

천층 토양 내 지중온도 변동 특성과 수치모델 평가

Fluctuation Features and Numerical Model for Underground Temperature in Shallow Subsurface Soil

정재훈¹⁾ · 김규범[†] · 박승기²⁾ · 김형수³⁾ · 김태형⁴⁾

Jaehoon Jeong · Gyoobum Kim · Seoungki Park · Hyungsoo Kim · Taehyung Kim

Received: February 11th, 2015; Revised: March 2nd, 2015; Accepted: April 9th, 2015

ABSTRACT : This is conducted to observe underground temperature and to analyze its change affected by climate condition and soil infiltration in the mountainous area, Yesan region, Chungcheong-namdo province. Additionally, underground temperature change is also simulated using air temperature and soil thermal properties with a numerical model. Soil temperature monitoring data acquired from each depth, 20 cm, 50 cm, and 100 cm, indicates that the data within 50 cm in depth shows peak-shaped big fluctuation directly affected by air temperature and it at 100 cm has open-shaped small fluctuation. Underground temperature variation, a difference between high and low values, during monitoring period is weakly proportional to hydraulic conductivity of the sediment and it is assumed that water plays a part in delivering air temperature in soil. The underground temperature estimated by a numerical model is very similar to the observed data with an average value of 0.99 cross-correlation coefficient. From the result of this study, the aquifer unsaturated hydraulic conductivity of the soil and the groundwater recharge is likely to be able to estimate with underground temperature profile calculated using a numerical model.

Keywords : Unsaturated soil, Underground temperature, FEFLOW, Hydraulic conductivity, Groundwater recharge

요지 : 본 연구는 충남 예산지역의 산림 토양에 대해 심도별 지중온도를 관측하고 기후 및 토양의 침투 특성에 따른 지중온도의 변화를 분석하였으며, 대기온도와 토양의 열물성치를 수치 해석적 모델에 적용하여 지중온도의 변화를 모사하였다. 심도별(20, 50, 100cm) 계측 자료를 분석한 결과 50cm 이내의 지중온도는 대기온도의 직접적인 영향을 받아 온도의 변동 폭이 크고 뚜렷하며, 100cm 심도에서는 완만하면서 작은 진동 폭을 갖는다. 연구 기간 동안의 지중온도 변화량은 지층의 수리전도도와 약한 정도의 상관관계를 갖고 있어 물의 흐름이 대기온도의 전달을 용이하게 하는 것으로 파악된다. 수치모델에 의한 지중온도 예측 결과는 실측 자료와 약 0.99의 교차상관계수를 보이고 있어 매우 유사한 것으로 나타났다. 앞으로 불포화 토양의 수리전도도와 지하수 함양량을 추정하는데 수치모델을 이용한 대수층의 지중온도 예측 결과를 사용할 수 있을 것으로 기대된다.

주요어 : 불포화 토양, 지중온도, FEFLOW, 수리전도도, 지하수 함양량

1. 서론

현재 우리나라는 지하수자원을 생활용수에서부터 시작하여 각종 용수공급과 지열을 이용한 냉난방시스템에 이르기까지 다양한 분야에 활용하고 있다. 지하수자원에 대한 평가는 개발가능량과 같은 양적인 측면과 오염에 대한 질적인 측면으로 대분되는데 공통된 요소로서는 지하수 온도 또는 대수층의 지중온도가 고려된다. 양적인 측면에서의 지하수 온도는 온도추적자 또는 온도시계열을 이용한 지하수 유동 및 함양량 해석을 통해 개발가능량을 평가하는데 사용되어지고, 질적인 측면에서의 지하수 수온은 오염의 지표로

활용되는 지하수 수질항목의 농도에 영향을 미친다. 지하수 수온은 대수층의 온도 즉 지중온도에 직접적인 영향을 받으며 지표 부근의 지중온도 변동은 일주기 또는 연주기의 변동을 나타내는 지표면의 열에너지가 하부로 전달되면서 발생한다. 이러한 열전달 기작은 주로 토양의 열 특성과 기후 특성에 의해 지배된다(Kim et al., 2005). 즉 지중온도는 해당 지역 기후, 지면 피복 및 토양환경과 밀접하게 관련되며, 불포화 및 포화 대수층의 지하수에 직접 또는 간접적으로 영향을 미치는 지중온도에 대한 정량적인 해석을 통해 불포화 토양의 수리 특성을 파악하는 데 도움을 준다.

외국의 지중온도 연구는 활발히 이루어졌는데 대표적으로

1) Well Tech Co.

† K-water Institute (Corresponding Author : gbkim@kwater.or.kr)

2) Kongju National University

3) Jungwon University

4) K-water Institute

는 이론적 모델을 이용한 수리학적 온도 경사로부터 불포화층의 토양수분을 예측하는 Dakshnamurthy & Fredlund(1981)의 연구와 불포화층의 지중온도 관측을 통해 시공간적 침투량과 부피단위 흐름량을 계산한 Tabbagh et al.(1999)의 연구가 있다. 또한 장기간의 관측 자료를 이용해 지중온도의 시공간적 변동 경향에 대한 연구(Huang et al., 2000), 농업 기상, 지역 기후 및 지면-대기상호작용 등에서 지중온도의 역할에 대한 중요성에 대한 연구(Hu & Feng, 2003)가 있다. Bendjoudi et al.(2005)은 수직방향의 얇은 깊이에서 측정된 온도자료로부터 불포화 층적층의 열전도도와 Darcy 속도를 계산하였으며, Cheviron et al.(2005)은 장기간의 지하수 함양을 수직방향의 Darcy 침투 속도와 온도 변화로부터 예측하였다. 또한 지표면과 지중온도의 관측 자료로부터 토양수분의 시간적 변화를 모사하기 위한 모델 연구(Bèhaegel et al., 2007) 등이 수행되었다.

