

구조모형을 이용한 암석의 유효열전도도 분석

차장환^{1,3} · 구민호^{1*} · 김영석¹ · 이영민²

¹공주대학교, ²한국지질자원연구원, ³(주)지오그린21

Analyzing Effective Thermal Conductivity of Rocks Using Structural Models

Jang-Hwan Cha^{1,3}, Min-Ho Koo¹, Young-Seuk Keehm¹, Youngmin Lee²

¹Department of Geoenvironmental Sciences, Kongju National University, Chungnam 314-701, Korea

²Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, Daejeon, 305-350, Korea

³GeoGreen21 Co., Ltd., E&C Venture Dream Tower II, Seoul 152-719, Korea

For 21 rock samples consisting of granite, sandstone and gneiss, the effective thermal conductivity (TC) was measured with the LFA-447 Nanoflash, and mineralogical compositions were also determined from XRD analysis. The structural models were used to examine the effects of quartz content and the size of minerals on TC of rocks. The experimental results showed that TC of rocks was strongly related to quartz content with R^2 value of 0.75. Therefore, the proposed regression model can be a useful tool for an approximate estimation of TC only from quartz content. Some samples with similar values of quartz content, however, illustrated great differences in TC, presumably caused by differences in the size of minerals. An analysis from structural models showed that TC of rocks with fine-grained minerals was likely to fall in the region between Series and EMT model, and it moved up to ME and Parallel model as the size of minerals increased. This progressive change of structural models implies that change of TC depending on the size of minerals is possibly related to the scale of experiments; TC was measured from a disk sample with a thickness of 3 mm. Therefore, in case of measurements with a thin sample, TC can be overestimated as compared to the real value in the field scale. The experimental data illustrated that the scale effect was more pronounced for rocks with bigger size of minerals. Thus, it is worthwhile to remember that using a measured TC as a representative value for the real field can be misleading when applied to many geothermal problems.

Key words : effective thermal conductivity, structural models, rocks, quartz content, scale effect

화강암, 사암, 편마암으로 구성된 21개 암석시료를 대상으로 열전도도를 측정하고, XRD 정량분석을 통하여 구성광물의 조성을 파악하였으며, 구조모형을 이용하여 석영 함량 및 광물입자의 크기가 암석의 유효열전도도에 미치는 영향을 분석하였다. 측정된 열전도도는 석영 함량과 높은 상관성을 보여 ($R^2=0.75$), 석영 함량으로부터 열전도도를 추정할 수 있는 선형회귀모형을 제시하였다. 화강암 및 변성암 일부 시료의 경우 유사한 석영 함량에도 불구하고 열전도도가 크게 다른 값을 보였는데, 이는 주로 광물입자의 크기 변화와 관련이 있는 것으로 나타났다. 구조모형을 통한 분석 결과 입자의 크기가 작을 경우 열전도도는 series와 EMT모델의 중간 영역에 해당하는 값을 보이며, 입자가 커지면서 EMT모델, ME모델을 거쳐 Parallel모델에 근접하게 변화하였다. 이러한 열전달 구조모형의 변화는 입자의 크기에 따른 열전도도 변화가 3 mm 두께의 원반시편을 이용하는 실험 규모와 관련이 있음을 시사한다. 즉, 얇은 원반시료를 이용하여 암석의 열전도도를 측정할 경우 규모효과에 의하여 실제 지반의 값보다 과대평가될 가능성이 높으며, 특히 광물 입자의 크기가 클수록 이러한 오차는 더 커질 것으로 예상된다. 따라서 지열과 관련된 다양한 해석 모델에서 실험실 측정값을 실제 현장규모에서의 대표값으로 사용할 경우 모델의 예측 신뢰도에 영향을 줄 수 있는 요인으로 작용할 수 있다.

주요어 : 유효열전도도, 구조모형, 암석, 석영함량, 규모효과

*Corresponding author: koo@kongju.ac.kr

1. 서 론

우리나라에서의 지열에너지 활용은 지열개발이 활발한 국가에 비해 상대적으로 부족한 편이지만 온천자원의 지속적인 개발과 더불어 최근에는 심부 지열수를 지역난방에 활용하기 위한 사업을 착수하였으며, 또한 천부 지중열을 활용한 지열 냉난방 시스템의 보급이 매우 활발하게 이루어지고 있어 점차 증가할 것으로 예상된다 (Song *et al.*, 2006). 최근에는 국내에서도 지열에너지를 지역난방, 시설영농 등 다양한 방식으로 직접적으로 활용하고 있어 이와 같은 저온형 지열자원의 활용이 지속적으로 증대될 경우 막대한 에너지 절약 및 대체 효과를 기대할 수 있다. 한편 지열에너지 활용의 증가추세에 맞추어 기반기술의 발전도 뒤따라야 하지만 아직까지도 우리나라 지열부존 특성에 대한 체계적인 연구 결과를 도출하지 못하고 있는 실정이며 (Song *et al.*, 2006), 특히 비효율적인 지열시스템의 보급 확산을 방지하기 위해서는 지반의 수리지열학적 특성을 반영한 열에너지 저장 시스템의 개발이 시급하다고 할 수 있다 (Shim and Lee, 2010).

지열을 열원으로 이용하는 지열원 열펌프 (geo-heat pump) 시스템의 설계나 성능 분석을 위해서는 지중 온도의 심도별 분포 및 시간적 변화에 대한 정보가 매우 중요하며 (Lim *et al.*, 2007), 이는 열전도도 및 열확산계수와 같은 지반의 열물성에 의하여 결정되는 것으로 알려져 있다. 지반의 열물성은 지열류량 조사에서 필수적인 매개변수이며 (Kim *et al.*, 2004), 방사성 폐기물 처분 (Wells and Bathke, 1979), 지반공학, 지열학 분야에서 그 중요성이 대두됨에 따라 암석의 물리적인 성질과 열물성과의 관계 (Singh *et al.*, 2007; Ugur and Demirdag, 2006), 온도, 압력이 열물성에 미치는 영향 (Seipold and Huenges, 1998; Vosteen and Schellschmidt, 2003; Ray *et al.*, 2006; Dwivedi, *et al.*, 2008), 암석의 이방성에 따른 열전도도 변화 (Clauser and Huenges, 1995) 등과 같은 열물성 연구가 많이 수행되었다.

