

울릉도 말잔등응회암에서 부석편의 기공률과 분화유형의 관계

황상구^{1,2,*} · 이소진² · 오경식³

¹안동대학교 지구환경과학과

²안동대학교 기초과학연구소

³안동대학교 신소재학부

요 약

울릉도 말잔등응회암에 대한 분출양식과 분출기구의 이동은 입도차이, 부석의 기공률 및 미조직 변화에 의해 인식될 수 있다. 말잔등에서 멤버 U-3(8.4 ka B.P.)과 U-2(5.6 ka B.P.)의 화산작용은 각각 그 분출양식이 수증기마그마성 활동으로 먼저 시작하여 마그마성 활동으로 바뀌었고 장기간 휴지기로 들어갔다. 우리는 이들 2개 화산작용의 시작, 전환과 종식으로 유도하는 과정에 초점을 맞춘다. 두 화산작용에서 나온 부석들은 평균 기공률이 매우 유사한 71.8~81.5% 범위를 보여준다. 멤버 U-3에서 초기에 분출한 라필리암(L₃)의 부석은 기공률이 낮은 73.7~73.9% 범위를 보여주고, 후기 분화 플리니언 부석층(U₃)의 상단으로 가면서 81.5%로 현저하게 증가한다. 반면에 멤버 U-2에서 초기의 라필리암(L₂)의 부석은 기공률이 더 높은 76.7~79.1% 범위를 보여주고, 후기 분화 플리니언 부석층(U₂)의 상단으로 가면서 71.8%로 감소한다. 각 멤버의 상단에서 나온 부석편들은 큰 조직적 차이를 나타낸다. U₃ 상단의 부석편들은 매우 얇은 기공벽과 우세한 큰 기포를 가지며, 반면에 U₂ 상단의 부석편들은 두꺼운 기공벽과 더 작은 기포를 가진다. 두 멤버 간에 분출양식과 기구는 약간 다른 차이를 보인다. 8.4 ka B.P.에, 수증기플리니언 활동은 아마도 마그마성 휘발성물질보다 지하수에 의한 높은 가스압력이 더 지배적으로 작용하였고, 이때 마그마성 휘발성물질은 지하대수층의 레벨에서 멜트의 파쇄작용에 아직도 달하지 못하였다. 플리니언 분화로 전환은 화도에서 마그마의 빠른 상승을 반영하는 기공률의 점진적 증가에 의해 표시된다. 우리는 아마도 이 분출의 종식이 화구의 폐쇄를 포함하는 외부변화가 폭발성 활동의 정지에 영향을 미친 것으로 생각한다. 대조적으로, 5.6 ka B.P.에 화도에서 용리되는 휘발성물질에 의해 마그마성 폭발이 일어날 찰나에, 수증기플리니언 분화는 마그마성 및 수증기마그마성의 상호작용에서 유래되는 높은 압력의 가스가 원인이 되었다. 이때 마그마성 휘발성물질에 의한 파쇄작용의 위치는 아마도 지하대수층과 거의 같은 레벨이었다. 플리니언 분화로 전환은 멜트에서 투과성의 점진적 발달과 부분적 탈가스의 시작을 반영하는 기포벽의 양상에 의해 표시된다.

주요어: 울릉도, 말잔등응회암, 기공률, 수증기플리니언 분화, 플리니언 분화

Sang Koo Hwang, So Jin Lee and Kyung Sik Oh, 2020, Relationship between vesicularities of pumice clasts and eruption types in the Maljandeung Tuff, Ulleung Island, Korea. Journal of the Geological Society of Korea. v. 56, no. 4, p. 453-468

ABSTRACT: In the Maljandeung Tuff, Ulleung Island, eruption styles and shifts in eruption regime can be heralded by differences in granularities, and changes in the vesicularities and microtextures. The volcanism of members U-3 (8.4 ka B.P.) and U-2 (5.6 ka B.P.) in the Maljandeung Tuff first began with phreatomagmatic activities, and shifted to magmatic activities in the eruptive style before its long dormancy. We focus here on the processes leading to the start, shift and termination of these two volcanic events. Pumices from both volcanic members show a very high and similar range 71.8~81.5% in mean vesicularity. In member U-3, the vesicularity of early erupted pumices of phreatoplinian lapillistones (L₃) shows a lower range 73.7~73.9%, and markedly increases into 81.5% toward the top of later plinian pumice deposits (U₃). In contrast, that in early erupted pumices of phreatoplinian lapillistones (L₂) from Member U-2 shows a higher range 76.7~79.1%, and decreases into 71.8% toward the top of later plinian pumice deposits (U₂). Pumice clasts from the top of each member represent textural extremes. At the top of U₃, the clasts have very thin bubble walls and a predominance of large bubbles, whereas at the top of U₂, those have thick bubble walls and more small bubbles. Eruption styles and regimes between both members appear to have

* Corresponding author: +82-54-820-5469, E-mail: hwangsk@anu.ac.kr

a slight differences. In 8.4 ka B.P., the phreatoplinian eruptions were more dominant owing to the pressurized gases derived from heated ground water rather than the exsolved magmatic volatiles. At that time, the magmatic volatiles might still lead to fragmentation of the melt at the level of groundwater aquifer. This shift to plinian eruptions is marked by the progressive increase in vesicularity due to the rapidly rising of magma in the conduit. In contrast, in 5.6 ka B.P., when it was led to a magmatic explosion by exsolved volatiles in the conduit, the phreatoplinian activities were perhaps triggered by highly pressurized gases derived from the magmatic and phreatomagmatic interactions. At that time, the location of the fragmentation surface by the magmatic volatiles might be almost equal to the level of groundwater aquifer. This shift to plinian eruptions is marked by bubble collapse due to the progressive development of permeability in the melt and the onset of partial degassing.

Key words: Ulleung Island, Maljandeung Tuff, vesicularity, phreatoplinian eruption, plinian eruption

(Sang Koo Hwang, Department of Earth and Environmental Sciences, Andong National University, Andong 36729, Republic of Korea; Sang Koo Hwang and So Jin Lee, Institute of Basic Sciences, Andong National University, Andong 36729, Republic of Korea; Kyung Sik Oh, Division of New Material Engineering, Andong National University, Andong 36729, Republic of Korea)

1. 서 언

화산에서 분출강도의 갑작스런 이동과 종식은 큰 폭발성 분화에서 일반적으로 일어나는 사건이지만 아직도 이 분야에 대한 연구가 별로 진행되지 않았다. 분화 유형의 전환은 흔히 복잡하게 일어나며, 가끔 맥동적(pulsational) 거동에 관여하거나, 혹은 대류상 분연주와 화성쇄설 밀도류를 동시에 발생시키기도 한다. 이와 같이 자연계에서 관찰되는 화산작용의 복잡성은 분출역학과 분출과정을 이해하고 과정 간의 상호작용을 터득함으로써 풀어낼 수 있겠다.

특히 분출역학은 (1) 마그마 저장고, (2) 화도, (3) 화구에서 일어나는 과정들에 의해 총체적으로 영향을 받을 것이다. 마그마챔버에서 조성구배 혹은 새로운 마그마의 유입은 분출로 몰고 가는 초과압력에 영향을 미칠 것이다(Eichelberger and Izbekov, 2000). 화도에서 마그마 상승은 탈기작용(degassing)과 결정작용 동안 멜트 유동학의 변화를 초래할 것이다(Cas and Wright, 1987; Jaupart and Allegre, 1991; Cashman *et al.*, 2000). 한편 화도에서 마그마는 갑압되고 휘발성물질을 잃게 되는데, 이는 멜트 유동의 변화를 일으켜 분출과정에 영향을 미칠 것이다(Gardner *et al.*, 1998). 또한 흐름역학은 멜트에서 용존 휘발성물질과 기포의 농도변화에 따라 멜트 유동의 변화에 관련되어 있을 것이다(Pinkerton and Stevenson, 1992; Manga *et al.*, 1998; Rust *et al.*, 2003). 화구나 혹은 얇은 화도에서, 마그마의 외적인 환경요인은 분출환경(예, 화도확장, 화구이동)에 영향을 미치고(Hildreth and Mahood, 1986; Carey and

Sigurðsson, 1989; Suzuki-Kamata *et al.*, 1993; Wilson and Hildreth, 1997), 그리고 화도와 화구 입체모양은 역시 분출역학 특히 상승속도와 분출제어에 큰 영향을 미칠 것이다(Bursik and Woods, 1991; Jaupart and Allegre, 1991; Wood and Bower, 1995).

이 연구에서 우리는 울릉도에서 가장 큰 폭발성 분화작용에 해당하는 말잔등응회암의 4개 멤버(18.8~5.6 ka B.P.; Chun *et al.*, 1997, 1998; Okuno *et al.*, 2010; Shiihara *et al.*, 2011; Im *et al.*, 2012) 중에 노두가 확실한 U-4(11.0 ka B.P.), U-3(8.4 ka B.P.)과 U-2(5.6 ka B.P.)의 부석편을 상세히 연구하였다. 이 연구는 말잔등응회암에서 플리니언 및 수증기플리니언 활동 동안 화도와 화구에서 일어난 변화에 초점을 맞추었다. 이 분화작용은 주요 폭발사건 동안 화도 역할을 시험하고 분화양식의 전환을 설명할 수 있는 우수한 예가 될 것이다. 왜냐하면 분출양식의 변화와 활동의 종식이 이들의 쇄설층에서 설명될 수 있기 때문이다. 또한 플리니언 분화와 수증기플리니언 분화에 관한 다음 의문들이 말잔등응회암에서 부석편의 밀도, 기공률 및 조직적 변화에 의해 설명될 수 있을 것이다. 왜 폭발성 화산작용이 멤버 U-3 및 U-2의 말미에 쉬었는지, 무슨 기구(mechanism)가 각 멤버 U-3 및 U-2 동안 수증기마그마성 활동을 유도했으며, 그로부터 마그마성 활동으로 전환을 일으켰는지? 탈기작용의 성격이 무엇인지? 화도에서 일어나는 분출역학이 분화작용의 지속성에 어떻게 영향을 미쳤는지? 각 분출층서에서 나온 부석편에 대한 밀도, 기공률과 조직분석을 검토함으로써, 이러한 의문을 설명할 수 있을 것이다.

2. 지질배경

2.1 울릉도 층서

울릉도는 한반도 동해안에서 약 130 km 떨어진 동해 서부에 위치한다(그림 1). 이는 약 2,000 m 깊이의 심해저에서 해수면에 950 m 까지 솟아있고 울릉분지의 북변부에 위치하는데 이곳에서 남한 대륙 대지와 경계된다.

