

한라산 총서 Ⅱ

한라산의 지형·지질

목차

제1장 들어가면서

1. 들어가면서 11

제2장 한라산과 제주도의 지질

1. 지질 개설 15

제주도 주변의 지질환경 / 15

제주도 지형과 지질 개관 / 18

제주도 형성기원 / 24

2. 주요 지질 단위 29

기반암(화강암류와 화산쇄설암류) / 29

미교결 사니층 / 31

서귀포층 / 32

화산암류 / 34

화산쇄설암류 / 37

3. 한라산의 지질 42

성층화산체 / 44

용기산체 / 47

제3장 화산활동

1. 화산활동이란 55

마그마란 무엇인가? / 56

화산활동의 분출형식 / 62

화산의 여러 형태와 화산지역의 전형적인 특징들 / 66

화산활동이 인간에게 미치는 영향 / 71

2. 제주도의 화산활동사 73

제1분출기 / 76

제2분출기 / 77

제3분출기 / 77

제4분출기 / 78

3. 지질구조(선)와 연관된 화산활동 및 형성과정 79

제4장 오름

1. 지질학적 관점에서의 오름 87
2. 분석구 90
물장올과 물영아리 / 95
개오름 / 99
모구리 / 101
좌보미 / 103
아부오름 / 105
성널오름(성판약) / 108
서거문리오름 / 110
노꼬메 / 113
3. 마르형 화산체 115
하논 / 117
송약산 / 119
4. 용암정구 123
5. 침식잔류산체 126

제5장 용암

1. 빌레용암 131
빌레용암의 흐름특성을 나타내는 구조 / 133
빌레용암의 단면에서 관찰할 수 있는 구조 / 137
 2. 꽃자왈용암 144
꽃자왈용암의 분포와 특성 / 145
아아 용암의 분류 / 158
꽃자왈용암에서 볼 수 있는 구조 / 160
기타 특이한 지질구조 및 지형 / 162
- 참고문헌 173
- 사진 목차 180
- 그림 목차 184
- 표 목차 185
- 색인 186

제1장 들어가면서

1 들어가면서

제주도는 전체가 비교적 최근에 형성된 화산암과 화산쇄설암으로 구성된 섬으로 그 중심부에 남한에서 가장 높은 한라산이 형성되어 있으며, 오염되지 않은 울창한 밀림과 이국적인 식생, 맑고 투명한 대기, 수평선이 아득한 푸른 바다와 현무암질 암석이 만들어 내는 짙은 암색의 바위들이 함께 어우러져 빼어난 자연경관을 만들어 내고 있다. 또한 육지와 멀리 떨어진 채 한반도 최남단에 위치하고 있어 남국의 정열과 이국적 정취를 곳곳에 지닌 매우 낭만적인 제주도는 우리에게 언제나 상큼한 유혹으로 다가온다.

이렇게 자연이 베풀고 있는 아름다움과 신비로움은 제주도의 지하 심부에서 만들어진 마그마(magma) 분출의 결과물이며, 마그마 분출은 지구 내부의 열을 식히기 위한 지구 진화과정의 한 표현인 것이다. 우리의 지구가 이 광활한 우주에서 하나의 행성으로 아직 살아 있는 별임을 의미하는 것이다. 또한 지구를 연구하는 지구과학자들에게 마그마 분출은 지구 심부를 직접 접할 수 있는 귀한 자료인 것이다. 이렇게 수평적으로는 제주도의 낭만을, 수직적으로는 지구와 제주도의 진화체계에 대한 의미를 함께 경험한다는 것은 꽤나 즐거운 일이 될 것이다.

제주도와 제주도의 한라산은 남한에서 화산체의 원형을 볼 수 있는 유일한 장소이며, 우리나라의 제4기 화산활동을 대표할 수 있는 지역으로 최근의 지질학적 사건을 이해하는 데 중요한 정보를 지니고 있다. 이러한 한라산과 제주도 지질에 대한 형성메커니즘과 진화발달과정, 그리고 화산활동사에 대한 연구성과를 체계적으로 수집·종합 정리하는 것은 제주도와 한라산에 대한 우리의 이해고취와 가치정립에 크게 기여할 것이다.

현재의 시간에 접근할수록 여기저기에서 관찰되는 암석이 제공하는 의미를 획득·해석하기는 쉬워진다. 과거로 갈수록 암석들이 침식·풍화되어 이미 지구상에서 제거되었거나 변형작용 등을 받아 원래의 모습을 지니지 않을 확률이 매우 높아진다. 또한 다양한 조구조운동(tectonic movement)에 의해 암석이 생성된 원래의 장소에서 이동될 확률이 높아지기도 하여 나이가 많은 암석일수록 노두(outcrop)에서 암석이 표현하는 언어를 해독하는 것이 쉽지 않게 된다. 마치 오래되어 변색되고 찢겨진 역사책을 통해 장구한 역사를 정확하게 이해하는 데 어려움이 있는 것과 같은 것이다. 제주도는 신생대의 제4기에 형성된 화산도로서 이제 막 제본·인쇄된 권의 소설과 같이 한반도 신생대 시기의 화산활동에 대해 많은 의미를 지니고 있다.

신생대 제4기에 형성되기 시작한 제주도의 지사(地史)를 논하기 위해 먼저 지구가 태양계에서 탄생하여 진화해온 지난 46억 년의 지질시대(地質時代)의 시간적 구분을 간략하게 살펴보면 다음과 같다. 지질시대는 크게 ① 선캄브리아이언(Precambria Eon: 46억 년 전~5억7천만 년 전 동안의 기간), ② 고생대(Paleozoic Era: 5억7천만 년 전~2억5천만 년 전 동안의 기간), ③ 중생대(Mesozoic Era: 2억5천만 년 전~6천5백만 년 전 동안의 기간), ④ 신생대(Cenozoic Era: 6천5백만 년 전 이후부터 현재까지)로 나누어진다. 우리 인간에게 가장 가까운 과거인 신생대는 다시 크게 제3기(Tertiary)와 제4기(Quaternary)로 나누어진다. 제3기는 6천5백만 년 전(65 Ma = Millions of years Ago)에서 1백6십만 년 전(1.6 Ma) 동안의 시기를, 제4기는 1백6십만 년 전부터 현재까지의 시간을 의미한다. 제주도는 대략 200만 년 전 즈음에 현재의 위치에서 형성되기 시작했으므로 신생대 제3기 말에서 4기 초에 제주도 형성이 시작되었다고 할 수 있다.

제2장 한라산과 제주도의 지질

1 지질 개설

제주도 주변의 지질환경

우리나라는 아시아 대륙의 동부 연변에 반도(peninsula)로 위치하고 있으며, 지질학적으로 유라시아판(Eurasian plate)의 동단에 속한다<그림 2-1>. 한반도는 지질학적으로 중국대륙과 일본호상열도를 연결하는 다리 역할을 하고 있다.

한반도에는 매우 오래된 선캄브리아이언에서 신생대에 이르는 다양한 암석이 분포하고 있다. 주로 선캄브리아이언의 고기암류 위에 중생대 퇴적분지가 형성되어 퇴적암류들이 충진되고, 각종 화성암류들이 관입 분포하여 육지를 이루고 있다. 지금으로부터 약 6천5백만 년 전 신생대가 시작되면서 현재의 한반도의 모습을 지니게 되었다. 제주도는 제3기 말에서 4기 초에 형성되기 시작하였으며, 이 때의 우리나라 지질에 대해 간략하게 요약하면 다음과 같다.

중생대 말에서 신생대 초기의 우리나라는 육지의 산과 들에서 풍화·침식된 퇴적물들이 바다로 운반되고, 퇴적작용은 주로 동해안을 따라 소규모로 형성된 퇴적분지에 국한되었다. 이 때 형성된 신생대 제3기 암석이 현재 주로 동해안 쪽의 영해, 포항, 양남, 울산지역에 소규모로 분포하고 있다. 한반도 남서단에 위치하는 제주도 역시 지질학적 기반은 한반도가 가지는 지질학적 특징들과 동일한 것으로 여겨지고 있으며, 신생대 제3기 말 이전에는 한반도의 남부지역과 동일한 지질학적 진화환경에 있었다. 제3기 말(대략 200만 년 전)에 이르러 육지부와 달리 특이한 지질사건을 겪고 있는 것으로 보고된다(황재하와 송교영, 2003).

신생대 제3기 중반(약 2천만 년 전) 즈음에 한반도 동쪽에 배호분지(back-arc basin)인 동해가 형성된다<그림 2-2>. 분지라는 것은 접시와 같이 무엇이 퇴적될 수 있는 움푹 들어간 지형(a depressed place)을 말한다. 배호분지는 지판과 지판이 충돌하는 섭입환경에서 마그마 활동에 의해 형성된 호상열도(island arc, 예: 일본열도)가 대륙에서 멀어지면서 대륙과 호상열도 사이에 형성된다. 동해는 화성활동에 의해 형성된 일본 열도가 한반도에서 떨어져 나가면서 형성된 작은 퇴적분지로 시작 된 후 점차 확장되어 현재의 모습을 지니게 되었다<그림 2-2>. 이 시기에 동해의 형성과 관련된 환동해지역의 지구조운동이 활발하게 진행되었으며, 이에 수반되어 나타난 화성활동이 매우 간헐적으로 일어났다. 이 때의 마그마활동을 나타내는 화산암은 주로 경상북도 포항, 장기, 어일, 경상남도 감포, 하서에 소규모로 분포하고 있다. 이 시기의 화산활동은 지판과 지판의 충돌에 의한 것으로, 유라시아판 쪽을 향해 다가오고(섭입하고) 있던 태평양판(Pacific plate)의 섭입벡터(subduction vector)의 거동과 그 변화에 의한 것으로 해석되고 있다(대한지질학회, 1999).

신생대 제3기 중반에 동해의 형성이 시작되었으며, 한반도 육지부분은 제4기에도 여전히 침식기에 놓여 있었다. 그 결과 대부분 침식지형을 형성하게 되어 제4기의 지질을 기록하고 있는 자료(즉, 암석)는 매우 빈약하다. 제4기 동안 형성된 지층들은 대체로 산록의 낮은 경사지역이나 계곡 및 평야지역 등에 한정되어 나타난다. 우리나라의 제4기 지질을 알려주는 암석이 노출된 곳은 매우 한정되어 있지만, 백두산, 제주도, 울릉도 등에서 한반도 제4기의 화성활동에 대한 정보를 획득할 수 있어 지질학적으로는 참으로 다행스러운 일이다. 제주도에 제4기의 중기 플라이스토세(7십3만 년 전에서 4십만 년 전 사이)에 형성된 지층으로 알려진 서귀포층과 신양리층이 분포한다. 서귀포층은 제주도 서귀포시 천지연폭포 서쪽 해안 절벽에서 관찰되

며, 신양리층은 동쪽 신양리 해안에 발달되어 있다.

제주도 지형과 지질 개관

제주도는 대한해협이 서남측 입구인 한반도에서 남쪽으로 약 90km 떨어진 동경 126°08'45" ~ 126°58'15", 북위 33°06'23" ~ 34°00'00"에 위치하고, 부속도서를 제외한 면적은 약 1,828 km²로 국내 최대의 섬이다<그림 2-3>. 평면도상에서 장축은 동북동~서남서(N70°E) 방향으로 약 74km, 단축은 북북서~남남동 방향으로 약 32km을 이루는 타원형의 섬(Island)이다. 단면상으로는 해발 1,950m의 한라산을 정점으로 한 원추형을 나타낸다.

장축방향인 동·서사면은 매우 완만한 경사(3°~5°)를, 단축방향인 남·북사면은 보다 급한 경사(5°~10°)를 보여주며, 해안지역에서 산악지역으로 갈수록 경사가 급해지는 경향을 나타낸다. 하천의 유로 연장이 짧고, 투수성이 매우 높은 지질특성으로 인해 평상시의 강우는 전량 지하로 침투되므로 풍수기에도 집중강우시의 1~2일을 제외하고는 대부분의 하천이 건천을 형성하여 지표수의 유출은 관찰하기 어렵다. 제주도는 중앙에 해발 1,950m의 한라산과 주변에 360여 개의 오름이라고 불리는 단성화산체(분석구, 응회환, 응회구, 용암구, 용암돔 등)를 지니고 있는 순상화산(shield volcano)의 지형을 나타내고 있다<그림 2-4>. 제주도가 타원형의 형태를 보이는 것은 구조운동에 의해 신장된 것이 아니며, 화산활동과 관련한 지구구조운동과 분출된 용암의 흐름에 기인하는 것으로 해석되고 있다(황재하와 송교영, 2003). 제주도를 형성시킨 화산활동의 활동성에 대해 남기영(1966)은 사화산, 원종관(1976)은 휴화산이라 주장하였으나, 스자카스(Szakacs, 1994)의 정의에 의하면 제주도는 사화산에 해당된다.

제주도 지형과 지질에 관한 조사는 1920년대 일본인 학자 나카무라(S. Nakamura)에 의해 처음으로 이루어졌다. 1930년대 하라구찌(Haraguchi)는 제주도 화산층서를 조사하고 제주도의 화산활동은 신생대 제3기 말에서 제4기까지 지속되었다고 보고하였으며, 제주도의 화산암은 알칼리암 계열이라 하였다. 제주도지질에 관한 본격적인 조사와 연구는 1960년대 초부터 국립지질조사소(현 한국지질자원연구원)에 의하여 지하수개발을 위한 지질조사가 해안지대를 따라 진행되어 오던 중(서해길 외, 1964: 남기영·김동욱, 1965: 남기영, 1966), 1965년과 1966년에 건설부와의 용역 계약으로 (주)한국지하자원조사소에 의하여 제주도 전역에 걸친 지질조사가 실시되었다(김옥준 외, 1965: 김옥준 외, 1966). 그 후 1970년대에 들어서 (주)한국지하자원조사소의 조사결과를 기초로 하여 농업진흥공사(현 한국농촌공사)가 광역지질조사를 재실시하였으며(1970, 1971), 이를 기초로 하여 1971년에는 1:100,000 축척의 제주도 지질도(농업진흥공사)가 작성되었다<그림 2-5>. 또한 농업진흥공사의 조사결과를 바탕으로 하여 원종관(1976)과 이문원(1982)에 의하여 광역적인 암석화학적 연구가 실시되었다. 1980년대 들어와 제주도에 관한 지구화학, 지구물리학 등 여러 분야의 연구가 시작되었다. 한편, 지하수 개발 목적으로 실시된 심부시추로부터 얻은 정보에 의해 제주도의 지하지질에 관한 연구도 시작되었다. 이후 제주도 지질에 관한 연구는 화산활동 시기에 관한 연대측정, 퇴적환경, 지화학, 고생물학, 화산활동사, 기반암지질, 수리학 등의 다양한 분야로 발전하게 되었다. 1990년대에 들어서서 제주도와 한국지질자원연구원에 의해 1:50,000 축척의 지질도가 완성되었으며(원종관 외, 1993: 원종관 외, 1995: 박기화 외, 1998: 박기화·이병주 외, 2000: 박기화·조등룡 외, 2000), 이를 종합하여 1: 250,000 축척의 지질도(박기화 외, 2000)가 작성되었다.

제주도는 역사시대(1002년, 1007년)에도 화산폭발이 발생했던 기록이 있지만(대한지질학회, 1999), 주로 제 4기 플라이스토세에서 홀로세에 걸쳐 생성된 현무암질 화산암으로 구성되어 있다. 제주도의 화산암은 크게 용암분출·흐름에 의해 형성된 용암류와 격렬한 화산폭발에 의

해 형성된 화산쇄설암류로 구성되어 있다. 용암류는 주로 알칼리암계열로 분류가 되며, 부분적으로 비알칼리계열의 성질을 보여주는 솔레이아이트암으로 구성된다. 용암류는 제주도의 용암대지를 이루고 있는 저지대에 대부분 분포하고 있다. 단성화산체(오름)인 분석구와 응회환 및 응회구 등을 형성하고 있는 화산쇄설암류는 현무암질 마그마의 수성화산분출과 스트롬볼리안 분출에 의해 형성된 것으로 구분된다. 제주도를 포함하는 우리나라의 제4기 화산암들은 중국 동북지구에 점점이 출현하는 제3기~제4기의 알칼리 화산암류와 함께 유라시아 대륙 동쪽의 알칼리 화산암구에 속한다(대한지질학회, 1999).

제주도를 여행하다 보면 표면의 거친 정도(roughness)가 사뭇 다른 암석들이 분포하고 있음을 일반 관광객들도 쉽게 발견하게 된다. 이는 화산에서 흘러내린 용암의 물리화학적 특성에 기인하여 나타나는 차이점인데, 이러한 야외에서 보이는 특징적인 형질 차이에 의해 제주도의 현무암질 용암류는 파호에호에(pahoehoe)와 아아(aa) 용암으로 나누어진다<사진 2-1>. 파호에호에와 아아는 하와이 원주민들이 사용하던 언어로서 용암흐름의 형태에 따라 붙여진 이름이다. 파호에호에(하와이 원주민 말로 흑색 비단을 뜻함) 용암은 점성도가 낮은 용암으로 흐름이 용이하여 먼 거리까지 운반되고 넓은 지역에 평탄하게 흘러서 형성된다. 반면에 아아 용암은 점성이 높은 용암으로 쉽게 유동되지 않아 천천히 흐르게 된다. 아아 용암이 천천히 흐르는 동안 용암의 상·하부는 굳게 되고, 굳어진 표면과 아직 액체 상태인 내부가 함께 흐르면서 자체에서 만들어진 각력암을 포함하는 클린커를 형성하게 된다. 그 결과 파호에호에 용암은 새끼줄 혹은 파도치는 형태의 야외모습을 보이는 반면, 아아 용암은 거칠고 예리한 표면을 보인다<사진 2-2>.

제주도에서 파호에호에 용암류는 지형경사가 완만한 동·서부지역의 해발 300m 이하 지역에 주로 분포하며, 용암동굴(만장굴, 협재굴 등)이 형성된 지역에서 쉽게 관찰할 수 있다. 해안저지대에서 용암대지를 이루는 파호에호에 용암류 중에는 주상절리가 발달된 경우도 있다. 아아 용암류는 지형경사가 급한 고지대 지역과 남·북부 지역에 주로 분포한다. 제주도에서 잡석 암괴 분포지를 의미하는 곳자왈이라고 불리는 지역들은 모두 암괴상의 아아 용암류로 이루어져 있다.

최근에 지하수의 개발과 보전을 위해 심부시추조사가 심도 깊게 이루어지면서 제주도 지하의 지질 상태를 관찰할 수 있는 기회를 접하게 되었다<사진 2-3>. 심부시추자료는 약 200~1,000m 정도의 깊이까지 수행되면서 제주도 지하지질에 대한 정보를 제공하고 있다. 제주도를 구성하고 있는 용암류의 수직적인 분포 깊이는 해수면 하 40(서부지역)~140m(동부지역)이며, 평균 3~5m의 두께를 갖는 12~60매의 용암류가 분포하는 것으로 알려져 있다(고기원 외, 2004). 시추결과에 따르면 해수면을 기준으로 평균 200m 아래에서는 서귀포층, 미고결 모래·뿔층이 존재하며 그 아래에는 제주도 화산활동의 기반암으로 화강암류와 응회암이 분포하는 것으로 확인된다. 이 화강암과 응회암이 노두로 산출되는 곳은 제주도에서 발견되지 않으며, 제4기 화산쇄설암에 포함된 각력으로 산출되거나 시추코아에서 관찰된다.

제주도 형성기원

우리나라의 백악기 말~제3기 초에 분출한 마그마는 판들이 충돌하는 조구적 환경(geotectonic environment)에서 섭입하는 판이 부분용융(partial melting)되어 형성된 것으로 알려져 있다<그림 2-2>. 이 때 분출된 마그마는 경상남·북도와 남해안 지역의 화산암을 만들었다. 한편 제주도의 화산암을 형성한 마그마는 맨틀에서 상승한 마그마의 열점활동(hot

spot activity)의 결과인 것이다(Yang, 2004). 제주도를 형성한 마그마는 백악기 말~제3기 초의 화산활동을 주도한 마그마보다 좀 더 깊은 심부에서 형성된 마그마에 의한 화산활동인 것이다. 매우 깊은 맨틀에서 형성된 마그마가 상승했다는 것을 보여주는 증거인 맨틀포획암(mantle xenoliths)이 제주도 동부 신산리해안, 지그리오름, 산굼부리 등의 야외 노두나 많은 시추코아의 현무암에서 관찰된다<사진 2-4>. 현무암(그 때는 마그마)에 포획된 맨틀포획암은 감람석과 휘석으로 이루어진 초염기성암으로 맨틀에 대한 지질학적·물리화학적 정보를 제공하는 귀한 암석이다. 제주도의 현무암을 형성한 마그마는 적어도 이 맨틀포획암이 분포하는 곳보다 깊은 곳에서 형성된 마그마임을 의미한다.

제주도를 형성시킨 마그마의 열점활동을 이해하기 위해 지구내부를 간략하게 들여다보면 다음과 같다. 지구 내부를 향해 갈수록 지구의 온도는 증가하며, 지구 중심부인 핵의 온도는 거의 6,000°C에 이르러, 태양 표면의 온도에 육박한다. 이렇게 지구의 깊이에 따르는 온도증가를 지하증온율(geothermal gradient)로 표현하며, 대체로 5°C/km~75°C/km의 범위로 온도가 증가하고 있다(Plummer and McGeary, 1991). 지구 내부는 지하증온율이 급격한 곳(75°C/km)이 있는 반면에 그렇지 않은 지역(5°C/km)이 있어 불균질한 온도분포를 보여 주고 있음을 알 수 있다.

지구의 중심부로 갈수록 온도가 증가함과 동시에 압력도 역시 증가하고 있다. 지구는 무거운 물질(원소)은 지구중심(철, 니켈로 이루어진 지구의 핵)으로, 가벼운 물질(원소)(산소, 질소로 이루어진 대기권)은 지구의 대기권을 형성하는 층상구조로 진화하고 있다. 그리하여, 지구 내부로 갈수록 암석의 성분과 밀도는 증가하고 있으며, 대체로 300bar/km의 증가율을 보이면서 압력이 증가하고 있다. 이러한 온도와 압력이 증가하는 거동(behavior)과 암석의 성분의 조합에 의해 지구 내부의 암석은 탄성체(elastic) 혹은 소성체(plastic)의 모습으로 존재하게 된다.

지구표면에서 지하 약 100km까지의 암석은 탄성체 거동을 보이는데, 이 부분을 암석권(lithosphere)이라고 하며, 지각과 상부맨틀을 포함하고 있다<그림 2-6>. 탄성체란 현재 지표면에서 우리가 관찰하는 암석의 거동과 같이 망치로 때렸을 때 산산이 부서지는 모습을 보이는 것을 의미한다. 깊이 100km에서부터 350km의 상부맨틀 부분에서는 암석이 소성체(plastic)로 존재하며, 이 곳을 연약권(asthenosphere)이라고 한다<그림 2-6>. 소성체란 뜨거운 팬 위에 버터 덩어리를 놓았을 때 휘어지는 것과 유사하게 암석을 망치로 때렸을 때 부서지지 않고 휘어지는 모습을 보이는 것을 말한다. 연약권은 비록 공간적으로 우리 인간으로부터 매우 멀리 떨어져 있고 우리 인간이 직접 관찰할 수 없는 지구 내부이지만 이 곳에서 ① 마그마가 형성된다는 것과 ② 맨틀대류(mantle convection)를 일으켜 판들(plates)이 이동할 수 있는 메커니즘을 형성하게 한다는 점에서 중요한 지질학적 초점이 주어지는 곳이다.

맨틀에서의 대류는 기둥(columns) 모양의 맨틀플럼(mantle plume)에 의해 이루어진다<그림 2-7>. 이는 마치 굴뚝에서 나오는 뜨거운 연기가 좁은 기둥 형태로 하늘을 향해 올라가는 것과 유사한 모습이다. 이러한 대류형태는 대기의 순환, 물의 대류에서도 관찰된다. 지구 내부의 어떤 특정지역이 어떠한 이유로 주변보다 뜨거워져서 암석이 용융되어 마그마를 형성하는 곳이 국부적으로 형성될 수 있다. 여기서 용융된 암석은 마치 가스로 가득 찬 풍선이 하늘로 올라가는 것과 같은 이치로 주변 암석과의 밀도차이에 의해 형성된 부력(buoyancy)에 의해 상승하게 된다. 마그마가 좁다란 기둥(plume)을 형성하면서 지표면에 상승하게 되면 화산폭발의 모습으로 표현되며 이를 열점활동이라고 한다. 열점활동에 의해 형성된 화산은 지구상의 여러 곳에 존재하고 있는데 대표적인 예가 하와이, 대서양의 아이슬란드섬, 홍해 등이다<그림

2-7>. 제주도는 확장 열극대를 따라 판내부(intraplate) 열점활동에 의해 형성된 화산으로 해석되고 있다<그림 2-6>.

최근에 새로운 관점에서의 제주도 형성을 해석하는 학설이 제기되어 흥미롭다. 제주도는 “백록담 분화구를 중심으로 여러 단계에 걸친 화산활동에 의해 형성된 화산도(volcanic island)로 수백 번의 용암이 흘러 차곡차곡 쌓여 1,950m의 한라산이 만들어졌다.”라는 것이 지배적인 형성학설로 알려져 왔다. 그러나 최근 연구(윤선 외, 2003)에 의하면 제주도는 해저에서 화산분출에 의하여 성장하여 섬으로 된 화산도가 아니라 상승하는 마그마에 의하여 돔(dome)상으로 용기된 용기화산지대로서 후빙기에 들어와 해침에 의하여 침수되어 만들어진 섬으로 침수용기화산지대라고 제의되고 있다. 즉, 윤선 외(2003)는 이전에 소규모로 분포하는 현생 충적층이라고 표기된 것은 실제로는 표성쇄설암(epiclastic rock)으로 제주도 전역에 걸쳐 광범위하게 분포하고 있으며, 이 표성쇄설암을 많은 암맥들이 관입하고 있음을 보아 현생 충적층이 아니라 고기(古基)하성층에 속한다고 보고했다. 이 때, 제주도의 용기량은 최대 1,000m 이상이며, 제주도는 8,000~10,000년 전에는 한반도와 연결된 광활한 육지였다고 보고했다. 그러나 표성쇄설암(epiclastic rock)을 공급한 근원지가 어디이며, 그러한 쇄설암괴덩어리를 운반했던 에너지 등에 대한 답을 해결해야 하는 문제점 등이 있다.

2 주요 지질 단위

기반암 (화강암류와 화산쇄설암류)

제주도가 화산활동에 의해 현재의 모습을 지니기 이전에 이 지역에 기반을 이루고 있던 기반암은 지금의 지표면에 노출되어 있지 않아 관찰되지 않지만, 심부시추자료를 근거로 화산쇄설암류와 화강암류로 구성되어 있음이 알려지고 있다(안건상 외, 1995). 제주도 기반암의 지질은 한반도 경상분지의 중생대층과 연관성을 가지고 있으며 남해안, 특히 해남, 강진, 완도 일대의 지질과 매우 유사할 것으로 추정되고 있다.

화산쇄설암류는 화산성 사암 및 이암, 석영조면암질 용결응회암, 화산력응회암으로 이루어져 있으며, 암질의 유사성에 의해 경상분지에서 관찰되는 백악기의 유천층군으로 추정하고 있다. 화강암류는 응회구 퇴적층에 각력으로 포함되어 산출되는 암편(별도봉 해안가 등)과 심부시추 코아에서 회수된 자료에 의해 중립질의 흑운모화강암, 반상질 조직의 각섬석-흑운모-화강암, 미문상조직의 화강암, 그리고 복운모 화강암으로 구성되어 있음이 확인되었다(Kim et al., 2003). 이들 화강암류에 대한 지화학 및 동위원소 연구에 의해 시대가 다른 두 종류의 화강암류가 확인된 것으로 보고된다. 반상질 조직의 각섬석-흑운모-화강암류의 연대는 중생대 중기인 주라기로서 한반도의 대보화강암에 대비되고, 미문상조직의 화강암은 중생대 말기인 백악기 불국사화강암류와 대비된다. 이러한 사실들은 한반도의 옥천대(강릉에서 전주를 잇는 북북동-남남서 방향의 특징적인 지구조 방향을 가진 한반도 지체구조구의 하나)가 제주도까지 연장된 것을 의미하는 것으로 해석되었다(Kim et al., 2003). 또한 제주도가 한반도 육지가 경험한 동일한 두 종류의 심성화작용을 경험했음을 의미하며, 제주도의 기저부는 화강암류가 넓게 분포하고 있고, 신생대 제3기 지층의 존재 가능성도 불가능하지 않을 것이라는 추정을 하고 있다.

미교결 사니층

미교결 상태의 모래, 뿔층으로 U층(윤선 외, 1995) 혹은 세화리층으로 명명된 퇴적층을 말한다. 본 미교결 사니층은 지표에는 분포하지 않으며 제주도 전역의 지하에 분포하고 있는 것이 시추코아에 의해 확인된다<사진 2-7>.

본 층은 석영과 장석 성분의 세립사암과 미사질 사암으로 구성되어 있고, 회록색으로서 습윤한 환경에서 쉽게 흐트러지는 특징이 있으며, 층후는 약 150m 이상에 달한다. 본 미교결층은 제주도의 화산활동과는 관련이 없는 층으로, 제주도를 형성한 초기 화산활동이 일어나기 전에 이미 형성된 퇴적층이라고 해석되고 있으나 아직도 많은 부분이 연구되지 않은 상태다. 제주도 화산체 형성의 초기 화산분출물(제1기 화산분출)과 기반암인 응회암 및 화강암 사이에 존재하는 퇴적층으로 대규모 부정합이라고 할 수 있다.

서귀포층

서귀포층(Haraguchi, Seikiho Formation, 1931)은 쇄설성 해성퇴적층으로 서귀포시 천지연 폭포 남서쪽 해안 절벽에 높이 약 30m의 소규모로 노출되어 있으며, 그 위에 화산암(제2기 분출기에 형성된 용암)이 피복해 있다<사진 2-8>. 서귀포층의 하부는 해수면하에 있으며 육상

에서는 관찰되지 않지만, 시추자료에 의하면 U층과 초기 제1기 화산분출물 상부에 서귀포층이 분포하고 있음이 확인된다. 서귀포층은 역암, 사암 및 이암 크기의 유리질쇄설암(hyaloclastites, Honnorez and Kirst, 1975), 재퇴적 유리질쇄설암(resedimented hyaloclastites), 미고결~준고결의 해성퇴적층으로 구성되어 있다. 시추공시료에 유리질쇄설암이 들어 있는 것이 관찰되는 것으로 미루어 보아, 서귀포층이 퇴적될 때 국지적으로 화산활동이 해저에서 일어났었음을 감지할 수 있다. 서귀포층 노출지에는 연체동물화석(일본인 Yokoyama가 1923년 처음 보고)을 비롯하여 석회질 초미화석 유공충, 완족류, 성게 등의 화석이 다량 포함되어 있으며(Yoon, 1988), 1968년 천연기념물 제195호로 지정·보호되고 있다. 초미화석 연구 결과에 의하면, 서귀포층은 최후기 플라이오세에서 중기 플레이스토세에 걸친 초미화석대(1.88~0.46Ma)에 속하는 것으로 나타났다(이성숙외 3인, 1995; Yi et al., 1998). 서귀포층은 그 퇴적환경이 현무암질 화산활동과 매우 깊은 관계가 있으며, 화산활동의 휴식기에 퇴적된 지층으로 제주도의 화산활동의 전기·후기를 구분할 수 있는 중요한 지층이다. 서귀포층을 중심으로 제주도의 제1기와 제2기 화산활동을 구분하게 된다.

