

한탄강 인근 제4기 고토양층에 대한 토양화학 및 고지자기학적 연구

김복철* · 황재하 · 이윤수 · 이규호 · 남욱현

한국지질자원연구원

Paleomagnetic and Soil Chemical Studies on the Quaternary Paleosol Around the Hantan River

Bok Chul Kim*, Jae Ha Hwang, Youn Soo, Lee, Gyoo Ho Lee and Wook-Hyun Nahm

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

Detail downward variation records for paleomagnetic, XRD, photospectrogram, TOC results were obtained from the soil developed along the Hantan River, Gungpyeong-ri, Cheongsan-myeon, Yeoncheon-gun Gyeonggi-do. The unconsolidated sediments underlain by the Jeongok Quaternary Basalt indicates that the paleosol formed twice with different ages, as apparently indicated by sedimentological, paleomagnetic, and soil chemical properties. The paleosols recorded paleoclimate and paleoenvironments of about 271.21 ± 89.8 ka before eruption of the Quaternary Jeongok Basalt.

Key words : paleosol, Quaternary, paleomagnetism, soil-chemistry

경기도 연천군 청산면(靑山面) 궁평리(宮坪里)의 한탄강변에 발달하는 토양에 대하여 고지자기 분석, X-선 회절분석(XRD), 토양 분광스펙트럼 분석, 총유기탄소(TOC) 측정을 실시하였다. 이 토양은 비고화 지층으로 제4기 전곡현무암 하부에 놓여있으며, 선캠브리아기의 호상편마암을 기반으로 하고 있으며, 제4기 전곡현무암 분출 직전(271.2 ± 189.8 ka)에 토양화작용을 받은 고토양층(古土壤; paleosol)이라는 것이 입증되었다. 고토양층은 두 번의 서로 다른 시기에 형성된 커(layer)로 구성되어 있으며, 퇴적학적, 자기적, 토양 화학적으로 뚜렷하게 구별된다.

주요어 : 고토양, 제4기, 고지자기, 토양화학

1. 서 언

고토양은 과거 지질시대에 지표면에서 화학적·물리적·생물학적 반응들이 복합적으로 가해진 토양화 작용의 산물로서, 생성 당시의 고환경 추정과 함께 지표지형의 안정성을 유추할 수 있는 중요한 지층이다. 지표면이 안정적으로 유지될 때에 지표 부근의 암석이나 퇴적물은 기계적 또는 화학적 풍화작용, 또는 지하수나 공기에 의한 용해 또는 산화과정을 거치게 된다. 여기에 유기물 혼입, 박테리아 작용 등의 복합적인 과정을 수반하면서 광물조성이 점진적으로 변화하면서 토양화가 진행되며 기반암류의 풍화산물에 유기잔류물 및

수용침전물이 혼합된다.

연구 대상 비고화 토양은 이번 연구에서 고토양층으로 규명되었으며(이하 고토양층) 기반암인 선캠브리아기 연천계 호상편마암의 직상부와 제4기 전곡현무암 직 하부에 끼어 있으며 약 50-60cm의 두께를 나타낸다. 연구지역에서 고토양층은 보다 후기의 테일러스와 퇴적물 등에 피복되어 수평 및 수직 연속성이 잘 확인되지는 않으나, 현재의 노두 규모에서는 적어도 10m 이상의 측방연속성을 보인다. 이처럼 고토양층은 비록 소 규모로 분포하지만, 전곡현무암의 분출 직전의 고기후나 고환경을 알려줄 수 있다. 또한 연구 지역은 우리나라의 대표적인 구석기 유적인 전곡리 유적지가 분포

*Corresponding author: kbc@kigam.re.kr

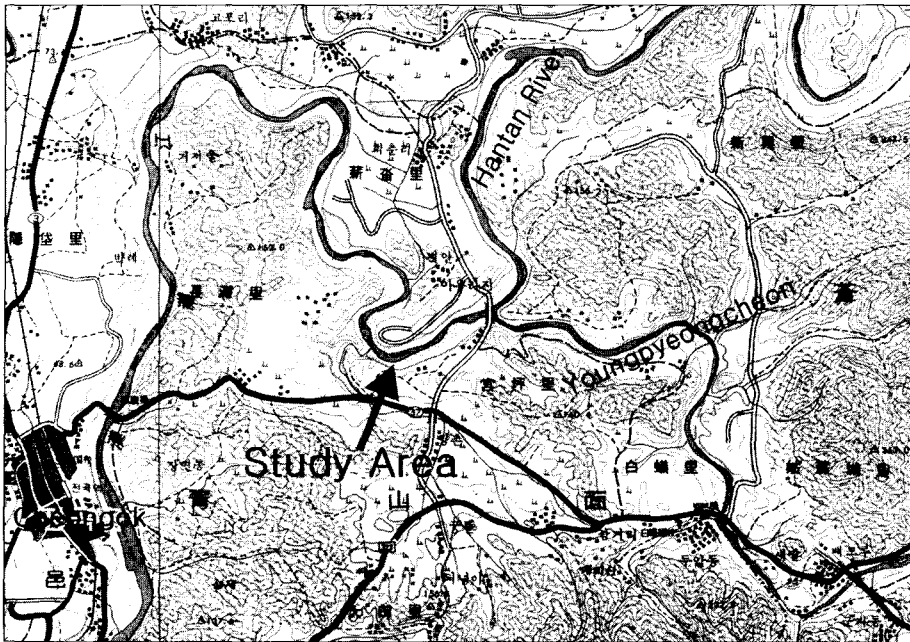


Fig. 1. Location map for the paleosol site (arrow) in the vicinity of the Yoncheon area.

하는 곳으로 고고학 연구에 도움이 될 수 있는 기초 정보를 제공한다는 측면에서 매우 중요하다.

고토양층은 아의에서 제4기 현무암의 직하위층으로 인지되었지만, 현생퇴적물이 제4기 현무암과 기반암과의 침식으로 깎여진 공간 사이에 끼어 형성된 것으로 볼 수도 있을 것이다. 이 경우 토양의 형성 시기를 놓고 논란의 불씨가 될 수 있는데, 때때로 이를 입증하기란 쉽지 않을 때가 있다. 이 연구에서는 주로 고토양층에 대한 고지자기 연구와 일부 토양화학 연구를 통하여 현무암과의 층서관계를 입증하고자 하였다.

