

NORGES LANDBRUKSHØGSKOLE
INSTITUTT FOR KULTURTEKNIKK

Hydrologi - agrohydrologi

GRUNNLAG FOR
FORELESNINGER

Av
ERLING HARILDSTAD

VOLLEBEKK 1964/65

N O R G E S L A N D B R U K S H Ø G S K O L E

Hydrologi - agrohydrologi

Grunnlag for forelesninger

Erling Harildstad

1964/65

Innhold.

	side
1. Innledning	1
2. Kort oversikt over nedbørforholdene i Norge	2
X 3. Vatnets nedsiging, infiltrasjon	8X
4. Gjennomtrengelighet for vatn	10X
5. Vassforbruk, evapotranspirasjon	17
<i>Infil., mikrosk.</i> ← 6. Vatnets forekomst, inndeling	24X
<i>grunnvann</i> 7. Strømningen i det frie jord-vatnet	32X
8. Om jordfukt, jordråmen	39X
<i>ca. 36 sider</i> 9. Gjennomtrengelighetsfaktoren k	49X-53 (med. avv.)
10. Virkningen av tørrleggingsarbeider	57
11. Strømningsbildet i grøftet jord	63X-67 (3. avv.)
12. Grunnvasstanden og måling av den	73X
13. Grunnvatnets strømningsretning og -hastighet	77X
<i>Artenov. mengde</i> ← 14. Faktorer som påvirker sigevatnets mengde og <i>og-intensitet</i> grunnvasstanden	78X
15. Bestemmelse av sigevassmengden	81X
16. Dimensjoneringsgrunnlagets hydrologiske del for samleledninger i et grøftesystem, avløpstallet ...	87X
17. Grunnvasstandens betydning for vekst og avling, samt for bruken av dyrket jord og beite	91
<i>ca. 24 sider</i> 18. Hydrologiske forhold i større vassdrag og nedslags- felter i Norge	109
19. Det hydrologiske materiale og dimensjonerings- grunnlaget ved elveregulering og større senkings- prosjekter	115X
20. Naturlig regulering eller sjølregulering	117X
21. Faktorer av betydning for avrenningens størrelse ..	118X
22. Avrenningsundersøkelser i små nedslagsfelter	125X

Totalt: 60 sider
+ 10

1. Innledning.

Vatn er et så vanlig forekommende stoff at vi sjelden tenker over hvilken viktig rolle det spiller i vår tilværelse. Levende vesener består f.eks av omkring 60 % vatn, planter inneholder 70 - 90%, ca. 2/3 av jordens overflate er disponert av vatn.

Som fritt gode betraktet, er vatnets naturlige forekomst og tilførsel meget forskjellig): i Egypten blir omkring 70% av landbruksarealet vatnet, mens en f.eks i Nederland må pumpe ut vatnet fra ca. 50% av landarealet.

Hydrologi er generelt læren om vatnets forekomst og bevegelse. Hydrografi er en del av hydrologien, og behandler vatnets forkomst i hav, sjøer og elver. Hydromekanikk kan også sies å være en del av hydrologien og behandler likevekt (hydrostatikk) og bevegelse (hydrodynamikk) hos flytende stoffer, i vårt tilfelle som regel vatn.

For landbruket og i særdeleshet for planteveksten er vatnet av den største betydning. Kulturplantene forlanger en viss optimal likevekt mellom forekomst og fravær av vatn. Plantenes krav søker en å tilfredsstillende ved regulering av jordas vassinnhold. Kulturteknikk omfatter problem og arbeider som har med plantenes vassforsyning og jordas vassregulering å gjøre.

Landbruks- eller agrohydrologien omfatter studiet av vatnets forekomst og bevegelse som er av spesiell interesse for landbruket, og med hovedvekten lagt på de krav som plantene stiller til vatn- eller fukttilstanden på vokseplassen.

Vi har flere og viktige andre fagområder og institusjoner hvor en er interessert i og arbeider med hydrologi. Som den eldste institusjon i Norge i denne forbindelse må nevnes Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen. De første vasstandsobservasjoner i større vassdrag ser ut til å være startet i 1850 årene (i Skienselv 1843-44, Glomma 1945-46).

Dette arbeidet i dag besørages av Hydrologisk avdeling under nevnte institusjon. Ved alle arbeider i store og små vassdrag trengs et visst hydrologisk grunnlag, f.eks. ved prosjektering av kraftverk, vassdrags- og elveregulering, ved kanalisering, prosjektering av vassverk og kloakkanlegg, ved landbrukets forskjellige avløpsformer. Samtlige interessenter har med den samme hydrologi å gjøre, men etter egen interesse trekker en ut og legger hovedvekten på den del som er mest aktuell for seg.

2. Kort oversikt over nedbørforholdene i Norge.

Norgeskartet viser at landet vårt strekker seg over 13 breddegrader. Lang kystlinje, høge fjell og utstrakte høgfjellspartier er faktorer som gjør at nedbøren som regn eller snø varierer mye. Dels har vi den kontinentale, dels den maritime klimatype.

Det er størst nedbør i de områder hvor havklimaet er framherskende og hvor den nedbørførende vind for det meste er vestlig og sør-vestlig, nemlig vest for Langfjellene fra og med Jotunheimen og sørover, samt i Nordland. Innlandsklimaet gjør seg mest gjeldende øst for Langfjellene og sør for Dovre. Nedbøren følger her vesentlig østlig og sør-østlig vind og er beskjedne. Over store deler av landet faller en betydelig del av årsnedbøren som snø, og dette bevirker ofte mer konsentrert avrenning under smeltingsperioden om våren.

Følgende tall viser normal årsnedbør i mm for en del nedbørstasjoner over landet, samt nedbør i veksttida mai-august for enkelte distrikter.

	Normalnedbør i året	Normalnedbør mai-august	Mai-aug. nedbør i % av året
<u>Østfold</u>			
Skjeberg	698	269	38,5
Halden I	739	267	36,1
Halden II	690	250	36,2
Øymark	741	296	39,9
Ørje	759	301	39,7
Middel	725	277	38,2
<u>Romerike</u>			
Hvam landbruksskole	599	253	42,2
Ullensaker	778	309	39,7
Eidsvoll	599	268	44,7
Skedsmo I	776	290	37,4
Skedsmo II	710	275	38,7
Middel	692	279	40,3
<u>Solør</u>			
Flisa	624	278	44,6
Åsnes	607	277	45,6
Finnskog I	591	280	47,4
Finnskog II	539	256	47,5
Elverum	695	319	45,9
Middel	611	282	46,2
<u>Hedemarken</u>			
Jønsberg	524	253	48,3
Løten	604	268	44,4
Vang	515	268	52,0
Hamar	532	252	47,4
Nes	510	246	48,2
Middel	537	257	47,9
<u>Gudbrandsdalen</u>			
Ringebu I	453	227	50,1
Ringebu II	525	262	49,9
Listad	405	235	58,0
Vinstra	377	201	53,3
Teigen	398	227	57,0
Middel	432	230	53,2

	Normalnedbør i året	Normalnedbør i mai-august	Mai-aug. ned- bør i % av året
<u>Ottadalføret</u>			
Lom	274	115	42,0
Skjåk I	279	109	39,1
Skjåk II	251	103	41,0
Bøverdal I	421	132	31,4
Bøverdal II	366	112	30,6
Middel	318	114	35,8
<u>Jæren</u>			
Time	1082	521	28,9
Bryne	1167	337	28,9
Klepp	1179	333	28,2
Søyland	2135	548	25,7
Varhaug	1257	356	28,3
Middel	1508	419	27,8
<u>Bergenstraktene</u>			
Syfteland	2159	559	25,9
Fana	1872	485	24,5
Bergen I	2283	593	26,0
Bergen II	1944	501	25,8
Fjellveien	2248	599	26,6
Middel	2101	547	26,0
<u>Trøndelag</u>			
Oppdal (Driva)	484	209	42,2
Haukedal (Gaula)	1998	467	23,4
Trondheim II (Nea)	709	216	30,5
Levanger	822	283	34,5
Mære	764	252	33,0
Grong	1344	388	28,7
Måmyr	1917	482	25,0
<u>Ekstrem stor nedbør</u>			
Haukeland	3346	772	23,1
Hovlandsdal	3201	743	23,2

	Normalnedbør i året	Normalnedbør i mai-august	Mai-aug. ned- bør i % av året
<u>Semiaride strøk i Nord-Norge</u>			
Alta	298	121	40,6
Jotkojavre	337	156	46,3
Solovomi	366	165	45,1
Kautokeiro	310	187	60,3
Middel	328	157	47,9
<u>Vestlandet</u>		<u>Sørlandet</u>	
Skudesnes	1221	Fyrisdal I	1088
Sand	2010	Fyrisdal II	891
Ullensvang	1634	Grimstad	1153
Bergen	2145	Kristiansand S.	1297
Voss	1376	Valle (Setesdal)	895
Kvitingen	3120	Mandal	1331
Lærdal	444	Åsreal	1594
Førde	2171	Lista	1050
Florø - Kinn	2171	Flekkefjord	1768
Nordfjordeid	1852	Egersund	1426
Oppstryn	991		
<u>Møre og Trøndelag</u>		<u>Nordland</u>	
Ålesund	1239	Brønnøysund	1086
Vestnes	1161	Hattfjelldal	874
Molde	1380	Mosjøen	1493
Kristiansund	1271	Bodø I	852
Vinjeøra	1350	Sulitjelma	998
Sandstad	1187	Grøtø	868
Vallersund	912	Fagernes	438
Sunnadal	700	Svolvær	1680
Orkdal	711	Bø	993
Trondheim	764	<u>Troms og Finnmark</u>	
Voll	699	Andenes	808
Hegra	1121	Harstad	713
Selbu	795	Moen (Målselv)	606
Verdal	926	Inset (Målselv)	280
Ytterøy	812	Tromsø I	940

Møre og Trøndelag		Troms og Finnmark	
Steinkjer	732	Kistrand	400
Grong	1344	Sør-Varanger	348
		Tana	466

I det store og hele har Østlandet forholdsvis jevn nedbørfordeling (øker sørover). I alminnelighet er nedbørmengden i de forskjellige landsdeler avhengig av strøkets beliggenhet i forhold til de vindretninger som gir nedbør.

På luvsida av et fjellparti tvinges luftmassene tilværs og gir da fra seg det meste av fuktigheten i form av nedbør. På lesida av fjellpartiet får luftmassene synkende bevegelse, og dette motvirker nedbørdannelsen.

Vi har enkelte strøk i det sentrale Norge hvor levirkningen for de fuktige luftstrømmer er særlig stor. Dette gjelder strøkene omkring Otta, vestover til Vågå, Lom og Skjåk, den nordlige del av Gudbrandsdalen, Rondane, Foll-dal og tilgrensende områder. Nedbøren i disse traktene er jevnt mindre enn 400 mm årlig. Det er mange nedbørsstasjoner vestafjells som får mer nedbør på en måned enn f.eks. Lom og Skjåk på ett år.

Vestafjells øker nedbøren meget sterkt fra kysten og innover. Sonen med over 2000 mm nedbør om året ligger ca. 40-50 km fra kysten.

Nedbørmengden avtar nordover fordi luftens midlere temperatur og fuktighet avtar, men maksimalområdet i en viss avstand fra kysten er likevel tydelig så langt nord som til Nordland fylke.

Også i Troms og Finnmark får kyststrøkene mest nedbør, men i de indre strøk får de mindre enn 400 mm årlig.

Landets nedbørforhold kan bli forskjellig vurdert, alt etter hvilke forhold som ligger til grunn for vurderingen. Som jordbrukere er vi interessert i nedbørforhold som kan sies å være optimale for planteveksten. Da er det ikke lenger bare årets nedbørmengde som kommer inn i bildet, men også hvordan nedbøren er fordelt gjennom veksttida. I alminne-

lighet rekner vi da med månedene mai - august.

For å kunne vurdere i hvilken grad en viss nedbør er tilstrekkelig eller ikke, bør en vite hvor stort behovet kan være i samme tid. (Evapotranspirasjon). Her står vi imidlertid svakt ennå, idet undersøkelser over dette problem er et langsiktig arbeid som bare såvidt kan sies å være begynt her i landet. Men erfaringsmessig vet vi at store deler av Østlandet år om annet har forsommertørke og derfor behov for supplering av den naturlige nedbør (suppleringsvatning). Som typisk representant for slike strøk, kan vi nevne Mjøsdistriktene. Nedbørtallene viser også at vi har strøk som så å si hvert år har behov for vatning, nemlig f.eks. Vågå, Lom og Skjåk. Også vestafjells finner vi slike strøk, i indre Sogn, Lærdal og Luster.

Ottadalførets nedbørstasjoner viser i middel 114 mm nedbør i mai-august. Det er sannsynlig at dette ikke dekker mer enn ca. 1/3 av behovet, idet en på grunnlag av beregninger (Mohrmann og Kessler) kan anslå behovet her til ca. 350 mm. Hvor stor deficit en får, vil bero mye på jordarter hvor mye vatn som er lagret i rotsonen ved veksttidens begynnelse, på mulighetene for kapillær tilledning, samt også på hvor mye av nedbøren som renner vekk på overflaten.

Som eksempel på jordarter vassinnhold nevnes noen tall fra danske undersøkelser:

(H.C. Aslyng og K.J. Kristensen).^{x)}

Alberts- lund. ysimeterjord	Jordartens sammensetning, %	Jordfuktighet, mm								
		Humus	Leir 0,002	Groвлеir 0,002-0,02	Finsand 0,02-0,2	Grov sand 0,2	Felt- kapasitet	Visne- punkt	Disponibelt	
									I alt	Pr. dm
0- 50 cm	3	10	6	58	23	120	45	75	15	
50-120 "	1	21	9	46	23	220	120	100	14	
0- 20 "	3	22	12	37	26	50	20	30	15	
20- 50 "	1	26	11	34	28	75	33	32	14	
50-150 "	0	28	12	30	30	270	130	140	14	

x) Investigations on the water balance in Danish Agriculture 1953-57.

Det er alminnelig erfaring at djup jord er tørkesterk i forhold til grunn jord. Jo tjukkere rotsonen er, desto mer vatn står til plantenes disposisjon.

Nedbøren i mai vil vi helst ha moderat av hensyn til våronnarbeidet. Mai måned er den nedbørfattigste måneden i året for Vestlandet, Møre og delvis Sør-Trøndelag - også for store deler av Nord-Norge.

Både juni og juli er utpregede vekstmåneder, men på steder med forsommertørke er det juni-nedbøren som har tendens til å holde seg under 50 mm. Beskjeden nedbør i juli finner vi f.eks. i Ottadalføret og Gudbrandsdalen, men ellers har størsteparten av det østafjellske over 75 mm i juli.

3. Vatnets nedsiging, infiltrasjon.

Hvordan vatnet ovenfra kan trenge inn eller ned i jorda, er en viktig detalj i den hydrologiske syklus. Særlig for enkelte jordarter tar nedsigingen noe tid, og jo sterkere regnskurene kommer, desto mer vatn renner da av på overflaten, og i direkte forbindelse med dette står faren for erosjon. Erosjonsproblemet er ikke så sterkt hos oss som f.eks. enkelte steder i Amerika, men særlig vestafjells er det nok en del erosjon i kupert lende. I forbindelse med vatning er vi også interessert i at vatnet raskt siger inn i jorda.

Det synes å være en viss forbindelse mellom den maksimale innsigingshastighet og tid, fig. 1, likeså mellom inntrengingskapasitet og tid, fig. 2.

Fig. 1

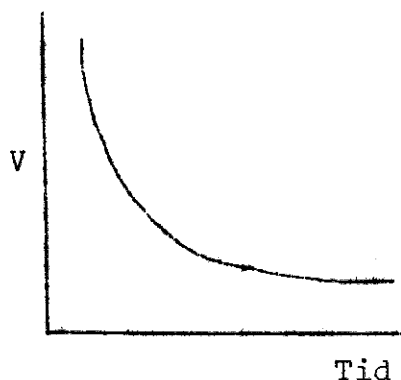
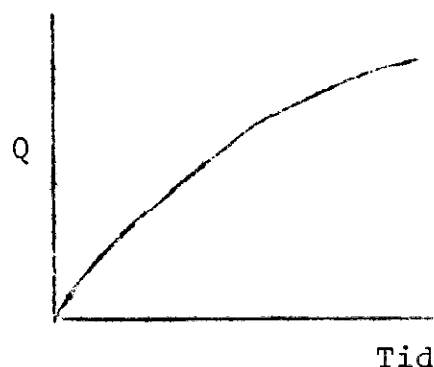


Fig. 2



Disse relasjoner vil være forskjellige, alt etter den tilstand jorda er i, og hvordan den er dekt av vegetasjon. Like- så blir kurvene forskjellige etter jordarten, og rimeligvis også forskjellige etter årstida.

Når det gjelder metoder for bestemmelse av innsigingsforhold, så blir disse atskillig diskutert for tida, og en har bl.a. brukt såkalt infiltrometer. Dette er ofte 2 konsentriske ringer som blir satt i jordflata, og litt vatn blir slått på, slik at det blir et tynt lag. Den mengde som da trenger inn, kan måles, og en kan konstatere om det er forskjell i evne til å ta til seg vatn:

"intake rate"

"infiltration rate"

En type av infiltrometer er også den såkalte "rain simulator." Det er et apparat som over en begrenset flate gir kunstig regn (vatning). Her kan foruten regnintensitet og innsiging også eventuell tendens til skorpedannelse konstateres. Ved samtidig å måle det som renner av på overflaten, kan en finne hvor mye som trenger inn.

Slike infiltrometere tjener først og fremst til innbyrdes sammenlikning av jordarter og plantedekker.

I alminnelighet er innsigingsmåten bestemt av strukturen i det øverste jordlag, matjordlaget, av fuktighetsgraden, av gjennomtrengelighet i de djupere liggende lag, samt av temperaturen.

Struktur omfatter her ikke bare det tilstedeværende porevolum og fordeling av det, men også varighet av porevolumet og dets fordeling, variasjon.

Som eksempel på innsigingsintensiteter kan nevnes (e.MUSGRAVE)

- A. 7-11 mm pr. time, djup sandjord, leirjord i god struktur.
- B. 4- 7 " " " , grunn sandjord, slamholdig jord.
- C. 1,2-4 " " " , leirholdige, sterkt slamholdige jordarter.
- D. 0-1,2 " " " , leirjorder, kolloidrike jordarter.
Innenfor gruppen blir det så variasjon etter plantedekket.

Tendensen i dag går mer og mer i retning av at en vil forsøke å uttrykke en slik prosess som vatnets inntrenging i jorda, ved hjelp av matematiske formler. Som eksempel nevnes en slik formel. (Av Kostiakov 1932).

$$V_0 = \alpha b t^{\alpha - 1}$$

V_0 = innsigingshastigheten

t = tida

α og b = konstanter

Det er ellers mange andre formler.

4. Gjennomtrengelighet for vatn.

Hvordan vatnet ovenfra trenger inn i jordmassen, står som regel i forhold til jordartens gjennomtrengelighet for vatn. Dette er et begrep som i agrohydrologien inntar en sentral plass. Gjennomtrengeligheten for vatn er en meget viktig egenskap å kjenne til. Vi vet f.eks. at grøfteavstanden varierer i de forskjellige jordarter. Årsaken til dette er den ulike gjennomtrengelighet. Jo tettere jorda er, desto mindre blir grøfteavstanden, men desto dyrere blir også hele grøftearbeidet.

Følgende faktorer er av betydning for gjennomtrengeligheten:

- a. Kornstørrelsen
- b. Ens- eller uensartet kornstørrelse

- c. Fordeling av kornfraksjonene, mengdeforholdet
- Mineraljord d. Innhold av kolloidmateriale - og jonebesetningen
- e. Strukturen
- f. Graden av sprekkdannelse o. likn.
- a. Fortorvningsgraden, Von Post's skala
- Myrjord b. Innhold av røtter og trerester
- c. Myrdjup og undergrunnens beskaffenhet

Gjennomtrengeligheten vil også variere med temperaturen i jord og vatn. Dette på grunn av at vatnets viskositet (den absolutte viskositet) avtar med økende temperatur. Relasjonen er følgende (Poiseuille, 1843):

$$\text{Viskositeten} = \frac{0,00001814}{1 + 0,0337 T + 0,00022 T^2}$$

T er temperaturen i C-grader. For hver C-grad endring av temperaturen endres strømningshastigheten (i jord) med ca. 3%.

Gjennomtrengeligheten, ofte betegnet med k, angis på forskjellig måte: cm/sek (små tall), cm/time eller m/døgn. Faktoren k kan bestemmes både beregningsmessig og mer eksperimentelt.

For jordarter med enkle strukturforhold har en prøvd å beregne k med utgangspunkt i størrelser som karakteriserer jordartens tekstur. Eksempelvis kan nevnes en formel som tyskeren Zunker har utviklet:

$$k = \frac{\mu}{\eta} \cdot \frac{P_0^2}{(1-p)^2} \cdot \frac{1}{u^2}$$

μ : en faktor som avhenger av partikkelformen

η : vatnets viskositet

u: faktor for spesifikk overflate

p: porevolum

P_0 : spenningsfritt porevolum. Med dette begrep menes den del av porevolumet som er disponibelt for vatn- og luftbevegelse. I en del av porevolumet vil vatnet være så

sterkt bundet (som hygroskopisk vatn) at denne delen av porevolumet regnes som varig disponert. Spenningsfritt porevolum kan beregnes av formelen:

$$p_o = p - W_h r_t (1 - \epsilon) \text{ hvor}$$

W_h = hygroskopisitet

r_t = volumvekt av tørr jord

ϵ = faktor for vass-sjiktets fortetting

Dersom jorda har mer sammensatt struktur, er nevnte formel for beregning av k ubrukbar. Det blir da tale om eksperimentelle metoder.

Følgende tabell etter G. Ekstrøm (1941) viser en del k-verdier i cm/time ved temperatur 20°C:

Jordart	k cm/time	
	Variasjon mellom	Middel
Grus	560 - 70	400
Grovsand	508 - 12	250
Sand	434 - 7	120
Mellansand	30 - 2	10
Ofullstændigt sorterart grus og sand	3 - 0,1	1,0
Grovmo	(0,9 - 0,7)	0,8
Finmo	(0,07 - 0,03)	0,05
Morängrus	0,14 - 0,003	0,05
Moränsand	0,06 - 0,0003	0,007
Svagt lerig mjäla	0,0008 - 0,0003	0,0006
Svagt lerig moränsand	0,0006 - 0,0001	0,0003
Moränlättlera, sandig	-	0,0001
Mo- og mjällera	0,0008 - 0,0001	0,0004
Mellanlera	0,0006 - 0,00006	0,0002
Styv lera	-	0,00007
Mycket styv lera	(0,000009 - 0,000005)	0,000005

a. Kornstørrelsen. Vi vet fra vår praksis at grus er lettere gjennomtrengelig enn sandjord, sandjord lettere enn mojord, grov mojord lettere enn fin mojord (mjäle).

b. Med ensartet kornstørrelse i f.eks. grus og sandjord, er det slik at porevolumet og dermed gjennomtrengeligheten blir større enn når kornstørrelsen er uensartet.

c. Det vil forøvrig bero på fordelingen av materialet på de forskjellige fraksjoner. I betongteknologien taler en om begrepet god gradering av en betongsand ell. -grus. Dermed forstår en slik forekomst av de forskjellige kornstørrelser, at de små stadig får plass i hulrommet mellom de store. Dermed blir porevolumet minst mulig, behovet for cement blir også minst mulig, og for støpesand blir volumvekta størst mulig. Bildet blir det samme for jord med allsidig korngradering, som da vil føre til større tetthet, mindre gjennomtrengelighet.

d. En jordarts innhold av kolloidmateriale vil kunne sette sitt særpreg på jordarten. Beskjedne mengder av jordkolloider fins nok i de fleste av våre finere sand- og mojorder, men som regel er det så lite at vi i praksis ikke regner med det. For leirjordartene er det annerledes, her er det kolloidmaterialet som særpreger jordarten. Det samme kan en si om de organiske jordarter, myrjord, som er så fortorvet, omdannet, at kolloidene dominerer. Kolloidinnholdet bevirker at begrepet gjennomtrengelighet ikke blir entydig. Kolloidene endrer tilstandsform med fuktighetsgraden, sveller ut ved fukting, skrumper inn ved tørking. Gjennomtrengeligheten i leirjord blir derfor avhengig av fuktighetsgraden. I fuktig tilstand kan ei leirjord være helt tett, mens den i oppsprukket tilstand gir et helt annet bilde av gjennomtrengelighet. Den kan være oppsprukket om sommeren og tidlig på høsten, og i denne tilstand kan leira være lettere gjennomtrengelig enn grus, men ganske tett lenger ut på høsten etter høstregnet. I denne slags leire får vi da en reversibel sprekkdannelse. Men det fins også leirjorder med irreversibel eller s.k. permanent oppsprekking, dessverre ikke med nevneverdig utbredelse her i landet.

Det forutsetter leire med et visst innhold av slam (gytje), slik som tilfelle kan være med tørrlagt sjø- eller havbotn.

Det gis eksempler på slik jord f.eks. i Sverige. I Nederland er den så å si alminnelig i polderstrøkene. Leira kan her være temmelig stiv og tett med det samme den er tørrlagt. I slike tilfelle brukes nå foreløpig, åpne og relativt grunne grøfter. Derved får en satt uttørkingsprosessen i gang. Etter 4-5 år, når jordarten har undergått en viss "modning", dvs. den er blitt oppsprukket nedover i undergrunnen både horisontalt og vertikalt, kommer den egentlige drenering. Dermed er jorda blitt lettere gjennomtrengelig, og grøfteavstanden kan gjøres større når en etter 4-5 års forløp grøfter for alvor og legger rørledninger.

Betydningen av sprekkdannelsen i leire er også nærmere undersøkt i Sverige. Simon Johansson fant f.eks. at ei leirjord kunne ha ca. 10 ganger større gjennomtrengelighet vertikalt enn horisontalt. I en viss utstrekning kunne ei oppsprukket leirjord sies å være selvdrenerende.

Videre fant Flodkvist (1931) ved forsøk i terrenget at leirjorda er mye tettere om høsten etter langvarig regn enn om våren kort tid etterat telen er borte.

Følgende oversikt viser det gjennomsnittlige resultat av 15 forsøk, utført i trakten om Ørebro:

	Vatnets synkehastighet	
	m/døgn	Relativtall
Jord i naturlig lagring, 2 m fra grøft, i novbr.	0,07	1,5
Omgravd jord i grøfta, i novbr.	4,67	100
Jord i naturlig lagring, 2 m fra grøft, i mai	0,72	7,0
Omgravd jord i grøfta, i mai	10,12	100

Som en ser, var jorda i grøftene betydelig lettere gjennomtrengelig enn urørt undergrunn.

Av sine forsøk kunne Flodkvist trekke den konklusjon at undergrunnens gjennomtrengelighet i leire ikke alltid er

avgjørende for den vassmengde som raskt kommer fram til ledningene. Når undergrunnen er meget tett, har en kunnet konstatere at vatnet (det temporære grunnvatn) strømmes av i det relativt løse, gjennomtrengelige matjordlaget, altså hovedsakelig i horisontal retning fram til grøftene, hvor det etter forholdene ganske raskt synker ned til drenledningen. Etter forsøkene så det ut til at denne større gjennomtrengelighet i grøftefylla kunne holde seg i mange år etter grøftinga. I et tilfelle, hvor det var grøftet for 48 år siden, og en hadde stiv leire i undergrunnen, var gjennomtrengeligheten i urørt undergrunn 1,3 om høsten og 2,1 om våren, når den i grøftefylla var satt lik 100.

Imidlertid må en merke seg at denne effekt av omgraving får en ikke i alle tilfelle i leirjord. Dersom en fyller igjen grøftene under regnvårsperioder, når jorda er meget våt, kan en risikere at leira eltes sammen, slik at den blir temmelig tett. Senere undersøkelser i Sverige (Y. Gustafsson, 1946) har bekreftet det bilde Flodkvist har gitt. En har kunnet påvise større volumprosent luftfylte porer i grøftefylla enn i urørt undergrunn ved siden av grøfta. Prøvene ble tatt like etter en periode med sigevatn, altså med et vanninnhold som svarer til feltkapasitet, og forholdet forklares ved dannelsen av jordkonkresjoner (strukturendring) når jorda graves om. For å få denne gunstige strukturendring i leirjord må fyllmassen ha mest mulig bekvem konsistens.

Etter noen tørkedager om våren, kan en ofte se hvor grøftene går i leirjord. Over grøftene og like ved er jorda lysere og tørrere enn lenger inn på teigen. Det tar noe tid før det temporære grunnvatn når fram til grøfta eller siger ned, slik at jorda på grøfteteigen holder seg gjennomfuktig og derfor mørkere av farge i lengre tid.

Når det gjelder mojord og (mjele), har en i de svenske forsøk ikke kunnet finne større gjennomtrengelighet for vatn i omgravid grøftejord enn i urørt undergrunn. Mojordartene har lite eller betydelig mindre innhold av kolloidmateriale, og har da for lite av den sammenkittende sub-

stans som er nødvendig for konkresjonsdannelsen og en varig strukturendring.

For myrjord minker gjennomtrengeligheten med fortorvingsgraden, men beror ellers mye på strukturen i naturlig lagret myr. Strukturen er igjen bestemt av torvas opprinnelsesmateriale og omdannelse. Noen tall etter Malmstrøm viser dette:

	Omdannelsesgrad, H	Vass-sig, liter pr. time	
		I høgderetn.	I sideretning
Starr-kvitmosetorv	2	27,60	-
Bjønnskjegg-kvitmosetorv	2	5,49	29,40
Kvitmosetorv	3	12,30	59,40
"	4-5	2,52	7,56
"	6	1,00	0,54
"	7	0,24	0,24
Torvdy (fettorv)	8-9	0,15	0,13
Torvdy (fettorv)	9	0,016	0,036

Lite omdannet kvitmosetorv er relativt lett gjennomtrengelig, noe mer i sideretning enn i høgderetning. Grasmyr er gjerne tettere. Brenntorvmyr, særlig s.k. fettorv, kan være så godt som ugjennomtrengelig. Innhold av røtter kan spille en viss rolle. Forsøk av Hasund viser bl.a. dette. Hasund målte vassledningsevnen i meter pr. døgn til følgende:

Nesten frisk kvitmosetorv	6,620 - 10,080 m
Litt omdannet kvitmosetorv	2,225 - 2,683 "
Brunet kvitmosetorv med tynne mørke lag	0,300 - 0,890 "
Fast grasmyr (uten brenntorv)	0,662 - 2,317 "
Fettorv med morkne bjørkerøtter i	0,261 - 0,891 "
Fettorv uten røtter	0 - 0,043 "

En må rekne med at ei myrs gjennomtrengelighet vil endres noe, når myra blir kultivert. Lett gjennomtrengelige torvslag kan etter hvert som de omdannes, bli tettere og mindre gjennomtrengelige. Er ei myr sterkt omdannet ved oppdyrking, kan den ved tørking og svinn danne sprekker og således bli lettere gjennomtrengelig med tida.

Her i landet har vi, særlig i kyststrøkene, mye sterkt for-
torvet myr som er vanskelig å grøfte på grunn av at den er
så tett. Vatnet trekker nedi bare over grøfta og litt på
siden. Derfor går tendensen i retning av meget liten grøfte-
avstand (f.eks. 5 m) uten at det kan sies å være effektivt.
Spørsmålet er derfor hvordan gjennomtrengeligheten kan for-
bedres i slik jordart. Foreløpig grøfting med åpne grøfter
er påtenkt, slik at fylla ligger i dagen vinteren over.
Eventuell frost kan da sette oppsprekking og sammenfnokking
av kolloidene i gang. Når en tenker på hvordan brenntorv
oppfører seg, så er det sannsynlig at slik omdannelse skulle
kunne bli av mer varig art.

Ellers ser det ut til at trerester og røtter i myr kan øke
gjennomtrengeligheten, som også vil endre seg med bruken av
dyrket myr.

I og med at temperaturen har innflytelse på vatnets viskosi-
tet, vil gjennomtrengeligheten for en og samme jordart ikke
bli den samme ved 0° som ved 20°C . Den blir større om sommer-
en enn sent på høsten.

Ved en temperaturstigning fra 0° til 20°C avtar viskositet-
en, og siden gjennomtrengeligheten er omvendt proporsjonal
med viskositeten, blir gjennomtrengeligheten ved denne
temperaturstigning ca. 1,8 ganger større. Forutsatt at en
får slike temperaturendringer i jorda, skulle gjennomtrengel-
igheten for vatn om sommeren være ca. 1,5 ganger så stor
som sent på høsten og om vinteren. Dette gjelder da særlig
jordlaget nærmest overflata. I djupere lag blir temperatur-
endringene mindre, og nevnte effekt blir av relativt liten
betydning.

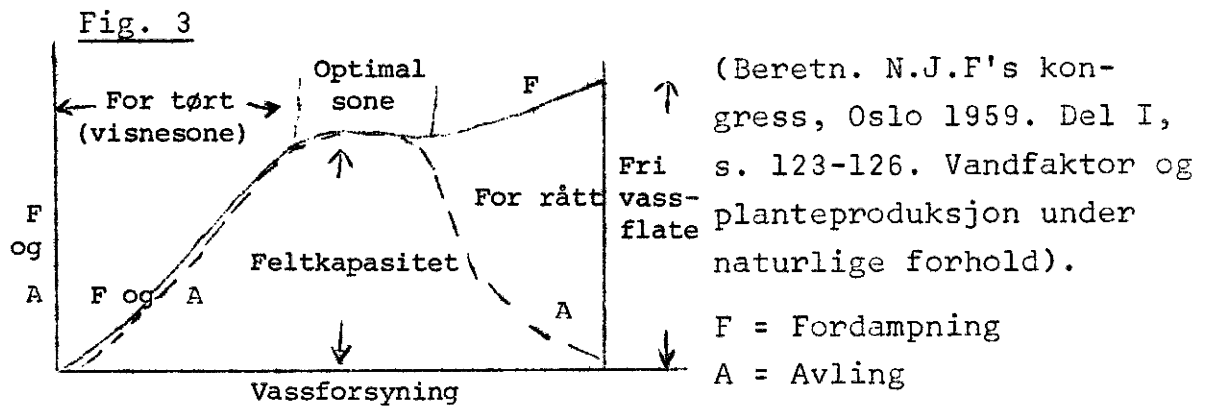
5. Vassforbruk, evapotranspirasjon.

Størrelsen av fordampningen eller evapotranspirasjon er en av
de viktigste data når vi betrakter jordas vassusholdning.

Det har vært alminnelig antatt at det er sterk sammenheng
mellom planteproduksjon og vassforbruk. Transpirasjons-
koeffisienten, som angir forbruk av vatn pr. kg produsert

tørrstoff, (300 - 1500, Nederl. 300 - 600) brukes nok en del ennå, men mer sjelden enn før. Den fortrenses av de moderne fordampingsteorier. Dansken H.C. Aslyng, som her i Norden har arbeidet mye med jordas vassbalanse, framhever følgende:

a. Når planteproduksjonen er begrenset av vassmangel alene, er det tydelig korrelasjon mellom størrelsen av vassforbruk og produksjon, fig. 3, til venstre.



b. Når plantene er optimalt forsynt med vatn, men produksjonen er begrenset av en eller flere av de andre produksjonsfaktorer, er det praktisk talt ingen sammenheng mellom vassforbruk og produksjon. (Den midtre del av fig.).

c. Da a og b avvekslende og samtidig kan være aktuelle, er positiv vekselvirkning mellom vassfaktoren og andre produksjonsfaktorer alminnelig forekommende. Kurven får oppfattes som et generelt bilde, slik at en bl.a. etter plantearten kan vente en del avvik, f.eks. i utstrekningen av midtre del, muligens mer som et snevrere optimums-område.

Evapotranspirasjonen er en fysisk prosess, som er klimatisk bestemt. Den kan egentlig deles i to, nemlig fordampning fra jorda uten vegetasjon, dvs. fra den snau jordoverflate, samt fordampning fra vegetasjonens overflate. Førstnevnte kalles vanlig evaporasjon, den andre transpirasjon. For en jord med vegetasjon er det vanskelig å skille disse to størrelsene. De sammenfattes derfor under navnet: evapotranspirasjon. Når en så taler om vegetasjonens vassforbruk forstås den samlede fordamping, evapotranspirasjon, i en gitt periode.

Når vassforsyninga er optimal, blir forbruket i det vesentlige bestemt av den til fordampningen disponible energi, som da brukes til å omdanne vatn til damp.

Luftens evne til å oppta fuktighet spiller en viss rolle (avhengig av temperatur, metningsdeficit, vind), bortføring av vassdampen.

En vegetasjon med djuptgående rotsystem vil meget sterkt kunne befordre tilførselen av vatn fra jorda til kontaktsonen med lufta.

Plantenes funksjon kan da sies å være begrenset til å danne kanaler for transport av jordfukt til fordampningsstedet, fortrinnsvis spalteåpningene. Ved vassmangel er såvel fordampning som produksjon beregnet. I det følgende nevnes en del metoder til måling eller beregning av fordampningen, samt eksempel på resultater.

a. Måling ved hjelp av fordampningsfat. Her får en da fordampning fra fri vassflate. Det er vanskelig med oppstilling slik at omgivelsene ikke får innflytelse på resultatet. En har bl.a. prøvd å la fordampningsfatet flyte på en sjøflate, både i Danmark og Nederland.

b. Beregning ved hjelp av vassbalanselikningen, brukt for et større nedslagsfelt. Fordampningen = nedbør + annen tilstrømming - avrenning + endringer i jordas vassinnhold.

$$\underline{F = N + T - A + E}$$

Som eksempel kan nevnes at nederlenderne Stolp og Mohrmann kom fram til følgende tall for opplendt sandjord med god vassforsyning og 65% engareal:

Jan.	Febr.	Mars	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Des.	Året
4	7	17	42	91	115	118	88	46	22	10	5	565 mm

c. Måling ved hjelp av lysimeter. For et bestemt jordvolum har en her mulighet for å måle det vatn som tilføres og det som siger vekk. Selve lysimeterkaret kan sitte helt fast, eller det kan være veibart. I siste tilfelle kan endringene i jordas fuktinnhold direkte bestemmes på vekta. For det meste

innretter en seg slik at de nærmeste omgivelser har samme vegetasjon som i lysimeteret. Hensynet til eliminering av grenseinnflytelse tilsier store lysimeterkar, mens ønsket om veibare lysimetre trekker i omvendt retning. Resultat Nederl. 1953 (Makkink) Året 550-600 mm, i juli 90-100 mm.

d. Bestemmelse ut fra fuktforløpet i jorda.

Fordampningen beregnes ut fra fuktforløpet i det øvre jordlaget, ved oppstilling av vassbalanseregnskapet. Nedbøren må måles. Ulempen er at det trenges mye prøvetaking, samt at nedbøren forsvinner over i undergrunnen som sigevatn. Dette forstyrrer beregninga. Det samme gjør kapillær tilførsel av vatn fra grunnvatnet.

e. Beregningsmetode, basert på fysisk analyse av fordampningen.

En har prøvd å finne metoder (korrelasjonsmetoder) som gir en handterlig forbindelse mellom fordampning og f.eks. middeltemperatur og daglengde (Blaney og Criddle), eller mellom fordampning og månedenes middeltemperatur. (Thorntwaite). I disse betraktninger spiller empiriske konstanter en stor rolle, og disse begrenser også muligheten for å kunne overføre resultatene til andre strøk.

Den mest djuptgående, teoretiske analyse av fordampningsproblemet er gitt av engelskmannen Penman.

Først beregnet han fordampningen fra en fri vassflate ut fra forskjellige meteorologiske observasjoner, idet utgangspunktet var jordoverflatens energibalanse: innstrålingsenergien er avhengig av breddegrad, årstid og skydannelse. Reflektert og utstrålt energi, likeså energi som trengs til oppvarming av luft og jordbunn kan beregnes. Tilbake blir da en rest energi til fordampning av vatn fra en fri vassflate, som betegnes med E_0 . Penman ledet ut formler for beregning av E_0 på grunnlag av relativt enkle, meteorologiske observasjoner.

Fordampningen fra et større areal som er optimalt forsynt med vatn og har tett, ensartet, grønn, voksende vegetasjon betegnes med E_T - og kalles den potensielle evapotranspirasjon.

