

인류세 이전 토양생성률과 20세기 후반 토양유실을 비교를 통한 토양경관 지속가능성 전망

변종민* · 성영배**

A Perspective on the Sustainability of Soil Landscape Based on the Comparison between the Pre-Anthropocene Soil Production and Late 20th Century Soil Loss Rates

Jongmin Byun* · Yeong Bae Seong**

요약 : 15세기 이래로 인간의 토지이용으로 인한 토양유실은 그 어느 때보다 급격하게 증가하였다. 그러나 '현재와 같은 토양유실이 계속되면 언제까지 토양이 유지될 수 있는가?'라는 물음에 우리는 정작 답할 수 없었다. 이는 토양생성률을 정량화하는 것이 쉽지 않았기 때문이다. 최근 우주선유발 동위원소를 이용하여 토양생성률을 정량화하는 기법이 등장하였고 국내에도 이를 적용한 시도가 있었다. 본 연구는 우주선유발 동위원소를 이용한 토양생성률 및 토양생성함수 도출 원리를 소개하고, 국내 토양생성률 연구결과를 20세기 이후의 토양유실률 자료와 비교·분석하여 토양의 지속가능기간을 예측해보았다. 대관령 고원에서 추정된 인류세 이전의 토양생성률은 평균 $0.05[\text{mm yr}^{-1}]$ 로 밝혀졌으며, 20세기 후반 인간의 토지이용이 집약적으로 나타나는 농경지에서의 토양유실률은 이에 비해 많게는 60배나 상회하였다. 현재의 토지이용이 유지될 경우, 대하천 상류지역 농경지의 표층토양은 빠르면 수십 년내 사라질 것으로 예측된다.

주요어 : 토양생성률, 토양생성함수, 우주선유발 동위원소, 토양유실, 인류세

Abstract : It is well known that, since the 15th century, the amount of soil loss in our country due to change in land use by human has increased more rapidly than ever before. However we cannot answer the question 'How long can the soil persist under the current rates of soil loss?', because it was difficult to quantify the soil production rate. With the advancement of accelerated mass spectrometry, the attempt to quantify rate of soil production and derive soil production function succeeded, and recently it was also applied into the Daegwanryeong Plateau. Here we introduce the principles for quantifying soil production and deriving soil production function using terrestrial cosmogenic nuclides, and then compare the soil production rates from the plateau with soil loss data after the late 20th century, and finally estimate how long the soil can persist. Averaged soil production rate since the Holocene derived from the plateau is revealed as $\sim 0.05 [\text{mm yr}^{-1}]$, and, however, the recent soil loss rate of intensively used farmlands at the same region is up to sixty times greater than the soil production rate. Thus, if current land use system is maintained, top soils on the cultivated lands over hillslopes especially in upland areas are expected to disappear within several decades at the earliest.

Key Words : soil production rate, soil production function, cosmogenic nuclides, soil loss, anthropocene

이 논문은 2012년 정부(교육부)의 재원으로 한국연구재단의 지원을 받아 수행된 연구이며(NRF-2012S1A5B5A01025420), 2014년 지리학회 특별분과 '인간에 의해 새롭게 구성된 경관'에서 '지질 시간 규모의 토양 생성률과 이에 기반한 토양 및 지형경관 지속 가능성 논의'라는 제목으로 발표했습니다.

* 고려대학교 건축사회환경공학부 연구교수(Research Professor, School of Civil, Environmental, and Architectural Engineering, Korea University), cyberzen.byun@gmail.com

** 고려대학교 지리교육과 부교수(Associate Professor, Department of Geography Education, Korea University), ybseong@korea.ac.kr

1. 서론

이제 인간은 지구상의 어느 하천보다 더 많은 양의 토양을 이동시킨다(Hooke, 2000). 인류 역사를 돌아보면 인간은 생존을 위해 끊임없이 주변의 산림을 제거하고 이를 개간해왔다. 하지만 18세기 산업혁명 이래 인류는 과학문명의 이기를 동원해 과거 어느 때보다 빠른 속도와 큰 규모로 산림을 훼손하고 이를 개간해왔다. 산림이 제거되고 들어선 농경지의 토양은 지표유출에 의한 침식에 상당히 취약하여 쉽게 유실되었으며, 농경지와 함께 들어선 인공 구조물들 또한 광범위하게 지표 토양을 제거해왔다. 지구 역사에서 인구가 급격히 증가하고 퍼져나가면서 인간의 영향력이 이처럼 커진 지질시대를 ‘인류세(人類世, Anthropocene)’라 부른다(Zalasiewicz *et al.*, 2011).

그렇다면 우리가 살고 있는 한반도에서는 어느 시기가 본격적인 인류세라고 명할 수 있을까? 정밀한 구분은 위해서는 보다 많은 의견 수렴이 필요하겠지만, 인구가 급격히 증가하고 퍼져나가면서 대규모의 토지이용이 시작된 시기를 기준으로 삼는다면 15세기에서 17세기를 본격적인 인류세의 시작이라 볼 수 있을 것이다. 이는 이 시기에 이르러 인구가 급격히 증가했고(권태환·신용하, 1977; 이영구·이호철, 1987, 1988), 왜란과 호란으로 인해 대규모 인구이동까지 발생하면서(최영준, 1997), 비교적 개간이 쉬웠던 하천 하류뿐만이 아니라 산간지역에까지 인구가 정착하면서 상당한 규모의 벌목과 화전이 발생했기 때문이다(이우연, 2003). 그 결과 17세기 후반에는 “이전에 갈아먹지 않던 땅도 모조리 개간하지 않은 곳이 없다”거나 “산간이나 해택(海澤) 연안이 모두 기경(起耕)되어 한 이랑도 노는 땅이 없다”고 할 만큼 경지가 확대되었다(이우연, 2003, 37에서 재인용).

이처럼 상당히 넓은 면적의 산지가 나지로 드러나거나 농경지로 개간되면서, 토양유실량은 이전과 달리 확연히 증가했을 것으로 추정되며 이는 여러 경로에서 확인이 된다. 우선 산간 지역에서 유실된 토양은 하천으로 유입되어 하도를 따라 퇴적되는데 이는 결국 하상의 상승을 의미하며 하천은 이전 보다 잦은 범

람을 하게 된다. 태조 7년(1398년)에 완공된 승례문은 당시 잦은 범람으로 인해 26년 뒤에는(1424년) 지반이 완공 당시에 비해 2자(≈0.6m) 정도 상승하였고 이로 인해 기초를 높게 들어올리는 공사가 있었다(조상순·이상해, 2012). 한편 주요한 교통 수단인 내륙 수운은 높아진 하상으로 인해 수운선이 원활하게 이동할 수 없게 되면서 조선 후기에는 점차 그 기능을 상실하였다(최영준, 1997, 171). 또한 농경을 위해 조성한 저수시설의 경우 상류에서 유입된 토사들로 인해 매워져 본연의 수리기능을 못하기도 했다(이우연, 2003). 비록 당시의 토양 유실량을 정량적으로 파악할 수는 없지만, 역사적 사실들을 통해 토양유실량이 이전 시기에 비해 급격히 증가하였으며 이로 인해 하천 하류 지역의 자연과 인문 경관에도 큰 변화가 있었음을 분명히 알 수 있다.

그렇다면 그 어느 때보다 인구이동이 많고 토지이용 변화가 광역적으로 발생하고 있는 20세기에는 어느 정도의 토양유실이 발생하고 있을까? 한 연구에 따르면(Park *et al.*, 2011), 연 평균 20[Mg ha⁻¹]의 토양이 유실되고 있으며 1980년대 이래 유실량은 계속 증가하는 경향을 보였다. 특히 국토의 30% 이상에서 33[Mg ha⁻¹ yr⁻¹]을 초과하는 유실이 발생하고 있으며 이는 OECD 토양침식 위험단계¹⁾ 중에서도 최고 단계에 해당한다(환경부, 2013). 이처럼 심각한 토양유실은 하상의 상승뿐만 아니라 다양한 사회·경제적 문제를 야기시켰다. 우선 농경지의 경우 작물성장에 필요한 영양분까지 토양과 함께 제거되면서 작물생산량을 감소시켰고, 유실된 토양과 영양분이 하천에서는 오염원으로 작용하기 때문에 상수원 오염을 일으킬 뿐만 아니라 수생 동식물의 서식처까지 파괴한다(최용범 등, 2012).

정부에서는 토양유실로 인한 피해를 인지하고 이를 막기 위해 많은 노력을 해왔으며, 최근에는 ‘표토보전 5개년 종합계획’을 수립하고 실행에 들어갔다(환경부, 2013). 이 정책은 토양유실을 비점오염원 관리의 보조적 측면에서 다루었던 기존 정책과 달리, 표층토양을 한 번 유실되면 다음 세대에서도 회복하기 어려운 유한한 자원으로 설정하고 이를 보전하기 위한 보다 체계적인 대책을 담고 있어 기존 정책보다 진

일보한 것으로 판단된다. 하지만 새로운 정책도 토양 보전 측면에서 많이 미흡한 것으로 판단된다. 이는 정책의 대부분이 토양유실 현황 조사와 유실방지 공법 소개에 머물고 있기 때문이다. ‘유실된 토양을 어떻게 복원할 것인가?’ 혹은 ‘유실되는 정도에 비해 토양이 생성되는 양은 어느 정도인가?’와 같은 실제 토양보전을 위해 반드시 필요한 방안과 조사연구는 전혀 찾아볼 수 없었다. 만약 우리가 토양생성과정을 이해하고 더불어 토양생성률이 어느 정도인지를 파악하게 된다면, ‘어느 정도의 토양유실량을 유실 방지 기준으로 설정할 것인가?’ 또는 ‘현재의 심각한 토양유실률이 당분간 유지될 경우 토양은 언제까지 유지될 것인가?’와 같은 토양보전을 위한 근원적인 물음에 답할 수 있게 된다.

암석과 광물이 풍화되어 비옥한 토양으로 발달하는 데는 오랜 시간이 필요하다. 물론 토양 내 유기물 함유량은 비교적 빠른 시간 내에 증가하지만, 조암광물들이 풍화되는 과정은 상당히 천천히 진행되는 것으로 알려져 있다(Birkeland, 1999, 171). 그 동안 간접적인 방법으로 추정해왔던 토양생성률을 우주선유발 동위원소를 이용하여 정량화하고 이를 통해 토양 생성함수를 제안한 연구결과가 최근 등장했다(Heimsath *et al.*, 1997). 국내에서도 같은 방법을 적용하여 지질시간의 토양생성률을 구한 연구가 있었다(Byun *et al.*, in press). 만약 이들 자료를 20세기의 토양유실률 자료와 비교한다면, 인류세 들어 토양유실률은 어느 정도 증가하였는지, 그리고 더 나아가 현재의 토양유실률 조건에서 토양은 언제까지 지속될 수 있는지를 추정할 수 있을 것이다.

본 연구는 국내에서 밝혀진 지질시간 토양생성률 및 침식률 자료 그리고 현 시기의 토양유실률 자료를 이용하여, 현재의 토양유실률 조건에서 토양이 언제까지 유지될 수 있는지를 예측해보고 이를 토대로 토양 및 지형경관의 지속가능성을 전망해보고자 한다. 이를 위해 우선 토양생성과정에 대한 기존 논의 및 우주선유발 동위원소를 이용한 토양생성률 추정 원리를 각각 소개한다. 이후 국내에서 밝혀진 토양생성률 자료를 통해 인류세 이전의 토양생성률을 추정해보고, 이를 20세기 이후의 토양유실률 자료와 비교·분

석한다. 끝으로 현재의 토양유실률 조건에서 토양이 유지될 수 있는 기간을 예측해보고 예측값이 가지는 지리학적 함의를 고찰하며 토양보전측면에서 적절한 토양관리 정책방향을 제안한다.

