



Det här verket har digitaliserats vid Göteborgs universitetsbibliotek och är fritt att använda. Alla tryckta texter är OCR-tolkade till maskinläsbar text. Det betyder att du kan söka och kopiera texten från dokumentet. Vissa äldre dokument med dåligt tryck kan vara svåra att OCR-tolka korrekt vilket medför att den OCR-tolkade texten kan innehålla fel och därför bör man visuellt jämföra med verkets bilder för att avgöra vad som är riktigt.

This work has been digitized at Gothenburg University Library and is free to use. All printed texts have been OCR-processed and converted to machine readable text. This means that you can search and copy text from the document. Some early printed books are hard to OCR-process correctly and the text may contain errors, so one should always visually compare it with the images to determine what is correct.



Akkumulering av värme i berg

Litteraturstudier, teknik och ekonomi

Sven Åke Larson m fl

INSTITUTET FÖR BYGGDOKUMENTATION	
Accnr	80-2333
Plac	Sev

K
ANW

Byggeforskningsrådet

Sev

R124:1980

ACKUMULERING AV VÄRME I BERG

Litteraturstudier, teknik och ekonomi

Lena Backlund
Bengt Fridh
Urban Fält
Sven Ake Larson
Björn Modin
Tomas Rihm
Jan Sundberg

Denna rapport hänför sig till forskningsanslag 790729-2
från Statens råd för byggnadsforskning till geologiska
institutionen vid Chalmers tekniska högskola, Göteborg.

I Byggforskningsrådets rapportserie redovisar forskaren sitt anslagsprojekt. Publiceringen innebär inte att rådet tagit ställning till åsikter, slutsatser och resultat.

R124:1980

ISBN 91-540-3339-X

Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm

LiberTryck Stockholm 1980 056689

INNEHÅLL

1	FÖRORD	5
2	SAMMANFATTNING	7
3	SPÄNNINGSTILLSTANDET IN SITU	9
4	HYDRAULISK UPPSPRÄCKNING	21
5	PERMEABILITETSÖKNING I BERG MED HJÄLP AV SPRÄNGÄMNE	29
6	TERMISKA EGENSKAPER HOS BERG	31
7	BORRHÄLSMÄTNINGAR	43
8	GRUNDTVATTNETS INVERKAN	51
9	BERÄKNING AV VÄRMEMAGASINETS STORLEK OCH ERFORDERLIG SPRICKYTA	71
10	EKONOMISK BERÄKNING	77
11	FORTSATT PROGRAM	85
	LITTERATURFÖRTECKNING	87

1 FÖRORD

Denna rapport omfattar en förstudie till försök med värmelagring i berg. Härvid fungerar berget såsom ett värmemagasin som kan laddas av en värmebärare, exempelvis vatten, vilket kan cirkulera via sprickor i berget. Dessa sprickor åstadkommes genom hydraulisk uppspräckning. Lagret tömmas på delar av sitt värmeinnehåll under behovsperioden (t ex vinterhalvåret) genom cirkulation av värmebäraren, som då har lägre ingångstemperatur än under uppladdningsskedet.

Vi har funnit det angeläget att förstudien omfattar litteraturstudier samt beräkningar som berör:

Hydraulisk uppspräckning
Spänningsmätningar i berg
Sprängningsteknik
Termiska egenskaper hos berg
Grundvattnets inverkan på ett värmelager
Magasinets storlek
Ekonomiska förutsättningar
Förslag till fortsatt program.

Syftet med föreliggande rapport är att kortfattat redovisa kunskapsnivån och den etablerade tekniken inom olika områden som kan komma att beröra värmelagring i berg enligt ovan skisserade sätt. Av denna anledning knyter ej alltid det som avhandlas i varje enskilt kapitel direkt an till värmelagringsmetoden som sådan.

Byggforskningsrådet har genom anslag 79 07 29 - 2 möjliggjort denna studie, som utförts vid Geologiska Institutionen, Chalmers Tekniska Högskola, Göteborg under hösten 1979.

Göteborg i september 1979



2 SAMMANFATTNING

Såväl teori som praktik visar att man i kristallint berg kan åstadkomma det avsedda värmemagasinet med hjälp av hydraulisk uppspräckning. Genom att mäta bergspänningarna in situ, kan sprickans geometri förutsägas. Detektering av skapade sprickor kan göras bl.a. med hjälp av borrhålmätningar.

Praktiska försök visar att mycket stora sprickytor kan skapas redan på några meters djup i berget. Bergets mekaniska egenskaper inklusive dess värmelagrande förmåga kan fastställas genom mätningar. Värmeutvidgningens inverkan på sprickornas bredd kan genom känd teknik kompenseras.

Beräkningar visar att erforderlig spricktäthet och sprickbredd är av sådana dimensioner att de bör kunna åstadkommas med etablerad teknik, samt att ackumulatorm bör läggas under grundvattenytan för att undvika alltför stora vattenförluster ur systemet. Större ackumulatörer är ekonomiskt mer fördelaktiga än små. Enklare beräkningar visar att föreslagna lagringssystem redan i dagens läge skulle vara konkurrenskraftiga.

3 SPÄNNINGSTILLSTÄNDET IN SITU

Spänningsmätningar i berg

Det naturliga spänningstillståndet som existerar i en bergmassa är en funktion av alla föregående geologiska processer som verkat på bergmassan. Det är naturligtvis omöjligt att med säkerhet bestämma vilka dessa kan vara. Även om den geologiska processen var helt känd, vore det omöjligt att säkerställa spänningstillståndet. Detta beroende på att materialegenskaperna under långtidspåverkan och pålastning samt mekanismerna för deformation orsakade av upplyftning, erosion etc, i sig själva är okända.

Det finns inget berättigande för antagandet att den horisontella spänningen vid ett givet djup är relaterad till överlagringstrycket enligt elasticitetsteorin. Vilka som helst av ett antal geologiska händelser kan orsaka, att den horisontella spänningen skiljer sig markant från detta värde. Exempelvis kan tektoniska rörelser på stora djup omfattande konvektionsceller, bergkedjebildningar, förkastningar, m m, orsaka vissa spänningstillstånd, strukturella förhållanden och gränsegenskaper, som skiljer sig från de som gäller för elasticitetsteorin. Dessutom orsakar krypning, spänningsrelaxation och reduktion av spänning på grund av erosion eller vittring modifieringar av spänningar i sådan omfattning, att de lokalt inte alls överensstämmer med det spänningsfält som ursprungligen inducerades.

Sammanfattningsvis kan därmed konstateras, att in situ-spänningar inte kan beräknas utifrån kunskap om geologin i området eller med nuvarande beräkningar genom mekaniska samband. Det enda praktiska sättet att beräkna det aktuella spänningstillståndet är genom spänningsmätningar i fält.

Bergmassans struktur

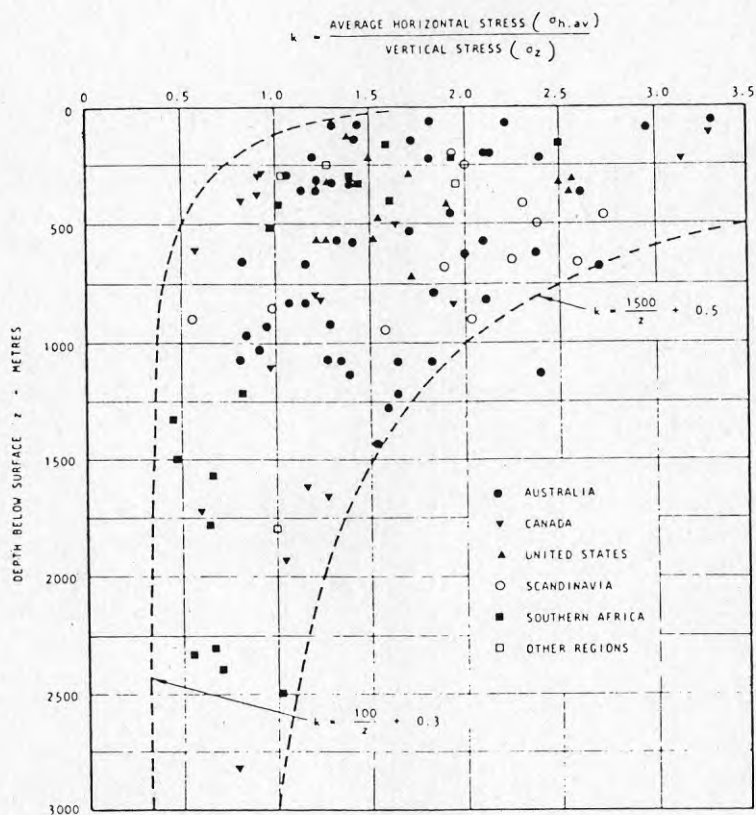
Från kärnborrningar och utsprängning av bergrum, gruvor m m finns erfarenheter av den kristallina berggrundens uppsprickning. Sprickdata såsom sprickavstånd, sprickvidder m m varierar kraftigt. Bergmassorna

kan liknas vid begränsade block av olika form och storlek bildande en rymdmosaikstruktur. Den kraftöverföring som sker mellan de olika blocken beror på fogarnas eller sprickytornas egenskaper t ex ytans råhet, ytans geometri, sprickfyllnader av hållfasthetsnedsättande material etc. Rörelser mellan de olika bergartsblocken förekommer under inverkan av gravitation, tektonik och eventuella kvarstående krypspänningar från t ex glacials eller tektoniska belastningar. Lokala spänningar kan finnas, vilka överlagrar den regionala medelspänningen. Sådana lokala spänningsvariationer kan uppstå på grund av oregelbundenheter i kontaktytorna mellan bergblocken, vilket innebär att endast delar eller enstaka punkter överför belastningarna. De lokala spänningsvariationerna kan antas bli försumbara på stora djup, där den regionala tryckspänningen är stor. På mindre djup (<ca 1 000 m) är det dock de lokala spänningarna som kommer att ha betydelse.

Två huvudprinciper existerar för bestämning av spänningar i berggrunden (Jamison & Cook, 1978). Den ena bygger på uppmätta deformationer, den andra på substitution av en spänningskomponent genom ett hydrauliskt tryck. I det första fallet mätes deformationen med töjningsgivare. Huvudsakligen innebär denna teknik mätning av de förändringar som uppstår vid borttagandet (friborring eller dylikt) av spänningen i bergartsprovet. För att omvandla dessa mätningar till mått på spänningarna måste "strain-stress"-relationerna vara kända. Metoden med töjningsgivare beskrivs av Obert et al.(1962), Leeman (1964), Mayer et al.(1951), Tincelin (1951) samt Swolfs & Brechtel (1977).

Spänningsmätningar med hjälp av hydraulisk uppspräckning beskrivs av bl a Scheidegger (1962) och Jamison & Fairhurst (1967). Bestämningar av spänningar i jordens krusta från hela världen har studerats av Hoek & Brown (1977). Resultatet från dessa studier redovisas delvis i figur 1. Figuren visar att medelvärdet för de horisontella komponenterna är 0.5 till 3 gånger större än värdet för den vertikala komponenten.

Spänningsmätningarna på djup mer än 100-150 m har i huvudsak skett från utsprängda orter eller tunnlar, oftast i gruvor. Inverkan av tunneln på spänningsbilden måste i detta fall elimineras. Om mät-



Figur 1. Förhållandet mellan uppmätta medelvärden på de två horisontella spänningskomponenterna och den vertikala komponenten, som funktion av djupet. (Hoek & Brown, 1977).

punkterna förläggs utanför tunnelperiferin ca 2-3 ggr tunnelns spännvidd, har tillräcklig hänsyn tagits till tunnelns inflytande på spänningsbilden. Lokala spänningskoncentrationer t ex i form av heterogeniteter i bergmassan (körtlar, malmgränser) kan dock påverka spänningarna.

Utförande av spänningsmätning

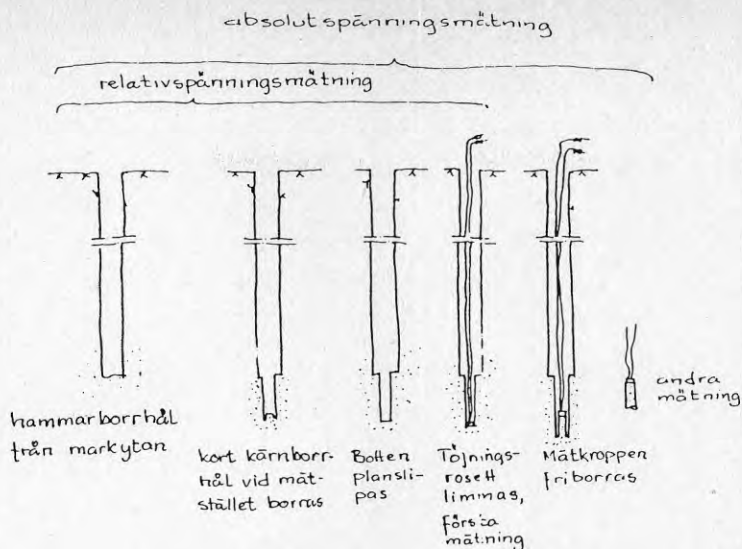
Direkta spänningsmätningar kan ej utföras, men en beräkning kan ske genom att definiera spänningen i termer av kraft/enhetsarea. Alternativt kan spänningsbestämningar ske genom mätning av andra fysikaliska storheter, om relationerna mellan dessa och spänningen är kända. Exempel på sådana storheter är akustisk hastighet, elektrisk resistivitet och töjning (deformation). Den vanligaste metoden är användandet av töjningsgivare på material med elastiska egenskaper.

De spänningsmätningar som utförts i Sverige kan sammanfattas i följande tre metoder:

- 1) Hasts magnetostriktiva mätcell (Hast 1965, 1974)
- 2) Leemans tredimensionella metod - NTH-version (Li 1970, Myrvang 1970, 1976)
- 3) Leemans-Hiltschers hålbotten - friborrningsmetod med kompletterande längdtöjningsmätning (Hiltscher 1974, 1975)

Samtliga metoder utförs med principen att först borra ett hål till aktuell mätplats och därefter föra in ett mätodon i borrhålet. En friborrning med en diamantborrkrona görs av både borrhålets omgivning och mätodon. Detta innebär, att eventuella bergspänningar avlastas och mätodonet registrerar därvid de deformationer, som vid friborrningen inträffar i borrhålets kärnan. Det till deformationen hörande spänningstillståndet kan därefter beräknas under förutsättning att elasticitetsmodulen E och Poissons tal ν är känt för bergartskroppen, se figur 2.

Mätförfarandet enligt principen i figur 2 medför, att en absolut spänningsmätning sker. En relativ spänningsmätning kan utföras genom att icke friborra mätkroppen. Denna typ av mätning kan vara aktuell i fall där man önskar följa den spänningsförändring som sker i bergmassan, orsakad av en yttre pålastning som t ex uppvärmning av bergvolymen.



Figur 2. Mätprincip för friborrningsmetod (Leeman-Hiltscher) Modifierad metod. (Bjurström et al. 1977).

Hasts magnetostriktiva mätcell:

I en viss punkt kan deformationen i en riktning vinkelrätt borrhålsaxeln mätas vid varje friborrning. Registrering av deformationerna i två riktningar i samma borrhål kan ske men på ett visst avstånd från varandra (någon dm). Registrering i riktning parallellt med borrhålet kräver ett nytt borrhål vinkelrätt mot det första. Tre endimensionella mätningar kan således utföras men inom en större bergsvolym.

Leemans tredimensionella metod:

Tre trådtöjningsgivarrosetter mäter deformationsändringarna på den cylindriska väggen av ett borrhål vid friborrning. Givarna placeras inom en volym av 50 cm^3 , varför en bestämning av spänningarna i en punkt kan anses ske. Med en friborrning erhålls en överbestämning av de deformationskomponenterna, vilket möjliggör beräkning av huvudspänningarnas storlek och riktning.

Leeman-Hiltschermetoden:

En tredimensionell spänningsregistrering kan ske men kräver två friborrningar. Dels mäts med trådtöjningsgivare på planslipad borrhålsbotten, dels mäts på motsvarande sätt i axiell led på borrhålsväggen. Erforderlig bergvolym för spänningsmätningarna blir då ca 10 ggr större än för Leemans metod. Beräkningen av spänningarna blir på grund av detta förhållande något osäker och hänför sig till mätning av deformationerna i två punkter ca 10 cm från varandra.

Av beskrivningarna av de tre olika metoderna för spänningsmätning framgår, att Leeman-metoden och Leeman-Hiltscher-metoden mäter deformationsändringarna vid friborrning inom så små bergsvolymer, att de kan hänföras till mätning i en punkt. Därför bör de endast i undantagsfall påtagligt kunna störas av aktuella lokala spänningsgradienter. Hast's metod kräver för en tredimensionell spänningsbestämning en kombination av tre endimensionella deformationsmätningar. Detta innebär, att mätningarna sker på större avstånd från varandra, vilket ger en större osäkerhet med tendens till för stora spänningsvärden.

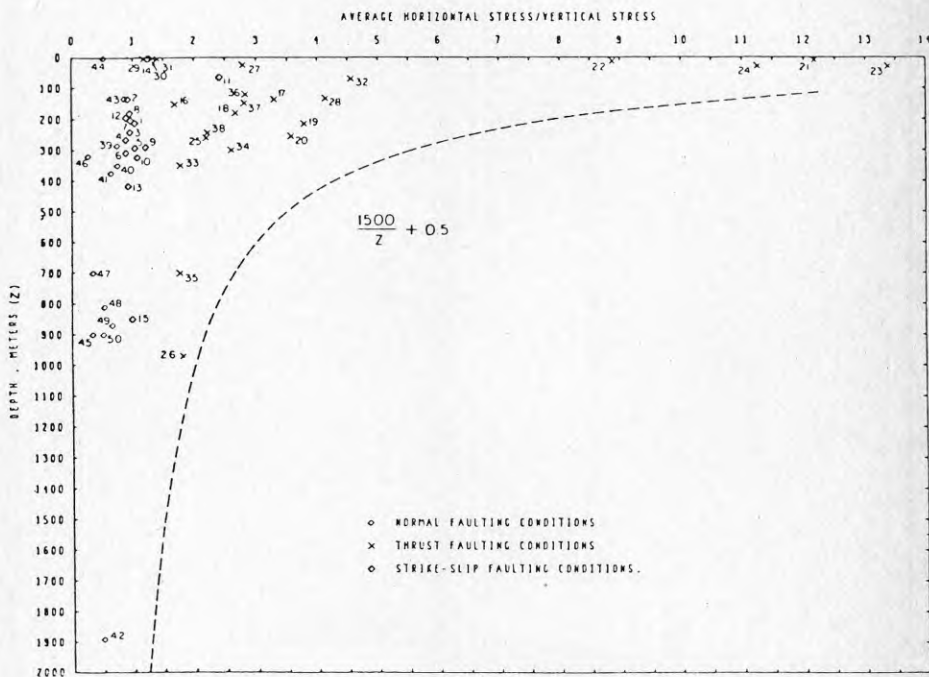
Utförda mätningar

Erfarenheter från spänningsmätningar in-situ i Skandinavien finns sedan 1951. De första mätningarna är gjorda i gruvor och har redovisats av Hast (1958). Under 1970-talet har flera spänningsmätningar utförts i gruvor och anläggningar. I dessa fall har i huvudsak Leemans tredimensionella metod använts (Li, 1970, Myrvang, 1970, 1976). Ur varje borrhål erhålls idag mellan 8-10 individuella mätningar, vilka samtliga ger tolkningsbara mätresultat. På grund av lokala spänningsgradienter kan de tre huvuddeformationerna variera starkt men medelvärdena visar oftast god samstämmighet.

