



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**DINÁMICA ERUPTIVA DE LOS EVENTOS DE FUENTE DE LAVA DEL
PERIODO FEBRERO-SEPTIEMBRE 2021 EN EL VOLCÁN ETNA, ITALIA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JOAQUÍN ESTEBAN FLORES CASTILLO

PROFESOR GUÍA:
FRANCISCO CÁCERES ACEVEDO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ
FRANCISCO DELGADO DE LA PUENTE

SANTIAGO DE CHILE
2023

DINÁMICA ERUPTIVA DE LOS EVENTOS DE FUENTE DE LAVA DEL PERIODO FEBRERO-SEPTIEMBRE 2021 EN EL VOLCÁN ETNA, ITALIA

El volcán Etna corresponde al centro eruptivo más activo e importante de Europa continental, presentando un amplio rango de estilos eruptivos que varían de hawaianos a fuertemente estrombolianos. En ciclos eruptivos previos del volcán se hacen presente frecuentemente a ocasionalmente eventos de fuente de lava de alta explosividad, comúnmente asociados a un aumento gradual de la actividad estromboliana. A fines de diciembre 2020, se reactiva la actividad explosiva en el volcán Etna, ofreciendo nuevas oportunidades para estudiar los repetitivos eventos de *lava fountaining*. A raíz de ello, nace el interés por conocer cuáles son los mecanismos y condiciones que permiten la formación de estas fuentes de lava en los más recientes eventos.

Se abordan las problemáticas en cuatro ejes a partir de información obtenida para seis eventos de *lava fountaining* pertenecientes al más reciente ciclo eruptivo. Primero, se busca determinar la petrografía y geoquímica de los productos emitidos, haciendo uso, respectivamente de microscopía óptica e imágenes SEM, y fluorescencia de rayos X en roca total y microsonda electrónica en fases minerales y vidrio. En una segunda etapa, se busca determinar las condiciones de temperatura y contenido de agua durante el ascenso magmático, a partir de datos geoquímicos en pares clinopiroxeno-vidrio y plagioclasa-vidrio usando el geotermómetro de Putirka et al. (2003) y el higrómetro de Putirka (2005) respectivamente. Tercero, se busca identificar mecanismos de nucleación y crecimiento de burbujas, al igual que procesos de escape de gases a través de la descripción de morfologías de vesículas, y la obtención de porosidades, densidades del número de burbujas y distribuciones por tamaño de burbujas. Estos últimos parámetros son determinados a partir de la metodología *FOAMS* desarrollada por Shea et al. (2010). Por último, se busca determinar el rango de velocidades de ascenso, las tasas eruptivas y la profundidad del nivel de exsolución de volátiles y del nivel de fragmentación utilizando el modelo de ascenso magmático desarrollado por La Spina et al. (2019).

Los eventos del ciclo petrográficamente reúnen características similares y son caracterizados por una textura porfírica de cristalinidades entorno a 20-55 % compuesta mayormente por plagioclasa y cuya fase gas comprende entre 50-70 % de la totalidad de las muestras. La morfología de las vesículas es mayormente de gran tamaño (>1 mm), amorfa y pobremente interconectada, distinguiéndose evidencias de coalescencia. Del mismo modo, la geoquímica es también similar correspondiendo la totalidad de los eventos a traqui-basaltos potásicos alcalinos de tendencia calco-alcalina. La porosidad y la densidad del número de burbujas de los eventos oscilan entre 50-70 % y 10^3 - 1.5×10^6 [mm^{-3}] respectivamente. Tanto en distribuciones volumétricas por tamaño de burbuja como en distribuciones de densidad del número de burbujas acumulada por tamaño de burbujas, se evidencian tendencias características de procesos de coalescencia. Por otro lado, se determina una dinámica de ascenso de altas velocidades (en promedio ~ 20 m/s y máximas de ~ 130 m/s) cuyo nivel de fragmentación estaría ubicado a una profundidad de ~ 1.5 km. Asimismo se determina que la temperatura y el contenido de volátiles son las variables que mayormente influyen sobre los parámetros de ascenso.

A partir de los análisis se concluye que los recientes eventos de fuente de lava poseen un origen común en profundidad y una dinámica de ascenso similar caracterizada por altas velocidades. Esta dinámica de alta velocidad está propiciada por mecanismos inefectivos de escape de gases, producto de un gran número de vesículas de gran tamaño no interconectadas, cuyas morfologías y análisis de texturas apuntan a procesos importantes de coalescencia y a un crecimiento en desequilibrio. Los resultados son consistentes con datos medidos por otros autores para eventos del mismo ciclo eruptivo e incluso reúnen características similares con eventos eruptivos previos del volcán.

Camina hacia el futuro

Agradecimientos

Primero quiero agradecer a mi profesor guía Dr. Francisco Cáceres por su constante apoyo e instrucción en el desarrollo de esta memoria, como también destacar su comprensión y empatía durante el transcurso de este proyecto. Igualmente, quiero agradecer a los miembros de mi comisión Dr. Francisco Delgado y Dr. Angelo Castruccio por sus valiosos consejos y recomendaciones en el mejoramiento de este trabajo, al igual que el interés vertido en este mismo. De forma extraordinaria quiero también agradecer a Dr. La Spina por su buena disposición y asistencia en hacerme comprender el funcionamiento del modelo de su autoría utilizado en esta memoria, realmente muchas gracias. Y bueno finalmente agradecer al programa de mentorías de la Facultad de Geociencias de la Universidad de Munich por permitirme la posibilidad de estudiar el volcán Etna desde Chile y entregar los recursos necesarios para el desarrollo mismo de esta memoria.

Durante estos años he cultivado un grupo humano grandioso que incluye familiares, amigos y conocidos, a todos ustedes quienes creyeron en mi en algún momento y me apoyaron en mis momentos más duros, quiero sinceramente darles las gracias. Partiendo por mi familia agradecer a mi mamá, a mi papá, a mi tía, a mi tío, a mi hermano, a mi abuela y a quienes ya no están por hacerme quien soy y siempre estar ahí. A mis amigos de colegio y universidad que siempre estuvieron y con quienes he compartido las tallas más bizarras y absurdas del mundo, gracias. Agradezco de todo corazón a todos quienes me acompañaron durante estos años, quienes ya estaban como los que se fueron sumando o yendo del camino, realmente muchas gracias.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Antecedentes generales y motivación	1
1.2. Objetivos	1
1.2.1. General	1
1.2.2. Específicos	2
2. Metodología	3
2.1. Adquisición de muestras	3
2.2. Análisis petrológico	4
2.2.1. Microscopía petrográfica	4
2.2.2. Microscopía electrónica de barrido (SEM)	4
2.3. Análisis geoquímico	6
2.3.1. Fluorescencia de rayos X	6
2.3.2. Microsonda electrónica	6
2.3.3. Geotermometría e higrometría	6
2.4. Análisis textural de vesículas	6
2.4.1. Adobe Photoshop	6
2.4.2. <i>FOAMS</i>	8
2.5. Ascenso magmático	8
3. Marco geológico	9
3.1. Contexto geológico	9
3.2. Evolución geológica	10
3.2.1. Supersistema toleítico basal	11
3.2.2. Supersistema Timpe	11
3.2.3. Supersistema Valle del Bove	11
3.2.4. Supersistema Estratovolcán	12
3.3. Unidades lito-estratigráficas	13
3.4. Estructuras	13
3.5. Petrografía y geoquímica	15
3.5.1. Etapas pre-Estratovolcán	15
3.5.2. Etapa Estratovolcán	16
3.6. Registro eruptivo	17
4. Marco teórico	20
4.1. Nucleación y crecimiento de burbujas	20
4.2. Estilos eruptivos	21
4.2.1. Estilo estromboliano	22

4.2.2.	Fuentes de lava	24
4.2.3.	Estilo subpliniano y pliniano	25
4.3.	Controles en el estilo eruptivo	27
4.4.	Distribución de tamaño de burbujas	28
4.5.	Porosidad y densidad de burbujas	30
4.6.	Geotermometría e higrometría	30
4.7.	Modelamiento	31
5.	Resultados	33
5.1.	Petrografía general	33
5.2.	Geoquímica de roca total	37
5.3.	Caracterización de burbujas	38
5.3.1.	Porosidad y cristalinidad	38
5.3.2.	Densidad del número de burbujas	40
5.3.3.	Distribución de tamaño de burbujas	44
5.4.	Geotermometría	45
5.5.	Higrometría	46
5.6.	Modelamiento	46
5.6.1.	Modelo de los eventos del ciclo eruptivo	47
5.6.2.	Variación de parámetros eruptivos	49
6.	Discusiones	56
6.1.	Características de los productos eruptados	56
6.2.	Dinámica de desgasificación	57
6.2.1.	Caso pre-coalescencia y post-coalescencia	58
6.3.	Dinámica de ascenso magmático	59
7.	Conclusión	62
8.	Bibliografía	63
ANEXOS		71
Anexo A:	Carta geológica	71
Anexo B:	Distribuciones por tamaño de burbuja	72
Anexo C:	Datos de geoquímica mineral y del vidrio	74

Índice de Tablas

2.1.	Fechas de los eventos de fuente de lava estudiados.	3
2.2.	Ubicación aproximada de las muestras recolectadas.	3
3.1.	Descripción de los eventos eruptivos estudiados del ciclo febrero-septiembre 2021.	18
5.1.	Composición química de roca total para los eventos estudiados.	37
5.2.	Porosidad y cristalinidad según muestra y fecha.	39
5.3.	Densidad de burbujas según muestra y fecha.	40
5.4.	Parámetros utilizados para el modelo de flujo en el conducto.	47
5.5.	Principales características de ascenso.	49
5.6.	Principales características de ascenso al variar la temperatura.	51
5.7.	Principales características de ascenso al variar el contenido de agua.	51
5.8.	Principales características de ascenso al variar la densidad de burbujas.	55
6.1.	Comparación de parámetros eruptivos obtenidos del ciclo febrero-septiembre 2021 con parámetros eruptivos de eventos precedentes de <i>lava fountaining</i> en el volcán Etna.	56
6.2.	Comparación de parámetros eruptivos modelados para el ciclo febrero-septiembre 2021 con mediciones de eventos precedentes de <i>lava fountaining</i> en el volcán Etna.	60
8.1.	Datos de geoquímica mineral en clinopiroxenos utilizados en geotermometría.	74
8.2.	Datos de geoquímica mineral en vidrio utilizados en geotermometría.	75
8.3.	Datos de geoquímica mineral en plagioclasas utilizados en higrometría.	76
8.4.	Datos de geoquímica mineral en vidrio utilizados en higrometría.	77

Índice de Ilustraciones

2.1.	Ubicación aproximada de las muestras recolectadas.	4
2.2.	Tipos de imágenes SEM obtenidas.	5
2.3.	Tratamiento de imágenes SEM para posterior procesamiento en <i>FOAMS</i>	7
3.1.	Dinámica regional y principales estructuras entorno al volcán Etna	9
3.2.	Ubicación de los cráteres del volcán Etna.	10
3.3.	Perfil W-E de la secuencia evolutiva del volcán Etna.	12
3.4.	Mapa estructural del volcán Etna.	14
3.5.	Geoquímica de productos de diferentes etapas evolutivas del volcán Etna.	16
3.6.	Número de eventos eruptivos entre 1900 y 2000.	17
4.1.	Diagrama de los tipos de nucleación.	20
4.2.	Mecanismos de crecimiento de burbujas.	21
4.3.	Erupción de tipo estromboliana en el volcán Etna ocurrida el 3 de febrero de 2021.	22
4.4.	Diagrama bifásico ejemplificando un flujo 'bubbly' y un slug.	23
4.5.	Fotografía de un evento de <i>lava fountaining</i> en el volcán Etna ocurrido el 25 de junio de 2021.	24
4.6.	Diagrama bifásico ejemplificando un flujo anular y un flujo disperso.	25
4.7.	Erupción subpliniana del volcán Calbuco el 23 de abril de 2015.	26
4.8.	Diagrama por etapas del crecimiento de burbujas y eventual fragmentación	27
4.9.	Ilustración de procesos de escape de volátiles en función de la porosidad y la permeabilidad.	28
4.10.	Formas de representar características texturales a través del tamaño de burbujas.	29
4.11.	Ejemplo de algunos valores de salida del modelo.	31
5.1.	Imágenes de microscopía óptica a nicoles cruzados y paralelos de muestras representativas de los eventos enmarcados en este estudio.	33
5.2.	Imágenes de microscopía óptica a nicoles cruzados y paralelos de las distintas texturas identificadas en plagioclasas.	34
5.3.	Imágenes de microscopía óptica a nicoles cruzados y paralelos de los distintos cúmulos y glómeros encontrados en las muestras.	35
5.4.	Imagen SEM de los distintos tipos y texturas de vesículas identificadas en las muestras.	36
5.5.	Imagen SEM de las familias de burbuja identificadas.	36
5.6.	Diagrama TAS de las muestras.	37
5.7.	Diagrama AFM de las muestras.	38
5.8.	Porosidad en función del tiempo y muestras.	38
5.9.	Cristalinidad en función del tiempo y muestras.	39
5.10.	Densidad de burbujas en función del tiempo para los casos pre y post-coalescencia.	40
5.11.	Distribución acumulada de densidad del número burbujas según tamaño para el caso pre-coalescencia.	41

5.12.	Distribución acumulada de densidad del número de burbujas según tamaño para el caso post-coalescencia	42
5.13.	Comparación de las distribuciones acumuladas de densidad de burbujas según tamaño para el caso pre-coalescencia.	43
5.14.	Comparación de las distribuciones acumuladas de densidad de burbujas según tamaño para el caso post-coalescencia.	43
5.15.	Distribución volumétrica de burbujas pre-coalescencia.	44
5.16.	Distribución volumétrica de burbujas post-coalescencia.	45
5.17.	Temperatura en función del tiempo y muestras.	46
5.18.	Contenido de agua en función del tiempo y muestras.	46
5.19.	Dinámica de ascenso magmático modelada a partir de los parámetros iniciales de Tabla 4.3.	48
5.20.	Variación de la dinámica eruptiva según cambios en la temperatura, contenido de volátiles y densidad del número de burbujas.	50
5.21.	Variaciones en los parámetros eruptivos en función de la profundidad según la temperatura	52
5.22.	Variaciones en los parámetros eruptivos en función de la profundidad según el contenido de agua	53
5.23.	Variaciones en los parámetros eruptivos en función de la profundidad según la densidad del número de burbujas.	54
6.1.	Comparación de estilos eruptivos en función de la cristalinidad y la porosidad.	57
6.2.	Comparación de estilos eruptivos en función de la densidad de burbujas y la porosidad.	58
6.3.	Comparación de las distribuciones acumuladas de densidad de burbujas según tamaño para ambos casos.	59
6.4.	Modelo propuesto para los eventos de fuente de lava estudiados.	61
8.1.	Carta geológica del volcán Etna diferenciada por sintemas	71
8.2.	Comparación de distribuciones de densidad de número de burbujas para los casos de pre y post-coalescencia.	72
8.3.	Comparación de distribuciones volumétricas de burbujas para los casos de pre y post-coalescencia.	73

Capítulo 1

Introducción

1.1. Antecedentes generales y motivación

El volcán Etna corresponde al centro volcánico más activo e importante del continente europeo tanto por su gran número de eventos documentados (Branca & Del Carlo, 2004), como también por sus grandes cantidades de masa eruptada (Galetto et al., 2023). El volcán cuenta con un registro eruptivo extenso que contempla variados estilos eruptivos con diversos grados de explosividad. Si bien la mayor parte de la actividad del volcán posee un comportamiento efusivo, es de notar un número no menor de eventos explosivos en su registro, de entre los cuales para este trabajo es de interés estudiar los eventos de *lava fountaining* para el periodo febrero-septiembre 2021.

Los eventos de *lava fountaining* en el volcán Etna son comunes, identificándose ocurrencias en los ciclos eruptivos del 2000, 2001, 2002-2003, 2011-2015 y finalmente 2020-2021 (Calvari et al., 2021). Comparativamente las descripciones de los más recientes eventos concuerdan en gran medida con descripciones precedentes de 2011-2015, aunque aun existe desconocimiento con respecto a la composición química, mineralogía, temperatura, contenido de agua, etc. de los más recientes eventos. Adicionalmente, se han presentado y desarrollado nuevos enfoques, herramientas de monitoreo y metodologías que permiten recoger y explicar de mejor forma estos fenómenos, por lo que se presenta la posibilidad de estudiar cuáles son los mecanismos y características de los recientes eventos, contrastando sus similitudes y diferencias con eventos precedentes.

A partir de la obtención de parámetros eruptivos (densidad del número de burbujas, temperatura, contenido de agua, cristalinidad, etc.) y de análisis texturales en vesículas de los productos del volcán durante febrero-septiembre 2021, se busca modelar y comparar estos eventos de fuente de lava con eventos precedentes del volcán Etna, constatando los posibles mecanismos que hacen viable este tipo de actividad en el centro eruptivo.

1.2. Objetivos

1.2.1. General

Determinar cuáles son los procesos que permiten la formación de eventos de fuente de lava en el volcán Etna entre febrero y septiembre de 2021.

1.2.2. Específicos

- (i) Reconocer y determinar características petrográficas y geoquímicas de los productos volcánicos emitidos durante el ciclo febrero-septiembre 2021.
- (ii) Identificar mecanismos de nucleación y crecimiento de burbujas y procesos de escape de volátiles durante el ascenso magmático.
- (iii) Determinar condiciones de temperatura y contenido de volátiles durante los eventos de *lava fountaining*.
- (iv) Determinar el rango de velocidades de ascenso en el conducto, la profundidad de los niveles de exsolución de volátiles y fragmentación y las tasas eruptivas para los eventos de febrero-septiembre 2021.
- (v) Identificar qué variable (densidad del número de burbujas, contenido de volátiles y temperatura) ejerce un mayor control en las velocidades de ascenso, las tasas eruptivas y la profundidad de los niveles de exsolución de volátiles y fragmentación para los eventos de fuente de lava estudiados.

Capítulo 2

Metodología

2.1. Adquisición de muestras

Para este estudio se recolectan muestras de lapilli en depósitos de caída para 6 eventos eruptivos del volcán Etna entre febrero y septiembre de 2021 (Tabla 2.1).

Tabla 2.1: Fechas de los eventos de fuente de lava estudiados.

Muestra	Fecha	Muestra	Fecha
B80	16/02/2021	FC5	23/03/2021
FC8	28/02/2021	6	24/06/2021
FC10A	28/02/2021	A1	14/07/2021
FC10B	28/02/2021	A5	14/07/2021
FC2	23/03/2021	C1	21/09/2021
FC3	23/03/2021	C3	21/09/2021

La adquisición de las muestras se efectúa en distintos puntos según la dirección de avance de la pluma de ceniza para cada evento. La ubicación y sectores aproximados de recolección se visualizan en Tabla 2.2 y en Figura 2.1.

Tabla 2.2: Ubicación aproximada de las muestras recolectadas.

Muestra	Fecha	Coordenadas y ubicación aproximada
B80	16/02/2021	(37.765, 15.016) / Sector Observatorio)
FC8	28/02/2021	(37.736, 15.000) / Torre del Filósofo)
FC10A	28/02/2021	(37.736, 15.000)/ Torre del Filósofo)
FC10B	28/02/2021	(37.736, 15.000) / Torre del Filósofo)
FC2	23/03/2021	(37.736, 15.000) / Torre del Filósofo)
FC3	23/03/2021	(37.736, 15.000) / Torre del Filósofo)

Muestra	Fecha	Coordenadas y ubicación aproximada
FC5	23/03/2021	(37.736, 15.000) / Torre del Filósofo
6	24/06/2021	(37.765, 15.016) / Sector Observatorio
A1	14/07/2021	(37.784, 15.109) / Camino Mareneve
A5	14/07/2021	(37.784, 15.109) / Camino Mareneve
C1	21/09/2021	(37.736, 15.112) / Localidad de Fornazzo
C3	21/09/2021	(37.736, 15.112) / Localidad de Fornazzo

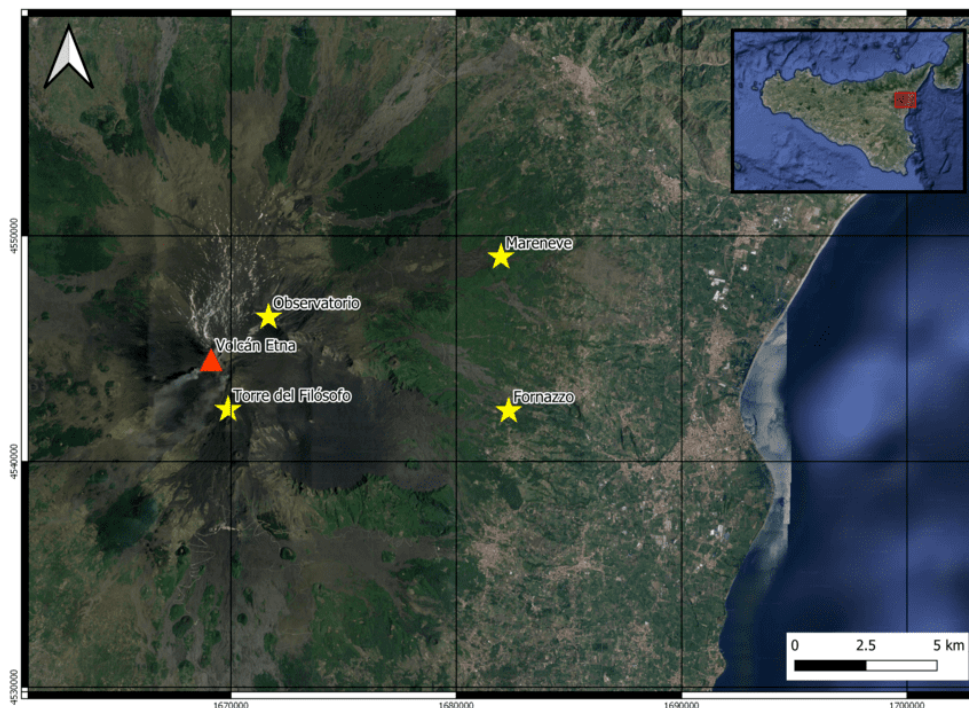


Figura 2.1: Ubicación aproximada de las muestras recolectadas. Mapa a escala 1:150000 de datum WGS 84 / Pseudo-Mercator.

2.2. Análisis petrológico

2.2.1. Microscopía petrográfica

Para los análisis se realizan cortes transparentes transversales de 30 μm a muestras de lapilli cuya dimensión semeje el estándar de los cortes (27 \times 46 mm). Se observan las muestras, mediante a microscopio petrográfico Olympus BX51 y se determinan: las fases minerales, la textura general, mineral y de masa fundamental, la abundancia de las fases minerales, de la masa fundamental y de las vesículas, la forma y habito de los fenocristales, y el tamaño de los fenocristales y las vesículas para cada uno de los 6 eventos estudiados.

2.2.2. Microscopía electrónica de barrido (SEM)

A partir de los cortes transparentes realizados, se hace uso del microscopio electrónico de barrido HITACHI SU5000 de la Universidad de Munich (LMU). El instrumento se configura

para producir 2 tipos de imagen: (1) imágenes a zonas de interés en la muestra con foco en las vesículas e (2) imágenes/mapas completos de la muestra (Figura 2.2). Las imágenes del primer tipo se obtienen a magnificaciones de entre x35-x400. Para el segundo tipo de imagen, el instrumento genera un barrido automatizado por zonas de la muestra, extrayendo la información píxel por píxel en un área, para luego desplazarse hacia otra. La imagen final se obtiene cuando el barrido cubre todas las áreas de una muestra.

Mediante a estas imágenes se complementan las observaciones petrográficas identificadas en microscopía óptica (detalladas en sección 2.2.1) y se realiza un análisis textural de vesículas a partir del programa *FOAMS* de Shea et al. (2010). El tratamiento de imágenes y el procedimiento se detalla en secciones 2.4.1. y 2.4.2.

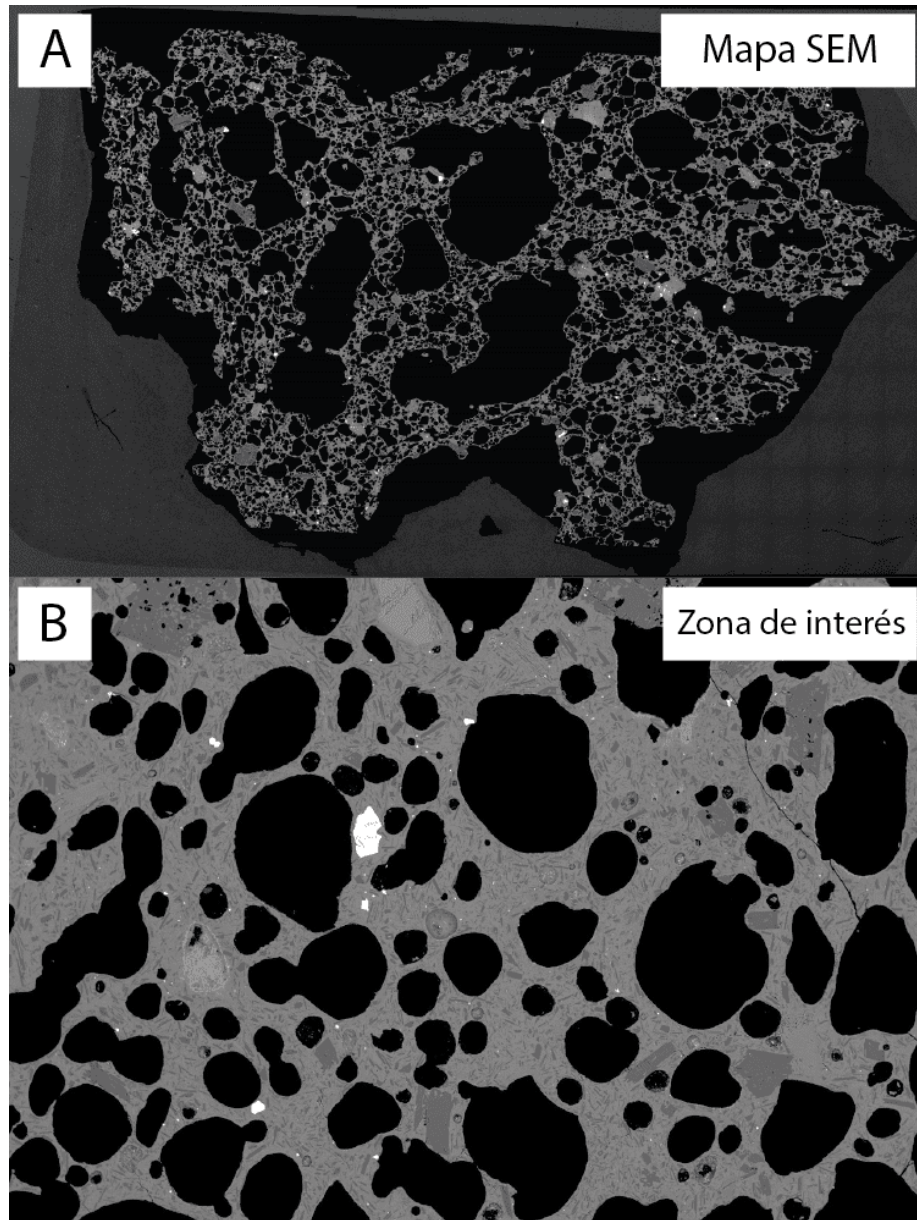


Figura 2.2: Tipos de imágenes SEM obtenidas. En (a.) mapas completos de las muestras de lapilli y en (b.) imágenes de zonas de interés de la muestra con enfoque en las vesículas.

2.3. Análisis geoquímico

2.3.1. Fluorescencia de rayos X

Previo al análisis por fluorescencia de rayos X (XRF), las muestras de lapilli son molidas y tamizadas a tamaños menores a $90\ \mu\text{m}$, considerando una cantidad mínima de 6 gramos. Estas muestras son enviadas a Universidad de Mainz para su análisis de XRF a través del espectrómetro de rayos X Philips MagXPRO con *Rh-X-ray-tube* operado a 3.2 kW, contemplando la obtención geoquímica de elementos mayores y aniones, tales como el bromo, el cloro, el flúor, el yodo y el azufre. A partir de estos datos, se clasifican las muestras haciendo uso de diagramas TAS (Le Maitre et al., 2005) y diagramas AFM (Irvine & Baragar, 1971).

2.3.2. Microsonda electrónica

Previo al análisis por microsonda electrónica (EPMA), se preparan cortes transparentes de muestras de lapilli recubiertas con carbono para eventos del 16 y 28 de febrero, 23 de marzo, 14 de julio y 21 de septiembre de 2021. A partir de estas muestras se obtiene la composición química mineral y del vidrio a partir de la microsonda electrónica Cameca SX100 de la Universidad de Munich (LMU). La química mineral y del vidrio se determina en puntos particulares de interés en fenocristales y microlitos, como también, se realizan perfiles de intervalo variable en fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivino.

Estos análisis se realizan usando voltajes de aceleración de 15 kV, una corriente de láser (*beam*) de 10 nA para plagioclasas y vidrio y 40 nA para minerales máficos y un *beam spot* de $1\ \mu\text{m}$ para fases minerales y $5\ \mu\text{m}$ para el vidrio. El instrumento es calibrado siguiendo los siguientes *standards*: albita para Na, olivino (Springwater) para Mg, Si y Fe, anhidrita para S, apatito para P, vanadinita para Cl, ortoclasa para K, wollastonita para Ca, rutilo para Ti, bustamita para Mn, óxido de cromo para Cr y almandino para Al.

2.3.3. Geotermometría e higrometría

A partir de la composición mineral y del vidrio obtenida mediante microsonda electrónica (EPMA) se determina la temperatura y el contenido de agua. Para ello se emplea la librería *Thermobar* desarrollado por Wieser et al. (2022) para Python3, respectivamente utilizando el geotermómetro clinopiroxeno-liquido de Putirka et al. (2003) y el higrómetro plagioclasa-liquido de Putirka (2005).

2.4. Análisis textural de vesículas

2.4.1. Adobe Photoshop

Previo al análisis textural de vesículas en *FOAMS* se requiere de un tratamiento de las imágenes SEM obtenidas (Figura 2.3a), el cual consiste en una binarización de las imágenes mediante a *Photoshop CS5*. Se consideran los fenocristales en blanco, el vidrio en gris y las vesículas en negro. Para las imágenes SEM de zonas de interés sólo se considera vidrio y vesículas. A partir de este procedimiento, se determinan valores de cristalinidad para cada una de las muestras mediante la cantidad de píxeles del vidrio y de los fenocristales.

Adicionalmente, para cada una de las muestras, se simula un caso pre y post-coalescencia. El caso pre-coalescencia se simula a partir de la separación manual de vesículas en Adobe Photoshop (Figura 2.3c), mientras que el caso post-coalescencia se simula únicamente a partir de la imagen SEM binarizada (Figura 2.3b).

Cabe destacar que dado que *FOAMS* no considera las vesículas a los bordes de las imágenes, se traza manualmente un contorno de un píxel, a modo de contabilizar estas burbujas únicamente para obtener la porosidad.

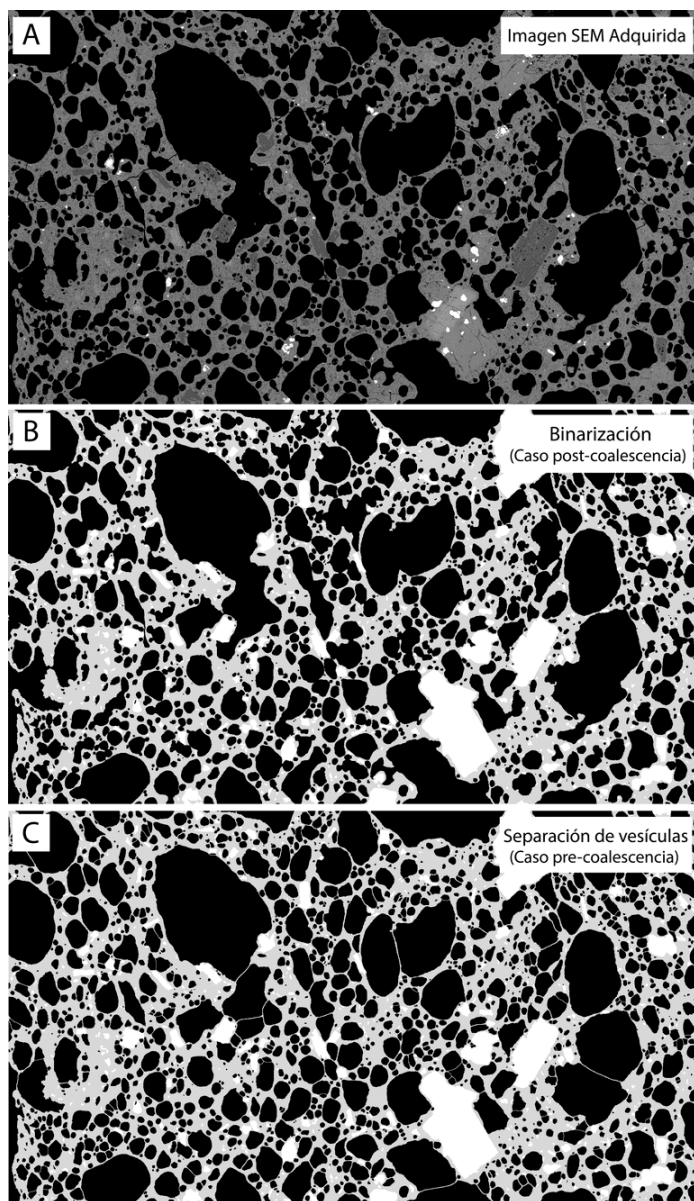


Figura 2.3: Tratamiento de imágenes SEM para posterior procesamiento en *FOAMS*. En (a.) la imagen SEM, en (b.) la binarización y en (c.) la binarización y separación de vesículas. En blanco los cristales, en gris el vidrio y en negro las vesículas/burbujas. Se realiza una separación de burbujas de acuerdo a la identificación de formas que evidencien un proceso de coalescencia (adición de burbujas).

