

# Vanlige misforståelser i hydrologien

Av Arne Tollan

Arne Tollan er seniorrådgiver, og var 1986-1998 avdelingsdirektør for Hydrologisk avdeling, NVE.

Hva vet vi, og hva tror vi at vi vet om vannets veier i naturen? Av og til er det stor avstand mellom viten og tro om vår viktigste naturressurs. Her ser vi på noen av de vanligste trosartiklene:

## "Kraftig regn om våren får snøen til å smelte fort"

Det er en vanlig, og riktig, observasjon at store vårflokker ofte kommer etter varme dager med stor snøsmelting og mye regn. Det er derimot ikke riktig at regnet øker snøsmeltingen vesentlig.

La oss se på noen fysiske forhold som er viktige for snøens smelting. For at snø skal begynne å smelte må temperaturen i snøen først heves til 0°C. Snødekket kan da inneholde 45% flytende vann som holdes i snøens hulrom, før smeltevann begynner å renne. Nullgraders snø kan ikke lede varme, fordi all tilført energi brukes til smelting og fordampning. En annen sak er at varme kan føres ned i snødekket med smeltevann som eventuelt fryser

og frigir smeltevarmen. Når snøen først er varmet opp til 0°C bidrar følgende energikilder til snøsmeltingen:

### Stråling

Varmeutveksling med luft

Kondensasjon og fordampning

Varmeledning fra bakken

Regn

Snøen oppfører seg merkelig overfor solstråling. Snøer sender tilbake kortbølget stråling svært godt, både direkte solstråling og stråling spredt i atmosfæren. Refleksjonsgraden er ca. 80% for tørr nysnø. Gammel og våt snø reflekterer ikke så mye stråling, omkring 50%. Til sammenlikning reflekterer den snøfri jordoverflaten ca. 25% av den kortbølgete strålingen. Den delen som ikke reflekteres av snøen absorberes i de øverste 30-40 cm og omdannes til varme.

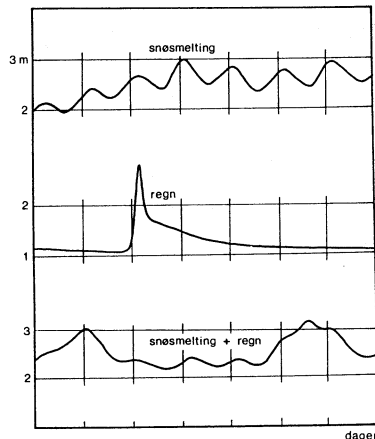
Snøen selv og jord og skyer sender ut langbølget stråling. Jo lavere utstrålingstemperatur, desto større bølgelengde. Noe av denne langbølgete stråling spres i lufta eller reflekteres

fra skyer, og treffer igjen snøen. Snø absorberer faktisk langbølget stråling nesten like fullstendig som et svart legeme. På overskyete dager mottar snøen et netto tilskudd av langbølget stråling.

Varmeutvekslingen mellom snø og luft er sterkt avhengig av vindhastigheten. Varmeovergang fra stillestående luft betyr lite. Kondensasjonsvarme som frigjøres når fuktig luft kondenserer på snøoverflaten, kan derimot spille en stor rolle for smeltingen idet hvert gram kondensert vann frigjør nok energi til å smelte 7,5 g snø<sup>1</sup>.

Varmeledning fra bakken betyr svært lite for smeltingen, og varmen fra regn likeså, formodentlig i strid med vanlig oppfatning. For eksempel vil 10 mm regn med en temperatur på 5°C ved avkjøling til snøens temperatur, som altså er 0°, frigi 20,95 J/cm<sup>2</sup>, eller nok til å smelte bare 0,6 mm vann, (20,95/333,6 gram).

Daglig smelteintensitet om våren ligger omkring 10-20 mm/dag, men kan gå over 50 mm/dag. Smeltingen har en utpreget døgnrytme i takt med innstrålingen og med lufttemperaturen som kulminerer rundt kl. 14-15. Avrenningen av smeltevann forsinkes på veien til vassdragene slik at døgnkulminasjon i elvenes vannføring kan komme flere timer forsinket, figur 1. Når det ligger igjen mindre enn 20-30 cm snø, trenger strålingen gjennom til bakken, og vi får snøsmelting



*Figur 1*  
Under snøsmelting varierer vannstand og vannføring med lufttemperatur og innstråling, men forsinket i tid. Kombinasjon av snøsmelting og regn kan gi særlig stor flom. Eksemplene viser vannstand i meter under tre ulike flommer i Gaula, Trøndelag

også fra undersiden. Derfor går smeltingen gjerne noe raskere i siste del av smelteperioden enn i første. Den aller siste snø kan til gjengjeld ligge lenge i bortgjemte skygger og nordvendte skråninger. Tele i bakken kan forsinke infiltrasjon av smeltevannet.

