



# Oksygenisotoper og grunnvann

Sylvi Haldorsen

ISSN 0803-1304



NLH

Institutt for jord- og vannfag-

Ås, NLH 1994



# INSTITUTT FOR JORD- OG VANNFAG

Norges Landbrukshøgskole

Postboks 5028, 1432 Ås    Telefon: 64 94 75 00 - Agriuniv. Ås  
Telefax: 64 94 82 11    Rapportarkiv: 64 94 82 04

ISSN 0803 - 1304

Rapportens tittel og forfatter(e):

OKSYGENISOTOPER OG GRUNNVANN

Sylvi Haldorsen

Rapport nr : 13/94 (33)

Begrenset distribusjon:    opptrykk 1995

Dato:  
05.05.1994

Prosjektnummer:

Faggruppe:  
Geologi og vann

Geografisk område:  
Norge

Antall sider (inkl. bilag)  
44

Oppdragsgivers ref.:

Oppdragsgiver: Institutt for jord- og vannfag

**Ekstrakt:** Innholdet av  $^{18}\text{O}$  i nedbør avtar innover fra kysten, oppover i høyden og med synkende temperatur. Prøver fra Landsomfattende grunnvannsnett viser tilsvarende klare regionale variasjoner i  $^{18}\text{O}$ -innholdet. Stasjoner nær kysten og i lavlandet på Østlandet har høye  $^{18}\text{O}$ -verdier, mens stasjoner langt fra kysten og/eller med høy beliggenhet har lave verdier. I Åstdalen, Hedmark, indikerer  $^{18}\text{O}$ -verdiene for kildvann fra små grunnvannsmagasin oppholdstider på et par uker om våren og minst to måneder om høsten. I en stor sandakvifer i Solør, Hedmark viser oksygenisotopene i de øverste to metrene effekten av de milde vintrene 1989-1991, mens dypere deler av akviferen har "normale" verdier. En borebrønn i gneiss på Ås, Akershus har variasjoner i oksygenisotoper som antyder oppholdstider på et halvt år. Variasjonene tyder på kommuniserende sprekker. Forskjellen i verdiene for to kilder ved sjøen ved Mossesundet, Østfold, tyder på at den ene har sitt nydannelsesområde 100 m høyere enn den andre. I Åstdalen viser verdiene for oksygenisotoper at kildene har et lokalt innstrømningsområde, og  $^{18}\text{O}$ -verdiene avtar med høyden for kilden. Undersøkelsen viser at oksygenisotoper er nyttige sporstoffer i studier av grunnvann i Norge.

4. Emneord, norske

1. Grunnvann
2. Oksygenisotoper
3. Oppholdstider
4. Nydannelse

4. Emneord, engelske

1. Groundwater
2. Oxygen isotopes
3. Transit times
4. Recharge areas

Prosjektleder:

*Sylvi Haldorsen*

For administrasjonen:

*Annun Abrahamson*



# Innhold

---

Innledning .....	1
Oksygenisotoper som sporstoffer .....	3
Oksygenisotopene $^{18}\text{O}$ og $^{16}\text{O}$ .....	3
Analysering og prøvetaking for bestemmelse av oksygenisotoper .....	3
Studier av oksygenisotoper i kombinasjon med hydrogenisotoper .....	4
Innhold av $\delta^{18}$ i vanddamp og nedbør relatert til klima .....	5
Temperatureffekt .....	5
Årstidsvariasjoner i nedbøren .....	5
Nedbørmengder .....	5
Regionale variasjoner i nedbøren .....	6
Endringer i umettet og mettet sone .....	7
Variasjoner i $\delta^{18}\text{O}$ -innholdet i nedbør i Norge .....	9
Lista, Vest-Agder .....	10
Svalbard .....	10
Venabu, Oppland .....	11
Åstdalen, Hedmark .....	11
Generelle konklusjoner .....	12
Regionale variasjoner i norsk grunnvann -Landsomfattende grunnvannnett .....	14
Oppholdstider for grunnvann .....	16
Kort oppholdstid (< 1 år) .....	16
Kilder i Åstdalen, Hedmark .....	16
Krystalline bergarter, Ås, Akershus .....	23
Grunnvann med middels lang oppholdstid (noen få år) .....	24
Haslemoen i Solør, Hedmark .....	24
Åstdalen, Hedmark .....	25
Områder for nydannelse .....	27
Åstdalen, Hedmark .....	27
Jeløya/Moss, Østfold .....	28
Tidspunkt for nydannelse .....	30
Andelen av grunnvann til overflatevann .....	31
Bruk av oksygenisotoper i andre typer grunnvannundersøkelser .....	33
Lange oppholdstider (>1000 år) .....	33
Oksygenisotoper som kunstig tilsatte tracere .....	34
Prøvetaking for analyser av oksygenisotoper .....	35
Nedbør .....	35
Kilder .....	35
Grunnvannsrør/grunnvannsbrønner .....	36
Assistanse og finansiell støtte .....	37
SUMMARY .....	38
Oxygen isotopes and groundwater .....	38
Precipitation .....	38
Regional groundwater variation .....	38
Short transit time (< 1 year) .....	39
Residence times > 1 year .....	39
Recharge areas .....	39
Recharge time .....	40
Groundwater component in streams .....	40
Recommended procedures for sampling of groundwater for $\delta^{18}\text{O}$ -analysis .....	40
Litteratur .....	41



# Innledning

---

Oksygenisotoper har, sammen med andre naturlige isotoper som  $^2\text{H}$  (D),  $^{13}\text{C}$  og  $^{14}\text{C}$ , lenge vært ansett som nyttige parametre i geologisk og hydrologisk forskning (Dansgaard 1964). Hydrologiska avd. ved Uppsala Univ. er idag det viktigste vannfaglige forskningsmiljøet innen oksygenisotoper i Skandinavia (Lindström & Rodhe 1986, Rodhe 1987). Undersøkelsene i Uppsala har i hovedsak angått vannbalanse i nedbørfelt. I Norge har data for oksygenisotoper vært publisert for overflatevann i små nedbørfelt i Birkenes (Christophersen et al. 1985, Lundqvist et al. 1990), for grunnvann i Åstdalen (Haldorsen et al. 1993) og for nedbør og overflatevann på Svalbard (Haldorsen & Lauritzen 1993).

En stadig større andel av norsk drikkevann kommer fra grunnvannsforekomster. Det er behov for metoder for å beregne nydanning og oppholdstider for grunnvann. Kunstig tilsatte sporstoffer kan være velegnet til formålet, men det er ikke alltid lett å finne gode punkter for å tilsette sporstoffer eller å prøveta dem. Spesielt gjelder det for anisotrope og inhomogene akviferer. Det er en av grunnene til at oksygenisotoper, i tillegg til andre, naturlige og konservative sporstoffer, er meget anvendbare for hydrogeologer.

Nytten av oksygenisotoper som sporstoffer i grunnvann har lenge vært kjent (e.g. Dincer & Davis 1984). Wallick & Toth (1976), Fontes (1980) og Gat (1981). Det er vist at naturlige isotoper kan brukes til bestemmelse av nydanningsområde for grunnvann, transport av vann mellom akviferer og alder for grunnvann. Yurtsever (1983) har laget modeller for transport av naturlige isotoper i grunnvann. Bruk av modeller for tolkning av variasjoner i oksygenisotoper i grunnvann er diskutert av Zuber (1986). Senere er mange slike modeller tatt i bruk. Det ble imidlertid påpekt for noen år siden (Hendry 1988) at anvendelsen av isotoper fremdeles var relativt begrenset blant hydrogeologer. Etter dette har bruken av isotoper økt, og oksygenisotoper og andre miljøisotoper inngår nå rutinemessig i analyser av grunnvann ved enkelte større grunnvannssentre i verden (e.g. Michel 1992, Yurtsever 1992). Det er rimelig å anta at dette etterhvert blir tilfelle mange andre steder i verden.

Denne rapporten bygger på data fra fire års analyser av oksygenisotoper i nedbør og grunnvann i noen få områder i Norge. Prosjektperioden har vært kort,

og derfor er hovedvekten lagt på små grunnvannsakviferer med kort oppholdstid. Resultater fra enkelte undersøkelser i andre land er beskrevet for å gi et mer helhetlig bilde av oksygenisotopers anvendelsesmuligheter i hydrogeologisk forskning. Kun feltforhold og mettet sone er studert. Oksygenisotoper har imidlertid også blitt anvendt i søyleforsøk og i feltstudier av umettet sone (se f.eks. Sauzay 1974, Allison 1982, Lindström & Rodhe 1992).



# Oksygenisotoper som sporstoffer

---

## *OKSYGENISOTOPENE <sup>18</sup>O OG <sup>16</sup>O*

Naturlig vann og vanndamp inneholder oksygen med forskjellig atomvekt. Den lette isotopen <sup>16</sup>O med atomvekt 16 utgjør hele 99,76 % av oksygenet på jorda, mens den tunge isotopen <sup>18</sup>O med atomvekt 18 utgjør 0,2 %. Oksygen utgjør nær 90 vektprosent av vann, og en liter H<sub>2</sub>O vil i gjennomsnitt inneholde over to gram <sup>18</sup>O.

Ved enhver fordampningsprosess blir det en anrikning av den lette isotopen <sup>16</sup>O i dampen i forhold til den gjenværende væskefasen. Det skyldes at H<sub>2</sub><sup>16</sup>O har et høyere metningsdamptrykk enn H<sub>2</sub><sup>18</sup>O. Vanndamp som dannes ved fordampning fra havet, vil derfor i utgangspunktet ha et lavere innhold av <sup>18</sup>O enn havvannet. Tilsvarende vil det skje en anrikning av den tunge isotopen <sup>18</sup>O i et kondensat sammenlignet med den gjenværende dampen. Hver gang vanndamp kondenseres i atmosfæren, og det faller ut vann i form av nedbør, så vil den gjenværende vanddampen få et lavere innhold av <sup>18</sup>O enn den opprinnelige vanddampen. Atmosfærisk vanndamp får dermed stadig lavere innhold av <sup>18</sup>O jo mer vann som kondenseres.

## *ANALYSERING OG PRØVETAKING FOR BESTEMMELSE AV OKSYGENISOTOPER*

Variasjonen i <sup>18</sup>O-innholdet er liten, og det er vanskelig å måle forskjeller i absoluttverdier nøyaktig. Innholdet av <sup>18</sup>O i vann angis derfor heller som forholdet <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O og bestemmes ved massespektrometri. Forholdet <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O i vannprøven sammenlignes her med en standardprøve med kjent isotopforhold. <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O-forholdet i prøven angis som relativt avvik fra standardprøven, som normalt kalles SMOW (Standard Mean Ocean Water; Craig 1961). Det relative avviket er angitt som δ<sup>18</sup>O der

$$\delta^{18}\text{O} = (R_{\text{PRØVE}} - R_{\text{SMOW}}) / R_{\text{SMOW}}$$

R er forholdet mellom antall atomer av de to isotopene; <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O. Verdien δ<sup>18</sup>O oppgis gjerne i promille (δ<sup>18</sup>O‰ = 1000δ<sup>18</sup>O), og alle data i denne rapporten gir

$\delta^{18}\text{O}$ -verdiene i promille. Siden regnvann har lavere  $^{18}\text{O}$ -innhold enn havvann, blir  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene normalt negative.

Selve prøvetakingen av vann for bestemmelse av  $\delta^{18}\text{O}$  er ukomplisert. Det er tilstrekkelig med 10 ml vann for en analyse, det vil si at man ikke er avhengig av store vannmengder. Tørre flasker fylles helt med vann og lukkes med tett lokk. Det er viktig at det ikke skjer noen fordampning fra flaskene. Flasker som er våte før prøven tas, kan gi en betydelig feilkilde. Vannprøvene kan oppbevares lenge i kjøleskap uten at dette gir vesentlige feil i resultatene (Y. Yurtsever, IAEA, pers.medd. 1992).

Innenfor prosjektet er alle prøver analysert ved NFR's Massespektrometer ved Geologisk institutt, Universitetet i Bergen. Nøyaktighet ved målemetoden er omtrent 0.1 ‰ (beregnet fra variasjoner for standardprøve), og dette ligger godt innenfor de fleste naturlige variasjoner i vannprøvene.

### ***STUDIER AV OKSYGENISOTOPER I KOMBINASJON MED HYDROGENISOTOPER***

Deuterium ( $\text{D} = {}^2\text{H}$ ) i forhold til hydrogen  ${}^1\text{H}$  følger tildels samme mønster ved fordampning/kondensasjon som  $^{18}\text{O}$  i forhold til  $^{16}\text{O}$ . Forskjellene i deuteriumverdiene ( $\delta\text{D}$ ) angis i promille på samme måte som  $\delta^{18}\text{O}$ . Også deuterium brukes i stor utstrekning i hydrologiske og hydrogeologiske studier. Forholdet mellom  $\delta\text{D}$  og  $\delta^{18}\text{O}$  kan gi meget nyttig informasjon om hvilke prosesser grunnvannet har gjennomgått, f.eks. når det gjelder forvitring (Truesdell & Hulston 1980), fordampning eller kondensasjon (Barnes & Walker 1989, Barnes et al. 1989). Når deuterium ikke er inkludert i norske undersøkelser, så skyldes det utelukkende at massespektrometret i Bergen, der vi idag har mulighet for å utføre analyser for en rimelig pris, ikke er utrustet for å analysere hydrogenisotoper. En lang rekke tidligere publiserte data, som er referert i denne rapporten, har imidlertid vist at oksygenisotopene alene kan være nyttige sporstoffer.

# Innhold av $\delta^{18}$ i vanndamp og nedbør relatert til klima

---

## *TEMPERATUREFFEKT*

Forholdet mellom  $^{18}\text{O}$  og  $^{16}\text{O}$  i vanndamp og kondensat er temperaturavhengig. Ved høy temperatur vil forskjellen mellom vanndamp og vann være mindre enn ved lav temperatur. Det vil si at forskjellen mellom havvann og tilhørende vanndamp ved tropene vil være liten i forhold til forskjellen mellom havvann og tilhørende vanndamp i polare strøk. Dette fører til at  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene i vanndampen avtar med økende avstand fra ekvator (Gat 1980), det vil si at verdiene blir mer og mer negative.

## *ÅRSTIDSVARIASJONER I NEDBØREN*

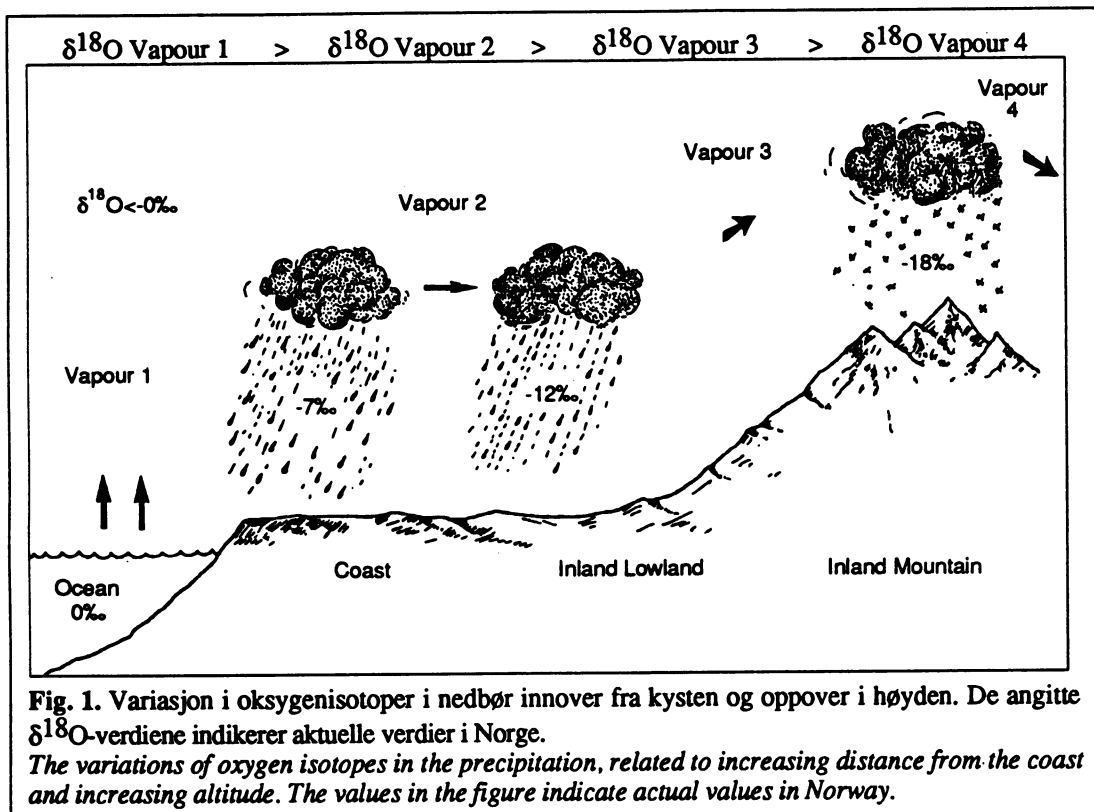
Forskjellen i  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene for vanndamp og kondensat vil være mindre ved høy temperatur (sommer) enn ved lav temperatur (vinter). Vanndampen blir derfor raskere anrikt på den lette isotopen  $^{16}\text{O}$  om vinteren enn om sommeren. Yurtsever (1975) fant en korrelasjon mellom månedlig gjennomsnittlig overflatetemperatur og månedlige  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier i nedbøren. Denne sammenhengen kunne uttrykkes ved formelen:

$$\delta^{18}\text{O} = (0.521 \pm 0.014)T(^{\circ}\text{C}) - (14.96 \pm 0.21).$$

Vinternedbør og sommernedbør i Skandinavia har markert forskjellig isotopinnhold fordi det er så stor forskjell mellom temperaturen om sommeren og vinteren (se Burgman et al. 1987).

