

PRIS KR. 1.00



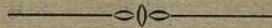
Norges Geologiske
Undersøkelse

Nr. 92

GRUNNVATNET

AV
J. REKSTAD

MED 5 TEKSTFIGURER



KRISTIANIA 1922
I KOMMISJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.

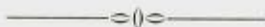
NORLANDSDENEN
Parsel Sunnan - Grong

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE Nr. 92.

GRUNNVATNET

AV
J. REKSTAD

MED 5 TEKSTFIGURER



NBR-DEPOTBIBLIOTEKET
POSTBOKS 278 - 8601 MO

KRISTIANIA 1922
I KOMMISSION HOS H. ASCHEHOUG & CO.

NORGES STATSRÅD
HOVEDSIYRET

I den øvre del av jordskorpen finner man vann og fuktighet overalt. De løse jordlag inneholder vann; i stor utstrekning er de ennogså mettet derav. Dette er av den største betydning for alt levende; ingen planter kan leve, hvor jordsmonnet mangler fuktighet.

Også i berggrunnen finner man vann. Særlig har man det i de tallrike sprekker, som gjennomsetter bergene. Men også, hvor berget er helt, finner man vann og fuktighet i det. Om man sprenger løs et stykke av helt berg inne i en tunnel eller i en dyp sjakt, finner man alltid, at det er fuktig. Det inneholder vann, så det ved tørring taper i vekt. Dette beror på, at all slags berg er mere eller mindre porøst og således gjennemtregelig for vann, særlig når det står under stort trykk.

Hvorfra kommer nu det vann, som finnes så utbredt i jordskorpen?

I oldtiden og middelalderen var Aristoteles' lære den herskende. Hans naturopfatning hadde en autoritet som bibelen. Han mente vannet i jordskorpen stammet fra havet. Havvannet blev opsuget i fastlandene som i en svamp. Det trengte ind i porer og sprekker. Når vannet i jordskorpen var ferskt, uagtet det kom fra det salte havvann, så skyldtes det filtrasjonen. Nu er den opfatning almindelig trengt igjennem, at vannet i jordskorpen stammer fra nedbøren.

Allerede i oldtiden hevet der sig røster mot Aristoteleses lære. Mest kjent av disse er den romerske arkitekt Vitruvius, hvis opfatning av grunnvatnets herkomst stemmer med nutidens. Men først i slutningen av det 17de århundrede lykkedes det den franske fysiker MARIOTTE ved nøiaktige målinger og beregninger å levere ugjendrivelig bevis for, at grunnvatnet stammer fra nedbøren og ikke fra jordens indre.

Det vann som i form av regn, sne eller tåke faller ned på jorden har en forskjellig skjebne:

En del fordunster igjen, en annen flyter bort fra overflaten og samles i bekker og elver for å føres ut i havet, og en tredje del siger ned i jordskorpen, hvor den danner grunnvatnet.

Avløp og fordunstning.

Nedbørsmengdens størrelse får vi vite ved de målinger, som utføres på de meteorologiske stasjoner, og den vannmengde, som rinner bort i elvene, finner man av vannstandsmålingene. Kalles nedbørsmengden i et distrikt n , det herav som fordunster x , det som flyter bort fra overflaten y og det som siger ned i jorden z , så er:

$$n = x + y + z$$

Går vi nu ut fra at mengden av grunnvann i en periode holder sig konstant, det vil si, at den vannmengde, det taper gjennom kilder og tilsig til elve og sjøer, er lik det, som siger ned i jorden av nedbøren, så er:

$$n - a = x$$

Hvor a betegner den vannmengde, som rinner bort i elvene. Vi kan altså finne, hvor stor den vannmengde er som fordunster.

Fordunstningens størrelse avhenger av mange faktorer. Mest veiende blandt disse er varmen. Fordunstningen må altså avhenge av solens høide og av dagens lengde. Videre må den avhenge av nedbørsmengdens fordeling. Er nedbøren vedholdende gjennom et lengere tidsrum, blir fordunstningen mindre enn ved mange kortvarige nedbørstider med mellemtider av solskin. Jordbunnens beskaffenhet er av stor betydning, og vegetasjonen utøver innflytelse. Betrakter vi en tett skog under et kortvarig regnskyll, så kan det treffe, at omtrent all nedbør blir optatt av bladene; intet kommer til jorden. Men det som bladene har optatt fordunster igjen.

Fordunstningen stiger med flatestørrelsen. Den er følgelig større fra et kupert enn fra et flatt område.

For Finland angir SEDERHOLM¹ avløpsmengden i elvene til 50⁰/₀ av nedbøren, for Mellem-Sverige til 40⁰/₀, for Mellem-Europa til 30⁰/₀ og for svensk Norrland til 70—87⁰/₀. HØGBOM² anser imidlertid avløpsprocenten for Norrland ansatt for høit. Han er tilbøielig å sette den til omkring 50⁰/₀. For vort land har A. HOLMSEN³ sammenstillet nedbørmengden og avløpet i elvene for en rekke av vore vassdrag.

For Tistedalsvassdraget finner han, at avløpsmengden er 65,5⁰/₀ av nedbørmengden, for Akerselven 72⁰/₀, for Glomma 90⁰/₀. HOLMSEN fremhever det eiendommelige forhold, at en hel rekke norske vassdrag, og fornemmelig de, som kommer fra høie fjellstrøk, viser en større avløpsmengde enn det nedbøren angir. Derav ser vi at nedbørmålingene må være ufullstendige. Der må flere stasjoner til for å få et nogenlunde korrekt mål for den. Der mangler fornemmelig stasjoner på høiereliggende steder, i fjellegne, hvor nedbøren er større enn i lavere trakter.

I Tistas- og Akerselvas nedbørsdistrikter har man forholdsvi flest nedbørmålinger, her skulde derfor resultatene være best. Efter målingen er altså fordunstningen i Tistas distrikt 34,5⁰/₀ av nedbørmengden og i Akerselvas 28⁰/₀.

Vi må efter dette anslå avløpsmengden for de lavere egne av Østlandet til omkring 70⁰/₀ av nedbøren. Hvor man har betydelige løse avleiringer, vil den være mindre; ti her opmagasineres meget av nedbøren i de løse jordlag. Hvor grunnen derimot består av berg, vil avløpsmengden være større, fordi berget er meget mindre gjennemtregelig for vann enn de løse jordlag. Videre utøver heldningen innflytelse. På flatt land vil nedbøren stanse lengere og følgelig få bedre tid til å sige ned i grunnen. Hvor landet derimot helder, rinner vannet

¹ SEDERHOLM, Om grundvattnet i Finland, dess förekomst, mängd och rörelser, Geolog. Komm., nr. 4, 1909.

² HØGBOM, Till frågan om de norrländska älfvarnas vattenhushållning, Ymer, 1908.

³ A. HOLMSEN, Avløpet i endel norske elver og den iakttagne nedbør. Festskriftet til professor Amund Helland.

bort, raskere jo større heldningen er, og nedbøren får liten anledning til å sige ned. På Vestlandet og i det nordlige Norge, hvor grunnen i stor utstrekning består av nakne berg, er sannsynligvis avløpsmengden større enn på Østlandet.

Avløp fra overflaten og grunnvatn.

Avløpsmengden i vassdragene kommer for det første fra den del av nedbøren, som flyter bort fra overflaten, for det annet fra kilder og tilsig fra grunnvatnet og for det tredje fra den nedbør, som faller direkte i sjøer og elver. Den del av elvenes vannføring, som kommer fra grunnvatnet erstattes med det av nedbøren, som siger ned i jorden. Når mengden av grunnvatn holder sig konstant, er disse like store. Under en nedbørsperiode vil mengden av grunnvatn tilta. Da siger der mere ned i jorden enn som går bort til elvene. Under en tørkeperiode er det omvendte tilfellet. Da vil elvene tære på beholdningen av grunnvatn. Hvor stor denne er, kan vi få et begrep om ved å se på den vannmengde, berg- og jordarter kan opta i sig.