화산암류

제주도에 분포하는 현무암류는 광물조성과 화학성분에 의해 대체로 알칼리 현무암(basalt) - 조면현무암(trachybasalt) - 현무암질 조면안산암(basaltic trachyandesite) - 조면안산암(trachyandesite) - 조면암(trachyte)의 성분을 가지는 알칼리암계열로 분류가 되며, 부분적으로 비알칼리계열의 현무암-현무암질 안산암(basaltic andesite)의 성질을 보여주는 솔레이아이트암으로 구성된다. 화학조성은 SiO₂: 46-62 wt%, TiO₂: 0.3-3.5 wt%, Al₂O₃: 20-14 wt%, total Fe₂O₃: 14-4 wt%, MnO: 0.2-0.1 wt%, MgO: 8.7-0.1 wt%, CaO: 10-1 wt%, Na₂O: 2.7-6.5 wt%, K₂O: 0.7-4.8 wt%, P₂O₅: 1.2-0.1 wt%의 범위에 있다(진명식, 2003). 조면암은 한라산 정상과 산방산 등의 한정된 곳에서만 관찰되며, 나머지 화산암류는 제주도 전역에 분포한다. 조면암은 담회색 또는 회록색을 띠며 풍화면은 황갈색이다. 치밀하고 세립-조립질이며, 사장석(안데신), 알칼리장석, 휘석 등이 반정을 이루고 있고, 석기는 대부분 사장석(올리고클레이스) 미정으로 이루어져 있다.

제주도 화산암류는 화학분석이나 현미경관찰에 의해서가 아닌 노두에서 관찰되는 육안관찰에 의한 반정광물의 종류와 부피함량에 의해 ① 비현정질(aphanitic)암, ② 장석(feldspars)현무암, ③ 휘석(pyroxenes)현무암, 그리고 ④ 감람석(olivine)현무암으로 구분할 수 있다(정차연, 2002).

비현정질암은 반정광물이 나타나지 않거나 거의 없는 화산암이며, 대부분의 암체들이 기공이 거의 없이 치밀하며, 신선한 암석은 암회색 내지 암흑색을 나타내나 쉽게 풍화된 것은 연회색 내지 담회색으로 산출되는 경우가 많다. 석기는 매우 세립질의 사장석과 불투명광물, 휘석, 감람석 등이며, 길쭉한 래스(lath)상의 사장석 미정들이 미약한 것에서부터 뚜렷한 일정 방향으로의 장축배열을 보여주는 조면조직(trachytic texture)을 형성하기도 한다<사진 2-10A, B>. 서귀포시 서귀포항 서쪽 해안절벽, 천지연, 삼의양오름, 한라산, 관음교 등에서 본 암이 관찰된다.

장석(feldspars)현무암은 흰색의 사장석 반정을 휘석보다 우세하게 함유하고 있는 현무암으로 암회색 내지 암흑색의 치밀한 조직을 보이거나 기공이 발달해 있다<사진 2-10C, D>. 반정광

물로는 사장석 이외에도 휘석, 감람석이 산출되며, 대략 30 vol% 정도의 장석반정으로 이루어진 것도 일반적으로 산출된다. 석기에는 래스상의 사장석 미정이 대부분으로 일정 방향으로의 장축배열을 보여주는 조면조직(trachytic texture)을 형성하기도 한다. 제주시 별도봉, 북제주군 애월읍, 한라산 등의 여러 지역에서 본 암이 산출되고 있다.

휘석(augite)현무암<사진 2-10E, F>은 휘석이 우세하게 반정광물로 나타나는 암석으로 암갈색, 암회색을 띤다. 반정광물로는 휘석 이외에도 사장석, 감람석이 산출되며, 반정의 양이 10 vol% 정도를 이루고 있다. 석기로는 휘석, 장석, 감람석, 자철석을 갖는다. 제주시 영평동, 대포동 조면현무암, 중문동, 북제주군 애월읍 장전리지역, 한림 등지에서 본 암이 산출되고 있다. 석기는 사장석, 휘석, 감람석, 자철석, 유리질로 대부분 구성되며, 조면조직(trachytic texture)을 보여준다.

감람석현무암<사진 2-10G, H>은 감람석만 반정으로 나타나는 암석으로 제주도의 서부와 동부 해안지역에 넓게 분포한다. 대체로 비현정질이고 괴상의 석기를 나타내는 암석이다. 반정의 양은 감람석만 약 5~15 vol% 이상 차지하며, 석기로는 래스상의 사장석 미결정이 대부분이다. 조면조직(trachytic texture)을 보여준다.

화산쇄설암류

격렬한 화산활동이 일어나면 용암 이외에도 가스와 암석 파편이 폭발적으로 분출되는데, 화구로부터 분출되는 암편과 화산회를 총칭하여 화산쇄설물(pyroclastic materials)이라고 하며, 입자의 크기에 따라 ① 직경이 1/8mm 이하인 것은 화산진(volcanic dust)<사진 2-11a>, ② 직경이 1/8~2mm인 것은 화산재(volcanic ash)<사진 2-11b>, ③ 2~64mm인 것은 화산력(cinder or volcanic lapilli)<사진 2-11c>, ④ 64mm 이상인 것은 화산탄(volcanic bomb)<사진 2-11d> 혹은 화산암괴(volcanic block)<사진 2-11e>로 구분된다.

화산탄은 어느 정도 둥글거나 방추형으로 생긴 것으로 이는 용암이 공중에서 회전하면서 냉각되어 만들어진 것임을 의미한다. 화산쇄설물은 휘발성분이 많고 점성이 높은 마그마의 화산활동에서 보다 많이 산출된다.

화산쇄설물은 대부분 화산 가까이에 떨어져 쌓여 퇴적층을 만들며, 굳어져서 여러 종류의 화산쇄설암을 만든다. 화산쇄설물로 형성된 화산쇄설암은 퇴적암처럼 매우 다양한 퇴적구조를 형성하며, 화구 주변에서는 여러 퇴적구조가 발달한다. <사진 2-12>는 제주도 성산 일출봉에 나타나고 있는 여러 퇴적구조로서 화산쇄설물이 퇴적될 당시의 방향과 퇴적 메커니즘 등을 보여주는 층리(a), 점이층리(b), 부가화산력(c), 탄낭구조(d) 등이 발달하고 있다. 부가화산력(accretionary volcanic lapilli)은 작은 젓은 알갱이의 주위에 뜨거운 화산재가 피복하면서 만들어진<사진 2-12c>. 탄낭구조는 밤색구조(bomb sag structure)라고도 하며 화산탄이나 화산력이 아직 굳지 않은 퇴적중인 지층 위에 떨어진 충격이나 하중에 의해 만들어진<사진 2-12d>.

화산재 크기 이하의 화산쇄설물이 굳어서 만들어진 암석을 화산응회암(volcanic tuff)이라고 하고, 이보다 큰 암편으로 이루어진 암석을 화산각력암(volcanic breccia) 또는 집괴암(agglomerate)이라고 한다. 화산암괴·화산탄·화산력이 무질서하게 모여 화산회나 용암으로 고결된 것을 집괴암이라고 한다.

제주도의 분석구(cinder cone), 응회환(tuff ring), 응회구(tuff cone)는 화산쇄설암으로 이루어진 것이며, 성분은 조면현무암에서 조면안산암질이 대부분이다. 제주도의 섭지코지와 비양

도는 분석구, 우도와 일출봉은 응회구인 반면에 송악산은 응회환에 속한다<사진 2-13>. 분석구는 스트롬볼리언 분출양식에 의해, 응회환과 응회구는 수성화산분출에 의해 형성되었다. 스트롬볼리언 분출은 이탈리아의 스트롬볼리화산 폭발에서 따온 이름으로 폭발시 높은 불기둥을 형성한다. 수성화산분출(hydrovolcanic eruption)은 뜨거운 마그마나 용암(800~1,200°C)이 지표 또는 지하의 물을 만나 매우 격렬한 폭발을 일으키는 화산활동이다. 스트롬볼리언 분출과 수성화산분출에 대한 것은 화산활동사와 오름에서 좀 더 자세하게 서술된다.

화산활동은 점성도가 높거나 가스의 함량이 많은 마그마의 분출시 더욱 격렬해진다. 마그마 내에 용해되어 있는 가스, 즉 휘발성 성분의 98%는 수증기와 이산화탄소로서, 지표면에 나오게 되면 가스에 포화된 용암은 굉장한 체적 팽창을 이루는 동시에 가스가 농집된 압편을 방출하게 된다. 가스로 농집되었던 압편에서 가스가 다 도망가고 나면 압편은 물에 뜰 수 있을 정도로 가벼운 부석이 되어버린다. 부석이라는 것은 특히 휘발성성분이 많은 유문암질 마그마에서 하얀색의 퍼미스(pumice)로부터 유래한 것이지만, 현무암질 마그마에서도 가스가 농집된 압편이 방출될 수 있다. 이 때 방출되는 압편은 화산력(cinder) 크기의 검은색으로 스크리아(scoria)라고 한다. 스크리아가 검은 색을 띠는 것은 성분이 현무암질이라는 의미이며, 퍼미스에 비해 무겁고 기공이 적어서 물에 가라앉는다. 즉, 유문암질 용암에 비해 현무암질 용암에 용해되어 있던 휘발성 성분이 적으며, 용암의 성분도 무거운 원소로 되어 있음을 의미한다. 스크리아가 집적되어 원추형의 산체를 만드는 것이 분석구이며, 제주도의 많은 오름들이 분석구에 해당된다<사진 2-13a, b>. 분석구는 응집력이 없는 압편들이 모여서 만들어진 것이기 때문에 풍화·침식에 약해서 그 생존기간이 짧다. 제주도의 많은 분석구들이 만들어졌다가 이미 사라져버린 것도 상당수에 이르지 않을까 하는 생각을 한다.

응회구와 응회환은 형태적 차이에 의해 구분되는 것으로 이 차이는 마그마와 관련되었던 지하수 혹은 해수의 양과 공급속도, 화구의 주변 암질의 차이에 기인한다(손영관, 2003). 응회구(tuff cone)는 응회환(tuff ring)에 비해 분화구가 지표 위에 높이 솟아 있으며, 화산재층이 큰 경사를 보이는 반면에 응회환은 분화구가 더 크고 작은 경사에 낮은 높이 그리고 넓은 분포를 보인다<사진 2-13c, d>.

3 한라산의 지질

타원형의 제주도 중앙에는 해발고도 1,950m의 높이를 갖고 있는 한라산이 자리잡고 있으며, 한라산 정상에는 원형의 산정호수인 백록담이 형성되어 있다<사진 2-14>.

제주도의 중앙부에 우뚝 솟아 오른 백록담 분화구의 경우 화구 서측은 조면암으로 단애를 이루고, 화구 동측은 현무암으로 구성되어 있다. 동·서쪽 화구벽(火口壁)의 암질(岩質)이 서로 다른데, 동벽은 현무암으로 되어 있고, 서벽은 조면암으로 되어 있으며 주상절리가 발달되어 기암절벽을 이루고 있다. 한라산 백록담의 높이를 처음으로 측량한 사람은 독일의 지리학자 지그프리트 겐테(Siegfried Genthe)로 1901년 무수은기압계 2대와 영국제 기구 등을 이용하여 한라산의 높이가 1,950m임을 확인하였다. 백록담 화구는 지형도상에서 장축(동북동-서남서 방향)이 약 600m, 단축(북북서-남남동 방향)이 약 380m로 타원형에 가까운 모양이다. 화구의 외륜은 해발 1,857m~1,950m로 위치에 따라 높낮이가 심한데, 서쪽 외륜이 가장 높고(해발 1,930m~1,950m), 동쪽 외륜(해발 1,900m~1,929m), 남쪽 외륜(해발 1,893m~1,930m), 북쪽 외륜(해발 1,858m~1,930m)이 가장 낮다. 백록담 화구호에서 바닥은 해발 약 1,840m이고 원형에 가까운 모양(직경 약 160m)으로 경사가 크지 않고 거의 평평한 지형을 만들고 있다. 화구 능선의 둘레는 약 1.7km이다. 백록담에 고여 있는 물은 강수가 집수되어 만든 지표수이며, 가물 때가 아니면 수심 약 1~2m 이내의 물이 고인다.

한라산을 제주도과 분리하여 언급할 때는 한라산의 산체(山體)를 의미하는 것이며, 한라산 산체는 고려시대에 조성된 목마장의 최상부 지역과 현재 산림청이 관리하고 있는 요존국유림의 경계지역인 해발고도 약 500m에서 1,950m에 이르는 제주도의 중심부 범위를 의미한다<그림 2-8>.

제주도 지질에 관한 본격적인 조사와 연구가 시작된 이후 제주도와 한라산에 대한 연구는 지표지질조사, 지구화학, 지구물리학, 지하지질, 화산활동 시기에 관한 연대측정, 퇴적환경, 지화학, 화산활동의 특성, 기반암의 특성, 지하수의 수리학 등의 다양한 분야로 발전하게 되었다. 그 중 제주도 형성기원에 대한 두 가지 학설이 제시되고 있다.

그 하나는 (1) 제주도의 용암들은 거의 대부분 한라산 정상의 백록담을 형성한 분화구로부터 분출하여 층층이 쌓여 형성된 성층화산체라는 것과 최근에 (2) 한라산은 역암, 사암, 이암 등의 하성쇄설성퇴적물로 이루어져 있으며, 한라산은 이 하성퇴적물이 백록담조면암의 관입에 의하여 돔(dome)상으로 융기되어 형성된 융기산체라는 학설이 제시되었다(윤선 외, 2003, 2005). 대부분의 관련 학자들은 후자의 (2)번 학설에 많은 의문점을 제시하고 있으며, 후자의 학설이 받아들여지기 위해서는 여러 문제들이 해결되어야 할 것으로 여겨진다. 여기에서는 성층화산체라는 (1)번 학설의 관점과 (2)번 학설(융기산체)의 관점에 따라 각기 다른 한라산의 지질이 서술된다.

성층화산체

수십만 년 동안 전도에 걸쳐 이뤄진 화산분출은 용암이 흐르고 흘러 널따란 제주의 현무암 대지를 형성하였다. 화산분출이 서서히 섬 중앙으로 모이면서 한라산체가 완만하게 그 모습을 드러내게 되었다. 그 후에 점성이 큰 조면암이 멀리 흘러내리지 않고 분화구에 그대로 쌓임으로써 한라산은 1,950m의 우뚝 솟은 위용을 보이게 된 것이다. 한라산의 산록부는 완만하지만 산정 부분의 경사가 급한 것은 이와 같은 분출 용암의 차이에서 비롯된 것이다.

한라산국립공원 지역을 구성하고 있는 화산암은 대부분 조면암에서 조면현무암의 성분이며, 하위(older)로부터 상위(younger)로 감에 따라 ① 보리악조면현무암, ② 한라산조면암, ③ 백록담조면현무암, ④ 법정동조면현무암, ⑤ 윗세오름조면현무암, ⑥ 만세동산역암으로 구성된다(윤성호 외, 2003). 한라산국립공원 일대에 분포하는 용암류의 화학성분은 SiO₂이 48~54 wt%와 61~67 wt%의 바이모달(bimodal)의 양상을 보인다. 이 일대의 암석 중에 가장 초생 성분에 근접하는 것이 보리악조면현무암(SiO₂=48 wt%, MgO=9 wt%)이며, 가장 분화된 시료는 백록담조면암으로 SiO₂=67 wt%, MgO=0.1 wt% 함량을 보인다.

보리악조면현무암은 어리목 휴게소 계곡과 개미목 동측 관음사 대피소 부근에 분포하며, 회색 내지 암회색의 기공이 풍부한 암석이다. 스코리아와 휘석~장석을 포함하는 용암류로서 장식 반정이 우세하다. 보리악조면현무암을 한라산조면암, 백록담조면현무암, 법정동조면현무암이 피복해 있다.

한라산조면암은 한라산 정상 백록담의 서반부 정상부에서 산출되고 있는 용암류다. 한라산 정상에서 북북동쪽으로 두께 30m의 관음사 등산로 능선을 이루고 있으며, 1 km가량 연장된다. 윗세오름 대피소 부근의 계곡바닥에서도 관찰된다. 백록담 남측사면의 하부에서는 심하게 풍화된 백록담조면암의 상부를 백록담조면현무암의 클린커가 피복하고 있다. 본 암은 회색, 담홍색, 담청색으로, 폭 1~2m 내외의 수직절리가 발달해 있으며, 백색의 알칼리 장식 반정을 함유하고, 흑색의 각섬석을 산점하기도 한다.

백록담조면현무암은 한라산 정상 동측부에 넓게 분포하며, 하위의 암종을 피복한다. 백록담을 구성하는 암석은 백록담조면암(백록담의 서반부), 백록담조면현무암(백록담 정상 동반부), 그리고 만세동역암(백록담의 서측 절벽아래)이다. 백록담 동남측 내벽에서 유리질응회암 혹은 스코리아층을 협재하고 한라산조면암을 피복한다. 백록담조면현무암의 화산탄을 함유하는 스코리아층은 동쪽 화구벽의 하단부와 북쪽 관음사 등산로 정상부에 분포하며 용암류에 의해 피복된다.

법정동조면현무암은 윗세오름에서부터 분출하여 1100도로 주변에서 광범위하게 분포하며, 한라산조면암과 보리악조면현무암을 피복한다. 회색 내지 암회색의 용암류로 반정광물은 장석이 우세하고 소량의 휘석과 감람석을 함유한다. 크고 작은 분석구를 포함하는데, 분석구는 다공질의 분석과 용암괴로 구성된다.

윗세오름조면현무암은 윗세오름과 방아(방애)오름 등에서 분출한 용암과 분석들로 구성되며, 법정동조면현무암과 한라산조면현무암을 피복한다. 윗세오름과 방애오름에는 화산탄을 함유하는 다량의 적갈색 화산회, 분석들이 모여 분석구를 이루고 있으며, 화구에 인접한 부분에서는 고온에서 분출된 분석들과 용암 덩어리가 압착·용결되어 유상구조를 잘 보여준다.

만세동산역암은 한라산조면암의 서측 절벽 아래, 장구목 능선, 옷방애오름 능선 일대에 분포하고, 만세동산 서측의 외도천 상류바닥에 노출되며, 두께 3 m 이내로 연장은 약 500 m에 이른다. 역의 대부분은 한라산조면암으로 구성되며, 현무암 및 스코리아를 포함한다.

한라산체를 형성한 용암의 유출분화구, 유동방향, 분포 등을 근거로 보리악조면현무암이 윗세오름~백록담~사라오름~성널오름을 잇는 N70. E 방향의 지하 구조선을 따라 가장 먼저 분출하였으며, 그 후 한라산 정상부에서 한라산조면암과 백록담조면암이 분출되고, 그 뒤를 따라서 백록담조면현무암, 법정동조면현무암과 윗세오름조면현무암이 백록담을 중심으로 분출되었다고 하였다. 백록담조면현무암의 분출 초기에는 마그마가 물과 만나 수성유리질 응회암을 형성하였으며, 물의 영향이 줄어들어 따라 적갈색의 분석을 방출하여 백록담 동측 사면 일대에 스코리아를 퇴적시켰다. 이 때 나온 유리질응회암과 스코리아층이 조면암을 피복하고 있

다. 점차 격렬함이 감소된 화산활동은 하와이형으로 변환되면서 조면현무암 성분의 용암이 분출되어 한라산 서측 일대에 광범위하게 법정동조면현무암과 윗세오름조면현무암을 형성하였다.

일반적으로 제주도의 분석구들은 열극(fissure)을 따라 마그마 분출이 이루어졌고, 이러한 열극은 광역적인 지구조운동에 의해 형성된 구조선(構造線)에 해당하며, 지구조 응력장에서 장력(tensional stress) 또는 전단응력(shear stress)의 영향인 것으로 알려져 있다. 한라산 정상부 백록담 주변 일대에서 ① 영실조면암~백록담조면암~사라오름을 잇는 N70. E 방향, ② 윗세오름~방애오름을 잇는 N50. W, ③ 방애오름군을 잇는 N10. W 방향들이 분석구의 분출을 촉발시킨 구조선으로 추정된다고 하였다.

용기산체

한라산의 지질은 하위로부터 상위로 탐라층 이전의 전기분석구, 탐라층, 현무암질 암맥복합체, 탐라층 이후의 후기분석구, 한라산현무암군 및 백록담조면암군으로 구분할 수 있다(윤선 외, 2001, 2005).

전기분석구(Older cinder cone)는 탐라층이 피복하고 있는 분석구들로서, 한라산 정상 부근의 민오름과 방애오름, 동측산능의 성널오름 등이 대표적인 것들이다.

탐라층(Tamna Formation)은 역암, 함력 사암, 사암, 함력 사질 이암 및 이암 등의 하성 쇄설성 퇴적물로 구성되어 있으며, 역들은 현무암질과 조면암질이면서 한라산 정상부에서 해안 지역까지 제주도 전역에 걸쳐 넓게 분포하는 퇴적층이다. 또한 탐라층에는 수많은 현무암질 암맥들이 저경사 내지 수평한 자세로 관입하고 있다고 하였다.

후기분석구(Younger cinder cone)는 탐라층 위에 놓이는 분석구들로서, 사제비오름, 망체오름, 불래오름 등이 대표적인 것들이다. 즉, 탐라층이 퇴적된 이후의 화산활동에 의해 형성된 오름이다.

한라산현무암군(Hallasan Basalt Group)은 탐라층을 부정합으로 피복하는 용암군으로서, ① 한라산 정상 백록담 동벽의 정상에서부터의 북측능선, ② 관음사 남쪽의 구린굴계곡, ③ 한라산 정상 서쪽의 윗세오름의 선작지왓에서 만세동산을 지나 사제비동산에 이르는 지대, ④ 한라산의 동남측 산록의 보리악 서측에서 수악을 지나는 능선, ⑤ 한라산 서측 산록의 불래오름의 서측 능선에 분포한다. 이들을 각각 ① 백록담현무암용암<사진 2-16b>, ② 관음사조면현무암용암, ③ 선작지왓 현무암질조면안산암용암, ④ 남서교조면현무암용암과 ⑤ 불래오름용암으로 명명하였다.

백록담조면암군은 한라산 정상과 그 부근에 분포하고 있으며, 백록담에 분포하는 백록담조면암과 영실에 분포하는 영실조면암 등으로 분류하였다.

백록담의 구성 지질에서 가장 특이한 것으로 백록담의 동벽과 서벽의 구성 암석이 서로 다르다는 것이다. 동벽은 그 정상에 두께 2~5m의 현무암용암이 덮고 있으며, 그 하위에는 탐라층의 고농도수류 퇴적층이 놓여 있는 반면에, 서벽은 조면암 용암정구로 되어 있다. 용암의 분출에 의하여 형성된 화구벽은 용암, 분석, 스패터 등으로 구성되어 있어야 하나, 동벽은 하성 쇄설성 함력 퇴적층으로 구성되어 있으므로 용암 분출에 의한 분화구가 아니고 함몰구(pit crater)다. 즉, 백록담조면암군을 형성한 조면암질 마그마의 상승에 의하여 탐라층이 돔(dome)상으로 융기하였으며, 조면암질 마그마는 그 정상부에 용암정구를 형성하였다는 것이다. 용암정구의 형성과정에서 용암정구 부분의 탐라층은 파괴되거나 삭박되어 용암정구의 모

습이 용기산체 정상의 서부에 나타나게 되었다. 용기산체 정상부 동측의 용기된 탐라층과 현무암용암은 파괴되지 않았으나 용암정구와의 접촉부가 함몰되어 원형의 함몰구가 형성된 것이라 하였다(Yoon et al.,2002).

제3장 화산 활동

1 화산활동이란

마그마가 지각을 뚫고 올라오는 일과 지표로 분출되는 일련의 과정들을 화산활동(volcanism or volcanic activity)이라고 한다. 화산을 영어로는 'volcano'라고 하는데, 이는 불의 신 'vulcan'에서 유래되었다. 화산활동은 1883년 인도네시아의 크라카타우 섬의 경우와 같이 섬 전체가 사라질 정도의 공포스러운 격렬함에서 관광객이 구경할 수 있을 정도의 조용한 마그마의 분출(하와이의 화산폭발)까지 경이롭고 장엄한 자연의 대서사시인 동시에 과학자들에게는 인간이 접근 불가능한 지구 심부(深部)의 물질을 지표면까지 운반해 주는 중요한 사건이다<그림 3-1>.

현재 화산활동이 가장 왕성하게 일어나고 있는 곳은 해저산맥이 위치하고 있는 해령지역과 판들이 충돌하거나 헤어지는 판의 경계부인 환태평양 지역과 지중해 지역, 히말라야산맥지역으로, 이 곳은 지구상에서 가장 큰 에너지활동이 이루어지고 있는 곳이다. 화산활동은 우리 인간에게 대부분 두려움과 공포의 대상이지만, 한편으로 이 거대한 에너지의 흐름은 지구가 이 광활하고 외로운 우주에서 아직 살아 있다는 의미이며, 궁극적으로 우리 인간의 삶도 계속 영위되고 있다는 것을 보여준다.

지구상에 표출된 화산활동의 특성과 격렬함의 정도는 매우 다양하지만 과학자들은 몇 가지 화산폭발 유형과 그에 따라 몇 가지 화산 유형으로 이루어져 있음을 알아냈다. 여기에서는 화산활동에 대한 이해를 위해 (1)마그마란 무엇인가? (2)화산활동의 분출형식 (3)화산의 여러 형태와 화산지역의 전형적인 특징들 (4) 화산활동이 인간에게 미치는 영향으로 나누어 서술한다.

마그마란 무엇인가?

화산활동은 지표면에 분출하는 마그마(magma)로 표현된다<그림 3-2>. 마그마는 지각이나 맨틀을 구성하고 있는 암석이 부분 용융되어 생성되는 것으로 광물결정과 가스(gas)가 포함된 800~1,300°C의 온도를 가진 뜨거운 암석의 용융체다. 마그마가 지표로 분출하여 마그마 내의 가스 성분이 빠져나가게 되면 용암(lava)이라고 한다. 마치 맥주의 병마개를 따기 전의 병속의 맥주와 병마개를 따고 난 후 마룻바닥에 흐르는 김빠진 맥주와 같은 차이이다.

마그마의 구성 성분은 O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg가 대부분(90% 이상)이며, 그 중에 O(산소)와 Si(규소)가 가장 풍부하여 SiO₂는 37~75%의 범위를 이룬다. 마그마나 용암은 가장 풍부하게 산출되는 SiO₂ 함량을 기준으로 크게 세 유형으로 나뉘어진다. ①SiO₂성분이 66% 이상이면 유문암질 마그마 혹은 산성암(felsic)질 마그마, ②SiO₂성분이 52~66% 이면 안산암질 마그마 혹은 중성암(intermediate)질 마그마, ③SiO₂성분이 45~52%이면 현무암질 마그마 혹은 염기성암(mafic)질 마그마로 분류된다. 마그마 내에는 위의 성분 이외에도 다른 많은 미량원소들이 포함되어 있으며, 용해되어 있는 휘발성 성분은 대체로 2~6 wt% 정도의 범위로 마그마 내에 용해되어 있다. 이 2~6 wt% 정도의 소량의 휘발성 성분의 98%가 H₂O와 CO₂이며 마그마의 특성과 화산활동의 형태에 강한 영향을 미친다. 마그마는 여러 성분이 녹아 있는 혼합체인 것이다.

여러 성분이 혼합된 어떤 물질을 용융시키기 위해 계속적으로 열을 제공할 때, 저온에서 녹는 물질이 먼저 녹기 시작하고, 가장 고온성 물질이 가장 높은 온도에서 녹게 된다. 지하심부 어

던 곳에 열이 제공되어 뜨거워지기 시작하다가 약 800°C정도에서 암석이 부분적으로 용융된다<그림 3-2>. 이 때 녹은 암석은 저온성 성분인 유문암질 성분을 가진 용융체가 된다. 이 때 마그마가 근원지에서 분리되어 지각을 뚫고 상승하면 유문암질마그마가 된다. 그러나 800°C까지 온도가 올라가서 유문암질마그마가 형성되었지만 지각으로 분출하지 못하고 근원지의 온도가 계속 높아지면 고온성물질까지 용융하게 되어 1,300°C까지 온도가 상승하게 되면 현무암질 마그마를 형성하게 된다. 고온의 현무암질 마그마도 근원지에서 분리·상승하지 못할 수도 있다. 여하튼 근원지에서 분리·상승된 마그마 중에는 쉬지 않고 지표면까지 도달하는 마그마(다이아몬드를 가지고 있는 김벌라이트라는 마그마)도 있지만 매우 희귀한 경우이며, 상승하던 마그마는 대부분 중간에 정체하여 마그마챔버(magma chamber)를 만들어 머무르게 된다. 현무암질 성분의 마그마가 지표로 분출하여 800°C정도가 되면 대부분 고화되어서 마그마 혹은 용암으로서의 특성을 상실하고 암석의 성질을 띠게 된다. 즉, 마그마의 온도는 마그마의 성분을 지시하는 것이다. 제주도에 분포하는 대부분의 현무암들은 1,200°이상의 온도를 가진 마그마가 분출되어 형성된 것이다.

마그마는 어디서 어떻게 생성되는가의 문제는 가장 어렵고 흥미로운 의문점이다. 과학자들은 세계의 화산분포와 화산의 성분을 통해 이 문제를 해결하고 있다. 현재까지 알려진 사실은 다음과 같다. ① 현무암질 마그마는 맨틀의 부분용융에 의해 발산환경에 있는 해령이나 혹은 맨틀에서 형성된 열점(제주도, 하와이의 경우)에서 형성된다. ② 안산암질 마그마는 판과 판이 충돌하는 지역인 섭입환경에서 하강하는 판의 부분용융에 의해 형성된다. 안데스산맥이 가장 전형적인 보기다. 그리고 ③ 유문암질 마그마는 대륙지각의 부분용융에 의해 생성되고 있다는 것이다<그림 3-3>.

마그마가 생성되기 위해서는 매우 높은 온도가 필수적이다. 지구 내부를 향해 지구의 중심부로 갈수록 지구의 온도는 증가한다. 그러나 지하 심부로 내려갈수록 압력은 높아지고 있으며, 압력이 높아지게 되면 암석의 용융점도 높아지게 된다. 즉, 성분과 온도가 같을지라도 압력이 높으면 뜨거운 암석으로 존재하고 액체의 거동을 보이는 마그마로 형성되지 못한다. 따라서, 지표면에서 녹을 수 있는 물질도 지구 내부에서는 뜨거운 고체로 존재할 수 있다. 결국, 암석의 용융과 마그마의 생성은 지하심부의 온도, 압력, 암석의 성분에 의해 좌우된다.

화산폭발의 격렬한 정도는 마그마의 점성도와 마그마 내에 함유되어 있는 가스의 함량에 크게 좌우된다. 점성도가 높을수록, 가스함량이 많을수록 폭발성은 증가하여 매우 격렬한 화산폭발로 나타난다<사진 3-1>. 마그마의 점성도란 용암 흐름의 용이한 정도를 의미하며, 점성도가 높을수록 용암은 쉽게 흐르지 못한다. 물과 죽을 비교할 때 죽이 점성도가 높다고 할 수 있다. 마그마의 점성도는 용암의 온도가 낮을수록, 그리고 SiO₂ 함량이 높을수록 높아진다. 즉, 마그마의 온도가 낮을수록, SiO₂ 함량이 높을수록 마그마 내부의 구성 물질간의 결합력이 강하게 되고, 쉽게 흐를 수 없게 된다. 온도가 매우 낮아지면 굳어서 전혀 흐를 수가 없게 되는 것을 쉽게 상상할 수 있다. 심부에서 매우 높은 압력을 받고 있던 점성도가 높은 마그마가 지표면에 분출하게 되면 강한 결합력을 가지고 있던 마그마일수록 갑작스런 압력의 제거에 의해 강한 결합력이 파괴되면서 강한 폭발력을 지니게 된다. 점성도가 강한 물질일수록 주어지던 압력이 제거되면 더욱 격렬한 폭발력을 보이게 되는 것이다.

