

제주도 당산봉 화산의 화산과정

황 상 구

안동대학교 자연과학대학 지구환경과학과

요 약 : 당산봉 화산은 제주도 서쪽 끝 해안에 위치하며, 응회구, 분석구, 용암대지 및 애추층 등으로 구성된다. 이들의 암상과 층서는 썬제이언분출, 스트롬볼리언분출, 하와이언분출 순으로 전개되는 화산 과정과 외력쇄설 지표과정을 나타낸다. 당산봉 응회구는 마그마와 해수가 상호작용하여 스팀폭발함으로서 형성되는 썬제이언분출에 의한 구조물이다. 이 분출은 초기에 습윤한 테프라수지상분사 활동상이었고, 중기에 보다 덜 습윤한 테프라의 연속분승 활동상과 테프라수지상분사 활동상이 교대로 진행되었으며, 후기에 보다 건조한 초썬제이언분사 활동상으로 전환되었다. 분석구는 응회구의 축조로 외부 물의 완전한 제한으로 인해 썬제이언분출이 종식되고 스트롬볼리언분출로 전환됨으로써 형성되었다. 이 분출은 초기에 분석 위주로 포출하였으며 후기에 스패터 위주로 포출하는 활동상으로 변화되었다. 용암대지는 화도내 마그마 개스의 고갈로 폭발력이 소진되어 하와이언분출로 전환되므로써 형성되었다. 이 분출은 초기에 용암분천 활동상 위주로 진행되었으나 후기에 용암분류 활동상으로 변화되었다.

핵심어 : 당산봉 화산, 썬제이언분출, 스트롬볼리언분출, 하와이언분출

서 언

제주도는 해안 가까이에 10여개의 응회구(tuff cone)와 응회환(tuff ring)를 거느린 작은 화산이

있다. 이 화산 중에서 당산봉 화산은 제주도 서쪽 끝 해안에 위치한다(Fig. 1). 이 당산봉 화산은 여러가지 분출물로 구성된 작은 화산으로서 중앙부에 분화구(crater)가 위치한다. 이 분화구 중앙에 분석

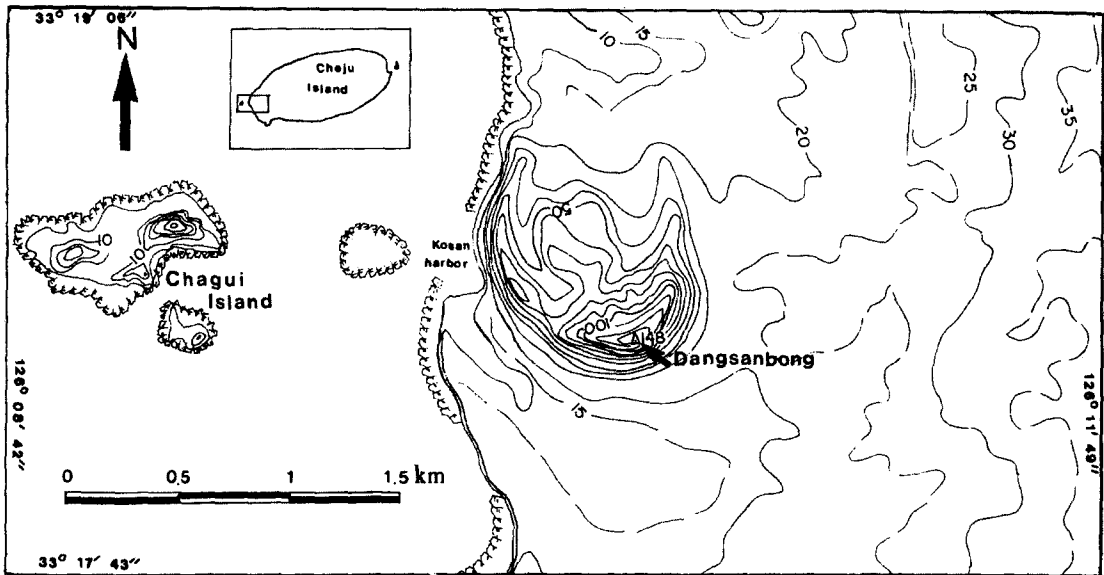


Fig. 1. Location map and topographic map of the Dongsanbong volcano. An inset in the location map shows location of the Dongsanbong volcano on the western coast of Cheju Island. Contour interval is 10 m.

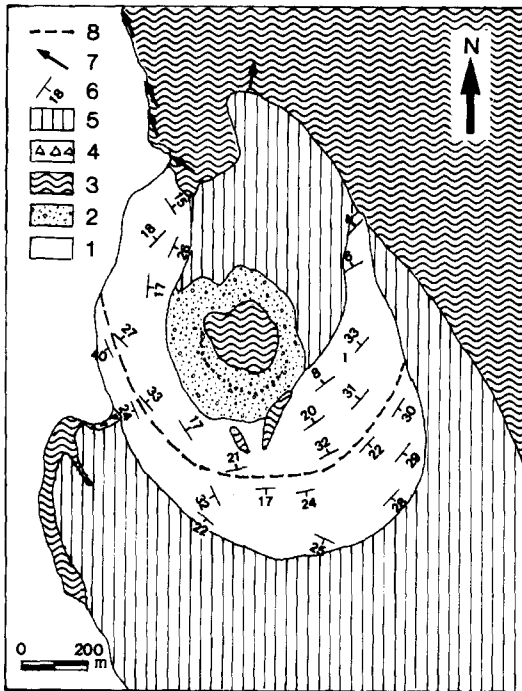


Fig. 2. Geologic map of the Dansanbong volcano. 1, Dangsansbong tuff cone; 2, cinder cone; 3, basalt lava; 4, scree deposits; 5, Suwolbong tuff; 6, bed attitude; 7, lava movement pattern; 8, ring fault.

구(cinder cone)가 있고 이 분석구의 외곽에 응회구가 있으며 분석구의 상단과 북쪽의 트인 틈새로 용암이 덮혀 있다(Fig. 2). 응회구는 지표수나 지하수에 의해 지배되는 분출환경에서 마그마에 대한 물의 혼합비에 의해 암상(lithofacies)과 지형(landform) 등이 결정되며(Kokelaar, 1986; Wohletz, 1986), 이들은 테프라수지상분사(tephra finger jet), 연속분승(continuous uprush), 기저서지를 발생하는 초씨찌이 언분사(ultra-Surtseyan jet) 등의 분출기구에 의해 지배된다(Kokelaar, 1986). 분석구는 주로 마그마와 극소량의 외부물과의 상호작용에 의하거나 마그마 자체에서 분리된 가스폭발로 인해 일어나는 스트롬볼리언분출에 의해 형성되는 구조물이며(Wohletz and Sheridan, 1983; Sheridan and Wohletz, 1983; Kokelaar, 1986), 주로 분출물의 탄도분비에 의해 낙하된다(Self *et al.*, 1974; Fisher and Schmincke, 1984; Cas and Wright, 1987). 용암은 가스 고갈속도가 마그마 제거속도보다 큰 상태에서 마그마의 계속적인 공급에 의해 발생하는 용암분천(lava fountain) 혹은 용암분류(lava effusion)의 주된 분출기구에 의

해 지배된다(Houghton and Hackett, 1984; Cas and Wright, 1987).

당산봉 화산은 응회구의 남측부, 서측부와 동측부가 절벽을 이루고 있고 분석구의 서남부에 골재 채취로 인하여 그 내부를 드러내고 있기 때문에 이를 구성하는 각 층들의 층형(bedform), 암질(lithology)과 내부구조(internal structure) 등의 암상(lithofacies)으로부터 이들의 분출유형을 이해할 수가 있고 이들의 상하 암상변화로부터 분출과정을 엮고 나아가 상하 지질단위의 변화로부터 화산과정을 엮을 수가 있다.

주변지질

제주도 서부는 현무암대지가 넓게 분포되고 응회구와 응회환이 수 개 분포된다(김동학 외, 1989). 이 현무암대지를 기준으로 응회구와 응회환들은 선후기의 두 군으로 구분된다(Hwang *et al.*, 1991). 다시 말해서 선기 응회구는 그 말단부가 현무암대지에 의해 덮히고 후기 응회환은 현무암대지 위에 놓인다.

당산봉 응회구도 이의 말단부가 현무암대지와 해수에 덮혀 있어 하부의 구성암층을 현재 정확히 파악할 수는 없다. 그러나 농업진흥공사의 착공공에 의하면 지하의 구조를 알 수 있다. 이에 의하면 표선리현무암 하위에는 소위 서귀포층이라고 하는 화산쇄설층이 존재하는데 이는 당산봉 응회암 주위에서 해발 -41 m에서 나타나며 여기서 남북으로 멀어질수록 -60 m 내외로 깊어지고 동쪽으로 갈수록 -10 m로 얕아진다. 대체로 이 화산쇄설층 상한은 해안으로 올수록 깊어지고 응회구로 접근할수록 알아지는 경향을 나타낸다. 그러므로 이는 아마도 이 화산쇄설층이 응회구의 말단부에 해당되거나 이로부터 재이동된 쇄설물이거나 아니면 미고결 해빈사일 것으로 생각된다. 그리고 응회구 하위의 구성암층은 응회구 속에 포함되어 있는 블록(block)으로부터 추정할 수 있다. 이 블록들은 다공질로서 유리질인 것과 치밀하면서 결정질인 것이 있으며 대부분 알카리 감람석 현무암에 속한다. 이 현무암은 당산봉 응회구 하위에 존재하는 현무암류이며 고산리 일대 지표에 현무암대지를 이루는 표선리현무암(원종관, 1976; Lee, 1982)과는 다르다.

