



저작자표시-비영리-변경금지 2.0 대한민국

이용자는 아래의 조건을 따르는 경우에 한하여 자유롭게

- 이 저작물을 복제, 배포, 전송, 전시, 공연 및 방송할 수 있습니다.

다음과 같은 조건을 따라야 합니다:



저작자표시. 귀하는 원저작자를 표시하여야 합니다.



비영리. 귀하는 이 저작물을 영리 목적으로 이용할 수 없습니다.



변경금지. 귀하는 이 저작물을 개작, 변형 또는 가공할 수 없습니다.

- 귀하는, 이 저작물의 재이용이나 배포의 경우, 이 저작물에 적용된 이용허락조건을 명확하게 나타내어야 합니다.
- 저작권자로부터 별도의 허가를 받으면 이러한 조건들은 적용되지 않습니다.

저작권법에 따른 이용자의 권리는 위의 내용에 의하여 영향을 받지 않습니다.

이것은 [이용허락규약\(Legal Code\)](#)을 이해하기 쉽게 요약한 것입니다.

[Disclaimer](#)

碩士學位論文

제주도 송악산 응회환의
분출 및 퇴적환경

濟州大學校 大學院

地球海洋科學科

尹 優 皙

2014年 8月

제주도 송악산 응회환의 분출 및 퇴적환경

指導教授 尹 錫 勳

尹 優 皙

이 論文을 理學 碩士學位 論文으로 提出함

2014年 6月

尹優皙의 理學 碩士學位 論文을 認准함

審査委員長 _____ (印)

委 員 _____ (印)

委 員 _____ (印)

濟州大學校 大學院

2014年 6月

Eruptive and depositional environment of the
Songaksan tuff ring, Jeju Island

Woo Seok Yoon
(Supervised by professor Seok Hoon Yoon)

A thesis submitted in partial fulfillment of the requirement for the
degree of Master of Science

2014. 8.

This thesis has been examined and approved.

Department of Earth and Marine Sciences
GRADUATE SCHOOL

JEJU NATIONAL UNIVERSITY

목 차

List of Figures	iii
List of Tables	v
Abstract	vi
제1장 서론	1
제2장 지질개요	4
2.1 제주도	4
2.2 송악산	5
제3장 연구방법	8
3.1 야외조사	8
3.2 입도분석	8
3.3 퇴적상분석	11
3.4 연대분석	11
제4장 연구결과	13
4.1 송악산 응회환 전체 층서	13
4.1.1 층단위 A	13
4.1.2 층단위 B	15
4.1.3 층단위 C	15
4.1.4 층단위 D	15
4.1.4 층단위 E	16
4.2 입도 분석	16

4.2.1 입도 특성	16
4.3 퇴적상분석	20
4.3.1 피복층리 응회암	22
4.3.2 거대연흔 화산력 응회암	22
4.3.3 희미한 층리 화산력 응회암	26
4.3.4 점이층리 화산력 응회암	27
4.3.5 곡사층리 화산력 응회암/응회암	29
4.3.6 언덕사층리 화산력 응회암	34
4.3.7 부가화산력	36
4.4 연대분석	38
4.5 퇴적상조합	40
4.5.1 상조합 1	41
4.5.2 상조합 2	43
제5장 토의	47
5.1 송악산 응회환 연대	47
5.2 현세중기 해수면	48
5.3 층단위 A 퇴적환경	51
5.4 송악산 응회환 분출주기	52
제6장 결론	55
참고문헌	57
국문요약	65
감사의 글	66

List of Figures

Fig. 1. Maps showing the location of the study area and lithostratigraphic units in the Songaksan area. Modified from Sohn et al. (2001) and Park et al. (2000b).	3
Fig. 2. Schematic cross-section of Songaksan tuff ring. See Fig. 1 for location.	7
Fig. 3. Sampling locations for age dating and grain-size analysis.	9
Fig. 4. (A) Graphic column of sedimentary unit in the Songaksan tuff ring. (B) Overview of the outcrop section in the study area	14
Fig. 5. Variation of textural characteristics in Unit A.	18
Fig. 6. Classification of tuff samples from Unit A. The classification scheme modified from Fisher (1966).	19
Fig. 7. Textural characteristics of tuff samples from Unit A	19
Fig. 8. Columnar section and sedimentological characteristics of subunits within Unit A.	20
Fig. 9. Photo (A) and line-drawing (B) of megaripple-bedded lapilli tuff (Facies mrLT).	24
Fig. 10. Sampling point (A), shell-bearing rock sample (B) and shell fragments (C) for age dating.	25
Fig. 11. Photo (A) and line-drawing (B) of diffusely-bedded lapilli tuff.	27
Fig. 12. Outcrop photos of graded lapilli tuff (Facies gLT). (A) Inverse graded lapilli tuff. (B) Symmetric grading (normal to inverse). (C) Inverse graded lapilli tuff. (D) Multiple inverse grading.	29
Fig. 13. Photo (A) and line-drawing (B) of trough cross-stratified lapilli tuff (Facies txLT).	31
Fig. 14. Mud drape of Facies txLT (A4p).	32
Fig. 15. Outcrop photos showing alternating primary tuff and reworked tuff (A, B, C, D) and stratified tuff of reworked subunit (E, F, G, H).	33
Fig. 16. Photos of outcrop section. (A) Erosional surfaces in Unit B and C. (B) Slumped block in HCS. (C) Reworked tuff margin in Unit B. (D) Hummocky and	

swaley cross-stratification in HCS.	35
Fig. 17. Outcrop photos showing ash-accretion texture (A, B, C, D) and distribution of accretionary lapilli in Unit A (E, F, G).	37
Fig. 18. Facies association of Unit A	40
Fig. 19. Photos of facies association 1, alternating primary tuff and reworked tuff.	43
Fig. 20. Photos of facies association 2. (A) Rain drop mark on the bedding plane of A9p. (B) Bird track on the bedding plane of A8p. (C) Impact sag and prod mark on the bedding plane of A8P. (D, E, F) Facies hcLT.	46
Fig. 21. Photos showing the locations of sea level in fair-weather (A) and storm-weather (B) conditions. Stratigraphic boundaries are also indicated in Figure A.	49
Fig. 22. Holocene sea-level fluctuations in the East Asia (A and B), Maly-Thai (C), and South Africa (D). Modified from Sohn et al. (2002), Zong (2004), Horton et al. (2005) and Woodroffea and Horton (2005).	50
Fig. 23. Reconstruction of eruption activities in the Songsaksan tuff ring.	54

List of Tables

Table. 1. Clast size-based genetic nomenclature for common types of volcanoclastic deposits. Modified from Folk and Ward (1957), Fisher (1966) and Sohn (1989).	10
Table. 2. Results of grain-size analysis in Unit A.	18
Table. 3. Sedimentary facies of Unit A.	21
Table. 4. Results of age dating	39

Abstract

Eruptive and depositional environment of the Songaksan tuff ring, Jeju Island

Explosive volcanic eruptions commonly result in rapid aggradation of pyroclastic materials in a very short period of time, allowing for the preservation of the details of the deposition history. The Songaksan mount, located at the southwestern coast of Jeju Island, Korea, is a typical tuff ring formed by phreatomagmatic activity in the middle Holocene when the sea level was almost identical to that at present. The purpose of this study is to unravel the depositional processes of the 150 cm-thick basal portion of the medial-distal rim beds of the tuff ring, which comprises nineteen units of alternating primary and reworked volcanoclastic deposits. Primary volcanoclastic units show pinching-and-swelling but laterally continuous bed geometry and a variety of deposit features such as migrating megaripple bedforms, accretionary lapilli, impact sags, and various grading patterns, suggesting deposition from pyroclastic surges and falls in a subaerial condition. On the other hand, reworked volcanoclastic units are ripple cross-laminated and better sorted (fines depleted) with intercalating mud drapes, indicative of reworking of volcanic debris and winnowing of fines by marine waves and currents. These two groups of facies alternate seven times and then pass upward into the wholly subaerial pyroclastic surge deposit with raindrop marks and footprints of birds on the bedding planes in between. This facies transition suggests repetitive marine reworking of pyroclastic material during the deposition of the lowermost rim beds of the tuff ring in an intertidal zone.

Considering the short duration of monogenetic volcanic activity, it is inferred that the alternating deposition of the primary (subaerial) and reworked (submarine) units occurred within "seven days~fifteen days", and that the daily fluctuations of the sea level due to tides were responsible for the alternation of the facies. This study implies that coastal tuff rings and tuff cones can provide high-resolution information of paleo-sea levels, which cannot be obtained by the study of non-volcanic deposits.

제1장 서론

수성화산활동(hydrovolcanic activity)은 고온의 마그마와 물의 상호작용을 통해 형성되는 폭발적 화산활동이며, 마그마의 분출여부에 따라 증기분출(phreatic)과 증기마그마 분출(phreato magmatic)로 구분된다. 수성화산분출을 통해 분출된 화산쇄설물은 화쇄류 또는 화쇄난류에 의해 운반, 퇴적되어 응회환(tuff ring), 응회구(tuff cone), 마르(maar)와 같은 응회암 화산체를 주로 형성한다(Fisher and Schmincke, 1984; Lorenz, 1986; Cas and Wright, 1987, White, 1991; Zimanoweski et al., 1997; Wohletz, 2002). 이 중 응회환과 응회구는 화구륜의 직경 대 높이의 비율과 기저면의 고도 그리고 사면의 경사 등의 기준을 통해 구분되며, 마르는 응회환과 유사하나 화구의 기저면이 주변 지표면보다 낮게 형성되는 특징이 있다(Wohletz and Sheridan, 1983; Kokelaar, 1986; Sohn, 1996).

폭발적인 화산분출에 의해 생성되는 화산쇄설물은 일반적인 퇴적암에 비해 짧은 기간 안에 많은 양이 주변지역에 공급되며, 짧게는 수 일, 길게는 수 개월 동안에 화산체를 형성한다(Fisher and Smith, 1991; Simkin and Siebert, 2000; White, 2000). 현재 진행되고 있는 연대분석 기술은 오차의 범위가 최소 수 십년 이상이 발생하는 이유로 화산체의 형성기간 및 주기를 과거에 형성된 화산체를 통해 알아내는 것은 매우 힘들다. 하지만 최근 보고된 서귀포층 노두는 화산쇄설물에서 퇴적학적 방법을 통해 화산체의 형성기간 및 주기 파악이 가능함을 보여주고 있다(Sohn and Yoon, 2010). 서귀포층 노두 중 화산쇄설물로 구성된 층단위는 화산쇄설물의 일차퇴적상과 이차(재동)퇴적상으로 구성되어 있으며, 퇴적상 분석을 통해 과거 화산의 분출 간격을 파악하였다. 화산쇄설물은 일반적인 쇄설성 퇴적물에 비해 높은 퇴적률을 보이며 이로 인해 분출 지역의 주변환경과 퇴적과정 등 다양한 정보들이 고해상도로 보존되는 경우가 있다. 이러한 화산학적 특징을 통해 이 지역의 평상시 환경 퇴적과정(fair-weather process)과 분출기록 등을 알아낼 수 있다. 이와 같은 정밀 분석은 화산이라는 특수한 환경에서 가능하다(Sohn and Yoon, 2010). 특히 연안 또는 호수 환경에서 형성되는 수성화산체는 분출 당시의 해양 및 호수 환경에 대한 고해상도의 정보가 보존되어 있으며, 연안환경에

서 형성된 수성화산체의 퇴적학적 분석을 통해 과거 화산에 대한 정보 뿐만 아니라 퇴적 환경에 대한 고해상도의 분석이 가능할 것이다.

제주도 남서부 해안에 위치한 송악산(Fig. 1)은 수천 년 전 천해환경에서 수성화산분출로 형성된 단성화산체이며, 형태학적으로 응회환에 해당된다(Chough and Sohn, 1990; Sohn et al., 2002). 송악산 응회환은 화쇄난류에 의해 퇴적되었으며, 이는 화쇄난류의 진행에 따른 흐름 특성의 변화를 잘 보여주는 노두 중 한 곳이다. 이 지층은 화산에 의해 형성되는 다양한 퇴적구조와 해양환경에서 나타나는 퇴적구조들이 서로 교호하며 나타난다. 이는 서귀포층과 상당히 유사한 퇴적상이며, 퇴적학적 분석을 통해 과거 송악산의 초기 화산 분출 주기와 연안환경에 대한 정보를 파악할 수 있을 것이라 생각된다. 또한 이 층에 나타나는 복족류 화석의 연대분석을 통해 송악산 초기 분출 연대를 파악할 수 있다.

이번 연구는 송악산 응회환 최하부에 대한 세밀한 야외기재와 퇴적상 분석 그리고 연대분석 등을 통하여 본 층에 대한 분출 및 퇴적과정을 해석하고, 하부에 포함된 천해화석의 연대 분석 결과를 사용하여 분출 초기 연대를 추론해 보고자 한다. 나아가 단성화산이 가지고 있는 일반적인 특징을 기초로 하여 분출 당시의 해양환경에 대한 기록을 해석함에 있어 연안환경에서 형성되는 수성화산체의 중요성을 알리고자 한다.

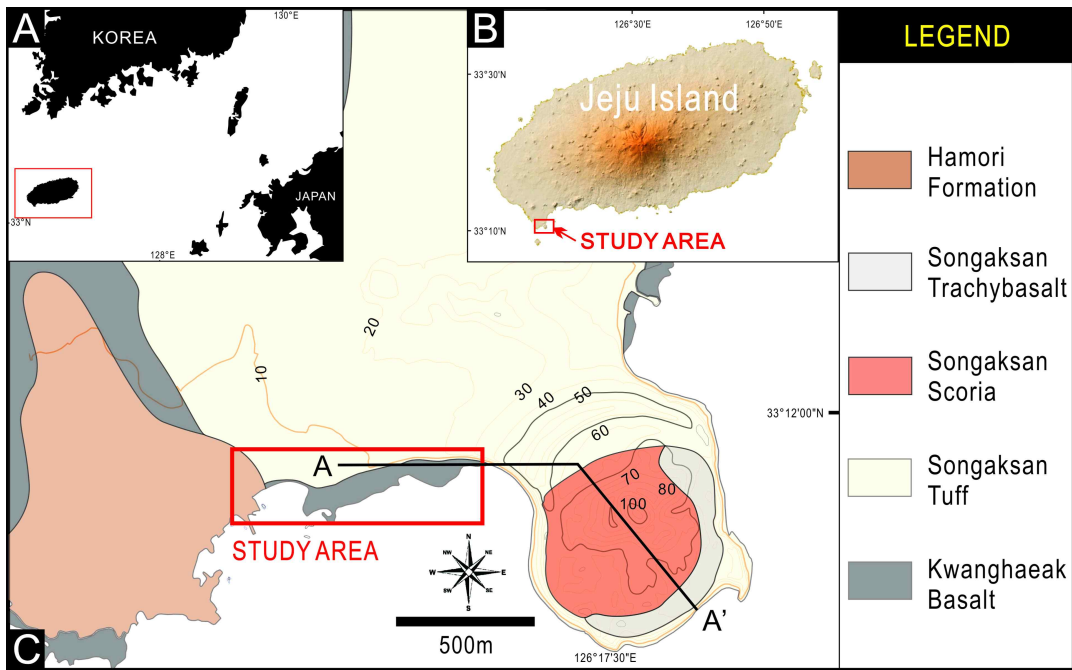


Fig. 1. Maps showing the location of the study area and lithostratigraphic units in the Songaksan area. Modified from Sohn et al.(2002) and Park et al.(2000b).

제2장 지질개요

2.1 제주도

제주도는 약 180만 년 전 대륙붕에서 발생한 지판내부 화산활동(intraplate volcanism)에 의해 형성된 화산체로서, 지표에는 용암분출에 의한 화산암과 화산쇄설암(응회암) 및 퇴적암이 분포하며(Won, 1976; Park et al., 2000) 지하에는 하위로부터 기반암, U층, 서귀포층, 용암류 화산암층 순으로 나타난다(Koh, 1997; Park et al., 2000a).

최하부에 분포하는 기반암은 주로 중생대 및 신생대 제3기 화강암류와 화산쇄설암(용결응회암)로 구성되며, 이들은 심부 시추코어나 화산암류 내 이질암편으로 확인된다(Ahn et al., 1995; Yun et al., 1998; Jeon, 2009). 기반암 상부에는 분급이 양호한 세립질 모래와 이질퇴적물로 구성된 미고결의 U층이 나타난다. U층은 제주도 동부지역에서 화산암류 하부에 존재하며, 나머지 지역에서는 서귀포층 직하부에 위치한다(Koh, 1997). U층은 파도나 조석작용을 받았던 천해 대륙붕 환경에서 형성되었던 것으로 추정되며, 화산기원 광물의 풍화로 형성되는 스�멕타이트와 같은 점토광물이 관찰되지 않아 화산활동 이전에 형성된 층으로 해석되고 있다(Koh, 1997; Park and Koh, 2004).

U층의 상부에는 현무암질 화산쇄설물과 해양생물의 화석을 포함한 서귀포층이 평균 100 m 두께로 제주도 지하 전역에 분포하며(Koh, 1997; Koh et al., 2013), 천해 대륙붕 환경에서 수성화산활동의 직·간접적인 결과에 의해 형성되었다(Sohn and Park, 2004). 서귀포층은 퇴적환경에 따라 육상의 화산쇄설물의 해저로 흘러 들어가면서 쌓여 형성된 화산퇴적층과 연안 및 대륙붕 등 다양한 천해 퇴적환경에서 형성된 해성퇴적층으로 구성된다(Sohn and Park, 2004; Yoon and Chough, 2006; Sohn et al., 2008a). 서귀포층의 형성시기는 고생물학적 연구와 서귀포층 상부에 놓인 용암의 절대연령 측정을 통해 신생대 제4기에 쌓인 지층으로 알려져 있다(Lee et al., 1994; Yi et al., 1998; Khim et al., 2000; Kim and Lee, 2000; Khim et al., 2001; Kang, 2003; Sohn et al., 2008).

서귀포층 상부에는 현무암질에서 조면암질에 이르는 다양한 용암류가 제주도 전역에 걸쳐 분포하고 있으며(Lee et al., 1994; Park and Koh, 2004; Choi et al., 2006), 각 용암단위는 평균 3~5 m의 두께로 누적되어 해수면 하 40~150 m의 깊이까지 분포하는 것으로 보고된다(Koh, 1997; Koh et al., 2004; Koh et al., 2008; Park et al., 2000a; Park et al., 2000b). 한편, 제주도의 지표에는 350여개의 분석구(scoria cone)와 10 여개의 응회환(tuff ring) 및 응회구(tuff cone)가 산재한다(Park et al., 2000b).

제주도의 화산활동에 대한 해석은 과거에 지판 내부의 열점활동으로 보았지만(Lee, 1982), 최근에는 제주도 전체가 하나의 순상화산체로 해석하는 시각과는 달리 개별적인 단성화산체들이 모여 형성된 현무암질 화산지대에 해당한다는 주장도 있다(Brenna et al., 2010, 2011, 2012a, 2012b). 고기원 외(2013) 연구에서는 시추코어와 화산암류 노두 시료의 암석 성분 및 전암 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 연대 자료를 근거로 제주도의 화산활동사를 새롭게 제시하였는데, 용암분출을 통한 화산활동은 서귀포층을 층준으로 크게 퇴적동시기(약 1.88~0.5 Ma)와 퇴적이후 화산활동기(0.5 Ma ~ Holocene)로 구분되었으며, 제주도는 한라산체를 중심으로 하는 복성 복합 화산체와 수많은 오름으로 대변되는 단성화산체로부터 분출한 용암류 및 화산쇄설물이 퍼즐조각과 같이 합쳐지고 층상으로 누적되어 형성된 것으로 해석 하였다.

2.2 송악산

층서학적으로 송악산이 위치한 제주도 남서부 일대는 광해악현무암, 송악산응회암, 하모리층, 사구층의 순서로 되어 있다(Fig. 1; Park et al., 2000). 광해악현무암은 안덕면 서광리에 위치한 광해악에서 분출한 용암이며, 제주도 서남부지역을 광범위하게 피복한다(Cho et al., 2005). 광해악현무암은 감람석과 장석이 풍부하며, 암석화학적으로 쏘레아이트 안산암(tholleitic andesite)에 해당된다. 송악산의 기저를 이루는 광해악현무암은 용암대지(basalt plateau) 형태로 발달하며, 튜물러스(tumulus), 밧줄구조(ropy structure)가 나타나는 전형적인 파호이호이(pahoehoe)

용암의 특성을 보인다(Park et al., 2000). 송악산은 응회환과 분석구(scoria cone) 그리고 용암연(lava pond)으로 구성된 복합형 화산체이며, 하부로부터 응회암, 분석층1, 조면현무암, 분석층2 순으로 구성된다(Chough and Sohn, 1990, Hwang et al., 1992; Hwang, 2000; Hwang et al., 2001; Sohn et al., 2002). 송악산을 구성하고 있는 응회환은 수성분출 의해 형성되었으며, 최대 80 m 두께의 화산력 응회암 및 응회암층이 분화구를 중심으로 약 3 km 반경 안에 분포하고 있다. 폭발적 분출을 통해 형성된 화산쇄설물은 빠른 속도의 화쇄난류에 의해 운반되어 화도(vent) 주위에 누적되면서 응회환이 형성되었다. 화도 부근(proximal part)에서는 고농도의 화쇄난류가 끈짐 상태로 이동하던 화산쇄설물들을 빠른속도로 퇴적시켜 괴상(massive)의 층을 주로 만들었으며, 이후 화쇄난류가 하류로 이동함에 따라 부유하던 쇄설물들이 낙하하고 유입된 공기와 섞여 점점 희석되어 난류성 흐름으로 변하여 중간부(medial part)에서 파동층리, 이후 말단부(distal part)에서는 평행층리로 퇴적상의 변화를 보여준다(Chough and Sohn, 1990). 한편, 분석구는 송악산 분화구 내부에 위치하며, 해발고도 104 m, 직경 400 m의 소규모 원추형 화산체로 나타난다. 분석층1과 분석층2는 주로 암갈색의 암괴, 화산탄, 암갈색과 빨간색의 스패터(spatter) 및 분석(scoria)으로 구성되어 있다(Hwang, 2000; Hwang et al., 2001; Sohn et al., 2002). 분석구들은 미약한 층리를 보이며, 스패터들은 서로 접촉되어 있다. 응회환 화구륜과 분석구 사이의 용암연은 수 개의 용암류로 구성되어 있는데, 이들 용암류들은 휘석, 장석, 감람석 등의 반정을 포함하는 조면현무암에 속하며 드물게 초염기성 포획체를 포함하고 있다(Hwang et al., 2001). 분화구 내부에 위치한 용암층의 두께는 북서부와 남동부 35 m, 북동부와 서부 50 m로 나타난다. 이 용암연은 폭발성 없이 마그마가 계속적으로 공급이 되어 기존의 지형을 따라 용암이 흐르다가 이러한 용암은 응회부 외륜에 의해 가로막혀 형성된 것으로 보고되었다(Fig. 2; Hwang, 2000; Hwang et al., 2001).

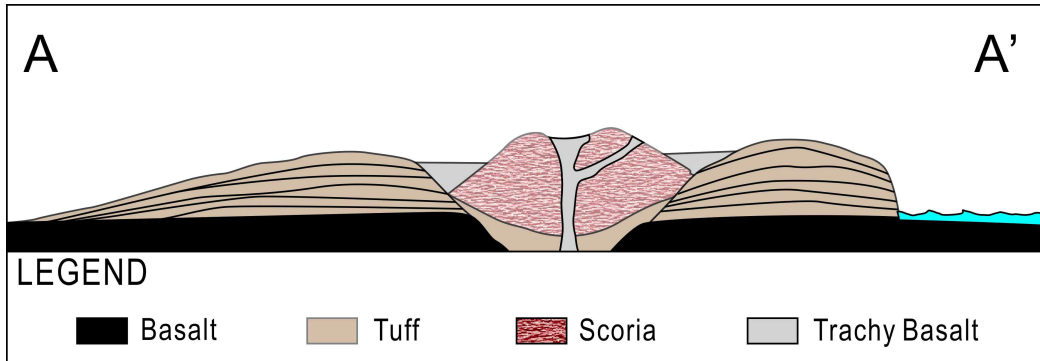


Fig. 2. Schematic cross-section of Songaksan tuff ring. See Fig. 1 for location.