Ifølge KEILHACK ¹ kan 1 m ³ granitt	opta	0,5—8,6	l. vann.
— — — syenitt	„	5,6—13,8	—
— — — gabbro	„	6—7	—
— — — porfyr	„	4—13	—
— — — marmor	„	1,1—5,9	—
— — — gneis	„	3	—
— — — leirskifer	„	5,4—7	—

HELLAND² har latt gjøre forsøk over en del norske bergarters evne til å opta vann i sig. Han har funnet:

5 granittprøver optar pr. m ³	4,2—9	liter vann.
Sandsten fra Kolsås pr. m ³	30	—
2 prøver av sandsten fra Grip og Vardø pr. m ³	10—20,8	—

¹ KEILHACK, Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde, s. 101—103.

² HELLAND, Fiskeværernes forsyning med vand, Norsk fiskeritid., h. 4, 1898, s. 606.

Gneis fra Dønna, Nordland pr. m ³ . . .	14,6 liter vann
— Bokedal, Sverige — . . .	1,4 —
Syenitt fra Tonsåsen pr. m ³	23 —
— Stamsund —	4,4 —
Dioritt fra Grip pr. m ³	2,4 —

Herav sees, at det ikke er små vannmengder bergartene kan opta; men hos de løse jordlag er, som man må vente, vann-kapaciteten meget større.

Ifølge KEILHACK, l. c. optar:

1 m ³ grus (4—7 mm. kornstørrelse)	367 liter vann.
— „ (2—4 mm. —)	360 —
— sand (1—2 mm. —)	360 —
— „ (1/4—1 mm. —)	396 —
— fin sand (under 1/4 mm. —)	460 —

Leiret i Kristiania under grunnvassnivået inneholder, ifølge de undersøkelser BJØRLYKKE og VOGT har utført, 500—600 liter vann pr. kubikmeter. 50—60% av voluminnholdet består altså av vann. Herav ser vi, at de løse jordlag inneholder under grunnvassnivået, hvor de er mettet, fra 1/3 til over halvparten av sitt volum med vann.

I bergarter, som de der forekommer hos oss, er vanngehalten meget mindre; men de inneholder dog et betydelig kvantum. I helt berg ligger vanngehalten mellem 1/1000 og 3/100 av volumet. Men så har berggrunnen en mengde sprekker og hulrum, og disse er under grunnvassnivået alle fylt med vann.

Grunnvassnivået.

Den høide, hvortil grunnvatnet står, betinges av terrengforholdene, grunnens beskaffenhet og nedbøren.

Grunnvatnets overflate (grunnvassnivået) kan bestemmes ved å sette rør loddrett ned i jorden, eller ved å grave brønner, og så måle, hvor høit vannet står i disse. Men vil da finne, at vannets høide forandrer sig noget med nedbør- og tørkeperioder, likesom den også forandres med årstiden.

I Tyskland har man foretatt målinger av grunnvassnivået gjennom et langt tidsrum. Sådanne målinger begynte i 1856 i München¹ på foranledning av den bekjente hygieniker PETTENKOFER. Den midlere årlige amplitude for grunnvassnivået i München fra 1856—85 var 27 cm., lavest i november høiest i juli. Men det kan forskyves ikke litet fra år til år, hvilket be-
tinges av nedbørens veksling. I 1858 ligger således nivået høiest i desbr. og lavest i febr., i 1871 høiest i mars og lavest i desbr.

Den årlige amplitude gikk i 1871 op til 87 cm. og i 1881 til 95 cm. Lavest stod grunnvassnivået i München i febr. 1858 og høiest i april 1867. Forskjellen mellom høieste og laveste stand er 1,58 m.

For Berlin har KEILHACK opgave over den midlere årlige variasjon av grunnvassnivået for perioden 1870—85. Amplituden er her 58 cm. med høistand i april og lavstand i oktober. Hos oss har man kun gjort få iakttagelser over variasjonen av grunnvatnets stand, fraregnet det man kan se i brønner. A/S Holmenkollbanen har i 1913—14 foretatt noen målinger av grunnvassnivået omkring banens tunnel. Disse finnes beskrevet hos BJØRLYKKE.² Nedenfor skal refereres resultatet fra et par av disse målinger. De blev imidlertid fortsatt så kort tid og hertil kommer, det vel kan tenkes, at tunnellens nærhet har virket forstyrrende på grunnvassnivået. Videre har VOGT kritisert, at rørene er ført for kort ned (4—6 meter), og at de hadde for litet tverrsnitt (1 toms rør).

1. Universitetet, min. i septbr.—novbr. 2,32 m. under overflaten
maks. i febr. og mars 1,42 — —

Amplitude 0,9 m.

20. Josefinegt. 18, min. i oktbr. 2,21 m. under overflaten
maks. i januar—febr. 1,41 — —

Amplitude 0,8 m.

Det anførte gir et begrep om variasjonen av grunnvatnets overflate. Den årlige variasjon går op til henimot 1 meter, og i ekstreme tilfeller kan den gå op til henimot 2 meter.

¹ Se KEILHACK I. c. s. 188—189.

² BJØRLYKKE, Om Undergrundsbanen, I, s. 86—90.

I vort land vil i regelen grunnvatnet stå høiest om foråret, når sneen er smeltet og telen gått av jorden. Det vil synke utover sommeren. Fordunstningen blir da sterkere, og planteveksten krever meget vann. I høstens løp stiger det noget. Da har man ofte rikelig nedbør, fordunstningen avtar, og plantevekstens forbruk av vann blir liten. Ved vinterens inntreden fryser jorden i overflaten. Vannet kan derfor vanskelig sige ned. Kilder og avløp må da næres av det forråd av grunnvatn, som finnes i jorden. Følgelig må det som regel ut på vinteren stå lavt.

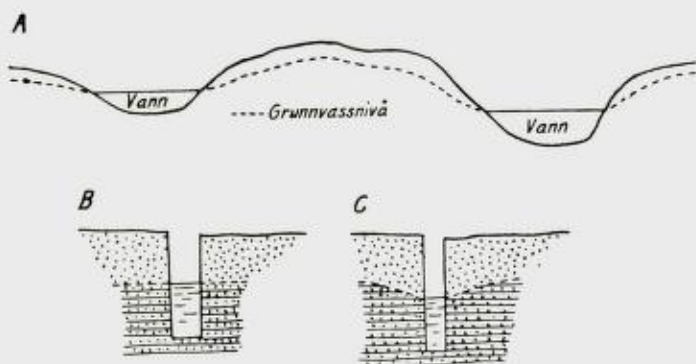


Fig. 1. A. Grunnvassnivåets forandring efter terrenget.
 B. Vannstanden i en brønn, når intet tas fra den.
 C. — — — når der tas vann fra den.

Ved bredden av sjøer og elver står grunnvassflaten i nivå med dem og den stiger ut fra dem efter terrengets former og grunnens beskaffenhet (se fig. 1 A). Senkes nu vannstanden i sjøer og elver, synker også grunnvassnivået; men dette synker sterkest nær ved dem, og avtagende bort fra dem.

Ved drenering av grunnen kan grunnvassnivået senkes, likesom det også senkes ved en brønn, eftersom forbruket stiger. Fig. 1 B. viser grunnvassnivået i en brønn, når intet vann tas fra den, og fig. 1 C. når der tas vann fra den.

Lufttrykket har innflytelse på grunnvatnet. Dets overflate stiger ved lavt lufttrykk, faller ved høit. Vegetasjonen har også innflytelse. Ifølge iakttagelser i Russland¹ ligger den lavere i

¹ OTOTZSKIJ, Der Einfluss der Wälder auf das Grundwasser, Zeitschr für Gewässerkunde, I, s. 290.

skogene, høiere på den skogløse steppe. Ved bredden av elver og sjøer går, som nevnt, grunnvassnivået op i dagen. Forresten ligger det noget under overflaten. I innsenkningene vil man vel hos oss oftest treffe det et par meter under overflaten og i de opragende høider noget dypere. Oftest ligger det her 4—6 meter dypt.

