

현장 강우계측을 통한 편마암 풍화토층의 침투특성 평가

김만일¹ · 채병곤^{1*} · 한병원²

¹한국지질자원연구원 지구환경연구본부, ²(주)바이텍 코리아 계측사업부

Evaluation of Infiltration Characteristics of Rainfall in Gneiss Weathered Soil by a Field Monitoring

Man-Il Kim¹, Byung-Gon Chae^{1*}, and Byung-Won Han²

¹Geologic Environment Division, Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources

²Civil Engineering Headquarters, Baytech Korea Co.

강우에 의한 풍화토층의 침투 특성은 함수비 변화에 따른 침윤선 거동으로부터 파악이 가능하다. 토층내 침투수에 의한 침윤선 형성은 흙매질의 밀도와 입도분포 특성 및 투수계수와도 밀접한 관계를 갖고 있으며, 침윤선의 침투속도는 토층의 투수계수와 거의 동일한 개념으로 볼 수 있다. 이 연구에서는 편마암 분포지역의 산사태 현장모니터링 시스템을 이용하여 표토층을 기준으로 50 cm 및 80 cm 깊이에 대한 토층내 체적함수비 변화로부터 각각의 침투속도를 현장 스케일에서 산정하였으며, 이 지역 토층의 불교란 시료를 채취한 후 실내시험을 통해 구한 투수계수와 비교하였다. 불교란 시료의 투수계수는 3.15×10^{-3} cm/sec이며, 체적함수비 변화로 계산된 침투속도는 평균 1.87×10^{-3} cm/sec로써 두 배 가량 낮게 나타났다. 그 이유는 현장에서의 침투속도는 매질의 공극과 입도분포에 민감하게 영향을 받기 때문에 실내시험을 통해 산정된 값보다는 다소 낮은 값을 갖기 때문으로 판단된다. 표토층의 체적함수비 및 침투속도에 영향을 미치는 강우강도는 산악 지형을 고려해 볼 때, 일평균 20 mm 이상의 강우가 발생하였을 경우에 토층의 침윤선 범위를 확대시키는 것으로 나타났다.

주요어 : 강우, 함수비 변화, 침윤선, 침투속도, 현장모니터링

It is possible to understand rainfall infiltration characteristics by identification of wetting front in the soil. The wetting front by rainfall infiltration has close relationships among soil density, grain size distribution, and permeability coefficient in the soil. The infiltration velocity is a similar concept of permeability coefficient in the soil. In this study, infiltration velocity of rainfall was calculated by a field monitoring of volumetric water contents at the depths of 50 cm and 80 cm below the surface in the gneiss weathered soil. The calculated field infiltration velocity was compared with a permeability coefficient by a laboratory soil test using undisturbed soil samples in the study area. The permeability coefficient of the soil sample is 3.15×10^{-3} cm/sec, while the field infiltration velocity is 1.87×10^{-3} cm/sec. It is interpreted that the lower infiltration velocity is induced by complicate condition of porosity and grain size distribution of soil in the field. The rainfall intensity which influences on the volumetric water content and infiltration velocity is more than 20 mm/day resulting in expansion of wetting front in the soil.

Key words : rainfall, changes of water contents, wetting front, infiltration velocity, field monitoring

서 론

국내 자연재해 발생 양상을 계절별로 구분하면 하절기인 7월에서 9월중에 집중 강우로 인해 토석류 산사태

와 같은 급경사지재해의 발생으로 시설물 및 인명피해가 급증하는 것으로 보고되어 있다(국립방재연구소, 1999). 하절기에 발생하는 토석류 산사태는 대상지역의 지형 및 지질 특성에 크게 지배받기 때문에 대부분 표

*Corresponding author: bgchae@kigam.re.kr

토층을 통한 침윤선 분포 깊이 변화에 따라 파괴가 주로 발생한다(Abramson *et al.*, 1996; Sun *et al.*, 1998; 이승래 외, 2006). 이들의 연구에 의하면 급경사지 재해를 지배하는 요인으로써, 침투수에 의한 함수비와 간극수압 변화 및 전단강도와 전단응력 등이 주요한 물성치로 작용하며, 외부의 강우강도 및 누적강우량에 의해 직접적인 영향을 받는다. 표토층 내에서 강우에 의한 침투수 거동은 불포화토의 공극을 통해 침윤선의 이동이 이루어지며, 이를 통해 흙의 간극수압 상승, 함수비 상승, 토층의 전단강도 약화 등이 발생되며, 토층 포화 시에는 표토층의 침식과 파이핑 현상에 따른 표층부의 국부적인 쇄굴 내지 파괴로 진행되어 최종적으로 지반의 안정성을 저하시킨다(Kim *et al.*, 2004; 이강일 외, 2006; 김만일과 Makoto Nishigaki, 2006; 2007).

급경사지재해에 취약한 산악지형은 대부분 원암의 풍화특성 및 지형적 강우 특성에 따라 토석류 산사태 등과 같은 사면파괴가 지배적이다. 토석류 산사태는 산지에서 얇은 토층파괴 형태로 시작하여, 사면 또는 계곡 하부로 내려오면서 이동경로 주변에 분포하는 다량의 토사와 암괴를 포함한 토석류 형태로 바뀐다. 산악지형에서 토석류 산사태의 발생 원인은 대부분 강우의 발생 유무에 따라 좌우되기 때문에 강우 특성과 토층의 함수비 변화를 파악하는 것은 매우 중요하다. 이에 본 연구에서는 현장 강우계측을 통해 풍화토층 내 체적함수비의 변화 양상을 파악함으로써 토석류 산사태의 발생 메커니즘 분석과 침윤선 변화로부터 침투속도를 파악하였다. 이를 위해 산지에 적합한 계측장비의 선정 및 설치

위치의 적합성 등도 함께 검토하였다.