울릉 화산은 C 연대측정에 의하면 적어도 홀로세 중기까지 분출작용이 있었다(Kim *et al.*, 1999; Im *et al.*, 2012). 이 화산의 층서는 부정합 및 조성차이에 의해 하부로부터 도동현무암질암류, 울릉층군, 성인본층군과 나리층군의 4개 층군으로 구분되었다(그림 1; Hwang *et al.*, 2012). 도동현무암류는 현무암질 용암 및 유리쇄설성 퇴적층의 연속체(1.43~0.97 Ma; Bernna *et al.*, 2014)이고 국지적으로 틸팅되어 바다쪽으로 40~70° 경사되며, 이의 기저는 노출되지 않는다. 울릉층군은 조면암질 각력암 및 용암류(1.25~

0.51 Ma)로 구성되고, 성인본층군은 조면암질 화성쇄설암 및 용암류(0.73~0.23 Ma)와 포놀라이트질 용암돔으로 구성된다. 나리층군은 포놀라이트질 화성쇄설층과 조면안산암질 분석층 및 용암돔으로 구성되고 봉래분석층, 말잔등응회암, 나리분석층, 알봉조면암과 죽암분석층 순으로 구분된다(그림 1). 말잔등응회암은 약 18.8-5.6 ka B.P.에 분출되었고 두꺼운 테프라 연속체가 대부분을 차지한다(Kim *et al.*, 2014). 이때 일련의 칼데라 함몰이 수반되었으며, 이 섬의 중앙부에 원형 저지인 나리분지를 형성하였다.

2.2 말잔등응회암의 층서

말잔등응회암은 칼데라 외부에서 상부로부터 하부로 가면서 멤버 U-2, 3, 4, 5의 강하층으로 세분되었으며(Machida *et al.*, 1984), 칼데라 내부에서 멤버 N-2, 3, 4, 5로 세분되었다(Kim *et al.*, 2014).

칼데라 외부에서 강하층은 멤버 U-4, 멤버 U-3의 하부층(L₃) 및 상부층(U₃), 멤버 U-2의 하부층(L₂) 및

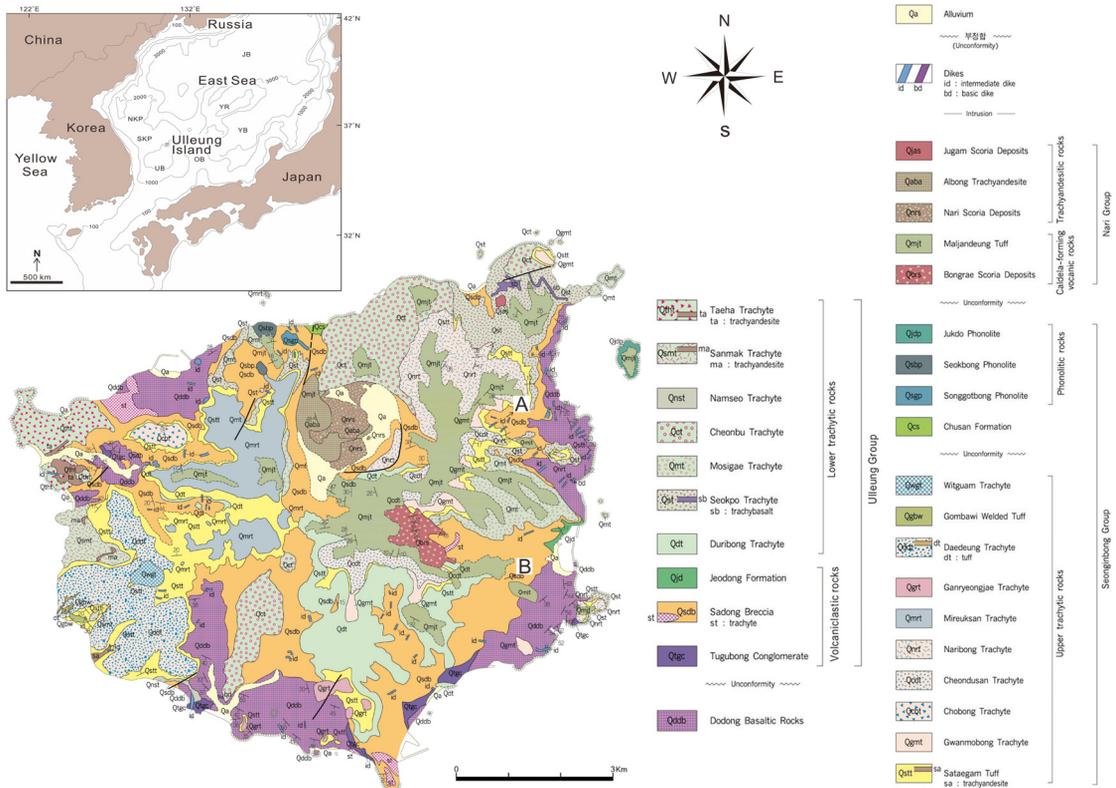


Fig. 1. Physiographic map of East Sea and geological map of Ulleung Island after Hwang *et al.* (2012), showing the sampling sites of Naesujeon hill (site A) and Jeodong hill (site B) in the extracaldera.

상부층(U₂)으로 구분되는데(그림 1), 하부로부터 각각 에피소드 I, II, III, IV, V로 짝지을 수 있다(Machida *et al.*, 1984). 각 에피소드는 플리니언 분화(I, III 및 V)와 수증기플리니언 분화(II 및 IV)의 반복을 나타낸다(Hwang *et al.*, 2018). 연구의 중심이 되는, 멤버 U-3 및 U-2는 각각 하부의 수증기플리니언 강하층(L₃ 및 L₂)과 상부에 플리니언 강하층(U₃ 및 U₂)을 퇴적시켰다. 분출물은 대체로 포놀라이트에서 테프리로포놀라이트 조성을 가진다(Hwang *et al.*, 2019). 이 수증기플리니언 강하층은 여러 개의 조립질 응회암층(t_{1..4})으로 구성되고, 이들은 각각 동시적인 부석질 라필리암층(l_{1..4})이 뒤따른다. 또한 플리니언 강하층은 여러 개의 플리니언 부석층(p_{1..5})으로 구성되며, 이들은 각각 동시기적으로 매우 얇은 세립질 화산회층의 퇴적이 뒤따랐다(Hwang *et al.*, 2018).

더 복잡한 칼데라 내부 층서는 Kim *et al.* (2014)이 나리테프라층이라 하고 N-5에서 N-1로 구분하였는데, 저자들에 의하면 이 연속체는 국지적으로 및 광역적으로 분산된 강하 분출물의 교호 및 혼합과 국지적인 써지와 화성쇄설 밀도류(PDCs)의 퇴적층을 포함한다. N-5에서 N-2까지는 말잔등응회암에 대비되고 N-1은 나리분석층에 대비된다(Hwang *et al.*, 2012, 2018).

2.3 말잔등응회암의 분출이력

18.8~5.6 ka B.P. 동안 말잔등응회암의 폭발성 분화작용은 (1) 과거 13,000년 동안 4개 멤버(U-5, 4, 3, 2)로 구분되는 큰 분화작용이었다; (2) 칼데라 함몰이 알봉 용암돔을 중심으로 일어났으며 칼데라의 남쪽 만곡상 단면에 이 분화작용의 화구 근처의 쇄설

물을 보존하고 있다; (3) 분출물은 좁은 조성범위(55.12~58.72% SiO₂)를 가지지만, 여러 가지 화학적 변화에 의한 마그마 진화의 해석을 가능케 한다(Hwang *et al.*, 2019). 각 멤버의 분출작용은 18.8 ka B.P.(U-5), 11.0 ka B.P.(U-4), 8.4 ka B.P.(U-3), 5.6 ka B.P.(U-2)에 일어났다(Okuno *et al.*, 2010; Shiihara *et al.*, 2011; Im *et al.*, 2012). 이 분화작용의 U-3과 U-2 폭발상은 칼데라 외부에서 수증기마그마성 강하층으로 시작했고 최고강도에서 플리니언 강하층으로 진행되었으며(Hwang *et al.*, 2018), 칼데라 내부에서 동시기의 써지층과 고밀도류를 함유한다(Kim *et al.*, 2014). 칼데라 외부에서 층서는 U-4, U-3과 U-2 멤버 사이에 단절을 나타내는 부정합을 가리키고, 각 멤버 내에 수증기플리니언에서 플리니언 강하층으로 갑작스런 전환을 나타내는데(Hwang *et al.*, 2018), 이는 폭발성 분화의 4개 에피소드(I, II, III, IV and V)를 정의해준다. 정량적으로, U-3 퇴적층은 U-4 퇴적층의 부석강하층 위에 부정합적으로 놓인다. 에피소드 II와 IV동안 폭발성 화산작용은 주로 수증기플리니언 강하가 우세하게 일어났다; 이 수증기마그마성 화산작용은 각각 뒤따르는 플리니언 강하의 에피소드 III과 V에 의해 덮인다.

3. 방법

3.1 시료채취

부석의 시료는 나리 칼데라 외륜에서 남동으로 1.7 km에 있는 내수전 고개(지점 A)와 3.0 km에 있는 저동재(지점 B)의 두 열쇠 단면에서 수집되었다(그림 1). 기공의 크기와 전반적 기공률의 완전한 범

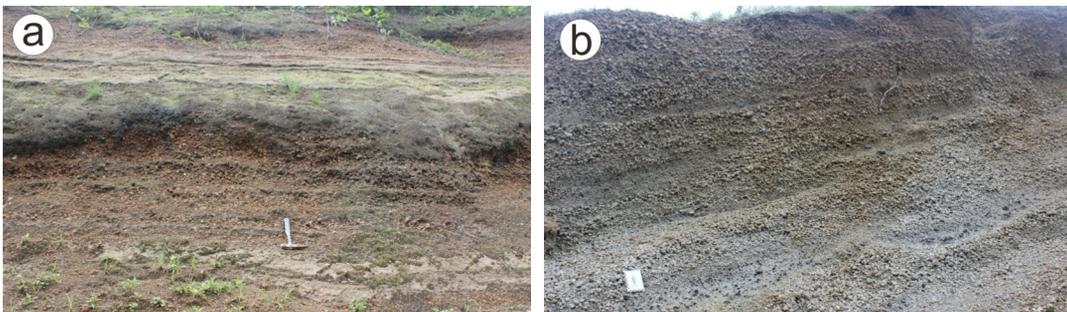


Fig. 2. Outcrop photographs showing the depositional features in U-3 and U-2 members of the extracaldera Maljandeung Tuff. (a) Overall view of the pyroclastic sequence of the U-3 and U-2 members near the Naesujeon hill; (b) Overall view of the upper pyroclastic sequence of the U-2 member near the Jeodong hill.