Her er en klar over at:

$$E_T < E_0$$

eller

$$E_T = f \cdot E_0 \quad \text{hvor } f \text{ kan settes til } \underline{0,6} \text{ á } \underline{0,8}$$

Eksempelvis kan nevnes at E_T for Nederland er beregnet til følgende:

Jan.	Febr.	Mars	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Des.	Året
4	12	29	53	96	117	104	89	46	21	6	3	580 mm

E_0 er beregnet til i middel 715 mm i året, i sommermånedene 100-130 mm, i vintermånedene 0-10 mm - ved kysten er E_0 for sommerhalvåret beregnet til 620 á 640 mm, i den østre del av landet ca. 580 mm.

Den potensielle fordampning E_T kan også bestemmes ved bruk av s.k. evapotranspirometeranlegg, eller en kan bruke fordampingsmåler med en mindre med trådnett skjermet vassflate. Sistnevnte apparat brukes atskillig ved danske forsøksstasjoner.

Nederlenderne Mohrmann og Kessler har beregnet den potensielle evapotranspirasjon i Europa på grunnlag av meteorologiske observasjoner, og 100 mm-kurver er lagt på kartet. Eksempelvis kan følgende nevnes:

300 mm kurven går i nordøstlig retning over Nord-Sverige og over til Finland litt nord for Bottenvika. I Norge går den over nordre del av Nord-Trøndelag (Liene-Snása-Namdalen).

400 mm kurven har i Norge retningen Trysil-Elverum-Gjøvik-Nes, Hallingdal-Rjukan-Haukeli. På Vestlandet svinger den så nord-vestover igjen over Ullensvang-Voss og ut ved innløpet av Sognefjorden.

500 mm kurven passerer i øst-vest retning over de midtre deler av Jylland.

600 mm kurven ligger over de sørligere deler av Nederland.

For noen steder hos oss har en beregnet følgende tall:

	Potensiell evapotranspirasjon, mm	Årlig nedbør, mm
Bodø	285	852
Trondheim	322	764
Røros	240	449
Lillehammer	361	676
Oslo	452	768
Bergen	404	1944
Kristiansand	446	1297
Dalen	405	831

Den virkelige, aktuelle evapotranspirasjon vil i alminnelighet avvike fra (være mindre enn) den potensielle på grunn av at jorda fort tørker ut, og at vatnet ikke ledes til så fort som forutsatt under god vassforsyning. Analytiske beregningsmetoder for den aktuelle fordampning fins ikke, bare eksperimentell bestemmelse kan gi en antydning om størrelsesordenen av fordampningen under mindre gode fuktighetsforhold.

Til orientering gis noen nederlandske tall for den aktuelle fordampning: (Wind, 1954).

Fra gammel eng	367 mm	
" yngre "	439 "	(djupere røtter,
bygg	330 "	bedre tilførsel)
havre	373 "	
poteter	357 "	

Eng har lengre voksetid enn kornarter, yngre eng fordamper mer, sannsynligvis på grunn av djupere rotsystem enn gammel eng (mindre kløver, mer timotei). Danske tall (Aslyng og Kristensen, 1958).

	<u>April - august</u>		
	<u>Aktuell mm</u>	<u>Potensiell mm</u>	<u>Aktuell/potensiell</u>
1953 Havre	283	289	0,98
" Bygg	283	289	0,98
1954 Havre	224	305	0,73
" Bygg	256	305	0,84
1955 Sukkerbeter	278	369	0,75
" Sukkerbeter	311	369	0,84
1953 Luserne	420	369	1,14
1956 Luserne	354	406	0,87
1957 Luserne			
1953 Kløver-gras, 2 slett	388	369	1,05
" Kløver-gras, 16 slett	363	369	0,98
1956 Gras, 3 slett	332	406	0,82
1956 Gras, 9 slett	230	406	0,57

Som konklusjon framhever dansken Aslyng (den amerikanske og engelske oppfatning går i samme lei):

Vassforbruket til en vekst i en gitt periode er bestemt av klima og tilgang på vatn - og ikke av planteart, bladareal og avlingens størrelse.

Ved tilfredsstillende luftskifte i jorda er det å rekne for optimal tilgang på vatn fra feltkapasitet og til omkring halvdelen av det tilgjengelige vatn i rotsonen er utnyttet.

Vi har følgende tall til eksempel:

	<u>Feltkapasitet</u>	<u>Visnepunkt</u>	<u>Disponibelt</u>
Lysimeterjord 0-50 cm	120 mm	45 mm	75 mm

Her kan en rekne med optimale forhold under utnytting av de første 38 mm av de 75 disponible, forutsatt at rotsonen er ca. 50 cm djup.

Litteratur:

H.C. Aslyng og K. Kristensen (1958) og (1953):

Investigations on the water balance in Danish Agriculture.

fått, og bruken av hygroskopisiteten på denne måte ville ellers bli begrenset til jordart med enkeltkornsstruktur og små muligheter for varig endring av strukturen ved konkresjonsdannelser. Det hygroskopiske vatn kan også være bundet til andre elementer enn jordpartiklene, f.eks. jonene. Likevel vil det i undergrunnen være partikkelstørrelsen, i det hele den indre overflate, som er bestemmende.

Mekanisk bundet vatn kan en helst tenke seg forekomme i myr, mosemyr, innesluttet i større hulrom. Kjemisk bundet vatn ell. krystallvatn, fjernes ved glødning.

De tre former av fritt vatn har hver sitt navn etter tilstandsformen på eller i jorda.

Overflatevatn (flovatn) er synlig på overflaten og renner av eller siger ned der. Den del som renner av på overflaten er av spesiell interesse, ikke minst for den praktiske kulturteknikk, idet den blir bestemmende for dimensjonen av og kostnaden med kanaler, åpne grøfter og lukte avløp.

I dreneringsarbeidet hos oss har det ikke vært så vanlig å ta spesielt omsyn til overflatevatnets avledning. En stoler på at det skal sige ned til grøftene, også der hvor det har lett for å stå dammer om våren og i regnrrike perioder. Ved å sørge for inntak på ett eller annet vis i slike partier (kum, grusfilter) kunne en oppnå at overflatevatnet ble ledet bort etterhvert som det kom. Det ble i så fall mindre sigevatn, mindre utvasking og jevnere opptørking av stykket.

Et aktuelt arbeid mange steder er gjenlegging av åpne grøfter og mindre bekker. Så lenge disse avløpene er åpne grøfter, trenger en ikke ofre noen særlig tanke på hvordan overflatevatnet på terrenget skal komme inn i avløpet, men etter at dette er rørlagt, blir problemstillingen en annen. Her blir en nødt til å sørge for direkte inntak av overflatevatnet, som regel i form av en eller annen slags kum.

Overflatevatnet er ellers her i landet av meget stor interesse, såvel økonomisk som teknisk. Om vi i denne forbindelse ser bort fra det meget store bruksområde som elektrisitetsforsyningen

representerer, så blir detlikevel mye igjen, f.eks. området vassforsyning. I overveiende grad er vassforsyningen i Norge bygd på overflatevatnets reservoar, eksempelvis for Oslo, Bergen og Trondheim.

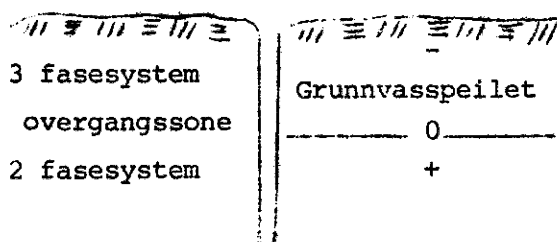
Over landsbygda ble det tidligere nyttet mer overflatevatn enn nå. Utviklingen av fjellboringsteknikken i de siste 20 år og derfor økende bruk av grunn- og fjellboringer har medført at en i mange distrikter bygger vassforsyninga på forekomst av grunnvatn. Dette er særlig aktuelt og høvelig for mindre forbrukere, enten enkeltvis eller for tettbebyggelser og grendelag.

Utnyttelse av overflatevatn i vassforsyning støter i dag på visse problem, nemlig i forbindelse med den tiltakende foruren-
rensing av de fleste vassdrag. Vatning i jord- og hagebruk er også i stor utstrekning avhengig av tilgang på overflatevatn på grunn av det konsentrerte og relativt store behov. Forutsetter vi at det f.eks. til vanlig rotbløyte trengs 25 mm, vil det si 25 m³ vatn pr. dekar pr. vatning.

Den delen av nedbørvatnet som ikke renner av på overflaten, siger inn i jorda. Dersom forbruket gjennom fordampningen er stort, og tilførselen snart holder opp, blir nedbørvatnet konsentrert og foreløpig bundet i det øverste sjiktet som jordfukt. Men etterat matjordlaget og rotsonen er gjennomfuktet, kan det i tider med lite forbruk og relativt rikelig tilførsel bli vatn tilovers, fritt vatn, som så siger videre nedover. Dette vatnet kalles da sigevatn.

Sigevatnet vil før eller senere treffe tettere jordlag eller fjell, slik at det demmes opp og fyller samtlige porer i jorda. Dette slags vatn kalles grunnvatn. Det kan finnes flere etasjer av grunnvatn i jorda. En betydningsfull skillelinje i jorda har en da i grunnvasspeilet. Dersom vi graver eller borer et hull djupt nok til å rekke ned i grunnvatnet, så vil det etter ei viss tid stå vatn i hullet, og vassnivået her vil gi inntrykk av å være konstant. Dersom vi så lenser hullet, vil vatnet igjen strømme til fra jordmassen og etter ei tid stille seg i samme nivå som før.

Fig. 4



Etter vanlig oppfatning regner vi grunnvasspeilet i jorda i samme høgde som det frie vassspeil i kullet.

I meget sjeldne tilfelle kan en tenke seg grunnvasspeilet som et fritt vasspeil i jorda. Muligens vil det være tilfelle om undergrunnen består av f.eks. singel eller annet materiale som er så grovt at en direkte kan se fritt vatn mellom aggregatene. Men i ei egentlig jord vil det ikke være tilfelle. Her får en heller oppfatte grunnvasspeilet som en overgangssone mellom et 3 fase- og et 2 fasesystem, mellom jord som er delvis vassfylt og jord som er mettet med vatn. Når det gjelder trykket i jordvatnet, kan grunnvasspeilet oppfattes som en overgangssone, idet trykket i vatnet her er lik lufttrykket, dvs. overtrykket er 0. I retning nedover vil trykket bli større enn lufttrykket, i retning oppover vil det være mindre, fig. 4.

Grunnvatnets forkomst og betydning.

Der hvor vi har løse avleiringer, regner vi med at grunnvatnets øvre begrensning stort sett følger overflaten. Det ser også ut til at en kan regne med å ha et grunnvasspeil i fjell, men i hvilken utstrekning det opptrer, eller hvordan det forløper i forhold til overflatekonturene, kan en neppe si uten nærmere undersøkelse og observasjoner. Når det gjelder grunnvatn i fjell, ser det ut til at sprekkdannelsen spiller en stor rolle. Dette slags grunnvatn har fått en stor betydning over mange strøk de senere årene, og da som reservoar for rent vatn til husbruk. I de siste 15 år har det vært sterk utvikling i fjellboringsteknikk og dermed i bruken av slike borebrønner i vassforsyning. I enkelte strøk, f.eks. i Solør, nytter en også ut forekomst av grunnvatn i løse jordlag på samme vis, ved djupere borehull, nedslåing av rørsplisser eller ved hjelp av djupe brønner. Men grunnvatn som reservoar blir likevel ikke på langt nær så sterkt utnyttet i vassforsyningsteknikken hos oss som f.eks. i Danmark og Nederland. Sett fra jordbrukssyns-

punkt vil grunnvatnet være direkte nyttig i alle de tilfelle det ligger innenfor planterøttens rekkevidde i tørkeperioder. Vi kan ikke rekne med at røttene vokser like ned i grunnvatnet, men de vil sannsynligvis stanse noe over. Her vil en da være avhengig av jordartens evne til å lede vatnet kapillært. Jo mindre denne ledningsevne er, desto nærmere rotsonen må grunnvatnet stå forat det skal bli av direkte nytte som reservoar for plantene.

Stort sett kan vi rekne at det må ligge innen 0,5 - 1,5 m under overflaten forat det skal kunne tjene plantenes vassforsyning, enten ved at røttene vokser ned til vatnet eller ved at vatnet ledes opp i rotsonen kapillært. I tettere jordarter ser det ut til at den kapillære ledning går for langsomt på grunn av motstanden. Det er betydelig bedre i mo- og sandjord. Vi har f.eks. i de siste tørkeårene, 1947, 1955 og 1959, sett at leirjordsdistriktene lider av tørke like fort eller før enn mojordsdistrikter (Romerike, Solør). Det ser derfor ut til at grunnvatnet som reservoar i plantenes vassforsyning ikke spiller så stor rolle i tett leirjord som i jordarter med noe grøvre porer og bedre ledningsevne. Denne bedre ledningsevne består da særlig i at vatnet ledes raskere til. Dette går ut over både den teoretiske og den praktisk brukbare løftehøgde, som blir mindre.

Tidligere har en lagt større vekt på den kapillære tilledning av vatn i plantenes vasshusholdning enn i dag, og det er utført mange eksperimentelle undersøkelser over den kapillære kapasitet: Noen resultater av svensken Atterberg kan nevnes her:

Kornstørrelse i mm	Den kapillære stighøgde i mm i tida					Jordart
	1 døgn	2 døgn	8 døgn	18 døgn	30 døgn	
0,001 - 0,002	55	-	-	-	-	Leir
0,01 - 0,02	480	920	1,930	2,090	2,450	Mjele
0,02 - 0,05	1.150	1,360	1.660	1,770	1.800	Støvsand(finmo)
0,05 - 0,10	530	570	850	970	1,000	Mo
2 - 5	22	24	-	-	-	Fingrus

I leir er det således observert store stigeøgder, men stige-hastigheten er liten.

Den nyere oppfatning går ut på at det er planterøttene som oppsøker vatnet i jorda. Røttene vil neppe vokse helt ned i grunnvatnet, men stanser opp i grunnvatnets kapillærsoner, hvor stige-hastigheten er tilfredsstillende. Undersøkelser fra de senere år har vist at f.eks. hvete kan ha meget djuptgående rotsystem, men rotsonens tykkelse vil ellers bero mye på jordarten, hvor bekvem den er i undergrunnen, hvor lett det er for røttene å komme fram. Således har det vist seg at i lett mosemyr blir røttene konsentrert i det øvre sjiktet som er luftet, gjødslet og kalket. Det er grunnen til at en her kan risikere tørkeskade ved sterk senking av grunnvatnet. Resultatet av svenske undersøkelser (Grundförbättring, nr. 4, 1961) tyder på at en stort sett finner det samme bilde av rotutviklingen i jordarter med enkelt-kornstruktur (mojord, sandjord), hvor undergrunnen kan være næringsfattig og ubekvem, lite gjennomtrengelig på grunn av ubetydelig oppsprekking. I leirjord derimot kan bildet være et annet på grunn av oppsprekking og derav følgende muligheter for røttene til å komme fram. Eksempelvis kan nevnes følgende tall fra de svenske undersøkelser i leire:

	Rotsystemet viste:	
	Forgrening ned til:	Enkelte røtter ned til:
Høsthvete	140 - 150 cm	258 cm
Bygg	120 - 140 "	160 "
Havre	70 - 80 "	120 "

Disse tallene skriver seg fra undersøkelser i stiv leire. I profilene kunne en forøvrig bestemme det normale teledjupet på grunnlag av telens virkninger på strukturen, telegrensen. Over denne grensen er materialet mer sundsprengt, strukturen er finere enn under. Djupere i profilet kunne en fastlegge ytterligere en strukturgrense, nemlig opptørkingsgrensen, så djupt som jorda har tørkesprekker. Mellom disse grenser er makrostrukturen relativt ensartet og oftest grov, men den blir betydelig grøvre under, og sprekkfrekvensen avtar fort til det

djup hvor jordprosessene ikke har gjort seg gjeldende. Bildet vil være noe forskjellig etter bl.a. jordart, klima og dreneringsforhold.

I mange av våre daldrag finner vi ofte lett gjennomtrengelig jord, elveavsetninger, som fine, slette sandmoer med lite stein, eller det kan også være mer morenepreget materiale, ofte noe tettere og med mye stein. Slik sandjord eller mojord kan ha beskjedne kapillær løftehøgde. Derfor kan det være nødvendig at grunnvatnet i slike tilfelle står relativt høgt slik at røttene selv kan hente vatnet. I strøk med moderat nedbør i veksttida vil vegetasjonen bli mer avhengig av grunnvatnet enn når nedbøren er rikelig. Gjennom mange daldrag går ofte et elvefar, og når undergrunnen er lett gjennomtrengelig vil det være sterk sammenheng mellom vasstand i elvefaret og vassnivå i jorda): en stigning i elva vil fort forplante seg utover i jorda. I tørt klima er det sannsynlig at dette som regel vil være fordelaktig for vegetasjonen. Vi har vassdrag med utpreget fjellflom, dvs. flommen kommer først i siste delen av juni, og da med påfølgende stigning av vatnet i jorda. På denne tid vil dette være heldig på grunn av intens vekst, f.eks. for eng- og beiteveksters vedkommende. Det arter seg som en slags undervatning.

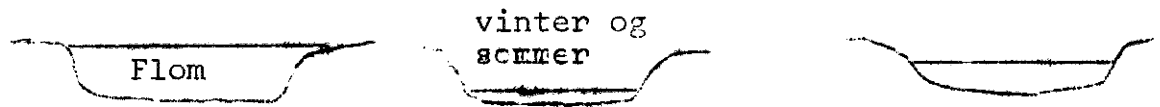
I moderne kraftutbyggingsteknikk er det ofte tale om s.k. overføringer, dvs. vatnet fra et vassdrag føres i tunnel gjennom fjell over i nabovassdraget, hvor en velger å legge kraftstasjonen. I det vassdraget som mister vatnet, eller en stor del av det, blir vasstanden i elva senket. Det samme gjelder vasstanden i jorda. Grunnvatnet vil etter slik regulering bli stående lågere, og det kan bli spørsmål om det senkes så mye at en senere får tørkeskader.

Det omvendte problem kan vi finne f.eks. i det vassdraget hvor kraftstasjonen blir liggende, og da i nærheten av vassdraget på strekningen nedenfor kraftstasjonen. Her blir det nemlig s.k. regulert vassføring. Denne varierer relativt lite og kan være betydelig større enn den en er vant til fra før gjennom veksttida.

Uregulert vassdrag

Regulert

Fig. 5



Eks. fra Numedalslågen.

Denne slags regulering fører til relativt liten veksling i grunnvasstanden, og grunnvatnet blir jevntover stående høyere enn før i veksttida og om vinteren): dreneringsmulighetene er borte for en del, luftvekslinga også i stor utstrekning. Her vil da grunnvatnet kunne bli stående for høgt): forsumping.

Temporert grunnvatn.

Som navnet sier, er dette mer tidsvist opptredende vatn i jorda, og det gjelder spesielt vatn i matjordlaget. Det temporære grunnvatn kan en vente å finne i tettere jordarter, og særlig i jord hvor det er tett sjikt like under matjordlaget. Under sterk nedbør vil vatnet kunne trenge inn i matjordlaget på grunn av relativt åpen struktur der, men nedsigningen videre går langsomt. Derfor demmes vatnet foreløpig opp i ploglaget. Svenske undersøkelser (Flodkvist) har vist at dette vatnet strømmes av i ploglaget, som er relativt løst. Det har forøvrig tendens til å følge plogfårene. Når det så treffer grøftefyll, som er ganske løs djupere nedover, siger det ned her til grøfteledningene. Dersom jorda mangler grøfter, eller vatnet blir stående, så vil det litt om senn sige gjennom det tette sjiktet og videre nedover. Det går da over til å bli permanent grunnvatn.

Fukttilførsel på annen måte enn som nedbør.

I alminnelighet regner vi med at det vatn som er i jorda, skrives seg direkte fra nedbøren. Det er kommet inn i jorda som flytende fase betraktet. Særlig i humid klima ser det ut til at vår antakelse her stort sett holder stikk. Men vi bør ikke se bort fra at det under spesielle forhold kan være mulighet for fuktbevegelser i dampform, både fra atmosfæren til jorda og i selve jordmassen. Dette kan f.eks. i tørre perioder bety

noe for spiring av skogsfrø som alltid blir liggende i overflata eller i øvre sjiktet.

Over dette spørsmålet er det utført en del undersøkelser, og de fleste viser at det dreier seg om beskjedne mengder, sett i relasjon til nedbøren. Latham fant f.eks. at mengden av kondensvatn i jorda utgjorde i middel 7,5 mm pr. år for en 30 årsperiode, variasjon fra 2,4 til 32,9 mm pr. år. Russeren Lebedeff (1927) har sannsynligvis funnet de største tall hittil, nemlig at ca. 72 mm pr. år kondenseres fra atmosfæren i chernozem jord (Odessa U.S.S.R.), total nedbør var 400-500 mm årlig. Lebedeff fant f.eks. at fuktinnholdet i et jordsjikt, 1 cm djupt, i løpet av tida fra kl. 16 en dag til 4 neste dag (12 timer) sist i juli økte fra 1,99% til 5,26%. Relativ fuktighet i lufta varierte mellom 50 og 92%. Men en del av denne økning skrev seg fra fuktilførsel nedenfra.

Kondensasjon fra atmosfæren øker ettersom differansen blir større mellom absolutt fuktighet i luft og vassdamptrykket i jorda. Bevegelsen oppover i jorda øker med differansen i temperatur mellom de øvre og nedre sjikt. En viktig faktor i dette bildet blir temperaturens innflytelse på vassdampens metningstrykk, som eksempelvis er:

4,579	mm	Hg	ved	0°C
9,210	"	"	"	10°C
17,539	"	"	"	20°C
31,834	"	"	"	30°C

Videre kunne vi stille spørsmålet om hva duggfalld betyr i vegetasjonens vasshusholdning. Ut fra vår erfaring mener vi å vite at duggfallet varierer både med tid og sted. I enkelte av våre dalførere har en f.eks. inntrykk av at duggfallet kan være særlig kraftig, men hva det betyr f.eks. i retning av å spare jordas vassreserve, vet vi lite eller intet om.

7. Strømningen i det frie jord-vatnet.

I jordlaget over grunnvasspeilet gjelder det sigevatnet, og vi regner at dets strømning går vertikalt fra overflaten og ned til grunnvasspeilet. Det temporære grunnvatnet kan for-

øvrig også oppfattes som en spesiell form for sigevatn, men strømningsbildet her blir da et annet.

Både for sigevatn og grunnvatn gjelder det at strømnings-hastighetene på grunn av motstanden som regel blir meget beskjedne. Vi kan regne med å ha den laminære strømningsform. Bare unntaksvis forekommer turbulent strømming i jord, og da i meget lett gjennomtrengelig materiale, grus og singel.

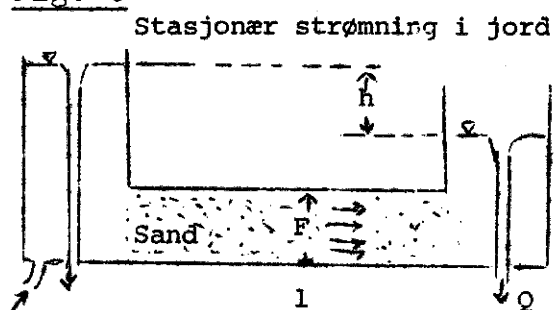
I flatt lende uten grøfter vil grunnvatnets øvre begrensning på det nærmeste være horisontal, og dette medfører da at grunnvatnet også blir stillestående. Det kan med tida sige videre vertikalt, men sideleis strømming kan en neppe rekne med. Det er dette slags grunnvatn som særlig er uheldig for plantene og røttene på grunn av lite surstoffinnhold og at det er kaldt og næringsfattig. Forsumpning vil i de fleste tilfelle skyldes denne typen av grunnvatn. Her gjelder det da å forstyrre likevekten i grunnvatnet, og det gjør en som regel ved hjelp av drensledninger.

Strømmende grunnvatn vil være gunstigere, men vi har mange eksempler på at det også kan være årsak til forsumpning, både i jordbruk og skogbruk, når det blir for mye av det, f.eks. når det kommer fram i dagen som grunnsig i skråning eller ved bakkefoten.

For å få bevegelser i grunnvatnet må det være trykkdifferanser som gir strømming i en viss retning. Når grunnvassspeilet er hellende, går strømmingen i retning av fallet. I stedet for trykkdifferanser eller fall taler en i samsvar med moderne matematisk-fysisk skrivemåte (uttrykksmåte) om potensialgradient, $\frac{d\phi}{ds}$, i strømningsretningen. Potensialet i et punkt vil da være bestemt av punktets trykkhøgde og geometriske høgde. Når vatn i jorda er innesluttet mellom tette lag både under og over, kan det bli strømming på grunn av overtrykk p (trykkhøgde $h = \frac{p}{\gamma}$), sjøl om lagene ligger horisontalt. Strømmingen går på samme vis som i en horisontal vassledning eller (trykkledning).

Grunnvatnets strømming er undersøkt eksperimentelt av flere forskere. På grunnlag av slike eksperimenter, som fig. 6

Fig. 6



antyder prinsippet for, fant en at det måtte eksistere en viss sammenheng mellom den målte avrenning Q og den disponible overtrykkhøgde h , samt lengden av filterkammeret l , som har tverrsnitt F .

Franskmannen Darcy satte opp følgende formel (1856).

$$Q = k \cdot F \cdot \frac{h}{l} \quad (\text{Darcys formel})$$

Det ble prøvd med forskjellig størrelse på h , l og F .

k er en faktor som tar hensyn til jordas gjennomtrengelighet, gjennomtrengelighetsfaktor. Den er en konstant så lenge sandjorda er den samme og vatnets temperatur også er den samme. Verdien av k øker med temperaturen, idet vatnets viskositet avtar med økende temperatur. k veksler ellers etter jordarten, fra mindre enn 0,001 til mer enn 30 m pr. døgn. Brøken $\frac{h}{l}$ kalles fall, nærmere bestemt relativt fall, som ellers betegnes med I .

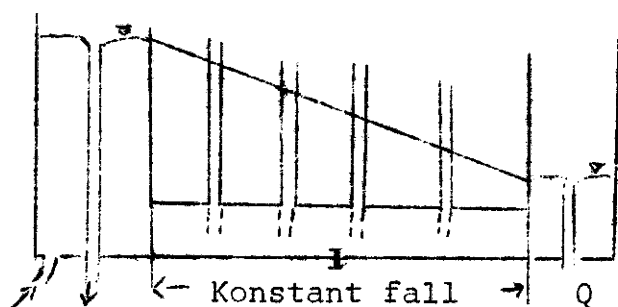
$$\text{Da } \frac{Q}{F} = v, \text{ får vi } v = k \cdot \frac{h}{l} = k \cdot I$$

v = filterhastigheten. Den virkelige hastighet i porene blir en annen og større. Dersom porevolumet er f.eks. 35%, får en følgende:

$$Q = F \cdot v = F \cdot 0,35 \cdot v_{\text{virkelig}}, \text{ og herav } v = 0,35 \cdot v_{\text{virkelig}}$$

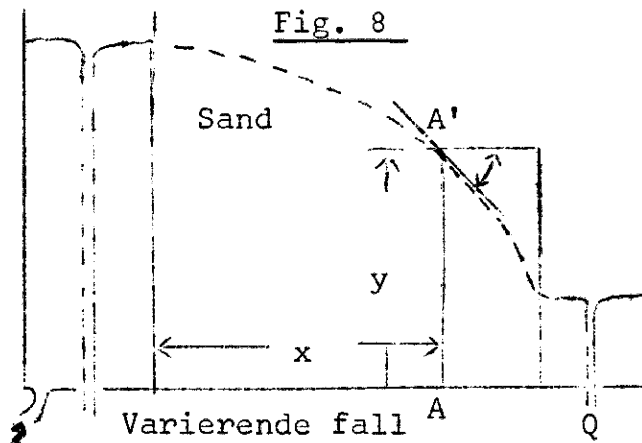
$$v_{\text{virkelig}} = \frac{Q}{0,35 F}$$

Fig. 7



I liknende tilfelle som fig. 7 antyder, kan vi anta overtrykket fra venstre ende av sandlaget til høyre ende endrer seg rettlinjet. Det samme blir da tilfelle med fallet. Dersom en setter inn vasstandsroer (den del

som stikker inn i sandlaget er perforert) stiger vatnet opp til den skrå linjen i figuren, fallet (det relative fall) er således konstant overalt langs filterkammeret med lengde l .



Vanligvis har en ikke dette forløpet av trykklinjen ved strømming i jord, men fallet endrer seg kontinuerlig dog ikke jevnt.

I fig. 8 er forutsatt homogen gjennomtrengelig jord, og underkanten av området horisontalt. Endringen i grunnvasspeilets form an-

gir også endring i fall fra det ene vertikalsnitt til det andre. I vertikalsnittet A vil tangens α angi fallet. Vinkelen α er vinkelen mellom tangenten i punktet A' og den horisontale linje, $\text{tg} \alpha = \frac{dy}{dx}$, hvor $\frac{dy}{dx}$ også kan sies å være kurvens, vasspeilets, fall i punktet A', tangeringspunktet.

For vertikal A blir $Q = k \cdot y \cdot \frac{dy}{dx}$, eller $v = k \frac{dy}{dx}$.

I matematikken gjelder jo at har vi kurven $y = f(x)$, så er y' eller kurvens $1 \cdot$ deriverte $= \frac{dy}{dx}$, lik tangentens vinkelkoeffisient, dvs. tangens α , når α er vinkelen mellom tangenten og horisontalen. Tangentens tallverdi regner en ut når en kjenner tangeringspunktets abscisse, dvs. x .

Både dy og dx er uendelig små størrelser, men de er større enn 0. Derfor kan en også tenke seg at tangeringspunktet A' har en uendelig liten utstrekning med jevnt fall lik dy/dx .

Det viser seg at Darcys sats for strømmende grunnvatn er fullstendig analog med Ohms lov for elektrisitet, likestrøm. Den lyder $V = R \cdot i$ ell. $i = \frac{V}{R}$ hvor i betyr strømstyrken (mengde elektrisitet pr. tidsenhet). V er potensialforskjell mellom 2 punkter på en ledning, analog med overtrykkhøgden h mellom endene på jordsøylen i eksperimentet.

R er motstanden i lederen = $\frac{l}{k \cdot F}$, hvor k er ledningens spesifikke ledningsevne.

$$\text{Ohms lov} \quad : \quad i = \frac{V}{R} = \frac{V \cdot k \cdot F}{l} = k \cdot F \cdot \frac{V}{l} .$$

$$\text{Darcys sats} \quad : \quad Q = k \cdot F \cdot \frac{h}{l} .$$

I forbindelse med denne analogi er det forståelig at en også i teorien om grunnvatnets strømning taler om potensial og potensialforskjell (potensialgradient) på samme måte som i elektrisitetslæren.

Med uttrykket potensial i et punkt av strømningsområdet, forstås en da summen av trykkehøgde $\frac{p}{\gamma}$ og geometrisk høgde i forhold til et horisontalt utgangsplan. Med potensialforskjell forstås en forskjellen i potensial mellom 2 punkter i strømningsområdet, 2 punkter på samme strømningsbane eller forskjellen i potensial mellom ekvipotensialflater som begge skjæres av samme strømbane.

I tilfelle potensialforskjellen ikke endres lineært fra det ene punkt til det andre, angis potensialfallet eller potensialgradienten i et punkt ved $\frac{d\phi}{ds}$, hvor $d\phi$ er en uendelig liten endring i potensial over strekningen ds , som også er uendelig liten. I litteraturen kan en og finne at en bruker den partielle deriverte $\frac{\delta\phi}{x}$ eller $\frac{\delta\phi}{y}$ eller $\frac{\delta\phi}{z}$ når en betrakter 2- og 3 dimensjonal strømning.

Darcys sats blir opprinnelig skrevet slik: $v = k \frac{h}{l} = k \cdot I$.

Moderne fysisk-matematisk skrivemåte er følgende: $v = -k \frac{\delta\phi}{\delta s}$.

v = filterhastighet, minusfortegnet beror på det faktum at strømmingen går i retning av avtakende potensial, k = gjennomtrengelighetsfaktor.

$\frac{\delta\phi}{\delta s}$ er potensialgradienten i det betraktede punkt av strømmingen og i strømningsretningen.

$$\frac{\delta\phi}{\delta s} = \frac{(p + \gamma \cdot h)}{\delta s}$$

Ved horisontal strømming er $\frac{\delta h}{\delta s} = 0$, ($\frac{\delta \phi}{\delta s} = -\frac{\delta p}{\delta s}$).

Ved vertikal strømming er $\frac{\delta h}{\delta s} = \frac{\delta h}{\delta h} = +1$ (= -1 når strømmingen er rettet oppover).

Darcys sats er blitt sterkt diskutert og kritisert, men det faktum at den fremdeles brukes i vår tid, må tyde på at en hittil ikke har funnet noe bedre. Det synes å være klart at den gjelder utelukkende for laminær strømming. Ut fra regneteknisk synspunkt kan en ellers skille mellom stasjonær og ikke stasjonær strømming av grunnvatn. Det er da den stasjonære grunnvasstrømming som foregår på samme måte som for likestrøm (elektrisitet) og varme, og derfor kan sies å være en potensialstrømming.

Begrepet jordvatnets potensial.

Jordvatnets potensial er blitt definert på følgende vis: potensialet i et punkt er lik det arbeid som utføres ved at masseenheterne av vatn føres fra et nullnivå og til punktet. Ligger punktet 50 cm over nullnivået, f.eks. 50 cm over grunnvasspeilet, så vil potensialet der være $982 \cdot 50 = 49100$ erg pr. gram vatn.

(I CGS-systemet er masseenheten valgt lik 1 gram masse. Enheten for kraft eller vekt er en avledet enhet): dyn = den kraft som gir 1 gram masse en akselerasjon på 1 cm/sek^2 . Enheten for arbeid er 1 erg = 1 dyn x 1 cm. Tyngdens akselerasjon = $9,82 \text{ m/sek}^2$ ell. $981,9 \text{ cm/sek}^2$. Kraften eller vekten $P = m \cdot g = 1 \text{ gr masse} \cdot 981,9 = 981,9 \text{ dyn}$): vekten av et gram vatn er 981,9 dyn og det utførte arbeid pr. cm "løftehøgde" blir $982 \cdot 1 = 982 \text{ erg/gram}$).

Potensialet blir ofte angitt i cm vass-søyle. Dette bilde framkommer når potensialet i erg/gram divideres med tyngdens akselerasjon $g = 982 \text{ cm/sek}^2$ som en da på en måte tar ut av begrepet, men dette kan en gjøre på grunnlag av at g er konstant for en viss lokalitet.

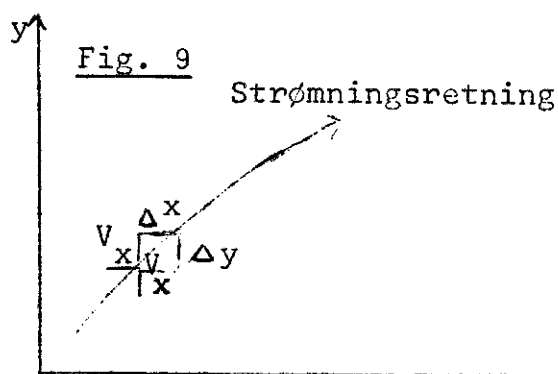
I samsvar med framstillingen foran kan det være overtrykk eller undertrykk (negativt trykk, fuktspenning, tension) som

angis i cm vass-søyle.

Strømningen i fritt jordvatn (grunnvatn) eller i bundet vatn (jordfukt) skyldes en viss potensialgradient (synonymt med relativt fall i en drenledning). I jord møter strømningen relativt stor motstand som er rettet mot bevegelsen. For at det skal bli bevegelse, må potensialgradienten derfor være større enn strømningsmotstanden.

Strømningen går i retning fra større til mindre potensial. I en ekvipotensialflate er potensialgradienten 0. Derfor er det stabil likevekt her. Mellom to ekvipotensialflater (omkring en drenledning f.eks.) vil det være en viss potensialgradient. Dersom strømningsmotstanden (som vektor betraktet) er større enn eller lik potensialgradienten (også som vektor betraktet), blir det heller ikke her noen strømning, men denne slags likevekt får vi helst karakterisere som labil sådan.

I den matematiske behandling av grunnvatnets strømning kommer en i kontakt med en annen viktig likning som er basert på kontinuitetslikninga og forutsetningen om vatnets usammentrykbarhet. Denne likning kan utledes på følgende vis, for enkelhets skyld for 2-dimensjonal strømning:



Gjennom et lite flateelement i strømningsplanet går like mye inn som ut, fig. 9. Den horisontale hastighetskomponent ved innstrømning gjennom siden Δy er V_x .

På strekningen Δx antas hastighetsendringen $\frac{\delta v_x}{\delta x} \Delta x$.

Da blir hastigheten ved utstrømning fra elementet =

$$(V_x + \frac{\delta v_x}{\delta x} \Delta x)$$

Innstrømmende mengde er $V_x \cdot \Delta y$.

Utstrømmende mengde er $(v_x + \frac{\delta v_x}{\delta x} \Delta x) \Delta y$.

På samme vis i vertikal retning:

Innstrømmende mengde er $v_y \cdot \Delta x$.

Utstrømmende mengde er $(v_y + \frac{\delta v_y}{\delta y} \Delta y) \Delta x$

Summen av inn- og utstrømmende mengde skal være ens, dvs.

$$v_x \cdot \Delta y + v_y \cdot \Delta x = (v_x + \frac{\delta v_x}{\delta x} \Delta x) \Delta y + (v_y + \frac{\delta v_y}{\delta y} \Delta y) \Delta x.$$

Dette blir tilfelle når

$$\frac{\delta v_x}{\delta x} + \frac{\delta v_y}{\delta y} = 0$$

Da $v_x = k \frac{\delta \phi}{\delta x}$ og $v_y = k \frac{\delta \phi}{\delta y}$ får en

$$\frac{\delta^2 \phi}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 \phi}{\delta y^2} = 0$$

For 3-dimensjonal strømning blir likninga:

$$\frac{\delta^2 \phi}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 \phi}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 \phi}{\delta z^2} = 0$$

Dette er Laplace's potensiallikning (1782).

8. Om jordfukt, jordråmen.

Forholdet mellom mengden av fritt og bundet vatn i ei ganske vassfylt jord er en funksjon av flere faktorer. For mineraljord virker kornstørrelsen i første rekke. Jo mindre denne er, desto mer vatn blir bundet av forskjellige krefter. I ei stiv leire, f.eks. blåleire, så fuktig at kolloidene sveller ut tilstrekkelig, blir innholdet av fritt vatn meget lite. Det er også påvist at vatnets bevegelse i slik jord praktisk talt er borte. Derfor kan slikt materiale være brukbart som tettingsstoff, f.eks. i jorddammer.

I myr, slik den ligger i naturtilstanden, vil innholdet av vatn dreie seg om ca. 90 vektprosent. Ved grøfting kan en f.eks. oppnå å få det ned i ca. 80 vektprosent. Dette an-

tyder at det i myr er relativt lite fritt vatn. Svensken Malmstrøm har undersøkt forholdet nærmere ved hjelp av 17 myrprøver, hver på 12 liter. Følgende tabell viser resultatet.

Torvslag	H. etter von Post's skala	Torvprøvenes vekt i lufttørr tilstand, kg	Mengde kapillært og kolloid kjemisk bundet vatn pr. prøve å 12 liter, kg	Forholdet mellom torvprøvenes vekt i vassmettet og lufttørr tilstand
Starr-kvitmosetorv	2	0,718	10,682	14,88
- " -	2	0,891	10,679	12,00
Bjønnskjegg-kvitmosetorv	2	0,815	11,355	13,94
- " -	2-3	1,010	11,040	10,93
- " -	3	1,188	10,902	9,20
- " -	5	1,325	11,405	8,57
- " -	6	1,530	10,930	7,53
Kvitmosetorv (<i>Spagnum fuscum</i>)	3	0,996	11,374	11,42
- " -	3-4	1,021	11,009	10,78
- " -	4-5	1,428	11,152	7,82
- " -	6	1,368	10,552	7,89
Starrtorv	3	1,057	10,073	10,12
Dytorv	8-9	1,854	10,291	5,53
- " -	8-9	1,961	10,269	5,24
- " -	8-9	2,226	10,524	4,73
- " -	9	2,232	10,108	4,58
- " -	9	2,433	10,302	4,21

Tallene bekrefter erfaringen, at f.eks. kvitmosetorv har stor vassholdende evne (derfor godt skikket som strøy).

