

CHALMERS TEKNISKA HÖGSKOLA



ISSN 0347-8165

## GEOHYDROLOGISKA FORSKNINGSGRUPPEN

Institutionerna för:

Geologi

Geoteknik med grundläggning

Vattenbyggnad

Vattenförsörjnings- och avloppsteknik

## DJUPINFILTRATIONSSTUDIER

I ANGERED

LEIF CARLSSON

CHALMERS TEKNISKA HÖGSKOLA

**GEOHYDROLOGISKA FORSKNINGSGRUPPEN**

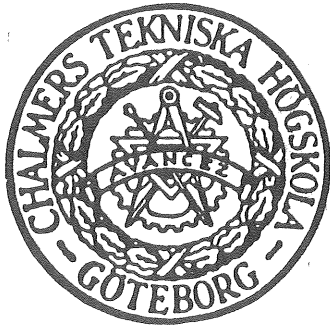
Institutionerna för:

Geologi

Geoteknik med grundläggning

Vattenbyggnad

Vattenförsörjnings- och avloppsteknik



ISSN 0347-8165

---

**DJUPINFILTRATIONSSTUDIER**

**I ANGERED**

Studies on artificial recharge in Angered

Denna rapport hänför sig till forskningsanslag 720429-7 från Statens råd för byggnadforskning till institutionen för vattenförsörjnings- och avloppsteknik, Chalmers tekniska högskola, Göteborg.

**LEIF CARLSSON**

## INNEHÅLL

SAMMANFATTNING		1
SUMMARY		3
1	INLEDNING	5
1.1	Problemställning och uppläggning av projektet	5
1.2	Allmänna geohydrologiska förutsättningar	5
1.3	Störningar genom anläggningar i berg	8
2	TEORETISKA BETRÄKTELSE	9
2.1	Allmänt	9
2.2	Infiltrationens beroende av begränsningar av akviferen	12
2.3	Infiltrationens inverkan på vattentrycksförhållandena i över- och underlagrande lågpermeabla lager	17
3	DJUPINFILTRATION I ANGERED	21
3.1	Allmänt	21
3.2	Geologiska och hydrogeologiska förhållanden	22
3.3	Område A	25
3.3.1	Läge	25
3.3.2	Geologiska förhållanden	25
3.3.3	Hydrogeologiska förhållanden	26
3.3.4	Installationer för djupinfiltration och grundvattentryckmätningar	29
3.3.5	Observerade vattentrycksförändringar orsakade av infiltration	31
3.3.6	Utvärdering av observerade vattentrycksförändringar	36

3.4	Område B	40
3.4.1	Läge	40
3.4.2	Geologiska förhållanden	40
3.4.3	Hydrogeologiska förhållanden	41
3.4.4	Installationer för djupinfilt- ration och grundvattentryck- mätningar	43
3.4.5	Observerade vattentrycksför- ändringar orsakade av infilt- ration	43
3.4.6	Utvärdering av observerade vattentrycksförändringar	48
3.5	Beräkningar av vattenbalans i samband med infiltration	53
3.6	Portrycksmätningar i leran i samband med infiltration	54
3.7	Vattentrycksförändringar i berggrunden	55
3.8	Förhållanden vid infiltrations- brunnarna	59
3.8.1	Observerade kapacitets- och tryckförändringar vid infilt- rationsbrunnarna	59
3.8.2	Igensättningsfaktorer	62
4	SLUTSATSER	65
5	REFERERAD LITTERATUR	68

## SAMMANFATTNING

Grundvattensänkningar med åtföljande marksättningar har observerats inom flera bebyggda områden. Orsakerna till grundvattensänkningarna kan vara flera varav de vanligaste är vatteninläckning i berganläggningar, djupa schakter och ledningsgravar, minskad grundvattenbildning genom förändrad markanvändning samt vegetationens inverkan.

För att motverka grundvattensänkningar och samtidigt minska riskerna för marksättningar kan olika metoder tillgripas varav djupinfiltration av vatten genom brunnar utgör en. Andra metoder som med goda resultat utnyttjats är bl a tätning av berget genom förinjektion vid tunneldrivning kombinerat med en viss efterinjektion.

Inom Gunnaredsområdet i Angered ca 10 km NNO om Göteborgs centrum har i samband med nya bostadsområden tre olika tunnlar drivits i berggrunden. Härvid har grundvattensänkningar i såväl jord som berg registrerats. Sättningarna har dock varit små beroende av lerans överkonsolideringsgrad. Inom nämnda område har djupinfiltration genom två-tums stålrör genomförts inom två olika delområden. Göteborgs kommuns dricksvatten har utnyttjats som infiltrationsvatten. Försöken har genomförts med konstant infiltrationskapacitet så länge detta varit möjligt, därefter med konstant tryck, ca 2 m över markytan. Grundvattenytans förändring i det 0,1-1 m mäktiga friktionslagret närmast bergytan samt i berget har kontinuerligt registrerats i samband med infiltrationen samt efter dess avslutning. Också vattentryckförändringarna i det ca 5-10 m överlagrande lerlagret har registrerats liksom i infiltrationsbrunnen.

Genom att tryckförändringarna i samband med infiltrationsförsöken registrerats kontinuerligt har erhållna värden kunnat utvärderas enligt teorier för transienta tryckförändringsförlopp. Av försöken har följande förhållanden kunnat fastställas eller påvisas:

- vattengenomsläpplighet och magasineringsförmåga hos de grundvattenförande friktionslagren
- begränsningar av de grundvattenförande lagren
- storleken av vattenläckaget mellan friktionslager och berggrund
- läget av läckageplats mellan friktionslager och berggrund
- vattengenomsläpplighet och magasineringsförmåga hos tektoniska zoner i berggrunden
- lerlagrens vertikala hydrauliska diffusivitet
- igensättning av infiltrationsbrunnar
- infiltrationens areella påverkan

De genomförda försöken har sammantagit visat att djupinfiltration är en möjlig metod att bibehålla eller höja en grundvattenyta. Stor omsorg bör dock ägnas val av lämplig infiltrationsplats, brunnsutförande, vattenkvalitet samt driftkontroll.

## SUMMARY

Lowering of piezometric head and land-subsidences have been observed in many urban areas of Sweden. The causes are several, but the most common are water leakage to underground constructions in bedrock, to deep excavations, or reduced groundwater recharge by a change in the land-use and influence of vegetation.

Different methods can be used for preventing lowering of piezometric head and at the same time for reducing the risks of land-subsidences. One method is artificial recharge through wells. Other methods used with good results are pregrouting of tunnels commonly in combination with postgrouting.

Three different tunnels have been driven in the bedrock in a new suburban area called Angered, about 10 km north-northeast of the centre of Göteborg in southwestern Sweden. Within that area lowering of the piezometric head was observed in both soil and bedrock. Because of overconsolidation of the clay, very small land-subsidences were obtained. Artificial recharge, using 2 inches steel-tubes, was carried out in two places in the area. Drinking water from the community was used as infiltration-water. The experiments were carried out with constant recharge capacity during as long time as possible, after which a constant infiltration pressure was kept, about 2 m above ground-level. The changes in the groundwater level in the bedrock and in the 0.1-1 m thick layer of frictional material on the bedrock surface were continuously measured during and after the recharge periods. Also the changes in piezometric head in the 5-10 m thick clay layer were measured together with the changes within the recharge-wells.

The obtained values were measured in such a way that theories for transient changes of pressure could be used in the evaluation. The following facts could be estimated or just pointed out:

- permeability and storage capacity of the aquifer in the friction layers
- hydraulic borders of the aquifers
- the leakage capacity between the frictional layers and the bedrock
- the sites of leakage places between the friction layers and the bedrock
- permeability and storage capacity of tectonic zones in the bedrock
- vertical hydraulic diffusivity of the clay layers
- clogging of the recharge wells
- the areal influence of the recharge

In summary, the performed experiments showed that artificial recharge through wells is a possible method to keep up or to restore a piezometric head. Careful attention must be paid to the choice of recharge location, well-design, water quality, and maintenance.



## 1 INLEDNING

### 1.1 Problemställning och uppläggning av projektet

I samband med anläggningar i berg har sänkning av grundvattentryck registrerats såväl i berg som i jord (Lindskog och Nilsson, 1974, Broms et al, 1976). I områden med lös ler har denna grundvattensänkning medfört marksättning som i sin tur orsakat skador på byggnader, vägar, ledningar etc. För att motverka eller reducera skador uppkomna på detta sätt kan olika åtgärder sättas in. Dessa kan vara i förebyggande eller kontrollerande syfte och kan sammanfattas enligt

- A. Planering av byggande såväl ovan som under mark så att sättningskänsliga områden undviks.
- B. Berganläggningarna utförs så att ingen inläckning av vatten tillåts.
- C. Vatten injekteras (infiltreras) i marken för att ersätta det vatten som läckt till berganläggning och för att upprätthålla vattentrycket i marken.
- D. Marksättningar tillåts men tas ut före byggande på marken.
- E. Stabiliserande åtgärder för den sättningskänsliga marken.

Av de nämnda metoderna eller åtgärderna har detta forskningsarbete behandlat möjligheterna att genom injektion av vatten återställa eller bibehålla en grundvattenyta inom ett visst område. Arbetet har omfattat följande delmoment enligt följande

1. Teoretiska aspekter på vatteninjektion i olika geologiska formationer.
2. Fältförsök inom områden med inträffade grundvattensänkningar.

### 1.2 Allmänna geohydrologiska förutsättningar

De geologiska förhållandena i Sverige är präglade av geologiskt sett mycket unga avlagringar bildade under

och i samband med den senaste landisens avsmältning samt under den period då delar av landet därefter var täckt av vatten. Dessa avlagringar utgör våra jordarter täckande en berggrund som till 95% består av kristallina bergarter. Grundvattenförekomster inom denna berggrund är helt och hållet förknippade med sprickor, förkastningar, krosszoner etc inom berggrunden.

Genom landisens eroderande inverkan har svaghetszoner i berggrunden kommit att fördjupas och uterodas och bildar nu i flertalet fall dalgångar och lågpartier i vårt landskap. Speciellt utpräglad är detta för de svaghetszoner som har en riktning sammanfallande med landisens rörelseriktning. Dalgångarna är nu fyllda av kvarlämnade avlagringar, jordarter, vilka bildar botten i desamma. I samband med och efter landisens avsmältning var stora delar av landet täckta av vatten. Mellansvenska sänkan från Västkusten över Hjälmaran och upp till Roslagen liksom våra kustzoner var täckta av hav eller sjö (Östersjön). Under denna tid avsattes finkorniga jordarter i form av leror eller siltjordar i de nämnda områdena. Dessa jordarter är i dag konsoliderade med hänsyn till de hydrogeologiska förhållanden som råder eller rått från tiden för dess bildande och fram till nutid. Således är lerorna i allmänhet normalkonsoliderade eller svagt överkonsoliderade. Deras förkonsolideringstryck är lågt och en belastning i form av exempelvis en vattentrycksänkning kan resultera i att detta förkonsolideringstryck överskrids och en kompaktion av leran inträffar.

En sektion genom en sedimentfylld dalgång illustreras schematiskt i FIG. 1.2. De grovkornigare jordlagren närmast berggrunden kan i vissa områden ha direkt kontakt med markytan men i andra områden saknas denna kontakt. Grundvattnet som förekommer i dessa permeabla lager har i allmänhet en tryckyta som ligger i nivå med, något över resp något under, markytan. Signifikant är dock att grundvattnet i friktionsjorden närmast berggrunden i naturligt tillstånd har en tryckyta som ligger över lagrets övre

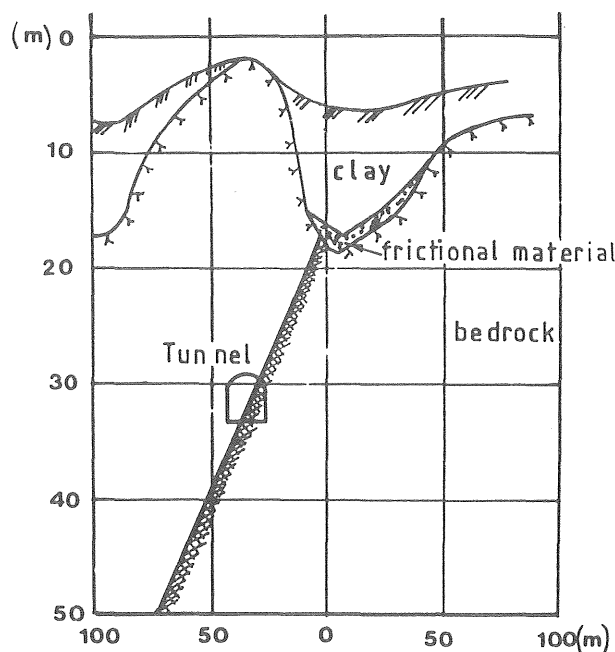


FIG. 1.2. Schematisk sektion genom en sedimentfylld dalgång.

begränsning gentemot leran. En sådan vattenförande formation kallas slutna akvifer.

I en slutna akvifer gäller att små vattenvolymförändringar orsakar stora vattentrycks- (vattenstånds-) förändringar. Den areella utbredningen av en vattentrycksförändring orsakad av en lokal vattenvolymförändring blir också förhållandevis stor, men storleken beror också av det vattenförande lagrets mäktighet, kontinuitet och permeabilitet.

I naturligt opåverkat tillstånd tillförs vatten till nämnda friktionslager genom läckage genom leran och berget eller om lagret har kontakt med markytan genom direkt infiltration-perkolation av nederbörd. I det överlagrande lerlagret är i orört tillstånd i allmänhet porvattentrycket överensstämmande med vattentrycket i den slutna akviferen. Vissa avvikelser föreligger dock, speciellt i lerlagrets övre delar, eller i områden där skilda akviferer förekommer. Generellt kan sägas att porvatten-

trycket i leran bestäms av vattentillskottet och vattentrycket i torrskorpeleran samt av vattentrycket i den slutna akviferen.

De svaghetszoner i berggrunden som löper i den i FIG. 1.2. illustrerade dalgångens botten är i allmänhet vattenförande. Vattentrycket i dessa överstämmer i naturligt opåverkat tillstånd med vattentrycket i den slutna akviferen.

### 1.3 Störningar genom anläggningar i berg

Svenskt urberg erbjuder i allmänhet inga allvarliga problem beträffande stabilitet vid anläggningsverksamhet i det samma. Ett ökat utnyttjande av berget för anläggningsverksamhet, speciellt tunnlar för servicesystem samt berggrum som lagringsturymmen kan förutses (Jansson och Winqvist, 1976).

Tunnlar för service-system i urbana områden förläggs i berg på sådant djup att tillräcklig bergtäckning finns även där tunnlar passerar dalgångar. Sprickor, förkastningar etc utgör de vattenförande zonerna i berget och dessa har vanligen kommunikation med grundvattnet i friktionslager närmast bergytan. Detta innebär att tunnlar som korsar dessa vattenförande zoner också åstadkommer en dränering av dem. I sin tur innebär detta att grundvattenförhållandena i jordlagren påverkas.

Avsänkningen av grundvattentrycket i berg och friktionslager mellan berg och lera innebär en förändring av ett av randvillkoren för vattentrycksförhållanden i leran. Torstensson (1976) har teoretiskt behandlat vattentrycksförändringarna och därvid kopplad konsolidering i leran vid förändringar av nämnda randvillkor.

## 2 TEORETISKA BETRÄKTELSE

2.1 Allmänt

Vatten som infiltreras i en akvifer orsakar en vattentrycksförändring,  $s$ , i akviferen på ett avstånd,  $r$ , från infiltrationsbrunnen vid tiden,  $t$ , efter infiltrationsstart, FIG. 2.1.a. Genom att betrakta djupinfiltration av vatten genom brunnar som det motsatta förhållandet till bortpumpning av vatten via brunnar kan de teorier som gäller för provpumpning tillämpas. Med antagande av att inga begränsningar av akviferen förekommer i horisontell led, att inget vatten bortgår via läckage till över- eller underlagrande formationer samt att de geohydrologiska parametrarna  $T$  och  $S$  i akviferen (transmissivitet och magasinskoefficient) ej förändras med tid eller avstånd kan förändringen av vattentrycket,  $s$ , i akviferen vid konstant infiltrationskapacitet tecknas (Theis 1935, Ferris et al 1962, Kruseman och de Ridder 1970).

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \cdot W(u) \quad (1)$$

$$u = \frac{r^2 \cdot S}{4Tt} \quad (2)$$

där  $W(u)$  benämns Theis brunnsfunktion och tecknas

$$W(u) = \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} \cdot du \quad (3)$$

Sambandet mellan  $W(u)$  och  $\frac{1}{u}$  (Theis kurva) framgår av FIG. 2.1.b. Sambandet mellan tryckförändringen  $s$  och  $\frac{t}{r^2}$  följer denna kurva. Genom superponering av kurvor visande de båda nämnda sambanden kan transmissiviteten  $T$  och magasinskoefficienten  $S$  beräknas.

Ekv (1) kan uttryckas i en konvergent serie enligt

$$s = \frac{Q}{4\pi T} (-0,5722 - \ln u + u - \dots) \quad (4)$$

För  $u < 0,02$  dvs små värden på  $r$  och stora värden på  $t$  kan de sista termerna i serieutvecklingen försummas och ekv (4) tecknas (Jacob 1940).

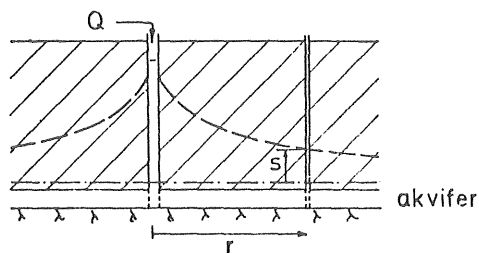


FIG. 2.1.a. Tryckförändring,  $s$ , på avståndet,  $r$ , från infiltrationsbrunn i en sluten akvifer vid konstant infiltrationskapacitet.

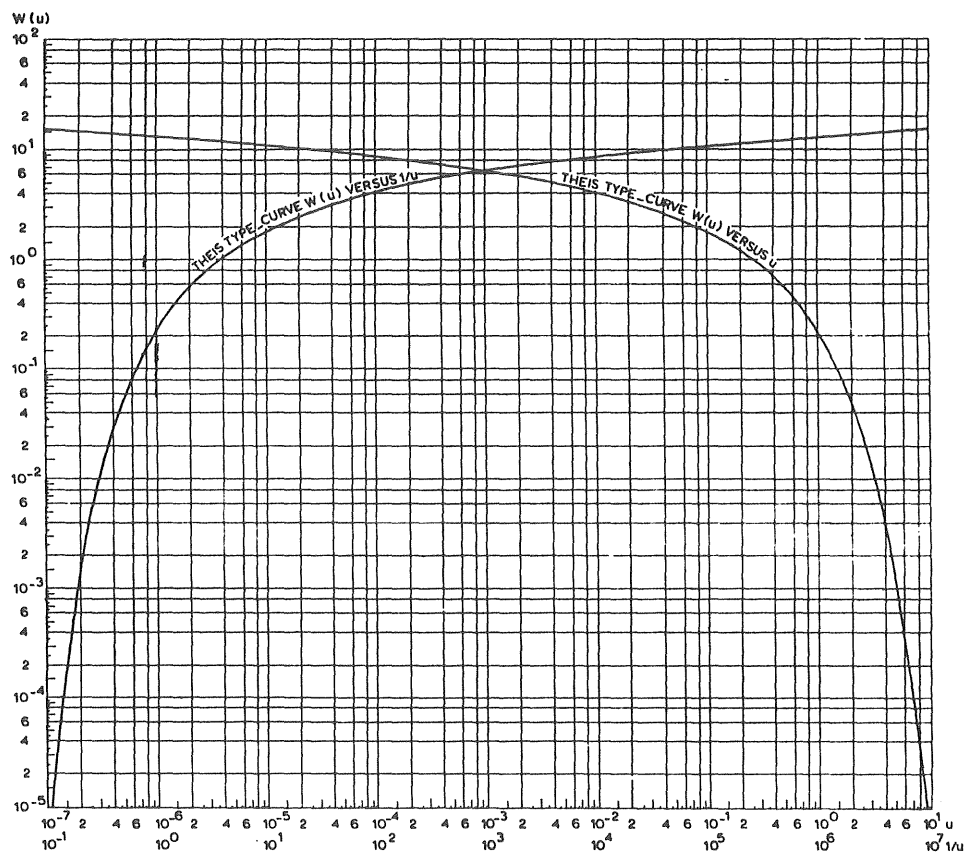


FIG. 2.1.b. Sambandet mellan  $\frac{1}{u}$  och  $W(u)$  och mellan  $u$  och  $W(u)$ .

Sambandet mellan vattentryckförändringen,  $s$ , och tid efter infiltrationsstart ger i lin-log papper en rätlinje enligt FIG. 2.1.c. Tryckförändringen per tids-

dekad,  $\Delta s$ , och tiden,  $t_0$ , dvs vid tryckförändringen  $s = 0$  enligt den räta linjen ger följande ekvationer för beräkning av T och S

$$T = 0,183 \frac{Q}{\Delta s} \quad (6)$$

$$S = \frac{135 \cdot T \cdot t_0}{r^2} \quad (7)$$

där  $t_0$  anges i min och Q i  $m^3/s$

Utnyttjas r som variabel i stället för t erhålles följande uttryck för T och S

$$T = 0,366 \frac{Q}{\Delta s} \quad (8)$$

$$S = \frac{135 \cdot T \cdot t}{r_0^2} \quad (9)$$

där  $r_0$  anger det avstånd som enligt den rätlinjiga sambandet vid tiden, t, har vattentrycksförändringen noll i akviferen, se FIG. 2.1.d.

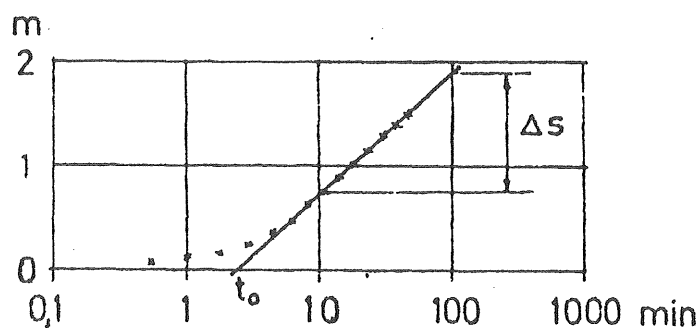


FIG. 2.1.c. Tryckförändring som funktion av tid vid konstant infiltrationskapacitet enligt Jacobs metod.

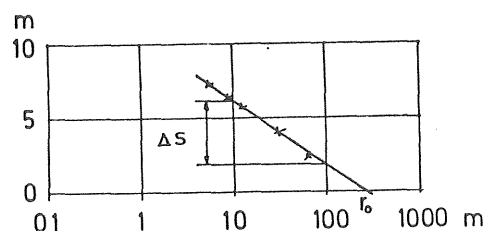


FIG. 2.1.d. Tryckförändring som funktion av avstånd från infiltrationsbrunn vid konstant infiltrationskapacitet enligt Jacobs metod.

Storleken av det område som påverkas av infiltrationen vid olika tidpunkter efter infiltrationsstarten kan approximativt enligt ekv (9) anges enligt följande:

$$r_0 = 11,6 \sqrt{\frac{T \cdot t}{S}} \quad (10)$$

Approximativt gäller (10) under angivna antagande och visar att storleken av området ökar med ökande transmissivitet och minskade magasinskoefficient. För öppna akviferer kan översiktligt magasinskoefficienten anges till  $10^{-2} - 2 \cdot 10^{-1}$  medan för slutna akviferer motsvarande värde kan anges till ca  $10^{-3} - 10^{-5}$ . En akvifer med given transmissivitet påverkas således inom ett 10-1.000 gånger större område under slutet än under öppet tillstånd. Motsvarande förhållande gäller även för påverkan vid en avsänkning. Sammanfattningsvis kan således sägas att vid frånvaro av begränsning och läckage är det påverkade områdets storlek i första hand beroende av förhållandet mellan akviferens transmissivitet och magasinskoefficient (dvs dess hydrauliska diffusivitet) medan tryckförändringens storlek i första hand beror av akviferens transmissivitet (ekv (5)). Dessutom inverkar givetvis såväl infiltrationskapacitet som infiltrations-tid.

