



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS y NATURALES

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA

Tesina presentada para obtener el grado académico de  
LICENCIADO EN GEOLOGÍA

ESTUDIO PETROGRÁFICO DE LOS DEPÓSITOS FRAGMENTARIOS FINOS DEL  
VOLCÁN MORADO, SURESTE DE PAYENIA (MENDOZA)

GABRIEL ADRIAN HOLGADO

SANTA ROSA (LA PAMPA)

ARGENTINA

2016

## **PREFACIO**

Esta Tesina es presentada como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Licenciado en Geología, en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de La Pampa, y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad ni en otra Institución Académica. Se llevó a cabo en el Pabellón de Geología perteneciente al Departamento de Geología de la Universidad Nacional de La Pampa, durante el periodo comprendido entre Agosto de 2015 y Marzo de 2016, bajo la dirección de Bertotto, Gustavo Walter y la co-dirección de Ponce, Alexis Daniel.

Agradecimientos:

A la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam, por brindarme educación pública y de calidad.

A Gustavo Walter Bertotto y Alexis Daniel Ponce, Director y Co-director respectivamente, por su tiempo y dedicación constante.

A los Dres. Aldo Martín Umazano y Graciela Visconti, por las correcciones y sugerencias.

A mi familia, por su apoyo incondicional.

A Florencia, por su compañía y aliento en todo lo emprendido.

A mis amigos y compañeros, por los momentos compartidos durante todos estos años.

## ÍNDICE

PREFACIO.....	2
RESUMEN.....	4
ABSTRACT.....	5
INTRODUCCIÓN.....	6
OBJETIVOS.....	12
MARCO GEOLÓGICO.....	13
MATERIALES Y MÉTODOS.....	16
Trabajos de laboratorio.....	16
Trabajos de gabinete.....	17
DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS.....	18
DESCRIPCIÓN DE LOS COMPONENTES DE GRANO FINO.....	25
Síntesis de las características de los componentes de grano fino.....	37
DISCUSIÓN.....	38
CONCLUSIONES.....	41
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	42

## **RESUMEN**

En esta tesina se realizó el análisis petrográfico detallado de los depósitos de grano fino del Volcán Morado, ubicado en el retroarco extrandino de Mendoza a los  $37^{\circ}26'56''\text{S}$  y  $68^{\circ}31'47''\text{O}$ . El perfil consta de nueve niveles de entre 0,1 y 2m de potencia. A partir del conteo y medición de 300 granos por muestra se determinó que todos los niveles corresponden a cenizas vítreas. Las mismas están compuestas predominantemente por vitroclastos, destacándose las trizas de formas cuspidas y blocosas y los fragmentos de sideromelano en su mayoría alterados a palagonita, con cristalinidad y vesicularidad variables. En menor medida se observaron fragmentos de taquilita alterados en los bordes, con cristalinidad y vesicularidad variables, y fragmentos mixtos sideromelano-taquilita. Los fragmentos líticos no juveniles ocupan el segundo lugar en orden de abundancia. Se trata en su totalidad de líticos volcánicos. Los cristaloclastos son los componentes menos abundantes, siendo mayormente cristales o fragmentos de cristales no juveniles. La morfología de las partículas se determinó cualitativamente. Se definieron cuatro categorías morfológicas: formas de bloque, musgosas o irregulares, formas de placa y cuspidas y esféricas o redondeadas. En todos los niveles muestreados predominan las formas blocosas y las musgosas o irregulares. La morfología, la vesicularidad y la granulometría de los fragmentos juveniles sugiere que la tefra estudiada fue generada mediante fragmentación en presencia de agua. A partir del análisis de los fragmentos líticos no juveniles, se postula que la fragmentación del magma se produjo a profundidades someras probablemente por contacto con agua del río Colorado.

## **ABSTRACT**

In this thesis, a petrographic study of fine-grained deposits from Morado volcano, located in the extraAndean back-arc area of Mendoza province at 37°26'56"S and 68°31'47"W, was carried out. The deposits consist of nine levels which thicknesses range between 0.1 and 2m. By counting and measuring of 300 grains per sample, all levels were assigned to vitric ash. They are composed predominantly of vitroclasts, highlighting the shards of cusps and blocky forms and fragments of sideromelane mostly altered to palagonite, with variable crystallinity and vesicularity. In a lesser extent fragments of tachylite altered at the edges, with variable vesicularity and crystallinity, and sideromelane-tachylite mixed fragments were observed. Non-juvenile lithic fragments are second in order of abundance. They are all volcanic lithics. The cristaloclasts are the less abundant components, being mostly crystals or fragments of non-juvenile crystals. The morphology of the particles determined from counting of fifty grains following a line indicates that the clasts are grouped into four different categories: blocky (47.91%), moss-like or irregular (28.01%), platy and cusped (20.94%) and spherical or rounded (3.14%) shapes. The morphology, grain size and vesicularity of the juvenile fragments suggest that they were generated by magmatic fragmentation by contact with water. From the analysis of non-juvenile lithic fragments, it is postulated that the fragmentation of magma occurred at shallow depths probably by contact with water from the Colorado River.

## INTRODUCCIÓN

Las rocas piroclásticas son aquellas que se producen directamente por erupciones volcánicas explosivas. En este contexto, los piroclastos son clastos de cualquier origen impulsados hacia fuera desde una chimenea volcánica por algún proceso eruptivo (e.g. Fisher y Schmincke 1984). El término rocas volcanoclásticas, tiene un sentido más amplio y se refiere a cualquier tipo de roca clástica que contenga fragmentos de origen volcánico (e.g. Fisher y Schmincke 1984, McPhie et al. 1993). Las rocas piroclásticas son un tipo de roca volcánica muy extendido e importante en el registro geológico. El estudio detallado de este tipo de rocas puede proporcionar información importante sobre la fragmentación y vesiculación del magma, tanto a través del estudio de los componentes individuales, como de las características de los depósitos (estructuras sedimentarias, distribución de tamaño de grano, contactos, geometría, etc.) (Németh y Martin 2007). Para generar cualquier tipo de roca piroclástica, el magma ascendente y en erupción primero debe ser fragmentado. La fragmentación magmática es el proceso de fragmentación típico, en el que cuerpos coherentes en estado fundido ascendentes hacia la superficie son quebrantados por la exsolución y expansión de gases disueltos en el magma (principalmente H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>) (Cashman et al. 2000). Por el contrario, la fragmentación freatomagmática implica también (y en algunos casos, en primer lugar) el contacto entre magma y agua externa del suelo o superficial (Morrisey et al. 2000). Según estos autores, el término freatomagmatismo se define como la actividad volcánica resultante de la interacción entre magma o lava y agua subterránea o superficial, incluyendo agua de origen marino, meteórico, hidrotermal o lacustre. Por otra parte, el uso del vocablo freático se restringe a erupciones que generan eyectos de la roca de caja o no juveniles (Verpermann y Schmincke 2000).

Los ambientes hidrológicos donde se ha registrado fragmentación freatomagmática incluyen marino (litoral a profundo), lacustre, fluvial, freático y subglacial. Cada ambiente donde ocurra la interacción magma-agua, influirá sobre la abundancia del aporte de agua y la presión a la que esta interacción ocurre. La fragmentación freatomagmática en ambientes fluviales o de aguas freáticas es controlada por un aporte de agua limitado. Las fragmentaciones generadas en estos casos son de las más violentas debido a que las

relaciones magma-agua están en el rango óptimo de interacción (Wohletz 1983, Morrissey et al. 2000).

Las características distintivas de una fase eruptiva freatomagmática son que las emanaciones tienden a ser más ricas en vapor de agua y el tamaño de grano de los productos eruptivos tiende a ser más fino que el de las fases eruptivas magmáticas asociadas. La actividad freatomagmática también se caracteriza por la fragmentación intensa y eyección de las rocas de las paredes del conducto en las proximidades del lugar de la explosión, lo que resulta en la formación de grandes cráteres. La acumulación de piroclastos alrededor de la boca de salida de erupciones freatomagmáticas puede formar edificios volcánicos de diferentes tipos morfológicos; anillos de toba, conos de toba y maares (Morrissey et al. 2000). La formación de uno u otro tipo está controlada principalmente por la relación magma/agua, el grado de mezcla magma-agua y la profundidad de fragmentación (Fig. 1) (Wohletz y Sheridan 1983, Verpermann y Schmincke 2000). Los depósitos asociados a estos edificios volcánicos pueden consistir en alrededor de 10 a más de 1000 capas individuales, resultantes predominantemente del transporte y depositación por oleadas piroclásticas (Morrissey et al. 2000). En general, la forma de estos volcanes es achatada, ya que la explosión destruye su edificio y deja un área deprimida circunscripta por el anillo piroclástico, esta cavidad interior deprimida se conoce como cráter o diatrema (e.g. Llambías 2009). Los tres tipos de volcanes mencionados, junto con los conos de escoria, son generalmente llamados monogenéticos, es decir que se han formado a partir de una única erupción en el término de días a años (Verpermann y Schmincke 2000). Sin embargo, varios estudios detallados en los depósitos piroclásticos permitieron conocer la complejidad en la formación de muchos edificios volcánicos, en los cuales se han alternado erupciones puramente efusivas con otras explosivas con participación de agua (Dzurisin et al. 1995, Risso et al. 2008, Németh et al. 2012, entre otros).

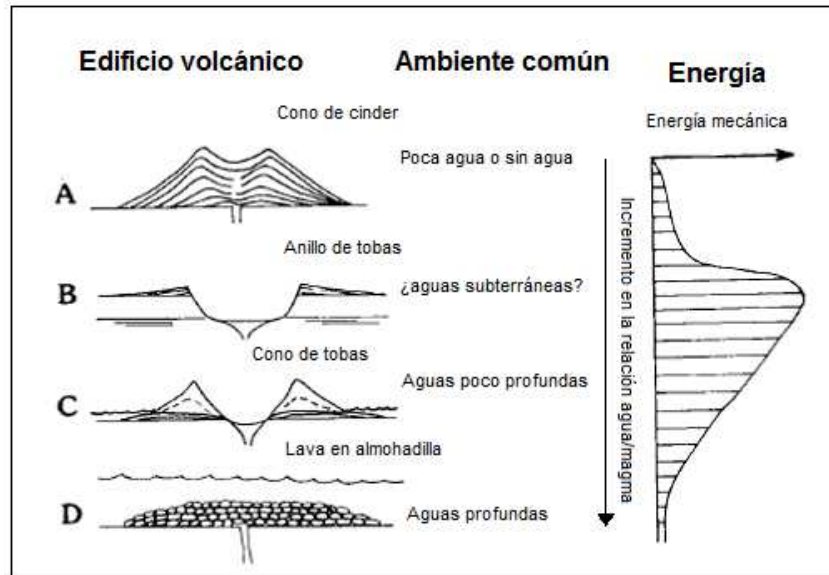


Fig. 1: Relación entre la forma del edificio volcánico, el ambiente y la energía mecánica para volcanismo basáltico (según Wohletz y Sheridan 1983).

Los depósitos piroclásticos altamente fragmentados de composición basáltica han sido documentados en numerosos trabajos (e.g. McPhie et al. 1990, Paredes et al. 2008, Pérez et al. 2009, Kereszturi et al. 2011, Martí et al. 2011.). Martin y Németh (2006), en sus estudios de los conos piroclásticos de los campos volcánicos basálticos de México (Transmexican Volcanic Belt) y de Al Haruj (Libia), hallaron cuatro tipos de conos e indicaron que un tipo de cráteres individuales inusualmente anchos fueron formados por agua interactuando con una columna de magma fluctuante. En cambio, otro tipo de edificios volcánicos se formaron a partir de depósitos freatomagmáticos iniciales. En Hungría, en el campo volcánico de Pannonia, los volcanes basálticos de pequeño volumen tienen en general una arquitectura compleja, donde los depósitos proximales freatomagmáticos están cubiertos por productos magmáticos explosivos o efusivos, debido a que el estilo de salida de magma cambió con el transcurrir de la erupción, comúnmente disminuyendo la explosividad por una reducción en la participación de agua (Németh 2010, Németh et al. 2010a). Por su parte, Di Traglia et al. (2009) analizaron sucesiones piroclásticas en Garrotxa (España) y determinaron que la interacción de magma basáltico con un acuífero somero produjo varias fases freatomagmáticas, con la consecuente depositación de tefra tamaño ceniza, incluyendo xenolitos de la roca de caja afectados por el calor del magma (buchitas). La



erupción comenzó con efusión del tipo hawaiano y finalizó con la emisión de un flujo de lava luego de los episodios freatomagmáticos.

Depósitos freatomagmáticos en Payenia fueron documentados por Risso et al. (2008) en centros eruptivos próximos a la laguna de Llancanelo, en el campo volcánico Plio-Pleistoceno del mismo nombre. Estos autores identificaron al menos seis volcanes que muestran evidencias de erupciones explosivas que involucran la interacción magma-agua. Este freatomagmatismo subordinado en el campo volcánico de Llancanelo sugiere presencia de agua en el suelo y/o agua superficial poco profunda durante algunas de las erupciones. La fuerte palagonitización en cada uno de los conos freatomagmáticos formó capas duras, resistentes a la erosión, y por lo tanto, las formaciones volcánicas están bien conservadas (Risso et al. 2008). Asimismo, al sur de Payenia y muy próximo al río Colorado se localiza el cerro Los Loros. Este centro eruptivo fue descrito como una mini caldera y se infirió para sus depósitos un limitado rol de freatomagmatismo (Németh et al. 2009). El agua responsable de esta explosión freatomagmática formaba parte del antiguo valle del río Colorado, cuyo lecho se hallaba 80 m por encima del nivel actual (Llambías, 2009). Németh et al. (2010b, 2012) indicaron que originalmente se formó un anillo de pómez sobre una red fluvial entrelazada donde existió disponibilidad de agua subsuperficial y superficial externa para influir sobre la erupción causando una leve afinidad freatomagmática en las mismas. El afloramiento estudiado forma parte del volcán Morado y está localizado en la zona de retroarco extrandino de la provincia de Mendoza ( $37^{\circ}26'56''$  S -  $68^{\circ}31'47''$  O) (Figs. 2 y 3), en el sector sudoriental de Payenia. El volcán Morado es un centro eruptivo monogenético compuesto mayormente por aglomerados y lavas basálticas y en menor medida por la tefra de grano fino estudiada en esta tesina.