2. 이론적 배경

1) 토양생성과정과 토양생성함수

토양의 모재는 지하 깊은 곳에서 형성된 암석이다. 지표의 침식으로 인해 심부에 있던 암석이 점차 지표면 가까이 도달하게 되면, 생성 당시와는 다른 압력, 온도, 수분, 그리고 생물 환경에 놓이게 된다. 이로 인해 지표 가까이 도달한 암석은 물리·화학적으로 불균형 상태를 경험하면서 전혀 다른 성질의 토양으로 발달하게 된다. 토양발달 정도를 가리키는 대표적인 척도는 토양단면에서의 층위분화(horizonation)이다. 충분히 발달한 토양단면은 대체로, 모암의 조직(texture)을 그대로 가지고 있지만 화학적으로는 변형된 모재층(예, 풍화암(saprock) 또는 새프롤라이트), 모재에 비해 보다 다공질이어서 수분 및 공기와와의 상호작용이 활발하고 이로 인해 주요 광물의 구성 및 화학적 성질이 변형된 B층, 그리고 B층에 비해 유기물을 많이 함유하고 있는 A층으로 구성된다(그림 1).

토양발달을 다룬 초기 연구는 동질적인(혹은 미성숙한) 토양이 시간이 지남에 따라 주어진 환경요인(기후, 식생, 지형, 모재 등)에 영향을 받아 층위가 분화되면서 보다 안정적이고 성숙한 토양으로 발달한다고 보았다(예, Jenny, 1941). 하지만 이후 연구들은 토양이 시간에 따라 단순히 층위가 분화되는 방향으로 진행되지 않으며(Hole, 1961), 또한 발달된 토양에서 관찰되는 여러 속성들이 외부 환경과 최종적으로 균형을 이룬 결과물이 아닐 수 있음을 밝혔다(Bockheim, 1980). Johnson and Watson-Stegner(1987)는 당시 연구결과들을 토대로, 토양은 층위를 분화시키는 방향(progressive)뿐만 아니라 반대로 동질적으로 가는 방향(regressive)으로도 발달할 수 있으며, 이 과

정에서 발생하는 토양단면 상단의 퇴적/침식 혹은 화학적 풍화로 인한 토양 기저면 하강과 같은 토양단면 변화까지를 포함하는 동적 토양발달모형을 제안하기도 했다.

한편 최근에는 우주선유발 동위원소 기반의 연대 측정 방법을 활용하여 토양단면의 기저가 내려가는 속도(토양생성률)를 정량화하고 이것이 토양단면 두께와 밀접한 관련이 있음을 제안한 연구결과가 나왔다(Heimsath *et al.*, 1997; Heimsath *et al.*, 1999). 이에 따르면 암석(또는 모재)이 토양으로 전환되는 속도, 즉 토양생성률은 토양층 두께가 얇을수록 더 높고 반대로 두꺼울수록 지수적으로 감소하는 함수로 표현된다. 기존 토양학 연구에 비해 토양의 물리적 특성(예. 교란된 정도, 이동 유무 등)에 보다 초점을 두기도 했지만, 이 결과는 토양생성을 토양두께와 연관 지었던 기존의 개념적 모형들(Gilbert, 1877; Carson and Kirkby, 1972; Ahnert, 1976)을 뒷받침하였고 나아가 토양생성을 지표의 물질이동과 보다 긴밀히 연결시켜 보는 계기를 만들었다. 아래에는 토양생성과정을 토양두께 및 지표물질이동과 연관시켜 설명한 개념적 모형들을 간략히 소개한다.

토양생성률을 토양두께 및 사면물질이동률과 연계하여 처음 설명한 이는 Gilbert(1877)이다.

“암석을 붕괴시키는 주요 기제인 용해 및 동결 작용은 암석 쇄설물들이 상부에 과도하게 집적될 경우에 감소한다. 동결 작용은 수 피트 아래만 내려가도 모두 멈추고, 용해 작용도 지하로 내려갈수록 수분 순환이 느려지기 때문에 감소한다. 따라서 풍화 산물이 빠르게 제거된다면 용해 및 동결 작용을 활발하게 할 것이며, 특히 동결 작용과 관련된 부분이 활발할 것이다. 하지만 만약 사면 물질 이동이 커서 풍화 산물이 완전히 제거된다면, 풍화 작용은 멈추게 된다. 이는 풍화로 인해 형성된 토양이 지표에 내린 비가 흘러가도록 내버려 두지 않고 이를 저장하여 용해 및 동결 작용이 일어나도록 하게 만들기 때문이다.”(Gilbert, 1877, 97)

Carson and Kirkby(1972)는 Gilbert(1877)의 개념

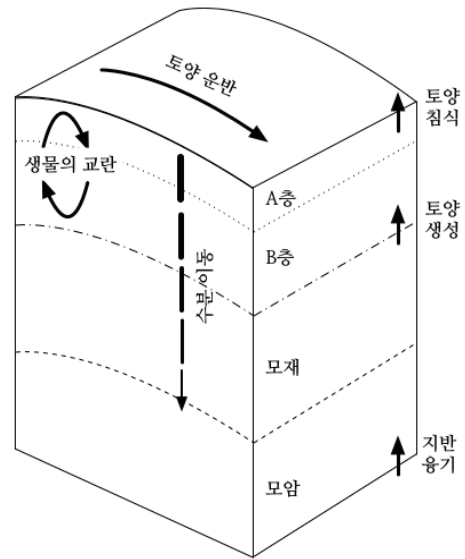


그림 1. 토양단면 개념도

지형학적 관점에서 토양은 사면물질이동 또는 식생의 뿌리 및 동물(예. 두더지, 지렁이 등)에 의한 교란이 가장 활발하게 발생하는 구간으로, 모재와 달리 이동 및 교란의 흔적이 잘 관찰됨(mobile regolith). 대체로 유기물이 많이 함유한 A층과 상부에서 용탈된 염기성 양이온 및 세탈된 입자들이 누적된 B층으로 구분됨. 모재(weathered bedrock)층은 물리적으로 이동되거나 교란되지 않았지만 화학적으로 변형된 층. 화학암 풍화층과 같이 곳에 따라 아주 두껍게 나타나기도 하지만 너무 짧아 바로 모암으로 연결되기도 함.

적인 토양생성모형을 그래프로 표현하였으며(그림 2A), 한 발 더 나아가 토양생성률이 최대가 되는 두께를 경계로 외부 자극(예. 침식 및 퇴적)에 토양생성률이 안정한 구간과 불안정한 구간이 존재함을 제안하였다. 이후 Ahnert(1976)는 보다 유연한 토양생성함수를 제안하였다. 그는 우선 물리적인 풍화작용과 화학적인 풍화작용이 극단적으로 나타나는 토양생성함수를 각각 제시하고 이들을 다양한 비율로 결합한 토양생성함수를 제안한 것이다(그림 2B). 이상의 주요 토양생성함수는 토양생성이 지표의 물질이동과 긴밀히 연결되었다는 인식의 산물이며, 특히 토양침식과 같은 외부자극에 토양생성이 다양하게 반응할 수 있다는 것을 보여주었다.

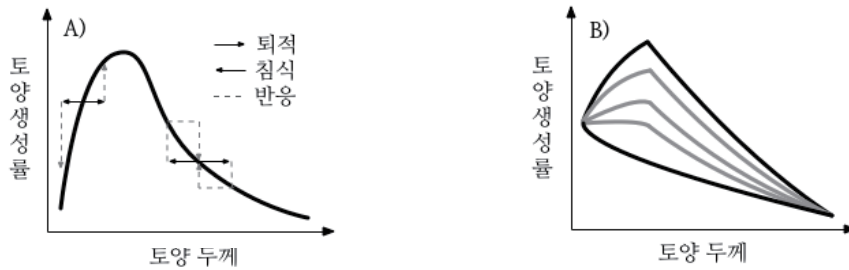


그림 2. 토양생성함수

A, Carson and Kirkby(1972)가 표현한 토양생성함수. 외부 자극에 토양생성률이 안정 또는 불안정한 구간이 존재함을 제한함. 최대 생성률을 가져오는 두께보다 얇은 토양단면에서, 지표 침식으로 인해 토양두께가 줄어드는 사건이 발생할 경우(←) 토양생성률이 점점 감소하게 되어 최종적으로 토양은 사라지게 되고, 반대로 퇴적이 발생하여 토양 두께가 증가하는 사건이(→) 발생할 경우 토양생성률이 점점 증가하게 되어 최종적으로 최대 생성률 두께에 도달함. 이에 반해 최대 생성률 두께보다 두께은 토양단면에서는 지표 침식으로 인해 토양두께가 줄어들 경우(←) 생성률이 증가하기 때문에 토양 두께는 다시 증가하며, 반대로 퇴적으로 인해 두께가 증가하면(→) 생성률 또한 감소하기 때문에 예전의 토양 두께로 돌아감. B, Ahnert(1976)가 제안한 보다 유연한 토양생성함수. 동결·융해 현상으로 인해 발생하는 물리적인 풍화 작용은 지온 분포가 절대적인 요인이기 때문에 지표면에서 토양생성률이 가장 크고 토양두께가 두꺼울수록 지수적으로 감소하는 함수로 표현하였고, 반대로 토양수분이 중요한 역할을 하는 화학적 풍화작용의 경우 Carson and Kirby(1972)가 제안한 것과 같이 일정한 토양두께에서 생성률이 최대가 되는 함수로 표현함(혹 모양(humped) 함수). 최종적으로 그는 이 두 가지 극단적인 함수를 다양한 비율로 결합시켜 다양한 기후조건에서 발생하는 토양생성과정을 설명할 수 있는 토양생성함수를 제안함.

2) 우주선유발 동위원소를 이용한 토양생성률 정량화 원리

여기서는 우주선유발 동위원소를 이용하여 지질시간의 토양생성률 정량화 및 토양생성함수 도출 원리를 간략하게 소개한다. 우주선유발 동위원소를 이용한 연대측정 기법의 원리 및 이를 활용한 최근 연구들의 성과는 여러 논문에서 정리된 바 있고(Lal, 1991; Bierman, 1994; Gosse and Phillips, 2001; Cockburn and Summerfield, 2004) 국내에서도 이를 소개한 논문이 있으므로(김종연, 2005; 성영배·유병용, 2014) 보다 자세한 내용을 원하는 독자는 이들 논문을 살펴보면 좋을 것이다.

(1) 노출된 지표면의 침식률 정량화 원리

태양계와 은하계에서 기원한 우주선(cosmic ray)은 지구 대기권에서 연속적인 핵반응을 일으켜 양성자, 알파입자, 2차 중성자, 뮤온과 같은 다양한 핵종(nuclide)을 만들어낸다. 이러한 핵종들은 지표에 도

달하여 토양과 암석을 투과하게 되는데, 이때 주요 광물들과 충돌하면서 새로운 동위원소들(예: ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl 등)이 생성된다. 핵종은 대체로 지표를 투과하면서 급격히 감소하기 때문에, 생성되는 동위원소의 양 또한 일정하게 감소하는 경향을 보인다. 따라서 지표의 토양 또는 암석 시료로부터 이의 동위원소 개수를 측정하게 되면, 이들이 지표면에 도달해온 속도(침식률)를 계산할 수 있다.