## 2.2 Infiltrationens beroende av begränsningar av akviferen

Under idealiserade förhållanden infiltreras vatten i akviferen med oändlig utsträckning. Naturliga förhållanden och speciellt förhållanden i glacialskulpterade områden medför att förekommande akviferer har begränsningar i horisontell led (hydrauliska gränser). Dessa gränser innebär en radikal förändring av akviferens transmissivitet i horisontell led. Denna förändring kan vara mer eller mindre påtaglig och betingas av antingen förekomster av tätande eller vattentillförande gränslager. I det förstnämnda fallet sägs den hydrauliska gränsen vara negativ i det senare fallet positiv. Vid djupinfiltration i slutna akviferer i lera-bergområ-



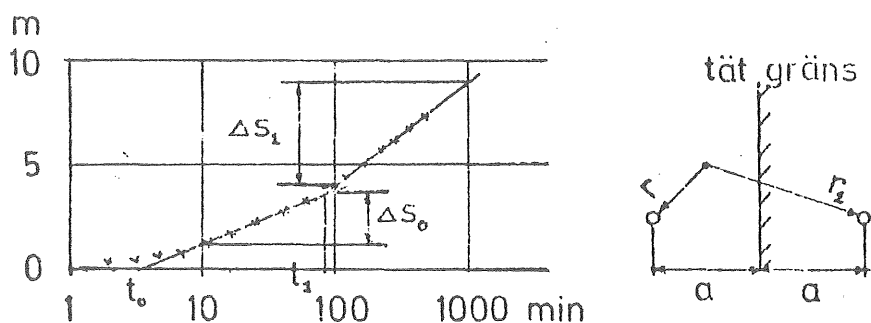


FIG. 2.2.a. Tryckförändring som funktion av tiden i en akvifer med negativ hydraulisk gräns och konstant infiltrationskapacitet.

den är det i första hand de negativa hydrauliska gränserna som inverkar på tryckförändringsförloppet i akviferen.

Teoretiskt kan effekter av hydrauliska gränser behandlas genom att imaginära spegelbrunnar införs på samma avstånd från den hydrauliska gränsen som infiltrationsbrunnen. Detta för att randvillkoren vid gränsen skall uppfyllas. FIG. 2.2.a återger i lin-log-diagram tryckförändringsförloppet i en akvifer vid närvaro av en negativ hydraulisk gräns samt den spegelbrunn som införs för att beskriva förloppet. Efter tiden  $t_1$  inverkar den hydrauliska gränsen på tryckförändringsförloppet. Enligt ekv (6) och (7) erhålls följande samband mellan tryckförändringarna per log-dekad samt mellan avstånd till infiltrations- och spegelbrunnarna:

$$\Delta s_1 = 2\Delta s_0 \quad (11)$$

$$r_1 = r \sqrt{\frac{t_1}{t_0}} \quad (12)$$

Vattentrycksförändringen i akviferen kan vid närvaro av en negativ hydraulisk gräns beskrivas enligt följande Stallman (1952):

$$s = \frac{Q}{4\pi T} [W(u) + W(\beta^2 u)] = \frac{Q}{4\pi T} W_B(u, \beta) \quad (13)$$

$$\text{där } \beta = \frac{r_1}{r_2} \quad (14)$$

$r_1$  = observationsbrunnens avstånd till den imaginära spegelbunnen.

I FIG. 2.2.b. har sambandet  $W_B(u, \beta)$  och  $\frac{1}{u}$  uppritats för olika värden på  $\beta$ . Kurvorna har i princip samma förlopp som Theis-kurvan men på grund av den negativa gränsen fås en större vattentrycksökning än utan gränsen.

Akviferer begränsade av två raka icke parallella gränser kan i samband med djupinfiltration behandlas genom att imaginära brunnar införs. Vattentrycksförändringen kan härvid skrivas som (Stallman 1952)

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) + W(\beta_1^2 u) + W(\beta_2^2 u) + \dots + W(\beta_p^2 u) \quad (15)$$

$$\text{där } \beta_p = \frac{r_p}{r} \quad (16)$$

$r_p$  är avståndet mellan p:te imaginära brunnen och observationspunkten

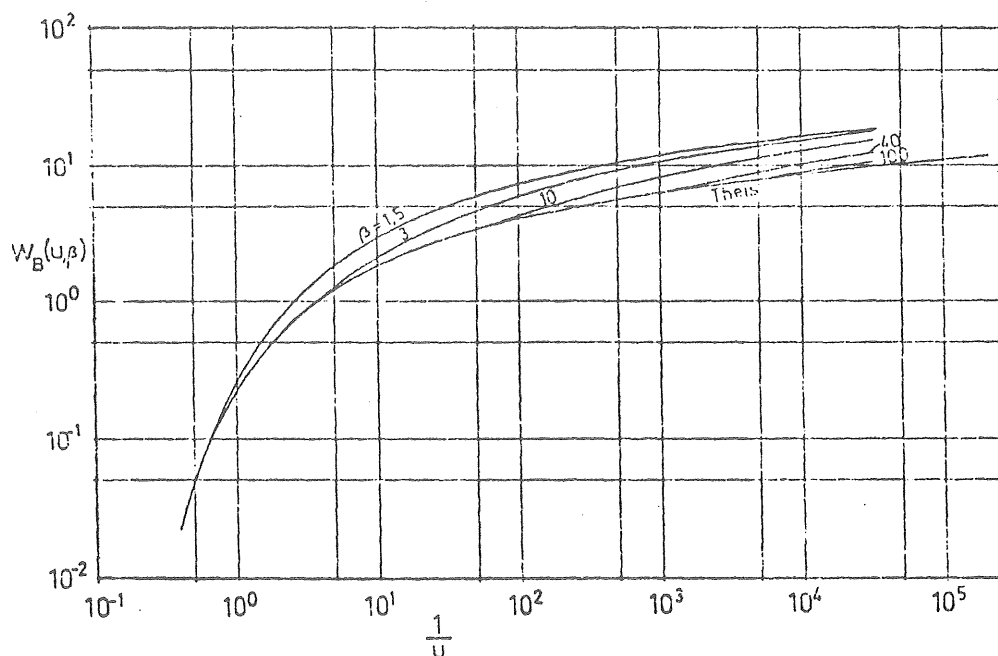


FIG. 2.2.b. Sambandet mellan  $W_B(u, \beta)$  enligt Stallman för olika värden på parameter  $\beta$ .

Enligt Ferris et al (1962) erhålls det enklaste brunns-systemet när vinkeln  $\theta$  mellan gränserna är jämn multi-  
pel av  $360^\circ$ . Antalet imaginära brunnar blir i dessa  
fall

$$p = \frac{360}{\theta} - 1 \quad (17)$$

Tryckförändringsförloppet i en akvifer med två parallella  
täta begränsningar kan också behandlas genom införande av  
spegelbrunnar. I detta fall blir dock antalet brunnar o-  
ändlig (Kruseman och De Ridder 1970). Gustafson (1974)  
har teoretiskt behandlat provpumpning i åsakviferer med  
två parallella negativa gränser och visat att för av-  
stånd mellan observationsbrunn och infiltrationsbrunn  
(provpumpningsbrunn) större än det kortaste avståndet  
mellan infiltrationsbrunnen och någon av gränserna kan  
vattentrycksförloppet återges enligt följande:

$$s = \frac{1}{2 \cdot \pi} \cdot \frac{Q \cdot x}{T \cdot B} D(w) \quad (18)$$

$$w = \frac{x^2 \cdot S}{4T \cdot t} \quad (19)$$

där  $B$  = avståndet mellan de parallella gränserna  
 $x$  = avstånd parallellt med gränserna från in-  
filtrationsbrunn till observationsbrunn.

Dränfunktionen  $D(w)$  har enligt Gustafson (1974) följ-  
ande uttryck:

$$D(w) = \frac{e^{-w}}{w} - \pi + 2 \int_0^w e^{-x^2} dx \quad (20)$$

En akvifer med tre vinkelräta begränsningar kan behand-  
las på analogt sätt som en akvifer med två parallella  
begränsningar. Vid ett avstånd mellan observationspunkt

och injektionsbrunn större än minsta avståndet mellan en av de parallella gränserna och infiltrationsbrunnen kan vattentrycksförändringen beskrivas enligt följande:

$$s = \frac{Q \cdot x}{s_2 \pi \cdot T \cdot B} [D(w) + \delta D(\delta w)] = \frac{Q \cdot x}{2 \pi \cdot T \cdot B} D(w, \delta) \quad (21)$$

$$\text{där} \quad \delta = \frac{x_i}{x} \quad (22)$$

$x_i$  = avståndet mellan observationspunkt och imaginär brunn, parallellt med de två parallella gränserna.

Dränfunktionen  $D(w, \delta)$  framgår av FIG. 2.2.c. för olika värden på parametern  $\delta$ .

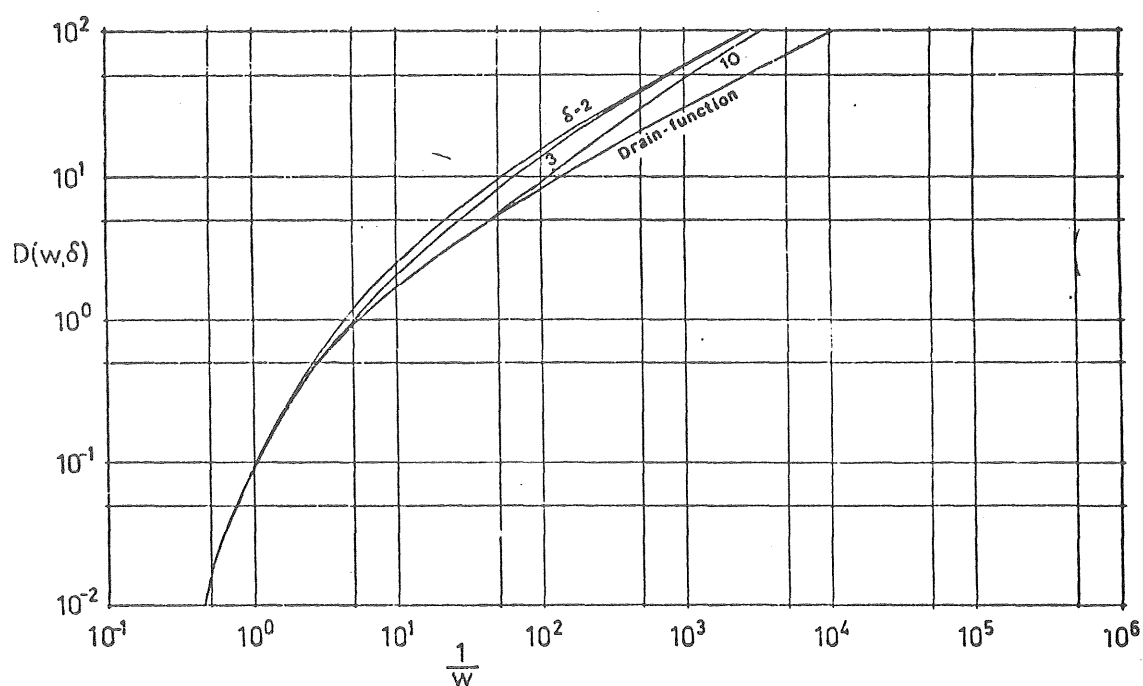


FIG. 2.2.c. Dränfunktion med olika värden på parametern  $\delta$ .

Den mest begränsade akviferen kan sägas vara den cirku- lärt begränsade. Witherspoon et al (1967) har teoretiskt angivit tryckförändringsförloppet i en sådan akvifer. Avvikelsen från Theis kurva för olika värden på för- hållandet mellan avståndet från infiltrationsbrunn till gräns och avståndet från infiltrationsbrunn till obser-

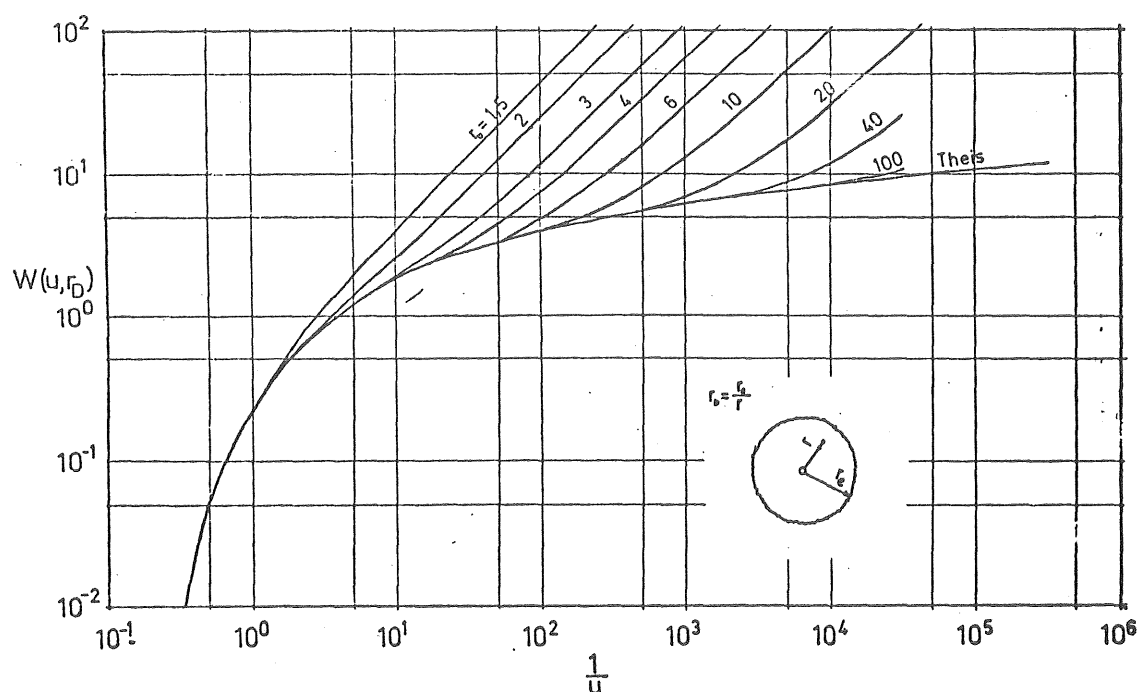


FIG. 2.2.d. Sambandet mellan  $W(u, r_D)$  och  $\frac{1}{u}$  för en akvifer med tät cirkulär begränsning (efter Witherspoon et al, 1967).

vationsbrunn framgår av FIG. 2.2.d. Teoretiskt torde det snabbaste tryckförändringsförloppet inträffa i denna typ av begränsande akviferer. I geologiska områden med mellan berg begränsade lerbassänger är denna typ av akviferer relativt vanlig. Speciellt inom Göteborgsområdet där även friktionslagret under leran närmast berget endast är sammanhängande inom begränsade delar, torde dessa starkt begränsade akviferer förekomma. Detta innebär begränsad areell påverkan vid infiltration med snabbt tryckförändringsförlopp.

### 2.3 Infiltrationens inverkan på vattentrycksförhållandena i över- och underlagrande lågpermeabla lager

Djupinfiltration av vatten i slutna akviferer där avsikten är att motverka sättningar i de överlagrande lerlagren innebär att tryckförhållandena i dessa senare lager måste påverkas. Detta innebär ett läckage av vatten från akviferen till lerlagren. Teorier för

tryckförändringsförloppet vid läckage kan översiktligt beskrivas för akviferer med dels stort, dels litet läckage. För stora läckage har Jacob (1946) och senare Hantush (1960, 1964) behandlat tryckförändringarnas förlopp i akviferen, dels med dels utan hänsynstagande till magasinförändring i de lågpermeabla lagren. De härvid erhållna uttrycken framgår av följande ekvationer:

- 1 Utan hänsyn till magasinförändring i de lågpermeabla lagren

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W \left( u, \frac{r}{B} \right) \quad (21)$$

där

$$\frac{r}{B} = r \cdot \sqrt{\frac{k^1}{k \cdot m \cdot m^1}}$$

$k^1$  = lågpermeabla lagrets vertikala permeabilitet

$m^1$  = lågpermeabla lagrets mäktighet

- 2 Med hänsyn till magasinförändring i de lågpermeabla lagren

$$s = \frac{Q}{4\pi T} H(u, \beta) \quad (23)$$

där

$$\beta = \frac{r}{4b} \frac{k^1 \cdot m \cdot S^1}{k \cdot m^1 \cdot S} \quad (24)$$

Neuman och Witherspoon (1969) har utvecklat teorier gällande vattentrycksförändringar i såväl akvifer som överlagrande lågpermeabla lager i samband med provpumpning. Dessa arbeten berör akviferer med såväl stort som litet läckage. I akviferer med litet läckage kommer läckagets inverkan på tryckförändringsförloppet i akviferen att vara så litet att detta endast med stor osäkerhet kan observeras från erhållna sambandskurvor. Läckaget medför dock speciellt i lerlager förhållandevis stora tryck-

förändringar. I FIG. 2.3.a. har återgetts tryckförändringsförloppet i såväl akvifer som lågpermeabelt lager under vissa givna värden på ingående geohydrologiska parametrar. Neuman och Witherspoon (1972) har i diagram visat förhållandet mellan observerade tryckförändringar i akvifer  $s$  och överlagrande lerlager  $s^1$  som funktion av tiden för värden på parametern  $t'_D$ . Med kännedom om de geohydrologiska parametrarna  $T$  och  $S$  för akviferen samt  $\frac{S}{s}$  och tid efter infiltrationsstart kan sålunda lerlagrets hydrauliska diffusivitet  $\frac{T^1}{S^1}$  beräknas från de av Witherspoon och Neuman (1972) i FIG. 2.3.b. angivna sambandskurvorna. Följande beteckningar och samband utnyttjas härvid.

$$t_D = \frac{T \cdot t}{S \cdot r^2} \quad (25)$$

$$t'_D = \frac{T^1 \cdot t}{S^1 \cdot z^2} \quad (26)$$

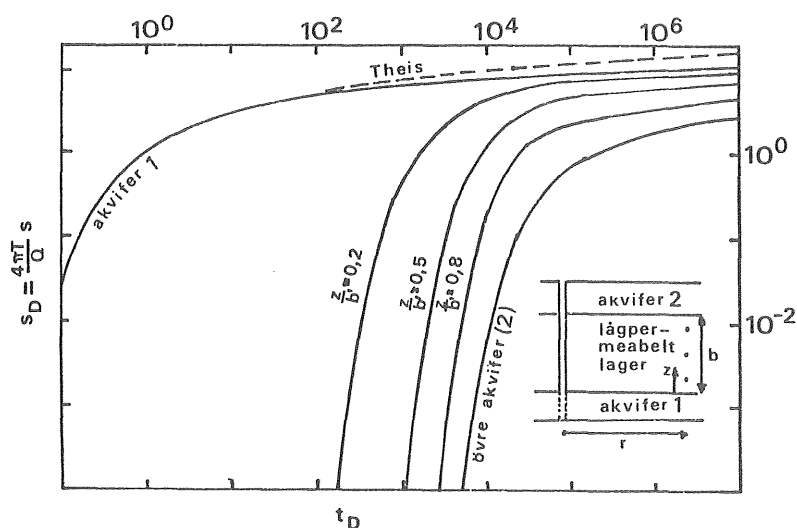


FIG. 2.3.a. Vattentrycksförändring i ett tvåakvifersystem med givna värden på de geohydrologiska parametrarna (efter Neuman och Witherspoon, 1969).

där  $z$  = vertikala avståndet mellan mätpunkt i det lågpermeabla lagret och akviferens övre begränsning

Analys av tryckförändringarna i både akvifer och de lågpermeabla lagren ger sålunda möjligheter till bestämning av geohydrologiska parametrar även för de lågpermeabla lagren.

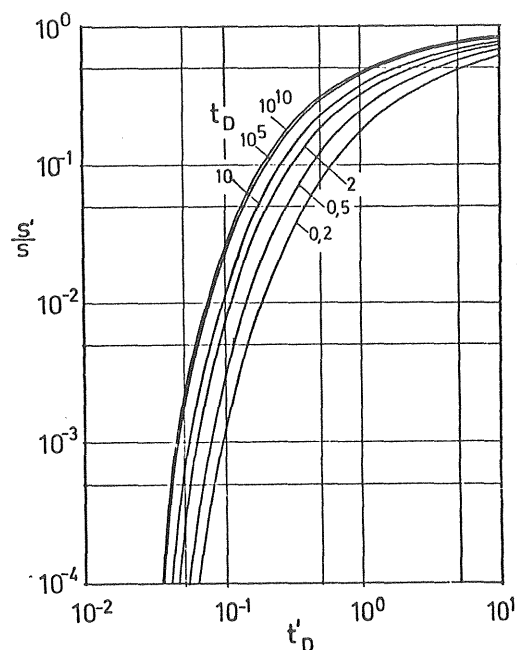


FIG. 2.3.b. Sambandet mellan  $\frac{s}{s'}$  och  $t'_D$  för olika värden på  $t_D$  vid ett halvoändligt lågpermeabelt lager (Neuman och Witherspoon, 1972).



### 3 DJUPINFILTRATION I ANGERED

#### 3.1 Allmänt

I Angeredsområdet, ca 10 km NNO om Göteborgs centrum har under 1960-70-talet nya bostadsområden vuxit fram. Huvuddistributionssystemet för vatten, avlopp, el och värme har förlagts till tunnlar i berggrunden. I Angeredsområdet har vid Gunnared registrerats grundvattensänkningar i såväl jord- som berggrunden. Inom dessa områden har ännu ej något markarbete påbörjats. Området är planerat att utgöra affärscentrum i Angereds hela bebyggelseområde.

Gunnaredsområdet har kommit att utgöra ett större försöksområde för att undersöka bl a samspelet mellan grundvattnet i jord och berg. Resultat av dessa undersökningar liksom geologisk beskrivning av hela Gunnaredsområdet är redovisat av Wedel (1975,1978). I nära anslutning till Gunnaredsområdet har också genom kontrollerad grundvattensänkning medelst pumpning försök till bestämning av kompressionsegenskaper hos djupa lerlager genomförts (Alte 1976). Dessa provpumpningar har bearbetats med avseende på att utifrån hydrogeologiska beräkningsmetoder bedöma lerornas vattengenomsläppande förmåga (Carlsson 1973).

De fältförsök som genomförts inom Gunnaredsområdet har för detaljerad redovisning i det följande benämnts område A och B. Kartan i FIG. 3.1. visar dessa delområdets belägenhet.

Vissa delmoment av fältförsöken inom Gunnaredsområdet har tidigare redovisats av Carlsson (1975) och Carlsson och Kozerski (1976).

