

원동 마그마계 : 암석화학적 진화

황 상 구

안동대학교 자연과학대학 지질학과

요 약 : 원동칼데라는 칼데라 내외부에 회류용회암이 보존되어 있고 함몰후 관입체, 용암과 응회암, 소생관입체와 후기관입체를 노출시킨다. 원동 마그마계의 암석단위는 함몰후에도 상호 점이적인 조성 관계를 나타낸다. 이 암체를 정치순서대로 나열하면 원동 마그마계로서 석영반암맥, 반상유문암 용암, 회류용회암, 세립질 화강섬록암 암주, 각섬석 흑운모 화강암 암주와 규장암맥 등이 있고 후기 관입체로서 조면반암 플러그와 염기성암맥이 있다. 석영반암맥은 원동용회암의 유문암성분으로부터 유문대사이트 성분으로의 연속적인 조성변화를 나타낸다. 반상유문암 용암, 회류용회암, 각섬석 흑운모 화강암과 세립질 화강섬록암은 중규산 유문암에서 저규산 유문암, 유문대사이트, 그리고 안산암 성분까지의 연속적인 조성변화를 나타낸다. 이 연속적인 조성변화는 함몰후와 소생시에 마그마챔버에서 지붕에서 하부로 유문암, 유문대사이트, 안산암 성분 순으로 누대 되었음을 지시하고, 상한 성분은 함몰후 마그마 챔버에서 지붕근처의 조성대를 지시하고 하한 성분은 가장 깊은 출조 심도를 지시한다. 이 조성누대와 동위원소 초기치는 원동 마그마계의 화성암류가 마그마챔버에서 칼크알카리 마그마로부터 주로 분별 결정작용에 의한 분화를 겪고 챔버지붕이나 챔버벽 근처에서 벽암과 동화작용에 의한 지각혼입이 수반되는 진화과정을 겪었음을 지시한다. 그러나 조면반암 플러그와 염기성암맥은 화학적 성질, 변화트렌드와/혹은 동위원소 초기치의 차별성에 의하면 각각 원동 마그마계의 형성 이후에 다른 마그마 배척로부터 유래 되었을 것으로 생각된다.

핵심어 : 원동 마그마계, 마그마챔버, 조성누대, 분별결정작용, 동화작용

서 언

원동칼데라는 양산 서부의 토곡산 지역에서 깊게 침식된 채 노출되는 4.0×5.1 km 칼데라구조이다. 이 칼데라는 칼데라의 진화와 화산과정을 상세히 연구하는데 중요한 뿐만 아니라, 이 화산과정에 따라 형성된 분출암과 관입암은 원동 마그마계라는 하나의 마그마계를 이루고 있다. 따라서 이 원동 마그마계는 단일 마그마챔버내에서 마그마 진화를 연구할 수 있는 우수한 논제를 제공할 수 있다고 본다. 본역은 백악기 이후 오랜 침식으로 심하게 절개되어 깊은 계곡들을 형성하였으며 결국 최고 855 m에서 최저 5 m까지의 지형적인 기복을 이루고 있다. 따라서 칼데라 위로 솟은 소생도움(resurgent dome)은 모우트(moat)와 함께 같은 고도로 침식되어 본 마그마계의 하위 부분까지도 노출시키고 있다. 또한 본역을 포함하는 인접지역이 북쪽으로 티핑됨으로서 함몰구조와 소생구조가 비대칭 양태에 놓임(황상구, 1997)으로 인하여 본 마그마계의 여러 부위가 보존될 수 있고 내장부에서 뺀어나온 뿌리 부위까지도 노출시킬 수 있다. 예를들면 칼데라 내부의 원동용회암

은 칼데라 내부에 두껍게 분포되고 화제리층은 칼데라 북동부 모우트에 국부적으로 보존되어 있다. 그리고 칼데라 경계부는 환상관입체를 노출시키고 있으며, 칼데라 중앙부는 크게 침식됨으로서 중앙 관입체를 들어내고 있다.

천부 관입암체와 이에 조합된 분출암에 대한 연구와 큰 용적의 규질 회류용회암의 연구는 지각내의 마그마챔버의 화학적 성질과 변화에 관하여 서로 상관적인 개념을 제공할 것이다. 원동칼데라의 분출암과 동원 관입암을 다루는 본 연구는 칼데라 내부의 분출암, 반심성암과 심성암간의 야외관계에 따라 암석학적인 관계를 구체화시킬 것이다.

원동칼데라는 원동용회암, 함몰후 관입체, 화제리층, 소생전 관입체와 소생 관입체로 복합되어 있는 소생 칼데라로 알려진 바 있다(황상구, 1997). 이 소생 칼데라는 큰 용적의 회류용회암과 이에 동반된 분출암과 관입암 간의 관계를 연구할 수 있는 우수한 배경을 제공한다. 왜냐하면 중앙부의 소생 관입체는 이에 조합된 회류용회암을 분출시킨 마그마챔버의 잔류부분을 나타내기 때문이다. 그런데 대규모 회류용회암을 보존하고 있고 동일시기의 관

입체를 충분히 노출시키고 있는 칼데라는 비교적 드문 편이다(Lipman, 1984). 또한 이러한 노출을 나타내는 칼데라라 하더라도 흔히 여러차례 화성활동의 중복으로 해석이 어려울 수도 있을 것이다. 그러나 원동칼데라는 하나의 단일 칼데라운회를 이루고 있음이 이미 밝혀졌고(황상구, 1997) 소생 관입체의 노출로 마그마진화에 대한 더 완벽한 모델을 제공할 것으로 기대된다. 또한 회류응회암과 이에 조합된 분출암과 관입암 내에 보존된 조성변화는 이들을 정치시킨 마그마챔버 내의 일차적인 조성분대를 반영하며 주요 마그마과정을 기록하고 있다(Hildreth, 1979, 1981; Smith, 1979). 따라서 이러한 점들을 원동칼데라의 화산과정에 적용되는 원동 마그마계를 대상으로 하여 함몰과 소생 전후의 각 암석단위내에서와 이들간의 조성변화를 연구함으로써 하나의 마그마챔버내에서의 마그마진화를 고찰해 보고자 한다.

지질개요

유천층군은 대부분 안산암질 내지 유문암질 용암과 화쇄암으로 구성되며 대체로 경상분지 남동부에 활모양으로 분포되는 화산호를 형성한다. 이 광역적인 화산호의 암석들은 백악기에 유라시아대륙 동연변부에서 일어난 쿨라판의 섭입과 관련된 암석학적 성질을 나타낸다(이상만 외, 1987; 황상구와 김상욱, 1994a; Hwang and Kim, 1994). 이 화산암류는 일반적으로 안산암질 화산작용으로 시작되어 후에 흔히 칼데라를 형성하는 극열상의 대규모 규질 회류분출 화산작용으로 대체되는 화산과정을 겪었다(김규봉과 황상구, 1988).

유천층군 화산암류는 유천소분지에 가장 집중되며 하부의 주사산 안산암질암류와 상부의 운문사 유문암질암류로 구분된다(김상욱과 이영길, 1981). 이 중 운문사 유문암질암류는 밀양에서 양산에 이르는 지역에서 대부분 회류응회암들로 구성되며 수개의 칼데라와 조합되어 있다. 이 회류응회암들은 중간에 강하응회암이 협재되어 있고 암상과 구성성분의 차이가 다소 큰 3개의 암석단위로 구분된다. 이와 함께 여러 암상에 따라 하부로부터 응회각력암, 대사이트질 회류응회암, 대사이트, 유산리층, 유문암질 강하응회암, 유문암질 회류응회암, 화제리층, 강하응회암, 유문대사이트질 회류응회암, 유문암 순으로 세분되었다(김규봉과 황상구, 1988). 또한 이 지역에서 양산칼데라, 원동칼데라, 삼랑진칼데라 등의 3개 칼데라가 확인되면서 이 칼데라 형

성과 회류응회암과 강하응회암이 밀접히 관련되어 있음을 인식하여, 각 칼데라 형성과 관련된 분출암을 하나로 묶어 각각 양산응회암, 원동응회암 및 삼랑진응회암으로 칭한 바 있다(황상구와 김상욱, 1990). 그리고 각 칼데라는 형성 후속단계 산물로서 모두 환상관입체와 중앙관입체를 가지고 있고, 이 관입체들은 산출형태에 따르면 암맥, 도음, 암주와 플러그 등에 해당된다. 각 칼데라는 이러한 분출암과 관입암을 관련시키면 반드시 회류응회암-칼데라-환상암맥으로 연결되는 화산복합체를 이루고 있다.

칼데라 지질

원동칼데라는 양산 서부의 토곡산 바로 남쪽에 4.06×5.1 km의 크기로 존재한다(Fig. 1). 이 칼데라는 주사산 안산암질암류를 기반으로 하여 대규모 회류분출에 따른 원동응회암의 축적에 의해 약 1930 m의 심도로 함몰되고 뒤따라 석영반암이 관입되었다. 이후에 칼데라 모우트에 화제리층이 충전되었으며 이때 퇴적과 동시에 반상유문암 용암이 분류(effusion)되고 소규모의 응회암이 분출되었다. 그리고 소생작용이 진행되면서 먼저 세립질 화강섬록암이 환상관입체로 정치되고 각섬석 흑운모 화강암이 중앙관입체로 정치되었으며 나중에 규장암이 환상관입체로 정치되었다(황상구 외, 1997; Hwang, 1997a). 마지막으로 조면반암과 염기성암

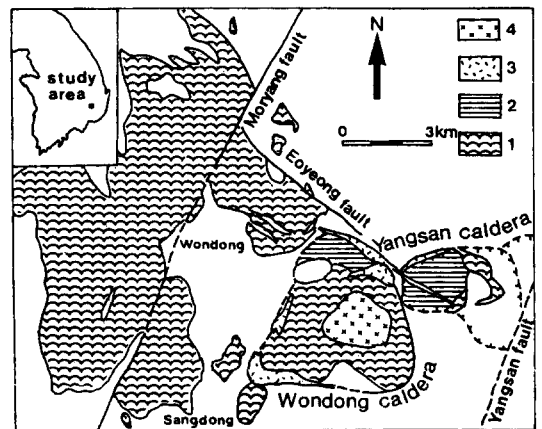


Fig. 1. Simplified geologic map, showing the distribution of the Wondong Tuff(1), Hwajeri Formation (2), ring intrusions related with the Wondong caldera (3) and central intrusion(4) and the boundary of the Wondong caldera(modified from Hwang and Kim, 1990, 1994a, b).

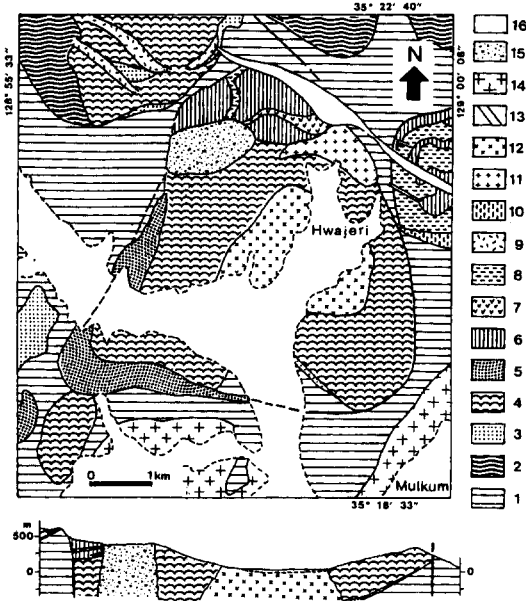


Fig. 2. Generalized geologic map of the Wondong caldera. 1, Chusasan andesitic rocks; 2, Yangsan Tuff; 3-4, Wondong Tuff (3, rhyolitic fallout tuff; 4, rhyolitic ash-flow tuff); 5, quartz porphyry; 6-8, Hwajeri Formaton (6, tuffaceous sedimentary rocks; 7, porphyritic rhyolite lava; 8, tuff); 9, rhyolite; 10, feldspar porphyry; 11, fine-grained granodiorite; 12, hornblende biotite granite; 13, felsite; 14, biotite granite; 15, trachyte porphyry; 16, Alluvium.

맥이 관입되었다(Fig. 2). 그러므로 원동칼데라 내에는 3개의 분출암과, 6개의 관입암이 칼데라 내부 원동응회암과/혹은 화제리층 속에 정치되었다.

분출암은 함몰시기를 기준으로 했을 때 칼데라형성 회류응회암(caldera-forming ash-flow tuff), 함몰 후 용암(postcollapse lava)과 함몰후 응회암(postcollapse tuff)으로 구분된다. 관입암은 함몰과 소생시기를 기준으로 하여 함몰후 관입체(postcollapse intrusion), 소생전 관입체(preresurgent intrusion), 소생 관입체(resurgent intrusion)과 소생후 관입체(postresurgent intrusion), 그리고 후기 관입체(late intrusion)로 구분된다. 이들을 정치순서에 따라 간단히 기술해 보기로 한다.