El estudio a nivel microscópico de los fragmentos juveniles primarios de cualquier tipo de roca volcánica fragmentada puede dar información crucial acerca de la génesis y evolución del magma (Németh y Martin 2007). De particular valor es el aporte de las partículas de ceniza volcánica, ya que brindan información valiosa sobre los procesos de fragmentación que ocurren en el conducto volcánico de ascenso de magma (Zimanowski 1998, Morrissey et al. 2000, Dellino et al. 2012) y el subsecuente transporte y reducción de tamaño del material piroclástico (Dellino y La Volpe 2000, Manga et al. 2011). Estudios micro y macroscópicos detallados de la población de fragmentos líticos accesorios (fragmentos del

mismo edificio volcánico pero de erupciones más antiguas) también ayudan a caracterizar la profundidad de la fragmentación del magma, especialmente durante las explosiones freatomagmáticas (Németh 2003). Muchas observaciones de erupciones en volcanes activos sugieren que tanto la fragmentación magmática como la freatomagmática comúnmente tienen lugar durante una sola erupción volcánica, pudiendo alternar rápidamente los tamaños y estilos de fragmentación (Self et al. 1980 y Ort et al. 2000).

Los productos de una erupción freatomagmática son predominantemente una mezcla de vidrio, cristales y fragmentos líticos accidentales o accesorios (material fragmentado desde las paredes del conducto y la abertura). En términos granulométricos, las tefras freatomagmáticas generalmente son de grano más fino que las tefras magmáticas, en especial para relaciones agua/magma óptimas. Al microscopio óptico y electrónico, los componentes juveniles (vidrio) de tefras freatomagmáticas exhiben distintas formas de grano: en bloque (blocky), convoluta (convolute), musgosa (moss-like), en placa (plate-like) y esférica (spherical) o en gota (drop-like) (Morrisey et al. 2000). Además de estas morfologías típicas, presentan otros rasgos distintivos, tales como: partículas que se adhieren a las superficies del vidrio, surcos o rasguños, bordes astillados y bordes redondeados. Asimismo, los componentes de vidrio pueden estar más alterados hidrotermalmente que las tefras magmáticas de edad equivalente, sobre todo en muestras procedentes de depósitos de tefra húmedos en los que el agua caliente ha sido capturada. Los vidrios basálticos alteran a palagonita, mientras que los vidrios riolíticos alteran a un mosaico de grano fino de cuarzo, feldespato potásico y arcillas (Morrisey et al. 2000).

Durante las erupciones freatomagmáticas, la interacción agua-magma es la causa de la fragmentación del magma (Morrisey et al. 2000). La explosión se produce cuando el agua sobrecalentada pasa muy rápidamente (y de manera intermitente) a la fase de vapor, generando de este modo ondas de choque en rápida expansión a través del magma. Estas ondas de choque fuerzan la movilización del agua hacia mayores profundidades en las grietas del fundido, creando una reacción en cadena que es altamente efectiva para fragmentar el cuerpo magmático (Zimanowski et al. 1986, 1998). La fragmentación freatomagmática explosiva es muy común, debido a la presencia casi ubicua de agua superficial y/o subterránea que interactúa con magma ascendente y extrusiones de lava

(Lorenz 1985). Cabe mencionar que la interacción real es por lo general entre el magma y los sedimentos saturados de agua (White 1996).

El proceso físico que causa la fragmentación es conocido como interacción combustible-refrigerante (FCI - fuel-coolant interaction). Se trata de un proceso que consiste en la transferencia de calor de un fluido caliente (combustible) a un fluido volátil frío (refrigerante), convirtiendo la energía térmica en energía cinética en una escala breve de tiempo (<1 milisegundo). En términos volcanológicos, el combustible es el magma y el refrigerante es el agua (Morrisey et al. 2000). El líquido sobrecalentado (el agua que entra en contacto con el magma) está en un estado termodinámico metaestable, resultante del calentamiento extremadamente rápido a una temperatura muy por encima de su punto de ebullición (Wohletz y Mcqueen 1984, Wohletz 1986). De esta manera, puede formarse una película de vapor en la interfaz magma-agua, desarrollando inestabilidades interfaciales por el movimiento relativo de los dos fluidos inmiscibles (Wohletz y Mcqueen 1984, Wohletz 1986, Buttner et al. 2002). Existen dos tipos básicos de inestabilidades físicas que pueden actuar entre el magma y el agua (o sedimentos saturados con agua): (1) la inestabilidad Kelvin-Helmholtz, que es inducida por esfuerzo cortante a lo largo de la interfaz, y (2) la inestabilidad de Rayleigh-Taylor que es inducida por el contraste de densidad entre dos fluidos que se mueven de forma independiente. En ambos casos la fragmentación se produce cuando se superan las fuerzas de tensión superficial (Wohletz y Mcqueen 1984, Wohletz 1986).

Los experimentos FCI análogos a freatomagmatismo han producido poblaciones de clastos con formas características, tales como: en bloque/ecuante; musgosa retorcidos/convolutos; esféricos/en gota y en forma de placa (Wohletz 1986, Buttner et al. 1999, 2002). Esto puso de manifiesto la similitud entre las formas de los piroclastos naturales y los experimentales (Buttner et al. 1999, Dellino et al. 2001, Buttner et al. 2002, Dellino y Liotino 2002). A partir de los resultados de dichos experimentos y de la teoría FCI, pudo deducirse que existe un mecanismo de fragmentación asociado a cada tipo de grano freatomagmático. Los granos en bloque se asemejan a cristales rotos o vidrio que ha sido parcialmente retorcido y deformado mientras estaba plástico. Estos fragmentos se forman cuando las ondas de tensión se propagan a través del fundido y producen velocidades de deformación que exceden su módulo de compresibilidad. También se contempló que la temperatura local del

fundido está cerca del *solidus* y las fracturas frágiles se desarrollan en respuesta a la contracción térmica u ondas de esfuerzos tensionales producidas por el colapso de la película de vapor. Los granos musgosos se desarrollan por deformación viscosa en condiciones de esfuerzos tensionales creados durante la formación rápida de vapor. Estas condiciones se predicen por el desarrollo de inestabilidades de Rayleigh-Taylor y Kelvin-Helmholtz. Estas inestabilidades son causadas por el movimiento relativo del vapor a lo largo de la superficie del fundido. Ellos perturban la superficie del fundido e introducen características morfológicas adicionales. Los granos esféricos o en gota se desarrollan a partir del efecto de la tensión superficial cuando el magma está todavía lo suficientemente caliente como para comportarse como un fluido. Al igual que con los granos musgosos, las inestabilidades superficiales del fundido crecen y se separan para formar estructuras similares a cintas esféricas o alargadas, en respuesta a las fuerzas generadas por el colapso local de la película de vapor. Los granos en placa han sido interpretados como piezas de corteza enfriada que se separaron de la superficie del magma. El proceso de separación puede deberse a la turbulencia de la oscilación de la película de vapor, a la propagación de la onda de vaporización o a la inestabilidad Kelvin-Helmholtz (Morrisey et al. 2000).

De lo expuesto anteriormente se deduce la importancia de definir la forma externa de las partículas, ya que permite inferir las características físicas del magma y su grado de interacción con agua (Wohletz 1986, Buettner *et al.* 2002). Además, los constituyentes internos de las cenizas (vesículas y microcristales) son cruciales en el conocimiento de la historia de desgasificación y cristalización-fraccionamiento del magma (Vonlanthen et al. 2015).

## **OBJETIVOS**

El presente trabajo tiene como objetivo corroborar o descartar la presencia de agua externa al sistema durante la fragmentación del magma que originó los depósitos a estudiar. Se testeará la hipótesis de que los depósitos fragmentarios finos (tamaño ceniza) del volcán Morado fueron generados por interacción magma-agua externa al sistema a partir de una investigación de detalle de sus componentes. Con este trabajo se procura aportar conocimientos acerca de la fragmentación magmática en una situación particular de Payenia debido a la presencia del río Colorado.

## MARCO GEOLÓGICO

Payenia es una gran provincia volcánica cuaternaria de composición basáltica que se extiende entre los 33° 30' y 38° S y abarca casi 40.000 km<sup>2</sup> (Polanski 1954, Llambías et al. 2010, Ramos y Folguera 2011). Esta gran provincia volcánica es única en toda la cadena de los Andes, ya que cuenta con más de 800 centros volcánicos formados en los últimos ~2 Ma, siendo una de las más densas provincias volcánicas de América del Sur (Ramos y Folguera 2011, Risso et al. 2009). A pesar de la gran extensión de la cordillera de los Andes, que bordea Sudamérica por el oeste como consecuencia de la subducción de varias placas oceánicas por debajo de este continente, la actividad volcánica en el retroarco durante el Cuaternario tiene escaso desarrollo (Llambías et al. 2010). La presencia de Payenia constituye una notable excepción ya que, a partir del Cuaternario temprano, se desarrolló en esta región un abundante volcanismo basáltico que perduró hasta el Holoceno, época en la cual se produjo una significativa reducción del volumen de magma eruptado (Llambías et al. 2010).

La actividad volcánica de retroarco, predominantemente basáltica olivínica alcalina, se desarrolló al sur del segmento de subducción plana pampeana, a partir de 33°40'S, y continuó sin interrupción hasta la latitud de 52°S, alcanzando el extremo sur de Sudamérica (Llambías et al. 2010). Según estos autores, en esta amplia región pueden distinguirse dos sectores, por un lado, el de la mencionada provincia volcánica de Payenia y, por el otro, el de la provincia volcánica máfica de Patagonia, que se extiende entre 40° y 52°S. Debido a las similitudes que presentan estos segmentos, como la abundante presencia de basaltos olivínicos, otros autores (e.g. Kay et al. 2004) consideran a Payenia como una parte de la provincia volcánica máfica de Patagonia, conformando una de las mayores provincias continentales máficas de retroarco de la Tierra, con cerca de 200.000 km<sup>2</sup>. Ramos y Folguera (2011), en cambio, afirman que los procesos geológicos y tectónicos del Paleoceno al Cuaternario en la gran provincia máfica Patagonia son algo diferentes de los que se observan en Payenia. Por este motivo, incluyen a las rocas basálticas cuaternarias del sur de Mendoza y norte de Neuquén en una unidad independiente. Por su parte, Llambías et al. (2010), mencionan algunas diferencias importantes entre ambos ambientes. En primer lugar, que en Payenia la actividad volcánica afectó solamente el borde occidental del antepaís, mientras que en Patagonia el mayor desarrollo está en el emplazamiento tectónico

mencionado, en una posición muy alejada de la zona de subducción. En segundo lugar, mencionan que en Payenia la actividad volcánica cuaternaria es dominante, mientras que en Patagonia tiene pobre desarrollo. Finalmente, afirman que la transición entre ambos segmentos parece ser brusca, coincidente con una tectónica oblicua al rumbo del arco magmático andino.

La actividad volcánica de Payenia ha sido tratada en numerosos trabajos (e.g. Bermúdez et al. 1993, Bertotto et al. 2006, Risso et al. 2008, Llambías et al. 2010). Particularmente, Ramos y Folguera (2011) determinaron que la región puede dividirse en tres segmentos distintivos denominados norte, central y sur, que presentan características diferentes. El segmento norte contiene menos del 10% de los centros volcánicos, con campos monogenéticos menores aislados, siendo principalmente conos de escoria y pequeños flujos. El segmento central concentra la actividad volcánica más importante, con tres grandes campos volcánicos (Cerro Nevado, Llancanelo y Payún Matru) y flujos de lava extensos. Por último, el segmento sur muestra algunos grandes volcanes con flujos de lava menos extensos, destacándose los campos volcánicos Tromen y Auca Mahuida, así como numerosos volcanes basálticos pequeños como Cerro Morado, La Carne y Carrizo, entre muchos otros conos monogenéticos y flujos a lo largo del valle del Río Colorado. Los tres segmentos juntos generaron un volumen de aproximadamente  $8.400 \pm 100 \text{ km}^3$ , medidos con un modelo de elevación digital topográfico con una resolución de 90 m-pixel (Ramos y Folguera 2011).

En zonas aledañas a los depósitos estudiados, además de las rocas basálticas cenozoicas, afloran areniscas continentales pertenecientes a la Cuenca Neuquina (Holmberg 1962) y depósitos conglomerádicos fluviales del Plioceno-Pleistoceno (Holmberg 1962). Cubriendo las rocas del Cretácico-Pleistoceno hay depósitos evaporíticos, aluviales, y principalmente eólicos, del Holoceno. El cerro Morado se localiza en una zona de borde de la cuenca Neuquina, donde por debajo de los basaltos y de las rocas terciarias-cuaternarias fluviales, se encuentran rocas sedimentarias mesozoicas apoyadas en rocas volcánicas pérmicas a jurásicas de los Grupos Choiyoi y preCuyo (Holmberg 1962, Arnosio y Barrionuevo 2011, Barrionuevo et al. 2011). En proximidades al cerro Morado se formaron varios centros eruptivos alineados en dirección N65°-70°O. Esta dirección coincide con la del río Colorado en la zona, sugiriendo una posible vinculación entre las fallas responsables del

lineamiento y del desarrollo del valle del río Colorado (Holmberg 1962, Bertotto et al. 2006).

A las rocas de varios centros eruptivos próximos al río Colorado, incluyendo las del cerro Morado, Holmberg (1962) las incluyó en el Holoceno inferior a medio (Puentelicense o Basalto V de Groeber 1946). Por su parte, Bertotto (2003) incluyó a estas rocas en la Época Eruptiva Chapualitense superior del Pleistoceno inferior, y Bernardi (2016) presentó una edad de  $0,795 \pm 0,05$  Ma. (Pleistoceno inferior a medio) para las rocas del cerro Morado.