국내에서는 서해 갯벌 퇴적층 내 지온 및 열수지의 계절적 변화 특성을 규명한 연구(Na et al., 2000), 온도 시계열 자료를 이용하여 국내 토양의 열확산 계수를 산정한 연구(Koo et al., 2003), 지중온도의 실측과 예측에 관한 연구(Jeong, 2004), 우리나라 지중온도 변동의 기후학적 특성 연구(Kim et al., 2005) 및 국내 지중온도의 시공간적 분석 특성 연구(Koo et al., 2006) 등이 수행된 바 있다. 최근에는 지열 활용과 관련된 연구로서 KIGAM(2004)의 심부 지열에 대한 연구를 시작으로 수백 m 이상 고심도의 지중열 분포도에 대한 연구(Cho et al., 2012) 및 지하수 부존이 풍부한 지역에서의 토양의 열전도도에 대한 연구(Kim et al., 2014) 등이 수행된 바 있다.

본 연구에서는 불포화 토양에서 지표 부근의 지중온도를 심도별로 관측하여 천부 지층 내 온도 변화 특성을 파악하였으며, 수치모델을 통해 지중온도를 예측하여 모형의 정확성을 평가하였다. 이로부터 불포화대의 지하수 함양량과 수리전도도와 같은 수리특성을 파악에 모델 결과의 활용성을 다루고자 하였다.

2. 연구 지역 및 방법

2.1 연구 지역

연구 지역은 충남 예산군 대흥면 갈신리의 공주대학교 산업과학대학 내 위치한 소규모 시험유역으로서 면적은 0.329km², 최저표고는 해발 110m, 최고표고는 해발 190m이며, 지면피복은 산림토양으로 구성되어 있다(Fig. 1).

연구 지역 토양은 농촌진흥청의 토양 분류상 사양질계 적황색토인 오산통(OSAN Series, OnE2)에 해당되며, 미농무성의 분류방법에 의하면 coarse loamy, mesic family of typic

dystrodepts에 속한다. 이 토양의 표토는 진갈색의 자갈이 있는 양토이며 심토는 토심이 보통이며 황적색의 자갈이 있는 양토이다. 기층은 잡색인 진갈색 혹은 황적색의 화강암의 풍화모질물인 자갈이 있는 사양토이다(RDA, 2006). 본 지역은 선캠브리아기의 편마암 복합체를 최하위 지층으로 하여 편암복합체, 덕정리 화강편마암, 주라기의 남포층군, 주라기 홍성 화강암, 세립질 흑운모 화강암, 섬록암, 반화강암, 백악기의 석영반암 등이 분포하고 있으며 제4기 층적층이 상기 지층들을 부정합으로 피복하고 있다(Uhm & Lee, 1963; MOCT et al., 2007).

2.2 지중온도 관측

지중온도의 관측은 i-Button을 이용해 2007년 10월 10일부터 12월 3일까지 약 2개월간 1시간 간격으로 자동 측정하였다(Fig. 2). i-Button의 관측 범위는 -40~80°C이며, 오차범위는 ±1°C, 측정 정밀도는 0.5°C이다. i-Button은 직경 17.35mm의 소형 디지털 온도계로서 케이스에 온도 센서가 내장되어 있고 전원공급장치와 자체 저장장치가 있어 온도를 자동계측하여 저장한다.

연구 지역 내 5개 지점(Obs-1~Obs-5)에 오거를 이용해 100cm 깊이까지 굴착한 후 20cm, 50cm, 100cm 깊이에 i-Button을 설치한 후 동일 토양 시료로 되메움 하였다(Fig. 3). 대기온도 측정을 위하여 Obs-1에서 2m 상부 대기 중에 i-Button을 설치하였으며, 강우량은 SWL 지점에서 중량식 우량계(Model: PLUVIO)

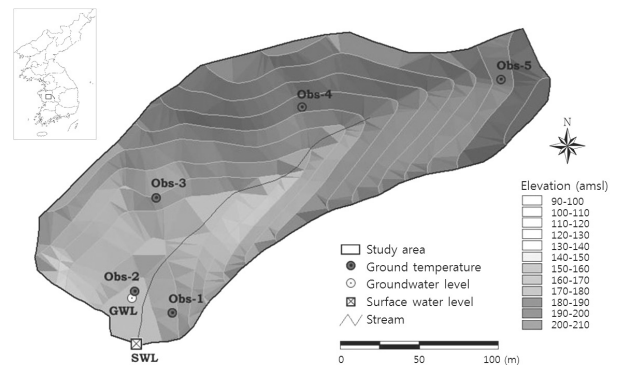


Fig. 1. Location of the study area and observation sites

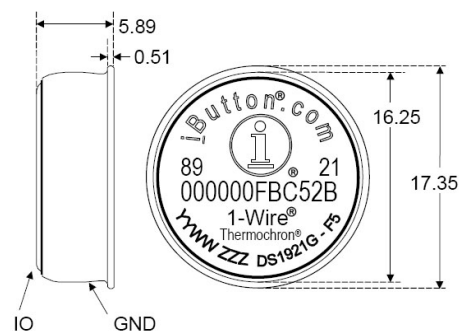


Fig. 2. Structure of i-Button (unit: mm)

를 이용하여 측정하였다. 또한 지하수와 지표수의 물의 온도는 GWL 및 SWL 지점에서 Diver를 이용하여 측정하였다.

2.3 투수성과 열물성 측정

각 관측 지점에서는 Guelph 투수계를 이용한 현장투수시험과 토양 시료를 채취해 열물성 실내실험을 실시하였다. 강우 시 토양으로 침투되는 과정에서 토양의 투수성에 따른 지중온도 변화 양상을 파악하고, 지중온도 수치모사에 사용되는 열물성치의 실측값을 얻고자 수행되었다. Guelph 투수계를 이용한 현장 투수시험은 각 지점별 20cm와 50cm 깊이에서 실시하였으며, 100cm 깊이에서는 Guelph 투수계의 측정 가능 심도를 초과하여 측정할 수 없었다. Guelph 투수계는 Mariotte 사이폰의 원리를 적용하여 우물에서 불포화 토양으로 충전되는 물의 정상류율을 측정하는 정수위 투수계이며 우물의 직경은 60mm, 측정범위는 10^{-6} cm/s까지 측정이 가능하다(Soil Moisture Equipment Corp., 1991)(Fig. 4).