연구방법 및 계측장치

연구지역은 2006년도 집중강우에 의해 다수의 토석류 산사태가 발생된 강원도 인제읍 덕산리 지역을 대상으로 하였다. 이 지역은 2006년 7월에 집중 강우로 인해 해발 약 600 m 지점에서 1차 산사태가 발생한 후 해발 약 550 m부터 형성된 계곡부를 따라 토사와 암괴를 포함한 토석류가 2차로 발생하여 계곡부를 따라 하부로 진행하였다.

연구지점은 해발 400 m에서 450 m 내외의 계곡부를 대상으로 하였으며, 이미 2007년에 토석류 산사태 방호 시설이 설치된 지역이다. 계곡부의 특징은 2006년 당시 토석류 산사태로 인해 다량의 전석이 계곡부를 메워 놓았으며, 계곡부 측면 풍화토층은 20~30 cm 정도의 깊이로 풍화토와 직경 2~10 cm 가량의 암편으로 이루어져 있다. 특히, 계곡부 최상부에는 풍화토층이 약 3 m 이상의 두께로 형성되어 있어 잠재적인 토석류 발생 가능성을 내포하고 있다.

Fig. 1은 본 연구지역의 위치 및 계측장치의 설치 지점이다. 토석류 산사태 거동을 파악하기 위해 계측장치는 토석류 거동센서, 토석류 감지센서, 함수비 측정센서, 강우계를 연구 대상지역에 설치하였다. 각 측정센서는 무선통신이 가능하도록 RF 로거를 측정센서와 직접 연결하여 함께 설치하였으며, 이들 지반물성 측정값들은 강우계와 함께 설치된 메인로거를 통해 실시간으로 전

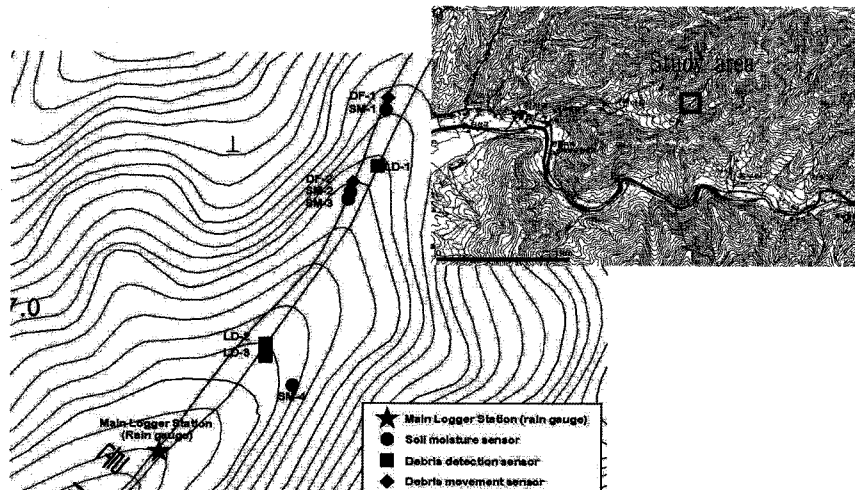


Fig. 1. Installation positions of field measurement sensors in the study area.

송반도록 설치하였다. 현장의 실시간 계측치를 원격으로 전송 및 제어하기 위해 메인로거에 CDMA 방식의 통신장치를 설치하여 원격 관리가 가능하도록 하였다. 현재 각 측정센서의 측정시간은 1시간 간격으로 설정하였으며, 토석류 산사태와 관련된 환경의 변화가 인지될 경우에는 원격으로 측정센서의 측정시간 간격 등을 변경할 수 있다(한국지질자원연구원, 2008).

현장에 설치된 주요 계측장치는 다음과 같은 방법으로 설치하였다. 토석류 감지센서는 시범설치 지역의 계곡부 토석류 흐름을 감지할 수 있도록 계곡부 양단을 가로지르도록 와이어식 감지센서를 설치하였다. 토석류 거동센서는 토사층과 암반층의 경계부 거동을 관측하고, 함수비 측정센서는 계곡부와 측면부 토층에 각 50 cm와 80 cm 깊이로 매설하였다. 토석류 발생시 지반진동을 측정하여 토석류 산사태의 발생 상태를 확인하는 지오폰을 함께 설치하였다. 강우계는 메인로거와 일체형으로써 각 측정센서의 측정치를 실시간 무선통신방식으로 메인로거에 자동 저장하며, 모니터링 관리시스템에서는 CDMA 방식으로 메인로거에 저장된 계측치를 주기적으로 전송받아 자료의 분석 및 저장이 가능하도록 설계되었다. 이러한 측정결과는 인터넷으로 사용자가 직접 실시간으로 확인할 수 있으며, 측정치의 경보 기준도 함께 설정할 수 있다. 또한, 모니터링 현장을 실시간으로 확인할 수 있도록 웹카메라를 설치하여 인터넷으로 확인 및 관리가 가능하다(한국지질자원연구원, 2008).

연구결과

토질특성

강원도 인제지역은 전반적으로 대보화강암과 호상편마암이 우세하며, 지표에 노출된 원암의 풍화 형태도 조립질 모래, 세립질의 실트와 점토 및 암편 등이 지배적이다. 이들은 불투수층인 모암까지 약 30~50 cm의 두께로 불포화층인 표토층을 형성하고 있다. 크고 작은 암편 등을 다량 함유하고 있어 본 지역의 표토층에 대한 공극률은 약 0.512로 매우 느슨한 상태를 보여준다. Table 1은 조사지역의 토질 물성치이며, Fig. 2는 편마암 풍화토의 입도분포곡선을 나타낸 것이다. 초기 함수비가 13.02%로 자연 함수비와 비교해 비교적 높은 값을 보이고 있는데, 이는 조사 당시 강설로 인해 높은 함수비를 갖는 것으로 판단된다. 또한, 통일분류법에 의한 토층분류에서 SW-SC로 실트에 비해 점토성분을 많이 함유한 사질토 지반으로 분류되었다(한국지질자원연구원, 2008).

