



Groset forsøksfelt (016.H5)

Grunnvanns- og markvannsundersøkelser

Årsrapport 2004

Hervé Colleuille



OPPDRAGSRAPPORT A

Groset forsøksfelt (016.H5)
Grunnvanns- og markvannsundersøkelser
Årsrapport 2004. Status pr. august 2005.
Inkludert FoU-resultater

Norges vassdrags- og energidirektorat

2005

Oppdragsrapport nr. 15-2005

Groset forsøksfelt (016.H5). Grunnvanns og markvannsundersøkelser.

Årsrapport 2004. Status pr. august 2005. Inkludert FoU-resultater.

Oppdragsgiver: Øst-Telemarken Brukseierforening

Redaktør:

Forfatter: Hervé Colleuille

Trykk: NVEs hustrykkeri

Opplag: 20

Utsikt mot Møstvatn og Hardengervidda

Forsidefoto: (Foto: Hervé Colleuille 06.2005)

ISSN: 1503-0318

Sammendrag: Rapporten inneholder en oversikt over målingene som er innsamlet i NVEs database, samt en kort oversikt over historikk og stasjonsbeskrivelse. Det er også presentert noen resultater fra FoU-virksomhet på Groset utført de siste årene.

Emneord: Grunnvann, snø, teledyp, peilerør, vannkraftverk

Norges vassdrags- og energidirektorat
Middelthunsgate 29
Postboks 5091 Majorstua
0301 OSLO

Telefon: 22 95 95 95
Telefaks: 22 95 90 00
Internett: www.nve.no

September 2005

Innhold

Forord	4
Sammendrag	5
1. Innledning	6
1.1 Historikk og formålet med målinger.....	6
1.2. Stasjonsbeskrivelse	9
2. Innsamlede data	13
2.1. Grunnvannsobservasjoner.....	14
2.2. Markvannsobservasjoner	15
2.3. Snø- og telemålinger ved markvannsstationen.....	16
3. Status for hydrologiske målinger	17
Referanser	24
Vedlegg 1: Estimering av grunnvannsbidrag	26
Vedlegg 2: Estimering av grunnvannsdannelse	28
Vedlegg 3: Målinger av miljøindikator på Groset	29
Vedlegg 4: Markvannsunderskudd	30
Vedlegg 5: Climate change impacts on hydrological processes in headwater catchments (Beldring et al., 2005)	31

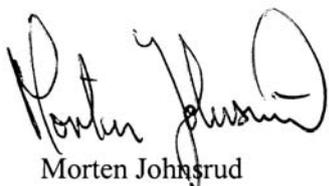
Forord

NVE, Hydrologisk avdeling, samler inn markvanns-, grunnvanns- snø- og telemålinger på Groset i Telemark, som systematiseres og kontrolleres. Disse undersøkelsene utføres på oppdrag fra Øst-Telemarken Brukseierforening (ØTB).

Rapporten er utarbeidet av senioringeniør Hervé Colleuille, Hydrologisk avdeling. Grunnvannsundersøkelser forutsetter pålitelige og gode manuelle feltobservasjoner, og vi takker derfor Bjørn Mathisen som er observatøren på Groset (Hydro Energi).

I 2003 har NVE, Hydrologisk avdeling, satt i gang et nytt FoU-prosjekt, med NVEs interne midler, som bruker dataene som samles på Grosetfeltet. Formålet med prosjektet er å utvikle analyseverktøy for vannbalanseberegning, tilsigsprognose og tørkeanalyse. En del av prosjektet utføres i samarbeid med universitetet for miljø- og biovitenskap (UMB), Institutt for plante- og miljøvitenskap. Dataene som måles på markvannsstasjonen og som er presentert i denne rapporten har blitt brukt som grunnlagsdata for å utvikle en modell til analyse og prognose av markvannsforhold (markfuktighet, frost, infiltrasjon, grunnvannsdannelse, grunnvannsavløp). Noen resultater fra FoU-virksomhet som bar blitt drevet på Groset de siste årene er lagt inn i denne rapporten. Det er bla. presentert foreløpige resultater av simuleringer med COUP-modell av grunnvannsdannelse og markvannsunderskudd, en sammenligning av resultater med en distribuert HBV-modell (Beldring et al. 2005) og en estimering av grunnvannsbidrag ved histogramseparering (Wong og Colleuille, 2005).

Oslo, september 2005



Morten Johnsrud
avdelingsdirektør



Sverre Husebye
seksjonssjef

Sammendrag

Rapporten inneholder en oversikt over målingene som er innsamlet i NVEs database, samt en kort oversikt over historikk og stasjonsbeskrivelse. Det måles pr. i dag på Groset grunnvannstand i flere rør, videre måles markfuktighet og jordtemperatur ved ulike dybder, samt grunnvannstemperatur, snø- og teledyp. De fleste målingene logges i dag kontinuerlig hver time og fjernoverføres til NVE. Tilstandsoversikten for markvann og grunnvann i de siste årene er illustrert gjennom flere figurer.

Noen resultater fra FoU-virksomhet som har blitt drevet på Groset de siste årene er lagt inn i denne rapporten. Det er bla. presentert foreløpige resultater av simuleringer med COUP-modell om grunnvannsdannelse og markvannsunderskudd i perioden 1980-2005, en sammenligning av resultater med en distribuert HBV-modell (Beldring et al. 2005) og en estimering av grunnvannsbidrag ved histogramseparering (Wong og Colleuille, 2005).

1. Innledning

1.1 Historikk og formålet med målinger

Grosetfeltet har siden slutten av femtitallet vært gjenstand for omfattende hydrologiske undersøkelser og har bl.a. hatt status som såkalt tilsigsfelt. Groset forsøksfelt ble etablert i 1949 som et samarbeid mellom Øst-Telemark Brukseierforening og Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen. Initiativtagere var daværende avdelingsdirektør ved Hydrologisk avdeling, R. Søgner, og direktør R. Kierulf i Øst-Telemarken Brukseierforening. Hensikten med observasjonene var i første rekke å studere vannbalansen, dvs. relasjonene mellom faktorer som nedbør, snømagasin, fordunstning, grunnvann og avløp.

Etter initiativ fra fagsjef J. Otnes ved Hydrologisk avdeling, ble de hydrologiske undersøkelser i Groset forsøksfelt utvidet høsten 1970. Undersøkelsene skulle omfatte registrering av snøens vanninnhold ved hjelp av snøpute, registrering av grunnvannstanden, registrering av nedbøren ved hjelp av totalisator, registrering av nedbøren ved hjelp av en pluviograf, observering av vannstanden i samtlige av feltets sjøer. Høsten 1970 ble det opprettet 10 nye grunnvannsbrønner i feltet, en snøpute og en totalisator. Høsten 1971 ble det i tillegg montert en pluviograf. Det ble høsten 1970 dessuten opprettet vannmerker i Neristjern, Olmostjern, Hogsettjern, Nystultjern, Heitjern og Hegestjern (se figur 5 og vedlegg 2). Høsten 1971 ble det støpt en måledam med et 90° V-profil av duraluminium ved utløpet av Grosettjern for å sikre at avløpsprofilen blir stabil i fremtiden.

Hydro Energi etablerte i 1990 sin egen klimastasjon (Scanmatic SM5000) på Groset. Stasjonen registrerer lufttemperatur, nedbør, vindhastighet og -retning.

13. august 1997 ble det utført en befaring i Grosetfeltet med representanter fra NVE og ØTB. Formålet med befaring var å rasjonalisere måleopplegget. Etter vurdering ble det bestemt å opprettholde kun to nedbørmålere: Hydros Scanmatic nedbørmåler og totalisator. Alle grunnvannsmålinger bortsett fra rør 1A, rør 11 og rør 12 ble nedlagt.

En del av observasjonene i Grosetfeltet ble foretatt av damvokter Torstein Skinnarland, deretter fra 1971 av observatør Knut Skavlebø som ble pensjonist i april 1998. Observasjonene ble overtatt av Hydro Energi først ved Tor Helge Gøysdal og nå ved Bjørn Mathisen.

NVE etablerte en stasjon for studier av markvann i 1989. Stasjonen inngår i det nasjonale observasjonsnett for markvann. Formålet med disse målinger er å skaffe kunnskap om tidsmessige variasjoner i markvannets mengde og beskaffenhet i typiske norske jordarter. Kjennskap til markvannstilstand og grunnvannsdannelse har spesielt stor interesse ved analyse av ekstreme forhold (flom/tørke). Dataene som genereres fra markvannsstasjoner er av spesiell interesse for verifisering og utvikling av modeller for tilsigsprognoser og simuleringer av vann- og energibalansen i jorda.

En del av grunnvannsmålingene (rør 1A og rør 11) inngår i det landsomfattende grunnvannsnett (LGN), som drives av NGU og NVE (NGU, 1988; Pedersen et al. 2003; Colleuille og Vestersager, 2005). LGN er et nasjonalt program for overvåking av grunnvannet, kvantitativt og kvalitativt. LGNs stasjoner er lagt til områder antatt å være upåvirket av menneskelige aktiviteter og kan derfor betraktes som referansestasjoner.

Grunnvanns- og markvannsundersøkelser, samt snø- og avløpsmålinger utføres mht å tilfredsstillende de hydrologiske undersøkelser som kreves i pålegg gitt av NVE i 2001 (brev fra NVE datert 21.09.2001) til Øst-Telemarken Brukseierforening. Målingene er ment å sikre grunnlagsdata for tilsigsprognoser, flomvarsling og snømagasinerings, samt å klarlegge eventuelle endringer i hydrologiske forhold som følge av regulering. Lange, kvalitetssikrede dataserier er dessuten en forutsetning for å kunne overvåke trender i klimasystemet og beregne scenarier for et framtidig klima.

Målestasjonene i Groset er lokalisert i et uberørt område, antatt som representativ for kildeområdene for Skiensvassdraget. Dataene herfra kan derfor anvendes, sammen med andre data, for å klargjøre om hydrologiske endringer i Skiensvassdraget skyldes menneskelige aktiviteter (reguleringer, grunnvannsuttag, etc.), eller naturlige klimafluktasjoner (flom, tørke, frost).

I uregulerte vassdrag som ikke har tilsig fra breer, vil vannføringen avta i perioder uten nedbør eller snøsmelting. I disse periodene sørger grunnvannstilsig for at vannføringen i elver opprettholdes. For lave vannføringer er praktisk talt hele vannføringen grunnvannstilsig. Man kan bestemme såkalte resesjonskurver eller tørrværskurver som beskriver avrenningen fra feltet i slike tørre perioder. Disse kurvene er bestemt av feltets fysiske og geologiske egenskaper og gir gode indikasjoner på akviferens evne til å gi fra seg vann til elven. Frost, tele og snø forandrer nedbørfeltets hydrogeologiske egenskaper, og avrenningen vil derfor ikke foregå på samme måte sommer og vinter.

Undersøkelser utført tidligere på Groset og Aursundfelt (Gjørsvik O., 1970; Andersen T., 1972; Andersen et al., 1972) viser at grunnvannstilsig kan

utgjøre mer enn 80 % av vannføringen i små uregulerte vassdrag ved lave vannføringer. Grunnvannstilsig har en viktig rolle som buffer både ved tørke og flom. Avløpstørke kommer mye senere enn nedbørstørke pga. fyllingsgraden til grunnvannreservoaren. På samme måte dempes flommen ved at en del vann vil kunne lagres i grunnvannsreservoar. Slike egenskaper er grunnlag for målingene som foretas på Groset.

I 2005 utviklet Wong og Colleuille (2005) en metode som på bakgrunn av uregulerte daglige vannføringsmålinger estimerer ved automatisk hydrogramseparering grunnvannsbidrag i det totale avløpet. Det grunnvannet som metoden estimerer er grunnvann med lang oppholdstid, dvs. stabil temperatur og kjemiske karakteristika. Et utvalg av 25 målestasjoner som er tilknyttet ulike delprosjekter i programmet "Miljøbasert vannføring" er analysert for å teste metodens robusthet og anvendbarhet. Resultater viser at grunnvann kan utgjøre 40-100% av det totale avløpet. For de fleste stasjonene utgjør grunnvann mer enn 85 % av det totale avløpet i vinterperioden. Selv i snøsmelte- og flomperioder, er det betydelig mengde grunnvann som strømmer ut i vassdraget. Andelen av grunnvann viser seg å være betydelig lavere i Vestlandsvassdrag med skarp topografi enn på Østlandet. Et estimat av grunnvannsbidrag for Grosetbekken er presentert i vedlegg 1.

I 2003 har NVE, Hydrologisk avdeling satt i gang et nytt FoU-prosjekt som bruker dataene som samles på Grosetfeltet. Formålet med prosjektet er å utvikle analyseverktøy for vannbalanseberegning, tilsigsprognose og tørkeanalyse. Noen resultater fra dette arbeidet er presentert som vedlegg.

1.2. Stasjonsbeskrivelse

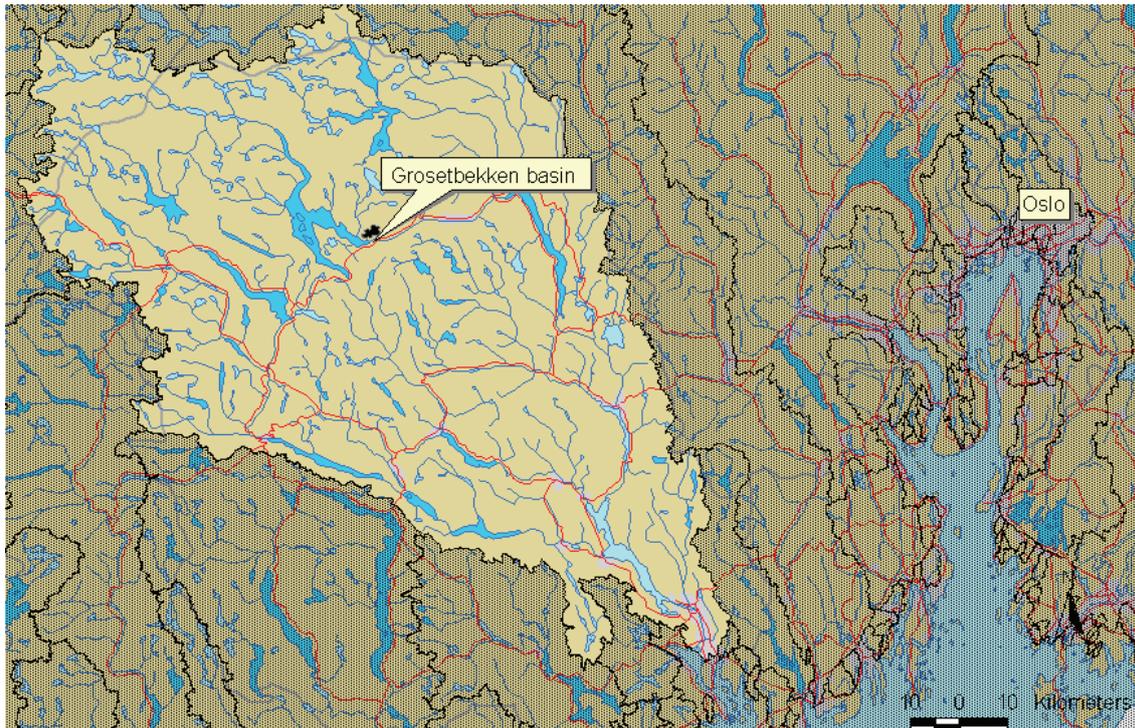
Forsøksfeltet ligger øverst i nedbørsfeltet til Møsvatn (vassdragsnr. 016.H5) (figur 1). Stasjonen ligger i høyfjellsterreng, ca 1 km nord for utløpet av Møsvatn i Tinn kommune (figur 2).

