

지하수온도 자료분석에 의한 대구지역 지하수 특성 연구 Analysis of Temperature Variations in Groundwater in the Taegu Area

성익환(Sung, Ig-Hwan)

한국자원연구소

요약/Abstract

지하수의 온도측정자료는 자연상태 및 인공적인 충전(Recharge)에 의한 지하수의 유동상태 및 대수층의 특성을 파악할 수 있는 중요한 parameter가 된다. 대수층내 지하수의 온도는 지하수를 저류하고 있는 대수층의 구성암석들의 온도를 반영하며, 지하수의 유동성과 저온능력은 지각내부에서 발달된 지열을 대수층내 분산시키는 역할을 한다.

조사지역내(25개 시추공)에서 측정된 지하수온도자료들은 대수층내 온도분포의 근원적인 수리지질학적 의미와 수리역학적 문제점 해결에 유용하게 이용되며, 또한 지표면으로부터 열원이 전달되는 전파율과 심부 지열 증온율 연구에 기여된다.

Ground-water temperature is one of the parameters for observing charges in the state of the ground-water regime in time and space, which relate to conditions for recharge as well as the influence of various natural and man-induced factors on the regime. Because ground-water saturates much of the rock materials in the upper layer of the earth's crust the water temperature reflects in part the temperature of the water-bearing rocks. The mobility and thermal capacity of ground-waters, however, serves to redistribute some of the heat within the stratosphere and to influence the development of the geothermal regime within this sphere.

The utilization of temperature data of the study area(25 points) in the solution of hydrogeologic problems requires an understanding of some of the fundamental aspects of subsurface temperatures. These include the depth of penetration of heat waves generated of the surface, the rate of propagation of the waves, and the geothermal gradient in the study area of Taegu.

서 언

대수층내 지하수의 온도는 지하수를 저류하고 있는 암석들의 온도를 반영한 것으로 Freeze(1979) 및 Todd(1980)는 다음과 같은 여러가지 요인에 의해 지배를 받는다고 했다.

- 태양열의 흡수량
- 지표수의 침투정도
- 지각 내부의 지열
- 암석의 열전도율
- 대수층 오염 정도

수리지질학적 문제해결을 위한 지하수온 측정자료를 이용함에 있어서는 기본적인 지하하부온도의 특성과악을 이해하는 것이 중요하다. 즉, 지표열이 얼마만큼의 깊이까지 전파될 것이며, 전파율은 얼마일 것이며, 특히 이 지역내 지열증온율의 변화상태는 어떠한지가 중요한 요인이 된다.

본 연구에서는 지하수온의 분포도, 계절적 변화, 지하증온율 및 공내온도차이에 따른 지하수의 수직투수계수(K_T)산출 등을 통하여 대구지역 대수층에 있어서 대수층특성을 연구코져 하였다.

지형, 기후 및 수계

본 역의 지형은 하나의 큰 분지로서 북부의 팔공산 화강암분지와 남부의 화산암 분포지가 지형적 고지를 이루고 있고, 서부와 동부에는 접촉변질되어 분지를 이루고 있다.

본 역의 수준면은 최고 600m에서 최저 20m로서 그 차가 심한 편이며, 기온은 대륙성 기후에 의한 내륙분지의 특성과 총적층의 총후가 얇고 암반의 노출로 인하여 여름에는

기온이 높고 겨울에는 낮아 연교차가 큰 특성을 나타낸다. 월 평균 최고기온은 8월에 30℃이며 최저기온은 2월에 -5℃를 나타내며 연평균기온은 14℃를 보이고 있다. 본 역의 강수량은 타지방에 비해 비교적 적어 연평균 1010mm(최근 20년간)이며, 우기와 건기의 구별이 뚜렷하여 12월에서 2월 사이에는 월 20mm이하이나, 8, 9월은 월 200mm이상의 강우량을 나타낸다.

본 역 수계는 크게 분지의 중앙부를 분류하면서, 신천 북부산지를 남남서류하는 문암천과 분지 북부를 관통하며 서류하는 금호강으로 구분된다. 신천과 문암천은 침산부근에서 금호강으로 유입된다. 즉, 본 역은 서류하는 사행천인 금호강의 유입권에 속한다. 또한, 원대동~대명동 능선의 서부지역은 신천으로 유입되지 않고 바로 금호강이나 낙동강으로 유입되는 소하천망이 있는데 이들은 산천의 영향을 받지 않고 낙동강과 금호강의 영향을 받는다.

지질 및 대수층 구조

본 역의 지질은 중생대 백악기의 퇴적암이 주체가 되며, 이를 관입용출한 안산암질암과 백악기 최후기에 있었던 심성관입 작용에 의한 심성화산암이 주요지질 구성원이 된다.

퇴적암류는 신라역암층 아래의 부정합을 경계로 낙동층군과 신라층군으로 대별되며, 기저암인 신라역암과 백악기 최초의 화산암인 학봉화산암은 특수한 암상으로 분류된다. 그 외는 니암, 니암질셰일, 셰일, 사암 등으로 구성되나 적색 및 회색계열 암색이 반복적으로 분포되므로 이를 지층분류 기준으로 하여 함안층, 반야월층으로 분류한다. 즉, 함

안층은 적색층이 우세하고, 반야월층은 녹회색, 흑색층이 우세하다.