Table 1. Physical property of the weathered soil in the study area.

Weathered gneiss soil	
Specific gravity, Gs	2.69
Water content, w (%)	13.02
Void ratio, e	1.05
Porosity, n (%)	51.2
Coefficient of permeability, k (cm/sec)	3.15×10^{-3}

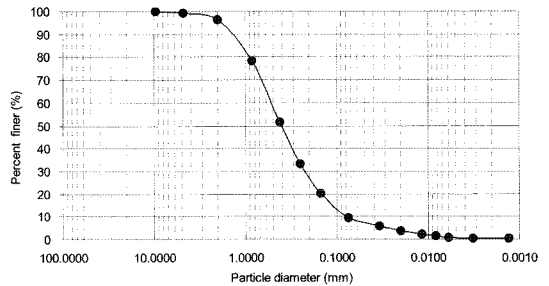


Fig. 2. Grain size distribution curve of the weathered soil in the study area.

현장 강우특성 변화

연구대상 지역에 설치된 강우계는 메인로거에 일체형으로 부착되어 있다. 측정방식은 중력식이며 최소 측정단위가 0.2 mm로 카운팅 수에 따라 측정지점에서 강우량이 계산된다. 본 강우량계의 설치지점은 계측기의 무선통신 가능 거리인 계곡부에 위치해 있다. 즉, 계곡부를 따라 상부에서 하부로 개방된 형태를 보이지만, 측면부는 다소 막혀 있는 형태를 보이는 “U”자 지형이다. 따라서 강우의 형태가 평탄한 지역과 비교해 지형적 영향을 받을 수 있을 것으로 판단된다.

이와 같은 지형적 특성을 고려하여 동일 기간 내 강우특성을 비교하기 위해, 강원도 인제읍에 소재한 인제관측소의 강우량 자료와 본 현장에서 측정된 강우량 자료를 비교 검토하였다. Fig. 3은 2008년 1월부터 8월까지의 강우자료를 비교한 것으로 동절기와 하절기 자료를 모두 포함하는 지역적 강설과 강우 형태를 보여준다.

인제관측소 자료에서는 동절기인 1월에서 5월까지의 강설량에 따른 영향을 보여주고 있으며, 하절기인 6월에서 8월로 갈수록 집중강우가 발생한 것을 알 수 있다. 현장에 설치된 강우계에서 관측된 결과는 인제관측소의 결과와는 다소 차이가 있는 것으로 나타났다. 인제관측소의 강우자료와 비교해 보면, 현장에서의 관측치가 동절기 기간 동안 약 2~3배 정도 높은 것으로 나타났다.

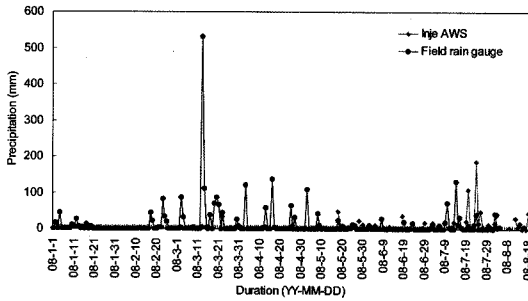
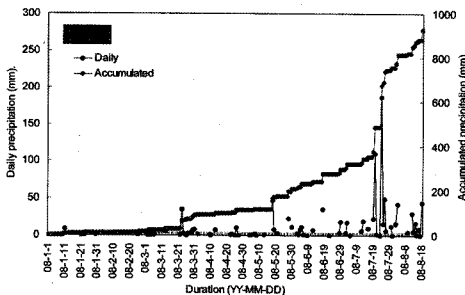


Fig. 3. Comparison of daily precipitation data measured by Inje AWS and the field rain gauge from January to August 2008.

특히, 3월 18일의 현장 강우자료를 보면 약 531 mm 정도로 계속되었는데, 이는 강설에 의한 영향으로 보인다.

Fig. 4는 일강우량과 누적강우량의 관계를 나타낸 것이다. 하절기인 경우 현장 강우량 계속결과에서는 7월 20일 72.4 mm, 7월 24일 131.6 mm로 인제관측소에서 계속된 결과보다 약 40~50 mm 가량 작은 값을 보이고 있다. 이러한 강우특성은 관측장치의 설치 위치와 지형에 영향을 받는 것으로 판단된다. 인제관측소와 현장 설치 강우량계의 관측자료에 대한 누적강우량을 비교해 보면, 인제관측소의 관측치는 8월 18일 현재 약 925.9 mm 이지만, 현장 강우량계의 관측치는 8월 14일 현재 약 2,602 mm로 약 3배 가량 높게 나타났다. 이를 월별 계속결과와 비교해 보면, 태풍이나 집중강우가 발생하는 시기 이전인 1월부터 5월 사이의 강설에 의한 강우량 관측치가 누적되어 나타났기 때문인 것으로 판단된다.

누적강우량에 영향을 미치는 요인은 동절기 강설량이다. 본 연구지역의 경우, 동절기인 1월부터 5월 사이 강설에 의한 누적강우량의 차이가 평지에서 측정된 계속치보다 약 9배 이상 높게 나타났다(Fig. 5). 이에 반해



(a) Precipitation data measured by the automatic weather station (AWS) at Inje area.

