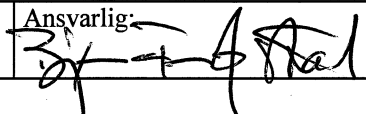


NGU Rapport 2008.091

Sporstofforsøk på Åkneset, Stranda kommune -
Møre og Romsdal fylke.

Rapport nr.: 2008.091		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen
Tittel: Sporstofforsøk på Åkneset, Stranda kommune - Møre og Romsdal fylke.			
Forfatter: Gaute Storrø og Sylvi Gaut		Oppdragsgiver: Møre og Romsdal fylke	
Fylke: Møre og Romsdal		Kommune: Stranda	
Kartblad (M=1:250.000) Ålesund		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1219-2 Geiranger	
Forekomstens navn og koordinater: Åkneset 32V 395800 6895800		Sidetall: 21 Kartbilag: 0	Pris: 150
Feltarbeid utført: September 2007	Rapportdato: 15.02.2009	Prosjektnr.: 300601	Ansvarlig: 

Sammendrag:

I september 2007 gjennomførte NGU et sporstofforsøk på Åkneset i Stranda kommune. Målet for forsøket var å kartlegge stømningsmønster og strømningshastighet for grunnvannet i sprekkessystemene i det ustabile fjellpartiet på Åkneset.

Det ble valgt å benytte lokalt sjøvann fra Sunnylvsfjorden som sporstoff. 3000 l sjøvann ble injisert i baksprekken den 13.09.07.

Sensorer for overvåking av grunnvannstand, ledningsevne og temperatur ble installert i 3 grunnvannskilder. Det ble valgt å plassere 2 av sensorene i grunnvannskilder som ligger i en meget markert kildehorisont i nedre del av det ustabile fjellpartiet, i nivå ca 80 m.o.h. Horisonten antas å representere et hovedutstrømningsområde for grunnvann fra sprekkessystemene i det ustabile fjellpartiet.

Ved å sammenstille dataene for ledningsevne i de 3 overvåkingskildene med lokale data for nedbør og snøsmelting fremkommer en entydig sammenheng, hvor alle episoder med markert reduksjon i grunnvannets ledningsevne er sammenfallende med starten av markerte nedbør- og snøsmeltingsepisoder. Ingen av ledningsevneanomalierne som observeres i de 3 overvåkingskildene synes å kunne tilskrives ankomst av en ionerik saltvannspuls fra sjøvannsinjeksjonen i baksprekken. Det antas å være 3 mulige hovedårsaker til at ankomst av en saltvannspuls ikke er registrert: fortynning, lav stømningshastighet, ukjente strømningsveier. Ut fra teoretiske betraktninger er det vist at alle disse forklaringsmodellene er sannsynlige.

NGU's saltforsøk ble utført parallelt med at forskere fra "Swiss Federal Institute of Technology – Zürich" (ETH) gjennomførte forsøk, hvor flere typer fluoriserende sporstoff, deriblant Eosin, ble injisert i utvalgte borhull og sprekkessystemer innenfor det ustabile fjellpartiet. Eosin ble injisert i baksprekken og påvist i vannprøver som ble tatt fra kildene S30 og SN6 21 døgn etter injeksjonen.

ETH-dataene viser at det finnes åpne sprekkessystemer som muliggjør grunnvannsstrømning fra baksprekken, gjennom det ustabile fjellpartiet og til utløp bl.a. i kildehorisonten på nivå 80 m.o.h. Fortynningen (dispersjonen/diffusjonen) av sporstoffet Sulphorodamin-B, under strømning fra Øvre borhull til kildehorisonten i nivå 80 moh, er beregnet til 1:13000. Den maksimalt tillatelige fortynningsgraden for at salttraceren skulle kunne gi en registrerbar ledningsevneanomali i overvåkingskildene er 1:350. Fortynning er derfor høyst sannsynlig forklaringen på at saltvannstraceren som NGU injiserte ikke kunne spores i de kildene som ble overvåket.

Emneord: Hydrogeologi	Grunnvannsstrømning	Grunnvannskilde
Tracermetode	Strukturgeologi	Fagrapport

INNHOLDSFORTEGNELSE

1. INNLEDNING	4
2. UTFØRELSE	4
2.1 Injeksjon av sporstoff	4
2.2 Etablering av overvåkingsstasjoner og måling av naturlige bakgrunnsverdier	4
3. RESULTATER	5
4. DISKUSJON	5
4.1 Fortynning	6
4.2 Strømningshastighet	6
4.3 Strømningsveier	7
5. PARALLELE SPORFORSØK UTFØRT AV FORSKERE FRA ETH	8
6. REFERANSER	9

FIGURER

1. Oversiktskart for Åkneset.
2. Detaljkart for Åkneset.
3. 3D-Terrengmodell for Åkneset.
4. Grunnvannskilde nivå 400 m (S30): Temperatur og elektrisk ledningsevne.
5. Grunnvannskilde SN6: Temperatur og elektrisk ledningsevne.
6. Grunnvannskilde SN3A: Temperatur og elektrisk ledningsevne.
7. Grunnvannskilde SN3A: Timenedbør og elektrisk ledningsevne.
8. Sammenstilling av elektrisk ledningsevne for de 3 overvåkingskildene.
9. Detaljstudie av nedbør og elektrisk ledningsevne for kilde SN3A.
10. Grunnvannskilde SN3A: Grunnvanns-/lufttemperatur, timenedbør og elektrisk ledningsevne november 2007.
11. Prinsippskisse for trykk og strømningsforhold i "Borehull Øvre 2006".
12. Skjematisk grunnvannsmodell for Åkneset.

1. INNLEDNING

I september 2007 gjennomførte NGU et sporstofforsøk på Åkneset i Stranda kommune (figur 1). Forsøket ble utført som et delprosjekt i den omfattende kartleggingen av de geologiske og geotekniske forhold i det ustabile fjellpartiet på Åkneset. Målet for forsøket var å undersøke hvorvidt strømningsmønster og strømningshastighet for grunnvannet i sprekkesystemene i fjellpartiet kunne klarlegges nærmere ved hjelp av sporstoff.

2. UTFØRELSE

2.1 Injeksjon av sporstoff

Det ble valgt å benytte lokalt sjøvann fra Sunnylvsfjorden som sporstoff. Bakgrunnen for dette valget var at saltinnhold i vann er meget enkelt å monitorere tilnærmet kontinuerlig i felt vha. ledningsevnesensorer. Sjøvannet ble fylt i 3 plastbeholdere à 1000 l og fløyet opp til utslippstedet ved Baksprekken (beliggenhet se figur 2 og 3). Ledningsevne for sjøvannet ble målt til 26700 $\mu\text{S}/\text{cm}$, d.v.s vannet fra fjorden hadde et saltinnhold som var ca halvparten av standard sjøvann (SMOW). Vannet i beholderne hadde en temperatur på 4 °C. Sporstoffet ble injisert i Baksprekken 13.09.07 i tidsrommet 09:30-10:20.

2.2 Etablering av overvåkingsstasjoner og måling av naturlige bakgrunnsverdier

Instrumenter for overvåking av grunnvannstand, ledningsevne og temperatur ble installert i 3 grunnvannskilder (beliggenhet se figur 2 og 3). Det ble valgt å plassere 2 av overvåkingsstasjonene i grunnvannskilder som ligger i en meget markert kildehorisont i nedre del av det ustabile fjellpartiet, i nivå ca 80 m.o.h. Kildehorisonten er ca 500 m lang og det er registrert et titalls mer og mindre markerte punktkilder langs denne. Horisonten antas å representere et hovedutstrømningsområde for grunnvann fra sprekkesystemer i det ustabile fjellpartiet.

Kildene lengst vest i den omtalte kildehorisonten har generelt noe høyere ledningsevne og temperatur (40-80 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 7-10 °C) enn de østligste kildene (10-50 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 4-7 °C). Ut fra disse observasjonene er det rimelig å anta at de vestligste kildene representerer grunnvannsavrenning fra noe dypere sprekkesystemer. Overvåkingsstasjoner ble etablert i én av de vestlige kildene (SN3A) og i én av de østlige kildene (SN6). Det ble samtidig installert måledammer for registrering av endringer i vannføring i de 2 kildene. Disse viste seg senere ikke å fungere p.g.a. gjentetting av tilførselsrør med løvblad og andre planterester, som transporteres med kildevannet.

En tredje stasjon for overvåking av ledningsevne og temperatur ble etablert i kilden (S30) som ligger i den vestre delen av det ustabile fjellpartiet i nivå ca 400 m.o.h.

Målingene ved de 3 stasjonene ble startet 23.08.07 for å skaffe bakgrunnsdata for naturlige endringer i grunnvannets ledningsevne og temperatur, før injeksjon av sporstoff.