2.4.2. *FOAMS*

El programa *FOAMS* permite la obtención de porosidades y tamaños y densidades de burbujas de acuerdo a las necesidades de este estudio, a través del ingreso de hasta 20 imágenes binarizadas con variadas magnificaciones. Para este trabajo, se ingresan dos imágenes SEM binarizadas por muestra (una de mayor magnificación que la otra), correspondientes a una sección representativa del mapa SEM generado y la imagen SEM de interés con foco en vesículas. Este procedimiento se realiza tanto para el caso pre como para el caso post-coalescencia. En Figura 2.3 se observan los resultados del procesamiento de las distintas imágenes.

A partir de estos datos, se identifican procesos y mecanismos de nucleación y crecimiento de burbujas mediante a gráficos de distribución volumétrica de tamaño y gráficos de densidad del número de burbujas acumulada. La interpretación se apoya en la identificación de patrones y tendencias en los distintos gráficos descrita en Shea et al. (2010).

2.5. Ascenso magmático

La dinámica de ascenso magmático se desarrolla mediante al modelo numérico de La Spina et al. (2019) a partir de parámetros determinados en este estudio (temperatura, contenido de agua y densidad del número de burbujas) y de parámetros obtenidos de La Spina et al. (2016, 2021) y Métrich et al. (2004) para erupciones del volcán Etna en 2001 (presión y largo del conducto). A raíz de esto último se asume para los distintos eventos estudiados una dinámica de ascenso similar (misma presión, radio y largo del conducto), cuya variabilidad esta determinada por distintos contenidos de agua, temperatura y densidad del número de burbujas. Se asumen dichas condiciones producto de la similitud en cuanto a las características generales y el estilo eruptivo de los eventos de *lava fountaining*.

A fin de observar cuáles son las variables que ejercen un mayor control en la dinámica de ascenso se varía la temperatura, el contenido de vapor de agua y la densidad del número de burbujas en rangos definidos por la desviación estándar que posee cada conjunto de datos.

Capítulo 3

Marco geológico

3.1. Contexto geológico

El volcán Etna es un estratovolcán basáltico de 3340 m de altura ubicado sobre una zona de convergencia de placas de Europa y África (Cocina et al., 1997; Bousquet & Lanzafame, 2004; Correale et al., 2014; Casetta et al., 2019). El centro eruptivo se consolida como un sistema volcánico unitario (Barreca et al., 2020) emplazado sobre el frente continental acrecionario de la isla de Sicilia (Doglioni et al., 2001; Bousquet & Lanzafame, 2004). El edificio volcánico se encuentra rodeado por 3 macroestructuras: (1) hacia el norte y oeste por el sistema de fallas inversas de la cadena montañosa apenino-magrebí, (2) hacia el sur por el plateau Ibleo y (3) hacia el este por la cuenca extensional de Ionia en el mar Mediterráneo Central (Díaz-Moreno et al., 2018; Gambino et al., 2022) (Figura 3.2).

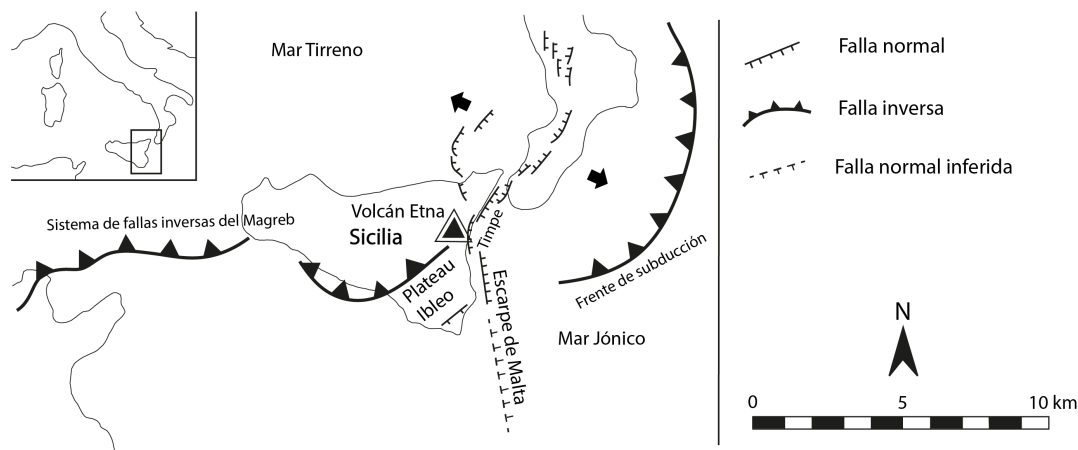


Figura 3.1: Dinámica regional y principales estructuras entorno al volcán Etna. Se reconoce hacia el este el sistema de fallas inversas del Magreb y hacia el oeste la subducción de Ionia (líneas con triángulos). Las principales fallas normales cuaternarias se indican en líneas con barras, mientras que las fechas indican la dirección de extensión promedio. Modificada de Monaco et al. (2010).

Hacia el este se reconoce un dominio estructural extensional, dominado por la subducción y rollback SSE de la placa oceánica de Ionia bajo Calabria, mientras que hacia el oeste se reconoce una convergencia compresiva colisional \sim N-S entre África y Europa (Figura

3.2) (Cocina et al., 1997; Doglioni et al., 2001; Bousquet & Lanzafame, 2004). Entre ambos dominios se desarrollan estructuras transtensionales y normales de orientación NNW-SSE y NW-SE, tales como el escarpe de Malta, el sistema de fallas Alfeo-Etna y el sistema de fallas de Ionia (Figura 3.2) (Doglioni et al., 2001; Bousquet & Lanzafame, 2004; Polonia et al., 2016).

El volcán posee una superficie subredonda de 1178 km² (Branca et al., 2011b) con un diámetro de 47 km N-S y 38 km E-W (Tanguy et al., 1997). La estructura posee 5 cráteres: el cráter Noreste (NEC), el cráter Voragine (VOR), el cráter Bocca Nuova (BN), el cráter Sureste (SEC) y el nuevo cráter Sureste (NSEC), respectivamente formados en 1911, 1945, 1968, 1971 y 2007 (Figura 3.2) (Behncke et al., 2006; Cappello et al., 2019).

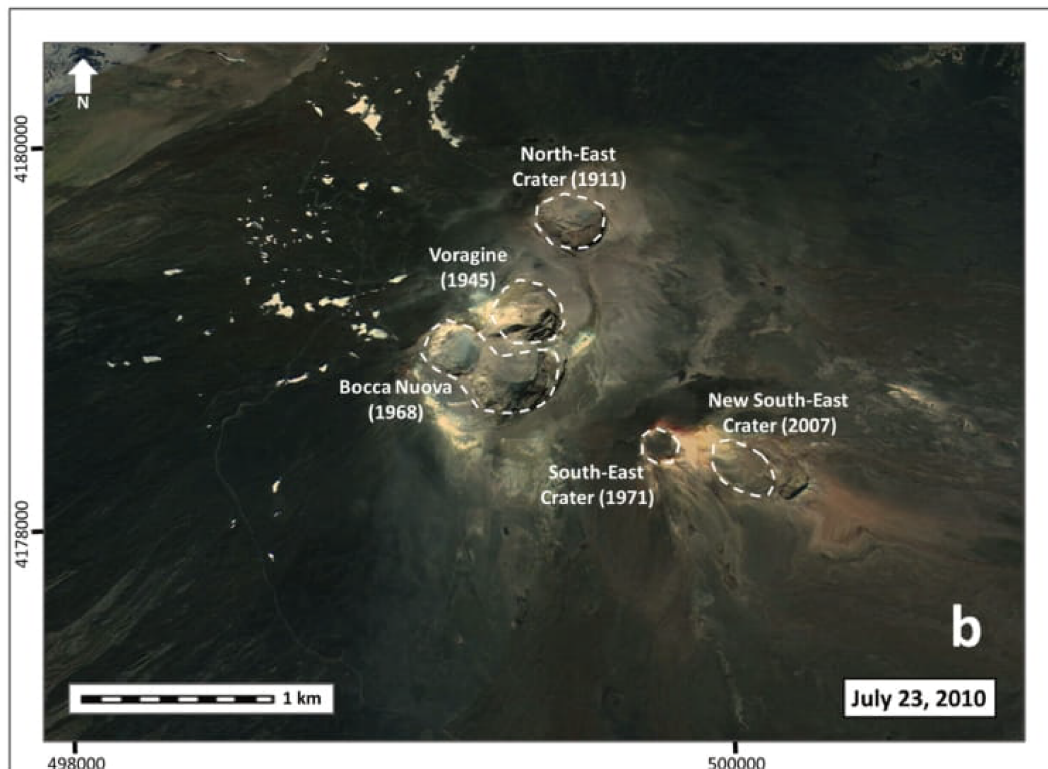


Figura 3.2: Ubicación de los cráteres del volcán Etna. En paréntesis el año de formación de cada cráter. Extraído de Capello et al. (2019).

3.2. Evolución geológica

La historia evolutiva del volcán Etna puede dividirse cronológicamente en 4 supersistemas: (1) el supersistema toleítico basal, (2) el supersistema Timpe, (3) el supersistema valle del Bove y (4) el supersistema estratovolcán (Branca et al., 2004, 2011a). La división en 4 supersistemas y 8 sistemas se realiza gracias al reconocimiento de 27 unidades litoestratigráficas acompañado de descripciones morfo-estructurales y al reconocimiento de las principales discordancias y hiatus (Branca et al., 2011a).

3.2.1. Supersintema toleítico basal

El supersintema toleítico basal se divide en dos sintemas: (1) el sintema Aci Trezza (500-300 ka) y (2) el sintema Adrano (300-220 ka) (Branca et al., 2011a).

Ambos sintemas se caracterizan por su asignatura toleítica (Tanguy et al., 1997; Corsario & Pompilio 2004) y en general un estilo eruptivo efusivo-fisural cuya principal diferencia radica en un ambiente submarino en el caso del sintema Aci Trezza y en un ambiente subareal en el caso del sintema Adrano (Branca et al., 2007, 2011a). Este cambio de ambiente está asociado a una elevación de la línea de costa a una tasa de ~ 1 mm/y en los últimos 300 ka (Branca et al., 2007). La composición geoquímica de los productos emitidos durante este periodo es semejante a productos del plateau Ibleo (Casetta et al., 2019).

3.2.2. Supersintema Timpe

El supersintema Timpe se divide en dos sintemas: (1) el sintema Acireale (220-129 ka) y (2) el sintema S. Alfio (129-112 ka) (Branca et al., 2011a).

El sintema Acireale se caracteriza por una transición de subalcalino a Na-alcalino (Tanguy et al., 1997; Corsario & Pompilio, 2004) y un estilo eruptivo efusivo-fisural N-S directamente influenciado por el sistema de fallas Timpe (actualmente presente en el flanco este del Etna) (Branca et al., 2007, 2011a). Se registra durante este sintema, por primera vez, una actividad eruptiva continua (Branca et al., 2011a; de Beni et al., 2011) posiblemente asociada a una mayor eficiencia en el ascenso magmático (Branca et al., 2004, 2007, 2011a). Adicionalmente, durante este periodo, se interpreta un primer y primitivo volcán compuesto tipo escudo (Branca et al., 2004, 2007, 2011a). Por otro lado, el sintema S. Alfio se caracteriza por una migración del magmatismo hacia el oeste aunque preservando un estilo eruptivo similar a la etapa anterior (Branca et al., 2011a).

3.2.3. Supersintema Valle del Bove

El supersintema valle del Bove se divide en dos sintemas: (1) el sintema Croce Menza (112-99 ka) y (2) el sintema Zappini (99-65 ka) (Branca et al., 2011).

El sintema Croce Menza se caracteriza por el desarrollo de un sistema de 3 volcanes poligenéticos (Tarderia, Roche y Trifolietto) (Branca et al., 2011a) producto de una estabilización del sistema alimentador, pasando de un estilo eruptivo fisural a uno central (Branca et al., 2004). A grandes rasgos, los volcanes Roche y Trifolietto se caracterizan como volcanes mayormente efusivos con episodios importantes de explosividad, acentuándose, en el caso del volcán Trifolietto, hacia sus etapas finales (Branca et al., 2011a). Si bien se tiene registro del volcán Tarderia, hace falta más información para describir su comportamiento (Branca et al., 2007, 2011a). La composición de los productos volcánicos durante este periodo varía de hawaítico a benmoreítico (Corsario & Pompilio, 2004).

A partir de una migración local del conducto alimentador y un corto hiatus en el registro geológico, se divide el sintema Croce Menza del sintema Zappini, este último caracterizándose por el desarrollo de 4 volcanes: Monte Cerasa, Giannicola, Salifizio y Cuvighini (Branca et al., 2011a). El comportamiento de estos centros eruptivos es semejante al sintema Croce Menza, describiéndose como mayormente efusivos con periodos importantes de explosividad

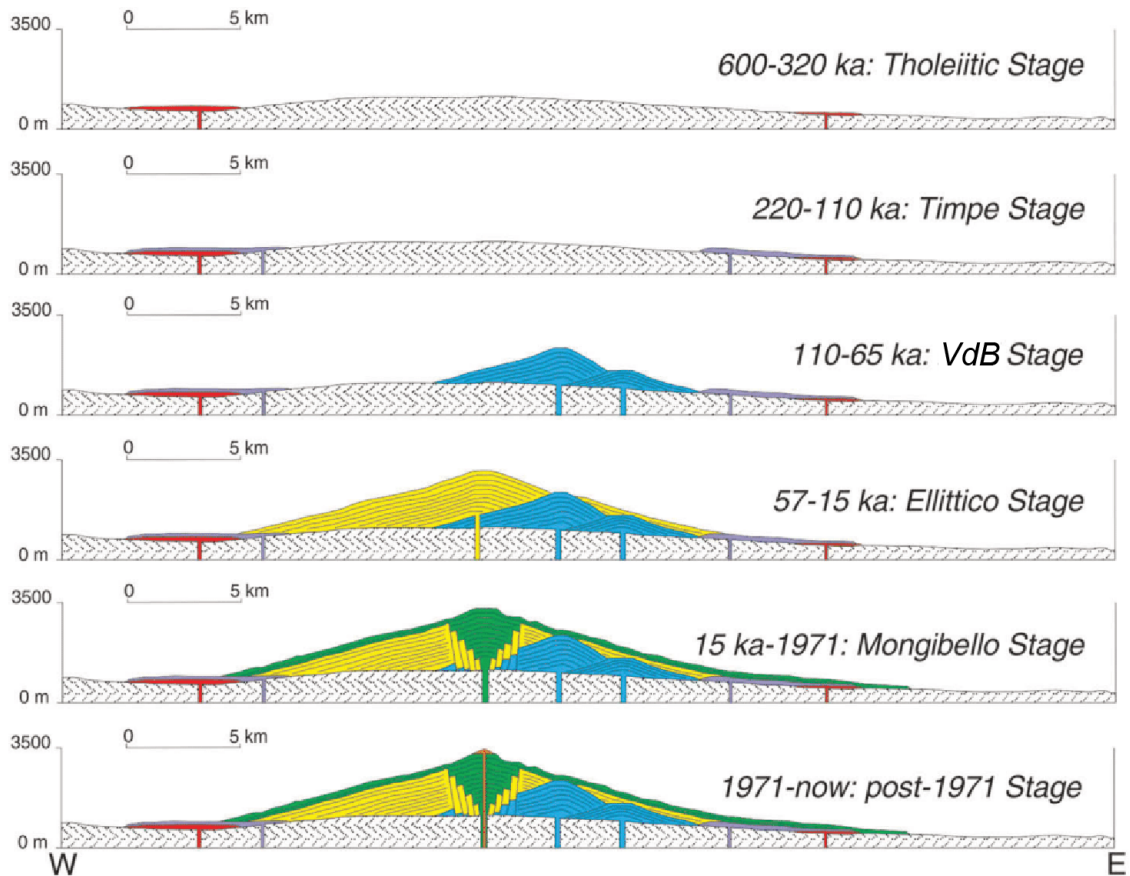


Figura 3.3: Perfil W-E de la secuencia evolutiva del volcán Etna. La etapa toleítica se indica en rojo, la etapa Timpe en morado, la etapa Valle del Bove (VdB) en azul, la etapa Ellittico en amarillo, la etapa Mongibello en verde y la etapa post-1971 nuevamente en rojo sobre la cumbre. Extraído de Casetta et al. (2019)

(Branca et al., 2011a).

3.2.4. Supersintema Estratovolcán

El supersintema estratovolcán se caracteriza por estabilización definitiva y construcción del edificio volcánico actual (Branca et al., 2004), pudiéndose dividir esta etapa en dos sistemas: (1) el sistema Concazze (57-15 ka) y (2) el sistema Il Piano (<15 ka) (Branca et al., 2011a). La composición de los productos volcánicos durante este supersintema varía entre basaltos alcalinos a traquitas (Corsario & Pompilio, 2004).

Durante el sistema Concazze se desarrolla el volcán Ellittico cuya elevación alcanza un máximo de 3600 m, caracterizándose por su actividad efusiva y explosiva en su cima y fisuras (Branca et al. 2011a). El estilo eruptivo de los eventos explosivos del volcán se describen de estrombolianos a subplinianos (Branca et al. 2011a). Durante este periodo, se construye gran parte del actual edificio volcánico del Etna (Branca et al., 2004, 2007). En su etapa final de desarrollo se registra, en un corto periodo, 4 erupciones plinianas, responsables de provocar el colapso de la caldera del volcán Ellittico, concluyendo el sistema Concazze (Coltelli et al.,

2000).

El sistema Il Piano se extiende desde el colapso de la caldera hasta presente, desarrollando el volcán Mongibello (Branca et al., 2011a). Este centro eruptivo se caracteriza por un comportamiento mayormente efusivo con episodios explosivos que varían de estrombolianos a *lava fountain* y cortos eventos subplinianos (Branca & Del Carlo, 2005). Durante este periodo, hace 10 ka., se registra el colapso del flanco este del edificio volcánico, desarrollando la presente depresión del Valle del Bove (Calvari et al., 1998). Actualmente $\sim 85\%$ de la superficie del volcán Etna corresponde a productos del volcán Mongibello (Branca et al., 2004).

La composición de los productos volcánicos varía de hawaiitas a mugearitas aunque, desde 1971, se ha observado un cambio composicional a taquibasaltos potásicos (Tanguy et al., 1997; Corsario & Pompilio 2004). De igual forma, se identifica un aumento en la actividad eruptiva del volcán desde el mismo periodo (Branca & Del Carlo, 2005).

3.3. Unidades lito-estratigráficas

La carta geológica y la descripción de las unidades lito-estratigráficas se realiza conforme al trabajo desarrollado por Branca et al. (2011b) y colaboradores, y se presenta manteniendo la misma estructura cronológica por etapas planteada por Branca et al. (2011a).

Los primeros productos volcánicos del volcán Etna son emitidos durante el supersistema toleítico basal (500-200 ka) constituyéndose principalmente de pillow lavas, brechas hialoclásticas y flujos de lava toleíticos de textura porfírica. A medida que transcurren los supersistemas Timpe (220-112 ka), Valle del Bove (112-65 ka) y Estratovolcán (<57 ka), se va construyendo el actual edificio volcánico del Etna, compuesto predominantemente y hasta la actualidad por flujos de lava basáltica porfírica, depósitos de flujo y caída de piroclastos y depósitos volcanoclásticos y epiclásticos. La distribución espacial de las distintas unidades lito-estratigráficas ordenadas por sistema se observan en Figura 8.1 en Anexos.

3.4. Estructuras

De acuerdo a Azzaro et al. (2012), las estructuras del volcán Etna se dividen en 5 grandes sistemas: (1) el sistema de fallas Ragalna, (2) el sistema de fallas Tremestieri-Trecastagni-S. Gregorio, (3) el sistema de fallas Timpe, (4) el sistema de fallas Ripe della Naca-Piedimonte-Calatabiano y (5) el sistema de fallas Pernicana. La descripción de las estructuras se basa en el trabajo del mismo autor.

Hacia el SW del volcán, se ubica el sistema de fallas Ragalna compuesto por dos fallas normales activas N-S y NE-SW (falla Massera Cavaliere y Calcerana respectivamente) de extensión máxima ~ 5 km. Paralelamente, pero hacia el SSE del edificio volcánico se ubica el sistema de fallas Tremestieri-Trecastagni-S. Gregorio, éste compuesto por 3 fallas activas transtensionales dextrales \sim NW-SE de extensión máxima ~ 7 km.

De mayor importancia, el sistema de fallas Timpe corresponde al sistema de fallas más significativo del volcán Etna, representando la extensión norte del escarpe de Malta y relacio-

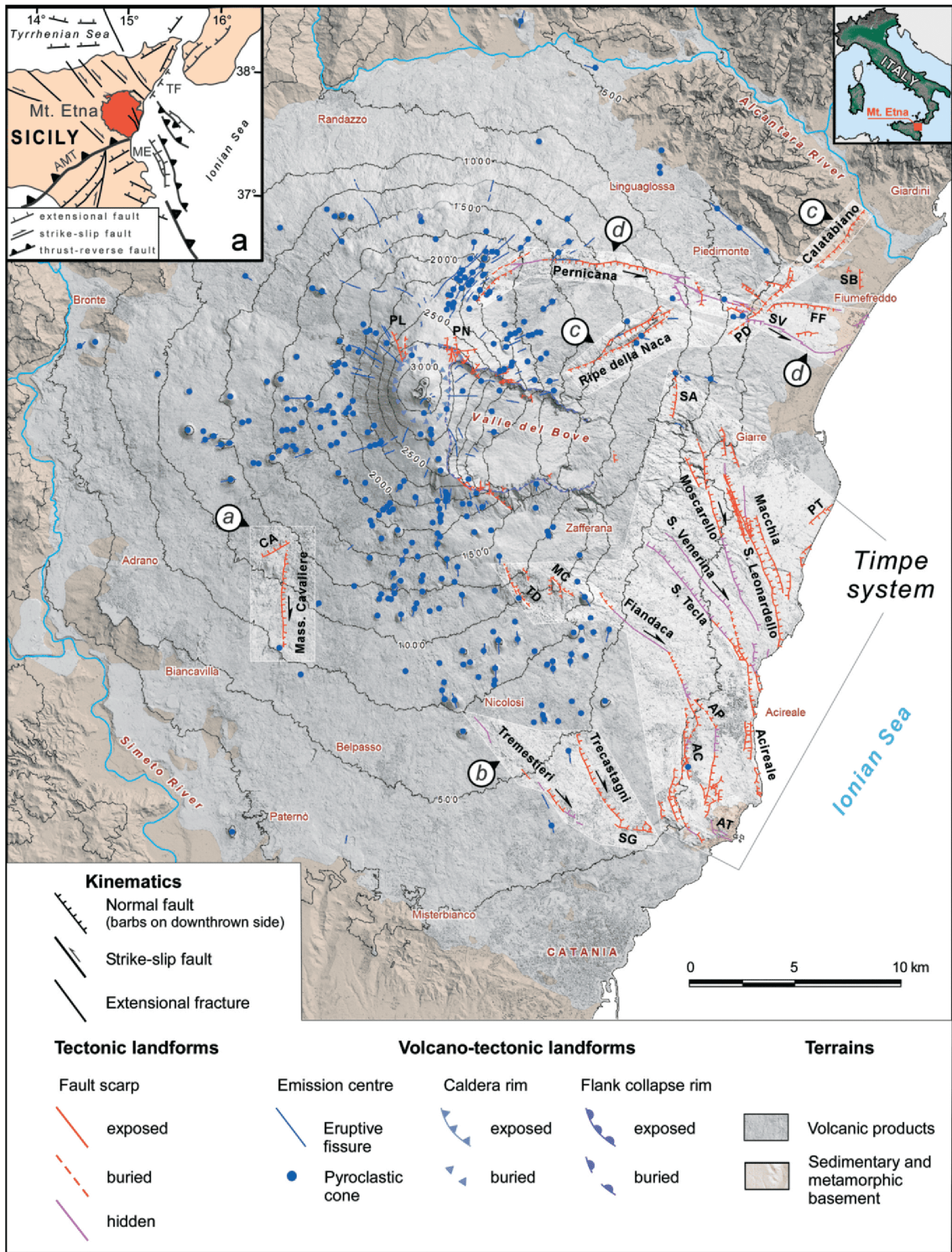


Figura 3.4: Mapa estructural del volcán Etna. Los principales sistemas de fallas corresponden: (a.) sistema Ragalna; (b.) sistema Tremestieri-Trecastagni-S. Gregorio; (c.) Ripe della Naca-Piedimonte-Calatabiano y (d.) Pernicana. El sistema de fallas Timpe se indica a la derecha de la imagen. Extraído de Azzaro et al. (2012).

nándose directamente con el contexto geodinámico regional (Bousquet & Lanzafame, 2004; Monaco et al., 2010). El sistema se ubica al SE y E del volcán, conformando un área aproximada de 20×5 km de estructuras mayormente extensionales de orientación N-S o NW-SE y manteo NE. El sistema se compone de 7 fallas importantes, en su mayoría activas: la falla Fiandiaca, la falla Acireale, la falla S. Tecla, la falla Moscarello, la falla S. Leonardello, la falla Macchia y la falla S. Alfio.

Por otro lado, en el flanco norte y noreste del volcán, se ubica la falla Pernicana, estructura transtensional sinistral activa WNW-ESE y manteo sur que se extiende por 20 km, definiendo un marcado límite estructural entre la inestable dinámica de la región sur con la mayormente estable región estructural del norte. Finalmente y hacia el NE del volcán, se ubica el sistema de fallas Ripe della Naca-Piedimonte-Calatabiano, constituido por estructuras extensionales asísmicas que en su conjunto se extienden en orientación ENE-WSW por 15 km. Este sistema está constituido por tres estructuras: la falla Ripe della Naca, la falla Piedimonte y la falla Calatabiano.

3.5. Petrografía y geoquímica

El volcán Etna sobrelleva, a lo largo de su historia evolutiva, variaciones en su composición, mineralogía y texturas. En esta sección se presenta un resumen de dichos cambios, siguiendo la misma división planteada por Branca et al. (2011a) (fase Toleítica, fase Timpe, fase Valle del Bove y fase Estratovolcán). Se define el *Porphyritic Index* o PI como el porcentaje de fenocristales en un volumen.

3.5.1. Etapas pre-Estratovolcán

Durante su etapa de evolución temprana, los productos de la fase toleítica (500-220 ka) se componen esencialmente por basaltos toleíticos sub-alcalinos (Corsaro & Pompilio, 2004) cuyas texturas varían de afaníticas a levemente porfíricas (PI o Porphyritic Index de 5-20 %) (Corsaro & Cristofolini, 1997; Casetta et al., 2019). Su mineralogía se compone de olivino Fo₈₀₋₈₆ (60 vol. %), clinopiroxeno (20 vol. %), plagioclasa An₅₈₋₆₂ (15 vol. %) y espinela (5 vol. %) en una masa fundamental microcristalina de texturas intersertal y/o intergranular (Corsaro & Pompilio, 2004; Casetta et al., 2019). Geoquímicamente, la mayoría de los productos de la fase toleítica se caracterizan y se mantienen en un rango definido por 48-51 %wt SiO₂ y 2-5 %wt Na₂O+K₂O, evidenciando su carácter subalcalino (Corsaro & Pompilio, 2004; Casetta et al., 2019).

Posteriormente, durante la fase Timpe (220-112 ka), se presenta una composición variable de basaltos a mugearitas, notablemente observando una transición de subalcalina a alcalina (Corsaro & Pompilio, 2004). Los productos poseen una textura porfírica (PI de 10-30 %) y una asociación mineral compuesta por clinopiroxeno, olivino Fo₅₀₋₈₅, plagioclasa An₆₇₋₈₈ y Ti-magnetita, ordenadas de forma decreciente en abundancia (Tanguy et al., 1997, Casetta et al., 2019). En raras ocasiones tienden a observarse anfíboles, pero siempre en bajas cantidades (0-5 vol. %) (Casetta et al., 2019). La masa fundamental suele presentar una textura intersertal, aunque también se observan las texturas criptocristalina e intergranular (Corsaro

& Pompilio, 2004).

Composicionalmente, la mayoría de los productos de la fase Timpe se mantienen un rango definido por 48-56 %wt SiO₂ y 3-6 %wt Na₂O+K₂O, constatando la transición subalcalina a levemente alcalina de este periodo (Corsaro & Pompilio, 2004; Casetta et al., 2019).

Finalmente, durante la fase Valle del Bove (112-65 ka), los productos volcánicos tienen composiciones que varían de hawaiitas a benmoreitas, presentando un rango de texturas de afaníticas (PI < 5 %) a porfíricas (PI de 10-40 %) (Corsaro & Pompilio, 2004). La asociación mineral se compone de plagioclasas An₅₈₋₆₆ (75 vol. %), clinopiroxenos (13 vol. %), olivinos Fo₇₂₋₈₀ (7 vol. %) y Ti-magnetita (5 vol. %) (Casetta et al., 2019) en una masa fundamental, usualmente, intersertal (a veces intergranular o pilotaxítica) compuesta de la misma mineralogía (Corsaro & Pompilio, 2004). A veces se presentan anfíboles de hasta 0.5 mm en un rango de 5-9 vol. % (Casetta et al., 2019). Desde este periodo hasta presente, los productos volcánicos se mantienen en un rango composicional definido por 48-61 %wt SiO₂ y 5-10 %wt Na₂O+K₂O (Corsaro & Pompilio, 2004; Casetta et al., 2019).

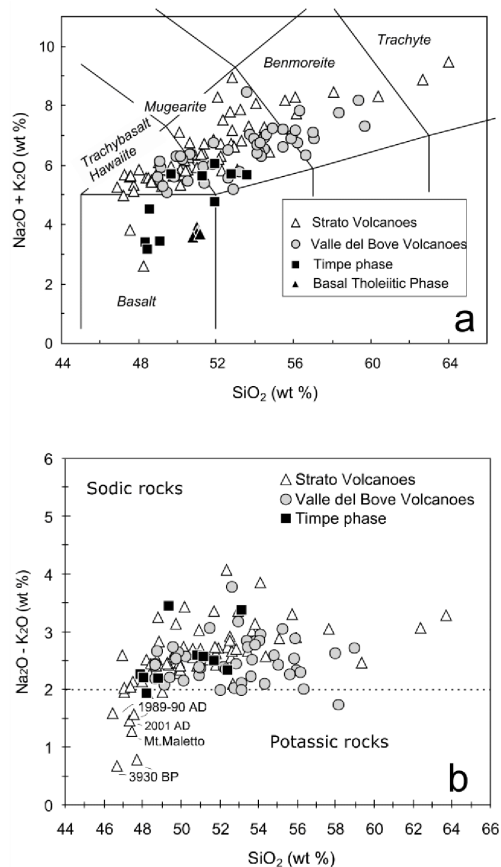


Figura 3.5: Geoquímica de productos de diferentes etapas evolutivas del volcán Etna. (a) diagrama TAS y (b) diagrama de discriminación por afinidad sódica o potásica. Extraído de Corsaro & Pompilio (2004).

3.5.2. Etapa Estratovolcán

La fase estratovolcán puede subdividirse en 3: (1) la fase Ellittico, (2) la fase Mongibello (pre-1971) y (3) la fase post-1971.

Durante la fase Ellittico (57-15 ka), se producen los productos volcánicos más evolucionados del volcán Etna, variando composicionalmente de hawaiitas a traquitas (Casetta et al., 2019). Los productos menos evolucionados poseen altos PI (35-40 %) y se componen de plagioclasas An₄₅₋₈₅ (70 vol. %), olivinos Fo₇₀₋₇₈ (15 vol. %), clinopiroxenos (11 vol. %) y Ti-magnetita (4 vol. %) en una masa fundamental vítrea a microcristalina (Casetta et al., 2019).

Por otro lado, durante la fase Mongibello (<15 ka) se distingue, posterior a 1971, un notable aumento del contenido de potasio en los productos, generando una distinción dentro de la misma fase (pre y post-1971) (Viccaro & Cristofolini, 2008). Previo a 1971, los productos

varían composicionalmente de hawaiitas a mugearitas y evidencian texturas porfíricas (PI de 15-25 %) (Casetta et al., 2019). Su asociación mineral está compuesta por plagioclasas An_{66-88} (60 vol. %), clinopiroxenos (10-22 vol. %), olivinos Fo_{71-81} (10-30 vol. %) y Ti-magnetita (2-8 vol. %) (Casetta et al., 2019).

Posterior a 1971 (usando de base erupciones de 2002-2003), se observan texturas porfíricas (PI de 25-40 %) y oligofíricas (10-18 %) con una asociación mineral igual a los productos previos, pero con distintas abundancias y composiciones: plagioclasa An_{40-90} (45-55 vol. %), clinopiroxeno (30-35 vol. %), olivino Fo_{75-78} (10-15 vol. %) y Ti-magnetita (0-5 vol. %) (Ferlito et al., 2008; Giacomoni et al., 2012; Casetta et al., 2019). La masa fundamental varía de vítrea a microcristalina (Casetta et al., 2019). Geoquímicamente, los productos de este periodo están mejor acotados en el rango de 49-52 %wt SiO₂ y 6-7 %wt Na₂O+K₂O (Ferlito et al., 2008; Giacomoni et al., 2012; Casetta et al., 2019).

3.6. Registro eruptivo

El registro histórico del volcán Etna se ha documentado desde tiempos griegos y romanos, sin embargo, sólo desde ~1600, producto del creciente interés en las ciencias de la Tierra, se ha podido generar un registro continuo y sistemático de los eventos (Branca & Del Carlo, 2004). La actividad del volcán Etna ha consistido mayormente en la efusión de lavas, presentado ocasionales episodios explosivos semi-persistentes a esporádicos de actividad estromboliana (Díaz-Moreno et al., 2018).