2. 지형 및 지질

2.1. 지형 및 지질

연구지역의 지형 발달 패턴은 북동동-남서서 방향으로 사행하여 임진강(臨津江)으로 합류하는 한탄강(漢灘江) 및 주변의 영평천 등의 수계와 선캠브리아기의 기반암류, 중생대 화산암류와 퇴적암류, 제4기 현무암 등으로 구성되는 연구지역의 지질분포 특성과 밀접하게 연관된다(Fig. 1). 조사지역에서의 제4기 층적퇴적물과 현무암의 분포는 연천과 의정부(議政府)를 연결하는 북북동-남남서 방향의 추가령단층과 이와 사교하는 전곡과 문산을 연결하는 북동동-남서서 방향의 임진강 단층과 밀접한 관계가 있다. 특히 추가령구조선의 약한

틈을 따라서 평강의 오리산과 680m 고지의 분화구로부터 제4기 동안 다량의 현무암이 분출하여 좁고 긴 형태의 용암대지를 이루는데, 이 위로 두터운 층적층이 퇴적되었다.

한탄강은 추가령구조선에서 파생된 철원에서 포천을 잇는 남북방향의 선상구조곡이 포천군 영북면에서 북동동-남서서 방향의 임진강 단층선과 연계되어 발달하는데, 임진강 단층선을 따라서는 강의 지형적 진화의 마지막 단계에서 나타나는 심하게 사행하는 유로를 형성하고 있다. 특히 조사지역에서는 시간 경과에 따른 하천 유로의 빈번한 측방이동으로 인하여 곳곳에 사력으로 구성되는 우각사주(Point bar) 등의 구하상의 지형요소를 볼 수 있다. 한탄강은 궁평리 아우라지에서 포천읍으로부터 북류하여 영증면을 지나 흘러 온 영평천(永平川)과 합류하며, 전곡읍 한탄강유원지에서 연천읍으로부터 남류하는 차탄천(車灘川)과 합류한 후에 양등면에서 남하하는 임진강으로 합류된다.

2.2. 고토양층

연구지역에서 고토양층은 2개의 제4기 전곡현무암에 의하여 덮여 있으며(Fig. 2), 용암 흐름의 전단부(Flow front)에서 형성되는 라바토우(Lava toe) 구조를 갖는 것으로 보아, 고토양층은 현무암 분출 직전에 대기 중에서 토양화 작용을 받았다는 것을 지시하고 있다. 이

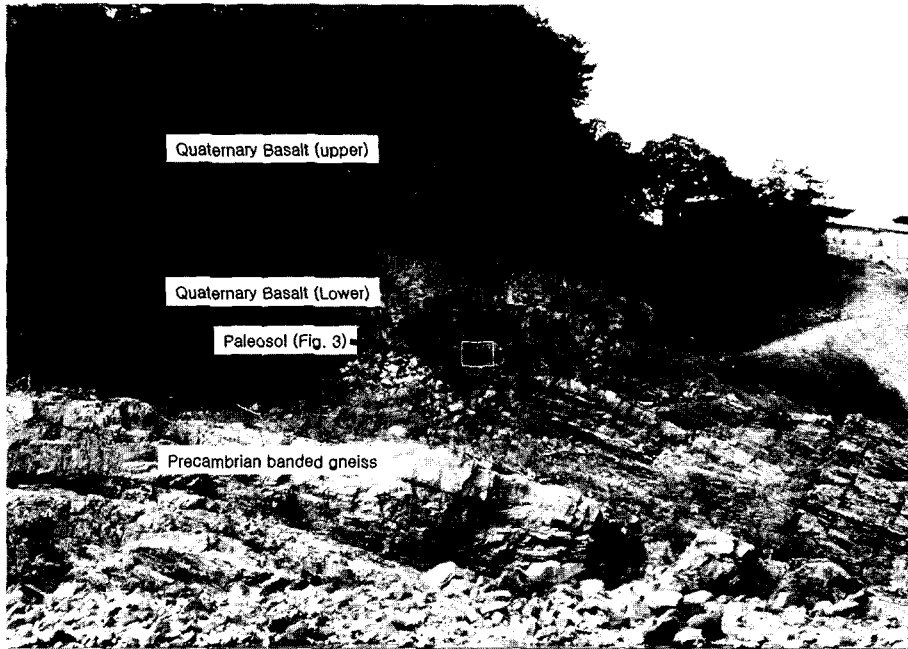


Fig. 2. Site view outcrop at the Gungshin Bridge, Yeoncheon-gun, Gyeonggi-do. Note the paleosol intervened between the Quaternary basalt and the Precambrian banded gneiss.

곳의 현무암류는 주변의 구하상층(백리층) 바닥보다 수 m 이상 높은 표고에 위치한다. 이 2매의 현무암 경계부에는 미약하지만 풍화된 토양이 배태하는데, 이 특징으로 미루어 상부와 하부 현무암들은 각각 김규한 등(1984)가 분류한 제3현무암과 제2현무암에 대비된다.

고토양층과 직접 접하고 있는 기반암은 호상 조직을 유지하고 있으나 풍화가 상당히 진행되어 모암의 상당 부분이 암편의 형태로 분리되고 암편 사이를 모래나 점토입자가 채우고 있는 양상을 보인다(Fig. 3). 휴대용 토색계로 측정된 고토양의 색상은 하부로부터 상부로 가면서 연한 갈색(2.5Y 4/2)에서 짙은 갈색(7.5YR 4/1, 10YR 3/1)을 거쳐 짙은 회색(N 3/0)으로 변하는 등 층위에 따라서 매우 뚜렷한 색변화를 보이며 크게 두개의 켜(Layer I, II)로 대별된다. 한편 고토양층 최하부의 점토가 풍부한 켜에서는 유기물의 혼입이 거의 없고, 주로 점토로 구성된 입자조직 내에 모래 입자가 혼재되어 매우 불균질한 분급형태를 보인다. 그러나 그 상위의 켜에 이르면 풍화가 더 진행된 형태로 점토질과 산화철, 산화망간 등의 성분이 눈에 띄게 증가하여 하위켄에 비해서 토양화가 더욱 진행되었다는 것을 야외에서도 인지할 수 있다. 그리고 최상부인 유기물이 풍부한 켜에 이르면 거의 점토질로 구성되고 유기물의 함량도 증가한다.