3. RESULTATER

Ledningsevne- og temperaturdata for de 3 overvåkingsstasjonene er vist i figur 4, 5 og 6. I alle kildene registreres et fall i grunnvannstemperaturen på 1-1.5 °C i slutten av august, en relativt stabil temperatur i september og oktober og et ytterligere fall på 1-2 °C i løpet av november. Ledningsevnen varierer episodisk ved alle overvåkingsstasjonene, med de mest markerte topp- og bunnpunktene i kilde SN3A. I figur 7 er ledningsevne for kilde SN3A sammenstilt med nedbørdata og figuren viser at alle episoder med markert reduksjon i ledningsevne er sammenfallende med starten av markerte nedbør- og snøsmeltingsepisoder. Ledningsevnedata for alle overvåkingsstasjonene er sammenstilt i figur 8. Figuren viser at alle de nedbørrelaterte reduksjonene i ledningsevne i kilde SN3A også observeres i kildene SN6 og S30, men med betydelig mindre amplitude.

Ledningsevnedataene for kilde SN3A antas å gjenspeile et tokomponentsystem, hvor et relativt ionerikt grunnvann (el.led.>80 µS/cm) fortynnes episodisk av ionefattig nedbør/smeltevann. Den samme effekten observeres også i kildene SN6 og S30, men her er kontrasten i ledningsevne mellom grunnvannskomponenten og nedbørkomponenten betydelig mindre.

Figur 9 viser en detaljstudie av ledningsevneendringene i kilde SN3A under en markert nedbørepisode 7.-8. oktober 2007, etter en lengre nedbørfattig periode. Dataene indikerer at ledningsevneresponsen i grunnvannskilden viser en forsinkelse på 3-4 timer i forhold til starttidspunktet for nedbørepisoden. Figuren viser også at den kraftige snøbygen den 8. oktober kl 12-13 ikke medfører noen reduksjon i ledningsevnen i grunnvannskilden.

Samspeillet mellom endringene i grunnvannets ledningsevne (ionekonsentrasjon) og endringene i de lokalklimatiske forhold (lufttemperatur og nedbør) er ytterligere illustrert i figur 10. Figuren viser hvordan endringene i ledningsevne i kilde SN3A er styrt av vekslingen mellom regn, snøfall og snøsmelting i november 2007. I forbindelse med snøsmeltingsepisodene 15.-17. og 23.-24. november registreres også raske temperaturfall for grunnvannet på ca 1°C.

Dataene for lufttemperatur og nedbør i figur 7, 9 og 10 er hentet fra klimastasjonen på Åkneset som ligger ca 900 moh (se figur 2). Middelhøyde for nedbørfeltet er ca 400 moh. Midlere lufttemperatur for nedbørfeltet som helhet er antatt å ligge ca 2 grader høyere enn de målte verdiene i 900 m's høyde. "Nullverdien" for lufttemperatur er derfor i figur 10 anført på -2°C (grønn linje).

4. DISKUSJON

De foreliggende data viser at det variasjonsmønster som observeres for ledningsevnen i de 3 overvåkingskildene er styrt av de lokalklimatiske forholdene (nedbør og lufttemperatur) gjennom episodisk fortynning av grunnvannet med ionefattig regnvann og smeltevann. Ingen av de store ledningsevneanomaliene synes å kunne tilskrives ankomst av en ionerik saltvannspuls fra sjøvannsinjeksjonen i Baksprekken 13.09.07. Det antas å være 3 mulige hovedårsaker til at ankomst av en saltvannspuls ikke er registrert:

1. Det injiserte sjøvannet fortynnes slik at det ved ankomst i overvåkingskildene ikke gir en ledningsevneanomali som skiller seg ut i forhold til de naturlige, klimabetingede ledningsevnevariasjonene i kildene.
2. Strømningshastigheten for det injiserte sjøvannet er så vidt lav at saltpulsene ikke har nådd fram til kildene i løpet av den tiden overvåkingen har pågått (74 døgn).
3. Den injiserte saltpulsene følger strømningsveier som ikke kommuniserer med de

sprekkesystemene som er opphavet til grunnvannet i overvåkingskildene.

4.1 Fortynning

De høyeste naturlige ledningsevneverdiene som observeres for grunnvannet i overvåkingskildene er omkring 80 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Det injiserte sjøvannet må ved ankomsten i kildene ha en ledningsevne som er høyere enn dette, dersom det skal gi en ledningsevneanomali som skiller seg ut i forhold til de naturlige variasjonene. Målt ledningsevne i det injiserte sjøvannet var 27000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, hvilket gir et fortynningsforhold $27000/80 \approx 350$. Det injiserte sjøvannsvolumet var 3000 l og dette må fortynnes med $3000 * 350 \approx 1.000.000 \text{ l} = 1000 \text{ m}^3$ ferskvann for å få en ledningsevne lavere enn 80 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Det store problemet er å gi et estimat for hvor stort fjell/sprekke-volum sjøvannspulsen vil spre seg ut på. Avstanden fra injeksjonspunktet til kildene SN3A og SN6 er ca 1000 m og dersom en antar at saltpulsen sprer seg 50 m i dybden og 50 m i bredden vil volumet av transportveien være $1000 * 50 * 50 = 2.500.000 \text{ m}^3$. Antas videre at 0.1 % av dette volumet består av vannfylte sprekker så er volumet av tilgjengelig "fortynningsvann" 2500 m^3 . Avstanden fra injeksjonspunktet til observasjons kilde S30 er ca 500 m og tilgjengelig "fortynningsvann" ca 1200 m^3 . De beregnede volumene er i begge tilfeller tilstrekkelig til å fortynne saltpulsen til en ledningsevne mindre enn 80 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Det understrekes at bakgrunnsdataene for disse estimatene er høyst usikre. Regnestykkene gir kun indikasjoner på at fortynning kan være en mulig forklaring på at saltvannspulsen ikke registreres i observasjonskildene.

4.2 Strømningshastighet

Med det sparsomme datagrunnlaget som her foreligger, vil eneste mulighet for å vurdere strømningshastigheten i sprekeakviferen være å benytte teorien som er utviklet for strømming i porøse medier. Strømningshastigheten (v) er da gitt utfra Darcy-ligningen:

$$v = (k * i)/n_{\text{eff}} \quad \begin{array}{l} k = \text{hydraulisk konduktivitet (m/s)} \\ i = \text{hydraulisk gradient (m/m)} \\ n_{\text{eff}} = \text{effektiv porøsitet} \end{array}$$

For at saltpulsen skal nå fram til kildene SN3A og SN6 i løpet av overvåkingstiden på 74 døgn må den lineære strømningshastigheten være: $v = 1000\text{m}/74 \text{ døgn} = 3,8 * 10^{-3} \text{ m/s}$. Den hydrauliske gradienten settes til: $i = 700\text{m}/1000\text{m} = 0,7$. Effektiv porøsitet anslås til 0,1 %. Hydraulisk konduktivitet kan da beregnes: $k = (v * n_{\text{eff}})/i = (3,8 * 10^{-3} * 0,001)/0,7 = \underline{5,4 * 10^{-6} \text{ m/s}}$. Dette kan være en realistisk verdi for konduktiviteten i det aktuelle bergpartiet. Som et eksempel angir studier av hydraulisk konduktivitet for granitter i Cornwall-UK, k -verdier av størrelsesorden $10^{-5} - 10^{-6} \text{ m/s}$ for godt oppsprukket fjell.

Ut fra en rent teoretisk vurdering synes det å være mulig at strømningshastigheten for det injiserte saltvannet er stor nok til at saltpulsen kan ha nådd fram til overvåkingskildene i løpet av den tiden overvåkingen har pågått.

4.3 Strømningsveier

Kildehorisonten i nivå ca 80 m.o.h. antas å representere et hovedutstrømningsområde for grunnvann fra sprekkesystemer i det ustabile fjellpartiet. Marin grense ved Åkneset ligger i nivå ca 80 m.o.h. Dette gjenspeiles også i en strandlinjelignende utflating i terrenget langs kildehorisonten. Marine sedimenter kan derfor ligge som et forholdsvis tett dekke nedover i lia fra kildehorisonten og gi en oppdemningseffekt som forårsaker grunnvannsutstrømning i nivå med den marine grensen. Det er målt 2 stk. 2D-resistivitet-profiler som går ned til nivå 50 m.o.h. Usikkerheten i tolkning av dataene helt i enden av profillinjene er så vidt stor at det ikke kan gjøres noen vurdering av eventuell tilstedeværelse av marine sedimenter med lav resistivitet.

Som omtalt i avsnitt 2.1 har kildene lengst vest i kildehorisonten generelt noe høyere ledningsevne og temperatur (40-80 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 7-10 $^{\circ}\text{C}$) enn kildene i den østligste delen (10-50 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 4-7 $^{\circ}\text{C}$). De vestligste kildene representerer trolig grunnvannsavrenning fra noe dypere sprekkesystemer og/eller sprekkesystemer med lengre oppholdstid. Den klare sammenhengen som er registrert mellom nedbør-/smeltevannsepisoder og endringer i ledningsevne i overvåkingskildene, dokumenterer tilstedeværelsen av et meget overflatenært sprekkesystem som gir rask drenering og transport av infiltrert overflatevann. Disse observasjonene viser at det eksisterer flere mer eller mindre adskilte sprekkesystemer som transporter vann gjennom det ustabile fjellpartiet på Åkneset.