위를 나타내기 위해, 각 시료는 Houghton and Wilson (1989)을 따라 16~32 mm 직경의 20~60개 쇠설물들이 포함되었다. 수직 채취간격은 각 분출층의 대표로 선택되었고 에피소드 간의 전환과 양식/강도의 이동에 걸친 기간으로 선택되었다. 이들 두 지점에서 나온 시료들은 멤버 U-4, 3 및 2에서 나온 조립 용회암($t_{1...4}$), 부석질 라필리암($l_{1...4}$)과 부석층($p_{1...5}$)을 포함하는 강하층을 분화 양식에 따라 나타내기 위해, 즉 에피소드 I, II, III, IV 및 V로 묶었다. 나리 칼데라 외륜의 남동쪽 1.7 km, 지점 A에서 멤버 U-4에서 U-2까지 이들 강하층은 잘 노출되며 비록 U-2의 U_2 상단부는 침식면에 의해 잘려있다. 그러나 칼데라 외륜 남동쪽 3.0 km에 더 완전한 U_2 상단부가 지점 B에 노출된다. 지점 B에서 층서는 지점 A에서 보다 더 단순하다. 그러나 기타 칼데라 내부에서의 층서는 칼데라 외부의 지점 A 및 B보다 더 복잡하며 Kim *et al.* (2014)가 기재한 국지적인 강하층, 써지층과 PDC층을 포함한다.

13개 시료는 지점 A에서 노출되는 멤버 U-4, 3 및 2에서 총 약 650개 부석편이 채취되었다. 즉 멤버 U-4의 플리니언 부석층에서 1개층, 멤버 U-3의 라필리암의 2개층과 부석층의 5개층, 멤버 U-2의 라필리암 3개층과 부석층의 2개층에서 채취하였다. 그 외에 3개 시료는 지점 B에서 U-2의 부석층의 3개층에서 약 180개가 수집되었다.

3.2 밀도와 기공률

본질 쇠설물의 밀도가 크기에 따라 변화하기 때문에(예, Walker, 1981), 16~32mm 크기 범위를 가진 한정된 부석편만 사용하였다. 이 크기 범위는 밀도가 더 큰 모든 부석편과 구별하기 어렵지 않을 정도로 충분히 큰 부석편을 포함하지만(예, Walker, 1981), 그러나 거의 모든 화성쇄설성 퇴적물에서 부석편의 크기는 합리적이고 일반적일 정도로 작기 때문에, 많은 수의 부석편을 수집하고 신속하게 처리하기가 쉽다.

밀도측정은 지점 A와 B에서 모은 시료로부터 나온 각 건조한 부석편에 대해 공기 중에서 무게(W_{d1})와 물속에서의 무게(W_{d2})를 결정함으로써 아르메데스의 원리에 따라 산출되었다. 이때 열린 기공은 부석편의 질량과 부피에 무시할 정도라고 생각되기 때문에 비중($S.G.$)은 $W_{d1}/(W_{d1}-W_{d2})$ 과 같이 주어진다.

각 부석편에 대한 부피기공률(bulk vesicularity)은 부석편이 차지하는 총부피 중에서 기공들이 점하는 부피의 백분율이다. 이 기공률은 흔히 동일한 성분의 치밀암(DRE) 밀도를 이용하여 결정하여왔다(Spera, 2000). 그러나 우리는 세라믹공학에서 흔히 사용되는 것과 같이 기공률을 물로 포화시킨 부석편에 대해 공기 중에서 무게(W_{s1})와 물속에서의 무게(W_{s2})를 측정함으로써 결정하였다. 부석편은 물속에서 200~250°C 고온으로 약 2~3시간 동안 기포가 사라질 때까지 끓임으로서 기공들을 물로 완전히 채워 포화시켰다. 따라서 기공률은 $(W_{s1}-W_{d1})/(W_{s1}-W_{s2}) \times 100$ 과 같이 계산되었다. 여기서 비중도 역시 $W_{d1}/(W_{s1}-W_{s2})$ 과 같이 쉽게 계산되었다. 이 비중은 물 밀도($1g/cm^3$)로 나눔으로서 밀도로 전환되었다.

3.3 이미지 분석

화성쇄설물의 조직, 특히 기공 입도, 기공 모양, 미정 함량은 화도과정을 연구하는데 이용될 수 있다(Cashman and Mangan, 1994; Mangan and Cashman, 1996; Hammer *et al.*, 1999). 박편에서 찍은 이미지는 개별 층서레벨에서 나온 부석의 조직적 특징을 시험하고 말산등용회암에서 분출강도의 주 이동동안 기공률의 변화를 측정하기 위해 이용되었다.

각 선택 분출단위에서 나온 1~3개 부석편은 박편에서 이미지 수집과 분석을 위해 선택되었다. 선택은 한 시료에서 모든 부석편의 밀도 자료와 정성적 관찰에 기준을 두고 하였다. 단일 박편에서 기공 입도 및 모양의 불균질성은 3개의 다른 확대 이미지로 찍어 분석하였다. 이 자료는 기공 입도를 완전하게 특징짓기 위해 종합되었다. 말산등용회암에 대하여, 가장 적절한 확대배율은 25x, 50x와 100x이었다. 최저배율(25x) 이미지는 각 16~32 mm 쇠설물에서 가장 큰 기공(1~2 mm)을 포함하기 위해 찍었다. 더 큰 배율의 이미지는 조직해석에 도움을 주기 위해 전략적으로 이미지 세트에 포함시켰다. 최소의 25x 이미지는 전 단면에서 기공조직의 범위를 나타내기 위해 조심스럽게 선택하여 찍었다.

4. 결 과

4.1 밀도와 기공률

멤버 U-3의 라필리암 l_1, l_2 (에피소드 II)와 부석층

Table 1. Densities and vesicularities for eruptive units sampled from members U-3 and U-2 of the Maljandeung Tuff.

Member	Age	Episode	Sampling site	Eruptive unit	Density (g/cm ³)				Vascularity (%)				
					Min.	Max.	Mean	Modal	Min.	Max.	Mean	Modal	
U-2	5.6 ka	V	B	p ₅	0.30	0.66	0.49	0.54	59.33	87.15	71.80	72.08	
				p ₄	0.30	0.70	0.44	0.44	60.34	86.58	75.13	77.63	
			A	p ₃	0.28	0.66	0.46	0.54	53.09	87.35	72.06	78.13	
				p ₂	0.25	0.69	0.41	0.45	69.85	87.92	81.36	81.81	
		IV	A	p ₁	0.32	0.63	0.47	0.45	70.47	85.22	78.35	81.76	
				l ₄	0.31	0.50	0.41	0.44	68.32	84.77	76.93	76.84	
			A	l ₂	0.30	0.71	0.41	0.34	60.21	86.05	76.74	78.13	
				l ₁	0.26	0.60	0.39	0.34	67.72	85.82	79.11	79.76	
U-3	8.4 ka	III	A	p ₅	0.31	0.58	0.41	0.35	74.17	85.92	81.46	83.45	
				p ₄	0.30	0.80	0.47	0.45	58.20	85.85	78.11	77.40	
				p ₃	0.27	0.79	0.45	0.34	64.54	87.60	78.89	83.06	
				p ₂	0.29	0.55	0.39	0.35	73.72	86.59	81.41	82.63	
		II	A	p ₁	0.26	0.59	0.45	0.43	66.11	86.76	79.11	79.40	
				l ₂	0.32	0.60	0.47	0.43	63.65	83.19	73.65	73.02	
				A	l ₁	0.29	0.83	0.49	0.45	61.16	86.92	73.88	77.31
					p ₁	0.39	0.55	0.47	0.46	70.89	82.48	77.17	77.29

p₁, p₂, p₃, p₄, p₅ (에피소드 III)에서 나온 부석편들이 측정에 사용되었다. U-2의 라필리암 l₁, l₂, l₄ (에피소드 IV)와 부석층 p₁, p₂, p₃, p₄, p₅ (에피소드 V)에서 나온 부석편도 역시 시험하였다. 이들 부석편에 대해 측정된 각 밀도와 기공률은 표 1에 정리하였다.

이들 시료들은 멤버 U-3 및 U-2 전반에 걸쳐 시간에 따라 부석편의 밀도 및 기공률 변화패턴을 명확하게 보여준다. 각 멤버의 자료는 각각 일관성 있는 변화를 나타낸다. 비록 U-3 자료는 7개 시료(l₁, l₂, p₁~p₅)에서 넓은 범위의 밀도(0.27~0.83 g/cm³)와 기공률(41~92%)을 가지지만(표 1; 그림 4), 각 시료의 평균밀도는 멤버의 하단에서 상단까지, 0.49에서 0.41 g/cm³로 약간 감소하고, 평균기공률은 73.7에서 81.5로 증가하는 경향을 보여준다. 대조적으로, 멤버 U-2의 8개 시료(l₁, l₂, l₄, p₁~p₅)에서 밀도와 기공률은 0.25~0.71 g/cm³ 및 53.1~97.9%의 넓은 범위이지만(그림 3, 4), 평균밀도는 0.39 g/cm³로 시작하여 0.49 g/cm³로 전반적인 지그재그상 증가를 보여주며 평균기공률은 79.1%로 출발하여 71.8%로 지그재그상 감소를 보여준다.

멤버 U-2에서 수집한 부석들은 평균밀도가 지점 A에서 0.39~0.47 g/cm³ 범위이고 지점 B에서 0.44~0.49 g/cm³ 범위이다. 지점 A 및 B 시료로부터 밀도분포

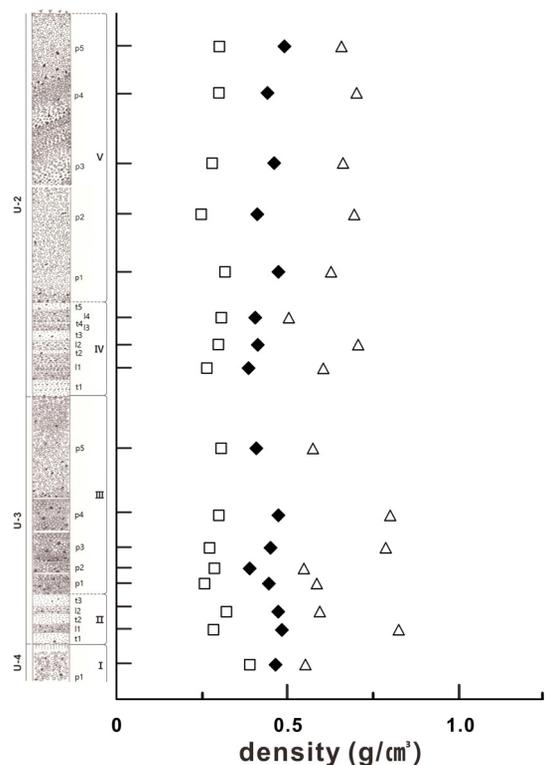


Fig. 3. Lowest (□), mean (◆) and highest (△) density values for samples collected at sites A and B against normalized stratigraphic column from Hwang *et al.* (2018).