Den sørvestlige delen av feltet ligger i Vinje kommune, resten av feltet tilhører Tinn kommune i Telemark. Feltets høyeste punkt er Grønlihovda på vannskillet i NE: 1117.5 m o.h. Laveste nivå er Grosettjern på 937 m.o.h. (se figur 3). Grosetfeltet er til dels gryteformet. Nedbørfeltets areal er 6,2 km². Innsjøene utgjør 6.9 %, 17.4 % er myr og 75.7 % er skog og fjell (figur 4). Flere tjern er spredt omkring i feltet i forskjellige nivåer. Mellom tjernene ligger flere stor og små koller, slik at terrenget blir noe kupert. Myrlendet strekker seg langt utenom tjernene og danner flere lange, jevne skråninger tilvokst med gras, til dels også med kratt. Skog og fjell utgjør den største del av arealet. Bart fjell fins bare i de nordlige og østlige grenseområder, men til og med her går vidje og bjørk temmelig høyt. Foruten bjørk som utgjør det meste av skogen, finnes små klynger av gran helt opp til ca. 1000 m o.h.

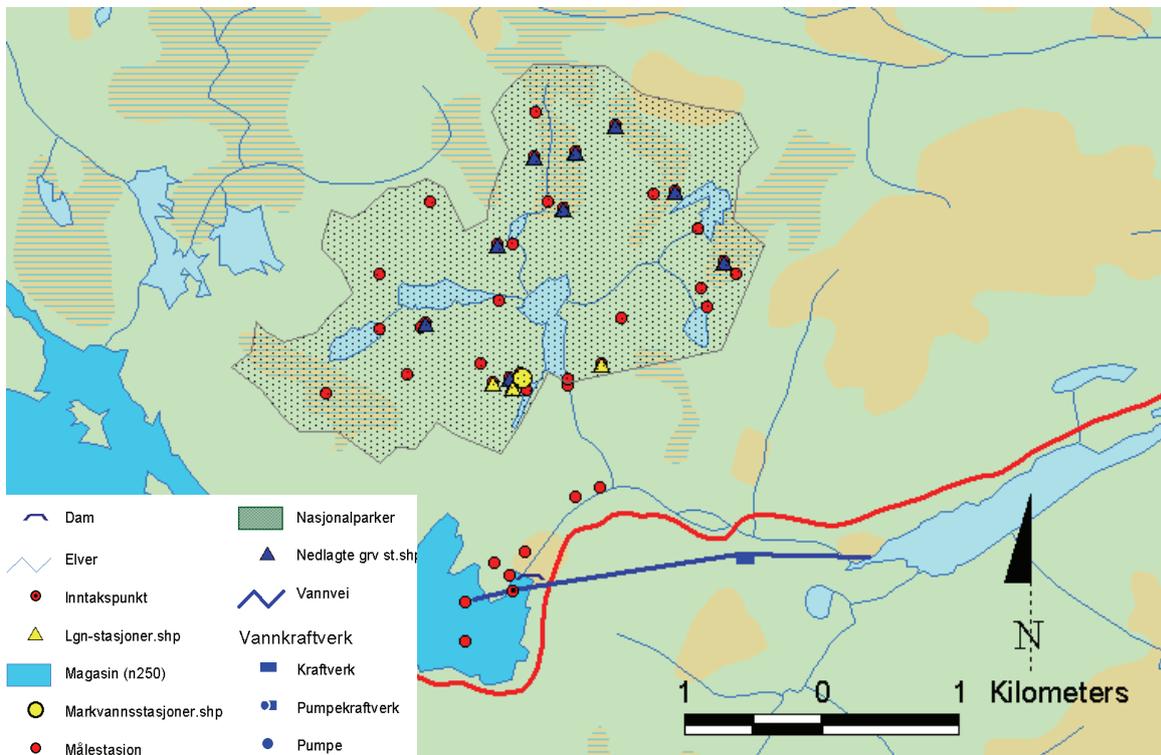
Berggrunnsmessig tilhører Grosetfeltet Telemarkformasjonen som består av bergarter av granittisk eller gneisgranittisk type som er nesten ugjennomtrengelige for vann. Vannet som sirkulerer i disse bergartene beveger seg kun i de åpne sprekkenes. Området har vesentlig et tynt morenedekke, med flere tjern og myrer. Figur 5 viser en oversikt over løsmasser i nedbørfeltet utarbeidet av NGU.

Stasjonsnavn	Groset forsøksfelt/tilsigfelt
Vassdragsnavn	SkienSVassdraget
Lokal elv	Måna fra utløp Skardsfoss til utløp Møsvatnet
Vassdragsnummer	016.Z
Regime minsteenheter	016.H5
Areal	6.2 km ²
Høyde	937-1117 m.o.h.
Kartblad	1514-1
Kommune	Tinn/Vinje
Fylke	Telemark
NVEs tjenesteområde	2
NVEs områdeingeniør	Erlend Moe og Kari Svelle ¹
Oppdragsgiver	Øst-Telemarken Brukseierforening
Observatør	Hydro Energi Rjukan v/Bjørn Mathisen

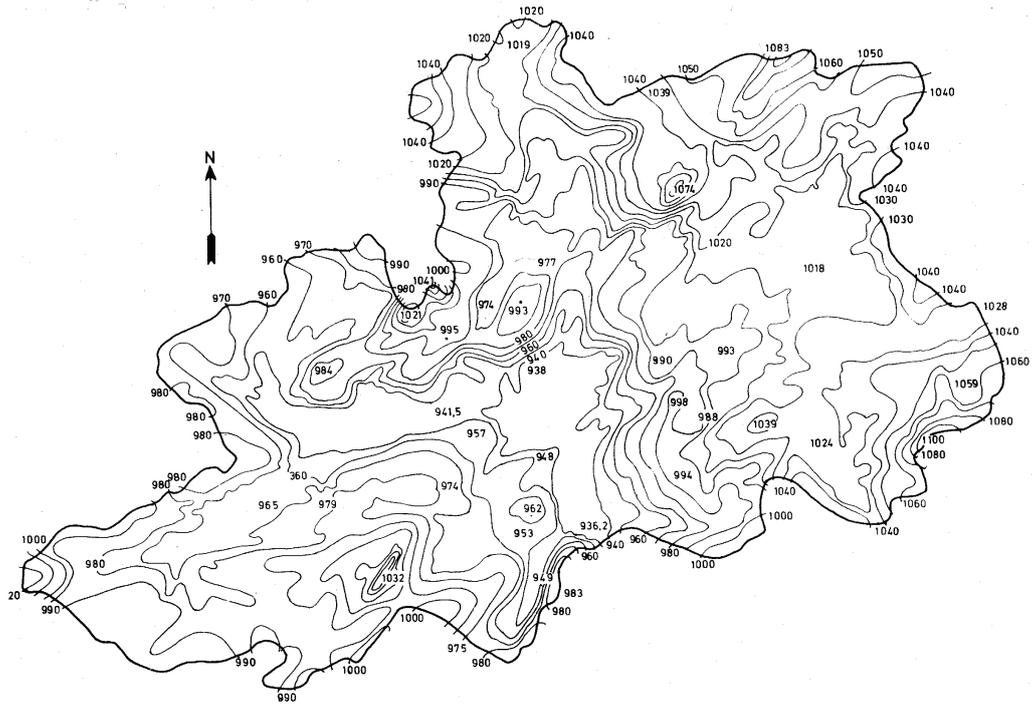
¹ NVE, Hydrologisk avdeling, Oslo



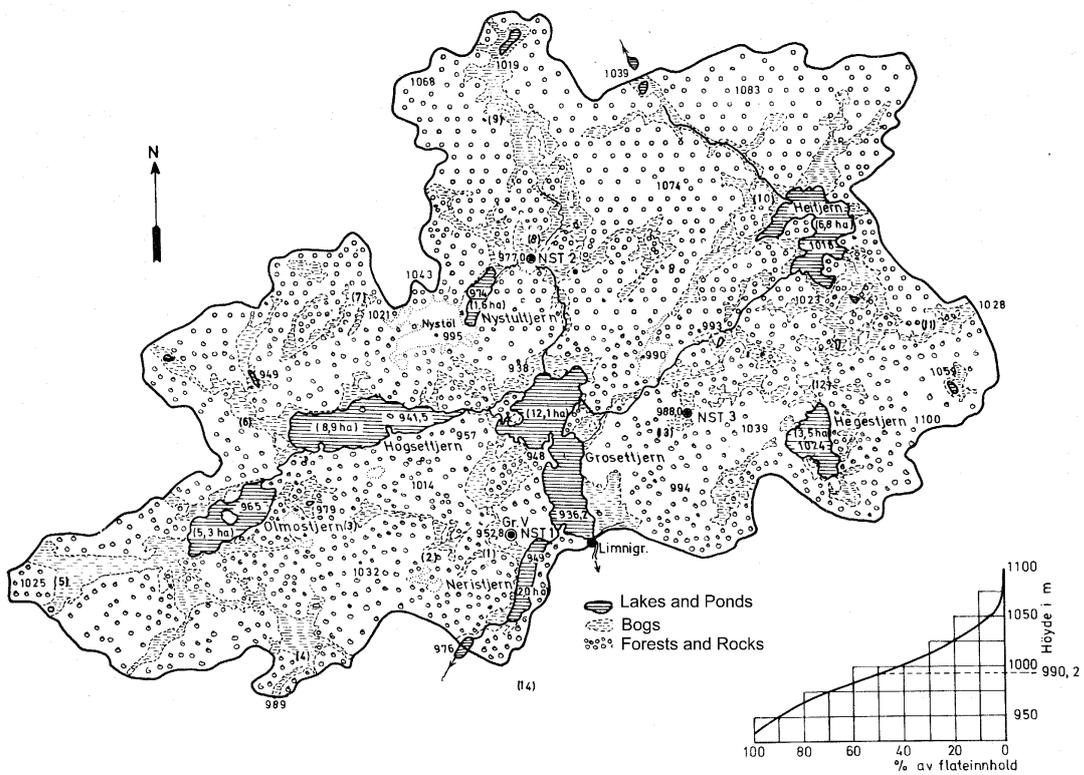
Figur 1: Lokalisering av Groset forsøksfelt i Skiensvassdraget.



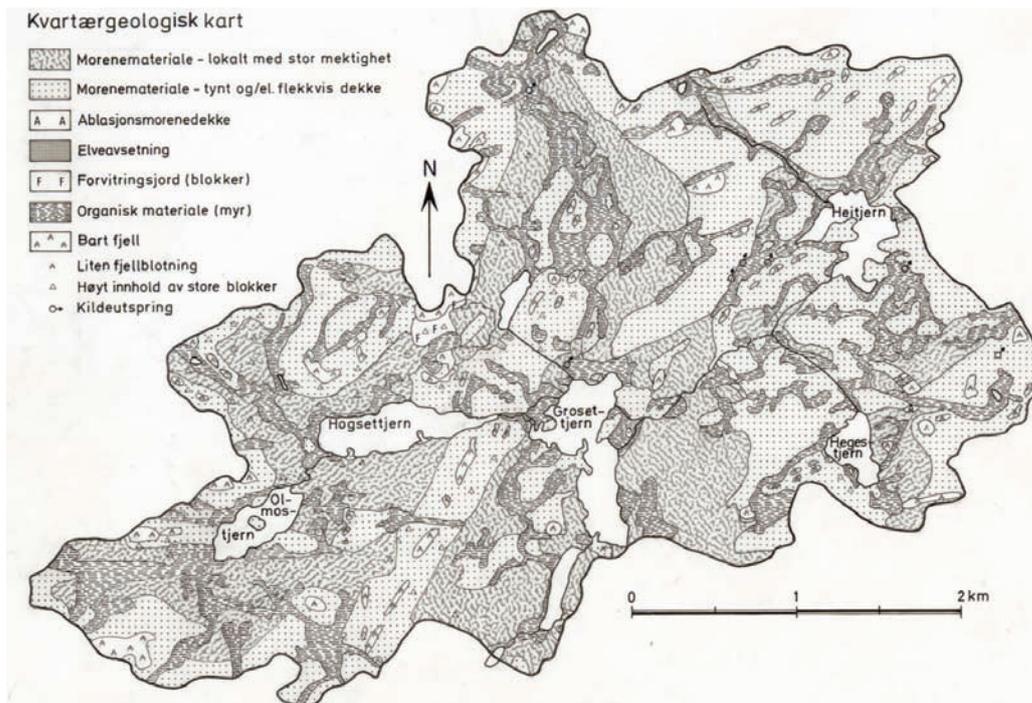
Figur 2: Lokalisering av Grosetbakkens nedbørfelt.



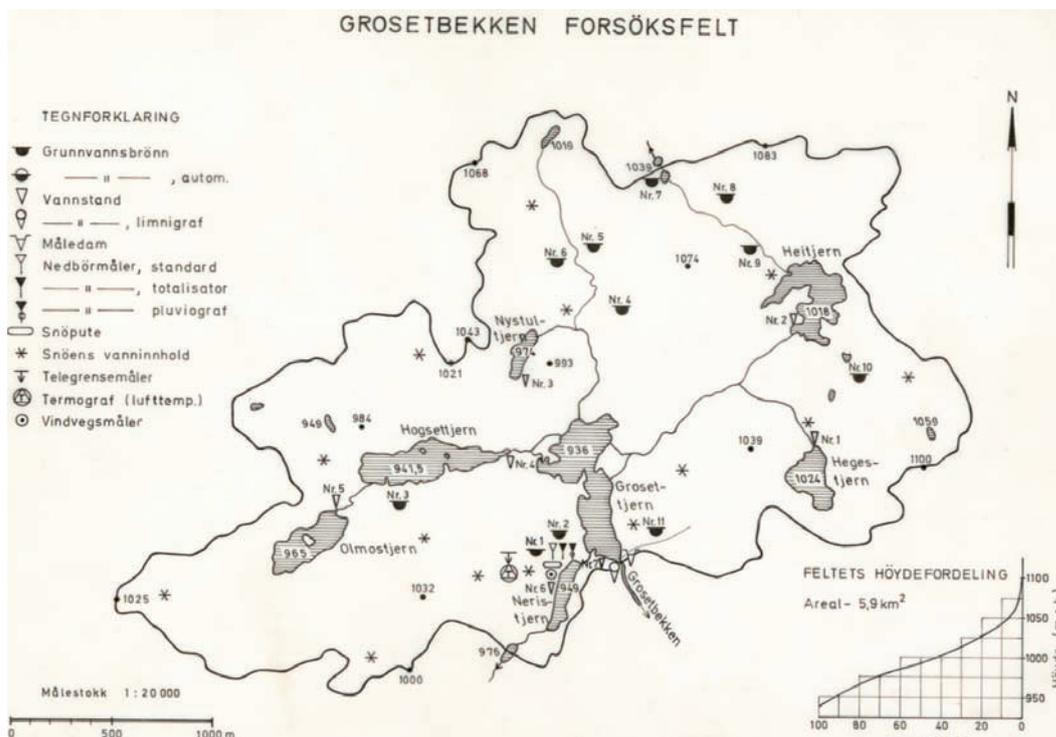
Figur 3. Topografisk kart over Grosetbekkens nedbørfelt.



