

(단 보)

국내 대표 장석광산의 성인 및 유형: 제천 및 부여광산

이 한 영*

한국질자원연구원 지질연구부, 305-350, 대전시 유성구 가정동 30

Type and Origin of The Domestic Leading Feldspar mines: Jecheon and Buyeo mine

Han-Yeang Lee*

Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, Daejeon 305-350, Korea

Abstract: A type and origin of Buyeo and Jecheon mine as the domestic leading feldspar mines are classified by using the petrological characteristics. Jecheon mine is a weathered residual mine formed by the weathering of K-feldspar megacryst bearing porphyritic granite of which forming P-T is 840-5 Kb with the igneous origin of megacryst. On the other hand, Buyeo mine is made by the metasomatic alteration of hydrothermal solution from the biotite granite intrusion. Pure albite as a main ore mineral and garnet and sericite as accessories are observed in this mine. In addition, the mine is typically characterized by the well recrystallized mineral texture.

Keywords: Jecheon feldspar mine, Buyeo feldspar mine, weathered residual mine, metasomatic alteration

요약: 국내 대표적인 장석광산인 제천장석 광산과 부여장석 광산 모암의 암석학적 특성을 통하여 국내 장석광의 성인 및 광산유형을 분류하였다. 제천장석 광산은 거정질의 K-장석을 함유한 반상화강암이 풍화되어 잔류물로 나타나는 거정질 K-장석이 채취대상이 되는 전형적인 풍화잔류 광산이고 반상화강암의 형성 온도-압력은 840°C, 5 Kb를 나타내며 거정질의 K-장석은 변성기원이 아닌 화성기원이다. 반면 부여장석 광산은 우백질 화강편마암이 주변의 흑운모화강암의 관입으로 열수용액에 의한 교대변질 광산으로 순수한 알바이트 장석과 부수광물로서 석류석, 견운모가 나타나며 치밀하게 재결정화된 광물조직이 특징이다.

주요어: 제천장석 광산, 부여장석 광산, 풍화잔류 광산, 교대변질 광산

서론

장석은 비금속 자원 중 중요한 부분을 차지하며 여러 가지 산업원료로 다양하게 이용되고 있다. 2007년도 국내 장석 생산량은 398,513톤으로 전년보다 2.9만 톤이 증가되었으나 부존 예상 매장량은 94,932천톤으로 2004년도 95,667천톤에 비하면 감소하고 있으며(2007년도 광산물 수급현황, 2008. 5 지식경제부) 수입량은 증가추세에 있다. 따라서 국내에 분포하는 장석에 대한 광산조사, 산출상태, 성인 및 품위를 저하시키는 부수광물에 대한 연구가 필요하며 이

러한 연구는 산업계에서 필요로 하는 고품위 장석 부존여부 판단, 개발 가능성 검토, 신규 장석광산의 조사에 중요한 기초자료가 된다.

국내의 장석광산은 대부분 소규모 영세성으로 운영하고 있으며 규모가 큰 단일 장석광산은 소수에 지나지 않는다. 본 연구는 국내에서 규모가 크고 지속적인 생산을 하는 부여장석 광산과 제천장석 광산에 대하여 산출상태, 광물조성, 암석특성 조사를 통하여 성인을 분류하고 고부가 가치화에 필요한 자료를 제공하고자 한다.

제천장석 광산

광산지역의 지질은 주라기 화강암이 중앙부에 넓게 분포하며 중립질 흑운모 화강암과 거정질의 K-장석을

*Corresponding author: hanlee@kigam.re.kr
Tel: 82-42-868-3103
Fax: 82-42-868-3413

함유한 반상 화강암으로 구분된다. 반상 화강암은 타원체형의 주라기 화강암체의 서측부에 직경 8~11 km 범위로 원형의 형태를 보여주며 흑운모 화강암은 반상 화강암의 연변부 지역에 분포한다. 반상 화강암의 중심부에서는 최대 15 cm 이상의 정장석 반정이 자형으로 나타나며 대개 반정의 크기는 약 3~7 cm 내외이다. 주 구성광물은 석영, 사장석, 정장석, 흑운모이며 각섬석, 스피, 자철석 등이 거정질의 정장석 안에 포획되어 나타난다(Fig 1. a, b) 반상 화강암내에서는 다양한 크기의 원형 및 타원형의 염기성 포획암(mafic enclave)이 자주 관찰되는데 이를 구성하는 광물은 세립질의 각섬석, 사장석, 석영이며 흑운모, 저어콘이 소량으로 관찰된다. 흑운모 화강암은 등립질 조적을 나타내며 흑운모를 대략 5% 정도 함유하며 주 구성광물은 석영, 사장석, 정장석, 각섬석이고, 소량의 백운모, 인회석, 저어콘, 적철석이 나타난다.