## *NEDBØRMENGDER*

Det kan være markerte forskjeller i isotopsammensetningen for ulike nedbørtilfeller også innen samme årstid, og det er normalt lavere  $^{18}\text{O}$ -innhold i kraftig nedbør enn i mindre intense regnvær. Det kan også være forskjeller innenfor ett enkelt nedbørtilfelle. Et kraftig regnvær kan starte med høye  $^{18}\text{O}$ -innhold og avsluttes med lavere  $^{18}\text{O}$ -verdier (Ambach et al. 1975, Rodhe 1987).



### REGIONALE VARIASJONER I NEDBØREN

I realiteten er alle regionale faktorer avhengig av temperaturen (Yurtsever 1975). Fraksjoneringen av oksygenisotoper ved fordampning og kondensasjon fører til geografiske variasjoner i  $^{18}\text{O}$ -innholdet i nedbør (fig. 1). Dansgaard (1964) fant at innholdet av  $^{18}\text{O}$  avtar med:

- økende breddegrad. Jo lenger nord man kommer, jo lavere blir gjennomsnittlige  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier for nedbøren.
- økende høyde over havet (fig.1). Høydeeffekten kan gi en senkning i  $^{18}\text{O}$ -innholdet på omkring 0.15-0.5 ‰ for hver hundre meters stigning (Yurtsever & Gat 1981).
- økende avstand fra havet i retning for damptransporten (fig.1). Innholdet av  $^{18}\text{O}$  avtar fra kysten og innover landet. Det skyldes at vanddampen, stadig anrikes på den lette  $^{16}\text{O}$ -isotopen ettersom vann kondenserer og faller ut som regn. I innlandet i Skandinavia kommer ofte sommernedbøren fra sør og vest mens vinternedbøren i kalde vintre oftere kommer fra øst. Skyene som gir vinternedbøren, har en lengre transportvei enn de som forårsaker sommernedbøren. Denne effekten kommer i tillegg til forskjeller i vintertemperatur og sommertemperatur. I innlandsstrøk må det derfor forventes at vann som infiltrerer under snøsmeltingen har et betydelig lavere innhold av  $^{18}\text{O}$  enn den nedbøren som infiltrerer om sommeren og høsten.

## Endringer i umettet og mettet sone

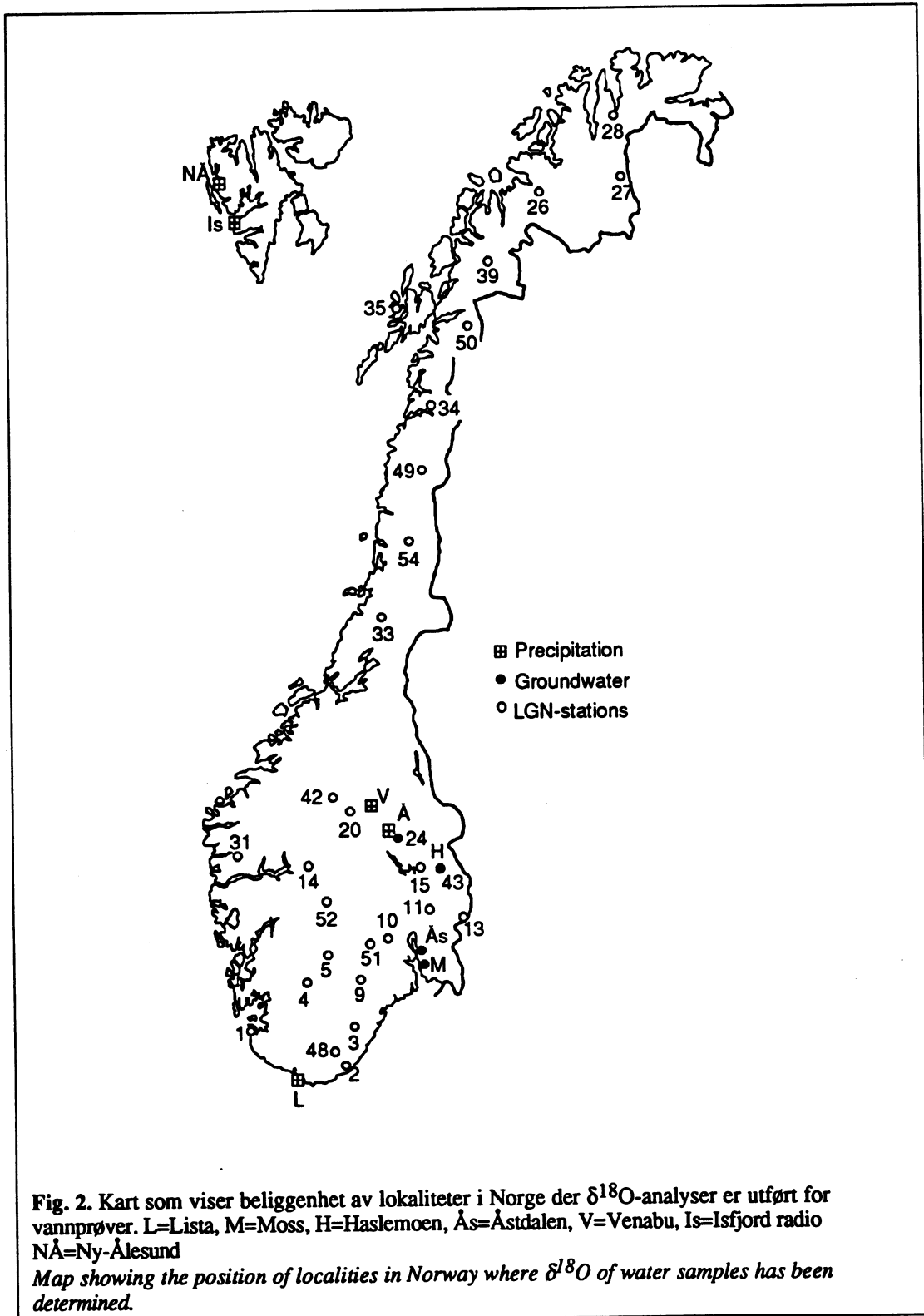
---

Når vann fordampes fra vegetasjonsløs mark, kan det skje en isotopfraksjonering som fører til at det resterende vannet får økt innhold av  $^{18}\text{O}$  sammenlignet med det opprinnelige regnvannet (Fontes 1980). Siden slik fordampning hovedsaklig skjer om sommeren, vil den føre til at markvannet, som allerede i utgangspunktet har et høyt  $^{18}\text{O}$ -innhold, vil bli ytterligere anriket på  $^{18}\text{O}$  gjennom fordampningsprosesser. Det gir en ennå større forskjell på regnvann som perkolerer ned til grunnvannsnivå om sommeren og smeltevann som infiltrerer om våren. (se f.eks. Dincer & Davis 1982). Evapotranspirasjon vil i hovedsak ikke føre til noen nevneverdig isotopfraksjonering. Plantene tar opp vann fra rotsonen uten at det skjer noen endring i isotopforholdet. Den etterfølgende evapotranspirasjonen kan betraktes som et lukket system der alt vann før eller senere fordampes (Zimmerman et al. 1967). Det vannet som perkolerer ned til grunnvannssonen, vil derfor være "merket" ut fra isotopsammensetningen i nedbøren, med en eventuell mindre endring på grunn av fordampning.

Når vannet har passert rotsonen på veg ned mot grunnvannssonen, kan isotopsammensetningen endres noe ved reaksjoner mellom mineraler og vann (Savin 1980). I den mettede sonen kan reaksjoner mellom vannfasen og kalkspat i bergarter og løsmasser, samt forvitring av silikatmineraler ha en viss, men relativt begrenset betydning for forholdet mellom oksygenisotopene, spesielt der vannet har en lang oppholdstid (Truesdell & Hulston 1980, Kharaka & Carothers 1986, Kehinde & Löhnert 1992). I høytemperatursoner med hydrotermal aktivitet kan endringen være betydelig (Zuppi et al. 1974, Bowman et al. 1994 og referanser i denne). I hovedsak vil imidlertid isotopendringen være liten gjennom umettet og mettet sone.

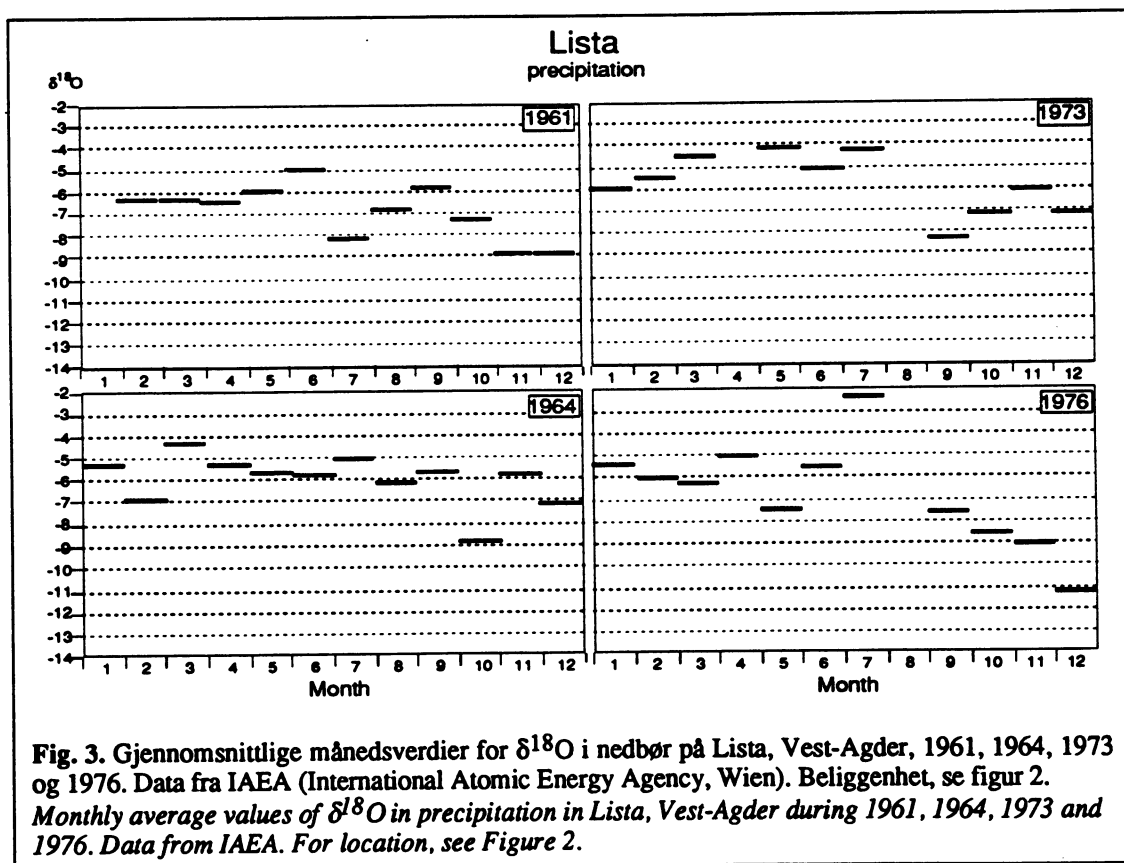
Vi må derimot forvente at blandingsprosesser i umettet sone relativt raskt kan slette ut forskjellene som skyldes variasjoner i regnet innenfor korte tidsperioder. Normalt vil derfor slike kortvarige variasjoner ikke avspeiles i grunnvannet. Årstidsvariasjoner må derimot forventes i grunnvannsmagasinet der vannets gjennomstrømningstid er mindre enn ett år. Dispersjonsprosesser vil føre til at vannet som når grunnvannsnivået etterhvert blandes med grunnvann med lengre oppholdstid. Det må derfor forventes at også de sesongmessige isotopforskjeller med tiden viskes ut, og at grunnvann med lang oppholdstid har et relativt konstant isotopinn-

hold gjennom året. Hvor lang tid dette tar, vil avhenge av grunnvannsmagasinet  
egenskaper.



# Variasjoner i $\delta^{18}\text{O}$ -innholdet i nedbør i Norge

Anvendelsen av oksygenisotoper som sporstoff i grunnvann avhenger av at det er variasjoner i oksygenisotopsammensetningen i nedbøren. Systematisk innsamling og analysering av nedbørprøver er derfor en forutsetning for å få maksimalt ut av isotopstudiene for grunnvann. Hittil er det få data for  $^{18}\text{O}$ -innholdet i nedbør i Norge. Vi vet derfor lite om hvor vi har årstidsvariasjoner, og hvor vi ikke har det. Det er data fra fire målestasjoner; to kyststasjoner (Lista og Svalbard) og to innlandsstasjoner (Venabu og Åstdalen) (fig. 2).



## LISTA, VEST-AGDER

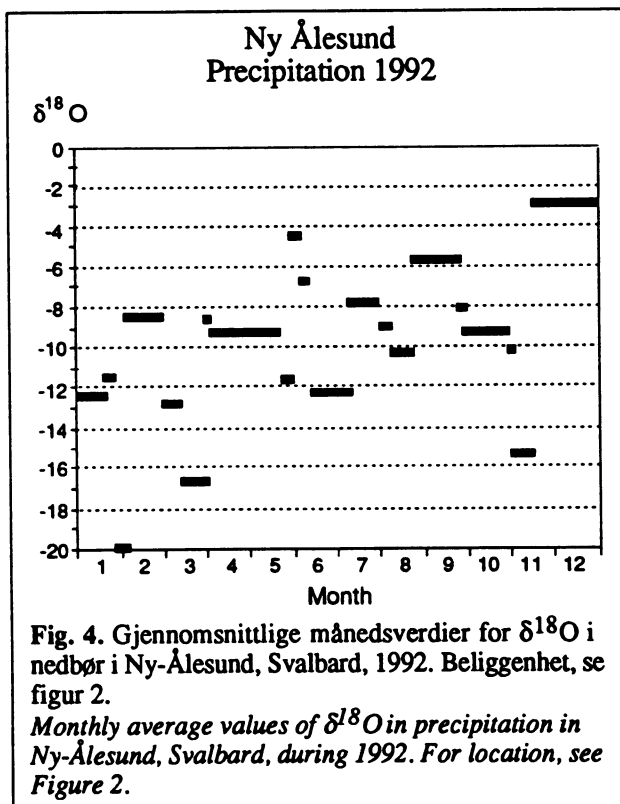
Prøvene er fra NILU's nedbørstasjon, 13 moh. Prøvene er analysert ved IAEA (International Atomic Energy Agency), Wien, og stasjonen inngår i det internasjonale nett for stabile isotoper i nedbør i regi av IAEA. Både  $\delta^{18}\text{O}$  og  $\delta\text{D}$  er bestemt for periodene 1961-1967 og 1972 - 1977. Resultatene er gitt som gjennomsnittlige månedsverdier. Verdiene for  $\delta^{18}\text{O}$  ligger generelt i området -9 til -4 (fig.3). Verdiene varierer etter samme mønster. Det er liten systematisk variasjon gjennom året. Vintermånedene har ikke alltid de laveste  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene. Lave  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier samstemmer ikke alltid med lave temperaturer. Mangelen på systematiske årstidsvariasjoner skyldes den markerte oseaniske innflytelsen, med kort transportvei for nedbøren og relativt jevn årstemperatur.

## SVALBARD

Prøver fra NILU's nedbørsamler i Ny-Ålesund ble samlet inn gjennom 1992. Nedbørsamleren er tømt den 1. hver måned. I tillegg er den tømt når den har vært fylt opp mellom disse datoene. Nedbørmåleren står 400 hundre meter fra Kongsfjorden, i en høyde på ca. 10 m over havnivå. Det er analysert på integrerte prøver, dvs. på akkumulert nedbør mellom hver tømning. Også IAEA, i samarbeid med NILU, tar prøver fra Ny-Ålesund for bestemmelse av stabile isotoper, men disse prøvene var ikke analysert da rapporten ble skrevet.

Det er en stor variasjon i nedbøren gjennom året, med  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier mellom -20 og -3 (fig.4). Det er ikke noen systema-

tisk sesongvariasjon. Laveste verdier er i januar/februar, mars og november, og høyeste verdier i juni og desember. Desember 1992 var usedvanlig mild med mye regn. Når  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene sammenholdes med vindretningene, så kan forskjellene forklares ved at nordlig og østlig vind gir lave  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier, vestlig og sørvestlig vind gir høye verdier.





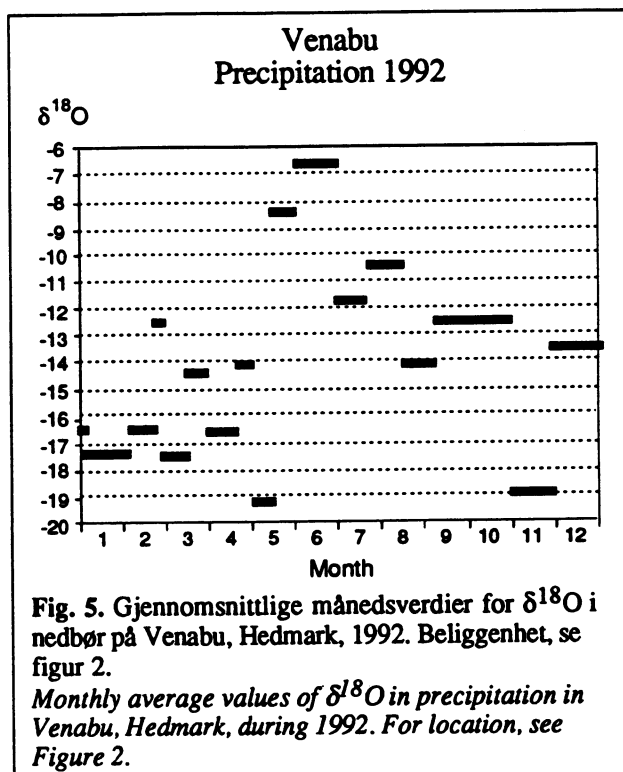
I tillegg til Ny-Ålesund, er nedbørprøver fra Isfjord (fig. 2) analysert i perioden 1960-1976 i regi av verdensnett for stabile isotoper i nedbør (IAEA). Stasjonen er nå nedlagt. Heller ikke på denne stasjonen var det noe som tydet på systematiske årstidsvariasjoner i  $^{18}\text{O}$ -innholdet.