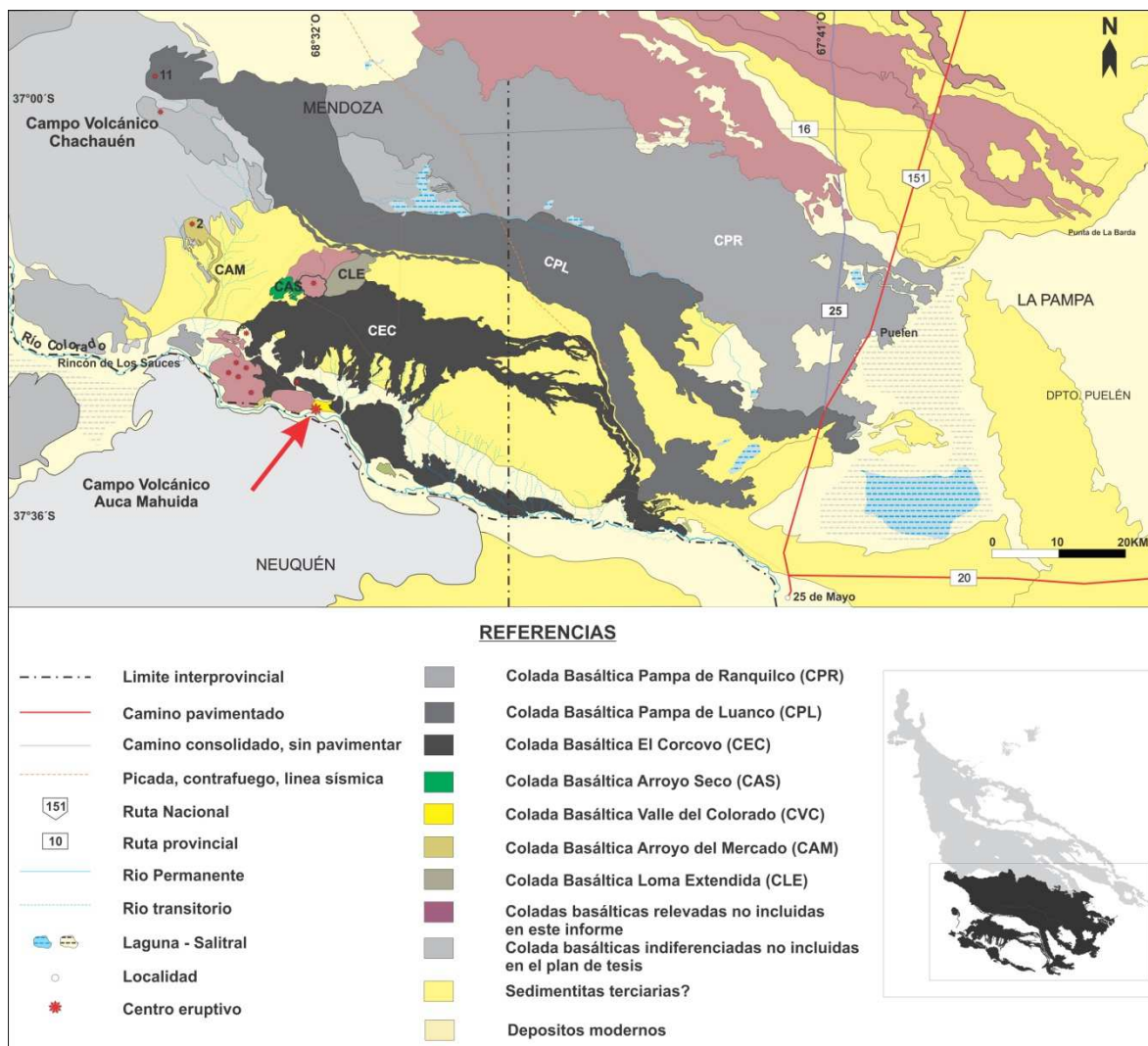


Fig. 2. Mapa geológico de la zona sureste de Payenia (tomado de Bernardi 2016). Se indica con una flecha la localización del volcán Morado.



Fig. 3. Imagen Google Earth del Volcán. Morado. Se indica la ubicación de los depósitos estudiados.

## MATERIALES Y MÉTODOS

Las tareas realizadas para la confección de la presente tesina se llevaron a cabo en dos etapas, denominadas trabajos de laboratorio y trabajos de gabinete. Los trabajos de campo fueron realizados previamente por el director y co-director de la tesina, quienes, sobre la base de las estructuras sedimentarias y la geometría de las capas, diferenciaron nueve niveles en el depósito de grano fino.

### **Trabajos de laboratorio**

Los trabajos de laboratorio se realizaron en el Laboratorio de cortes de rocas del Pabellón de Geología, perteneciente a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (FCEyN) de la UNLPam. En primer lugar, se confeccionaron cortes delgados rectangulares (de ~30 micrones de espesor) a partir de las muestras no disturbadas colectadas durante las tareas de campo, con el fin de realizar el estudio petrográfico para identificar sus componentes, determinar su distribución de tamaños y su morfología. Posteriormente, se realizó un lavado con ácido débil y tamizado de las partículas con el fin de separar fracciones y realizar un análisis bajo lupa binocular y microscopio de la morfología de los granos, en este caso sin material secundario (sulfatos y carbonatos).



## **Trabajos de gabinete**

El trabajo de gabinete se realizó en el Pabellón de Geología de la FCEyN de la UNLPam, en dos subetapas. La primera comenzó con la recopilación y estudio de antecedentes geológicos de la zona de trabajo, fundamentalmente del magmatismo de retroarco cenozoico entre los 33° y 38°S y de los estudios experimentales y de depósitos referidos a fragmentación magmática con y sin presencia de agua (Buttner et al. 1999, 2002, Morrisey et al. 2000, Zimanowsky et al. 1991, Zimanowsky 1998, entre otros). La recopilación de bibliografía continuó a lo largo de gran parte del proyecto con temas referidos a la petrografía de productos eruptivos basálticos, mecanismos eruptivos y fragmentación de magmas basálticos.

La segunda subetapa se llevó a cabo una vez finalizados los estudios preliminares. Consistió en la descripción petrográfica y morfológica de las muestras a partir de los cortes delgados confeccionados en el laboratorio. Se utilizó, para ello, un microscopio petrográfico Nikon Eclipse E400 Pol. Para la determinación de los componentes (litoclastos, vitroclastos y cristaloclastos), sus proporciones y su distribución de tamaños, se realizó el conteo y medición de 300 granos, abarcándose toda la muestra a partir de la definición de distintos campos en el microscopio. Posteriormente, se realizó una evaluación conjunta de los datos petrográficos y de campo, para determinar las características de cada unidad volcánica muestreada.

Los depósitos se clasificaron por su granulometría de acuerdo a la nomenclatura propuesta por Scasso y Limarino (1997). Los resultados de las mediciones se expresaron en histogramas, ya que permiten una visualización rápida de las características generales del depósito. En el eje de las abscisas se representaron las clases granulométricas en escala phi, donde  $\phi = -\log_2 d$ , y  $d$  es el diámetro de las partículas en mm, y en las ordenadas el porcentaje de frecuencia correspondiente a cada clase.

De acuerdo a su litología, los componentes de una roca volcanoclástica primaria han sido agrupados tradicionalmente en tres categorías: componentes vítreos, cristalinos y líticos. Las cantidades relativas de cada componente se utilizan como criterio clasificatorio (Scasso y Limarino 1997). En el presente trabajo se utilizó la clasificación propuesta por Castro Dorado (1989). Cabe aclarar que se consideraron cristaloclastos juveniles a aquellos que

también están presentes en las rocas volcánicas máficas del centro eruptivo y que coinciden con los de la colada suprayacente al depósito estudiado.

La morfología de las partículas se determinó a partir del análisis en dos dimensiones en el microscopio petrográfico. Se contaron cincuenta granos siguiendo una trayectoria aproximadamente lineal en las secciones delgadas y se definió su forma comparando cualitativamente con imágenes de partículas obtenidas en experimentos análogos a freatomagmatismo, tomadas de Morrisey et al (2000) y de las formas asignadas a las tefras producidas en erupciones basálticas freatomagmáticas, tomadas de Orton (1996). A modo de ejemplo, se tomaron fotografías de los cortes delgados más relevantes, utilizando una cámara digital con resolución de 8 megapíxeles marca Nikon. Por último, se llevó a cabo el análisis de los resultados obtenidos, contrastándolos con la hipótesis planteada inicialmente. Esta etapa concluyó con la redacción de la tesina.

## **DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS**

Según Bertotto et al. (2013) el centro eruptivo Morado está compuesto por las siguientes seis litofacies:

1-Depósito de brecha de bajo soldamiento. Tiene un espesor máximo de 2 m, la mitad inferior es un depósito caótico, matriz soportado, con bloques angulosos de basalto masivo y clastos de canto rodado (similares a los del lecho actual del río Colorado). Los bloques alcanzan hasta 70 cm y la matriz es de tamaño ceniza. Los 50 cm superiores presentan capas con laminación interna grosera con clastos (de hasta 5 cm) basálticos angulosos, de canto rodado (similares a los del lecho actual del Río Colorado) y de escoria basáltica. Este depósito subyace a un nivel de ceniza y tiene la base cubierta. Se infirió que se generó a partir de las erupciones iniciales que abrieron el conducto de salida de magma con participación de agua.

2-Depósitos de ceniza. Se presentan en estratos de 20 a 30 cm de espesor, con frecuente desarrollo de estratificación entrecruzada de bajo ángulo. Los depósitos de ceniza suprayacen a los depósitos de brecha y están intercalados y cubiertos por niveles lapillíticos

de la litofacies 3a. A partir de la alta fragmentación de los componentes de esta litofacies se sugirió que este depósito se generó a partir de la interacción de magma basáltico con agua.

3-Depósitos de aglomerados de bajo soldamiento. Esta litofacies se subdivide en dos: la litofacies 3a está formada por depósitos de lapilli bien seleccionados, intercalados con depósitos de ceniza; y la litofacies 3b se compone de depósitos mal seleccionados de piroclastos juveniles (bloques, bombas y lapilli) y líticos hasta un 40% (rodados similares a los del lecho actual del río Colorado y bloques de rocas sedimentarias con signos de metamorfismo térmico). Se infiere que los depósitos proximales de la litofacies 3b se generaron a partir de la acumulación de piroclastos provenientes del sector exterior de una fuente de lava hawaiana o a partir de erupciones estrombolianas discretas. Los depósitos de la litofacies 3a serían depósitos de caída, formados a partir de una disminución en la explosividad por un descenso en la participación de agua.

4-Depósitos de aglomerados de alto soldamiento-spatter (con y sin distinción de individuos). Lateralmente a los depósitos de la litofacies 3b y hacia el sector superior del cerro, se presenta una sucesión de capas de aglomerados con soldamiento variable, de alto a muy alto, sin distinción de individuos (con coalescencia). Los piroclastos son de tamaño bomba y, en los niveles sin coalescencia, se observan formas fluidales mayormente fusiformes. Se infiere que este depósito es el más próximo a la abertura de salida de magma y que se generó a partir de la acumulación de piroclastos provenientes de los sectores internos de una pluma de lava hawaiana.

5-Diques. En la zona superior del cerro se hallaron dos grupos de diques basálticos intruyendo a aglomerados de alto soldamiento. Estos diques tienen mayormente orientaciones concéntricas y buzamientos de 50° a 90°. Se infiere que estos diques corresponderían a zonas de salida de magma.

6-Colada de lava. La colada de lava es del tipo pahoehoe y tienen un espesor medio de 4 m. Internamente se distinguen tres sectores denominados superior, medio e inferior. El sector superior posee alta densidad de vesículas cuyos tamaños se reducen hacia el centro de la colada. El sector medio es masivo y con chimeneas de vesículas, las que desaparecen hacia el sector basal. El sector inferior es vesicular y con vesículas cuyos tamaños disminuyen de techo a base. La colada de lava suprayace el nivel superior de aglomerado de lapilli de bajo

soldamiento y no es cubierta por otro depósito relacionado a este centro eruptivo. Se infiere que este depósito se generó por actividad efusiva hawaiana. Al microscopio se observan texturas porfíricas y glomeroporfíricas con fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno en pastas compuestas por plagioclasa, olivino, minerales opacos, clinopiroxeno y vidrio con arreglo intergranular, intersertal e hialofítico.

Químicamente, tres muestras de las litofacies 6 clasifican como basaltos alcalinos y una como hawaíta; mientras que una muestra de la litofacies 3 clasifica como hawaíta, todas de la serie alcalina.

En el sector donde afloran los depósitos finos de la litofacies 2 y 1, se levantaron dos perfiles denominados 1 y 2 (Figs. 4, 5, 6). Cabe destacar que, lateralmente, los depósitos fragmentarios del Perfil 1 pasan a depósitos pobremente seleccionados, matriz soportados y con soldamiento bajo a medio descritos en el Perfil 2. Los depósitos tienen como característica general un buzamiento hacia el S-SO de hasta 10°.

#### Perfil 1 (de base a techo):

**H63-** Depósito de 2 m de espesor aproximado, con base cubierta. La parte inferior (hasta 1-1,20 m desde la base) presenta bloques angulosos de basalto masivo y canto rodado. Este sector es matriz soportado, caótico y los bloques alcanzan hasta 70 cm. Los 50-70 cm superiores presentan capas con laminación interna grosera con clastos (de hasta 5 cm) de basalto anguloso, canto rodado y escoria en matriz de ceniza. Muestra MO55.

**H62-** Ceniza bien seleccionada, verdosa con intraclastos de hasta 5 cm. Muestra MO53.

**H61-** Depósito matriz soportado, granodecreciente desde la base hasta la mitad y granocreciente de la mitad para arriba. Muestra MO52.

**H6-** Depósito de 30-40 cm de espesor, color verde claro, matriz (tamaño ceniza) soportado con clastos de hasta 8 cm escoriáceos. Estratificación grosera, con ondulaciones. Se observa que los fragmentos de mayor tamaño se concentran en la parte superior y se encuentran alineados. Muestra MO51.

**G6-** Depósito rojizo con laminación paralela pobremente definida por cementación con carbonato. Granulometría ceniza media con intercalaciones (~lenticulares) de ceniza gruesa

e intraclastos de lapilli escoriáceos. Parte inferior más oscura y de granulometría más gruesa, con mayor frecuencia de intraclastos. Muestra MO-49.

**F6-** Capa de 20 cm de espesor con laminación paralela. Granulometría lapilli a ceniza gruesa en matriz de ceniza fina. Muestra MO48.

**E6-** Depósito rojizo de espesor irregular, con laminación paralela de ceniza fina, algo cementada con carbonato y acuñada. En la parte superior presenta fragmentos de granulometría más gruesa. Muestra MO46.

**G61-** Nivel rojizo de 30 cm de espesor, con intraclastos aislados. Laminación entrecruzada de bajo ángulo. Contiene lentes de ceniza gruesa a nivel de láminas de 1 cm. Es muy similar a G6 en color y características litológicas, salvo que los fragmentos escoriáceos son de menor tamaño y abundancia. Presenta acuñamiento hacia el oeste. Muestra MO45.

**D6-** Agregado escoriáceo tamaño lapilli, clasto soportado, masivo, levemente grano decreciente, con tamaño de grano que varía entre 3-4 cm a menos de 0,5 cm. Color morado y cementado con carbonato. En la base se observa una capa de rodados volcánicos y líticos de hasta 3 cm, en matriz tamaño ceniza muy cementada. Muestra MO19.

El perfil culmina con una colada de lava basáltica *pahoehoe* de ~4m de espesor.

Perfil 2 (de base a techo):

**A-** Base cubierta. Depósito con soldamiento bajo a medio, matriz soportado (matriz tamaño lapilli). Los primeros 1,50 m contienen menos de 20% de líticos accidentales que no superan en promedio los 6 cm de longitud máxima, con bloques basálticos (accesorios) masivos, aislados, de hasta 30 cm y bombas juveniles. Los líticos no juveniles están compuestos por canto rodado de litología variada y bloques arcillosos. La mayoría de los cantos rodados se presentan sin fragmentación.

