

2. 간극체의 성질

- 2.1. 공극율
- 2.2. 비산출율과 비저류율
- 2.3. 투수계수
 - 2.3.1. Darcy의 법칙
 - 2.3.2. Darcy 법칙의 유효 한계
 - 2.3.3. 투수도 또는 진투수계수
 - 2.3.4. 투수계수
 - 2.3.5. 투수량계수
- 2.4. 저류계수
- 2.5. 압축성
 - 2.5.1. 물의 압축율
 - 2.5.2. 유효응력
 - 2.5.3. 대수층의 압축율
 - 2.5.4. 대수층의 압축성과 저류성
 - 2.5.5. 대수층의 압축성과 지표면의 침강
- 2.6. 환경에 대한 지하수면의 반응
 - 2.6.1. 기후에 대한 반응
 - 2.6.2. 대기압에 대한 반응
 - 2.6.3. 지진에 대한 반응
 - 2.6.4. 조석수위에 대한 반응

그림

- 2-1 공극율
- 2-2 비산출율과 비저류율
- 2-3 Darcy의 법칙
- 2-4 Darcy법칙의 한계
- 2-5 입경분포곡선 보기
- 2-6 투수계수
- 2-7 투수계를 이용한 투수계수 측정
- 2-8 추적물 시험

- 2-9 투수계수의 균질성과 등방성
- 2-10 투수량계수
- 2-11 저류계수
- 2-12 전체응력, 유효응력, 물의 압력
- 2-13 지하수 유출에 의한 대수층의 압축
- 2-14 계절에 대한 지하수의 반응
- 2-15 대기압 변화와 지하수면
- 2-16 지진에 대한 지하수의 반응

표

- 2-1 공극율의 보기
- 2-1 공극율, 비산출율, 비저유율의 보기
- 2-3 간극체의 투수계수

2. 간극체(porous media)의 성질

지하에 저장되어 있는 지하수의 양과 이중 얼마만큼의 양을 정출할 수 있느냐는 지하수 자체와 지하수를 저류하고 있는 간극체의 수리지질학적 성질과 밀접한 관계가 있다. 이중 유체와 간극체의 가장 기본적인 물리적 성질 중 6 가지를 들 수 있는데 이는 아래와 같다.

지하수의 성질:

- 밀도(density)
- 점성(viscosity)
- 압축성(compressibility)

간극체의 성질:

- 공극율(porosity) 또는 공극비(void ratio)
- 투수도(permeability) 또는 진투수계수(intrinsic permeability)
- 압축성(compressibility)

이밖에 다른 모든 성질 즉, 비산출율(specific yield), 비저류율(specific retention), 투수계수(hydraulic conductivity), 투수량계수(transmissivity), 저류계수(storage coefficient) 등과 같은 간극체의 수리지질학적 특성을 기술하는 매개 변수들은 위에 기술한 6 개의 기본 성질로부터 얻을 수 있다.

2.1. 공극율(porosity)

지하수가 지하에 얼마나 저장되어 있느냐를 결정하는 것은 그 지하에 있는 간극체의 공극율에 의해 결정된다.

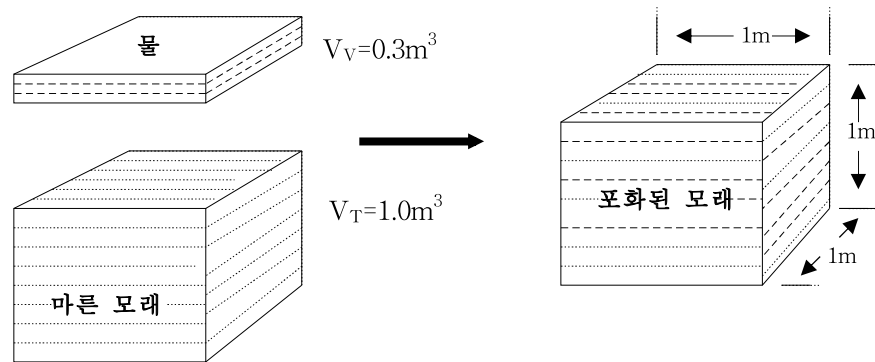


그림 2-1 공극율

공극율을 정의하면:

어떤 물체가 가지고 있는 공극(void)의 부피와 그 물체 전체의 부피와의 비율을 백분율로 나타낸 것이다. 즉,

$$\text{공극율}(n) = \frac{\text{물체내의공극의부피}(V_v)}{\text{물체의전체부피}(V_T)} \times 100 \quad (2-1)$$

그림 2-1의 예를 보면 어떤 물체의 공극 또는 빈 공간(V_v)이 0.3 m^3 이고 전체부피(V_T)가 1.0 m^3 이면 그 물체의 공극율은 아래 계산에 의해 30%가 된다.

$$n = \frac{0.3 \text{ m}^3}{1.0 \text{ m}^3} \times 100 = 30(\%)$$

위에 설명한 공극율 대신 토양 역학에서 흔히 쓰이는 공극비(void ratio)를 사용하기도 하는데, 이는 어떤 물체가 가지고 있는 공극의 부피(V_v)와 그 물체를 이루고 있는 고체만의 부피(V_s)와의 비율을 백분율로 나타낸 것을 말한다.

즉,

$$\text{공극비}(e) = \frac{\text{공극의부피}(V_v)}{\text{고체만의부피}(V_s)} \times 100 \quad (2-2)$$

따라서 공극율 n 과 공극비 e 사이에는 아래와 같은 관계를 가졌다.

$$n = \frac{e}{1+e} \quad (2-3)$$

또는,

$$e = \frac{n}{1-n} \quad (2-4)$$

자연적인 물체 중에서 토양이 가장 큰 1차공극을 가졌는데, 이는 토양을 이루는 입자들이 서로 영성하게 배열되어 있을 뿐만 아니라 식물 뿌리나 벌레의 영향으로 생긴 빈 공간이 많기 때문이다.

대수층의 공극율, 즉 1차공극율은 주로 입자들 크기의 균일성(uniformity)과 모양(shape)에 의해 결정되고 입자의 크기 자체와는 별고 관계가 없다. 고결된 암석의 공극율은, 즉 2차공극율은 용해, 균열 등의 정도에 따라 매우 광범한 범위를 가지고 있다.

물체	1차공극 (%)	2차공극 (%)
같은 크기의 유리알		
허술한 배열	48	
다져진 배열	26	
토양	55	
점토	50	
모래	25	
자갈	20	
석회암	10	10
사암	10	1
화강암	0.1	0.1
현무암	10	1

표 2-1 공극율의 보기

자연 상태에서 간극체의 공극율은 균열되지 않은 암석에서 볼 수 있는 1% 이하의 낮은 것으로부터 잘 균열된 암석의 경우와 같이 50% 이상의 높은 것이 있다. 그러나 표 2-1에서 보는바와 같이 40% 이상이 되는 것은 토양을 제외하면 거의 없다. 공극율이 20% 이상일 때 높고, 5-20% 일 때 중간 정도, 5% 이하일 때 낮다고 말한다. 반면에, 모든 자연 물질은 0-3% 사이의 공극비를 가지고 있다.

공극에는 빈 공간이 서로 연결된 연속성의 공극과 개개의 공간이 고립된 고립성의 공극이 있는데, 전자를 유효공극(effective pore)이라 하고 모든 공극을 통털어 전체공극 또는 이론적 공극이라 하기도 한다. 실제 지하수의 유동은 유효공극을 통해서만 가능하다. 그러나 실질적으로 이론적 공극 중에서 유효공극을 분리한다는 것은 거의 불가능하기 때문에 우리가 취급하는 모든 공극은 유효공극이라고 가정한다.

퇴적암의 공극율은 다짐성(compaction)에 따라 많이 달라지므로 일반적으로 깊이에 따라 감소하게 된다. 따라서 공극율과 깊이의 관계는 아래와 같다.

$$n_z = n_0 e^{-az} \quad (2-5)$$

여기서, n_z = 깊이 z 에서의 공극율
 n_0 = 지표에서의 공극율
 a = 상수

2.2. 비산출율(specific yield)과 비저류율(specific retention)

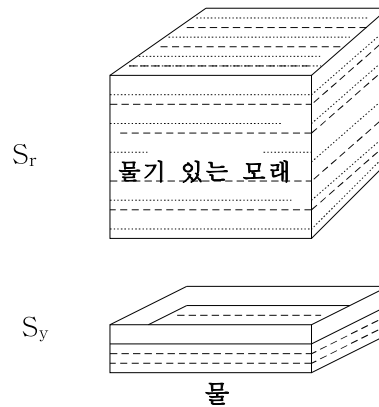


그림 2-2 비산출율과 비저류율

공극율은 포화된 간극체가 물을 최대한으로 포함할 수 있는 양을 의미하기도 한다. 그러나 때로는 간극체가 최대한으로 가질 수 있는 물의 양보다는 그 물 중에서 얼마나 많은 양의 물이 우물이나 샘을 통해서 흐를 수 있느냐가 더 중요하다.