### VENABU, OPPLAND

Prøvene er prøvetatt på DNMI's nedbørstasjon, 1992. Stasjonen ligger omtrent 930 moh. På Venabu er det samlet inn prøver hver annen uke, og analysene er også her gjort på akkumulerte prøver. Det er relativt lave verdier fra starten av året fram til midten av mai (-17 - -14) (fig. 5). Deretter stiger verdiene opp til et maksimum i juni (-6.6), og synker igjen videre utover sommeren og høsten. Stasjonen viser dermed det normale, forventede årstidsmønsteret for et innlandsområde.

### ÅSTDALEN, HEDMARK

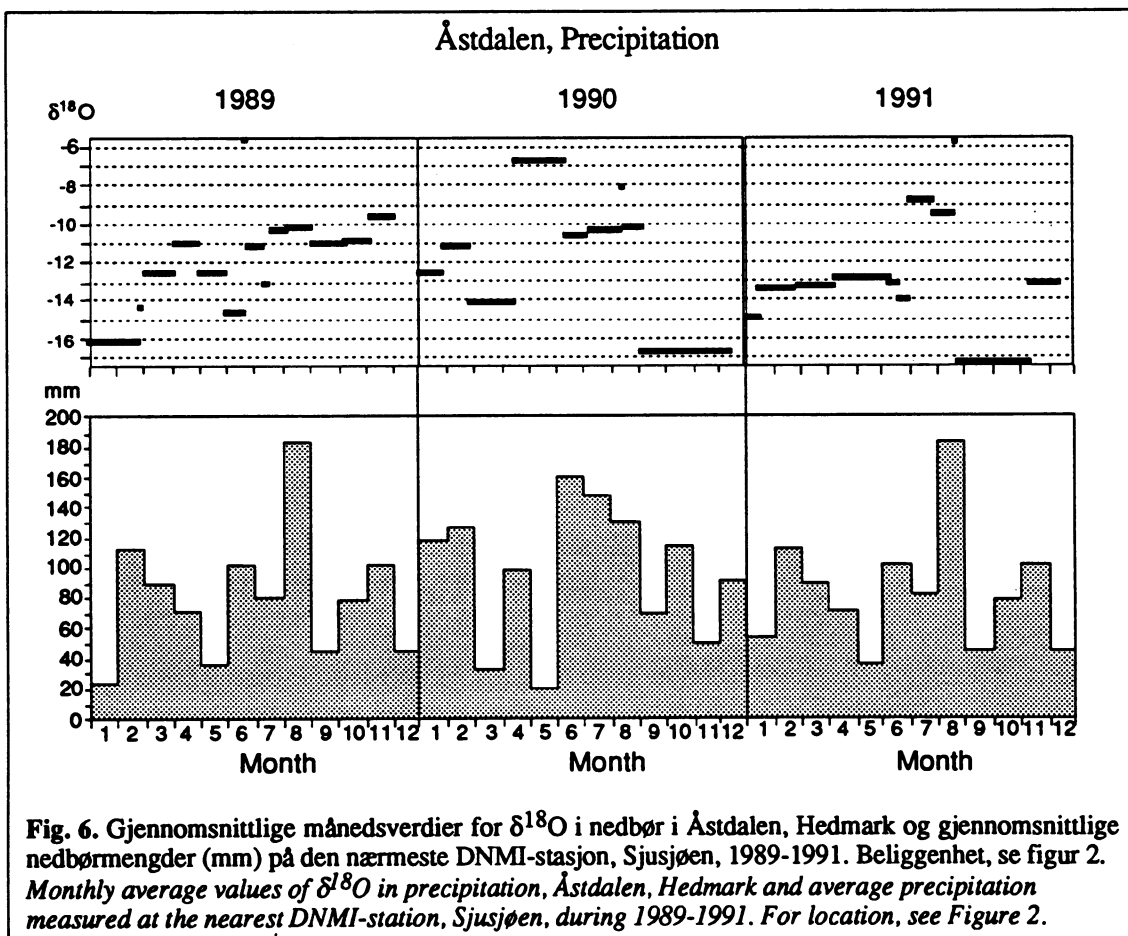
Prøvene er tatt av personell fra Institutt for jord- og vannfag, NLH, 1989-1991. Stasjonen ligger 840 moh. NILU's nedbørsamler er brukt om sommeren, og det er samlet snø i en snøsekk om vinteren. Det er stor variasjon fra år til år. Vintermånedene januar til mai har generelt noe lavere verdier enn sommermånedene juni til september, slik man skulle forvente (fig. 6). Verdiene for snøen ligger mellom -14 og -12 for 1990. Enkelte lavere verdier er målt vintrene 1989 (-16) og 1991 (-15). Det reflekterer at vinteren 1990 var varmere enn 1989 og 1991. Det er imidlertid ikke noen verdier over -11 noen av vintrene. Om sommeren er det målt  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier helt opp til -5. Høsten er svært variabel. I 1989 var det høye  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier hele høsten, i 1990 og 1991, derimot, er årets laveste verdier målt på høsten.



## GENERELLE KONKLUSJONER

Lista, Ny-Ålesund og Isfjord radio (kyststasjoner) viser ingen klare årstidsvariasjoner. Oksygenisotoper er derfor trolig lite anvendbare som naturlige sporstoffer i slike kystnære strøk. Dataene er imidlertid altfor få til å kunne trekke generelle konklusjoner om hvor langt fra kysten vi kan forvente årstidsvariasjoner.

Når vi sammenligner data fra Lista med data fra Ny-Ålesund, så er gjennomsnittsverdiene på Svalbard lavere enn på Lista, men ikke så mye lavere som temperaturen skulle tilsi. Det viser at selv så langt nord som på Svalbard så er nærheten til havet avgjørende for nedbørens isotopsammensetning (se også Dansgaard 1964). For Svalbards vedkommende er det en relasjon mellom nedbørverdiene og vindretninger. En vurdering av hvorvidt oksygenisotoper kan benyttes som sporstoffer i grunnvannsmagasiner nær kysten, kan muligens baseres på data for temperatur og vindretning fra nærmeste meteorologiske stasjon. Dersom det er klare årstidsvariasjoner i disse parametrene, så kan man muligens også forvente en viss årstidsvariasjon i innholdet av oksygenisotoper i nedbøren.



Dataene fra Venabu og Åstdalen tyder på at man kan forvente årstidsvariasjoner i  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene i innlandet. For innlandsområder kan derfor oksygenisotoper være aktuelle sporstoffer i grunnvannsundersøkelser. Venabu har en mye klarere årstidsvariasjon enn Åstdalen. Vinternedbøren i Åstdalen har dessuten et noe høyere innhold av  $^{18}\text{O}$  enn stasjonen på Venabu. I Åstdalen er målingene foretatt i år med milde vintre, noe som høyst sannsynlig har gitt en mindre forskjell mellom vinternedbør og sommernedbør enn i "normale" år. 1992, da målingen på Venabu ble foretatt, var et mer "normalt" år enn 1989-91. En endring tilbake til kaldere vintre skulle gjøre oksygenisotoper enda mer aktuelle som sporstoffer i grunnvann i Norge.

Det er store korttidsvariasjoner for hver stasjon. Enkelte lave verdier for  $\delta^{18}\text{O}$  er målt om sommeren i Åstdalen (fig. 6). Dette er ikke uventet for innlandsområder, der temperaturen kan være lav også om sommeren, og avstanden til kysten er lang. Det indikerer imidlertid at tolkninger av oppholdstider kan bli kompliserte der grunnvannsmagasinerne er små og oppholdstiden er kort.

# Regionale variasjoner i norsk grunnvann -Landsomfattende grunnvannsnnett

---

I Canada ble det allerede for flere år siden laget et isotopkart som viste regionale gjennomsnittsverdier for  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier i grunnvann (Fritz et al. 1987). Det ble vist klar sammenheng med tilsvarende analyser av nedbør, med nedbør fra Stillehavet, Atlanterhavet og arktiske områder som de tre hovedtypene.

Vi må forvente en tilsvarende sammenheng mellom nedbørens  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier og grunnvann også i Norge. Vi mangler imidlertid regionale nedbørdata for å fastslå dette. For å vurdere den regionale variasjonen i grunnvann i Norge, ble det tatt prøver fra ulike deler av landet i 1991 og 1992 (fig. 2). Prøvene har omfattet 29 stasjoner i Landsomfattende grunnvannsnnett (LGN) som administreres av NGU/NVE (Kirkhusmo og Sønsterud 1988). Fra hver stasjon er det tatt fra 1 til 4 prøver.

Okxygenisotopsammensetningen viser klar sammenheng med avstand fra kysten og høyde over havet (fig. 2 og tabell 1). De høyeste  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene finner vi på Jæren (stasjon 1), Førde (stasjon 31), Sortland (stasjon 35) og Evje (stasjon 48), som alle er kystnære stasjoner. Det er interessant at Sortland, som ligger nord for  $68^\circ\text{N}$ , har like høye verdier som Sørlandet. Det viser også i dette tilfelle at kystnær beliggenhet er viktigst, selv om gjennomsnittstemperaturen er lavere i Nordland enn på Sørlandet. De laveste  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier finner vi for Karasjok (stasjon 27), Dombås (stasjon 42), Fillefjell (stasjon 14) og Ottadalen (stasjon 20). Når det gjelder Karasjok, så er forklaringen på de lave  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene kombinasjonen av lang avstand fra kysten og lav temperatur. Fillefjell har lav temperatur og ligger høyt, mens lave verdier for Dombås og Ottadalen i første rekke forklares med stor avstand fra kysten. Det er variasjoner i verdiene innenfor hver stasjon, avhengig av når på året prøvene er tatt. De regionale hovedforskjellene er imidlertid de samme enten det gjelder prøver tatt i april, prøver tatt om sommeren eller prøver tatt i oktober. Det viser hvor følsomme oksygenisotopene er når det gjelder sammenhengen mellom nedbør og grunnvann.

Kun Modum (stasjon 10) viser atypiske verdier. Modum har lave gjennomsnittsverdier trass i relativt lav beliggenhet langt sør og nær Oslofjorden. Verdiene ligger omtrent på samme nivå som Fillefjell. Dette er umiddelbart vanskelig å forklare, særlig når man sammenligner med Flesberg (stasjon 51) som er en nærliggende stasjon med signifikant høyere verdier.

Tabell 1. Regionale variasjoner i  $\delta^{18}\text{O}$  i norsk grunnvann  
*Table 1. Regional variation of  $\delta^{18}\text{O}$  in Norwegian groundwaters*

**THE NORWEGIAN NATIONAL GROUNDWATER OBSERVATION NETWORK 1991-92**

Station number	Name	Altitude (m a.s.l.)	Number of samples	$\delta^{18}\text{O}$ average values
01	Jæren	0001	5	-07.05
02	Birkenes	0070	2	-09.44
03	Åmli	0130	2	-10.24
04	Hovden	0950	4	-11.51
05	Møsvatn	1000	3	-12.74
09	Bø	0140	3	-10.44
10	Modum	0140	3	-13.11
11	Romerike	0200	3	-11.80
13	Magnor	0135	1	-10.63
14	Fillefjell	0950	2	-13.32
15	Løten	0420	2	-11.69
20	Ottadalen	0310	1	-13.36
24	Åstdalen	0700		
26	Kvænangen	0010	2	-11.68
27	Karasjok	0130	2	-14.79
28	Lakselv	0030	2	-12.82
31	Førde	0050	3	-09.05
33	Overhalla	0030	2	-09.61
34	Fauske	0060	2	-09.87
35	Sortland	0030	1	-09.07
39	Øverbygd	0080	2	-11.94
42	Dombås	0525	4	-14.25
43	Haslemoen	0175	2	-12.25
48	Evje	0180	3	-09.18
49	Dunderl.dal	0250	2	-11.50
50	Skjomen	0010	2	-11.18
51	Flesberg	0180	3	-11.55
52	Hol	0460	2	-12.56
54	Svenningdal	0120	2	-10.47

# Oppholdstider for grunnvann

Fontes (1980) konkluderte med at oksygenisotoper og deuterium er lite egnet til vurdering av oppholdstider for grunnvann, spesielt når man sammenlignet med anvendbarheten av  $^3\text{H}$  og  $^{14}\text{C}$ .

For grunnvann med lang oppholdstid og for lukkede akviferer er dette åpenbart riktig. I Norge har vi imidlertid en stor andel av små, åpne grunnvannsmagasin der det er markerte variasjoner i vannkjemi og grunnvannsstand gjennom året (Kirkhusmo & Sønsterud 1988). I slike magasin kan grunnvannet ha en gjennomsnittlig gjennomstrømningstid på mindre enn ett år, og årstidsvariasjoner i oksygenisotopinnholdet kan gi informasjon om oppholdstider.

## KORT OPPHOLDSTID (< 1 ÅR)

### Kilder i Åstdalen, Hedmark

Grunnvann med kort oppholdstid er ofte forbundet med små akviferer. Tidligere studier av kontaktkilder i små akviferer i relativt usorterte sedimenter i Åstdalen, Hedmark (fig. 2, 7 og 8) viser årstidsvariasjoner i både vannføring og kjemi.

Maksimum i vannføring og minimum i elektrisk ledningsevne kan

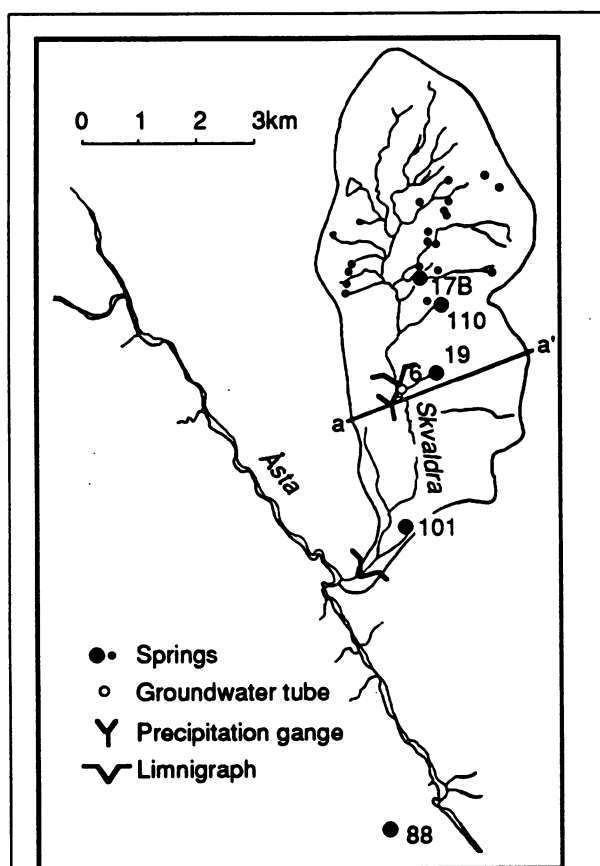
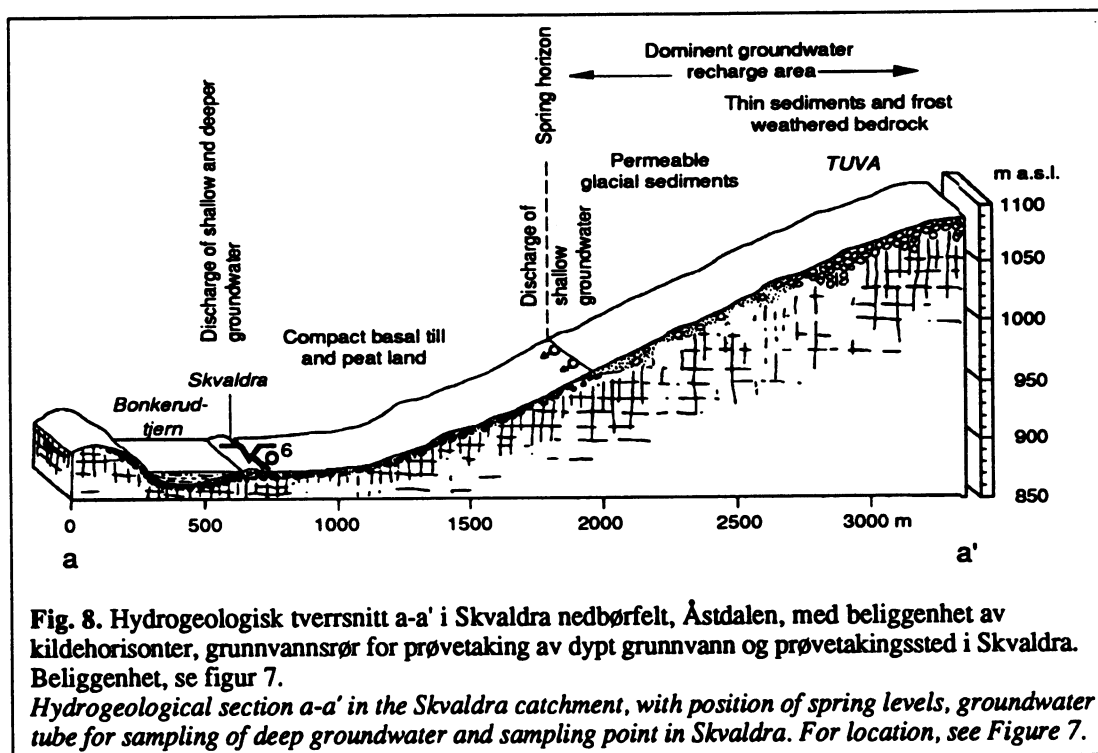


Fig. 7. Åsta nedbørfelt, Hedmark, med beliggenhet av viktige kilder, nedbørsamler, grunnvannsrør, målested (limnigraf) og prøvetakingspunkt i Skvaldra. Beliggenhet, se figur 2.  
*Åstdalen catchment, Hedmark, with position of main springs, precipitation collector, groundwater tube, limnigraph and water sample locality in the river Skvaldra. For location, see Figure 2.*

relateres til vann fra snøsmeltingsperioden (Haldorsen et al. 1992, Haldorsen et al. 1993). Variasjoner i vannføring og kjemi indikerer en oppholdstid på et par uker til et par måneder. Kildene ligger i høyde 700 til 950 moh. De høyestliggende kildene har sitt innstrømningsområde over skoggrensen (fig.8).