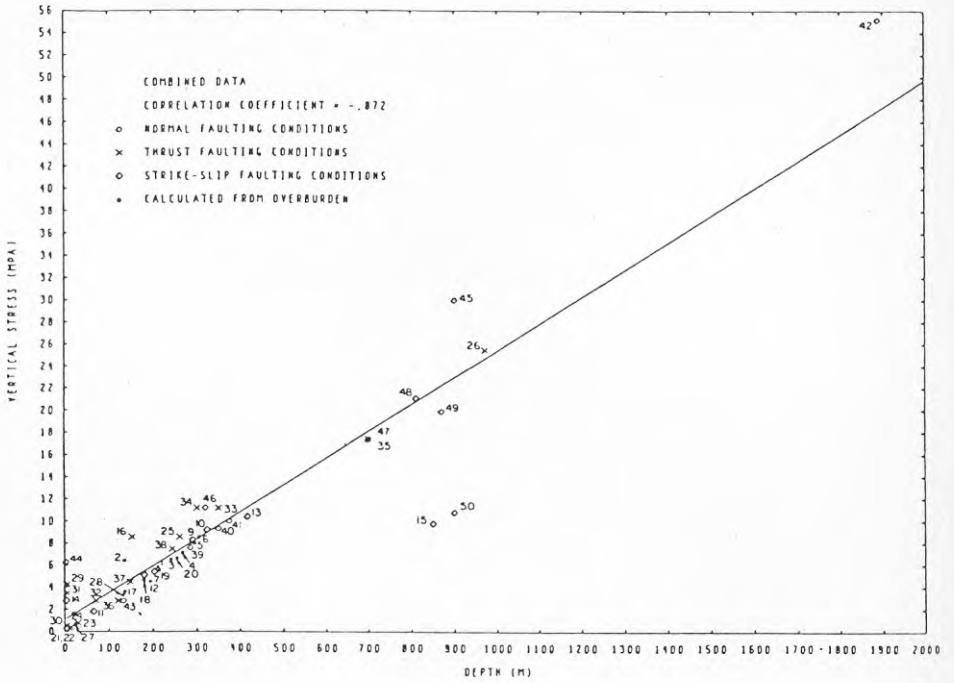
Hoek & Brown (1977) har visat att relativt höga värden hos den horisontella spänningen är ett ytnära fenomen, samt att den maximala skillnaden mellan medelvärdet för de horisontella spänningarna och den vertikala spänningen i krustala delar av berggrunden är 37.5 MPa, men att den minskar något med tilltagande djup. Annan data än den given av Hoek & Brown i figur 1 har diskuterats av Jamison & Cook

(1978) och har plottats på samma sätt som figur 1. Resultaten från denna plottning (figur 3) överensstämmer i stort med resultaten i figur 1.

Jamison & Cook (1978) visar också den vertikala komponentens variation med djupet för ett stort antal mätningar (figur 4). Lutningen på denna linje överensstämmer med spänningsgradienten orsakad av vikten hos övertäckningen. Vidare bör intercepten vid ytan vara = 0 (om ej topografiska eller geologiska anomalier föreligger).



Figur 3. Förhållandet mellan det uppmätta medelvärdet på de två horisontella spänningskomponenterna och den vertikala komponenten som funktion av djupet under olika förhållanden. (Jamison & Cook, 1978).



Figur 4. Värderna på vertikala spänningskomponenten som funktion av djupet under olika förhållanden. (Jamison & Cook, 1978).

Haimson et al (1974) påpekar, att den konventionella spänningsmätningstekniken som fordrar friborrning är begränsad till mätningar ett fåtal meter in i berget, samt fordrar materialparametrar för "stress-strain"-relationerna. Alla dessa begränsningar kan undvikas med hydrouppspräckning (Haimson, 1968, 1974). Tekniken består av att man tätar en sektion av borrhålet gentemot omgivningen samt höjer trycket i denna sektion genom injektion av borrhålsvätska. Trycket ökas tills dess berget spricker. Därvid sjunker trycket momentant. Genom att därefter öka pumphastigheten nås en konstant trycknivå för vilken sprickan fortplantar sig lateralt. Om trycket registreras kontinuerligt och provtryckning av bergarten utföres, samt om riktningen hos sprickan bestäms, kan hydraulisk uppspräckning användas för bestämning av bergets spänningstillstånd. Det erforderliga trycket i sprickzonen för att öppna densamma är av storleksordningen 25-50 bar.

Haimson et al (1974) har i en tuff från Nevada gjort försök med spänningsmätningar med hjälp av hydraulisk uppspräckning. Jämförelsen mellan resultat från töjningsgivare i borrhål samt hydraulisk uppspräckning visar en stor överensstämmelse.

Storleken på två huvudspänningar kan beräknas från trycket vid den hydrauliska uppspräckningen om man antar att den tredje huvudspänningen ligger parallellt med borrhålet. Om detta är vertikalt blir denna huvudspänning (σ_v) = vikten av övertäckningen, dvs $\sigma_v = \gamma \cdot d$, där γ = gradienten uttryckt i bar/cm och d = djupet räknat från markytan. De horisontella huvudspänningarna σ_{Hmin} och σ_{Hmax} kan beräknas ur följande samband (Haimson, 1968):

$$P_c = 3 \cdot \sigma_{Hmin} - \sigma_{Hmax} + T$$

$$P_{ici} = \sigma_{Hmin}$$

där

$$P_c = \text{brottspänningen}$$

$$P_{ici} = \text{momentana "shut in" trycket}$$

$$T = \text{draghållfastheten}$$

Om trycket ökar kontinuerligt till en viss nivå under pumpningen och om inget "break down" tryck erhålles, indikerar detta vanligen att man

öppnat en tidigare diskontinuitet i berget. Den beräknade maximala samt minimala horisontella spänningen visar en minskning med ökande elevation (figur 5) (Haimson et al, 1974). Detta kan förklaras av att spänningens storlek är proportionella mot vikten hos övertäckningen och delvis beroende av lokal tektonisk belastning.

Hanson et al (1978) visar att vid hydraulisk uppspräckning av berg där $\sigma_{Hmin}/\sigma_V > 1$ (där σ_{Hmin} är den minsta horisontella huvudspänningen samt σ_V = vertikala huvudspänningen) initieras sprickan ursprungligen i vertikalled, varefter den ändrar riktning för att en bit från borrhålet blir horisontell. Försöken utfördes som skalförsök i Montello-granit.

Slutsatser

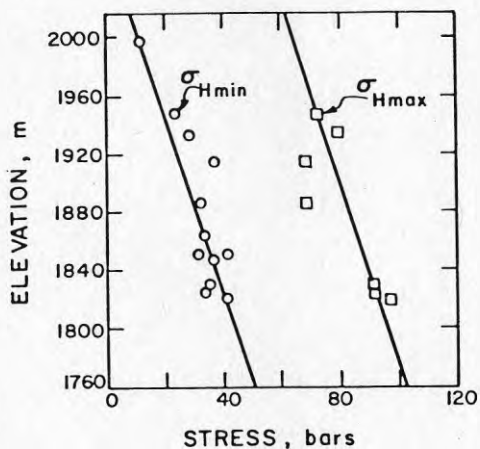
Den kunskap som idag finns om bergmassans strukturmekanik innebär bl a att det i regel förekommer relativt stora spänningsvariationer inom lokala bergblock orsakade av ojämna yttre krafter och ibland av residualspänningar. Spänningsmätningar måste baseras på tredimensionella registreringar av deformationerna inom en begränsad volym, helst i en punkt.

De mätmetoder som i första hand uppfyller de krav som angetts ovan är Leeman-metoden och Leeman-Hiltschermetoden. Registrering av spänningstillståndet, dvs deformationerna, bör ske i flera punkter och i en begränsad volym, varvid erhållna medelvärden ger en acceptabel utjämning av blockbundna spänningar.

Spänningsmätningar enligt Hast, och liknande med endimensionella mätningar i olika punkter, innebär stor risk för övervärdering av spänningarnas storlek.

Allmänt kan konstateras, att de mätningar som utförts i berggrunden, visar på förekomsten av större horisontaltryckspänningar och horisontella skjuvspänningar än som kan förväntas på rent elasticitetsteoretiska grunder. Huvuddelen av de erhållna mätvärdena kan tolkas som framkallade av krypfenomen i bergmassan under inverkan av sena istider (tektoniskt aktiva residualspänningar).

För geologiska-ingenjörsgelogiska arbeten har antagits att en linjär ökning av spänningen i bergmassor sker med djupet. Kunskapen om spänningar i berg visar dock att spänningsfördelningen i jordens krusta har en mer komplex karaktär.



Figur 5. Maximala och minimala horisontella spänningens variation med elevationen. (Haimson et al, 1974).

Bakgrund

Huvuddelen av sammanställningen redovisad i detta kapitel är tagen från " Hydraulic Fracturing " (1970) av G C Howard och C R Fast.

Dickey och Andersen (1945) fann, att när trycket vid botten av en injekteringsbrunn översteg ett visst värde accepterade brunnen mycket mer vatten än den normalt gjorde. Detta kritiska tryck varierade även med djupet och var därför någon funktion av vikten av överlagrande bergmassor. De antog att dessa genombrott eller brott i injekteringsstrycket var resultat av bristning eller uppsprickning av formationen. Försöken utfördes i en sandsten.

Yuster och Calhoun (1945) observerade, att en lyftning av överlagrande material inte betydde att hela den överlagrande bergmassan lyftes utgående från en given punkt, där injektering skedde. Vid injektering av en vätska med ett tryck som översteg de krafter som strävade att hålla samman bergarten, definierades lyftningen som en delning av bergarten eller matrix vid varje lagringsplan. Den hoppresande kraften är inte enbart beroende på vikten av överlagrande massor utan beror även på de fysikaliska egenskaperna hos överlagrande strata och kontrolleras av faktorer såsom plasticitet, kompressibilitet, elasticitet, m m. Den punkt eller yta som har den lägsta dragspänningen spräcks först, medan andra sprickor kan erhållas om trycket är tillräckligt stort.

Om en spricka som bildats genom yttre tryck har impermeabla gränser, fortsätter sprickutbildningen i formationen tills den når ett hinder.

Yuster och Calhoun (1945) fastslog även, att en spricka som bildas genom höga tryckpåkänningar, och som omges av en eller två permeabla gränser, fortsätter att utbreda sig i formationen, tills friktionen för vätskan som transporteras i den orsakar tillräckligt stort tryckfall som balanserar ut trycket i vätskan, de kombinerade motkrafterna, dragspänningen för formationen och det vertikala trycket av överlagrande massor. Ytterligare en observation gjordes av Yuster och Calhoun (1945). De kunde konstatera, att uppspräckningen eller delningen av formationen vid vattenflödesoperationer (=injektering) in-

dikerades av en plötslig ökning i mängden injektering utan motsvarande tryckökning. Om man plottar vattenmängden mot trycket, kan man visa en bestämd tryckminskning, där uppspräckningen sker (hydraulic fracture test).

Teorier för hydraulisk uppspräckning

Hydraulisk uppspräckning kan definieras som en process, där en spricka eller ett spricksystem skapas i ett medium genom injektering av en vätska under tryck i ett borrhål, på så sätt att de ursprungliga, naturliga spänningarna överskrids, varvid brott hos materialet sker. Med andra ord skall en spricka eller ett spricksystem skapas och bevaras i reservoirbergarten. För att spräcka upp bergarten, måste energi genereras genom vätskeinjektering ned genom borrhålet och in i formationen.

Vid uppspräckningsprocessen måste hänsyn tas till de energiförluster som existerar och som dämpar effektiviteten. Om man kunde generera uppspräckningskraften direkt till formationen, som är möjligt vid laboratorieförsök, behövde hänsyn endast tas till den mekanism som styr uppspräckningen av bergarten. För att göra en uppspräckning i fält måste den energi som alstras vid borrhålsytan transporteras, dvs pumpas, till den aktuella zonen. Denna energitransport orsakar energiförluster av olika slag:

- 1) friktionsförluster
- 2) viskositetstryckfall orsakat av flöde genom sprickan
- 3) tryckfall på grund av flöde från sprickan in i formationen.

Ett flertal olika teorier finns angående hydraulisk uppspräckning. Skillnaderna i teorierna kan framför allt sökas under följande rubriker:

- 1) brottbegreppet
- 2) elasticitet kontra plasticitet
- 3) spänningstillståndet i allmänhet
- 4) effekten av vätskepenetrationen in i formationen.

Andra faktorer som påverkar uppspräckningen är de förhållanden som gäller för jordskorpan vid uppspräckningen samt orienteringen av den skapade sprickan i den aktuella zonen.

Beräkning av sprickyta

Sprickutbredningen kan beräknas för horisontella och vertikala sprickor som erhållits genom hydraulisk uppspräckning. Följande antaganden gäller: (Howard & Fast, 1970)

- 1 Konstant sprickvidd.
- 2 Linjärt flöde från sprickan in i formationen samt flödesriktning vinkelrät sprickytan.
- 3 Flödeshastigheten i en punkt på ytan är beroende av hur lång tid den utsatts för flödet.
- 4 Hastighetsfunktionen $\sigma(t)$ är lika för varje punkt i formationen.
- 5 Konstant tryck i sprickan.

Med följande beteckningar kan en beräkning av sprickans ytutbredning göras:

- i_L = volym-vätskeförlust till formationen
- i = injekteringsflödesmängd
- A_{ff} = area för en sprickyta
- σ = hastighet på flöde vinkelrätt sprickytan
- λ = tid för vätskan att nå en given punkt
- t = total pumptid, flödestid
- W = sprickvidd under injektering
- Q_f = sprickvolym

Mängd injekterad vätska är lika med den mängd som läcker ut i formationen och den volymökning sprickan medger:

$$i = i_L + Q_f \quad \text{där} \quad (1)$$

$$i_L(t) = 2 \int_0^{A_{ff}(t)} \sigma dA_{ff} = 2 \int_0^t \sigma(t - \lambda) \frac{dA_{ff}}{d\lambda} d\lambda \quad (2)$$

och

$$Q_f = W \frac{dA_{ff}}{dt} \quad (3)$$

Ekvation (1) kan lösas för $A(t)$ genom Laplace - transformationen med kända $\sigma(t)$ och $Q(t)$.

Uppspräckningsvätskan

Flera olika typer av vätskor finns för hydraulisk uppspräckning. Val av vätska måste ske utgående från de kunskaper som finns med avseende på bergarten och vätskan för att eliminera oönskade effekter.

Viktiga egenskaper hos vätskan är följande:

- 1) låga läckagemängder - möjliggör öppning av sprickan
- 2) möjlighet att transportera distanselement
- 3) låga pumpfriktionsförluster
- 4) lätt att transportera bort från formationen
- 5) förenlig med den naturliga formationsvätskan
- 6) ej orsaka permeabilitetsnedsättning.

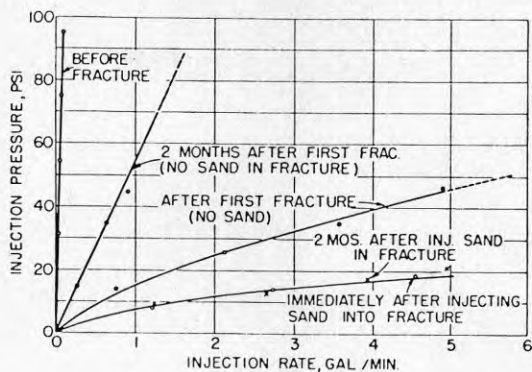
I en högpermeabel bergart kan en viskös vätska eller en vätska med vätskeförlust-tillsatser krävas. De reservoirparametrar vilka hänsyn bör tas till är temperatur och tryck. Detta påverkar bl a vätskans densitet och injekteringshastighet.

Distansmedel - tillsatsmedel för att hålla ett sprickplan öppet

Experimentella undersökningar har visat att ett hydrauliskt öppnat sprickplan tenderar att med tiden återslutas, med minskad transportkapacitet som följd. För att förhindra detta, efter att uppspräckningsstrycket borttagits, kan distansmedel tillsättas. Sprickmedel - distansmedel - innebär att små sfäriska partiklar pumpas in i sprickan - horisontell eller vertikal - för att förhindra att den skapade sprickan sluts.

Figur 6 visar ett försök med vatteninjektering i en brunn med och utan distansmedel, där injekteringsmängden är plottad mot injekteringsstrycket.

Brunnen (figur 6) hade en mycket låg injekteringsmottaglighet som ökade markant efter första uppspräckningen. Efter behandlingen slöts dock sprickan åter, då inget distansmedel användes. Detta resulterade i en reduktion av effektiv brunnspermeabilitet. Efter injektering av sand i sprickan ökade kapaciteten för injektering plus att den ökade injekteringskapaciteten blev permanent.



Figur 6. Distansmedlets effekt på sprickpermeabiliteten. Brunnen borrar i sandsten.

Sprickans vätsketransporterande förmåga kontrolleras av sprickvidden, tillsatsmedlets fördelning och koncentration. Sprickvidden efter tillsats av distansmedel beror av storleken på tillsatsmedlet, egenskaperna hos formationen, hållfastheten på tillsatsmedlet och på vilket djup sprickan är belägen.

Distansmedlets egenskaper:

- 1) Tillräcklig tryckhållfasthet och smidbarhet under formationslast, för att säkerställa maximal sprickvidd.
- 2) Maximal storlek och väl sorterat för att underlätta injekteringen in i sprickan.
- 3) Likformiga sfäriska partiklar.
- 4) Specifik vikt (ρ) omkring 0,8 - 3,0 g/cm³
- 5) Tillgängligt i stora kvantiteter till rimlig kostnad.

Vanliga medel är		ρ (g/cm ³)
sand		2,7
aluminium		2,7
glaskulor		2,7
plastmaterial		1,1

Darin och Huitt presenterade 1960 en metod att beräkna sprickpermeabiliteten för sprickor som innehöll olika mängder distansmedel. De fann att sprickpermeabiliteten varierade mellan extremvärden för en öppen spricka utan tillsatsmedel och en "packad" spricka, dvs sprickvidden mellan två sprickytor är totalt fylld med tillsatsmaterial.

Permeabiliteten för en öppen spricka (laminärt flöde) kan skrivas:

$$k = \frac{10^8 W_f^2}{12} ; (kW_f) = 4,47 \cdot 10^9 W_f^3 \quad \text{där } W_f = \text{sprickvidd.}$$

Då en spricka fylls med flerlagertillsatsmedel kan permeabiliteten beskrivas enligt:

$$k = \frac{\varphi^3}{C_k S^2 (1 - \varphi^2)} \quad \text{där } C_k = C_0 \left(\frac{L_e}{L_B}\right)^2$$

där φ = porositet
 S = arean för partikelytan per enhetsvolym
 C_k = konstant
 C_0 = faktor för flöde i en specifik tvärsnitt, $C_0 = 2,5$
 för lager med sfärer
 L_e = vätskans gångväg
 L_B = längd på lager eller poröst medium

Användning av hydraulisk uppspräckning

Hydraulisk uppspräckning är som tidigare omnämnts en sedan länge känd teknik, och har ett flertal användningsområden, varav några kommer att beskrivas i det följande.

Brunnar

I sedimentära bergarter orsakar borrhningsarbetet skador i det avseendet att borrhkax och finfördelat material i borrhållsvätskan medtransporteras in i formationen. Detta innebär en igensättning med sänkt permeabilitet som följd. I hårda bergarter, kristallin berggrund, kan sprickor sättas igen av det bildade borrhkaxet.

Uppspräckning i sedimentära bergarter har skett genom att skapa korta sprickor längs borrhålet i produktionszonerna. I kristallin berggrund kan en parallell göras med inpumpning av vatten under tryck för att rensa och eventuellt utvidga befintliga spricksystem. Detta är bl a vanligt vid brunnborrningsarbeten, där dålig kapacitet erhålles.

Oljeutvinning

Befintlig teknik och erfarenhet är till största delen framdriven av oljeindustrin, eftersom det vid utvinning av olja ur sedimentära formationer ofta är önskvärt att stimulera borrhålen genom att skapa artificiella sprickor med stor djuppenetration.

Inom oljeindustrin har även metoder tillämpats för att hindra att sprickorna slutas när det hydrauliska övertrycket tas bort. Härvid användes distanselement som i form av kulor eller korn pumpas ned tillsammans med den vätska som utnyttjas vid uppspräckningen. Distans-elementen transporteras härvid in i sprickan och håller denna öppen.

Geotermiska system

Under senare år har även intresset inriktat sig på uppspräckning av kristallint berg. Anledningen till detta är möjligheten att kunna tillgodogöra sig geotermisk energi ur torrt, varmt berg. Därvid skulle den artificiella sprickan tjänstgöra som värmeväxlare mellan värmebäraren (vatten) och värmelagret (berg).