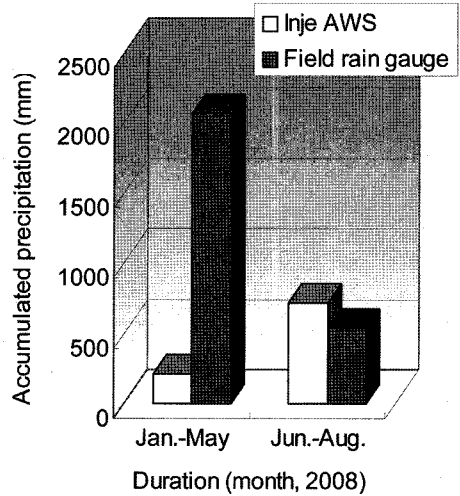


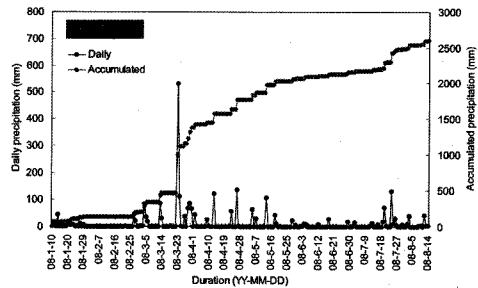
Fig. 5. Comparison of accumulated precipitation considered with the seasonal effects.

하절기인 6월부터 8월 사이의 누적강우량은 평지보다는 산악지형에서 낮게 계속되었다.

국내 산사태의 발생 시기는 집중강우가 발생하는 하절기인 것을 고려해 볼 때, 동절기의 강설 영향은 일시적인 지질 매질의 함수비를 상승시키는 요인으로만 작용될 것으로 판단된다. 그러나, 하절기 집중강우는 평지보다 산악 계곡부에서 산지 경사면을 따라 집중적으로 집수되기 때문에 매질의 함수비 및 포화도가 급격한 상승을 반복한다. 이는 최종적으로 산악 계곡부 사면의 안정성을 저하시켜 토석류 산사태 등의 발생 가능성을 높이는 역할을 하게 된다.

토양 함수특성 변화

연구지역 계곡의 측면부를 따라 상부, 중부, 하부에



(b) Precipitation data measured by the field rain gauge at study area

Fig. 4. Daily and accumulated precipitations in the study area.

깊이 50 cm와 80 cm 지점에 4개의 체적함수비 센서가 Fig. 6과 같이 설치하였으며, 각 측정센서에서 측정된 체적함수비 변화결과를 Fig. 7에 나타내었다. 표층 하부 50 cm 지점에 설치된 SM-3의 경우, 2월 24일부터 2월 27일까지 메인로거와의 통신 장애로 인해 함수비 측정 장치를 교체하였다. 교체 과정에서 설치공 내로 주변의 눈이 유입되어 체적함수비의 측정치가 급격히 상승하였다. 또한, 체적함수비 측정이 원활하지 않을 경우에 체적함수비센서의 RF 로거와 메인로거와의 통신 장애로 인해 측정치가 전송되지 않고 결측된 부분도 있다 계곡 부 하부에 설치된 SM-4의 경우, 7월 30일부터 계측치의 에러가 발생하였으며, 이를 교체할 예정이다.

전반적으로 체적함수비의 변화는 강우가 발생되고 난 후부터 체적함수비가 급격히 증가하는 것으로 나타났으며, 강우 종료 후 비강우시부터는 점진적으로 체적함수비의 감소를 확인할 수 있다. 이에 반해 강설에 의한 표층부의 체적함수비 변화는 기온 변화에 영향을 많이 받는 것으로 나타났다. 즉, 동절기 영하의 기온에 쌓여 있던 눈이 기온 상승에 의해 녹아내려 표층부로 침투하는 경향성을 깊이별 체적함수비 변화로부터 충분히 파악할 수 있다. 또한, Fig. 7에서와 같이 표층부의 체적함수비 상승에 영향을 주는 요인은 하절기에 발생하는 지역적인 집중강우와 반복강우이다. 이로 인해 체적함수비는 최대 30% 이상의 고풍수 조건을 강우발생 시점부터 지속적으로 유지하고 있어 대상 매질의 안정성을 저하시키는 물리적 요인으로 작용함을 알 수 있다.

토 의

강우량과 함수 특성

연구지역에서 강우에 의한 직접적인 영향은 표토층을 형성하고 있는 풍화토의 체적함수비 변화이다. 일반적으로 강우는 표토층의 표면을 통한 표층수와 표토층 내부의 침투수의 형태로 나타난다. 표토가 불포화상태로 지속적으로 존재할 경우, 표토층으로 침투수가 발생하여 침윤선 형성을 통해 체적함수비가 점진적으로 증가한다. 표토층에서의 체적함수비 증가는 토층의 표면부가 점진적으로 포화상태로 변함을 의미하기 때문에 포화상태에서는 강우의 침투는 더 이상 발생하지 않고 표토층 표면부를 따라 표층수가 발생된다(Chen *et al.*, 2005; 김만일 외, 2008). 결과적으로 집중강우는 표층부의 과잉포화상태를 빠르게 만들기 때문에 침투수보다는 표층부에서 표층수가 발생하여 유실의 발생 가능성이 높다. 이

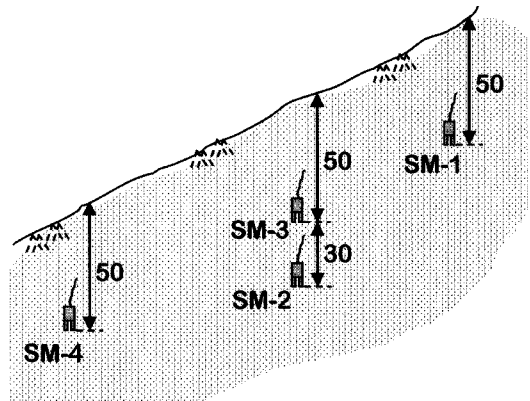


Fig. 6. Cross section of installation depths of soil moisture sensors in the study area (unit: cm).

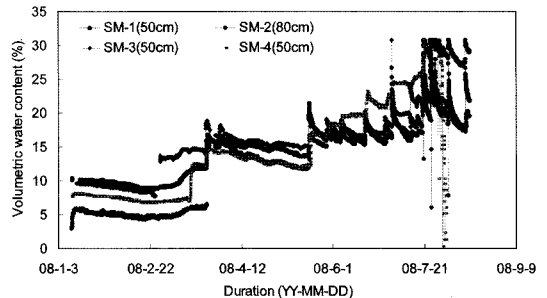


Fig. 7. Distribution of volumetric water contents in soil at each monitoring sensor.