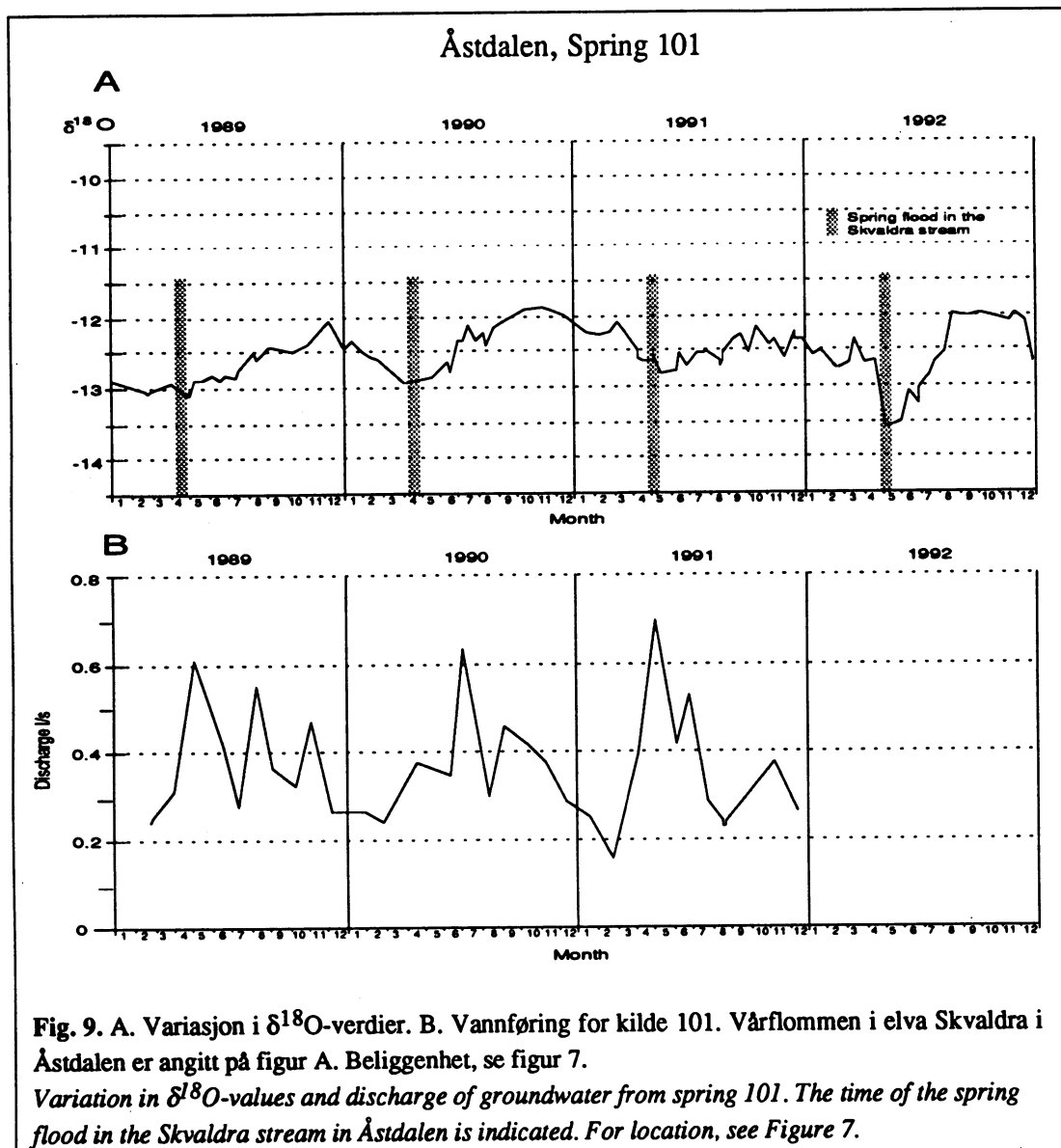
Kilder er naturlige utstrømningspunkter for grunnvann. De er ofte eneste prøvetakingspunkter for grunnvann der man ikke har brønner eller andre installasjoner for prøvetaking. Kildene utgjør lokale konfluensområder for grunnvannet, med utstrømning av vann fra et visst volum av akviferen. Det tilsier at de representerer et "blandet vann". Noe av vannet er nydannet i områder langt ovenfor kildeutspringet, mens andre deler av vannet kan komme fra områdene like ovenfor kilden. En slik blanding av vann vil til en viss grad være med på å jevne ut årstidsvariasjonene i oksygenisotopene.



**Fig. 8.** Hydrogeologisk tverrsnitt a-a' i Skvaldra nedbørfelt, Åstdalen, med beliggenhet av kildehorisonter, grunnvannsrør for prøvetaking av dypt grunnvann og prøvetakingssted i Skvaldra. Beliggenhet, se figur 7.

*Hydrogeological section a-a' in the Skvaldra catchment, with position of spring levels, groundwater tube for sampling of deep groundwater and sampling point in Skvaldra. For location, see Figure 7.*

Kildevannet i Åstdalen er prøvetatt for bestemmelse av oksygenisotoper i perioden 1989 -1992. Prøvetakingen er foretatt annenhver uke for to av kildene (088 og 101) og maksimalt en gang i måneden for de øvrige. Tidligere undersøkelser (Haldorsen et al. 1992, 1993) har konkludert med at kildene 019 og 110 har korte oppholdstider (lave innhold av geologisk relaterte ioner) mens 17B har lengre oppholdstid (høyere innhold av geologisk relaterte ioner). Kilde 101 har større variasjon i vannføring og kjemi enn kilde 088. Kilde 101 har derfor vært antatt å ha kortere oppholdstid og drenere mindre grunnvannsmagasin enn kilde 088 (Englund 1986).

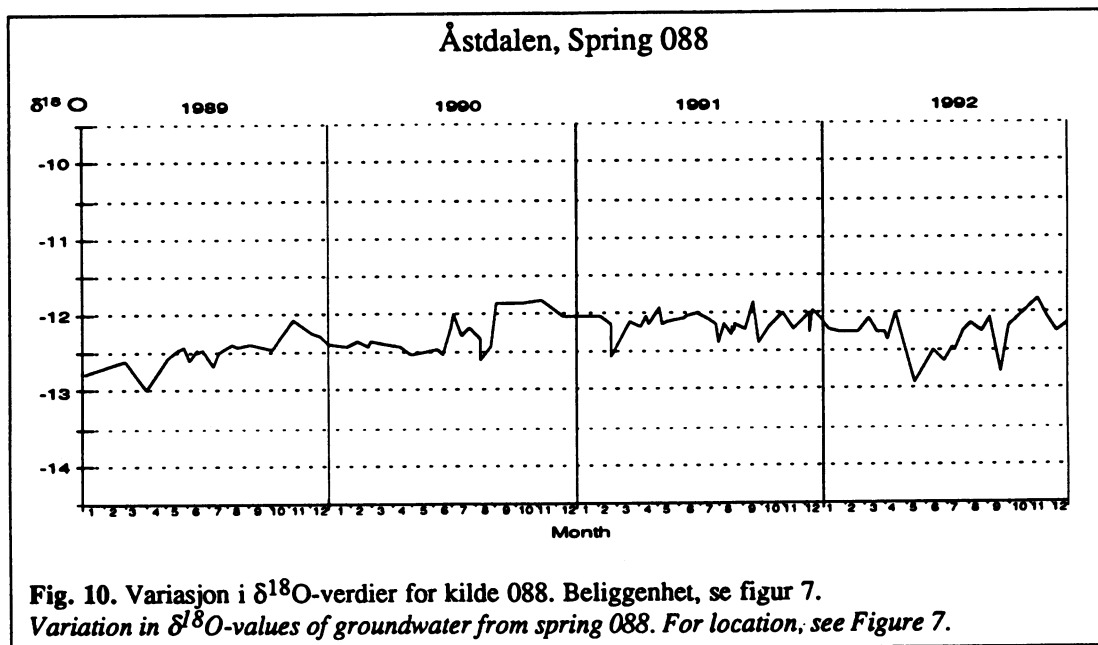


Alle kildene viser variasjon i  $\delta^{18}O$ -verdiene gjennom perioden 1989-1992 (fig. 9-13). Kildene 101 og 088 (fig. 9A og 10) er best egnet for vurdering av oppholdstider fordi de er prøvetatt hyppigst.

Kilde 101 har minimum i  $\delta^{18}O$ -verdiene om våren. Det er rimelig å anta at dette avspeiler den maksimale effekten av kald vinternebbør som har infiltrert under snøsmeltingen. Oppholdstid for kildevannet vil dermed avspeiles i tidsforskjellen mellom snøsmelting og laveste  $\delta^{18}O$ -verdier i kildevannet. Maksimal snøsmelting vil avspeiles ved vårflommen i bekkene i området. De laveste  $\delta^{18}O$ -verdiene i kilden er ved overgangen april/mai i 1989, i mai i 1991 og i mai i 1992. I 1990 er det tatt for få prøver i den aktuelle perioden til å angi tidspunkt for minimum. Det er bare 1992 som har et virkelig markert minimum i  $\delta^{18}O$ -verdiene. Dette avspeiler trolig at

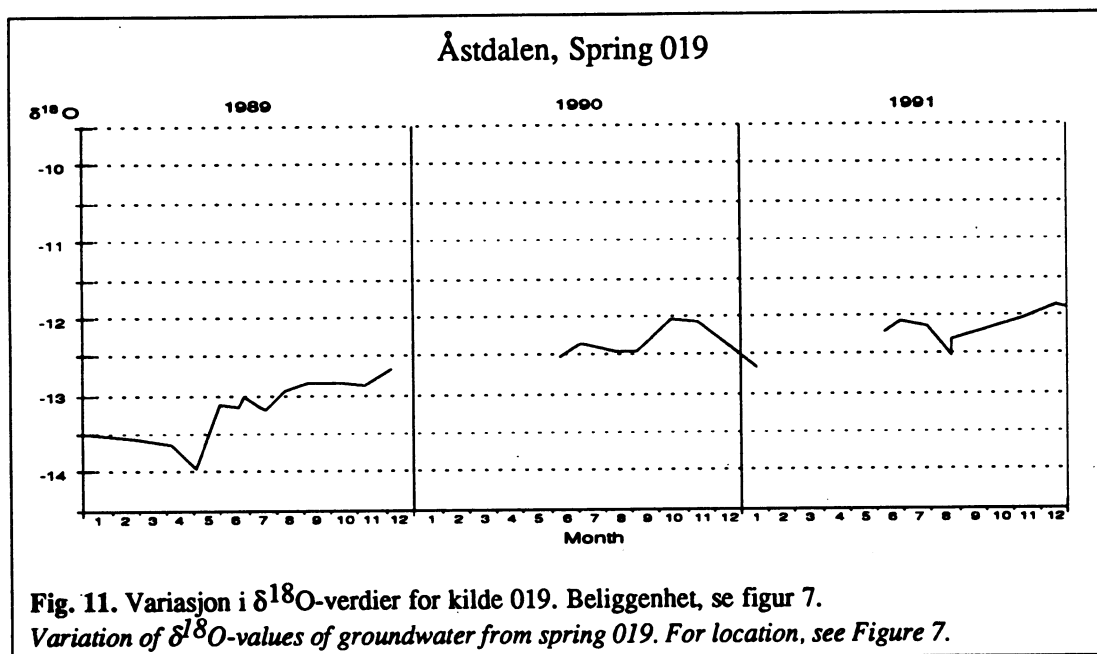


vintrene 1989 - 1990 var spesielt milde mens 1992 var mer "normal". Minimum i  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier faller sammen med maksimal vannføring i kilden (fig. 9 A, B). Snøsmeltingen avspeiles ved vårfloppen i Skvaldra (angitt på fig. 9A), som er en liten sideelv til Åsta. Tidsforskyvningen mellom denne vårfloppen og laveste  $\delta^{18}\text{O}$ -verdi i kildene er mindre enn en måned. Det tyder på at oppholdstiden for grunnvannet som infiltrerer under snøsmeltingen er meget kort. Variasjonen i oksygenisotoper støtter derfor konklusjonene fra tidligere undersøkelser (Englund 1986).



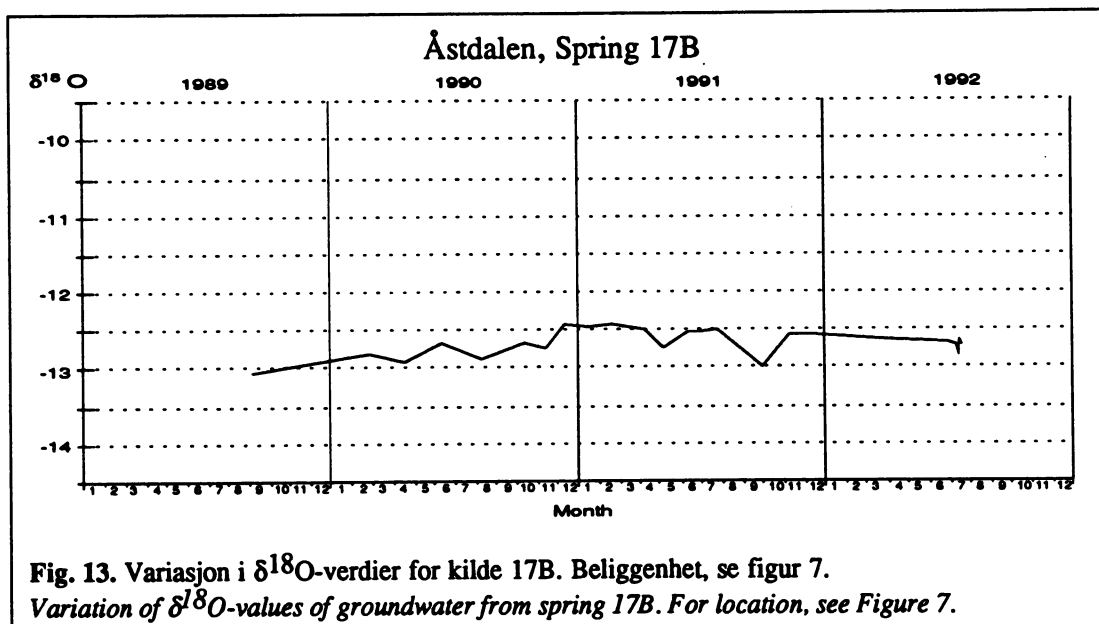
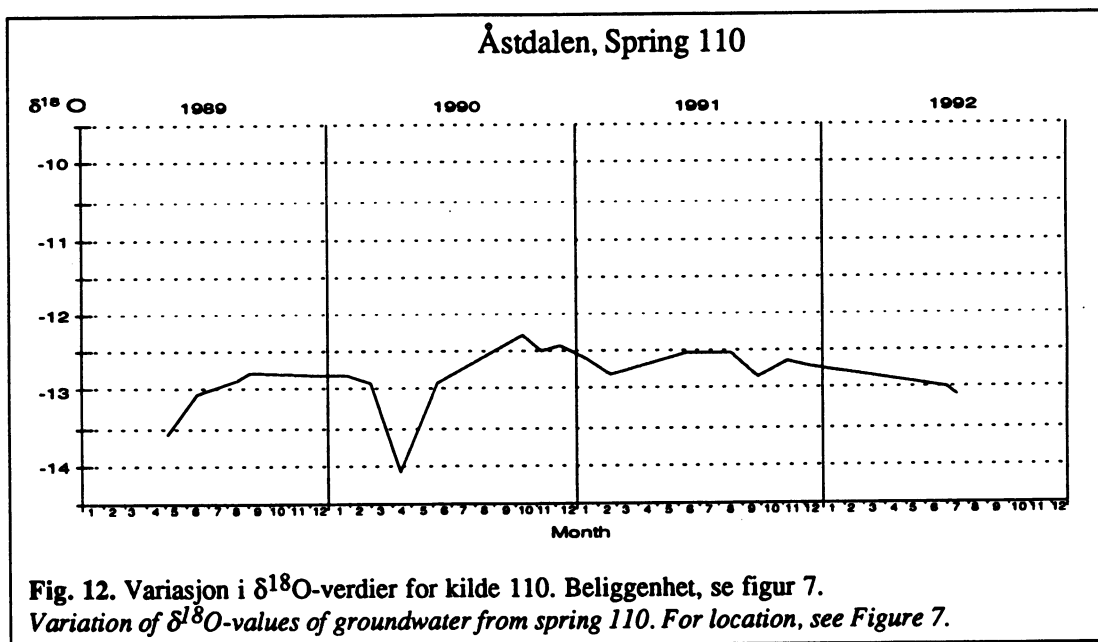
Verdiene for  $\delta^{18}\text{O}$  i kilde 101 stiger gjennom sommeren og har et maksimum sent på høsten i 1989, 1990 og 1991. Smeltevann fra fjernere deler av innstrømningsområdet når kildeutspringet i løpet av sommeren men er da blandet med sommernedbør fra området nærmere kildeutspringet. Maksimum i  $^{18}\text{O}$ -innholdet kommer når sommernedbøren prosentvis utgjør den største andelen av vannet. På denne tiden har kilden relativt lav vannføring. En sammenligning mellom  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene i kilden og i nedbøren i 1990 (fig. 6) gir en indikasjon på oppholdstider. Juni, juli og august var våte måneder med høye verdier for  $\delta^{18}\text{O}$ . Oktober var også forholdsvis våt, og nedbøren kom i form av regn. November var tørr. Verdien for  $\delta^{18}\text{O}$  er beregnet for integrert nedbør fra september til november (fig. 6). Verdien er meget lav (-17). Det indikerer at det var meget lave verdier enten i september eller i oktober, eventuelt i begge månedene. Maksimumsverdien for  $\delta^{18}\text{O}$  i kildevannet faller dermed sammen med minimumsverdiene i  $\delta^{18}\text{O}$  for nedbøren. Den nedbøren som gir de høye  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene for kildevannet i november, er derfor trolig fra august eller tidligere (se fig. 6), og ikke i noen tilfelle senere enn september. Oppholdstiden må dermed antas å være mer enn en måned høsten 1990. Dette er

noe lengre tid enn den oppholdstiden som ble beregnet for vårvannet. Det henger antagelig sammen med forholdene i umettet sone. Om våren er vanninnholdet i hele den umettede sonen allerede nær feltkapasitet før snøsmeltingen starter, slik at smeltevannet vil renne direkte ned i grunnvannsmagasinerne. Vannbevegelse skjer høyst sannsynlig gjennom makroporer og ikke ved en stempeeffekt der gammelt vann først blir presset ut. Espeby (1989) kom til tilsvarende konklusjoner for moreneskråninger i Sverige. Om sommeren kan det være et underskudd av vann i umettet sone, og dette må først fylles opp før ytterligere nydannelse av grunnvann kan finne sted. I 1990 var det en ekstremt tørr periode i mai og begynnelsen av juni. Nedbøren i siste del av juni fram til og med første del av august har trolig delvis gått med til å fylle opp umettet sone til feltkapasitet. Vannet har derfor ikke perkolert direkte ned til grunnvannsnivå.