를 비교할 때, 지점 A의 부석은 더 먼 지점 B의 부석보다 약간 더 높은 최빈밀도를 가지는데(그림 5), 이는 멤버 U-2의 상부층(U₂)에서 층서단위에 따라 약한 밀도변화를 암시하는 것으로 사료된다.

멤버 U-3 및 U-2의 15개 시료에 대해 측정된 부석편의 최빈밀도는 0.34~0.54 g/cm³ 범위이다. 두 멤버(U-3과 U-2)에서, 부석층의 최빈밀도는 라필리암으로부터 부석층으로 가면서 점진적인 이동을 보여준다(그림 3, 5). 멤버 U-3의 최빈밀도는 라필리암 I₁층에서 부석층 p₅층으로 가면서 지그재그로 변화하면서 감소를 나타낸다. 반면에 멤버 U-2의 최빈밀도는 라필리암 I₁층에서 부석층 p₅층으로 가면서 지그재그로 변화하면서 증가를 보여준다(그림 3, 5).

4.2 밀도 및 기공률의 의미

수집된 15개 시료의 밀도는 비교적 낮은 밀도에서 대체로 유사한 좁은 단봉상 피크를 가진다(그림 5). 밀도 자료의 단봉상 분포는 멤버 U-3 및 U-2의 각 에피소드 II, III, IV 및 V에서 분출된 마그마가 기

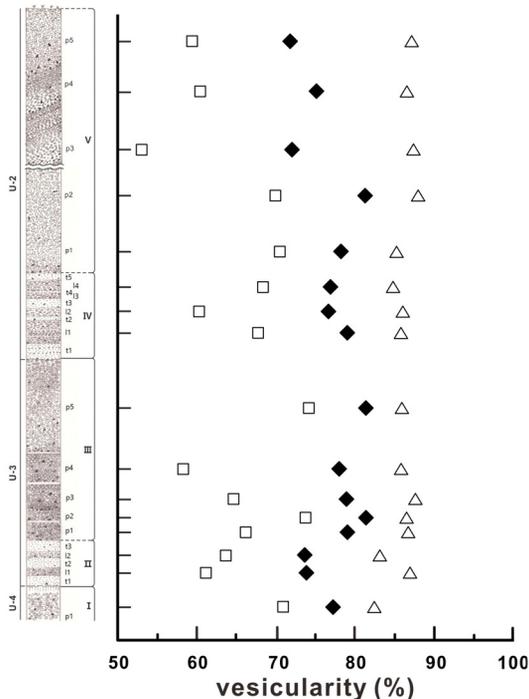


Fig. 4. Lowest (□), mean (◆) and highest (△) vesicularity values for samples collected at sites A and B against normalized stratigraphic column from Hwang *et al.* (2018).

공률에 의하면 비교적 균일했음을 지시한다. 역시에 에피소드 내에서도 사이에서 상승 및 기포화작용의 화도과정은 대체적으로 유사했음을 암시한다. 예외적으로, 어떤 시료의 밀도는 같은 에피소드 내에서 다른 시료의 것보다 더 넓은 분포를 가진다(그림 3, 5). 멤버 U-3의 3개 시료(I₁, p₃, p₄)와 U-2의 2개 시료(p₂, p₄)에서, 분포는 더 높은 밀도를 가진 부석편의 유입으로 인해 넓어진다(그림 3, 5). 이들 변화트

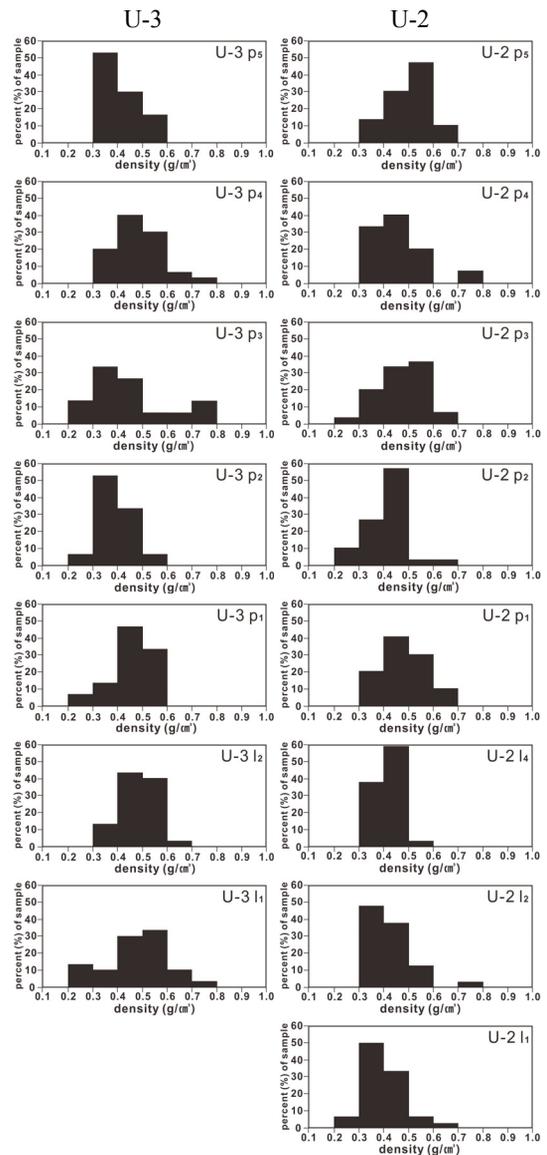


Fig. 5. Histograms showing density distribution for the pumice samples from stratigraphic units of members U-4, U-3 and U-2 in medial zones of the Maljandeung Tuff.

렌드는 각 에피소드 내에서 분출된 마그마가 약간 다른 이력을 가졌음을 지시한다. 부석편 밀도분포의 더 좁은 범위는 에피소드 내에서 기포화작용의 균일성이 높았던 환경을 암시한다. 한편 이러한 밀도분포의 범위는 평균밀도와 함께 시간에 따라 지그재그상 변화패턴을 나타내는데, 이는 각 에피소드 내에서 분출단위를 지시하는 맥동적 분화작용을 지지한다(Hwang *et al.*, 2018). 멤버 U-2의 마지막 플리니언 시료는 예외를 나타내는데, 이는 다소 넓은 밀도 범위와 가장 높은 밀도를 나타낸다(그림 4, 5). 이는 멤버 U-2 분출의 마감단계에서 마그마의 낮은 균질성과 높은 성숙에 대한 중요한 의미를 나타낸다.

4.3 기공조직 관찰

기공조직의 관찰은 기포화과정의 역할을 이해하고 상승 및 탈기작용의 상대적 시간을 이해하는 열쇠가 된다(예, Cashman and Mangan, 1994; Mangan and Cashman, 1996). 기공 크기는 폭발성 분화에서 기포 생성, 성장, 합체와 잠재적 붕괴의 상대적 시기를 평가하는 도구이고 마그마 탈기작용의 양식, 시기와 정도가 잇따라 일어나는 분출거동에 어떤 영향을 미치는지를 이해하는 도구이다(Mangan *et al.*, 1993; Cashman and Mangan, 1994; Polacci *et al.*, 2003). 기공 모양도 역시 급냉 당시에 마그마의 응력상태에 관한 정보를 제공한다(Marti *et al.*, 1999). 마그마 성인의 기공에서 둥근 모양은 수증기마그마 성인의 기공에서 길쭉한 형태와 대조적으로 나타난다(Clarke *et al.*, 2009).

4.3.1 멤버 U-3 부석편의 기공

멤버 U-3 부석들의 박편에서 특징은 다양한 조직적 형상을 보여준다(그림 6). 수증기플리니언 분화(에피소드 II)에서 나온 조립질 응회암 내의 1~2 mm 크기의 부석편(그림 6a)과 라필리암에서 나온 부석편(그림 6b, 6c)으로부터 조직을 관찰할 수 있다. 그리고 플리니언 분화(에피소드 III)의 부석층에서 나온 부석편들(그림 6d~6h)에서 여러 조직적 특징을 관찰할 수 있다.

수증기플리니언 라필리암층(I_1 과 I_2)에서 나온 최빈 부석(그림 6b, 6c)은 각각 비교적 균질한 조직을 나타내지만, 비교적 얇은 기공벽을 가지고(전형적으로 10~20 μm), 합체된 조립 기공의 특징을 나타낸다.

이 부석편(I_1 , I_2)은, 합체된 큰 다로브상(polylobate) 기포 주위에 흔히 작은 원상 기포의 집단이 무리를 이루며 다량으로 나타난다. 그러나 이들은 원상 모양을 보여주는 중간 크기의 합체된 기포들을 거의 유사한 함량으로 함유한다(그림 6b, 6c).

플리니언 부석층에서 나온 부석편은 기공크기 범위가 슬라이드 전반에 걸쳐 거의 균일한 분포를 보여준다(그림 6e, 6h). 그러나 기타 부석편은 작은 기공들(직경 <15~70 μm)이 우세한 부분이 중립 내지 조립 기공(각각 직경 100~400 μm 와 >500 μm)를 둘러싼 채로 곳곳에 불규칙한 분포를 나타낸다(그림 6d, 6f, 6g). 불균질성과 달리, 중립 기공은 둥글거나 혹은 오목한 벽을 가진 것으로 합체되어 있으며, 조립 기공은 합체에 의한 성장을 지시하는 다로브상 및 나선상 모양을 가진다(그림 6f, 6g). 신장된 기공들도 관찰되는데, 이들은 떠를 이루면서 큰 기공을 둘러싸면서 존재한다(그림 6d). 이 떠는 너비가 대개 >3 mm이며, 국지적인 전단대가 다양한 규모로 존재했음을 암시한다.