Det samme bilde er konstatert hos oss av Lende - Njaa, som fant at visningspunktet for kvitmosemyr lå omkring 77 vektprosent vatn, for grasmyr omkring 44. Dette vil da virke slik at differansen mellom feltkapasitet og visningspunkt, dvs. det disponible kvantum, blir større i grasmyr enn i lettere myr, som f.eks. kvitmosemyr.

Over den full-kapillære sone ved grunnvasspeilet er jordporene bare delvis vassfylt. Her taler en om innhold av jordfukt (jordfuktighet) eller jordråme. Fuktinnholdet i forskjellige jord-

lag over grunnvasspeilet vil variere med avstanden, høgda, over grunnvasspeilet. Hvordan denne variasjonen vil arte seg, vil helt bero på jordarten.

Noen talleksemler gir et visst inntrykk av forholdet.

1. Sandjord, ensartet, lite humus- og slaminnhold, middels grov sjøsand, grunnvasstand 70 cm: (feltkapasitet).

<u>Dybde under overfl.</u>	<u>Vekt % vatn</u>	<u>Volum % vatn</u>
0 cm	8	11
10 "	8	11
20 "	8	11
30 "	10	14
40 "	13	18
50 "	18	25
60 "	21	29
<u>70 "</u>	<u>23</u>	<u>32</u>

2. Humusholdig sandjord, 40-100 cm overgang til finsand, under grøvre sand, grunnvatnet er meget djupt: (feltkapasitet).

<u>Dybde under overfl.</u>	<u>Vekt % vatn</u>	<u>Volum % vatn.</u>
7,5 - 12,5	-	25
25 - 30	13	20
40 - 45	10	16
55 - 60	10	14
75 - 80	9	15
<u>115 - 120</u>	<u>4</u>	<u>7</u>

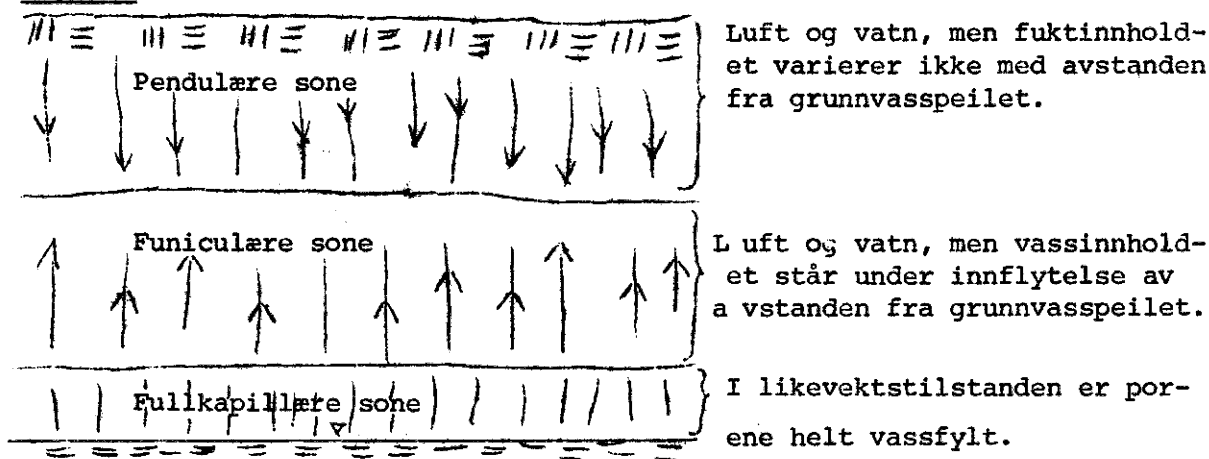
I første eksempel er fuktinnholdet størst like over grunnvassspeilet, men det avtar oppover. Ved djupere liggende grunnvassspeil i dette tilfelle vil det nok vise seg at fuktinnholdet avtok videre oppover, for i en viss høgde å bli uavhengig, upåvirket, av grunnvasspeilet.

I andre eksemplet ble fuktinnholdet bestemt etter en større nedbørperiode, men før nevneverdig fordamping hadde funnet sted. Det er tydelig at jorda holder på og binder dette vatnet med krefter som er sterkere enn tyngdekraften. Grunnvasspeilet ligger så lågt, og jorda er av slik beskaffenhet at råmen i de

undersøkte jordlag ikke er påvirket av grunnvasspeilet.

Tidligere har en inndelt jordlagene over grunnvasspeilet i soner etter hvordan fuktinnholdet er påvirket av grunnvasspeilet eller ikke.

Fig. 10.



I grov sandjord er tjukkelsen av den fullkapillære og den funiculære beskjeden, i finere sandjord er de tjukkere. I leirjord finner en at fuktinnholdet i den funiculære sone avtar langsommere med avstanden til grunnvasspeilet. Følgende tall gir et bilde her:

Fuktinnhold i volum %

<u>Cm over grunnvasspeilet</u>	<u>Middels fin sand</u>	<u>Mojord</u>	<u>Leirjord</u>
175		-	29,5
150		18,0	29,5
125		19,0	30,5
100		20,0	32,5
75		22,0	33,5
50	13,0	24,0	35,0
<u>25</u>	<u>21,0</u>	<u>27,5</u>	<u>36,5</u>

Det framgår her at fuktinnholdet i en jordsone avhenger av høgda over grunnvasspeilet og jordarten. Innflytelsen av grunnvasspeilet synes å bli begrenset til et jordlag som kan være 0,25 - 1,50 m tykt over grunnvasspeilet. Dessuten blir fuktinnholdet, iallfall i de øvre lag, påvirket av nedbør og fordampning. Nedbøren tilfører vatn, som, når feltkapasitetens likevektstilstand er overskredet, under innflytelse av tyngde-

kraften går over til sigevatn (som kan bevirke stigning av grunnvatnet). Når fordampningen er større enn nedbøren, trekkes planterøttene vatn ut av jorda, slik at fuktinnholdet blir mindre enn i eksemplene angitt. I den full-kapillære og funiculære sone opptrer da kapillær ledning hvorved grunnvassspeilet kan bli senket.

Moderne betraktningsmåte over jordfuktighet deler den inn etter de krefter som binder vatnet til og mellom jordpartiklene.

I 1907 ble begrepet kapillærpotensial innført av Buckingham. I dag er denne betegnelsen lite nyttet, men det skulle angi det undertrykk eller sug (f.eks. i cm vass-søyle) som ved en bestemt fuktighetsgrad er nødvendig for å kunne trekke vatnet ut av jorda - mot de krefter som holder vatnet fast. Uttrykkene sug eller sugspenning er brukt i denne forbindelse, like så uttrykket fuktspenning i jordråmen, jordfuktighetens fuktspenning - alle 3 står for det samme. I nyere engelsk språklig litteratur nyttes ordet tension. Etersom fuktinnholdet i jorda blir mindre, blir jordfuktighetens fuktspenning større (tension øker).

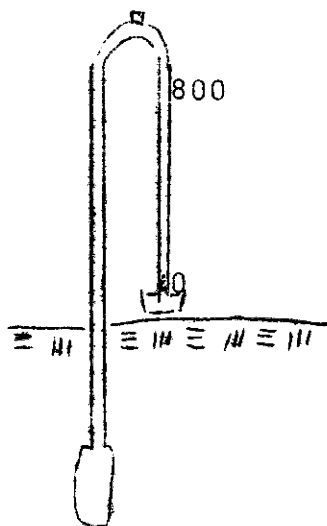
Ved hjelp av sugapparat (luftpumpe) kan en få undertrykk opp til 850 cm. Jordprøven stilles på en porøs plate i apparatet, hvorefter lufttrykket under platen blir senket til en bestemt verdi. Vatn trekkes ut av prøven og tilhørende fuktinnhold i jordprøven bestemmes. For en jordart kan en da finne forholdet mellom fuktinnhold og fuktspenning i området 0 - 850 cm undertrykk.

Når en vil undersøke vatn som er sterkere bundet, brukes såkalt trykk-membranapparat, hvor en kan få fram trykkforskjeller på opp til 25.000 cm. Således kan en da finne forholdet mellom fuktinnhold og fuktspenning i området 850 - 25000 cm undertrykk.

I nivå med grunnvassspeilet, hvor jorda på det nærmeste er vassmettet, er fuktspenningen i jordfuktigheten meget liten. Det skal lite sug til før en mettet jordprøve avgir vatn (meget rå jord). Tar en derimot jordprøven ut om våren (i mai) på et sted med normal grunnvasstand, vil en finne at det trengs 80-200 cm undertrykk før prøven avgir vatn (bekvem

jord). Tar en videre prøve ut av ei slik jord hvor plantene holder på å visne på grunn av tørke vil en finne at fuktspenningen i den ennå resterende jordfukt dreier seg om 10.000 - 20.000 cm (meget tørr jord). Videre har undersøkelser antydnet at for hygroskopisk fukt dreier det seg om fuktspenninger på 100.000 cm (knusktørr jord).

Fig. 11



Fuktinnholdet kan måles direkte i felt ved hjelp av et manometer som gjennom et vassfylt rør og en porøs porselenspotte nederst står i kontakt med jordråmen. Dette kalles tensiometer. Det påvirkes av temperatur, har måleområde 0-800 cm, er brukbart i det våte område, fig. 11. Indirekte måling skjer f.eks. ved hjelp av elektrisk motstand, enten i jorda selv eller i gips og/eller nylonblokker - alle via kurver som

angir relasjonen mellom motstand og fuktspenning, bestemt laboratoriemessig. De nyeste metoder for måling av jordfukt er ved neutronspredding eller ved gammastråling.

Når fuktspenningen skal angis for jord som er ganske tørr, f. eks. omkring visningspunktet, blir tallene, som høyde av vassøyle betraktet, ganske store og derfor upraktiske å handtere.

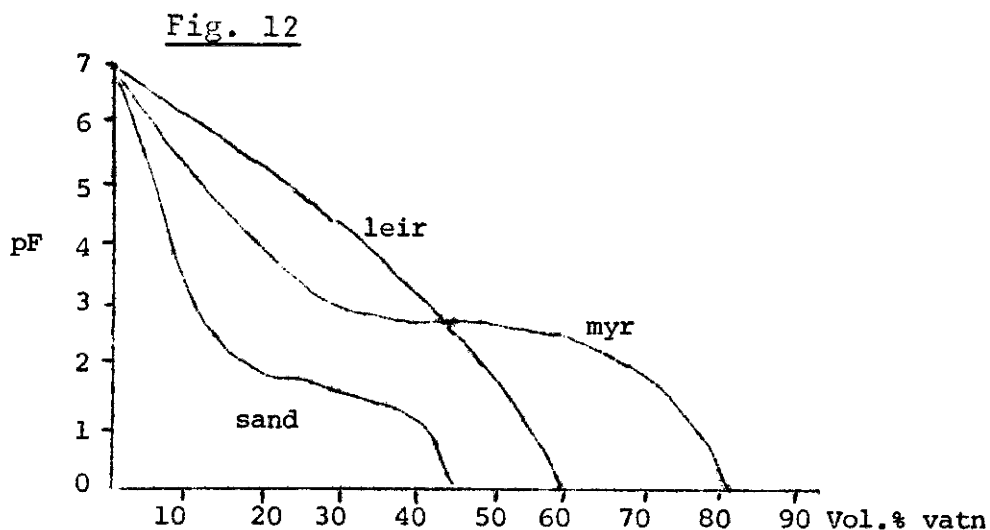
I 1935 ble derfor begrepet pF innført (Schofield), og det er logaritmen til fuktspenningen, som $\log h$. Ved noe større fuktinnhold ligger pF verdien mellom 0 á 2, i tørrere jord mellom 2 á 4, og riktig tørr jord kan de gå opp i 5 á 7.

Når det er likevektstilstand (feltkapasitet) i jordvatnet, intet sigevatn trekker nedover, ingen kapillær transport oppover på grunn av fordampning, kan vi si at pF er lik l og h, hvor h er høyda over grunnvassspeilet. I høyde med grunnvassspeilet er $h = 0$, $pF = -$, for $h = 1$ cm er $pF = 0$, for $h = 10$ cm, $pF = 1$, for $h = 50$ cm er $pF = 1,7$ o.s.v. For enkelhets skyld ser en bort fra pF-området mellom 0 og , da det

representerer bare ca. 1 cm fuktspenning.

Betraktet som ovenfor vil pF angi hydrostatiske potensial. Plantene kan imidlertid, for å få tak i vatn, måtte arbeide mot ikke bare et hydrostatisk, men også mot et osmotisk potensial, som er en følge av oppløste salter i jordvæsken. En taler forøvrig også om andre del-potensialer, f.eks. adsorpsjonspotensialet (adhesjon og elektrostatisk binding) og kinetisk potensial (avhengig av v).

Forholdet mellom pF og fuktinnholdet kan bestemmes eksperimentelt, og resultatet framstilles i form av en kurve, som for det meste kalles pF-kurve, fig. 12. Forløpet av pF-kurven er karakteristisk for jordarten. Avsugingsapparatet brukes for pF området 0 - ca. 2,7, trykkmembranapparatet for pF området fra ca. 2,7 til ca. 4,5.



For det meste blir pF-kurven bestemt på den måten at jordprøven utsettes for stadig større undertrykk. Ved hvert trinn av undertrykk må en da vente på at likevekten innstiller seg med det tilhørende fuktinnhold. Prøven blir stadig tørrere. Tilslutt har en da pF-kurven ferdig.

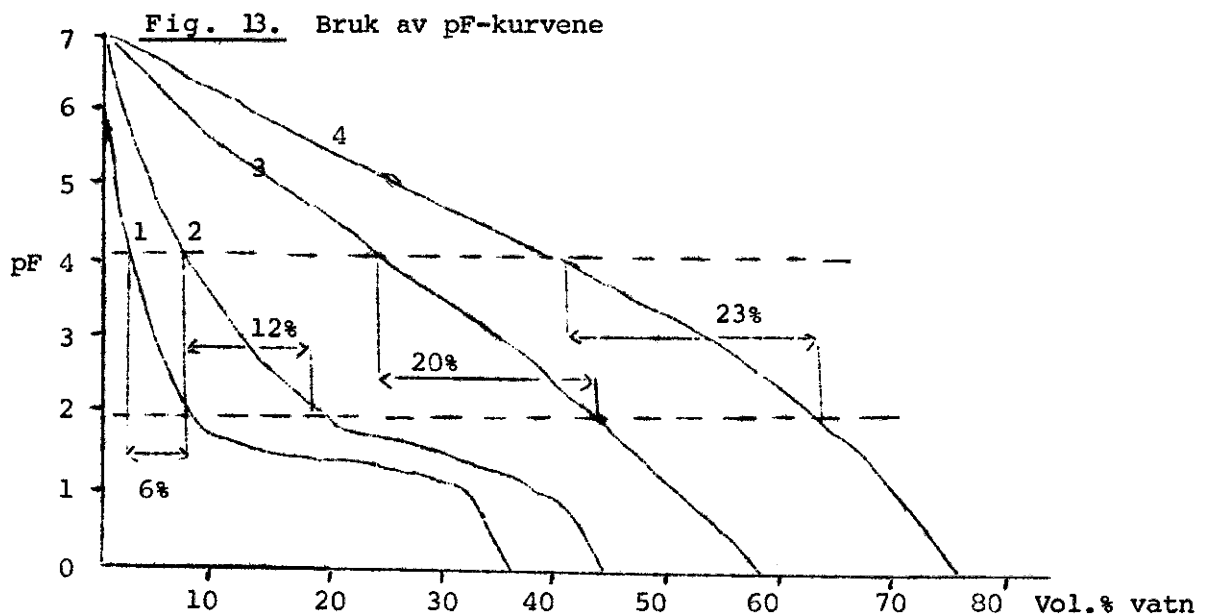
En kan også gå den omvendte vegen, at en jordprøve med en viss fuktspenning får oppta mer vatn, som da må stå under mindre undertrykk enn i prøven. Etter at likevekten har innstilt seg, blir prøven veid og fuktinnholdet bestemt. Ved å gå trinnvis fram, kan en da få bestemt pF-kurven på denne måten. Det vil da vise seg at denne kurve ligger lågere for samme jordarten,

enn den som er bestemt ved uttørring. Det vil si at for samme pF verdi har en ikke samme fuktinnhold. Dette fenomen kaller en hysteresis.

Fuktinnholdet ved feltkapasitet blir som regel antatt å svare til pF 2,0. Fuktinnholdet ved visnepunkt danner et annet viktig avsnitt (ell. fukttilstand) som ser ut til på samme jordart å være det samme for forskjellige vekster. Forskjellige jordarter har imidlertid ulikt fuktinnhold ved visnepunktet. I det store og hele rekner en med at fuktinnholdet ved visnepunktet svarer til pF = 4,2. Ved pF 4,2 har en da det fuktinnhold som er undergrensen av hva plantene makter å oppta.

Mellom de 2 nevnte fuktgrenser (parametre) pF 2 og pF 4,2, ligger da den for plantene disponible mengde jordfukt.

Jordfukt, sterkere bundet enn ved pF 4,2 kan plantene ikke få tak i. Det forsvinner bare gjennom fordampning direkte (evaporasjon). Mellom pF 0 og 2 forsvinner vatnet som sigevatn.



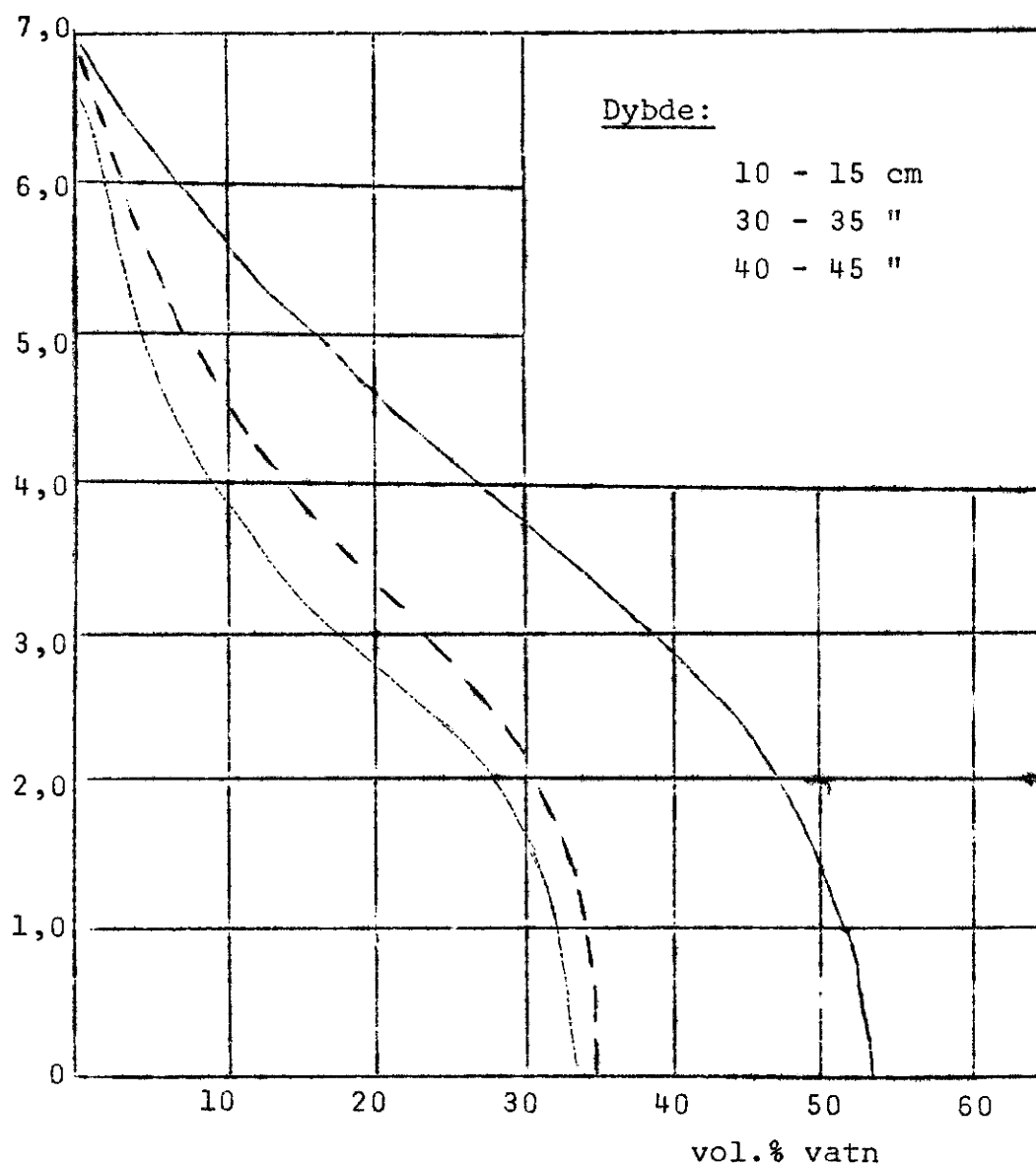
<u>Eks. Fukt i vol %</u>	<u>pF 2</u>	<u>pF 4,2</u>	<u>Disponibelt vatn, vol %</u>
1. Sand	8	2	6
2. Moldholdig sand	19	7	12
3. Leire	44	24	20
4. Myr	64	41	23

Eksempel på pF-kurver for jordarten på et forsøksfelt (langvarig vatningsforsøk) på Statens forsøksgård Kise, Nes, Hedmark, fig. 14.

Jorda er karakterisert som leirholdig morenesand eller skjør moreneleire. Moldinnholdet er stort, 6 - 12%.

Det er god rotutvikling ned til 60 cm. Den totale tilgjengelige vassmengde i rotsonen er beregnet til ca. 120 mm.

pF Fig. 14



Bevegelse av bundet vatn.

Vi vet at den kapillære ledning av vatn er forskjellig etter jordarten, både for hastighet og høgde. Atterberg har vist dette i laboratorieforsøk med jordarter av bestemt kornstørrelse.

Partikkelstørrelse, mm	Stigehøgde i et døgn, mm
1 - 2	54
0,2 - 0,5	214
0,05 - 0,1	530
0,01 - 0,02	485 (stor motstand)
0,002 - 0,005	143

En ser av dette: liten kapillær stigehøgde i grov sand, langsom oppstigning i finpartiklet jord. Når planterøttene trekker vatn ut av jorda, blir rotlaget tørrere enn jordlaget under. Dermed oppstår en fuktspenningsforskjell, en potensialforskjell, som får råmen til å strømme fra de fuktige til de tørrere lag. Denne strømmingen dirigeres på den ene side av potensialforskjellen, $d\phi$, mellom lagene, på den annen side av den kapillære ledningsevne λ . Mellom disse størrelser har en da iflg. Darcy denne sammenheng: $v = \lambda \frac{d\phi}{dl}$.

For grunnvasstrøm stod k istendfor λ . Gjennomtrengelighetsfaktoren k er konstant for jordarten. λ er ikke en konstant for en jordart, men vil være avhengig av fuktinnholdet, jo tørrere jorda er, desto mindre blir λ .

Noen tall (Richards and Moore) viser dette:

Fuktspenning, cm pF	(m pr. døgn)
0	0,58
10	1,0
25	1,4
50	1,7
100	2,0
200	2,3

Med økende pF følger avtakende λ , hvilket betyr: Når et jordlag tørker ut, vil potensialgradienten som bevirker til-

strømning fra fuktigere lag, øke. Men på samme tid bevirker uttørking at motstanden blir større. På grunn av den økte motstand blir strømmingen til og i de tørre lag begrenset.

Dette er av stor betydning når det gjelder plantenes vassforsyning ved kapillær ledning fra grunnvatnet. I tørrere tider av vekstperioden kan det trenges tilført 2 - 4 mm pr. døgn. En nederlandsk forsker (Wind, Neth. Jour. of Agr. Science 3, 1955, 60-70) har eksperimentelt funnet relasjonen mellom pF og λ for ei stiv leirjord. Det er beregnet at denne jorda i 50-55 cm høyde over grunnvasspeilet måtte tørke ut til pF 3 for å muliggjøre en tilførsel av ca. 2 mm pr. døgn i denne høyda. En tilførsel av 4 mm pr. døgn via kapillær ledning syntes ikke mulig, selv ved så høg pF som 4 fordi λ ble for liten.

Visningspunktet antas vanlig ved $pF = 4,2$, dvs. en sugekraft svarende til ca. 15-16 atm., som plantene da skal kunne utvikle. De store energifall ligger ved overgangen fra blad til uteluft, angitt til mellom 0 - 15 atm. dvs. mellom $pF = \infty$ og $pF 4,2$.

Røttenes opptak av vatn blir bestemt av energigradienten jordfukt - rotceller. Den angis til å ligge mellom 10 - 25 atm. dvs. mellom $pF 4$ og $4,4$.

I det foregående er det bare tenkt på bevegelser av jordfukt som flytende fase betraktet, i jordporene eller i vassfilm utenpå jordpartiklene. Imidlertid hevdes det også at fuktbevegelsen kan foregå i dampform, og at dette spiller større rolle når en har med betydelige temperaturgradienter å gjøre, spesielt ved fuktinnhold i nærheten av visnepunktet og ved videre uttørking.

9. Gjennomtrengelighetsfaktoren k .

For en bestemt jordart blir verdien av k som regel å bestemme eksperimentelt. Tidligere er nevnt at det fins metoder som k kan beregnes etter på grunnlag av mekanisk analyse, bestemmelse av porevolum, partikkelform og hygroskopisitet (Zunkers formel), men en slik metode forutsetter enkle og stabile strukturforhold.

Når en skal planlegge detaljdrenering, er en interessert i jordas gjennomtrengelighet slik den viser seg i naturlig, urørt jordprofil. Vi ønsker så vidt mulig å få med effekten av mark- og rotkanaler samt eventuell oppsprekking.

Med dette for øye brukte svensken Flodkvist en relativt vid ramme av stålblekk, 100 cm lang, 25 cm bred og 30 cm høy. Overkanten var forsterket med båndjern, underkanten var kvass. Denne rammen ble så presset ned i jorda slik at underkanten kom litt ned i undergrunnen. Ellers kunne en også spa matjorda unna og undersøke den øvre del av undergrunnen. Her ble det slått på 5 l vatn om gangen (20 mm) og synketida observert. Som regel brukte Flodkvist 24 l (100 mm) på hvert sted.

Senere har en brukt stålsylinder med diameter og lengde 50 cm. Etterat matjorda var fjernet, ble den presset ned i undergrunnen og vatn slått på.

Med denne teknikken blir det da synkehastigheten under avtakende trykk som observeres.

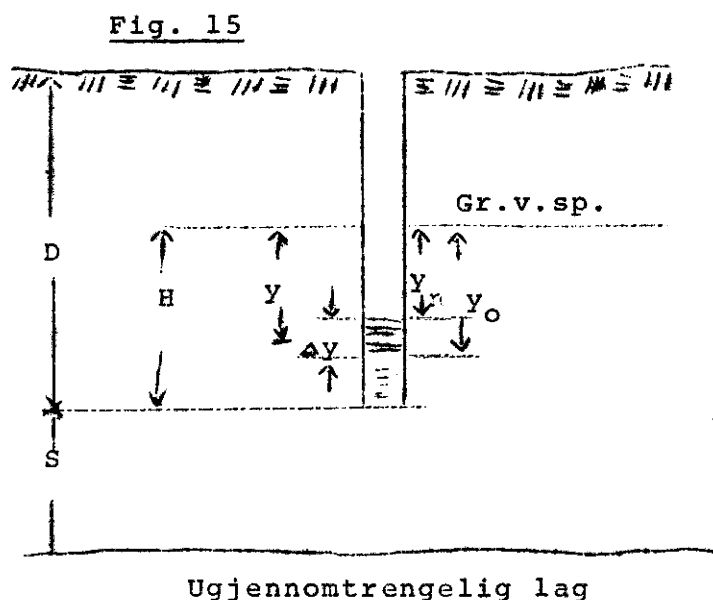
Det er ellers andre metoder som er prøvd for måling av gjennomtrengelighet i felt, men den enkleste synes å være boring av et hull så djupt at det rekker et stykke ned i grunnvatnet. I hullet vil vatnet etter noen tid stille seg på et konstant nivå (grunnvasspeilet). Deretter blir det lenset, vatnet strømmer til igjen fra jordmassen omkring og stigningshastigheten for vatnet i hullet observeres. Ut fra denne observasjon beregnes så gjennomtrengeligheten k i jorda.

Borhullsmetoden er bearbeid og brukt flere steder. Beskrivelsen i det følgende gjelder metoden slik den er utformet og nå blir brukt i Nederland (e. Hooghoudt, Ernst og Visser). Det kan ellers bemerkes her at metoden i alminnelighet bare er brukbar for måling av gjennomtrengelighet i jordmasse under grunnvasspeilet.

Med jordbor boreshull så djupt som det er aktuelt å kjenne gjennomtrengeligheten. Hulldiameteren er vanlig 4, 5 eller 6 cm. Her trengs da tilsvarende jordbor, slik konstruert at en får jordmassen med opp. Av utstyr må en ha et stålmåle-

bånd (rustfritt) som i enden er festet til en flottør. Denne flottøren, som f.eks. kan lages av aluminium, må være så liten at den ikke setter seg fast i hullet. For å lette avlesningen på målebåndet, ettersom det skyves opp av hullet, kan det ledes forbi en tverrarm, festet til et stativ, 50-60 cm over bakken. Dette er ikke absolutt nødvendig, en kan godt greie seg f.eks. med en tommestokk som legges tversover hullet. Videre bør en ha stoppeklokke.

De forskjellige betegnelser som brukes vil framgå av følgende skisse:



- D = djup, borehull
- H = vassdjup i hullet ved likevekt
- y_0 = avstand fra grunnvassspeil til vassflate i hullet ved første avlesing.
- y_n = samme avstand ved siste avlesing, vanlig etter 5 avlesinger.
- Δy = vatnets stigning i hullet i løpet av observasjonstida.
- y = avstanden mellom grunnvassspeilet og midlere vassnivå under observasjonene.

Vi ser at
$$y = \frac{y_n + y_0}{2} = y_0 - \frac{1}{2} \Delta y$$

S = avstanden mellom botn i hullet og ugjennomtrengelig lag under.

Når hullet er boret ferdig, blir djupet målt og notert, men en lar det ellers stå i ro inntil vatnet har nådd sitt konstante nivå, grunnvassspeilet. Grunnvasstanden måles og noteres. Det tar som regel noe tid, og i mens kan en bore hull på andre observasjonsplasser på stykket.

For å kunne observere vatnets stigningshastighet må hullet lenses, og til dette trenger en ett eller annet utstyr. Imidlertid kan en spare seg for dette arbeid og søl, men da må en bore et nytt hull i nærheten av det første og så observere stigningen her. En må da være klar til å starte med dette så snart hullet er boret ferdig.

Når borhullet er lenset, eller på det nærmeste er tomt, vil det være en viss trykkehøgde y som gjør at vatnet strømmet til fra jordmassen omkring, og dette blir

$$\frac{dy}{dt} \pi r^2 \text{ liter/sek.}$$

$\frac{dy}{dt}$ = stigningen i hullet pr. sek.

Denne vassmengde kommer inn fra vegger og botn.

Observasjonstida blir relativt kort forat en skal kunne rekne med stasjonær strømming. Når vatnet stiger høgere opp i hullet, blir trykkehøgda mindre, og strømmingen avtar ganske snart. Beregningene bygger på stasjonær tilstand.

Den videre utledning av formelen utelates her. I sin opprinnelige form var den atskillig empirisk preget, men på grunnlag av senere undersøkelser og beregninger er den endret noe.

Den senere utforming ser slik ut:

$$k = \frac{4000 r^2}{(H+20 r)(2-\frac{y}{H})y} \frac{\Delta y}{\Delta t}, \text{ hvor}$$

k er angitt i m/døgn

t i sek.

H og r i meter

I tilfelle $S = 0$, dvs. det tette lag er i botn av hullet, blir formelen følgende:

$$k = \frac{3600 r^2}{(H+10 r)(2-\frac{y}{H})y} \frac{\Delta y}{\Delta t}$$

Formelen blir sjelden brukt direkte, men en har nomogram hvor en kan lese av de nødvendige data på grunnlag av observasjonene.

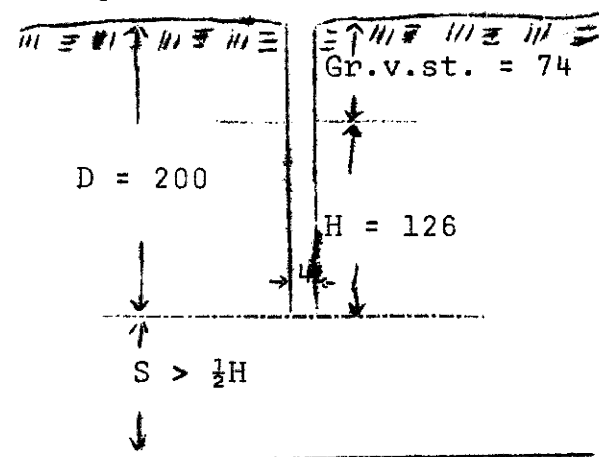
Kvotienten $\frac{\Delta y}{\Delta t}$ er stigningshastigheten i hullet, og relasjonen mellom den og gjennomtrengeligheten uttrykkes ved likninga $k = C \frac{\Delta y}{\Delta t}$

Verdien av C beror på y , H , r og S .

Fig. 16

Eksempel:

D = 200 cm r = 4 cm
 Gr.v.st. = 74 "
 H = 126 " S > 1/2 H



Observasjoner:

t	y _t	Δ y _t	
0	105,2 cm		y ₀ = 105,2 - 74 = 31,2 cm
10 sek.	104,0 "	1,2 cm	Δy = 105,2 - 99,6 = 5,6 cm
20 "	102,8 "	1,2 "	y = 31,2 - $\frac{\Delta y}{2}$ = 31,2 - 2,8 = 28,4 cm
30 "	101,7 "	1,1 "	H = 126
40 "	100,6 "	1,1 "	y = 28,4 C = 6 (tas ut av nomogram)
50 "	99,6 "	1,1 "	$\frac{\Delta y}{\Delta t} = \frac{5,6}{50} = 0,11$
			k = C $\frac{\Delta y}{\Delta t}$ = 6 · 0,11 = <u>0,66 m/døgn</u>

For bruken av metoden fins 4 nomogram, nemlig for

- r = 5 cm og S = 0
- r = 5 cm og S > 0,5 H
- r = 4 cm og S = 0
- r = 4 cm og S > 0,5 H

I alminnelighet kan det sies at jordlag djupere enn 10-15 cm under botn i hullet influerer lite på stigningshastigheten, og nomogrammet for S > 0,5 H kan nyttas.

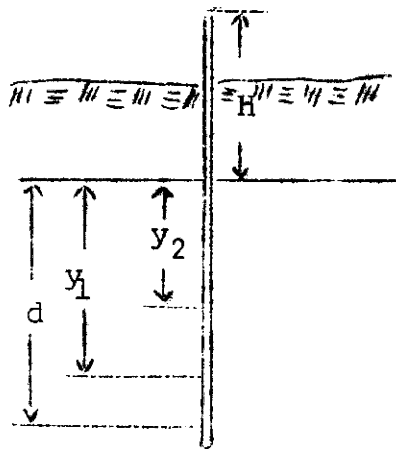
Bruk av piezometer-rør er også en feltmetode, men noe mer arbeidskrevende enn borhullmetoden. Et piezometer er et relativt trangt rør som ikke er perforert andre steder enn muligens i nedre enden, avhengig av typen. Diameteren kan være forskjellig, f.eks. 1", 1 1/4" ell. 2". Det skal i alle tilfelle være åpning i nedre enden, slik at vatnet kommer inn der. Røret kan slås ned uten boring på forhånd, det må da være

kvesst, eller det kan slås ned i trangt borhull. Teknikken kan f.eks. være følgende:

Røret er kvesst noe (rørkanten skarp), og det slås ned ca. 15 cm. Jordproppen inni bores ut med høvelig jordbor, og en borer ca. 15 cm videre under rørenden. Røret slås etter, mer jord bores ut, hullet bores djupere og røret trykkes eller slås djupere. En fortsetter slik inntil en har rørenden i det djup hvor en ønsker å måle gjennomtrengeligheten. Et ca. 10 cm djupt hull kan bores under rørenden til slutt, men dette gjøres ikke alltid.

Vatnet siger nå inn i hullrommet. Det pumpes ut 2-3 ganger for å forminske eller oppheve eventuell virkning av elting og tetting av jordveggen der.

Fig. 17



Deretter lar en vatnet stige i røret, og det stiger til et nivå som svarer til trykket ved nedre enden. Avstanden fra dette nivå til f.eks. øvre enden noteres): H. Det meste av vatnet pumpes så ut igjen, og stigningshastigheten skal registreres. Ved vasstanden y_1 noteres høgde og tid, t_1 . Det samme ved neste observasjon): y_2 og t_2 .

Følgende formel er utledet (Kirkham) for beregning av k:

$$k = \frac{\pi r^2 \ln \frac{y_1}{y_2}}{S (t_2 - t_1)}$$

k = gjennomtrengeligheten

y_1 = forskjellen mellom likevektsnivået i røret og vassnivå ved tida t_1

y_2 = tilsvarende høgdeforskjell ved tida t_2

r = innvendig rørdiameter

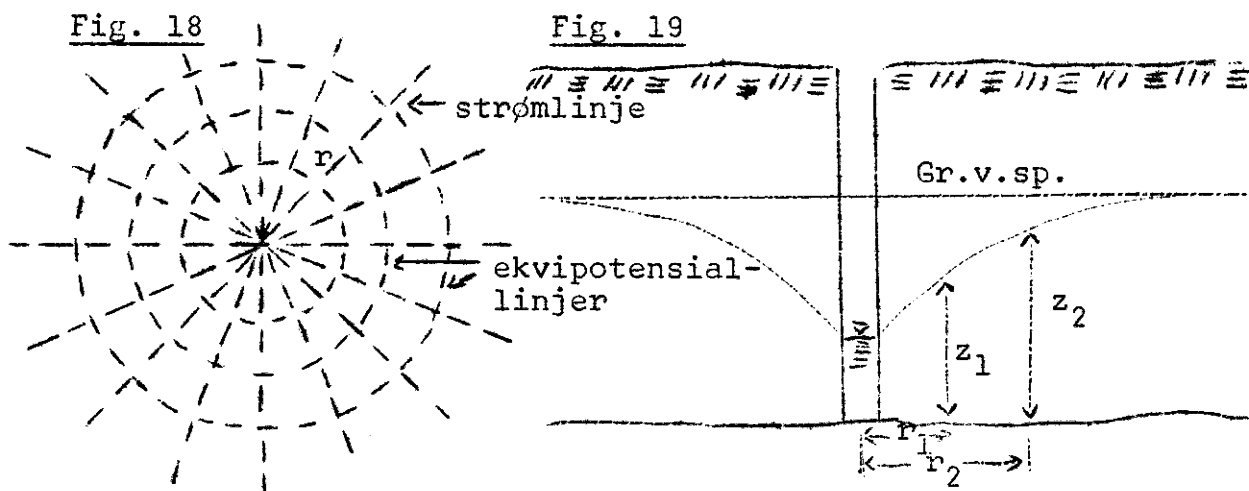
$t_2 - t_1$ = tid for stigning $y_1 - y_2$. Denne avstanden kan variere, men bør holder omkring 3-4 cm

S = en faktor som avhenger av forholdene i innstrømningsområdet, f.eks. lengden av hullet under rørenden og avstanden ned til ugjennomtrengelig lag

For bruk av denne metoden er det også utarbeidd nomogram.

Gjennomtrengeligheten i felt kan også bestemmes ved såkalt pumpeforsøk. Her bores en brønn eller det slås ned en rørspiss. Vatnet pumpes opp av brønnen, og pumpekapasiteten Q kan måles, likeså den tilhørende vasstand i brønnen og i jordmassen omkring, når likevektstilstanden er nådd.

Figuren viser horisontal og vertikalsnitt av en borebrønn.



