del flujo). Los clinkers individuales pueden tener tamaños desde centímetros hasta metros de ancho (Harris et al., 2016; Harris & Rowland, 2015).

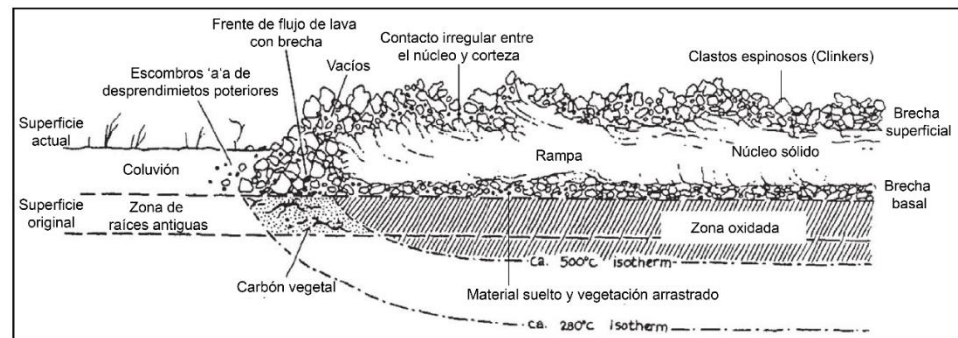
Núcleo del flujo de lava ‘a‘ā

Se caracteriza por presentar baja vesiculadidad. Sin embargo, a altos grados de cizallamiento, asociados con los fuertes gradientes de velocidad dentro del flujo, hacen que las vesículas se alarguen en la dirección del flujo (Fig. 4 A y B). Otro rasgo característico son las fracturas

y estructuras de cizallamiento paralelos al flujo. Las fracturas a menudo entran y salen de las vesículas, formadas por el efecto de despresurización de la apertura de la fractura (Harris & Rowland, 2015). Los flujos ‘a‘ā también pueden arrastrar fragmentos de la superficie de pre-flujo o su propio clinker basal hacia el núcleo del flujo de modo que, los fragmentos también pueden estar presentes en el interior del flujo (Crisp & Baloga, 1994).

Figura 2

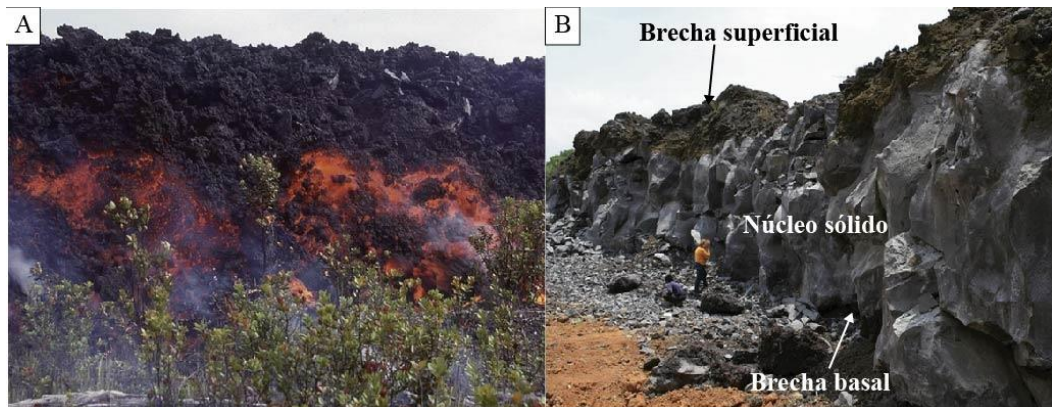
Sección del flujo de lava a‘ā.



Nota: Bosquejo de Lockwood & Lipman (1980) que muestra la sección del flujo de lava a‘ā, que se ha transportado sobre un suelo con vegetación y el contacto irregular del núcleo y la corteza. Modificado de Harris & Rowland (2015).

Figura 3

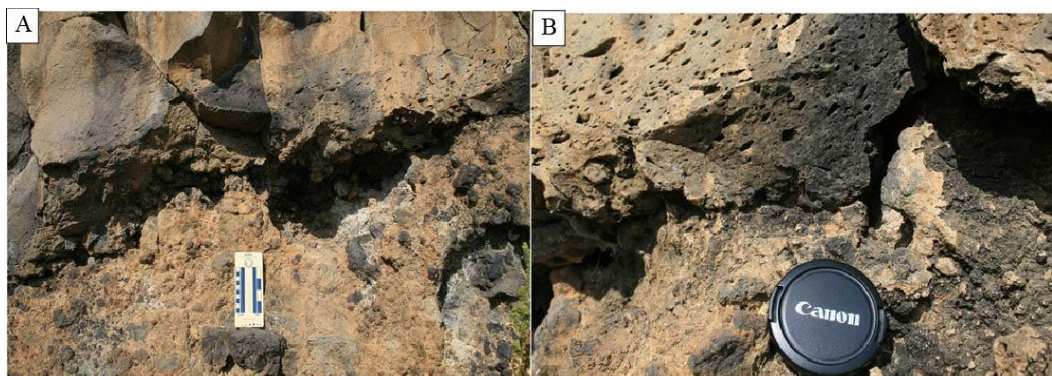
Flujo de lava tipo 'a'ā.



Nota: **A)** frente del flujo de lava 'a'ā activo de 3 – 4 m de altura, de Pu'u 'O'o (Kilauea). **B)** unidad de flujo de lava 'a'ā de 8 a 10 m, fotografiado en 1981 en el Etna. Tomado de Harris & Rowland (2015).

Figura 4

Vesículas en los flujos de lava a'ā.



Nota: Vesículas en los flujos de lava a'ā, en la base de una unidad de 15 m de espesor en Thones de Vieux (Francia). **A)** zona de diez centímetros de espesor y la lava sobre la capa vesicular es masiva y sólida. **B)** ampliación de la capa basal que muestra el alargamiento de la vesícula sigue la dirección del flujo. Tomado de Harris et al. (2016).

2.1.1.2. Flujo de lava Pāhoehoe

Se caracterizan por una superficie lisa, vidriosa y coherente, a veces con pliegues superficiales denominados “ropes”. Los pliegues se forman por la amplificación selectiva de una ondulación irregular en la forma de la superficie durante el acortamiento de la superficie de flujo (Fink & Fletcher, 1978). Clásicamente una unidad de pāhoehoe individual tiene una forma lobulada (Fig. 5 A). Se generan nuevas unidades de pāhoehoe cuando la corteza se rompe y el magma sale de ella (Fig. 5 B).

Un campo de flujo de pāhoehoe consta de cientos a miles de lóbulos individuales (Fig. 6 A y B). La formación de pāhoehoe está relacionada con tasas de avance y derrame muy bajas. La topografía de la superficie es ondulada, denominada “hummocky” (Sawanson, 1973). Las superficies de pāhoehoe son vítreas debido al enfriamiento de la superficie en los primeros segundos de exposición, en los que el atrapamiento de fenocristales y microcristales en el vidrio provoca pequeños protuberancias y montículos, cada uno de los cuales marca la presencia de un cristal recubierto de vidrio. El interior es típicamente vesicular y las vesículas aumentan de tamaño, pero disminuyen en número desde la superficie hacia el interior (Harris et al., 2016; Harris & Rowland, 2015).

Wilmoth & Walker (1993) divide el flujo pāhoehoe en dos clases principales: tipo P (con vesículas tubulares) y tipo S (esponjoso). Realizando la clasificación en base a las características de los tamaños y la cantidad de las vesículas, particularmente en el registro de los márgenes

enfriados de la población de vesículas en el momento y lugar de la solidificación. Las márgenes del S son más vesiculares que los del tipo P.

Flujo de lava pāhoehoe tipo S

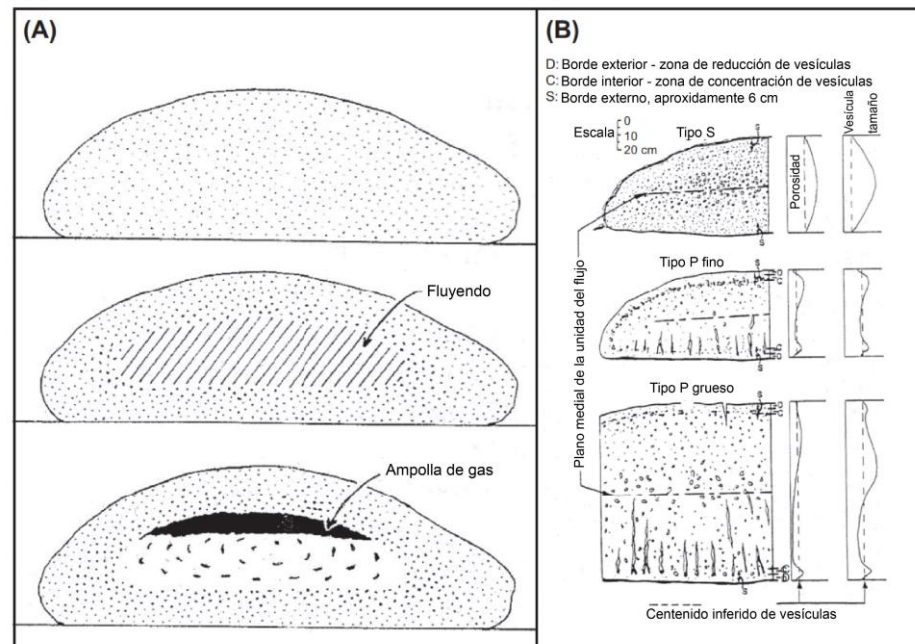
Se caracteriza por presentar en mayor cantidad pequeñas vesículas esféricas. Las vesículas pueden ocupar en volumen $> 40\%$ de la roca y la mayor parte comprenden tamaños < 4 mm de diámetro (Wilmoth & Walker, 1993) (Fig. 6 A y B). La gran cantidad de vesículas se estiran a lo largo de la superficie para formar una capa de diminutas fibras separadas por huecos, que son las paredes y el interior de las burbujas. La luz se refleja en los bordes vítreos que le dan al pāhoehoe fresco tipo S, un brillo plateado que comienza a apagarse en unas pocas horas. Sin embargo, a medida que la capa de vidrio se desprende, la capa vesicular más rugosa y menos reflectante queda expuesta (Harris et al., 2016).

Flujo de lava Pāhoehoe tipo P

Son menos común, contiene menos vesículas, presenta vesículas de mayor tamaño y tiene vesículas tubulares en la base de cada unidad de flujo (Wilmoth & Walker, 1993) (Fig. 5 B). Los 1-2 cm exteriores es vidrio y por general no contienen vesículas y por debajo puede haber una zona de grandes vesículas fusionadas. Debido a la falta de vesículas, la superficie de vidrio no tiene el tejido vesicular estirado de la superficie tipo S. Cuando está fresco, la superficie es de color azul y vidriosa, llamado “blue glassy” y suele desaparecer en pocos meses (Harris et al., 2016).

Figura 5

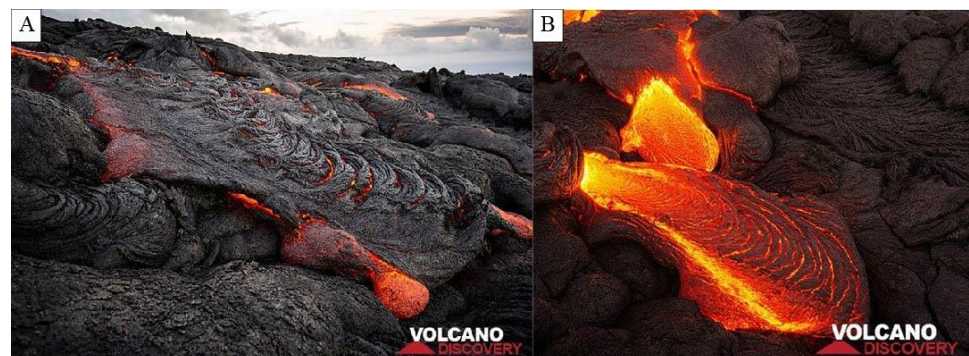
Secuencia esquemática de flujo de lava pāhoehoe.



Nota: **A)** esquema de Walker et al. (1989) que muestra la secuencia esquemática de eventos que conducen a la formación de una zona central de flujo y burbujas de gas, en una unidad de flujo pāhoehoe esponjosa. **B)** secciones transversales de pāhoehoe tipo S y P. Traducido de Harris & Rowland (2015).

Figura 6

Flujos de lava pāhoehoe.



Nota: **A)** campo de flujo de pāhoehoe formado por lóbulos individuales, con pliegues superficiales. **B)** nuevo flujo de lava debido a la rotura de la última unidad.

2.1.1.3. Lava en Bloque

El tipo de lava en bloque es similar a la de un 'a'ā, comprende una brecha superficial, brecha basal y un núcleo coherente (Fig. 7). Este tipo de flujos son más gruesos que los flujos 'a'ā, con decenas, cientos de metros de espesor, densos, en gran parte pobres en vesículas y rico en cristales.

Los flujos de lava en bloques pueden tener costras tanto en bloques como en escombros. En el caso de los escombros, los clastos son cantos rodados subredondeados, con un tamaño máximo de hasta 5 a 10 m. Las superficies en bloques son típicas de los flujos de lava andesíticos, dacíticos y riolíticos. “La lava en bloque se distingue de la ‘a’ā, por los bloques poliédricos, lisos, delimitados por ángulos diedros, que carecen de ser ásperos y espinoso de la típica 'a'ā” (Macdonald, 1953).

Las estructuras de rampas y pliegues son comunes (Fig. 7 B). La principal expresión superficial del plegamiento interno en los flujos de lava silícica se denomina “ogives”. Se trata de crestas transversales al flujo que son convexas hacia abajo con extremidades que corren cerca y paralelas a los márgenes del flujo (Fig. 7 A). Los “ogives” (crestas de flujo) de la dacita Chao alcanzan alturas de 30 m forman características prominentes en su superficie. Los “ogives” o a veces dominado “pressure rigges” son crestas y canales parabólicos lateralmente discontinuos que se aprecian en la superficie de muchos flujos de lava de composición basalto

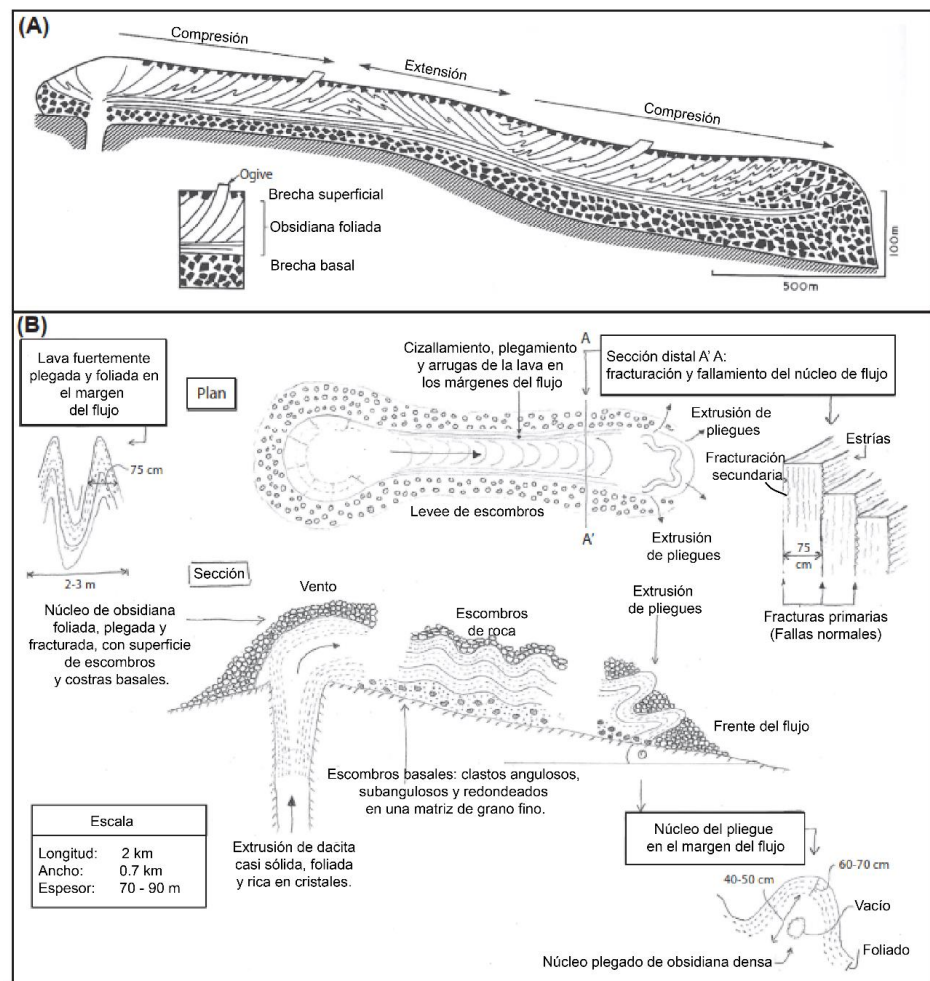


a riolita y que son características de lavas silíceas. La mayoría de las lavas del Holoceno se caracterizan por sus “ogives” en su superficie y en las lavas antiguas presentan una conservación variable, algunas han sido erosionadas o parcialmente enterradas o ambas (Andrews et al., 2021).

Las velocidades de avance del frente de flujo son extremadamente bajas. Los flujos de lava silícea del Santiaguito entre 1999 y 2002 fueron de entre 2 y 13 m por día (Harris & Rowland, 2015). Las duraciones del emplazamiento también pueden ser muy largas, de Silva et al. (1994) estimaron que la dacita Chao de 22,5 km³, entró en erupción durante un período de 100 a 150 años.

Figura 7

Sección de un flujo de lava en bloques.



Nota: **A)** sección transversal longitudinal de la colada de Rocche Rosse con patrones de foliación generalizados. **B)** plano esquemático, sección y detalle de las estructuras de flujo silíceo de San Pietro. Traducido de Harris & Rowland (2015).

2.1.2. Sistema de distribución de los flujos de lava

Los flujos de lava se distribuyen desde el centro de emisión hasta el frente de flujos por canales abiertos y tubos de lava. Los flujos que estos alimentan



pueden consistir en una sola unidad, varias unidades o miles de unidades. Walker (1971) hizo las siguientes definiciones:

- **Unidad de flujo:** representa una unidad de enfriamiento separado, en la que su superficie se enfría y se solidifica antes de que se superponga otra unidad de flujo.
- **Flujo de lava simple:** El flujo puede no ser divisible en unidades de flujo, o estar compuesto por solo unas pocas unidades.

Tienden a emplazarse durante las erupciones de corta duración. Dichos flujos son largos y angostos, por lo que la relación de largo y ancho es alta (Harris & Rowland, 2015).

- **Flujo de lava compuesto o campo de flujo de lava:** Es cuando una lava puede ser divisible en unidades de flujo. Es decir, Múltiples flujos simples que erupcionaron durante la misma erupción, pueden colocarse uno al lado del otro, uno encima del otro o ambos.

Los campos de flujos de lava tienden a emplazarse durante erupciones de larga duración. En estos casos, una vez que se ha colocado el primer flujo simple, los flujos simples subsiguientes se construirán al lado o encima de los flujos previamente colocados, de modo que el campo de flujo se construya ensanchándose y/o engrosándose. Por lo tanto, los campos de flujo pueden ser tan anchos como largos (Harris & Rowland, 2015).

2.1.3. Sistema de canales

2.1.3.1. Levees



Se denominan “levees”, cuando el flujo de lava que avanza está contenido entre dos bandos de lava estacionaria y suelen formarse al principio de la vida de un flujo de lava y que pueden extenderse a lo largo del sistema del flujo de lava (Fig. 8 B).

Spearks et al. (1976) clasifica en cuatro los tipos de levees: 1) “levees iniciales” están formados por lava estacionaria a cada lado, y justo detrás de un frente de flujo que avanza; 2) “levees de escombros” son una forma de dique inicial que comprende brechas del frente de flujo que han sido apartadas por la corriente que avanza; 3) “levees de desbordamiento” están formados por lava que sobre - fluye el canal para construir unidades sobre los levees existentes y 4) “levees acrecionarios” se forman durante el flujo bajo, por debajo de la orilla; las burbujas de lava pastosa que se mueven lentamente en el margen del canal rodarán contra la pared del levee; si se adhieren, otras burbujas pueden quedar atascadas detrás de ellas y/o adherirse a su borde exterior, construyendo así un levee de acreción que crece hacia el centro del flujo desde la pared interior del levee.

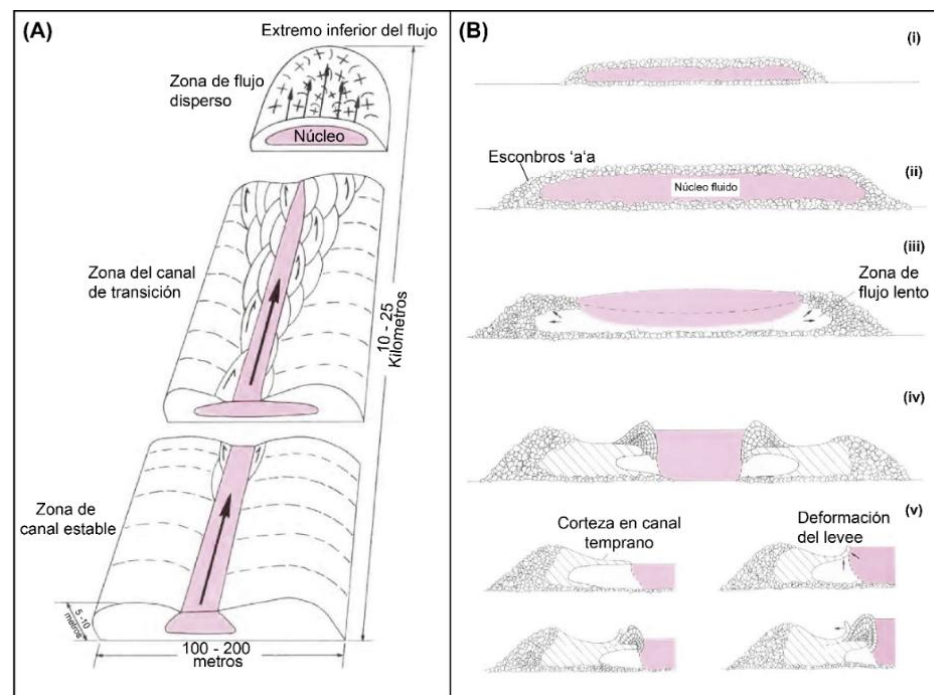
2.1.3.2. Channel Zones (zonas del canal)

Lipman & Banks (1987) dividen las coladas de Mauna Loa de 1984 en cuatro zonas longitudinales (Fig. 8 A) y Harris & Rowland (2015) realiza la descripción detallada; la zona de “extremo inferior del flujo” es el frente de flujo de lava, de poca diferencia de velocidad entre el centro y los márgenes del flujo, de modo que el frente avanza como una sola masa; 2) la zona de “flujo disperso” dentro de esta zona, algunas partes de la lava

comienzan a ralentizarse con respecto a otras, aunque las diferencias no son grandes. Las zonas de cizalla, son marcadas por depresiones paralelas al flujo y/o por crestas paralelas al flujo, se desarrollan entre partes de la lava que se mueven a diferentes velocidades; 3) zona de “canal de transición” está marcada por una corriente central más rápida, delimitada por lava que aún puede deformarse y avanzar lentamente. Fuera de la corriente central, la lava empieza a estancarse y comienzan a formarse los levees iniciales.; 4) la zona de “canal estable”, en esta zona, los levees se han estancado completamente y todo el movimiento está confinado al canal central.

Figura 8

Sistema de canales.



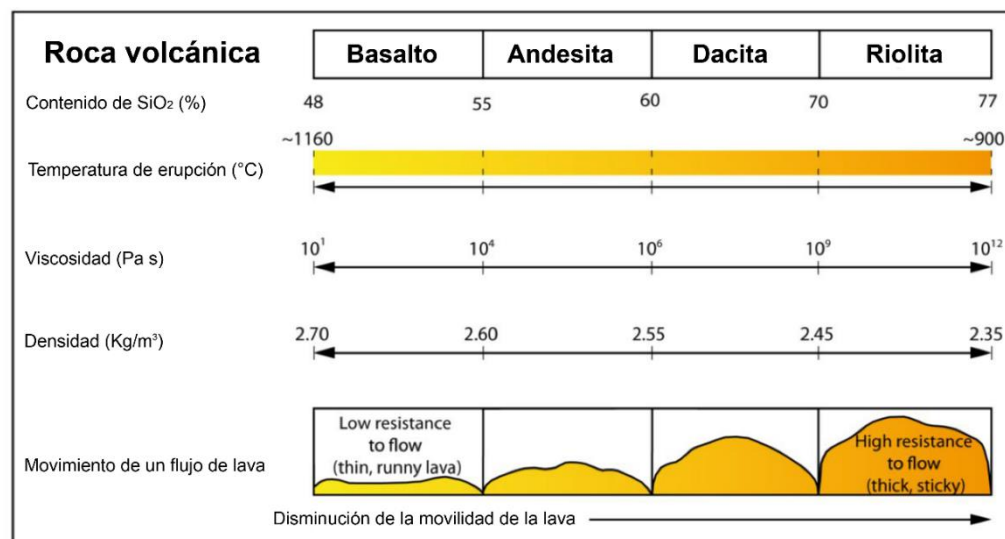
Nota: **A)** división de las zonas del largo de un canal de flujo de lava. **B)** desarrollo del canal y levees de un flujo de lava 'a'a'. Traducido de Harris & Rowland (2015).

2.1.4. Tamaño y forma de los flujos de lava

El tamaño y la forma de los flujos de lava pueden variar en órdenes de magnitud y dependen en gran medida de la reología de la lava y la distribución de los flujos sobre la topografía (Vallejo, 2017). La reología a su vez depende de su composición química, temperatura, cristalinidad y de la vesicularidad (Lev et al., 2012). Los flujos de lavas con poco contenido de sílice, emitidas altas temperaturas presentan baja viscosidad y son altamente móviles (p.ej. flujo de lava Pāhoehoe y ‘a‘ā). Los flujos de lava con alto contenido de sílice, emitidas a bajas temperaturas presentan una alta viscosidad y no son altamente móviles (Fig. 9).

Figura 9

Clasificación y características de las rocas.



Nota: Traducido de Vallejo (2017).

2.1.5. Dinámica de los flujos de lava

Los principios que rigen la dinámica del flujo de lava fueron establecidos por Hulme (1974) y en adelante detallado por Chester et al. (1985). Dos términos



fundamentales son el esfuerzo cortante τ (Pa) y la velocidad de deformación ϵ (s^{-1}). El esfuerzo cortante es la fuerza por unidad de superficie que actúa sobre el fluido y depende del espesor del flujo (h), de la densidad (ρ), de la gravedad (g) y de la pendiente (α) sobre el que se desplaza el flujo de lava.

2.1.6. Parámetros que controlan la longitud de los flujos de lava

2.1.6.1. Topografía y pendiente

La topografía tiene una gran influencia en la determinación del camino seguido por el flujo de lava (Rodríguez-González et al., 2019). Los cambios en la pendiente o la redirección lateral de un flujo de lava imparten una fracción significativa de su energía cinética incidente en energía de rotación para los flujos de lava de baja viscosidad. Puede interrumpir la superficie de flujo y tener un impacto significativo en la pérdida de calor y, por lo tanto, en la distancia que puede alcanzar el flujo (Glaze et al., 2009). Junto con el espesor y la viscosidad, la pendiente puede afectar la velocidad de los flujos de lava; por ejemplo, los flujos pueden volverse más rápidos, más estrechos y más delgados en pendientes más empinadas (Kerr et al., 2006).

2.1.6.2. Velocidad

La velocidad de un flujo de lava depende de la pendiente y de la viscosidad.

2.1.6.3. Tasa de efusión

En las erupciones efusivas, el principal factor que influye en la duración de un flujo de lava es la tasa de efusión (G. Walker, 1973). La



medición de la tasa de efusión es uno de los principales objetivos para los estudios que modelan los flujos de lava y la dinámica del sistema magmático; ya sea de forma exógena o endógena, la tasa de efusión controla la forma en que un cuerpo de lava crece, se extiende, y así como también influye en las dimensiones, como la longitud, ancho, espesor, volumen y área. Además, la tasa de efusión y la velocidad de flujo afectan a la pérdida de calor, al enfriamiento del flujo y a la cristalización. Por lo tanto, la tasa de efusión, la velocidad y el volumen son importantes parámetros de entrada en las simulaciones de flujo de lava (Harris et al., 2007).

Con una tasa alta, la lava fluye rápidamente desde la fuente y tiende a formar un flujo extenso y de largo alcance que es de carácter simple. Con una tasa baja, la lava tiende a acumularse capa sobre capa para formar una acumulación local de extensión lateral limitada cerca de la fuente, y esta acumulación tiene un carácter fuertemente compuesto (G. Walker, 1973) (Fig. 10).

También es importante distinguir entre la tasa de efusión, tasa de descarga promediada en el tiempo, tasa de erupción y la tasa de salida media. Harris et al. (2007) y realizo definiciones, según las cuales:

- a. La tasa de efusión (E) o tasa de efusión instantánea es el flujo de volumen de lava erupcionada que está alimentando un flujo en momento determinado. Y a menudo se obtiene multiplicando la velocidad media del flujo (ϖ_{mean}) por el área de la sección transversal del flujo (A_{cross}).



- b. La tasa de efusión promediada en el tiempo (TADR) considera múltiples tasas de efusión promediadas durante periodos de tiempo determinados.
- c. La tasa de erupción (E_r) es el volumen total de lava emplazada desde el comienzo de la erupción dividido por el tiempo transcurrido desde el inicio de la erupción.
- d. La tasa media de salida (MOR) es el volumen total erupcionado dividido por la duración total de la erupción.

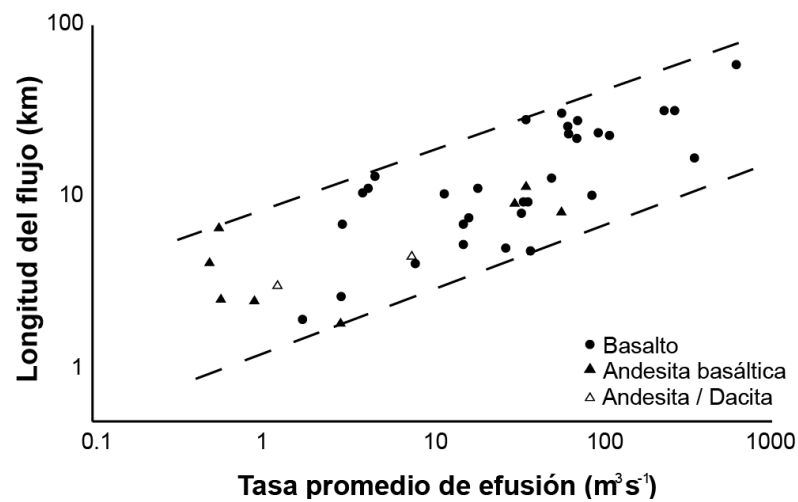
Matemáticamente se define las tasas de la siguiente manera:

- a. Tasa de efusión $E = \delta V / \delta t$
- b. $(TADR) = [V(t_2) - V(t_1)] / [t_2 - t_1]$
- c. Tasa de erupción (E_r) = $V(t_x) / t_x$
- d. Tasa media de salida (MOR) = V_{total} / t_{total}

Donde, t es el tiempo, t_x tiempo desde el comienzo de la erupción, t_{total} total del tiempo desde el comienzo de la erupción, V es el volumen, $V(t)$ es el volumen erupcionado desde el tiempo t y el V_{total} es el volumen erupcionado final.

Figura 10

Longitud frente a la tasa de efusión.



Nota: Traducido de G. Walker (1973).

2.1.6.4. Volumen

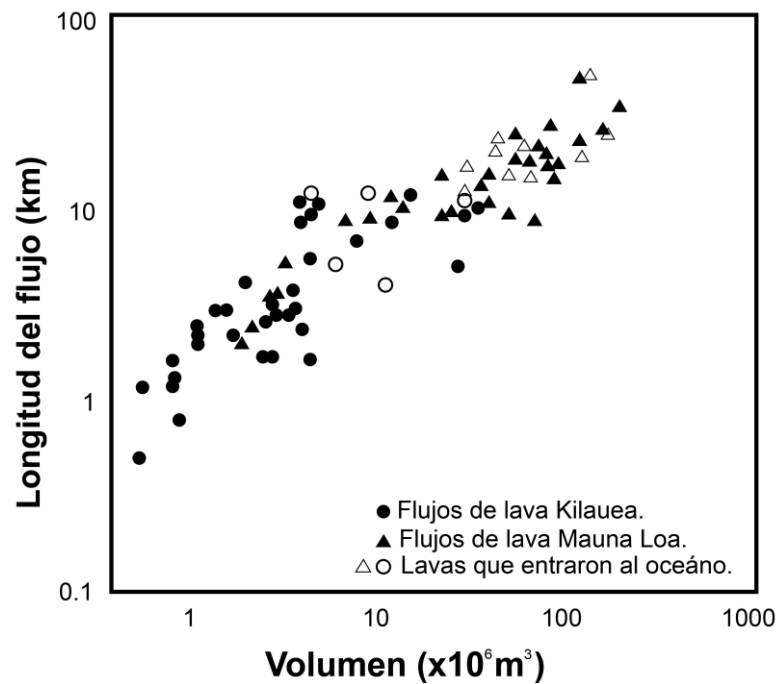
El volumen es el espacio volumétrico que está ocupado por la forma tridimensional (longitud, altura y profundidad) de lava emplazada (Stevens et al., 1999). A un mayor volumen, la longitud también es mayor. (Malin, 1980) mostro de que existe una relación estadísticamente más significativa entre la longitud del flujo y el volumen total de material extruido (Fig. 11, ecuación 1).

$$L = 0.60 V_T^{0.57} \quad \text{Ec. (1)}$$

Donde: L es la longitud del flujo de lava y V_T es el volumen total del flujo de lava.

Figura 11

Longitud frente al volumen para los flujos basálticos de Hawai.



Nota: Traducido de Malin (1980).

2.1.7. Reología de los flujos de lava

La reología estudia el comportamiento y la deformación de un flujo de lava durante su emplazamiento.

Con el fin de reproducir analógicamente o numéricamente los flujos de lava de forma adecuada, en las últimas décadas se han hecho algunas suposiciones sobre cómo pueden comportarse basándose en dos parámetros reológicos: la viscosidad y el límite elástico. De este modo, se ha supuesto que los flujos de lava pueden comportarse con reologías simples como la Newtoniana, Bingham y Herschel-Bulkley. Existen muchos fluidos no newtonianos con relaciones complejas que no serán descritas.



Para el comportamiento de los flujos de lava se utilizan tres modelos principales que se relacionan la tensión aplicada (τ (Pa) = applied stress) que depende de la viscosidad (μ (Pa s) = viscosity) y la tasa de deformación ($\dot{\gamma}$ (1/s) = deformation rate) y se describen a continuación. De este modo, la relación más simple y primera se muestra en la ecuación 2, donde se ha supuesto que los flujos de lava pueden comportarse con reologías simples como la Newtoniana (HSuperior t et al., 1982) y en donde el esfuerzo cortante es directamente proporcional con la tasa de deformación; y el agua es un ejemplo común, con una viscosidad de 10^{-3} Pa s. Los fundidos de silicato en función de la T y la composición del fundido, incluido los volátiles reológicamente importantes H_2O y F (Giordano et al., 2008), también entran en esta categoría.

$$\tau = \mu\dot{\gamma} \quad \text{Ec. (2)}$$

La segunda relación describe los materiales que necesitan una cantidad mínima de tensión para deformarse o fluir, como se describe en la ecuación 3, se denominan fluidos de Bingham propuesto por Robson (1967); Shaw (1969). La cantidad mínima de tensión (*stress*) para generar una deformación en el fluido, está representada por el límite elástico (τ_y = yield strength) y la viscosidad plástica (μ_p). Una vez que el esfuerzo aplicado supera el límite elástico, el material comienza a deformarse de manera lineal entre el esfuerzo y la deformación. Estos también se conocen como flujos visco-plásticos.

$$\tau = \tau_y + \mu_p\dot{\gamma} \quad \text{Ec. (3)}$$

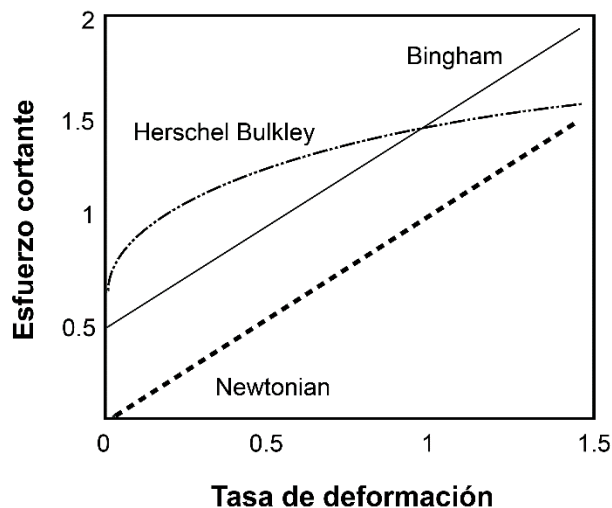
El último modelo es una relación no lineal entre el esfuerzo y la velocidad de deformación caracterizada por un índice de flujo n , y una consistencia k (Pa s ^{n}), que dependen de las propiedades del material en estudio. En el caso de que n

> 1 el fluido es dilatante y se espesa con el aumento de la tensión. Si $n < 1$ el fluido es pseudoplástico y se diluye con un aumento de la tensión (Filippucci et al., 2010). Como se muestra en la ecuación 4, este modelo es el Herschel-Bulkley (Herschel & Bulkley, 1926). Cuando $n = 1$, el caso se simplifica a un modelo de Bingham con $k = \mu_p$.

$$\tau = \tau_y + k\dot{\gamma}^n \quad \text{Ec. (4)}$$

Figura 12

Modelos reológicos anteriormente descritos.



Nota: Traducido de Balmforth et al. (2000).

2.1.7.1. Viscosidad de un flujo de lava

La viscosidad es la resistencia de un fluido a fluir. La viscosidad de los fundidos de silicato controla la dinámica del transporte de magma, el estilo de erupción y las tasas de procesos fisicoquímicos (p.ej. desgasificación, cristalización) en magmas naturales (Giordano et al., 2008). La viscosidad depende de varios factores como la temperatura, la composición química y la presencia de burbujas de gas. Los flujos de lava



de composición máfica son menos viscosos y se emplazan rápidamente y los flujos de lava de composición félsica que son más viscosos y que se emplazan lentamente. La viscosidad de la lava afecta su velocidad, y los flujos de lava viscosos se mueven más lentamente que los flujos de lava menos viscosos.

2.1.7.2. Límite elástico de un flujo de lava

El límite elástico se refiere a la fuerza necesaria para deformar la lava y hacer que fluya. Si la fuerza aplicada a la lava es menor que el límite elástico, la lava permanecerá en su estado sólido y no fluirá. Si la fuerza aplicada es mayor que el límite elástico, la lava comenzará a fluir y se deformará permanentemente. El límite elástico de la lava depende de la viscosidad, temperatura y composición química, así como también de la presencia de cristales en el flujo de lava, que pueden actuar como obstáculos durante el emplazamiento.

En el capítulo III, en la sección 3.2.4.1. “Proceso de determinación morfométrica, parámetros de emplazamiento y la reología”, se desarrolla el análisis de los parámetros de emplazamiento y la reología de los del flujo de lava, que son estimadas a partir del enfoque morfológico.

2.2. DESCRIPCIÓN Y PROPIEDADES DE LOS DOMOS

Los domos de lava son montículos de lava viscosa, que se acumulan alrededor de una chimenea volcánica y se forman cuando el magma se enfría y se desgasifica relativamente rápido después de la erupción (Calder et al., 2015). Las erupciones de domos de lava pueden desarrollarse a altas presiones tanto en el interior del domo, como en las partes superiores del conducto situado bajo el domo y en muchas erupciones de

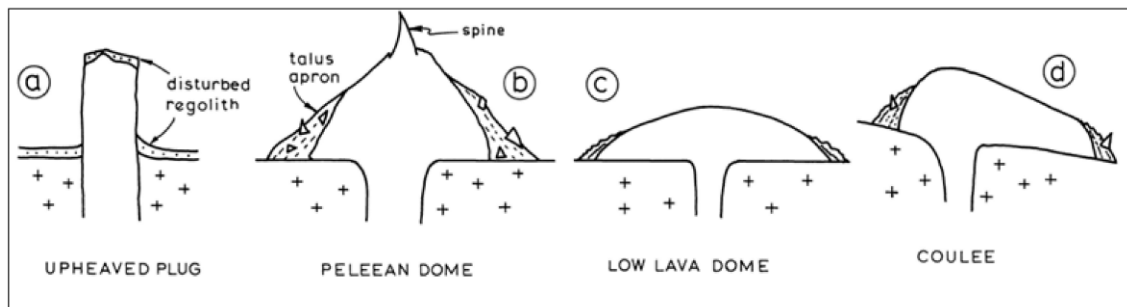
domos de lava se producen actividad explosiva, como vulcanianas de corta duración hasta erupciones sostenidas de pómez (Sparks, 1997).

Las formas de los domos son diversas, la morfología está controlada por la reología del magma, por la topografía del sub-estrato, dinámica del ascenso y los mecanismos de crecimiento de los domos que pueden ser factores endógenos (el agrandamiento de un domo de lava debido a la expansión causada por la intrusión de nuevo magma) y factores exógenos (ampliación del domo como resultado del magma que se abre paso a través de un capa preexistente hacia la superficie) (Calder et al., 2015).

Los domos de lava pueden dividirse en función de su forma, textura y estilo eruptivo. Blake (1990), realizó la clasificación morfológica de los domos de lava en cuatro (Fig. 13).

Figura 13

Sección transversal de los tipos de domos.



Nota: Tomado de Blake (1990).

2.2.1. Tipos de domos

2.2.1.1. Domo tipo torta "LOW lava dome"

Llamados así por su parecido con una torta, estos domos son comunes en todo el mundo, especialmente en la cordillera de los Andes de

Sudamérica. Este tipo de domo de lava suele entrar en erupción sobre un terreno llano, por lo que la lava puede empujar hacia fuera, pero no muy lejos. Suelen tener la parte superior plana y ser circulares. El grosor y el diámetro de estos domos pueden variar, desde unos pocos metros hasta casi un kilómetro de grosor y varios kilómetros de diámetro. Estos domos crecen por procesos internos y la lava rellena el centro del domo cerca del viento y empuja las capas más antiguas hacia fuera, formando una estructura interna parecida a una cebolla. (Fig. 14 A).