4.3.2 멤버 U-2 부석편의 기공

멤버 U-2의 부석들도 현미경 하에서 다양한 조직적 형상을 나타낸다(그림 7). 조립질 응회암은 화산회 기질 속에 사립 크기의 중다공상(moderately vesicular) 내지 고다공상 부석편들이 불규칙한 모양을 가진다(그림 7a). 그리고 역시 라필리암(그림 7b, 7c)과 부석층에서 나온 부석편들(그림 7d~7h)에서도 여러 조직적 특징들이 관찰된다.

수증기플리니언 라필리암층(I_1 및 I_2)의 최빈 부석은 비교적 같은 조직을 가지지만(그림 7b, 7c), 기공벽은 비교적 얇고(일반적으로 10~15 μm), 합체된 중립 기공들이 특징적이다. 이 부석은 비교적 높은 함량의 세립 기공들을 가지며, 이들은 원상이고 중립 기공 주위에 고르게 분포한다(그림 7c). 중립 기공은 흔히 불규칙하게 오목한 벽과 찢어지고 수축된 원상 기포벽을 가진다.

플리니언 부석층에서 나온 부석편은 조립 기공들이 작은 기공이 우세한 부분을 자르거나 혹은 그에 의해 둘러싸인 채로 곳곳에 불규칙한 분포를 나타낸다(그림 7e, 7g). 그러나 기타 부석편은 기공크기 범위가 슬라이드 전반에 걸쳐서 거의 균일하거나(그림 7d, 7e) 혹은 더 작은 기공들의 지역에 균일한 분포

를 보여준다(그림 7f). 몇몇 부석에서 기공 변형이 흔하게 나타나는데, 신장된 기공들의 띠가 큰 기공에 의해 잘리거나(그림 7d, 7e) 혹은 평행하게 산출된다(그림 7g). 이 띠는 화도 내에 국지적인 전단대가 존재함을 암시한다. 그리고 작은 기포가 더 큰 기포로의 확장된 것이 더 작은 원래 기포를 보존하는 도넛상 모양으로 관찰된다(그림 8a). 매우 얇은 판상 필름(약 5 μm)이 큰 기공들 사이에 막으로 존재하는 다로브상 모양을 형성하기도 한다(그림 8b). 벽 파손

과 판상 필름(벽)과 같은 형상은 p₃ 및 p₅ 부석에서 합체가 기포 모양에 영향을 주었음을 나타낸다. 특히 p₅ 부석에서 기공들이 가늘어진 것과 같이, 개개 기공들의 찌그러진 모양은 역시 밀도가 커질수록 더 발달되는 추세이다.

4.4 부석조직의 의미

멤버 U-3의 수증기플리니언 라필리암(에피소드 II)에서 나온 부석편의 조직은 다수의 세립 기포와

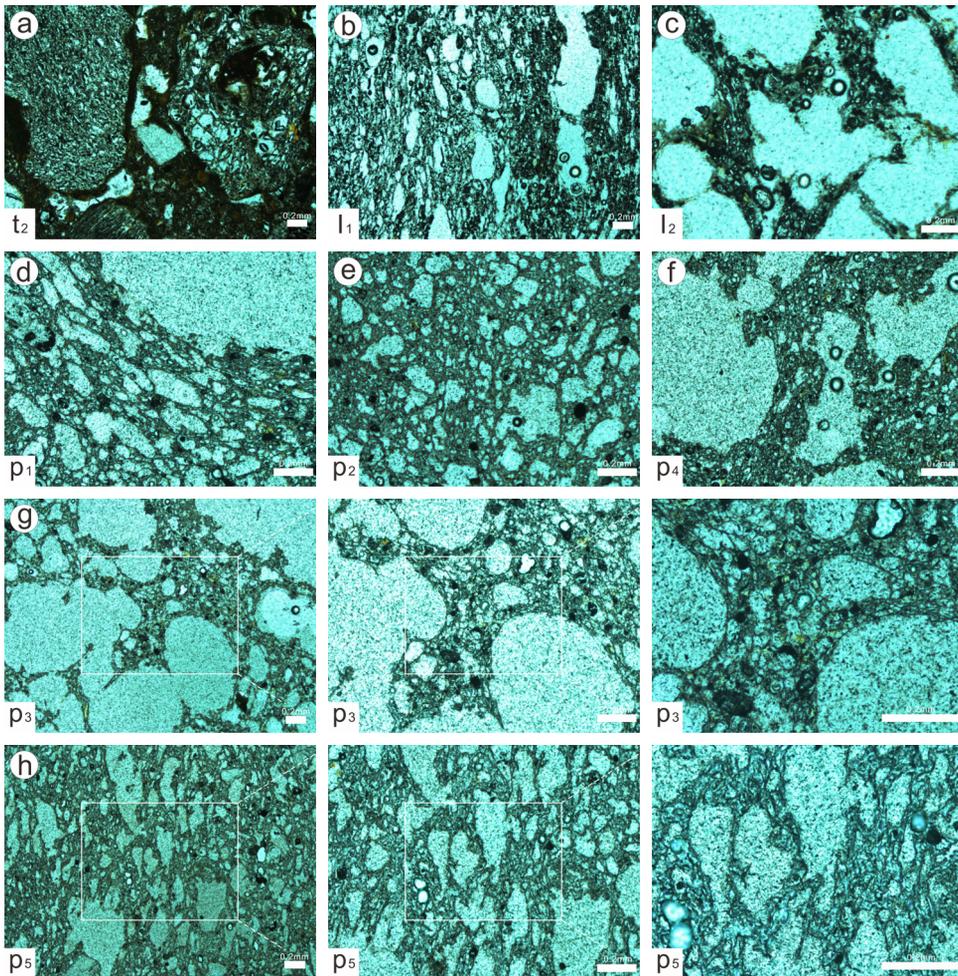


Fig. 6. Photomicrographs captured from pumice clasts of eruptive units that show textural features in Member U-3 of the extracaldera Maljandeung Tuff. (a) coarse tuff t₂ showing small pumice clasts in a fine ash matrix; (b) Stretched fine to intermediate vesicles in a pumice clast from lapillistone l₁; (c) Very fine vesicles between intermediate vesicles in a pumice clast from lapillistone l₂; (d) A coarse vesicle surrounded by fine vesicles in a pumice clast from pumice deposits p₁; (e) Range of fine vesicle sizes is evenly distributed in a pumice clast from pumice deposits p₂; (f) Domains of very fine vesicles surrounded by intermediate to coarse vesicles in a pumice clast from pumice deposits p₄; (g) Coarser vesicles are dominated in a pumice clast from pumice deposits bed p₃; (h) Range of vesicle sizes is evenly distributed in a pumice clast from pumice deposits p₂.

낮은 합체 정도를 보이는데, 이는 기포 성장의 적은 소요시간과 마그마의 짧은 체류시간을 시사한다고 생각된다. 멤버 U-3의 플리니언 부석층(에피소드

III)에서 나온 부석편은 중간 내지 높은 정도의 합체를 보여주며, 작은 기포의 부족은 성숙된 기포집단, 즉 기포화(vesiculation)를 위해 늘어난 시간을 반영

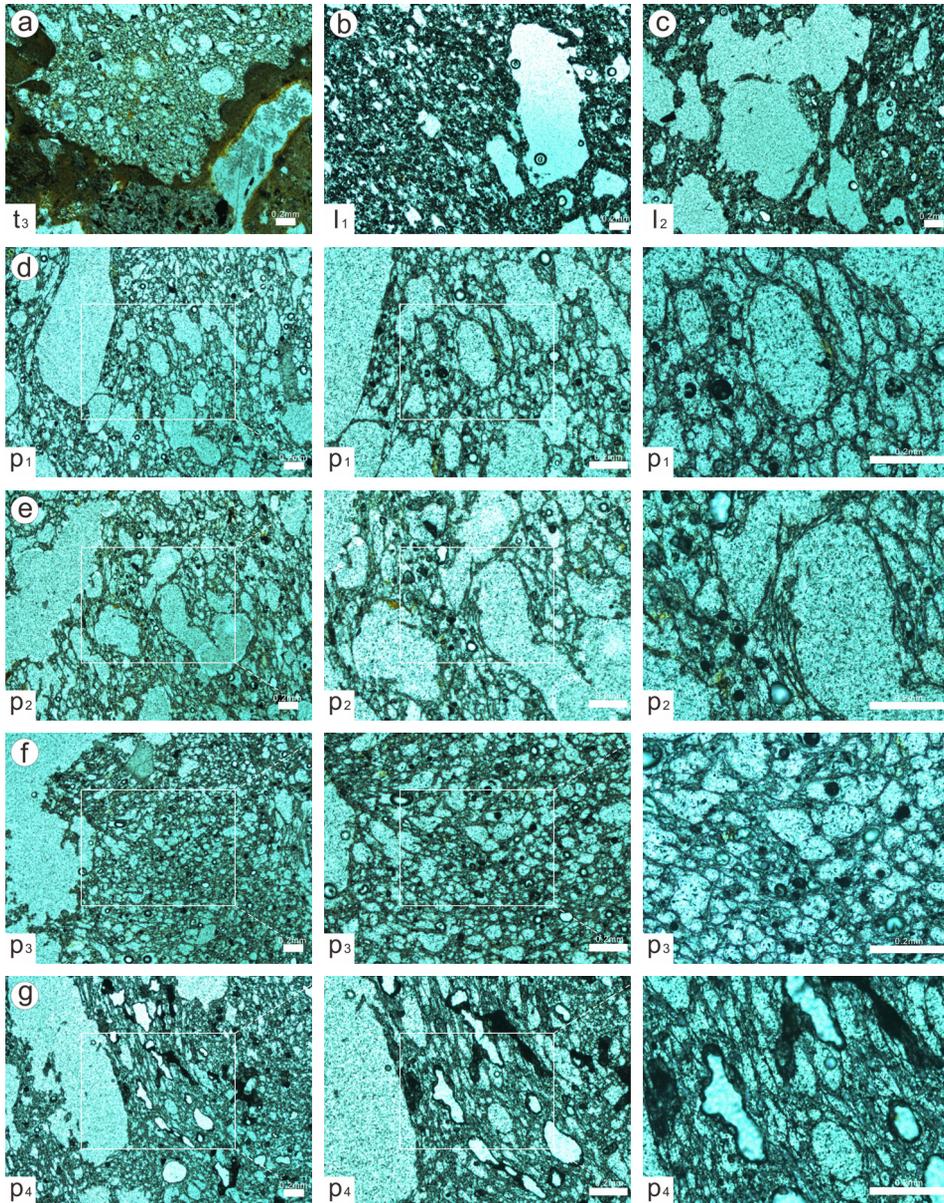


Fig. 7. Photomicrographs captured from pumice clasts from eruptive units that show textural features in Member U-2 of the extracaldera Maljandeung Tuff. (a) coarse tuff t_3 showing small pumice clasts in a fine ash matrix; (b) A coarser vesicle crossing fine vesicles in a pumice clast from lapillistone l_1 ; (c) Complex vesicle shapes among fine vesicles in a pumice clast from lapillistone l_2 ; (d) Range of vesicle sizes is evenly distributed in a pumice clast from pumice deposits p_1 ; (e) Complex vesicle shapes are exhibited and range of vesicle sizes is evenly distributed in a pumice clast from pumice deposits p_2 ; (f) Range of smaller vesicle sizes is evenly distributed in a pumice clast from pumice deposits p_3 ; (g) Coarser vesicles surrounded by domains of smaller stretched vesicles in a pumice clast from pumice deposits p_4 .