앞서 언급한 바와 같이 우주선유발 동위원소의 생성률은 지표 하부로 갈수록 지수적으로 감소하는 경향을 보인다(Lal, 1991).

$$P(b) = P(0)e^{-\rho b/\Lambda} \quad (1)$$

수식 (1)에서 $P(b)$ 는 깊이 $b[\text{cm}]$ 일 때의 생성률 [$\text{atoms g}^{-1} \text{yr}^{-1}$]로 $P(0)$ 은 지표면에서의 생성률을 의미한다. ρ 는 토양 혹은 암석의 밀도 [g cm^{-3}]이고, Λ 는 우주선의 평균 감쇠계수 [$\sim 160 \text{ g cm}^{-2}$] (Balco *et al.*, 2008)이다. 수식 (1)에 따르면 화강암의 경우(ρ

≈2.65) 동위원소 생성률은 약 0.6m 깊이에서 P(0)의 36.8%(≈1/e) 그리고 2m 깊이에서 3.6%까지로 감소하고, 토양의 경우(ρ≈1.3) 1.2m 깊이에서 36.8%(≈1/e) 그리고 4.1m 깊이에서 약 3.6%까지 감소한다. 따라서 우주선유발 동위원소가 실질적으로 생성되는 구간은 지표로부터 약 2m(암석)에서 많게는 4m(토양)까지이다.

만약 뮤온에 의한 영향이 무시할 정도라면, 깊이 *b* 에 위치한 석영의 우주선유발 동위원소의 개수(*C*(*b*), [atoms g⁻¹])는 동위원소의 생성률과 이의 붕괴상수(λ = ln2/*t*_{1/2}, *t*_{1/2}는 동위원소의 반감기를 가리키며 ¹⁰Be의 경우 1.38 × 10⁶[yr]입)에 의해 결정되며 이는 다음의 미분 방정식으로 표현할 수 있다(Lal, 1991).

$$\frac{dC(b)}{dt} = P(0)e^{-\lambda b} - \lambda C(b) \quad (2)$$

수식 (2)에서 μ는 흡수계수(=ρ/Λ, [cm⁻¹])이다. 만약 지표가 일정한 속도로 침식되었다고(ε, [cm yr⁻¹]) 가정하면, 수식 (2)를 해석적으로 풀어 동위원소 개수를 계산할 수 있다(Lal, 1991).

$$C(b) = C_0(b)e^{-\lambda t} + P(b) \left(\frac{1}{\lambda + \mu \varepsilon} \right) (1 - e^{-(\lambda + \mu \varepsilon)t}) \quad (3)$$

수식 (3)에서 C₀(*b*)는 초기 동위원소의 개수이다. 만약 C₀(*b*)가 0이고 아주 오랜 기간 동안 침식되어 왔다고 가정하면(*t* ≫ 1/(λ + με)), 수식 (3)은 다음과 같이 축약된다(Lal, 1991).

$$C(b) = \frac{P(b)}{\lambda + \mu \varepsilon} \quad (4)$$

여기서 지표에 노출된 암석 또는 토양의 경우 *b*가 0이 되므로, 이의 동위원소 개수는 다음과 같다(Lal, 1991).

$$C(0) = \frac{P(0)}{\lambda + \mu \varepsilon} \quad (5)$$

수식 (5)는 지표 시료에서 얻은 동위원소의 개수가 동위원소의 생성률과 붕괴율 그리고 지표 침식률에 의해 결정된다는 것을 잘 보여준다. 한편 수식 (5)를

침식률 ε에 대해 전개하면,

$$\varepsilon = \frac{1}{\mu} \left(\frac{P(0)}{C(0)} - \lambda \right) \quad (6)$$

수식 (6)과 같이 되며, 이를 통해 노출된 암석 표면 시료의 동위원소로부터 거꾸로 지표가 일정하게 제거되어온 침식률을 구할 수 있게 된다(Lal, 1991).

한편 수식 (5)를 활용하면 유역의 평균 삭박률도 추정할 수 있다(Granger *et al.*, 1996; Bierman and Steig, 1996). 오랜 기간 동안 한 유역의 지표면이 일정한 속도로 삭박되고(ε) 유역 사면에서 제거된 물질이 하천을 따라 지체되지 않고 이동한다면, 이 유역의 하천 하상퇴적물로부터 얻은 동위원소의 개수(*C*)는 시료채취지점 상부유역 지표에서의 평균 동위원소 생성률($\bar{P}(0)$)과 평균 삭박률(ε)에 의해 결정된다(Bierman and Steig, 1996).

$$C = \frac{\bar{P}(0)}{\lambda + \mu \bar{\varepsilon}} \quad (7)$$

수식 (7)을 유역 평균 삭박률(ε)에 대해 전개하면, 하상퇴적물의 동위원소 개수로부터 유역 평균 삭박률을 계산할 수 있는 수식이 유도된다.

$$\bar{\varepsilon} = \frac{1}{\mu} \left(\frac{\bar{P}(0)}{C} - \lambda \right) \quad (8)$$

특히 토양으로 피복된 사면이 주도하는 유역일 경우에는 수식 (8)을 통해 얻은 유역 평균 삭박률은 토양유실률과 유사할 것이다.

(2) 토양생성률 정량화 원리

토양으로 피복된 사면에서의 토양두께는 지표의 토양 운반량과 기반암이 토양으로 변환되는 양, 즉 토양생성률에 의해 결정된다. 따라서 사면에서 토양 두께의 연속 방정식은 다음과 같다(Heimsath *et al.*, 1997).

$$\rho_s \frac{\delta h}{\delta t} = -\rho_r \frac{\delta e}{\delta t} - \nabla \cdot \rho_s \tilde{q}_s \quad (9)$$

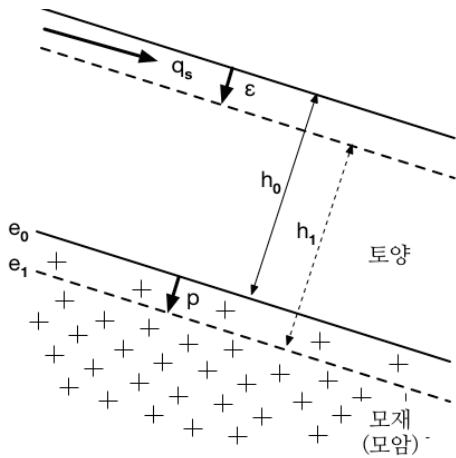


그림 3. 사면에서의 토양 두께 변화

ε 는 지표 고도 변화율(또는 침식률), b 는 토양두께, e 는 토양과 모재(혹은 모암)와의 경계면 고도, q_s 는 토양 운반률. 토양두께 변화($b_0 \rightarrow b_1 \approx \rho_s \frac{\delta b}{\delta t}$)는 토양 운반률(q_s)로 인한 고도 변화($\nabla \cdot \rho_s \tilde{q}_s \approx \varepsilon$)와 모재(또는 모암)가 토양으로 변환되는 정도($e_0 \rightarrow e_1 \approx -\rho_r \frac{\delta e}{\delta t}$)에 의해 결정됨.

수식 (9)에서 b 는 사면 경사의 직각 방향 두께이고, ρ_s 와 ρ_r 은 각각 토양과 모재(또는 모암)의 밀도이며, e 는 토양과 모재와의 경계면 고도, q_s 는 사면 하부로의 토양 운반량이다. 수식 (9)에서 토양과 모재 경계면의 고도 변화율($-\frac{\delta e}{\delta t}$), 즉 경계면이 낮아지는 정도가 토양생성률이다(그림 3).

만약 토양생성률이 사면 하부로의 토양 운반율과 같다면($-\rho_r \frac{\delta e}{\delta t} \approx \nabla \cdot \rho_s \tilde{q}_s$) 토양두께가 일정하게 되는 데($\delta b / \delta t \approx 0$), 이 경우 토양과 모재 경계면의 시료에서 얻은 우주선유발 동위원소의 개수는 경계면 깊이에서의 동위원소 생성률과 붕괴상수, 그리고 경계면의 하강률에 의해 결정된다(Heimsath *et al.*, 1997).

$$C(b) = \frac{P(b, \theta)}{\lambda + \mu \left(-\frac{\delta e}{\delta t} \right)} \quad (10)$$

수식 (10)은 수식 (4)와 전체적으로 유사하지만, 지표가 경사진 사면을 가정하고 있기 때문에 기울기 θ 인 사면에서 수직 깊이 b 인 지점의 동위원소 생성률 $P(b, \theta)$ 로 대체되었고, 또한 토양 두께가 일정하게 유

지되는 정상상태를 가정하기 때문에 지표 침식률은 토양과 모재 경계면의 하강률로 대체될 수 있다. 수식 (10)을 경계면의 하강률($-\frac{\delta e}{\delta t}$)로 전개하게 되면 최종적으로 토양생성률을 구하는 수식을 유도하게 된다 (Heimsath *et al.*, 1997).

$$-\frac{\delta e}{\delta t} = \varepsilon = \frac{1}{\mu} \left(\frac{P(b, \theta)}{C(b)} - \lambda \right) \quad (11)$$

따라서 토양두께와 해당 깊이에서의 동위원소 생성률을 알게 된다면, 경계면 시료의 동위원소 개수로 부터 토양생성률을 구할 수 있게 된다.

3. 연구 결과

1) 인류세 이전 토양생성률

국내에서도 우주선유발 동위원소를 이용하여 태백산맥 정상부에 위치한 대관령 고원의 토양생성률과 유역평균삭박률을 정량화한 연구결과가 최근 나왔다(Byun *et al.*, in press). 대관령 고원은 기복이 크지 않은 구릉성 사면, 특히 토양으로 피복된 사면들이 특징적으로 나타나는 곳이다(그림 4). 토양생성률 시료는 대관령 고원의 구릉성 사면 정부를 따라 토양두께가 서로 다른 11개 지점에서²⁾ 유역평균삭박률 시료는 대관령 고원에서 발원한 송천의 소유역 하구 7개 지점에서 각각 얻었다(그림 4). 우주선유발 동위원소 분석 결과³⁾, 이 지역의 토양생성률은 $0.02 \sim 0.07 [\text{mm yr}^{-1}] (= 2 \sim 7 [\text{cm Ka}^{-1}])$ 에 해당하며 평균값은 약 $0.05 [\text{mm yr}^{-1}]$ 로 나타났다. 채취지점의 국부적인 경사와 토양생성률간에 특별한 관계는 발견되지 않았으며, 토양생성률은 토양두께가 증가할수록 지수적으로 감소하는 경향을 보였다(그림 5). 한편 유역평균삭박률을 통해 파악한 대관령 고원의 토양유실률은 $0.04 \sim 0.12 [\text{mm yr}^{-1}]$ 에 해당하며 평균값은 약 $0.08 [\text{mm yr}^{-1}]$ 로 나타났다. 토양생성률과 유실률을 비교하면, 유실률이 생성률을 약 $0.03 [\text{mm yr}^{-1}]$

