

채약산 현무암질암류의 암석학적인 특징 및 각섬석 지질압력계의 적용

김상욱¹ · 황상구² · 양판석³ · 이윤종⁴ · 고인석¹

¹경북대학교 자연과학대학 지질학과, ²안동대학교 자연과학대학 지구환경과학과
³캐나다 메모리얼대학교 대학원, ⁴경북대학교 사범대학 지구과학교육과

요 약 : 채약산 현무암질암류는 응회암류가 크게 우세하고 3매의 협재된 현무암으로 구성되는데 상위의 건천리층과 하위의 송내동층과는 정합적인 관계를 가진다. 본 현무암은 사장석, 휘석, 각섬석 및 약간의 감람석을 반정으로 함유하는데 주성분상으로는 알카리계열의 특성을 보여주고 유동성이 적은 미량원소의 거동은 칼크알카리계열의 특징을 보존하고 있어서 본암이 칼크알카리계열의 현무암으로 형성된 후 2차적으로 알카리 원소의 부화가 일어났음을 시사한다. 본암은 전반적으로 심하게 스피라이트화하였으나 부분적으로는 그 정도가 미약하거나 쇼쇼나이트질암으로 변질된 부분도 관찰된다. 반정으로 산출되는 각섬석의 Al이온이 심하게 스피라이트화된 본역에서도 지질압력계로서 활용될 수 있는 지 신중히 검토되어 그 활용이 가능한 것으로 판단되며 압력의 추정은 Johnson and Rutherford (1989)의 압력-Al^{IV} 관계식에 적용, 산출하는 것이 가장 타당한 것으로 판단되며 그 결과는 5.7 Kb로 산출되었는데 이는 본 암층 최하부의 시료에서 얻은 것이므로 본암이 분출되기 직전의 압력을 대표하는 것으로 해석될 수 있겠으나 온도보정이 불가능한 상황에서 얻은 값이므로 그 신빙도는 다소 낮을 것으로 판단된다. 이 압력과 본암의 반정광물의 입도 및 구성에 관한 사항을 Green(1982)의 염기성 마그마체에 관한 상도에 적용하여 마그마저장고의 형성 후 반정광물의 정출과정을 통한 기원마그마의 진화경로는 마그마저장고가 서서히 상승, 냉각되는 동안에 휘석 → 휘석 및 감람석 → 휘석, 감람석 및 각섬석 → 휘석 및 각섬석 → 휘석, 각섬석 및 사장석 등의 일련의 결정분화작용과 모암에 의한 혼염작용을 거치면서 진화되었음이 추정된다.

핵심어 : 채약산 현무암, 스피라이트화작용, 각섬석 지질압력계

서 언

채약산 현무암질암류는 영천 및 경주 도폭조사를 통해 호암(1929)에 의하여 채약산 빈암층이라 명명된 바 있으며 양판석(1991)은 이들 화산암이 현무암질 응회암류와 용암(lava)으로 구성되어 있으며 그 대부분이 스피라이트질(spilitic)의 암석학적인 특성을 보인다고 했다. 본암은 층서적으로 송내동층의 상위에, 건천리층의 하위에 놓이며 이들은 서로 정합적인 관계를 가진다. 경상분지에 있어서의 백악기 화산활동은 하부로부터 북대구 지역의 학봉 화산활동, 신령지역의 하마(下馬) 화산활동, 그리고 본암에 이르는 염기성 화산활동이 간헐적으로 이루어졌으며 본 채약산 화산활동 이후 유천층군의 화산활동기에 이르러 정점을 이루어 두터운 중성 및 산성 화산암류를 형성하게 되었다. 이들 일련의 화산암류는 그 활동시기에 따라 고유한 특성을 보이는데 주성분 암석학화학적 특성으로 보면 학봉현무암질암류는 알카리계열, 본암은 스피라이트질, 그리고 유천층군의 주사산안산암질암류

는 칼크알카리계열에 속하는 것으로 알려졌다(원종관, 1968; 김상욱, 1982; Kim *et al.*, 1998; 양판석, 1991).

본암이 주성분구성으로 보아서는 스피라이트질의 특성을 보이거나 유동성이 적은 미량원소의 거동으로 미루어 보면 칼크알카리계열의 경향을 가지는 만큼 (Kim *et al.*, 1998), 본암의 스피라이트화작용(spilitization)의 기구 및 본암에 수반되는 각섬석을 지질압력계로 활용할 수 있는지를 확인하고 분출활동 이전의 진화경로를 구명하는 일이 중요할 것으로 생각된다.

지질 및 암석

채약산 현무암질암류는 유천소분지 북부에 분포하는 상부 하양층군의 송내동층을 정합적으로 덮으며 역시 정합적인 관계를 보이는 건천리층에 의하여 덮혀 있다(Fig. 1). 송내동층의 최상부에서는 응회질사암에서 응회질물질의 함량이 점증하여 본암층의 현무암질응회암으로 이화하는 경계부가 잘

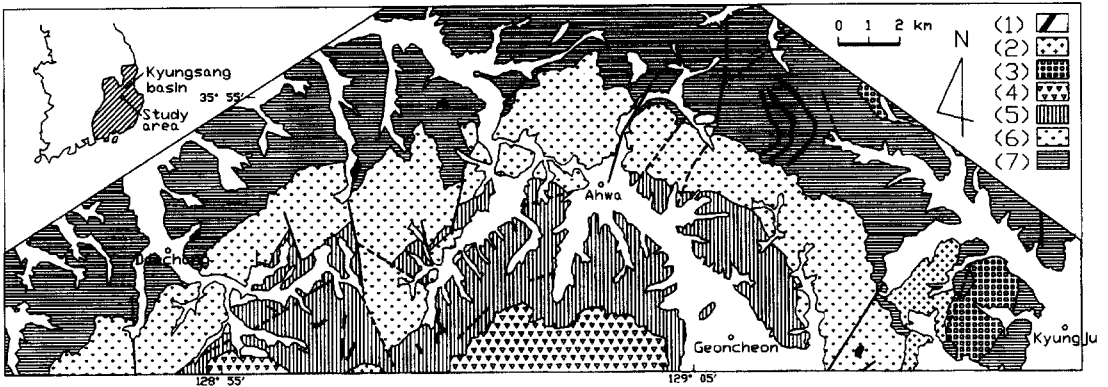


Fig. 1. Geologic map of the study area. (1) dyke, (2) granite, (3) granodiorite, (4) Jusasan andesitic rocks, (5) Geoncheonri Formation, (6) Chaeyaksan basaltic rocks, (7) Songnaedong Formation.

관찰되며 본암층의 최상부 응회암은 세립화하다가 두께 2-3 cm의 얇은 석회암과 2-3회 교호하다가 건천리층의 전형적인 흑색 세일로 접이하는 것이 쉽게 관찰된다. 본암의 분포지역은 유천소분지의 북부에 자리잡고 있으며 유천층군의 화산암류와는 두께 250 m 가량의 건천리층을 사이에 두고 있을 뿐이어서 이 지역의 지체구조적인 위치는 유천층군의 화산암류와 함께 환태평양형의 대륙연변부의 백악기 화산대에 해당하는 것으로 인식된다.

채약산 현무암질암류는 전반적으로 응회암류가 우세하며 10 m 내외의 얇은 용암이 2-3매 협재되는데, 대체로 래피리응회암 및 조립-중립질 응회암으로 구성되는 하부, 각력암 및 용암으로 이루어지는 중부, 응회질 사암 및 역암으로 구성되는 상부 등 구성암석으로 보아 3대분 될 수 있다. 본연구의 주 대상이 되는 채약산현무암질암류의 용암류는 학봉 현무암질암류가 감람석 및 휘석 반정을 가지는 반면, 사장석 및 약간의 감람석, 휘석, 각섬석 반정을 포함하고 있어서 이들의 기원 마그마의 진화환경이 상이하았음을 시사해 준다. 또 본 암층의 하부의 현무암에는 각섬석 반정 및 그 위상(pseudomorph)이 관찰되는데 이 또한 본암의 기원마그마의 진화환경의 특성을 지시해 주는 것으로 해석된다.

암석화학

본암의 암석화학적 성질을 파악하기 위하여 야외지질답사를 통해 채취된 암석시료 가운데 용암으로 산출되며 비교적 신선한 것으로 확인되는 것만을 선별하여 화학분석을 하였다. 주성분 및 Rb, Sr의 분석은 경북대학교 지질학과의 XRF(Phillip

1404/10)을 이용하여 수행되었고 미량성분 분석은 영국 런던대학교(Royal Holdway & Bedford New College)에 의뢰하여 ICP로 분석되었으며 그 결과는 Table 1과 같다.

주성분 지화학

본암의 SiO₂ 함량은 45-57%의 현무암 내지 현무암질안산암(basaltic andesite)의 범위내에 있으며 그 대부분은 현무암의 범주내에 있다. 본암은 화학조성상의 특징으로서 SiO₂에 대한 Na₂O 함량이 매우 높은 반면 MgO와 CaO 함량이 다소 낮은 경향을 보여 스피라이트의 화학적 특성에 흡사한 것(이하에서 CSS로 표기)인데 본암 가운데는 소수이긴 하지만 예외의 것(이하에서 USS로 표기; Table 1의 마지막 6개 시료)도 있는데 이들은 Na₂O의 값이 낮는데(2.84-4.18) 반하여 K₂O의 값은 상대적으로 높은것(2.66-5.18)이 특징이 된다.