3. 연구 방법

야외에서 가로 8 cm 세로 24 cm인 플라스틱 박스, 고지자기용 나침반, 낚시줄을 이용하여 고토양 표면(Fig. 3)으로부터 9-33 cmbps (centimeter below paleosol surface) 및 22-46 cmbps 구간에서 각각 단면 A 및 단면 B를 획득하였다. 고토양 표층 상부 9 cm는 야외에서 휴대용 대자율 측정기(SM-30)로 조사한 결과 상부현무암에 의한 열접촉변성을 받은 것으로 판단되어, 정향시료 채취를 행하지 않았다. 플라스틱 박스로 채취된 두 단면 A와 B는 22-33 cmbps 구간에서 중첩하여 정향시료를 채취하였다. 두개의 시료 Section들은 실험실에서 약 1 cm 간격으로 토양의 분광 스펙트럼을 실시한 다음 고지자기 및 토양화학 연구를 위한 시료들을 순차적으로 채취하였다. 고지자기 시료는 7 cc 큐브와 1 cc 큐브를 사용하여 NRM(자연잔류자화, Natural Remanent Magnetization) 및 IRM(비이력잔류자화, Isothermal Remanent Magnetization) 연구용으로 각각 32개(약 2.5 cm 간격) 및 46개(약 1 cm 간격)의 정향 시료를, 그리고 XRD/TOC와 대자율 분석용으로 각각 4개 및 46개의 비정향 시료를 채취하였다. 7 cc cube 시료(시료번호를 NRM_depth로 표시)는 NRM 분석 후에 입도 분석용으로 다시 활용하였다.

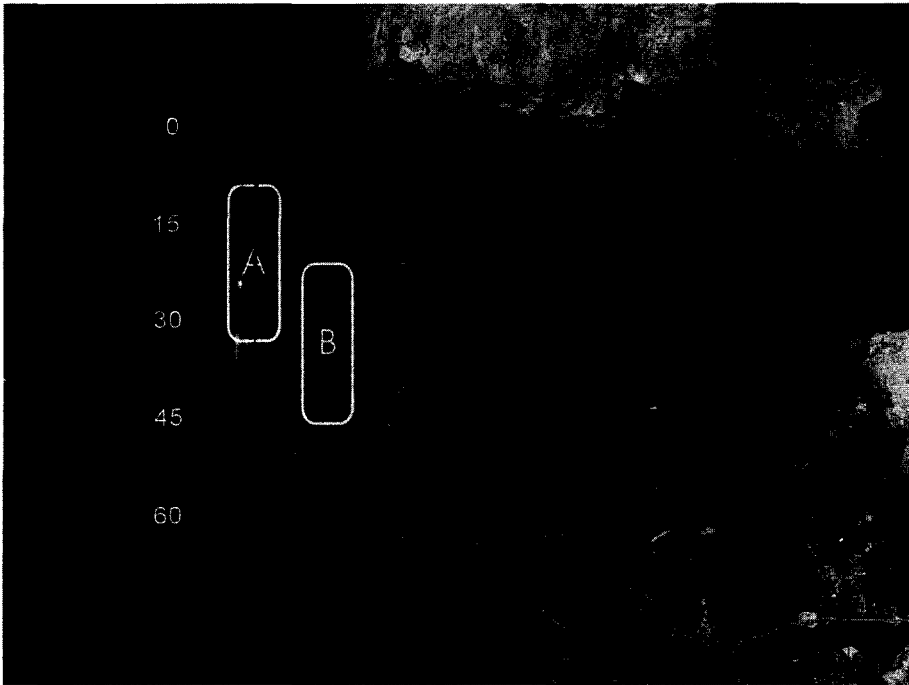


Fig. 3. Paleosol samples collected at the study area, the Gungshin Bridge, Yeoncheon-gun, Gyeonggi-do. The unit of the scale bar is centimeter below paleosol surface (cmbps). Note that the layers are preliminarily divided by naked eye in field observation.

분광 스펙트럼의 측정은 분광계(Spectro-photometer; Minolta: CM-2600d)를 이용하였으며 가능하면 전체의 특성을 반영하기 위하여 8mm 구경을 사용하였다. 가시광선의 파장은 380-780nm의 범주를 나타내며, 적녹색 계열(a*; 녹색적색)과 황청색 계열(b*; 청색황색)의 2축 성분으로 세분할 수 있다. 분광계로부터 구할 수 있는 주요 요소는 크게 4가지로써, 색상(h*, Hue), 채도(C*, Chroma), 명도(L*, Lightness)와 반사율(R*, Reflectance)이다. 색상(h*)과 채도(C*)는 각각 $\arctan(b^*/a^*)$ 와 $\sqrt{a^{*2} + b^{*2}}$ 로 정의되고, 명도(L*, Lightness)는 밝음의 정도를 (0%)흑색백색(100%) 비율로 나타낸 것이다. 또한 반사율(R*)은 색을 파장 성분별로 분대하여 백분율로 나타낸 것으로 광원 하에서의 색상을 파장대로 나타낸 것이다. 이들 주요 요소들은 광원의 종류, 온도 및 습도, 표면의 모양 등에 따라 조금씩 차이를 보일 수 있다. 이번 연구에서 사용한 분광계는 광원, 가시광선 주변의 파장 영역, 정반사광 처리 등을 선택할 수 있다. 퇴적물은 시간이 지남에 따라서 속성작용과 토양화작용을 받으며, 이들의 분광학적 특성 분석은 색상(h*), 채도(C*), 명도(L*)와 반사율(R*, Reflectance)의 변화를 정량적으로 계량할 수 있는 좋은 방법이다. 연구 대상의 고도양의 반사율 분포의 극대값은 측정 결과 모두 가시광선을 넘어서서 구할

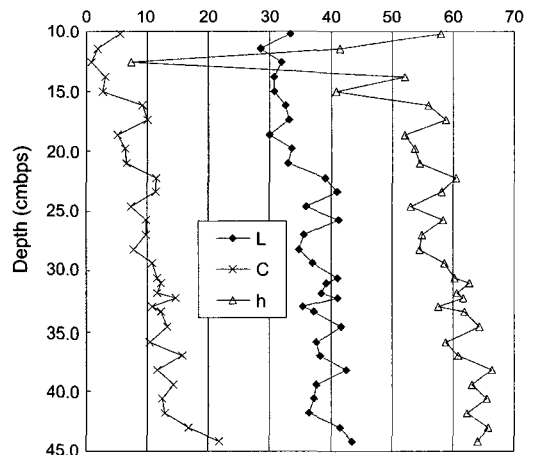


Fig. 4. Downward variation photo-spectra for the paleosol in the study area. Open triangle, cross, and solid circle represent hue, chrome and lightness respectively. L, lightness; C, chrome; h, hue.

수 없었으며, 이번 논문에서는 반사율 결과를 제외한 색상, 채도 및 명도에 대한 결과만을 기술한다.