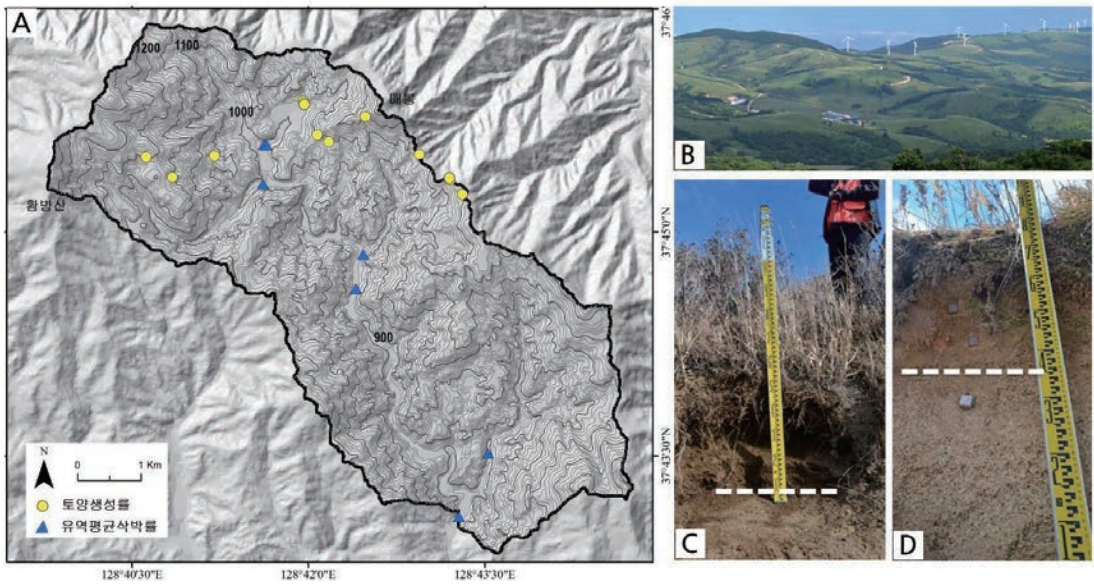


그림 4. 토양생성물과 유역평균식박률 시료의 채취지점 및 토양생성물 시료채취지점의 토양단면 (Byun *et al.*(in press)의 그림을 수정함)

A, 시료채취지점 분포도, B, 대관령 고원의 토양피복사면, 사면정부를 따라 11개 지점에서 토양생성물 시료를 채취하였으며, 비교적 생경한 모암(C) 혹은 세프롤라이트(D)와 토양의 경계(흰색 점선)에서 채취함.

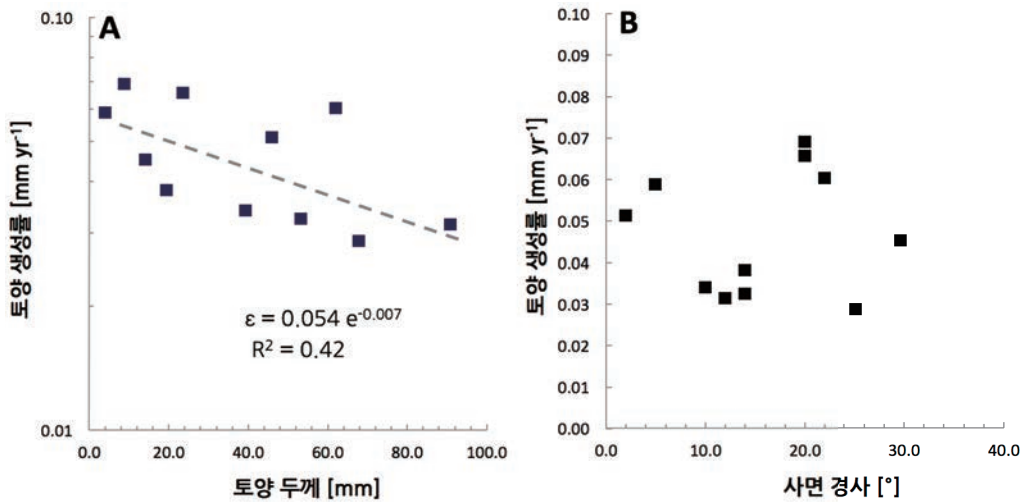


그림 5. 대관령 고원에서 구한 토양생성물

A, 토양생성률과 토양두께와의 관계 B, 토양생성률과 경사와의 관계

정도 앞서는 것으로 나타났지만 다음 절에서 다룰 20세기 후반의 토양유실률과 비교하면 거의 미미한 차이이다.

대관령 지역은 해발고도 800~1,400m에 분포하기 때문에 한 여름철에도 평균 기온이 20도를 넘지 않으며 겨울철은 남한에서 가장 길게 나타난다. 9월 말·

10월 초부터 서리가 내리고(강원지방기상청, 2010) 11월에는 본격적으로 눈이 쌓이기 시작하여(삼양식품삼십년사 편집위원회, 1991) 이듬해 4, 5월까지 눈이 내리고 쌓인 눈은 5월까지 관찰되기도 한다(기근도, 2002). 특히 1,000m 이상의 고도에서는 1월 최저 기온이 -30도 이하까지 떨어지며(이상영, 1992) 5월 중순이 되어서야 서리가 종료된다(권영아, 2006). 이처럼 혹독하고 긴 겨울로 인해 무상일수가 남한에서 가장 작은 약 150여일에 불과해(강원지방기상청, 2010) 농경이 상당히 불리한 지역이다. 현재 이 곳에는 삼양목장이 들어서 있는데 목장이 들어서기 전 화전민에 의해 드문 드문 옥수수와 감자 재배지가 있었다고 하지만 이는 상당히 제한적이었으며⁴⁾, 주변 산림은 고산지 특유의 잡관목과 녁쿨로 뒤덮여 있던 곳이었다(삼양식품삼십년사 편집위원회, 1991). 또한 목장 조성을 위해 벌목이 이뤄진 곳에서는 뿌리의 포장력이 큰 목초가 심어져 산지의 토사유실이 최소화되었다(삼양식품삼십년사 편집위원회, 1991, 232).

인간의 토지이용으로 인한 침식량이 크지 않았다고 한다면, 토양과 모암(혹은 모재)과의 경계에서 채취한 시료의 우주선유발 동위원소량은 모암의 경우 약 2m 깊이에서 새프롤라이트의 경우 약 4m 깊이에서부터 조금씩 생성되기 시작해 시료채취지점까지 도달하면서 누적된 값이다(이론적 배경 참고). 이로 인해 우주선유발 동위원소로 구한 토양생성율은 이 기간 동안의 평균값을 의미하게 된다. 우주선유발 동위원소로 구한 이 지역의 유역평균식박률이 평균 $0.08[\text{mm yr}^{-1}]$ 임을 감안할 경우 우주선유발 동위원소가 본격적으로 생성되는 깊이(모암 0.6m, 토양 1.2m)에 있던 시료가 지표에 노출되기까지의 기간은 짧게는 7,500년 길게는 15,000년에 달한다. 이 기간은 인류세보다 훨씬 이전인 최후 빙기와 홀로세를 포함하기 때문에, 우주선유발 동위원소를 이용하여 계산한 토양생성률은 인류세 이전의 평균 토양생성률로 간주할 수 있다.

물론 이 기간 동안 대관령 고원의 기후는 현재와 달리 보다 춥고 건조했거나 혹은 따뜻하고 습윤했을 수도 있으며 이로 인해 지표의 침식률 또한 변동했을 가능성이 크다. 따라서 대관령 고원의 토양생성률 값이

이 기간을 대표하는 평균값인가에 대한 논란이 있을 수 있다. 시간에 따라 침식률이 변화하는 조건에서 우주선유발 동위원소의 양과 이에 따른 유역평균식박률 및 토양생성률 계산값의 변화를 모의한 연구들에 따르면(Bierman and Steig, 1996; von Blanckenburg, 2006; Heimsath, 2006), 추정값의 불확실성 정도는 주어진 외부 침식의 정도(외부 침식률 및 침식으로 인한 지표 두께 변화 정도)와 높은 침식률 사상들간의 시간적 간격에 의해 결정된다. 하지만 큰 폭의 침식률 변화가 발생하더라도, 앞서 언급한 우주선유발 동위원소의 생성조건 때문에 최종적으로 계산되는 식박률 값에 대한 영향이 감소하여 장기적으로는 평균값에 근접한다(Bierman and Steig, 1996; von Blanckenburg, 2006; 그림 6A). 특히 침식 사상들간의 시간적 간격이 작을 경우에, 식박률 또는 토양생성률의 반응이 새로 주어진 침식률과 완전히 균형을 이룰 만큼 성장하지 못하게 되어 이 역시 장기적으로는 평균값에 근접하게 된다(Heimsath, 2006). 특히 대관령 고원의 토양생성률 시료채취지점들은 토양피복사면의 정부 가까이에 위치하기 때문에(그림 4) 랜드슬라이드와 같은 간헐적인 침식 사상보다는 토양포행과 같이 물질이동이 연속적으로 발생하는 곳이다. 따라서 기후변화로 인해 외부 침식률 변화가 있었다고 하더라도 이로 인한 토양생성률 값의 변동이 다른 어떤 곳보다 상대적으로 작은 지점이다. 이는 토양생성률 추정값이 장기간의 평균 토양생성률에 보다 근접할 확률이 높다는 것을 암시한다(그림 6B). 이상의 사실들을 종합하면, 우주선유발 동위원소를 이용하여 추정된 대관령 고원의 토양생성률 추정값은 7,500년 전에서 많게는 15,000년 전 이래로의 기후변화를 고려한 평균 토양생성률을 의미한다고 볼 수 있다.

2) 20세기 후반의 토양유실률

조선 전기에 해당하는 15세기부터 인구증가로 인한 토지이용 증대로 토양유실이 급격히 증가하였고 이는 당시 자연 및 문화 경관에 큰 영향을 주었다. 이러한 현상은 조선 후기와 일제 시대를 거쳐 광복 후 적어도 1970년대 중반까지 계속 확대되었을 것으로

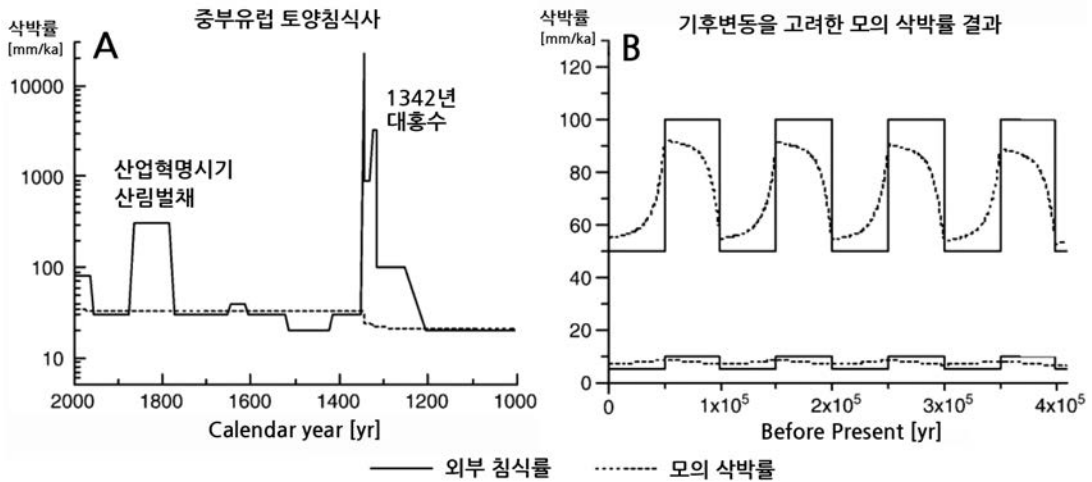


그림 6. 외부 침식률 변화 조건에 따른 모의 삭박률 결과(von Blanckenburg, 2006, Fig 4 수정)