이러한 본암의 특성은 몇가지 주성분 원소의 변화경향에서도 찾아 볼 수 있는데 알카리-전철-MgO 관계도(Fig. 2)에서 본암은 CSS 및 USS 공히 솔레이트(tholeiite) 계열에 비하여 현저히 낮은 철분의 농집경향을 보여 주어 대조적이며 알카리-SiO₂ 관계도(Fig. 3)에서는 이들 두 암석군의 성분변화경향이 동일하며 알카리계열에 속하는 특성을 보여 주고 알카리 성분 전체의 함량 변화로 보면 조면질현무암(trachybasalt)에서부터 조면질안산암(trachyandesite)에 이르는 암질상의 변화를 보여 준다. 그러나 Na₂O-SiO₂ 식별도(Fig. 4)를 통하여 보면 CSS와 USS는 뚜렷한 구분이 된다. CSS는 상당히 분산(회귀분석상의 분산도; 0.59)되는 변화양상을

Table 1. Chemical analyses of the Chaeyaksan volcanics

| Spl. No. | J012 | J013 | J014 | J015 | J020 | J201 | J204 | J207 | J208 | J210 | J216t | J217b |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 46.39 | 47.67 | 50.49 | 45.29 | 52.91 | 54.70 | 52.17 | 50.71 | 50.59 | 48.57 | 47.97 | 48.55 |
| TiO ₂ | 1.73 | 1.70 | 1.22 | 1.34 | 1.49 | 1.14 | 1.00 | 1.33 | 1.40 | 1.48 | 1.24 | 1.43 |
| Al ₂ O ₃ | 17.14 | 17.22 | 17.39 | 16.75 | 17.92 | 17.78 | 17.22 | 18.24 | 17.01 | 17.92 | 18.57 | 16.53 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.77 | 6.17 | 3.46 | 7.03 | 10.56 | 4.18 | 5.05 | 4.33 | 7.19 | 7.75 | 8.19 | 9.51 |
| MnO | 0.15 | 0.14 | 0.16 | 0.19 | 0.12 | 0.09 | 0.18 | 0.12 | 0.10 | 0.12 | 0.17 | 0.14 |
| MgO | 4.96 | 4.29 | 2.09 | 4.13 | 2.17 | 2.27 | 2.41 | 2.50 | 2.44 | 3.68 | 3.13 | 3.82 |
| FeO | 6.52 | 4.95 | 4.54 | 3.11 | 0.75 | 2.54 | 2.60 | 3.69 | 1.95 | 2.52 | 1.35 | 1.02 |
| CaO | 5.35 | 5.12 | 7.32 | 8.19 | 2.61 | 4.21 | 6.07 | 6.66 | 7.24 | 7.96 | 8.97 | 6.61 |
| Na ₂ O | 5.69 | 5.80 | 6.57 | 5.23 | 7.29 | 7.57 | 6.54 | 7.12 | 7.79 | 5.83 | 5.47 | 6.90 |
| K ₂ O | 0.96 | 1.44 | 2.14 | 1.65 | 1.41 | 1.94 | 2.33 | 0.81 | 0.12 | 0.21 | 0.08 | 0.46 |
| P ₂ O ₅ | 0.61 | 0.63 | 0.56 | 0.53 | 0.43 | 0.59 | 0.51 | 0.60 | 0.58 | 0.60 | 0.56 | 0.59 |
| Igloss | 5.33 | 4.62 | 3.93 | 6.47 | 2.55 | 2.64 | 3.79 | 3.68 | 3.60 | 3.34 | 4.37 | 4.61 |
| total | 99.59 | 99.75 | 99.87 | 99.91 | 100.20 | 99.65 | 99.87 | 99.78 | 100.00 | 99.98 | 100.08 | 100.16 |
| La | 28 | 28 | 35 | 31 | | 45 | 43 | 37 | 33 | 36 | 36 | 34 |
| Ce | 53 | 54 | 62 | 57 | | 80 | 77 | 67 | 61 | 67 | 66 | 66 |
| Nd | 27 | 27 | 28 | 26 | | 34 | 33 | 31 | 29 | 30 | 32 | 31 |
| Sm | 6.2 | 6.1 | 5.6 | 5.7 | | 6.3 | 5.8 | 6.5 | 6.2 | 6.8 | 7.2 | 6.8 |
| Eu | 1.5 | 1.5 | 1.3 | 1.4 | | 1.4 | 1.3 | 1.5 | 1.5 | 1.5 | 1.5 | 1.6 |
| Dy | 3.3 | 3.6 | 3.1 | 3.1 | | 2.9 | 2.7 | 3.5 | 3.4 | 3.3 | 3.6 | 3.8 |
| Yb | 1.4 | 1.5 | 1.4 | 1.4 | | 1.4 | 1.4 | 1.7 | 1.7 | 1.4 | 1.8 | 1.8 |
| Ba | 258 | 308 | 463 | 284 | | 687 | 844 | 134 | 33 | 65 | 26 | 39 |
| Co | 32 | 30 | 19 | 28 | | 16 | 18 | 20 | 21 | 27 | 22 | 22 |
| Cr | 21 | 21 | 13 | 36 | | 11 | 10 | 7 | 7 | 13 | 7 | 11 |
| Cu | 52 | 45 | 26 | 53 | | 12 | 13 | 24 | 31 | 32 | 17 | 21 |
| Li | 250 | 166 | 58 | 113 | | 27 | 26 | 38 | 43 | 44 | 48 | 67 |
| Nb | 7 | 7 | 7 | 6 | | 9 | 9 | 9 | 9 | 8 | 7 | 7 |
| Ni | 30 | 26 | 19 | 33 | | 13 | 13 | 15 | 15 | 22 | 17 | 15 |
| Rb | 20 | 42 | 57 | 55 | 54 | 22 | 51 | 13 | 1 | 7 | 1 | 18 |
| Sc | 23 | 22 | 12 | 18 | | 13 | 11 | 14 | 15 | 16 | 13 | 16 |
| Sr | 1024 | 912 | 796 | 841 | 769 | 703 | 689 | 586 | 355 | 638 | 583 | 610 |
| V | 270 | 276 | 192 | 217 | | 165 | 136 | 225 | 168 | 213 | 199 | 160 |
| Y | 24 | 25 | 23 | 22 | | 21 | 20 | 26 | 24 | 22 | 28 | 27 |
| Zn | 80 | 72 | 48 | 80 | | 73 | 43 | 107 | 43 | 73 | 81 | 66 |
| Zr | 77 | 89 | 86 | 78 | | 114 | 100 | 84 | 108 | 114 | 91 | 90 |
| Nat'l grid | 196.71 | 196.72 | 196.75 | 196.74 | 189.96 | 200.53 | 200.50 | 201.76 | 201.77 | 202.30 | 204.15 | 204.15 |
| | 268.70 | 265.55 | 265.32 | 265.45 | 260.91 | 267.41 | 267.46 | 266.49 | 201.50 | 266.75 | 269.11 | 269.12 |

보이면서도 USS에 비해서 매우 높은 Na₂O 함량 분포를 보여 주어 스피라이트질암의 특성을 지니며 이에 대조적으로 USS는 쇼쇼나이트질암으로 나타난다. 이러한 이들 두 암종의 관계는 노움값 Ab-Or-An 관계도(Fig. 5)에서도 인식되는데 CSS는 소다계열에, USS는 칼리계열에 속하고 있음을 잘 보여 주어 동일한 화산암체가 산출 위치에 따라 알카리 주성분의 구성비를 뚜렷이 달리하는 두 개 암석계열의 암석으로 변화되었음을 알 수 있다.

미량성분 지화학

본암은 성분에 의하면 주성분의 거동과는 달리

유동성이 적은 미량성분의 변화양상은 칼크알카리 계열의 특성을 보여 준다. Kim *et al.*(1998)은 Zr/Ti-Nb/Y도 및 Ti-Zr-Y 삼각도를 통하여 채약산현무암질암류는 주성분의 상관관계도에서와는 달리 칼크알카리계열의 모마그마로부터 기원하였으며 판내의 현무암(WPB)영역으로 치우친 화산도호의 현무암(VAB)영역에 접시되는데 이러한 현상은 경상분지의 진화과정에서 상부 맨틀의 부분용융에 의한 마그마의 생성시 그 상위에 놓인 대륙지각의 두께가 다소 얇아지는 환경이 이루어졌거나 다소 낮은 용융도 혹은 이들 양자에 기인 한 것으로 설명될 수 있을 것이다. Ti-Zr-Y 상관도(Fig. 6)에서