H₂O 및 CO₂와 같은 휘발성 물질의 특징 중 하나는 압축력(compressibility)이 높다는 것이다. 즉, 휘발성 물질인 기체는 작은 압력 차이에도 체적 팽창이나 수축이 고체나 액체에 비해 매우 높다. 마그마가 분출하게 되면 지하 깊은 곳에서 주어지던 압력이 지구표면 근처에서 제거된다. 마그마 내에 용존하고 있던 휘발성성분인 가스에게 주어지던 압력이 제거되면 그 결

과 마그마는 엄청난 체적 팽창을 하게 되고 폭발성이 높은 마그마분출이 된다. 가스함량이 높을수록 체적 팽창이 거대해지고 그 폭발성은 더욱 격렬해진다.

마그마의 점성과 가스함량이 낮은 경우 화산분출은 비폭발성으로 활동한다. 비폭발성 화산도 초기에는 점성이 낮은 현무암질 마그마 내 가스 기포가 급속히 상승하기 때문에 격렬하게 나타날 수 있다. 현무암질 마그마가 급속히 상승할 경우 급격한 압력감소가 수반되므로 가스 기포가 마그마로부터 급속히 방출된다. 가스 방출시의 압력이 지표면을 뒤흔들면 용암 분말이 화구 주변으로 치솟는 분전을 형성한다. 격렬한 분출이 진정되면 뜨거운 용암이 화구로부터 분출되면서 사면을 따라 급속히 흘러내린다. 용암 표면은 급속히 냉각되면서 굳어지나 그 내부의 용암은 계속 유동하게 되어 용암 터널을 형성하게 된다. 이러한 용암 터널은 그 내부를 흐르는 용암의 열 방출을 억제하여 화구로부터 매우 먼 거리까지 용암의 이동을 가능하게 한다. 용암이 냉각되고 용존가스를 계속적으로 방출하게 되면 용암의 점성이 증가하게 되어 유동양태가 변화된다. 초기의 용암은 파호에호에 유동을 보이지만, 점성이 증가하고 유동속도가 감소하면서 거친 표면 조직을 갖는 아아 유동을 보인다. 따라서 하와이 유형의 분출과 같은 비폭발성 화산에서는 분전, 파호에호에 용암 및 아아 용암을 생성시킨다. 현무암질 마그마가 냉각되고 점성이 증가하면서 가스 기포들의 방출이 점점 어려워진다. 용암이 암석으로 굳게 되면, 후기에 형성된 가스 기포는 암석 내에 포획되어 보존된다. 이러한 기포구멍을 기공이라 하고 화성암 내 기공이 발달한 것을 다공질조직이라 한다<사진 3-2>.

제주도를 형성한 방대한 양의 현무암질 마그마는 열점활동에 의해 형성된 것인데, 비폭발성 분출로 초기에는 조용하게 흘러내렸으며, 하와이를 형성한 용암과 유사하다. 그러나 후기에 분출된 마그마는 SiO₂ 함량의 증가와 분출한 용암이 물(지하수 또는 바닷물)과 접촉하게 되어 격렬한 화산활동이 국부적으로 일어났음을 송악산, 성산일출봉 등에서 알 수 있다. 이태리의 베수비오스 폭발, 인도네시아의 크라카타우 섬 폭발은 점성도가 높고 온도가 상대적으로 낮은, 그리고 휘발성 성분이 상대적으로 높은 안산암질 혹은 유문암질 마그마의 폭발에 의한 격렬한 것이다.

화산활동의 분출형식

화산활동은 마그마가 분출될 때 마그마의 고체·액체·기체의 비율, 화학성분, 분출량, 화산폭발의 지리적 위치 등에 의해 분출되는 형식이 다르다. 화산활동의 분출형식은 크게 (1) 틈새분출(fissure eruption)과 (2) 중심분출(central eruption)로 나누어질 수 있다<그림 3-4>.

틈새분출이란 지하 심부에서 생성된 마그마가 지표면 근처의 지하 내에 일직선으로 발달하는 좁은 틈새(fissure), 심부단층선 혹은 열곡대(rift valley)를 따라 지표면에 분출되는 양식을 말한다. 이러한 형식으로 분출되는 용암의 대부분은 현무암질이며 경사가 급한 높은 화산을 형성하기보다는 넓은 지역에 흘러서 경사가 완만한 용암 평원이나 용암대지를 형성한다<그림 3-4>.

백두산을 중심으로 개마고원과 만주에 걸쳐서 타원형으로 발달된 백두산 용암대지는 동서 240km, 남북 400km에 달한다. 이들은 선상으로 발달한 제4기의 백두산 화산대의 틈새 위에 자리잡은 여러 개의 분출구에서 분출된 화산분출물로 이루어져 있다. 틈새분출의 가장 대표적인 예는 해저확장과 관련되어 해령에서 흘러나오는 현무암류다. 지구상에 존재하는 해령 틈새계(fissure system)의 총연장은 약 500,000km에 달한다. 틈새분출에 의해 형성된 세계적으로 규모가 큰 대지현무암은 미국 콜롬비아 고원의 대지현무암, 인도의 데칸고원, 브라질·우루과

이·파라과이 접경지역의 파라나고원 등이 유명하다. 워싱턴 주의 현무암질 용암층인 로자(Roza)용암은 22,000km² 지역에 걸쳐 분포한다. 거의 한반도의 반 이상을 차지하는 면적과 유사하다. 제주도의 동부와 서부해안 지역에서 완만한 경사를 보이는 넓은 평원을 형성한 현무암은 틈새분출에 따라 많은 용암이 조용히 분출되어 형성된 것으로 판단된다.

중심분출은 원통모양의 중앙화로나 화산파이프(pipe)로부터 화산분출물이 분출한 화산형식이며, 흔히 원추형 화산을 형성한다. 화산의 형태, 화산활동의 격렬함 정도는 분출한 화학조성, 기체 성분의 함량비 등에 의해 다르게 나타난다. 가장 평화로운 분출에서 격렬한 폭발의 화산은 전형적인 화산의 이름 혹은 화산학자의 이름을 인용하여 (1) 하와이상 → (2) 스트롬볼리상 → (3) 발칸상 → (4) 펠레상 혹은 플리니상으로 구분되어 설명될 수 있다. 혹은 방출된 화산쇄설물의 양(면적)과 1mm 이하의 화산재로 이루어진 화산쇄설물의 비율에 의해 화산활동을 분류하기도 한다<그림 3-5>.

하와이상(Hawaiian phase) 가스폭발과 화산쇄설물이 거의 없이 가장 평온한 성질을 가진 분출로 하와이섬의 화산이 여기에 속한다. 제주도 화산체를 형성한 초기의 화산활동이 하와이상으로 분류된다.

스트롬볼리상(Strombolian phase) 비교적 격렬한 화산활동으로 용암분출과 폭발이 번갈아 일어난다. 가스와 암석파편이 폭발적으로 분출되는데, 화산탄 크기의 화산쇄설물이 분출되고 스코리아를 만들기도 한다. 이탈리아의 스트롬볼리화산이 여기에 속한다. 제주도의 오름(분석구)은 스트롬볼리상에 해당되는 화산활동으로 분류된다.

발칸상(Vulcanian phase) 용암의 점성이 매우 크며 폭발성도 높은 화산활동이다. 용암 표면이 어느 정도 식어 껍질이 생긴 후, 다시 폭발이 일어나 용암껍질이 깨지면서 조각이나 모가난 암편을 만드는 것이 특징이다. 폼페이와 베스비어스 화산이 그 예다.

펠레상(Pelean phase) 용암의 점성은 매우 높지만 비교적 조용히 폭발하는 화산활동으로 화도 위에는 점성이 큰 용암에 의해 돔(dome)이 만들어져 가스의 분출을 막는다. 세립질 쇄설물로 구성된 분출물은 공중으로 방출되지 않고 고온의 가스와 섞여서 열운이라고 하는 고온의 거대하고 밀도가 낮은 물질을 이룬다. 이 열운(熱雲)은 팽창하는 가스와 수증기 때문에 빠른 속도로 이동하여 많은 피해를 입힌다. 분출기둥이 비교적 높지 않지만 측면으로 널리 팽창하여 퍼진다. 이 활동의 예는 1902년 펠레화산이 폭발할 때 발생한 열운이 서인도제도를 휩쓴 경우다.

플리니상(Plinian phase) 용암의 점성이 매우 크며 폭발성도 높은 화산활동으로 스트롬볼리상, 발칸상, 펠레상보다 분출기둥이 훨씬 높으며, 방출된 화산쇄설물의 양이 매우 넓은 면적으로 퍼져 분포하며, 1mm 이하의 화산재가 가장 풍부하게 이루어진 폭발을 의미한다. 미국 서부의 세인트 헬렌스화산 폭발이 그 예다<사진 3-4>.

화산의 여러 형태와 화산지역의 전형적인 특징들

화산과 용암의 크기와 형태는 주로 용암의 화학성분, 온도에 의해 좌우된다. 다음은 화산지역

에 나타나는 여러 형태들이다.

순상화산(楯狀火山, Shield volcanoes : 방패형 화산) 먼 거리를 유동할 수 있는 점성도가 낮은 용암분출이 여러 번 누적되어 생성된 큰 화산체를 순상화산이라고 한다. 제주도나 하와이의 화산체가 그 보기다. 순상화산의 화산체는 거대한 방패 모양 또는 경사가 매우 완만한 돔(dome)처럼 생긴 모습을 하고 있으며, 전체적으로 경사가 완만한 지형을 이루지만, 그 상부로 가면 산록의 경사가 급해진다. 순상화산은 주로 현무암질 용암으로 이루어지며, 화산재와 화산쇄설물을 분출하지만 그 비율은 매우 적다<그림 3-6a>.

성층화산(成層火山, Composite Volcanoes or Stratovolcano) 폭발식 분화에 의한 화산쇄설물과 일출식 분화에 의한 점성이 큰 용암류가 교대로 분출되어 오랜 시간 동안 화산활동이 지속됨에 따라 형성된 원추형의 경사가 급한 화산체를 성층화산이라고 한다. 성층화산은 오랜 기간 동안의 중심분화로 형성되는데, 순상화산보다 유동성이 작은, 즉 점성이 큰 용암을 분출하기 때문에 폭발분화를 자주 하며 분출된 용암도 멀리 유동하지 못하는 특성을 갖기 때문에 사면의 경사가 급하다. 화산쇄설물은 화구근처에 쌓여 산정부의 경사는 30. 정도로 급하게 되고 산록부의 경사는 완만한 특성을 갖는다. 화구는 화산체에 비하여 작고 기저의 지름이 순상화산보다 작다. 남아메리카의 안데스, 일본의 후지, 필리핀의 마운, 지중해 지역의 화산 등이 그 보기다. 성층화산은 주로 안산암질 성분이며, 경사도는 순상화산과 분석구의 중간에 해당된다<그림 3-6b, 사진 3-5>.

측화산(側火山, Parasitic Volcanoes) 성층화산이나 순상화산의 산록에 형성된 작은 화산체를 말한다. 즉, 성층화산이나 순상화산의 화산체가 성장하게 되면 화도의 거리가 길어지게 되고 중심분화로 상승하던 용암은 압력을 더 많이 받아 용암의 일부가 탈출이 용이한 산록의 균열을 통해 분출하면서 작은 화산체를 형성한다. 측화산의 화도는 금방 고결된 용암으로 메워지며 마그마 챔버에서 올라오던 용암이 또 다른 균열을 찾아 분출하여 화산체를 형성하게 된다.

복합화산(複合火山, Compound volcano) 두 개 이상의 화산체가 결합하여 이루어진 화산체를 말한다. 즉, 칼데라호 안에 중앙화구가 있거나 화구의 위치가 이동함으로써 몇 개의 화산체가 결합되어 이루어진 화산체를 복합화산이라 한다.

분석구(噴石丘, Cinder cone) 모양이 불규칙하고 직경이 4~32 mm 사이에 있는 분석(cinder)으로 이루어진 원추구로서 폭발성 분출로 화구에서 분출된 화산쇄설물이 화구를 중심으로 쌓여 생긴 것으로, 대체로 현무암질 혹은 안산암질의 화산쇄설물이 분출되어 형성된 화산체다. 경사도는 화산쇄설물의 크기에 따라 달라지고, 대체로 30°~35°내외이며, 화산력이 우세한 분석구의 경사는 25°를 넘지 못한다. 높이는 200~300 m 이하로서 규모가 비교적 작고 정상에는 깔대기 모양의 분화구가 있으며, 결합력이 이미 파괴된 입자로 분출하기 때문에 침식에 약하다. 대개 일순회성 화산활동으로 형성되며, 제주도의 오름들은 스트롬볼리상에 해당되는 화산활동으로 형성된 분석구가 대부분을 차지하고 있다.

응회환(tuff ring)과 응회구(tuff cone) 수성화산분출에 의하여 만들어진 화산체로 제주도 해안에 주로 분포한다. 응회환과 응회구와 같은 수성화산체는 마그마가 육상 또는 천해환경에서

분출하여 지하수 또는 해수에 의해 큰 폭발을 일으키며 형성된다. 응회구와 응회환은 형태적 차이에 의해 구분되는 것으로 이 차이는 지하수 혹은 해수의 양과 공급속도, 화구 주변 암질의 차이에 기인한다. <그림 3-7>은 분석구, 응회환, 응회구의 형태와 크기의 차이를 보여주고 있으며, 분출된 화산쇄설물의 주변환경, 물·마그마의 비율과 물리적 에너지와의 관계를 보여주고 있다. 응회환이 형성될 때 가장 기계적 에너지가 높은 것으로 나타난다.

마르(maar)는 화산폭발에 의해 형성된 것으로 여겨지는데, 화구 주위는 낮고 밋밋한 언덕을 형성할 뿐 화산형태가 없고 큰 웅덩이만 있는 화산지형을 말한다. 화산쇄설물이나 용암류의 분출은 거의 없고 단지 용암 아래에 모여 있던 가스가 폭발하여 웅덩이를 만든 것이다. 화구는 깊이에 비해서 매우 넓으며, 보통 직경이 100m 이하이고, 깊이는 200m 이하다. 제주도의 하논지역이 좋은 예다.

분화구(crater) 화산정상부에 가스, 화산쇄설물, 용암 등을 분출한 깔때기 모양의 지형으로 한라산에는 백록담 분화구가 있다<그림 3-8>.

칼데라(caldera) 칼데라는 분화구와 유사하게 성층화산이나 순상화산의 정상부에 형성되는 원형의 형태지만 분석구에 비해 그 규모가 훨씬 크다. 분화구의 직경은 대개 1km를 넘지 않으나, 칼데라는 50×20km에 달하는 것도 있다(제주시에서 서귀포시까지는 약 30km). 칼데라는 화산체 중심부 지역에 위치하는 원형의 분지 지형으로 칼데라의 내부는 수직 또는 급경사의 벽으로 둘러싸여 있어 분화구와 혼동하기 쉽다. 화산활동 후기에 화산하부의 마그마 저장소(magma chamber)가 부분적으로 비게 되어 일어나는 함몰에 의해 형성되는 것으로 알려져 있다.

용암돔(Lava dome) 용암돔 또는 용암정구(熔岩頂丘)는 종 모양의 볼록한 형태로서 주요 분출기를 지나 화산폭발이 거의 끝나가는 시기에 형성된다. 주 분출기 이후에 분출되는 용암은 매우 적은 양의 가스가 남게 되고 점성이 높은 성분으로 변하게 된다. 점성이 크고 흐름이 어려운 끈적끈적한 용암이 나오면 먼저 분출한 용암이 흐르지 못한 상황에서 지하에서 계속 공급된 용암에 의해 종 모양으로 솟아오르는 용암돔이 형성된다. 제주도에는 산방산, 한라산 정상에 백록담 서벽을 형성한 암체, 한라산 동측 사면의 흠뻑은오름 아래의 돌오름 등이 그 보기다. 산방산은 성분이 조면암으로 제주도 화산분출의 주성분인 현무암질 용암이 분출되고 난 후 분화된 조면암성분을 분출하여 형성한 용암돔이다<사진 3-7>.

용암대지(熔岩臺地, Lava plateau) 지하 깊은 곳에서 갈라진 열하를 따라 올라온 다량의 현무암질 용암이 넓은 지역을 피복하여 형성된 지역을 용암대지라 한다.

화산활동이 인간에게 미치는 영향

매년 전 세계적으로 약 50개 이상의 화산분출이 일어나고 있다고 보고되고 있다(Skinner and Porter, 2003). 화산이 폭발하면 뜨거운 용암류, 열운, 유독성 가스, 산사태, 커다란 해일(쓰나미), 화산재와 눈 녹은 물로 범벅이 된 진흙탕(lahar) 등에 의해 순식간에 큰 화산재해를 입게 된다. 일반적으로 현무암질 순상화산은 위험한 것이 아니지만, 세인트 헬렌즈와 크라카타우 화산같이 대규모 화산쇄설물을 방출하는 안산암질 또는 유문암질 성층화산은 매우 파괴

적이다. 지난 500여 년 동안 화산폭발로 약 20만 명이 넘는 인명이 희생되었으며, 농작물과 가축에도 치명적인 피해를 가져왔다. 화산분출이 끝난 이후에도 비나 눈 녹은 물이 급경사면의 화산체에 쌓여 있는 화산쇄설퇴적층을 약화시켜 산사태를 일으킨다. A.D. 79년 폼페이시의 화산폭발 당시 순식간에 5~8m의 뜨거운 화산재가 분출되어 많은 사람들이 그 자리에서 피해를 당했다. 인도네시아의 1883년 크라카타우 화산폭발은 쓰나미라는 거대한 해파를 일으켰으며, 수소폭탄 몇 개를 합친 위력으로 섬을 동강내버렸다.

그러나 화산활동은 인류에게 피해를 주는 면도 있지만 도움이 되는 측면도 있다. 하와이나 카나리섬은 풍화된 화산재와 용암에 의해 비옥한 흙과 넓어진 땅이 형성되어 풍요로운 농작물을 생산하고 있다. 또한 자연이 주는 경이로움과 아름다움에 많은 관광객을 끌어들이고 있으며, 동시에 지구를 연구하는 과학자들의 관심을 받고 있다. 뉴질랜드에서는 지열에너지(geothermal energy)를 이용하여 동력원(electric power)으로 사용하고 있다. 화산활동은 지구진화과정의 하나로서 인류가 그 활동을 예측할 수 있다면 피해를 가능한 줄여가면서 지구물질과 에너지를 생활에 최대한 활용할 수 있을 것이다.

2 제주도의 화산활동사

제주도는 약 200만 년 동안에 걸쳐 수 차례의 조면암질 내지 현무암질 용암을 분출한 단속적인 화산활동과 화산활동 휴식기 그리고 백록담을 통한 중심 화산활동과 함께 오름을 통한 분산된 화산활동을 거치면서 지역적으로 매우 복잡하고 종합적인 지질층서를 갖고 있어 해석이 매우 어려운 지역이다. 한반도와 일본열도 사이에 있는 대한해협~쓰시마해협의 남서쪽에 위치한 제주도는 주로 제3기 말 플라이오세로부터 제4기 플라이스토세에 걸쳐 일어난 화산활동에 의하여 분출된 알카리현무암인 현무암질 용암류와 화산쇄설암으로 구성되어 있다.

제주도 화산활동의 시작은 해수면 하부 약 120 m부터 존재하는 미교결 사니층(U층 혹은 세화리층)과 접촉하는 현무암부터 시작된다. 제주도가 만들어지는 동안에 여러 번의 빙하기가 있었으며, 빙하기에는 지금보다 해수면이 130m 정도 낮아 여러 차례 육지와 연결되었던 적이 있었을 것이라는 해석이 있다(박기화, 2004).

지금으로부터 200만 년 전(2 Ma)에 제주도 지역에 화산활동이 있었다는 것은 이 시기의 이 지역에 중요한 지질학적 의미를 부여하고 있다. 지구 내부에서 마그마가 형성되어도 모든 마그마가 지표면으로 분출하는 것은 아니다. 지하 심부 깊은 곳에 있는 마그마는 병 속에 담긴 맥주와 같이 그 마그마에 주어지는 압력(confining pressure)을 극복하지 못하면 상승할 수가 없다. 즉, 마그마가 상승·분출하기 위해서는 지표면을 향한 파열대(fracture zone)가 존재해야만 한다.

제주도는 유라시아판과 필리핀판의 경계부에 위치하며, 제주도는 판들의 경계부에 형성될 수 있는 단열구조(斷裂構造)와 밀접한 관계가 있는 것으로 추정되고 있다. 이러한 판의 경계부는 화산활동, 지진 등의 지질학적 사건들이 집중되는 곳이다. 제주도와 타이완을 잇는 제주-타이완 분지는 동해와 같은 배호분지의 성격을 지니는 곳으로 신생대 제3기 말경에 판들의 움직임에 의해 응력장이 형성되고 그 결과 확장되기 시작했다. 바다가 열리기 시작한 것이다. 2 Ma 즈음에 들어서면서 제주-타이완 분지에 위치하는 오키나와 곡분이 열리기 시작했다. 제주도는 이 때 형성된 열곡대(fracture zone) 또는 열곡대(rift valley)를 따라서 일어난 열점활동에 의한 화산활동으로 여러 번의 사이클을 거치면서 성층화산체를 만들었다고 보고되고 있다(진명식, 2003).

제주도의 화산활동사에 대한 정확한 연대를 파악하기 위해 연대측정이 활발하게 수행되었다. 그 결과 절대연령측정 자료가 축적되고 있으며<표 3-1>, 제주도의 화산활동은 2.2 Ma 혹은 1.7 Ma에 시작되었다고 보고되고 있다.

비록 약간의 시간적 단열은 있으나 이 시기의 제주도의 화산활동을 하나로 묶어서 하나의 연속된 화산활동이라고 할 수도 있지만, 암석연대측정 자료, 항공사진자료, 그리고 지표에서 확인되는 화산층서에 의해 대체로 4단계로 구분하여 설명된다(Lee, 1982). 제1분출기는 기저현무암분출기, 제2분출기는 용암대지형성기, 제3분출기는 제주도의 중심부인 한라산체를 형성했던 시기, 제4분출기는 0.125 Ma(십이만5천 년 전) 이후부터의 화산활동시기에 해당한다.

제1분출기

제1분출기는 기저현무암분출기로, 현재 해수면 하부에 분포하는 현무암류로부터 산방산 조면암까지를 형성했던 시기를 의미한다. 이 시기에 분출된 분출물은 서귀포층, 조면질현무암과 현무암질조면안산암 용암류다. 이 시기에 응회암을 형성한 수성화성활동이 진행되었으며, U층

상부로부터 해수면 아래로 약 100 m까지의 제주도 초기지형이 형성되었다(고기원 외, 2004). 시추코아 혹은 노두 상에서 감람석-휘석 현무암 혹은 비정질 현무암으로 산출되며, U층을 덮고 있다. 이 때 형성된 화산암에 대한 K-Ar 연대측정결과가 1.20~0.94 Ma(백이십만 년~9십4만 년 전), ^{40}Ar - ^{39}Ar 절대연령은 1.7~0.5 Ma으로 측정되어 적어도 제주도의 화산활동은 플레이스토세 중기 이전부터 시작되었으리라 여겨진다.

분출시에 유동성이 컸던 현무암이 제주도의 기저를 이루었고, 수차에 걸쳐 분출을 계속해 오면서 최후기에 점성이 높은 산방산 조면암이 분출하였던 것으로 해석된다. 단산, 용머리, 당산봉 등의 화산체도 이 때 형성되었다.

제2분출기

제2분출기는 0.6 Ma~0.4 Ma 즈음에 현재 해수면 주변부에 분포하는 장석-감람석 현무암류와 서귀포시 일대에 분포하는 조면암질 안산암류 등이 분출되었던 시기로 용암대지형성기로 구분된다. 해수면 하 100 m에서 해수면 위 80~100m 사이의 지형을 형성하고 있다. 제1분출기에 분출한 현무암류들과 야외에서의 상호관계는 불분명하다. 그러나 제주도의 서부와 남부지역의 시추조사에 의하면, 현재 해수면 하부의 60~70 m 부근에서 패류화석을 다량 함유하고 있는 두께 약 20 m의 해성층이 제1기의 현무암을 부정합으로 덮고 있다. 이 퇴적암류 상부로부터 적어도 10여 회 이상의 화산분출로 현재의 해수면 상부까지를 구성하고 있는 일명 표선리현무암으로 불리는 것과 현재 제주도의 해안지역에 넓게 분포하는 용암류를 형성하였다 <사진 3-9>. 만장굴을 만든 현무암이 이시기에 분출하였다.

제3분출기

제3분출기는 0.3 Ma~0.2 Ma로 제주도의 중심부인 한라산체를 형성했던 시기이며 중산간지역의 현무암류와 한라산조면암 등이 이에 해당한다. 이 때 분출한 것으로 알려진 많은 시료가 0.2Ma인 것으로 확인되었다.

제4분출기

제4분출기는 0.125 Ma(십이만5천 년 전) 이후부터의 화산활동을 의미하며, 주로 열하분출에 의한 지역적인 분석구들의 형성시기에 해당한다. 감람석현무암, 알칼리현무암, 현무암질조면안산암, 솔레아이트질 현무암 등 다양한 조성의 용암류로 이루어져 있다. 특히, 한라산 사면에 분포된 각 분화구들과 이들로부터 흘러나온 용암류는 풍화와 침식을 전혀 받지 않은 신선한 노두가 보존되어 있어서 이들의 근원지를 쉽게 식별할 수 있다.

이 때, 제주도의 서부와 남부지역의 평탄한 저지대에서도 분출활동이 활발하였던 것으로 생각된다. 일출봉, 송악산, 수월봉, 우도의 소머리오름도 이 시기에 형성되었다.

3 지질구조(선)와 연관된 화산활동 및 형성과정

제주도의 지질구조(선)에 대한 연구는 하라구찌(1930)가 화산암의 지표 분포에 근거하여 7개의 지질구조선을 제안한 것이 시초다. 이후 고기원(1991)은 1990년까지 이루어진 지하수 및 심부시추공 자료를 분석, 구좌와 표선을 연결하는 선 동쪽지역에는 서귀포층이 존재하고 있지 않음을 밝혔으며, 그 후 추가적인 조사를 실시하여 서귀포층의 결층 경계선을 '북촌~표선선'으로 수정하였다(고기원, 1997). 그는 또한 북촌~표선선이 하라구찌의 김녕~토산리선에 해당하는 것으로 해석하였으며 해저화산활동에 따른 퇴적상의 침멸에 의해 생겨난 상경계선이라 하였다.

권 외(Kwon et al, 1995)은 중력과 자력이상도 모두에서 나타나는 동부 지역의 남북방향 이상현상에 대해 지질도상에서는 확인되지 않는 단층 또는 파쇄대에 의한 것일 가능성이 있다고 하였다. 부성안(1999)은 지표에서 400m 이상의 시추공 중에서 서귀포층 하위의 미고결 퇴적층과 기반암층의 산출심도를 분석한 결과 함덕지역에서부터 표선지역을 연결하는 북북서~남남동방향으로 이들의 산출심도가 인접한 동서지역보다 많이 깊은 것을 발견하고 이 지역을 '함덕~표선 침하대'로 명명한 바 있으며, 이후의 연구에서 본 침강지역의 형태가 침하대라기 보다는 단층 사이의 지괴가 떨어진 지구대가 더 적합한 것으로 추정하고 이 지역을 북쪽과 남쪽지역의 지명을 사용하여 '함덕~표선 지구대'라 하였다(Booh et al., 2001). 오진용 외(2000)는 제주도 지하층서의 특성을 분석한 결과, 북촌~표선선의 생성원인은 고제주도 동부해역이 다른 지역에 비해 침식작용이 활발하게 일어났으며 그 결과 기존의 서귀포층과 U층(미고결퇴적층)이 삭박되어 생성된 것으로서, 이 선은 해수면 변동에 따라 생긴 침식계곡의 서쪽 경계부에 해당한다고 하였다.

부성안 외(2005)는 하라구찌가 제시한 지질구조선, RADARSAT SAR 영상자료를 이용하여 추출한 선구조(Won et al., 1998), TM 영상자료를 이용하여 추출한 선구조(건설부, 1993) 및 SPOT 위성 영상자료를 이용하여 직접 추출한 선구조와 지하심부의 미고결퇴적층과 기반암을 근거로 추정된 지질구조선을 비교분석하였다. 또한 그들은 추정된 선구조와 지질구조선 및 화산암과 기반암의 지하층서 등의 비교분석 결과를 이용하여 제주도의 형성과정과 지구조운동을 해석하였는데, 다음은 이를 요약한 것이다.

제주도는 형성과정에서 화산활동과 구조운동의 영향을 크게 받았으며, 여기에 침강과 융기가 반복되면서 퇴적과 침식을 수반하여 현재의 모양을 갖춘 것으로 해석된다. 먼저 지하에서 산출된 화강암편의 산출심도가 가장 하부에 있으면서 서부지역과 동부지역 일부를 제외하고 도 전역에서 산출되는 것으로 보아 주라기 중기부터 제3기 초까지 화강암체가 올라와 서부지역의 일부가 없는 형태로 현재 제주도의 기본 형태가 갖추어진 것으로 해석된다. 서부지역은 화강암체의 융기가 다른 지역보다 덜 되어 더 깊은 심도에 존재하고 있었을 것이며 이후 전 도에 걸쳐 계속 융기하여 지표에 노출되었을 것이다. 화강암의 K-Ar 연대를 보면 별도봉 화산쇄설층 내 화강암은 $172.4 \pm 5.2\text{Ma}$, 덕천시추공의 지하 1,200m 및 지하 970m에서 채취된 화강암 시추코아는 각각 $66.4 \pm 1.7\text{Ma}$ (이동영, 1996) 및 $58.14 \pm 1.4\text{Ma}$ (안건상 외, 1995)로서 주라기 중기에서 제3기 초에 해당한다. 이후 제주도 동부지역에서 계단식 단층형태로 2차례의 차별침강이 있었다.

제1차 화산활동은 제3기 초 팔레오세에 분출 퇴적된 응회암류로서 이 때 형성된 모양은 현재의 제주도 동부지역 거의 끝에서의 시추공에서 산출되는 것으로 보아 화강암체보다 좀 더 동쪽까지 퇴적되어 전체적으로 현재와 거의 같은 모양을 갖추었다. 퇴적된 두께는 약 300m 정

도이나 동쪽지역은 660~760m 나 되면서 섬 전체가 수평의 상태로 퇴적되었다. 이 후 동중 국해 대륙붕에서 시작되어 플라이오세에는 황해까지 확장된 1차 해침으로 인하여 섬 전체가 해수면 아래로 깊이 가라앉게 되었다.