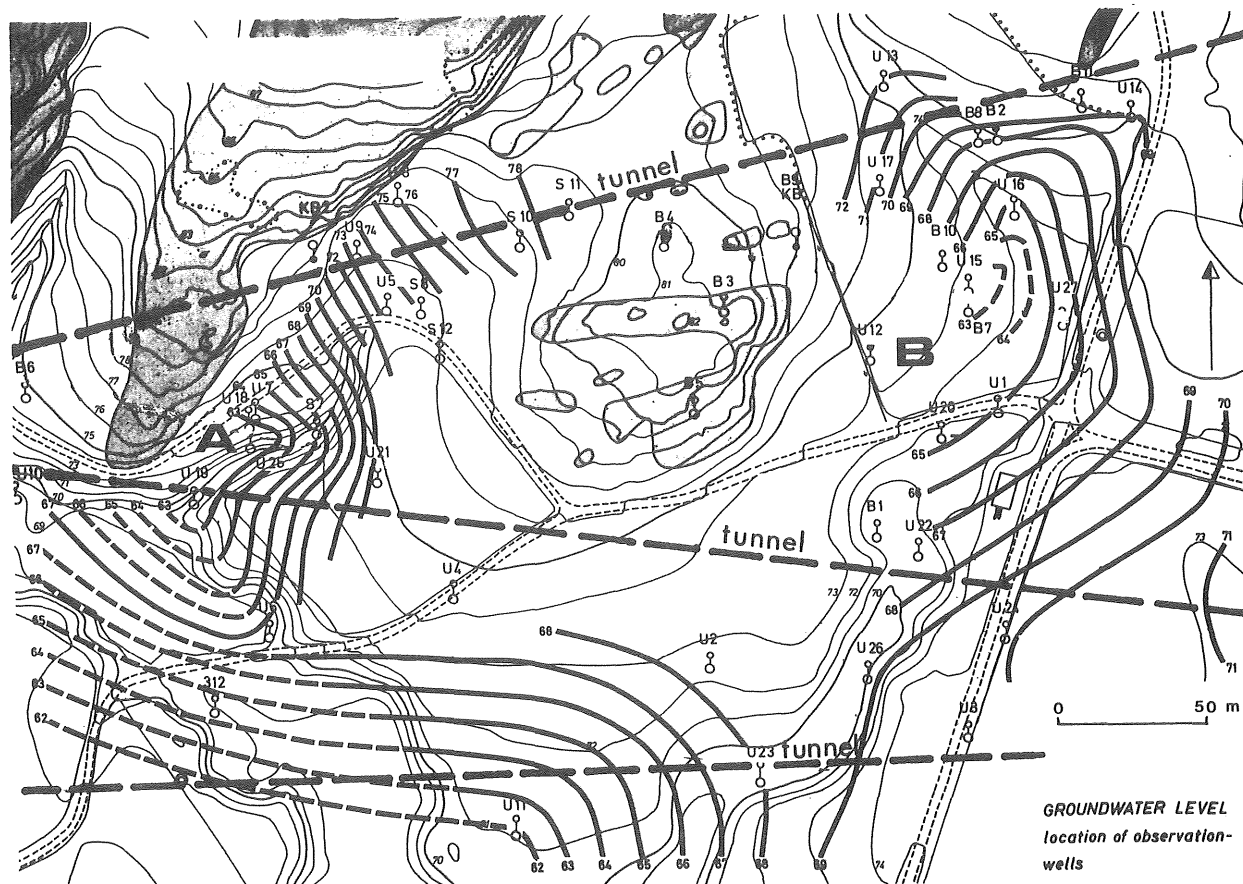


FIG. 3.1. Karta över Angered med delområdena A och B samt tunnlar i berggrunden. Grundvattenytans läge i jordlagren efter Wedel, (1975).

### 3.2 Geologiska och hydrogeologiska förhållanden

De geologiska och hydrogeologiska förhållandena inom Angeredsområdet har beskrivits av Wedel (1975, 1978) och nedan lämnas därför en kort summering baserad på nämnda rapporter.

Området vid Gunnared utgör ett lerområde beläget 60-70 m över havet. Området är ca 1 km<sup>2</sup> och ansluter till ett antal bergknallar och mindre bergryggar.

Berggrunden inom området består huvudsakligen av gnejser med varierande sammansättning och utformning. Gångbergarter uppträder i mindre omfattning. Följande berg-

arter kan urskiljas: basisk-intermediär gnejs, salisk gnejs, ögon gnejs, pegmatit och amfibolit.

Berggrunden har under geologiskt tidsperspektiv utsatts för tryckpåkänningar orsakade av spänningstillstånd i jordskorpan. Genom dessa tryckpåkänningar har den strukturbild, som berggrunden uppvisar i dag, utbildats. Deformationskrafterna har verkat under två principiellt olika betingelser, dels under en första fas då berggrunden reagerat plastiskt, dels under en andra då den varit i stort sett rigid.

Under veckningsrörelserna (plastisk reaktion) har förskiffringsplan utbildats där planparallella glidningar inträffat i bergartsmassan, medan stänglighet anlagts där rotationsrörelser dominerat. Inom undersökningsområdet stryker förskiffringsplanen i nordöstlig riktning och stupar  $20-40^{\circ}$  mot nästa.

Efter veckningarna har berggrunden förkortats ytterligare. Detta har orsakat överskjutningsrörelser, varvid de olika bergartsleden skjutits upp över varandra.

Nya spänningstillstånd i jordskorpan efter de plastiska deformationerna har medfört att mönster av kross- och sprickzoner utbildats. Äldre förskiffrade överskjutningszoner har härvid verkat som svaghetslinjer, längs vilka nya överskjutningar inträffat. Brantstående skjuvzoner uppstod i spetsig vinkel mot deformationsriktningen.

Berggrunden framstår i dag som ett system av skollor taktegelformigt täckande varandra. Skollorna är åtskilda av västlig stupande överskjutningszoner med riktningar kring  $N 10^{\circ}W$  och  $N 20^{\circ}E$  och uppdelade i blockenheter genom vertikala skjuvsprickor. Skjuvsprickor och skjuvzoner förekommer i riktningarna  $N 70^{\circ}W$  och  $N 45^{\circ}E$ .

Sprickzoner som utbildats under tryck har i Angeredsområdet visat sig föra svällande lermineral mellan sprickplanen. Detta gäller både överskjutningar och skjuvslag.

Jordarterna i området utgöres främst av lera, som till stor del ansluter direkt till berggrunden. Leran underlagras ställvis av friktionsjordarter med en mäktighet som kan uppgå till några meter. Leran i området är vanligen överkonsoliderad och mörkt brungrå till grå. Inom hela Angeredsområdet tycks det i leran förekomma talrika moskikt av växlande tjocklek från mindre än en mm till några cm. Invid bergklackarna tycks emellertid stora skillnader föreligga i detta avseende mellan olika delområden. Förklaringen till detta torde vara att sedimentationsmiljön invid bergklackarna varit högst olika. Det bör i detta sammanhang observeras att området är beläget på en nivå relativt nära den högsta nivån till vilken havet har nått och att en del bergklackar i omgivningen nått över denna, vilken har medfört växlingar i sedimentationsmiljön.

Inom området finns 3 st tunnlar vilka helt är förlagda i berg, se FIG. 3.1. Vatteninläckningen till tunnlarerna observerades i samband med drivningen av desamma. Resultatet av dessa observationer är redovisade av Lindskoug och Nilsson (1974). Nedan lämnas en kort sammanfattning av dessa resultat.

Vatteninläckningen till tunnlarerna har totalt sett varit liten. Förinjektering har inte använts i samband med tunnlarernas utsprängning. Berget har dock driftsförstärkts med betongsprutning inom avsnitt med försämrad sammanhållning. Efterinjektering av tak och väggar samt hela tvärsektionen har utförts efterhand som utsprängningen fortgått. Även efter sprängningarnas slutförande har injektering skett i relativt stor omfattning. De största grundvattenläckagen har förekommit i samband med tektoniska zoner, speciellt inom området för Angeredscentrum (Gunnaredsområdet) samt vid Rannebergen. I övrigt har läckagen varit från vattenförande småsprickor.

### 3.3 Område A

#### 3.3.1 Läge

Område A är beläget i den nordvästra delen av Gunnareds-området. Topografiskt utgörs området av en bäckravין i NNO-SSV-lig riktning som mot NNV begränsas av berg i dagen och mot SSO av jordklätt höjdparti, se kartan FIG. 3.3.1.

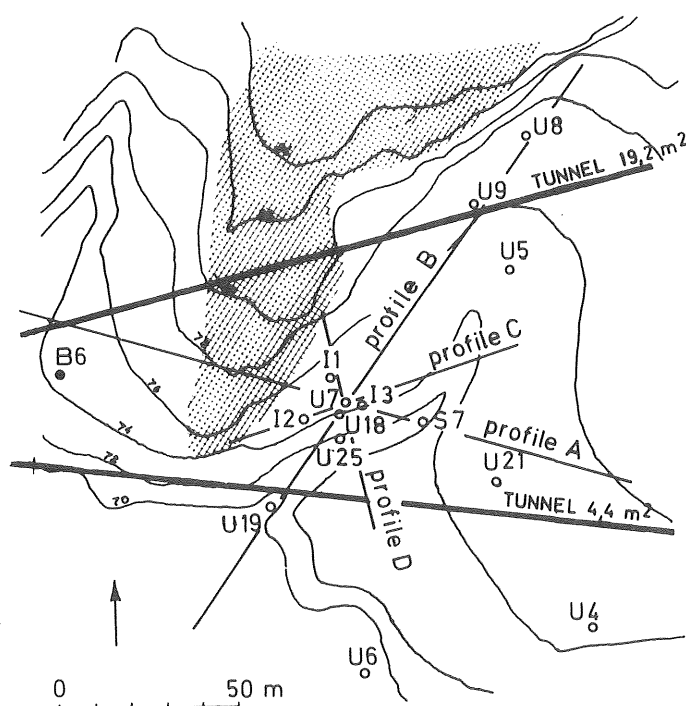


FIG. 3.3.1. Karta över område A med tunnlar och profillinjer.

#### 3.3.2 Geologiska förhållanden

I FIG. 3.3.2-3.3.5 visas i sektioner genom område A, dess generella geologiska uppbyggnad och topografi. Genom undersökningar av Wedel (1975) har inom området en kontakt mellan förkastning i berggrunden och det närmast berggrundsytan belägna friktionslagret fastställts, illustrerat i FIG. 3.3.2. Nämnade friktionslager torde inom området vara kontinuerligt men är genom överlagrande lera avskuren från direkt kontakt med markytan. Mäktigheten av friktionslagret varierar men är i medel-

tal ca 0,2-0,5 m mäktigt. Mäktighet av 2,5 m har noterats vid en undersökningsborrning inom området.

Förekommande lera inom området är överkonsoliderad och har en maximal mäktighet av ca 12 m. Genom provtagning har observerats att inslag av tunna siltskikt i leran är vanligt, speciellt i dess nedre delar.

### 3.3.3 Hydrogeologiska förhållanden

De i FIG. 3.3.1 angivna tunnarna inom Gunnaredsområdet har, som framgår av FIG. 3.3.2, korsat genom bl a den förkastning som når område A. Via denna förkastning har grundvattentrycket i friktionslagret under leran av-sänkts med upp till 10 m. Under dessa förhållanden är tryckytan för grundvattnet i friktionslagret belägen i detta lager. I FIG. 3.3.6 och 3.3.7 visas bergytans

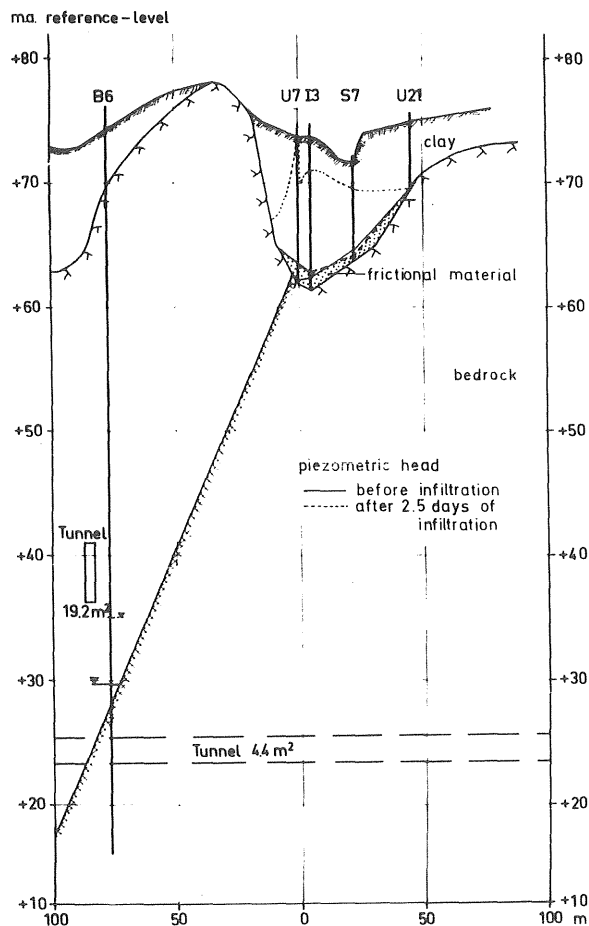


FIG. 3.3.2. Profil A inom område A.

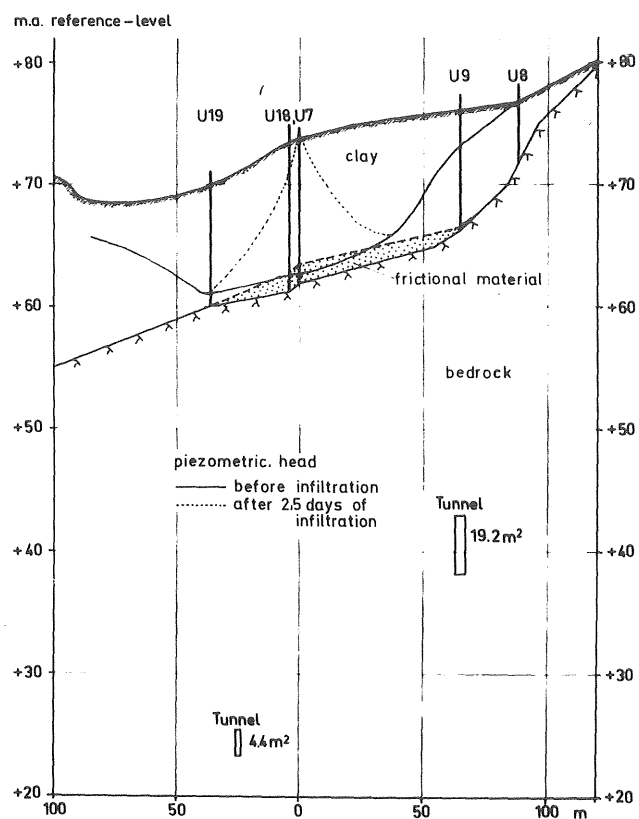


FIG. 3.3.3. Profil B inom område A.

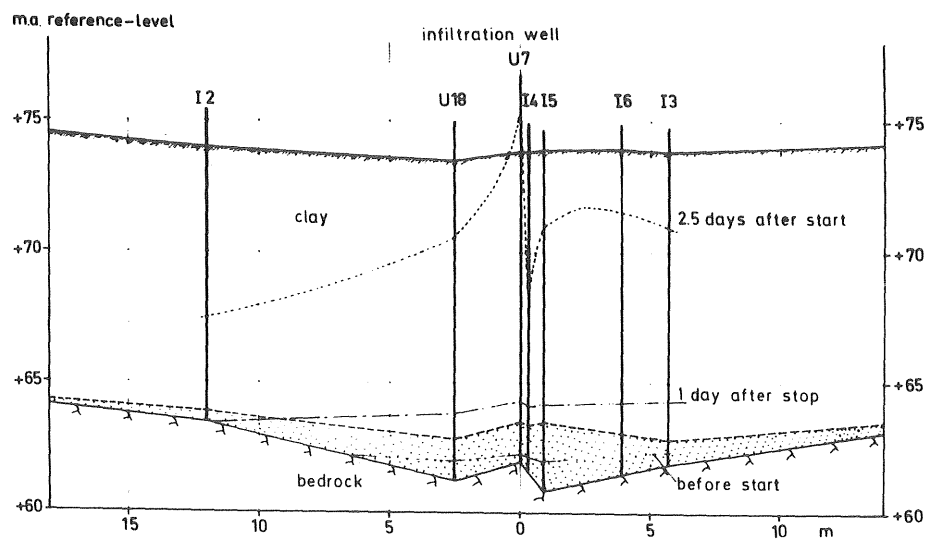


FIG. 3.3.4. Profil C inom område A.

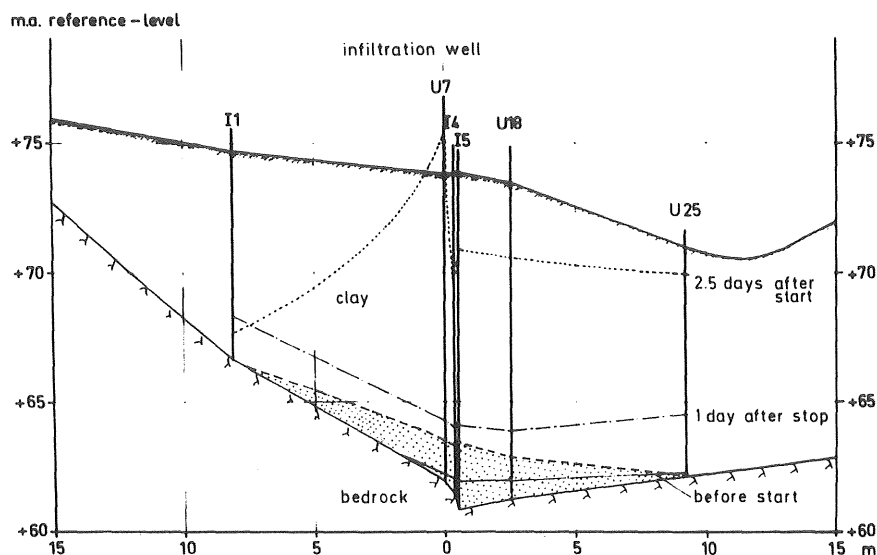


FIG. 3.3.5. Profil D inom område A.

läge inom område A samt grundvattenytans läge före infiltration av vatten genom rör ned i friktionslagret. Kontinuiteten i friktionslagret samt den geologiska uppbyggnaden av området medför att grundvattenförekomsten i friktionslagret kan karakteriseras som en sluten akvifer, starkt begränsad i sidled och med en areell utbredning av maximalt ca 7.000 m<sup>2</sup>. Under icke påverkade förhållanden torde en grundvattenrörelse i friktionslagret riktad mot söder förekomma. Via berg och lerlagret tillförs den slutna akviferen vatten.

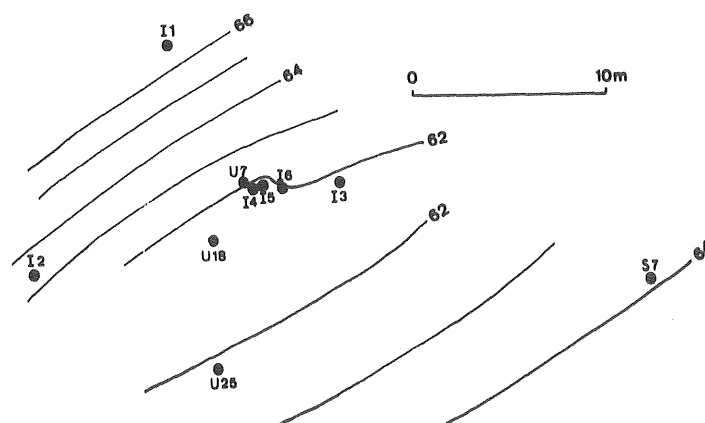


FIG. 3.3.6. Nivålinjer över bergytans läge i m ö h inom område A.



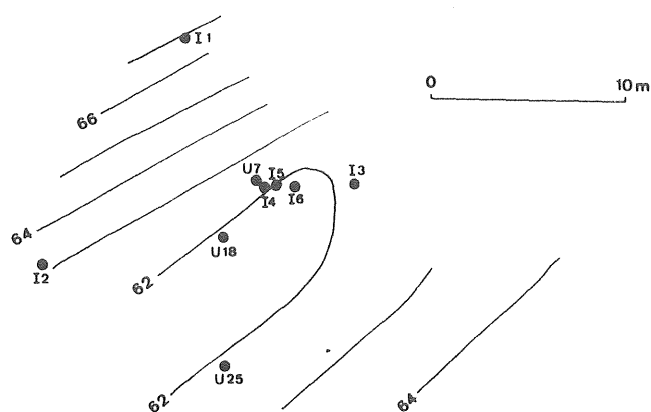


FIG. 3.3.7. Nivålinjer över grundvattenytans läge före start av infiltration inom område A.

Störningar i grundvattenförhållandena genom tunnlar inom område har medfört att grundvatten strömmar mot en "läckage-punkt" mellan förkastning och friktionslager som torde vara belägen inom område A:s centrala delar. En mer exakt lägesangivelse följer längre fram i texten i samband med beskrivningen av infiltrationsförsöken. Vattenläckaget in i tunnarna vid skärningen med nämnda förkastning har uppskattats till 5-10 l/timma. Allt detta vatten kommer givetvis inte endast från område A.

#### 3.3.4 Installationer för djupinfiltration och grundvattentryckmätningar

Inom område A har 12 st 2" stålrör neddrivits till fast berg. Rören är perforerade längst den nedersta metern. De har neddrivits med öppen nedända medelst hejare. Materialet i rören har successivt spolats upp under neddrivningen. Prov av jordmaterial har tagits och analyserats. Resultat erhållna från rördrivningen har redovisats av Wedel (1977).

Läget av observationsrör inom område A framgår av exempelvis FIG. 3.3.6. Rör U7 utnyttjades som infiltrationsrör för 4 st infiltrationsförsök varav de två första kan betraktas som en provinfiltration under endast 6 timmar

för att kontrollera funktionen hos anläggningen. I FIG. 3.3.8 visas utseende av infiltrationsanläggningen. Infiltrationsvattnen erhöles från Göteborgs kommuns vattenledningsnät. Före infiltration avluftades vattnet i en ca 1 m<sup>3</sup> stor behållare. Vattenytan i behållaren hölls hela tiden på en konstant nivå (ca 2 m över markytan). Medelst självtryck passerade vattnet en ventil där infiltrationskapaciteten noggrant kunde inställas. De genomförda och i det följande redovisade infiltrationsförsöken har genomförts med konstant infiltrationskapacitet. Under infiltrationsförsök nr III kunde ej kapaciteten hållas konstant under den senare delen av försöket i och med att trycket i infiltrationsröret kom att stiga upp till vattenbehållarens vattenyta.

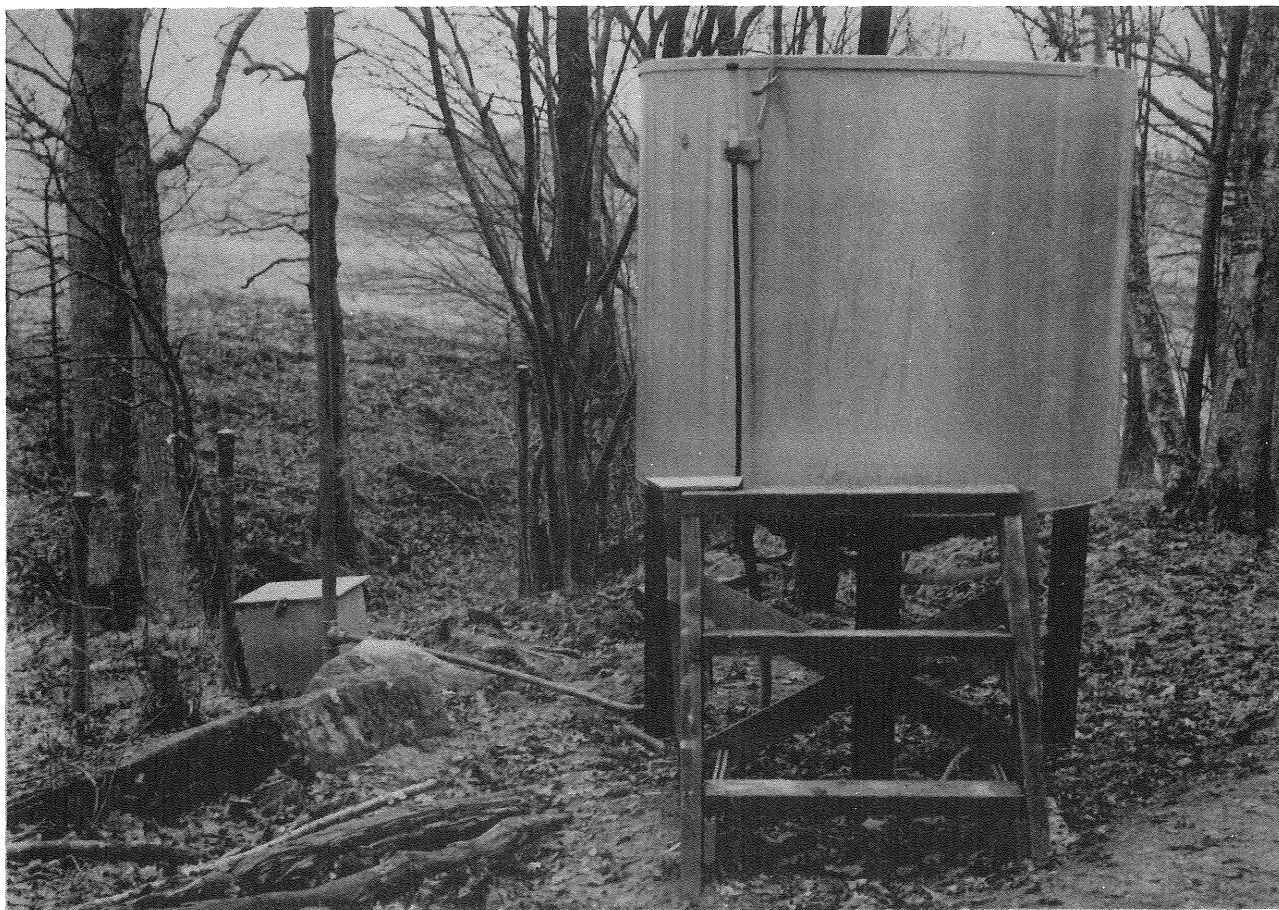


FIG. 3.3.8. Infiltrationsanläggningen inom område A.