Table 1. continued

| Spl.No. | J301b | J302 | J303t | J200 | J202 | J205 | J016 | J018 | J209 | J306b | J308 | J308t |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 53.55 | 52.58 | 50.72 | 55.82 | 56.46 | 51.08 | 46.46 | 46.26 | 49.97 | 48.22 | 48.56 | 49.02 |
| TiO ₂ | 1.10 | 1.19 | 1.41 | 1.09 | 1.07 | 1.09 | 1.68 | 1.29 | 1.23 | 1.36 | 1.38 | 1.38 |
| Al ₂ O ₃ | 17.79 | 17.16 | 17.11 | 17.66 | 17.64 | 17.37 | 16.64 | 16.30 | 18.33 | 17.43 | 17.24 | 17.59 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.39 | 6.27 | 6.58 | 3.89 | 4.96 | 6.85 | 5.73 | 5.63 | 7.01 | 6.89 | 6.32 | 6.67 |
| MnO | 0.17 | 0.16 | 0.14 | 0.12 | 0.10 | 0.17 | 0.21 | 0.22 | 0.16 | 0.13 | 0.17 | 0.20 |
| MgO | 2.61 | 3.56 | 3.80 | 1.90 | 1.73 | 4.50 | 5.66 | 3.75 | 3.00 | 4.05 | 4.42 | 4.19 |
| FeO | 3.30 | 2.46 | 2.92 | 2.98 | 1.84 | 2.92 | 4.95 | 3.91 | 1.47 | 3.08 | 3.80 | 3.51 |
| CaO | 6.12 | 6.25 | 6.97 | 3.74 | 3.28 | 4.55 | 8.86 | 6.52 | 5.82 | 8.63 | 8.47 | 7.39 |
| Na ₂ O | 6.33 | 6.35 | 5.19 | 7.61 | 8.22 | 6.40 | 2.84 | 3.10 | 4.18 | 3.32 | 3.53 | 3.29 |
| K ₂ O | 1.90 | 1.25 | 1.68 | 2.39 | 1.86 | 1.37 | 2.66 | 5.18 | 4.53 | 3.20 | 2.95 | 3.74 |
| P ₂ O ₅ | 0.59 | 1.56 | 0.54 | 0.53 | 0.53 | 0.55 | 0.71 | 0.60 | 0.72 | 0.60 | 0.60 | 0.61 |
| Igloss | 1.96 | 2.14 | 2.86 | 1.88 | 2.23 | 3.08 | 3.34 | 7.03 | 3.74 | 3.00 | 2.41 | 2.29 |
| total | 99.81 | 99.92 | 99.91 | 99.68 | 99.92 | 99.92 | 99.73 | 99.81 | 100.03 | 99.91 | 99.83 | 99.87 |
| La | 35 | 44 | 34 | 47 | 42 | 46 | 33 | 37 | 45 | | | |
| Ce | 66 | 82 | 66 | 86 | 75 | 79 | 64 | 73 | 83 | | | |
| Nd | 30 | 35 | 32 | 35 | 31 | 33 | 33 | 34 | 40 | | | |
| Sm | 5.9 | 6.7 | 6.7 | 6.6 | 6.0 | 6.4 | 7.2 | 7.1 | 7.9 | | | |
| Eu | 1.3 | 1.4 | 1.5 | 1.4 | 1.4 | 1.4 | 1.7 | 1.5 | 1.7 | | | |
| Dy | 3.2 | 3.0 | 3.4 | 2.9 | 2.6 | 2.9 | 4.1 | 3.4 | 3.7 | | | |
| Yb | 1.8 | 1.3 | 1.5 | 1.5 | 1.3 | 1.3 | 1.7 | 1.4 | 1.5 | | | |
| Ba | 540 | 482 | 618 | 1060 | 604 | 460 | 1046 | 1097 | 1187 | | | |
| Co | 18 | 20 | 23 | 15 | 14 | 22 | 31 | 24 | 21 | | | |
| Cr | 7 | 8 | 18 | 12 | 9 | 12 | 58 | 24 | 7 | | | |
| Cu | 16 | 9 | 28 | 9 | 15 | 10 | 17 | 19 | 27 | | | |
| Li | 21 | 24 | 33 | 26 | 22 | 56 | 121 | 78 | 54 | | | |
| Nb | 8 | 9 | 8 | 10 | 9 | 9 | 8 | 8 | 10 | | | |
| Ni | 12 | 16 | 19 | 17 | 10 | 17 | 40 | 21 | 15 | | | |
| Rb | 34 | 18 | 23 | 30 | 42 | 16 | 56 | 186 | 96 | 74 | 62 | 87 |
| Sc | 13 | 14 | 19 | 11 | 10 | 11 | 27 | 17 | 11 | | | |
| Sr | 1058 | 825 | 1023 | 782 | 515 | 655 | 1578 | 1297 | 1055 | 1680 | 1361 | 1416 |
| V | 164 | 167 | 200 | 152 | 149 | 132 | 276 | 210 | 227 | | | |
| Y | 24 | 21 | 24 | 21 | 20 | 20 | 31 | 23 | 26 | | | |
| Zn | 118 | 100 | 57 | 66 | 68 | 67 | 86 | 51 | 63 | | | |
| Zr | 110 | 96 | 73 | 117 | 111 | 99 | 102 | 66 | 131 | | | |
| Nat'l grid | 204.92 | 204.92 | 204.92 | 200.85 | 200.42 | 200.40 | 198.25 | 198.43 | 202.31 | 191.22 | 191.22 | 191.22 |
| | 267.60 | 267.60 | 267.79 | 266.86 | 267.50 | 267.60 | 267.03 | 226.44 | 266.75 | 261.75 | 261.75 | 261.75 |

CSS 및 USS는 모두 WPB영역에 접근한 VAB영역에 접시되어 서로 구분이 되지 않는데 이는 이들 화산암류가 유동성이 큰 주성분 원소의 거동이 시사하는 바와는 달리 칼크알카리계열의 모마그마로부터의 기원을 같이 하고 있는 것으로 해석된다. 다만 이들이 그림을 통하여 화산암류가 B영역에서부터 C영역에 걸쳐서 접시되고 있어서 B영역의 것이 CAB, MORB, LKT 가운데 어느 계열에 속하는지는 뚜렷하게 구분되지는 않는데 C영역에 접시되는 것도 있는 것으로 보아 B영역의 것은 칼크알카리계열에 속하나 상부 지각의 영향을 비교적 적게 받게 된 데에 기인할 수도 있을 것으로 판단된다.

윤성효(1998)는 본암의 높은 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, 또 이와 ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr이 음의 상관관계를 가지는 현상을 기원 마그마가 상승기간을 통하여 하부지각물질에 의하여 어느 정도 혼염된 데 기인하는 것으로 설명하고 있다. 이러한 Sr 및 Rb/Sr 동위원소비는 상, 하부지각물질에 의한 혼염작용을 모두 받았으나 하부지각물질의 영향이 우세한 데서도 이루어질 수 있는 것으로 생각된다. Fig. 6에서 상부지각과 하부지각물질 사이(B와 C)에 본암이 분산되어 접시되는데 이는 상부지각물질에 의한 상대적인 혼염도를 조금씩 달리 함에 따라 나타나는 현상으로 해석될 수도 있으며 마그마 저장고에서 지각물질에 의한 혼

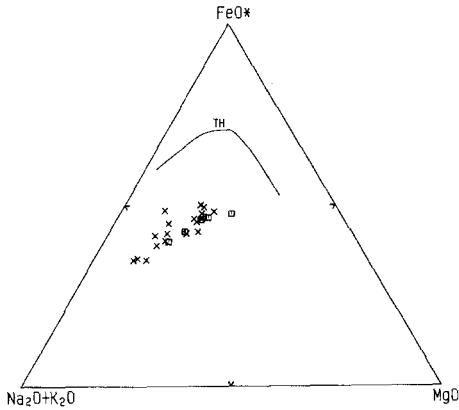


Fig. 2. AFM diagram of the volcanics. Spilitic(cross) and shoshonitic rocks(quad.) are in the same evolution trend (after Irvine and Baragar, 1971).

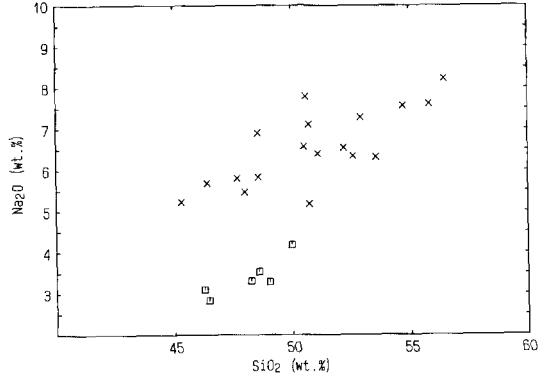


Fig. 4. Discrimination diagram of Na_2O versus SiO_2 of the volcanics. Two rock suites are distinguishing. Symbols are same as shown in Fig. 2.

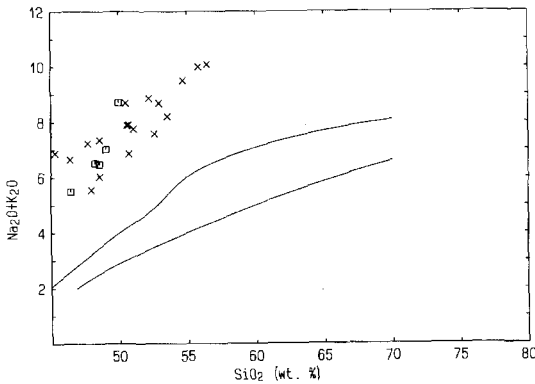


Fig. 3. Variation diagram of alkalis versus SiO_2 of the volcanics. Both of spilitic and shoshonitic rock suites are alkaline (after Kuno, 1966). Symbols are same as shown in Fig. 2.

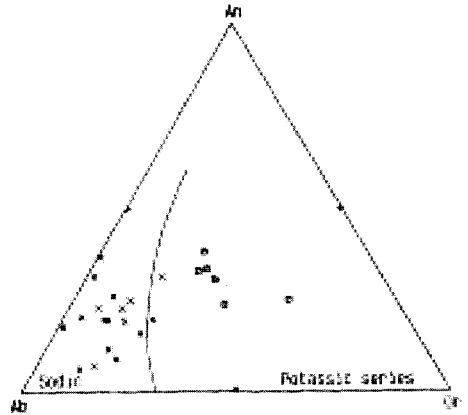


Fig. 5. Normative An-Ab-Or relationship of the volcanics, which are divided into sodic and potassic series (after Irvine and Baragar, 1971). Symbols are same as shown in Fig. 2.

염작용이 이루어 지고 있는 과정에서 맨틀기원의 새로운 마그마가 재공급 첨가(replenishment)된데 기인할 수도 있을 것이다.