2.2.1.2. Domo tipo peleanas “Peléean”

Llamadas así por el icónico domo de lava formado en el monte Pelee en 1902, suelen ser los más escarpados de todos. Son típicamente circulares, similares a las Tortas, pero en lugar de tener una cima plana, muestran superficies superiores relativamente lisas puntuadas por altas espinas verticales. Estas espinas verticales dan a estos domos un aspecto escarpado y también se derrumban con frecuencia. Este tipo de domos es más común en los grandes volcanes compuestos. (Fig.14 C).

2.2.1.3. Domo-colada “Coulée”

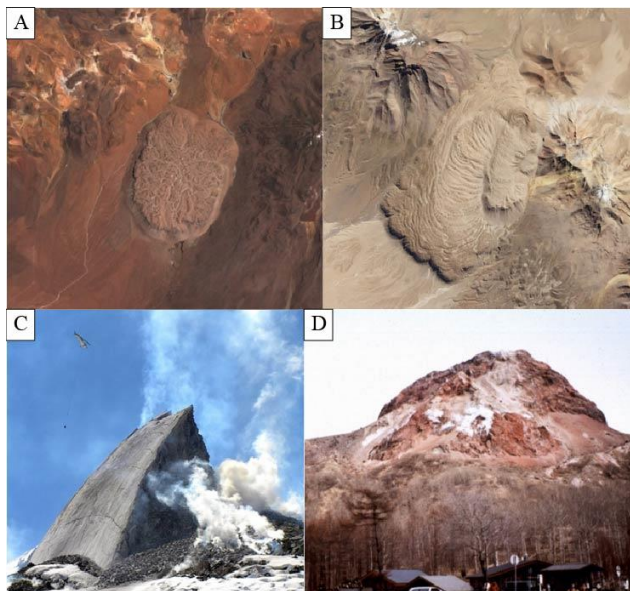
Los coulées son un híbrido entre un domo de lava y un flujo de lava. Para que fluya la lava espesa y pegajosa, este tipo de domo generalmente hace erupción en pendientes empinadas que permiten que la lava fluya lentamente por la pendiente. Por lo general, no fluyen más de unos pocos kilómetros. Como característica distintiva de los coulées, a menudo se ven enormes crestas de presión, conocidas como ogives, en la superficie exterior del flujo. (Fig. 14 B).

2.2.1.4. Domo tipo Upheaved Plugs

Los taponos emergidos son un tipo raro e interesante de domo de lava. La lava en erupción tiene un límite elástico más alto (por tanto, es más fuerte) que las lavas que forman otros domos y, como resultado, esta lava es empujada hacia arriba como un pistón. Estas extrusiones en forma de pistón a menudo se desplazan por encima de la superficie y, en ocasiones, arrastran sedimentos rocosos. (Fig. 14 D).

Figura 14

Tipos de domos.



Nota: **A)** El domo de lava la Torta de Cerros de Tocarपुरi (frontera de Bolivia y Chile), imagen satelital de Sentinel-2 del 5 de noviembre de 2019. **B)** domo coulée dacita Chao (Chile), mostrado en la imagen satelital de Landsat 8 de la USGS Earth Explorer. **C)** domo Péelean, del Monte St. Helens (USA), fotografiado el 28 de abril del 2007 por la USGS. **D)** domo de lava Showa-Shinzan (Japón), tipo Upheaved Plugs, formó en el flanco E del volcán Usu durante las erupciones de 1944-45, fotografía tomada por Mihoko Moriizumi.



CAPÍTULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. MATERIALES Y EQUIPOS

Con la finalidad de realizar la investigación sobre los flujos de lava del Chachani es necesario hacer el uso de los diferentes materiales y equipos, los cuales se detallan a continuación:

3.1.1. Instrumentos y materiales en campo

- Mapa base.
- Libreta de campo.
- GPS marca Garmin.
- Picota o martillo de geólogo.
- Brújula marca Brunton.
- Pala.
- Protactor.
- Lupa de 10x-20x marca Iwamoto.
- Lápiz de dureza.
- Colores.
- Flexómetro.
- Wincha.



- Tablero de mapeo.
- Cámara fotográfica.

3.1.2. Equipos y materiales en gabinete

- Laptop HP Pavilion Gaming.
- Escritorio.
- Scanner Epson Perfection V300 Photo.
- Silicona.
- Maquetas para realizar los modelos analógicos.
- Ignimbrita de Nechers del volcán Sancy (Francia), en polvo.

3.2. METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN

3.2.1. Ruta de la Investigación:

Enfoque mixto. (Hernández-Sampieri & Mendoza, 2018).

3.2.2. Alcance de la Investigación:

Exploratorio - Descriptivo (Hernández-Sampieri & Mendoza, 2018).

3.2.3. Población y Muestra:

P: Depósitos del complejo volcánico Chachani.

M: Flujos de lava del complejo volcánico Chachani.

3.2.4. Técnicas de análisis de datos:

3.2.4.1. Recopilación de información bibliográfica

Primeramente, se realizó toda recopilación de información relacionado a la cartografía, información fotográfica (imágenes satelitales, DEM); material bibliográfico (artículos científicos, tesis pre y post grado, Boletines del INGEMMET); geodatos (petrografía, geoquímica, etc) correspondientes al Chachani.

3.2.4.2. Trabajos de geología

Pre-campo

La elaboración del cartografiado de los flujos de lava de los edificios volcánicos Chingana, Nocarane, Estribo, El Ángel, La Horqueta, El Rodado, Chachani, Uyupampa, domos Potrero, domo El Colorado y domo El Volcancillo, se realizó a partir de los Modelos Digitales de Elevación (DEM) SPOT 6 de 10 m de resolución del CONIDA (Comisión Nacional de Investigación y Desarrollo Aeroespacial), utilizando el software ArcGIS 10.5 y el sistema de información geográfica Google Earth a escala 1: 50 000.

Campo

Se realizó la corrección del cartografiado de los bordes de los flujos de lava bien conservados de los edificios volcánicos Chingana, Nocarane, El Ángel, Chachani, Uyupampa, domos Potrero, domo-colada El Colorado y domo El Volcancillo, siendo de suma importancia para la elaboración de la representación esquemática y para el análisis morfométrico de los flujos de lava; también realizó la descripción de las estructuras de los flujos de lava en una libreta de campo y se realizó la toma fotográfica.

Post-campo

Se realizó el procesamiento de los datos tomados en campo y la digitalización de las correcciones del cartografiado y la delimitación de los flujos de lava. Las muestras y fueron tomadas durante la elaboración del boletín GA17D: “Geología y mapa de peligros del complejo volcánico Chachani”, en donde se elaboraron las secciones delgadas y el análisis geoquímico.

3.2.4.3. Estimación de los datos morfométricos

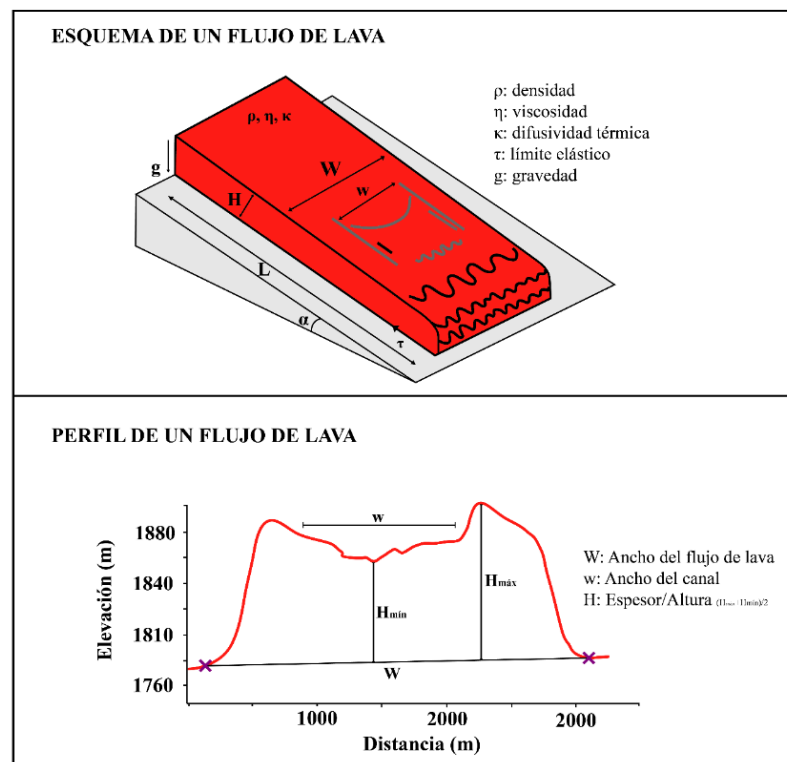
La morfología de los flujos de lava y del domo-colada seleccionada para la determinación morfométrica está notablemente bien preservada y expuesta en la superficie. Se ha realizado la selección de un aproximado de nueve unidades de flujos de lava del complejo volcánico Chachani, para la identificación de las principales características morfológicas de la superficie del flujo de lava y para la determinación morfométrica. Los parámetros morfométricos calculados son el espesor máximo ($H_{m\acute{a}x}$), espesor mínimo ($H_{m\acute{i}n}$), espesor promedio (H), ancho del flujo de lava (W), ancho del canal (w), longitud (L), volumen y área, en base al DEM SPOT 6 de 10 m de resolución.

Para el cálculo del espesor y el ancho se extrajeron secciones transversales perpendiculares a la dirección del flujo (p.ej. Chevrel et al., 2016; Reyes-Guzmán et al., 2021) (Fig. 15), en donde se han realizado diez medidas en cada perfil. La longitud es la media de diez mediciones individuales en cada flujo de lava.

El valor del volumen y el área es la media de dos valores calculados mediante dos métodos diferentes; 1) utilizando la herramienta de diferencia de superficie de ArcGIS, que calcula la diferencia volumétrica entre la superficie del edificio real y la paleo-superficie estimada a partir del DEM SPOT 6 de 10 m de resolución y 2) mediante las medidas realizadas a los perfiles, donde se multiplica la longitud, ancho y el espesor ($L \times W \times H$) para el volumen y para el área se multiplica la longitud y el ancho ($L \times W$) de los flujos de lava.

Figura 15

Esquema de un flujo de lava y ejemplo del perfil de un flujo de lava típico.

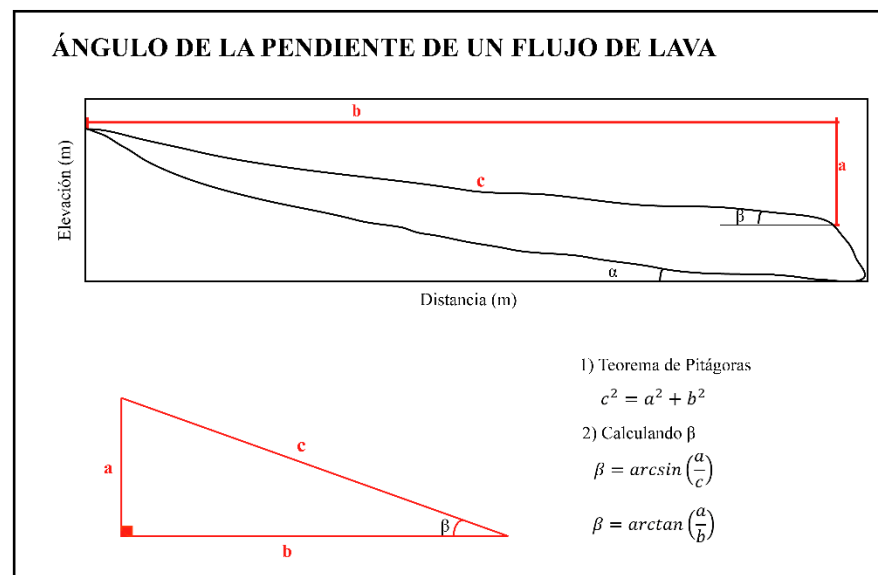


Nota: modificado de Chevrel et al. (2016).

El ángulo de la pendiente es la media, que se ha calculado mediante diez perfiles que se trazaron paralelos a la dirección del flujo de lava (desde el centro de emisión hasta su frente de flujo de lava) (Fig. 16) y perfiles trazados adyacentes al flujo de lava.

Figura 16

Metodología utilizada para calcular el ángulo de la pendiente.



3.2.4.4. Cálculo de los parámetros de emplazamiento y la reología de los flujos de lava a partir del enfoque morfométrico, tomado de Chevrel et al. (2013), (2016); Ramírez-Uribe et al. (2022)

Para estimar los parámetros de emplazamiento y la reología, partir de un enfoque morfométrico lo calculamos mediante dos métodos:

Primer método siguiendo la ecuación de Kilburn & Lopes (1991)

Kilburn & Lopes (1991) desarrollaron un enfoque diferente que considera la pérdida de calor en la superficie por radiación y conducción y

puede aplicarse mejor a los casos de flujos en bloques, en los que el avance del flujo está limitado por la formación de la corteza. En este modelo, el movimiento del núcleo del flujo se considera constante, uniforme y laminar y se comporta como un fluido newtoniano bajo bajas tasas de deformación. Los autores derivaron una ecuación que relaciona la duración del emplazamiento (t_{KL}) con las dimensiones finales del flujo, independiente de la tasa de efusión, las propiedades intrínsecas de la lava (viscosidad, densidad) y las fuerzas conductoras (gravedad):

$$\frac{W_m}{L_m} H^2 \sin(\alpha) = nk t_{KL} \quad \text{Ec. (5)}$$

Y, por lo tanto:

$$t_{KL} = \frac{W_m H^2 \sin(\alpha)}{nk L_m} \quad \text{Ec. (6)}$$

Donde W_m y L_m son el ancho y longitud máxima del flujo, n es un factor = 3 para flujos con ancho > profundidad (obtenido de la ecuación de Jeffreys) y k ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) es la difusividad térmica y fue calculado por Kilburn & Lopes (1991) dándole un valor de $4.21 \times 10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$, resultado de una data de 15 volcanes con flujos de tipo ‘a’ā y tipo bloque. Estimaron que los errores eran del 10% para t y 70% para $\frac{W_m}{L_m} H^2 \sin(\alpha)$.

A partir de la ecuación 6 y mediante la ecuación de Harris & Rowland (2009), calculamos la tasa de efusión total:

$$Q_{KL} = \frac{\text{Volumen}}{t_{KL}} \quad \text{Ec. (7)}$$

Calculamos la velocidad mediante la distancia y el tiempo, mediante la siguiente ecuación:

$$u_{KL} = \frac{Longitud}{t_{KL}} \quad \text{Ec. (8)}$$

Considerando un flujo suave y laminar (que tiene un número de Reynolds relativamente bajo, excepto para materiales de muy baja viscosidad que pueden ser turbulentos) y un comportamiento newtoniano, la ecuación de Jeffreys (1925) y modificado para aplicarlo a las lavas por Nichols (1939), permite calcular la viscosidad de lava:

$$\eta_f = \frac{\rho g H^3 \sin(\alpha)}{3 Q_{KL}} \quad \text{Ec. (9)}$$

Donde η (Pa s) es la viscosidad del flujo; ρ es la densidad de la lava ($2600 \pm 100 \text{ kg m}^{-3}$; g es la aceleración gravitacional estándar (9.81 m s^{-2}); α es la pendiente subyacente y 3 es una constante empírica para los flujos de cuyo ancho supera su profundidad.

Entonces, considerando un modelo Bingham, el límite elástico aparente del flujo (τ_f ; Pa) y se puede estimar mediante su espesor:

$$\tau_f = \rho g H \sin(\alpha) \quad \text{Ec. (10)}$$

Y en los flujos de lava canalizados, Hulme (1974) propuso ecuaciones para definir el límite elástico del flujo canalizado (τ_c) a partir del ancho de los levees (w_L):

$$\tau_c = \rho g (W - w) \sin^2(\alpha) \quad \text{Ec. (11)}$$



Basándose en la teoría de Hulme, Wilson & Head (1983) proporcionaron una ecuación que relaciona la viscosidad aparente del flujo dentro del canal a la tasa de efusión y al límite elástico:

$$\eta_c = \frac{w^3 \tau \sin^2(\alpha)}{24Q_{kl}} \quad \text{Ec. (12)}$$

Donde w (m) es el ancho del canal y W (m) es el ancho de todo el flujo (Donde $\frac{w}{W-w} < 1$).

Segundo método siguiendo la ecuación de Pinkerton & Wilson (1994)

Para estimar la tasa de producción promedio, utilizamos el método propuesto por Pinkerton & Wilson (1994), que relaciona la longitud final del flujo de la lava con la cantidad de enfriamiento en el canal de la lava considerando la velocidad de emplazamiento, este modelo se aplica a flujos limitados por el enfriamiento, a diferencia de los flujos limitados por el volumen. Este modelo considera que el flujo está controlado por el comportamiento del núcleo viscoso y no por resistencia de la corteza en solidificación. Aquí, la transferencia de calor está dominada por la conducción y representada por el número de Grätz (Hulme & Fielder, 1977; Pinkerton & Sparks, 1976). El número de Grätz se define como:

$$G_z = \frac{uH^2}{kL} \quad \text{Ec. (13)}$$

Donde: u (ms^{-1}) es la velocidad media; k (m^2s^{-1}) es difusividad térmica y fue calculado por Kilburn & Lopes (1991) dándole un valor de $4.21 \times 10^{-7} \text{m}^2\text{s}^{-1}$, H (m) el espesor y L (m) longitud del flujo de lava.

Pinkerton & Sparks (1976) y Pinkerton & Wilson (1994) observaron que el límite de enfriamiento de los flujos de lava basálticos en el Etna y en Hawái dejaron de avanzar cuando su número G_z había caído por debajo de un valor crítico de 300. Asumiendo que este valor es también apropiado para los flujos andesíticos, la tasa de efusión volumétrica media ($Q_{Gz}, m^3 s^{-1}$) del flujo de lava extruido puede ser calculado por:

$$Q_{Gz} = uWH \quad \text{Ec. (14)}$$

Combinando la Ecuación 1 y la Ecuación 2:

$$Q_{Gz} = \frac{G_z kL}{H} W \quad \text{Ec. (15)}$$

La duración del emplazamiento del flujo puede obtener dividiendo el volumen del flujo de lava por la tasa de efusión (Q_{Gz}).

$$t_{Gz} = \frac{\text{Volumen}}{Q_{Gz}} \quad \text{Ec. (16)}$$

Calculamos la velocidad mediante la siguiente ecuación:

$$u_{Gz} = \frac{\text{Longitud}}{t_{Gz}} \quad \text{Ec. (17)}$$

La viscosidad lo calculamos mediante la ecuación Nichols (1939):

$$\eta_f = \frac{\rho g H^3 \sin(\alpha)}{3Q_{Gz}} \quad \text{Ec. (18)}$$

Basándose en la teoría de Hulme, Wilson & Head (1983) calculamos la viscosidad.



$$\eta_c = \frac{w^3 \tau \sin^2(\alpha)}{24Q_{Gz}} \quad \text{Ec. (19)}$$

Siendo el límite elástico el único valor para ambos métodos.

Para el cálculo del error de los parámetros de emplazamiento y de la reología, se ha realizado mediante la propagación de errores de Vargas et al. (2008).

Multiplicación por una constante

$$f = k(x \pm \Delta x) = kx \pm k\Delta x \quad \text{Ec. (20)}$$

Suma y resta de dos medidas

$$f = (x \pm \Delta x) + (y \pm \Delta y) = (x + y) \pm (\Delta x + \Delta y) \quad \text{Ec. (21)}$$

$$f = (x \pm \Delta x) - (y \pm \Delta y) = (x - y) \pm (\Delta x + \Delta y) \quad \text{Ec. (22)}$$

Multiplicación y división de dos medidas

$$f = (x \pm \Delta x) \cdot (y \pm \Delta y) = (x \cdot y) \pm (x \cdot y) \left(\frac{\Delta x}{x} + \frac{\Delta y}{y} \right) \quad \text{Ec. (23)}$$

$$f = \frac{(x \pm \Delta x)}{(y \pm \Delta y)} = \left(\frac{x}{y} \right) \pm \left(\frac{x}{y} \right) \left(\frac{\Delta x}{x} + \frac{\Delta y}{y} \right) \quad \text{Ec. (24)}$$

Potencias

$$f = (x \pm \Delta x)^m = x^m \pm m \cdot x^{m-1} \cdot \Delta x \quad \text{Ec. (25)}$$

Seno

$$f = \text{Sin}(x \pm \Delta x) = \text{sin}x \pm \Delta x \cdot \text{cos}x \quad \text{Ec. (26)}$$

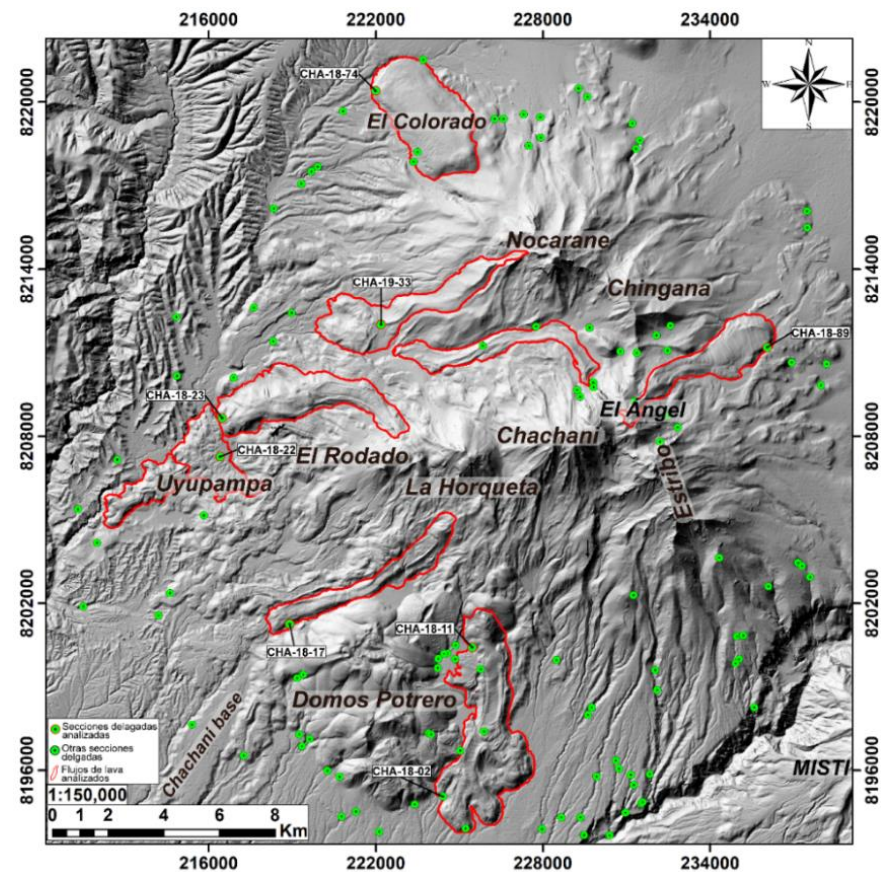
3.2.4.5. Análisis de cristalinidad

Ubicación de las secciones delgadas analizadas

Para realizar el análisis de cristalinidad se utilizaron secciones delgadas que fueron recolectadas y elaboradas en el marco del Proyecto GA17D “Geología y mapa de peligros del complejo volcánico Chachani”, desarrollado por el INGEMMET. El análisis se realizó en 9 secciones delgadas, que pertenecen a los flujos de lava analizados para la determinación morfométrica y reológica (Fig. 17).

Figura 17

Mapa de ubicación de las secciones delgadas.



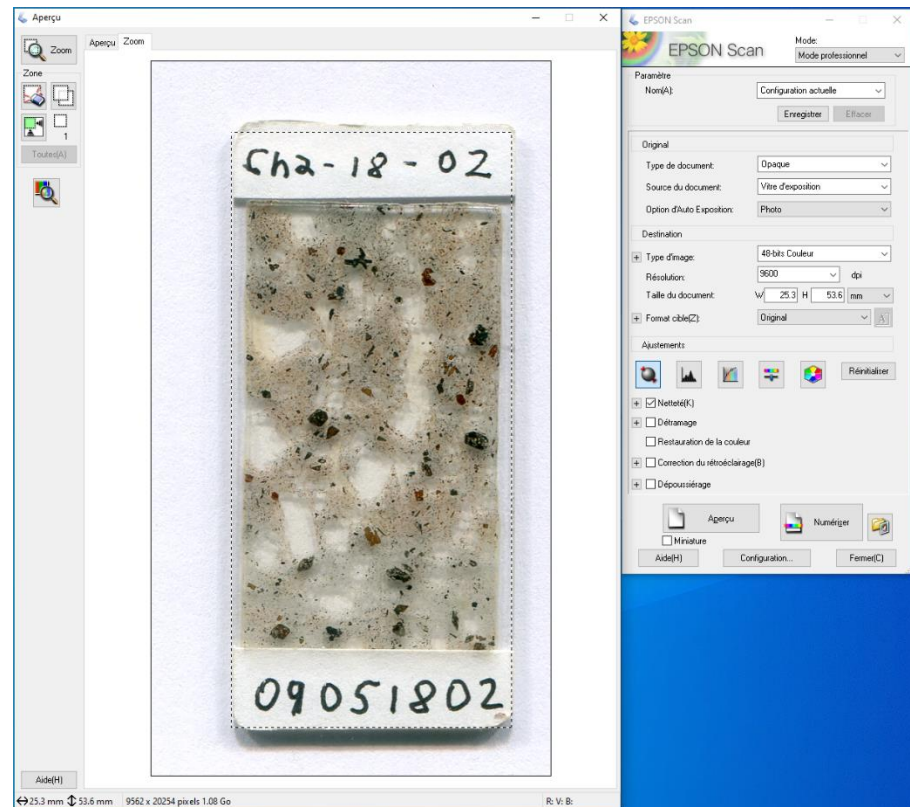
Escaneo de las secciones delgadas

Las secciones delgadas analizadas se han escaneado en un scanner EPSON PERFECTION V300 PHOTO, del Laboratorio de Magmas y

Volcanes de la Universidad de Clermont Auvergne, con un tipo de imagen de 48 bits y una resolución de 9600 px, en un formato JPG. A continuación, se muestra un ejemplo del escaneo las secciones delgadas (Fig. 18).

Figura 18

Escaneo de la sección delgada CHA-18-02.



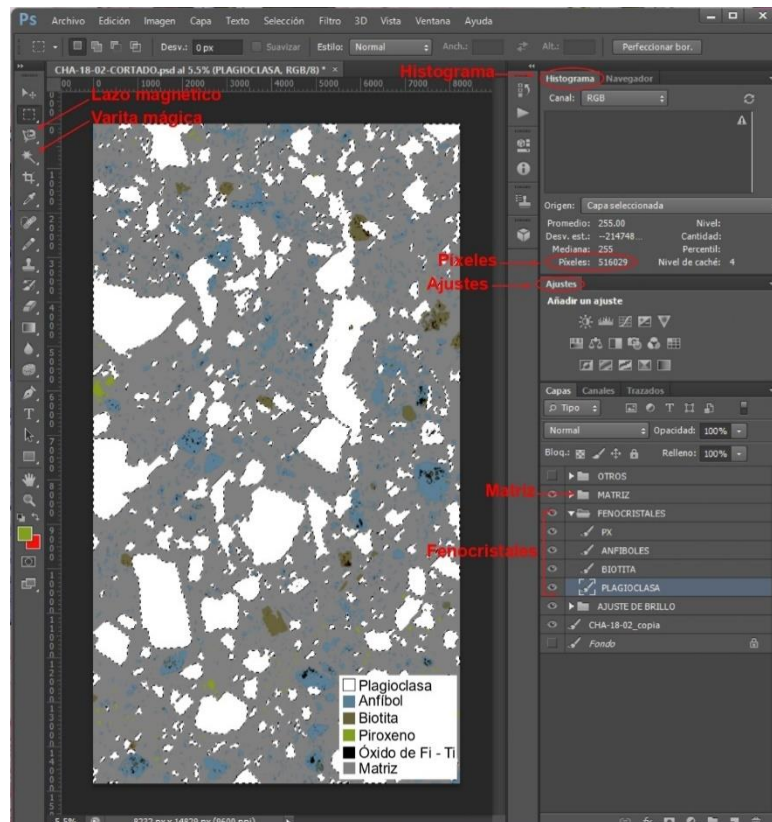
Método de cuantificación de cristales

Para calcular la cristalinidad se ha utilizado la metodología de Zhang et al. (2014), en la cual utiliza el programa Adobe Photoshop, para cuantificar los datos de textura en función de los píxeles. Primero, en la sección de “ajustes” se ha ajustado el brillo/contraste, la exposición y el ajuste de blanco y negro de la imagen, según a la necesidad. Segundo, la selección del área de interés (cristales y la matriz) se ha realizado con las herramientas de “lazo magnético” y “varita mágica”.

El número de píxeles es fijo cuando se realiza una selección, dependiendo de la resolución. Se puede leer directamente el número de píxeles desde el comando de “histograma” del menú imagen (Fig. 19). El número de píxeles de un área seleccionada puede usarse para calcular el porcentaje relativo de un área de selección. Ese es el principio de cuantificación del método de Zhang et al. (2014).

Figura 19

Cuantificación de los cristales en el programa Photoshop de la sección delgada CHA-18-02.



Procesamiento de datos

Los datos se trataron en el programa Microsoft Excel. Para una sola imagen, la relación entre el número de píxeles de cada zona seleccionada

con respecto al píxel de toda la zona ((píxeles de los cristales / total de píxeles) x 100) (Fig. 20).

Figura 20

Análisis modal de la sección delgada CHA-18-02.

DOMOS POTRERO ZONA DISTAL		
CHA-18-02		
	PIXELES	% vol.
TOTAL DE PIXELES	1907766	
FENOCRISTALES		
PLAGIOCLASA	516029	27,0%
ANFIBOL	139190	7,3%
BIOTITA	17140	0,9%
PIROXENO	5209	0,3%
SUMA	677568	35,5%
OTROS	8355	0,4%
MATRIZ	1221843	64,0%
TOTAL		100%

3.2.4.6. Simulación de los flujos de lava

Simulación de flujos de lava mediante el modelo numérico VolcFlow

VolcFlow es un modelo numérico que se utiliza para simular y analizar la dispersión y el alcance de los flujos volcánicos (avalanchas de escombros, flujos piroclásticos, lahares y flujos de lava), el cual fue desarrollado en el laboratorio de Magmas y Volcanes de la Universidad de Clermont Auvergne (Francia), por el Dr. Karim Kelfoun y colaboradores. Y fue utilizado por primera vez para reproducir los flujos de lava del año 2010 del Volcán Tungurahua (Ecuador) (Kelfoun & Vallejo Vargas, 2016). VolcFlow es una herramienta valiosa para la mitigación del riesgo volcánico, ya que permite a los científicos modelar, predecir la trayectoria y el alcance de los flujos volcánicos, lo que puede ayudar a informar las decisiones de evacuación.

El modelamiento se ha realizado mediante un enfoque isotérmico, en donde considera que el flujo se comporta como un fluido viscoso-plástico, controlado por la viscosidad y el límite elástico (Vallejo, 2017), que en los modelos realizados permanecen constantes durante toda la simulación.

Las ecuaciones pueden resolverse sobre una topografía natural compleja (p.ej. un DEM). Utilizando un sistema de coordenadas vinculado a la topografía, con “x” e “y” paralelas a la superficie local del suelo y “h” perpendicular a ella, las ecuaciones generales promediadas en profundidad de conservación de la masa (ecuación 27) y del momento (ecuaciones 28 y 29) (Kelfoun, 2015; Kelfoun & Vallejo Vargas, 2016; Vallejo, 2017):

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(hu) + \frac{\partial}{\partial y}(hv) = 0 \quad \text{Ec. (27)}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(hu) + \frac{\partial}{\partial x}(hu^2) + \frac{\partial}{\partial y}(huv) = gh \sin\alpha_x - \frac{1}{2} k_{actpass} \frac{\partial}{\partial x}(gh^2 \cos\alpha) + \frac{R_x}{\rho} \quad \text{Ec. (28)}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(hv) + \frac{\partial}{\partial x}(hvu) + \frac{\partial}{\partial y}(hv^2) = gh \sin\alpha_y - \frac{1}{2} k_{actpass} \frac{\partial}{\partial y}(gh^2 \cos\alpha) + \frac{R_y}{\rho} \quad \text{Ec. (29)}$$

Se necesitan algunos parámetros de entrada para ejecutar el VolcFlow (Tabla 1), los cuales están relacionados con su volumen, tiempo de efusión, tiempo de emplazamiento y parámetros reológicos (p.ej. la viscosidad, límite elástico).

Tabla 1

Tabla de parámetros entrada para ejecutar en el VolcFlow.

Parámetros de entrada	Unidades
Volumen	m ³
Tiempo de efusión	Días
Tiempo de emplazamiento	Días
Densidad	Kg m ⁻³
Límite elástico	Pa
Viscosidad	Pa s
DEM	-

Modelos analógicos

En los flujos de lava del complejo volcánico Chachani, aún se puede observar en la superficie estructuras como los 1) ogives (De Silva et al., 1994), que son plegamientos internos, transversales al flujo, convexas hacia abajo, con extremidades que discurren cercanos y paralelos a los márgenes del flujo (Harris & Rowland, 2015), 2) estructuras de extensión que son rasgos que se forman debido a la acción del estiramiento y la deformación, son indicativas de la dirección y la magnitud de las fuerzas de extensión que actúan sobre el material fundido.

Para entender el proceso de formación de las crestas de compresión y las estructuras de extensión hemos realizado modelos analógicos sencillos utilizando la silicona. Estudios precedentes han utilizado silicona para recrear el emplazamiento de flujos de lava a una escala menor, ya que este material tiene una viscosidad similar a los flujos de lava (p.ej. Lescinsky & Merle, 2005; Applegarth et al., 2010). Aunque la silicona puede representar el comportamiento reológico de los flujos de



lava, gracias a su flexibilidad y elasticidad, no sufre un enfriamiento como los flujos de lava. Los modelos analógicos utilizando la silicona para representar los flujos de lava ayudan a comprender mejor los procesos físicos y la dinámica de los flujos de lava, así como a predecir su comportamiento en diferentes escenarios. Sin embargo, es importante destacar que estos modelos son representaciones simplificadas y no pueden detallar todos los aspectos complejos de los flujos de lava en la naturaleza.

A continuación, se explica los materiales y el proceso de realización del experimento analógico.

Materiales

Para realizar los modelos analógicos simulando un flujo de lava, se ha realizado con dos capas: la silicona para representar el interior del flujo de lava y la arena de ignimbrita para representar la corteza superior.

- El núcleo del flujo de lava se ha simulado con un fluido de silicona con una viscosidad de 10^4 Pa s y con una reología newtoniana (Applegarth et al., 2010).
- Para la corteza del fluido y para la formación de los levees se ha utilizado la ignimbrita de Nechers del volcán Sancy, en polvo.

Método

Los experimentos se han realizado varias veces para cada modelo analógicos (teniendo un registro de diez modelos), llegando a un resumen más generalizado con un experimento 1 y un experimento 2.

Experimento 1: cuando el fluido (silicona) avanza por gravedad sobre una superficie plana, delimitado por levees y sobre una pendiente (Fig. 21 - A).

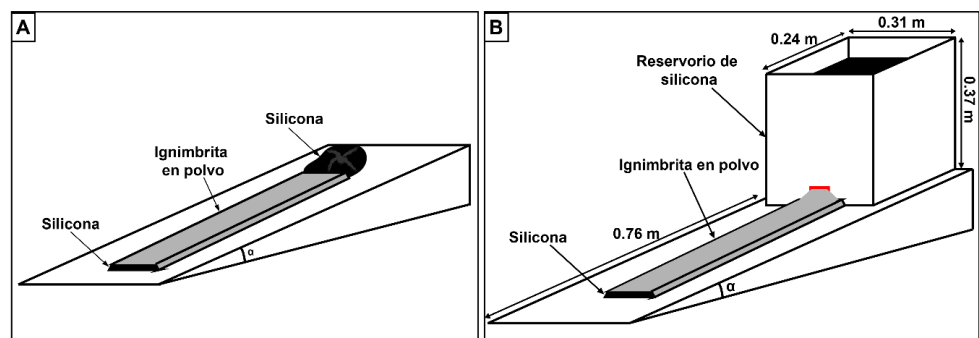
Para realizar este modelo se ha utilizado un aproximado de 2 kg de silicona, a medida que el flujo se desplazaba sobre una pendiente de 4.4° se ha cubierto con una capa de ignimbrita (0.5 cm). Este modelo se ha formado en 7 horas.

Experimento 2: un depósito de fluido (silicona) con un respiradero sobre un tablero plano y con una pendiente, que adicionalmente se ha delimitado lateralmente por levees con la ignimbrita en polvo (Fig. 21 - B).

Para realizar este modelo se ha utilizado un aproximado de 15 kg de silicona en el reservorio, a medida que el flujo se desplazaba sobre una pendiente de 7.9° se ha cubierto con una capa fina de ignimbrita (< 0.3 cm). Este modelo se ha formado en 29 horas.

Figura 21

Maquetas en donde se ha realizado el experimento analógico.





Nota: **A)** maqueta sin un reservorio, en donde se ha dejado fluir la silicona por gravedad. **B)** maqueta con un depósito de fluido y un respiradero que alimenta el flujo constantemente. El área de color negro indica la silicona y el color gris claro la ignimbrita en polvo.

3.3. PROGRAMAS DE ANÁLISIS DE INFORMACIÓN

- ArcGis 10.5: en la elaboración de mapas y las representaciones esquemáticas de los flujos de lava.
- Adobe Photoshop: en el procesamiento de las secciones delgadas, para el análisis modal.
- Adobe Illustrator: en el diseño de imágenes.
- Paquete de Office: Word: redacción de la tesis. Excel: en el procesamiento de datos morfológicos, análisis de cristalinidad, los parámetros de emplazamiento y la reología.
- Google Earth Pro: visualización de imágenes por satélite de alta resolución y exploración relieves.
- IBM SPSS Statistics: procesamiento de los datos morfométricos, obteniendo la media, desviación estándar y el error estándar de la media.
- ImageJ: en la obtención de los datos morfométricos de los perfiles.

CAPÍTULO IV

CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

4.1. UBICACIÓN

4.1.1. Ubicación política

El complejo volcánico Chachani se ubica a 22 km al noroeste del centro de la ciudad de Arequipa, en la Zona Volcánica Central (CVZ) de los Andes. Con un área de $\sim 600 \text{ km}^2$ y un volumen de $290 - 350 \text{ km}^3$, es considerado como uno de los complejos volcánicos más extensos y voluminosos de los Andes Centrales, y está formado por doce edificios volcánicos entre domos, estratovolcanes y campos de lava (Aguilar, Thouret, et al., 2022). El edificio más alto de este complejo volcánico lo constituye el estrato-cono nevado Chachani, el cual alcanza una altura aproximada de 6070 m.s.n.m. (Ver anexo A-1, mapa N° 01, mapa de ubicación del complejo volcánico Chachani).

Tabla 2

Ubicación política del área de estudio.

Departamento	Arequipa
Provincia	Arequipa
Distrito	Yura, Cerro Colorado y Cayma

4.1.2. Ubicación geográfica

Tabla 3*Ubicación geográfica del área de estudio.*

Coordenadas centrales	0230380 E, 8211149 S (domo El Volcancillo)
Altitud	5193 m.s.n.m.
Zona geográfica	19 K
DATUM	WGS 84

4.2. VÍAS DE ACCESO

El acceso a los flujos de lava del complejo volcánico Chachani se realiza mediante dos principales vías, los cuales se pueden acceder mediante automóvil.

Tabla 4

Principales vías de acceso al complejo volcánico Chachani y los flujos de lava que se pueden observar durante el tramo.

Tramo	Distancia (km)	Tiempo (h)	Tipo de vía	Flujos de lava
Flanco Sureste Y Sur. Cayma - Cerro Colorado (Fundo Cabrería)	40	1:30 aprox.	Carretera asfaltada - trocha carrozable	Estribo, El Ángel, Chingana y El Volcancillo
Flanco Norte, carretera Puno - Cusco - Arequipa	65	2 aprox.	Carretera asfaltada	Domos Potrero, El Rodado, Uyupampa, El Colorado y Nocarane

4.3. POBLACIÓN

El complejo volcánico Chachani está expuesto en un área alrededor de la población de Arequipa en los distritos de Cayma, Cerro Colorado y Yura.

Tabla 5

Población total de los distritos asentados alrededor del complejo volcánico Chachani.

Distrito	Población Censada		Total
	Hombre	Mujer	
Cayma	43 886	48 049	91 935
Cerro Colorado	96 135	101 819	197 954
Yura	16 497	16 897	33 346
Total			323 235

Nota: Fuente Instituto de estadística e informativa (INEI), Censo nacional del 2017: XII de Población, VII de Vivienda y III de Comunidades Indígenas.

4.4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El basamento pre-volcánico bajo el complejo volcánico Chachani y alrededor de la depresión de Arequipa, está formado por dos grandes dominios tectónicos: (1) dominio Atico-Mollendo-Tacna, formado por rocas intrusivas que pertenecen a los batolitos costeros y de Arequipa y el (2) dominio de la Cordillera Occidental formada por rocas sedimentarias del Grupo Yura (Jurásico) y la Formación Huanca (Paleoceno), cubiertos por depósitos volcánicos neógenos de los grupos Tacaza, Huaylillas y Barroso, separados por el sistema de fallas Cincha-Lluta-Incapuquio (Benavides-Cáceres, 1999; Carlotto et al., 2009; Vicente et al., 1979).

La depresión de Arequipa, orientada en dirección ONO-ESE se ha interpretado como una cuenca tectónica "pull-apart" asociada con las fallas regionales de rumbo con componente normal, y las fallas secundarias N10°E y N40°E (Mering et al., 1996; Thouret et al., 2001). La cuenca ha sido rellenada por tres depósitos de ignimbritas del Neógeno entre ellas: (1) Ignimbrita "Río Chili" (13.19 Ma), (2) Ignimbrita "La Joya" (4.89 Ma), (3) Ignimbritas "Aeropuerto de Arequipa", (1.65 Ma), y al noroeste de la cuenca, se encuentran depósitos del "Tufo Yura" (1.03 Ma) (Paquereau-Lebti et al.,

2006). Estas unidades se encuentran parcialmente cubiertas por depósitos volcanoclásticos y aluviales más recientes.