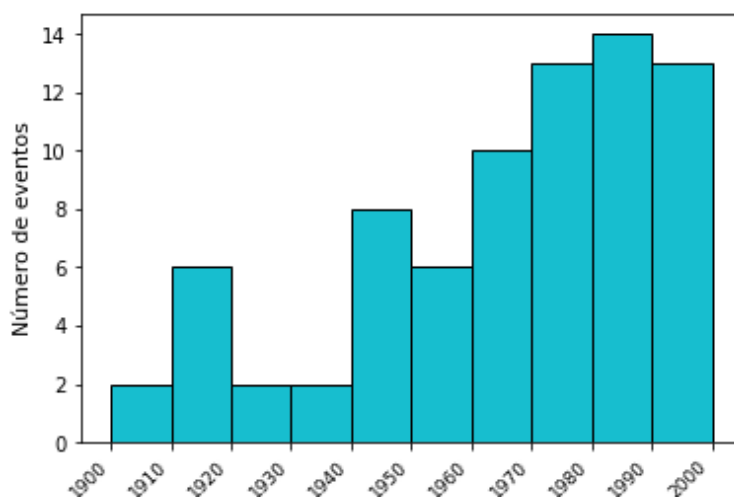


Figura 3.6: Número de eventos eruptivos entre 1900 y 2000. Se observa posterior a 1960 un aumento en el número de eventos. Desarrollado a partir de datos de Branca & Del Carlo (2004)

Sin embargo, este no es el único tipo de actividad que se registra en el volcán, dado que entre 1670 y 2003, se han documentado, por lo menos, 12 eventos de características subplinianas (Branca & Del Carlo, 2005). A partir de 1961, se reconoce un marcado aumento de la actividad efusiva y explosiva del volcán Etna (Figura 3.6), caracterizado por un rango de comportamientos que varían de episodios estrombolianos débiles a eventos subplinianos

(Branca & Del Carlo, 2004, 2005).

Los eventos de *lava fountaining* son comunes en el registro histórico del volcán Etna, registrándose más de 150 eventos entre 1989 y 2003 (Branca & Del Carlo, 2005). Esta actividad tiende a producir caída de ceniza y lapilli, ocasionalmente produciendo columnas eruptivas de entre 2-6 km de altura (Branca & Del Carlo, 2004, 2005). En contraste, eventos subplinianos y plinianos del volcán registran columnas eruptivas de hasta 13 km de altura (Branca & Del Carlo, 2005).

Año	Fecha	Cráter	Descripción
2021	16 de febrero	SEC	Se produce un aumento gradual de la actividad estromboliana dando origen a eventos de <i>lava fountaining</i> de entre 500-600 m de altura. Producto de esta actividad se eleva una columna eruptiva de varios kilómetros que avanza hacia el sur y se producen flujos de lava en direcciones sur y sureste. Desde el sector sur del volcán hasta Catania se produce caída de lapilli. El volumen de las coladas de lava es de $2.6 \times 10^6 \text{ m}^3$. La actividad perdura por 55 minutos.
2021	28 de febrero	SEC	A partir de una actividad estromboliana débil, la actividad evoluciona gradualmente produciendo eventos de <i>lava fountaining</i> de 700 m. La actividad produce una columna eruptiva que se eleva hasta los 11 km s.n.d.m. avanzando hacia el este y un flujo de lava en dirección sureste. El volumen de las coladas de lava es de $1.7 \times 10^6 \text{ m}^3$. La actividad perdura por 54 minutos.
2021	23 de marzo	SEC	A partir de una actividad estromboliana débil, la actividad evoluciona gradualmente produciendo eventos de <i>lava fountaining</i> . La actividad produce 2 flujos de lava, uno en dirección al Valle del Bove y otro en dirección sureste. El volumen de las coladas de lava es de $1.6 \times 10^6 \text{ m}^3$. La actividad perdura por 15 horas.
2021	24 de junio	SEC	Evento de <i>lava fountaining</i> y formación de una columna eruptiva de entre 5-10 km s.n.d.m. La actividad produce 2 flujos de lava en direcciones sur y sureste. El volumen de las coladas de lava es de $0.8 \times 10^6 \text{ m}^3$.
2021	14 de julio	SEC	Se reanuda la actividad estromboliana, intensificándose progresivamente y produciendo eventos de <i>lava fountaining</i> . Producto de esta actividad se produce una columna eruptiva que alcanza los 9 km s.n.d.m., dispersándose hacia el noreste. Se produce caída de ceniza y de lapilli en la dirección de avance de la pluma. También la actividad produce un flujo de lava en dirección suroeste. El volumen de las coladas es de $0.7 \times 10^6 \text{ m}^3$. La actividad perdura por 3h30.
2021	21 de septiembre	SEC	El cráter reanuda repentinamente su actividad, produciendo eventos de <i>lava fountaining</i> . Esta actividad produce una columna eruptiva de 8 km que se propaga hacia el este y un flujo de lava en dirección sureste. Se produce caída de ceniza y lapilli en la dirección de avance de la pluma. La actividad perdura por 1h30.

Tabla 3.1: Descripción de los eventos eruptivos estudiados del ciclo febrero-septiembre 2021. Cráter Sureste (SEC). Desarrollada a partir de boletines semanales del INGV.

A través de datos y observaciones de boletines semanales del Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), se presenta en Tabla 3.1 una descripción de los distintos eventos eruptivos tratados en este estudio y pertenecientes al periodo febrero-septiembre 2021.

Capítulo 4

Marco teórico

4.1. Nucleación y crecimiento de burbujas

La nucleación y crecimiento de burbujas en un magma durante su ascenso (Cassidy et al., 2018; Cáceres et al., 2022) y la eficiencia con la que escapan sus gases (Gonnermann & Manga, 2012), son algunos de los mecanismos que controlan la capacidad eruptiva de un centro volcánico. Estos procesos son de gran importancia, puesto que el rol de los volátiles es capaz de influir en la capacidad de un magma de alcanzar la superficie (Cashman & Scheu, 2015). Por un lado, la nucleación es controlada por la tasa de descompresión, la saturación, la disponibilidad de sitios de nucleación, la tensión superficial y la viscosidad de un magma (Mangan et al., 2004; Cassidy et al., 2018) y se produce de dos formas: de forma homogénea o de forma heterogénea (Gardner & Dennis, 2004; Gonnermann & Manga, 2012).

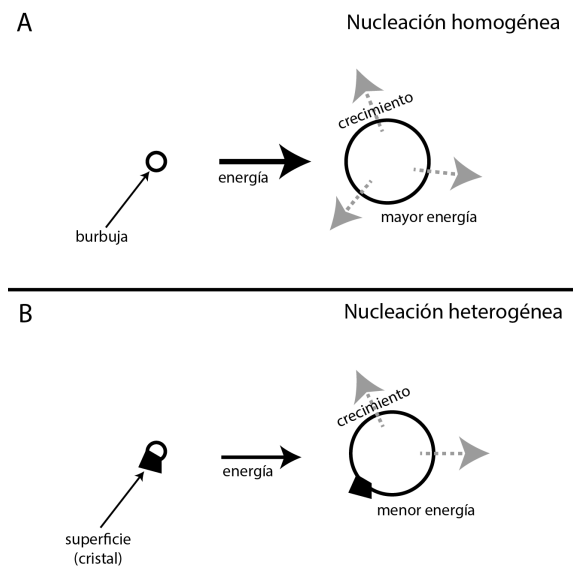


Figura 4.1: Diagrama de los tipos de nucleación. En (a.) nucleación homogénea y en (b.) nucleación heterogénea. Se constata como la nucleación homogénea requiere de mayores energías de activación para poder nuclear.

En el caso homogéneo, las burbujas se forman a partir del fundido y requieren de altas presiones de supersaturación para superar la tensión superficial (Mangan & Sisson, 2000; Gonnermann & Manga, 2007, 2012; Cashman & Scheu, 2015) (Figura 4.1a). Mientras que en el caso heterogéneo, las burbujas se forman aprovechando la superficie de cristales y disminuyendo así la energía de activación necesaria para nuclear (Figura 4.1b) (Gardner & Dennis, 2004; Cashman & Scheu, 2015; Shea et al., 2017; Cáceres et al., 2022). Cuando la nucleación se produce en condiciones fuera del equilibrio, tales como un rápido ascenso, se produce una gran cantidad de burbujas poco espaciadas entre sí, reflejando condiciones de sobresaturación (Parfitt & Wilson, 2009). Este rápido ascenso también puede evidenciarse a través de la presencia de burbujas no esféricas (Parfitt & Wilson, 2009).

Por otro lado, el crecimiento de burbujas está condicionado a la difusividad de los volátiles, la viscosidad del fundido y la descompresión (Gonnermann & Manga, 2007, 2012; Cashman & Scheu, 2015), y se produce a través de 3 mecanismos: difusión, descompresión y coalescencia (Figura 4.2) (Parfitt & Wilson, 2009). La difusión y la descompresión son más eficientes en escenarios de gran abundancia de burbujas pequeñas y en escenarios de ascenso significativo de las burbujas o del magma, respectivamente (Parfitt & Wilson, 2009). En tanto que la coalescencia está limitada a magmas poco viscosos (composiciones máficas), dada su ineffectividad como mecanismo de crecimiento a altas viscosidades (Gonnermann & Manga, 2007; Parfitt & Wilson, 2009).

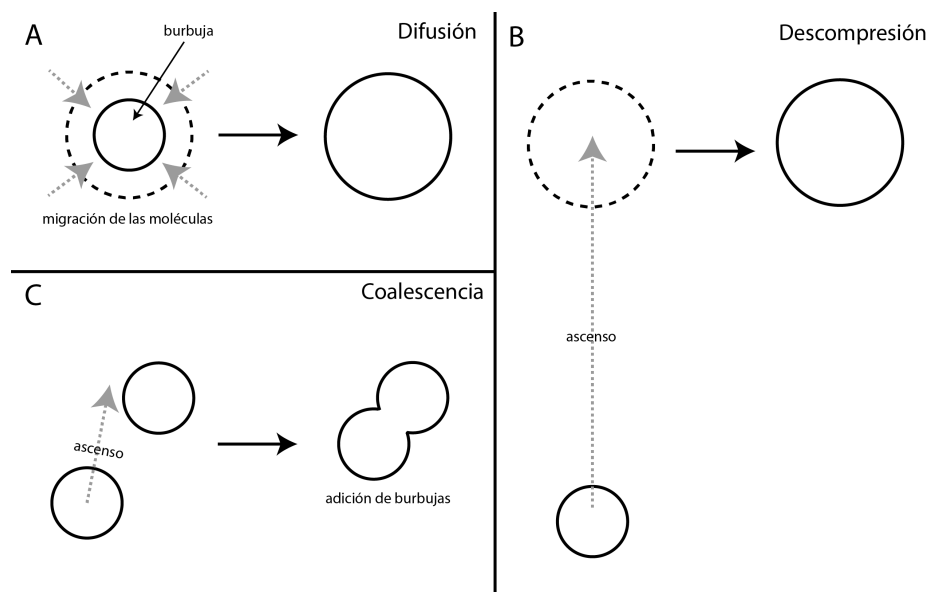


Figura 4.2: Mecanismos de crecimiento de burbujas. En (a.) difusión, en (b.) descompresión y en (c.) coalescencia.

Ambos procesos se relacionan estrechamente con el ascenso magmático dado que aumentan la flotabilidad del magma y aceleran el ascenso (Gonnermann & Manga, 2007; Cassidy et al., 2018). Esto genera una retroalimentación entre ambos procesos dado que también se favorece la exsolución de volátiles al disminuir la presión y la solubilidad (Gonnermann & Manga, 2007; Cassidy et al., 2018).

4.2. Estilos eruptivos

El volcán Etna registra un amplio rango de estilos eruptivos que varían de levemente estrombolianos a subplinianos, presentándose eventos de actividad puramente estromboliana o de *lava fountaining*, como también, de estados transicionales entre ambos (Houghton et al., 2016). A continuación se destacan y explican los estilos eruptivos más predominantes en el volcán Etna.

4.2.1. Estilo estromboliano

Las erupciones estrombolianas son frecuentes en magmas poco viscosos de composición basáltica a basalto andesítica, comprendiendo un rango de temperaturas de entre 1000 y 1200°C (1080°C es común en el volcán Etna) (Sigurdsson, 2000; Taddeucci et al., 2015). La actividad se produce mediante a la liberación violenta, de corta duración (<20 segundos) y ocasionalmente periódica de gases a partir una erupción fisural tipo hawaiiana o de una explosión de tipo vulcaniana inicial (Sigurdsson, 2000; Rosi et al., 2013). Este estilo eruptivo junto con el estilo hawaiiano corresponden a los estilos eruptivos explosivos más comunes en volcanes subareales (Taddeucci et al., 2015).



Figura 4.3: Erupción de tipo estromboliana en el volcán Etna ocurrida el 3 de febrero de 2021.

Los eyectos piroclásticos producidos por este tipo de actividad poseen típicamente un tamaño de entre 10^{-2} a 10^{-1} m y son expulsados a velocidades de entre 40 y 100 m/s, excediendo en ciertos casos los 400 m/s y alcanzando alturas mayores a los 100 m (Sigurdsson, 2000; Taddeucci et al., 2015). También suelen producirse pequeñas plumas de ceniza menores al kilómetro de altura a partir de la fracción de ceniza expulsada (Patrick et al., 2007). El orden de vesicularidades y cristalinidades de los productos emitidos tiende a oscilar entre los 70-85 % y los 2-50 % respectivamente (Sigurdsson, 2000). En el volcán Etna, la masa eruptada promedio de este tipo de actividad produce entre 10^3 – 10^4 kg por explosión (Gouhier et al., 2008).

A partir de modelos eruptivos, se han podido inferir los mecanismos eruptivos responsables de sostener erupciones de tipo estromboliano. Uno de estos modelos propone la formación y acumulación paulatina de burbujas en los niveles superiores del reservorio magmático, generando una significativa capa de burbujas (espuma o foam) (Vergnolle & Jaupart, 1988, 1989, 1990). Esta capa de burbujas, llegada su capacidad límite de acumulación, colapsaría en masa y ascendería por el conducto, permitiendo la formación de grandes burbujas en él mediante a un efecto de coalescencia (Vergnolle & Jaupart, 1989, 1990). Este modelo tam-

bien sería capaz de explicar, mediante al tiempo requerido para llegar a la capacidad límite de acumulación de burbujas, la periodicidad característica que se observa en eventos de tipo estromboliano (Vergnolle & Jaupart, 1988, 1989, 1990).

Sin embargo, también influye en la actividad estromboliana el modo en cómo ocurre la desgasificación en el conducto, dado que, según como ocurra, el centro eruptivo puede presentar características de estilo hawaiano, estromboliano o de *lava fountaining* (Sigurdsson, 2000). La forma en que se produce la desgasificación se observa experimentalmente a partir de modelos bifásicos de fundido y gases en el conducto, donde el control principal es el contenido de volátiles (Sigurdsson, 2000).

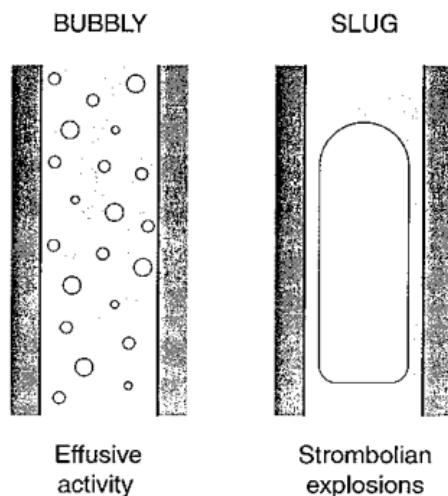


Figura 4.4: Diagrama bifásico ejemplificando un flujo 'bubbly' (izquierda) y un slug (derecha). Un flujo 'bubbly' se produce a volúmenes de volátiles menores o iguales a un 30% y son representativos de actividad de tipo hawaiana. Por el contrario, un slug se produce a volúmenes de volátiles de $\sim 70\%$ y son representativos de actividad de tipo estromboliana. Extraído de Sigurdsson (2000)

Cuando el volumen de volátiles es menor o igual a un 30% se produce un 'bubbly flow', caracterizado por pequeñas burbujas en una mezcla dominada por el fundido (Sigurdsson, 2000). Este tipo de flujo es común en erupciones efusivas y definen más bien una actividad hawaiana (Sigurdsson, 2000). Por otro lado, cuando el volumen de gases es de $\sim 70\%$, se producen grandes burbujas cuyo volumen abarca casi la totalidad del conducto denominado 'slug flow' (Sigurdsson, 2000; Taddeucci et al., 2015). Este comportamiento sería descriptivo de episodios de tipo estromboliano (Sigurdsson, 2000; Taddeucci et al., 2015; Polacci et al., 2016). Se evidencia a través de este modelo como el contenido de volátiles y el modo de desgasificación permiten generar un continuo entre la actividad hawaiana y estromboliana, ambas pudiendo coexistir en un mismo centro o episodio eruptivo (Sigurdsson, 2000).

Adicionalmente y de características similares al estilo estromboliano, se define el estilo estromboliano violento como una variante de mayor intensidad a la actividad estromboliana (Hazlett & Lockwood, 2010; Taddeucci et al., 2015). Este estilo se caracteriza por pulsos

intensos de corta duración capaces de eyectar fragmentos líticos y bloques métricos a kilómetros de distancia, formando plumas de ceniza y lapilli de kilómetros de altura (Taddeucci et al., 2015). Este tipo de actividad junto con los eventos de *lava fountaining* son catalogados usualmente como paroxismos (Taddeucci et al., 2015). En el volcán Etna, la transición de estilo estromboliano a estromboliano violento o hawaiano a estromboliano se asocia a un cambio en la reología del magma producto de una interacción entre un magma rico en gases y magmas más fríos en el reservorio (Taddeucci et al., 2015).

4.2.2. Fuentes de lava

Las fuentes de lava o *lava fountains* corresponden a altas columnas eruptivas de material piroclástico y gases a partir de una chimenea volcánica (Parfitt & Wilson, 2009) y pueden ser generadas por un rápido ascenso de una acumulación de burbujas en el reservorio (Jaupart & Vergnolle, 1988, 1989). En el caso del volcán Etna, estos fenómenos son recurrentes y se asocian a columnas de ceniza, siendo, por lo general, precedidos por eventos de tipo estromboliano (Calvari et al., 2018, 2021). Aunque, cabe constatar que esta clase de comportamiento explosivo tiende a ser más característico de centros eruptivos de estilo hawaiano como el volcán Kilauea, por lo que generalmente se refieren a estos eventos como *hawaiian-style lava fountain* (Houghton et al., 2016).



Figura 4.5: Fotografía de un evento de *lava fountaining* del volcán Etna ocurrido el 25 de junio de 2021 (Fotografía de Boris Behncke).

La altura de la columna de lava producida por un evento de *lava fountaining* depende de la cantidad de volátiles exsuelta, la tasa eruptiva y la geometría del conducto (Wilson et al., 1995). Particularmente, para los más recientes eventos del volcán Etna, entre febrero y marzo de 2021, se han registrado alturas de entre 300 y 1000 metros (Marchese et al., 2021),

mientras que para eventos precedentes de entre 2011 y 2015, se registran alturas de entre 200 y 1700 metros (Calvari et al., 2019).

Dichas alturas son producto de una rápida eyección del material a velocidades de entre 150 y 200 m/s (Vulpiani et al., 2016), registrando una velocidad máxima de 133 m/s para el evento de fuente de lava del 12 de marzo de 2021 (Calvari et al., 2018, 2021). La masa eruptada producto de esta actividad en el volcán Etna es comúnmente del orden de 10^8 - 10^9 kg por evento (Freret-Lorgeril et al., 2018).

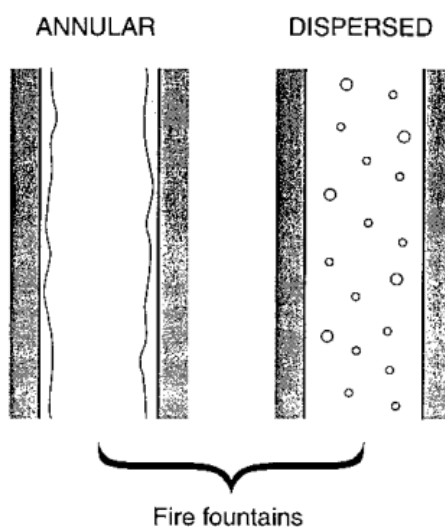


Figura 4.6: Diagrama bifásico ejemplificando un flujo anular (izquierda) y un flujo disperso (derecha). Ambos flujos son representativos de actividad del tipo *lava fountaining* y se diferencian en el volumen de volátiles. Para el caso de un flujo anular son necesarios volúmenes de volátiles superiores al 70 %, mientras que para el caso disperso son necesarios volúmenes sustancialmente mayores. Extraído de Sigurdsson (2000)

De igual forma que para la actividad estromboliana y hawaiiana, el modo en que se produce la desgasificación permite determinar el estilo eruptivo de un volcán. Los eventos de *lava fountaining* ocurren a porcentajes mayores al 70 % de volumen de gases y suelen presentar en su conducto (modelo bifásico) un flujo anular o 'annular flow' caracterizado por una columna continua de gas rodeada por una delgada capa de fundido (Sigurdsson, 2000). Sin embargo, a porcentajes sustancialmente mayores al 70 % en volumen de gas, es posible fragmentar el magma en pequeñas partículas, generando un flujo disperso o 'dispersed flow' (Sigurdsson, 2000). Pese a que ambos flujos generan eventos de *lava fountaining*, es complejo determinar cual es el tipo de flujo responsable de la actividad a partir de las evidencias en superficie (Sigurdsson, 2000).

4.2.3. Estilo subpliniano y pliniano

Las erupciones subplinianas y plinianas corresponden a erupciones explosivas caracterizadas por la rápida (100-400 m/s) y sostenida (minutos a horas) eyección de una mezcla compuesta de gases, fundido y material lítico y juvenil, permitiendo a través de ello, la formación de una columna eruptiva de decenas de kilómetros de altura (Sigurdsson, 2000;

Hazlett & Lockwood, 2010; Cioni et al., 2015). Esta columna, una vez alcanzada su altura máxima, se desplaza lateralmente según el viento, abarcando un área extensa de decenas a miles de kilómetros desde el centro eruptivo (Sigurdsson, 2000; Cioni et al., 2015). Esta clase de actividad es predominante en magmas de composición intermedia a ácida (Cioni et al., 2015), dado que estos poseen valores de viscosidad efectiva que permiten ralentizar el crecimiento de burbujas y, en consecuencia, generar un aumento significativo de la presión en la cámara magmática (McBirney, 1973).

La distinción entre erupciones plinianas y subplinianas viene dada por la magnitud e intensidad de la actividad, donde por lo general, se esperan magnitudes de 10^{11} - 10^{13} kg e intensidades de 10^6 - 10^8 kg/s para eventos plinianos, mientras que para eventos subplinianos se esperan valores de $\sim 10^{11}$ kg y $\sim 10^6$ kg/s (Sigurdsson, 2000; Cioni et al., 2015). Esto también se ve reflejado en la altura de la columna eruptiva, esperando valores < 20 km para eventos subplinianos y valores de 20-35 km para eventos plinianos (Sigurdsson, 2000).



Figura 4.7: Erupción subpliniana del volcán Calbuco el 23 de abril de 2015.
Fuente: Marcelo Utreras

Pese a que estas erupciones son comunes en magmas intermedios a ácidos, el volcán Etna registra históricamente desde 1500 a.C. 11 erupciones subplinianas y una erupción pliniana (Branca & Del Carlo, 2004). Particularmente la erupción pliniana de 122 a.C. ha sido reconocida como un caso de estudio de volcanismo pliniano en magmas basálticos, planteándose múltiples hipótesis tal que esta clase de centros eruptivos puedan erupcionar de dicho modo. De entre las condiciones que se necesitan para generar estas erupciones destacan: (1) un rápido ascenso tal que se produzca una exsolución retardada y somera de los volátiles; (2) una súbita descompresión producto de alguna inestabilidad o caída de parte del edificio volcánico; o (3) un aumento de la cristalinidad tal que se modifique la reología del basalto (Sable et al., 2006). Para la erupción pliniana de 122 a.C. del volcán Etna se estima una tasa eruptiva de $8.5 \cdot 10^7$ kg/s y una masa eruptada total de $9 \cdot 10^{11}$ kg, en conjunto con el desarrollo de una columna eruptiva de 26 km de altura (Coltelli et al., 1998).

4.3. Controles en el estilo eruptivo

Las tasas de ascenso y descompresión son los controles fundamentales que moderan el estilo eruptivo de un determinado volcán y, por lo general, están estrechamente ligadas (Gonnermann & Manga, 2007).

La tasa de ascenso es controlada por la sobrepresión, el esfuerzo cortical, el radio del conducto, la viscosidad y la flotabilidad del magma, e influye en las tasas de nucleación y crecimiento de burbujas (Gonnermann & Manga, 2007; Cassidy et al., 2018). Tanto la exsolución de volátiles como la velocidad de ascenso de un magma son impulsados por la expansión y crecimiento de burbujas, y ejercen un control primario en el comportamiento explosivo o efusivo de una erupción (Sparks, 1978; Cassidy et al., 2018; Scheu & Dingwell, 2022).

El mecanismo de distinción entre ambos tipos de erupción es la ocurrencia de fragmentación magmática (Scheu & Dingwell, 2022). Dicho proceso ocurre cuando a partir de un magma dominado por una fase líquida con burbujas se pasa a una fase volátil dominante con fragmentos líquidos (piroclastos) (Figura 4.8) (Cashman & Scheu, 2015; Scheu & Dingwell, 2022). Al igual que para el ascenso magmático, el motor del proceso es la expansión de la fase volátil (Sigurdsson, 2000), aunque que exista o no fragmentación depende intrínsecamente del comportamiento de los gases (Scheu & Dingwell, 2022).

En general, se promueve un escenario explosivo cuando la tasa de expansión de burbujas es mayor a su tasa de ascenso, generando una aceleración de la columna de magma y una mayor exsolución de los volátiles (Sigurdsson, 2000; Cashman & Scheu, 2015). Por otro lado, se promueve un escenario efusivo cuando las burbujas escapan del fundido, ya sea por flotabilidad o generando redes permeables (Figura 4.9) (Sigurdsson, 2000; Cashman & Scheu, 2015). Usualmente, altas velocidades de ascenso y un esca-

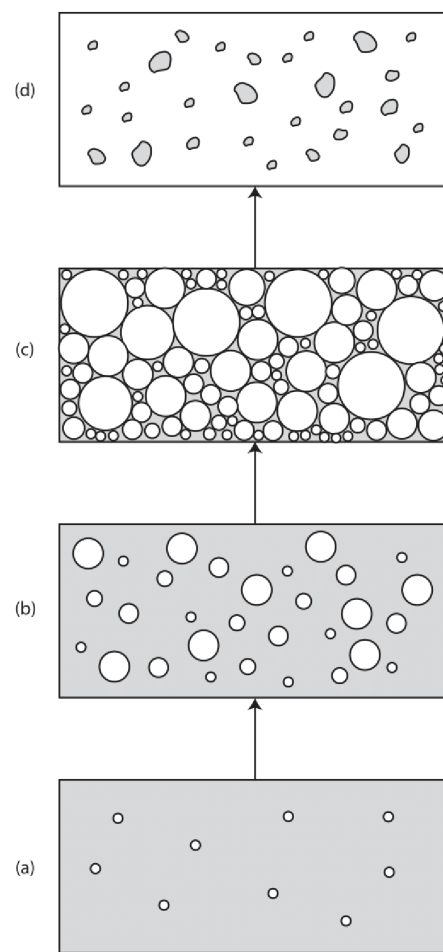


Figura 4.8: Diagrama por etapas del crecimiento de burbujas y eventual fragmentación. En (a.) la nucleación de burbujas, en (b.) el crecimiento de burbujas previas y un nuevo episodio de nucleación, en (c) una serie de episodios de nucleación y crecimiento (espacio reducido entre burbujas) y en (d.) la fragmentación. Extraído de Parfitt & Wilson (2009).

pe de burbujas ineficiente se asocian a erupciones explosivas, mientras que una velocidad de ascenso lenta y eficiente escape de gases, favorece un comportamiento efusivo (Takeuchi et al., 2009; Nguyen et al., 2014; Cassidy et al., 2018).

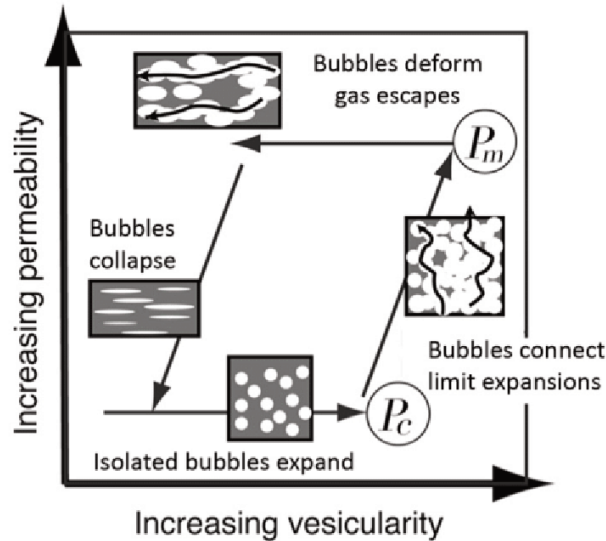


Figura 4.9: Ilustración de procesos de escape de volátiles en función de la porosidad y la permeabilidad. A medida que las burbujas aisladas se expanden, se produce conectividad entre ellas y eventualmente redes permeables, permitiendo el escape de gases. Extraído de Cashman & Scheu (2015).

Las redes permeables corresponden a cursos de burbujas interconectadas que permiten el escape de volátiles hacia la superficie o hacia rocas de mayor permeabilidad y se forman con el aumento de la porosidad (crecimiento de burbujas) y la conectividad de burbujas (Rust & Cashman, 2011). La formación de estas redes ocurre antes de la fragmentación (Cassidy et al., 2018) y permite disminuir la sobrepresión de la columna de magma (Lindoo et al., 2017; Scheu & Dingwell, 2022), evitando o disminuyendo la explosividad de una erupción (Rust & Cashman, 2011; Cashman & Scheu, 2015). La eficiencia con la que las burbujas escapen está condicionada a la viscosidad, la solubilidad, el tiempo, la permeabilidad de la roca caja y la nucleación y crecimiento de las burbujas (Cassidy et al., 2018).

4.4. Distribución de tamaño de burbujas

El análisis textural de burbujas permite reconocer procesos de nucleación y crecimiento de burbujas, como también, infiere parámetros tales como el contenido de volátiles, las tasas de descompresión y el grado de explosividad de un evento (Shea et al., 2010). La distribución de tamaño de burbujas y de densidad del número de burbujas pueden presentarse en una serie de gráficos dentro de la literatura, permitiendo caracterizar procesos eruptivos (Shea et al., 2010). En la figura 4.10 extraída de Shea et al. (2010) se evidencian y describen 4 tipos de gráficos y respectivos procesos asociados a cada uno de ellos.

Los gráficos de distribución volumétrica de vesículas (VVD) (Figura 4.10a), permiten in-

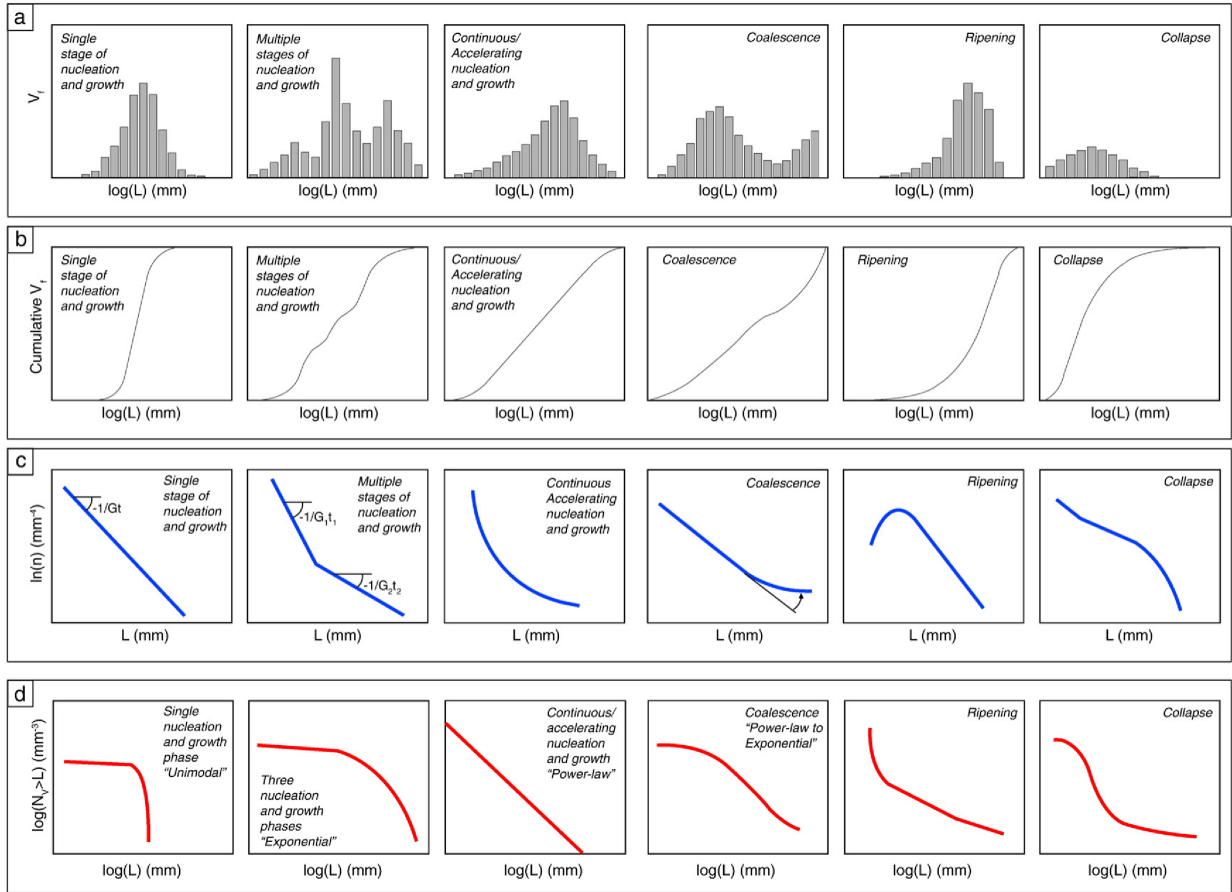


Figura 4.10: Formas de representar características texturales a través del tamaño de burbujas. En (a.) gráficos de distribución volumétrica de vesículas (VVD), en (b.) gráficos de distribución volumétrica de vesículas acumulada (CVVD), en (c.) gráficos de distribución de densidad del número de burbujas (VSD) y en (d.) gráficos de densidad del número de burbujas acumulada (CVSD). Para cada clase de gráfico se presentan curvas características a algún proceso o mecanismo de nucleación y crecimiento. Extraído de Shea et al. (2010)

ferir procesos de nucleación y crecimiento mediante al reconocimiento de modas (Shea et al., 2010). Generalmente, se atribuye a cada moda un episodio de nucleación y crecimiento (Pollacci et al., 2003), donde otros mecanismos como la coalescencia y la maduración de Ostward pueden evidenciarse. La coalescencia tiende a aumentar el volumen de las burbujas, generando en ciertas circunstancias una nueva moda orientada hacia grandes tamaños (Gurioli et al., 2008). Por otro lado, la maduración de Ostwald tiende a generar modas orientadas a grandes tamaños, presentando nulos a escasos volúmenes de burbujas pequeñas (Mangan & Cashman, 1996; Shea et al., 2010). La distribución volumétrica de vesículas acumulada (CVVD) (Figura 4.10b) sirve como complemento al gráfico anterior, permitiendo conocer el importe de cada tamaño de burbujas a la porosidad (Shea et al., 2010).