Hydraulisk uppspräckning på stora djup har utförts i Los Alamos, New Mexico. Här har syftet varit att erhålla en så uthålligt spricka som möjligt för att denna skulle kunna användas såsom transportkanal för vatten. Detta vatten uppvärms av det varma berget vid passage genom sprickan. Härvid skapas ett konstgjort geotermiskt system. På de stora djupen det här rör sig om (ca 3 km) är någon av horisontalspänningarna mindre än vertikalspänningen varför en vertikal eller nära vertikal spricka erhålles. Problemet i Los Alamos har varit att kunna spåra den åstadkomna sprickans utsträckning på detta stora djup. Härvid har framför allt seismiska metoder provats. En effekt som mycket tydligt

kan ses i Los Alamos-försöken är den termiska uppspräckning som åstadkommes då det kalla vattnet förs ner i den varma omgivningen. Här har dock temperaturdifferensen varit av storleksordningen 140°C . Vid provdrift har således impedansen minskat med tiden (Tester & Albright, 1979).

Stenindustri

Pollard & Holzhausen (1979) visar, att när förhållandet mellan djupet till en "hydraulisk" spricka och radien på samma spricka (d/a) är mindre än tre kommer sprickan att propagera vid ett lägre pålagt tryck än då sprickan ligger på ett större djup. Då d/a är mindre eller lika med tre gäller även att sprickan söker sig upp mot överytan då dess riktning är icke-vertikal. Pollard & Holzhausen (1979) beskriver även försök i granitbrott i Mt. Airy, North Carolina samt i Lithonia, Georgia. Där användes hydraulisk uppspräckning vid stenbrytning varvid sprickor åstadkommes vars längd är flera gånger större än avstånden från överytan. Dessa sprickor visar sig skära överytan under liten vinkel ca 50-60 meter bort från borrhålet efter att ha initierats på 2,5-3,0 meters djup. De åstadkomna sprickytorna har en yta som är av storleksordningen 10.000 m^2 .

Sammanfattning

Hydraulisk uppspräckning är en "etablerad teknik. Måttliga tryck åtgår vid uppspräckning av bergets ytliga delar. Sprickans riktning kan förutsägas genom att fastlägga spänningsbilden i berget. Problemet med igensättning av en spricka efter uppspräckning kan lösas och förhindras t ex med hjälp av distanselement. Sprickor med ytor på ca 10^4 m^2 kan åstadkommas redan på ringa djup (2-3 m).

Följande text är framför allt en sammanställning av resultat från McKee et al, 1977.

En explosion i ett borrhål kan indelas i ett dynamiskt- och ett kvasi-statiskt skede.

Det dynamiska skedet, en tryckvåg, genererar en mängd sprickor på olika avstånd från borrhålet. Detta medför en ökning av bergartens porositet. För sprickor av samma dignitet är porositeten \emptyset ;

$$\emptyset = n \cdot a \cdot w$$

där n = spricktätheten
 a = sprickans bredd
 w = sprickans vidd

Då dessa sprickor ej nödvändigtvis är sammanbundna, behöver inte denna porositetsökning medföra en permeabilitetsökning. De nya sprickorna utbildas utgående från redan befintliga sprickor i bergarten, dvs sprickor med lägre motståndskraft än det pålagda tryckfältet kommer att utvidgas. Då de längsta sprickorna har störst motståndskraft, medför detta att de största genererade sprickorna har riktningar som i huvudsak ej sammanfaller med de största ursprungliga sprickorna (som kan ha åstadkomits genom hydraulisk uppspräckning).

Det kvasistatiska skedet innebär att borrhålet expanderar under inverkan av gas under högt tryck. Detta skede är av största betydelse då det gäller sammankoppling av de sprickor som genererats vid det dynamiska skedet. Vidare sammanpressas material då borrhålet utvidgas. Detta medför en tätare zon runt borrhålet där permeabiliteten är låg. Figur 7. visar schematiskt ett borrhål efter explosion.

Rent matematiskt kan det visas att

$$k_t = k_e + k_o \quad \text{eller} \quad k_t = k_c \cdot \frac{(\emptyset/\emptyset_c)}{(n/n_c)} + k_o$$

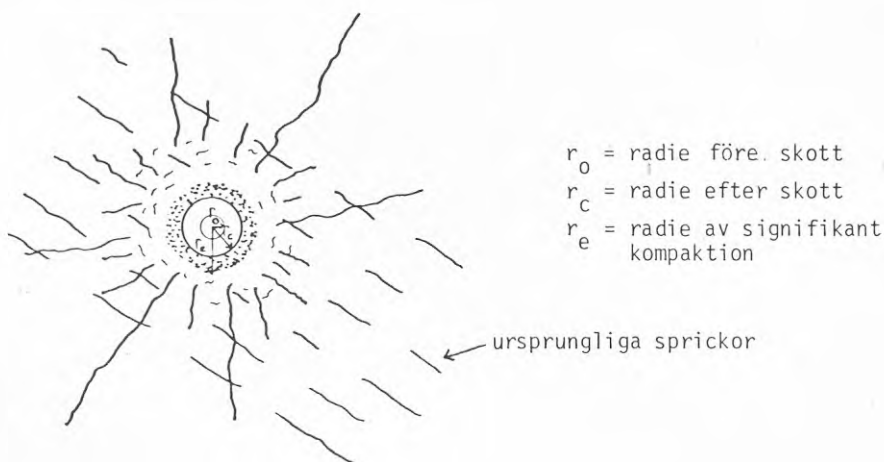
där k_t = permeabiliteten efter skott
 n = spricktätheten
 \emptyset = porositeten

- k_c = permeabiliteten i den kompakterade zonen
 n_c = spricktätheten i den kompakterade zonen
 \emptyset_c = porositeten i den kompakterade zonen
 k_e = permeabiliteten orsakad av explosionen
 k_o = permeabiliteten i bergarten före skott

Utgående från detta kan det vidare visas att om spricktätheten i bergarten är stor innan explosionen så är k_e prop mot $1/r^6$ (där r är borrhålets radie vid cylindrisk geometri), dvs effekten avtar mycket kraftigt med ökat avstånd från borrhålet.

Om materialet i stället är kompetent är k_e prop mot $1/r^4$, avklingningen är alltså mindre accentuerad.

Dessa matematiskt beräknade formler för permeabilitetens avtagande har vid ett flertal tillfällen visat sig väl stämma överens med verkligheten. Det har också visat sig att god permeabilitet kan erhållas vid multipla skott förutsatt att spricktäthet och skottavstånd har kontrollerats noggrant. Osäkerheten i bestämningarna måste dock anses vara relativt stor eftersom variationer i exempelvis bergarternas elasticitet, porositet och spricktäthet kan försvåra beräkningarna betydligt. Av betydelse är naturligtvis också att sprickor av samma dignitet bör erhållas, vilket kan visa sig vara mycket svårt. Samhörigt med detta är frågan om vilken mängd energi som ger det bästa resultatet i varje enskilt fall.



Figur 7. Borrhål efter explosion.

6 TERMISKA EGENSKAPER HOS BERG

Vid konstruktion och optimering av system för lagring av värme i berg är det av stor vikt att känna till bergets termiska egenskaper. Dessa är dels de termiska spänningar som berget utsätts för vid uppvärmning, men kanske i första hand bergets förmåga att leda och lagra värme.

Termisk konduktivitet, diffusivitet och kapacitivitet

Värme kan transporteras genom konduktivitet (ledning), konvektion och strålning. I kristallint berg är konduktiviteten ($W/m^{\circ}C$) det helt dominerande transportsättet.

Andra termiska storheter är termisk diffusivitet (m^2/s) och termisk kapacitivitet ($J/kg,^{\circ}C$ eller $J/m^3,^{\circ}C$). Diffusivitet är ett mått på hur snabbt temperaturen utjämnas i en kropp medan kapacitiviteten visar hur mycket energi en kropp förmår lagra.

Sambandet mellan ovannämnda termiska storheter kan skrivas

$$\kappa = \lambda / \rho c$$

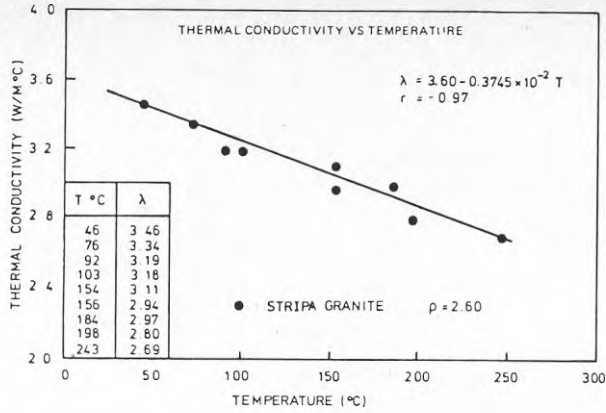
där κ = termisk diffusivitet m^2/s
 λ = termisk konduktivitet $W/m^{\circ}C$
 c = termisk kapacitivitet $J/kg^{\circ}C$
 ρ = densitet kg/m^3

En rad faktorer som temperatur, struktur m m påverkar dock de termiska storheterna, vilket kommer att diskuteras nedan.

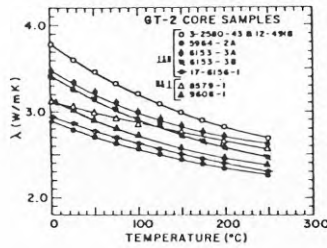
Temperaturberoende

De termiska storheterna för berg är, som för de flesta andra material, temperaturberoende. Hur de varierar med temperaturen beror på mineral-sammansättning, bildningssätt, porositet, densitet m m.

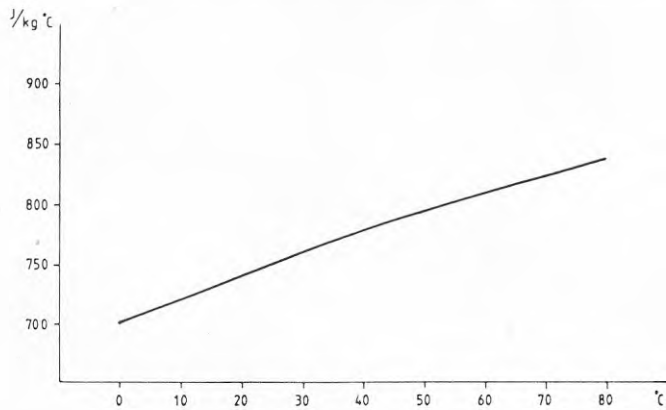
I figur 8-10 ses hur konduktivitet och kapacitivitet för olika mineral och bergarter varierar med temperaturen.



Figur 8. Konduktivitetsens temperaturberoende för Stripa graniten. (Carlsson, 1978, Pratt et al, 1977).



Figur 9. Konduktivitetsens temperaturberoende för en granodioritisk gnejs. (Sibbit et al, 1979).



Figur 10. Värmekapacitetens temperaturberoende för kvarts. (Birch et al, 1942).

Som framgår av figurerna minskar konduktiviteten med ökad temperatur medan kapacitiviteten ökar.

Strukturberoende

Den termiska konduktiviteten hos en anisotrop kristall är olika i olika riktningar. Eftersom kristallerna oftast ligger totalt oordnade i en bergart behöver ingen hänsyn tas till detta vid en mätning. När det gäller starkt folierade bergarter torde dock situationen vara en annan.

Enligt Kappelmeyer och Haenel (1974) är ledningsförmågan ej densamma vinkelrätt resp parallellt folieringen. Den termiska konduktiviteten i en vinkel ϕ till en axel som är vinkelrät folieringen är:

$$\lambda_{\text{tot}} = \lambda_{\perp} \cdot \cos^2 \phi + \lambda_{\text{II}} \cdot \sin^2 \phi$$

där λ_{\perp} = ledningsförmågan vinkelrätt folieringen
 λ_{II} = ledningsförmågan parallellt folieringen

Enligt Sibbit et al (1979) är dock situationen en annan. De praktiska försök som de utfört på folierade gnejser och graniter tyder på att skillnaden i konduktivitet vinkelrätt resp parallellt folieringen är liten eller obefintlig.

Beroende av mineralsammansättningen

Olika mineral har helt olika termiska egenskaper. Beroende av halten av dessa mineral i en bergart har bergarten olika termiska egenskaper. I tabell 1 redovisas storleken på konduktiviteten för några mineral som är vanliga i granit.

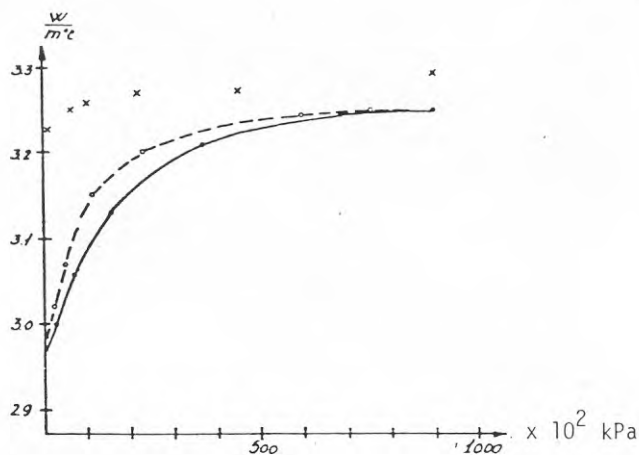
Tabell 1. Konduktivitet för några mineral (Horai et al, 1972).

Mineral	Konduktivitet (W/m °C)
Kvarts	7,69
Kalifältspat	2,49
Plagioklas	1,63
Biotit	2,02
Muskovit	2,33

Porositets-, tryck- och fuktberoende

En stor del av porutrymmet hos en bergart (kristallin) består av mikrosprickor, vilka stängs under tryck. Varje öppen spricka, oavsett om den är fylld med luft eller vatten, fungerar som en barriär för värme-flödet, då både luft (0,024 W/m °C) och vatten (0,60 W/m °C) är sämre ledare än bergmatrixen (3,5 W/m °C) självt.

Konduktivitetmätningarna gjorda in-situ borde därför ge högre mätresultat än mätningar gjorda i laboratorium, eftersom vid in-situ mätningar är mikrosprickorna antingen stängda av tryck eller fyllda med vatten, dvs en bättre ledare än luft.



Figur 11. Uppmätt värmeledningsförmåga för ett granitprov under axiellt tryck. Data för vattenmättat prov visas med kryss, medan tryckavhängigheten för ett torrt prov visas med prickar och cirklar beroende på stigande resp fallande tryck. (Walsh, 1966).

Bestämning av termiska parametrar

Allmänt

Vid praktiska försök för bestämning av termiska parametrar i berg kan man skilja mellan laboriemetoder och in-situ metoder samt mellan instationära och stationära metoder.

Vid stationärt tillstånd sker ingen temperaturförändring med tiden varför endast konduktiviteten kan bestämmas, medan det med en instationär metod sker en förändring av temperaturen över tiden, varför möjlighet att även uppmäta diffusiviteten finns. Det sistnämnda är en stor fördel då man med kännedom om både konduktivitet och diffusivitet kan räkna ut kapacitiviteten för materialet i fråga.

I nedan redovisade tabell 2 har en uppräknig över vissa förekommande metoder gjorts tillsammans med deras speciella kännetecken.

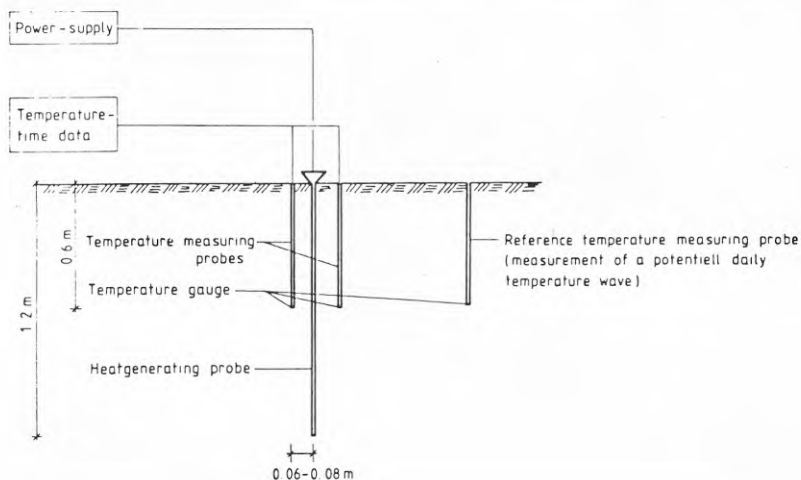
Tabell 2. Olika metoder för bestämning av termiska parametrar.

Metod	Termiska parametrar som bestäms	Anm
"divided bar"-metod	konduktivitet	stationär lab.metod
"transient hot strip method" (foliemetod)	konduktivitet, diffusivitet	instationär lab.metod
flersondsmetod	konduktivitet, diffusivitet	instationär fältmetod
modalanalys	konduktivitet (kapacitivitet)	grundar sig på mineralens proportioner och egenskaper.

Flersondsmetod

Fördelen med in-situ mätningar framför laboriebestämningar är bl a att materialet har kvar sin naturliga fuktighet och att spänningstillståndet är opåverkat. En bergart är dessutom ofta inhomogen varför en mätning på stora volymer är fördelaktigt. Detta åstadkommes med nedanstående metod (Landström et al 1978, Sundberg 1979).

Mätförfarandet består i att en värmegenererande stav och en temperaturgivare nedborras parallellt i berget på ett ungefärligt avstånd av 0,15 m från varandra. Därefter påkopplas strömmen och temperaturens ökning med tiden i det omgivande berget registreras med hjälp av temperaturgivaren. (Figur 12).



Figur 12. Flersondsmetoden.

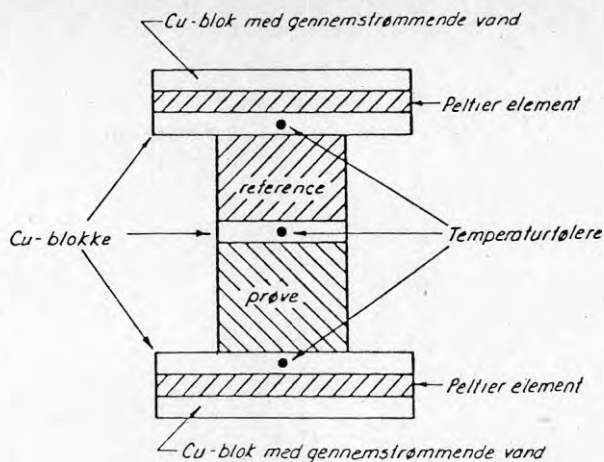
"Divided Bar"-metoden

En stationär metod som är mycket använd för bestämning av den termiska konduktiviteten hos bergarter är "divided bar"-metoden. Namnet härrör från att metoden huvudsakligen utvecklades för att användas på borrhällar tagna från kärnborrhål.

Ett stationärt, en-dimensionellt värme flöde antages genom det aktuella provet. Är då storleken på värme flödet (q) känt, samt provets längd (l) och temperaturändringen (DT) över provet uppmätt, erhålles enligt Fouriers lag följande uttryck för värmeledningsförmågan:

$$\lambda = \frac{q \cdot l}{DT}$$

I figur 13 visas delar av den experimentuppställning av "divided bar" som används vid Institutet för Tillämpad Geofysik vid Århus universitet.



Figur 13. Del av "divided bar"-uppställningen.
(Från Kristiansen, 1978).

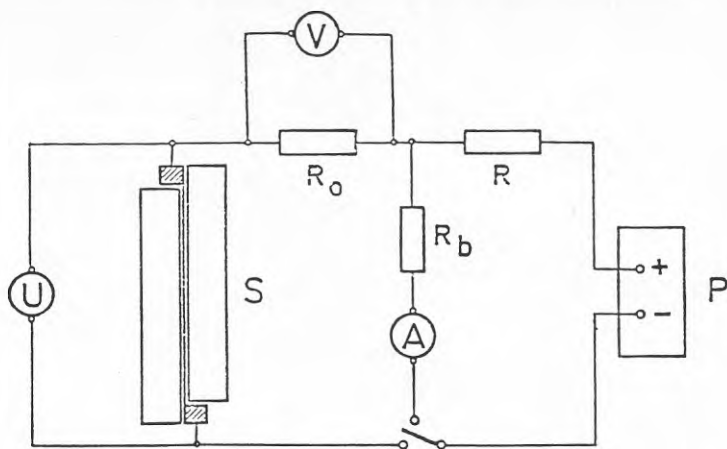
"Transient hot strip method"

Vid institutionen för Fysik på CTH i Göteborg har en ny icke-stationär metod utvecklats för att uppmäta termisk konduktivitet och diffusivitet med hjälp av en tunn remsa av metallfolie. (Gustafsson et al 1979).