이와 같이 지반의 열물성은 지하 열 자원 부존량을 정량적으로 평가하고자 할 때 가장 우선적으로 산정해야 하는 주요 입력변수라 할 수 있다. 지반의 열물성 산정 방법은 일반적으로 1) 암종별로 알려진 대표값을 이용하는 방법, 2) 코아 시료를 채취하여 측정하는 방법, 3) 지중 온도관측 자료를 해석하여 구하는 방법, 4) 열반응 시험 (thermal response test)을 이용한 원위치 산정법 등으로 구분된다 (Cha *et al.*, 2008). 최

근 한국지질자원연구원에서는 전국에 걸쳐 다량의 암석 코아 시료를 채취하고 열물성을 측정하여 국내 지반의 열물성에 대한 D/B를 구축하고 있다 (Park *et al.*, 2007; Park *et al.*, 2009).

한편 열물성 측정 자료가 없을 경우 경험식과 같은 간접적인 방법으로 열물성을 추정할 수 있다. 이러한 방법으로는 밀도와 열물성 (Maqsood *et al.*, 2004; Sundberg *et al.*, 2009) 또는 P와 속도와 열물성 (Ozkahramn *et al.*, 2004)과의 관계식 등이 제시된 바 있지만, 주로 암석을 구성하는 조암광물의 종류 및 함량, 공극률 등의 자료로부터 열물성을 추정하는 방법이 이용된다 (Pribnow and Umsonst, 1993; Luo *et al.*, 1994; Fjeldskaar *et al.*, 2009). 암석을 구성하는 성분 (조암광물, 공기, 물)들의 함량을 알게 되면 이들의 함량비로부터 다양한 종류의 혼합모델 (mixing model)을 이용하여 열전도도를 산정할 수 있다. 기하 혼합모델 (Woodside and Messmer, 1961)은 최근까지 많이 이용되는 대표적인 열전도도 산정 모델이다. Jessop (2008)은 수치모델을 통하여 광물입자의 크기와 배열에 따라서도 열전도도가 다소 달라질 수 있음을 보였다.

최근 식품공학 분야에서는 음식의 열전도도를 추정하기 위한 범용 (generic) 모델로 구조모델 (structural model)에 대한 연구가 활발하다 (Maroulis *et al.*, 2002; Carson, 2006; Carson *et al.*, 2006). 구조모델은 매질을 구성하는 성분들의 물리적인 구조에 적합한 방정식을 이용하여 각 구성성분의 열전도도와 함량에 따른 유효열전도도 변화를 예측하는 해석 모델이다. Carson *et al.* (2005)은 다공성 매질의 공극구조를 크게 내부공극 (internal porosity)과 외부공극 (external porosity)으로 구분하여 이에 따라 다공성 매질의 유효열전도도가 어떻게 달라지는지 분석하였다. Wang *et al.* (2006)은 다양한 구조모델들을 통합하는 단일 (unifying) 방정식을 유도하였으며, 구조모델들을 결합하여 불균질 매질의 열전도도를 예측하는 다중 구조모델을 제시하였다. Wang *et al.* (2008)은 구조모델 중 Maxwell-Eucken (ME) 모델과 유효매질이론 (EMT) 모델을 이용하여 상호연속적인 구조모델 (CC)을 유도하였으며 불균질 매질의 유효열전도도를 예측하는데 적용하였다.

이들 구조모델에 대한 연구는 주로 식품을 대상으로 수행되었으며 토양 및 암석 시료의 적용 사례도 일부 제시된 바 있다 (Carson *et al.*, 2005; Wang *et al.*, 2008). 최근 Cha *et al.* (2010)는 토양 및 모래 시료를 대상으로 열전도도를 측정하여 함수비에 따라 불포

화 매질의 열전도도 변화가 어떻게 발생하는지 구조모형을 통하여 규명하였다. 본 연구에서는 화강암, 사암 및 편마암의 21개 코어시료를 대상으로 열전도도 측정 및 XRD분석을 통해 조암광물의 조성에 따라 열전도도가 어떻게 달라지는지 분석하였으며, 구조모형을 통하여 광물입자의 크기와 배열이 열전도도에 미치는 영향을 고찰하였다.

2. 이론 및 실험방법

암석의 유효열전도도는 주로 온도, 압력 및 기질을 구성하는 물질의 종류에 따라 달라지며, 동시에 입자 배열, 연결성 등과 같은 물리적인 구조의 영향을 받는다. 여러 광물로 구성된 암석과 같이 불균질한 매질의 유효열전도도를 설명하는 구조모형은 직렬 (series) 모델, 병렬 (parallel) 모델, 기하평균 (geometric mean; GM) 모델, Maxwell-Eucken (ME) 모델, 유효매질이론 (effective medium theory; EMT) 모델, 상호연속 모델 (co-continuous model; CC model) 등이 있다 (Carson *et al.*, 2005; Wang *et al.*, 2008).

Series 및 parallel 모델은 매질을 구성하는 각 성분들이 층상구조를 가질 때 적용되는 모델로, 열전도 방향이 층상구조에 수직할 경우 Series 모델이, 수평할 경우 parallel 모델이 적용된다. GM 모델은 매질의 각 구성성분들이 임의의 방향과 분포를 갖는 형태로 매질의 유효열전도도를 구하는데 가장 쉽게 이용될 수 있는 방법이다. ME 모델 (Eucken, 1940; Maxwell, 1954)은 매질을 구성하는 성분 중 하나가 연속적인 상으로 존재하며 그 내부에 나머지 성분들이 비연속상으로 분산되어 있는 구조를 갖을 때 적용되는 모델이다. ME 모델의 종류는 연속상과 그 내부에 분산되어 있는 광물입자가 갖는 열전도도의 차이에 따라 두 가지로 분류되며, 이 연구에서는 석영을 연속상으로 이용하였다. EMT 모델 (Landaur, 1952; Mattea *et al.*, 1986)은 매질의 모든 구성성분이 연속적이거나 분산되어 나타나는 것이 아니라 완전히 무작위 (random)로 분포하는 구조를 갖을 경우 적용되는 모델이다. 마지막으로 CC 모델은 매질을 구성하는 각각의 구성성분이 서로 연속적으로 분포하는 모델로 최근 Wang *et al.* (2008)에 의해 제시되었다. Series, Parrell, GM, ME, EMT, 및 CC 모델의 유효열전도도 산정식은 각각 다음과 같다.