당산봉 화산체는 말굽모양의 응회구, 이의 내측에 분석구와 이의 상단과 북부에 용암으로 구성되며(Fig. 2), 이 중에서 응회구가 선기의 산물이다. 이 응회구의 분출환경과 화구지역의 지표수 유무는

현 해수면 아래에 잠기는 응회구 하부의 지질단위를 정확히 모르기 때문에 정확하게 알 수 없다. 또한 당산봉 분화구가 분출되기 시작할 때 지표면이 공기 중에 노출되었는지 해수면 아래에 잠겨 있었는지 확실하지 않다. 그러나 현 응회구 퇴적층에서 해수에 의한 재이동된 증거가 나타나지 않기 때문에 이 응회구는 분출활동이 대기저에서 일어났을 것이라고 생각할 수 있다. 이때 마그마와 상호작용하는 외부물은 아마도 응회구 형성의 대부분 단계에서 해수이었을 것으로 판단된다.

당산봉 화산체의 지질단위와 그 층서는 응회구, 분석구, 용암, 애추층(scree deposit), 수월봉 응회암 순으로 구성되어 있으며(Fig. 2), 이 구조물들의 암상을 기재하면 다음과 같다.

응회구

당산봉의 응회암 구조물은 화산체의 지형적인 자료로부터 분석한 바에 의하여 당산봉 응회구로 칭하였다(Kim *et al.*, 1986; 김동학 외, 1989). 이 응회구는 대부분 두위부(proximal part)로 존재하고 중간부(medial part)와 말단부(distal part)가 현무암 용암에 의해 덮혀 있어 이 구조물의 입체모양 관찰이 어렵다. 이 당산봉 응회구는 여러 곳에서 심하게 삭박되어 층형, 암질과 내부구조를 절벽에서 잘 노출시킨다. 서측의 해안절벽과 남측 절벽에서는 당산봉 분화구로부터 초기와 중기에 분출한 응회구 하부와 상부의 암상을 나타내고 북서측 해안에서는 응회구 상부의 암상을 나타낸다.

지형

여기서 지형(landform)은 성인을 무시하는 지형(topographic form)이 아니라 성인을 고려하는 지형(physiographic form)을 의미한다. 당산봉 응회구는 북쪽이 트인 말굽형 응회구를 이루며 그 길이가 서측부에서 1,125 m이고 동측부에서 1,075 m이다(Fig. 1 and 2). 이 응회구의 분화구는 각 응회암 층의 내측부와 외측부의 경사각이 낮아져 서로 만나는 곳, 즉 수평을 이루는 정부를 연결한 환상의 림(rim)으로부터 그 내측부를 말한다. 당산봉 응회구에서 분화구 림의 최고 높이는 148 m로서 아마도 응회구의 최고 두께(Tm)는 적어도 148 m 이상이 된다. 왜냐하면 이 당산봉 응회구는 그 최고봉의 해발고도가 148 m이고 해수면 아래에 잠겨있기 때문이다. 이곳으로부터 림은 점점 낮아져 서측부 림

에서 50 m까지 동측부 림에서 40 m까지 낮아진다. 분화구의 직경 즉 림에서 반대편 림까지 폭(Wr)은 동서 방향에서 약 920 m로서 우도 응회구(황상구, 1993)보다 큰 편이다. 이 직경은 최상부층 림으로부터 측정된 것이며 하부층으로 갈수록 분화구의 직경은 점차 작아지는 경향이다. 왜냐하면 상부층 림 아래 부분에서 층경사는 외측부로 기울기 때문이다.

이 응회구의 분화구 바닥은 분석구가 놓여 있고 현무암 등으로 덮혀 있어 정확하게는 알 수 없지만 분석구 북쪽의 현무암의 최고고도 25 m 보다 낮을 것이며 북서부 해안의 절개부에서 관찰에 의하면 현재 해수면보다 수 m 높을 것으로 생각된다.

당산봉 응회구의 외측부에서 최고경사(Qm)는 40°이다. 림으로부터 말단부까지의 거리는 현무암 용암으로 덮혀 있고 해수에 잠겨있어 측정이 불가능하며 현존하는 최장거리는 북동측 해안에서 불과 270 m 정도이다. 이 응회구는 북쪽으로 트인 틈새(breach) 근처에서 응회구의 양쪽 림은 북쪽으로 플런지되고 동시에 내외측부의 경사도 완만해진다.

위의 수치에 의하면 당산봉 응회구는 Wohletz and Sheridan (1983)이 응회구 형태를 비교분석하여 결론을 내린 바에 의하면 림에서의 두께가 148 m 이상으로 기준치(100 m 이상)보다 두껍고 외측부 최고경사가 40°로서 기준치(25° 이상) 보다 가파르고 분화구 바닥이 현해수면 이상에서 25 m 이하로서 기준치면 위에 있다고 한 기준에 부합되므로 응회구의 범주에 속한다.

또한 당산봉 응회구의 기저와 말단부가 나타나지 않는 상태이지만 현 노출상태에서 응회구의 최고높이는 148 m이고 최대넓이는 1,410 m이므로 양자의 비는 대략 1:10 이다. 이것도 Heiken (1971)이 비교분석한 응회구의 범위 1:9~1:11에 포함되므로 응회구에 속한다는 것을 지시한다.

구성원과 조직

당산봉 응회구는 현무암질 성분의 화산회, 라필리, 블록 등으로 구성되고 이들은 각 층(bed)마다 혹은 층내에서 구성비율이 다양하다. 일반적으로 각 층의 견고성은 화산회의 구성비율이 클수록 높아진다. 어떤 렌즈상 층은 거의 전적으로 라필리로만 구성되거나 라필리와 블록으로만 혼합되어 있는 경우도 있다.

화산회는 입도가 2 mm 이하 크기로서 대부분 유리질 샤아드로 구성되고 2~5%의 결정립이 포함된

다. 유리질 샤아드는 대부분 깨진면과 기공벽에 의해 둘러싸임으로써 오목하고 볼록한 면을 갖는 블록상 모양(blocky morphology)을 이룬다. 이러한 입자의 모양은 마그마가 외부물과 상호작용하여 스팀폭발 즉 수증기마그마성 폭발(phreatomagmatic explosion)이 일어날 때 발생하는 소성 파편화작용에 의해 형성된 것을 지시한다(Wohletz, 1983). 결정립은 대부분 감람석이고 사장석과 휘석이 소량 포함된다.

라필리는 다공상 유리질 현무암과 블록상 결정질 현무암이 대부분이다. 다공상 라필리는 암회색, 암갈색, 담갈색의 유리질 석기에 사장석과 감람석 반정을 갖는다. 이들은 그 기공도(vesicularity)가 10~50% 범위이고 많은 기공으로 인해 그 모양이 아주 불규칙하며, 유상면을 보인다. 이들은 마그마가 스팀폭발되기 전에 이미 가스에 의한 기포가 형성되었음을 의미하고 완전히 굳기 전에 유체 상태에서 파편화가 진행되었음을 의미하기 때문에 동일 마그마원일 것으로 해석된다. 결정질 라필리는 회색이 우세하고 이의 모서리가 다소 날카롭거나 둥근 편이며 등경상(equant)이다. 이 결정질 라필리는 사장석, 휘석, 감람석, 불투명광물로 구성된 석기 내에 흔히 감람석 반정을 갖는다. 이는 당산봉 응회구 하위에 놓이는 기존 현무암에서 유래된 유질압편(accessory fragment)인 것으로 해석된다.

블록은 아각상 내지 아원상이고 기공이 없거나 있는 현무암이 흔하다. 이들은 세립질로 구성된 층 내에 흔히 고립되어 나타나며 또한 세립인 것은 라필리와 조합되어 렌즈상으로 밀집되어 나타나기도 한다. 이들은 아마도 당산봉 응회구 하위의 현무암체로부터 유래된 것으로 생각된다.

암상과 변형구조

당산봉 응회구에서 관찰되는 주요한 암상은 괴상 라필리응회암층(massive lapilli tuff bed), 불량층리 라필리응회암층(crudely bedded lapilli tuff bed), 역점이 라필리응회암층(inversely graded lapilli tuff bed), 라필리스톤렌즈(lapillistone lens), 불량성층화 응회암층(crudely stratified tuff bed), 불량성층화 라필리응회암층(crudely stratified lapilli tuff bed), 박층리 응회암층(thin-bedded tuff bed) 등이 있고, 변형구조는 파상 슬럼프습곡(ripple-like slump fold)이 있다.