Metoden användes ursprungligen för genomskinliga vätskor där temperaturen avlästes optiskt genom förändring av brytningsindex. Den har nu utvecklats till att fungera på alla vätskor och fast material med låg elektrisk konduktivitet. Detta har möjliggjorts genom att använda metallremsan både som en kontinuerlig plan värmekälla och som en mätkropp för temperaturökningen i själva remsan.

Genom att tillföra en konstant ström till metallfolien och avläsa den påföljande spänningsökningen över en kort tidsperiod, är det möjligt att få information om termiska storheter för det omgivande materialet. Den uppmätta spänningsförändringen beror av ökningen av den elektriska resistansen som i sin tur orsakas av temperaturökningen i metallfolien.

I figur 14 är den elektriska kretsen illustrerad. Den högra kretsen är en stabiliseringskrets för att skapa en väldefinierad och konstant ström. När en sådan erhållits, slås strömställaren om till huvudkretsen i ett antal sekunder, medan mätningen pågår.



Figur 14. Den elektriska kretsen vid "Transient hot strip method".
(Gustafsson et al., 1979).

Modalanalys

Med kännedom om proportionerna mellan i en bergart ingående mineral och deras termiska egenskaper kan den termiska konduktiviteten för bergarten teoretiskt bestämmas.

Bestämningen av proportionerna går till så att ett tunnslip av bergarten ifråga tillverkas, varpå mineralräkning sker med hjälp av mikroskop. Resultaten från en sådan bestämning ses i tabell 3.

Tabell 3. Exempel på modalbestämning av konduktiviteten för en bohusgranit. (Mineralhalter från Landström et al., 1978).

Indata			
Kvarts	= 0,316	Muskovit	= 0,028
Kalifältspat	= 0,369	Magnetit	= 0,011
Plagioklas (An_{25})	= 0,229	Apatit	= 0,002
Biotit	= 0,043	Epidot	= 0,000
Summa	= 0,998	Differens	= 0,002
$\lambda = 3,39 \text{ W}/(\text{m}^0\text{C})$			

Termisk uppsprickning

Följande avsnitt är i huvudsak hämtat från Ahlbom et al. (1979).

Två olika former för termisk uppsprickning kan urskiljas.

- 1) Vid snabb ensidig uppvärmning av en bergart kan sprickor uppstå på grund av skillnad i bergets utvidgning, orsakad av den stora temperaturgradient som bildas från den uppvärmda ytan och inåt. Denna typ av uppsprickning kommer att vara begränsad till värmekällans omedelbara närhet. Uppspräckningen ger upphov till skivor, som avspjälkas, och vars storlek är omvänt proportionella mot temperaturgradienten.
- 2) Vid långsam uppvärmning av berget kommer mineralens olika temperaturutvidgning att styra uppsprickningen. Kvarts har en volymexpansion som är 2-4 gånger större än andra bergartsbildande mineral, (se tabell 4), varför kvartsrika bergarter kommer att ha en större termisk volymexpansion än kvartsfattiga bergarter, (se tabell 5).

Tabell 4. Termisk volymexpansion för olika mineral. (Clark, 1966).

Expansion från 20°C till den angivna temperaturen i procent	100°C	200°C	400°C
Kvarts	0,36	0,78	1,89
Mikroklin	0,128	0,398	0,644
Ortoklas	0,049	0,155	0,585
Plagioklas, An ₄₄	0,10	0,24	0,55
Hornblände	0,16	0,42	0,97
Augit	0,15	0,35	0,83

Tabell 5. Termisk linjär expansion av olika bergarter. (Clark, 1966).

Bergart	Antal bestämmningar	Medel-linjär expansionskoefficient ($\times 10^{-6}$)
Granit, ryolit	21	8 ± 3
Andersit, diorit	4	7 ± 2
Basalt, gabbro, diabas	10	5,4 ± 1
Sandsten	10	10 ± 2
Kvartsit	2	11
Kalksten	20	8 ± 4
Marmor	9	7 ± 2

Mikrosprickor förekommer mer eller mindre i alla bergarter från 0,01% till någon volymsprocent. Mikrosprickor har en längd som vanligen är 60-100 ggr större än bredden. Bredden varierar normalt mellan 0,5 - 2 μm . Enligt en undersökning, Brace et al. (1972), på fyra bergarter uppträder mikrosprickor främst i korngränser men kan även förekomma i kristaller av biotit och fältspat, samt mer sällan i kvarts.

Resultat från Simmons et al. (1978) visar att de flesta mikrosprickor har slutit sig vid 50 MPa hydrostatiskt tryck eller 2 km djup i bergarten.

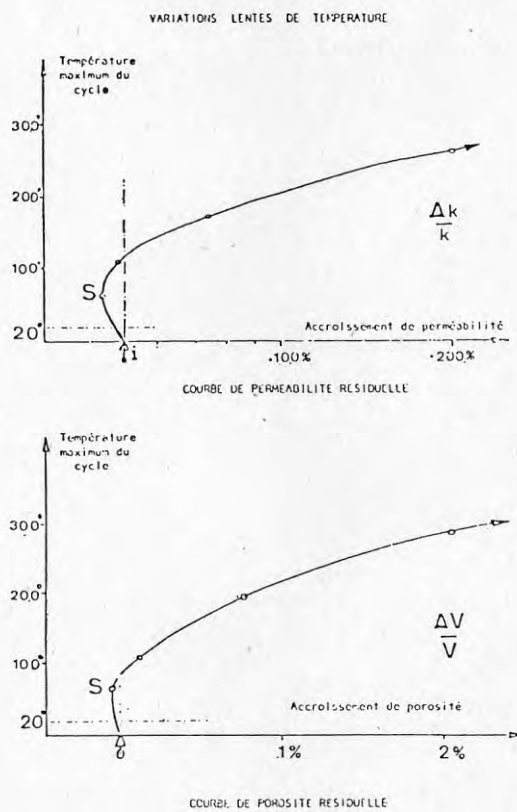
Perami (1971) har gjort uppvärmningsförsök av olika bergarter och det har då visat sig att mikrosprickor uppträder vid en för varje bergart specifik temperatur. Mikrosprickorna befanns vara lokaliserade till kvartsansamlingar samt till kvarts- och fältspatgränser.

Figur 15 visar uppvärmningsförsök med granit. Som synes ökar permeabiliteten med temperaturen över en specifik temperatur. Denna höga temperatur kommer dock ej att vara aktuell i samband med värmelagring i berg.

Simmons et al. (1978), menar att den totala mikroporositeten ökar vid cyklisk uppvärmning av ett bergartsprov, samt att det då också krävs ett större tryck för att få sprickorna att sluta sig.

Vid uppvärmningsförsök in-situ av granit i Stripa, (Carlsson, 1978), med hjälp av en 6 kW värmare gjordes temperatur- och spänningsmätningar. De beräknade temperaturökningarna radiellt ut från värmaren överensstämde väl med de uppmätta. Däremot blev de uppmätta termiskt inducerade spänningarna betydligt lägre än de beräknade. Figur 16.

De låga uppmätta termiskt inducerade spänningarna kan förklaras av att graniten är uppsprucken i små block som kan utvidga sig och avlasta spänningarna samt att en hög andel mikrosprickor också kunnat ta upp en del av spänningarna.



Figur 15. Variation i permeabilitet (övre figur) och porositet (nedre figur) för granit med stigande uppvärmningsgrad. (Perami, 1971).

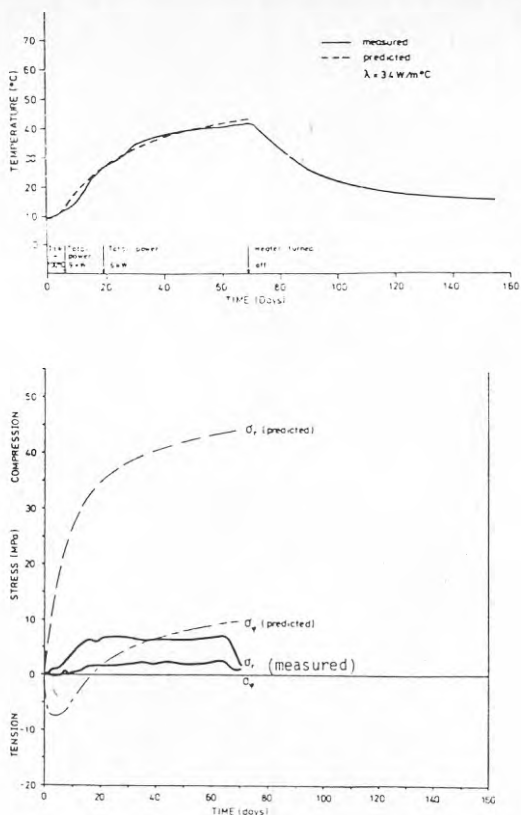


Fig. 16. Temperatur respektive spänning som funktion av tiden på r-avståndet 1,55 m från värmaren. (Carlsson, 1978).

Sammanfattning

En rad faktorer påverkar storleken på de termiska parametrarna hos berg. Dessa faktorer är bl a temperatur, struktur, mineralsammansättning, porositet, tryck samt fukttinnehåll. Bestämning av en bergarts förmåga att leda och lagra värme kan göras på ett flertal olika sätt, varvid de som ansetts vara mest aktuella har redovisats.

Termisk uppspräckning av berg kan ske på två sätt. Dels en uppspräckning som är betingad av temperaturgradienten i en bergmassa, dels en som beror av mineralens olika temperaturutvidgningskoefficient.

7 BORRHÅLSMÄTNINGAR

Spänningar i jordens krusta

Spänningstillståndet i jordens krusta vid en viss tid och plats är beroende av de krafter av skilda ursprung och egenskaper som är verksamma. De ursprungliga spänningar som finns i bergmassan måste i vissa fall särskiljas från de spänningar som induceras på grund av ingrepp som görs i berggrunden i form av bergrum, tunnlar etc. Bland de spänningar som hör till de ursprungliga är tyngdkraftsspänningar orsakade av den överlagrande bergmassans tyngd, och effekter av latent spänningar som kan ha sitt ursprung i processer såsom kristallisation, metamorfos, sedimentation m m.

Tyngdkraftsspänningarna beräknas utgående från att bergmassan uppträder som ett elastiskt material. Vid djupet H är den vertikala huvudspänningen. (Stagg & Zienkiewicz, 1978).

$$\sigma_1 = H\rho g \quad \text{där } \rho = \text{densiteten} \\ g = \text{tyngdkraften}$$

Den laterala huvudspänningen

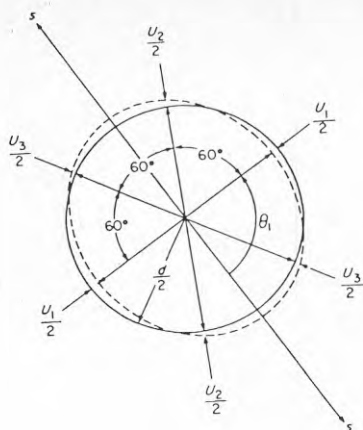
$$\sigma_{2,3} = \frac{\nu}{1-\nu} H\rho g \quad \text{där } \nu = \text{Poissons tal}$$

SpänningsmätningFriboringsmetoden

Denna metod som beskrivits i kapitel 2 används ofta för spänningsmätningar i bergborrade hål. Se figur 2.

Deformationsmätare i borrhål

Denna utrustning mäter tvärsnittsdimensionernas förändring som orsakas av spänningsförändringar. Spänningarna beräknas utgående från elasticitetsteorin. Se figur 17.



Figur 17. Deformationsbild för cirkulärt hål för tvåaxligt spänningsfält, 60° rosett. (Stagg & Ziekiewicz, 1978).

Ekvationen för plan töjning är: (Stagg & Zienkiewicz, 1978)

$$\Delta d = \frac{\alpha_1 d}{E} [(1 + K) - \nu L + 2(1 - K)(1 - \nu^2) \cos 2 \theta_1]$$

$$\Delta d = \frac{d}{E} [(\sigma_1 + \sigma_2) - \nu \sigma_3 + 2(\sigma_1 - \sigma_2)(1 - \nu^2) \cos 2 \theta_1]$$

och för plan spänning:

$$\Delta d = \frac{d}{E} [(\sigma_1 + \sigma_2) + 2(\sigma_1 - \sigma_2) \cos 2 \theta]$$

där Δd = förändring i diameter i vinkel θ_1 mot riktningen för huvudspänningen σ_1

d = ursprunglig diameter

$$K = \frac{\sigma_2}{\sigma_1}$$

$$L = \frac{\sigma_3}{\sigma_1}$$

$U_{1,2,3}$ = uppmätt deformation

Om deformationen mäts över tre olika diametrar och elasticitetsmodulen, E , och Poissons tal, ν , är kända kan storleken och riktningen på σ_1 och σ_2 beräknas.

Flera olika typer av deformationsmätare finns där registrering av deformationer kan ske i en eller flera riktningar och med skilda mätprinciper.

Borrhålsspänningsmätare

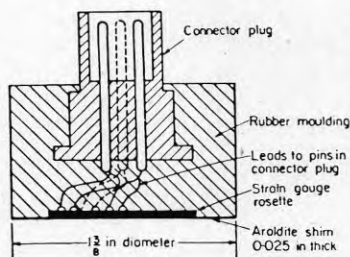
Dessa skiljer sig från deformationsmätare i det avseendet att de direkt kan kalibreras i spänningsformer även om responsen härrör från mätning av töjning eller någon annan effekt som påverkas av töjning. Spänningsmätarna är styva instrument medan deformationsmätarna har ett ringa motstånd mot deformation.

Flera olika spänningsmätare finns. Hast (1958), Wilson (1961), Potts (1957), May (1960) och Hawkes (1967) har konstruerat olika spänningsmätare. Skillnaden i konstruktion ligger i mätsystemet där t ex Hasts mätare bygger på ett magnetostriktivt elektriskt system och Wilsons innehåller elektrisk motståndstöjningsgivare.

Töjningsgivare i borrhål

Dessa kan appliceras i botten på ett borrhål och genom friborrning erhålls sedan töjningen som kan relateras till spänningen. Tre olika metoder kan nämnas:

- 1) Leemans "doorstopper" teknik, se figur 18.
- 2) Fotoelastisk biaxialgivare, se figur 19.
- 3) WNIMI töjningscell.



Figur 18. Leemans "doorstopper" borrhålstöjningscell.
(Stagg & Zienkiewicz, 1978)

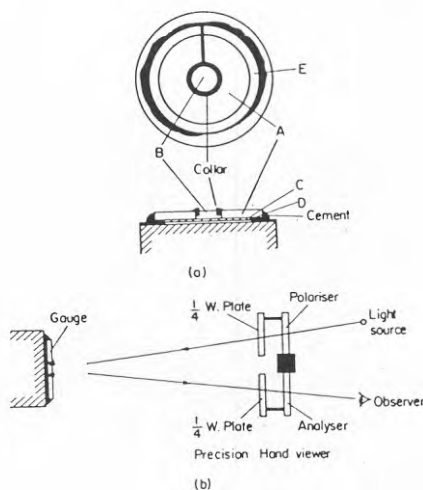
Leemans töjningsgivare mäter töjningarna i tre riktningar: vertikal, horisontell och i 45° lutning. Cellen cementeras fast och friborrning kan utföras. Mätning av töjningarna ϵ_V , ϵ_H och ϵ_{45} före och efter friborrning görs och beräkning av huvudtöjningarna ϵ_1 och ϵ_2 vid borrhålsbotten utföres enligt:

$$\epsilon_1 \text{ eller } \epsilon_2 = (\epsilon_H + \epsilon_V) \pm \sqrt{2\epsilon_{45}^2 - (\epsilon_H + \epsilon_V)^2 + (\epsilon_H - \epsilon_V)^2}$$

Huvudspänningarna vid borrhålsbotten blir

$$\sigma_1 = \frac{E}{1-\nu^2} (\epsilon_1 + \nu\epsilon_2)$$

$$\sigma_2 = \frac{E}{1-\nu^2} (\epsilon_2 + \nu\epsilon_1)$$



Figur 19. Fotoelastisk tvåaxiell givare samt utvärderingsteknik. (Stagg & Zienkiewicz, 1978).

Den fotoelektriska givaren möjliggör mätning av den absoluta spänningen genom reliefteknik. Töjningarna blir visuella på en reflekterande film, vilken fastsättes i borrhålet. Riktningen på huvudtöjningarna ges automatiskt av symmetriaxeln hos det observerade mönstret, och av förhållandet ϵ_1/ϵ_2 som mäts som avståndet mellan isotropa punkter på ϵ_1 -axeln.

WNIMI-töjningscell har konstruerats av M A Slobodov (1965) och använts i Sovjetunionen för in-situ mätningar. Fördelen med denna är att den kan användas i borrhål där vattenförekomsten är riklig. De båda föregående metoderna är beroende av hur god fastsättning av givarna som kan göras. Problem kan därför uppstå i vattenfyllda borrhål. Slobodovs givare har fyra elektriska motståndstöjningsgivare monterade på gummiarmar som bildar ett kors. Dessa är i sin tur fastsatta på en stålskiva. Ett ankare möjliggör förankring i borrhålet och töjningsgivarna pressas därefter mot borrhålsväggen.

"Indirekta" mätningar av bergspänningar

Geofysiska metoder

Försök har gjorts att korrelera förändringar av tryckvågshastighet med spänningar i berg som en spänningsmätningmetod. Detta har visat sig svårt. Större framgång har uppnåtts genom användning av mikroseismiska-akustiska metoder för observationer av spänningsökningar i gruvor i samband med sprängning. Man har funnit att de mikroseismiska pulserna uppträder då det pålagda trycket når 80% av brotthållfastheten och att pulserna ökar markant vid ökande tryck. Det är därför möjligt att mäta tryckupbyggnaden i berg från ett antal stationer genom att registrera bergbruset.

Kvalitativa observationer

Kvalitativa observationer kan göras av spänningsupbyggnaden genom studier av borrhäror. I zoner där bergpåkänningarna är mycket höga blir uppkrossningen på borrhäror av hårda bergarter stor, och kärnorna bryts i tunna skivor. Storlek och antal kan statistiskt behandlas och ge information om relativ hållfasthet i relation till tryckförhållandena. (Hansagi, 1965).

Spänningsbestämning genom hydraulisk uppspräckning

Denna metod behandlas på sidan 11.

Borrhålsmätning genom geofysisk loggning

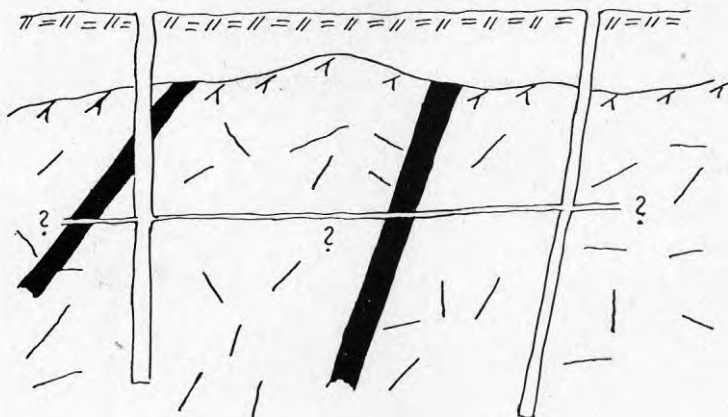
Geofysisk loggning i borrhål är en etablerad metod inom oljeindustrin. Flera olika geofysiska sonder kan användas för bestämning av bergparametrar och berggrundsförhållanden. För att möjliggöra en effektiv uppspräckning samt att prognosticera sprickläge och riktning krävs detaljerade kunskaper om bergartsmassan. Denna information kan till stor del erhållas från loggning i borrhål. Efter uppspräckning krävs även en uppföljning av resultatet. Även denna kan lämpligen utföras med hjälp av borrhålsloggning.