Den del av nedbøren, som siger ned i jorden.

Det er vanskelig å få et mål for den mengde av nedbøren, der siger ned i jorden, som også for det kvantum av grunnvatn, der finnes i jordskorpen. Grunnvatnet trenger ned til rett betydelige dybder. Selv i de dypeste gruber støter man på det. Det er temperatur og trykk, som setter grense for dets inn-trengen. Man antar, det når ned til et dyp av 10—12 km. Her blir trykket så stort, at alle åpninger i berget presses sammen. Det blir tett for vannets sirkulasjon.

SLICHTER¹ anslår den totale mengde av grunnvatn i jordskorpen til 430,000 mill. m³. Hvis denne vannmasse tenkes jevnt fordelt over jordens hele overflate, vilde den danne et hav av 1000 meters dybde.

For å få et begrep om hvor stor del av nedbøren siger ned i jorden, vil vi betrakte vannføringen i elvene. Under høivann stammer det meste vann i dem fra overflaten. Under lavvann derimot er det grunnvatnet som nærer dem. Ved å sammenligne vannføringen under lavvann med den midlere vannføring i elvene og med nedbøren kan man da få et overslag over den vannmengde, som siger ned i jorden, når man går ut fra, at mengden av grunnvatn holder sig konstant.

Kun på Østlandet og for enkelte av Sørlandets vassdrag er der såvidt mange nedbørsiakttagelser, at man kan forsøke et slikt overslag.

En sådan beregning er utført for 7 vassdrag på Østlandet og Sørlandet. Som middeltall fantes, at 17% av nedbøren siger ned i jorden som grunnvatn. Men det må tilføies, at dette

¹ CH. S. SLICHTER, The Motion of Underground Waters, U. S. Geol. Surv. Water—Supply, nr. 67, s. 14.

kun er et overslag. Avvikelsen for de enkelte elver er meget stor. Den ligger mellem 13 og 34⁰/₀. Terrengforholdene har stor innflytelse på, hvor stor den del av nedbøren er, som siger ned i jorden. Hvor grunnen er sterkt dekket av løse jordarter, optar den meget mere, enn hvor man har store strekninger med nakne berg. Medens således i Fedeelvans vannområde, i Vest-Agder, kun 13⁰/₀ av nedbøren siger ned i jorden, går ifølge beregningen i Tistas område 34⁰/₀ ned som grunnvatn. Der er flere faktorer, som kan bidrage til dette forhold. Terrenget ved Tista er jevnere og mere dekket av løse avleiringer enn ved Fedeelven, og nedbørmengden i Tistas område er kun det halve, av hvad den er ved Fedeelven.

SEDERHOLM (l. c. s. 10) anslår den del av nedbøren, som i Finland siger ned i jorden til omkring 50⁰/₀ av den totale nedbør.

Grunnvatnets bevegelse.

Grunnvatnet siger ned i jorden under tyngdens virkning. Det beveger sig i jordskorpen med en meget forskjellig hastighet, betinget av beskaffenheten av den grunn, det beveger sig gjennom, og det trykk, det er utsatt for. Porøsitet og kornstørrelse har stor innflytelse på bevegelsen. Jo mere finkornig det materiale er, som grunnvatnet går gjennom, desto større blir friksjonens motstand mot bevegelsen. Ved porøsitet forstår vi den vannmengde, volumenheten kan opta i sig. Kornstørrelsen betinger størrelsen av åpningen mellem de enkelte korn. Jo mere finkornig et materiale er, desto større blir hårrørskraftens og friksjonens virkning. Leir, hvis kornstørrelse er mindre enn $\frac{1}{100}$ mm. i tvermål, har en porøsitet av over 50⁰/₀ men kapillariteten blir i dets fine porer så stor, at grunnvatnet kun har minimal bevegelse i den jordart. Ved en kornstørrelse av 5 mm. og derover blir kapillariteten så liten, at vi kan se bort fra dens virkning. Blir kornstørrelsen mindre, blir kapillaritetens virkning merkbar, og den tiltar raskt med kornstørrelsens avtagen.

Når der er bevegelse i grunnvatnet, vil dets overflate som hos enhver vannmasse i bevegelse, være skrå, heldende i bevegelsens retning. Bevegelsens hastighet er proporsjonal med held-

ningen eller trykket og omvendt proporsjonal med friksjonen. Heldningen kan bestemmes ved boring og måling av grunnvatnets høide på forskjellige steder. Friksjonen derimot kan ikke bestemmes, da man aldrig i naturen finner materiale av ensartet kornstørrelse, men en blanding av flere forskjellige. Ved eksperimenter med materiale av ensartet kornstørrelse har man funnet, at hastigheten er proporsjonal med kvadratet av kornenes tverrmål. I et materiale med kornstørrelse 1 mm. vil altså bevegelsen være $(100)^2$, det vil si 10 000 gange så stor som i et materiale med kornstørrelse 0,01 mm. Derved får vi et begrep om grunnvatnets ubetydelige bevegelse i leir sammenlignet med i sand. Videre varierer bevegelsen med porøsiteten hos materialet.

SLICHTER¹ angir porøsitetens innflytelse på bevegelsen: Ved en porøsitet av 32⁰/₀ er bevegelsen dobbelt så stor som ved en porøsitet av 26⁰/₀. Ved 40⁰/₀ er den over 4 gange så stor som ved 26⁰/₀ og ved 47⁰/₀ over 7 gange. Grunnvatnets bevegelse er liten. Efter SLICHTER, l. c., s. 27, skal nedenfor angis den bevegelse det har i et år, når gradienten (trykkforskjellen) er 1 på 53 (100 fot på en engelsk mil) og porøsiteten 32⁰/₀. Man får da en bevegelse av.

102,6 km. i et år for kornstørrelse 5 mm. (grus)			
4,1 " — —	1 " (grov sand)		
1 " — —	0,5 " (fin sand)		
41 m. — —	0,1 " (meget fin sand)		
10,3 " — —	0,05 " (støvsand)		
0,4 " — —	0,01 " (leir)		

Nu er porøsiteten hos fin sand og leir større enn her antatt. Følgelig blir bevegelsen i disse jordarter noget større. Fin sand har en porøsitet av over 40⁰/₀, og hos leir går den op til 50⁰/₀. Ifølge SLICHTERS tabell skal da den ovenfor anførte bevegelse hos meget fin sand (kornstørrelse 0,1 mm.) multipliseres med 3,5 og man får da en årlig bevegelse av 143,5 m. For kornstørrelse 0,01 mm. porøsitet 50⁰/₀ blir bevegelsen 5 gange så stor som for 32⁰/₀, eller 2 m. årlig.

¹ CHARLES S. SLICHTER, The Motion of Underground Waters, U. S. G. S. Water-Supply and Irrigation Papers, s. 25.

Dette viser, hvor ubetydelig grunnvatnets bevegelse er i de finkornige jordarter. Uagtet leir og støvsand holder op til 50⁰/₀ av sitt volum med vann, står dette praktisk talt stille i dem. De jordarter, hvori grunnvatnet beveger sig med noget større hastighet er sand og grus.

De bergarter, som finnes i vort land, har gjennomgående fine porer. Motstanden mot grunnvatnets bevegelse blir derfor stor i dem. Hertil kommer, at deres porøsitet (evne til å opta vann i sig) er liten. Følgelig blir grunnvatnets bevegelse i helt berg rent ubetydelig, så vi praktisk talt kan anse det for stagnerende. Men alt berg er i større eller mindre grad gjennom-satt av spalter og sprekker. Efter disse vil grunnvatnet bevege sig. Det følger også lagflatene hos de skiktete bergarter. De mange sprekker innen forkastnings- og foldningssoner vil særlig frembyde gode linjer for grunnvatnets bevegelse.