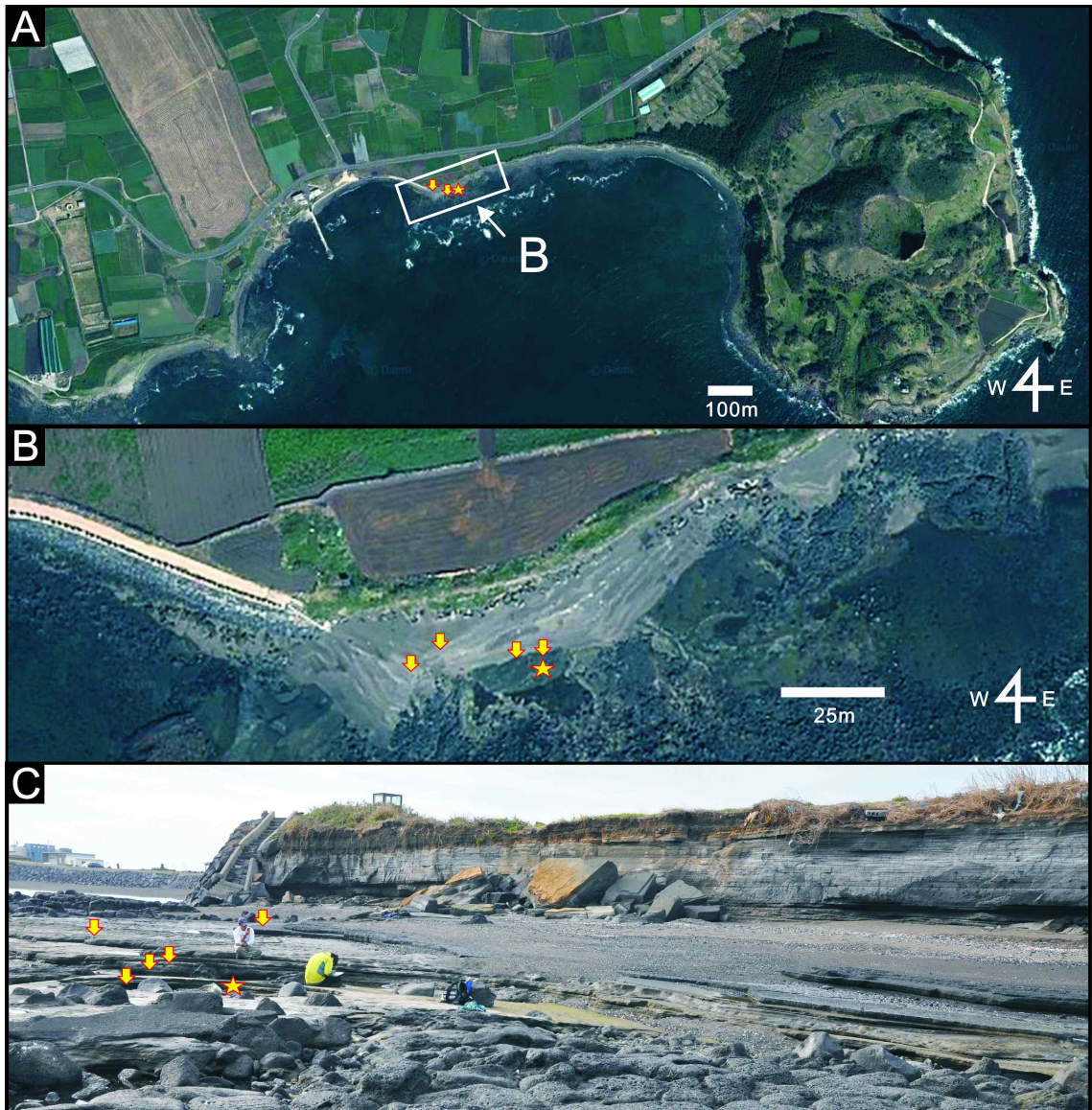
제3장 연구 방법

3.1 야외조사

송악산응회암층의 퇴적환경과 퇴적기작(mechanism)을 규명하기 위해 2012년 9월부터 총 6개월 간 송악산 분화구 서쪽 1 km 지점에서 야외조사를 실시하였다. 야외조사에서 지층의 퇴적학적 특징을 기재하고 1:5 축척의 주상도를 작성하였다. 또한 탄소동위원소 연대분석을 위하여 복족류 시료를 채취하였으며, 층단위 A의 세부퇴적단위에서의 화산쇄설물의 조직적 특성을 밝히기 위해 12개의 입도 분석용 미고화퇴적물 시료를 채취하였다(Fig. 3).

3.2 입도분석

퇴적물 입도 분석은 Ingram(1971)과 Galehouse(1971)가 제시한 방법에 따라 실시하였다. 먼저 시료 40~50 g 을 취하여 500 ml 비커에 담고 회석법에 의하여 용해성 염분을 제거한 후 유기물 분해 및 입자 분산을 유도하기 위해 6% 과산화수소를 가하였다. 응회암은 일반 해저 퇴적물보다 고화 되어 있어 과산화수소와 반응하는 상태로 초음파분쇄를 통해 입자 분리를 유도 하였다. 유기물 분해 반응이 끝나 거품이 올라오지 않을 때 까지 실온에서 기다린 후, 가열판을 90℃로 설정하여 재반응을 시켰다. 반응이 끝난 후 실온에서 냉각을 하였으며 증류수를 채워 시료를 가라앉힌 후, 위에 놓인 상등액을 따라버렸다. 이 과정을 세 번 반복을 하여 건조기에 90℃ 온도를 설정한 뒤 퇴적물을 건조 하였다. 건조된 퇴적물은 건식체질법으로 입도분석을 실시하였으며, -2Ø에서 4Ø 규격의 체를 진탕기에 끼운 뒤 10분 동안 체질을 하였다. 체질이 끝난 후 각 체에 모아진 시료는 0.001 g 까지 무게를 재어 입도분석지에 기록 하였다. 조직 표준치는 Folk and Ward(1957)의 방법으로 산출 후 Fisher(1966)의 화산암 분류기준에 적용하였다 (Table. 1).



Note: ★ Sampling location of ^{14}C age dating ↓ Sampling location of grain-size analysis

Sample name	Method of analysis	Location	Type
S1, S2, S3	^{14}C age dating	33° 12'0.17"N 126° 16'46.16"E	Shell fragments
A1b, A2r, A3p, A3r1, A3r2, A4p, A4r, A5p	Grain-size analysis	33° 12'0.17"N 126° 16'46.16"E	Tuff
A5r, A6p, A6r, A7p, A7r, A7p2, A7r2	Grain-size analysis	33° 12'0.25"N 126° 16'46.30"E	Tuff

Fig. 3. Sampling locations for age dating and grain-size analysis.

Table 1. Clast size-based genetic nomenclature for common types of volcanoclastic deposits. Modified from Folk and Ward (1957), Fisher (1966) and Sohn (1989).

Clast size		Non-volcanics	Pyroclastics	
mm	∅		Unconsolidated tephra	Consolidated pyroclastic rock
256	-8	Boulder	Coarse block (angular) Coarse bomb (rounded)	Agglomerate (bomb present) pyroclastic breccia
64	-6	Cobble	Fine block Fine bomb	
16	-4	Pebble	Coarse lapilli	Lapilli stone (or lapilli tuff breccia)
4	-2		Medium lapilli	
2	-1	Granule	Fine lapilli	Coarse tuff
	0	Very coarse sand	Coarse ash	
	1	Coarse sand		
0.5	1	Medium sand	Medium ash	Fine tuff
0.25	2	Fine sand		
0.125	3	Very fine sand		
0.0625	4	Mud	Fine ash	

3.3 퇴적상 분석

서로 다른 환경에서 형성된 퇴적물은 각기 다른 퇴적기작을 통해 퇴적 그리고 고화되어 퇴적암을 형성하며, 근원지 및 퇴적지의 지형적 요인 및 환경적 요인 그리고 퇴적기작의 특성 차이로 인해 입도 및 구성성분 그리고 퇴적구조의 차이가 나타난다. 이렇게 퇴적암의 입도 및 구성성분, 퇴적구조, 고생물의 유무 등에 의해 뚜렷하게 구분되는 특징을 종합적으로 퇴적상이라 하며, 이는 특정한 퇴적 환경에서 물리, 화학, 생물학적 요소의 영향에 의해 형성된 것으로 퇴적암이 형성될 당시의 환경을 지시한다(Reading and Levell, 1996). 퇴적상조합은 기원적으로 또는 퇴적환경적으로 서로 연관된 퇴적상들의 그룹으로 정의된다(Reading, 1986). 송악산 응회환의 퇴적상은 입도 및 퇴적구조 그리고 구성성분 등을 기초로 하여 구분하였으며, 기원적 또는 퇴적환경적으로 연관된 퇴적상조합을 만들어 상조합별로 구분을 하였다.

3.4 연대 분석

탄소동위원소 연대측정은 물질 중의 ^{14}C 의 비를 측정, 즉 ^{14}C 의 반감기를 이용하여 물질의 생성연대를 측정하는 방법이다. 일반적으로 ^{14}C 의 반감기는 약 5,600년이며, 생물이 고사하는 등의 이유로 외부와의 탄소출입이 정지되면 안정동위원소 ^{12}C 의 수는 변하지 않으나, 방사성탄소인 ^{14}C 의 수는 줄어들게 되고 이는 줄어드는 양만큼 다시 ^{14}N 으로 환원된다. 이러한 원리를 통해 퇴적물의 탄소동위원소 연대측정은 주로 탄산염 성분으로 구성된 조개껍질, 유공충 골격이나 초목편이나 토탄 등과 같은 유기질 입자를 주 이용하여 이루어진다.

방사성탄소 연대측정법이 성립하기 위해서는 다음의 세 가지 가정이 성립하여야 한다. 첫째, 방사성탄소가 반감기인 5,730년에 비해 짧은 시간에 전체 자연계에 퍼져 평형을 이루어야 한다. 둘째, 대기 중의 방사성탄소 생성비율이 오랜 기간동안 일정해야 한다. 셋째, 활성적인 탄소저장공간의 방사성탄소 출입과 붕괴율이 평형상태를 이루어야 한다. 이러한 가정들은 대체로 잘 성립함이 밝혀져 있

으며 일부는 보정이 가능하다.

방사성탄소연대 분석을 위한 3점의 복족류 시료는 서울대학교 기초과학공동기
기원에 의뢰를 하였다. 전처리 과정에서는 복족류의 오염제거 후, 인산과 반응을
통해 흑연을 추출한다. 흑연화 형태의 표적은 순수한 탄소와 철의 혼합물로 오염
이 적으며, 연전달이 우수하여 다른 형태의 시료보다 10배 이상의 음이온 인출이
가능한 이유로 많이 사용된다. 시료의 연대 측정 값은 각 시료마다 총 세 번의
측정 결과를 평균한 값을 내었다. 시료 준비 과정과 측정 과정에서 발생하는 동
위원소 비의 변화를 기준치 $\delta^{13}\text{C} = -25\%$ 로 보정하여 값을 도출하였다.

제4장 연구결과

4.1 송악산 응회환 전체 층서

송악산 응회환에서는 괴상 구조, 역점이 층리 및 정점이 층리, 파동층리, 평행층리 등 다양한 퇴적구조와 화산탄, U자형 침식구조, 부가화산력 등의 소규모 퇴적구조가 나타나며, 화구륜으로부터 멀어짐에 따라 규칙적인 퇴적상의 변화가 관찰된다. Chough and Sohn(1990)에서는 거리에 따른 퇴적상의 변화에 따라 화구륜으로부터 약 400 m 지점까지 두부(proximal part), 400m 지점에서 900 m 지점까지 중간부(medial part), 900 m 지점에서 1.5 km 까지 말단부(distal part)로 구분되었다. 두부에서는 괴상이거나 희미한 층리 화산력 응회암, 중간부에는 층상 응회암 및 파동층리 응회암, 말단부에는 평행층리 응회암 및 부가화산력이 밀집한 응회암이 나타난다(Chough and Sohn, 1990). 본 연구에서는 응회환 중간부 중심에서 퇴적상, 침식면, 구성성분, 색상 등을 기초로 하여 5개의 층단위를 수직적으로 구분하였다(Fig. 4).

4.1.1 층단위 A

층단위 A는 송악산 응회환의 최하부에 위치하며 간조 시 간헐적으로 노출된다. 두께는 약 1.8m이며, 입도는 세립질 화산재부터 조립질 화산력까지 다양한 크기의 화산쇄설물로 구성되어 있다. 희미한 층리(diffusely bedding), 거대연흔층리(mega-rippled bedding) 및 연흔 사층리(ripple cross-stratification) 등 퇴적구조와 새발자국(bird track)과 빗방울 자국(rain drop mark), 침식연흔(adhesion ripple) 등이 관찰된다. 층단위의 대부분은 화산암 분류 기준으로 화산력 응회암(lapiili tuff)에 해당하며, 층단위 하부는 화산력 응회암층과 응회암층이 서로 교호하며 나타난다. 층단위 A는 퇴적구조 및 쇄설물의 조직적 특성 그리고 색상 차이 등을 기초로 하여 19개의 세부 층단위로 구분하였다. 층단위 하부에는 다량의 복족류 화석

이 나타나며, 기존 연구에서 층단위 A는 송악산 분출 이전에 형성된 천해환경 화석을 포함하는 재동층이라 해석되었다(Cho et al., 2005; Kim and Kim, 2006).

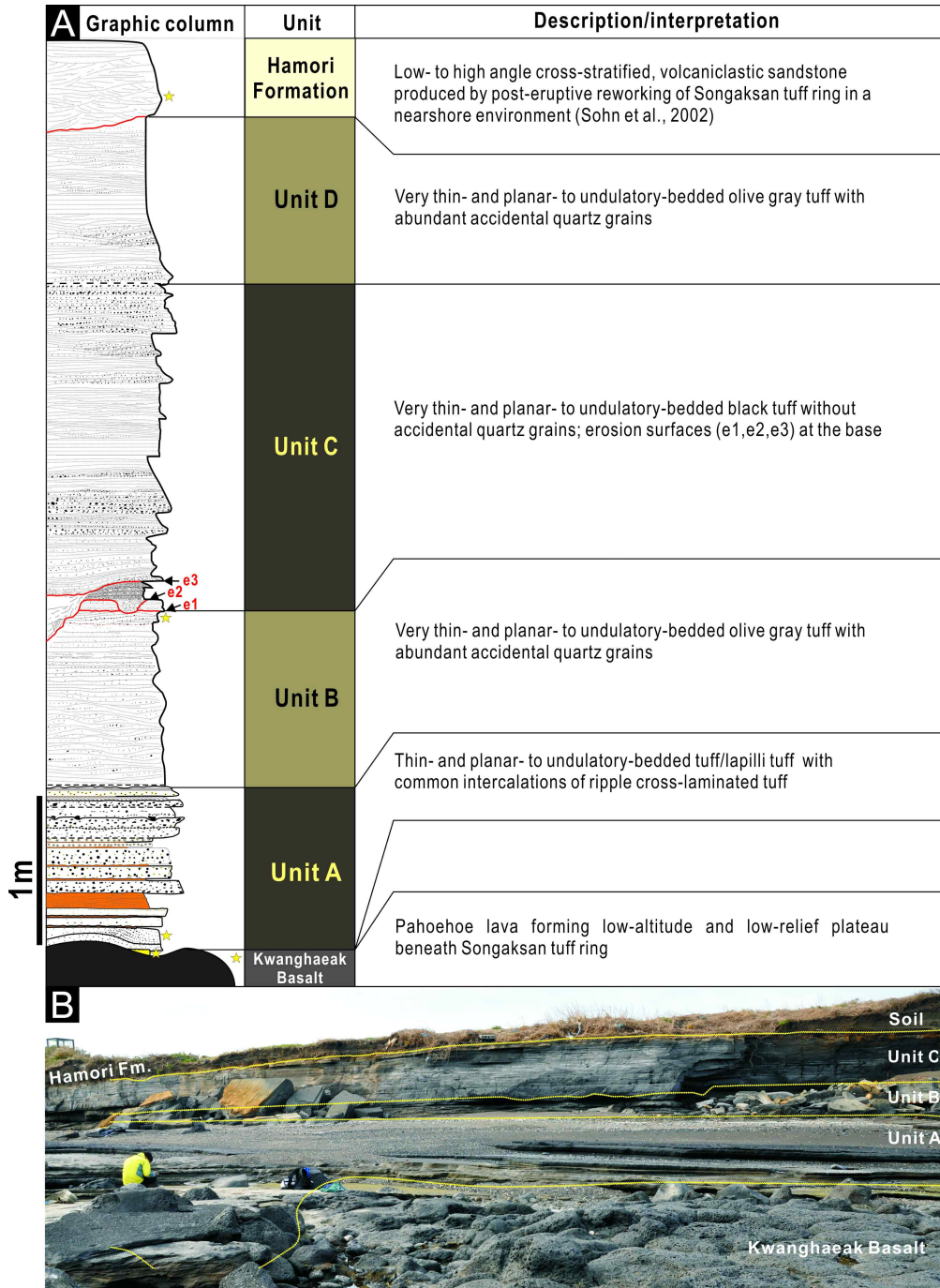


Fig. 4. (A) Graphic column of sedimentary unit in the Songaksan tuff ring. (B) Overview of the outcrop section in the study area.

4.1.2 층단위 B

층단위 B는 중립질 화산재부터 세립질 화산력 크기의 화산쇄설물로 구성된 화산력 응회암이다. 중간부에서 약 1.3 m 두께로 나타나며, 괴상층(massive bed), 평행층리(planar bedding), 역점이층리(inverse graded bedding), 파동층리(wave bedding) 등 다양한 퇴적구조가 나타난다. 이 층단위는 하부에 놓인 층단위 A와 달리 밝은 갈색을 띠며, 화산체의 말단부로 갈수록 두께는 감소한다. 화쇄난류의 운반 및 퇴적에 따라 두부에서의 괴상구조 층, 중간부에서의 파동층리, 말단부에서 평행층리로의 퇴적구조변화가 나타난다(Chough and Sohn, 1990). 층단위 A와 B의 경계에서는 뚜렷한 침식면은 확인이 되지 않지만, 하부 층단위와 퇴적물의 조직적 특성 및 석영입자의 함량 차이 그리고 퇴적구조를 통해 구분된다.

4.1.3 층단위 C

층단위 C는 중립질 화산재부터 조립질 화산재까지의 크기를 갖는 화산쇄설물로 구성되며 화산암 분류기준(Fisher, 1966)에 의해 응회암으로 분류된다. 괴상층, 평행층리, 파동층리, 역점이층리 등 다양한 퇴적구조가 나타나며 중간부에서 약 1.5 m 두께를 가진다. 다른 층단위와 달리 말단부까지 연장성이 확인되며 화쇄난류 운반기작에 따라 두부에서는 괴상층, 중간부의 파동층리, 말단부의 평행층리 순으로 퇴적상 변이가 나타난다. 이러한 상변화는 지면환경에서의 화쇄난류에 의한 퇴적을 지시하며(Chough and Sohn, 1990), 퇴적 이전의 형성된 침식면에 의해 하부 층단위와 뚜렷하게 구분된다. 뿐만 아니라 층단위 C는 어두운 올리브 회색을 띠지만, 하부에 놓인 층단위 B는 밝은 갈색으로 뚜렷한 색상의 차이를 보이며, 석영입자의 함량은 하부에 놓인 층단위보다 적게 나타난다.

4.1.4 층단위 D

층단위 D는 세립질 화산재부터 조립질 화산재 크기의 화산쇄설물로 구성되며

화산암 분류기준에 의해 응회암으로 분류된다. 밝은 갈색을 띠며, 두부 및 중간부에서 주로 나타난다. 두부에서는 5 m 이상의 두께는 중간부에서 약 50 cm 이하로 줄어든다. 두부에서 괴상층 및 역점이 층리의 퇴적구조는 중간부에 파동층리 및 평행층리로 전이 되며, 이는 화쇄난류에 의한 퇴적을 지시한다(Chough and Sohn, 1990). 층단위 C와 D는 퇴적구조가 유사하고 뚜렷한 침식면은 나타나지 않지만, 층단위 D는 상대적으로 이질석영의 함량이 많으며, 층의 연장성이 좋지 않다. 이러한 기준을 통해 층단위 C와 D를 구별하였다.

4.1.5 층단위 E

최상부에 놓인 층단위 E는 송악산을 중심으로 서쪽과 북동쪽 해안을 따라 2 km 반경 내에 분포하는 “하모리층”에 해당하며, 광해악현무암이나 송악산응회암층(층단위 A~D)을 부정합적으로 피복하고 있다(Sohn et al., 2002; Cho et al., 2005). 하모리층은 역암, 역질사암, 현무암질 응회질 사암, 실트암 등으로 구성되어 있다. 각 입자들의 원마도는 양호하며, 부분적으로 석영 및 조개들이 포함되어 있다(Sohn et al., 2002; Cho et al., 2005). 하모리층은 판상층리, 저각도 및 고각도 사층리, 상승연흔 사암층리, 곡사층리 등의 다양한 퇴적구조가 나타난다. 하모리층은 송악산 응회환이 연안환경에서 재동되어 형성되었으며, 퇴적구조 및 구성물질 그리고 수직·수평적 퇴적상 변화에 근거하여 두 차례 이상의 해수면 변동을 기록하고 있는 것으로 해석되었다(Sohn et al., 2002).

4.2 입도 분석

4.2.1 입도 특성

입도 분석 결과는 입도 등급별 조성비와 이를 통해 산출한 각종 조직매개변수, 그리고 퇴적물 유형을 표에 정리하였으며(Table. 2), 각 층단위의 높이에 따른 변

화도와 퇴적물 유형 분석도를 그림에 각각 나타내었다(Fig. 5, 6, 7).

퇴적단위 A는 평균적으로 화산력 14%, 중립 내지 조립질 화산재 77%, 세립질 화산재 8%의 함량을 보인다. 전체적으로 화산재의 함량이 우세하나, 각 세부 퇴적단위 간의 함량변화 폭이 크다. 화산력은 0.9~67%의 범위로서 층 중부에 최대 값을 나타낸다. 층 전반적으로 중부~상부 구간에 화산력의 함량이 높게 나타나며, 하부구간은 상대적으로 적은 양을 보인다. 중립질 및 조립질 화산재는 층 중부(A5p, A6p)를 제외한 모든 부분에서 70% 이상의 함량을 보이며, 32.6~98%의 함량 범위를 보인다. 층 하부에 많은 양의 화산재를 포함하며, 반면 중부 및 상부 구간은 화산력 및 세립질 화산재의 함량 증가로 인해 상대적으로 적은 양의 중립 내지 조립질 화산재가 나타난다. 세립질 화산재는 0.5~24%의 범위를 보이며, 대체로 화산력의 함량 변화와 반대의 경향을 보인다. 화산력의 함량이 많을 경우, 세립질 화산재의 함량은 적게 나타난다. 세립질 화산재의 함량은 주로 하부와 상부에서 높은 함량을 보이며, 특히 상부에서 더 높은 함량을 갖는다.

퇴적단위 A의 시료별 평균 입도는 $-1.4\sim 3.1\phi$ 로서 전체적으로 세립질 화산력~세립질 화산재 구간에 분포하며, 평균입도는 1.62ϕ 로서 중립질 화산재에 속한다. 퇴적단위 A 하부 구간은 조립질 화산재에서 세립질 화산재의 범위를 보이며, 상부로 올라갈수록 분급도가 불량해지는 경향을 보인다. 중부구간과 상부구간은 세립질 화산력에서 세립질 화산재의 범위를 가지며, 중부구간에서 최대 입도를 보인다. 분급은 $0.82\sim 2.2\phi$ 의 범위로서 중간~극불량 분급에 해당하며 평균적으로 1.57ϕ 의 불량 분급에 속한다. 하부 구간의 분급은 불량 분급에 해당하며 일정하게 유지되나 상부구간의 분급도는 다양하게 나타난다. 왜도는 $-0.479\sim 0.634\phi$ 의 범위를 가지며 음성왜도(very coarse skewed)에서 양성왜도(very fine skewed)에 걸쳐 분포한다. 하부구간은 대체적으로 대칭(monomodal and symmetrical)에 속하나 상부구간은 음의 왜도와 양의 왜도가 폭넓게 변화한다.