Flera olika typer av geofysiska loggar förekommer:

1. Elektriska
2. SP (self potential)
3. Radioaktiva
4. Seismiska
5. Dipmeter-caliper
6. Temperatur
7. TV, kamera, televiwer
8. Vätskerörelsesonder
9. Kemiska (SP, pH, Eh)
10. Övriga, t ex magnetiska, gravimetriska, krökning, provtagning m m.

För sprickdetektering kan en eller flera olika sonder användas, t ex elektriska och seismiska. En mätning mellan borrhål för att bestämma kontinuiteten av sprickan eller sprickorna kan även utföras, se figur 20.

De elektriska mätningarna består av flera system med olika elektrod-konfigurationer. Dessa elektroduppställningarna kan ge information från olika djup. Sprickor och spricksystem som innehåller vatten kan lokaliseras. SP-metoden och de seismiska metoderna ger även information om själva sprickan, liksom olika typer av diametersonder (Caliper). Visuella bilder kan erhållas vid svårtolkade problem. Övriga sonder ger även indikationer om sprickanvisningar.



Figur 20. Hydrauliskt uppspräckt horisontell spricka lägesbestäms till storlek och riktning genom geofysisk loggning.

Andra metoder för information om en bergmassas egenskaper har översiktligt behandlats av Fält och Gustavsson, 1979.

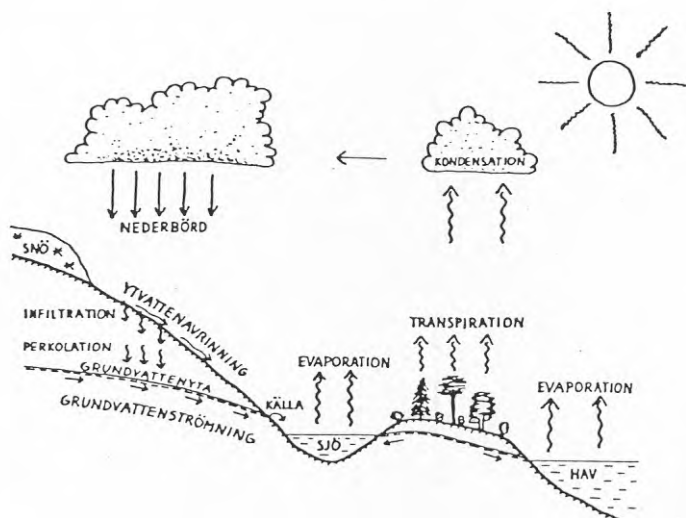
Där ej annat anges är uppgifterna i kapitel 8 hämtade från Rihm (1978, 1979).

Grundvattnet kan vara av stor betydelse för utformningen av energilagringssystem. Beroende på om grundvattnet är varmare eller kallare än värmeackumulatören har det positiv resp negativ inverkan. Det kan t ex utnyttjas på olika sätt till en värmepump. Man kan pumpa upp det från en brunn eller system av brunnar och kyla det direkt med hjälp av värmepumpens förångare. Det nedkylda vattnet infiltreras sedan i närheten så att förändring av grundvattennivån undviks. Metoden kräver ett ganska varmt grundvatten ($> +6^{\circ}\text{C}$) för att det inte skall bli för stora pumpflöden eller problem med frysning på förångaren och avfrostning av den. De grundvattenförande marklagren måste kunna avge relativt mycket vatten. Med en temperatursänkning av 3°C på det uppumpade grundvattnet krävs det $5\ 800\ \text{m}^3$ vatten till en villa med ett energibehov av ca $20\ 000\ \text{kWh/år}$. Antar man att vi behöver denna energi under fyra av årets månader, krävs det att brunnen kontinuerligt kan ge ett flöde av drygt $2\ \text{m}^3/\text{h}$. I stället för att pumpa upp grundvattnet till värmepumpens förångare kan ett rör- eller slangsystem placeras i de grundvattenförande marklagren. Grundvattnet kan då utnyttjas även till frysning, vilket medför att man kan utnyttja slangarna ännu effektivare i jämförelse med det slangsystem, som placerats i mark utan grundvattenrörelse. Nackdelen är att det kan vara långt till grundvattnet, vilket gör det svårt i vissa fall att använda horisontella system, utan det är kanske lämpligare att använda sig av vertikalt stående rör.

För system som använder sig av artificiell återhämtning med hjälp av solfångare m m är grundvattnet i regel kallare än ackumulatören och då får inte grundvattenflödet bli för stort så att den lagrade energin så att säga "rinner bort" under hösten. Beroende på hur länge energin skall lagras innan den utnyttjas kan man tolerera olika stora grundvattenrörelser. Skall den lagrade energin gå att ta tillbaka med hjälp av samma rörsystem, som den lagrades med, får vattenrörelsen inte bli för stor.

Nedanstående beskrivning av grundvattnets förekomst är en sammanställning av material i huvudsak från Knutsson och Morfeldt (1973) samt Todd (1959), Holmstrand (1976, 1977) och Knutsson och Fagerlind (1977).

Grundvattnet utgör den underjordiska delen av vattnets kretslopp i naturen, se figur 21. Grundvatten är det vatten som fyller hålrum i jord och berg och vars hydrostatiska tryck är större än eller lika med atmosfärstrycket. Grundvattnet bildas genom infiltration av ytvatten, antingen direkt från nederbörd eller från ett ytvattendrag.



Figur 21. Vattnets kretslopp i naturen (efter D K Todd, 1959).

Genom växternas transpiration och genom avdunstning (evaporation) från mark, älvar, sjöar och hav tillförs vattnet därefter atmosfären. Vattnets kretslopp är därigenom slutet. Grundvattenförhållandena är sålunda beroende av geologiska, topografiska, hydrogeologiska och klimatologiska företeelser och förlopp.

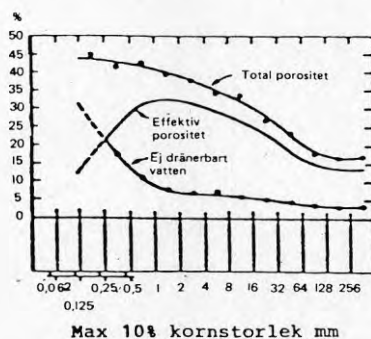
Bestämning av grundvattenflöden

Två grundläggande begrepp vad gäller grundvatten i jord- och berglager är porositet och permeabilitet. Med porositet eller hålrumsfaktor avses den sammanlagda volymen porer, dvs hålrum, i procent av den totala volymen av en jord- eller bergart. Porositeten i lösa avlagringar är abhängig kornstorleksfördelningen samt kornens packning, form och arrangemang. Sorteringsgraden är av stor betydelse. Por-

siteten i berggrund är dessutom beroende av graden av konsolidering och cementering (t ex för sandsten), graden av utlösning (för kalksten och dolomit) samt sprickigheten (speciellt för kristallin berggrund). Porositeten (n) kan bestämmas med hjälp av olika apparater. Den kan också beräknas med kännedom om materialets kompaktdensitet (specifik vikt, ρ_s) och torrdensitet (torrvolymsvikt, ρ_d) enligt följande:

$$n = 100 \left(1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} \right) \quad \text{volymsprocent}$$

Svårigheten är emellertid att utföra dessa bestämningar (porositet resp torrdensitet) på ett korrekt sätt (i ostörda representativa prov). Den nu nämnda porositeten brukar i grundvattensammanhang kallas den totala porositeten till skillnad från den effektiva porositeten (vattenavgivningstalet), dvs volymen av de porer, de icke-kapillära porerna, där vattnet kan röra sig fritt, se figur 22. Vid fri grundvattenyta är effektiva porositeten detsamma som magasinskoefficienten ("specific yield", S_y). Vid artesiska förhållanden avser magasinskoefficienten (S) den mängd vatten som avges resp tillförs magasinet i ett vertikalt tvärsnitt på 1 m^2 genom hela det vattenförande lagret vid en sänkning resp höjning av tryckytan på 1 m.



Figur 22. Total porositet, effektiv porositet och fältkapacitet (ej dränerbart vatten) i poröst material med olika kornstorleksammansättning. (Efter Todd, 1959).

Med permeabilitet (= hydraulisk konduktivitet, k) avses en jord- eller bergarts vattengenomtränglighet, kvantitativt angiven som den vattenmängd vid 10°C , som per tidsenhet genomtränger ytenheten av en mot strömriktningen vinkelrät tvärsektion av det vattenförande lagret, när den hydrauliska gradienten är lika med 1. Permeabiliteten bör uttryckas i m/sek. Andra referenstemperaturvärden förekommer i bl a amerikansk litteratur.

Permeabiliteten beror dels på materialets egenskaper (den effektiva porositeten, de icke-kapillära porernas kontinuitet, strukturen, lagerföljden, mängden innesluten luft), dels på vätskans egenskaper (tätheten, temperaturen/viskositeten).

Permeabiliteten kan variera i olika riktningar i en geologisk bildning. I sedimentära bildningar är oftast den horisontella permeabiliteten större än den vertikala. Som ett mått på hur mycket vatten, som vid en viss gradient kan röra sig genom ett lager används transmissionskoefficienten (T). Den är lika med permeabilitetskoefficienten multiplicerad med det vattenförande lagrets mäktighet ($\text{m}^3/(\text{m}/\text{sek})$, dvs m^2/sek).

En tabell över bergarters permeabilitet är omöjlig att ange då permeabiliteten för en bergart är beroende av sprickor och krosszoner. Dessa kan variera kraftigt inom en och samma bergart. Ett bergavsnitts permeabilitet måste således bestämmas genom undersökningar på den aktuella platsen.

Permeabiliteten kan bestämmas dels på laboratorium, dels i fält. Den stora nackdelen med samtliga laboriemetoder och en del fältmetoder är, att antalet bestämningar med hänsyn till jord- och berglagrens heterogenitet blir alltför få och ibland föga representativa för att ett godtagbart värde skall kunna erhållas. Vid vissa fältförsök erhålls däremot ett genomsnittligt k -värde för ett större område.

Laborieförsök gjorda på granit visar att bergartsmaterialet har en permeabilitet av storleksordningen $10^{-10} - 10^{-12}$ m/s, dvs en mycket låg permeabilitet. Denna permeabilitet är dock ointressant i förhållande till den permeabilitet som sprickor och krosszoner i berget förorsakar.

Fältmetoderna är av tre slag: vattenförlustmätningar, pumpförsök och spårämnesförsök. Vattenförlustmätningarna kan tillgå på följande sätt. Ett rör med perforerad spets drivs ner under grundvattenytan. Rörsilen pumpas ren för att alla vattenpassager skall vara öppna. Om mätningar skall ske i berggrunden måste en observationsbrunn borraras. Själva mätningen utförs antingen genom att grundvattenytan sänks till ett visst djup, varefter stighastigheten observeras, eller genom att en viss mängd vatten tillsätts i röret eller genom att en kropp sänks ned i vattnet, varvid vattenytan hastigt stiger, varefter sjunkhastigheten mäts. K-värdet beräknas sedan med hjälp av de erhållna värdena.

Vid permeabilitetsmätningar i berg utföres vattenförlustmätningarna ofta som manschettförsök.

Ett manschettförsök innebär att ett borrhål spärras av i en eller flera sektioner, vari mätningar utföres. Avspärrningen sker med packningar, så kallade manschetter, som kan expanderas i borrhålet med hjälp av tryckluft eller hydraulik.

Mätningarna mellan manschetterna kan vara av olika slag. Trycket i mätsektionen mäts under olika förhållanden, t ex då vatten pressas in mellan manschetterna. Mätningarna kan ske vid stationära eller transienta förhållanden.

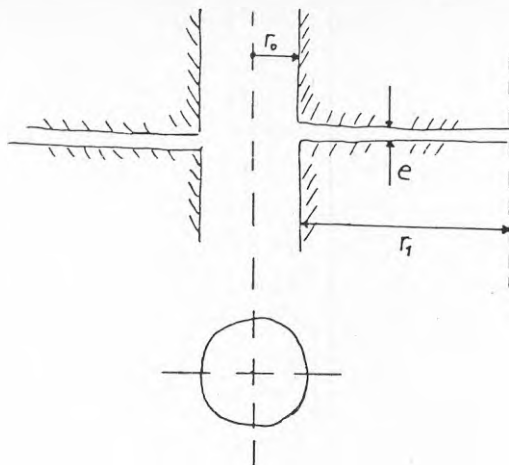
För ett laminärt radiellt flöde, om inströmningsförlusten försummas, kan en formel för strömningen från ett borrhål in i en oändlig radiell spricka skrivas som: (Maini, 1972)

$$Q = \frac{2\pi e K_f}{\ln(P_1/P_0)} (P_0 - P_1) \quad (1)$$

där P_0 = övertrycket i testsektionen
 P_1 = övertrycket i sprickan på avstånd r_1 från borrhålets centrum
 e = sprickbredden
 r_0 = borrhålets radie
 K_f = sprickpermeabiliteten.

Med $K_f = \frac{e^2 g}{12\nu}$, (ν = kinetiska viskositeten) får man att

$$Q = \frac{e^3 g \pi}{6\nu \ln(P_1/P_0)} (P_0 - P_1)$$



Figur 23. Beteckningar till ekvation (1).

I regel har man bara tillgång till en brunn, varför P_1 inte kan mätas. Man kan kringgå detta genom att uppskatta det avstånd från brunnen, där tryckförhållandena i sprickan är opåverkade. Man sätter sedan r_1 lika med detta avstånd och P_1 sätts till noll. Det fel man härigenom introducerar blir emellertid inte så stort, då Q beror av $1/\ln r_1$.

Ekvation (1) kan då skrivas som:

$$Q = \frac{2\pi e K_f}{\ln(r_1/r_0)} \cdot P_0$$

Om sprickorna återkommer regelbundet med avståndet b och om mätsektionens längd är L fås:

$$Q = \frac{L}{b} \frac{2\pi e K_f}{\ln(r_1/r_0)} P_0$$

dvs

$$K_f = \frac{Qb \ln(r_1/r_0)}{2\pi e L P_0}$$

Då $K = K_f \frac{e}{b}$ fås:

$$K = \frac{Q \ln(r_1/r_0)}{2\pi L P_0} \quad (2)$$

Se även Banks (1972) och Moye (1967).

Ekv. (2) kan även förenklat skrivas: $P = A \cdot Q$.

Man kan visa, (Maini, 1972) att tryckförlusten P_k på grund av ändringen i kinetisk energi då vattnet strömmar från borrhålet ut i sprickan kan skrivas på formen:

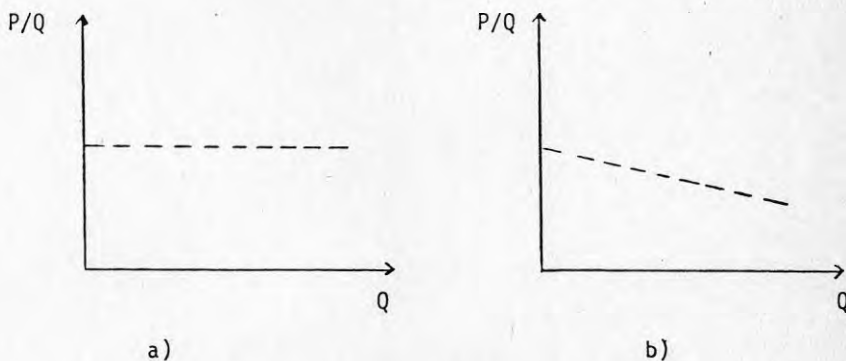
$$P_k = B \cdot Q^2.$$

Man kan således skriva

$$P_0 = A Q + B Q^2$$

Det innebär att man kan få uppfattning om hur väl förutsättningarna för ekvation (2) är uppfyllda genom att plotta P/Q mot Q i ett kartesiskt koordinatsystem.

Om en rät horisontell linje erhålles visar detta att inverkan av andra ordningens termer är liten. Det utseende som visas i fig 24b innebär en minskning av förluster på grund av ökat flöde. Detta kan ske om sprickorna vidgas på grund av trycket.



Figur 24. a) En rät horisontell linje visar att förutsättningarna är någorlunda väl uppfyllda.
 b) Minskning av förluster vid ökande flöde tyder på att sprickerna vidgas på grund av övertrycket.

En säker men omständig och dyrbar metod att bestämma k -värdet i fält är s_k pumpförsök, som främst brukar komma till utförande vid prov-pumpningar av vattentäkter.

Provpumpning innebär att man genom pumpning skapar en störning i grundvattenmagasinet. Samtidigt mäter man vilka effekter denna störning ger. Genom att tolka reaktionerna i olika mätpunkter med hjälp av vissa matematiska samband kan grundvattenmagasinets egenskaper bestämmas. Med hjälp av provpumpningsresultatet kan dels en kvalitativ bild av områdets hydrogeologi erhållas och dels en kvantitativ bestämning av vissa parametrar göras.

I kristallint berg med vattenförande sprickor är de hydrogeologiska förhållandena mycket komplicerade. Hänsyn måste tas till sprickornas egenskaper och geometri. Dessa egenskaper kan aldrig bestämmas exakt, vilket leder till osäkerhet i den kvantitativa delen av provpumpningsresultatet. Man måste också ta hänsyn till meteorologiska störningar t ex regn, avdunstning m m samt den trend i grundvattenytans rörelser som dessa störningar orsakar.

Provpumpningar har sedan länge utförts i porösa medier för att bestämma hydrauliska parametrar i grundvattenmagasin. Till de vanligaste beräkningsmetoderna hör Theis metod och Jacobs metod (Todd, 1959). Dessa metoder grundar sig på antagandet att materialet i grundvattenmagasinet är homogent och isotropt. Dessa förhållanden gäller dock ytterst sällan i kristallin berggrund. Trots detta kan metoderna användas för att få en uppskattning av de hydrauliska parametrarna i berggrunden. Förutsättningarna för detta är att den studerade bergvolymen är stor i förhållande till sprickavstånden, så att en enskild sprickas vattenföring inte har någon avgörande inverkan på det totala grundvattenflödet.

Den mest invändningsfria metoden att bestämma k -värdet torde vara att märka vattnet med ett specifikt ämne och observera dess förflyttning mellan olika punkter, dvs ett spårämnesförsök. På detta sätt fastställs grundvattnets verkliga medelströmhastighet (u). Sambandet kan bestämmas med Darcys lag; $v = k \cdot i$, där $v = n \cdot u$, n betecknar effektiva porositeten och i hydrauliska gradienten. Härigenom skulle tidigare nämnda felkällor elimineras. Vidare skulle man då samtidigt få information om andra karakteristika hos grundvattnet, dess strömningsmönster, tillrinningsvägar och eventuella förbindelsevägar med andra grundvattenreservoarer.

Flödet i en spricka

Tidigare har nämnts att grundvattnets strömning i kristallint berg beror av sprickorna i berget. Nedan lämnas därför en redogörelse för hur vattnet strömmar i en enskild spricka.

Laminärt och turbulent flöde

Vattnet i en spricka rör sig kroklinjigt och med varierande hastighet. Därvid uppkommer friktionskrafter och tröghetskrafter, som båda måste beaktas vid beräkningar av sprickans vattenflöde.

Om hastigheten är tillräckligt låg strömmar vattnet laminärt, dvs intilliggande vattenskikt rör sig relativt varandra längs mjuka strömbanor utan att skikten blandas. Vid laminär strömning är tröghetskrafterna så små i förhållande till friktionskrafterna att de kan försummas.

Turbulent flöde karakteriseras av att vätskeelementen rör sig i oregelbundna, godtyckliga banor, vilket leder till att ett eventuellt tillfört ämne blandas ut både tvärs och i riktning med huvudflödet. Turbulent flöde erhålles när friktionskrafterna är små jämfört med tröghetskrafterna.

En lämplig parameter för att karakterisera rörelsetillståndet är då kvoten

$$R_e = \frac{\text{tröghetskrafter per massenhet}}{\text{friktionskrafter per massenhet}}$$

Kvoten R_e kallas Reynolds tal.