### 3.3.5 Observerade vattentrycksförändringar orsakade av infiltration.

De under infiltrationsförsök II och III registrerade vattentrycksförändringarna i befintliga observationsrör är redovisade i FIG. 3.3.9-3.3.17. Vattentrycksförändringarna efter infiltrationernas avslutande är också redovisade i nämnda figurer. Den areella inverkan av infiltrationen under försök nr III kan utläsas av kartorna i FIG. 3.3.7 och 3.3.18. Sektionerna i figurerna A33-36 visar också vattentrycket i den slutna akviferen under infiltrationsförsök III.

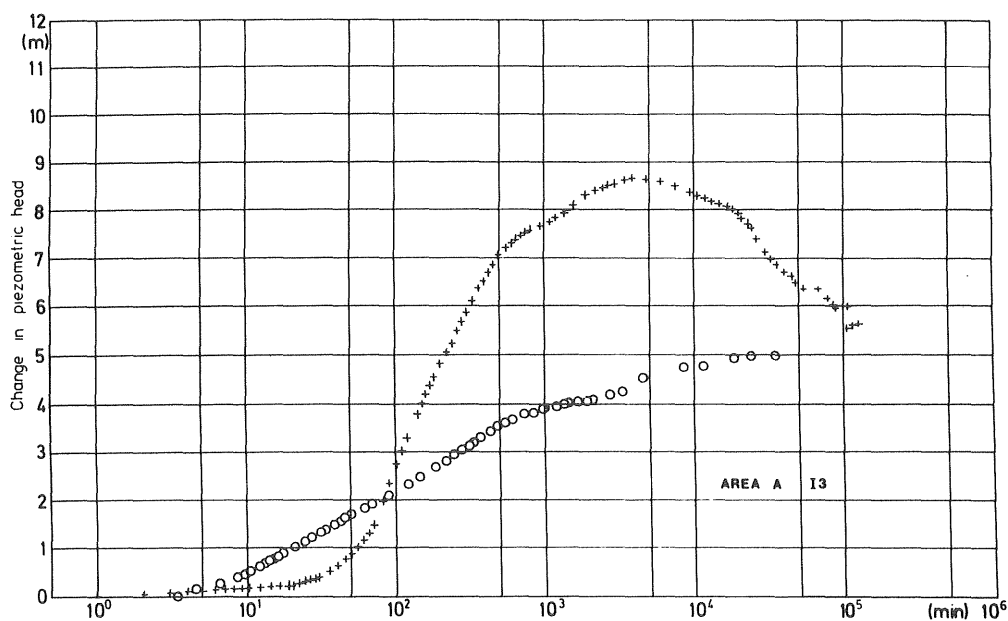


FIG. 3.3.9. Tryckförändringsförloppet i observationsrör I3 inom området vid infiltration (+) och efter infiltrationsstopp (o) under försök III.

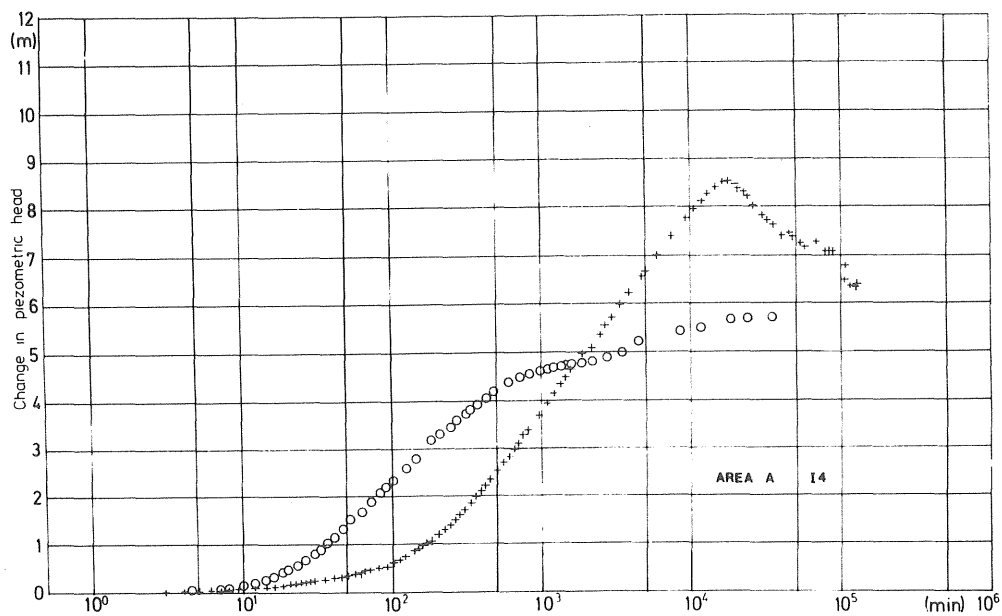


FIG. 3.3.10. Tryckförändringsförloppet i observationsrör I4 inom området vid infiltration (+) och efter infiltrationsstopp (o) under försök III.

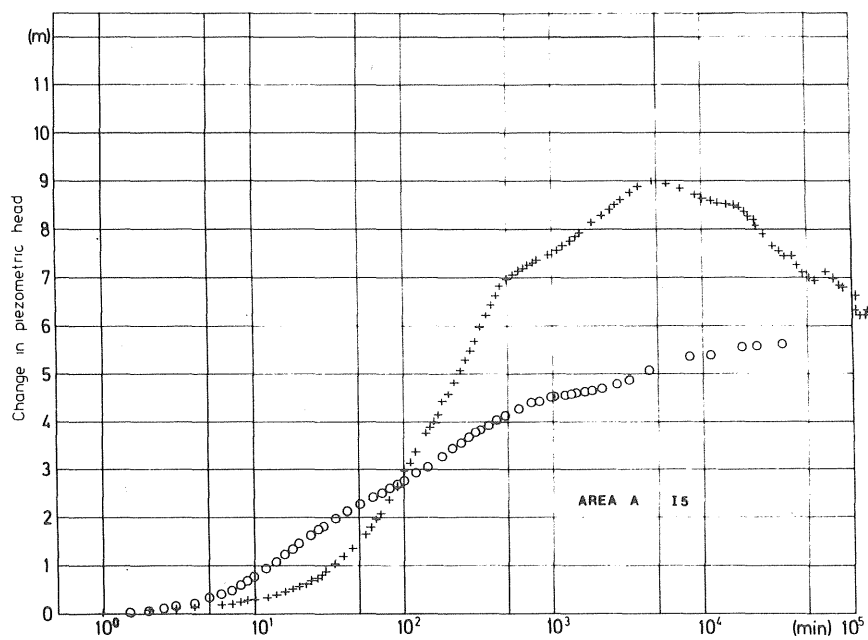


FIG. 3.3.11. Tryckförändringsförloppet i observationsrör I5 inom området vid infiltration (+) och efter infiltrationsstopp (o) under försök III.

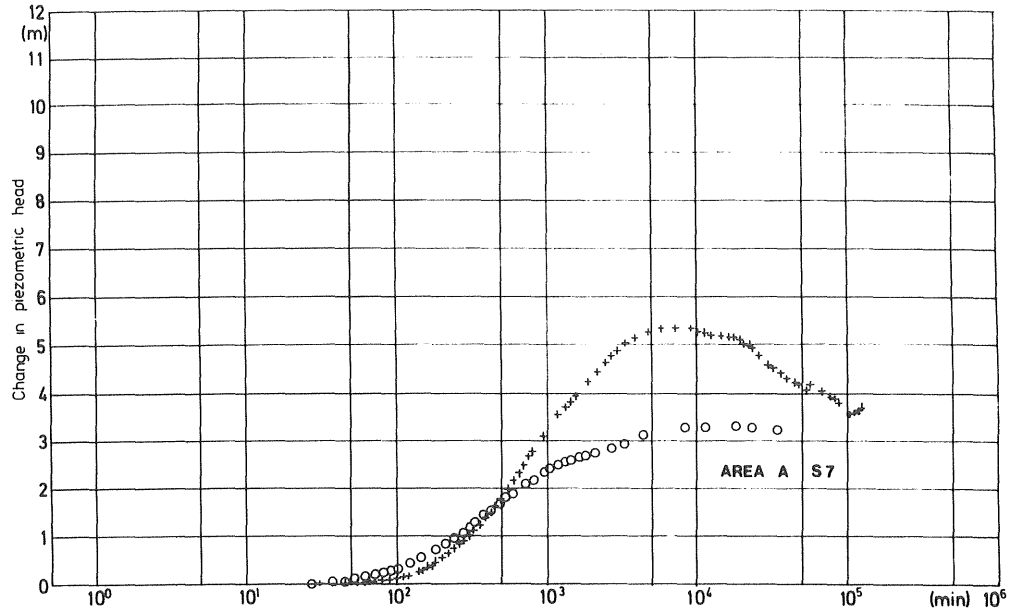


FIG. 3.3.12. Tryckförändringsförloppet i observationsrör S7 inom området vid infiltration (+) och efter infiltrationsstopp (0) under försök III.

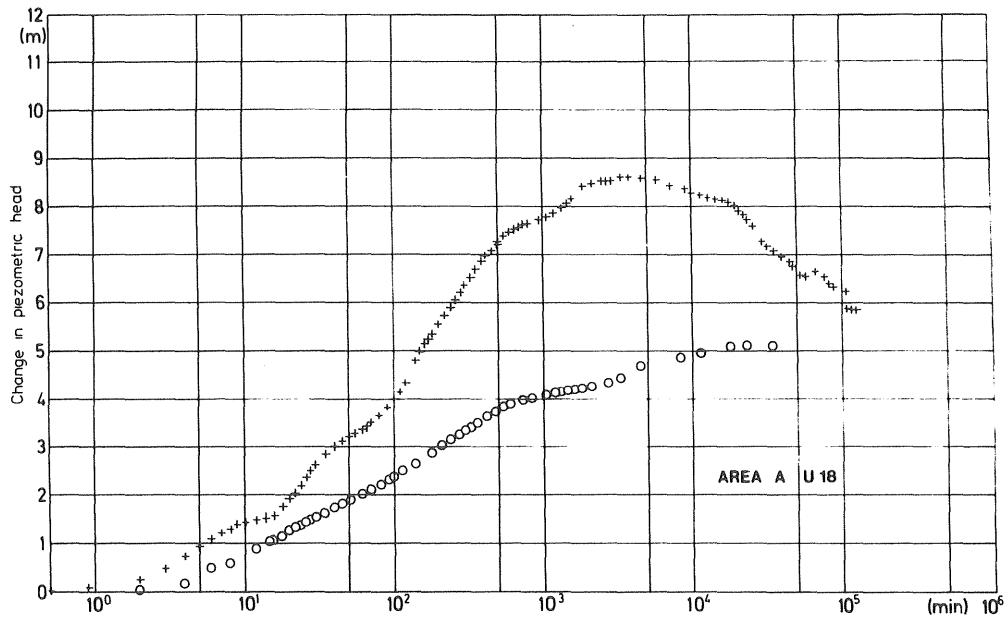


FIG. 3.3.13. Tryckförändringsförloppet i observationsrör U18 inom området vid infiltration (+) och efter infiltrationsstopp (0) under försök III.

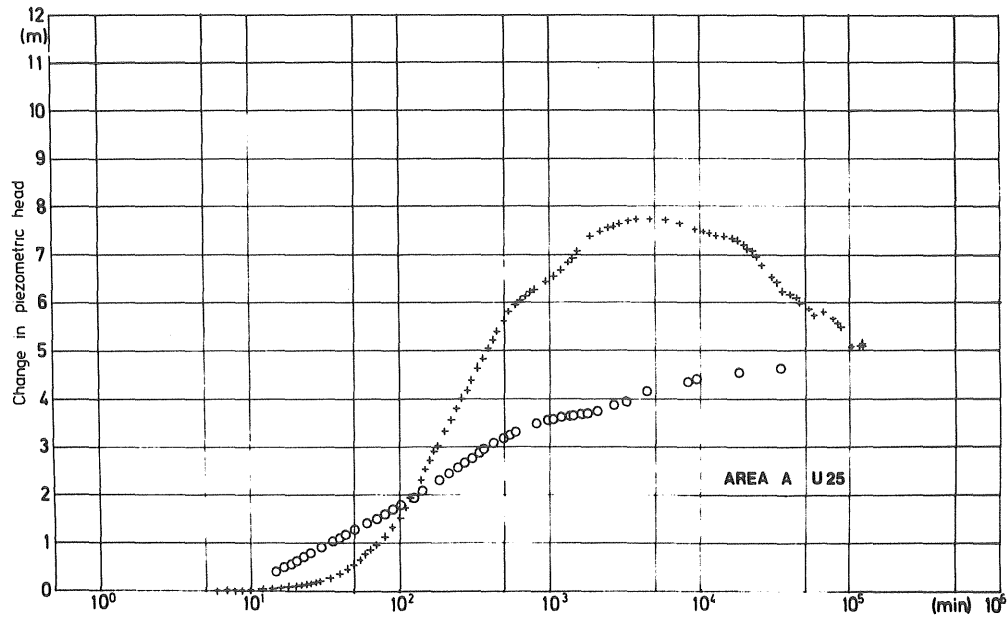


FIG. 3.3.14. Tryckförändringsförloppet i observationsrör U25 inom området vid infiltration (+) och efter infiltrationsstopp (o) under försök III.

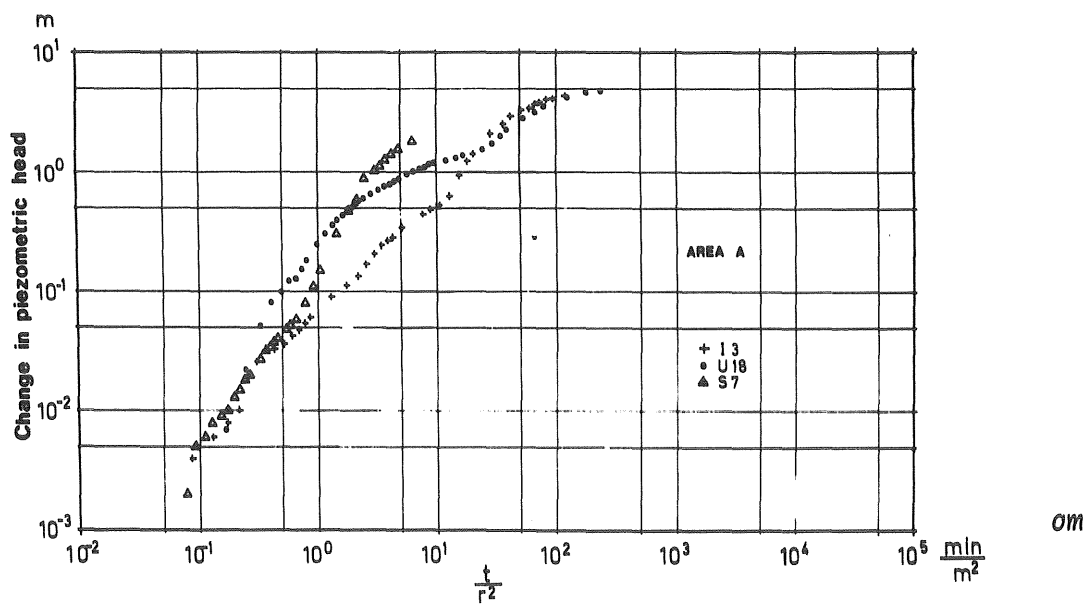


FIG. 3.3.15. Tryckförändringsförloppet i olika observationsrör som funktion av tid och avstånd under försök II.

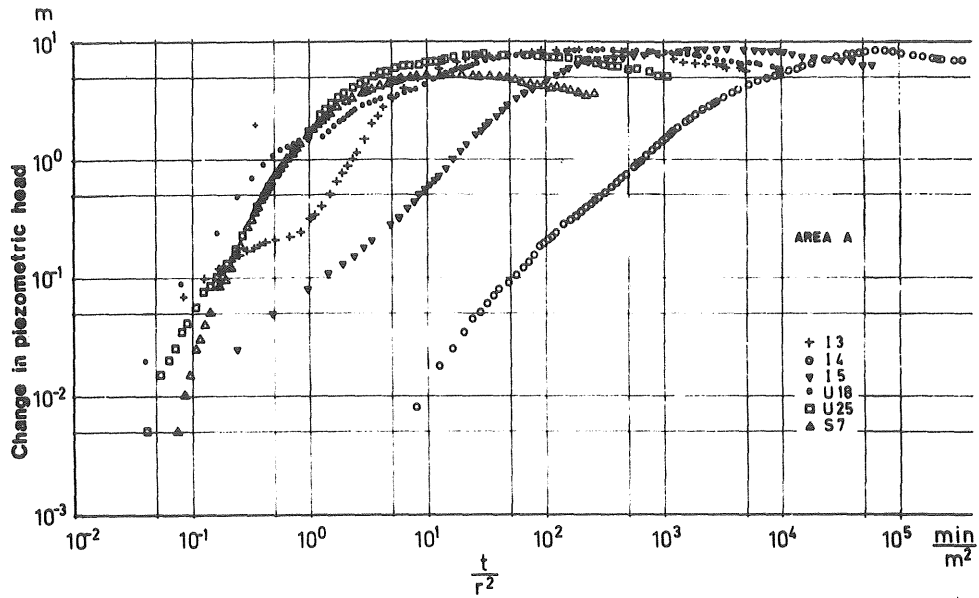


FIG. 3.3.16. Tryckförändringsförloppet i olika observationsrör som funktion av tid och avstånd under försök III.

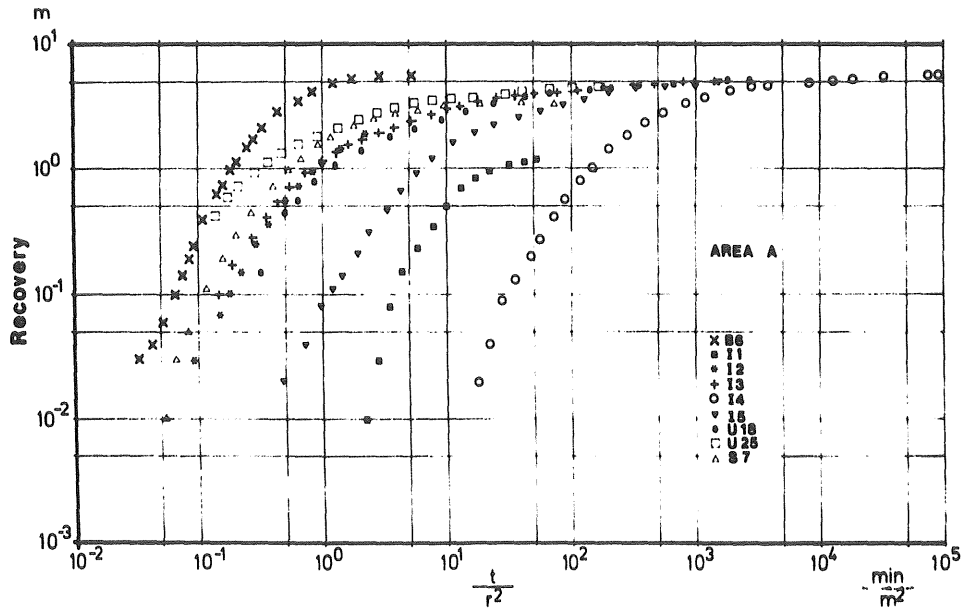


FIG. 3.3.17. Tryckförändringsförloppet i olika observationsrör som funktion av avstånd från infiltrationsplats och tid efter infiltrationsstopp.

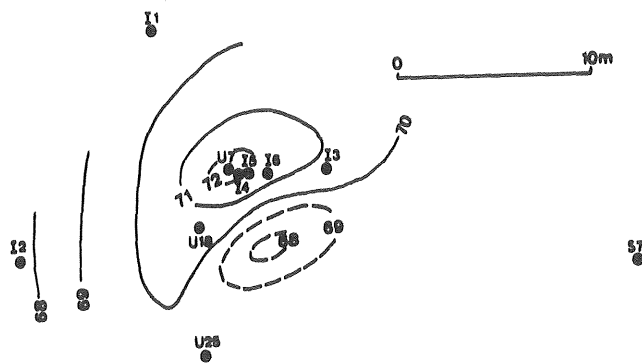


FIG. 3.3.18. Nivålinjer över grundvattenytans läge vid infiltrationsstopp inom område A.

### 3.3.6 Utvärdering av observerade vattentrycksförändringar

Den modell av grundvattenmagasinet i friktionslagren inom område A som bedömts utgöra det bästa underlaget för utvärdering av observerade vattentrycksförändringen framgår av FIG. 3.3.19. Vid analys av tryckförändringsförloppet efter infiltrationens avslutande enligt Theis  $\frac{t}{r^2}$  - metod erhölls en bättre överensstämmelse med andra avstånd än de från infiltrationsplatsen. I FIG. 3.3.19 har markerats de härav beräknade läget av läckagepunkten mellan berg och akvifer.

Från de båda infiltrationsförsöken II och III samt vattentryckens återgång efter infiltrationsförsökens upphörande har den läckande vattenkapaciteten mellan akvifer och berg kunnat uppskattats. Figur A34 visar schematiskt vattentrycksförändringen i observationsrör U18 som funktion av tiden vid såväl infiltration som efter infiltra-

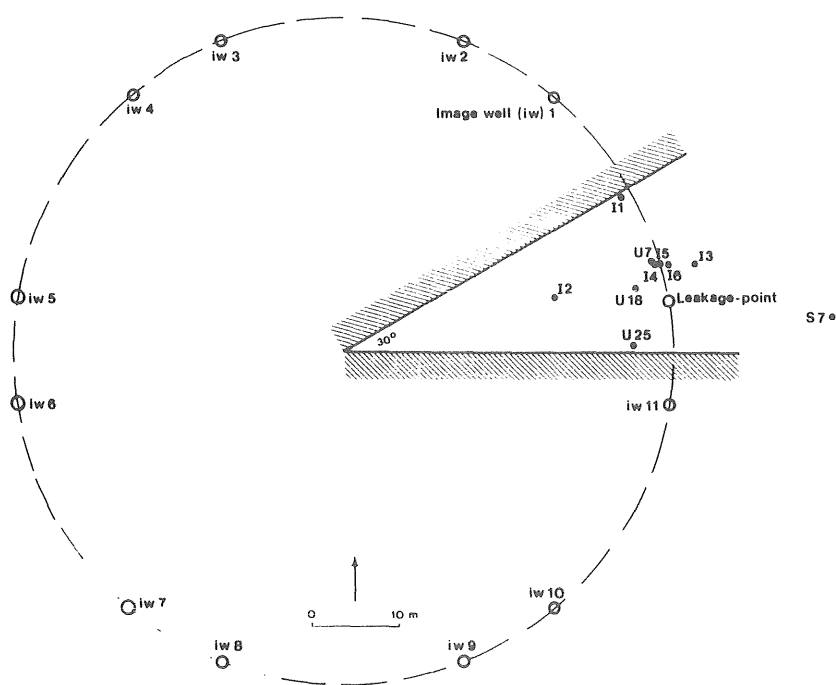


FIG. 3.3.19. Modell av grundvattenmagasinet inom område A.



tionsstopp. Efter stopp erhöjls ett i stort sett samma tryckförändringsförlopp vid försök II och III, belägen mellan tryckförändringsförloppet vid infiltrationerna. Enligt lagen om superposition har härvid den läckande vattenkapaciteten under de båda infiltrationsförsöken bedömts vara ca 3 l/min eller  $5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{sek}$ . Under infiltrationsförsök III observerades också i tunnlarna en ökning i inläckande vattenmängd till ca 35-40 l/timma.