Table. 2. Results of grain-size analysis in Unit A.

	MEAN	SORTING	SKEWNESS	LAPIILI	MEDIUM+COARSE ASH	FINE ASH
A1P	1.45	1.62	-0.22	7.86%	89.81%	2.32%
A2R	1.51	1.45	0.11	1.67%	91.41%	6.92%
A3P	0.92	1.85	-0.11	16.10%	81.52%	2.39%
A3R	1.87	1.38	-0.03	1.66%	92.27%	6.08%
A4P	0.52	1.84	0.12	20.94%	76.12%	2.94%
A4R	2.13	1.06	-0.02	0.13%	97.20%	2.67%
A5P	-1.12	1.59	0.41	59.01%	40.47%	0.51%
A5R	2.34	1.23	0.01	0.00%	90.38%	9.62%
A6P	-0.48	1.94	0.27	45.75%	52.62%	1.63%
A6R	2.91	1.15	-0.43	0.00%	77.82%	22.18%
A7P	0.82	1.98	-0.05	20.36%	76.90%	2.74%
A7R	3.01	0.85	-0.19	0.00%	91.02%	8.98%

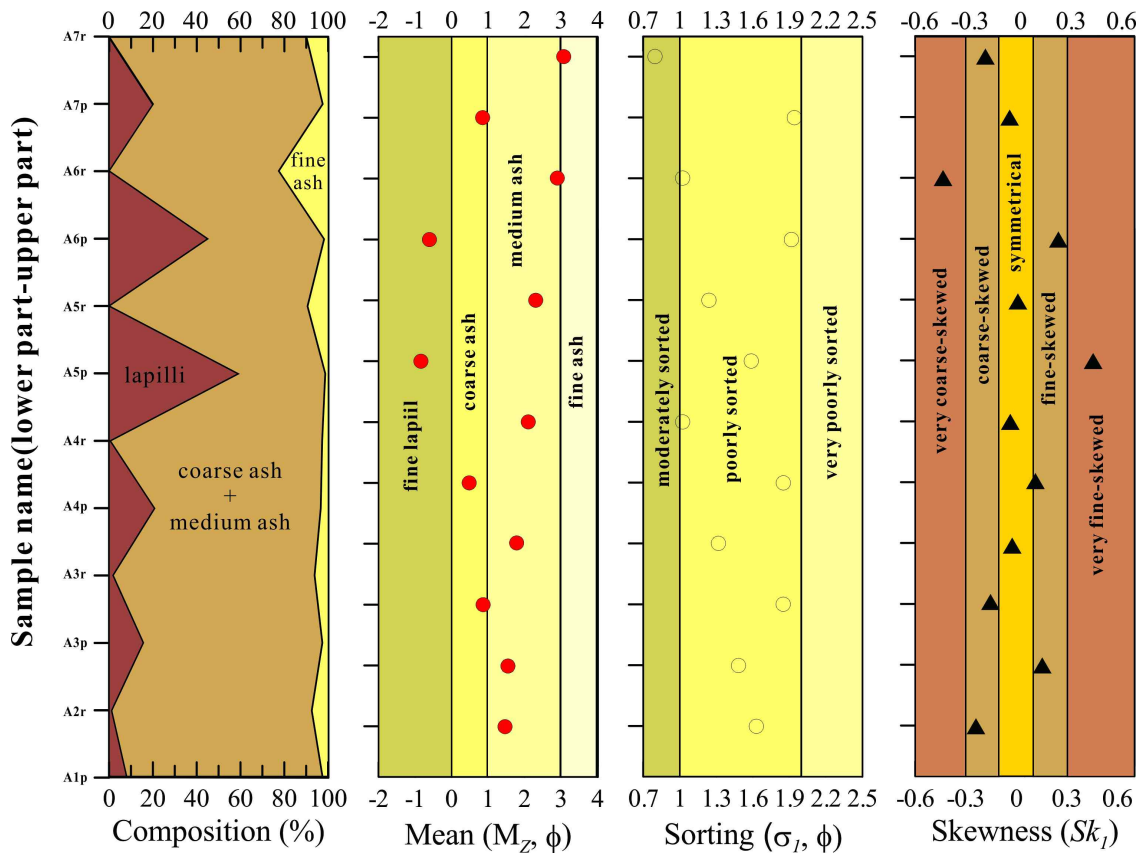


Fig. 5. Variation of textural characteristics in Unit A.

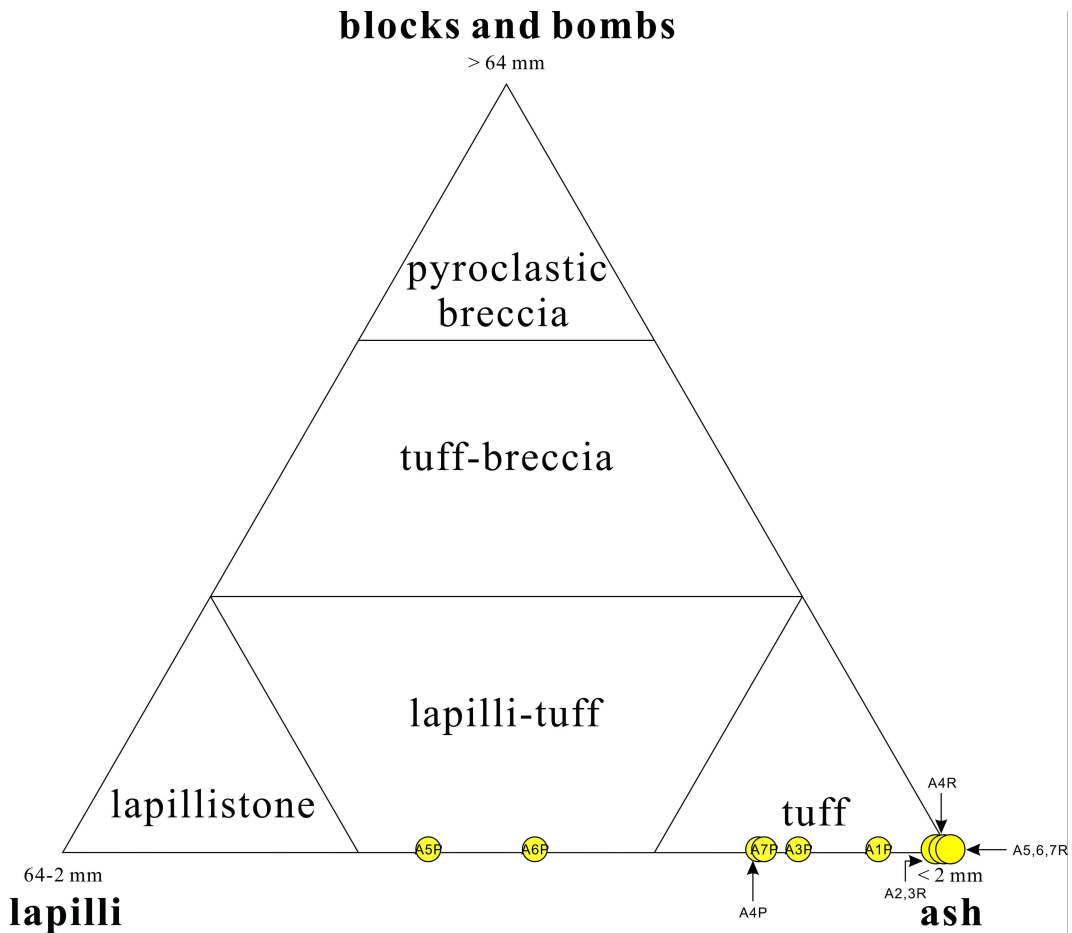


Fig. 6. Classification of tuff samples from Unit A. The classification scheme modified from Fisher (1966).

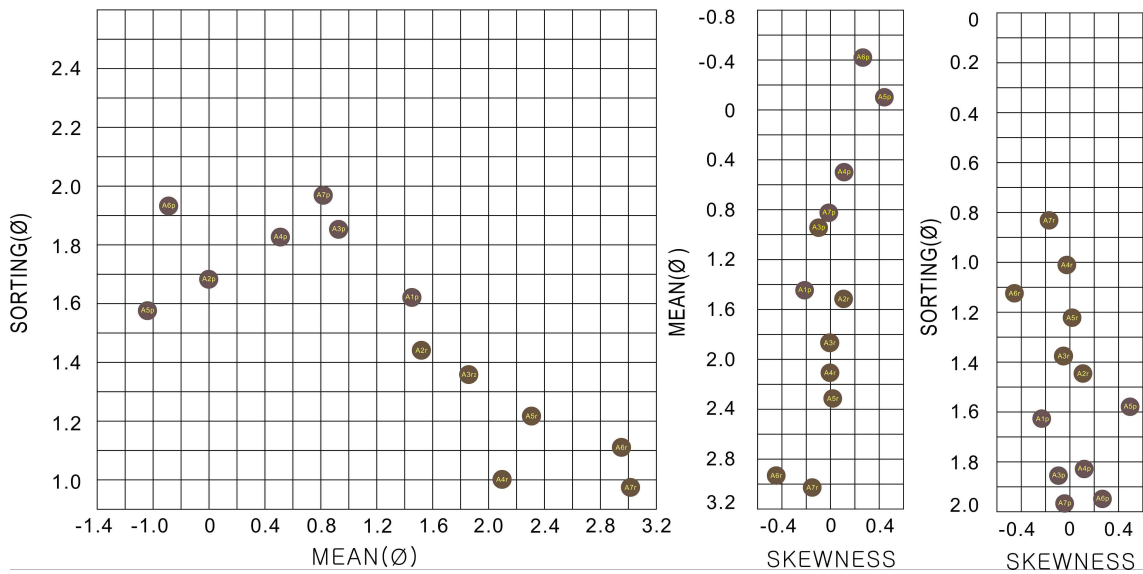


Fig. 7. Textural characteristics of tuff samples from Unit A.

4.3 퇴적상분석

송악산 응회환 층단위 A는 퇴적구조 및 입도 그리고 색 등을 기초로 총 7개의 퇴적상과 19개의 세부퇴적단위로 구분할 수 있다(Fig. 8; Table. 3).

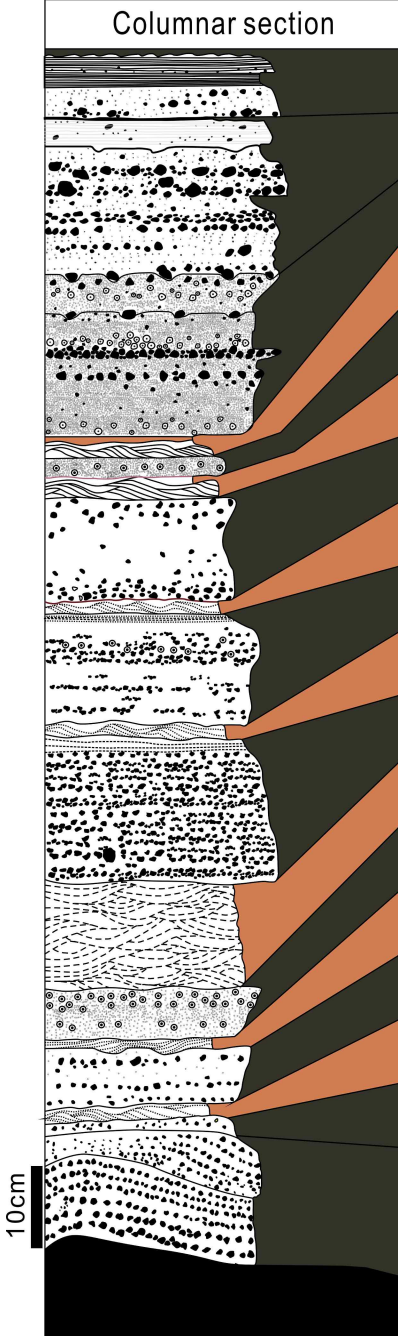
Columnar section	Subunit	Description
	A10p	Stratified lapilli tuff consists of variable amounts of lapilli in coarse ash matrix. Adhesion ripples are observed upper bedding plane.
	A9p	Stratified lapilli tuff consists of variable amounts of lapilli in coarse ash matrix. Rain drop marks are observed upper bedding plane.
	A8p	Crudely stratified lapilli tuff consists of variable amounts of lapilli in coarse ash matrix. Foot print of bird are observed upper bedding plane.
	A7r2	Ripple cross-laminated sand, is well sorted and roundness.; Mud drape is located at the top. Sand size is fine-to medium-sand.
	A7p2	Accretionary lapilli bearing lapilli tuff. fine ash matrix, Thickness is 2cm.
	A7r	Ripple cross-laminated sand, is well sorted and roundness.; Mud drape is located at the top. Sand size is fine-to medium-sand.
	A7p	Crudely stratified lapilli tuff consists of variable amounts of lapilli in coarse ash matrix, and normal to inverse grading pattern.. Accretionary lapilli is distributed in this unit.
	A6r	Ripple cross-laminated sand, is well sorted and roundness.; Mud drape is located at the top.
	A6p	Crudely stratified lapilli tuff consists of variable amounts of lapilli in coarse ash matrix, and alternation of lapilli rich layer and lapilli poor layer. Accretionary lapilli is distributed in this unit.
	A5r	Ripple cross-laminated sand, 1cm thick, the sand is moderately to well sorted, medium sand size.
	A5p	Crudely stratified lapilli tuff consists of variable amounts of lapilli in coarse ash matrix, and alternation of lapilli rich layer and lapilli poor layer.
	A4r	Trough cross-laminated sand, The sand is moderately to well sorted, medium- to coarse sand. Some pebble-size clasts are located in the lower part.; intercalated mud drape.
	A4p	Crudely stratified lapilli tuff with abundant accretionary lapilli, accretionary lapilli is concentrated at the top.; Inverse graded pattern.
	A3r	Ripple cross-laminated sand, The sand is moderately sorted, medium- to coarse sand. bidirectional ripple.
	A3p	Diffusely bedded lapilli tuff with abundant accretionary lapilli, inverse graded or massive.
	A2r	Ripple cross-laminated sand, The sand is moderately sorted, medium- to coarse sand. bidirectional ripple.
	A2p	Yellowish tuff with abundant accidental quartz grains, scoriaceous fragments and shell fragments.; massive structure.
	A1p	Megaripple bedded lapilli tuff, thin-to thick- bedded olive gray tuff with abundant shell fragments. Megaripple bedded lapilli tuff, thin-to thick- bedded olive gray tuff with abundant shell fragments.
		Kwanghaeak Basalt

Fig. 8. Columnar section and sedimentological characteristics of subunits within Unit A

Table. 3. Sedimentary facies of the Unit A.

Facies code	Description	Occurrence	Interpretation
mbLT	Mantle-bedded lapilli tuff; fine ash matrix; poor sorting; poor of roundness; very small amount of shell fragments and scoria/lithic fragments	A2(a)	Ash-fall or co-ignimbrite fall deposits from steam-rich eruption cloud (Fisher and Schmincke, 1984; Walker, 1984; Cas and Wright, 1987)
mrLT	Megaripple-bedded lapilli tuff; west-oriented; juvenile clasts; alternation of lapilli rich and poor layer	A1(b)	Deposition from turbulent PDCs by traction and saltation; dominant downslope-oriented current direction indicated by megaripple bedform (Tanner, 1966; Schmincke et al., 1973; Sheridan and Updike, 1975; Sohn and Chough, 1989)
dbLT	Diffusely-bedded lapilli tuff or tuff; centimeter to decimeter thick layers	A1(a),A3(a), A3(b),A4(a), A5(a),A6(a), A7(a),A1(b)	Tractional deposition from low-concentrated flow, pyroclastic surge (Cas and Wright, 1987; Arnott and Hand, 1989; Chough and Sohn, 1990; Sohn, 1997; Branney and Kokellar, 2002)
gLT	Massive tuff or fine lapilli tuff often showing variable grading texture, i.e., normal graded lapilli tuff, inverse graded lapilli tuff, normal to inverse graded lapilli tuff and multiple inverse graded lapilli tuff	A4(a), A6(a), A7(a)	Tractional deposition from low-concentrated, deposition from dispersive pressure mechanism (Bagnold, 1954; Middleton & Hampton, 1973; Sparks, 1975, 1976; Lowe, 1976; Wright, 1981; Lowe, 1982; Freundt and Schmincke, 1985; Sohn, 1997)
txT/txLT	Trough cross-stratified tuff and lapilli tuff showing cm-dm wavelength; cm height	A2(r), A3(r), A4(r), A5(r), A6(r), A7(r), A7(r-2)	Deposition from wave and tide (Reineck, 1980; Gary Nichol, 2009)
hcLT	Hummocky cross-stratified lapilli tuff, showing variable ash to block size pyroclastic material; The wavelength of the hummocks tens of centimeters to a meter	B4	Deposition from storm wave (Harms et al., 1982; Walker et al., 1984; Duke, 1985, 1990; Myrow and Southard, 1991)
acLT	Massive tuff or fine lapilli tuff often showing variable ash-accretion texture	A7(b)	Ash-fall or co-ignimbrite fall deposits from eruption cloud or PDCs from hydrovolcanic eruption (Fisher and Schmincke, 1984)
Note: T: tuff, LT: lapilli tuff. m: massive, g:graded, s:stratified, mr: megaripple, mb: mantle bedded, tx: trough cross-stratified, hc: hummocky cross stratified, ac: accretionary lapilli			

4.3.1. 피복층리 응회암(Facies mbT: mantle-bedded tuff)

암상

이 퇴적상은 1~2 cm 두께의 피복층리가 발달한 응회암으로서 세립질 화산재에서 중립질 화산재까지 입도범위로 나타난다. 중립질 화산재 크기의 암편은 대부분 원마와 분급이 좋은 세립질 화산재 기질에 분포하며, 주로 기공이 발달한 분석편(scoria fragments)과 석영입자 그리고 조개파편이 나타난다. 이 퇴적상은 송악산 응회환을 구성하는 세부 퇴적단위 중 가장 고화되어 있으며 하부에 위치한 지형을 고르게 피복한다. 층의 연장성은 좋으며, 측방향 두께의 변화가 거의 없다. 일반적인 화산쇄설암 분류기준에 따르면 응회암에 해당한다.

해석

퇴적상 mbT는 거리에 따른 두께의 변화가 나타나지 않으며, 송악산 응회환 중간부를 피복하는 형태이다. 이러한 퇴적상은 주로 대류성 화산재 기둥(convective ash plume) 또는 대기 하에 있는 화산재(wind-borne ash)가 지면으로 강하하면서 형성된다(Fisher and Schmincke, 1984). 또한 난류성 화쇄난류가 통과한 후 부유되어 있던 화산재의 퇴적을 지시한다(Walker, 1984). 이 퇴적상은 송악산 응회환을 구성하는 퇴적상 중 가장 고화되어 있으며, 이는 수분을 포함한 화산재가 강하 퇴적되면서 점착되어 형성된 것으로 해석된다(Cas and Wright, 1987).

4.3.2 거대연흔 화산력 응회암(Facies mrLT: megaripple-bedded lapilli tuff)

암상

퇴적상 mrLT는 올리브 회색의 색조를 띠며 화산력 7%, 화산재 83%의 함량을 보인다. 노출지역은 송악산 응회환 중간부-말단부 지역에서 확인할 수 있으며, 최대 간조시 노출된다. 이 퇴적상은 층단위 A최하부에 위치하며, 광해악현무암 상

부에 부정함으로 놓여있다(Fig. 9). 층단위의 평균입도는 1.45 \circ 로 화산암 분류기준에서 화산력응회암에 해당한다. 분급도는 1.62 \circ 로 불량 분급에 해당하며, 화산력의 원마도는 불량하다. 퇴적상 mrLT는 주로 저각의 파동층리가 나타나며 대체로 10~20 cm 두께, 20~30 cm 파장을 가진다. 파동층리의 방향은 분화구 반대 방향을 지시하며, 특히 하류사면(lee side)에 화산력이 우세하게 분포한다. 층의 구조를 관찰할 수 있는 지역은 한정되어 층의 연장성은 확인할 수 없으나 퇴적구조의 측면으로의 변화는 관찰할 수 없다. 층단위 내부는 다량의 복족류 화석이 분포하지만(Fig. 10), 생물교란구조는 관찰되지 않는다.

해석

기저썩지(base surge)는 괴상, 파동층리, 평행층리 등 세가지 유형으로 나타나며 (Scmincke et al., 1973; Sheridan and Updike, 1975), 이는 화쇄난류의 이동에 따른 성질변화가 퇴적상에 반영된 것으로 해석되었다(Sohn and Chough, 1989). 일반적으로 화쇄난류는 하부로 이동함에 있어 공기의 유입과 화산쇄설물의 퇴적 등으로 인해 화쇄난류 내부 입자 농도는 고밀도에서 저밀도로 변해간다. 이에 따라 화쇄난류의 속도는 느려지고, 기저부에 높은 전단력이 가해지며 거대연흔과 같은 구조를 만든다(Sohn and Chough, 1989). 퇴적상 mrLT는 이와 같은 조건의 화쇄난류에서 형성된 것으로 해석되며, 송악산 응회환 층 하부에 국부적으로 노출되어 있어 정확한 파장을 파악할 수 없다. 하지만 노출된 구간에서의 파장은 최소 1 m 이상, 파고는 약 20 cm 로 연흔지수(RI)가 5 이상으로 추정된다. 연흔대칭지수(RSI)는 노출된 구간이 2 정도로 나타난다. 하지만 상류사면이 더 연장되는 것을 고려하면 연흔지수는 최소 10 이상, 연흔대칭지수는 2 이상일 것으로 추정된다. 일반적인 대기중에 형성되는 연흔은 17~40의 연흔지수와 1~10 사이에 연흔대칭지수를 나타내며(Tanner, 1966), 송악산 최하부에 나타나는 mrLT는 이 범위 안에 속하는 것으로 판단된다.