실선은 외부 침식률을 의미하며 점선은 이에 대응한 우주선유발 동위원소의 양을 수치적으로 모의하여 구한 삭박률 결과임. A. 중부 유럽의 토양침식률 변화와 이에 따른 모의 삭박률. 큰 폭의 침식률 변화에도 모의 삭박률 값에는 큰 영향을 주지 않는데 이는 동위원소가 지표 하부에서부터 조금씩 생성되기 때문임. B. 가상 침식률 변동 조건과 이에 따른 삭박률 모의 결과. 외부 침식률의 변동폭이 크면 모의 삭박률의 변동 또한 커짐. 이는 침식률이 높아서 짧은 기간에 상층 토양이 많이 제거될 경우 노출된 토양은 누적된 우주선유발 동위원소가 거의 없기 때문에 이로 구한 삭박률 또는 토양생성률 값은 평균값에서 멀어져 오차가 극대화됨. 따라서 침식률 변동이 적은 지점(예. 사면의 철형 정부)을 중심으로 많은 시료를 채취하는 것이 오차를 줄일 수 있음(Heimsath, 2006). 반대로 침식률 변동이 작을 경우는 평균값에 가깝게 됨. 또한 높은 침식률 사상간의 시간간격이 줄어들 경우에도 평균값에 가까워짐(Heimsath, 2006).

추정된다. 이는 남한의 경지면적이 1960년대까지 계속 증가하다가 1970년대부터 서서히 감소하기 시작하였으며(정영상 등, 1976a; e-나라지표), 1970년대 중반까지 남한의 화전면적 및 화전호수가 계속 증가하였다는 사실(이기봉·배재수, 2007; 신민정, 2011)에서 쉽게 유추해볼 수 있다. 하지만 이는 어디까지나 간접적인 지표들이고 당시 실제 유실량이 어느 정도 인지를 알 수는 없다.

국내에서 토양유실률을 정량적으로 구하기 시작한 것은 1970년대 이후이다(정영상 등, 1976b). 한 지역의 토양유실률을 구하는 가장 이상적인 방법은 토양유실량 실측 자료를 이용하는 것이지만, 실측 자료가 없을 경우 경험적으로 도출한 토양유실 공식을 이용하여 추정하기도 한다. 국내에서는 연평균 토양유실량을 산정하기에 적합한 USLE(Universal Soil Loss Equation)와 이를 개선한 RUSLE(Revised Universal Soil Loss Equation)가 많이 이용되었다. 본 연구에

서는 1985년 이래로 토양유실률의 시계열적 변화를 RUSLE 공식을 이용하여 추정한 Park *et al.* (2011), 전국 표토 침식 예비조사 결과가 포함된 환경부의 2013년 표토 보전 종합 계획 보고서(환경부, 2013), 가장 많은 토양유실이 발생하는 한강 상류 지역을 대상으로 토지용도별 토양유실률을 추정한 박찬원 등 (2010), 그리고 인류세 이전의 토양생성률이 보고된 대관령 지역을 대상으로 토지용도별 토양유실률을 구한 신영규·김종욱(2004)의 연구결과를 토대로 20세기 들어 토양유실률이 어느 정도 증가했으며 특히 어떤 토지용도에서 크게 증가했는지를 살펴보고 끝으로 이를 토양생성률과 비교해본다.

우선 1985년 이래로 남한의 평균 토양유실률[Mg ha⁻¹ yr⁻¹]은 17.1(1985년)–17.4(1995년)–20(2005년)으로 꾸준히 증가하였고 이는 도시면적 증가와 관련된 것으로 보인다(Park *et al.*, 2011). 유실률이 계속 증가하는 경향을 보이지만 토양유실률 값 자체는

OCED 토양침식 위험단계 중 ‘보통’에 해당한다. 하지만 이는 어디까지나 평균값에 불과하고 토양유실률을 공간적으로 살펴보면 그 양상이 달라진다. 남한 면적의 30%이상에서 한해 평균 33[Mg ha⁻¹ yr⁻¹](≈ 2.66[mm yr⁻¹])⁵⁾이 유실되고 있으며 유실률이 50[Mg ha⁻¹ yr⁻¹](≈ 4.03[mm yr⁻¹])을 초과하는 곳도 남한 면적의 20%에 달했다(환경부, 2013). 이 수치는 OCED 토양침식 위험단계에서 최고 등급인 ‘심각한’에 해당한다. 지역적으로는 강원도와 경상남도 그리고 전라남도에서, 수계별로는 한강권역에서 심각한 토양유실이 발생했다(환경부, 2013).

한강권역 중 상류 지역만을 토지용도별로 살펴보면, 면적당 평균 토양유실률([Mg ha⁻¹ yr⁻¹], [mm yr⁻¹])이 밭(47.0, 3.79) >> 도심/대지(5.3, 0.43) > 과수(4.3, 0.35) > 삼림/초지(2.9, 0.23) > 논(0.5, 0.04) 순서로 나타나 농경지 중 밭에서 유실되는 토양이 다른 용도보다 유독 높은 것으로 나타났다(박찬원 등, 2010, 그림 7). 이 같은 경향은 한강 최상류에 해당하는 대관령 지역에서 더욱 잘 나타난다(신영규·김종욱, 2004). 대관령 지역의 토지용도별 토양유실률([Mg ha⁻¹ yr⁻¹], [mm yr⁻¹])은 농경지(38.3, 3.09) >> 초지(3.18, 0.26) > 산림(1.33, 0.11) 순서로 나타나 산림에 비해 농경지의 토양유실률이 30배를 초과했다. 대관령 지역에서 고랭지 농업이 집약적으로 나타나고 있는 점을 감안하면 농경지로 분류된 대부분이 밭에 해당할 것으로 생각되며, 이상의 결과는 국토 토양유실의 대부분이 대하천 상류에 위치한 밭에서 집중적으로 발생하고 있음을 의미한다. 한편 대관령 지역 농경지의 토양유실률을 대관령 고원의 인류세 이전 토양생성률과 비교할 경우 약 60배에 달하였다.

3) 토양지속가능기간 예측

1)절에서 우리는 대관령 지역의 인류세 이전 토양생성률이 당시의 유역평균사박률, 즉 토양유실률과 비슷함을 확인했다. 하지만 2)절에서는 토양유실률이 20세기 이후 급격히 증가하였고, 유실률의 대부분이 농경지에서 발생하며, 특히 대관령 지역의 경우 토양생성률을 많게는 60배이상 상회함을 확인했다. 인

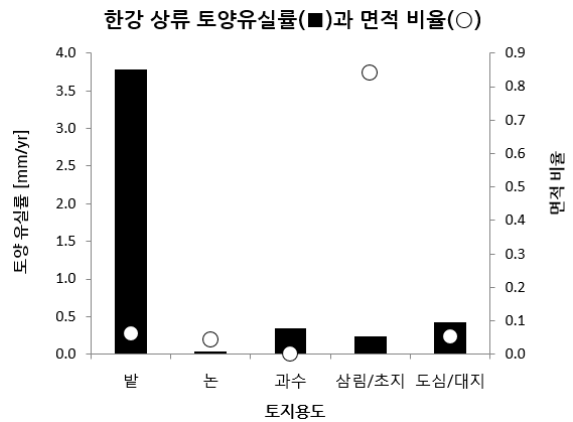


그림 7. 한강 상류 토지용도별 토양유실률과 면적 비율(박찬원 등(2010)의 Table 3을 토대로 작성함)

간의 토지이용 방식이 급격히 변할 가능성은 낮기 때문에 토양생성률과 토양유실률간의 이러한 압도적인 차이는 당분간 계속될 것으로 판단된다. 이에 우리는 자연스레 ‘현재의 토양이 언제까지 지속될 수 있는가?’에 대한 의문을 가지게 된다. 여기서는 토양유실률이 당분간 유지되고 토양생성률 또한 변하지 않는다는 가정하에 앞으로의 토양지속가능기간을 추정해보았다. 구체적으로 경작이 가능한 표층 토양(유효 토심)과 경작은 가능하지만 토양개량을 위해 많은 비용과 노력이 필요한 토양(지표에서 모체층 상부까지의 깊이)으로 구분하여 이들이 현재의 토양유실률 조건에서 언제까지 지속될 수 있는지를 예측해보았다.

대하천 중·하류 지역과 달리 유실된 토양의 재퇴적이 거의 없는 지점에서 일정한 두께의 토양이 유지될 수 있는 시간(T_c)은, 현재의 토양유실률과 토양생성률이 가까운 미래에도 크게 변하지 않는다고 가정할 경우, 토양두께(S)를 토양생성률(P)과 토양유실률(E) 간의 차이로 나누면 비교적 간단하게 구할 수 있다(Montgomery, 2007).

$$T_c = \frac{S}{(E-P)} \quad (12)$$

수식 (12)에서 토양유실률을 신영규·김종욱(2004)이 대관령 지역에서 구한 토지용도별 토양유실률로, 토양생성률을 대관령 고원에서의 평균값(0.05[mm

yr⁻¹)으로, 토양두께를 유효 토심의 경우는 0.5m, 모재층 상부까지의 토심은 1m로 각각 설정하여, 예측한 토양지속가능기간은 그림 8A와 같다. 농경지의 경우 높은 토양유실률로 인해 표층 토양이 약 16년 뒤에, 토심 1m까지는 32년 뒤에 사라질 것으로 나타났다. 한편 토양생성률을 구한 대관령 지역과는 기후 및 환경 요인이 다르지만 토양생성률이 유사하다는 가정하에, 한강 상류의 토양유실률(박찬원 등, 2010)을 수식 (12)에 대입하여 구한 한강 상류 지역의 토양지속기간은 그림 8B와 같다. 여기서도 밭의 토양지속기간은 대관령 지역과 유사하게 수십 년이 되지 않았다. 한편 논은 표층 토양이 제거되는데 약 1,300년이 소요되어 지속가능성이 상당히 높은 것으로 나타났다. 이는 조선 전기부터 한반도 중남부를 중심으로 확산된 수전 농업이(이준선, 1989) 토양 보전에는 상당히 뛰어난 토지이용 방식이었음을 시사한다. 하지만 수전은 대체로 대하천의 중·하류와 하구에 집중적으로 분포하며 정작 유실이 심각한 산악지역에는 거의 분포하지 않았다(이준선, 1989). 또한 1970년대 들어 벼농사는 수익이 낮아져 그 면적이 점차 줄어들고 있으며 이를 대신해 높은 수익의 상품작물 재배를 위해 밭은 그 면적이 계속 증가하는 추세이다. 따라서 대하천의 상류 지역은 조선 전기부터 토양유실률이 높았을 것으로 추정되고 그 추세는 앞으로도 계속될 것으로 보여 이 지역의 토양지속가능성은 매우 취약한 것으로 판단된다.