스필라이트화작용

채약산현무암은 현미경관찰에 의하면 전반적으로 소수라이트화(saussuritization)하여 사장석은 녹색염석 및 방해석으로 교대되어 있음이 흔히 관찰되며 소광각으로 보아 심하게 알바이트화되어 있음이 확인되는데 소수라이트화의 정도는 곳에 따라 미약하게 나타나는 것도 있어 사장석의 소광각으로 안데신-라브라도라이트에 속하는 것도 가끔 관

찰된다. 사장석의 EPMA분석결과는 Table 2와 같다. 이에 의하면 그 대부분이 알바이트에 속하며 올리고크라이스-바이토나이트에 속하는 것도 나타나서 현미경관찰 결과와도 일치되는 성분분포를 보여 준다. 이러한 사장석의 폭넓은 성분변화는 크게는 분포지점에 따라, 작게는 한 박편안에서도 나타나는데 302번 박편의 경우 An조성이 3.12에서 21.53에 이르는 성분변화를 보여 주고 박편 308의 경우 그 변화가 더욱 심하여 2.9에서 57.33까지의 성분상의 다양성을 보여 준다. 이러한 사장석의 성분변화 양상은 마그마로부터의 정출당시의 성분이 보존된 것으로 해석될 수는 없을 것이므로 분암이 분출된 후에 있었던 것으로 생각되는 스피라이트

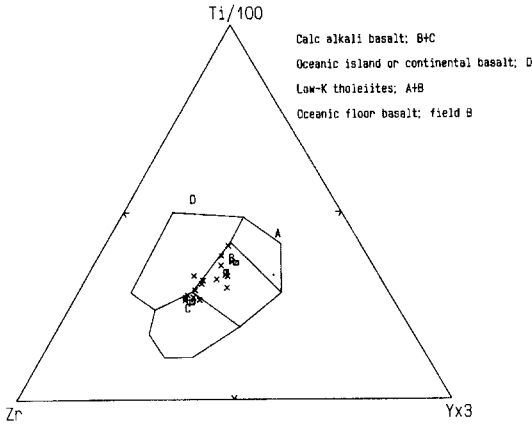


Fig. 6. Ti-Zr-Y diagram for petrogenetic classification (after Morrison, 1978). Symbols are same as shown in Fig. 2.

화작용에 기인한 것으로 귀착될 것이나 급변하는 사장석의 성분으로 보아 이들이 광역적인 저변성 작용의 산물인 것으로는 해석될 수는 없을 것이다.

본암내에는 현미경적인 크기의 방해석, 녹니석, 및 아두라리아 세맥(veinlet) 등이 가끔 발견되는데 이들이 본암의 스피라이트화작용과 깊은 관련이 있

을 것으로 생각된다. 가장 흔히 발달되는 방해석맥은 사장석의 알바이트화 과정에서 치환되어 나온 Ca의 침전 산물인 것으로 해석되며 아두라리아 (Table 2의 302-1 및 302-2) 세맥 또한 사장석으로부터 추출된 K가 열수용액에 용해되어 운반되는 도중 아두라리아로 침전될 수 있었을 것으로 생각된다. 이러한 아두라리아 세맥에 관한 생각은 사장석의 Or-조성이 분포지점에 따라 0에서 10%에 이르는 폭넓은 변화양상을 또는 한 박편내에서도 상당한 변화를 보여 주는 알바이트화 현상의 특징이 뒷받침해 주는 것으로 믿는다.

이들 세맥들의 상호관계는 현미경사진(Fig. 7d)에서 엿보인다. 분해된 각섬석 잔유물(relic)을 통과하는 두 개의 아두라리아 세맥중 하나는 잔유물에 인접해서나 그 속에서는 방해석 세맥으로 변화되어 있으며 다른 하나는 전혀 변화된 흔적이 보이지 않고 전자를 절단하고 있음을 볼 수 있다. 이러한 현미경적 증거는 본암의 스피라이트화 과정에 있어서 사장석의 알바이트화작용은 각섬석의 반응, 재용융 및 분해작용보다는 더 오래동안 지속되었을 뿐만 아니라 알바이트화작용에 있어서도 Na, Si에 의한 Ca, Al의 치환작용은 Na에 의한 K의 치환작용보다 오래 계속되었다는 사실을 시사해 주는 것

Table 2. Composition of the feldspars of the volcanics

| Spl.No. | 013-3 | 013-4 | 013-5 | 201-1 | 201-3 | 200-4 | 200-5 | 302-3 | 302-3b | 302-4 |
|---|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|
| SiO ₂ | 67.93 | 64.94 | 64.66 | 64.75 | 66.41 | 68.46 | 68.13 | 66.27 | 65.23 | 62.53 |
| TiO ₂ | - | - | - | 0.01 | - | 0.004 | - | - | - | - |
| Al ₂ O ₃ | 20.59 | 20.63 | 22.37 | 21.42 | 20.66 | 20.71 | 20.39 | 20.38 | 20.34 | 24.10 |
| MnO | 0.05 | 0.01 | - | 0.03 | 0.06 | 0.05 | 0.06 | - | 0.01 | 0.005 |
| MgO | - | - | 0.05 | 0.13 | 0.08 | 0.04 | 0.006 | - | - | 0.004 |
| FeO | 0.05 | - | 0.21 | 1.52 | 0.23 | 0.02 | 0.04 | 0.14 | 0.10 | 0.10 |
| CaO | 0.48 | 0.50 | 0.55 | 0.77 | 0.42 | 0.60 | 0.54 | 0.67 | 1.68 | 4.63 |
| Na ₂ O | 11.69 | 11.82 | 10.23 | 10.62 | 11.07 | 11.66 | 11.71 | 11.23 | 10.92 | 9.02 |
| K ₂ O | 0.04 | 0.02 | 1075 | 0.91 | 0.67 | 0.18 | - | 0.45 | 0.44 | 0.47 |
| total | 100.83 | 100.92 | 1.75 | 100.16 | 99.60 | 101.72 | 100.88 | 99.12 | 98.72 | 100.86 |
| Cation number on the basis of 8 oxygens | | | | | | | | | | |
| Si | 2.950 | 2.948 | 2.862 | 2.869 | 2.930 | 2.949 | 2.957 | 2.936 | 2.912 | 2.752 |
| Al ^{IV} | 0.050 | 0.052 | 0.138 | 0.131 | 0.070 | 0.051 | 0.043 | 0.064 | 0.088 | 0.248 |
| Al ^{VI} | 1.004 | 1.003 | 1.029 | 0.987 | 1.005 | 1.001 | 1.000 | 1.000 | 0.983 | 1.002 |
| Ti | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Mn | 0.002 | - | - | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | - | - | - |
| Mg ²⁺ | - | - | 0.003 | 0.008 | 0.005 | 0.002 | - | - | - | - |
| Fe | 0.002 | - | 0.008 | 0.056 | 0.008 | 0.001 | 0.001 | 0.005 | 0.004 | 0.004 |
| Ca | 0.023 | 0.023 | 0.026 | 0.037 | 0.020 | 0.025 | 0.091 | 0.032 | 0.080 | 0.218 |
| Na | 0.984 | 0.995 | 0.878 | 0.912 | 0.947 | 0.974 | 0.943 | 0.965 | 0.945 | 0.769 |
| K | 0.002 | 0.001 | 0.099 | 0.052 | 0.038 | 0.010 | - | 0.025 | 0.025 | 0.027 |
| Or | 0.24 | 0.10 | 9.86 | 5.16 | 3.76 | 0.96 | - | 2.49 | 2.38 | 2.61 |
| Ab | 97.53 | 97.63 | 87.55 | 91.17 | 94.28 | 96.31 | 97.50 | 94.39 | 89.98 | 75.86 |
| An | 2.23 | 2.27 | 2.59 | 3.67 | 1.96 | 2.73 | 2.50 | 3.12 | 7.64 | 21.53 |

Table 2. continued.

| Spl.No. | 205-5 | 308-6 | 308-5 | 308-9 | D194 | D195 | 302-1 | 302-2 |
|---|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|
| SiO ₂ | 56.68 | 66.70 | 54.33 | 52.67 | 47.89 | 50.11 | 63.30 | 63.33 |
| TiO ₂ | - | - | - | - | 0.03 | 0.02 | 0.004 | - |
| Al ₂ O ₃ | 28.37 | 19.90 | 29.04 | 29.21 | 33.57 | 31.40 | 18.91 | 18.52 |
| MnO | - | 0.02 | - | 0.07 | - | 0.03 | 0.05 | 0.08 |
| MgO | 0.04 | 0.01 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.13 | 0.03 | - |
| FeO | 0.40 | 0.05 | 0.72 | 0.70 | 0.49 | 0.75 | 0.04 | 0.07 |
| CaO | 9.71 | 0.60 | 10.68 | 11.83 | 16.18 | 14.61 | - | - |
| Na ₂ O | 5.93 | 11.09 | 5.41 | 4.67 | 2.18 | 3.13 | 0.21 | 0.23 |
| K ₂ O | 0.51 | 0.11 | 0.40 | 0.30 | 0.04 | 0.11 | 17.31 | 17.59 |
| total | 101.63 | 98.48 | 100.63 | 99.37 | 100.30 | 100.30 | 99.85 | 99.81 |
| Cation number on the basis of 8 oxygens | | | | | | | | |
| Si | 2.514 | 2.962 | 2.447 | 2.407 | 2.190 | 2.286 | 2.954 | 2.963 |
| Al ^{IV} | 0.486 | 0.038 | 0.553 | 0.593 | 0.810 | 0.714 | 0.046 | 0.037 |
| Al ^{VI} | 0.997 | 1.004 | 0.989 | 0.980 | 0.999 | 0.974 | 0.995 | 0.985 |
| Ti | - | - | - | - | - | 0.001 | 0.001 | - |
| Mn | - | 0.001 | - | 0.003 | - | 0.001 | 0.002 | 0.003 |
| Mg ²⁺ | 0.002 | 0.001 | 0.003 | 0.002 | 0.003 | 0.009 | 0.002 | - |
| Fe | 0.015 | 0.002 | 0.019 | 0.027 | 0.019 | 0.028 | 0.002 | 0.003 |
| Ca | 0.461 | 0.029 | 0.788 | 0.580 | 0.788 | 0.714 | - | - |
| Na | 0.510 | 0.955 | 0.193 | 0.414 | 0.193 | 0.277 | 0.019 | 0.021 |
| K | 0.029 | 0.006 | 0.002 | 0.017 | 0.002 | 0.008 | 1.031 | 1.050 |
| Or | 2.89 | 0.61 | 2.25 | 1.71 | 0.25 | 0.64 | 98.22 | 98.03 |
| Ab | 51.00 | 96.49 | 46.72 | 40.97 | 19.62 | 27.77 | 1.78 | 1.97 |
| An | 46.11 | 2.90 | 51.03 | 57.22 | 80.13 | 71.59 | - | - |

으로 해석된다. 이러한 사장석의 성분변화양상 및 방해석, 아두라리아 세맥 등의 발달은 본암이 분출, 고결된 이후에 알카리 열수용액의 공급을 받아 심하게 스피라이트화 되었을 가능성을 강하게 시사해준다.