**B-** Presenta un espesor de 2 m con pase transicional y una mayor presencia de líticos accidentales de igual composición que el nivel A; en sectores se observa abundancia de líticos de hasta 40% mayores a 2 mm (macroscópicamente). Se identificaron bloques de basalto de hasta 30 cm, bombas basálticas de hasta 30 cm, cantos rodados de hasta 20 cm y líticos arcillosos de hasta 15 cm. El soldamiento del depósito es de bajo a medio. Matriz soportado, matriz tamaño lapilli.

**C-** Posee un espesor de 3 m, con soldamiento medio (mayor que el nivel B). Se observaron lapilli aglomerados por soldamiento, lo que dificultó el reconocimiento de los individuos. Los fragmentos líticos juveniles presentan menos del 20% de abundancia. Se reconocieron cantos rodados de hasta 25 cm, bloques basálticos de hasta 30 cm y bombas juveniles de hasta 40 cm. Matriz soportado, matriz tamaño lapilli.

**D-** Depósito color negro de 1 m de espesor, groseramente laminado y clasto soportado. Presenta selección media y bajo soldamiento. Los fragmentos tamaño lapilli tienen una abundancia mayor a 80% y los líticos accidentales menor a 20%. Se observaron cantos rodados de hasta 4 cm subredondeados, bloques de basalto de hasta 10 cm como máximo (excepción 20 cm) y deformación por caída de bloque.

**E-** Depósito de grano fino (lapilli fina a ceniza gruesa) de 0,8 m de espesor, clasto sostén, con laminación grosera, buena selección. Es equivalente al nivel D6 del Perfil 1.

**F-** Colada de lava basáltica.



Fig. 4. Vista general de los depósitos de grano fino en el perfil 1. A, sector superior en contacto con la colada de lava y B, sector inferior. La persona mide aproximadamente 1,8 m.



Fig. 5. Detalle de los niveles superiores en el perfil 1. La piqueta usada de escala mide 0,33 m.

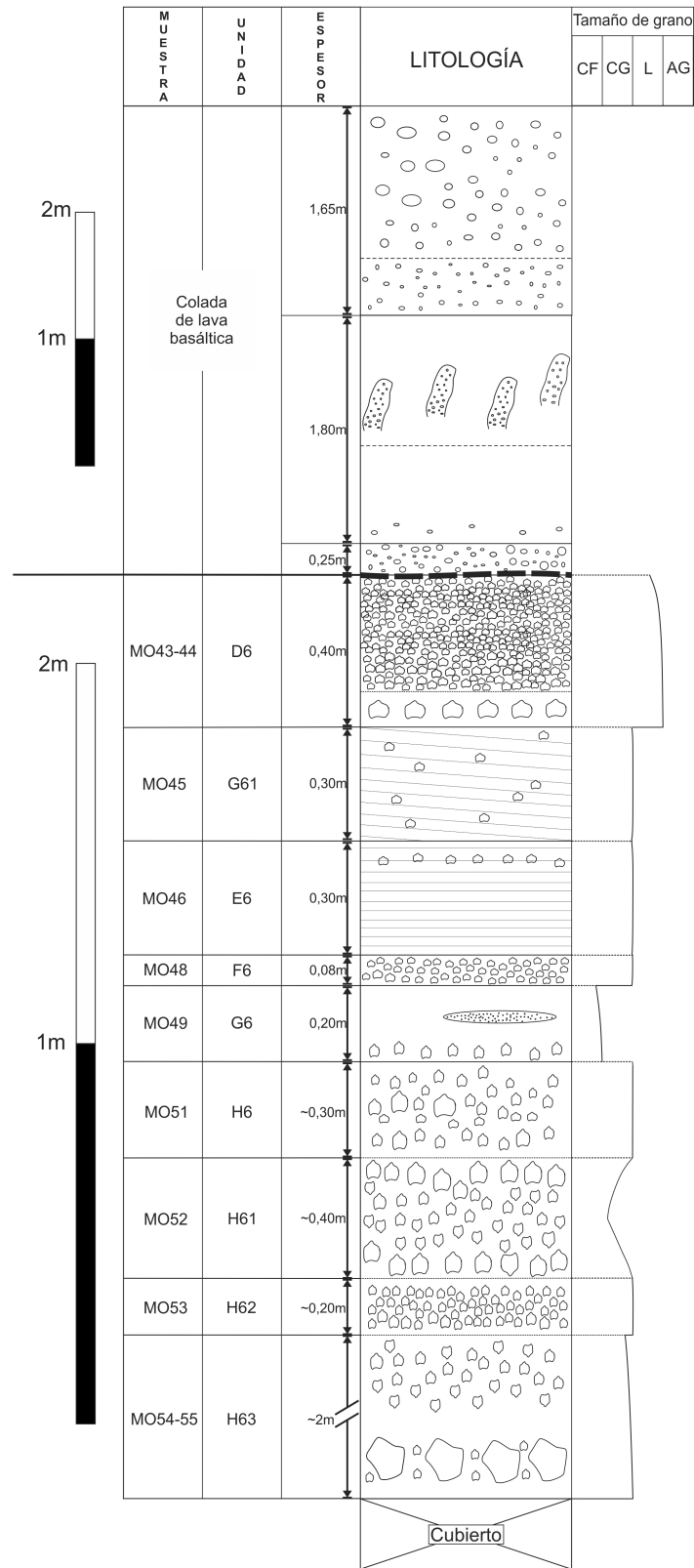


Fig. 6. Perfil 1 con los depósitos finos estudiados y la colada de lava suprayacente, detalles en el texto. CF ceniza fina, CG ceniza gruesa, L lapilli, AG aglomerado.



## DESCRIPCIÓN DE LOS COMPONENTES DE GRANO FINO

De acuerdo a la nomenclatura propuesta por Scasso y Limarino (1997), la tefra de todos los niveles se clasificó como ceniza, ya que más del 75% de los granos medidos en cada muestra presenta un tamaño de diámetro menor a 2mm.

Como resultado del conteo de puntos se determinó que los vitroclastos son los componentes más abundantes, representando aproximadamente el 80% del depósito. Siguiendo la nomenclatura de Castro Dorado (1989), los depósitos estudiados se clasificaron como cenizas vítreas, de acuerdo a la denominación de sus equivalentes consolidados (Fig. 7).

A partir de las imágenes de partículas obtenidas en experimentos análogos a freatomagmatismo y de las formas asignadas a las tefras producidas en erupciones basálticas freatomagmáticas, se definieron diferentes categorías morfológicas (Fig. 8) y se incluyó a las partículas analizadas dentro de ellas.

A continuación, se describen las características de cada nivel muestreado.

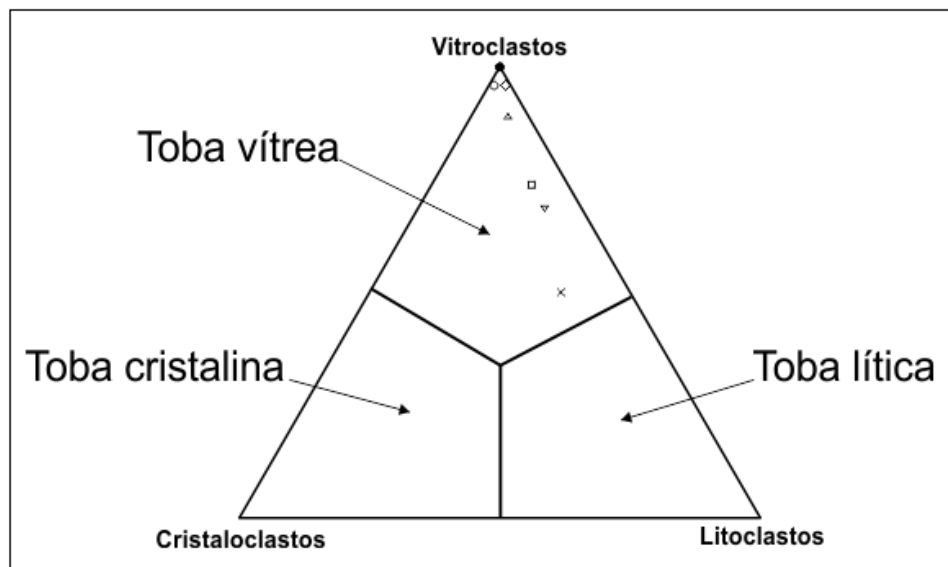


Fig. 7. Clasificación de las tobas de acuerdo a la participación porcentual de vidrio, cristales y líticos (Castro Dorado 1989). Se observa con claridad que todas las muestras se ubican en el campo de las tobas vítreas.

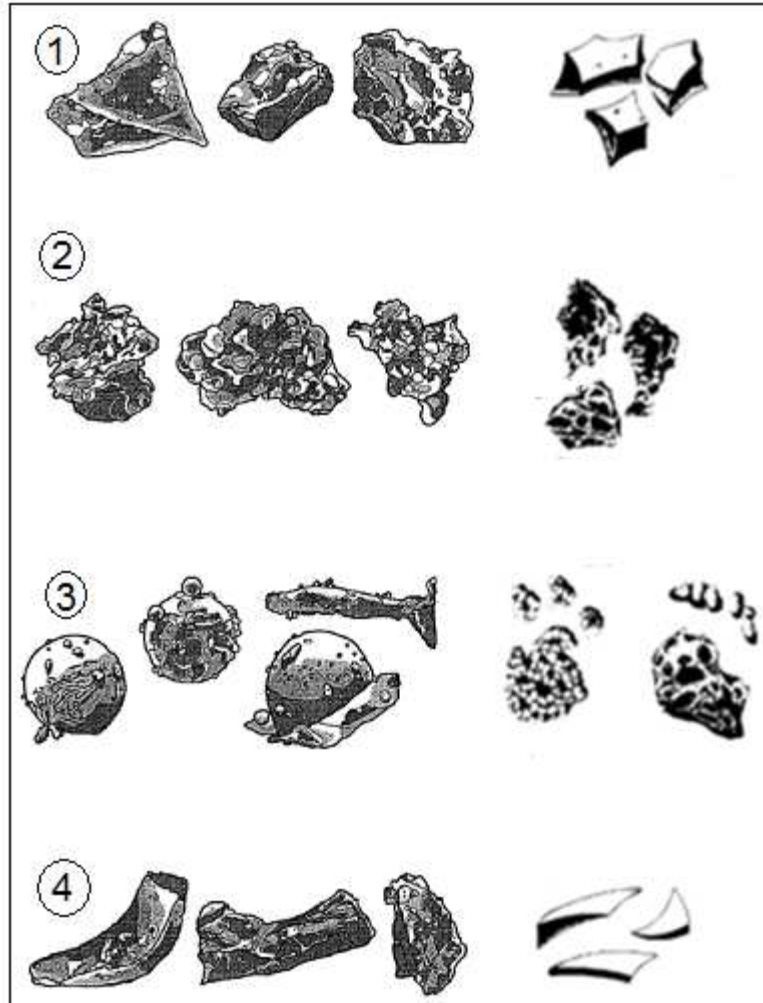


Fig. 8. Categorías definidas a partir de morfologías de partículas naturales y experimentales. 1- formas de bloque, 2- musgosas o irregulares (moss-like), 3- formas esféricas o redondeadas y 4- formas de placa y cuspadas. Modificado de Morrisey et al. (2000) y Orton et al. (2000).

-Nivel H63: Presenta una distribución de tamaños unimodal. La moda se ubica entre valores de  $\phi$  1,5 y 2, lo que indica una granulometría correspondiente a ceniza gruesa. Se trata de una moda principal poco marcada, ya que supera a la admixtura en menos de un 20% (Fig. 9). El 57,48% de los clastos contabilizados corresponde a fragmentos juveniles (vitroclastos y cristaloclastos) y el 42,52% restante corresponde a fragmentos no juveniles (líticos volcánicos y cristaloclastos). Dentro de los fragmentos juveniles, el 86,13% son vitroclastos y el 13,87% cristaloclastos. De los vitroclastos, el 51,68% son fragmentos de sideromelano, el 22,82% de taquilita y el 25,5% son clastos mixtos con los dos tipos de vidrio (Fig. 10). Los fragmentos de sideromelano presentan cristalinidad moderada (30% aproximadamente) y en general no están alterados, sólo en algunos casos están levemente

palagonitizados (Fig. 11). La vesicularidad es de moderada a alta (30-50% aproximadamente). Predominan las vesículas de formas redondeadas a subredondeadas (Fig. 10), en menor medida se observaron vesículas de formas irregulares y sólo en algunos clastos con textura fluidal se identificaron vesículas elongadas (Fig. 10). Los fragmentos de taquilita no presentan alteración y tienen vesicularidad moderada, con predominio de vesículas de formas irregulares (Fig. 10). La presencia de cristales es menor que en los clastos de sideromelano (Fig. 10). En orden de abundancia decreciente, se identificaron los siguientes minerales: plagioclasas, olivinos, clinopiroxenos y opacos (Fig. 12).

Dentro de los fragmentos no juveniles, los líticos volcánicos representan el 86,72%. Se trata en general de fragmentos alterados (argilizados). En menor medida se observaron clastos de composición basáltica con textura porfírica y pasta intergranular (Fig. 5). Por último, en muy baja proporción, se identificaron litoclastos de composición intermedia a ácida con textura porfírica, fenocristales de feldespatos alterados principalmente a arcilla y en menor medida a sericita, en pasta felsítica (Fig. 13). Los cristaloclastos no juveniles representan el 13,28%. Se trata de minerales que no están presentes en las rocas del centro eruptivo, identificándose principalmente cuarzos y feldespatos potásicos y en menor medida biotitas y anfíboles.

En términos morfológicos, el 55,34% de las partículas se incluyó en la categoría 2 (forma irregular o musgosa), el 39,81% se incluyó en la categoría 1 (formas de bloque y ecuanter) y sólo en 4,85% se incluyó en la categoría 4 (formas de placa y cuspadas) (Fig. 14).

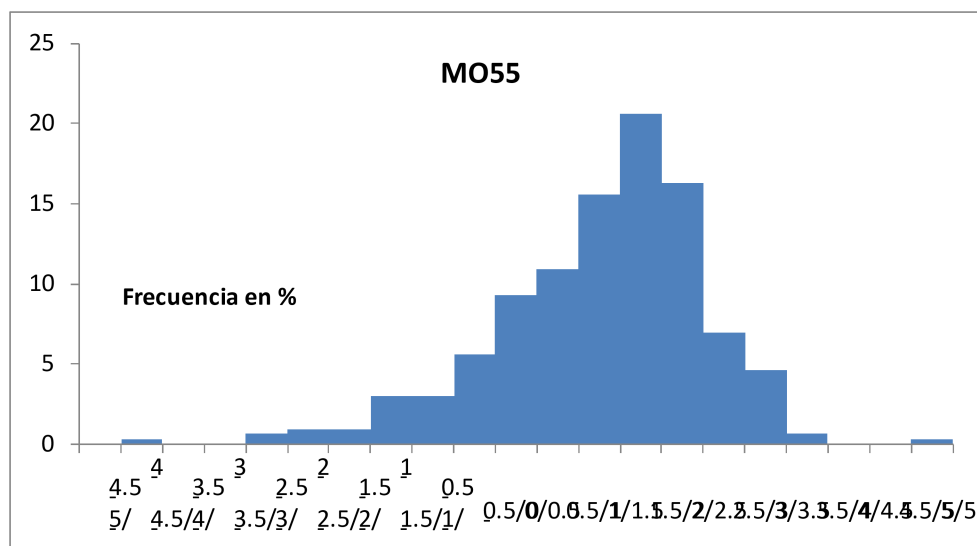


Fig. 9. Distribución del tamaño de grano del Nivel H63. Diámetro en phi.