Når regn under snøsmelting, og spesielt de siste smeltedagene, kan bidra til en storflom, skyldes det ikke regnets varmeinnhold, men at regnmengdene ikke lenger suges opp av snødekket. Jordfuktigheten er dessuten gjerne stor mot slutten av smeltingen, slik at lite vann trenger ned i bakken.

<sup>1</sup> Enheten for energi kalles joule, J. Tidligere var enheten kalori, cal, mye brukt. 1 J=4,2 cal. Snøens egenvarme, d.v.s. den varmemengde som går med for å heve temperaturen av 1 g snø 1°C er 2,1 J/g ved 0°C og noe mindre ved lavere temperaturer. Den energimengden som trengs for å smelte 1 gram snø, snøens smeltevarme, er 333,6 J/g og snøens fordampningsvarme ved 0°C er 2835 - 334 = 2501 J/g. Samme varmemengde frigjøres ved kondensasjon. Ved kondensasjon av 1 gram vann på snøen kan det derfor smelte 2501 / 333,6 = 7,5 gram snø.

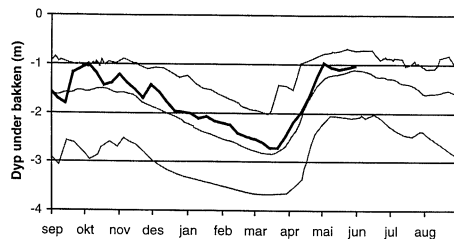
## "Vårsnøen fordampner lett"

Det hender at tilsiget til kraftsel-skapenes magasiner om våren blir mindre enn ventet ut fra de snømengder som er målt i vinterens løp. Da ligger tanken nær at vårværet har ført til stor fordampning fra snødekket.

For at fordampning skal foregå, må vandampinnholdet i lufta avta fra overflaten og utover. Snøoverflaten kan naturlig nok aldri få høyere temperatur enn 0°C, og den kalde lufta like over snøen kan inneholde bare lite vanddamp. Dette betyr at lufta over en snøoverflate må være svært tørr for å motta vanddamp fra snøen. For eksempel må luft med temperatur 5°C ha en relativ fuktighet under 70% for ikke å bli mettet ved avkjøling til 0°C. Det er derfor helst på klare solskinsdager at snøen fordampner. I overskyet stille vær med fuktig luft skjer det derimot lett kondensasjon på snøen, se ovenfor.

Direkte målinger av snødekkets fordampning i høyfjellet i Sør-Norge har vist at fordampningen er liten, i ett eksempel 0,16-0,18 mm/døgn, mens flere netter i samme periode hadde kondensasjon. Målinger over to smeltesesonger i et Vestlandsfelt ga fordampningstall på 0,20-0,23 mm/døgn. Den målte fordampningen er langt mindre enn daglig snøsmelting i de samme periodene. Generelle overslag som bygger på studier i mange land, gir en variasjon mellom 0 og 20 mm/måned (0 - 0,65 mm/døgn).

Men hvor blir det så av snøen når ikke smeltevannet med en gang når magasinene? Sannsynligvis renner det ned til det lokale grunnvannet, som etter hvert utover sommeren holder vedlike vannføringen i elvene og tilsiget til magasinene. Infiltrasjon av smeltevann om våren bremses av eventuell tele i bakken og høy markfuktighet, men kan ellers være stor og starte tidlig, figur 2.



Figur 2

*Grunnvannstand i Espedalen, Vinstravassdraget, 1999-2000. Stasjonen ligger ca. 740 m o.h. i morene. Høyeste, median og laveste målte grunnvannstand er også vist.*