본 역내 대수층의 구성암석은 경상계 퇴적층의 사암, 니암, 셰일 등으로 구성되어 있으며, 수차에 걸친 구조운동과 화산활동에 의해 재결정작용 및 방해석, 석영등의 이차 광물들로 치환되어, 퇴적암 자체의 공극율은 시료공극률측정결과 약 6% 미만(Gu, 1983) 임이 밝혀졌으며, 지하수의 흐름은 부분적으로 발달된 층적층, 절리대, 파쇄대 및 단층 등의 발달로 인한 2차 공극들을 통한 유동 구조의 특성을 나타내고 있다.

본 역내 대수층의 수직적 발달상태를 보면, 1~12m 깊이의 층적층 분포와 2~4m 심도의 잔류토층이 발달되어 있으며 그 하부에는 100~300m 가량의 두께로 발달된 균열된 퇴적암층이 발달되어 주대수층의 역할을 하고 있다.

지하수온 관측

본 조사 지역내에서 수행된 지하수온 관측은 25개 시추공을 대상으로 1985. 4~1986. 7까지 매월 1회씩 용출 및 양수시 지하수의

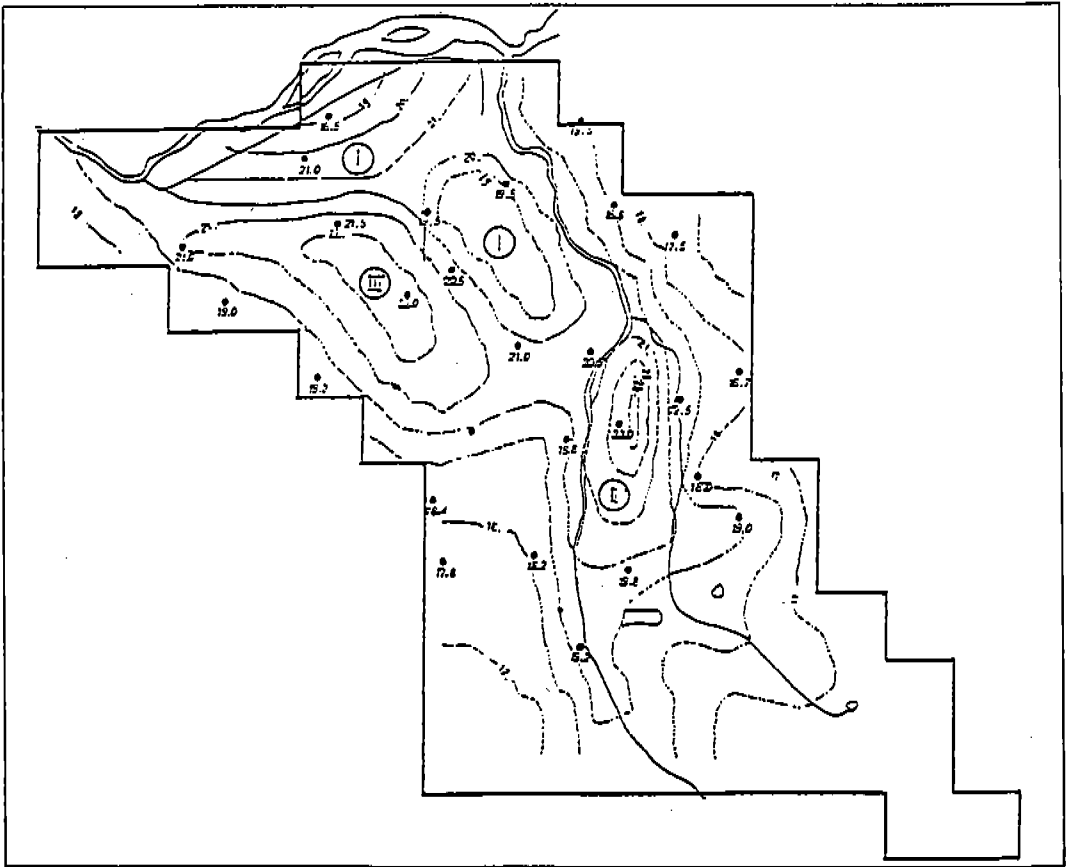


Fig. 1 조사지역내 지하수 온도분포

수온을 정기적으로 측정하였으며, 6개 시추공에 대하여는 공내 온도검증을 통하여 지하증온을 측정하였다(Fig. 1).

고 찰

지하수온 분포

본 역내에서 측정한 25개 시추공을 대상으로한 지하수의 용출온도의 분포는 1985년 8월을 기준으로 분포도를 작성하여 보면, 하천수의 유입을 확인할 수 있다(Fig. 1).

Fig. 1에서 보는 바와 같이 I, II, III지역에서 약간의 이상대를 형성하고 있으며 그 외의 지역에서는 완만한 수온 변화를 보이고 있다. 특히 I, II지역에서는 이 지역이 충전층이 발달한 지역으로서 중심부가 주변보다 수온이 높게 나타남을 볼 수 있는데, 이는 하천으로부터 유입된 지표수가 대수층 위를 덮고 있는 지표층이 여름 낮의 태양열에 의해 온도가 상승하는 현상을 볼 수 있다.

Group I 지역에 있어서는 하천으로부터 거리가 멀어질수록 +19℃에서 +20℃로 온도가 상승하는 온도 분포를 보이고 있는데, 이는 여름날 대기 온도보다 차가운 하천수가 대수층으로 유입됨을 알 수 있다[하천수<대기온도(+27.6℃)].

Group II, II지역에서는 +21℃와 +22℃의 온도 분포를 보이는데, 이는 일대가 도시 한복판으로서 지표구성이 주로 건물이나 아스팔트로 피복되어 있어 상당히 높은 온도를 가진(여름 대기온도 +37.7℃~+22.1℃ : 평균 +27.6℃) 상부열이 하부로 전달됨을 알 수 있다. 특히 8월 중에는 갈수기로서 신천내에 물이 흐르지 않으므로 인해 신천 하천수 유

입은 이루어지지 않음을 알 수 있다.