괴상 라필리응회암층은 45 cm~3.4 m 두께이며 분급이 불량하다(Fig. 3A). 이 층은 화산회와 라필리로 주로 구성되고 라필리의 입경이 1~2 cm 정도

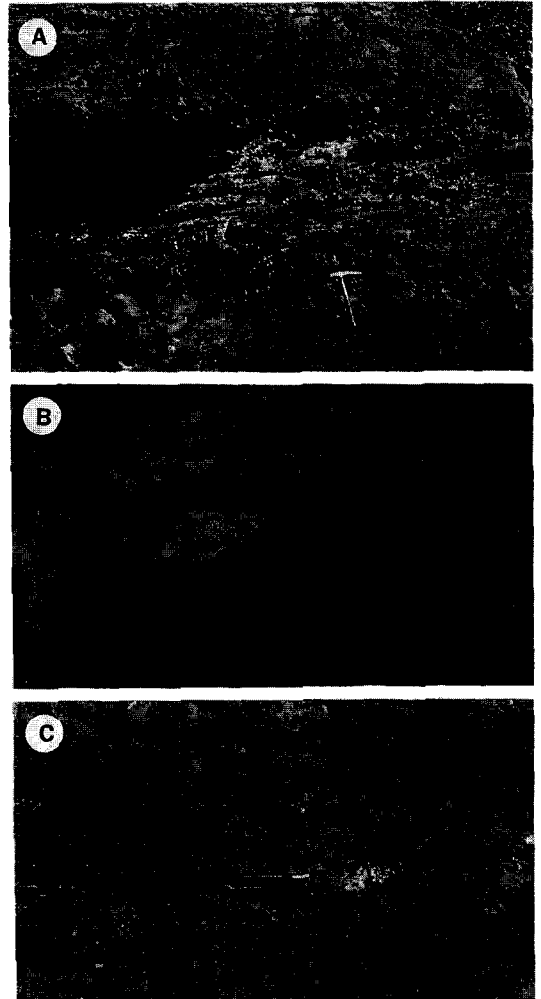


Fig. 3. Some lithofacies in the lower part of the tuff cone. (A) A transverse section, showing massive lapilli tuff beds in the lower and upper parts and intercalating crudely bedded lapilli tuff beds in the middle part. (B) A close-up view of a massive lapilli tuff. (C) A close-up view of crudely bedded lapilli tuff beds.

이며 간혹 층리를 끊는 큰 블록을 함유한다(Fig. 3B). 이 층들은 그 하위 층에 따라 흔히 그 기저가 아래로 다소 오목하고 측방으로 두께가 유지되다가 갑자기 얇아져 몽뚱하게 끝난다. 내부층리는 희미하지만 하부에서 층의 기저부를 따라 평행하다가 상부로 갈수록 점점 수평에 가까워진다. 이 층은 응회구 하부에서 가장 풍부하고 중부에서도 많이 산출된다. 이 층들은 불량한 분급, 층리를 끊는 블록, 측부의 몽뚱한 모양, 내부층리의 상하변화 등에 의하면 습윤한 테프라가 사면을 따라 암설류(debris

flow)에 의해서 정지되었음을 지시한다. 이 습윤한 슬러리(slurry) 상태의 암설류는 화구를 채운 슬러리가 폭발적으로 테프라수지상분사됨으로써 유래되었을 것으로 생각된다.

불량층리 라필리응회암층은 수 cm 두께로서 분급이 불량하고 괴상이면서 희미한 층리를 갖는다(Fig. 3A). 층경계는 명확하지 않지만 얇은 응회암층의 존재에 의해서 인식된다. 또한 라필리가 밀집되고 성긴데서 혹은 불연속적으로 배열됨으로써 층리가 희미하게 인지되며 점이현상을 나타내지는 않는다(Fig. 3C). 이 층은 측방으로 수 10 m 연속되며 중부와 하부에서 혼하다. 분급이 불량하고 층리가 희미하고 불연속적인 것은 낙하된 고밀집 테프라가 그대로 정지되었거나 입자류(grain flow)로 짧게 이동하다가 정지되었음을 암시한다. 이 층은 습윤하고 고밀집된 테프라가 공중에 보다 높이 솟아서 매우 약하게 분급되거나 거의 분급되지 않고 낙하되는 작은 테프라수지상분사로부터 빠르게 정지된 것으로 생각된다.

역점이 라필리응회암층은 라필리가 밀집되어 측방으로 얇게 연속되는 판상체이며, 기저부의 세립질 라필리에서 상부의 중립질 라필리로 상향 세립화된다(Fig. 4A). 일반적으로 이의 기질은 화산회로 채워지지만 그 체적이 적은 편이다. 이 층은 수 m에 걸쳐 연속적이지만 렌즈상으로 침멸되며 응회구 중부에서 20° 내외의 경사를 이루는 곳에서 간혹 산출된다. 화산회가 부족한 것은 연속분승으로 인하여 세립질 테프라가 떨어지지 못하고 보다 무거운 테프라가 계속 낙하되었음을 지시하며 역점이현상, 얇은 층리, 급경사층리는 낙하된 화성쇄설물이 순간적으로 사면을 따라 이동되는 입자류에 의해 정지되었음을 지시한다. 연속층리는 입자의 집적을 이 높을 때 화성쇄설물이 연속적으로 흐르는 입자류에 의해 기인된다.

라필리스톤렌즈는 일반적으로 수 cm 두께, 1 m 내외 길이의 렌즈상으로 산출되며 불량성층화 응회암층에 협재된다(Fig. 4B). 이 렌즈는 흔히 라필리가 대부분이고 불록이 소량 포함되며 이들은 직접 접촉 지지되고 입자들 사이가 흔히 비워 있고 노두에서 흔히 움푹 들어가 있다(Fig. 4C). 또한 대부분 수직방향으로 역점이현상을 보이며 동시에 경사방향으로도 간혹 역점이현상을 보인다(Fig. 4B). 이것들은 대개 20° 이상의 가파른 경사를 갖는 응회구 중상부에서 주로 산출된다. 이 두가지 역점이현상은 화성쇄설물이 낙하하여 가파른 사면을 따라 흐르는 입자류에 의해 발생된다. 전자는 확산압력 혹은

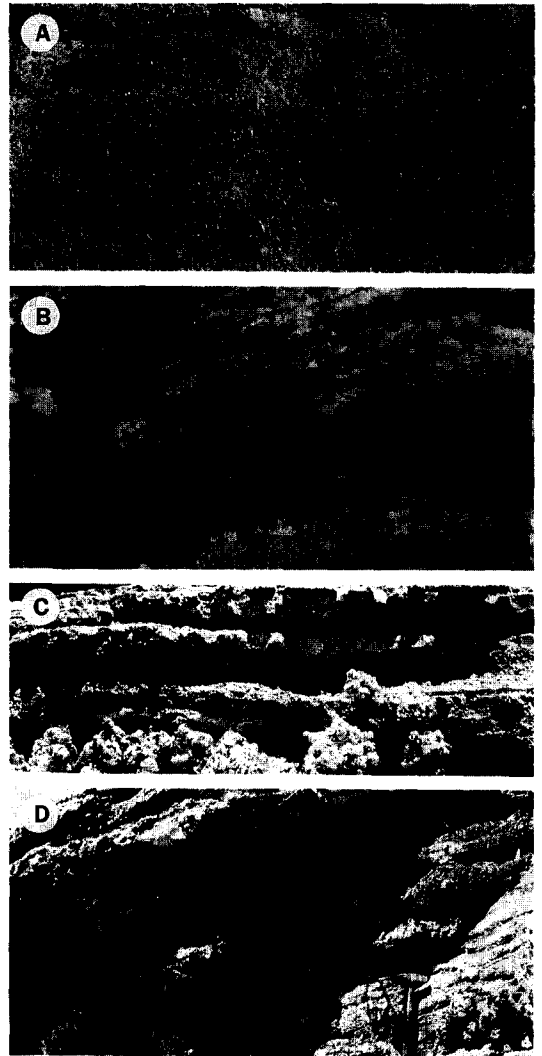


Fig. 4. Some lithofacies and deformational in the middle part of the tuff cone. (A) An outcrop of inversely graded lapilli tuff bed. (B) A longitudinal section, showing strata composed of crudely stratified tuff beds and intercalating lapillistone lenses. Lapilli stone layers are locally inversely graded. (C) A transverse section, showing strata composed of crudely stratified tuff beds and intercalating lapillistone lenses. Note the hollowly erosional aspects in the lapillistone lenses. (D) An outcrop of ripple-like slump folds in the southern part of the tuff cone.

은 세립질 입자의 하부이동에 의해 유래될 수 있고 후자는 입도차이에 따르는 최종낙하속도의 차이나 사면과의 이동 마찰력의 차이에 의해 설명될 수 있다(Sohn, 1993). 그러므로 이러한 입자류는 불량성

층화 응회암층과 교호하는 점으로 보아 높이 솟는 연속분승(continuous uprush)으로부터 낙하된 것으로 판단된다.

불량성층화 응회암층은 대부분 화산회와 소량의 라필리로 구성되며 분급이 불량하고 층간의 경계가 접이적이다. 라필리가 불연속적으로 배열됨으로써 희미하게 성층화되며 접이현상을 나타내지는 않는다(Fig. 4B and C). 이 층은 측방으로 연속이 양호하며 응회구의 중상부에서 20° 이상 경사를 이루는 곳에서 라필리스톤렌즈와 함께 산출된다. 층리의 측방연속이 양호한 것은 이 층이 화산회 플룸(ash plume)으로부터 낙하되어 정치되었음을 지시한다. 분급이 불량하고 층리가 희미한 것은 낙하한 화산회 플룸이 다소 습윤한 고밀집 테프라라는 것을 지시한다. 그리고 이 층이 라필리스톤렌즈를 협재하고 있는 것은 다소 습윤하고 고밀집된 테프라가 공중에 높이 솟아서 화산회와 라필리로 분급되어 낙하되는 연속분승으로부터 정치된 것으로 생각된다.