Som foran anført stiger og synker grunnvassnivået efter terrengets stigen og synken, dog så at det ligger nærmere overflaten i innsenkningene, noget lenger fra den i toppen av kollene og i ryggene. Dette synes påfallende; ti vi vet, at overflaten av en vandmasse i ro er horisontal, eller loddrett på tyngdekraften. Man må imidlertid erindre, at grunnvatnet ikke er i ro, men i bevegelse. Det siger stadig fra nedbøren ned i jorden og beveger sig i jordskorpen mot innsenkninger og havbassengene. Overflaten av enhver vandmasse i bevegelse er skrånende med fall i bevegelsens retning.

Hvis vi har et vannbasseng med en rørledning ut fra det, så vil trykket være likestor som i bassenget, sålenge vannet ikke rinner i røret; men lar vi det rinne, vil trykket i rørledningen avta, eftersom vi fjerner oss fra bassenget. Det er friksjonen i rørledningen under vannets bevegelse, som virker dette. Således virker også friksjonen mot grunnvatnets bevegelse til trykkets avtagen, og dette såmeget mere som motstanden her er meget stor. Til gjengjeld er dets hastighet, som vi har sett, liten.

Populært taler man ofte om vannårer i grunnen. Grunnvatnets bevegelse i berggrunnen stemmer best med en slik sprogbruk. Her beveger det sig nemlig efter sprekker og åpninger i det faste berg.

I de løse jordlag derimot har bevegelsen ikke en sådan karakter. Her beveger grunnvatnet sig efter porene eller mellemrumme mellem kornene. Men bevegelsen varierer med kornstørrelsen hos den masse, det beveger sig gjennom. Jo mere grovkornet den er, jo større blir, som vi har sett, hastigheten. Sammenligner man derfor bevegelsen i et grus- eller

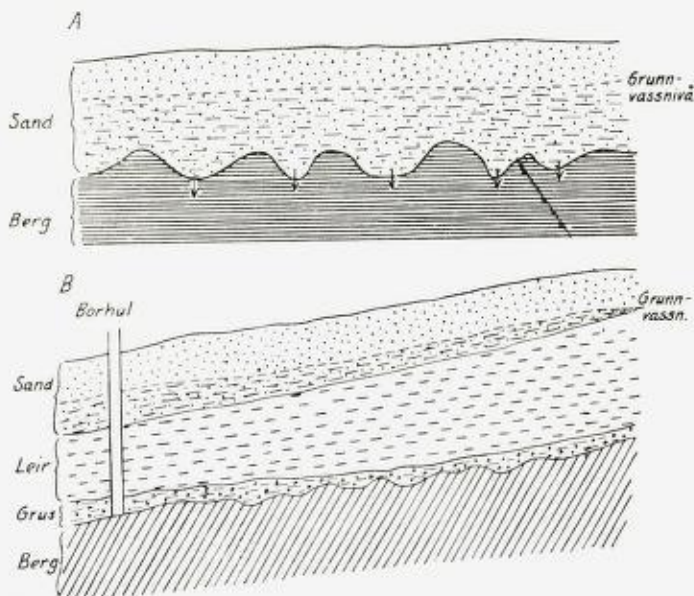


Fig. 2. A. Grunnvatnets sterkere bevegelse langs furer i tett underlag.
 B. To grunnvassnivåer.
 I det undre nivå står det under trykk (artesiske grunnvatt).

sandlag og i et leirlag, så er bevegelse rent minimal i det siste medens den i sand kan settes til 2—12 m. i døgnet, efter trykket.

Grunnvatnet kan derfor siges å danne strømme gjennom grus og sand, når man sammenligner dets bevegelse her med den langsomme, det har i finkornig materiale som leir og støvsand. Beveger grunnvatt sig gjennom sandmasser, som hviler på et underlag av leir eller av berg, og dette underlag har furer i bevegelsens retning som fig. 2 A viser, så vil bevegelsen være sterkere efter furene, langsommere over ryggene. Under forøvrig like forhold blir nemlig bevegelsen sterkest, hvor trykket er størst.

Grunnens beskaffenhet.

Den del av jordskorpen, hvori grunnvatnet sirkulerer består for den største del av fast berg. De løse jordarter utgjør i vort land kun en ringe del av grunnvatnets sone. Over store strekninger mangler de ganske. Berget ligger nakent. Hvor de finnes, er deres mektighet sterkt vekslende. Berggrunnens overflate er meget ujevn, og de løse masser optreder fornemmelig i innsenkningene. Mange steder er deres mektighet kun et par meter, og sjelden, som på Jæren, har man funnet mektigheter på over 100 meter. Oftest vil mektigheten av de løse masser i innsenkningene hos os ligge mellem 10 og 20 meter. Kun i få tilfelle går den op til 50—60 meter.

De løse jordarter i vort land består av:

- | | |
|---|---|
| 1. Istidsavleiringer. | { Morenegrus.
Moreneleir.
Sand og grus, avsatt av smeltevassstrømmene fra breene. |
| 2. Havavleiringer fra landets senkning efter istiden. | { Leir.
Sand. |
| 3. Elveavleiringer over havflaten. | { Grus.
Sand.
Leir. |
| 4. Ur- og skredmasser. | |
| 5. Myrjord. | |

Finkornige jordarter som leir og støvsand tillater kun en yderst ringe bevegelse av grunnvatnet; men på grunn av deres store kapillaritet vil grunnvassnivået i dem stå høit. I de grovkornige jordarter som grus og sand vil derimot grunnvatnet bevege sig forholdsvis raskt.

Graver vi derfor en brønn ned under grunnvassnivået i leir, vil der nok være vann i den; men dens ydeevne er liten. Ved bruk vil den snart tømmes, og tilsiget går kun langsomt. En brønn ført ned under grunnvassnivået i grus eller sand har derimot betydelig ydeevne, da tilsiget går raskt.

Hvor man har morenemasser, er disse i regelen av adskillig mektighet, og oftest fortsetter de helt ned til det faste berg. Under grunnvassnivået inneholder de betydelige vannmengder (omkring 30% av sitt volum). Hvor de har nogen utstrekning, kan de derfor skaffe rikelig vann ved boring.

Innen de deler av vort land, hvor vi har leir, avsatt under landets senkning, finner vi ofte en lagfølge, som fig. 2 B viser. Øverst ligger sand, derunder mektig leir og så mellom dette og berget et lag grus eller sand. Da leir-avdelingen er, praktisk talt, tett for vann sirkulasjonen, vil grunnvatnet vesentlig bevege sig i sandet langs leirets overflate og i gruset mellom leiret og berget. Ved boring vil man få rikeligst med vann i gruset nede ved berget. Her vil også trykket være størst. Hvis grunnen stiger tilstrekkelig tilhøire på profilet, kan ennogså trykket hos det mellom leiret og berget innesperrede grunnvatn bli så stort, at man får springvann (artesiske vann). I det undre nivå er man også mere sikker på å ha stadig vann. I det øvre derimot kan man under tørkeperioder, når grunnvassnivået synker, være utsatt for å miste vannet.

Moreneleiret hos oss vil i regelen være noget vannførende, da det alltid er mere eller mindre opblandet med grus og sten. Grunnvatnets bevegelse i det vil imidlertid veksle, efter som innholdet av grus veksler.

Når leir er blandet med sand, blir det også mere eller mindre sterkt vannførende efter mengden og kornstørrelsen hos den innblandede sand. Det faste berg utgjør den største del av området for grunnvatnet, og uagtet dets kapasitet for vann er liten ($\frac{1}{1000}$ — $\frac{3}{100}$ av sitt volum), inneholder det dog store vannmengder. Men de bergarter, som finnes i vort land, har fine porer. Motstanden mot bevegelsen blir derfor stor.

Overslag over den vannmengde, som kan påregnes.