Figur 4. Vegetasjonskart over Grosetbekkens nedbørfelt.



Figur 5. Oversikt over løsmasser i Grosetbekkens nedørfelt. Kartet er utarbeidet av NGU.



Figur 6. Oversikt over målestasjoner i Grosetbekkens nedbørfelt.

2. Innsamlede data

En oversikt over grunnvanns- og markvannsobservasjoner på Groset er presentert i tabell 1. Figur 6 viser en oversikt over målestasjoner i Grosetbakkens nedbørfelt. I vedlegg 1 gis en figur som viser jordprofilen på de stedene grunnvannsbrønnene er satt ned (utarbeidet i 1971). Vedlegg 2 gir en oversikt over lokaliseringen av grunnvannsbrønner i forhold til fastmerker.

En beskrivelse av måleutstyr og måleprosedyrer samt informasjon om etablering og vedlikehold av markvannsstationen er publisert i NVEs rapport 6.2002 (Colleuille og Gillebo, 2002). Det gis også i denne rapporten en beskrivelse av nødvendig kalibrering og omregningsarbeid. Dette er grunnlaget for å forstå hvordan man beregner tilstandsoversikten for markvann som den presenteres i kapittel 3.

Rør	Databases arkiv	Periode	UTM-øst	UTM-nord	H.o.h. (m)	Grvstd. (cm)	R.o.b. (cm)	Rør-lengde (cm)
1	16.232.1	1949-dd	461542	6633317	950	210	163	402
2	16.232.2	1970-89	461558	6633369	950	148	136	310
3	16.232.3	1970-89	460973	6633577	950	180	155	310
4	16.232.4	1970-89	461798	6634678	980	154	150	400
5	16.232.5	1970-89	461598	6635039	990	154	140	280
6	16.232.6	1970-89	461670	6635079	1000	197	140	440
7	16.232.7	1970-89	462101	6635297	1055	165	127	370
9	16.232.9	1970-89	462456	6634858	1040	150	132	329
10	16.232.10	1970-89	463066	6634195	1020	181	358	148
11	16.232.11	1970-dd	462089	6633411	960	178	146	327
12	16.232.12	1978-03	461546	6633311	955	235	175	505
M	16.233.0	1989-03	461525	6633306	959	230	125	359²
Telemål.	16.232.14	1989-dd	461549	6633318	949	-	94	-

Tabell 1. Grunnvanns- og markvannsobservasjoner på Groset. Aktive målinger er uthevet. Alle koordinater refererer til UTM-område 32 og er målt med GPS. Rørhøyde over bakken, rørlengde og grunnvannsstand fra topprør er målt 04. juli 2003 (rør 5/4^{''}).

² målt 367 cm 06.2004

2.1. Grunnvannsobservasjoner

Omfanget av grunnvannsundersøkelser har blitt redusert i 1970, slik at det måles pr. i dag grunnvannstand kun på fire målepunkter: markvannsstasjon, rør 1A, 12 og 11. Pga. gode korrelasjoner med observasjonene utført i rør 1A, 11 og på markvannsstasjonen, kan grunnvannsstanden fra 2003 måles kun i rør 1A (logger) og rør 11 (manuelle observasjoner). Tabell 2 viser en oversikt over nåværende grunnvannsmålinger på Groset.

Parameter	Stasjonsnummer i Hydra II	Måleperiode	Instrument
Grunnvannsnivå rør 1A (LGN)	16.232.01.2000.1	10.1949-dd	Manuell
	16.232.01.2000.2	07.2003-dd	Logger
Grunnvannsnivå rør 11 (LGN)	16.232.11.2000.1	09.1970-dd	Manuell
Grunnvannsnivå rør 12 <i>avsluttet</i>	16.0232.12.2000.01	06.1978-07.99	Manuell
	16.0232.12.2000.05	10.1999-06.02	Logger
Grunnvannsnivå i markvannsstasjon <i>avsluttet</i>	16.233.0.2000.01	07.89-12.93	Manuell
	16.233.0.2000.01	06.2002-	Kontrollmålinger
	16.233.0.2000.02	06.94-04.97	Logger
	16.233.12.2000.05	07.99-07.03	
Grunnvannstemperatur i markvannsstasjon	16.233.0.2015.05	06.2002-dd	Logger

Tabell 2. Oversikt over nåværende grunnvannsmålinger på Groset.

Rør	Grvstd. (cm)	R.o.b. (cm)	Rørlengde (cm)
1	197	163	390
12	220	170	505
M	215	130	366

Tabell 3. Kontrollmålinger utført 21.06.2005. Data for 2003 er angitt i tabell 1.

2.2. Markvannsobservasjoner

På markvannsstasjonen foretas målinger tilknyttet jordas vanninnhold og temperatur i den umettede sonen i jorda (over grunnvannsnivå). Stasjonen er siden 1999 automatisert med daglig fjernoverføring. Standardmålinger er resistansmålinger (ohms), jordtemperatur (°C) i ulike dybder, og grunnvannsstand (m) (se tabell 4). Registreringer foretas hver time og overføres til NVE over telefon. I tillegg utføres manuelle målinger (tensionmeter, nøytronmeter, snødyb og teledyp) for kontroll og kalibrering av automatiske registreringer.

Parameter	Stasjonsnummer i Hydra II	Måleperiode	Instrument
Jordtemperaturer ved 15, 30, 45, 60, 90, 120 cm dyp	16.233.0.2006.1/2/3 16. 233.0.2006.05	01.1994-04.97 07.1999-dd	Logger OmniData Newlog logger
Resistansmålinger ved 15, 30, 45, 60, 90, 120, 150 cm dyp	16.233.0.5011.1-4 16.233.0.5011.5	01.1994-04.97 07.1999-dd	Logger OmniData Newlog logger
Tensionmetermålinger ved 15, 30, 45, 60, 75, 90, 120, 150 cm dyp	16.233.0.2020.1	07.89-08.94 07.99-dd	Manuell Kalibrerings- målinger

Tabell 4. Oversikt over markvannsmålinger på Groset.

Temperatursensorene på 90 cm dyp og sensoren for grunnvanntemperaturen ble byttet 15.06.2004.

2.3. Snø- og telemålinger ved markvannsstasjonen

Det måles også teledybde, snødybde og snøens vannekvivalent (tabell 5). Teleforholdene er registrert med en teledybdemåler av Gandhal type. Observasjoner foretas ukentlig av observatøren. Snøens vannekvivalent måles automatisk med en snøpute.

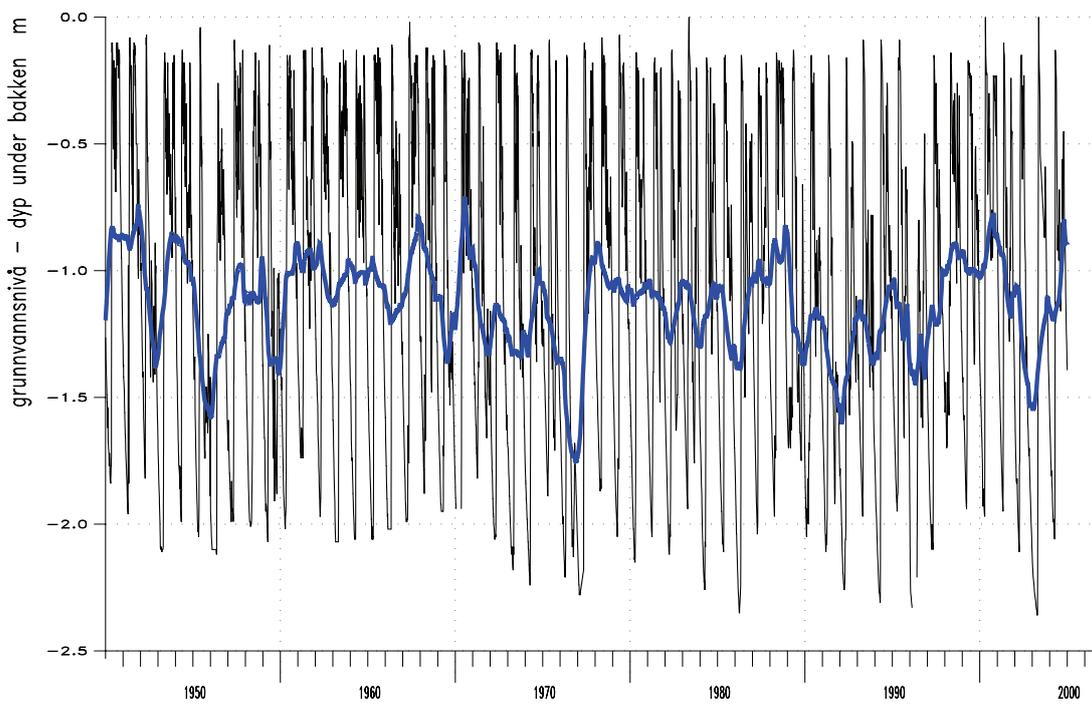
Parameter	Stasjonsnummer i Hydra II	Måleperiode	Instrument
Snødybde (ved telemål)	16.232.14.2002.1	10.1973-dd	Manuell (snøskala)
Snøens vannekvivalent	16.232.14.2003.1 16.232.14.2003.2	1971-2000 2000/dd	Snøpute/logger
Øvre teledyp	16.232.14.2018.1	04.1997-dd	Manuell (Gandahl.)
Nedre teledyp	16.232.14.2004.1	10.1973-dd	Manuell (Gandahl.)

Tabell 5. Oversikt over snø- og telemålinger ved markvannsstasjon på Groset.

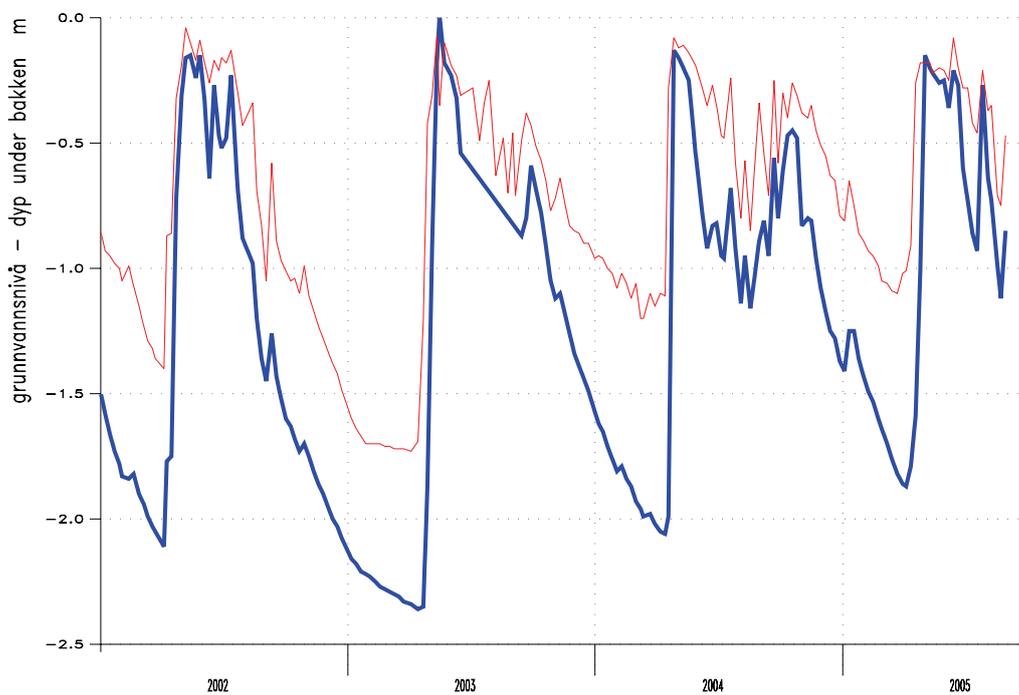
3. Status for hydrologiske målinger

Av følgende figurer fremgår status for grunnvanns-, teledybde- og snødybdeobservasjoner i 2004-08.2005:

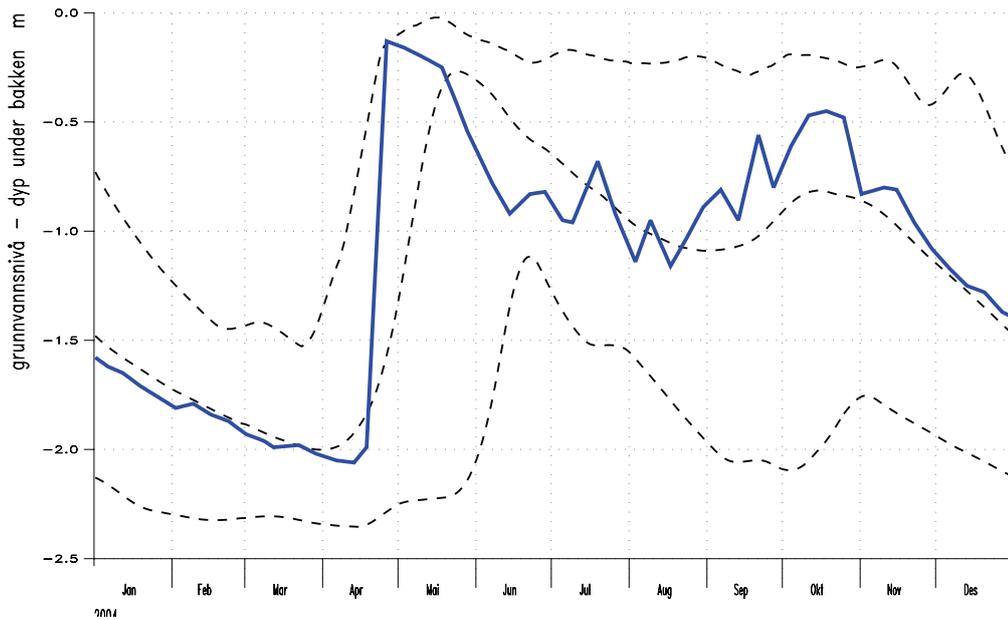
- (7) Observert grunnvannstand under bakkenivå i rør 1A i perioden 1950-2004;
- (8) Observert grunnvannstand under bakkenivå i rør 1A og rør 11 i perioden 2002-2005.
- (9) Grunnvannstanden i 2004 i rør 1A sammenlignet med middel, største og minste observerte grunnvannstand i perioden 1973-2003 (interpolasjon 150 dager);
- (10) Grunnvannstanden i 2005 i rør 1A sammenlignet med middel, største og minste observerte grunnvannstand i perioden 1973-2003 (interpolasjon 150 dager);
- (11) Grunnvannstemperatur målt ved markvannsstasjon i perioden 2002-2005;
- (12) Observerte snø- og nedre teledybder i perioden 2003-2005;
- (13) Jordtemperatur ved ulike dybder i perioden 2000-2005;
- (14) Resistansmålinger ved ulike dybder i perioden 2000-2005;
- (15) Tilstandsoversikten for markvann i perioden 2001-2005;