장석광체의 모암인 반상 화강암의 사장석과 중립질 흑운모 화강암에 포함된 사장석의 An 함량을 비교하여 보면 중립질 흑운모 화강암의 사장석 An 함량은 중앙부에서 40, 입자 주변부는 32를 보이는 안데신에 속하며 반상 화강암의 석기 부분의 사장석의 An은 중앙부에서 36, 입자 주변부에서 21을 나타내어 안데신에서 올리고클레이스 영역에 해당되는 성분 누대를 보이고 있다.

반상 화강암과 인접한 중립질 흑운모 화강암과의 관입 경계가 나타나지 않으며 반상 화강암의 거정질 장석함량이 중심부에서 주변부로 갈수록 점이적인 변화를 보이는 것으로 보아 동일 기원의 분화산물로 추정된다. 이들이 동일 기원의 마그마에서 유래하였다고 하면, 두 암상에서 나타나는 사장석의 화학성분을 고려할 때 중립질 흑운모 화강암이 고온에서 먼저 정출되어 An 함량이 32까지 냉각되었으며 반상 화강암은 이보다 후기에 잔류 마그마에서 정출되어 An 값이 21까지 고결되었다고 볼 수 있다. 두 암상의 성인에 대한 결과는 앞으로 희토류원소와 미량원소에 대한 연구가 더 진행되어야 정확히 규명될 것 같다.

반상 화강암의 특징인 거정질의 K-장석의 함유량은 야외 모드드값 조사시에 20~25%를 나타내며 풍화잔류물의 무게비에서는 약 50%까지 나타난다. 거정질 장석의 길이는 일반적으로 3~7 cm, 최대 15 cm 까지이며 일반적으로 담홍색으로 나타나고 있다. 이들 단결정들은 야외에서 주상구조로 나타나며 염기성

포획암에서도 자형의 거정질이 관찰되고 있다. 이들 K-장석들은 염기성 포획암과 반상 화강암의 경계부에서도 나타나며 반상 화강암이 이를 관입하는 것으로 보아 반상 화강암 마그마에서 정출된 K-장석이 잔류 마그마에 의해 염기성 포획암 안으로 운반된 것으로 보인다. 이들 야외 관찰의 결과는 Pitcher (1993)가 제시한 이동모델(transferring model)과도 일치한다. K-장석의 석기부분의 성분은 순수한 정장석이며 용리된 사장석도 순수한 알바이트로 나타나며 전체적으로는 마이크로퍼사이트이다.

거정질의 K-장석에 포획된 광물들은 사장석, 각섬석, 석영, 자철석, 스피, 저어콘, 인회석이 나타나며 대체로 자형의 형태를 떠나 각섬석과 석영은 불규칙한 양상을 보인다. 흑운모는 거의 나타나지 않으나 드물게 각섬석에 포획되어 나타나며 침철석은 각섬석의 변질에 의하여 나타난다. 포획된 사장석의 An 성분은 입자 중앙에서 37, 주변부는 32를 나타내는 누대구조를 보이며 각섬석은 입자내에서 누대구조를 보이지 않는 균질한 성분을 나타내고 있다.