를 통해 지속적인 표층부 유실을 발생시킴으로써 급격한 지반변형을 일으키는 주요 요인으로 작용하게 된다 (Kim *et al.*, 1991). 또한, 표토층에서의 체적함수비를 급격하게 상승시키는 역할로도 작용한다.

강우량과 체적함수비의 관계를 분석하기 위하여 계곡 상부와 하부의 표층 하부 50 cm에 설치된 SM-1과 SM-4 토양함수비 센서의 측정 결과를 현장에서 계측된 시간당 강우량 자료와 비교하였다(Fig. 8). 체적함수비의 변화는 일평균 20 mm 이상의 강우가 발생한 시점에서 평균 8시간 가량 지난 후부터 증가함을 확인하였다. 또한, 강우 발생 후 비강우 기간 동안에는 점진적으로 체적함수비의 감소 경향을 볼 수 있다. 강우 형태와 비교해 토층 내부에서의 체적함수비 변화는 단계별로 증감을 반복하는 것으로 나타났다. 이는 대상 매질의 투수계수와 입도분포 등과 밀접한 관계를 갖고 있을 뿐만 아니라 간극수압과 흙의 밀도를 증가시켜 산사태를 발생시키는 결정적인 요인이 된다(Kim *et al.*, 1991;

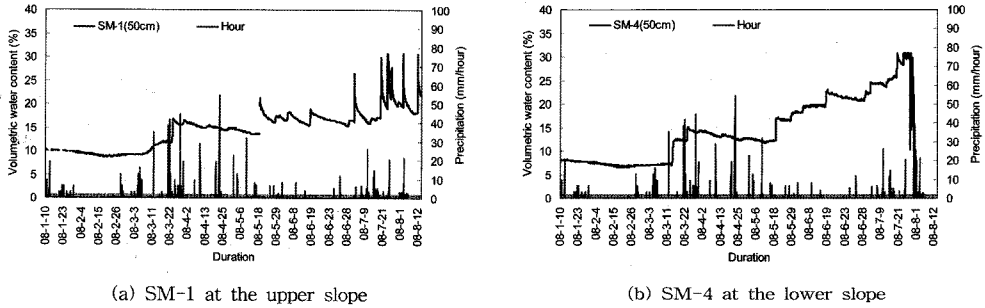


Fig. 8. Variations of volumetric water contents at the depth of 50 cm below the surface induced by field precipitation.

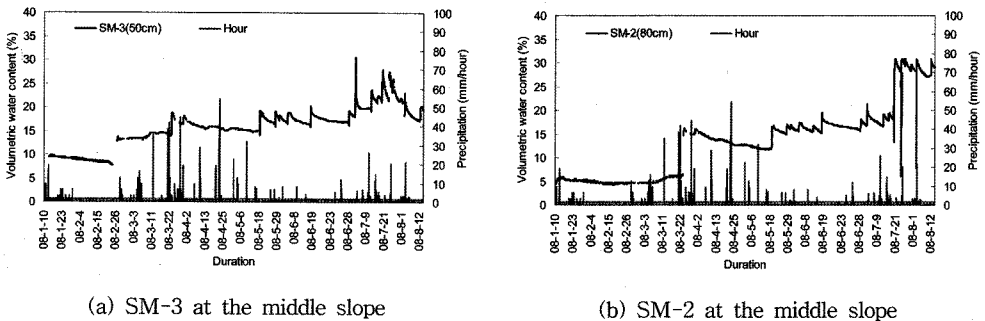


Fig. 9. Vertical variations of volumetric water contents induced by field precipitation at SM-2 and SM-3.

Muntohar and Liao, 2008).

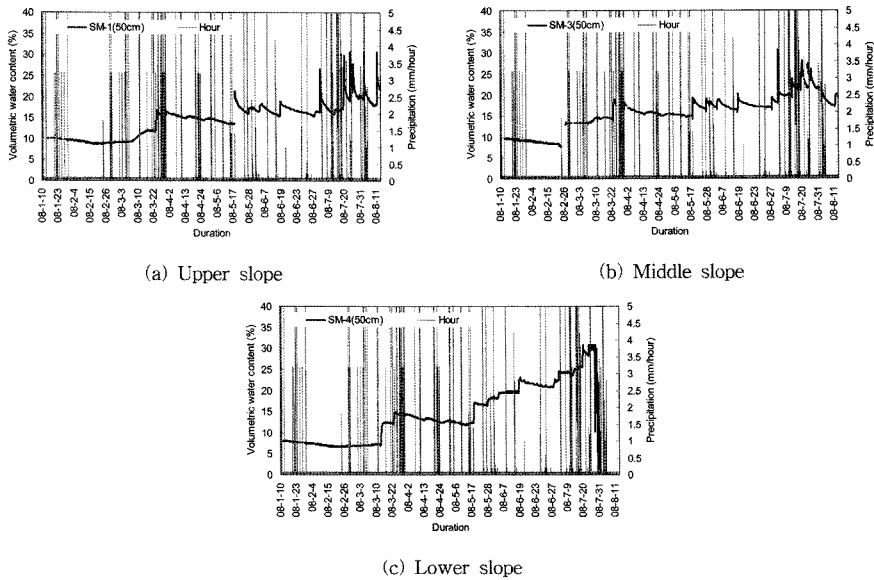
계곡 중부에서는 토층 깊이별로 강우의 침투 영향을 파악하기 위하여 토층 하부 50 cm와 80 cm 깊이에 수직방향으로 2개의 토양함수비 센서를 설치하였으며, 이로부터 침투수 거동에 따른 체적함수비 변화 양상을 측정하여 Fig. 9에 나타내었다.