기원마그마의 진화

채약산현무암질암류는 경상분지내 여타 백악기 화산암류와 유사하게 환태평양형의 대륙연변부에서의 마그마작용으로부터 기원된 것으로 설명되고 있는데(Kim *et al.*, 1988), 전술한 바와 같이 본암이 분출하기 전 마그마저장고에서 반정광물의 정출에 의한 결정분화작용이 진행될 당시에는 칼크알카리계열의 마그마 특성을 지녔던 것으로 해석된다. 비록 상부 맨틀이 부분용융되어 형성된 초생 마그마의 성분이 Jakes and Gill(1970)이 시사했듯이 솔레아이트질의 것이었다 하더라도 하부지각부의 각섬암 혹은 변성반려암대에서나 상부지각부의 규장질암대에서 장기간 정체, 저류될 수 있었다면 접하고 있는 모암의 사장석류가 부분용융되어 혼염되므로써 칼크알카리의 특성을 갖게 될 수 있을 것이다.

본암은 사장석, 휘석 및 약간의 각섬석, 매우 드물게는 감람석 반정을 함유하고 있어서 마그마저장고에서의 분화작용은 이들 반정광물에 의해 주도되었을 것이며 본암이 주로 응회암으로 구성되어 있고 각섬석이 반정을 이루고 있는 점으로 미루어 보아 저류기간에 이미 상당수준의 수분이 마그마에 용해되어 있었음이 짐작된다.

각섬석 지질압력계로서의 타당성 검토

본암에는 각섬석이 반정으로만 산출되며 이 각섬석은 한결같이 철-각섬석의 반응연(reaction rim)이 발달된 것, 부분적으로 재용융된(resorbed) 것, 분해되어 철산화물 및 사장석으로 교대되어 잔류조직만 남은 것(Fig. 7a, b, c, d) 등 다양한 변화양상을 가지는데 이러한 양상은 모두 확산분출이 시작되어 마그마에 용해되어 있던 수분의 급격한 일출로 인한 각섬석의 안정영역이 급감함에 따라 각섬석의 안정영역을 벗어난 마그마에서 일어날 수 있는 현상으로 설명될 수 있을 것이다.

각섬석을 지질압력계로 활용하려는 노력은 여러 지질학자에 의해 경주되어 왔으며 이즈음에 와서는 압력계로서의 신빙도도 상당히 향상된 것으로

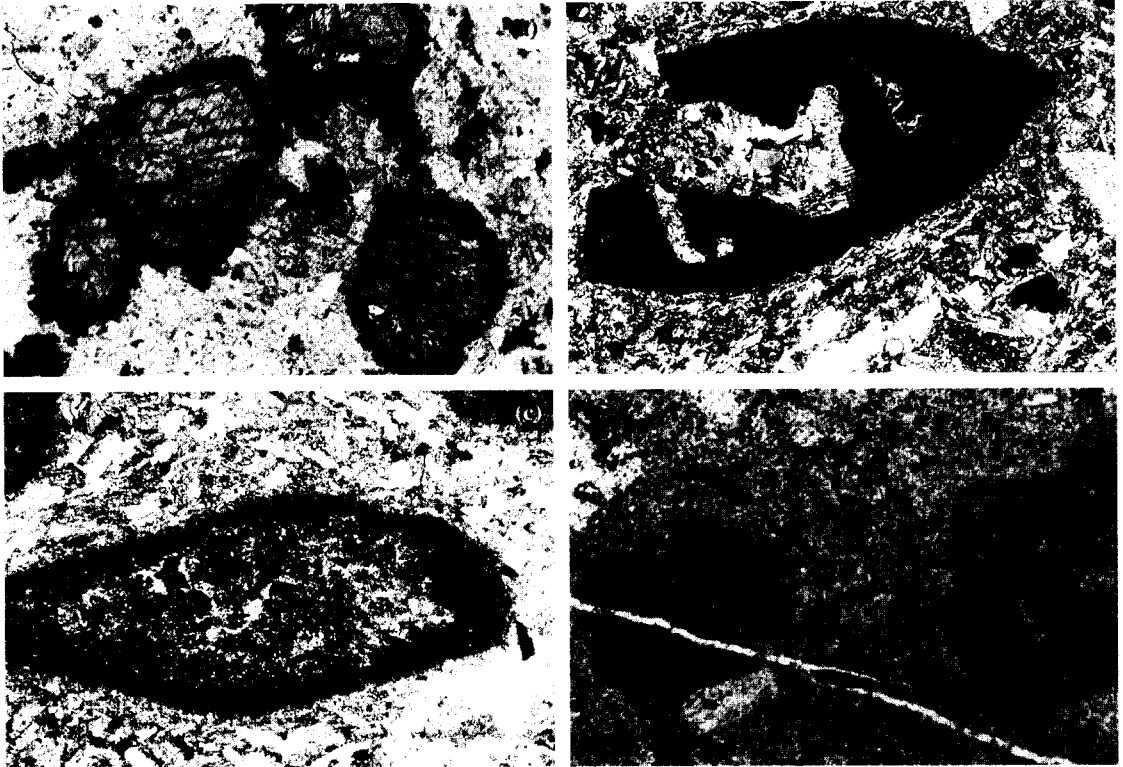


Fig. 7. Photomicrographs showing hornblende phenocrysts altered and deformed in various features.
 a. Hornblende phenocrysts with reaction rims of Fe-hornblende. The hornblende seems to be the most early erupted one after degassing among hornblendes presented plates in this paper. Open Nicol, $\times 22.8$.
 b. Hornblende phenocryst altered to Fe-hornblende and resorbed. Cross Nicol, $\times 22.8$.
 c. The hornblende is decomposed to plagioclase, magnetite, ilmenite, and rutile and relict outline of the reaction rim is deformed by magmatic movement. Open Nicol, $\times 22.8$.
 d. Relict structures of hornblende phenocrysts are decomposed into disseminated magnetite and plagioclase. Two adularia veinlets are shown; the one is changed to calcite veinlet in and near the hornblende relicts, and the other cuts both of the former and the relict. This may reflect that the albitization of the rocks was lasted longer than the reaction and the decomposition of hornblende and substitution of Ca, Al by Na, Si in plagioclase was accomplished before replacement of K by Na in albitization. Open Nicol, $\times 22.8$.

알려졌다(Hollister *et al.*, 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Blundy and Holland, 1990, 1992; Vyhnaal and McSween, 1990; Ghent *et al.*, 1991; Hammarstrom *et al.*, 1992; Schmidt, 1992; Holland and Blundy, 1994; Anderson and Smith, 1995; Ernst and Liu, 1998).

그러나 본암 내의 각섬석이 지질압력계로 활용될 수 있을지는 매우 의문스럽다. 그 첫째로 전술한 바와 같이 반응연을 갖지 않은 각섬석은 산출되지 않으므로 최연변부의 화학성분을 확인할 수 없을 뿐만 아니라 반응연의 반응과정에서 그 내부의 성분이 변화되었을 가능성이 있기 때문이다. 반응연을 가지는 시료 216의 경우 반응연과 그 내부

의 성분은 뚜렷하게 구분되지만 반응연의 형성과정을 통하여 Fe 및 Na가 Mg, Ca, Ti 및 K를 치환하였을 뿐 Al값에는 거의 영향을 미치지 않았음이 인정된다. 또한 Rutherford(1993)는 각섬석 반응연의 형성에 관한 실험을 통하여 마그마의 분출에 따르는 가스유실로 인하여 형성되는 각섬석 반응연의 폭은 온도, 증기압 및 시간에 따라 결정되어 St. Helens 화산폭발시 5일 이내에 분출한 대사이트(dacite)내 각섬석은 반응연이 만들어지지 않았고 시간의 증가에 따라 그 폭도 함께 증가하며 분출시 화도에서의 마그마의 상승평균속도는 66 m/h에 달한다는 사실을 밝혔다. 본암내 각섬석의 반응연은 0.03-0.05 mm의 폭을 가지는 것이 증기

압이 격감된 후 처음으로 형성된 것으로 인식된다. 증기압이 낮아진 상태에서 현무암질 마그마의 화도에서의 상승속도는 대사이트질 마그마의 경우보다 낮지 않을 것으로 추정되는 만큼 Rutherford(1993)의 각섬석 반응연 형성에 관한 실험결과에 적용시켜 고려해 보면 본암에 있어서의 각섬석의 반응연이 형성된 기간은 30일을 넘지 않을 것으로 추산되며 이 기간의 각섬석-마그마 반응시 반응연 내부의 각섬석 성분변화는 결정내 확산을 고려할때 거의 무시될 수도 있을 것이다. 따라서 본암의 최하위에 놓이는 암층의 시료(216번 시료)의 각섬석의 경우 분출시 증기압의 급감에 의한 반응연의 형성기간이 가장 짧았을 것으로 추측되므로 지질압력계로 적용할 수 있을 것으로 판단된다.

