

# Løsavleiringer og permafrost i Hjerkinnskytefelt, Dovrefjell



av

Ketil Isaksen<sup>1</sup> og Johan Ludvig Sollid<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Meteorologisk institutt, Oslo

<sup>2</sup> Geografisk institutt, Universitetet i Oslo

Forsidebilde: Svånådalen. Områdene i Svånådalen og omkring er kjennetegnet av store og varierte forekomster av terrengformer som har tilknytning til siste istid. Områdene må anses som svært viktige for å kunne rekonstruere isavsmeltingsforløpet i Sør-Norge. Bruk av tyngre terrenggående kjøretøyer har gitt markerte og til dels selvforsterkende kjørespor flere steder. Det tar lang tid å lege skader på bakken og vegetasjonsdekket på Dovrefjell pga klimaforholdene og frostforholdene i bakken. Faren for selvforsterkende erosjonsskader er stor, spesielt i fuktige områder av feltet. Foto: Johan Ludvig Sollid

## SAMMENDRAG

Bergoverflaten i Dovrefjell nasjonalpark er stort sett dekket av løse avleiringer. Tykkelsen på dekket varierer fra sted til sted. Løsavleiringene slik de ligger i dag, kom i all hovedsak på plass under siste istid. Tynt og usammenhengende dekke med morenemateriale er den dominerende jordarten innenfor Hjerkinns skytefelt. Sammenhengende dekke finnes hovedsakelig i senkninger og i daler i områdets nordlige deler. I tillegg finnes det store glasifluviale og glasilakustrine avsetninger fra breelver og bredemte sjøer i områdets nordvestlige deler. I de høyeste områdene er det i tillegg en god del forvittringsmateriale. I lavere partier finnes det lokalt sedimenter i dels store mengder avsatt under isavsmeltingstiden. I de lavere delene av skytefeltet er dominert av mer finkornet materiale og mindre av blokker enn i de høyere partiene.

Resultatene av kartleggingen av permafrosten innenfor Hjerkinns skytefelt, viser at det er først og fremst høyden over havet som her kontrollerer utbredelsesmønsteret av permafrosten. Inndelt i høydeintervall er fordelingsmønsteret av permafrosten i skytefeltet i hovedsak slik:

*>1600 m o.h:* Relativt dyp permafrost over alt. Aktivt lag på 1-3 m.

*1500-1600 m o.h:* Her er det varm permafrost, dvs. nær 0 °C. I bakken under vann og bekker finnes normalt ingen permafrost. Det aktive laget er her 2,5-5 m.

*1350-1500 m o.h:* Her finnes kun permafrost på eksponerte steder, som rabber der snøen blåser av. Der er det aktive laget på 2,5-5 m. Vintertelen i området ellers er 2-5 m.

*1000-1400 m o.h:* Sporadisk, flekkvis permafrost finnes i myrer som palser. Utenom myrområdene blir vintertelen 1 - 4 m dyp.

En rekke områder innenfor de lavereliggende delene av Hjerkinns skytefelt har middels til meget telefarlig jord. Blindgjengere som her i dag eksempelvis er på 0,2 m dyp vil litt etter litt fryse opp til overflaten i løpet av en tidsperiode på 10-40 år. Det blir stadig færre blindgjengere liggende igjen i bakken. Tilsvarende vil blindgjengere i skytefeltet som har mindre telefarlig jord, trenge 50-100 år eller mer for å komme opp til bakkeoverflaten.



## FORORD

Hjerkinnskytefelt er besluttet avviklet som følge av vedtaket om å opprette et nytt, større skyte- og øvingsfelt i Hedmark, Regionfelt Østlandet. Det er satt i gang et planarbeid på Hjerkinnskytefelt for å forberede beslutninger om restaurering samt tilbakeføring av området til sivile formål. Planleggingen omfatter kommunedelplaner for Dovre og Lesjas deler av skytefeltet, verneplan for å avklare mulig framtidig vern etter naturvernloven, og teknisk planlegging, som grunnlag for bevilgninger.

Storingsvedtaket om Regionfelt Østlandet gir viktige premisser for etterbruken av Hjerkinnskytefelt. Planarbeidet skal, i hht Stortingets forutsetninger, gjennomføres på en slik måte at man får en betydelig naturvernggevinst og helt nye perspektiver for vern og helhetlig forvaltning av Dovrefjell-området. I dette ligger det at de arealene som skal innlemmes i de framtidige verneområdene, skal tilbakeføres til en mest mulig opprinnelig naturtilstand. Planarbeidet har generelt som formål å gjennomføre Storingsvedtaket, gjennom en åpen planprosess som gir konkrete mål for restaureringsinnsatsen i skytefeltet, slik at forutsetningene for framtidig bruk og vern blir ivaretatt.