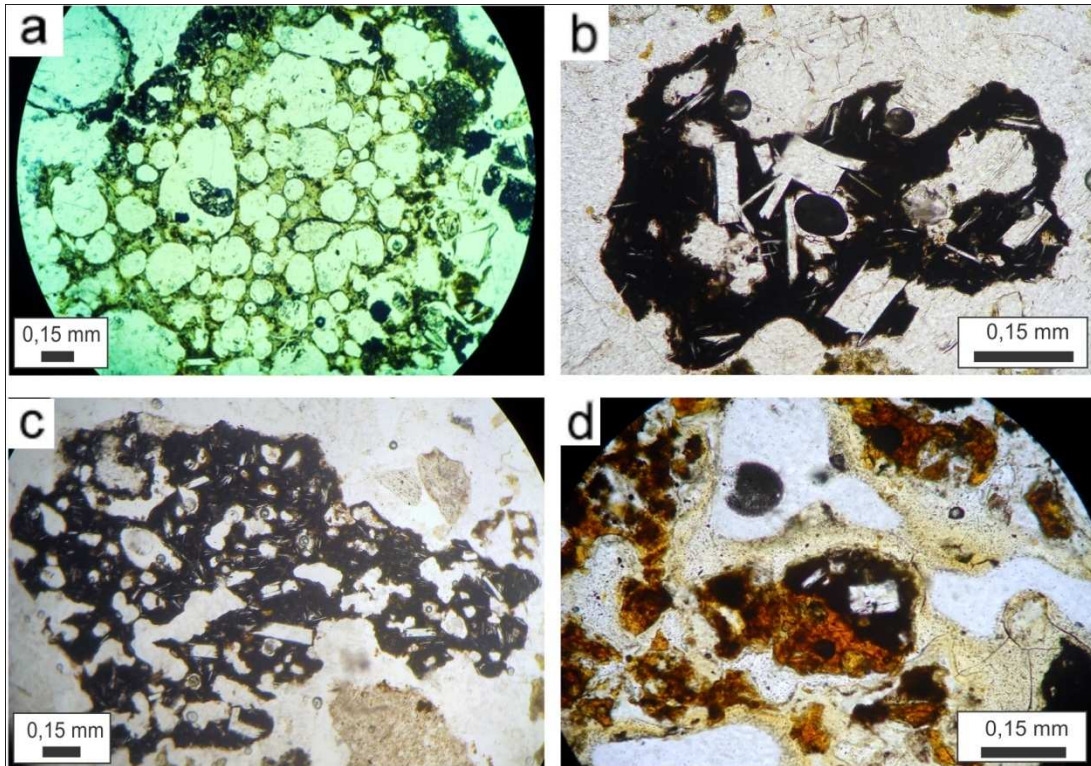


Fig. 10. Fotomicrografías (luz natural) de los tres tipos principales de fragmentos juveniles: [a] clasto de sideromelano altamente vesicular, con vesículas redondeadas a subredondeadas, [b] clasto de taquilite con feldspatos y pocas vesículas de forma irregular, [c] clasto inalterado de taquilite con alta densidad de vesículas de formas irregulares, [d] en el centro de la imagen se observa un clasto mixto de sideromelano alterado y taquilite con feldspatos.

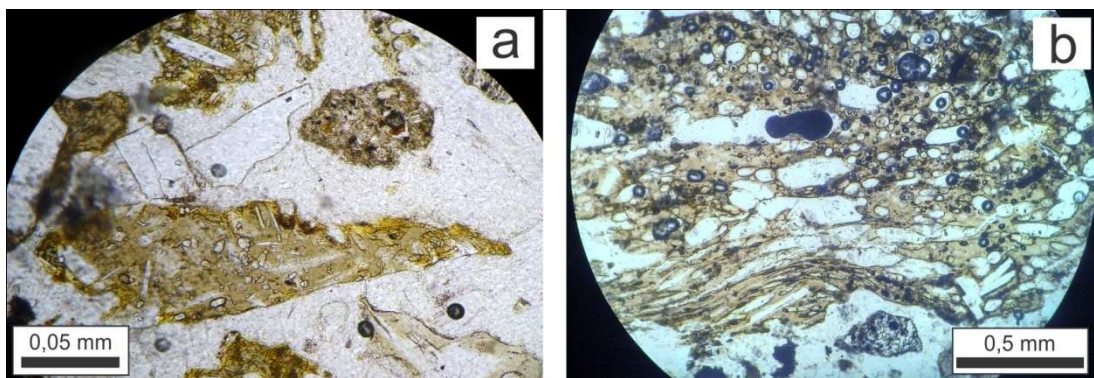


Fig. 11. Fotomicrografías (luz natural) de sideromelano levemente palagonitizado en los bordes y con forma de placa (a) y sideromelano fluidal con vesículas elongadas (b).



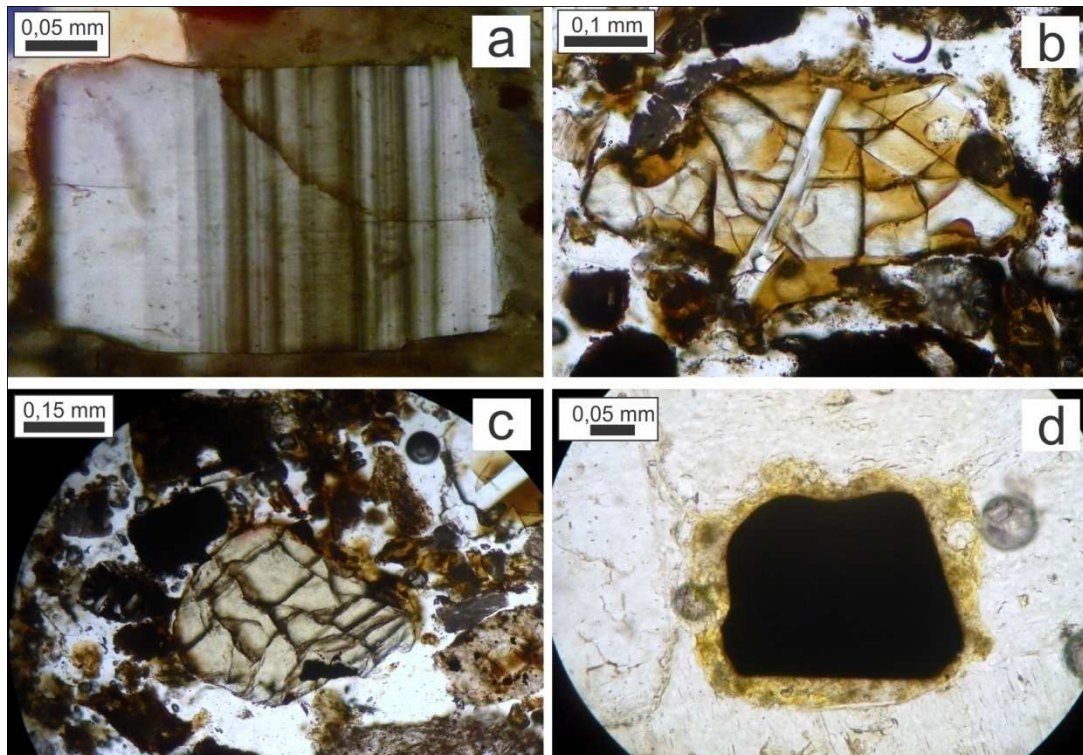


Fig. 12. Fotomicrografías (luz polarizada a y luz natural b, c, d)) de cristaloclastos juveniles con recubrimiento vítreo parcial a total. [a] plagioclasa, [b] olivino, [c] piroxeno, [d] mineral opaco.

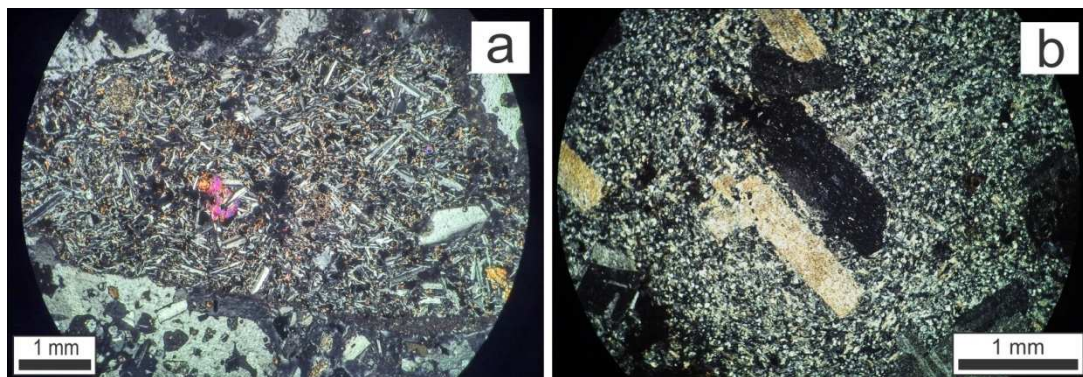


Fig. 13. Fotomicrografías (luz polarizada) de fragmentos líticos volcánicos no juveniles. [a] basalto con textura porfírica y pasta intergranular, [b] litoclasto de composición intermedia a ácida con textura porfírica, fenocristales de feldespato alterados y pasta felsítica.

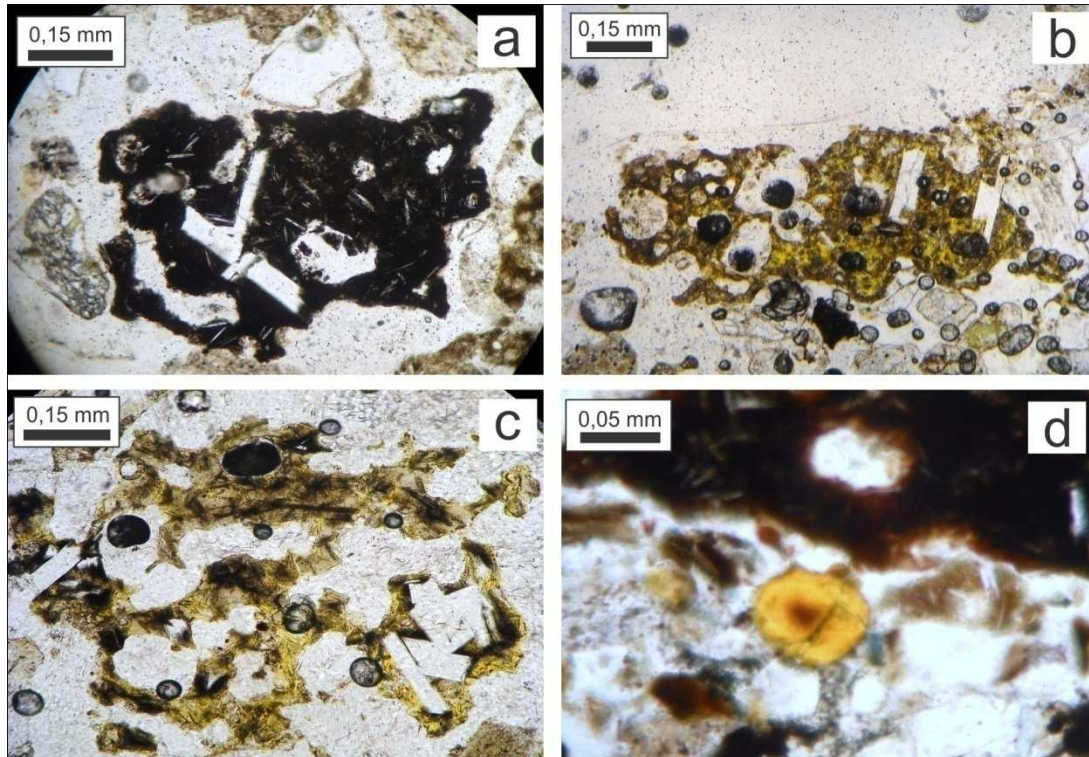


Fig. 14. Fotomicrografías (luz natural) de fragmentos con las formas identificadas. [a] taquilita con forma de bloque y baja vesicularidad, [b] sideromelano con forma de placa, [c] sideromelano con bordes irregulares de forma musgosa (*moss-like*), [d] sideromelano con forma redondeada, por encima se observa un clasto de taquilita con baja cristalinidad y alterado en los bordes.

Nivel H6: La distribución de tamaños de grano es unimodal, con moda entre valores de  $\phi$  de 2,5 y 3, que refleja el predominio de ceniza gruesa en este nivel (Fig. 15). Los fragmentos juveniles equivalen al 89,33% de los granos contados. El 98,13% son vitroclastos y el 1,87% restante son cristaloclastos. Dentro de los vitroclastos, el 64,93% son pequeñas trizas, principalmente de vidrio sideromelano, que exhiben diferentes formas. El 26,12% son fragmentos de sideromelano que presentan en general baja cristalinidad (menos del 20%) y están más alterados que en el nivel subyacente (H63). La vesicularidad es baja (menor al 15%), con predominio de vesículas de formas redondeadas a subredondeadas. Los fragmentos de taquilita constituyen el 7,08% de los granos contados. Presentan muy baja cristalinidad y están levemente alterados (Fig. 14). La vesicularidad es muy baja a nula en la mayoría de los casos (Fig. 14). Los cristaloclastos juveniles corresponden a plagioclasas y olivinos con recubrimiento vítreo (Fig. 12).

Los fragmentos no juveniles representan el 10,67% de los granos, de los cuales el 71,87% son líticos volcánicos en su mayoría alterados, y el 28,13% son cristales o fragmentos de cristales de cuarzo principalmente y de feldespato en menor medida.

En términos morfológicos, el 44,61% de las partículas se incluyó en la categoría 1 (formas de bloque y ecuanes), el 33,85% en la categoría 4 (forma de placa y cuspadas), el 13,85% en la categoría 2 (forma irregular o musgosa), y el 7,69% en la categoría 3 (formas esféricas o redondeadas) (Fig. 14).