Under infiltrationen påverkas vattentrycksförändringsförloppet av såväl läckaget till berggrunden som av akviferens begränsningar. Dessa begränsningar utgörs dels av transmissivitetsförändringar i horisontellt led orsakade av topografiska och geologiska faktorer, dels av den på grund av avsänkningens skapade kraftiga tryckgradienten in mot läckagepunkten. Dessa senare begränsningar kommer under infiltrationen att successivt flyttas allt längre från infiltrationsplatsen. I FIG. 3.3.19 angiven modell för grundvattenmagasinet tar ej hänsyn till dessa "rörliga gränser" utan modellen är helt baserad på geologiska och topografiska faktorer.

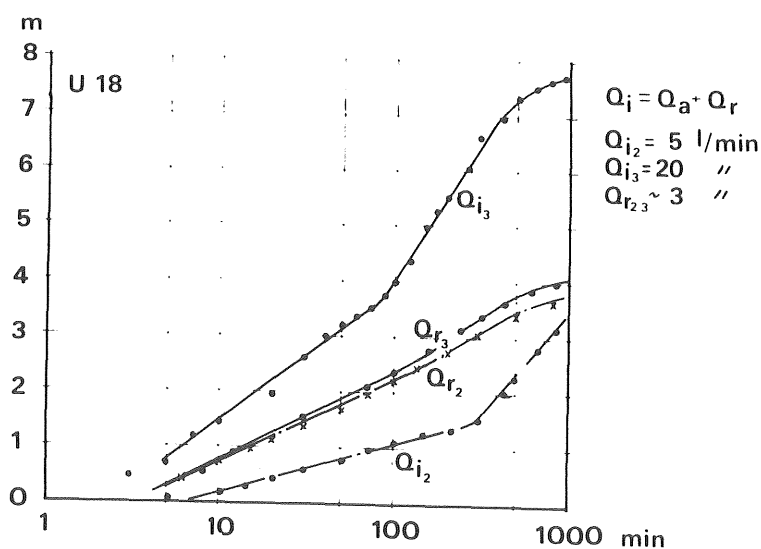


FIG. 3.3.20. Vattentrycksförändringarna i observationsrör U18 vid försök II och III, såväl under infiltration som efter infiltrationsstopp.  $Q_i$  = infiltrationskapacitet,  $Q_r$  = läckagekapacitet,  $Q_a$  = den kapacitet som åstadkommer en tryckförändring.

Beräkning av transmissivitet och magasinskoefficient har utgått från den i FIG. 3.3.19 angivna modellen. För observationsrören I1, I2, I3, I4, I5, S7, U18 och U25 har s k typkurvor upprättats med hänsyn till hydrauliska gränser (topografiska och geologiska) samt till förhållandet infiltrationskapacitet - läckage (endast för infiltrationen i försök III). Dessa typkurvor redovisas i FIG. 3.3.21 och 3.3.22. Resultaten av dessa beräkningar framgår av TAB. 3.3.

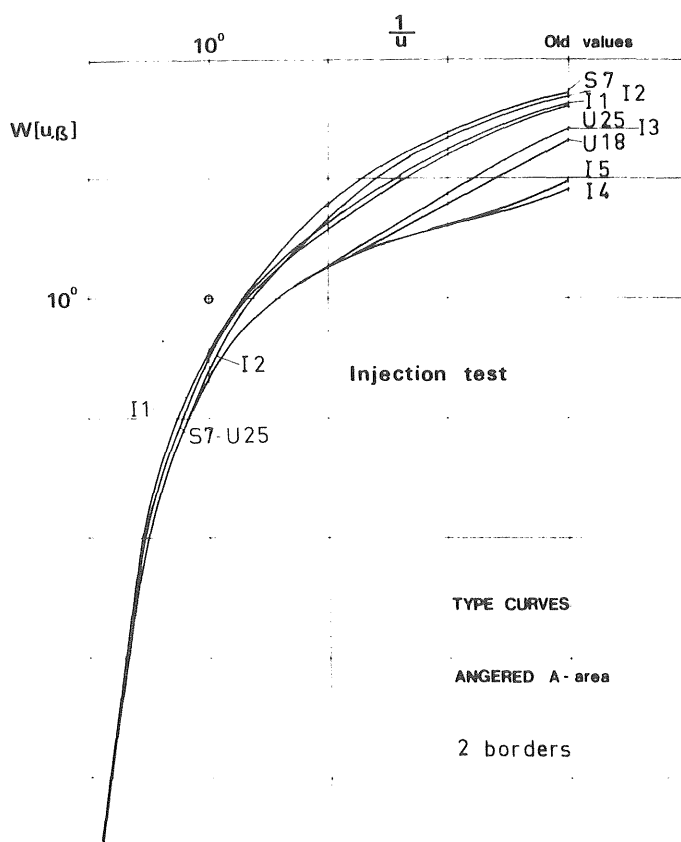


FIG. 3.3.21. Teoretiskt upprättade typkurvor för olika observationsrör under infiltrationssskedet (III) i den i FIG. 3.3.19 angivna modellen.

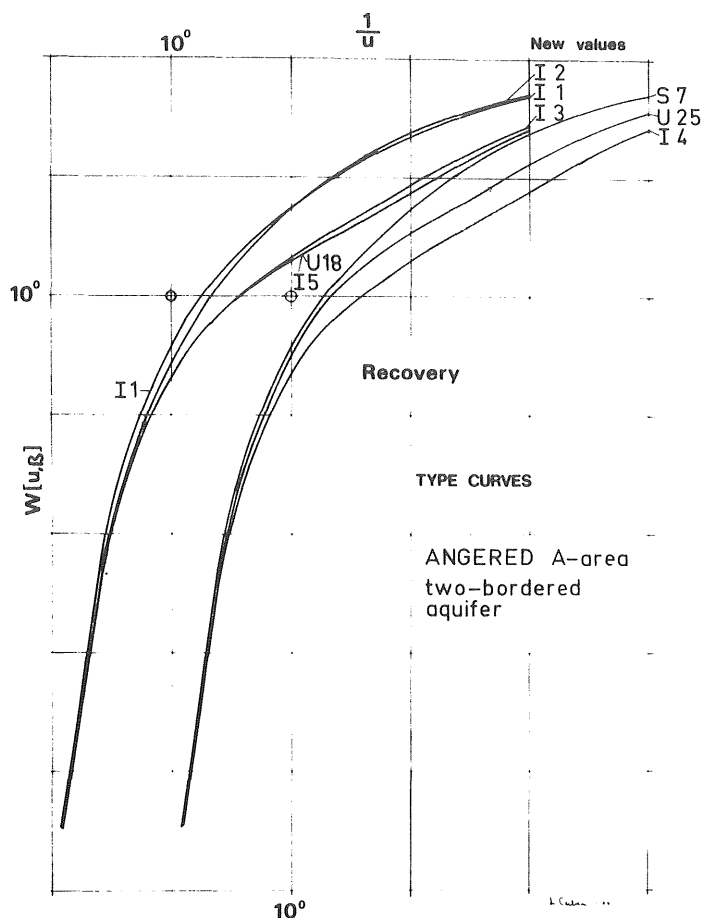


FIG. 3.3.22. Teoretiskt upprättade typkurvor för olika observationsrör under skedet efter infiltrationsstopp (III) i den i FIG. 3.3.19 angivna modellen.

TAB. 3.3. Beräknade värden på transmissivitet och magasin-koefficient från infiltrationsförsöken inom område A.

OBS-rör	Avstånd till infiltrationsbrunn	Avstånd till läckagepunkt	Transmissivitet	Magasins-koefficient	Anmärkning
Nr	m	m	$\cdot 10^{-6}$ $\text{m}^2/\text{sek}$	$\cdot 10^{-4}$	
I1	8,0	13,0	9	-	återhämtning
I2	11,9	13,2	10	4	återhämtning
I3	4,9	5,1	4 - 10	2 - 4	infiltration - återhämtning
I4	0,5	4,3	2	5	återhämtning
I5	1,4	4,2	4	2	återhämtning
S7	21,5	19,0	9 - 10	4 - 9	infiltration - återhämtning
U18	3,5	4,0	6 - 10	2 - 9	infiltration - återhämtning
U25	10,5	6,6	8 - 9	3 - 7	infiltration - återhämtning

### 3.4 Område B

#### 3.4.1 Läge

Område B är beläget i centrala delen av Gunnaredsområdet. Topografiskt utgörs området av en sluttning mot öster och sydost. I väster begränsas området av en bergkulle, se kartan FIG. 3.4.1.

#### 3.4.2 Geologiska förhållanden

I FIG. 3.4.2 och 3.4.3 visas sektioner genom område B. Undersökningar i samband med infiltrationen visar att berggrundsytan inom området har en kraftig lutning mot öster och når djup av ca 15 m under markytan. Närmast berggrundstyan förekommer ett friktionslager av varierande mäktighet. Lagret har observerats vid samtliga rör-

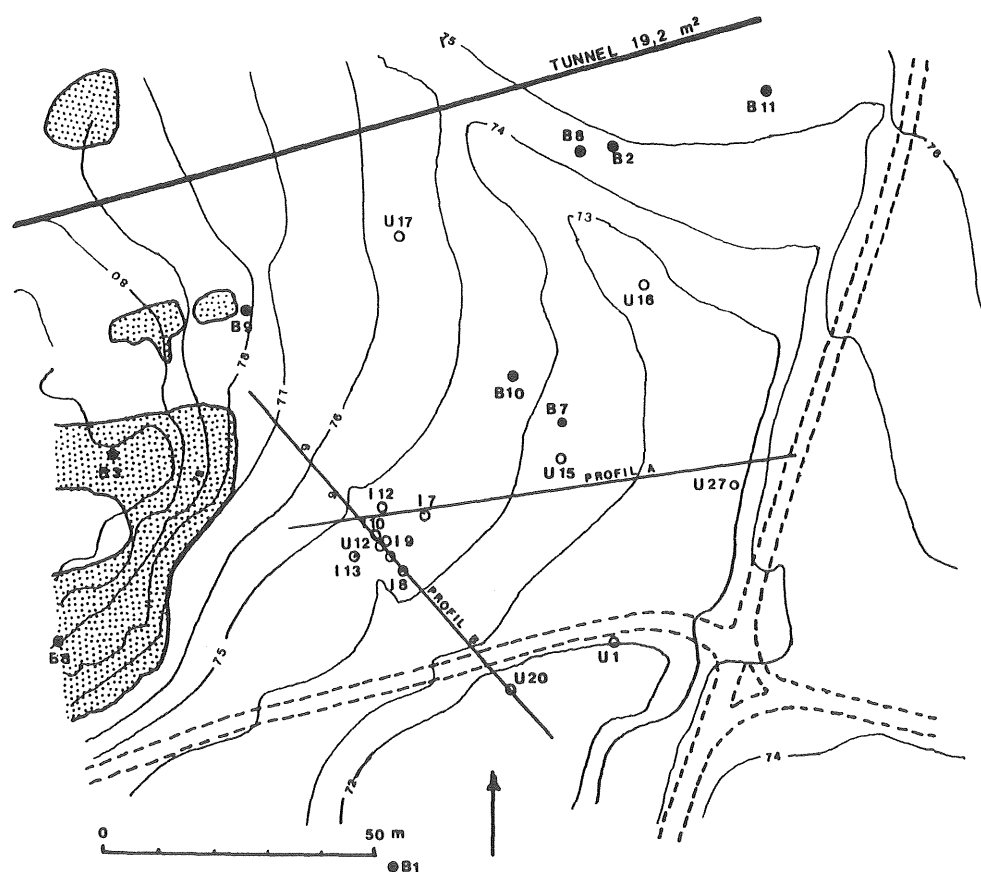


FIG. 3.4.1. Karta över område B med tunnlar och profillinjer.

drivningar inom området, men dess kontinuitet måste dock ifrågasättas. Dess mäktighet varierar mellan 5 cm till 3 m. I medeltal kan lagrets mäktighet bedömas vara 0,2 - 0,5 m. Friktionslagret har förbindelse med markytan utefter bergkullen i väster. I övrigt överlagras friktionslagret av lera som inom området är överkonsoliderad. Inslag av tunn siltskikt är vanlig speciellt i lerans nedre delar.

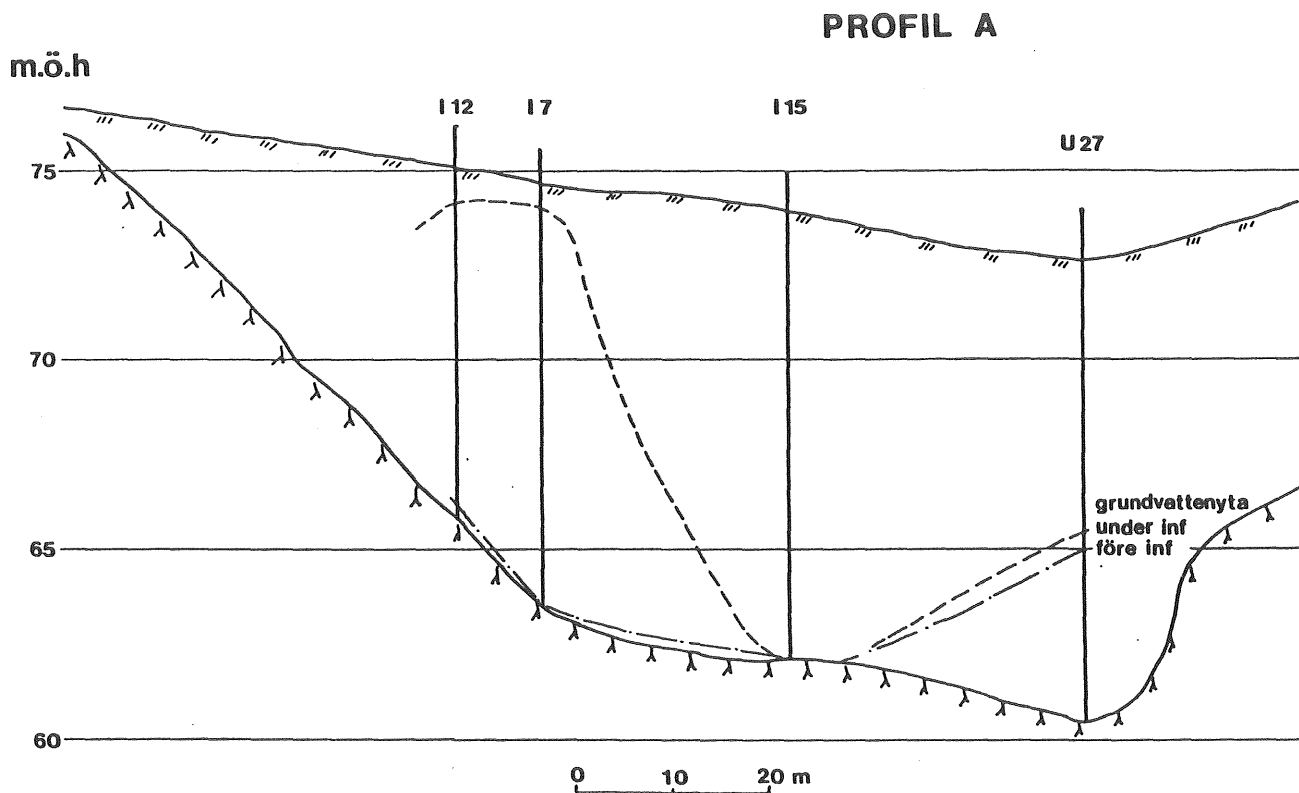


FIG. 3.4.2. Profil A inom område B.

### 3.4.3 Hydrogeologiska förhållanden

Norr och söder om område B går två tunnlar i berg angivna i FIG. 3.4.1. I nordöst - sydvästlig riktning löper en överskjutningszon i berggrunden med stupning mot väster och nordväst (Wedel, 1975). De nämnda tunnarna korsar denna överskjutningszon. Grundvattnets tryckyta i berg och friktionslager har i samband med tunnelbyggandet avsänkts inom området med upp till 10 m. Detta har bland annat medfört en förändrad grundvattenströmbild så att grundvattnet strömmar in mot en avsänkningsträtt med centrum i området kring observa-

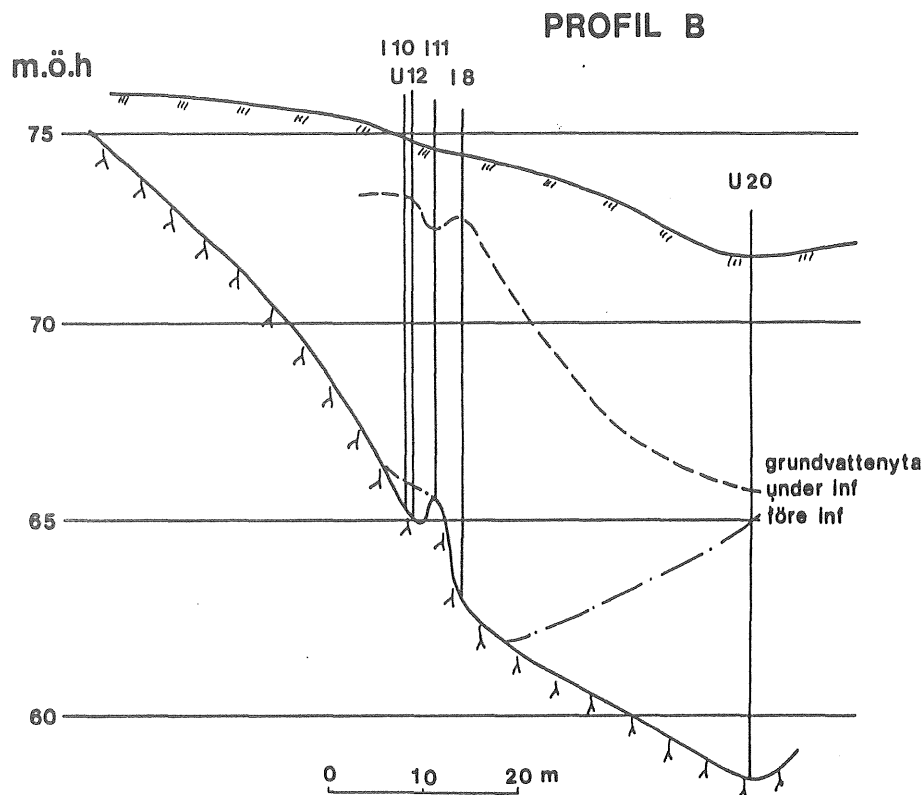


FIG. 3.4.3. Profil B inom område B.

tionsrör U15. Vidare har friktionslagret inom B-områdets västra del "torrlagts" på grundvatten, med undantag av små topografiskt betingade sänkor i berggrunden. Profilerna i FIG. 3.4.2 och 3.4.3 visar grundvattenytans läge före och under infiltration.

Grundvattenförekomsten i friktionslagret under leran kan efter tillkomst av dränerande tunnlar och under infiltrationen karakteriseras som en sluten akvifer delvis icke vattenmättad i de västra högst belägna delarna. Akviferen är begränsad i sidled åt väster, en begränsning som beroende av grundvattenytans läge kan variera i sidled. Mot öster är akviferens begränsning okänd men läckaget till berggrunden åstadkommer en så kraftig gradient att den infiltrerade vattenmängden ej är tillräcklig för att påverka de östra delarna av magasinet.

Läckaget mellan grundvatten i friktionslagret och berget torde ske i ett flertal punkter av vilka den kraftigaste är belägen vid obsrör U15 och bestämmer huvuddraget av

avsänkningstratten inom område B. Andra läckagepunkter har fastställts i samband med infiltrationsförsöket som beskrivs längre fram i texten.

#### 3.4.4 Installationer för djupinfiltration och grundvattentryckmätningar

Inom område B har 13 st 2" stålrör neddrivits till fast berg. Rören är liksom inom område A perforerade längst den nedersta metern. De har neddrivits med öppen nedända medelst hejare och materialet har successivt spolats upp vid neddrivningen. Jordprov har tagits och analyserats. Resultat av rördrivning och analyser framgår av Wedel (1978).

Läget av observationsrör inom område B framgår av FIG.

3.4.1. Rör U12 utnyttjas som infiltrationsrör för 2 st infiltrationsförsök varav det första endast pågick under någon timma för testning av utrustning och installationer. På samma sätt som vid infiltrationsförsöken inom område A avluftades vattnet i behållare (1 m<sup>3</sup>) ca 2 m över markytan. Alla övriga anordningar var också samma som inom område A. Under det redovisade infiltrationsförsöket hölls konstant kapacitet endast under första delen. Under den senare delen av försöket steg vattentrycket i infiltrationsröret till nivå med vattenbehållarens vattenyta varvid kapaciteten successivt minskade.

#### 3.4.5 Observerade vattentrycksförändringar orsakade av infiltration

Registrerade vattentrycksförändringar i befintliga observationsrör redovisas i FIG. 3.4.4 - 3.4.10. I nämnda figurer är också redovisade vattentrycksförändringarna efter avslutad infiltration. Den areella inverkan av infiltrationen kan utläsas av kartorna i FIG. 3.4.11 - 3.4.12. I sektionerna, FIG. 3.4.2 - 3.4.3, visas vattentrycket i den slutna akviferen under infiltrationen.

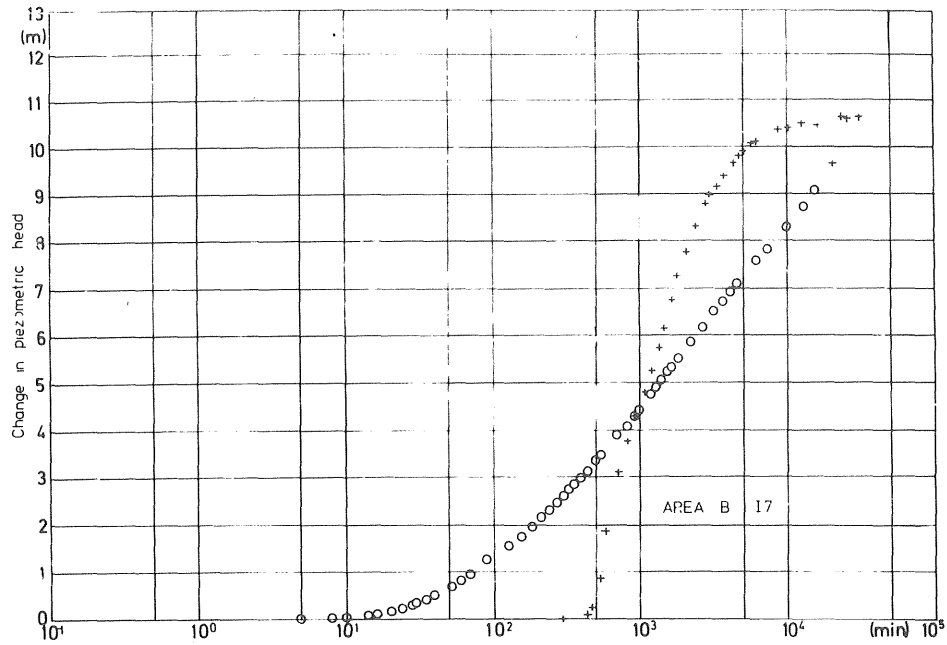


FIG. 3.4.4. Tryckförändringsförloppet i observationsrör 17 inom område B vid infiltration (+) och efter infiltrationsstopp (0).