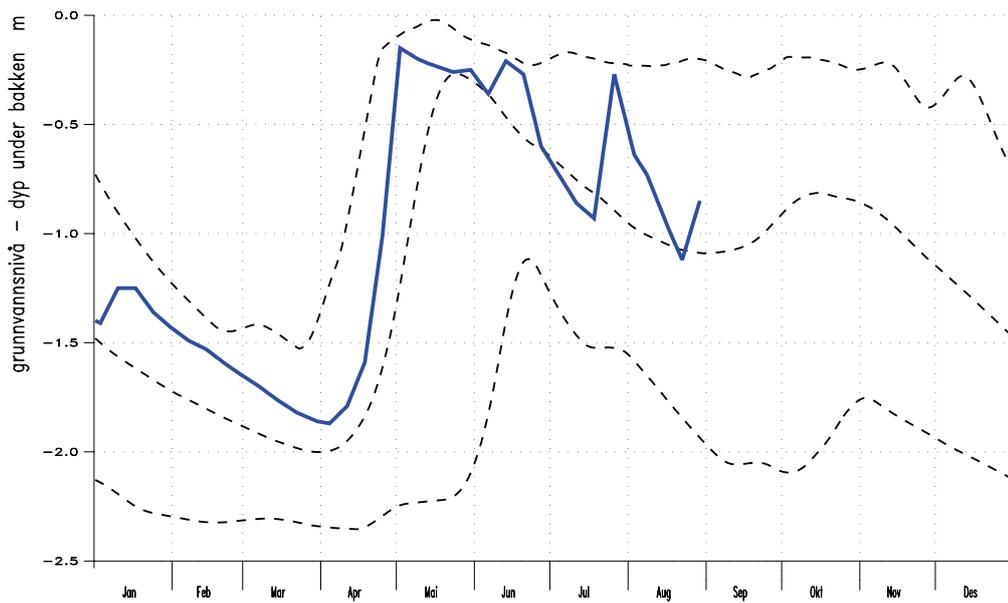
Figur 7. Observert grunnvannstand under bakkenivå i rør1A i perioden 1950-2004. Kurven som er uthevet viser 1 års glidende middel;



Figur 8. Observert grunnvannstand under bakkenivå i rør 1A (uthevet), og rør 11 i perioden 2002-2005.

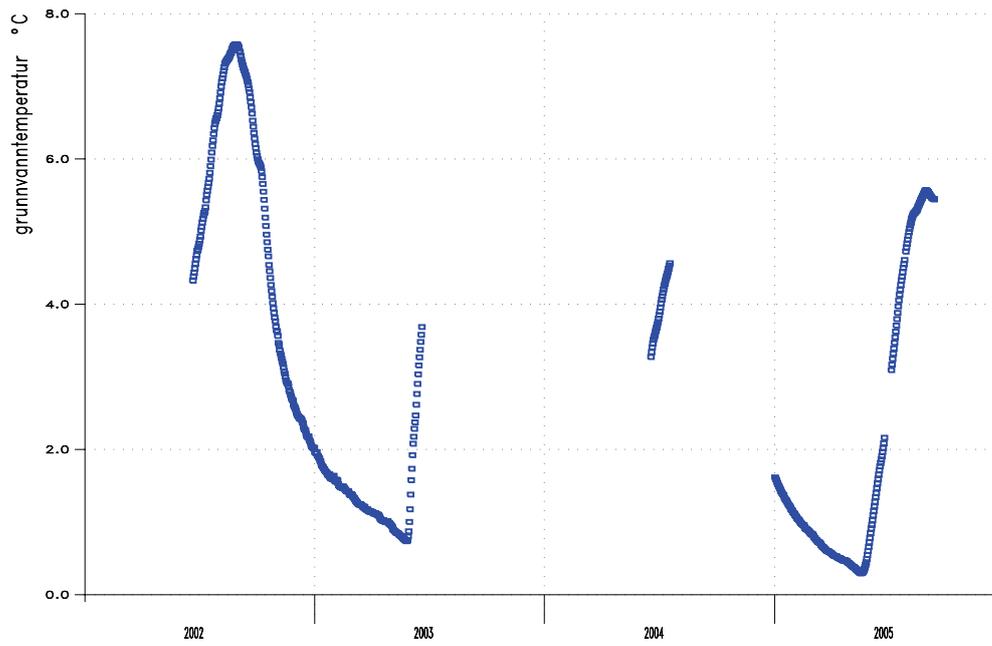


Figur 9. Grunnvannstanden i 2004 i rør 1A (uthevet) sammenlignet med flereårsmiddel (stiplet), største og minste observerte grunnvannstand³ i perioden 1973-2003 (interpolasjon 150 dager);

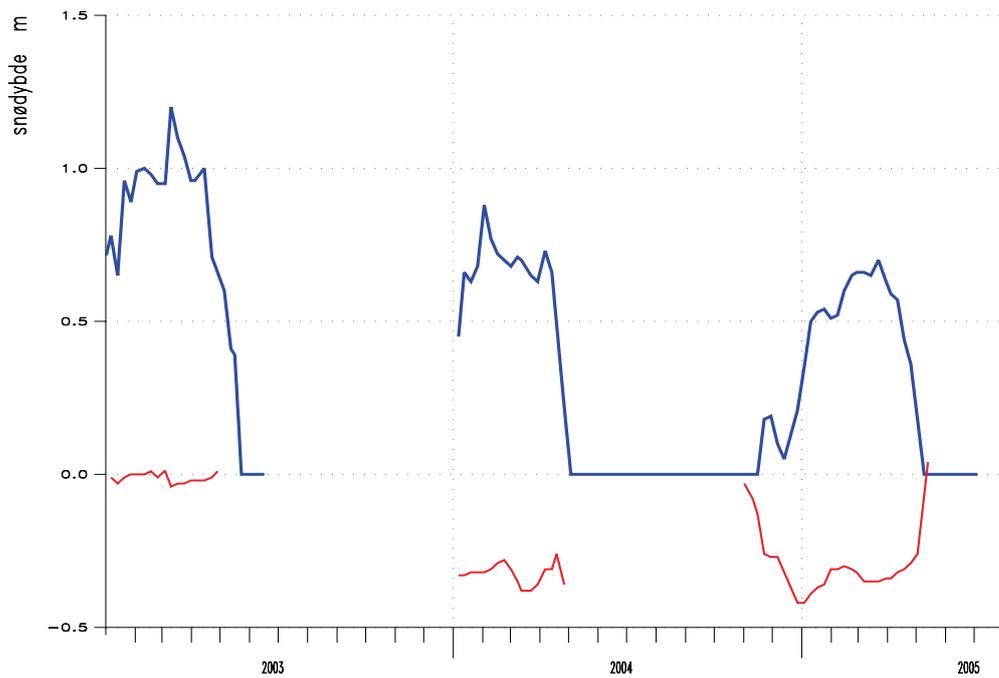


Figur 10. Grunnvannstanden i 2005 i rør 1A (uthevet) sammenlignet med flereårsmiddel (stiplet), største og minste observerte grunnvannstand³ i perioden 1973-2003 (interpolasjon 150 dager);

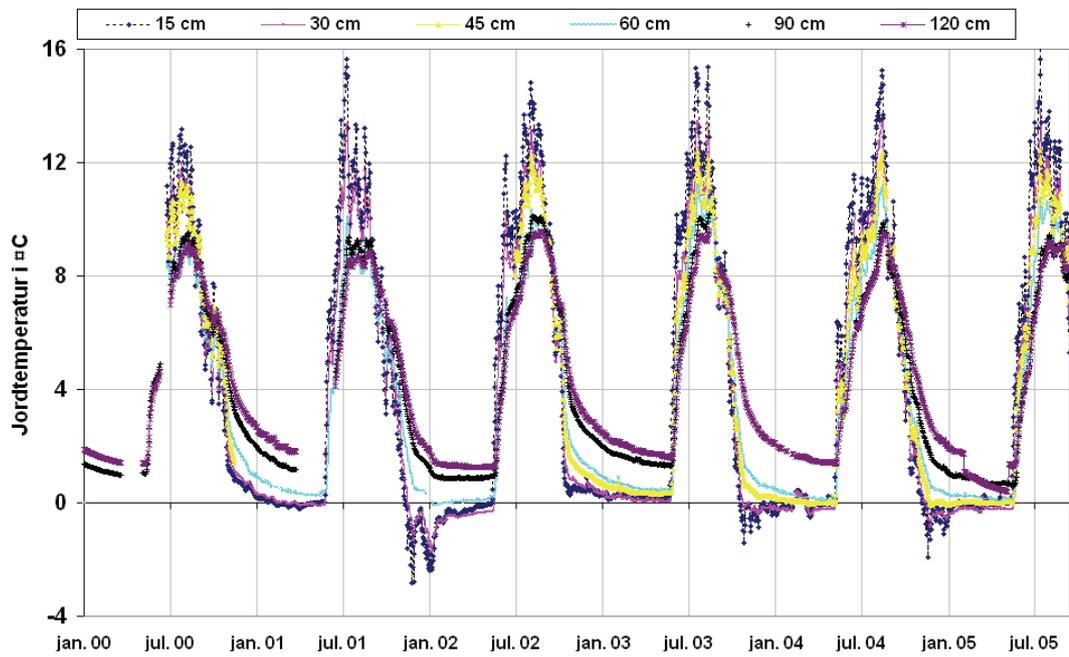
³ Merk at kurvene for flereårs-middel, -minimum og -maksimum er glattet (Gauss-midling – middelveier - lengde 15 dager) for å bedre plottenes lesbarheten og gi et mer korrekt bilde av normal-situasjonen.



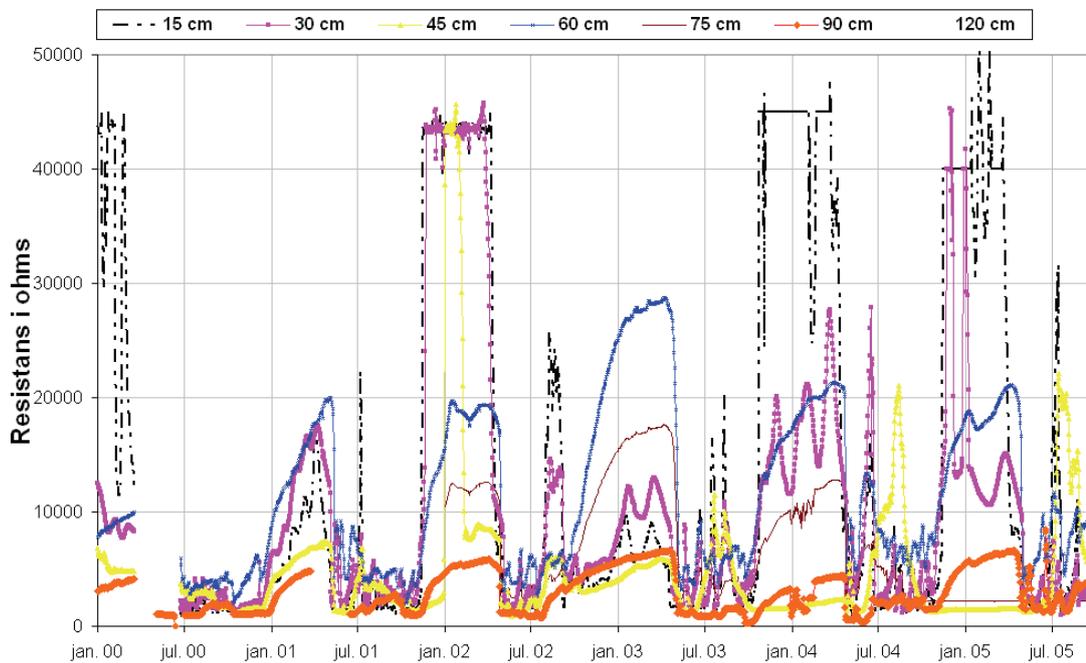
Figur 11. Grunnvannstemperatur målt ved markvannsstasjon i perioden 2002-2005. Dataene mangler pga. et teknisk svikt med sensoren.



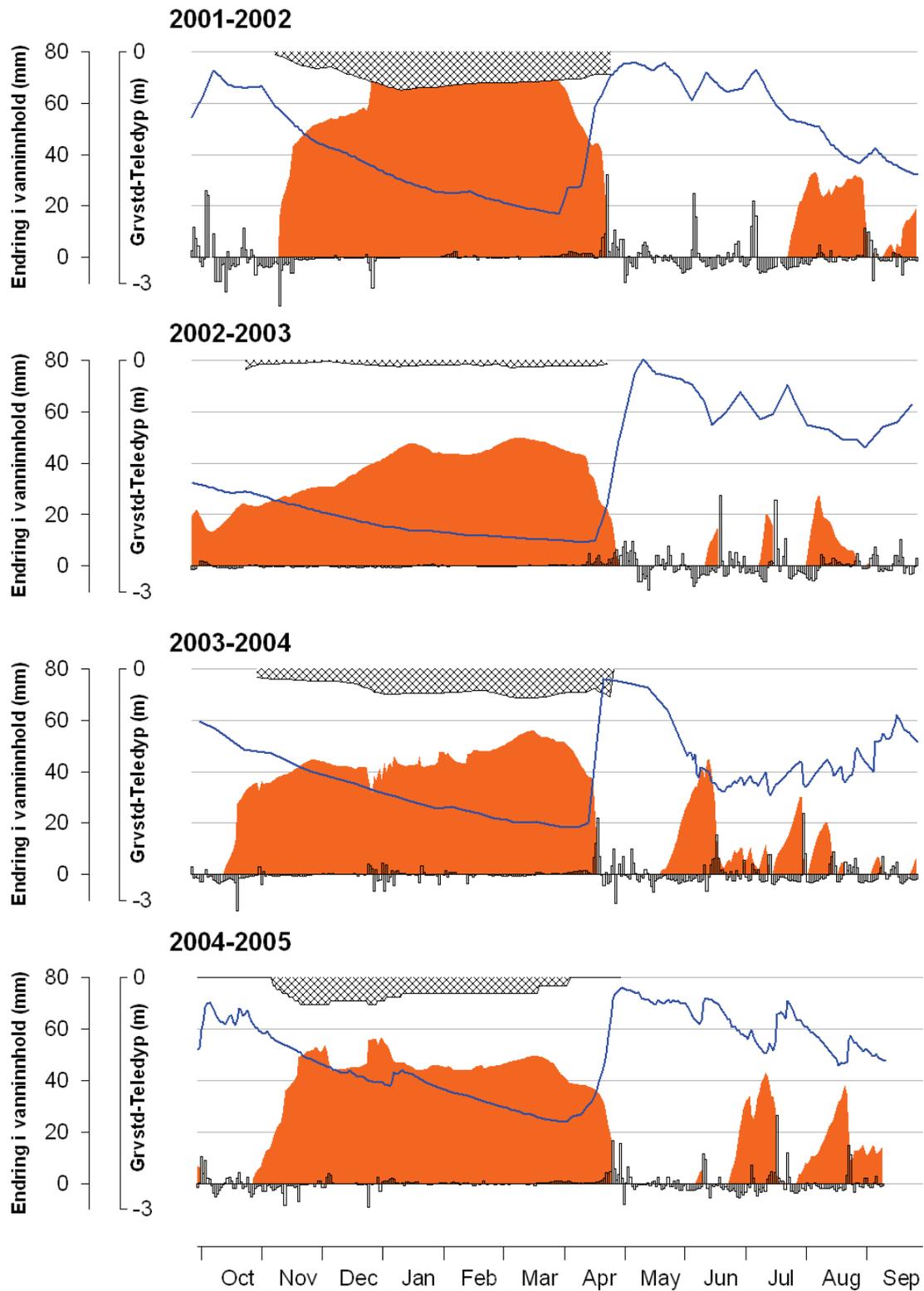
Figur 12. Observerte snø- og nedre teledybder i perioden 2003-2005;



Figur 13. Jordtemperatur ved ulike dybder målt i perioden 2000-2005;



Figur 15. Resistansmålinger ved ulike dybder målt i perioden 2000-2005;



Figur 16. Daglige endringer i jordprofilens vanninnhold (svarte søyler), jordas lagerkapasitet for vann (grått areal), grunnvannsstand under bakkenivå (kurver), og teledyp (skravert areal) i perioden 2001-2005.