지하수온의 변화폭(variation)

Fig. 2와 Table. 1에서 보는 바와 같이 측정된 수온들은 각각 다른 요소들과 어떤 상관관계를 갖고 있음을 알 수 있다. 즉 지하수온 변화폭(variation)값은 각 시추공의 위치(고도), 하천으로부터 떨어진 거리, 그리고 수위의 변화폭($\Sigma\Delta H$) 등과 상관관계가 있음을 알 수 있다. 본역내 분포하는 지하수의 연평균값의 특성은 대수층의 특성에 따라 다음과 같이 3개의 Group으로 구분된다(Table 1).

- 피압면 대수층 : +15.8℃
- 반피압 대수층 : +16.3℃
- 자유면 대수층 : +16.8℃

상기 구분에서 보는 바와 같이 자유면 대수층내 평균지하수온의 값이 피압면 대수층내 평균 지하수온값보다 약 1℃높게 나타남을 볼 수 있는데, 이는 일반적으로 지표면의 온도 영향이 자유면 지하수가 용이함을 알 수 있다. 또한 Fig. 2에서 보는 바와 같이 각 시추공의 위치에 따라 연중 지하수온의 변화폭이 다르게 나타남을 볼 수 있는데 이 또한 대수층의 특성과 관련이 있음을 볼 수 있다.

- 피압면 대수층 : 6.5~9.0℃
(평균 : +7.6℃)
- 반피압면 대수층 : 6.0~10.5℃
(평균 : +8.9℃)
- 자유면 대수층 : 8.0~10.0℃
(평균 : +8.6℃)

지하수 변화량의 누적치($\Sigma\Delta T$)값과 각 시

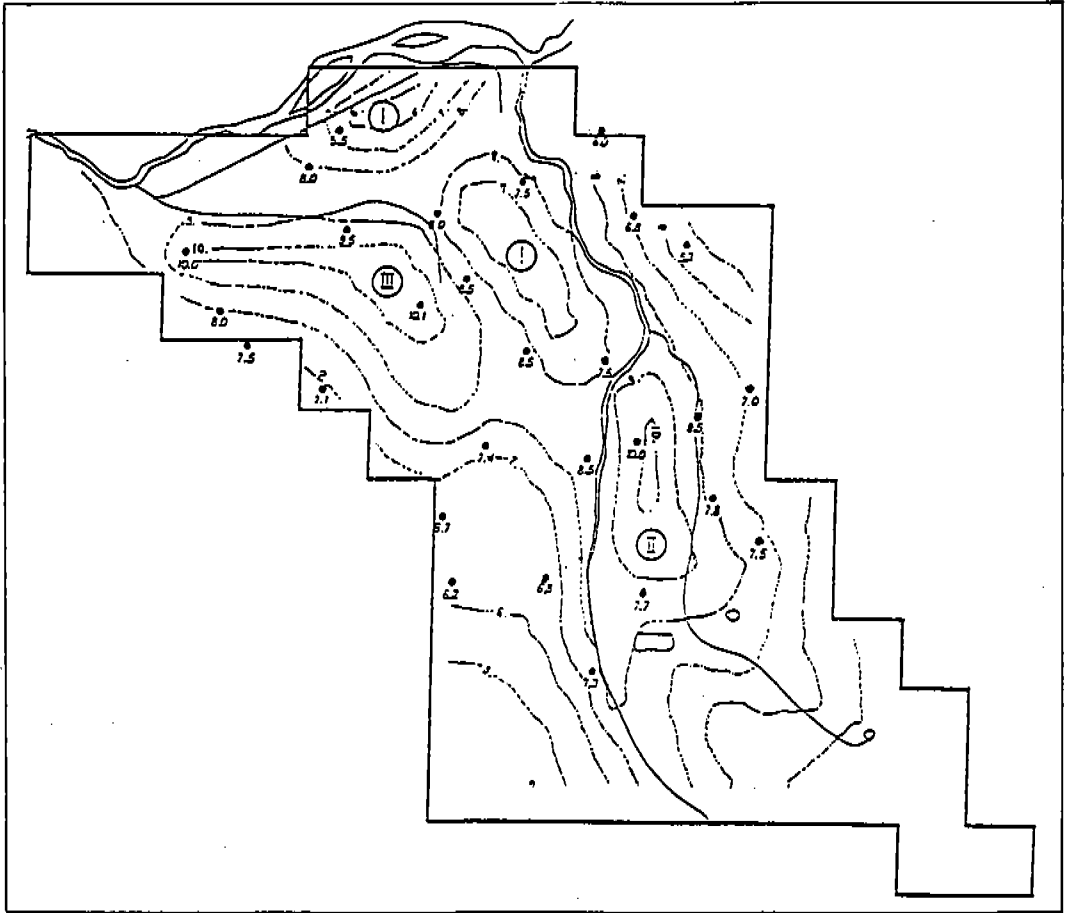


Fig. 2 지하수온도의 변화폭(Variation) 분포도

추공의 위치고도와는 서로 반비례함을 볼 수 있는데, 이는 피압면 대수층일수록 지하수온도의 변화량이 적음을 알 수 있고, 자유면 대수층에서는 지하수의 수온변화량이 크게 나타나며 이들은 본역에서 낮은 곳에 위치함을 알 수 있다(Fig. 4).