물에 의해 포화된 단위 체적의 간극체로부터 중력에 의해 방출될 수 있는 물의 양을 비산출율이라 하고, 이는 방출된 물의 체적을 전체 체적의 백분율(%)로 나타낸다. 이에 반해 중력만의 힘으로는 방출되지 않고 간극체에 그대로 남아 있는 물의 양을 전체 체적의 백분율로 나타낸 것을 비보유율이라 한다. 이때 중력에 대항해서 물을 간극체에 잡아두는 힘은 앞에 이미 설명한 분자력(molecular force)과 표면장력(surface tension) 이다.

$$\text{비산출율}(S_y) = \frac{V_y}{V_T} \times 100 \quad (2-6)$$

$$\text{비보유율}(S_r) = \frac{V_r}{V_T} \times 100 \quad (2-7)$$

따라서 공극율, 비산출율 그리고 비보유율 사이에는 아래와 같은 관계가 있다.

$$\text{공극율}(n) = \text{비산출율}(S_v) + \text{비보유율}(S_r) \quad (2-8)$$

공극율의 보기에서와 같이 체적이 1.0 m^3 이 되는 포화된 간극체가 포함하고 있는 물의 부피를 0.3 m^3 라 하면 공극율은 30%이고, 이 물 중에서 0.2 m^3 이 중력에 의해 방출되고 0.1 m^3 이 남아 있다면 비산출율과 비보유율은 각각 20%와 10%가 되는 셈이다.

표 2-2 는 대표적인 공극체의 공극율, 비산출율 그리고 비보유율의 보기이다.

간극체	공극율 (%)	비산출율 (%)	비보유율 (%)
토양	55	40	15
점토	50	2	48
모래	25	22	3
자갈	20	19	1
석회암	10	8	2
사암	10	5	5
화강암	0.1	0.09	0.01
현무암	10	7	3

표 2-2 공극율, 비산출율, 비보유율의 보기

2.3. 투수계수(hydraulic conductivity)

2.3.1. Darcy의 법칙

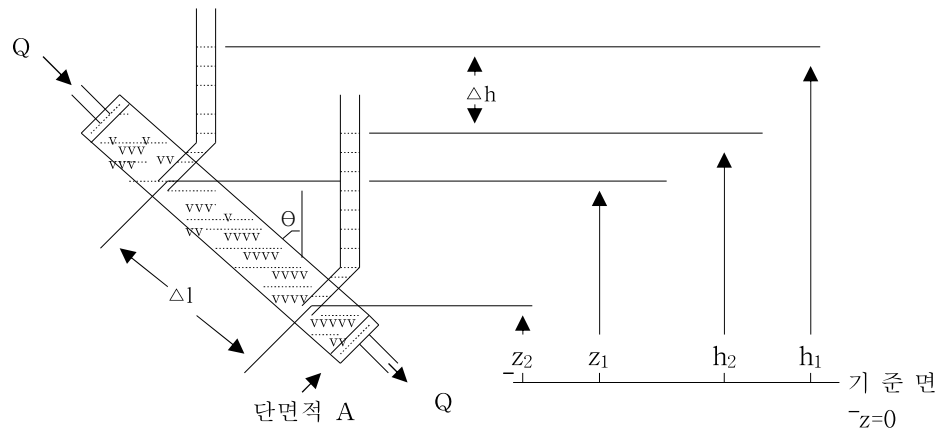


그림 2-3 Darcy의 법칙

대수층은 지하수를 저장할 뿐 아니라, 이 물이 함양지역(recharge area)에서 시작하여 유출지역(discharge area)까지 흐르는 통로이기도 하다. 다시 말해서, 대수층은 모래나 다른 간극 물질로 채워진 하나의 관(pipe)과 같다.

투수계수는 간극체 안에서 지하수가 흐르는 양을 나타내는 것으로 1856년에 불란서의 한 수력기사였던 Darcy에 의해 처음으로 설명되었다. 그에 의하면 그림 2-3과 같이, 모래로 된 간극체를 통해 흐르는 물의 양은 두 지점 사이의 물높이 차이(Δh)에 정비례하고, 두 지점간의 거리(Δl)에 반비례하며, 공극의 크기, 배열, 물의 점성, 밀도, 중력 가속도 등과 같은 간극체와 유체의 물리적 성질과 밀접한 관계가 있는 어떤 상수(K)에 비례한다. 이 관계를 Darcy의 법칙이라 하며 아래와 같은 수식으로 표현할 수 있다.

$$Q = -\frac{K}{A} \frac{dh}{dl} \quad (2-9)$$

여기서, Q = 단위시간에 흐른 물의 양

K = 투수계수

A = 흐름 방향의 수직 단면적

dh = 두 지점간의 물높이 차이

dl = 두 지점간의 거리

dh/dl = 물높이 경사

(-) = 물이 높은 곳에서 낮은 곳으로 흐름을 나타냄

2.3.2. Darcy 법칙의 유효 한계

식 2-9에 주어진 Darcy의 법칙을 단면적 A 로 나누면,

$$\frac{Q}{A} = -K \frac{dh}{dl} = v_d \quad (2-10)$$

위의 식은 Darcy의 법칙을 지하수의 흐름 속도 형태로 나타내는 수식으로 v_d 를 특별히, Darcy 속도, 혹은 비유량(specific discharge)이라 한다.

Darcy의 법칙은 식 2-10에 주어진 비유량의 어떤 범위 즉, 어떤 유효한계 내에서만 성립하며, 비유량이 너무 크거나 너무 작은 영역에서는 적용 할 수 없다. 이와 같이 Darcy의 법칙이 적용되지 않는 물의 흐름을 비Darcy류(non-Darcian flow)라 한다. 실험에 의하면 v_d 가 물높이경사 dh/dl 과 직선적, 또는 1차 함수적 관계를 가졌을 때 즉, 물의 흐름속도가 매우 느려 물의 흐름이 층류(laminar flow)인 경우에만 Darcy의 법칙이 성립한다. 물의 흐름이 층류라 함은, 개개의 물의 입자가 독자적인 흐름선(flow line)을 유지하고, 다른 입자의 흐름 선과 교차하지도 또 혼합하지도 않는 흐름을 말한다. 이에 대응해서 난류(turbulent flow)가 있는데, 이는 v_d 와 dh/dl 의 관계가 1차함수적이 아니고, 속도가 빨라 흐름에 교란이 일어나며 에너지 손실 양이 많고 흐름 선이 서로 교차 또는 혼합 할 수 있는 흐름을 말한다. 또한 dh/dl 의 값이 너무 작아지면 $v_d = 0$ 이 되거나 dh/dl 와 비례관계가 없어진다.

Darcy의 법칙의 적용범위(lower and upper limit)는 일반적으로 아래의 간극유동(porous media flow)법칙에 따른다.

$$v_d = -K \left(\frac{dh}{dl} \right)^m \quad (2-11)$$

여기서, v_d = 비유량
 K = 투수계수
 dh/dl = 수두경사
 m = 1과 2 사이의 상수

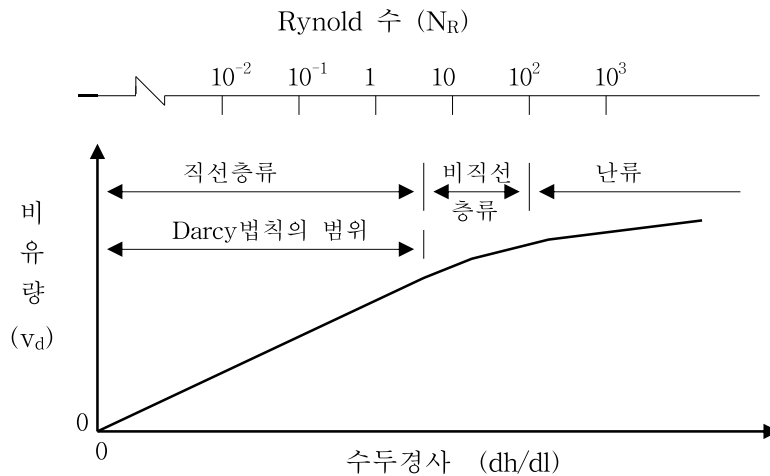


그림 2-4 Darcy법칙의 한계

식 2-11에서 $m = 1$ 이면 가장 일반적인 유동법칙인 직선이고, 이를 Darcy의 흐름이라 한다. 만일 $m \neq 1$ 이면 유동법칙은 직선이 아니며 이를 비Darcy 흐름이 된다. 식 2-10을 도표로 나타내면 그림 2-4와 같다.