Kilde 088 (fig. 10) viser ikke så systematiske årstidsvariasjoner i  $\delta^{18}O$ -verdiene som kilde 101. Dette støtter den tidligere antagelsen (Englund 1986) om at 088 drenerer grunnvann med lengre oppholdstid og/eller fra større magasin enn kilde 101. Det er et minimum i  $\delta^{18}O$  i kilde 088 ved overgangen mars/april i 1989, og et minimum i mai i 1992. På samme måte som for kilde 101, så er det 1992 som har det mest markerte minimum. Det minimum i  $\delta^{18}O$  som er registrert for kilde 088 i 1989 kommer imidlertid tidligere enn for 101. Det kan tyde på en viss innblanding av lokalt smeltevann som har infiltrert like ved kildeutspringet for 088. Dette minimum i  $\delta^{18}O$  kommer tidligere enn maksimal vannføring i kilden, og har dermed ikke noen dominerende innflytelse på årsbudsjetten for kilden.

Det er også en klar sammenheng mellom  $\delta^{18}\text{O}$ -innholdet i kildene og klimatiske forhold i de årene prøvetakingen har foregått. Kilde 088 har økende  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier fra 1989-1991, der vintrene 1990 og 1991 var milde, og synkende verdier igjen i 1992 som var en mer "normal" vinter. Det samme mønsteret finner man for kilde 17B (fig. 13). Dette følger i store trekk variasjonen i nedbøren (fig. 5 og 6) og indikerer at oppholdstiden for hovedkomponenten i grunnvannet ikke kan være mer enn ett år. De maksima og minima som er observert i kildevannet må derfor relateres til nedbørforhold samme året som grunnvannet er prøvetatt. Når dette gjelder for kildene 088 og 17B, der man må anta at vannet har lang oppholdstid, så må tilsvarende konklusjoner også trekkes for de andre kildene. Kurvene for kilde 101 og 110



(fig. 9 og 12) viser det samme mønsteret som 088 og 17B, med økende verdier gjennom 1989-1991 og avtagende verdier igjen i 1992. For kilde 019 er det ikke data for 1992, men det er en klar økning fra 1989 til 1991 (fig. 11). Også andre kilder i Åstdalen (fig. 7), som er prøvetatt noen få ganger gjennom perioden 1989-1991, viser samme tendensen (tabell 2).

Tabell 2.  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier for kilder i Skvaldra nedbørfelt i Åstdalen.  
 Table 2.  $\delta^{18}\text{O}$  values for groundwater springs in the Skvaldra catchment in Åstdalen.

Location	Altitude	$\delta^{18}\text{O}$ (average 1989)	$\delta^{18}\text{O}$ (average 1990)	$\delta^{18}\text{O}$ (average 1991)
4	0950	-13.16	-12.67	-12.50
5	0945	-13.06	-12.80	-12.51
6	0945	-13.12	-12.78	-12.58
7	1005	-12.66	-12.98	
13	1015	-13.18	-12.73	
15	0955	-13.01	-12.43	-12.39
17B	0930	-13.06	-12.74	-12.59
21	0935	-12.58	-12.37	-12.53
22	0935	-12.72	-12.62	
23	0905	-13.00	-12.83	

Resultater som er ganske lik de vi har fra Åstdalen, med årstidsvariasjoner som viser svakt minimum om våren og maksimum om høsten, er publisert fra kilder i de franske Alper (Dray et al. 1992). På samme måte som i Åstdalen gjelder også dette kilder i akviferer med kort gjennomstrømningstid.

Relativt korte oppholdstider og strømning i makroporer var også konklusjonen til Espeby (1989) som studerte vannbevegelse i en moreneskråning nær Stockholm. På samme måte som i Åstdalen underbygget oksygenisotopdataene resultatene fra andre kjemiske parametre.

## Krystalline bergarter, Ås, Akershus

Data for  $\delta^{18}\text{O}$  i grunnvann fra en borebrønn i gneiss på Ås, Akershus (fig. 2) foreligger for 1991 og 1992. Brønnen står i en lukket akvifer der 14 m leire utgjør det tette laget. Brønnen er boret ned til 91 m dyp (fig. 14)

Begge årene var det lite snø i området og en mulighet for nydannelse av grunnvann hele året. I både 1991 og 1992 var  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene i grunnvannet lavest om sommeren og høyere om våren (fig. 15). Vi har ingen data for  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene i nedbør på Ås. Vi må likevel kunne anta at de laveste  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene i nedbøren er om vinteren. Resultatene for grunnvann tyder derfor på at oppholdstiden er minst et halvt år. Brønnen penetrerer en rekke sprekkesoner, som under boring ga ulike vannmengder (fig. 14).

Årstidsvariasjonen tyder på at vannet i disse sprekke kommuniserer. Tilførsel av vann med helt lik oppholdstid fra ulike sprekker ville høyst sannsynlig ha utvisket årstidsvariasjonene.

Lignende resultater er funnet for oksygenisotoper i krystalline bergarter i Sverige. Saxena (1984) studerte variasjoner i  $^{18}\text{O}$ -innholdet i borhull i prekambriske bergarter. Han fant årstidsvariasjoner ned til 40 m dyp. Maksimum og minimum kom på samme tidspunkt i de ulike dypene, men am-

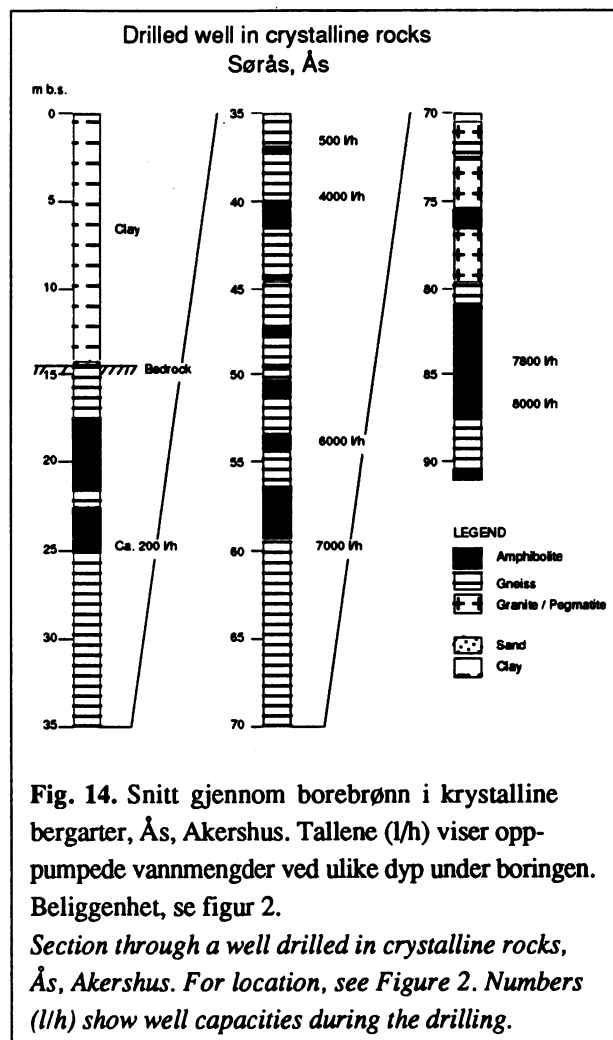


Fig. 14. Snitt gjennom borebrønn i krystalline bergarter, Ås, Akershus. Tallene (lh) viser opppumpede vannmengder ved ulike dyp under boringen. Beliggenhet, se figur 2.

Section through a well drilled in crystalline rocks, Ås, Akershus. For location, see Figure 2. Numbers (lh) show well capacities during the drilling.

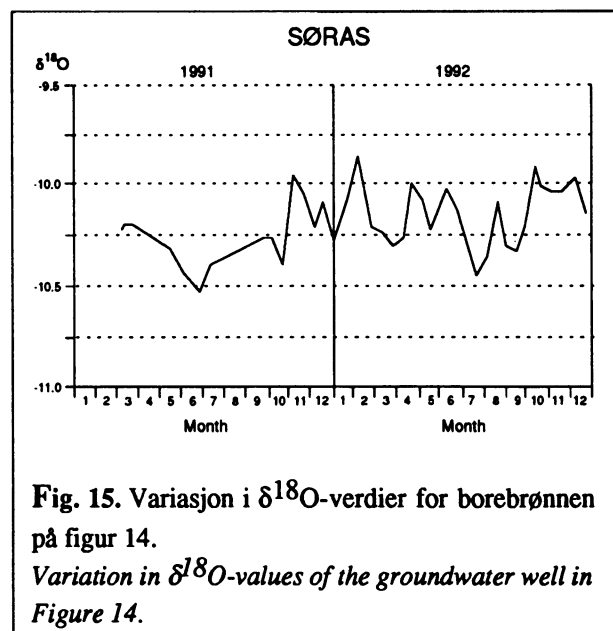


Fig. 15. Variasjon i  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier for borebrønnen på figur 14.

Variation in  $\delta^{18}\text{O}$ -values of the groundwater well in Figure 14.

plituden avtok mot dypet. Selv om blanding med eldre vann ga mindre forskjeller mot større dyp, tydet resultatene på at kommuniserende sprekker raskt transporterer vannet ned mot dypet.

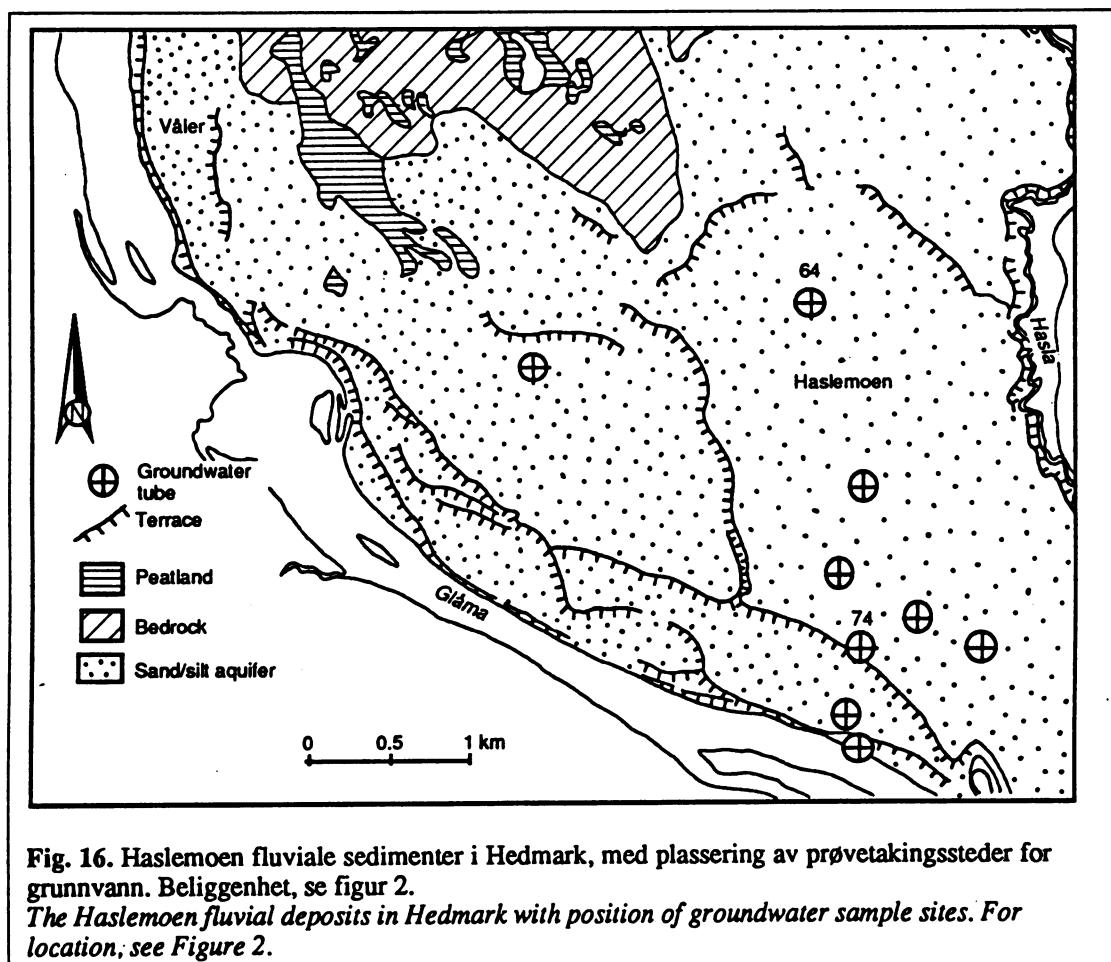
Fontes et al. (1978) undersøkte grunnvann i kilder i fjell i Alpene ved den fransk-italienske grensen. De fant at vannet beveget seg i sprekker, først gjennom 200 m is og deretter 2000 m granitt og beholdt de opprinnelige  $\delta^{18}\text{O}$ - verdiene fram til kildeutspringet. Heller ikke i dette tilfellet var det noe som tydet på noen vesentlig blanding av vann med kort og lang oppholdstid.

## GRUNNVANN MED MIDDELS LANG OPPHOLDSTID (NOEN FÅ ÅR)

### Haslemoen i Solør, Hedmark

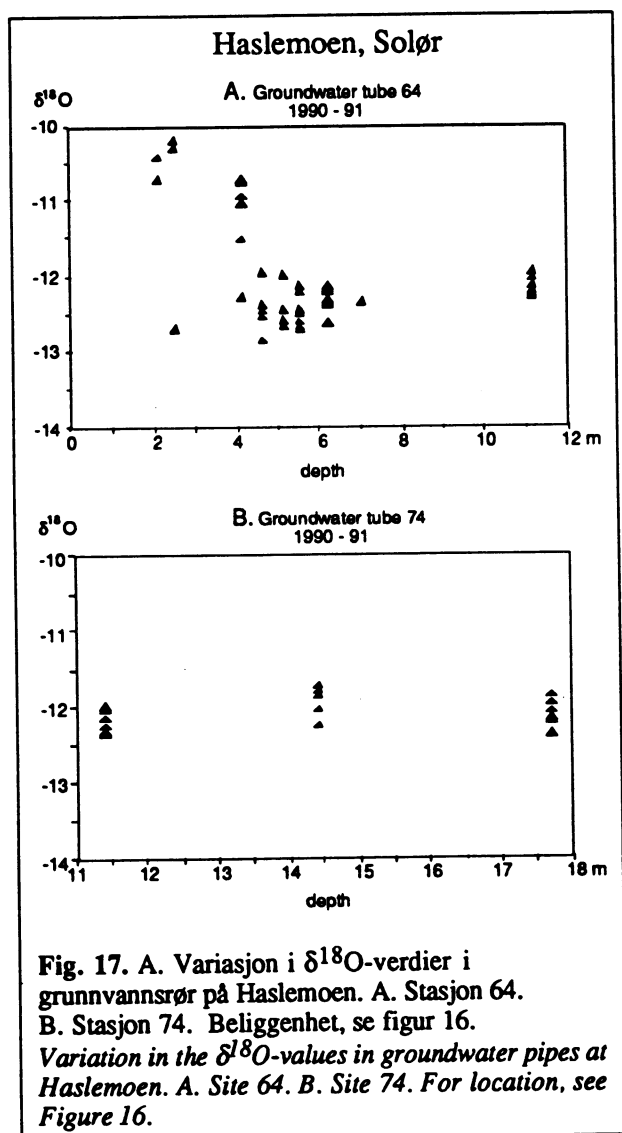
Haslemoen i Solør (fig. 2) er en stor løsmasseakvifer i fluviale sedimenter (Englund & Haldorsen 1986, Haldorsen et al. 1986, Jakobsen et al. 1990) (fig. 16).