$$k_e = \frac{\sum v_i}{\sum \frac{v_i}{k_i}} \quad (1)$$

$$k_e = \frac{\sum k_i v_i}{\sum v_i} \quad (2)$$

$$k_e = \prod k_i^{v_i} \quad (3)$$

$$k_e = \frac{\sum k_i v_i \frac{3k_{cont}}{2k_{cont} + k_i}}{\sum v_i \frac{3k_{cont}}{2k_{cont} + k_i}} \quad (4)$$

$$k_e = \frac{\sum k_i v_i \frac{3k_e}{2k_e + k_i}}{\sum v_i \frac{3k_e}{2k_e + k_i}} \quad (5)$$

$$\sum v_i \frac{(k_i - k_e)(2k_i + k_e)}{k_i} = 0 \quad (6)$$

여기서 k_e 는 매질의 유효열전도도, k_i 와 v_i 는 각각 i 번째 상의 열전도도와 함량 (volume fraction), k_{cont} 는 연속적인 상의 열전도도를 나타낸다.

본 연구에서는 국내에서 채취한 화강암 (7개), 사암 (5개) 및 편마암 (9개) 시료를 대상으로 암석의 열물성을 측정하였다. 채취한 암석은 코어링 (coring)을 통해 25.4 mm 직경의 코어 (core)를 만든 후 3 mm 두께의 측정용 원반 (disk)으로 제작하였다. 밀도와 공극률은 이 원반을 대상으로 포화 및 건조상태의 무게와 Archimedes의 원리를 이용하여 측정된 부피로부터 계산하였다. 암석의 열전도도는 Parker *et al.* (1961)에 의해 제안된 flash method를 적용한 장비인 LFA-447 Nanoflash를 사용하여 측정하였다. 본 장비는 시료 원반의 아래 면에 있는 xenon flash lamp를 이용하여 원반에 열을 가한 후 반대편에 전달된 열을 온도 센서를 이용하여 측정하고 이를 분석하여 암편의 열확산계수를 산정한다. 열확산계수는 Cowan (1961)이 제안한 수학적 모델에 측정된 온도자료를 적용하여 산정하였으며, 비열은 대상시료와 표준시료의 온도변화 자료를 비교·분석하여 구하였다. 표준시료 (Pyroceram)의 밀도는 2.61 g/cm³이며, 열확산계수, 비열 및 열전도도는 각각 1.926 mm²/s, 0.8 kJ/kgK 및 4.008 W/mK이다. 암석의 열전도도는 시료의 건조밀도, 열확산계수 및 비열을 이용하여 다음 식과 같이 계산된다.

$$k = \alpha \rho C_p \quad (7)$$

여기서 k 와 α 는 열전도도 (W/mK) 및 열확산계수 (mm²/sec)이며, ρ 와 C_p 는 밀도 (g/cm³)와 비열 (kJ/kgK)

Table 1. Measured porosity, thermal conductivity and mineralogical compositions of 21 rock samples

ID	porosity	k (W/mK)	Minerals (volume fraction, %)										
			Ab	Orth	Micr	Musc	Bio	Chl	Calcite	Dol	Qz	Hbl	Hem
I1	0.016	1.88	43.8	-	21.6	-	3.8	5.6	1.6	-	23.6	-	-
I2	0.010	2.27	32.5	27.4	-	-	8.3	1.1	-	-	30.7	-	-
I3	0.010	2.68	40.2	9.2	-	-	8.7	2.1	-	-	39.7	-	-
I4	0.011	2.91	34.5	25.5	-	-	0.8	5.4	-	-	33.7	-	-
I5	0.018	3.30	22.4	13.7	-	-	-	2.0	-	-	59.1	2.8	-
I6	0.006	3.30	26.8	-	30.7	4.5	-	1.0	-	-	37.1	-	-
I7	0.012	4.04	32.5	15.8	-	-	8.0	-	-	-	43.7	-	-
S1	0.032	2.06	58.1	13.4	-	-	-	17.6	1.5	-	1.6	7.7	-
S2	0.033	2.88	41.2	-	11.9	5.7	-	-	1.1	9.7	30.2	-	0.2
S3	0.020	3.65	31.5	-	5.9	8.8	-	2.1	1.7	-	50.0	-	-
S4	0.005	4.92	-	-	-	4.9	-	2.1	29.2	-	62.5	-	1.3
S5	0.003	5.59	-	-	-	7.5	-	5.4	-	-	87.2	-	-
M1	0.008	1.66	77.0	-	-	-	13.3	-	-	-	-	9.7	-
M2	0.006	2.32	34.9	11.4	-	-	18.7	-	-	-	35.0	-	-
M3	0.019	3.00	28.0	5.2	-	10.9	-	1.8	19.3	-	34.8	-	-
M4	0.004	3.57	20.6	-	6.9	9.1	5.7	5.1	1.2	-	51.4	-	-
M5	0.005	3.65	24.3	2.2	-	21.6	11.9	4.8	1.7	-	33.7	-	-
M6	0.006	3.97	14.9	-	-	19.6	28.5	1.9	-	-	35.1	-	-
M7	0.008	4.50	6.4	-	-	12.8	7.3	1.1	-	-	72.5	-	-
M8	0.032	4.53	-	-	-	10.1	-	-	-	-	89.9	-	-
M9	0.005	5.07	7.8	-	-	16.7	6.0	3.3	-	-	66.1	-	-
k*			2.14	2.31	2.49	2.28	2.02	5.15	3.59	5.51	7.69	2.81	11.28

k*: Thermal conductivity (W/mK) from Clauser and Huenges (1995)

을 나타낸다. 시료의 구성광물 및 함량은 열물성 측정이 완료된 원반을 대상으로 XRD 정량분석을 통하여 획득하였다.