4. 논의

1) 토양지속기간 예측값의 한계

앞 장에서 우리는 조선 전기부터 증가한 토양유실률이 20세기 이후에도 계속 증가하여 이를 인류세 이전 토양생성률과 비교할 경우 많게는 60배에 달하는 것을 확인했다. 이로 인해 현재의 토양유실률이 지속된다면 대하천 상류지역에 위치한 농경지의 경우 수십 년 이내에 표층 토양이 사라질 수 있다는 전망이 나왔으며, 이는 토양유실률이 높은 지역을 중심으로 토양보전을 위한 구체적인 노력이 시급함을 시사한다.

하지만 한편으로 수식 (12)를 바탕으로 구한 토양지속기간 예측값이 정말 합리적인가에 대한 물음도 동시에 든다. 예를 들어, 한강 최상류에 위치한 강원도 지역 고랭지 채소밭이 본격적으로 조성된 시기가 1970년대라고 한다면 이미 최소 30년 이상 현재와 같은 토양유실이 발생했을 것이고, 그렇다면 현재 고랭지 채소밭의 토양층은 거의 다 사라져 지금과 같은 토

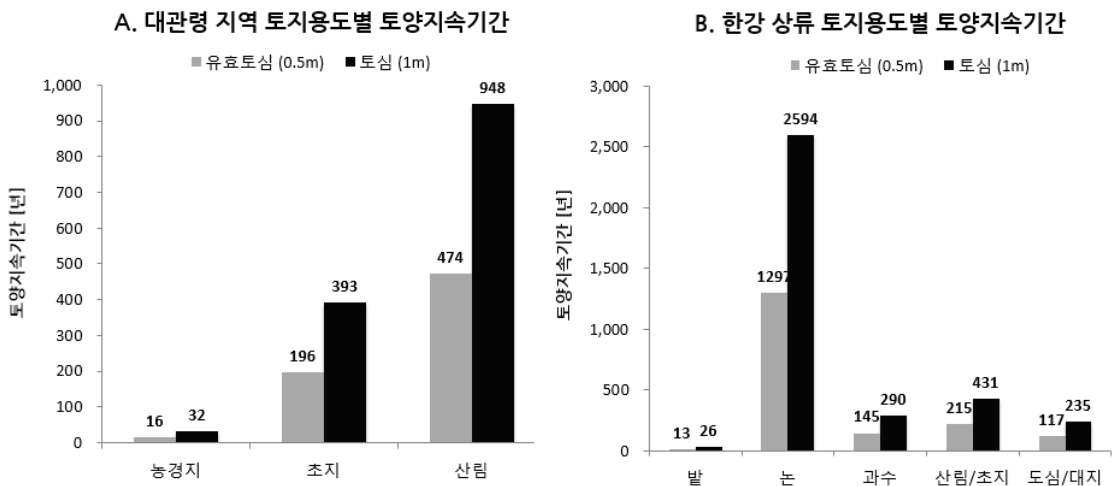


그림 8. 대관령 및 한강 상류 지역의 토지용도별 토양지속기간

지이용이 거의 불가능해야 한다. 그러나 고랭지 채소밭은 여전히 강원도 지역농가의 주요 수익원으로 매년 그 역할을 다하고 있다. 그러면 높은 토양유실에도 불구하고 30년 이상 유지되고 있는 토양은 무엇으로 설명할 수 있는가? 기존 연구의 토양유실률이 실제보다 과장된 것인가? 아니면 실제 토양생성률이 보고된 것보다 훨씬 높은 것인가?

사실 기존 연구의 토양유실률 값은 실제보다 과장되었을 가능성이 크다. 이는 이들 연구가 USLE 및 RUSLE 모형에 기반하여 토양유실률을 계산하였는데, 엄밀히 말하면 이들 예측값은 원 위치에서 이탈된 모든 토양을 가리킨다. 즉 이들 모형은 원 위치에서 유실된 토양이 유역 내에 재퇴적(또는 보전, retention)되는 것을 반영하지 못한다(Renard *et al.*, 1997). 만약 유실된 토양들이 사면 혹은 유역에 재퇴적되는 양까지 고려할 경우, 토양유실률 값은 분명히 감소할 것이고 이로 인해 앞서 구한 토양지속기간은 보다 연장될 수 있을 것이다.⁶⁾

한편 실제 토양생성률이 기존 연구의 예측값보다 훨씬 높을 가능성도 존재한다. 판 경계에 위치하여 식박률이 상대적으로 높은 뉴질랜드에서 토양생성률을 구한 최근 연구는(Larsen *et al.*, 2014), 토양생성률이 외부 침식률에 비례하여 증가하지만 이의 한계가 있다는 기존 가설(예, DiBiase *et al.*, 2010)을 거부하고 유역의 침식률이 클 경우 토양생성률도 이에 비례하여 계속 증가할 수 있음을 제안하였다. 이 가설은 비록 인위적인 영향에 의한 것일지라도 토양침식률이 커서 토양두께가 감소할 경우 이에 대응하여 토양생성률이 증가할 수 있음을 시사한다. 또한 조선 후기부터 산림이 황폐화되어 곳곳이 민둥산으로 되어있었던 포항 영일만 지역에서, 1970년대 중반 대규모로 진행된 사방사업으로 인해 표층 토양이 전혀 없었던 산 사면에서도 수 년만에 식생이 정착하고 지표에는 점차 토양이 발달한 사례도(홍성천, 1982), 토양이 실제 빠르게 생성될 수 있음을 시사한다.

하지만 영일지구 사방사업에는 2,241만매의 뗏장⁷⁾, 230만개의 돌, 313만톤의 객토, 2,410만본의 묘목, 그리고 연인원만 330만명이 동원되어 사업비로 당시 약 38억원(당시 근로자 1일 노임이 평균적으로 1천원

이므로 오늘날 1일 평균 노임 10만원으로 다시 계산하면 현재 가치로 약 3,800억원)이라는 천문학적 규모의 예산이 소요되었다(홍성천, 2009). 그리고 외관적으로는 녹지대로 발전하였으나 조림 후 20~25년이 지나면서 식재되었던 식생들이 급격한 성장감소를 보였으며(조현재, 2005), 토양의 물리적 성질은 어느 정도 개선되었으나 경제 수종을 식재할 만큼 발달하지는 못하였고 토양 양료 또한 임목의 생육에 충분하지 못한 것으로 조사되었다(허태철 등, 2009).

이상의 사례들을 종합하면, 토양유실률 예측 모형의 오류로 인해 토양유실률 값이 과대 추정되거나 또는 인류세 이래로 실제 토양생성률이 상승하였을 가능성을 완전히 배제할 수 없으며, 이로 인해 토양지속기간 예측값은 보다 연장될 수 있다. 하지만 앞서 살펴 보았듯이 토양유실이 심한 곳은 토양생성률의 60배에 달해 모형의 과대 추정 오류를 고려하더라도 압도적인 차이가 현재 발생하고 있다. 또한 인간의 엄청난 노력에도 불구하고, 물리적 성질뿐만 아니라 화학적 성질까지 생태계를 지탱할만한 토양으로 발달하는 데는 수십 년 이상의 시간이 걸리는 것도 확인하였다. 즉 토양생성률이 급격한 외부 변화에 빠르게 대응하여 증가하지 못하는 점도 분명한 것이다. 결국 이 같은 사실은 앞서 우리가 구한 토양지속기간이 연장되는 데도 한계가 있음을 의미한다.

2) 인간에 의한 토양생성과 새프롤라이트

그렇다면 집약적인 농경이 본격적으로 시작된 1970년대 이래 급격히 증가한 토양유실에도 불구하고 유지되고 있는 대하천 상류지역 농경지의 토양층은 어떻게 설명할 수 있는가? 이는 침식으로 인해 표토가 빠르게 제거되더라도, 인간은 다른 곳의 흙을 파다 옮겨놓고(客土) 농기계 등을 이용해 땅을 깊게 갈며(深耕) 다량의 퇴비를 투입하여 토양 내 유기물 함량을 증대시키는 방식으로 표층 토양 하부에 있는 미성숙토를 농경에 적합한 토양으로 끊임없이 개량해왔기 때문으로 생각된다. 그리고 이 같은 인간에 의한 토양화를 장시간 가능하게 한 것은, 토양층 아래 두껍게 존재하는 화강암 새프롤라이트, 일명 마사토가 한

반도에 널리 분포하기 때문에 판단된다. 화강암은 한반도의 주요 암석으로 이의 풍화층은 다른 암석과 달리 상당히 두꺼운 층으로 발달해 있는 것이 특징이다(권순식, 1996; 권동희, 2007).

두꺼운 새프롤라이트 위로 발농사가 오랫동안 이뤄진 대표적인 예가 강원도 평창군 도암면 일대이다. 이 지역은 새프롤라이트 상부로 토양발달이 조금밖에 진전되지 않은 인셉티졸(inceptisol) 목에 속하는 토양이 나타난다(신영규, 2004). 고랭지 채소의 수익이 증가하면서 이 지역에서는 웬만한 고도와 경사를 가진 사면까지도 농경지로 개간되어 이용되고 있다. 토양유실이 심한 농경지의 경우, 지력 보존 및 병충해 방지를 위해 인근의 마사(새프롤라이트)를 가져와 객토를 하는데, 마사의 수분 및 양분 보유력이 상대적으로 낮기 때문에 다량의 퇴비와 화학비료도 함께 투입하여 토양을 농경에 적합하도록 개량시킨다(신영규, 2004).

즉 농경에 필요한 양분을 다량으로 함유하고 있는 표층 토양이 빠르게 유실되어 왔지만, 인간은 막대한 비용과 노력을 들여 표층 하부에 있는 상대적으로 미성숙한 토양을 끊임없이 개량하여 토양을 유지해왔으며, 두꺼운 화강암 풍화층으로 인해 그 유지기간이 보다 길어질 수 있었던 것으로 판단된다. 하지만 새프롤라이트도 하부로 내려갈수록 물리적인 성질이 모암에 가까워지기 때문에 이를 농경에 적합한 토양으로 개량하는 비용은 급증할 것이고 이로 인해 현재와 같은 농경방식을 더 이상 유지해나가는 것이 힘들 것이다.

3) 과도한 토양유실로 인한 지형경관 변화

만약 과도한 토양유실로 인해 대하천 상류지역 농경지의 토양층이 감소하여 사라진다면 어떤 결과가 초래될까? 앞서 언급한 바와 같이 일차적으로 농업활동 자체가 불가능할 것이 분명하다. 그러나 더 심각한 것은 현재의 지형경관이 변화될 수 있으며 이를 원래의 상태로 복구하기는 상당히 힘들다는 점이다.

토양생성물과 침식물 간의 관계를 분석한 최근 연구들은, 일정한 범위 내에서는 토양생성물이 침식물

과 선형적인 비례관계를 보이지만 침식률이 이 범위($\sim 2[\text{mm yr}^{-1}]$)를 상회하는 경우 토양생성물이 더 이상 증가하지 않아 토양층은 점차 감소하고 결국에는 토양층 아래의 기반암이 노출되어 암석주도경관으로 전환된다고 본다(예, DiBiase *et al.*, 2010). 아직 범위의 상한에 대한 논쟁이 있지만(Heimsath *et al.*, 2012; Larsen *et al.*, 2014), 만약 이러한 주장이 사실이라면 현재의 토양유실률이 지속될 경우 토지이용이 집약적으로 이뤄지는 지역을 중심으로 토양층이 빠르게 사라지고 하부에 있던 미고결 암반 혹은 나지가 노출되어 암석주도경관이 부분적으로 나타날 수 있음을 예상할 수 있다.