둘째로 스펠라이트화 과정에서 조암광물의 변질 상황이 확인되지 않는 만큼 각섬석의 성장 당시의 산소분압 및 정출온도를 정확히 추정할 수 없기 때

문이다. 본암이 분출된 후 스펠라이트화 될 때에도 공존하는 휘석의 Na_2O 함량이 0.3에서 0.43으로 정상치를 벗어나지 않는 것으로 미루어보아 각섬석의 성분변화에 대한 우려는 매우 적을 것으로 생각된다.

셋째로 석영과 평형을 이루지 않는 각섬석은 예외로 높은 Al값을 가져서 낮은 a_{Si} 가 각섬석의 Al 함량에 미치는 영향(Johnson and Rutherford, 1989)이 잘 알려지지 않은 상태에 있으며, 그의 실험에서 석영이 정출되지 않는 경우 그의 산출식에 의하면 1.2 Kbn 높게 계산된다는 사실이 밝혀진바 있으므로 본암의 경우 그의 계산식에 따라 계산된 압력값에서 최소한 1.2 Kb를 감산한 값을 취하는 것이 보다 믿을 수 있는 길이 될 것으로 믿는다. 이제까지 이루어진 각섬석 지질압력계에 관한 실험결과를 참고로 한다면 산성에서 염기성 암류에까지 망라되어 있어서 이에 대한 우려는 MORB의 각섬석에 대한 실험결과(Ernst and Liu, 1998)

Table 3. Chemical analyses and cation numbers on the basis of 23 oxygens of the hornblende in the Chaeyaksan basaltic andesites

| Spl.No. | 2-12 | 2-18 | 2-19 | 2451 | 2452 | 216-2 | 216-2b | 216-3 | 216-4 | 216-7 | 216-8 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 41.61 | 41.55 | 40.76 | 41.43 | 40.97 | 41.44 | 41.81 | 41.68 | 41.18 | 41.04 | 41.47 |
| TiO ₂ | 2.02 | 2.11 | 1.68 | 1.70 | 1.73 | 1.45 | 1.46 | 1.51 | 0.47 | 1.40 | 1.43 |
| Al ₂ O ₃ | 12.61 | 12.73 | 11.60 | 13.63 | 13.81 | 14.76 | 14.99 | 14.40 | 14.30 | 14.38 | 14.33 |
| MnO | 0.32 | 0.13 | 0.25 | 0.22 | 0.14 | 0.15 | 0.13 | 0.06 | 0.11 | 0.10 | 0.16 |
| MgO | 12.83 | 13.08 | 13.25 | 13.90 | 13.46 | 14.53 | 14.56 | 14.46 | 1.05 | 14.92 | 14.49 |
| FeO | 14.05 | 13.66 | 13.61 | 11.53 | 12.09 | 10.11 | 9.66 | 9.82 | 31.71 | 10.51 | 9.80 |
| CaO | 10.78 | 10.79 | 11.83 | 11.87 | 11.61 | 11.13 | 11.58 | 11.47 | 1.37 | 11.21 | 11.29 |
| Na ₂ O | 2.66 | 2.70 | 2.63 | 2.42 | 2.54 | 2.53 | 2.46 | 2.43 | 7.50 | 2.59 | 2.51 |
| K ₂ O | 0.90 | 0.93 | 0.74 | 0.86 | 0.83 | 0.89 | 0.95 | 0.88 | 0.10 | 0.99 | 0.89 |
| Cr ₂ O ₃ | tr | 0.04 | 0.02 | tr | 0.01 | 0.08 | tr | 0.06 | 0.07 | 0.05 | 0.10 |
| total | 97.76 | 97.70 | 96.36 | 97.57 | 97.19 | 97.07 | 97.60 | 96.77 | 97.86 | 97.18 | 96.46 |
| Cation number on the basis of 23 oxygens | | | | | | | | | | | |
| Si | 6.069 | 6.056 | 6.087 | 6.029 | 5.995 | 5.970 | 6.008 | 6.044 | 6.180 | 5.915 | 6.028 |
| Al ^{IV} | 1.931 | 1.944 | 1.913 | 1.971 | 2.005 | 2.030 | 1.992 | 1.956 | 1.820 | 2.085 | 1.972 |
| Al ^{VI} | 0.238 | 0.243 | 0.129 | 0.367 | 0.377 | 0.239 | 0.547 | 0.505 | 0.710 | 0.359 | 0.483 |
| Fe ³⁺ | 0.481 | 0.465 | 0.359 | 0.343 | 0.366 | 0.461 | 0.352 | 0.352 | 1.177 | 0.526 | 0.388 |
| Cr | - | 0.004 | 0.002 | - | 0.001 | 0.009 | - | 0.007 | 0.008 | 0.006 | 0.011 |
| Ti | 0.222 | 0.231 | 0.191 | 0.187 | 0.190 | 0.157 | 0.158 | 0.165 | 0.053 | 0.151 | 0.156 |
| Mg | 2.788 | 2.841 | 2.949 | 3.018 | 2.935 | 3.120 | 3.118 | 3.125 | 0.235 | 3.205 | 3.138 |
| Fe ²⁺ | 1.232 | 1.202 | 1.340 | 1.061 | 1.115 | 0.996 | 0.809 | 0.838 | 2.803 | 0.741 | 0.803 |
| Mn | 0.039 | 0.016 | 0.032 | 0.027 | 0.017 | 0.018 | 0.016 | 0.007 | 0.014 | 0.012 | 0.020 |
| C-sum | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.685 | 1.686 | 1.892 | 1.851 | 1.820 | 1.718 | 1.783 | 1.782 | 0.220 | 1.730 | 1.758 |
| Na | 0.315 | 0.314 | 0.108 | 0.149 | 0.180 | 0.282 | 0.217 | 0.218 | 1.780 | 0.270 | 0.242 |
| B-sum | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Ca | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Na | 0.435 | 0.447 | 0.653 | 0.534 | 0.541 | 0.425 | 0.468 | 0.465 | 0.403 | 0.454 | 0.467 |
| K | 0.167 | 0.174 | 0.141 | 0.160 | 0.155 | 0.164 | 0.174 | 0.163 | 0.019 | 0.182 | 0.164 |
| A-sum | 0.602 | 0.621 | 0.794 | 0.694 | 0.696 | 0.589 | 0.643 | 0.628 | 0.422 | 0.636 | 0.631 |
| Fe ³⁺ /Fe _{tot} | 0.281 | 0.279 | 0.211 | 0.244 | 0.247 | 0.316 | 0.303 | 0.296 | 0.296 | 0.415 | 0.326 |

Table 3. continued.

| Spl.No. | 013-1 | 013-2 | 200-1 | 202-2 | 19-1 | 19-2 | 19-3 | 205-1 | 205-3 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 41.16 | 40.96 | 40.37 | 40.53 | 40.98 | 39.82 | 40.42 | 41.34 | 42.94 |
| TiO ₂ | 2.27 | 2.40 | 1.68 | 1.81 | 1.18 | 1.37 | 1.15 | 1.25 | 1.08 |
| Al ₂ O ₃ | 12.02 | 12.07 | 13.77 | 13.96 | 14.01 | 15.10 | 14.75 | 14.61 | 14.15 |
| MnO | 0.20 | 0.29 | 0.12 | 0.18 | 0.28 | 0.27 | 0.24 | 0.28 | 0.15 |
| MgO | 12.99 | 12.86 | 13.68 | 13.82 | 12.12 | 11.96 | 12.91 | 13.96 | 15.25 |
| FeO | 13.20 | 13.67 | 12.12 | 11.66 | 15.09 | 14.90 | 13.48 | 10.59 | 9.74 |
| CaO | 11.17 | 11.30 | 11.48 | 11.74 | 11.43 | 11.30 | 11.90 | 10.79 | 10.25 |
| Na ₂ O | 2.61 | 2.60 | 2.39 | 2.52 | 2.48 | 2.56 | 2.43 | 3.13 | 2.89 |
| K ₂ O | 0.77 | 0.84 | 1.13 | 1.06 | 0.68 | 0.61 | 0.76 | 0.76 | 0.63 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.07 | 0.09 | 0.09 | 0.01 | 0.04 | 0.06 | 0.02 | 0.04 | 0.13 |
| total | 96.45 | 97.09 | 96.89 | 97.29 | 98.27 | 97.95 | 98.07 | 96.75 | 97.21 |
| Cation number on the basis of 23 oxygens | | | | | | | | | |
| Si | 6.104 | 6.057 | 5.922 | 5.930 | 5.962 | 5.802 | 5.877 | 6.009 | 6.098 |
| Al ^{IV} | 1.896 | 1.943 | 2.078 | 2.070 | 2.038 | 2.198 | 2.123 | 1.991 | 1.902 |
| Al ^{VI} | 0.206 | 0.162 | 0.304 | 0.388 | 0.366 | 0.397 | 0.406 | 0.513 | 0.467 |
| Fe ³⁺ | 0.364 | 0.375 | 0.446 | 0.370 | 0.505 | 0.564 | 0.463 | 0.408 | 0.469 |
| Cr | 0.008 | 0.011 | 0.010 | 0.001 | 0.004 | 0.006 | 0.002 | 0.005 | 0.015 |
| Ti | 0.254 | 0.266 | 0.185 | 0.199 | 0.129 | 0.150 | 0.125 | 0.137 | 0.115 |
| Mg | 2.870 | 2.834 | 2.991 | 3.013 | 2.629 | 2.598 | 2.798 | 3.024 | 3.228 |
| Fe ²⁺ | 1.273 | 1.315 | 1.048 | 1.057 | 1.323 | 1.252 | 1.175 | 0.879 | 0.688 |
| Mn | 0.025 | 0.037 | 0.015 | 0.022 | 0.035 | 0.032 | 0.029 | 0.034 | 0.018 |
| C-sum | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.775 | 1.791 | 1.805 | 1.840 | 1.783 | 1.765 | 1.854 | 1.681 | 1.560 |
| Na | 0.225 | 0.209 | 0.195 | 0.160 | 0.217 | 0.235 | 0.146 | 0.319 | 0.440 |
| B-sum | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Ca | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Na | 0.525 | 0.537 | 0.484 | 0.555 | 0.482 | 0.488 | 0.540 | 0.563 | 0.356 |
| K | 0.146 | 0.159 | 0.211 | 0.198 | 0.126 | 0.113 | 0.142 | 0.141 | 0.114 |
| A-sum | 0.671 | 0.696 | 0.696 | 0.753 | 0.608 | 0.601 | 0.682 | 0.704 | 0.470 |
| Fe ³⁺ /Fe _{tot} | 0.222 | 0.222 | 0.300 | 0.259 | 0.276 | 0.311 | 0.283 | 0.317 | 0.405 |