그림 2-4에서와 같이 물의 흐름이 층류냐 아니면 난류인가는 소위 Reynold의 수에 의해 결정되는데, 이는 무단 위의 수로 관의 지름, 흐름의 속도, 유체의 점성(viscosity) 등의 함수이며 아래와 같이 나타낸다.

$$N_R = \rho_w v \frac{D}{\mu} \quad (2-12)$$

여기서, N_R = Reynold의 수

ρ_w = 물의 밀도(g/cm^3)

v = 흐름 속도(cm/sec)

D = 파이프의 지름(cm)

μ = 유체의 점성(gcm^2/sec)

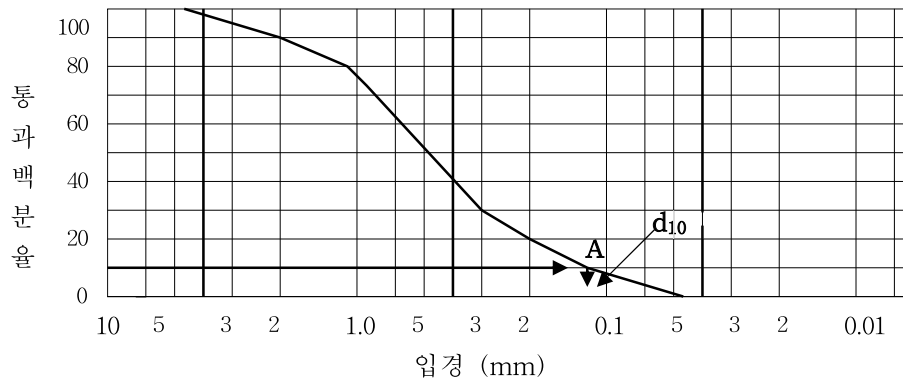


그림 2-5 입경분포곡선 보기

식 2-12를 지하수에 응용하려면 파이프의 지름 대신에 유효입경(effective diameter) d_{10} 을 사용하는데 이는 입경분포곡선(particle size distribution curve)상의 중량백분율의 10%에 해당하는 입경을 말한다. 입경분포곡선이란 토양을 이루는 여러 크기 입경(grain size)의 분포를 반대수방안지(semi-log paper)에 나타낸 것으로 이는 보통 채(sieve)를 사용하여 분석한 결과를 근거로 한다. 분석결과에서 입경을 대수좌표에, 토양입자의 중량백분율을, 입자가 작은 것부터 점차로 누계 하여, 산술 축에 나타내면 그림 2-5와 같이 S자를 반영한 모양의 분포곡선을 얻게 된다.

그림 2-5에서 통과 백분율이 10%에 해당하는 점을 택하여 이 점으로부터 입경을 나타내는 횡축과 평행선을 그어 그 선이 분포곡선과 만나는 점 A를 정한다. 점 A에서 수직선을 그어 입경축과 만난 점에서 입경의 크기를 읽으면 그 입경이 d_{10} 이 된다.

이론적으로 Darcy의 법칙은 $N_R < 1$ 의 경우에만 성립 하지만 실제로 $N_R = 10$ 까지도 Darcy의 법칙을 적용하는데 큰 오차가 없다.

2.3.3. 투수도(permeability) 또는 진투수계수(intrinsic permeability)

투수도는 간극체가 유체를 투과 시킬 수 있는 능력을 말한다. 간극체의 이와 같은 성질은 투수계수(hydraulic conductivity)가 유체와 간극체의 성질에 함수인데 반해 투수도는 오직 간극체의 성질에만 지배되고 유체의 성질과는 관계가 없다. 많은 사람들이 투수도와 투수계수를 혼동하여 사용하기 때문에 이를 구별하기 위해 투수도란 용어 대신 진투수계수란 용어를 사용한다.

진투수계수와 투수계수와의 관계는 아래와 같다.

$$k = \frac{K\mu}{\rho g} \quad (2-13)$$

여기서, k = 진투수계수

K = 투수계수

μ = 동점성(dynamic viscosity)

ρ = 유체의 밀도

g = 중력 가속도

식 2-13을 Darcy법칙(식 2-10)에 삽입하면,

$$k = - \frac{\mu V_a}{\rho g (dh/dl)} \quad (2-14)$$

식 2-14의 단위는,

$$k = \frac{(kg/ms)(m/s)}{(kg/m^3)(m/s^2)(m/m)} = m^2$$

따라서 진투수계수는 면적의 단위를 가진다.

석유 산업계에서는 진투수계수의 단위로 Darcy를 사용하는데 이는,

$$1Darcy = \frac{(1centipoise)(1cm^{3/s})}{1cm^2 \cdot 1atmosphere/cm} \quad (2-15)$$

식 2-15에 적절한 단위를 삽입하여 정리하면,

$$1Darcy = 0.987 \times 10^{-12} m^2 \quad (2-16)$$

이는 미국 지질조사소에서 진투수계수의 기본 단위로 사용하는 (micrometer)² m² 즉, 10⁻¹² m²와 거의 같은 단위가 된다.

2.3.4. 투수계수

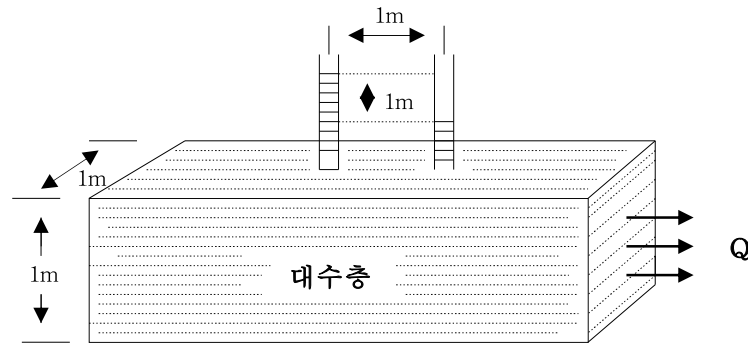


그림 2-6 투수계수

앞에서 이미 설명한바와 같이 식 2-9의 관계를 Darcy의 법칙이라 하며, 이 관계에서 비례상수 K 를 투수계수라 한다.

Darcy의 법칙을 투수계수 K 로 표현하면 (- 부호를 무시함),

$$K = \frac{Q}{A} \frac{dl}{dh} \quad (2-17)$$

위 식에 의하면 투수계수의 단위는 거리를 시간으로 나눈 것 즉, 속도와 같다. 그러나 주의해야 할 것은 그림 2-6에서 보는바와 같이, 투수계수 K 는 volumetric flux일 뿐 순수한 의미의 속도는 아니라는 점이다.

투수계수를 정의하면:

단위 물높이 경사에서, 대수층의 단면적(단위 폭과 단위 높이)을 통해, 단위 시간에 흐른 물의 양을 말한다.

간극체의 투수계수는 여러 가지 방법으로 결정할 수 있다. 흔히 쓰이는 방법으로; (1) 실험식의 이용, (2) 실험실에서 측정, (3) 추적 시험 그리고 (4) 대수층 시험 등을 들 수 있다.

실험식(empirical formula): 간극체의 성질과 투수계수와의 관계를 나타내는 가장 보편적인 실험식은 아래의 2 가지가 있다.

$$K = cd^2$$

(2-18)

과

$$K = f_s f_a d^2$$

(2-19)

여기서, c = 무 단위의 상수

f_s = 간극체를 구성하고 있는 입자의 모양의 요소

f_a = 공극율의 요소

d = 입자의 대표적인 지름

자연적인 간극체의 성질은 너무 다양해서 위의 식을 적용하여 신빙성이 있는 투수계수를 얻는다는 것은 매우 어려운 일이다. 오직 일정한 크기의 구슬로 형성된 이상적인 간극체와 같이 공극율과 입자들의 배열상태를 정확히 알 수 있는 경우에만 비교적 신빙성이 있는 투수계수를 결정할 수 있다.