동일한 지점에서 설치 깊이만의 차이를 두고 측정된 결과, 지표에서 50 cm 하부에 설치된 SM-3은 6월 23일 이후부터 강우 발생에 따라 체적함수비의 변화가 민감하게 반응하고 있으나, 80 cm에 설치된 SM-2의 경우 체적함수비의 변화폭이 약 30%에서 27% 범위 내에만 분포함을 알 수 있다. 또한, 이들의 체적함수비의 함수 지속시간도 SM-3(50cm)보다는 SM-2(80cm)에서 긴 것을 확인하였다. 이는 깊이별 표토층의 입도분포와 풍화 특성으로 인해 표토층 내부에서 침윤선의 거동에 영향을 주기 때문이다. 특히, 지표와 근접한 깊이에서는 대기과 식생에 의해 매질의 함수비 변화가 크게 나타나기 때문인 것으로 판단된다.

강우 지속시간에 따른 체적함수비 변화 특성
강우 지속시간은 누적강우량과 밀접한 관계를 가진다.

일반적으로 표토층을 대상으로 한 침투수의 침투능은 누적강우량에 비례하고 강우강도에 반비례한다. 다시 말해서 불투수층인 기반암 상부의 불포화대를 대상으로 볼 때, 최상부 표토층에 동일한 강우 지속시간 범위 내에서 강우량이 많으면 표토층의 포화가 빨리 진행됨에 따라 표면을 따라 유출되는 양이 침투되는 양보다 많을 것이다. 이와 반대로 강우량이 적을 경우에는 표토층의 포화가 느리게 진행되어 표층 유출량보다는 침투량이 지배적이다. 이와 같은 조건으로 볼 때, 강우강도보다는 강우 지속시간과 누적강우량의 관계가 표토층의 침투수 영향을 파악하는데 더 중요하다.

Fig. 10은 계곡 측면부의 표토층 50 cm 깊이에 설치된 SM-1(상류), SM-3(중류), SM-4(하류)에 대한 체적함수비의 변화를 연속 강우조건과 비교한 것이다. 강우 형태는 측정기간 동안 측정된 자료를 모두 나타내었으며, 연속 강우가 많을수록 회색 막대그래프의 폭이 넓어지며, 각 지점에서 측정되는 체적함수비도 함께 증가함을 알 수 있다. 특히, 동절기에는 강설에 의한 영향으로 표토층 내 체적함수비의 상승은 거의 측정되지 않았으나 기온이 상승하는 해빙시점인 3월초부터 급격히 체적함수비의 상승을 볼 수 있다.



(a) Upper slope

(b) Middle slope

(c) Lower slope

Fig. 10. Relationship between volumetric water contents and continuous rainfall at the depth of 50 cm below the surface.

토양함수비 센서가 설치된 계곡부 위치에 따른 물성치의 변화는 상부에서 하부로 내려갈수록 체적함수비가 증가하는 것으로 측정되었으며, 이러한 변화 형태는 하절기인 6월부터 뚜렷하게 증가하는 것으로 나타났다. 상부에 비해 하부의 체적함수비 증가는 연속 누적강우에 의해 토층의 체적함수비 증가를 지배하고 있으며, 이로 인해 침윤선의 형성 범위가 확대되면서 계곡부의 경사 방향을 따라 토층수가 중력 방향으로 이동하였음을 의미한다. 이러한 현장결과는 실내 모형사면 실험에서도 인공강우의 침투에 따른 모형사면의 하단부에 함수비가 더 크게 작용하는 현상과 유사하다(채병곤 외, 2006).

토층 깊이별 불포화도 침투 특성

불포화 상태인 표토층에 대한 강우의 침투특성을 분석하기 위해서 측정 깊이별 체적함수비를 1시간 간격으로 자동 계측하였다. 강우에 의해 발생한 침윤선의 거동은 불포화도의 공극을 통해 중력방향으로 침투 이동하게 된다. 따라서, 불포화토층 내 중력방향으로 각기 다른 깊이를 갖는 두 지점에 대한 체적함수비 변화로부터 침윤선의 침투속도를 산정할 수 있다. Fig. 11은 두 지점사이의 침투 속도를 측정하기 위하여 토양함수비 센서의 설치 형태를 나타낸 것이다.

Fig. 11과 같이 SM-2와 SM-3 두 개의 토양함수비 센서를 토층면에서 50cm와 80cm 깊이에 매설한 후 강우에 의해 발생하는 침투수 분포 변화를 측정하였다.

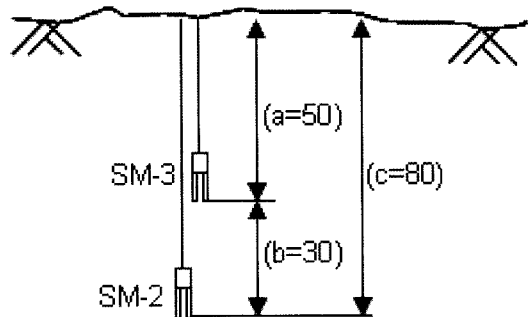


Fig. 11. Schematic diagram of measurement of soil infiltration property in the unsaturated soil (unit: cm).

이러한 변화는 침윤선 형성에 따라 지표면에서 중력방향으로의 체적함수비 증감현상으로부터 파악이 가능하다.

여기서는 강우 발생시점부터 표토층 내부에서의 체적함수비 변화를 이용하여 각 토양함수비 센서 지점별 침투속도와 침투시간을 Fig. 12와 같은 방식으로 분석하였다. Fig. 12는 2008년 5월 18일 00시부터 5월 19일 21시까지의 일강우량에 따른 SM-2와 SM-3 함수비센서에서 측정된 체적함수비 변화를 나타낸 것이다. 초기 강우 발생시 체적함수비의 변화는 나타나지 않았으나, 일정시간이 경과한 후부터 체적함수비의 증가를 파악할 수 있다.