제2차 화산활동은 플라이오세 후기에 해저폭발이 일어나 미고결퇴적층이 기반암을 따라 섬 전역에 두께 약 500m 정도로 광범위하게 퇴적된 시기다. 이후 해퇴로 인하여 해안변을 따라 침식이 일어났는데 중앙부를 제외한 섬 주변부에서 좀 더 많이 일어났다. 침식이 일어난 후 한반도에 일어났던 지구조활동의 영향으로 세 번째 침강이 일어났으며 동부지역과 서부지역에서 동시에 약 140m가 침강하였다. 세 번째 일어난 동부지역의 침강으로 인하여 지구대가 형성되었는데 그 폭이 7~12km나 되었다. 본 지구대 형성 시기는 서귀포층 퇴적 이전이므로 플라이오세 최후기인 1.70Ma 정도일 것이다. 이후 남과 북에서 네 번째의 침강이 일어났는데 북부 지역은 약 120m 정도, 남부지역은 약 100m 정도의 해퇴가 일어났고 서부지역과 남부지역은 약 70~80m 정도 미고결퇴적층이 추가 퇴적되면서 동부와 서부는 높이가 비슷하게 되었고, 남부는 동·서부보다 약 60m 정도 높게 되었으며, 북부지역은 계속적인 침식이 일어나 동·서부보다 약 40m 정도 낮게 되어 남쪽이 높고 북쪽이 낮은 지형을 이루게 되었다. 그러나 동부지역은 침강된 지구대를 따라 미고결퇴적층도 함몰되어 있는 형태를 그대로 유지하고 있었다. 이후 2차 해침으로 섬 전체가 다시 바다 속으로 가라앉아 버렸다.

제3차 화산활동은 제주도 중앙부에서 남북방향으로 급격한 해저 화산폭발이 일어나면서 플레이스토세 중기까지 서귀포층이 퇴적된 시기다. 폭발과 퇴적은 서귀포지역을 중심으로 하여 일어나 남에서 북으로, 또 서와 동으로 퇴적이 진행되었으며, 남부지역이 다른 지역보다 약 60~95m 나 높은 지역이었으므로 서귀포층의 상부는 서귀포지역이 다른 지역보다 더 높게 되었다. 그러나 서귀포층의 퇴적은 동부지역 지구대의 영향으로 동측의 구좌, 성산지역까지 미치지 못하여 동측의 일부지역에 본 층이 분포하지 않게 되었다. 서귀포층이 퇴적 중인 플라이스토세 초 및 중기에 감람석휘석현무암(Olivine augite basalt, 이하 OAB)의 분출과 하위 침상장석감람석현무암(Feldspar olivine basalt, 이하 FOB)의 분출이 각각 있었다. OAB는 제주도 서부지역과 동북부지역을 중심으로 분출되었는데, 서부지역에서 더 광범위하게 일어났다. 본 암은 시추조사시 서귀포층 하부에서 발견되며 산방산 이남 용머리, 수월봉 및 사계리층에서 암편으로 발견된 OAB의 절대연령(1.20 ± 0.05 , 1.20 ± 0.04 , 0.94 ± 0.05 Ma) 등을 종합하여 볼 때 미고결퇴적층 퇴적 이후 서귀포층 퇴적 중에 분출된 것으로 볼 수 있다(5개 공의 시추조사시 OAB층을 관통한 것이 없어 층 두께의 확인은 불가능함). 이 후 침강과 3차 해침이 일어나면서 해안쪽의 서귀포층이 차별침식을 받아 중심부보다 해안변이 낮은 형태가 되었다. 이로써 제주도 화산체에 가장 광범위하게 퇴적된 미고결퇴적층과 서귀포층의 퇴적작용이 완료되었다.

제4차 화산활동은 서귀포층의 퇴적 진행과 이후에 서귀포지역을 제외한 제주도 전 지역에 FOB가 광범위하게 분출되어 용암대지를 형성한 시기다. 이로써 제주도는 현재 모양과 거의 유사한 형태를 이루게 되었다. 특히 상부 침상장석감람석현무암의 분출은 서귀포층 퇴적이 완료된 후 해퇴환경에서 분출되었다. FOB의 분출로 용암대지가 형성된 이후에 제주도 전 지역에서 국부적인 화산활동이 일어나 플라이스토세 중기 말에 성산층을 퇴적시켰는데, 화산활동은 성산층 퇴적과 동시 또는 퇴적 후에 연이어 있었을 것이다. 성산층 퇴적 이후 조면암(trachyte) 및 장석현무암(feldspar basalt)이 분출한 제5차 화산활동으로 제주도 기저부의 현재 지형이 형성되었다. 이후 동부와 북부 해안이 네 번째 해침되면서 플라이스토세 후기에 신양리층이 동부와 북부지역 일부에 국부적으로 퇴적된 것으로 추정된다. 신양리층 퇴적 후인 제6차 화산활동 시기에 현무암류(basalts) 및 조면암류의 분출로 도 중앙부를 제외한 골격이

형성되었고, 장석현무암의 분출로 제주도의 골격 형성이 완료되었다.

제5차와 제6차 화산활동에 의하여 한라산체 정상이 형성되었고, 이로 인하여 도 중심부는 해안변보다 융기된 형태를 보여주고 있으며, 서귀포층 퇴적 이전에 이루어진 해안변의 침식작용과 복합되어 각 지층은 도 중심부가 해안변보다 높이 분포한다. 제주도 전역에 분포하는 분석구와 응회구는 368개(제주도, 1997)의 오름이라고 하는 작은 화산체로서, 각 용암들이 분출될 때와 중앙화구에 의한 화산활동에 뒤이은 후화산활동에 의해 도 전역에서 몇 회에 걸쳐 시기를 달리하여 형성되었을 것이며, 주로 화성쇄설물로 구성되어 있다. 이들은 서귀포층의 퇴적 후기부터 생성되었으나 후화산활동에 의해 가장 많이 형성되었다.

화산활동이 완료된 후인 홀로세에 해안선을 따라 지역적으로 사구(sand dune)가 형성되었다.

제4장 오름

1 지질학적 관점에서의 오름

제주도의 화산활동과 관련된 역사시대의 화산폭발에 대한 고문헌 기록을 살펴보면 『신동국여지승람』에 서기 1002년과 1007년에 대정현에서 화산활동이 있었던 것으로 기록되어 있다. 제주도는 형성시기가 비교적 최근에 이루어졌기 때문에 지형의 개석(開析) 정도가 얼마되지 않아, 침식의 영향보다 화산분출의 양상에 의하여 지배되는 화산지형과 화산활동에 수반된 지반의 융기(隆起)와 밀접히 관계된 지형형태를 보이고 있다.

제주도는 한라산 백록담을 중심으로 크게는 하나의 산체를 형성하고 있으나, 백록담으로부터 해안선까지 이어지는 사면에는 지형적으로 독립된 소규모 구릉 내지 작은 산들이 많이 분포하고 있다. 이들 소규모의 작은 산들을 제주에서는 ‘오름’이라고 부르는데, 이들은 제주의 여러 신화를 간직하면서 역사를 함께하여 온 제주인의 삶에 있어 매우 중요한 자리를 차지하고 있기도 하다. 제주도에서는 이들을 통상적으로 고유지명 뒤에 오름이라는 접미어를 붙여 부르기도 하고 또는 ‘산(山)’, ‘악(岳)’, ‘봉(烽, 奉)’이란 접미어를 붙여 표기하기도 한다. 또한 오름들은 대부분 각각 별개의 독립적인 화산활동에 의해 만들어진 화산체이기 때문에 지질학적인 관점에서도 중요한 연구대상이 되며, 제주도 형성사를 규명할 수 있는 실마리를 제공할 수도 있다.

제주의 오름에 관한 유형 분류와 형성기원 및 특성에 관한 연구가 점차 수행되고 있으며(손인석, 1980., 윤정수, 1995), 이들 오름은 지질학적으로서뿐 아니라 인문적·생태적 및 경관적으로도 가치가 높다고 할 것이다.

제주에서 오름이라 부르는 360여 개의 소규모 산체들은 지질학적으로 형성기원, 구성물질, 형태 및 모양에 따라 크게 4가지로 분류가 가능하다. 오름들 중의 대부분은 마그마(magma)의 스트롬볼리식 분화(strombolian eruptions)에 의해 형성된 분석구(cinder cones)이며, 흔히 ‘송이(제주 고유어)’라고 하는 기공이 많은 분석(cinder or scoria)으로 구성되어 있다. 그 다음으로 많은 것이 증기-마그마 또는 증기 분화에 의해 형성된 마르형 화산이며, 형태와 모양에 따라 마르, 응회환, 응회구로 다시 세분할 수 있다. 제주시의 도두봉, 북제주군의 파군봉과 입산봉, 서귀포시의 하논지역 및 남제주군의 수월봉 등이 마르형 화산에 포함된다. 점성이 높은(조면암질 내지 유문암질) 용암이 화구를 채우거나 화도 직상부에서 돔상으로 굳은 것을 용암정구(lava dome)라 하는데, 주상절리를 나타내고 조면암으로 구성된 산방산은 대표적인 예다. 마지막으로 지구조적인 운동에 의해 융기된 후 오랜 세월 동안의 풍화와 침식에 의해 형성된 침식산체가 있다. 오름들의 대부분은 하나의 형성기원으로 간단히 설명되는 반면, 두 가지 이상의 형성기원이 복합적으로 작용하여 형성된 것도 있다.

이 글에 자세히 소개되지 못한 오름에 대한 다양한 연구 자료가 다음과 같이 발표된 바 있다. 김동학 외(1986)는 제주도에 분포하는 응회환과 응회구에 대한 퇴적학적 및 암석기제적인 연구를 수행한 바 있다. 손영관(1995)은 제주도 남서부 산방산 인근 해안인 용머리에 대한 퇴적학적 연구를 수행하여 용머리가 천해 환경에서 분출하여 형성된 응회환이 심한 침식을 받은 후 잔존된 것으로 해석하였다. 황상구(1998, 2001)는 당산봉을 구성하는 지질을 당산봉 응회구, 분석구, 현무암용암, 지표쇄설층과 수월봉 응회환으로 구분하였으며, 1윤회 분출을 나타내는 단성화산이면서 복식화산이라는 표현으로 단성복식화산으로 구분하였다. 또한 구성지질로부터 당산봉을 형성한 화산활동의 과정을 해석한 바 있다. 고보균 외(2001)는 제주시 동측 해안에

연이어 위치하는 사라봉~별도봉~화북봉 일대의 화산층서와 화산암의 특성을 연구하여 화산 활동의 과정과 시대를 해석한 바 있다. 윤성효 외(2001)는 제주도 동부 섭지코지에 위치한 선 돌분석구의 화산활동과 암석학적 연구를 수행하였다. 그 외 고정선 외(2005), 황상구 외(1992), 황상구(2000) 및 황상구 외(2001)에 의해 송악산과 우도에 대한 암석학적, 화산학적 연구가 수행된 바 있다.

2 분석구

현무암질 마그마는 지각과 맨틀 사이 또는 상부 맨틀 부분에서 지구물질이 높은 압력과 온도에 부분용융을 일으켜 만들어진다. 마그마는 그 생성된 지점의 구성물질보다 가볍기 때문에 점차 지표면을 향해 상승하게 되고, 마그마의 비중과 비슷한 비중을 가지는 지각의 어떤 부분에서 모여 마그마 방(magma chamber)을 형성한다.

마그마 방의 상부 부분에 가스 성분들이 점차 많이 모이게 되고 그 가스압이 일정 수준 이상으로 증가하게 되면, 마치 100°C에서 물이 끓어 넘치게 되듯이 지각 중에 형성된 가장 약한 부분을 비집고 마그마가 지표면으로 올라오는 화산활동이 시작된다. 이러한 화산활동의 경우를 마그마 분화라고 하며, 가스압에 따른 분출강도(얼마나 폭발적이냐)에 따라 몇 가지 화산활동상으로 분류하고 있다.

현무암질 마그마의 스트롬볼리식 분화는 비교적 폭발성이 심하지 않은 분출특성을 나타내며, 굳지 않은 용암 스패터를 포함하는 분석을 주로 분출하면서 용암유출을 동반하기도 한다.

분석구는 주로 현무암질 마그마의 스트롬볼리식 분화에 의해 형성되며, 화구로부터 방출되어 주변에 쌓인 화산 암편들로 구성된 중심부에 사발형태의 분화구가 있는, 경사가 급한 원추형의 낮은 산을 말한다. 다랑쉬와 금악은 전형적인 분석구의 형태를 보여주고 있다. 분석 또는 경석(스코리아)이라고 부르는 이들 화산 암편들은 마그마가 빠른 시간에 냉각되어 유리질이면서 분출 당시 가스성분이 많아 다른 암편에 비해 매우 가벼운 고상의 거품(또는 스폰지)과 같은 조직을 나타내며, 적갈색 내지 흑색을 띤다. 제주에서는 이들 화산 암편들을 흔히 '송이'라고 부르고 있다. 그 암편들에 가스 거품들이 많은 이유는 현무암질 마그마 내에 가스성분이 가장 많은 시기인 화산활동의 초기에 공기 중으로 분출되고 급격히 냉각되어 형성된 암편들이기 때문이다. 분석구의 높이는 수십 미터에서 수백 미터에 달한다.

분석구는 평면상으로 대부분 거의 원형에 가깝다. 신장된 형태는 분화가 어느 한 점으로 한정된 화구에서 일어나지 않고 큰 열극을 따라 연속된 경우에 형성된다. 중심에는 사발형태의 화구가 형성되는데, 연속되는 사면붕괴에 의해 쉽게 채워지는 경향이 있다.

우드(Wood, 1980a)는 910개 분석구의 형태학적 분석을 실시하였으며, 저경(cone basal diameter, W_{co})은 0.25~2.5km(평균 0.9km)의 범위로 나타남을 발견하였다. 또한 83개 신선한 분석구에 있어 비고(cone height, H_{co})와 저경과는 $H_{co} = 0.18W_{co}$ 의 관계가 있음을 알았다. 또한 저경에 따라 화구경(crater diameter, W_{cr})도 변하며, $W_{cr} = 0.40W_{co}$ 의 관계를 추정하였다.

분석구는 그 형태를 변화시키는 풍화와 침식에 매우 민감하다. 키에퍼(Kieffer, 1971)는 프랑스의 메시프 센트럴(Massif Central)에서 다음의 연구결과를 발표하였다.

분석구는 형성된 후 약 1만 년까지는 사면경사가 2~3. 정도 낮아져 거의 원래의 형태와 유사한 반면, 약 1백만 년이 경과한 후에는 거의 15. 의 사면경사를 나타내며, 4백만년이 지난 후에는 잔류암경만이 남고 분석들은 완전히 침식되어 사라진다는 것이다. 시간에 따른 분석구 원지형의 붕괴에 있어, 비고와 비고/저경비 그리고 사면경사는 작아지며, 화구경/저경비는 큰 변화가 나타나지 않는다. 우드(Wood, 1980b)는 샌프란시스코 화산지대에 분포하는 형성시대가 서로 다른 38개 분석구를 대상으로 비고와 저경에 대한 조사를 실시하였으며, 시간에 따른 분석구 원지형의 붕괴에 의한 비고/저경비의 감소경향을 추정하였다.

분석구들은 일반적으로 단성화산이다. 이들은 대부분 대규모 현무암질 화산지대에서 독립적인 산체를 형성한다. 반면, 복잡한 응회환이나 마르의 중심에 포개진 덩어리로, 그리고 다운회(복성)의 순상화산과 층상화산에서 기생화산체로 나타나기도 하지만 여전히 모두 단성화산체임은

변함이 없다. 분화기간은 수일에서 수년까지 이어질 수도 있다(멕시코 페리큐틴은 9년). 관찰된 분석구 분화 중에서 약 50%가 30일 이내에 분화가 멈췄으며, 95%가 1년 이내에 분화가 종료되었다(wood, 1980a).

분석구를 형성한 화산활동의 변화와 마그마의 진화과정 및 화산분출물 사이에는 매우 밀접한 관계가 있다. 즉, 현재의 지질학자들은 과거에 발생한 화산활동이 어떠하였는지 알 수 없고 또한 현재 활동 중인 화산이라 하더라도 화산의 하부 지하에서 일어나는 마그마의 변화를 직접 관찰할 수는 없기 때문에 화산분출물의 특성을 조사함으로써 과거 발생하였던 화산활동에 대한 정보를 연구할 수 있다.

분석구를 형성하는 층들은 대부분 화구로부터 공중으로 분출된 분석들로서, 화산체의 사면(내측과 외측사면)에 떨어져 구르거나 사태와 같이 밀리는 등의 과정을 거쳐 형성된다. 또한 화도에서 뜨겁고 녹은 상태로 공중으로 분출되고 지표면에 떨어져 납작하게 짓눌린 용암 덩어리를 스패터(spatter)라 하는데, 분석구는 용암 스패터를 포함하고 있으며, 때로 이들이 서로 응결된 층을 형성하기도 한다. 스패터의 빠른 집적에 의해 쇄설기원 용암류(clastogenic lava flows)가 만들어지기도 한다. 대부분의 경우 마그마의 가스함량은 분화 초기에 높고 분화가 끝나갈수록 감소하는데, 이런 마그마 중의 가스함량 변화에 따라 화산활동상이 변화한다. 즉, 화산활동 초기에는 분석이 주로 분출되어 원추형의 분석구를 형성하고 점차 가스 함량이 감소하게 되면 용암 스패터가 많이 분출된다. 따라서 분석구 중에는 산체 정상 부분의 지표면에서 주름 깃과 같은 형태로 얇게 피복하고 있는 응결된 스패터층을 관찰할 수도 있다. 남원읍의 사려니와 표선면 성읍리에 있는 돌임이 오름의 정상부에서 응결된 스패터층을 관찰할 수 있다.

분석구 중에는 그 분석구 형성과 동시에 또는 폭발적인 분화가 끝난 후 가스함량이 떨어진 용암(lava)의 분출이 연속된다. 제주에서 곱자왓(송시대, 2000)이라 이름 붙여진 지역은 대부분 분석구에서 흘러나온 암괴상 아아 용암류가 분포하는 지역이다.

분석구에서 용암류가 분출되어 흘러나오는 경우 용암이 분석구의 정상부에서 유출하는 경우는 거의 없다(마치 분수와 같이 뿜어지는 경우는 제외). 푸석푸석하고 미교결 상태의 송이로 주로 구성된 분석구는 용암이 중심 화구를 통해 지표면으로 상승하는 동안 가해지는 압력을 유지하기에는 너무 약하기 때문에 일반적으로 화산체의 한 면에 형성된 갈라진 틈을 통하거나 측면에 위치한 별개의 화구로부터 용암이 흘러나온다. 이렇게 분석구의 한 측면에 형성된 갈라진 틈을 통하여 용암류가 흘러나가는 경우 그 측면은 흘러나가는 용암류에 의해 대부분 파괴되고 용암류의 상부에 실려(마치 용암류는 컨베이어벨트와 같은 역할을 하고 분석들은 그 위에 실린 물건과 같이) 넓은 지역에 분산되어 분포하게 된다. 용암류의 활동이나 또는 지진 등의 원인으로 분석구의 일부(또는 전체)가 파괴되어 분석구를 형성하는 지질과 동일한 지질로 구성되면서 낮고 많은 구릉(흔히 알오름 또는 새끼오름이라 부름)상의 지형을 형성하는 지층을 화산성암설사태층이라 한다. 화구의 한쪽이 무너진 형태로 나타나면서 그 오름의 전면에 펼쳐진 송이로 구성된 비교적 평탄하면서도 작은 구릉이 많은 지형을 형성하고 있는 둔지봉, 지미봉 및 모지오름은 분석구에서의 용암분출과 화산성암설사태층의 형성에 관한 전형적인 예라 할 수 있다.

다음은 분석구 오름 중에서 특이한 지질이나 형태를 가지는 몇 가지 예를 소개하고자 한다.

물장울과 물영아리

물장울은 제주시에서 11번 국도(5·16도로)를 따라 서귀포방향으로 오르다 보면 견월악(개월오름)을 지나 해발 약 700m 부근의 도로 서측으로 관찰되는 오름이다. 행정구역상으로는 제주시에 해당되며, 오름의 동측으로 흘러내리는 천미천을 경계로 북제주군과 접하고 있다.

물장울은 해발 약 700m에서 시작되어 가장 높은 곳이 해발 937.2m이며, 장축방향이 약 1km에 이르는 매우 큰 오름으로 분류할 수 있다. 오름 산정에 올라 보면, 성진이오름, 태역장오리, 쌀손장오리, 불칸디오름 및 어후오름 등 주변의 규모가 작은 오름들을 거느린 듯 보이고 동부 해안지역에 분포하는 많은 오름군들과 산림지대를 조망할 수 있기 때문에 마치 옛 시절 장군이 병사들을 내려다보는 느낌이 든다.

물장울을 구성하는 암석은 주변의 다른 오름들과 같이 기공이 많고 가벼운 송이(스코리아)로 구성되어 있다. 또한 물장울을 구성하는 송이는 휘석현무암으로 분류할 수 있으며, 좁쌀에서 쌀 알갱이 크기의 검은색 휘석광물을 송이에서 많이 관찰할 수 있다.

물장울은 연중 마르지 않는 화구호(산정호수)로 매우 유명한 오름들 중의 하나이며, 아마도 제주도에 분포하는 연중 물을 담고 있는 오름 화구호 중에서 그 호수의 수면적이 가장 큰 것으로 판단된다. 물장울 분화구의 외륜은 북동~남서 방향의 장축이 약 290m, 북서~남동 방향의 단축이 약 242m로 거의 원형에 가까운 타원형이다. 하지만 외륜의 높이는 방향에 따라 매우 차이가 나는데, 가장 높은 남남서쪽 정상이 해발 937.2m인 반면 북동쪽 방향으로 향할수록 점차 낮아져 가장 낮은 곳은 해발 887m에 불과하다.

물장울 화구호에서 물을 담고 있는 수면의 해발고도는 풍수기와 갈수기에 따라 약간의 차이가 있으나 약 885m이며, 수면은 북동~남서 방향의 장축이 약 185m이고 북서~남동 방향의 단축이 약 125m이지만 남서쪽이 약간 볼록한, 마치 계란을 장축방향으로 반 잘라 놓고 보는 것과 비슷한 모양이다. 화구호의 깊이는 정확히 알 수 없으나 수초가 많이 자라고 있는 것으로 보아 그리 깊지는 않은 것으로 판단되지만 남서쪽 일부에는 수초가 없는 것으로 보아 상당히 깊을 것으로 추정된다.

물영아리 또한 분화구에 물이 고여 만든 습지로 유명한 곳이다. 이 오름의 분화구는 평균 직경 232m(장경 245m, 단경 220m), 능선의 해발표고 평균 494m(가장 높은 곳 : 북동쪽 능선 508m, 가장 낮은 곳 : 서쪽 능선 480.6m)이며, 분화구 바닥의 해발 표고는 467m이다. 분화구 바닥은 거의 평탄하며, 직경 약 100m의 거의 원형을 나타낸다. 이 분화구 바닥이 우기에는 호수를 형성하고 건기에는 습지환경을 보여주고 있다.

물장울과 물영아리 같이 분화구에 물을 담아 산정호수를 형성하는 오름으로는 한라산 동측 사면에 위치한 사라오름, 검은오름(물참오름), 서쪽의 금오름, 제주시의 어승생악, 원당봉 등으로 많지 않다. 일반적으로 분석구 오름에서 분화구에 물이 고여 소규모 호수를 형성하기 위해서는 몇 가지 지형적·지질적인 요건이 필요할 것이다. 그 중에서 가장 중요한 것이 우선 분화구의 형태가 사발과 유사한 자연적인 물그릇 지형이어야 하고, 분화구 바닥이 점토 또는 암반과 같은 비투수성 지질로 구성되어야 할 것이다. 한편, 그 형성시기가 비교적 최근에 가까운 다랑쉬와 같은 경우 지형적인 요건은 충분하지만 분화구 바닥이 투수성이 매우 좋은 송이로만 구성되어 물이 고이지 않는 것으로 추정된다. 송이(스코리아)는 매우 다공질이면서 파쇄된 암편들이기 때문에 일반적으로 투수성이나 함수성이 매우 높은 지질매체라 할 수 있다. 그러나 이들 송이는 형성될 당시 암석이 열에 녹은 마그마에서 매우 급하게 식어서 만들어지기 때문에 암석의 내부조직이 자연상태에서는 매우 불안정한 유리(glass)로 되어 있다. 따라서 송이가 지표면에 노출된 상태에서는 다른 암석들에 비해 매우 빨리 풍화되고 변질되어 점토와 같이 작은 토양매질로 변해 간다. 송이로부터 풍화·변질된 입자 크기가 작은 쇄설물들이 분화구 바

다에 점차 두꺼운 비투수층을 형성하게 되면 화산체 형성 직후 물이 고이지 않았던 분화구에도 호수를 형성할 수가 있을 것이다.

하지만 이러한 지형적·지질적인 요건을 갖추더라도 호수 표면에서의 증발에 따라 건기에는 고여 있던 물이 쉽게 없어지고 바닥을 드러낼 것이다. 만약 검은(물찻)오름이나 물장울과 같이 분화구 호수를 둘러싸고 있는 산체(수면보다 높은 부분)가 충분히 넓고 높아서 체적이 크다면, 우기에 함유한 지하수를 지속적으로 호수에 공급해 줄 수 있기 때문에 그 호수는 건기에도 마르지 않을 수 있다. 물영아리와 사라오름의 경우는 분화구에 퇴적물이 지속적으로 쌓여 그 바닥이 상당히 높아진 것으로 보이며, 사계절 호수를 유지할 수 있을 만큼 분화구 주변 산체의 규모가 충분하지 않기 때문에 우기에는 호수로, 건기에는 습지환경으로 변하는 것으로 판단된다.

풍화·침식물의 퇴적이 보다 더 진행되어 분화구의 바닥이 더 높아지게 되면, 우기에도 분화구에 물이 고이지 않을 것이고 오목한 분화구의 형태도 점차 사라지게 되는 것이 분석구의 시간에 따른 변화과정이다.

개오름

개오름은 제주도 남제주군 성읍2리에 위치하는 분석구 오름으로 평면상 거의 원형에 가까우며, 입체적으로는 주변 지형과 완전히 독립된 원추형 모양의 오름이다. 주변 지형과 구분되는 오름 산체가 시작되는 지점들의 표고는 209~225m(평균 217m)의 범위를 나타내며, 정상부의 표고는 344.7m이다. 저경(Wco)은 720~790m(평균 755m)의 범위이며, 비고는 약 128m이다. 비고/저경비(Hco/Wco)는 0.17을 보여준다.

오름이 시작되는 지점부터 표고 약 318m까지는 송이(분석)가 분포하고 그 상부에서 정상(표고 344.7m)까지는 조면안산암으로 형성돼 있다. 정상부 조면안산암에서 떨어져 나온 크고 작은 전석들이 오름 사면이나 오름 사면 아래까지 흘러 내려 여러 군데 분산되어 있는 것을 관찰할 수 있다. 송이층으로 구성된 독립된 원추형의 오름에서는 대부분 정상부 중심이 움푹 들어간 사발형의 화구(굽부리)가 형성되어 있는데, 개오름의 경우 화구를 찾아볼 수 없다. 이렇게 송이로 구성된 오름 중에서 화구를 찾아볼 수 없으면서 송이 층위의 정상부 전체가 조면안산암으로 구성된 오름은 독특한 오름의 유형으로 분류할 수 있다.

개오름을 구성하는 지질로부터 그 형성과정을 다음과 같이 유추해볼 수 있다.

1단계

송이(분석)로 구성된 오름의 형성 먼저 스트롬볼리안 화산활동이 시작되어 다량의 화산쇄설물을 분출하였고 비고가 최소 100m인 송이로 구성된 오름을 형성하였을 것이다. 이후 화산쇄설물을 분출하던 화산활동은 용암이 화구에서 유출되는 화산활동으로 변화했다.

2단계

조면안산암질 스파인(spine)의 형성 현무암질의 용암은 온도가 높고 점성이 낮아 분출된 후 지형적으로 낮은 곳을 따라 매우 먼 거리(수 km)까지 흘러가고 넓게 분포하는 특성이 있다. 그런데 조면안산암질(또는 조면암질)의 용암은 분출될 당시 온도가 상대적으로 낮고 점성이 높기 때문에 현무암질 용암과는 달리 멀리까지 흘러가지 못하고 심지어 화구를 채우고 그 자리에서 솟아오른 돔(dome)이나 스파인을 형성하는 경우가 많다. 산방산과 한라산의 서쪽 정

상부는 이렇게 조면암으로 구성된 돔 형태를 나타내는 대표적인 예라 할 것이다. 개오름에서는 화구로부터 조면안산암질 용암이 흘러나와 화구를 채우면서 그 상부로 약간 더 솟아오른 스파인을 형성하였다. 현재의 조면암 분포로 볼 때, 그 용암의 양은 많지 않았던 것으로 판단되고 스파인 형성 이후 곧바로 개오름의 화산활동이 완전히 종료된 것으로 판단된다. 스파인은 용암유출과 화산쇄설물이 분출되는 입구인 화구를 봉쇄하기 때문에 이후에 화산활동이 지속될 경우 스파인 측면으로 용암이 유출되거나 화산쇄설물이 분출하여 이전에 형성된 스파인을 대부분 파괴하는 것이 일반적이다.

3단계

침식작용에 의한 현재의 지형 형성 정상부의 스파인을 구성한 조면안산암이 전적으로 오름 사면에 흘러내린 것으로 볼 때, 침식작용에 의해 스파인의 대부분이 파쇄되고 오름의 높이 또한 형성 당시보다는 상당히 낮아진 것으로 추정할 수 있다.

모구리

모구리는 남제주군 표선면 삼달리에 위치하는 오름인데, 폭이 1.6km에 이르는 완만하면서도 둥근 형태로 주변보다 높은 현무암이 노출된 동산과 그 동산의 북동쪽에 경사가 더 급하면서 높은, 장경 약 600m의 작은 송이 산체로 구성되어 있다. 송이(분석)로 구성된 부분만을 모구리 오름이라 한다면, 모구리는 다량쉬와 같은 전형적인 분석구 오름의 형태를 기준으로 볼 때, 어떤 이유에 의해 대부분의 산체가 붕괴되고 서쪽에서 북쪽까지의 약 1/4 정도의 산체만 남은 완전하지 못한 형태다. 모구리가 지형적으로 둥글게 감싸 보호하는 것 같은 중심부(모구리를 형성한 화산의 분화구로 판단됨)에는 알오름이라 부르는 작은 언덕이 있다. 이 언덕은 송이로 구성된 모구리와 달리 현무암으로 구성되어 있지만 마치 송이로 구성된 오름에서 볼 수 있는 한쪽 방향(여기서는 남쪽)이 트인 작은 중심분화구 형태를 가지고 있으며, 주변 현무암이 분포하는 지역 중에서는 가장 높은 부분이다.

한편 모구리를 구성하는 송이는 눈으로 관찰할 수 있는 크기의 사장석과 휘석광물 결정을 많이 포함하고 있는 반면에 알오름과 주변 동산을 구성하는 현무암은 광물결정을 쉽게 눈으로 관찰할 수 없다. 이러한 성분의 차이는 모구리와 알오름(주변 동산을 포함하여)을 구성하는 현무암이 시기를 달리하는 서로 다른 화산활동에 의해 만들어졌음을 의미한다.

즉, 먼저 스트롬볼리안 화산활동에 의해 현재의 알오름 근처에 사발형의 중심 분화구이면서 원추형인 초기 모구리 화산체를 형성하였을 것이며, 이 초기 모구리를 형성한 화산활동이 완전히 끝나고 얼마간은 화산활동의 휴식기가 왔을 것이다. 이후 마그마 성분이 상당히 다르면서 주로 용암을 분출한 화산활동이 이전의 모구리를 형성한 화구를 중심으로 다시 발생하여 남쪽과 서쪽방향으로 다량의 용암을 유출시켜 알오름과 주변의 동산을 형성하였을 것이다. 이때 용암이 흘러가면서 현재의 모구리 부분만 남기고 초기 모구리 화산체의 대부분을 붕괴시켰을 것으로 추정된다.