실험실(laboratory)에서 측정: 실험실에서 투수계(permeameter)를 사용하여 투수계수를 결정하는 방법이다. 투수계는 간극체의 sample을 통해 물을

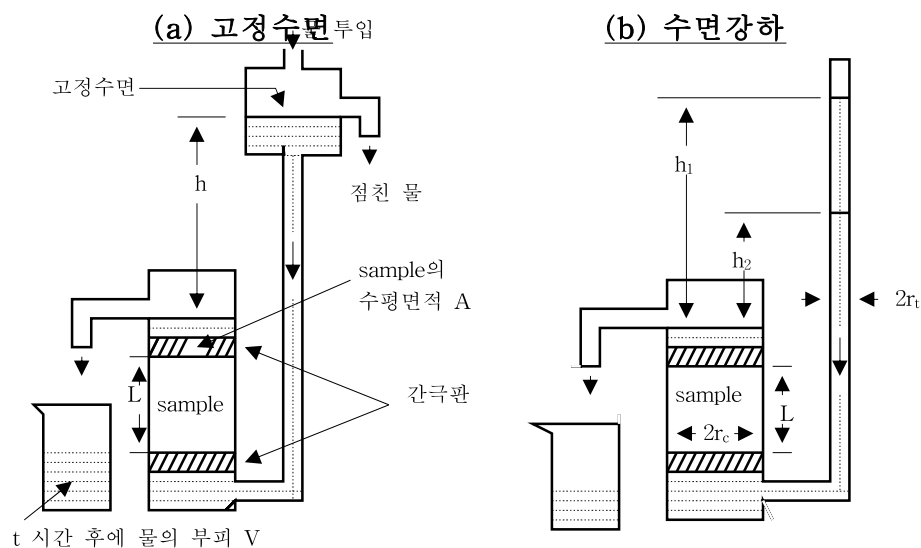


그림 2-7 투수계를 이용한 투수계수 측정

유통하는 동안 유통하는 물의 양과 수두강하를 측정하도록 설치된 장비이다. 가장 간단하고 비교적 많이 쓰이는 방법으로; (1) 수두를 일정하게 유지하면서 물을 유통하는 방법과 (2) 수두를 하강시키며 유통하는 방법이 있다.

그림 2-7(a)은 고정수면 고정실험 방법으로써 Darcy법칙에 의하여 투수계수 K 는,

$$K = \frac{VL}{Ath} \quad (2-20)$$

여기서, $V = t$ 시간 동안에 흐른 물의 부피이고, A , L 그리고 h 는 그림 2-7 참조

위의 실험에 주의 해야할 것은 sample에 공기가 갇혀 있지 않도록 완전히 포화시켜야 한다. 또한 수두를 여러 번 바꾸어 실험함으로써 신빙성이 있는 측정을 할 수 있다.

둘째의 수면강하 실험은{그림 2-7(b)} 물이 sample을 통해 흐르는 동안 수두강하를 측정하는 방법으로 아래의 과정을 통해 투수계수를 구할 수 있다. 시험관을 통해 흐르는 물의 양은,

$$Q = \pi r_c^2 \frac{dh}{dt} \quad (2-21)$$

식 2-21의 Q 는 sample을 통과하는 물의 양과 같아야 하며 이는 Darcy법칙에 의해,

$$Q = \pi r_c^2 K \frac{h}{L} \quad (2-22)$$

식 2-21과 2-22는 같아야 하고, 이를 적분하면,

$$K = \frac{r_t^2 L}{r_c^2 t} \ln \frac{h_1}{h_2} \quad (2-23)$$

여기서, t = 수두가 h_1 에서 h_2 로 하강한 시간이고, 다른 부호는 그림 2-7(b)을 참조

투수계로 측정한 투수계수는 때에 따라 실제의 투수계수와 많은 차이가 있다. 그 이유는 자연상태의 물질을 동요 없이 그대로 sample 한다는 것이 매우 어렵고 그 때문에 sample의 공극율, 개개 입자들의 방향성(orientation) 그리고 축적 상태 등이 변하기 때문이다.

추적 시험(tracer test): 2 개의 우물을 선정하여 한 우물에 추적물을 투입한 후 그 추적물이 다른 우물에 도달하는 시간을 측정하여 투수계수를 결정하는 방법이다. 추적물로는 흔히 염색이나 소금(CaCl_2) 등과 같은 편리하고, 값이 싸며, 안전하고 쉽게 식별할 수 있는 물질을 사용한다. 그림 2-8에서와 같이 상류에 위치한 우물 A에 추적물을 투입한 후 이 추적물이 하류에 있는 우물 B에서 도달하는 시간을 측정한다. 대수층에서 추적물은 평균유속 v_a 로 이동하므로,

$$v_a = \frac{K}{n} \frac{h}{L} \quad (2-24)$$

여기서, K = 투수계수

n = 공극율

h, L = 그림 2-8 참조

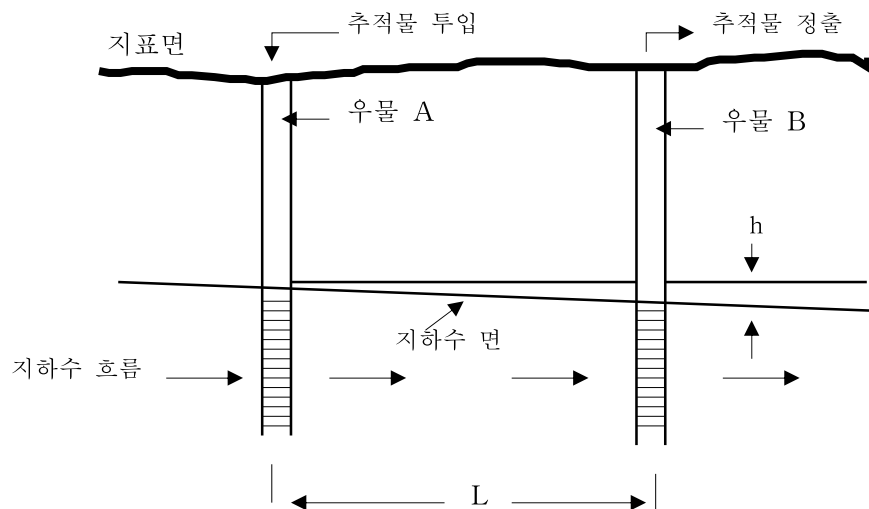


그림 2-8 추적물 시험

또한 v_a 는 아래와 같이 표현 할 수도 있다.

$$v_a = \frac{L}{t} \quad (2-25)$$

여기서, t = 추적물이 두 우물 사이를 흐르는데 걸린 시간

식 2-24와 식 2-25는 같아야 하고, K 로 정리하면,

$$K = \frac{aL^2}{ht} \quad (2-26)$$

비록 원리는 간단하지만, 추적물 시험 방법을 사용 하는데 어려움이 많고 또 이 방법으로 결정한 투수계수는 실제 투수계수와 많은 차이가 있는데, 그 이유는 이 방법을 사용하는데 아래와 같은 제한 때문이다.

- (1) 2 개의 우물은 서로 밀집해 있어야 하며, 그러치 않은 경우 추적물이 우물 A에서 B에 도달하는데 오랜 시간이 걸린다
- (2) 지하수의 흐름 방향을 정확히 알지 못하면 추적물을 추적하기가 어렵다
- (3) 대수층이 투수계수가 다른 여러 개의 층으로 되어 있으면, 추적물이 맨 먼저 도달한 시간을 근거로 결정한 투수계수는 대수층의 평균 투수계수보다 큰 값을 나타내게 된다

양수 시험(pumping test): 투수계수를 결정하는데 가장 신빙성이 있는 방법으로 이는 양수우물에서 일정한 양수율로 양수하는 동안 그 주위에 위치한 관측우물에서 수두강하를 측정하여 투수계수를 결정하는 방법이다. 이 방법은 제 4장 양수 시험 또는 대수층 시험에서 상세히 살펴보게 될것이다.

화 성 압 과 변 성 압												
균열되지 않은				현 무 압				균열된				
균열되지 않은				사 암				용암				
균열되지 않은				점 토				석 회 석				
균열되지 않은				점 토				균열된 풍 성 퇴 적 물				
균열되지 않은				점 토				토질모래				
균열되지 않은				점 토				모래				
균열되지 않은				점 토				빙 하 퇴 적 물				
균열되지 않은				점 토				자갈				
(m/일)												
10 ⁻⁸	10 ⁻⁷	10 ⁻⁶	10 ⁻⁵	10 ⁻⁴	10 ⁻³	10 ⁻²	10 ⁻¹	1	10	10 ²	10 ³	10 ⁴
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

표 2-3 간극체의 투수계수

표 2-3은 여러 가지 간극체의 투수계수인데 이를 보면 물질에 따라 이들의 투수계수 값이 많이 달라짐을 볼 수 있다.

투수계수는 물질에 따라 다를 뿐만 아니라 같은 물질이라도 측정 위치와 방향에 따라 달라지기도 한다. 즉 어떤 대수층의 투수계수 K 가 측정위치에 관계없이 일정하면, 이와 같은 대수층을 균질(homogeneous)성 대수층이라 하며, 만일 투수계수가 측정위치에 따라 변하면 이를 비균질(heterogeneous)성 대수층이라 한다. 또한 어떤 대수층의 투수계수를 한 지점에서 측정했을 때 측정 방향에 관계없이 일정하면 이를 등방(isotropic)성 대수층이라 하고, 만일 측정 방향에 따라 투수계수가 변하면 이를 이방(anisotropic)성 대수층이라 한다. 따라서 대수층은 그림 2-9에서 보는바와 같이 위치와 방향에 따른 투수계수의 변화에 따라; (1) 균질, 등방성 (2) 균질, 이방성 (3) 비균질, 등방성 (4) 비균질, 이방성의 대수층으로 분류 할 수 있다.