이미 우리는 산림이 황폐화되어 국토의 산지 대부분이 나지 상태로 장기간 유지되어 온 것을 목격했다(손두식 등, 1999). 토양층이 유실되어 고결된 모암이 드러난 지점에서는 토양생성물이 현격히 낮아지기 때문에(Heimsath *et al.*, 1997) 암반이 노출된 나지 상태가 장기간 지속된다. 고결된 암반이 아닌 풍화층(또는 새프롤라이트)이 노출되어 토양생성물이 높은 지점이라 하더라도 유기물이 주변에서 유입되기 어려운 조건에서는 식생이 정착할 만한 토양으로 발달하는데 오랜 기간이 소요되며 이로 인해 이 곳 역시 나지 상태로 장기간 지속될 것이다. 결국 토양층이 한번 유실될 경우에는 지금의 토양경관으로 되돌아가기 어려우며 암석주도 지형경관이 장기간 지속될 가능성이 높다. 따라서 토양지속가능성을 최우선으로 하는 적극적인 토양유실관리가 이뤄지지 않을 경우 토지이용이 집약적인 곳을 중심으로 과거 황폐했던 사면을 다시 목격할 수 있다.

4) 토양지속가능성 측면에서의 정책 제안

2013년에 환경부가 발표한 표토보전 종합계획은 토양유실 문제를 비점 오염원 관리 차원이 아니라 표토 자체를 한번 유실되면 다시 회복할 수 없는 소중한 자원으로 간주하고 전국의 표토침식 현황 조사와 더불어 보다 체계적인 침식방지 기법들을 담고 있다(환경부, 2013). 이는 토양보전 개념을 처음으로 도입한 진일보한 토양유실 방지정책으로 판단된다. 하지만

계획의 세부 내용을 보면 과거 정책들이 제안했던 여러 방법들을 정리한 수준에 머물러 있는 것으로 판단된다.

이는 첫째 토양생성과정 및 생성물에 대한 모니터링 및 연구가 포함되지 않았으며 이로 인해 토지용도별로 허용 가능한 토양유실률의 기준조차 제시하지 못하기 때문이다. 우선 현 계획은 토양유실의 심각성을 OECD 토양침식 위험단계를 기준으로 설명하였다. 하지만 OECD가 제안한 토양침식 '보통' 단계도 대관령 고원 토양생성률에 비하면 최대 30배 정도 높은 값으로 토양지속성 측면에서 결코 안심할 수 있는 수치가 아니다. 즉 한반도의 기후 및 토양 조건이 반영된 기준이라고 보기 힘들다. 만약 한반도의 기후 및 토양 조건에서 토지용도별 토양생성률이 어느 정도 인지를 파악한다면, 현실적이면서도 지속 가능한 토양유실률 기준을 설정할 수 있을 것이다. 둘째 현 계획은 토양침식이 심각한 지역에 한해 표토유실 발생 시 토양복원을 실시한다고 명시되어 있지만 제시된 복원 공법들은 기존 정책들의 침식 방지 및 비점오염원 관리공법을 모아둔 것에 불과하다(예, 완충 식생대, 식생 발두렁, 침사지, 저류지 등). 엄밀한 의미에서 토양복원은 한 지점에서 유실된 토양을 다시 찾아서 이것을 유실된 곳에 복구하는 것이다. 따라서 정책은 침사지 혹은 저류지에 모인 유실된 토양을 어떻게 유실 지점에 복구할 것이며 이를 위해 다양한 이해 당사자가 어떻게 해야 하는지에 대한 구체적인 방안을 포함해야 한다. 하지만 현 계획에서는 이를 찾아볼 수가 없다.

와인 산업의 비중이 큰 프랑스에서도 토양유실 문제는 중요한 사회적 이슈이다. 와인의 주 원료인 포도의 재배지는 대체로 경사진 사면에 위치하고 있어서 우리의 고랭지 채소밭과 마찬가지로 유실되는 토양이 상당하다(Brenot *et al.*, 2006). 이로 인해 포도재배농가들도 토양 유실을 방지하기 위해 노력하고 있는데, 이를 위한 마음 가짐만은 우리와 상당히 다르다. 일례로 부르그뉴(Bourgogne) 포도재배농가들은 이 지역 토양이 최고급 품질의 와인을 만드는데 중요한 역할을 한다는 것을 잘 알고 있었다(개인 인터뷰). 따라서 여기서 유실되는 토양을 하나라도 잃지 않기

위해 개별 농가들 스스로 포도 재배지의 집수구에 적당한 규모의 저류조를 만들고 지표수에 의해 침식되어 저류조로 이동된 토양을 다시 원래의 밭으로 옮긴다(그림 9). 우리의 고랭지 채소밭 농가들도 토양유실로 인한 문제점을 잘 알고 있고 이것을 방지하려고 노력하지만, 토양이 유실될 경우 안타깝게도 주변 지역의 마사를 가져다가 복토하는데 그치고 만다. 주변에서 마사토를 손쉽게 구할 수 있을뿐더러 유실된 지역의 토양이 수확물의 맛과 영양에 어떠한 영향을 준다는 것이 알려져 있지 않기 때문에, 농가 입장에서는 농지면적을 줄여가면서까지 침사지를 만들고 이를 통해 유실된 토양을 번거롭게 복구한다는 것은 상상도 못할 일인 것이다. 하지만 이렇게 복토된 토양은 비록 물리적 성질은 유사할지 몰라도 화학적인 성질 등은 전혀 다르기 때문에 이를 농경에 적합한 토양으로 개량하기 위해서는 별도의 예산과 노력이 많이 필요할 수밖에 없다.

환경부를 비롯한 정부기관 및 연구소는 토양유실을 막는 공학적인 기법들보다 토지이용별로 토양생성 과정이 어떠한지 토양복구가 농작물의 맛과 영양에 미치는 영향에 대해 보다 연구하고 이를 지역 농가와 함께 나눌 수 있는 현실적인 방안을 보다 고민해야 한다. 이러한 기본적인 노력이 하나씩 진행될 경우, 개별 농가들이 자발적으로 자기 농경지의 토양이 유실되지 않도록 앞장 설 것이며 이의 효과는 기존의 여러 공학적인 방법들보다 효과적일 것으로 생각된다. 이는 대부분의 밭이 사면에 위치하여 집수면적이 상대적으로 작기 때문에 비교적 작은 규모의 침사지라도 토양유실을 효과적으로 방지할 수 있기 때문이다. 개별 농가들이 경작지의 유실된 토양을 스스로 복구하도록 유도하는 것은 지속 가능한 토양 및 농경을 위한 근원적이면서도 경제적인 해법이 될 것이다.

5. 결론 및 제언

본 연구는 우주선유발 동위원소를 이용하여 토양생성률을 정량화하는 기법을 소개하고, 지질시간 토



그림 9. 프랑스 부르고뉴 지역 개인 농가의 포도 재배지 및 토양 유실 방지 저류지

포도밭의 가장 말단에는 지표 유출에 의해 유실되는 토양을 걸러내는 저류지가 있으며 여기에 퇴적된 유실 토양이 복토 하는데 그대로 이용됨.

양생성률 자료를 통해 인류세 이후, 특히 20세기 이후의 토양유실률이 인류세 이전의 토양생성률에 비해 어느 정도 차이가 나는지를 살피며, 마지막으로 토지이용도별로 토양지속기간이 어느 정도인지를 예측해보았다. 연구 결과 대관령 지역에서 구한 인류세 이전 토양생성률은 평균 $0.05[\text{mm yr}^{-1}]$ 로 나타났으며 당시의 토양유실률과는 큰 차이를 보이지 않았다. 하지만 20세기 이후 토양유실률은 급격히 증가하였으며 토지이용이 집약적으로 이뤄지는 농경지의 경우 토양유실율이 토양생성률에 비해 60배나 많았다. 이로 인해 유실된 토양의 재퇴적이 거의 없는 대하천 상류지역 농경지의 표토는 불과 수십 년 이내에 사라질 것으로 전망되었다. 하지만 표토의 유실에도 불구하고 농경지가 오랫동안 유지된 이유는 인간이 막대한 비용과 노력으로 토양 아래의 풍화층을 토양으로 끊임없이 개량해왔기 때문으로 추정된다. 그러나 현재와 같은 토양유실이 계속 진행된다면 농경비용이 더욱 상승하여 현재의 농경이 유지되기 어려울 뿐만 아니라, 과도한 토양유실로 인해 하부의 풍화층까지 제거될

경우에는 현재의 토양피복경관이 암석이 노출된 지형경관으로 전환되며 이전 상태로의 복원은 더욱 힘들 것이다. 따라서 무엇보다 토양보전을 중심으로 한 토양유실 방지정책이 수립되어야 하며, 구체적으로 토양생성과정 및 토양생성률 조사와 더불어 토양복원이 지역 농산물에 미치는 영향에 대한 연구까지 정책에 포함되어야 할 것으로 판단된다.

끝으로 본 연구는 대관령 고원이라는 특정 지역의 토양생성률 결과에만 전적으로 의존하여 대관령 지역, 한강 상류, 나아가 대하천 상류지역의 토양지속가능성을 전망했다는 한계점이 존재한다. 물론 대관령 지역이 인류세 이래로의 훼손 가능성이 남한 내에서 가장 적은 지역 중의 하나이기 때문에, 우주선유발 동위원소로 추정한 토양생성률이 인류세 이전의 평균 토양생성률을 가리킬 가능성이 높다. 하지만 이를 기초로 국토 단위의 지속가능성을 일반화해서 언급하기에는 명백한 한계가 있다. 따라서 이같은 한계를 극복하기 위해서는 추후 공간적으로 보다 다양한 지역에서 토양생성률을 정량화하는 후속 연구가 필요

할 것으로 판단되며, 이런 성과들이 모인다면 궁극적으로 국토 단위의 토양경관 지속가능성에 대해 언급할 수도 있을 것이다.

사사

본 논문을 심사해주신 심사위원분들의 노고에 진심으로 감사드립니다. 건설적이고 날카로운 의견들 때문에 부족한 원고의 내용을 많이 개선시킬 수 있었습니다. 이 논문은 2012년 정부(교육부)의 재원으로 한국연구재단의 지원을 받아 수행된 연구입니다 (NRF-2012S1A5B5A01025420).