좌보미

좌보미는 그 서측에 위치한 백약이 오름과 같이 분석으로 구성되어 있으면서도 일반적인 분석구 화산체와는 다른 형태를 보여준다. 즉, 뚜렷한 화구의 위치를 찾기가 매우 어렵고 오름 산체의 중심을 찾기 또한 어렵다. 이러한 복잡한 지형을 나타내는 오름들의 대부분은 오름 산체의 일부가 붕괴되어 형성되는 것이다. 오름(분석구) 산체의 부분 붕괴를 일으키는 요인으로서는 1) 분석구 형성 이후의 용암 분출 2) 기존 분석구 하부에 발생된 다른 형태의 화산활동 3) 분석구를 형성시킨 지질구조선의 재활동 등에 의해 주로 일어나는 것으로 알려져 있다. 이러한 요인으로 산체 일부가 붕괴되면서 암설사태가 발생하게 되고, 오름의 붕괴사면 앞으로 수킬로미터 거리까지 화산성암설사태층(Yoon et al., 2001)이 이동·퇴적됨에 따라, 용암이 흘러나온 오름 전면에 작은 구릉들이 굴곡을 이루며 마치 새끼 오름과 같이 나타나 장관을 연출하기도 한다. 좌보미 또한 좌보미에서 분출된 용암과 분석구가 붕괴되면서 형성된 화산성암설사태층이 좌보미로부터 남쪽방향으로 넓게 분포하고 있다. 이러한 오름과 화산성암설사태층은 구좌읍의 동거문오름, 둔지봉, 지미봉, 성산읍의 따라비, 모지오름 등에서도 나타나고 있다. 일반적으로 지하 깊은 곳에 위치하던 현무암질 마그마는 지각 중에 생겨난 틈을 따라 지표로 분출되어 화산활동을 시작하게 된다. 이러한 화산활동에서 마그마 자체에 가스성분이 많을 때는 폭발적인 활동이 일어나고 어느 정도 마그마 내의 가스성분 함량이 줄어들면 비교적 조용하지만 많은 양의 용암이 지표로 흘러나오게 된다.

좌보미의 경우 화산활동 초기에는 마그마 내에 모인 많은 양의 가스함량에 의해 비교적 폭발적인 분출이 발생하였으며, 분출된 화산암편(분석, 스킨리아 또는 송이)과 화산탄 등이 화구 주변에 떨어져 현재의 백약이 오름과 유사한 형태의 사면경사가 급하고 원추형 모양의 분석구를 형성하였을 것이다. 한편, 화산활동 초기에 원추형의 분석구를 형성시킨 현무암질 마그마는 점차 가스성분이 많이 빠져나감에 따라 용암류를 분출하는 화산활동으로 변하였을 것이다. 분석구에서 용암류를 분출시키는 화산활동에서는 용암이 화산의 정상부에서 유출하는 경우는 거의 없고(마치 분수와 같이 뿜어지는 경우는 제외) 일반적으로 화구의 한 면에 형성된 갈라진 틈을 통하여 분석구 측면에 위치한 별개의 화구로부터 흘러나온다. 좌보미에서는 원 화구의 남동쪽과 남서쪽에 형성된 갈라진 틈을 통하여 용암류가 흘러나갔을 것으로 추정되며, 이 때 남측면은 흘러나가는 용암류에 의해 대부분 파괴되고 용암류의 상부에 실려(마치 용암류는 컨베이어벨트와 같은 역할을 하고 분석들은 그 위에 실린 물건과 같이) 운반되어 넓게 퍼졌을 것이다. 이렇게 초기 원추형으로 형성된 좌보미 분석구는 용암류 분출과 화산성암설사태층의 형성에 의해 남쪽방향으로 화구가 트인 현재의 복잡한 좌보미의 지형과 좌보미를 중심으로 주로 남쪽으로 넓게 펼쳐진 비교적 평탄하면서도 작은 구릉이 많은 지형으로 형성되었다고 추정된다.

아부오름

아부오름은 제주도에서 일반적으로 나타나는 오름에 비해 산체의 높이는 낮은 반면 그 화구가 깊고 넓음에 따라 특이한 형태를 보여준다. 또한 화구분지는 '이재수의 난'이란 영화를 촬영한 장소로 유명한 곳이기도 하다.

아부오름 주변에는 침상장석감람석현무암(표선리현무암)이 분포하는데, 이 현무암은 암편을 자세히 관찰하면 1~2mm 정도 길이의 백색의 침상형태 사장석이 특징적으로 포함되어 있고, 담녹황색의 반투명~투명한 감람석 광물을 함유하고 있다. 또한 이 현무암은 분출되어 흐를 때, 점성이 낮고 온도가 매우 높은 물성으로 마치 뿔 물이 흘러가듯이 지형적으로 낮은 곳을 향해

넓게 퍼져 흘렀으며, 굳은 후에는 기복이 낮고 넓은 용암대지상의 지형을 형성하였다. 아부오름은 흔히 '송이(제주 고유어)'라 불리는 기공이 많은 분석(신더 또는 스킨리아)으로 구성되어 있다. 아부오름을 구성하는 송이, 화산탄 및 스페터들의 암질은 휘석장석현무암으로 분류할 수 있으며, 아부오름 주변의 현무암과는 성분이 다른 것으로 보아 아부오름에서는 용암분출이 없었거나 침상장석감람석현무암이 아부오름 형성 이후 흘러와 오름 화산체 주변을 피복하여 아부오름에서 용암이 분출하였더라도 현재의 지표면에서는 용암을 관찰할 수 없을 수도 있다. 아부오름은 산체의 높이가 그리 높지 않은 반면 화구의 직경이 크고 화구 바닥의 표고가 아부오름 주변 평지의 표고보다 깊으며, 산체의 외측사면은 완경사이고 화구의 사면은 보다 급경사인 지형적 특징을 보이고 있다. 아부오름은 매우 폭발적인 증기-마그마 분화에 의해 형성되는 마르형 화산체와 매우 유사한 기하학적 형태를 나타내고 있음에 따라 그동안 마르 또는 응회환으로 분류되어 온 경우가 많았다.

이처럼 아부오름이 증기-마그마 분화에 의해 형성된 마르(또는 응회환)라고 한다면, 그 화산체는 당연히 층리가 발달된 응회구층으로 구성되어 있어야 한다. 응회구층은 마르, 응회환 또는 응회구로 분류되는 소머리오름(우도), 두산봉, 입산봉, 도두봉, 파군봉, 수월봉, 송악산, 하논분지, 매오름 및 성산일출봉 등에서 잘 나타나고 있으며, 지층의 구성성분과 내부구조가 마그마 분화로 형성된 분석구를 구성하는 송이(분석, 스킨리아)층과는 확연히 다르다. 그러나 아부오름은 비록 풍화가 상당히 진행되기는 하였지만 송이로 화산체가 구성되어 있으므로 마그마 분화에 의한 화산으로 분류하여야 하며, 따라서 단순히 화산체의 기하학적인 부분만을 반영하여 마르(또는 응회환)로 분류할 수는 없다.

그러면 마그마 분화로 나타나는 분석구의 일반적인 화산체 형태와 아부오름이 왜 이렇게 큰 차이를 나타내는가?

아부오름의 경우 현재의 지형에서 나타나는 화산체의 평균 비고는 30.2m, 평균 저경은 1,367.5m, 평균 화구경은 920m이며, 비고/저경비는 0.022, 화구경/저경비는 0.67이다. 아부오름이 나타내고 있는 현재의 비고/저경비와 세계적으로 분포된 현생 분석구들의 평균 비고/저경비를 비교해보면, 아부오름이 오랜 시간 동안 침식을 받아 평지화가 상당히 많이 진행된 것으로 판단하기 쉽다. 그러나 분석구에 있어 침식작용에 의한 평지화가 상당히 진행되더라도 화구경/저경비는 거의 큰 변화 없이 0.40 정도의 값을 나타내어야 함에도 불구하고 매우 큰 차이를 보이고 있다. 이러한 사실은 현재의 눈에 보이는 아부오름 화산체가 단순히 원래의 아부오름 화산체 형성 이후 지금까지의 침식작용에 의한 평지화로 의 형태 변화가 아님을 의미하는 것이다.

과거 극소수의 학자를 제외한 대부분의 학자들은 제주에 분포하는 분석구 오름들이 몇 개를 제외하고 모두 동일한 시기에 형성된 것으로 해석하여 왔다. 그러나 최근의 연구결과에 의하면 그 형성시기가 각각 다른 것으로 해석하는 경향이다. 또한 오름의 형성시기와 주변을 구성하는 지질의 형성시기 또한 오름별로 다르게 나타나는데, 먼저 주변의 원지형을 구성하는 암석이 먼저 형성되고 난 이후 그 지반 위에 오름이 형성된 경우(과거에는 대부분의 오름을 이러한 것으로 해석)가 있고, 다음으로 오름이 먼저 형성되고 난 이후 다른 곳(또는 그 오름에서)에서 용암이 흘러와 쌓여 지금의 지형을 형성한 경우가 있다. 전자의 경우와 같은 오름들에 있어서는 우드(Wood, 1980)나 다른 학자들이 연구한 분석구 화산체의 기하학적 분석결과와 유사한 형태를 취할 것이다. 그러나 후자의 경우 오름의 일부만을 남기거나 오름 전체를 오름 형성 이후 흘러온 용암, 형성기원이 다른 퇴적층 또는 화산쇄설층이 피복함에 따라 그 기하학적 분석결과와는 다른 형태를 보여주는 것이다.

아부오름의 경우는 주변 지질을 구성하는 침상장석감람석현무암이 오름 산체를 구성하는 휘석 장석현무암 계통의 분석구층 일부를 피복하고 있음에 따라 아부오름을 형성한 화산활동이 끝나고 어느 정도의 시간이 흐른 후 침상장석감람석현무암 용암류가 아부오름 주변으로 흘러와 아부오름의 가장 낮은 부분부터 현재 보이는 지형적으로 오름이 시작되는 높이까지 피복한 것으로 추정이 가능하다. 이러한 관점에서 현재의 평균 화구경(920m)만으로 원래 아부오름이 형성된 초기의 화산체를 상상해 본다면, 저경이 약 2,300m이고 비고가 약 414m에 달하는, 다랑쉬오름과 비교해 그 크기가 거의 2배 이상 되는 매우 큰 오름이었을 것으로 생각할 수도 있다.

성널오름(성판악)

분석구 오름을 구성하는 송이층의 분포로 볼 때, 성널오름은 해발 약 1,050m부터 시작하여 가장 높은 해발 1,215.2m까지의 북서-남동 방향으로 약간 신장된 타원형의 화산체다. 일반적인 분석구와는 달리 뚜렷한 분화구의 형태를 찾아볼 수 없다. 성널오름의 남동측 송이층의 하부 사면에 조면암으로 구성된 절벽이 높이 10~40m, 연장 0.5~0.7km로 북동-남서방향으로 연속되어 있다. 11번 국도(5·16도로)의 논고약 근처에서 바라보면 이 조면암 절벽이 큰 성을 둘러싸고 있는 성벽처럼 보이기도 한다.

절벽을 구성하는 조면암은 담회색~황회색으로 주상절리와 판상절리가 발달되어 있고, 암질이 치밀하며 육안으로 관찰할 수 있는 크기의 광물이 보이지 않는다. 이 조면암은 과거 상호조면암(윤선)이라 명명된 암석으로 그 형성시기가 매우 오래된 암석인데, 대부분 현무암 또는 퇴적층에 피복되어 지표에 노출된 경우는 매우 드문 암석이다. 아마 성널오름을 중심으로 화산활동과 함께 지각의 용기와 함몰을 일으키는 단층절벽이 형성됨에 따라 하부의 조면암이 지표로 드러난 것으로 해석된다.

성널오름의 정상에서 남동방향으로 조면암 절벽을 지나서부터 좁고 급한 능선이 약 400m 이상 연속되어 있으며, 이 능선에 매우 흥미로운 암석이 분포하고 있다. 즉, 능선의 정상부 중심을 따라 폭 0.5~2m, 높이 1~10m의 판상 현무암이 마치 돌담(올타리)과 같이 연속되어 있다. 이 현무암은 그 분포와 형태(모양)로 볼 때, 화산활동의 중심이 되는 화구 하부의 암경에 연속된 관입암체로 추정되며, 이렇게 좁고 길면서 수직 방향의 구조를 나타내는 현무암 노두는 제주에서 매우 찾아보기 어려운 것으로 제주도 화산활동을 연구하는 데 매우 귀중한 장소가 될 것으로 판단된다.

서거문오름

서거문오름은 체오름과 함께 오름 화구로부터 분출하여 흘러간 용암과 이들 용암이 만든 지형을 관찰할 수 있는 대표적인 오름이다.

오름의 중심 분화구(굽부리)는 분석(송이)을 주로 분출하는 화산활동의 초기에 다랑쉬의 경우와 같이 오름 중심부에 사방이 막힌 대접 형태의 분지를 이루며, 원추형의 오름을 형성한다. 그러나 대부분의 경우 송이분출에서 용암분출로 화산활동이 변하게 되는데, 이 때 중심분화구에서 분출된 용암은 이전에 형성된 송이로 이루어진 화산체의 한쪽 사면을 파괴하면서 지형적으로 낮은 곳을 따라 흘러 내려간다. 이렇게 화산체의 한쪽 사면이 파괴되어 분화구가 트이게 되면 말발굽 모양의 오름이 만들어지는 것이다. 그런데 제주도에 많은 말발굽형 오름이 분포

하지만 이들 오름에서 흘러나온 용암과 용암이 만든 지형을 관찰할 수 있는 장소는 몇 되지 않는다. 그것은 용암이 분출되지 않더라도 말발굽형 오름이 형성되는 경우도 있고, 용암분출이 있었다더라도 흘러나온 용암이 매우 소량이거나 또는 다른 곳에서 흘러온 용암과 화산쇄설물이 이전에 형성된 지층들을 피복하여 사라지게 될 수도 있기 때문이다. 따라서 말발굽형 오름 중에서 이렇게 오름에서 분출한 용암과 용암지형을 관찰할 수 있는 체오름이나 서거문리오름과 같은 경우는 주변의 다른 오름들보다는 매우 최근에 형성된 것이라 할 수 있다.

서거문리오름은 다소 복잡한 화산체의 형태, 화산체의 좌우로 넓게 분포하는 화산성암설사태층, 중심분화구에서 시작되어 북쪽으로 길게 연장된 좁지만 깊은 계곡, 그 계곡 주변에 형성된 수 개소의 함몰분지(함몰분화구)와 용암동굴의 입구 등 지질학적으로 매우 독특하면서도 그 화산활동을 해석하기 상당히 어려운 오름 중의 하나다.

오름의 측면에서 분출된 용암이 만든 화산성암설사태층은 오름의 동남부에 넓게 퍼져 나타나고, 오름 북서부에도 소규모 분포한다. 화산성암설사태층은 용암과 송이가 함께 흘러 분포하는 것으로 작은 언덕상의 지형(알오름, 새끼오름)들이 독특한 경관을 구성하고 있다.

중심분화구는 북동방향으로 트여 있고 중심분화구로부터 북쪽방향으로 주변보다 낮은 계곡이 약 3km 가량 연장되어 나타난다. 이 계곡은 용암이 흘러 내려가면서 만든 용암하도로 해석될 수도 있는 반면, 지하의 마그마가 상승하면서 지각에 균열을 만든 열곡(Rift valley)으로도 해석할 수 있다. 보다 세밀하고 정밀한 조사가 수행되어 이 계곡이 만약 열곡이라는 증거가 많이 제시된다면, 그 당시의 제주도 화산활동을 이해하는 데 매우 중요한 실마리가 될 것으로 판단된다.

계곡의 형성에 관한 신비뿐 아니라 함몰분화구의 형성, 중심분화구 내의 작은 언덕(알오름), 단순한 분석구와는 확연히 구분되는 복잡한 화산체 지형, 그 화산체의 좌우에 넓게 분포하는 화산성암설사태층 등 서거문리오름을 둘러싼 복잡하면서도 신비한 화산활동의 역사를 해석하기 위해서는 지구화학, 화산층서학 및 절대연령측정 등 장기간에 걸친 다양한 조사가 지속적으로 수행되어야 할 것이다.

노꼬메

노꼬메는 제주도 북서부 지역에 위치하며, 작은 노꼬메와 큰 노꼬메가 형제와 같이 붙어 있다.

작은 노꼬메와 큰 노꼬메는 모두 휘석장석현무암질 스크리아로 구성되어 있는 것으로 볼 때, 거의 같은 시기에 동일한 마그마로부터 시작된 화산활동으로 형성되었다고 추정된다. 그러나 인근에 위치한 물오름은 휘석현무암 스크리아로 구성되어 있고 그 산체가 심하게 침식된 것으로 볼 때, 노꼬메의 형성 이전에 별개의 화산활동으로 형성된 오름이라 판단된다. 또한 노꼬메 주변에는 층리가 형성된 세립질의 스크리아층이 얇지만 넓은 면적으로 분포하고 있는데, 이러한 층은 분석구 화산활동에서 바람에 의해 세립질 분석이 멀리까지 이동되어 지표면을 피복하여 형성되는 것으로, 강하분석층(air-fall scoria deposits, Fisher and Schmincke, 1984)라고 부른다. 강하분석층(air-fall scoria deposits)이 분포하는 인근에서 가장 침식이 작고 완벽한 화산체의 형태를 유지한 오름이 큰 노꼬메이기 때문에 큰 노꼬메는 그 주변에서 가장 후기(최근)에 형성된 오름이라 할 수 있다.

한편, 큰 노꼬메는 분석구 형성 이후 다량의 용암이 분출되어 북쪽으로 흘러내려 갔다. 이 노

꼬메에서 흘러내린 용암은 하가리 해안선 근처까지 연속되어 있으며, 아아 용암류의 특성을 가짐에 따라 암괴지대를 형성하게 되었고 지금의 애월 곳자왈이 이에 해당한다. 이 애월 곳자왈을 형성한 다량의 용암이 유출됨에 따라 노꼬메의 북쪽 사면이 파괴되어 분화구가 벌어진 형태로 변하게 되었다. 암괴상 아아 용암지대는 경작이 어려워 근래(굴삭기 등의 건설장비가 보편화되기 이전)에 이르기까지 농경지로의 전환이 쉽지 않아 버려진 땅이 많았고 이로 인해 주변과는 매우 다른 식생을 보여주고 있다. 최근 경마장이나 대규모 시설의 입지 등에 따라 일부 개발된 지역이 나타났으나, 노꼬메 산체의 중심에 서면 분출한 용암이 흘러내린 유로와 그 분포를 아직도 잘 관찰할 수 있다.

3 마르형 화산체

마르형 화산체들은 일반적으로 단성화산이며, 증기-마그마(phreatomagmatic) 또는 증기 분화(phreatic eruptions)로 만들어진다. 지하 심부에서 형성된 마그마가 지표면으로 상승함에 따른 압력 저하와 마그마 자체에서 녹아 나온 가스성분들의 농집에 의해 분화하는 화산분출을 마그마분화(magmatic eruptions)라 하며, 스트롬볼리안 분화는 여기에 속한다. 반면, 증기-마그마(phreatomagmatic) 또는 증기 분화(phreatic eruptions)란 상승하는 마그마가 주변의 물(지하수 또는 지표로부터 들어간 물)과 만나 상호 폭발적으로 작용하여 분화하는 화산활동이다. 이들은 분석구 다음으로 흔하며, 대부분 넓은 현무암질 화산지대에 형성되어 있다. 미국의 오레건주에서 증기-마그마 화구들은 한 때 호수였던 지역에 형성되어 있는 반면, 분석구들은 단지 이전의 호수 외곽지역에서만 형성되어 있다. 오스트레일리아 남동부에서의 증기-마그마 화구들은 대수층 발달이 양호한 퇴적층이 분포하는 지역에 집중되어 있다.

제주도에서는 제주시의 도두봉, 북제주군의 파군봉과 입산봉, 서귀포시의 하논지역, 남제주군의 수월봉과 차귀도 및 일출봉 그 외 두산봉, 우도의 소머리오름, 송악산 등이 주로 이러한 화산활동에 따른 분화구이거나 화산체의 일부에 해당하며, 해안선에 인접하여 형성되어 있다는 특성이 있다. 이들 중에서 하논지역은 전형적인 마-르(maar) 지형의 특징을 보여주기도 한다. 또한, 두산봉, 소머리오름, 송악산 등과 같은 단성화산(單成火山)의 복식화산체(複式火山體)들은 얇은 바다 아래의 환경에서 증기-마그마 분화 중에서 썬제이언분출에 의한 화산쇄설층을 일차로 형성한 후에 화산체가 육상 환경으로 변화하면서 바닷물이나 지하수 통로가 차단됨에 따라 마그마 분화인 스트롬볼리언 분출로 이어져 현무암질 화산체에서의 전형적인 분석구를 만들어낸 특이한 경우라고 볼 수 있다.

이들은 화구, 외륜의 형태와 구조 그리고 주변 지형과의 관계에 따라 마르, 응회환 및 응회구로 세분하지만 구분이 명확하지는 않다. 마르(maar)는 넓고, 낮은 외륜을 가진 화구들(응회환과 응회구를 포함)을 표현하는 일반적인 용어로 사용되어 왔다. 하지만 보다 엄밀한 의미로는 급경사 내지 수직의 화구내측사면을 이루고, 화구바닥의 표고가 주변 원지형보다 낮으며, 화구 주변의 화산쇄설층이 낮고 외향 경사하는 사면을 가진 증기-마그마 화구에만 사용된다.

새로 형성되거나 침식되지 않은 마르는 주변의 원 암반을 자르고 있다. 일반적으로 화구 내측으로 경사하는 지층은 없거나 아주 적으며, 화구는 거의 수직에 가까운 절벽을 나타낸다. 마르 분화구는 직경이 수백미터에서 약 3km까지 나타난다. 아주 최근에 형성된 마르는 화구의 깊이와 직경비가 1:5로 측정되었다. 하지만 이 비율은 시간이 지남에 따라 화구가 표생퇴적물로 채워지고 침식작용에 의해 증가하게 된다. 이들은 상승하는 마그마가 지하수 또는 지표면에서 들어간 물과의 폭발적인 상호작용이 일어날 때 형성되며, 화산활동에 따라 형성되는 화산쇄설층은 마그마 물질이 매우 적게 포함되거나 증기(phreatic) 분화인 경우 아예 없는 층을 형성한다.

응회환(tuff rings)은 비교적 급한 외륜을 가진다. 외륜은 거의 비슷한 크기의 외측과 내측으로 경사하는 사면으로 되어 있다. 응회환에서는 마르에 비해 훨씬 많은 마그마 기원 물질을 포함하고 있다. 이들은 상승하는 마그마가 지표면 또는 지표면 근처에서의 풍부한 물과 상호 폭발적으로 작용할 때 형성된다.

응회구(tuff cones)는 응회환에 비해 보다 작은 규모의 분화구와 보다 큰 높이/화구경비를 가진다. 이들은 화도 상부에 지표수(호수 또는 천해)가 있는 지역에 형성된다. 외륜부 정상에서는 약 20~25. 정도의 지층경사를 보인다.

다음은 대표적인 마르형 화산체들이다.

하논

하논은 서귀포시 시가지 서측의 천지연폭포와 삼매봉에 인접하여 위치한다. 하논지역은 타원형의 낮은 언덕으로 구성된 산체로 둘러싸인 분지지형을 이루고 있으며, 언덕의 분수령을 기준으로 직경이 약 1,050m에 이른다. 분지 내에서 북쪽은 해발 53~54m의 대체로 평평한 지표층을 형성하여 논농사가 이루어지는 지역인 반면, 남쪽은 4~5개의 작은 구릉지형이 형성되어 있다.

분지 주변의 산체는 주로 증기-마그마 또는 증기 분화에 의해 특징적으로 형성되는 층리발달이 양호한 화산쇄설층으로 구성되어 있다. 하논이란 '넓고 큰 논'이란 뜻으로 토양·지질학적 특성상 제주지역은 논농사가 어려운 환경이었음에도 불구하고 분지 내부는 아주 오래 전부터 논농사가 가능했던 특이한 지역이다. 하논 분지에서 북쪽의 지표는 현생의 니질 토양이 피복하고 있고 연중 물이 마르지 않는 습지를 형성하고 있다. 남쪽에 형성되어 있는 작은 구릉들은 스킨리아로 구성된 분석구다. 보름이는 분지 내에 있는 분석구 중에서 산체가 가장 크고 높으며(해발 85.4m) 분지의 거의 중심에 위치한 분석구다. 제주대학교(1998년) 등 하논 분지의 퇴적층에 대한 시추조사와 화분(꽃가루) 화석에 대한 많은 연구로 하논 지역의 형성에 대한 실마리가 풀리고 있다.

분지와 주변 산체의 규모 및 화산쇄설층의 특징으로 볼 때, 하논 분지는 약 5만 년 전 지표로 상승하던 마그마가 주변의 물과 만나 상호 폭발적으로 작용하여 분화하는 증기-마그마 또는 증기 분화에 의한 마르 분화구를 형성하였을 것이라 판단된다. 이 때 작용한 물은 하논의 위치상 바닷물이나 해수지하수였을 것이라 추정된다. 분화가 진행되고 화산체가 커짐에 따라 점차 완전한 육상 환경으로 변화했을 것이고, 물(바닷물)과 마그마가 만날 수 있는 통로가 차단됨에 따라 마그마 분화인 스트롬볼리언 분출로 이어졌으며, 마르 분화구의 남쪽 대부분을 분석구(보름이 등)가 채우게 된 복식화산체를 형성한 후 화산활동은 멈추게 되었다. 초기에 형성된 마르는 현재보다 훨씬 깊은 분화구를 형성하였을 것이고 스킨리아로 채워지지 않은 남쪽 부분은 상당한 기간 동안 물이 고여 호수를 형성하였을 것으로 추정된다.

마르의 형성 이후 주위 화산체를 구성하는 화산쇄설층과 분화구 내의 분석구는 풍화·침식을 받게 되어 니질 토양을 형성하였을 것이다. 이 니질 토양이 우수와 바람에 의해 분화구 내의 낮은 부분으로 운반·퇴적됨에 따라 점차 쌓이는 퇴적층은 두꺼워진 반면 분화구 호수는 바닥을 드러내게 되어 약 1만 년 전부터는 현재의 하논과 비슷한 환경으로 변한 것으로 추정하고 있다.

송악산

송악산은 가파도와 마라도에 가장 가까운 남제주군 대정읍 바닷가에 위치하고 있다. 송악산은 그 형태와 지질이 다른 오름들에 비해 상당히 복잡한 오름 중의 하나이다. 다음은 황상구와 안용산(2004)에 의해 제시된 송악산에 대한 지질과 형성을 요약한 것이다.

송악산은 제주도 서부에 넓게 분포하는 평탄한 현무암 대지 위에 형성되어 있다. 주요 지질로는 외곽부 응회환, 중앙부 분석구, 모우트 용암연, 소분석구 복합체, 지표쇄설층 등으로 구성되어 있다.

송악산에서 응회환 분화구는 1차 분화구에 해당되며 그 중앙부에 분석구가 놓이고 응회환과 분석구 사이의 모우트는 용암연을 이루는 용암에 의해 덮여 있다. 이 3개 지질 간의 전체 형태는 마치 종절모와 같은 모양을 나타낸다. 응회환의 분화구는 비교적 커서, 분화구 외륜에서의 최고 두께가 해발고도 80m와 해수준면 이하의 약 5m로서 약 85m이고, 외륜에서 반대편 외륜까지의 넓이가 800m에 달한다. 송악산 응회환은 외륜 높이가 85m, 분포직경이 4km으로서 그 비가 1:47이므로 보다 폭발성이 큰 응회환에 속한다.

중앙부 분석구는 응회환 내에 동지 모양으로 자리잡고 있는 작은 원추형 화산체다. 이 분석구는 그 저경이 대개 470m 내외이며 모우트 내의 용암 아래 응회환 기저까지 추적하면 그 직경이 이보다 약간 더 넓어질 것이다. 최고 높이는 해발 104m이며, 최대 사면경사는 약 37°로 급한 경사를 이룬다. 분석구의 중앙에는 사발 모양의 깊숙한 분화구가 형성되어 있으며 이의 직경은 입구에서 160m이고 깊이가 68m(분화구 바닥은 해발 35.4m)이다.

응회환과 분석구 사이 모우트에는 용암연(lava pond)이 환상으로 형성되어 있다. 용암연의 외측부에서 응회환을 덮고 내측부에서 주 분석구를 피복하며, 이의 남부와 남서부가 소분석구 복합체에 의해 덮이고 남동부에서 지표쇄설층에 의해 덮인다. 용암연의 지표면은 북서부와 남동부가 해발 35m 정도이고 북동부와 서부가 해발 50m 정도로서 각기 대체로 평탄한 지면을 이루며, 북서부는 낮은 저지를 이룬다. 이는 분석구의 북측, 남측, 동측, 서측이 불규칙하게 튀어나와 장애물이 되었거나 용암의 공급이 집중되었기 때문이다. 이 용암은 분석구 북서측 사면의 해발 40~50m 사이 한 군데와 서측 해발 55~70m 사이의 두 군데에 패취 모양으로 고립되어 얇게 피복되어 있다. 용암의 표면은 북부, 북동부와 동부에서 소위 '석탑'이라고 부르는 용암기종(lava blister)이 17개 형성되어 있다. 이들은 봉분모양 혹은 탑모양으로 볼록하게 튀어나와 있어 불규칙한 기복을 갖는 지형을 이룬다. 이들은 그 직경과 높이가 수m 정도이고, 표면에는 거북등과 같이 금이 불규칙하게 나 있으며, 그 내부가 공동으로 비어 있고, 작은 종유석과 같은 여러 구조가 무수히 형성되어 있다.

주 분석구 남측부 모우트에는 '알오름'이라고 부르는 아주 작은 언덕 모양의 26개 소분석구를 거느린 복합체를 이루고 있다. 이 복합체는 용암연 위에 놓여 있고 슬라이딩 응회암층에 의해 덮인다. 소분석구들은 수m 높이의 불규칙한 봉분 모양을 나타내며 이들의 분포는 주 분석구의 남측부를 고리 모양으로 둘러싸면서 배열되어 있다.

지표쇄설층은 슬라이딩 응회암과 재이동응회암이 있다. 슬라이딩응회암은 소분석구 복합체의 남쪽에 국부적으로 분포되고, 이의 서부에서 소분석구 복합체의 낮은 곳을 덮고 있으며, 남측 해안절벽에서 용암연 위에는 최고 4m 두께로 거의 수평으로 존재한다. 재이동응회암은 서부와 북동부의 응회환 말단부 해안 근처에 분포되고 해안을 따라 연장되며 응회환을 덮고 있다. 이들은 만조시에도 현재의 해수면보다 1~2m 위에 존재하며 하모리층으로 명명된 바 있다(박기화 외, 2000).

송악산 화산은 다음과 같은 여러 화산사건을 따라 형성되었다.

송악산 응회환은 분출이 시작될 때 해수면이 현재와 같다면 해수면 이하 약 5m의 현무암대지 위에 쌓이기 시작하였다. 이 때는 분화구에 해수가 화구로 유입됨으로써 서폐이언 분출이 계속되었으며 습윤 써지 위주의 운반작용이 일어났다. 응회환이 점점 높게 쌓이면서 해수가 분화구로부터 격리되었으나 지하에 형성된 절리대 또는 투수층을 통하여 직접 유입될 때보다는 적은 양의 물이 유입되고 서폐이언 분출은 주로 건조써지를 발생시킴으로써 분화구로부터 더 멀리 이동되었다. 송악산 응회환은 상승 마그마가 외부의 물과 상호작용하여 폭발되는 수증기 마그마성 분출에 의한 산물이며, 이 때 외부물과 상호작용하는 마그마의 성분이 현무암질이기

때문에 서폐이언 폭발에 해당된다.