Por otro lado, los gráficos de distribución de densidad del número de burbujas (VSD) (Figura 4.10c) dan cuenta de la cinemática de la densidad de estas y el crecimiento de burbujas y cristales (Marsh, 1988; 1998), permitiendo inferir según su forma, distintos procesos

(Mangan & Cashman, 1996; Shea et al., 2010). De igual forma, los gráficos de densidad del número de burbujas acumulada (CVSD) (Figura 4.10d) también permiten evidenciar estos procesos aunque estos reflejan el importe según tamaño a la densidad de burbujas (Shea et al., 2010).

4.5. Porosidad y densidad de burbujas

La porosidad se produce a partir de la nucleación y crecimiento de burbujas y corresponde a un indicador relevante, dado que se relaciona a procesos de escape de volátiles mediante la creación de redes permeables (Colombier et al., 2017, 2021; Lindoo et al., 2017). El desarrollo de estas redes se produce a distintas porosidades dependiendo de la cristalinidad del fundido (Lindoo et al., 2017; deGraffenried et al., 2019). Para fundidos no cristalinos se esperan porosidades de entre 63-78 % para el desarrollo de estas redes, mientras que para fundidos cristalinos se esperan porosidades de entre 30-65 % (Graham et al., 2023). Se ha observado que un contenido de cristales superior al 20 % aumenta la conectividad de burbujas en magmas máficos, disminuyendo, por ende, la porosidad a la cual se produce la permeabilidad (Lindo et al., 2017).

Asimismo, la densidad del número de burbujas también resulta importante, dado que puede asociarse a la explosividad, a través de la determinación de tasas de descompresión (Toramaru, 2006; Shea et al., 2010, 2017), dado que existe una relación directa entre los valores de densidad y el comportamiento efusivo o explosivo de un evento (Mangan & Cashman, 1996; Shea et al., 2010). Se relacionan mayores valores densidad del número de burbujas a un comportamiento más explosivo, mientras que, por el contrario, menores densidades se relacionan a un comportamiento más efusivo (Cassidy et al., 2018). Sin embargo, distintos mecanismos de crecimiento pueden también influir en la densidad del número de burbujas, como es el caso de la coalescencia (Mangan & Cashman, 1996). Este último mecanismo genera un aumento del tamaño promedio de burbujas, en general disminuyendo la densidad de estas (Narsimhan & Ruckenstein, 1986; Sahagian et al., 1989). Cabe destacar que, en el caso particular del volcán Etna, existe una correlación entre la densidad del número de burbujas y la intensidad de los eventos eruptivos (Taddeucci et al., 2015).

4.6. Geotermometría e higrometría

El geotermómetro clinopiroxeno-liquido de Putirka et al. (2003) se define a partir de la siguiente expresión:

$$\frac{10^4}{T(K)} = 4.6 - 4.47 \times 10^{-1} \ln \left[\frac{[Jd^{cpx} Ca^{liq} Fm^{liq}]}{[DiHd^{cpx} Na^{liq} Al^{liq}]} \right] - 6.54 \times 10^{-1} \ln[Mg^{liq}] - 3.26 \times 10^{-1} \ln[Na^{liq}] \\ - 6.32 \times 10^{-3} [P(\text{kbar})] - 0.92 \ln[Si^{liq}] + 2.74 \times 10^{-1} \ln[Jd^{cpx}]$$

Donde Jd^{cpx} es la fracción molar de jadeita en clinopiroxeno y $DiHd^{cpx}$ es la fracción molar de dióxido+hedenbergita en clinopiroxeno. Los términos tales como Al^{liq} se refieren a la

fracción de cationes de $\text{AlO}_{1.5}$ en liquido, Fm^{liq} corresponde a la suma de $\text{FeO}^{\text{liq}} + \text{MgO}^{\text{liq}}$ y Mg^{liq} corresponde a la fracción de cationes de $\text{MgO}^{\text{liq}}/(\text{FeO}^{\text{liq}} + \text{MgO}^{\text{liq}})$. El error asociado a este geotermómetro es de $\pm 33^\circ\text{C}$.

Por otra parte, el higrómetro plagioclasa-liquido desarrollado por Putirka (2005) se define, a partir de la siguiente expresión:

$$\text{H}_2\text{O}(\text{wt } \%) = 24.757 - 2.26 \times 10^{-3}T(\text{K})\ln\left(\frac{[\text{An}^{\text{pl}}]}{[\text{Ca}^{\text{liq}}(\text{Al}^{\text{liq}})^2(\text{Si}^{\text{liq}})^2]}\right) - 3.847[\text{Ab}^{\text{pl}}] + 1.927\left(\frac{\text{An}^{\text{pl}}}{\text{Ca}^{\text{liq}} + \text{Na}^{\text{liq}}}\right)$$

Donde An^{pl} y Ab^{pl} corresponden a las fracciones de anortita y albita en plagioclasa, calculadas como fracción de cationes de $\text{An}=\text{CaO}/(\text{CaO}+\text{NaO}_{0.5}+\text{KO}_{0.5})$ y $\text{Ab}=\text{NaO}_{0.5}/(\text{CaO}+\text{NaO}_{0.5}+\text{KO}_{0.5})$. Los términos tales como Al^{liq} se refieren a la fracción de cationes anhídrida en el liquido.

4.7. Modelamiento

El modelo eruptivo es desarrollado por La Spina et al. (2019) y consiste en un modelo 1D de estado estacionario cuya mezcla magmática cuenta con 2 fases: fase líquida y fase sólida.

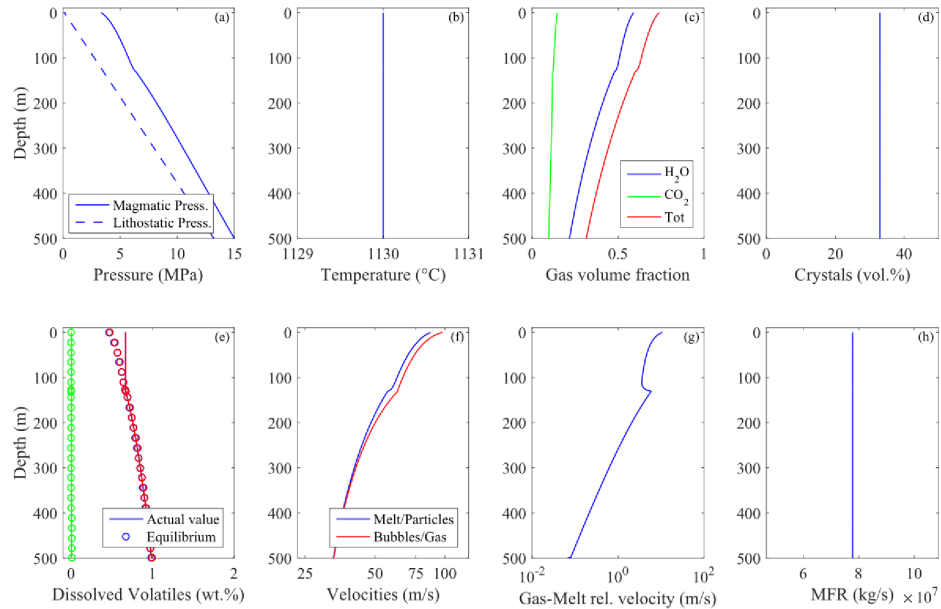


Figura 4.11: Ejemplo de algunos valores de salida del modelo. Los gráficos corresponden a: (a.) presión, (b.) temperatura, (c.) fracción de volumen de gas, (d.) contenido de cristales, (e.) contenido de volátiles disueltos, (f.) velocidades y (h.) tasa eruptiva en función de la profundidad. Extraído de La Spina et al. (2019).

La fase líquida se compone de fundido, cristales y gases disueltos, mientras que la fase gas se compone de volátiles exseltos (La Spina et al., 2019). Cabe destacar que sobre el nivel de fragmentación, la fase líquida es reemplazada por una fase de partículas dispersa (La Spina et al., 2019). La fase gaseosa puede poseer como gases H_2O y/o CO_2 , mientras que la fase sólida puede contener plagioclasa, clinopiroxeno y/o olivino (La Spina et al., 2015, 2019).

El modelo asume (1) un conducto cilíndrico vertical, (2) un flujo continuo en el eje z , (3) que dentro de cada fase (líquido y gas) existe la misma presión, temperatura y velocidad y (4) que el nivel de fragmentación se alcanza cuando la fracción de volumen de gas es de 60% (Sparks, 1978). El modelamiento requiere como parámetros iniciales: la temperatura, la presión, el contenido de gases, el contenido de cristales, el radio y largo del conducto, y la densidad del número de burbujas. A partir de dichos parámetros, el modelo permite determinar la presión, la temperatura, la fracción de volumen de gas, el contenido de cristales, el contenido de volátiles disueltos, la velocidad, la velocidad relativa gas/fundido, la viscosidad y la tasa eruptiva en función de la profundidad. (Figura 4.11).

Capítulo 5

Resultados

5.1. Petrografía general

El análisis petrográfico se realiza mediante a microscopía óptica, usando como complemento mapas realizados a partir de microscopía electrónica de barrido (SEM). A grandes rasgos, las muestras presentan una textura porfírica inequigranular con cristalinidades de entre 20-50% de fenocristales (hipocristalina), compuestas por plagioclasas (55%), clinopiroxenos (27%), olivinos (11%) y óxidos de Fe-Ti (7%) (Figura 5.1). La masa fundamental presenta una textura intersertal rica en vidrio a incluso vitrofírica con microlitos de las mismas fases minerales (Figura 5.1).

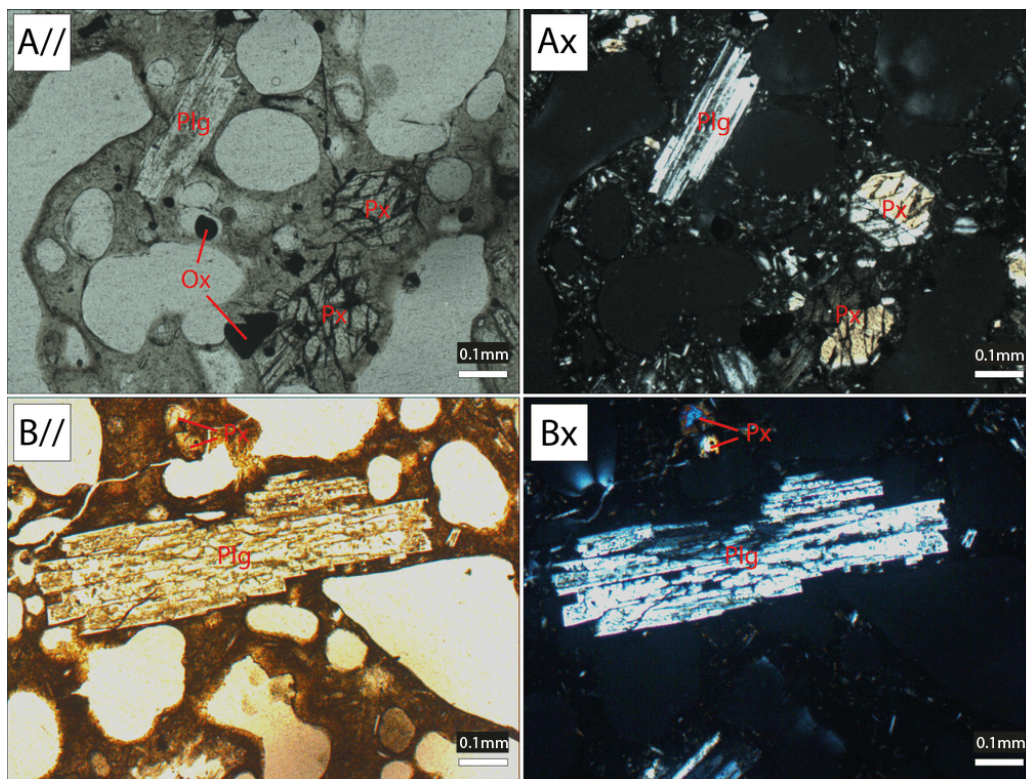


Figura 5.1: Imágenes de microscopía óptica a nicols cruzados y paralelos de muestras representativas de los eventos enmarcados en este estudio. (Plg=Plagioclasa; Px=Piroxeno; Ox=Óxidos).

Las plagioclasas son submilimétricas a milimétricas y generalmente subhedrales, a veces presentando sieve y zonación (Figura 5.2b). En raras ocasiones, se observan algunos cristales con textura poikilítica, englobando pequeños cristales de clinopiroxeno (Figura 5.2a). Por su parte, los clinopiroxenos son mayormente submilimétricos y anhedrales, a veces presentando embahiamientos. Se observa, tanto para plagioclasas como para clinopiroxenos, la formación de cúmulos y glómeros milimétricos de plagioclasa y piroxeno y de piroxeno y óxidos (Figura 5.3). Para las fases de menor abundancia (olivinos y óxidos de Fe-Ti) se presentan tamaños submilimétricos y formas anhedrales.

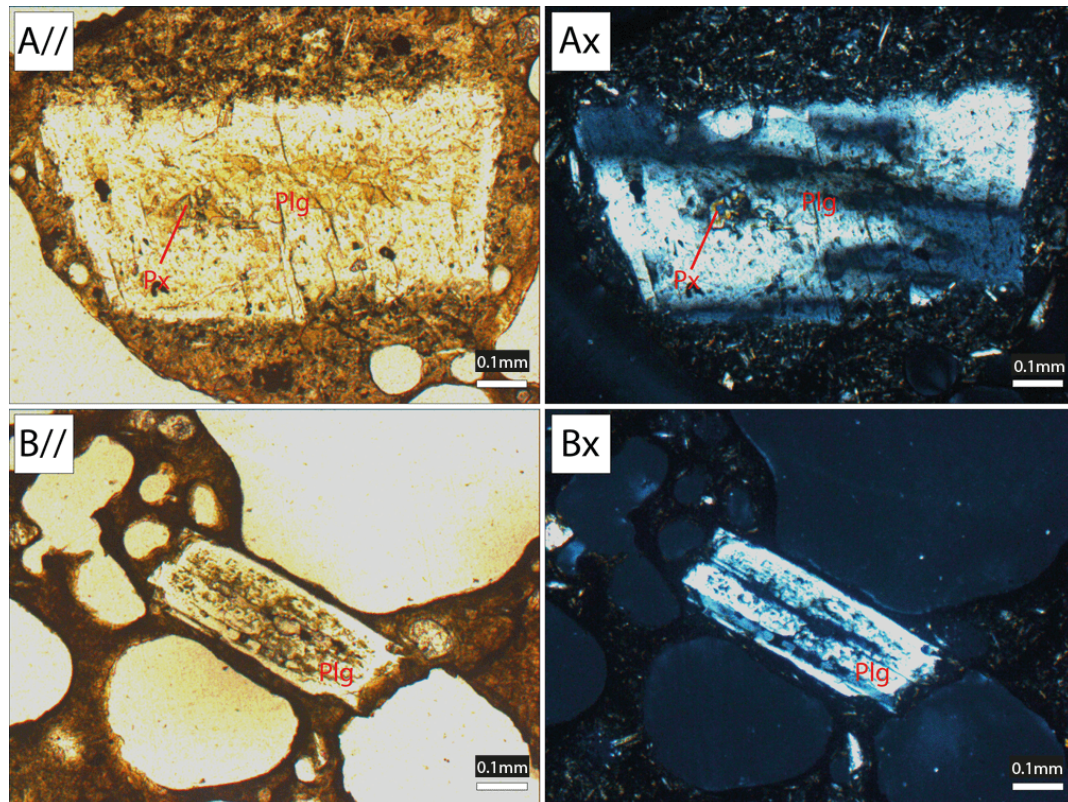


Figura 5.2: Imágenes de microscopía óptica a nicols cruzados y paralelos de las distintas texturas identificadas en plagioclasas. (a.) corresponde a una textura poikilítica englobando piroxeno y (b.) corresponde a textura sieve.

Por otro lado, las vesículas se presentan de redondeadas a amorfas en una amplia variedad de tamaños (de submilimétricas a milimétricas) y corresponden a la fase más predominante en área, representando entre 50-70% de las muestras. Las burbujas se observan mayormente aisladas, pese a identificar texturas de adición entre burbujas, y no presentan ejes de elongación preferencial. También, se constata una mayor concentración de burbujas amorfas hacia mayores tamaños de burbuja (Figura 5.4). Se reconocen en las muestras por lo menos 3 familias de tamaño de vesícula: (1) una familia de tamaños superiores al milímetro, (2) una familia de tamaño de entre 0.5 y 1 mm y (3) una familia de tamaño inferior a los 0.5 mm (Figura 5.5).

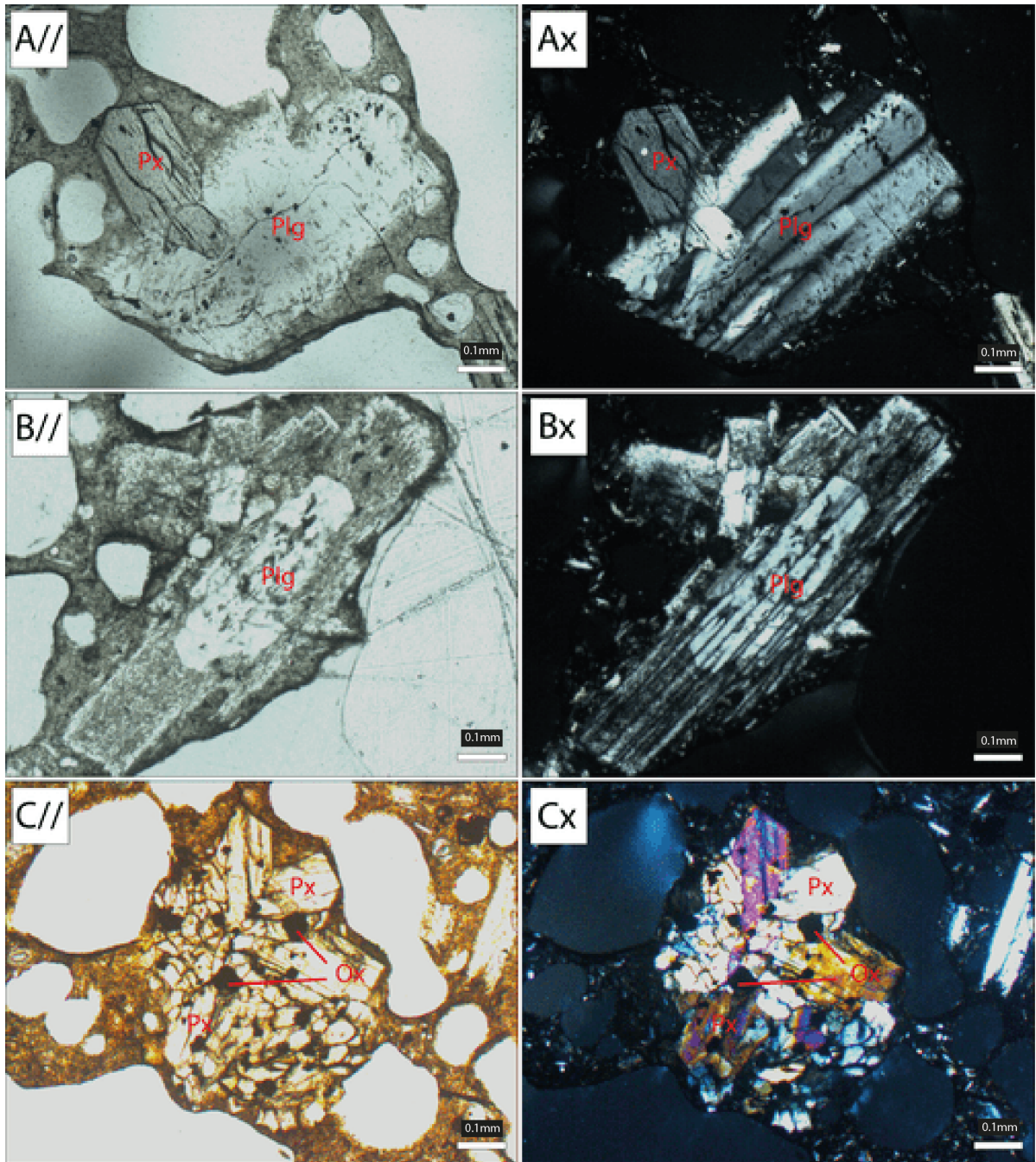


Figura 5.3: Imágenes de microscopía óptica a nicols cruzados y paralelos de los distintos cúmulos y glomeros encontrados en las muestras. (a.) corresponde a un cúmulo de plagioclasa y piroxeno, (b.) corresponde a un glomero de plagioclasa y (c.) corresponde a un cúmulo de piroxeno y óxidos.

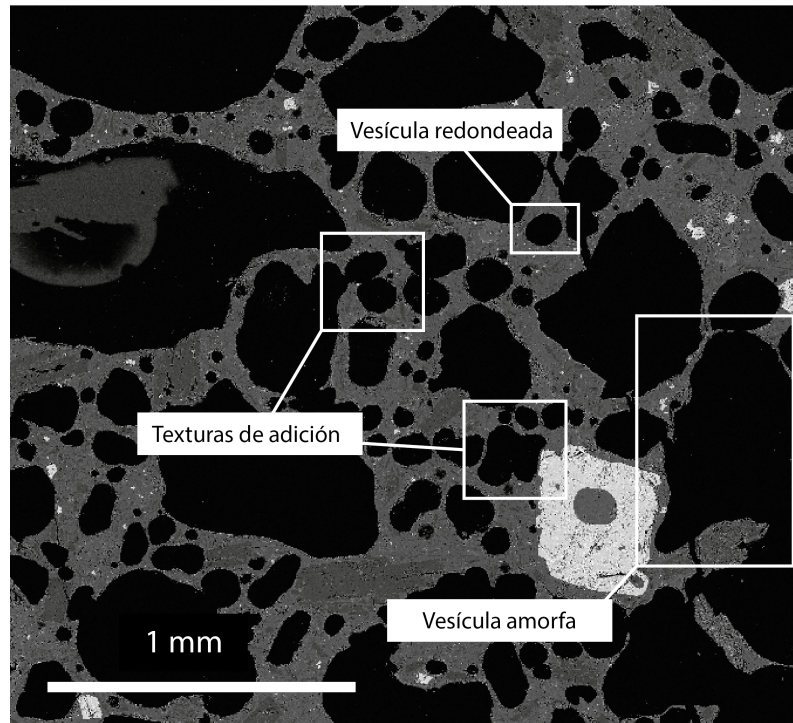


Figura 5.4: Imagen SEM de los distintos tipos y texturas de vesículas identificadas en las muestras. Se observan vesículas redondeadas, subredondeadas y amorfas, estas últimas más comunes a grandes tamaños. Se reconocen también texturas de adición de burbujas.

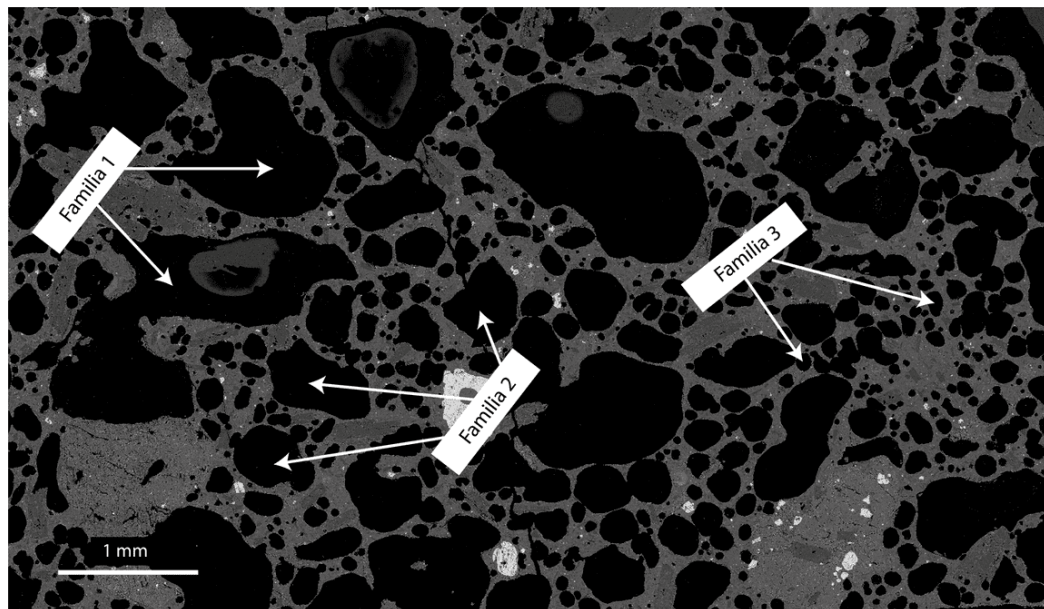


Figura 5.5: Imagen SEM de las familias de burbuja identificadas. La familia 1 corresponden a burbujas de tamaño sobre el milímetro, la familia 2 corresponden a burbujas de tamaño entre 0.5-1 mm y la familia 3 corresponden a burbujas de tamaño inferior a 0.5 mm

5.2. Geoquímica de roca total

Los análisis de geoquímica por XRF (roca total) efectuados en muestras de los eventos estudiados arrojan composiciones correspondientes a traqui-basaltos alcalinos para todas las muestras (Figura 5.6). Al comparar los contenidos de sodio (Na_2O) con los contenidos de potasio (K_2O), se obtiene para todas las muestras que $\text{K}_2\text{O} \geq \text{Na}_2\text{O} - 2$, por lo que las muestras se clasifican como traqui-basaltos potásicos. Por otro lado, el diagrama AFM evidencia poca variación entre eventos, situándose la totalidad de ellos en la tendencia calcoalcalina (Figura 5.7). En ambos diagramas no se observan tendencias temporales que reflejen un cambio composicional en el tiempo.

Tabla 5.1: Composición química de roca total para los eventos estudiados. Las concentraciones se presentan en [wt %].

Fecha del evento	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5
antes del 14 Julio 2021	47.58	17.44	11.00	0.18	5.38	11.01	3.45	1.83	1.70	0.48
antes del 14 Julio 2021	47.84	17.82	11.03	0.17	4.99	10.34	3.62	2.01	1.73	0.54
14 Julio 2021	47.87	17.13	11.39	0.18	5.31	10.54	3.58	2.06	1.82	0.54
16 Febrero 2021	47.76	17.31	11.39	0.18	5.37	10.59	3.53	1.95	1.79	0.52
24 Junio 2021	47.43	17.30	11.06	0.18	5.05	10.21	3.73	2.01	1.74	0.55
21 Septiembre 2021	47.37	17.09	11.28	0.18	5.41	10.53	3.58	1.95	1.78	0.53
28 Febrero 2021	47.27	16.85	11.48	0.18	5.83	10.55	3.48	1.87	1.76	0.51

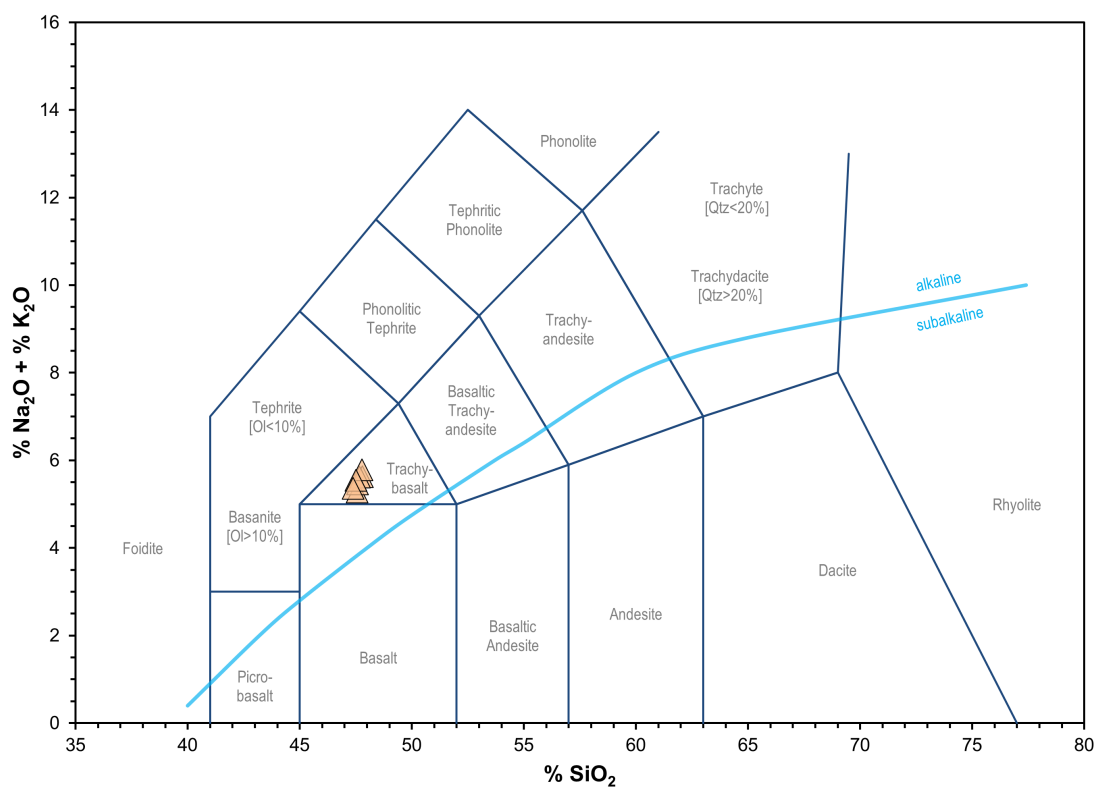


Figura 5.6: Diagrama TAS de las muestras.

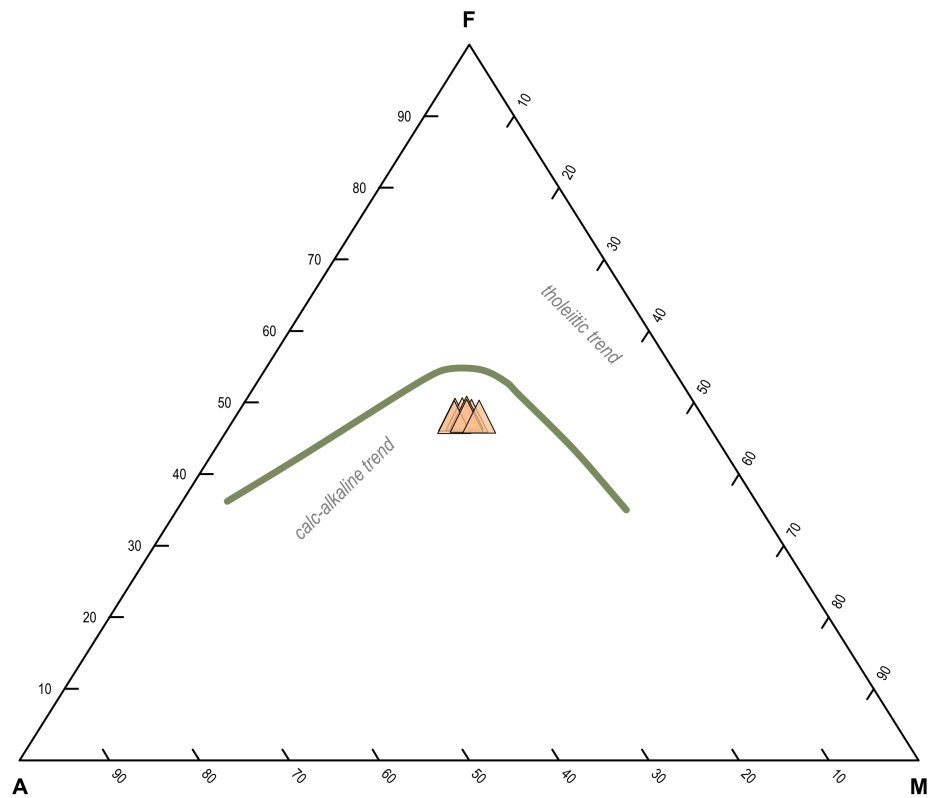


Figura 5.7: Diagrama AFM de las muestras.