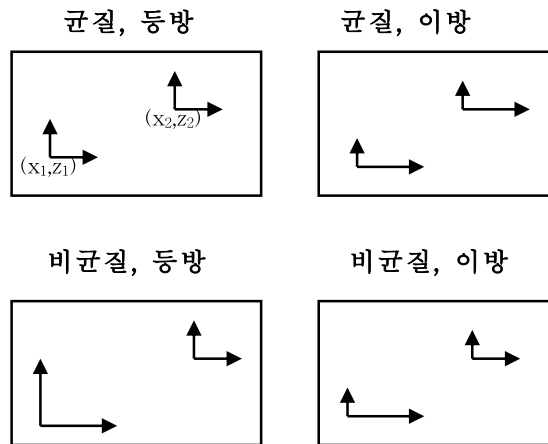


그림 2-9 투수계수의 균질성과 등방성

대수층 안에서 지하수의 흐름을 수리지질학적으로 분석할 때 대수층을 균질, 등방성으로 가정해야 하는 경우가 많다. 그러나 자연에서 우리가 접하는 대수층의 대부분은 비균질, 이방성이며 일반적으로 수평방향의 투수계수가 수직방향의 투수계수보다 크다.

2.3.5. 투수량계수(transmissivity)

실제 지하수 문제를 다루는데 지금까지 살펴본 투수계수 K 보다 투수량계수 T 를 사용하는 것이 편리하다. 그 이유는 어떤 대수층의 수자원적 가치를 평가할 때 그 대수층의 부분적인 투수 능력보다는 대수층의 전체 능력을 아는 것이 중요하기 때문이다. 따라서 투수계수의 경우와 같이 대수층의 단 면적을 통해 물이 흐를 수 있는 능력보다는 대수층의 전체 두께를 통해 물이 흐를 수 있는 능력을 결정해야 하는데, 이는 투수계수에 포화된 부분의 대수층의 두께를 곱한 값이다.

투수량계수를 좀더 정확히 정의하면:

온도가 15°C 인 물이, 단위 수두경사 하에, 대수층의 단위 폭과 전체 두께 사이를 통해 흐르는 물의 양을 말한다.

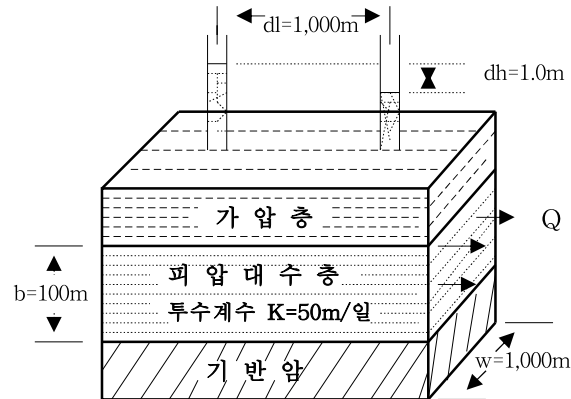


그림 2-10 투수량계수

위의 정의에 의해서, 투수량계수 T 는,

$$T = Kb \quad (2-27)$$

여기서, T = 투수량계수

K = 투수계수

b = 대수층의 두께

식 2-27을 앞에서 살펴본 Darcy의 법칙(식 2-9)과 결합하면, 대수층의 단위 폭 w 와 전체 두께 b 사이를 통해 흐르는 물의 양 q 를 계산할 수 있다. 식 2-9에서 $(-)$ 부호를 무시하고 $A = wb$ 임으로,

$$q = Kwb \frac{dh}{dl} \quad (2-28)$$

식 2-27에 의해 $T = Kb$ 임으로, 식 2-28을 대수층의 전체 폭 W 와 전체 두께 b 사이를 통해 흐르는 물의 양으로 표현하면,

$$Q = TW \frac{dh}{dl} \quad (2-29)$$

식 2-29를 이용해서 그림 2-10에 주어진 대수층을 통해 흐르는 물의 양을 계산하면,

$$T = Kb = 50 \text{ m}/(\text{일}) \times 100 \text{ m}$$

$$W = 1,000 \text{ m}$$

$$dh = 1.0 \text{ m}$$

$$dl = 1,000 \text{ m}$$

따라서 식 2-29로부터,

$$Q = TW \frac{dh}{dl} = \frac{50 \text{ m} \times 100 \text{ m}}{(\text{일})} \times \frac{1,000 \text{ m}}{1} \times \frac{1.0 \text{ m}}{1,000 \text{ m}} = \frac{5000 \text{ m}^3}{(\text{일})}$$

흔히 식 2-29를 투수량계수 T 로 아래와 같이 표현한다.

$$T = \frac{Q}{W} \frac{dl}{dh} \quad (2-30)$$

위 식에서 투수량계수의 단위는,

$$T = \frac{(\text{거리})^3}{(\text{시간})} \times \frac{1}{(\text{거리})} \times \frac{(\text{거리})}{(\text{거리})} = \frac{(\text{거리})^2}{\text{시간}} \quad (2-31)$$

위에서 살펴본 바와 같이 투수량계수 T 는 투수계수 K 와 대수층의 두께 b 의 함수이므로 대수층에 따라 달라질 뿐 아니라, 같은 대수층이라도 장소와 방향에 따라 달라질 수 있다. 지금 까지 알려진 대수층의 투수량계수는 퇴적암 또는 화강암의 $1 \text{ m}^2/(\text{일})$ 보다 낮은 값으로부터 석회암 동굴이나 용암의 $100,000 \text{ m}^2/(\text{일})$ 와 같은 큰 값 사이의 매우 넓은 범위를 가지고 있다.

여기서 우리가 분명히 기억해야 할 것은 투수계수는 대수층의 단위 폭과 단위 두께를 통해 흐르는 물의 양이고, 투수량계수는 대수층의 단위 폭과 전체 두께를 통해 흐르는 물의 양이라는 점이다.

2.4. 저류계수(storage coefficient)

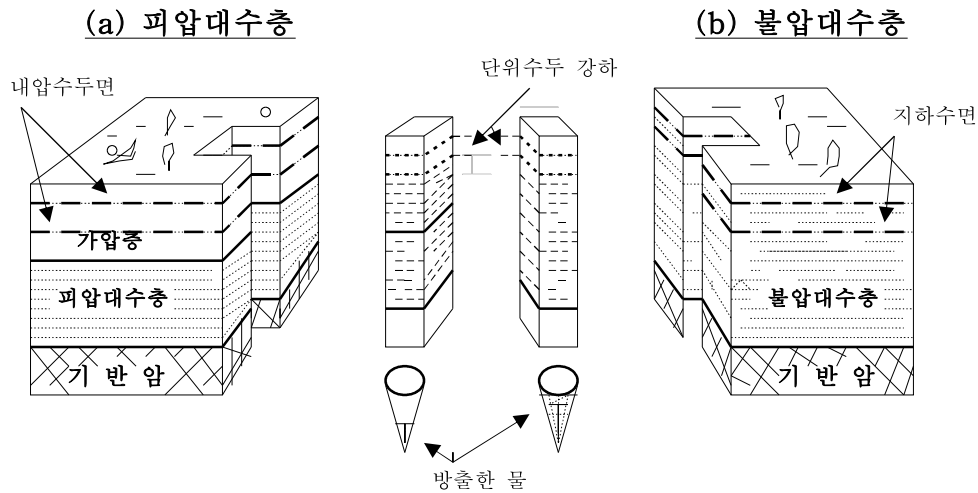


그림 2-11 저류계수

저류계수(S)는 투수계수와 함께 간극체의 가장 중요한 수리지질학적 성질 중의 하나로써 이는 간극체가 물을 저류 하거나 방출 할 수 있는 능력을 말한다.

저류계수를 정의하면:

단위 수두변화 때문에 대수층의 주(column)로부터 단위 단 면적을 통해 방출하거나 저류 하는 물의 양을 말한다.

저류계수는 무 단위로써 아래와 같이 표현 할 수 있다.

$$\text{저류계수}(S) = \frac{(\text{저류또는방출한물의부피})}{(\text{단위단면적})(\text{단위수두강하})} = \frac{(\text{길이})^3}{(\text{길이})^2(\text{길이})} \quad (2-32)$$

위의 저류계수에 대응해서, 대수층의 주(column) 대신 대수층의 단위 체적으로부터 단위 수두 변화 때문에 방출 또는 저류 할 수 있는 물의 양을 비저류양(specific storage) S_s 라 한다.