칼데라형성 회류응회암은 원동응회암이 이에 해당되며, 이는 주사산 안산암질암류 위에서 대규모 회류분출로 인하여 칼데라 함몰을 일으켰고 함몰이 되면서도 계속 분출되어 칼데라 외부의 외류(outflow) 보다 칼데라 내부에서 약 3배 정도로 두껍게 축적되었다(황상구외, 1997). 이 응회암은 석영과 사장석 반정이 비교적 풍부하고 대부분 유문

암질에 속한다.

함몰후 관입체에는 석영반암이 있으며, 이는 칼데라 함몰 바로 뒤에 칼데라의 환상단열대를 따라 관입되어 환상암맥 형태로 정치되었다(황상구 외, 1997). 이 관입체는 석영과 사장석 반정이 다소 풍부한 유문대사이트 반암에 해당되며 반정광물의 비율은 원동응회암과 유사하다.

함몰후 용암은 화제리층 하부에 최고 100 m 두께로 협재되고 서쪽으로 가면서 얇아지며 칼데라 중앙부 근처에서 소규모로 분류된 것으로 생각된다(황상구 외, 1997). 이 용암은 회백색 내지 회색을 띠며 사장석 반정을 다소 함유하는 반상유문암에 속한다.

함몰후 응회암은 화제리층 중부에서 저색대와 녹회색대 사이에 약 50 m 두께로 협재된다. 이 응회암은 회백색 내지 회색을 띠고 칼데라 경계부에서 용결되어 있으며 환상단열대를 따라 회류로 분출된 것 같다(황상구 외, 1997).

소생전 관입체에는 세립질 화강섬록암이 있다. 이 화강섬록암은 역시 환상단열대를 따라 화제리층을 관입하여 소암주 형태로 정치되므로서 환상관입체의 일원이 되었다. 이 소암주는 극세립질의 화강섬록암 연변부로부터 세립질 석영몬조섬록암 중심부로 약하게 누대되어 있으며, 이 양자간에는 점이적이지도 않고 중심상이 연변상을 관입한 흔적이 관찰되지도 않는다. 이는 아마도 연변상은 중심상이 정치되기 전에 완전히 고결되지 않았음을 지시한다.

소생 관입체에는 각섬석 흑운모 화강암이 있다. 이 화강암은 칼데라 중심부에 소생도움이 완성되면서 암주 형태의 중앙관입체로 정치되어 소생도움의 중심부를 이루었다. 이는 대개 중립질이며 관입체 연변부에서 세립질인 경향이고 관입방향에 평행되는 길다란 안산암 포획체를 가지는 것이 특징적이다(Hwang, 1997b; 황상구, 1997).

그리고 소생후 관입체에는 규장암이 이에 속한다. 이 규장암은 소생후에 북서-남동방향의 단층에 거의 일치되는 환상단열대를 따라 암맥 형태로 정치하여 환상관입체의 일부가 되었다(황상구, 1997). 지금까지의 환상관입체와 소생관입체는 원동응회암과 동원일 것으로 생각된다. 왜냐하면 칼데라에서 소생작용은 칼데라 하위의 저반이 고결되는 동안 너무나 짧은 기간 내에 칼데라 함몰을 뒤따라 일어나기 때문이다(Smith and Bailey, 1968).

마지막으로 후기 관입체에는 조면반암과 염기성암이 포함된다. 조면반암은 칼데라 북서부에 원동응회암과 화제리층을 관입하여 플러그 형태로 정치

되었다. 염기성암은 칼데라 내에서 북서-남동방향으로 관입한 폭 1 m 내외의 매우 작은 암맥이다. 이 양자는 칼데라의 환상단열대나 소생구조를 따라 정지되어 있지 않고 시공간적으로도 무관하기 때문에, 이들은 소생작용이 완전히 끝난 후에 정지된 것으로 해석된다. 이 마지막 관입체는 아마도 원동응회암과 선기의 여러 관입체들과 같은 원동 마그마계의 산물이 아니거나 혹은 같은 마그마계 산물이라 하더라도 상부레벨 마그마챔버의 산물은 아닐 것으로 생각된다.

그러므로 원동칼데라에 관련된 마그마계의 마그마 진화를 이끌어 낼 수 있도록 이에 조합된 분출암과 관입암을 원동칼데라의 화산과정과 시공간적으로 관련시켜 분류하면 1) 주사산 안산암질암류의 안산암, 2) 원동응회암의 외류, 3) 칼데라 내부의 원동응회암, 4) 석영반암, 5) 화제리층의 반상유문암 용암, 6) 화제리층의 응회암, 7) 세립질 화강섬록암, 8) 각섬석 흑운모 화강암, 9) 규장암, 10) 조면반암과 11) 염기성암맥 순으로 구별된다.

시료 채취와 분석

마그마진화는 광물조성변화와 화학성분변화가 동시에 일어날 것이다. 이러한 변화로부터 마그마진화를 알아보기 위해서는 각 암석단위마다 체계적으로 여러 층준에서 대표적인 신선한 표품을 채취하였다. 이때 분출암에서는 하부에서 상부로 가면서 가능한 한 외래암편이 없는 시료를 채취하였고 관입암에서는 가능한 한 연변부에서 중심부로 변질되지 않은 부분에서 시료를 채취하였다. 시료의 채취위치는 Table 1에 나타냈다.

채취된 시료들 중에 박편관찰을 통해 주로 탈과리화 시료나 안정질 시료가 분석을 위해 사용되었다. 그리고 먼저 풍화면과 암편은 시료로부터 제거되었다. 다음으로 나머지 시료물질은 절편으로 잘라서 적당히 부수었다. 이러한 시료는 화학적인 자료를 얻기 위하여 탭스텐카바이드 분쇄기를 이용하여 각 시료마다 200메쉬 이하의 분말시료를 약 10 g 씩 제조하였다. 이 시료의 화학조성은 주원소에

Table 1. Locations of the samples from the rock units associated with the Wondong caldera.

| sample No. | rock types | longitudes | latitudes | rock units |
|------------|----------------------------|--------------|-------------|----------------------------|
| HM815 | andesite | 128° 56' 27" | 35° 21' 14" | Chusasan andesitic rocks |
| HM818 | andesite | 128° 55' 49" | 35° 21' 23" | Chusasan andesitic rocks |
| HM102 | welded ash-flow tuff | 128° 57' 25" | 35° 22' 47" | Wondong Tuff |
| HM211 | welded ash-flow tuff | 128° 52' 43" | 35° 21' 02" | Wondong Tuff |
| HM285 | welded ash-flow tuff | 128° 58' 36" | 35° 20' 00" | Wondong Tuff |
| HM425 | welded ash-flow tuff | 128° 57' 17" | 35° 20' 16" | Wondong Tuff |
| HM552 | rhyolite porphyry | 128° 56' 37" | 35° 20' 25" | quartz porphyry dike |
| HM810 | rhyodacite porphyry | 128° 56' 42" | 35° 20' 31" | quartz porphyry dike |
| HM723 | porphyritic rhyolite | 128° 58' 19" | 35° 21' 47" | lava in Hwajeri Formation |
| HM554 | porphyritic rhyolite | 128° 58' 19" | 35° 21' 49" | lava in Hwajeri Formation |
| HM721 | porphyritic rhyolite | 128° 58' 10" | 35° 21' 52" | lava in Hwajeri Formation |
| HM735 | welded ash-flow tuff | 128° 57' 47" | 35° 22' 11" | tuff in Hwajeri Formation |
| HM736 | welded ash-flow tuff | 128° 57' 43" | 35° 22' 06" | tuff in Hwajeri Formation |
| HM801 | granodiorite | 128° 59' 12" | 35° 21' 32" | fine-grained granodiorite |
| HM550 | quartz monzodiorite | 128° 59' 10" | 35° 21' 17" | fine-grained granodiorite |
| HM803 | hornblende biotite granite | 128° 58' 51" | 35° 20' 05" | hornblende biotite granite |
| HM804 | hornblende biotite granite | 128° 58' 44" | 35° 20' 09" | hornblende biotite granite |
| HM805 | hornblende biotite granite | 128° 58' 38" | 35° 20' 15" | hornblende biotite granite |
| HM806 | hornblende biotite granite | 128° 58' 04" | 35° 20' 19" | hornblende biotite granite |
| HM807 | hornblende biotite granite | 128° 58' 00" | 35° 20' 24" | hornblende biotite granite |
| HM584 | felsite | 128° 58' 31" | 35° 22' 06" | felsite dike |
| HM716 | trachyte porphyry | 128° 58' 01" | 35° 21' 39" | trachyte porphyry plug |
| HM416 | trachyte porphyry | 128° 57' 39" | 35° 21' 28" | trachyte porphyry plug |
| HM722 | basalt | 128° 58' 17" | 35° 21' 49" | basic dike |

대하여 한국동력자원연구소에서 XRF 분석법에 의하거나 영국 런던대학교에서 ICP-MS 분석법에 의해 실시되었고, 미량원소(14종)와 희토류원소(12종)에 대하여 런던대학교에서 ICP-MS 분석법으로 실시되었다. Sr 동위원소비는 기초과학연구원연구소에서 열이온화 질량분석법으로 실시되었다. 초기치의 계산을 위해 사용된 연대는 원동응회암을 관입한 유문암에서 측정된 73.5 ± 1.4 Ma 전암 연대이다(황상구 1991).

암석화학적 성질과 분류

원동칼데라에 조합되어 있는 화성암류는 원동응회암, 화제리층 내의 용암과 응회암, 그리고 6개 관입암들로 구성되어 있다. 이 모든 암석단위는 공간적으로 원동칼데라 내에 존재하지만 원동 마그마계의 성인과 다른 것도 존재할 수도 있다. 그래서 본 화성암류에 대한 마그마진화를 알아내기 위하여 먼저 화학조성에 의하여 본 화성암류의 암석화학적 성질부터 검토하여야만 한다. 왜냐하면 본역에는 공간적으로 여러 암석단위가 산출되기 때문에 우선 화학적 성질이 다른 것을 찾아내야 하기 때문이다. 즉 원동 마그마계를 대표하는 주된 화학적 성질과 다른 암석단위가 존재할 수도 있기 때문이다. 화학적 성질이 다른 암석단위를 포함해서 화학적인 변화를 거론하는 것은 마그마진화 해석에 혼돈만 초래하기 때문에 미리 주 연구대상으로부터 묶어두어 해석의 혼란을 감소시켜야만 한다. 이를 위하여 본 칼데라에 조합된 각 암석단위에 대하여 암석계열을 살펴봄으로서 본 화성암류를 크게 구분할 수 있고, 원동 마그마계의 범위도 한정시킬 수 있게 된다.

본역의 화성암류는 Irvine과 Baragar(1971)의 화학적 구분에 따르면 조면반암만 알카리계열 영역에 투시되고 나머지 모두가 비알카리계열 영역에 투시된다(Fig. 3). 더군다나 조면반암을 제외한 모든 산성암은 석영이 흔히 반영으로서 나타나고 석기에도 석영이 현저하므로 이들이 알카리계열 마그마로부터 유래되지 않았음을 지지한다.

그러면 나머지 암석단위가 비알카리계열에 속한다면 칼크알카리계열과 솔레아이트계열 중 어느 계열에 속할 것인가. 양 계열의 구분이 잘 반영되는 AFM 삼각도(Irvine and Baragar, 1971)에 투시해보면 염기성암맥을 제외한 모든 암석단위는 칼크알카리계열의 진화경로를 밟는다(Fig. 4).

그러나 염기성암맥은 솔레아이트계열 영역에 투시된다(Fig. 4). 이는 철분이 진화단계 초기에 농집

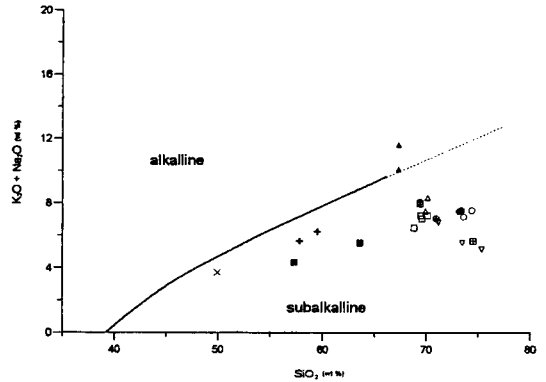


Fig. 3. Alkali versus SiO₂ diagram showing alkaline and subalkaline rocks from the Wondong caldera(after Irvine and Baragar, 1971). Crosses, andesite from the Chusasan andesitic rocks; open circles, outflows of Wondong Tuff; solid circles, intracaldera Wondong Tuff; crossed circle, quartz porphyry; reverse open triangles, porphyritic rhyolite lava in the Hwajeri Formation; normal open triangles, tuff in the Hwajeri Formation; solid squares, fine-grained granodiorite; open squares, hornblende biotite granite; crossed squares, felsite; solid triangles, trachyte porphyry; X's sign, basic dike.