El contexto tectónico del complejo volcánico Chachani es diverso en la intersección entre la cuenca Arequipa y el flanco sur de la Cordillera Occidental. En el borde noreste de la depresión de Arequipa, el complejo volcánico Chachani es el centro eruptivo más septentrional dentro de un segmento escalonado (en echelon) de ~60 km de longitud, con tendencia NO-SE (N130° y N160°), junto con los volcanes Misti (activo) y Pichu-Pichu (extinto).

4.4.1. Estructuras Tectónicas Locales

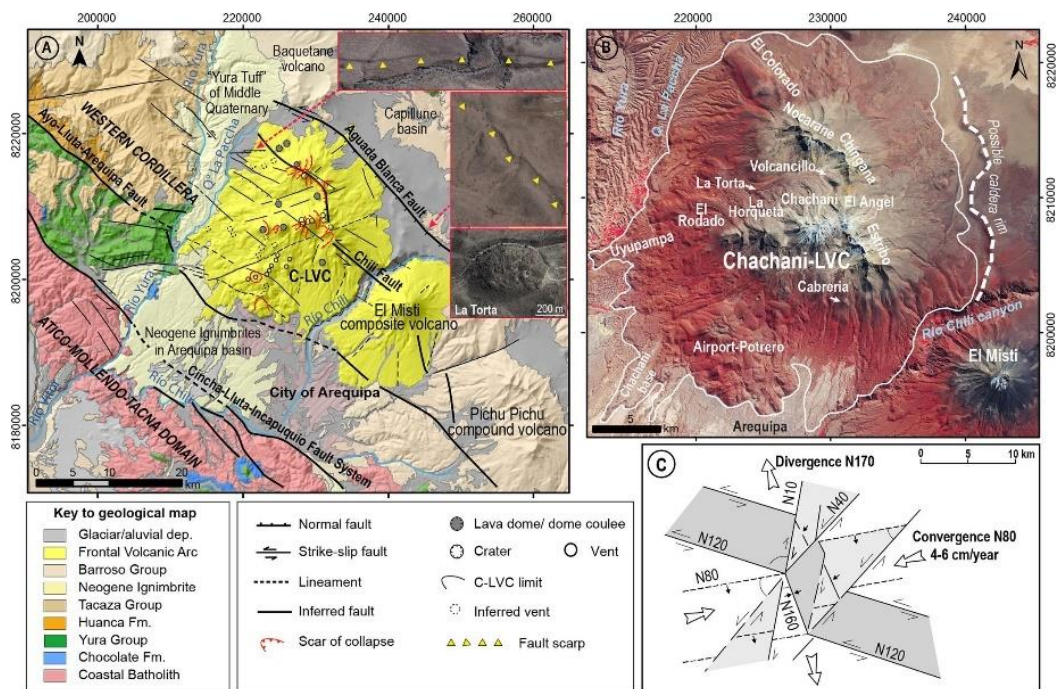
En el área del complejo volcánico Chachani se han identificado tres grupos de fallas y lineamientos:

(a) Las fallas activas de dirección N130° - N160° paralelas a la Cordillera Occidental, p.ej. el sistema de fallas Cincha-Lluta-Arequipa, las fallas Río Chili y Aguada Blanca que cortan los edificios Estibo y el volcán Misti, y el flanco noreste del complejo volcánico Chachani. (b) Un grupo de edificios en la parte central del complejo volcánico, está alineado a lo largo de una estructura de tendencia N80°, las cuales se encuentran de forma perpendicular a las fallas y lineamientos de dirección NO-SE. (c) En el flanco sur, los domos de Potrero (también conocidos como domos Aeropuerto de Arequipa) y ventos se encuentran alineados a lo largo de una red de fisuras eruptivas N20° - N30°.

El complejo volcánico Chachani, ha sido construido en un contexto estructural complejo. Un grupo de edificios volcánicos antiguos emplazados siguiendo la dirección NNO - SSE, y otro grupo de edificios más jóvenes, alineados siguiendo una dirección SOO - NEE (Aguilar, Thouret, et al., 2022).

Figura 22

Estructuras tectónicas.



Nota: **A)** esquema morfotectónico que indica los dominios definidos por Carlotto et al. (2009) combinados con rasgos volcano-estructurales (Aguilar, 2015). **B)** edificios volcánicos del complejo volcánico Chachani. **C)** interpretación del entorno tectónico del complejo volcánico Chachani. Tomado de Aguilar, Thouret, et al. (2022).

4.5. ESTRATIGRAFÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO CHACHANI

4.5.1. Estratigrafía del substrato del complejo volcánico Chachani

El complejo volcánico Chachani se ha formado sobre un substrato del gneis Charcani, flujos de lava, secuencias sedimentarias del Grupo Yura, Ignimbrita del Río Chili datado en 13.33 Ma; Ignimbrita de la Joya datado en 4.87 Ma; Ignimbrita del Aeropuerto de Arequipa datado en 1.6 Ma y el Tufo Yura



datado en 1.02 Ma, estas formaciones y secuencias representan la base del complejo volcánico Chachani.

A continuación, se describen las características:

4.5.1.1. Gneis de Charcani (Precámbrico)

El basamento precámbrico de la costa sur del Perú fue denominado por primera vez como gneis de Charcani por Jenks (1948), denominado posteriormente como El Complejo Basal de la Costa por Bellido & Narvaez (1960). Touret et al. (2021), identificaron afloramientos del gneis de Charcani en el cañón del río Chili, cerca de la II estación Hidroeléctrica Charcani.

4.5.1.2. Formación Chocolate (Jurásico Superior-Liásico)

El nombre de esta unidad proviene de la cantera Chocolate, al NO de Arequipa (Jenks, 1948), en el parte inferior representado predominantemente por rocas de origen volcánico, como brechas, derrames y tobas de color violáceo, marrón oscuro y verdosos. En la parte superior se exponen niveles sedimentarios que se intercalan con derrames volcánicos, terminando con brechas volcánicas de color morado y de pasta afanítica (Palacios et al., 1995).

4.5.1.3. Grupo Yura (Jurásico superior-Cretácico inferior)

El Grupo Yura comprende la Formación Puente (Caloviano), seguida de la Formación Cachíos, de rocas principalmente lutáceas, la Formación Labra de areniscas cuarzosas, cuarcitas y lutitas, seguida de la Formación Gramadal, constituida por calizas con fauna del Jurásico-



Cretácico, y por la Formación Huallhuani, con cuarcitas, la que por su posición estratigráfica correspondería al Cretácico (Palacios et al., 1995).

4.5.1.4. Grupo Tacaza (Oligoceno)

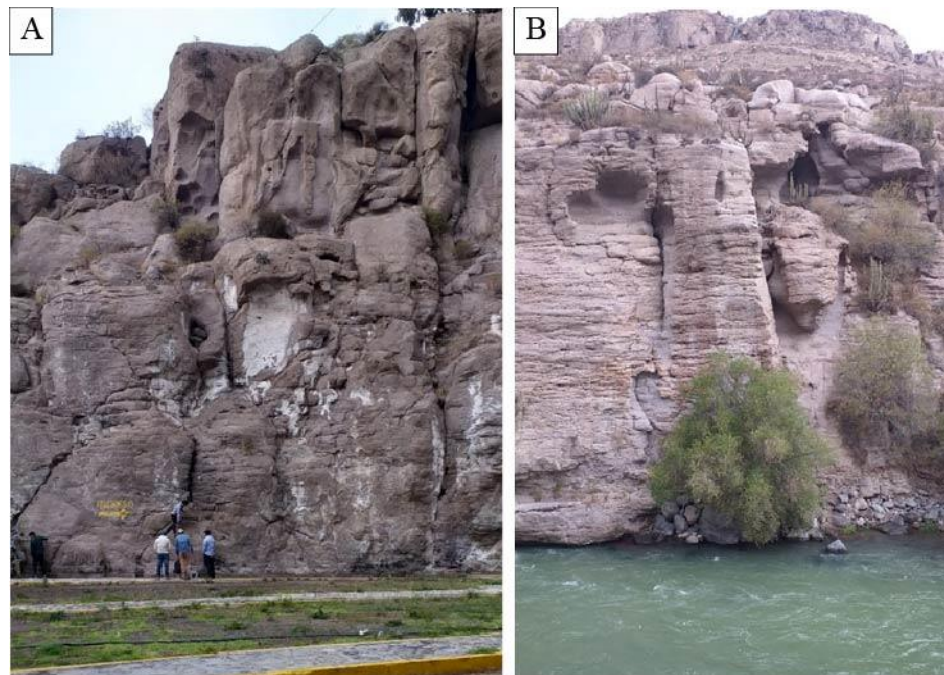
Fueron descritas por Newell (1949), para comprender lavas andesíticas, tobas dacíticas, ignimbritas, conglomerados tobáceos y una secuencia lacustre (Dávila, 1988). Estas secuencias afloran al NE del complejo volcánico Chachani y al N del volcán Misti, cerca de la cuenca Capillune (Aguilar, Manrique, et al., 2022) *.

4.5.1.5. Ignimbrita Río Chili (Mioceno)

La Ignimbrita del Río Chili del Mioceno (Fig. 23), aflora en las paredes altas del cañón superior del Río Chili, en los lugares donde se pueden observar tienen un espesor medio de 70 m a 140 m cerca a la represa Charcani IV. Dos muestras de dos unidades de flujo han sido datadas en $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$, los cuales arrojaron edades de $13.39 \pm 0,1$ y 13.12 ± 0.05 Ma. Esta ignimbrita se correlaciona con la Formación Huaylillas (Paquereau-Lebti et al., 2006). Consiste en depósitos piroclásticos de lapilli rico en cristales, parcialmente soldada producto de un enfriamiento masivo.

Figura 23

Ignimbrita Río Chili.



Nota: **A)** fotografía de la margen izquierda de la ignimbrita Río Chili. **B)** fotografía de la margen derecha de la ignimbrita río Chili.

4.5.1.6. Grupo Barroso (Mioceno-Pleistoceno)

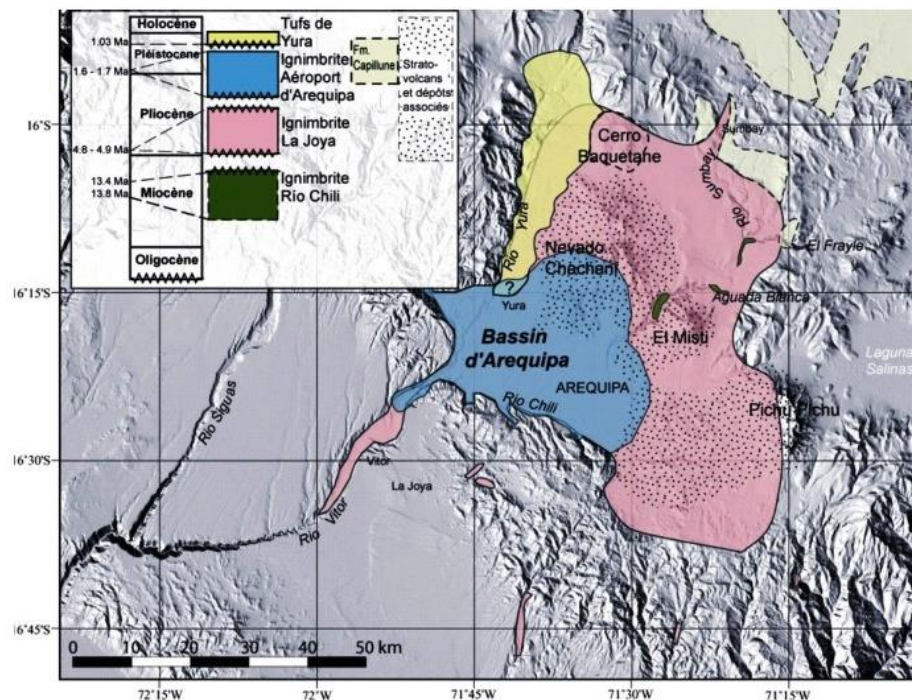
El Grupo Barroso, del Mioceno – Pleistoceno, aflora en las zonas aledañas al complejo volcánico Chachani y en la cuenca de la ciudad de Arequipa. A continuación, se presentan las unidades más importantes (Fig. 24):

Ignimbrita La Joya del Barroso Inferior (10 - 3 Ma), aflora en los valles del río Chili y del río Yura, también expuesta al SO de la depresión de Arequipa a lo largo de la parte superior del Río Víctor. En el cañón del río Chili, está compuesto por varias unidades de flujo, mostrando capas de 0,5 a 3 m de espesor; aguas arriba por la represa Aguada Blanca con

espesor ≥ 80 m, las dataciones en $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ arrojaron la edad de 4.88 ± 0.22 Ma. Al SO de la cuenca de Arequipa, cerca de la quebrada Añashuayco, muestra un espesor de 15 m. La ignimbrita también se observa en la parte superior del batolito de Arequipa cerca de La Joya a 40 km al suroeste de Arequipa, donde el depósito tiene un espesor de 5 m, y el cual fue datado en $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ y arrojó la edad de 4.87 ± 0.02 Ma (Paquereau-Lebti et al., 2006). En la zona distal de la quebrada Añashuayco se puede apreciar de color rosado oscuro, semi-consolidado con matriz 85% y líticos 15%, con pómez fibrosa de color rosácea con tamaños de hasta 10 cm y pómez densa con tamaños de hasta 8 cm; los fragmentos líticos lávicos son de color gris y forma angulosa; matriz compuesta por ceniza y cristales libres (Fig. 25).

Figura 24

Ignimbritas de la cuenca de Arequipa.



Nota: Distribución de las ignimbritas del Río Chili, La Joya, Aeropuerto y Tufos Yura, que afloran en la cuenca de la ciudad de Arequipa (Paquereau-Lebti et al., 2006).

Figura 25

Ignimbrita La Joya.



Nota: Margen izquierda de la quebrada Añashuayco, perteneciente a la zona de Uchumayo, donde se aprecia la Ignimbrita La Joya, con pómez de hasta 10 cm.

Ignimbrita Aeropuerto de Arequipa (Fig. 26) del vulcanismo del Grupo Barroso superior (3-1 Ma), aflora al NE, O y SE del complejo volcánico Chachani. Esta ignimbrita consta de dos unidades, en una unidad blanca superpuesta por la unidad rosada. La “unidad Blanca”, afloran en las quebradas que drenan de norte a sur, con espesores de hasta 150 m con una edad de 1.65 Ma. La “unidad Rosada”, forma parte de la superficie de la depresión de Arequipa, con espesores de unos pocos metros y hasta 50 m datadas en $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ que arrojó la edad de 1.65 ± 0.04 Ma (Paquereau-

Lebti et al., 2006). Por su parte Aguilar, Manrique, et al. (2022) *, hace mención de que “La geometría del afloramiento y las unidades regulares de inmersión en la cuenca por el lado sur del complejo volcánico Chachani indican que la ignimbrita Aeropuerto de Arequipa probablemente se origina en una caldera que está por debajo del complejo volcánico Chachani”.

Figura 26

Ignimbrita Aeropuerto Arequipa.



Nota: Quebrada Escalerilla, donde se aprecia la Ignimbrita Aeropuerto Arequipa con una textura columnar.

Tufos Yura (Fig. 27) del Grupo Barroso superior. Estas ignimbritas afloran al norte y noroeste del complejo volcánico Chachani, en la subcuenca del río Yura, cubriendo una superficie de menos de 150 km². Corresponde a un depósito de flujo piroclástico ricos en cenizas y pómez.

Uno de los depósitos de flujos pumíferos de Yura ha sido datado en $40\text{Ar} - 39\text{Ar}$ y arrojó la edad de $1.02 \pm 0.09 \text{ Ma}$ (Paquereau-Lebti et al., 2006).

Figura 27

Depósitos de los Tufos Yura, en la zona de Yura Viejo.



4.5.1.7. Formación de Capillune (Plioceno)

La formación Capillune definida por Mendivil (1965), ubicado a inmediaciones del río Viluta, se extiende en el altiplano peruano hasta sus márgenes occidentales. Esta secuencia lacustrina está formada por conglomerados, areniscas, limolitas, argilitas y algunos niveles piroclásticos. Sus tonalidades van de blanquecino a gris amarillento y verdoso (Instituto Geológico Minero y Metalúrgico -INGEMMET, 2017). Las edades de la Formación Capillune fueron datadas por Tosdal et al. (1981) y reporta edades K/Ar de $7 \pm 0.4 \text{ Ma}$ y $3.3 \pm 0.1 \text{ Ma}$ datadas en plagioclasa/total de roca, equivalentes al Mioceno superior - Plioceno.



Mendivil (1965) por las relaciones de campo le asigna a la Formación Capillune una edad del Plioceno superior. En el área de estudio se superpone a la ignimbrita “La Joya” al este del complejo volcánico Chachani y puede ser más antigua que el Tufo Yura (Aguilar, Manrique, et al., 2022)*.

4.5.1.8. Campos monogenéticos

Aguilar, Arteaga, et al. (2022), realizaron el estudio y clasificación del Campo Monogenético Yura en seis centros volcánicos; tres de ellos son Patacocha, Yura Viejo y Ccapua, los cuales se distribuyen a lo largo de ~10 km en dirección N130°, dos centros volcánicos como El Chiral y Uyupampa, que siguen una tendencia N140° separados por 6 km, alineados con las fallas Ayo – Lluta - Falla de Arequipa. El volcán Nicholson está ubicado cerca del límite noroeste de la cuenca de Arequipa. En la zona de estudio se puede apreciar principalmente Ccapua y Yura viejo. La actividad eruptiva se ha caracterizado principalmente por erupciones que generaron flujos de escoria, precipitaciones piroclásticas y emisiones de flujos de lava

4.5.2. Evolución estratigráfica del complejo volcánico Chachani

El complejo volcánico Chachani está compuesto por al menos 12 edificios volcánicos agrupados espacial y temporalmente en: (1) Grupo de Edificios Antiguos, y (2) Grupo de Edificios Jóvenes. El Grupo de Edificios Antiguos estuvo en actividad durante el Pleistoceno Temprano - Medio (c. 1280 - 640 Ka), y está formado por los flujos Chachani Basal, edificios Chingana, Nocarane, Estribo, domo el Colorado; mientras que el Grupo de Edificios Jóvenes pertenecen

al Pleistoceno Medio - Tardío (460 - 56 Ka), formado por los edificios El Ángel, Domos Potrero, La Horqueta, El Rodado, flujos de lava Uyupampa, Chachani, Cabrerías y el domo Volcancillo (Aguilar, Thouret, et al., 2022). (Ver anexo A-1, mapa N° 02, mapa geológico del complejo volcánico Chachani).

A continuación, se describen la estratigrafía de cada unidad.

4.5.3. Edificios Antiguos del complejo volcánico Chachani

4.5.3.1. Chachani Basal

La actividad inicial de complejo volcánico Chachani fue de tipo efusiva que emplazó flujos de lava andesíticas que cubren un área de ~25 km² y un volumen de 1.33 -3.62 km³ (Fig. 28). La primera unidad se emplazó en el lado NO del complejo volcánico Chachani, en el sector de Quiscos, sobre los Tufos Yura y la ignimbrita Aeropuerto. La segunda unidad de flujos de lava se extiende hacia el flanco SO del complejo volcánico Chachani, donde se superpone a la unidad superior (rosada) de la ignimbrita Aeropuerto de Arequipa. La edad de los flujos basales se sitúa entre *c.* 1280 Ka (edad de los tufos Yura) y *c.* 1010 Ka, (superpuesto por los flujos iniciales del edificio Chingana) (Aguilar, Manrique, et al., 2022*; Aguilar, Thouret, et al., 2022).

Figura 28

Ignimbrita Aeropuerto y los flujos de lava del Chachani Basal.



4.5.3.2. Estratovolcán Chingana

Ubicado al NE del complejo volcánico Chachani, Chingana es el estratovolcán más antiguo de dicho complejo volcánico (Fig. 29), con un área de área de $\sim 44 \text{ km}^2$ y un volumen de $32.10 - 47.40 \text{ km}^3$. Las lavas de la unidad inferior fluyeron hasta una distancia de $\sim 7 \text{ km}$ del centro de emisión, con una morfología ondulada. La parte central del estratovolcán Chingana, esta erosionado y cortado por un anfiteatro glaciar o circo glaciar abierto hacia el O y E, mientras que sus flancos fueron parcialmente cubiertos por lavas más jóvenes del Nocarane y El Ángel. La unidad intermedia son flujos de lava y la unidad superior formado por flujos de lava y escorias rojizas. La unidad inferior ha sido datada en $1012 \pm 53 \text{ Ka}$ y de la unidad media en $916.05 \pm 41.1 \text{ Ka}$ (Aguilar, Manrique, et al., 2022*; Aguilar, Thouret, et al., 2022).

Figura 29

Los edificios volcánicos de Chingana, Nocarane y el domo El Volcancillo.



4.5.3.3. Estratovolcán Nocarane

El estratovolcán Nocarane (Fig. 30) cuya cima está localizado a 5,760 m.s.n.m., ocupa un área de 121 km² y un volumen de 65.53 – 125.93 km³. Consiste en un grueso empilamiento de flujos de lava intruídos en la cima por un complejo de domos de lava. En este estratovolcán se reconocieron al menos tres unidades superpuestas: (1) la unidad inferior ubicada en la parte NW del edificio, formados por depósitos de escoria (Noc1) y flujos de lava oscuras con depósitos de tefra (Noc2 - Noc4). (2) Flujos de bloques de lava y domos fueron emplazados en la parte superior y hacia el flanco N y NW. Un domo andesítico que ha sido cubierto por un glaciar, fue emplazado a gran altura (5400 m.s.n.m.) justo al norte de la cumbre (Noc10) con una edad U/Pb de 866 ± 71 Ka. (3) El flujo morfológicamente más reciente forma la meseta de la cumbre a 5748 m.s.n.m. En los flancos inferiores, una sucesión de flujos de lava gris

oscura se extiende hacia el NE hasta ~9,3 km (Noc11 - Noc14). Una de estas lavas andesíticas (Noc15) en el flanco inferior occidental fue datada por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 754 ± 10 Ka, lo que representa la unidad datada más joven de Nocarane. El periodo de actividad de este volcán fue bastante corto y se restringió entre 870 y 750 Ka (Aguilar, Thouret, et al., 2022).

Figura 30

Flanco SO del edificio volcánico Nocarane y el domo El Volcancillo.



Figura 31

Flujo de lava del flanco NE del edificio volcánico Nocarane.





4.5.3.4. Estratovolcán Estribo

El estrato volcán Estribo está localizado al SE del complejo volcánico Chachani, ocupa un área con un área de área de 120 km² y un volumen de 59.35 – 63.03 km³. Presenta tres unidades volcánicas 1) Estribo inferior, 2) Estribo medio y 3) Estribo superior.

Estribo inferior consiste en sedimentos volcanoclásticos superpuestos por depósitos hidroclásticos, compuesto por bombas tipo corteza de pan de tamaño decimétrico con textura brechada (Fig. 32). La sucesión volcanoclástica por debajo de los depósitos de Estribo se superpone a la unidad rosada superior de ignimbrita Aeropuerto. Los primeros flujos de lava del Estribo inferior consisten en lavas. La unidad media del Estribo consiste en flujos de lava, flujos de escoria y depósitos piroclásticos. Los flujos de lava del Estribo superior se extendieron a 10.4 km al NE del cráter. Algunas unidades de flujos de lava han sido datadas entre 694.1 ± 74.9 Ka y 808.5 ± 62.7 Ka, por (Aguilar, Thouret, et al., 2022). Estos flujos lávicos cubrieron parte de los depósitos del estratovolcán Chingana.

Figura 32

Depósito hidroclásticos de la zona Charcani.



4.5.3.5. Domos El Colorado

El Colorado (Fig. 33) está ubicado en el flanco N del complejo volcánico Chachani, el cual ocupa un área de 12.3 km² y un volumen de 4.13 – 6.16 km³, el cual se ha formado por dos eventos extrusivos emitidos por un vento lateral visible en el flanco NO del estratovolcán Nocarane. Consiste en dos domos-colada superpuestas, al cual le sobreyacen secuencias de caídas de tefras riolíticas de episodios efusivos más recientes del grupo de los edificios alineados con tendencia NW del complejo volcánico Chachani. Una muestra del domo ha sido datada por Aguilar, Thouret, et al. (2022), en 641.8 ± 88.2 Ka.

Figura 33

Flanco NO del Domo Colorado.



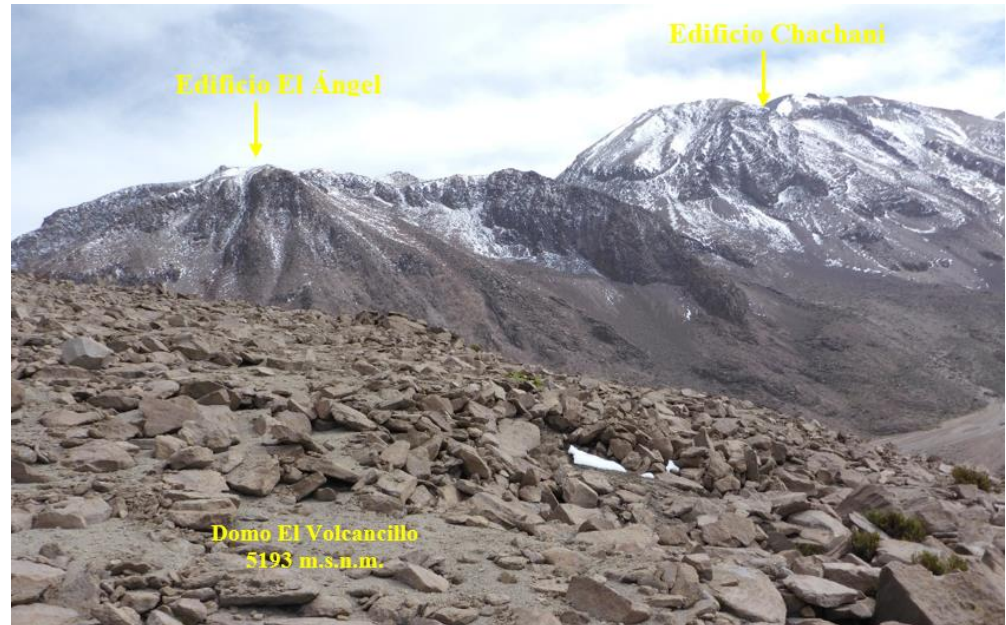
4.5.4. Edificios Jóvenes del complejo volcánico Chachani

4.5.4.1. Estratovolcán El Ángel

El Ángel (Fig. 34) ocupa un área de 13 km² y un volumen de 4.86 – 5.56 km³. El ángel se compone de una sucesión de al menos cuatro flujos de lava que miden entre 40 a 60 m de altura. Sus lavas han cubierto a las lavas más antiguas de los estratovolcanes Chingana y Estribo. En su cima aún son visibles dos cráteres. Un flujo de lava de la base del Ángel ha sido datado datada por Aguilar, Thouret, et al., (2022), en 463 ± 34 Ka.

Figura 34

Domo El Volcancillo desde donde se aprecia la parte alta de los edificios volcánicos El Ángel y Chachani.



4.5.4.2. Domos Potrero

Los domos Potrero están ubicados en el flanco sur del complejo volcánico Chachani, corresponden a un complejo de domos constituido por domos y domo-colada en bloques, y ocupan un área de 68 km² y un volumen de 11,22 – 12,53 km³ (Aguilar, Thouret, et al., 2022). El complejo de domos Potrero presenta tres unidades. La unidad inferior datada en 397 ± 40 Ka – 368.8 ± 61.9 Ka, y un flujo de lava de la unidad superior fue datada en 291.6 ± 44.7 (Aguilar, Thouret, et al., 2022). Tanto los domos, como el domo-colada se encuentran bien preservados, por lo cual, es posible reconocer características típicas del emplazamiento de los flujos de lava como levees y crestas de avance. También se puede observar ventos alineados a lo largo de fisuras con dirección $10^{\circ}\text{N} -40^{\circ}\text{E}$ y $\text{N}130^{\circ}\text{E}$

(Aguilar, Thouret, et al., 2022) y que han podido controlar el crecimiento de los domos.

Figura 35

Domos Potrero.



Nota: **A)** zona S del complejo volcánico Chachani, a primera vista se aprecia los domos Potrero y al fondo los edificios volcánicos La Horqueta, Chachani y Estribo. **B)** vista hacia los domos Potreros.

4.5.4.3. La Horqueta

El edificio la Horqueta (Fig. 36) está compuesto por cúmulo-domos y flujos de lava, el cual ocupa un área de 40 km^2 y un volumen de $3.24 - 6.46 \text{ km}^3$. La unidad inferior consiste en flujos de lava en bloque. Los flujos de lava de la unidad superior, se emplazaron en el lado SE del edificio a $\sim 7 \text{ km}$ de la cima. El domo tiene $\sim 2 \text{ km}$ de diámetro. Dos flujos

de lava fueron datados por Aguilar, Thouret, et al., (2022) en 345 ± 26 Ka y 332 ± 29 Ka.

Figura 36

Edificios volcánicos Horqueta, Rodado y Chachani.



4.5.4.4. Estratocono El Rodado

El estratovolcán El Rodado (Fig. 36), ocupa un área de área de 50 km² y un volumen de 6.26– 9.17 km³. La unidad inferior está formada por flujos de lava que se emplazaron sobre depósitos volcanoclásticos erosionados que cubren a la Ignimbrita Aeropuerto. La unidad superior de El Rodado se emplazó en el lado colapsado de la unidad central. Su actividad eruptiva habría finalizado con el colapso del flanco S, que dejó un anfiteatro de ~1,2 km de ancho abierto hacia el S. Un flujo de lava de la parte superior fue datado por Aguilar, Thouret, et al., (2022) en 239 ± 25 Ka.

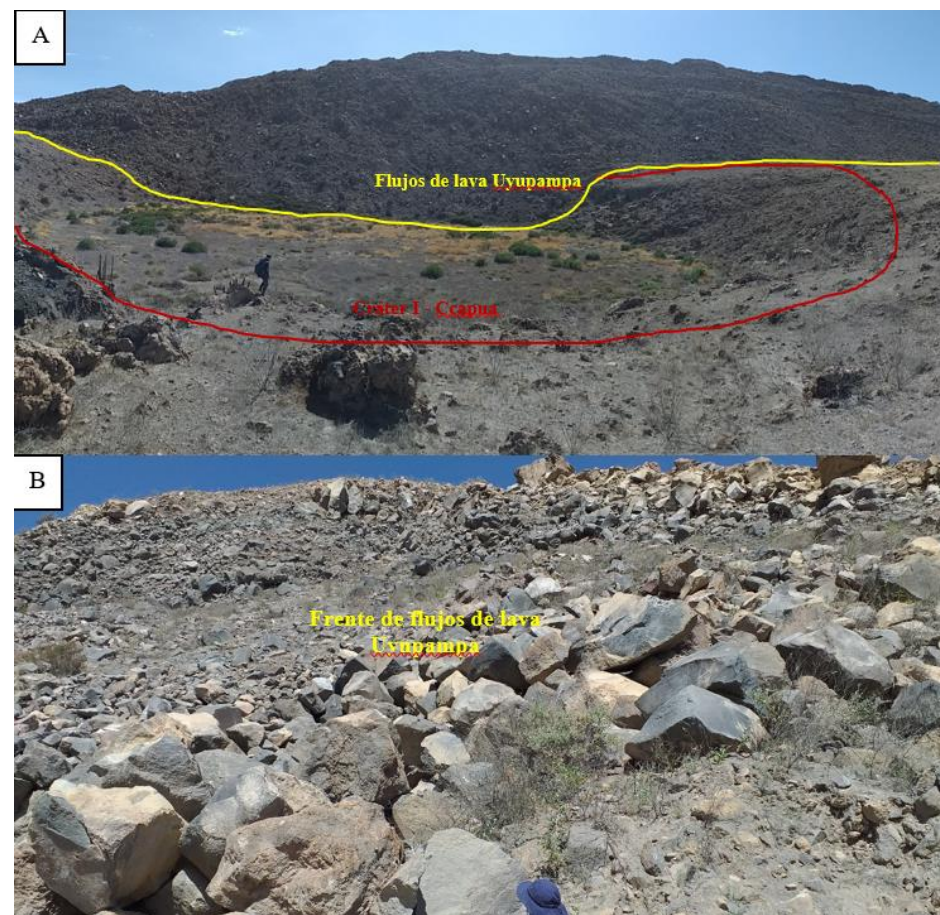
4.5.4.5. Campo de flujos de lava Uyupampa

Corresponde a un campo con potencia de ~100 m y extenso, ocupando un área de área de 16 km² y un volumen de 2.36– 2.72 km³.

Este campo de flujos de lava cubre los flujos de lava del estratocono El Rodado. En el extremo O estas lavas se superponen directamente sobre las Ignimbrita Aeropuerto y probablemente cerraron el valle del río La Paccha que posteriormente se represó y formó el lago, cuyos depósitos sedimentarios son expuestos en las zonas de Yura Viejo y Uyupampa. Un flujo de lava del sector O ha sido datada por Aguilar, Thouret, et al., (2022) en 231.7 ± 36.2 Ka.

Figura 37

Flujo de lava Uyupampa.



Nota: **A)** flujos de lava Uyupampa que cubrió uno de sus flancos del cráter I del centro eruptivo Ccapua. **B)** frente de lava del flujo de lava Uyupampa.

4.5.4.6. Estratocono Nevado Chachani

El edificio Nevado Chachani (Fig. 36) es el estratovolcán más reciente y el más alto del complejo volcánico Chachani, que se eleva a 6,057 m.s.n.m. ocupando un área de 45 km² y un volumen de 30.34 – 33.20 km³. Compuesto de tres unidades que se construyeron en la parte central del estratocono con una alineación N80°. La unidad inferior se ubica en el lado E del complejo volcánico Chachani, sobre el estratovolcán El Ángel. Los flujos de lava emplazados en el flanco O del edificio medio, fueron datadas en 222 ± 24 Ka y 202 ± 24 Ka. Las lavas del edificio más joven, emplazadas sobre el edificio Estribo, tienen una edad de 131 ± 4 Ka. Otro flujo de lava emplazada hacia el flanco N, fue datada en 130 ± 38 Ka por Aguilar, Thouret, et al., (2022). Adicionalmente, un pequeño domo de lava llamada La Torta, se considera parte de esta unidad. La unidad superior, colocada sobre el lado colapsado de la unidad inferior.

4.5.4.7. Domo-colada Cabrería

Estas unidades consisten en domos de lava y gruesos depósitos de flujo piroclástico de bloques y cenizas. Representa uno de los depósitos de corrientes piroclásticas de gran densidad más recientes, producidos por el colapso del domo que se ha emplazado en el flanco S de los volcanes Estribo y Nevado Chachani y fue datado por Aguilar, Thouret, et al., (2022) en 56.5 ± 31.6 Ka. El depósito tiene entre ~10 a ~15 m de espesor y contiene bloques densos composición dacítica porfiríticos, de hasta ~ 1.5 m de diámetro. El depósito es suelto, matriz soportado de

aproximadamente 60% de matriz y 40% de bloques en promedio, es posible observar una ligera laminación en algunos depósitos.

4.5.4.8. Domo El Volcancillo

El Volcancillo es un domo de lava de composición dacítica y un corto flujo de lava, emplazado dentro de un gran anfiteatro del estratovolcán de Chingana, abierta hacia el SO. Su posición y grado de conservación sugieren que este domo es uno de los productos más recientes del complejo volcánico Chachani.

Figura 38

Domo El Volcancillo, en el primer plano se aprecia los flujos de lava del edificio volcánico Chingana.



4.6. GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Las características geomorfológicas del complejo volcánico Chachani, corresponden a geoformas de origen volcánico y por geoformas formados por fenómenos externos que han dado forma al relieve actual. Y presenta una morfología variada con pendientes suaves ($1^\circ - 5^\circ$) en los bordes noreste y suroeste, pendientes moderada ($5^\circ - 15^\circ$) en las zonas bajas de los flancos del complejo, pendientes fuertes ($15^\circ - 25^\circ$) se



encuentras en las zonas intermediadas de los edificios volcánicos, las zonas con pendientes escarpadas ($25^\circ - 45^\circ$) y la zonas con pendientes $> 45^\circ$ corresponden a terrenos escarpados se encuentran en las cumbres de los edificios volcánicos y en las paredes del cañón del río Chili. (Ver anexo A-1, mapa N° 03, mapa de pendientes del complejo volcánico Chachani).

Para una mejor descripción, Aguilar, Manrique, et al. (2022) *, han descrito y clasificado las unidades geomorfológicas del complejo volcánico Chachani en siete grandes grupos (Ver anexo A-1, mapa N° 04, mapa geomorfológico del complejo volcánico Chachani), los cuales se detallan a continuación:

4.6.1. Geoforma de carácter tectónico degradacional y erosional

4.6.1.1. Colina en roca vulcano-sedimentaria

Al suroeste del complejo volcánico Chachani se puede apreciar 3 colinas de moderada pendiente y una altura 2500 m.s.n.m., que corresponden a la formación Chocolate, constituida por rocas vulcano-sedimentarias.

4.6.2. Geoforma de carácter deposicional o agradacional

Valle encañonado o valle-cañón: El cañón tiene su inicio cerca de la represa Aguada Blanca, en medio de los volcanes Misti y el complejo volcánico Chachani, con pendientes pronunciadas $> 45^\circ$, que se formaron por a la erosión del río Chili, labrada en una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas de los mencionados volcanes y rocas volcánicas de Mioceno-Plioceno.

4.6.3. Geoforma de carácter denudacional



4.6.3.1. Montaña en roca sedimentaria

Se ubica al suroeste del complejo volcánico Chachani, sector medio del río Yura, con pendiente muy fuerte, y corresponde a una intercalación de rocas sedimentarias del Grupo Yura, que han sido expuestas por actividad tectónica y la erosión.

4.6.4. Geoformas de carácter volcánico

4.6.4.1. Estratovolcán

En el complejo volcánico Chachani está representada por seis estratovolcanes, siendo el estratovolcán Nocarane (5,760 m.s.n.m.), estratovolcán Estribo (5,795 m.s.n.m.), estratovolcán El Ángel (5,850 m.s.n.m.), estratovolcán Chingana (5,487 m.s.n.m.), estratovolcán Rodado y el más joven el estratovolcán Chachani (6,057 m.s.n.m.) (Aguilar, Thouret, et al., 2022).

4.6.4.2. Estratocono superior

Esta unidad morfológica está representada por el estratocono superior del volcán Misti.

4.6.4.3. Estratocono inferior

El estratocono inferior del Misti, se ubica entre los 3000 y 4400 m.s.n.m. Se caracteriza por presentar pendientes, conformado por flujos de lava del volcán Misti que han sido cubiertos por depósitos volcanoclásticos.

4.6.4.4. Estratovolcán glaciado



En el complejo volcánico Chachani, corresponden a los estratovolcanes que han sido afectados y destruidos por la actividad glaciaria, por lo que no poseen formas cónicas.

4.6.4.5. Cono de escoria

Ubicados al oeste del complejo volcánico Chachani, identificándose los centros de emisión en los sectores de Ccapua, Yura viejo y Uyupampa, caracterizados por la acumulación de material piroclástico (escorias) de color gris parduzco y gris oscuro.

4.6.4.6. Planicie ignimbrítica y vulcano-clástica

Las planicies o pampas son áreas extensas, localizadas al suroeste, oeste y noreste del complejo volcánico Chachani, y forman un relieve suave.

4.6.4.7. Colinas de flujo de lava

Se ubica al este del complejo volcánico Chachani, en el sector de Pampa Cañahuas, la erosión de los flujos de lava ha generado superficies redondeadas, que a su vez se encuentran disectadas por valles y quebradas.

4.6.4.8. Colinas o lomadas de ignimbrita

Corresponden a depósitos de ignimbritas del Tufo Yura y depósitos volcánicos del Plioceno-Pleistoceno, cuyos afloramientos se encuentran al noroeste del complejo volcánico Chachani.

4.6.4.9. Colinas de avalancha de escombros



Se localiza al sureste del complejo volcánico Chachani y noroeste del estratovolcán Misti, caracterizado por depósitos de avalancha de escombros generados por el colapso del flanco noroeste del Misti, y emplazado dentro del cañón del río Chili.

4.6.4.10. Laderas de ignimbrita

Se ubica al noroeste del complejo volcánico Chachani, en las márgenes del río Yura. Son laderas formadas por depósitos del Tufo Yura.

4.6.4.11. Ladera piroclástica y de avalanchas de escombros

Las laderas piroclásticas y de avalanchas de escombros se aprecia en el flanco sur del complejo volcánico Chachani, margen derecha del río Chili; relacionadas a afloramientos de depósitos de corrientes de densidad piroclástica de bloques y cenizas correspondientes a domo Cabrerías, y a depósitos de caída piroclásticas asociadas a la actividad del volcán Misti.

4.6.4.12. Flujos de lava en bloques del Pleistoceno Tardío

El complejo volcánico Chachani, presenta abundantes depósitos de flujos de lava que han construido gran parte de los edificios que componen el complejo volcánico. Las lavas basales del suroeste (El rodado, La Horqueta y flujos Uyupampa); los flancos septentrional y oriental del complejo volcánico Chachani (edificios Nocarane, Chingana y Estribo) las lavas muestran estructuras onduladas producto de la erosión; mientras que, lavas del noroeste (Nocarane) presentan un mayor grado de meteorización del todo el complejo volcánico. Los flujos de lava del tope del complejo volcánico Chachani, como el edificio Chachani.



4.6.4.13. Domos de lava

En el complejo volcánico Chachani se aprecian cuatro domos de lavas de forma cónica, 1) el complejo de domos Potreros, formado por varias pulsaciones, que se han acumulado uno encima del otro; 2) el domo Rodado; 3) el domo La Horqueta tiene forma de una cúpula y 4) El domo Volcancillo, se ubica en la parte central de una estructura en forma de herradura en el edificio Chingana, abierta hacia el oeste.

4.6.4.14. Domos-colada

Se distinguen dos zonas con este tipo de geoforma, 1) El domo-colada El Colorado se ubica en el sector NNO del complejo volcánico Chachani, 2) y domos-colada en el complejo de domos Potrero, ubicados en el flanco suroeste del complejo volcánico Chachani.

4.6.5. Geoforma glacial

4.6.5.1. Morrena neoglacial

Se ubican en los flancos superiores de los edificios Nocarane y Estribo que tienen una forma alargada, con estructuras de avance de flujo (depósitos periglaciares) que los hace fácilmente distinguibles, que corresponden a una segunda generación de depósitos morrénicos.