X선 회절분석은 Rigaku사의 RINT1200모델을 사용하였으며, 분석조건은 Cu 타겟, 40 kv, 20 mA, 발산슬릿 1 mm, 분산슬릿 1 mm, 수광슬릿 0.15 mm에서 연

속주사방식(분당 3°)으로 분석하였다.

입도분석을 위하여 이 연구에서는 Malvern Instruments, Ltd.의 Mastersizer 2000(측정범위 0.02-2000 μm) 장비를 이용하여 Laser Diffraction 방법으로 실시하였다. 필요 구간에서 입도분석을 위한 부시료(sub-sample)를 채취하여 2000 μm 이하의 fraction만 선별하였으며, 이를 과산화수소수에 반응시켜 유기물을 제거하였다(Anderson, 1963). 또한 NaOAc(Sodium Acetate) 용액에 아세트산을 첨가하여 pH를 5로 맞추고, 이를 시료와 교반 반응시켜 탄산염을 제거하였다(Rabenhorst *et al.*, 1984). 이온수로 시료를 세척한 후에는 NaOH를 이용하여 pH를 10으로 맞춘 비료인산나트륨 용액을 첨가, 교반하여 분산하였다.

총유기탄소(TOC: total organic carbon) 함량은 Vinci사의 Rock-Eval 6를 이용하여 측정하였다.

4. 결과 및 토의

4.1. 고지자기 분석

고지자기 정향시료 채취 위치는 Fig. 3에 나타나 있으며, 고토양층 표면에서 9 cmbps에서 45 cmbps 부

분에 해당한다.

Fig. 5a는 고토양층의 대자율 값의 분포를 나타낸 것으로, 전체적으로 $1.25-6.67 \cdot 10^{-4}$ SI로 상부의 전곡현 무암의 대자율(약 10^{-2} SI)보다 두 자릿수 정도 낮다. 9 cmbps에서 대자율 값이 유난히 높은 것은 이 부근에 자성광물이 밀집되어 있음을 지시하는데, 이는 전곡현 무암에 의하여 고토양층 상부, 즉 0-10 cmbps까지 열화학적 작용을 받아 자성광물들이 새로이 만들어 졌음을 의미하며, 고토양층이 전곡현무암보다 이전에 형성되었다는 직접적인 증거이다.

등온잔류자화(IRM, Isothermal Remanent Magnetization)는 시료에 인위적으로 직류자기장을 걸어줄 때 획득되는 잔류자화로서, 그 강도는 매우 크다. 자철석의 경우, 자구(magnetic domain)의 크기가 단자구(single domain)일 때 최소이며, 다자구 영역에서 입자의 크기가 커질수록 IRM 값이 커진다. Fig. 5b는 본 고토양층에서 구한 IRM 값의 변화(중앙 그림)이다. 여기서 주목할 점은 상술한 것처럼 전곡현무암으로부터의 접촉 열화학작용으로 유난히 높은 대자율 이상 값을 나타냈던 시료 IRM_9 cmbps의 IRM 값이 높지 않다는 것이다. 이는 시료 IRM_9 cmbps에서 전곡현무암으로부터의 접촉 열

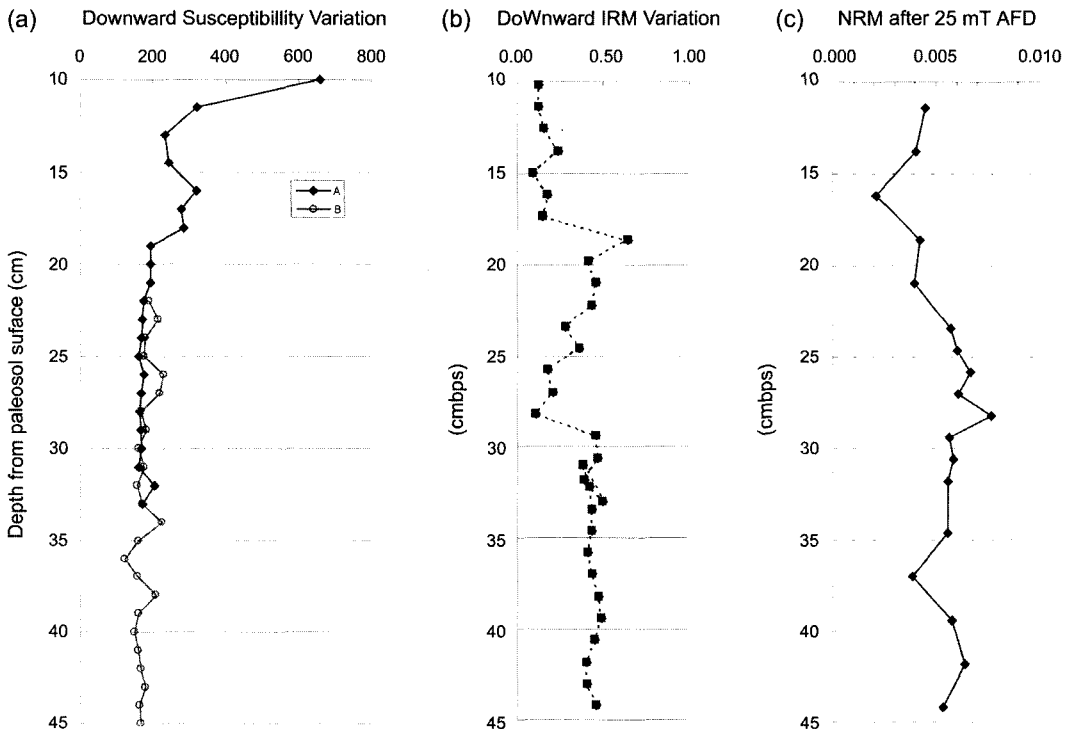


Fig. 5. Downward variation for (a) initial magnetic susceptibility, (b) IRM (acquisition by 1 T DC field), and (c) NRM (after 25 mT) intensities. See text further explanation.