열물성 실내실험은 조사지점의 심도별 토양 시료에 대해 열물성 측정 장비(Model: KD2pro)를 이용하여 열전도도(Heat conductivity, W/m°C), 열저항(Heat resistance, m°C/W), 열확산계수(Thermal diffusivity, mm²/sec) 및 열용량(Heat capacity, MJ/m³K)을 측정하였다(Table 1).

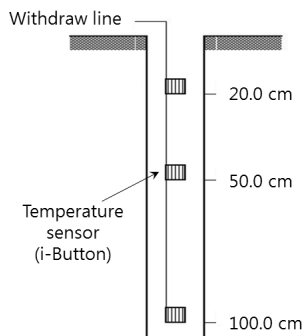


Fig. 3. Installation of i-Button at each site

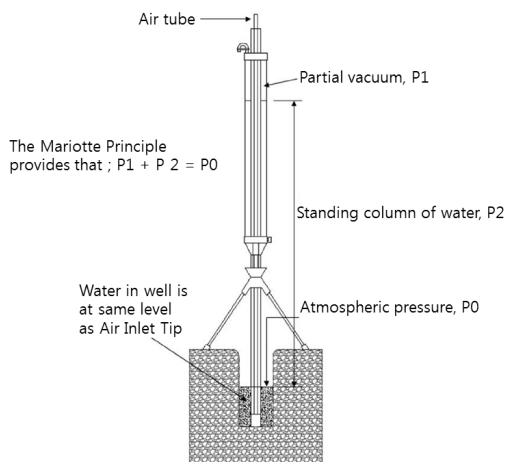


Fig. 4. Guelph permeameter

2.4 온도 모델 구축

지중온도 변화를 모사하기 위하여 포화 및 불포화 대수층에서의 지하수 흐름과 질량 및 열 이송에 대한 유한요소 모델인 FEFLOW(Ver 5.1)를 사용하였다.

열전달 기작의 지배방정식은 유체성분 f 의 경우 Eq. (1)과 같이 토양입자 s 의 경우 Eq. (2)와 같이 각각의 에너지 보존방정식을 따른다(Diersch, 2002).

$$\frac{\partial}{\partial t} (\epsilon_f \rho^f E^f) + \frac{\partial}{\partial x_i} (\epsilon_f \rho^f v_i^f E^f) - \frac{\partial}{\partial x_i} [(\lambda_{ij}^{cond_f} + \lambda_{ij}^{disp_f}) \frac{\partial T^f}{\partial x_j}] = \epsilon_f \rho^f Q_T^f \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\epsilon_s \rho^s E^s) - \frac{\partial}{\partial x_i} [\lambda_{ij}^{cond_s} \frac{\partial T^s}{\partial x_j}] = \epsilon_s \rho^s Q_T^s \quad (2)$$

여기서 ϵ_f 는 유효 공극률, ρ^f 는 유체의 밀도, E^f 는 유체 내 열에너지 밀도, x_i 는 공간벡터, v_i^f 는 유체의 유속, $\lambda_{ij}^{cond_f}$ 는 유체의 열전도도, $\lambda_{ij}^{disp_f}$ 는 유체의 열확산, T^f 는 지중온도, Q_T^f 는 토양의 열원 및 열흡수에 대한 함수이며, s 는 유체성분 f 대신 토양 성분을 의미한다.

유체와 토양 입자간의 열평형을 Eq. (3)과 같이 가정할 수 있으며, T 는 모델시스템의 온도를 말한다.

$$(T^\alpha - T) = 0 \quad \text{for } \alpha = s, f \quad (3)$$

$$dE^\alpha = \frac{\partial E^\alpha}{\partial \rho^\alpha} d\rho^\alpha + \sum_k \frac{\partial E^\alpha}{\partial C_k^\alpha} dC_k^\alpha + \frac{\partial E^\alpha}{\partial T^\alpha} dT^\alpha \approx c^\alpha dT^\alpha \quad (4)$$

여기에서 α 상태의 열용량 즉 유체(f)와 토양입자(s)의 열용량은 $c^\alpha = \frac{\partial E^\alpha}{\partial T^\alpha}$ 이고, 따라서 열 이송방정식 (1)과 (2)를 합하면 Eq. (5)와 같은 열확산, 열원, 열배분에 의한 에너지 보존방정식이 성립된다.

$$\frac{\partial}{\partial t} [\epsilon \rho^f E^f + (1 - \epsilon) \rho^s E^s] + \frac{\partial}{\partial x_i} (\rho^f q_i^f E^f) - \frac{\partial}{\partial x_i} (\lambda_{ij} \frac{\partial T}{\partial x_j}) = Q_T \quad (5)$$

$$\lambda_{ij} = \lambda_{ij}^{cond_f} + \lambda_{ij}^{cond_s} + \lambda_{ij}^{disp_f} = \underbrace{[\epsilon \lambda^f + (1 - \epsilon) \lambda^s] \delta_{ij}}_{conductive} + \underbrace{\rho^f c^f [\alpha_T V_q^f \delta_{ij} + (\alpha_L - \alpha_T) \frac{q_i^f q_j^f}{V_q^f}]}_{dispersive} \quad (6)$$

$$Q_T = \epsilon \rho^f Q_T^f + (1 - \epsilon) \rho^s Q_T^s \quad (7)$$

여기서 $V_q^f = \sqrt{q_i^f q_j^f}$ 는 Darcy의 흐름을 가리킨다.