4.6.5.2. Morrena anterior al máximo avance glacial

Se ubica al sur y suroeste del complejo volcánico Chachani corresponden a los depósitos morrénicos más antiguos, presentando superficies ovaladas.



4.6.6. Geoforma fluvial

4.6.6.1. Superficie o roca aborregada

Se ubican principalmente al noreste y sur del complejo volcánico Chachani con formas asimétricas, alargadas que se encuentran asociadas a la erosión glacial.

4.6.6.2. Abanico de deshielo

Son depósitos fluvioglaciares en forma de abanico que fueron depositados por corrientes trenzadas de un glaciar que se derritió. Estos sedimentos fueron transportados por las corrientes de agua de deshielo.

4.6.6.3. Abanico aluvial

En las zonas aledañas al complejo volcánico Chachani, los abanicos aluviales se encuentran en la parte baja de los flancos norte y sur, y sureste, sobre el cual se ubica el aeropuerto Rodríguez-Ballón de Arequipa.

4.6.6.4. Planicie aluvial

Se ubica al noreste del complejo volcánico Chachani, presenta una superficie de pendiente suave y forma parte del Altiplano a escala regional.

4.6.7. Geoforma antrópica

4.6.7.1. Cauce de quebrada antropizada

Son cauces de quebradas antropizados, correspondientes a depósitos lacustres.



CAPÍTULO V

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología de los flujos de lava

Los flujos de lava analizados son los flujos de lava Nocarane, domo-colada Colorado, flujos de lava El Rodado, La Horqueta, Potrero, Uyupampa y Chachani (Ver anexo A-1, Mapa N° 05, mapa de flujos de lava del complejo volcánico Chachani).

5.1.1. Flujo de lava Nocarane

Descripción morfométrica del flujo de lava Nocarane

Los flujos de lava del edificio volcánico Nocarane se dividen en diez unidades, los cuales se encuentran dentro de los tres niveles: Nocarane Superior, Nocarane Medio y Nocarane Inferior (Fig. 39). El cálculo morfométrico, parámetros de emplazamiento y la reología se realiza en la unidad Noc/9 del nivel “Nocarane Inferior”, porque es uno de los flujos de lava que aún conserva su longitud final.

La unidad del flujo de lava Noc/9, se extiende al suroeste del edificio Nocarane a los 5200 m.s.n.m. desde el punto de inicio hasta su frente de lava a los 3500 m.s.n.m. A lo largo del eje principal, el flujo tiene una longitud de 8.3 ± 0.13 km. El área total del flujo es de 9.3 ± 2.3 km², con un espesor promedio de 109 ± 10 m y el volumen es de 0.8 ± 0.4 km³. La unidad ha sido datada en 866 ± 71 Ka por Aguilar, Thouret, et al. (2022).

El flujo de lava es simple de tipo en bloques. Los bloques que se encuentran en la superficie tienen tamaños > 3 m y son de formas angulares con

caras lisas. Este flujo de lava ha sido afectado por la erosión, por lo que no se puede apreciar su morfología inicial (Fig. 40 C).

Las medidas morfométricas estimadas para la subunidad Noc/9 (Fig. 40 B), nos indican que el ancho del flujo de lava varía de ~ 609 m (perfil B - 1) hasta ~ 2030 m (perfil B - 4) con un promedio de seis perfiles de 1259 ± 12 m. El espesor mínimo estimado es de ~34 m (perfil B - 1) y aumenta hasta ~187 m (perfil B - 4), el espesor promedio de seis perfiles es de 109 ± 10 m. El flujo de lava se encuentra sobre una superficie de pendiente de alrededor de $15^\circ \pm 0.4^\circ$ (Tabla 6).

Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos

Contando con las dimensiones, se puede estimar que el flujo de lava Noc/9 se emplazó en un periodo de 11.5 ± 1.6 años con el método de Kilburn & Lopes (1991), lo que corresponde por su longitud a una velocidad de 2.0 ± 1.3 m día⁻¹ y por su volumen a una tasa de efusión total de 2.3 ± 1.4 m³ s⁻¹.

La viscosidad aparente calculada con la dimensión del flujo y la tasa de efusión total mediante la ecuación de Harris & Rowland (2009), en la ecuación de Nichols (1939) es de $1.24 \pm 1.21 \times 10^9$ Pa s. El límite elástico aparente del flujo estimado con el espesor promedio y la pendiente es de $7.2 \pm 1.1 \times 10^5$ Pa.

Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos

Calculando con el número de Grätz, se puede estimar que el flujo de lava Noc/9 se emplazó con una tasa de efusión de 12.3 ± 1.5 m³ s⁻¹, en un periodo de 2.1 ± 1.3 años con el método del volumen total del flujo de lava dividido por la

tasa de efusión total (derivada previamente del número G_z) y lo que corresponde por su longitud a una velocidad de $10.8 \pm 6.7 \text{ m día}^{-1}$.

La viscosidad aparente calculada con la tasa de efusión total (derivada del número de G_z) calculado mediante la ecuación de Nichols (1939) es de $2.3 \pm 1.1 \times 10^8 \text{ Pa s}$. Mientras que el límite elástico es similar para ambos métodos.

Figura 39

Unidades del edificio volcánico Nocarane.

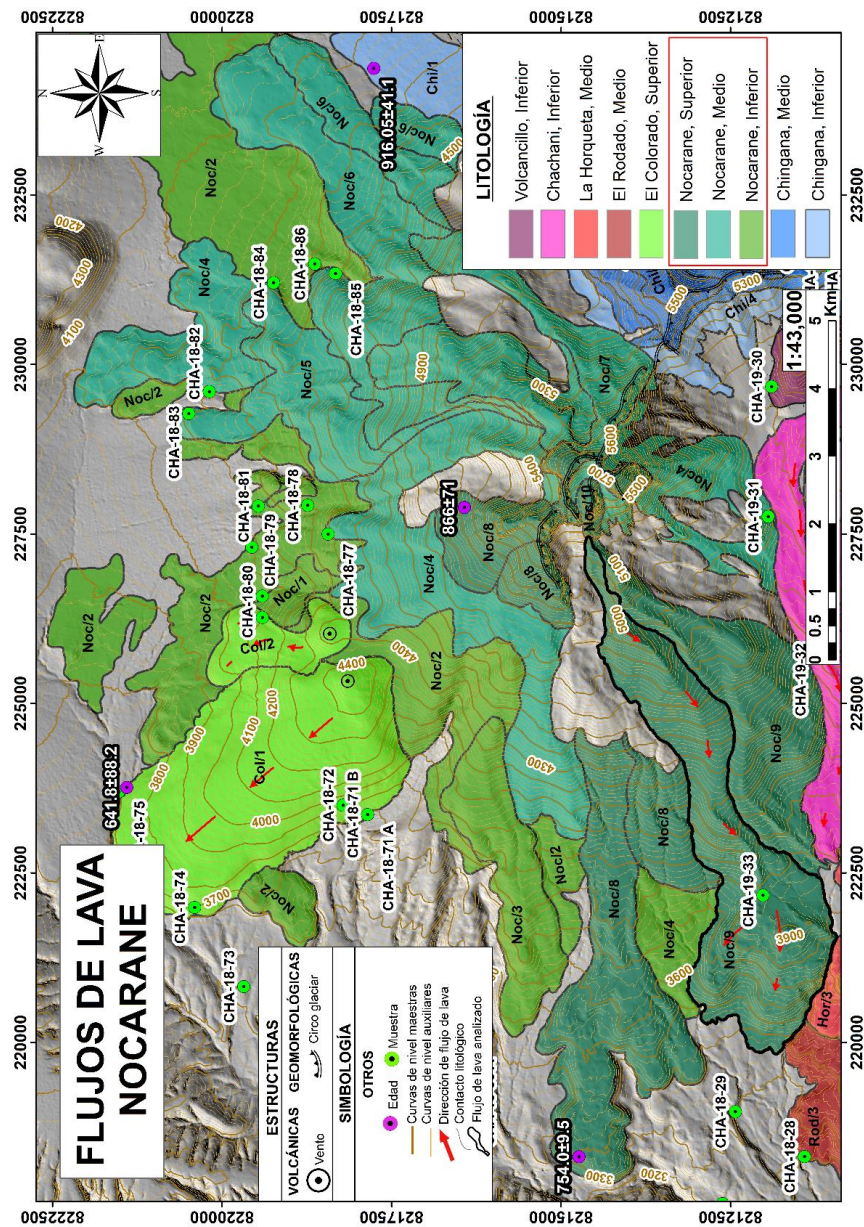


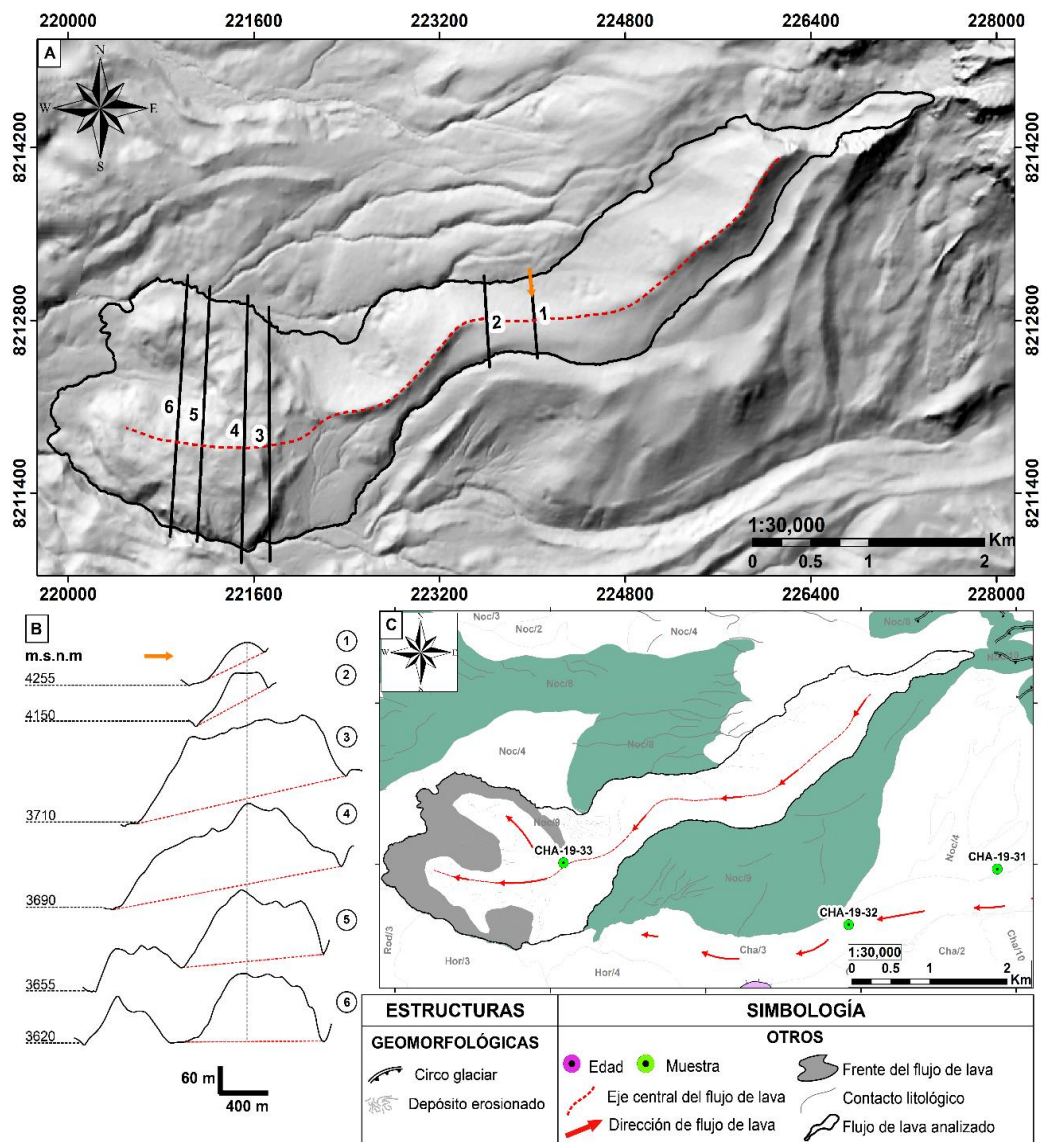
Tabla 6

Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología de la unidad Noc/9.

Constantes físicas			
Densidad ρ [$kg\ m^{-3}$]	2600 \pm 100		
Gravedad g [$m\ s^{-2}$]	9.80665		
Número de Grätz G_z [-]	300		
Difusividad térmica k [m^2s^{-1}]	4.21 x 10 ⁻⁷		
Morfometría	Medida	Error	
Longitud L [m]	8383	\pm 135	
Ancho del flujo de lava W [m]	1259	\pm 12	
Altura H [m]	109	\pm 10	
Pendiente α [$^\circ$]	15 $^\circ$	\pm 0.4 $^\circ$	
Volumen [km^3]	0.8	\pm 0.4	
Área [km^2]	9.3	\pm 2.3	
Método siguiendo la ecuación de Kilburn & Lopes (1991)			
Parámetros emplazamiento y la reología	Resultado	Error	
Tiempo de emplazamiento t_{KL} [$año$]	11.5	\pm 1.6	Ec. (6)
Tasa de efusión Total Q_{kl} [m^3s^{-1}]	2.3	\pm 1.4	Ec. (7)
Velocidad [$m\ día^{-1}$]	2.0	\pm 1.3	Ec. (8)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	1.24 x 10 ⁹	\pm 1.21 x 10 ⁹	Ec. (9)
Límite elástico τ_f [Pa]	7.2 x 10 ⁵	\pm 1.1 x 10 ⁵	Ec. (10)
Método siguiendo el número de Grätz de Pinkerton & Wilson (1994)			
Parámetros emplazamiento y la reología	Resultado	Error	
Tasa de efusión total Q_{Gz} [m^3s^{-1}]	12.3	\pm 1.5	Ec. (15)
Tiempo de emplazamiento t_{Gz} [$año$]	2.1	\pm 1.3	Ec. (16)
Velocidad [$m\ día^{-1}$]	10.8	\pm 6.7	Ec. (17)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	2.3 x 10 ⁸	\pm 1.1 x 10 ⁸	Ec. (18)

Figura 40

Flujo de lava Noc/9.



Nota: **A)** Hillshade – DEM SPOT de 10 m, con los trazos de los perfiles. **B)** seis secciones transversales (perpendiculares a la dirección del flujo) de la unidad Noc/9, a partir de los cuales se estimaron el ancho y el espesor. **C)** representación esquemática del flujo de lava Noc/9.

5.1.2. Domo-colada El Colorado

Descripción morfométrica del domo-colada El Colorado

El domo-colada El Colorado se divide en dos unidades: La unidad Col/1 y Col/2 (Fig. 41 A). El cálculo morfométrico, parámetros de emplazamiento y la reología se realiza en la unidad Col/1, porque es un flujo de lava bien conservado y de mayor volumen del domo-colada El Colorado.

La unidad domo-colada Col/1, ha sido datado en 641.8 ± 88.2 Ka por Aguilar, Thouret, et al. (2022). Se extiende al noroeste a los 4450 m.s.n.m. desde el punto de inicio hasta su frente de lava a los 3600 m.s.n.m. A lo largo del eje principal, el flujo tiene una longitud de 4.5 ± 0.055 km. El área total del flujo es de 10.5 ± 0.2 km², con un espesor promedio de 130 ± 11 m y el volumen es de 1.4 ± 0.1 km³.

El flujo de lava es simple y presenta una morfología de tipo en bloques. Los bloques que se encuentran en la superficie tienen tamaños de hasta ~ 3 m y son de formas angulares con caras lisas. La superficie del flujo de lava este marcado por crestas de compresión (Fig. 42 C).

Las medidas morfométricas estimadas para la subunidad Col/1 (Fig. 42 A), nos indican que el ancho del flujo de lava varia de ~ 1890 m (perfil A - 11) hasta ~ 2595 m (perfil A - 1) con un promedio de los once perfiles de 2309 ± 11 m. El espesor mínimo estimado varia de ~ 18 m (perfil A - 6) hasta ~ 332 m (perfil A - 1), el espesor promedio de los once perfiles es de 130 ± 11 m. El flujo de lava se encuentra sobre una superficie de pendiente de alrededor de $4.8^\circ \pm 0.09^\circ$ (Tabla 7).



Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos

Contando con las dimensiones, se puede estimar que el flujo de lava Col/1 se emplazó en un periodo de 17.9 ± 2.1 años con el método de Kilburn & Lopes (1991), lo que corresponde por su longitud a una velocidad de 0.7 ± 0.1 m día⁻¹, y por su volumen a una tasa de efusión total de 2.4 ± 0.4 m³ s⁻¹.

La viscosidad aparente calculada con la dimensión del flujo y la tasa de efusión total mediante la ecuación de Harris & Rowland (2009), en la ecuación de Nichols (1939) es de $6.4 \pm 2.3 \times 10^8$ Pa s. El límite elástico aparente del flujo estimado con el espesor promedio y la pendiente es de $2.8 \times 10^5 \pm 3.9 \times 10^4$ Pa.

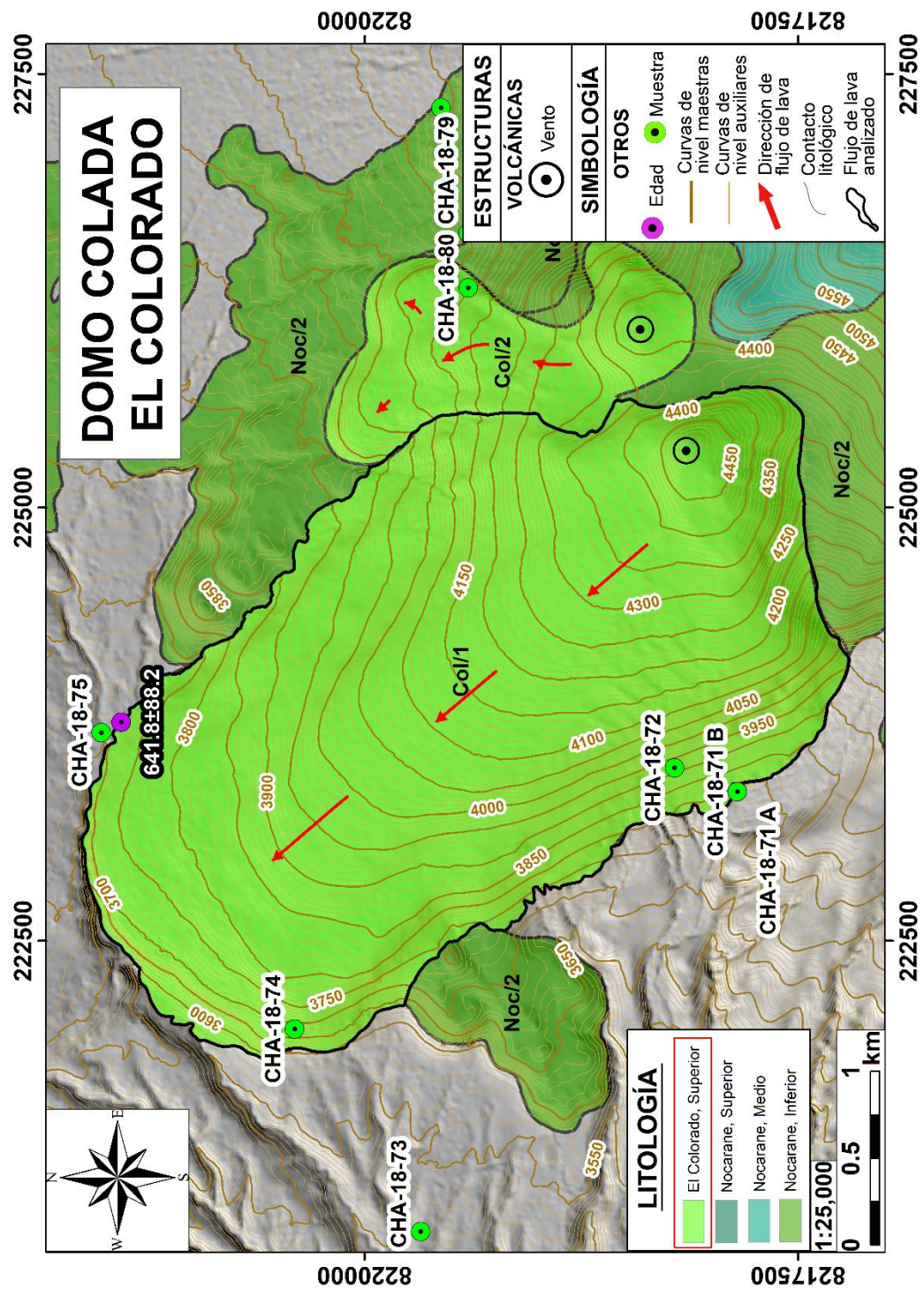
Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos

Calculando con el número de Grätz, se puede estimar que el flujo de lava Col/1 se emplazó con una tasa de efusión de 10.2 ± 1.0 m³ s⁻¹, en un periodo de 4.3 ± 0.7 años con el método del volumen total del flujo de lava dividido por la tasa de efusión total (derivada previamente del número G_z) y lo que corresponde por su longitud a una velocidad de 2.9 ± 0.5 m día⁻¹.

La viscosidad aparente calculada con la tasa de efusión total (derivada del número de G_z) calculado mediante la ecuación de Nichols (1939) es de $1.5 \times 10^8 \pm 6.2 \times 10^7$ Pa s. Mientras que el límite elástico es similar para ambos métodos.

Figura 41

Unidades del domo-colada El Colorado.



Nota: Hillshade – DEM SPOT de 10 m, que muestra las unidades del domo-colada El Colorado, así como también las secciones delgadas (CHA-18-74), edades (641.8 ± 88.2 Ka) y las principales estructuras.

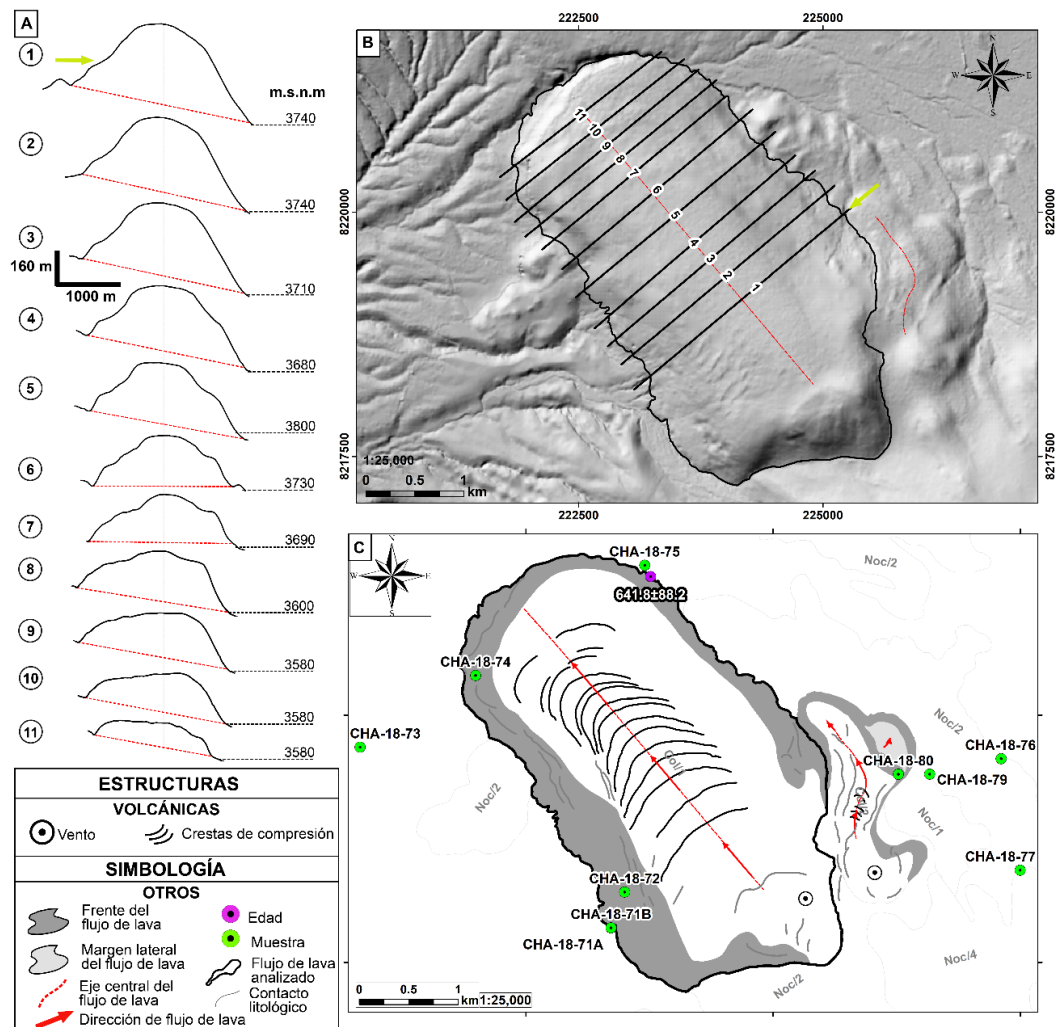
Tabla 7

Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología de la unidad Col/1.

Constantes físicas			
Densidad ρ [$kg\ m^{-3}$]	2600 \pm 100		
Gravedad g [$m\ s^{-2}$]	9.80665		
Número de Grätz G_z [-]	300		
Difusividad térmica k [$m^2\ s^{-1}$]	4.21 x 10 ⁻⁷		
Morfometría	Medida	Error	
Longitud L [m]	4556	\pm 55	
Ancho del flujo de lava W [m]	2309	\pm 11	
Altura H [m]	130	\pm 11	
Pendiente α [$^\circ$]	4.8 $^\circ$	\pm 0.09 $^\circ$	
Volumen [km^3]	1.4	\pm 0.1	
Área [km^2]	10.5	\pm 0.2	
Método siguiendo la ecuación de Kilburn & Lopes (1991)			
Parámetros emplazamiento y la reología	Resultado	Error	
Tiempo de emplazamiento t_{KL} [año]	17.9	\pm 2.1	Ec. (6)
Tasa de efusión Total Q_{KL} [$m^3\ s^{-1}$]	2.4	\pm 0.4	Ec. (7)
Velocidad u_{kl} [$m\ día^{-1}$]	0.7	\pm 0.1	Ec. (8)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	6.4 x 10 ⁸	\pm 2.3 x 10 ⁸	Ec. (9)
Límite elástico τ_f [Pa]	2.8 x 10 ⁵	\pm 3.9 x 10 ⁴	Ec. (10)
Método siguiendo el número de Grätz de Pinkerton & Wilson (1994)			
Parámetros emplazamiento y la reología	Resultado	Error	
Tasa de efusión total Q_{Gz} [$m^3\ s^{-1}$]	10.2	\pm 1.0	Ec. (15)
Tiempo de emplazamiento t_{Gz} [año]	4.3	\pm 0.7	Ec. (16)
Velocidad u_{kl} [$m\ día^{-1}$]	2.9	\pm 0.5	Ec. (17)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	1.5 x 10 ⁸	\pm 6.2 x 10 ⁷	Ec. (18)

Figura 42

Domo-colada Col/1.



Nota: **A)** once secciones transversales (perpendiculares a la dirección del flujo) de la unidad Col/1, a partir de los cuales se estimaron el ancho y el espesor. **B)** Hillshade – DEM SPOT de 10 m, con los trazos de los perfiles. **C)** representación esquemática del domo-colada Col/1.

5.1.3. Flujo de lava El Ángel

Descripción morfométrica del flujo de lava El Ángel

Los flujos de lava del edificio volcánico El Ángel se dividen en cuatro unidades (Fig. 43 A). La unidad Ang/4, es uno de los flujos mejor conservados

del edificio volcánico El Ángel y es por eso que el cálculo morfométrico, parámetros de emplazamiento y la reología se realiza en esta unidad.

La unidad del flujo de lava Ang/4 de composición dacita (CHA-18-89), se extiende al noreste del edificio El Ángel a los 5800 m.s.n.m. desde el punto de inicio hasta su frente de lava a los 4500 m.s.n.m. A lo largo del eje principal, el flujo tiene una longitud de 6.1 ± 0.015 km. El área total del flujo es de 7.8 ± 0.8 km^2 , con un espesor promedio de 98 ± 10 m y con un volumen de 0.6 ± 0.2 km^3 . Un flujo de lava del edificio el Ángel ha sido datado en 463 ± 34 Ka por Aguilar, Thouret, et al. (2022).

El flujo de lava es simple y presenta una morfología de tipo en bloques. Los bloques que se encuentran en la superficie tienen tamaños de hasta ~ 3 m y son de formas angulares con caras lisas. La superficie del flujo se divide en dos zonas distintas, una zona proximal hasta 3.0 km y una zona distal. La superficie de la zona proximal está modificada por la erosión glaciaria, mientras que en la zona distal está marcada por crestas que avanzan (Fig. 44 B).

Las medidas morfométricas estimadas para la unidad Ang/4 (Fig. 44 C), nos indican que el ancho del flujo de lava varía de ~ 884 m (perfil C - 1) hasta ~ 1841 m en la zona distal del flujo (perfil C - 7) con un promedio de los diez perfiles de 1386 ± 11 m. El espesor mínimo estimado es de ~ 54 m (perfil C - 1) y aumenta hasta ~ 184 m en la zona distal (perfil C - 9), el espesor promedio de los diez perfiles es de 98 ± 10 m. El flujo de lava se encuentra sobre una superficie de pendiente de alrededor de $5.3^\circ \pm 0.1^\circ$ (Tabla 8).

Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos



Contando con las dimensiones, se puede estimar que el flujo de lava Ang/4 se emplazó en un periodo de 5.0 ± 0.7 años con el método de Kilburn & Lopes (1991), lo que corresponde por su longitud a una velocidad de 3.4 ± 1.7 m día⁻¹, y por su volumen a una tasa de efusión total de 4.0 ± 2.0 m³ s⁻¹.

La viscosidad aparente calculada con la dimensión del flujo y la tasa de efusión total mediante la ecuación de Harris & Rowland (2009), en la ecuación de Nichols (1939) es de $1.8 \pm 1.6 \times 10^8$ Pa s. El límite elástico aparente del flujo estimado con el espesor promedio y la pendiente es de $2.3 \times 10^5 \pm 3.9 \times 10^4$ Pa.

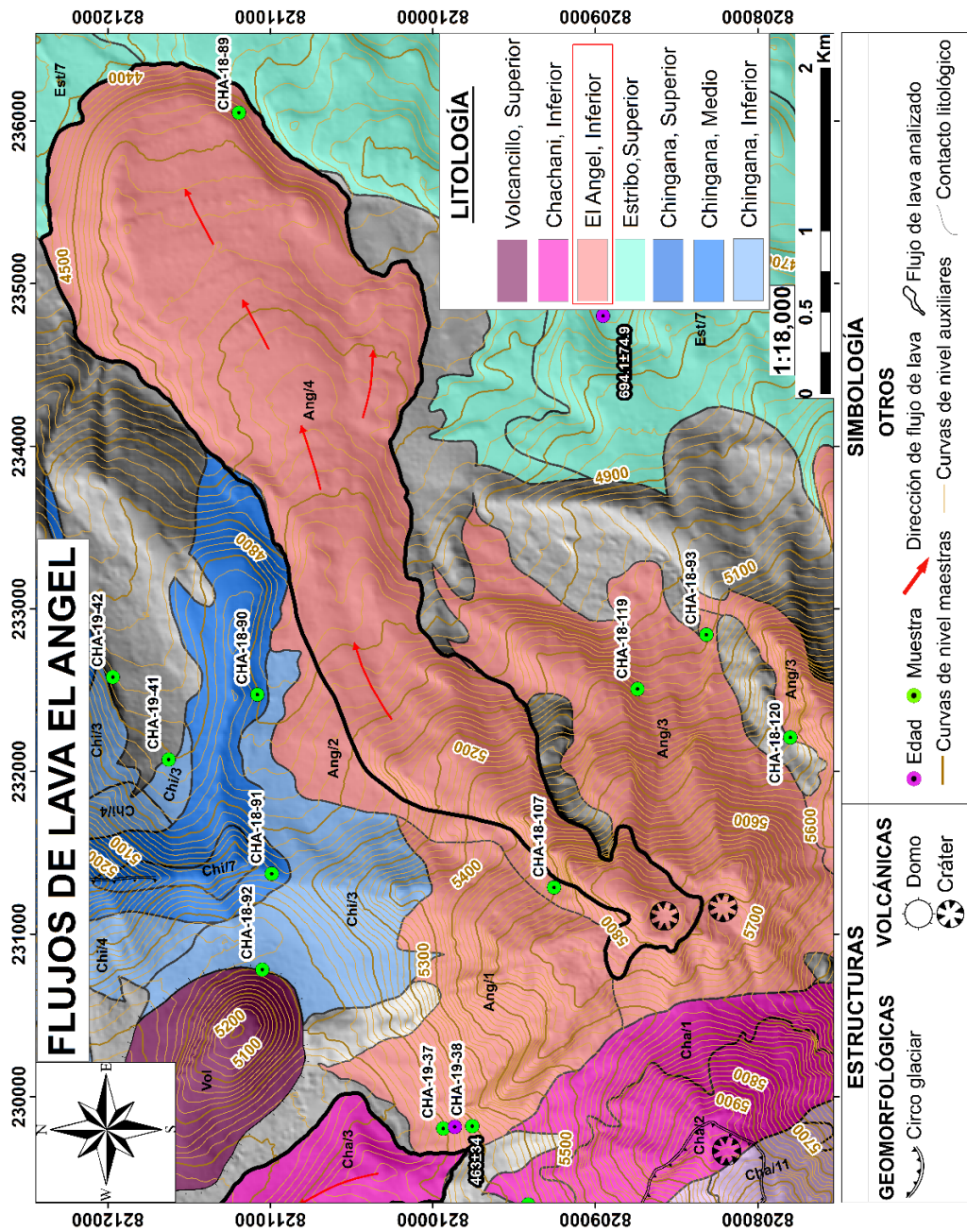
Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos

Calculando con el número de Grätz, se puede estimar que el flujo de lava Ang/4 se emplazó con una tasa de efusión de 11.1 ± 1.3 m³ s⁻¹, en un periodo de 1.8 ± 0.8 años con el método del volumen total del flujo de lava dividido por la tasa de efusión total (derivada previamente del número G_z) y lo que corresponde por su longitud a una velocidad de 9.5 ± 4.5 m día⁻¹.

La viscosidad aparente calculada con la tasa de efusión total (derivada del número de G_z) calculado mediante la ecuación de Nichols (1939) es de $6.6 \pm 3.3 \times 10^7$ Pa s. Mientras que el límite elástico es similar para ambos métodos.

Figura 43

Unidades del edificio volcánico El Ángel.



Nota: Hillshade – DEM SPOT de 10 m, que muestra las unidades del edificio volcánico El Ángel, así como también las secciones delgadas (CHA-19-107 / 89), edades (463 ± 34 Ka) y las principales estructuras.

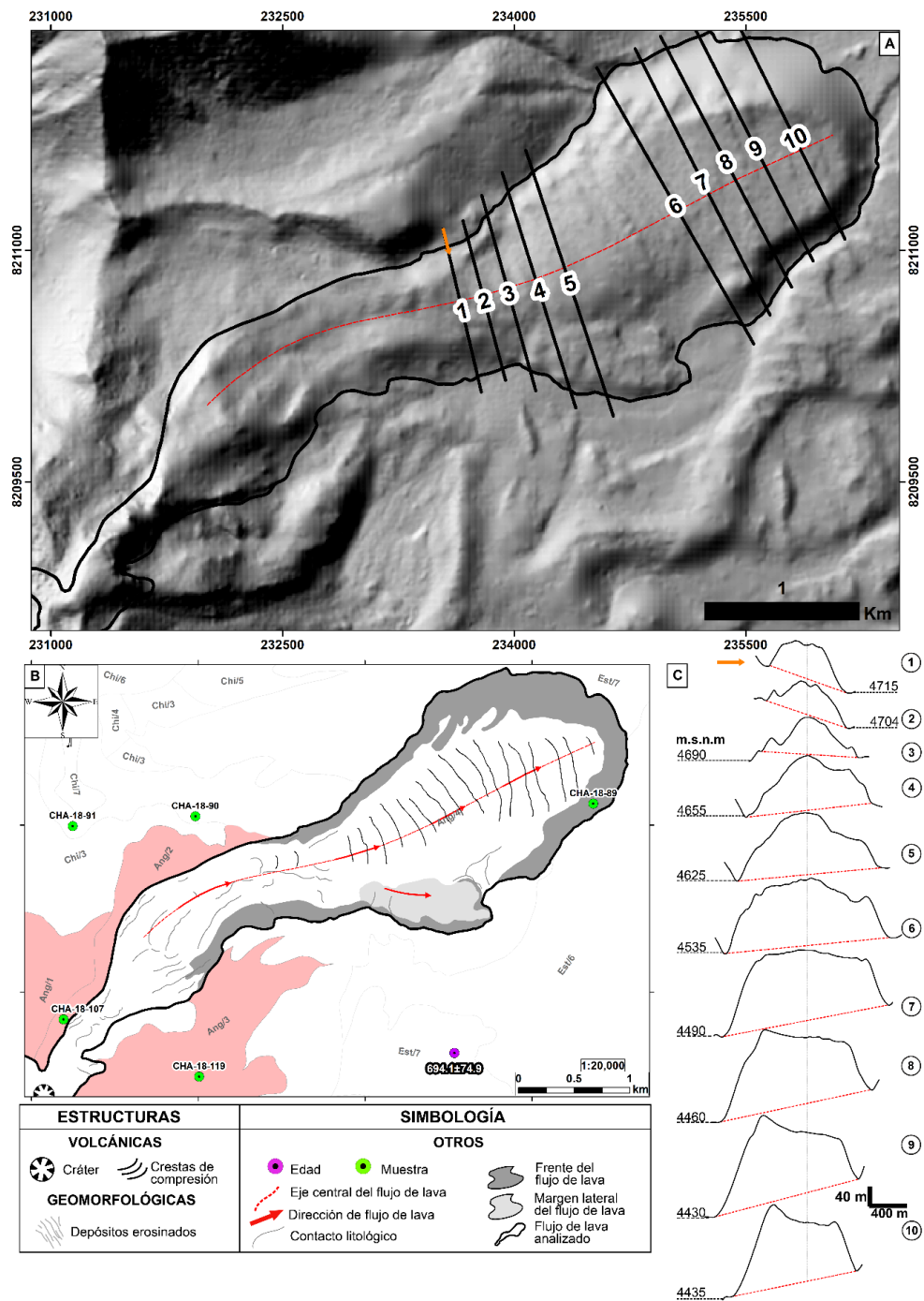
Tabla 8

Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología de la unidad Ang/4.

Constantes físicas			
Densidad ρ [$kg\ m^{-3}$]	2600 \pm 100		
Gravedad g [$m\ s^{-2}$]	9.80665		
Número de Grätz G_z [-]	300		
Difusividad térmica k [$m^2\ s^{-1}$]	4.21 x 10 ⁻⁷		
Morfometría	Medida	Error	
Longitud L [m]	6190	\pm 15	
Ancho del flujo de lava W [m]	1386	\pm 11	
Espesor H [m]	98	\pm 10	
Pendiente α [$^\circ$]	5.3 $^\circ$	\pm 0.1 $^\circ$	
Volumen [km^3]	0.6	\pm 0.2	
Área [km^2]	7.8	\pm 0.8	
Método siguiendo la ecuación de Kilburn & Lopes (1991)			
Parámetros emplazamiento y la reología	Resultado	Error	
Tiempo de emplazamiento t_{KL} [<i>año</i>]	5.0	\pm 0.7	Ec. (6)
Tasa de efusión Total Q_{KL} [$m^3\ s^{-1}$]	4.0	\pm 2.0	Ec. (7)
Velocidad u_{kl} [$m\ día^{-1}$]	3.4	\pm 1.7	Ec. (8)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	1.8 x 10 ⁸	\pm 1.6 x 10 ⁸	Ec. (9)
Límite elástico τ_f [Pa]	2.3 x 10 ⁵	\pm 3.9 x 10 ⁴	Ec. (10)
Método siguiendo el número de Grätz de Pinkerton & Wilson (1994)			
Parámetros emplazamiento y la reología	Resultado	Error	
Tasa de efusión total Q_{Gz} [$m^3\ s^{-1}$]	11.1	\pm 1.3	Ec. (15)
Tiempo de emplazamiento t_{Gz} [<i>año</i>]	1.8	\pm 0.8	Ec. (16)
Velocidad u_{kl} [$m\ día^{-1}$]	9.5	\pm 4.5	Ec. (17)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	6.6 x 10 ⁷	\pm 3.3 x 10 ⁷	Ec. (18)

Figura 44

Flujo de lava Ang/4



Nota: A) Hillshade – DEM SPOT de 10 m, con los trazos de los perfiles. B) representación esquemática de la unidad de flujo de lava Ang/4. C) diez secciones transversales (perpendiculares a la dirección del flujo) de la unidad Ang/4, a partir de los cuales se estimaron el ancho y el espesor.

5.1.4. Flujo de lava El Rodado

Descripción morfométrica del flujo de lava El Rodado

Los flujos de lava del edificio volcánico El Rodado se dividen en ocho unidades, los cuales se encuentran dentro de los tres niveles: El Rodado Superior, El Rodado Medio y El Rodado Inferior. El cálculo morfométrico, parámetros de emplazamiento y la reología se realiza en la unidad Rod/5 (Fig. 45), por su mejor exposición y conservación en la superficie.

La unidad del flujo de lava Rod/5 ha sido datado en 239 ± 25 Ka por Aguilar, Thouret, et al. (2022), el cual se extiende al oeste del edificio El Rodado a los 4780 m.s.n.m. desde el punto de inicio hasta su frente de lava a los 3100 m.s.n.m. A lo largo del eje principal, el flujo tiene una longitud de 8.2 ± 0.043 km. El área total del flujo es de 7.0 ± 3.3 km², con un espesor promedio de 149 ± 11 m y con un volumen de 1.2 ± 0.3 km³.

El flujo de lava es simple y presenta una morfología preservada de tipo en bloques. Los bloques que se encuentran en la superficie tienen tamaños > 3 m y son de formas angulares con caras lisas. La superficie del flujo se divide en dos zonas distintas, una zona proximal hasta 4.5 km y una zona distal. La superficie de la zona proximal cuenta con crestas de compresión (ogive) y zonas de cizalla en ambos bordes marcando un canal en el medio, mientras que en la zona distal está marcado con estructuras de extensión sin zonas de cizalla (Fig. 46 C).