Det er et stort behov for et godt underlag for planleggingsarbeidet og for de etterfølgende beslutningene. De fire partene i planleggingen; kommunene Dovre og Lesja, fylkesmannen og Forsvaret; er enige om hvilke utredninger som er nødvendig å gjennomføre som del av planleggingen. Foreliggende rapport omhandler registrering av løsavleiringer og kartlegging av permafrostens utbredelse i skytefeltet. Dette gir blant annet grunnlag for å kunne vurdere frostens oppfrysingseffekt av prosjektiler/blindgjengere som ligger i bakken.

Registreringene av løsavleiringer og av permafrosten i området kan best nyttiggjøres under feltbefaringer sammen med andre delutredere. Anbefalingene fra denne rapporten vil sammen med de andre delutredningene danne grunnlag for en tilbakeføring av feltet til naturtilstand etter alles beste skjønn.

Oslo, november 2002

Ketil Isaksen

Johan Ludvig Sollid



## Innhold

|                                                        |       |    |
|--------------------------------------------------------|-------|----|
| 1. Innledning                                          | ..... | 9  |
| 2. Geomorfologi i Hjerkinnsområdet                     | ..... | 10 |
| 2.1. Landskapsutviklingen på Dovrefjell                | ..... | 10 |
| 2.2. Løsavleiringer                                    | ..... | 10 |
| 2.3. Forekomster av formelementer                      | ..... | 12 |
| 2.4. Vurdering av naturvitenskaplige verneverdier      | ..... | 14 |
| 3. Utbredelse av permafrost i området                  | ..... | 21 |
| 3.1. Definisjon og utbredelse regionalt                | ..... | 21 |
| 3.2. Dagens klima innenfor Hjerkinnskytefelt           | ..... | 21 |
| 3.3. Metoder for kartlegging av permafrost             | ..... | 22 |
| 3.4. Resultater av permafrostkartleggingen             | ..... | 26 |
| 3.5. Konklusjoner                                      | ..... | 31 |
| 4. Vertikaltransport av prosjektiler i løsavleiringene | ..... | 33 |
| 4.1. Teori og kriterier for oppfrysing av objekter     | ..... | 33 |
| 4.2. Metode for beregning av telehiv og oppfrysing     | ..... | 35 |
| 4.3. Oppfrysing av blindgjengere i Hjerkinnskytefelt   | ..... | 36 |
| Referanser                                             | ..... | 38 |





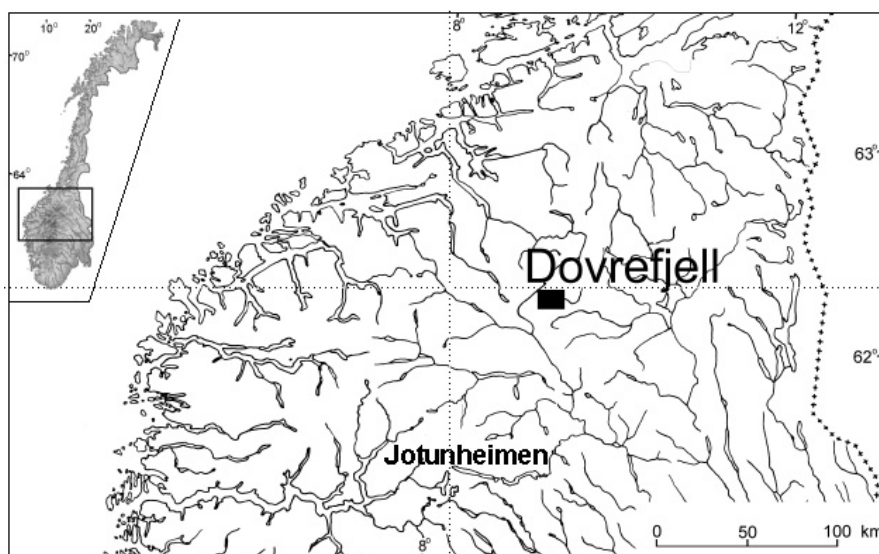
## 1. Innledning

Foreliggende rapport omhandler registrering av løsavleiringene og kartlegging av permafrostens utbredelse innenfor Hjerkinnskytefelt på Dovrefjell (figur 1.1). Rapporten gir også grunnlag for å kunne vurdere frostens innvirkning på oppfrysing av prosjektiler og blindgjengere som ligger i bakken.

I kapittel 2 beskrives landskapsutviklingen på Dovrefjell og fordelingsmønsteret av løsavleiringer og formelementer i landskapet. Hjerkinnskytefelt og områdene omkring er kjennetegnet av store og varierte forekomster av terrengformer som har tilknytning til siste istid. Områdene må anses som svært viktige for å kunne rekonstruere isavsmeltingsforløpet i Sør-Norge. Hovedmålet med denne delen er å gi en oversikt over fordelingsmønsteret av jordarter og verneverdige objekter innenfor Hjerkinnskytefelt. Oversikten er ment å være til hjelp for framtidig vernearbeid i området.