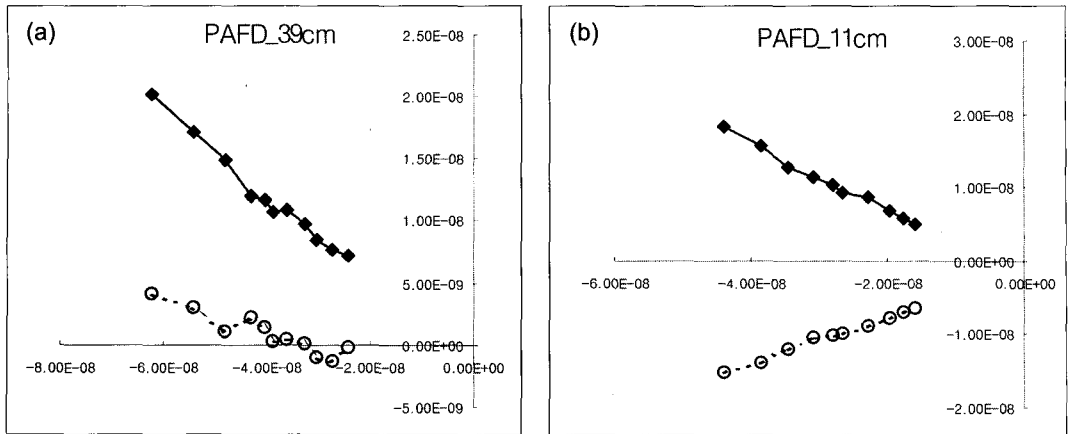


Fig. 6. Orthogonal diagrams for two typical examples (Specimens (a) NRM_39 and (b) NRM_11 cmbps) of progressive Alternating Field results. Solid and open circles represent vertical and horizontal components respectively. The progressive steps are 0, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 65, 80 mT.

화학작용으로 만들어진 자철석 입자가 잔류자화를 가질 수 없는 초상자성입자(약 30 nm 이하)임을 시사한다. Fig. 5b에서 보여주듯이, Layer I과 Layer II의 경계는 급격히 단절되어 뚜렷이 구별된다. 고토양 Layer I에서의 IRM 값은 매우 낮고 일정한 값의 분포를 보여주고 있어, 두 layer 간의 자성광물의 공급원이 같지 않을 가능성이 많으며, 상술한 NRM 결과 해석을 지지하여 준다. Layer II에서의 IRM 값은 상부에서 점진적으로 감소하다가 29 cmbps에서 갑자기 단절되어 증가하고 이후 하부까지 일정한 값을 보인다. 이는 대자율이나 NRM에서도 인지되지 않았던 부분이다. Layer II의 상부와 하부에 대한 IRM 값이 뚜렷이 구별되는 것은 토양화 작용이나 혹은 속성작용과 같은 2차적인 요인에 의한 것으로 볼 수도 있으나 정확한 원인은 아직 확실하지 않다. 이 연구에서는 Layer II를 다시 Layer IIa(18-29 cmbps)와 Layer IIb(>29 cmbps)로 구분하였다.

고토양층에 대한 초기 잔류자화 강도 값(Fig. 5c)은 2.12×10^{-3} 에서 7.69×10^{-3} A/m로써 비교적 일정한 분포를 보이고 있으며, 이는 고토양 내에 유효 자성광물의 양이 비교적 일정하다는 것을 시사한다. Fig. 6는 시험 시료 NRM_11 cmbps와 시험 시료 NRM_39 cmbps에 대한 단계별 교류소자 결과를 나타낸 것으로, 두 시험 시료 공히 교류소자에 의해 단일특성자화성분이 검출되었으며, 2차 자화는 거의 보이지 않는다. 이 같은 단계별 교류소자 경향은 고토양 층에 포함된 주요 자성광물이 항자력이 약한 자철석으로, 그 특성자화가 고토양 형성 당시 지구자기장을 따라 평행하게 배열되어 획득한 것으로 판단된다.

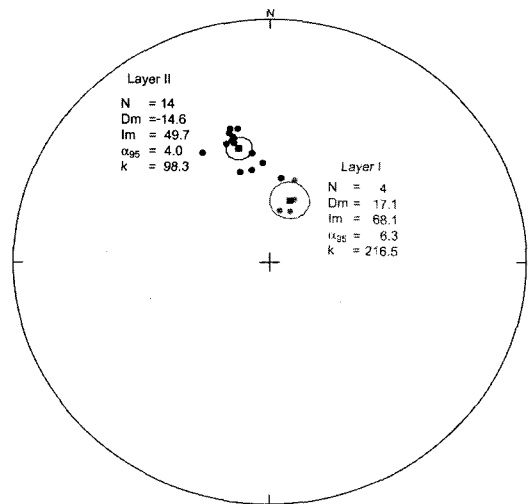


Fig. 7. Site mean diagrams for characteristic remanent magnetizations obtained from the paleosol in the Hantan-River. Red and black squares denote site mean directions for Layer I and Layer II, respectively. Note different distribution of two layers.

이 연구에서 고토양 시료는 휴대용 대자율측정기를 이용하여 제4기 전곡현무암과 접하는 상부 약 9cm가 열접촉 변성작용을 받은 것이 인지되어 이 부분을 제외한 부분에서 시료를 채취하였다. 고토양 시료들의 잔류자화는 Fig. 6에서 도시한 것처럼 매우 안정된 교류소자 경향을 보였으며(Fig. 7), 적어도 10 mT 이상부터 단일 특성자화성분을 나타낸다. 이는 구한 특성잔류자화 성분이 고토양 시료들이 형성 당시 지구자기장에 의해 획득된 것으로 판단된다. 이러한 자료를 근거로, 나머지 시료들에 대하여 모두 25 mT에서 교류 소

자를 실시하였다. 교류소자 후 고토양층 전체시료에 대한 특성잔류 자화 강도 변화는 Fig. 6에서 각 Layer 간의 특별한 차이는 인지되지 않는다.

특성잔류자화 방향은 18 cmbps를 경계로 상부 layer와 하부 layer에서 편각과 복각 모두 통계적으로 서로 다른 bimodal 분포를 보인다. Fig. 7은 상부 layer (Layer I)와 하부 layer(Layer II)의 특성잔류자화 방향을 등면적도에 도시한 것으로, 그 편각/복각의 평균값들은 각각 $17.1/68.1(=6.3)$ 과 $-14.6/49.7(=4.0)$ 로, 95% 신뢰도 내에서 서로 같다는 증거를 보이지 않는다. 이는 두 layer 내에 포함된 특성잔류자화의 획득 시기가 차이가 있었음을 지시해 준다. 이 연구에서는 상부와 하부 layer를 각각 Layer I과 Layer II로 구분하였으며, 이하에서는 본 고토양층을 두개의 layer로 구분하였다. 또한 이들 특성잔류자화의 극성은 모두 정자극성으로써, 고토양의 형성시기는 Brunhes 정자극기인 73만년 이후인 것으로 해석된다.