Las medidas morfométricas estimadas para la unidad Rod/5 (Fig. 46 A), nos indican que el ancho del flujo de lava varía de ~ 862 m en la zona proximal (perfil B - 1) hasta ~ 2032 m en la zona media (perfil B - 7) con un promedio de los diez perfiles de 1250 ± 11 m. El ancho del canal en la zona proximal varía de



~ 213 m (perfil B - 1) a ~ 365 m (perfil B - 5), con un promedio de los cinco perfiles de 281 ± 11 m. El espesor mínimo estimado es de ~ 50 m (perfil B - 2) en la zona proximal y aumenta hasta ~ 260 m en la zona distal (perfil B - 12), el espesor promedio de los diez perfiles es de 149 ± 11 m. El flujo de lava se encuentra sobre una superficie de pendiente de alrededor de $8^\circ \pm 0.5^\circ$ (Tabla 9).

Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos

Contando con las dimensiones, se puede estimar que el flujo de lava Rod/5 se emplazó en un periodo de 11.8 ± 2.6 años con el método de Kilburn & Lopes (1991), lo que corresponde por su longitud a una velocidad de 1.9 ± 0.9 m día⁻¹, y por su volumen a una tasa de efusión total de 3.2 ± 1.6 m³ s⁻¹.

La viscosidad aparente calculada con la dimensión del flujo y la tasa de efusión total mediante la ecuación de Harris & Rowland (2009), en la ecuación de Nichols (1939) es de $1.2 \times 10^9 \pm 9.8 \times 10^8$ Pa s. La viscosidad aparente del flujo dentro del canal definido por Wilson & Head (1983), da una estimación de $2.7 \pm 2.5 \times 10^9$ Pa s. El límite elástico aparente del flujo estimado con el espesor promedio y la pendiente es de $5.3 \times 10^5 \pm 9.2 \times 10^4$ Pa. Por la parte canalizada del flujo también se puede calcular el límite elástico mediante la ecuación de Hulme (1974) que da como resultado $4.8 \times 10^5 \pm 9.0 \times 10^4$ Pa.

Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos

Calculando con el número de Grätz, se puede estimar que el flujo de lava Rod/5 se emplazó con una tasa de efusión de 8.7 ± 0.8 m³ s⁻¹, en un periodo de 4.4 ± 1.6 años con el método del volumen total del flujo de lava dividido por la tasa



de efusión total (derivada previamente del número G_z) y lo que corresponde por su longitud a una velocidad de $5.2 \pm 1.9 \text{ m día}^{-1}$.

La viscosidad aparente calculada con la tasa de efusión total (derivada del número de G_z) calculado mediante la ecuación de Nichols (1939) es de $4.5 \pm 1.8 \times 10^8 \text{ Pa s}$. La viscosidad aparente del flujo dentro del canal definido por Wilson & Head (1983), da una estimación de $9.9 \pm 5.1 \times 10^8 \text{ Pa s}$. Mientras que el límite elástico es similar para ambos métodos.

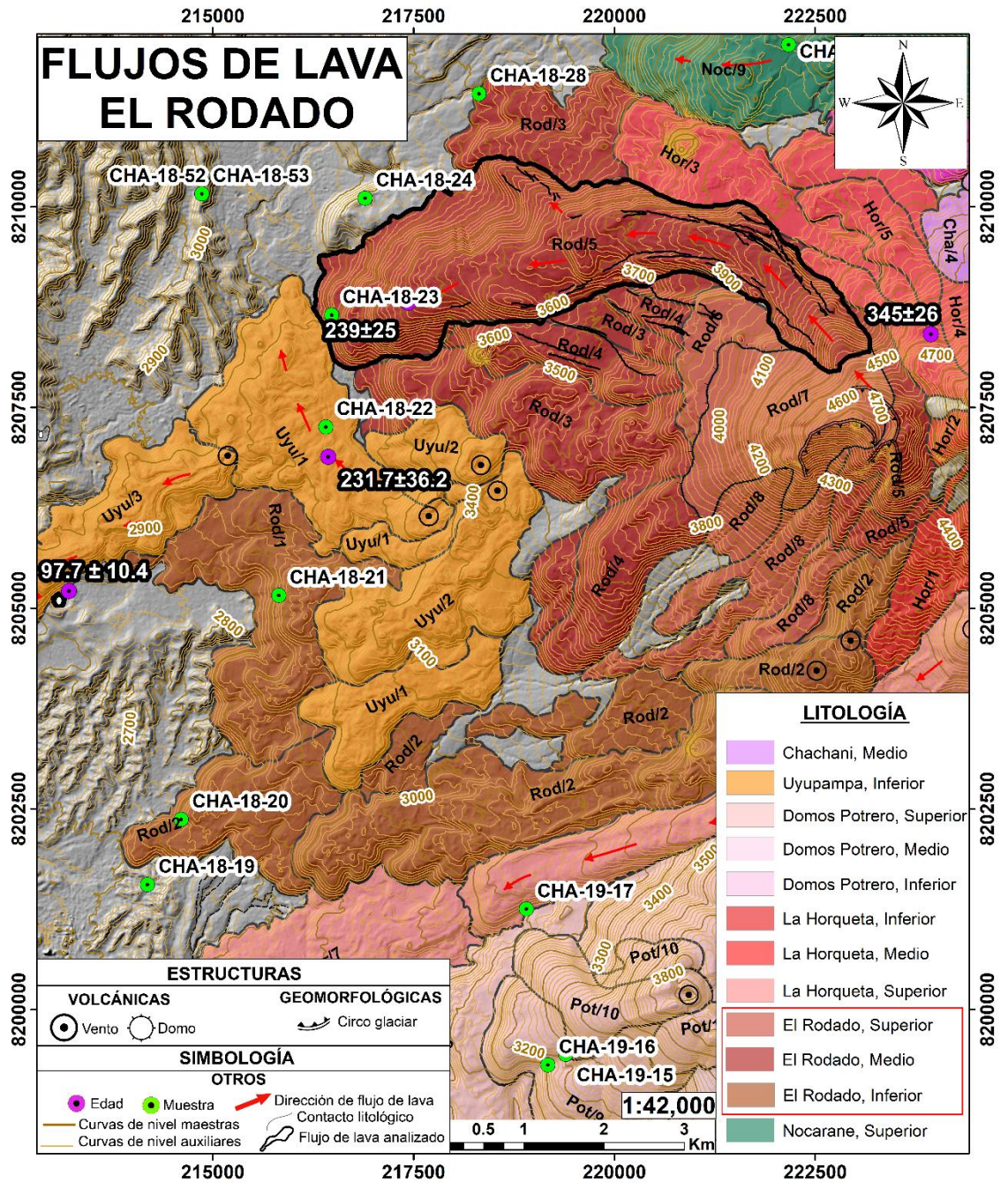
Tabla 9

Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología de la unidad Rod/5.

Constantes físicas			
Densidad ρ [$kg\ m^{-3}$]	2600 \pm 100		
Gravedad g [$m\ s^{-2}$]	9.80665		
Número de Grätz G_z [-]	300		
Difusividad térmica k [$m^2\ s^{-1}$]	4.21 x 10 ⁻⁷		
Morfometría		Medida	Error
Longitud L [m]	8223	\pm 43	
Ancho del flujo de lava W [m]	1250	\pm 11	
Ancho del canal w [m]	281	\pm 11	
Espesor H [m]	149	\pm 11	
Pendiente α [$^\circ$]	8.0 $^\circ$	\pm 0.5 $^\circ$	
Volumen [km^3]	1.2	\pm 0.3	
Área [km^2]	7.0	\pm 3.3	
Método siguiendo la ecuación de Kilburn & Lopes (1991)			
Parámetros emplazamiento y la reología		Resultado	Error
Tiempo de emplazamiento t_{KL} [$año$]	11.8	\pm 2.6	Ec. (6)
Tasa de efusión Total Q_{KL} [$m^3\ s^{-1}$]	3.2	\pm 1.6	Ec. (7)
Velocidad u_{kl} [$m\ día^{-1}$]	1.9	\pm 0.9	Ec. (8)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	1.2 x 10 ⁹	\pm 9.8 x 10 ⁸	Ec. (9)
Viscosidad aparente de Hulme η_c [$Pa\ s$]	2.7 x 10 ⁹	\pm 2.5 x 10 ⁹	Ec. (12)
Límite elástico τ_f [Pa]	5.3 x 10 ⁵	\pm 9.2 x 10 ⁴	Ec. (10)
Límite elástico Wilson & Head τ_c [Pa]	4.8 x 10 ⁵	\pm 9.0 x 10 ⁴	Ec. (11)
Método siguiendo el número de Grätz de Pinkerton & Wilson (1994)			
Parámetros emplazamiento y la reología		Resultado	Error
Tasa de efusión total Q_{Gz} [$m^3\ s^{-1}$]	8.7	\pm 0.8	Ec. (15)
Tiempo de emplazamiento t_{Gz} [$año$]	4.4	\pm 1.6	Ec. (16)
Velocidad u_{kl} [$m\ día^{-1}$]	5.2	\pm 1.9	Ec. (17)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	4.5 x 10 ⁸	\pm 1.8 x 10 ⁸	Ec. (18)
Viscosidad aparente de Wilson & Head η_c [$Pa\ s$]	9.9 x 10 ⁸	\pm 5.1 x 10 ⁸	Ec. (19)

Figura 45

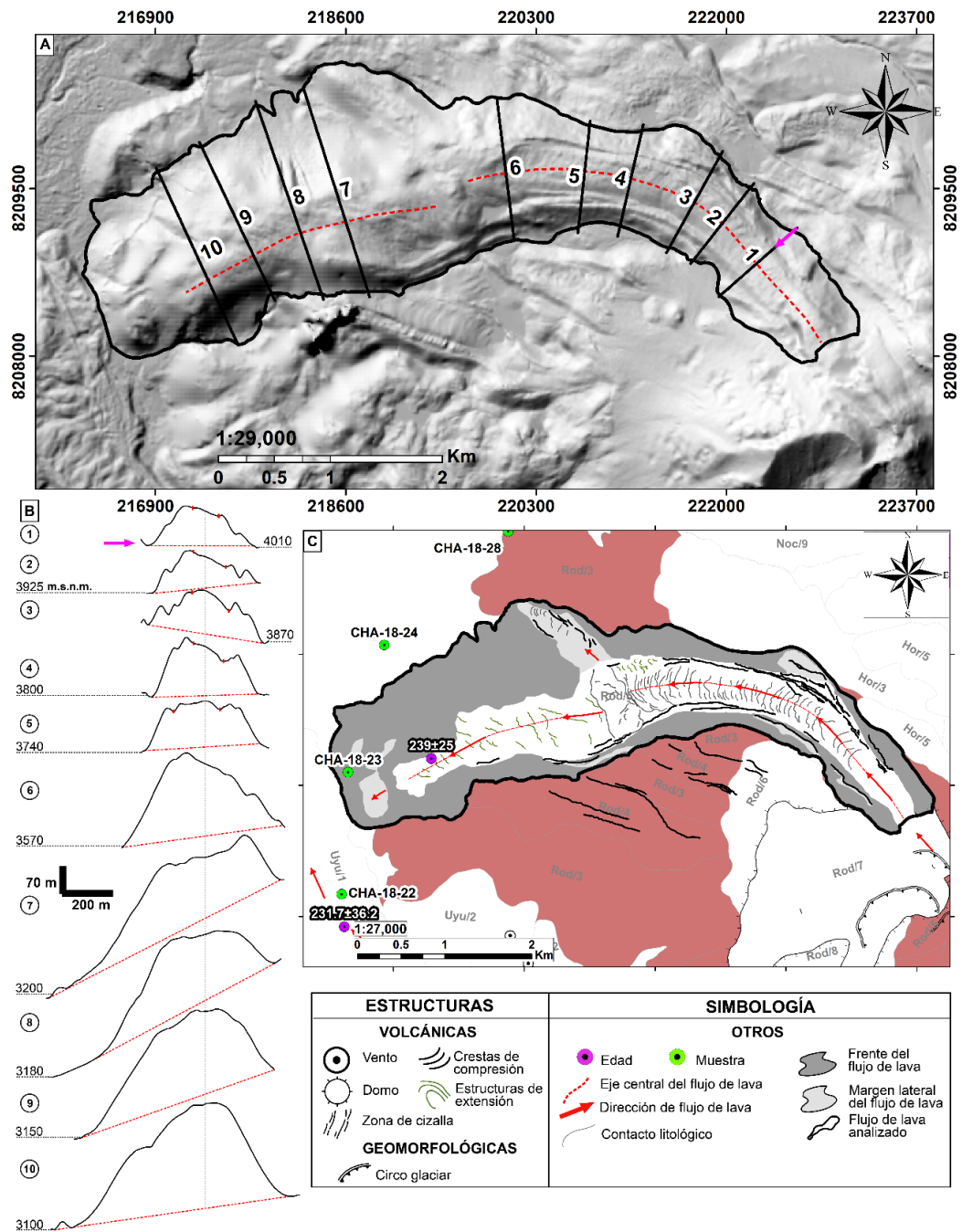
Unidades del edificio volcánico El Rodado.



Nota: Hillshade – DEM SPOT de 10 m, que muestra las unidades del edificio volcánico El Rodado, así como también las secciones delgadas (CHA-18-23), edades (239 ± 25 Ka) y las principales estructuras.

Figura 46

Flujo de lava Rod/5.



Nota: **A)** Hillshade – DEM SPOT de 10 m, con los trazos de los perfiles. **B)** diez secciones transversales (perpendiculares a la dirección del flujo) de la unidad Rod/5, a partir de los cuales se estimaron el ancho y el espesor. **C)** representación esquemática de la unidad de flujo de lava Rod/5.

5.1.5. Flujos de lava Horqueta

Descripción morfométrica del flujo de lava Horqueta

Los flujos de lava del edificio volcánico Horqueta se dividen en siete unidades (Fig. 47), los cuales se encuentran dentro de los tres niveles: Horqueta Superior, Horqueta Medio y Horqueta Inferior. El cálculo morfométrico, parámetros de emplazamiento y la reología se realiza en la unidad Hor/7, porque es uno de los flujos de lava que mejor conserva su morfología inicial del edificio volcánico La Horqueta.

La unidad del flujo de lava Hor/7, se extiende al suroeste del edificio La Horqueta a los ~ 4300 m.s.n.m. desde el punto de inicio hasta su frente de lava a los ~ 3000 m.s.n.m. A lo largo de su eje principal, el flujo tiene una longitud de 7.2 ± 0.04 km. El área total del flujo es de 5.7 ± 0.2 km², con un espesor promedio de 77 ± 10 m y con un volumen de 0.3 ± 0.1 km³.

El flujo de lava es simple y presenta una morfología preservada de tipo en bloques. Los bloques que se encuentran en la superficie tienen tamaños de hasta ~ 4 m y son de formas angulares con caras lisas. La superficie del flujo se divide en dos zonas distintas, una zona proximal hasta ~ 3 km y una zona distal. En parte inicial de la zona proximal se puede apreciar rastros del canal y que posteriormente su morfología ha sido modificada por material aluvial, mientras que en la zona distal se observa crestas de compresión, estructuras de extensión y un canal delimitado por levees (Fig. 48 C). A los ~ 3.8 km, cierta parte del frente del flujo lateral suroeste ha sido cubierto por la subunidad Pot/9 de los domos Potrerros.

Las medidas morfométricas estimadas para la unidad Hor/7 (Fig. 48 B), nos indican que el ancho del flujo de lava varia de ~ 624 m (perfil A - 3) hasta los ~1033 m (perfil A - 2) con un promedio de los catorce perfiles de 793 ± 11 m. El ancho de la canal varia de ~ 302 m (perfil A - 1) a ~ 429 m (perfil A - 11), con un promedio de catorce perfiles de 373 ± 12 m. El espesor mínimo estimado es de ~ 26 m (perfil A - 11), hasta un espesor máximo de ~ 127 m (perfil A - 6), el espesor promedio de los catorce perfiles es de 76.7 ± 10 m. El flujo de lava se encuentra sobre una superficie de pendiente de alrededor de $7.9^\circ \pm 0.1^\circ$.

Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos

Contando con las dimensiones, se puede estimar que el flujo de lava Hor/7 se emplazó en un periodo de 2.2 ± 0.4 años con el método de Kilburn & Lopes (1991), lo que corresponde por su longitud a una velocidad de 9.0 ± 4.1 m día⁻¹, y por su volumen a una tasa de efusión total de 4.8 ± 2.2 m³ s⁻¹.

La viscosidad aparente calculada con la dimensión del flujo y la tasa de efusión total mediante la ecuación de Harris & Rowland (2009), en la ecuación de Nichols (1939) es de $1.1 \pm 1.0 \times 10^8$ Pa s. La viscosidad aparente del flujo dentro del canal definido por Wilson & Head (1983), da una estimación de $1.7 \pm 1.3 \times 10^9$ Pa s. El límite elástico aparente del flujo estimado con el espesor promedio y la pendiente es de $2.7 \times 10^5 \pm 5.3 \times 10^4$ Pa. Por la parte canalizada del flujo también se puede calcular el límite elástico mediante la ecuación de Hulme (1974) que da como resultado $2.0 \times 10^5 \pm 2.8 \times 10^4$ Pa (Tabla 10).

Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos



Calculando con el número de Grätz, se puede estimar que el flujo de lava Hor/7 se emplazó con una tasa de efusión de $9.5 \pm 1.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, en un periodo de 1.1 ± 0.5 años con el método del volumen total del flujo de lava dividido por la tasa de efusión total (derivada previamente del número G_z) y lo que corresponde por su longitud a una velocidad de $17.8 \pm 7.9 \text{ m día}^{-1}$.

La viscosidad aparente calculada con la tasa de efusión total (derivada del número de G_z) calculado mediante la ecuación de Nichols (1939) es de $5.6 \times 10^7 \pm 3.5 \times 10^7 \text{ Pa s}$. La viscosidad aparente del flujo dentro del canal definido por Wilson & Head (1983), da una estimación de $8.8 \pm 3.8 \times 10^8 \text{ Pa s}$. Mientras que el límite elástico es similar para ambos métodos.

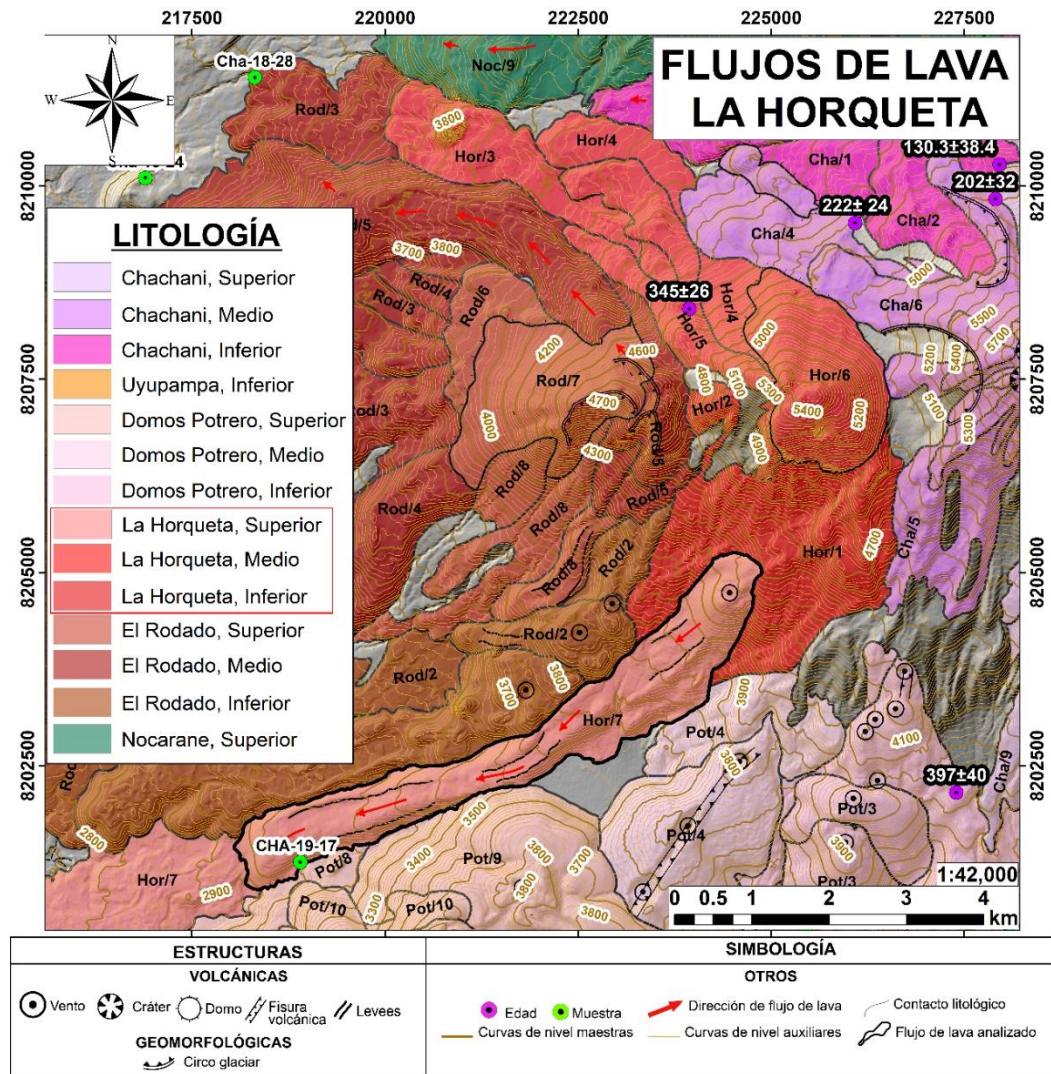
Tabla 10

Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología de la unidad Hor/7.

Constantes físicas			
Densidad ρ [$kg\ m^{-3}$]	2600 \pm 100		
Gravedad g [$m\ s^{-2}$]	9.80665		
Número de Grätz G_z [-]	300		
Difusividad térmica k [$m^2\ s^{-1}$]	4.21 x 10 ⁻⁷		
Morfometría		Medida	Error
Longitud L [m]	7286		\pm 32
Ancho del flujo de lava W [m]	793		\pm 11
Ancho del canal w [m]	373		\pm 12
Espesor H [m]	77		\pm 10
Pendiente α [$^\circ$]	7.9 $^\circ$		\pm 0.18 $^\circ$
Volumen [km^3]	0.3		\pm 0.2
Área [km^2]	5.7		\pm 0.2
Método siguiendo la ecuación de Kilburn & Lopes (1991)			
Parámetros emplazamiento y la reología		Resultado	Error
Tiempo de emplazamiento t_{KL} [<i>año</i>]	2.2		\pm 0.4 Ec. (6)
Tasa de efusión Total Q_{KL} [$m^3\ s^{-1}$]	4.8		\pm 2.2 Ec. (7)
Velocidad u_{kl} [$m\ día^{-1}$]	9.0		\pm 4.1 Ec. (8)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	1.1 x 10 ⁸		\pm 1.0 x 10 ⁸ Ec. (9)
Viscosidad aparente de Hulme η_c [$Pa\ s$]	1.7 x 10 ⁹		\pm 1.3 x 10 ⁹ Ec. (12)
Límite elástico τ_f [Pa]	2.7 x 10 ⁵		\pm 5.3 x 10 ⁴ Ec. (10)
Límite elástico Wilson & Head τ_c [Pa]	2.0 x 10 ⁵		\pm 2.8 x 10 ⁴ Ec. (11)
Método siguiendo el número de Grätz de Pinkerton & Wilson (1994)			
Parámetros emplazamiento y la reología		Resultado	Error
Tasa de efusión total Q_{Gz} [$m^3\ s^{-1}$]	9.5		\pm 1.5 Ec. (15)
Tiempo de emplazamiento t_{Gz} [<i>año</i>]	1.1		\pm 0.5 Ec. (16)
Velocidad u_{kl} [$m\ día^{-1}$]	17.8		\pm 7.9 Ec. (17)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	5.6 x 10 ⁷		\pm 3.5 x 10 ⁷ Ec. (18)
Viscosidad aparente de Wilson & Head η_c [$Pa\ s$]	8.8 x 10 ⁸		\pm 3.8 x 10 ⁸ Ec. (19)

Figura 47

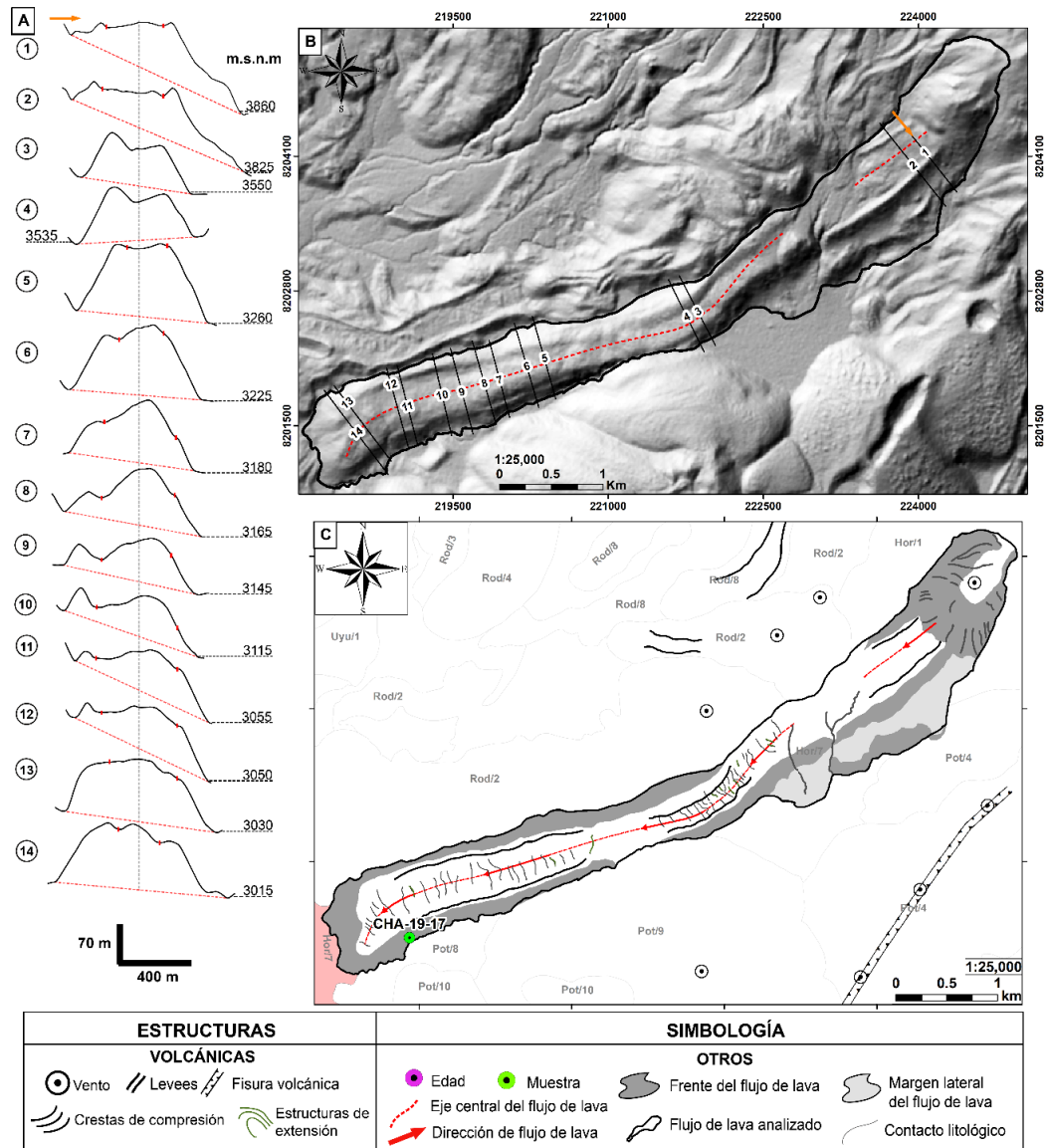
Unidades del edificio volcánico La Horqueta.



Nota: Hillshade – DEM SPOT de 10 m, que muestra las unidades del edificio volcánico Horqueta, así como también las secciones delgadas (CHA-19-17), edades (345 ± 26 Ka) y las principales estructuras.

Figura 48

Flujo de lava Hor/7.



Nota: **A)** Hillshade – DEM SPOT de 10 m, con los trazos de los perfiles. **B)** catorce secciones transversales (perpendiculares a la dirección del flujo) de la unidad Hor/7, a partir de los cuales se estimaron el ancho y el espesor. **C)** representación esquemática de la unidad de flujo de lava Hor/7.

5.1.6. Flujo de lava Potrero

Descripción morfométrica del flujo de lava Potrero

Los domos Potrero se dividen en 10 unidades (Fig. 49), los cuales se encuentran en tres niveles: Potrero Superior, Potrero Medio y Potrero Inferior. El cálculo morfométrico, parámetros de emplazamiento y la reología se realiza en la unidad Pot/3 por su mejor exposición y conservación en la superficie.

La unidad del flujo de lava Pot/3 ha sido datado en 368.8 ± 61.9 Ka por Aguilar, Thouret, et al. (2022), se extiende hacia el este de los domos Potreros, a los 3900 m.s.n.m., hasta su frente de lava en los 2600 m.s.n.m. A lo largo de su eje principal, el flujo tiene una longitud de más de 7.9 ± 0.047 km. El área total del flujo es de 13 ± 3.8 km², con un espesor promedio de 114.6 ± 11 m y con un volumen de 1.2 ± 0.2 km³.

El flujo de lava es simple y presenta una morfología bien preservada de tipo en bloques. Los bloques que se encuentran en la superficie tienen tamaños > 4 m y son de formas angulares con caras lisas. La superficie del flujo se divide en dos zonas distintas, una zona proximal hasta 4 km y una zona distal. La superficie de la zona proximal cuenta con un “breakout lobe”, crestas de compresión (ogive), estructuras de extensión y zonas de cizalla en ambos bordes marcando un canal en el medio que tiene una inclinación hacia el este (perfiles A 2, 3 y 4), en la zona proximal se han identificado hasta cuatro canales (Fig. 51 C); mientras que la zona distal está marcada por “breakouts lobes”, estos lóbulos presentan crestas de avance, estructuras de extensión y zonas de cizallas que marcan un canal (Fig. 50 C).

Las medidas morfométricas estimadas para la unidad Pot/3 (Fig. 50 A), nos indican que el ancho del flujo de lava varía de ~ 915 m (perfil A - 9) hasta los ~ 1357 m (perfil A - 4) con un promedio de los catorce perfiles de 1151 ± 14 m.

El ancho de la canal varia de ~ 304 m (perfil A - 6) a ~472 m (perfil A - 4), con un promedio de catorce perfiles de 351 ± 11 m. El espesor mínimo estimado es de ~ 23 m (perfil A - 3), hasta un espesor máximo de ~ 166 m (perfil A - 1), el espesor promedio de los catorce perfiles es de 114.6 ± 11 m. El flujo de lava se encuentra sobre una superficie de pendiente de alrededor de $7.3^\circ \pm 0.24^\circ$ (Tabla 11).

Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos

Contando con las dimensiones, se puede estimar que el flujo de lava Pot/3 se emplazó en un periodo de 6.1 ± 0.9 años con el método de Kilburn & Lopes (1991), lo que corresponde por su longitud a una velocidad de 3.5 ± 1.0 m día⁻¹, y por su volumen a una tasa de efusión total de 6.3 ± 1.8 m³ s⁻¹.

La viscosidad aparente calculada con la dimensión del flujo y la tasa de efusión total mediante la ecuación de Harris & Rowland (2009), en la ecuación de Nichols (1939) es de $2.6 \times 10^8 \pm 1.6 \times 10^8$ Pa s. La viscosidad aparente del flujo dentro del canal definido por Wilson & Head (1983), da una estimación de $1.5 \times 10^9 \pm 9.0 \times 10^8$ Pa s. El límite elástico aparente del flujo estimado con el espesor promedio y la pendiente es de $3.7 \times 10^5 \pm 6.1 \times 10^4$ Pa. Por la parte canalizada del flujo también se puede calcular el límite elástico mediante la ecuación de Hulme (1974) que da como resultado $3.3 \times 10^5 \pm 4.5 \times 10^4$ Pa.

Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos

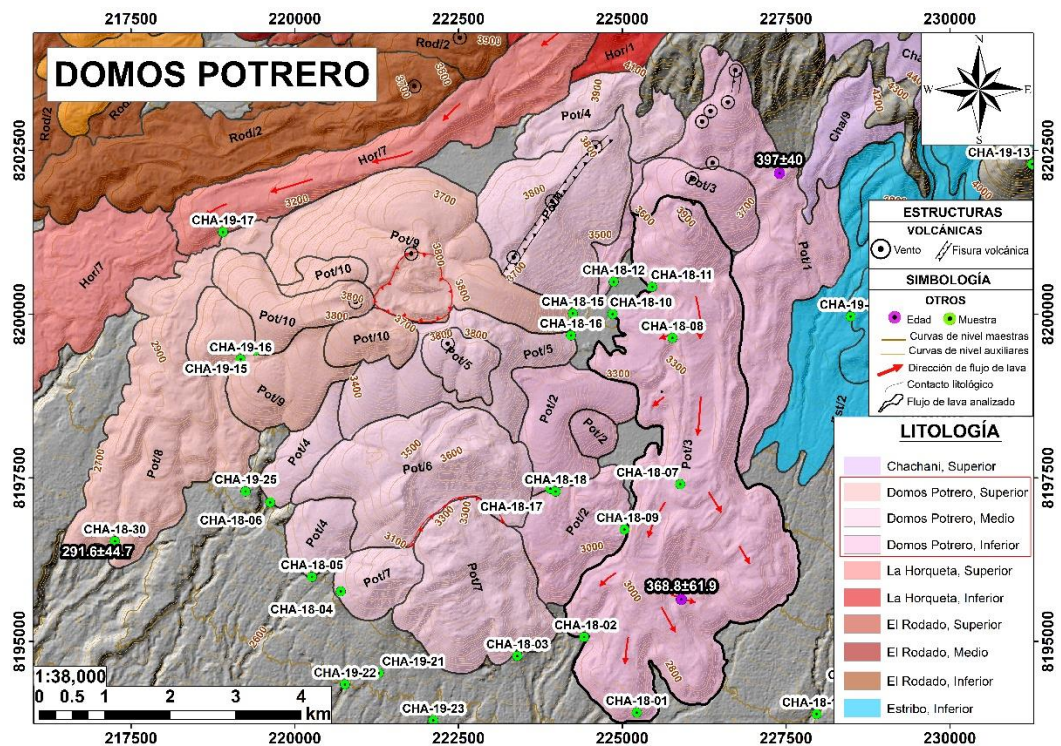
Calculando con el número de Grätz, se puede estimar que el flujo de lava Pot/3 se emplazó con una tasa de efusión de 10.0 ± 1.1 m³ s⁻¹, en un periodo de 3.9 ± 1.0 años con el método del volumen total del flujo de lava dividido por la

tasa de efusión total (derivada previamente del número G_z) y lo que corresponde por su longitud a una velocidad de $5.6 \pm 1.4 \text{ m día}^{-1}$.

La viscosidad aparente calculada con la tasa de efusión total (derivada del número de G_z) calculado mediante la ecuación de Nichols (1939) es de $1.6 \times 10^8 \pm 7.5 \times 10^7 \text{ Pa s}$. La viscosidad aparente del flujo dentro del canal definido por Wilson & Head (1983), da una estimación de $9.7 \pm 4.0 \times 10^8 \text{ Pa s}$. Mientras que el límite elástico es similar para ambos métodos.

Figura 49

Unidades de los Domos Potrero.



Nota: Hillshade – DEM SPOT de 10 m, que muestra las unidades del domo-colada El Colorado, así como también las secciones delgadas (CHA-18-74), edades ($641.8 \pm 88.2 \text{ Ka}$) y las principales estructuras.

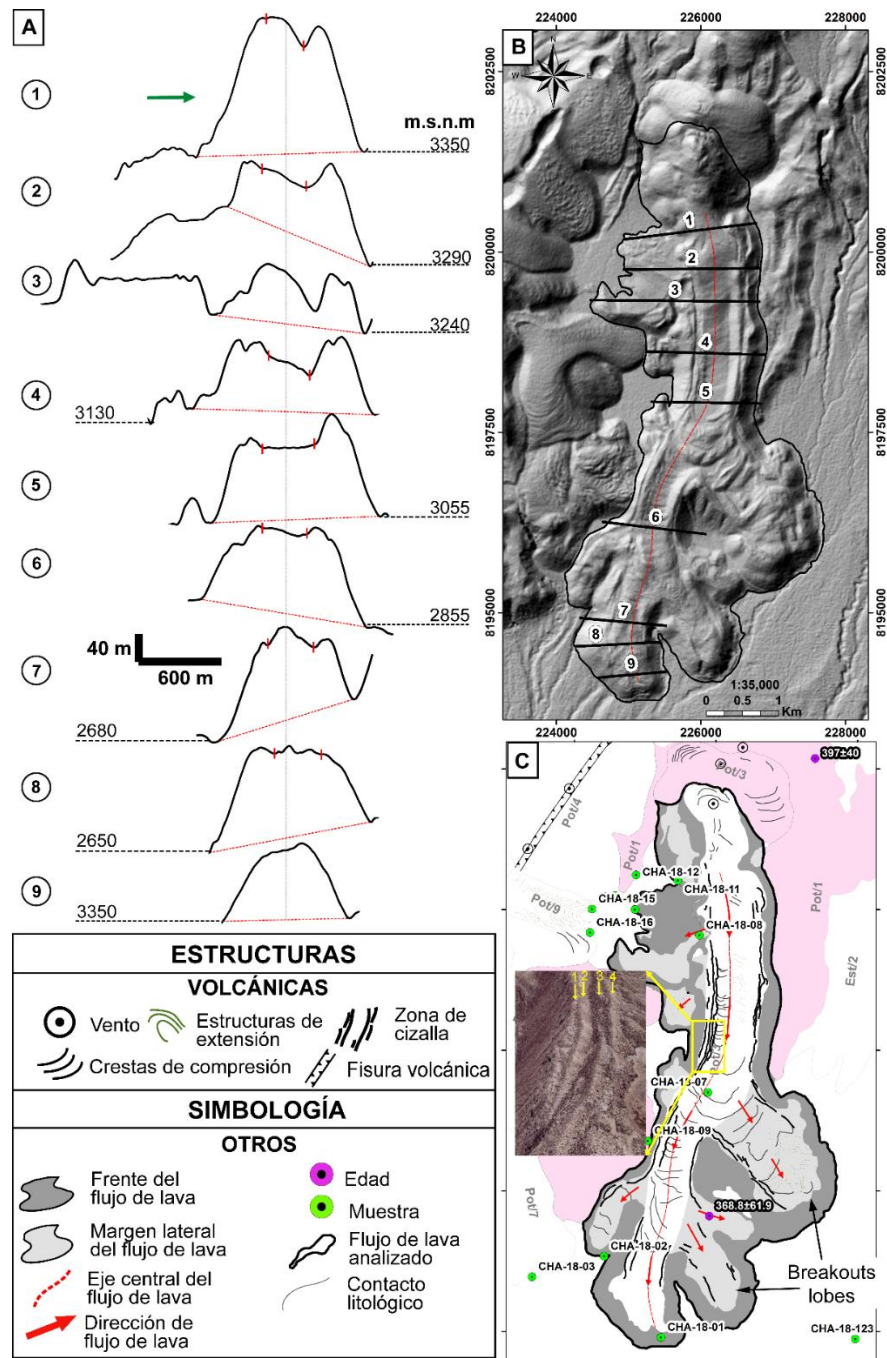
Tabla 11

Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología del flujo de lava Pot/3.

Constantes físicas			
Densidad ρ [$kg\ m^{-3}$]	2600 \pm 100		
Gravedad g [$m\ s^{-2}$]	9.80665		
Número de Grätz G_z [-]	300		
Difusividad térmica k [$m^2\ s^{-1}$]	4.21 x 10 ⁻⁷		
Morfometría		Medida	Error
Longitud L [m]	7905		\pm 47
Ancho del flujo de lava W [m]	1151		\pm 14
Ancho del canal w [m]	351		\pm 11
Espesor H [m]	115		\pm 11
Pendiente α [$^\circ$]	7.3 $^\circ$		\pm 0.24 $^\circ$
Volumen [km^3]	1.2		\pm 0.2
Área [km^2]	13.0		\pm 3.8
Método siguiendo la ecuación de Kilburn & Lopes (1991)			
Parámetros emplazamiento y la reología		Resultado	Error
Tiempo de emplazamiento t_{KL} [$año$]	6.1		\pm 0.9 Ec. (6)
Tasa de efusión Total Q_{KL} [$m^3\ s^{-1}$]	6.3		\pm 1.8 Ec. (7)
Velocidad u_{kl} [$m\ día^{-1}$]	3.5		\pm 1.0 Ec. (8)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	2.6 x 10 ⁸		\pm 1.6 x 10 ⁸ Ec. (9)
Viscosidad aparente de Hulme η_c [$Pa\ s$]	1.5 x 10 ⁹		\pm 9.0 x 10 ⁸ Ec. (12)
Límite elástico τ_f [Pa]	3.7 x 10 ⁵		\pm 6.1 x 10 ⁴ Ec. (10)
Límite elástico Wilson & Head τ_c [Pa]	3.3 x 10 ⁵		\pm 4.5 x 10 ⁴ Ec. (11)
Método siguiendo el número de Grätz de Pinkerton & Wilson (1994)			
Parámetros emplazamiento y la reología		Resultado	Error
Tasa de efusión total Q_{Gz} [$m^3\ s^{-1}$]	10.0		\pm 1.1 Ec. (15)
Tiempo de emplazamiento t_{Gz} [$año$]	3.9		\pm 1.0 Ec. (16)
Velocidad u_{kl} [$m\ día^{-1}$]	5.6		\pm 1.4 Ec. (17)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	1.6 x 10 ⁸		\pm 7.5 x 10 ⁷ Ec. (18)
Viscosidad aparente de Wilson & Head η_c [$Pa\ s$]	9.7 x 10 ⁸		\pm 4.0 x 10 ⁸ Ec. (19)

Figura 50

Flujo de lava Pot/3.



Nota: **A)** nueve secciones transversales (perpendiculares a la dirección del flujo), a partir del cual se estimaron el ancho y el espesor promedio. **B)** Hillshade – DEM SPOT de 10 m, con los trazos de los perfiles. **C)** representación esquemática de unidad Pot/3, con las principales estructuras del flujo de lava.