지하수의 증온율

일반적으로 지하로 40m 깊이가 증가함에 따라 수온이 약 1°C씩 증가함을 볼 수 있는데,

이는 대수층의 특성 및 구조에 따라 그 양상이 다르게 나타난다. 지표 약 10m 깊이까지는 일반적으로 수온변화가 일별, 계절별로 대기 온도 변화에 영향을 받으나, 그 이하의 깊이에서는 대기의 영향은 줄어들고 지하 증온율에 의한 영향에 따라 온도의 증가가 이루어진다.

Cartwright(1968, 1974)은 지표 부근에 있어 지하수온도의 변화는 각 지역의 위치에 따라 충전지역과 배출지역으로 구분됨을 연구하였고, Schneider(1962)은 국부적인 지열이상대

Table 1. 지하수온 측정결과 및 지하수온과의 상관요소

| | Maximum ℃ | Minimum ℃ | mean monthly ℃ | Variance annually ΔT | Total variance monthly ΣΔT | Altitude (m) | Distance from the river (M) | Total variance ΣΔH | Aquifer characteristic |
|---------|--------------|--------------|----------------------|----------------------------|-------------------------------------|-----------------|--------------------------------------|--------------------------|---------------------------|
| TEE-19 | 19.5 | 12.5 | 15.8 | 6.5 | 20 | 53.2 | 1100 | 14.5 | confined Aquifer |
| TUE-41 | 20.3 | 11.0 | 15.5 | 7.5 | 19.2 | 68.8 | 2400 | 9.8 | |
| TUE-99 | 20.0 | 13.0 | 16.0 | 6.5 | 16.0 | 70.0 | 1600 | 18.3 | |
| TSE-20 | 21.0 | 12.0 | 16.0 | 9.5 | 21.5 | 70.5 | 600 | 18.3 | |
| TWE-14 | 21.0 | 12.0 | 15.6 | 8.0 | 16.0 | 72.3 | 2300 | 11.8 | |
| TUE-29 | 20.0 | 11.5 | 16.0 | 7.0 | 16.0 | 76.4 | 1800 | 11.8 | |
| TSE-24 | 21.0 | 13.0 | 16.4 | 9.0 | 17.5 | 77.6 | 2400 | × | |
| TSE-60 | 19.5 | 12.0 | 15.0 | 6.5 | 12.3 | 88.0 | 2200 | × | |
| means | 20.3 | 12.1 | 15.8 | 7.6 | 17.3 | 72.1 | 1800 | 16.0 | |
| TNE-13 | 20.0 | 12.0 | 16.0 | 6.0 | 16.0 | 24.5 | 900 | 2.27 | Semi-confined Aquifer |
| TWE-53 | 22.5 | 13.0 | 17.0 | 9.0 | 17.0 | 30.0 | 1100 | 4.8 | |
| TNE-100 | 22.0 | 13.0 | 16.7 | 8.5 | 16.5 | 36.0 | 2300 | 9.2 | |
| TWE-26 | 21.0 | 12.0 | 16.5 | 8.0 | 15.0 | 38.0 | 3900 | 4.03 | |
| TNE-7 | 21.0 | 12.0 | 16.1 | 7.5 | 20.0 | 28.0 | 600 | 12.7 | |
| TCE-3 | 22.0 | 11.5 | 16.2 | 10.5 | 21.5 | 36.5 | 1800 | 4.5 | |
| TNE-10 | 23.0 | 12.0 | 17.6 | 9.5 | 18.8 | 42.5 | 800 | × | |
| TNE-18 | 21.5 | 11.0 | 15.9 | 7.0 | 18.8 | 51.4 | 900 | 9.6 | |
| TNE-22 | 24.0 | 13.0 | 17.1 | 9.5 | 22.0 | 52.8 | 400 | 8.5 | |
| TUE-8 | 22.0 | 12.0 | 15.7 | 8.0 | 18.0 | 53.6 | 1400 | 6.9 | |
| TSE-12 | 19.7 | 9.0 | 15.0 | 10.0 | 21.5 | 54.3 | 200 | 6.2 | |
| TUE-79 | 22.0 | 12.0 | 16.2 | 9.5 | 17.5 | 59.0 | 1200 | 13.7 | |
| TUE-64 | 22.0 | 11.5 | 15.7 | 10.5 | 20.5 | 77.0 | 2200 | 10.1 | |
| means | 21.8 | 11.8 | 16.3 | 8.9 | 18.7 | 44.9 | 1360 | 7.7 | |
| TWE-6 | 22.0 | 12.0 | 15.8 | 8.0 | 22.0 | 31.2 | 2000 | 2.27 | Un-confined Aquifer |
| TCE-5 | 21.5 | 12.0 | 17.1 | 8.0 | 22.0 | 44.0 | 100 | 5.1 | |
| TCE-2 | 21.5 | 12.0 | 17.0 | 8.5 | 20.5 | 45.3 | 1200 | 4.2 | |
| TCC-47 | 24.0 | 12.0 | 17.2 | 10.0 | 22.5 | 47.0 | 1000 | 2.0 | |
| means | 22.3 | 12.0 | 16.8 | 8.6 | 21.8 | 41.9 | 10.75 | 5.2 | |

의 분포가 지하수의 침투와 관련됨을 보여 주었다.

Table. 2에서 보는 바와 같이, 본 역내 수행한 6개 시추공내 온도검층자료에서 각각

구간별 지하수온율이 다르게 나타남을 볼 수 있다(Fig. 6).