Det er etablert undersøkelsesborhull i 3 ulike nivåer (Øvre 658 m.o.h., Midtre 565 m.o.h. og Nedre 236 m.o.h.) i det ustabile fjellpartiet (figur 2 og 12). Borhullene er 200 m dype og er gjort til gjenstand for omfattende strukturgeologiske, petrografiske og geofysiske undersøkelser. Geofysiske dybdeprofiler for temperatur og ledningsevne i grunnvannet, vannstrømning i borehullene samt elektrisk motstand og seismisk hastighet i fjellet, gir samlet entydige opplysninger om beliggenhet og karakteren av vannførende sprekker (Elvebakk, H. 2008). Både i Øvre, Midtre og Nedre nivå er det dokumentert vannstrømning inn i borehullene i forbindelse med sprekker/sprekkesystemer i bestemte dyp og strømning ut av borehullet i forbindelse med sprekker/sprekkesystemer i andre dyp. Samtidig registreres oppadrettet strømning i noen deler av borehullene og nedadrettet strømning i andre deler.

En skjematisk fremstilling av strømningsforholdene, slik de fremstår i Borehull Øvre, er vist i figur 11. Drivkraften for væskestrømning er hydrauliske trykkgradienter (trykkendring pr. lengdeenhet) og de foreliggende data dokumenterer at sprekker/sprekkesystemer i de ulike dyp i det ustabile fjellpartiet har ulikt trykknivå. De første brønnene (Ø36mm) på de 3 undersøkelsesnivåene ble boret i 2005. De ustabile fjellforholdene førte til ultrasinger og forskyvinger i borehullene slik at de ikke kunne benyttes for logging. Nye brønner med større diameter (Ø76mm) ble boret i 2006 og logging av disse ble utført noen måneder etter avsluttet boring. I opptil ett år har det derfor eksistert flere brønner (Ø36mm), som har vært åpne for grunnvannstrømning, både på øvre, midtre og nedre nivå, uten at strømmingen i disse har gitt en utjevning av trykkdifferansene mellom sprekke/sprekkesystemene i de ulike dyp. Dette viser at det eksisterer vedvarende trykkforskjeller mellom sprekkesystemene og at trykkforskjellene er så vidt store at de ikke jevnes ut ved strømning gjennom så vidt åpne kanaler som borehullene utgjør. Disse trykkforskjellene kan kun opprettholdes over tid ved at det ikke er fri hydraulisk kontakt mellom de ulike sprekkesystemene og heller ikke fri hydraulisk kontakt fra sprekkesystemene opp til terrengoverflaten. De vannførende sprekkesystemene må derfor ligge som tilnærmet planparallele strukturer med tilnærmet samme fall som terrengoverflaten. Videologging av Nedre Borehull (Elvebakk, H. 2008, s.26-29) viser også at nær sagt alle

sprekker som observeres er foliasjonssprekker med samme strøk (N63°Ø) og fall (33°) som terrengoverflaten.

De observerte trykkforskjellene må ha sammenheng med terrenghøyden (trykknivået) i det området hvor vann dreneres inn i de ulike sprekkesystemene, samt med vannmengden som mates inn i systemene i disse dreneringsområdene. En mulig forklaring på trykkforskjellene kan være at vannet i sprekkesystemene hvor det høyeste trykket observeres (p_2 og p_3 i figur 11) har sitt opphav i Baksprekken, som utvilsomt fungerer som et betydelig dren for både nedbør og smeltevann. Det lavere trykket som observeres i dypere liggende nivå (p_4 i figur 11) kan forklares ved at sprekkesystemet får sin vanntilførsel fra områder som ligger høyere i terrenget enn Baksprekken, men hvor vannmengden som dreneres inn i systemet er så vidt begrenset at trykknivået blir lavere.

En skjematisk modell for grunnvannsstrømningen gjennom det ustabile fjellpartiet på Åkneset er vist i figur 12. Figuren viser at det er fullt mulig at saltvannet som ble injisert i Baksprekken fanges opp i dyptliggende sprekkesystemer, og dermed ikke dreneres ut i overvåkingskildene i nivå 80 m.o.h.

5. PARALLELE SPORFORSØK UTFØRT AV FORSKERE FRA ETH

NGU's saltforsøk ble utført parallelt med at forskere fra "Swiss Federal Institute of Technology – Zürich" (ETH) gjennomførte sporforsøk, hvor flere typer fluoriserende sporstoff ble injisert i utvalgte borehull og sprekkesystemer innenfor det ustabile fjellpartiet. ETH injiserte sine sporstoff 15.-16.08.07. Gjennom de påfølgende 2-3 månedene ble det daglig samlet inn vannprøver fra en rekke kilder og bekker innenfor det ustabile fjellpartiet. Tilnærmet daglig prøveinnsamling ble utført av MSc-studenten Christian Frei, som må berømmes for innsatsen i den steile fjellskråningen. Innholdet av sporstoff i vannprøvene ble bestemt gjennom laboratorieanalyser i Sveits. Det forelå derfor ingen detaljresultater fra ETH's sporforsøk på det tidspunkt hvor NGU startet sitt saltforsøk (13.09.07).

Under ETH's forsøk ble den fluoriserende brom-forbindelsen Eosin injisert i Baksprekken, i samme lokalitet som NGU injiserte sin saltløsning 1 måned senere. Under laboratorieanalysene ble Eosin påvist i vannprøver som ble tatt fra kildene S30 og SN6 21 døgn etter injeksjonen. Disse kildene ble også overvåket i forbindelse med NGU's saltforsøk, uten at entydige spor av salttraceren kunne dokumenteres gjennom drøyt 2 måneders detaljerte ledningsevne målinger.

ETH-dataene viser at det finnes åpne sprekkesystemer som muliggjør grunnvannsstrømning fra Baksprekken, gjennom det ustabile fjellpartiet og til utløp bl.a. i kildehorisonten på nivå 80 m.o.h. (figur 2). Den mest sannsynlige forklaringen på at saltvannstraceren som NGU injiserte ikke kunne spores i de kildene som ble overvåket er derfor fortykning av saltvannet. Graden av fortykning kan beregnes gjennom de data som foreligger fra ETH's forsøk med Sulphorodamin-B. Denne ble injisert i Borehull Øvre med en mengde på 3,3 kg i ca 500 l vann, noe som gir en konsentrasjon på ca 6.6 g/l. Høyeste konsentrasjon av Sulphorodamin-B målt i kildehorisonten på nivå 80 moh (SN6, SN8) er 500 ppb, som tilsvarer $5 * 10^{-4}$ g/l. Fortynningsgraden for traceren er da $(5 * 10^{-4}) : 6.6 \approx 1:13000$.

Som omtalt i avsnitt 4.1 er den maksimalt tillatelige fortykningsgraden for at salttraceren skulle kunne gi en registrerbar ledningsevneanomalie i overvåkingskildene 1:350. Som vist i foregående beregninger, er den dokumenterte fortykningen i ETH's sporforsøk med Sulphorodamin-B ca 40 ganger større enn dette. Fortynning er derfor høyst sannsynlig forklaringen på at saltvannstraceren som NGU injiserte ikke kunne spores i de kildene som ble overvåket.

6. REFERANSER

Frei, C. 2008: "Ground water flow at the Åknes rockslide site (Norway)." M.Sc. Thesis ETH Zürich may 2008.

Elvebakk, H. 2008: "Borehullslogging, Åknes, Stranda kommune." NGU Rapport 2008.030