5.1.7. Flujos de lava Uyupampa

Descripción morfométrica de los flujos de lava Uyupampa

Los flujos de lava Uyupampa se dividen en tres unidades (Fig. 51). El cálculo morfométrico, parámetros de emplazamiento y la reología se realiza en las unidades Uyu/1 y Uyu/3, por su mejor exposición y conservación en la superficie.

a) Unidad Uyu/1

La unidad de flujo de lava Uyu/1, ha sido datado en 231.7 ± 36.2 Ka por Aguilar, Thouret, et al. (2022), se extiende al noroeste del de los flujos de lava Uyupampa a los 3230 m.s.n.m. desde el punto de inicio hasta su frente de lava a los 2900 m.s.n.m. A lo largo del eje principal, el flujo tiene una longitud de 3.4 ± 0.015 km. El área total del flujo es de 4.5 ± 0.3 km², con un espesor promedio de 60 ± 11 m y un volumen de 0.24 ± 0.04 km³.

El flujo de lava es simple y presenta una morfología preservada de tipo en bloques. Los bloques que se encuentran en la superficie son de hasta ~ 4 m y son de formas angulares con caras lisas, también se aprecia bloques con superficie rugosas. La superficie del flujo cuenta con crestas de compresión (ogive), estructuras de extensión y zonas de cizalla en ambos bordes marcando un canal en el medio. En la zona proximal al viento se puede apreciar las estructuras en bloque y crestas de extensión. Este flujo de lava en particular tiene una inclinación hacia el suroeste, formando pequeños “breakouts lobes” (Fig. 52 D).

Las medidas estimadas para la subunidad Uyu/1 (Fig. 52 B), nos indican que el ancho del flujo de lava varía de ~ 472 m en la zona proximal (perfil B - 1)

hasta ~ 2044 m en la zona distal (perfil B - 9), con un promedio de los diez perfiles de 1344 ± 11 m. El ancho del canal varía de ~ 280 m (perfil B - 2) a ~ 526 m (perfil B - 5) con un promedio de cuatro perfiles (perfil 2,3,4 y 5) es de 434 ± 12 m. El espesor mínimo estimado es de ~ 14 m (perfil B - 10) y aumenta hasta ~ 133 m (perfil B - 8), el espesor promedio de los diez perfiles es de 60 ± 11 m. El flujo de lava se encuentra sobre una superficie de pendiente de alrededor de $3.8^\circ \pm 0.23^\circ$ (Tabla 12).

Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos

Contando con las dimensiones, se puede estimar que el flujo de lava Uyu/1 se emplazó en un periodo de 2.3 ± 0.6 años con el método de Kilburn & Lopes (1991), lo que corresponde por su longitud a una velocidad de 4.0 ± 1.7 m día⁻¹, y por su volumen a una tasa de efusión total de 3.2 ± 1.3 m³ s⁻¹.

La viscosidad aparente calculada con la dimensión del flujo y la tasa de efusión total mediante la ecuación de Harris & Rowland (2009), en la ecuación de Nichols (1939) es de $3.8 \pm 3.7 \times 10^7$ Pa s. La viscosidad aparente del flujo dentro del canal definido por Wilson & Head (1983), da una estimación de $5.1 \pm 4.5 \times 10^8$ Pa s. El límite elástico aparente del flujo estimado con el espesor promedio y la pendiente es de $1.0 \times 10^5 \pm 2.8 \times 10^4$ Pa. Por la parte canalizada del flujo también se puede calcular el límite elástico mediante la ecuación de Hulme (1974) que da como resultado $1.1 \times 10^5 \pm 2.0 \times 10^4$ Pa.

Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos

Calculando con el número de Grätz, se puede estimar que el flujo de lava Uyu/1 se emplazó con una tasa de efusión de $9.8 \pm 1.9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, en un periodo de 0.8 ± 0.3 años con el método del volumen total del flujo de lava dividido por la tasa de efusión total (derivada previamente del número G_z) y lo que corresponde por su longitud a una velocidad de $12 \pm 4.4 \text{ m día}^{-1}$.

La viscosidad aparente calculada con la tasa de efusión total (derivada del número de G_z) calculado mediante la ecuación de Nichols (1939) es de $1.2 \pm 1.0 \times 10^7 \text{ Pa s}$. La viscosidad aparente del flujo dentro del canal definido por Wilson & Head (1983), da una estimación de $1.7 \times 10^8 \pm 9.6 \times 10^7 \text{ Pa s}$. Mientras que el límite elástico es similar para ambos métodos.

Figura 51

Unidades del campo de flujo de lava Uyupampa.

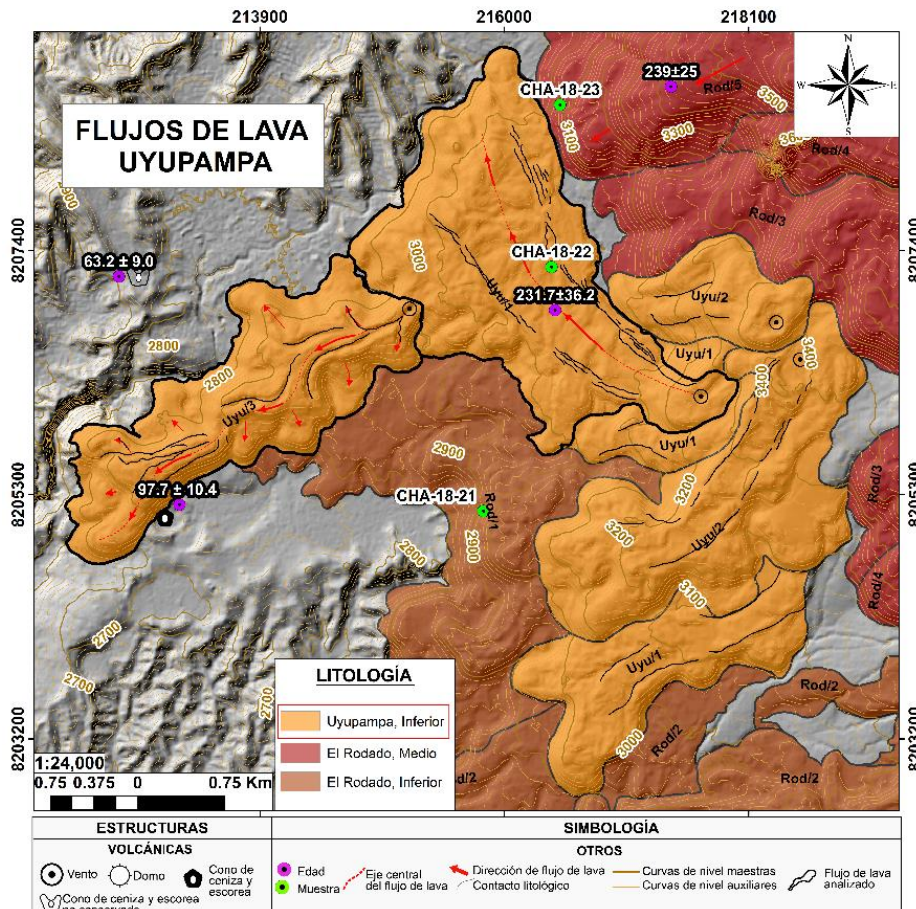


Tabla 12

Morfometría, parámetros de emplazamiento y la reología de la unidad Uyu/1.

Constantes físicas			
Densidad ρ [$kg\ m^{-3}$]	2600 \pm 100		
Gravedad g [$m\ s^{-2}$]	9.80665		
Número de Grätz G_z [-]	300		
Difusividad térmica k [$m^2\ s^{-1}$]	4.21 x 10 ⁻⁷		
Morfometría		Medida	Error
Longitud L [m]	3464	\pm 15	
Ancho del flujo de lava W [m]	1344	\pm 11	
Ancho del canal w [m]	343	\pm 12	
Espesor H [m]	60	\pm 11	
Pendiente α [$^\circ$]	3.9 $^\circ$	\pm 0.24 $^\circ$	
Volumen [km^3]	0.24	\pm 0.04	
Área [km^2]	4.5	\pm 0.33	
Método siguiendo la ecuación de Kilburn & Lopes (1991)			
Parámetros emplazamiento y la reología		Resultado	Error
Tiempo de emplazamiento t_{KL} [<i>año</i>]	2.3	\pm 0.6	Ec. (6)
Tasa de efusión Total Q_{KL} [$m^3\ s^{-1}$]	3.2	\pm 1.3	Ec. (7)
Velocidad u_{kl} [$m\ día^{-1}$]	4.0	\pm 1.7	Ec. (8)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	3.8 x 10 ⁷	\pm 3.7 x 10 ⁷	Ec. (9)
Viscosidad aparente de Hulme η_c [$Pa\ s$]	5.1 x 10 ⁸	\pm 4.5 x 10 ⁸	Ec. (12)
Límite elástico τ_f [Pa]	1.0 x 10 ⁵	\pm 2.8 x 10 ⁴	Ec. (10)
Límite elástico Wilson & Head τ_c [Pa]	1.1 x 10 ⁵	\pm 2.0 x 10 ⁴	Ec. (11)
Método siguiendo el número de Grätz de Pinkerton & Wilson (1994)			
Parámetros emplazamiento y la reología		Resultado	Error
Tasa de efusión total Q_{Gz} [$m^3\ s^{-1}$]	9.8	\pm 1.9	Ec. (15)
Tiempo de emplazamiento t_{Gz} [<i>año</i>]	0.8	\pm 0.3	Ec. (16)
Velocidad u_{kl} [$m\ día^{-1}$]	12.0	\pm 4.4	Ec. (17)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	1.2 x 10 ⁷	\pm 1.0 x 10 ⁷	Ec. (18)
Viscosidad aparente de Wilson & Head η_c [$Pa\ s$]	1.7 x 10 ⁸	\pm 9.6 x 10 ⁷	Ec. (19)

b) Unidad Qp-Uyu/3

La unidad de flujo de lava Uyu/3 se extiende al suroeste de los flujos de lava Uyupampa, a los 2980 m.s.n.m. hasta su frente de lava en los 2760 m.s.n.m. A lo largo del eje principal, el flujo tiene una longitud de 3.7 ± 0.024 km. El área total del flujo es de 3.5 ± 0.12 km², con un espesor promedio de 120 ± 10 m y un volumen es de 0.32 ± 0.09 km³. Este flujo de lava se ha emplazado sobre el cono de ceniza y escoria Ccapua, el cual ha sido datado en 97.7 ± 10.4 Ka por Aguilar, Arteaga, et al. (2022).

El flujo de lava es simple y presenta una morfología preservada de tipo en bloques. Los bloques que se encuentran en la superficie son de hasta ~ 4 m y son de formas angulares con caras lisas. La superficie del flujo cuenta con crestas de compresión (ogive), estructuras de extensión y un alrededor de ocho “breakouts lobes” en todo el flujo de lava. Se observa un canal bien definido en el centro del flujo (Fig. 52 D).

Las medidas estimadas para la unidad Uyu/3 (Fig. 52 C), nos indican que ancho del flujo de lava varía de ~ 373 m en la zona distal (perfil C - 12) hasta ~ 1220 m en la zona próxima (perfil C - 4), con un promedio de los doce perfiles de 908 ± 10 m. El ancho del canal varía de ~ 103 m (perfil C - 9) a ~ 176 m (perfil C - 2) con un promedio de seis perfiles (perfil 1,2,3,8,9 y 10) de 134 ± 11 m. El espesor mínimo estimado es de ~ 70 m (perfil C - 12) y aumenta hasta ~ 175 m (perfil C - 6), el espesor promedio de los doce perfiles es de 120 ± 10 m. El flujo de lava se encuentra sobre una superficie de pendiente de alrededor de $3.7^\circ \pm 0.01^\circ$ (Tabla 13).



Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos

Contando con las dimensiones, se puede estimar que el flujo de lava Uyu/3 se emplazó en un periodo de 5.6 ± 0.6 años con el método de Kilburn & Lopes (1991), lo que corresponde por su longitud a una velocidad de 1.8 ± 0.7 m día⁻¹, y por su volumen a una tasa de efusión total de 1.8 ± 0.7 m³ s⁻¹.

La viscosidad aparente calculada con la dimensión del flujo y la tasa de efusión total mediante la ecuación de Harris & Rowland (2009), en la ecuación de Nichols (1939) es de $5.2 \pm 3.6 \times 10^8$ Pa s. La viscosidad aparente del flujo dentro del canal definido por Wilson & Head (1983), da una estimación de $1.9 \pm 1.3 \times 10^7$ Pa s. El límite elástico aparente del flujo estimado con el espesor promedio y la pendiente es de $2.0 \times 10^5 \pm 2.5 \times 10^4$ Pa. Por la parte canalizada del flujo también se puede calcular el límite elástico mediante la ecuación de Hulme (1974) que da como resultado $8.2 \times 10^4 \pm 5.9 \times 10^3$ Pa.

Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos

Calculando con el número de Grätz, se puede estimar que el flujo de lava Uyu/3 se emplazó con una tasa de efusión de 3.6 ± 0.4 m³ s⁻¹, en un periodo de 2.8 ± 1.1 años con el método del volumen total del flujo de lava dividido por la tasa de efusión total (derivada previamente del número G_z) y lo que corresponde por su longitud a una velocidad de 4 ± 1.4 m día⁻¹.

La viscosidad aparente calculada con la tasa de efusión total (derivada del número de G_z) calculado mediante la ecuación de Nichols (1939) es de $2.6 \pm 1.1 \times 10^8$ Pa s. La viscosidad aparente del flujo dentro del canal definido por Wilson

& Head (1983), da una estimación de $9.6 \pm 4.1 \times 10^6$ Pa s. Mientras que el límite elástico es similar para ambos métodos.

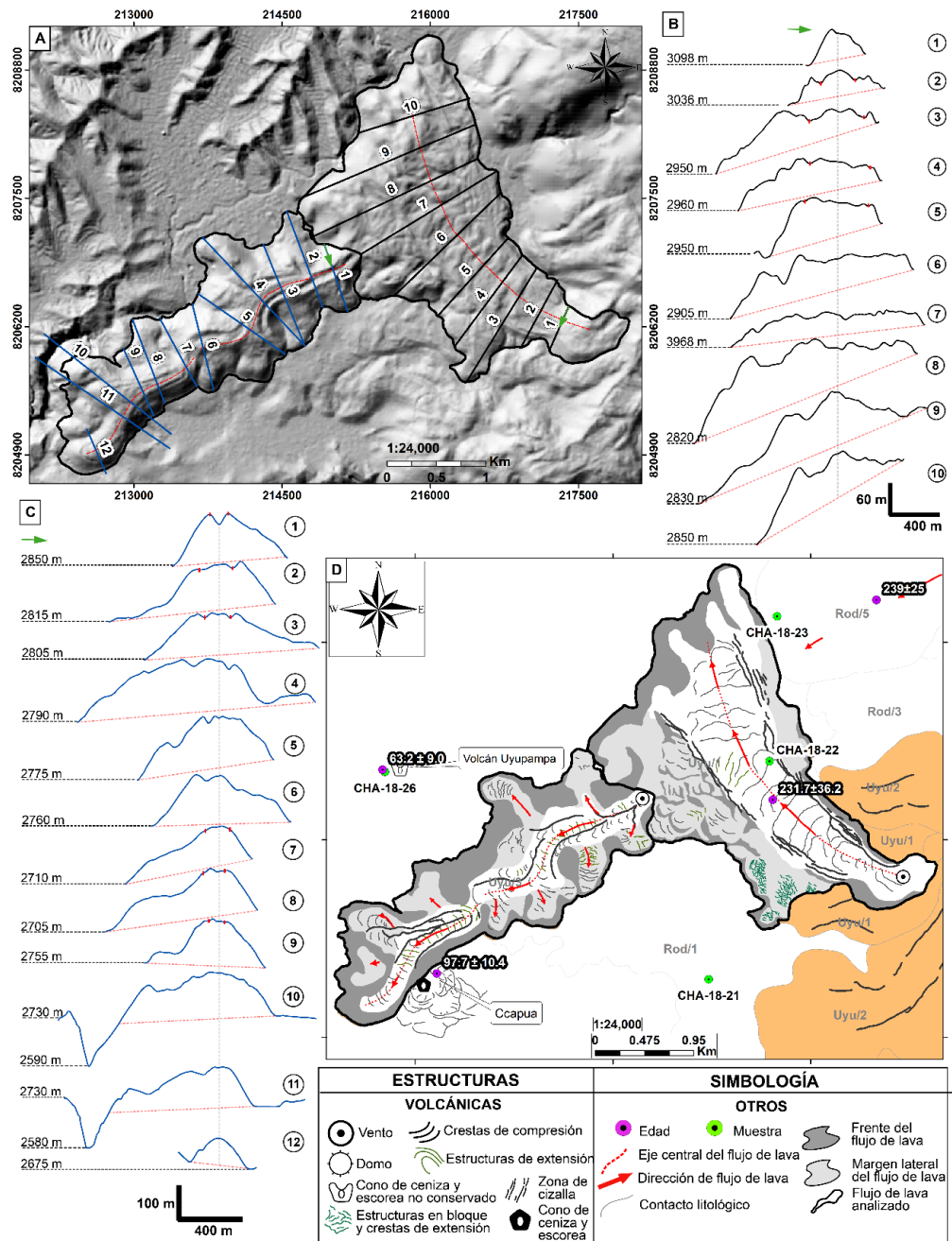
Tabla 13

Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología de la unidad Uyu/3.

Constantes físicas			
Densidad ρ [$kg\ m^{-3}$]	2600 \pm 100		
Gravedad g [$m\ s^{-2}$]	9.80665		
Número de Grätz G_z [-]	300		
Difusividad térmica k [$m^2\ s^{-1}$]	4.21 x 10 ⁻⁷		
Morfometría	Medida	Error	
Longitud L [m]	3766	\pm 24	
Ancho del flujo de lava W [m]	908	\pm 10	
Ancho del canal w [m]	135	\pm 11	
Espesor H [m]	120	\pm 10	
Pendiente α [°]	3.7°	\pm 0.01°	
Volumen [km^3]	0.3	\pm 0.09	
Área [km^2]	3.53	\pm 0.12	
Método siguiendo la ecuación de Kilburn & Lopes (1991)			
Parámetros emplazamiento y la reología	Resultado	Error	
Tiempo de emplazamiento t_{KL} [año]	5.6	\pm 0.6	Ec. (6)
Tasa de efusión Total Q_{KL} [$m^3\ s^{-1}$]	1.81	\pm 0.69	Ec. (7)
Velocidad u_{kl} [$m\ día^{-1}$]	1.84	\pm 0.70	Ec. (8)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	5.2 x 10 ⁸	\pm 3.6 x 10 ⁸	Ec. (9)
Viscosidad aparente de Hulme η_c [$Pa\ s$]	1.9 x 10 ⁷	\pm 1.3 x 10 ⁷	Ec. (12)
Límite elástico τ_f [Pa]	2.0 x 10 ⁵	\pm 2.5 x 10 ⁴	Ec. (10)
Límite elástico Wilson & Head τ_c [Pa]	8.2 x 10 ⁴	\pm 5.9 x 10 ³	Ec. (11)
Método siguiendo el número de Grätz de Pinkerton & Wilson (1994)			
Parámetros emplazamiento y la reología	Resultado	Error	
Tasa de efusión total Q_{Gz} [$m^3\ s^{-1}$]	3.6	\pm 0.4	Ec. (15)
Tiempo de emplazamiento t_{Gz} [año]	2.8	\pm 1.1	Ec. (16)
Velocidad u_{kl} [$m\ día^{-1}$]	4.2	\pm 1.4	Ec. (17)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	2.6 x 10 ⁸	\pm 1.1 x 10 ⁸	Ec. (18)
Viscosidad aparente de Wilson & Head η_c [$Pa\ s$]	9.6 x 10 ⁶	\pm 4.1 x 10 ⁶	Ec. (19)

Figura 52

Flujo de lava Uyu/1 y Uyu/3.



Nota: **A)** Hillshade – DEM SPOT de 10 m, con los trazos de los perfiles. **B)** diez secciones transversales (perpendiculares a la dirección del flujo) de la unidad Uyu/1, a partir de los cuales se estimaron el ancho y el espesor. **C)** doce secciones transversales de la unidad Uyu/3. **D)** representación esquemática de las dos unidades de flujo de lava Uyu/1 y Uyu/3.

5.1.8. Flujo de lava Chachani

Descripción morfométrica del flujo de lava Chachani

Los flujos de lava del edificio volcánico Chachani se dividen en once unidades, los cuales se encuentran en los niveles: Chachani Superior, Chachani Medio y Chachani Inferior (Fig. 53). El cálculo morfométrico, parámetros de emplazamiento y la reología se realiza en la unidad Cha/3 del nivel Chachani Inferior, porque es uno de los flujos de lava que aún conserva la longitud original del edificio Chachani.

La unidad del flujo de lava Cha/3, se extiende al noreste del edificio Chachani a los 5100 m.s.n.m. desde el punto de inicio hasta su frente de lava a los 3900 m.s.n.m. A lo largo del eje principal, el flujo tiene una longitud de 7.5 ± 0.093 km. El área total del flujo es de 4.5 ± 0.4 km², con un espesor promedio de 34 ± 10 m y con un volumen de 0.1 ± 0.03 km³.

El flujo de lava es simple y presenta una morfología de tipo en bloques. Los bloques que se encuentran en la superficie tienen tamaños > 2 m y son de formas angulares con caras lisas. La superficie del flujo se encuentra erosionado (Fig. 54 C).

Las medidas morfométricas estimadas para la unidad Cha/3 (Fig. 54 A), nos indican que el ancho del flujo de lava varía de ~ 498 m en la zona proximal (perfil A - 3) hasta ~ 1148 m en la zona distal (perfil A - 9) con un promedio de los diez perfiles de 644 ± 11 m. El espesor mínimo estimado es de ~ 12 m (perfil A - 9) y el espesor máximo ~ 75 m (perfil A - 7), el espesor promedio de los diez perfiles es de 34 ± 10 m. El flujo de lava se encuentra sobre una superficie de pendiente de alrededor de $12^\circ \pm 0.47^\circ$ (Tabla 14).



Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos

Contando con las dimensiones, se puede estimar que el flujo de lava Cha/3 se emplazó en un periodo de 0.5 ± 0.2 años con el método de Kilburn & Lopes (1991), lo que corresponde por su longitud a una velocidad de 38.1 ± 23.2 m día⁻¹ y por su volumen a una tasa de efusión total de 7.8 ± 4.8 m³ s⁻¹.

La viscosidad aparente calculada con la dimensión del flujo y la tasa de efusión total mediante la ecuación de Harris & Rowland (2009), en la ecuación de Nichols (1939) es de $9.4 \times 10^6 \pm 9.3 \times 10^6$ Pa s. El límite elástico aparente del flujo estimado con el espesor promedio y la pendiente es de $1.9 \times 10^5 \pm 7.1 \times 10^4$ Pa.

Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos

Calculando con el número de Grätz, se puede estimar que el flujo de lava Cha/3 se emplazó con una tasa de efusión de 17.9 ± 5.9 m³ s⁻¹, en un periodo de 0.2 ± 0.1 años con el método del volumen total del flujo de lava dividido por la tasa de efusión total (derivada previamente del número G_z) y lo que corresponde por su longitud a una velocidad de 87 ± 50.9 m día⁻¹.

La viscosidad aparente calculada con la tasa de efusión total (derivada del número de G_z) calculado mediante la ecuación de Nichols (1939) es de 4.1 ± 2.9 x 10⁶ Pa s. Mientras que el límite elástico es similar para ambos métodos.

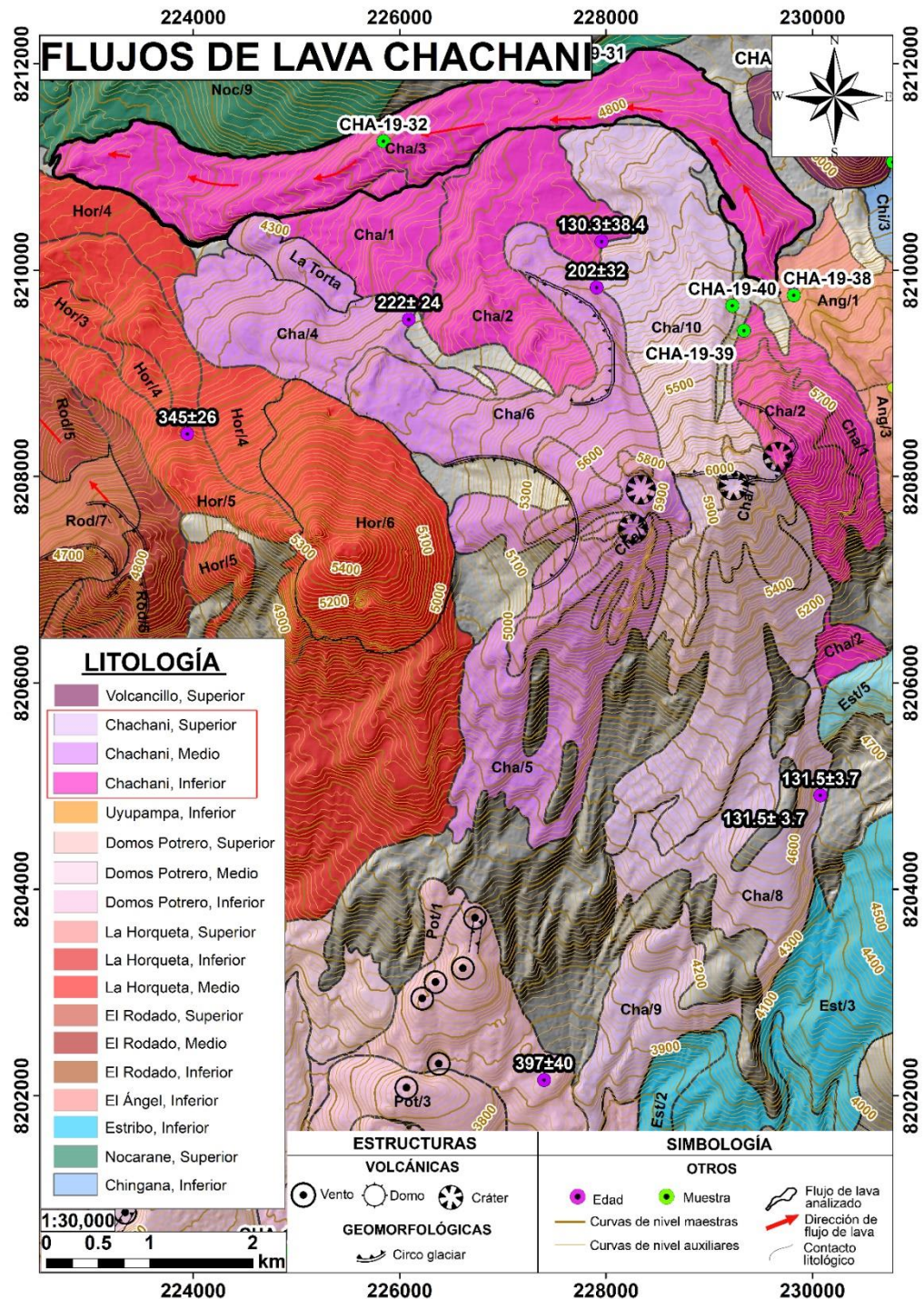
Tabla 14

Morfometría, parámetros de emplazamiento y reología de la unidad Cha/3.

Constantes físicas			
Densidad ρ [$kg\ m^{-3}$]	2600 \pm 100		
Gravedad g [$m\ s^{-2}$]	9.80665		
Número de Grätz G_z [-]	300		
Difusividad térmica k [m^2s^{-1}]	4.21 x 10 ⁻⁷		
Morfometría		Medida	Error
Longitud L [m]	7537	\pm 93	
Ancho del flujo de lava W [m]	644	\pm 11	
Espesor H [m]	34	\pm 10	
Pendiente α [$^\circ$]	12.4 $^\circ$	\pm 0.47 $^\circ$	
Volumen [km^3]	0.1	\pm 0.03	
Área [km^2]	4.5	\pm 0.3	
Método siguiendo la ecuación de Kilburn & Lopes (1991)			
Parámetros emplazamiento y la reología	Resultado	Error	
Tiempo de emplazamiento t_{KL} [$año$]	0.5	\pm 0.2	Ec. (6)
Tasa de efusión Total Q_{KL} [$m^3\ s^{-1}$]	7.8	\pm 4.8	Ec. (7)
Velocidad u_{kl} [$m\ día^{-1}$]	38.1	\pm 23.2	Ec. (8)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	9.4 x 10 ⁶	\pm 9.3 x 10 ⁶	Ec. (9)
Límite elástico τ_f [Pa]	1.9 x 10 ⁵	\pm 7.1 x 10 ⁴	Ec. (10)
Método siguiendo el número de Grätz de Pinkerton & Wilson (1994)			
Parámetros emplazamiento y la reología	Resultado	Error	
Tasa de efusión total Q_{Gz} [$m^3\ s^{-1}$]	17.9	\pm 5.9	Ec. (15)
Tiempo de emplazamiento t_{Gz} [$año$]	0.2	\pm 0.1	Ec. (16)
Velocidad u_{kl} [$m\ día^{-1}$]	87	\pm 50.9	Ec. (17)
Viscosidad aparente de Nichols η_f [$Pa\ s$]	4.1 x 10 ⁶	\pm 2.9 x 10 ⁶	Ec. (18)

Figura 53

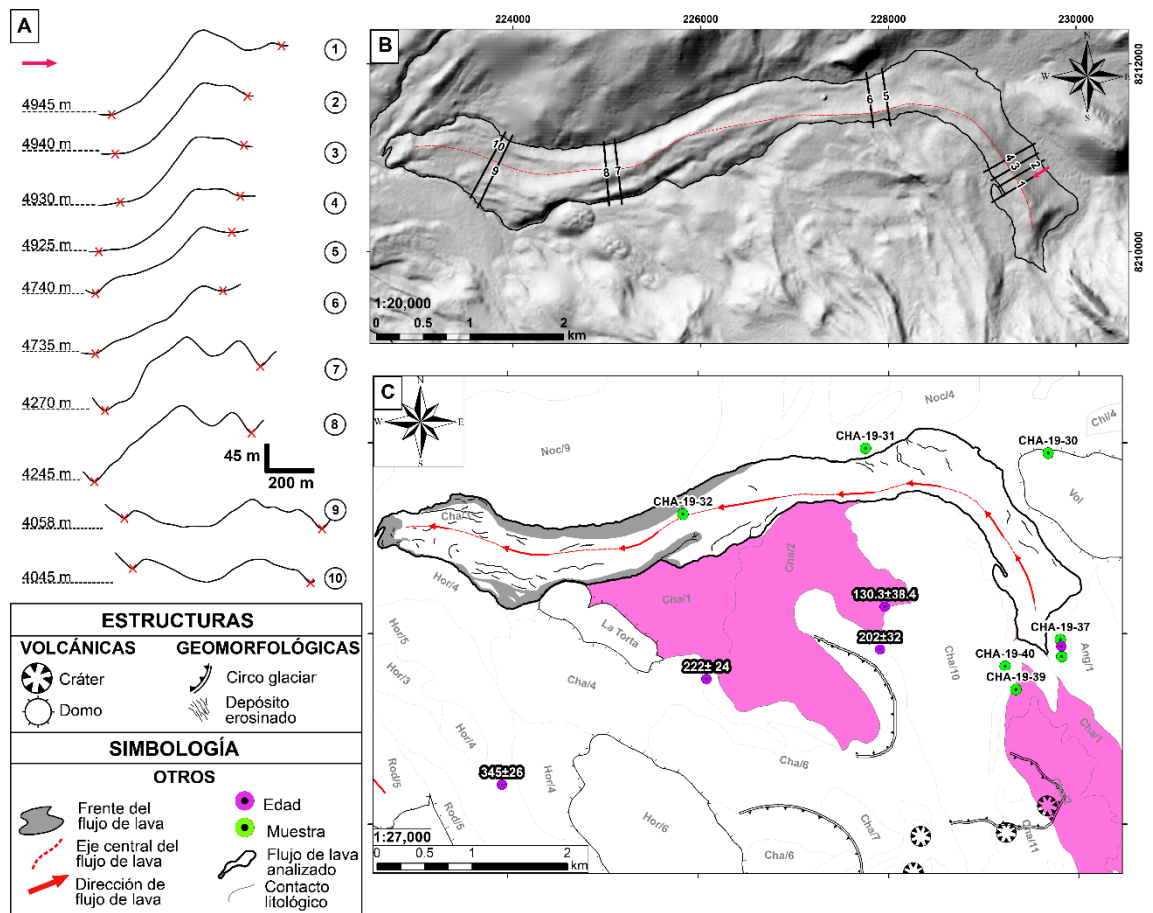
Unidades del edificio volcánico Chachani.



Nota: Hillshade – DEM SPOT de 10 m, que muestra las unidades del edificio volcánico Chachani, así como también las secciones delgadas (CHA-19-32), edades (131.5 ± 3.7 Ka) y las principales estructuras.

Figura 54

Flujo de lava Cha/3.



Nota: **A)** diez secciones transversales (perpendiculares a la dirección del flujo) de la unidad Cha/3, a partir de los cuales se estimaron el ancho y el espesor. **B)** Hillshade – DEM SPOT de 10 m, con los trazos de los perfiles. **C)** representación esquemática de la unidad de flujo de lava Cha/3.

En resumen, tenemos una tabla con las constantes físicas (Tabla 15), morfometría de los de lava (Tabla 16), parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991) (Tabla 17) y Pinkerton & Wilson (1994) (Tabla 18) y la estimación de los parámetros reológicos.

Tabla 15

Constantes físicas.

Densidad ρ [$kg\ m^{-3}$]	2600 \pm 100
Gravedad g [$m\ s^{-2}$]	9.80665
Número de Grätz G_z [-]	300
Difusividad térmica k [m^2s^{-1}]	4.21 x 10 ⁻⁷

Tabla 16

Morfometría de los flujos de lava.

	Flujos de lava								
	Noc/ 9	Col/ 1	Ang/ 4	Rod/ 5	Hor/ 7	Pot/ 3	Uyu/ 1	Uyu/ 3	Cha/ 3
<i>L</i> [m]	8383	4556	6190	8223	7286	7905	3464	3766	7537
Error	135	55	15	43	32	47	15	24	93
<i>W</i> [m]	1259	2309	1386	1250	793	1151	1344	908	644
Error	12	11	11	11	11	14	11	10	11
<i>w</i> [m]	-	-	-	281	373	351	343	135	-
Error	-	-	-	11	12	11	12	11	-
<i>H</i> [m]	109	130	98	149	77	115	60	120	34
Error	10	11	10	11	10	11	11	10	10
α [°]	15°	4.8°	5.3°	8.0°	7.9°	7.3°	3.9°	3.7°	12.4°
Error	0.4°	0.09°	0.1°	0.5°	0.18°	0.24°	0.24°	0.01°	0.47°
Volume n [km^3]	0.8	1.4	0.6	1.2	0.3	1.2	0.24	0.3	0.1
Error	0.4	0.1	0.2	0.3	0.2	0.2	0.04	0.09	0.03
Área [km^2]	9.3	10.5	7.8	7.0	5.7	13.0	4.5	3.53	4.5
Error	2.3	0.2	0.8	3.3	0.2	3.8	0.33	0.12	0.3

Tabla 17

Parámetros de emplazamiento mediante Kilburn & Lopes (1991), y la estimación de los parámetros reológicos.

	Flujos de lava								
	Noc/9	Col/1	Ang/4	Rod/5	Hor/7	Pot/3	Uyu/1	Uyu/3	Cha/3
t_{KL} [año]	11.5	17.9	5.0	11.8	2.2	6.1	2.3	5.6	0.5
Error	1.6	2.1	0.7	2.6	0.4	0.9	0.6	0.6	0.2
Q_{kl} [$m^3 s^{-1}$]	2.3	2.4	4.0	3.2	4.8	6.3	3.2	1.81	7.8
Error	1.4	0.4	2.0	1.6	2.2	1.8	1.3	0.69	4.8
Velocidad [$m día^{-1}$]	2.0	0.7	3.4	1.9	9.0	3.5	4.0	1.84	38.1
Error	1.3	0.1	1.7	0.9	4.1	1.0	1.7	0.70	23.2
η_f [Pa s]	1.2 x 10 ⁹	6.4 x 10 ⁸	1.8 x 10 ⁸	1.2 x 10 ⁹	1.1 x 10 ⁸	2.6 x 10 ⁸	3.8 x 10 ⁷	5.2 x 10 ⁸	9.4 x 10 ⁶
Error	1.2 x 10 ⁹	2.3 x 10 ⁸	1.6 x 10 ⁸	9.8 x 10 ⁸	1.0 x 10 ⁸	1.6 x 10 ⁸	3.7 x 10 ⁷	3.6 x 10 ⁸	9.3 x 10 ⁶
η_c [Pa s]	-	-	-	2.7 x 10 ⁹	1.7 x 10 ⁹	1.5 x 10 ⁹	5.1 x 10 ⁸	1.9 x 10 ⁷	-
Error	-	-	-	2.5 x 10 ⁹	1.3 x 10 ⁹	9.8 x 10 ⁸	4.5 x 10 ⁸	1.3 x 10 ⁷	-
τ_f [Pa]	7.2 x 10 ⁵	2.8 x 10 ⁵	3.0 x 10 ⁵	5.3 x 10 ⁵	2.7 x 10 ⁵	3.7 x 10 ⁵	1.0 x 10 ⁵	2.0 x 10 ⁵	1.9 x 10 ⁵
Error	1.1 x 10 ⁵	3.9 x 10 ⁴	3.0 x 10 ⁴	9.2 x 10 ⁴	5.3 x 10 ⁴	6.1 x 10 ⁴	2.8 x 10 ⁴	2.5 x 10 ⁴	7.1 x 10 ⁴
τ_c [Pa]	-	-	-	4.8 x 10 ⁵	2.0 x 10 ⁵	3.3 x 10 ⁵	1.1 x 10 ⁵	8.2 x 10 ⁴	-
Error	-	-	-	9.0 x 10 ⁴	2.4 x 10 ⁴	4.5 x 10 ⁴	2.0 x 10 ⁴	5.9 x 10 ³	-

Tabla 18

Parámetros de emplazamiento mediante Pinkerton & Wilson (1994), y la estimación de los parámetros reológicos.

	Flujos de lava								
	Noc/9	Col/1	Ang/4	Rod/5	Hor/7	Pot/3	Uyu/1	Uyu/3	Cha/3
Q_{Gz} [$m^3 s^{-1}$]	12.3	10.2	11.1	8.7	9.5	10.0	9.8	3.6	17.9
Error	1.5	1.0	1.3	0.8	1.5	1.1	1.9	0.3	5.9
t_{Gz} [año]	2.1	4.3	1.8	4.4	1.1	3.9	0.8	2.8	0.2
Error	1.3	0.7	0.8	1.6	0.5	1.0	0.3	0.8	0.1
Velocidad [$m día^{-1}$]	10.8	2.9	9.5	5.2	17.8	5.6	12.0	4.2	87
Error	6.7	0.5	4.5	1.9	7.9	1.4	4.4	1.2	50.9
η_f [Pa s]	2.3 x 10^8	1.5 x 10^8	6.6 x 10^7	4.5 x 10^8	5.6 x 10^7	1.6 x 10^8	1.2 x 10^7	2.6 x 10^8	4.1 x 10^6
Error	1.1 x 10^8	6.2 x 10^7	3.3 x 10^7	1.8 x 10^8	3.5 x 10^7	7.5 x 10^7	9.2 x 10^6	1.4 x 10^8	2.9 x 10^6
η_c [Pa s]	-	-	-	9.9 x 10^8	8.8 x 10^8	9.7 x 10^8	1.7 x 10^8	9.6 x 10^6	-
Error	-	-	-	5.1 x 10^8	3.8 x 10^8	4.0 x 10^8	9.6 x 10^7	2.5 x 10^6	-

5.2. Análisis de cristalinidad de los flujos de lava

Para realizar el análisis de cristalinidad se seleccionó una sección delgada para la zona proximal (CHA-18-11), dos secciones delgadas para la zona media (CHA-18-22 y CHA-19-32) y cinco secciones delgadas para la zona distal (CHA-19-33, CHA-18-74, CHA-18-89, CHA-19-17-, CHA-18-23, CHA-18-02).

Según los resultados geoquímicos las muestras estudiadas tienen una composición andesítica (59.43 - 59.97 wt% SiO₂; 2.20 - 2.23 wt% K₂O) y dacítica (60.07 - 65.68 wt% SiO₂; 2.47- 3.14 wt% K₂O) (Aguilar, Thouret, et al., 2022).



Las muestras de composición andesítica (CHA-19-17, CHA-18-22) tienen textura porfirítica con 32 – 33 vol.% fenocristales y 65 – 66 vol.% matriz. La asociación mineral está constituida por PGLs (23 - 24 vol.%), ANFs (6 – 7 vol.%), bt (1 – 2 vol.%), PXs (0.1 - 0.2 vol.%) y óxidos de Fe-Ti (1 - 4 vol.%). Mientras que las muestras de composición dacítica (CHA-18-11, CHA-18-32, CHA-19-33, CHA-18-74, CHA-18-89, CHA-18-23, CHA-18-23) tienen textura porfirítica con 22 - 45 vol.% fenocristales y 78 - 55 vol.% matriz. La asociación mineral está constituida por PGLs (36 - 18 vol.%), ANFs (7 - 3 vol.%), bt (0.2 - 0.8 vol.%), PXs (0.1 - 0.5 vol.%) y óxidos de Fe-Ti (0.1 - 0.5 vol.%) (Tabla 19). (Ver anexo A-3, Análisis de cristalinidad de las secciones delgadas)

La asociación mineral de las muestras es bastante similar presentando cristales de plagioclasa (PGLs), anfíbol (ANFs), biotita (bt), piroxeno (PXs) y otros (óxidos de Fe-Ti). Basándonos principalmente en la composición química y seguido por el análisis modal de las secciones delgadas nos indica que, los flujos de lava del complejo volcánico Chachani son de composición andesítica a dacítica (la clasificación fue realizado mediante la Fig. 1.4, de Vallejo (2017)).

Tabla 19

Análisis modal de secciones delgadas correspondientes a los flujos de lava del complejo volcánico Chachani.