Når vatnet pumpes ut av brønnen, strømmet det til igjen fra jorda omkring. Med ens gjennomtrengelighet i jordmassen strømmet vatnet til fra alle kanter, radial strømming. Hermed oppstår en potensialsenking i grunnvatnet omkring brønnen, størst like ved, avtakende utover, dvs. en får potensialfall mot brønnen. Sirklene i figuren betegner ekvipotensiallinjer, som betraktet i rommet blir ekvipotensialflater, f. eks. også selve pumperøret eller brønnveggen. Gjennom alle ekvipotensiallinjer (-flater) strømmet like mye vatn, nemlig det som pumpes ut pr. tidsenhet): Q liter/sek.

Strømmingen vil alltid gå normalt en ekvipotensiallinje. I selve linjen (i linjens retning) vil det ikke være noen potensialforskjell - følgelig heller ingen strømming. Betrakter vi en bestemt ekvipotensialsirke med radius r , så strømmet det pr. tidsenhet like mye vatn gjennom denne som gjennom brønnrøret (Q). Potensialgradienten er $\frac{dp}{dr}$, hvor p = potensialet. Da blir:

$$Q = 2 \pi r z k \frac{dp}{dr}$$

$$Q \frac{dr}{r} = 2 \pi z k dp$$

$$Q \ln r = 2 \pi z k p$$

hvorav potensialet $p = \frac{Q}{2 \pi z k} \ln r$

eller $k = \frac{Q}{2 \pi z p} \ln r$

For måling av k gis ligninga imidlertid en slik form at en får inn målbare høgder i stedet for potensialet p :

$$Q = 2 \pi r z k \frac{dz}{dr}$$

$$\frac{Q}{2 \pi k} \frac{1}{r} dr = z dz$$

$$\frac{Q}{2 \pi k} \int_{r_1}^{r_2} \frac{1}{r} dr = \int_{z_1}^{z_2} z dz$$

$$\frac{Q}{2 \pi k} \ln \frac{r_2}{r_1} = \frac{z_2^2 - z_1^2}{2}$$

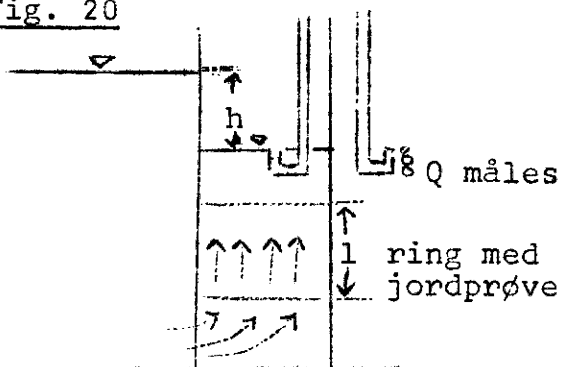
$$k = \frac{Q \ln \frac{r_2}{r_1}}{\pi (z_2^2 - z_1^2)}$$

En regner her bare med radial strøming, dvs. at det fins et ugjennomgtrengelig lag under brønnen. Q bør ikke måles før den viser seg å være ganske stabil. Observasjonspunktene for grunnvasstandene (og høgdene z_1 og z_2) bør velges et stykke utenfor brønnen.

Av laboratoriemetoder for måling av gjennomtrengelighet fins det mange. Teknikken for uttaking av prøver kan være forskjellig etter jordarten. Det er betydelig vanskeligere å ta ut prøver i steinet jord enn der det ikke fins stein. Jordprøvene blir relativt små, og for å bevare deres struktur, bruker en stålsylindre, som prøvene tas i og hvor de også befinner seg så lenge undersøkelsene pågår.

Gjennomtrengeligheten måles med utgangspunkt i Darcys sats, idet en måler vassmengden Q som i en viss tid siger gjennom jordprøven. Strømningsretningen kan være nedenfra og oppover i prøven, eller omvendt. Videre under konstant eller avtakende trykkehøgde. Figuren viser system med konstant trykkehøgde, og strømmingen går nedenfra og oppover i prøven, som har tverrsnittet F .

Fig. 20



$$Q = k \frac{h}{l} \cdot F$$

$$k = \frac{Q \cdot l}{h \cdot F}$$

I laboratoriet måles f.eks. h i mm og Q i cm^3/min .

Når l og F er konstante, f.eks. henholdsvis 5,1 cm og $19,6 \text{ cm}^2$, blir k (uttrykt som cm/døgn) = $\frac{5,1 \cdot Q}{h \cdot 19,6} \cdot 10 \cdot 1440 = \underline{\underline{3750 \frac{Q}{h}}}$

10. Virkningen i tørrleggingsarbeider.

Terminologien er ikke alltid klar og entydig. Vi bruker svært ofte begrepene kanalisering og grøfting. Med kanalisering mener vi som regel prosjektering og graving av noe større åpne avløp, kanaler. Grøfting brukes om graving av mindre åpne og lukte grøfter og vil ofte være synonymt med ordet drenering.

Et forsumpet område er karakterisert ved f.eks. en spesiell, hydrofil vegetasjon på grunn av for mye vatn i jorda og også temporær oversvømmelse. Her trengs det først og fremst avløp (kanalisering) for å få vatnet ut av området, men som regel trengs mer detaljert grøfting (drenering) for å få det overfløddige vatnet i jorda fram til avløpet praktisk talt samtidig fra hele feltet. Derved oppnår en jevn opptørking, og hele feltet blir kjørbart samtidig. Dette betinger som regel at grøftene må dekke hele området systematisk, en får regelmessig eller systematisk grøfting. Ved slik systematisk grøfting hos oss brukes nå i regelen bare lukte grøfter. Unntaksvis kan det i myr rent foreløpig bli brukt åpne grøfter på grunn

av uberegnelig synking. Ellers brukes også åpne grøfter som avskjæringsgrøfter, men da helst utenfor dyrket mark.

Grøfteledningene har til oppgave bl.a. å forstyrre likevekten i et ellers stillestående grunnvatn. Denne oppgave makter de å fylle på grunnlag av sin spesielle oppbygning: de lages ikke tettere enn at jordvatnet kan strømme inn i tilstrekkelig mengde pr. tidsenhet. Når ledningssystemet da legges med fall mot utløpet, skulle en også være sikret at vatnet kommer ut igjen. Når en diskuterer grøftingens effekt eller effektivitet, må utgangspunktet være de faktorer som dirigerer vatnets strømning til drenledningen, inn i den og ut igjen.

I grunnvatnet utenfor en drenledning vil trykket være større enn i ledningen. Følgelig vil vatnet trykkes inn i en drenledning. Den gamle betegnelsen "sugegrøfter" har derfor intet reelt grunnlag og bør gå ut. På den annen side blir en drenledning ytterst sjelden dimensjonert slik at den kan ventes å skulle fungere som egentlig trykkledning.

I og med at fritt jordvatn kan fjernes gjennom et grøftesystem, er det klart at dette får konsekvenser for resterende mengde grunnvatn i jorda og den plass det tar. En virkning som er lett å konstatere, er den at grunnvatnets nivå stort sett til alle årstider blir lågere.

I et forsumpet, flatt område vil grunnvatnet stå høgt, muligens helt opp til jordoverflata, og nivået vil ikke vise store variasjoner. De som eventuelt er der, går meget langsomt. Etter grøftinga blir bildet et annet, og hovedoppgaven her er å innrette grøfteintensiteten slik at en får høvelig senking av grunnvatnet. Hovedfaktorene er grøfteavstanden og -djupet. Hvor fort grunnvatnet senkes, og hvordan dets øvre begrensning blir i jorda, beror i stor utstrekning på jordas gjennomtrengelighet, dvs. på jordarten. Variasjonene i grunnvassnivået går oftest raskere enn før, avhengig av tilgang på og forbruk av vatn. I perioder med sterk nedbør kan en f.eks. oppdage at grunnvatnet nærmer seg jordoverflata midt mellom grøftene. Dette medfører visse praktiske ulemper, særlig for bruken av jorda, og tas som uttrykk for at grøfteavstandene er for store. Denslags risikerer en spesielt om våren og høsten, til tider da vegetasjonens

behov er relativt lite.

Grunnvasspeilets form.

Som utgangspunkt kan vi tenke oss ei horisontal jordflate hvor jorda er helt vassmettet, til tross for at det fins drenledning-er på et visst djup. Eksemplet er naturlig nok, en har sett flere slike tilfelle, og årsaken vil da alltid være at vatnet ikke kommer inn i eller ut av ledningssystemet. Grunnvatnet blir upåvirket og får lov til å forbli i sin likvektstilstand. Men skulle vatnet plutselig få avløp, f.eks. ved at grøfte- munningen blir satt i forsvarlig stand, så har vi dermed fått et dynamisk system.

Vatnet synker først unna like over ledningen. Slik ser det ut til å være i alle jordarter. Senkningen forplanter seg etter hvert utover mot teigmidten. Det er her bildet blir forskjellig, alt etter jordartens gjennomtrengelighet.

En er klar over at i grøftet jord blir grunnvasspeilet som regel ikke horisontalt, hverken over et større område, eller mellom to grøfter. Et horisontalt nivå i samme djup som dren- ledningen, ville være uttrykk for en viss likevektstilstand, særlig i lett gjennomtrengelig jord. Så sterk senking av grunnvatnet kan forekomme om sommeren, men da mest på grunn av plantenes store forbruk. En har også eksempler på at grunnvatn- et da kan senkes betydelig djupere enn grøfteledningen.

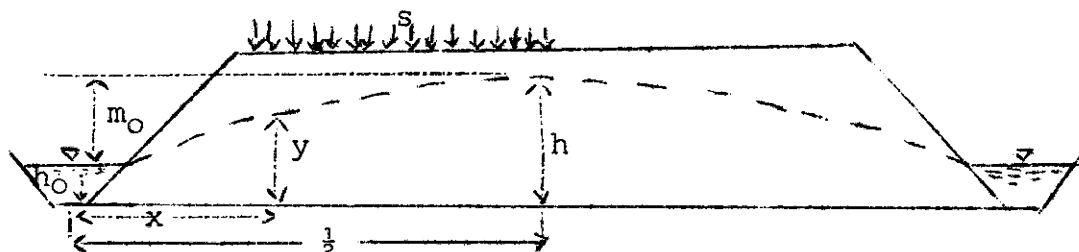
Om en tenker seg et tverrsnitt av partiet mellom to grøfter, vil en her kunne legge inn grunnvatnets nivå som en eller annen kurve i planet. Denne kurve kaller en grunnvassbuen, sett i rommet: grunnvasspeilet.

I mange land er det utført vasstandsmålinger for å finne grunn- vasspeilets form og stilling. Av disse undersøkelser framgår at grunnvasspeilet mellom to parallelle ledninger vanlig er en kurve med maksimum, høyeste punkt, midt mellom drenledningene. Det forekommer imidlertid store avvik. Til sine tider kan det som nevnt på grunn av stort forbruk ligge djupest mellom ledn- ingene.

Hva slags kurve representerer grunnvassbuen ?

Vi tar et par eksempler i denne forbindelse, først med åpne grøfter som er så djupe at de rekker ned til et lite gjennomtrengelig lag.

Fig. 21.



Her kan en da forutsette at strømmingen fra midt på teigen stort sett går sideleis mot grøfta, og at det er en viss nedbør, s mm, som skal ledes vekk. Vassmengden gjennom snittet y blir $s (\frac{1}{2} - x)$, og uttrykt ved Darcys sats, $q = k \frac{dy}{dx} \cdot y$.

Vi har da $s (\frac{1}{2} - x) = k \cdot y \frac{dy}{dx}$

eller $s (\frac{1}{2} - x) dx = k \cdot y dy$

$$s \frac{1}{2} \int_0^x dx - s \int_0^x x dx = k \int_{h_0}^y y dy$$

$$\frac{s \cdot 1}{2} x - \frac{s}{2} x^2 = \frac{k}{2} (y^2 - h_0^2)$$

$$s (1x - x^2) = k (y^2 - h_0^2)$$

eller $y^2 = h_0^2 + \frac{s}{k} (1x - x^2)$ (ellipseformen)

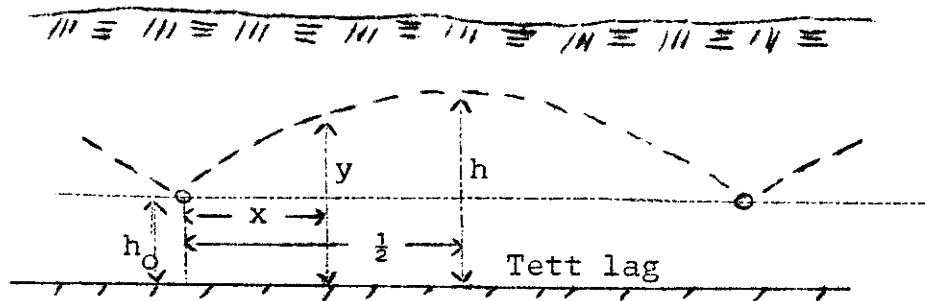
Setter vi inn $x = \frac{1}{2}$ og $y = h$

blir likninga $s = \frac{4 k (h^2 - h_0^2)}{1^2} = 8 k \frac{(h+h_0)(h-h_0)}{2 \cdot 1^2} = \frac{8 k d m_0}{1^2}$

k = gjennomtrengelighet for vatn $\frac{h_0 + h}{2}$
 d = midlere høgde av strømningsverrsnittene = $\frac{h_0 + h}{2}$
 m_0 = forskjell mellom høgste punkt på grunnvassbuen og
vasstand i grøfta = $h - h_0$
 l = grøfteavstanden
 s = nedbør som skal føres vekk
Her er forutsatt stasjonær strømningsstilstand.

Forutsatt drenledninger får en følgende bilde.

Fig. 22.



På samme vis som for åpne grøfter, får vi:

$$s \left(\frac{l}{2} - x \right) = k \cdot \frac{dy}{dx} y$$

$$\frac{sl}{2} dx - sx dx = k \cdot y dy$$

$$\frac{sl}{2} x - \frac{sx^2}{2} = \frac{k}{2} y^2 + c$$

For $x = \frac{l}{2}$ er $y = h$, og

$$c = \frac{sl^2}{8} - \frac{kh^2}{2}, \text{ hvilket gir likninga}$$

$$y^2 = h^2 - \frac{s}{k} \left(\frac{l}{2} - x \right)^2 \text{ (ellipseformen)}$$

Blir tilførselen borte): $s = 0$, vil buen flates ut mer og mer og nærmer seg $y = h_0$.

Grøfteavstanden l går inn i disse formelene, som derfor enkelte steder, med visse modifikasjoner, er brukt til beregning av nødvendig grøfteavstand på grunnlag av den nedbør som må fjernes og de grunnvasstander som en samtidig må kreve.

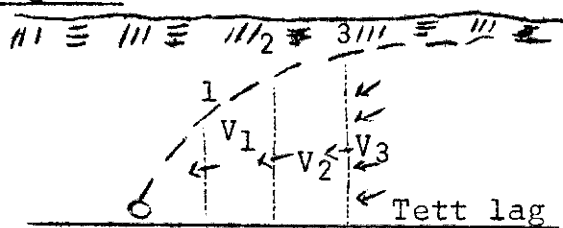
Bruken forutsetter kjennskap til jordas gjennomtrengelighet. Likevel må en være merksam på at forutsetningen om sideleis strømming er tvilsom, særlig fra midtre del av teigen. Ellipseformen på grunnvassbuen er heller ikke særlig sterkt understøttet generelt på grunnlag av observasjoner.

Dansken Colding (1872) var ellers en av de første som kom fram til ellipseformen. Det samme gjorde Rothe (1924, 1930). Andre (f.eks. Spøttle, 1911) mente at grunnvassbuen skulle være mer i retning av parabelformet. I så fall ville grunnvassspeilet bli nærmest takformet midt på teigen, hvilket blir enda mindre understøttet av observasjonene enn ellipseformen.

Det er lite sannsynlig at det fins noen generell likning for grunnvassbuen i dens forskjellige stillinger. På grunnlag av observasjoner vet en at formen beror mye på jordas gjennomtrengelighet, samt på tilførsel av nedbør og avstanden mellom de parallelene løp. Under større nedbør og i tettere jord med relativt stor grøfteavstand kan grunnvassbuen bli horisontal over store deler av grøfteteigen. Men i nærheten av grøfta eller grøfteledningen blir det en eller annen kurve med sterkere stigning jo tettere jorda er. I sandjord vil buen under ellers like forhold være slakere enn i leirjord.

Den relativt sterke stigning i nærheten av grøfta kan forklares ut av fig. 23, hvor drenledningen ligger på et lite gjennomtrengelig lag.

Fig. 23



er begrenset av dette laget og grunnvassspeilet, slik at en forutsetter stort sett horisontal strømming. Gjennom snittene 1, 2 og 3 går samme vassføring q . Da $F_3 > F_2 > F_1$ må $V_1 > V_2 > V_3$.

Dette går fram av kontinuitetslikninga $Q = F \cdot V$.

Ifølge Darcys sats er $v = -k \frac{dy}{dx}$, hvor $\frac{dy}{dx}$ er fallet på grunnvassbuen i punktene 1, 2 eller 3. Dersom vi hadde kurvens likning, kunne vi ha funnet den numeriske verdi for fallet ved

hjelp av kurvens første deriverte og innsetting av de respektive x -verdier. Imidlertid er dy/dx lik vinkelkoeffisienten til tangenten i kurvepunktene 1,2 eller 3, og vi ser at den blir større jo nærmere en kommer grøfta. Til større hastighet kreves sterkere fall, større helling på tangenten, k forutsettes konstant i strømningsområdet.

11. Strømningsbildet i grøftet jord.

a. Uensartet gjennomtrengelig.

I denne forbindelse er leirjorda av størst interesse. Dens gjennomtrengelighet vil variere betydelig med fuktighetsgraden på grunn av leirkolloidene, som bl.a. derfor er betegnet som det aktive element i leirjord. Leirjord av typen blåleire vil i våt tilstand som regel være ytterst lite gjennomtrengelig. En drenledning som legges i denne, vil derfor kunne få meget liten eller ingen virkning, iallfall til å begynne med.

Når grøftene i tett leirjord har virket en tid, ser det ut til at jorda kan endre karakter i retning av å bli lettere gjennomtrengelig. Dels skyldes dette oppsprekking på grunn av frost, tele og tørke, dels er det metemark og planterøtter som har laget vasskanaler. I slike rot- og markkanaler kommer også lufta til, sjøl om kanalene er små. Om grøftene i tett leirjord virker lite til å begynne med, er det således mulighet for at virkningen blir bedre etter noen tid.

I klima hvor en ikke har så mye av hverken frost, tele eller tørke, er en forsåvidt ikke så gunstig stilt. Dette blir særlig tilfelle i mange av våre kyststrøk, hvor problemet er spesielt aktuelt under grøfting av så sterkt omsatt myr at den f.eks. har brenntorvkarakter (fett-torv).

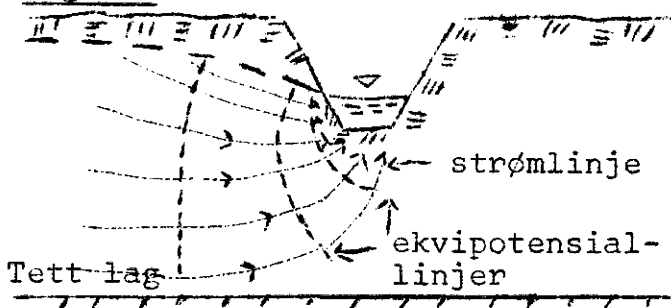
Tidligere er nevnt at en i dyrket jord med tett undergrunn kan rekne med å ha to former av grunnvatn: temporært grunnvatn i matjordlaget og mer permanent grunnvatn i djupere lag. Strømningsbildet blir preget av dette. Matjordlaget, som blir arbeidd, er langt lettere gjennomtrengelig enn undergrunnen. Det temporære grunnvatn strømmes derfor sideleis i matjordlaget. Som vanlig går strømmen ut over fallet, og når en da har praktisert

bortledning av dagvatnet og det temporære grunnvatn. Dermed kan en holde matjordlaget i kjørbar stand (bæredyktig nok), og det permanente grunnvatn kan få den tid det trenger til å innstille seg.

b. Ensartet gjennomtrengelig jord.

På grunnlag av modellforsøk over vatnets strømming til en brønn (Oesrens 1879) antok en senere at strømmingen mot en ledning gikk i bueformete baner. Disse antakelser er senere støttet av modellforsøk (Penningk, 1909) over vatnets strømming til åpne kanaler, som fig. 25 gir et lite inntrykk av.

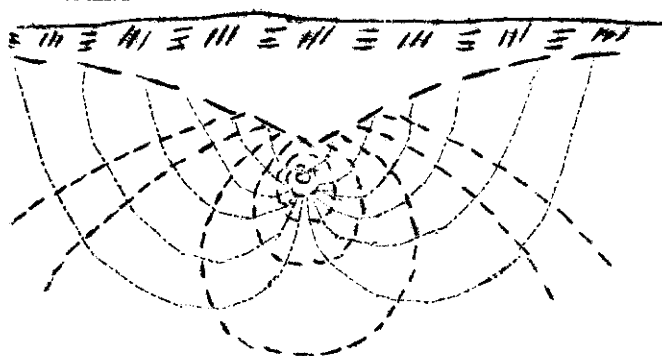
Fig. 25



Strømmlinjene passerer jordlag som ligger betydelig djupere enn botn i kanalen. Men strømmlinjens forløp kan bli påvirket av et ugjennomtrengelig lag under kanalen.

Strømningsbildet om en drenledning er studert av flere forskere. Her i Norden får vi i første rekke nevne svensken Yngve Gustafsson (1946), som har arbeidd såvel med modellforsøk som med matematisk analyse av problemet. Modellforsøkene viser bueformete strømmlinjer i jord som er ensartet gjennomtrengelig til større djup. Strømningsbildet i fig. 26 forutsetter parallelle like store drenledninger i ens avstand og djup.

Fig. 26



De bueformete linjer som starter i grunnvasspeilet og slutter ved drenledningen, er strømmlinjer. De angir strømningsretningen i jorda. I grøftefylla over ledningen synker vatnet mest rett ned, men jo

lenger en kommer til siden, desto mer buet blir strømmlinjen. Buen blir snart så stor at den går ned i jordlag som ligger djupere enn ledningen.

Vinkelrett over strømlinjene ligger et annet sett linjer som er ekvipotensiallinjer. Sett i rommet blir det ekvipotensialflater, og ledningens periferi kan sies å representere den inste av disse.

Strømningsbildet kan konstrueres på grunnlag av kurvenes likninger, og deretter verifiseres ved forsøk. Her har en funnet godt samsvar.

Avstanden mellom strømlinjene i figuren kan konstrueres slik at den framstrømmende vassmengden forutsettes like stor i alle linjemellomrom. Det ville da framgå av bildet at vatnets strømningshastighet i jorda blir forskjellig. Det samme blir tilfelle med vatnets synkehastighet i overflaten, dersom jorda var mett helt opp i dagen. Minst ville den bli midt på grøfteteigen.

Av stor interesse er vatnets strømming og hastighet like omkring ledningens periferi. De nærmeste ekvipotensiallinjer utenfor ledningen forløper praktisk talt konsentrisk i forhold til den. Dette betyr at potensialfallet er mest det samme i alle retninger i området like utenfor ledningens periferi, og da vi her forutsetter ensartet gjennomtrengelighet, kan vi på grunnlag av Darcys sats si at innstrømningshastigheten blir den samme såvel nedenfra som fra sidene og ovenfra.

Vassmengden som går inn pr. enhet av innstrømningstverrsnittet blir derfor like stor i alle retninger. I praksis får dette konsekvenser for dekking av drenledninger i utpreget slamjord (mojord, fin sandjord).

Dekking av rørskjøter og andre innstrømningsåpninger i slik jord utføres for å hindre gjenslamming av ledningen. Når jordarten har slik gjennomtrengelighet at en må forutsette innstrømning også nedenfra, betyr det at filtermaterialet trengs såvel under som ellers omkring ledningen. Dette er også den vanlige erfaring fra grøfting i mjelejord på Romerike. Ellers skulle det synes rimelig at slamtransporten inn i ledningen nedenfra generelt har tendens til å være mindre enn f.eks. ovenfra. Dette på grunn av strømningsformen (laminær) og at partikkelets tyngde, som vektor betraktet, vil være rettet

mot bevegelsen. Det ser ellers ut til at finsand - fraksjonen, 0,2 - 0,02 mm, har lettest for å bli liggende igjen i en rørledning.

Dersom drenledningen ligger like over et lite gjennomtrengelig lag, virker dette på forløpet av de ytre strømlinjer. De avbøyes tidligere, blir liggende flatere, idet de da vil følge botnlaget.

X

Utviklingen av potensial- og strømningsfunksjonene for forskjellige tilfelle er bearbeidd av flere forskere. En relativt oversiktlig metode er nyttet av nederlandereren Hooghoudt. Metoden som skal berøres i det følgende, utmerker seg bl.a. ved at den setter rimelige krav til leserens matematiske kunnskaper.

Tidligere er nevnt strømmingen til et borhull i f.eks. ensartet, djup sandjord går radielt og er rettlinjert, sett i horisontalt plan, fig. 18. Gjennom en ekvipotentialsirkel med radius r går det pr. lengdemeter følgende vassmengde:

$$q = k \frac{dp}{dr} .$$

Gjennom hele sirkelen:

$$Q = 2 \pi r k \frac{dp}{dr}$$

$$dp = \frac{Q}{2 \pi r k} dr$$

$$p = \frac{Q}{2 \pi k} \ln r, \text{ hvor } p \text{ er potensialet i}$$

ekvipotentialsirkelen med radius r .

Et strømningsområde for drenledninger kan bli avgrenset på forskjellig vis, f.eks. nedover av et ugjennomtrengelig lag i et visst djup. Dette laget blir en grenseflate, eller et strømningsplan som strømlinjene ikke går gjennom. Grunnvassspeilet kan også betraktes som en grenseflate som danner avgrensing oppad. Ellers kan strømningsområdet være ubegrenset i (teoretisk) uendelig avstand. Men strømningsintensiteten blir forskjellig. Ved den radielle strømming til en borebrønn i sandjord vil strømningsintensiteten avta jo større avstanden fra brønnen blir.

Dersom en har to like store borebrønner ikke så langt fra hinannen i ensartet gjennomtrengelig sandjord og det fra hver brønn pumpes ut like mye vatn pr. tidsenhet, blir strømningsbildet et annet.

I et hvert punkt av strømningsområdet kan potensialet nå beregnes ved hjelp av superposisjonsprinsippet: flere samtidig opptredende årsakers virkning er lik summen av deres virkninger enkeltvis.

Det resulterende potensial er lik summen av de potensialer som en får, når hver enkelt borebrønn betraktes som om den er alene i området.

Strømningsretningen i et visst punkt står under innflytelse av retning og strømningshastighet som pumping ut av hver brønn for seg skulle bevirke. Av dette følger at de virkelige, de resulterende strømbaner går gjennom kryssingspunktene av de tilsvarende, fiktive strømbaner. Disse går ut fra hver brønn som om hver enkelt var alene, se fig. 27.

For hvert pumpepunkt er det tegnet 20 fiktive strømlinjer, og mellom disse skulle vassmengden bli $\frac{1}{20} Q$, når Q er den vassmengde som pr. tidsenhet blir fjernet fra hver brønn samtidig. I figuren er de virkelige strømlinjer streket, de er ikke lenger rettlinjete.

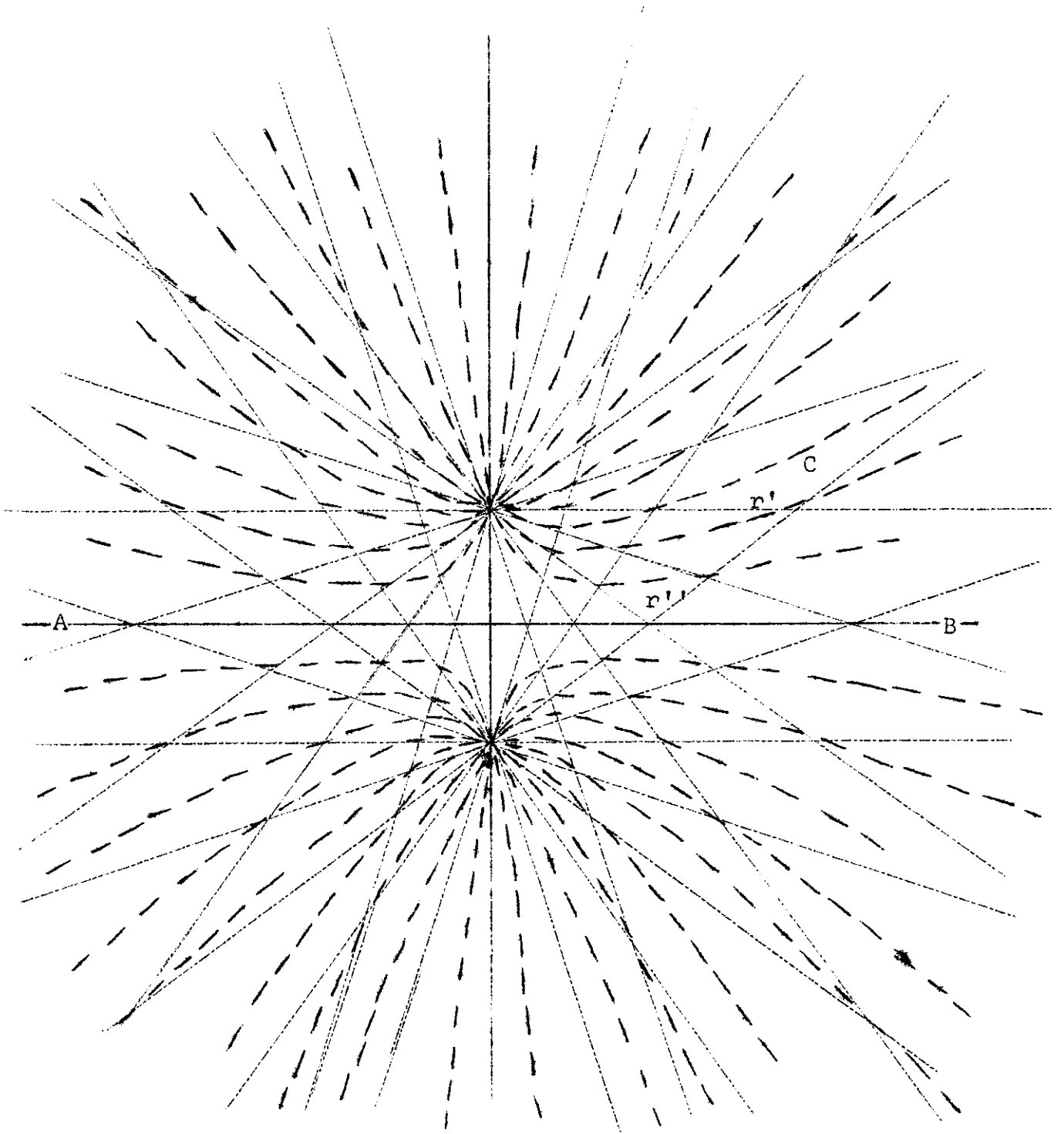
Det vil framgå av fig. 27 at vertikalplanet gjennom de to brønnakser blir et grenseplan (symmetriplan). Det samme gjelder det plan som linjene A-B representerer i horisontalsnittet.

Dette siste planet deler figuren i to like deler, som om den nedre del er et speilbilde av den øvre med planet A-B som speilflate. Potensialet i et vilkårlig punkt C er:

$$P_c = \frac{Q}{2 \pi k} \ln r' + \frac{Q}{2 \pi k} \ln r'', \quad \text{hvor}$$

r er radien til fiktive ekvipotensialsirkler om hver brønn og gjennom punktet c.

Fig. 27



En kan videre tenke seg at planet A-B blir erstattet med et ugjennomtrengelig lag. Dette lag ville også utgjøre en grenseflate, et strømningsplan, og strømmingen til øverste borehull ville ikke endres.

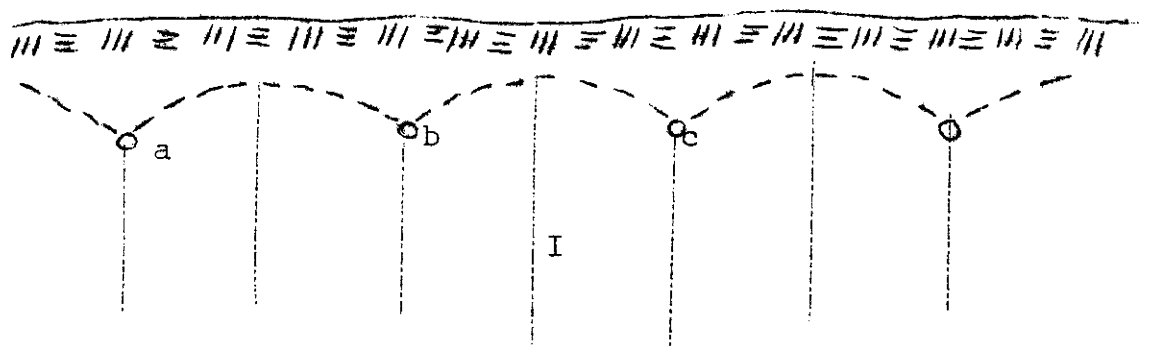
Strømningsbildet her kunne da bereknes ved at en under det tette laget, på samme plass som den virkelige brønn i figuren, forutsetter en tenkt sådan, hvor samme vassmengde Q blir fjernet, og hvor en har samme gjennomtrengelighet som på oversiden av laget.

Potensialfunksjonene i dette tilfelle blir som nevnt for det vilkårlige punkt C. Denne betrakningsmetoden kalles den konforme projeksjonsmetode, eller bare speilmetoden.

Den konforme avbildning framstilles analytisk ved komplekse funksjoner og kjennetegnes ved at målestokken i et hvert punkt i bildet er den samme i alle retninger, alle vinkler gjengis i sann størrelse.

Bruken av den konforme projeksjonsmetode er et ledd i en betraktning hvor en vil overføre strømningsbildet om borebrønner til bruk også i forbindelse med dreneringsledninger, hvor strømningsområdet kan være avgrenset på forskjellig vis.

Fig. 28

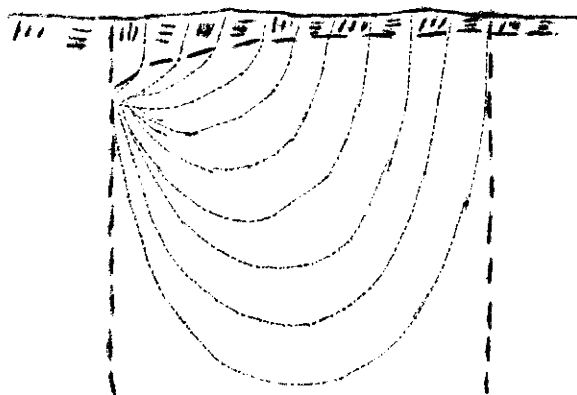


I fig. 28 forutsettes mange parallelle, like store drenledninger. Fra teigen mellom ledningene b og c strømmer vatn fra venstre halvdel til b, fra høyre halvdel til c. Planet I kan en si deler teigen i to deler og opptrer således som grenseplan. Videre kan en si at høyre halvdel av ledning b får vatn fra teighalvdelen til høyre for seg, og venstre rørhalvdel på samme måte fra halve teigen til venstre. Dermed kan en også

betrakte planet loddrett under ledningen som et strømnings- eller grenseplan. Oppover vil vasspeilet være øvre begrensing. Nedover kan begrensing mangle f.eks. når en antar ensartet gjennomtrengelig jord til større djup.

Fra jordoverflaten siger vatnet vertikalt ned til grunnvasspeilet. I grunnvatnet vil strømretningen være bestemt av potensialfallets retning i et punkt. Strømningen gjennom jordmassen til drenledningen vil da bli slik at den totale strømningsmotstand for vassmengden Q fra grøfteteigen blir minst mulig. Motstanden blir mindre når en viss vassmengde fordeles over et større tverrsnitt. Dette skjer ved at strømningsområdet utvides til djupere jordlag enn bare de som ligger høgere enn ledningene. En del strømbaner går derfor betydelig djupere, men ikke alle i samme utstrekning. Dersom dette var tilfelle, ville den totale veglengde bli for stor til å gi minst mulig samlet motstand.

Fig. 29



I fig. 29 er tæighalvdelen delt i 10 deler. Gjennom hvert avsnitt strømmer $\frac{1}{10}$ av ledningens halve kapasitet, og bredden av det større strømningsområde som en slik $\frac{1}{20} Q$ får, blir større jo djupere strømbanene går. Dette får da konsekvenser for strømningsintensiteten, som blir mindre

lenger ut på teigen og djupere ned.

Slik som situasjonen er tenkt i fig. 29, vil det ikke være grunnvasspeil over drenledningen, og ved oppstilling av potensiallikningene har en derfor reknet med ledningens halve periferi. Tilsvarende likning for potensialet i et punkt blir da:

$$P = \frac{Q}{\pi k} \ln r, \text{ hvor}$$

Q er kapasiteten pr. 1 m ledning

r er radien i ekvipotentialsirkel gjennom punktet.

For det tilfelle at en har stort antall parallelle, like store og like djupt liggende drenledninger i djup og ensartet gjennomtrengelig jord, får en følgende likning for potensialet i et punkt B midt på grøfteteigen, når grøfteavstanden betegnes med l :

$$P_B = \frac{Q}{\pi k} (\ln \frac{1}{2} l + \ln \frac{1}{2} l + \ln \frac{3}{2} l + \ln \frac{3}{2} l + \ln \frac{5}{2} l + \text{osv.})$$

For et annet punkt A som f.eks. velges på drenledningens ytterside, blir potensialet følgende, når ledningens radius betegnes med r_0 : $P_A = \frac{Q}{\pi k}$

$$(\ln r_0 + \ln l + \ln l + \ln 2 l + \ln 2 l + \ln 3 l + \text{osv.})$$

For potensialforskjellen mellom disse punktene blir likninga følgende:

$$\Delta P = P_B - P_A = \frac{Q}{\pi k} (\ln \frac{0,5 l}{r_0} + \ln \frac{1}{2} + \ln \frac{3}{2} + \ln \frac{3}{4} + \ln \frac{5}{4} + \ln \frac{5}{6} + \text{osv.})$$

Likninga for P representerer en konvergerende rekke (siste leddene nærmer seg 0, idet $\ln 1 = 0$). Innflytelsen på potensialforskjellen for hvert dren blir mindre og mindre ettersom avstanden til punktene A og B øker.

$$\Delta P = \frac{Q}{\pi k} (\ln \frac{1}{2r_0} - 0,454) = \frac{2,3026 Q}{k} (1 \text{ og } \frac{1}{2r_0} - 0,197)$$

eller $\Delta P = \frac{2,3026 \cdot s \cdot l}{k} (1 \text{ og } \frac{1}{2r_0} - 0,197)$

hvor s er antall mm nedbør som skal ledes vekk f.eks. pr. døgn.

Her er egentlig forutsatt at øvre begrensing av strømningsområdet er planet gjennom grøfteledningene dvs. at strømmen er forutsatt rettet vertikalt ovenfra og ned til dette planet.

Litteratur for dette spesielle felt:

Gustafsson, Y.: Die Ström ungsverhältnisse in gedräntem Boden (1945).

Hooghoudt, S.B.: Bijdragen tot de kennis van eenige natuurkundige grootheden van den grond (1940).

Breitenöder, U. und Zanker, K.: Der Entzug des in Mineralböden eingedrungenen Niederschlagswassers durch die Dränung,chriftenreihe des Kuratoriums für Kulturbauwesen, Heft 8, 1960.

Luthin, James N.: Drainage of Agricultural Lands (1957).

12. Grunnvasstanden og måling av den.

Grunnvasstanden er avstanden fra jordoverflaten til grunnvatnets øvre begrensning, grunnvasspeilet. Grunnvasstanden er dels av almen, dels av spesiell interesse.

Den mer almene interesse for grunnvasstanden har en f.eks. på de steder hvor en er avhengig av grunnvatnet som eneste reservoar når det gjelder stedets vassforsyning. I omegnen av København har en således konstatert at byen vassforbruk senker grunnvatnet langt utover i distriktet, hvor vatnet pumpes opp. Nederland er eksempel på et land hvor det foregår systematisk grunnvasstandsobservasjoner over hele landet, pr. 31. desember 1962 hadde en således i alt 10832 observasjonspunkter. Dette over et areal på ca. 32 600 km², dvs. et areal som er ca. 5000 km² større enn Hedmark fylke.