거정질 K-장석의 성인은 반상변정(porphyroblast)과 반정(phenocryst)에 의한 것으로 해석되어 지고 있다. 연구대상인 제천화강암체와 주변 암체와의 뚜렷한 관입경계 및 전형적인 화강암조적은 반정성인을 추징케 한다. 물론 염기성 포획암 및 애프라이트맥 안쪽과 경계부분에 거정질 장석이 산출되는 것은 반상변정의 성인을 가능케 하나 용액(melt)에서 성장하는 반정에 의해서도 가능하다. 거정질 장석내에 포획되어 나타나는 광물들의 불규칙한 산출상태 및 정장석과 용리된 사장석의 균질한 성분과 포획된 광물들의 화학적 특징도 Vernon(1986)이 제시한 점과 일치하여 반정에 의한 성인을 지지하고 있다. 일반적으로 거정질로 형성되는데는 H₂O가 불포화(undersaturation)된 마그마에서 핵결정속도(nucleation rate)가 결정의 성장속도(growth rate)보다 훨씬 느릴 때 매우 빠른 속도로 결정이 성장하여 거정질의 K-장석 반정으로 형성되며 그 때의 온도는 K-장석의 고체곡선(solid curve) 부근으로 여겨지고 있다(Swanson, 1977). Long과 Luth(1986)는 K-장석 반정에 나타나는 Ba의 성분이 역전된 누대를 나타내며 불규칙한 분포를 보이는 것은 용액에서 결정이 성장하는 것으로 해석하였으며 연구대상인 제천화강암에서 나타나는 반상 화강암의 K-장석 반정들도 Ba의 불규칙한 성분누대 구조가 관찰되고 있다.

이러한 관점에서 볼 때 인접한 중립질 흑운모 화강암이 동일 기원의 마그마에서 먼저 형성되고 잔류 용액에서 H_2O 가 불포화되면서 온도가 K-장석 고체 곡선 가까이 하강하였을 때 성장속도가 극대화되면서 거정질의 K-장석이 형성된 것으로 보이며 핵결정속도는 매우 낮았을 것이다. 중립질 화강암에서는 적철석이, 반상화강암에서는 자철석만 관찰되는 것으로 보아 X_{H_2O} 및 f_{O_2} 가 중립질 흑운모 화강암 쪽이 반상 화강암보다 높으며 이는 앞의 이론을 지지하는 것으로 보인다.

반상 화강암과 중립질 흑운모 화강암의 생성온도 및 압력을 알아보기 위하여 사장석-각섬석 지질온도계(Holland and Blundy, 1994)와 각섬석 지질압력계(Schmidt, 1992; Hammarstrom and Zen, 1986; Johnson and Rutherford, 1988)를 이용하였으며 이들에 의하여 구해진 평형온도와 압력을 표 1과 2에 제시하였다. 반상 화강암의 입자 중심부의 온도는 846°C, 주변부는 829°C, 중립질 흑운모 화강암의 입자 중심부의 온도는 809°C, 주변부는 790°C, 염기성 포획암의 중심부의 온도는 798°C, 주변부는 777°C를 나타낸다. 이들은 실리카 포화 모델의 값이며 실리카 불포화 모델의 온도 값은 이들보다 50~150°C 낮게 나온다. 반상 화강암의 온도는 석기부분에서 각섬석을 발견하지 못하여 거정질 정장석에 포획된 사장석과 각섬석의 성분을 사용하였기 때문에 정확한 평형온도 값을 제시하지 못하며, 염기성 포획암의 광물성분들도 반상 화강암의 용액과 혼화과정을 거쳤기 때문에 평형온도를 유추하는 데는 무리가 있다. 중립질 흑운모 화강암의 평형온도는 정출과정 중에 열적교란과 화학적 비평형상태가 없었던 것으로 추정되므로 지질온도계의 모델에 오류가 없다면 정확한 값을 보인다고 하겠다. 사장석의 활성화 모델(activity model)은 어느 정도 정립되어 있으나 각섬석은 자연계에서 다양한 성분들을 함유하기 때문에 미량성분들이 주성분의 치환에 어떤 영향을 미치는지는 정확히 파악하기 어려워 항상 활성화 모델정립에 문제점이 따르기 때문에 각섬석이 포함된 지질온도계를 사용할 때는 주의가 요구된다.

평형압력은 중립질 흑운모 화강암이 4.83~5.27 Kb, 거정질 장석이 4.49~4.94 Kb, 염기성 포획암은 4.14~4.62 Kb 정도를 보이며 Johnson 과 Rutherford(1988)의 값이 1Kb 정도 낮게 나온다. 위에서 언급한 것처럼 거정질 정장석 및 염기성 포획암의 평형 압력값

Table 1. Estimated temperature for the Jecheon granite (°C)

Rock type	T_A		T_B	
	Core	Rim	Core	Rim
K-feldspar megacrystic	846	829	805	786
Medium Bt granite	809	790	637	618
Mafic enclave	798	777	720	698

*Pl-hbl geothermometer (Holland and Blundy, 1994); T_A and T_B for silica saturated rocks, but T_B only for silica unsaturated rocks.