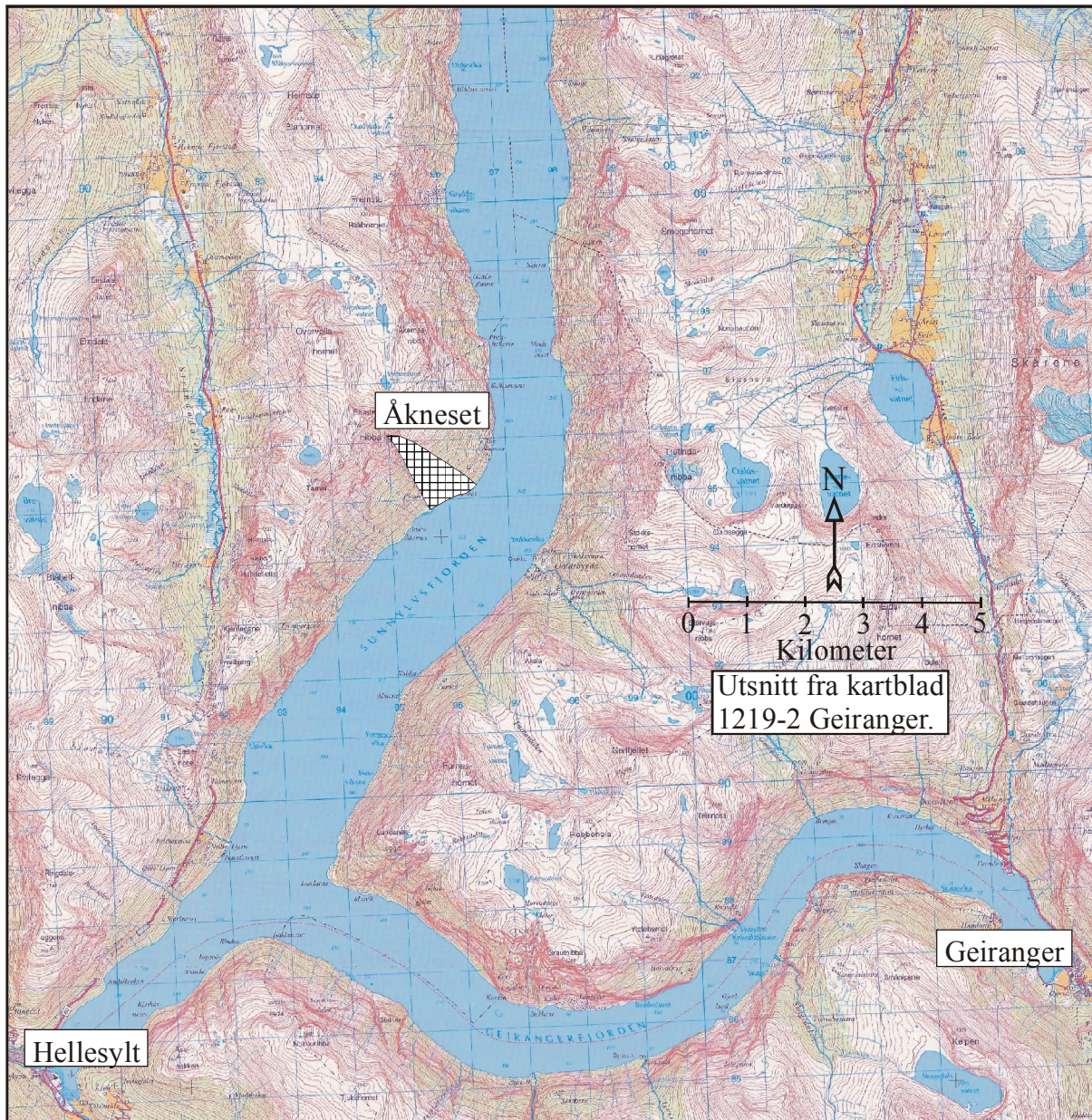
Watkins, D. C. 2007: "Determining a representative hydraulic conductivity of the Carnmenellis granite of Cornwall, UK, based on a range of sources of information."

Side 151-163 i Krásný, J. og Sharp, J. M. (editors) 2007: "Groundwater in fractured rocks".

Rønning, J. S. et al 2006: "Geofysiske målinger Åknes og Tafjord, Stranda og Nordal kommuner." NGU Rapport 2006.002.

Figur 1.

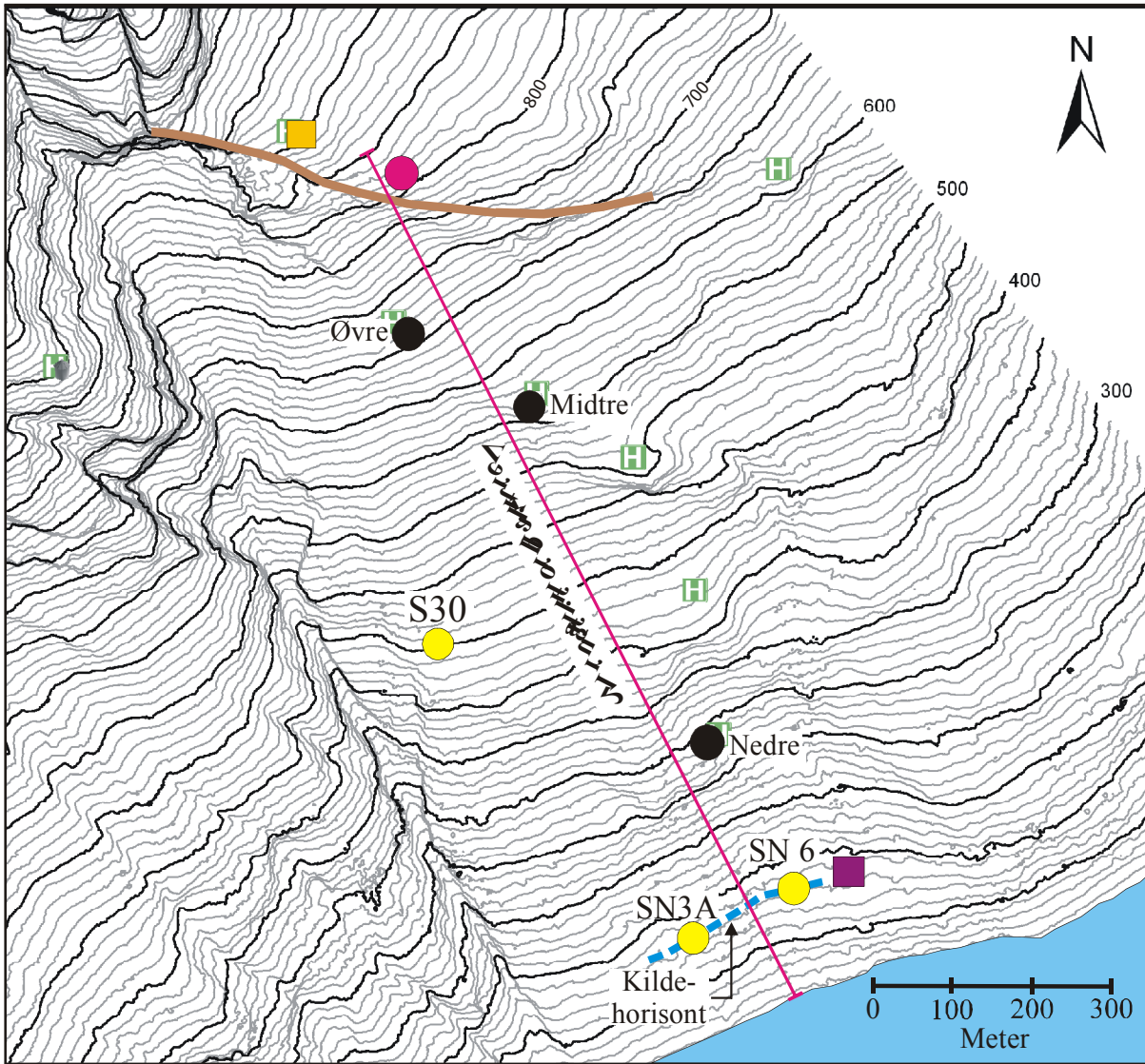
Oversiktskart for Åkneset.



OversKartTopo50.cdr

Figur 2.

Detaljkart for Åkneset.