를 추가로 활용하게 되면 어느정도 해소될 수 있을 것이나 이에 관한 문제는 각섬석 지질온도계를 본 암에 적용시키는데 가장 심각하게 고려하여야 할 것이다. 본암의 경우 스피라이트화하는 과정에서 온도가 재조정되었을 것이므로 온도보정이 불가능한 상태이므로 신빙도 높은 정출압력을 산출하는 것은 불가능할 것이다. 각섬석의 누대구조도 본암의 반정광물이 지하 심처에서 충분히 느린 속도로 성장할 수 있었다면 거의 형성될 수 없었을 것이며 분출시 짧은 기간 내에 통로를 통과하여 분출되어 급격히 냉각되었다면 심성암이나 변성암에서 볼 수 있는 각섬석의 용리현상도 거의 일어나지 않을 것으로 생각되는 만큼 각섬석의 지질압력계로의 응용을 위한 합성실험시의 급냉과정과 상당히 부합될 것으로 믿는다. 산소분압에 있어서는 현무암질 마그마로부터 각섬석이 형성되었다던지 용회암류가 본암의 주체를 이루고 있는 점을 감안한다면 다소 높은 산소분압이 추산되나, 각섬석의 EPMA 분석치로부터 Robinson *et al.*(1982)의 산출

방법에 따라 23개의 산소를 기준으로 하고 Ca, Na, 및 K를 M1, M2, M3-자리에서 제외시킨 13개 이온수로 환산한 값(Table 3)으로부터 계산된 Fe³⁺/Fe_{tot} 및 Fe_{tot}/(Fe_{tot}+Mg)값이 전자는 0.211-0.415의 높은 값을, 후자는 반응연(216-4)을 제외하면 0.264-0.411의 낮은 값을 보이고 있어서 이들 각섬석은 그 절대치가 규명될 수는 없지만 높은 산소분압하에서 성장되었음을 시사해 준다. Anderson and Smith (1995)는 후자의 값이 0.65 이상되는 낮은 산소분압을 지시해 주는 즉 QFM 이하 혹은 그에 근접한 환경하에서 정출된 각섬석은 지질압력계로 활용되지 않는다고 했다. 본암의 각섬석은 낮은 산소분압에 의한 Al의 부화에 대한 우려는 소거되는 만큼 본암의 스피라이트화작용을 통한 각섬석도 어느정도의 성분변화가 있을 수 있다는 것은 충분히 고려되나 각섬석에 있어서 알카리 특히 Na의 부화가 Al의 함량에 미치는 정도는 적을 것이므로 정확도는 좀 떨어질 여지가 있을 수 있겠으나 지질압력계로 활용될 수 있을 것으로 생각한다.

마그마저장고의 압력

본암은 분출암으로 산출되며 석기가 40-77%에 달하는(양판석, 1991) 만큼 고상선과 액상선 사이에서 정출되는 중 분출하여 급냉되었을 것이므로 고상선 이하에서의 분리정출(exsolve)에 의한 성분 변화는 없었을 것이 추정된다. 본암은 염기성 마그마로부터 산출되었으므로 높은 증기압하에서 정출된 증거는 나타나나 현무암질마그마의 특성으로 미루어 보아 수분으로 포화되었을 가능성은 매우 낮은 것으로 인식되어 각섬석 지질압력계로 활용하는데 있어서 Schmidt(1992)의 실험결과를 적용하기 보다는 수분과 탄산가스 혼합유체를 사용한 Johnson and Rutherford(1989)의 실험에 의한 관계식을 사용하는 것이 옳을 것이다. 그러나 후자의 연구도 760°C에서 이루어진 것이고 본암의 각섬석은 보다 높은 온도에서 정출되었을 것이 추정되며 Ernst and Liu(1998)의 실험을 통하여 정출온도에 따르는 각섬석의 Al함량의 변화가 Anderson and Smith (1995)가 주장하듯이 간과하지 못할 정도임이 입증되었기 때문에 온도보정의 필요성을 실감한다. 그러나 본암은 스피라이트화의 정도가 심하여 자철석 및 스피넬이나 감람석-사장석 등의 지질온도계는 이들 광물들이 스피라이트화작용의 온도로 재조정(reset)되었을 것이므로 각섬석 지질온도계로 활용할 수는 없을 것이다. 또 각섬석의 Al^{IV} 값은 계산방법에 따라 변화하므로 유동성이 적은 TiO₂ 함량을 참고로 하면 Ernst and Liu(1998)의 실험결과에서 나타났듯이 반정량적이기는 하지만 지질온도계로 활용될 수는 있을 것이다.

그러나 본암의 각섬석에 있어서 TiO₂의 함량은 반응연의 경우를 제외한 시료당 평균값이 1.16%에서 2.34%에 이르는 폭 넓은 변화를 보여주며 전술한 바와 같이 반응연의 형성과정에서 Fe 및 Na가 Mg, Ca, Ti 및 K를 치환하였음이 입증되는 만큼 Ernst and Liu(1998)의 TiO₂와 온도와의 관계를 참고로 하여 정출온도를 얻을 수는 없을 것이다. 따라서 Anderson and Smith(1995)의 온도를 보정한 각섬석의 Al-압력 관계식을 적용한 보다 신빙성이 높은 압력값을 얻을 수는 없을 것이다. 이에 본암층의 최하위에서 채취한 시료(216번)의 각섬석(216-3, 216-7, 216-8)의 Al^T 평균값 2.453을 Johnson and Rutherford(1989)의 관계식(P=3.46+4.23×Al^T)에 적용, 환산하면 6.93(±0.07)Kb로 계산된다. 여기서 석영과 공존하지않는 각섬석내 Al^T의 증가에 의한 과다 압력 산출량 1.2Kb를 보정하

면 5.7Kb정도의 압력값을 얻을 수 있는데 이는 다만 Johnson and Rutherford(1989)에 의한 소수의 실험결과에 근거하였을 뿐이므로 SiO₂로 미포화된 마그마로부터 정출된 각섬석이 보다 신빙도 높은 지질온도계로 활용된다면 보다 많은 실험결과에 바탕을 둔 계산식이 유추되어야 할 것으로 믿는다.

정출경로

본암은 전술한 바와 같이 반상조직을 보이며 반정으로는 사장석, 휘석, 각섬석 및 소량의 감람석 등이 함유되며, 사장석 및 소량의 휘석, 감람석 등으로 구성되는 석기는 모드 분석치로서 40-77%에 이르러 조기 정출된 반정광물의 상당부분이 침전, 제거되기는 했겠지만 분출되기 전까지 분출된 부분의 반 가량이 액상체로 잔류된 상태에 있었음을 시사해 준다. 또 본암층이 응회질암류가 우세하게 산출된다던지 본암내 각섬석의 철성분이 높은 산소분압을 지시해주는 점으로 미루어 보아 기원마그마의 수분함량이 상당한 수준에 달하였음을 짐작하게 한다.

반정광물의 정출경로를 확인하는 것은 어려우나 반정광물의 입도나 구성 등도 기원마그마 저장고의 상승 및 냉각경로를 파악하는데 도움이 될 것이며 이를 염기성 마그마에 대한 온도-압력 상도(phase diagram)에 나타낼 수 있으면 간편한 설명이 될 수 있을 것이다. 본암의 반정광물 구성과 추정되는 높은 증기압을 고려하여 Green(1982)의 현무암+5% H₂O에 대한 상도(Fig. 8)에 적용하여 모

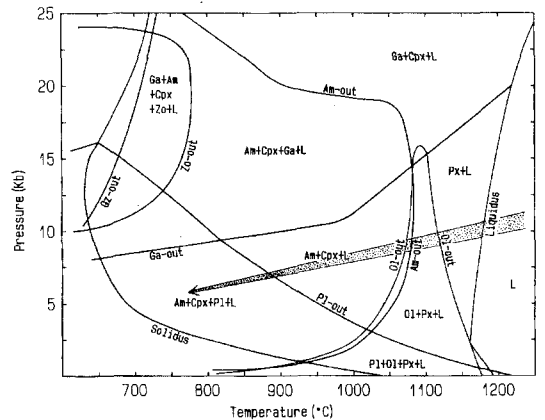


Fig. 8. P-T diagram for basalt with 5% H₂O showing the evolution trend (arrow) of the volcanics(after Green, 1982).