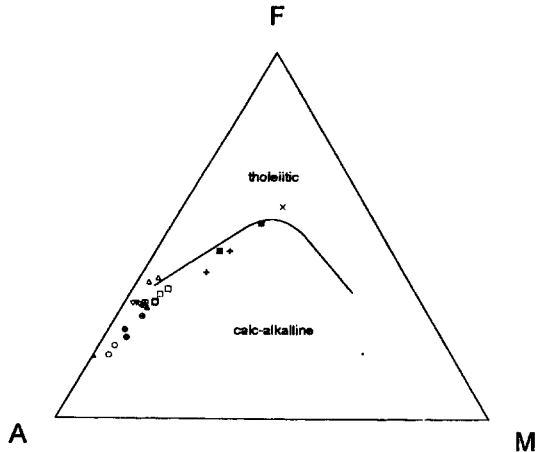


Fig. 4. AFM diagram showing tholeiitic and calc-alkaline rocks from the Wondong caldera(after Irvine and Baragar, 1971). Symbols are as in Fig. 3.

되는 진화경로에 해당된다. 하지만 본 염기성암맥은 진화가 별로 진행되지 않은 초기 암석조성을 유지하기 때문에(Table 2) 철농집 정도는 별로 진행되지 않은 상태를 나타낸다.

그리고 각 암석단위를 화학조성에 따라 분류해야만 암석학적 성질과 변화를 표현하기가 쉬워질 것이다. 그러면 원동칼데라에 조합된 화산암류의 화

Table 2. Major(wt%) and trace element(ppm) of the rock units associated with the Wondong Tuff.

| | andesite in C.A.R. | | outflows of Wondong Tuff | | intracaldera Wondong Tuff | | quartz porphyry | | porphyritic rhyolite in H.F. | | | tuff in |
|--------------------------------|-----------------------|------------------------------|-----------------------------|----------------------------|------------------------------|-------|--------------------|-----------------|---------------------------------|-------|---------------|------------|
| | HM815 | HM818 | HM102 | HM211 | HM285 | HM425 | HM552 | HM810 | HM723 | HM554 | HM723 | HM735 |
| SiO ₂ | 59.45 | 57.74 | 73.53 | 74.31 | 73.34 | 73.11 | 70.89 | 69.35 | 75.28 | 73.40 | 71.10 | 70.12 |
| TiO ₂ | 0.57 | 0.84 | 0.17 | 0.13 | 0.16 | 0.11 | 0.27 | 0.28 | 0.29 | 0.37 | 0.39 | 0.40 |
| Al ₂ O ₃ | 15.90 | 17.41 | 14.50 | 14.32 | 14.18 | 14.76 | 14.52 | 15.61 | 13.44 | 14.27 | 15.25 | 14.91 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.55 | 2.63 | 0.49 | 0.85 | 1.22 | 1.18 | 1.10 | 1.43 | 1.07 | 1.08 | 1.41 | 2.83 |
| FeO | 4.37 | 4.51 | 1.42 | 0.88 | 1.44 | 1.22 | 1.98 | 2.57 | 1.55 | 1.69 | 2.05 | 2.55 |
| MnO | 0.14 | 0.13 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.08 | 0.08 | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.10 |
| MgO | 2.38 | 2.52 | 0.33 | 0.33 | 0.39 | 0.53 | 0.61 | 0.56 | 0.27 | 0.15 | 0.27 | 0.36 |
| CaO | 3.19 | 5.46 | 1.20 | 0.57 | 1.23 | 0.54 | 1.63 | 1.34 | 1.61 | 1.85 | 1.44 | 1.57 |
| Na ₂ O | 3.75 | 3.89 | 3.40 | 3.56 | 3.77 | 3.22 | 4.14 | 5.03 | 2.96 | 3.29 | 2.89 | 3.51 |
| K ₂ O | 3.90 | 1.77 | 3.76 | 3.99 | 3.79 | 4.28 | 2.93 | 3.06 | 2.27 | 2.32 | 3.89 | 4.78 |
| P ₂ O ₅ | 0.20 | 0.22 | 0.04 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.08 | 0.09 | 0.09 | 0.10 | 0.09 | 0.12 |
| total | 96.40 | 97.12 | 98.88 | 99.00 | 99.60 | 99.02 | 98.23 | 99.40 | 98.86 | 98.56 | 98.92 | 101.25 |
| Li | 54 | 54 | 24 | | 21 | | 26 | 17 | 27 | | 35 | 37 |
| Sc | 12 | 17 | 5 | | 5 | | 5 | 6 | 10 | | 9 | 8 |
| V | 91 | 117 | 14 | | 9 | | 19 | 17 | 28 | | 23 | 25 |
| Cr | 15 | 24 | 6 | | 5 | | 5 | 6 | 9 | | 6 | 8 |
| Co | 14 | 15 | 5 | | 29 | | 6 | 6 | 4 | | 4 | 6 |
| Ni | 13 | 15 | 9 | | 8 | | 11 | 6 | 6 | | 8 | 7 |
| Cu | 8 | 45 | 73 | | 26 | | 10 | 9 | 6 | | 7 | 7 |
| Zn | 110 | 102 | 57 | | 92 | | 65 | 52 | 33 | | 44 | 69 |
| Rb | 118 | 57 | 141 | | 135 | | 132 | 88 | 77 | | 136 | 138 |
| Sr | 151 | 523 | 169 | | 185 | | 301 | 306 | 127 | | 226 | 225 |
| Y | 24 | 26 | 30 | | 23 | | 24 | 21 | 26 | | 32 | 29 |
| Zr | 148 | 145 | 73 | | 70 | | 45 | 222 | 156 | | 197 | 206 |
| Nb | 6 | 7 | 6 | | 5 | | 6 | 7 | 6 | | 9 | 8 |
| Ba | 496 | 489 | 810 | | 837 | | 669 | 664 | 542 | | 1301 | 904 |
| | H.F. | fine-grained granodiorite | | hornblende biotite granite | | | | felsite dike | trachyte porphyry | | basic dike | |
| | HM736 | HM801 | HM550 | HM803 | HM804 | HM805 | HM806 | HM807 | HM584 | HM716 | HM416 | HM722 |
| SiO ₂ | 69.91 | 63.53 | 57.22 | 68.76 | 69.51 | 70.09 | 69.45 | 69.38 | 74.45 | 67.54 | 67.29 | 49.88 |
| TiO ₂ | 0.41 | 0.61 | 1.12 | 0.49 | 0.44 | 0.43 | 0.42 | 0.28 | 0.25 | 0.62 | 0.55 | 1.08 |
| Al ₂ O ₃ | 14.52 | 15.26 | 15.86 | 15.06 | 14.84 | 14.68 | 14.86 | 15.68 | 12.60 | 13.70 | 15.66 | 18.29 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.10 | 2.02 | 2.77 | 1.60 | 1.60 | 1.47 | 1.49 | 1.56 | 1.17 | 2.08 | 1.15 | 4.21 |
| FeO | 3.05 | 4.55 | 6.23 | 2.60 | 2.59 | 2.38 | 2.42 | 2.53 | 1.74 | 2.35 | 1.30 | 7.28 |
| MnO | 0.09 | 0.13 | 0.15 | 0.09 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.09 | 0.06 | 0.18 | 0.13 | 0.18 |
| MgO | 0.55 | 1.99 | 3.28 | 0.90 | 0.81 | 0.79 | 0.78 | 0.56 | 0.40 | 0.82 | 0.03 | 4.35 |
| CaO | 2.04 | 4.01 | 6.48 | 2.89 | 2.63 | 2.44 | 2.40 | 1.34 | 1.87 | 2.36 | 1.24 | 8.37 |
| Na ₂ O | 2.71 | 3.03 | 3.05 | 3.71 | 3.74 | 3.70 | 3.86 | 4.96 | 1.76 | 0.30 | 0.26 | 2.24 |
| K ₂ O | 4.74 | 2.53 | 1.30 | 2.78 | 3.33 | 3.54 | 3.39 | 3.02 | 3.90 | 8.75 | 11.33 | 1.49 |
| P ₂ O ₅ | 0.12 | 0.16 | 0.22 | 0.15 | 0.13 | 0.12 | 0.13 | 0.09 | 0.05 | 0.16 | 0.19 | 0.26 |
| total | 100.24 | 97.82 | 97.68 | 99.03 | 99.68 | 99.70 | 99.27 | 99.49 | 98.25 | 98.86 | 99.13 | 97.63 |

Table 2. Continued.

| | H.F. | | | hornblende biotite granite | | | | | felsite dike | trachyte porphyry | | basic dike |
|----|-------|-------|-------|----------------------------|-------|-------|-------|-------|--------------|-------------------|-------|------------|
| | HM736 | HM801 | HM550 | HM803 | HM804 | HM805 | HM806 | HM807 | HM584 | HM716 | HM416 | HM722 |
| Li | 35 | 45 | 25 | 21 | 19 | 19 | 24 | 19 | 25 | 19 | | 161 |
| Sc | 9 | 14 | 23 | 11 | 10 | 10 | 9 | 6 | 7 | 12 | | 30 |
| V | 26 | 88 | 176 | 33 | 32 | 30 | 30 | 18 | 33 | 58 | | 253 |
| Cr | 9 | 23 | 16 | 6 | 7 | 5 | 6 | 6 | 9 | 8 | | 46 |
| Co | 7 | 13 | 23 | 9 | 7 | 6 | 6 | 6 | 7 | 7 | | 27 |
| Ni | 8 | 17 | 25 | 9 | 8 | 8 | 8 | 8 | 13 | 9 | | 16 |
| Cu | 8 | 7 | 51 | 5 | 25 | 32 | 7 | 11 | 19 | 7 | | 19 |
| Zn | 40 | 94 | 121 | 58 | 34 | 40 | 36 | 52 | 53 | 77 | | 115 |
| Rb | 147 | 63 | 16 | 80 | 101 | 91 | 96 | 83 | 124 | 246 | | 117 |
| Sr | 223 | 330 | 423 | 311 | 249 | 231 | 258 | 301 | 196 | 115 | | 455 |
| Y | 32 | 31 | 29 | 29 | 33 | 36 | 33 | 21 | 34 | 27 | | 30 |
| Zr | 179 | 213 | 20 | 204 | 228 | 232 | 209 | 234 | 78 | 178 | | 89 |
| Nb | 9 | 9 | 4 | 9 | 9 | 9 | 9 | 7 | 8 | 8 | | 4 |
| Ba | 813 | 573 | 314 | 641 | 612 | 597 | 607 | 656 | 849 | 1195 | | 119 |

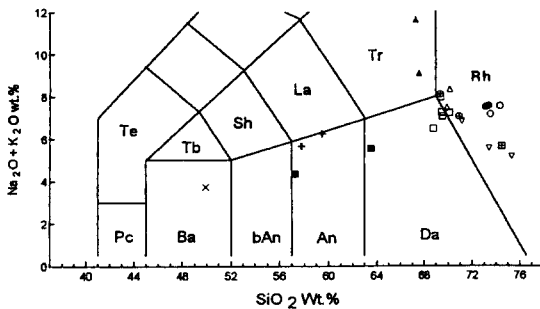


Fig. 5. Chemical classification and nomenclature of rock units associated with the Wondong caldera using the TAS diagram(after Le Bas *et al.*, 1986). Pc, picrobasalt; Ba, basalt; bAn, basaltic andesite; An, andesite; Da, dacite; Te, tephrite; Tb, trachybasalt; Sh, shoshonite; La, latite; Tr, trachyte. Symbols are as in Fig. 3.

화성암을 TAS 다이어그램(Le Bas *et al.*, 1986)에 투시해 보자. 여기서 조면반암은 조면암 혹은 조면대사이트 영역에 투시된다(Fig. 5). 이는 석영 노출치가 20 이하이기 때문에 이미 표기한 대로 조면암 성분해에 해당된다. 한편 염기성암맥은 현무암 영역에 투시되며, 나머지 암석단위는 안산암, 대사이트와 유문암 영역에 투시된다(Fig. 5).

그러나 이 분류안으로 하나의 화산암내에서 좁은 폭의 조성변화를 가지면서 여러 암상으로 구분되는 암석단위를 연구하기에는 너무나 부족하므로 광물과 주원소 조성에 따라 체계적으로 세분화시켜서

(황상구, 1996, Table 1 참조) 본 연구에서도 사용한다. 본 칼데라에 관련된 각 화산암 단위를 이 분류에 따르면, 원동응회암은 대부분 중규산 유문암 조성에 속하고, 석영반암은 저규산 유문암에서 유문대사이트 조성에 해당되고, 화제리층 용암은 중규산에서 저규산 유문암 조성을 나타내며, 화제리층 응회암은 저규산 유문암에서 유문대사이트 성분을 나타낸다. 한편 규장암은 중규산 유문암 조성에 해당된다.

그리고 소생 관입체는 화학조성상으로 각섬석 혹은 운모 화강암이 유문대사이트에서 저규산 유문암 성분해에 해당되고, 소생전 관입체인 세립질 화강섬록암은 안산암에서 대사이트 성분해에 해당된다(Fig. 5). 그러면 이 분류에 따라 화학조성과 동위원소의 변화성을 상세히 검토해 보기로 한다.