지중온도의 2차원적인 모사를 위하여 현장 토양 공극률 자료가 보유된 Obs-2 지점을 대상으로 폭 2m, 깊이 3m인 불포화 충전층을 모델 영역으로 설정하였다(Fig. 5(a)). 모델은 1,137개의 삼각망 절점과 2,150개의 1차원 선형 요소로 유한요소망을 구성하였다(Fig. 5(b)).

모델의 경계조건으로서 지층 경계부 온도 조건은 연구지역에서 관측된 일평균 대기온도를 상부 지표면의 온도로 간주하여 시계열 자료로 입력하였고, 최하부에는 일평균 지하수의 수온을 지중온도의 경계로 설정하였다. 충전층 영역에 대한 수리전도도는 현장투수시험 결과, 열물성치는 현장 토양 시료의 열물성 측정치를 각각 적용하였다(Table 1).

3. 연구 결과 및 토론

3.1 대기 및 물의 온도 특성

연구 지역 대기온도는 일 단위의 뚜렷한 변화를 보이며

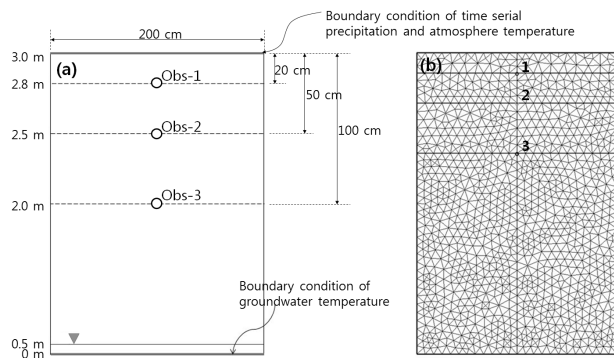


Fig. 5. (a) Design of a numerical model and (b) FEM mesh

Table 1. Input parameter values of Obs-2 for a numerical model

Parameter	Value	Parameter	Value
Initial hydraulic head (m)	0.5	Porosity	0.44
Recharge	10% of precipitation	Initial underground temperature (°C)	15
Hydraulic conductivity (m/s)	20 cm: 0.583×10^{-4} 50 cm: 0.350×10^{-4}	Heat source	Atmosphere temperature
Kmin/Kmax	1.0	Volume heat capacity of solid (MJ/m ³ /K)	20 cm: 2.148 50 cm: 1.919 100 cm: 1.832
Storage compressibility (1/m)	1.0	Thermal conductivity of solid (J/m/s/K)	3.0

동절기로 접어들면서 일평균 기온이 점차적으로 내려가고 있다. 연구 기간의 최고기온은 24.3°C, 최저기온은 -7.5°C로 평균 8.6°C이며, 대기 온도의 변화폭은 31.8°C로 관측되었다. 강우량과 물의 온도도 대기온도의 영향으로 완만한 하강을 보이는데 지하수의 변화가 지표수의 온도 변화보다 대기온도에 대한 민감도가 낮다(Fig. 6). 대기온도와 지표수 수온은 선형의 상관관계를 잘 보이고 있다(Fig. 7).

3.2 지중 온도 특성

연구 기간 동안의 지중온도의 심도별 변화를 보면 대기

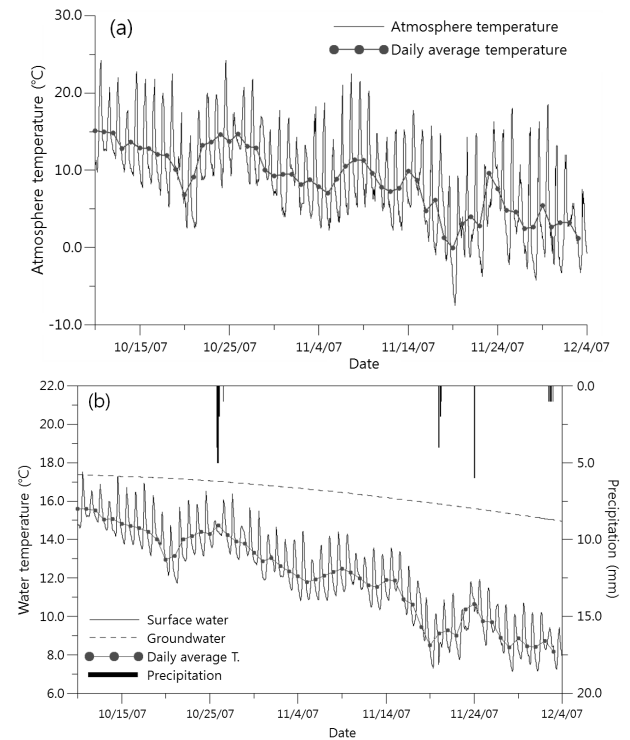


Fig. 6. Variations of (a) Atmosphere temperature and (b) Surface water and groundwater temperatures, and precipitation

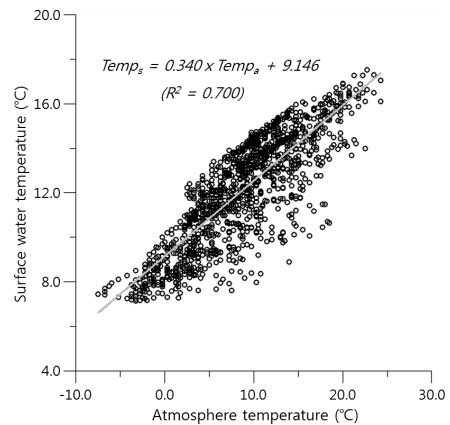


Fig. 7. Relationship between atmosphere temperature and surface water temperature