3. 결과 및 고찰

암석의 열전도도는 구성광물의 종류 및 함량, 특히 석영 (SiO₂)의 함량에 따라 크게 달라지며 (Ray *et al.*, 2006), 광물의 입자크기와 배열상태 등 물리적인 구조의 영향을 받기도 한다. Table 1은 21개 시료를 대상으로 측정된 공극률, 열전도도, 및 XRD 정량분석을 통하여 구한 암석의 구성광물 및 함량을 나타낸 것이다. 실험에 이용된 암석은 화강암 (I1~I7), 사암 (S1~S5) 및 편마암 (M1~M9)으로 구분된다. 암석시료의 조암광물로는 조장석, 정장석 및 미사장석의 장석류 (feldspar group)와 백운모, 흑운모 및 녹니석 등의 운모류 (mica group), 석영 (quartz), 각섬석류 (amphibole group), 탄산염 (carbonate) 등으로 구성되며, 열전도도가 가장 큰 광물인 석영의 함량은 0.0~89.9%의 범위를 갖는다.

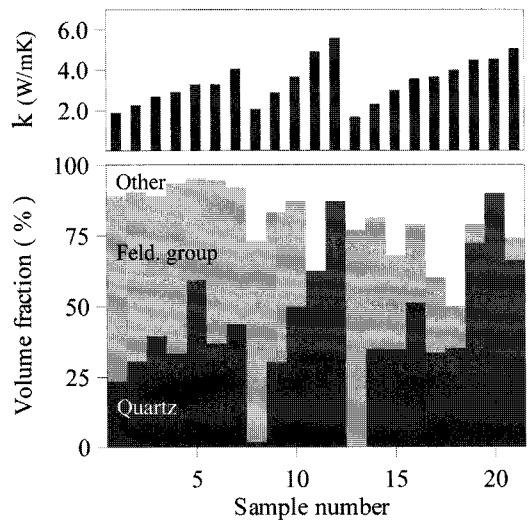


Fig. 1. Comparison of mineralogical compositions and the effective thermal conductivity of the 21 rock samples.

Fig. 1은 각 시료의 광물 구성비와 열전도도 측정값을 도시한 것으로 구성비는 광물의 열전도도가 큰 석

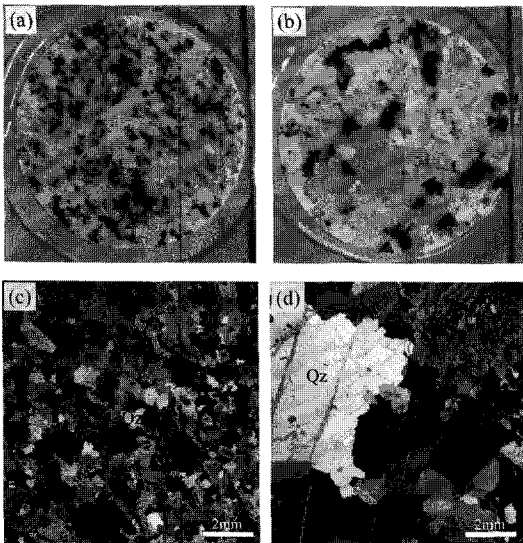


Fig. 2. Close view of igneous rocks: (a) a photograph of I3, (b) a photograph of I7, (c) a microphotograph of I3 and (d) microphotograph of I7.

영 (7.69 W/mK)과 상대적으로 낮은 열전도도를 갖는 장석류 (2.14~2.49 W/mK) 및 다른 광물군으로 구분하였다. 화강암은 석영 (23~59%)과 장석류가 90% 이상을 차지하며 나머지는 운모류로 구성되어 있다. 사암은 석영과 장석류가 60~90%, 운모류와 탄산염이 약 10~40%를 차지한다. 편마암의 경우 석영과 장석류가 50~90%, 운모류와 탄산염이 10~50%를 차지한다. 편마암은 운모류의 함량이 높게 나타났다. 그림과 같이 측정된 암석의 열전도도는 석영의 함량과 높은 상관관계를 가진다.

Fig. 2는 화강암 I3과 I7시료의 박편사진으로 박편은 열물성 실험에 이용된 원반과 접하는 코어 부분을 추가로 절단하여 제작하였다. Fig. 2a와 b는 일반사진기를 이용하여, Fig. 2c와 d는 광학현미경을 이용하여 촬영한 사진이다. 현미경 사진의 크기는 10 mm×10 mm이며 그림에서 Qz는 석영을 나타낸다. XRD 분석결과 I3시료는 조장석 (40.2%)과 석영 (39.7%)이 대부분을 차지하며 일부 정장석 (9.2%), 흑운모 (8.7%) 및 녹니석으로 구성된다. I7시료의 구성광물은 조장석 (32.5%), 석영 (43.7%), 정장석 및 흑운모로 되어있으며 두 시료는 비교적 유사한 광물조성을 가진다. 입자의 배열을 살펴보면 I3시료는 세립질의 광물들이 산재되어 분포하며, I7시료는 조립질의 광물, 특히 석영이 모여 있는 형태를 보인다. 이러한 입자배열 특성은 암석의 열전도도 측정에 사용된 원반의 수직적인 방향에서도 유

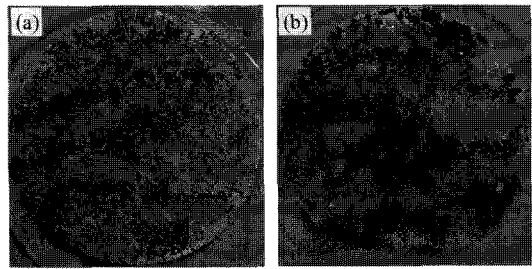


Fig. 3. Close view of metamorphic rocks: (a) M2 and (b) M6.

사한 형태를 보일 것으로 예상된다.

Fig. 3은 편마암인 M2와 M6시료의 박편 사진으로 일반사진기를 이용하여 촬영한 것이다. XRD 분석결과 M2의 광물조성은 조장석, 석영 (35.0%), 정장석 및 흑운모로 구성된다. M6는 조장석, 석영 (35.1%), 백운모, 흑운모 및 녹니석으로 구성되며, M2와 유사한 석영 함량을 가진다. Fig. 2의 화강암 시료와 같이 M2와 M6는 열물성 측면에서의 광물 조성은 유사하나 광물 입자의 크기에서 큰 차이를 보인다.