Table 2. Estimated pressure for the Jecheon granite (Kb)

Rock type	S	H&Z	H	J&R
K-feldspar megacrystic	4.94	4.49	4.67	3.61
Medium Bt granite	5.27	4.83	5.05	3.90
Mafic enclave	4.62	4.14	4.28	3.32

S: Schmidt (1992), H and Z: Hammarstrom and Zen (1986), H: Hollister et al. (1987), J and R: Johnson and Rutherford (1988)

은 신뢰성이 적으며, 흑운모 화강암의 평형압력은 사용한 지질 압력계의 오류가 없다면 비교적 정확한 값이라고 하겠다. 따라서 지각하부 약 10 km 지점, 800°C 정도의 온도에서 흑운모 화강암이 정출되기 시작한 것으로 추정되며 초기마그마 생성지점은 이보다 높은 온도, 압력이라 여겨진다.

제천장석 광산은 반상 화강암이 풍화작용을 받아 기질부는 토양화 되었으나 거정질로 함유된 K-장석은 풍화되지 않고 반상상태로 잔류하여 기계적 분리가 가능한 풍화 잔류형 광산을 형성하고 있다. 반상 화강암은 타암체와의 경계부, 그리고 반상 화강암을 관입하고 있는 다수의 구조선에 의하여 지표수의 유입 및 지하수의 유통을 원활히 할 수 있는 구조적인 조건을 가지고 있다.

상기와 같은 지질여건으로 반상 화강암 분포지는 풍화토양을 이룬 구릉지를 형성하며 주변에 비해 낮은 분지형 지형을 발달시킨다. 풍화대에서의 장석반정은 백색 내지 담홍색을 나타내며 반정의 크기는 작은 군에서는 7 mm(단경)×10 mm(장경), 큰 군에서는 14 mm(단경)×24 mm(장경) 크기가 일반적이다.

장석반정은 일정한 방향으로 배열되어 있지 않으며 불규칙하게 농집되기도 하여 특히 풍화대 내에 장석반정으로만 구성된 10 m 내외의 맥상형태로 장석 부광대를 이룬곳이 발견되기도 한다.

조사지역의 동서를 관통하여 주포천에 합류하는 제

천천을 비롯한 여러 지류는 전형적인 사행천으로 침식작용이 활발하여 장석반정을 비롯한 많은 퇴적물을 운반시킨다. 따라서 주포천 일대 및 지류의 하상퇴적물 중에는 많은 양의 장석반정이 운반되어 모래, 자갈, 왕자갈 등과 함께 퇴적되어 있다. 이런 광산형은 砂長石鑛末(placer feldspar deposit)으로 볼 수 있으며 이러한 하상퇴적물내에 함유된 장석반정은 하천수에 의해 자동세척되어 모암내의 풍화잔류 장석 광체보다 품위가 높아 장석자원으로 활용가치가 충분하다고 보여진다.

부여장석 광산

부여장석 광산일대의 지질은 선캠브리아기의 편마암류와 시대미상의 우백질 화강암질 편마암, 이들을 관입한 주라기 대보화강암류, 대보화강암류를 부정합으로 피복하고 있는 백악기 공주층군의 흑색셰일, 이들 제반 암석을 관입 발달하는 맥암류 및 이들을 부정합으로 피복하는 제 4기의 충적층 등으로 구성된다.

장석광산의 모암은 우백질 화강편마암으로 동력 열변성 작용 및 열수 변질을 받은 부분이 장석광화대를 형성하며 일부 변성 및 변질 작용을 받지 않은 우백질화강편마암과 같이 노출되는 양상을 보인다.

우백질화강편마암은 육안 관찰상 담회색 내지 백색을 띠고 미약한 엽리구조가 보이며 세립내지 중립의 장석 및 석영 등으로 구성되며 소량의 운모류와 석류석이 관찰된다. 광체에 나타나는 장석과 석영의 비는 6:4 정도이나 부광대에서는 7:3 정도로 장석이 우세하다.