한다(Cashman and Mangan, 1994).

멤버 U-2의 수증기플리니언상 라필리암에서 부석편의 조직은 약간 복잡하다. 즉 기포벽 두께는 비교적 얇고, 세립 기공은 중간크기의 합체기공을 가지면서 부석조직을 지배하고, 모든 크기 범위에서 기공모양은 비교적 불규칙하다. 이 조합은 수증기플리니언 마그마의 비교적 복잡한 상승과정을 암시한다.

멤버 U-2의 전기 플리니언 조직은 원상 기포 부분과 다로브상의 큰 합체기포를 가진 기포집단을 가진다. 기포벽은 일반적으로 두꺼우나 다양하다. 이 기포크기분포는 복잡한 마그마 상승과정을 의미한다. 후기 플리니언 조직은 중간 내지 조립 합체기포와 두꺼운 유리벽에 의해 지배된다. 이 조직은 후기 마그마가 합체와 얼마의 기포붕괴를 가능케 하는 더 긴 체류시간을 반영하는 더 느린 단순한 상승과정을 가졌음을 암시한다. 마지막 플리니언 시료에서 조직은, 다로브상 조립 기포와 비교적 세립 기포를 함유하며, 천부화도에서 진행되는 감압성장, 기포합체와 탈기작용을 일으키는 긴 체류시간이 있었음을 암시한다. 기포붕괴는 기포의 오목한 벽을 따라 보여주는 불규칙성에 의해 알 수 있다.

5. 토 의

변화하는 화도과정은 말잔등응회암에서 플리니언 및 수증기플리니언 활동의 전반에 걸쳐 분출하는 화성쇄설물 중에 미조직 변화로 나타난다. 휘발성물질 용리와 상승 역할은 멜트에서 기포의 모양과 크기를 지배한다. 조직적 특징은 1) 기포 생성, 2) 확산,

감압과 합체에 의한 성장, 3) 붕괴를 포함하는 과정들에 의해 만들어진다. 3개의 모든 과정은 아마 거의 동시에 일어났지만, 각각의 중요성은 공간과 시간에 따라 변화했다.

5.1 각 분출단위 내에서 다양성: 화도에서 측방으로 조직 불균질

층서적으로 동일한 분출단위에서 나온 부석편이 나타내는 멜트는 시간적으로 한 순간에 화도로 들어가 파쇄될 때까지 화도 위로 동일한 통로를 따랐다고 한다면, 그 부석편은 그 당시의 밀도와 조직을 반영할 것이다. 화도에서 비교적 천천히 상승하는 물질은 더 빠르게 상승한 물질보다 더 성숙한 기포조직을 가질 것이다. 이 때문에, 하나의 분출단위에서 나온 부석편들의 조직범위는 화도에서 더 긴 체류 혹은 더 짧은 체류에 의해 유발되는 조직성숙의 범위를 나타낼 것이다. 이러한 체류시간의 변화는 화도를 통해 다양한 상승률에 의해 설명될 수 있다. 중규모 화도를 통해 분출작용이 계속될 때, 이와 함께 전단대가 화도의 측면을 따라 발달하고 비전단 플러그와 경계를 가질 것이다. 이 플러그의 상승은 동일한 속도대에 의해 설명되며, 이는 화도벽 가까이에 현저히 감소하는 좁은 속도대에 의해 경계된다(Cas and Wright, 1987; Dobran, 2001). 화도에서 층류와 플러그류(plug flow)는 화도벽에 인접하여 이동하는 멜트가 화도 중심부를 상승하는 멜트보다 더 긴 체류시간을 가진다는 것을 의미한다. 화도에서 이러한 흐름은 금성산에서 발견되는 신장된 부석의 모양과 조직적 특징에 의해 이미 설명된 바 있다(Hwang

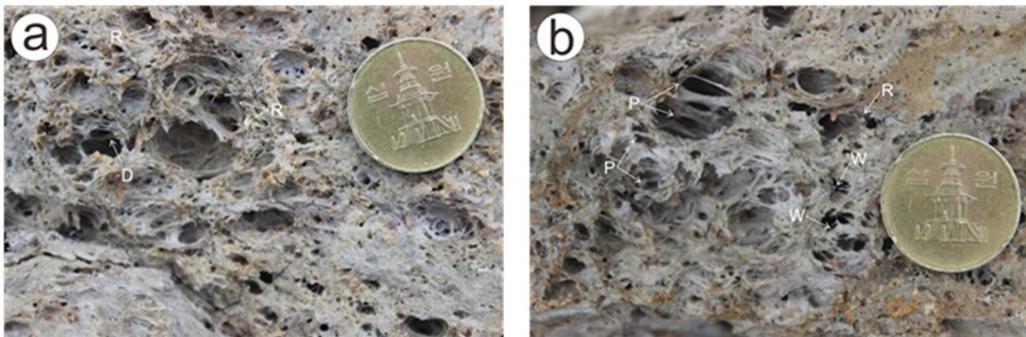


Fig. 8. Outcrop photographs showing textural features of some pumice clasts from the extracaldera Maljandeung Tuff. (a) and (b) Big pumice clasts showing such coalescence features as convolute donuts D, wall rupture R, wrinkling W and polylobate planar walls P from pumice deposits ps of the Member U-2 in site B.

and Kim, 1995). 전단대에서 층류는 부석편 내에서 신장된 기포들의 배열에 의해 반영될 것이다. 따라서 화도 너비를 측방으로 횡단하면서 속도 및 전단 변화는 기포 생성, 성장의 속도, 그리고 조직의 붕괴 및 변화에 의한 다른 상승과정을 만들어낸다.

에피소드 V의 부석에서 밀도는 기타 에피소드 부석보다 더 넓은 범위를 가진다. 정성적 관찰에서 최빈밀도 부석편에 대한 일반적 특징이 모든 부석편에서 나타나기 때문에, 조직의 연속성은 분명하다고 본다. 에피소드 V의 부석은 에피소드 IV의 부석과 매우 유사하게 나타나지만(그림 7), 반면에 에피소드 V의 p₃ 및 p₅ 부석(그림 8c)은 관찰한 모든 부석편 중에 가장 두꺼운 유리벽을 보여주고 복잡한 형태를 가진 기공을 나타낸다. 실제로, 투수성이 임계 레벨에 도달하고, 가스 탈출이 내부 기포압력을 감소시키고, 붕괴가 일어나 고밀도 부석을 생성시킨다.

5.2 분출단위들 간의 다양성: 에피소드 내에서 시간적 변화

같은 분출단위 내에서 밀도와 조직변화가 화도를 가로지르는 속도단면에 의해 설명된다면, 멜트 기포화과정은 시간에 따라, 즉 각 분출단위로부터, 최빈 밀도 부석편을 비교함으로써 알아낼 수 있다. 멤버 U-3에서 에피소드 II는 맥동적인 수증기플리니언 활동을 나타내고, 에피소드 III은 약화되는 맥동적 플리니언 활동을 나타낸다(Hwang *et al.*, 2018). 중간 크기의 기포는 라필리암의 부석편을 지배하지만(그림 6b, 6c), 멤버 U-3의 에피소드가 계속되는 동안, 기공크기분포는 더 큰 기공쪽으로 이동한다(그림 6d~6h). 시험한 모든 쇄설물 중에 가장 조립 기공과 가장 얇은 벽은 멤버 U-3의 부석층의 특징이다. 비록 이 부석편은 에피소드 II에서 III으로 기공부피분포가 약간 증가하지만(그림 4), 이 이동은 기포생성에 비해 증가하는 기포성장, 즉 확산, 감압, 그리고 우세한 합체에 의한 성장의 영향을 반영할 수 있다.

멤버 U-2에서는 전진적이나 무방향성의 멜트 변화가 더 현저하게 나타난다. 라필리암은 에피소드 IV의 수증기플리니언 활동을 나타내며 그 부석편은 대체로 여러 기공크기가 고르게 퍼져있다(그림 7b, 7c). 부석층은, 에피소드 V의 플리니언 활동을 나타내며, 관찰된 부석편 중에 더 풍부한 세립-중립 기포크기(그림 7d~7g)와 가장 두꺼운 유리벽으로 특징되어

진다(그림 8). 에피소드 V의 부석편에서 측정된 가장 큰 기공은 기타 에피소드 부석편보다 그렇게 더 작지는 않다(그림 6, 7). 더욱이, 기공모양(그림 8)은 합체가 에피소드 V 동안 우세한 과정이었음을 암시한다. 우리는 에피소드 V의 부석에서 더 작은 기공 크기로 편향되고 유리벽이 두꺼워짐은 기포붕괴에 의해 발생되었다고 생각한다. 그래서 에피소드 V 동안 멜트의 진화는 기포생성을 증가하는 기포성장을 지지하고 실제로 기포붕괴의 시작과 열린계 거동으로의 바뀌었음을 지지한다.

5.3 멤버 내에서의 입도차이와 기공률: 분화유형의 전환

멤버 U-3 및 U-2에서 L₃ 및 L₂는 수증기마그마성 분화를 나타내는 조립응회암과 부석질 라필리암의 호층으로 구성된다(Hwang *et al.*, 2018). 조립응회암은 대부분 파리질(vitric) 화산회로 구성되고 약간의 부석질 세립 라필리를 가진다. 라필리암은 부석질 라필리로 구성되며 약간의 파리질 화산회가 시멘트 물질로 달라붙어있다. 대조적으로, U₃ 및 U₂는 마그마성 분화를 나타내는 여러 부석층으로 구성된다(Hwang *et al.*, 2018). 그래서 두 화산사건은 입도와 미조직에서 큰 차이가 있다. 입도에 의하면, 조립응회암은 거의 화산회 크기(<2 mm)이고 약간의 부석질 및 압편질 라필리를 함유한다. 조립응회암에서 입자 모양도 역시 큰 차이가 있다. 본질 구성원의 모양은 블록상, 방추상 및 판상을 가진다(그림 6a, 7a). 기타 특이한 조직적 특징은 파리질 면에 달라붙은 입자, 각상 모서리와 둥근 모서리 등이다. 역시 파리질 구성원은 황갈색으로 열수변질되어 있으며, 이런 현상은 뜨거운 물을 함유하는 세립질 화산회에서 그렇다.