Figur 16 gir en oversikt over markvannssituasjonen ved Groset gjennom to viktige parameter i avrenningsammenheng: Jordas lagerkapasitet for vann og teledybde i jord. Med begrepet jordas lagerkapasitet for vann menes den nedbørmengden som kan tilføres før det eventuelt skjer en avrenning til grunnvann/drensrøfter. Utgangspunktet for beregningene er jordas vanninnhold ved feltkapasitet. Feltkapasitet er definert som den vannmengden en har i jorda 2-3 dager etter at jorda har vært vannmettet, dvs. når vanntransporten ut av jorda er tilnærmet null. Jordas vanninnhold som funksjon av tid er beregnet som summen av vann i jordprofilets øverste meter. Beregningene er ut fra automatiske resistansmålinger (ohms) som gjennom kalibreringskurver relateres til vannpotensiale⁴ (tension) og volumprosent vann i jord. Jordas lagerkapasitet er differensen mellom jordprofilets vanninnhold ved feltkapasitet og beregnet vanninnhold i jorda ut fra målinger.

Jordas lagerkapasitet er ofte størst i sommerhalvåret når vannet forbrukes av vegetasjonen og mengden av nedbør er mindre enn evapotranspirasjonen. På Groset registreres derimot største lagerkapasitet for vann om vinteren. Dette skyldes langvarige perioder med snø og tele, kombinert med lav vanninfiltrasjon og drenering av jordlagene mellom 30 og 75 cm dyp. Resistanssensorene er følsomme for frost og ved faseovergang vil resistansverdiene gjøre et dramatisk sprang (se f. eks. figur 16: januar-april 2002). Resistansverdiene er ikke kalibrert for vinteren og ikke korrigert for temperatur. Jordas vanninnhold og lagerkapasitet for vann om vinteren er derfor ikke riktig. Jordas lagerkapasitet for vann er i tillegg beregnet kun for jordprofilets øverste meter ut fra resistansmålinger. Jordas lagerkapasitet for vann som er simulert i vedlegg 4 er beregnet for hele jordprofilet og inkluderer den naturlige dreneringen av jorda i løpet av vinteren.

Dataene som er presentert i figur 16 er delvis kalibrert og ikke ferdig kvalitetskontrollert. Resistanssensorenes måleområde kan gi en relativ usikkerhet i beregningene av lagerkapasitet når jorda er nær metning og matrikspotensiale er lavere enn -200 kPa (tørr jord). Resistansmålingene er foreløpig ikke korrigert for jordtemperatur.

⁴ Jordas vannpotensiale er et mål på hvor sterkt vannet er bundet i jorda.

Referanser

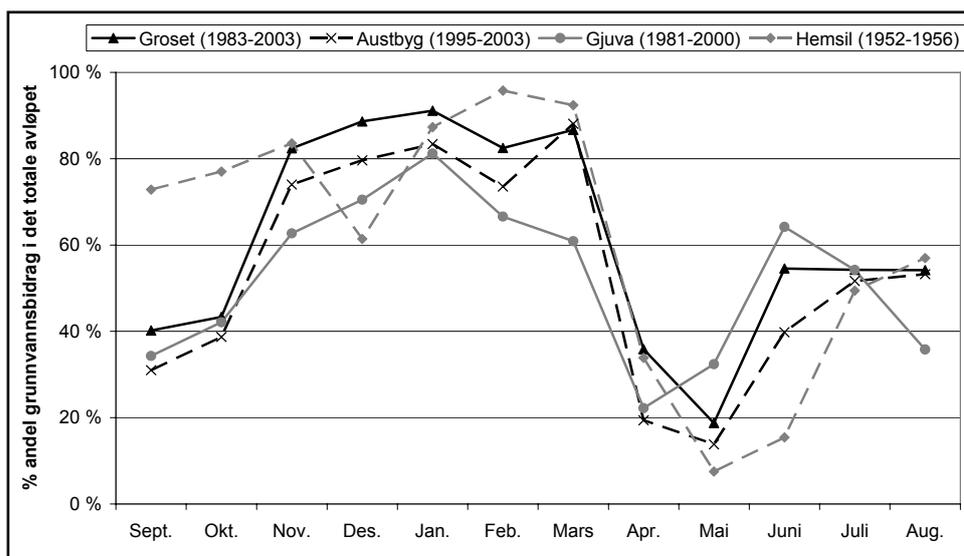
- Aamodt K.O., 1986. Grosetfeltet. Fysiografi, avløp og grunnvannstand. Hovedoppgave ved Geografisk Institutt, UIO.
- Aamodt K.O., 1983. Grosetbekken forsøksfelt. Analyse av resesjonsavløp og beregning av drenbart magasin. GG 212 rapport. Geografisk institutt, UIO.
- Andersen T., 1972. En undersøkelse av grunnvannsmagasinet i et representativt høyfjellsområde. Hovedfagsoppgave i geofysikk ved Universitet i Oslo.
- Andersen T., Gjørsvik O., Ruud L., 1972. Grunnvannsundersøkelser i Aursundfeltet. NVEs rapport 3/72.
- Beldring S., Colleuille H., L-E. Haugen, L-A. Roald, T. Øverlie. 2005. Climate change impacts on hydrological processes in headwater catchments. HEADWATER CONTROL IAHC konferanse. Bergen, juni 2005.
- Colleuille H. og Gillebo E., 2002. Nasjonalt observasjonsnett for markvann. Etablering og vedlikehold av målestasjoner. Måleprosedyrer. Datautarbeiding og dataformidling. NVEs rapport 6.2002.
- Colleuille H., 2003. Groset forsøksfelt (016.H5). grunnvanns- og markvannsundersøkelser. Årsrapport 2002. NVEs oppdragsrapport A 5-2003.
- Colleuille H., 2004. Groset forsøksfelt (016.H5). grunnvanns- og markvannsundersøkelser. Årsrapport 2003. NVEs oppdragsrapport A 6-2004.
- Colleuille H og Vestersager T., 2005. Nasjonalt overvåkingsnett for grunnvann og markvann (fysiske parameter). Driftrapport 2004. Status pr. januar 2005. NVEs rapport 2-2005.
- Gjørsvik, O., 1970. Grosetbekken. En vurdering av vannbalansen. Del 1. NVES rapport 2-1970
- Gjørsvik, O., 1970. Grosetbekken. Hydrologisk observasjonsmaterialet for Groset forsøksfelt. Del 2. NVES rapport 2-1970
- Henriksen A., Kirkhusmo L., og Sønsterud R., 1989. Landsomfattende grunnvannsnett (LGN). Grunnvannets kjemiske sammensetning. NIVA-rapport 352/89.
- Kristiansen F., 1957. En snøundersøkelse i Grosetfeltet. Akkumulasjon og avsmelting 1955-56. Hovedfagsoppgave i fysisk geografi (upubl.), Oslo 1957.
- Kårstein H., 1997. Forsøksfelt drevet av Hydrologisk avdeling. NVEs notat nr. 02-1997.
- NGU, 1988. Overvåking av grunnvann. Landsomfattende grunnvannsnett (LGN). Rapport 88.046

- Pedersen T.S., Kirkhusmo L.A. og Kannick H., 2003. Overvåking av grunnvann. Landsomfattende grunnvannsnett (LGN). NVEs rapport 1.2003.
- Wong K.W. og Colleuille H., 2005. Elv og grunnvann. Estimering av grunnvannsbidrag til det totale avløpet ved hydrogramseparering. NVEs Miljøbasert Vannføring rapport 5.2005.

Vedlegg 1: Estimering av grunnvannsbidrag

Grunnvannsbidrag til det totale avløpet er her beregnet på bakgrunn av uregulerte daglige vannføringsmålinger ut fra metode beskrevet i Wong og Colleuille (2005). Metoden forutsetter at avløpet kan dekomponeres i to ulike deler, den raske overflateavrenning og den langsomme utstrømning av vann fra ulike lagringsmagasiner, ofte kalt basisstrømning (base flow). Metoden bruker kvalitetskontrollerte vannføringsserier som inngangsdata og beregner daglige estimater for basisstrømning. Disse døgnverdiene danner grunnlaget for utarbeidelse av månedlig statistikk. Det grunnvannet som metoden estimerer er grunnvann med lang oppholdstid, dvs. med stabil temperatur og kjemiske karakteristika.

Grunnlagsdata som er benyttet i dette arbeidet er vannføringsmålinger målt i Grosetbekken⁵ i perioden 1983-2003. Figur 1 viser estimerte grunnvannsbidrag ved utvalgte stasjoner i Buskerud og Telemark inkludert Groset (Wong og Colleuille, 2005).

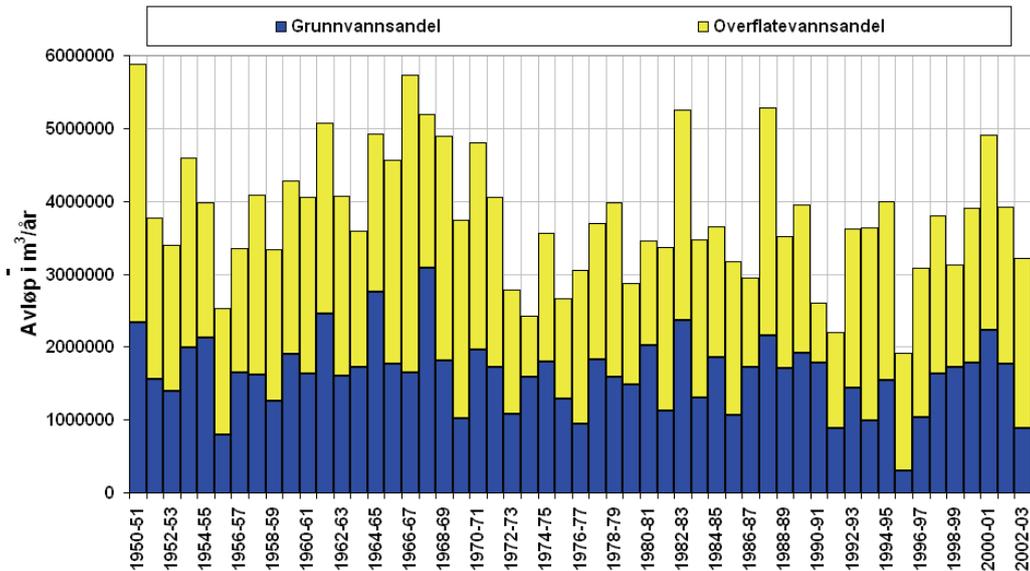


Figur 1. Estimerte grunnvannsbidrag ved Groset og utvalgte stasjoner i Buskerud og Telemark (hentet fra Wong og Colleuille, 2005).

Figuren viser at estimert grunnvannsbidrag i Groset er generelt høyt gjennom hele vinteren med en andel på 80-90 % i gjennomsnitt. Om våren (april-mai) faller grunnvannsandelen til sitt laveste (ca. 30-20 %). Det er fordi mesteparten av

⁵ Stasjonsnummer: 16-66 (Grosetjern)

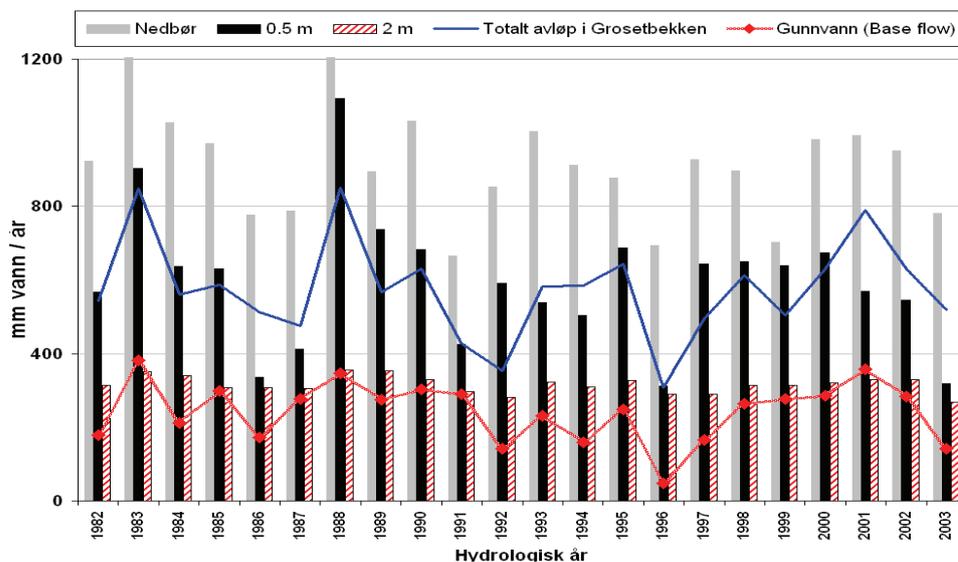
flomvannet består av smeltevann (direkte snøsmelting + grunnvann med veldig kort oppholdstid (<2 uker)). Grunnvannsbidraget øker utover sommeren til godt over 50 %. Årlig totalt grunnvannsbidrag i spesifikt volum er lite (figur 2) fordi mesteparten av den årlige vannføringen foregår i snøsmeltingsperioden (overflatevann og grunnvann med kort oppholdstid).



Figur 2. Estimert andel grunnvann (med lang oppholdstid) og overflatevann i det totale avløpet i Grosetbekken ved histogramseparering.