På grunn av store fjellvidder, spredt bosetting, og sterkt vekslende topografi er det ikke aktuelt med så systematiske undersøkelser over hele Norge, men en har startet i enkelte strøk hvor grunnvatnet synes å være beste og billigste vasskilde i vassforsyningsteknikken.

Den spesielle interesse knytter seg til agrohydrologien. I forbindelse med grøftforsøk er en interessert i å vite hvilken utstrekning grøftene greier å senke grunnvatnet, hvordan grunnvatnet senkes eller varierer i forskjellig avstand fra grøftene. Med vassdragsreguleringer følger som regel endring av vasstanden i elver og sjøer, demming eller senking, med f.eks. henholdsvis forsumpning eller tørkeproblem for eventuelt jordbruk på tilgrensende, flate arealer. For det første er det da nødvendig å vite hvilken forbindelse det er mellom resipientens vasstand og grunnvasstanden, dvs. i hvilken grad grunn-

vasstanden varierer i takt med vasstandsendingene i elva eller sjøen. Dette spørsmålet kan besvares ved hjelp av samtidige observasjoner over vasstanden i jord og resipient.

Dersom den nødvendige kommunikasjon er tilstede, blir det neste oppgave å undersøke den økonomiske betydning, utslaget på avlingen, av den aktuelle endring. Her er det bare langsiktige forsøk som kan gi det pålitelige svar.

Ved prosjektering av grøftesystem over et areal kan det være nyttig på forhånd å ha kjennskap til hvor høgt grunnvatnet som regel står før grøftinga, hvor høgt det stiller seg etter regn, eller under og like etter snøsmelting om våren, samt hvor fort det synker igjen. En kan da få noe grunnlag for bedømmelse av grøfteintensiteten, i første rekke grøfteavstanden, samt behovet for utbedret avløp.

For observasjon av grunnvasstanden etter grøfting (utføres som oftest bare i forbindelse med grøftingsforsøk) plasserer en observasjonsrørene i rekke tvers over teigene, noe tettere i nærheten av drenledningen enn over den midtre del av teigen. Det kan også være aktuelt å sette et rør midt i grøfta over drenledningen.

Observasjonsrørene, eller -brønnene, kan være av prinsipielt to forskjellige typer:

a. Rør som er tette, slik at vatnet kommer inn og ut bare gjennom relativt trang åpning i nedre enden, piezometerrør. Vatnets nivå i røret vil være bestemt av potensialet i det punkt hvor rørets nedre ende befinner seg, hva enten det er av statisk eller dynamisk karakter (strømningspotensial). Når grunnvatnet stort sett er stillestående og jorda ganske ensartet, sand- eller mojord uten utpreget lagdeling, er det størst sannsynlighet for at vatnets nivå i røret er det samme som grunnvatnets nivå utenfor, dvs. at piezometerrøret er brukbart for måling av grunnvasstanden. Gjelder det utpreget strømmende grunnvatn, blir det mer usikkert. I et strømningsområde hvor en kan tenke seg at ekvipotensiallinjene (-flatene) står nærmest vertikalt (horisontal parallell-strømning) skulle det ikke bli vesentlige problem, forutsatt at grunnvatnet ikke er innesluttet mellom tette lag, slik at det

står under trykk (artesisisk vatn). Gjelder det en slik strømming som fig. 26 gir bilde av, vil potensialet ved piezometer-rørets nedre ende og dermed vatnets nivå i røret, bero på hvor djupt en setter observasjonsrøret (hvilken ekvipotensiallinje, eller -flate, en kommer i kontakt med).

b. Rør som ikke er tette, men vatnet kommer inn og ut som i en vanlig drenledning. Det er denne type av observasjonsrør som nyttes i norske grøftings- og grunnvasstands-forsøk, laget enten av betongrør eller perforerte plastrør, eventuelt perforerte stålrør. For nedsetting av betong- eller plastrør må det graves eller bores hull, men stålrør kan en slå ned. Har en med leire å gjøre, må en være merksam på at leira kan eltes, slik at perforeringa i røret blir tett, og vatnet kommer da verken inn eller ut. I tilfelle observasjonsrøret står slik at overflatevatnet kan renne direkte inn, blir det snart fullt, og er perforeringa tett, blir vatnet stående der. I tvilstilfelle kan perforeringa ellers prøves ved å fylle røret med vatn ovenfra.

I steinfull jord må en som regel grave opp hull. Når en som rørmateriale nytter plastdrenrør, kan det være nødvendig å beskytte rørenden som rekker over bakken. Dimensjonene 40,50 og 75 mm vil være tilstrekkelige, iallfall i de tilfelle observasjonene utføres manuelt.

Hvor djupt en må sette rørene, beror mye på formålet med observasjonene. Gjelder det grøftingsforsøk, må en rekne med at grunnvatnet i tørre tider kan synke djupere enn grøfteledningen. Observasjonsrørene bør derfor rekke noe under grøfteledningene.

I forbindelse med grunnvasstands-forsøk og problem ved regulering av vassdrag bør vasstands-rørene være slik plassert at en får tak i hele variasjonshøgda. Når problemet er tørkeskader i forbindelse med helt eller delvis tørrlagt elvefar, bør vasstands-rørene settes så djupt at de rekker noe under elvebotnen.

Når en skal finne sammenhengen mellom vasstanden i elv og jord ved siden av, vil det være hensiktsmessig å nytte selvskrivende instrument, såkalt limnigraf. Instrumentet kan plasseres

i tett kasse som skrues fast på enden av røret. Men da trenger en betongrør, og av hensyn til størrelsen på flottøren, som må henge i snor fra instrumentet og ned på vatnet i røret, må dette være relativt rommelig, f.eks. 9".

Limnigrafen skriver vasstanden på papiret som en sammenhengende kurve: Av denne kurven kan en se hvor raskt hele systemet reagerer. Grunnvasstandskurvene vil være et bilde av grunnens gjennomtrengelighet. Papiret sitter på en trommel som gjør en omdreining f.eks. i løpet av 7 døgn. At kurven er en rett strek, parallell papirets langside, betyr konstant grunnvasstand gjennom perioden. I sandjord, mojord, grus og morene vil en slik kurve som regel være riktig, men om vinteren kan den også bety at flottøren er fastfrosset. Består grunnen av leire, kan det være at forbindelsen mellom vatnet i rør og jord ikke er i orden. Denne feilkilde må en være merksam på, idet forutsetningen er at vatnet fritt skal kunne strømme inn i eller ut av røret. En viss modifikasjon blir det når observasjonsrøret lages av 1 m lange betongrør med åpninger bare i skjøten, muffene, men med så korte observasjonsrør som 2-3 m av dimensjon 4" - 9" synes det ikke å bety noe i gjennomtrengelig jordart. Med så grove rør betyr det også mindre om overflatevatn kommer direkte inn, idet vasstanden raskt jevner seg ut, særlig i lett gjennomtrengelig grunn.

En større feilkilde kan en være utsatt for når vasstands-røret går gjennom meget tett sjikt nedi underliggende løsere og vassførende lag, hvor vatnet også kan stå under trykk. Om det tette sperresjiktet f.eks. er ca. 1 m tjukt og ligger med øvre flate omkring 1 m under jordoverflaten, så er det sannsynlig at grunnvasstanden i jorda over sjiktet er en annen enn den som kan måles i observasjonsrøret. For å få dette klarlagt måtte en, foruten de djupe observasjonsrørene, også ha noen så korte at de bare rekker ned til sperresjiktet.

Grunnvatnets nivå blir som regel å måle i forhold til øvre enden av røret. Måleinnretningen kan være av stiv, men skjøtbar stang (f.eks. av 20 mm aluminiumsrør) med centimeter- og desimeterinndeling, målekjede eller vanlig stål-målebånd (rustfritt). På enden som skal ned til vatnet, monteres en

$\frac{1}{2}$ " eller 1" rørmuffe, eller tilsvarende rørstubb som korkes i ene enden og festes til målet her. En hører da på lyden når denne "klokka" treffer vatnet. Gjelder det måling i meget djupe hull, kan en på nedre enden montere en kontakt som slutter strømmen i en strømkrets når målet såvidt stikker ned i vatnet. I forbindelse med målet og strømkretsen monteres ei lampe som da tennes.

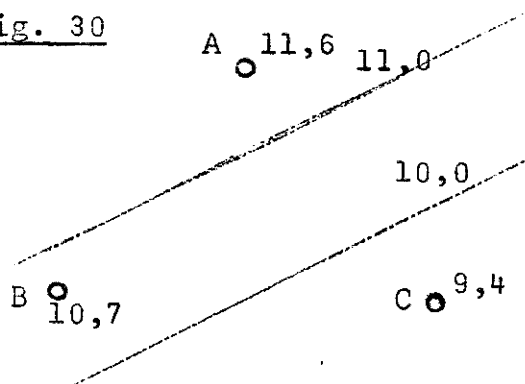
Direkte måling av grunnvasstanden blir nødvendig også i forbindelse med bruken av limnigraf, som kontroll på at instrumentet registrerer riktig.

13. Grunnvatnets strømningsretning og -hastighet.

I forbindelse med grunnvasstandsforøk vil en være interessert i å vite hvordan grunnvatnet strømmer gjennom området. Dersom en bygger sin vassforsyning på utnyttning av grunnvatnet, så vil en være meget interessert i å vite hvor det kommer fra, ikke minst for å kunne bedømme kvaliteten og risiko for forurensinger.

Grunnvatnets strømming går i fall- eller trykkgradientens retning, og denne retning kan en få et begrep om ved observasjon av grunnvatnets nivå på forskjellige steder i området. En trenger minst 3 observasjonshull som plasseres i en trekant, fig. 30.

Fig. 30



Vassnivået i de 3 hullene nivelleres i forhold til et vilkårlig 0-plan, og på dette grunnlag kan en konstruere nivåkurver for grunnvasspeilet (isopiezometriske linjer eller kart).

Når en kjenner strømningsretningen, kan en finne strømningshastigheten ved hjelp av 2 hull som bores eller graves på ei linje i strømrretningen. Avstanden mellom hullene kan være 5-20 m, etter jordartens gjennomtrengelighet. I det øvre

hullet kan tilsettes fluorescein, et organisk fargestoff som i alkalisk oppløsning viser sterk gulgrønn fluorescens. En måler tida før vatnet får maksimal fargestyrke i nedre hullet. Metoden er mindre brukbar når vatnet er humusholdig og surt.

En relativ enkel metode er å bruke koksalt, natriumklorid, som tilsettes i øvre hullet. Det blir da en saltbølge som følger med strømmen. Ved hjelp av prøvetaking og analysering av prøvene kan en finne hvor lang tid det tar før saltbølgen viser maksimum konsentrasjon eller passerer gjennom nedre hullet. Raskere er det å observere endringen i vatnets ledningsevne på grunn av saltet, men en trenger da strømkilde og elektrode, samt motstandsmåler.

En moderne metode er bruk av isotoper, men det kreves en del kostbart utstyr. Den radioaktive isotop tilsettes vatnet på et sted, og ved hjelp av tilhørende instrumenter kan dens bevegelse følges på jordoverflaten.

14. Faktorer som påvirker sigevatnets mengde og grunnvasstanden.

Sigevatnet er den del av nedbøren som trenger ned i jorda, og som ikke holdes fast, men siger videre ned mot grunnvasspeilet. Det kan således gå over til grunnvatn på et eller annet djup og bevirke at grunnvatnets øvre nivå stiger. I jordmassen rett over en drenledning med tilstrekkelig innstrømningskapasitet vil det neppe stå grunnvatn, slik at sigevatnet her går direkte mot og inn i ledningen. Men dette bilde forutsetter at jorda er så gjennomtrengelig at vatnet ikke demmes opp av den.

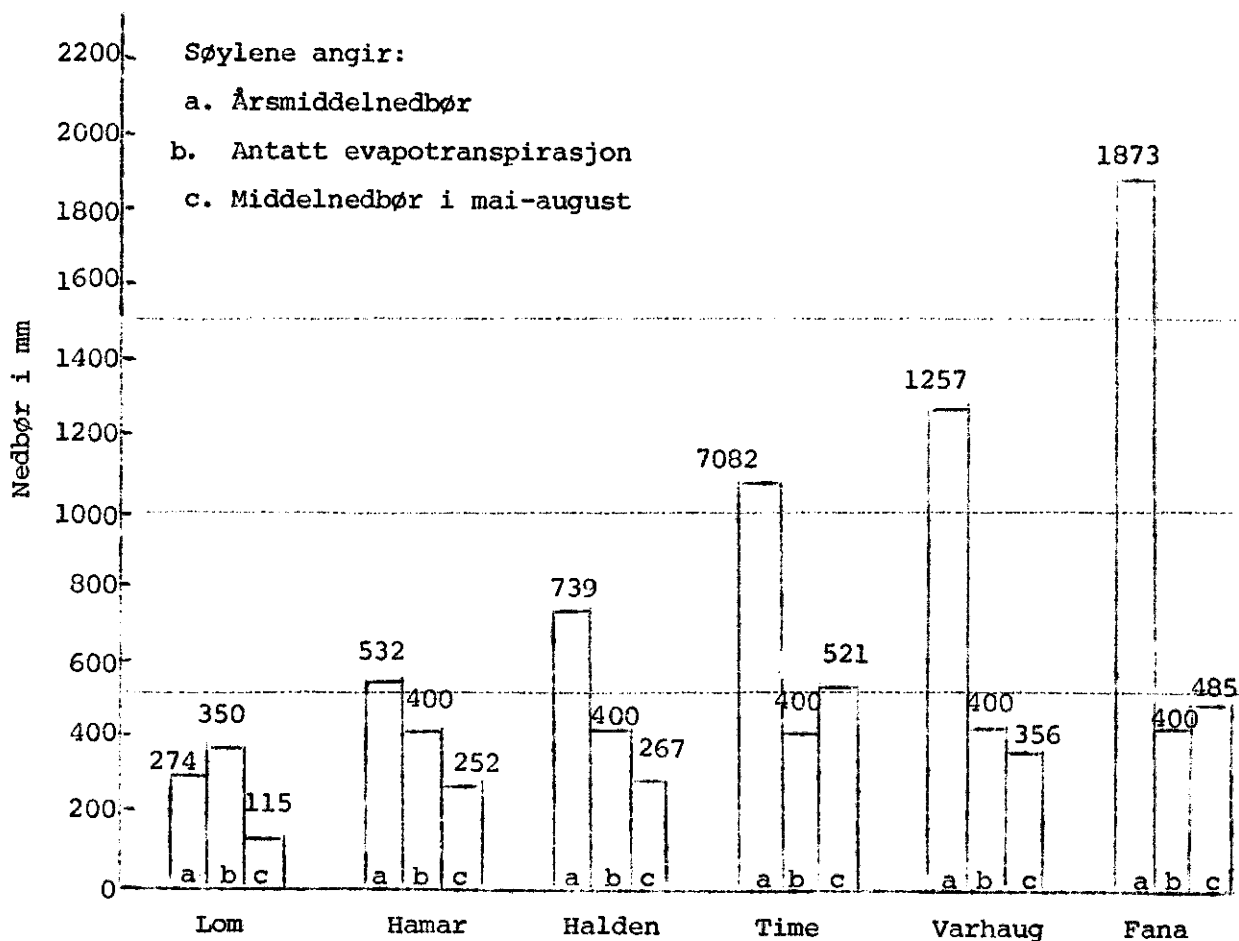
I vatnets kretsløp er sigevassmengden en relativt beskjeden del, men likevel avhengig av mange faktorer.

Nedbørmengden er den primære faktor. Under ellers like forhold vil sigevassmengden øke med økende nedbør.

Fig. 31 viser noen eksempler på nedbør i året og veksttida for noen steder. Søylene a angir midlere årsnedbør, b antatt evapotranspirasjon og c den midlere nedbør i tida mai, juni, juli og august. En stor del av evapotranspirasjonen kan vi rekne med foregår i de 4 måneder på de fleste steder hos oss.

For et sted som Lom er det en betydelig nedbørdeficit, særlig i veksttida. Utenfor tida mai-aug. kommer det ca. 160 mm nedbør, og det er sannsynligvis denne delen som gir sigevatn og avrenning fra dreneringsledinger. I et middelår vil en for hele året ha en viss nedbørdeficit, men en kan likevel få sigevatn og avrenning på grunn av bl.a. ugunstig nedbørfordeling og jordas utilstrekkelige lagringskapasitet.

Fig. 31



En annen representant for innlandsklimaet er Hamar, som utenom mai-aug. har ca. 280 mm nedbør. Både sigevatn og overflatevatn, som må vekk fra et felt, stammer særlig fra denne delen. For Varhaug (Jæren) utgjør den tilsvarende del ca. 900 mm, dvs. at det der vil være ca. 3 ganger så stor nedbørmengde å fjerne gjennom drenledninger og avløp som i innlandsdistrikter. Hvordan slik avrenning fordeler seg på sigevatn og overflatevatn vil f.eks. bero mye på jordarten.

Nedbørens fordeling spiller en stor rolle for mengden av sigevatn. Når nedbøren gjennom veksttida er jevnt fordelt og på det nærmeste svarende til evapotranspirasjonen, blir det ikke noe til overs. Skjev fordeling er imidlertid ikke uvanlig, f.eks. relativt rikelig nedbør om våren eller høsten. Dette blir nedbør i perioder uten nevneverdig forbruk, og nedbør som regn renner av eller siger ned.

Nedbørintensiteten er av betydning for relasjonen mellom overflatevatn og sigevatn. Stor regnintensitet gir større overflateavløp og mindre sigevatn. Langvarig regn virker i samme retning i forhold til kortvarig regn, selvom intensiteten er rimelig. Dette gjelder særlig i leirjordsdistrikter og utenom veksttida. Leirjord blir tettere og tettere etterhvert som den blir vassfylt. Med rimelig regnintensitet blir det sjelden nevneverdig overflatevatn om sommeren. Dertil er forbruket for stort, dessuten vil jordas reservoar ofte være tomt. Som eksempel kan nevnes resultat av noen observasjoner i Sverige (Ultuna) over hvor djupt vatnet trengte ned etter 27,5 mm regn på beitemark, 7. august 1947 (S. Andersson). Jorda var svakt moldholdig, lettere leirjord, 25 cm djup matjord. Grasmatten var før regnet helt avsvidd etter tørkesommeren. Ca. 80% av de 27,5 mm ble bundet i de øverste 10 cm, dvs. omkring 50% i de øvre 5 cm, ca. 30% i sjiktet 5-10 cm, resten litt djupere.

Det vil ellersvære klart at terrenget, topografien, må spille en viss rolle i avrenningens fordeling. Er terrenget f.eks. slik at overflatevatnet ikke kan renne vekk (dalsøkk og andre låge partier), blir det stående inntil det fordunster og siger ned. Dermed øker kravet til grøfteintensitet.

Jordarten, eller grunnen, og dens gjennomtrengelighet til enhver tid er en viktig faktor. Overflatens tilstand må også nevnes. Er det tynn teleskorpe om høsten når en får regn, blir det vesentlig overflateavrenning. Noe av det samme bilde får en ellers lett på leirjord om høsten. Sammenlikner en sandjord og mojord med leirjord, så kan en generelt si at både sandjord og mojord viser mindre avrenningsintensiteter i åpne grøfter og bekker enn leirjord, hvilket medfører visse fordeler når det gjelder dimensjonering, særlig av rørledn-

inger i avløp. I lettere gjennomtrengelig jord vil derfor, under ellers like forhold, en større del av nedbøren gå over til sigevatn. Men det ser likevel ut til at en i praksis ikke trenger dimensjonere samleledninger i grøftesystem noe rommeligere i sand- og mojord enn i leirjord. De lettere jordarter har større porevolum som midlertidig og for kortere tid kan fylles og nyttes som magasin (stigende grunnvatn) uten nevneverdig ulempe for praksis.

Flerårige lysimeterobservasjoner ved Institutt for jordkultur, NLH, viser at sigevatnet uteblir ikke bare i veksttida, men også utover høsten etter at plantene er høstet, selv om det har regnet ei tid. Det kreves regn i lengere tid før magasinet blir fylt, slik at det i jordprofilet blir fritt vatn i form av sigevatn.

15. Bestemmelse av sigevassmengden.

I et grøftesystem brukes her i Norden som regel to slags ledninger, nemlig side- og samleledninger. Sideledningene blir vanlig ikke dimensjonsberegnet, men samleledningen derimot dimensjoneres etter behovet. Her forutsetter en bruk av rørledninger.

Den hydrologiske del av dimensjoneringsgrunnlaget for samleledningen blir de avrenninger en får etterat vatnet har passert et visst jordlag. Mer unntaksvis blir det tale om inntak av dagvatn direkte, i så fall blir det helt andre avrenningsintensiteter.

En drenledning kan vise avrenning også i perioder uten direkte sigevatn i jordprofilet høgere enn ledningen. Denslags avrenning vil stamme fra grunnvatnet og viser normalt beskjedne og avtakende tendens. Under perioder med kraftig nedbør, f.eks. i tida september - oktober, vil en kunne få meget rask økning i avrenningene. Som eksempel skal følgende nevnes fra avrenningsmålingene på Staur forsøksgård i Stange: Om morgenen den 31. august 1964 ble det målt ca. 45 mm regn som var kommet i løpet av de siste 16-18 timer. Avrenningen fra drenledningene var på forhånd ubetydelig, omkring 0,05 sl/hektar, men den økte i løpet av dagen til maksimum 2,3 sl/hektar. Denne økning-

en foregikk over 6 timer, med kulminasjonspunktet ca. et døgn etterat regnet begynte. Her skal tilføyes at det over feltet nå er eng eller beite, og at ledningene har ligget i 3 år, slik at grøftefylla skulle ha satt seg en del. Den største observerte avrenning fra nevnte grøftesystem hittil er fra april-mai 1962 og vel 4 sl/hektar. Slike avrenningsintensiteter fra drenledninger er det sigevatnet som er årsak til. Dette framgår direkte av de enkelte hydrogram (grafisk framstilling) som angir både avrenningsintensitet og -tid. Som dimensjoneringsgrunnlag for samleledninger er sigevatnets avrenning derfor en aktuell sak.

Det vil videre være klart at skal et visst reservoar av grunnvatn holdes vedlike, tross forbruk, så må sigevatnet i mange tilfelle sørge for det. I et vassforsyningsprosjekt har en et visst nedslagsfelt som samleområde. Dersom en nytter grunnvatn, spesielt fra løse avleiringer, og feltet er uten vassdrag som kan sørge for tilførsel stadig eller i enkelte perioder, blir det spørsmål om feltets yteevne, uten at grunnvatnets nivå senkes radikalt og permanent. Den årlige mengden av sigevatn vil en her ha nytte av å kjenne. Eksempelvis kan nevnes at en i Danmark i forbindelse med Københavns vassforsyning og 2 spesielle observasjonsområder, Nybølle og Lejre, har beregnet planteforbruket der til 365 mm årlig og at de vassmengder som pumpes opp årlig dreier seg om 1/4 til 1/6 av årsnedbøren. For våre forhold har vi foreløpig ingen data på eksperimentelt grunnlag. Det er sannsynlig at mengden av sigevatn blir noe større over et drenert område enn over et udrenert. I mange tilfelle vil nemlig grøftefylla i lengre tid holde seg løsere og lettere gjennomtrengelig enn urørt grunn. Dessuten blir grøftene gjerne plassert slik i terrenget at vass-sig på og i jorda skjæres over. Jordvolumet over drenledningene blir mindre nyttet som lagerplass for fritt vatn enn før.

I forbindelse med bruk av overflatevatn i vassforsyningsteknikken blir det også spørsmål om yteevnen til et visst nedslagsfelt, og den beregnes ofte med utgangspunkt i midlere nedbør over feltet. I denne kalkulasjon kommer evapotranspirasjonen inn som en utpreget fradragspost, men også sigevatnet er til dels betraktet som tapt. Imidlertid vil både grunnvatn og

sigevatn være av interesse i forbindelse med vurdering av innholdet i et reguleringsbasseng og ytelsen fra et nedslagsfelt. Avhengig av bassengets reguleringshøgde vil en under nedtapping kunne få avrenning fra grunnvatnets reservoar i feltet omkring, såvel fra løse avleiringer som fra oppsprukket fjell. Om det er så beskjedne senkinger at en eksempelvis kan rekne med grunnvatnets avrenning bare fra ca. 1 m tykt jordlag, så vil det under forutsetning av f.eks. morene med 10% ikke kapillært porevolum, representere et tilskott fra grunnvassmagasinet av størrelsesordenen 100.000 m^3 pr. km^2 for hver fylling og tappning av dette magasinet, eller sett i relasjon til nedbøren: ca. 100 mm. For østlandsforhold kan en neppe regne med mer enn en gangs fylling pr. år, men foruten nedbørens størrelse vil gjennomtrengeligheten av det naturlige jordsmonn og topografien spille en stor rolle. På Island har en f.eks. stor områder med så permeabel grunn (lava) at fraksjonen nedbør + evaporasjon går ned i grunnen. Overflatevatn fins her bare temporært på mindre flekker i forbindelse med kraftig nedbør, bekker fins heller ikke, og eventuelle elver eller vatn i slike strøk har tilløp bare fra grunnvatnet. Men med slik permeabel grunn kan en imidlertid risikere alvorlig forurensning av grunnvatnet fra bebyggelse og utette kloakkledninger og overflatetraffikk. I Norge er forholdene som kjent ganske annerledes.

Da sigevassmengden vil være sterkt påvirket av både klimatiske og jordbunnsmessige faktorer, er forsøk og observasjoner i de nordiske land av størst interesse hos oss. Det dreier seg her om måling av avrenning fra grøftesystem eller fra større forsøkskar i lysimeteranlegg.

Måling av grøftevatnets avrenning må sies å være den mest realistiske metode når det gjelder å skaffe dimensjoneringsgrunnlag for ledning i samlegrøfter. Her vil det da stort sett være slik at variasjonene i avrenning skyldes sigevatnet direkte, mens den relativt stabile, men beskjedne avrenning i enkelte perioder kommer fra grunnvatnet. Visse feilkilder må en være merksam på. Bestemmelse av nedslagsfeltets størrelse kan by på vansker i flatt lende med uensartet jord, særlig når registreringene skal skje fra grøftesystem som ikke er anlagt med denslags for øye. Med mer forsøksmessig anlagte felt kan

usikkerheten i stor utstrekning elimineres ved hjelp av grøftenes plassering i terrenget. For å holde uvedkommende overflatevatn ute fra feltet, sørger en for åpne avskjæringsgrøfter i aktuelle grenser utad. I forsøk med forskjellige lukkematerialer, teglrør, betongrør og plastrør, har Institutt for kulturteknikk kontinuerlig registrering av vassføringene fra ulike rørsystem. Dette skjer ved hjelp av målekar med kalibrerte utløpsåpninger, samt limnigraf for registrering av vasstanden i målekaret. Disse målingene begynte i 1961 og i løpet av 1964 er det 7 felter med ialt 21 rørsystemer som hvert dekker ca. 5 dekar.

Samleledningens dimensjon bør være så rommelig at en får fram også ekstreme avrenningstopper uten avbremsing. En samleledning i et vanlig dimensjonert system vil neppe greie dette under alle forhold. For den praktiske bruk av målingene har dette imidlertid mindre å bety.

De hittil utførte målinger i Norden har vist at den prosentdel av nedbøren som kommer igjen i lukte grøfter, vil variere sterkt etter klima, terreng, jordart, struktur, vegetasjon, årstid og andre faktorer. De største og mest langvarige avrenninger ser det ut til at en under østlandsforhold hos oss får i snøsmeltingsperioden om våren, særlig når det er mye snø og tien mark under. Men høstregnet kan også gi betydelige avrenningstopper, men sjelden så langvarige som under snøsmeltinga. I distrikter med lite snø, men mye regn er det rimelig å vente jevnere avrenning uten utpreget topp om våren.

Tidligere utførte avrenningsmålinger i Danmark og Sverige viser atskillig variasjon, men ser en bort fra de ekstreme resultater, så har drenavløpet variert mellom femteparten og tredjeparten av nedbøren. Jordarten var nærmest moldholdig, lettere leire, og nedbøren 600-800 mm årlig. Det fins også eldre målinger hos oss (Braadlie) fra Voll i Strinda og Mæresmyra, men de viser et avløp på 75-78% av nedbøren, og må således antas å være beheftet med vesentlige feil på grunn av overflatevatn.

De nyere målinger hos oss er foreløpig kortvarige, men for 3 felter er bildet hittil følgende, tallene er avrundet:

	Drenavløp i % av nedbøren			
	1961/62	1962/63	1963/64	Middel
Staur		25	20	20-25
Bjørke	40	30	30	34
Skredshol		30	25	27

Samtlige felter ligger i Mjøstraktene. For Bjørke er det fare for at gamle grøfter som er avskåret, fører innpå vatn fra område utenfor feltet.

Lysimetermålinger gir mer eksakte tall, men på forskjellig vis blir miljøet noe kunstig i forhold til det naturlige jordsmonn som er drenert. Overflaten i et lysimeterkar er horisontal, kanskje omgitt av en betongkant. Da får en med all nedbør som undras evapotranspirasjonen. Overflateavrenning blir eliminert. Gjennomtrengeligheten i et slikt forsøkskar vil sannsynligvis i hele karprofilet være en annen enn i urørt undergrunn, på botnen i karet er det også gjerne lagt et spesielt drenerende sjikt. Det er derfor sannsynlig at avløpsmengden i et lysimeterforsøk blir noe større enn under helt naturlige forhold. Gyldigheten av resultatene fra slike forsøk vil ellers være begrenset til samme jordart og liknende klimaforhold. Tallene er likevel av interesse, også i praksis kan terrenget være så flatt at overflatevatnet ikke får noe avløp, men blir stående til det synker ned og gjennom jordlaget til drenledningene.

Lysimeterforsøk er bl.a. utført ved Rothamsted i England. Jorda var relativt stiv leirjord uten planter og sjelden tilfrosset, men isolerte blokker i naturlig lagring, 51, 102 og 152 cm djupe.

For 50 års perioden 1883-1934 var avløpet fra disse jordprofiler av forskjellig djup henholdsvis 51,5, 54,2 og 52,1% av middelnedbør på 723 mm. Avløpet varierte sterkt med årstida og med nedbøren. Økende nedbør ga både absolutt og relativt større mengde sigevatn.

I Göttingen har von Selhorst funnet følgende middeltall for mengden av sigevatn i % av nedbøren, 744 mm, ved forskjellig bruk av jorda: Poteter, bygg, rug og brakk henholdsvis 37, 27, 38 og 67%. Fra brakket jord kom altså omkring dobbelt så mye som fra jord med vegetasjon, hvor det i månedene juni-sept. mest ikke var sigevatn. 30-60% av sigevatnet fra brakket jord kom i juni - sept.

I Zürich-Oerlikon var sigevassmengden fra jord uten planter 56% av årsnedbøren i middel for 17 år. I vinter-og sommerhalvåret henholdsvis 75 og 44%. Fra jord med planter var det om sommeren bare halvparten så mye sigevatn. Jordartene i forsøket varierte fra stiv leire til leirblandet sand. Det var tendens til avtakende mengde sigevatn jo tettere jorda var.

Ved NLH, Institutt for jordkultur, er lysimeterobservasjonene oppgjort for årene 1938-49. Nedbøren disse årene var i middel 758 mm, 391 mm er blitt sigevatn, dvs. 51,6%.

Jordarten her er noe forvitret marint moreneleir med betydelig sandinnhold, litt grus og mindre stein. Undergrunnen er også noe forvitret, ellers rikere på sand og grus enn matjorda.

Forsøksveksten var poteter i årene 1938-43, havre som grønnfór 1944-48 og timotei i 1949.

Midlere nedbør og avløp de enkelte måneder framgår av følgende oversikt:

	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Des.	Jan.	Feb.	Mars	Apr.
Nedbør, mm	43,0	73,2	85,3	93,3	89,5	71,1	90,2	68,4	50,7	29,8	21,1	42,3
Avløp, mm	38,0	17,1	14,5	12,8	29,5	40,8	59,6	48,8	17,0	36,1	25,5	50,2
Avløp, %	88,4	23,4	17,0	13,7	33,0	57,4	66,1	71,3	33,5	121,1	120,9	118,7

De store mengder sigevatn i febr.-april skriver seg fra smeltevatt, ellers er det store regnmengder senhøsten og vinteren som kan gi kraftigere avrenninger. Mye regn i veksttida betyr forholdsvis lite. I september 1938 ble det f.eks. ikke noe avløpsvatt enda nedbøren var 122 mm. Potetene var da høstet den 13. samme måned.

16. Dimensjoneringsgrunnlagets hydrologiske del for samleledninger i et grøftesystem, avløpstallet.

Når en ledning skal dimensjoneres, må en ha greie på hvor mye vatn den sannsynligvis må lede vekk. Denne vassføring beregnes vanlig indirekte, idet en går ut fra arealet som ledningen vil ta vatn fra, og avrenning pr. areal- og tidsenhet. Denne siste størrelsen kalles vanlig avløpstallet. Det stipuleres i liter pr. dek. pr. hektar, skrives sl/ha.

Det helt riktige avløpstall er ikke lett å bestemme under våre sterkt vekslende klima-, jordarts- og topografiske forhold. Situasjonen må vurderes i hver enkelt dimensjoneringsoppgave, slik at en unngår store avvik fra det riktige eller rimelige.

Rekner en med for store avløpstall, får dette særlig økonomiske konsekvenser, idet rørprisen øker med dimensjonen. For små avløpstall gir snaut dimensjonerte ledninger, hvilket kan bevirke at sigevatnet ikke ledes vekk så fort som det kommer fram til ledningen, men demmes opp som grunnvatn. I det tilfelle vil vatnet bli stående også i grøftejorda over ledningen. Dette betyr da forsinket drenvirkning og vil være særlig uheldig der det går ut over jordarbeidet vår og høst. En kortvarig oppdemming i veksttida synes ikke å bety så mye, iallfall for havre, kløver og timotei iflg. finske forsøk (M. Wäre, 1947).

Avrenning fra et drensysteem kommer fra både grunnvatn og sigevatn, men som regel blir det sigevatnet som bestemmer ledningsdimensjonen. For en 11 års periode er sigevassmengden fra lysimeterkar på NLH målt og i middel beregnet til vel 50% av årsnedbøren, eller 0,124 sl/hektar.

Dersom en samleledning på NLH ble dimensjonert etter denne midlere årsavrenning, ville en være temmelig sikker på at en slik ledningsdimensjon ble for liten i lengre tid om våren. Selv om en har avrenningsmålinger som grunnlag for avløpstallet, må dette i alle tilfelle bli et middeltall for en viss avrenningsperiode, idet en ikke har behov for, eller råd til å dimensjonere etter de ekstreme topper.

I strøk hvor vinternebbøren faller og blir liggende som snø, får en de største avrenninger om våren og også som regel den lengste, sammenhengende avrenningsperiode da. Smelteperiodens lengde betyr mye for intensiteten. Her spiller forekomst av tele samt temperatur om våren en stor rolle, foruten den nedbør som er akkumulert. Hvordan lengden av og delvis tidspunktet for den betraktede periode innvirker på avrenningsintensiteten i middel for perioden vil framgå av noen eksempler.

Eks. 1. Grøftevatnets avrenning i Danmark, Lundebjerggaard i Skovlunde (Kjøbenhavns omegn, C.L. Feilberg og Aage Feilberg). Feltets areal, 3,06 hektar, normal årsnedbør 561 mm.

	Års- nedbør mm	Størst avrenning, sl/ha i				Absolutt maks. sl/ha
		en måned	en uke	et døgn	en time	
1927-28	797	0,28	0,80	1,56	1,72	1,73
28-29	647	0,31	0,42	0,93	1,53	1,65
29-30	523	0,18	0,28	0,44	0,92	0,93
30-31	601	0,26	0,48	1,16	1,56	1,63
31-32	474		0,05	0,10		0,18
32-33	578		0,32	0,58		0,88
33-34	444		0,22	0,34		0,46
34-35	556		0,31	0,41		0,73
35-36	502		0,22	0,40		0,54
36-37	546		0,31	0,88		1,16

I Kvorning på Jylland har en målt betydelig større maksimale avrenninger: 3,2 sl/ha i 3 timer, 2,8 sl/ha i et døgn og 0,95 sl/ha i en uke.

Eks. 2,a. Lysimeterforsøket, Inst. f. jordkultur, NLH, maksimale avløpstall for de enkelte måneder.

År	Hele året		Mai - oktober	
	Måneder med maks.	sl/ha	Måneder med maks.	sl/ha
1938-39	februar	0,79	oktober	0,31
39-40	november	0,30	juli	0,21
40-41	november	0,29	mai	0,24
41-42	august	0,19	august	0,19
42-43	november	0,43	mai	0,34
43-44	november	0,28	mai	0,10
44-45	oktober	0,36	oktober	0,36
45-46	april	0,33	mai	0,21
46-47	november	0,44	september	0,25
47-48	april	0,72	mai	0,09
48-49	april	0,38	september	0,28

Eks. 2,b. Lysimeterforsøket 2, a, maksimale avrenninger i 7-dagers perioder.

År	1.5 - 30.4		1.5 - 30.10	
	Tidspunkt for maks.	sl/ha	Tidspunkt for maks.	sl/ha
1938-39	desember	1,44	mai	0,55
39-40	desember	0,57	juli	0,39
40-41	november	0,95	september	0,60
41-42	mai	0,37	mai	0,37
42-43	februar	1,16	oktober	0,88
43-44	desember	0,78	mai	0,28
44-45	oktober	0,94	oktober	0,94
45-46	mai	0,66	mai	0,66
46-47	november	1,23	september	0,68
47-48	mars-april	2,59	mai	0,26
48-49	september	0,76	september	0,76

Et godt kjent og mye brukt dimensjoneringsstall er den såkalte Schlesiske norm, 0,65 sl/ha. Av tallene i eks. 2,b vil en se at for sommerhalvåret er det bare 3 år med avrenninger som er nevneverdig større.

Eks. 3. Avrenning fra grøftesystem i Mjøstraktene.

sl/ha, varighet	S T A U R			B J Ø R K E		
	1961/62	-62/63	-63/64	-61/62	-62/63	-63/64
1 time	4,35	1,54	0,87	0,38	2,67	1,44
1 døgn	2,60	1,04	0,62	0,29	1,51	1,02
1 uke	1,60	0,37	0,35	0,25	0,61	0,77
2 uker	1,30	0,28	0,27	0,07	0,47	0,50
3 uker	1,00	0,28	0,20	0,05	0,33	0,46
Perioden april- mai	0,45	0,23	0,11			
Absolutt maks.	4,40	1,57	0,89	0,38	2,69	1,44

sl/ha, varighet	S K R E D S H O L			K A V E L D I G E T		
	1961/62	-62/63	-63/64	-61/62	-62/63	-63/64
1 time	2,58				2,07	2,07
1 døgn	1,75				1,39	1,42
1 uke	0,47				1,22	0,93
2 uker	0,32				1,01	0,61
3 uker	0,22				0,92	0,60
Perioden april- mai					0,62	0,51
Absolutt maks.	2,60				2,08	2,08

Disse feltene ligger i distrikt hvor den normale årsnedbør er 525-550 mm, og det hittil brukte avløpstall har vært 0,5 - 0,65 sl/ha. I forsøkssystem som er relativt små, ca. 5 dekar, har det vært avrenningstopper på 4,0-4,4 sl/ha, eller vel 2 sl gjennom plastledning med innv. diameter ca. 55 mm, og minste fall 5‰. Dette betyr at ledningen i avsnittet med 5‰ fall har fungert som trykkledning, idet kapasiteten har vært omkring dobbelt så stor som for tilsvarende åpen rørledning.

I Sverige har en også observert avrenninger som er betydelig større enn de en ledning kan føre når en regner bare med ledningsfallet. Svensken Flodkvist har i årene 1921-29 utført 6720 observasjoner over drenvatnets avrenning, og av disse var det bare 150, eller 2,2%, som viste intensiteter over 0,5 sl/ha, selv for tida april-september. Ved Lanna forsøksgård har

Penman målt avrenning i grøftforsøk. I en 7 års periode har det enkelte ganger vært opp til 3 sl/ha, men for 14 dagers perioder sjelden over 0,6 sl/ha, og for største delen av året under 0,2 sl/ha.

For Sør- og Mellom-Sverige mener en at avløpstallet 0,5 sl/ha er høgt nok for dimensjonering av samleledninger.