표층부에서 SM-3 센서가 설치된 깊이는 50cm로써 강우 발생과 동시에 SM-3에서 체적함수비가 최고치에 도달하는 시간까지를 (a)구간으로 표시하였다. (b)구간은

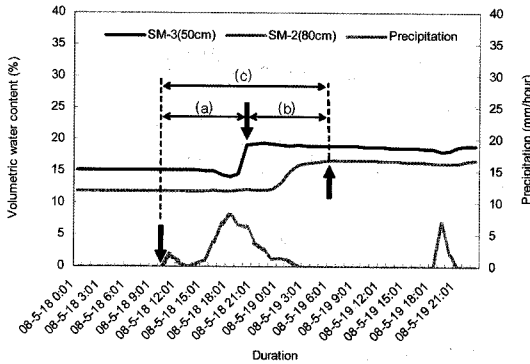


Fig. 12. Calculation of soil infiltration velocity based on the variations of volumetric water contents and precipitation with the elapsed time.

SM-2의 체적함수비가 최고치에 이르는 시간을 기준으로 SM-3과 SM-2 사이 30 cm 거리에서의 침투시간을 나타낸다. 마지막으로 표층부에서 SM-2까지 80 cm 깊이까지의 침투시간을 (c)구간으로 구분하여 계산하였다. Fig. 12의 각 구간에 대해 초기 강우발생 시간을 시작점을 기준으로 구간별 체적함수비가 최대값을 가지는 시점까지의 시간을 계산하였다. 각 함수비 측정센서의 설치 깊이와 이들에게 영향을 주는 강우 발생 시점부터의 침투시간에 대한 관계를 이용하여 침투속도를 계산하였다.

5월부터 7월까지 일평균 20 mm 이상 강우 패턴별 침윤선의 침투속도를 산정한 결과에서 (a)구간인 표토층에서 50 cm 깊이까지는 평균 1.43×10^{-3} cm/sec, (c)구간인 표토층에서 80 cm 깊이까지는 평균 1.44×10^{-3} cm/sec, (b)구간인 SM-2에서 SM-3의 30 cm 사이에서는 2.76×10^{-3} cm/sec로 나타났다. SM-2에서 SM-3 사이의 침투속도가 가장 빠른 것은 6월 18일 급격한 침투속도

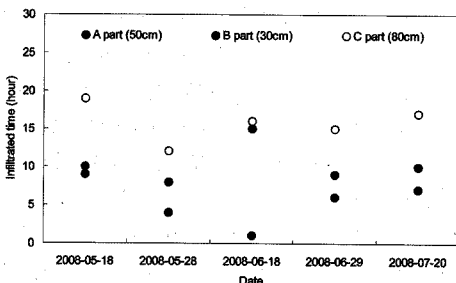
Table 2. Antecedent precipitation condition based on the variation of volumetric water contents.

Date	Time	Precipitation (mm)
2008/05/18	11:00-19:01	29
2008/05/28	04:00-10:01	23.2
2008/06/18	03:00-18:01	29
2008/06/29	00:00-09:01	19.2
2008/07/20	20:00-06:01	19.2

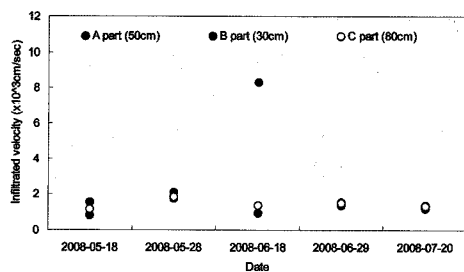
상승의 발생이 원인이다. 6월 18일의 분석결과에서 SM-3과 SM-2 센서 사이에서 측정된 침윤선의 침투시간과 침투속도에서 다른 기간에 비해 차이를 보이는 것은 선행 강우량 29 mm에 기인한 높은 침투 특성을 보였기 때문으로 판단된다. 현장의 침투속도는 평균 1.87×10^{-3} cm/sec로 실내 토질시험을 통해 계산된 투수계수 3.15×10^{-3} cm/sec 보다 약 2배 가량 느린 것으로 나타났다. 이러한 차이를 보이는 것은 현장에서의 침투속도가 매질의 공극과 입도분포에 민감하게 영향을 받기 때문에 실내시험을 통해 산정된 값보다는 다소 낮은 값을 갖기 때문으로 판단된다.

Table 2는 토양함수비 측정센서가 설치된 지점에서 체적함수비의 변화가 발생된 시점을 파악하여 선행강우량을 나타낸 것이다. 강우량 자료는 본 조사지역에 설치된 강우계에서 실측한 시간단위의 강우량 자료를 이용하였다. 체적함수비의 변화는 강우량이 최소 약 20 mm 이상 발생할 경우 토층 내부에서 체적함수비의 증가가 발생하는 것으로 파악되었다.

표토층의 체적함수비 변화로부터 선행강우 발생일별 침윤선의 침투시간과 침투속도 변화를 Fig. 13에 나타내었다. 전반적으로 측정센서의 측정거리가 멀어질수록 침투시간은 지연되는 것으로 분석되었다. 초기 분석된 5월 18일 자료는 기타 분석자료보다 침투시간이 많이 소요



(a) Infiltration time at each point



(b) Infiltration velocity at each point

Fig. 13. Comparison of changes of wetting front considered with infiltration time and infiltration velocity due to each antecedent precipitation.

되었다. 이는 표토층의 체적함수비가 작아 표토층 내 공극과 흙 입자 주위에 침투수가 일부 흡착되었기 때문이며, 이러한 흡착과정에 의해 침투시간이 지연된 것으로 판단된다(Kim *et al.*, 2007). 또한, 초기 침투수에 의해 표토층의 공극과 흙 입자 사이에서 흡착과정이 진행되면서 체적함수비가 증가된 후부터는 점진적으로 침투수의 침투시간이 다소 감소되었음을 알 수 있다.