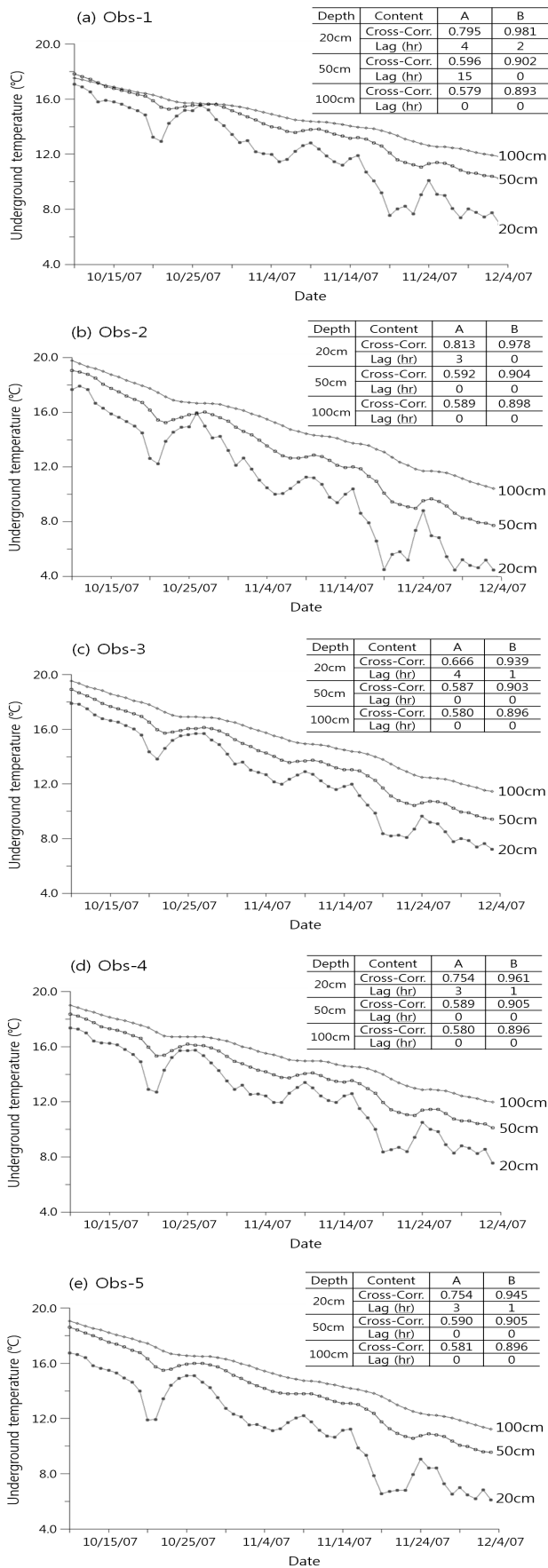


Fig. 8. Variations of underground temperature at each site (A: between atmosphere and underground temperature, B: between surface water and underground temperature)

온도가 하강함에 따라 모든 관측 지점에서 지중온도가 하강하는데 얇은 심도(20cm)의 변화가 깊은 심도에서의 변화보다 변동 폭이 크게 나타나고 있으며, 대기온도의 변화 패턴과 유사하게 변화함을 알 수 있다(Fig. 8).

5개 관측 지점의 대기온도와 심도별 지중온도의 교차상관계수를 보면 20cm의 경우 0.666~0.813, 50cm는 0.587~0.596, 100cm는 0.579~0.589의 범위를 보여 얇은 지점이 대기온도 변화와 상관성이 높음을 알 수 있다. 또한 얇은 심도에서는 대기온도에 대한 3~4시간의 반응 시차가 존재하는 반면에 깊은 심도에서는 시차가 존재하지 않는 것으로 분석되었다. 그러나 50cm 이상 심도의 시차 0의 값은 실제 동시적인 온도 변화를 의미하는 것이 아니라, 관측 기간이 짧음으로 인하여 장주기의 온도 변화가 교차상관분석에 반영되지 않은 것이다. 즉 단주기의 대기온도 변동이 50cm 하부에서는 영향을 미치지 못하며, 장주기의 대기온도 변화가 반영될 것으로 추정된다.

지표수와 지중온도의 교차상관계수는 대기온도와의 교차상관계수보다 훨씬 큼을 알 수 있다. 이는 지표수 관측 지점인 소하천의 물은 지중의 온도를 반영하고 있는 지하수가 기저유출로 배출된 것으로 형성되기 때문이다(Fig. 8).

연구 기간 동안 대기의 일평균 온도는 15.08°C에서 1.16°C로 13.93°C 하강한 반면, 20cm 지점은 11.64°C, 50cm는 9.65°C, 100cm는 7.97°C 하강하여 깊을수록 온도 변화가 크지 않은 것으로 나타났다(Fig. 9). 또한 대기온도가 높은 경우보다는 대기온도가 낮은 경우에 깊은 심도에서의 각 지점별 온도 차이가 적은 것으로 나타났다.