그림 2-11에서 보는 바와 같이 저류계수는 대수층이 피압상태인 경우와 불압상태인 경우를 따로 생각해야 한다. 피압대수층의 경우, 수두강하로 인한 물의 방출은 그 대수층 안에서 물의 부피가 팽창하고 또한 대수층을 이루고 있는 고체 입자들이 압축되었기 때문에 이러 난다. 이에 반해 불압대수층의 경우 방출되는 물은 지하수면 하강에 따른 대수층의 배수현상(dewatering)에 의한 것이다.

피압대수층의 부피에 비해 수두강하 때문에 팽창한 물의 부피는 매우 적는데, 예를 들어 대수층이 20%의 공극율을 가졌고 온도가 15° C인 물을 저류하고 있을 때 단위 체적의 대수층에서 단위 수두강하로 인한 물의 팽창부피는 $3 \times 10^{-7} \text{ m}^3$ 정도이다. 여기서 물의 팽창에 의한 저류계수를 계산하려면 $3 \times 10^{-7} \text{ m}^3$ 에 대수층의 전체 두께를 곱해야 함으로 만일 대수층의 두께를 100 m라 하면 물의 팽창에 의한 저류계수는 3×10^{-5} 가 되는 셈이다. 그러나 대부분의 피압대수층의 저류계수는 10^{-5} 에서 10^{-3} 사이므로 이 값과 3×10^{-5} 간의 차이는 대수층을 이루고 있는 고체입자들의 압축에 의한 것이라고 볼 수 있다.

불압대수층의 경우 물의 팽창이나 대수층의 압축 때문에 방출되는 물의 양은 무시할 수 있을 정도로 적은 양이며, 이 때문에 불압대수층의 저류계수는 이미 설명한 비산출율과 같고 0.1에서 0.3 사이의 값을 가지고 있다.

위에서 살펴본 바와 같이 피압대수층과 불압대수층은 근본적으로 다른 기원의 저류계수를 가졌고, 일반적으로 불압대수층이 피압대수층보다 100 내지 10,000 배에 가까운 큰 저류계수 값을 가지고 있다. 그러나 어떤 지역에서 지하수면이 하강하여 피압대수층이 불압대수층으로 변하면 피압대수층의 저류계수는 즉시 증가하여 불압대수층의 저류계수의 값을 갖게 된다.

2.5. 압축성(compressibility)

완전포화상태에 있는 피압대수층이 물을 방출하고도 계속 포화상태를 유지하고 또 이러한 대수층이 어떻게 물을 더 저류 할 수 있는냐를 알기 위해 물의 압축성, 유효응력, 그리고 대수층의 압축성을 살펴 볼 필요가 있다.

2.5.1. 물의 압축율

어떤 유체에 응력(stress)이 가해지는 것은 유체에 압력을 작용하기 때문이다. 그리고 일정한 질량을 가진 유체에 가해지는 압력이 dP 만큼 증가하면 그 유체의 체적이 dV_w 만큼 감소하게 된다. 이 관계를 이용해서 일정한 온도 하에서 물의 압축율은 아래와 같이 정의할 수 있다.

$$\beta = \frac{1}{K_w} = -\frac{1}{V_w} \left(\frac{dV_w}{dP} \right) \quad (2-33)$$

여기서, β = 물의 압축율, 즉 응력변형(strain) $d\varepsilon$ 와 응력 $d\sigma$ 의 비율 $d\varepsilon/d\sigma$

K_w = 물의 체적탄성율(volumetric elasticity) 즉, 이는 압축율의 역으로 응력과 응력변형의 비율 $d\sigma/d\varepsilon$

V_w = 물의 체적

P = 압력

위 식에서 β 는 일정한 온도와 질량 하에서 유체압력변화에 대한 유체의 체적변화를 나타낸다. (-)부호는 압력이 증가하면 체적이 감소함을 의미한다. 섭씨 25° C인 지하수의 경우 $\beta = 4.8 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$ (N=뉴톤)의 값을 가진다.

식 2-33에서 유체의 체적을 유체의 밀도로 바꾸어 표현하면,

$$\beta = -\frac{1}{\rho_w} \left(\frac{d\rho_w}{dP} \right) \quad (2-34)$$

여기서, ρ_w = 물의 밀도

식 2-34를 적분하면 아래와 같은 물의 상태방정식(equation of state)이 된다.

$$\rho_w = \rho_{w0} \exp[\beta(P - P_0)] \quad (2-35)$$

여기서, ρ_{w0} = 초기압력이 P_0 일 때의 물의 밀도

만일 초기압력 P_0 이 대기압과 같으면, 식 2-35는,

$$\rho_w = \rho_{w0} e^{\beta P} \quad (2-36)$$

물을 비압축성의 유체로 생각하면 $\beta = 0$ 이 되어 $\rho_w = \rho_{w0}$ = 일정한 상수가 된다.

2.5.2. 유효응력(effective stress)

대수층을 압축하면 그 대수층을 이루는 입자들 사이에 압력이 증가한다. 반대로 대수층이 팽창하면 대수층을 이루는 입자사이에 압력은 감소되어야 한다. 이와 같이 압력의 변화 없이는 대수층의 체적변화는 있을 수가 없다. 물에 의해 포화된 단위질량의 모래에 응력을 가하면 3 가지 방법으로 체적이 감소하는데; (1) 간극 내에 물의 체적이 줄므로 썬, (2) 모래 개개의 입자가 압축되므로 썬 그리고 (3) 모래입자들이 다시 배열되어 더 다져진 상태로 되기 때문이다. 따라서 (1)은 물의 압축율 β 에 지배되고, (2)는 개개입자의 압축율에 지배되는데 그 값이 너무 작으므로 이를 무시하면, (3)의 입자의 재배열에 의한 압축을 정의해야할 문제가 남게 된다.

임의의 깊이에서 대수층의 어떤 한 면상에서 응력평형(stress equivalent)을 이루고 있다고 가정하면(그림 2-12), 여기서 σ_T 는 그 면을 아래쪽으로 누르고 있는 전체 응력이 된다. 이는 이 면 위에 있는 지층과 물의 무게 때문에 생긴 응력이며, 이 응력을 감수하고 있는 것은 대수층을 이루는 입자와 그 안에 있는 물의 압력 P 이다. 우리는 여기서 전체 응력 중에서 물이 감수하지 않는 부분의 응력을 유효응력 σ_e 라 한다. 따라서 대수층의 입자에 가해지는 응력은 유효응력이며, 이 유효응력의 변화는 대수층의 입자가 재배열이 되고 압축되는 원인이 된다.

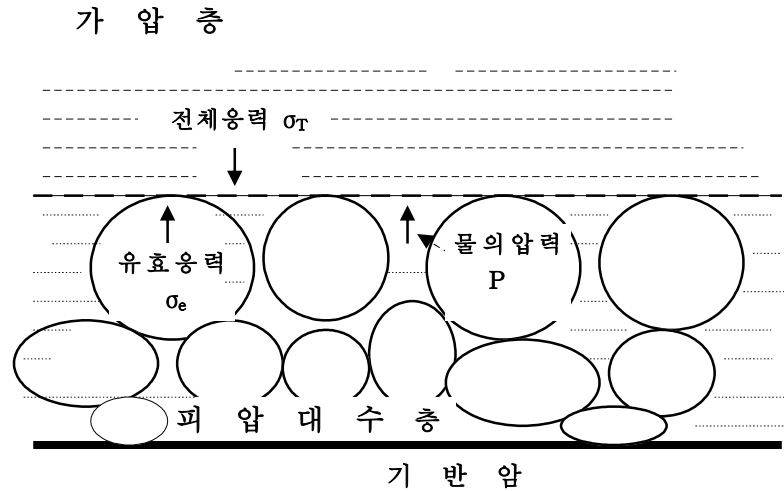


그림 2-12 전체응력, 유효응력, 물의 압력

그림 2-12에서 보는 것과 같이 전체응력, 유효응력 그리고 물의 압력간의 관계를 수식으로 표현하면,

$$\sigma_T = \sigma_e + P \quad (2-37)$$

식 2-37을 변화율로 표현하면,

$$d\sigma_T = d\sigma_e + dP \quad (2-38)$$

어떤 대수층 위에 있는 지층이나 물의 무게는 항상 일정하다고 볼 수 있으므로 지하수의 양수와 관련된 모든 문제는 전체 응력의 변화와는 관계가 없고 양수로 인한 유효응력의 변화 때문에 일어난다. 따라서 $d\sigma_T = 0$ 이 되므로 식 2-38은,

$$d\sigma_e = -dP \quad (2-39)$$

위의 식에 의하면 물의 압력증가에 따라 같은 양의 유효응력이 감소하고 물의 압력이 감소하면 이에 따라 같은 양의 유효응력이 증가하게 된다. 따라서 전체응력이 시간에 따라 변하지 않는 경우, 대수층 안에서 유효응력과 이에 따른 대수층의 체적변화는 오직 물의 압력에 의해서만 지배된다. 이 물의 압력은 어떤 기준면 위에 있는 물기둥의 무게 $\rho_w g dh$ 이고 이는 그 물기둥의 길이에 의해 결정됨으로 이를 압력수두(pressure head)라 한다. 또한 이 압력수두는 물기둥과 기준면간의 거리인 위치수두(potential head) z 와 함께 전체수두($z + \rho_w g dh$) h 를 이루고 있다. 여기서 위치수두 z 를 일정하다고 가정하면 전체수두는 압력수두에만 지배되고, 따라서 유효응력은 전체수두에 의해 지배됨으로 식 2-39는 아래와 같이 표현할 수 있다.