5.3. Caracterización de burbujas

5.3.1. Porosidad y cristalinidad

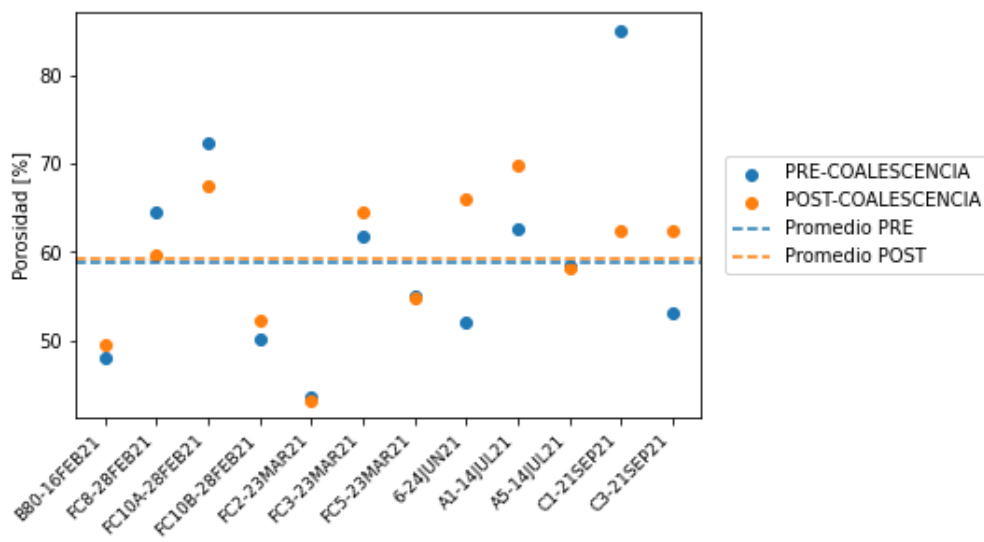


Figura 5.8: Porosidad en función del tiempo y muestras.

Para el caso pre-coalescencia se determinan porosidades de entre 40-85 %, mientras que para el caso post-coalescencia las porosidades oscilan entre 50-70 % (Tabla 5.2). En promedio se obtienen porosidades de 58.9 % para el caso pre-coalescencia y porosidades de 59.1 % para el caso post-coalescencia (Figura 5.8). De igual forma, se constata que tanto para el caso pre-coalescencia como para el caso post-coalescencia no se observa una clara evolución temporal de la porosidad (Figura 5.8).

Con respecto a la cristalinidad, se determina un rango de valores que oscila entre 20 % y 55 % (Tabla 5.2) con un promedio de cristalinidades de 31.36 % (Figura 5.9). La cristalinidad tampoco presenta una tendencia temporal clara (Figura 5.9).

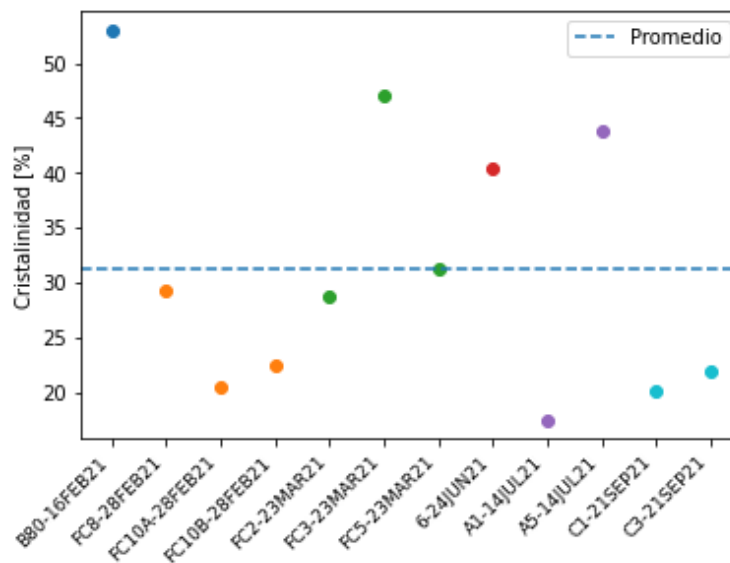


Figura 5.9: Cristalinidad en función del tiempo y muestras.

Tabla 5.2: Porosidad y cristalinidad según muestra y fecha. (PRE=pre-coalescencia y POST=post-coalescencia).

MUESTRA	Porosidad [%] (PRE)	Porosidad [%] (POST)	Cristalinidad [%]
B80-16FEB21	48	49.49	52.97
FC8-28FEB21	64.6	59.63	29.38
FC10A-28FEB21	72.29	67.56	20.61
FC10B-28FEB21	50.14	52.13	22.44
FC2-23MAR21	43.62	43.21	28.71
FC3-23MAR21	61.82	64.48	47.11
FC5-23MAR21	55.07	54.76	31.2
6-24JUN21	52.05	65.96	40.45
A1-14JUL21	62.66	69.74	17.56
A5-14JUL21	58.28	58.15	43.78
C1-29SEP21	85.1	62.3	20.12
C3-29SEP21	53.06	62.39	21.96

5.3.2. Densidad del número de burbujas

Para el caso pre-coalescencia se obtienen valores de densidad del número de burbujas de entre 1.2×10^3 - 2.7×10^5 [mm^{-3}], mientras que en el caso post-coalescencia el rango de valores es de 10^3 - 1.5×10^6 [mm^{-3}] (Tabla 5.3). Los valores promedio corresponden a 4.18×10^4 mm^{-3} para el caso pre-coalescencia y a 2.85×10^4 mm^{-3} para el caso post-coalescencia. (Figura 5.10). Del mismo modo se evidencia en Figura 5.10 que para ninguno de los casos se reconoce una tendencia temporal clara de la densidad del número de burbujas en función del tiempo.

Tabla 5.3: Densidad de burbujas según muestra y fecha. (PRE=pre-coalescencia y POST=post-coalescencia).

Muestra	Nvcorr [mm^{-3}] (PRE)	Nvcorr [mm^{-3}] (POST)
B80-16FEB21	1.27×10^3	9.72×10^2
FC8-28FEB21	1.42×10^5	1.27×10^5
FC10A-28FEB21	2.8×10^4	2.23×10^4
FC10B-28FEB21	2.68×10^5	1.47×10^5
FC2-23MAR21	1.04×10^4	3.46×10^3
FC3-23MAR21	1.06×10^4	8.08×10^3
FC5-23MAR21	8.2×10^3	4.7×10^3
6-24JUN21	1.41×10^3	1.65×10^3
A1-14JUL21	5.97×10^3	3.72×10^3
A5-14JUL21	5.47×10^3	4.47×10^3
C1-29SEP21	1.67×10^4	1.5×10^4
C3-29SEP21	2.63×10^3	1.95×10^3

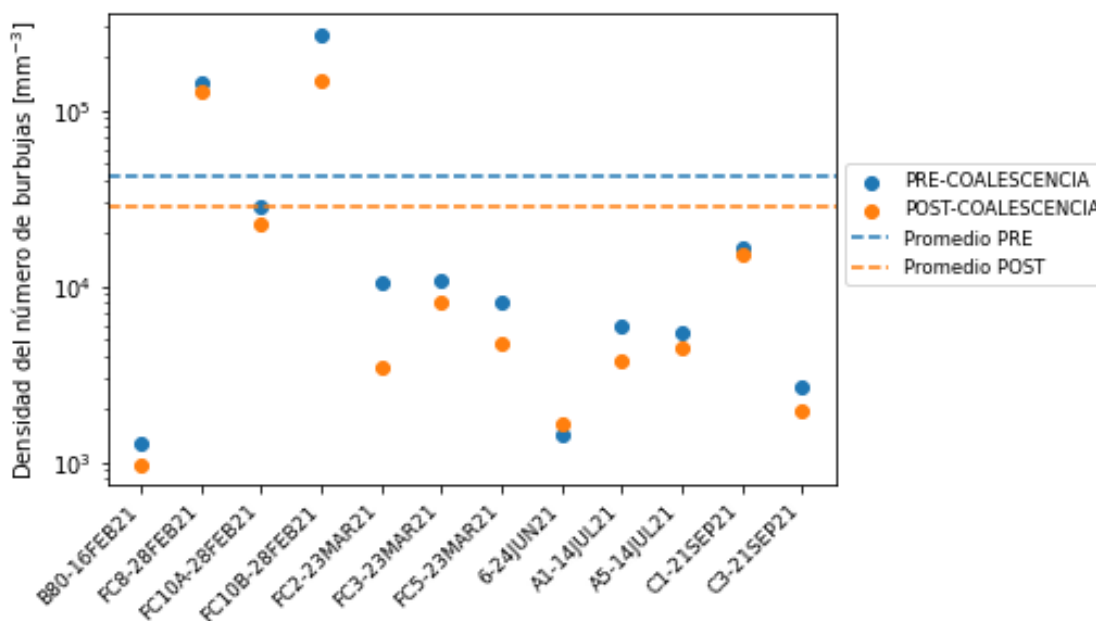


Figura 5.10: Densidad de burbujas en función del tiempo para los casos pre y post-coalescencia.

En Figuras 5.11 y 5.12 se presentan gráficos de densidad del número de burbujas acumulada por tamaño (CVSD en Shea et al. (2010)), ordenadas en función de la fecha de los eventos, donde Figura 5.11 corresponde al caso pre-coalescencia y Figura 5.12 al caso post-coalescencia. A grandes rasgos, las curvas siguen una tendencia similar entre ellas independiente del caso o evento y muestran una similitud notoriamente mayor cuando se trata de muestras para un mismo evento. En este último caso únicamente se presenta divergencia hacia tamaños de burbuja menores a $\sim 10^{-2}$ mm, observando en sus curvas una diferencia menor (caso pre-coalescencia) a igual a un orden de magnitud (post-coalescencia).

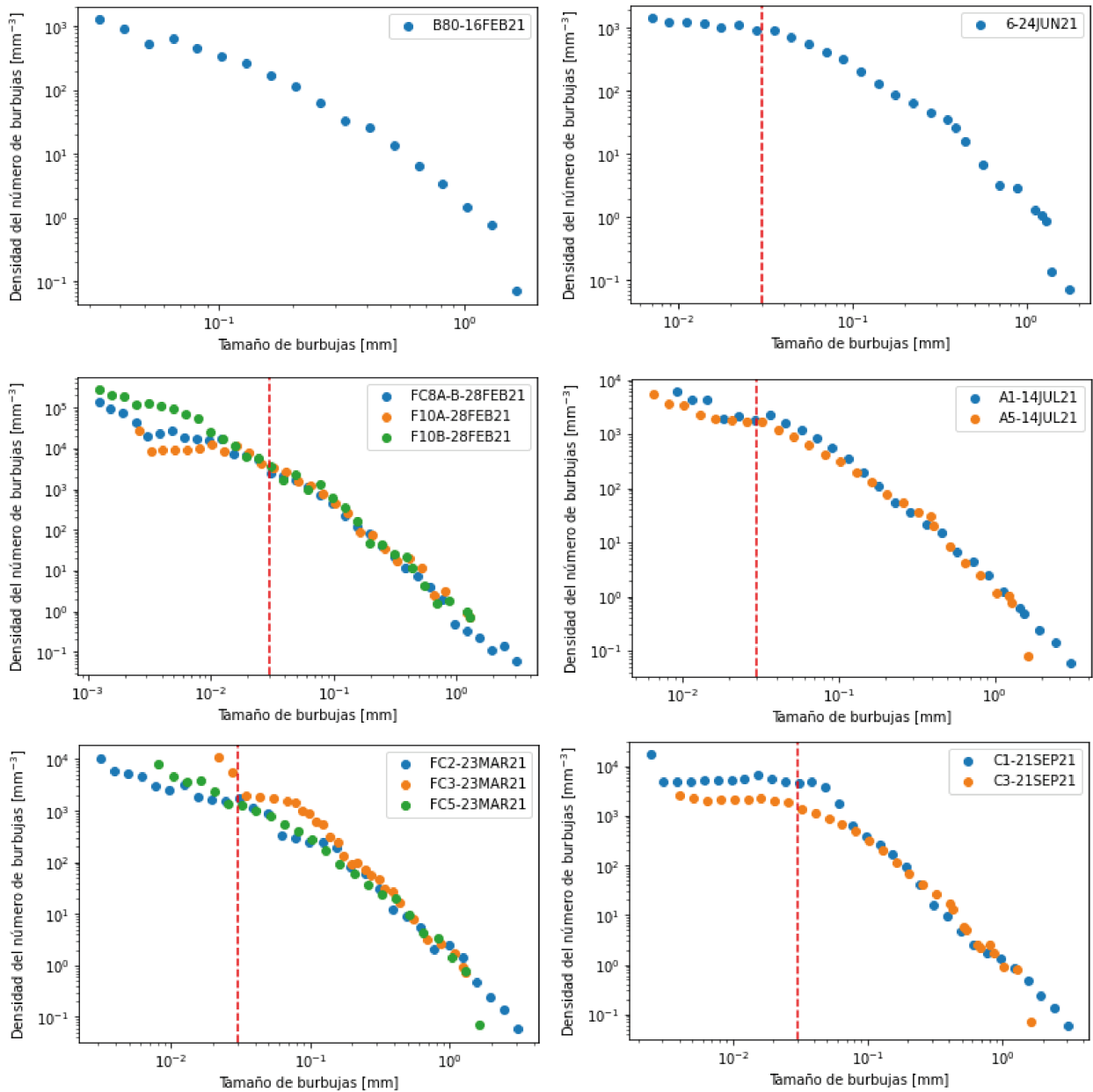


Figura 5.11: Distribución acumulada de densidad del número de burbujas según tamaño para el caso pre-coalescencia. La línea punteada en rojo corresponde al tamaño de burbuja equivalente a 3×10^{-2} mm.

La tendencia de las curvas se puede describir como dos intervalos de comportamiento quasi-exponencial marcados por un cambio de pendiente notorio entorno a tamaños de burbuja de $\sim 3 \times 10^{-2}$ mm, donde hacia tamaños de burbuja inferiores se evidencian pendientes levemente menores a sustancialmente menores en contraste a las pendientes observadas hacia tamaños de burbuja superiores a este valor. Esta característica se evidencia mejor en los eventos del 28 de febrero, 14 de julio y 21 de septiembre, siendo más predominante en el caso post-coalescencia (Figura 5.12).

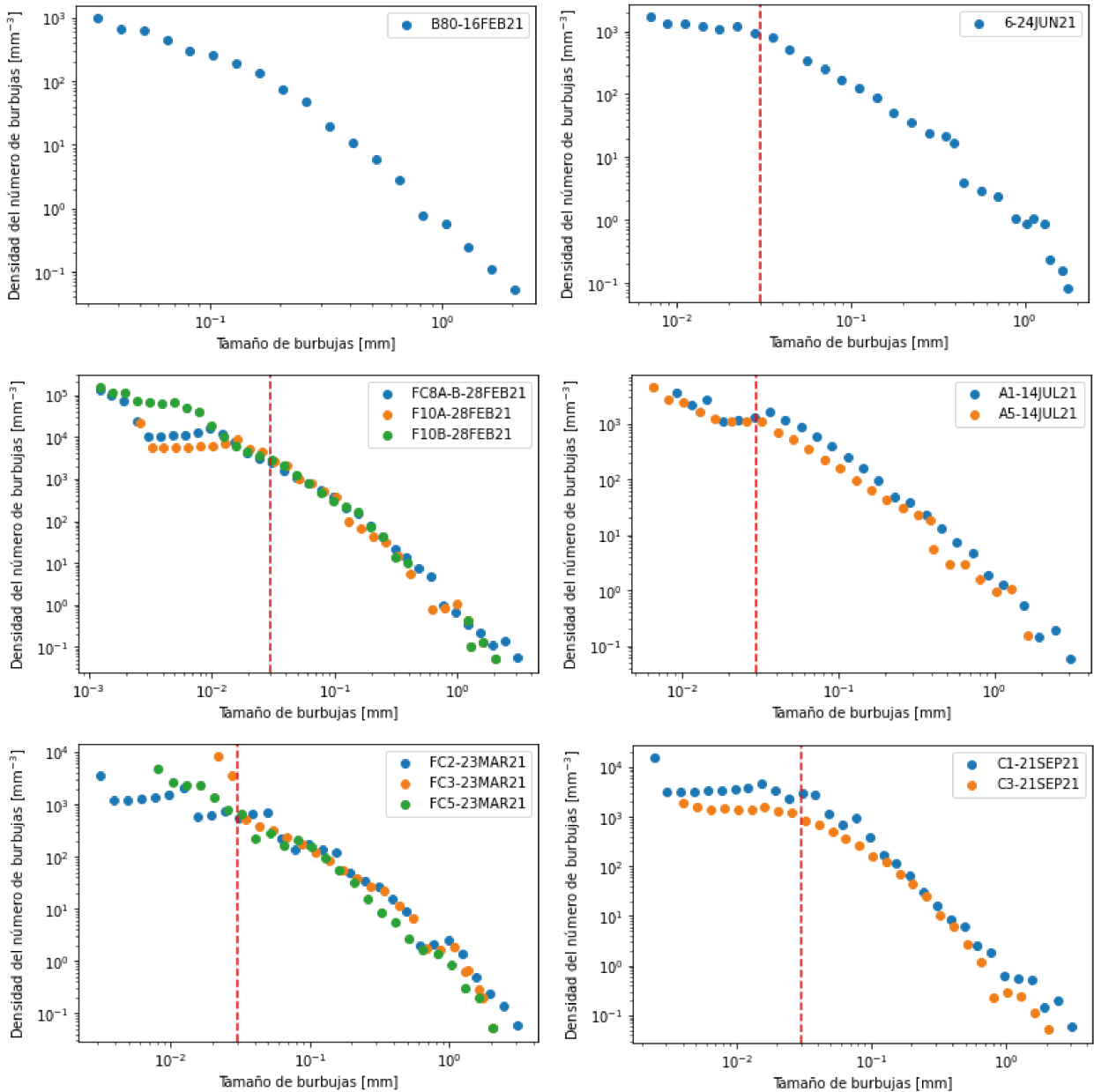


Figura 5.12: Distribución acumulada de densidad del número de burbujas según tamaño para el caso post-coalescencia. La línea punteada en rojo corresponde al tamaño de burbuja equivalente a 3×10^{-2} mm.

En Figuras 5.13 y 5.14 se presentan gráficos de densidad del número de burbujas acumulada por tamaño que permiten visualizar y comparar los distintos eventos para cada caso. Se

observa en las curvas que además de mantener una tendencia similar y definida como mencionado anteriormente, estas también poseen una clara superposición de sus distribuciones, indicando similares valores de densidad del número de burbujas por tamaño. Esta superposición es notoria en tamaños de burbuja entre $\sim 2 \times 10^{-2}$ mm y superiores al milímetro, generándose una marcada divergencia hacia tamaños inferiores a $\sim 2 \times 10^{-2}$ mm de hasta 2 ordenes de magnitud en ambos casos. En Figura 6.3 ubicada en la sección de discusiones o en Figura 8.2 ubicada en la sección de Anexos se pueden observar otras comparativas entre los casos pre y post-coalescencia.

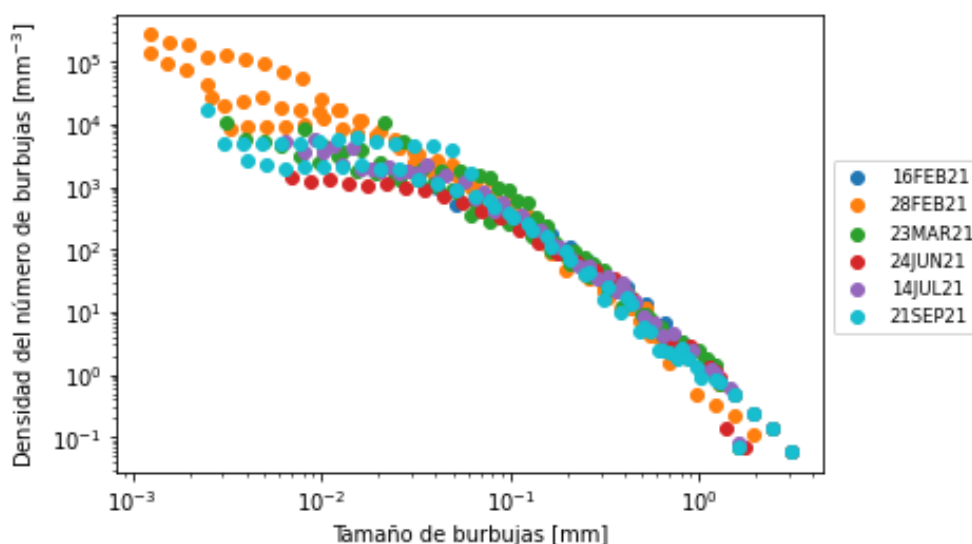


Figura 5.13: Comparación de las distribuciones acumuladas de densidad de burbujas según tamaño para el caso pre-coalescencia.

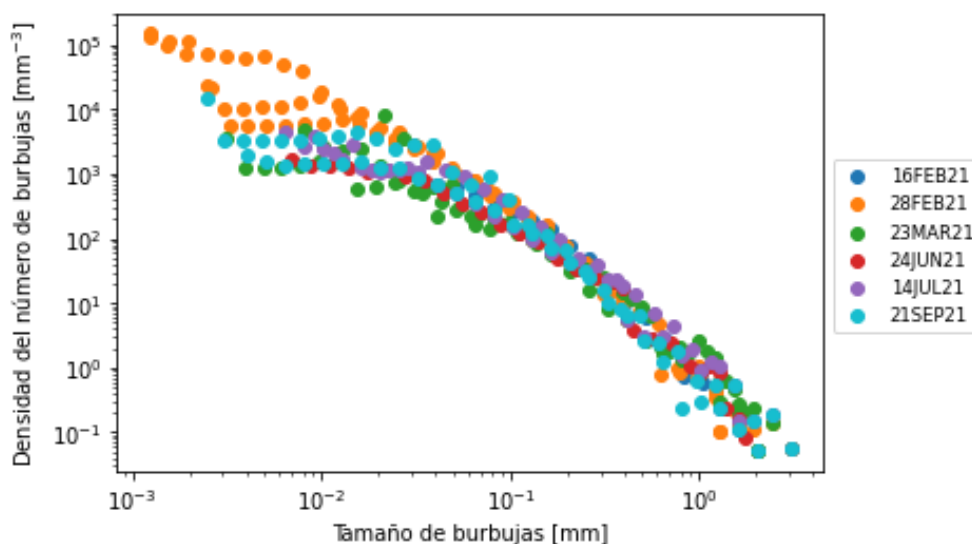


Figura 5.14: Comparación de las distribuciones acumuladas de densidad de burbujas según tamaño para el caso post-coalescencia.

5.3.3. Distribución de tamaño de burbujas

En Figuras 5.15 y 5.16 se presentan gráficos de distribución volumétrica de burbujas por tamaño (VVD en Shea et al. (2010)), correspondientes al caso pre-coalescencia (Figura 5.15) y al caso post-coalescencia (Figura 5.16).

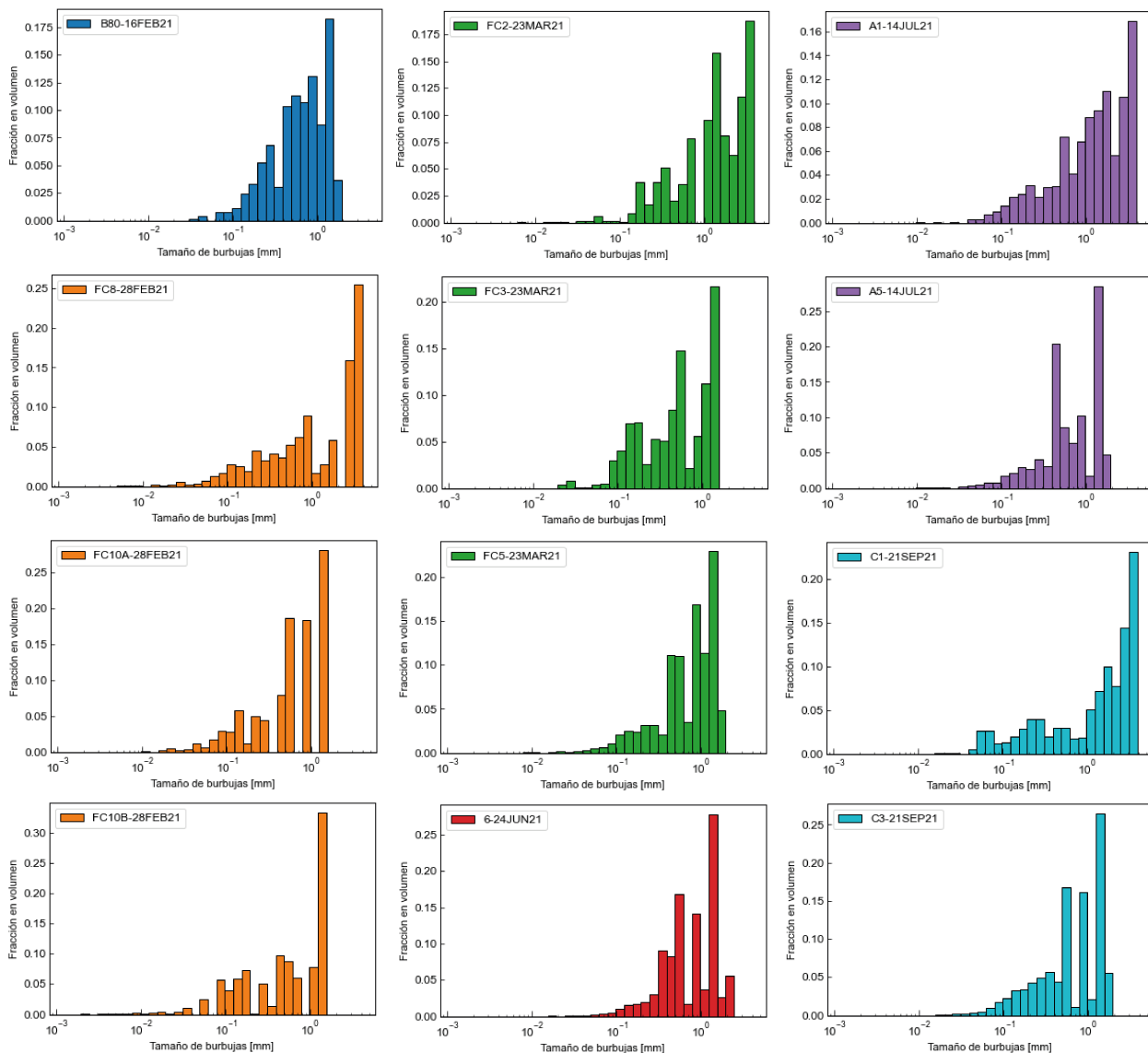


Figura 5.15: Distribución volumétrica de burbujas pre-coalescencia. Cada color representa un evento eruptivo.

Los gráficos evidencian para ambos casos una distribución del volumen de burbujas concentrada hacia tamaños (diámetros) de burbuja iguales o superiores al milímetro, donde a grandes rasgos se observan distribuciones unimodales cuya moda se ubica hacia estos tamaños de burbuja. La fracción de volumen concentrada en este rango de tamaños (tamaños superiores al milímetro) es importante y corresponde a entre $\sim 30\text{--}\sim 60\%$ de la fracción de volumen de burbujas total, constatando que casi la totalidad del volumen de burbujas se concentra en el intervalo de tamaños de burbuja de 0.01 mm a superiores al milímetro.

El patrón de distribuciones es aun más semejante entre muestras de un mismo evento, existiendo una diferencia en los máximos de a lo más 0.09% para el caso pre-coalescencia y de a lo más 0.175% para el caso post-coalescencia. En Figura 8.3 ubicada en la sección de Anexos se puede observar una comparativa más clara entre los casos pre y post-coalescencia.

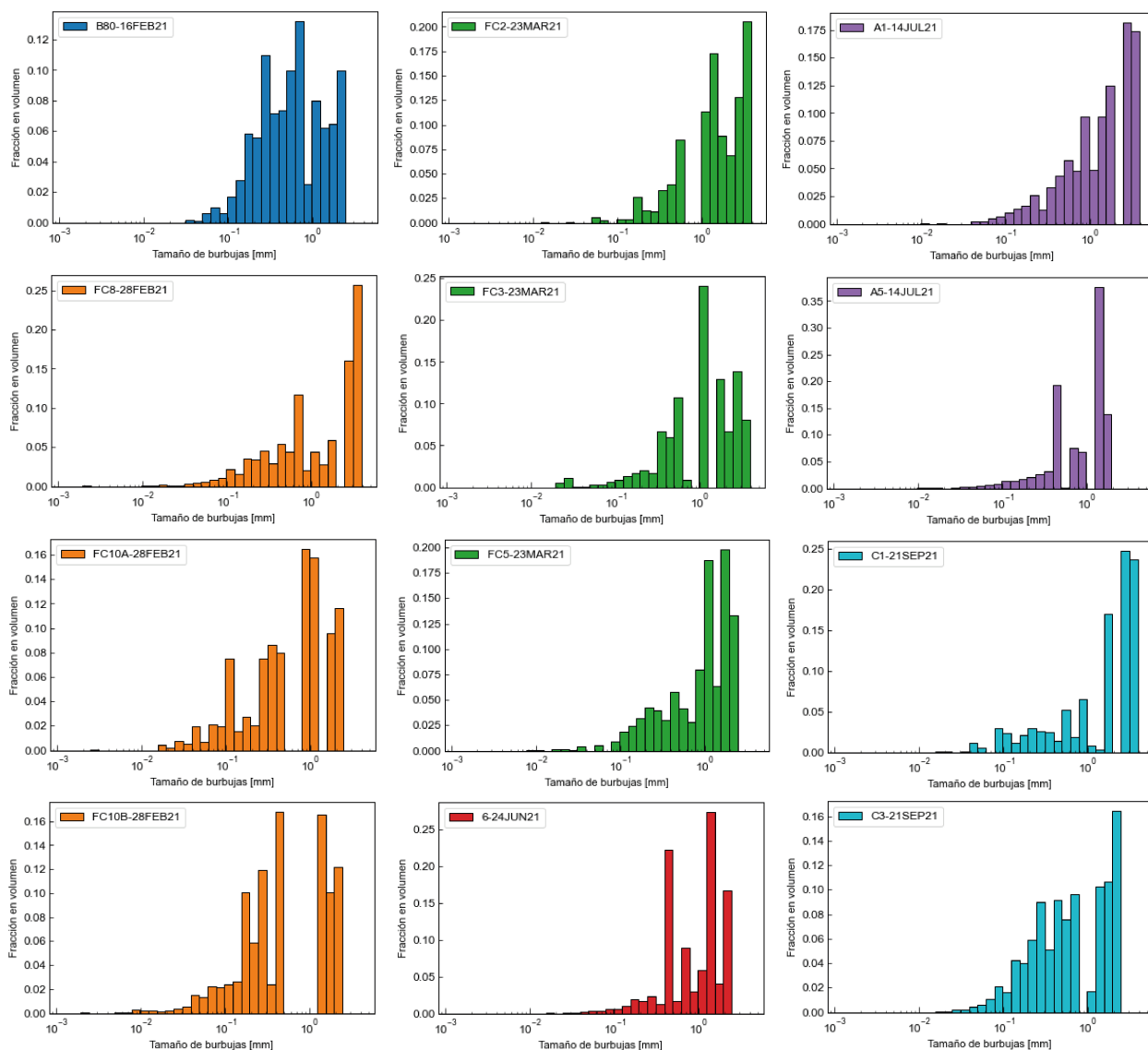


Figura 5.16: Distribución volumétrica de burbujas post-coalescencia. Cada color representa un evento eruptivo.

5.4. Geotermometría

A partir del geotermómetro de Putirka et al. (2003), se obtienen temperaturas de entre 1080-1200°C, cuyo promedio y desviación estándar es de 1126.8 ± 50.4 °C y 42.83°C, respectivamente (Figura 5.17). En Tablas 8.1 y 8.2 ubicadas en la sección de Anexos se observa el detalle de la geoquímica mineral de clinopiroxenos y del vidrio utilizadas para determinar la

temperatura.

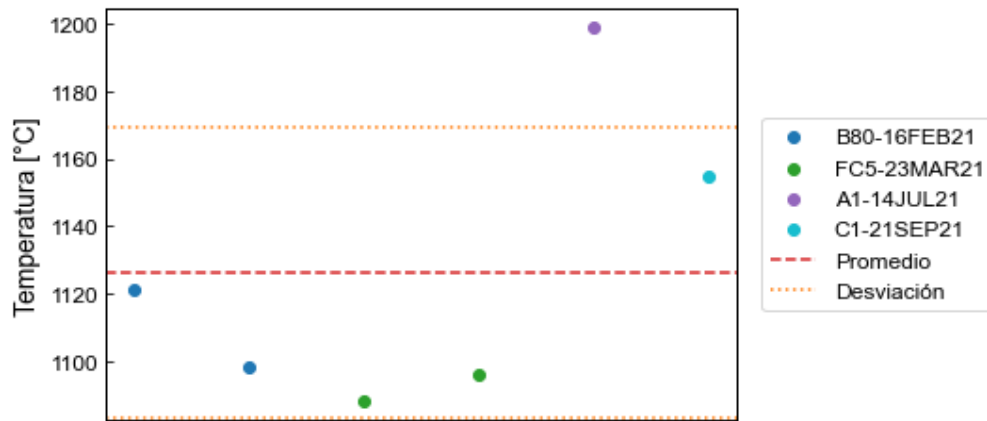


Figura 5.17: Temperatura en función del tiempo y muestras.

5.5. Higrometría

A partir del higrómetro de Putirka (2005), se determina un contenido de agua de entre 2.7-5.6 wt %, cuyo promedio y desviación estándar es de 3.9 ± 0.136 wt % y 0.65 wt %, respectivamente (Figura 5.18). En Tablas 8.3 y 8.4 ubicadas en la sección de Anexos se observa el detalle de la geoquímica mineral de plagioclasas y del vidrio utilizadas para determinar contenidos de agua.

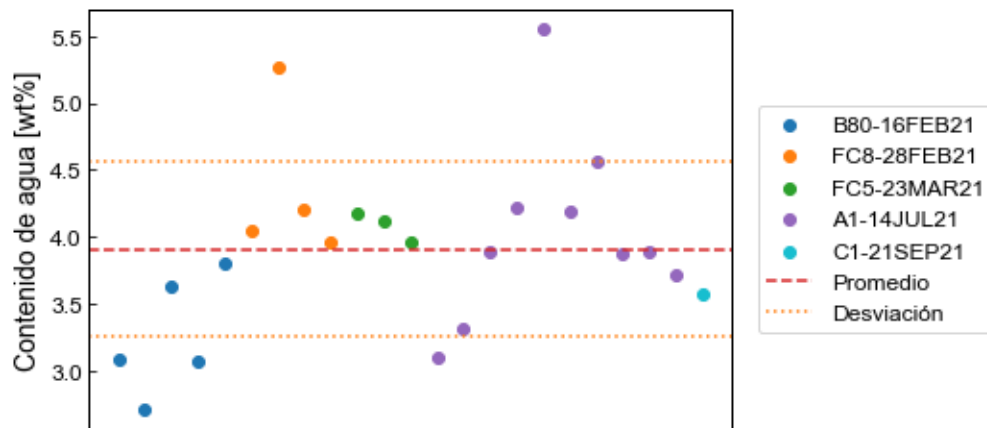


Figura 5.18: Contenido de agua en función del tiempo y muestras.