Når vi graver eller borer for å benytte grunnvatnet, kan vi ikke ta mere av beholdningen, enn det som erstattes ved tilsiget i årets løp. Tar vi mere, bruker vi beholdningen op. Når vi nu skal danne oss en mening om den vannmengde, vi

uten skade kan ta, må vi kjenne det område, hvorfra det vannførende lag får tilsig, og hvor stor den vannmengde er, som årlig siger ned i jorden. For de lavere deler av Østlandet kan denne i gjennemsnitt settes til 30⁰/₀ av den totale nedbør. Denne kan vel for denne trakt anslåes til i gjennemsnitt 600 mm. pr. år. Den vannmengde, som siger ned i årets løp, blir da 180 liter pr. m². eller 180 millioner l. pr. km². Har vi altså et nedslagsområde på 1 km² å tappe av, skulde vi kunne ta et så stort kvantum vann i årets løp uten å minske beholdningen av grunnvatn.

Dette svarer til 500 000 liter pr. dag, 20 000 l. pr. time. Men det forutsetter, at grunnen består av materiale som grus og sand, hvori vannet lett kan bevege sig. Består grunnen derimot av materiale, som yder stor motstand mot vannets bevegelse, blir det kvantum, man kan regne med å få, mindre.

Til en sammenligning med ovenstående beregning kan anføres, hvad SEDERHOLM, l. c., s. 15, meddeler fra Finnland: Byen Åbo har skaffet sig vann ved boring i grusmassene ved Kårninko. En stor del av det sandfelt, hvorfra vannet her tas, er dekket av leir. Den flate, hvorfra nedbøren siger i jorden til vannområdet anslåes til 3 km². Ydeevnen har man funnet er 32 liter pr. sekund eller 15 200 l. pr. time. Dette blir henimot det dobbelte av hvad vi fant pr. km² for Østlandet. Nedbøren er i denne del av Finnland 600 mm. eller likestor som Østlandets, men SEDERHOLM setter for Finnland den del, som siger ned i jorden til 50⁰/₀, medens den for Østlandet er ansatt til 30⁰/₀.

Som vi har sett, har grunnvatnet i de finkornige jordarter som leir og støvsand så liten bevegelse, at det ikke kan nytte å anbringe brønner i dem. Ydeevnen her vil kun være ringe. Hvor man derimot har grus og sandmasser av nogen større utstrekning, kan man ved boring eller gravning ned under grunnvassnivået få rikelig med vann. Grunnvatnet i disse beveger sig forholdsvis lett. Når man kjenner det område, hvorfra tilsiget kommer, kan man gjøre et overslag over vannmengden.

Hvor sand- eller gruslag dekkes av leir, eller andre ikke vannførende lag, og terrenget stiger, som profil 3 A viser, der vil grunnvatnet stå under et så stort trykk, at man kan få springvann.

Ved boring eller gravning av brønn må man gå adskillig ned under grunnvassnivået (minst 4—5 meter), om man vil sikre sig å ha stadig vann. Jo dypere man kommer, jo større blir vannets trykk og følgelig også tilløpet.

Så må man ta hensyn til, at grunnvassnivået forandres med årstiden, likesom det også synker noget under tørkeperioder. I ekstreme tilfelle kan denne forandring av grunnvassnivået gå op til henimot 2 meter.

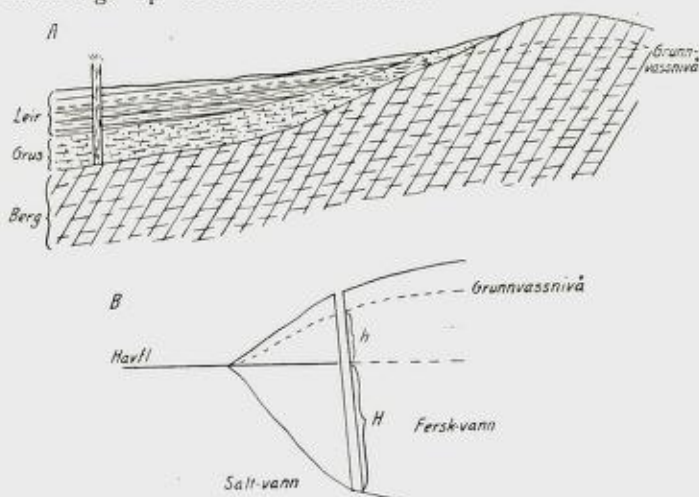


Fig. 3. A. Grunnvatn under trykk (artesisisk grunnvatn).
B. Den hydrostatiske likevekt mellem grunnvatn og salt vann.

Så senkes også nivået i brønnen ved pumping. Denne senkning avhenger av hvor sterk pumpingen er.

Det faste berg i vort land er for det meste kun litet porøst. De bergarter, som er mest gjennemtregelige for vann, er sandstenen, kalkstenen og enkelte facies av porfyrene i Kristianiafeltet. Men i det hele tatt må man si, at vannets bevegelse i helt berg kun er ubetydelig. Det beveger sig i berget vesentlig efter sprekker og spalter eller efter lagflater og ganger. Dette kan man se særdeles godt i tunneler og i gruber.

Ved boring finner man i regelen vann i berget. Men det forekommer i meget vekslende mengde, eftersom berget er mere eller mindre opsprukket. På foranledning av den bekjente

naturforsker A. E. NORDENSKIÖLD blev i 90 årene av forrige århundrede boret en hel rekke brønner i berg i kystegnene av Sverige og Finnland. Disse ga i regelen ikke mere enn omkring 3000 liter i timen, oftere endog under 1000 liter. NORDENSKIÖLD antok, at berget ned til det dyp (30 m.), hvortil temperatur-vekslingene når, var gjennemsatt av tallrike loddrette sprekker. På omkring 30 meters dyp i berget skulde det gjennom disse sprekker nedsigende vann samles. Disse brønner blev derfor ikke boret dypere enn til omkring 30 meter. I en hel rekke fiskevær langs vor kyst stod det slett med vannforsyningen. HELLAND fikk derfor i slutningen av forrige århundrede, påvirket av de resultater, NORDENSKIÖLD hadde oppnådd, satt igang boring efter vann. Borehullene hadde et tverrsnitt av 6,5 cm. Nedenfor angis nogen av resultatene:

Andenes	boret til 40 m. dyp, vannmengde	360 l. pr. time
Nyksund	— 45 — —	70 —
Svolvær	— 40 — —	800 —
Henningsvær	— 45 — —	600—700 —
Stamsund	— 45 — —	80 —

Vannet var bra på alle steder med undtagelse av Henningsvær. Her var det sterkt saltholdig, hvilket må skyldes inntrengen av havvann, da borehullet går betydelig ned under havflaten.

HELLAND fant vann i dyp 35 m. og ned til det dypeste han boret, nemlig 45 m., altså noget dypere, enn NORDENSKIÖLD hadde antatt.

Det må ansees rimelig, at berggrunnen er sterkere opsprukken i sitt øvre parti; men den har også sprekker, som går til stort dyp. Sådanne dypt-gående sprekker finnes fornemmelig i bergkjede- og foldningsstrøk.

Ved boring efter vann i fast berg gjelder det nu om å treffe de vannførende spalter med borehullet. Hvor spaltene står loddrett vil det være vanskeligere enn der, hvor deres stilling veksler i flere retninger, som særlig er tilfellet hos de eruptive bergarter. De beste chanser har man, hvor berget er sterkt opsprukket. Svenska Diamantbergborrnings

Aktiebolaget, som har drevet meget med brønnboring i Sverige og Norge i over 20 år, meddeler i sin brosjyre, Brønnboring, av 1916:

Av dets borbrønner i fast berg har henimot 90⁰/₀ gitt over 100 l. vann i timen, og kun 2⁰/₀ har været mislykket (ikke gitt vann). Brønnene av tvermål 13,5 cm. har en gjennomsnittlig vannføring av 1599 l. pr. time og en midlere dybde av 45,39 m.

Brønnene av tvermål 10 cm. har en gjennomsnittlig vannføring av 900 l. pr. time og en midlere dybde av 37,52 m.