Fig. 3에서 나타나는 점 P₀는 permanent regime 상태에서 충전되는 물이 도달되는 최대

지하수온도 자료분석에 의한 대구지역 지하수 특성연구

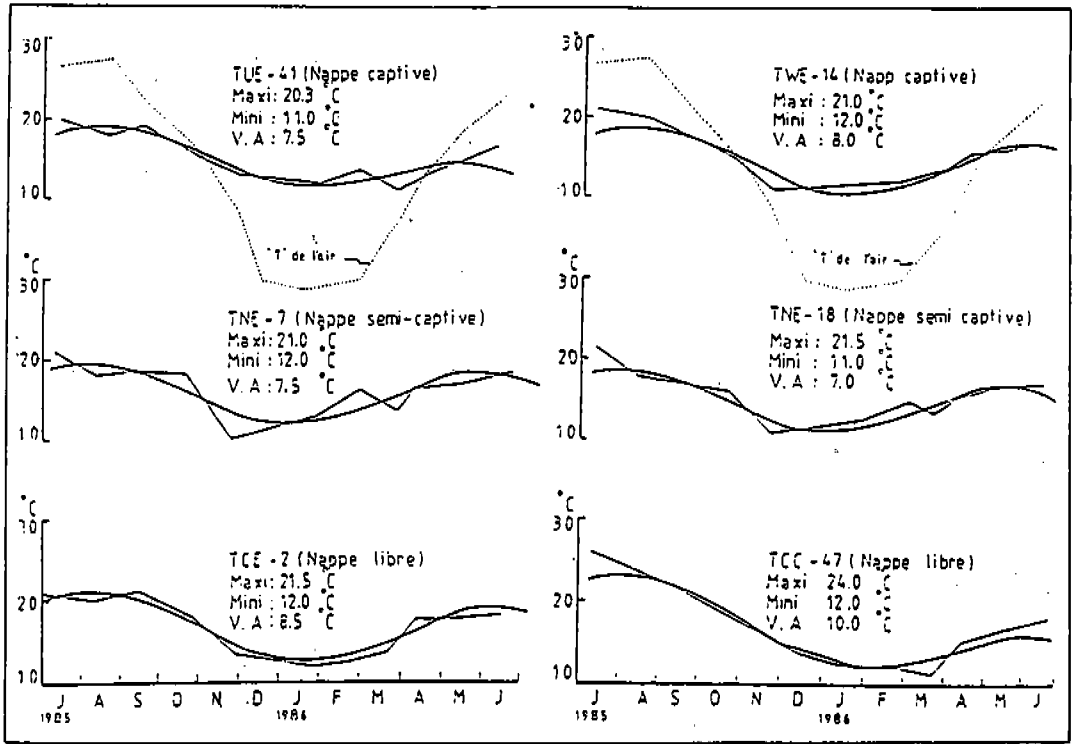


Fig. 3 각 공별 월별 지하수온 그래프

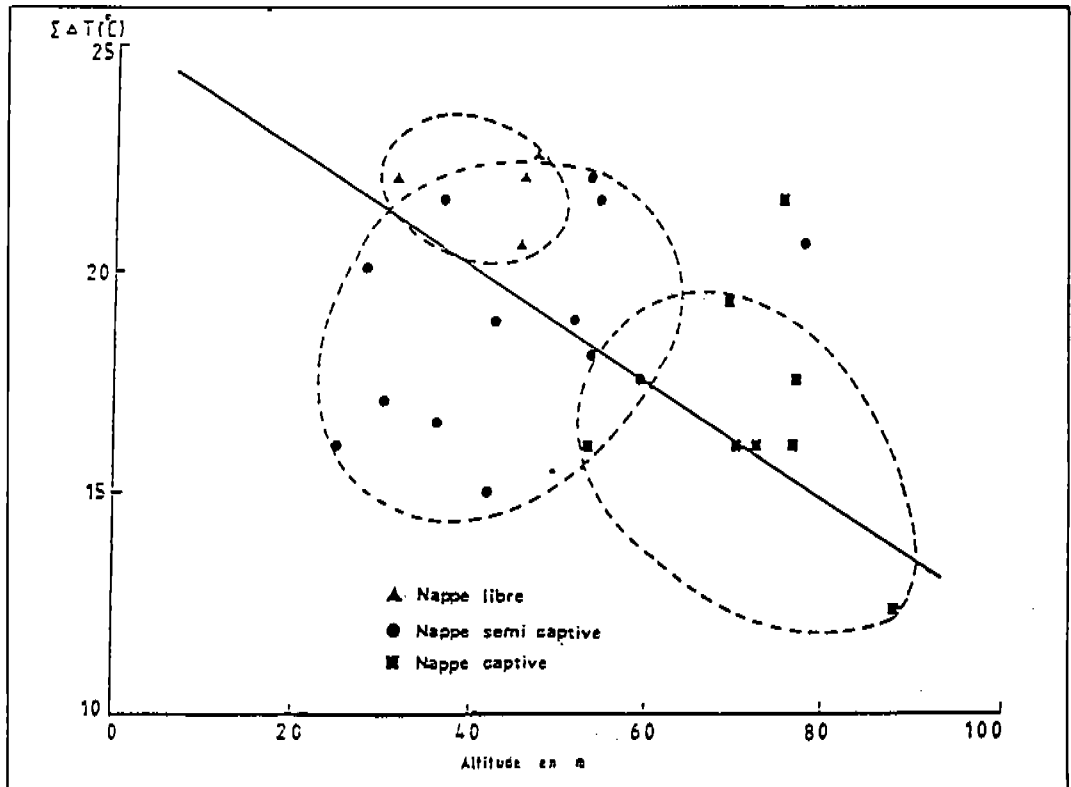


Fig. 4 $\Sigma \Delta T$ -Altitude와의 상관관계

Table 2. 각 공별 심도별 지하증은 및 대수층 특성

| Well No | T-Gradient of from 10m to 50m Depth | T-Gradient of from 50m to 150m Depth | Regions of recharge or discharge |
|----------|-------------------------------------|--------------------------------------|----------------------------------|
| TNP-136 | -0.2°C/30m | 3.1°C/100m | Recharge |
| TUE-97 | -0.8°C/40m | 3.7°C/100m | Recharge |
| TNK-3 | -3.2°C/40m | 3.6°C/100m | Recharge |
| TWK-6 | -0.2°C/35m | 2.5°C/100m | Hinge |
| TEK-4 | +0.1°C/40m | 1.9°C/100m | discharge |
| TNP-136A | -0.2°C/30m | 1.5°C/100m | discharge |

Table 3. 각 공별 Vertical permeability

| | TNP-126A | TNP-136 | TUE-97 | TNK-3 | TEK-4 | TWK-6 |
|-------------------------|----------|---------|---------|---------|---------|---------|
| γ_1 (°C) | 17.2 | 16.8 | 16.7 | 15.8 | 17.6 | 17.2 |
| γ_2 (°C) | 17.9 | 18.4 | 18.6 | 17.6 | 18.6 | 18.4 |