불량성층화 라필리응회암층은 화산회 기질에 세립 내지 조립 라필리로 구성되며, 분급이 불량하고 피상을 나타낸다. 그러나 이 층은 라필리가 불연속적으로 연결되어 있고 라필리가 풍부한 부분과 라필리가 부족한 부분이 교호됨으로써 성층화되어 있으며 역점이 현상도 나타낸다(Fig. 5A). 이 층은 얇은 응회암층의 협재와 현저한 입도차이에 의해 인식된다. 이와같이 라필리가 풍부하고 성층화되어 있는 본층은 대부분 라필리가 없는 얇은 응회암층에 의해 덮히는 경우가 흔하며, 여러 층주에서 볼색(bomb sag)을 가진다(Fig. 5B). 이 층은 응회구의 상부층인 응회구 북측에서 산출된다. 이러한 불량층리와 역점이 현상은 고농집의 기저썩지로부터 빠르게 정치된 결과로 형성된다. 고농집 썩지의 빠른 정치로 말미암아 분급이 불량해지고 피상을 나타내게 된다. 이때 기저썩지는 속도와 입자밀도가 일정하지 않으며 부유(suspension)와 견인(traction)에 의해 퇴적된 것 같다. 이러한 견인 퇴적의 결과로 인하여 라필리가 불연속적이지만 배열되어 있다. 이 기저썩지는 테프라수지상분사나 연속분승보다 더 멀리 이동할 수 있는 초썩제이언분사에 의해 발생되는 것으로, 혹은 저밀도의 부푼 분연주로부터 발생되는 것(Kokelaar, 1986; Ross, 1986)으로 생각된다. 그리고 볼색은 별도의 사건으로 탄도비에 의해 낙하됨으로써 형성되었다.

박층리 응회암층은 중, 세립질 화산회로 대부분 구성되며 각 층은 수 mm에서 수 cm의 두께로서 측방으로 연속적이지만 결국 침멸되거나 동일두께

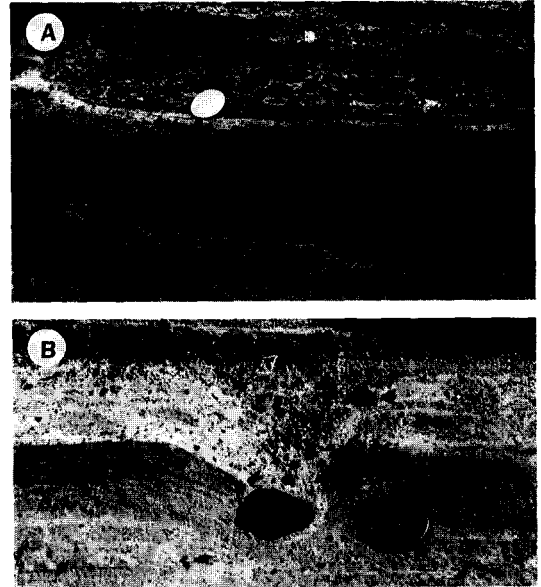


Fig. 5. Some lithofacies and depositional structures in the upper part of the tuff cone. (A) An outcrop showing crudely stratified lapilli tuff beds and thin-bedded tuff beds. (B) A longitudinal section showing a bomb sag, which indicates ballistic trajectory direction and plastic deformation of the cohesive beds at the impact time.

로 지속된다(Fig. 5A). 각 층간의 경계는 확산되고 접이적이기 때문에 뚜렷하지 못하며, 침멸층은 동일두께층 아래에 쌓으로 산출된다. 이 층들은 응회구의 상부에서 절대적으로 산출된다. 이 층은 저밀도 기저썩지와 동시썩지강하(co-surge fall)에 의해 형성된 것으로 생각된다. 즉 침멸되는 층과 동일두께로 연속되는 층은 각각 기저썩지와 강하에 의한 것이다. 침멸층과 동일두께층이 쌓으로 교호되는 것은 기저썩지와 이에 뒤따르는 동시썩지강하로부터 유래되었음을 지시한다. 그리고 동일두께층만이 산출하는 것은 분연주의 대류하는 화산회 플룸으로부터 낙하되어 형성되었음을 시사한다.

파상 슬럼프습곡은 응회구 외측부에서 25° 이상의 가파른 연성 퇴적층에서 나타나는 퇴적후 변형 구조이다. 이 변형구조는 수많은 수파 모양의 습곡을 나타내며, 이 습곡 모양은 발부분(limb part)이 원래 사면경사보다 더 가파르고 이와 반대편에서 사면 반대방향으로 경사된다. 습곡축의 방향은 수직방향과 사면수선방향 사이로 트랜드되며 습곡축의 연속성은 길지 않다(Fig. 4D). 경우에 따라 사면의 반대방향으로 경사되는 발부분은 습곡축과 평행

하게 단층화되어 있으며 이 소단층도 역시 상하부층으로 연속성이 좋지 않다. 이 습곡축과 소단층의 불연속성은 급사면에서 하중으로 인해 층리면을 따라 발생하는 부분적 전단운동에 의해 버클링되므로서 형성되었을 것으로 생각된다. 전체적으로 이 구조는 사면의 불안정과 테프라의 습윤성과 미고결을 강조해 준다.

환상단층

환상단층은 응회구의 림과 거의 일치하지만 대체로 림 가까이의 내측부에 존재하는 환상을 이룬다(Fig. 2). 이의 주단층은 당산봉 정상부의 북쪽에서 인지되며 여기서 동북쪽으로 연장되다가 고도 120 m에서 현지형의 능선을 가로질러 북쪽으로 휘어지고 또한 서북쪽으로 75~93.7 m 능선을 따라 연장되다가 고도 75 m 이하에서 능선 외측부로 벗어나 북쪽으로 휘어진다. 이 단층은 분화구 내측부로 50~70°로 경사되고 내측부 쪽이 하향 변위를 보이는 정단층이다. 송악산 응회환(황상구 외, 1992)에서와 같이 상부층으로부터 피복되는 불연속 단층은 발견되지 않으며 우도 응회구(황상구, 1992)와 같이 대부분 단층이 상부층까지 연속된다. 응회구 내측에 존재하는 환상 정단층이라는 것은 응회구 형성시 분화구 내로의 반복되는 붕괴에 의해 형성되었음을 지지하며, 상부층으로의 불연속 단층이 발견되지 않음은 응회구 형성 후기에 분화구가 보다 확대되는 폭발작용이었음을 시사한다.

분석구

당산봉 분석구는 당산봉 응회구의 분화구 중심부에 놓여있다(Fig. 2). 이 분석구는 이의 남부에서 최고고도 83 m이고 여기서 북서쪽과 북동쪽으로 타원상 림을 형성하여 현재 능선으로 남아 있으며 사면 경사가 약 25~30°이다. 이 능선 안쪽의 화구에는 현무암용암이 점하고 또한 이 분석구의 발부분에도 현무암용암이 피복하고 있어 분석구 북쪽에서 현재 최저고도 25 m까지만 노출된다. 그러므로 분석구 이전의 분화구 바닥은 적어도 현무암용암의 바닥에 해당될 것이므로 현재 최저고도 25 m 보다 낮을 것이며 응회구의 북서부 해안에서 관찰에 의하면 현무암용암의 바닥은 현재 해수면보다 다소 높을 것으로 생각되기 때문에 적어도 현재 해수면보다 높을 것으로 판단된다. 그래서 분석구의 최고 높이(Hco)는 약 83 m 이하가 될 것이다. 분석구의

기저직경(Wco)은 지표노두에서 450×550 m이므로 분화구 바닥에서 이보다 넓을 것이다. 확산면적은 현재 노출된 면적에 의하면 최소한 0.18 km² 이상이 될 것이다. 그러므로 이 수치에 의하면 최고높이/기저직경의 비는 1:6.6 정도로서 실제로 이보다 다소 크겠지만 이는 Heiken(1971)이 비교분석한 분석구 범위에 포함된다.

당산봉 분석구는 남서부가 골재채취로 파헤쳐져 그 내부가 노출되어 있다. 여기서 이는 대부분 분석, 화산탄과 스펀터로 구성되고 블록이 소량 포함

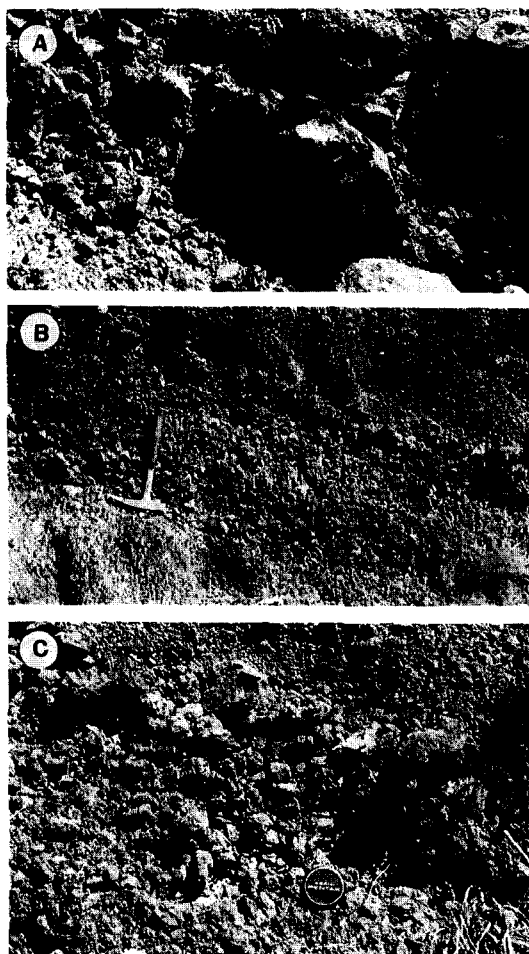


Fig. 6. Some aspects in the cinder cone. (A) A section of big bomb showing radial and concentric cooling cracks. (B) A longitudinal section of lapilli tephra beds in the lower part and intercalating reversely graded bomb lapilli tephra bed. (C) A close-up view of the upper part of the reversely graded bomb lapilli tephra bed. Note the backset-stacked bombs in the top of the bed.