Fig. 4는 암석의 석영함량과 열전도도의 관계를 나타낸 것으로 석영함량이 증가할수록 열전도도가 증가하는 경향을 잘 보여준다. 21개 전체 시료를 대상으로 열전도도와 석영함량 사이의 상관관계를 분석한 결과 결정계수 (R^2)가 0.75로 높은 정의 상관성을 갖는 것으로 나타났다. 암종에 따른 상관성은 사암에서 결정계수가 0.96으로 가장 높게 나타났으며 (Fig. 4c), 화강암과 편마암의 경우 결정계수는 각각 0.47와 0.72이다. 암석의 유효열전도도는 주로 기질을 구성하는 물질의 종류와 성분비에 따라 달라지는데 석영의 열전도도가 상대적으로 매우 크게 때문에 Fig. 4와 같이 암석의 열전도도는 주로 석영의 함량에 의하여 결정된다. 21개 시료 전체의 측정값으로부터 산정된 열전도도의 회귀식은 다음과 같다.

$$k_e = 0.041Qz + 1.64 \quad (8)$$

여기서 Qz 는 공극을 제외한 암석의 기질에 대한 석영의 함량비 (%)를 나타낸다. 석영의 함량비가 100%일 때 회귀식으로부터 계산된 값 (5.74 W/mK)이 석영의 열전도도 (7.69 W/mK)와 차이가 나는 이유는 1-2% 내외의 공극률에 의하여 열전도도가 감소하기 때문이다. 공극률이 큰 토양의 경우 공극률은 열전도도를 변화시키는 주요 인자이다. Cha *et al.* (2008)은 토양의 공극률 및 함수비가 열전도도에 미치는 영향을

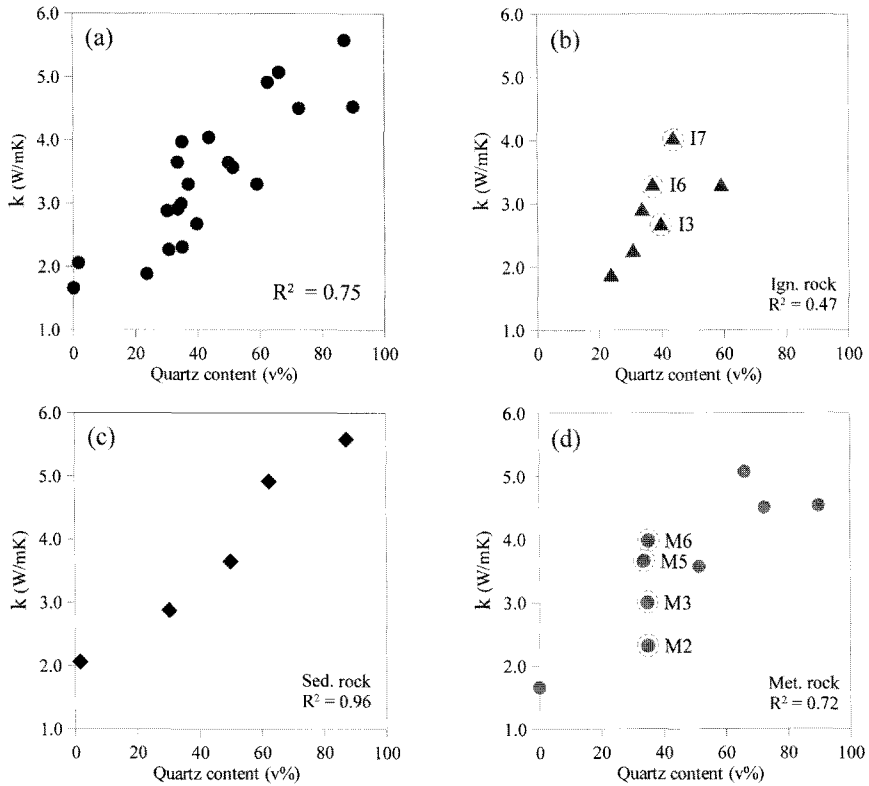


Fig. 4. Comparison of measured thermal conductivity and quartz content: (a) all samples, (b) igneous rocks, (c) sedimentary rocks and (d) metamorphic rocks.

분석하고, 열전도도를 산정할 수 있는 다중회귀모형을 제시한 바 있다.

Fig. 4b 및 d와 같이 일부 시료는 석영의 함량의 유사함에도 불구하고 측정된 열전도도가 크게 다른 값을 보였다. Jessop (2008)은 결정질 암석에서 연속적인 배열을 보이는 광물이 높은 열전도도를 갖는 경우 광

물의 배열이 암석의 유효열전도도에 크게 영향을 주는 것으로 보고하였다. Fig. 4b와 Fig. 2 또는 Fig. 4d와 Fig. 3을 동시에 살펴보면 석영함량이 유사하더라도 광물입자의 크기, 특히 석영입자의 크기가 클수록 열전도도가 증가하는 것을 알 수 있다. 광물입자의 크기가 매질의 유효열전도도에 영향을 미치는 이유는 구조모

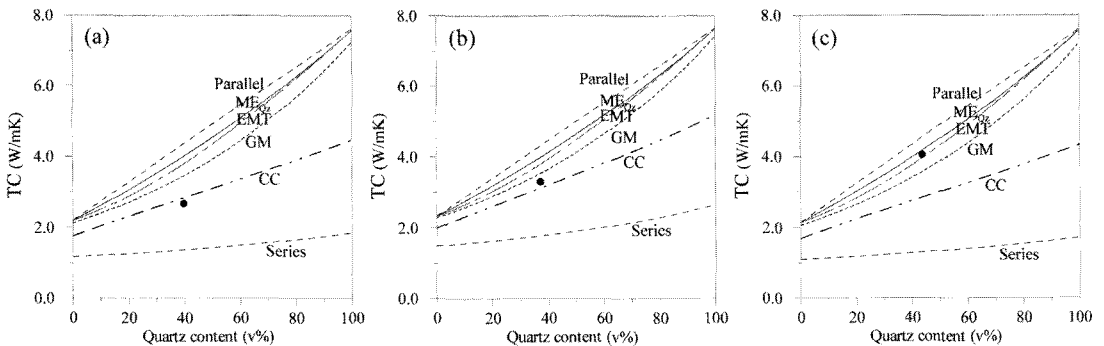


Fig. 5. Comparison of measured effective thermal conductivity with fundamental structural models for igneous rocks: (a) I3, (b) I6 and (c) I7.