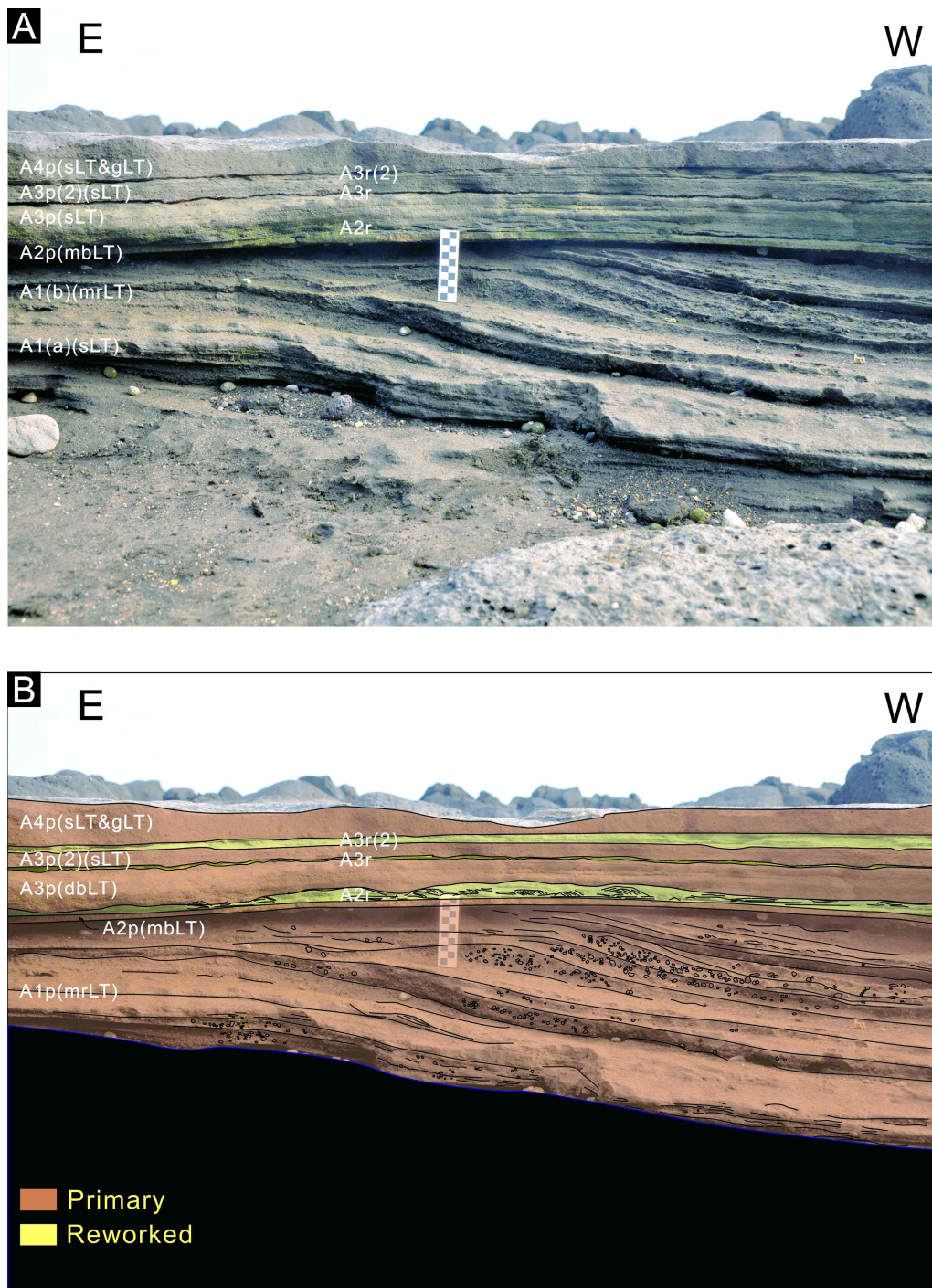


Fig. 9. Photo(A) and line-drawing (B) of megaripple-bedded lapilli tuff (Facies mrLT)

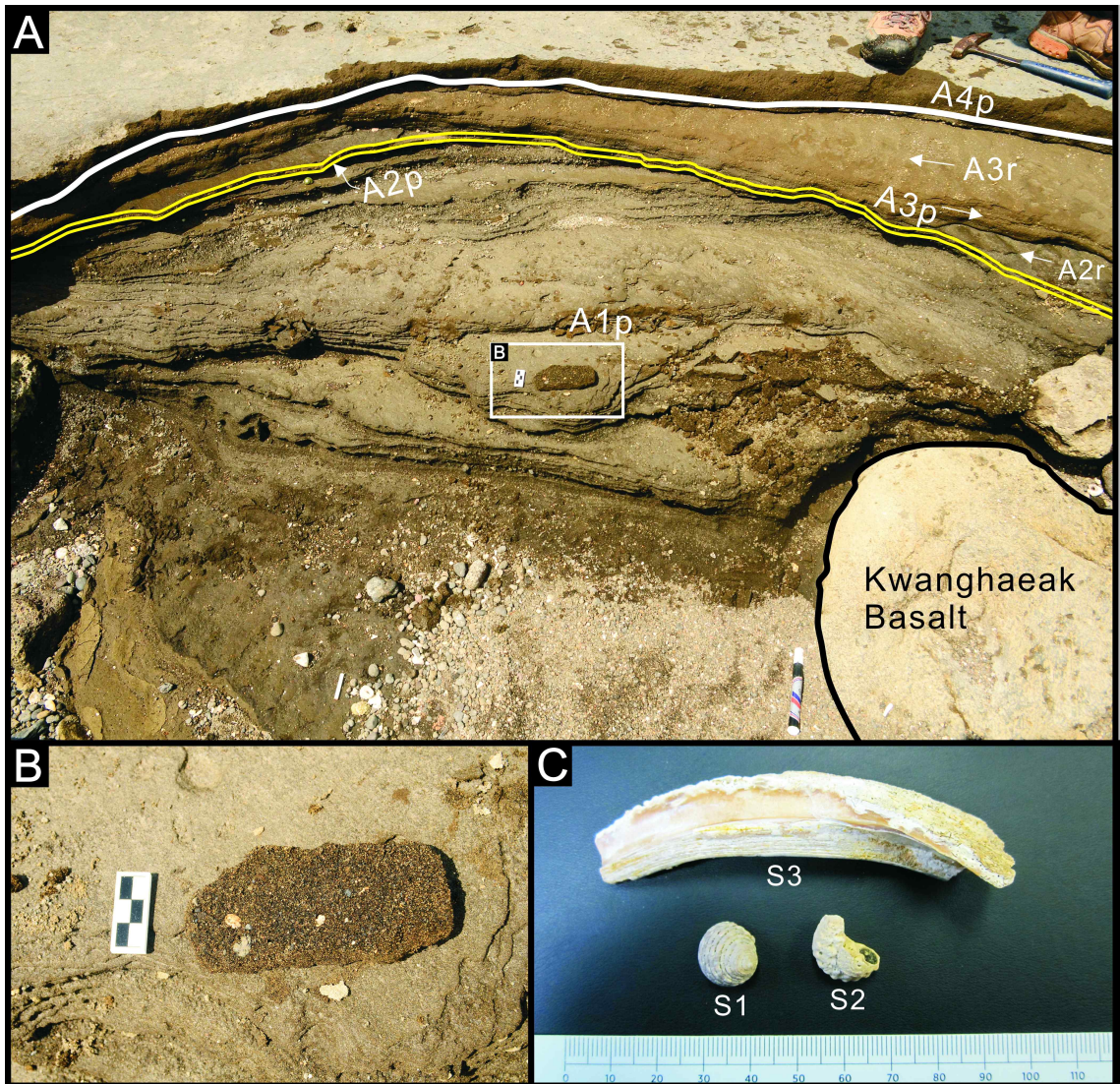


Fig. 10. Sampling point (A), shell-bearing rock sample (B) and shell fragments (C) for age dating.

4.3.3 희미한 층리 화산력 응회암(Facies dbLT: diffuse-bedded lapilli tuff)

암상

퇴적상 dbLT는 희미한 층리로 이루어진 퇴적상으로서, 화산력은 최소 16%에서 최대 59%의 함량을 보인다. 층준들의 입도는 평균 0.14ϕ 로 화산력 응회암에 해당하며, 분급도는 평균 1.8ϕ 로 불량하다. 층들의 색은 올리브 회색과 밝은 갈색을 띠며, 7~15 cm 두께를 가진다. 층리는 화산력과 화산재의 교호, 비늘배열(imbrication), 화산력 행렬(lapilli train) 등을 통해 발달되며(Fig. 11), 화산력 함량이 높은 층준은 입자지지(clast-supported)되어 나타난다. 입자지지를 보이는 층준은 응회환 말단부에서는 희미한 층리가 발달한 응회암층의 퇴적상의 변화가 나타난다. 원마도가 불량한 화산력들은 측방 및 수직으로 다양한 크기로 배열되어 있으며, 분화구로부터 멀어짐에 따라 화산력의 크기는 세립화 된다. 층준의 연장성은 좋으며, 두께는 말단부로 갈수록 감소한다. 퇴적상 내부에는 화석이 포함되어 있지 않으며, 상부에 놓인 퇴적상의 층리면을 따라 새발자국 및 빗방울 자국 흔적 화석이 나타난다.

해석

화쇄난류는 입자 함유정도 및 전단력의 세기에 따라 다양한 층리와 점이형태를 만들게 된다. 일반적으로 화쇄난류가 지면을 따라 흐를 때, 하부에서의 전단력에 의해 입자들이 부유가 된다. 부유되는 동시에 급격한 속도로 퇴적이 되어 희미한 층리를 만들게 된다(Cas and Wright, 1987; Arnott and Hand, 1989; Chough and Sohn, 1990; Sohn, 1997; Branney and Kokellar, 2002). 퇴적상 dbLT의 희미한 층리구조도 이와 같은 과정을 통해 형성된 것으로 해석된다.

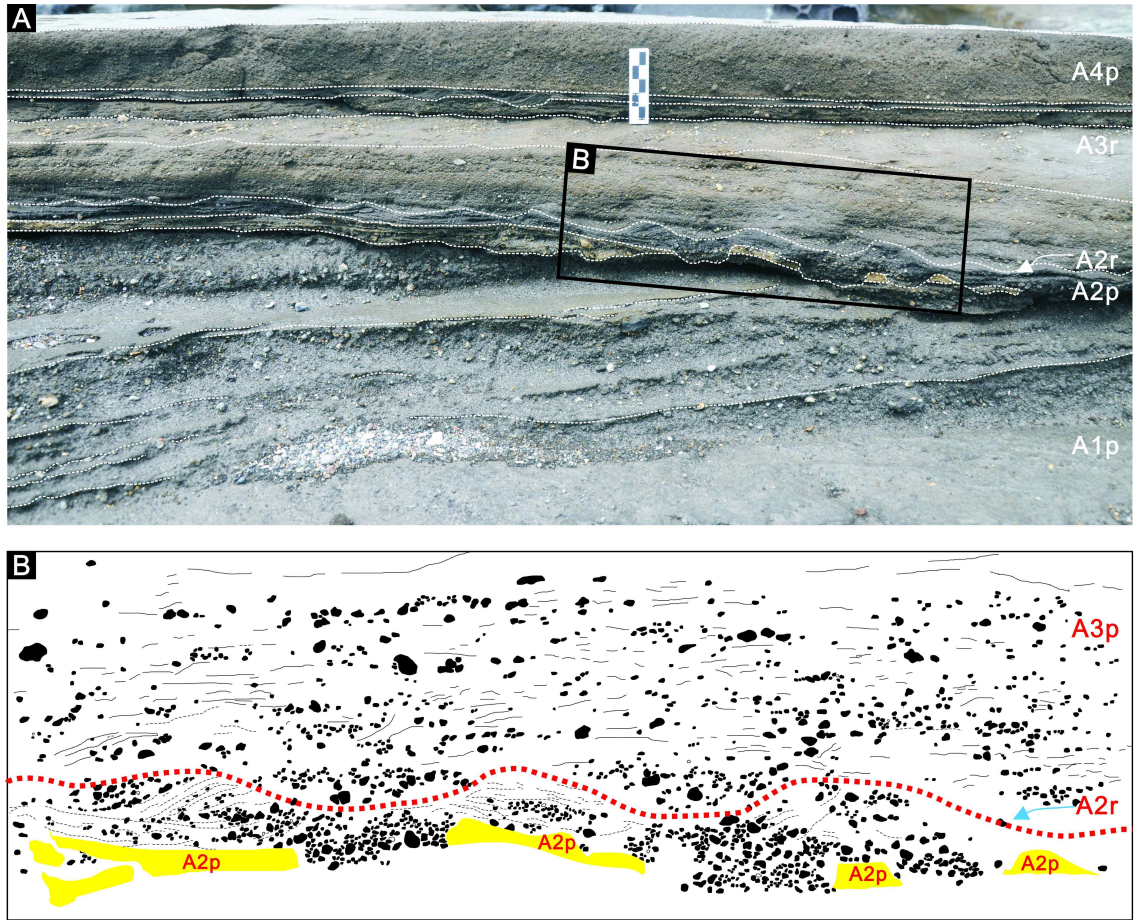


Fig. 11 Photo(A) and line-drawing (B) of diffusely-bedded lapilli tuff.

4.3.4 점이층리 화산력 응회암(Facies gLT: graded lapilli tuff)

암상

퇴적상 gLT는 전반적으로 올리브 회색을 띠며, 다양한 점이형태가 발달한 퇴적상이다(Fig. 12). 화산력은 최소 1%에서 최대 57% 함량을 보이며, 평균입도 0.4 ϕ 로 화산력 응회암에 해당한다. 퇴적상 gLT는 평균 분급 1.9 ϕ 로 불량에 해당하며, 화산력들의 원마도 또한 불량하다. 본 퇴적상의 점이형태는 정점이 형태, 역점이 형태, 역-정점이 형태, 정-역점이 형태 등이 나타나며, 퇴적상 내부에는 단절면이 나타나지 않는다. 층의 두께는 약 7~15 cm이며, 분화구에서부터 멀어짐에

따라 두께 감소가 보인다. 그리고 두께의 감소와 동시에 점형태는 사라지고 괴상으로의 퇴적상 변화가 나타난다.

해석

화산력 응회암들은 정점이, 역점이 또는 다양한 점형태를 띠고 있다. 이러한 점이층리는 입자 크기 및 입자 밀도 그리고 분급 등 다양한 요인에 의해 형성된다(Sparks, 1975, 1976; Wright, 1981; Freundt and Schmincke, 1985). 일반적으로 정점이층리는 난류성 흐름 안에서 부유입자들의 밀도에 따른 차별적인 퇴적속도로 형성된다. 또는 분출운(eruption cloud)으로부터 퇴적된 강하 퇴적체에서도 발견되기도 한다(Middleton and Hampton, 1973; Lowe, 1982). 반대로 역점이 층리는 고밀도류에서 입자들간의 충돌로 형성되는 분산압(dispersive pressure)과 난류성의 흐름과 화쇄난류에서의 트랙션카펫(traction carpet)에 의해 형성된다(Bagnold, 1954; Lowe, 1976; Sohn, 1997). 정점이-역점이 퇴적상은 과거 수중환경에서 퇴적된 화쇄류의 경우, 조립질 입자의 밀도차에 의해 암편들이 먼저 쌓이고, 후에 상대적으로 밀도가 낮은 부석이 퇴적 되는 특이한 점이패턴이 보고된 바가 있다(Fiske, 1969). 하지만 이 층준은 주로 부가화산력으로 구성되며, 전체적인 입자 배열상태를 볼 경우 역점이 층리로 보는 것이 타당하다. 정점이-역점이 점형태는 측방으로 연장성이 좋으나, 말단부에서는 두께가 얇아지며, 퇴적구조가 바뀌는 것으로, 화쇄난류의 흐름이 지속됨에 따라 전단력이 발생하고 이에 따라 화쇄난류 내부에 분산압이 발생한 것 같다. 이런 분산압에 의해 형성된 입자들이 상부로 이동하여 형성된 점형태로 해석할 수 있다.

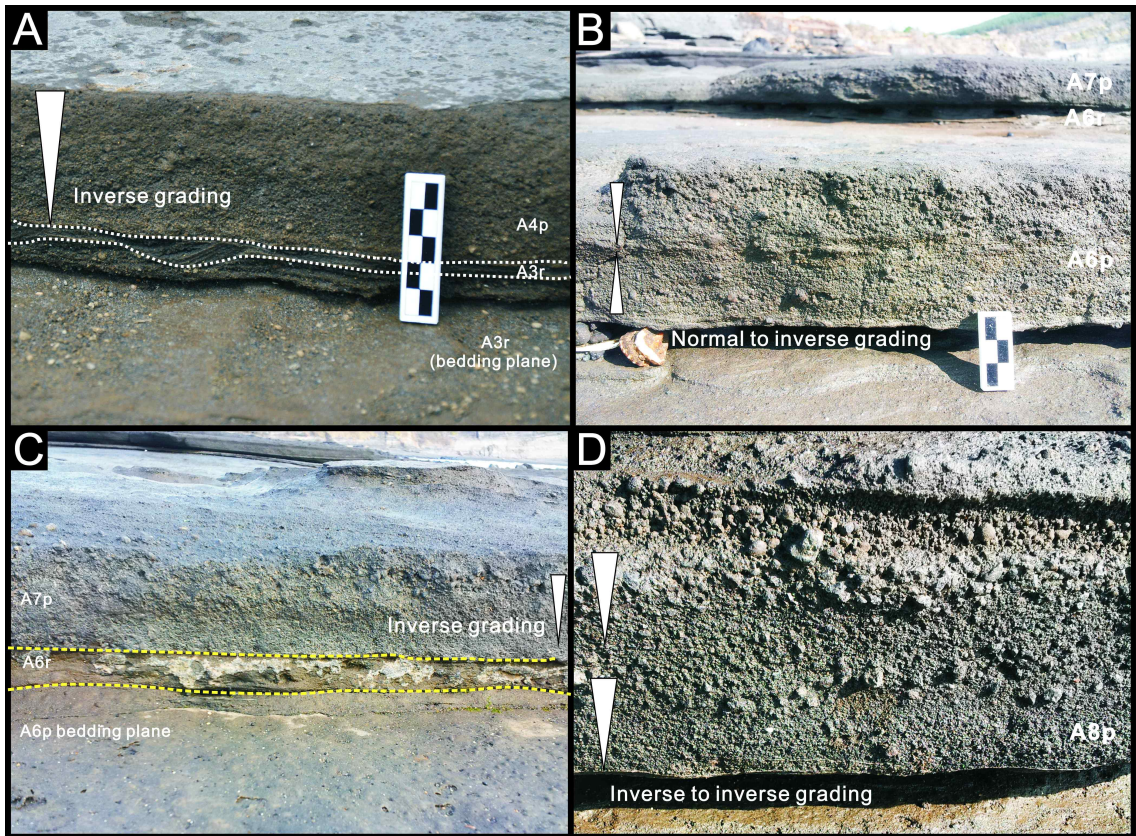


Fig. 12. Outcrop photos of graded lapilli tuff (Facies gLT). (A) Inverse graded lapilli tuff. (B) Symmetric grading (normal to inverse). (C) Inverse graded lapilli tuff. (D) Multiple inverse grading.

4.3.5 곡사층리 화산력 응회암/응회암 (Facies txLT/txT; trough cross-stratified lapilli tuff/tuff)

암상

퇴적상 txLT/txT는 소규모의 곡형 사층리 및 연흔이 나타나며, 응회질 사암 및 패각편으로 구성된다. 평균 입도별 함량 비는 화산력 0.58%, 화산재 99.41%로 나타나며, 평균입도 2.3 ϕ , 평균 분급 1.18 ϕ 로 불량하다. 소규모의 곡형 사층리는 약 6~8 cm 의 두께로 사층리들이 중첩되어 나타나며, 또한 층 하부에 위치한 곡사층리 정부(crest)는 상대적으로 상부에 위치한 곡형 사층리에 의해 U자형의 침식 구조를 보인다(Fig. 13). 곡형 사층리 상부면을 따라 니질박층(mud drape)이 존

재하며, 이는 A4r 층준에서 총 7개가 나타난다(Fig. 14). 미량의 패각편(shell-fragments)은 무작위로 분포되어 나타나며, 생물교란구조는 거의 관찰되지 않는다. 퇴적단위 A 하부 및 상부는 주로 연흔 사층리 퇴적구조가 발달하며, 두께는 약 2~3 cm, 파장은 4~5 cm, 15° 각도로 나타난다(Fig. 15). 퇴적상 txLT/txT의 색은 하부는 검정에 가까운 올리브 회색을 띠며 상부로 갈수록 갈색으로 바뀐다. 퇴적상 txT의 정선면은 대칭적이거나, 정형곡선(sinusoidal)의 형태로 나타나며, 최상부에 위치한 퇴적상 txT는 정선면을 따라 니질박층이 나타난다.

해석

연흔은 모래로 된 바닥(퇴적면)이나 사암의 층리면에서 관찰되는 규칙적인 간격을 갖는 파동 모양의 구조이며, 유수에 의해 퇴적물이 수평이동에 의해 후사면(lee-side)의 경사진 층리가 보존되어 만들어진다. 이러한 연흔은 유수의 속도 및 종류에 따라 각각 다른 형태로 만들어진다(Gary Nichol, 2009). 퇴적상 txT는 파장 3~4 cm, 높이 1~2 cm인 연흔사층리로 나타나며, 화산쇄설물질로 구성되어 있다. 조립질입자들은 대부분 원마가 양호한 부가화산력들이 나타나며, 이는 하부 또는 주변에 위치한 화산쇄설물이 재동되어 형성된 것으로 해석된다. 퇴적단위 A 상부에 위치한 연흔은 상부 정부면을 따라 니질박층(mud drape)이 발달한다. 니질박층(mud drape)은 정체된 수층에서 니질 퇴적물들이 침전되어 형성된 구조로, 퇴적단위 A 상부면은 유수가 정체되어 있을 때 형성된 퇴적구조로 해석된다(Gary Nichol, 2009).

퇴적단위 A 중부에 위치한 곡사층리는 약 15 cm 두께이며, 최소 7개의 니질박층이 협재 되어 나타난다. 곡사층리의 두께는 점점 얇아지며, 니질박층의 간격 또한 좁아진다. 층 하부에 분포하는 입도는 세립질 화산력 또는 조립질 화산력들이 분포하고 있으며, 상대적으로 상부로 갈수록 입도 또한 작아진다. 이들의 퇴적구조는 수심이 기존 수심보다 얕아짐에 따라 형성되는 구조로 해석된다(Reineck, 1980).

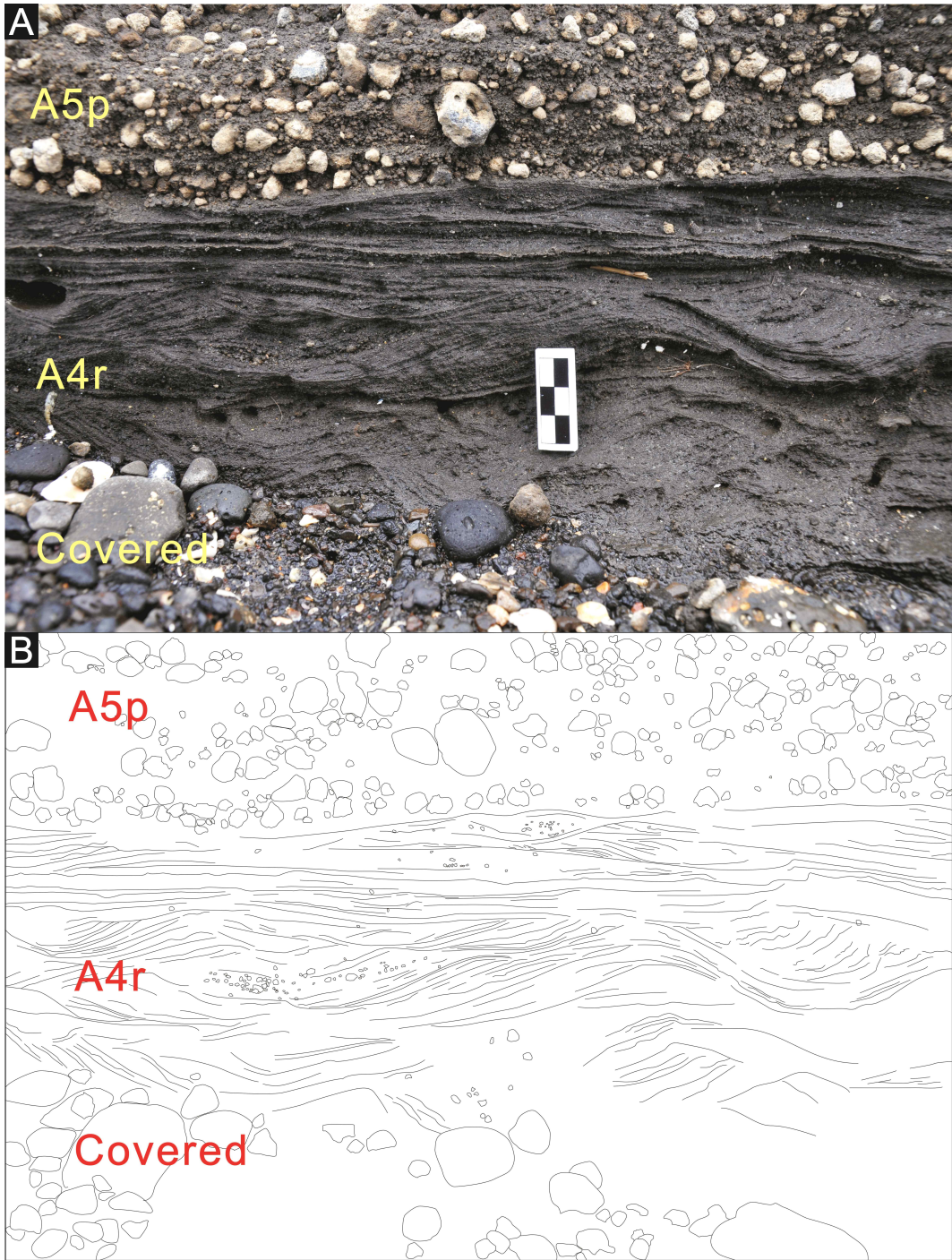


Fig. 13. Photo (A) and line-drawing (B) of trough cross-stratified lapilli tuff (Facies txLT).