5.6. Modelamiento

El modelo de La Spina et al. (2019) permite cuantificar la dinámica eruptiva de un evento dada una serie de características físicas del magma y la geometría del conducto. Para los

recientes eventos del volcán Etna enmarcados en este estudio, se consideran parámetros eruptivos calculados como la temperatura, la densidad de burbujas y el contenido de agua, como también se apoya de datos referenciales de presión y largo del conducto obtenidos del trabajo de La Spina et al. (2016, 2021) y Métrich et al. (2004). El radio del conducto se determina ajustándose a tasas eruptivas de eventos de *lava fountaining* del volcán Etna determinadas en los trabajos de Calvari et al. (2018) y Calvari et al. (2021).

5.6.1. Modelo de los eventos del ciclo eruptivo

Los parámetros usados en el modelo se resumen de Tabla 5.4. Se considera de los parámetros calculados el promedio de estos para el modelamiento.

Tabla 5.4: Parámetros utilizados para el modelo de flujo en el conducto. La presión y el largo del conducto se obtienen a partir de La Spina et al. (2021) y Métrich et al. (2004). El radio se determina a partir de tasas eruptivas de Calvari et al. (2018) y Calvari et al. (2021). El resto de parámetros y su variación se determinan en este estudio.

Variable	Valor	Variación (Casos mínimos y máximos)
Temperatura [°C]	1126	1083-1169
Presión [MPa]	250	-
Contenido de agua [wt %]	3.9	3.3-4.6
Densidad de burbujas [mm ⁻³]	10 ⁴	10 ³ -10 ⁵
Cristalinidad inicial [%]	20	-
Largo del conducto [m]	9000	-
Radio del conducto [m]	1.5	-

Para la presión (Figura 5.19A) se observa una curva caracterizada por dos intervalos de comportamiento quasi-lineal, delimitados por un notable y abrupto aumento en la tasa de descompresión a partir del nivel de fragmentación (~ 1.5 km). Entre los 9 km y el nivel de fragmentación se observa una tasa de descompresión menor a aquella observable entre el nivel de fragmentación y la superficie, constatando que dentro de cada intervalo la tasa se mantiene relativamente constante. Por el contrario, para tanto la temperatura (Figura 5.19B) como para el contenido de cristales (Figura 5.19F) se mantienen valores constantes e independientes de la profundidad de respectivamente 1126°C y 20 % (cristalinidad total).

La fracción de gas (Figura 5.19D) varía según la profundidad de forma logarítmica a partir del nivel de exsolución (~ 6.2 km) y evidencia dos intervalos de crecimiento (logarítmico) separados por el nivel de fragmentación (~ 1.5 km). En este gráfico es posible observar el criterio usado para definir el nivel de fragmentación, definido como la profundidad a la cual se alcanza una fracción de volumen de gas equivalente a 0.6 (60 %). Del mismo modo y a través de la observación de la curva de equilibrio de la fracción de gas disuelto (Figura 5.19E) es posible evidenciar tanto el nivel de exsolución como el nivel de fragmentación. El nivel de exsolución se obtiene cuando se alcanza la curva de equilibrio, mientras que por el contrario, el nivel de fragmentación se obtiene cuando se diverge de esta curva. Adicionalmente, se constata un ascenso conservando hacia superficie un contenido de gases disueltos (H₂O) de 1.42 wt %.

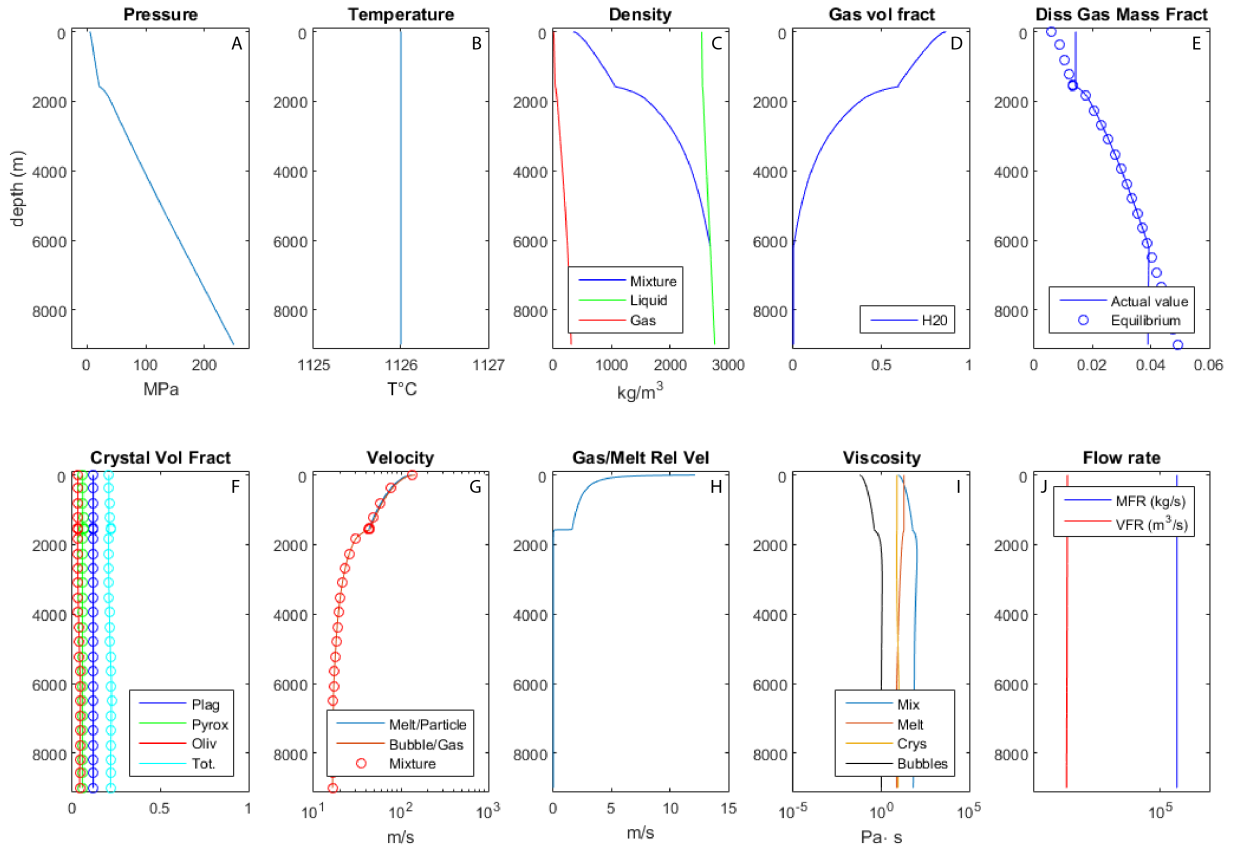


Figura 5.19: Dinámica de ascenso magmático modelada a partir de los parámetros iniciales de Tabla 4.3. Cada gráfico corresponde a: (a.) la presión, (b.) la temperatura, (c.) la densidad, (d.) la fracción de gas, (e.) la fracción de gas disuelto, (f.) la fracción de cristales, (g.) la velocidad, (h.) la velocidad relativa gas/fundido, (i.) la viscosidad y (j.) la tasa eruptiva en función de la profundidad.

El comportamiento de la velocidad (Figura 5.19G) puede caracterizarse en tres intervalos. En un primer intervalo desde los 9 km hasta el nivel de exsolución (~ 6.2 km), se mantiene una velocidad relativamente constante a ~ 17 m/s. A partir de este nivel y hasta el nivel de fragmentación (~ 1.5 km), se observa una aceleración progresiva y gradual hacia niveles más someros, aumentando la velocidad paulatinamente de 17 m/s a 43 m/s. Finalmente, en un último intervalo entre el nivel de fragmentación y la superficie, se observa una aceleración importante y sostenida desde velocidades de 43 m/s a velocidades de eyección en superficie de 133 m/s, representando el intervalo más significativo en cuanto a aumento de velocidad.

Por su lado, la viscosidad (Figura 5.19I) puede caracterizarse en 3 intervalos de profundidad. En un primer intervalo, entre los 9 km de profundidad y próximos al nivel de fragmentación (~ 1.5 km) se puede observar un aumento leve, pero constante de la viscosidad, pasando de valores de ~ 66 Pa·s a valores de $\sim 1.04 \times 10^2$ Pa·s. Luego, se presenta un segundo intervalo entre los ~ 50 m antes del nivel de fragmentación y el nivel mismo donde la viscosidad decrece, pasando de $\sim 1.04 \times 10^2$ Pa·s a ~ 60 Pa·s. Finalmente, en un último intervalo entre el nivel de fragmentación y la superficie, se evidencia un descenso notorio de

la viscosidad, alcanzando valores mínimos de ~ 8.9 Pa·s en superficie.

Por su parte, las tasas de descarga (Figura 5.19J) son relativamente constantes variando de ~ 116 m³/s a ~ 124 m³/s entre los 9 km de profundidad y la superficie. En Tabla 5.5 se presenta un resumen de los resultados más importantes.

Tabla 5.5: Principales características de ascenso.

Variable	Valor
Nivel de fragmentación [km]	~ 1.5
Nivel de exsolución [km]	~ 6.2
Velocidad promedio [m/s]	~ 19
Velocidad máxima [m/s]	133.3
Gases disueltos al fragmentar [wt %]	1.42
Tasa eruptiva [m ³ /s]	~ 120

5.6.2. Variación de parámetros eruptivos

A modo de observar cómo y cuáles son los parámetros que más influyen en la dinámica de ascenso se varía la temperatura, el contenido de agua y la densidad del número burbujas, manteniendo para cada caso el resto de parámetros constantes de valor igual a aquellos en Tabla 5.4. Para ello, se definen casos mínimos y máximos mediante a las densidades de número de burbujas obtenidas (Tabla 5.3) y las desviaciones estándar de los datos de geotermometría (Figura 5.17) e higrometría (Figura 5.18). En Figura 5.20 se presentan los resultados de dicha variación para cada parámetro estudiado, exponiendo en Tablas 5.6, 5.7 y 5.8 los valores de cada variación por parámetro.

En Figura 5.20a se observa un comportamiento dividido en dos intervalos. Entre 1080°C y 1110°C se evidencia para el nivel de exsolución y el nivel de fragmentación una aproximación hacia la superficie de forma lineal. Sin embargo, ambos niveles no siguen una misma tasa de acercamiento, puesto que en el caso del nivel de fragmentación se observa un acercamiento de ~ 1.5 -2 km hacia superficie, mientras que en el caso del nivel de exsolución se observa sólo un acercamiento de ~ 1 km. Luego de este acercamiento hacia superficie, entre los 1110°C y los 1170°C se observa como ambos niveles se mantienen relativamente constantes a ~ 1.6 km (nivel de fragmentación) y ~ 6.2 km (nivel de exsolución).

Por su lado, en Figura 5.20d se observa como se profundiza linealmente tanto el nivel de exsolución como el nivel de fragmentación a medida que aumenta el contenido de volátiles, constatando claramente una tasa de profundización mayor para el nivel de exsolución. De menores a mayores contenidos de volátiles se observa una profundización de ~ 0.6 km para el nivel de fragmentación, mientras que para el nivel de exsolución se observa una profundización de ~ 3.5 km. Por el contrario, en el caso de la densidad del número de burbujas (Figura 5.20g), se observa una invariancia de ambos niveles, permaneciendo relativamente constantes a profundidades de ~ 1.6 km (nivel de fragmentación) y ~ 6.1 km (nivel de exsolución).

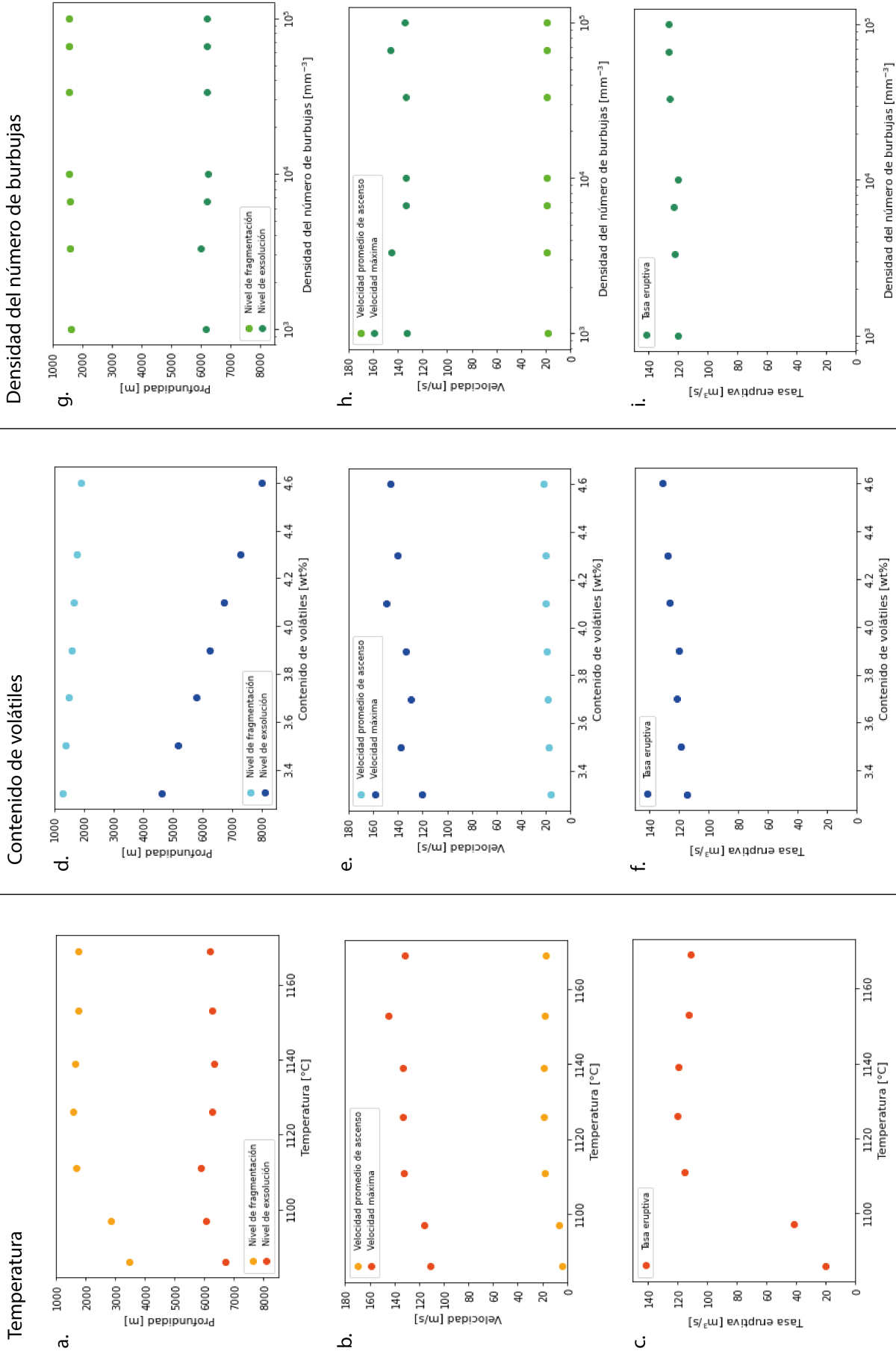


Figura 5.20: Variación de la dinámica eruptiva según cambios en la temperatura, contenido de volátiles y densidad del número de burbujas. Cada columna corresponde a la variación de un parámetro estudiado, de izquierda a derecha: la temperatura, el contenido de volátiles y la densidad del número de burbujas. (a.), (d.) y (g.) evidencian la variación del nivel de exsolución y fragmentación, (b.), (e.) y (h.) la variación de las velocidades promedio y máximas, y (c.), (f.) y (i.) la variación de la tasa eruptiva.

Con respecto a las velocidades, a grandes rasgos, se observa en todos los casos (Figuras 5.20b, 5.20e y 5.20h) que tanto las velocidades promedio como las velocidades máximas tienden a mantenerse constantes en un rango de valores de entre ~ 16 - 20 m/s y ~ 120 - 145 m/s respectivamente. El único caso excepción se presenta a bajas temperaturas (1080°C - 1100°C), donde se observa un aumento lineal progresivo de ambas velocidades hasta las ya mencionadas de 4 m/s a 18 m/s para las velocidades promedio y de 110 m/s a 132 m/s para las velocidades máximas.

Con respecto a las tasas eruptivas, se observa, por lo general, un aumento a medida que aumenta la variable de estudio, existiendo ciertas excepciones y diferencias en la forma en que se desarrolla el incremento. Para el caso de la temperatura (Figura 5.20c), se observa un alza abrupta de la tasa eruptiva entre los 1080°C - 1100°C , pasando de valores de ~ 4 m³/s a ~ 115 m³/s, para luego entre los 1100°C - 1170°C mantenerse relativamente constante entorno a valores de ~ 130 - 140 m³/s. Por su parte, la tasa eruptiva en función del contenido de volátiles (Figura 5.20f) muestra una alza lineal progresiva a medida que aumenta la cantidad de gases, pasando valores de 115 m³/s (en cantidades de gas de 3.3 wt %) a valores de 131 m³/s (en cantidades de gas de 4.6 wt %). Finalmente, para el caso de la densidad del número de burbujas (Figura 5.20i) se evidencia una alza lineal poco significativa desde valores de 120 m³/s (en densidades de 10^3 m⁻³) a valores de 127 m³/s (en densidades de 10^5 m⁻³).

En Figuras 5.21, 5.22 y 5.23 se presenta de forma más detallada el efecto de la variación de la temperatura, del contenido de agua y de la densidad del número de burbujas respectivamente para distintos parámetros eruptivos en función de la profundidad.

Tabla 5.6: Principales características de ascenso al variar la temperatura.

Temperatura [°C]	1086	1097	1111	1126	1139	1153	1169
Nivel de fragmentación [km]	~ 3.4	~ 2.8	~ 1.6	~ 1.57	~ 1.65	~ 1.75	~ 1.75
Nivel de exsolución [km]	~ 6.7	~ 6	~ 5.9	~ 6.2	~ 6.3	~ 6.2	~ 6.2
Velocidad promedio [m/s]	~ 4	~ 6.5	~ 18	~ 19	~ 19	~ 18	~ 17.5
Velocidad máxima [m/s]	110.4	115.4	132.6	133.3	133.4	145.1	131.8
Gases disueltos al fragmentar [wt %]	1.33	1.32	1.39	1.42	1.41	1.407	1.407
Tasa eruptiva [m ³ /s]	~ 20	~ 41.5	~ 115	~ 120	~ 119.5	~ 112.5	~ 111

Tabla 5.7: Principales características de ascenso al variar el contenido de agua.

Contenido de agua [wt %]	3.3	3.5	3.7	3.9	4.1	4.3	4.6
Nivel de fragmentación [km]	~ 1.3	~ 1.4	~ 1.48	~ 1.57	~ 1.6	~ 1.75	~ 1.9
Nivel de exsolución [km]	~ 4.6	~ 5.2	~ 5.8	~ 6.25	~ 6.74	~ 7.28	~ 8
Velocidad promedio [m/s]	~ 16	~ 17.5	~ 18.5	~ 19	~ 20	~ 20	~ 21.5
Velocidad máxima [m/s]	120	137.8	129.7	133.3	149	140.5	145.7
Gases disueltos al fragmentar [wt %]	1.28	1.33	1.37	1.42	1.46	1.49	1.5
Tasa eruptiva [m ³ /s]	~ 115	~ 119	~ 122	~ 120	~ 126.5	~ 128	~ 131

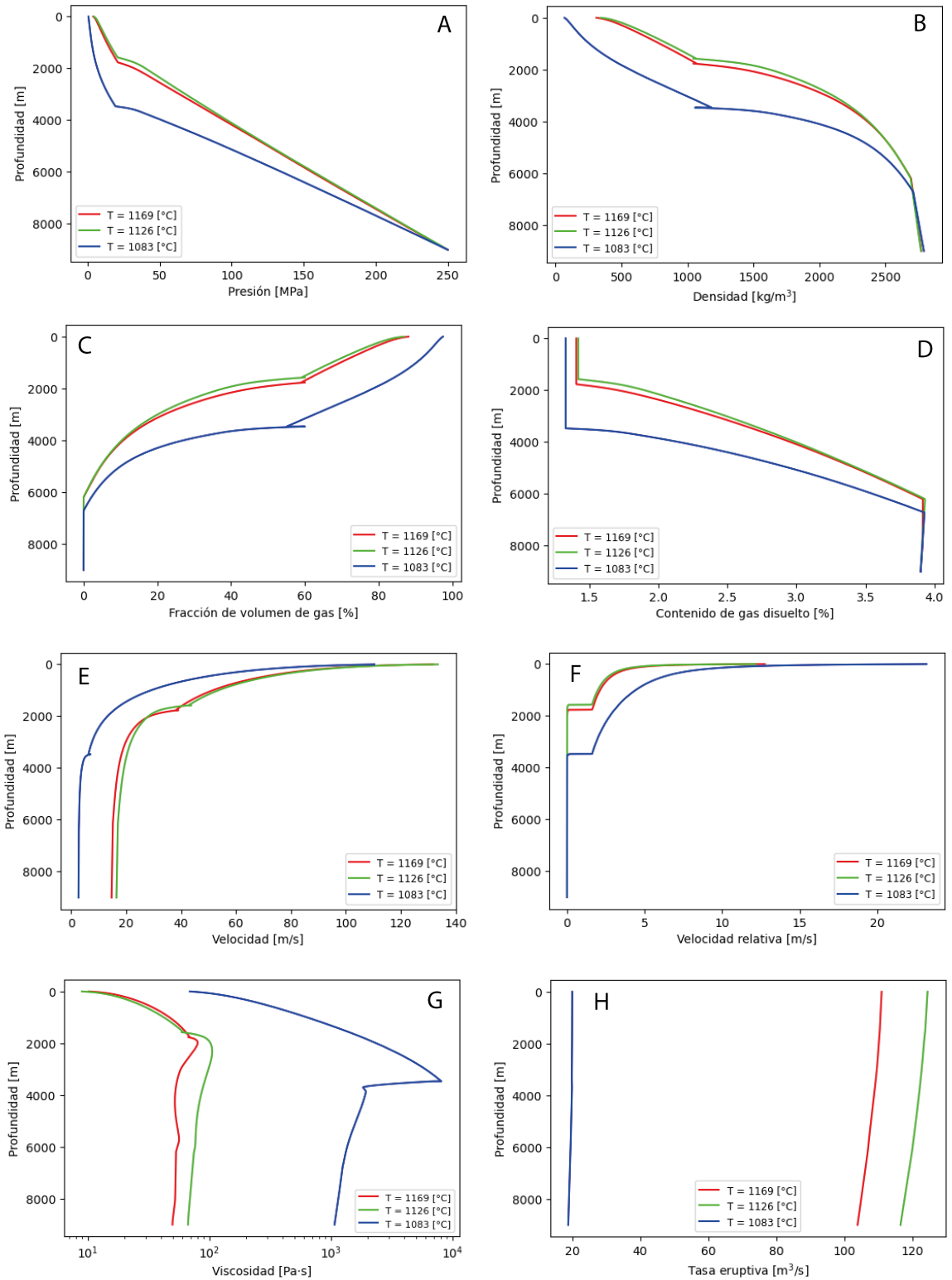


Figura 5.21: Variaciones en los parámetros eruptivos en función de la profundidad según la temperatura. En rojo $T = 1169^{\circ}\text{C}$, en verde $T = 1126^{\circ}\text{C}$ y en azul $T = 1083^{\circ}\text{C}$ (T es temperatura). Cada gráfico corresponde a: (a.) la presión, (b.) la densidad, (c.) la fracción de volumen de gas, (d.) el contenido de gas disuelto, (e.) la velocidad, (f.) la velocidad relativa gas/fundido, (g.) la viscosidad y (h.) la tasa eruptiva en función de la profundidad.

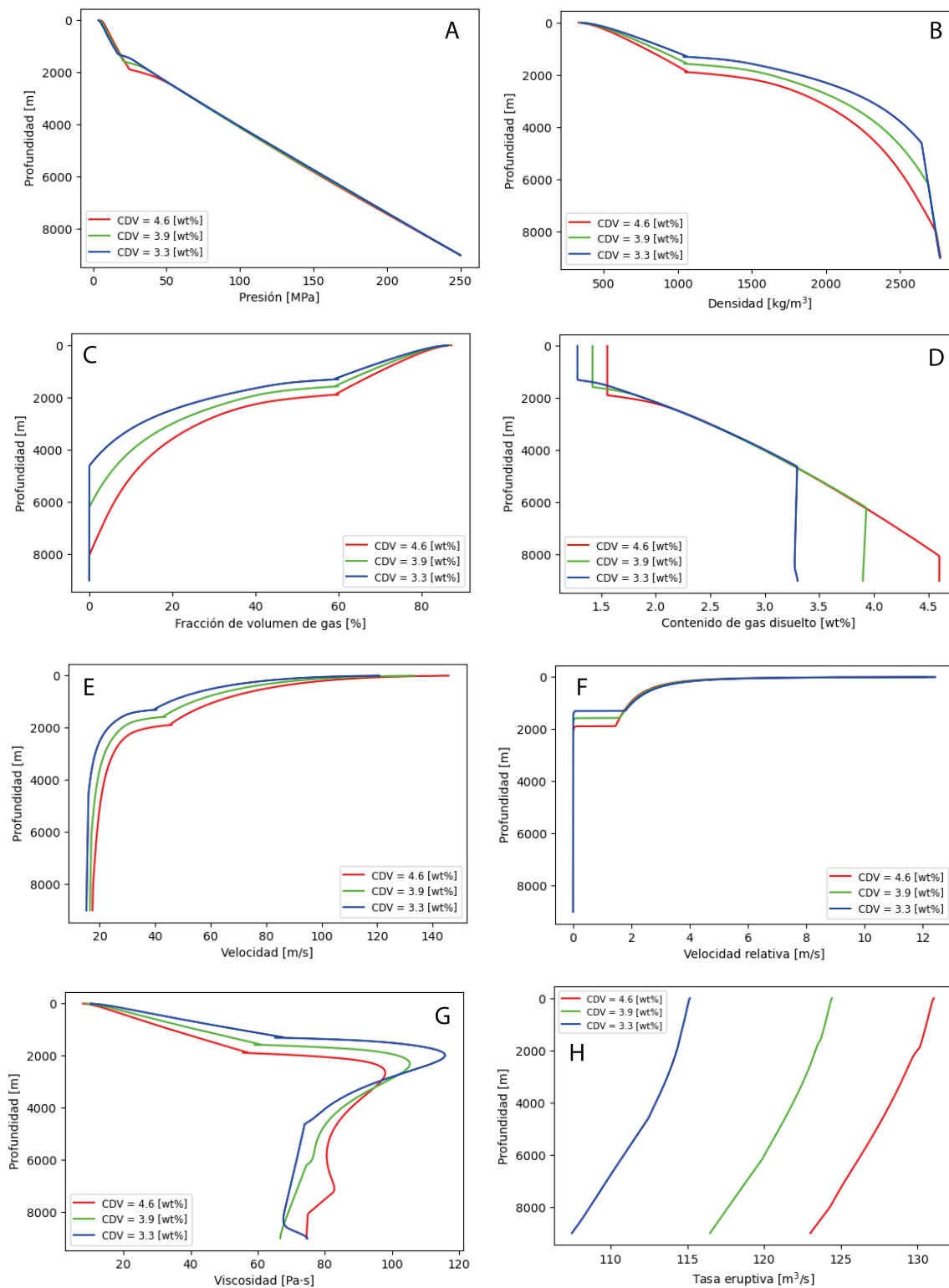


Figura 5.22: Variaciones en los parámetros eruptivos en función de la profundidad según el contenido de agua. En rojo CDV = 4.6 wt %, en verde CDV = 3.9 wt % y en azul CDV = 3.3 wt % (CDV es contenido de agua). Cada gráfico corresponde a: (a.) la presión, (b.) la densidad, (c.) la fracción de volumen de gas, (d.) el contenido de gas disuelto, (e.) la velocidad, (f.) la velocidad relativa gas/fundido, (g.) la viscosidad y (h.) la tasa eruptiva en función de la profundidad.

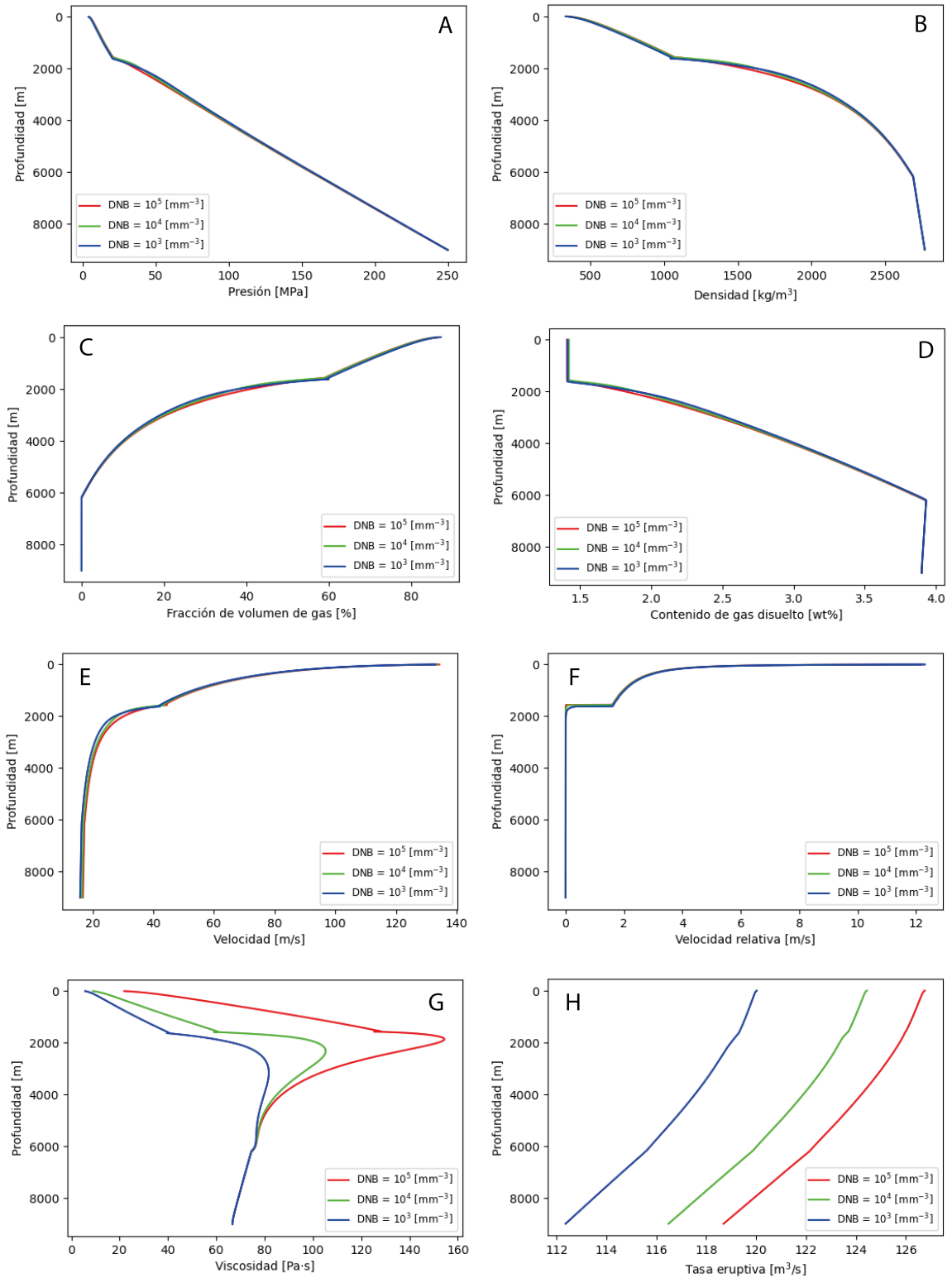


Figura 5.23: Variaciones en los parámetros eruptivos en función de la profundidad según la densidad del número de burbujas. En rojo $\text{DNB} = 10^5 \text{ [mm}^{-3}\text{]}$, en verde $\text{DNB} = 10^4 \text{ [mm}^{-3}\text{]}$ y en azul $\text{DNB} = 10^3 \text{ [mm}^{-3}\text{]}$ (DNB es densidad del número de burbujas). Cada gráfico corresponde a: (a.) la presión, (b.) la densidad, (c.) la fracción de volumen de gas, (d.) el contenido de gas disuelto, (e.) la velocidad, (f.) la velocidad relativa gas/fundido, (g.) la viscosidad y (h.) la tasa eruptiva en función de la profundidad.

Tabla 5.8: Principales características de ascenso al variar la densidad de burbujas.

Densidad del número de burbujas [m^{-3}]	10^3	3.3×10^3	6.6×10^3	10^4	3.3×10^4	6.6×10^4	10^5
Nivel de fragmentación [km]	~ 1.62	~ 1.6	~ 1.58	~ 1.57	~ 1.55	~ 1.54	~ 1.56
Nivel de exsolución [km]	~ 6.17	~ 6	~ 6.2	~ 6.25	~ 6.2	~ 6.2	~ 6.2
Velocidad promedio [m/s]	~ 18	~ 19	~ 19	~ 19	~ 19	~ 19.5	~ 19.5
Velocidad máxima [m/s]	133	145.4	133.5	133.3	133.8	145.7	134.3
Gases disueltos al fragmentar [wt %]	1.41	1.41	1.42	1.42	1.42	1.42	1.4
Tasa eruptiva [m^3/s]	120	122	123	~ 120	126	126.5	~ 127

Capítulo 6

Discusiones

6.1. Características de los productos eruptados

Los seis eventos de fuentes de lava estudiados en el presente trabajo evidencian notables similitudes tanto en su petrología (fases minerales, texturas de roca y de desequilibrio, abundancias y cristalinidades) como en su composición química, correspondiendo a traqui-basaltos potásicos alcalinos de textura porfírica y tendencia calcoalcalina. Dichas descripciones son consistentes y similares a eventos precedentes de *lava fountaining* en el volcán Etna (Viccaro et al., 2014), sugiriendo que los más recientes eventos comparten un origen y procesos magmáticos comunes con eventos pasados, al menos en profundidad. Esta sugerencia también es respaldada por los rangos de temperatura y contenido de volátiles obtenidos a partir de geoquímica mineral y el rango de cristalinidades medido, observando condiciones eruptivas similares tanto entre los eventos estudiados como en los eventos previos (Tabla 6.1).