Vedlegg 2: Estimering av grunnvannsdannelse

Ut fra en vannbalansebetraktning og på årlig basis (hydrologisk år), hvis vi antar at det verken er oppmagasinerings eller nedtapping av grunnvann fra grunnvannsmagasiner, er grunnvannsdannelsen omtrent lik grunnvannsbidraget i det totale avløpet (Wong og Colleuille, 2005). Med grunnvann menes her grunnvann med lang oppholdstid, dvs. stabil temperatur og kjemiske karakteristika. Figur 1 viser at mengden av basisstrømning på Groset tilsvarer omtrent den mengden vann som infiltreres under de dypeste lagene (>2 m dyp) simulert med COUP-modell (Jansson & Karlberg, 2004)⁶. Dette gir en indikasjon på at vannmengden som estimeres vha histogramseparering metode tilsvarer vannet som har trengt inn i de dypeste lagene og har derfor lengre oppholdstid i grunnen. En sammenligning mellom to hydrologiske modeller, COUP-modell og HBV-modell er drøftet i Beldring et al. (2005 se vedlegg 4). I begge modeller infiltreres nesten alt vannet i jorda og denne mengden minus evapotranspirasjon bidrar til det totale avløpet. I HBV-modellen dreneres hele vannmengden som infiltreres i jorda ut i vassdraget som grunnvann. Den består imidlertid av både grunnvann med lang oppholdstid og kort oppholdstid (interflow), noe som forklarer at estimert grunnvannsdannelse med HBV er mye større enn det med histogramseparering metoden.



Figur 1. Total infiltrasjon av vann gjennom jordlagene på 0.5 og 2 m dyp i løpet av et hydrologisk år simulert med COUP-modell, og sammenlignet med årlig nedbør, totalt avløpet målt i Grosetbekken og estimert basisstrømning (grunnvann).

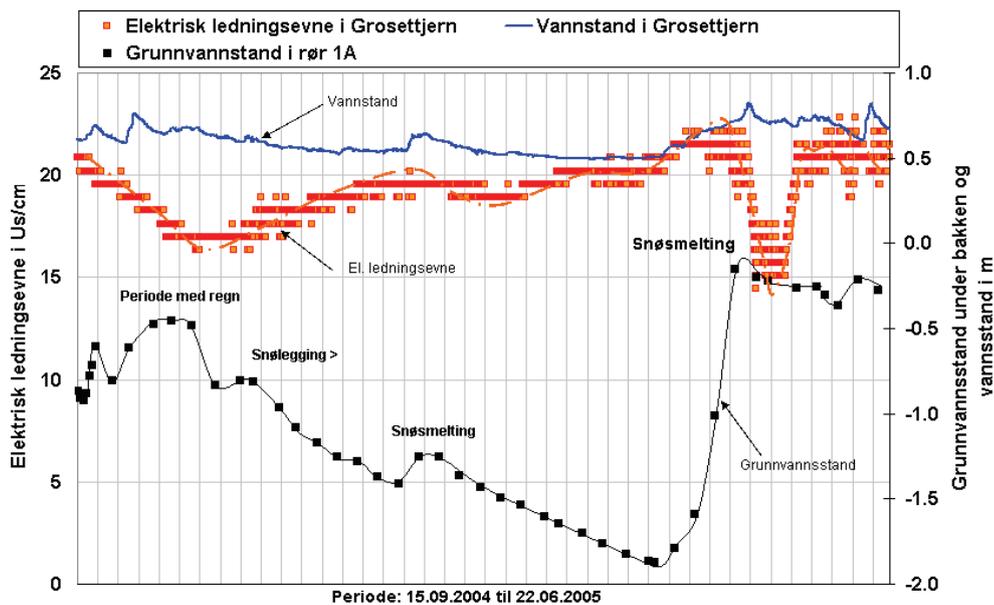
⁶ Jansson, P.-E., Karlberg, L. 2004. Coupled heat and mass transfer model for soil-plant-atmosphere systems. Royal Institute of Technology, Dept of Civil and Environmental Engineering, Stockholm, 435 pp.

Vedlegg 3:

Målinger av miljøindikatorer på Groset

I forbindelse arbeidet med estimering av grunnvannsbidrag til det totale avløpet (Wong og Colleuille, 2005) har vi målt på Groset i utløpet av Grosettjern vannstand, elektrisk ledningsevne og vanntemperatur i 2004 og 2005.

Elektriske ledningsevne gjenspeiler vannets innhold av oppløste ioner som skyldes utløsning fra mineral materialet i grunnvannssonen. En relativt stor forskjell kan registreres mellom grunnvannsdominert basisstrømning på vinter og ionefattig flomvann i snøsmelting. Figur 1 viser at elektrisk ledningsevne i Grosettjern er høyest om vinteren og i perioder med lavvannsstand (når andel av basisstrømning er høyest), mens den er lavest i flomperioder. Totalinnholdet av oppløste ioner er høyest i disse perioder og dette gjenspeiles i relativt høy elektrisk ledningsevne. I perioder med større vannomsetning (flom/snøsmelting) øker andelen av overflatevann. Oppholdstiden blir mindre og konsentrasjonen av oppløste ioner minker.

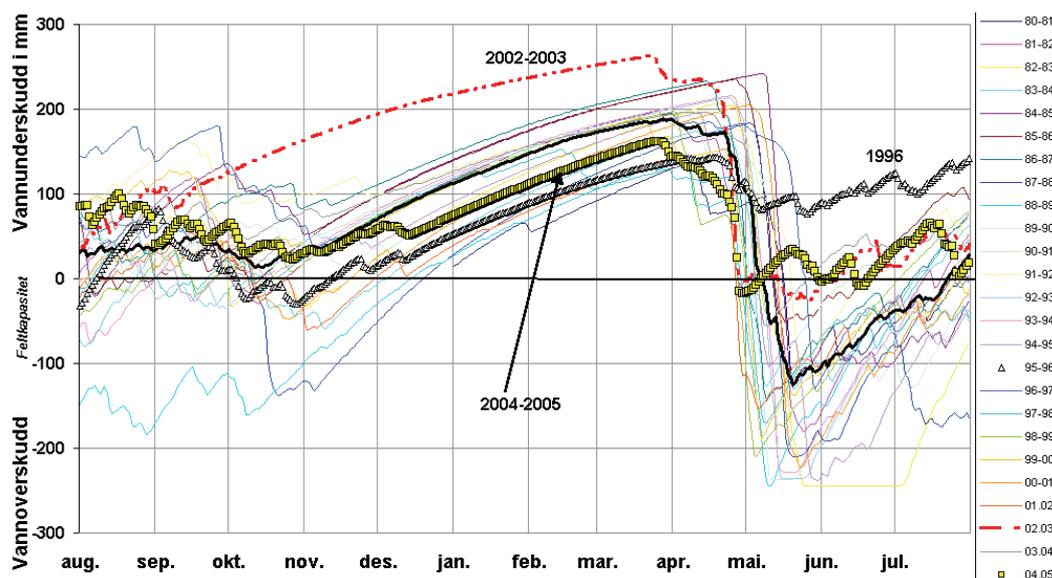


Figur 1. Variasjon i elektrisk ledningsevne⁷ og vannstand målt i Grosetbekken sammenlignet med grunnvannsstand målt i den overliggende felt (Wong og Colleuille, 2005).

⁷ Elektrisk ledningsevne av kildevann målt i oppkommer i Grosetfelt ligger på ca. 29 uS/cm.

Vedlegg 4: Markvannsunderskudd

En av de viktigste parametrene ved tilstandsoversikt for markvann i avrenningssammenheng er jordas lagerkapasitet for vann eller markvannsunderskudd. Med begrepet jordas lagerkapasitet for vann menes den nedbørmengden som kan tilføres før det eventuelt skjer an avrenning til grunnvann/drensrør. Utgangspunktet for beregningene er jordas vanninnhold ved feltkapasitet (se også kapitlet 3). Vi har brukt den svenske vann- og energibalanse modell COUP-modell (Jansson and Karlberg, 2004)⁸ for å simulere vannbalansen for markvannsstasjoner. Coup er en modell som tar for seg grunnleggende hydrologiske, biologiske og jordfysiske prosesser i jord, plante og atmosfære systemer. COUP representerer vann- og energidynamikk i et lagdelt jordprofil dekket med vegetasjon og snø. Figur 1 viser markvannsunderskudd simulert med COUP (foreløpig resultater) på Groset i perioden 1980-04.2005. Legg merke til årene 1995-96 og 2002-2003 med henholdsvis høy markvannsunderskudd om sommeren 1996 og om sensommeren/høsten 2002.



Figur 1: Foreløpig simulering av markvannsunderskudd (lagerkapasitet for vann) vha. COUP-modell for markvannsstasjon Groset i perioden 1980-08.2005.

⁸ Jansson, P.-E., Karlberg, L. 2004. Coupled heat and mass transfer model for soil-plant-atmosphere systems. Royal Institute of Technology, Dept of Civil and Environmental Engineering, Stockholm, 435 pp.

Vedlegg 5: Climate change impacts on hydrological processes in headwater catchments

HEADWATER CONTROL IAHC konferanse. Bergen, juni 2005

Stein Beldring¹, Hervé Colleuille¹, Lars Egil Haugen², Lars A. Roald¹, Trude Øverlie²

¹Norwegian Water Resources and Energy Directorate, P.O. Box 5091 Majorstua, N-0301 Oslo, Norway

²Norwegian University of Life Sciences, Department of Plant and Environmental Sciences, P.O. Box 5003, N-1432 Ås, Norway

Abstract

Climate scenarios from the RegClim project (<http://regclim.met.no>) have been used to study the impacts of climate change on hydrological processes in headwater catchments in Central-Norway and at the Hardangervidda plateau in South-Norway. Two models of land surface hydrological and thermal conditions have been applied. The COUP-model simulates exchanges of water and energy in a vertical profile from the atmosphere through the vegetation to the underlying soil. Although the COUP-model uses detailed process descriptions at the point scale, modelling of land surface hydrology at larger spatial scales should be performed by models which represent the significant and systematic variations in the properties of the land surface. A distributed version of the HBV-model was applied for modelling of hydrological processes at the catchment scale. This model is sensitive to changes in the properties of the land surface and the climatic input data. It describes interfaces between the land surface and the atmosphere, soil moisture and groundwater storage, groundwater flow and river flow, and it provides a realistic framework for regional hydrological modelling by integrating the contributions from several small scale elements. The climate change impact studies show moderate changes in annual streamflow, whereas the seasonal streamflow changes are larger. Annual mean values of snow storage, depth of frozen ground and depth to the groundwater table is expected to decrease.

Introduction

A large amount of observations give a picture of global warming and other changes in the climate system. Changes in the climate occur as a result both of internal variability within the climate system and external factors (both natural and anthropogenic). The major influence of external factors is related to the increasing concentrations of greenhouse gases which tend to warm the earth surface (Houghton et al. 2001). Water in mountainous regions plays a significant role for important sectors in the Norwegian society, e.g. hydropower industry,

tourism and transport. Long term management within these sectors must consider the potential effects of climate change on seasonal variability, extremes and mean values of hydrological processes including snow, subsurface thermal and moisture conditions and runoff. Water storage as snow delays runoff relative to precipitation, and melting of the seasonal snow cover is the most significant hydrological event of the year in Norwegian mountains. Furthermore, biological activity and water chemistry depend on the availability of water, and water is also a primary weathering agent for rocks and soils. Frost depth in the ground is influenced by the amount of subsurface water, while frozen ground on the other hand inhibits infiltration leading to higher snowmelt floods and reduced percolation to the groundwater table. Understanding and describing the water and energy balances is therefore a prerequisite for determining the consequences of possible climate change in a mountainous environment.

Research areas

Simulations have been performed for headwater catchments in Central-Norway and at the Hardangervidda plateau in South-Norway, representing different landscape types, including mountains and alpine terrain, subalpine and boreal forests, non-forested areas below the tree line, lakes, bogs and glaciers. The climate of the investigated area is continental, and the runoff regime is dominated by spring and summer high flows caused by snowmelt, and winter low flows. The continental parts of Central- and South-Norway are characterized by mean monthly winter temperatures below $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$, while mean monthly summer temperatures normally reach 6 to $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ in the high mountain areas (Tveito et al. 2000). Mean annual precipitation is largest ($>2000\text{ mm/year}$) in the western parts where the humid Atlantic low pressure air masses reaches the mountains. The precipitation amounts decrease further east depending on both distance from the coast and topography. The driest areas in Central- and South-Norway are the leeward side of the mountain ranges ($<350\text{ mm/year}$) (Tveito et al. 1997).

Special attention has been paid to the Groset (6.5 km^2) and Aursunden (835 km^2) catchments. Detailed measurements of snow water equivalent, snow depth, groundwater table depth, soil moisture content, soil frost depth and streamflow are available from two of the stations of the Norwegian soil moisture monitoring network. The other catchments studied have streamflow data, but no observations of other water balance components. These remaining catchments are Møsvatn (1510 km^2), Orsjoren (1178 km^2), Hølen (232 km^2) and Reinsnosvatn (121 km^2) at the Hardangervidda plateau, and Sjødalsvatn (480 km^2), Risefoss (744 km^2) and Nybergsund (4420 km^2) in the mountains of Central-Norway. Some characteristics of the investigated catchments are presented in Table 1.

Methods

The need for large scale mapping and management of water resources has been the driving force behind the frequent use of hydrological models in Norway. For more than three decades, models of hydrological processes have been applied for various purposes, e.g. for planning the operation of hydropower production systems, streamflow forecasting and in connection with water quality issues. Although observations networks are dense compared to most developing countries, the need for determination of water budgets at different spatial and temporal scales across large regions has frequently required use of hydrological models. A model is any method or algorithm that describes the processes of interest and their interactions. The simulations of present and possible future hydrological conditions have been performed with two hydrological models, the physically based COUP-model (Jansson and Karlberg 2004) and the conceptual HBV-model (Bergström 1995). Physically based and conceptual models describe the relationship between meteorological inputs or other boundary conditions and the hydrological system using process-based model equations derived from principles of thermodynamics and fluid mechanics, or from simplified, but plausible conceptual representations of the processes of interest.

A spatially distributed version of the HBV-model (Beldring et al. 2003) has been used. The model performs water balance calculations for square grid cell landscape elements. Each grid cell may be divided into a lake area, a glacier area and two land use zones with different vegetations and soils. Every model element therefore has unique characteristics, input data are distributed, and water balance computations are performed separately for every model element. The model is run with daily time step, using precipitation and air temperature data as input. It has components for accumulation, subgrid scale distribution and ablation of snow, interception storage, subgrid scale distribution of soil moisture storage, evapotranspiration, groundwater storage and runoff response, lake evaporation and glacier mass balance. Potential evapotranspiration is a function of air temperature, however, effects of seasonally varying vegetation characteristics are considered. An algorithm for calculation of soil frost depth based on results from Vehviläinen and Motovilov (1989) has been introduced. Groundwater levels are determined using a storage coefficient and the depth to an impermeable base. The model is calibrated with the restriction that model discretization units with identical landscape classification are assigned similar parameter values.

The COUP-model (Jansson and Karlberg 2004) simulates one-dimensional water and heat dynamics in a layered soil column covered by vegetation by solving numerically the relevant differential equations. The main equations include the laws of conservation of mass and energy together with flow equations for water (Darcy's law) and heat (Fourier's law). A detailed description of the model can be found at <http://www.lwr.kth.se/Vara%20Datorprogram/CoupModel>. Simulations with the COUP-model were performed only for the Groset catchment and for the plant (heather and grasses)

and soil characteristics (silty sand) at the soil moisture monitoring station. The soil profile contains 4 master soil horizons which are typical for spodosols (Organic (2-3 cm), Eluvial (5-10 cm), Illuvial (30 cm), and C horizon) developed on till deposits. The soil profile is divided into 15 layers in the COUP-model, each layer described by their soil hydraulic properties, i.e. soil moisture retention curve and hydraulic conductivity. The thickness of the soil profile in the COUP-model is 4 m.