델을 통하여 해석될 수 있다.

Fig. 5는 화강암 중 I3, I6 및 I7을 대상으로 측정된 열전도도와 3상 (공기, 석영, 기타광물)의 구조모델에 의해 계산된 유효열전도도를 석영함량에 따라 도시한 것이다. 공기의 열전도도는 0.025 W/mK 이며, 석영을 제외한 나머지 광물의 유효열전도도는 각 광물들의 조성비로부터 EMT모델을 이용하여 구하였다. 이들 시료의 석영함량은 37.1~43.7%로 유사하며, 공극률은 각각 0.01, 0.006 및 0.012이다. I3시료의 유효열전도도는 series와 EMT모델 사이의 영역에 위치한다 (Fig. 5a). 즉, I3을 구성하는 광물들의 공간적 분포, 특히 열전도도가 높은 석영과 열전도도가 상대적으로 낮은 기타광물들의 분포가 열 흐름 방향으로 층상구조와 무작위구조의 중간적인 구조특성을 가지는 것을 의미한다. 이러한 매질의 열전달 구조 특성은 Fig. 5의 I6 및 I7에서와 같이 입자의 크기가 커지면서 EMT모델을 거쳐 ME모델 방향으로 변화하는 경향을 보이게 된다. I7시료의 경우 모든 구성광물들이 완전히 무작위로 분포하는 EMT모델과 석영이 연속적인 상으로 분포하고 다른

광물들이 비연속적인 상으로 분산되어 존재하는 ME모델의 중간 영역에 위치한다. 이는 박편사진 (Fig. 2d)에 나타난 바와 같이 조립질의 석영입자가 실험용 원반의 수직적인 두께 (3 mm)보다 크기 때문에 측정과정에서 연속적인 상의 역할을 했던 것으로 추정된다.

Fig. 6은 편마암 시료 M2, M3, M5 및 M6의 열전도도 측정값과 구조모델에 의해 계산된 유효열전도도를 석영함량에 따라 도시한 것이다. 그림과 같이 유사한 석영함량을 가짐에도 불구하고 M2에서 M6로 갈수록 열전도도가 증가하였는데, 이러한 열전도도 변화는 화강암 시료에서와 같이 구성광물들의 입자크기와 관련된 매질의 열전달 구조 변화에 기인한다. Fig. 6의 구조모델에 의한 분석 결과를 살펴보면 입자의 크기가 작을 경우 (M2) 열전도도는 series와 EMT모델의 중간 영역에 해당하는 값을 보이며, 입자가 커지면서 EMT모델, ME모델을 거쳐 Parallel모델에 근접하게 변화하는 것을 알 수 있다. M3의 경우 구성광물 중 열전도도가 큰 방해석의 함량이 상대적으로 높을 때 (Table 1) 이로 인한 영향도 무시할 수 없다. M6의 열전도도는

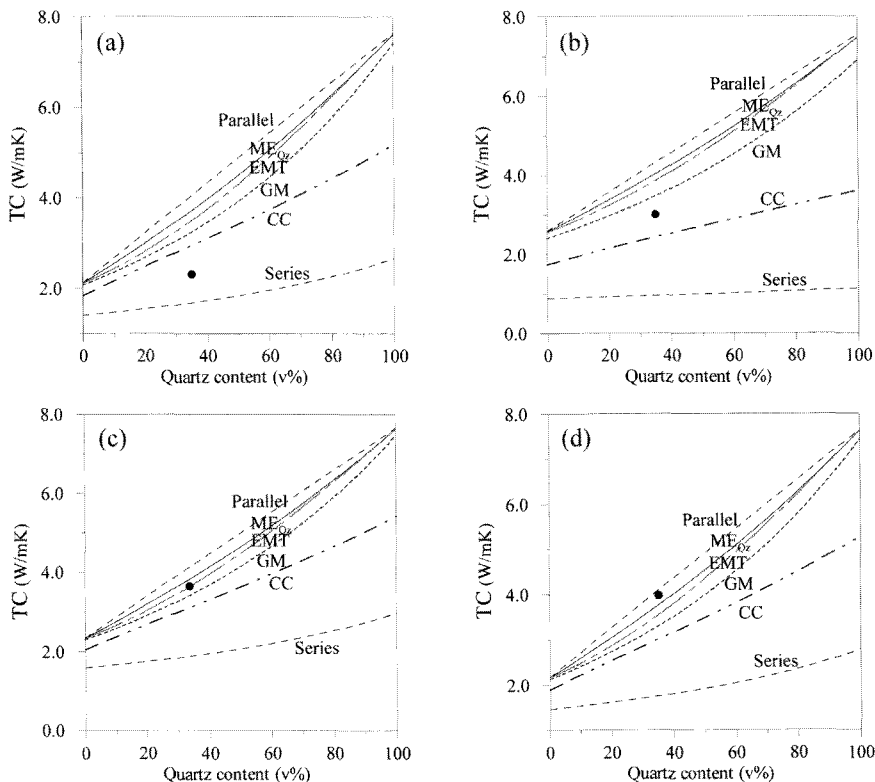


Fig. 6. Comparison of measured effective thermal conductivity with fundamental structural models for metamorphic rocks: (a) M2, (b) M3, (c) M5 and (d) M6.

EMT와 parallel모델의 중간 영역에 위치하는데, 이는 박편사진 (Fig. 3b)에 나타난 광물들의 입자 구조 및 배열과도 일치하는 결과이다. 즉, 석영은 하나의 덩어리로 다른 광물들 사이에서 연속 상으로 존재하며, 특히 열전달이 발생하는 수직방향으로의 실험 규모가 3 mm로 작기 때문에 입자 크기가 큰 M6의 경우 석영 뿐 아니라 다른 광물들도 열전달 방향에 평행하게 배열된 모델에 잘 일치하는 결과를 보인 것으로 해석된다. 편마암의 유효열전도도는 석영과 장석의 교호 (alternation)에 의한 편마구조 때문에 이방성 효과가 나타난다 (Vosteen and Schellschmidt, 2003). 그러나 본 실험에서의 원반 크기는 노두규모의 편마암에 보이는 편마구조의 두께보다 얇아 이방성에 대한 영향은 고려하지 않았다.