## "Grunnvannet strømmer i underjordiske rør og kanaler"

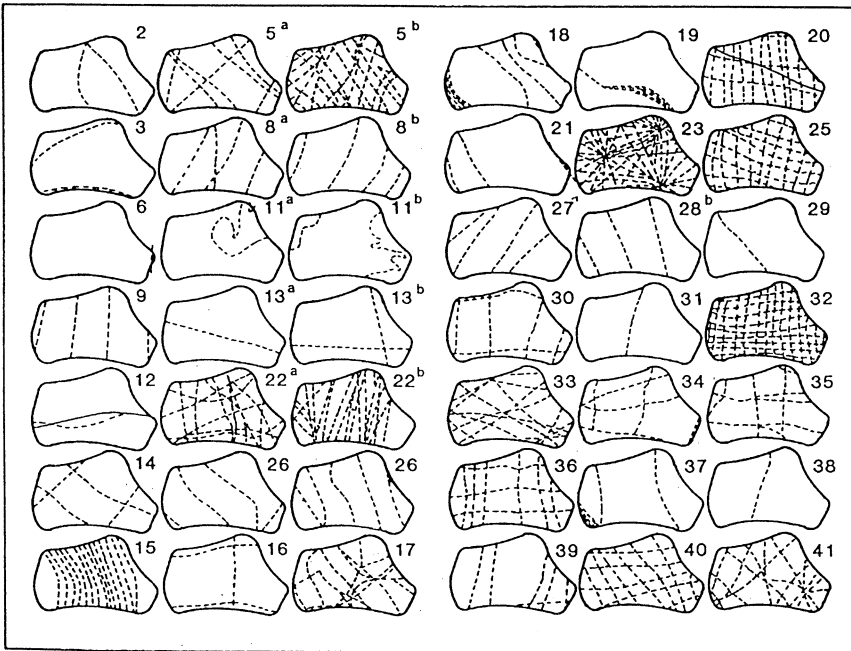
Den populære oppfatning at grunnvann vanligvis strømmer i "vannårer" nede i grunnen har ikke mye støtte i virkeligheten. De eneste tilfeller hvor underjordiske elver og sjøer kan forekomme, er i kalksteinsområder hvor kalken ved forvitring har gitt åpent rom for vannstrømmer. Slike kalkforvittringsformer kalles karst. I Norge forekommer karst i kalkområdene i Rana, og enkelte få andre steder.

Grunnvannet i løsmasser kan snarere betraktes som en sammenhengende vannmasse som gjennomtrenger og fyller grunnen. For å forstå vannets oppførsel i bakken kan vi sammenlikne jorden med en svamp. Om vi fukter en tørr svamp vil vannet til å begynne med trekkes inn i alle hulrom og kanaler i alle retninger uten å renne gjennom. Kapillærkreftene dominerer på dette stadiet over tyngdekraften. For hver vandråpe vi tilfører svampen vil vi få en ny likevektstilstand med et fuktig område i poresystemet. Kapillærkreftene suger like sterkt i alle retninger. Om vi fortsetter å fukte svampen til den er helt gjennomvåt, når vi et punkt hvor resten av hulrommene er for store og følgelig har et for lavt kapillært sug til å fylles. Overskuddsvannet vil derfor dryppe ned, påvirket av tyngdekraften. Dersom vi plasserer svampens nedre ende i en skål med vann, har vi fått en modell av sambandet mellom markvann og grunnvann i naturen.

Det er likevel stor forskjell på jordarters og bergarters evne til å slippe grunnvann gjennom. En formasjon som fører forholdsvis mye grunnvann kalles et grunnvannførende lag (akvifer). Strømningen i grunnvannet skjer i parallelle baner og uten hvirvler, (laminær strøm), og hastigheten øker med grunnvannspeilets helning. I grove jordarter som grus og sand, kan strømningshastigheten være rundt 1 mm/s, mens den i finsand og silt (mjøle) er typisk rundt 1 cm/døgn, og i leire enda langsommere. Leire er derfor praktisk talt vanntett.

Mange bergarter så som skifer, er svært lite gjennomtrengelige for vann, om de ikke er oppsprukne. I fast fjell i Norge er grunnvannsstrømmene derfor helt dominert av forekomsten av sprekker og knusningssoner. Men selv vannførende sprekker likner knapt på "årer". Brønner i fast fjell yter kanskje bare noen få prosent av hva tilsvarende brønner i løsmasser kan gi. Stive bergarter som lett sprekker, f.eks. kalkstein og sandstein, kan gi bra med vann, 2000-4000 l/time er ikke uvanlig. 50 000 l/time er oppnådd i brønner i oppsprukne lavabergarter i Vestfold. Til sammenlikning er myndighetenes konsesjonskrav til maksimal innlekkasje i Romeriksporten fra Lutvann, Puttjern og Puttjernsbekken 920 l/min, eller 55 200 l/time.

Forestillingen om at grunnvannet strømmer i kanaler og "årer" er knyttet til troen på at ønskekviser og liknende hjelpemidler kan finne grunnvann-"årene". Den suksess folk med ønskekviser har hatt med å påvise grunnvann, behøver ikke imponere i områder med løsmasser, hvor grunnvann i et vått land som vårt stort sett finnes overalt, og hvor grunnvannspeilet oftest følger den topografiske overflaten. I strøk med fast, men oppsprukket, fjell gir sprekkesoner og forkastninger som syns på overflaten god indikasjon på hvor man bør lete etter grunnvann. Det er ikke tvil om at ønskekvistelere har mye praktisk erfaring om hvor det fins lett tilgjengelig grunnvann, men det er smått med vitenskapelig belegg for troen på vann-"årer". Snarere tvert imot, figur 3.



Figur 3  
Vannårer og strålingslinjer påvist i Helsinki botaniske hage av ulike ønskekvismenn, 1949 og 1950.