Tabla 6.1: Comparación de parámetros eruptivos obtenidos del ciclo febrero-septiembre 2021 con parámetros eruptivos de eventos precedentes de *lava fountaining* en el volcán Etna.

	Este estudio	Erupciones precedentes (Fecha)	Referencia
Temperatura [°C]	1083-1169	1090-1124 (Enero-Junio 2000)	Polacci et al. (2006)
Contenido de volátiles [wt %]	3.3-4.6	~3.4 (Julio-Agosto 2001)	Métrich et al. (2004)
Densidad del número de burbujas [mm ⁻³]	10 ⁴	10 ³ -8×10 ³ (23 de febrero 2013)	Potter et al. (2019)
Cristalinidad [%]	31.36	19-31 (Enero-Junio 2000)	Polacci et al. (2006)
Porosidad [%]	58.9	58-80 (Enero-Junio 2000)	Polacci et al. (2006)

Del mismo modo, la expresión superficial de los eventos es similar entre ellos, por lo general evolucionando de una actividad estromboliana débil a eventos de *lava fountaining* de corta duración. A partir de Figura 6.1, se puede evidenciar como la cristalinidad y el rango de porosidades de los eventos estudiados se alinea con los campos de actividad estromboliana y en menor grado de actividad hawaiiana al compararlos con datos de otras erupciones en diversos centros eruptivos.

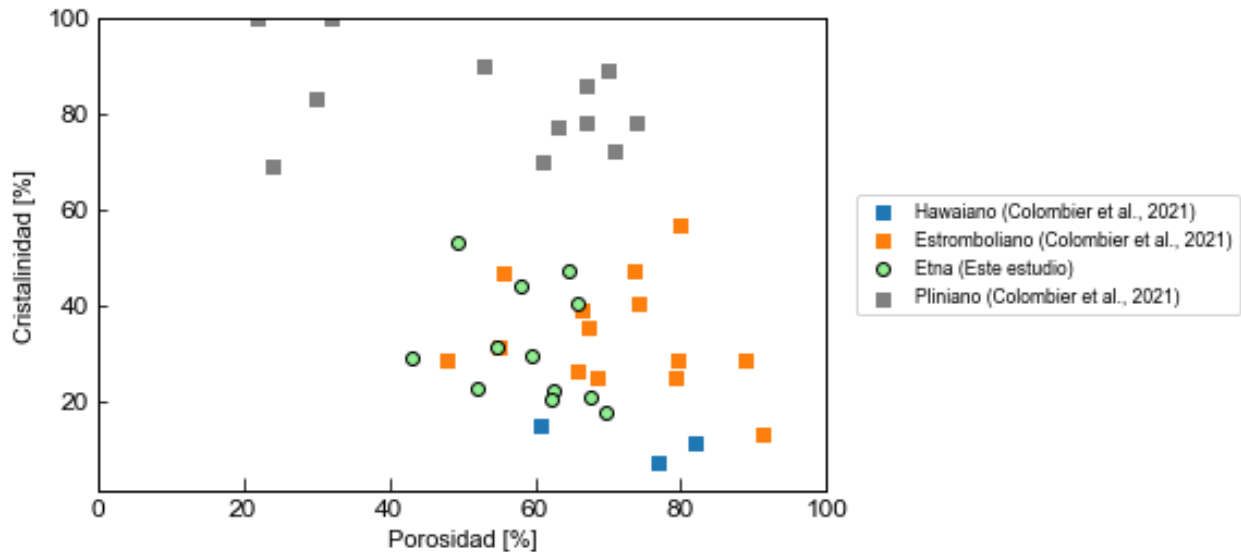


Figura 6.1: Comparación de estilos eruptivos en función de la cristalinidad y la porosidad.

6.2. Dinámica de desgasificación

Los productos volcánicos de los eventos están contruidos predominantemente por vesículas de gran tamaño y amorfas que evidencian claros indicios de crecimiento por coalescencia. Esto es consistente con las observaciones en gráficos de distribución de burbujas por volumen y en gráficos de densidad del número de burbujas acumulada, donde en este último caso las curvas tienden a seguir la tendencia de coalescencia propuesta por Shea et al. (2010). De igual forma y a partir de la superposición y semejanza de ambos gráficos para los diferentes eventos de fuente de lava estudiados, es posible inferir procesos similares de nucleación y crecimiento de burbujas, planteando como interrogante si estos procesos ocurren a nivel de reservorio o de forma syn-eruptiva.

A partir de los valores de porosidad y cristalinidad medidos sería posible establecer la creación de redes permeables (dado que reúnen los criterios para generar permeabilidad) en el conducto volcánico e iniciar procesos de desgasificación efectivos. Sin embargo, se observa como la mayor parte de las burbujas, pese a su tamaño, se encuentran aisladas y de morfología amorfa indicando condiciones fuera del equilibrio que harían inviable una desgasificación efectiva, permitiendo la actividad explosiva observada en las erupciones. Eventos previos del volcán Etna de similar naturaleza evidencian valores de cristalinidad y porosidad parecidos a aquellos determinados en este estudio (Tabla 6.1), insinuando que los mecanismos de desgasificación inefectivos en el volcán no serían exclusivos de este ciclo sino que una característica recurrente.

De manera similar a Figura 6.1, se compara la densidad del número de burbujas con la porosidad. A través de Figura 6.2 se observa como la mayor parte de los eventos estudiados se alinean con los campos de actividad estromboliana y hawaiana de otros centros eruptivos. También se puede constatar como los distintos eventos del ciclo se concentran a densidades del número de burbujas de $\sim 10^{-4} \text{ mm}^{-3}$. Esta densidad es concordante con otras medicio-

nes para eventos similares del volcán Etna (Tabla 6.1). Sin embargo, aun hace falta recabar mayor información de erupciones precedentes para poder sugerir un mecanismo de desgasificación que permita explicar la mayoría de eventos de *lava fountaining* de este tipo con certeza.

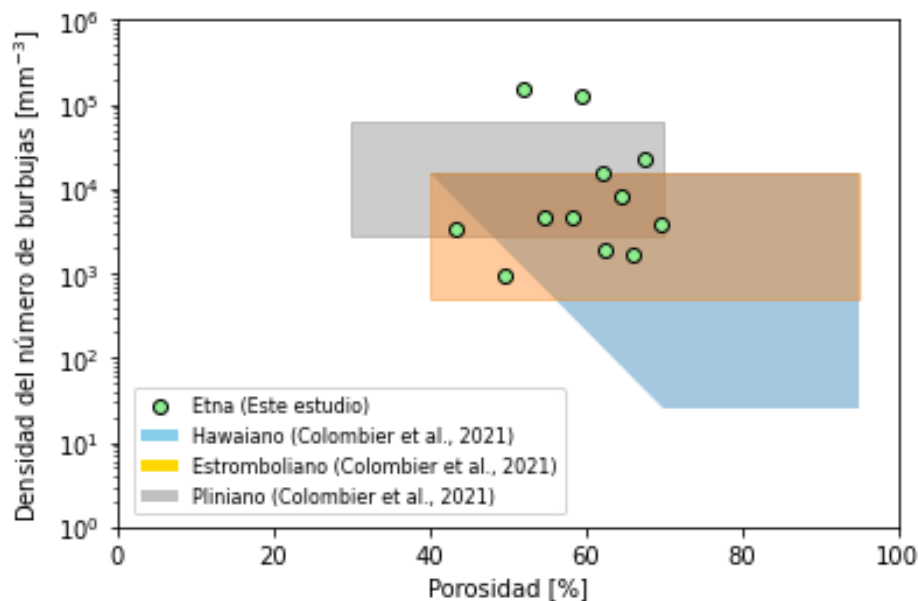


Figura 6.2: Comparación de estilos eruptivos en función de la densidad de burbujas y la porosidad.

6.2.1. Caso pre-coalescencia y post-coalescencia

Se evidencia a través de distribuciones volumétricas y distribuciones de densidad del número de burbujas acumulada diferencias esperables entre ambos casos. Estas diferencias son acordes al efecto de la coalescencia sobre valores como la densidad del número de burbujas, la cual tiende a disminuir a medida que las burbujas coalescen. Del mismo modo, la coalescencia en sí misma consiste en la unión de dos o más burbujas, por lo que también se esperaba una mayor contribución volumétrica y una mayor densidad del número de burbujas hacia burbujas más pequeñas para el caso pre-coalescencia (Figura 6.3).

Sin embargo, no era previsible conocer cuantitativamente la diferencia de estos parámetros entre ambos casos, la cual resulta en el caso de la densidad del número de burbujas menor al orden de magnitud. En el caso de las distribuciones volumétricas no se observa un cambio significativo en las modas, siendo el aporte volumétrico de las burbujas pequeñas leve a despreciable. Por otro lado, en cuanto a las porosidades las diferencias son, de igual manera, mínimas. Hay que destacar también que las tendencias en ambos gráficos de distribución, pese a buscar generar un caso pre-coalescencia, reflejan un patrón acorde a procesos de coalescencia según Shea et al. (2010).

A raíz de esto último se determina que la construcción del caso pre-coalescencia, a través de esta metodología, no estaría reflejando completamente condiciones de pre-coalescencia, poniendo en duda la veracidad de los valores de porosidad y densidad del número de burbu-

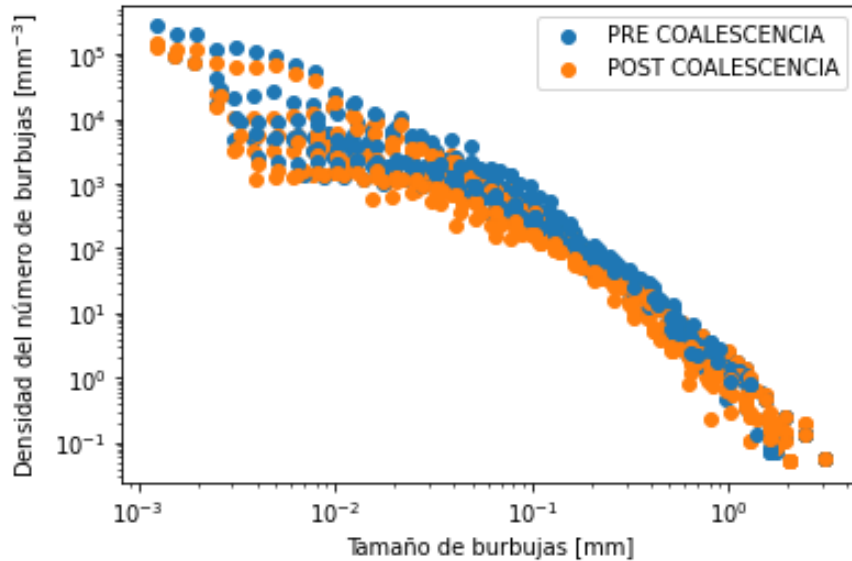


Figura 6.3: Comparación de las distribuciones acumuladas de densidad de burbujas según tamaño para ambos casos.

jas. En el caso de la porosidad se discuten estos valores, dado que la construcción del caso pre-coalescencia se realiza a partir de imágenes SEM de los productos ya emitidos (burbujas coalescidas) y, por lo tanto, mediante esta metodología, eran esperables valores de porosidad similares entre ambos casos. A fin de generar efectivamente una porosidad real de un caso pre-coalescencia es necesario conocer y determinar el efecto de la expansión de las burbujas producto de su ascenso, ya que, mediante a imágenes SEM de los productos únicamente se están visualizando las etapas finales de crecimiento de burbujas, vale decir, una etapa de desarrollo máximo de porosidad y coalescencia. A partir de esto, se determina que los valores de porosidad en el caso pre-coalescencia no son representativos de este caso.

Como anteriormente mencionado, para el caso de la densidad del número de burbujas en el caso pre-coalescencia se obtienen tendencias esperables con respecto al caso post-coalescencia (aumento). Dado que las tendencias en los gráficos de distribución continúan evidenciando procesos de coalescencia en el caso pre-coalescencia, es complejo determinar que tan verídicos son los valores de densidad del número de burbujas para este caso. En función de esto, se sugiere que los valores de densidad en este caso sean únicamente representativos de una aproximación o un primer acercamiento a su valor real.

6.3. Dinámica de ascenso magmático

La dinámica de ascenso de los eventos de fuente de lava estudiados se efectúa, a partir del modelo de La Spina et al. (2019), a altas velocidades de en promedio ~ 20 m/s, vale decir que desde el reservorio a la superficie hay un tiempo de ascenso de $\sim 7-8$ minutos. Esta característica sería la principal responsable de la ocurrencia de eventos de *lava fountaining* en superficie, sumado a un importante rol de los volátiles.

A raíz de las altas velocidades y por ende altas tasas de descompresión (~ 0.55 MPa/s), es que las burbujas no tendrían un tiempo suficiente para formar cursos que permitan el

escape de gas. Por el contrario, las burbujas a través de procesos de coalescencia y expansión por descompresión en el conducto, más bien serían responsables de acelerar la columna de lava. La aceleración a su vez permitiría la nucleación de nuevas burbujas dada la pérdida de presión, generando una retroalimentación hacia una rápida eyección por el conducto como observado por modelamiento. Este desequilibrio es evidenciado a través de las morfologías amorfas presentes en las muestras de los eventos.

Los resultados del modelamiento se acercan a las observaciones realizadas para tanto erupciones precedentes como del mismo ciclo, por lo que, a priori el modelo de La Spina et al. (2019) es capaz de generar datos que se ajustan a la realidad (Tabla 6.2). En la misma línea, es posible determinar cuáles son las variables que más influyen en la dinámica de ascenso. De entre la temperatura, el contenido de volátiles y la densidad del número de burbujas, se observa que principalmente son las dos primeras quienes más afectan las características dentro del conducto.

Tabla 6.2: Comparación de parámetros eruptivos modelados para el ciclo febrero-septiembre 2021 con mediciones de eventos precedentes de *lava fountaining* en el volcán Etna.

	Este estudio	Erupciones precedentes (Fecha)	Referencia
Velocidad máxima [m/s]	133.3	~125 (2011-2015)	Freret-Lorgeril et al. (2018)
Tasa eruptiva [m ⁻³ /s]	~120	~145 (2020-2021)	Calvari & Nunnari (2022)

Por un lado, la temperatura afecta aspectos de la reología de un magma como la viscosidad y la solubilidad de los volátiles, viéndose esto reflejado mayormente en las tasas eruptivas modeladas al constatar como hacia menores temperaturas las tasas se hacen sustancialmente menores. Por otro lado, el contenido de volátiles afecta mayormente la profundidad de los niveles de fragmentación y exsolución, al igual que las velocidades, existiendo un grado de proporcionalidad directa entre estas variables. Esta proporcionalidad también es no menor y observable en las tasas eruptivas.

De este modo, es que se sugiere que la variabilidad de los eventos de *lava fountaining* (altura de la columna, velocidades peak y tasas eruptivas) está mayormente controlada por la temperatura y el contenido de volátiles, siendo este último el parámetro más importante. Por otro lado y de menor importancia para el modelo es la densidad del número de burbujas, el cual no provoca grandes cambios para ninguno de los parámetros evaluados. A raíz de esto se discute la validez de los resultados presentados por el modelo al variar la densidad del número de burbujas, dada la relevancia que esta variable tiene en la expresión superficial y explosividad de los eventos eruptivos según diversos autores. De igual forma, se ha podido establecer una relación directa entre los valores de densidad y las tasas de descompresión, por lo que, es de esperar para un modelo un cambio más sustancial en la dinámica de ascenso al variar este parámetro. En Figura 6.4 se propone un modelo de la dinámica de ascenso de los recientes eventos del Etna, reuniendo toda información recabada en este trabajo.

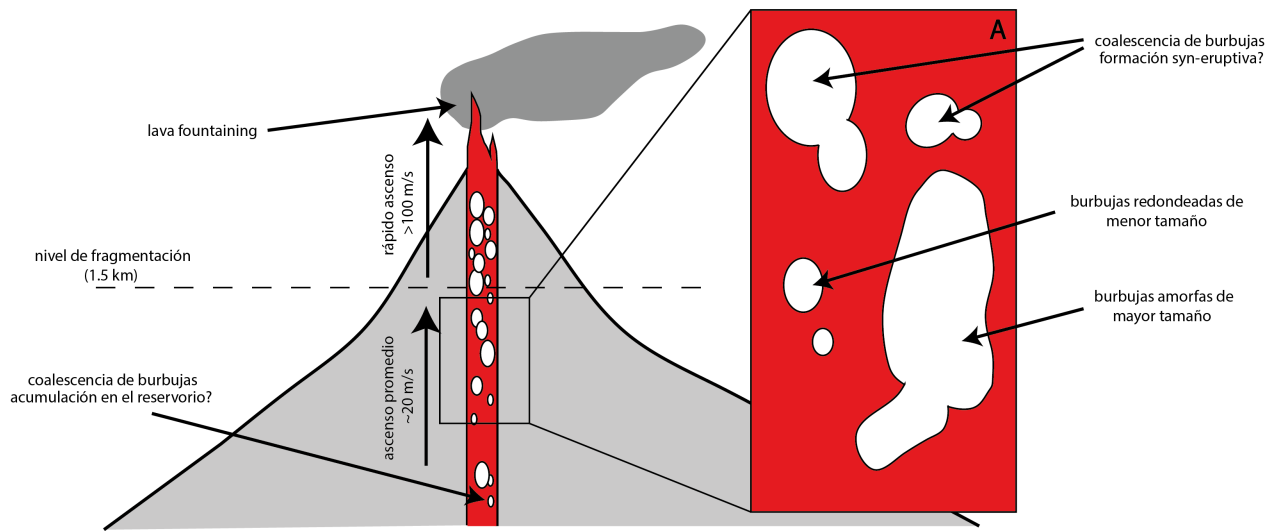


Figura 6.4: Modelo propuesto para los eventos de fuente de lava estudiados. En (a.) se producen burbujas amorfas pobremente conectadas producto del rápido ascenso de la columna de magma. Frente a estas condiciones de desequilibrio las burbujas son incapaces de escapar, acelerando el fundido y retroalimentando todo el sistema.

Capítulo 7

Conclusión

Los eventos de fuente de lava del ciclo febrero-septiembre 2021 reúnen características similares entre ellos y son comparables con eventos eruptivos previos en el volcán Etna. Esta similitud se produce a nivel petrográfico, geoquímico, textural (tanto en fases minerales como en vesículas) y a nivel de sus condiciones eruptivas (temperatura y contenido de volátiles). A raíz de ello, se infieren procesos y mecanismos syn-eruptivos comunes entre los diferentes eventos estudiados, pudiéndose generar paralelismos con eventos previos. A destacar es el reconocimiento de procesos de nucleación y crecimiento similares para los eventos de este ciclo, donde es posible observar un rol importante de la coalescencia en el crecimiento de burbujas.

A través de herramientas de modelamiento desarrolladas para este tipo de volcanismo, se describe una dinámica de ascenso magmático de altas velocidades (en promedio ~ 20 m/s y máximas de ~ 130 m/s) cuya variabilidad estaría mayormente dada por variaciones en la temperatura y contenido de volátiles de los distintos eventos. Esta dinámica veloz sería responsable y propiciaría la mecánica ineficiente de escape de gas identificable en los eventos de *lava fountaining*, pese a reconocerse grados de cristalinidad y porosidad suficientes para establecer redes permeables. La acumulación de burbujas en el conducto es en sí misma un factor de aceleración de la columna de magma, de forma que se estaría produciendo una retroalimentación positiva hacia altas velocidades. Esta acumulación y dinámica de ascenso rápida es evidenciable en la gran abundancia de vesículas amorfas (desequilibrio) en los productos emitidos.

Trabajos futuros enfocados en un análisis de permeabilidad para muestras del mismo ciclo eruptivo podrían dar mayor entendimiento de cómo se desarrollan las redes permeables durante estos eventos, complementando las ideas vertidas en este estudio. Del mismo modo, también es necesario esclarecer cómo y dónde se produce la coalescencia de burbujas para estos eventos, a fin de determinar si este proceso ocurre mayormente a nivel de reservorio o de forma syn-eruptiva.

Capítulo 8

Bibliografía

- Andronico, D., Cannata, A., Di Grazia, G., & Ferrari, F. (2021). The 1986–2021 paroxysmal episodes at the summit craters of Mt. Etna: Insights into volcano dynamics and hazard. *Earth-Science Reviews*, 220, 103686.
- Azzaro, R., Branca, S., Gwinner, K., & Coltelli, M. (2012). The volcano-tectonic map of Etna volcano, 1: 100.000 scale: an integrated approach based on a morphotectonic analysis from high-resolution DEM constrained by geologic, active faulting and seismotectonic data. *Italian journal of geosciences*, 131(1), 153-170.
- Barreca, G., Branca, S., Corsaro, R. A., Scarfi, L., Cannavò, F., Aloisi, M., ... & Facenna, C. (2020). Slab detachment, mantle flow, and crustal collision in eastern Sicily (southern Italy): Implications on Mount Etna volcanism. *Tectonics*, 39(9), e2020TC006188.
- Behncke, B., Neri, M., Pecora, E., & Zanon, V. (2006). The exceptional activity and growth of the Southeast Crater, Mount Etna (Italy), between 1996 and 2001. *Bulletin of Volcanology*, 69(2), 149-173.
- Bousquet, J. C., & Lanzafame, G. (2004). The tectonics and geodynamics of Mt. Etna: synthesis and interpretation of geological and geophysical data. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 143, 29-47.
- Branca, S., Coltelli, M., & Groppelli, G. (2004). Geological evolution of Etna volcano. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 143, 49-63.
- Branca, S., & Del Carlo, P. (2004). Eruptions of Mt Etna during the past 3.200 years: a revised compilation integrating the Historical and stratigraphic records. *Mt. Etna: volcano laboratory*.
- Branca, S., & Carlo, P. D. (2005). Types of eruptions of Etna volcano AD 1670–2003: implications for short-term eruptive behaviour. *Bulletin of Volcanology*, 67(8), 732-742.
- Branca, S., Coltelli, M., De Beni, E., & Wijbrans, J. (2008). Geological evolution of Mount Etna volcano (Italy) from earliest products until the first central volcanism (between 500 and 100 ka ago) inferred from geochronological and stratigraphic data. *International Journal of Earth Sciences*, 97(1), 135-152.

- Branca, S., Coltelli, M., Groppelli, G., & Lentini, F. (2011). Geological map of Etna volcano, 1: 50,000 scale. *Italian Journal of Geosciences*, 130(3), 265-291.
- Branca, S., Coltelli, M., & Groppelli, G. (2011). Geological evolution of a complex basaltic stratovolcano: Mount Etna, Italy. *Italian Journal of Geosciences*, 130(3), 306-317.
- Cáceres, F., Scheu, B., Hess, K. U., Cimarelli, C., Vasseur, J., Kaliwoda, M., & Dingwell, D. B. (2021). From melt to crystals: the effects of cooling on FeTi oxide nanolites crystallisation and melt polymerisation at oxidising conditions. *Chemical Geology*, 563, 120057.
- Calvari, S., Tanner, L. H., & Groppelli, G. (1998). Debris-avalanche deposits of the Milo Lahar sequence and the opening of the Valle del Bove on Etna volcano (Italy). *Journal of volcanology and geothermal research*, 87(1-4), 193-209.
- Calvari, S., Cannavò, F., Bonaccorso, A., Spampinato, L., & Pellegrino, A. G. (2018). Paroxysmal explosions, lava fountains and ash plumes at Etna Volcano: Eruptive processes and hazard implications. *Frontiers in Earth Science*, 6, 107.
- Calvari, S., Bonaccorso, A., & Ganci, G. (2021). Anatomy of a Paroxysmal Lava Fountain at Etna Volcano: The Case of the 12 March 2021, Episode. *Remote Sensing*, 13(15), 3052.
- Cappello, A., Ganci, G., Bilotta, G., Corradino, C., Hérault, A., & Del Negro, C. (2019). Changing eruptive styles at the south-east Crater of Mount Etna: Implications for assessing lava flow hazards. *Frontiers in Earth Science*, 7, 213.
- Casetta, F., Giacomoni, P. P., Ferlito, C., Bonadiman, C., & Coltorti, M. (2020). The evolution of the mantle source beneath Mt. Etna (Sicily, Italy): from the 600 ka tholeiites to the recent trachybasaltic magmas. *International Geology Review*, 62(3), 338-359.
- Cashman, K. V., & Sparks, R. S. J. (2013). How volcanoes work: A 25 year perspective. *Bulletin*, 125(5-6), 664-690.
- Cashman, K. V., & Scheu, B. (2015). Magmatic fragmentation. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 459-471). Academic Press.
- Cassidy, M., Manga, M., Cashman, K., & Bachmann, O. (2018). Controls on explosive-effusive volcanic eruption styles. *Nature communications*, 9(1), 1-16.
- Cioni, R., Pistolesi, M., & Rosi, M. (2015). Plinian and Subplinian Eruptions. *The Encyclopedia of Volcanoes*, 519–535. doi:10.1016/b978-0-12-385938-9.00029-8
- Cocina, O., Neri, G., Privitera, E., & Spampinato, S. (1997). Stress tensor computations in the Mount Etna area (Southern Italy) and tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, 23(2), 109-127.
- Coltelli, M., Del Carlo, P., & Vezzoli, L. (1998). Discovery of a Plinian basaltic eruption of Roman age at Etna volcano, Italy. *Geology*, 26(12), 1095. doi:10.1130/0091-7613(1998)026<1095:doapbe>2.3.co;2

- Coltelli, M., Del Carlo, P., & Vezzoli, L. (2000). Stratigraphic constraints for explosive activity in the past 100 ka at Etna Volcano, Italy. *International Journal of Earth Sciences*, 89(3), 665-677.
- Colombier, M., Wadsworth, F. B., Gurioli, L., Scheu, B., Kueppers, U., Di Muro, A., & Dingwell, D. B. (2017). The evolution of pore connectivity in volcanic rocks. *Earth and planetary science letters*, 462, 99-109.
- Colombier, M., Vasseur, J., Houghton, B. F., Cáceres, F., Scheu, B., Kueppers, U., ... & Dingwell, D. B. (2021). Degassing and gas percolation in basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 573, 117134.
- Correale, A., Paonita, A., Martelli, M., Rizzo, A., Rotolo, S. G., Corsaro, R. A., & Di Renzo, V. (2014). A two-component mantle source feeding Mt. Etna magmatism: Insights from the geochemistry of primitive magmas. *Lithos*, 184, 243-258.
- Corsaro, R. A., & Pompilio, M. (2004). Buoyancy-controlled eruption of magmas at Mt Etna. *Terra Nova*, 16(1), 16-22.
- De Beni, E., Branca, S., Coltelli, M., Groppelli, G., & Wijbrans, J. R. (2011). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic dating of Etna volcanic succession. *Italian Journal of Geosciences*, 130(3), 292-305.
- DeGraffenried, R. L., Larsen, J. F., Graham, N. A., & Cashman, K. V. (2019). The influence of phenocrysts on degassing in crystal-bearing magmas with rhyolitic ground-mass melts. *Geophysical Research Letters*, 46(10), 5127-5136.
- Díaz-Moreno, A., Barberi, G., Cocina, O., Koulakov, I., Scarfi, L., Zuccarello, L., ... & Ibáñez, J. M. (2018). New insights on Mt. Etna's crust and relationship with the regional tectonic framework from joint active and passive P-wave seismic tomography. *Surveys in Geophysics*, 39(1), 57-97.
- Doglioni, C., Innocenti, F., & Mariotti, G. (2001). Why Mt Etna?. *Terra Nova*, 13(1), 25-31.
- Ferlito, C., Coltorti, M., Cristofolini, R., & Giacomoni, P. P. (2009). The contemporaneous emission of low-K and high-K trachybasalts and the role of the NE Rift during the 2002 eruptive event, Mt. Etna, Italy. *Bulletin of volcanology*, 71(5), 575-587.
- Freret-Lorgeril, V., Donnadieu, F., Scollo, S., Provost, A., Fréville, P., Guéhenneux, Y., ... Coltelli, M. (2018). Mass Eruption Rates of Tephra Plumes During the 2011–2015 Lava Fountain Paroxysms at Mt. Etna From Doppler Radar Retrievals. *Frontiers in Earth Science*, 6. doi:10.3389/feart.2018.00073
- Gardner, J. E., & Denis, M. H. (2004). Heterogeneous bubble nucleation on Fe-Ti oxide crystals in high-silica rhyolitic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(17), 3587-3597.
- Gambino, S., Barreca, G., Bruno, V., De Guidi, G., Ferlito, C., Gross, F., ... & Monaco, C. (2022). Transtension at the Northern Termination of the Alfeo-Etna Fault System (Western Ionian Sea, Italy): Seismotectonic Implications and Relation with Mt. Etna Volcanism. *Geosciences*, 12(3), 128.

- Giacomoni, P. P., Ferlito, C., Alesci, G., Coltorti, M., Monaco, C., Viccaro, M., & Cristofolini, R. (2012). A common feeding system of the NE and S rifts as revealed by the bilateral 2002/2003 eruptive event at Mt. Etna (Sicily, Italy). *Bulletin of volcanology*, 74(10), 2415-2433.
- Gonnermann, H. M., & Manga, M. (2007). The fluid mechanics inside a volcano. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 39(1), 321-356.
- Gonnermann, H. M., & Manga, M. (2013). Dynamics of magma ascent. Modeling volcanic processes: The physics and mathematics of volcanism, 55.
- Gouhier, M., & Donnadieu, F. (2008). Mass estimations of ejecta from Strombolian explosions by inversion of Doppler radar measurements. *Journal of Geophysical Research*, 113(B10). doi:10.1029/2007jb005383
- Graham, N. A., Larsen, J. F., Tasa, K. Y., deGraffenried, R. L., Cashman, K. V., & McCartney, K. N. (2023). Controls of crystal shape on degassing mechanisms in crystal-rich magmas with rhyolitic groundmass melts. *Earth and Planetary Science Letters*, 601, 117891.
- Gurioli, L., Harris, A. J. L., Houghton, B. F., Polacci, M., & Ripepe, M. (2008). Textural and geophysical characterization of explosive basaltic activity at Villarrica volcano. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B8).
- Hazlett, L. A., & Lockwood, J. P. (2010). *Volcanoes: Global Perspectives*
- Houghton, B. F., Taddeucci, J., Andronico, D., Gonnermann, H. M., Pistolesi, M., Patrick, M. R., . . . Scarlato, P. (2016). Stronger or longer: Discriminating between Hawaiian and Strombolian eruption styles. *Geology*, 44(2), 163–166. doi:10.1130/g37423.1
- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- Jaupart, C., & Vergnolle, S. (1988). Laboratory models of Hawaiian and Strombolian eruptions. *Nature*, 331(6151), 58-60.
- Jaupart, C., & Vergnolle, S. (1989). The generation and collapse of a foam layer at the roof of a basaltic magma chamber. *Journal of Fluid Mechanics*, 203, 347-380.
- La Spina, G., Burton, M., & Vitturi, M. D. M. (2015). Temperature evolution during magma ascent in basaltic effusive eruptions: A numerical application to Stromboli volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 426, 89-100.
- La Spina, G., Burton, M., & Arzilli, F. (2016). Role of syn-eruptive plagioclase disequilibrium crystallization in basaltic magma ascent dynamics. *Nature communications*, 7(1), 1-10.
- La Spina, G., Clarke, A. B., Vitturi, M. D. M., Burton, M., Allison, C. M., Roggensack, K., & Alfano, F. (2019). Conduit dynamics of highly explosive basaltic eruptions: The 1085 CE Sunset Crater sub-Plinian events. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 387, 106658.

- La Spina, G., Arzilli, F., Llewellyn, E. W., Burton, M. R., Clarke, A. B., Vitturi, M. D. M., ... & Mader, H. M. (2021). Explosivity of basaltic lava fountains is controlled by magma rheology, ascent rate and outgassing. *Earth and Planetary Science Letters*, 553, 116658.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., & Bateman, P. (Eds.). (2005). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press.
- Lindoo, A., Larsen, J. F., Cashman, K. V., & Oppenheimer, J. (2017). Crystal controls on permeability development and degassing in basaltic andesite magma. *Geology*, 45(9), 831-834.
- Mangan, M. T., & Cashman, K. V. (1996). The structure of basaltic scoria and reticulite and inferences for vesiculation, foam formation, and fragmentation in lava fountains. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73(1-2), 1-18.
- Mangan, M., & Sisson, T. (2000). Delayed, disequilibrium degassing in rhyolite magma: decompression experiments and implications for explosive volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 183(3-4), 441-455.
- Mangan, M. T., Sisson, T. W., & Hankins, W. B. (2004). Decompression experiments identify kinetic controls on explosive silicic eruptions. *Geophysical Research Letters*, 31(8).
- Marchese, F., Filizzola, C., Lacava, T., Falconieri, A., Faruolo, M., Genzano, N., ... & Neri, M. (2021). Mt. Etna paroxysms of February–April 2021 monitored and quantified through a multi-platform satellite observing system. *Remote Sensing*, 13(16), 3074.
- Marsh, B. D. (1988). Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(3), 277-291.
- Marsh, B. D. (1998). On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems. *Journal of Petrology*, 39(4), 553-599.
- McBirney, A.R., 1973. Factors governing the intensity of explosive andesitic eruptions. *Bulletin of Volcanology* 37, 443 – 453.
- Métrich, N., Allard, P., Spilliaert, N., Andronico, D., & Burton, M. (2004). 2001 flank eruption of the alkali-and volatile-rich primitive basalt responsible for Mount Etna's evolution in the last three decades. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(1-2), 1-17.
- Mollo, S., Pontesilli, A., Moschini, P., Palummo, F., Taddeucci, J., Andronico, D., ... & Scarlato, P. (2022). Modeling the crystallization conditions of clinopyroxene crystals erupted during February–April 2021 lava fountains at Mt. Etna: Implications for the dynamic transfer of magmas. *Lithos*, 420, 106710.
- Monaco, C., De Guidi, G., & Ferlito, C. (2010). The morphotectonic map of Mt. Etna. *Italian journal of geosciences*, 129(3), 408-428.