마그마 상승이 계속되는 동안 어떤 연유로 지하수 통로가 차단됨으로써 물/마그마 비가 0.1 이하로 떨어져 스팀폭발작용이 끝나게 되고 마그마성 폭발작용으로 전환되었다. 즉, 외부 물의 차단에 의한 환경변화로 응회환을 형성하였던 서폐이언 분출이 종식되고 스트롬볼리언 분출로 전환되어 응회환 분화구 내에 분석구를 형성하게 되었다. 스트롬볼리언 분출은 초기에 다량의 스킨리아를 표출시켰으며 소량의 화산회와 암괴가 수반되었다. 스트롬볼리언 분출 후기로 가면서 점차 마그마 내의 가스가 고갈되어 밀도가 큰 암괴들이 많이 생성되었다. 분석구 표면에는 적갈색 스페터가 많이 산출되는데, 이는 스트롬볼리언 분출 말기에 스페터 위주로 포출되는 분출상의 변화를 가리킨다. 여기서 스트롬볼리언 분출이 계속 유지되려면 가스가 풍부한 마그마의 공급속도와 마그마의 제거속도 간의 균형이 화도 내에 잔존하는 마그마의 가스고갈속도를 능가해야만 한다.

결국 가스 고갈속도가 마그마 제거속도를 능가하여 폭발력은 소진되고 스트롬볼리언 분출은 종식되었다. 스트롬볼리언 분출의 종식에도 불구하고 간혹 압력이 커지면서 약한 틈을 뚫고 들어가며 공중으로 치솟아 용암분천을 이루며 분출하였다. 이렇게 분출된 용암은 분석구와 응회환 사이의 낮은 모우트에 채워져 용암연을 형성하였다. 이 용암연은 용암이 계속 흘러 들어감으로써 원래 해수면 이하이던 모우트 고도보다 더 높게 약 35m 이상의 고도까지 상승하게 되었다.

4 용암정구

용암정구란 둥근 형태의 급경사면을 형성하는 점성이 높은(조면암질 내지 유문암질) 용암으로 구성된 언덕(산)을 말한다. 이러한 용암은 점성이 매우 높아서 멀리 흘러가지 못하고 화구를 채우거나 화도 직상부에서 굳어 형성된다. 용암정구는 하나 또는 몇 개의 용암으로 구성될 수도 있다. 제주도에서는 주상절리를 잘 나타내고 조면질암으로 구성된 산방산이 대표적인 예다.

산방산 이외에도 돈두미, 가가오름, 가파도, 범섬, 문섬, 섯섬, 월라악, 예촌망, 제지기오름, 각수바위 그리고 한라산 동측사면의 흠붉은오름 아래에 위치한 돌오름과 어승생악 동측의 골머리오름 등이 조면암질 용암정구 오름으로 분류될 수 있다. 돌오름과 골머리오름을 제외한 나머지는 제주도의 남측 해안선에 연하여 분포하는 특징이 있어 일본인 지질학자 하라구찌(1934)는 화산활동의 구조선과 연관이 있는 것으로 해석하기도 하였다.

이 중에서 대정읍 해안에 위치한 돈두미는 깊은 풍화대가 발달되어 있으며, 돈두미 주위의 지표지질을 구성하는 현무암 하부에도 돈두미를 구성하는 조면질암이 연속되어 분포하고 있음이 시추조사를 통해 밝혀졌다. 따라서 과거 보다 크고 높은 조면암질 산체를 형성하였던 돈두미 주위로 현무암 용암이 흘러와 채워짐에 따라 현재의 돈두미는 가장 상부 일부만 지표에 노출된 것으로 해석된다. 조면암질로 구성된 오름에 대해 화도를 채우거나 화도의 직상부에 굳은 용암정구로 대부분 해석하고 있으나, 그 중에는 과거 큰 조면암질 용암이나 관입암체의 침식 잔류산체인 경우도 있을 수 있다.

흠붉은오름은 한라산 동부 해발 1,250~1,330m에 위치하며, 성판악 등반로를 따라 한라산을 오르다 사라오름을 지나면 등반로 북쪽에 약간 떨어져 있다. 지형도에 표시된 하천지류의 연장을 살펴보면, 흠붉은오름의 서쪽사면 끝에서 출발하여 북쪽으로는 화북천이 시작되어 흐르고 동쪽으로는 천미천이 시작되고 있다. 이러한 하천지류의 형성은 흠붉은오름이 제주도 북동부지역과 남동부지역을 갈라주는 분수령임을 의미하는 것이다. 돌오름은 흠붉은오름의 동쪽에 인접하여 작지만 우뚝 솟아 있다. 돌오름은 오름 전체가 울창한 식생으로 덮여 있어 멀리서 오름을 볼 때는 쉽게 그 이름의 유래를 알 수가 없다. 그러나 오름을 오르다 보면 비록 풍화가 심하여 암석의 강도는 약하지만 오름 전체가 담회색의 조면암으로 구성되어 있으며, 마치 매우 작은 규모의 산방산과 같은 돌로 구성된 오름인 것을 알 수 있다.

돌오름은 지형도 등의 평면상으로는 동~서 방향으로 약간 신장된(장경 260m, 단경 210m) 거의 원형에 가까우며, 입체적으로는 주변 지형과 완전히 독립된 정상부가 약간 평평한 돛형 모양의 오름이다. 오름이 시작되는 가장 낮은 지점부터(산체의 동측, 해발 1,220m) 정상(해발 1,278.5m)까지의 높이는 약 60m로 매우 작은 산체를 이루고 있다. 오름 정상부에는 서쪽으로 치우쳐 약간 오목하고 평평한 분지가 형성되어 있으나, 분화구인지 침식에 의해 만들어진 것인지 구분하기 모호하다. 오름 지형을 벗어난 사방에는 흠붉은오름에서 흘러나온 반상장석 현무암이 분포하고 있으며, 두 지질의 경계부에서는 돌오름을 덮으면서 분포한다. 따라서 흠붉은오름보다 돌오름이 먼저 형성된 것임을 알 수 있으며, 원래의 돌오름 산체의 상당 부분은 반상장석현무암에 피복되어 보이지 않고 지하로 연속되어 분포할 것으로 판단된다.

돌오름을 구성하는 조면암에는 다량의 장석류 광물과 매우 소량의 각섬석 광물이 포함되어 있다. 이러한 조성을 나타내는 조면암은 백록담의 서측벽과 인근, 영실의 오백나한 등 주로 한라산 정상부 일원에 분포하며, 대부분 돛상의 관입암체로 해석하고 있다. 따라서 돌오름 또한 원 지반을 뚫고 돛상으로 관입하여 그 산체가 형성된 이후 정상 일부분을 남기고 그 아래는

흙붉은오름에서 흘러온 용암에 의해 피복된 것으로 해석된다.

5 침식잔류산체

제주의 오름 중에는 지구조적인 운동에 의해 융기된 후 오랜 세월 동안의 풍화와 침식에 의해 형성된 침식잔류산체가 있다. 이러한 기원의 오름은 화산활동에 의해 형성된 원지형이 아니고 오랜 침식에 의한 지형을 나타내어 대체로 매우 복잡한 골짜기와 능선을 형성하고 있다. 남제주군 안덕면의 군산이 대표적인 침식잔류산체로 분류될 수 있으며, 용암정구로 분류한 골머리 오름 또한 매우 심한 침식작용을 받은 지형을 보여준다.

군산은 독립된 산체를 구성하는 오름 중에서는 매우 큰 산체를 구성하는 오름이다. 정상부 뿔과 같이 솟아 오른 부분은 스파터로 구성되어 있으며, 그 아래에는 희미한 층리를 보여주면서 고결도가 매우 높은 유리질쇄설암이 분포하고, 유리질쇄설암 하부에는 사암과 이암으로 구성된 퇴적층과 퇴적층의 층리를 따라 또는 층리를 자르며 관입한 다수의 조면암질 관입체가 혼재되어 매우 복잡한 지질을 구성하고 있다. 스파터와 유리질쇄설암은 정상부 일부에만 한정되어 분포한다. 즉, 군산은 정상부 일부만 화산분출로 형성되었고 산체의 대부분은 수저환경에서 형성된 퇴적층이 지구조적인 운동에 의해 융기된 후 심한 침식을 받아 현재의 산체모양을 형성하게 된 것이다.

제5장 용 암(빌레와 꽃자왈)

1 빌레용암

제주도는 알카리현무암에서부터 조면암에 이르는 비교적 다양한 화산암류가 산출되는 지역으로서 제주도의 현무암질 용암류는 그 형질에 있어서 크게 빌레용암(파호에호에 또는 파호이호에 용암, Pahoehoe lava)과 꽃자왈용암(암괴상 아아 용암, aa lava)으로 구분할 수 있다(송시태, 2000). 빌레용암과 꽃자왈용암의 특징을 살펴보면 아래와 같다.

‘파호에호에’라는 말은 하와이 원주민의 방언이었으나 듀톤(Dutton)이 1884년 처음으로 사용한 이후 지질학 및 화산학의 일반적인 학술용어로 쓰이고 있는 실정이다. 파호에호에 용암류는 점성이 작아 유동성이 크며, 용암류의 표면이 편평하고 매끄러우며, 새끼줄구조(ropy structure) 등이 발달하는 것이 특징이다(Macdonald, 1953, Scarth, 1994). 파호에호에 용암은 제주도의 동부지역과 서부지역에 매우 넓게 발달되어 있으며, 만장굴이나 빌레못동굴과 같은 용암동굴을 만들어낼 뿐만 아니라 대부분 평탄한 지형을 나타내고, 높이 1~2m, 길이 5~10m의 구릉들이 많이 나타나는 물결모양의 지표면이 특징이다. 특히 표토층이 대부분 얇기 때문에 암반의 상부가 노출된 지역이 많으며, 이러한 암반이 노출된 구릉들을 제주어로 ‘빌레(Bille)’라 부르고 있는 바, 송시태(2003)는 제주도의 파호에호에 현무암질 용암을 꽃자왈용암과 구분 짓기 위하여 빌레용암(Bille lava)이라는 용어를 사용하였다. 하지만 근래 들어 ‘암반 제거작업’이 많이 시행됨에 따라 요철지형을 평탄하게 하여 경작지로 이용하기 때문에 용암류 본래의 지형이 많이 사라지고 있는 형편이다.

제주도에 분포하는 파호에호에 용암류는 표선리현무암(서해길 외 2인, 1964), 침상장석감람석 현무암(농업진흥공사, 1971), 시흥리조면현무암(윤선 외 2인, 1995)으로 명명되어 온 현무암이다. 암석시료의 연마편을 관찰해 보면, 본 암은 직경 1~3mm의 감람석 반정 이외에는 다른 반정이 거의 없으며, 길이 1mm 미만의 침상의 사장석이 특징적으로 나타난다. 암체의 모든 부분을 통해 거의 균질한 조성을 나타내고 대부분 기공이 많이 나타나는 것이 특징이다. 이러한 균질하고 이물질(큰 반정 광물들)이 없는 특징으로 인해 제주도에서 이용되는 석재는 대부분 본 암을 사용하고 있으며, 채석장 또한 본 암이 분포하는 지역에 집중되어 있다.

빌레용암의 흐름특성을 나타내는 구조

새끼줄구조(Ropy structure)

새끼줄구조는 점성이 작아 유동성이 큰 파호에호에 용암의 흐름에서 가장 흔하게 일반적으로 나타나는 표면의 특징이다. 용암류의 표면이 얇게 굳으면서 흐를 때 굳은 표면 바로 밑에는 용암이 계속해서 앞으로 흐르기 때문에 굳은 표면이 밀려 주름이 만들어지는데, 이것이 바로 새끼줄구조다. 새끼줄구조가 만들어지는 모습은 마치 음악가가 아코디언을 연주할 때 아코디언의 주름이 휘어지는 것과 유사하다.

튜몰러스(Tumulus)

편평하고 완만한 경사면에서 분출된 매끄럽고 점성이 낮은 현무암질 용암인 파호에호에 용암의 표면은 종종 튜몰리라고 불리는 타원형 또는 돔형의 구조를 만든다. 튜몰러스는 용암류의 표면이 굳기 시작한 이후에도 굳은 표면 하부로 천천히 움직이는 용암의 압력이 그 표면을 위로 떠 받쳐 올리거나 부풀어 오르게 밀어 완만한 구릉형태로 만든 것이다. 이미 굳은 용암류의 표면은 깨지기 쉽기 때문에 부풀어 오른 중심부는 종종 갈라지게 된다. 그런 균열은 일반적으로 튜몰러스의 길이 방향으로 이어지게 되고 양 옆으로는 보다 적고 불규칙적인 균열을 수반하게 된다. 용암은 주로 이런 균열을 통해 밖으로 스며 나오게 되며, 때때로 속의 용암이 완전히 배출되어 속이 빈 겉 표면만을 남겨 놓기도 한다.

라바 토(Lava toe)

파호에호에 용암류가 완만한 경사나 혹은 평평한 지역을 느린 속도로 흘러가는 선단부 혹은 주변부에 마치 발가락 모양으로 용암이 조그맣게 돌출한 것을 말한다. 이 용암류 선단부의 발가락 모양 돌출부들은 성장하면서 흐르다가 합쳐지고 다시 부풀어 올라 돌출부를 만드는 과정을 반복하면서 서서히 용암류가 유동한다.

용암수형(Lava tree mold)과 용암수(Lava tree)

화구에서 흘러 내려온 용암이 지표면에 자라고 있던 나무를 감싸서 흐르게 되면 수목이 용암 속에 갇히게 되고 고온의 용암에 의해 나무는 연소되어 나무의 흔적만 남아 파이프 형태의 구멍이 형성된 것을 용암수형이라 한다. 간혹 용암의 온도가 충분하지 않아 나무를 완전히 태우지 못해 나무가 타다 남은 탄화목이 발견되기도 한다. 이러한 용암수형은 주로 점성이 낮은 파호에호에 용암에서 만들어지지만 간혹 점성이 높은 아아 용암에서 만들어지기도 한다. 한편, 용암이 나무를 감싸고 흐른 후 용암류의 수위가 낮아지게 되면 용암이 나무의 겉 부분을 코팅한 채 굳어 마치 암석이 굴뚝과 같은 형태로 남아 있는 동심원상의 단면구조를 가진 것을 용암수라 한다.

용암동굴(Lava cave)

용암의 내부에는 원통형의 공동(空洞)이 형성되어 있는 경우가 있는데, 이를 용암관(熔岩管, lava tube)이라고 한다. 용암관(熔岩管)은 소규모의 것은 직경 수 10cm, 길이 수 m에 이르는 크기이나 직경 수 m, 길이 수 100m~수km에 이르는 것들도 있는데, 이러한 대규모의 용암관(熔岩管)을 '용암동굴(熔岩洞窟, lava cave 또는 lava tunnel)'이라 한다.

소규모 용암관의 생성과 용암동굴과 같은 대규모의 경우에 있어서는 서로 성인이 다르다. 직경 수 십cm, 길이 수 m의 소규모 용암관은 용암의 외측 부분은 냉각되어 굳어 있으나, 내부는 아직 식지 않아 고온(高溫)의 유동성을 갖는 유체(流體)로 되어 있을 때, 이 내부의 용암이 유출되어 빠져 나감으로써 형성된다(Greeley, 1971). 한편 용암동굴과 같은 대규모의 용암관은 용암이 용암유로(熔岩流路, lava channel)를 따라 흘러갈 때 상부 표면이 냉각되어 용암류(熔岩流)의 지붕을 형성함으로써 형성된다. 이러한 현상은 겨울에 하천이 어는 현상과 마찬가지로 용암유로(熔岩流路)에서 용암류의 상부 표면이 양안(兩岸)에서부터 굳기 시작하여 서로 접함으로써 용암유로의 지붕이 완성된다.

용암하도(Lava Channel)

용암류가 흘러갈 때 용암류의 양쪽 가장자리는 서서히 먼저 굳어서 강의 독처럼 용암독을 만들어내지만 용암독의 내부에 있는 용암은 하부로 흘러가서 내부가 텅 비어버리게 된다. 차후에 밀려오는 용암류가 계속해서 용암독 내부로 흘러갈 수 있도록 만들어진 구조를 용암채널이라 한다. 만약 용암이 연속적으로 흘러 용암채널의 양쪽 독을 지속적으로 성장시키면서 굳은 다음 마지막으로 흐른 용암이 천장을 덮을 정도로 막대한 양이 흘러 지붕을 만든다면 용암동굴(Lava cave)로 발전하기도 한다. 제주도에서는 서거문리오름, 체오름 및 큰 노꼬메에서 유출된 용암이 형성한 작은 계곡상의 용암하도가 형성되어 있다.

빌레용암의 단면에서 관찰할 수 있는 구조

손양은(2002)은 제주도 여러 지역의 도로 또는 채석장에 노출된 절개지와 지하수조사·개발을 위한 68개 공의 시추 주상도(농업기반공사, 1999, 2000)로부터 현장에서 구분되는 671개 파호에호에 용암류의 흐름 단위(flow unit, 또는 단위층)에 대한 층 두께와 내부구조를 조사하였다. 이 때 각각의 흐름 단위를 구분하는 기준으로는 (1) 점토 및 실트 등의 화산암 사이에 협재된 퇴적층 (2) 하부의 다른 단위층과 접하는 부분의 말단부 약 20mm 두께로 나타나는 유리질 급냉대 (3) 흐름 단위 하단부에 나타나는 관상기공 (4) 함유된 반정광물의 함량과 종류의 변화 (5) 색 변화 및 (6) 흐름 단위 내부에서 나타나는 기공의 양과 크기의 변화 등이 사용되었으며, 이들 기준을 종합하여 흐름 단위를 구분한 바 있다.

흐름 단위의 두께는 산술 평균 3.52m로 추산되었으며, 두께 4m 미만이 454개(67.7%)로 대부분이었고, 특히 2m 이상에서 4m 미만으로 나타나는 것이 259개(38.6%) 단위층으로 가장 산출 빈도가 높은 것으로 조사되었다.

개개의 단위층은 다공질의 정도를 나타내는 기공의 크기와 집중도에 따라 하부로부터 수직적으로 기저(Flow Base), 중심(Flow Core) 및 상단(Flow Top)의 세 부분으로 구분하였고, 이들 각각의 특성을 기록하였다. 다음은 하나의 단위층에서 각 부분의 특성을 요약한 것이다.

흐름 단위의 기저(Flow Base)는 하나의 흐름 단위에서 가장 하부를 구성하는 부분으로, 기공이 집중된 하부 다공질 구간(Lower vesicular zone)으로 표시할 수 있다. 기공의 양과 크기는 상부로 갈수록 점차 줄어들어 흐름 단위의 중심(Flow Core)으로 점차 변한다. 흐름 단위에 따라 기저 부분을 관찰할 수 없는 것부터 최대 1.8m의 두께로 나타나기도 하며, 평균 두께는 약 0.21m이다. 기저는 평균 직경 4mm(2mm~8mm) 정도의 기공이 집중되어 나타나고, 기공이 차지하는 부피비율은 약 10% 미만이다. 기공의 모양은 대체로 둥근 형태를 나타낸다. 다만, 큰 기공과 함께 직경 1mm 미만의 작은 기공이 함께 나타나고, 직경 약 1cm에 길이 약 5cm의 대체로 거의 수직으로 뻗어나간 관상기공(pipe vesicles)이 관찰되는 것이 매우 큰 특성이다. 또한 하부의 다른 단위층과 접하는 접촉대에는 암흑색 유리질 광택을 나타내는 급냉대가 약 20mm 두께로 대부분 형성되어 있다.

흐름 단위의 중심(Flow Core)은 하나의 흐름 단위에서 다공질의 상·하부와 구분되는 중간 부분으로, 매우 작은(직경 1mm 미만) 기공이 집중된 구간(micro-vesicular zone)으로 표시할 수 있다. 중심으로부터 상단(Flow Top) 또는 기저(Flow Base)로의 경계는 뚜렷하지 않고, 기공의 양과 크기가 점차 변하여 나타난다. 또한 큰 기공이 독립적으로 소수 산재되어 나타나거나 직경 약 4mm 미만의 기공이 선상으로 집중 배열되어 나타나기도 한다.

흐름 단위의 상단(Flow Top)은 하나의 흐름 단위에서 가장 상부를 구성하는 부분으로, 기공이 집중된 상부 다공질 구간(Upper vesicular zone)으로 표시할 수 있다. 기공의 양과 크

기는 하부로 갈수록 점차 줄어들어 흐름단위의 중심(Flow Core)으로 점변한다. 평균 직경 6 mm(2mm~20mm) 정도의 기공이 집중되어 나타나고, 상부로 갈수록 기공의 크기와 집중도가 높아져 기공이 서로 연결되어 나타나기도 한다. 상단에 나타나는 기공의 모양은 대체로 측방으로 약간 신장된 타원형을 하고 있으며, 기공이 차지하는 부피 비율은 대체로 약 10% 이상이지만 최상부에서는 30% 이상의 부피 비율을 나타내어 시추작업시의 기계적 충격에 의해 파쇄된 다공질 암괴로 산출되기도 한다. 큰 기공과 함께 직경 1mm 미만의 작은 기공이 함께 나타난다.

흐름 단위의 두께 변화와 각 부분의 두께 변화의 상관관계를 비교해본 결과, 전체 흐름 단위의 두께 변화에 대해 기저 부분의 두께 변화는 전혀 상관성이 없으며, 상단의 두께 또한 약간의 비례관계를 보이기도 하지만 거의 상관성이 없이 일정한 것으로 나타났다. 반면, 흐름 단위의 전체 두께 변화에 대해 중심 부분의 두께 변화는 회귀분석결과 관계식이 $y=1.1074x+1.8633$ (y =단위층의 두께, x =중심의 두께)이며, 결정계수가 $R^2=0.9224$ 로 나타났다. 이러한 사실은, 상기의 관계식으로부터, 층후 약 2m 미만의 흐름 단위에서는 중심이 거의 없고 단위층의 대부분이 다공질로 나타나지만 흐름 단위의 두께가 점차 두꺼워질수록 다공질인 상단과 기저는 변하지 않고 중심 부분만 비례적으로 두꺼워지는 것을 의미하는 것이다.

2 꽃자왈용암

아아(aa)라는 용어 역시 하와이 원주민의 방언에서 유래된 말이다. 이 용암은 파호에호에 용암과는 달리 점성이 커서 표면이 거칠고 상부와 하부에 1~2m 두께의 클린커층을 형성하며, 용암류의 중앙부는 비교적 치밀한 용암 상태를 이루는 특징을 갖고 있다(Macdonald, 1953; Macdonald et al., 1983). 또한 중앙부의 치밀한 용암에서 돌출(突出)한 용암판(lava slab)이 상부에 존재하기도 하며 하부에 흐름의 전면부에서 상부의 클린커들이 떨어져 밑면으로 깔림으로써 비교적 두꺼운 클린커층을 형성한다. 아아 용암류의 단위 두께는 통상적으로 1~10m를 나타내며 50km 이하의 유동거리를 나타내나 예외적으로 케스케이드(cascades)에서는 80km까지 이동한 사례도 보고된 바 있다(Waters, 1961).

윌리엄스와 맥버니(Williams and McBirney, 1979)는 아아 용암류 중에서도 주로 암괴로 이루어진 것을 암괴상 아아 용암류(aa rubble flow)라 정의하였는데, “암괴상 아아 용암류란 용암류 내부의 용암판과 용암판 사이의 부분이 유동 중에 각력질 암괴 크기로 파쇄되어 표면이 암설류의 양상을 이루는 것”을 말한다. 제주도에서 ‘꽃자왈’이라 부르는 지대는 암괴상 아아 용암류의 특징을 잘 보여주고 있어 송시태(2000)는 꽃자왈을 구성하는 암괴상 아아 용암류란 용어 대신 ‘꽃자왈용암(Gotjawal Lava)’이라는 용어를 사용하였고, 꽃자왈용암이 분포하는 지역을 꽃자왈지대라 하였다. 송시태(2000)의 꽃자왈용암과 꽃자왈지대는 제주도에 분포하는 아아 용암류 분포지 중에서 지질 시대상 최근에 형성되어 암괴상 아아 용암류의 특징이 비교적 잘 보존된 용암과 지대를 의미하는 것으로 해석된다. 다음은 송시태의 꽃자왈용암에 대한 내용을 요약한 것이다.

꽃자왈용암의 분포와 특성

제주도에는 꽃자왈용암이 지형 경사가 급한 남사면과 북사면을 제외한 지역을 중심으로 분포하고 있다. 용암류의 단위 두께는 평균 5~10m이고 상부와 하부에 클린커층이 발달하고 있으며, 기공은 크기가 크고 길쭉하게 신장된 형태를 이룬다.

제주도의 꽃자왈지대는 크게 4군데 지역(제주도 서부지역의 한경~안덕 꽃자왈지대와 애월 꽃자왈지대, 동부지역의 조천~함덕 꽃자왈지대와 구좌~성산 꽃자왈지대)으로 나뉘어진다.

한경~안덕 꽃자왈지대에는 월림~신평 꽃자왈용암류, 상창~화순 꽃자왈용암류, 애월 꽃자왈지대의 납읍~원동 꽃자왈용암류, 조천~함덕 꽃자왈지대의 조천~대흘 꽃자왈용암류, 함덕~와산 꽃자왈용암류, 선흘 꽃자왈용암류, 구좌~성산 꽃자왈지대에는 종달~한동 꽃자왈용암류, 세화 꽃자왈용암류, 상도~하도 꽃자왈용암류, 수산 꽃자왈용암류가 있다.

월림~신평 꽃자왈용암류

꽃자왈용암은 한라산체의 동·서부 지역으로 비교적 넓게 분포하고 있다. 제주도 서부의 도너리오름에서 분출한 꽃자왈용암이 한경과 안덕 지역으로 흘러 분포하고 있는 한경~안덕 꽃자왈지대의 월림~신평꽃자왈용암이다.

도너리오름의 지하 지질을 살펴보면 맨 밑에 침상장석감람석현무암이 분포하고 있고, 이 현무암을 탐라층이 피복하고 있다. 월림~신평 꽃자왈용암은 지하에서 용융된 마그마가 상승하여 해발 329.6m의 도너리오름 정상에 말굽형 분화구를 형성한 다음 연이어 점성이 큰 꽃자왈 용암이 흘러나오면서 한림읍 금악리와 대정읍 영락리 해발 20m 지역까지 두 갈래로 나뉘어 분

포하고 있다. 도너리오름에서 영락리 방향으로 분기된 곳자왈용암류의 최대 연장거리는 약 12.5km, 월령리 방향으로 분기된 곳자왈용암도 연장거리가 11.5km에 이른다.

또한 도너리오름에서 부터 해발 180m 사이 지역은 곳자왈 지대의 폭이 6.2km로 비교적 넓게 분포하고 있으나 거리가 멀어질수록 점차 폭이 좁아져 대정읍 영락리 방면의 인향동에서는 0.5km에 불과하다.

도너리오름 곳자왈용암의 하위에 놓여 있는 탐라층은 황갈색을 띠는 괴상(塊狀)의 이암(泥岩)을 기질(基質)로 원마도가 좋은 1~2cm의 역들이 산재된 역질 이암으로 구성돼 있다. 이 탐라층은 침상장석감람석현무암이 형성된 이후 도너리오름 곳자왈용암이 피복할 때까지 침식기간에 형성된 것으로서 시간적 불연속면을 의미한다.

상창~화순 곳자왈용암류

안덕면 상창리 산 2-1번지에 위치하고 있는 병악은 두 개의 오름이 쌍둥이 같다고 하여 같은 오름이라 불리기도 한다. 이 중 큰병악은 해발표고가 492m이고 작은병악은 해발표고가 473m로, 두 개의 오름이 모두 말굽형 분화구를 이루고 있다. 작은병악에서 분출된 상창~화순 곳자왈용암은 마치 거대한 고래의 등과 같은 모습을 하면서 안덕면 화순리 방향으로 총 9 km, 평균 1.5km의 폭을 이루며 펼쳐져 있다.

윤상규 외(1987)의 화산암 절대연령 측정(K-Ar) 결과에 의하면 상창~화순곳자왈용암을 이루고 있는 용암은 약 3만5000년 전에 분출한 것으로 나타났다. 상창~화순곳자왈용암은 해안쪽으로 내려감에 따라 크기는 점차 감소하지만 두께는 두꺼워지는 경향을 보이고 있다.

말굽형 분화구의 소병악에서 분출된 상창~화순 곳자왈용암이 서쪽으로 흐르다가 큰병악 앞에서 남서방향으로 굽어져 흐른 모습이 뚜렷이 관찰된다. 이 용암이 하부로 흘러내린 모습이 고래등과 같은 형상을 하고 있는가 하면 고래등 주위에는 지형 자체가 상대적으로 낮아 매우 대조적인 요철(凹凸)지형을 이루고 있는 모습이다.

납읍~원동 곳자왈용암류

지하 깊은 곳에서 만들어진 마그마가 지표면을 향해 상승할 때 압력이 감소되는데, 마치 탄산음료를 흔들어 병뚜껑을 열면 이산화탄소가 빠져나가면서 거품이 터져 나오는 원리와 마찬가지로, 노꼬메오름(큰오름, 해발 833.8m)은 마그마로부터 가스가 빠져나가는 화산폭발을 먼저 일으키게 되었을 것이다. 이러한 화산폭발이 일어나 분석과 화산탄들이 쌓여 커다란 원형의 분화구를 가진 오름이 형성되었다. 원형의 분화구를 형성한 스트롬볼리언 분출의 마지막 단계에서는 현재 노꼬메오름 분화구 내부의 서벽 부근에서 용암이 유출되어 용암풀(lava pool)을 형성하였다.

이 용암풀을 형성한 용암이 흘러내린 것이 바로 납읍~원동 곳자왈용암류이다. 납읍~원동 곳자왈용암은 원형의 노꼬메오름 분화구 북쪽 외륜을 파괴시켜 말굽형 분화구를 만들면서 해발 90m의 애월읍 납읍리와 원동 지역까지 흘러 내려 총 9.0km에 걸쳐 분포하게 되었다.

이 곳자왈용암은 지형 경사가 비교적 급한 노꼬메오름 주변에서는 폭이 협소하지만, 지형 경사가 완만한 해발 200~300m 사이의 지역에서는 폭이 3.2km로서 최대를 나타내고 있다.

납읍~원동 곳자왈용암은 해발 150~300m 구간에서 상부 클린커층의 두께가 비교적 두꺼운 경향을 보이는 반면, 곳자왈용암의 시작 지점인 노꼬메오름 부근에서는 얇아지는 특징을 보여 주고 있는데, 이는 이 곳자왈용암의 분포 폭의 변화와도 비교적 일치하는 것이다. 즉, 곳자왈용암의 폭이 넓은 지역일수록 상부 클린커층이 두껍게 발달되어 있는 반면, 폭이 좁은 지역에

서는 얇아지는 경향을 보여주고 있다.

납읍~원동 곳자알용암을 구성하고 있는 암석은 주로 회색을 띤 다공질의 장석휘석감람석현무암(Feldspr Augite Olivine Basalt)이다. 아울러, 고지대에서 해안쪽으로 향하면서 암괴의 크기가 점차적으로 작아질 뿐만 아니라, 암괴 사이에 포함된 미세력의 양도 증가하고 있다. 이는 송시대·윤선(2002)이 보고한 서거문이오름에서 분출된 선흘 곳자알용암의 거리에 따른 형태적 변화와도 잘 일치하고 있다.