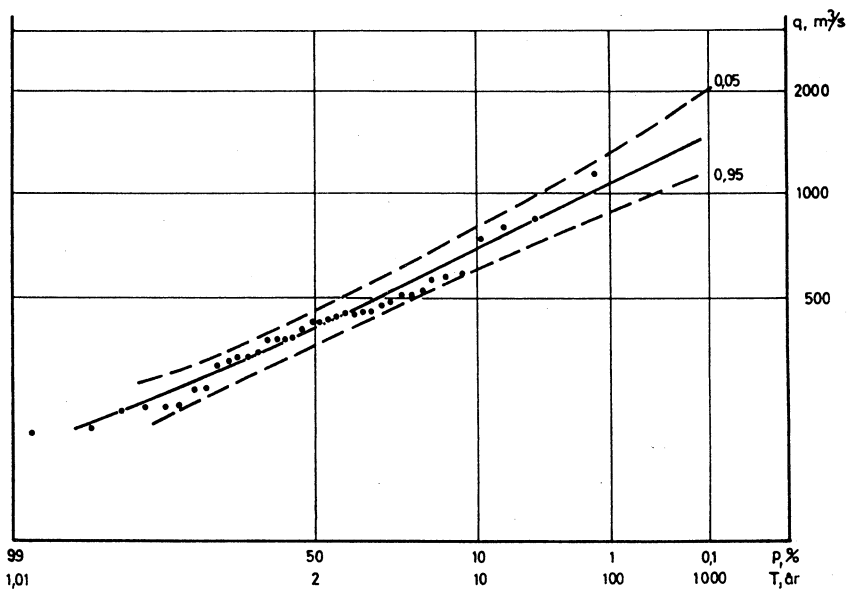
## "En hundreårsflom kommer med hundre års mellomrom"

Når vi snakker om hyppigheten av store flommer og andre naturhendelser, brukes ofte uttrykk som "50-årstørke", "100-årsflom" og "1000-årsbølge". Periodene på 50, 100 eller 1000 år kalles gjentaksintervall. Mange vil da gjerne tro at etter en slik hendelse går det 50, 100 eller 1000 år til neste gang, og at man begynner å tære på en naturgitt kvote med skadefrie år, der for eksempel risikoen for flom året etter er mye lavere enn den var i flomåret. Galt, igjen.

Gjentaksintervallet er det antall år som *gjennomsnittlig* går mellom hver gang en viss flomstørrelse oppnås eller overskrides. Det er viktig å merke seg at gjentaksintervall,  $T$ , og sannsynlighet for overskridelse av en viss vannføring,  $p$ , er såkalt inverse størrelser:

$$T = 1/p, \text{ eller } p = 1/T$$

For eksempel er det en sannsynlighet på 0,01 eller 1% for at en flom med gjentaksintervall 100 år skal nås eller overskrides ett bestemt år, og det er en sannsynlighet på 0,5 eller 50% for en flom som i gjennomsnitt nås eller overskrides hvert annet år, figur 4.



Figur 4  
Sannsynligheten,  $p$ , for en flom er den inverse verdien av gjentakintervallet,  $T$ . De stiplede kurvene angir sikkerheten ved å bruke kurven til å bestemme størrelsen av en  $T$ -årsflom. Eksemplet er fra Sirdalsvatn.

Om vi vil finne sannsynligheten for å oppleve for eksempel en 100-årsflom i løpet av en bestemt 100-årsperiode, kan vi gjøre et matematisk resonement<sup>2</sup> som viser at denne sannsynligheten er nær 63%. Det er derfor en sannsynlighet nær 63% for at en 100-årsflom skal inntreffe eller overskrides i for eksempel årrekken 2001-2100.

Kanskje var det bedre om hydrologer og media oppga den årlige sannsynligheten for en viss flomstørrelse:  $p = 0,01$ ,  $p = 0,001$  osv. Men uheldig er uttrykk som 100-årsflom lette å oppfatte. Dessverre er de også lette å misforstå.

<sup>2</sup> Sannsynligheten for at et bestemt års største vannføring er større enn  $T$ -årsflommen er  $1/T$ . Sannsynligheten for at den skal være mindre enn  $T$ -årsflommen er  $1 - 1/T$ . Sannsynligheten for at alle årlige flommer i den interessante perioden på  $L$  år er mindre enn  $T$ -årsflommen blir  $(1 - 1/T)^L$ , og sannsynligheten for at ikke alle årlige flommer i  $L$ -årsperioden er mindre enn gjentakintervallet  $T$  er:  $1 - (1 - 1/T)^L$ .

Sannsynligheten for at en 100-årsflom inntreffer i løpet av 100 år finnes når  $L = T$ , i vårt eksempel er begge 100. Når  $T$  vokser, nærmer verdien av uttrykket over seg hurtig mot  $1 - e^{-1} = 0,632$ .  $e$  er grunntallet for såkalte naturlige logaritmer, og har verdien 2,71828...