우백질화강편마암은 현미경관찰에 의하면 주 구성 광물은 석영, 사장석, 정장석, 미사장석 등의 광물로 구성되어 있으며 부성분 광물로는 백운모, 이산화철 광물이 나타난다. 변성작용을 받아 부화된 장석광체는 석영, 사장석, 정장석, 미사장석이 주로 나타나며 부성분 광물로는 석류석, 백운모, 저어콘, 이산화철이 나타난다. 현미경관찰에 의하면 장석 광석은 입상조직을 나타내며 석영 등 광물이 신장된 형태로 나타난다(Fig. 1. c,d). 장석광체에 불순물로 산출되는 석

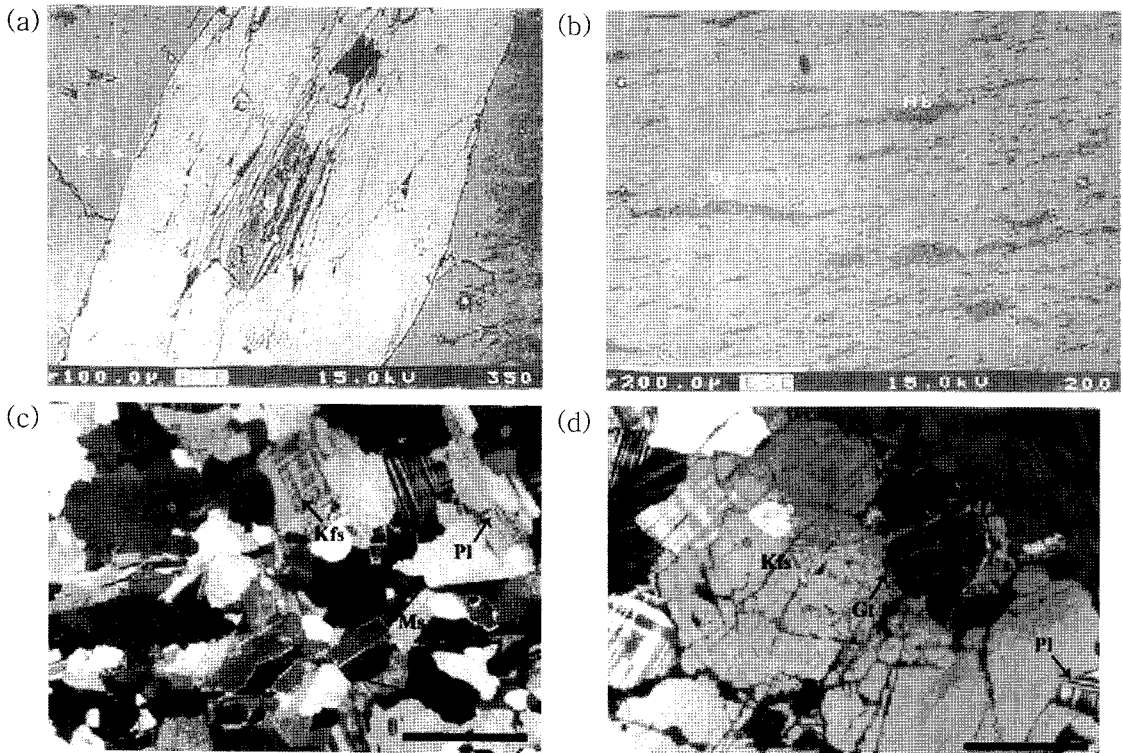


Fig. 1. Backscattering image under EPMA showing K-feldspar megacryst enclosed other minerals (a) and feldspar exsolution (b) in Jechron mine and microscope photos under cross nicols showing recrystallized and elongated texture (c) and typical microcline texture (d) in Buyeo mine. Kfs: K-feldspar, Pl: Plagioclase. Ms: muscovite, Gt: garnet, Ab: Albite, Bt: biotite, Hbl: hornblende, Scale bar indicates 0.1 mm in (c) and (d).

류석은 야외 노두에서 검붉은색을 띠며 자형으로 나타난다.