Fra et granittområde i staten Maine, Nordamerika, gir CLAPP¹ følgende statistikk over brønnboringen: Av 82 borehuller til dyp 50—400 fot i granitt ga her 8 for litet vann og 2 slett vann. 12⁰/₀ må altså betegnes som mislykket og 88⁰/₀ som heldige. Disse siste ga fra 200 til 1500 l. vann i timen. CLAPP fremhever som eksempel på, hvor lunefull de vannførende spalters optreden er, at man kan bore to huller i 15 meters avstand, og i det ene få rikelig vann, medens det annet blir uten vann. CLAPP råder til å bore, om nødvendig, ned til 60 meters dyp. Hvis man da ikke har fått vann, fraråder han å bore dypere. Anbringer man derimot et nytt borehull i omkring 30 meters avstand fra det første, kan man være temmelig sikker på å finne vann.

KEILHACK bringer i forslag, hvis man har boret i berg uten å få vann, å sprengne en ladning dynamitt i passende dybde av borehullet. Herved vil der i berget omkring frembringes spalter, som kan føre til forbindelse med vannførende sprekker.

Han oppgir et tilfelle, hvor man ved sådan sprengning i et tørt borehull 30 m. dypt fikk rikelig vann.

Svenska Diamantbergborrnings Aktiebolaget, Stockholm, som er representert i Norge ved firmaet BACHKE & BONNEVIE, Kristiania, har velvilligen gitt os oppgave over en række brønnboringer de har utført i Norge. For å se, hvorledes resultatet stiller sig for boringen i de forskjellige bergarter, er en

¹ F. G. CLAPP, Occurrence and composition of well waters in the granites of New-England, U. S. Geol. Surv. Water-Supply, Paper 258, s. 40.

sammenligning her forsøkt. Selskapet har foretatt 15 brønnboringer i de siluriske bergarter i Kristiania, i Aker, i Bærum, ved Skien, ved Brevik og i Stange på Hedemark. Borehullene har et tverrmål av 13,5 cm., og dybden er fra 30 til 100 meter eller i gjennomsnitt 62 meter.

I 3 tilfelle har de fått litet vann (25—65 l. pr. time) og i 3 tilfelle dårlig vann (salt). I de øvrige 9 tilfelle fikk de godt vann, 100—3000 l. pr. time. I gjennomsnitt ga de 12 boringer med godt vann 919 l. pr. time.

I grunnfjellsbergarter er der utført 18 boringer i Østfold, i Romedal på Hedemark og i Solør. Borehullene er av samme dimensjon som i siluren og dybden fra 25 til 82 m. eller i gjennomsnitt 55 meter. En av disse boringer ga litet vann, 70 l. pr. time og 1 dårlig vann (salt). De øvrige 16 ga fra 300 til 2180 l. pr. time. I gjennomsnitt ga de 17 borehull med godt vann 1033¹ l. pr. time.

I porfyr har selskapet utført 6 boringer på Jeløen og ved Tønsberg av samme dimensjon og av dybde fra 42,5—64 m. eller i gjennomsnitt 56 meter. Alle ga vann, fra 120—9000 l. pr. time eller i gjennomsnitt 3466 l. pr. time.

I nordmarkkitten på Voksenkollen er der foretatt 6 boringer av samme tverrsnitt som de ovennevnte og av dybde 50—65 m. eller i gjennomsnitt 52 meter. De ga alle godt vann fra 150 til 700 l. pr. time eller i gjennomsnitt 363 l. pr. time. Videre er der utført 4 boringer av samme tverrmål i syenitten ved Sandefjord og Tønsberg. Dybden av disse er 60—90 meter, i gjennomsnitt 71 meter. Vannføringen er hos to av dem 25 og 30 l. pr. time og hos de to andre 100 og 800 l. pr. time, eller i gjennomsnitt for alle 4 239 l. pr. time.

Efter dette er porfyren den bergart, som har gitt det beste resultat. Dernæst kommer grunnfjellsbergartene i Østfold og Hedemark fylke. Det er påfallende, at resultatet av boringene i de siluriske skifre står tilbake for dem i grunnfjellet. Langt ned i rekken kommer syenitten ved Tønsberg og Sandefjord.

¹ I følge senere opgave (dsbr. 1921) fra Hødens vannverk er ydeevnen i borhull 50 m. ikke som oppgitt 1800 l. pr. time, men omkring 800 l. Den gjennomsnittlige vannføring blir da 974 l. pr. time.

HELLAND fikk også ved sine boringer bedre resultater i sterkt pressede granitter (av ham betegnet som gneis) enn i syenitten ved Stamsund og Nyksund.

I de senere år har et norsk selskap, Norsk Diamantborings Aktieselskab gått igang med brønnboring. Det har velvilligen gitt os oppgave over sine boringer. Om disse siger det: „Vort selskap har hitil ikke utført så mange brønnboringer; men alle har været særdeles vellykkede, idet de opnåede vannmengder har oversteget de dristigste forventninger, likesom kvaliteten har været fortrinlig.“

1. Ved Hovin i østre Aker har selskapet boret gjennom 9,9 m. mektig leir og ned i den underliggende sand til i det hele et dyp av 10,7 m. Vannet stod her under et trykk, så det steg til 4,5 m. under overflaten. Ydeevnen var 800 l. pr. time. Vannet var klart, kaldt og av behagelig smak.
2. Ved Sandefjord er der boret gjennom 17,5 m. mektig leir og derunder 1,5 m. mektig grus ned til berget. Den hele dybde av borehullet er 19 m. Vannet hadde her så stort trykk, at det steg 6 m. over rørets overkant. Senere under tapningen avtok trykket efterhånden, så vannet til sist kun steg 2,5 meter over rørets overkant. Ydeevnen var 980 l. pr. time.

Vannet er særdeles godt og ikke hårdt.

3. Brønnboring på Nesodden i grunnfjellsbergart (presset granitt) ned til 26 meters dyp. Ydeevnen av brønnen er 450 l. pr. time. Vannet har hele året en temperatur av 7° C. Det er krystallklart og velsmakende. En undersøkelse av det på universitetets kjemiske laboratorium viser, at det er radiumholdig.
4. Brønnboring på Storøen i Bærum ned til 24,4 m. dyp efter en diabasgang, som gjennomsetter de siluriske skifre her. Dagåpningen ligger 16 m. o. h. og 150 m. i horisontal avstand fra det. Brønnen går altså ned til 8,4 m. under havflaten. Ydeevnen er 1500 l. pr. time og vannet er kaldt og betydelig bedre enn i de andre brønner i Bærum.
5. Brønnboring på Vallø i Vestfold. Dagåpningen ligger 6 m. o. h. og i ca 50 m. horisontal avstand fra havet. Her blev boret til 47 meters dyp gjennom porfyr. I bunnen

var bergarten meget porøs og sterkt vannførende. Her var antagelig grensen mellem to porfyredekker. Ydeevnen var 2650 l. pr. time; men vannet luktet av olje, så det ikke kan brukes til drikkevann. Dette skyldes antagelig, at der i lengere tid har været lagret olje på det sted, hvor boringen utførtes.

6. Boring i Mjøndalen, Buskerud fylke, gjennom kalksten ned til 60 meters dyp. Ydeevnen er 6000 l. pr. time.

Der foreligger ingen opgave over vannets beskaffenhet. Borehullenes tverrsnitt er 11,5 cm.

De vannmengder, man kan få ved boring i berg hos oss, vil i de fleste tilfelle kun være tilstrekkelig for en enkelt eller for noen få familjer. Behøves der større vannmengder, må man derfor være forberedt på å bore på flere steder for å få tilstrekkelig.

Det er neppe noget steds i vort land, man har grus- og sandmasser av sådan utstrekning og beliggenhet, at de kan skaffe vann nok, som i Finland og Sverige, til hele byer; men de må dog ansees for vore beste grunnvassreservoarer.

Foran er der utført et overslag over den vannmengde, som gjennomsnittlig siger ned i jorden på Østlandet.