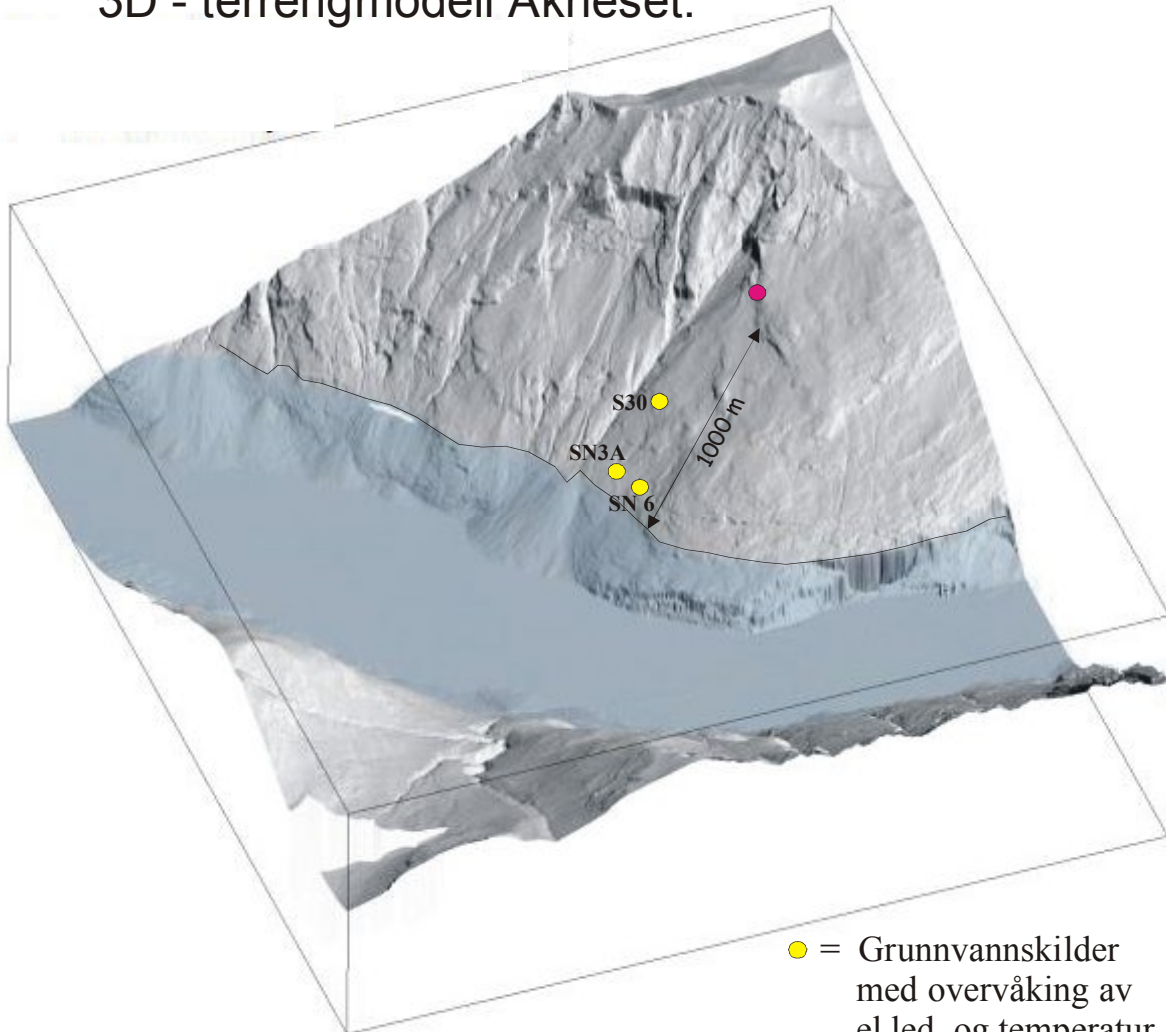
Detaljkart01.cdr

- Overvåkingskilder
- Borhull
- Injeksjonspunkt for sjøvann
- Me-Åkneset (ødegård)
- Klimastasjon
- Helikopterplattform

- Baksprekk
- - - Kildehorisont

Figur 3.

3D - terrengmodell Åkneset.



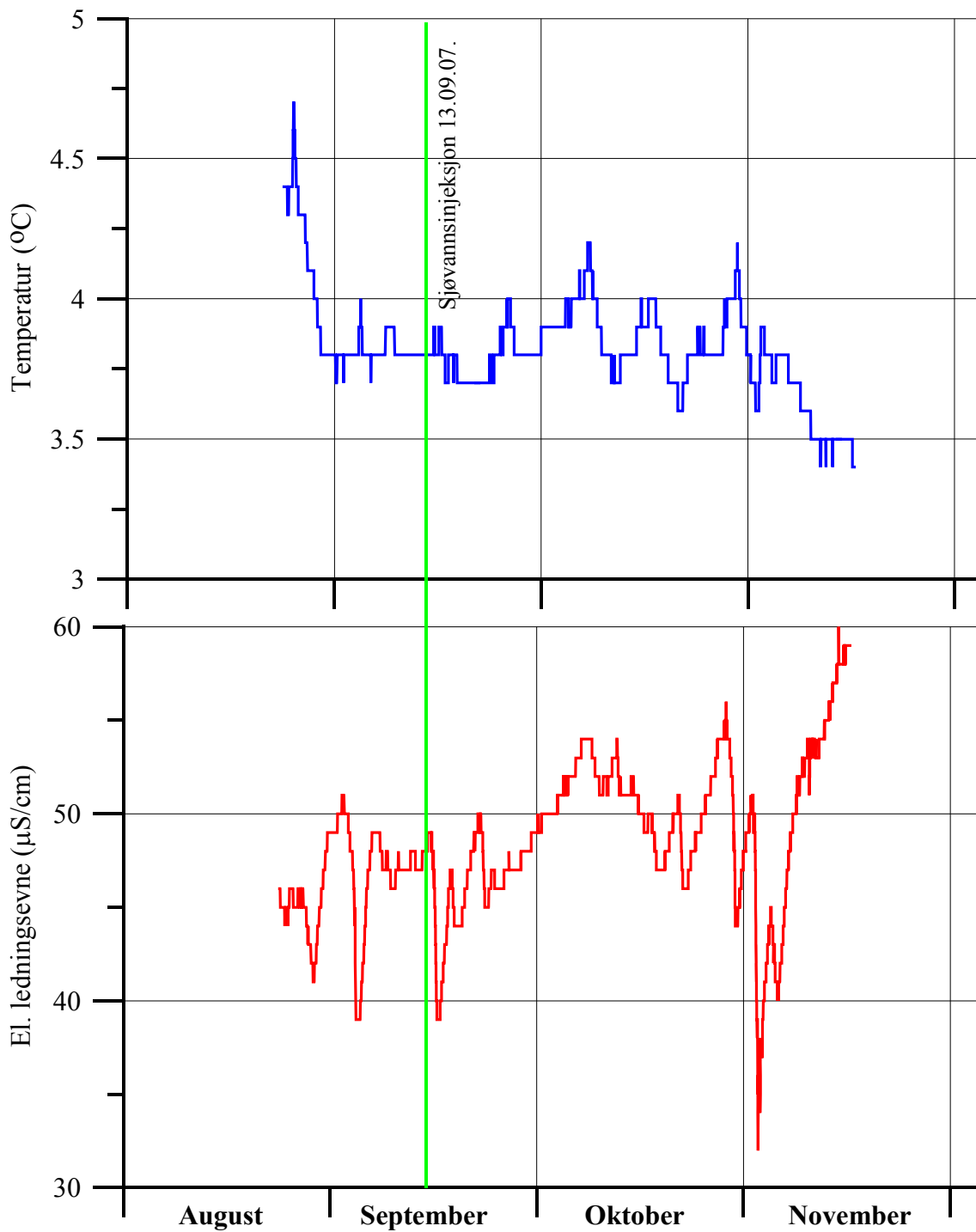
● = Injeksjonspunkt for 3000 l sjøvann.

● = Grunnvannskilder med overvåking av el.led. og temperatur.

Topo1.cdr

Åkneset - Grunnvannskilde nivå 400 m (S30).
Temperatur (°C) og el.ledningsevne (µS/cm)

Figur 4.

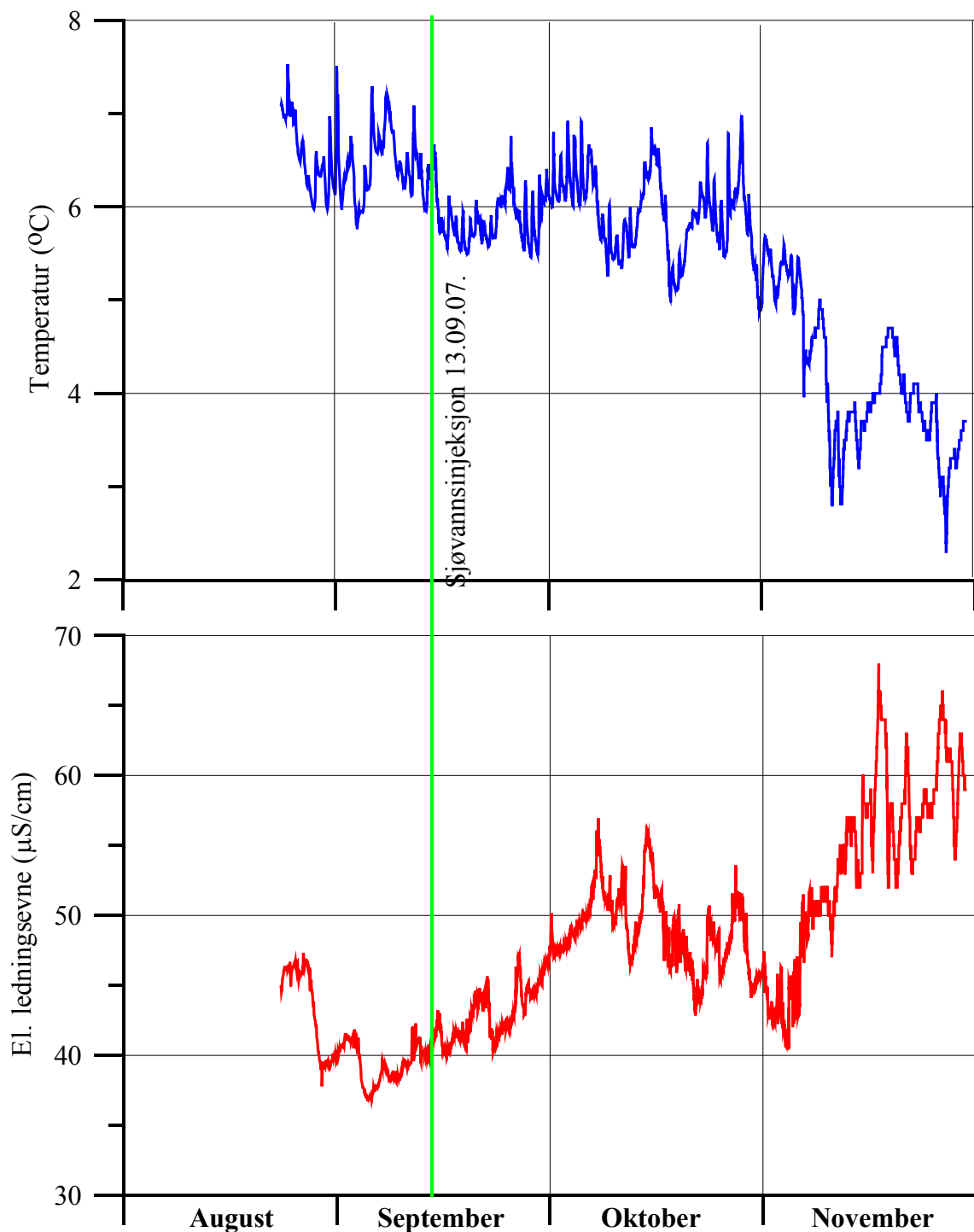


2007

Nivå400Temp_Led.grf

Åkneset - Grunnvannskilde SN6.
Temperatur (°C) og ledningsevne (μS/cm)

Figur 5.