4.2. XRD 및 TOC 분석

고토양층의 층위별 광물조성의 차이를 비교하기 위하여 X선 회절분석을 실시한 결과, 조사지역 고토양층은 석영과 장석이 우세하고 일부 녹니석, 운모, 스펙

타이트, 카올리나이트 등의 점토광물이 동정되었는데 (Fig. 8), 이는 우리나라 토양층에서 흔히 동정되는 일반적인 광물상과 매우 유사한 양상이다. 또한 고토양층의 전체적인 광물조성이 층위별로 큰 차이가 없이 하부로부터 최상부에 이르기까지 유사한 것으로 분석되어 이 토양층이 타지에서 이동된 퇴적물로 구성되기 보다는 기반암인 편마암에서 직접적으로 유래된 현지성의 토양층임을 시사하고 있다.

그러나 2:1점토광물이 농집된 층이 형성된 것으로 보아 토양화 작용이 상당히 진행되었음에도 불구하고 모물질인 편마암 직상부의 심부 토양층(시료 XT_35 cmbps)이나 유기물 함량이 높은 표토층(시료 XT_10 cmbps)에서 회절선의 상대적 강도가 미미하게 차이 나는 점을 제외하고 조성의 차이는 거의 없다.

고토양의 하부로부터 점이적으로 변하는 토양의 색과 이에 따른 유기물 함량의 변화를 인지하기 위하여 층위별로 TOC(Total Organic Carbon, 총유기탄소)의 함량을 측정해 보았다. 그 결과 고토양층의 상부로 가면서, 또한 토색이 갈색에서 암회색으로 변함에 따라서 유기물의 함량도 빠르게 증가하는 것으로 분석되었다(Fig. 8). 고토양층의 최상부인 암회색 토양의 썩은 육안으로도 관찰이 가능할 정도로 과산화수소에 잘 반

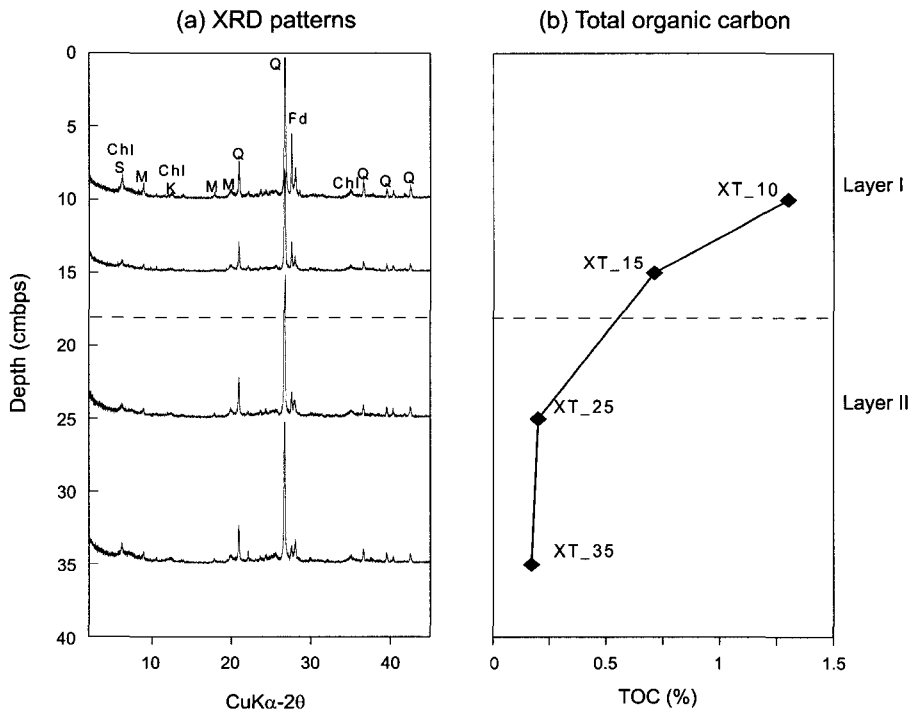


Fig. 8. Typical XRD and quantitative TOC variations obtained from the paleosol in the study area. Chl, chlorite; S, smectite; M, mica; K, kaolinite; Q, quartz; Fd, feldspar.

응하여 지층 내에 다량의 유기물이 포함되어 있다는 것을 지시한다. 연구지역 고토양층의 총유기탄소의 함량은 우리나라 일반적인 토양의 TOC 값(약 5% 내외)에 미치지 못하는 데, 이는 고온의 현무암 용암이 토양층의 상위로 흘렀을 때, 접촉부에서 발생한 열로 인하여 유기물의 탄화작용에 기인한 것으로 판단된다.

4.3. 입도 분석

입도분석 결과에서 평균입도(M_z , mean size), 분급도(σ , sorting), 왜도(S_k , skewness), 첨도(K_G , kurtosis) 등 조직변수(textural parameters)의 계산에는 다음 수식 (4)와 같이 Fork(1966)가 제시한 기준을 사용하였으며, 단위는 $\phi(\phi = \log_2(\text{size in mm}))$ 를 사용하였다(Krumbein, 1934).

• 평균입도 (M_z , mean size) = $\frac{(\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84})}{3}$ (1)

• 분급도 (σ , sorting) = $\frac{(\phi_{84} - \phi_{16})}{4} + \frac{(\phi_{95} - \phi_5)}{6.6}$ (2)

• 왜도 (s_k , skewness) = $\frac{(\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50})}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{(\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50})}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$ (3)

• 첨도 (K_G , kurtosis) = $\frac{(\phi_{95} - \phi_5)}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$ (4)

평균입도는 어떠한 퇴적물을 구성하는 입도의 평균값으로서, 퇴적환경을 유추하기 위하여 매우 중요한 기초 자료로 쓰인다. 분급도는 퇴적기작에 관련된 유체 에너지 세기의 정도와 관련성이 높다. 퇴적물의 분급도가 작을수록 상대적으로 일정한 에너지 조건에서 퇴적된 환경을 시사하며, 반대로 분급도가 클수록 에너지 세기의 변화가 심한 환경에서 퇴적되었음을 나타낸다. 왜도는 입자들 중에 세립의 입도가 많을 때는 양(+)의 값을 갖고, 조립의 입도가 많을 때는 음(-)의 값을 갖는다. 첨도는 어느 특정한 입도를 갖는 입자가 얼마나 많은지를 나타내는 지수이다.