The Groset catchment is situated at altitudes between 939 and 1058 m a.s.l. The distributed HBV-model simulates the water balance of 1 km² grid cells where the vegetation consists of subalpine forests and mountainous areas above the tree line with grass, heather or low shrubs. The soils are glacial tills, i.e. non-sorted bedrock fragments ranging in size from clay to boulders.

An overview of some important features of the COUP- and HBV-models are shown in Table 2.

Table 1. Characteristics of the investigated catchments.

	Area (km ²)	Altitude (m a.s.l.)	Proportion forest	Proportion mountain	Proportion lakes	Proportion bogs	Proportion glaciers
Groset	6.5	939-1058	59 %	14 %	7 %	20 %	0 %
Møsvatn	1510	890-1628	6 %	77 %	12 %	5 %	0 %
Orsjoren	1178	951-1539	2 %	79 %	14 %	5 %	0 %
Hølen	232	120-1686	4 %	85 %	10 %	1 %	0 %
Reinsnosvatn	121	595-1637	10 %	77 %	10 %	2 %	1 %
Sjodalsvatn	480	940-2362	6 %	72 %	10 %	2 %	10 %
Risefoss	744	556-2284	8 %	85 %	3 %	4 %	0 %
Nybergsund	4420	353-1748	45 %	31 %	11 %	13 %	0 %
Aursunden	835	690-1561	32 %	46 %	12 %	10 %	0 %

Table 2. Comparison of the distributed HBV-model and COUP-model used in this study.

	Distributed HBV-model	COUP-model
Time resolution	Daily	Daily
Spatial resolution	1 km ²	1-dimensional (~1m ²)
Driving variables	Air temperature, precipitation	Air temperature, precipitation, relative humidity, wind speed, global radiation
Soil frost	Simulated	Simulated
Interception	Yes	Yes
Infiltration	No restriction	Restricted by saturated hydraulic conductivity (soil frost or low-permeable soil)
Surface runoff	No	If rain intensity > K _{sat} → surface water created. Runoff from the surface water is described by 1st order kinetics
Evapotranspiration		

Potential Actual	Thornthwaite-type Soil moisture deficit	Penman-Monteith Soil moisture deficit
Soil moisture storage	Field capacity principle	According to the soil hydraulic properties (soil moisture characteristic, hydraulic conductivity)
Water transport in soil	Upwards and downwards (percolation and capillary rise)	Upwards and downwards (percolation and capillary rise)
Vertical discretization	1 root zone layer 2 ground water layers	Max 22 layers, 15 layers used for Groset
Output simulations		
Each soil layer	Storage of water, vertical flow of water, discharge from groundwater layers	Temperature, water potential, vertical flow of heat and water, storage of water and heat, root water uptake
Others	Snow water equivalent and depth, soil frost depth, groundwater level, streamflow	Snow water equivalent and depth, soil frost depth, surface runoff, drainage flow, groundwater level

Hydrological models which are to be used for climate change impact studies must perform well under conditions of non-stationarity as defined by Klemeš (1986). Non-stationarity means that a significant change in climate, land use or other catchment characteristics occurs. Mroczkowski *et al.* (1997) argued that model validation using only streamflow data at the outlet of catchments is not an adequate test of model structure or the hypothesis upon which a model is built, while validation based on the model's ability to simulate several fluxes or state variables (e.g. runoff, evapotranspiration, groundwater levels, soil moisture content, snow water equivalent, soil thermal conditions) is a better test. Although the distributed HBV-model describes the most important physical characteristics of processes related to the water balance at the interface between the land surface and the atmosphere, it is important to evaluate its results using observed data and simulations with the physically more realistic COUP-model. If simulations of different water balance components compare fairly well with observations, climate change impact studies can be considered more trustworthy.

The climate scenarios used in this study were produced by the Atmosphere-Ocean General Circulation Model (AOGCM) HadAm3 developed at the Hadley centre in UK (Gordon *et al.* 2000). The spatial resolution of AOGCMs is typically $\sim 300 * 300 \text{ km}^2$. Thus, to obtain reliable estimates of the climate at specific regions in Norway, downscaling is necessary. Results from HadAm3 were dynamically downscaled with the regional climate model HIRHAM (Bjørge *et al.* 2000) which has a spatial resolution of $\sim 55 * 55 \text{ km}^2$. Daily values of measurements of temperature and precipitation are traditionally used as input to the hydrological model. Estimates of temperature and precipitation were interpolated from HIRHAM to locations of selected meteorological stations. However, the station altitude is wrongly represented in the model and the number of rainy days is typically estimated too high. The dynamically downscaled temperature and precipitation data were therefore empirically adjusted to be representative locally by Engen-Skaugen *et al.* (2005).

Results and discussion

The distributed HBV-model was calibrated against observed streamflow from all nine catchments for the period 1976-1990, and subsequently validated for the period 1961-1975. Model performance was good, meaning that simulations are trustworthy under current climate conditions. Fig. 1 presents results from streamflow simulations in the Groset and Aursunden catchments. The model was run with daily timestep, but the data have been aggregated to monthly values in Fig. 1. Simulations of snow water equivalent and soil frost depth for the Aursunden catchment are shown in Fig. 2. Results are mostly satisfactory, however, model simulations are averaged over the catchment area, while snow water equivalent and soil frost depth data are point measurements in the eastern and western parts of the Aursunden catchment, respectively. As all hydrological processes have a variability that depends on local meteorological, geological, topographical and vegetation characteristics, area averaged model simulations cannot be expected to conform to point measurements.

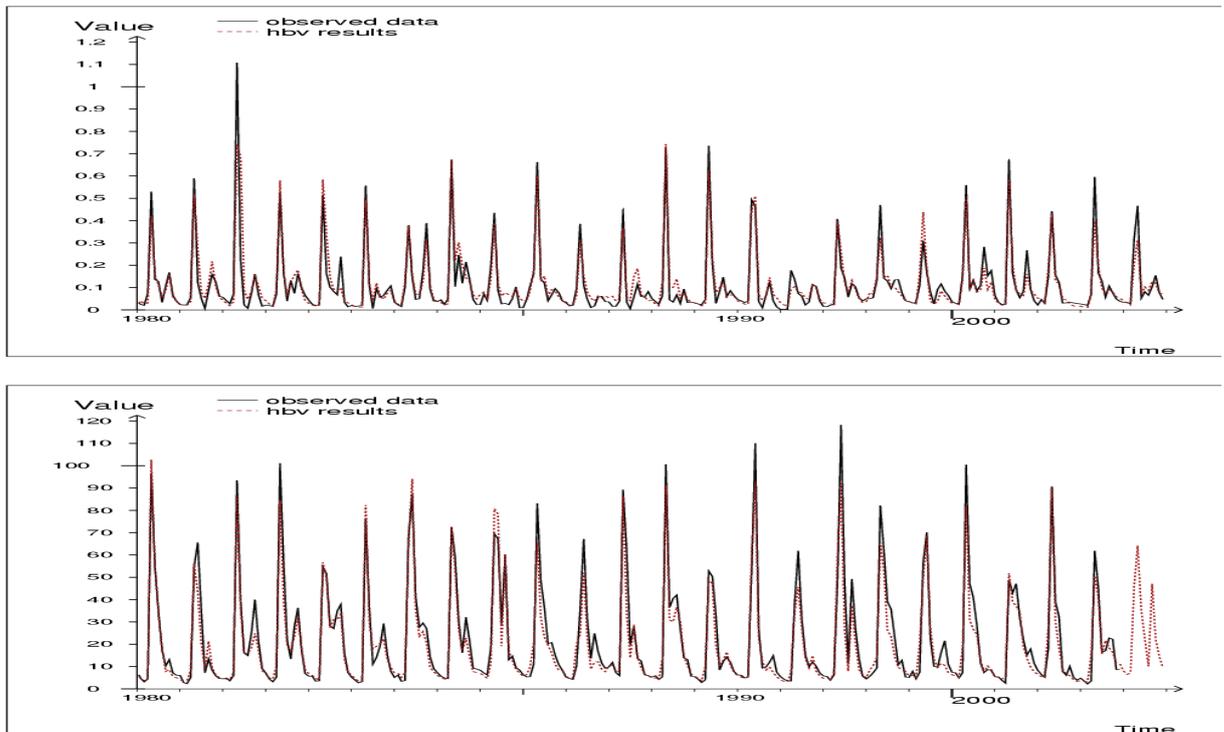


Figure 1. Observed and simulated (HBV) streamflow (m^3/s) from the Groset (top) and Aursunden (bottom) catchments. Data have been aggregated to monthly values.

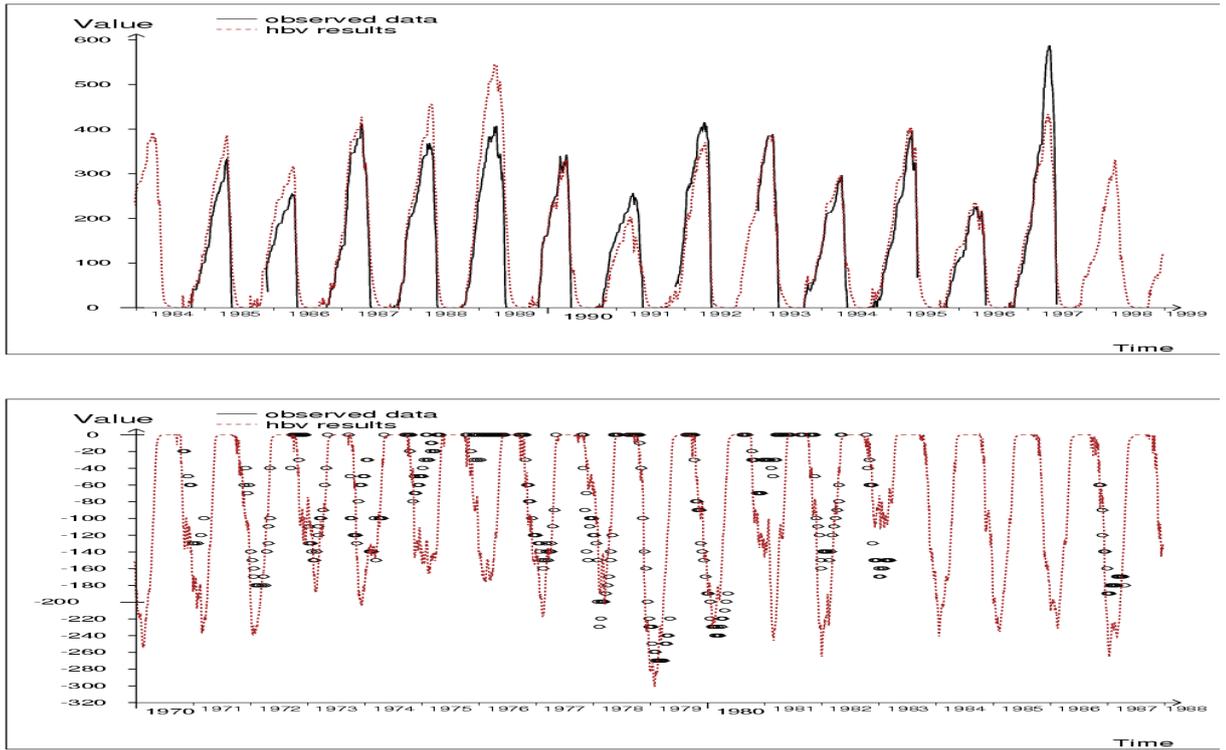


Figure 2. Observed and simulated (HBV) snow water equivalent (mm) (top) and soil frost depth (mm) (bottom) in the Aursunden catchment.

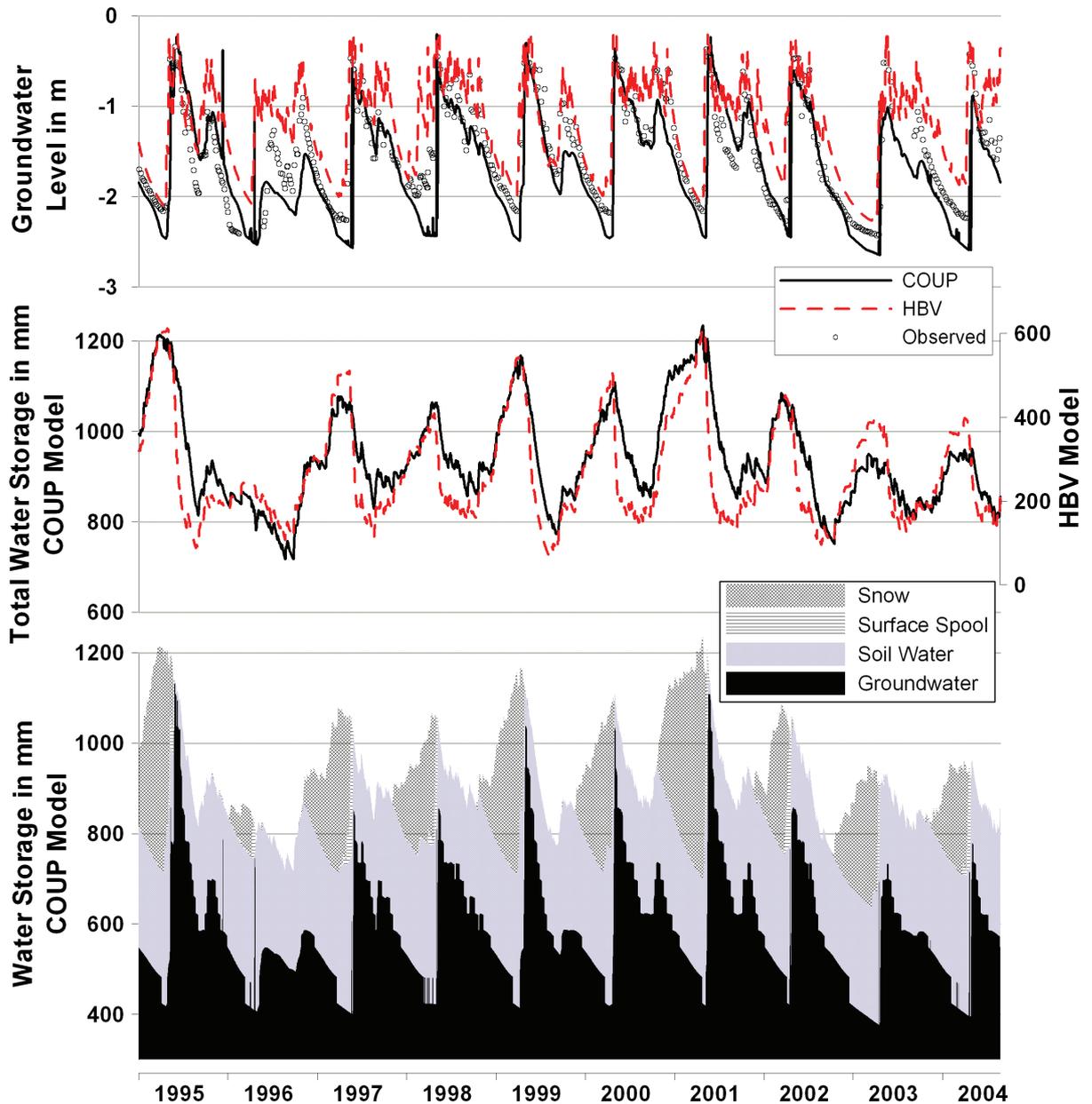


Figure 3. COUP- and HBV-model results from the Groset catchment. Top: Observed and simulated groundwater levels. Middle: Total water storage. Bottom: Snow, surface water, soil moisture and groundwater storage in the COUP-model.