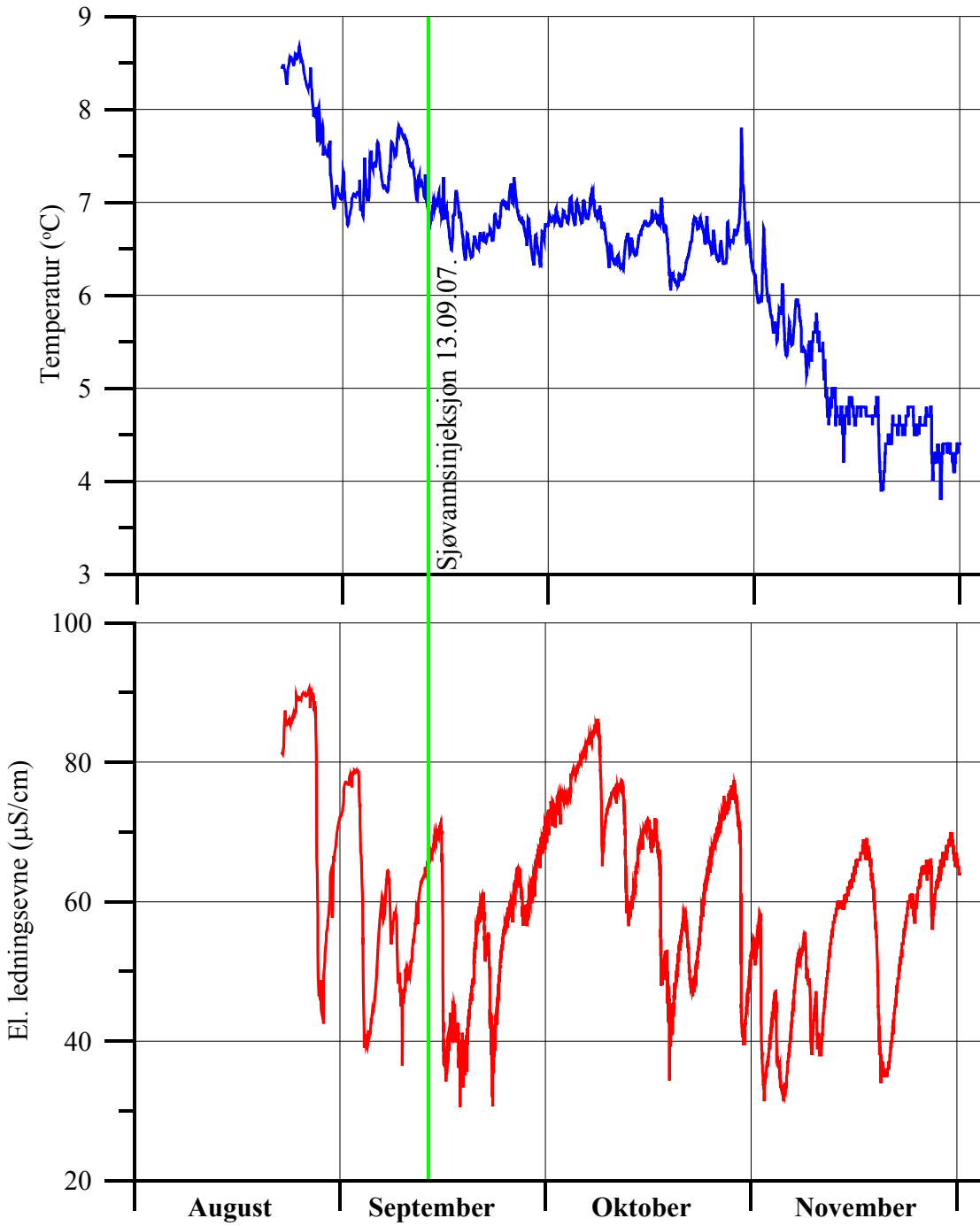


2007

KildeSN6Temp_Led.grf

Åkneset - Grunnvannskilde SN3A.
Temperatur (°C) og el.ledningsevne (μS/cm)

Figur 6.

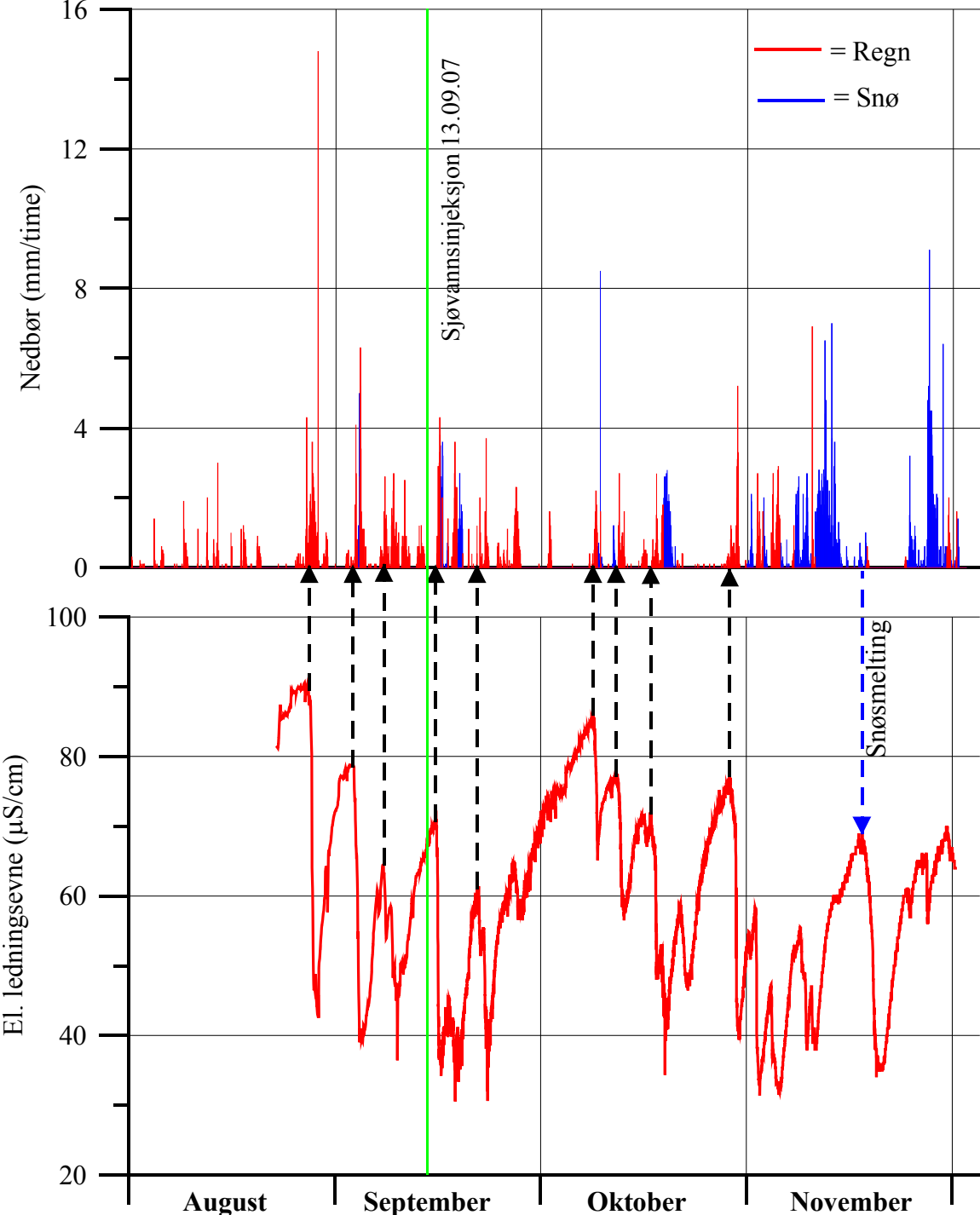


2007

KildeSN3ATemp_LedB.grf

Figur 7.