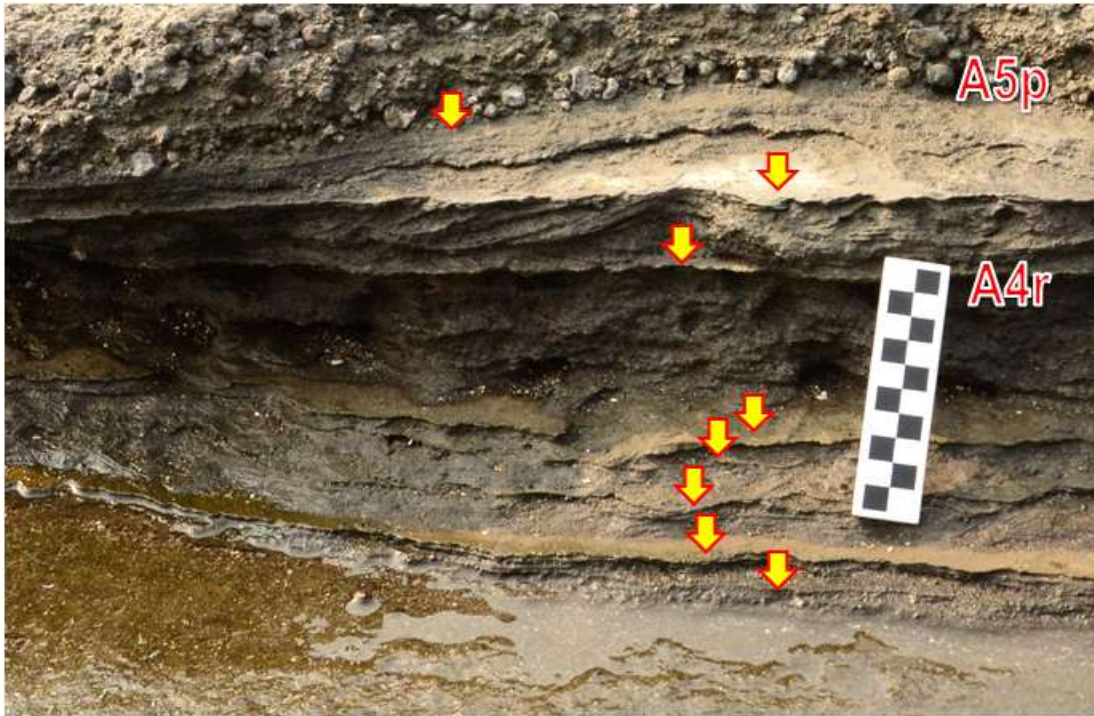


Fig.14. Mud drape of Facies txLT (A4p).

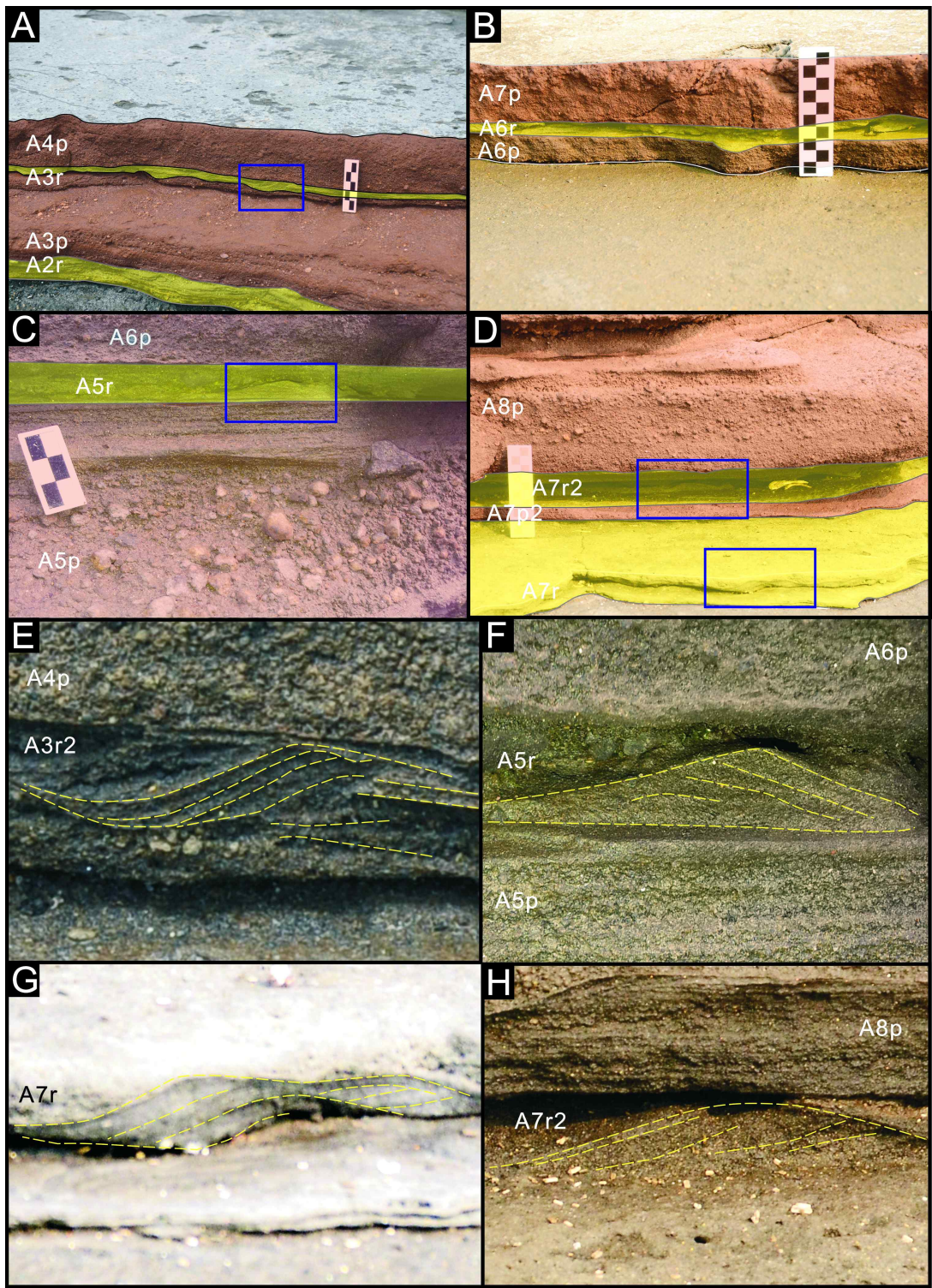


Fig. 15. Outcrop photos showing alternating primary tuff and reworked tuff (A, B, C, D) and stratified tuff of reworked subunit (E, F, G, H).

4.3.6 언덕사층리 화산력 응회암 (Facies hcLT: hummocky/swaley cross-stratified lapilli tuff)

암상

퇴적상 hcLT는 층단위 B와 C사이에 분포하며, 중립질 화산재에서 조립질 화산력 그리고 화산암괴 크기의 소량의 암편들이 분포한다. 구성입자의 원마도는 대부분 불량하며, 층준의 분급도 또한 불량하다. 이 퇴적상에서는 언덕사층리 퇴적구조 및 슬럼핑 퇴적구조가 나타나며, 10~20 cm 두께, 약 10~20°의 경사로 나타난다. 언덕사층리는 완만하게 굴곡이 진 대칭 또는 비대칭의 파형으로 관찰되며, 상위에 연속적으로 놓이는 층에 의해 상부가 부분적으로 침식되어 형성된 재활성면(reactivation surface)이 나타난다(Fig. 16). 위로 솟은 구릉과 움푹 꺼진 부분이 나타나며, 사층리의 경사는 하부는 송악산 분화구 방향으로 치우친 형태이나, 상부면의 경사는 이와 반대로 나타난다. 상부면은 하부면에 비해 평행한 형태의 사층리가 발달한다. 퇴적상 hcLT는 송악산 응회환 중간부 구간에 기존의 송악산 응회환이 침식되어 형성된 슬럼핑 구조가 나타난다(Fig. 16B, C). 층의 하부 및 상부는 뚜렷한 침식면(e2, e3)이 보이며 연장성이 좋다.

해석

송악산 응회환에서 나타나는 언덕사층리는 일반적으로 수 cm 높이, 수 십 cm의 파장을 가지며, 일반적으로 보고되고 있는 언덕사층리의 파장보다는 작게 나타난다. 일반적으로 언덕사층리는 태풍이나 폭풍에 의해 형성된 퇴적층에서 나타나며, 강한 파도와 수류가 복합적으로 작용되어 생기는 파형 해류(oscillatory flow)에 의해 형성되는 것으로 해석된다(Harms et al., 1982; Walker et al., 1984; Duke, 1985, 1990; Myrow and Southard, 1991).

퇴적상 hcLT 층준은 하부에 침식면 위치하며, 침식면 위는 조립질 화산재 및 화산암편으로 구성되어 있다. 이는 폭풍에너지가 정점에 있었던 것 지시하며, 해파의 세기가 가장 강한 것으로 해석된다(Gary Nichols, 2009). 하부구간의 사층리는 내륙방향으로 사층리의 경사가 되어 있으나, 상부의 사층리 경사방향은 반대

로 나타난다. 또한 상부의 사층리 경사는 하부보다 완만한 형태이며, 부분적으로
 평행층리도 포함되어 있다. 이는 해파의 영향이 감소하여, 육지로의 해파의 영향
 보다 내륙에서 외해로 유수의 흐름이 바뀌어 형성된 것으로 추정된다.

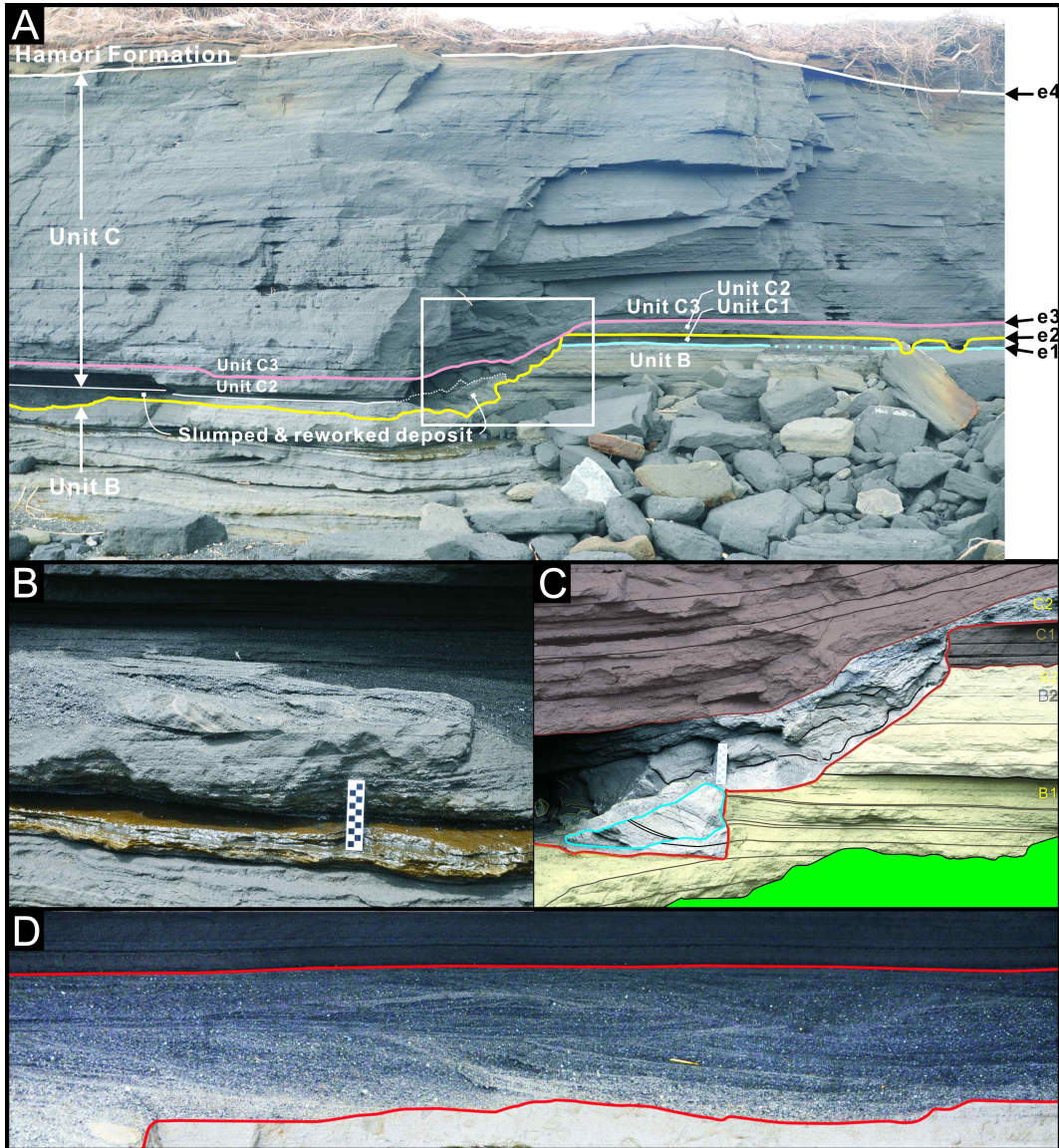


Fig. 16. Photos of outcrop section. (A) Erosional surfaces in Unit B and C. (B) Slumped block in HCS. (C) Reworked tuff margin in Unit B. (D) Hummocky and swaley cross-stratification in HCS.

4.3.7 부가 화산력 응회암 (Facies acLT; Accretionary lapilli-bearing lapilli tuff; facies)

암상

퇴적상 acLT는 송악산 응회환 퇴적단위 A에서 전반적으로 산출되며 주로 세립질 화산력에서 조립질 화산력까지 다양한 크기로 나타난다. 퇴적단위 A 하부는 주로 세립질 화산력 크기의 부가화산력이 분포하며, 상부는 조립질 화산력 크기의 입자들로 구성되어 있다. 퇴적단위 B, C, D에서는 세립질 화산력 크기의 부가화산력이 나타난다(Fig. 17).

해석

일반적으로 부가화산력은 수성화산분출로 형성되며, 이는 다음과 같은 요인에 의하여 생성된다. (1) 분출기둥(eruption column) 내부의 물과 스팀이 풍부할 경우, (2) 수성화산분출 당시 세립질 화산재가 풍부할 경우, (3) 화쇄난류가 이동할 경우 세립질 입자가 조립질 화산력 주변을 감싸게 될 경우 발생한다(Fisher and Schmincke, 1984).

일반적으로 강하에 의해 형성되는 부가화산력은 정점이형태로 퇴적이 발생한다. 층단위 A에 분포하는 부가화산력들은 다양한 점이형태를 띠며, 이러한 점이형태는 화쇄난류에 의해 형성된 퇴적구조이다. 따라서 퇴적상 acLT의 부가화산력은 화쇄난류 내부에서 형성된 것으로 추정된다.

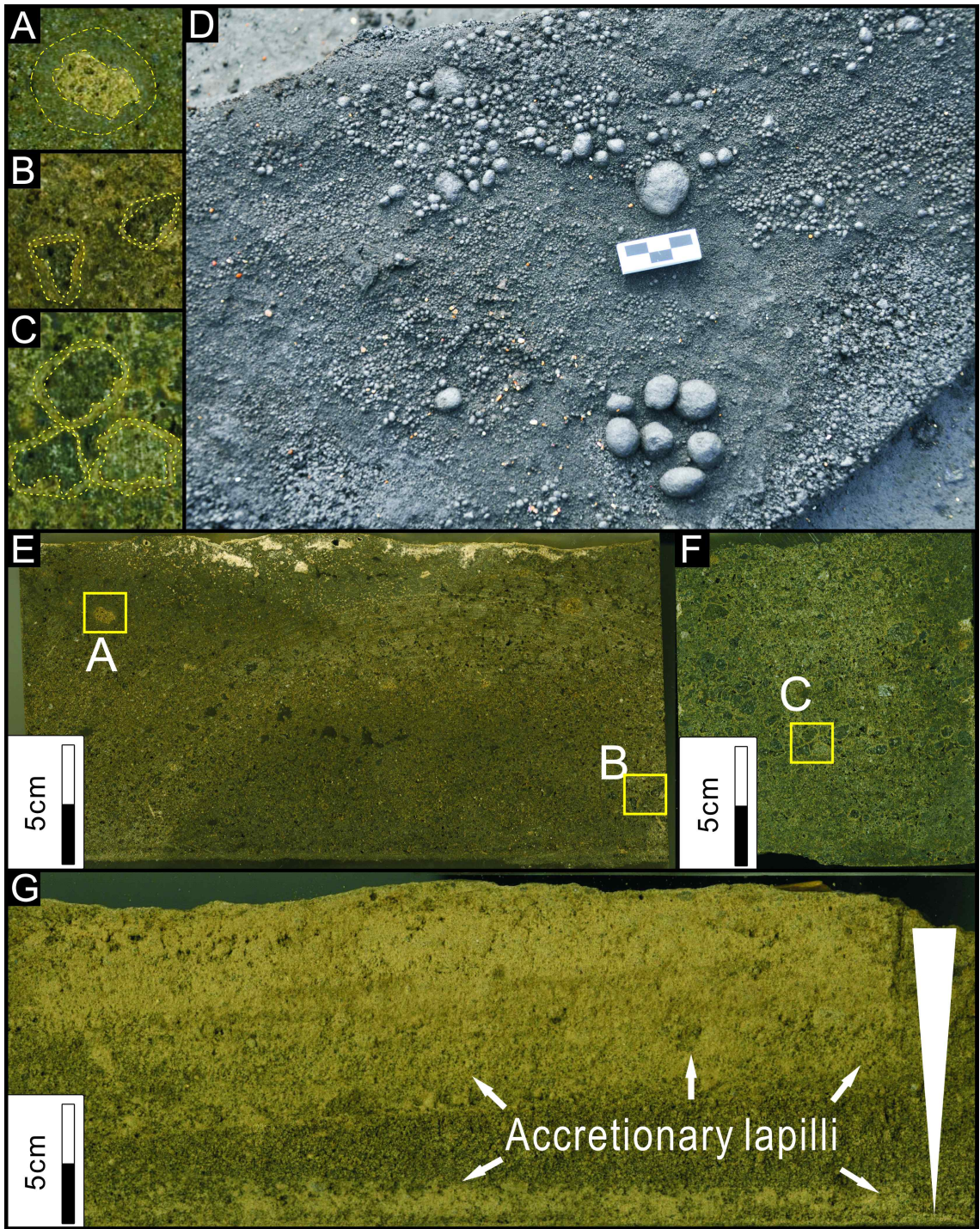


Fig. 17. Outcrop photos showing ash-accretion texture (A, B, C, D) and distribution of accretionary lapilli in Unit A (E, F, G).

4.4 연대분석

4.4.1 송악산 응회환 연대분석

기존 연구에서는 송악산 응회환 형성 연대가 7.0 ± 0.3 Ka로 보고되었다(Cheong et al., 2007). 이는 송악산 응회환 층단위 B에 나타나는 석영을 이용한 OSL 연대 분석 결과이다. 이번 연구에서는 송악산 응회환 층단위 A에 나타나는 복족류 화석을 통해 연대분석을 실시하였으며, 연대분석 결과 $3,720 \pm 50$; $3,740 \pm 50$; $4,130 \pm 60$ yr BP의 연대가 측정되었다(Table. 4).

4.4.2 주변지역 연대분석

송악산 응회환이 재동되어 형성된 하모리층은 송악산 응회환 및 광해악현무암을 부정합으로 피복하고 있다. 기존 연구에서는 하모리층에 포함된 복족류 화석을 통해 탄소동위원소 연대분석과 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 연대분석, 그리고 석영입자를 통해 OSL 연대측정이 실시되었다(Sohn et al., 2002; Cho et al., 2005; Cheong et al., 2006; Cheong et al., 2007).

Sohn et al. (2002)의 연구에서는 광해악현무암과 하모리층 사이의 나타나는 조개류의 탄소동위원소 연대분석을 통해 $3,900 \pm 100$; $4,090 \pm 90$ yr BP의 연대가 보고되었으며, Cho et al. (2005)의 연구에서는 하모리층 내부의 포함된 조개류의 탄소동위원소 연대분석을 통해 $2,955 \pm 35$; $3,855 \pm 35$; $3,862 \pm 100$; $3,779 \pm 45$ yr BP의 연대가 보고되었다. Cheong et al. (2006)에서는 하모리층 내부에 포함된 조개류의 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 연대분석을 통해 3670 ± 63 ; 3928 ± 28 ; 4210 ± 45 ; 4165 ± 880 ; 4198 ± 41 ; $4,345 \pm 38$ 의 연대가 측정되었다. Cheong et al. (2007)은 하모리층 내부의 포함된 석영입자의 OSL 연대측정을 통해 5.1 ± 0.3 Ka의 연대를 보고하였다.

Table. 4. Results of age dating.

Sample location	Dating method	Age	Reference
Kwanghaeak Basalt	Ar-Ar	11.7±26.3; 10.6±19.9; 24.5±112.6; 24.5±112.6; 47.3±103.2; 148.1±144.6 ka	Cho et al., (2005)
Songaksan Tuff Unit A	¹⁴ C	3,900±100; 4,090±90 yr BP	Sohn et al., (2002)
Songaksan Tuff Unit A	¹⁴ C	3,720±50; 3,740±50; 4,130±60 yr BP	This study
Songaksan Tuff Unit B	OSL	7.0±0.3 ka	Cheong et al., (2007)
Hamori Formation	OSL	5.1±0.3 ka	Cheong et al., (2007)
Hamori Formation	¹⁴ C	2,995±35; 3,855±35; 3,862±35; 3,779±45; 3,044±35 yr BP	Cho et al., (2005)
Hamori Formation	²³⁰ Th/ ²³⁴ U	3670±63; 3928±28; 4210±45; 4165±880; 4198±41; 4,345±38 yr BP	Cheong et al., (2006)

4.5 퇴적상조합

송악산응회환은 구성성분, 색, 침식면, 퇴적구조 등을 기준으로 4개의 층단위로 분류하였으며, 이 중 최하부에 위치한 층단위 A, B는 퇴적상 및 층의 형태를 기준으로 7개의 퇴적상으로 분류하였다. 송악산 응회환의 퇴적환경의 진화과정을 파악하기 위해 화산쇄설물들을 총 2개의 상조합으로 구분하였다(Fig. 18).