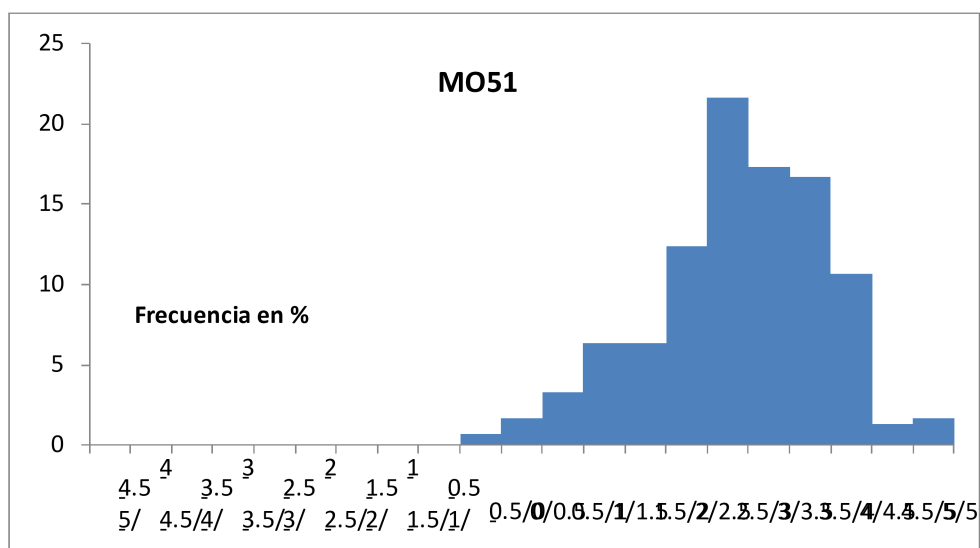


Fig. 15. Distribución del tamaño de grano del Nivel H6. Diámetro en phi.

Nivel G6: Presenta distribución de tamaños de grano polimodal, con moda principal entre valores de phi de 4 y 4,5, lo que indica un predominio de ceniza fina en este nivel. La poca cantidad de columnas en el histograma indica buena selección (Fig. 16).

El 97,39% de los granos corresponde a fragmentos juveniles. De esta fracción, el 96,98% son vitroclastos y el 3,02% son cristaloclastos. Dentro de los vitroclastos, el 84,43% corresponde a pequeñas trizas, el 10,73% a fragmentos de sideromelano y el 4,84% restante a taquilitas. Las trizas están compuestas, en su mayoría por sideromelano y presentan alteración variable. Predominan las formas cuspadas y blocosas, y en menor medida formas redondeadas (Fig. 17). Los fragmentos de sideromelano exhiben una marcada alteración a palagonita y en general tienen baja cristalinidad y vesicularidad (menor al 15%) (Fig. 17). Los fragmentos de taquilita presentan incipiente alteración en los bordes y baja



cristalinidad. A diferencia de los clastos de sideromelano, no están vesiculados. Los cristaloclastos juveniles más abundantes son olivinos, algunos alterados a iddingsita, y minerales opacos. En menor medida se identificaron plagioclasas.

Sólo el 2,61% de los granos contados corresponde a fragmentos no juveniles, de los cuales el 62,5% son líticos volcánicos alterados y el 37,5% son cristaloclastos (biotita y feldespatos).

En términos morfológicos, el 50% de las partículas se incluyó en la categoría 1 (formas de bloque y ecuanter), el 40% en la categoría 2 (forma irregular o musgosa) y el 10% en la categoría 4 (formas de placa y cuspidas) (Fig. 14).

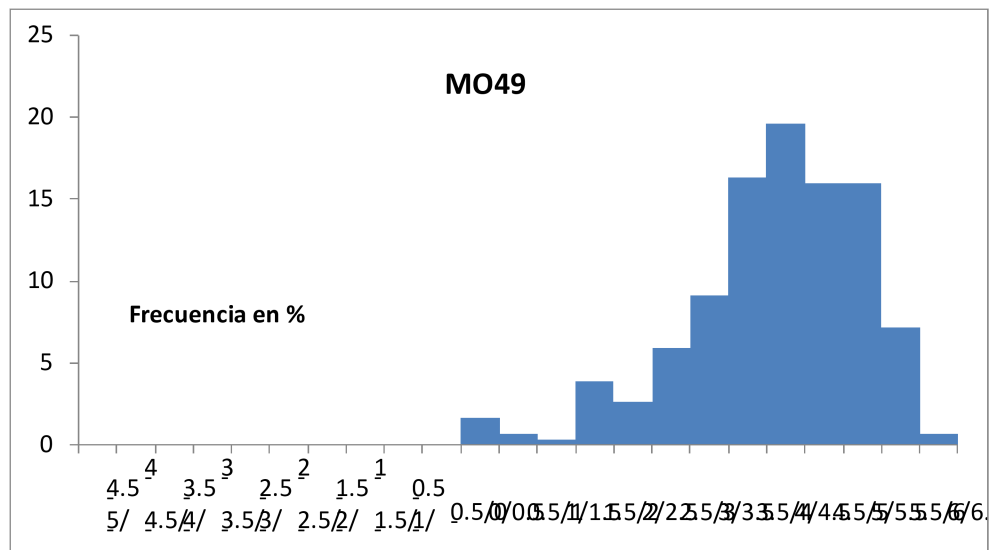


Fig. 16: Distribución del tamaño de grano de Nivel G6. Diámetro en phi.

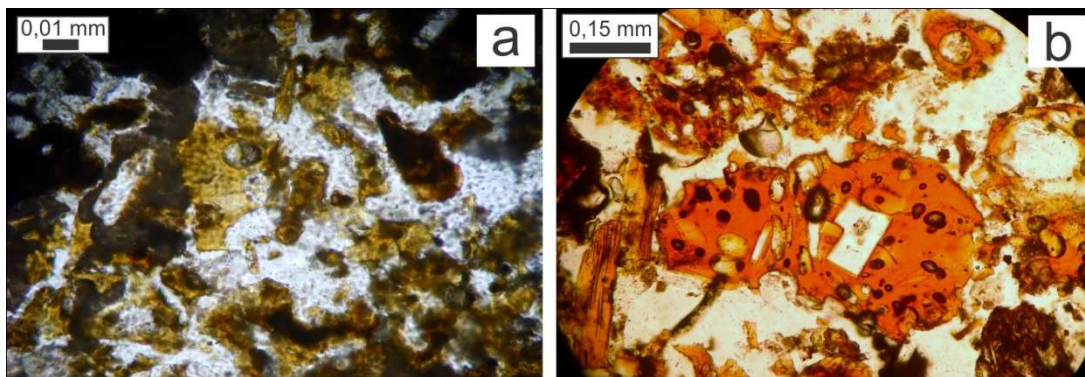


Fig. 17. Fotomicrografías (luz natural) de trizas de sideromelano con formas cuspidas y blocosas [a] y fragmento de sideromelano completamente alterado a palagonita, con baja cristalinidad y vesicularidad [b].



Nivel F6: La distribución de tamaños de grano es bimodal, con moda principal entre valores de phi de 4 y 4,5. La moda secundaria se ubica entre valores de phi de 2,5 y 3. Se trata de una moda principal poco marcada, ya que la diferencia entre ambas es menor al 20%, El límite entre ceniza fina y ceniza gruesa está dado por  $\phi = 4$  (0,062 mm). Más del 50% de las partículas medidas presentan un tamaño mayor a este valor (menor a  $\phi = 4$ ), por ese motivo el nivel clasifica como ceniza gruesa (Fig. 18).

El 94,35% de la muestra corresponde a fragmentos juveniles. De esta fracción, el 98,27% son vitroclastos y el 1,73% son cristaloclastos (olivinos). Dentro de los vitroclastos, el 89,44% son trizas muy pequeñas de formas cuspidas, el 9,86% son fragmentos de taquilita y el 0,7% restante corresponde a fragmentos de sideromelano. Las trizas están compuestas en su mayoría por taquilita y en menor medida por sideromelano. En ambos casos presentan distintos grados de alteración. Los fragmentos de taquilita se encuentran levemente alterados, especialmente en los bordes, y presentan en general baja cristalinidad y vesicularidad (Fig. 14). Los fragmentos de sideromelano son escasos, presentan alteración a palagonita, cristalinidad variable y muy baja vesicularidad (Fig. 17).

Sólo el 3,99% son fragmentos no juveniles, tratándose en su totalidad de líticos volcánicos alterados (argilizados).

El 45,5% de las partículas se incluyó en la categoría 2 (forma irregular o musgosa), el 35,3% en la categoría 1 (formas de bloque y ecuanes), el 15,68% en la categoría 4 (formas de placa y cuspidas) y sólo el 3,93% en la categoría 3 (formas esféricas y redondeadas) (Fig. 14).

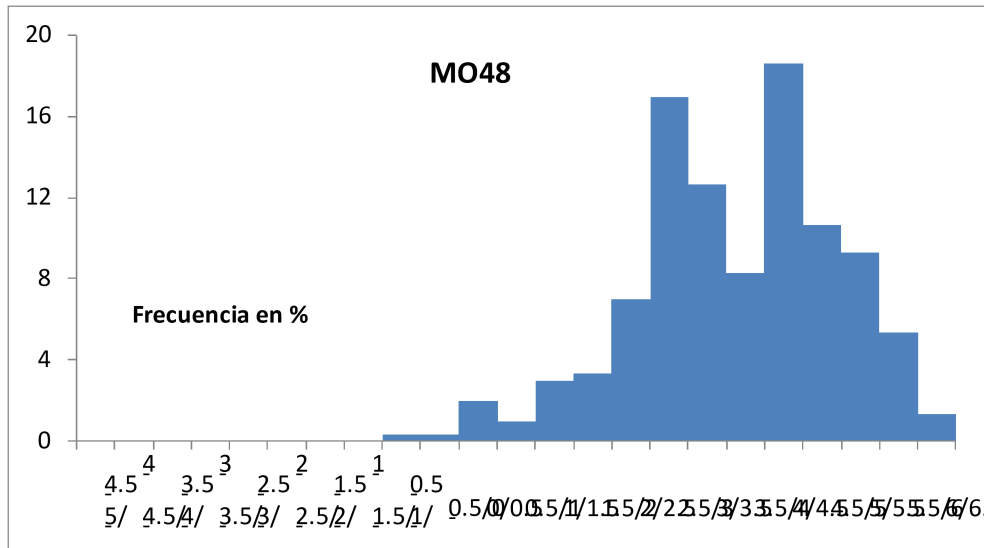


Fig. 18. Distribución del tamaño de grano de Nivel F6. Diámetro en phi.

Nivel E6: La distribución de tamaño de grano es unimodal. La moda se ubica entre valores de phi de 3,5 y 4, indicando un predominio de ceniza gruesa. La poca cantidad de columnas en el histograma indica buena selección de tamaño de grano (Fig. 19).

El 23,33% de los granos contados corresponde a fragmentos no juveniles. De esta fracción, el 81,43% son líticos volcánicos, en su mayoría alterados, y el 18,57% son cristales o fragmentos de cristales (cuarzo y feldespato). El 76,67% restante corresponde a fragmentos juveniles, de los cuales el 95,65% son vitroclastos y el 4,35% son cristaloclastos. Dentro de los vitroclastos, el 70% son trizas muy pequeñas, en su mayoría de sideromelano y en menor medida de taquilita (Fig. 17). El 16% son clastos de taquilita levemente alterados en los bordes, que presentan baja cristalinidad y vesicularidad (Fig. 14). El 14% restante son fragmentos de sideromelano, en su mayoría alterados a palagonita. Las vesículas están ausentes casi en la totalidad de los clastos y la cristalinidad es en general baja (Fig. 17). Los cristaloclastos juveniles más abundantes son las plagioclasas y en menor medida se observaron minerales opacos y mafitos.

En términos morfológicos, el 60% de las partículas se incluyó en la categoría 1 (formas de bloque y ecuanes), el 22% en la categoría 4 (formas de placa y cuspidas) y el 18% en la categoría 2 (forma irregular o musgosa) (Fig. 14).

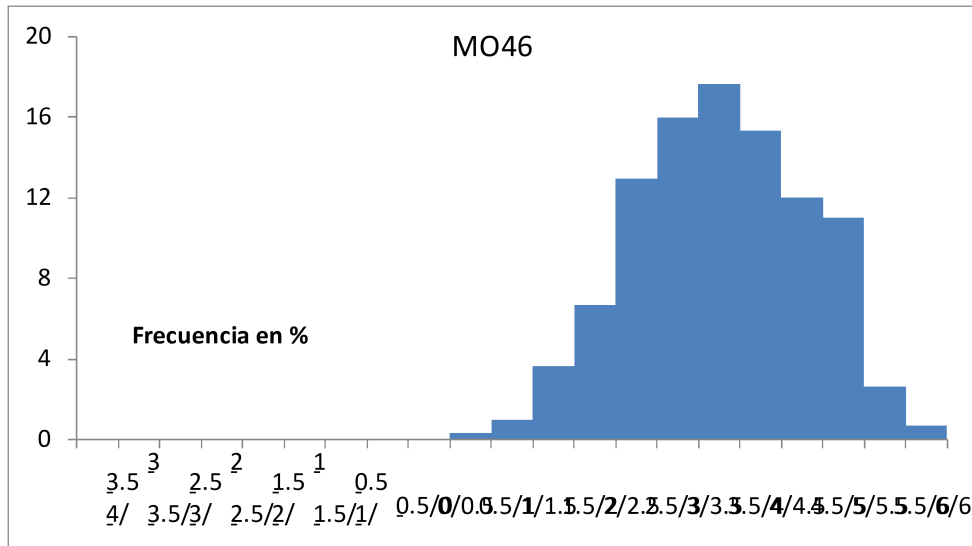


Fig. 19. Distribución del tamaño de grano de Nivel E6. Diámetro en phi.

Nivel G61: Presenta distribución de tamaños bimodal, con moda principal poco marcada, ubicada entre valores de phi de 3,5 y 4. La moda secundaria corresponde a valores de phi de entre 2,5 y 3. Esto refleja un predominio de ceniza gruesa en este nivel (Fig. 20). El 69,31% de los granos contados corresponde a fragmentos juveniles, de los cuales el 99,05% son vitroclastos y el 0,95% son cristaloclastos (piroxenos y opacos). Dentro de los vitroclastos, el 56,25% son trizas muy pequeñas, la mayoría de sideromelano alterado y en menor medida fragmentos de taquilita (Fig. 17). El 25% de los vitroclastos son fragmentos de sideromelano muy alterados, con cristalinidad moderada a baja y muy pocas vesículas (Fig. 17), y el 18,75% son fragmentos de taquilita levemente alterados en los bordes, con baja cristalinidad y pocas vesículas. El 30,69% restante corresponde a fragmentos no juveniles. De esta fracción, el 78,49% son líticos volcánicos alterados y el 21,51% son cristaloclastos (cuarzo y feldespato).