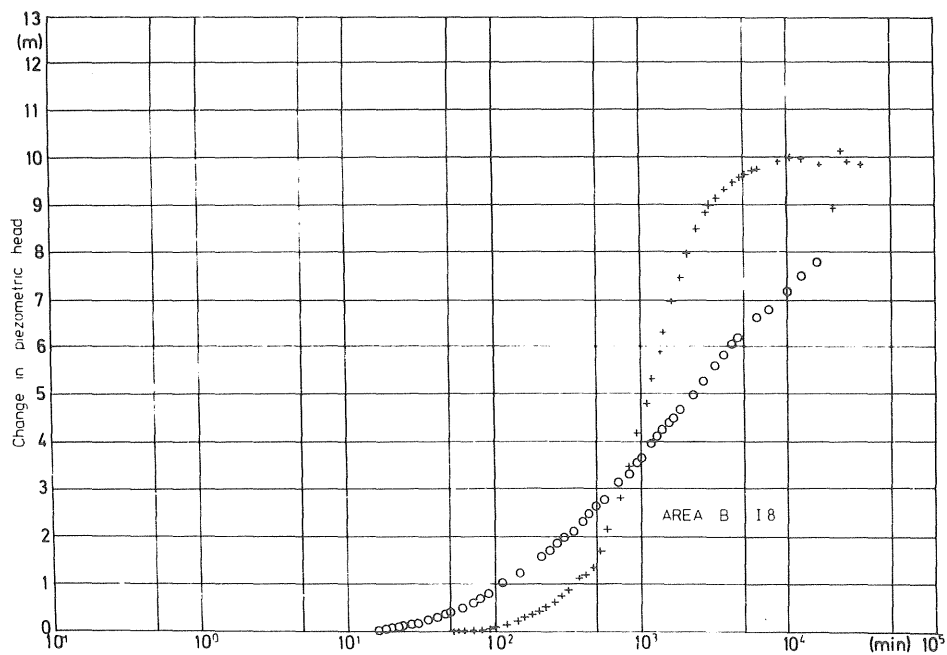


FIG. 3.4.5. Tryckförändringsförloppet i observationsrör 18 inom område B vid infiltration (+) och efter infiltrationsstopp (0).



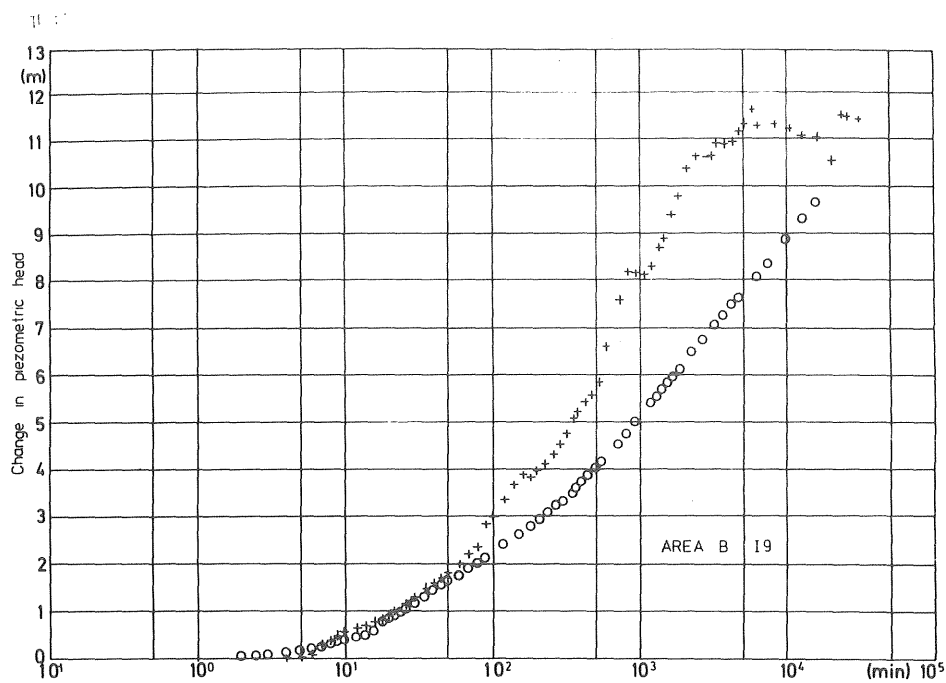


FIG. 3.4.6. Tryckförändringsförloppet i observationsrör I9 inom område B vid infiltration (+) och efter infiltrationsstopp (0).

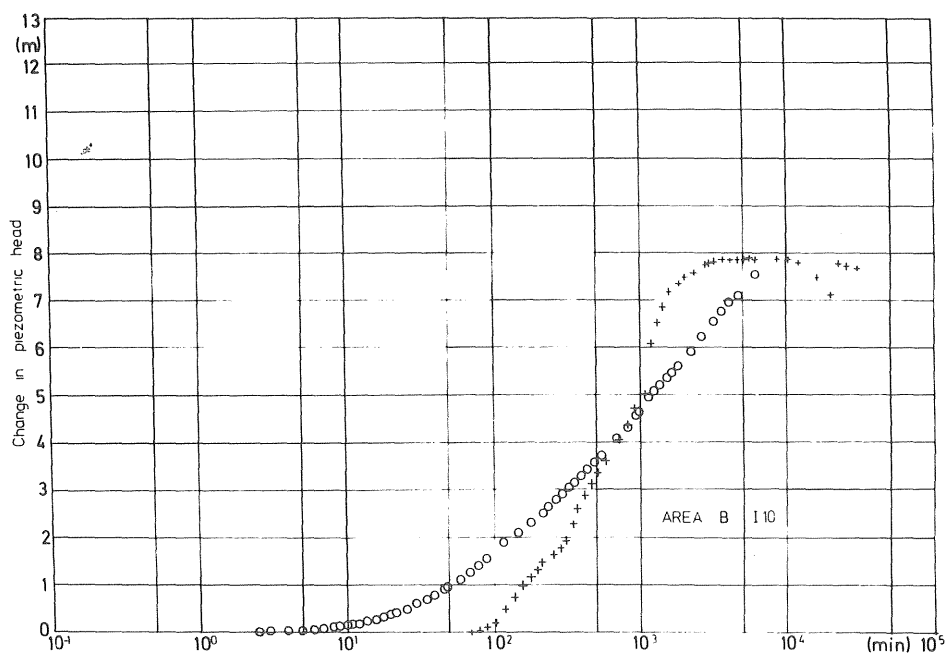


FIG. 3.4.7. Tryckförändringsförloppet i observationsrör I10 inom område B vid infiltration (+) och efter infiltrationsstopp (0).

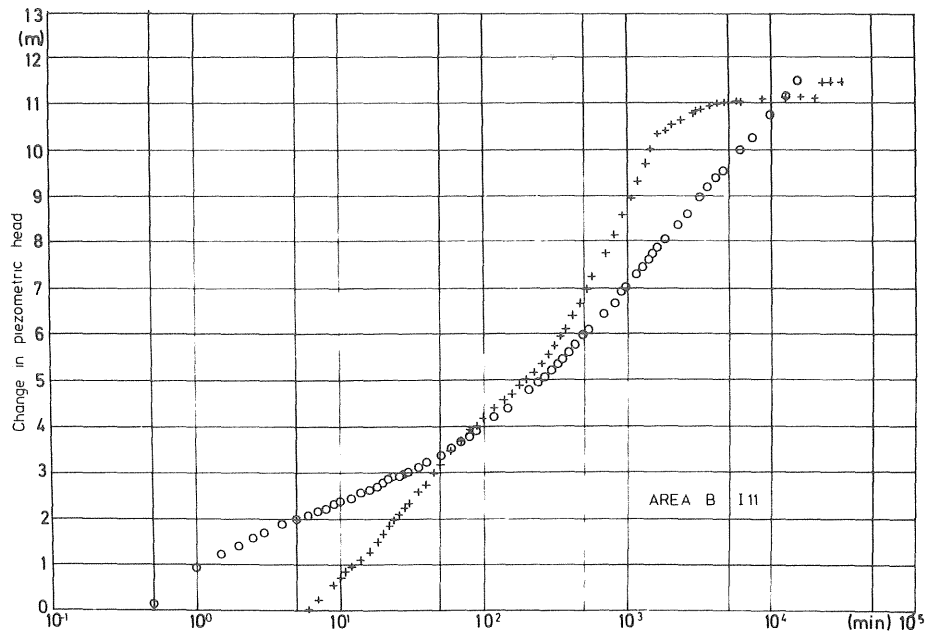


FIG. 3.4.8. Tryckförändringsförloppet i observationsrör I11 inom område B vid infiltration (+) och efter infiltrationsstopp (o).

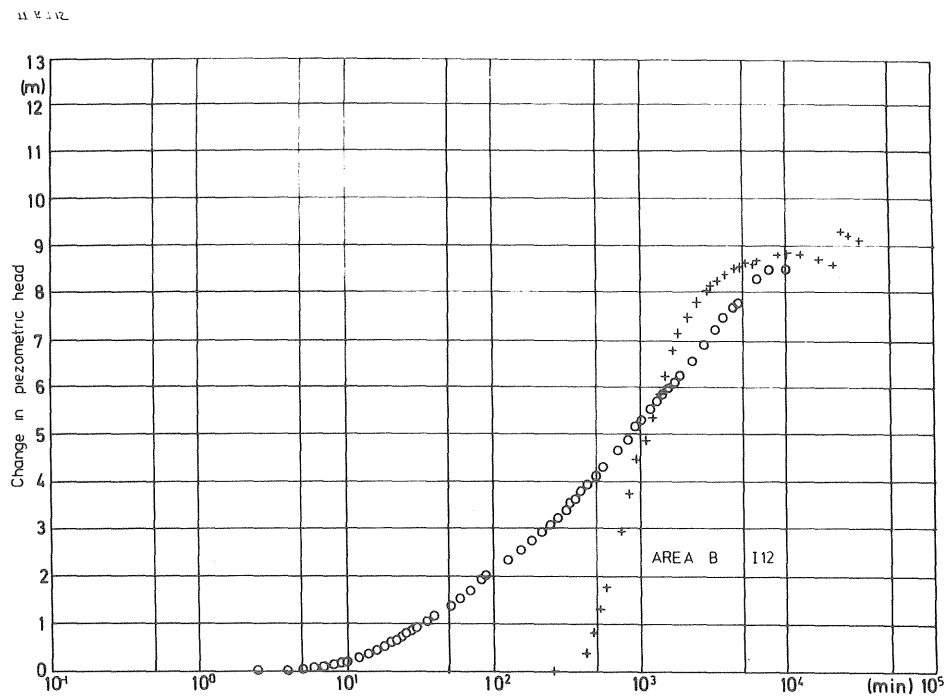


FIG. 3.4.9. Tryckförändringsförloppet i observationsrör I12 inom område B vid infiltration (+) och efter infiltrationsstopp (o).

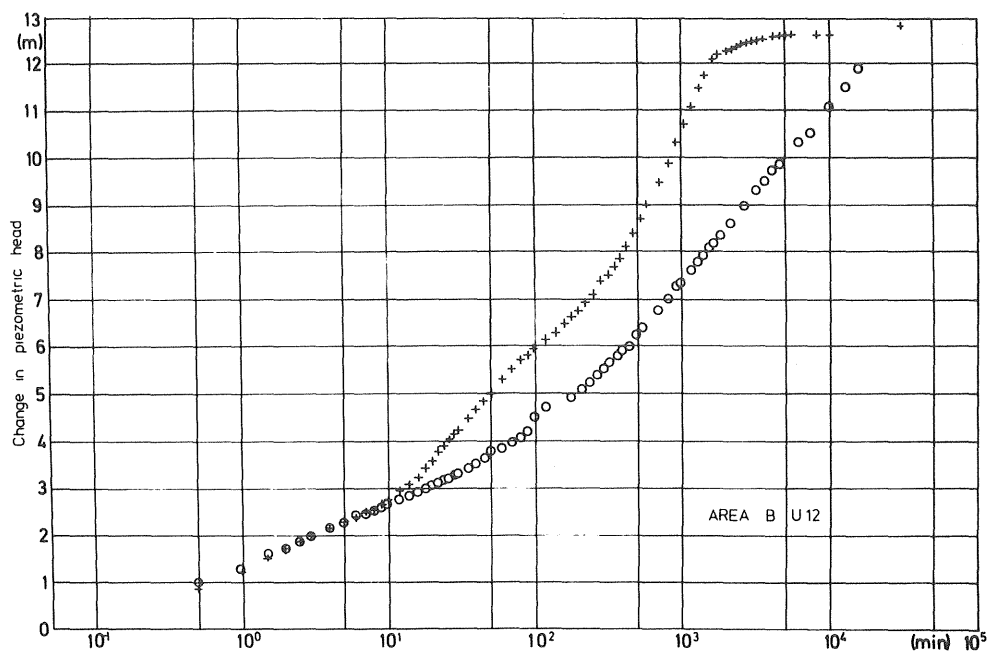


FIG. 3.4.10. Tryckförändringsförloppet i observationsrör U12 inom område B vid infiltration (+) och efter infiltrationsstopp (o).

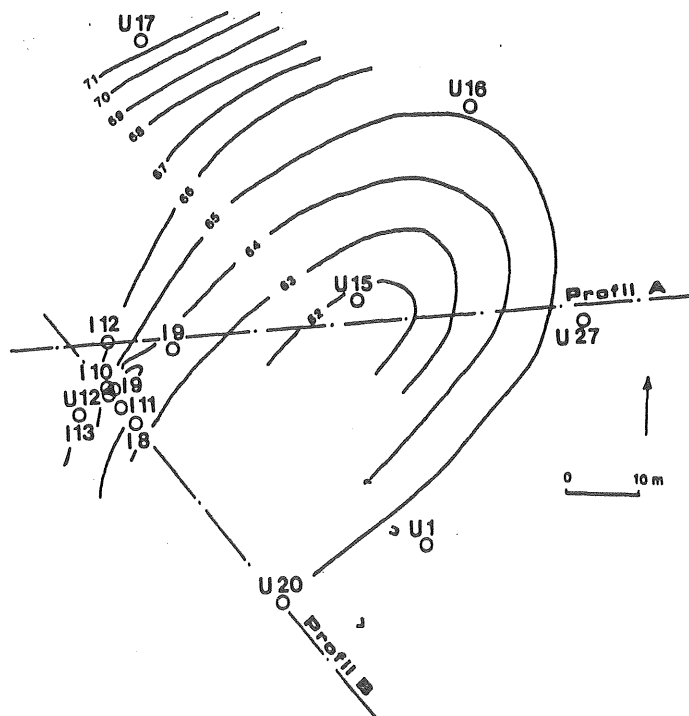


FIG. 3.4.11. Nivålinjer över grundvattenytans läge före start av infiltration inom område B.

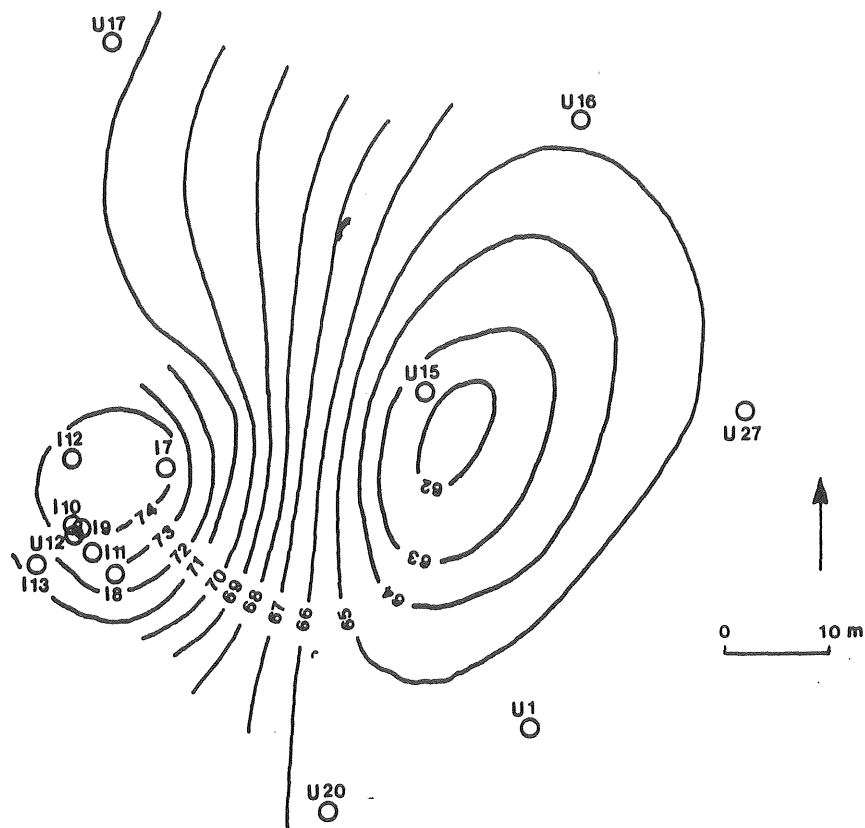


FIG. 3.4.12. Nivålinjer över grundvattenytans läge vid infiltrationsstopp inom område B.

### 3.4.6 Utvärdering av observerade vattentrycksförändringar

Efter avslutad infiltration beror avsänkningen av vattentrycket av läckaget mellan jord och berg. För att bedöma hur detta läckage sker har antagits konstant läckagekapacitet samt samma transmissivitet och magaskoefficient över hela akviferen. Theis  $\frac{t}{r^2}$  - metod resp  $\frac{t}{x^2}$  - metod har utnyttjats för beräkning av bästa överensstämmelse vid punktformigt resp linjeformigt läckage. Av FIG. 3.4.13 och 3.4.14 framgår att punktläckaget ger bättre samlad bild av tryckförändringskurvorna än linjeläckaget. Läget av läckagepunkten framgår av FIG. 3.4.12. Genom jämförelser mellan tryckförändringskurvorna vid infiltration och efter avslutad infiltration har läckage - kapacitet under infiltrationen bedömts vara 4 l/min ( $6,7 \cdot 10^{-5}$  m<sup>3</sup>/sek).

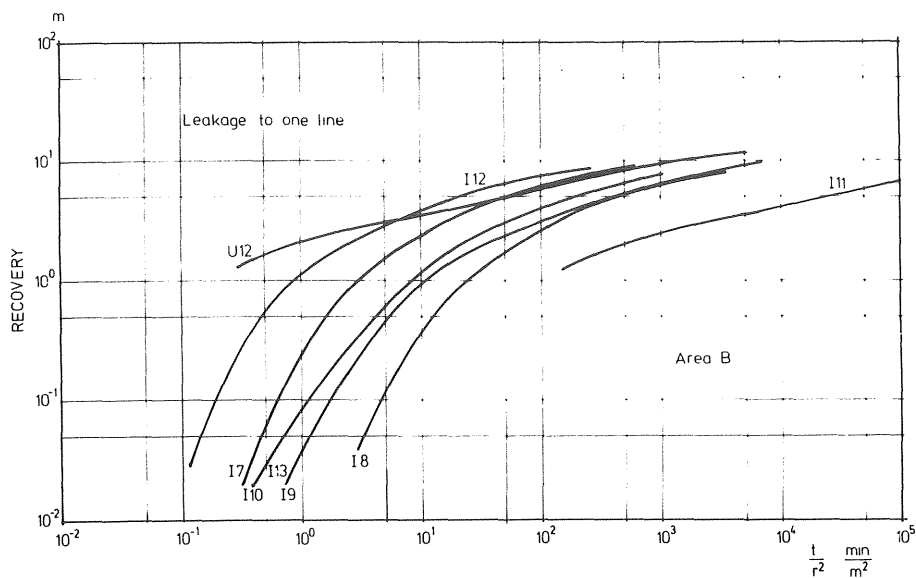


FIG. 3.4.13. Tryckförändringskurvornas förlopp vid antagande av linjeläckage.

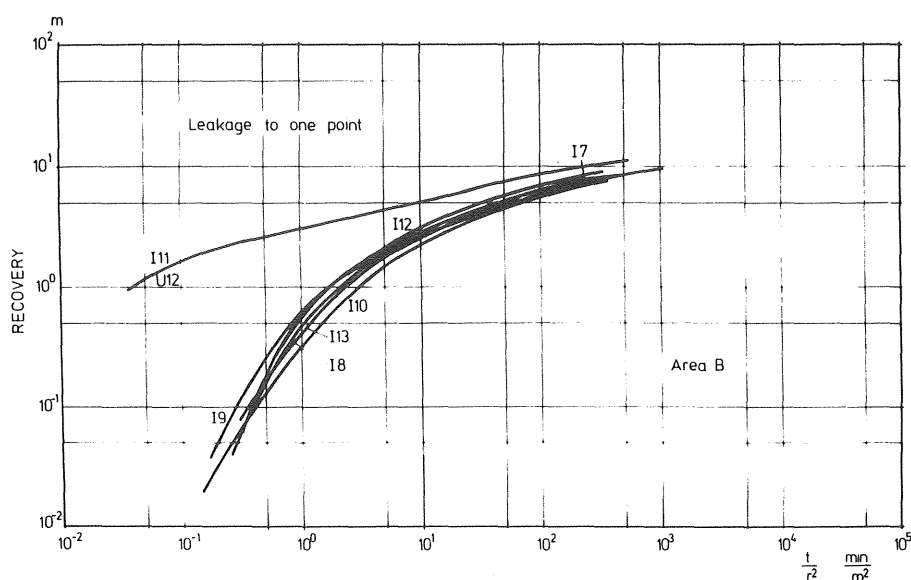


FIG. 3.4.14. Tryckförändringskurvornas förlopp vid antagande av punktläckage.

Vattentrycksförändringarna har analyserats för att beräkna grundvattemagasinet hydrauliska begränsningar. Samma typer av begränsningar som påtalas för område A gäller vid infiltrationen i område B. Den modell som i FIG. 3.4.15 angivits för grundvattemagasinet har beräknats från såväl tryckförändringar efter som under infiltration.

Den angivna modellen i FIG. 3.4.15 har använts för beräkning av magasinskoefficient och transmissivitet hos akviferen i friktionslagret. För observationsrören I7, I8, I9, I10, I11, I12, I13, U1, U16, U20 och U27 har s k typkurvor upprättats med hänsyn till hydrauliska gränser samt till förhållandet infiltrationskapacitet - läckage. Dessa typkurvor redovisas i FIG. 3.4.16. Resultaten av beräkningarna framgår av TAB. 3.4.

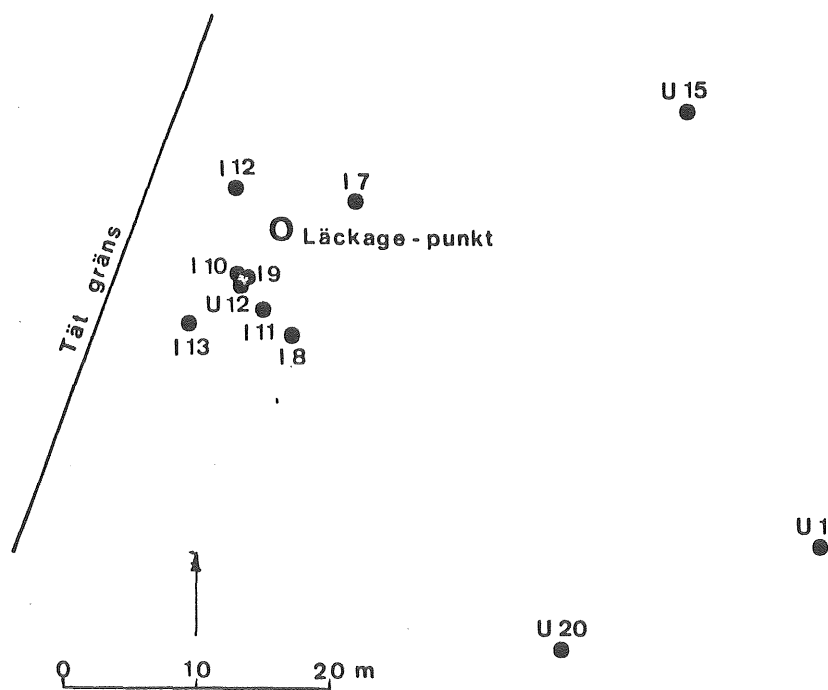


FIG. 3.4.15. Modell av grundvattenmagasinet inom område B.

TAB. 3.4. Beräknade värden på transmissivitet och magasinskoefficient från infiltrationsförsöket inom område B.

OBS- rör	Avstånd till in- filtra- tions- brunn m	Avstånd till läck- agepunkt m	Transmis- sivitet	Magasinskoefficient	
			$10^{-6}$ $m^2/sek$	$10^{-4}$ beräknad vid infiltration	återhämtning
17	10,6	6,5	5 - 6	13	7
18	5,0	7,3	4 - 7	84	8
19	0,7	3,8	6	346	5
110	1,0	4,1	6		8
111	2,1	5,3	6		2
112	7,0	4,4	6		7
113	4,9	9,2	7		10
U1	47	46,5	200	204	
U16	69	65	900	228	
U20	36	37	200	157	
U27	66	62,5	220	121	

### 3.5 Beräkning av vattenbalans i samband med infiltration

Den mängd vatten som infiltrerats till akviferen i område A och B fördelas på olika poster enligt diagrammet i FIG. 3.5.