| γ_3 (°C) | 18.7 | 19.9 | 20.4 | 19.5 | 19.7 | 19.7 |
| α ° | 10.0 | 10.0 | 10.0 | 10.0 | 15.0 | 20.0 |
| Δz (m) | 50.0 | 50.0 | 50.0 | 50.0 | 50.0 | 50.0 |
| * $\frac{dl}{dh}$ | 5.0 | 5.0 | 5.2 | 8.0 | 5.5 | 19 |
| | 1000 | 1000 | 1000 | 1000 | 1000 | 1000 |
| Thermal Gradient (°C/m) | 1.5/100 | 3.1/100 | 3.7/100 | 3.6/100 | 1.9/100 | 2.5/100 |

* Hydraulic gradient

Table 4. 각 시추공별 계산결과

| | TNP-126A | TNP-136 | TUE-97 | TNK-3 | TEK-4 | TWK-6 |
|----------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|
| V_v (cm/sec) | 9.5×10^{-7} | 4.6×10^{-7} | 3.9×10^{-7} | 3.9×10^{-7} | 4.6×10^{-7} | 2.9×10^{-7} |
| K_v (cm/sec) | 1.9×10^{-4} | 9.2×10^{-5} | 7.5×10^{-5} | 8.3×10^{-5} | 8.3×10^{-5} | 1.5×10^{-5} |

K_v : vertical permeability in semi-permeable layer

V_v : vertical velocity in semi-permeable layer

심도를 나타내는데, 지하증은율은 지표면에서 가까이 접근할수록 충전지역보다 배출지역에서 더 높게 나타나며, 심도가 깊어짐에 따라 증은율이 높아지는 현상은 배출지역보다 충전지역이 더욱 높게 나타난다.

시추공 TNP-136, TUE-97과 TNK-3은 평균

30~50m 깊이에서 온도가 감소하는 현상을 보이는데 이는 변질대 혹은 파쇄대를 통한 지표수의 침투에 의한 것이며, 이 지점 하부에서는 수온의 증가가 TEK-4, TNP-136A 및 TWK-6호공의 증은율보다 높게 나타남을 볼 수 있다.