Fig. 9는 본 고토양층의 입도분석 결과를 도시한 것으로서, 전체 토양층의 평균입도값은 5.5 ϕ 에서 6.5 ϕ 범위를 나타낸다. 이들의 변화 양상은 뚜렷하지는 않으나, 20cmbps를 경계로 하부인 Layer II는 상향 조립, 그리고 그 상부인 Layer I은 상향 세립화의 경향을 보인다. 분급도(Fig. 9b)의 분포 경향은 전체적으로 상향 감소하고 있으며, Layer II는 비교적 변화 폭이 높고 기울기도 크지만 Layer I은 변화 폭이 점이적으로 낮고 기울기도 작다. 왜도(Fig. 9c)의 분포 역시 Layer II에서 주로 음의 값이 분포하는 반면, Layer I에서는 양의 값이 주로 나타나, Layer I이 Layer II보다 상대적으로 조립질 입자를 많이 포함하고 있음을 시사한다.

이상과 같이 입도변수들은 Layer I과 Layer II의

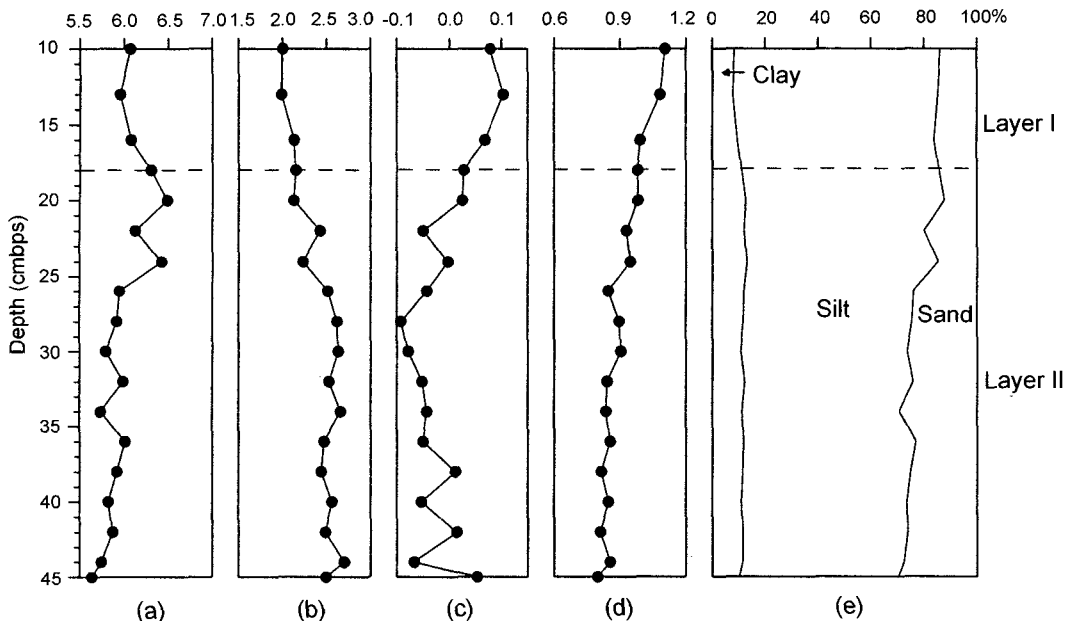


Fig. 9. Downward variations of grain size parameters (a) mean grain size, (b) sorting, (c) skewness, and (d) kurtosis, and (e) grain size distributions.

특성이 구분된다. Fig. 9e는 점토 ($0.02-2\ \mu\text{m}$), 미사 ($2-50\ \mu\text{m}$), 모래 ($50-2000\ \mu\text{m}$)의 분포를 도시한 것으로, 두 Layer에서 다른 입도 함량의 경향을 나타낸다. Layer II는 10% 이상의 비교적 일정한 비율의 점토를 포함하며 상부로 갈수록 모래의 비율이 줄고 미사의 비율이 커지는 경향을 나타내며, 이는 상술한 평균입도의 변화 경향과 일치한다. 이에 비하여 Layer I은 모래가 차지하는 비율이 비교적 일정한 반면, 상향으로 갈수록 미사의 함량이 늘고, 점토가 차지하는 경향이 주는 경향을 보인다.

4.4. 토양스펙트럼 분석

Fig. 4는 고토양의 분광스펙트럼 결과를 도시한 것으로, 색상(h^* , 세모), 채도(C^* , x표) 및 명도(L^* , 검은 원) 별로 나타낸 것이다. 고토양은 분광스펙트럼 분석 결과, 최상부 15 cmbps를 제외한다면 전체적으로 하부로 갈수록 그 값이 차츰 증가하는 경향을 보인다. 이는 상부로 갈수록 적갈색 계통에서 약간 붉은색 계통으로 천이되는 경향이 있음을 의미한다. 고토양의 최상부 0-15 cmbps는 색상 변이가 매우 뚜렷한 증폭을 나타내는데, 특히 12.6 cmbps에서 7.3까지 급격히 감소하다 10.2 cmbps에서 57.9로 급격히 증가한다. 이는 12.6 cmbps 부근에서 토양 내에 붉은 색을 띠는 물질이 집중되어 있으며, 그 상부에서 유기물이 집중되어 흙갈색을 띠고 있기 때문인 것으로 해석된다. 토양에 붉은 색을 나타내는 것이 무엇인지는 명확하지는 않으나, 비정질의 철수산화물일 가능성이 많은데(Lee *et al.*, 1996), 이는 때때로 토양내의 산화 환경을 나타내 주기도 한다.

고토양의 전체적인 채도분포 경향은 21.8-0.8의 분포를 나타내며, 상부로 갈수록 감소하는 추세를 보인다. 이처럼 전체적으로 채도 값이 낮아진다는 것은 색상 자체가 뚜렷하지 않고 무디며, 상부로 갈수록 유기물이 많아지는데 기인한 것으로 해석된다.

고토양 내 명도분포 경향은 상부인 10.2-18.6 cmbps 구간에서 28.5-33.5%로 낮고 하부인 22.2-44.2 cmbps 구간에서 34.8-44.2%로 높으며, 그 사이(18.6-22.2 cmbps)에서는 점진적인 경향을 보인다. 이는 상부 layer가 보다 어두운 색을 나타내는 것으로 해석할 수 있는데, 색상과 채도 값들의 분석 결과와 일치한다.