결 론

토석류 산사태 실시간 계측자료 중 강우와 밀접한 관계를 갖는 표층부의 체적함수비 변화자료를 분석하여 편미암 풍화토층에 대한 침투특성을 파악하였다. 연구지역을 대상으로 강우량 자료를 분석한 결과, 평지와 산악 지형에서 큰 차이를 갖는 것으로 나타났다. 특히, 하절기 집중강우는 산악지형보다 평지에서 월등히 많은 강우량을 갖는 것으로 나타났다. 이에 반해 동절기 강설에 의한 영향은 평지보다는 산악지형이 많은 영향을 받는 것으로 분석되었다. 산악지형에서는 동절기를 지나 기온 상승에 따른 비강우 조건에서도 눈이 녹아내려 평지보다는 상대적으로 높은 강수 효과를 갖는 것으로 조사되었다. 또한, 하절기 평지보다 산악지형에서 일강우량 및 누적강우량이 적게 나타나는 것은 산악지역의 국지성 강우에 의한 영향으로 판단된다. 그러나, 이를 단위면적당 집수면적으로 고려해 보면 평지보다는 산악지형의 계곡부에서 훨씬 높은 강우의 집수량을 갖는 것으로 볼 수 있다.

강우 패턴별 토층의 체적함수비 변화로부터 침윤선의 침투시간과 침투속도를 비교한 결과, 일평균 20 mm 이상의 강우 시 토층 약 50 cm 깊이에 설치된 함수비 센서에서 평균 8시간 경과 후부터 체적함수비의 증가를 확인하였다. 이러한 체적함수비의 변화로부터 연구지역의 표토층에 대한 침투속도는 평균 1.87×10^{-3} cm/sec로써 매질의 투수계수인 3.15×10^{-3} cm/sec보다 약 두 배 가량 작게 계산되었다. 이와 같은 차이를 보이는 원인은 매질의 입도분포와 공극 분포와 밀접한 관계를 가지고 있으며, 특히, 현장시료를 실내에서 시험을 수행함에 따른 흡수효율의 교란에 의한 영향도 배제할 수 없다.

사 사

이 연구는 소방방재청 자연재해저감기술개발사업(과제명: 산사태재해 예측 및 저감 기술 개발) 연구비 지원으로 수행되었으며 이에 감사드립니다.

참 고 문 헌

- 김만일, 채병곤, 조용찬, 서용석, 2008, 국내 풍화토의 강우 침투특성 분석을 위한 실험연구, 토양 체적함수비 분석 및 적용성 평가, 지질공학, 18(1), 83-92.
- 김만일, Makoto Nishigaki, 2007, 불포화토 유효공극 내 추적자 침윤선 거동 특성 평가, 지질공학, 17(1), 41-47.
- 김만일, Makoto Nishigaki, 2006, 흙사면의 체적함수비 계측을 통한 사면파괴 예측기법 개발, 지질공학, 16(2), 135-143.
- 이강일, 장용채, 김태훈, 정연인, 2006, 강우특성을 고려한 불포화 풍화산악토 사면의 안정성 해석, 한국지반환경공학회 논문집, 7(2), 5-14.
- 이승래, 김윤기, 최정찬, 오진규, 2006, 강우침투에 따른 도로성토사면의 불포화 특성 변화 계측, 2006년도 대한토목학회 정기학술대회 발표논문, pp.1160-1163.
- 한국지질자원연구원, 2008, 산사태재해 예측 및 저감기술 개발, 소방방재청, NEMA-06-NH-04, 566p.
- 채병곤, 송영석, 서용석, 조용찬, 김원영, 2006, 모형실험 장치를 이용한 산사태 발생 및 사태물질 거동특성 실험, 지질공학, 16(3), 275-282.
- 국립방재연구소, 1999, 사면 위험지대 평가방법 연구-경북지역 현장사례를 중심으로, NIDP-99-08, 국립방재연구소, 368p.
- Abramson, L., Lee, T., Sharma, S. and Boyce G., 1996, Slope stability and stabilization methods, John Wiley & Sons, 629p.
- Chen, C. -Y., Chen, T. -C., Yu, F. -C., and Lin, S. -C., 2005, Analysis of time-varying rainfall infiltration induced landslide, Environmental Geology, 48, 466-479.
- Kim, J. -H., Jeong, S. -S., Park, S. -W. and Sharma, J., 2004, Influence of rainfall-induced wetting on the stability of slopes in weathered soils, Engineering Geology, 75, 251-262.
- Kim, S., Lee, H., Woo, N., and Kim, J., 2007, Soil moisture monitoring on a steep hillside, Hydrological Processes, 21, 2910-2922.
- Kim, S. K., Hong, W. P., and Kim, Y. M., 1991, Prediction of rainfall-triggered landslides in Korea, Landslides, Bell(ed.), 989-994.
- Muntohar, A. S., and Liao, H. -J., 2008, Analysis of rainfall-induced infinite slope failure during typhoon using a hydrological-geotechnical model, DOI 10.1007/s00254-008-1215-2.
- Sun, H. W., Wong, H. N. and Ho, K. K. S., 1998, Analysis of infiltration in unsaturated ground, Proceedings of the annual seminar on slope engineering in Hong Kong, 101-109.

2008년 11월 23일 원고접수, 2008년 12월 16일 게재승인

김만일

한국지질자원연구원 지구환경연구본부

305-350 대전광역시 유성구 가동동 과학로 92번지

Tel: 042-868-3117

Fax: 042-868-3415

E-mail: mikim@kis.kigam.re.kr

채병곤

한국지질자원연구원 지구환경연구본부
305-350 대전광역시 유성구 가정동 과학로 92번지
Tel: 042-868-3052
Fax: 042-868-3415
E-mail: bgchae@kigam.re.kr

한병원

(주)바이텍 코리아 계측사업부
경기도 성남시 중원구 상대원동 513-22
Tel: 031-778-1800
Fax: 031-778-1879
E-mail: hanbywon@baytech.co.kr