된다(Fig. 6). 분석들은 등경상으로 다소 둥근 편이고 그 크기가 대부분 1~2 cm 내외이지만 6 cm 범위까지로서 입도분류에 의하면 라필리에 해당된다. 대부분 회색을 띠고 간혹 암갈색을 띠기도 하며 기공이 35~50% 정도를 차지할 정도로 심다공질(highly vesicular)이다. 이러한 분석들은 분석구의 내부 즉 하부일수록 풍부하다.

화산탄들은 평균 15 cm 내외가 가장 많고 최고 0.6×1.8 m 되는 것도 있다. 이들은 그 내부가 암회색으로서 다공상이고 그 외곽이 적갈색으로서 빵겉질 모양을 이루고 방추형, 계란형, 양배추형을 이루며 내부에는 방사상 냉각질리를 나타낸다(Fig. 6A). 이 중에서 모양이 일그러져 스페터에 해당되는 것도 상당히 포함된다. 화산탄은 분석구의 내부에서 분석들 속에 드물게 포함되어 있으나 외부 즉 상부일수록 풍부해진다. 암갈색은 산화도 증가를 나타내며 이는 공기와 반응이 쉬운 간헐적인 포출을 일으켰음을 지시한다.

스페터들은 대개 15~20 cm 크기이며 암질이 화산탄과 대동소이하다. 스페터는 표피부분은 적갈색이나 내부로 갈수록 암갈색과 암회색을 띠며 약 30% 내외의 기공을 가지며 매우 불규칙한 유동상을 보인다. 특히 그 외형이 상당히 달라서 리본형, 소뿔형이며 주위의 여러 입자들에 의해 눌리고 구부러져 있고 서로 유착되어 달라붙어 있다. 스페터는 분석구의 상부에서만 발견되고 표층부로 갈수록 풍부해진다. 표층부에 스페터가 많고 내부에서 분석이 증가되는 것은 분석 위주로 포출하던 스트롬볼리언 분출이 말기에는 스페터 위주로 분출되었음을 나타낸다.

블록들은 그 크기가 다양하지만 10 cm 정도가 가장 많으며 최고 22 cm 되는 것도 있다. 대부분 암갈색, 적갈색 혹은 암회색을 띠고 특히 각상이며, 약 30% 까지의 기공을 함유하는 다공질인 것도 있고 기공이 거의 없는 치밀질인 것도 있다. 이 블록들은 분석구 내부에서 암회색으로 간혹 발견되지만 대부분 분석구의 표층부에 넓게 덮혀 있다. 내부에서 암회색으로 발견되는 것은 당산봉 응회구 아래에 놓이는 현무암이 화도벽에서 떨어져 나온 것으로 생각되고 특히 표층부에 넓게 덮힌 것은 분석구 상부에 덮혀 있던 스페터로부터 깨어졌을 것으로 생각된다.

분석구에서 입자들은 기계적으로 지지되어 있으며 이들은 불량하지만 층리가 관찰된다. 즉 라필리 테프라층(lapilli tephra bed), 역점이화산탄라필리 테프라층(reversely graded bomb lapilli tephra bed), 역점

이블록 테프라층(reversely graded block tephra bed) 등으로 구성된다.

라필리 테프라층은 위에서 설명한 심다공질의 분석들로 대부분 구성되어 있으며 희미한 층리를 보여준다(Fig. 6B). 조립인 경우에 조립질 분석에서 세립질 분석으로 희미하게 상향세립화되는 정점이 현상을 보인다. 이 테프라층은 분석구의 하부와 중부에서 절대적으로 나타난다. 정점이 층리를 보이는 것은 보다 입도가 큰 것이 더 빨리 낙하되어 쌓이는 분비(air fall)에만 의한 것으로 생각된다.

역점이화산탄라필리 테프라층은 분석과 화산탄(혹은 블록)들로 구성된다. 이들은 흔히 조립 분석과 세립 화산탄에서 조립 화산탄으로 상향조립화하는 역점이 층리를 나타낸다(Fig. 6B). 그리고 본층의 하류방향으로 세립 화산탄에서 조립 화산탄으로 조립화되는 역점이현상을 형성하며, 간혹 본층의 하류 부분에 큰 화산탄이나 블록에 받쳐져 보다 긴 화산탄 혹은 블록들이 층리와 반대 방향으로 포개지는 하류방향 역경사배열을 나타내는 경우도 있다(Fig. 6C). 이 층들은 분석구 상부의 경사가 급한 곳에서 흔히 발견된다. 분석구 상부에서 상하방향 역점이 층리, 하류방향 역점이 현상과 역경사배열을 나타내는 것은 보다 큰 급사면에 낙하되는 입자들이 사면을 따라 순각적으로 미끄러지는 입자류에 의해 쌓인 것으로 판단된다. 입자들이 서로 달라붙을 만큼 점착성이 없기 때문에 이들은 가파른 분석구 사면 아래로 쉽게 미끄러질 것이다. 입자들이 사면을 따라 입자류로 이동하는 동안 충분한 전단운동이 일어난다면 큰 입자는 확산압력이나 기계적 여과작용에 의해서 상층부로 변위될 것이며 작은 입자는 하층부로 이동될 것이다. 역시 큰 입자는 사면 아래로 더 이동해 층의 전단부로 나올 것이다. 왜냐하면 입자가 사면 아래로 이동하는 속도는 입자류의 하층부보다 상층부가 더 크기 때문이다.

현무암용암

현무암용암은 응회구 외부에서 이의 말단부위를 덮으면서 넓게 퍼져 있다(Fig. 7A). 또한 이는 응회구와 분석구 간의 모우트를 덮으면서 북쪽으로 연장되어 응회구 외부의 것과 연결된다. 그리고 응회구 서쪽 간조대에서도 해수 아래에 현무암용암이 노출되는데 이도 응회구의 침식면을 덮으면서 대체로 평탄하게 퍼져 있다. 그러므로 이들은 지형적으로 평탄한 용암대지를 형성한다. 이 용암대지의 사면 경사는 전체적으로 0.5° 이하로 대부분 서쪽으로

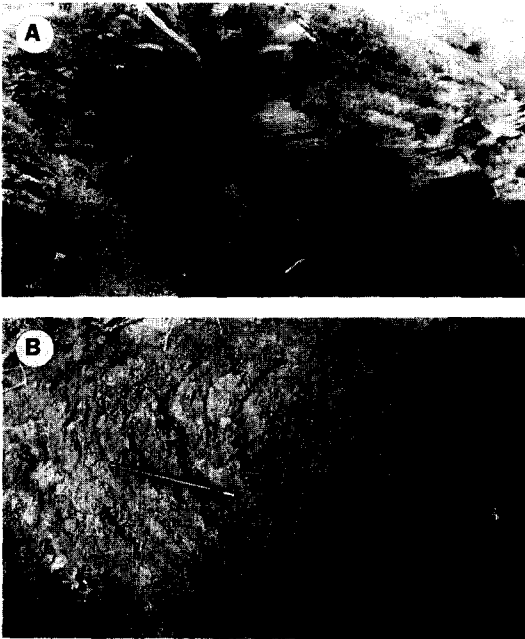


Fig. 7. (A) Basalt lava overlying the northwestern part of the tuff cone. Note the thinly intercalating of cinder deposits between both. (B) Ropy structures on the surface of the basalt lava. Note the arcuate forms indicating flow direction from right to left.

기운다(김동학 외, 1989). 그리고 이 용암대지는 응회구의 급사면에서 국부적으로 애추층에 덮히거나 후기 응회암층에 의해 덮인다.

이 용암대지는 수많은 현무암용암으로 구성된다. 이의 표면은 로피구조가 잘 발달되어 있으며 이는 3~5 cm 높이의 주름이 활모양으로 등글게 배열되어 있다(Fig. 7B). 이 곡선의 단축방향의 볼록한 쪽이 용암의 이동방향을 나타낸다. 이 로피구조는 응회구 근처에서 흔히 발달되어 있다.

용암대지의 지형은 응회구 동쪽 인접부에서 그 고도가 최고 25 m이며 이 고도는 동쪽으로만 연장되면서 점점 높아지고 이 축으로부터 북서쪽과 남서쪽으로 매우 적지만 낮아지는 경향을 보인다(Fig. 1). 그러므로 응회구 동쪽의 용암대지는 동쪽으로부터 흘러오면서 북서쪽과 남서쪽으로 흘러간 것으로 생각된다(이동영 외, 1988). 그리고 이 용암대지의 사면은 응회구의 북동부 끝에서부터 북서쪽으로 잇는 얇은 계곡부를 경계로 하여 사면 경사가 달라진다. 즉 이 계곡부의 서부에서 사면 경사는 이 계곡부로부터 남서쪽으로 해안으로부터 남동쪽으로 보다 급하게 증가하고 분석구의 주변부에서 고

도 50m 이상으로 높아진다. 이는 용암대지를 이루는 현무암용암들의 공급지가 달랐음을 의미한다. 즉 계곡부를 경계로 서부 현무암용암은 당산봉 분화구에서 유래되었음을 지시한다. 이의 공급지에 대한 증거는 용암돌출부(lava lobe)와 로피구조에서도 나타난다(Fig. 7B). 해안에서 용암돌출부에 의해 돌출방향을 표시하면 대체로 북북서 방향을 나타내고 용암 표면에서 로피구조에 의해서 용암이 움직인 방향을 주시하면 일치하는 방향성을 나타낸다(Fig. 2). 이 로피구조가 발달되는 것은 공기 중에서 분출 정지된 용암으로서 유동성이 아주 큰 퍼호이호이용암이라는 것을 지시한다. 이러한 지형과 화성구조의 이동패턴에 의하면 분석구 북쪽의 현무암용암은 그 기원지가 분석구쪽임을 지시한다.