부여장석 광산에서 산출되는 소량의 석류석은 열극을 따라서 성장한 자형의 세립질 결정으로 산출된다. 석류석의 반상변정들은 흔히 세립의 석영 및 백운모, 견운모 등을 포획하고 있으며 장석결정 사이에 석류석이 들어 있기도 하다. 부여장석 광산 동측 채굴적에서 확인한 바에 의하면 장석의 모암인 우백질화강편마암과 후기 관입암인 흑운모화강암의 접촉부에 나타나는 흑운모화강암의 경우 흑운모의 함량이 감소되며 녹니석화되고 있다. 이러한 상황은 두 암석이 경계부 일대에서는 혼합 정출되며 변성작용을 받았으며 상부에서는 포획암으로 화강편마암이 남아있는 것으로 보인다.

경계성 있는 광화대는 부여군 장암면 원문리 일대의 구릉지 능선에 발달한다. 본역의 지역은 노년기 산악지형을 나타내는 낮은 산계가 구릉지를 발달시킨다. 장석광체는 해발 고도 30 m 정도에서부터 확인되며 산 정상부인 177.5 m 고지까지 산 전체가 장석광화대를 형성하고 있다.

장석 광체의 부존 규모는 동서 연장 1,370 m, 남북 연장 750 m 정도 확인되며 타원형 형태로 분포된다.

장석광화대는 우백질 화강편마암이 흑운모화강암의 관입에 따라 변성교대작용 및 열수교대에 의한 알바이트화 작용을 받아 생성된 것과 변질작용을 적게 받거나 변질작용을 거의 받지 않은 우백질 화강편마암 자체가 장석 광산을 형성하고 있다. 이에대한 증거는 야외조사시 노두를 관찰한 결과 장석 광체인 우백질 화강편마암의 저반에는 흑운모화강암이 광범위하게 노출되고 있음이 확인되었다. 우백질 화강편마암과 흑운모화강암과의 관계는 흑운모화강암의 후기 분화때 우백질 화강편마암이 열수교대작용을 받았으며 이때 대부분의 우백질 화강편마암에서 순수한 알바이트가 형성된 것으로 보인다. 일부 화강편마암이 포획암 형태로 잔존하여 현재와 같은 양상을 나타낸 것으로 보인다. 따라서 우백질 화강편마암과 저반인 흑운모화강암과의 접촉부는 경계가 점이적이고 흑운모가 점진적으로 감소되면서 녹니석의 양이 증가하는 경향을 보인다.

국내 장석광산의 유형

상기 조사결과를 토대로 대표적 국내장석 광산의

유형은 다음과 같이 분류할 수 있다. 제천장석 광산은 반상화강암이 풍화되어 거정질의 K-장석이 풍화잔류물로서 장석의 채취대상이 되는 전형적인 풍화잔류 광산이며, 부여장석 광산은 우백질 화강편마암이 흑운모화강암의 관입으로 알바이트화 작용에 의하여 부화된 장석광산으로 전형적으로 열수용액에 의한 교대변질 광산이라 할 수 있다.

참고문헌

- Hammarstrom, J.M., Zen, E-an, 1986, Aluminum in Hornblende: An Empirical Igneous Geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
- Holland, T. and Blundy, J., 1994, Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., and Sisson, V.B., 1987, Confirmation of the Empirical Correlation of Al in Hornblende with Pressure of Solidification of Calcic-Alkaline Plutons. *American Mineralogist*, 72, 231-239.
- Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989, Experimental Calibration of the Aluminum-in-Hornblende Geobarometer with Application to Long Vally Caldera (California) Volcanic Rocks. *Geology*, 17, 837-841.
- Long, P.E. and Luth, W.C., 1986, Origin of K-feldspar megacryst granitic rocks: Implications of a partitioning model for barium. *American Mineralogist*, 71, 367-375.
- Parsona, W.S., 1977, Feldspar and fluids in cooling plutons. *Mineral Magazine*, 42, 1-17.
- Pitcher, W.S., 1993, The nature and origin of granite. Blackie Academic and Professional London, 321 p.
- Schmidt, M.W., 1992, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.
- Swanson, S.E., 1977, Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *American Mineralogist*, 62, 966-978.
- Vernon, R.H., 1986, K-feldspar megacrysts in granites-Phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth Science Reviews*, 23, 1-63.
- Zorpi, M.J., Coulon, C., Orsini, J.R., and Cocirta, C., 1989, Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics*, 157, 315-329.

2008년 11월 4일 접수
2008년 11월 30일 수정원고 접수
2008년 12월 3일 채택