$$d\sigma_e = -\rho_w g dh \quad (2-40)$$

여기서, g = 중력가속도

dh = 물기둥 길이의 변화량

2.5.3. 대수층의 압축율(compressibility)

대수층의 압축율은 아래와 같이 정의할 수 있다.

$$\alpha = - \frac{dV_T / V_T}{d\sigma_e} \quad (2-41)$$

여기서, dV_T = 대수층의 체적 변화

V_T = 대수층의 전체 체적

$d\sigma_e$ = 유효응력의 변화

대수층의 전체 체적은 공극의 체적과 대수층을 구성하고 있는 입자들의 체적을 합한 것이므로($V_T = V_s + V_v$), 유효응력의 증가는 대수층의 전체 체적의 감소를 초래한다. 일반적으로 대수층의 입자들은 비압축성으로 봄으로, 이때 대수층의 체적감소는 전적으로 입자들의 재배열 때문에 생긴 체적 변화의 의한 것이라고 생각할 수 있다.

만일 수직적인 유효응력만을 생각하면 유효응력의 변화 때문에 생기는 대수층의 체적 변화는 이의 두께의 변화로 대치할 수 있다. 따라서 식 2-41은 아래와 같이 표현할 수 있게 된다.

$$\alpha = -\frac{1}{b} \frac{db}{d\sigma_e} \quad (2-42)$$

여기서, b = 대수층의 두께

2.5.4. 대수층의 압축성과 저류성

앞에서 수두 h 의 감소는 물의 압력 P 의 감소와 유효응력 σ_e 의 증가를 의미함을 보았다. 수두강하로 인해 대수층에 저류된 물이 방출되려면 2가지 과정을 거치게 되는데; (1) 유효응력 σ_e 의 증가로 인한 대수층의 압축이고, (2) 물의 압력 P 의 감소로 인한 물의 팽창이다. 첫째 과정은 대수층의 압축율 α 에 지배되고 둘째 과정은 물의 압축율 β 에 지배된다. 물의 팽창률과 물의 방출과의 관계는 이미 설명했으므로 대수층의 팽창률과 물의 방출과의 관계를 살펴보면, 단위체적의 대수층이 압축으로 인해 방출하는 물의 체적은 그 단위체적의 대수층의 체적감소와 같아야 한다. 따라서 대수층의 체적감소 dV_T 와 방출한 물의 체적 dV_w 에 관계는,

$$dV_w = -dV_T = \alpha V_T d\sigma_e \quad (2-43)$$

대수층의 단위 체적이므로, $V_T = 1$, 또한 식 2-40에서 $d\sigma_e = -\rho_w g dh$, 그리고 단위 수두강하는 $dh = -1$ 이므로, 식 2-43으로부터,

$$dV_w = \alpha \rho_w g \quad (2-44)$$

식 2-33에서 물의 팽창으로 인해 방출되는 물의 체적을 $\beta = \frac{1}{K_w} = -\frac{1}{V_w} \left(\frac{dV_w}{dP} \right)$

즉, $dV_w = -V_w \beta dP$ 로 기술한바 있다.

대수층의 전체체적 V_T 안에 물의 체적 V_w 는 nV_T 이므로 (여기서 n 은 공극율), 이와 함께 $V_T = 1$ 과 $dP = \rho_w d(h - z) = \rho_w dh$ 를 식 2-44에 삽입하면,

$$dV_w = \beta_n \rho_w g \quad (2-45)$$

이미 앞에서 정의한 바와 같이 비저류량 S_s 는 대수층의 단위 체적으로부터 단위수두 변화 때문에 방출 또는 저류 하는 물의 양이므로, 이는 식 2-44와 2-45를 합한 것과 같다. 따라서,

$$S_s = \rho_w g (\alpha + n\beta) \quad (2-46)$$

2.5.5. 대수층의 압축성과 지표면의 침강

앞에서 이미 살펴본 바와 같이 어떤 지점에서 대수층에 작용하는 전체 수직응력 σ_T 는 그 대수층을 덮고 있는 암석과 물의 무게 때문이고 주위의 물질은 수평가압층의 역할을 한다. 유효수직응력 σ_e 는 전체응력 σ_T 로부터 물의 압력 P 를 빼 것, 즉 $\sigma_T - P$ 와 같음은 이미 설명한바 있다.

어떤 압축성의 대수층이 유효응력의 변화 때문에 변형하는 것은 흔히 있는 현상이다. 그림 2-13에서와 같이 두께가 b 인 어떤 대수층이 그 위에 있는 물질에 의해 일정한 무게를 받고 있다가 수두가 dh 만큼 하강함에 따라 생기는 유효응력의 증가 $d\sigma_e$ 는 식 2-41에 의해 $\rho_w g dh$ 이고, 이에 따른 대수층의 압축은 식 2-42에 의해 아래와 같이 표현할 수 있다.

$$db = -\alpha b d\sigma_e = -\alpha b \rho_w g dh \quad (2-47)$$

여기서 (-) 부호는 수두가 강하함에 따라 대수층의 두께가 감소함을 나타낸다.

수두강하가 생기는 주원인은 대수층으로부터 양수를 하기 때문이다. 양수를 하면 양수우물로 향한 수두경사가 생기고 그 결과로 우물 주위의 수두가 강하하게 된다. 이에 대응해서 유효응력이 증가하고 결과적으로 대수층이 압축되기 때문에 지표면의 침강 현상을 일으킨다.

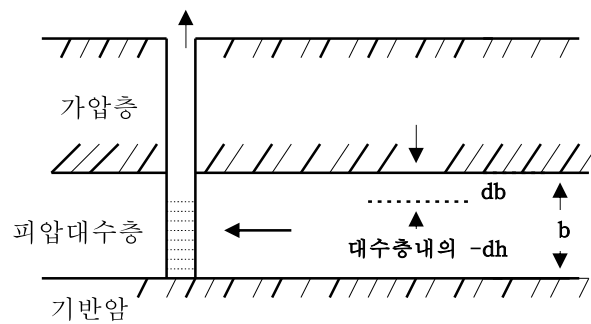


그림 2-13 지하수 유출에 의한 대수층의 압축

피압대수층으로부터 지하수의 장기간 유출로 인해 대수층이 내포하고 있는 점토층이나 그 주변의 가압층으로부터 물을 유인하여 함께 유출하는 경우가 흔히 있다. 이런 경우 대수층이나 가압층의 고체 입자들이 부담해야 할 무게가 증가하고 그 때문에 대수층 또는 가압층이 압축되어 결국은 지표면이 침강하는 결과를 가져온다. 이와 같은 예로서 미국의 Arizona, California, Texas 주에서 농업에 필요한 물을 얻기 위해 지하수의 과잉 양수로 지표면의 침강현상이 여러 곳에서 일어나고 있음은 잘 알려진 사실이다. 특히 지하수의 과잉 양수로 Mexico의 Mexico 시 그리고 미국 California의 San Jose 시 근처에서 1935부터 1970까지 35년 동안 지표면이 년 평균 0.3 m 가량 침강하였음이 밝혀졌다.

지금까지 살펴본 것과 같이 투수계수 또는 투수량계수와 비저류량 또는 저류계수는 간극체의 가장 중요한 수리지질학적 성질이다. 투수량계수는 대수층의 내부에서 물이 유동할 수 있는 능력을 나타내고 저류계수는 대수층으로부터 양수할 수 있는 물의 양을 나타낸다.

따라서 어떤 대수층의 투수성과 저류성을 알면 아래의 열거한 사항을 예측할 수 있게 된다.