암석화학적 변화성

전체적인 트렌드

주원소

원동칼데라에 조합된 화성암류 중 후기 관입체인 조면반암과 염기성암맥을 제외한 원동 마그마체에 대한 주원소와 미량원소의 조성 범위를 알아보고 이들에 대하여 전체적인 변화를 살펴보기로 한다. 주원소 조성을 살펴보면(Table 2) 원동 마그마체에서 SiO₂의 조성은 63.53-75.28% 범위이고 Al₂O₃ 조

성은 12.60-15.86% 범위인데, SiO₂는 세립질 화강섬록암에서 가장 낮게, 원동응회암과 규장암맥에서 가장 높게 나타나고, Al₂O₃는 그 반대이다. TiO₂ 조성은 0.11-1.12% 범위이며 Fe₂O₃ 조성은 0.49-2.83% 범위이고 FeO 조성은 0.88-6.23% 범위로서 세립질 화강섬록암에서 가장 높은 편이고 원동응회암에서 가장 낮게 나타난다. MnO 조성은 0.03-0.15% 범위이고 MgO 조성은 0.15-3.28% 범위인데 세립질 화강섬록암에서 가장 높고 반상유문암 용암에서 가장 낮게 나타난다. CaO 조성은 0.54-6.48% 범위이며 세립질 화강섬록암에서 가장 높고 원동응회암에서 가장 낮다. Na₂O 조성은 1.76-5.03% 범위인데 석영반암에서 가장 높고 규장암에서 가장 낮다. K₂O 조성은 1.30-4.78% 범위로서 화제리층 응회암에서 가장 높고 세립질 화강섬록암에서 가장 낮게 나타난다. 특히 제외된 조면반암은 K₂O 조성이 8.75-11.33% 범위로서 원동 마그마계에 비하면 월등히 높아 알카리 계열에 속함을 지지한다. P₂O₅ 조성은 0.02-0.22% 범위이며 세립질 화강섬록암에서 가장 높고 원동응회암에서 가장 낮다.

원동칼데라에 조합된 화성암류에서 나온 주원소 조성은 SiO₂를 분화지시자로 사용하여 Fig. 6에 나타난다. Na₂O를 제외한 모든 원소의 조성 트렌드는 SiO₂ 조성에 따라 대체로 선형이다. 그러나 후기 관입체는 이 선형 트렌드로부터 벗어나거나 이탈되는 경향을 보인다. 즉 염기성암맥은 이 트렌드의 조성 범위로부터 왼쪽에 독립되어 있고 조면반암은 이 트렌드로부터 여러 원소가 이탈되어 있다.

이 트렌드내에서 각 암석단위는 어떠한가. 원동응회암, 화제리층 용암과 규장암은 SiO₂가 높은 부분에서 각 주원소가 대부분 겹치며, 석영반암, 화제리층 응회암과 각섬석 흑운모 화강암은 중간 SiO₂ 부분에서 역시 각 원소가 대부분 겹친다. 그러나 세립질 화강섬록암은 기타 관입암과 분출암보다 더 고철질 조성으로 뻗치며 각 원소가 안산암과 겹친다. 반면에 조면반암은 여러 원소에서 이탈하는 정도가 다른 암석단위 보다 훨씬 더 크다. 그러므로 후기 관입체를 제외할 때, 모든 화성암류가 다소 분산되지만 대체로 선형 트렌드를 형성하며, 칼데라 내부 관입체 중 세립질 화강섬록암을 제외한 모든 관입체, 용암과 응회암은 주어진 어떤 성분의 조성과 함량이 대체로 원동응회암과 같고 동시에 같은 트렌드를 보인다.

종합하면 SiO₂ 조성에 대한 주원소의 변화는 SiO₂ 조성이 많아질수록 TiO₂, Al₂O₃, MnO, MgO, CaO, P₂O₅ 등은 감소하는 경향을 보인다(Fig. 6).

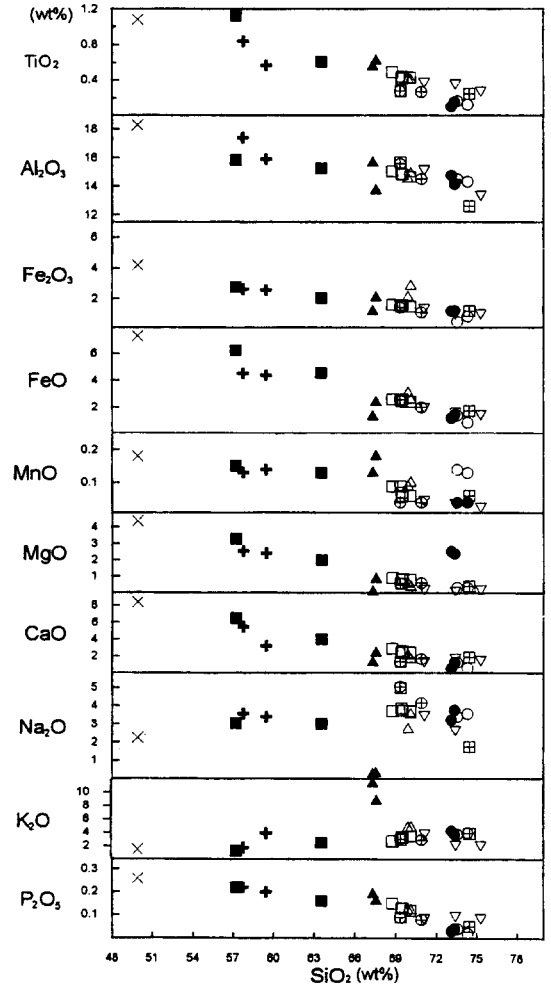


Fig. 6. Major elements versus SiO₂ variation diagram composite for rock units associated with the Wondong caldera. Symbols are as in Fig. 3.

미량원소

미량원소 조성은 Table 2와 같고 SiO₂의 변화에 따른 미량원소의 변화는 Fig. 7과 같다. Li 함량은 염기성암맥에서 매우 높고 다른 암석단위에서 SiO₂의 증가에 따라 다소 감소하는 경향이지만 뚜렷한 변화를 보이지 않는다. Sc, V, Cr, Co 함량은 염기성암맥에서 가장 높고 다른 암석단위에서 SiO₂의 증가에 따라 반비례 관계를 보여준다. Ni, Zn 함량은 세립질 화강섬록암에서 제일 높고 기타 암석단위에서 SiO₂가 증가함에 따라 역시 반비례 관계를 나타낸다. Sc, Cr, Co, Ni의 함량감소는 고철질 광물들의 분별이 우세하게 작용했음을 지지한다. 특

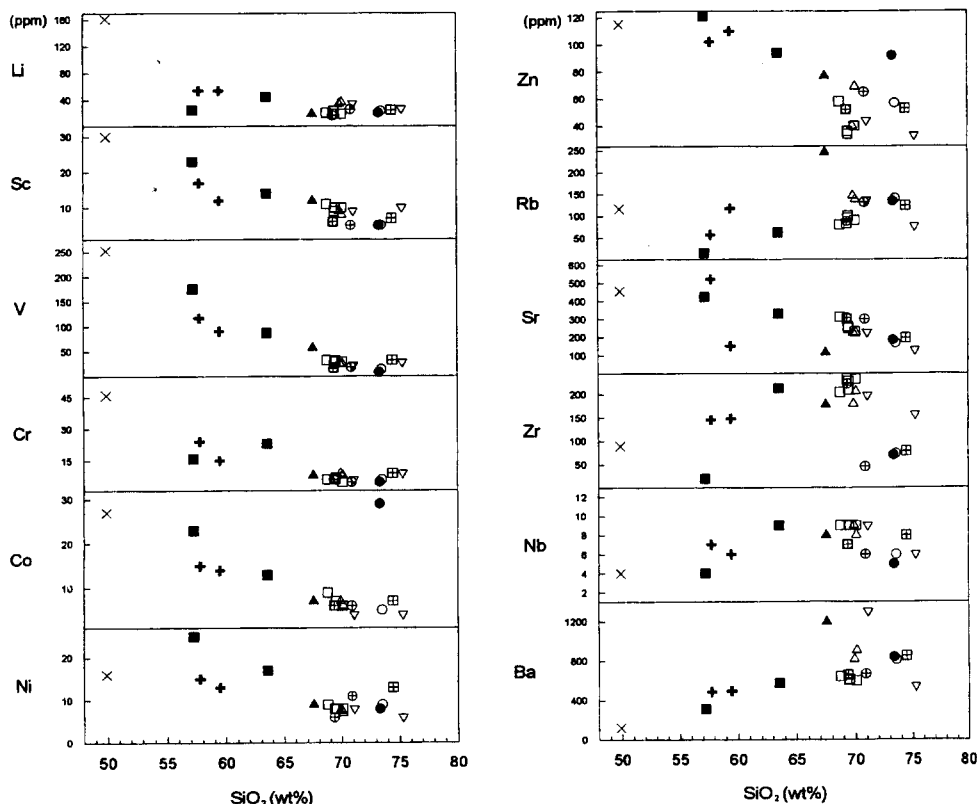


Fig. 7. Trace elements versus SiO₂ variation diagram composite for rock units associated with the Wondong caldera. Symbols are as in Fig. 3.

히 Rb 함량은 조면반암에서 가장 높는데 이를 제외 하면 세립질 화강섬록암에서 가장 낮고 화제리층 응회암에서 가장 높으며 다른 암석단위에서 SiO₂의 증가에 따라 증가되는 경향을 나타낸다. 한편 Sr 함량은 조면반암에서 가장 낮은 편인데 이를 제외하면 안산암과 세립질 화강섬록암에서 가장 높고 화제리층 용암에서 가장 낮으며 기타 암석단위에서 SiO₂의 증가에 따라 감소하는 경향을 보인다. Ba 함량은 대체로 SiO₂의 증가에 따라 증가하는 경향을 보인다. Rb, Sr, Ba의 함량변화는 사장석과 K-장석의 분별로 설명될 수 있다. 그러나 Zr와 Nb 함량은 암석단위 간의 분화정도에 따른 규칙적인 변화를 보이지 않는다.

미량원소의 함량변화를 종합하면 Zr를 제외하고 대부분 미량원소는 일정한 경향성을 보인다. 즉 SiO₂ 조성이 증가함에 따라 Li, Sc, V, Cr, Co, Ni, Zn, Sr 등은 감소되고, 반대로 Rb, Nb, Ba 등은 증가한다. 여기서 후기 관입체를 제외한 모든 화성암류가 대체로 선형 트렌드를 형성한다.

희토류원소

희토류원소의 함량은 Table 3과 같고 이들을 큰 드라이트로 표준화한 REE 패턴은 Fig. 8, 9, 10과 같다. 본역 화성암류는 염기성암맥을 제외하고 전체적으로 REE 패턴은 큰 차이가 없다. 염기성암맥은 LREE가 적게 부화되지만, 기타 암석단위는 LREE가 심하게 부화되고 HREE가 결핍되어 LREE/HREE 비가 강하게 분별된 양상을 보이고 Eu의 네거티브 이상치를 나타낸다. 이러한 패턴은 경상분지의 백악기 화성암류가 화산호 환경에서 형성되었다는 것과 일치한다(김진섭과 윤성효, 1993; 황상구와 김상욱, 1994a).