- Narsimhan, G., & Ruckenstein, E. (1986). Effect of bubble size distribution on the enrichment and collapse in foams. *Langmuir*, 2(4), 494-508.
- Nguyen, C. T., Gonnermann, H. M., & Houghton, B. F. (2014). Explosive to effusive transition during the largest volcanic eruption of the 20th century (Novarupta 1912, Alaska). *Geology*, 42(8), 703-706.
- Parfitt, L., & Wilson, L. (2009). *Fundamentals of physical volcanology*. John Wiley & Sons.
- Polacci, M., Pioli, L., & Rosi, M. (2003). The Plinian phase of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegrean Fields, Italy): evidence from density measurements and textural characterization of pumice. *Bulletin of Volcanology*, 65(6), 418-432.
- Polacci, M., Corsaro, R. A., & Andronico, D. (2006). Coupled textural and compositional characterization of basaltic scoria: Insights into the transition from Strombolian to fire fountain activity at Mount Etna, Italy. *Geology*, 34(3), 201-204.
- Polonia, A., Torelli, L., Artoni, A., Carlini, M., Faccenna, C., Ferranti, L., ... & Wortel, R. (2016). The Ionian and Alfeo–Etna fault zones: New segments of an evolving plate boundary in the central Mediterranean Sea?. *Tectonophysics*, 675, 69-90.
- Potter, N. J., Carey, R. J., Andronico, D., & Costantini, L. (2019). Eruption dynamics of the 23 February 2013 event at Mt. Etna. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 384, 241–250. doi:10.1016/j.jvolgeores.2019.07.021
- Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F., & Shaw, H. (2003). New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88(10), 1542-1554.
- Putirka, K. D. (2005). Igneous thermometers and barometers based on plagioclase+liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90(2-3), 336-346.
- Rosi, M., Pistolesi, M., Bertagnini, A., Landi, P., Pompilio, M., and Di Roberto, A., 2013, Stromboli volcano, Aeolian Islands (Italy), in Lucchi, F., et al., eds., *The Aeolian Islands Volcanoes: Present Eruptive Activity and Hazards: Geological Society of London Memoir 37*, p. 473–490, doi:10.1144/M37.14.
- Rust, A. C., & Cashman, K. V. (2011). Permeability controls on expansion and size distributions of pyroclasts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B11).
- Sable, J. E., Houghton, B. F., Del Carlo, P., & Coltelli, M. (2006). Changing conditions of magma ascent and fragmentation during the Etna 122 BC basaltic Plinian eruption: Evidence from clast microtextures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(3-4), 333–354. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.07.006
- Sahagian, D. L., Anderson, A. T., & Ward, B. (1989). Bubble coalescence in basalt flows: comparison of a numerical model with natural examples. *Bulletin of Volcanology*, 52(1), 49-56.

- Scheu, B., & Dingwell, D. B. (2022). Magma fragmentation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 87(1), 767-800.
- Shea, T., Houghton, B. F., Gurioli, L., Cashman, K. V., Hammer, J. E., & Hobden, B. J. (2010). Textural studies of vesicles in volcanic rocks: an integrated methodology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 190(3-4), 271-289.
- Shea, T. (2017). Bubble nucleation in magmas: a dominantly heterogeneous process?. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 343, 155-170.
- Sigurdsson, H. (2000) Introduction. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, 1–13.
- Sparks, R. S. J. (1978). The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3(1-2), 1-37.
- Taddeucci, J., Edmonds, M., Houghton, B., James, M. R., & Vergnolle, S. (2015). Hawaiian and Strombolian eruptions. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 485-503). Academic Press.
- Tanguy, J. C., Condomines, M., & Kieffer, G. (1997). Evolution of the Mount Etna magma: constraints on the present feeding system and eruptive mechanism. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 75(3-4), 221-250.
- Takeuchi, S., Tomiya, A., & Shinohara, H. (2009). Degassing conditions for permeable silicic magmas: Implications from decompression experiments with constant rates. *Earth and Planetary Science Letters*, 283(1-4), 101-110.
- Toramaru, A. (2006). BND (bubble number density) decompression rate meter for explosive volcanic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154(3-4), 303-316.
- Vergnolle, S., & Jaupart, C. (1990). The dynamics of degassing at Kilauea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 95(B3), 2793–2809.
- Viccaro, M., & Cristofolini, R. (2008). Nature of mantle heterogeneity and its role in the short-term geochemical and volcanological evolution of Mt. Etna (Italy). *Lithos*, 105(3-4), 272-288.
- Viccaro, M., Calcagno, R., Garozzo, I., Giuffrida, M., & Nicotra, E. (2014). Continuous magma recharge at Mt. Etna during the 2011–2013 period controls the style of volcanic activity and compositions of erupted lavas. *Mineralogy and Petrology*, 109(1), 67–83. doi:10.1007/s00710-014-0352-4
- Vulpiani, G., Ripepe, M., & Valade, S. (2016). Mass discharge rate retrieval combining weather radar and thermal camera observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(8), 5679-5695.
- Wieser, P., Petrelli, M., Lubbers, J., Wieser, E., Ozaydin, S., Kent, A., & Till, C. (2022). Thermobar: an open-source Python3 tool for thermobarometry and hygrometry. *Volcanica*, 5(2), 349-384.

- Wilson, L., Parfitt, E. A., & Head III, J. W. (1995). Explosive volcanic eruptions—VIII. The role of magma recycling in controlling the behaviour of Hawaiian-style lava fountains. *Geophysical Journal International*, 121(1), 215-225.

ANEXOS

Anexo A: Carta geológica

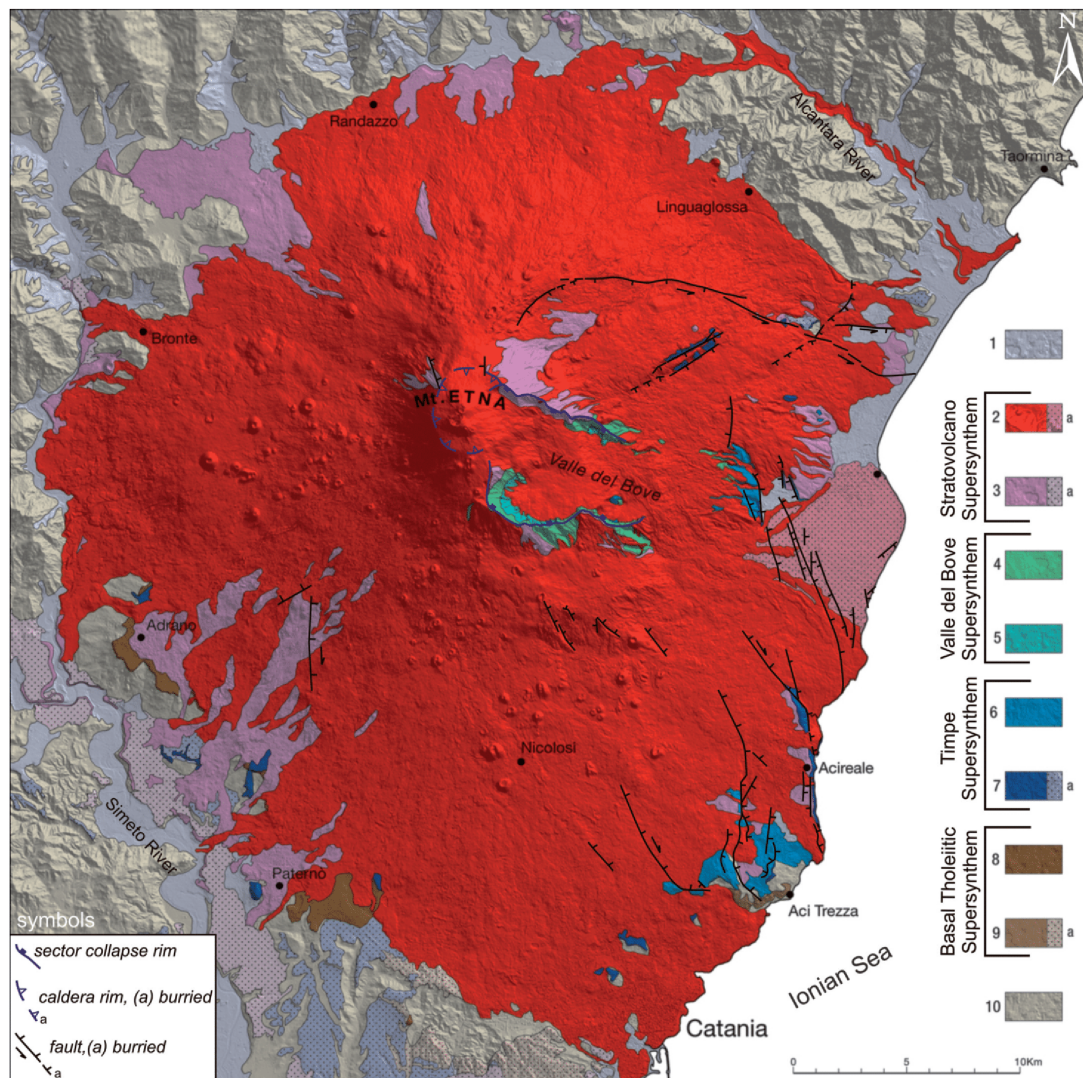


Figura 8.1: Carta geológica del volcán Etna diferenciada por sintemas. En tonos marrones productos de la etapa toleítica, en tonos azules productos de la etapa Timpe, en tonos verdes productos de la etapa Valle del Bove, en tonos morados productos de la etapa Ellitico y en tonos rojos productos de la etapa Mongibello. Extraído de Branca et al. (2011b).

Anexo B: Distribuciones por tamaño de burbuja

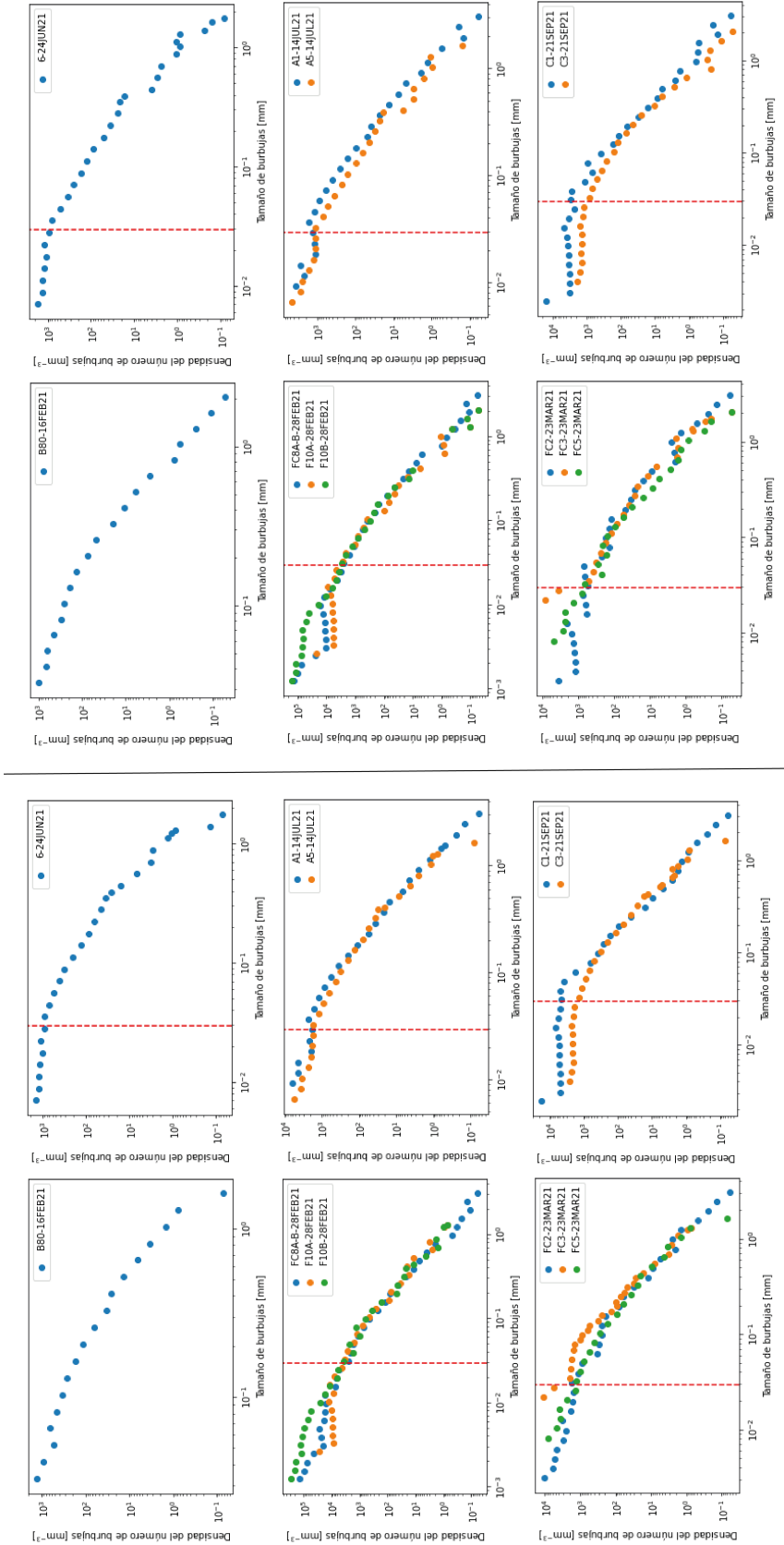


Figura 8.2: Comparación de distribuciones de densidad de número de burbujas para los casos de pre y post-coalescencia. Pre-coalescencia a la izquierda y post-coalescencia a la derecha.

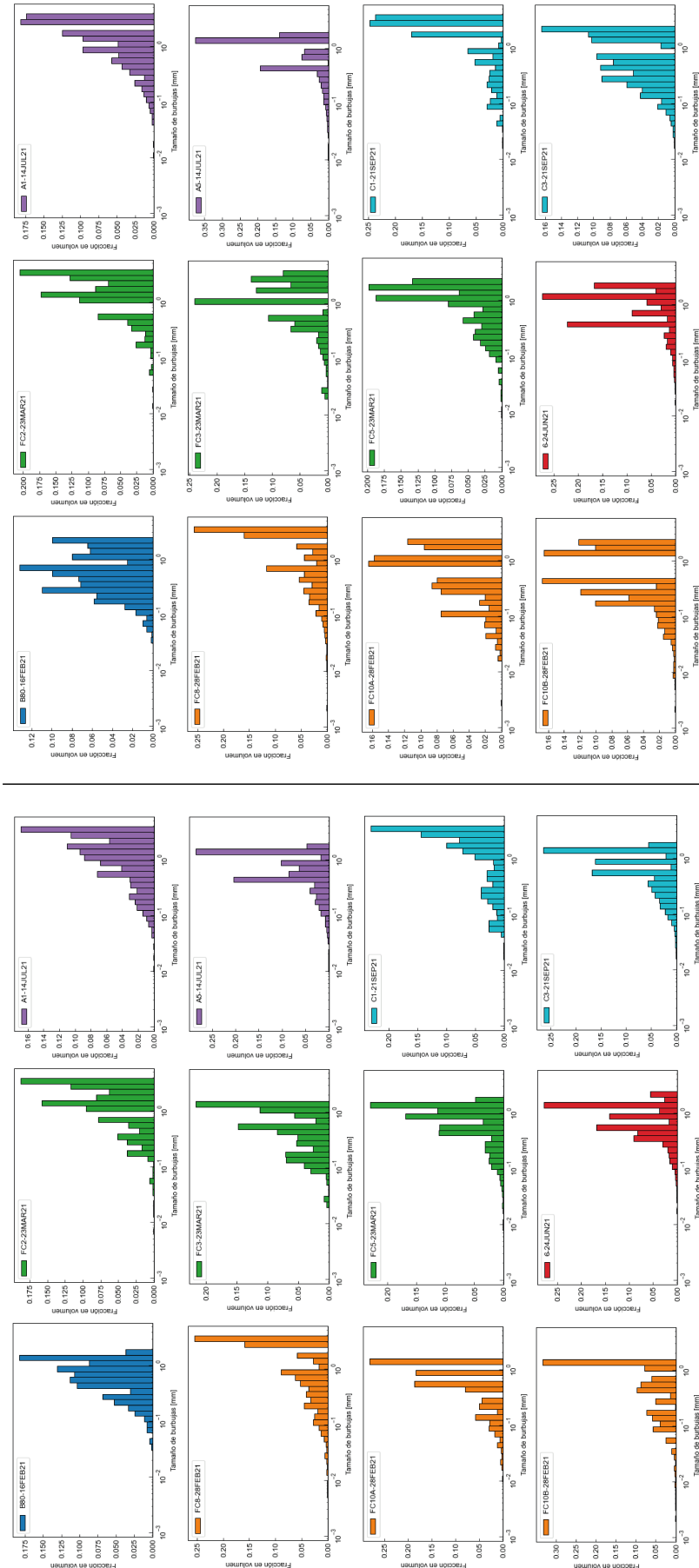


Figura 8.3: Comparación de distribuciones volumétricas de burbujas para los casos de pre y post-coalescencia. Pre-coalescencia a la izquierda y post-coalescencia a la derecha. Cada color representa un evento eruptivo.

Anexo C: Datos de geoquímica mineral y del vidrio

Muestra	Na ₂ O	MgO	SiO ₂	SO ₃	P ₂ O ₅	Cl	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeOt	MnO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
B80-16FEB21	0.3827	12.1786	44.9292	0.0084	0.021	0.0052	0.0032	22.9871	2.2856	8.1296	0.1218	0.139	7.9164
B80-16FEB21	0.5415	13.143	48.5299	0.0103	0.0165	0.0008	0.014	22.0213	1.5836	8.275	0.2162	0.0133	4.5252
B80-16FEB21	0.4356	12.099	44.1054	0.0186	0.0237	0.0061	0.0343	22.3515	2.706	8.5894	0.1191	0.0421	8.1001
B80-16FEB21	0.0333	40.3556	38.4096	0.0144	0.0029	0.0006	0.014	0.4244	0.0555	20.5989	0.3616	0.011	0.0983
B80-16FEB21	0.3992	11.7805	45.11	0.3469	0.0009	0.0462	0.0129	22.5957	1.6338	6.9236	0.1484	0.0274	6.2618
A1-14JUL21	0.3042	14.4357	49.1136	0.0309	0.0203	0	0.0068	22.6238	1.1848	6.8556	0.1263	0.0403	4.257
A1-14JUL21 (microlitos)	0.2059	36.8214	38.1496	0	0.6357	0.0181	0.1407	0.9238	0.1866	21.4873	0.3919	0	0.8777
A1-14JUL21 (microlitos)	0.0488	38.8353	37.3763	0.0124	0.5788	0	0.0226	0.4729	0.0996	21.494	0.4222	0.0251	0.128
A1-14JUL21 (microlitos)	0.3141	36.2024	38.8514	0.0172	0.4856	0.0115	0.2137	0.8709	0.1897	21.7875	0.4267	0.004	1.2655
fc5-23MAR21 (microlitos)	0.5881	13.2775	47.8991	0	0.1229	0.0013	0.0446	21.8221	1.6813	8.43859434	0.2908	0.0445	4.3976
fc5-23MAR21 (microlitos)	0.3525	13.6442	47.7715	0.0028	0.1077	0.0082	0.0399	20.858	1.8649	8.93429416	0.2318	0.0053	5.1193
fc5-23MAR21 (microlitos)	2.3616	21.6086	42.6253	0.0445	0.5979	0.0817	1.4429	3.89	1.0616	16.30266638	0.3544	0.0006	8.3221
fc5-23MAR21 (microlitos)s	4.459	4.1259	38.9718	0	0.6586	0.1504	2.663	5.903	4.583	21.7004766	0.2517	0.0025	13.7312
fc8-A-28FEB21	0.0042	40.5295	38.5536	0.0311	0.0006	0	0	0.2135	0	20.1487	0.3444	0.0078	0.0284
fc8-A-28FEB21	0.0202	41.156	38.8726	0	0.0082	0	0	0.2129	0.022	20.2928	0.277	0.0248	0.006
fc8-A-28FEB21	0.0106	40.813	38.0354	0.0175	0	0	0.0158	0.2396	0.0199	19.9216	0.3656	0.0402	0.001
fc8-A-28FEB21	0	41.5085	38.3822	0	0	0	0	0.2695	0.0056	19.4352	0.2928	0.0087	0.0106
C1-21SEP21 (microlitos)	1.9314	19.2498	42.0776	0.6976	0.094	0	1.2855	4.3964	1.069	19.0643	0.402	0	9.3052
C1-21SEP21 (microlitos)	1.1807	26.1577	41.3068	0.573	0.0433	0.0015	0.7743	2.8177	0.6442	20.9779	0.408	0.0264	6.3321
C1-21SEP21	1.3156	11.5271	47.5503	0.2282	0.0366	0.024	0.7192	19.56	1.7073	9.1446	0.2432	0.0279	6.7613
C1-21SEP21	0.0063	40.3807	38.293	0.0019	0.0056	0	0.0132	0.3358	0.0165	20.336	0.3482	0	0.0037

Tabla 8.1: Datos de geoquímica mineral (wt %) en clinopiroxenos utilizados en geotermometría.

Muestra	Na ₂ O	MgO	SiO ₂	SO ₃	P ₂ O ₅	Cl	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeOt	MnO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
B80-16FEB21	2.2187	6.7857	46.044	0.0395	0.5656	0.0875	1.7106	14.2899	2.4985	9.3308	0.1548	0.018	13.4568
B80-16FEB21	3.6136	3.9953	48.6734	0.0493	0.8538	0.1886	2.3501	9.7148	2.1225	10.4542	0.2349	0.0213	16.8611
B80-16FEB21	2.0257	6.9095	46.1941	0.0685	0.5516	0.0841	2.1032	14.1739	2.5621	9.3524	0.1857	0.0318	13.4844
B80-16FEB21	3.4885	3.2744	50.8185	0.0792	0.7621	0.1199	3.4642	7.7749	2.0646	7.6917	0.184	0	17.4965
B80-16FEB21	3.6381	3.9557	47.5048	0.1065	0.8312	0.1818	3.3022	8.4042	2.0763	10.5068	0.2279	0	16.6528
A1-14JUL21	2.8529	6.1788	46.4319	0.0481	0.7961	0.1314	2.0438	12.5021	2.4208	10.6387	0.2036	0.0247	12.7871
A1-14JUL21	4.4108	4.1722	47.283	0.008	0.8545	0.0994	3.1047	8.737	2.1375	11.353	0.2387	0.0019	15.3603
A1-14JUL21	4.4488	3.9011	48.3474	0	0.9778	0.155	3.2104	8.6527	2.3425	10.5445	0.2719	0.0493	15.8236
A1-14JUL21	3.6336	3.9445	48.5046	0	0.723	0.1635	3.2138	8.4721	2.1468	10.2868	0.1835	0.0255	15.4164
fc5-23MAR21	4.5183	3.6755	48.6639	0.008	0.8388	0.1486	3.2947	8.4435	2.2164	10.33177354	0.225	0.0859	15.8383
fc5-23MAR21	4.4126	3.7864	49.1416	0.0239	0.8137	0.1436	3.247	7.9642	2.1571	10.3706449	0.2252	0.045	15.7793
fc5-23MAR21	4.118	3.8097	49.1995	0	0.8216	0.1908	3.1699	8.2486	2.1953	10.2784154	0.209	0	15.832
fc5-23MAR21	4.243	3.6407	48.7187	0.0399	0.9358	0.1948	3.0821	8.2266	2.1074	10.3283543	0.2025	0.0418	15.8835
fc8-A-28FEB21	4.5507	4.4671	48.2444	0.6754	0.1905	0.0718	2.7966	10.0693	1.961	11.2604	0.1464	0.0263	16.9197
fc8-A-28FEB21	4.6039	4.0495	47.2048	0.7207	0.1913	0.0997	2.7344	9.7812	1.9834	11.3921	0.2543	0	16.6968
fc8-A-28FEB21	4.5501	3.5758	46.874	0.7418	0.1772	0.1935	2.2751	10.7809	1.9386	10.6659	0.2395	0	17.1848
fc8-A-28FEB21	4.1311	3.7166	47.4026	0.6855	0.1365	0.3408	2.2612	10.3418	1.7195	10.401	0.2488	0	17.4392
C1-21SEP21	4.5459	4.1237	47.5555	0.8661	0.169	0	3.2392	9.6272	2.3638	11.6911	0.2012	0	15.2721
C1-21SEP21	4.4213	3.0633	47.7715	2.515	0.2153	0.0651	3.6573	8.7982	2.0813	9.399	0.2658	0.0012	16.0577
C1-21SEP21	4.073	3.7762	46.8696	0.8354	0.1998	0.0045	2.9447	8.6783	2.255	11.6762	0.2722	0.0249	14.7605
C1-21SEP21	3.0298	5.3087	45	0.6661	0.1515	0.2881	2.1932	8.9502	1.7333	9.0681	0.1716	0.0039	15.6054

Tabla 8.2: Datos de geoquímica mineral (wt %) en vidrio utilizados en geotermometría.

Muestra	Na ₂ O	MgO	SiO ₂	SO ₃	P ₂ O ₅	Cl	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeOt	MnO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
B80-16FEB21	1.8703	0.0676	46.709	0	0.0161	0.0053	0.1014	17.0086	0.0738	0.7369	0.0806	0	32.5886
B80-16FEB21	1.6523	0.0621	46.761	0.042	0	0	0.1081	17.321	0.073	0.8069	0.0063	0	32.941
B80-16FEB21 (microlitos)	3.708	0.1418	51.2822	0.0308	0.0038	0	0.3529	13.4682	0.0722	0.9906	0.0157	0	28.8756
B80-16FEB21 (microlitos)	1.849	0.0696	46.3583	0.0688	0	0	0.1392	17.0686	0.0682	0.8634	0	0.0542	32.4747
B80-16FEB21 (microlitos)	4.2493	0.1629	52.5122	0	0.0612	0.0099	0.502	12.4279	0.1603	1.1491	0.0662	0.0106	28.3126
A1-14JUL21	2.1465	0.0399	47.6372	0	0.0189	0.0125	0.2216	16.2441	0.0981	0.8159	0.0158	0.0196	31.4849
A1-14JUL21	3.5444	1.7423	51.251	0.0077	0.233	0.0059	0.5847	13.0035	0.5955	2.3406	0.1043	0.0828	25.3498
A1-14JUL21	3.7966	0.1922	51.0176	0.0039	0	0.027	0.3367	13.5591	0.1167	1.1077	0	0.0114	28.9461
A1-14JUL21	4.6503	0.0612	52.8763	0.0082	0.0527	0.0118	0.6452	11.5634	0.0328	0.6325	0.04	0.0406	28.0885
A1-14JUL21	3.541	0.1563	50.7719	0.0081	0.0402	0.0081	0.3241	13.5551	0.0763	1.0527	0.0067	0.0326	29.4893
A1-14JUL21	2.488	0.1358	47.8834	0	0	0	0.1937	16.2806	0.0573	0.7561	0	0.009	32.1378
A1-14JUL21 (microlitos)	4.4154	0.4787	52.5336	0.0154	0.1029	0.0171	0.7181	12.132	0.2765	1.4587	0.0566	0.0198	27.4402
A1-14JUL21 (microlitos)	4.5959	0.4427	52.6431	0.0154	0.0649	0.0202	0.5898	11.977	0.2796	1.5469	0	0	27.5429
A1-14JUL21 (microlitos)	3.9803	0.1861	51.2341	0.0308	0.042	0	0.4095	12.7874	0.1366	1.0728	0	0.0554	28.9526
A1-14JUL21 (microlitos)s	3.6139	0.1354	50.7146	0.0077	0.0533	0	0.3611	13.4235	0.1536	0.9197	0	0.061	29.3776
A1-14JUL21 (microlitos)	3.4695	0.2031	49.989	0	0.0228	0	0.3605	13.7767	0.1409	1.1564	0	0	29.6614
fc5-23MAR21 (microlitos)	4.3875	0.0972	52.5728	0	0.0421	0.0231	0.6182	12.1678	0.0994	1.08659848	0	0.0217	28.2534
fc5-23MAR21 (microlitos)	4.244	0.2892	52.3843	0	0.0306	0	0.4837	12.4315	0.1567	1.14922456	0.0536	0	28.2835
fc5-23MAR21	3.5574	0.1207	50.4956	0.0407	0.0202	0.0124	0.3019	13.8519	0.087	0.84518214	0	0	29.8439
fc8-A-28FEB21 (microlitos)	4.1401	0.2519	52.2903	0.0236	0.008	0.0095	0.6005	12.2981	0.2752	1.4223	0.0273	0	28.5909
fc8-A-28FEB21 (microlitos)	4.2603	0.2162	52.6143	0.071	0.0153	0	0.4946	12.24	0.1279	1.2122	0.0048	0	28.5109
fc8-A-28FEB21	3.7071	0.2219	50.9801	0	0	0	0.3367	13.4002	0.0861	1.1427	0.008	0.0131	29.4475
fc8-A-28FEB21	3.8935	3.7061	49.3399	0.6037	0.1014	0.0867	0.9987	11.2485	1.9205	8.8157	0.1434	0	19.3989
C1-21SEP21	2.5725	0.1982	47.9047	0.0549	0.0066	0.0157	0.1982	14.9619	0.1162	1.072	0.0032	0.0395	30.9621

Tabla 8.3: Datos de geoquímica mineral (wt %) en plagioclasas utilizados en higrimetría.

Muestra	Na ₂ O	MgO	SiO ₂	SO ₃	P ₂ O ₅	Cl	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeOt	MnO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
B80-16FEB21	4.4848	3.8399	48.5561	0.026	0.7762	0.1402	3.1776	8.5916	2.2126	10.4229	0.1823	0.0324	15.5781
B80-16FEB21	4.4706	4.5132	49.0896	0.034	0.8606	0.1797	3.1015	8.9424	2.3567	9.492	0.2694	0.0425	15.0833
B80-16FEB21	4.7232	3.8443	47.9441	0.008	0.7517	0.1521	3.603	8.1297	2.1707	10.7121	0.2058	0	15.5024
B80-16FEB21	4.8054	3.7671	48.1044	0.0239	0.7119	0.1496	3.5266	8.585	2.2853	10.7719	0.1405	0	15.6756
B80-16FEB21	4.7605	3.8505	48.2742	0.04	0.9091	0.1574	3.7647	8.275	2.2457	10.7045	0.2584	0	15.3576
A1-14JUL21	4.3953	4.6886	46.7687	0.2687	0.7905	0.1702	2.8533	8.8123	1.8501	10.2997	0.2168	0	15.2494
A1-14JUL21	4.0707	3.6796	47.7784	0.0455	0.8661	0.2321	3.4588	8.3811	2.4151	11.9333	0.2296	0.012	14.482
A1-14JUL21	3.8743	4.179	47.5777	0	0.8532	0.1721	2.89	9.0221	2.246	10.6513	0.2083	0.0172	15.1356
A1-14JUL21	4.0345	4.2071	47.9261	0	0.7633	0.1874	3.2232	8.6028	2.1859	11.1034	0.2907	0.0065	15.4038
A1-14JUL21	2.4811	16.8322	47.2974	0.0162	0.3732	0.0239	0.4507	6.5791	0.3413	10.9524	0.2518	0.0105	16.2143
A1-14JUL21	3.263	4.8428	49.0439	0.0265	0.4672	0.1	1.3025	13.271	2.092	7.4539	0.159	0	18.7356
A1-14JUL21	4.3704	4.2266	48.0062	0.0359	0.8687	0.1871	3.1213	8.8484	2.3002	10.7777	0.2156	0	15.6349
A1-14JUL21	4.1778	3.9759	47.7416	0	0.8189	0.1677	3.1373	8.864	2.2639	10.5044	0.1145	0	15.8613
A1-14JUL21	4.4479	4.246	47.4342	0.028	0.7556	0.1615	2.8903	9.0168	2.2158	10.9136	0.2975	0	15.282
A1-14JUL21	4.3056	4.0672	48.6052	0	0.8251	0.2025	3.017	8.6755	2.3172	10.3055	0.0524	0	15.7606
A1-14JUL21	4.4101	3.7901	48.4994	0	0.8048	0.16	3.2261	8.4865	2.2039	10.3856	0.2063	0.0392	15.4751
fc5	4.2685	3.7213	48.7682	0.0239	0.8039	0.2088	3.407	8.1711	2.1912	10.32727454	0.2021	0.011	15.6
fc5-23MAR21	4.5875	3.5697	48.8568	0	1.0505	0.1938	3.2038	8.5729	2.249	10.09341652	0.1599	0.0388	15.5226
fc5-23MAR21	3.9382	3.6112	48.6525	0	1.0483	0.188	3.1194	8.2574	2.164	9.91615592	0.2293	0.0257	15.7218
fc8-A-28FEB21	4.3749	5.1856	49.0375	0.6984	0.1878	0.0239	2.9495	8.8271	2.2348	11.1659	0.2224	0.0211	16.4438
fc8-A-28FEB21	4.1731	4.3069	48.6931	0.6213	0.1367	0.0177	2.5707	10.1284	2.068	9.6977	0.1952	0	17.3123
fc8-A-28FEB21	3.9692	4.7235	47.5516	0.7944	0.1435	0	2.2286	9.5261	2.266	11.3671	0.2742	0.0268	16.1823
fc8-A-28FEB21	4.072	5.252	47.0587	0.7752	0.1732	0	3.0234	8.7886	2.118	10.773	0.2305	0.0158	15.1941
C1-21SEP21	3.5623	3.7745	47.2838	0.7826	0.1822	0.0031	3.1131	8.8118	2.295	11.7773	0.2285	0.004	15.1836

Tabla 8.4: Datos de geoquímica mineral (wt %) en vidrio utilizados en higrimetría.