3.3 토양의 수리전도도 및 열물성 특성

위에서 보는 바와 같이 토양 내 온도의 수직적인 변화가 각 지점별로 차이를 보이는데 이는 토양의 열확산율 및 토

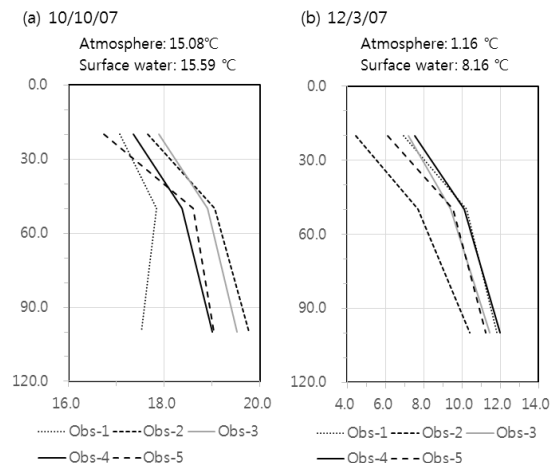


Fig. 9. Temperature profiles for two periods at each site

양 내 강우의 침투 특성과 상관성에 기인한다. 지중온도 관측지점의 현장 투수시험에서 도출된 수리전도도와 관측 지점과 종점의 지중온도의 변화량을 도시한 결과, 두 인자 간에는 상관성($R^2=0.6577$)이 존재하는 것으로 파악되나 높은 수리전도도 영역과 낮은 수리전도도 영역이 나누어지는 것으로 보인다(Fig. 10). Obs-1, 3, 4, 5 지점은 Obs-2 지점에 비하여 소하천에서 이격되어 있고 지형경사가 상대적으로 급한 지점들이며 Obs-2 지점은 하천 주변으로서 투수성이 양호한 퇴적물이 분포하여 물의 유입 영향을 쉽게 받을 수 있다. 이와 같은 특성은 Obs-2 지점에서 지중온도 변화가 크게 되는 요인으로 보인다. 심도별로는 20cm 지점이 50cm 지점보다 지중온도 변화량이 크게 나타나는데 이는 상부 지층이 풍화에 의한 투수성이 우수하고 수리전도도가 높아 대기온도의 변화에 민감함을 의미한다.

관측지점의 심도별 토양 시료를 채취하여 열물성 실내실험을 실시한 결과 토양의 열전도도는 $0.520\sim 1.618\text{W/m}^\circ\text{C}$, 열확산계수는 $0.300\sim 0.583\text{mm}^2/\text{s}$, 열용량은 $1.600\sim 2.775\text{MJ/m}^3\text{K}$ 의 범위를 갖는다. 특히 열확산계수의 경우 우리나라 심도 1m 이하 천부토양의 열확산계수($0.26\sim 1.05\text{mm}^2/\text{s}$)의 범위 내에 포함되는 것으로 나타났다(Koo et al., 2003).

각 지점별 토양의 심도별 열전도도와 수리전도도의 관계를 도시한 결과 20cm 및 50cm 지점에서 미약하나마 두 인자는 부의 상관성을 보인다(Fig. 11). 일반적으로 토양의 열전도도는 공극률에 반비례하고 함수비에 비례하는데 Eq. (8)에서 보는 바와 같이 공극률이 함수비보다 큰 영향을 미치고 있다(Cha et al., 2008).

$$T_c = -2.598 \times n + 0.018 \times \theta + 1.605 \quad (8)$$

여기에서 T_c 는 열전도도, n 과 θ 는 공극률과 함수비를

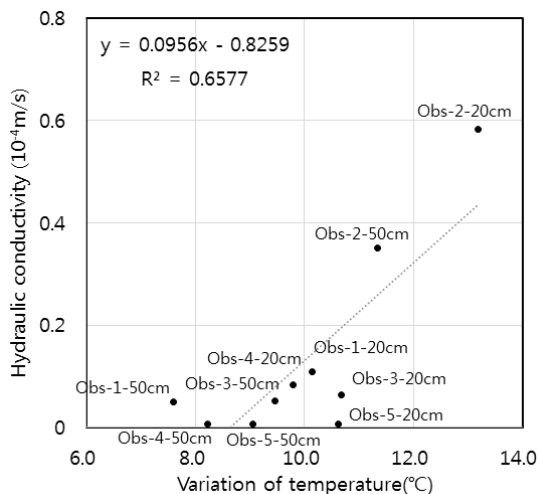


Fig. 10. Relationship between hydraulic conductivity and temperature

의미한다. 연구 지역의 경우에는 Obs-3과 같은 산지 보다는 Obs-2와 같은 하천변 토양이 공극이 커서 투수성이 좋으며 수리전도도에 영향을 주는 것으로 평가될 수 있다. 시료에 대한 체거름 시험 결과 Obs-2는 2mm체의 잔류량(59%)이 통과량(41%) 비율보다 높으나, Obs-1, 3, 4, 5는 통과량(각각 50%, 59%, 68%, 62%)이 유사하거나 높은 지역으로서 Obs-2가 공극률이 상대적으로 클 것으로 예상된다. 그러나 5개의 제한된 자료로 상관관계를 평가하기에는 무리가 있으며, 각 지점별 토양 함수 상태에 의하여 영향을 받을 수 있으므로 보다 추가적인 연구가 필요할 것으로 본다.

3.4 지중온도 변화 수치모델

FEFLOW를 이용하여 Obs-2 지점에 대한 심도별 지중온도 변화를 모사하였다(Fig. 12). 모델의 주요 입력 변수로는 토양 시료에 대한 열물성치, 대기온도 및 지하수 수온 등으로서 실내 분석 및 계측에서 취득된 자료가 사용되었다.

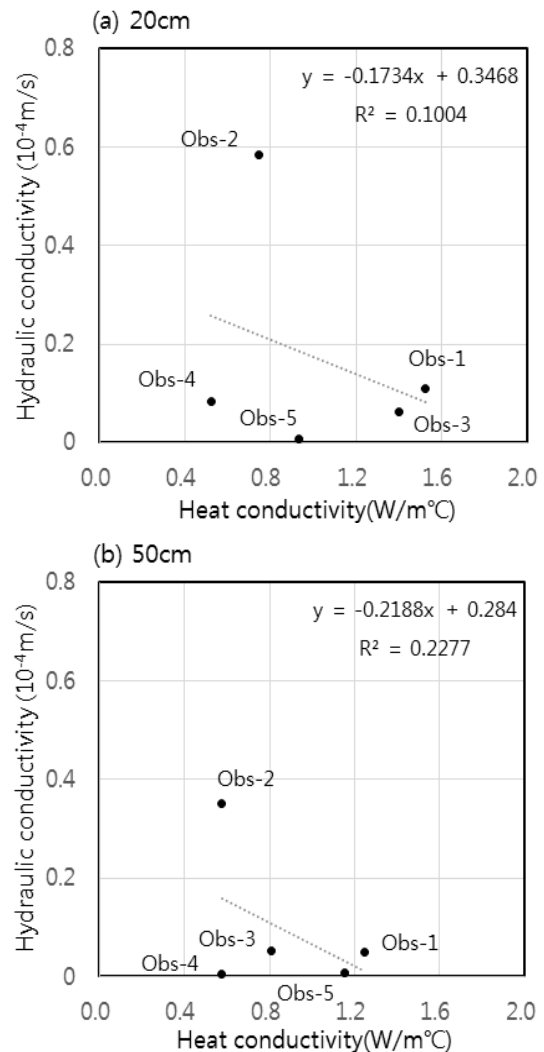


Fig. 11. Relationship between heat conductivity and hydraulic conductivity at each site