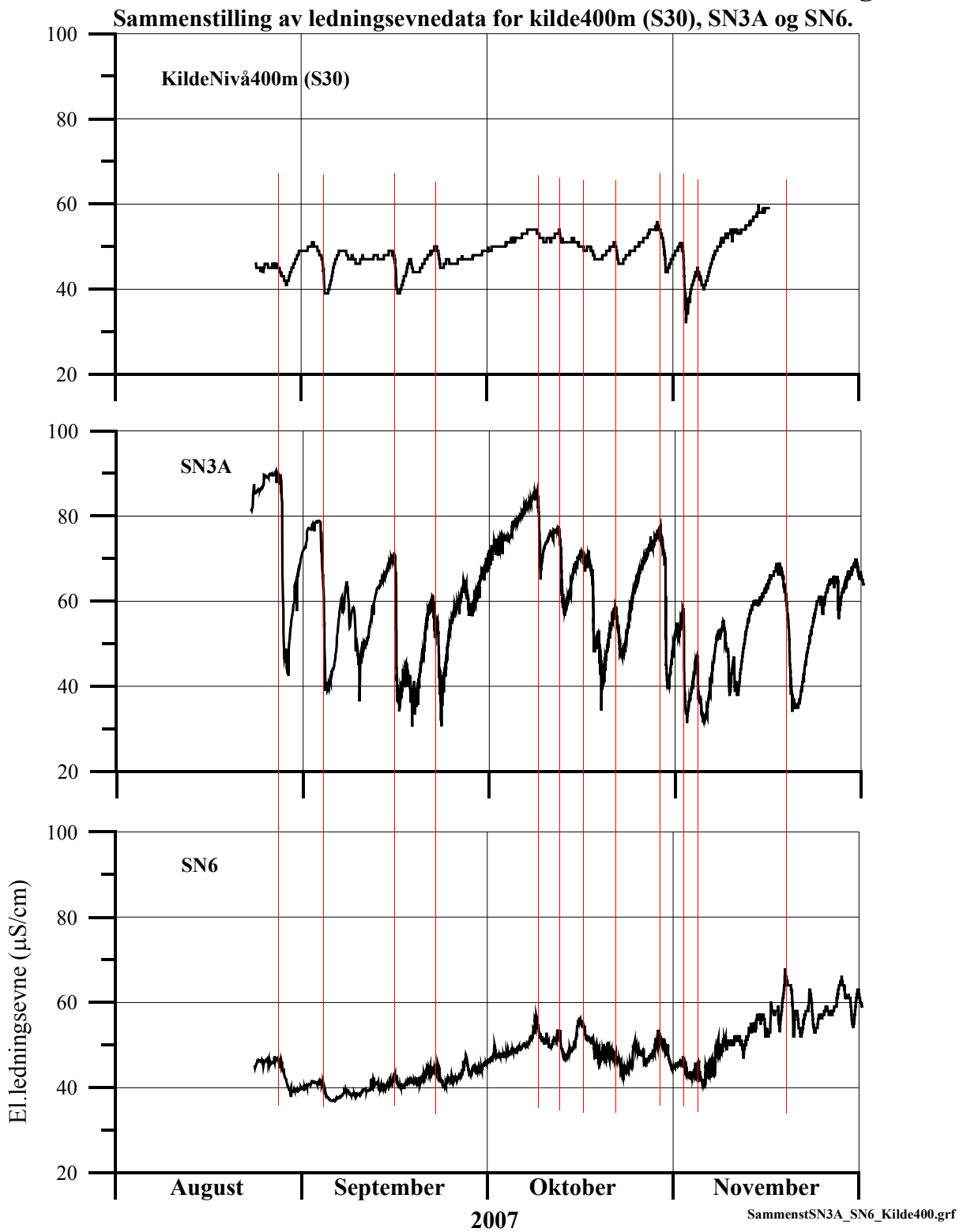
Åkneset - Grunnvannskilde SN3A.
Nedbør (mm/time) og el.ledningsevne ($\mu\text{S}/\text{cm}$)



2007

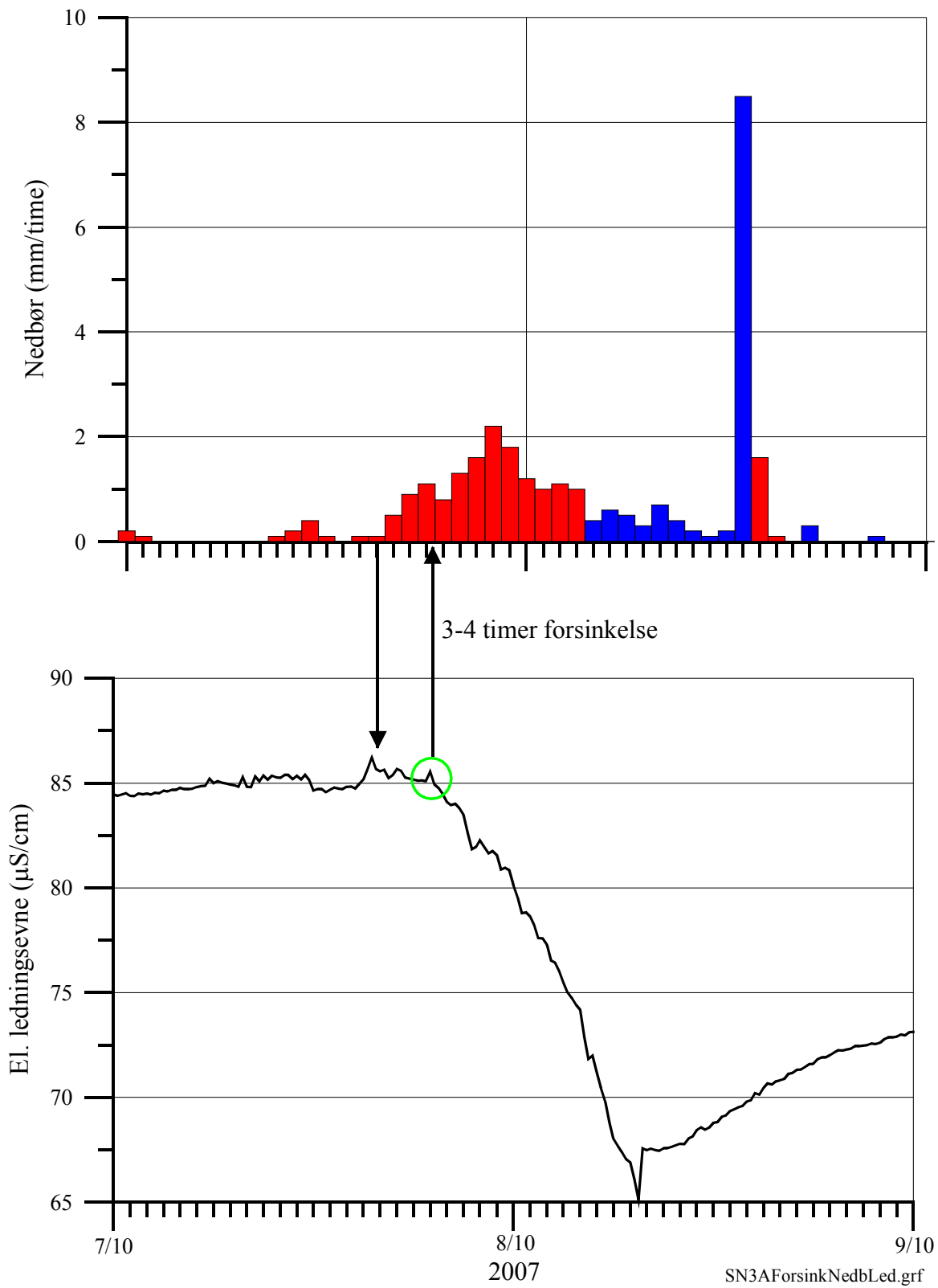
KildeSN3ANedb_Led.grf

Figur 8.