Konklusjon: På grunnlag av erfaring og avrenningsmålinger rekner vi med at avløpstallet 0,65 sl/ha er brukbart for strøk hos oss med årsnedbør under 900 mm.

Når det så gjelder avløpstallet i strøk med større nedbør, er det foreløpig ikke annet enn nær tilfeldig erfaring å bygge på, nemlig at det selv i de regnrrike strøk på Vestlandet ikke er nødvendig med mer enn 1,0 sl/ha. Med dette som utgangspunkt er det satt opp følgende skala for avløpstallet:

<u>Årsnedbør, mm</u>	<u>Avløpstall, sl/ha</u>
600	0,6
600- 900	0,65
900-1200	0,70
1200-1500	0,75
1500-1800	0,80
1800-2100	0,85
2100-2400	0,90
2400-2700	0,95
2700-3000	1,00

17. Grunnvasstandens betydning for vekst og avling, samt for bruken av dyrket jord og beite.

I forbindelse med vekst og avling tenker en vanlig på grunnvatnets rolle i plantenes vassforsyning, dvs. vatnets transport oppover i jordprofilet. Da slik transport er begrenset hva mengde og hastighet angår, blir det spørsmål om den optimale grunnvasstand i ulike jordarter og for de forskjellige kulturplanter. I enkelte tilfelle må en i denne sak også tenke på jorda og mulighet for maskinbruk. Eksempelvis kan nevnes at for lett myr viser grøftforsøk på Mæresmyra at det beste resultat fikk en der ved 50-60 cm grunnvasstand. For det første vil det være en tvilsom sak å legge igjen tilsvarende grunne

grøfter, for det andre vil grunnvatnet vår og høst stå så høgt at myra blir for lite bæredyktig. Den praktiske løsning av spørsmålet grøfteintensitet for lett myr er et kompromiss. Det har vist seg at spørsmålet om den optimale grunnvasstand ikke er enkelt å besvare. I praksis vil problemet være aktuelt i bl.a. følgende tilfelle:

a. Ved bestemmelse av interessegrensen i senkingstiltak. Utenfor denne grense ligger jord som har full verdi og brukbarhet, uten at tiltaket blir satt i verk. Jord mellom senkingsvassdraget og interessegrensen skal belastes kostnaden i forhold til verdistigningen. Hva en enkelt grunneier da må betale, vil bero på både interessert areal og verdiøkningen pr. arealenhet. Begge disse faktorer påvirkes av den eventuelt valgte optimale grunnvasstand. Interessegrensen kan direkte nivelleres inn under forundersøkelsene på feltet, idet den legges i en viss høyde over det gamle vassnivå i resipienten. Som høyde kan det her bli tale om å velge den optimale grunnvasstand på stedet. Jo større denne høyde velges, desto større blir det interesserte areal under ellers samme forhold. Senking av vatn eller vassdrag for jordbruksformål blir som regel utført med tanke på at jorda skal bli fullverdig som dyrkingsmark. Prosjektøren må her bedømme graden av nødvendig senking, og på et senere stadium den relative og absolutte verdiforbedring som de enkelte gårder, brukstyper eller jordarter da vil få. Den optimale grunnvasstand vil stadig være den gjennomgående parameter.

b. Ved vassdragsreguleringer for kraftverk. I forbindelse med heving av vassnivå i et magasin (demming) kan en få samme løfting av grunnvatnets nivå i jord ved siden av magasinet med forsumpning som følge. Slik jordskade skal erstattes, og den fastsettes ved skjønn. Grunnlaget for erstatningens relativt størrelse er den grunnvasstand en får etter reguleringen sett i relasjon til den optimale. For jord langs et delvis tørrlagt elvefar kan det bli tale om tørkeskade på grunn av senking av grunnvatnet, bedømt på samme vis. I de fleste tilfelle er det spørsmål om den optimale grunnvasstand om våren (vårønn, jordarbeiding) og ellers i veksttida. Men det kan også bli spørsmål om den gunstigste grunnvasstand om vinteren. Særlig aktuelt

er dette i vassdrag hvor en etter reguleringa får så sterk kjøving at elvefaret f.eks. i løpet av kuldeperiodene gjennom januar og februar blir helt isfylt. Den regulerte vassføring og strømningshastighet er så stor at elva ikke fryser til, men vatnet går oppå isen. Samtidig registrering av elvevasstand og grunnvasstand er f.eks. utført etter Begna i Valdres, hvor det viste seg at vassnivået i jorda langs elva i samtlige undersøkte tilfelle var dirigert av elvevasstanden også om vinteren i kjøvingsperioder. Ellers er spørsmålet om gunstigste vinter-vasstand av betydning for jord ved magasiner som holdes fylt om vinteren og langt utover våren.

c. Bestemmelse av grøfteintensiteten har så lenge den systematiske grøfting eller drenering er blitt praktisert, vært påvirket av kulturplantenes krav til senking av grunnvatnet, dvs. den optimale grunnvasstand. I den senere tid ser det imidlertid ut til at teknikkens krav er vel så store, hensynet til maskinbruken er overveiende i mange tilfelle. Grøfteintensiteten dirigeres av to komponenter, nemlig grøfteavstand og grøfte-djup. Av disse er avstanden den mest aktuelle regulator i våre dager. Ellers bør en være merksam på at grøftedjup og grunnvasstand bare i mer sjeldne tilfelle kan reknes å være synonyme begreper.

Den optimale grunnvasstand under forskjellige forhold kan bare bestemmes ved forsøk, som vi har to hovedtyper av, nemlig kar-forsøk (lysimeterkar) og feltforsøk. I disse karforsøk nyttes kar som er betydelig større, videre og djupere, enn i vanlige forsøk som f.eks. gjelder næringsstoffene. Jordprofilet i karene kan ha naturlig lagring, eller jorda er løst ifylt og pakket i karet. Den variable faktor er grunnvasstanden som i de enkelte ledd og forsøkskar holdes konstant gjennom veksttida. Visse likheter kan det da bli med grunnvatnets nivå i jord som ligger ved regulert resipient, men tenker en på vasstands-variasjonene i naturlig jordsmonn, i hovedsaken regulert av nedbør og forbruk, så representerer slike karforsøk et kunstig vassforsyningsmiljø. Derfor blir det visse vanskeligheter med overføring og bruk i resultatene i praksis. Som regel er slike store forsøkskar plassert ute i det fri, slik at forsøkstedets værslag i det hele også ellers får innflytelse på resultatene.

Denne innflytelse blir forskjellig fra år til år. Derfor bør slike karforsøk være langvarige. Likevel blir resultatene til en viss grad stedsbundet.

Når det gjelder feltforsøkene, så kan det også her være forsøksmessig regulerte grunnvasstander, men forsøket kan ellers være lagt på jord ved siden av en regulert resipient, slik at en over hele feltet får en grunnvasstand som reguleringa til en hver tid betinger. Imidlertid kan en neppe rekne med de samme variasjoner fra år til år. Ligger feltet f.eks. ved en regulert sjø, så vil minste grunnvasstand være bestemt av dels høyeste regulerte vasstand i sjøen, dels av nedbøren på samme tid. I et feltforsøk får stedets værslag enda sterkere innflytelse enn i karforsøk. Foruten den faktor som skal undersøkes, virker ofte samtidig et kompleks av andre faktorer som det er vanskelig å isolere. Et grunnvasstandsforøk i felt blir derfor alltid et langsiktig arbeid. Norske forsøk ble f.eks. i 1957 anlagt i forbindelse med vassdragsregulering i Fortun, Sogn, og i Åsskard, Nordmøre, hvor en foreløpig rekner med 10 års varighet, 5 år før og 5 år etter regulering. Spørsmålet er her innflytelsen av den endring i grunnvasstanden som reguleringen er årsak til, idet bare eng eller grønnfór er forsøksvekst. I et mer ordinært grunnvasstandsforøk vil både forskjellige grunnvasstander og forskjellige kulturvekster gå inn. Ut fra vanlig jordbrukserfaring kan en slutte seg til at spørsmålet om den optimale grunnvasstand for veksten vil få forskjellig svar, alt etter plantearten, jordarten og værslaget. Av forsøkene hittil vil en kunne se at resultatene meget sjelden er entydige. Som framholdt av dansken Westermann (1936), kan en ikke engang på samme sted vente ensartede resultater fra år til år, selvom jord- og planteart er den samme og plante-sjukdommer ikke forstyrrer. Værslaget alene kan bevirke vesentlige variasjoner. Når det gjelder nedbøren, så er det ikke bare å betrakte den totale nedbør i vegetasjonstida, men nedbørens fordeling og da særlig i tiden med den største stoffproduksjon, spiller avgjørende rolle. I Fortun og Åsskard er nedbøren i forsøkestida hittil målt til følgende:

År	Fortun		Åsskard	
	året	mai - aug.	året	mai - aug.
1957	700,3 ^{x)}	198,2	1120,3 ^{xx)}	
1958	606,2	186,7	1580,1	371,4
1959	632,6	175,9	1321,9	473,4
1960	529,7	194,1	1058,9	449,3
1961	738,2	178,0	1887,9	581,7
1962	581,0	145,2	2035,1	472,9
1963	526,1	173,3	1520,0	175,7
Middel	602,3	178,8	1567,0	420,7

x) 1.5-31.12.57

xx) 1.7-31.12.57

Av disse tallene vil en se at nedbøren gjennom veksttida i Åsskard i middel er så stor at den skulle dekke evapotranspirasjonen, men derav kan en neppe slutte at grunnvatnet i Åsskard ingen betydning har for plantenes vassforsyning. Innenfor vekstperioden kan det år om annet være kritiske tørkeperioder. Derfor er det nødvendig å betrakte nedbøren i kortere perioder, f.eks. ukesmidler, ved siden av direkte målinger av jordfukt. Jordboniteten og mulighet for djup rotutvikling er viktige faktorer.

Forsøksresultater eller mer praktiske observasjoner og erfaringer som nevnes i det følgende, er vesentlig fra de nordiske land. Resultater som er framkommet under ganske andre klimatiske forhold enn våre, lar seg ikke direkte overføre på nordiske forhold. En grunnvasstand som f.eks. er funnet høvelig i Sør- eller Mellom-Europa, eller i Amerika, vil sannsynligvis være noe helt annet i Hattfjelldal eller langs elven Rana i Nordland fylke. Varmeforholdene kommer nemlig også inn i bildet.

Hvilken grunnvasstand som er den gunstigste for kulturplantene synes å henge nøye sammen med utbredelse og djup av rotsystemet. Resultater fra senere års grunnvasstandsforøk i Nederland og England tyder på at grunnvatnets nivå på en eller annen måte influerer på plantenes N-husholdning. Grunnvasstanden vil da på 2 måter kunne påvirke planteveksten, nemlig via plantenes

vassforsyning direkte og via N-husholdningen. Disse komponenter kan virke samtidig eller hver for seg. Ved høgtstående grunnvatn blir det helst tale om nedsatt N-tilgang. Årsakene mener en f.eks. kan være opphopning av organisk stoff, liten omsetning, og N-tap ved utvasking og denitrifikasjon. Det er særlig de sistnevnte N-tapsposter som gjerne blir betraktet som den viktigste årsak til N-effekten. Nederlandske forsøksresultater (J.W. Minderhoud, 1960) tyder på at det i enkelte tilfelle er mulig å eliminere avlingsdepresjonen på grunn av for høgt stående grunnvatn ved hjelp av N-gjødsling. Forsøk i de nordiske land over dette spørsmål er ikke utført.

Fra Danmark.

I Nord-Jylland ble det i årene 1890-98 gjort visse undersøkelser på dyrkede sanddyner ved Skagen, hvor årsnedbøren dreier seg om 500-600 mm. Thygesen kom til det resultat at i den jordarten fikk en størst avling av engvekster når grunnvasstanden var 0,3-0,4 m. For vårkornartene var ca. 0,4 m best i varme somrer, men 0,5-0,6 m i kalde og mer nedbørrike år. Ved større grunnvasstand enn ca. 0,8 m fikk en i det hele ingen avling. Fra eldre, danske lysimeterforsøk har en følgende bilde (Westermann):

	År	Jordart	Grunnvasstand i m		Avling på B i % av A
			A	B	
Havre	1905	sandjord	0,90	0,60	184
Bygg, 2 radet	1921	leirjord	1,00	0,65	99
Tidlig rødkløver	1906	leirjord	0,90	0,60	129
Gul lupin	1905	sandjord	0,90	0,60	126
Luserne	1909	leirjord	1,00	0,60	99
"	1911	leirjord	1,00	0,60	97
"	1913	leirjord	1,00	0,60	90
"	1915	leirjord	1,00	0,60	93
Sukkerbeter	1905	leirjord	0,90	0,60	87

En ser tendensen til beste resultat av minste grunnvasstand i sandjord. Lusernen var lite påvirket av grunnvasstanden i forsøket, rimeligvis på grunn av djupt rotsystem.

Fra Finland.

Et større forsøksfelt, Maasaja, ble 1938 anlagt i Vithi i Sør-Finland, ca. 64 km nordvest for Helsingfors, eller litt nord for 60. breddegrad, dvs. som distriktet Kongsvinger-Romerike i Norge.

Resultater foreligger (M. Wäre, 1947) fra forsøk med oppdemming av grunnvatn og fra forsøk over relasjonen mellom grunnvasstand og avling.

Disse forsøk gikk i åra 1939-1944 både på fastmarksjord og myrjord, henholdsvis gytjeholdig, middels stiv leirjord og grasmyr (starrtorv). Feltet var oppdelt i 34 forsøksflater, hver på ca. 450 m². Disse var igjen delt i 15 like store parseller. Omkring hver forsøksflate, 450 m², var det åpen grøft hvor vatnet ble demmet opp og holdt på konstant nivå i forsøksstida. Vatnet ble demmet opp til 20 cm under jordoverflaten, dels bare i juni eller juli, dels i både juni og juli. Grunnvasstanden på forsøksflatene i tider uten demming var 65-70 cm, minst om våren i mai, men økende utover høsten til og med september.

Forsøksvekstene var samtidig havre, kløver og timotei. Årsnedbøren for årene 1939-1942 og 1943-1944 var i middel henholdsvis 460 og 881 mm. Det midlere resultat fra demmingsforsøket, uttrykt i % av avlinga uten oppdemming, var følgende for årene 1939-1944:

	Leirjord			Myrjord		
	Tid for oppdemming					
	Juni	Juni+Juli	Juli	Juni	Juni+Juli	Juli
Havre, kjerne	103,4	101,7	94,3	68,2	65,0	96,8
Kløver 1.+2.slått	128,5	130,6	107,4	110,0	117,3	93,5
Timotei, 1.+2.slått	124,0	128,7	114,4	129,3	128,1	104,1

Midlere avling av havre på leirjord var omtrent den samme med som uten oppdemming. Men for de første 4 årene med beskjeden årsnedbør og spesielt liten forsommernedbør var tallene 126,3, 131,1 og 99,3. I årene 1943-44 var det derimot avlingsnedgang for havre på leirjord. Havre på myrjord viser nedgang i avling for juni-demming, men liten virkning av juli-demming.

Engvekstene har gitt vesentlig større avlinger etter oppdemming på begge jordartene, særlig de første og tørre år. For timotei var tallene da følgende: leirjord 168,7, 174 og 147, myrjord 152,4, 174 og 123,5. Da denne demming i juli bare kunne påvirke 2. slått, er det rimelig at junidemming ga største utslag.

To av forsøksflatene hadde helling i lengderetningen, slik at grunnvasstanden i de forskjellige parseller ble ulik. Forsøket her hadde til hensikt å undersøke forholdet grunnvasstand-avling, idet vatnet ble demmet opp i grøftene om disse forsøksflatene fra begynnelsen av juni og vasstanden ble siden holdt konstant gjennom veksttida.

Fig. 32

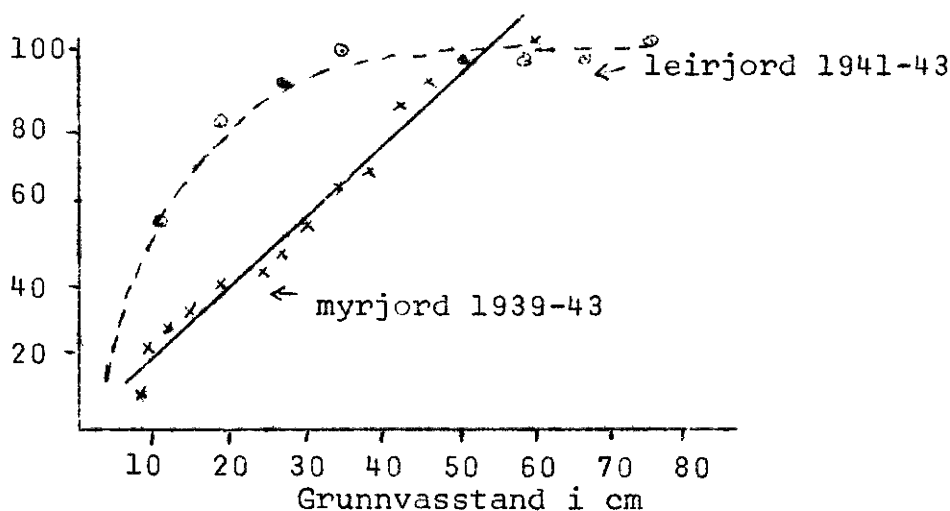


Fig. 32 viser resultatet for havreavlingene, angitt i % av avlingen ved 78 cm grunnvasstand i leirjord og 60 cm i myrjord. Avlingskurven er nær rettlinjert for myrjorda, men med utpreget kromet forløp for leirjorda. Her er det omtrent samme avling ved 30 som ved 60 cm grunnvasstand.

Hensikten med dette demmingsforsøket var spesielt å få holdepunkter for bedømmelse av skade på dyrket jord i forbindelse med vassdragsreguleringer. Hos oss er det også slik at i mange vassdrag med høgfjell i nedslagsfeltet, kommer største flommen litt ut på våren eller på forsommeren med påfølgende stigning av vassnivået i magasinene, både regulerte og uregulerte, men det høge vassnivået blir som regel mest langvarig i regulerte magasin. Tilsvarende stigning av grunnvasspeilet får en da i

jorda omkring. Svarende til dette reguleringsbilde ble demming i forsøket satt iverk fra først på juni. Før om våren stod grunnvasspeilet på rimeligere nivå, 60-65 cm, likeså senere på høsten og om vinteren. For planteveksten og bruken av jorda må dette betraktes som et gunstig trekk, som ellers gir forsøket dets spesielle karakter. For bruken av jorda er det en absolutt nødvendighet ved så radikal demming som med vassnivå 20 cm under jordoverflaten. Når demminga settes i verk om våren, er all jordarbeiding ferdig, havren har spirt under gunstige fuktforhold og skulle være i bra vekst. Dette gjelder i enda større grad engvekstene.

Forsøket over relasjonen mellom grunnvasstand og avling er utført med jord i naturlig lagring. Fuktforholdene var avvikende, nemlig relativt lågt stående grunnvatn fra våren av, men høyere senere i veksttida. Dette forklarer det krokete forløp av hævrekurven for leirjord, idet denne jordarten med f.eks. 30 cm grunnvasstand i april-mai neppe hadde vært brukbar (kjørbar) til åpen åker i det hele.

Fra Sverige.

Svenske forsøk og deres resultater vil i mange tilfelle være lettest å overføre på norske forhold.

Ved Svenska Mosskulturföreningens vegetasjonsgård i Jönköping ble grunnvasstandens betydning for engvekstene, kløver og timotei i blanding, undersøkt i årene 1912-16. Jordartene var vel formoldet grasmyr og lite formoldet kvitmosemyr. Her ble nyttet betongkar (0,8 x 0,8 x 1,2 m), og grunnvatnet ble holdt konstant på de nivå som skulle prøves.

Resultatene, uttrykt i relative tall, ser slik ut (Nyström & Osvald, 1918).

	Grunnvasstand i meter				
	0,2	0,4	0,6	0,8	1,1
Grasmyr	82,3	100,0	92,6	90,6	90,5
Kvitmosemyr	100,0	98,3	71,0	53,2	43,5

Engvekstene reagerte betydelig skarpere for forskjellig grunnvasstand i kvitmose enn i grasmyr. Forklaringen ligger i at røttene gikk bare 15-20 cm djupt i kvitmosemyr uansett grunnvasstand, mens de i grasmyr vokste ned til grunnvatnet i forskjellig nivå. På kvitmosemyr fikk en regelmessig største avling av kløver ved 0,4 m, og av gras ved 0,2 m grunnvasstand.

Variasjonen etter værforholdene viste seg særlig på grasmyr. Høgest stående grunnvatn ga største avling i tørre og varme år, omvendt i nedbørrike. Grunnvasstand 0,2 m syntes i normale år å virke mindre heldig på timotei, kløver derimot ga beste avling her, men gikk ellers fort ut i grasmyr.

Ved Experimentalfeltet ble i årene 1920-28 utført en i prinsippet likeartet forsøksserie med 4 jordarter, nemlig

1. Moldfattig, moldbl. sand, mer finkornet undergrunn.
2. 30 cm djup moldfattig leirjord, tettere undergrunn.
3. Djup moldrik leirjord, god kapillær ledningsevne.
4. Djup, sandblandet, godt formoldet grasmyr.

Resultatet ble følgende, i høyre del av tabellen er avlinga angitt i % av middelavkastningene for hele forsøksperioden.

Jord- art	Optimal grunnvasstand i cm		Grunnvasstand i cm					
	Bygg, havre, hvete poteter, raignas		Nepe	50	75	100	125	150
1	50 - 75		125	111,8	110,3	102	91,5	84,4
2	ca. 75		125	106,7	106,4	97,4	99,0	90,5
3	100 - 125		150	88,1	99,6	99,7	105,3	107,3
4	ca. 100		150	91,5	103,8	103,4	106,8	99,5

Det viste seg også her at værforholdene virket sterkt på resultatene. I tørre og varme år fikk en således som regel beste resultat med høgest stående grunnvatn.

De forskjellige vekster synte noe ulike krav, i en særstilling står rotvekster som nepe.

Når de forskjellige vekster går inn i omløpet, er det vanskelig å ta særlige omsyn til enkelte, men det tør være riktigst med en tørrlegging som gir best mulig gjennomsnittlig effekt. Høyre del av tabellen skal vise resultatene ut fra denne betraktning. For

sandjord og moldfattig leirjord ble det beste resultat med de minste grunnvasstandene, 0,5 og 0,75 m. For leirjorda forklarer en dette ved at den var meget tett i undergrunnen, ubekvem for røttene og med langsom kapillær vasstransport. Moldrik, djup leirjord var gunstigere i så måte. Det midlere utbytte på myrjorda (godartet grasmyr) var mer uavhengig av grunnvassnivået, unntatt det høyeste, 0,5 m, som ga mindre avling.

I årene 1939-46 ble et grunnvasstands-forsøk utført på Ultuna scm markforsøk, med jord i naturlig lagring. Jordarten var godartet grasmyr på undergrunnen av gytjeblandet leire. De prøvde grunnvasstander varierte fra 0,1 til 1,5 m med 0,2 m intervall. I de forskjellige ledd ble grunnvatnet holdt på konstant nivå hele vekstperioden.

Forsøksveksten var havre hele tida. Avlinga hadde tendens til å øke med synkende grunnvassnivå til ca. 0,7 m, men ytterligere senking ga ikke nevneverdig utslag.

I forbindelse med vassdragsregulering har svenskene resultater fra forsøk i åra 1949-58. (Grundförbättring nr. 2, 1959). Forsøksfeltet lå ved en regulert sjø, Tåsjön, i Västernorrlands len, på samme bredde som distriktet Steinkjer-Namsos i Norge (ca. 45°15'). Klimaet er utpreget kontinentalt. Den årlige middelnedbør på stedet de nevnte år var 539 mm, herav ca. 250 mm i mai, juni, juli og august. Vegetasjonsperioden kan regnes fra månedsskifte mai-juni. Jordarten er utpreget mojord, nærmest med mjelekarakter. Dens gjennomtrengelighet for vatn er karakterisert som temmelig god.

Forsøksrutene ble lagt i forskjellig høyde i forhold til sjøens vassnivå. På den måten har en fått inn ledd med forskjellig grunnvasstand, men vassnivået i sjøen har ikke vært konstant, verken gjennom veksttida eller hele året. Dette, likeså høydebeliggenhet, samt demmings- og senkingsgrense vil framgå av fig. 33.

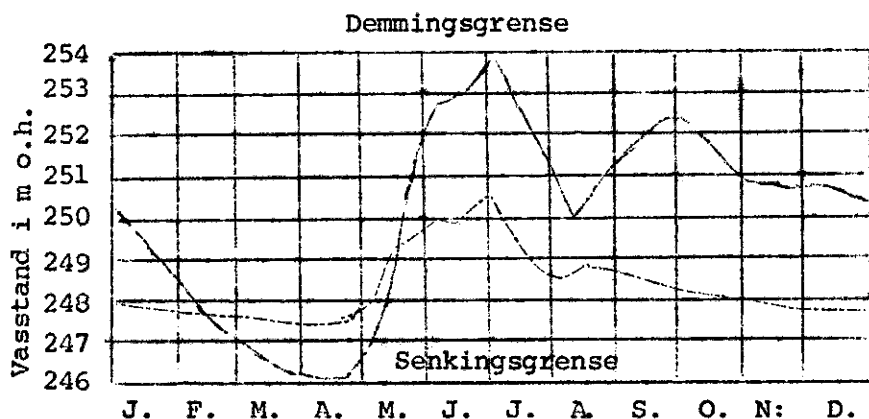
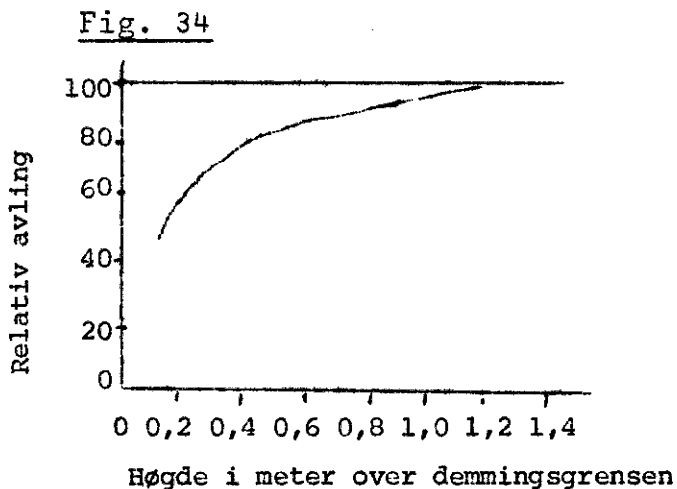


Fig. 33, viser vassstandene i regulert sjø i 1951, hel linje. Streket linje viser vassstandene som de var i uregulert sjø.

Når en skal nytte resultatene fra dette forsøket i andre tilfelle og på andre steder, er det nødvendig å ta hensyn bl.a. til årstida for største eller mest langvarige demming, eventuelt senking. Demming kan gi forsumpningsskade, senking tørkeskade. Av fig. 33 vil en f.eks. se at den vesentligste demming kommer i tida juni-oktober, dvs. i veksttida, med et vassnivå som ligger 2-3 m høgere enn før. Hvordan dette virker på brukbarheten av jorda, vil bero på bl.a. den geografiske beliggenhet, jordarten, nedbøren i veksttida, samt ikke minst på jordbrukets utforming (driftsretning). Senkinga i januar-april er sannsynligvis å betrakte som et gunstig trekk. Det ville ellers være fare for at høgtstående grunnvatn i jordart som på forsøksstedet, kunne bevirke mer is i telesjiktet, særlig i kalde vintrær, og dermed større telehiving enn før. Dette kan være av stor betydning for jordbruket direkte, men også ellers, nemlig ved ødeleggelse av fundamenter for hus, f.eks. for provisoriske eller permanente sagbruk, hvor eventuelle skjevheter ikke kan tolereres. Dessuten kan en få økt telehiving i veger.

Forsøksvekst på feltet ved Tåsjøen var i hovedsaken engvekster. For de siste 5 år i forsøksperioden (1954-58) viser fig. 34 relasjonen mellom avkastning (rel.tall) og terrengets høyde over demmingsgrensen.



Kurven i fig. 34 er ikke å betrakte som noen generell avlingskurve, men gir bildet av relasjonen terrenghøgde - avling av flerårig eng under betingelsene på forsøksstedet. Det er rimelig å vente at en avlingsdepresjon når det gjelder flerårig eng, ikke kommer første året med høgtstående grunnvatn. Dette viste seg også i forsøket ved Tåsjön. Høyavlinga på de lågere liggende delene avtok successivt med tida, sterkere og raskere jo lågere terrenget var. Dels dreier det seg om en endring av plantebestanden, idet f.eks. simplere grasarter (og halvgras) kommer inn i stedet for de tidligere og mer verdifulle (timotei, rapp). Avlingsnedgangen kan ellers skyldes skader på grunn av tråkk under beting, eller det er overvintringsskader, f.eks. i form av isbrann.

Norske forsøk.

Resultater fra norske grunnvasstands-forsøk foreligger ikke, men slike forsøk ble startet 1957 i forbindelse med vassdragsregulering, i Fortun, Sogn og i Åsskard, Nordmøre. I 1963 ble liknende forsøk anlagt i Lærdal, Sogn og i Flatdal, Telemark.

På samtlige steder dreier det seg om slik regulering at vassføringa i vassdraget blir mindre enn før, og av den grunn får en også senket grunnvatn. I forsøkene har en altså ikke hånd om justering av grunnvasstanden, men den må bli slik som regulering og nedbør det enkelte år betinger. En tar sikte på å få fram sumvirkningen av reguleringa som grunnlag for bedømmelse av eventuell erstatning. Slike forsøk må derfor bli langvarige. Sammenlikningsgrunnlaget må skaffes ved forsøk på stedet 4-5 år før noen regulering blir utført, og så må forsøket gå minst like lang tid etter at regulering er satt i verk. I det tid-

ligere nevnte svenske forsøk ved Tåsjön ble forsøksrutene lagt i forskjellig høgde over regulert demmingsgrensen, som der forløper horisontalt. De norske forsøksfeltene ligger ved siden av elv, slik at noe horisontalt referanseplan var det ikke bekvemt å nytte ved plassering av forsøksrutene. Heller ikke er det slike nivåforskjeller på terrenget innen feltene at en systematisk har kunnet ta sikte på etasjevis plassering av forsøksrutene, som derfor er blitt spredd så jevnt som mulig over det aktuelle areal. Av praktiske grunner (bruk av arealet ellers) er høsterutene lagt i rekker, enten parallelt eller normalt elvefaret. Dette opplegg betinger derfor at en skaffer seg sammenlikningsgrunnlag før eventuell regulering blir gjort.

De forsøk og resultater som er nevnt i det foregående, gjelder i hovedsaken grunnvasstanden i veksttida, dvs. i sommertid med stor stoffproduksjon. Mange vassdragsreguleringer blir imidlertid slik utført at også vintervassnivået i vassdrag og jord blir endret, enten senket eller hevet. Under våre forhold er det størst sannsynlighet for at eventuell jordskade vil komme fra hevet vassnivå i resipienten, dvs. minsket grunnvasstand. Forsøksmateriale om betydningen av høgtstående grunnvatn om vinteren er meget sparsomt. Tyskeren Freckmann (1926) har utført et 2-årig karforsøk hvor grunnvasstanden også utenom veksttida ble regulert. Jordarten var leirblandet sandjord, eller nærmest mojord. Forsøksavlinga var høy av kløver og grasarter. Følgende sammenstilling viser resultatet fra 3 vasstandsalternativ:

Grunnvasstand i cm		Relativavling	
Vinter	Sommer	De enkelte ledd	Middel
40	40	97,5	
A 70	70	67,0	90
100	100	61,5	
Intet grunn-		100	
B vatn i	70	78,5	100
karet	100	73,5	
40	Intet grunn-	47,5	
C 70	vatn i karet	44,5	52
100		39,0	

Forsøket er utført under andre klimatiske vilkår enn hva vi har de fleste steder. Avlingsdepresjonen i C er sannsynligvis en tørkeskade, og sammenlikner en A og B, så viser middel-tallene ca. 10% avlingsnedgang for høgtstående grunnvatn om vinteren, hvilket ikke er stort mer enn en tendens å tale om. De enkelte ledd har ellers reagert mest som på sandjord med liten kapillær kapasitet, i tørt klima.

Konklusjon:

Det framgår av de nevnte forsøksresultater at bildet av relasjonen mellom grunnvasstand og avlingens størrelse ikke er så entydig at en på et bestemt sted kan gi opp en optimal grunnvasstand ved en viss benyttelse av jorda. Imidlertid vil en av resultatene kunne se at de forskjellige kulturvekster ikke stiller samme krav til grunnvatnets nivå, men dette beror dels på jordarten, dels på klimaet.

a. Av jordbruksvekstene er det rotvekstene som reagerer mest for høgtstående grunnvatn. De fleste hagevekster kan reknes til samme kategori. Av rotvekster krever betene sterkest tørrlegging, hvilket står i forbindelse med rotsystemets kraftige utvikling. Fordi rotvekstene som regel bør såes tidlig og fordi røttene utvikles på et tidlig stadium, må grunnvatnet alt fra våren av senkes på et tilfredsstillende nivå.

Høstkornartene krever bedre tørrlegging enn vårkorn, spesielt høsthvete, idet den som regel dyrkes på tyngre jord enn høst-rug. Men det gjelder ved all dyrking av høstkorn at en såvidt mulig må gardere seg mot overflatevatnet.

Av vårkornartene er det havre som best tåler høgt grunnvatn. På lett myr kan det ellers bli tørkeskade i vekstperioder med lite nedbør. Havrens relativt små krav er tidligere blitt utnyttet også i leirjordsstrøk (havreskifter). Men for all fastmarksjord vil det i dag, sjøl ved ensidig korndyrking, bli tale om noe planteveksling. Derfor blir det neppe aktuelt noe sted å basere tørrleggingsgraden på hva de mest beskjedne åkervekster kan tolerere.

Et annet viktig forhold som drar i samme retning, men som

sjelden er tatt i betraktning i eldre forsøk, er relasjonen mellom grunnvasstand, eller tørrleggingsarbeid, og jordas bæreevne. Dette problem kan best studeres i markforsøk. Tendensen i dag synes å gå i retning av at maskinbruken krever like sterk tørrlegging som de mest kravfulle i jordbruksvekstene.

Alle jordbrukere kjenner til at engvekstene er de minst kravfulle når det gjelder senking av grunnvatnet. Der hvor det er eller skal bli permanent eng, skulle det følgelig være mulighet for noe svakere tørrlegging enn for jord som skal nyttes til åpen åker. Her skal en imidlertid være merksam på at svak tørrlegging, hvilket vil si relativt stor grøfteavstand, også har lett for å gi ujevn tørrlegging. Dette er en betydelig ulempe for intensiv utnyttelse av permanent eng, slik en finner driftsformen i enkelte setertrakter, hvor jorda dyrkes og nyttes som tilskottsjord. I mange tilfelle kan en ikke se bort fra maskinbruken, når det f.eks. gjelder utstrøing av kunstgjødsel, slått, raking og heimkjøring av avlinga. Avlingens kvalitet vil også bli påvirket. Kløverren går ut etter ett år, timoteien etter 4-5 år, og simplere grasarter som hvein og sølvbunke kommer inn. Dette vegetasjonsskifte vil påskyndes av isbrannskader, som er en vanlig plage i dårlig grøftet, permanent eng. Resultatet etter 5-6 år blir ujevn bestand med tuedannelse og mye ugras, samt også hullet og ujevn overflate. Derfor er det ikke i alle tilfelle opplagt at permanent eng bør grøftes nevneverdig svakere enn f.eks. jord i eng-kornbruk.

Beitevekstene stiller også relativt små krav til tørrlegging, men rasjonell bruk og utnyttelse av beitet krever mest like sterk grøfting som for jord i vanlig omløp.

b. Jordarten. I jordart med djup matjord og godartet undergrunn vil røttene kunne vokse djupt. De brer seg i et relativt stort jordvolum og kan oppsøke vatnet der det fins, også om grunnvatnet er temmelig djupt. Forsøkene viser da at i slike tilfelle er plantene ikke så avhengig av grunnvatnets nivå. En kan vanskeligere tale om noe optimalt nivå. Som regel vil det dog være meget uheldig om grunnvatnet i lengre tid står helt opp i matjordlaget. Når undergrunnen er av slik beskaffenhet

at røttene ikke vokser nevneverdig ned i den, blir den kapillære ledningskapasitet avgjørende. Er denne da sterkt begrenset, og plantenes vassforsyning ovenfra er utilstrekkelig, blir grunnvatnets nivå en aktuell sak.

I finkornet mineraljord, leirjord, er undergrunnen vanlig tett og den kapillære ledningshastighet beskjeden. Forsøkene viser bra resultater ved moderat senking av grunnvatnet (inntil 3/4 m), hvilket kunne få konsekvenser både for grøftedjup og -avstand. Begge deler må imidlertid innrettes slik at jorda blir tilstrekkelig tørrlagt for den bruk en skal gjøre av den. Moldrik leirjord med relativt lett gjennomtrengelig undergrunn er mer indifferent, hva plantenes reaksjon på grunnvatnets nivå angår. Det er tendens til at noe djupere grunnvassnivå enn for simplere leirjord, er gunstigst.

For grovkornet mineraljord, sandjord, viser forsøkene at ganske høgtstående grunnvatn er gunstig. Men i mange tilfelle har en lite herredømme over grunnvasstanden i slik jord, hvor systematisk grøfting er mer en sjeldenhet. Oppdemming av vatnet i eventuell avløpskanal kan være en mulighet i flatt lende.

I godt formoldet grasmyr, men uten utpreget brenntorvkarakter i grøftingssjiktet, 1,0-1,3 m djupt, ser det ut til at en kan forutsette liten reaksjon på grunnvatnets nivå fra vegetasjonen. Slik myr som skal dyrkes og nyttes i jordbruket, må alltid grøftes, ikke minst av hensyn til bruk av maskiner. Av foran nevnte kan en da slutte at en ikke så snart skulle risikere å grøfte for sterkt.

For lite omsatt kvitmosemyr kan en ikke si det samme. Djup senking av grunnvatnet viser seg avgjort uheldig. Her kan en snart risikere å grøfte for sterkt, dvs. at en i tørre vekstperioder kan få tørkeskade. Årsaken er særlig at planterøttene ikke vokser djupere enn gjødsel og kalk er blandet inn, 15-20 cm. Hertil kommer at den kapillære ledningsevne er for dårlig i slik løs myr. Dette er bildet når en bare tenker på plantenes reaksjon på ulik grunnvasstand. En annen sak blir det når den mer tekniske side av dyrking og bruk kommer inn.

Lite omsatt mosemyr som skal dyrkes, må alltid grøftes. Den er i det hele ikke dyrkbar ellers. Bruk av åpne og grunne grøfter i systematisk grøfting blir det neppe tale om uten som rent foreløpig grøfting. Gjenlegging av 60-70 cm djupe grøfter i mosemyr er upraktisk på grunn av at slik myr i løpet av 4-5 år kan synke 30-40 cm. Derfor blir det i praksis ikke tale om bruk av særlig grunne grøfter for gjenlegging. En viss senking av grunnvatnet er nødvendig av hensyn til myras bæreevne, som likevel kan bli dårlig nok. Den praktiske løsning av spørsmålet grøfteintensitet på mosemyr er derfor et kompromiss: en bruker grøftedjup som tekniske og praktiske hensyn tilsier, men en søker å bremse på grunnvatnets senking ved hjelp av grøfteavstanden, som hittil har vært relativt stor i lett myr (15 - 20 m).

c. Klimaet. Her gjelder det særlig nedbørklimaet, men temperaturforholdene kommer også inn. Tenker vi f.eks. på den potensielle evapotranspirasjon og de hittil beregnede størrelser av den i Norge, så er det årlig ca. 100 mm forskjell, om vi sammenlikner Mjøstraktene og Steinkjer-distriktet. Det er en selvfølge at plantene blir mindre avhengig av grunnvatnet, om nedbøren er stor nok og hensiktsmessig fordelt i veksttida. Forsøkene viser at i kalde og regnrige somrer er det gunstigst om grunnvatnet under ellers like forhold står noe djupere enn i tørre og varme år.