멤버 내에서 밀도와 기공률 자료에서 총체적인 변화를 관찰할 수 있다. 평균 기공률은 멤버 U-3 전반에 걸쳐 73%에서 81%까지 변화하며(표 1) 대체로 시간에 따른 점진적 증가를 인식할 수 있다(그림 4). 이 경향은 마그마 상승동안 기포생성을 변화에 대해 일어나는 기구로서 대체로 더 높은 감압률을 암시한다(Mangan and Sisson, 2000). 한편 멤버 U-2 전반에 걸쳐서 평균 기공률은 79%에서 71%로 변화하며(표 1), 대체로 시간에 따라 점진적 감소를 인식할 수 있다(그림 4). 이 변화는 감압률과 마그마 상승률의

감소에 의해 진행되었고, 부석 조직은 점진적으로 더 높은 정도의 합체를 기록하고 있다. 이들 관찰은 탈가스를 일으킨 휴지기를 지지한다.

그리고 기공률은 L₃에서 U₃로 혹은 L₂에서 U₂로 시간에 따라 크게 변화하지 않는다(표 1). 멤버 U-3의 평균 기공률은 라필리암의 부석편에서 73.7~73.9% 범위이고 부석층에서 78.1~81.5% 범위이다. 멤버 U-2의 평균 기공률은 라필리암의 부석편에서 76.7~79.1% 범위이고 부석층에서 71.8~81.4% 범위이다. 이 기공률은 마그마성 파쇄면 아래에 올라온 마그마가 에피소드 II 동안 지하수와 만남으로서 수증기플리니언 활동의 원인이 되었으며, 그리고 에피소드 III 동안 지하수 유입을 차단하는 환경변화로 인해 플리니언 활동으로 유도되었다.

구별되는 수증기마그마성 분화상의 특징은 이후의 플리니언 분화상보다 플룸이 더 많은 스템을 갖고 분출물의 입도가 더 세립질인 경향을 나타낸다는 것이다. 구별되는 마그마성 분화상의 특징은 화도 내에서 파쇄면의 위치가 상승하여 팽창하는 마그마의 기공률이 75~83% 범위인 점에 의해 지배된다는 것이다(Sparks, 1978; Houghton and Wilson, 1989).

그런고로, 말잔등에서 8.4 ka B.P.에 에피소드 II 동안 수증기플리니언 활동은 일차적으로 화도에서 지하수가 마그마와 접촉으로 빠르게 가열되어 부피 팽창에 의해 유발되었다(그림 9a). 이와 동시에 용리되는 마그마성 휘발성 물질은 역시 이 수증기플리니

언 사건 동안 팽창과 파쇄작용에 상당히 기여하였다. 따라서 파쇄작용의 위치는 아마도 지하대수층과 같은 레벨이었다(그림 9a). 이때 수증기플리니언 활동은 마그마성 휘발성물질보다 지하수에 의한 높은 가스압력이 더 크게 지배적이었다고 생각된다. 역시 수증기플리니언 분화는 퇴적물이 더 세립질이라는 것을 제외하면 양식이 플리니언 분화와 유사하다. 그리고 이 수증기플리니언 분화는 에피소드 III 동안 화도에서 마그마가 상승할 때 환경변화에 의해 지하수의 차단으로 인해 플리니언 분화로 전환되었다(그림 9b). 이때 플리니언 활동은 시간에 따라 기공률이 지그재그로 점진적 증가하는데, 이는 멜트에서 감압에 따라 기포가 점진적으로 더 크게 성장하고 합체된 것에 의해 인식된다(그림 9b).

대조적으로, 5.6 ka B.P.에는 에피소드 IV 동안 플리니언 분화가 화도에서 용리되는 마그마성 휘발성 물질에 의해 유도될 차나에, 수증기플리니언 분화가 이 화도에서 마그마와 지하수의 접촉에 의한 빠른 가열로 부피팽창과 파쇄작용으로 유도되었다(그림 9c). 이와 동시에 용리되는 마그마성 휘발성 물질은 역시 이 수증기플리니언 사건 동안 팽창과 파쇄작용에 크게 기여하였다. 이때 파쇄면의 위치는 아마도 지하대수층과 같은 레벨이었을 것이다(그림 9c). 그러므로 이 수증기플리니언 활동은 마그마성과 수증기마그마성의 상호작용에서 유래되는 높은 압력의 가스가 원인이었다고 생각된다. 그리고 수증기플리

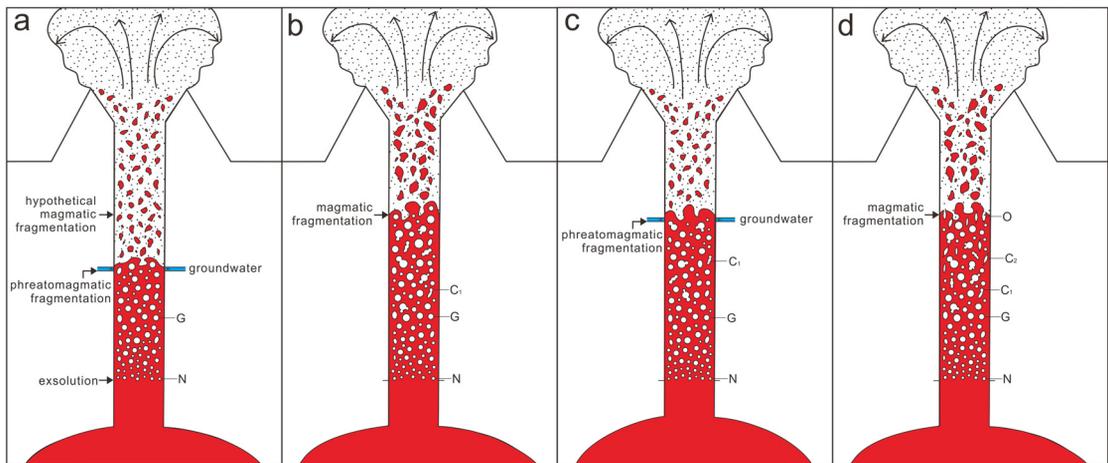


Fig. 9. Carton illustrating evolution of conduit processes and fragmentation styles with time, based on textural evidences. Size and shape of vesicles display the incidence and relative significance of nucleation (N), growth (G), coalescence (C₁), collapse (C₂) and outgassing (O).

니언 분화는 에피소드 III과 마찬가지로 에피소드 V 동안 화도에도 어떤 환경변화로부터 지하수 유입을 차단함으로써 플리니언 분화로 전환되었다(그림 9d). 그러나 이 플리니언 활동은 시간에 따라 기공률이 지그재그로 점진적 감소를 나타내는데, 이는 멜트에서 투과성의 점진적 발달과 부분적 가스배출의 시작을 반영하는 기포붕괴의 양상에 의해 표시된다(그림 9d).

5.4 멤버 간의 비정합: 화산작용의 종식과 휴식

멤버 U-4의 에피소드 I의 종식은 11.0 ka B.P. 경의 분출작용에서 주요 활동의 종말사건을 나타낸다. 이 에피소드 I 종식은 플리니언 분연주로부터 부석강 하로 끝났으며, 얼마간의 화산휴지기를 가진 뒤에 격렬한 수증기플리니언 활동의 시작이 뒤따랐다(Hwang *et al.*, 2018). 그런데 멤버 U-4의 부석층에는 암편들 중에 심성암편을 산출시킨다. 암편은 에피소드 I 동안 화도벽에서 유래된 조면암편이 대부분이지만, 마그마챔버의 벽에서 나온 심부 성인의 섬강암도 드물게 포함된다(Hwang *et al.*, 2018). 이 단절 직전에 분출된 포놀라이트질 부석의 미조직의 중요한 차이는 역시 분명하다.

멤버 U-3의 에피소드 III과 멤버 U-2의 에피소드 V의 종식은 8.4 ka B.P. 및 5.6 ka B.P. 경의 분출작용에서 주요 활동의 종말사건을 나타낸다. 두 경우는 플리니언 분화의 종식을 나타내지만, 그러나 이 두 사건이 상당한 차이를 나타낸다. 주요 차이는 종말사건동안 분출한 부석의 미조직에서 역시 분명하다. 기공률은 8.8 ka B.P.에 에피소드 II 및 III를 지나면서 시간에 따라 약간 증가하지만, 에피소드 III의 부석은 에피소드 II에 비하여 얇은 유리벽을 가진 기포함체의 정도와 큰 기공 함량이 증가하는 것을 보여준다(그림 6c, 6d). 대조적으로, 5.6 ka B.P. 즈음에 에피소드 IV 및 V의 전반에 걸쳐서 부석의 평균 밀도는 시간에 따라 점차 증가한다; 밀도 증가는 에피소드 V동안 부석층이 축적되는 동안 지그재그로 더 현저해진다(그림 4, 5). 이 변화는 기포크기의 감소와 기포벽의 평균 두께의 증가에 의해 나타난다(그림 8b).

이 대조는 플리니언 에피소드 III와 V를 끝내면서 작용하는 2개의 다른 기구를 암시한다. 조직적 증거는 에피소드 III의 종말을 탈가스에 의한 종식을 지지하지 않는다. 대신에 이 종식의 원인은, 아마도 화

구벽 혹은 천부 화도의 붕괴에 따라 발생하는, 짧은 기간의 화도 차단에 있다고 본다. 칼데라 내에만 제한되는 화성쇄설밀도류(PDC)에 수반되는 기저 역류(backflow)가 이 기구를 뒷받침해준다. 즉 PDC가 아마도 칼데라벽을 따라 올라갈 동안 이 밀도류에서 기저 역류가 분리되어 화구로 이동하는데(Kim *et al.*, 2014) 이 역류가 화도를 차단했을 것으로 생각된다. 대조적으로, 에피소드 V의 종식은 더 높은 정도의 합체 및 기포붕괴의 양상에 의해 표시되는데, 이들 관찰은 이 분출 종식에서 탈가스를 일으킨 휴지기를 지지한다. 이 분출의 종식은 가스배출에 의해 유도되는 분출 종식을 의미한다.