För en spricka kan Reynolds tal beräknas som

$$R_e = \frac{2 e v}{\nu} \quad (1)$$

där e = sprickbredden
 v = vattenhastigheten
 ν = kinetiska viskositeten

Laminär strömning erhålles enligt Louis (1967) om R_e är mindre än 2.300.

Viskositeten är ett slags friktionskoefficient för en vätska. Man brukar skilja på dynamisk viskositet δ , och kinetisk viskositet ν . Det förhåller sig till varandra så att

$$\nu = \frac{\delta}{\rho} \quad (2)$$

där ρ är vätskans densitet. För vatten gäller således att ν är tusen gånger mindre än δ .

Viskositeten är temperaturberoende. Nedan anges värden på δ och ν för vatten vid några olika temperaturer.

t	0°	5°	10°	15°	20°	25°		
$\delta \cdot 10^3$		1.78	1.52	1.31	1.15	1.01	0.90	(Ns/m ²)
$\nu \cdot 10^6$								(m ² /s)

Tabell 6. Viskositeten som funktion av temperaturen t. Värdena är hämtade ur Cederwall, Sjöberg (1969).

Det är viktigt att kunna avgöra om flödet är laminärt eller turbulent, eftersom olika formler gäller för olika rörelsetillstånd. I detta fall är det mest intressant att beräkna flödena vid laminär strömning, då detta rörelsetillstånd är det vanligast förekommande i berggrunden. Vid turbulent flöde orsakas sannolikt så stora olägenheter att åtgärder, t ex betonginjektering, måste vidtagas för att stoppa vattenflödet.

Flödet i en spalt med parallella glatta ytor

Man kan visa (Louis, 1967) att för en spalt med laminär strömning och parallella glatta ytor gäller:

$$\bar{q} = \frac{e^3 \rho g \bar{I}}{12 \delta} \quad (3)$$

där \bar{q} = vattenflöde per meter spalt
 e = spaltens bredd
 g = tyngdaccelerationen
 δ = dynamiska viskositeten
 \bar{I} = hydrauliska gradienten

eller med beaktande av

$$v = \frac{\delta}{\rho} \quad (2)$$

fås

$$\bar{q} = \frac{e^3 g}{12\nu} \cdot \bar{I} \quad (4)$$

Trots att en spalt med parallella glatta ytor är en mycket grov approximation används formel (4) vanligen för beräkningar av flödet i en spricka.

Vätskans hastighet \bar{v} kan lätt beräknas:

$$\bar{v} = \frac{\bar{q}}{e}$$

dvs

$$\bar{v} = \frac{e^2 g}{12\nu} \cdot \bar{I} \quad (5)$$

Detta kan också skrivas:

$$\bar{v} = K \cdot \bar{I} \quad (6)$$

där

$$K = \frac{e^2 g}{12\nu} \quad (7)$$

kallas sprickpermeabiliteten. Sprickpermeabiliteten är ett mått på sprickans förmåga att släppa igenom vatten. Ju högre K-värde dess mer genomsläpplig är sprickan. Sambandet (6) brukar kallas Darcy's lag. (Jämför med flöde i porösa medier, t.ex. Todd (1959)). Darcy's lag gäller endast för laminärt flöde.

Man ser att sprickpermeabiliteten är beroende av sprickbredd och vätskans viskositet. Om man har att göra med andra vätskor än vatten är man ofta i behov av att beskriva en sprickas genomsläpplighet med en

koefficient, som endast beror av sprickan. Man använder då den specifika sprickpermeabiliteten k_s :

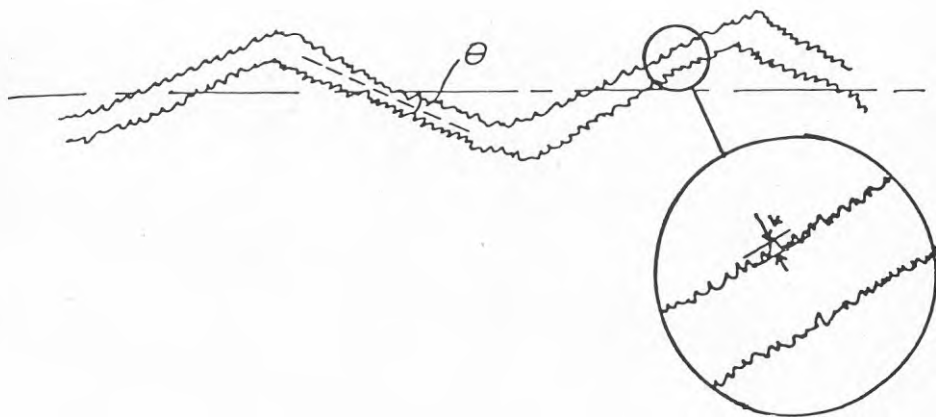
$$k_s = \frac{Kv}{g}$$

Det vill säga för en spricka gäller:

$$k_s = \frac{e^2}{12}$$

Inverkan av sprickyornas råhet

Hittills har antagits att sprickyorna varit glatta. I verkligheten har de en viss råhet, vilket ökar friktionen mot väggarna så att man får minskat flöde genom sprickan. Det finns två typer av råhet, mikro- och makroråhet.



Figur 25. Makroråhet kan beskrivas som en vinkel θ mellan sprickans momentana riktning och medelriktningen. Mikroråheten kan beskrivas som ojämnheters medelhöjd k .

Makroråheten kan beskrivas som en vinkel mellan sprickans momentana riktning och medelriktningen. Denna vinkel är ofta liten och makroråheten har då liten betydelse för vattenflödets storlek. Om man har en skjuvning av sprickan kan dock makroråheten leda till anisotropi av flödesegenskaperna, vilket kan få stora konsekvenser och leder till svårigheter vid beräkningarna.

Mikroråhet kan beskrivas som ojämnheternas medelhöjd. Ofta används den relativa råheten k/D_h vid flödesberäkningar. D_h kallas den hydrauliska längden och kan för en spricka sättas till $D_h = 2e$. Om $k/D_h < 0,032$ kan strömningen kallas parallell.

Om man tar hänsyn till råheten kan flödet i en spricka beräknas ur sambandet

$$I = \lambda \frac{1}{D_h} \cdot \frac{v^2}{2g} \quad (8)$$

där λ är en friktionskoefficient som är beroende av Re och k/D_h . För att beräkna λ används olika ekvationer beroende på värdena på Re och k/D_h . Friktionsfaktorn λ kan beräknas direkt ur diagram 1.

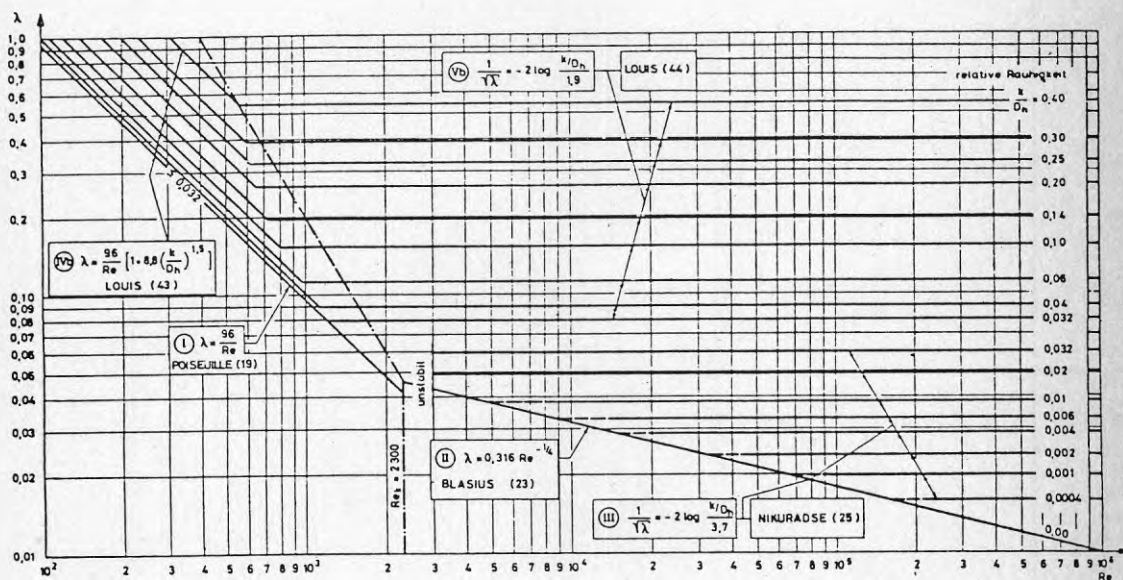


Diagram 1. λ som funktion av k/D_h och Re (efter Louis 1967).

Av speciellt intresse är de ekvationer som gäller för laminär strömning.

$$I \quad \lambda = \frac{96}{Re}$$

$$IVb \quad \lambda = \frac{96}{Re} \left[1 + 8,8(k/D_h)^{1,5} \right]$$

Genom att använda ekv (8) kan flödena för de olika fallen beräknas som

$$I \quad \bar{q} = \frac{e^3 g}{12 \nu} \bar{I}$$

$$IVb \quad \bar{q} = \frac{e^3 g}{12 \nu \left[1 + 8,8(k/D_h)^{1,5} \right]} \bar{I}$$

Beräkning av tryckfall över ackumulatorn

Sprickbredden måste anpassas så att alltför stort tryckfall vid vatten-cirkulationen genom lagret undviks. Nedan skall sprickbredden beräknas för två fall, dels för en ackumulator avsedd för en villa, dels för en ackumulator avsedd för ett 3-vånings hyreshus.

- A: Ackumulator för en villa, $14 \times 14 \times 14 \text{ m}^3$
 Vattenflöde 1.5 l/s
 Sprickavstånd $L = 2 \text{ m}$
 Maximalt tryckfall över ackumulatorn 1 mvp \rightarrow hydrauliska gradienten $I = 0.07$
 Vattentemperatur $25^\circ\text{C} \rightarrow$ viskositeten $\nu = 0.9 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$

Ur

$$q = \frac{e^3 \cdot g \cdot I}{12\nu (1 + 8.8(k/D_h)^{1.5})}$$

fås

$$e = \sqrt[3]{\frac{q \cdot 12\nu (1 + 8.8(k/D_h)^{1.5})}{g \cdot I}}$$

Flödet per m spricka fås som

$$1.5 / (14/2) \cdot 14 = 0.0153 \text{ l/s} = 15.3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$$

För en spricka med glatta väggar, dvs $k/D_h = 0$ fås:

$$e = \sqrt[3]{\frac{15.3 \cdot 10^{-6} \cdot 12 \cdot 0.9 \cdot 10^{-6} \cdot 1}{9.81 \cdot 0.07}} = 0.62 \text{ mm}$$

För en spricka med relativa råheten $k/D_h = 0.5$ fås

$$e = \sqrt[3]{\frac{15.3 \cdot 10^{-6} \cdot 12 \cdot 0.9 \cdot 10^{-6} \cdot (1 + 8.8(0.5)^{1.5})}{9.81 \cdot 0.07}} = 1.0 \text{ mm}$$

- B: Ackumulator för ett trevånings hyreshus, $29 \times 29 \times 29 \text{ m}^3$
 Vattenflöde 15 l/s
 Sprickavstånd $L = 2 \text{ m}$
 Maximalt tryckfall 1 m \cdot vp \rightarrow hydrauliska gradienten 0.034
 Vattentemperatur = $25^\circ\text{C} \rightarrow$ viskositeten $\nu = 0.9 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$

Flödet per m spricka blir:

$$15/(29/2) \cdot 29 = 0.035 \text{ l/s} = 35 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$$

Om $k/D_h = 0$ fås

$$e = 1.04 \text{ mm}$$

Om $k/D_h = 0.5$ fås

$$e = 1.6 \text{ mm}$$

Om vattnet i stället pumpas radiellt ut från en brunn, i sprickor med glatta väggar, fås:

ur

$$Q = \frac{e^3 \cdot g \cdot \pi}{6\nu \cdot \ln(r_1/r_0)} (P_0 - P_1) \quad (\text{Maini, 1972})$$

$$e = \sqrt[3]{\frac{Q \cdot 6\nu \cdot \ln(r_1/r_0)}{(P_0 - P_1) \cdot g \cdot \pi}}$$

där P_0 = grundvattnets trycknivå i brunnen

P_1 = grundvattnets trycknivå på avståndet r från brunnen

g = tyngdkraftsaccelerationen

(Se även figur 25).

För fall A fås om brunnens diameter = 110 mm:

$$e = \sqrt[3]{\frac{1.5 \cdot 10^{-3} \cdot 6 \cdot 0.9 \cdot 10^{-6} \cdot \ln(7/0.055)}{7 \cdot 1 \cdot 9.81 \cdot \pi}} = 5.7 \cdot 10^{-4} \text{ m} = 0.57 \text{ mm}$$

För fall B fås om brunnens radie är 110 mm:

$$e = \sqrt[3]{\frac{15 \cdot 10^{-3} \cdot 6 \cdot 0.9 \cdot 10^{-6} \cdot \ln(14.5/0.055)}{14.5 \cdot 1 \cdot 9.81 \cdot \pi}} = 1.0 \cdot 10^{-3} \text{ m} = 1 \text{ mm}$$

Permeabiliteten inom en ackumulator med sprickavståndet $L = 2$ m och sprickbredden $e = 1$ mm kan beräknas som

$$K = \frac{e}{L} \cdot \frac{e^2 \cdot g}{12 \nu}$$

Detta ger

$$K = \frac{(10^{-3})^3 \cdot 9.81}{2 \cdot 12 \cdot 0.9 \cdot 10^{-6}} = 4.5 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$$

Vid undersökningar gjorda i berggrum och tunnlar i Sverige (Bergman, 1977) har man funnit att permeabiliteten vanligen är av storleksordningen 10^{-7} m/s. Permeabiliteten i lagret kan således förväntas bli mer än hundra gånger så stor som i det omgivande berget.

Betydelsen av grundvattenytans läge

Om energilagret är beläget ovanför den naturliga grundvattenytan kommer en del av det vatten som cirkuleras i systemet att förloras till berggrunden. Om man betraktar energilagret som en brunn i en öppen akvifer kan den vattenmängd som förloras uppskattas med Thiem-Dupuit's metod:

$$Q = \frac{2 \cdot K \cdot D}{\ln(r_2/r_1)} \left((S_1 - \frac{S_1^2}{2D}) - (S_2 - \frac{S_2^2}{2D}) \right) \quad (1)$$

där

K = permeabiliteten

D = akviferens tjocklek

S_1 = avsänkningen av grundvattenytan på avståndet r_1

S_2 = " " " " " " r_2

Ovanstående ekvation gäller under följande antaganden:

1. Akviferen har oändlig utbredning.
2. Akviferen är homogen och isotrop och har konstant tjocklek.
3. Den naturliga grundvattenytan är horisontell.
4. Flödet Q är konstant.
5. Brunnen penetrerar hela akviferen.
6. Hastigheten på vattenflödet i marken är proportionell mot tangenten på grundvattenytans lutning.
7. Flödet är horisontellt och lika stort i alla delar av akviferen.
8. Avsänkningen i brunnen skall vara liten i förhållande till akviferens tjocklek.

Inget av ovanstående antaganden är helt uppfyllda när det gäller sprickigt berg. Dessutom måste vi anta ett avstånd från lagret, där de ursprungliga grundvattenförhållandena förblir oförändrade för att få värden för S_2 och r_2 i ekv (1).

Om vi antar att ovanstående antagande 1-8 gäller samt att:

1. $K = 10^{-7}$
2. $D = 25$ m
3. energilagret har diametern 25 m och djupet 25 m
4. grundvattenförhållandena är oförändrade på ett avstånd av 10 gånger energilagrets radie
5. lagret ligger 1 m över den naturliga grundvattenytan

fås enligt ekvation (1)

$$Q = \frac{2 \cdot \pi \cdot 10^{-7} \cdot 25}{1} \left(\left(1 - \frac{1}{2 \cdot 25} \right) - 0 \right)$$

$$Q = 1.5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}$$

eller ca 500 m³ per år, dvs en oacceptabel förlust av vatten. Visserligen kan avståndet till opåverkade grundvattenförhållanden vara större (detta ger dock inte så stort utslag på Q eftersom Q är proportionell mot $1/\ln(r_2/r_1)$) men å andra sidan innebär antagandena att förluster genom energilagrets botten försummas. Trots att beräkningsmetoden får anses som mycket osäker kan man dock konstatera att förlusterna blir betydande om energilagret förläggs ovan grundvattenytan.

Termisk hastighet

Ett grundvattenflöde genom en värmeackumulator kommer att förorsaka att temperaturfältet i ackumulatorn flyttas i grundvattenflödets riktning. En uppskattning av hur snabbt temperaturfältet förflyttas kan erhållas ur ekvation (2)

$$v_t = v \cdot \frac{c_{\text{vatten}}}{c_{\text{berg}}} \quad (2)$$

där v_t är den termiska hastigheten, dvs den hastighet varmed temperaturfältet förflyttas. v är det strömmande vattnets brutto-hastighet som kan beräknas med hjälp av Darcys lag. c_{vatten} och

c_{berg} är värmekapacitiviteten för vatten resp det material som ackumulatören består av. Då c_{vatten} är ca $4.2 \cdot 10^6 \text{ Ws/m}^3\text{C}$ och c_{berg} ca $2.2 \cdot 10^6 \text{ Ws/m}^3\text{C}$ är den termiska hastigheten för berg ca två gånger större än grundvattnets bruttonhastighet.

Ex. För ett bergavsnitt med permeabiliteten 10^{-7} m/s och grundvattengradienten 1% blir grundvattnets bruttonhastighet

$$v = K \cdot I = 10^{-7} \cdot 10^{-2} = 10^{-9} \text{ m/s, eller } 0,03 \text{ m/år.}$$

Den termiska hastigheten blir då

$$2 \cdot 0,03 = 0,06 \text{ m/år.}$$

Grundvattenflödet kommer också att förorsaka en energiförlust från lagret. Denna energiförlust beror bl a på lagrets temperatur, grundvattnets temperatur och det sätt på vilket vattnet cirkuleras genom lagret och är därför svår att beräkna.

Sammanfattning

Grundvattnets strömning kan vara av stor betydelse för utformningen av ett energilagringssystem. Energin förflyttas i strömningens riktning och en stor grundvattenströmning kan innebära att en del av den lagrade energin går förlorad. Grundvattenströmningens storlek beror på den hydrauliska gradienten och på bergets permeabilitet. Den hydrauliska gradienten kan bestämmas genom inmätning av grundvattenytan och permeabiliteten kan beräknas med hjälp av vattenförlustmätningar, pumpförsök eller spårämnesförsök.

Flödet i en spricka är en funktion av sprickbredden i kubik, dvs en liten ändring i sprickbredd medför en stor ändring i flödet. Detta innebär att någon typ av distanselement, t ex sandkorn eller dylikt måste sprutas in i sprickorna för att de skall få samma sprickbredd så att ett lika stort flöde erhålles i alla sprickor.

Beräkningar har utförts av tryckfallet över två olika typer av ackumulatörer avsedda för en villa resp för ett flerbostadshus med ca 1.000 m² bostadsyta. Beräkningarna visar att man för ett tryckfall på ca 1 m vattenpelare behöver sprickor med en sprickbredd av storleksordningen 1 mm vid ett avstånd mellan sprickorna på 2 m.

Vidare har beräkningar utförts som visar att ackumulatören måste läggas under grundvattenytan eftersom man annars skulle få alltför stora vattenförluster ur systemet.

9 BERÄKNING AV VÄRMEMAGASINETS STORLEK OCH ERFORDERLIG SPRICK-
YTA

Allmänna förutsättningar

Beräkningarna har gjorts för två storlekar på magasinet. En för att täcka värmebehovet för en normal villa på 130 m², byggd på 1970-talet, och en för ett trevånings flerbostadshus på 1.000 m², byggt i slutet av 1940-talet eller början på 1950-talet. De antas ligga i klimatzon IV. Det är samma förutsättningar som gällde för JORDVÄRMEGRUPPENS CTH internrapport 1978: "Byggnadsuppvärmning med jordvärmepump. Översiktlig teknisk-ekonomisk bedömning av olika system i bostadshus", Lars Jacobson.