4.5. 고토양층의 형성 연대

조사대상인 고토양층은 연천군(漣川郡) 전곡읍(全谷邑)으로부터 서북서로 약 3.3 km 지점에 있는 한탄강

강변 궁평교 인근(경기도 연천군 청산면 궁평리; 북위 $38^{\circ}01'57''$, 동경 $127^{\circ}06'20''$)에 선캠브리아기 기반암인 연천계 호상편마암으로 이루어진 낮은 구릉 위에 노출된다. 고토양층은 두 매의 용암으로 이루어진 제4기 전곡현무암에 의해 피복되어 있다. 전곡현무암은 평강 오리산과 검불랑 역 680 m 고지에서 분출하여 철원평야를 채우고 당시의 한탄강(이하 구한탄강)을 메우면서 전곡을 지나 문산까지 흘러내렸다. 전곡 현무암의 분출 횟수는 문산에서 1매, 전곡에서 4매(김규한 등, 1984), 갈말에서 6매, 철원 한탄강 상류에서 11매(원종관 등, 1990)로 알려져 있으며, 용암의 총 두께는 문산에서 2-3 m, 전곡에서 약 20-30 m, 갈말에서 약 40 m, 철원 비무장지대에서 71 m(시추정)로서, 한탄강의 상류로 갈수록 분출횟수와 분출양이 증가한다(김규한 등, 1984). 이는 용암의 분출양이 많을 때는 한탄강 하류까지 흘러 내렸으나 분출양이 적었을 때는 한탄강 상류에 그쳐, 오리산 일원에서 분류하였음을 지지하여 준다. 각 용암류의 경계부에는 토양의 발달이 없거나 미약한데, 이 사실은 일련의 현무암들이 매우 짧은 시기에 분출되었음을 시사한다.

궁평리 고토양은 현무암의 분출 바로 직전에 형성된 것으로, 한탄강을 따라서 전곡현무암의 직하부에 놓이는 노출되는 백의리층(고기 하성역암)과 대비되는 것으로 보인다. 고토양의 형성 연대는 현무암의 전암 연대를 통하여 알 수 있다. 현재까지 보고된 전곡현무암의 연대는 $138.4\pm 5.7\ \text{ka}$ 와 $136.5\pm 5.4\ \text{ka}$ (이상 박계현 등, 1996), 270 ka(Choi, 1982), 540 ka(이동녕, 1995)가 있으며, 모두 K-Ar 전암 연대이다. 이들 연대 자료들의 차이는 실험실, 실험기기, 채취 시료 상태, 혹은 용암 내 미량의 ^{40}Ar 가스 함유/유출 등에 기인할 가능성도 부인할 수 없다. 전곡현무암에 대한 정확한 연대 값은 신선한 시료들에 대하여 ^{39}Ar - ^{40}Ar 방법 등의 다양한 연대 측정 방법들에 의한 더욱 많은 자료들이 요망된다. 또한 고고학 유적 발굴로 확인된 전곡현무암 위에 형성된 두터운 토양층(약 6 m)이나 철원군 내대리의 호수퇴적물 등으로부터 고지자기 혹은 테프라 등에 의한 다양한 연대 측정 결과가 절실히 요구되고 있다. 이 연구에서는 잠정적으로 전곡현무암의 분출 연대를 이들 4개의 자료를 단순히 산술 평균하여, $271.2\pm 189.8\ \text{ka}$ 로 정하였으며, 고토양의 상한 연대로 간주하였다. 이는 전곡현무암에 대한 고지자기 연구 결과에서 780 ka 이후인 Brunhes Chron에 해당한다는 고지자기 해석(김규한 등, 1984; 이윤수 등, 2001)과도 일치한다.

5. 결 론

이번 연구에서 연천군 한탄강 유역 비고화 토양층에 대한 고지자기 및 토양화학적인 연구가 실시한 결과, 본 토양층의 표층부로 갈수록 유기물을 다량 포함한다는 것이 규명되었다. 고토양층은 상위의 제4기 현무암이 분출하기 전에 대기 환경하에서 형성되었으며, 현무암이 고토양층을 피복하기 직전(271.2 ± 189.8 ka)에 토양화 작용이 진행되었던 것으로 규명되었다. 고토양층으로부터 구한 특성잔류자화 성분은 18 cmbps를 기준으로 상부(Layer I)와 하부(Layer II)로 구분되었으며, 그 평균방향은 각각 $17.1^\circ/68.1^\circ(\alpha_{95}=6.3^\circ)$ 과 $-14.6^\circ/49.7^\circ(\alpha_{95}=4.0^\circ)$ 로 나타났다. 이들 두 특성자화 성분들은 공히 고토양 형성 당시 지구자기장에 의해 획득한 1차자화로 해석되었으며, 이는 두 layer의 형성 시기가 서로 차이가 있었음을 시사해 준다. 고토양층의 Layer I과 Layer II의 입도분포는 각각 상향조립 및 상향세립의 경향이 뚜렷하며, 이는 두 layer의 형성 환경이 같지 않았음을 시사한다.

참고문헌

김규한, 김옥준, 민경덕, 이윤수 (1984) 추가령 지구대의 지질구조, 고지자기 및 암석학적 연구. 광산지질, 17권, p.

- 215-230.
 박계현, 김윤중, 이인성, 박준범, 최만식, 이광식, 정창식, 한정희, 이석훈, 신형선 (1996) 지질 및 해양시료의 미량조성 및 구조분석법 연구(I). 기초과학지원연구소, UCPN00010-025-4, p. 34-37.
 원종관, 김윤규, 이문원 (1990) 추가령 알카리 현무암에 대한 지구화학적 연구. 지질학회지, 26권, p. 70-81.
 이동영 외 15인 (1995) 한반도 지진활동 및 지각변형연구. 과학기술처, KR-95(T)-7, 326p.
 이윤수, 민경덕, 황재하 (2001) 고지자기학적 관점에서 본 추가령단층곡의 생성과 진화. 자원환경지질, 34권, p. 555-571.
 Anderson, J.U. (1963) An approved pretreatment for mineralogical analysis of samples containing organic matter. Journal series No. 172, New Mexico State University Agricultural Experiment Station. 8p.
 Choi, M.C. (1982) Report of the Third Excavation in Cheon-kok Paleolithic Site; Jour. Libe. art, 14, Konkuk Univ.
 Fork, R.L. (1966) A review of grain-size parameters. Sedimentology, v. 6, p. 73-93.
 Lee, Y.S., Nishimura, S., Min, K.D. (1996) High unblocking temperature haematite magnetizations of Late Paleozoic red beds from the Ogcheon zone, southern part of Korean Peninsula. Geophys. J. Int., v. 125, p. 266-284.
 Rabenhorst, M.C., Wilding, L.P. and West, L.T. (1984). Identification of pedogenic carbonates using stable isotopic and microfabric analysis. Soil Science Society of American Journal, v. 48, p. 125-132.

2004년 1월 27일 원고접수, 2004년 6월 4일 게재승인.