- (1) 양수우물로부터 임의의 거리에서 양수로 인한 수두강하
- (2) 양수기간 중 우물 안에서의 수두강하
- (3) 우물간의 간섭 현상
- (4) 우물의 효율
- (5) 여러 가지 양수율에 따른 대수층의 수두강하

2.6. 환경에 대한 지하수면의 반응

지하수면은 기후, 대기압, 해수의 간만, 지진, 지나가는 기차 등에 반응하여 동요하는데, 이는 일반적으로 피압대수층의 탄성에 의한 압축 또는 팽창 때문에 일어나는 현상이다.

2.6.1. 기후에 대한 반응

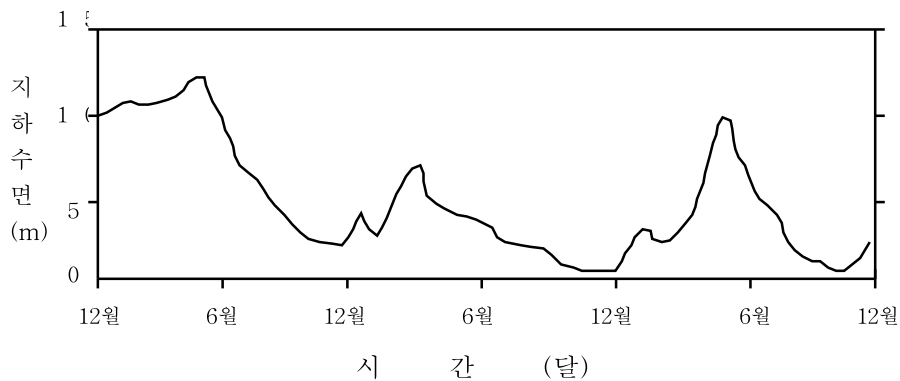


그림 2-14 계절에 대한 지하수의 반응

지하수면은 수년에 걸친 기후변화 또는 연중 계절에 따라 변하는데 이는 주로 함양과 직접 관계되는 강우의 강도, 분포, 그리고 표면수의 흐름 등에 영향을 받기 때문이다. 그림 2-14는 계절에 따라 변하는 기온, 풍속, 강우량, 증발, 식물에 의한 물의 증발산 등의 원인으로 지하수면이 변하는 것을 보여주고 있다.

2.6.2. 대기압에 대한 반응

대기압이 변함에 따라 피압대수층에 함유되어 있는 지하수의 수면이 동요하는데, 이들의 관계는 대기압이 증가하면 수위는 낮아지고 대기압이 감소하면 수위가 높아진다. 그림 2-15(a)에서와 같이 자유면 대수층(free water table aquifer) 또는 불압대수층의 경우, 대기압의 변화는 우물의 안팎에서 동등한 영향을 미치므로 지하수면에 아무런 변화를 주지 않는다. 그러나 그림 2-15(b)에서와 같이 피압대수층의 경우 기압 변화는 지하수면에 직접 작용하는 하중(load) 때문에 변하는 수면과 가압층을 통해 대수층에 가해진 하중에 대한 대수층의 반응 즉, 대수층의 유효응력과 수압의 변화에 의한 수면의 변화 사이에 차이 때문에 우물 안의 수면이 변한다.

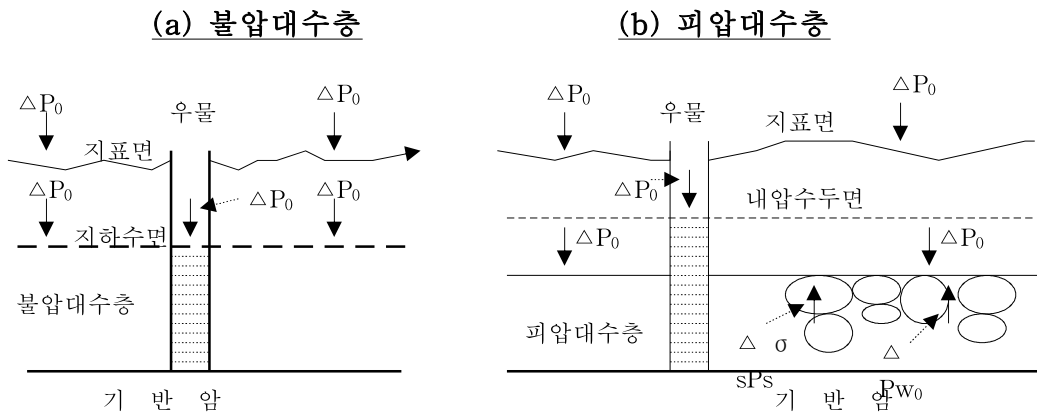


그림 2-15 대기압 변화와 지하수면

수위변화와 대기압 변화간의 비율을 기압효율(barometric efficiency)이라 하며 아래와 같이 표현한다.

$$BE = \frac{\rho_w g \Delta h_w}{\Delta P_a} \quad (2-48)$$

여기서, BE = 기압효율

ρ_w = 물의 밀도

g = 중력가속도

Δh_w = 수위변화

ΔP_a = 대기압의 변화

Jacob에 의하면 기압효율과 피압대수층의 탄성은 아래와 같은 관계를 가지고 있다.

$$BE = \frac{1}{1 + \alpha/\eta\beta} \quad (2-49)$$

여기서, α = 대수층을 이루고 있는 입자의 압축율

β = 물의 압축율

η = 공극율

2.6.3. 지진에 대한 반응

지진은 일시적인 탄성 또는 중력평형의 소동 때문에 지각의 암석이 진동하는 현상이다. 소동발생의 깊이에 따라 지진을 얕은 또는 깊은 지진으로 구별하기도 한다. 지진파는 지구내부와 지각을 통해서 전파하는데, 이때 지구의 탄성 때문에 먼저 압축되었다가 지진파가 지나간 후에 다시 팽창하게 된다.

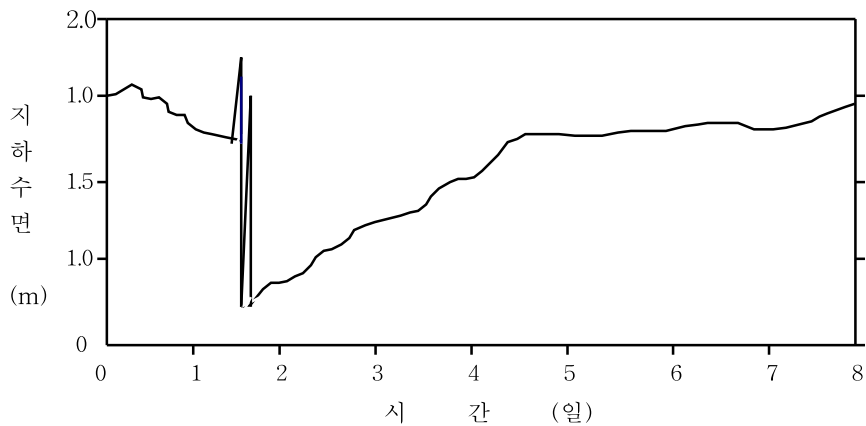


그림 2-16 지진에 대한 지하수의 반응

어떤 대수층이 이 지진의 영향권내에 있으면 지하수가 이 압축응력의 일부를 감수해야 되므로 갑자기 수압이 증가한 후, 이 압축응력이 없어짐에 따라 수압이 갑자기 감소하게 된다. 따라서 이 압력변화에 적응하기 위해 피압대수층의 내압수두면은 먼저 상승되었다가 도로 하강하는 현상을 일으킨다.

2.6.4. 조석수위에 대한 반응

바다나 호수 또는 강가에 있는 우물의 수면은 조석수위 변화에 따라 동요한다. 불압대수층의 경우 이와 같은 동요는 대수층 안에 물이 실제로 유동해서 생기는 현상이다. 그 반면에 피압대수층의 경우는 조석수위변화 때문에 생긴 응력변화가 가압층을 통해 대수층에 미치기 때문에 생기는 현상이다. 따라서 밀물일 때 대수층에 가해지는 압력증가 때문에 그 대수층 안에 있는 물과 입자의 압력이 증가하게되고 이 때문에 지하수면이 높아지고 썰물일 때 지하수면이 내려간다.

조석수위변화에 의한 지하수면의 동요를 흔히 조석효율(tidal efficiency)로 표현하는데 이는,

$$TE = \frac{\Delta h_w}{\Delta h_t} \quad (2-50)$$

여기서, Δh_w = 지하수면의 요동범위
 Δh_t = 간만의 차이.

Jacob에 의하면 조석효율과 피압대수층의 탄성간에는 아래와 같은 관계가 있다.

$$TE = \frac{\alpha/\eta\beta}{1 + \alpha/\eta\beta} \quad (2-51)$$

여기서, α = 대수층을 이루고 있는 입자의 압축율
 β = 물의 압축율
 η = 공극율