Rb-Sr 동위원소

Rb-Sr 동위원소 자료는 Table 4에 나타내고, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-⁸⁷Rb/⁸⁶Sr 관계도는 Fig. 11과 같다. 조면반암(HM 716)을 제외한 7개 시료는 이 관계도에 투시했을 때 약간의 분산정도를 나타낼 뿐 비교적 직선성을 잘 보여 대체로 87 Ma의 가등시선(pseudo

Table 3. Rare earth elements(ppm) of the rock units associated with the Wondong caldera.

| | HM815 | HM818 | HM102 | HM285 | HM552 | HM810 | HM723 | HM721 | HM735 | HM736 |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| La | 21.33 | 21.01 | 34.80 | 27.20 | 29.50 | 28.52 | 22.37 | 31.16 | 28.17 | 28.17 |
| Ce | 46.24 | 48.19 | 67.98 | 53.36 | 54.43 | 57.26 | 45.07 | 57.31 | 56.37 | 56.85 |
| Pr | 5.32 | 5.85 | 7.16 | 5.66 | 5.99 | 6.06 | 5.35 | 8.01 | 6.58 | 6.66 |
| Nd | 19.69 | 22.28 | 26.40 | 20.80 | 22.40 | 20.39 | 18.80 | 28.30 | 22.40 | 22.90 |
| Sm | 3.90 | 4.54 | 4.67 | 3.55 | 3.89 | 3.56 | 3.85 | 5.68 | 4.51 | 4.65 |
| Eu | 1.01 | 1.25 | 0.67 | 0.56 | 1.19 | 1.03 | 1.00 | 1.07 | 1.04 | 1.11 |
| Gd | 3.81 | 4.51 | 4.38 | 3.32 | 3.73 | 3.18 | 3.66 | 5.02 | 4.11 | 4.35 |
| Dy | 3.53 | 4.14 | 4.80 | 3.40 | 3.86 | 3.01 | 3.14 | 4.27 | 3.49 | 3.86 |
| Ho | 0.73 | 0.85 | 0.93 | 0.67 | 0.76 | 0.62 | 0.72 | 0.95 | 0.80 | 0.88 |
| Er | 2.03 | 2.34 | 2.87 | 2.08 | 2.36 | 1.77 | 2.10 | 2.68 | 2.25 | 2.50 |
| Yb | 2.05 | 2.26 | 2.91 | 2.17 | 2.44 | 1.95 | 2.29 | 2.86 | 2.49 | 2.68 |
| Lu | 0.34 | 0.37 | 0.45 | 0.35 | 0.40 | 0.34 | 0.38 | 0.45 | 0.40 | 0.43 |

| | HM801 | HM550 | HM803 | HM804 | HM805 | HM806 | HM807 | HM584 | HM716 | HM722 |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| La | 27.92 | 17.00 | 28.48 | 30.28 | 30.40 | 31.06 | 31.52 | 37.00 | 28.20 | 12.67 |
| Ce | 62.00 | 37.30 | 63.22 | 66.07 | 67.06 | 68.14 | 62.99 | 74.17 | 62.78 | 29.28 |
| Pr | 7.02 | 4.77 | 7.11 | 7.70 | 7.77 | 7.73 | 6.64 | 8.12 | 7.40 | 4.00 |
| Nd | 25.89 | 21.30 | 25.28 | 27.25 | 27.48 | 27.08 | 22.09 | 31.30 | 27.48 | 17.10 |
| Sm | 5.15 | 4.40 | 4.82 | 5.26 | 5.44 | 5.21 | 3.77 | 5.74 | 5.40 | 4.27 |
| Eu | 1.08 | 1.21 | 1.27 | 1.13 | 1.10 | 1.11 | 1.07 | 1.17 | 1.32 | 1.27 |
| Gd | 5.15 | 4.70 | 4.71 | 5.16 | 5.48 | 5.04 | 3.34 | 5.60 | 5.06 | 4.62 |
| Dy | 4.81 | 4.90 | 4.52 | 5.00 | 5.46 | 4.90 | 3.11 | 5.94 | 4.74 | 4.11 |
| Ho | 0.98 | 0.95 | 0.94 | 1.03 | 1.14 | 1.02 | 0.65 | 1.13 | 0.97 | 0.93 |
| Er | 2.79 | 2.87 | 2.63 | 2.96 | 3.30 | 2.93 | 1.83 | 3.42 | 2.68 | 2.58 |
| Yb | 2.82 | 2.68 | 2.63 | 3.02 | 3.44 | 3.06 | 2.01 | 3.49 | 2.65 | 2.55 |
| Lu | 0.47 | 0.42 | 0.44 | 0.51 | 0.57 | 0.51 | 0.36 | 0.56 | 0.44 | 0.40 |

isochron)이 구해진다. 이는 원동 칼데라의 형성시 기로는 생각할 수 없으나 원동 마그마계에 속하는 모든 암석단위는 원동 마그마체에서 하나의 칼데라유회에 따라 형성되었음을 간접적으로 지지한다.

안산암

원동칼데라에 조합된 화산암류의 기반암에 속하는 안산암은 SiO₂ 함량이 57-60% 내외 범위로서 (Table 2) 일반적인 안산암 성분에 속한다. 본 안산암의 REE 패턴은 강한 LREE/HREE의 분별을 나타내고 HREE가 다소 완만한 경사를 보인다. 그리고 Eu의 네거티브 이상이 매우 작게 나타나기 때문에 대체로 굴곡없이 가지런하다(Fig. 8). 그러나 이 패턴은 일반적으로 유천소분지의 주사산 안산암류에 비하여 약간 큰 편이지만(김진섭과 윤성효, 1993; 황상구와 김상욱, 1994a) 원동칼데라에서 유래된 어느 화산암류보다 Eu 이상이 작다.

본 안산암에서 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 초기치는 0.7053이며, 이는 원동칼데라에서 유래된 암석단위에서 가장 낮은 것에 속한다(Table 4). 이 초기치는 MORB에 비하면 현저히 높으나 OIB나 IAB에 비하면 크게 높지 않으며, 맨틀 기원의 암석에 대한 최고 한정값 0.706(Chappel and White, 1974) 보다 낮은 범주에 속한다. 그러므로 이 초기치는 상부 맨틀 기원으로서 다소 분별작용을 겪었거나 혹은 기원지 자체가 다소 부화된 맨틀일 가능성도 배제할 수는 없다.

원동응회암과 함몰후 관입체

원동응회암은 SiO₂ 조성이 여기서 73-75% 범위이지만(Table 2) 본 암석단위의 외류 전체로 확대하면 69-77% 범위이다(미발표 자료). 이는 유문대 사이트에서 고규산 유문암 성분에 속한다. 이 SiO₂ 조성은 본 응회암층 내의 세 구간에서 상부로 가면

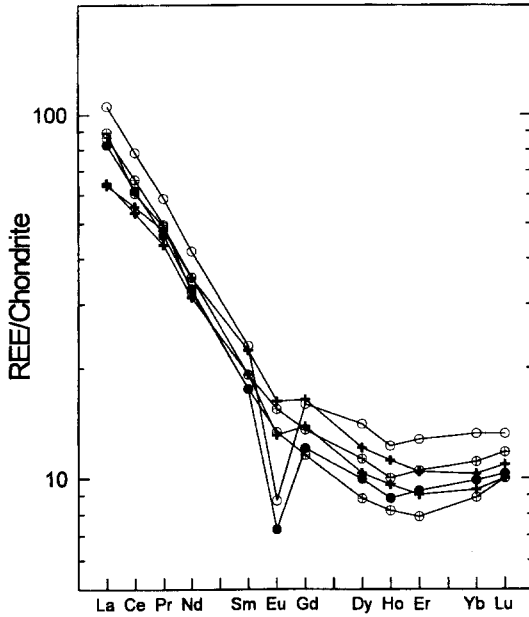


Fig. 8. Chondrite-normalized REE patterns of andesite (cross), outflows(open circle) and intracaldera Wondong Tuff(solid circle) and quartz porphyry(crossed circle).

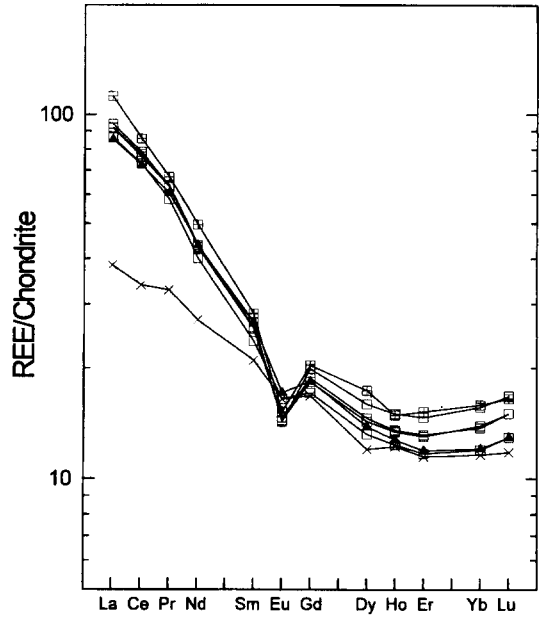


Fig. 10. Chondrite-normalized REE patterns of hornblende biotite granite(open square), felsite(crossed square), trachyte porphyry(solid triangle) and basic dike(X's sign).

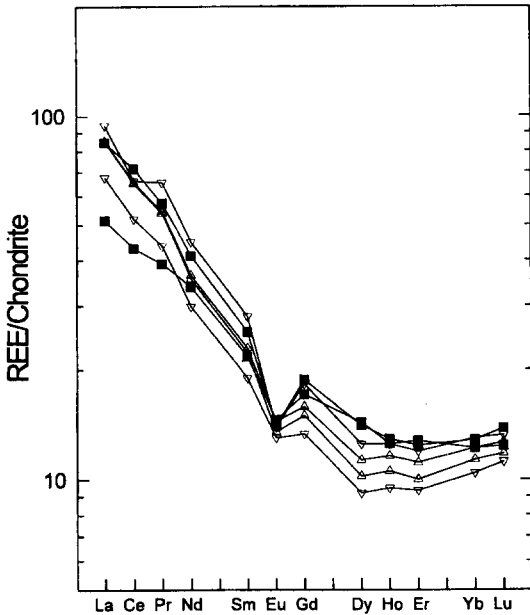


Fig. 9. Chondrite-normalized REE patterns of porphyritic rhyolite lava in the Hwajeri Formation(reverse triangle), tuff in the Hwajeri Formation(normal triangle) and fine-grained granodiorite(solid square).

서 대체로 감소하는 경향을 보인다. 즉 구간 내에서 하부는 고규산 유문암 성분이고 상부로 가면서 중규산 유문암, 저규산 유문암 성분으로 점변한다. 그리고 원동응회암은 구간마다 상부로 갈수록 대체로 TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 등이 증가되고 K_2O 는 감소되는 편이다. 원동응회암의 대규모 분출에 의해 함몰이 일어난 직후에 뒤따라 석영 반암이 관입되었다(황상구 외, 1997). 이는 SiO_2 조성이 69-71% 범위로서 대체로 저규산 유문암에서 유문대사이트 성분이다. 따라서 이는 원동응회암으로부터 연속적인 변화를 보인다. 여기서 연속적인 조성변화는 아마도 동일한 마그마챔버내에서 조성 분대를 지시한다.

본 원동응회암에 대한 REE 패턴은 외류와 칼데라 내부에서 LREE 트렌드가 급경사되고 HREE 트렌드가 평평하며 Eu의 네거티브 이상이 깊게 나타난다(Fig. 8). 외류에서 REE 패턴은 대체로 칼데라 내부에서와 평행한 양상을 보이지만 REE 트렌드 전체가 다소 높게 놓인다. 그러나 이들은 원동응회암의 전체와도 일치된다(미발표 자료). 석영반암의 REE 패턴은 원동응회암의 패턴보다 약간 아래에서 평행하다. 그러나 이의 Eu 네거티브 이상은 원동응회암의 Eu 이상 보다 깊지 않다(Fig. 8). 그리

Table 4. Sr isotopic ratios for the typical samples of the rock units associated with the Wondong caldera.

| Sample | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | 2 σ error | Sr(ppm) | Rb(ppm) | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i^*$ |
|--------|---------------------------------|------------------|---------|---------|---------------------------------|---------------------------------------|
| HM818 | 0.705782 | 0.000011 | 523 | 57 | 0.3152 | 0.7053 |
| HM810 | 0.706846 | 0.000010 | 306 | 88 | 0.8318 | 0.7058 |
| HM721 | 0.708006 | 0.000010 | 226 | 136 | 1.7408 | 0.7060 |
| HM735 | 0.707596 | 0.000010 | 225 | 138 | 1.7742 | 0.7056 |
| HM801 | 0.706293 | 0.000009 | 330 | 63 | 0.5522 | 0.7056 |
| HM803 | 0.706863 | 0.000008 | 311 | 80 | 0.7441 | 0.7059 |
| HM804 | 0.707095 | 0.000012 | 249 | 101 | 1.1733 | 0.7057 |
| HM805 | 0.706597 | 0.000009 | 231 | 91 | 1.1394 | 0.7053 |
| HM716 | 0.713950 | 0.000011 | 115 | 246 | 6.1918 | 0.7074 |

*Initial data calculated from the age of 73.5 Ma(Hwang, 1991).

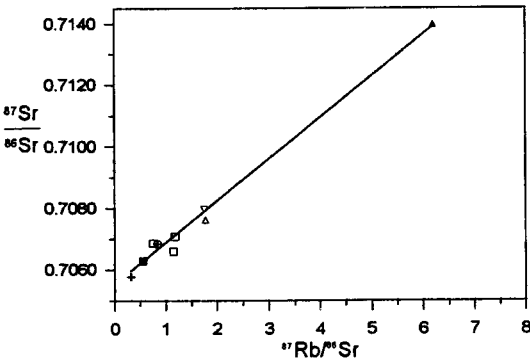


Fig. 11. Plots of Sr isotopic ratios of rock units from the Wondong caldera, showing measured $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ with 87 Ma pseudo-isochron. Symbols are as in Fig. 3.

고 원동응회암과 석영반암간에 REE 패턴이 평행한 것은 동원마그마에서 유래되었음을 지시하고, 양자간에 REE 패턴의 분포차이는 약간의 조성구배를 의미한다. 또한 원동응회암에서 Eu의 네거티브 이상이 깊은 것은 사장석의 분별이 있었음을 지시한다. 이 모두는 아마도 분출전에 마그마챔버에서 마그마가 분별결정작용에 의해 조성이 분대되었음을 지시한다.