Hos oss rekker en vanlig med grunnvassstanden 50 - 100 cm i jordbruket, avhengig av jordart og bruksmåte. I hagebruket, særlig ved fruktdyrking, reknes gjerne noe mer, 100-150 cm.

18. Hydrologiske forhold i større vassdrag og nedslagsfelter i Norge.

Undersøkelser over disse forhold her i landet ser ut til å ha begynt i 1820-åra, som vasstandsobservasjoner i enkelte større vassdrag over den østlige og sørlige del av landet. I tida 1845-1865 ble det opprettet mange vasstandsmerker, men mer planmessig og omfattende arbeid kom først i gang i tida 1890-95 i forbindelse med spørsmålet om vasskraftens utnyttelse.

De hydrologiske undersøkelser i større vassdrag ble tidligere og blir også i dag i hovedsaken utført av Vassdragsvesenets hydrologiske avdeling.

Arbeidet i vassdraget begynner med at en finner et hensiktsmessig sted for plassering av et vasstandsmerke. Dette kan f.eks. være en 2 m lang trestang med inndeling i cm, dm og meter, omtrent som en nivellerstang. Stanga, som vanlig stiller vertikalt, kan settes i sjø eller elv, i sistnevnte tilfelle helst i et permanent tverrprofil, f.eks. bruåpning, hvor fall- et nedenfor er så bra at en ikke så lett risikerer temporær demming og derav falske vasstander i observasjonsprofilen. Vasstandene leses av manuelt en gang om dagen eller registreres ved hjelp av sjøskrivende instrument, s.k. limnigraf.

Vasstandene alene har relativt liten interesse dersom en ikke kjenner vassføringa som elva har ved de forskjellige vasstander. Et meget viktig, tilhørende arbeid er derfor direkte måling av vassføring, og her trengs det så mange målinger over variasjonsområdet for vasstandene at en kan konstruere det grafiske bildet av relasjonen mellom vasstand og vassføring): vassføringskurven. Dette gjelder særlig når vasstandene observeres i vilkårlig tverrprofil. En annen metode er å nytte måledam, hvor vasstandene observeres i geometrisk bestemt åpning, f.eks. som trekant eller rektangel. På grunnlag av modellforsøk er det stilt opp formler for beregning av vassføring gjennom slike åpninger (se hydromekanikk).

Foruten vasstanden h , er det en empirisk koeffisient i formelen, avløpskoeffisient, som varierer med bl.a. djup - og breddeforhold ved måledammen. Derfor trengs det også i dette til-

felle en del direkte målinger, slik at en får justert koeffisientens tallverdi ved ulik vassføring. Vassføringskurven kan f.eks. se ut som i fig. 35.

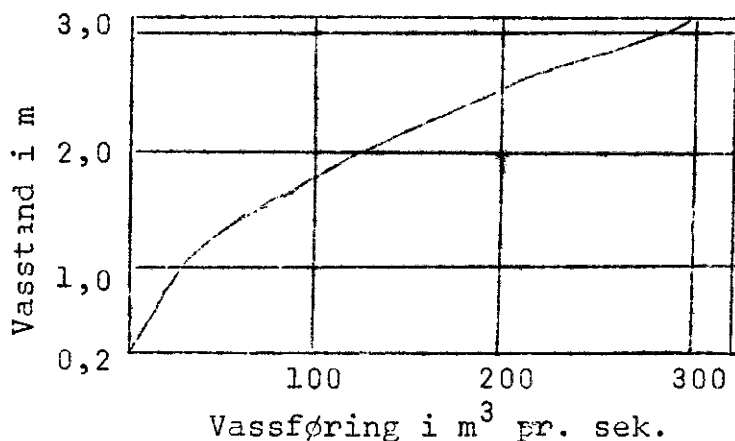


Fig. 35.
Vassføringskurve for vassmerke: Tunhovd, Numedalslågen.

Under beregningsarbeidet er det raskere å nytte vassførings-
tabell, som kan settes opp på grunnlag av vassføringskurven,
f.eks. som følgende tabell:

Vassdrag: Otra		Vassføring i m ³ pr. sek.								
Vst. i m	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1,0	6,00	6,19	6,38	6,57	6,76	6,95	7,14	7,33	7,52	7,71
1,1	7,90	8,20	8,50	8,79	9,09	9,39	9,69	9,99	10,30	10,60
1,2	10,90	11,30	11,70	12,00	12,40	12,80	13,20	13,80	14,00	14,40

osv.

Når vassføringskurver av type som fig. 35 framstilles på dobbelt logaritmisk papir, vil det bli en rett eller tilnærmet rett linje.

Under forutsetning av at bestemmende tverrprofil for vasstandene er av permanent karakter, vil vassføringskurven bli konstant, slik at bestemmelsen av den er et engangsarbeid ved observasjonsstedet. Om vassføringene er målt og kurven bestemt f.eks. for 30 år siden, skulle den stadig være gyldig i dag. Men om bruåpningen der vassmerket står, blir ombygd f.eks. med nye brukar og nye pilarer med annen form og dimensjon, trengs det nye vassføringsmålinger.

Under våre forhold er det ofte vanskeligheter med vassføringskurvenes gyldighet om vinteren på grunn av den innsnevring og oppdemming som snø og is bevirker. I et land som Danmark har

en samme problem om sommeren, men da på grunn av lite fall og demning som vegetasjonen i vassdraget bevirker.

Når f.eks. kraftverk med damanlegg skal prosjekteres, vil det alltid bli spørsmål om flerårige, hydrologiske undersøkelser i vassdraget. Grunnlaget for det hydrologiske materiale er vasstandsobservasjoner og vassføringsmålinger, men førstnevnte er det utpreget langvarige ledd.

Beregningene som utføres på grunnlag av observasjoner for en årrekke, er dels av generell, dels av mer spesiell karakter (eks. reguleringskurver). Med utgangspunkt i publikasjonen "Hydrologiske undersøkelser i Norge," Oslo 1958, som er utdrag av det hydrologiske materiale der for perioden 1/9 1900 - 1/9 1950, skal følgende beregninger nevnes:

- a) Karakteristiske måneds- og årsavløp i liter pr. sek. pr. km² for perioden 1/1 1921 - 31/12 1950, eksempelvis for Glomma, Kvikna og Norddalselva.

	Glomma ved Elverum (Ø)			Kvikna (S)			Norddalselva (Su)		
	Midlere	Største	Minste	Midlere	Største	Minste	Midlere	Største	Minste
Jan.	4,0	6,9	1,9	36,2	89,4	11,5	84,5	322,3	19,9
Febr.	3,3	5,2	1,8	29,2	68,8	5,6	73,4	248,4	10,4
Mars	3,1	5,6	1,8	28,2	100,3	5,4	70,8	357,4	11,7
April	10,1	23,9	2,0	47,8	93,0	11,3	87,1	230,8	14,9
Mai	49,3	80,6	26,4	114,2	172,4	74,4	184,4	393,2	73,2
Juni	37,2	99,0	7,8	106,6	169,0	54,0	266,0	424,6	153,1
Juli	20,6	49,0	8,3	55,3	124,2	17,6	220,8	508,6	99,8
Aug.	18,4	42,5	4,9	51,4	114,5	7,9	184,4	364,2	31,9
Sept.	17,3	33,5	3,9	66,1	129,7	17,1	222,1	770,5	68,7
Okt.	14,6	29,6	4,9	79,8	182,0	6,9	221,5	747,0	58,4
Novb.	9,1	19,0	2,8	64,0	143,0	23,3	146,3	454,0	49,9
Des.	5,7	11,5	2,0	46,9	126,6	13,4	116,3	351,7	25,7
Året	16,1	24,0	10,2	60,7	81,2	37,8	156,9	305,3	97,2

Disse 3 vassdragene ligger på Østlandet (Ø), Sørlandet (S) og i Sunnfjord (Su). Størrelsen av nedslagsfeltene i km² er henholdsvis: 15356, 1117 og 96. En vil se at det er stor forskjell i avrenningene fra disse feltene.

b. Karakteristiske vassføringer i forskjellige vassdrag,
eksempelvis Glomma ved Elverum (15356 km²) .

	Mill.m ³	m ³ /sek.	l/sek. pr. km ²	mm	% av normal
Gjennomsnittlig avløp	7554	239	15,6	493	99
Største årlige avløp	10970	348	22,7	715	144
Minste årlige avløp	5346	170	11,0	348	70
Største vassføring		2978	194,0		1230(8.5.34)
Alminnelig lågvassføring		41	2,7		17)
Gj.sn. minste vassføring		43	2,8		17,8) (1900-
Absolutt minste vassføring		30	2,0		12,4) 1917)
Gj.sn. 1911 - 1950	7614	242	15,7	496	-

Det nevnte hydrologiske materiale, som i hovedsaken gjelder større nedslagsfelter med elver som vassdrag, viser meget stor variasjon i landets avrenningsforhold. Norge strekker seg over ikke mindre enn 13 breddegrader og består delvis av utstrakte høgfjells-partier. Nedbørforholdene blir derfor høgt forskjellige. Forskjellen mellom nedbørmengde og avløpsmengde er forholdsvis størst i vegetasjonsrike distrikter. For et relativt ensartet østlandsfelt, som f.eks. Tista-vassdraget, har avrenningen pr. år i middel for perioden 1913-1950 vært 485 mm. Middelnedbøren for samme distrikt ligger i nærheten av 750 mm, dvs. avrenningen har vært ca. 65% av nedbøren. I høgstliggende strøk og spesielt over den klimatiske tregrense er forskjellen mindre. For mange vassdrag hvor en relativt stor del av nedslagsfeltet er høgfjell, viser det hydrologiske materiale at avrenningene, uttrykk i mm, er større enn nedbøren som er målt ved de meteorologiske stasjoner. Dette har gitt opphav til såkalte "hydrologiske paradoks," at avløpet i Norge for det meste er større enn den målte nedbør. En vesentlig årsak til nevnte forhold synes å ligge i at de utførte nedbørmålinger (de eksisterende stasjoner) ikke er representative for hele nedslagsfeltet. Det er overalt vanskeligheter med å få gode nedbørmålinger i høgfjellet.

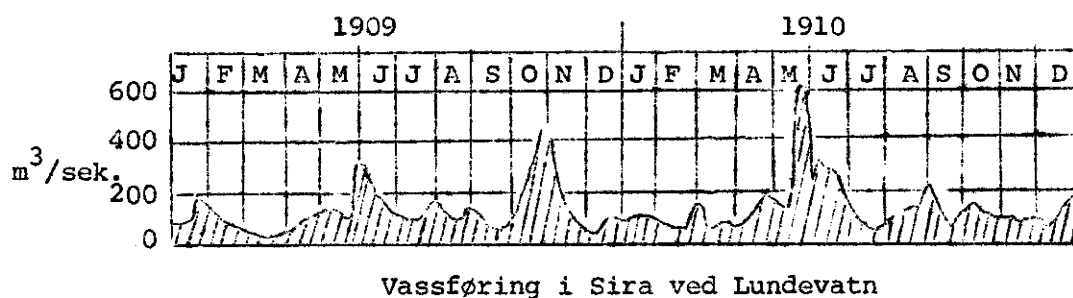
En annen årsak kan ligge i at vassdraget har tilløp fra is - og snøbreer, dvs. avrenning fra tidligere års nedbør.

2. Vestlandet som omfatter vassdragene fra Otra til Stadt. Avløpene har vært følgende:

I gjennomsnitt ca. 67 l/sek. pr. km², eller ca. 2100 mm
Et minimum på ca. 32 l/sek. pr. km² i Lærdalselva (1000 mm).
Et maksimum på ca. 160 l/sek. pr. km² i Norddalselva og i Blåelva (5000 mm).

Det gjennomsnittlige avløp er stort og de lokale variasjoner i gjennomsnittsavløpet innen dette distrikt er betydelig større enn for Østlandet. I de høgere liggende nedslagsfelter viser de fleste vassdrag en utpreget lågvassperiode om vinteren, samt typisk stor vårflom. Ellers er lågvassperiodene oftest kortere enn på Østlandet. I enkelte kystvassdrag kan de være like utpreget om sommeren som om vinteren. Fig. 37 viser avrenningsbilde fra Sira.

Fig. 37



3. Møre og Trøndelag omfatter vassdragene i disse fylker. I de større vassdrag er vinterens lågvassperiode mest utpreget. Det opptrer regelmessig vårflom som kan være meget stor. Hyppige, men kortvarige høst- og vinterflommer kan bli betydelig større enn vårflommen. Vassdragene i dette distrikt kan i det hele karakteriseres som urolige.

Gjennomsnittsavløpet er ca. 43 l/sek. pr. km² (1350 mm)
Et minimum (Driva) på ca. 17 l/sek. pr. km² (550 mm)
Et maksimum (Tyssa) på ca. 100 l/sek. pr. km² (3150 mm).

4. Nordland omfatter vassdragene i samme fylke.

Gjennomsnittsavløp ca. 60 l/sek. pr. km² (1900 mm)
Et minimum (Vefsna) på ca. 21 l/sek. pr. km² (660 mm)
Et maksimum (Leirelven) på ca. 120 l/sek. pr. km² (3800 mm).

Gjennomsnittsavløpet er stort. Vinterens lågvassperiode er den mest utpregede. Vårflommen er den største og mest årvisse flom, men i enkelte vassdrag kan det komme skarpe vinterflommer.

5. Troms og Finnmark omfatter vassdragene i disse fylker.

Gjennomsnittsavløp ca. 28 l/sek.pr. km² (900 mm)

Et minimum (innlandselv) på ca. 10 l/sek.pr.km² (300 mm).

Et maksimum (kystvassdrag) på ca. 78 l/sek.pr. km² (2450 mm).

Gjennomsnittsavløpet er altså lite. Det opptrer utpreget lågvassperiode om vinteren og årvisse vårflom.

For hele landet er gjennomsnittsavløpet bereknet til ca. 40 l/sek. pr. km², eller ca. 1250 mm. De nevnte eksempler på minimum og maksimum avløp er gjennomsnittstall for et enkelt vassdrag i vedkommende distrikt.

De enkelte års avløp varierer vanlig mellom 70 og 130% av det normale, men kan i ekstreme år gå ned i ca. 35% og nå opp i ca. 200%. De observerte grenseverdier for årsavløpet i landet er ca. 5 l/sek. pr. km² og 280 l/sek. pr. km², svarende til henholdsvis ca. 160 og over 9000 mm nedbørhøgde. Nevnte maksimum er observert i Norddalselva og antas å skrive seg fra bresmelting (Ålfotbreen).

19. Det hydrologiske materiale og dimensjoneringsgrunnlaget ved elvereguleringer og større senkingsprosjekter.

Ved reguleringsarbeider som gjelder selve elvefaret i et vassdrag, elveregulering, kan det bli tale om delvis å grave nytt løp, og dette må da gis hensiktsmessig form (tverrprofil) og dimensjon. Foruten fallet, er vassføringa bestemmende for den nødvendige dimensjon. Dersom en da har anslagsvis minst 6-8 års vasstandsobservasjoner i vassdraget og vassføringskurven er bestemt, så skulle det hydrologiske grunnlaget være tilstede. Her kan en da tale om direkte bestemmelse av vassføringa. Men det blir likevel spørsmål om hvilken vassføring som skal være bestemmende for dimensjonen. Av de tidligere refererte standardberegninger over avrenninger pr. km² vil en ikke finne noen tall

som er umiddelbart brukbare. Gjennomsnittlig avrenning for året vil i alle tilfelle gi underdimensjonert løp. Å rekne med maksimale avrenninger vil si å dimensjonere etter ekstreme flommer. Dette vil i de fleste tilfelle bli så kostbart at en må vurdere saken nærmere. Det blir tale om en viss analyse av grunnmaterialet, slik at en kan vite litt om frekvensen og varighet av de forskjellige flomstørrelser (nærmere om dette under avrenninger fra mindre nedslagsfelter). Det er lite sannsynlig at en har råd til å dimensjonere hele løpet etter en flomtopp som er relativt kortvarig og som ikke kommer oftere enn f.eks. en gang hvert 10. år. Men på enkelte strekninger kan det være aktuelt, f.eks. ved eller i tettbebyggelser, hvor sjøl en liten og sjelden oversvømmelse kan gjøre relativt stor skade. Det samme gjelder ved dimensjonering av bruåpninger og stikkrenner. Ellers blir det tale om å fiksere en såkalt normal flomvassføring som kan ligge betydelig under de ekstreme flomtopper. En viss sikkerhetsmargin må en derfor ha, og f.eks. for kanaler får en denne ved å forlange at det ved normal flomvassføring skal være igjen 30-50 cm høgde før løpet er fullt. Det vil være mulighet for noe variasjon her, bl.a. etter fallet.

Det er imidlertid mer sjelden at en ved prosjektering av nye elveløp, elveforbygginger og kanaler kan bygge på direkte observasjoner i det aktuelle nedslagsfeltet, direkte vassføringsmålinger i det gamle faret. Da blir det tale om indirekte bestemmelse av vassføring, og dette blir løsningen ved all kanalisering hvor det på forhånd ikke fins noe løp, f.eks. ved tørrlegging og dyrking av store myrstrekninger. For det første må en da ha greie på størrelsen av nedslagsfeltet som sogner til den kanal- eller elvestrekning som skal dimensjoneres. Der-
2 nest må en ta standpunkt til størrelsen av avrenningskoeffisienten, også kalt spesifikk avrenning, uttrykt i liter/sek. pr. km², for mindre områder som oftest: liter/sek. pr. hektar. Om det fins observasjoner og bearbeidd hydrologisk materiale fra et nedslagsfelt i nabadistriktet, kan en ta utgangspunkt i dette idet en for det feltet får tak i avrenningen for normal flomvassføring. Om feltene er så like at avrenningskoeffisienten er direkte overførbare, blir vassføringa lik produktet av nedslagsfeltets areal og avrenningskoeffisienten. Men vanskelig-
heten ligger som regel i at en slik avrenningskoeffisient ikke

kan overføres direkte. En får da å vurdere de forhold som kan betinge avvik, og en må ta standpunkt til deres kvantitative virkning. En har nemlig bruk for en tallverdi.

20. Naturlig regulering eller sjølregulering.

Undersøkelser over avrenning fra både store og små nedslagsfelt-er viser at den, uttrykt som liter/sek. pr. flateenhet, kan variere betydelig fra felt til felt innen et distrikt med relativt ensartede nedbørforhold. Dette får konsekvenser for vassføringene. I et vassdrag kan en viss nedbørmengde bevirke temmelig skarp flom som raskt kulminerer, mens en i et annet vassdrag bare merker en moderat økning av vassføringa som holder seg oppe i noe lengre tid. Dette vil si at det i sistnevnte felt fins forhold som regulerer avrenningene mer enn i det første. En taler om vassdrag med god naturlig regulering, eller det motsatte: urolige vassdrag.

Den naturlige regulering beror på mange faktorer som kan sammenfattes under begrepet: nedslagsfeltets morfologi. Dette begrep

Topografi { omfatter først og fremst feltets størrelse, form og helling, topografi, men også faktorer som forekomst av sjøer, tjern, myr, skog og annen vegetasjon, samt fjellgrunn og løse avleiringer, deres beskaffenhet.

Den minste forskjell mellom største og minste vassføring har en i de elver hvor det er relativt store vatn (sjøer) i nedslagsfeltet, eller direkte innskutt i hovedvassdraget, som f.eks. Mjøsa og Øyeren. Sjøene stiger under flom og magasinerer en del av nedbøren foreløpig. Her ser en bort fra tilfelle med kunstig regulering.

Mjøsa, som har et flateinnhold på ca. $362,4 \text{ km}^2$, vil således kunne magasinere $36,24 \text{ mill. m}^3$ pr. dm øking i vasstanden. Under flommen i 1897 var tilløpet fra Gudbrandsdalen ca. $2200 \text{ m}^3/\text{sek}$. mens det maksimale avløpet bare var ca. $1250 \text{ m}^3/\text{sek}$. Forskjellen mellom tilløp og avløp var dog betydelig større, idet Mjøsa har mange andre tilløp på strekningen Lillehammer-Minnesund.

Gaula i Sør-Trøndelag har få og små naturlige reguleringsbasseng. Flommen i august 1940 var ca. $2150 \text{ m}^3/\text{sek}$., mens absolutt minste vassføring har vært ca. $2,2 \text{ m}^3/\text{sek}$. Normal vassføring i Gaula

er satt til ca. $76 \text{ m}^3/\text{sek}$.

21. Faktorer av betydning for avrenningens størrelse.

Metoden med indirekte bestemmelse av vassføring spiller en stor rolle i den kulturtekniske vassbyggings praksis. En må rekne med at slik vil det alltid bli hos oss. Direkte målinger er og blir mer et unntak. Sjøl om en utfører målinger av flommer et enkelt år, så blir det likevel spørsmål om hvor representative de målte flommer er, sett på lang sikt. Denne vanskelighet kan minskes ved å utføre målinger i flere og helst ulike år, hva nedbør angår. Men for vanlige jordbruksavløp kan en neppe i overskuelig framtid rekne med så grundig forberedelse av prosjektene. Det vil bli å fikserne nedslagsfeltets avrenningskoeffisient, og så rekne vassføringa proporsjonal med feltets størrelse.

I de fleste prosjekter som planlegges av landbruksfunksjonærer, dreier det seg om mindre nedslagsfelter. Ved rørlegging av åpen grøft eller bekk, vil den økonomiske grense således i mange tilfelle ligge omkring 1000 dekar nedslagsfelt. Ved kanalisering, når det nyttes åpne kanaler, kan det bli betydelig større felt-er.

Når det gjelder avrenningene fra store kontra små nedslagsfelter så er det mange ulikheter. Avrenningskoeffisienter som er bereknet for et stort felt, kan neppe i noe tilfelle overføres direkte til bruk ved dimensjonering av f.eks. rørledning i avløp fra et lite felt. Imidlertid trenger en noe grunnlag for å kunne bestemme avrenningskoeffisienten, og dette må da bli avrenningsundersøkelser i små nedslagsfelter.

Slike undersøkelser ble startet ved Institutt for kulturteknikk, NLH, i 1952. Hovedformålet er å skaffe det hydrologiske dimensjoneringsgrunnlaget for åpne kanaler og rørledninger i avløpsgrøfter. Undersøkelser pågår nå (1965) i 35 nedslagsfelter hvor feltstørrelsen varierer mellom 40 og 25000 dekar. 26 av disse feltene ligger i østlandsfylkene, 5 nordenfor Dovre og 4 på Jæren. Sjøl om antallet kan bli utvidet og bedre spredt over landet, så vil det alltid bli behov for å overføre resultatene til praktisk bruk i felter hvor det på forhånd ikke eksisterer

noe som helst av hydrologisk grunnlag. Dette vil kunne gjøres ved hjelp av skjønnsmessig bedømmelse av de faktorer som naturlig regulerer avrenningene.

Vassføringene i en elv, bekk eller kanal vil skrive seg fra både overflatevatnets og grunnvatnets avrenning. Hva som er det ene eller det andre, kan tilnærmet bestemmes ved en nærmere analyse av det hydrologiske observasjonsmaterialet for et felt, men dette spiller mindre rolle for det praktiske dimensjoneringsarbeid. Stort sett vil det være slik at overflatevatnets avrenning preger de middels store vassføringer og alle flommer, mens derimot lågvassføringa (se f.eks. fig. 36) i det vesentlige representerer grunnvatnets avrenning. I denne perioden blir det da hovedsakelig bare grunnvatn, ellers begge deler.

Ved eventuell justering av avrenningskoeffisienter trenger en noe mer detaljert kjennskap til de regulerende faktorer. Det vil særlig dreie seg om hvordan de virker på flomavrenningene. I det enkelte berekningstilfelle får en og ta standpunkt til størrelsen av den avrenning som gir normal flomvassføring. I de fleste kanaler og mindre avløp er det også en annen dimensjonsbestemmende vassføring, nemlig normal sommervassføring. Men denne virker langt svakere enn normal flomvassføring og bereknes vanlig ved å settes lik 1/10 av sistnevnte.

Forhold som har innflytelse på avrenninger og vassføringer.

1. Nedbøren og temperaturforholdene.

Med utgangspunkt i den årlige middelnedbør kan en med sikkerhet bare si at de samlede avrenninger øker i den utstrekning nedbøren overstiger evapotranspirasjonen. For mindre felter viser avrenningsundersøkelsene iallfall foreløpig ingen markant forskjell på flomtopper og varighet, om vi f.eks. sammenlikner Østlandet og Jæren, men dette spenner dog ikke over større nedbørvariasjon enn 500 - 1500 mm.

For flommene er nedbørintensitet og mengde i de enkelte nedbørperioder av større betydning. Sterk, men konsentrert nedbør gir mest under alle forhold større overflateavrenning enn svakere og mer langvarig nedbør. Mer moderat nedbørintensitet

vil gi overflateavrenning etterat grunnvassmagasinet er fylt, jorda mettet.

Nedbørens fordeling over året spiller en stor rolle. Sterke regnvær om høsten (september-november) har lett for å gi skarpe flommer i mindre nedslagsfelter. Slike høstlige regnflommer er for små felter som regel større enn vårflommen på Østlandet. For større og utstrakte nedslagsfelter vil nedbørens fordeling innen feltet spille en viss rolle.

Nedbør i form av snø ved temperatur under 0°C gir ingen momentan avrenning. Den kommer først etterat snølaget under mildvær er blitt vassmettet. I distrikter hvor vinternedbøren stort sett blir liggende som snø, får en regelmessig vårflom, og snømagasinets størrelse er av betydning for den. Men stort snømagasin betyr ikke avgjort en stor vårflom. Temperaturforholdene i smelteperioden spiller en avgjørende rolle, idet de dirigerer perioden lengde. I løpet av de 14 år (1965) vi har hatt observasjoner fra mindre felter, er det i de fleste felter andre flommer enn vårflommen som har vært størst.

Kombinerte regn- og smelteflommer sent på høsten er gjerne de skarpeste flommer i små vassdrag. Tynn teleskorpe under 10-15 cm tykt snølag og så mildvær med regn, slik at snøen forsvinner fort, gir meget kraftig avrenning på overflaten. Mange av de utjevne faktorer er da satt ut av spillet. Nedslagsfelter med snø- og isbreer er en sak for seg. Avrenningstall fra slike felter har begrenset gyldighet og brukbarhet i andre distrikter.

2. Jordarten og terrenget.

Jordarten kan regulere forholdet mellom de to fraksjonene: sigevatn og overflatevatn. Da sigevatn, likeså grunnvatnet, har en langt annen avrenningsintensitet enn overflatevatnet, kan jordarten påvirke flomtoppene. Under moderat nedbør på tien mark blir det sjelden overflateavrenning å tale om fra lett gjennomtrengelig jord. En annen sak blir det med leirjorda, men her vil jordartens fuktighetsgrad på forhånd spille større rolle enn for andre jordarter. Udrenert leirjord som er oppfuktet sent på høsten, vil gi det aller meste av regnedbøren fra seg i form av overflatevatn.

Sammenlikner vi f.eks. avrenningene fra små Østfold- og Solør-felter, er det markant forskjell. Av observasjonsmaterialet ser det ut til at en f.eks. for 500-800 dekar store felter i Østfold kan få omkring dobbelt så stor flomtopp-avrenning som for liknende felter i Solør, men for avrenningsintensiteter med 10 timers varighet er det ikke så stor forskjell. Berglendt terreng er ofte også kupert. Avrenningen blir omtrent som fra takflater og permanente vegdekker, den kommer raskt og veksler med nedbørintensiteten. Avrenningene fra berg-grunn inni nedslagsfelter får dog ikke så stor innflytelse på avløpets dimensjoner som avrenning fra f.eks. takflater og veg-gatedekker med relativt tett og glatt overflate.

3. Vegetasjonen.

Det er alminnelig oppfatning at all vegetasjon bremser på avrenningene. Dels skyldes dette vegetasjonens forbruk. Derfor har en sjelden store avrenninger midt på sommeren. Ellers virker vegetasjonen ved at den sinker regnvatnets avrenning. Utenom den egentlige vegetasjonstid er dette typisk for skogstrær og annen vegetasjon i skogen. Skog i et nedslagsfelt reknes derfor som en effektiv regulator. En stor del av nedbør som regn eller snø fordunster direkte fra lauv eller bar. Derfor blir f.eks. snølaget tynnere i tett skog enn over fritt lende. Snøsmeltinga går langsommere i skogen, avrenningene jevnes ut. Resultater fra svenske undersøkelser (Grundförbättring, nr. 2 og 3, 1958) viser at snauhogst av et 84 hektar stort felt økte avrenningene med $11,9 \pm 2,9\%$ av nedbøren. Feltet ligger i Dalarna, 366-455 m o.h. med nedbør omkring 750 mm. Jordarten er hard morene i undergrunnen over ca. 90% av arealet. Men endringen i avrenninger hadde tendens til å minke ettersom ungskogen på feltet vokste til igjen.

4. Nedslagsfeltets størrelse.

Dette er en temmelig sterkt virkende faktor. Store felter oppfører seg langt tregere enn små. Flommenes relative størrelse, deres hyppighet og varighet hver gang, samt også tidspunktet blir forskjellig. Kraftig nedbør som regn kan f.eks. i et lite østlandsfelt gi stor flom midt på sommeren, mens

intet kan merkes til flom i større vassdrag på samme tid og sted. Dette kan også skyldes nedbørens ulike fordeling innen et større distrikt. På grunn av flere regulerende faktorer i et stort enn i et lite nedslagsfelt har de maksimale avrenninger tendens til å avta med økende feltstørrelse, f.eks. som i følgende bilde fra elvene Rena og Otta på Østlandet, sammenliknet med noen mindre, men relativt allsidige felter:

Elv	Vassmerke	Nedslagsfelt km ²	Største avrenning l/sek.pr. km ²	
Rena	Lomnessjø	1180	248	
"	Storsjø	2270	157	1900-
Otta	Breiddal bru	137	467	1940
"	Lalm	3979	295	
Magnesåen	Gunnarsrud,	26	485	
	Våler i Solør			1952-
Vallset,	Skårås	1,65	730	1962
Hedmark				
S-Odal	Os	0,132	937	1954/
Hedmark				57

Innflytelsen av feltstørrelsen vil særlig for store felter være resultatanten av mange samtidig virkende faktorer. I små felter er det større risiko for at en enkelt faktor vil dominere og sette preg på avrenningene (f.eks. jordarten).

5. Nedslagsfeltets form og helling, samt vassdragets beliggenhet i feltet spiller en stor rolle. I kupert lende skjer avrenningen raskere enn i flatt. Langstrakte og relativt smale områder med vassdraget langsetter midten av feltet gir raskere flomavløp enn bredere områder, hvor overflatevatnet trenger lengre tid for å komme fram til løpet. Er feltet bredt og der- til flatt, kan det også være at overflatevatnet fra de fjern- este deler ikke kommer fram til løpet i det hele tatt, som overflatevatn betraktet, men kommer fram som grunnvatn, eventu- elt som drensvatn.

6. Sjøer, myr og temporært oversvømmet mark holdet vatnet tilbake og jevner ut vassføringa. Effekten av et relativt beskjedent sjøareal framgår av følgende sammenstilling av maksimale avrenninger fra 3 felter i Solør:

Felt	Størrelse hektar	Arealets fordeling i %				Maks. avrenningsvarighet liter/sek.pr.hektar		
		Dyrket	Skog	Myr	Sjø	Topp	5 timer	10 timer
Magne-såen	2600	12	80	8		4,85	3,73	3,08
Sorka	899	6	86	8		2,90	2,63	2,33
Sønsterud	1302	3	88		9	1,15	1,13	1,12

7. Senkingsarbeider og grøfting i nedslagsfeltet.

Senkingsarbeider i landbruket har alltid til hensikt å gjøre forsumpet og temporært oversvømmet mark om til produktivt areal. Flomdemninger ved elveregulering skal hindre oversvømmelse. Etterat slike arbeider er utført, har en ikke lenger den naturlige regulering som et oversvømmet areal vil gi. Uttapping av tjern virker på samme måte. I vassdraget nedenfor de tidligere oversvømte steder vil en merke endringen i form av større flomtopper, vatnet føres raskere fram.

Innflytelsen av grøfting eller egentlig drenering i et nedslagsfelt er ikke så entydig. Størrelsen av grøftingsfeltet i forhold til hele feltet og vassdraget blir av betydning, likeså hvor i feltet grøfting er utført i forhold til det sted hvor vassføringene skal vurderes. Videre vil jordart, fallforhold, grøfte-type og markbeskaffenhet også bli å vurdere. Undersøkelser over hvorledes de forskjellige forhold virker, foreligger ikke.

Grøfting av skogmark er det enkleste tilfelle og med størst sannsynlighet for at skogsgrøfting øker flomavrenningene. Her nyttes overveiende åpne grøfter som overflatevatnet raskt kommer fram til og videre mot resipienten. I skogen blir det mer sjelden tale om så systematisk grøfting at en kan rekne med senking av grunnvatnet over et større felt. Oppfylling av et eventuelt grunnvassmagasin ville i så fall foreløpig kunne bremse på avrenningen, men deretter ville overskuddsvatnet fra hele feltet ledes raskere vekk enn før. Bruk av åpne grøfter over et større

myrareal må en anta virker på samme vis.

Ved grøfting av jord som er dyrket eller skal dyrkes, blir det nå som regel nyttet lukte grøfter og i de fleste tilfelle rør som lukkemateriale): drenering. Videre blir grønfting som oftest utført systematisk, dvs. en nytter parallelle grønfter med bestemt avstand. Da kan en tale om systematisk senking av grunnvatnet og derav et visst, disponibelt magasinivolum i jordprofilen over grunnvasspeilet, grunnvassmagasinet. I jordarter med ganske god gjennomtrengelighet i undergrunnen får en neppe full avrenning fra grønfteledningene før nevnte magasin er fylt. Hvor mye det kan dreie seg om, beror på jordarten og grunnvatnets stilling på forhånd. Anslagsvis kan antydes at leirjord rommer 30-40 mm fritt vatn i profilen over grønfteledningen. Jordarter med gunstigere struktur kan ha mer, mens f.eks. tett og sterkt omsatt myr har mindre. Generelt vil en da kunne rekne med at så lenge oppfylling av jordmagasinet pågår, vil avrenningene være relativt små, og det som deretter kommer fra en drenledning, er sigevatn med tilsvarende avrenningsintensitet. Fra et ugrønftet sandjordsfelt kan en også rekne med sigevatnets avrenning til åpent avløp, men dog betydelig langsommere enn ved bruk av drenledninger.

Fra et ugrønftet, men grønftetrengende leirjordsfelt er det lite sannsynlig at det kommer store mengder sigevatn til et åpent avløp. Den vesentlige avrenning i flomperioden vil øke i form av overflatevatn, og avrenningsintensiteten for dette vil generelt være 5-6 ganger så stor som for sigevatnets avrenning etter drenering. Da er det forutsetningen at feltet har slike hellingsforhold mot avløpet at overflatevatnet kan komme fram før feltet blir mer eller mindre oversvømmet. Dersom det siste var tilfelle med feltet i ugrønftet tilstand, kunne en da tale om en viss naturlig regulering av overflateavrenningene. Denne slags regulering vil en mange steder framleis ha, også etter drenering, idet alle avløpsgrønfter såvidt mulig rørlegges uten at en sørger for direkte inntak av overflatevatn. Dette betyr at overflatevatnet må renne lange veger oppå jorda eller bli stående inntil det siger ned. I siste tilfelle går det over til sigevatn, og i dette ligger det følgelig en viss regulering

av avrenningsintensiteten. Men her er det også andre aktuelle faktorer som regulerer forholdet mellom overflatevatn og sigevatn i drenering av leirjord. En kan f.eks. nevne grøftenes plassering i forhold til terrengfallet sammenholdt med gjennomtrengelighet i undergrunn og grøftefyll.

Konklusjon: Det er ikke opplagt at egentlig drenering i alle tilfelle øker flomavrenningene fra et felt. Eventuell forskjell i avrenninger vil bero på feltets beliggenhet og tilstand på forhånd, samt på hvordan grøftene senere greier å fordele avrenning av et visst nedbørsoverskott på fraksjonene overflatevatn og sigevatn.

Betrakter en derimot både drenerings- og avløpsledninger under ett, så blir bildet noe klarere. Det er hele systemets oppgave å gi mer systematisk, jevnere og raskere opptørking enn før over hele feltet, om våren eller etter kraftig nedbør ellers. I den utstrekning dette lykkes, skulle det kunne merkes i form av raskere avrenning, hvilket sannsynligvis vil ytre seg som noe skarpere, men mer kortvarige flommer.

22. Avrenningsundersøkelser i små nedslagsfelter.

De avrenningstall som nevnes i det følgende, skriver seg fra arbeid som drives ved Institutt for kulturteknikk. Sjøl om hovedformålet er så begrenset som å skaffe dimensjoneringsgrunnlag for kanaler og rørledninger i jordbruksavløp, blir arbeidet likevel temmelig langsiktig. Dette på grunn av klimaets variasjon fra år til år. For de fleste observasjonsfelter rekner en med 8-10 års observasjoner før en kan gi et representativt avrenningsbildet. På steder hvor klimaet, særlig nedbøren, varierer relativt lite år om annet, skulle observasjonstida kunne være kortere.

I små vassdrag vil vassføringene endre seg mye raskere enn i store. Derfor er det nødvendig at vasstandene registreres kontinuerlig, og til dette brukes limnigraf i alle felter.

For små felter angis avrenningene som regel i liter/sek. pr. hektar. Når en avrenning skal vurderes som dimensjoneringsgrunnlag, må en foruten størrelsen også vite noe om varigheten av den hver gang, hvor ofte den kan opptre f.eks. de enkelte årstider eller over hele året. Det utpreget ekstreme avrenningstopper kan en sjelden dimensjonere f.eks. en rørledning etter, men må ta risikoen med at vatnet i noen få timer eller en dag må kunne renne oppå bakken, når rørsystemet er overfylt. En annen sak er det at en slik rørledning, når den er overfylt og står under trykk, vil ha større kapasitet enn forutsatt på grunnlag av ledningens fall og dimensjon ved bruk av vanlig dimensjoneringsnomogram.

Et unntak danner stikkrenner og brugjennomløp. Som regel er det så store ulemper med å få veger ødelagt av stor flom på grunn av for snaue gjennomløp at slike bør dimensjoneres etter å kunne ta ekstreme flomtopper.

I det følgende gis en oversikt over flomtopper i en del mindre felter, hvor det enten er måledam, eller vassføringskurven er bestemt. En vil se at de skarpeste flommene som regel er meget kortvarige, $\frac{1}{2}$ - 2 timer. De øvrige avrenningstall er rubrisert under "5 timer" og "10 timer." Om det under "10 timer" står f.eks. 2,70 sl/hektar, så vil det si at med 10 timers varighet har avrenningen vært lik eller større enn 2,70 sl/hektar, men med den observerte topp som maksimum. Feltene er i denne oversikt nummerert fra 1 til 25, og samme nr. har de enkelte felter i påfølgende framstillinger.

Oversikt, flomtopper.