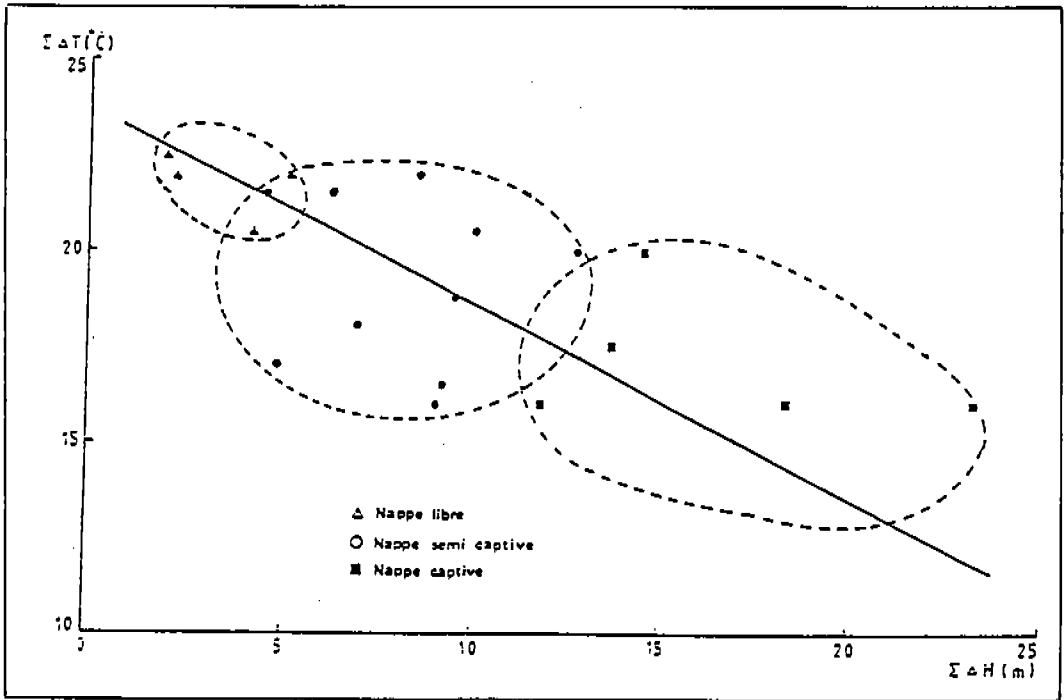


Fig. 5 $\Sigma\Delta T - \Sigma\Delta H$ 와의 상관관계

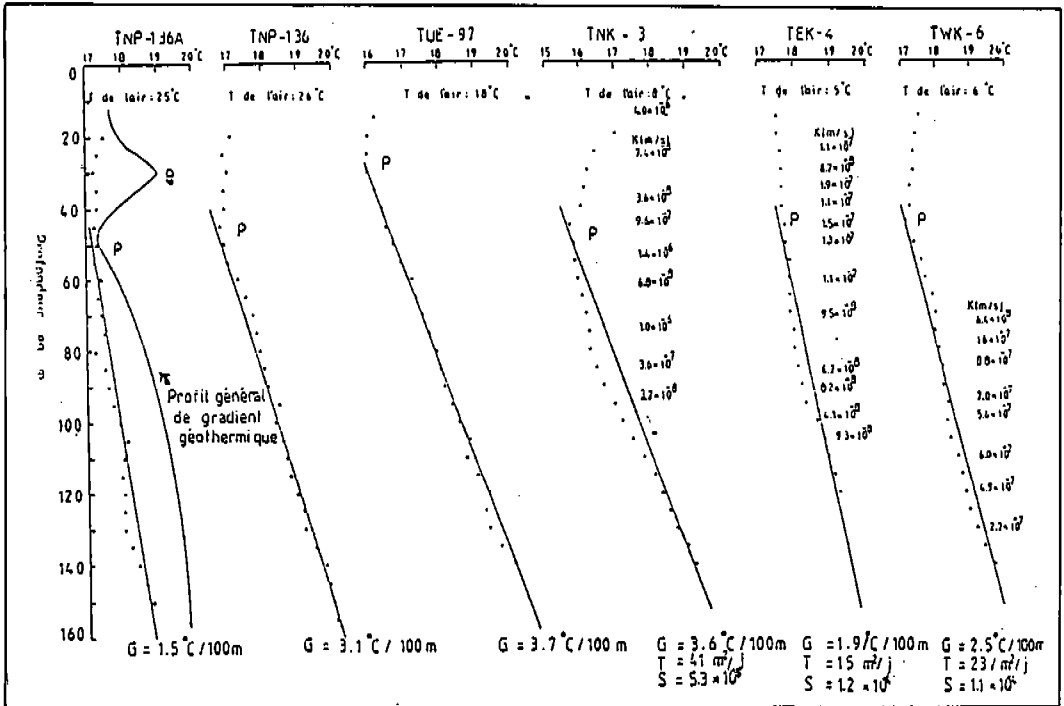


Fig. 6 각 공별 온도검층 결과 및 투수시험결과

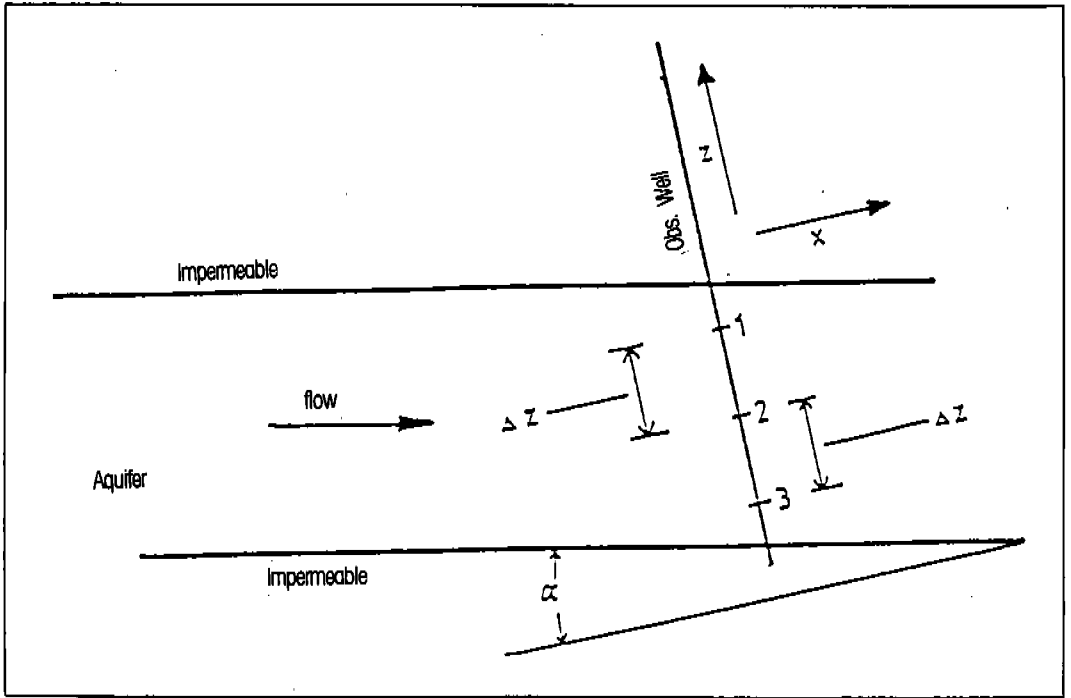


Fig. 7 대수층 모식도

따라서 이들 시추공들은 위치에 따라 Re-charge area 및 Discharge area으로 구분된다 (Table. 2).