본 원동응회암에서 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 초기치는 0.7060-0.7071이며(미발표 자료), 이는 칼데라 내부의 관입체 중에서 조면반암을 제외하고 더 방사기원적이다. 석영반암에서 초기치는 0.7058이며, 이는 원동응회암보다 낮은 편이다. 이 두 암석단위의 초기치는 선기의 안산암에서의 0.7053 보다 상당히 더 높고 원동응회암은 석영반암 뿐만 아니라 원동 마그마계에 속하는 기타 관입체들에서의 0.7053-0.7060 보다도 오히려 더 높다(Table 4). 이 두 초기치가 안산

암의 초기치 보다 다소 높은 것은 두 암석단위의 마그마가 모마그마인 안산암질 마그마로부터 분별결정작용에 의한 분화 이외에 다른 진화과정의 더 있었음을 암시한다. 즉 분별결정작용과 동시에 안산암질 마그마보다 더 많이 지각물질과의 동화작용이 수반되어 다소나마 혼연이 있었음을 시사한다.

함몰후 용암, 응회암과 소생전 관입체

원동칼데라 내에서 함몰후 소생도움이 완성되기 전에 형성된 암석단위는 화제리층 용암과 응회암, 세립질 화강섬록암이다. 이중 관입체는 칼데라의 환상단열대를 따라 정지한 소생전 환상관입체이다.

화제리층 용암은 화학적으로 SiO_2 조성이 71-76% 범위로서 저규산 유문암에서 중규산 유문암 성분에 속하는 반상유문암이며, 화제리층 응회암은 SiO_2 조성이 69-71% 범위로서 유문대사이트 내지 저규산 유문암 성분에 속한다. 세립질 화강섬록암은 SiO_2 조성이 57-64% 범위로서 실리카 조성에 따르면 안산암에서 대사이트 성분에 해당된다(Table 2). 이 세립질 화강섬록암은 모우드 조성에 의하면 작은 관입체의 연변부가 화강섬록암이고 중심부가 석영문조섬록암이다. 이 양자 간에는 관입관계를 보여주지 않고 점이적인 양상을 보이는데, 이 양상은 성분이 다른 두 암석이 관입전에 화학적 조성누대를 보존하고 있던 동일한 마그마챔버에서 유래되었다는 증거를 제공한다. 그리고 이들은 64-69% 간의 조성공백(compositional gap)을 제외하고 상호 연속적인 조성변화를 나타낸다. 그런데 이 조성공백은 아마도 화제리층 용암과 응회암의 소규모 분출로 보다 아래에 있는 대사이트 조성의 마그마가 탈출하지 못한데 그 의미가 있는 것 같다. 연속적인 조성변화는 아마도 동일한 마그마챔버내에서 무언가 마그마진화가

있었음을 암시한다.

이들 암석단위는 REE 패턴에서 조성구배와 마그마진화를 더욱 구체적으로 알아볼 수 있다. 화제리층 용암은 LREE 트렌드가 급경사되고 HREE 트렌드가 평평하며 Eu의 네거티브 이상이 깊게 나타난다(Fig. 9). 이러한 패턴은 용암 내에서 거의 동일한 패턴으로서 대체로 평행하게 분포되면서 상하로 다소 넓은 조성구배를 보이는데, 이는 반상유문암 용암이 조성구배를 가지는 마그마챔버 상부에서 수 회 분출하였다는 것을 지시한다. 또한 화제리층 응회암도 마찬가지로 용암의 패턴과 평행하며 응회암내에서 패턴과 거동이 한결 같다(Fig. 9). 이는 응회암내에서 조성분대가 거의 존재하지 않는다는 것을 의미하며 마그마챔버 상층부에서 용암과 거의 같은 조성레벨의 동일한 조성부위에서 분출되어 화제리층 응회암이 상당히 균질하다는 것을 나타낸다. 그리고 세립질 화강섬록암내에서 REE 패턴도 마찬가지로 거의 동일한 패턴으로서 위의 암석단위에 평행하게 분포되지만 LREE/HREE 비가 원동 마그마계의 어떤 암석단위 보다 더 작은 편이며 LREE에서 다소 넓은 조성구배를 보인다(Fig. 9). 여기서 이 세립질 화강섬록암은 그 REE 패턴이 다른 암석단위와 거의 같고 LREE/HREE 비가 다른 것보다 작은 것은 다른 암석단위보다 덜 진화되었음을 의미하고 이들을 유래시킨 산성 마그마의 모마그마임을 암시한다. LREE에서 보다 큰 조성구배는 세립질 화강섬록암 내에서 다소 크게 조성이 분대되었음을 의미하는데, 이는 아마도 마그마챔버 층부의 조성구배가 존재하는 곳에서 다소 순차적으로 관입되었다는 것을 반영한다.

종합한다면 화제리층 용암은 화학조성과 REE 패턴에 있어서 원동응회암과 같은 점이 많다. 따라서 이 용암은 원동응회암 분출시에 출조되었던 유문암 성분 마그마의 잔류체인 것으로 해석된다. 그리고 세립질 화강섬록암에서 REE 패턴은 대체로 용암이나 응회암에서와 거의 같은 양상을 보이면서 이들에서 보다 약간 더 높게 분포된다(Fig. 9). 이와 같은 차이는 아마도 용암이나 응회암이 보다 더 분별결정작용으로 분화된 산물임을 의미한다. 왜냐하면 SiO_2 가 풍부한 마그마에서 분화가 진행될수록 HREE를 많이 가질 수 있는 수반광물이 분별정출에 의해 제거되므로서 HREE 절대량이 줄어들기 때문이다(Henderson, 1984). 따라서 이는 세 암석단위간의 정치의 연속성과 마그마챔버의 순차적인 출조를 고려한다면 분출전에 마그마챔버의 상부에서 하부로 조성이 누대되었다는 것을 생각할 수 있

다. 이 조성누대는 함몰전에 마그마챔버에서 형성되었던 상부쪽으로 더 분화된 조성누대가 함몰후에도 계속 유지하였거나 아니면 이와 함께 함몰후에 분별결정작용에 의한 분화와 동화작용에 의한 혼연 등이 추가로 더 진행되어 형성될 수도 있다.

화제리층 용암에서의 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 초기치는 0.7060이며 조면반암을 제외하고 원동 마그마계에서 가장 높다(Table 4). 이는 원동응회암과 함께 본 마그마계에서 가장 높은 규질인 것에 비추어 보면 보다 진화된 마그마챔버 상부에서 지각물질과의 동화작용에 의한 혼연이 있는 곳에서 출조되었음을 암시한다. 화제리층 응회암과 세립질 화강섬록암에서의 초기치는 0.7056이며 본 마그마계의 최소치에 매우 가깝다(Table 4). 이는 지각물질과의 혼연관계가 보다 적었다는 것을 암시한다.

소생 관입체

각섬석 흑운모 화강암은 원동칼데라의 중심부에서 일어난 소생작용에 의해 형성된 소생 관입체이다. 이 화강암은 SiO_2 조성이 68-70% 범위로서 실리카 조성에 따르면 유문대사이트 성분에 이른다(Table 2). 이 범위는 본 관입체의 연변부에서 중심부로 향하여 SiO_2 조성이 커지는 점이적인 조성변화를 가진다. 이와 함께 기타 주원소 조성도 SiO_2 조성이 증가할수록 대체로 TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , CaO , P_2O_5 등의 조성이 점점 감소되는 경향을 보이고 K_2O 는 증가하는 경향이다(Fig. 6). 마찬가지로 미량원소 함량에서도 Li, Sc, Cr, Co, Ni, Zn, Sr 등이 감소되고 Rb, Nb, Ba 등이 증가되는 경향을 나타낸다(Fig. 7).

각섬석 흑운모 화강암 내에서 주원소와 미량원소의 변화성에 따라서 회토류원소에서도 조성구배를 구체적으로 살펴볼 수도 있다. 이 화강암에서의 REE 패턴도 위의 암석단위들과 마찬가지로 LREE 트렌드가 급경사되고 HREE 트렌드가 평평하며 Eu의 네거티브 이상이 깊게 나타난다. 이 패턴은 화강암 내에서 별 차이없이 거의 동일한 패턴으로서 대체로 평행하게 분포되면서 특히 HREE 트렌드에서 약간의 조성구배를 보인다(Fig. 10). 이와 같이 본 화강암이 위의 다른 암석들의 REE 패턴과 거동이 거의 같으면서 약간의 조성구배를 보이는 것은 본 화강암이 위의 암석단위들과 시공간적으로 동일한 마그마원이라는 것을 암시한다. 이 조성구배가 관입체의 연변부에서 중심부로 향하여 규질 조성으로 점이적인 변화를 나타내는데, 이 조

성구배의 직접적인 증거를 고려한다면, 합몰후 소생작용시에 분별결정작용에 의한 분화와 동화작용에 의한 혼연이 추가로 더 진행되었을 가능성도 유추할 수 있다.

각섬석 흑운모 화강암에서의 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 초기치는 0.7053-0.7059 범위이다(Table 4). 이 중에서 본 화강암 중심부에서 초기치(0.7053)는 안산암의 것과 같은데, 이는 안산암질 마그마에서 분별결정작용에 의해서 분화되었음을 암시한다. 또한 본 관입체내에서 초기치가 연변부로 갈수록 약간씩 크지는데, 이는 아마도 분별결정작용보다도 지각물질과의 동화작용에 의해 혼연이 우세했음을 반영한다.

소생후 관입체

원동칼데라유희의 후기에 소생작용이 끝난 후에 단열대를 따라 정치된 관입체는 규장암이 있다. 이 규장암은 SiO_2 조성이 74% 내외로서 중규산 유분암 성분에 해당된다(Table 2). 이는 원동응회암과 화제리층 용암의 조성범위내에 포함되며 화학적 성질과 변화가 서로 같아서(Fig. 3, 4, 6, 7) 원동 마그마계에 속한다는 것을 시사한다.

이 규장암에서 REE 패턴은 각섬석 흑운모 화강암의 것과 같고 모든 REE 함량이 보다 많아서 조금 위에 분포된다(Fig. 10). 이는 아마도 화강암을 형성시킨 산성 마그마와 같은 부분의 분화물에서 유래되었음을 시사한다. 그래서 소생작용시에도 분별결정작용에 의해 분화가 진행되었음을 암시한다.

후기 관입체

조면반암과 염기성암맥은 원동칼데라 내부에서 소생작용이 완전히 끝난 후에 원동 마그마계와 무관하게 정치된 관입체이다.

조면반암은 SiO_2 조성이 67-68% 정도이지만 다른 암석단위에 비하여 특히 K_2O 조성이 매우 높아서 조면암 성분범위에 속한다(Fig. 5). 이는 MnO , MgO 와 Na_2O 조성이 매우 낮고(Table 2), 화학적 성질도 다른 암석단위와 매우 달라서(Fig. 3, 4) 원동 마그마계의 변화트렌드에서 이탈되는 경우가 많다(Fig. 6, 8). 그리고 조면반암에서의 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 초기치는 0.7074로서 원동칼데라에서 산출되는 어떤 시료보다 높다. 이는 화학적 성질의 차이와 마찬가지로 원동 마그마계와 무관하다는 것을 지지한다. 그러나 REE 패턴이 원동 마그마계의 암석단위들과 유사하기 때문에 앞으로 그 성인에 대해 더 연구

할 필요가 있다. 그러므로 이 Sr 동위원소와 기타 자료에 의하면 조면반암은 원동칼데라 내부에 존재 하더라도 그 성인이 다른 알카리계열의 마그마배취(magma batch)로부터 다른 시기에 유래되었음을 지지한다.

염기성암맥은 SiO_2 조성이 50% 내외로서 현무암 성분에 해당된다. 이는 다른 암석단위에 비하여 특히 고철질 성분이 매우 많고 규장질 성분이 매우 낮다(Table 2). 또한 화학적 성질도 다른 암석단위와 다르고(Fig. 3, 4) 원동 마그마계의 변화트렌드에서 동떨어져 있다(Fig. 6, 7). REE 패턴은 전술한 모든 암석에서와 다르게 LREE/HREE의 분별이 약하게 나타나면서 어느 암석에서의 REE 패턴보다도 낮은 곳에 분포되고 Eu의 네거티브 이상이 거의 없다(Fig. 10). 이 패턴과 거동은 전술한 어떤 암석단위에서와 매우 다르다. 이와 같은 차이는 염기성 암맥이 원동 마그마챔버로부터 관입되지 않고 이 마그마와 성인이 다른 별도의 마그마배취에서 유래되었다는 가능성을 내포한다.