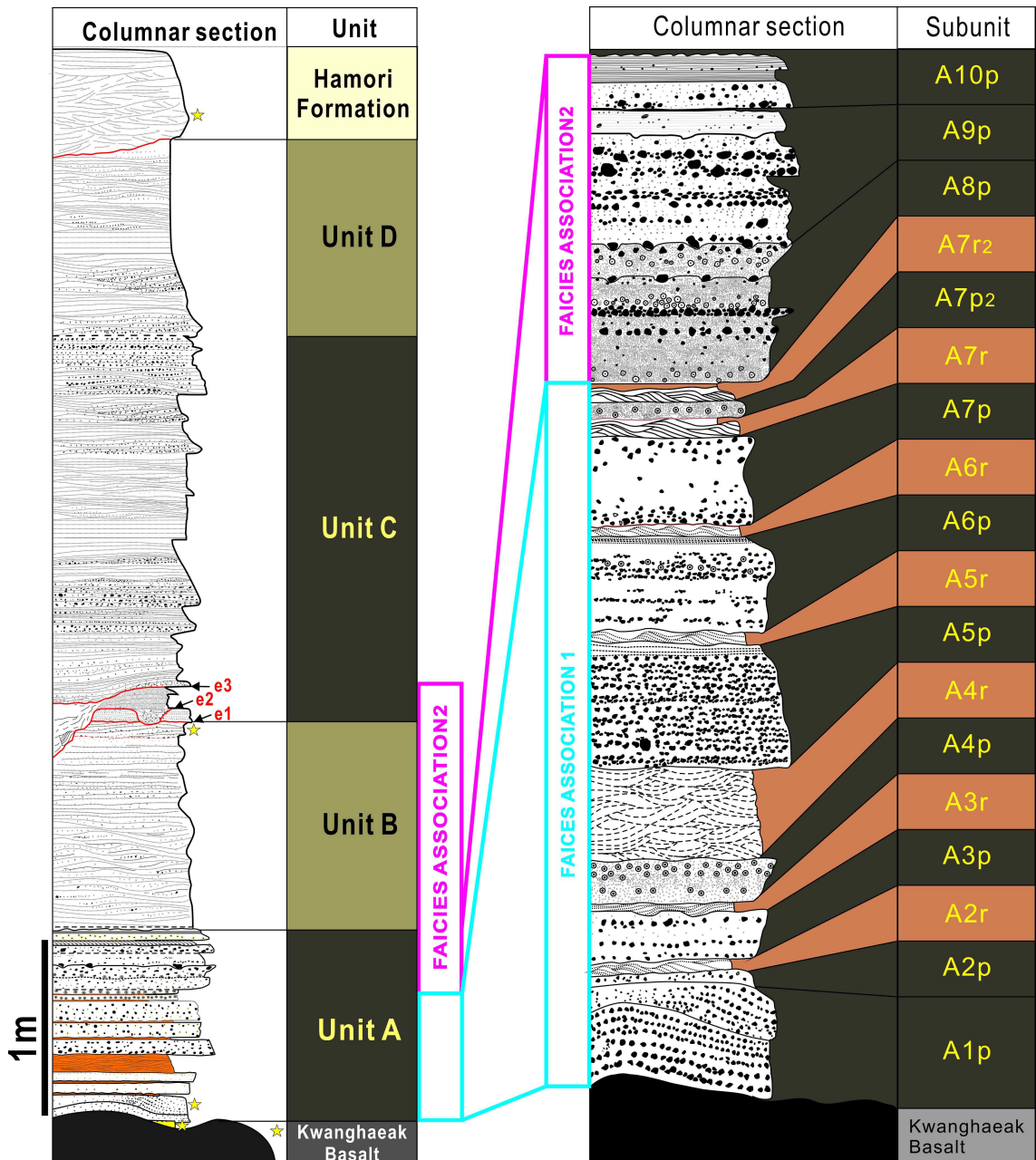


Fig. 18. Facies association of Unit A.

4.5.1 상조합 1

기술

상조합 1은 송악산 응회환 층단위 A의 하부-중부구간이며, 기저부로부터 약 150 cm 두께를 가진다. 이 상조합은 주로 화산쇄설물로 구성되어 있으며, 희미한 층상 화산력응회암(dbLT), 피복층리 응회암(mbT), 거대연흔 화산력 응회암(mrLT), 점이형태 화산력 응회암(gLT), 소규모 곡사층리 화산력 응회암 및 응회암(txLT/txT)의 퇴적상을 보인다. 상조합 1에 나타나는 퇴적상은 화쇄난류에 의해 퇴적된 일차화산쇄설층과 연안환경에서 재동된 재동응회암층으로 구분되며, 이들은 서로 교호하며 나타난다(Fig. 19). 일차화산쇄설층은 수 cm에서 수 십 cm 까지 다양한 두께로 나타나며, 층의 연장성은 좋다. 일차화산쇄설층의 입도함량은 화산력 28%, 중립질 및 조립질 화산재 70%, 세립질 화산재 2%로 나타나며, 약 1.7 ϕ ~1.4 ϕ 입도 범위를 보인다. 평균 분급은 1.8 ϕ 로 불량에 해당하며, 왜도는 -0.24~0.63 ϕ 의 범위를 가지며 coarse skewed에서 very fine skewed에 걸쳐 분포한다. 일차화산쇄설층 사이에 협재되어 나타나는 재동화산쇄설층은 주로 연흔과 소규모 곡형 사층리를 보이는 응회암으로 구성된다. 연흔은 비대칭적이며 파장이 3~4 cm, 높이 1~2 cm로 나타나며, 층단위 A 중부에 위치한 곡사층리는 약 15 cm 두께로 나타난다. 입도조성은 중립질 및 조립질 화산재 90% 세립질 화산재 9% 화산력 1%의 함량을 보이며, 1.0 ϕ ~3.1 ϕ 의 입도범위를 가진다. 평균 2.25 ϕ 입도로 세립질 화산재에 해당하며, 분급도는 2 ϕ 로 불량에 해당된다. 재동화산쇄설층은 하부로부터 1.5 ϕ →1.8 ϕ →2.1 ϕ →2.3 ϕ →2.9 ϕ →3.0 ϕ 로 입도 변화가 나타나며, 이는 상부로 갈수록 세립화 되는 경향을 보여준다. 재동화산쇄설층 내부는 정체수(slack water)를 지시하는 니질박층이 포함되며, 층 중부에 7개, 상부에 2개 등 총 9개가 확인된다.

해석

송악산 응회환 노두의 상당부분은 화쇄난류에 의해 형성된 응회암이지만, 층단

위 A 의 상조합 1은 8매의 일차화산쇄설층과 7매의 재동응회암층이 나타난다 (Fig . 15). 일차 화산쇄설층은 희미한 층리 및 피복층리 그리고 거대연흔 구조 등의 화쇄난류에 의해 형성된 퇴적구조를 보이며, 재동응회암층은 연흔 및 곡사 층리 그리고 니질박층 등 유수에 의해 형성된 다양한 퇴적구조가 나타난다. 일차 화산쇄설층과 재동응회암층은 서로 교호하며, 이들의 층 경계는 뚜렷하지만 침식 면이 나타나지 않는다. 따라서 일차화산쇄설층과 재동화산쇄설층은 연속적인 퇴적에 의해 형성된 것으로 추정된다. 층단위 A 하부의 일차화산쇄설층은 분출초기 화쇄난류에 의해 운반된 패류화석이 층내부에 포함되어 있으며, 이를 제외한 나머지 층들은 패류화석을 포함한 해양생물기원 입자가 나타나지 않으며, 생물활동의 증거 또한 발견되지 않는다. 이는 비교적 단기간에 걸쳐 많은 양의 화산쇄설물이 지속적으로 공급되어 생물이 서식할 수 없는 환경으로 해석된다. 재동응회암층의 평균입도는 상부로 가면서 세립화 경향을 보이며, 세립질 화산재의 함량도 증가한다. 특히 층 중부-상부 구간은 총9매의 니질박층이 확인되며, 이는 입도의 상향세립화를 지시하는 것으로서 초기에 해파에 의해 중립질 화산재가 재동되어 형성되고, 이 후 화산분출에 의해 화산쇄설층의 두께가 높아짐에 따라 해양환경이 재동할 수 있는 에너지가 약화된 것으로 해석된다. 더불어 니질박층의 존재는 정체수(slack water)로 인해 형성된 것으로 해석되며, 이는 파도에 의한 침식 보다는 조석의 영향을 받았던 것으로 보인다.

따라서 상조합 1은 재동응회암층의 상향세립화, 니질박층의 존재, 두께의 변화 등을 고려하였을 때, 지속적으로 약한 에너지조건이 유지되는 퇴적환경에서 형성된 것으로 보이며, 이는 송악산 분출이전의 이 지역의 환경은 조석에 의해 간헐적으로 육상환경으로 변하는 조간대 환경으로 추정된다.

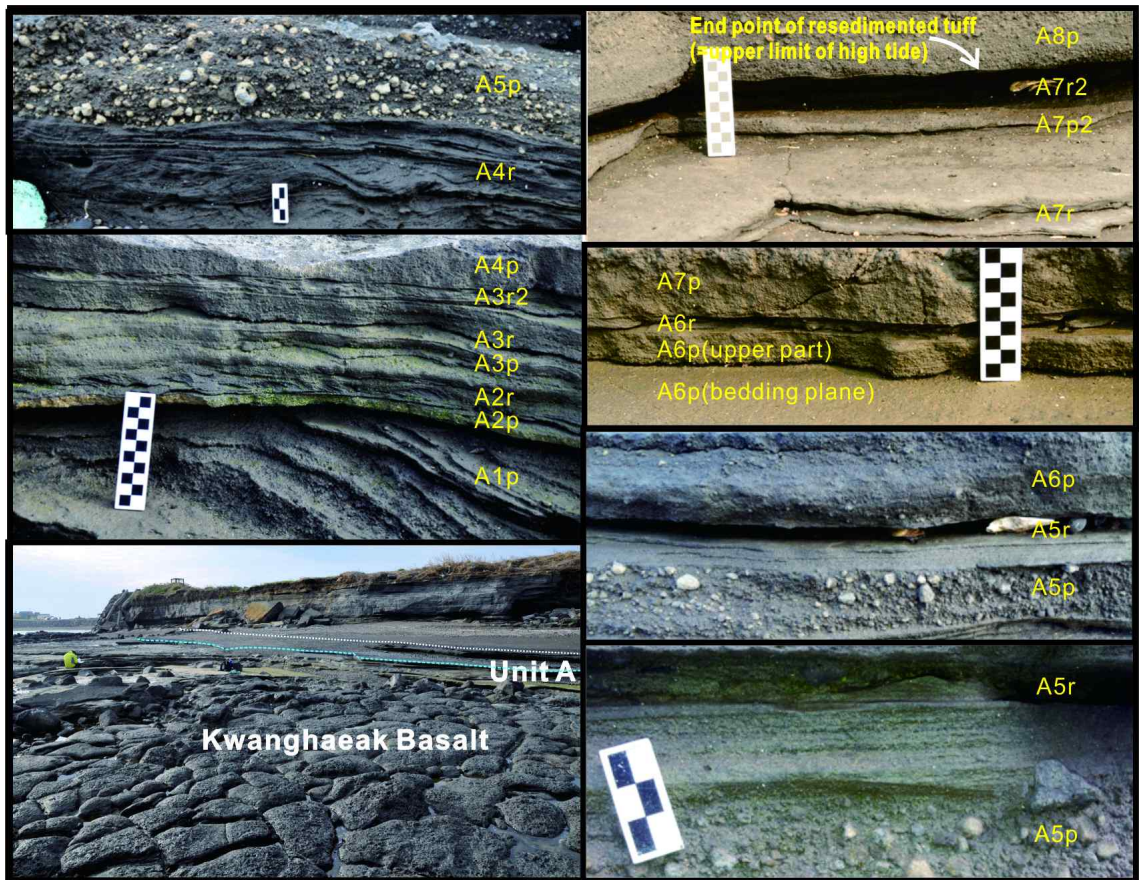


Fig. 19. Photos of facies association 1, alternating primary tuff and reworked tuff.

4.5.2 상조합 2

기술

상조합 2는 송악산 응회환 층단위 A 상부구간(A8p)부터 층단위 B 전체 구간을 포함한다(Fig. 16). 상조합 2는 주로 희미한 층상 화산력 응회암, 파동층리 응회암, 언덕사층리 응회암으로 구성되어 있으며, 상조합 하부구간에 니질박층이 협재되어 나타난다. 이 구간은 층단위 A 상부(A8p)부터 수직으로 총 180 cm 두께로 세립질 화산재에서 조립질 화산력까지 다양한 입도범위를 보여주고 있다. 하부에 위치한 희미한 층상 화산력 응회암은 원마도와 분급이 불량한 화산력으로 구성되며, 희미한 층리는 화산재와 화산력이 교호를 통해 나타난다. 상조합 하부는 니질박층이 협재하고 있으며, 니질박층의 층리면을 따라 하부로부터 세발자

국, 빗방울자국, 침식연흔(adhesion ripple)의 퇴적구조가 확인된다(Fig. 20A, B). 상조합 중부는 화쇄난류에 의해 형성된 파동층리 응회암이 위치하며, 이 응회암은 분급과 원마도가 중간정도인 중립질에서 조립질 화산재로 구성되어 있으며 두께 25 cm, 10~15°의 각도, 수 십 cm 이상의 파장으로 나타난다. 최상부에 위치한 평행층리 응회암은 원마도와 분급이 불량한 중립질 화산재와 조립질 화산재가 분포하며, 약 20 cm 두께를 보인다. 최상부에는 놓인 언덕사층리는 조립질 화산재에서 암괴까지 다양한 입도로 구성되어 있으며, 약 10~15 cm 두께를 보이며, 상, 하부에 침식면이 발달되어 있다(Fig. 20D, E, F).

해석

상조합 2는 주로 중립질 화산재 및 조립질 화산력으로 구성되어 있으며, 드물게 화산암괴가 분포한다. 상조합 2 하부는 주로 층단위 A에 해당하는 일차화산쇄설층이 분포한다. 이층들은 화쇄난류에 의해 형성되었으며, 희미한 층리 퇴적구조가 나타난다(Chough and Sohn, 1990). 일차화산쇄설층 사이에는 층리면(bedding plane)을 따라 노출되어 있는 니질박층이 존재한다. 최하부에 위치한 니질박층은 새발자국, 상위 층준에서는 빗방울자국이 나타난다. 그리고 층단위 A와 B 경계부에 해당하는 층준에서는 침식연흔이 존재한다. 이러한 퇴적구조는 하부에 위치한 상조합 1과 약 5~30 cm 상부에 위치하며, 화산 분출 휴지기에 형성된 퇴적구조로 해석된다. 새발자국과 빗방울 자국은 유수에 의한 영향을 받을 경우, 화산분출 휴지기간이 오래되었을 경우에 이러한 퇴적구조는 보존되기 힘들 것이라고 생각된다. 이러한 흔적들은 화산분출 직후에 형성되었으며, 이 후 화산분출에 의해 분출된 화산쇄설물에 의해 현재까지 보존된 것으로 판단된다. 상조합 2의 중부에 위치한 응회암은 평행층리 및 파동층리 그리고 사층리 퇴적구조를 보이며, 이는 지면에서 화쇄난류에 의해 퇴적된 응회암으로 보고된 바 있다(Chough and Sohn, 1990). 최상부에 위치한 언덕사층리 응회암은 주로 중립질 화산재부터 세립질 화산력까지 다양한 크기의 입자로 구성되어 있으며, 드물게 층단위 B의 퇴적구조를 보이는 화산암괴가 층 내부에 포함되어 있다. 또한 니질퇴적물이 거의 없고 생물편 또는 생물교란구조는 관찰되지 않는다. 이 퇴적상은 다양한 방향의 소규모 곡사층리가 나타나며, 부분적으로 저각의 평행층리, 저각의 사층리를

보이며, 층단위 B가 침식되어 형성된 슬럼프핑 구조가 나타난다. 폭풍파에 의한 해수의 왕복운동은 해저면에 언덕사층리와 같은 독특한 퇴적구조를 형성시키는데, 해파기저면 상부의 구조는 폭풍이 지나간 후 해파에 의해 대부분 소멸되지만, 해파기저면 하부에 형성된 것들은 퇴적층 내에 보존된다(Reading, 1996). 하부에 응회암 암편이 있는 것으로 미루어보아 분출 휴지기 중 폭풍에 의해 하부에 위치하고 있는 응회암 또는 연안에 분포하는 퇴적물이 운반되어 형성된 퇴적층으로 추정된다.

상조합 2에서는 일차화산쇄설층이 주로 확인되며, 기존 연구에서도 지면환경에서의 화쇄난류에 의해 형성된 화산쇄설층으로 보고된 바 있다(Chough and Sohn, 1990). 상조합 하부에 분포하는 새발자국, 빗방울자국, 침식연흔 등의 퇴적구조들은 유수 또는 대기 하 환경에 의해 손실되기 쉬운 구조로서, 유수에 의한 영향을 받았을 경우 보존되기 힘들다고 판단되며, 이러한 흔적들이 보존될 수 있었던 이유는 분출 휴지기가 매우 짧았던 것으로 추정된다. 최상부에 나타나는 퇴적상 hcLT는 연안환경에서 폭풍에 의해 형성되는 구조로 상조합 1 최상부에서 약 150 cm 위에 위치한다. 이는 일반적인 폭풍해수면의 위치와 비슷한 위치에 놓여있으며, 이를 통해 상조합 2는 조상대 환경이라 추정된다.

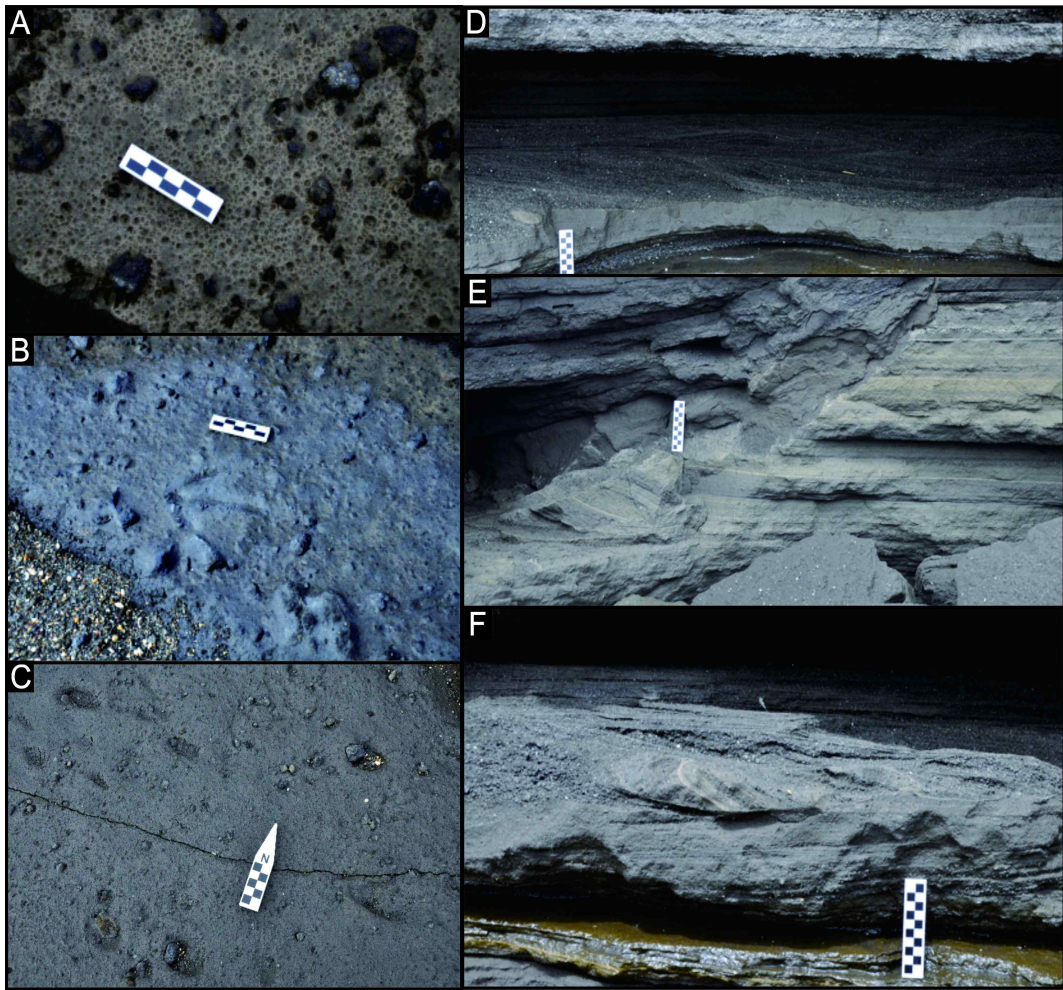


Fig. 20. Photos of facies association 2. (A) Rain drop mark on the bedding plane of A9p. (B) Bird track on the bedding plane of A8p. (C) Impact sag and prod mark on the bedding plane of A8P. (D, E, F) Facies hcLT.

제5장 토의

5.1 송악산 응회환 연대

송악산 응회환 및 주변층서의 연대측정 방법은 총 3가지 방법(방사성 동위원소 연대측정, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 연대분석, OSL 연대측정)으로 진행되었다. 방사성동위원소 연대측정을 이용한 연대측정은 하부에 놓인 층단위 A와 하모리층을 대상으로 진행되었으며, 측정연대는 하위로부터 $3,720\pm 50\sim 4,130\pm 60\text{yr BP}$, $2,955\pm 35\sim 3,862\pm 100\text{yr BP}$ 범위를 가진다. 또한 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 연대분석을 통해 하모리층의 연대분석을 의뢰한 결과 $3670\pm 63\sim 4345\pm 38\text{ yr BP}$ 의 연대가 보고되었다. 그리고 송악산 응회환 층단위 B 및 하모리층 내부의 포함된 석영을 이용한 OSL 연대분석은 $7.0\pm 0.3\text{ ka}$, $5.1\pm 0.3\text{ Ka}$ 가 나타난다. 이를 환산할 경우, 송악산 응회환과 하모리층의 연대 차는 약 2천년이다.

방사성 동위원소 연대 측정은 반감기가 5,730년이며, 연대분석을 하는 채취지점은 반드시 반감기 이하의 연대가 나타난다는 가정 하에 측정이 이루어져야 된다. 송악산 응회환 층단위 A에 포함된 복족류화석을 통해 $3,720\pm 50\sim 4,130\pm 60\text{yr BP}$ 가 측정되었으며, 이는 기존의 보고된 OSL 연대분석과 2,000년 이상의 차이를 보인다. 또한 하모리층의 OSL 연대분석은 5.0 Ka로 기존의 측정된 연대보다 약 2,000년 이상의 차이를 보이며, 층서에 따른 상·하 구분이 된다. OSL 연대분석은 석영이 가지고 있는 신호를 측정하는 방법으로 시료 채취 시 주의를 하여야 하며, 빛에 노출된 경우 석영이 갖고 있는 기존의 신호가 초기화 된다 (Godfrey-Smith et al., 1988). 최근의 Lang et al. (2003)에서는 독일 남서부의 NuXloch loess층에서 같은 층준을 대상으로 ^{14}C , OSL 연대측정을 동시에 하여 값을 비교한 연구가 보고되었으며, 이 연구에서 두 가지 방법에 의한 측정 값은 서로 같은 값을 나타내고 있지는 않다. 하지만 각 층준에서 얻어진 연대 값을 시료 채취 층준을 기준으로 하여 도표에서 나타낼 경우, 층서적 상·하 구분은 물론 비슷한 경향을 보인다. 이를 통해 OSL 연대 측정과 ^{14}C 의 연대는 분석 방법과 분석 시료 등 다양한 요인에 의해 차이가 발생하는 것으로 추정된다.

일반적으로 연대를 통해 층서의 상·하를 구분할 경우, 다양한 방법의 연대측정 방법을 이용한다. 이 중 가장 효과적인 것은 화석을 통한 상·하의 구분이지만, 송악산인 경우 화산폭발로 인해 형성되어 대부분 화석 미포함 층이다. 이럴 경우 신뢰성이 비교적 높은 방사성 동위원소를 실시하여야 한다. 이는 짧은 반감기를 가지나, 그만큼 신뢰성이 높은 값을 도출하기 때문이다. 송악산응회환 최하부 층은 화쇄난류에 의해 운반되어 형성된 일차화산쇄설층이 존재하며, 이 층 내부는 다양한 복족류 화석을 포함하고 있다. 이를 통한 연대측정 값은 송악산의 분출연대를 추정할 수 있는 가장 신뢰도가 높은 시료라고 생각된다. 이러한 종합적인 부분을 고려하였을 경우 송악산의 분출 초기 연대는 $3,720 \pm 50 \sim 4,130 \pm 60$ yr BP가 타당한 것으로 판단된다.