En términos morfológicos, el 56,86% de las partículas se incluyó en la categoría 1 (formas de bloque y ecuanes), el 21,57% en la categoría 2 (forma irregular o musgosa) y el 21,57% en la categoría 4 (formas de placa y cuspidas) (Fig. 14).

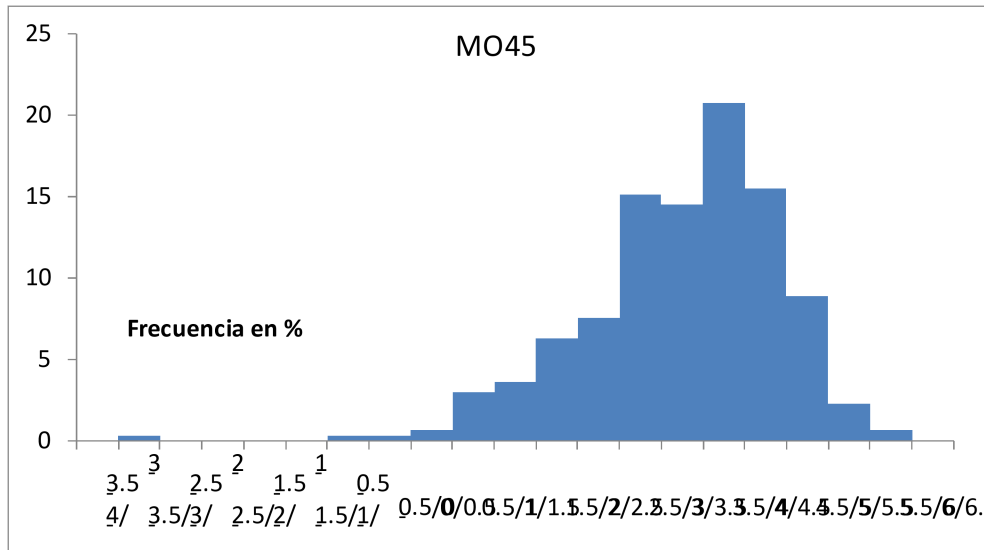


Fig. 20. Distribución del tamaño de grano de Nivel G61. Diámetro en phi.

Nivel D6: Presenta distribución de tamaños polimodal, con moda principal entre valores de phi de -2 y -1,5. La moda secundaria se ubica entre valores de phi de 2,5 y 3. Esto indica un predominio de ceniza gruesa en este nivel, ya que más del 50% de las partículas son mayores a 0,062 mm (menores a phi=4). La gran cantidad de columnas indica mala selección en el tamaño de (Fig. 21).

El 99,33% de los granos son fragmentos juveniles (vitroclastos). De esa fracción, el 34,23% son trizas pequeñas provenientes en su mayoría de clastos de sideromelano muy alterados, y en menor medida de clastos de taquilita (Fig. 17). El 33,89% son fragmentos de sideromelano, el 31,54% son fragmentos de taquilita y el 0,34% restante corresponde a fragmentos mixtos, es decir, con los dos tipos de vidrio. Los fragmentos de sideromelano están fuertemente alterados a palagonita (Fig. 17) y presentan cristalinidad y vesicularidad variables. Los fragmentos de taquilita son muy heterogéneos. Algunos están fuertemente alterados y poseen alto porcentaje de cristales, mientras que otros sólo presentan una leve alteración en los bordes y baja cristalinidad. La vesicularidad es en general de moderada a alta, con excepción de unos pocos clastos que presentan bajo contenido de vesículas. Sólo se identificaron dos fragmentos no juveniles, un lítico volcánico alterado y un cristal de feldespato, que representan el 0,67% de la muestra.

La morfología de este nivel no es relevante para los objetivos del presente trabajo, ya que presenta un tamaño de grano significativamente mayor que el resto de los niveles

muestreados (ceniza lapillítica), lo que impide la identificación de los granos individuales (Fig. 14).

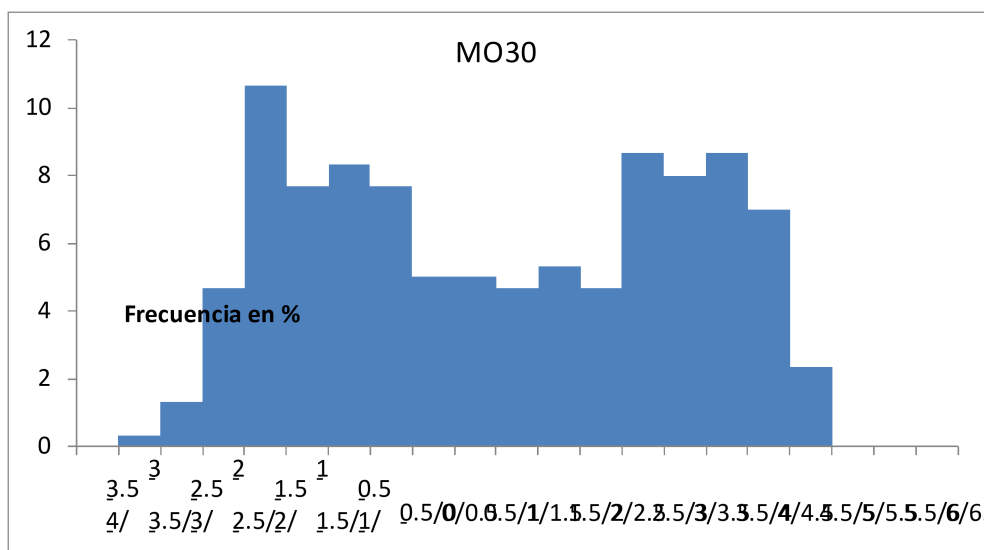


Fig. 21. Distribución del tamaño de grano de Nivel D6. Diámetro en phi.

### **Síntesis de las características de los componentes de grano fino**

En los vitroclastos se identificaron los dos tipos de vidrio típicos de composición máfica: sideromelano y taquilita (McPhie et al. 1993). La proporción de cada uno en los niveles es variable, al igual que su grado de alteración a palagonita. Los fragmentos de sideromelano son los más afectados por ésta, algunos incluso están totalmente alterados. Los fragmentos de taquilita se encuentran en su mayoría inalterados o con una leve alteración en los bordes. La vesicularidad es en general moderada (aproximadamente 30%), con excepción de algunos clastos de sideromelano que presentan un alto porcentaje de vesículas (más del 50%). Se identificaron mayormente vesículas redondeadas a subredondeadas, en menor medida de forma irregular y en algunos fragmentos con textura fluidal de formas elongadas. Se ha observado en algunos vitroclastos una moderada cristalinidad (30% de cristales), lo que es normal por tratarse de magmas máficos. Los cristales son principalmente tablillas de plagioclasas euhedrales a subhedrales y en menor medida olivinos, en ocasiones alterados en los bordes a iddingsita, y piroxenos subhedrales, muchas veces formando glomérulos. Los fragmentos líticos ocupan el segundo lugar en orden de abundancia. Se trata en general de fragmentos volcánicos. Predominan los líticos volcánicos alterados. En menor medida se

observaron clastos de composición basáltica con textura porfírica y pasta intergranular. Por último, se identificó un sólo litoclasto de composición intermedia a ácida con textura porfírica y fenocristales de feldespatos alterados en pasta felsítica. Los cristaloclastos (cristales y fragmentos de cristales) son los componentes menos abundantes. Representan menos del 10% en todas las muestras, sólo en la muestra MO55 constituyen un 13% de los componentes. Se identificaron principalmente plagioclasas euhedrales a subhedrales, olivinos subhedrales, muchas veces alterados a iddingsita y cuarzos anhedrales, y en menor medida piroxenos, biotitas, anfíboles y minerales opacos.

En todas las muestras se observaron partículas con las mismas morfologías. Predominan (47,91%) las formas blocosas (ecuanteras y con bordes angulosos), y las formas irregulares (musgosa) (28,01) ambas causadas por fragmentación frágil (Buettner et al. 2002). En menor medida se observaron formas de placa y cuspidas (20,94), causadas por la separación de piezas de corteza enfriada de la superficie del magma (Morrisey et al. 2000), y formas esféricas (3,14), causadas por fragmentación dúctil (Buettner et al. 2002).

## **DISCUSIÓN**

Los vitroclastos producidos durante una erupción presentan una serie de rasgos distintivos tales como su morfología, el grado de vesicularidad y la forma de las vesículas que permiten acotar el tipo de erupción y los mecanismos de transporte de las partículas. Los vitroclastos de formas cuspidales o semilunares son fragmentos que provienen de restos de paredes de vesículas luego de la explosión de las mismas durante fragmentación magmática o con participación de agua. Además, los fragmentos de geometría blocosa y bordes rectos en general se vinculan genéticamente con explosiones generadas por contacto del magma con el agua más que a la explosión de los gases propios del magma (Scasso y Limarino, 1997). Según Wohletz y Sheridan (1983), existe toda una gama de formas diferenciables atribuidas a distintos tipos de erupciones freatomagmáticas (Fig. 22). Los fragmentos más pequeños se producen en erupciones taalianas cuando la mayor parte de la energía térmica es transferida a energía mecánica.

La similitud entre las formas de las partículas estudiadas en el presente trabajo y las obtenidas a partir de experimentos análogos a freatomagmatismo (Buettner et al. 2002 y de Morrisey et al. 2000, ver introducción) y las de depósitos freatomagmáticos naturales, por ejemplo las oleadas piroclásticas del cono La Fossa del volcán Vulcano, Italia (Buettner et al. 2002), es compatible con fragmentación en presencia de agua en las unidades estudiadas, confirmando la hipótesis planteada inicialmente. El predominio de partículas con forma de bloque sugiere que la temperatura del magma que originó los depósitos estudiados se encontraba cerca del *solidus* y que los mecanismos de fragmentación frágil predominaron sobre los de fragmentación dúctil. Por otro lado, la significativa presencia de partículas con formas irregulares sugiere baja viscosidad en el fundido.

En la fragmentación freatomagmática es común la generación de vitroclastos con menor vesicularidad y mayor alteración que la tefra generada mediante fragmentación puramente magmática (Morrisey et al. 2000, Cashman et al. 2000). Del mismo modo, la intensa fragmentación y eyección de las rocas de las paredes del conducto se traduce en una significativa cantidad de fragmentos líticos no juveniles en los depósitos. De acuerdo con esto, la vesicularidad moderada de la mayoría de los vitroclastos, la abundante presencia de fragmentos alterados, sobre todo de sideromelano, y la gran cantidad de fragmentos líticos no juveniles hallados en los depósitos estudiados, sugiere participación de agua en la fragmentación del magma que los originó. Asimismo, la moderada cantidad de fragmentos con formas de placa y cuspidas formados por ruptura de las paredes de vesículas se condice con la moderada vesicularidad que caracteriza a todos los niveles.

Los estudios micro y macroscópicos detallados de la población de fragmentos líticos no juveniles (accesorios y accidentales) ayudan a caracterizar la profundidad de la fragmentación del magma, especialmente durante las explosiones freatomagmáticas (Németh 2003). A partir de su composición se infiere que los fragmentos líticos no juveniles hallados pertenecen a eventos volcánicos basálticos previos, lo que a su vez indica que la fragmentación del magma ascendente se produjo a profundidades cercanas a la superficie. No se hallaron fragmentos que evidencien fragmentación a mayor profundidad (rocas sedimentarias mesozoicas y volcánicas de los grupos Choiyoi o preCuyo).

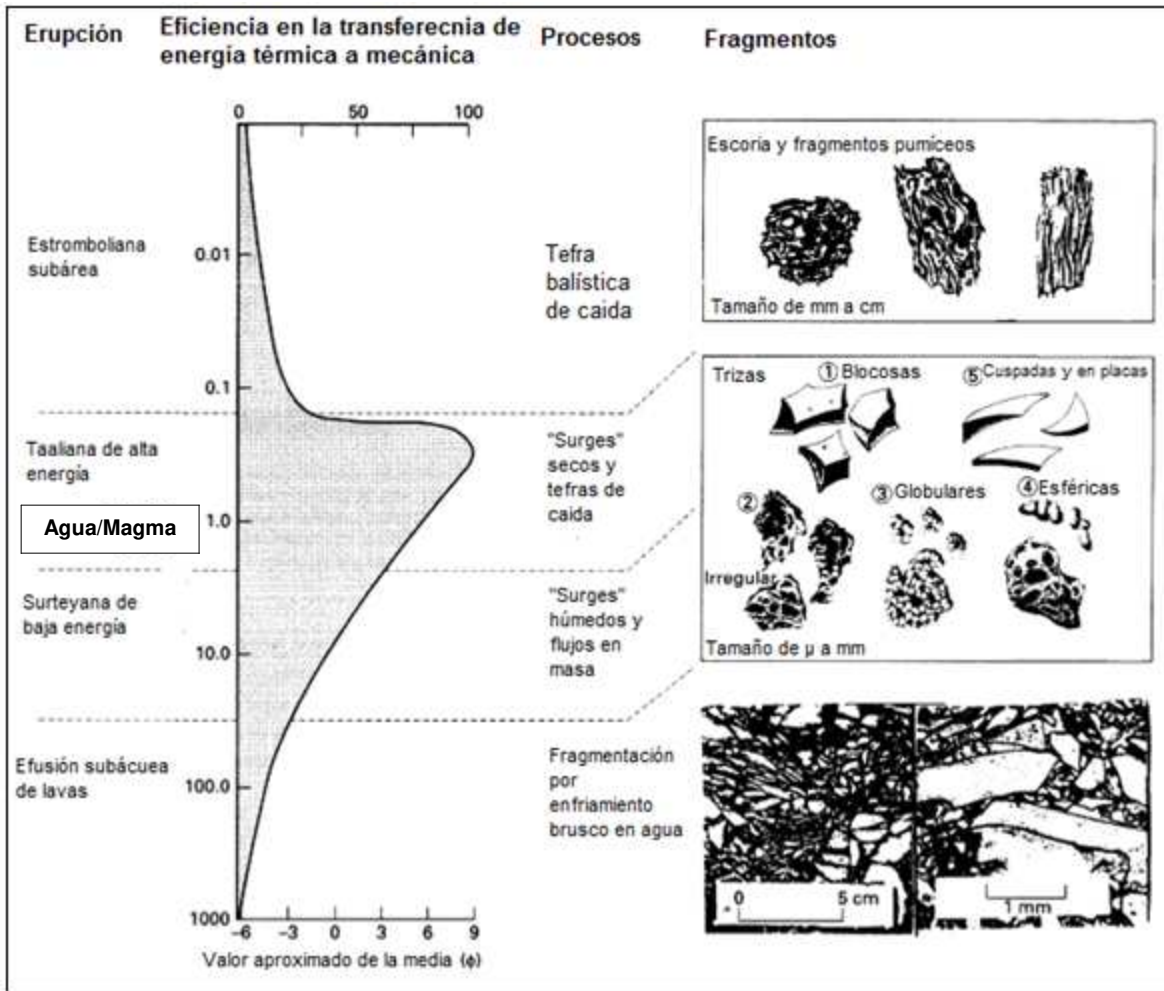


Fig. 22: Interrelación entre la energía explosiva, la relación magma/agua, el estilo eruptivo y los fragmentos generados en erupciones basálticas con presencia variable de agua. Tomado de Wohletz y Sheridan (1983).