4. 결 론

암석의 유효열전도도는 주로 기질을 구성하는 광물의 종류에 따라 달라지며, 동시에 광물입자의 크기 및 연결성 등과 같은 물리적인 구조의 영향을 받는다. 본 연구에서는 21개 암석시료를 대상으로 열전도도를 측정하고, XRD 정량분석을 통하여 구성광물의 조성을 파악하였으며, 이를 구조모델에 적용하여 석영함량 및 광물입자의 크기가 암석의 유효열전도도에 미치는 영향을 분석하였다.

암석의 열전도도 변화는 주로 석영함량 변화에 기인한다. 21개 암석시료를 대상으로 측정된 석영함량과 열전도도 사이의 상관관계는 결정계수 (R^2) 0.75로 높게 나타난다. 따라서 본 연구에서 제시한 회귀식은 결정질 암석의 열전도도를 쉽게 추정할 수 있는 방법으로 이용될 수 있다. XRD 정량분석, 현미경분석, 또는 압편의 육안감별로 석영함량을 알게 되면 회귀식을 이용하여 열전도도를 추정할 수 있다. 석영의 함량 외에 암석의 열전도도를 변화시키는 다른 요인으로는 공극률, 기타 광물들의 종류와 함량비, 광물 입자들의 크기 등을 들 수 있다. 다공성 매질의 공극률 변화는 열전도도를 크게 변화시킬 수 있으나 결정질 암석의 공극률은 일반적으로 1-2% 내외로 매우 작으므로 회귀식에 의한 산정결과에 크게 영향을 미치지 않을 것으로 예상된다. 따라서 회귀식의 오차는 주로 석영 이외의 기타 광물들의 종류와 함량비가 달라지면서 발생하며 10% 내외의 오차 요인으로 작용할 것으로 분석된다.

화강암 및 변성암 일부 시료의 경우 유사한 석영 함량을 가짐에도 불구하고 열전도도가 크게 다른 값을 보였는데, 이는 주로 광물입자의 크기 변화와 관련이

있으며 구조모델을 통하여 그 연계성을 분석하였다. 구조모델 분석 결과를 보면 입자의 크기가 작을 경우 열전도도는 series와 EMT모델의 중간 영역에 해당하는 값을 보이며, 입자가 커지면서 EMT모델, ME모델을 거쳐 Parallel모델에 근접하게 변화하였다. 입자의 크기에 따른 이러한 열전달 구조모델의 변화는 3 mm 두께의 실험 규모와 깊은 관계가 있다. 입자의 크기가 실험규모보다 작을 경우에는 원반을 통한 열전달 과정에서 여러 종류의 광물 (phase)들을 통과해야하므로 series 또는 EMT모델 영역에 해당하는 열전달 구조를 가지게 된다. 하지만 입자의 크기가 실험규모 또는 그 이상 커질 경우 열전도가 각각의 광물입자들을 통하여 독립적으로 발생하게 되므로 주로 ME 또는 Parallel모델에 근접한 열전달 구조를 가진다.

따라서 실험실에서 측정된 암석의 열전도도는 이러한 규모효과 (scale effect)에 의하여 실제 현장 (field scale)의 열전도도와는 다른 값을 갖게 된다. 특히 조립질 광물로 구성된 암석의 경우 전술한 바와 같이 실험실 측정값은 ME 또는 Parallel모델에 근접한 값을 보이게 되는데, 실제 10^0 - 10^2 m 규모에서의 물성을 다루는 지중 열거동 문제에서는 입자크기 규모에서만 나타날 수 있는 이러한 규모효과가 사라지게 되므로 세립질 암석과 같이 series 또는 EMT모델로 설명되는 열전달 구조를 나타낼 것으로 추정된다. 즉, 얇은 원반 시료를 이용하여 암석의 열전도도를 측정할 경우 규모 효과에 의하여 실제 지반의 값보다 과대평가될 가능성이 높으며, 특히 광물 입자의 크기가 클수록 규모효과에 의한 오차는 더 커질 것으로 예상된다. 따라서 실험실 측정값을 실제 현장규모에서의 대표값으로 사용할 경우 지중열거동을 다루는 많은 지열 모델의 예측 신뢰도에 영향을 줄 수 있는 요인으로 작용할 수 있다. 본 연구에서 분석된 이러한 규모효과는 절리, 단층과 같은 지질구조의 규모에서도 동일하게 적용될 것으로 예상되며 이에 대한 수치해석적인 연구가 필요하다.

사 사

본 연구는 2010년도 지식경제부의 재원으로 한국에너지기술연구원 (KETEP)의 지원을 받아 수행되었습니다 (No. 2009T100200058).

참고문헌

Cha, J., An, S., Koo, M., Song, Y. and Kim, H.C. (2008)