Effekt- och värmebehov

Flerbostadshuset har ett toppeffektbehov av ca 100 kW. Årsvärmebehovet är ca 200 MWh, oljebehovet 27 m³/år vid 75% pannverkningsgrad. Naturligtvis kan man på motsvarande sätt beräkna ackumulatorstorlekar för andra typer av hus eller hela kvarter. För småhuset blir maximala effektbehovet ca 10 kW och årsvärmebehovet ca 20 MWh från uppvärmningssystemet.

Förutsättningar och förenklingar för beräkning av markackumulatorn

Akkumulatorn har beräknats för temperaturintervallen 15/0°C och 35/20°C.

15/0°C. Återställningen sker med mycket enkla solfångare eller luftvärmväxlare. Förlusterna till omgivande berg antas små då den största delen tas tillbaka under den tid temperaturen är under 6°C i ackumulatorn.

35/20°C. Med en högre temperatur erhålls större förluster som man måste ta hänsyn till vid dimensionering och val av solfångare för laddning. Ackumulatorn kommer inte att arbeta vid den rätta temperaturen förrän efter några års drift om inte "extra" laddning görs första året. För beräkning av effektuttag och ackumulatorstorlek antas att detta tillstånd har uppnåtts. Förlusterna från ackumula-

torn i sitt "normala" uppladdade tillstånd har även beräknats, samt den energimängd som åtgår för att nå detta tillstånd.

För bägge ackumulatorstorlekarna har förlusterna uppåt beräknats med hjälp av månadsmedeltemperaturerna.

Akkumulatorstorlekar

Berget har antagits vara en "normal" granit med följande termiska egenskaper:

värmeledningsförmågan = $3.5 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$

värmekapacitiviteten = $0.563 \text{ kWh/m}^3\text{C}$

värmeövergångstalet från markytan till omgivningen har satts till $10 \text{ W/m}^2\text{C}$.

Här antas att det behövs lika stor aktiv volym berg för de båda temperaturnivåerna. För den högre temperaturnivån behövs att en stor volym utanför den aktiva delen också laddas upp för att förlusterna skall minska.

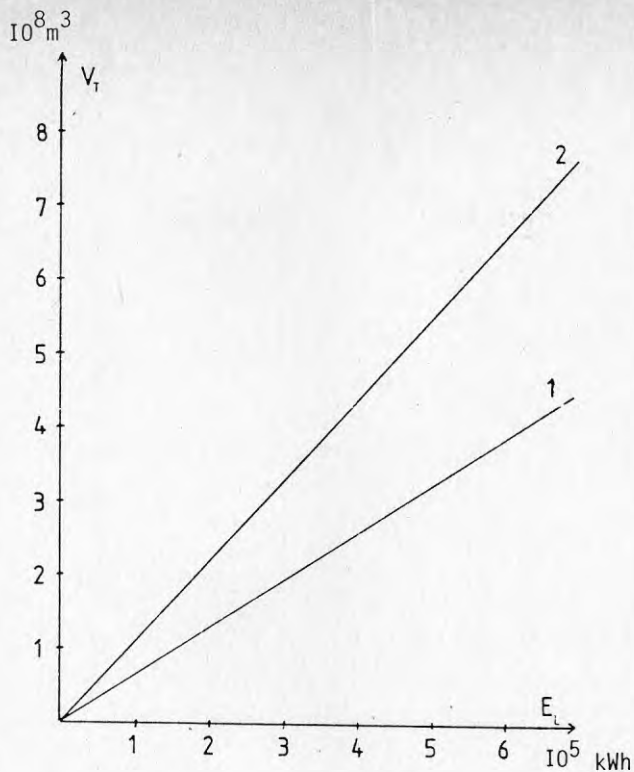
Den stora ackumulatören kräver ca 24.000 m^3 granit om hela energibehovet skall lagras. Kan hälften erhållas direkt från solfångarna eller uteluften fås en volym på 12.000 m^3 .

Akkumulatören för det mindre energibehovet får en storlek av ca $2\,400 \text{ m}^3$ om hela energibehovet skall lagras. Om hälften skall lagras blir volymen 1200 m^3 .

I figur 26 ges exempel på markvolymbehov för olika lagring av värmeenergi.

Akkumulatorns form

För att minska förlusterna från bergackumulatören bör den placeras relativt djupt och med en sådan form att dess "tänkta yta" utåt blir så liten som möjligt.



Figur 26. Markvolymbehov för olika ackumulatorstorlekar.
Utnyttjad temperatur = 15°C .

- 1 = Göteborgslera
2 = Granit

Här har antagits att överytan på ackumulatorn ligger ca 20 m under markytan. Det är fullt möjligt på ett enkelt sätt med den här typen av ackumulator.

En cylinderformad ackumulator med lika stor diameter som höjd får följande mått:

	Hela behovet	Halva behovet
200 MWh	$r = 15.6 \text{ m}$ $h = 31.2 \text{ m}$	$r = 12.4 \text{ m}$ $h = 24.8 \text{ m}$
20 MWh	$r = 7.2 \text{ m}$ $h = 14.4 \text{ m}$	$r = 5.8 \text{ m}$ $h = 11.6 \text{ m}$

Med en kubisk ackumulatorform får vi måtten:

	Hela behovet	Halva behovet
200 MWh	$l=h=b= 28.8 \text{ m}$	$l=h=b= 22.9 \text{ m}$
20 MWh	$l=h=b= 13.4 \text{ m}$	$l=h=b= 10.6 \text{ m}$

Erforderlig sprickyta

För att beräkna erforderlig sprickyta har antagits att uppspräckningen av berget ger horisontellt parallella sprickor.

För den större ackumulatormed ett toppeffektbehov av 100 kW blir sprickytebehovet 7.000 m^2 enligt beräkningen med Femtemp II. (Axelsson et al., 1975).

Antag att hela bottenytan på den aktiva volymen fungerar som värmewäxlare. Den stora ackumulatormed bottenytan $B = 830 \text{ m}^2$. Varje spricka har två ytor, vilket innebär att det behövs 3.584 m^2 , dvs 4,3 sprickor = 5 sprickor. Avståndet blir ca 6 m mellan varje spricka.

Vid lagring av halva behovet behövs fortfarande toppeffekten, vilket betyder att det krävs flera sprickor per meter i den mindre ackumulatormed. En minskning av toppeffektbehovet skulle reducera antalet sprickor och därmed även kostnaderna.

Bottenytan = 525 m^2 , vilket innebär $6.8 \approx 7$ sprickor med ett avstånd av 3.27 m mellan sprickorna.

Den mindre ackumulatormed får på motsvarande sätt ett behov av 700 m^2 , dvs 358 m^2 sprickor. För lagring av hela behovet behövs 2 st sprickor med ett avstånd av ca 2,7 m mellan varje spricka, och den mindre ackumulatormed (10.000 kWh) får med samma toppeffektbehov 4 st sprickor med ett avstånd av 2,65 m mellan varje spricka.

Erforderliga vattenflöden

För att klara av värmeutbytet måste en ganska stor mängd vatten cirkuleras. Här antas en temperaturdifferens på 3°C mellan utgående och inkommande vatten från ackumulatormed. Eftersom det hela tiden förutsätts att vattnet inte fryser, så krävs inget köldmedium i systemet.

Flödena har beräknats till 910 l/min resp 91 l/min.

Förluster från ackumulatörerna

Förlusterna kan vara mycket svåra att beräkna, framför allt vid den högre temperaturnivån. Ackumulatören med den lägre temperaturnivån "tar tillbaka" sina förluster under den kalla delen av året. Det är då bara förlusterna uppåt som kan vara av betydelse. Genom att förlägga ackumulatören på 10 m djup och oisolerad överyta fås en total isolering med ett värmegenomgångstal av $k = 0.43 \text{ W/m}^2\text{°C}$. Med 0.3 m lättklinker ovanpå berget erhålls ett k-värde på $0.19 \text{ W/m}^2\text{°C}$.

Förlusterna är beräknade för ackumulatorns fortvarighetstillstånd, dvs. efter de första årens uppladdning.

Förlusterna uppåt har överslagsmässigt beräknats med hjälp av luftens månadsmedeltemperaturer samt medeltemperaturer för ackumulatören under respektive månad. Två olika temperaturnivåer har använts som utgångstemperatur under hösten, 15 resp 35°C. Förlusterna är beräknade i förhållande till den energi som lagrats i den aktiva delen av ackumulatören, dvs. årsvärmebehovet. Den energimängd som ligger lagrad "utanför" ackumulatören, och som fungerar som en isolerande buffert, har ej tagits med.

Förlusterna uppåt är redovisade i tabell 7.

Tabell 7. Förluster från ackumulatorns översida till markytan.

Ackumulatör MWh	%			
	10 m till överyta utan isolering		10 m till överyta med isolering	
	15°C	35°C	15°C	35°C
20	35	60	15	25
200	11	35	5	15

Förluster till omgivande berg under samma tid redovisas i tabell 8. Omgivande marks temperatur har antagits till 8°C.

Tabell 8. Förluster från ackumulatorm till omgivande mark.

Ackumulator MWh	% av ackumulatorns kapacitet	
	15°C	35°C
20	10	> 100
200	3	35

Förlusterna är relaterade till den i aktiva delen lagrade energin, dvs i det här fallet 20 resp 200 MWh. Beräkningen är gjord för en antagen medeltemperatur i ackumulatorm under 6 månader på 10 resp 30°C.

Summering av förlusterna visar att större ackumulatorer måste överladdas med ca 8% resp 50% vid den låga resp höga temperaturnivån. Den mindre ackumulatorm kräver en överladdning eller en "aktiv volym" som är 25 resp 125% större. Förlusterna från lågtemperatur ackumulatorm till omgivningen kan man bortse ifrån.

Bägge beräkningarna förutsätter en bibehållen temperatur av 10°C resp 30°C.

Allmänt

I beräkningarna antas att anläggningen utföres i icke jordtäckt berg, samt att man spräcker berget på sådant djup att minst 10 m berg täcker ackumulatorns överyta. Kostnaderna för isolering av bergytan samt jordtäckning har tagits med. Vidare har ett tredje sätt att utnyttja en sprickackumulator beräknats ekonomiskt. Om samma antal borrhål placerats på ett större avstånd kan en större sprickyta, och därmed även en större volym berg användas. På så vis kan en mindre temperaturredifferens utnyttjas, varvid uppladdningen under sommaren kan ske utan solfångare eller liknande.

Förutsättningar

Med de i förutsättningarna angivna hustyperna som värmebehov, har systemet satts samman till alternativa jordvärmepumpsystem dimensionerade efter de givna förutsättningarna.

Vid uppskattning av kostnader för komponenter och arbeten har i möjligaste mån aktuella å-priset 1979 använts, dock har justeringar gjorts med hänsyn till initial- och marginalkostnader.

Det bör poängteras att de kostnader som redovisas i exemplen ej är att se som kalkyler efter vilka man kan bygga till ett fast pris. De är mer att se som en bedömning av vad som med känd teknik torde vara möjligt att uppnå hösten 1979.

Som underlag för jämförelser har olika kostnadsberäkningar gjorts.

Med hjälp av uppskattade anläggningskostnader har de totala årliga kapital- och underhållskostnaderna beräknats för de första tio åren. Räntenivån har därvid satts till 5 och 10 procent för annuitetslån under subsystemens respektive livslängd.

Livslängden har bedömts till 20 år för värmeackumulator och solkollektorer, 10 år för värmepump och luftbatteri, samt 30 år för distributionssystemen. Underhållet har uppskattats till 2% av investeringskostnaden.

Jämförelser kan här göras mellan omedelbart investeringsbehov, årliga kapital-, underhålls- och driftskostnader var för sig, och totalt för första tioårsperioden. För driftskostnader gäller energipriser hösten 1979, dvs 0,25 kr/kWh och 1800 kr/m³ olja.

Återbetalningstiden, dvs den tid systemets drifts- och underhållskostnadsbesparingar återbetalar investeringskostnaden har också beräknats där så är möjligt.

Följande poster har tagits med vid beräkningarna:

1. Borrning av de antal meter som behövs för respektive system.
2. Uppspräckning av berget.
3. Kopplingar, ledningar och sammankopplingar inom ackumulatorn.
4. Hopkoppling och anslutning till värmeförbrukaren.
5. Isolering av bergytan samt övertäckning med matjord.

Kostnader för pump och kulvert från ackumulatorn till värmepumpen har tagits med under "övrigt".

Kostnader för värmepump, "övrigt", konvektorer och solfångare har tagits ur JORDVÄRMEGRUPPENS CTH internrapport 1978: "Byggnadsuppvärmning med jordvärmepump. Översiktlig teknisk-ekonomisk bedömning av olika system i bostadshus", Lars Jacobson. Dessa kostnader har räknats upp med ca 7%.

Beräkningar

Flerbostadshus

I detta exempel används den typ av flerbostadshus vars egenskaper och förutsättningar tidigare beskrivits. (3 vån, lägenhetsyta 1.000 m², årsvärmebehov 200 MWh, oljebehov 27 m³/år vid 75% verkningsgrad, max effektbehov 100 kW, 80/60°C radiatorsystem).

A. Ackumulatortemperatur $15^{\circ}/0^{\circ}\text{C}$, konvektorer.

Ackulatorns låga temperatur medger användning av konvektorbatteri för laddning. Detta kan också användas för att ge värme till värmepumpens förångare under april-oktober. Med en tillräckligt stor värmepump och komplettering av värmedistributionssystemet kan hela årsvärmebehovet klaras utan tillsatsvärme. Det krävs ca 360 m borrhål och ca 3.584 m^2 sprickyta. Hela överytan isoleras. Kostnaden blir då:

Subsystem	Investering kkr	Ränta, amort, underhåll kkr/år
Komplettering av värmedistributionssystemet $60/50^{\circ}\text{C}$	110	12 - 14
Sprickackumulator	122	11,5 - 15,5
Konvektorbatteri	50	5 - 6
Värmepump (eldriven)	105	14,5 - 17,5
Övrigt	40	4,5 - 5,5
Summa	427	47,5 - 58,5 varav underhåll 8 - 9

Driftskostnader Värmefaktorn = 3,4
 El å $0,25 \text{ kr/kWh}$ 59 MWh/år 14,75 =
 14,75 kr/m²ly,år
 (Olja 27 m^3 å 1800 kr/m^3 = 48.600 kr/år)

Totalt	62 - 73 = 62 - 73 kr/m ² ly,år
--------	----------------------------------------------

Aterbetalningstid: 17 år vid valda energipriser

Energibesparing: 70%

Investeringskostnad: 4270 kr/kW

Energikostnad: 0,31 - 0,37 kr/kWh (ränta, amorteringar, underhåll samt driftk.)

Energikostnad för enbart ackumulatorn: 0,08 kr/kWh

B. Ackumulatortemperatur $35/20^{\circ}\text{C}$, sprickackumulator, solkollektorer, ej tillsatsvärme.

Med en högre ackumulatortemperatur är det möjligt att svara för hela effektbehovet med enbart värmepump utan att komplettera värmedistributionssystemet. Denna ackumulator är fysiskt likadan som i tidigare exempel. För uppvärmning av ackumulatorn erfordras dock i detta fall solkollektorer av enklare typ placerade på taket.

Subsystem	Investering kkr	Ränta, amort, underhåll kkr/år
Sprickackumulator	122	12 - 14
Solkollektor	240 - 360	24 - 29
Värmepump (eldriven)	105	14,5 - 17,5
Övrigt (anslutningar, kulvert, pumphar)	40	4,5 - 5,5
Summa	507 - 627	55 - 66 varav underhåll 11 - 12
Driftskostnader	Värmefaktorn = 3,6 E1 ä 0,25 kr/kWh 55,5 MWh/år	13,9 = 13,9 kr/m ² ly,år
	(Olja 27 m ³ ä 1800 kr/m ³ = 48.600 kr/år)	
Totalt		68,9 - 79,9 = 69 - 80 kr/m ² ly,år
Återbetalningstid: 28 år	Investeringskostnad: 5070-6270 kr/kW	
Energibesparing: 72,5%	Energikostnad: 0,35 - 0,40 kr/kWh	

C. Ackumulatortemperatur +8/4°C

Sprickackumulator med stor yta, lågt uttag per m³ berg. Automatisk återställning.

Subsystem	Investering kkr	Ränta, amort, underhåll kkr/år
Sprickackumulator	122	12 - 14
Värmepump (eldriven)	105	14,5 - 17,5
Övrigt (anslutningar, kulvert, pumphar)	50	5 - 6
Summa	277	31,5 - 37,5 varav underhåll 5,5 - 6,5
Driftskostnader	Värmefaktorn = 3,0 E1 ä 0,25 kr/kWh 67 MWh/år	16,75 = 16,75 kr/m ² ly,år
	(Olja 27 m ³ ä 1800 kr/m ³ = 48.600 kr/år)	
Totalt		48,2 - 54,2 = 48 - 55 kr/m ² ly,år
Återbetalningstid: 12 år	Investeringskostnad: 2770 kr/kW	
Energibesparing: 66,5%	Energikostnad: 0,24 - 0,27 kr/kWh	

Småhus

I detta exempel utgår vi från ett elvärmt småhus av den typ som tidigare översiktligt beskrivits. (1 vån, utan källare, lägenhetsyta 130 m², årsvärmebehov 20 MWh från uppv.system, max effektbehov 10kW, el-radiatorer under fönster).

Dessa hus behöver ett nytt värmedistributionssystem, här väljs i första hand värmestrips som synes ge lägst inbyggnadskostnad. Befintliga elradiatorer bibehålles.

A. Ackumulator temperatur 15/0°C

Subsystem	Investering kkr	Ränta, amort, underhåll kkr/år
Värmedistributionssystem 60/50°C (värme-stripes)	15 - 17	1,7 - 1,9
Sprickackumulator	25	2,4 - 3,2
Konvektorbatteri	7	0,6 - 0,9
Värmepump (eldriven)	20	2,7 - 3,2
Övrigt (anslutningar, kulvert, pumpar)	5	0,5 - 0,6
Summa	72 - 74	7,9 - 9,8 varav underhåll 1,5
Driftskostnader	Värmefaktorn = 3,0 El å 0,25 kr/kWh 6,67 MWh/år 1,7 (El å 0,25 kr/kWh 20 MWh/år = 5.000 kr/år)	
Totalt		9,6 - 11,5
Återbetalningstid: 40 år	Investeringskostnad: 7200-7400 kr/kW	
Energibesparing: 67%	Energikostnad: 0,48 - 0,58 kr/kWh	
Energikostnad för enbart ackumulatorn: 0,16 kr/kWh		

En stor del av husen byggda före 1965 har idag oljeeldning och uppvärmningssystem med vattenradiatorer som endast i liten utsträckning behöver kompletteras vid övergång till jordvärmepumpsystem. Husen är i övrigt mycket lika de elvärmda småhusen.

Subsystem	Investering kkr	Ränta, amort, underhåll kkr/år
Komplettering av värmedistributionssystem 60/50°C	4	0,3 - 0,4
Sprickackumulator	25	2,4 - 3,2
Konvektorbatteri	7	0,6 - 0,9
Värmepump (eldriven)	20	2,7 - 3,2
Övrigt	5	0,5 - 0,6
Summa	61	6,5 - 8,3 varav underhåll 1,20
Driftskostnader	Värmefaktorn = 3,0 EI å 0,25 kr/kWh 6,67 MWh/år 1,7 (Olja 2,7 m ³ å 1800 kr/m ³ = 4860 kr/år)	
Totalt		8,2 - 10,0
Återbetalningstid: 30 år	Investeringskostnad: 6100 kr/kW	
Energibesparing: 67%	Energikostnad: 0,41 - 0,50 kr/kWh	

B. Ackumulator temperatur 35/20°C

För den högre ackumulatortemperaturen erfordras enkla solkollektorer. Ackumulatorns fysiska utformning samma som tidigare. Eluppvärmt hus.