그리고 분석구 중앙부에는 현무암용암이 채워져 있으며 분석구 남쪽의 응회구 내측 사면에도 두 군데 얇게 발려 있다. 이들은 최고 95 m 까지에 달하며 길다랗게 존재한다(Fig. 2). 이의 존재는 아마도 분류되는 용암이 모우트에 채워질 때 방출율이 커서 그 표면이 95 m 가까이 올라감으로서 남아있는 흔적일 수도 있다. 이때 모우트 내의 용암 표면이 높게 상승될려면 분석구 북쪽에도 보다 낮았겠지만 응회구가 양쪽에서 연결되어 존재함으로써 가능할 것이다. 아니면 용암분류가 본격적으로 일어나기 전에 용암분천에 의해 응회구 남쪽 내측부에 쏟아 부음으로써 남겨진 것일 수도 있다. 필자는 후자가 더 타당한 것으로 생각된다. 왜냐하면 현재 노출되어 있는 응회구의 북쪽 양 끝에서 터져나간 흔적이 없고 응회구의 림이 북쪽으로 갈수록 점점 낮아지는 것을 고려하면 북부 응회구가 연결되어 존재하더라도 그렇게 높게 형성되지 않았기 때문이며 분석구 상부에 용암분천의 선형 산물이라고 할 수 있는 스패터들이 많이 존재하기 때문이다.

현무암용암은 그 표층대가 매우 다공질로서 최고 20~40%의 기공도를 나타내며 흔히 편평한 타원체상의 기공을 이룬다. 이 타원체상 기공의 장축이 높은 방향은 거의 수평에 가까운 것이 많다. 용암의 중간대는 작은 기공이 드물게 형성되어 있고 드물게 사장석 라쓰들이 필로택시틱 석리를 보인다. 하층대는 기공이 표층부보다 훨씬 적으며 간혹 파이프상 기공이 상하방향으로 형성되어 있다. 파이프상 기공이 있는 용암 기저에는 클링커가 형성되어 있다. 수평방향의 타원체상 기공이 많고 필로택시틱 석리를 보이며 곡선형의 파이프상 기공등은 본 현무암용암이 점성이 작고 유동성이 크다는 것을 암시한다.

애추층

응회구 서쪽의 고산 포구에는 애추층이 노출된다 (Fig. 2). 이는 현무암용암 상위에 해반사암에 얇게 놓이고 그 위에 피복된다. 그리고 이 애추층 상위에는 점토층과 수월봉 응회암층이 놓인다(김동학 외, 1989). 이 애추층은 당산봉 응회구의 서측 급사면과 접하고 이로부터 멀어질수록 급격히 얇아져 프리즘 모양을 이룬다. 본층은 응회암 블록들로 구성되는데 이들은 당산봉 응회구의 암상과 동일하고 블록지지 상태를 보인다. 블록들의 크기는 최고 1.2 m되는 것도 있으며 응회구로부터 멀어질수록 점차 작아진다. 이러한 산출상태와 형태, 블록들의 암상에 의하면 당산봉 응회구의 해안절벽으로부터 낙하되어 쌓인 테일러스층임을 지지한다.

수월봉 응회암층

수월봉 응회암층은 애추층 위에 얇은 점토층을 사이에 두고 그 위에 놓인다. 이 응회암층은 분석구 북쪽 약 400 m에서부터 시작하여 남쪽으로 연장되며 용암대지 상위에만 존재하고 응회구, 분석구와 이의 현무암용암 상위에는 존재하지 않는다(Fig. 2). 이 응회암층은 남서쪽 해안에서 최고 78 m이지만 이곳으로부터 멀어질수록 점점 얇아지며, 이의 북동쪽에 위치하는 본역에서는 1 m 이하로 얇아지고 북쪽으로 갈수록 20 cm 이하로 얇아진다. 이 층은 갈회색을 띠고 대부분 화산회로 구성되며 당산봉 응회구와 같이 고결되어 있지 않고 느슨한 반고결 상태이다. 따라서 이러한 얇은 두께와 반고결 상태의 응회암은 평탄한 용암대지를 제외하고 보다 높은 지형을 이루는 산릉이나 계곡부에서 보다 큰 침식으로 삭박되어 없어진 것으로 생각된다.

토 의

앞에서 당산봉 화산체를 이루는 화산구조물의 암상을 기재하고 해석하므로써 이 화산구조물에 대한 분출유형과 분출상 변화를 유추할 수 있고 이들의 변천과정을 이용하여 당산봉 화산의 형성과정을 엮을 수 있다.

응회구는 화도에서 상승하는 마그마에 지표수 혹은 지하수 등의 외부물이 유입되어 폭발적인 상호작용에 의해 분출되므로써 형성된다(Wohletz and Sheridan, 1983; Sheridan and Wohletz, 1983; Kokelaar, 1986). 이때의 분출작용이 썬썬이언분출

이며, 수면분출(emergent eruption)일 경우 테프라수지상분사, 연속분승과 간혹 기저썬썬지를 발생하는 초썬썬이언분사 등의 분출상을 주로 동반한다(Kokelaar, 1983, 1986).

당산봉 응회구는 분출이 시작될 때 지표면이 해수면 아래에 잠겨 있었는지 공기 중에 노출되었는지 확실하지 않다. 하지만 현 수면상의 응회구 퇴적층 내에서 재이동 증거가 나타나지 않기 때문에 현재 수면상에 나타난 응회구는 분출작용으로 축조된 것으로 수면상에 출현한 것이라고 생각하는 것이 타당성이 있고 후술할 분출상에도 일치된다. 그렇다면 상승하는 마그마와 상호작용하는 외부물은 해수이었을 것이다. 이때 분화구는 응회구가 수면상에 출현되기 전 뿐만 아니라 출현된 후에도 대부분 해수면 하에 잠겨 있어 해수가 화구 내로 직접 넘쳐 들어올 수 있게 되었을 것이다. 왜냐하면 응회구의 지형이 북쪽으로 트인 말굽모양으로 수면상에 출현된 후에도 분화구가 장시간동안 해수에 직접 잠겨 있을 수 있었기 때문이다. 이런 환경에서 해수가 화구로 직접 흘러들어오므로써 발생하는 분출유형은 대표적인 썬썬이언분출이었음에 틀림없다.

썬썬이언 활동에서 나타나는 대표적인 분출양상은 테프라수지상분사와 연속분승이다(Thorarinsson *et al.*, 1964; Kokelaar, 1983, 1986). 이 테프라수지상분사는 산출 빈도가 다양하며 함유한 물의 양이 연속분승 분연주 보다 많고 다양한 비율로 함유된다. 테프라수지상분사 중에는 함유량이 풍부하며 이들의 퇴적물은 슬러리 같이 흐르게 된다(Lorenz, 1974). 이러한 다양성은 슬러리로 채워진 화구 밀창으로 상승하는 마그마의 주입 빈도와 공급량에 따라 좌우될 것이다. 연속분승 활동은 테프라수지상분사 활동에 뒤따라 발생되며 보통 응회구를 빠른 속도로 축적시킨다(Kokelaar, 1986). 분출량이 계속 증가됨으로서 축조된 낮은 응회구에 의해 화구지역으로부터 공급되는 물이 부분적으로 차단될 수밖에 없으며, 물의 공급이 감소됨에 따라 더욱 강렬한 활동으로 전환될 수밖에 없을 것이다. 이는 화구로 들어오는 냉각수를 차단하여 최적의 열교환을 유도함으로써 더 강렬한 분출을 야기시킨다. Thorarinsson *et al.*(1964), William and Mcbirney(1979)에 의하면 연속분승은 물의 접근이 제한되므로써 유래된다고 하였다.

당산봉 응회구에서 분출활동은 초기에는 화구가 해수 속에 잠긴 상태에서 진행됨으로써 대부분 함유량이 풍부한 테프라가 벌린 손가락 모양 혹은 닭꼬리(cocks tail) 모양의 분사체를 분출하는 활동 즉 습윤한 테프라수지상분사 활동으로 인하여 화구

근처에 슬러리를 축적시켜 괴상 라필리응회암과 불량층리 라필리응회암을 형성하여 초기의 낮은 응회구를 축조하였다. 이때 괴상 라필리응회암층은 무더기로 축적된 습윤한 슬러리가 사면을 따라 암설류로 이동됨으로서 형성되었으며 불량층리 라필리응회암은 보다 적게 축적된 슬러리가 거의 이동없이 형성될 수 있었다.