마그마의 진화과정을 도시하면 효과적일 것으로 생각되는데 분출직전의 압력은 각섬석의 조성으로 추정되는 5.7 Kb로 한정되었으나 초기정출 조건은 규정된 것이 없으므로 본암 가운데 감람석 반정을 함유하는 것이 흔하지 않고 함유하는 경우에도 소량이고 크기가 작다는 점을 고려하여 감람석 안정영역의 압력 상단부를 거치는 정출경로를 구상하는 것이 타당할 것이다. 이에 의하면 본암의 기원마그마는 하부 대륙지각에서 저장고를 이루고 난 다음 반정광물의 정출작용에 따르는 분화작용과 모암에 의한 혼염작용이 병행되면서 분출활동시까지 서서히 상승을 계속한 것으로 해석된다. 이러한 마그마의 냉각경로를 통한 반정광물의 정출경로는 휘석→휘석 및 감람석→휘석, 감람석 및 각섬석→휘석 및 각섬석→휘석, 각섬석 및 사장석의 대체적인 결정분화과정을 거친 것으로 설명될 수 있다.

결론

체약산 현무암질암류는 하위에 놓이는 송내동층과 상위의 건천리층과는 정합적인 관계를 가지는 염기성 분출암체를 이루고 있는데 응회암질 암류가 절대 우세하게 산출되고 그 사이에 3매의 현무암이 게재된다. 본암의 주성분 지구화학적 특성은 본암이 알카리계열에 속하나 유동성이 적은 미량 원소의 거동은 칼크알카리계열의 특성을 보존하고 있어서 초생 마그마의 성분은 밝혀지지 않으나 분출활동 당시에는 칼크알카리계열에 속하는 마그마였음이 인식된다.

본암은 전반적으로 스피라이트화되어 있으면서도 분포지점에 따라 그 정도가 미약하거나 쇼쇼나이트질암으로 변화된 부분도 산출되고 있으며 방해석 및 아두라리아 세맥이 흔히 발달되는 점으로 보아서 본암의 분출 후의 변화양상은 광역적인 저변성작용에 의한 것으로는 수긍되지 않고 열수나 가스에 의한 광범한 교대변질작용의 산물인 것으로 인식된다.

각섬석의 Al^T 이온수의 지질압력계로서의 활용은 약간의 오차를 수용한다면 문제성이 없는 것으로 판단되며 이에 의하면 본암이 분출되기 직전의 압력산출은 Johnson and Rutherford(1989)의 관계식을 활용하는 것이 가장 타당할 것으로 생각되고 그 결과는 5.7 Kb로 산출되었다.

기원 마그마의 저장고 형성 이후 분출직전까지의 진화경로는 Green(1982)의 현무암+5% H₂O에 대한 상도(Fig. 8)에 도시할 수 있을 것이며 휘석

→휘석 및 감람석→휘석, 감람석 및 각섬석→휘석 및 각섬석→휘석, 각섬석 및 사장석 반정광물의 정출작용과 그에 수반될 수 있는 결정분화작용 및 이 기간의 모암에 의한 혼염작용을 받으면서 진화했음이 인정된다.

감사의 글

논문구성에 대해 많은 지적과 조언을 주신 김진섭 교수에게 감사를 드린다. 또 이 논문은 1998년 한국학술진흥재단의 학술연구비에 의해 지원되었음을 밝힌다.

참고문헌

김상욱, 1982, 유천분지내에 분포하는 후기백악기 화산암류의 암석학적 연구. 서울대학교 대학원 이학박사 학위논문, p. 133.
 다데이와 이와오(立岩 巖), 1929, 조선지질도 제 10집 (경주, 영천, 대구 및 왜관). 조선총독부 지질조사소, p. 9.
 양판석, 1991, 체약산 화산암류에 대한 암석학적 고찰. 경북대학교 지질학과 학사학위 논문, p.33.
 윤성호, 1998, 유천화산암 분포지 북부 백악기 체약산 화산암의 암석화학 및 스트론튬 동위원소비 조성. 지질학회지, 34(3), 161-171.
 원종관, 1968, 경상분지내에서의 백악기 화성활동에 관한 연구(I). 지질학회지, 4(4), 215-236.
 Anderson, J.L. and Smith, D.R., 1995, The effects of temperature and oxygen fugacity on the Al-in-hornblende barometer. American Mineralogist, 80, 549-559.
 Blundy, J.D. and Holland, T.J.B., 1990, Calc amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contrib. Min. Petrol., 104, 208-224.
 Blundy, J.D. and Hslland, T.J.B., 1992, "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer"--reply to the comment of Poli and Schmidt. Contrib. Min. Petrol., 111, 278.
 Day, R.A., Green, T.H., and Smith, I.E.M., 1992, The Origin and Significance of Garnet Phenocrysts and Garnet-bearing Xenoliths in Miocene Calc-alkaline Volcanics from Northland, New Zealand. Jour. Petrol., 33, 125-161.
 Ernst, W.G. and Liu, J., 1998, Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-content of calcic amphibole in MORB--A semiquantitative thermobarometer. Amer. Mineralogist, 83, 952-969.
 Ghent, E.D., Nicholls, J., Simony, P.S., Seigny, J.H., and Stout, M.Z., 1991, Geobarometry and

- geothermometry of the Nelson batholith, south-eastern British Columbia: Tectonic implications. *Can. Jour. Earth Science*, 28, 1982-1991.
- Green, T.H., 1982, Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite; in R.S. Thorpe ed. *Andesites*. John Wiley & Sons, 465-488.
- Hammarstrom, J.M. and Zen, E-an, 1992, Discussion of Blundy and Holland's (1990) "Calc amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Min. Petrol.*, 111, 264-268.
- Holland, T. and Blundy, J., 1994, Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Min. Petrol.*, 116, 433-447.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., 1987, Conformation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, 231-239.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Jakes, P. and Gill, J., 1970, Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Letters*, 9, 17-28.
- Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989, Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera(California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.
- Kim, S.W, Hwang, S.K., Lee, Y.J., Lee, J.Y., and Koh, I.S., 1998, Petrology of the Cretaceous volcanic rocks in northern Yucheon Minor Basin, Korea. *Jour. Petrol. Soc. Korea*, 7, 27-36.
- Kuno, H., 1966, Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volc. Ser. 2*, 29, 195-222.
- Morrison, M.A., 1978, The use of "immobile" trace elements to distinguish the palaeotectonic affinities of metabasalts; Applications to the Paleocene basalts of Mull and Skye, northwest Scotland. *Earth Planet. Sci. Letters*, 39, 407-416.
- Poli, S. and Schmidt, M.W., 1992, A comment on "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer" by J.D. Blundy and T.J.B. Holland (*Contrib Mineral Petrol*(1990) 104:208-224). *Contrib. Min. Petrol.* 111, 273-278.
- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W., and Doolan, B.L., 1982, Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrence and theory, in Veblen, D.R. and Ribbe, P.H. ed., *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*. *Rev. Mineralogy*, v. 9B. 1-211
- Rutherford, M.J., 1993, Experimental Petrology applied to volcanic process. *EOS*, 74, 5,49-55.
- Schmidt, M.W., 1992, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Min. Petrol.*, 110, 304-310.
- Vyhnal, C.R. and McSween, H.Y., 1990, Constraints on Alleghanian vertical crustal displacements in the southern Appalachians, based on aluminum-hornblende barometry. *Geology*, 18, 938-941.

(책임편집 : 김진섭)

(1999년 5월 10일 접수, 1999년 6월 20일 수리)

Petrology of the Chaeyaksan basaltic rocks and application of hornblende geobarometer

Sang Wook Kim¹, Sang Ku Hwang², Pan Seok Yang³, Yoon Jong Lee⁴, In Seok Koh¹

¹Department of Geology, Kyungpook National University, Taegu, Korea

²Department of Environmental and Geological Sciences, Andong National University, Kyungsangbuk-do, Korea

³Department of Geology, Memorial University, Newfoundland, Canada

⁴Department of Earth Sciences, Kyungpook National University, Taegu, Korea

Abstract : The Cretaceous Chaeyaksan basaltic rocks consist mainly of basaltic tuffs intercalating three layers of basalt. Stratigraphically, the rocks are located between the upper Songnaedong Formation and the lower Geoncheonri Formation and contain plagioclase, augite, hornblende, and a few olivine phenocrysts. Geochemically, they show calc-alkaline characteristics in some immobile element content, but show the alkaline suite feature in the mobile major element composition. The basalts are widely spilitized but some of them is altered to shoshonitic rocks with more calcic plagioclase, calcite, and chlorite, and adularia veinlets are common in the rocks. It is supposed that the post-eruption alteration of the rocks is done through alkali-replacement by hydrothermal solution or vapor rather than by low grade regional metamorphism. It is considered that Al in hornblende will be available for estimating the pressure of the pre-eruption magma in the reservoir although the plagioclase of the rocks are highly albitized. The crystallization pressure was calculated as 5.7 Kb by the equation of Johnson and Rutherford(1989) incorporating of the effect of overestimate of Al^T in hornblende in the case of quartz-free rocks. Application of the estimated temperature, pressure and the constituent of phenocrysts of the rocks to the experimental P-T phase diagram for basalts established by Green(1982) indicates the crystallization course and succession of growth of the phenocrysts during of rising and cooling of the magma reservoir; augite → augite and olivine → augite, olivine, and hornblende → augite and hornblende → augite, hornblende, and plagioclase. Such evolution course of the magma may include crystal fractionation by the phenocrysts crystallization and contamination by country rock in lower crust.

Key words : Chaeyaksan basaltic rocks, spilitization, hornblende geobarometry.