주

- 1) OECD(2001)는 토양 유실이 농업 생산성을 위협하는 중요 요인으로 간주하고 유수에 의한 토양 유실 위험 정도를 5 단계로 구분하였다. 이에 따르면 0-5[Mg ha⁻¹ yr⁻¹]는 '허용 가능한(tolerable)', 5-10[Mg ha⁻¹ yr⁻¹]은 '낮은(low)', 11-21[Mg ha⁻¹ yr⁻¹]은 '보통의(moderate)', 22-33[Mg ha⁻¹ yr⁻¹]은 '높은(high)', 33[Mg ha⁻¹ yr⁻¹]보다 높으면 '심각한(severe)' 단계이다.
- 2) 엄밀히 말하면 이 연구에서의 토양생성률은 토양유실이 발생하기만 하고 상류로부터 유실된 토양이 다시 퇴적되지 않는 산지 사면에 한정된다. 즉 하천이 범람하여 형성된 퇴적층에서의 토양 생성과는 거리가 멀다.
- 3) 현장에서 시료를 채취하고 이를 전처리하여 우주선유발 동위원소의 양을 구하는 일련의 과정을 자세히 알고 싶은 독자는 성영배·유병용(2014)을 참고하면 좋을 것이다.
- 4) 삼양목장 개발의 실무를 담당한 이들은 개발 이전의 대관령 고원에 대하여 다음과 같이 기술하였다. "강원도 평창군 도암면 횡계리 산1-107번지. 횡계에서 북방 8킬로미터 지점 일대, 횡계마을에서 대대로 살아온 사람도 밭을 들여 놓지 못한 천연원시림의 관목지대를 헤치고 올라가면 깊숙한 산중 골짜기에 속칭 천연암이라는 그다지 넓지 않은 분지가 있다. 목장후보지 물색 과정에서부터 창업 초 현장개척의 실무주역을 맡았던 ... 상무가 직원 1명을 데리고 이곳에 남아 있던 마지막 화전민의 토막집 방 한 칸을 빌려 자리를 잡고 기거하면서 인부 20명을 확보하여 개발을 시작한 것이 ... 개발의 공식출발일이었다."(삼양식품삼십년

사 편집위원회, 1991: 225-226) 이처럼 개발 이전의 대관령 고원은 높은 고도에 위치하고 혹독하고 긴 겨울이 나타나며 지리적으로 가장 외딴 곳에 위치하고 있어, 인근 지역 주민들도 접근하기 쉽지 않았으며 정착했던 화전민의 수도 또한 적었다. 이를 비추어볼 때 화전민에 의한 영향이 상당히 제한적이었던 것으로 판단된다.

- 5) 토양의 밀도를 1.24[g cm⁻³]로 가정하고 변환하였다.
- 6) 보전을까지 고려하여 기존 연구결과들의 토양유실률을 재산정하고 이를 토대로 토양지속기간을 엄밀히 구하는 것은 본 연구의 범위를 벗어나는 것으로 판단되어 수행하지 않았다.
- 7) 흙이 붙어 있는 상태로 뿌리째 떠낸 잔디 조각.

참고문헌

강원지방기상청 보도자료, 2010, "강원도 첫 서리, 첫 얼음 현황," 강원지방기상청.

권동희, 2007, "한국의 화강암 풍화지형 연구 성과와 과제," 한국지형학회지, 14, 21-31.

권순식, 1996, "화강암 풍화층 단면의 특징," 청주지리, 11, 1-11.

권영아, 2006, "최근 한국의 서리 현상의 공간 분포와 시계열 변화 경향," 대한지리학회지, 41, 361-372.

권태환·신용하, 1977, "조선왕조시대 인구추정에 관한 일시론," 동아문화, 289-330.

기근도, 2002, "소항병산 일대의 주빙하 환경," 한국지형학회지, 9, 45-59.

김종연, 2005, "우주 기원 원소를 이용한 한국 지형 연구의 가능성과 전망," 한국지형학회지, 12, 117-132.

박찬원·손연규·장용선·홍석영·현병근·송관철·하상건·문용희, 2010, "분포형 토양침식지도를 이용한 한강상류지역 토양유실 위험성 평가," 한국토양비료학회지, 43, 828-836.

삼양식품삼십년사 편집위원회, 1991, 삼양식품 삼십년사, 삼양식품.

성영배·유병용, 2014, "우주선유발 동위원소를 이용한 지표면의 연대측정: 국내 사례를 중심으로," 암석학회지, 23, 261-272.

손두식·이현호·박상준·조재규, 1999, "지질이 경북 산림 황폐에 미친 영향," 한국환경보존기술학회지, 2, 1-8.

- 신민정, 2011, “한국 정부의 화전정리사업 전개과정과 화전민의 실태(1965-1979년),” *경제사학*, 50, 69-103.
- 신영규, 2004, “대관령 지역의 산림 소유역과 농경지 소유역의 수질 비교,” *대한지리학회지*, 39, 544-561.
- 신영규 · 김종욱, 2004, “대관령 지역의 토지이용이 오염물 유출 부하량에 미치는 영향 -USLE계열 모형 및 CN법의 적용-,” *한국지형학회지*, 11, 91-104.
- 이기봉 · 배재수, 2007, “1970년대 화전정리사업의 성공요인,” *한국임학회지*, 96, 325-337.
- 이상영, 1992, “대관령 주변 산지 기온 · 강수량의 고도별 변화,” *한국지형학회 발표문*.
- 이우연, 2003, “18 · 19세기 산림황폐화와 농업생산성,” *경제사학*, 34, 31-57.
- 이준선, 1989, “한국 수전농업의 지역적 전개과정,” *지리교육논집*, 22, 45-68.
- 이영구 · 이호철, 1987, “조선시대의 인구규모계획(Ⅰ),” *경역사학*, 2, 183-210.
- 이영구 · 이호철, 1988, “조선시대의 인구규모추계(Ⅱ),” *경역사학*, 3, 137-185.
- 정영상 · 신제성 · 신용화, 1976a, “야산개발지의 토양침식에 관하여,” *한국토양비료학회지*, 9, 9-16.
- 정영상 · 신제성 · 신용화, 1976b, “경사지 토양의 침식성 인자에 관하여,” *한국토양비료학회지*, 9, 107-113.
- 조상순 · 이상해, 2012, “승례문 지반 높이 변천과 홍예비례,” *건축역사연구*, 21, 71-79.
- 조현제, 2005, “영일사방사업지 산림식생의 구성적 특성과 천이경향,” *한국임학회지*, 94, 453-461.
- 최영준, 1997, *국토와 민족생활사*, 한길사.
- 최용범 · 임정은 · 정영상 · 이상수 · 옥용식, 2012, “고랭지밭의 토양유실 특성 및 토양유실 방지를 위한 최적영농관리방안: PAM 및 Biopolymer의 적용가능성 평가,” *강원 농업생명환경연구*, 24, 30-39.
- 허태철 · 주성현 · 조현제, 2009, “영일사방사업지의 임분별 토양특성 비교분석,” *한국임학회지*, 98, 444-450.
- 홍성천, 1982, “영일사방사업지의 삼림생태학적 연구,” *한국임학회지*, 58, 41-47.
- 홍성천, 2009, “산림분야 녹색성장의 발상지 영일지구 사방사업,” *녹색소리*, 겨울호, 26-29.
- 환경부 토양지하수과, 2013, *유한한 자원인 표토(表土)의 예방적 관리를 위한 표토 보전 종합 계획(13~17)*, 환경부.
- Ahnert, F., 1976, Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model of landform development, *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 25, 29-49.
- Bierman, P.R., 1994, Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective, *Journal of Geophysical Research*, 99, 13885-13896.
- Bierman, P. and Steig, E.J., 1996, Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediment, *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 125-139.
- Birkeland, P.W., 1999, *Soils and geomorphology* (third edition), Oxford University Press.
- Bockheim, J.G., 1980, Solution and use of chronofunctions in studying soil development, *Geoderma*, 24, 71-85.
- Brenot, J., Quiquerez, A., Petit, C., Garcia, J.-P., Davy, P., 2006, Soil erosion rates in Burgundian vineyards, *Bollettino della Società Geologica Italiana*, Volume speciale, 169-173.
- Byun, J., Heimsath, A.M., Seong, Y.B., Lee, S.Y., in press, Erosion of a high-altitude, low-relief area on the Korean Peninsula: Implications for its development processes and evolution, *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Carson, M.A. and Kirkby, M.J., 1972, *Hillslope form and process*, Cambridge University Press.
- Cockburn, H.A.P. and Summerfield, M.A., 2004, Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis, *Progress in Physical Geography*, 28, 1-42.
- DiBiase, R.A., Whipple, K.X., Heimsath, A.M., Ouimet, W.B., 2010, Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA, *Earth and Planetary Science Letters*, 289, 134-144.
- Gabet, E.J., Reichman, O.J., Seabloom, E.W., 2003, The effects of bioturbation on soil processes and sediment transport, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31, 249-273.
- Gilbert, G., 1877, *Report on the Geology of the Henry Moun-*

- tains*, Government Printing Office.
- Gosse, J.C. and Phillips, F.M., 2001, Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: Theory and application, *Quaternary Science Reviews*, 20, 1475-1560.
- Granger, D.E., Kirchner, J.W., Finkel, R., 1996, Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment, *Journal of Geology*, 104, 249-257.
- Heimsath, A.M., DiBiase, R.A., Whipple, K.X., 2012, Soil production limits and the transition to bedrock-dominated landscapes, *Nature Geoscience*, 5, 210-214.
- Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C., 1997, The soil production function and landscape equilibrium, *Nature*, 388, 358-361.
- Heimsath, A.M., E. Dietrich, W., Nishiizumi, K., Finkel, R.C., 1999, Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth, *Geomorphology*, 27, 151-172.
- Heimsath, A.M., 2006, Eroding the land: Steady-state and stochastic rates and processes through a cosmogenic lens, *Geological Society of America Special Papers*, 415, 111-129.
- Hooke, R.L., 2000, On the history of humans as geomorphic agents, *Geology*, 28, 843-846.
- Hole, F.D., 1961, A classification of pedoturbations and some other processes and factors of soil formation in relation to isotropism and anisotropism, *Soil Science*, 91, 375-377.
- Jenny, H., 1941, *Factors of soil formation*, McGraw-Hill, New York.
- Johnson, D.L., Watson-Stegner, D., 1987, Evolution model of pedogenesis, *Soil Science*, 143, 349-366.
- Lal, D., 1991, Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models, *Earth & Planetary Science Letters*, 104, 424-439.
- Larsen, I.J., Almond, P.C., Eger, A., Stone, J.O., Montgomery, D.R., Malcolm, B., 2014, Rapid Soil Production and Weathering in the Southern Alps, New Zealand, *Science*, 343, 637-640.
- Montgomery, D.R., 2007, Soil erosion and agricultural sustainability, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104, 13268-13272.
- OECD, 2001, *Environmental indicators for agriculture, Methods and Results Volume 3*, OECD.
- Park, S., Oh, C., Jeon, S., Jung, H., Choi, C., 2011, Soil erosion risk in Korean watersheds, assessed using the revised universal soil loss equation, *Journal of Hydrology*, 399, 263-273.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K., Yoder, D.C., 1997, *Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*, US department of agriculture, Agriculture handbook No. 703.
- von Blanckenburg, F., 2006, The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment, *Earth and Planetary Science Letters*, 242, 224-239.
- Zalasiewicz, J., Williams, M., Haywood, A., Ellis, M., 2011, The Anthropocene: a new epoch of geological time?, *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 369, 835-841. doi:10.1098/rsta.2010.0339.
- e-나라지표, <http://www.index.go.kr>.
- 교신: 변종민, 136-713, 서울시 성북구 안암로 145, 고려대학교 건축사회환경공학부 BK21 Plus 건설인재양성사업단(이메일: cyberzen.byun@gmail.com)
- Correspondence: Jongmin Byun, School of Civil, Environmental, and Architectural Engineering, and BK21 Plus Innovative Leaders for Creating Future Value in Civil Engineering, Korea University, 145 Anamro, Seongbuk-gu, Seoul 136-713, Korea (e-mail: cyberzen.byun@gmail.com)

최초투고일 2015. 1. 21

수정일 2015. 4. 12

최종접수일 2015. 4. 13