Down-dip Velocity(V_x)

Stallman(1963)은 지하수계내에서 지열흐름을 나타내는 공식을 제안, 공내 수직방향으로 온도 측정을 하여 Semi-permeable한 대수층내 지하수의 수직상의 흐름속도를 산출하였다.

Stallman(1963)은 semi-permeable한 대수층내 수직상의 지하수 흐름속도를 산출하는 공식으로 다음과 같은 공식을 제안했다.

$$\frac{r_1 + r_3 - 2r_2}{(\Delta Z)^2} = \frac{C_{pw}\rho_w V_x}{K_{us}} (\sin\alpha) \frac{(\gamma_1 - r_3)}{2\Delta Z}$$

여기서,

V_x = Semi-permeable한 대수층내 수직상의 지하수 흐름속도(cm/s)

$r_{1,2,3}$ = point 1, 2, 3지점에서 측정된 절대 온도

C_{pw} = 물의 specific heat

ρ_w = 물의 밀도

K_{us} = 물의 thermal conductivity/고체의 thermal conductivity

Δz = 수온 측정점간의 간격

예를 들어, TNP-136 시추공자료를 이용해서 계산해 볼 것 같으면,

$$C_{pw}\rho_w = 1 \text{ cal/cm}^3/\text{C}$$

$$K_{us} = 6.2 \times 10^{-3} \text{ cal/sec/cm}^2/\text{C} \text{ (Birch et al, 1942, p.258)}$$

α = 대수층의 기울기(degree)

$$\frac{(-0.1)^{\circ}\text{C}}{2.5 \times 10^7 \text{cm}} = \frac{1 \text{cal/cm}^3/\text{C} \times (0.174) \times (-3.1)}{6.2 \times 10^{-3} \text{cal/sec/cm}^2/\text{C}} \times V_x$$

$$V_x = \frac{6.2 \times 10^{-3} \times 10000(-0.1)}{2.5 \times 10^{-7} \times 0.174 \times (-3.1)} \\ = 4.6 \times 10^7 \text{cm/sec}$$

가 된다.

여기서, 투수량계수(T)를 예측하고 이를 Darcy법칙과 head gradient(I)와 합성하면,

$$V_x = K_T \cdot I, T = Km(m : \text{대수층 두께})$$

가 되는데, 예를 들어 TNP-136공을 대상으로 해서 계산해 보면

$$V_x = K_T \cdot I$$

$$K_T = \frac{V_x}{I}$$

여기서,

$$K_T = 4.6 \times 10^{-7} \text{cm/sec} \times \frac{dh}{dl} \\ = 4.6 \times 10^{-7} \text{cm/sec} \times \frac{1000}{5} \\ = 9.2 \times 10^{-5} \text{cm/sce}$$

위와 같은 방식에 의한 계산결과를 보면 다음 표와 같다.

결 언

본 역내 수행한 지하수온 측정자료들 즉, 수온분포, 변화폭(Variation), 증온율, 공내온도검층 등의 자료를 분석평가해 본 결과, 경

상계 대구지역 내 분포하는 대수층에는 3가지 type 대수층이 각각 분포하고 충전지역과 배출지역이 구분됨을 알 수 있다.

또한 지하수 온도검층 결과에 의해 지하수의 수직상의 유동속도(V_x)와 수직상의 투수계수(V_T)를 얻을 수 있어, 지하수 모델링을 위한 수리상수를 도출함에 있어 지하수온도 측정자료가 중요한 parameters가 됨을 알 수 있다.

참고문헌

- BROWN, R.H., KONOPLYANTSEV, A.A., INE-SON, J., KOVALEVSKY, V.S., 1977, Groundwater studies : An international guide for research and practice, UNESCO, 2000 pages.
- CHARLES, J. Daly., 1982. Evaluation of procedures for determining selected aquifer parameters, Report, CRREL, 82-41.(U.S.Army Corps of Engineers), 104pages.
- CARTWRIGHT, K. 1974. Tracing shallow groundwater system by soil temperatures. Water Resources Res., 10, pp.847-855.
- FREEZE, R.A., CHERRY, J.A., 1979. Groundwater, Prenticehall, Inc. Englewood cliffs, p. 164.
- KOO, S.B., 1983. Physical properties of Sandstones of the Kyoungpook National University.
- MATTHES, G., 1981. The properties of groundwater, John WILEY & SONS Publication, p.406.
- RUSHTON, K. R. and WARD, C., 1979. The estimation of ground-water recharge, J. Hydrol., 41 : pp.345-361.

- SCHMEIDER, R., 1962. An application of thermometry to the study of groundwater, U.S. Geol. Surv. Water-supply Paper 1544-H, pp. H36-H46.
- SUNG, I.H., 1986. Hydrogeological study of the taegu area. Rapport, K.I.E.R. 86-2-8, pp.161-252.
- SUNG, I.H., 1991. Etude des ressources en eau de la region de TAEGU(Korea), Theses of the ph.D. Univ. ORLEANS.
- STALLMAN, R.W. 1963. Computation of groundwater velocity from temperature data. Methods of collecting and Interpreting Groundwater Data, ed. R. Bentall, U.S. Geol. Surv. Water-supply Paper 1544-H, pp.H36-H46.
- TODD, D.K., 1980. Groundwater hydrology, John Wiley & Sons, p.535.

성익환 :

한국자원연구소

대전시 유성구 가정동 30번지

305-350

TEL : (042) 868-3057

FAX : (042) 868-9720