Felt mindre enn 300 dekar

Felt	Dato	sl/ha			Varigh. av topp,timer
		topp	5 timer	10 timer	
1. <u>Hauge</u>	14.12.56.	2,21	1,25	0,79	$\frac{1}{2}$
Klepp,Rogaland	24.8.57	2,21	1,25	0,47	1
267 dekar morene,	12.9.57	4,23	2,83	2,70	$\frac{1}{2}$
ca. 90% dyrka,	20.9.58	13,00	1,76	0,79	$\frac{1}{2}$
kupert	25.9.58	8,44	1,09	0,64	
	6.2.61	5,80	3,30	2,17	
	24.10.61	4,37	1,65	0,94	
	28.10.61	15,30	1,35	0,94	
	31.1.61	8,84	6,75	4,65	
2. <u>Myklebostad</u>	22.11.55	8,21	5,79	3,86	
Bodin, Nordland	28.9.56	9,00	5,79	4,86	
140 dekar,ca.46%	18.12.56	11,42	3,93	2,71	
dyrka,36% beite	28.4.57	12,50	10,14	8,00	
100% beite	16.12.57	15,57	12,71	3,86	
	31.1.58	16,86	14,71	10,57	
	2.2.58	7,79	6,07	3,14	
3. <u>Olberg</u>	25.9.54	6,15	2,46	1,86	$\frac{1}{2}$
Trøgstad, Østfold	24.10.54	5,42	2,92	2,36	$\frac{1}{2}$
236 da leire,	29.11.54	4,62	4,03	3,44	1
dyrka og beite	30.3.57	3,82	2,80	2,20	2
67%, skog 33%	11.6.57	2,50	1,65	1,02	1
	14.8.57	2,80	1,65	0,89	1
	14.9.57	3,60	2,60	1,99	$\frac{1}{2}$
	8.11.59	2,97	2,76	2,20	
	11.10.61	3,48	1,87	1,29	
	28.10.61	4,77	3,07	2,63	
4. <u>Østre Os</u>	13.8.54	9,37	2,72	1,08	$\frac{1}{2}$
Sør-Odal,Hedmark	24.10.54	4,38	2,77	2,19	1
sand, 132,4 dekar	13.4.55	3,70			
	28.9.56	0,42	0,14	0,10	$\frac{1}{2}$
	29.3.57	2,19	1,36	0,59	$\frac{1}{2}$
	12.6.57	1,66	1,51	1,00	2
5. <u>Sørbyø</u>	24.8.57	1,31	1,19	0,78	3
Klepp,Rogaland.	30.8.58	2,30	2,30	1,93	
109 dekar morene,	20.9.58	4,50	3,67	2,66	$\frac{1}{2}$

Felt	Dato	sl/ha			Varigh. av topp,timer
		topp	5 timer	10 timer	
ca. 70% dyrka,	5.10.68	2,30	1,93	1,12	
noe kupert	16.1.62	4,64	4,27	3,13	
	16.2.62	4,50	3,86	2,30	
	30.10.62	2,16	2,13	1,84	
<u>Felt 300-1000 dekar.</u>					
6. <u>Bryne</u>	12.9.57	2,13	2,13	1,87	4
Time,Rogaland	23.10.57	2,13	2,10	1,87	2
643 dekar morene,	20.9.58	1,37	1,32	1,08	
rel. flatt.	5.10.58	1,82	1,17	0,90	3
	14.2.59	2,64	1,82	0,76	
	23.2.59	2,49	0,90	0,69	
	10.2.61	2,20	1,96	1,76	
	31.1.62	2,07	2,07	2,03	
7. <u>Kjelsberg</u>	24.10.54	0,98	0,93	0,83	4
Grue,Hedmark.	4.5.55	0,70	0,70	0,65	7
390 dekar sand-	2.9.55	1,27	1,03	0,93	2
morene, ca.60%	28.9.56	0,75	0,52	0,31	1
dyrka,ca. 10%	12.8.57	0,62	1,45	0,94	1
skog, litt myr	14.9.57	2,45	1,33	0,79	
8. <u>Grønseth</u>	29.9.54	1,97	1,43	0,87	1
Slagen, Vestfold	23.10.54	2,22	2,15	1,90	4
790 dekar morene-	14.11.54	2,53	2,22	1,84	3
leire,ca. 70%	2.5.55	1,79	1,48	1,03	2
dyrka. Flatt.	9.11.55	0,62	0,60	0,48	4
	30.8.56	5,16	2,99	1,90	1
	31.8.56	3,62	2,99	1,97	1
	28.9.56	2,91	2,03	1,24	1
	16.10.58	3,14	3,14	2,99	
	11.11.59	4,73	4,24	3,29	3
	30.11.60	4,35	3,80	2,99	
	21.10.61	2,69	2,69	1,78	
9. <u>Melsom</u>	25.9.54	1,80	1,04	0,62	2
Stokke,Vestfold	17.11.54	3,11	2,32	1,60	2
470 dekar leir-	1.12.54	3,75	3,62	2,64	4
jord,ca. 70%	6.5.55	2,32	1,47	1,10	1
dyrka, noe kupert	10.55	2,22	2,02	2,02	
	30.8.56	2,48	2,48	2,16	5
	28.9.56	2,56	2,32	1,80	2

Felt	Dato	sl/ha			Varigh.av topp,timer
		topp	5 timer	10 timer	
	28.3.57	2,56	2,51	2,16	3
	10.4.57	2,51	2,32	2,16	1
	15.10.58	2,64			
10. <u>Nestvold</u>	25.11.55	3,08	3,08	2,80	5
Verdal,N-Tr.lag	4.1.56	2,46	2,40	2,26	3
517 dekar,ca.95%	28.3.56	3,42	3,42	3,42	
dyrka, flatt.	2.4.56	3,75	3,50	3,25	1
	8.1.57	7,22	6,00	4,65	1
	16.1.57	2,98	2,67	2,18	
	13.3.57	3,02	2,90	2,38	1
	18.7.57	2,52	1,39	1,16	$\frac{1}{2}$
11. <u>Nærland</u>	24.8.57	1,95	1,47	0,89	1
Nærbo,Rogaland	12.9.57	2,89	2,62	2,51	$\frac{1}{2}$
972 dekar morene-	5.11.57	3,33	1,80	1,15	1
jord, ca. 75%	20.9.58	5,25	2,87	1,74	$\frac{1}{2}$
dyrka, rel.flatt	3.2.60	5,82	3,57	3,16	
	6.2.61	3,83	2,69	1,90	
	25.10.61	3,08	2,20	1,48	
	31.1.62	4,92	4,20	3,62	
12. <u>Nålum</u>	26.6.54	1,76	1,26	0,80	$\frac{1}{2}$
Skjeberg,Østfold	11.9.54	3,02	1,55	0,80	$\frac{1}{2}$
803 dekar leire,	25.9.54	6,85	3,24	1,55	$\frac{1}{2}$
ca. 90% dyrka,	29.10.54	5,95	2,94	1,55	$\frac{1}{2}$
flatt	2.12.55	5,47	3,91	2,36	
	28.12.55	7,94	4,27	1,83	$\frac{1}{2}$
	28.9.56	6,35	1,75	0,61	$\frac{1}{2}$
	20.1.57	3,40	2,94	1,50	3
	14.9.57	9,55	3,91	2,84	$\frac{1}{2}$
	19.10.57	4,66	3,48	3,40	$\frac{1}{2}$
	10.10.58	5,08	1,82	0,79	$\frac{1}{2}$
13. <u>Risbekken</u>	17.9.57	5,00	5,00	4,80	7
Sør-Odal,Hedmark.	25.9.57	1,50	1,43	0,60	4
Morene-mjele,703da	19.6.58	0,74	0,74	0,65	7
14. <u>Rød</u>	25.10.54	4,87	4,13	2,78	1
Nes,Akershus	30.10.54	1,61	1,51	1,14	3
630 dekar,ca.90%	2.5.55	1,85	1,67	1,28	$\frac{1}{2}$
dyrka, flatt	15.6.55	3,92	1,40	0,70	$\frac{1}{2}$
	11.6.57	2,38	1,73	1,29	1

Felt	Dato	sl/ha			Varigh.av topp,timer
		topp	5 timer	10 timer	
	12.6.57	3,84	1,85	0,10	1
	12.9.57	1,32	1,24	0,92	4
<u>15. Runni</u>	25.8.53	3,53	3,53	1,82	5
Nes, Akershus	16.7.54	2,76	2,76	1,55	5
484 dekar mjele,	24.10.54	3,53	3,11	2,92	2
50% dyrka, flatt	15.6.55	3,73	2,76	1,49	1/2
	10.11.55	3,53	3,22	3,11	1
	9.4.56	3,94	3,72	3,31	
	15.9.57	3,84	3,21	2,43	1
<u>16. Tungen</u>	3.1.56	25,35	3,96	1,89	
Strinda,S-Tr.lag	2.4.56	4,51	4,04	3,64	
	2.10.56	3,93	3,45	2,84	
	6.10.57	3,99	2,95	2,26	
	27.11.57	4,47	3,84	3,07	
	27.12.57	4,40	2,90	2,33	
	16.1.58	17,35	14,84	2,36	
<u>Felt 1000-3000 dekar</u>					
<u>17. Harlem</u>	13.11.55	1,32	1,21	1,04	1
Degernes,Østfold	16.12.56	2,10	1,88	1,35	2
2543 dekar,	12.6.57	2,02	1,69	1,18	2
45% dyrka og	14.9.57	5,90	4,70	2,44	1
beite, 52% skog	17.4.58	3,54	3,02	2,65	1
og 3% myr	2.8.58	2,93	2,86	2,30	4
	1.4.59	3,08	2,88	2,12	
	8.7.60	5,66	3,74	2,03	
	3.11.60	2,38	1,88	1,36	
<u>18. Løp</u>	5.9.54	0,47	0,42	0,32	3
Bodin,Nordland	11.10.54	0,80	0,80	0,75	5
1617 dekar,	11.3.55	1,25	1,25	1,11	6
8,5% dyrka og	3.6.55	1,99	1,92	1,87	1 1/2
beite, bjørkeskog	22.11.55	3,06	2,48	1,89	1
60,2% og snau-	7.5.56	2,86	1,99	1,72	1
fjell 31,3%	20.1.57	2,86	2,86	2,13	7
	31.3.57	3,49	2,86	1,99	2
	1.2.58	4,86	4,67	4,24	1 1/2
	17.2.61	5,87	4,76	4,21	
	4.3.61	3,99	3,40	2,91	
	10.3.61	4,50	4,27	4,17	
	9.2.62	3,99	2,45	1,02	
	21.10.62	3,18	2,73	2,12	

Felt	Dato	sl/ha			Varig. av topp,timer
		topp	5 timer	10 timer	
19. <u>Staur</u>	14.4.55	1,34	1,18	0,88	3
Stange,Hedmark	16.4.55	1,34	1,18	0,91	2
1049 dekar silur-	13.4.56	2,14	2,02	1,77	4
morene,90% dyrka	6.4.57	2,20	1,72	1,34	3
	8.4.57	1,62	1,60	1,39	1
	16.9.57	2,79	2,27	1,76	
	15.4.58	2,14	1,43	1,12	$\frac{1}{2}$
20. <u>Skårås</u>	5.7.53	6,78	5,32	4,72	2
Romedal,Hedmark	5.7.53	7,30	5,03	4,72	
1650 dekar,220-	23.8.53	3,09	2,08	1,29	2
440 m o.h.ca.50%	1.5.54	2,03	1,99	1,78	3
dyrka, morene	5.5.55	1,61	1,43	1,18	7
ellers skog og	12.9.56	5,99	5,58	5,41	1
berg	22.7.57	6,44	5,32	2,78	1
	14.9.57	5,67	5,17	4,14	1
	15.9.57	4,89	3,74	3,09	$\frac{1}{2}$
	26.4.62	3,74	3,45	2,91	
21. <u>Årsvoll</u>	25.11.56	2,59	2,30	1,55	$\frac{1}{2}$
Høyland,Rogaland	13.9.57	3,68	3,52	3,31	$\frac{1}{2}$
1896 dekar morene-	17.10.57	3,12	3,09	2,85	2
myr,ca.60% dyrka.	13.10.57	3,12	3,02	2,78	2
	30.8.58	3,14	2,14	1,87	$\frac{1}{2}$
	21.9.58	2,72	2,30	1,68	1
	23.1.60	3,73	3,23	3,13	
<u>Felt 3000-10000 dekar</u>					
22. <u>Hassum</u>	6.10.52	3,19	2,60	1,91	
Slagen,Vestfold	27.9.53	3,52	2,65	2,22	
5332 dekar	29.11.54	3,64	3,44	2,71	
	1.12.54	3,12	2,88	2,62	
	16.4.58	3,32	3,17	2,60	
	17.4.58	3,32	3,06	2,63	
	16.10.58	5,92	5,79	5,31	
23. <u>Sorka</u>	25.10.54	1,94	1,88	1,76	
Grue,Solør.	10.5.57	1,61	1,49	1,49	
8591 dekar,6%	9.6.57	2,01	1,94	1,65	
dyrka, 86,2%	12.8.57	2,53	2,43	2,13	
skogsmark og 7,8%	16.9.57	1,54	1,54	1,54	
myr	29.4.59	2,90	2,63	2,33	

Felt	Dato	sl/ha			Varigh, av topp, timer
		topp	5 timer	10 timer	
<u>Felt over 10000 dekar</u>					
24. <u>Magnesåen</u>	5.7.53	2,54	2,50	2,27	
Våler i Solør.	25.8.53	3,44	3,12	2,44	
Ca. 26000 dekar,	19.5.55	2,65	2,50	1,99	
80% skogsmark,	12.9.56	3,09	3,03	2,69	
8% myr og 12%	25.7.57	2,68	2,44	1,78	
innmark	15.9.57	4,85	3,73	3,08	
	29.4.59	3,82	3,65	3,29	
25. <u>Sønsterud</u>	5.4.53	0,62	0,62	0,62	
Brandval	3.12.54	0,66	0,66	0,66	
13020 dekar, 91%	15.9.57	1,15	1,13	1,12	
skogsmark og 9%	30.4.59	1,07	0,99	0,97	
vatn	12.11.61	0,74	0,74	0,73	
	24.7.62	0,68	0,68	0,67	

Fig. 38 og 39 viser sammenstilling for en del felter. På grunn av vanskelighet med å få riktige observasjoner om vinteren og derfor som regel stort behov for korrigeringskurver, er det aktuelt først og fremst å bygge på observasjoner fra tider uten frost. Dette er gjort ved kurvene i nevnte figurer, som viser gjennomsnitt for en viss observasjonsperiode og hvert år for tida 1.4-31.10. På abscisseaksen angis avrenningens varighet i timer (middel) hvert år i nevnte periode.

Fig. 40, 41 og 42 viser sommer- og vinteravrenninger og deres varighet i tre mstlandfelter. Sønsterud er et felt med utpreget sjøregulering, særlig på grunn av ca. 10% sjø- og tjernareal, men jordarten spiller også en viss rolle. Magnesåfeltet er ca. dobbelt så stort. Jordarten er stort sett den samme som i Sønsterud-feltet, likeså topografien, men nevneverdig areal vassflate som sjø eller tjern, er det ikke. En ser at i begge disse feltene er vinteravrenningene mindre enn sommeravrenningene, særlig for Magnesåa. Vinterens lågvassperiode er mest utpreget her. Fig. 42 gjelder et mindre felt i Vestfold, og som en ser er vinteravrenningene de største her. I figuren er lagt inn en tredje kurve som viser hvor mange ganger i året (middel) en viss avrenning er overskredet. Dette er en aktuell sak når det gjelder å bedømme risikoen for skade ved oversvømmelse når f.eks. rørledning blir dimensjonert

etter en viss avrenning.

Fig. 43 viser fallende del av flomkurver for 4 felter. Kurvenes utseende gir et visst inntrykk av feltenes naturlige regulerings-
evne, f.eks. har Naalum-feltet liten naturlig regulering av av-
renningene, Sønsterud- og Bryne-feltet stor sådan.

Fig. 38

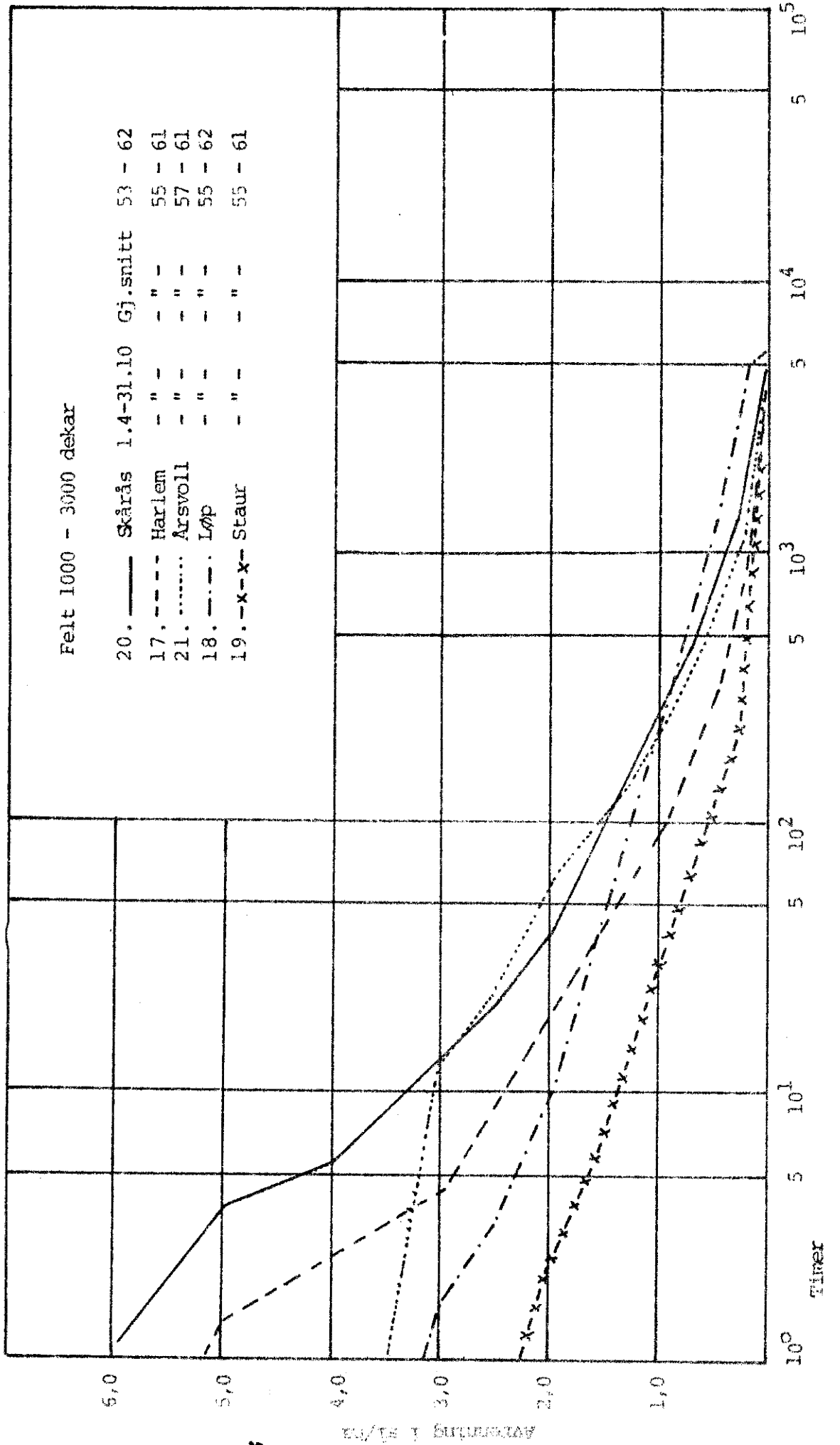


Fig. 39

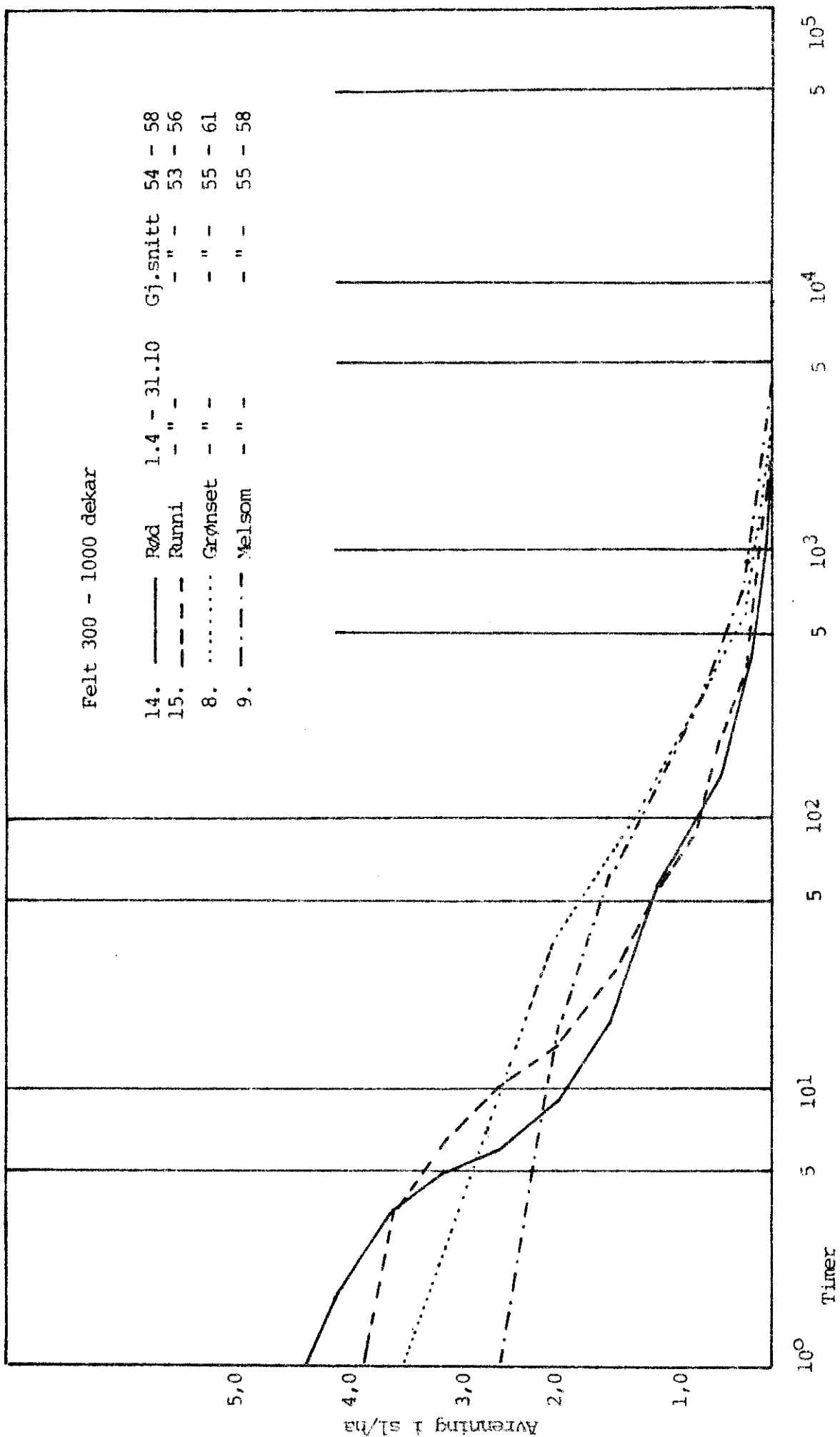
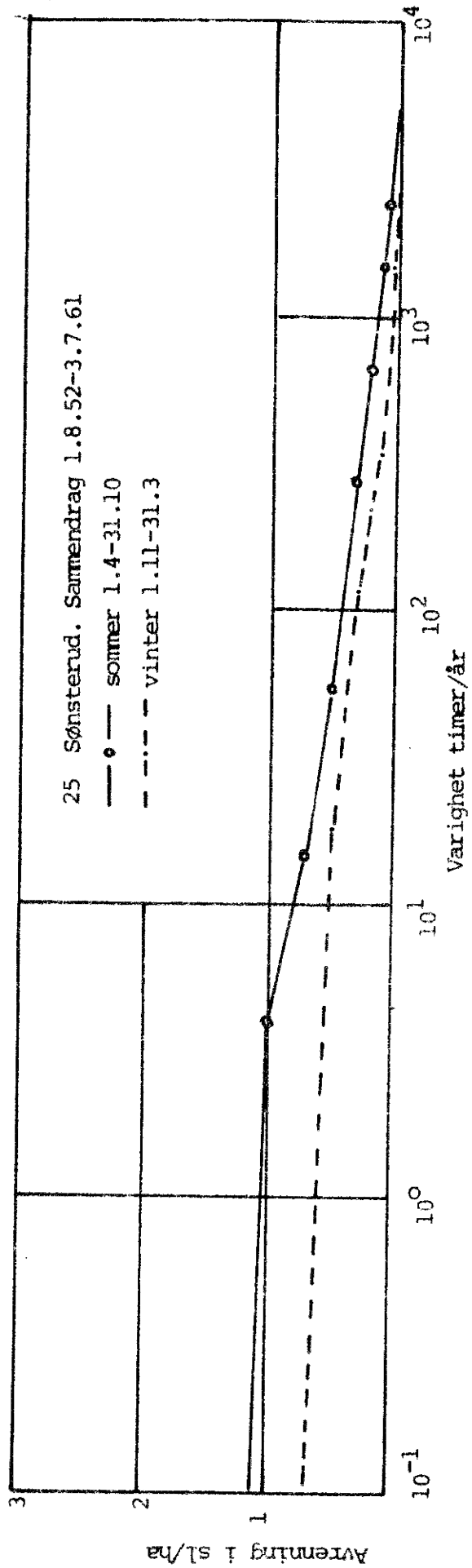


Fig. 40.



Avrenning i sl/ha

Fig. 41

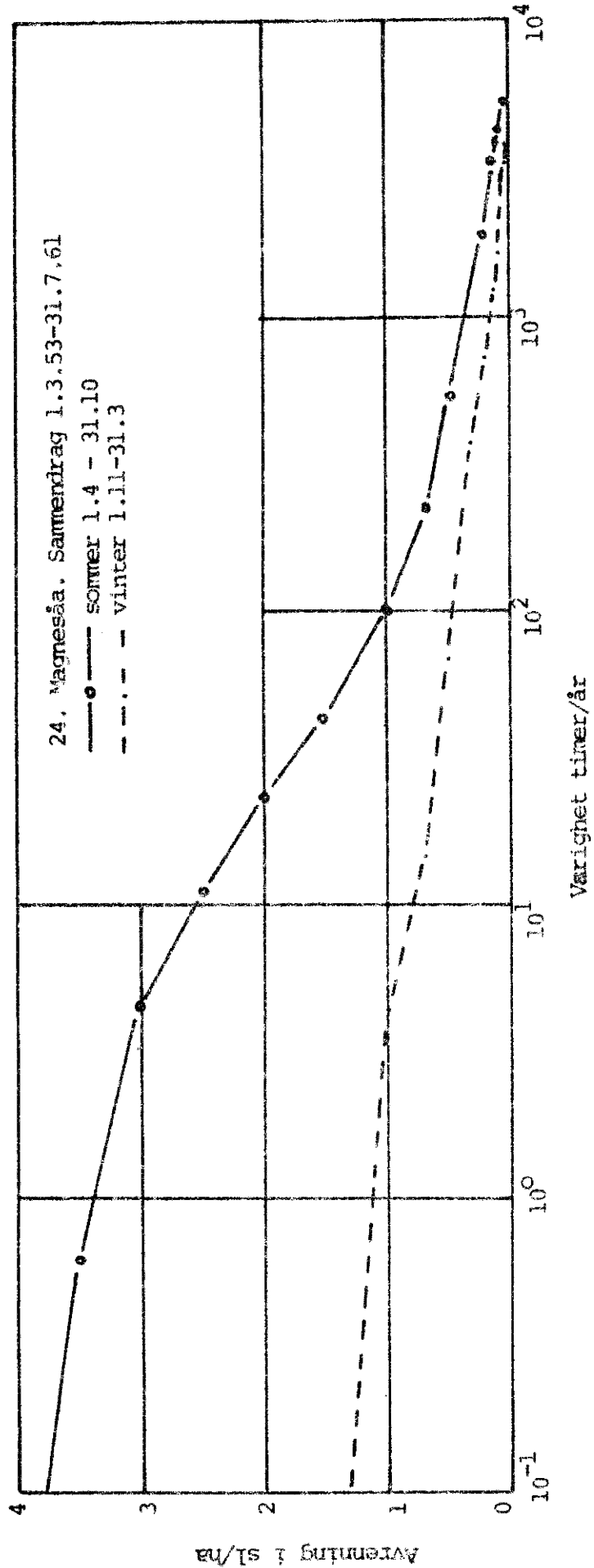


Fig. 42

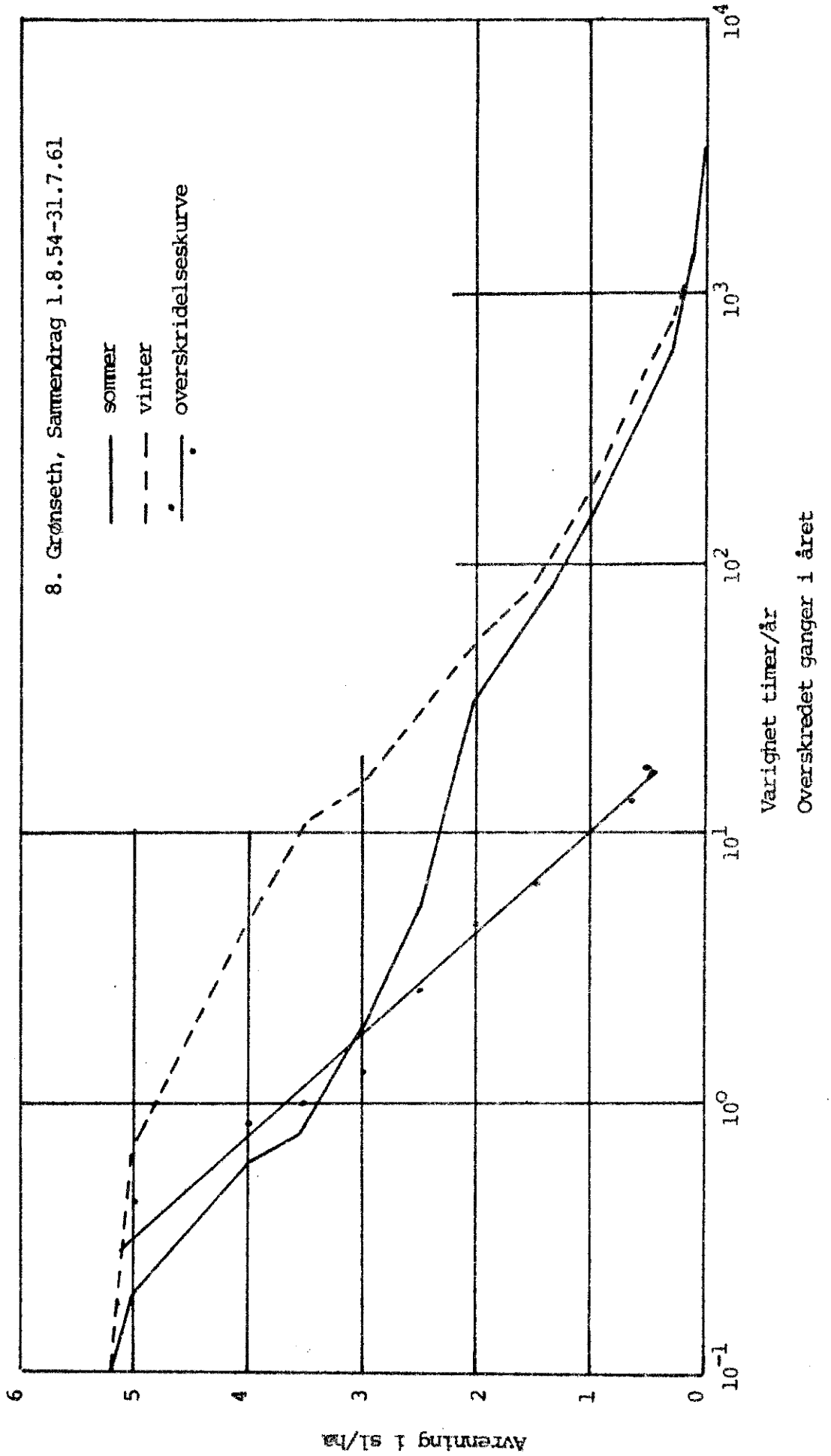
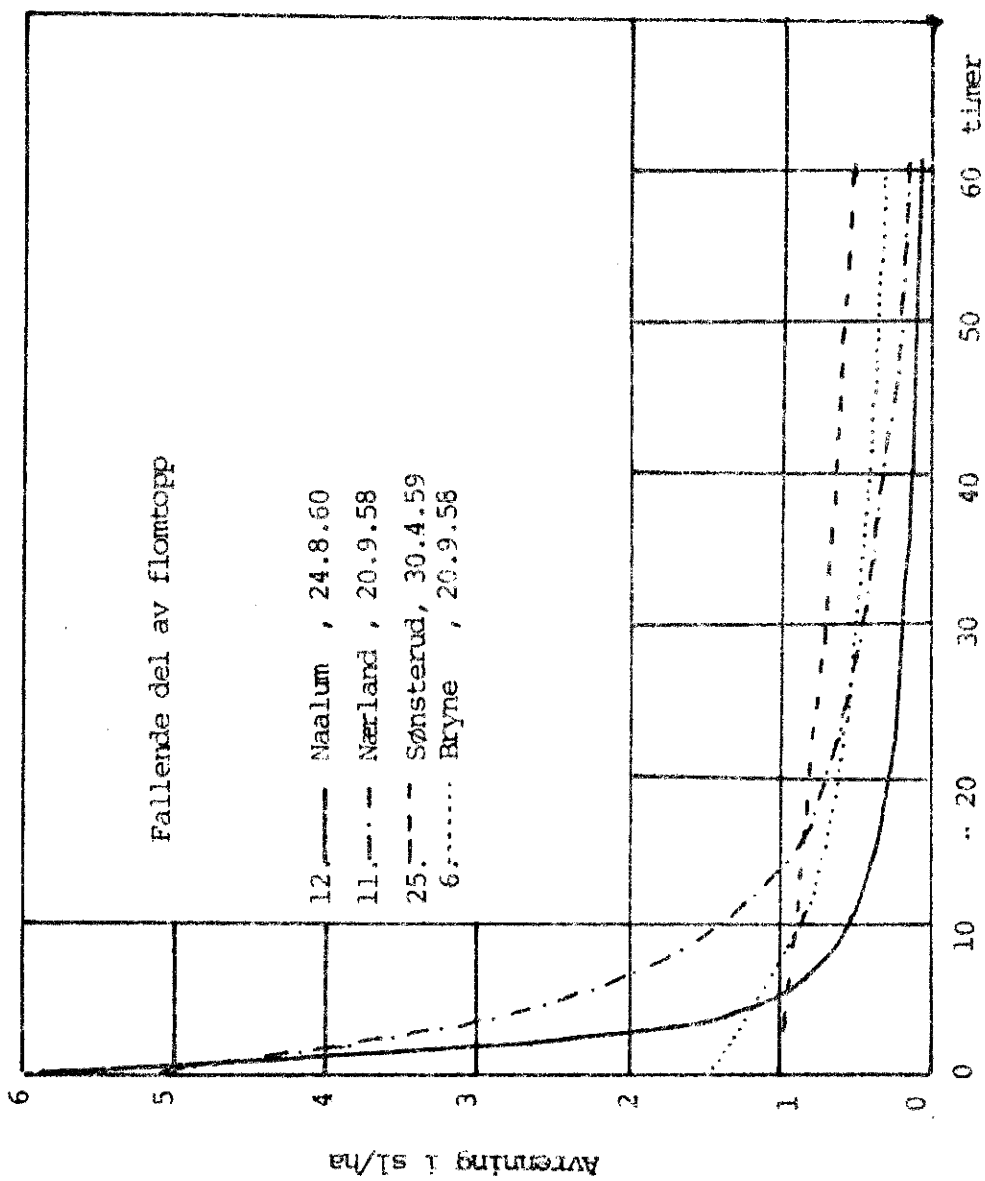


Fig. 43



Litteratur.

- Andreae, Horst: Neue hydrometrische Verfahren, Berling 1963.
- Aslyng, H.C., 1958: Kulturteknikk II, Vanding i Landbruget.
"- " 1962: Kulturteknikk III, Afvanding i jordbruget.
- Aslyng, H.C. og Kristensen, K.J., København 1953 og 1957: Investigations on the Water Balance in Danish Agriculture.
- Baumann, Hans, 1961: Witterungslehre für die Landwirtschaft.
- van Beers, W.F.J., 1958: The Auger-Hole Method.
- Dahl, N.J., København 1961: Om potentialmålinger under grundvandsspejlet. Det danske Hedeselskab, beretn. nr. 5.
- Det norske meteorologiske institutt: Nedbøren i Norge 1895 - 1943.
- Engelund, F., 1951: Lovene for vandets bevægelse i jorden. Hedeselskabets Funktionærblad, nr. 21 - 1951.
- Flodkvist, Herman og Gustafsson, Yngve: Hydrologische Forschungen I, Uppsala 1938.
- Frevert, R.K., Schwab, G.O., Edminster, T.W., Barnes, K.K., 1955: Soil and Water Conservation Engineering.
- Gustafsson, Yngve: Die strömungsverhältnisse in gedräntem Boden. Stockholm 1946.
- Hansen, Lorens og Sandahl, Skov, K., 1961: Afgrødestørrelse og vandfordampning. Det danske Hedeselskab, beretn. nr. 6.
- Hooghoudt, S.B., 1940: Bijdragen tot de kennis van eenige natuurkundige grootheden van den grond.
- Høiendahl, Kristian, København, 1962: Synopsis of 11 years of measurements of light microclimate in fertile soils with common farm crops.
- Jalas, Jaakko und Juusela, Taneli, Helsinki, 1959: Unkrautstudien und Bodenuntersuchungen auf den Grundwasserstauparzellen des wasserwirtschaftlichen Versuchsfeldes Maasoja in Vithi, Südfinnland.

- Kellner, Reiner, 1962: Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes.
- Linsley, R.K., Kohler, Max A., Paulhus, J.L.H., 1949: Applied Hydrology.
- Luthin, James, N., 1957: Drainage of Agricultural Lands.
- Lyshede, J.M.: Hydrologic Studies of Danish Watercourses. København 1955. (Litteraturliste).
- Makkink, G.F., 1962: Vijf jaren lysimeteronderzoek. Verslagen van landbouwkundige onderzoekingen nr. 68.1, Wageningen.
- Minderhoud, J.W., 1960: Grasgroei en grondwaterstand. Proefstation voor de akker - en weidebouw Wageningen.
- Mohrmann, J.C.J., and Kessler, J., 1959: Waterdeficiencies in European Agriculture.
- Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen: Hydrologiske undersøkelser i Norge, Oslo 1958.
- Olsen, Martin, 1957: Om agermarkens vandhusholdning. Det danske Hedeselskab, beretn.nr.2.
- Schroeder, G.: Landwirtschaftlicher Wasserbau 3, Auflage 1958.
- Statens Kornforretning: Klimatabeller for landbruget, Oslo 1955.
- Stolp, D.W., 1960: Bodemvocht en groenteteelt op een hoge zandgrond, Dudoc, Wageningen.
- Grundförbättring.
- Nr. 3, 1947: Rødkløverns vattenuptaging under torrår. Herman Flodkvist.
- Nr. 3, 1947: Några observationer över ett sommarregn på en betsmatta. Sigvard Andersson
- Nr. 1, 1958: Vissningsgränsen, Paul Wiklert.
- Nr. 2 og 3, 1958: Himmelsberget (avrenning fra skog). Sølve Kihlberg.
- Nr. 2, 1959: Grundvattenstånd och skördeavkastning. G. Hallgren och S. Eriksson.
- Nr. 1, 1960: "Torkan, sprickbildningen och torvjordarna," A. Lorensen.

- Nr. 4, 1961: Om sambandet mellom markstruktur, rotutveckling och upptorkningsförelopp. Paul Wiklert.
- Fra: Institute for Land and Water management Research, Wageningen, Nederland.
- Bierhuizen, J.F. and de Vos, N.M., 1959: The Effect of Soil Moisture on the Growth and Yield of Vegetable Crops. Technical Bulletin 11.
- Rijtema, P.E., 1959: Calculation methods of potential evapotranspiration. Technical Bulletin 7.
- Stol, Ph. Th., 1959: A statistical Analysis of the Differences between Precipitation and Evaporation in the Netherlands. Technical Bulletin 9.
- Visser, W.C. and Bloemen, G.W., 1960: Lysimeters and the Water-Balance. Technical Bulletin 14.
- Wasser und Boden.
- Heft 5, 1964, s. 151: Grundwasserstand, Geschwindigkeitspotential und Grundwasseroberfläche. K. Zanker.
- Heft 10, 1964, s. 335: Über die Verdunstung von Landflächen. H. Baumann.
- Zeitschrift für Kulturtechnik.
- Heft 2, 1961: Die Messung der Wasserpermeabilität an Stechzylinderproben. K. Hartge.
- Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung.
- Heft 4, 1963: Zur Durchlässigkeit der Moorböden. W. Baden und R. Eggelsmann.
- Österreichische Wasserwirtschaft.
- 1962, side 25: Methode und Ergebnisse der Grundwasserforschung in Ungarn. D. Ihrig.
- 1962, side 196: Hydrographie, Wasserwirtschaftliche Grundlagenforschung. Eduard Rémy-Berzencovich.
- I mange av nevnte bøker og publikasjoner fins det utførlige litteraturlister, hvortil henvises.