- Effect of porosity and water content on thermal conductivity of soils. *Journal of KoSSGE.*, v.13(3), p.27-36.
- Cha, J., Koo, M. and Keehm, Y. (2010) An experimental analysis of effective thermal conductivity of porous materials using structural models. *Journal of KoSSGE.*, v.15(6), p.91-98.
- Carson, J.K. (2006) Review of effective thermal conductivity models for foods. *Int. J. of Refrigeration*, v.29, p.958-967.
- Carson, J.K., Lovatt, S.J., Tanner, D.J. and Cleland, A.C. (2003) An analysis of the influence of material structure on the effective thermal conductivity of theoretical porous materials using finite element simulations. *Int. J. of Refrigeration*, v.26, p.873-880.
- Carson, J.K., Lovatt, S.J., Tanner, D.J. and Cleland, A.C. (2005) Thermal conductivity bounds for isotropic, porous materials. *Int. J. of Heat and Mass Transfer*, v.48, p.2150-2158.
- Carson, J.K., Lovatt, S.J., Tanner, D.J. and Cleland, A.C. (2006) Predicting the thermal conductivity of unfrozen, porous food. *Journal of Food Engineering*, v.75, p.297-307.
- Clauser, C. and Huenges, E. (1995) Thermal conductivity of rocks and minerals. *Am. Geophysical Union*, p.105-126.
- Cowan, R.D. (1961) Proposed method of measuring thermal diffusivity at high temperatures. *J. Appl. Physics*, v.32, p.1363-1370.
- Dwivedi, R.D., Goel, R.K., Prasad, V.V.R. and Sinha, A. (2008) Thermo-mechanical properties of Indian and other granites. *Int. J. of rock mechanics & mining Sci.*, v.45, p.303-315.
- Eucken, A. (1940) Allgemeine Gesetzmäßigkeiten für das Wärmeleitvermögen verschiedener Stoffarten und Aggregatzustände. *Forschung Gebiete Ingenieur*, v.11(1), p.6-20.
- Fjeldskaar, W., Christie, O.H.J., Midttømme, K., Virnovsky, G., Jensen, N.B., Lohne, A., Eide G.I. and Balling N. (2009) On the determination of thermal conductivity of sedimentary rocks and the significance for basin temperature history. *Petroleum Geoscience*, v.15(4), p.367-380.
- Horai, K. and Simmons, G. (1969) Thermal conductivity of rock-forming minerals. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, v.6, p.359-368.
- Jessop, A.M. (2008) Models of thermal conductivity of crystalline rocks. *Int. J. of Earth Sci.*, v.97, p.413-419.
- Kim, H.C., Lee, S. and Song, M.Y. (2004) Geological Characteristics and Heat Flow Relationship in South Korea. *Econ. Environ. Geol.*, v.37(4), p.391-400.
- Landauer, R. (1952) The electrical resistance of binary metallic mixtures. *J. Appl. Phys.*, v.23, p.779-784.
- Lim, K., Lee, S. and Lee, C. (2007) An experimental study on the thermal performance of ground heat exchanger. *Exp. Thermal and Fluid Sci.*, v.31, p.985-990.
- Luo, M., Wood, J.R. and Cathles, L.M. (1994) Prediction of thermal conductivity in reservoir rocks using fabric theory. *Journal of Applied Geophysics*, v.32(4), p.321-334.
- Maqsood, A., Kamran, K. and Hussain, G. (2004) Prediction of thermal conductivity of granite rocks from porosity and density data at normal temperature and pressure: in situ thermal conductivity measurements. *J. of Physics D: Applied Physics*, v.37, p.3396-3401.
- Maroulic, Z.B., Krokida, M.K. and Rahman, M.S. (2002) A structural generic model to predict the effective thermal conductivity of fruits and vegetables during drying. *Journal of Food Engineering*, v.52, p.47-52.
- Mattea, M., Urbicain, M.J. and Rotstein, E. (1986) Prediction of thermal conductivity of vegetable foods by the effective medium theory. *J. Food Sci.* v.51 (1), p.113-115.
- Maxwell, J. C. (1954) A treatise on electricity and magnetism. Dover Publications Inc., New York, 500p.
- Ozkahraman, H.T., Selver, R. and Isik, E.C. (2004) Determination of the thermal conductivity of rock from P-wave velocity. *Int. J. of Rock Mechanics & Mining Sci.*, v.41, p.703-708.
- Park, J., Kim, H.C., Lee, Y., Shim, B. and Song, M.Y. (2009) Thermal Properties of Rocks in the Republic of Korea. *Econ. Environ. Geol.*, v.42 (6), p.591-598.
- Park, J., Kim, H.C., Lee, Y. and Song, M.Y. (2007) A study on thermal properties of rocks from Gyeonggido, Gangwon-do, Chungchung-do, Korea. *Econ. Environ. Geol.*, v.40, no.6, p.761-769.
- Parker, W.J., Jenkins, W.J., Butler, C.P. and Abbott, G.L. (1961) Flash method of determining thermal diffusivity, heat capacity and thermal conductivity. *J. App. Physics*, v.32, p.1679-1684.
- Pribnow, D. and Umsonst, T. (1993) Estimation of thermal conductivity from the mineral composition: Influence of fabric and anisotropy. *Geophysical Research Letters*, v.20, p.2199-2202.
- Ray, L., Forster, H.-J., Schilling, F.R. and Forster, A. (2006) Thermal diffusivity of felsic to mafic granulites at elevated temperatures. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, v.251, p.241-253.
- Seipold, U. and Huenges, E. (1998) Thermal properties of gneisses and amphibolites - high pressure and high temperature investigations of KTB-rock samples. *Tectonophysics*, v.291, p.173-178.
- Shim, B.O. and Lee, C. (2010) Status of Underground Thermal Energy Storage as Shallow Geothermal Energy. *Econ. Environ. Geol.*, v.43 (2), p.197-205.
- Singh, T.N., Sinha, S. and Singh, V.K. (2007) Prediction of thermal conductivity of rock through physico-mechanical properties. *Building and Environment*, v.42, p.146-155.
- Song, Y., Kim, H. C. and Lee, S.K. (2006) Geothermal research and development in Korea. *Econ. Environ. Geol.*, v.39(4), p.485-494.
- Sundberg, J., Back, P., Ericsson, L.O. and Wrafter, J. (2009) Estimation of thermal conductivity and its spatial variability in igneous rocks from in situ density logging. *Int. J. of rock mechanics & mining Sci.*, v.46, p.1023-1028.
- Ugur, I. and Demirdag, S. (2006) Investigation of the relation between the specific heat capacity and material properties of some natural building and facing stones. *Int. J. of Rock Mechanics & Mining Sci.*, v.43, p.831-835.
- Vosteen, H. D. and Schellschmidt, R. (2003) Influence of

- temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock. *Physics and Chemistry of the Earth*, v.28, p.499-509.
- Wang, J., Carson, J.K., North, M.F. and Cleland, D.J. (2008) A new structural model of effective thermal conductivity for heterogeneous materials with co-continuous phases. *Int. J. of Heat and Mass Transfer*, v.51, p.2389-2397.
- Wells, P.B. and Bathke, E.A. (1979) Transient heat conduction from buried underground radioactive nuclear waste. *J. Energy*, v.3, p.227-234.
- Woodside, W. and Messmer, J. (1961) Thermal conductivity of porous media. I. Unconsolidated sand, *J. Appl. Phys.*, v.32, p.1688-1699.

2010년 11월 18일 원고접수, 2011년 4월 21일 게재승인