Groundwater levels, soil moisture storage and snow water equivalent from simulations with the COUP- and HBV-models in the Groset catchment are presented in Fig. 3. Note the dry periods in 1996 and 2002/2003 characterized by a deficit in soil moisture and low groundwater levels. The groundwater levels are well described by both models, although there are discrepancies between observations and model results. There are also differences between the two models, which can be attributed to differences in simulated actual evapotranspiration.

The water storage of the two models agree to some extent, but the total volumes differ due to different representation of the hydrological processes. The HBV-model needs only consider the volume of water which is active in the precipitation-runoff process and deep immobile groundwater is not necessarily included. It is also a problem that model simulations represent different areas. The COUP-model simulates processes for one specific location within the catchment, while HBV-model results are averaged over the entire catchment area. Convergence and divergence of subsurface flow paths caused by the influence of bedrock and surface topography can significantly affect moisture conditions.

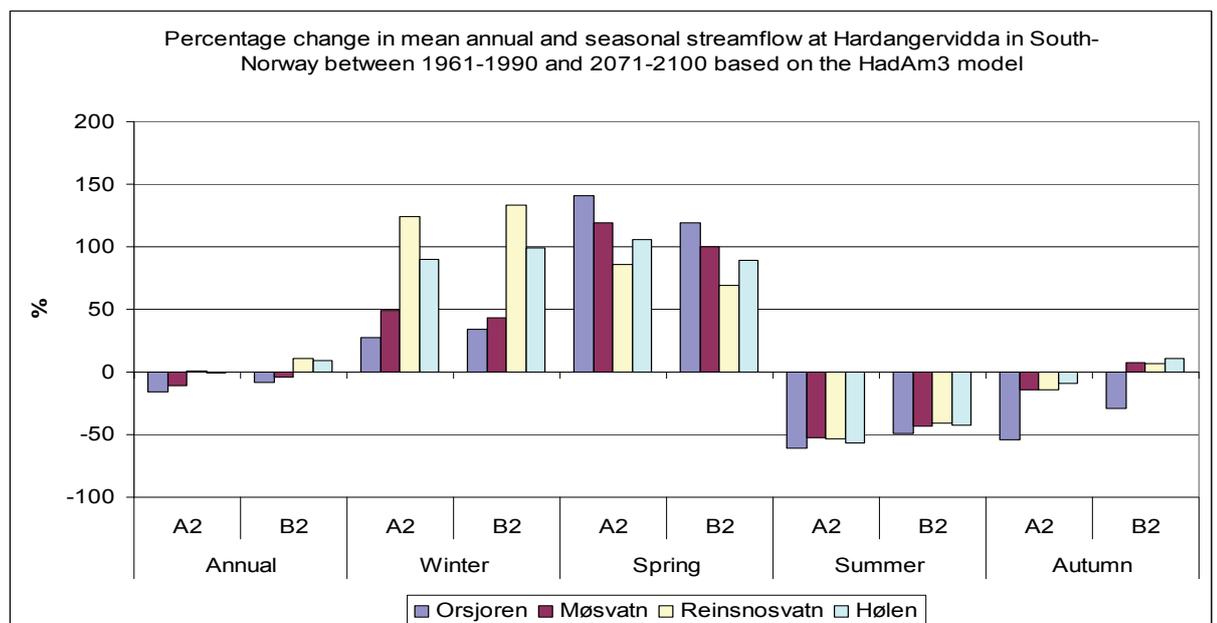
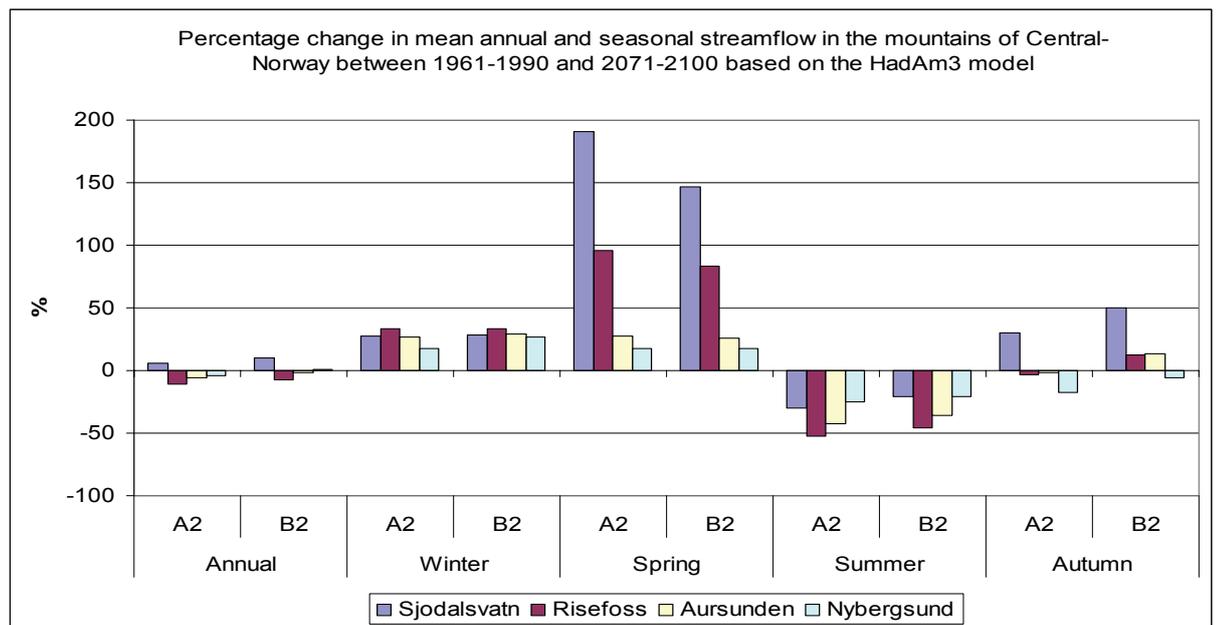


Figure 4. Climate change impact simulations based on the Atmosphere-Ocean General Circulation Model HadAm3 for annual and seasonal streamflow from catchments located in Central-Norway (top) and at the Hardangervidda plateau (bottom) in South-Norway.

The climate change impact simulations for annual and seasonal streamflow from catchments located in Central-Norway and at the Hardangervidda plateau in South-Norway are presented in Fig. 4. Two emission scenarios for greenhouse gases have been applied; a moderate (B2) and a high (A2). Climate model results for the scenario period 2071-2100 were compared to the control period 1961-1990 (present climate). Up to 2100 B2 gives approximately 2.5 °C increase in global mean temperature while A2 is giving an increase of 3.5 °C (Houghton et al. 2001). The annual streamflow will remain mostly unchanged, whereas the picture varies for seasonal streamflow. The winter streamflow will generally increase and the spring streamflow will increase substantially, in particular in high mountain areas. The summer streamflow will decrease, whereas the changes in autumn streamflow varies from moderate decrease to moderate increase. Calculated changes in the annual maximum water equivalent of snow for the Aursunden and Møsvatn catchments summarized in Table 3 show a decline, which is also the case for the number of days with snow cover. The maximum snow storage will occur two to three weeks earlier. The mean soil frost depth decreases and maximum frost depth occurs earlier. Mean depth to the groundwater table decreases, the maximum value occurs earlier for the A2 scenario and later for the B2 scenario.

Table 3. Changes in maximum water equivalent of snow for the Aursunden and Møsvatn catchments.

	Mean of annual maxima (mm)	Change of annual maximum	Mean day no. of annual maximum
Aursunden control	372		112
Aursunden A2	304	-18.3 %	98
Aursunden B2	313	-15.9 %	93
Møsvatn control	632		120
Møsvatn A2	543	-14.1 %	104
Møsvatn B2	558	-11.7 %	106

Conclusions

Comparing observed data and results from the HBV- and COUP-models confirms that model simulations are realistic. The theoretical basis of the two models is firmly grounded in experimental results, but the models represent real world processes differently. The COUP-model uses equations based on the governing laws of mathematical physics, the geometry of the system, sources and sinks and initial and boundary conditions. Although the level of simplification is higher in the HBV-model, it describes the essential characteristics of the

precipitation-runoff process, the volumes of water stored as snow and subsurface water are correctly reproduced, and it provides correct simulations of streamflow, the only variable in the climate system which integrates processes at the catchment scale. Validation of the two models based on their ability to simulate several hydrological processes is a good strategy in the respect that model results can be considered more realistic, even in the case of a shift in climate (Mroczkowski et al. 1997). The model discretization units of the spatially distributed HBV-model represent the significant and systematic variations in the properties of the land surface, and representative parameter values are applied for different classes of soil and vegetation types, lakes and glaciers. According to Becker and Braun (1999), this process-adequate areal discretization scheme is a requirement for reliable modelling of large scale hydrological process dynamics, an essential requirement for studying climate change impacts on hydrological processes.

Climate change impact simulations show moderate changes in annual streamflow, whereas the seasonal streamflow changes are larger, in particular during spring when streamflow will increase substantially indicating earlier snowmelt floods. Mean values of snow storage, depth of frozen ground and depth to the groundwater table is expected to decrease.

References

- Becker, A., Braun, P. 1999. Disaggregation, aggregation and spatial scaling in hydrological modelling. *Journal of Hydrology* 217, 239-252.
- Beldring, S., Engeland, K., Roald, L.A., Sælthun, N.R., Voksø, A. 2003. Estimation of parameters in a distributed precipitation-runoff model for Norway. *Hydrology and Earth System Sciences* 7, 304-316.
- Bergström, S. 1995. The HBV model. In: Singh, V.P. (Ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, 443-476.
- Bjørge, D., Haugen, J.E., Nordeng, T.E. 2000. Future climate in Norway. Research Report No. 103, Norwegian Meteorological Institute, Oslo.
- Engen-Skaugen, T., Roald, L.A., Beldring, S., Førland, E.J., Tveito, O.E., Engeland, K., Benestad, R. 2005. Climate change impacts on water balance in Norway. Norwegian Meteorological Institute, met.no Report no. 1/2005 Climate, 82 pp.
- Gordon, C., Cooper, C., Senior, C.A., Banks, H., Gregory, J.M., Johns, T.C., Mitchell, J.B.F., Wood, R.A. 2000. The simulation of SST, sea ice extent and ocean heat transport in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Clim.Dyn.* 16,147-168.
- Houghton, J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., van de Linden, P.J., Dai X., Maskell K., Johnson C.A. (Eds). 2001. *Climate Change 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Jansson, P.-E., Karlberg, L. 2004. Coupled heat and mass transfer model for soil-plant-atmosphere systems. Royal Institute of Technology, Dept of Civil and Environmental Engineering, Stockholm, 435 pp.
- Klemeš, V. 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31, 13-24.
- Mroczkowski, M., Raper, G.P., Kuczera, G. 1997. The quest for more powerful validation of conceptual catchment models. *Water Resources Research*, 33, 2325-2335.

- Tveito, O.E., Førland, E.J., Heino, R., Hanssen-Bauer, I., Alexandersson, H., Dahlström, Drebs, A., Kern-Hansen, C., Jónsson, T., Vaarby Laursen, E., Westman, T. 2000, Nordic temperature maps. Klima Report no. 09/00, Norwegian Meteorological Institute, Oslo
- Tveito, O.E., Førland, E.J., Dahlström, B., Elomaa, E., Hanssen-Bauer, I., Jónsson, T., Madsen, H., Perälä, J., Rissanen, P., Vedin, H. 1997, Nordic precipitation maps. Klima Report no. 22/97, Norwegian Meteorological Institute, Oslo.
- Vehviläinen, B., Motovilov, Y. 1989. Simulation of soil frost depth and effect on runoff. Nordic Hydrology 20, 9-24.

Denne serien utgis av Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE)

Utgitt i Oppdragsrapportserie A i 2005

- Nr.1 Olav Isachsen, Per F. Jørgensen, Lars Bugge, Peter Bernhard: Grønne sertifikater og biobrensel (s.)
- Nr.2 Lars Sigurd Eri, Kjelforeningen – Norsk Energi : Sertifikatberettiget elkraftproduksjon basert på spillenergi fra industri (s.)
- Nr.3 Rune V. Engeset: Undersøkelser ved Blåmannsisen 2004 (18 s.)
- Nr.4 Eli Alfnes, Elin Langsholt, Thomas Skaugen and Hans-Christian Udnæs: Updating snow reservoir in hydrological models from satellite-observed snow covered areas (47 s.)
- Nr.5 Ånund Sigurd Kvambekk, Åge Brabrand: Bruk av Akerselva til oppvarming/nedkjøling av Avantors bygningsmasser i Nydalen (14 s.)
- Nr.6 Hans-Christian Udnæs: Real time demonstration of satellite-observed snow covered area in the HBV model Spring 2004 (12 s.)
- Nr.7 Roger Sværd: Overføring av Røvatn til Hjertvatn i Forsåvassdraget, Ballangen kommune. Virkninger på vannstands- og vannføringsforhold (83 s.)
- Nr. 8 Ragnar Moholt, Odd Gregersen, Kjell Karlsrud: Program for økt sikkerhet mot leirskred Risiko for kvikkleireskred på Bragernes, Drammen kommune. Stabilitetsanalyser – forslag til sikringstiltak
- Nr. 9 Ragnar Moholt, Odd Gregersen: Program for økt sikkerhet mot leirskred Risiko for kvikkleireskred på Bragernes, Drammen kommune. Grunnundersøkelser – datarapport
- Nr. 10 Ånund Sigurd Kvambekk: Vannføring i Suldalslågen i perioden 10. april til 30. juni Vannføringslipp for å oppnå vanntemperaturer nær uregulerte forhold (15 s.)
- Nr. 11 Hans Christian Olsen: Sedimentavsetningene i Eidsvann (34 s.)
- Nr. 12 Odd Gregersen: Program for økt sikkerhet mot leirskred. Risiko for kvikkleireskred langs Liervassdraget. Stabilitetsanalyser - forslag til tiltak
- Nr. 13 Odd Gregersen: Program for økt sikkerhet mot leirskred. Risiko for kvikkleireskred langs Liervassdraget - Lier kommune. Grunnundersøkelser - datarapport
- Nr. 14 Eli Alfnes, Liss M. Andressen: Time series of snow distribution. An analysis of snow distribution data from three areas in southern Norway 2002-2004 (44 s.)
- Nr. 15 Hervé Colleuille: Groset forsøksfelt (016.H5). Grunnvanns- og markvannsundersøkelse. Årsrapport 2004. Status pr. august 2005 (41 s.)