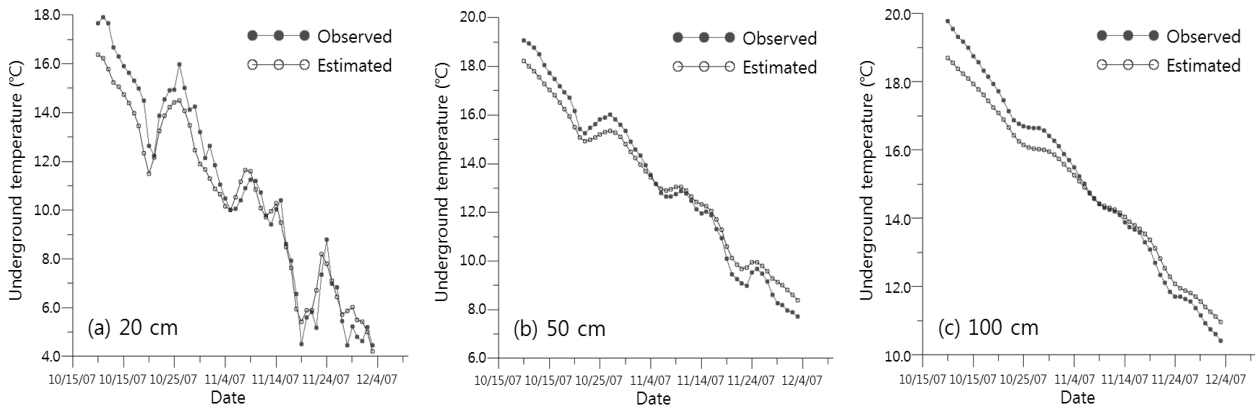


Fig. 12. Comparison of observed and estimated temperatures at 20, 50, and 100 cm depths

실측 자료와 예측 자료의 교차상관계수는 20cm는 0.988 (lag time = 0 day), 50cm는 0.999(lag time = 0 day), 100cm는 0.999(lag time = 0 day)로서 매우 상관성이 높은 것으로 나타났다. 실측 자료와 예측 자료에 대한 RMSE(Root Mean Squared Error) 산정을 통하여 오차를 파악하였는데 20cm에서 0.957°C, 50cm에서는 0.559°C, 100cm에서는 0.506°C로 나타나 1°C 이내로서 양호하게 예측되었다. 이는 사용된 온도 계측기의 오차 범위가 $\pm 1^\circ\text{C}$ 및 측정 해상도가 0.5°C인 점을 고려할 때 수용 가능한 범위로 판단된다.

다만 높은 온도 영역에서 실측치가 예측치보다 다소 높고, 낮은 온도 영역에서 예측치가 실측치보다 다소 높게 나타나는데 토양 시료 채취의 한계가 원인으로 파악된다. 불교란 토양 시료를 채취하는 것에 한계가 있으며 이로 인한 실내 실험의 열물성치에 차이가 발생하게 된다. 즉 현장 토양이 가지고 있는 토양입자의 다짐도, 공극, 수분량 등의 조건을 실내 실험에서 완벽하게 재연하는 데는 한계가 있다. 이와 같은 한계점은 Fig. 11에서 보는 바와 같이 공극률에 의해서도 영향을 받을 수 있는 수리전도도가 열전도도와 반비례 관계를 명확히 보이지 않는 것에도 영향을 미치는 것으로 추정된다. 즉 Cha et al.(2008)이 제시한 Eq. (8)의 설명력(R^2)이 0.74로 높아 주 인자인 공극률이 열전도도에 영향을 주는 것으로 파악되었지만, 상기 실내 실험의 열물성치 오차가 이와 같은 결과에 기여하는 것으로 파악된다.

이상 지중온도에 대한 수치 모델 결과 토양의 열물성치와 대기온도, 지하수 수온의 자료만으로 신뢰도가 높은 지중온도를 모사할 수 있었다. 이상의 결과는 온도 자료를 이용한 지하수 함양량 추정 등에 활용 가능할 것으로 본다(Taniguchi & Sharma, 1993; Scanlon et al., 2002; Taniguchi, 2010). 즉 강우 시에 발생하는 대기온도 변화, 지하수 수온 변화를 예측한다면 지중온도 변화를 세분화하여 예측 가능하며, 각 강우 이벤트마다 수리전도도 및 지하수 함양량 등을 평가할 수 있을 것이다.

4. 결 언

본 연구에서는 충남 예산지역의 산림 충적층에 대해 심도별 지중온도를 관측하고 기후 및 토양의 침투 특성에 따른 지중온도의 변화를 분석하였으며, 조사지점 토양의 기후 자료와 열물성치를 수치 해석적 모델에 적용하여 지중온도의 변화를 모사하였다. 본 연구의 결과를 요약하면 다음과 같다.

- (1) 50cm 이내 심도의 지중온도는 대기온도의 직접적인 영향을 받아 일변화가 뚜렷하고 100cm 심도에서는 대기온도의 간접적인 영향으로 지중온도 변화가 완만한 특성을 보인다.
- (2) 지중온도의 변화량과 수리전도도와와의 상관성을 분석한 결과 약한 정의 관계를 보이는데 매질의 수리전도도가 온도 전달에 긍정적 영향을 미치는 것으로 보인다.
- (3) 수치모델을 이용하여 대기온도, 토양의 열물성치, 지하수 온도 등의 입력자료를 활용하여 지중온도를 모사한 결과, 예측값과 실측값은 약 0.99의 교차상관관계를 보이며 잘 일치하는 것으로 나타났다.