Vi fant det svarte til 20000 l. pr. time på kvadrat kilom. Får altså en brønn tilsig av grunnvatn fra et område på 100 m², blir dens ydeevne 2 l. pr. time, har den tilsig fra (100)² = 10000 m², blir dens ydeevne 200 l. pr. time o. s. fr. Man bør med omtanke velge de steder, hvor man skal bore efter vann. Det er f. eks. ikke heldig å bore på toppen av en høide; ti fra denne vil grunnvatnet bevege sig utover til alle sider. Man bør, såvidt mulig, enten velge det flatere terreng under høiden eller skråningen. I regelen beveger grunnvatnet sig efter terrengets heldning. Men hvor man er usikker på dets bevegelsesretning, kan denne bestemmes enten ved iakttagelser i brønner eller ved boring. Har man bestemt grunnvassnivåets høide i tre punkter, som danner hjørnene i et triangel, finner man dets fall og dermed også bevegelsesretningen hos det.

Kan man få bore i nærheten av en elv eller sjø ned under dens nivå, vil man være sikker på å få stadig vann i

brønnen. Også boringer ikke langt fra havet, ned under dets nivå har gitt gode resultater. Men får ferskt vann, så lenge man ikke kommer for dypt ned, eller hvor der er berg, støter på åpne sprekker, som havvannet kan styrte inn gjennom. Grensen mellom det salte havvann og det ferske vann bestemmes ved den hydrostatiske likevegt. Er på det sted, hvor boring foretas, grunnvassnivåets høyde over havflaten h meter, havvannets egenvegt s_1 og ferskvannets s , så kan man finne den hydrostatiske likevegt eller den dybde H meter, havvannet står til i grunnen av følgende ligning (se fig. 3 B.)

$$(H + h) s = s_1 H \quad \text{Herav } Hs_1 - Hs = hs$$

$$\text{eller } H = h \frac{s}{s_1 - s}$$

Står f. eks. grunnvatnet på stedet for boringen 5 meter over havflaten, og settes havvannets egenvegt til 1,03 og det ferske vanns til 1, så vil man støte på det salte havvann i et dyp av $H = 5 \frac{1}{1,03 - 1} = 5 \frac{1}{0,03} = 166 \frac{2}{3}$ meter under havflaten eller $171 \frac{2}{3}$ meter under grunnvassnivået. Dette gjelder for løse avleiringer (leir og sand) samt hvor berget er nogenlunde helt. Har dette store åpne sprekker kan en diffusjon finne sted, så man får saltholdig vann i et høiere nivå, enn denne beregning viser.

Kilder.

Har vi et vannførende lag og under det et tett, så vil grunnvatnet komme frem i dagen som en kildesone, hvor det tette lag har sitt lavere utgående nivå, se fig. 4 A. Således er forholdet hos oss mange steder, hvor man har sandlag liggende ovenpå leirlag.

Langs foten av fjellssidene har man ofte urer og skredmasser. Ved disses nedre rand kommer der kilder frem. Fra det faste berg kan der også komme kilder. Sådanne optreder på grensen mellom porøse eller sterkt opsprukne og hele bergarter, eller hvor man har forkastninger. Særlig ofte optreder kilder ved den undre grense av et utgående kalkstenslag. Van-

net har ikke sjelden tæret sig underjordiske løp i kalksten. Mangesteds kan man se hele elver komme frem av jorden efter et kortere eller lengere underjordisk løp. Dette er et velkjent fenomen i de mektige lag av krystallinsk kalksten i det nordlige Norge. Har man, som fig. 4 B viser, kalksten liggende over skiferen, vil man i dalsiden på grensen mellom kalkstenen og skiferen få et kildebelte. Inne på kalkstensfeltet er jorden tør og vannfattig i overflaten; men borer man gjennom kalkstenen og ned til dens liggende, skiferen, er det sannsynlig man vil støte på vann.

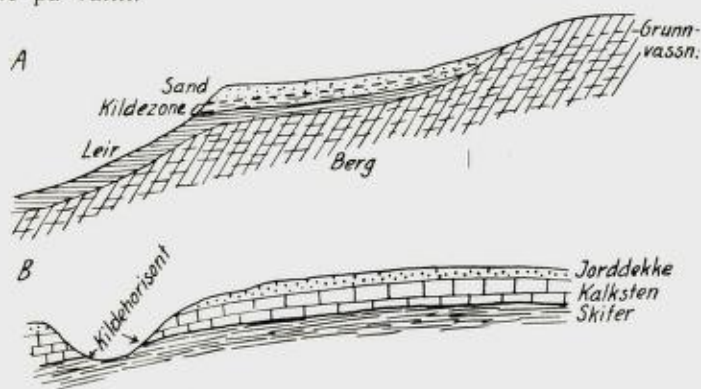


Fig. 4. A. Kildesone fra et sandlag over leir.
B. Kildesone på den undre side av et utgående kalkstenslag.

Overskjærer en dal monoklint fallende lag, som består av vekslende porøse og tette bergarter, som fig. 5 A viser, så vil kilder komme frem ved den undre grense av den porøse bergart mot den tette.

Ved å sammenligne vannføringen hos kilder, som kommer frem av fast berg, har man kunnet påvise, at den varierer med nedbørens variasjon. Men kildenes voksen kommer noget efter nedbørens. Enkelte kilder ligger ikke mere enn et til to døgn bakefter.

Har man en høide, bestående av en opsprukken eruptiv bergart støtende til et lavere område av en tett skiferbergart, som fig. 5 B viser, vil man få et kildebelte på grensen mellom den opragende eruptiv og skiferen.

Kildens varmegrad avhenger av det dyp, den kommer fra. Når man kommer omtrent 10 meter ned i jordskorpen, merkes ikke mere den årlige temperaturforandring. Her hersker en ensartet temperatur hele året igjennem.

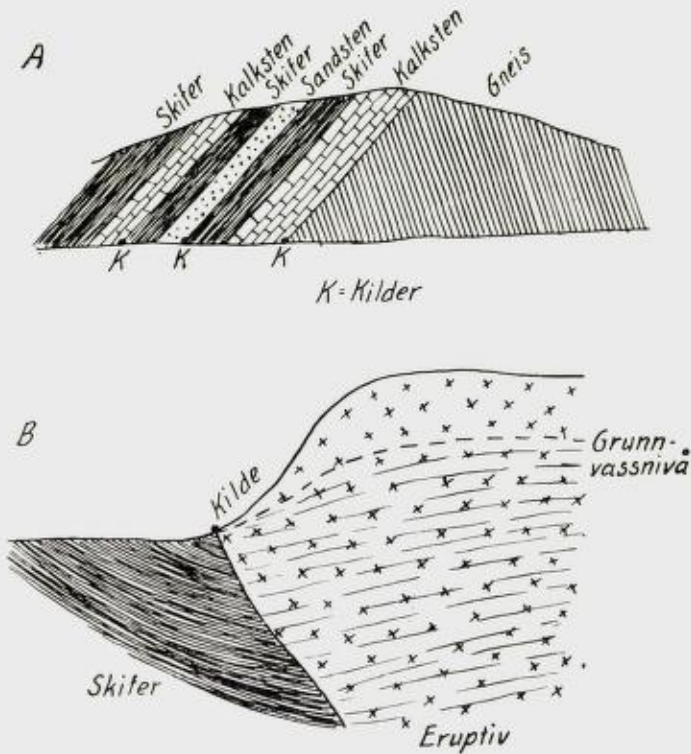


Fig. 5. A. Kilder ved den undre grense av vannførende bergarter.
B. Kilder ved bergartsgrense.

Trenger vi nu dypere ned, blir det varmere og varmere. Temperaturen stiger med omtrent 3° C. for hver 100 meter, vi kommer dypere.

Grunnvatnets sammensetning.