Sección delgada	PGLs (vol.%)	ANFs (vol.%)	bt (vol.%)	PXs (vol.%)	Óxidos de Fe-Ti (vol.%)	Fenocristales (vol.%)	Matriz (vol.%)	Tipo de roca
CHA-18-11	23	6	2	0.1	0.2	31	69	Dacita
CHA-18-22	24	6	2	0.2	3	32	65	Andesita
CHA-19-32	18	3	0.2	1	0.1	22	78	Dacita
CHA-19-33	19	5	2	0.0	0.4	26	74	Dacita
CHA-18-74	24	5	1	0.2	0.2	30	70	Dacita
CHA-18-89	26	7	1	2	1	45	55	Dacita
CHA-19-17	23	7	2	0.1	1	33	66	Andesita
CHA-18-23	27	8	1	0.0	0.4	36	64	Dacita
CHA-18-02	27	7	1	0.3	0.4	36	64	Dacita

5.3. Simulación de los flujos de lava

Las dos simulaciones fueron realizadas en VolcFlow por el Dr. Karim Kelfoun del Laboratorio de Magmas y Volcanes de la Universidad de Clermont- Auvergne; con base al Modelo Digital de Elevación (DEM) SPOT 6 de 10 m de resolución del CONIDA (Comisión Nacional de Investigación y Desarrollo Aeroespacial), proporcionado por el Proyecto GA17D “Geología y mapas de peligros del complejo volcánico Chachani” del INGEMMET.

A partir de las simulaciones se han obtenido los siguientes resultados:

Simulación 1

En esta primera parte se ha simulado un flujo de lava similar al flujo de lava Potrero, con la finalidad saber el alcance y realizar un ajuste en los parámetros de entrada. Para realizar la simulación se ha utilizado datos de entrada como el tiempo de erupción =

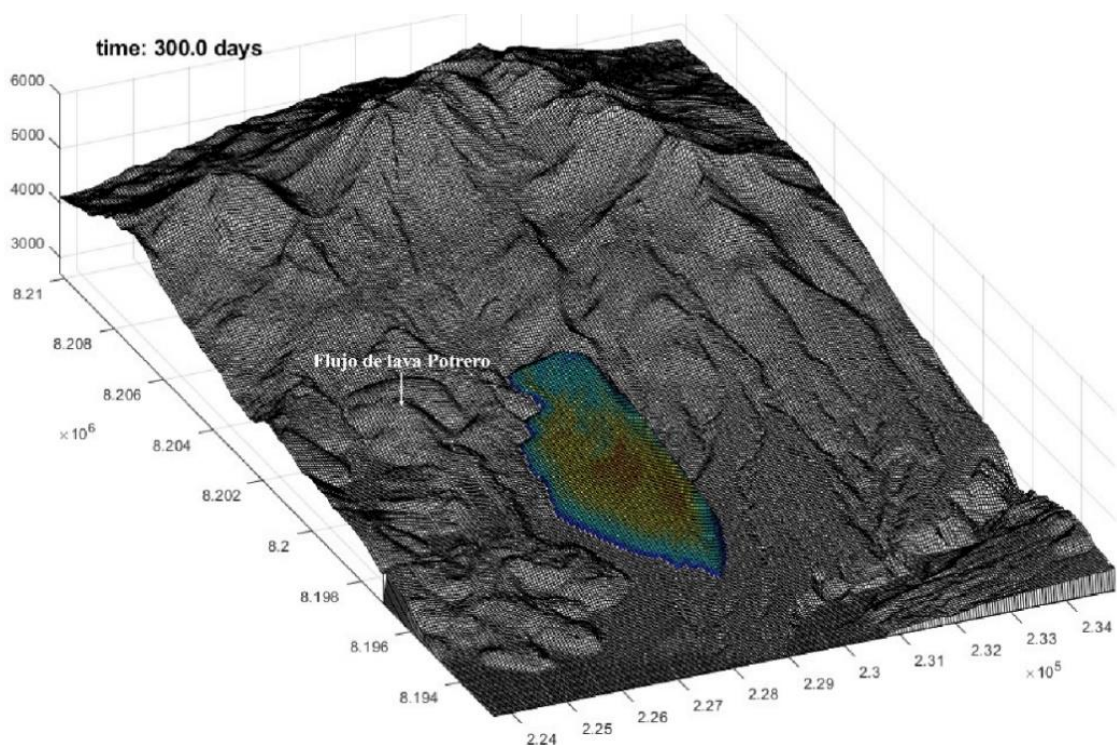
180 días, tiempo de emplazamiento del flujo = 300 días, una tasa de efusión de $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, volumen = 1.6 km^3 , viscosidad aparente = $1 \times 10^{10} \text{ Pa s}$ y el límite elástico = $4 \times 10^5 \text{ Pa}$.

La fuente de generación del flujo de lava se localizó al costado del flujo de lava Potrero (229088.1 E, 8201792.5 N), tomando en cuenta que la topografía es similar a la paleotopografía del flujo de lava Potrero (Fig. 55).

La vista 3D del flujo de lava final modelado se muestra en la Fig. 55. Durante todo su recorrido, el flujo alcanzó un espesor máximo = 199.2 m, un espesor medio = 34.9 m y con una longitud = 8 km. A lo largo de su recorrido no se han podido observar la formación de los “breakouts lobes”.

Figura 55

Modelo isotérmico simulado en el VolcFlow, teniendo como fuente al costado del flujo de lava Potrero.

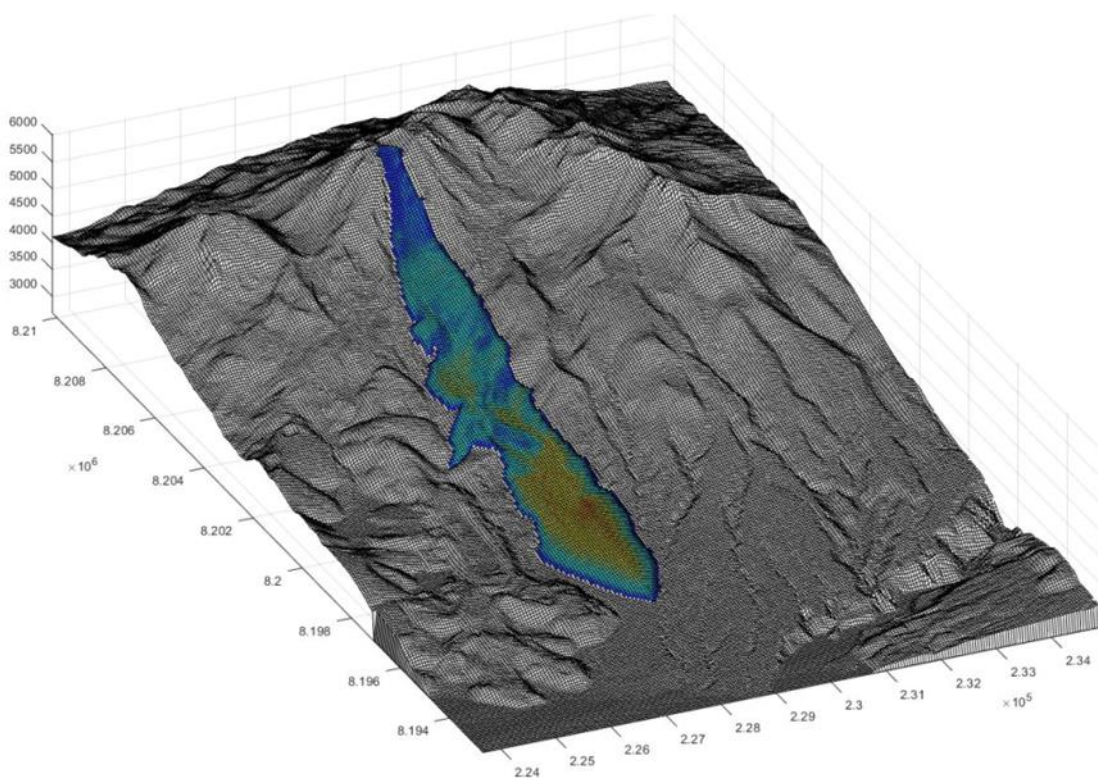


Simulación 2

Para realizar esta simulación se ha tomado en cuenta los mismos parámetros de entrada de la simulación 1, desde en el cráter del edificio volcánico Chachani, considerado uno de los edificios volcánicos más recientes del complejo volcánico Chachani. La fuente de generación del flujo de lava se localizó en el cráter del edificio Chachani (228548.1 E, 8207582.5 N) (Fig. 56).

Figura 56

Modelo isotérmico simulado en el VolcFlow, teniendo como fuente de generación el edificio volcánico Chachani.



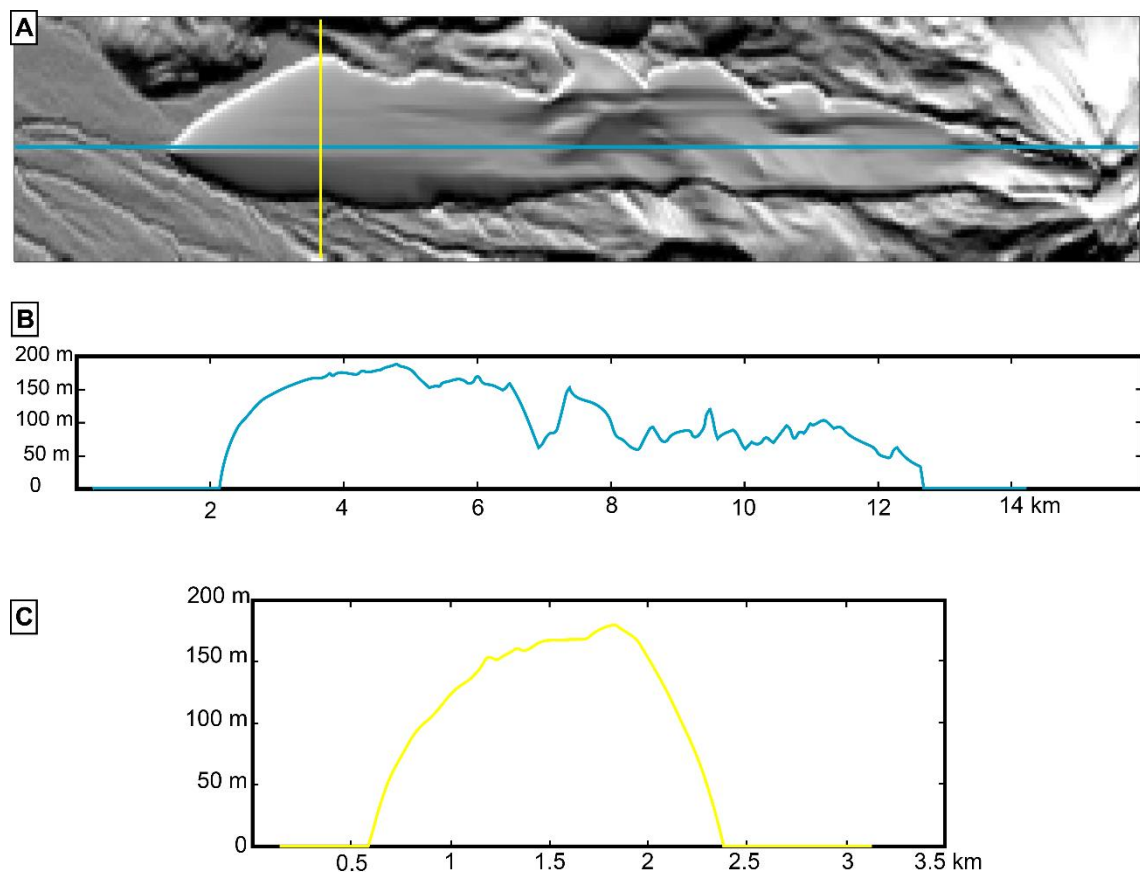
La vista 3D del modelamiento del flujo de lava final se muestra en la Fig. 56. Para este caso es posible ver el efecto de la topografía en el flujo resultante. Para la primera parte de su trayectoria, se puede observar que la topografía presenta una pendiente más elevada (15° - 30°). A medida que el flujo avanza permite la acumulación del flujo en la

zona con baja pendiente ($\sim 6^\circ$). Durante todo su recorrido, el flujo alcanzó un espesor máximo = 2001.8 m, un espesor medio = 34.3 m y con una longitud = 10 km (perfil 58 B). A lo largo de su recorrido también se puede observar la formación de los “breakouts lobes”.

En los perfiles laterales y longitudinales (Fig. 57 A) podemos observar que la simulación muestra una importante acumulación de material en algunas partes con poca pendiente, con un espesor de ~ 180 m y un ancho de ~ 2 km (perfil 57 C).

Figura 57

Perfil la de la simulación 2.



Nota: **A)** Hillshade – DEM SPOT de 10 m, con trazos longitudinales y transversales del flujo simulado en VolcFlow. **B)** sección longitudinal del flujo. **C)** sección transversal del flujo

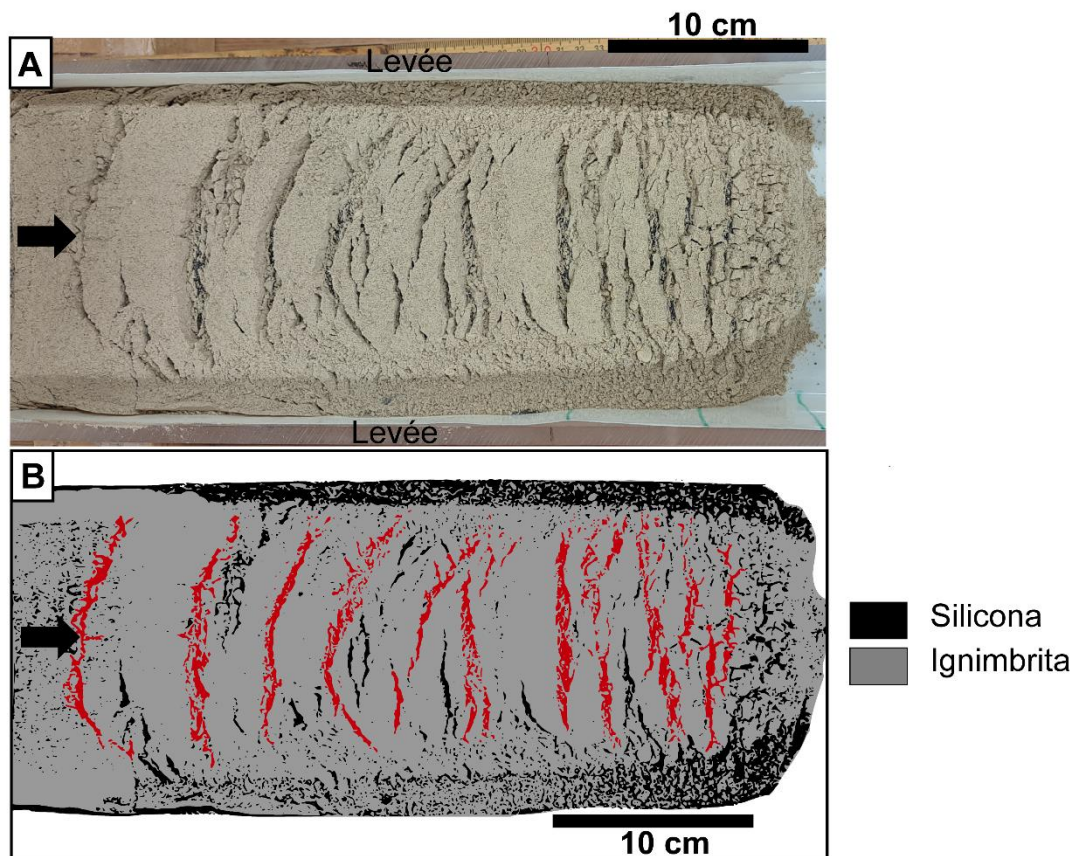
5.4. Modelos analógicos

5.4.1. Experimento 1

En este modelo (Fig. 58 A), cuando el aporte de material es inicial, la velocidad del flujo está controlada por la gravedad y la pendiente, y no por el aporte de material constante. En estos casos se ha apreciado que se forman las estructuras de extensión (Fig. 58 B, color rojo) y zonas de cizalla en los laterales.

Figura 58

Experimento 1 de modelos analógicos.



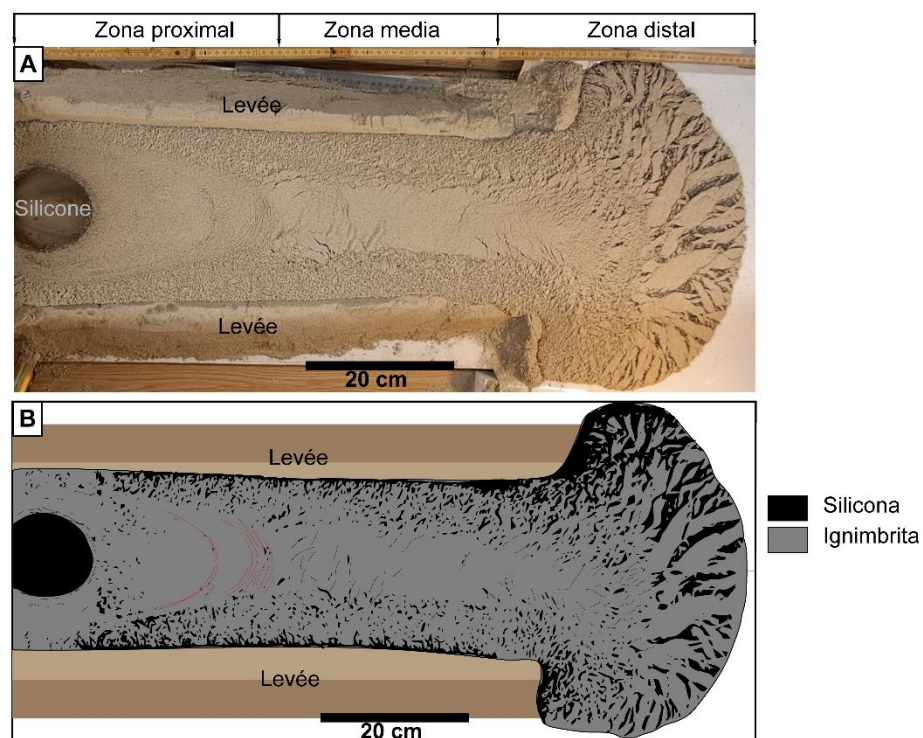
Nota: **A)** fotografía de un modelo analógico donde se aprecia las estructuras de extensión. **B)** dibujo del modelo analógico donde el color rojo son las estructuras de extensión.

5.4.2. Experimento 2

En este modelo (Fig. 59 A), se utilizó un aporte constante de material de silicona. Se observa la formación de crestas de compresión (Fig. 59 B, líneas de color rojo). Con el transcurso del tiempo y a medida que el flujo avanza, las estructuras pueden variar. En la zona proximal se forman las estructuras de compresión (Fig. 60), la zona media de transición (Fig. 60 y 61) y en la zona distal se forman las estructuras de extensión, así como las fracturas (Fig. 61). En las zonas laterales se aprecian zonas de cizalla.

Figura 59

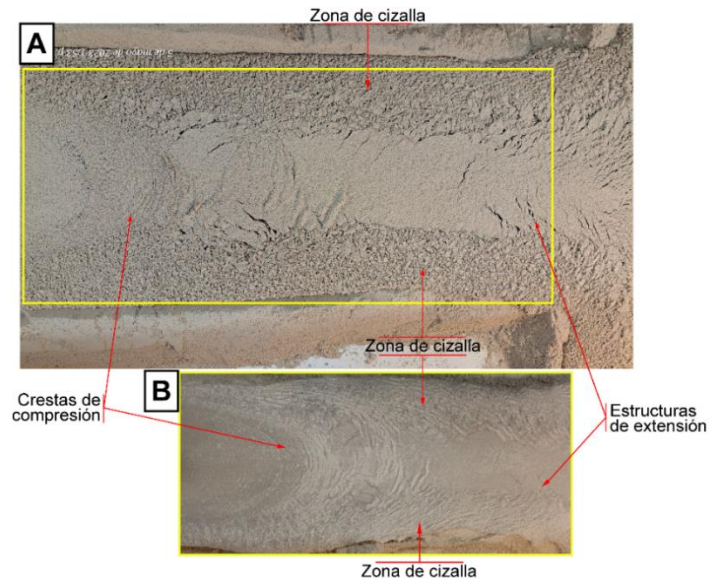
Experimento 2 de modelos analógicos



Nota: **A)** fotografía de un modelo analógico donde se aprecia la morfología del flujo delimitado por levees, **B)** Dibujo del modelo analógico.

Figura 60

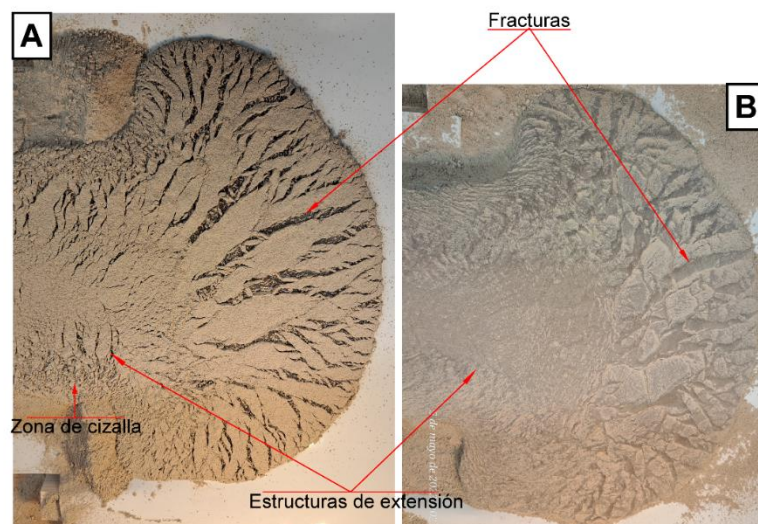
Zona proximal del experimento 2.



Nota: **A)** zona proximal y zona media del modelo analógico experimental cubierto con la ignimbrita. **B)** silicona con la ignimbrita retirada.

Figura 61

Zona distal del experimento 2.



Nota: **A)** zona distal del modelo analógico experimental cubierto con la ignimbrita. **B)** silicona con la ignimbrita retirada.



5.5. DISCUSIÓN

5.6. Morfometría y reología de los flujos de lava

5.6.1. Dificultad de obtener los parámetros morfométricos de algunos flujos de lava

Los cálculos del tiempo de emplazamiento y de los parámetros reológicos depende de los datos morfométricos (el ancho, espesor, longitud, volumen y la pendiente del flujo) cuando el flujo de lava se detuvo. Por lo cual es importante conocer las dimensiones y la morfología del flujo de lava, sin modificación después del emplazamiento. Por ejemplo, Kolzenburg et al. (2018) presentaron un estudio que habla del efecto de la inflación (variación del espesor) de los flujos de lava de la erupción del volcán Holuhraun 2014 - 2015, en el cual, obtienen parámetros reológicos sobreestimados de 2,4 a 17 veces de la viscosidad aparente y una sobreestimación de 0,7 a 2,4 veces del límite elástico para los métodos comúnmente utilizados para calcular los parámetros reológicos de los flujos de lava. De manera similar, si un flujo ha sido afectado por los procesos de erosión, entonces los datos morfométricos (como el espesor del flujo) pueden ser menor de lo inicial y entonces dará como resultado estimaciones subestimados de los parámetros reológicos, dependiendo del grado de conservación de los flujos de lava.

En el complejo volcánico Chachani, los flujos de lava de los edificios volcánicos del Nocarane, El Ángel y Chachani han sido afectados por los procesos de erosión y no se llega apreciar las dimensiones del flujo de lava inicial, lo cual dificulta obtener los datos morfométricos, generando un error en los cálculos del



tiempo de emplazamiento y en el cálculo de los parámetros reológicos. Y es por ello que no se toma en cuenta en el análisis de flujos de lava.

En los flujos de lava Uyupampa/3 y en flujo de lava Potreros se observan “breakouts lobes”, si se les toma en cuenta o no, genera una variación en las dimensiones del flujo de lava (ancho, espesor, volumen y área), lo cual modifica los datos morfométricos obtenidos y en el cálculo de los parámetros reológicos. Al tomar las medidas del flujo de lava Potrero solo se ha tomado en cuenta el canal principal y no los “breakouts lobes”; si se los considera varían los datos morfométricos (espesor y ancho) y varían los parámetros de emplazamiento (el tiempo de emplazamiento, la tasa de efusión, velocidad), mientras que el exponente de la viscosidad y del límite elástico se mantienen. Mientras que, en el flujo de lava Uyupampa/3 si se ha considerado los “breakouts lobes” y si no se los considera varían los datos morfométricos (espesor, ancho, volumen y área) y varían los parámetros reológicos (el tiempo de emplazamiento, la tasa de efusión, velocidad, viscosidad y límite elástico). La consideración o la discriminación de los “breakouts lobes” se ha dado en función a la morfología de los flujos de lava. En el caso de flujos de lava Potrero son bien definidos los “breakouts lobes” y presenta un canal en donde se puede trazar los perfiles; mientras que en flujo de lava Uyupampa/3 los “breakouts lobes” no son bien definidos, no se puede observar un canal bien definido y en donde no se puede trazar los perfiles.

5.6.2. Limitaciones de los métodos de Kilburn & Lopes (1991) y el número de Grätz de Pinkerton & Wilson (1994)

El número de Grätz calculado por Pinkerton & Wilson (1994), es un número adimensional que se ha determinado empíricamente a partir de flujos de



lava no limitados por el volumen, y que indican que los flujos de lava se detienen cuando el número de Grätz alcanza valores aproximados de 300. El número de Grätz ha sido calculado para flujos de lava tipo basálticos y al utilizarlo para flujos de lava andesíticos a dacíticos nos damos cuenta que, la tasa de efusión total es alta respecto a la tasa de efusión mediante la ecuación de Kilburn & Lopes (1991) (Ver Tabla 18 y 19). Mientras que la metodología de Kilburn & Lopes (1991) relaciona la duración del emplazamiento con las dimensiones finales del flujo, independientemente de la tasa de efusión, viscosidad, densidad y la gravedad.

Aplicando el número de Grätz para flujos de lava de composición andesita y dacita nos damos cuenta que el tiempo de emplazamiento, la tasa de efusión y la velocidad varían del método de Kilburn & Lopes. Sin embargo, la viscosidad y el límite elástico están en el mismo exponente (ver Tabla 17 – 18). Para este trabajo de investigación validamos el método de Kilburn & Lopes (1991), porque utiliza las dimensiones morfométricas del flujo de lava (ancho, espesor y la longitud).

5.6.3. Dinámica del emplazamiento de los flujos de lava

Viscosidad

La estimación de la viscosidad para los seis flujos de lava que conforman el complejo volcánico Chachani oscila entre 10^7 a 10^9 Pa s. La viscosidad de estos flujos de lava depende de las medidas morfométricas (espesor, ángulo de la pendiente y el ancho) del flujo de lava. En análisis de los flujos de lava del complejo volcánico Chachani, podemos observar una correlación estadística alta entre la viscosidad y el espesor (Fig. 65 A). Sin embargo, no hay correlación



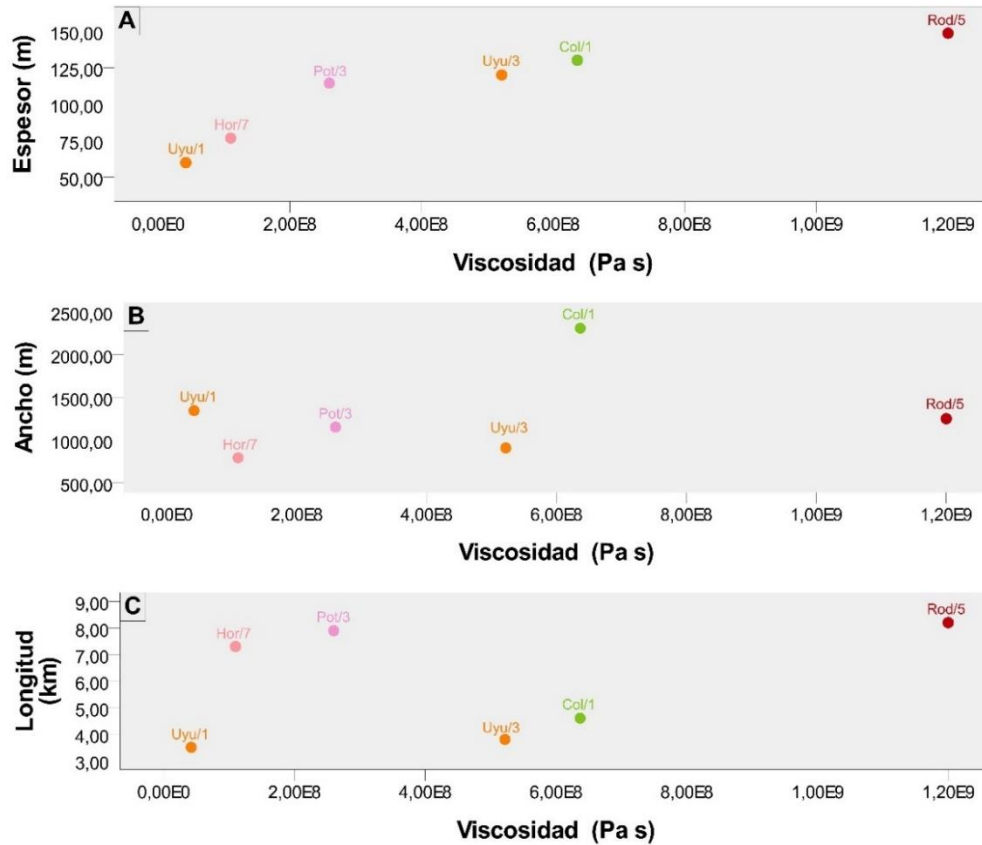
estadística entre la viscosidad y el ancho del flujo de lava (Fig. 63 B) y tampoco entre la viscosidad con longitud del flujo de lava (Fig. 63 C).

Las viscosidades aparentes del flujo de lava Uyupampa/3, El Rodado, La Horqueta, Potrero y El Colorado tienen viscosidades con exponentes de 10^8 a 10^9 Pa s y de 59.97 a 65.94 wt. % SiO_2 , los cuales están dentro del rango de otros flujos de lava tipo en bloques como por ejemplo para los flujos de lava andesita a dacita en México, Guatemala o en Francia. Por ejemplo, el volcán Rancho Seco, México (58.5 a 60.6 wt. % SiO_2) tiene flujos de lava con viscosidades de 10^8 a 10^9 Pa s (Ramírez-Uribe et al., 2021); el flujo de lava Santiaguito, Guatemala (62.5 wt. % SiO_2) tiene una viscosidad de $10^9 - 10^{10}$ Pa s (Harris et al., 2004) y del estratovolcán Sancy, Francia (~63 wt% SiO_2) tiene flujos de lava con viscosidades de $10^8 - 10^{10}$ Pa s (Prival et al., 2022). Esos valores son también similares al flujo de lava F7 de El Metate, México que tiene una viscosidad de 6×10^9 Pa s (Chevrel et al., 2016).

Mientras que para el flujo de lava Uyupampa/1, la viscosidad es de 10^7 Pa s y con un 59.43 wt. % SiO_2 , el cual está en el rango calculado para el flujo de lava Unit F4 del Nealtican de 10^7 Pa s (Ramírez-Uribe et al., 2022).

Figura 62

Correlación estadística entre la viscosidad y los principales datos morfológicos.



Nota: Realizado en INM SPSS

Límite elástico y la velocidad

El límite elástico de los flujos de lava Uyupampa 1/3, El Rodado, La Horqueta, Potreros y El Colorado varían de 1.1×10^5 a 6.4×10^5 Pa, los cuales están en el rango de otros flujos de lava de composición andesita a dacita. Por ejemplo, el flujo de lava del volcán El Metate, México con límite elástico de 1.1×10^5 Pa (Chevrel et al., 2016); del estratovolcán Sancy, Francia con un límite elástico de 3.2×10^5 Pa (Prival et al., 2022) y del flujo de lava de Santiaguito,

Guatemala con un límite elástico de 1.3×10^5 a 6.7×10^5 Pa (Castruccio et al., 2013).

Las velocidades del emplazamiento de los flujos de lava Uyupampa 1/3, El Rodado, La Horqueta, Potreros y El Colorado varían de 0.7 a 9 m día^{-1} ; los cuales están dentro del flujo de lava Santiaguito, Guatemala con una velocidad de emplazamiento de 2 a 13 m día^{-1} (Harris et al., 2004); del flujo de lava del estratovolcán de Sancy, Francia con una velocidad de emplazamiento de 1 a 4 m día^{-1} (Prival et al., 2022) y para el flujo de lava Unit F4 del Nealtican, México con una velocidad de emplazamiento de 1 a 7 m día^{-1} (Ramírez-Urbe et al., 2022).

5.6.4. Secuencia de emplazamiento de los flujos de lava

Los diferentes flujos de lava que conforman el complejo volcánico Chachani, se han formado por varias fases de emplazamiento de lava. Aquí proponemos tres modelos de fases (dos flujos de lava y un domo-colada), para el flujo de lava Potrero que ha formado cinco “breakouts lobes”: para el domo-colada El Colorado que ha podido tener un obstáculo paleotopográfico (flujo de lava y la secuencia explosiva) durante su recorrido; y para el flujo de lava Uyupampa/3 que ha formado ocho “breakouts lobes”. Los modelos se realizaron mediante las observaciones realizadas en el DEM SPOT de 10 m de resolución, Basemap y el Google Earth.

Flujo de lava Potrero

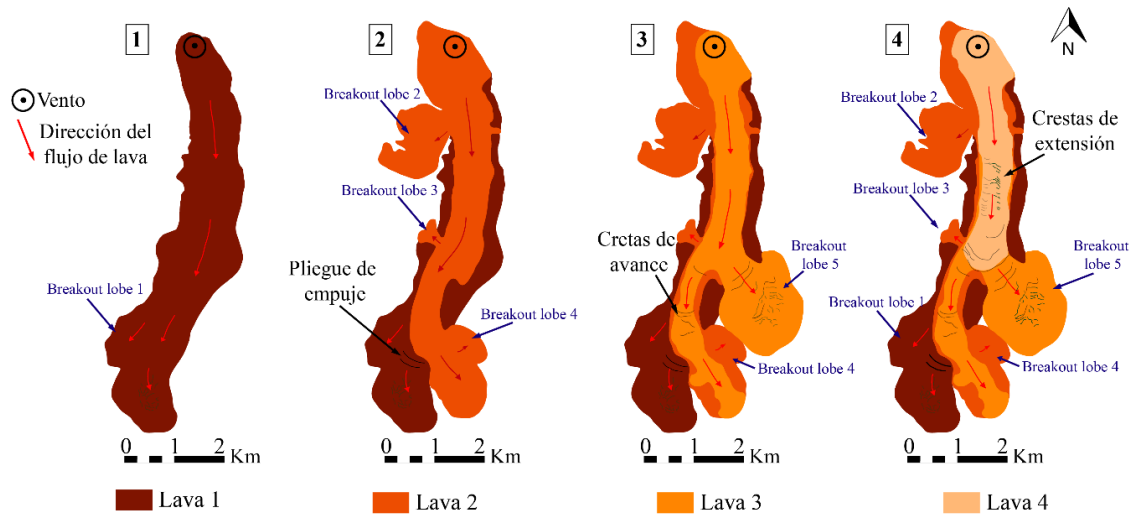
El flujo de lava Potrero (Pot/3) ha podido tener un emplazamiento de cuatro fases de lava (Fig. 64):



1. La primera fase (lava 1) se ha formado sobre una paleosuperficie y representa un flujo simple a lo largo de un solo eje, que alcanzó una distancia máxima de ~7.9 km. Durante el emplazamiento de ese flujo principal se ha formado un “breakout lobe 1” al oeste en la zona distal del flujo.
2. La segunda fase (lava 2) se concentra en el canal de flujo de lava 1 con tres desbordamientos (“breakouts lobes 2,3,4”). Durante el emplazamiento este flujo de lava cubre parte de la lava 1 en la zona del viento, formando el “breakout lobe 2” al oeste de la zona proximal al viento. El flujo de lava continua con su recorrido y forma un pequeño “breakout lobe 3” al oeste de la zona media, cubriendo parte del flanco oeste de la lava 1. El flujo de lava a los ~5.4 km de distancia toma una dirección hacia el suroeste formando los “pliegues de empuje” en dirección de la Lava 1 y formando el “breakout lobe 4” hacia el este de la zona distal del flujo de lava.
3. La tercera fase (lava 3) se concentran sobre el canal del flujo de lava 2 y que ha cubierto parte del canal de lava 2 durante su emplazamiento y ha formado un “breakout lobe 5” hacia el este de la zona media del flujo de lava, que ha cubierto parte del canal de lava 2 y el flanco de lava 1.
4. y, por último, una cuarta fase (lava 4) se concentra sobre el canal del flujo de lava 3, esta última fase ha tenido un avance hasta los 4 km de longitud, este último pulso ha formado crestas de compresión (ogive) y estructuras de extensión a lo largo del canal.

Figura 63

Probables fases de emplazamiento del flujo de lava Potrero (Pot/3).



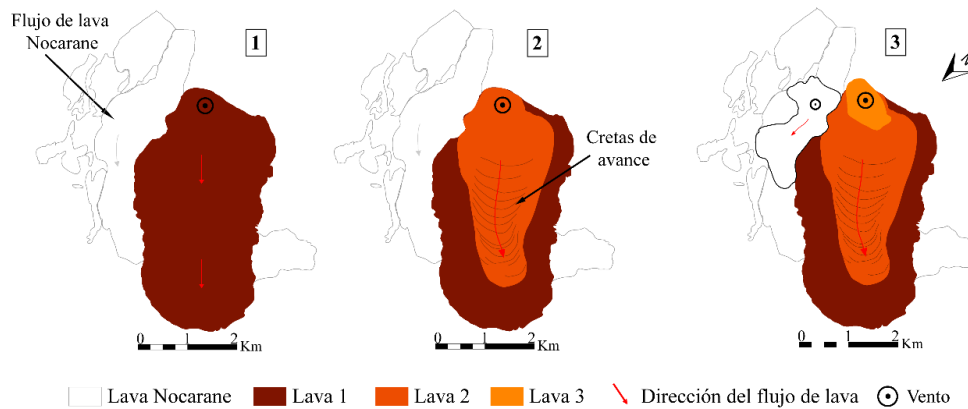
Flujo de lava Colorado

El emplazamiento de domo-colada Colorado (Col/1), se puede dividir en tres fases (Fig. 65):

1. La primera fase (lava 1) se ha formado sobre un paleosuperficie de flujos de lava del Nocarane y de depósitos de flujos de escoria, caída de pómez, y flujos piroclásticos de pómez y ceniza, de la actividad explosiva del Nocarane. Durante su recorrido el flujo Colorado ha podido tener una obstrucción del flujo de lava Nocarane, el cual ha podido afectar en la velocidad de emplazamiento y en su longitud final.
2. La segunda fase (lava 2) se ha emplazado sobre el flujo lava 1. La segunda fase desde los ~2 km tiene una dirección de flujo de lava hacia el noroeste y durante su recorrido ha formado las crestas de compresión (ogive).
3. La tercera fase (lava 3) es la última fase del flujo Colorado que se ha formado en la zona del viento.

Figura 64

Probable fase de emplazamiento del domo-colada El Colorado (Col/1).



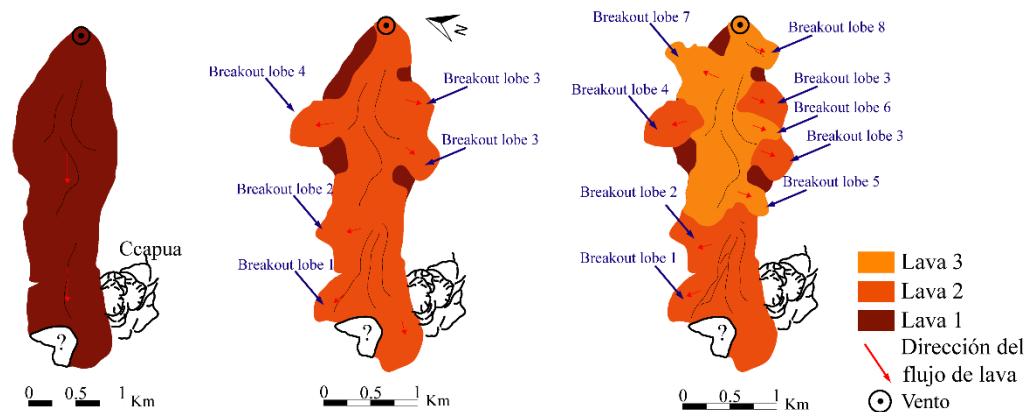
Flujo de lava Uyupampa/3

El emplazamiento del flujo de lava Uyupampa/3, se puede dividir en tres fases (Fig. 66):

1. La primera fase (lava 1) se ha formado sobre un paleosuperficie de flujos de lava El Rodado (Rod/1) en la zona proximal y la zona distal sobre el flujo de lava, flujo de escoria y caída de escoria y pómez asociado al volcán monogenético de Ccapua.
2. La segunda fase (lava 2) se ha emplazado sobre el flujo lava 1. Esta segunda fase ha formado cuatro “breakout lobe”.
3. La tercera fase (lava 3) es la última fase del flujo de lava Uyupampa/3, el cual alcanzó hasta ~1.9 km de distancia, formando otros cuatro “breakout lobe”.

Figura 65

Probable fase de emplazamiento del flujo de lava Uyupampa/3 (Uyu/3).



5.7. Modelos analógicos

Los resultados del experimento tienen una similitud a los resultados obtenidos por Applegarth et al. (2010) en su experimento de corteza intermedia, las fracturas del frente de flujo de tracción se desarrollaron más rápidamente, su espaciado, anchura y curvatura aumentaron en general, en comparación al primer experimento de corteza delegada. Las crestas compresionales, que no se desarrollaron en todos los experimentos, tenían longitudes de onda más largas y eran más irregulares. Así también en su experimento de corteza intermedia describen la generación de las fracturas cruzadas, que se desarrollaron bajo compresión y estaban más espaciadas. En nuestros modelos se observan fracturas en los frentes del flujo y crestas de compresión, sin embargo, no se evidencian fracturas cruzadas.