5.2 현세중기 해수면

송악산응회환 층단위 A와 B는 해양환경에 의해 재동되어 형성된 재동응회암층이 나타난다. 층단위 A는 두께 2 cm 이하의 연흔 사층리가 7매, 두께 15 cm 소규모 곡사층리가 1매로 구성되며, 일차화산쇄설층 사이에 협재되어 나타난다. 이 층은 화쇄난류에 의해 1차퇴적 후 연안환경에 의해 재동되어 형성되어 분출 당시 해수면에 대한 기록을 보존하고 있다. 재동응회암층의 간조와 만조의 구분은 힘들지만, 최상부에 위치한 재동응회암층으로부터 분출당시 최대만조선을 유추할 수 있으며, 이는 광해악현무암보다 약 1.5 m 위에 위치한다.

층단위 B와 C사이에 위치한 퇴적상 hcLT는 주로 폭풍에 의해 형성된 것으로 해석되며 이는 기저인 광해악현무암보다 약 2.5 m 위에 분포한다. 일반적인 폭풍시 폭풍수면은 기존의 해파보다 약 1 m 이상 높아지는 것으로 알려져 있으며 (Gary Nichol, 2009), 이는 송악산 층단위 A에 나타나는 최대만조선과의 높이 차를 고려하였을 때 비슷한 위치에 있다(Fig. 21).

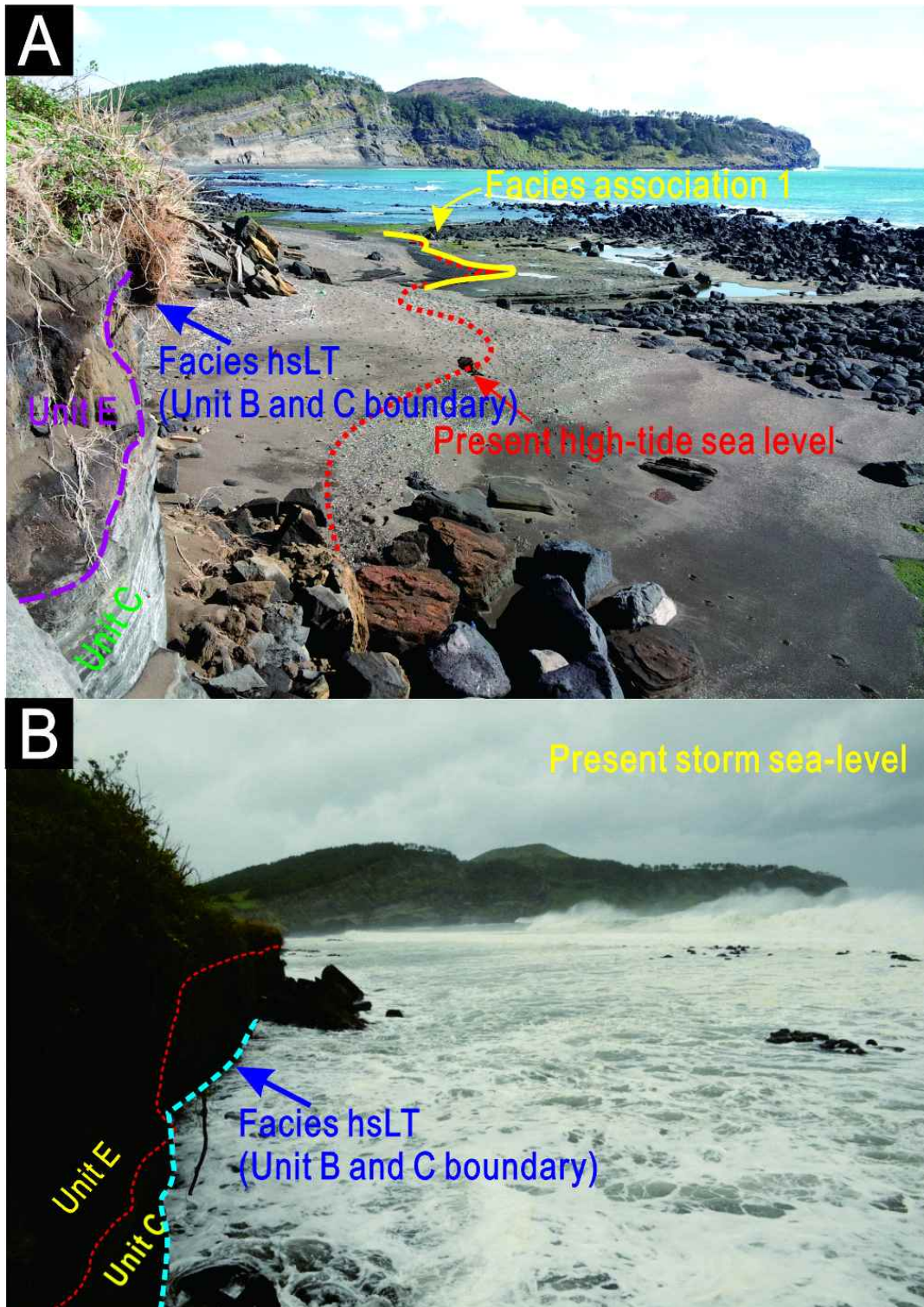


Fig. 21. Photos showing the location of sea level in fair-weather (A) and Storm-weather (B) conditions. Stratigraphic boundaries are also indicated in figure A.

송악산응회환은 송악산 분출당시 최대만조선과 폭풍수면의 기록을 보존하고 있으며 이는 송악산 분출당시인 3,720±50~4,130±60yr BP의 해수면 기록으로 추정할 수 있다. Waelbroeck et al(2002) 및 동아시아 해수면 변동 자료를 송악산 응회환의 보존된 해수면 기록과 비교할 경우 이 시기의 해수면은 지금과 유사하다 (Feng and Wang, 1986; Pirazzoli, 1991, 1996; Zhao et al., 1982). 해수면의 위치는 연구자에 따라 다르게 해석되지만, 송악산인 경우 과거 연안환경의 기록이 보존되어 있어 제주도 남서부지역의 해수면의 위치는 현재와 비슷할 것이라 추정된다(Fig. 22).

이 지역의 조차는 평균 180 cm, 폭풍환경 시 해수면은 높게 나타난다. 현재의 berm의 위치와 재동응회암층은 또한 비슷한 위치에서 발달되며, 폭풍시 수면 또한 퇴적단위 B와 C사이에 위치한다(Fig. 21). 현세 중기의 해수면에 관한 다양한 값이 보고가 되었지만, 이 자료는 응회환이 남긴 조석을 기록하고 있으며 제주도 남서부에 국지적인 해수면 정보를 담는 귀중한 자료 이다.

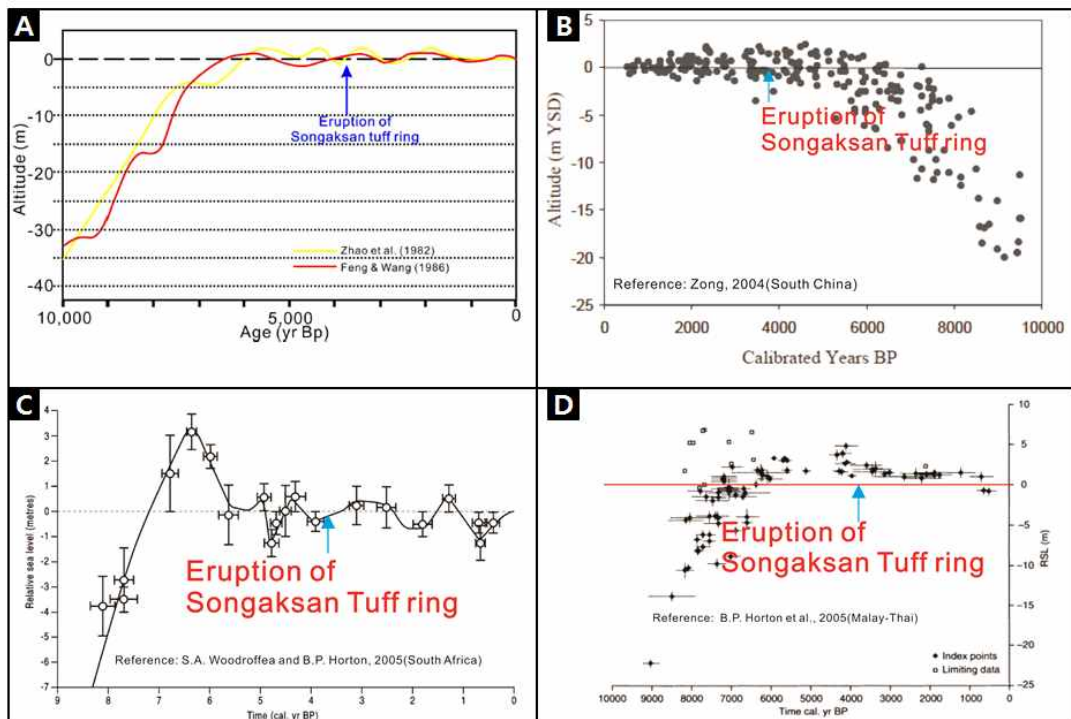


Fig. 22. Sea-level fluctuations during the Holocene in the East Asia (A and B), Malay-Thai (C), South Africa (D). Modified from Sohn et al., (2002), Zong, (2004), Horton et al., (2005) and Woodroffea and Horton (2005).

5.3 층단위 A 퇴적환경

송악산 응회환의 층단위 A는 이전 연구에서 송악산 분출이전에 형성된 천해화석을 포함한 퇴적층이라 보고하였다(Cho et al., 2005; Kim and Kim, 2006). 하지만 이에 대한 퇴적학적 연구 및 연대 측정은 이루어지지 않았으며, 이번 연구에서 이 층은 송악산 응회환 층단위 A로 구분 후 퇴적학적 분석 및 연대분석을 진행하였다. 퇴적상 분석결과 층단위 A는 대기 하 환경을 지시하는 거대연흔 화산력 응회암(mrLT), 점이층리 화산력 응회암(gLT), 피복층리 응회암(mbT), 희미한 층리 화산력 응회암(csLT), 부가 화산력 응회암(acLT) 등의 화산쇄설층과 연안환경에서의 퇴적을 지시하는 곡사층리 화산력 응회암/응회암(txLT/txT)이 교호하며 나타난다. 이 중 거대연흔 화산력 응회암(mrLT)과 희미한 층리 화산력응회암은(csLT)은 화쇄난류에 의한 퇴적을 지시하며, 퇴적상 분석을 통해 분화구 바깥 방향으로 흐른 것을 알 수 있다. 곡사층리 화산력응회암/응회암을 통해 화산분출 휴지기 동안 연안환경에 의해 하부에 있던 화산쇄설물들이 재퇴적이 된 것을 알 수 있다. 이러한 퇴적상 분석을 통해 송악산 층단위 A는 분출이전의 퇴적층이 아닌 송악산 분출에 의해 형성된 화산쇄설층임을 지시한다.

층단위 A에 나타나는 재동 응회암층은 두께 1~3 cm의 연흔 사층리가 나타나며 이는 두께 및 파장 등을 통해 해양환경에서 형성된 것임을 지시한다. 또한 중부에서의 두께 15 cm의 소규모 곡사층리는 내부에 7매의 니질박층이 협재되어 있으며, 이는 화산분출이 끝난 후 한동안 연안환경이었음을 지시한다. 상부에 분포하는 니질박층은 연흔의 정선면을 따라 나타난다. 층단위 A 최상부는 새발자국, 빗방울자국, 침식연흔 등이 발생하며, 이러한 퇴적구조는 해양환경의 영향을 받을 경우 쉽게 침식되는 구조이다. 이를 통해 층단위 A는 해양환경에서 형성된 화쇄난류층과 지면환경에서 형성된 화쇄난류층으로 구분된다.

송악산 지역을 이루는 광해악현무암은 낮은 기복을 이루며 해안선에서 외해로 연결되어 있다. 이는 주로 침식이 주로 이루어지는 해안이나 튜물러스에 의해 파도의 영향이 감소되는 지역으로 기상상황에 따라 침식 또는 퇴적이 이루어진다.

일반적인 파도우세해안은 상부로 갈수록 조립질의 퇴적양상이 우세하게 나타나지만, 송악산 응회환 층단위 A는 상부로 갈수록 상향세립화가 발생한다. 송악산의 분출연대는 현재와 해수면이 비슷한 현세중기이며, 이는 송악산 주변의 해양환경이 현재와 비슷함을 지시한다. 송악산 층단위 A에 나타나는 재동응회암층은 니질박층이 협재하고 있으며, 이러한 니질박층은 정체수(slack water) 환경에서 형성된다. 광해악현무암 용암대지로 이루어졌던 연안환경은 송악산 응회환 분출을 통해 많은 양의 화산쇄설물이 국지적으로 공급이 되어 일시적으로 지형적 변화가 발생한 것으로 해석된다. 연안환경에서 발생한 화산활동은 강력한 폭발을 발생시키며, 이를 통해 많은 양의 화산쇄설물이 주변지역으로 공급이 된다. 또한 이러한 공급을 통해 해안선의 변화를 야기 시킨다. 송악산 응회환에서는 분출초기 연안환경에서 화쇄난류에 의한 공급이 이루어지고, 이후 해양환경에 의해 재동되어 재동응회암층을 형성하였다. 송악산 분출 이전의 해양환경에서의 퇴적과정은 침식이 우세한 환경이었으나, 화산분출을 통한 많은 양의 화산쇄설물이 공급되어 지형의 변화가 발생한 후 일시적인 조간대 환경을 만들었을 것으로 해석된다. 이러한 현상의 지속적인 반복과 연안환경의 영향을 받는 최대선에 도달할 때, 더 이상 재동은 발생하지 않고 상부면은 전적으로 지면환경에서의 퇴적이 이루어진 것으로 판단된다(Fig. 23).

5.4 송악산 응회환 분출주기

송악산 응회환의 층단위 A는 이전 연구에서 송악산 분출이전에 형성된 천해화석을 포함한 퇴적층이라 보고하였다(Cho et al., 2005; Kim and Kim, 2006). 하지만 이에 대한 퇴적학적 연구 및 연대 측정은 이루어지지 않았으며, 이번 연구에서 이 층군은 송악산 응회환 층단위 A로 구분 후 퇴적학적 분석 및 연대분석을 진행하였다. 송악산 응회환 층단위 A는 이번 연구에서 퇴적상, 구성성분, 색, 침식면 등을 기초로 하여 18개의 세부퇴적단위로 구분하였다. 광해악현무암 상부에 부정합으로 거대연흔 화산력 응회암이 놓이며, 광해악현무암으로 이루어진 용암대지 위에 화쇄난류의 퇴적을 지시한다. 화쇄난류에 의해 형성된 화산쇄설층 위

에 해양환경을 지시하는 재동응회암층이 나타나며, 이는 일차 화산쇄설층에 협재되어 나타난다. 총 9매의 재동응회암층은 분급은 1.19 ϕ 로 불량하며 평균 2.28 ϕ 의 중립질 화산재(세립사)에 해당한다. 재동응회암층은 연흔의 파장 및 파고의 높이 및 입도의 조직적 특성을 통해 해양환경에서 형성된 재동응회암층으로 해석하였다.

수성화산분출은 물과 마그마의 상호작용을 통해 형성되며, 아주 짧은 기간(1주~1달)에 불규칙한 주기로 폭발한다. 이러한 폭발로 응회환 및 응회구 그리고 마르와 같은 단성화산체를 형성한다(Simkin and Siebert, 2000), 현생화산에서의 이러한 불규칙한 주기는 모니터링을 통해 파악이 가능하지만, 과거 화산에서의 분출 주기에 대한 파악은 불가능하다. 서귀포층의 화산쇄설성 층단위는 과거 수성화산분출로 만들어진 일차화산쇄설층과 해양환경에 의해 형성된 재동응회암층이 교호하며 나타나는 특징을 보이며, 이에 대한 퇴적학적 연구를 바탕으로 과거 서귀포층 주변 화산의 분출 주기 및 다양한 정보에 대하여 보고되었다(Sohn and Yoon, 2010).

송악산 응회환 층단위 A는 서귀포층의 화산쇄설물로 구성된 층단위와 유사한 구조를 가지며, 현재에도 화산의 형태가 그대로 보존되어 있는 지역이다. 또한 층단위 A 위치는 간조 시 노출되며, 만조일 경우 물에 잠겨 노두 관찰이 불가능하다. 송악산 주변지역의 조석 주기는 13시간이며, 평균 180 cm의 조차가 발생한다.

총 10매의 재동응회암층은 일차화산쇄설층 사이에 협재되어 있으며, 재동응회암층 내부에는 9개의 니질박층이 존재한다. 재동응회암층은 조석주기에 따라 화산쇄설물의 재이동되어 형성된 재동응회암층이며, 일차화산쇄설층의 층서적 관계를 통해 분출 휴지기 중 연안환경의 영향으로 형성된 것으로 해석된다. 재동응회암층과 일차화산쇄설층 경계면은 뚜렷한 침식면과 생물교란 흔적이 나타나지 않으며, 이는 연속적인 퇴적이 발생한 것으로 추정된다. 재동응회암층과 니질박층은 총 19개이며, 이 중 상부에 위치한 2개의 니질박층은 연흔사층리 정부면을 따라 나타난다. 상부의 위치한 2개의 니질박층은 만조에서 간조로 바뀌는 정체기간에 형성되었을 것이라 해석되며, 송악산 응회환 층단위 A는 약 17번의 조석기록을 보존하고 있다. 송악산 주변지역의 조석주기는 반일주조 주기를 나타내며, 송

악산의 연대가 현세 중기임을 고려하였을 때, 지금과 조석 주기는 차이가 없을 것이라 판단된다. 이러한 결과를 종합하여 해석할 경우, 과거 송악산 응회환 층단위 A는 약 7일에서 10일 사이에 형성된 것으로 해석된다.

송악산 응회환 층단위 A는 상당히 높은 퇴적률(1.5 m / 7일)을 보이며, 일(day) 단위의 조석주기가 보존되어 있다. 따라서 송악산 응회환은 제주도 남서부 지역의 현세 중기의 해양환경에 대한 자료와 화산 분출기록에 대한 자료가 보존되어 있는 중요한 지역이라 생각된다.

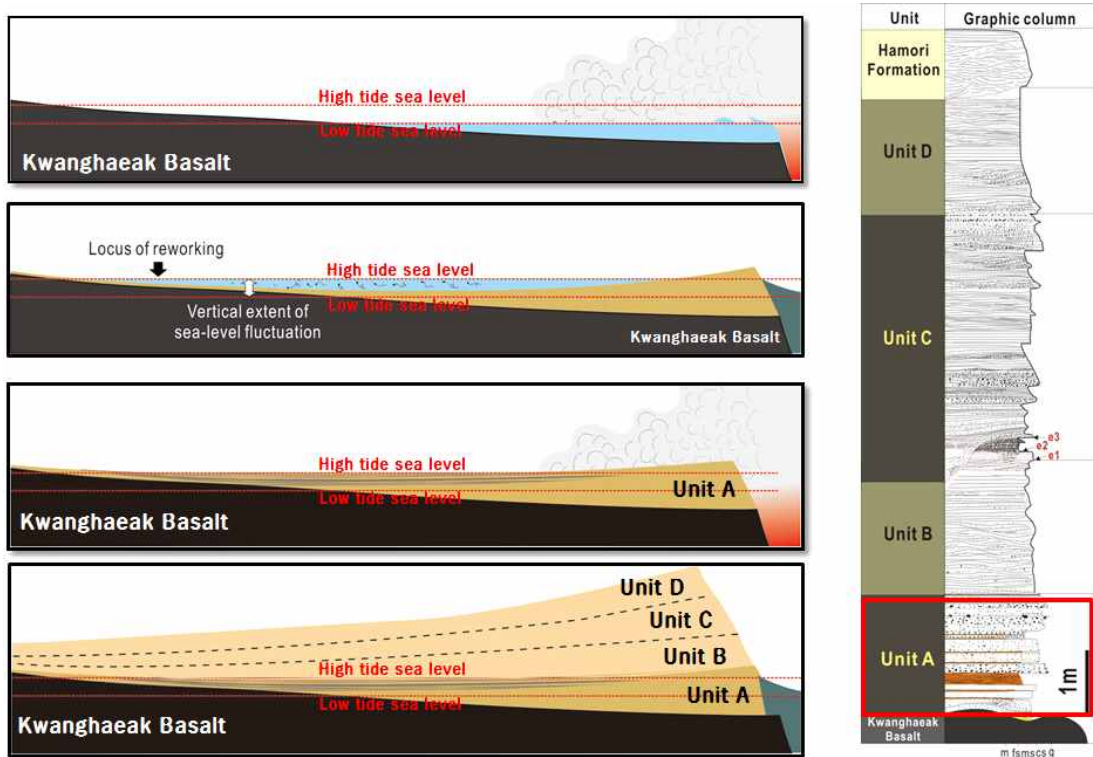


Fig. 23. Reconstruction of eruption activities in the Songsaksan tuff ring.

제6장 결론

송악산은 제주도 남서부 해안에 위치하며, 수천 년 전 천해환경에서 수성화산 분출로 형성된 단성화산체이며, 하위에서부터 이 지역 기반암인 광해악현무암, 송악산응회암, 분석층, 용암연, 하모리층의 순서로 구성되어있다. 송악산응회암은 구성성분, 색, 침식면, 퇴적구조 등을 기준으로 4개의 층단위로 구분하였으며, 이 중 최하부에 위치한 층단위 A, B는 퇴적상 및 층의 형태를 기준으로 7개의 퇴적상으로 분류하였다: (1) 피복층리 응회암(mbT), (2) 거대연흔 화산력응회암(mrLT), (3) 희미한 층리 화산력응회암/응회암(dbLT/dbT), (4) 점이층리 화산력응회암(gLT), (5) 곡사층리 화산력응회암/응회암(txLT/txT) (6) 언덕사층리 화산력응회암(hcLT) (7) 부가화산력 응회암(acLT). 송악산 응회암의 퇴적환경의 진화과정을 파악하기 위해 화산쇄설물들을 총 2개의 상조합으로 구분하였다. 상조합 1은 지면환경에서 퇴적된 일차화산쇄설층과 만조시 해양환경에서 재동되어 형성된 재동화산쇄설층이 서로 교호하며 나타나는 구간이다. 이는 지면환경 하에서 화산쇄설물이 일차 퇴적이 된 후, 화산분출기 중 휴지기 기간에 해양환경에서 화산쇄설물이 재동되어 형성된 상조합으로 해석하였다. 상조합 2는 전적으로 지면환경에서의 퇴적된 일차화산쇄설층과 상부에 폭풍에 의해 형성된 재동화산쇄설층으로 구성된다. 상조합 2의 하부 및 중부는 화쇄난류의 퇴적을 지시하는 희미한 층리 화산력 응회암과 파동층리 등으로 구성되어 있으며, 상부는 언덕사층리로 구성된 재동응회암층이 나타난다. 언덕사층리 화산력응회암은 하부에 침식면 및 화산암편과 조립질 입자로 구성되며, 이러한 구조는 폭풍의 영향이 정점에 있었던 시기를 지시한다. 따라서 상조합 2는 지면환경 하에서 화쇄난류에 의해 화산쇄설물이 운반 및 퇴적되어 응회암층이 형성되었으나, 분출 휴지기 중 강한 폭풍에 의해 응회암층 일부분이 침식 및 재동되어 형성된 상조합으로 해석하였다.

이번 연구에서 층단위 A는 화쇄난류에 의해 형성된 것으로 해석하였으며, 광해악현무암 상부를 부정합으로 위치하는 화쇄난류 층에 분포하는 복족류 화석을 채취하여 연대측정을 의뢰하였다. 층단위 A 연대는 $3,720 \pm 50 \sim 4,130 \pm 60$ yr BP 범위를 가지며, 이는 기존의 보고된 연대 보다 2,000년 이상의 오차를 보인다. 하지만

기존의 OSL 측정연대와 ^{14}C 의 연대가 같은 층준에서도 약 2,000년 오차를 보이며, 상대적으로 반감기가 짧은 ^{14}C 의 연대 측정 값이 신뢰성이 높다고 판단하여, 송악산이 분출연대는 $3,720\pm 50\sim 4,130\pm 60\text{yr BP}$ 로 해석하였다.