Grunnvannskjemi i dypere deler av akviferen er relativt homogen gjennom året og indikerer en oppholdstid på mer enn et år (Englund et al. 1990).



I 1990-1992 ble det tatt prøver for bestemmelse av  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier fra grunnvannsrør på ulike lokaliteter og ned til ulike dyp i akviferen. I områder det er relativt kort avstand fra markoverflaten ned til grunnvannsnivå (<5 m), har de øverste par metrene i akviferen et høyere  $^{18}\text{O}$ -innhold enn dypere deler (fig. 17 A). Det er tidligere beregnet at nydannelsen av grunnvann på Haslemoen svarer til ca. 300 mm/år (Haldorsen et al. 1986, Jakobsen et al. 1990). Nedbøren i vinterhalvåret gir den vesentligste nydannelsen. Den effektive porøsiteten er mellom 20 og 30 %, d.v.s at den årlige nydannelsen svarer til omtrent 1 -1.5 m mettet sone. De øverste par metrene av akviferen kan derfor utgjøre et par års nedbør. De høye verdiene vi finner i den øverste delen av grunnvannssonen skyldes derfor mest sannsynlig de siste milde vintrene med høye vinterverdier for  $\delta^{18}\text{O}$ . Enkeltår eller serier med ekstreme  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier kan derfor være viktige ledehorisonter for aldersbestemmelser av grunnvann.

I områder på Haslemoen der det er stor avstand ned til grunnvannsnivå, er ikke tilsvarende forskjell mellom grunt og dypt grunnvann funnet (eks. fig. 17 B).



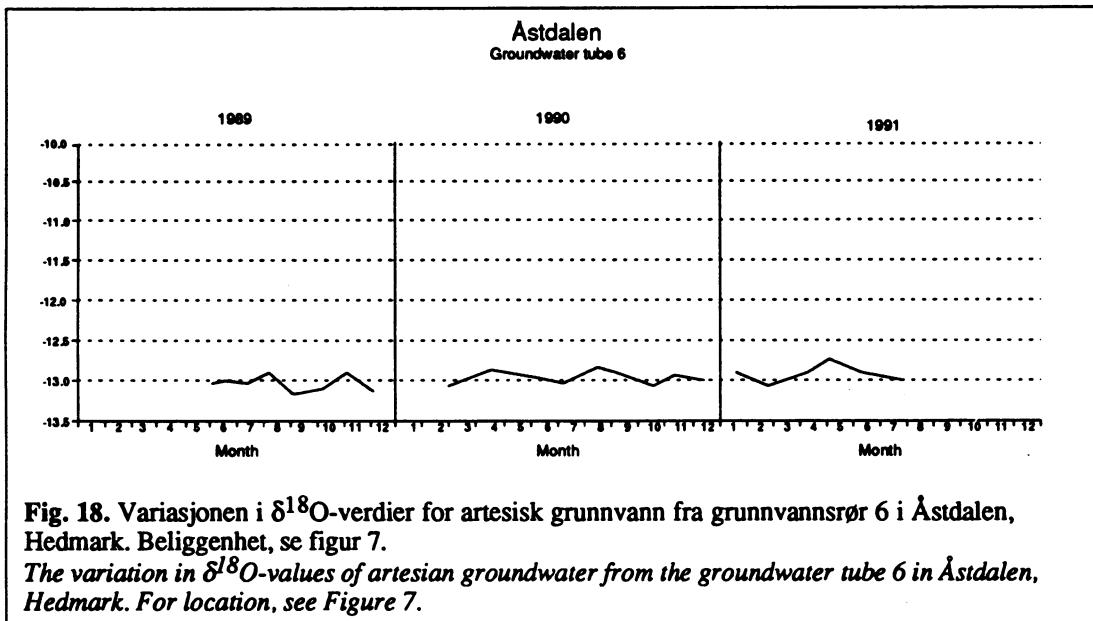
For det første vil det ta lang tid før vannet har passert umettet sone. Det vil dessuten være en blanding av ungt og gammelt vann i den umettede sonen. I slike tilfelle vil det være nødvendig med lengre måleserier. Lengre måleserier vil dessuten gi mulighet til å vurdere dispersjonseffekten ved at man ser hvor lang tid det tar før forskjellene som er vist i fig. 17 A viskes ut.

#### Åstdalen, Hedmark

Resultatet av endring til mildere vintre i innlandet kan også sees på  $^{18}\text{O}$ -verdiene for dypt grunnvann i Åstdalen. Det ble tatt prøveserier i 1990-1992 fra et rør i utstrømningsområdet for grunnvann i dalbunnen (fig. 7, 8 og 18). Det er hele året et artesiske trykk i den delen av akviferen der røret er satt ned. Røret står i relativt grov morene. Det er ingen signifikante årstidsvariasjoner i kjemi. Trykk og temperatur viser jevne verdier gjen-

nom året. Konklusjonen har vært at vannet har en oppholdstid på mer enn ett år (Haldorsen et al. 1992). Analysene av  $\delta^{18}\text{O}$  har vist en moderat økning i  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene i denne perioden. Også dette er høyst sannsynlig et resultat av milde vintre etter 1989.

Dispersjonen har imidlertid vært så omfattende at det ikke skjer et sprang i verdiene slik som på Haslemoen. Oppholdstiden i grunnvannsmagasinet kan imidlertid ikke være mer enn et par år, idet stigningen i  $\delta^{18}\text{O}$ -innholdet kan observeres i løpet av de årene prøvetakingen har foregått. Før 1989 var ikke vintrene spesielt milde. En forandring til kaldere vintre bør vises ved at verdiene begynner å synke igjen, og dette vil igjen kunne gi mulighet til å gi en gjennomsnittlig alder for vannet.



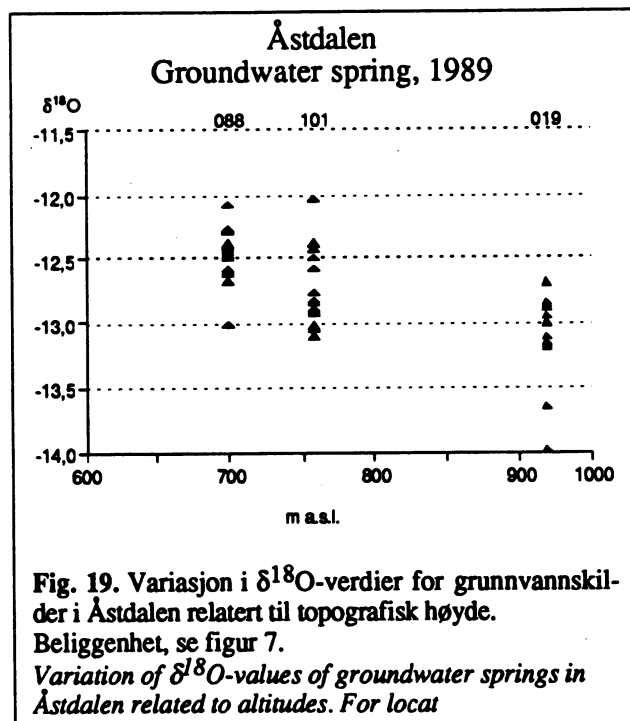


# Områder for nydannelse

Første forsøk på å bruke oksygenisotoper for å bestemme nydannelsesområde ble utført i Frankrike (Fontes et al. 1967). Anvendelsen er generelt beskrevet av Fontes (1980). I hovedsak har prinsippet vært at jo høyere nydannelsesområdet ligger, jo lavere blir  $^{18}\text{O}$ -verdiene (Payne & Yurtsever 1974, Kovac & Drost 1992). Omvendt har også  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene for grunnvannsmagasiner i ulike høyder vært brukt for å etablere kurver for topografisk effekt for nedbøren (Payne & Yurtsever 1974). Forutsetningen har vært at grunnvannsmagasinerne er lokale og at nydannelse skjer på samme tid av året, slik at  $\delta^{18}\text{O}$  i grunnvannet reelt avspeiler forskjeller i  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene i nedbøren.

## ÅSTDALEN, HEDMARK

Kildene 088, 101 og 019 i Åstdalen ligger i forskjellig høyde (fig. 7). Det er tidligere antatt (Englund & Haldorsen 1983, Englund 1986, Haldorsen et al. 1992, 1993) at kildene får tilførsel av grunt grunnvann fra et relativt begrenset oppstrøms areal. Det er en klar relasjon mellom  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene og kildens høyde over havet (fig. 19). Kilde 088 i høyde 700 moh har gjennomsnittlig 0.2‰ høyere  $\delta^{18}\text{O}$ -verdi enn kilde 101 i høyde 760 moh. Kilde 019 i høyde 920 moh. har gjennomsnittlig 0.3 ‰ lavere  $\delta^{18}\text{O}$ -



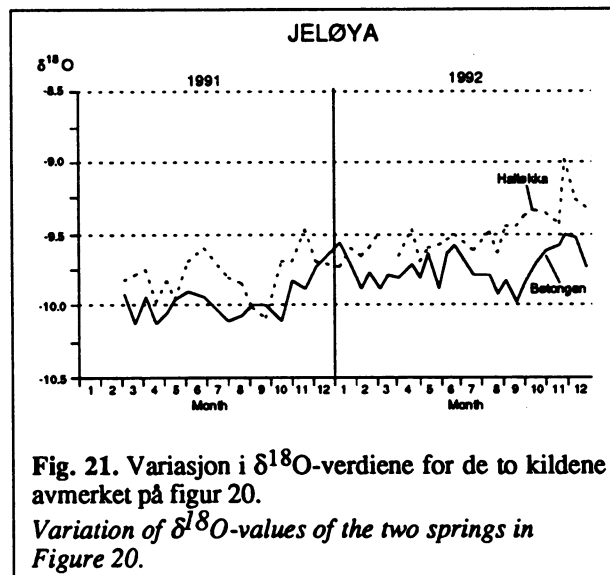
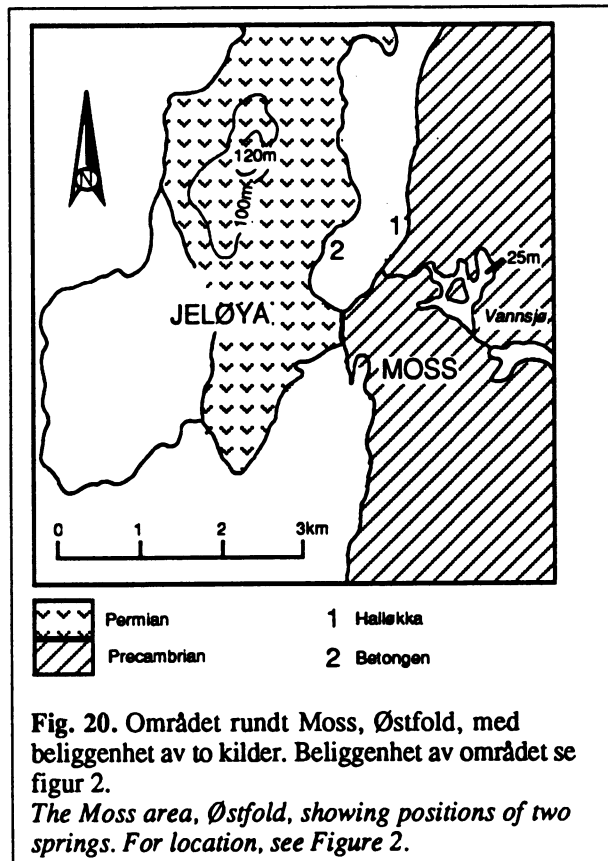
verdier enn kilde 101. Dette svarer omtrent til den forventede høydeeffekten i nedbøren. Resultatene støtter antagelsene om at nydannelsesområdet for kildene er relativt lokalt.

### JELØYA/MOSS, ØSTFOLD

To kilder er prøvetatt (Halløkka og Betongen) fra Jeløya/Moss, Østfold (fig. 2). De drenerer grunnvann fra oppsprukede gneisser (Halløkka) og permiske lavabergarter (Betongen) (fig. 20). Kildeutspringene ligger på grensen mellom sprekkeakviferer og tette løsmasser. Kildenes vannføring og kjemi i 1977 og 1978 ble studert av Englund & Meyer (1980), som beregnet at oppholdstiden for Halløkka var omtrent 80 dager mens den for kilden på Betongen var nær 40 dager. Betongen hadde den største vannføringen på gjennomsnittlig 799 l/time mens Halløkka hadde en gjennomsnittlig vannføring på 229 l/time.

Kildene ligger nær sjøen, med antatt liten variasjon i innholdet av oksygenisotoper i nedbøren gjennom året. Det var derfor i utgangspunktet ikke forventet at kildene skulle vise noen årstidsvariasjon i  $\delta^{18}\text{O}$ -innholdet. De fleste verdiene for  $\delta^{18}\text{O}$  for de to kildene ligger over -10, det vil si noe lavere enn nedbørprøvene fra Lista (fig. 3 og 21). Variasjonen gjennom året er liten for de to kildene, omkring 0.4 ‰.

Halløkka viser de høyeste  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene, generelt mellom -10 og -9.5 i 1991 og rundt -9.5 i 1992, med en økning opp til -9 ved slutten av året. Verdiene



for Betongen ligger rundt -10 i 1991 og mellom -10 og -9.5 i 1992. Forskjellen er så systematisk at det ikke kan skyldes noen feil i prøvetaking eller analysering. Forklaringen er trolig en variasjon i høyde for innstrømningsområdet. De permiske bergartene bak Betongen går opp i en høyde på 130 meter. Antagelig er det her mesteparten av nydannelsen skjer. Innstrømningsområdet bak Halløkka (Vannsjø) ligger derimot på omkring 25 moh, det vil si hundre meter lavere. En topografisk forskjell på 100 m vil gi en forskjell på rundt 0.2 ‰ i  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene for nedbøren. Det svarer omtrent til den observerte forskjellen i  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene for de to kildene.

## Tidspunkt for nydannelse

---

Hyppige målinger av oksygenisotopinnholdet i nedbøren kombinert med målinger av nedbørmengder vil gi gjennomsnittsverdier for nedbøren for et helt år eller for deler av året. Hyppige målinger for oksygenisotopinnholdet i en grunnvannskilde, sammen med målinger av vannføringen i kilden, vil gi grunnlag for å beregne gjennomsnittlige årsverdier for  $\delta^{18}\text{O}$  i det magasinet kilden drenerer. Når vi sammenligner verdiene for nedbøren og grunnvannsmagasinet, har vi et grunnlag for å vurdere når nydannelsen av grunnvann hovedsaklig skjer i løpet av et år. En slik vurdering er gjort i Åstdalen basert på månedlige verdier for nedbørmengder og  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier. Det kan antas at nedbør i oktober for ett år til september året etter bestemmer vannbudsjettet i grunnvannsmagasinet i det siste av de to kalenderårene. Fra oktober til og med april er det frost i feltet og liten nydannelse. Gjennomsnittlig  $\delta^{18}\text{O}$ -verdi, beregnet for perioden 1. oktober 1990 til 30. september 1991 er -10.54. For vinterperioden oktober 1990 til og med april 1991 blir gjennomsnittlig  $\delta^{18}\text{O}$ -verdi -12.56. For kilde 101 i høyde 760 moh., er  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene og vannmengder bestemt hver måned. Gjennomsnittet for 1991 er -12.49. Gjennomsnittsverdien for kildevannet er dermed klart lavere enn gjennomsnittet for årsnedbøren. Konklusjonen er at vinternedbøren er helt dominerende når det gjelder totalt vannbudsjett i kilden.

# Andelen av grunnvann til overflatevann

Oksygenisotoper er ofte brukt for å bestemme mengden grunnvann som tilføres overflatevann. Et av de første forsøkene på en slik kobling ble gjort i Sveits (Martinec et al. 1974). Omtrent samtidig ble  $^{18}\text{O}$ -verdier brukt til å bestemme andelen grunnvann i et lite nedbørfelt i Nederland (Mook et al. 1974). Ganske omfattende undersøkelser er utført i

Canada av Sklash et al. (1976) og Fritz et al. (1976). Samme prinsipp har senere vært anvendt andre steder i verden (Pearce et al. 1986 (New Zealand), Kennedy et al. 1986 og Swistock, et al. 1989 (U.S.A.)).

Av spesiell interesse for norske forhold er de studiene som er gjort i Sverige. Rodhe (1987) viste at det var mulig å skille grunnvannsandelen fra andelen av overflatevann i hydrografiske kurver. Resultatene ga et viktig input til matematiske modeller for vannbudsjett. Senere har Lindström & Rodhe (1992) brukt oksygenisotoper til å beregne oppholdstider for vann i jordlysimetre og i små nedbørfelt i moreneområder.