5.7.1. Secuencia de desarrollo de las estructuras de los flujos de lava

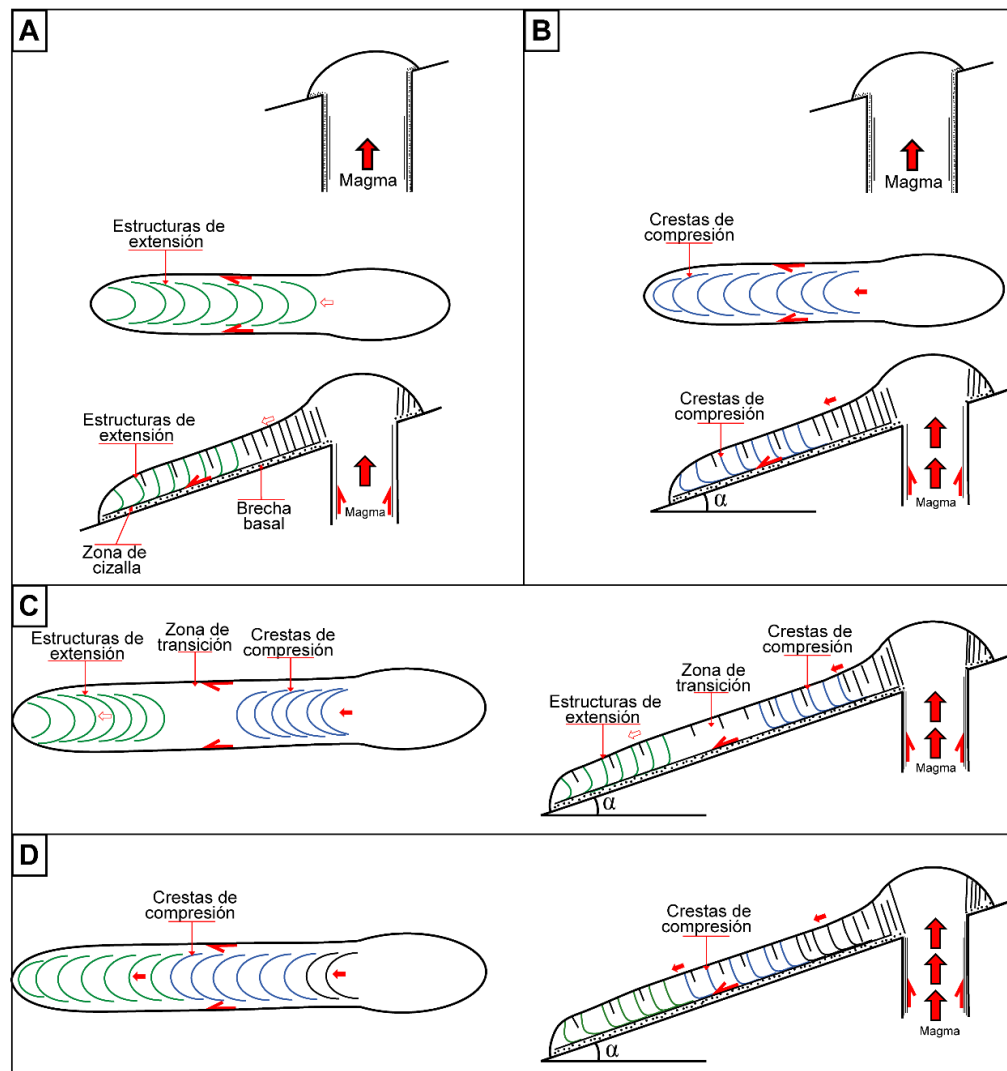
Basándonos en nuestros experimentos, proponemos una secuencia de emplazamiento del desarrollo de las estructuras de extensión, crestas de compresión y de las zonas de cizalla:



1. Las estructuras de extensión se desarrollan principalmente por efecto de la gravedad y está controlado por la pendiente (Fig. 67 A) y no por el aporte de material constante.
2. Las crestas de compresión se forman por un aporte constante del material sobre una pendiente (Fig. 67 B).
3. Con el paso del tiempo, si la tasa de efusión continua, se ha observado que en la zona proximal se forman las crestas de compresión, una zona media de transición y una zona distal donde se forman las estructuras de extensión y fracturas (Fig. 67 C).
4. Y si se aumenta el volumen del flujo, en la zona proximal se crean nuevas crestas de compresión, y las antiguas crestas de compresión tienden a ser transportados y en la zona distal las estructuras de extensión tienden a convertirse en crestas de compresión por el efecto de empuje (Fig. 67 D).

Figura 66

Secuencia de desarrollo de las estructuras volcánicas de los flujos de lava.



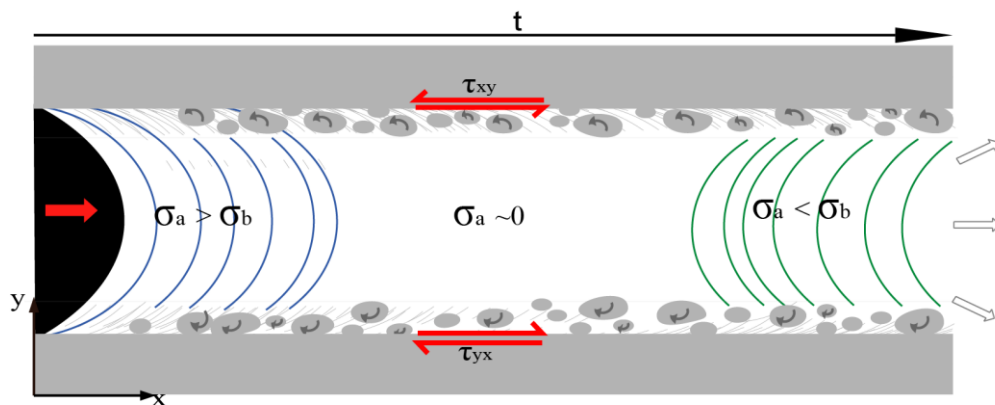
Nota: **A)** secuencia donde se forman las estructuras de extensión. **B)** secuencia donde se forman las crestas de compresión. **C)** esquema donde muestra que, con el paso del tiempo del emplazamiento del flujo, se forman las crestas de compresión en la zona proximal y en la zona distal se forman las estructuras de extensión. **D)** cuando hay un mayor aporte de volumen, tenemos más presencia de crestas de compresión.

5.7.2. Dirección del esfuerzo

A partir del experimento 2, se ha realizado un esquema para referirse a la dirección del esfuerzo (Fig. 78) (p.ej. Applegarth et al., 2010) . El esfuerzo en la superficie del flujo se puede describirse utilizando un sistema de coordenadas en el que “x” es la dirección del flujo descendente con respecto al tiempo e “y” es la dirección del flujo transversal. En la zona proximal se puede observar que el esfuerzo normal positivo es mayor que el esfuerzo normal negativo ($\sigma_a > \sigma_b$) y forman las crestas de compresión (ogive), en la zona media el esfuerzo normal se mantiene neutro ($\sigma_a \sim 0$) y en la zona distal el esfuerzo normal positivo es menor que el esfuerzo normal negativo ($\sigma_a < \sigma_b$), formando las estructuras de extensión. Y la zona de cizalla que se observa en los dos laterales, con bloques que son transportados en la superficie (p.ej. Rowland & Walker, 1987).

Figura 67

Esquema de referencia utilizado para referirse a la dirección del esfuerzo.



5.7.3. Similitud con algunos flujos de lava del Chachani

A partir de los modelos analógicos realizados, se ha podido identificar algunas similitudes con los flujos de lava del complejo volcánico Chachani (Fig. 69).

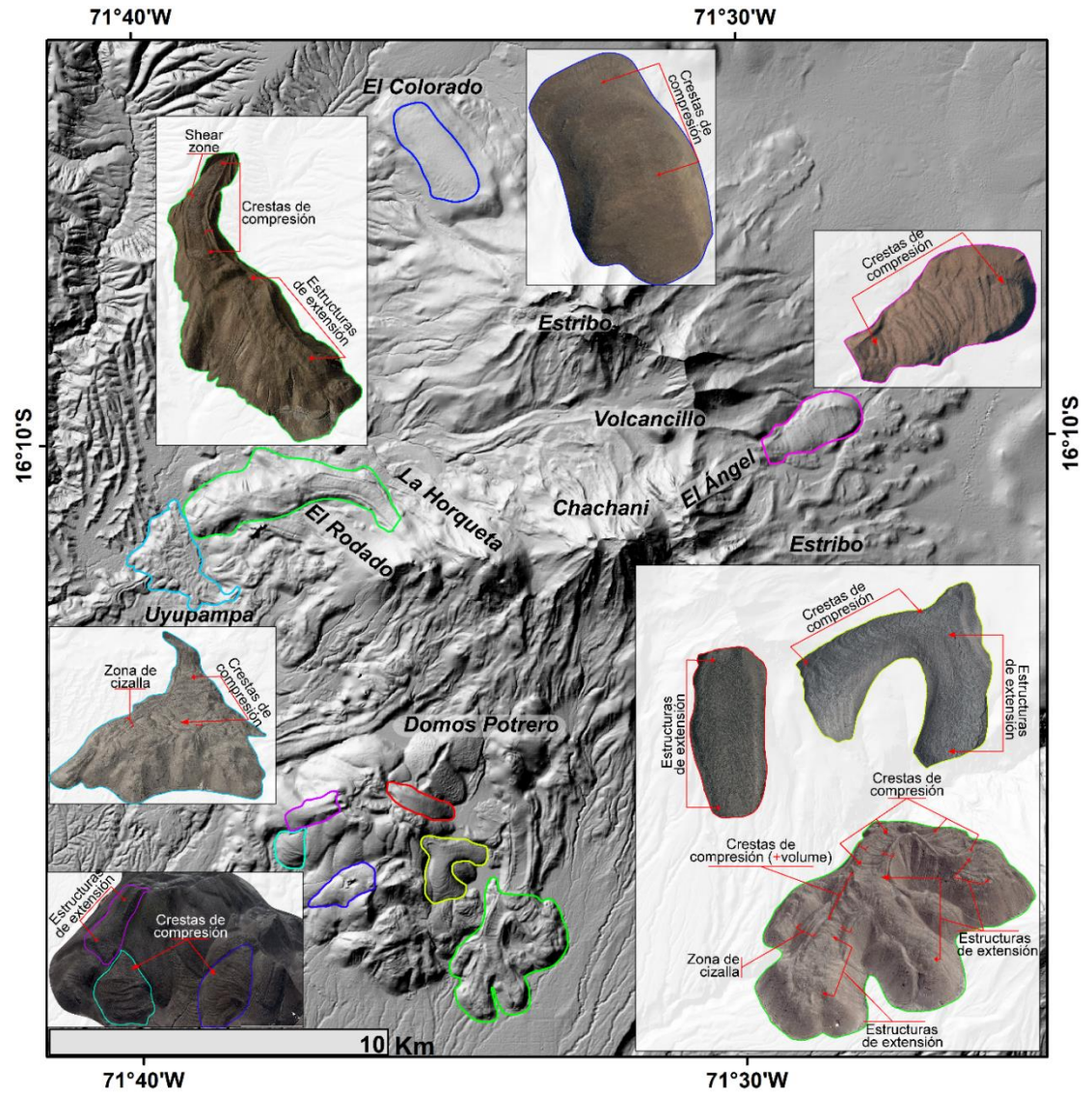


Los ogives (crestas de compresión), las estructuras de extensión, así como las zonas de cizalla que se han observado en los modelos analógicos se asemejan con las estructuras observadas en algunos flujos de lava del complejo volcánico Chachani, sin embargo, algunos flujos de lava han sido modificados superficialmente por los procesos de erosión.

En algunos flujos de lava del complejo volcánico Chachani se puede apreciar flujos de lava bien conservados que presentan los ogives preservadas, que significan que han tenido una tasa de efusión continua durante un tiempo, como los flujos de lava Uyupampa, Domos Potreros y El Rodado. En algunos flujos de lava los ogives están parcialmente erosionados o que están en proceso de erosión como en los flujos de lava El Ángel, Domo Colorado, La Horqueta. Sin embargo, en los flujos de lava más antiguos en Chingana, Nocarane y Estribo las ogives han sido erosionados o parcialmente enterradas. (por ejemplo, Cionf & Funedda, 2005). Los flujos de lava del edificio volcánico Chachani considerado el más joven, también ha sufrido los procesos de erosión. Las estructuras de extensión que se forman a partir de tasa de efusión corta, que se desplazan por medio de la gravedad a una cierta pendiente, se pueden observar principalmente en los domos Potrero.

Figura 68

Recopilación de las estructuras volcánicas en los flujos de lava del complejo volcánica Chachani.



Nota: Hillshade – DEM SPOT de 10 m, e imágenes que han sido obtenidas del Google Earth. Recopilación de las crestas de compresión, estructuras de extensión y zonas de cizallas en los flujos de lava del complejo volcánica Chachani.



CONCLUSIONES

- En la determinación morfométrica, los flujos alcanzan una longitud de hasta ~8 km, un espesor ~149 m y un ancho de ~2309 m. Para la interpretación de los resultados de los parámetros de emplazamiento y la reología, se consideraron los flujos de lava Rod/5, Hor/7, Pot/3, Uyu 1/3 y Col/1, por su mejor conservación en la superficie.
 - o En el primer método siguiendo la ecuación de Kilburn & Lopes (1991), los flujos de lava se emplazaron en un periodo de ~2 hasta ~18 años, con viscosidades de 10^7 a 10^9 Pa s y con velocidades bajas que van de ~0.7 a ~9 m día⁻¹. Por lo tanto, en una probable erupción futura de flujos de lava en el complejo volcánico Chachani, pueden tomar años en emplazarse y alcanzar su longitud final. Sin embargo, no se puede descartar que un flujo de lava pueda emplazarse en un menor tiempo.
 - o Segundo método siguiendo la ecuación de Pinkerton & Wilson (1994), los flujos de lava se han emplazado con una viscosidad de 10^7 a 10^8 Pa s en un periodo de tiempo de ~0.8 a ~4.4 años y con velocidades de 3 a 12.0 m día⁻¹. Mediante este método flujos de lava se emplazaron en un corto tiempo. Sin embargo, este método se ha utilizado para flujos de lava de composición basáltica.
- El análisis de cristalinidad los flujos de lava son de composición andesita a dacita, este tipo de flujos de lava experimentan un emplazamiento lento.
- El modelamiento de flujos de lava para el edificio volcánico más reciente Chachani, nos indica que los flujos de lava pueden alcanzar hasta ~10 km de distancia desde el centro de emisión. Los flujos de lava pueden afectar al C.p Granjeros 28 de Julio



Proclamación de la Independencia (Cerro Colorado) y a la zona de Asoc. villa real de Chumbivilcas (Cayma). Los modelos analógicos muestran el desarrollo de las estructuras volcánicas. En donde las estructuras de extensión se desarrollan principalmente por efecto de la gravedad y está controlado por la pendiente. Las crestas de compresión se forman por un aporte constante del material sobre una pendiente. Las zonas de cizalla se forman en los laterales.



RECOMENDACIONES

- Para el análisis morfométrico es importante tener un DEM de alta calidad (p.ej. 4 m de resolución), esto nos permitirá apreciar mejor las estructuras morfológicas, así como también realizar las medidas morfométricas con más precisión.
- Para el análisis de cristalinidad es importante tener las secciones escaneadas con una escaneadora especial para secciones delgadas, o tomar microfotografías más amplias en un microscopio polarizado, que abarque la mayor parte de una sección delgada.



REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilar, R. (2015). Long-lived magmatic systems: the post-caldera Chachani volcanic complex case study (Peru).
- Aguilar, R., Arteaga, D., Manrique, N., van Wyk de Vries, B., Cueva, K., Taipe, E., Guillou, H., & Scao, V. (2022). Quaternary volcanism in the Yura Monogenetic Field near Arequipa city, southern Peru. *Frontiers in Earth Science*, 0, 1–24. <https://doi.org/10.3389/FEART.2022.904914>
- Aguilar, R., Manrique, N., Rivera, M., Delgado, R., & Tito, V. (2022). Geología y evaluación de peligros del complejo volcánico Chachani (Arequipa)*Boletín en proceso de publicación.
- Aguilar, R., Thouret, J.-C., Samaniego, P., Wörner, G., Jicha, B., Paquette, J.-L., Suaña, E., & Finizola, A. (2022). Growth and evolution of long-lived, large volcanic clusters in the Central Andes: The Chachani Volcano Cluster, southern Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 426, 107539. <https://doi.org/10.1016/J.JVOLGEORES.2022.107539>
- Alavi, H. (2020). Evaluación de peligro por ocurrencia de lahares (flujos de lodo) en el complejo volcánico Chachani-Arequipa [Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco]. <http://repositorio.unsaac.edu.pe/handle/20.500.12918/5108>
- Andrews, G. D. M., Kenderes, S. M., Whittington, A. G., Isom, S. L., Brown, S. R., Pettus, H. D., Cole, B. G., & Gokey, K. J. (2021). The fold illusion: The origins and implications of ogives on silicic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 553, 116643. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2020.116643>



- Applegarth, L. J., James, M. R., Van Wyk De Vries, B., & Pinkerton, H. (2010). Influence of surface clinker on the crustal structures and dynamics of 'a'ā lava flows. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B7).
<https://doi.org/10.1029/2009JB006965>
- Balmforth, N. J., Burbidge, A. S., Craster, R. V., Salzig, J., & Shen, A. (2000). Visco-plastic models of isothermal lava domes. *Journal of Fluid Mechanics*, 403, 37–65.
<https://doi.org/10.1017/S0022112099006916>
- Bellido, E., & Narvaez, S. (1960). Geología del cuadrángulo de Atico (Hoja 33-o) - [Boletín A 2]. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico - INGEMMET, 1–66.
<https://repositorio.ingemmet.gob.pe/handle/20.500.12544/32>
- Benavides-Cáceres, V. (1999). Orogenic Evolution of the Peruvian Andes: The Andean Cycle. *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, 7, 61–107.
<https://doi.org/10.5382/SP.07.03>
- Blake, S. (1990). Viscoplastic Models of Lava Domes. *IAVCEI Proceedings in Volcanology*, 2, 88–126. https://doi.org/10.1007/978-3-642-74379-5_5
- Calder, E. S., Lavallée, Y., Kendrick, J. E., & Bernstein, M. (2015). Lava Dome Eruptions. *The Encyclopedia of Volcanoes*, 343–362.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00018-3>
- Carlotto, V., Quispe, J., Lupaca, C., Rodriguez, R., Romero, D., Cerpa, L., Mamani, M., Díaz-Martínez, E., Navarro, P., Jaimes, F., Velarde, T., Lu, S., & Cueva, E. (2009). Dominios geotectónicos y metalogénesis del Perú. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 103, 1–89. <https://app.ingemmet.gob.pe/biblioteca/pdf/SGP-103-1.pdf>



- Castruccio, A., Rust, A. C., & Sparks, R. S. J. (2013). Evolution of crust- and core-dominated lava flows using scaling analysis. *Bulletin of Volcanology* 2013 75:1, 75(1), 1–15. <https://doi.org/10.1007/S00445-012-0681-2>
- Chester, D. K., Duncan, A. M., Guest, J. E., & Kilburn, C. R. J. (1985). The rheological behaviour of basaltic lavas. *Mount Etna*, 187–228. https://doi.org/10.1007/978-94-009-4079-6_5
- Chevrel, M. O., Guilbaud, M. N., & Siebe, C. (2016). The ~AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. *Bulletin of Volcanology* 2016 78:4, 78(4), 1–28. <https://doi.org/10.1007/S00445-016-1020-9>
- Chevrel, M. O., Platz, T., Hauber, E., Baratoux, D., Lavallée, Y., & Dingwell, D. B. (2013). Lava flow rheology: A comparison of morphological and petrological methods. *Earth and Planetary Science Letters*, 384, 109–120. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2013.09.022>
- Cionf, R., & Funedda, A. (2005). Structural geology of crystal-rich, silicic lava flows: A case study from San Pietro Island (Sardinia, Italy). *Special Paper of the Geological Society of America*, 396, 1–14. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2396-5.1>
- Crisp, J., & Baloga, S. (1994). Influence of crystallization and entrainment of cooler material on the emplacement of basaltic aa lava flows. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B6), 11819–11831. <https://doi.org/10.1029/94JB00134>
- Dávila, D. (1988). Geología del cuadrángulo de Cailloma, hoja 31-s - [Boletín A 40]. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico - INGEMMET, 1–93. <https://repositorio.ingemmet.gob.pe/handle/20.500.12544/160>



- De Silva, S. L., Self, S., Francis, P. W., Drake, R. E., & Ramirez R., C. (1994). Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B9), 17805–17825. <https://doi.org/10.1029/94JB00652>
- Filippucci, M., Andrea Tallarico, & Dragoni, M. (2010). A three-dimensional dynamical model for channeled lava flow with nonlinear rheology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B5), 5202. <https://doi.org/10.1029/2009JB006335>
- Fink, J. H., & Fletcher, R. C. (1978). Ropy pahoehoe: Surface folding of a viscous fluid. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4(1–2), 151–170. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(78\)90034-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(78)90034-3)
- García, F., Chorowicz, J., & Legros, F. (1997). La caldera Chachani, gran centro explosivo Plioceno-Holoceno del Sur del Peru? Identification y evolution en imagenes Landsat y radar ERS. IX Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos., Vol. Esp. 1, 449–454. <https://n9.cl/83upq>
- Giordano, D., Russell, J. K., & Dingwell, D. B. (2008). Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1–4), 123–134. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2008.03.038>
- Glaze, L. S., Baloga, S. M., Brent Garry, W., Fagents, S. A., & Parcheta, C. (2009). A hybrid model for leveed lava flows: Implications for eruption styles on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 114(E7), 7001. <https://doi.org/10.1029/2008JE003278>



- Harris, A. J. L., Dehn, J., & Calvari, S. (2007). Lava effusion rate definition and measurement: a review. *Bulletin of Volcanology* 2007 70:1, 70(1), 1–22. <https://doi.org/10.1007/S00445-007-0120-Y>
- Harris, A. J. L., Flynn, L. P., Matias, O., Rose, W. I., & Cornejo, J. (2004). The evolution of an active silicic lava flow field: an ETM+ perspective. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 135(1–2), 147–168. <https://doi.org/10.1016/J.JVOLGEORES.2003.12.011>
- Harris, A. J. L., & Rowland, S. K. (2015). Lava Flows and Rheology. *The Encyclopedia of Volcanoes*, 321–342. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00017-1>
- Harris, A. J. L., Rowland, S. K., Villeneuve, N., & Thordarson, T. (2016). Pāhoehoe, ‘a‘ā, and block lava: an illustrated history of the nomenclature. *Bulletin of Volcanology* 2016 79:1, 79(1), 1–34. <https://doi.org/10.1007/S00445-016-1075-7>
- Hernández-Sampieri, R., & Mendoza, P. (2018). Metodología de la investigación: Las rutas cuantitativa, cualitativa y mixta (S. A. de C. V. McGRAW-HILL INTERAMERICANA, Ed.).
- Herschel, W. H., & Bulkley, R. (1926). Konsistenzmessungen von Gummi-Benzollösungen. *Kolloid-Zeitschrift*, 39(4), 291–300. <https://doi.org/10.1007/BF01432034/METRICS>
- Hulme, G. (1974). The Interpretation of Lava Flow Morphology. *Geophysical Journal International*, 39(2), 361–383. <https://doi.org/10.1111/J.1365-246X.1974.TB05460.X>
- Hulme, G., & Fielder, G. (1977). Effusion rates and rheology of lunar lavas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and*



Physical Sciences, 285(1327), 227–234.

<https://doi.org/10.1098/RSTA.1977.0059>

HSuperior t, H. E., Shepherd, J. B., Haraldur Sigurdsson, R., & Sparks, S. J. (1982). On lava dome growth, with application to the 1979 lava extrusion of the soufrière of St. Vincent. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14(3–4), 199–222.

[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90062-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90062-2)

INGEMMET. (2019). INGEMMET confirma la existencia de 10 volcanes activos en el Perú. In *Reporte periodístico del INGEMMET - Boletín Informativo* (Vol. 4, pp. 1–7). Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico - INGEMMET. https://portal.ingemmet.gob.pe/documents/73138/1025570/BOLETIN_29-11-2019.pdf/e1919e8c-ab5a-42fe-8cec-d57adfc8456f

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico -INGEMMET. (2017). Atlas geoquímico del Perú. In *Repositorio Institucional INGEMMET*. INGEMMET. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/1272>

Jeffreys, H. (1925). The flow of water in an inclined channel of rectangular section. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 49(293), 793–807. <https://doi.org/10.1080/14786442508634662>

Jenks, W. F. (1948). Geología de la hoja de Arequipa al 200,000. *Geology of the Arequipa Quadrangle of the Carta Nacional del Peru [Boletín 9]*. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico – INGEMMET, 1–250. <https://repositorio.ingemmet.gob.pe/handle/20.500.12544/2807>

Kelfoun, K. (2015). VolcFlow. <https://lmv.uca.fr/VolcFlow/>



- Kelfoun, K., & Vallejo Vargas, S. (2016). VolcFlow capabilities and potential development for the simulation of lava flows. *Geological Society Special Publication*, 426(1), 337–343. <https://doi.org/10.1144/SP426.8>
- Kerr, R. C., Griffiths, R. W., & Cashman, K. V. (2006). Formation of channelized lava flows on an unconfined slope. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B10), 10206. <https://doi.org/10.1029/2005JB004225>
- Kilburn, C. (2000). Lava flows and flow fields. *Encyclopedia of Volcanoes*, 291–305.
- Kilburn, C. R. J., & Lopes, R. M. C. (1991). General patterns of flow field growth: Aa and blocky lavas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B12), 19721–19732. <https://doi.org/10.1029/91JB01924>
- Kolzenburg, S., Jaenicke, J., Münzer, U., & Dingwell, D. B. (2018). The effect of inflation on the morphology-derived rheological parameters of lava flows and its implications for interpreting remote sensing data - A case study on the 2014/2015 eruption at Holuhraun, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 357, 200–212. <https://doi.org/10.1016/J.JVOLGEORES.2018.04.024>
- Lescinsky, D. T., & Merle, O. (2005). Extensional and compressional strain in lava flows and the formation of fractures in surface crust. *Special Paper of the Geological Society of America*, 396, 163–179. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2396-5.163>
- Lev, E., Spiegelman, M., Wysocki, R. J., & Karson, J. A. (2012). Investigating lava flow rheology using video analysis and numerical flow models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 247–248, 62–73. <https://doi.org/10.1016/J.JVOLGEORES.2012.08.002>



- Lipman, P. W., & Banks, N. G. (1987). AA flow dynamics, Mauna Loa 1984. *US Geol Surv Pap*, 1350, 1527–1567.
<https://www.researchgate.net/publication/262261672>
- Lister, J. R. (1992). Viscous flows down an inclined plane from point and line sources. *Journal of Fluid Mechanics*, 242, 631–653.
<https://doi.org/10.1017/S0022112092002520>
- Lockwood, J. P., & Lipman, P. W. (1980). Recovery of datable charcoal beneath young lavas: Lessons from Hawaii. *Bulletin Volcanology* 1980 43:3, 43(3), 609–615.
<https://doi.org/10.1007/BF02597697>
- Macdonald, G. A. (1953). Pahoehoe, aa, and block lava. *American Journal of Science*, 251(3), 169–191. <https://doi.org/10.2475/AJS.251.3.169>
- Malin, M. C. (1980). Lengths of Hawaiian lava flows. *GeoScienceWorld*, 8(7), 306–308.
<https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/8/7/306/195653/Lengths-of-Hawaiian-lava-flows>
- Mendivil, S. E. (1965). Geología de los cuadrángulos de Maure y Antajave (Hojas 35-x, 35-y). Comisión Carta Geológica Nacional.
- Mering, C., Huaman-Rodrigo, D., Chorowicz, J., Deffontaines, B., & Guillande, R. (1996). New data on the geodynamics of southern Peru from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images. *Tectonophysics*, 259(1–3), 153–169.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(96\)00034-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(96)00034-0)
- Miyamoto, H., & Sasaki, S. (1997). Simulating lava flows by an improved cellular automata method. *Computers & Geosciences*, 23(3), 283–292.
[https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(96\)00089-1](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(96)00089-1)



- Newell, N. D. (1949). Geology of the Lake Titicaca Region, Peru and Bolivia. *Memoir of the Geological Society of America*, 36(1), 1–104.
<https://doi.org/10.1130/MEM36-P1>
- Nichols, R. L. (1939). Viscosity of Lava. *The Journal of Geology*, 47(3), 290–302.
<https://doi.org/10.1086/624778>
- Palacios, O., Sánchez, A., & Herrera, F. (1995). Geología del Perú [Boletín A-55]. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico - INGEMMET, 1–177.
<https://hdl.handle.net/20.500.12544/176>
- Paquereau-Lebti, P., Thouret, J. C., Wörner, G., & Fornari, M. (2006). Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, Southern Peru: Stratigraphical and petrological correlations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154(3–4), 251–275. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.02.014>
- Pfeiffer, T. (2013, September). Kilauea volcano, Hawai'i photos: pahoehoe lava. *Volcano Discover*.
<https://www.volcanodiscovery.com/es/photos/hawaii/kilauea/pahoehoe2013/image9.html>
- Pinkerton, H., & Sparks, R. S. J. (1976). The 1975 sub-terminal lavas, mount etna: a case history of the formation of a compound lava field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(2), 167–182. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(76\)90005-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(76)90005-6)
- Pinkerton, H., & Wilson, L. (1994). Factors controlling the lengths of channel-fed lava flows. *Bulletin of Volcanology* 1994 56:2, 56(2), 108–120.
<https://doi.org/10.1007/BF00304106>



- Prival, J. (2021). On the emplacement dynamics of highly-viscous, silicic lava flows [Thèse de doctorat]. Université Clermont Auvergne.
- Prival, J.-M., Harris, A. J. L., Zanella, E., Test, C. R., Gurioli, L., Chevrel, O., & Biren, J. (2022). Emplacement dynamics of a crystal-rich, highly viscous trachytic flow of the Sancy stratovolcano, France. *GSA Bulletin*.
<https://doi.org/10.1130/B36415.1>
- Ramírez-Uribe, I., Siebe, C., Chevrel, M. O., Ferres, D., & Salinas, S. (2022a). The late Holocene Nealtican lava-flow field, Popocatepetl volcano, central Mexico: Emplacement dynamics and future hazards. *GSA Bulletin*.
<https://doi.org/10.1130/B36173.1>
- Ramírez-Uribe, I., Siebe, C., Chevrel, M. O., Ferres, D., & Salinas, S. (2022b). The late Holocene Nealtican lava-flow field, Popocatepetl volcano, central Mexico: Emplacement dynamics and future hazards. *GSA Bulletin*, 1–22.
<https://doi.org/10.1130/B36173.1>
- Ramírez-Uribe, I., Siebe, C., Chevrel, M. O., & Fisher, C. T. (2021). Rancho Seco monogenetic volcano (Michoacán, Mexico): Petrogenesis and lava flow emplacement based on LiDAR images. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 411, 107169. <https://doi.org/10.1016/J.JVOLGEORES.2020.107169>
- Reyes-Guzmán, N., Siebe, C., Chevrel, M. O., & Pereira, G. (2021). Late Holocene Malpaís de Zacapu (Michoacán, Mexico) andesitic lava flows: rheology and eruption properties based on LiDAR image. *Bulletin of Volcanology*, 83(4), 1–21. <https://doi.org/10.1007/S00445-021-01449-0>



- Robson, G. R. (1967). Thickness of Etnean Lavas. *Nature* 1967 216:5112, 216(5112), 251–252. <https://doi.org/10.1038/216251a0>
- Rodríguez-González, A., Aulinas, M., Mossoux, S., Pérez Torrado, F. J., Fernández Turiel, J. L., & Moreno Medina, C. J. (2019). Modelización del flujo de lava del volcán Pico de Bandama (Gran Canaria, Islas Canarias). *Geogaceta* [ISSN 0213-683X], v. 65, p. 19-22, 19–22. <https://n9.cl/qhyo1>
- Rowland, S. K., & Walker, G. P. L. (1987). Toothpaste lava: Characteristics and origin of a lava structural type transitional between pahoehoe and aa. *Bulletin of Volcanology*, 49(4), 631–641. <https://doi.org/10.1007/BF01079968>
- Sanz, S. (2020). Evaluación del peligro por flujos piroclásticos de bloques y cenizas en el flanco sur del complejo volcánico Chachani [Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa]. <http://repositorio.unsa.edu.pe/handle/20.500.12773/13343>
- Sawanson, D. A. (1973). Pahoehoe Flows from the 1969–1971 Mauna Ulu Eruption, Kilauea Volcano, Hawaii. *GSA Bulletin*, 615–626. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<615:PFFTMU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<615:PFFTMU>2.0.CO;2)
- Shaw, H. R. (1969). Rheology of Basalt in the Melting Range. *Journal of Petrology*, 10(3), 510–535. <https://doi.org/10.1093/PETROLOGY/10.3.510>
- Smithsonian Institution, & Global Volcanism Program. (n.d.). Worldwide Holocene Volcano and Eruption Information. Retrieved January 3, 2023, from <https://volcano.si.edu/>
- Soule, S. A., Cashman, K. V., & KauahiKaua, J. P. (2003). Examining flow emplacement through the surface morphology of three rapidly emplaced, solidified lava flows,



Kīlauea Volcano, Hawai'i. *Bulletin of Volcanology* 2003 66:1, 66(1), 1–14.

<https://doi.org/10.1007/S00445-003-0291-0>

Sparks, R. S. J. (1997). Causes and consequences of pressurisation in lava dome eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3–4), 177–189.

[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00109-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00109-X)

Spearks, R. S. J., Pinkerton, H., & Hulme, G. (1976). Classification and formation of lava levees on Mount Etna, Sicily. *GeoScienceWorld*, 4(5), 269–271.

[https://doi.org/10.1130/00917613\(1976\)4<269:CAFOLL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/00917613(1976)4<269:CAFOLL>2.0.CO;2)

Stevens, N. F., Wadge, G., & Murray, J. B. (1999). Lava flow volume and morphology from digitised contour maps: a case study at Mount Etna, Sicily. *Geomorphology*,

28(3–4), 251–261. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00115-9](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00115-9)

Thouret, J.-C., Finizola, A., Fornari, M., Legeley-Padovani, A., Suni, J., & Frechen, M. (2001). Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *GSA Bulletin*,

113, 1593–1610. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<1593:GOEMVN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1593:GOEMVN>2.0.CO;2)

Tosdal, R. M., Farrar, E., & Clark, A. H. (1981). K-Ar geochronology of the late cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*,

10(1–3), 157–173. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(81\)90060-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(81)90060-3)

Touret, J.-C., Finizola, A., Fornari, M., Legeley-Padovani, A., Suni, J., & Frechen, M. (2021). Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *GSA Bulletin*,

1593–1610. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<1593:GOEMVN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1593:GOEMVN>2.0.CO;2)



- Vallejo, S. (2017). Numerical models of volcanic flows for an estimation and delimitation of volcanic hazards, the case of Reventador volcano (Ecuador) [Université Clermont Auvergne,]. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01930269>
- Vicente, J.-C., Sequeiros, F. S., Valdivia, M. A., & Zavala, J. (1979). El sobre-escurrimiento de Cincha-Lluta: elemento del accidente mayor andino al NW de Arequipa (Vol. 61). Sociedad Geológica del Perú.
- Vargas, J., Iliana, V., Velásquez, R., Pérez, S., Jairo, W., & Argáez, M. (2008). FÍSICA MECÁNICA CONCEPTOS BÁSICOS Y PROBLEMAS (Fondo Editorial ITM). <http://hdl.handle.net/20.500.12622/2014>
- Walker, G. (1973). Mount Etna and the 1971 eruption - Lengths of lava flows. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 274(1238), 107–118. <https://doi.org/10.1098/RSTA.1973.0030>
- Walker, G. P. L. (1971). Compound and simple lava flows and flood basalts. *Bulletin Volcanologique* 1970 35:3, 35(3), 579–590. <https://doi.org/10.1007/BF02596829>
- Walker, G. P. L., Walker, & L., G. P. (1989). Spongy pahoehoe in Hawaii: A study of vesicle-distribution patterns in basalt and their significance. *BVol*, 51(3), 199–209. <https://doi.org/10.1007/BF01067956>
- Wilmoth, R. A., & Walker, G. P. L. (1993). P-type and S-type pahoehoe: a study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55(1–2), 129–142. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(93\)90094-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90094-8)



Wilson, L., & Head, J. W. (1983). A comparison of volcanic eruption processes on Earth, Moon, Mars, Io and Venus. *Nature* 1983 302:5910, 302(5910), 663–669.
<https://doi.org/10.1038/302663a0>

Zhang, X., Liu, B., Wang, J., Zhang, Z., Shi, K., & Wu, S. (2014). Adobe photoshop quantification (PSQ) rather than point-counting: A rapid and precise method for quantifying rock textural data and porosities. *Computers & Geosciences*, 69, 62–71. <https://doi.org/10.1016/J.CAGEO.2014.04.003>



ANEXOS

Anexo A-1. MAPAS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO CHACHANI

Anexo A-1.1. MAPA UBICACIÓN

Anexo A-1.2. MAPA GEOLÓGICO

Anexo A-1.3. MAPA DE PENDIENTES

Anexo A-1.4. MAPA GEOMORFOLÓGICO

Anexo A-1.5. MAPA DE FLUJOS DE LAVA

Anexo A-2. MORFOMETRÍA DE LOS FLUJOS DE LAVA

Anexo A-2.1. FLUJO DE LAVA NOCARANE

Anexo A-2.2. DOMO-COLADA EL COLORADO

Anexo A-2.3. FLUJO DE LAVA EL ÁNGEL

Anexo A-2.4. FLUJO DE LAVA EL RODADO

Anexo A-2.5. FLUJO DE LAVA LA HORQUETA

Anexo A-2.6. FLUJO DE LAVA POTRERO ZONA PROXIMAL

Anexo A-2.7. FLUJO DE LAVA UYUPAMPA/1

Anexo A-2.8. FLUJO DE LAVA UYUPAMPA/3

Anexo A-2.9. FLUJO DE LAVA CHACHANI

Anexo A-3. ANÁLISIS DE CRISTALINIDAD DE LAS SECCIONES DELGADAS



Anexo A-3.1. FLUJO DE LAVA NOCARANE

Anexo A-3.2. DOMO-COLADA EL COLORADO

Anexo A-3.3. FLUJO DE LAVA EL ÁNGEL ZONA DISTAL

Anexo A-3.4. FLUJO DE LAVA EL RODADO

Anexo A-3.5. FLUJO DE LAVA LA HORQUETA

Anexo A-3.6. FLUJO DE LAVA POTRERO ZONA PROXIMAL

Anexo A-3.7. FLUJO DE LAVA DOMOS POTRERO ZONA DISTAL

Anexo A-3.8. FLUJO DE LAVA UYUPAMPA

Anexo A-3.9. FLUJO DE LAVA CHACHANI



DECLARACIÓN JURADA DE AUTENTICIDAD DE TESIS

Por el presente documento, Yo Eligabeth Pacci Choque
identificado con DNI 75293457 en mi condición de egresado de:

Escuela Profesional, Programa de Segunda Especialidad, Programa de Maestría o Doctorado

Ingeniería Geológica
informo que he elaborado el/la Tesis o Trabajo de Investigación para la obtención de Grado
 Título Profesional denominado:

"Determinación morfométrica y simulación de flujo de lava
del Complejo Volcánico Chachani - Arequipa"
"Es un tema original."

Declaro que el presente trabajo de tesis es elaborado por mi persona y **no existe plagio/copia** de ninguna naturaleza, en especial de otro documento de investigación (tesis, revista, texto, congreso, o similar) presentado por persona natural o jurídica alguna ante instituciones académicas, profesionales, de investigación o similares, en el país o en el extranjero.

Dejo constancia que las citas de otros autores han sido debidamente identificadas en el trabajo de investigación, por lo que no asumiré como tuyas las opiniones vertidas por terceros, ya sea de fuentes encontradas en medios escritos, digitales o Internet.

Asimismo, ratifico que soy plenamente consciente de todo el contenido de la tesis y asumo la responsabilidad de cualquier error u omisión en el documento, así como de las connotaciones éticas y legales involucradas.

En caso de incumplimiento de esta declaración, me someto a las disposiciones legales vigentes y a las sanciones correspondientes de igual forma me someto a las sanciones establecidas en las Directivas y otras normas internas, así como las que me alcancen del Código Civil y Normas Legales conexas por el incumplimiento del presente compromiso

Puno 13 de diciembre del 2023

FIRMA (obligatoria)



Huella



AUTORIZACIÓN PARA EL DEPÓSITO DE TESIS O TRABAJO DE INVESTIGACIÓN EN EL REPOSITORIO INSTITUCIONAL

Por el presente documento, Yo Elizabeth Pacsi Choque
identificado con DNI 75397457 en mi condición de egresado de:

Escuela Profesional, Programa de Segunda Especialidad, Programa de Maestría o Doctorado

Ingeniería Geológica

, informo que he elaborado el/la Tesis o Trabajo de Investigación para la obtención de Grado

Título Profesional denominado:

"Determinación morfológica y simulación de flujos de lava del complejo volcánico Chachani - Arequipa"

" Por medio del presente documento, afirmo y garantizo ser el legítimo, único y exclusivo titular de todos los derechos de propiedad intelectual sobre los documentos arriba mencionados, las obras, los contenidos, **los productos y/o las creaciones en general (en adelante, los "Contenidos") que serán incluidos en el repositorio institucional de la Universidad Nacional del Altiplano de Puno.**

También, doy seguridad de que los contenidos entregados se encuentran libres de toda contraseña, restricción o medida tecnológica de protección, con la finalidad de permitir que se puedan leer, descargar, reproducir, distribuir, imprimir, buscar y enlazar los textos completos, sin limitación alguna.

Autorizo a la Universidad Nacional del Altiplano de Puno a publicar los Contenidos en el Repositorio Institucional y, en consecuencia, en el Repositorio Nacional Digital de Ciencia, Tecnología e Innovación de Acceso Abierto, sobre la base de lo establecido en la Ley N° 30035, sus normas reglamentarias, modificatorias, sustitutorias y conexas, y de acuerdo con las políticas de acceso abierto que la Universidad aplique en relación con sus Repositorios Institucionales. Autorizo expresamente toda consulta y uso de los Contenidos, por parte de cualquier persona, por el tiempo de duración de los derechos patrimoniales de autor y derechos conexos, a título gratuito y a nivel mundial.

En consecuencia, la Universidad tendrá la posibilidad de divulgar y difundir los Contenidos, de manera total o parcial, sin limitación alguna y sin derecho a pago de contraprestación, remuneración ni regalía alguna a favor mío; en los medios, canales y plataformas que la Universidad y/o el Estado de la República del Perú determinen, a nivel mundial, sin restricción geográfica alguna y de manera indefinida, pudiendo crear y/o extraer los metadatos sobre los Contenidos, e incluir los Contenidos en los índices y buscadores que estimen necesarios para promover su difusión.

Autorizo que los Contenidos sean puestos a disposición del público a través de la siguiente licencia:

Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional. Para ver una copia de esta licencia, visita: <https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

En señal de conformidad, suscribo el presente documento.

Puno 13 de diciembre del 2023

FIRMA (obligatoria)



Huella