중기에는 앞에서 축조된 응회구로 인해 화구지역으로부터 공급되던 해수가 북쪽을 제외하고 차단됨으로써 보다 덜 습윤한 테프라의 연속분승 활동과 테프라수지상분사 활동이 번갈아 일어났다. 즉 공급수가 충분할 때 테프라수지상분사 활동이 일어나고 뒤따라 점차 공급수가 부족해지면 일시적으로 연속분승 활동으로 이어진다. 연속분승 활동은 높은 분연주로부터 주로 강하 테프라를 생산하였다. 초중기에 발생한 연속분승 분연주는 보다 낮았고 테프라는 보다 습윤했기 때문에 테프라를 거의 분급시키지 못한 채로 낙하시켰다. 이때는 응회구의 사면 경사가 20°에 가까웠기 때문에 낙하된 습윤한 테프라는 그대로 정지되지 않고 순간적으로 입자류로 서서히 이동될 수 있었다. 즉 라필리와 화산회가 함께 낙하된 테프라는 사면에서 순간적으로 입자류로 약간 이동하다가 정지됨으로써 역접이 라필리응회암층을 형성하였다.

그리고 중후기에는 물의 접근이 제한됨으로서 물의 공급이 더욱 감소됨에 따라 혹은 마그마 공급량이 더욱 증가됨에 따라 화구 내의 슬러리에 함유된 물의 양이 상대적으로 감소되므로서 테프라수지상분사 활동보다도 강렬한 연속분승 활동이 보다 더 빈번하게 전개되었다. 이 연속분승 활동은 테프라의 낙하로부터 테프라수지상분사 못지 않게 응회구 성장을 지배하였다. 연속분승 활동이 계속될 때 조립질 테프라는 탄도분비로 낙하되었으며 세립질 테프라는 대류하는 화산회 플룸에 채워졌다가 낙하된다(Thorarinsson, 1968). 이때는 응회구 사면경사가 20° 이상이었으므로 보다 빨리 낙하된 테프라는 대부분 즉시 입자류로 이동되어 정지되었으며, 이로 인해 역접이현상을 보이는 라필리스톤렌즈가 형성되었다. 그리고 연속분승이 순간적으로 약해지거나 중지할 때 화산회는 플룸 속에서 휘날려 공중에 어느 정도 체공하다 낙하된다(Thorarinsson, 1968). 이때 화산회플룸으로부터 보다 나중에 낙하된 화산회는 세립질이므로 사면경사가 20° 이상이라도 서로 점착되어 입자류로 이동되지 않고 측방으로 거의 층후 변화 없이 일정하게 퇴적되는 불량성층화 응회암층을 형성했을 것이다. 중후기에는 이와같은 연속분승 활동에 의한 테프라 강하에 의해서 응회구 중상

부에 아주 규칙적인 층리(Fig. 4D)를 형성하였으며, 이후에 급사면의 불안정성과 미고결 테프라의 습윤성으로 인해 파상 슬럼프습곡이 형성되었다고 본다.

중후기에 어떤 원인으로 지하수 공급통로의 제한적 차단으로 물의 공급이 더욱 감소됨에 따라 화구 내의 슬러리에 포함된 함유량이 줄어들어 덜 습윤한 테프라수지상분사 활동이 점점 줄어들고 더욱 덜 습윤한 연속분승은 점점 강력해지고 빈번해졌다.

그리고 후기에는 이러한 폭발활동들은 물의 유입이 더 억제될 때 물의 결핍으로 기울어지거나 다른 유형의 폭발활동으로 전환된다. 즉 폭발활동은 물-마그마 균형이 최적으로 되어 폭발활동은 그 강도가 점차 증가될 수도 있는데, 이때 대규모 폭발활동이 초췌제이언분사 활동이다. 이 초췌제이언분사에 의해 발생된 활발한 기저씨지로부터 얇은 성층화 라필리응회암층과 박층리 응회암층이 형성될 수 있었다.

종합하면 당산봉 응회구의 형성은 씨지에 의해 형성되는 송악산 응회환(황상구 외, 1992)과 수월봉 응회환(Sohn and Chough, 1989)과 달리 초기에 씨제이언분출은 보다 폭발성이 약한 습윤한 테프라수지상분사 활동상이었고 중기에 이는 점차 강렬해지면서 연속분승 활동상과 교대로 일어났으며 후기에 분출상이 더욱 강렬해지면서 초췌제이언분사 활동상만으로 전개되었다. 이러한 씨제이언분출의 분출상이 점차 강렬해지는 것은 응회구 림의 직경이 상부로 갈수록 확대되는 점과 상부 테프라로 덮히는 불연속 환상단층이 나타나지 않고 우도 응회구(황상구, 1992)와 같이 대부분 단층이 상부층까지 연속되는 점 등에 의해서도 입증된다고 본다. 즉 상부층으로의 불연속 단층이 발견되지 않음은 응회구 형성 후기에 접어들수록 분화구가 보다 확대되는 폭발작용이었음을 지지해 준다.

지금까지 해수의 접근이 부분적으로 제한되었던 것이 완전히 제한되면 화구로부터 해수가 오랫동안 차단되어 화도가 완전히 건조해짐으로서 수증기마그마성 폭발작용은 마그마성 폭발작용으로 전환될 것이다(Kokelaar, 1986). 이때 화도 내의 용암은 더 이상의 물의 유입을 막아 화구를 완전히 지배함으로써 마그마와 해수 간의 상호작용을 종말시켰을 것이다. 즉 해수가 차단되는 환경변화로 인하여 응회구를 형성하던 씨제이언분출은 종식되고 스트롬볼리안분출로 전환되므로서 응회구 분화구 내부에 분석구를 형성하였다. 당산봉의 분석구는 최고높이/기저직경 비가 1:6.6 정도로서 크고, 확산면적이 약 0.18 km²로서 작기 때문에 분출에너지가 급격히 저하되었음을 반영한다. 분석 위주로 포출하던

스트롬볼리안분출은 말기에 접어들어 스페터 위주로 포출되었다. 왜냐하면 분석구 내부에는 분석이 다량 존재하고 표층부에 스페터와 이의 파편인 블럭으로 덮혀 있기 때문이다. 원래 마그마성 폭발작용은 마그마 내에 함유된 휘발성분이 증기로서 분리되고 확장되어 파편화되므로서 일어난다(McBirney and Murrise, 1971). 그럼에도 불구하고 증기의 확장이 마그마를 파편화할 만큼 충분치 못하다면 분류나 분출을 가속시켜 마그마를 스페터로 조각화 하는데 원인이 되기도 했다고 볼 수도 있다.

더 이상의 증기의 확장없이 폭발력이 소진되고 마그마가 계속 공급되면 화도 내의 용암은 상승되어 분석구 화구 위로 분출(혹은 분류)하는 하와이언분출로 전환되었다. 이 때 분출된 현무암용암은 분석구와 응회구 사이의 모우트 내에 모아지고 채워져서 북쪽으로 트인 틈새를 통하여 응회구 밖으로 분류되었을 것이다. 현무암용암은 흔히 로피구조가 발달되는 퍼호이호이용암 표면을 보이며 모우트 내에서 최고고도 해발 95 m 까지에도 존재한다. 이와같은 퍼호이호이용암은 용암분출에 의해서 높은 고도에까지 존재할 수 있게 되었다. 그리고 응회구 밖으로 분류된 현무암용암은 북쪽으로 약 1.3 km 이상을 이동하여 주위보다 다소 볼록한 용암대지를 형성하였다.

응회구 축조가 끝난 후에 응회구 내에서 화산작용이 진행되는 동안에도 응회구 밖에서는 해파에 의해서 응회구가 심하게 침식되었다. 이때 해안절벽에서 응회암의 큰 덩어리들이 절벽 기슭에 테일러스로 낙하되어 애추층을 형성하였다. 그리고 이후에 수월봉 분화구에서 매우 강렬한 썬제이언 폭발작용이 진행되어 당산봉 화산에까지 미쳐서 수월봉 화산화가 얇게 덮혔다.

결 론

당산봉 화산은 응회구, 분석구, 용암대지 및 애추층 등으로 구성된다. 이들은 썬제이언분출, 스트롬볼리언분출, 하와이언분출로 대표되는 분출작용과 재이동 퇴적작용에 의한 산물이며 이 순서에 따라 화산과정이 진행되었다(Fig. 8).

당산봉 응회구는 마그마와 해수가 상호작용하여 스팀폭발함으로서 형성되는 썬제이언분출에 의한 구조물이다. 초기의 분출활동은 화구가 해수 속에 잠긴 상태에서 진행됨으로써 습윤한 테프라스지상 분사 활동상이었고, 중기의 분출활동은 축조된 응회구로 인해 해수 공급이 부분적으로 차단됨으로써 보다 덜 습윤한 테프라의 연속분승 활동상과 테프

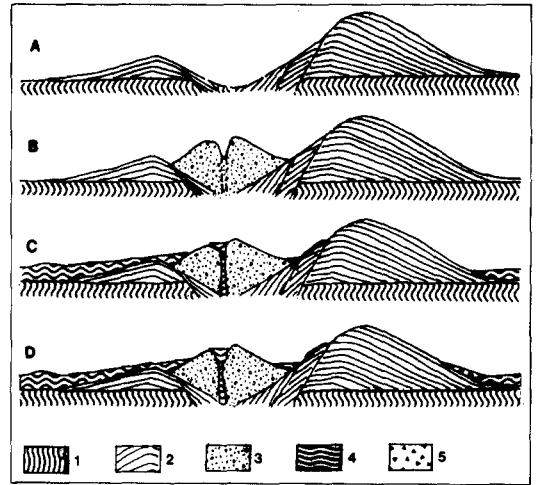


Fig. 8. Schematic diagrams showing the four stages of construction of the Dangsanbong volcano. 1, probable lava plateau underlying the tuff cone; 2, Dangsanbong tuff cone; 3, cinder cone; 4, basalt lava; 5, scree deposits. The diagram represents N to S (left to right) cross sections through the Dangsanbong volcano. (A) Construction of tuff cone from Surtseyan eruption on the probable lava plateau. (B) Construction of cinder cone from Strombolian eruption of the crater floor of the tuff cone. (C) Construction of basalt lava plateau and cap from Hawaiian eruption. (D) Downfalling of scree deposits from the sea cliff of the outer flank of the tuff cone, and thinly overlying of Suwobong tuff from Surtseyan eruption in another crater far away.