조천~대흘 곳자알용암류

조천~대흘 곳자알용암은 해발 500m에 위치한 민오름 주변에서 시작되어 큰지그리오름, 작은지그리오름과 바농오름 주변을 거쳐 조천리 해발 20m 부근까지 평균 2.3~4km의 폭으로 총 연장 11km에 걸쳐 분포하고 있다. 이 곳자알용암이 시작되는 민오름 주변에는 5개의 분석구들이 집중적으로 분포되어 있다.

조천~대흘 곳자알용암이 분포하는 지역의 지질은 밑에서부터 표선리 현무암군, 탐라층, 교래~함덕 곳자알용암, 조천~대흘 곳자알용암, 분석구 및 화산성 암설사태층이 차례대로 놓여 있다.

조천~대흘 곳자알용암은 암괴의 크기가 북쪽 해안으로 내려오면서 감소하는 반면, 암괴 사이에 포함된 세립질 물질의 함량은 증가하는 경향을 보여주고 있어 교래~함덕 곳자알용암과 마찬가지로 아아(aa) 용암류의 원거리형에 해당된다.

이 곳자알용암 지대를 구성하고 있는 암석은 주로 암회색을 띠고 있으며, 1.0~5.0mm 크기의 장석 반정이 0.2~1.5% 정도 산출된다. 또 0.1~2.0mm의 크기의 감람석 반정이 1.0%, 1~5mm 크기의 휘석 반정도 1~3% 함유되어 있는 다공질의 휘석장석현무암(Augite Feldspar Basalt)이다.

조천~대흘 곳자알용암이 분포하는 해발 330m 지점에서 지표 밑으로 1m까지의 구간은 대력 크기의 암괴로 이뤄진 클린커층으로 형성되어 있으며, 그 하부 약 0.5m 구간은 수직절리가 발달한 다공질의 용암으로 이뤄져 있다. 용암의 하부에는 중력 크기의 암괴로 이뤄진 클린커층이 0.5m 두께로 분포하고 있다. 다만 대흘초등학교 주변에는 클린커층이 2m의 두께로 분포하고 있는데, 동부관광도로 주변과 조천리에서는 중앙부의 용암판이 나타나지 않고 중·소력 크기의 암괴로 이뤄진 모습도 관찰된다.

함덕~와산 곳자알용암류

함덕~와산 곳자알용암은 돛배오름의 북측 해발 486m 부근에서 시작되어 함덕해수욕장까지 평균 2~3km의 폭으로 총 연장 12km 지역에 걸쳐 분포한다.

함덕~와산 곳자알용암을 구성하고 있는 암석은 주로 암회색을 띠며, 흰색의 장석 반정과 검은색의 휘석 반정, 그리고 노란색 좁쌀과 같은 감람석 반정이 소량 포함된 다공질(多孔質)의 장석휘석현무암(Feldspar Augite Basalt)이다.

해발 420~300m 사이에 분포한 용암은 지표 하 1~3m 구간이 중력 크기의 클린커층으로 이뤄져 있으며, 그 하부 약 1m 구간은 수직절리가 발달한 다공질의 용암으로 이뤄져 있다. 해발 300m 이하에 위치한 지점의 중앙부에는 용암이 나타나지 않고 암괴의 크기가 중력 혹은 소력으로 작아질 뿐만 아니라, 상부 클린커의 두께는 증가한다.

함덕~와산 곳자알용암의 말단부인 함덕해수욕장 입구에서는 12m의 두께를 나타내고 있을 뿐만 아니라, 암괴 사이에는 세립질 물질을 다량 함유하고 있다. 이와 같이 용암류의 말단부에

세립질 물질이 다량으로 함유되어 있는 것을 아아 용암류의 원거리형이라 한다.

선흘 곳자알용암류

선흘곳자알용암은 해발 340m에 위치한 서거문이오름에서 분출되어 알밤오름과 북오름 사이를 지나 해발 80~100m 부근에 있는 선흘곳까지 연속되어 분포하고 있다. 이 곳자알용암의 총 연장거리는 7km이며, 폭은 약 1~2km 정도다.

선흘 곳자알용암을 구성하고 있는 암석은 주로 암회색을 띠며, 미립질의 장석 반정이 드물게 산출되고 0.5~2.0mm 크기의 감람석 반정이 1.0%, 0.2~2mm(최대 4mm) 크기의 휘석 반정이 1% 정도 함유되어 있는 다공질의 휘석장석현무암(Augite Feldspar Basalt)이다.

선흘 곳자알용암의 거리에 따른 두께 변화는 서거문이오름에서 해발 250m까지는 평균 3m의 두께를 보이거나 말단부인 해발 110m 지역에서는 두께가 1~2m로 다소 얇아지는 경향을 보이고 있다.

말발굽 형태의 서거문이오름 분화구 주변의 곳자알용암은 용암이 흘러간 중심부가 계곡을 이루면서 계곡 주위에 크기가 1m 이상의 블록 형태로 제방을 형성하면서 분포했으나 분화구에서 2.5km 이상 흘러내려오면서 암괴의 크기가 점점 작아져 중력(64~256mm)과 대력(256mm 이상) 크기의 암괴들이 마치 컨베이어벨트를 타고 흘러내려 온 것처럼 크고 작은 언덕 지형을 형성하면서 분포하고 있다.

종달~한동 곳자알용암류

종달~한동 곳자알용암은 구좌읍 종달리 해발 225m에 위치한 동검은이오름(해발 340m)에서 분출되어 한동리 방향 해발 30m의 해안 저지대까지 총 연장 11km 지역에 걸쳐 분포하고 있다. 종달~한동 곳자알용암은 돈오름과 둔지봉의 분석구에서 유래된 것으로 보이는 스코리아 퇴적층에 의해 부분적으로 단절되거나 분포 폭이 좁아지는 현상을 보이고 있다. 또한, 이 곳자알용암은 높은오름과 다량쉬오름 사이 지역에서 최대의 분포 폭을 나타내지만 해안쪽으로 내려오면서 분석구들의 영향에 의해 분포 폭의 변화가 비교적 심한 편이다.

종달~한동 곳자알용암의 층서적 위치는 하위에서 상위의 순서로 침상장석감람석현무암, 탐라층(Tamna Formation), 스코리아층이 놓여 있다. 곳자알용암의 하위에 분포하는 탐라층은 황갈색을 띠며 분급이 매우 불량하고 기질은 괴상의 이암으로 되어 있다.

종달~한동 곳자알용암을 구성하고 있는 암석은 주로 암회색을 띠는 다공질의 휘석감람석현무암이다. 육안으로 관찰할 수 있는 휘석 반정(0.1~1mm)이 1.0% 정도 산출되며, 0.2~0.5mm의 크기를 갖는 감람석 반정도 2.0~3.0% 산출된다.

이 곳자알용암의 거리에 따른 두께 변화를 보면, 해발 100m 지점에 위치한 둔지봉까지는 두께가 1.0~1.5m를 나타내고, 해발 100~30m 사이에는 2m로서 거리에 따른 현저한 변화는 보이지 않고 있다. 특히, 해발 30m 이하 지역인 경우, 중력과 소력 사이에 2mm 이하 크기의 미세력을 다량 함유하며 무질서하게 분포하는 것으로 보아 아아 용암류의 말단부 유형에 해당 하는 것으로 해석된다.

종달~한동 곳자알용암이 시작되는 동검은이오름에서 약 0.9km 떨어진 지점의 수직 단면(두께 2.5m)에서는 상부에 아각형 내지 아원형의 대력과 중력이 용암판과 함께 분포하고 있으며, 그 하부는 약 0.5m 크기의 중력으로 이루어져 있다. 둔지봉 동쪽의 수직 단면에서는 상부에 대력이 분포하지만 하부에는 중력과 소력이 2mm 크기 이하의 미세력을 함유한 상태로 분포하고 있어 거리에 따른 각력의 크기 변화를 보여주고 있다.

세화 곶자왈용암류

해발 382m인 다랑쉬오름에서 시작되어 세화리의 해발 20m 지점까지 4.7km의 지역에 걸쳐 분포하고 있는데, 말단부 쪽에서 폭이 급격히 좁아지는 모습을 보이고 있다.

세화 곶자왈용암류를 구성하고 있는 암석의 색은 주로 회색을 띤 다공질의 AFOB(Acicular Feldspar Olivine Basalt)로 구성되어 있다.

다랑쉬오름 북쪽 해발 50m 지점까지는 1~2m의 두께를 나타내나, 해발 50m 이하 지역에서는 2~3m로 두꺼워지는 양상을 보이고 있다. 다랑쉬오름에서 0.9km 떨어진 지점의 수직 단면에서는 대력과 중력으로 이루어진 클린커층이 지표하 1m 두께로 분포하고, 그 하부는 약 1m 두께의 다공질 용암이 존재하며, 하부 클린커층은 거의 발달하지 않은 상태를 보여주고 있다. 그리고 다랑쉬오름으로부터 약 3.2km 떨어진 지점에서는 중·소력 크기의 각력층이 2.5m 이상의 두께로 분포하고 있다.

상도~하도 곶자왈용암류

상도~하도 곶자왈용암은 해발 159.2m에 위치한 용눈이오름에서 분출되어 지미봉 근처까지 분포하고 있다. 이 곶자왈용암의 총 연장거리는 용눈이오름을 중심으로 다랑쉬, 은월봉, 손자봉 등에서 분출된 송이층에 의해 많은 부분이 피복되어 정확히 알 수는 없지만 야외에서 측정 가능한 거리는 5.6km이며, 해안 쪽으로 가면서 약간 사행하는 형태를 보여주고 있다.

상도~하도 곶자왈용암을 구성하고 있는 암석은 주로 암회색을 띤 다공질의 장석휘석감람석현무암이다. 이 암석은 육안 관찰에 의하면, 2~3mm 크기(최대 4mm)의 장석 반정이 극소량 산출되고 0.2~0.5mm(최대 4.0mm) 크기의 감람석 반정이 3.0~5.0%, 0.5~1mm 크기의 휘석 반정이 1% 함유되어 있다.

이 곶자왈용암류의 거리에 따른 두께 변화를 보면, 용눈이오름 북쪽 해발 50m 지점까지는 1.5~2.5m의 두께를 나타내는 반면, 해발 50m 이하 지역에서는 2~3m의 두께를 보여 거리에 따른 두께 변화가 뚜렷하지는 않으나 대체로 말단부 지역이 두꺼운 편이다.

주요 지점별 특징을 살펴보면, 용눈이오름에서 북쪽으로 약 2.4km 떨어진 지점의 수직 단면에서는 매우 각이 진 대력으로 이루어진 클린커층이 지표면 아래로 1.5m까지 분포하고, 멀세운 동산의 중간 지점과 말단부에서는 1.5~2.5m 두께에 대·중·소력이 무질서하게 혼합된 상태로 배열돼 있다. 특히 명법사에서 동쪽으로 50m 떨어진 지점에 위치한 지점에는 중·소력 크기의 각력층이 3m의 두께로 2mm 크기 이하의 미세력을 다량 함유한 상태로 분포하고 있다.

이처럼 상도~하도곶자왈용암류는 곶자왈용암류가 시작되는 시점에서부터 해안쪽으로 거리가 멀어짐에 따라 말단부에서 각력층의 두께가 다소 두꺼워지는 경향은 있으나 암괴의 크기는 점차 감소하는 특징을 보여주고 있다.

수산 곶자왈용암류

수산 곶자왈용암은 해발 약 225m 지점에 위치한 백약이오름(해발 356.9m)에서부터 수산리 마을 서쪽 해발 약 50m 지점까지 총 5.5km 지역에 걸쳐 분포하고 있다. 특히 이 곶자왈용암은 분포 폭이 1km 미만으로서 제주도 내의 곶자왈용암 중에서 가장 폭이 좁은 곶자왈용암에 해당한다.

수산 곶자왈용암의 층서(層序)적 위치는 하위에서 상위의 순서로 침상장석감람석현무암, 탐라층, 수산 곶자왈용암이 놓여 있다. 곶자왈용암의 하위에 분포하는 탐라층은 황갈색을 띠며 분

급이 매우 불량하고 기질은 괴상의 이암으로 되어 있다.

수산 곳자알용암을 구성하고 있는 암석은 회색에서 암회색을 띤 휘석감람석현무암(Augite Olivine Basalt)이다. 육안 관찰에 의하면, 2mm(최대 2.5mm) 크기의 휘석 반정이 매우 드물게 산출되며, 감람석 반정은 1% 정도다. 전반적으로 이 암석은 다공질이며, 궁대약 인근 지역에서는 용암의 표면에서 새끼줄 구조와 튜물러스 구조가 관찰된다.

수산 곳자알용암은 다른 곳자알용암들과는 달리, 거리에 따른 두께의 변화를 나타내지 않고 있으나 각력의 크기와 내부 조직에서는 비교적 차이를 나타내고 있다. 즉, 백약이오름 직하부에서는 기질이 없이 매우 각이 진 대력과 중력이 영성하게 쌓여 있으며, 해발 100m 이하 지역에서는 중력과 소력이 2mm 이하 크기의 미세력(fine materials)을 함유한 상태로 분포하고 있다.

수산 곳자알용암은 슬래비-클린커성 조직(slabby-clinkery texture)을 갖는 곳자알용암으로서 곳자알용암이 시작되는 지점에서부터 약 1km 지점까지는 용암판과 클린커가 혼재하며 분포하고 있고, 이후에는 클린커-블록성 조직으로 바뀐다.

아아 용암의 분류

판상 아아 용암(Slabby aa lava)

파호에호에 용암의 각(殼, crust)이 용암이 흐르는 힘을 이겨내지 못하고 붕괴되어 판상으로 섞여 있는 것이 아아 용암이다. 분화구에 가장 가까운 곳에서 형성되는데, 분화구로부터 3~5km 되는 곳에 형성되며 용암판만 용암 속에 들어 있는 특징을 갖고 있다.

스코리아성 아아 용암(Scoriaceous aa lava)

판상 아아 용암이 형성되는 곳보다 하류에서는 용암의 밀도와 점성이 약간 높아지는데, 파호에호에 용암의 표면이 매끄럽지가 못하고 스코리아성 응괴(凝塊)로 구성되게 된다. 이러한 용암을 스코리아성 아아 용암이라 한다. 응괴들은 보다 더 유동적인 백열(白熱)의 파호에호에 용암이라는 특징을 갖는 유체와 분리되어 있다.

스코리아성 아아 용암이 용암 유로부터 천천히 넘쳐흐르거나 터져 나와 분당 1~2m의 속도로 흐르다가 냉각되면, 응괴상 조직(clotted texture)을 유지한다. 암회색의 매끄럽고 덜 다공질인 용암 속에 적갈색으로 산화된 직경 5~30cm의 스코리아성 암괴들이 거품같이 응고되어 있다.

용암 유로의 제방이 터진 곳으로 빠른 유속으로 급격히 흘러나오는 층상 용암류(sheet-flow)와 같이 빠른 유속으로 흐르는 경우, 퇴적되는 용암류의 표면이 전부 흠어진 스코리아성 암괴로 구성되며 내부의 치밀한 용암을 전부 덮게 된다.

이러한 용암류는 스코리아성 암괴들의 깔쭉깔쭉한 표면 때문에 때때로 침상 아아 용암(spiney aa)이라고 불리기도 하였다. 분화구로부터 5~12km 되는 곳에 형성된다.

클린커성 아아 용암(Clinker aa lava)

유로를 흐르는 용암류의 표면이 비교적 치밀한 용암의 응괴로 대부분 구성되어 있는데, 응괴들은 보다 유동적인 유로 속의 용암 상위로 올라올 때 암괴들이 서로 부딪쳐 갈라지기 때문에 암괴들의 표면은 깔쭉깔쭉하지 않다. 이러한 용암류가 유로 밖으로 터져 나오거나 넘쳐 나오면, 암회색의 클린커성 아아 용암을 형성하는데, 이들은 스코리아성 아아 용암보다 표면이 더

각력질이고, 덜 산화되어 색이 더 검고, 덜 다공질이다. 분화구로부터 보다 하류(12~15km)에서 형성된다.

암괴성 아아용암(Aa rubble flow)

용암은 치밀하고 암회색의 암괴들의 더미(rubble cover)로 덮여 있다. 암괴성 아아 용암은 안산암질 용암이 만드는 괴상용암(塊狀熔岩, Block lava)의 형질과 유사하나, 암괴성 아아 용암의 암괴들의 표면은 다공질 조직 때문에 덜 매끄럽다. 암괴의 크기는 직경이 수 m에 달하는 것들도 있다. 이 암괴들은 스크리아성 클린커와 암괴들과 섞여서 그 밑에 있는 용암류를 타고 더 하류로 흘러 내려와 용암류의 주변이나 돌출부(toe)에 여러 가지 암괴들이 섞인 집합체로 쌓이게 된다.

곶자왈용암에서 볼 수 있는 구조

클린커(Clinker)

아아 용암은 파호에호에 용암에 비해 온도가 낮고 점성이 높기 때문에 공기와 접하는 상부 표면과 차가운 지표와 접하는 하부는 빨리 식어 굳게 된다. 이 때 내부는 아직 굳지 않은 용암이 남아 있기 때문에 용암류의 상부와 하부에 형성된 굳은 껍질을 부스러뜨리며 유동하여 흘러가게 된다. 이렇게 아아 용암이 흘러가면서 형성시킨 다공질~치밀질의 암괴 덩어리를 클린커라 한다. 점성이 높은 유체상태의 중심부 용암이 사면을 따라 흘러내릴 때, 클린커는 표면을 따라 함께 운반된다. 반면, 아아류의 언저리에 도달한 순간 이미 식은 이들 암편들은 경사진 선단부 아래로 굴러 떨어지게 되고 흐름이 진행될수록 계속 쌓이게 된다. 이러한 과정은 아아 용암류가 흘러가면서 마치 불도저의 궤도바퀴가 돌아가는 모습과 같이 계속되어 점차 클린커의 양은 증가하고 내부의 유동상태의 용암은 줄어들게 된다. 아아 용암류 흐름의 마지막에는 전체가 클린커로 구성되기도 한다. 아아 용암류의 단면을 관찰할 수 있는 도로절개지 등에서는 중심에 암편이 있고 상·하부는 부스러진 클린커가 형성되어 있는 것을 흔히 관찰할 수 있다.

제주도의 '곶자왈'은 이러한 아아 용암이 만든 클린커들이 지표에 넓게 분포하고 지역으로 울창한 숲이 발달해 있어 제주도 지하수 및 자연경관에 지대한 영향을 끼치는 것으로 보인다.

부가용암구

(Accretionary Lava Ball)

부가용암구는 흔히 거친 표면의 타원형 모양이며, 아아 용암에서 형성되는 것으로서 크기는 직경이 수 센티미터에서 3~4m에 달한다.

눈사람을 만들 때 작은 눈뭉치를 눈 위에 굴리면 눈이 계속해서 달라붙어 원형으로 커지는 것처럼, 고화된 용암의 작은 암편이 유동 상태인 용암류의 표면을 구르면서 그 암괴덩어리에 용암과 주위 암편들을 찍어 붙임에 따라 나무의 나이테처럼 성장하면서 만들어진다.

기타 특이한 지질구조 및 지형

주상절리(columnar joints, 柱狀節理)

주상절리(columnar joints)는 수평면에서 보면 거의 육각형의 형태를 이루고 단면도(수직면)에서는 기둥과 같은 모습을 나타낸다. 조면암질 내지 현무암질의 용암이 고체로 굳어지면 체

적이 수축하게 되는데, 이 때 부피가 감소하면서 용암에 형성되는 절리인 것이다.

비교적 균질한 용암이 식으면서 일정한 모양의 육각형을 형성하게 되는데, 가뭄에 논바닥이 갈라져서 형성되는 건열과 유사하다. 하천이나 해안에서 유수나 파도에 의해 기둥의 윗부분이 침식되어 없어지면 기둥 모양의 주상절리가 뚜렷이 남게 된다. 제주도에는 관광객들이 기암괴석이라고 부르는 대포동해안의 지삿개, 산방산, 천제연폭포, 중문관광단지의 해수욕장 서쪽 해안절벽 등에서 관찰이 용이하다. 그 외에도 암체의 두께가 두꺼운 여러 노두들에서 주상절리를 관찰할 수 있다.

지삿개와 녹하지악

막혔던 가슴이 탁 트이도록 시원스레 부서지는 파도와 신이 다듬은 듯 정교하게 쌓인 검붉은 육각형의 돌기둥이 병풍처럼 펼쳐져 있는 중문관광단지 동부지역 해안가의 주상절리대는 자연의 위대함과 절묘함을 동시에 느낄 수 있는 천혜의 자원으로 제주도 지정문화재 기념물 제50호로 지정되어 있다. 주상절리대 앞에 서면 새하얗게 부서지는 포말 속에 석수장이의 애달픈 사연이라도 금세 실려 오는 듯한데, 파도가 심하게 일 때는 높이 20m 이상 용솟음 치는 장관을 연출한다. 상큼한 바닷 내음을 맡으며 천혜의 절경과 함께하는 테마여행지로 각광 받으면서 여행객이 계속 늘고 있다. 이 곳의 주상절리는 높이가 30~40m, 폭이 약 1km 정도로 형성되어 있다. 대포동주상절리가 분포하는 지역은 행정구역상 서귀포시 중문동이며 이 곳의 옛 이름인 '지삿개'를 살려 '지삿개바위'로 불리고 있다.

녹하지악은 한라산의 남서쪽 사면 해발 약 520~540m에 위치하며, 지삿개 북쪽의 중산간에 형성되어 있다. 최근 언제부터인가 녹하지악을 빙 둘러 골프장이 건설됨에 따라 일반인들의 접근이 매우 어렵게 된 오름이다.

녹하지악은 평면상으로 거의 원형이지만 북동~남서방향이 약간 더 신장되어 있다. 입체적으로는 원추형 모양을 보여주고, 사발 형태의 중심분화구 또는 말발굽형태로 열린 분화구를 찾을 수 없다. 오름 산체의 서쪽 끝으로 계곡이 형성되어 있고, 그 계곡을 따라 북쪽으로 오르면 스코리아와 화산탄으로 구성된 오름 화산체의 단면과 이를 피복하는 고지대에서 흘러온 용암류를 잘 관찰할 수 있다. 한편, 오름 산체의 남쪽으로 작은 구릉들이 굴곡을 이루며 형성되어 있어 마치 어미인 녹하지악을 따르는 새끼 오름들 같기도 보인다. 구릉들 중에서 가장 크고 높은 것이 녹하지악에 가장 인접한 남쪽에 형성되어 있고, 이 구릉의 정상부에는 지금은 원형이 많이 훼손되었으나 돌로 축조된 성곽이 남아 있다.

녹하지악을 구성하는 송이들과 그 남쪽의 구릉들을 구성하는 용암은 그 조성광물이 동일하다. 이와 동일한 성분을 가진 용암은 중문동 시가지를 거쳐 해안까지 연속되어 분포하며, 특히 주상절리로 유명한 대포동 지삿개 해안절벽 또한 이와 동일한 용암이다. 한편, 남쪽 방향을 제외한 녹하지악의 주변은 녹하지악의 송이와 남쪽에 분포한 용암과는 다른 용암이 분포하는데, 이 용암은 한라산 방향의 고지대에서 흘러내려 온 용암이다.

녹하지악 주변의 지질분포와 야외에서 나타나는 이들 사이의 층서 관계로 볼 때, 녹하지악의 화산활동은 분석구 형성을 전후하여 많은 양의 용암을 분출하였고, 아마도 후기에는 중문동 일대를 넓게 피복한 것으로 추정된다. 지금의 녹하지악 분석구 화산체는 용암분출에 따른 산체붕괴, 화산활동 종료 후 현재에 이르기까지의 침식작용 및 한라산 고지대 상류에서 흘러온 용암에 의한 피복과 같은 복합적인 원인에 의해 전형적인 분석구와는 상당히 다른 형태로 변하였을 것이다. 또한 지삿개 해안을 넘어 흘러간 용암은 이후의 해식작용에 의해 지금의 해안선 위치에 절벽을 형성하게 되었으며, 이에 따라 용암의 내부 구조인 주상절리가 노출된 것으

로 판단된다.

산굼부리와 함몰분화구

북제주군 조천읍 교래리 중산간 지대에 위치한 산굼부리는 둘레 2km, 깊이 100m의 움푹 패인 분화구로 형성되어 있으며, 제주도 내에 무수히 산재해 있는 오름들과는 달리 분화구 외륜의 봉우리가 거의 발달되지 않은 특이한 화산이다. 밖에서 보이는 화산체의 규모는 작은 반면 분화구(굼부리)가 크고 깊기 때문에 그 동안 산굼부리는 흔히 마르형 분화구로 해석해 왔다. 마르형 분화구는 증기-마그마(phreatomagmatic) 또는 증기 분화(phreatic eruptions)로 만들어진다. 증기-마그마(phreatomagmatic) 또는 증기 분화(phreatic eruptions)란 상승하는 마그마가 주변의 물(지하수 또는 지표로부터 들어간 물)과 만나 상호 폭발적으로 작용하여 분화하는 화산활동이며, 이런 화산활동에 의해 형성된 마르(maar)는 넓고 낮은 외륜을 가진 분화구들(응회환과 응회구를 포함)을 표현하는 일반적인 용어다.

한편, 산굼부리가 지구 중력에 포획된 외계 운석의 충격에 의해 형성되었다고 주장하는 일부 학자들도 있으나 뚜렷한 증거를 제시하지 못하고 있다.

최근에 제주도를 세밀하게 연구하는 지질학자들 사이에는 산굼부리 형성을 함몰분화구(pit crater)로 해석하는 경우가 많다. 함몰분화구란 지표면 아래 일정 장소에 머물던 마그마가 화산활동에 의해 지표면으로 분화하여 많은 양이 빠져나가든지 또는 어떤 이유로 지하의 다른 장소로 빠져나감에 따라 지하 공동이 생기고 그 상부의 지반이 함몰됨에 따라 형성된다. 산굼부리 분화구 내측 절벽에서는 마르형 분화구에서 흔히 형성되는 특이한 화산성 퇴적층을 관찰할 수 없고 대부분 현무암층과 클린커 및 소량의 송이층으로 구성되어 있다는 사실이 산굼부리가 함몰분화구일 가능성을 뒷받침하고 있다.

비양도의 형성과 애기엃은 돌

한림읍 협재 해수욕장에서 북쪽으로 인근에 위치한 비양도는 날아온 섬이라는 뜻을 가진 작은 섬이다.

비양도는 하위로부터 감람석현무암, 탐라층, 현무암질 암맥군, 비양도 분석구층, 비양도현무암과 수형암맥의 지질로 구성되어 있다. 지표상에 나타난 지질분포로 볼 때, 가장 먼저 비양도 서남측 해안에 분포하고 있는 파호에호에 용암인 감람석현무암이 열극분출(fissure eruption)하여 용암대지를 형성하였다. 이 파호에호에 용암인 감람석현무암으로 구성된 용암대지는 비양도에서 제주도 본토에 걸쳐 넓게 형성되어 있었다.

열극분출에 의한 용암대지가 형성된 후 이 용암대지 위에 하천이 흘러 역암과 역질사암이 퇴적되었는데, 이 퇴적층을 탐라층이라 부른다(Yoon etc., 2001). 탐라층 퇴적 이후 현무암질 암맥이 관입하였는데, 비양도 포구 서측해안에서 이 암맥들을 볼 수 있다. 탐라층이 퇴적된 후 화산폭발이 일어나 분석(cinder)과 화산탄들이 쌓여 비양도 분석구를 형성하였다. 비양도 분석구의 정상에는 깔때기 모양의 오목한 두 개의 크고 깊은 웅덩이가 있어 쌍분화구라 불리고 있는데, 제주도의 분석구, 즉 오름 중에서 분화구가 두 개인 것은 매우 드물다.

비양도 동북쪽 해안에 분포하는 현무암은 비양도 분석구의 저변에서 측방으로 분출한 것이다. 이 측방분출된 현무암을 비양도현무암이라 하고자 한다. 이 측방분출은 비양도 분석구의 저변에 따라 형성된 환상열극(annular or circular fissure)에서 일어났으며, 이 분출이 끝난 후 환상열극의 남쪽 부분 일부가 약간 함몰된 곳에 물이 채워져 만들어진 것이 '펄랑호'다.

측방분출 이후 또는 측방분출과 함께 환상열극의 북쪽 부분에서 현무암질 암맥이 탐라층과 비

양도 분석구층을 관입하였다. 이 암맥들은 모두 환상으로 정렬되어 있으며, 그 하나 하나의 모양새가 가지친 나무의 모습을 담고 있어 수형암맥(樹形岩脈)이라고 명명하였다. 이 수형암맥은 동심원상의 내부 구조를 가지고 있으며, 또한 그 내부에 빈 공간이 있는 것들이 있는데, 이는 암맥을 따라 용암이 분출된 후 마지막에는 가스 분출에 의해 형성된 것으로 추정된다. 원래 수형암맥들은 탐라층과 분석구층에 내에 형성되어 있었던 것으로 이 두 지층이 바닷물에 의하여 침식됨으로써 지표에 드러난 것이다. '애기업은 돌'은 그 중의 하나로서 가장 규모가 크며 수형암맥의 모습이 잘 갖춰져 있어 지질학적으로나 경관으로서 매우 귀중한 것이다. 비양도의 지질과 지질구조를 검토해 본 결과, 비양도는 해저에서 일어난 화산폭발로 형성된 섬이 아니고 제주도에 분포하는 360여 개 분석구 오름과 같이 육상환경에서 형성되었으며, 형성 당시 제주도 본토에 연결되어 있었을 것이다. 그 후 바닷물에 침수되어 섬으로 고립되었는데, 바닷물에 의한 침수는 비양도가 바다에 가라앉아 일어난 것이 아니고 해수면의 상승에 의하여 일어났다. 후빙기(일만 년 전~현재까지의 시기)에 들어와서 전 세계적인 해수면의 상승이 일어나게 되어 현재의 해수면에 도달하게 되었는데, 한반도 남해안의 연구결과에 의하면 일만 년 이전에는 현재보다 해수면이 최소 100m 정도 낮았으며, 현재의 해수면에 도달한 시점은 7,500년 내지 8,000년 전이었던 것으로 추정되고 있다. 따라서 비양도 분석구의 형성은 일만 년 이전이고 섬으로 고립된 시점은 7,500년 전 경이다.

만세동산과 선작지왓

어리목이나 영실에서 출발하여 등반로를 따라 한라산 정상을 향해 오르다 보면, 해발 약 1,600m에서부터 윗세오름 대피소까지 지형 경사가 크지 않은 구릉지대를 만나게 된다. 이 구릉지대의 윗세오름(새끼오름~누운오름)을 경계로 북쪽 부분을 만세동산, 남쪽을 선작지왓이라 부르고 있다. 만세동산과 선작지왓은 각각 약 1km²의 면적을 차지하며, 이 지대 속으로 진입하게 되면 마치 산정에 형성된 평원에 들어온 것 같은 착각을 불러일으키게 된다.