진화고찰

앞에서 원동 마그마계의 범위를 알 수 있었다. 이 마그마계는 원동칼데라를 형성하였고 원동칼데라 유희를 대부분 지배하였다. 원동칼데라를 형성한 대규모 화류분출은 조성이 누대된 칼크알카리 마그마챔버로부터 유래되어 원동응회암을 형성하였다(Hwang, 1997a; 황상구 외, 1997). 따라서 칼데라 합몰 후에도 마그마챔버에서 조성누대가 유지되었지만 고규산 유분암 성분이 대규모 분출로 소모되어 그 조성범위가 좁아졌다. 이 성분누대된 마그마 챔버 상층부로부터 석영반암이 칼데라 내부 원동응회암의 완전냉각 이전에 환상단열대를 따라 맥상으로 관입되었다(황상구 외, 1997). 그리고 이 칼데라는 호성 퇴적층이 충전되면서 칼데라 중심부가 소생되기 시작하였다(황상구, 1997). 이때 소생작용에 의한 장력은 중앙부에 방사상 틈을 형성하고 기존의 환상단열대를 다시 벌어지게 하였다. 이 틈을 따라 반상유분암 용암이 분출되었으며, 벌어진 단열대를 따라 화제리층 응회암이 분출되고 세립질 화강섬록암이 암주상으로 관입되었다. 그리고 중앙부에 소생도움을 완성하면서 그 아래에 각섬석 흑운모 화강암이 정치되었으며, 마지막으로 규장암이 벌어진 환상단열대를 관입하였다(황상구 외, 1997; Hwang, 1997b).

이러한 원동 마그마계의 화성활동 후에 원동칼데

라는 원동 마그마계와 다른 마그마로부터 부수적으로 조면반암이 관입하여 플러그를 형성하였으며 다시 염기성암맥이 북서-남동방향 단층에 평행되는 틈을 따라 매우 소규모로 관입하였다.

그러면 이러한 주요 화산사건에 따라 출현되었던 화성암들을 중심으로 원동 마그마계의 마그마챔버 내에서 존재했던 마그마의 조성누대와 진화에 대해 알아본다.

조성누대

원동응회암의 SiO_2 조성이 69-77%까지의 반복되는 연속적인 스펙트럼에 의하면 원동 마그마계의 마그마챔버에서 조성누대는 이의 지붕에서 아래로 향하여 고규산 유문암, 중규산 유문암, 저규산 유문암과 유문대사이트 성분으로 점이적으로 성층화되는 일련의 마그마조성을 나타내는 분화유회(differentiation cycle)를 유추할 수 있다. 이러한 조성누대는 원동 마그마계의 전부를 나타내지는 않는 것 같다. 왜냐하면 조성누대된 마그마기둥(magma column) 중에 분출되지 않은 아랫부분이 있을 수 있기 때문이다. 그러므로 함몰후 마그마챔버로부터 출조된 여러 암석단위의 화학조성, 분포위치와 정치순서에 의하면 함몰후 원동 마그마계의 마그마챔버는 조성이 체계적으로 누대되어 있다는 것 뿐만 아니라 이 마그마기둥의 더 깊은 부분까지의 정보도 일부나마 제공할 수 있을 것이다. 마그마챔버로부터의 분출퇴각은 흔히 단순한 하향출조(downward tapping)에 의해서 일어나는 경우가 많지만 그렇지 않은 경우도 있다(Spera *et al.*, 1986). 따라서 분출되어 원동응회암을 형성시킨 대부분 마그마는 이후에도 칼데라 아래 마그마챔버내에 남아 있을 수 있었다.

원동칼데라 내의 관입체는 칼데라 함몰후 비교적 짧은 기간에 형성되었고, 칼데라 형성과정에 있어서 보다 후기에, 원동응회암을 분출시킨 마그마챔버에서 마그마 정보에 대한 시료가 된다. 함몰후 관입체인 석영반암에서 나온 화학적 증거는 이 관입체를 정출시킨 마그마가 선기 분출된 조성대(compositional zone) 중에서 가장 아랫 부분에서 출조된 것을 지시한다. 이 조성대의 출조는 마그마챔버의 상측부에서 쉽게 이루어질 것으로 생각된다. 왜냐하면 이 조성대는 상측부로 연장될 것이며 이 부분이 칼데라함몰로 형성된 환상단열대의 아랫입구에 해당될 경우 이 단열대를 따라 쉽게 밀려 올라갈 수 있기 때문이다.

그리고 마그마의 소생작용이 시작되면서도 마그

마챔버의 조성누대가 유지되었음을 알 수 있다. 칼데라 내의 함몰후 용암과 소생전 관입체의 화학조성과 정치순서가 이를 암시한다. 화제리층 반상유문암 용암은 SiO_2 조성이 71-76% 범위로 위로 향하여 연속적으로 중규산 유문암에서 저규산 유문암 성분 순서를 나타내는데, 이는 마그마챔버 내에서 조성대가 수직으로 놓인다는 것을 지시한다. 여기서 이 조성대는 아마도 함몰전의 조성대가 유지되지만 윗부분의 조성 범위가 더 축소된 양상을 나타낸다. 즉 함몰후의 잔류마그마 조성 범위는 대규모 원동응회암 분출로 윗부분의 고규산 유문암 성분이 완전히 소모되어 그 아랫부분이 남아 있는 상태이다. 그러므로 이 조성대는 작지만 마그마챔버 내에서 지붕에서 아래로 향하여 중규산 유문암에서 저규산 유문암 성분으로 조성층이 놓였다고 할 수 있다. 이 기간에 중규산 유문암 조성대는 아마도 마그마챔버 상단에 남아 있었던 잔류체이거나 아니면 새로운 분화유회에 의해 발달되었던 소량의 분화물의 존재를 의미할 수도 있다. 이 상단으로부터 중규산 유문암 조성대가 가장 먼저 분출되기 시작하여 차례로 아래의 저규산 유문암 성분층으로 출조되었을 것이다.

이러한 누대는 다음 정치된 화제리층 응회암(SiO_2 , 69-71%)의 화학조성으로부터 아래로 연속된다는 것을 알 수 있다. 화제리층 응회암은 반상유문암 용암이 출조되었던 조성대 보다 더 아래에 존재했던 조성대로부터 출조되었으며 이보다 더 아래의 조성대까지로 출조가 허용되지 않았다. 이 조성대는 석영반암 성분이 출조되었던 조성대와 같은 부위이며, 측방으로 마그마챔버의 상측부까지 연장되었을 것으로 생각된다. 이 부위의 마그마는 기존의 환상단열대가 소생작용에 의한 장력으로 다시 벌어질 때 통로가 되어 쉽게 밀려 올라왔을 것으로 생각된다.

또한 이 조성누대는 아마도 안산암질 성분으로 연속되었을 것으로 생각된다. 이의 증거로서 원동칼데라 동측부에 정치한 세립질 화강섬록암 관입체이다. 이 관입체는 함몰후 칼데라 아래에 존재하던 잔류마그마가 소생할 때 환상단열대를 통해 관입된 작은 암주에 해당된다. 이 관입체는 작지만 SiO_2 조성이 57-64% 범위로서 실리카 조성에 의할 때 안산암에서 대사이트 성분에 이르는 상당히 넓은 폭을 가진다. 이는 연변부가 화강섬록암이고 중심부가 석영몬조섬록암이며, 이들간에는 점이적인 관계를 보인다. 이러한 점이적인 관계는 화강섬록암이 먼저 정치하고 순차적으로 중심부에 석영몬조섬록암이 정치되었다는 것을 암시한다. 그러므로 이 해

석은 마그마챔버에서 대사이트 조성대가 상부에 작은 폭으로 존재하고 안산암 조성대가 그 아래에 존재한다는 것을 생각할 수 있게 한다. 이는 조성분대가 가능한 관입체가 정치전에 화학적으로 조성이 누대된 동일한 마그마챔버에서 유래되었다는 증거를 제공한다. 이러한 역조성분대(reverse compositional zonation)는 콜로라도의 그리즐리피크 콜드론의 역누대소생관입체(reversely zoned resurgent intrusion)에서 제안된 성인(Fridrich and Mahood, 1984)과 비슷하며, 이는 누대된 마그마챔버로부터 순차적으로 상부로 출조함으로써 형성된 것으로 해석된다. 이때 보다 심부에 존재하는 안산암 조성대로부터 출조될려면 환상단열대의 아랫입구가 석영반암이나 화제리층 응회암이 출조될 때의 입구보다 훨씬 깊었을 것으로 생각된다.

전체적으로 화제리층 반상유문암 용암, 화제리층 응회암, 세립질 화강섬록암과 후술할 각섬석 흑운모 화강암을 종합한다면 SiO_2 조성이 64-76% 범위인데, 이는 마그마챔버 내에서 조성대가 수직으로 놓였을 것으로 생각된다. 즉 마그마챔버내 지붕에서 아래로 조성누대는 반상유문암(71-76% SiO_2), 응회암(69-71% SiO_2), 각섬석 흑운모 화강암(68-70% SiO_2), 그리고 세립질 화강섬록암(57-64% SiO_2)일 것으로 추론된다. 여기서 이 조성대는 아마도 합물전의 조성대가 유지되지만 윗부분의 조성 범위가 더 축소된 양상을 나타낸다. 즉 합몰후의 잔류마그마 조성 범위는 대규모 원동응회암 분출로 윗부분의 고규산 유문암 성분이 완전히 소모되어 그 아랫부분이 남아 있는 상태이다. 또한 세립질 화강섬록암이 비록 소규모로 산출되지만 이와 같은 조성(57-64% SiO_2)을 갖는 마그마는 원동 마그마계의 여러 암석단위를 출조시켰던 마그마챔버 하부에 보다 크게 존재할 것으로 생각된다.

그러나 현재 노출된 원동 마그마계의 자료에 의한다면 SiO_2 64-68% 간의 조성을 가진 암석이 발견되지 않는 조성공백이 존재한다. 즉 본 마그마계는 대체로 대사이트 성분의 일부가 나타나지 않아 유문대사이트와 안산암 조성 간에 조성이 불연속적이다. 이러한 조성공백은 마그마챔버내에서 이 조성대가 존재하지 않은 결과이거나, 아니면 존재했다라도 용적이 적었으며 대규모 분출에도 불구하고 이 조성대까지 출조되지 못하였고 더군다나 관입을 위한 출조 대열에 끼지 못한 결과이다. 그러나 안산암 조성대는 위의 조성대 아래에 존재함에도 불구하고 마그마챔버내로 하락된 칼데라 블록의 불규칙적인 모양으로 인하여 오히려 출조될 수 있었다.

그리고 소생 관입체에서도 점이적인 조성변화를 보인다. 칼데라 중앙부에 존재하는 각섬석 흑운모 화강암은 소생작용의 결과로 형성되었던 원동칼데라의 소생 관입체이다. 이 소생 관입체는 칼데라 합몰후 환상관입체에 비하면 비교적 긴 기간에 형성되었고 칼데라 형성과정에 있어서 후기에 정치되었으며 원동응회암을 분출시킨 것과 동일한 마그마챔버의 한 시료이다. 이 관입체는 SiO_2 조성이 68-70% 범위로서 실리카 조성에 따르면 유문대사이트 성분이다. 이는 조성이 좁은 폭이지만 연변부에서 중심부로 향하여 규질 성분이 높아지는 점이적인 조성변화를 가진다. 그러므로 이러한 조성분대는 소생작용이 위로 일어났다는 것을 고려한다면 정반대 현상이다. 이는 아마도 소생작용이 강력하지 못했음을 시사할 뿐만 아니라 주 소생단계에서 소생 마그마의 상단부로부터 출조가 일어나지 않았음을 암시하는 것으로 생각된다.

이들과 대조적으로 조면반암과 염기성암맥은 원동칼데라 내에서 산출되지만 화학적 자료와 동위원소 자료에 의하면 원동 마그마계와 격리되어 독자적인 성질과 거동을 한다. 그래서 이들을 조성누대에 포함시켜 토의할 필요가 없다.

마그마진화

원동 마그마계의 여러 암석단위를 형성시켰던 칼크알카리 마그마는 원동칼데라 아래에 마그마챔버를 형성하였던 것으로 생각된다. Smith(1979)가 예시한 바와 같이, 칼데라로부터 생산된 분출물이 전 마그마용적의 약 10%를 나타낸다면, 원동칼데라에서 분출된 용적이 약 63 km^3 이므로(황상구, 1997) 원동 마그마챔버에서 칼크알카리 마그마의 전용적은 적어도 약 600 km^3 이 넘을 것이다. 따라서 출조하지 못하고 마그마챔버 하부에 남아 있는 안산암질 마그마가 이 용적의 대부분을 설명해 줄 수 있을 것이다. 하여튼 이러한 안산암질 칼크알카리 마그마의 생성은 적어도 원동 마그마계의 모마그마로서 필요하다.