El tamaño de la tefra estudiada varía mayormente entre 0,06 mm y 0,25 mm predominando la ceniza gruesa por sobre la ceniza fina. Esta granulometría está dentro del rango de mayor eficiencia en la transferencia de energía térmica a mecánica teniendo en cuenta la presencia de agua en la fragmentación (Wohletz y Sheridan 1983) (Fig. 22). Además, la distribución de tamaño de grano en la tefra aquí estudiada es similar a la de capas de ceniza fina natural producida por erupciones freatomagmáticas (Morrisey et al. 2000) y a los detritos generados experimentalmente por contacto agua-magma (Morrisey et al. 2000).



## CONCLUSIONES

- En términos granulométricos, los depósitos estudiados se clasifican como cenizas, predominando las cenizas gruesas.
- Composicionalmente, todas los niveles muestreados corresponden a cenizas vítreas, ya que los vitroclastos son el componente más abundante, representando aproximadamente el 80% del depósito. Todos los niveles presentan los dos tipos de vidrio típicos de composición máfica, sideromelano y taquilita.
- La morfología de las partículas juveniles es similar en todas las muestras, predominando (en un 76%) las formas blocosas (ecuanes y con bordes angulosos) y las formas irregulares (musgosas).
- La morfología, la vesicularidad y la granulometría de los fragmentos juveniles sugiere que la tefra estudiada fue generada mediante fragmentación en presencia de agua confirmando la hipótesis planteada inicialmente. A partir del análisis de los fragmentos líticos no juveniles, se presume que la fragmentación del magma se produjo a profundidades cercanas a la superficie, muy probablemente por contacto con agua del río Colorado.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arnosio, M., y Barrionuevo, M., 2011. Características texturales y geoquímicas de facies volcánicas del yacimiento 25 de Mayo-Medanito sudeste comparación con afloramientos del oeste de la provincia de La Pampa. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Actas CD.
- Barrionuevo, M., Arnosio, M., y Llambías, E.J., 2011. Nuevas edades para rocas volcánicas aflorantes y de subsuelo en el oeste de La Pampa. Implicancias estratigráficas: ¿Choiyoi o preCuyo?. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Actas CD.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. y Saal, A. 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. En Ramos, V.A., (ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Relatorio: 161-172.
- Bernardi, M.I., 2016. Petrología y volcanología de los flujos basálticos neógeno-cuaternarios del retroarco extraandino entre los 36°S y 37°30'S, provincias de Mendoza y La Pampa, Argentina. Tesis doctoral, inédita, 351p., UNC.
- Bertotto, G.W. 2003. Evolución geológica y petrológica de los conos basálticos cenozoicos portadores de xenolitos ultramáficos del margen oriental de la Provincia basáltica Andino-Cuyana, provincias de La Pampa y Mendoza. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, 186p.
- Bertotto, G.W., Bjerg, E.A. y Cingolani, C.A. 2006. Hawaiian and Strombolian style monogenetic volcanism in the extra-Andean domain of central-west Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 430-444.
- Bertotto, G.W. Bernardi, M.I. y Ponce, A.D., 2013. Centro eruptivo cerro Morado, un ejemplo de interacción de magma basáltico con agua superficial en el sureste de Payunia. 2do Simposio sobre Petrología ígnea y Metalogénesis asociada, UNSL, Actas CD p.14-15. San Luis.
- Berghuijs, J.F. y Mattsson, H.B., 2013. Magma ascent, fragmentation and depositional characteristics of “dry” mar volcanoes: Similarities with vent-facies kimberlite deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 252: 53–72.
- Buttner, R., Dellino, P. y Zimanowski, B., 1999. Identifying magma-water interaction from the surface features of ash particles. *Nature* 401: 688-690.
- Buttner, R., Dellino, P., La Volpe, L., Lorenz, V. y Zimanowski, B., 2002. Thermohydraulic explosions in phreatomagmatic eruptions as evidenced by the comparison between pyroclasts and products from molten fuel coolant interaction experiments. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth* 107 (B11) (art. 2277).
- Cashman, K. V., Sturtevant, B., Papele, P. y Navon, O. 2000: Magmatic fragmentation. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. y Stix, J. (Eds): *Encyclopedia of Volcanoes*, New York, Academic Press, pp. 421-430.
- Castro Dorado, 1989. *Petrografía Básica, Textura, Clasificación y Nomenclatura de Rocas*. Paraninfo, 143 p., Madrid.
- Dellino, P., Isaia, R., La Volpe, L. y Orsi, G. 2001. Statistical analysis of textural data from complex pyroclastic sequences: implications for fragmentation processes of the Agnano-Monte Spina Tephra (4.1 ka), Phlegraean Fields, southern Italy. *Bulletin of Volcanology* 63: 443-461.
- Dellino, P. y La Volpe, L., 2000. Structures and grain size distribution in surge deposits as a tool for modelling the dynamics of dilute pyroclastic density currents at LaFossa di Vulcano (Aeolian Islands, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 96: 57-78.
- Dellino, P. y Liotino, G., 2002. The fractal and multifractal dimension of volcanic ash particles contour: a test study on the utility and volcanological relevance. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 113: 1-18.
- Dellino P., Gudmundsson, M.T., Larsen, G., Mele, D., Stevenson, J.A., Thordarson, T. y Zimanowski, B., 2012. Volcanology Ash from the Eyjafjallajökull eruption (Iceland): Fragmentation processes and aerodynamic behavior. *Journal of Geophysical research*, Vol. 117, Issue B9.

- Di Traglia, F., Cimarelli, C., de Rita, D. y Gimeno Torrente, D., 2009. Changing eruptive styles in basaltic explosive volcanism: Examples from Croschat complex scoria cone, Garrotxa Volcanic Field (NE Iberian Peninsula). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 180: 89-109.
- Dzurisin, D., Lockwood, J. P., Casadevall, T. J. y Rubin, M., 1995. The Uwekahuna Ash Member of the Puna Basalt: product of violent phreatomagmatic eruptions at Kilauea volcano, Hawaii, between 2800 and 2100 14C years ago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 66: 163-184.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.-U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer, 474 p. Heidelberg,
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. *Asociación Geológica Argentina. Serie C, Reimpresiones 1*, Buenos Aires 1980, pp. 5-174.
- Gutman, J.T., 2002. Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism: eruptive sequence at maars of the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 113 (1-2), 345-356.
- Holmberg, E., 1962. Descripción Geológica de la Hoja 32d, Chachahuen, provincias de Neuquén y Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 91, 72p., Buenos Aires.
- Buettner, R., Dellino, P. y Zimanowski, B., 1999. Identifying magma water interaction from the surface features of ash particles. *Nature* 401, 688–690.
- Inbar, M. y Risso, C., 2001. A morphological and morphometric analysis of a high density cinder cone volcanic field Payun Matru, south-central Andes, Argentina. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, 45(3): 321-343. Gebrüder Borntraeger, Berlin - Stuttgart.
- Kereszturi, G., Németh, K., Csillag, G., Balogh, K. y Kovács, J., 2011. The role of external environmental factors in changing eruption styles of monogenetic volcanoes in a Mio/Pleistocene continental volcanic field in western Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 227-240.
- Kay, S.M., Gorrington, M. y Ramos, V.A., 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 556-568.
- Llambías, E.J., 2009. *Volcanes: nacimiento, estructura, dinámica*. 1a ed. Vázquez Mazzini Editores. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Bertotto, G.W., Risso, C. y Hernando, I., 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67 (2): 278-300.
- Lorenz, V., 1985. Maars and diatremes of phreatomagmatic origin: a review. *Transactions of the Geological Society of South Africa* 88: 459-470.
- Manga M, Patel A. y Dufek J., 2011. Rounding of pumice clasts during transport: field measurements and laboratory studies. *Bulletin of Volcanology* 73: 321-333.
- Martí, J., Planagumà, L. Geyer, A., Canal, E. y Pedrazzi, D., 2011. Complex interaction between Strombolian and phreatomagmatic eruptions in the Quaternary monogenetic volcanism of the Catalan Volcanic Zone (NE of Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 178-193.
- Martin, U. y Németh, K., 2006. How Strombolian is a “Strombolian” scoria cone? Some irregularities in scoria cone architecture from the Transmexican Volcanic Belt, near Volcán Ceboruco, (Mexico) and Al Haruj (Libya). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 155: 104-118.
- McPhie, J., Walker, G.P.L. y Christiansen, R.L., 1990. Phreatomagmatic and phreatic fall and surge deposits from explosions at Kilauea volcano, Hawaii, 1790 a.d.: Keanakakoi Ash Member. *Bulletin of Volcanology* 52: 334-354.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R., 1993. *Volcanic Textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmanian Government Printing Office, 196 p. Tasmania.

- Morrisey, M., Zimanowski, B., Wohletz, K. y Buettner, R., 2000. Phreatomagmatic Fragmentation. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press: p431-445, San Diego.
- Németh, K., 2003. Calculation of long-term erosion in Central Otago, New Zealand, based on erosional remnants of maar/tuff rings. *Zeitschrift für Geomorphologie* 47: 29-49.
- Németh, K. y Martin, U., 2007. *Practical Volcanology: lecture note for understanding volcanic rocks from field based studies*. Geological Institute of Hungary.
- Németh, K., Risso, C., Nullo, F. y Smith, I., 2009. Silicic pumiceous Tuff Ring of Los Loros in Mendoza, Argentina. IAVCEI-CVS-IAS, 3° International Maar Conference Malargüe, Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales, Resúmenes y Eventos Serie D* 12: 85-86.
- Németh, K., 2010. Volcanic glass textures, shape characteristics and compositions of phreatomagmatic rock units from the Western Hungarian monogenetic volcanic fields and their implications for magma fragmentation. *Central European Journal of Geosciences* 2: 399-419.
- Németh, K., Cronin, S. J., Haller, M. J., Brenna, M. y Csillag, G., 2010a. Modern analogues for Miocene to Pleistocene alkali basaltic phreatomagmatic fields in the Pannonian Basin: “soft-substrate” to “combined” aquifer controlled phreatomagmatism in intraplate volcanic fields. *Central Europe Journal of Geosciences*, 2(3): 339-361.
- Németh, K., Risso, C. y Nullo, F. 2010b. Volcaniclastic facies architecture of a long-lived, nested silicic tuff ring: the Los Loros volcano, Mendoza, Argentina. *EGU General Assembly 2010, Geophysical Research Abstracts* 12: 13252-1.
- Németh, K., Risso, C., Nullo, F., Smith, I. E. M. y Pécskay, Z., 2012. Facies architecture of an isolated long-lived, nested polygenetic silicic tuff ring erupted in a braided river system: The Los Loros volcano, Mendoza, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 239-240: 33-48.
- Ort, M.H., Wohletz, K., Hooten, J.A., Neal, C.A. y McConnel, V.S., 2000. The Ukinrek maars eruption, Alaska, 1977: a natural laboratory for the study of phreatomagmatic processes at maars. *Terra Nostra* 6: 396-400.
- Paredes, J.M., Colombo, F., Foix, N., Allard, J.O, Nillini, A., Allo, M., 2008. Basaltic explosive volcanism in a tuff-dominated intraplate setting, Sarmiento formation (Middle Eocene- Lower Miocene), Patagonia Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 15: 77-92.
- Pérez, W., Freundt, A., Kutterolf, S. y Schmincke, H.-U., 2009. The Masaya Triple Layer: A 2100 year old basaltic multi-episodic Plinian eruption from the Masaya Caldera Complex (Nicaragua). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179: 191-205.
- Polanski, J., 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza: Ministerio Economía, Instituto Investigaciones económicas y tecnológicas, Cuadernos de investigaciones y estudios, 4. Ministerio de Economía del Gobierno de Mendoza, Mendoza: 4-10.
- Ramos, V. A. y Folguera, A., 2011. Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 53-64.
- Risso, C., Németh, K., Combina, A.M., Nullo, F. y Drosina, M., 2008. The role of phreatomagmatism in a Plio-Pleistocene highdensity scoria cone field: Llanquanelo Volcanic Field (Mendoza), Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 169: 61-86.
- Risso, C., Németh, K. y Nullo, F., 2009. Field Guide to Payún Matrú and Llanquanelo volcanic fields, Malargüe - Mendoza. 3IMC. 3° International Maar Conference (Malargüe), 28 pp.
- Scasso, R.A., y Limarino, C.O., 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. *Asociación argentina de sedimentología, publicación especial número uno*, 258 pp.
- Self, S., Kienle, J. y Huot, J.P. 1980. Ukinrek Maars, Alaska, II. Deposits and formation of the 1977 Crater. *Journal of Geophysical Research* 7: 39-65.

- Vespermann, D., y Schmincke, H.U., 2000. Scoria Cones and Tuff Rings. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, p 683-694, San Diego.
- Vonlanthen, P., Rausch, J., Ketcham, R.A., Putlitz, B., Baumgartner, L.P. y Grobéty, B., 2015. High-resolution 3D analyses of the shape and internal constituents of small volcanic ash particles: The contribution of SEM micro-computed tomography (SEM micro-CT). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 293: 1-12.
- White, J.D.L., 1996. Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 65: 1-17.
- Wohletz, K.H., 1983. Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: Grain size, scanning electron microscopy, and experimental results. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17: 31-63.
- Wohletz, K.H. y Sheridan, M.F., 1983. Hydrovolcanic Explosions II. Evolution of Basaltic Tuff Rings and Tuff Cones. *American Journal of Science* 283: 385-413.
- Wohletz, K.H., y McQueen, R.G., 1984. Volcanic and stratospheric dustlike particles produced by experimental water-melt interactions. *Geology* 12: 591-594.
- Wohletz, K.H., 1986. Explosive magma-water interactions: thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. *Bulletin of Volcanology* 48: 245-264.
- Zimanowski, B., Lorenz, V. y Frohlich, G., 1986. Experiments on phreatomagmatic explosions with silicate and carbonatitic melts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 30: 149-153.
- Zimanowski, B., Frohlich, G., Lorenz, V., 1991. Quantitative experiments on phreatomagmatic explosions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 48: 341-358.
- Zimanowski, B., 1998. Phreatomagmatic explosions. In: Freundt, A., Rosi, M. (Eds.), *From Magma to Tephra: Developments in Volcanology*. Elsevier, pp. 25-54. Amsterdam.