만세동산과 선작지왓의 지표에는 암회색의 다공질 현무암이 분포하는데, 암체들이 서로 연속적이지 않고 직경 약 1~5m 크기의 암괴상으로 분포한다. 이러한 암괴들의 분포로 인해 등반객을 포함한 사람들이 지나다가 허방다리를 짚기 쉬워 상당히 위험한 지역을 형성하고 있다. 윗세오름의 정상부를 따라 오름이 연속된 방향으로 동일한 성분을 나타내는 화산각력으로 구성된 집괴암 노두(탑괴 등)가 흩어져 나타나는 것으로 보아 만세동산과 선작지왓의 암괴상 현무암은 윗세오름에서 분출된 용암이 북쪽과 남쪽으로 각각 흘러 내려온 것으로 판단할 수 있다. 다시 말해, 지금의 윗세오름이 연속된 방향의 지각 속에 형성된 구조선을 따라 과거 화산 활동이 발생하였으며, 분출된 용암은 만세동산과 선작지왓을 피복하게 되었고, 송이 분출에 의해 윗세오름 산체 또한 비슷한 시기에 동일 화산활동으로 형성된 것이다. 그러나 이 현무암의 노출 상태가 연속적이지 못하고 암괴상으로 분포된 것이 한라산의 구조적 운동에 의한 깨짐인지 아니면 다른 어떤 이유에 의한 것인지에 대해서는 향후 더 많은 연구가 필요한 부분이다.

현무암 암괴들 사이 또는 일정 부분 암괴들이 분포하지 않는 부분에는 역질 이암층이 노출되어 있으며, 윗세오름 대피소 인근 계곡이나 노루샘 약수터 남쪽 인근에서는 역질 이암층 아래에 담회색의 조면암이 분포하는 것을 관찰할 수 있다. 즉, 만세동산과 선작지왓 일대의 지질은 하부에서부터 조면암, 역질 이암층, 현무암의 순으로 구성되어 있다. 가장 하부의 조면암은 영실~백록담으로 이어지는 하나의 큰 암체로 추정되며, 역질 이암층 또한 그 분포 범위가 매우 넓게 나타난다.

이러한 지질분포는 만세동산과 선작지왓 일대의 지표면에 군데군데 물이 고여 있는 습지지와 고지대에서는 흔치 않는 용천수(노루샘 등)가 형성되어 있는 이유와 밀접한 관련이 있다. 우선 만세동산과 선작지왓 일대는 강우량이 많은 이유도 있지만, 암괴상 현무암의 하부에 분포하는 역질 이암층이 매우 높은 함수율(투수성은 아주 낮음)을 가지기 때문에 하늘에서 떨어진 비(눈) 중에서 땅 속으로 함양된 많은 양의 물을 보수할 수 있다. 또한 지표 근처에 함양된 물(지하수)은 중력에 따라 측방 및 수직 방향으로 지층 속을 이동하여 점차 하류 방향과 지하심부로 흘러가게 되는데, 이 일대는 지형 경사가 완만하고 역질 이암층과 하부의 저투수성 조면암의 분포에 따라 물(지하수)이 쉽게 측방 또는 수직 지하심부로 이동하지 못하고 그 자리에 저류되기 때문인 것이다.

제주도 해안의 특성

제주도의 해안은 용암류가 바다에 접하면서 형성된 전형적인 화산해안(volcano shoreline)이다. 서귀포를 중심으로 한 남부해안을 제외하고는 대부분 현무암질 해안이다. 그런데 현무암은 파식에 대한 저항성이 크고 변형이 적어 제주도 해안의 75%가 현무암이 노출된 암석해안(rocky coast)으로 나타난다.

유동성이 큰 현무암질 용암류는 바다 쪽으로 완만한 경사를 지닌 평탄한 해안경관을 형성한다. 반면 점성이 크고 유동성이 적은 조면암류는 급경사 지역을 만드는 특징이 있다. 이러한 이유로 조면암이 분포하는 남부해안에서는 가파른 해안절벽(해식애)이 형성된다. 이 해식애에 폭포가 나타나거나 대포동의 '지삿개'처럼 뚜렷한 주상절리를 보이는 경우도 있어 관광자원으로서 가치가 높다.

또한 해식애는 해안선을 따라 분포하는 20여 개의 기생화산(오름)에 의해서도 잘 드러난다. 기생화산 중 마그마가 물과 접촉하여 일어난 폭발에 의해 생성된 응회구·응회환은 파식(波蝕)에 약하므로 수직에 가까운 해식애가 발달하여 독특한 경관을 만든다. 수려한 해안경관으로 널리 알려진 용머리 해안이나 일출봉 등이 이에 해당한다.

모래해안(사빈)은 전체 해안의 7.1% 정도로 매우 적은 편이다. 이것은 투수율(透水率)이 매우 높은 현무암으로 인해 대부분이 건천(乾川)이어서 하천에 의한 토사(土砂) 공급이 이루어지지 않기 때문이다. 제주도의 대표적인 사빈인 협재, 광지, 함덕, 김녕, 하도, 표선, 중문, 대정해수욕장도 그 길이가 대부분 500m를 넘지 못하며, 구성성분도 패사(貝砂) 함량이 매우 높다. 암석해안에서 만입부가 발달하는 곳에는 소규모의 자갈해안(역빈)이 형성되는데, 전체 해안의 2.1%를 차지한다. 하천과 연결된 역빈에서는 하천에 의해 운반되어 온 30cm 이하의 동글동글한 돌들로 구성되는 반면, 해식애 부근의 역빈은 30cm 이상의 큰 돌과 해식애에서 떨어진 1m 이상의 암괴로 이루어진다.

【참고문헌】

제2장

- 김옥준, 손치무, 이대성, 이상만, 남기영, 윤 선, 길영준, 홍충식, 1965. 제주도 지하수탐색지질조사보고서, 건설부·(주)한국지하자원조사소, p.1~82, 4 도면.
- 김옥준, 윤 선, 길영준, 1966. 제주도 한림지역 공장 분산을 위한 지하수원탐색 지질조사보고, 건설부·(주)한국지하자원조사소, p.1~49, 5 도면.
- 남기영, 1966. 제주도의 지질과 지하수. 국립지질조사소, 지하수원조사보고, 3, p.109~133, 2 도판.
- 남기영, 김동욱, 1965. 제주도 동남부지구의 지하수원. 국립지질조사소, 지하수원조사보고, 2, p.33~48, 2 도면.
- 농업진흥공사, 1970. 70년도 농업용수개발 지하수조사 중간보고서 (제주도), 농업진흥공사, p.1~161, 4 도면.
- 농업진흥공사, 1971. 제주도 지하수 보고서, p.1~381, 1 지질도, 4 도면.
- 대한지질학회, 1999. 한국의 지질, 802p.
- 박기화, 이병주, 조등룡, 김정찬, 이승렬, 최현일, 황재하, 송교영, 최범영, 조병욱, 김유봉, 1998. 제주·애월도폭 지질보고서, 제주도·한국자원연구소, 290p., 2 지질도(1:50,000 축척).
- 박기화, 이병주, 조등룡, 김정찬, 이승렬, 김유봉, 이한영, 조병욱, 장영남, 손병국, 전희영, 김용욱, 2000. 서귀포·하효리도폭 지질보고서, 제주도·한국자원연구소, 163p., 1 지질도(1:50,000 축척).
- 박기화, 이병주, 김정찬, 조등룡, 이승렬, 최현일, 박덕원, 이사로, 최영섭, 양동윤, 김주용, 서정율, 신현모, 2000. 제주(백아도, 진남포)지질도폭설명서, 한국자원연구소, 59p.
- 박기화, 조등룡, 김정찬, 2000. 모슬포·한림도폭지질보고서, 한국자원연구소, p.1~56+1~18 (영문), 1 지질도(1:축척).
- 서해길, 조한익, 남기영, 1964. 제주도 남부 지하수원. 국립지질조사소, 지하수원조사보고, 1, p.77~111, 1 지질도.
- 안건상, 이현구, 임현철, 1995. 제주도에에서 산출되는 화강암에 관한 연구, 자원환경지질학회지 28권 5호, p.513~518.
- 原口九萬, 1930. 濟州火山島. 小川教授還曆記念論文集, p.595~649, 1 지질도.
- 原口九萬, 1934. 濟州島ノ地質. 朝鮮總督府 地質調査所, 朝鮮地質調査要報 10(1), 1~34, 도판 1~9 (日文); 1~12쪽, 도판 1 (英文).>
- 원종관, 1976. 제주도의 화산암류에 대한 암석 화학적 연구, 지질학회지 12권 4호, p.207~226.
- 원종관, 이문원, 이동영, 송영관, 1993. 제주도 수자원종합개발계획수립 성산도폭지질도설명서, 건설부·제주도·한국수자원공사, 104p., 1 지질도(1:50,000 축척).
- 원종관, 이문원, 이동영, 윤성효, 1995. 제주도 광역상수도 1단계 기본 및 실시설계 표선도폭 지질도설명서, 건설교통부한국수자원공사, 59p., 1 지질도(1:50,000 축척).
- 윤선, 고기원, 김인탁, 1995. 제주도 형성사, 제주도지 98, p.148~164.
- 윤선, 정차연, 송시태, 양경희, 2001. 제주도 백록담분화구벽의 구성암석. 한국고생물학회 제

17차 학술발표회 요약집, p.18.

윤선, 정차연, 송시태, 현원학, 2002. 제주도 형성사에 있어서 탐라층의 의의. 한국고생물학회 제18차 학술발표회 요약 및 특별심포지움 논문집, p.17~18.

윤선, 정차연, 송시태, 현원학, 2003. 제주도 한라산 : 용기산체, 제1회 학술심포지움, 제주화산연구소 개소기념, 제주화산연구소, p.7~14.

윤선, 현원학, 정차연, 2005. 제주도 한라산의 지질, 지질학회지 제41권 제4호, p.481~497.

윤성효, 고정선, 강순석, 2003. 한라산 백록담 일원의 지질과 화산층서, 제1회 학술심포지움, 제주화산연구소 개소기념, 제주화산연구소, p.121~128.

이문원, 1982. 한국 제주화산도의 지질, 일본 암석광물광상학회지, 제77권, p.55~64.

이문원, 1994. 제주도의 형성사와 지질구조, 대한지하수환경학회, 전략광물자원연구센터 공동 학술심포지움 논문집 제주도 지하수원의 환경학적 보전과 개발 이용, p.54~74.

이성숙, 윤선, 윤혜수, 고기원, 1995. 제주도 신생대 지층에서 산출된 석회질 초미화석, 한국 고생물학회 제11차 정기총회 및 학술발표회 요약집, p.14~16.

정차연, 2002. 제주도 서부해안지역의 지질과 지하수, 부산대학교 지질학과 박사학위논문, 167p.

진명식, 2003. 화산형성 및 연령측정 자료로 본 제주도의 화산활동, 제1회 학술심포지움, 제주화산연구소 개소기념, 제주화산연구소, p.100~102.

황재하, 송교영, 2003. 제주도의 지구조운동, 제1회 학술심포지움, 제주화산연구소 개소기념, 제주화산연구소, p.1~6.

Honnorez, J. and Kirst, P., 1975. Submarine basaltic volcanism: morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs. Bull. Volcanol. v. 39, p.1~25.

Kim, K. H., Nagao, K., Suzuki, K., Tanaka, T. and Park, E.J., 2003. Evidences of the presence of old continental basement in Jeju volcanic Island, South Korea, revealed by Radiometric ages and Nd-Sr isotopes of granitic rocks. Geochemical Journal, 36, p.421~441.

Plummer C. and McGearry D., 1991. Physical geology, 5th ed., Wm.C.Brown Publishers, 543p.

Szakacs, A., 1994. Redefining activity volcanoes; a discussion; Bull. Volcanol., v. 56, p.321~325.

Yang, K., 2004. Fluid and melt inclusions trapped in xenoliths from the lower crust/upper mantle beneath Jeju Island (I): A preliminary study, Journal of Petrological Society of Korea, 13(1), p.34-45.

Yi, S., Yun, H. and Yoon, S., 1998. Calcareous nannoplankton from the Seoguipo Formation of Cheju Island, Korea and its paleoceanographic implication. Paleontological Society of Japan, Paleontological Research, vol. 2, No. 4, p.253~265.

Yokoyama, M., 1923. On some fossil shells from the Island of Saishu in the Strait of Tsushima, Jour. Coll. Sci., I mp. Univ. Tikyo, 44, art. 7, p.1~9.

Yoon, S., 1988. The Seoguipo molluscan fauna of Jeju Island, Korea. Saito Ho-on Kai Special Publication(Prof. T. Kotaka Commem. Volume), p. 539~545.

Yoon, S., Jung, C.Y., Song, S.T. and Hyun, W.H., 2002. Mt. Halla, the main body of

Jeju Island, Korea: an uplifted edifice. Proc. Int. Sym. New Concepts in Global Tectonics (NCGT), p.165-170.

제3장

고기원, 1991. 제주도 서귀포층의 지하분포와 지하수와의 관계, 대한지질학회 제46차 학술발표회, p.552.

고기원, 1997. 제주도의 지하수 부존특성과 서귀포층의 수분지질학적 관련성, 부산대학교 이학박사학위논문.

고기원, 박윤석, 박원배, 2004. 제주도 동부지역의 지하 지질분포와 ^{40}Ar - ^{39}Ar 연대, 2004 대한지질학회 춘계학술답사, 대한지질학회, p.29~50.

박기화, 2004. 제주도 형성사, 제주도 동부지역의 지하 지질분포와 ^{40}Ar - ^{39}Ar 연대, 2004 대한지질학회 춘계학술답사, 대한지질학회, p.1~15.

부성안, 1999. 제주도 지하수 부존특성 및 이용가능량 산출에 대한 연구, 안동대학교 석사학위논문.

부성안, 정교철, 김혜빈, 기미경수, 우명하, 이병호, 2005. 제주도의 지질구조선과 함덕-표선 지구대, 지질공학회지 제15권 4호, p.475~486.

안건상, 이현구, 임현철, 1995. 제주도에에서 산출되는 화강암에 관한 연구, 자원환경지질학회지 28권 5호, p.513~518.

오진용, 이성숙, 윤선, 고기원, 윤희수, 이종덕, 2000. 제주도 지하층서, 지질학회지, 제36권 3호, p.181~194.

原口九萬, 1930. 濟州火山島. 小川教授還曆記念論文集, p.595~649, 1 지질도.

원종관, 이문원, 이동영, 송영관, 1993. 제주도 수자원종합개발계획수립 성산도폭지질도설명서, 건설부·제주도·한국수자원공사, 104p., 1 지질도(1:50,000 축척).

윤상규, 한대석, 이동영, 1987. 제주도 남부지역의 제4기 지질조사연구, 한국동력자원연구소 연구보고 KR-86-2-(B)-2, 64p.

이동영, 1996. 제주도 지열자원탐사 및 최적 활용방안 연구 (Ⅲ), p.23~28.

이문원, 1994. 제주도의 형성사와 지질구조, 대한지하수환경학회, 전략광물자원연구센터 공동 학술심포지엄 논문집 제주도 지하수원의 환경학적 보전과 개발 이용, p.54~74.

진명식, 2003. 화산형성 및 연령측정 자료로 본 제주도의 화산활동, 제1회 학술심포지엄, 제주화산연구소 개소기념, 제주화산연구소, p.100~102.

Booh, S. A., Chung, H. J., Jeong, G. C., 2001, The Study of Hamdeok-Pyoseon Graben in Jeju Island, The 3rd Joint Meeting of Japanese and Korean Structure and Tectonic Research Groups, p.7~11.

Fisher, R.V. and Schmincke, H.-U., 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York Tokyo. p.1~472.

Kwon, B. D., Lee, H. S., Jung G. G., Chung, S. W., 1995. Investigation of Subsurface Structure of Cheju Island by Gravity and Magnetic Methods, Econ. Environ. Geol., 28(4), p.395~404.

Lee, M. W., 1982. Petrology and Geochemistry of cheju Volcanic Island Korea, The

- Science Reports of the Tohoku Univ. Series III. Vol.XV, No.2.
- Miyake, Y., Furuyama, K., Yoon, S., Koh, G. W., and Nagao, K., 1993. Temporal chemical variation of Pliocene volcanic rocks from Cheju Island Korea., In geological correlation of southwest Japan and Korea Peninsular-tectonics for spreading of active continental margin. Sci. Report, Shimane Univ., p.106~111.
- Schmincke H-U., 2004. Volcanism, Springer, 324p.
- Skinner B.J and Porter S.C., 2003. The dynamic earth, 4th ed., Wiley, 646p.
- Tamanyu, S., 1990. The K-Ar ages and their stratigraphic interpretation of the Cheju Island volcanics, Korea. Bull. Geol. Surv. Japan, 41: p. 527~537(in Japanese with English abstract).
- Won, J. K., Matsuda, J. I., Nagao, K., Kim, K. H. and Lee, M. W., 1986. Paleomagnetism and Radiometric Age of Trachytes in Jeju Island, Korea. Jour. Korean Inst. Mining Geol., 19(1), p.25~33.
- Won, J. S., Ryu, J. H., Chi, K. H., 1998. RADARSAT SAR Investigation of Lineament and Spring Water in Vheju Island, Jojrnl of the Korean Society of Remote Sensing, 14(4), p.325~342.

제4장

- 고보균, 원종관, 이문원, 손인석, 2001. 제주도 사라봉-별도봉-화북봉 일원의 화산층서와 화산암의 특성, 지구과학회지 제22권 제1호, p.10~19.
- 고정선, 윤성효, 현경봉, 이문원, 길영우, 2005. 제주도 우도 단성화산의 현무암에 대한 암석학적 연구, 암석학회지 제14권 제1호, p.45~60.
- 손영관, 2003. 제주도 수성화산체의 형성과정, 제1회 학술심포지엄, 제주화산연구소 개소기념, 제주화산연구소, p.52~56.
- 손인석, 1980. 제주도에 분포되는 기생 하산의 유형 분류에 관한 연구, 고려대학교 교육대학원 석사학위논문.
- 송시태, 2000. 제주도 암괴상 아아용암류의 분포 및 암질에 관한 연구, 부산대학교 박사학위논문, 115p.
- 윤성효, 고정선, 김석연, 2001. 제주도 동부 섭지코지 지역 선돌분석구의 화산활동 및 암석학적 연구, 한국광물학회·한국암석학회 공동학술발표회 논문집, p.65~67.
- 윤정수, 1995. 제주도 북사면의 기생화산체에 대한 연구, 제주대학교 해양연구소 연구보고, 10권, p.25~38.
- 황상구, 황재하, 김동학, M. F. Howells, 1992. 제주도 송악산 응회환·분석구의 화산과정, 지질학회지 제28권 제1호, p.110~120.
- 황상구, 1998. 제주도 당산봉 화산의 화산과정, 암석학회지 제7권 제1호, p.11~14.
- 황상구, 2000. 제주도 송악산 응회환·분석구 복합체의 화산형태, 지질학회지 제36권 제4호, p.473~386.
- 황상구, 2001. 제주도 당산봉 화산의 형태적 분류, 지질학회지 제37권 제1호, p.71~82.
- 황상구, 원종관, 이문원, 윤성효, 2001. 제주도 송악산 단성화산의 조성변화와 그 원인, 한국

광물학회·한국암석학회 공동학술발표회 논문집, p.71~74.

황상구, 안웅산, 2004. 제주도 송악산 단성화산의 화산지질과 과정, 2004 대한지질학회 춘계 학술답사, 대한지질학회지, p.17~28.

Kim, D. H., Hwang, J. H., Hwang, S. K., Malcolm, F. H., and Antony J. R., 1986. Tuff Rings and Cones on Jeju Island, Korea. The Journal of Geological Society of Korea, Vol. 22, No. 1, p. 1~9.

Sohn, Y. K., 1995. Structures and Sequences of the Yongmeori Tuff Ring, Cheju Island, Korea: Sequential Deposition from Shifting Vents. The Journal of Geological Society of Korea, Vol. 31, No. 1, p. 57~71.

Wood, C. A., 1980a. Morphometric analysis of cinder cone degradation, Journal of Volcanology and Geothermal Reserch, p.137~160.

Wood, C. A., 1980b. Morphometric evolution of cinder cones, Journal of Volcanology and Geothermal Reserch, p.387~413.

제5장

농업진흥공사, 1971. 제주도 지하수 보고서, p.1~381, 1 지질도, 4 도면.

농어촌진흥공사, 1999. 제주도 지하수개발보고서.

농업기반공사, 2000. 제주도 지하수개발보고서.

서해길, 조한익, 남기영, 1964. 제주도 남부 지하수원. 국립지질조사소, 지하수원조사보고, 1, p.77~111, 1 지질도.

손양은, 2002. 제주도에 분포하는 분출 화산암에 대한 고찰, 제주교육대학교 교육학학사 학위 논문.

송시태, 2000. 제주도 암괴상 아아용암류의 분포 및 암질에 관한 연구, 부산대학교 박사학위 논문, 115p.

송시태, 윤선, 2002. 제주도 꽃자왈지대의 용암 No. 1. 조천-함덕 꽃자왈지대, 지질학회지 제 38권 제3호, p.377~389.

윤상규, 한대석, 이동영, 1987. 제주도 남부지역의 제4기 지질조사연구, 한국동력자원연구소 연구보고 KR-86-2-(B)-2, 64p.

윤선, 고기원, 김인탁, 1995. 제주도 형성사, 제주도지 98, p.148~164.

Macdonald, G. A., 1953. Phoehe, aa and block lava, Am. J. Sci., v.251, p.169~191.

Macdonald, G. A., Abbott, A. T., and Peterson, F. L., 1983. Volcanoes in the Sea, The Geology of Hawaii, Univwesity of Hawaii Press., 517p.

Scarth, A., 1994. Volcanoes, University College Lodon Press, 273p.

Waters, A. C., 1961. Stratigraphic and lithologic variations in the Columbia River Basalt, Am. J. Sci., 259, p.583~611.

Williams, H. and McBirney, A. R., 1979. Volcanology, Freeman, Cooper and Co., USA, 397p.

Yoon, S., Jung, C.Y., Song, S.T., and Yang, K. H., 2001. Volcanic debris-avalanche and epiclastic deposits in the Seongeup area, Jeju Island, Korea. Geosci. Jour., 5,

p.47~55.

【사진 목차】

- <사진 2-1> 제주도 현무암의 여러 가지 암석표면 / 21
- <사진 2-2> 하와이의 파호에호에 용암과 아아 용암 / 22
- <사진 2-3> 제주도 지질조사 시추코아 / 23
- <사진 2-4> 초염기성 맨틀포획암을 포획하고 있는 현무암 / 24
- <사진 2-5> 추자도에 분포하는 화산쇄설암류 / 29
- <사진 2-6> 별도봉과 화강암 / 30
- <사진 2-7> 미교결사니층 / 31
- <사진 2-8> 서귀포층 / 33
- <사진 2-9> 조면암 노두 / 34
- <사진 2-10> 제주도에 분포하는 화산암의 암석시료 표면과 현미경사진 / 36
- <사진 2-11> 화산쇄설물의 종류 / 37
- <사진 2-12> 제주도 성산일출봉에 나타나는 여러 퇴적구조 / 38
- <사진 2-13> 다양한 화산쇄설암을 관찰할 수 있는 곳 / 40
- <사진 2-14> 한라산의 정상에 형성된 백록담 / 42
- <사진 2-15> 전기분석구 / 47
- <사진 2-16> 탐라층 / 48
- <사진 2-17> 후기분석구 / 48
- <사진 2-18> 백록담조면암군 / 49
- <사진 2-19> 한라산 정상의 남쪽사면 / 50
- <사진 3-1> 마그마의 종류에 따른 화산분출의 다양한 방법 / 60
- <사진 3-2> 현무암에 포획된 기포들 / 61
- <사진 3-3> 제주도 서부해안지역(고산)에 형성된 용암 평원 / 63
- <사진 3-4> 플리니상의 화산폭발 / 65
- <사진 3-5> 전형적인 성층화산인 필리핀의 마운산 / 67
- <사진 3-6> 금약 / 68
- <사진 3-7> 산방산 / 71
- <사진 3-8> 당산봉 / 74
- <사진 3-9> 대지상 현무암 / 77
- <사진 3-10> 제주도 화산활동 제4 분출기에 형성된 우도의 소머리오름 / 78
- <사진 4-1> 분석구 화산의 분화와 형성 / 90
- <사진 4-2> 분석 / 91
- <사진 4-3> 스패터 / 93
- <사진 4-4> 성읍리에 위치한 돌임이 오름 / 94
- <사진 4-5> 물장을 분화구 / 96
- <사진 4-6> 물영아리 분화구 / 96
- <사진 4-7> 사라오름 분화구 / 97
- <사진 4-8> 검은오름(물чат오름) 분화구 / 97
- <사진 4-9> 어승생악의 분화구(빙담) / 98

- <사진 4-10> 개오름 / 99
- <사진 4-11> 좌보미 / 103
- <사진 4-12> 둔지봉 화산성암설사태층 / 105
- <사진 4-13> 아부오름 분화구 / 106
- <사진 4-14> 성널오름 / 108
- <사진 4-15> 성널오름 조면암 절벽 / 109
- <사진 4-16> 현무암 관입암체 / 109
- <사진 4-17> 서거문이오름 / 110
- <사진 4-18> 동굴 입구 / 111
- <사진 4-19> 열곡 / 112
- <사진 4-20> 북동쪽에서 바라본 큰 노꼬메 / 113
- <사진 4-21> 큰 노꼬메 / 114
- <사진 4-22> 하논 분지 / 118
- <사진 4-23> 하와이(빅아일랜드) 킬라우에 칼데라 / 120
- <사진 4-24> 송악산 해안절벽 / 121
- <사진 4-25> 가파도와 문섬 / 123
- <사진 4-26> 돌오름 / 125
- <사진 4-27> 군산 / 126
- <사진 4-28> 군산의 서측하부 능선에 형성된 침식계곡 / 127
- <사진 5-1> 파호에호에 용암류 암석 시료의 연마편 / 132
- <사진 5-2> 새끼줄구조 / 133
- <사진 5-3> 빌레(파호에호에)용암과 튜물러스 / 134
- <사진 5-4> 파호에호에 라바 토 / 135
- <사진 5-5> 용암수형 / 135
- <사진 5-6> 용암수 / 136
- <사진 5-7> 용암관 / 137
- <사진 5-8> 구좌읍 한동리의 채석장에 노출된 파호에호에 용암류의 단면 / 138
- <사진 5-9> 구좌읍 한동리의 채석장에 노출된 파호에호에 용암류 단위층의 단면 / 139
- <사진 5-10> 시추 코아에서 나타나는 파호에호에 용암류의 내부 구조 / 142
- <사진 5-11> 아아 용암류의 흐름 / 144
- <사진 5-12> 월림~신평 곳자왈용암류 분포지 / 147
- <사진 5-13> 상창~화순 곳자왈용암류 분포지 / 148
- <사진 5-14> 납읍~원동 곳자왈용암류 분포지 / 149
- <사진 5-15> 조천~대흘 곳자왈용암류 분포지 / 150
- <사진 5-16> 함덕~와산 곳자왈용암지대에서 발견되는 소규모 용암돔 / 152
- <사진 5-17> 선흘 곳자왈용암류 분포지 / 153
- <사진 5-18> 종달~한동 곳자왈용암류 분포지 / 154
- <사진 5-19> 세화 곳자왈용암류 분포지 / 155
- <사진 5-20> 상도~하도 곳자왈용암류 분포지 / 156
- <사진 5-21> 수산 곳자왈용암류 분포지 / 157
- <사진 5-22> 곳자왈 용암의 노두 / 160

- <사진 5-23> 부가용암구와 클린커 / 161
- <사진 5-24> 서귀포 중문해수욕장과 서부하수종말처리장 사이의 해안절벽에 나타나는 주상절리(조면암) / 163
- <사진 5-25> 천제연 제1폭포(천상연폭포) / 163
- <사진 5-26> 서귀포시 대포동 주상절리(지샛개) / 164
- <사진 5-27> 산굼부리 / 166
- <사진 5-28> 비양도 / 167
- <사진 5-29> 비양도의 애기엮은 돌 / 168
- <사진 5-30> 만세동산 / 170
- <사진 5-31> 서귀포시 중문관광단지의 해안 / 172

【그림 목차】

- <그림 2-1> 지판과 한반도의 위치 / 15
- <그림 2-2> 신생대 제3기 제주도 형성 이전의 주변 지질환경 모식도 / 16
- <그림 2-3> 한반도와 일본열도를 함께 보는 제주도의 위치도 / 18
- <그림 2-4> 수치지형도를 기초로 작성된 제주도 지형기복도 / 19
- <그림 2-5> 1971년 제주도 지질도 / 20
- <그림 2-6> 제주도와 열점 / 26
- <그림 2-7> 아이슬란드섬과 맨틀플럼 / 27
- <그림 2-8> 한라산국립공원의 지형적 특성과 오름 / 43
- <그림 2-9> 한라산 일원의 지질도 / 51
- <그림 3-1> 1990년 5월 알래스카에서의 격렬한 화산폭발 / 55
- <그림 3-2> 화산과 분출 / 57
- <그림 3-3> 마그마의 생성환경 / 58
- <그림 3-4> 마그마가 분출될 때의 여러 형식을 나타내는 모식도 / 62
- <그림 3-5> 화산활동상의 분류 / 64
- <그림 3-6> 화산의 형태 / 66
- <그림 3-7> 분석구, 응회환, 응회구의 형태 비교 / 69
- <그림 3-8> 주요 화산체의 형태와 크기의 모식적 비교 / 70
- <그림 4-1> 분석구의 기하학적 표현 용어 / 92
- <그림 4-2> 개오름의 형성과정을 보여주는 모식도 / 101
- <그림 4-3> 산체 붕괴와 화산성암설사태층의 형성 / 104
- <그림 5-1> 아아 용암과 파호에호에 용암의 분포 / 131
- <그림 5-2> 시추 코아에서 조사된 파호에호에 용암류의 흐름 단위 두께빈도 / 140
- <그림 5-3> 파호에호에 용암류의 흐름 단위에서 나타나는 기공의 일반적인 분포에 따른 특징을 요약한 모식도 / 141
- <그림 5-4> 파호에호에 용암류에서 흐름 단위의 전체 두께와 중심 부분의 두께 관계 / 143
- <그림 5-5> 꽃자왈 분포도 / 146
- <그림 5-6> 만세동산 일원의 분포지질 모식도 / 171

【표 목차】

- <표 3-1> 제주도 화산암류에 대한 절대연령(K-Ar) 측정결과 / 75
- <표 4-1> 마르 유형의 화산을 분류하는 기준. / 116
- <표 5-1> 시추 코아에서 나타난 파호에호에 용암류의 흐름 단위 두께와 각 부분별 두께의 분포 / 142

제2권의 저자들

제1장, 제2장 / 정차연(鄭次然)

부산대학교 대학원 지질학과(지사·지구물리학 전공), 이학박사
한국농촌공사 제주도본부 환경지질팀 과장
제주대학교 시간강사(2000. 3~2002년 2월)
『제주도 서부해안지역의 지질과 지하수』(2002) 외 다수

제2장, 제3장/ 양경희(梁慶姬)

부산대학교 지질학과 이학박사(자원지질학전공)
부산대학교 자연과학대학 지구환경시스템학부 부교수
부산대학교 자연과학대학 지구환경시스템학부 전공주임 및 대학원학과장(2003. 09~현재)
Orthomagmatic origin for the Ilkwang Cu-W breccia-pipe deposit, southeastern
Kyongsang Basin, South Korea (Journal of Asian Earth Sciences 24, 259~270)

제3장 / 정차연(鄭次然)

부산대학교 대학원 지질학과(지사·지구물리학 전공), 이학박사
한국농촌공사 제주도본부 환경지질팀 과장
제주대학교 시간강사(2000. 3~2002년 2월)
『제주도 서부해안지역의 지질과 지하수』(2002) 외 다수

제5장 / 송시태(宋時泰)

부산대학교 일반대학원 지질학과(화산지질학 전공), 이학박사
제주의국어고등학교 과학정보부장
(사)곶자왓사람들 상임대표(2005. 1~2006년 4월 현재)
『제주의 허파 곶자왓』(2004, 도서출판 아트21, 공저) 외 다수