라스지상분사 활동상이 교대로 발생되었으며, 후기의 분출활동은 응회구의 더 높은 축조로 말미암아 물의 공급이 더욱 제한됨으로써 초썬제이언분사 활동상으로 전환되었다.

해수의 접근이 완전히 제한됨으로서 응회구 분화구 내부에 분석구를 형성하였다. 분석구는 응회구의 축조로 외부물의 완전한 제한으로 인해 스팀폭발작용은 종식되고 마그마성 폭발작용으로 전환되어 스트롬볼리안분출에 의해 형성되었다. 이 분출은 초기에 분석 위주로 포출하였으며 후기에 스페터 위주로 포출하는 활동상으로 변화되었다.

용암대지는 화도내 마그마 개스의 고갈로 폭발력이 소진되고 지속적인 마그마 공급으로 인해 하와이언분출로 전환되므로써 형성되었다. 이 분출은 초기에 용암분출 활동상 위주로 진행되었으나 후기에 용암분류 활동상으로 변화되었다.

그리고 응회구 외부의 심한 침식으로 해안절벽에 응회암 덩어리들이 썬제이언 모양의 애추층을 형성하였다. 마지막으로 당산봉 화산은 수월봉 분

화구로부터 분출된 화산회에 의해 얇게 덮혔다.

사 사

본 연구는 1996년도 안동대학교 학술진흥연구지원비에 의해 실시되었음을 밝혀둔다. 본 연구가 완성되기까지는 이전에 영국 지질연구소 M. F. Howells 박사님과 한국자원연구소 황재하 박사님의 야외조사와 토의가 있었으며, 최근에 제주 제일고등학교 진국립 선생님의 야외조사 지원도 있었다. 심사과정을 통하여 강원대학교 이문원 교수님, 연세대학교 권성택 교수님, 부산대학교 윤성효 교수님의 세심한 검토가 있었다. 이 분들의 지원과 심사에 감사드린다.

참고문헌

- 김동학, 황재하, 황상구, 최성자, 1989, 제주도 화산활동 연구 (II) : 제주도 서부지역의 화산증서와 분출사. 과학기술처, KR-88-(B)-4, 49p.
- 원종관, 1976, 제주도의 화산암류에 대한 암석화학적 연구. 지질학회지, 12, 207~226.
- 이동영, 윤상규, 김주용, 김윤중, 1988, 제주도 제 4기 지질조사연구. 한국동력자원연구소, 연구보고서 KR-87-29, 233~278.
- 황상구, 1992, 우도응회구의 분출기구와 분출과정. 암석학회지, 1, 91~103.
- 황상구, 1993, 우도 분화구에서의 일운회 화산과정. 광산지질, 26, 55~65.
- 황상구, 황재하, 김동학, Howells, M.F., 1992, 제주도 송악산 응회환·분석구의 화산과정. 지질학회지, 28, 118~120.
- Cas, R.A.F. and Wright, J.V., 1987, Volcanic successions : modern and ancient. Allen and Unwin, London, 528p.
- Fisher, R.V. and Schmincke, H.-U., 1984, Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 472p.
- Heiken, G.H., 1971, Tuff rings : examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley Basin, south-central Oregon. J. Geophys. Res., 76, 5615~5626.
- Hwang, S.K., Hwang, J.H., Kim, D.H. and Howells, M.F., 1991, Tuff cones and tuff rings, and their stratigraphic relationships on the western side of Cheju Island, Korea. J. Korea Inst. Mining Geol., 24, 399~408.
- Kim, D.H., Hwang, J.H., Hwang, S.K., Howells, M.F. and Reedman, A.J., 1986, Tuff ring and cones on Jeju Island, Korea. J. Geol. Soc. Korea, 22, 1~9.
- Houghton, B.F. and Hackett, W.R., 1984, Strombolian and phreatomagmatic deposits of Ohakune Craters, Ruapehu, New Zealand : a complex interaction between external water and rising basaltic magma. J. Volcanol. Geotherm. Res., 21, 207~231.
- Kokelaar, P., 1983, The mechanisms of Surtseyan volcanism. J. Geol. Soc. London, 140, 939~944.
- Kokelaar, P., 1986, Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. Bull. Volcanol., 48, 275~289.
- Lee, M.W., 1982, Petrology and geochemistry of Jeju Volcanic Island, Korea. Sci. Rpt. Tohoku Univ., 3, 15, 177~256.
- Lorenz, V., 1974, Vesiculated tuffs and associated features. Sedimentology, 21, 273~291.
- McBirney, A.R. and Murase, T., 1971, Factors governing the formation of pyroclastic rocks. Bull. Volcanol., 34, 372~384.
- Ross, G.M., 1986, Eruptive style and construction of shallow marine mafic tuff cones in the Narakay Volcanic Complex (Proterozoic, Hornby Bay Group, Northwest Territories, Canada). J. Volcanol. Geotherm. Res., 27, 265~297.
- Self, S., Sparks, R.S.J., Booth, B. and Walker, G.P.L., 1974, The 1973 Heimaey Strombolian scoria deposits, Iceland. Geol. Mag., 111, 534~548.
- Sheridan, M.F. and Wohletz, K.H., 1983, Hydrovolcanism : basic considerations and review, In M.F. Sheridan and F. Barberi eds. Explosive Volcanism. J. Volcanol. Geotherm. Res., 17, 1~29.
- Sohn, Y.K., 1993, The Udo tuff cone, Cheju Island, South Korea : transformation of pyroclastic fall into debris fall and grain flow on a steep volcanic cone slope. Sedim., 40, 769~786.
- Sohn, Y.K. and Chough, S.K., 1989, Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea). Sedim., 36, 837~855.
- Thorarinsson, S., 1968, The last phases of the Surtsey eruption. Naturufraedingurinn, 38, 113~135.
- Thorarinsson, S., Einarsson, T., Sigvaldason, G. and Elisson, G., 1964, The submarine eruption off the Vestmann Islands, 1963-64 : a preliminary report. Bull. Volcanol., 27, 435~445.
- William, H. and McBirney, A.R., 1979, Volcanology. Freeman, San Francisco, 391p.
- Wohletz, K.H., 1983, Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation : grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies, In M.F. Sheridan and F. Barberi eds. Explosive volcanism. J. Volcanol. Geotherm. Res., 17, 31~63.
- Wohletz, K.H., 1986, Explosive magma-water interactions : thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. Bull. Volcanol., 48, 245~264.
- Wohletz, K.H. and Sheridan, M.F., 1983, Hydrovolcanic explosion II, evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. Am. J. Sci., 283, 385~413.

(책임편집 : 윤성효)

(1997년 12월 11일 접수, 1998년 4월 20일 수리)

Volcanic Processes of Dongsanbong Volcano, Cheju Island

Sang Koo Hwang

*Department of Earth and Environmental Sciences, Andong National University,
Andong 760-749, Korea*

ABSTRACT : Dongsanbong volcano, which is located on the coast of the western promontory of Cheju Island, occurs in such a regular pattern on the sequences which represent an excellent example of an eruptive cycle. The volcano comprises a horseshoe-shaped tuff cone and a younger nested cinder cone on the crater floor, which are overlain by a lava cap at the top of the cinder cone, and wide lava plateau in the moat between two cones and in the northern part. The volcanic sequences suggest volcanic processes that start with Surtseyan eruption, progress through Strombolian eruption and end with Hawaiian eruption, and then are followed by rock fall from sea cliff of the tuff cone and by air fall from another crater. It is thought that the eruptive environments of the tuff cone could be mainly emergent because the present cone is located on the coast, and standing body of sea water could play a great role. It is thought that the now emergent part of the tuff cone was constructed subaerially because there is no evidence of marine reworking. The emergent tuff cone is characterized by distinctive steam-explosivity that results primarily from a bulk interaction between rapidly ascending magma and external water. The sea water gets into the vent by flooding across or through the top or breach of northern tephra cone. Dongsanbong tuff cone was constructed from Surtseyan eruption which went into with tephra finger jetting explosions in the early stage, late interspersed with continuous uprush activities, and from ultra-Surtseyan jetting explosions producing base surges in the last. When the enclosure of the vent by a long-lived tephra barrier would prevent the flooding and thus allow the vent to dry out, the phreatomagmatic activities ceased to transmit into magmatic activity of Strombolian eruption, which constructed a cinder cone on the crater floor of the tuff cone. The Strombolian eruption ceased when magma in the conduit gradually became depleted in gas. In the Dongsanbong volcano, the last magmatic activity was Hawaiian eruption which went into with fountain and effusion of basalt lava.

Key words : Dongsanbong volcano, Surtseyan eruption, Strombolian eruption, Hawaiian eruption