송악산 응회환 층단위 A는 해양환경에서 형성된 재동응회암층이 7매가 보존되어 있으며, 이는 지면환경에서 형성된 일차화산쇄설층 사이에 협재되어 나타난다. 이 층은 화쇄난류에 의해 1차퇴적 후 해양환경에서 재동된 것으로 해석하였으며, 이는 송악산 분출당시 해수면을 기록하고 있는 중요한 자료로 판단된다. 재동응회암층 및 층단위 B에 위치한 언덕사층리의 위치와 현재위치를 비교하였을 때, 분출 당시 해수면은 현재와 비슷한 위치로 판단되며, 이는 $3,720\pm 50\sim 4,130\pm 60\text{yr BP}$ 의 제주도 남서부의 해수면 위치로 해석된다.

기존 연구에서 층단위 A는 송악산 분출이전에 형성된 천해화석을 포함한 퇴적층이라 보고하였다. 이번 연구에서 이 층준은 송악산응회환 층단위 A로 구분 후 퇴적학적 분석을 실시하였다. 층단위 A는 일차화산쇄설층과 재동응회암층으로 구성되어 있으며, 이는 서로 교호하며 나타난다. 재동응회암층의 하부는 중립 내지 조립질 화산재로 구성되며, 연흔사층리 퇴적구조가 나타난다. 반면에 상부 재동응회암층은 세립질 화산재의 입도를 가지며, 연흔사층리 및 니질박층이 정부면을 따라 발달한다. 이러한 퇴적구조는 조간대 환경을 지시하는 구조로써 송악산 분출 이전의 이 지역은 광해악현무암으로 구성된 암반지대였으나, 송악산 분출을 통해 공급된 화산쇄설물들이 공급되어 지형을 변화시켜 일시적인 조간대 환경을 만들었을 것이라 해석된다.

송악산 응회환 층단위 A에 보존된 재동응회암층은 17번의 조석주기가 보존되어 있으며, 이는 현재 주변지역의 조석주기를 고려하였을 때 약 7~10일을 지시한다. 이는 화산분출 휴지기 중 연안환경에서 화산쇄설물이 재동되어 형성된 구조로 화산분출 주기를 대표하는 값이라 판단된다. 따라서 송악산응회환 층단위 A는 높은 퇴적률($1.5\text{ m}/7\text{일}\sim 1$)로 7~10일 사이에 형성된 것으로 해석되며, 이는 과거 형성된 화산체의 단성화산주기를 파악할 수 있는 중요한 지역으로 판단된다.

참고문헌

- Ahn, K.S. and Lee, H.K. and Lim, H.C., 1995, A Petrological and Geochemical study of granites in the Cheju island. *Econ. Environ. Geol*, 28(5), p.513-518 (in Korean with English abstract).
- Arnott, R.W.C. and Hand, B.M., 1989, Bedforms, primary structures and grain fabric in the presence of suspended sediment rain. *J. sedim. Petrol*, 59, p.1062-1069.
- Bagnold, R.A., 1954 Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. R. Soc. A*, 225, p49-63.
- Branney, M.J. and Kokelaar, B.P., 2002, Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. *Geological Society Memoir 27*. The Geological Society, London, 143p.
- Brenna, M., Cronin, S.J., Smith, I.E.M., Sohn, Y.K. and Németh, K., 2010, Mechanisms driving polymagmatic activity at a monogenetic volcano, Udo, Jeju Island, South Korea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, p.931-950.
- Brenna, M., Cronin, S.J., Németh, K., Smith, I.E.M. and Sohn, Y.K., 2011, The influence of magma plumbing complexity on monogenetic eruptions, Jeju Island, Korea. *Terra Nova*, 23, p.70-75.
- Brenna, M., Cronin, S.J., Smith, I.E.M., Maas, R. and Sohn, Y.K., 2012a, How small-volume basaltic magmatic systems develop: a case study from the Jeju Island Volcanic Field, Korea. *Journal of Petrology*, 53, p.985-1018
- Brenna, M., Cronin, S.J., Smith, I.E.M., Sohn, Y.K. and Maas, R., 2012b, Spatio-temporal evolution of a dispersed magmatic system and its implications for volcano growth, Jeju Island Volcanic Field, Korea. *Lithos*, 148, p.337-352.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987, *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Allen and Unwin, London,
- Cheong, C.-S., Choi, M.S., Khim, B.K., Sohn, Y.K., Kwon, S.T., 2006, ²³⁰Th/²³⁴U dating of Holocene mollusk shells from Jeju Island, Korea by multiple collectors inductively coupled plasma mass spectrometry. *Geosciences Journal* 10, p.67 - 74.
- Cheong, C.S., Choi, J.H., Sohn, Y.K., Kim, J.C., Jeong, G.Y., 2007, Optical dating of hydromagmatic volcanoes on the southwestern coast of Jeju Island, Korea.

- Quaternary Geochronology, 2 (1-4), p.266-271.
- Cho, D.L., Park, K.H., Jin, J.H., Hong, W., 2005. Age constraints on human footmarks in Hamori Formation, Jeju Island Korea. Journal of Petrological Society of Korea 14, p.149-156(in Korean with English abstract).
- Choi, S.H., Mukasa, S.B., Kwon, S.T. and Andronikov, A.V., 2006, Sr, Nd, Pb and Hf isotopic compositions of late Cenozoic alkali basalts in South Korea: Evidence for mixing between the two dominant asthenospheric mantle domains beneath East Asia. Chemical Geology, 232, p.134-151.
- Chough, S.K., Sohn, Y.K., 1990. Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. Sedimentology 37, p.1115-1135.
- Duke, W.L., 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. Sedimentology, 32, p.167-194.
- Duke, W.L., 1990. Geostrophic circulation or shallow marine turbidity currents? The dilemma of paleoflow patterns in storm-influenced prograding shoreline systems. J. Sediment. Petrol., 60, p.870-883.
- Feng, H., Wang, Z., 1986. Holocene Sea-Level Changes and Coastline Shifts in Zhejiang Province, China. Dept. Geography, Hangzhou Univ., Hangzhou, p.23.
- Fisher, R.V., 1966, Rocks composed of volcanic fragments., Earth Sci. Rev., 1, p.287-298.
- Fisher, R. V., Schmincke, H.U., 1984, Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, Berlin,
- Fisher, R.V., Smith, G.A., 1991, Sedimentation in volcanic settings: Tulsa, Oklahoma, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 45, 257 p.
- Fiske, R. S., 1969, Recognition and significance of pumice in marine pyroclastic rocks. Geol. Soc. Amer. Bull. 80, p.1-8.
- Folk, R. L., Ward, W. C., 1957. Brazor river bar: a study in the significance of grain size parameters, Jour. Sed. Pet., 27: p.3-27.
- Freundt A, Schmincke H-U., 1985, Hierarchy of facies of pyroclasticflow deposits generated by LaaceherSee-type eruptions. Geology., 13, p.278-281
- Galehouse, J. S. 1971. Sedimentation analysis. In: Procedures in Sedimentary Petrology edited by Carver, R. E., Wiley-Interscience, p. 69-94.
- Gary Nichols., 2009. Sedimentology and stratigraphy, 2nd Edition. Wiley-Blackwell. British.

- Godfrey-Smith, D. I., Huntley, D. J. and Chen, W. H., 1988, Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extract. *Quaternary Science Reviews*, 7, p.373-380.
- Harms, J.C., Southard, J.B. and Walker, R.G., 1982. Structures and sequences in elastic rocks. *SEPM Short Course*, 9.
- Horton, B. P. et al., 2005, Holocene sea levels and palaeoenvironments, Malay-Thai Peninsula, Southeast Asia. *Holocene* 15, p.1199-1213.
- Hwang Sang Koo, Hwang Jae Ha, Kim Dong Hak, Howells, M.F., 1992, Volcanic Processes on the Songaksan Tuff Ring and Cinder Cone, Cheju Island, Korea. *Jour. Geol. Soc. Korea.*, 28, 1, p.110-120(in Korean with English abstract).
- Hwang Sang Koo, 2000, Volcanic Form of the Songaksan Tuff Ring • Cinder Cone Complex, Jeju Island, Korea. *Journal of the Geological Society of Korea*. 36, 4, p.473-486(in Korean with English abstract).
- Hwang, S. K., Won C. K., Lee Moon Won, Yun Sung Hyo, Lee In Woo, Kim S.K., 2001, Petrologic Evolution of the Songaksan Monogenetic Volcano, Jeju Island, Korea. *Jour. Petrol. Soc. Korea*, 10, 1, p.13-26(in Korean with English abstract).
- Ingram, R. L., 1971. Sieve analysis. In; *Procedure in Sedimentary Petrology*: edited by Carrer, R. E., Wiley Interscience, p.49-68.
- Jeon, Y.M., 2009, Lithofacies and emplacement processes of the volcanogenic rocks in the Cretaceous Gyeongsang Basin and Quaternary Jeju Island, Korea. Ph.D Thesis, Gyeongsang National University, Korea, 165p(in Korean with English abstract)..
- Kang, S., 2003, Benthic foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironments of the Seogwipo Formation, Jeju Island, Korea. *Journal of Paleontological Society of Korea*, 19, p.63-153(in Korean with English abstract).
- Khim, B.K., Woo, K.S., Yoon, S.H., 2000, Comparison of oxygen isotope profile of a fossil bivalve with the modern hydrographic condition: case study of the Seoguipo Formation (Korea). *Geosciences Journal*, 4, p15-24.
- Khim, B.K., Woo, K.S. and Sohn, Y.K., 2001, Sr isotopes of the Seoguipo Formation (Korea) and their application to geologic age. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19, p.701-711.

- Kim, I.-S., and Lee, D., 2000, Magneto stratigraphy and AMS of the Seoguipo Formation and Seoguipo Trachyte of Jeju Island: Journal of the Geological Society of Korea, 36, p.163 - 180(in Korean with English abstract)..
- Kim, K.S., Kim, J.Y., 2006. Review on the stratigraphy and geological age of the hominid footprints-bearing strata, Jeju Island Korea. Journal of the Korean Earth Science Society 27, p.236-246(in Korean with English abstract).
- Koh, G.W., 1997, Characteristics of the groundwater and hydrogeologic implications of the Seoguipo Formation in Cheju Island. Ph.D. thesis, Pusan National University, Pusan, 326p (in Korean with English abstract).
- Koh, G.W., Park, Y.S. and Park, W.B., 2004, Subsurface stratigraphy and ^{40}Ar - ^{39}Ar absolute age in the eastern area of Jeju Island. Volcanic rocks and Volcanic activities in Jeju Island. Field Trip Guide, Spring Excursion of the Geological Society of Korea, Jeju, p29-50 (in Korean, title translated).
- Koh, G.W., Park, J.-B. and Park, Y.-S., 2008, The study on geology and volcanism in Jeju Island (I): petrochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ absolute ages of the subsurface volcanic rock cores from boreholes in the eastern lowland of Jeju Island. Economic and Environmental Geology, 41, p93-113 (in Korean with English abstract).
- Koh, G.W., Park, J.-B. Kang, B.R, Kim, G.P, Moon, D.C., 2013, Volcanism in Jeju Island. Journal of the Geological Society of Korea. 49(2), p.209-230 (in Korean with English abstract).
- Kokelaar, P., 1986, Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. Bulletin of Volcanology, 48, p.275-289.
- Lang, A., Hatte, C., Rousseau, D.D., Antoine, P., Fontugne, M., Zoller, L., Hambach, U., 2003, High-resolution chronologies for loess: comparing AMS ^{14}C and optical dating results. Quaternary Science Reviews, 22, p.953-959.
- Lee, M.W., 1982, Petrology and geochemistry of Jeju volcanic Island, Korea. Science Reports of the Tohoku University, 15, p177-256.
- Lee, M.W., Won, C.K., Lee, D.Y. and Park, G.H., 1994, Stratigraphy and petrology of volcanic rocks in southern Cheju Island, Korea. Journal of Geological Society of Korea, 30, p.521-541(in Korean with English abstract).
- Lorenz, V., 1986, On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. Bulletin of Volcanology, 48, p.265-274.

- Lowe, D.R., 1976, Grain flow and grain flow deposits. *J.sedim. Petrol.*, 46, 188-199.
- Lowe, D.R., 1982, Sediment gravity flows. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *J. sedim. Petrol.*, 52, p.279-297.
- Middleton, G.V. and Hampton, M. A., 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: *Turbidites and Deep- Water Sedimentation. SOC. econ. Paleont.Miner. (Pacific Sect.) Short Course Lect. Notes*, p1-38.
- Myrow, P.M. and Southard, J.B., 1991, Combined-flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. *Jour. Sed. Petrol.*, 61, p.202-210.
- Park, K.H., Cho, D.L., Kim, J.C., 2000. Geological report of the Moseulpo-Hanlim sheet. Korea Institute of Geology, Mining and Materials, Taejon.
- Park, J.B. and Koh, G.W., 2004, A note on geochemistry and absolute ages of Cenozoic lava flows in Jeju Island based on interim results of several borehole cores in the eastern part of the island. In: Y.S. Lee et al. (Editors), *Cenozoic Stratigraphy and Tectonics of Korea. The 3rd and 4th Symposiums on the Geology of Korea, Special Publication No. 2.* Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, Daejon, p.161-172.
- Pirazzoli, P.A., 1991. *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes.* Elsevier Oceanography Series. Elsevier, Amsterdam, 300p.
- Pirazzoli, P.A., 1996. *Sea-Level Changes: The Last 20000 Years.* Wiley, Chichester, 211p.
- Reading, H.G., 1986. *Sedimentary Environments and Facies.* Blackwells, Oxford. 615p.
- Reading, H.G. (Ed.), 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3rd edition). Blackwell Science, Oxford.
- Reading, H.G., Levell, B.K., 1996. Controls on the sedimentary rock record. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy.* Blackwell Science, Oxford, p.5 - 36.
- Reineck, H.-E. and Singh, I.B., 1980, *Depositional Sedimentary Environments.* Springer-Verlag, Heidelberg, 579p.
- Schmincke, -U., Fisher, R .V., Watersa, .C., 1973, Antidune and chute and pool structures in the base surge deposits of the Laacher See area, Germany.

- Sedimentology, 20, p.553-574.
- Sheridan, M. F., Updike, R. G., 1975, Sugarloaf Mountain Tephra - A Pleistocene Rhyolitic Deposit of Base Surge Origin in Northern Arizona. Geol. Soc. Am. Bull., 86, p.571-581.
- Simkin, T., and Siebert, L., 2000, Earth's volcanoes and eruptions: An overview, in Sigurdsson, et al., eds., Encyclopedia of volcanoes: San Diego, California, Academic Press, p.249 - 261.
- Sohn, Y.K., 1996. Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea. Geol. Soc. Am. Bull. 108, p.1199-1211.
- Sohn, Y.K. 1997. On traction-carpet sedimentation. J. Sed. Res. 67, p.502 - 509.
- Sohn, Y.K., Chough, S.K., 1989. Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea). Sedimentology 36, p.837-855.
- Sohn, Y.K., Park, J.B., Khim, B.K., Park, K.H., Koh, G.W., 2002, Stratigraphy, petrochemistry and Quaternary depositional record of the Songaksan tuff ring, Jeju Island, Korea. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 119, p.1-20.
- Sohn, Y.K. and Park, K.H. 2004, Early-stage volcanism and sedimentation of Jeju Island revealed by the Sagye borehole, SW Jeju Island, Korea. Geosci. J., 8, p.73 - 84.
- Sohn, Y.K., Park, K.H., Yoon, S.-H., 2008, Primary versus secondary and subaerial versus submarine hydrovolcanic deposits in the subsurface of Jeju Island, Korea: Sedimentology, 55, p.899 - 924.
- Sohn, Y.K., Yoon, S.H. 2010, Shallow-marine records of pyroclastic surges and fallouts over water in Jeju Island, Korea, and their stratigraphic implications. Geology, 38, p.763-766
- Sparks, R.S.K., 1975. Stratigraphy and geology of the ignimbrites of Vulsini Volcano, Central Italy. Geol. Rundsch. 64, p.497-523.
- Sparks, R.S.K., 1976. Grain size variation in ignimbrites and implication for the transport of pyroclastic flows. Sedimentology 23, p.147-188.
- Tanner, W.F., 1966. Ripple mark indices and their uses. Sedimentology 9, p.89 - 104.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E. and Labracherie, M., 2002, Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quaternary Science

- Review, 1, p.295-305.
- Walker, G.P.L., 1984, Characteristics of dune-bedded pyroclastic surge bedsets. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20, p.281-296
- Walker, R.G., 1984. Shelf and shallow marine sands. In: *Facies Models*. Geol. Assoc. Can., Geosci. Can. Reprint Set., 2nd ed., p.141-170.
- White, J.D.L., 1991, Maar-diatreme phreato magmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA. *Bulletin of Volcanology*, 53, p.239-258.
- White, J.D.L., Mc Phie, J. and Skilling, I., 2000, Peperite: a useful genetic term. *Bulletin of Volcanology*, 62, p.65-66.
- Wohletz, K.H, & Sheridan, M.F., 1983, Hydrovolcanic explosions. II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones, *Am. J. Sci.*, 283, p.385-413.
- Wohletz, K., 2002, Water/magma interaction: some theory and experiments on peperite formation. In: I.P. Skilling, J.D.L. White and J. McPhie (Editors), *Peperite: Processes and Products of Magma-Sediment Mingling*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, p.19-35.
- Won, J.K. 1976. Study of petrochemistry of volcanic rocks in Jeju Island. *Journal of Geological Society of Korea*, 12, p.207-226.
- Woodroffe, S.A., Horton, B.P., 2005. Holocene sea-level changes in the Indo-Pacific. *Journal of Asian Earth Sciences* 25 (1), p.29 - 43.
- Wright, J.V. 1981, The Rio Caliente ignimbrite: analysis of a compound intraplinian ignimbrite from a major late Quaternary Mexican eruption. *Bull. Volcanol.* 44, p.189-212.
- Yi, S., Yun, H., Yoon, S., 1998, Calcareous nannoplankton from the Seoguipo Formation of Cheju Island, Korea and its paleoceanographic implications: *Paleontological Research*, 2, p.253 - 265.
- Yoon, S.-H., Chough, S.K., 2006, Sedimentary facies and depositional environment of the Seoguipo Formation, Jeju Island: *Journal of the Geological Society of Korea*, 42, p.1 - 17(in Korean with English abstract).
- Yun, S.H. and Lee, Y.J. and Chung, W.W., 1998 Petrology and zircon crystal morphology of the granitic rocks from the basement, Cheju volcanic island, Korea: (I) Cretaceous Granite. *J. Korean earth science society.*, 19(5), p.486-494 (in Korean with English abstract).

- Zhao, X., Geng, X., Zhang, J., 1982. Sea level changes in Eastern China during the past 20,000 years. *Acta Oceanol. Sin.* 1, p.248-258.
- Zimanowski, B., Buttner, R., Lorenz, V., 1997, Premixing of magma and water in MFCI experiments. *Bulletin of Volcanology*, 58, p.491-495.
- Zong, Y., 2004, Mid-Holocene sea-level highstand along the southeast coast of China. *Quat. Int.* 117, p.55 - 67

국문요약

폭발적인 화산활동은 짧은 기간 안에 국부적으로 많은 양의 화산쇄설물을 공급하여 일반 퇴적암에 비해 고해상도의 퇴적기록을 남기게 된다. 송악산은 제주 남서부 연안환경에서 형성된 응회환으로서 현세 중기(middle Holocene)에 형성되었다. 이 연구의 목적은 송악산 응회환 중간지역 기저부에 위치한 두께 150 cm의 층단위 A에 대한 퇴적상 분석을 통해 퇴적과정과 현세 중기의 해수면 기록을 해석하는데 있다. 최하부에 위치한 층단위 A는 화쇄난류와 낙하에 의해 퇴적된 응회암층과 파도나 해류에 의해 재퇴적된 재동층이 교호하며 나타나고, 총 19개의 세부층으로 구분할 수 있다. 응회암층은 지역에 따라 두께의 차이가 있으나 측방으로 연장성이 좋으며 거대연흔(mega-ripple), 부가 화산력(accretionary lapilli), 탄낭구조(impact sag) 및 다양한 점이층리 구조를 보인다. 이와 같은 퇴적구조는 대기 하 환경에서 화쇄난류 및 낙하에 의한 퇴적을 지시한다. 반면 재동층은 다양한 방향성을 갖는 사층리와, 곡사층리, 피복된 니질층(mud drape) 등의 구조를 보여주어 연안환경에서의 재퇴적작용을 지시한다. 응회암층과 재동층은 퇴적단위 A의 하부에서 총 7번 교호하며, 상부에서는 재동층이 나타나지 않는다. 퇴적단위 A의 상부에서는 빗방울자국(rain drop mark), 새발자국(bird track), 접착연흔(adhesion ripple) 등의 퇴적구조가 나타나 전적으로 육상환경에서 퇴적이 일어난 것으로 해석된다. 이상의 퇴적상 분석을 통하여 송악산 응회환 최하부 단위는 조간대(intertidal)환경에서 화산쇄설물의 일차퇴적과 재동의 반복을 통해 형성되었으며, 송악산 분출 당시의 해수면은 현재와 거의 동일했던 것으로 해석된다. 일반적인 단성화산의 분출기간과 이 지역의 조석주기를 감안할 때, 송악산의 최하부 퇴적단위는 7일~15일 정도의 기간에 형성되었을 것이라 추정된다. 이 연구는 화산쇄설층을 통해서 고 해수면의 위치 정보를 고해상도로 분석할 수 있음을 보여준다.

감사의 글

철없던 학부생시절 연구실에 들어와, 이 논문을 완성하기 까지 지질학적 지식과 지질학을 공부하는 학생이 가져야 할 바람직한 마음가짐과 자세를 지도해주신 윤석훈 교수님께 진심으로 감사의 말씀을 드립니다. 울릉도와 포항 등 야외노두에서 저에게 야외지질학 및 화산학을 지도해주신 손영관 교수님께 깊은 감사를 드립니다. 그리고 저에게 다양한 분야의 지식을 지도해주신 방익찬, 최영찬, 이준백, 송상근 교수님에게도 감사 드립니다.

논문이 완성하기 까지 저에게 많은 조언을 해준 전용문, 안웅산, 류춘길, 정종욱, 권창우 박사님과 기진석 선배님 그리고 논문을 작성하는 동안 많은 격려와 배려를 해준 제주특별자치도개발공사 물산업연구센터의 고기원 센터장님, 문수형 박사님, 김진우, 문덕철, 이상협, 김경민, 고혁준, 양우진 연구원님에게도 감사의 인사를 전합니다.

연구실에 있던 지난 6년간 친동생처럼 대해준 기범이형과 동거동락하며 지내온 석우형, 고창성, 조영진, 하은욱, 김성현 환경지질학 연구실 학우들에게도 감사를 표합니다. 또한 경상대학교에서 저의 연구를 도와준 미은이누나, 지수형, 선영이, 건철이, 동현이에게도 감사를 표합니다.

학교에 대해 아무것도 모르던 학부생 시절, 연구실에 대해 소개해준 문병호, 오재영, 강혁진, 이인, 문선구, 문영수, 김민철, 조근수 등 지구해양과학과 선배님들과 홍정균, 김정보, 박다빈 등 지구해양과학과 후배님, 그리고 학교 생활에 있어 마음의 안식처를 만들어준 42대 슈퍼스타 제주대학교 총학생회, 27대 해결사 해양과학대학 학생회에게 감사를 표하는 바입니다. 또한 10년간 나와 함께 해준 54회 오현고등학교 학우들과 멀리서 응원해주고 있는 강봉석 학우에게도 감사의 인사를 전합니다.

저를 키워주시고, 공부하는 저를 묵묵히 지켜보며 응원해주신 아버님과 어머니님 그리고 하나밖에 없는 동생에게 감사하다는 말씀을 전합니다.

지면을 통해 일일이 언급을 하지 못했지만 그동안 저를 아끼고 사랑해주신 모든 분들께 다시 한 번 진심으로 감사합니다.