Kjemisk rent vann forekommer ikke i naturen. Det reneste vann, man her har, er regnvann. Dette inneholder små mengder av de luftarter, som finnes i atmosfæren, nemlig surstoff, kvæl-

stoff og kulsyre samt ubetydelige mengder av salpetersyre og ammoniakk. I det regnvannet faller til jorden, oppløser det i sig noget av de opsmuldrende plantedeler i det øvre lag. Derfor kan vi se, at sådant overflatevann ofte er brunfarget av humusartede bestanddeler. Overflatevannet optar også i sig forrådnelsesstoffer og bakterier, så det kan bli sundhetsfarlig. Når nedbøren synker ned i jorden og danner grunnvatnet, blir ved filtrasjonen i jordlagene, disse skadelige avfallsstoffer holdt tilbake. Derfor er grunnvatnet i motsetning til overflatevatnet ganske fri for dem. Også det meste av de luftarter, regnvannet hadde, blir holdt tilbake i jordlagene. Men når grunnvatnet sirkulerer i jordskorpen, optar det i sig mineralske bestanddeler fra de berg- og jordarter, som det passerer igjennem.

Passerer grunnvatnet gjennom kalksten eller kalkholdig bergart, optar det i sig kulsur kalk. Grunnvatn som har passert gjennom kvartssand, kvartsitt eller sure eruptiver som granitt inneholder ganske litet av mineralske bestanddeler, så det avgir et ideelt drikkevann.

I enkelte tilfeller viser grunnvatnet sig radioaktivt. Antagelig kommer dette fra radiumholdige mineraler, som grunnvatnet under sin sirkulasjon er kommet i berøring med. I nogen av pegmatittgangene i Østfold f. eks. er sådanne påvist. Den foran omtalte brønnboring på Nesodden, s. 22 gav radioaktivt vann. Man kjenner også tidligere en radioaktiv kilde på Nesodden, og det er ikke usannsynlig, at man flere steder i Østfold vil finne radioaktivt grunnvatn.

Vore leirmasser, som er avsatt i havet, inneholder undertiden enno noget salt fra det havvann, som de hadde innesluttet i sig. Man kjenner flere steder kilder, som kommer frem fra disse avleiringer med salt vann.

En sådan kilde kommer frem av leiret på Stasengen ved Vestfossen i øvre Eiker. Den omtales av STRØM 1784 i Beskrivelse over Eger Præstegjeld. Han siger om den: „Kilden vælder op i en mægtig Aare af en Leer-Bakke, hvori man kan stikke en Arm ned til Albuen, hvorefter Hullet tager en anden Vending ned i Jorden; derfra løber Vandet gennem en Rende omtrent en Spand bred, som det selv har dannet sig i Leeret og tillige opfyldt med en brun Ocher-Jord.“

STRØM lot vannet fra denne kilde analysere. 6 pottes vann inneholdt:

4 quintin og 30 gran	NaCl
40 —	MgCl ₂
20 —	CaCl ₂

Tilsammen 5 quintin og 30 gran eller omtrent
11 gram salte i 6 liter vann.

Desuten skal det ha inneholdt litt svovlsur magnesia. På foranledning av doktor I. C. HOLM analyserte L. SCHMELCK i 1882 en prøve av vannet fra denne kilde. Det hadde en egenvekt av 1,0025, og det inneholdt i 1000 gr. vann

1,720 gr.	NaCl	
0,427 "	CaCl ₂	
0,354 "	CaSO ₄	
0,323 "	MgCl ₂	eller tilsammen
0,312 "	NaHCO ₃	3,194 gr. faste
0,041 "	KCl	bestanddeler.
0,014 "	SiO ₂	
0,002 "	MnCO ₃	
0,001 "	FeCO ₃	

Disse to analyser viser det interessante forhold, at saltgehalten i denne kilde ikke har avtatt i de 100 år, som er gått mellom STRØMS undersøkelse og doktor HOLMS.

STRØM omtaler også noen andre saltholdige kilder i Eiker.

Ved vestre Eikeberg i Sem prestegjeld, Vestfold fylke, kommer der en saltholdig kilde frem av leir. Vann herfra blev, efter hvad doktor HOLM meddeler,¹ undersøkt av professor WAAGE i 70 årene av forrige århundrede. Han fant, det inneholdt 8 deler faste stoffer på 1000 deler vann, og han betegner det som et kogsaltvann med betydelig magnesiagehalt. HELLAND omtaler denne kilde i Jarlsberg og Larvik amt, I, s. 84, og angir vannets egenvekt til 1,004. I følge en senere analyse skal vannet fra kilden inneholde på literen:

¹ J. C. HOLM, Norges nyere Mineralkilder og deres geologiske Udspring, N. Mag. for Lægevid. XV bd. 9 h.

6,39	gr.	NaCl
1,03	"	MgCl ₂
0,06	"	MgSO ₄
0,51	"	CaCO ₃

Det avviker fra havvannet saltgehalt særlig ved den betydelige mengde kulsur kalk, det inneholder.

Ifølge HELLAND, l. c., skal der også være en saltholdig kilde ved gården Låne i Sem.

Fra Hedrum prestegjed i Vestfold omtaler HOLM l. c. en saltholdig kilde, som ifølge WAAGES undersøkelse inneholder 7—8 deler faste stoffer på 1000 deler vann.

HOLM omtaler sammesteds en saltholdig kilde, som kommer frem av jorden på gården Fløgstad ved det innerste av Saudefjorden i Rogaland. Den har vakt oppmerksomhet derved, at den flyter like rikelig vinter som sommer, og at der danner sig mange blærer på overflaten, hvor den springer frem i dagen. En analyse, som utførtes av C. DOXRUD i 1885, viste, at vannet fra den innholdt 5,95 gram faste bestanddeler på literen, nemlig.

3,04	gr.	NaCl
1,12	"	KCl
0,73	"	Na ₂ SO ₄
0,29	"	MgCl ₂
0,25	"	MgCO ₃
0,41	"	CaCO ₃
0,11	"	Andre bestanddeler (kiselsyre, lerjord etc.)
<hr/>		
5,95	gram	

Ved Jørem i Grong prestegjeld, Nord-Trøndelag, kommer en saltholdig kilde frem på undersiden av skjellførende leir. Ved inndampning¹ av 1½ td. vann fra denne kilde fikk H. C. SOMMERSCHILD i 1797 ³/₄ pott grålig salt. Ved å late dette oppløse, filtrere og omkrystallisere fikk han et godt, hvitt og velsmakende kjøkkensalt. Det anførte viser, at saltholdige kilder fra vore kvartære havavleiringer ikke er så sjeldne. De mektige leirlag, som utfeltes efter istiden under landets senkning, og som har en stor utbredelse innen de lavere deler av vort

¹ HELLAND, Nordre Trondhjems amt, I, s. 85.

land, inneholdt ved avsetningen betydelige kvantiteter havvann; ti leir kan, når det er mettet, opta over halvdelen av sitt volum med vann. Når vi nu erindre vannets ringe sirkulasjon i leir, så blir det forklarlig, at det gamle havleir ennu kan ha nok tilbake av det engang opmagasinerte havvann til å nære saltholdige kilder med. Hvor man har avleiringer av havleir, kan man derfor treffe til, særlig under leirlagene, å få saltholdig vann ved boring. Støter der imidlertid inn til dem større masser av sand eller grus, hvori grunnvatnets bevegelse er stor, vil saltgehalten ikke være synderlig merkbar.

Omkostninger ved brønnboring.

Hvor man må skaffe sig vann fra elve eller sjøer gjennom ledning, vil det i mange tilfelle bli billigere å få vann ved brønnboring. De selskaper, som nu driver med sådan boring tar 100 kr. pr. meter. Nu kan man regne med å finne vann i 30—60 meters dyp. Altså vil selve boringen koste fra 3000 til 6000 kroner. Hertil kommer pumpe ca. 2000 kr. og øvrige omkostninger 1000—2000 kr. En sådan brønn vil da koste fra 6000—10 000 kr. Det vann man får fra en slik brønn er i regelen meget bedre i sanitær henseende enn overflatevatn.