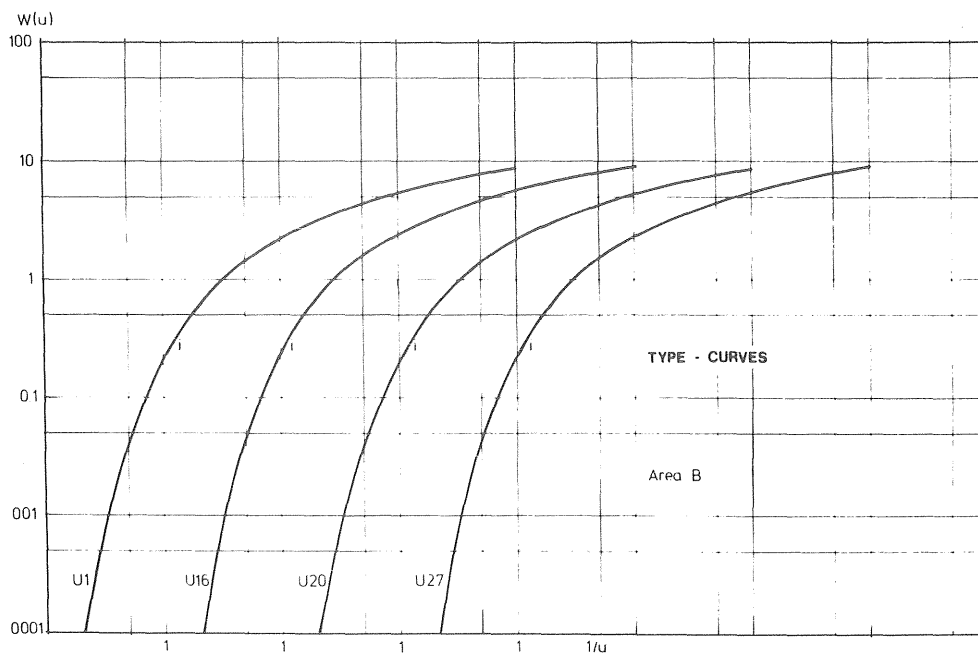
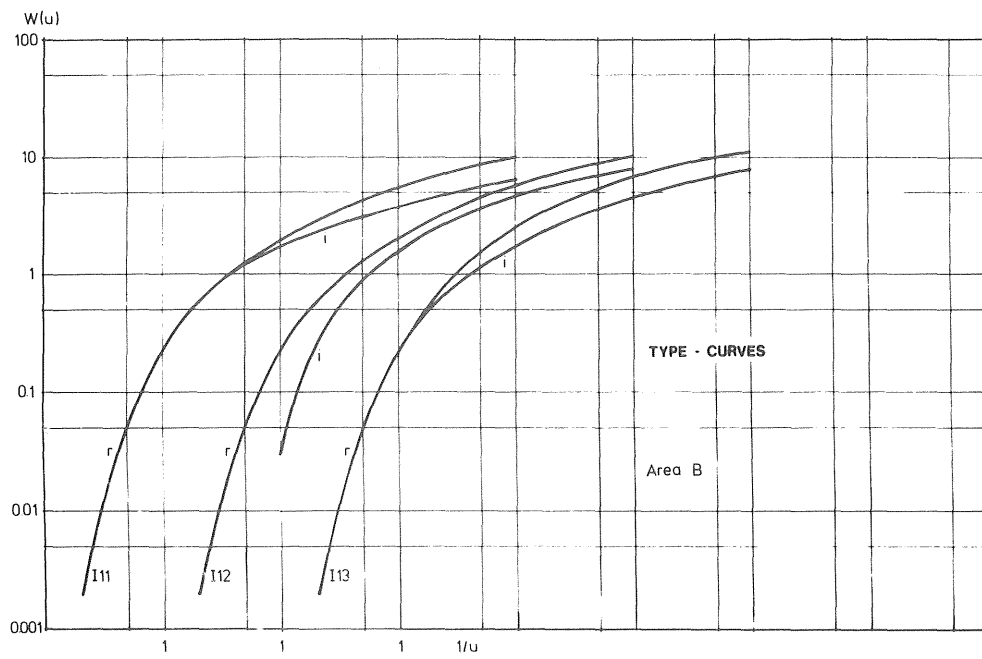
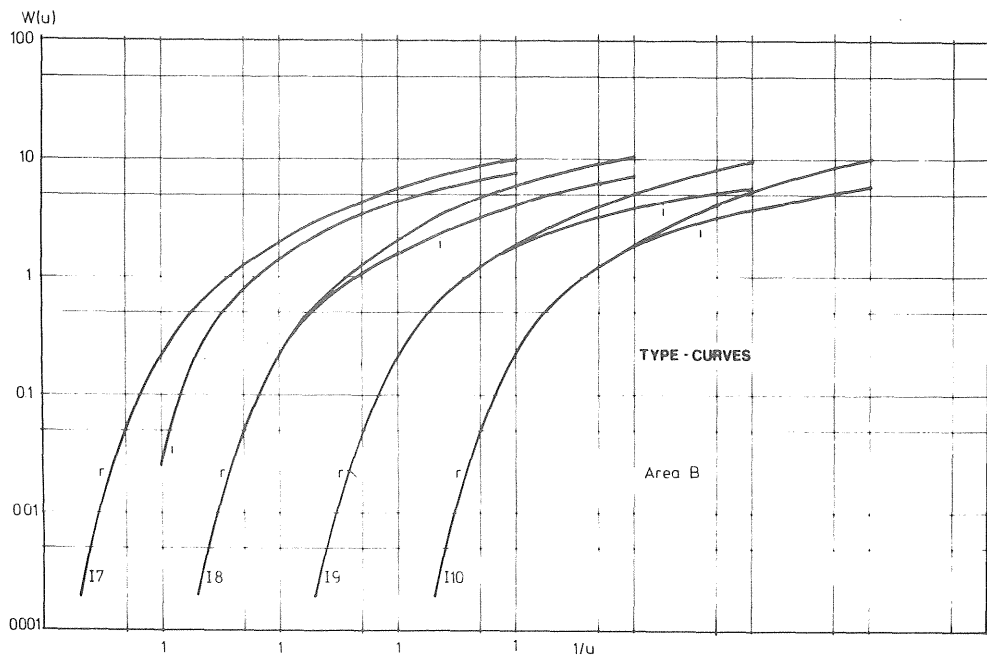


FIG. 3.4.16. Teoretiskt upprättade typkurvor för olika observationsrör för infiltrationskedet (i) samt skedet efter infiltrationskedet (r) i den i FIG. 3.4.15 angivna modellen.



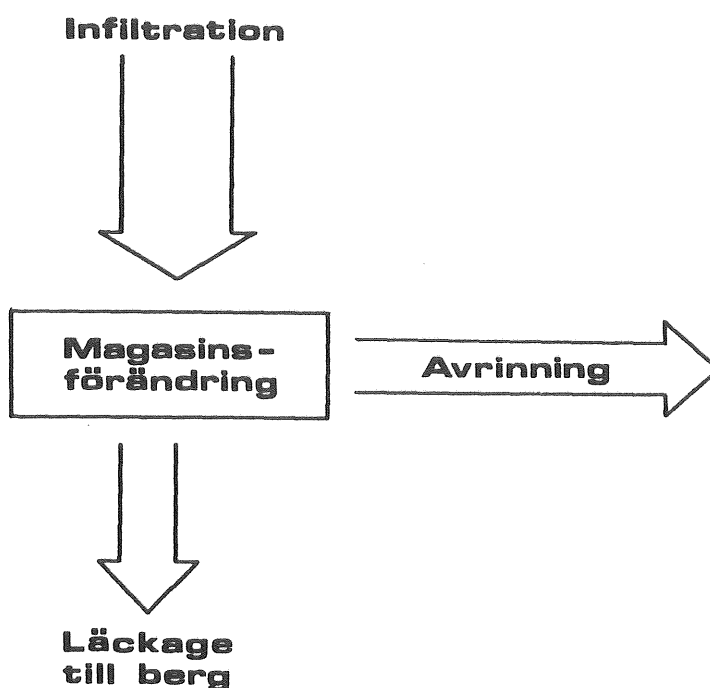


FIG. 3.5. Flödesschema för infiltrerad vattenmängd.

Kapaciteten hos infiltration, avrinning och läckage varierar med tiden liksom den tidsmässiga magasinförändringen. I begreppet magasinförändring ingår även den vattenmängd som tillförs leran för att höja portrycket.

Från infiltrationsförsöken nr 3 i område A och nr 2 i område B har försök till kvantifiering av den totala infiltrerade vattenmängdens fördelning enligt diagrammet ovan gjorts. Resultatet framgår av TAB. 3.5.

TAB. 3.5. Infiltrerade vattenmängdernas fördelning på avrinning, läckage och magasinförändring enligt FIG. 3.5.

Område	Försök	Infiltrationens längd	Totalt infiltrerad vatten- mängd	Vatten- mängd för ma- gasins- föränd- ring	Läckande vatten- mängd till berg	Avrinnande vattenmängd i akviferen
	nr	min	m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup>
B	2	$3,0 \cdot 10^4$	280	100	120	60
A	3	$1,2 \cdot 10^5$	900	250	370	280

Beräkningarna har genomförts under vissa generella antaganden baserade på resultat framkomna vid analys av tryckförändringsförloppen i olika observationsrör vid infiltration. Den totala infiltrerade vattenmängden har uppmätts i samband med infiltrationen medan läckaget till berg beräknats enligt antaganden om konstant läckande kapacitet.

Av de beräkningar som redovisas i tabellen framgår att den största delen av den infiltrerande vattenmängden (40%) går vidare som läckagevatten till berggrunden. Den mängd vatten som åtgår för magasinsförändring beror av topografiska och geologiska förutsättningar och utgör i de här studerade fallen 30-35% av de totalt infiltrerade vattenmängderna.

### 3.6 Portrycksmätningar i leran i samband med infiltration

I samband med infiltrationsförsök nr 2 vid område B observerades portrycksförändringarna i leran. I anslutning till observationsrör I11 neddrevs 2 st piezometrar (Geonor, svängande sträng) till djupen 5,7 resp 9,7 m under markytan. Detta innebär att piezometrarnas läge i förhållande till frktionslagrets överyta var 4,6 m resp 1 m över detsamma. Portrycken före infiltrationens start visade att vattentrycket i de ovan angivna punkterna i stort sett var noll. Även ett visst undertryck uppmättes vid vissa tider.

Infiltrationen kom att påverka portrycken förhållandevis snabbt, så snabbt att en registrering under infiltrationens inledande skede ej var möjlig. En noggrannare registrering genomfördes därför i samband med att infiltrationen avbröts och vattentrycket i akviferen sjönk. De härvid erhållna portrycken vid olika tidpunkter efter infiltrationens upphörande är redovisade i FIG. 3.6. Som framgår av figuren är tryckförändringsförloppet mycket snabbt och portrycket även 4,6 m över friktionslagret (akviferen) reagerar snabbt på trycksänkningen i akviferen.

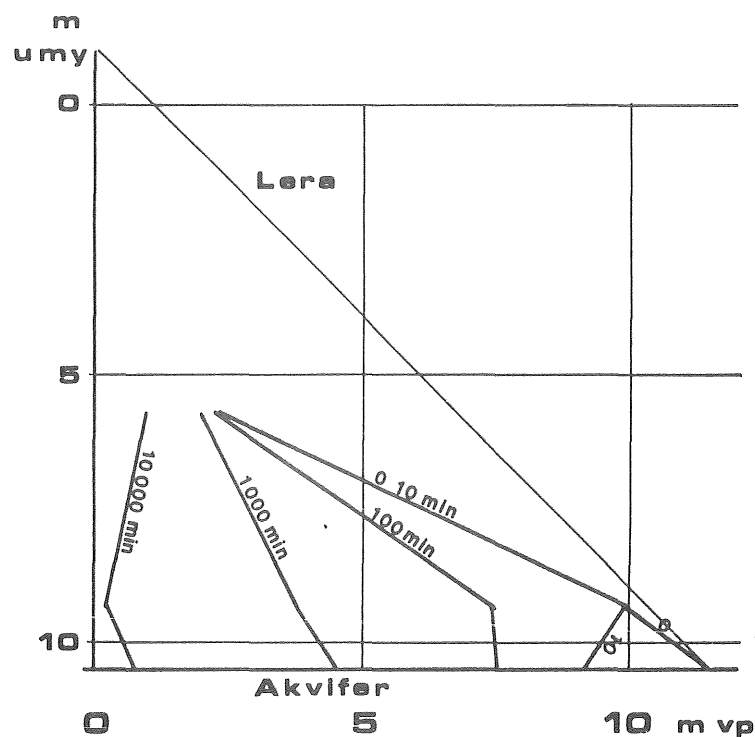


FIG. 3.6. Uppmätta portryck på olika nivåer i leran efter infiltrationsstopp vid område B.

Den hydrauliska diffusiviteten (förhållandet mellan leras vertikala permeabilitet och dess specifika magasinskoefficient) har beräknats utifrån den metod som angivits i det teoretiska avsnittet. Erhållna värden visar på en hydraulisk diffusivitet av  $1,5 - 3,5 \cdot 10^{-4}$  samt  $0,1 - 0,6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{sek}$  på 9,3 m resp 5,7 m:s djup under markytan. En motsvarande beräkning från provpumpningen inom Angeredsområdet genomförda av Alte (1976) visar på motsvarande värden på hydrauliska diffusiviteten (Carlsson 1973). Detta senare område är beläget ca 2 km söder om Gunnaredsområdet. De geologiska förhållanden är dock de samma med en överkonsoliderad lera. Som tidigare nämnt benämns den hydrauliska diffusiviteten i geotekniska sammanhang även  $c_v$ -tal.

### 3.7 Vattentrycksförändringar i berggrunden

Den vattenmängd som under infiltrationsförsöken bedömts läcka ut i berggrunden påverkar vattentrycksförhållanden i berget. I anslutning till försöksområde A har vattentrycket i berget observerats i borrhål B6, se FIG. 3.7.1 beläget ca 80 m från infiltrationsplatsen. Detta borrhål slår igenom den tektoniska zon som har sitt utgående i försöksområde A, som framgår av FIG. 3.3.2.

Vid försöksområde B har på motsvarande sätt vattentrycksförändringarna i bergborrhål B1, B2, B3, B4, B5, B7, B8 och B10 registrerats i samband med infiltrationsförsök nr 2. Av dessa borrhål slår B2, B4 och B5 igenom den tektoniska zon (överskjutningszon) vars utgående lokaliserats till försöksområde B som framgår av FIG. 3.4.3. Infiltrationsförsöket orsakade vattentrycksförhöjning i borrhålen B1, B3, B4 och B10, se FIG. 3.7.2. En klar konnektion mellan grundvattnet i friktionslagren och överskjutningszonen föreligger således i område B.

Studium av grundvattenbildningen i område B visar att av-sänkningen i friktionslagret närmast berggrunden når nivåer lägre än överskjutningszonens utgående som påpekats av Wedel (1975, 1978). En konnektion mellan överskjutningszonen och de djupast belägna delarna i området måste således föreligga. Infiltrationsförsöket visar att ett sådant samband existerar då såväl B1 som B10 reagerat på infiltrationen.

Grundvattenförhållandena i den nämnda tektoniska zonen inom försöksområde A har analyserats medelst finit-elementmetoden (GEOFEM-G). Härvid har strömning längs det plan som zonen bildar analyserats. Tunnlarnas skärning

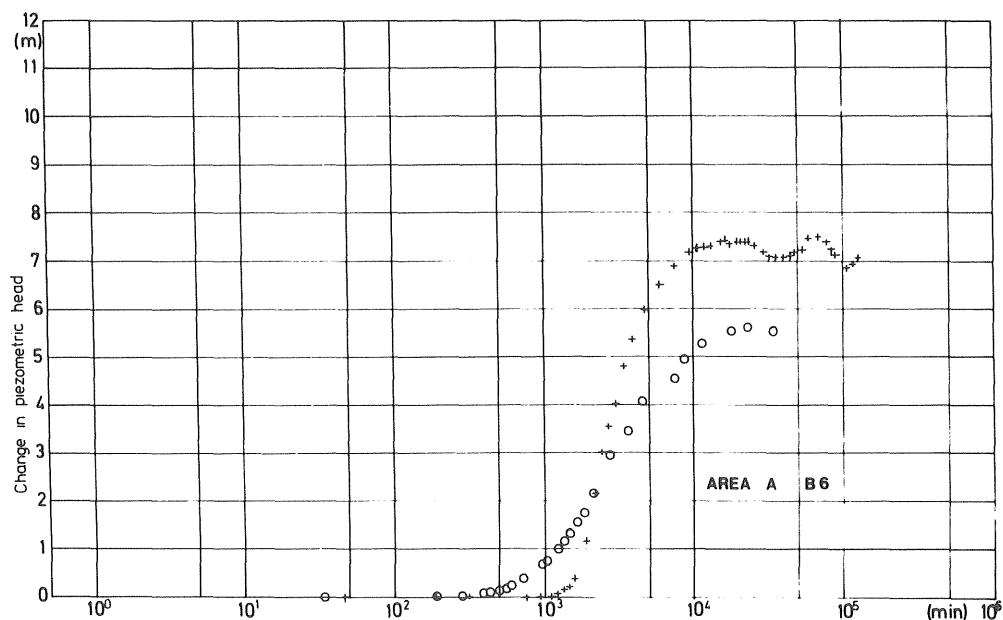


FIG. 3.7.1. Vattentrycksförändring i borrhål B6 vid infiltrationsförsök 3 i område A. + = under infiltration, o = efter infiltration.

TRYCKFÖRÄNDRING

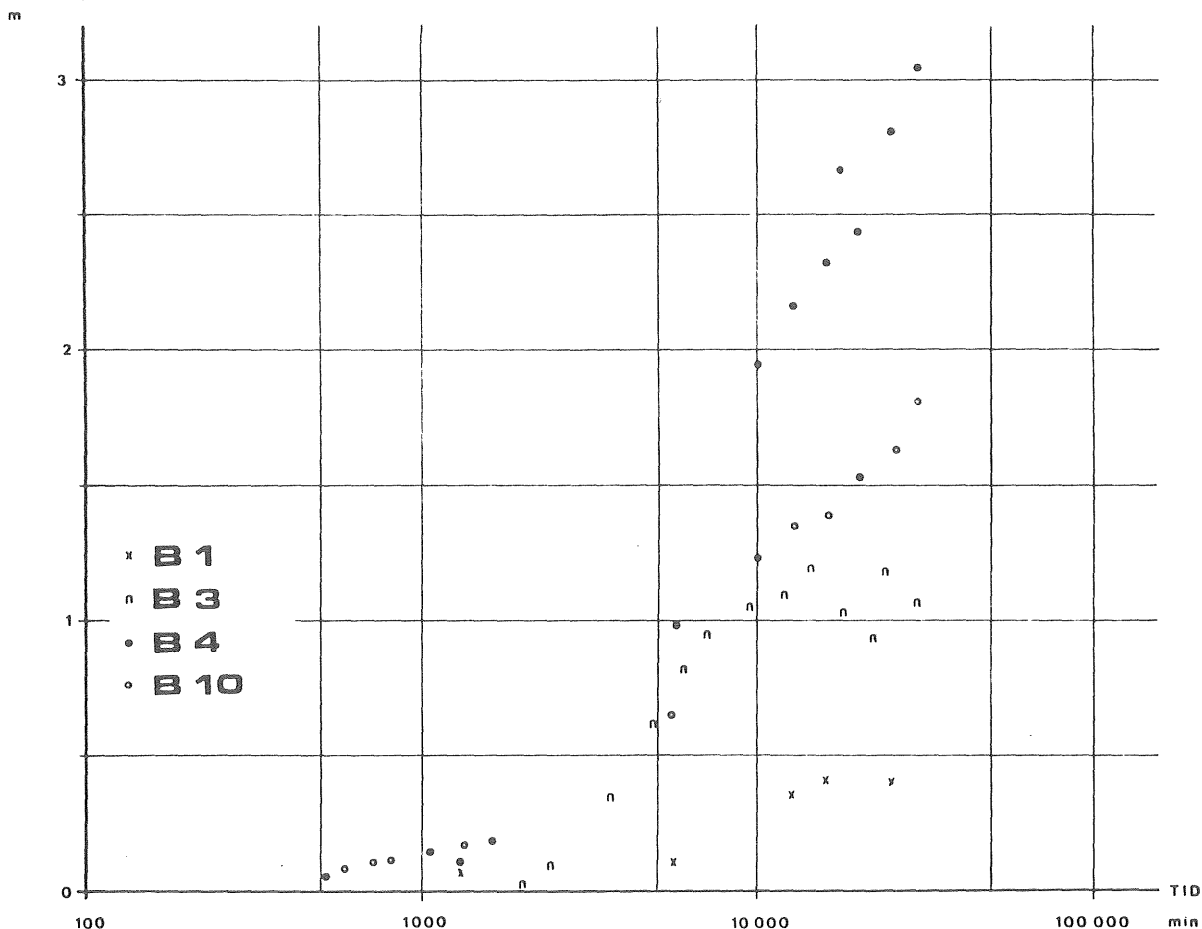


FIG. 3.7.2. Vattentrycksförändringar i borrhål B1, B3, B4 och B10 vid infiltrationsförsök i område B.

med zonen (nivå +41,0 resp +25,5) antas utgöra läckagepunkter där grundvattentrycket överensstämmer med tunnelnivån. Analys av tryckförändringsförloppen i friktionslagren inom försöksområde A efter avslutad infiltration har som tidigare beskrivits givit värde på läckaget till berget samt läget av denna läckagepunkt. Vidare har under infiltrationsförsök III vattentrycksförändringen i den tektoniska zonen registrerats i bergborrhål B6. Under detta infiltrationsförsök uppnåddes stationära förhållanden i B6 då grundvattentrycket låg på nivån +36,8.

Den modell som utnyttjats för beräkning av den tektoniska zonen transmissivitet vid stationärt tillstånd framgår av FIG. 3.7.3. Härvid har den bästa överensstämmelsen mellan beräknade och uppmätta grundvattentryck i B6 och läckagepunkten mellan jord och berg erhållits vid en transmissivitet av  $3,9 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{sek}$  hos den tektoniska zonen.

Vid beräkning av magasin-koefficienten  $S$  har det tran- 58  
sienta förloppet analyserats. Härvid har bortsetts från  
läckaget mellan tunneln på nivå +41 och den tektoniska  
zonen då detta tidsmässigt kommer in sent och då det  
annars i modellen skulle inverka som en infiltrations-  
brunn på förloppet under initialskedet. FIG. 3.7.4 visar  
härvid beräknade av uppmätt tryckförändringsförlopp för  
bergborrhål B6. Bästa överensstämmelse erhålls vid  $S =$   
 $= 5 \cdot 10^{-5}$ .

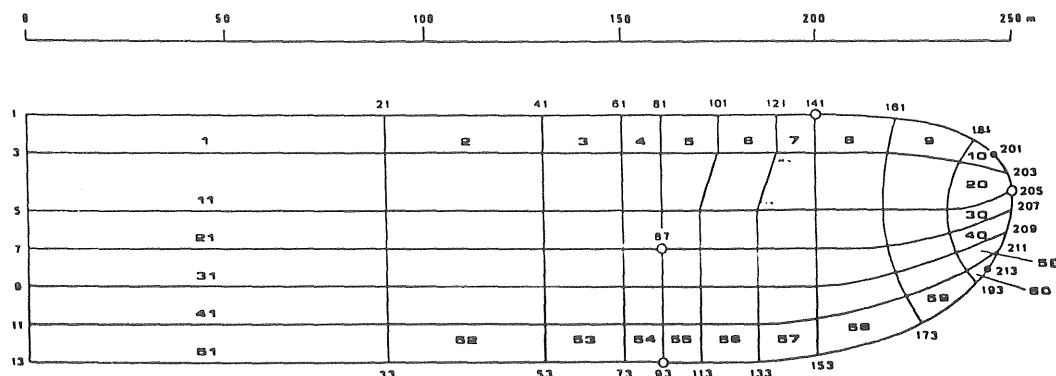


FIG. 3.7.3. Elementindelning för modell av tektonisk zon inom område A. Punkt 205 = läckagepunkt jord-berg, punkt 141 och 93 läckagepunkt mellan berg-tunnel och punkt 87 = bergborrhål B6.