Subsystem	Investering kkr	Ränta, amort, underhåll kkr/år
Värmedistributionssystem 60/50°C, värmestrips	16	1,8
Sprickackumulator	25	2,4 - 3,2
Solkollektor	45	3,5 - 5,2
Värmepump	20	2,7 - 3,2
Övrigt	5	0,5 - 0,6
Summa	111	10,9 - 14 varav underhåll 2,3
Driftskostnader	Värmefaktorn = 3,4 EI å 0,25 kr/kWh 5,88 MWh/år 1,5 (EI å 0,25 kr/kWh 20 MWh/år = 5.000 kr/år)	
Totalt		12,4 - 15,5
Återbetalningstid: 90 år	Investeringskostnad: 11100 kr/kW	
Energibesparing: 70,6%	Energikostnad: 0,62 - 0,78 kr/kWh	

C. Ackumulator temperatur 8/4°C

Oljeuppvärmt hus.

Subsystem	Investering kkr	Ränta, amort, underhåll kkr/år
Komplettering av värme- distributionssystem 60/50°C	4	0,3 - 0,4
Sprickackumulator	25	2,4 - 3,2
Värmepump	20	2,7 - 3,2
Övrigt	5	0,5 - 0,6
Summa	54	5,9 - 7,4 varav underhåll 1,0
Driftskostnader	Värmefaktorn = 2,5 E1 ä 0,25 kr/kWh 8 MWh/år (Olja 2,7 m ³ ä 1800 kr/m ³ = 4860 kr/år)	2,0
Totalt		7,9 - 9,4
Aterbetalningstid: 29 år		Investeringskostnad: 5400 kr/kW
Energibesparing: 60%		Energikostnad: 0,40 - 0,47 kr/kW

Sammanfattning

Att erhålla tillräcklig volym för storskalig lagring av energi bör inte orsaka några problem. Sprickytebehovet kan tillgodoses genom uppspräckning av ett tillräckligt antal sprickor.

Beräkningarna visar på sambandet mellan ackumulatorns storlek, dess temperaturnivå och förlusterna. En större ackumulator har mindre förluster än en mindre vid samma temperaturnivå. Högre temperaturnivå medför större förluster. Tabell 8, sid 67, ger en uppfattning om sambanden.

Beräkningarna visar att små komplicerade system troligtvis ej kommer att kunna betala sig inom rimlig tid. Stora system däremot, > 200 MWh, är redan nu ekonomiskt konkurrenskraftiga. Med tanke på de snabbt stigande energipriserna är metoden ur ekonomisk synpunkt synnerligen intressant.

11 FORTSATT PROGRAM

Det fortsatta programmet föreslås uppdelat på fyra avsnitt.

Val av plats

Undersökningar i ytan av de geologiska förutsättningarna hos ett antal platser med olika berggrundsmiljöer, inkluderande geologisk kartläggning av litologi, sprickfrekvens, sprickmönster och andra strukturer samt utvärdering.

Borrning samt dokumentering av geologiska förhållanden hos försöksplatsen

Omfattar borrhålsprogram, borrhålsloggning, kärnkartering, studier av sprickmineral (läkta sprickor), spänningsmätningar, mätningar av termiska parametrar, grundvattenmätningar, utvärdering.

Uppspräckning

Försök med hydraulisk uppspräckning samt sprängmedel. Borrning av kontrollhål samt borrhålsloggning. Flödesmätningar. Detektering av uppspräckning från ytan. Utvärdering.

Utformning av cirkulationsanläggning - uppladdning - urladdning

Typ av cirkulationsanläggning. Val av uppvärmningssystem. Provpumpning. Mätprogram. Utvärdering.

Varje avsnitt avslutas med en rapportering, vilken ligger till grund för bedömning om fortsatta arbeten. Detaljerat program kommer att redovisas i en kommande ansökan om ett ramanslag för samtliga avsnitt. Vissa arbeten kan komma att tidsmässigt överlappa varandra.

LITTERATURFÖRTECKNING

- Ahlbom, K, Olkiewicz, A, Scherman, S, 1979, Val av platser för fortsatta undersökningar av bergformationer i södra Sverige. Rapport PRAV 1979-04-11. SGU, Berggrundsbyrån.
- Axelsson, K, Fröijer, M, Lloyd, D, 1975, FEMTEMP II. Datorprogram för analys av värmeledningsproblem. Användarmanual. Inst. för Byggnadsstatistik, Chalmers tekniska högskola, Göteborg.
- Banks, D C, 1972, In Situ Measurements of Permeability in Basalt. Proc. Symp. Percolation through fissured Rock. Stuttgart.
- Bergman, M, 1977, Grundvatteninläckning i tunnlar och bergrum (en dokumentation av 73 tunnelavsnitt och bergrum i Sverige). Byggeforskningen, Rapport R51:1977.
- Birch, F, Schairer, J F, Spicer, H C, 1942, Handbook of physical constants. Geological Soc. of America, special paper no. 36, New York.
- Bjurström, S, Cederberg, M, Göransson, A, Hansson, T, Lindskog, R, Martna, J, 1977, Lagring och transport av vattenburen värme i berg. BeFo.
- Brace, W F, Silver, E, Hadley, K, Goetze, C, 1972, Cracks and pores: A closer look. Science, Vol. 178, pp 162 - 164.
- Carlsson, H, 1978, A Pilot Heater test in the Stripa granite. Swedish-American Cooperative Program on Radioactive Waste Storage in Mined Caverns in Crystalline Rocks, Technical Project Report No 6. CBC - 7086 SAC - 06.
- Cederwall, K, Sjöberg, A, 1969, Hydraulik. Chalmers tekniska högskola, Inst. för vattenbyggnad, Intern skrift Nr 6, 1969.

- Clark, SP, 1966, Hand-book of physical constants. The Geological Society of American Memoir 97.
- Darin, S R, Huitt, J L, 1960, Effect of a Partial Monolayer of Propping Agent on Fracture Flow Capacity. Trans. AIME, 219,31-37.
- Dickey, P A, Anderssen, K M, 1945, Behavior of Water Input Wells - Part 4, Oil Weekly, Dec. 10.
- Fält, U, Gustafson, G, 1979, Undersökning av förutsättningarna för energilagring i jord och berg genom geofysisk borrhållsloggnig - en metodinventering. Geologiska institutionen, Chalmers Tekniska Högskola, Göteborg.
- Gustafsson, S E, Karawacki, E, Khan, M N, 1979, Transient Hot Strip Method for Simultaneously Measuring Thermal Conductivity and Thermal Diffusivity of Solids and Fluids. To appear in J. Phys. D: Applied physics, 12.
- Haimson, B C, Fairhurst, C, 1967, Initiation and Extension of Hydraulic Fractures in Rock. Society of Petroleum Engineering Journal, pp 310-318.
- Haimson, B C, 1968, Hydraulic Fracturing in Porous and Nonporous Rock and Its Potential for Determining In Situ Stresses at Great Depth. Technical Report MRD-4.68, Missouri River Division, Corps of Engineers.
- Haimson, B C, Lacombe, J, Jones, A H, Green, S J, 1974, Deep Stress Measurements in Tuff at the Nevada Test Site. Advances in Rock Mechanics. Proceedings of the third ISRM Congress, Denver. II A.
- Hansagi, I, 1965, Numerical Determination of Mechanical Properties of Rock and of Rock Masses. Intern. J. Rock Mech. Mining Science, 2, pp 219-223.
- Hanson, M E, Anderson, G D, Schaffer, R J, Emerson, D O, Heard, H C, Haimson, B C, 1978, Theoretical and Experimental Research on Hydraulic Fracturing. California University, Livermore, USA, Lawrence Livermore Lab.

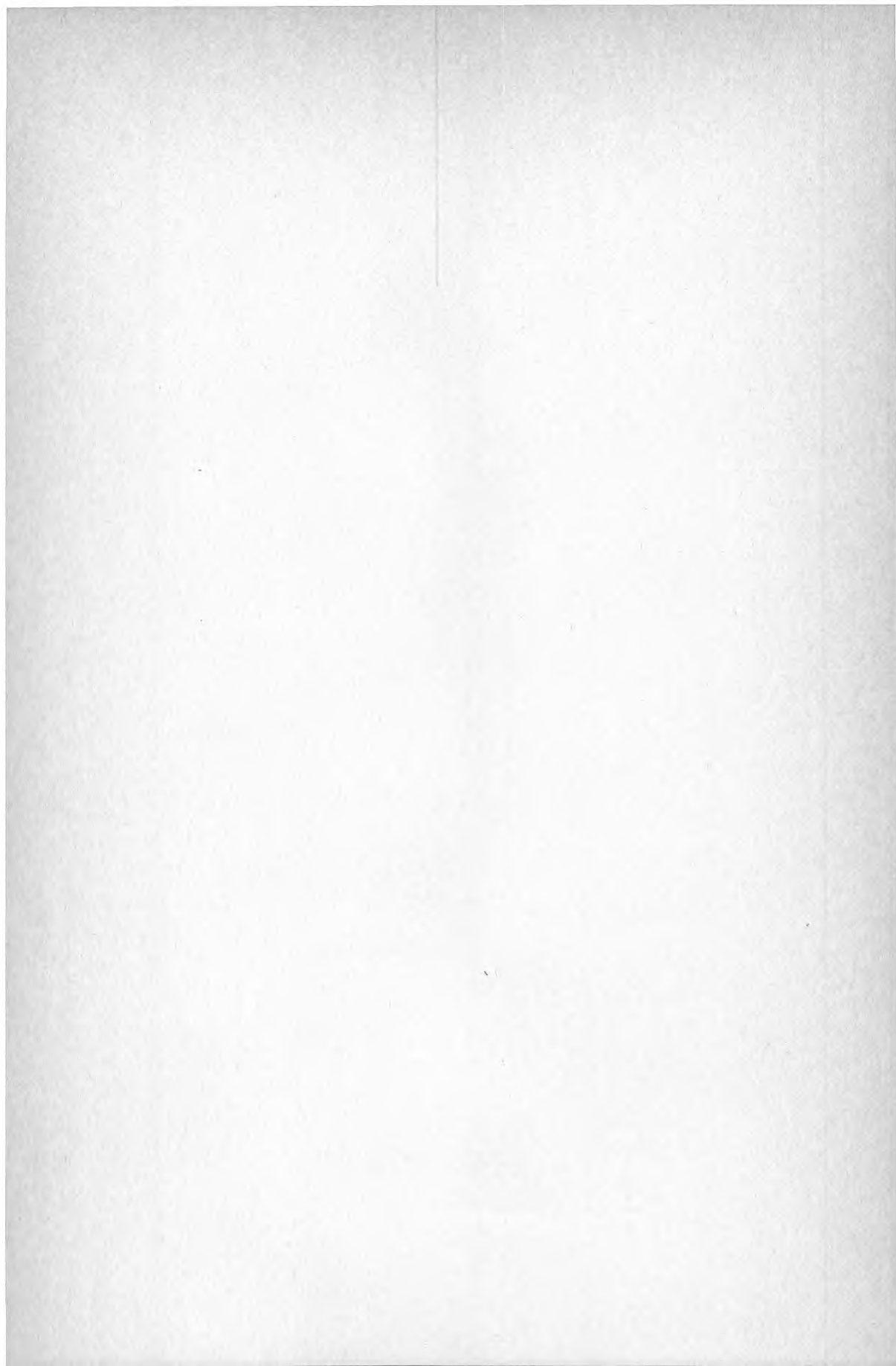
- Hast, N, 1958, The Measurement of Rock Pressure in Mines. SGU Serie C:560.
- Hast, N, 1965, Spänningstillståndet i den fasta jordskorpanns övre del. IVA-meddelande nr 142, Stockholm.
- Hast, N, 1974, The State of Stress in the Upper Part of the Earth's Crust as Determined by Measurements of Absolute Rock Stresses. Naturwissenschaften 61.
- Hawkes, I, 1967, Theory of the photoelastic biaxial strain gauge and its applications in rock strain measurements. Technical Note, U.S Army Cord Region, Res. Eng. Lab., Hanover, New Hampshire.
- Hiltsher, R, 1974, Bergspänningsmätningar. Synpunkter på dagens teknik och utvecklingstendenser. BeFo, Bergmekanikdag 15 februari 1974.
- Hiltscher, R, 1975, Studium och jämförelser av olika metoder för bergtrycksmätningar använda i Norden. Svenska Gruvföreningen, Gruvforskningen, Serie B, Nr 184.
- Hoek, E, Brown, E T, 1977, Underground Excavation Engineering. The Institution of Mining and Metallurgy, London.
- Holmstrand, O, 1976, Kompendium till vissa delar av kurs i geologi och grundvatten för hälsovårdsinspektörer. Geologiska inst., Chalmers tekniska högskola och Göteborgs universitet, Göteborg.
- Holmstrand, O, Wedel, P, 1977, Ingenjörsgelogisk kartering. Geologiska inst., Chalmers tekniska högskola och Göteborgs universitet. Publ. A17, Göteborg.
- Horai, K, Baldrige, S, 1972, Thermal Conductivity of Igneous Rocks, II. Estimation of the Thermal Conductivity of rock from the Mineral and Chemical Composition. Phys. Earth Planet Interiors 5.

- Howard, G C, Fast, C R, 1970, Hydraulic Fracturing. Monograph vol.2, Henry Doherty Memorial Fund of AIME, Millet the printer, Dallas, Texas.
- Jacobson, L, 1978, Byggnadsuppvärmning med jordvärmepump. Översiktlig teknisk-ekonomisk bedömning av olika system i bostadshus. Intern lägesrapport december 1978, Jordvärmegruppen, Geologiska inst., Chalmers tekniska högskola, Göteborg.
- Jamison, D B, Cook, N G W, 1978, An Analysis of the Measured Values for the State of Stress in the Earth's Crust. University of California, Berkley, USA.
- Kappelmeyer, O, Haenel, R, 1974, Geothermics with Special Reference to Application. Borntraeger, Stuttgart.
- Knutsson, G, Fagerlind, T, 1977, Grundvattentillgångar i Sverige. Sveriges geologiska undersökning, SGU, rapporter och meddelande nr 9, Stockholm.
- Knutson, G, Morfeldt, C O, 1973, Vatten i jord och berg. Ingenjörsförlaget, Stockholm.
- Kristiansen, J, 1978, Teoretiske analyse af metoder til bestemmelse af varmeledningsevne for geologiske materialer og eksempler på anvendelse. Laboratoriet for geofysik, Århus Universitet, Danmark.
- Landström, O, Larsson, S Å, Lind, G, Malmqvist, D, 1978, Lokalisering och bedömning av geotermiska energimagasin i kristallin berggrund, etapp 3. Slutrapport för NE-projekt 4560013. Chalmers tekniska högskola, Geologiska inst., Publ. B104.
- Leeman, E R, 1964, The Measurement of Stress in Rock: I. The Principles of Rock Stress Measurement; II. Borehole Rock Stress Measuring Instruments; III. The Results of Some Rock Stress Investigations. Journal of South African Institute of Mineral Metallurgy 65.

- Li, B, 1970, Erfaring med tredimensjonal målecelle for bergtrykksmålinger. IVA -rapport nr. 29, Bergmek. diskussionsmöte 13 febr. Stockholm, pp 17 - 24.
- Louis, C, 1967, Strömungsvorgänge in Klüftigen Medien und ihre Wirkung auf die Standsicherheit von Bauwerken und Böschungen in Fels. Fakultät für Bauingenieur und Vermessungswesen der Technischen Hochschule, Karlsruhe.
- Maini, Y N T, 1972, In Situ Hydraulic Parameters in Jointed Rock - Their Measurement and Interpretation. Ph. D. Thesis, University of London.
- Mayer, A, Habib, P, Marchand, R, 1951, Conférence internationale sur les pressions de terrains et le soutènement dans les chantiers d'exploration. Liege, du 24 au 28 avril.
- Mc Kee, C R, Hanson, M E, Terhune, R W, 1977, Permeability from Single and Multiple Detonations in Bore Holes. In Situ I, pp 37-73.
- May, A H, 1960, Instruments to measure the stress conditions existing in the rocks surrounding underground openings. Intern. Conf. Strata Control, Paris, Paper 03 263- 274.
- Moye, D G, 1967, Diamond Drilling for Foundation Exploration. Civil Engineering Transactions. Australia.
- Myrvang, A, 1970, Bergtrykksmålinger med "door-stoppers" og tredimensjonal målecelle ved Rødsand gruber. IVA-rapport nr 29, Bergmek. diskussionsmöte, 13 febr., Stockholm.
- Myrvang, A, 1976, Practical Use of Rock Stress Measurement in Norway. Symposium on Investigation of Stress in Rock-Advances in Stress Measurement, Sydney 11-13 Aug.
- Obert, L, Merrill, R M, Morgan, T A, 1962, Borehole Deformation Gauge for Determining the Stress in Mine Rock. US Bureau of Mines Report, Investigation 5878.

- Perami, R , 1971, Formation des microfissures dans les rocks sous l'effect de variations homogènes de temperature. Symp. Soc. Intern. Mécanique des rocks, Nancy.
- Pollard, D, Holzhausen, G, 1979, On the Mechanical Interaction between a Fluid Field Fracture and the Earth's Surface. Tectonophys. 53, No. 1/2.
- Potts, E L J, 1957, Underground Instrumentation, Quart. Shool of Mines 52, 135- 182.
- Pratt, H R, Schrauf, T W, Hustrulid, W A, 1977, Thermal and mechanical properties of granite, Stripa, Sweden. Terra Tek., Salt Lake City, Utah.
- Rihm, S T, 1978, Marklagerstudier för Sunroc-systemet. Delrapport I. Publ. B130, Geologiska inst., Chalmers tekniska högskola och Göteborgs universitet.
- Rihm, S T, 1979, Marklagerstudier för Sunroc-systemet. Delrapport 2. Publ. B131, Geologiska inst., Chalmers tekniska högskola och Göteborgs universitet.
- Scheidegger, A, 1962, Principles of Geodynamics. Springer, Berlin.
- Sibbit, W L, Dodson, J G, Tester, J W, 1979. Thermal Conductivity of Crystalline Rocks Associated with Energy Extraction from Hot Dry Rock Geothermal System. Journal of Geophysical Research vol. 84, No.B3
- Slobodov, M A, 1965, An application of the relief method to stress measurement in weak and semihard rocks. WNIMI Inst. Rept. Leningrad.

- Simmons, G, Batzle, H, Cooper, H, Siegfried, R, Feves, M, 1978, Characterization of microcracks. Ur "Conference of Deformation and Structure", Luleå.
- Stagg, K G, Zienkiewicz, O C, 1978, Rock Mechanics in Engineering Practice. John Wiley and Sons, London.
- Sundberg, J, 1979, Metoder för bestämning av termiska parametrar i berg och jord. Publ. B132, Geologiska inst., Chalmers tekniska högskola och Göteborgs universitet.
- Swolfs, H S, Brechtel, C E, 1977, The Direct Measurement of Long-Term Stress Variations in Rock. 18th US Symposium on Rock Mechanics, Keystone, Colorado, USA.
- Tester, J W, Albright, J N, Eds., 1979, Hot dry rock energy extraction field test: 75 days of operation of a prototype reservoir at Fenton Hill, Los Alamos Sci. Lab. report LA- 7771- MS.
- Tincelin, M E, 1951, Conférence internationale sur les pressions de terrains et le soutènement dans les chantiers d'exploration. Liege, du 24 au 28 avril.
- Todd, K D, 1959, Ground Water Hydrology. John Wiley, New York.
- Walsh, J B, 1966, Effect of Pressure and Saturating Fluid on the Thermal Conductivity of Compact Rock. Journal of Geophysical Research, Vol. 71, No. 12.
- Wilson, A M, 1961, A laboratory investigation of high modulus borehole plug gauge for the measurement of rock stress. Proc. Symp. Rock. Mech., 4:th Bull. Mineral Ind. Expt Sta., Penn. State Univ. No 76, 185 - 195.
- Yuster, S T, Calhoun, J C Jr, 1945, Pressure parting of formations in water flood operations. Part I, Oil Weekly, march 12, Part II, Oil Weekly march 19.



**Denna rapport hänför sig till forskningsanslag 790729-2
från Statens råd för byggnadsforskning till geologiska
institutionen vid Chalmers tekniska högskola, Göteborg.**

R124: 1980

ISBN 91-540-3339-X

Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm

Art.nr: 6700224

**Abonnemangsgrupp:
W. Installationer**

**Distribution:
Svensk Byggtjänst, Box 7853
103 99 Stockholm**

Cirka pris: 30 kr exkl moms