따라서 이와 같은 수치모델 기법을 활용하여 심도별 지중온도 변화를 예측한다면 온도의 연속 계측 시스템이 부재한 경우라도 지하수 함양량 또는 수리전도도 등의 평가가 가능할 것으로 본다.

References

1. Bèhaegel, M., Sailhac, P. and Marquis, G. (2007), On the use of surface and ground temperature data to recover soil water content information, *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 62, No. 3, pp. 234~243.

2. Bendjoudi, H., Cheviron, B., Guërin, R. and Tabbagh, A. (2005), Determination of upward/downward groundwater fluxes using transient variations of soil profile temperature: test of the method with Voyons(Aube, France) experimental data, *Hydrological Processes*, Vol. 19, No. 18, pp. 3735~3745.
3. Cha, J. H., An, S. J., Koo, M. H., Kim, H. C., Song, Y. H. and Suh, M. S. (2008), Effects of porosity and water content on thermal conductivity of soils, *Journal of Soil and Groundwater Environment*, Vol. 13, No. 3, pp. 27~36 (in Korean).
4. Cheviron, B., Guërin, R., Tabbagh, A. and Bendjoudi, H. (2005), Determining long-term effective groundwater recharge by analyzing vertical soil temperature profiles at meteorological stations, *Water Resources Research*, Vol. 41, No. 9, pp. 1~6.
5. Cho, H. N., Lee, D. H. and Jeong, G. C. (2012), Efficiency of geothermal energy generation assessed from measurements of deep depth geothermal conductivity, *The Journal of Engineering Geology*, Vol. 22, No. 2, pp. 233~241 (in Korean).
6. Dakshanamurthy, V. and Fredlund, D. G. (1981), A mathematical model for predicting moisture flow in an unsaturated soil under hydraulic and temperature gradients, *Water Resources Research*, Vol. 17, No. 3, pp. 714~722.
7. Diersch, H. J. G. (2002), *FEFLOW-Reference Manual*, WASY Software, 490 p.
8. Hu, Q. and Feng, S. (2003), A daily soil temperature and soil temperature climatology of contiguous united states, *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 42, No. 8, pp. 1139~1156.
9. Huang, S., Pollack, H. N. and Shen, P. Y. (2000), Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures, *Nature*, Vol. 403, pp. 756~758.
10. Jeong, S. I. (2004), A study on the comparison of measurement and prediction of underground temperature in Gumi, *Journal of the Korean Housing Association*, Vol. 15, No. 4, pp. 99~105 (in Korean).
11. KIGAM (Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources) (2004), Characterization and utilization of geothermal resources in Korea, pp. 17~18 (in Korean).
12. Kim, J. S., Cha, J. H., Song, S. H. and Jeong, G. C. (2014), Numerical simulations for optimal utilization of geothermal energy under groundwater-bearing conditions, *The Journal of Engineering Geology*, Vol. 24, No. 4, pp. 487~499 (in Korean).
13. Kim, S. O., Suh, M. S. and Kwak, C. H. (2005), Climatological characteristics in the variation of soil temperature in Korea, *Journal of Korean Earth Science Society*, Vol. 26, No. 1, pp. 93~105 (in Korean).
14. Koo, M. H., Kim, Y. J., Suh, M. C. and Suh, M. S. (2003), Estimating thermal diffusivity of soils in Korea using temperature time series data, *Journal of the Geological Society of Korea*, Vol. 39, No. 3, pp. 301~317 (in Korean).
15. Koo, M. H., Song, Y. H. and Lee, J. H. (2006), Analyzing spatial and temporal variation of ground surface temperature in Korea, *Economic and Environmental Geology*, Vol. 39, No. 3, pp. 255~268 (in Korean).
16. MOCT (Ministry of Construction and Transportation), KWRC (Korea Water Resources Corporation) and KIGAM (Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources) (2007), The report of groundwater basic investigations of Yesan area, pp. 10~11 (in Korean).
17. Na, J. Y., Yu, S. H. and Seo, J. W. (2000), Seasonal variations of the heat flux in muddy intertidal sediments near the Jebu island during the ebb tides in the west coast of Korea, *Ocean Science Journal*, Vol. 5, No. 1, pp. 1~9 (in Korean).
18. RDA (Rural Development Administration) (2006), Korean soil information system, <http://soil.rda.go.kr/webgis/webgis.jsp> (in Korean).
19. Scanlon, B. R., Healy, R. W. and Cook, P. G. (2002), Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge, *Hydrogeology Journal*, Vol. 10, Issue 1, pp. 18~39.
20. Soil Moisture Equipment Corp. (1991), *Model 2800KI Guelph Permeameter : Operating Instructions*, Santa Barbara, CA 93105, USA, p. 28.
21. Tabbagh, A., Bendjoudi, H. and Benderitter, Y. (1999), Determination of recharge in unsaturated soils using temperature monitoring, *Water Resources Research*, Vol. 35, No. 8, pp. 2439~2446.
22. Taniguchi, M. (2010), Evaluation of vertical groundwater fluxes and thermal properties of aquifers based on transient temperature-depth profiles, *Water Resources Research*, Vol. 29, Issue 7, pp. 2021~2026.
23. Taniguchi, M. and Sharma, M. L. (1993), Determination of groundwater recharge using the change in soil temperature, *Journal of Hydrology*, Vol. 148, Issues 1-4, pp. 219~229.
24. Uhm, S. H. and Lee, M. S. (1963), The geological map of Taehung (1:50,000), Geological Survey of Korea (in Korean).