Tilsvarende studier har vært utført også andre steder i verden (f.eks. Turner et al. 1987). I Norge er slike studier gjort i Birkenes

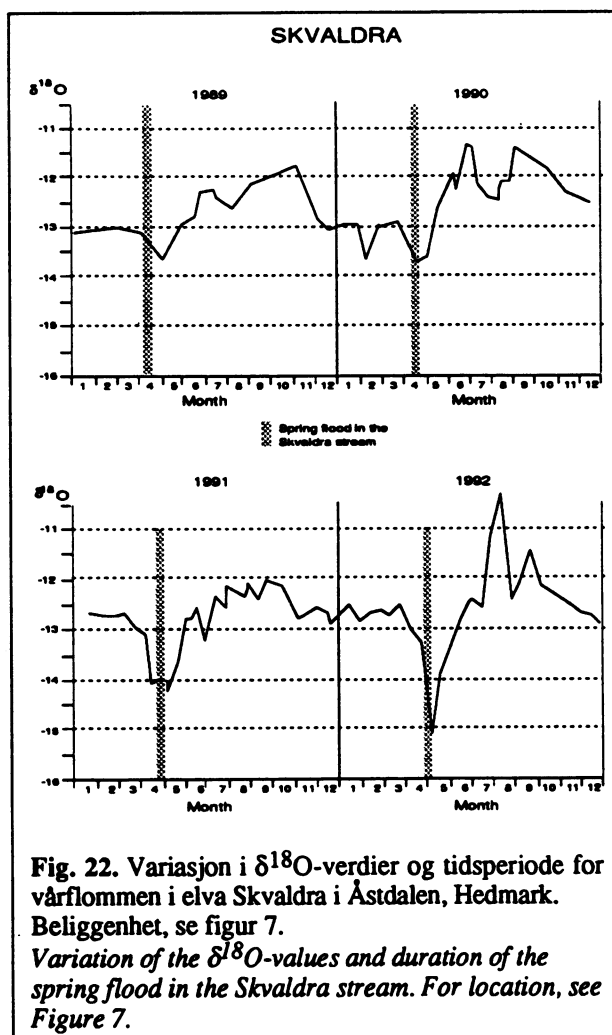


Fig. 22. Variasjon i  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier og tidsperiode for vårfloppen i elva Skvaldra i Åstdalen, Hedmark. Beliggenhet, se figur 7.  
*Variation of the  $\delta^{18}\text{O}$ -values and duration of the spring flood in the Skvaldra stream. For location, see Figure 7.*

(Christophersen et al. 1985, Lundqvist et al. 1990).

I Skvaldra nedbørfelt, Åstdalen er lavvannføring om vinteren dominert av grunnvann. Haldorsen et al. (1992) beregnet grunnvannsbalansen for februar 1991 på grunnlag av kjemi og fant at 80-90% av lavvannføringen om vinteren var vann fra kilder, mens omtrent 10-20% var dypt grunnvann. En lignende beregning kan baseres på oksygenisotoper. Det dype grunnvannet (fig. 8) hadde en  $\delta^{18}\text{O}$ -verdi på -12.90 i februar 1991 (fig. 18). Kilde 17B, en av de kildene som ga grunnlaget for beregningen i Haldorsen et al. (1992), hadde en  $\delta^{18}\text{O}$ -verdi på -12.45 på samme tid (fig. 13). Verdien for vannet i Skvaldra var -12.60 (fig. 22). Dette gir en andel på 30% for dypt grunnvann og 70% for kildevann. I dette tilfellet er imidlertid generelle kjemidata bedre egnet til beregningene enn oksygenisotopdataene. Forskjellen i isotopinnhold mellom de to grunnvannstypene er for liten til at estimatene blir nøyaktige nok.

Oksygenisotopdataene er for få og for variable til å brukes i noen modell der formålet er å beregne grunnvannsandelen i Skvaldra gjennom året. Ett av problemene er at kildene har varierende  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier. Det er ikke mulig, selv med en meget omfattende prøvetaking og måling av vannføring, å bestemme gjennomsnittet for hele kildeavrenningen i feltet. Sammenligning mellom variasjonen i  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene for Skvaldra og variasjonen i kildevannet gir imidlertid et visst bilde av vannbudsjetten. Verdiene for  $\delta^{18}\text{O}$  i Skvaldra var relativt konstante gjennom vinteren fram til midten av april 1989, og verdiene svarte omtrent til verdiene i kildevannet (fig. 11-13 og fig. 22). Det bygger opp under ideen om at vintervannføringen i Skvaldra er dominert av kildevann. I begynnelsen av mai sank  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene i Skvaldra til et minimum på -13.7. Vannføringen i Skvaldra steg raskt midt i april som et resultat av stor snøsmelting (fig. 22). Mesteparten av flommen var over ved begynnelsen av mai. Minimum i  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene kommer dermed senere enn maksimum i vårflommen. Det samme bildet finner vi for 1990-1992. Tilsvarende forhold er beskrevet også fra andre nedbørfelt i Skandinavia (Rodhe 1987, Christophersen et al. 1985), og konklusjonen har vært at gammelt vann først blir presset ut av et nedbørfelt før snøsmeltevannet når elva. Det er imidlertid lite trolig at dette er tilfelle for Skvaldra. Det er vanskelig å få en lav vannføring kombinert med de lave  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene for vannet til å rime med de store smeltevannsmengdene som åpenbart dannes under vårsmeltingen.

# Bruk av oksygenisotoper i andre typer grunnvannundersøkelser

---

## *LANGE OPPHOLDSTIDER (>1000 ÅR)*

Verdiene for  $\delta^{18}\text{O}$  vil variere avhengig av storskala klimavariasjoner. Smeltevann fra iskjold etter de store istidene vil ha lave innhold av  $^{18}\text{O}$ . Vi har ingen  $\delta^{18}\text{O}$ -analyser av slikt gammelt grunnvann i Norge. I Ontario, Canada ble det tatt ut vannprøver fra ulike dyp i tykke, leirrike morener (McKay 1986).

Gjennomsnittlige  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier for nedbøren i Ontario er rundt -7. Vinternedbøren har noe lavere verdier. I de øverste par metrene av morenen ble det påvist årstidsvariasjoner i  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene. For de neste fem metrene var det liten variasjon, med verdier omkring årsmiddelet. Under 7 m dyp var det en meget markert senkning i  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene ned til under -20. Dette kan ikke forklares ved nedbørsverdier i postglasial tid. Tolkningen var at de lave verdiene avspeiler det opprinnelige porevannet fra den gangen morenene ble avsatt under siste istid (>10 000 BP).

Endringen i slike tette, leirrike morener skjer nesten utelukkende ved diffusjon, og dyp ned til lave oksygenisotopverdier, samt formen på kurven i overgangssonen, gir gode inngangsdata for å tilpasse en diffusjonsmodell. Sandige, siltige morener som er typiske i Fennoskandia vil neppe ha de samme egenskapene. Marin leir/silt er det sedimentet som ligger nærmest de kanadiske morenene i kornstørrelse og permeabilitet. Vi mangler foreløpig  $\delta^{18}\text{O}$ -data fra marine leirer og vet derfor ikke om  $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene i porevannet avviker fra verdiene i dagens nedbør. Det er også vanskelig å si hvilke  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier man kan forvente for sjøvann under isavsmeltingen, som har utgjort det primære porevannet i ishavslirene. Postglasiale leirer bør derimot primært ha hatt et porevann med høye  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier.

Verdier for  $\delta^{18}\text{O}$  som avviker fra dagens klima har gitt grunnlag for å anta gammelt grunnvann (interstadialt) i kalksteiner i England (Smith et al. 1976). Slike problemstillinger kan kanskje være interessante når det gjelder langsom bevegelse av grunnvann i dype sprekkeakviferer også i Norge. Tilsvarende ideer er brukt for å

påvise fossilt grunnvann i aride strøk (se diskusjon i Fontes 1986, Issar & Nativ 1988, Fritz et al. 1990).

### ***OKSYGENISOTOPER SOM KUNSTIG TILSATTE TRACERE***

Vann med spesielt lave eller spesielt høye  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier kan brukes som kunstig tilsatt sporstoff. Forutsetningen er at sammensetningen avviker fra de naturlige verdiene for grunnvannet. I Ontario er vann med spesielt lave  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier brukt for å måle vannhastighet i morener (McKay 1986). Tilsvarende forsøk kan være aktuelle i Norge. Vann med spesielt lave  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier kan f.eks. produseres ved å smelte snø fra kalde fjellområder i innlandet, og brukes i mer kystnære lavlandsstrøk. Vann med høye  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier kan fås ved magasinere sommerregn fra kystområder og f.eks. bruke det i forsøk med sporstoffer i innlandet. Problemet vil være å lagre og transportere store nok vannmengder til feltforsøk. Vann med spesielle  $\delta^{18}\text{O}$ -verdier er kanskje mest aktuelt som sporstoff i søyleforsøk.



# Prøvetaking for analyser av oksygenisotoper

---

Den ukompliserte prøvetakingen og analyseringen kombinert med oksygenisotopenes vide anvendelsesområde vil trolig gjøre oksygenisotoper interessante i mange prosjekt i tiden framover.

## *NEDBØR*

En nedbørstasjon som etableres med tanke på analyser av oksygenisotoper bør ha følgende egenskaper:

Prøvetakeren må være konstruert slik at det ikke skjer noen som helst form for fordampning fra prøven kommer ned i prøvetakeren inntil prøven overføres til tette flasker. Selv en liten fordampning kan gi en signifikant feil i resultatene. Integrerte prøver tatt over en eller to uker vil i de fleste tilfeller være tilstrekkelige. Snøprøver bør tas suksessivt, ikke kun fra en snøsøyle sent på vinteren. Det kan skje en fraksjonering av oksygenisotopene i snøen ved smelting (Arnason 1969, Búason 1972, Herrmann et al. 1981), og det er en bevegelse av smeltevann nedover i snøpakka på senvinteren. Smeltevannet vil kunne ha en annen isotopsammensetning enn snøen. Når smeltevann er infiltrert i bakken under en tidlig del av snøsmeltingen, kan derfor den gjenværende snøen som prøvetas ha en  $\delta^{18}\text{O}$ -verdi som avviker fra gjennomsnittet for hele vinteren.

For å få et optimalt utbytte av analysene, bør prøvetaking kombineres med måling av nedbørmengder. Da kan man regne ut gjennomsnittlig isotopinnhold over en viss tidsperiode, gjennom et helt år, innenfor perioder med mye nedbør osv. Det vil ofte være nyttige inngangsdata for å vurdere nydannelse av grunnvann.

## *KILDER*

Studiene både i Åstdalen og på Jeløya viser at oksygenisotoper er nyttige parametre i vurdering av oppholdstider og nydannelsesområder for kildevann. Studiene i Åstdalen viser også at resultatene er vanskelige å tolke uten relativt omfattende prøvetaking. Undersøkelsene viser også at det er svært viktig med gode nedbørdata for

å få maksimalt utbytte av isotopdata for grunnvannet. Prøvetakingen bør være kombinert med registrering av vannføring.

Prøver av kildevann for vurdering av oppholdstid tas minst annenhver uke. Der oppholdstiden antas å være svært kort, bør det prøvetas hver uke. Kurvene for kildene fra Åstdalen viser at sjelden prøvetaking er til liten nytte for beregning av oppholdstider. Analyser av  $\delta^{18}\text{O}$  er i første rekke av interesse for kildevann med kort oppholdstid. Oppholdstider lengre enn noen måneder vil i liten grad la seg bestemme ved  $\delta^{18}\text{O}$ -studier.

I kilder der man har regelmessig prøvetaking, kontinuerlige vannføringsmålinger, måling av nedbør og prøvetaking av nedbør annenhver uke, vil bestemmelse av oksygenisotoper, uten tillegg av andre kjemiske parametre, kunne gi estimat for oppholdstider, budsjett for nydannelse over året og område for nydannelse.

Den største feilkilde ved kildeprøvetaking er forurensing av snø. Midt på vinteren er det lite smelting, og det vil være mulig å ta prøver så nær kildeutspringet at påvirkning av snø unngås. Om våren under snøsmeltingen er dette et større problem, smeltevann ved kildeutspringet vil lett blandes med kildevannet selv helt inntil kildeutspringet. Dette kan gi en lokal forurensning av stor betydning. I Åstdalen var flere vinterprøver åpenbart forurenset av smeltet snø, trass i omhyggelig prøvetaking. Det gjelder spesielt for kilder med diffuse kildeutspring. Slike prøver er ikke tatt med i tabell 2. Det er en stor fordel å sette et rør inn i selve kildeutspringet og ta prøvene fra dette røret.

### **GRUNNVANNSRØR/GRUNNVANNSBRØNNER**

I grunnvannsrør/brønner tas prøvene for  $\delta^{18}\text{O}$ -bestemmelse på samme måte som prøver for andre kjemiske hovedkomponenter. Den eneste forutsetningen er at røret pumpes lenge nok til at vannprøven virkelig avspeiler forholdene i akviferen rundt røret. Materialet som røret/brønnen er laget av utgjør ingen problem. Det vil si at det ikke er nødvendig å installere dyre spesialrør. Prøvene kan tas fra gamle peilerør uten at korrosjon etc. utgjør noen vesentlig feilkilde.

Rør med porøse filterspisser (f.eks. BAT-rør) som på forhånd er mettet med vann før de settes ned, kan gi en feilkilde lang tid etterat de er montert. Man må også senere være sikker på at alt vannet i filterspissen erstattes med vann fra akviferen før prøvetaking skjer. I praksis vil det si at man bør ta en serie med vannprøver fra slike rør ved hvert prøvetakingstidspunkt og kontrollere at verdiene er homogene for hele serien.

## Assistanse og finansiell støtte

---

Prosjektet "Stabile isotoper og grunnvann" har i perioden 1989-1992 hatt finansiell støtte fra Norsk Hydrologisk Komité, som nå er lagt inn under Norges Forskningsråd. Støtten har dekket feltutgifter og analyseomkostninger. Analysene er utført ved Massespektrometrisk laboratorium ved Universitetet i Bergen, som er et nasjonalt laboratorium med støtte fra Norges Forskningsråd. Analysekostnadene er sterkt subsidiert av NFR.

Alle prøver fra Landsomfattende grunnvannnett er samlet inn av avd.ingeniør Roar Sønsterud, NVE, og stilt vederlagsfritt til prosjektets disposisjon i samråd med koordinator for LGN, seniorforsker Lars A. Kirkhusmo.

Nedbør på Venabu er samlet inn av værobservatør Lars V. Tvette fra DNMI's stasjon. Fagsjef Bjørn Aune ved DNMI har vært behjelpelig med å formidle denne kontakten.

Pihlske Skogsameie har vederlagsfritt stilt feltstasjon til disposisjon. Skogoppsynsmann Bjørn Sønsteby har tatt prøver fra kilder og bekker.

Nedbør i Ny-Ålesund er prøvetatt av ingeniørene ved Norsk Polarinstitutt's forskningsstasjon.

Data fra Lista og fra Isfjord Radio er stilt til rådighet for prosjektet av Dr. Y. Yurtsever, IAEA, Wien.

Forskningstekniker Leif Vidar Jakobsen, avdelingsingeniør Knut Fredrik Meyer og skoleelev Morten Meyer har samlet inn vannprøver fra Åstdalen, Haslemoen, Ås og Jeløya. Leif Jakobsen har dessuten stått for databearbeidet.

Forskningsteknikerne Berit Hopland og Åslaug Borgan har laget de fleste figurene. Åslaug Borgan er også ansvarlig for layout for rapporten.

Dr. Allan Rodhe, Hydrologiska avdelingen, Uppsala Universitet har bidratt med gode ideer og har vært en stor inspirasjon i prosjektperioden.

Dr. Amy Dale har korrigert engelsk sammendrag og figurtekst.

Uten denne hjelpen hadde det ikke vært mulig å gjennomføre undersøkelsen.

# SUMMARY

---

## *OXYGEN ISOTOPES AND GROUNDWATER*

Oxygen isotopes have been utilized as a tool within the hydrological sciences for many years. Their applicability for groundwater studies is well documented. In Norway, oxygen isotopes have so far had only a restricted applicability in hydrology. Generally, the  $^{18}\text{O}$ -values, expressed as  $\delta^{18}\text{O}$ , decrease with decreasing air temperature, with increasing distance from the coast and increasing altitude (Fig. 1). The aim of the present investigation has been to study the variation in isotope content in Norwegian groundwater and to outline how these variations can be used in future groundwater studies.

### **Precipitation**

Precipitation samples have been analysed from four sites: Lista, Ny-Ålesund, Venabu and Åstdalen (Figs. 2-6). The results indicate that, in coastal areas (Lista and Ny-Ålesund), there is no systematic seasonal variation in the oxygen isotope composition of the precipitation. At the inland sites (Venabu and Ny-Ålesund), significantly lower values were observed during the winter time than during the rest of the year. In Åstdalen also, which is an inland site, large shorttime variations are recorded. The winters during which the samples from Åstdalen were taken (1989-1991) were very mild. More marked seasonal variations would be expected under more "normal" (colder) winter conditions.

### **Regional groundwater variation**

The  $\delta^{18}\text{O}$ -values were determined for samples from 29 sites of the National Norwegian Groundwater Network, 1991-92 (Fig. 2). One to four samples from each site were analysed. A clear regional variation was observed (Table 1). The highest  $\delta^{18}\text{O}$ -values were recorded in samples from Jæren (site 1), Førde (site 31), Sortland (site 35) and Evje (site 48), all localities which are situated near the coast. The samples from Karasjok (site 27), Dombås (site 42), Fillefjell (site 14) and Ottadalen (site 20) had the lowest  $\delta^{18}\text{O}$ -values. The explanation for low Karasjok

values is low temperature combined with a long distance from the coast; Fillefjell has a low temperature and a high altitude, whereas Dombås and Ottadalen are located a long distance from the coast.

### **Short transit time (< 1 year)**

Springs from small and shallow aquifers in glacial sediments have been studied in Åstdalen, Hedmark (Figs. 2, 7 and 8). The minimum in the  $\delta^{18}\text{O}$ -values occurs about 14 days after the melting period for some of the springs (Figs. 9-13), indicating a very short residence time for parts of the spring water. In the autumn, the residence time appears to be somewhat longer. None of the springs have a residence time longer than a few weeks.

A well drilled in crystalline bedrocks in Ås, Hedmark (Figs. 2, 14 and 15) had the lowest  $\delta^{18}\text{O}$ -values in the early autumn, indicating a residence time of about half a year.