6. 결론

자료에 의하면 분화양식과 분화기구의 이동은 입도차이, 부석의 기공률 및 미조직 변화에 의해 인식될 수 있다. 말잔등에서 8.4 ka B.P.와 5.6 ka B.P.에 화산활동은 각각 수증기마그마성 활동으로 먼저 시작하여 분화양식이 마그마성 분화로 바뀌었고 장기간 휴지기로 되었다.

말잔등에서 수증기플리니언 활동은 일차적으로 화도에서 지하수가 마그마와 접촉으로 빠르게 가열되어 부피팽창에 의해 유발되었다. 이와 동시에 용리되는 마그마성 휘발성물질은 역시 이 수증기플리니언 사건 동안 팽창과 파쇄작용에 상당히 기여하였다. 따라서 파쇄작용의 위치는 아마도 지하대수층과 같은 레벨로 추정된다. 그리고 이 수증기플리니언 분화는 화도에서 마그마가 대수층 위로 올라와 파쇄면 위에 도달했을 때 지하수의 차단으로 인해 플리니언 분화로 전환되었다.

8.4 ka B.P.와 5.6 ka B.P.에 분출양식과 기구는 약간 다른 원인과 차이를 가지는 것 같다. 8.4 ka B.P. 즈음에, 수증기플리니언 활동은 아마도 마그마성 휘발성물질보다 지하수에 의한 높은 가스압력이 더 지배적으로 일어났다. 이때 마그마성 휘발성물질은 지하대수층의 레벨에서 멜트의 파쇄작용에 도달하지 못하였다. 플리니언 분화로 전환은 화도에서 마그마의 빠른 상승을 반영하는 기공률의 점진적 증가의 양상에 의해 표시된다.

대조적으로, 5.6 ka B.P. 즈음에 화도에서 용리되는 마그마성 휘발성물질에 의해 마그마성 폭발이 유

도될 찰나에, 수증기플리니언 분화는 마그마성과 수증기마그마성의 상호작용에서 유래되는 높은 압력의 가스가 원인이 되었다. 이때 마그마성 휘발성물질에 의한 파쇄작용의 위치는 아마도 지하대수층과 거의 같은 레벨에 있었다. 플리니언 분화로 전환은 멜트에서 투과성의 점진적 발달과 부분적 탈가스의 시작을 반영하는 기포붕괴의 양상에 의해 표시된다.

감사의 글

이 연구는 기상청 연구비(KMI2018-01610)에 의해 지원되었다. 한국지질자원연구원의 최근 지질도는 이 연구에서 야외작업의 시간단축에 크게 기여하였다. 밀도와 기공률은 안동대학교 세라믹실험실에서 측정되었다. 심사과정을 통하여 원고를 읽고 요긴한 지적과 건설적 비평을 해주신 한국지질자원연구원 김기범 박사님, 익명의 심사위원과 편집위원께 사의를 표한다.

REFERENCES

- Brenna, M., Price, R., Cronin, S.J., Smith, I.E.M., Sohn, Y.K., Kim, G.B. and Maas, R., 2014, Final magma storage depth modulation of explosivity and trachyte/phonolite genesis at an intraplate volcano: a case study from Ulleung Island, Republic of Korea. *Journal of Petrology*, 55, 709-747, <https://doi.org/10.1093/petrology/egu004>.
- Bursik, M.I., Woods, A.W., 1991, Buoyant, superbuoyant and collapsing eruption columns. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 45, 347-350.
- Carey, S. and Sigurdsson, H., 1989, The intensity of Plinian eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 51, 28-40.
- Cas, R.A.F. and Wright, J.V., 1987, *Volcanic successions: modern and ancient*. Allen and Unwin, London, 528 p.
- Cashman, K.V. and Mangan, M.T., 1994, Physical aspects of magmatic degassing. II. Constraints on vesiculation processes from textural studies of eruptive products. In: Carroll, M.R., Holloway, J.R. (Eds.), *Volatiles in Magmas*. *Rev. Mineral*, 30, 447-478.
- Cashman, K.V., Sturtevant, B., Papale, P. and Navon, O., 2000, Magmatic fragmentation. In: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, California, 421-429.
- Chun, J.H., Han, S.J. and Cheong, D.K., 1997, Tephrostratigraphy in the Ulleung Basin, East Sea: Late Pleistocene to Holocene. *Geosciences Journal*, 1, 154-166.
- Chun, J.H., Han, S.J., Cheong, D.K., Huh, S., Bahk, J.J. and Choi, D.L., 1998, Tephrostratigraphy of deep-sea sediments around submarine channels, northeastern Ulleung Basin. *Journal of Geological Society of Korea*, 34, 192-210 (in Korean with English abstract).
- Clarke, H., Troll, V.R. and Carracedo, J.C., 2009, Phreatomagmatic to strombolian eruptive activity of basaltic cinder cones: Montana Los Erales, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 180, 225-245.
- Dobran, F., 2001, *Volcanic Processes: Mechanisms in Material Transport*. Kluwer/Plenum Publishers, New York, 618 p.
- Eichelberger, J.C. and Izbekov, P.E., 2000, Eruption of andesite triggered by dyke injection: contrasting cases at Karymsky Volcano, Kamchatka and Mt. Katmai, Alaska. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358, 1465-1485.
- Gardner, C.A., Cashman, K.V. and Neal, C.A., 1998, Tephra-fall deposits from the 1992 eruption of Crater Peak, Alaska: implications of clast textures for eruptive processes. *Bulletin of Volcanology*, 59, 537-555.
- Hammer, J.E., Cashman, K.V., Hoblitt, R.P. and Newman, S., 1999, Degassing and microlite crystallization during pre-climactic events of the 1991 eruption of Mt. Pinatubo, Philippines. *Bulletin of Volcanology*, 60, 355-380.
- Hildreth, W. and Mahood, G.A., 1986, Ring-fracture eruption of the Bishop Tuff. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 396-403.
- Houghton, B.F. and Wilson, C.J.N., 1989, A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, 51, 451-462.
- Hwang, S.K., Hwang, J.H. and Kwon, C.W., 2012, Geological report of the Ulleungdo Sheet: scale 1:50,000. *Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources*, 84 p (in Korean with English abstract).
- Hwang, S.K. and Kim, S.W., 1995, Flow structures of intrusive welded tuff in Geumseongsan caldera. *Journal of Geological Society of Korea*, 31, 456-466 (in Korean with English abstract).
- Hwang, S.K., Lee, S.-J. and Ahn, U.S., 2019, Magmatic evolutions from compositional variations with time in the Maljandeung Tuff, Ulleung Island, Korea. *Journal of Petrological Society of Korea*, 28, 111-128 (in Korean with English abstract).
- Hwang, S.K., Lee, S.-J. and Han, K.H., 2018, Interpretation of volcanic eruption types from granulometry and component analyses of the Maljandeung Tuff, Korea. *Journal of Geological Society of Korea*, 54, 513-527 (in Korean with English abstract).

- Im, J.H., Shim, S.H., Choo, C.O., Jang, Y.D. and Lee, J.S., 2012, Volcanological and paleoenvironmental implications of charcoals of the Nari Formation in Nari Caldera, Ulleung Island, Korea. *Geosciences Journal*, 16, 105-114.
- Jaupart, C. and Allegre, C.J., 1991, Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 413-429.
- Kim, G.B., Cronin, S.J., Yoon, W.S. and Sohn, Y.K., 2014, Post 19 ka B.P. eruptive history of Ulleung Island, Korea, inferred from an intra-caldra pyroclastic sequence. *Bulletin of Volcanology*, 76:802, DOI 10. 1007/s00445-014-0802-1.
- Kim, K.H., Tanaka, T., Nagao, K. and Jang, S.K., 1999, Nd and Sr isotopes and K-Ar ages of the Ureungdo alkali volcanic rocks in the East Sea, South Korea. *Geochemical Journal*, 33, 317-341.
- Machida, H., Arai, F., Lee, B.S., Moriwaki, H. and Furuta, T., 1984, Late Quaternary tephra in Ulreung-do Island, Korea. *Journal of Geology*, 93, 1-14.
- Manga, M., Castro, J., Cashman, K.V. and Loewenberg, M., 1998, Rheology of bubble-bearing magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87, 15-28.
- Mangan, M.T. and 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, 1-18.
- Mangan, M.T., Cashman, K.V. and Newman, S., 1993, Vesiculation of basaltic magma during eruption. *Geological Society of America Bulletin*, 21, 157-160.
- Mangan, M.T. and Sisson, T., 2000, Delayed, disequilibrium degassing in rhyolite magma: decompression experiments and implications for explosive volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 183, 441-455.
- Marti, J., Soriano, C. and Dingwell, D.B., 1999, Tube pumices as strain markers of the ductile-brittle transition during magma fragmentation. *Nature*, 402, 650-653.
- Okuno, M., Shiihara, M., Nakamura, T., Kim, K.H., Domitsu, H., Moriwaki, H. and Oda, M., 2010, AMS radiocarbon dating of Holocene tephra layers on Ulleung Island, South Korea. *Radiocarbon*, 52, 1465-1470.
- Pinkerton, H. and Stevenson, R.J., 1992, Methods of determining the rheological properties of magmas at sub-liquidus temperatures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, 47-66.
- Polacci, M., Pioli, L. and 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, 418-432.
- Rust, A.C., Manga, M. and Cashman, K.V., 2003, Determining flow type, shear rate and shear stress in magmas from bubble shapes and orientations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122, 111-132.
- Shiihara, M., Torii, M., Okuno, M., Domitsu, H., Nakamura, T., Kim, K.H., Moriwaki, H. and Oda, M., 2011, Revised stratigraphy of Holocene tephra on Ulleung Island, South Korea, and possible correlatives for the U-Oki tephra. *Quaternary International*, 246, 222-232.
- Sparks, R.S.J., 1978, The dynamics of bubble formation and growth in magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3, 1-37.
- Spera, F.J., 2000, Physical properties of magma. In: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, California, 171-190.
- Suzuki-Kamata, K., Kamata, H. and Bacon, C.R., 1993, Evolution of the caldera-forming eruption at Crater Lake, Oregon, indicated by component analysis of lithic fragments. *Journal of Geophysical Research*, 98, 14059-14074.
- Walker, G.P.L., 1981, Plinian eruptions and their products. *Bulletin of Volcanology*, 44, 223-240.
- Wilson, C.J.N. and Hildreth, W., 1997, The Bishop Tuff: new insights from eruptive stratigraphy. *Journal of Geology*, 105, 407-439.
- Woods, A.W. and Bower, S.M., 1995, The decompression of volcanic jets in a crater during explosive volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 131, 189-205.

Received : April 11, 2020
 Revised : July 8, 2020
 Accepted : July 20, 2020