원동 마그마계의 산성 마그마는 인근지역에서 산출되는 양산 마그마계의 경우에서와 같이 안산암질 마그마로부터 진화된 것(황상구, 1996)으로 생각된다. 원동 마그마계에서 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 초기치는 0.7053-0.7060 범위로서 맨틀기원의 암석에 대한 최고한정값 0.706보다는 낮는데, 이는 모마그마가 적어도 맨틀기원의 칼크알카리 마그마로부터 분별결정작용과 동화작용이 수반되는 진화과정을 겪었다는 것을

지지한다(황상구와 김상옥, 1994b). 원동 마그마계에서 각 암석단위 간에 초기치 차이가 매우 적고 조성 차이가 큰 것은 본 칼칼알카리 마그마가 주로 분별결정작용에 의해 분화되었음을 지시한다. 또한 각 암석단위 간에 적지만 초기치의 차이는 보다 더 방사기원적인 지각물질과 동화작용에 의한 혼염을 수반했음을 지시한다. 즉 초기치가 다소 높은 암석단위는 대개 칼데라 경계부에서 산출되고, 반면에 안산암과 동일한 초기치를 갖는 암석단위는 칼데라 중앙부 관입체 중심부에서 산출된다. 이러한 초기치가 높은 암석단위는 모두 챔버지붕(chamber roof) 혹은 챔버벽(chamber wall) 근처의 마그마에서 출조되었는데, 이는 마그마의 정치과정 동안에 마그마가 벽암과 상호작용으로 혼염될 기회에 관련되는 것으로 생각된다. 이 관계는 구체적으로 $1/Sr$ 에 따른 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 초기치의 상관도에 표시된다. 이 관계도에서 각섬석 흑운모 화강암의 중심부 시료(HM 805)를 제외한다면 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 초기치는 대체로 점진적으로 크지는 관계를 보인다(Fig. 12). 따라서 마그마챔버 내에서 본 마그마계의 분별작용은 동화작용에 의한 혼염 관계가 존재한다는 것을 시사한다. 이의 증거는 안산암과 각섬석 흑운모 화강암의 초기치(0.7053)가 동일하다는 점에서 찾아볼 수 있다. 그리고 이와 동시에 분별결정작용은 챔버지붕이나 챔버벽에서 벽암의 동화작용으로 약간이나마 지각 혼염이 동시에 수반되었음을 나타낸다. 왜냐하면 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 초기치가 불규칙하게 분산되면서 지역적으로 특히 마그마챔버의 경계부에서 보다 높은 값

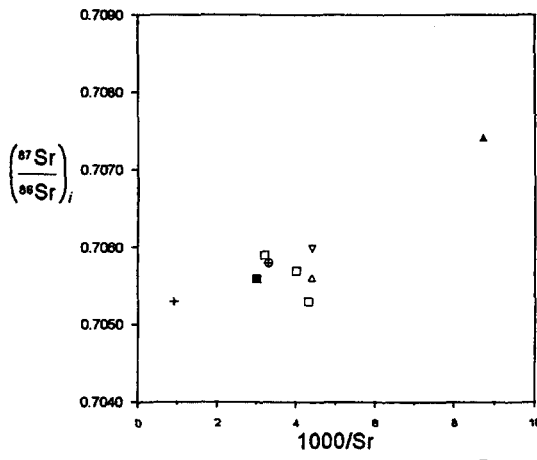


Fig. 12. $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial values versus $1000/Sr$, showing effects of fractional crystallization and assimilation on combined processes of the magmatic evolution. Symbols are as in Fig. 3.

을 나타내기 때문이다. 즉 분산되는 것은 보다 더 방사기원적인 벽암 암종의 차이와 동화작용에 따른 혼염정도의 차이 등으로 설명될 수 있다.

소생관입체 내에서 조성변화와 초기치에 대해 살펴보면 분별작용과 동화작용의 관계를 알 수 있다. 만약에 이들이 안산암과 부분적으로 동화하였다면 현재와 같이 조성변화가 있고 동위원소의 초기치 변화가 없어야만 하지만 연변부에서 초기치가 증가하였다. 그래서 이 가정은 맞지 않다. 만약에 원동응회암과 동화하였다면 역누대 조성변화가 일어났을 것이고 현재와 같이 초기치가 약간 증가했을 것이지만 본암에서는 이와 반대의 조성변화를 보인다. 따라서 이 가정도 합당하지 않다. 그러면 분별결정작용과 동화작용이 동시에 일어나는 복합적인 작용을 생각해 보자. 본 관입체가 정치후 고결되면서 분별결정작용이 진행되어 정누대 조성변화를 일으키고 동시에 연변부에서 원동응회암과 동화작용이 진행되어 정누대 조성변화를 다소 약하게 하였겠지만 원래 동위원소 초기치를 다소 높게 하였다.

지하천부 마그마챔버로 인도된 안산암질 마그마는 마그마챔버 주변의 벽암보다 더 고온이고 부력이 있다. 여기서 지속적인 정출작용으로 생성된 무거운 고철질 결정은 아래로 가라앉고 가벼운 규장질 결정을 떠올라 조성분리를 일으킨다. 따라서 이 마그마챔버는 보다 고철질의 안산암질 마그마가 하부와 측부에 자리잡고 보다 진화된 유문암질 마그마가 상부에 차지하여 성층화된 조성누대를 형성할 것이다. 이때 정출작용에 의한 결정분리로 용융물 내에는 불호정성원소와 희토류원소가 농집되고 동시에 호정성원소가 고갈될 것이다. 이와 더불어 정출되지 못한 용융물은 부수적으로 챔버벽 가까이에서 지각물질의 동화작용으로 인해 녹은 용융물이 통합되므로서 보다 더 방사기원적인 규장질 성분이 추가될 수도 있고 불호정성원소와 희토류원소의 농집이 일어날 수도 있다. 이러한 과정이 연속적으로 일어나고 반복되므로서 원동 마그마계의 화성암류의 마그마진화를 설명할 수 있을 것이다.

이와 대조적으로 조면반암과 염기성암맥은 대개 화학적 성질과 변화트렌드에서 각각 독자적으로 군집되거나 거동하면서 다른 암석단위들과 현저한 차별성을 보인다. 이와 더불어 조면반암은 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 초기치에 의해서도 원동 마그마계의 기타 암석단위보다 큰 차이를 나타낸다. 이 조면반암에서의 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 초기치는 본역의 다른 암석단위에서보다 훨씬

더 높고 $1/Sr-^{87}Sr/^{86}Sr$ 관계도에서도 일반적인 군집으로부터 크게 이탈한다(Fig. 12). 이러한 차별성은 조면반암을 유래시킨 마그마의 진화가 지각물질과 더 크게 관련된다는 것을 암시한다. 그러나 현재로서 이를 설명하기 위해서 단순히 동위원소적으로 더 방사기원적인 지각물질이 더 많이 도입된다고 하더라도 이의 성인을 설명하기에는 여의치 않으며 앞으로 연구가 필요할 것으로 생각된다.

결 론

원동 마그마계의 암석단위는 함몰후에도 상호 점이적인 조성관계를 나타낸다. 석영반암맥은 원동응회암의 유문암으로부터 유문대사이트 성분으로의 연속적인 조성변화를 나타낸다. 화제리층 반상유문암 용암, 화제리층 응회암, 각섬석 흑운모 화강암과 세립질 화강섬록암은 중규산 유문암에서 저규산 유문암, 유문대사이트, 그리고 안산암 성분까지의 연속적인 조성변화를 나타낸다.

이 연속적인 조성변화는 함몰후와 소생시에 마그마챔버에서 지붕에서 하부로 유문암, 유문대사이트, 안산암 성분 순으로 누대되었음을 지시하고, 유문암 성분은 함몰후 마그마챔버에서 지붕근처의 조성대를 지시하고 안산암 성분은 가장 깊은 출조 심도를 지시한다.

이러한 조성누대와 동위원소 초기치는 원동 마그마계의 화성암류는 마그마챔버에서 칼크알카리 마그마가 주로 분별결정작용에 의한 분화를 일으키고 챔버지붕이나 챔버벽 근처에서 벽암과 동화작용에 의한 지각혼염이 수반되는 진화과정을 겪었음을 지시한다. 그러나 조면반암과 염기성암맥은 보다 후기에 화학적 성질, 변화트렌드와 동위원소 초기치의 차별성에 의하면 각각 보다 후기에 원동 마그마계와 다른 마그마체로부터 유래되었을 것으로 생각된다.

사 사

본 연구는 1996년 한국학술진흥재단 자유공모과제 연구비(과제번호: 01-D-0221)의 지원에 의해 수행되었다. 본 논문의 심사를 통해 비평적인 의견을 제시해 주신 부산대학교 윤성효 교수님과 김춘식 박사님, 기초과학지원연구소 정창식 박사님에게 사의를 표한다. 그리고 실내실험에서 안동대학교 암석학실의 이상근, 김성규 대학원생의 도움이 있었다.

참고문헌

김규봉, 황상구, 1988, 밀양도폭 지질 보고서. 한국동력자원연구소, 26p.

김상욱, 이영길, 1981, 유천분지 북동부 백악기 화산암류의 화산암석학 및 지질구조. 광산지질, 14, 35-49.

김진섭, 윤성효, 1993, 부산일원에 분포하는 백악기 화산암류의 암석학적 연구(I). 암석학회지, 2, 156-166.

이상만, 김상욱, 진명식, 1987, 남한의 백악기-제삼기 화성활동과 지구조적 의의. 지질학회지, 23, 338-359.

황상구, 1991, 유천소분지 중앙부의 백악기 화산암류에 대한 화산학적 및 암석학적 연구. 경북대학교 대학원, 이학박사 학위논문, 199p.

황상구, 1996, 양산칼데라에 관련된 화산암류의 암석학적 진화. 지질학회지, 32, 22-36.

황상구, 1997, 양산서부 원동칼데라의 진화와 유형. 지질학회지, 33(인쇄중).

황상구, 김상욱, 1990, 밀양·양산 간의 칼데라를 동반한 회류응회암. 지질학회지, 26, 329-340.

황상구, 김상욱, 1994a, 밀양-양산지역 백악기 화산암류의 암석학적 연구(I) : 암석구조적 위치. 지질학회지, 30, 229-241.

황상구, 김상욱, 1994b, 밀양-양산지역 백악기 화산암류의 암석학적 연구(II) : 암석성인. 지질학회지, 30, 563-577.

황상구, 이기동, 김상욱, 이재영, 이윤종, 1997, 원동칼데라의 화산작용과 화산과정. 암석학회지, 6, 96-110.

Chappel, B.W. and White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types. Pac. Geol., 8, 173-174.

Doe, B.R., Leeman, W.P., Christiansen, R.L. and Hedge, C.E., 1982, Lead and strontium isotopes and related trace elements as genetic tracers in the upper Cenozoic rhyolite-basalt association of the Yellowstone Plateau volcanic field. J. Geophys. Res., 87, 4785-4806.

Fridrich, C.J. and Mahood, G.A., 1984, Reverse zoning in the resurgent intrusions of the Grizzly Peak cauldron, Sawatch Range, Colorado. Geol. Soc. Am. Bull., 95, 779-789.

Henderson, P., 1984, Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 510p.

Hildreth, W., 1979, The Bishop Tuff : Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chamber. Geol. Soc. Am. Special Paper 180, 43-75.

Hildreth, W., 1981, Gradients in silicic magma chamber : Implications for lithospheric magmatism. J. Geophys. Res., 86, 10153-10192.

Hwang, S.K., 1997a, Volcanic evolution of the Wondong caldera, western Yangsan area. 6th Annual Meeting of the Petrol. Soc. Korea, 39-40.

Hwang, S.K., 1997b, Resurgence of the Wondong caldera, western Yangsan, Korea. In Jang, B.-A. and Cheong, D., eds., Crustal Evolution in Northeast

- Asia : Geology Symposium, 149-156.
- Hwang, S.K. and Kim, S.W., 1994, Petrochemistry of trace and rare earth elements as an indicator of tectonic setting for the Cretaceous volcanic rocks, Miryang-Yangsan area. *Econ. Envir. Geol. Abst.* 27, 31.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R., 1971, A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali - silica diagram. *J. Petrol.*, 27, 745-750.
- Lipman, P.W., 1984, Roots of ash-flow calderas in western North America : Windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geophys. Res.*, 89, 8801-8841.
- Smith, R.L., 1979, Ash-flow magmatism. *Geol. Soc. Am. Special Paper* 180, 5-27.
- Smith, R.L. and Bailey, R.A., 1968, Resurgent calderas. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 116, 613-662.
- Spera, F.J., Yuen, D.A., Greer, J.C. and Sewell, G., 1986, Dynamics of magma withdrawal from stratified magma chambers. *Geology*, 14, 723-726.

(책임편집 : 윤성호)

The Wondong magmatic system : its petrochemical evolution

Sang Koo Hwang

Department of Geology, Andong National University, Andong 760-749, Korea

ABSTRACT : The Wondong caldera is a deeply eroded structure that offers spectacular exposures through the core and margins of a resurgent caldera. The Wondong Tuff and the postcollapse intrusions range from medium-silica rhyolite to rhyodacite in composition and the postcollapse lava and tuff, preresurgent and resurgent intrusions also range from medium-silica rhyolite to andesite, which jump to gap dacite composition. The continuous compositional zonations generally define a large stratified magma system in the postcollapse and resurgent magma chamber. Isotopic and trace element evidence suggest that the compositional zonations might have resulted from the differentiations from crystal fractionations of a parental andesitic magma, accompanying a little contamination from the crustal assimilations near the chamber roof and wall. But chemically and isotopically distinct late intrusions might have resulted from emplacement of any different magma batch.

Key words : Wondong magmatic system, magma chamber, compositional zoning, fractional crystallization, assimilation