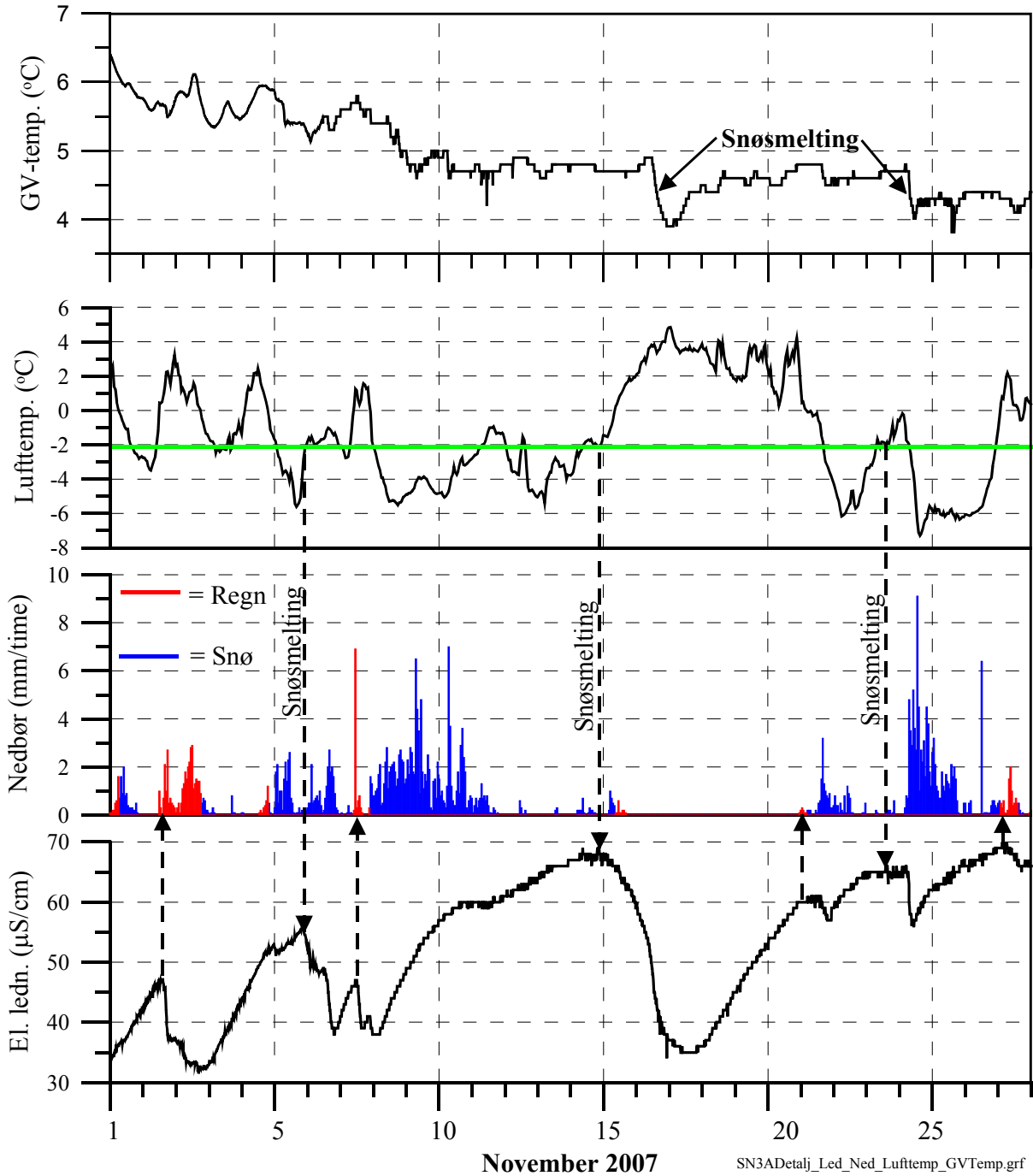
Åkneset.
Detaljstudie nedbør og el.ledningsevne (kilde SN3A).

Figur 9.



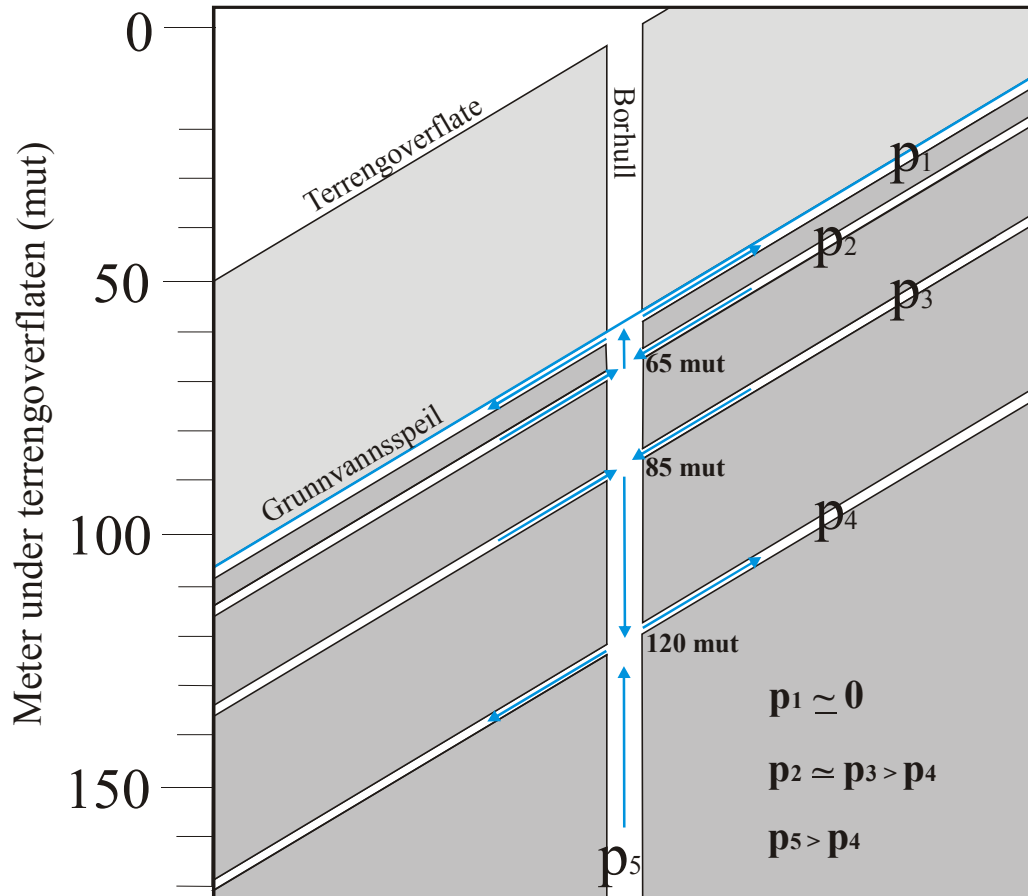
Figur 10.

Åkneset - Grunnvannskilde SN3A.
Grunnvannstemp, lufttemp, timenedbør og el. ledningsevne november 2007.

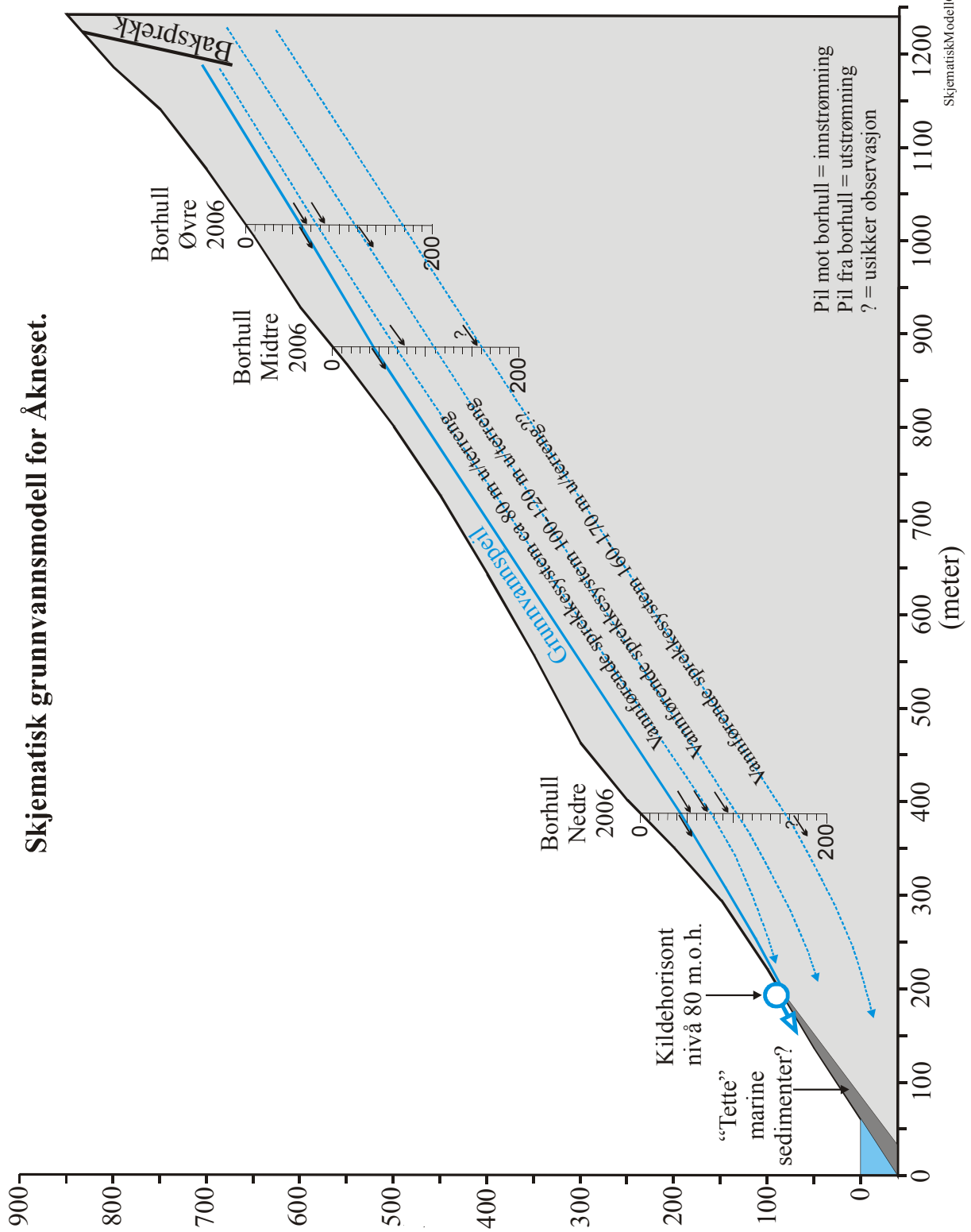


Figur 11.

Prinsippskisse for trykk og strømningsforhold i “Borhull Øvre 2006”.



Skjematisk grunnvannsmodell for Åkneset.



Figur 12.