### **Residence times > 1 year**

Haslemoen, Solør, Hedmark is a sandy/silty aquifer in fluvial sediments (Figs. 2 and 16). Water from several groundwater tubes have been analysed. Tubes which were positioned in those parts of the aquifer where the distance to the groundwater level was less than 5 m, show higher  $\delta^{18}\text{O}$ -values in the upper 1-2 meter of the groundwater zone than deeper down (Fig. 17). The same trend is not observed for tubes where the depth to the groundwater level is more than 10 m. The upper 1-2 meter of the groundwater zone with high  $\delta^{18}\text{O}$ -values is believed to reflect the influence of the past three mild winters. The lower values deeper down reflect the more "normal" average  $\delta^{18}\text{O}$ -values. The residence time of the deeper groundwater is believed to be more than three years.

In Åstdalen, samples from a groundwater pipe in the discharge area of deep groundwater showed very little seasonal variation (Figs. 2, 7, 8 and 18). The  $\delta^{18}\text{O}$ -values increased through the years 1990-1992, reflecting a gradually increasing influence from the mild winters. The residence time of the water is thus not likely to be more than a couple of years, since this influence is seen so rapidly.

### **Recharge areas**

The  $\delta^{18}\text{O}$ -values in the precipitation decrease with increasing altitude, and the higher recharge areas will therefore normally have lower  $\delta^{18}\text{O}$ -values than the lowerlying ones. In Åstdalen, three springs are situated at altitudes of 700, 760 and 920 m a.s.l., respectively (springs 088, 101 and 019, respectively, in Fig. 7). The  $\delta^{18}\text{O}$ -values of the lowestlying spring is about 0.2 ‰ higher than the middle one and 0.5 ‰ higher than the highest one (Fig. 19). This is about the difference which

would be expected from the topographical difference, and indicates that the springs are fed from quite local aquifers.

In the Moss area, Østfold (Figs. 2 and 20), two springs, both situated close to sea level, show different  $\delta^{18}\text{O}$ -values (Fig. 21). The most likely explanation is that the spring with the lowest  $\delta^{18}\text{O}$ -values discharges groundwater from an aquifer where the recharge occurs in a highlying lava plateau, while the other spring has a lowerlying and more local recharge area.

### **Recharge time**

An annual average  $\delta^{18}\text{O}$ -value for a groundwater spring, combined with discharge values, can be used to determine the time of recharge. In Åstdalen, the  $\delta^{18}\text{O}$ -values vary throughout the year, with the lowest values occurring in the springtime and the highest values in late autumn. (Fig. 7, spring 101). The average value, however, is very close to the winter value for the precipitation (Figs. 6 and 9), indicating that even in high areas in Norway, the summer and autumn precipitation are of minor importance for groundwater recharge.

### **Groundwater component in streams**

Oxygen isotopes are commonly used as a parameter to determine the groundwater contribution to surface streams. In Åstdalen, the groundwater contribution to the stream of Skvaldra (Fig. 7) has been calculated to be about 20 % in the winter time, which is in accordance with results from the main chemical analysis. In Skvaldra, the annual variation in  $\delta^{18}\text{O}$ -values is the same as that of the springs, and the maximum in the  $\delta^{18}\text{O}$ -values occurs after the spring flood (Fig. 22). This is in accordance with results from other small catchments in temperate zones. The interpretation has earlier been that the spring flood in streams consists mainly of water which has been stored in the catchment during the winter and which has higher  $\delta^{18}\text{O}$ -values than the snow meltwater. This explanation does not fit the Skvaldra water budget.

### **Recommended procedures for sampling of groundwater for $\delta^{18}\text{O}$ -analysis**

The procedure for collecting groundwater samples for determination of  $\delta^{18}\text{O}$  is quite simple. A sample size of 20 ml is sufficient. The samples should be kept in tight bottles which prohibit evaporation. The only important contaminant is water with another isotopic composition than the groundwater being sampled.

When sampling groundwater from spring outlets, one should avoid any contamination by melt water from snow surrounding the spring outlet. It is recommended that a horizontal tube be placed in the groundwater zone just behind the outlet.

# Litteratur

---

- Allison, G.B. 1982: The relationship between  $^{18}\text{O}$  and deuterium in water in sand columns undergoing evaporation. *Journal of Hydrology* 55, 163-189.
- Ambach, W., Elsässer, M., Moser, H., Rauert, W., Strichler, W. & Trimborn, P. 1975: Variationen des Gehalts an Deuterium, Sauerstoff-18 und Tritium während einzelner Niederschläge. *Wetter und Leben* 27, 186-192.
- Arnason, B. 1969: The exchange of hydrogen isotope between ice and water in temperate glaciers. *Earth Planet Science Letter* 6, 423-430.
- Barnes, C.J. & Walker, G.R. 1989: The distribution of deuterium and oxygen-18 during unsteady evaporation from a dry soil. *Journal of Hydrology* 112, 55-67.
- Barnes, C.J., Allison, G.B. & Hughes, M.W. 1989: Temperature gradient effects on stable isotope and chloride profiles in dry soils. *Journal of Hydrology* 112, 69-87.
- Bowman, J.R., Willett, S.D. & Cook, S.J. 1994: Oxygen isotopic transport and exchange during fluid flow: One-dimensional models and applications. *American Journal of Science* 294, 1-55.
- Búason, Th. 1972: Equations of isotope fractionation between ice and water in a melting snow column with continuous rain and percolation. *Journal of Glaciology* 11, 387-405.
- Burgman, J.O., Calles, B. & Westman, F. 1987: Conclusions from a ten year study of oxygen-18 in precipitation and run-off in Sweden. *Proceedings Symposium Use of Isotope Techniques in Water Resources Development*, International Atomic Energy Agency, Vienna.
- Christophersen, N, Kjærnsrød, S. & Rodhe, A. 1985: Preliminary evaluation of flow patterns in the Birkenes catchment using natural  $^{18}\text{O}$  as a tracer. *In: Proceedings Hydrologic and Hydrogeochemical Mechanisms and Model Approaches to the Acidification of Ecological Systems. NHP-Report 10*, 29-40.
- Craig, H. 1961: Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science* 133, 1833-1834.
- Dansgaard, W. 1964: Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436-468.
- Dincer, T. & Davis, G.H. 1984: Application of environmental isotope tracers to modeling in hydrogeology. *Journal of Hydrology* 68, 95-113.
- Dray, M., Juif, L., Nicoud, G. 1992: Study of the hydrodynamic behaviour of mountainous aquifers by natural chemical and isotopic tracing in the French Alps. *In: Hötzel, H. & Werner, A. (eds.): Tracer Hydrology*. Balkema, Rotterdam, 345-347.
- Englund, J.-O. 1986: Spring characteristics and hydrological models of catchments. A case study from Åstdalen, S.E. Norway. *Nordic Hydrology* 17, 1-20.
- Englund, J.-O., & Meyer, K.-F. 1980: Groundwater discharge through springs with well-defined outlets. A case study from Jeløya - Moss, S. Norway. *Nordic Hydrology* 11, 145-158.
- Englund, J.-O. & Haldorsen, S. 1983: The Åstadalen catchment, southeastern Norway, geology and general hydrology. *Department of Geology, Agricultural University of Norway, report 18*, 42 pp.

- Englund, J.-O. & Haldorsen, S. 1986: Profiles of nitrogen species in a sand-silt aquifer at Haslemoen, Solør, South Norway. *Nordic Hydrology* 17, 295-304.
- Englund, J.-O., Hongve, D. & Sæland, S. 1990: Areal use - groundwater quality. *SIFF Vann, report 78*, 53 pp.
- Espeby, B. 1989: Water flow in a forested till slope. *Royal Institute of Technology, department of Land and Water Resources, Report Trita-Kut 1052*.
- Fontes, J.Ch. 1980: Environmental isotopes in groundwater hydrology. In: Fritz, P. & Fontes, J.Ch. (eds.): *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 75-140.
- Fontes, J.Ch. 1981: Palaeowaters. In: Gat, J.R. & Gonfiantini, R. (eds.): *Stable Isotope Hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle. International Atomic Energy Agency, Vienna, Technical Reports 210*, 273-302.
- Fontes, J.Ch. 1986: Environmental isotopes in groundwater hydrology. In: Fritz, P. & Fontes, J.Ch. (eds.): *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Vol. II*. Elsevier, 75-140.
- Fontes, J.Ch., Létolle, R., Olive, Ph. & Blavoux, B. 1967: Oxygène-18 et tritium dans le bassin d'Evian. In: *Isotopes in Hydrology*. International Atomic Energy Agency, Vienna, 401-415.
- Fontes, J.Ch., Bortolami, G.C., & Zuppi, G.M. 1978: Hydrologie isotopique du massif du Mont-Blanc. In: *Isotope Hydrology 1978 I*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 411-440.
- Fritz, P., Cherry, J.A., Weyer, K.U., & Sklash, M. 1976: Storm runoff analyses using environmental isotopes and major ions. In: *Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology, Vol I*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 111-130.
- Fritz, P., Drimmie, R.J., Frape, S.K. & O'Shea, K. 1987: The isotope composition of precipitation and groundwater in Canada. *IAEA-SM-299/17: Intern. symposium on the use of isotope techniques in water resource development*. International Atomic Energy Agency, Vienna. 14 pp.
- Fritz, S.J., Lopez, H.J. & Wilson, M.P. 1990: Elicidating Ground-water flow paths in a desert terrane by geochemical methods. *Ground Water* 28, 551-558.
- Gat, J.R. 1980: The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation. In: Fritz, P. & Fontes, J.Ch. (eds.): *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. I*. Elsevier. New York, 21-47.
- Gat, J.R. 1981: Groundwater. In: Gat, J.R. & Gonfiantini, R. (eds.): *Stable Isotope Hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle. International Atomic Energy Agency, Vienna, Technical Reports 210*, 223-240.
- Haldorsen, S. & Lauritzen, S.-E. 1993: Grunnvann i Ny-Ålesund. *Norsk hydrologisk komité, Rapport 24*, 26 pp.
- Haldorsen, S., Jenssen, P.D. & Samuelsen, J.M. 1986: Hydrogeological properties of the fine sand - coarse silt ("koppjord") in Solør, southeastern Norway. *Norsk geologisk tidsskrift* 66, 223-233.
- Haldorsen, S., Englund, J.-O., Jørgensen, P., Kirkhusmo, L.A. & Hongve, D. 1992: Groundwater contribution to a mountain stream channel, Hedmark, Norway. *Norges geologiske undersøkelse, Bulletin* 422, 3-14.
- Haldorsen, S., Englund, J.-O. & Kirkhusmo, L.A. 1993: Groundwater springs in the Hedmarksvidda mountains, related to the deglaciation history. *Norsk geologisk tidsskrift* 73, 234-242.
- Hendry, J.M. 1988: Do isotopes have a place in ground-water studies? *Ground Water* 26, 410-415.
- Herrmann, A., Lehrer, M., Stichler, W. 1981: Isotope input into runoff systems from melting snow covers. *Nordic Hydrology* 12, 309-318.
- Issar, A.S., Nativ, R. 1988: Water beneath deserts: Keys to the past, a resource for the present. *Episodes* 11, 256-262.



- Jakobsen, B., Gottschalk, L., Haldorsen, S. & Høstmark, A.K.S. 1990: Groundwater recharge of fluvial deposits at Haslemoen, Solør, southeastern Norway. *Norsk geologisk tidsskrift* 70, 35-46.
- Kehinde, M.O. & Löhnert, E.P. 1992: Natural tracers as investigatory tools in groundwater development: A case study from the Cretaceous Bida Basin, Central Nigeria. In: Hötzl, H. & Werner, A. (eds.): *Tracer Hydrology*. Balkema, Rotterdam, 349-352.
- Kennedy, V.C., Kendall, C., Zellweger, G.W., Wyerman, T.A. & Avanzino, R.J. 1986: Determination of the components of stormflow using water chemistry and environmental isotopes, Mattole River Basin, California. *Journal of Hydrology* 84, 107-140.
- Kirkhusmo, L.A. & Sønsterud, R. 1988: Overvåkning av grunnvann. Landsomfattende grunnvannsnett (LGN). *Norges geologiske undersøkelse, Rapport 88.046*, 15 pp.
- Kharaka, Y.K. & Carothers, W.W. 1986: Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of deep basin brines. In: Fritz, P. & Fontes, J.Ch. (eds.): *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 2*. Elsevier, Amsterdam, 305-360.
- Kovac, L. & Drost, W. 1992: Statistical analysis of stable isotope and single well point dilution data for the determination of groundwater flow direction in the Reuss Valley (Switzerland). In: Hötzl, H. & Werner, A. (eds.): *Tracer Hydrology*. Balkema, Rotterdam, 193-196.
- Lindström, G. & Rodhe, A. 1986: Modelling water exchange and transit-times in till basins using oxygen-18. *Nordic Hydrology* 17, 325-334.
- Lindström, G. & Rodhe, A. 1992: Transit times of water in soil lysimeters and till basins from modelling of oxygen-18. *Paper presented at the Nordic Hydrological Programme seminar in Idarød, Scania, July 1992*.
- Lundqvist, D., Christophersen, N. & Neal, C. 1990: Towards developing a new short-term model for the Birkenes catchment - lessons learned. *Journal of Hydrology* 116, 391-401.
- Martinez, J., Siegenthaler, U., Oeschlager, H. & Tongiorgi, E. 1974: New insights into the run-off mechanism by environmental isotopes. In: *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, Vol I*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 129-143.
- McKay, L. 1986: A groundwater tracer experiment in fractured clay till. *Paper presented at the Agricultural University of Norway*.
- Michel, R. 1992: Research and experiences at the U.S.G.S. and in the U.S.A. as regards coordinated use of analytical/numerical models and environmental isotopes for quantitative assessments in hydrogeology? Historical overview, present status and future prospects for research and applications. *Paper presented at the Nordic Hydrological Programme seminar in Idarød, Scania, Sweden June 1992*.
- Mook, W.G., Groeneveld, dJ., Brouwn, A.E. & van Ganswijk, A.J. 1974: Analysis of a run-off hydrograph by means of natural  $^{18}\text{O}$ . In: *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, Vol I*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 145-155.
- Payne, B.R. & Yurtsever, Y. 1974: Environmental isotopes as a hydrogeological tool in Nicaragua. In: *Isotope technique in Groundwater Hydrology, Vol I*. International Atomic Energy Agency, Vienna, 193-202.
- Pearce, A.J., Stewart, M.K. & Sklash, M.G. 1986: Storm runoff generation in humid headwater catchments 1. Where does the water come from? *Water Resources Research* 22, 1263-1272.
- Rodhe, A. 1987: The origin of streamwater traced by oxygen-18. *Uppsala Universitet, Naturgeografiska institutionen, avd. för Hydrologi, Report Series A 41*, 260 pp.
- Sauzay, G. 1974: Sampling of lysimeters for environmental isotopes of water. In: *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, Vol II*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 61-68.
- Savin, S.M. 1980: Oxygen and hydrogen isotope effects in low-temperature mineral-water interactions. In: Fritz, P. & Fontes, J.C. (eds.): *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1*. Elsevier, Amsterdam, 283-327.



- Saxena, R.K. 1984: Surface and groundwater mixing and identification of local recharge-discharge zones from seasonal fluctuations of oxygen-18 in groundwater in fissured rock. *In: Hydrochemical balances of freshwater systems. Proceedings of the Uppsala symposium, september 1984. IAHS-AISH Publication 150, 419-428.*
- Sklash, M.K., Farvolden, R.N., & Fritz, P. 1976: A conceptual model of watershed response to rainfall developed through the use of oxygen-18 as a natural tracer. *Canadian Journal of Earth Sciences 13, 271-283.*
- Smith, D.B., Downing, R.A., Monkhouse, R.A., Otlet, R.L. & Pearson, F.J. 1976: The age of groundwater in the chalk of the London Basin. *Water Resources Research 12, 392-404.*
- Swistock, B.R., DeWalle, D.R. & Sharpe, W.E. 1989: Sources of acidic storm flow in Appalachian headwater stream. *Water Resources Research 25, 2139-2147.*
- Truesdell, A.H. & Hulston, J.R. 1980: Isotopic evidence on environments of geothermal systems. *In: Fritz, P. & Fontes, J.Ch. (eds.): Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1. Elsevier, Amsterdam, 179-226.*
- Turner, J. V., Macpherson, D.K. & Stokes, R.A. 1987: The mechanisms of catchment flow processes using natural variations in deuterium and oxygen-18. *Journal of hydrology 94, 143-162.*
- Wallick, E.I. & Toth, J. 1976: Methods of regional groundwater flow analysis with suggestion for the use of environmental isotopes. *In: Interpretation of Environmental Isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology. International Atomic Energy Agency Proceedings of an Advisory Group Meeting, Vienna 1975, 37-64.*
- Yurtsever, Y. 1975: Worldwide survey of stable isotopes in precipitation. *Report Secretariate Isotope Hydrology IAEA, 40 pp.*
- Yurtsever, Y. 1983: Models for tracer data analysis. *In: Guidebook on nuclear techniques in hydrology. International Atomic Energy Agency, Vienna, Technical Report Series 91, 381-402.*
- Yurtsever, Y. 1992: Activities at the IAEA related to the workshop. Historical overview, present status and the future. *Paper presented at the Nordic Hydrological Programme seminar in Idaröd, Scania, Sweden June 1992.*
- Yurtsever, Y. & Gat, J.R. 1981: Atmospheric waters. *In: Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen in the water cycle. International Atomic Energy Agency, Vienna, Techn. Rep. Series 210, 103-139.*
- Zimmermann, U., Ehhalt, D. & Münnich, K.O. 1967: Soilwater movement and evapotranspiration: changes in the isotopic composition of the water *In: Isotopes in Hydrology. International Atomic Energy Agency, Vienna, 567-584.*
- Zuber, A. 1986: Mathematical models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems. *In: Fritz, P. & Fontes, J.Ch. (eds.): Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Elsevier, 1-59.*
- Zuppi, G.M., Fontes, J.Ch. & Létolle, R. 1974: Isotopes du milieu et circulations d'eaux sulfurées dans le Latium. *In: Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, Vol. 1, International Atomic Energy Agency, Vienna, 341-361.*