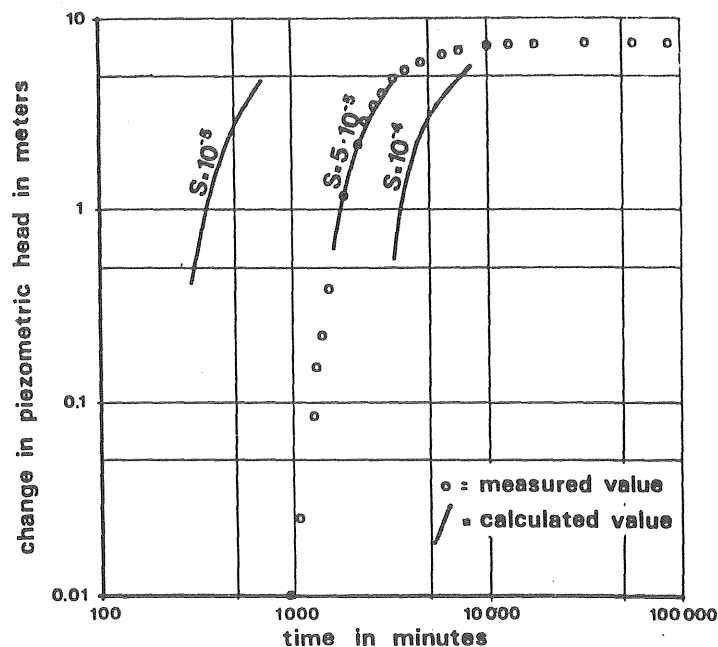


FIG. 3.7.4. Passningsförfarande för bestämning av magasin-koefficienten för tektonisk zon inom område A.

### 3.8 Förhållanden vid infiltrationsbrunnarna

#### 3.8.1 Observerade kapacitets- och tryckförändringar vid infiltrationsbrunnarna

I samband med infiltrationsförsök III:A och II:B har infiltrationskapaciteten kontinuerligt registrerats. Vid båda försöken har en successiv nedgång i kapacitet registrerats som framgår av FIG. 3.8.1 och 3.8.2. Denna nedgång i kapacitet beror av två faktorer

- 1<sup>o</sup> Ökande vattentryck i marken
- 2<sup>o</sup> Igensättning av infiltrationsbrunn och akvifer.

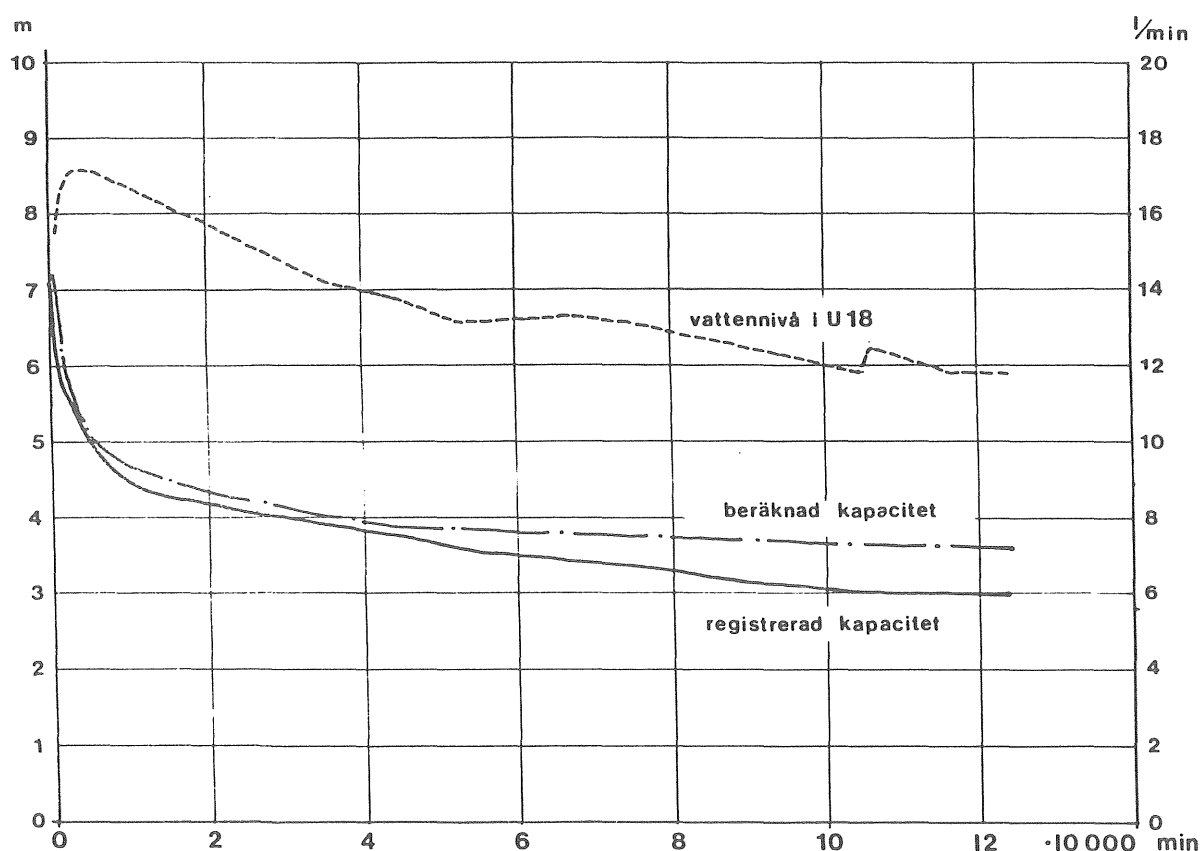


FIG. 3.8.1. Infiltrationskapacitetens förändring med tiden vid infiltrationsförsök III i område A samt vattennivån i obsrör U18.

Infiltrationsanläggningarnas utförande innebär att vatten under initialskedet tillfördes med konstant kapacitet. Successivt som vattenytan i infiltrationsröret steg minskade också kapaciteten. Den teoretiskt

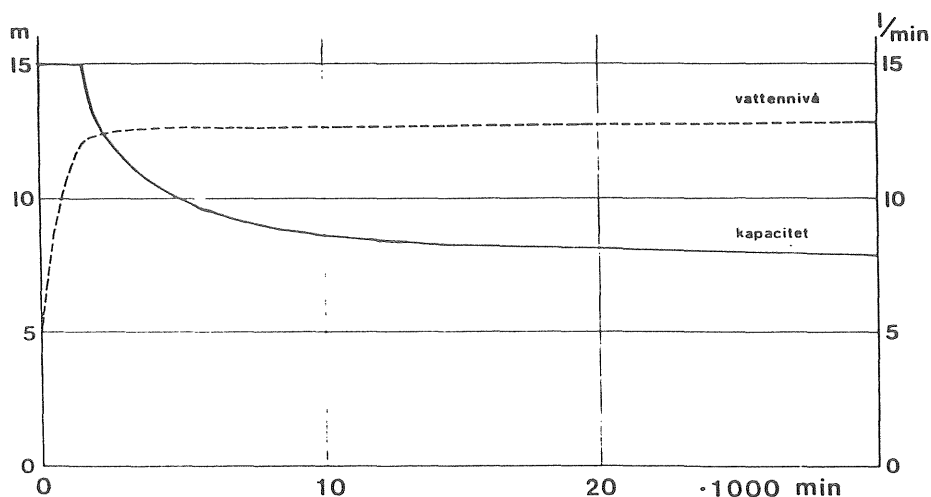


FIG. 3.8.2. Infiltrationskapacitetens förändring med tiden och vattennivån i infiltrationsbrunnen vid infiltrationsförsök II i område B.

minskande vattenkapaciteten orsakad av en tryckökning  $s_i$  i infiltrationsröret kan tecknas enligt Jacob och Lohman (1952) som

$$Q = 2\pi \cdot T \cdot s_i \cdot W(\lambda) \quad (27)$$

där  $W(\lambda)$  = brunnsfunktionen för ett icke läckande grundvattenmagasin med konstant avsänkning (tryckhöjning)  $s_i$

$$\lambda = \frac{T \cdot t}{S \cdot r_w^2} \quad (28)$$

där  $r_w$  = infiltrationsbrunnens radie.

Den enligt ekv. (27) angivna kapacitetsminskningen har beräknats med antagande av en snabb uppfyllning av infiltrationsbrunnen med vatten ( $s_i$ ). Den härefter noterade kapacitetsförändringen har legat till grund för beräkning av den teoretiska minskningen som markerats i FIG. 3.8.1 och 3.8.2.



Jämförelse mellan teoretiska och uppmätta kapacitetsminskningar visar mycket god överensstämmelse för försök II:B men mindre god överensstämmelse för försök III:A. Orsakerna till den bristande överensstämmelsen kan vara flera, såsom inverkan av gränser i akviferen, igensättning av infiltrationsbrunnen, läckage etc. Samtidigt med infiltrationskapacitetens minskning har vid försök III:A också noterats en minskning i vattentryck i observationsrören inom område A. Då minskningen av infiltrationskapaciteten inte är förknippad med minskning av vattentrycket i infiltrationsbrunnen samtidigt som vattentrycket i akviferen utanför minskar måste en igensättning av infiltrationsbrunnen eller akviferen närmast denna äga rum.

Vattentrycket i en infiltrationsbrunn kan generellt tecknas (Gustafsson 1974)

$$s = B(t)Q + CQ^2 + D(Q, t)$$

Termen  $B(t)Q$  betecknar vid konstant infiltrationskapacitet förhöjningen av vattentrycket omedelbart utanför infiltrationsbrunn,  $CQ^2$  det så kallade inströmningsmotståndet, dvs skillnaden mellan vattenytan inne och utanför brunnen då ingen igensättning förekommer. Termen  $D(Q, t)$  betecknar det motstånd eller ökning i vattentrycksskillnad mellan vattenytan inne och utanför brunn som orsakas av igensättning.

Den successiva minskningen av infiltrationskapacitet vid försök III:A borde leda till en minskning av inströmningsmotståndet. Som nämnt har den motsatta effekten noterats varför detta tolkats som en ökning av motståndet orsakad av igensättning.

### 3.8.2 Igensättningsfaktorer

Igensättning av infiltrationsbrunn och/eller akviferen utanför infiltrationsbrunnen kan orsakas av ett flertal faktorer vilka kan sammanfattas i följande grupper (Andersson och Berntson, 1978).

- 1 Fastläggning av gas och partiklar som följer med infiltrationsvattnet.
- 2 Kemiska reaktioner mellan injektionsvatten, grundvatten och akvifer.
- 3 Bakteriell förorening och biokemiska reaktioner.
- 4 Mekanisk störning av akviferen.

Vilken eller vilka av de nämnda faktorerna som dominerar igensättningen beror av akviferens, grundvattnets, injektionsvattnets och injektionsbrunnens egenskaper. I det följande skall endast kortfattat diskuteras nämnda faktorerers eventuella inverkan på igensättningsförloppet observerat vid injektionsförsök III:A.

Göteborgs kommuns dricksvatten utnyttjades som infiltrationsvatten. Detta vatten är framställt av Göta älvs vatten som vid reningsverket i Lackarebäck undergår bl a kemisk fällning med aluminiumsulfat samt en efterföljande snabbfiltrering. Genom mycket preliminära undersökningar vid CTH har det visat sig att dricksvattnet innehåller suspenderat material som kan utgöra små flockar uppbyggda under transporten i ledningsnätet samt rostpartiklar, troligen lossryckta genom vattentransporten i ledningarna. Mängden suspenderat material varierar beroende av var på ledningsnätet prov tas ut, när och vid vilken kapacitet. Bestämningarna utförda vid CTH visade på mängder varierande mellan 0,05 - 2 mg/l med membranfilter 0,45 m. (Andersson och Berntson, 1978).

Ett konsumtionsvatten (dricksvatten som framställs medelst långsam filtrering torde ha avsevärt mindre

halt suspenderat material jämfört med vatten, framställt medelst kemisk fällning. Orsaken härtill ligger främst i frånvaron av en ev efterflockning i ledningsnätet.

Syre och kväve kan i vissa mängder lösas i vatten. Mängderna bestäms av tryck och temperatur. Vid vattenreningsverket i Lackarebäck sker före vattendistributionen ut på ledningsnätet, en inblandning av klor vid en s k snäcka. Härvid inblandas också en avsevärd mängd luft vilken sedan under transport i ledningsnätet har möjlighet att lösa sig i vattnet till den mängd som bestäms av rådande vattentryck. Detta innebär att ledningsvattnet vid minskning av vattentrycket till atmosfärstryck kommer att vara övermättat på gaser vilka då frigörs. Vid infiltrationsplatserna i Angered tillfördes vattnet från ledningssystemet en ca 1 m<sup>3</sup> stor behållare där vattentytan hela tiden hölls konstant. Härvid kom också överskottet av gaser att bortgå ur vattnet. Under initialskedet var infiltrationskapaciteten vid försök III:A så hög att vattnet hade en mycket kort uppehållstid i behållaren att viss del av den i små gasblåsor befintliga luften kunde följa med infiltrationsvattnet ned i brunnen. Under detta skede var vattentrycket i akviferen också så lågt att luften troligen ej åter kunde lösa i vattnet. Successivt som trycket i akviferen stiger är detta dock möjligt.

Möjlighet för luft att tillföras injektionsvattnet förelåg även i brunnen då vattnet under initialskedet hade fritt fall ned i brunnen och härvid kunde dra med luft.

I det flesta akviferer med slutna förhållanden har grundvattnet naturligt låg oxygenhalt. I vissa fall kan syrefira eller reducerande förhållanden uppkomma i dessa akviferer. Infiltrationsvattnet som tillförs är som nämnts mättat med oxygen vilket innebär att kemiska reaktioner (oxidationer) kan ske med igensättning som resultat. Härvid torde järn vara den viktigaste parametern att beakta.

Genom en förändring av jon-innehållet i grundvatten i samband med infiltration kan en dispergering av lerpartiklar i marken äga rum. En sådan dispergering med åtföljande igensättning är möjlig när det s k SAR-värdet är större än 3. Detta värde definieras som

$$\text{SAR} = \frac{r\text{Na}}{\sqrt{\frac{r\text{Ca} + r\text{M}_s}{2}}} \quad (29)$$

är för Göteborgs dricksvatten ca 0,9. Bokstaven r betecknar koncentrationer i milliekv/liter.

Infiltrationsvattnet kan genom innehållet i den nämnda behållaren få ett visst bakterie-innehåll och en viss aktivitet och igensättning härav kan vara möjlig. Grundläggande data härom saknas tyvärr.

Mekanisk störning av akviferen närmast infiltrationsbrunnen, eller av ett ev grusfilter runt brunnen kan uppkomma genom partikelvandring som möjliggörs av stora vattenhastigheter. Andersson och Berntson (1978) har mer ingående diskuterat inverkan av denna faktor.

Djupinfiltrationsmetoden har i Angeredsområdet testats med förhållandevis primitiva anordningar vad gäller brunnsutförande. Uppföljningen av effekterna av djupinfiltrationen har dock genomförts under så kontrollerade betingelser som möjligt och med observationer i olika grundvattenförande enheter. Dessutom har observationerna utförts med tidsintervall som medgett utvärdering med hänsyn till transienta förlopp.

Generellt kan fastställas att byggande ovan eller under mark bör ske så att naturliga hydrologiska förhållanden ej rubbas. Byggnadsverksamhet medför dock ingrepp i vattenbalansen. Dessa ingrepp är speciellt känsliga vad gäller grundvattendelen av den hydrologiska cykeln i lerområden. Ett första steg för att minimera byggandets effekter på grundvattenförhållanden inom ett område är en god planering med hänsyn till geologiska, hydrologiska och hydrogeologiska förhållanden.

Ett djupt under markytan liggande ingrepp orsakar större effekter vad gäller grundvattenförhållanden och marksättningar än ett marknära ingrepp. Trots att svensk kristallin berggrund kan betraktas som mycket stabil och tät, förekommer vattenförande zoner med kontakt med överlagrande jordarter. Små vattenläckage orsakar förhållandevis stora trycksänkningar i grundvattenförekomster i sand-gruslager under lera. Läckage in i berganläggningar måste således minimeras genom tunneltätning. Exempel på metodik har redovisats av Lysén och Palmqvist (1976).

Djupinfiltrationsmetoden för att bibehålla en grundvattenyta som annars blivit eller blir avsänkt av undermarksbyggande får ej ses som en slutgiltig lösning. Den utgör i stället en metod som med fördel kan tillgripas i avvaktan på exempelvis tätning av tunnel och där en grundvattensänkning registreras. Var metoden skall utföras måste bedömas utifrån de geologiska och hydrogeologiska förhållandena som råder inom området med grund-

vattensänkning. Djupinfiltration kan utföras såväl i jord och i berg. Det senare visat av Bergman (1976) vid olika anläggningar. Infiltrationstunnel i berg har också utnyttjats med mycket goda resultat (Andréasson et al, 1977). Denna senare metod kan också sägas vara en mer slutgiltig metod även om driftkontroll etc måste ske.

De djupinfiltrationsförsök som genomförts i Angeredsområdet visar att metoden är fullt tillämpbar, även om vissa faktorer kan vara mer eller mindre problematiska. Förutom val av bästa möjliga läge med hänsyn till geologi och hydrogeologi måste följande faktorer beaktas:

- brunnens utförande
- infiltrationsvattnets kvalitet
- driftskontroll och tillsyn

De grundvattenförande lagren närmast bergytan har, speciellt i Göteborgsområdet vanligen ringa mäktighet. Sorteringen av materialet är också vanligtvis dålig. En bättre brunnskonstruktion än enbart 2" stålrör med perforerad nedre del fordras för att god effekt av infiltrationen skall kunna uppnås. Inom vattenförsörjningstekniken är brunnskonstruktion utvecklad och kan med fördel utnyttjas även vid konstruktion av brunnar för djupinfiltration.

Stora krav måste ställas på infiltrationsvattnet för att igensättning av brunnar skall undvikas. En fortsatt undersökning inom detta område måste göras. Restflockar i kemisk behandlat och snabbfiltrerat vatten orsakar igensättningsproblem. Järnhalten i vattnet och effekten av densamma liksom lösta gaser måste också beaktas.

Det måste vara möjligt att kontinuerligt kontrollera funktionen hos infiltrationsbrunnar. Igensättning av brunnarna skall kunna motveraks men om den inträffar måste brunnen på något sätt rensas. Hela den problematik som sammanhänger med igensättningen måste bli föremål för fortsatt forsknings- och utvecklingsverksamhet.

Djupinfiltrationsmetoden har, som försöken i Angered visar, givit mycket information om bl a permeabiliteten och gränser hos de vattenförande lagren, berggrundens grundvattenförhållanden, läckage-punkter och kapaciteter mellan jord och berg. All den information som framkommit hade inte varit möjlig att erhålla genom konventionell magasinsanalys grundad på provpumpningsanalys under transienta förlopp. Orsaken till detta är helt enkelt att grundvatten saknades för provpumpningen då detta redan var avsänkt. Genom att i stället tillföra vatten och registrerar förändringarna i tryck etc som uppkommer kan dock motsvarande analyser under transienta förlopp göras. Djupinfiltration kan således med fördel utnyttjas även som en geohydrologisk undersökningsmetod.

## 5 REFERERAD LITTERATUR

- Alte, B, 1976. Bestämning av kompressionsegenskaper hos djupa lerlager genom kontrollerad grundvattensänkning. - BFR R12:1976.
- Andersson, A-C, Berntson, J, 1978. Kontrollerad grundvattenbalans genom djupinfiltration. En inventering av djupinfiltrationsprojekt. - Geohydrologiska forskningsgruppen, Chalmers tekniska högskola, meddelande nr 26.
- Andréasson, L, Svensson, G, Svensson, P-L, 1977. Geohydrological activities in urban areas for environmental control. - 9th Int. Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Tokyo, July 1977.
- Bergman, G, 1976. Artificial recharge into rock. - Byggmästaren 1976, No 3.
- Broms, B B, Carlsson, L, Fredriksson, A, 1976. Land subsidence in Sweden due to water leakage into deeplying tunnels and its effects on pile supported structure. - Second International Symposium on Land Subsidence, Anaheim, California, USA.
- Carlsson, L, 1973. Evaluering av lågpermeabla lagars hydrauliska diffusivitet. - CTH, inst för VA-teknik, publ B73:1973, Göteborg.
- Carlsson, L, 1975. Djupinfiltration i slutna akviferer. - Nordisk symposium om kvantitativ urban hydrologi, Sarpsborg 1975, sid 193-212.
- Carlsson, L, 1975. Injection of water into wells for investigation of limited aquifers. - Nordic Hydrological Conference, Reykjavik 1976, sid III 40-51.
- Ferris, J G, Knowles, D B, Brown, R H, Stallman, R W, 1962. Theory of aquifer tests. - USGS Water Supply Paper 1536-E.



- Gustafsson, G, 1974. Utformning av anläggningar för djupinfiltration. Infiltration av vatten i jord. - Statens råd för byggnadsforskning, seminarie-referat sid 65-72.
- Gustafson, G, 1974. A method of calculating the hydraulic properties of esker aquifers. - Nordisk Hydrologisk Konferens, Aalborg, 1974, sid. 525-543.
- Hantush, M S, 1960. Modification of the theory of leaky aquifers. - Journal of Geophysical Research, Vol 65 No. 11 sid 3713-3726.
- Hantush, M S, 1964. Hydraulics of wells - Advances in hydroscience, Volume 1, 1964, sid 281-432, Academic Press, New York.
- Jacob, C E, 1940. On the flow of water in an elastic artesian aquifer. - Trans. Am. Geophysical Union, Vol 21, Part II, sid 574-586.
- Jacob, C E, 1946. Radial flow in a leaky artesian aquifer. - Trans. Am. Geophysical Union, Vol 27, No. 11, sid 198-208.
- Jacob, C E, Lohman, S W, 1952. Nonsteady flow to a well of a constant drawdown in an extensive aquifer. - Trans. Am. Geophysical Union, Vol 33, No. 4.
- Jansson, B, Winqvist, T, 1976. Planning of subsurface use. - BFR Document S10:1976.
- Kruseman, G P, De Ridder, N A, 1970. Analysis and evaluation of pumping test data. - Reclamation, Bulletin 11. Wageningen.
- Lindskoug, N-E, Nilsson, L-Y, 1974. Grundvatten och byggande. Stegas arbete 1966-1973. - BFR R20:1974.

- Lysén, L, Palmqvist, K, 1977. Tätning av bergtunnlar - Projekteringsmetodik, injektering och förstärkning. - BFR R4:1977.
- Neuman, S P, Witherspoon, P A, 1969, Theory of flow in a confined two-aquifer system. - Water Resources Research, Vol 5, No 4 sid 830-816.
- Neuman, S P, Witherspoon, P A, 1972. Field determination of the hydraulic properties of leaky multiple aquifer systems. - Water Resources Research, Vol 8, No 5 sid 1284-1298.
- Stallman, R W, 1952. Nonequilibrium type curves modified for two-well systems. - USGS Groundwater Note 3.
- Theis, C V, 1935, The relation between the lowering of piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. - Trans. Am. Geophysical Union, Vol 16, sid 519-524.
- Torstensson, B-A, 1975. Mätning av lerans portryck ger uppgift om sättningar. - Byggmästaren 8, sid 15-19, 1975.
- Wedel, P O, 1975. Exempel på dränering av jordlager på grund av tunnelbyggande. - Nordisk symposium om kvantitativ urban hydrologi, Sarpsborg, 1975.
- Wedel, P O, 1978. Grundvattenbildning, samspelet jordlager och berggrund. Exemplifierat från ett försöksområde i Angered. - Geohydrologiska forskningsgruppen, CTH, meddelande nr 22.
- Witherspoon, P A, Javandel, I, Neuman, S P, Freeze, R A, 1967, Interpretation of aquifer gas storage conditions from water pumping tests. - American Gas Association, Inc, New York.