I kapittel 3 presenteres resultatene fra undersøkelser av permafrosten innenfor Hjerkinnskytefelt. Hovedhensikten med dette arbeidet har vært å studere utbredelsen av permafrost og hvordan permafrostutbredelsen er avhengig av klima og topografi. Resultatene viser at store områder av Hjerkinnskytefelt har permafrost. I permafrost er det ingen sirkulasjon av grunnvann som forstyrrer temperatursignalene i bakken. Derfor er også temperaturmålinger i borehull i permafrost spesielt velegnet for langsiktige klimastudier. Dataene gir det beste grunnlaget til å følge utviklingen av permafrosten i området. Borehullene på Dovrefjell og eventuelt framtidige nye dype borehull vil gi helt ny og unik informasjon omkring klima- og permafrostforholdene på Dovrefjell og generelt for høfjellsområdene i Sør-Norge.

På bakgrunn av den kvartærgeologiske/geomorfologiske informasjonen i kapittel 2 og resultatene fra temperaturforholdene i bakken (kapittel 3) redegjøres det i kapittel 4 for hvordan frosten virker inn på blindgjengere og andre objekter som er i bakken innenfor Hjerkinnskytefelt.



Figur 1.1. Lokalisering av Hjerkinnskytefelt, Dovrefjell.

## 2. Geomorfologi i Hjerkinns-området

### 2.1. Landskapsutviklingen på Dovrefjell

I løpet av den geologiske tidsperioden som er kalt tertiærtiden, for 2-70 millioner år tilbake i tid, ble den delen av jordskorpa som i dag utgjør Skandinavia, hevet til et høyt land.

Hevningen var størst i vest og nordvest. Denne landhevingen er den primære årsak til utviklingen av dagens landskap, idet berggrunnen nå kunne angripes av tærende krefter så som kjemisk og mekanisk forvitring, rennende vann og isbreer.

I tertiærtiden var klimaet varmt og ørkenaktig i Skandinavia. I berggrunnen var kjemisk forvitring framherskende. Resultatet ble et landskap som mellom V-formede elvedaler bestod av viddedaler med mellomliggende kolleformede fjellpartier. I den etterfølgende geologiske perioden, kvartærtiden, som spenner over de siste par millioner år av jordas historie, har klimaet imidlertid vært kaldt. I siste halvdel av kvartær har det vært sterke temperatursvingninger med svært kalde og forholdsvis varme perioder. De kalde periodene svarer til istidene og de varmere til mellomistidene. Mellomistidene var de korteste periodene og istidene de lengste, trulig omkring 10 ganger lengre. Vinternedbøren, som snø, og sommertemperaturen er de viktigste faktorene for å få dannet is. Klimaforholdene lå i lange perioder vel til rette for dannelse av is. Under gjentatte istider, kanskje omkring 20-30 i antall, har isens arbeid utvidet og fordypet elvedalene, gitt dem U-form og dannet traug og terskler, og ellers skapt botner og tinder. Det er sannsynlig at hele Dovrefjell var fullstendig begravet av is under siste innlandis' maksimum (for ca. 20 000 år siden), men det har også vært hevdet at de høyeste fjelltoppene som Snøhetta (2286 m o.h.) da sto opp av isen som nunataker.

Nedisningen, som ble forårsaket av en langvarig klimaforverring og dermed akkumulering av vinternedbør, pågikk over tusentalls år.

I og omkring Dovrefjell er den tertiære landskapstypen godt representert så vel som den kvartære. Fokstumyras viddedal med avrundete fjellpartier omkring er en arv fra tertiær og skiller seg klart ut fra det yngre eller kvartære landskapet slik vi finner det i Svånåtindan, i Snøhettas botner og Drivdalens hengende daler. Under kvartær har bre og elv vekselvis strømmet gjennom dalene på vei mot havet. Daler som tok unna mye vann og is, ble skåret særlig dypt ned. Dette er tilfellet med Drivdalen. Den ble opprinnelig anlagt langs en geologisk grenselinje mellom et vestlig gneiskompleks og et østlig kambrosilurisk bergartskompleks. I det tertiære landskapet tilhørte dalen et dalnett som drenerte til Trondheimsfjorden. På grunn av oppskjæringen av landblokken under kvartær er dreneringsmønsteret endret, idet Driva er avledet fra det gamle dalnettet slik at elva i dag munner ut i Sunndalsfjorden. Dette økte elvas fall og dermed nedskjæringsevnen, som igjen har resultert i at elva stedvis går i trange gjel. Når en del av et elvemønster, tilpasset det tertiære landskapet, ble innfanget i et yngre kvartært mønster, snakker vi om elvetyveri. Et klassisk eksempel er Drivas tyveri av Kaldvella og Svåni. Disse elvene drenerte tidligere gjennom Folldalen til Glommas dalføre.

### 2.2. Løsavleiringer

Bergoverflaten i Dovrefjell er stort sett dekket av løse avleiringer. Tykkelsen på dekket varierer fra sted til sted. Løsavleiringene slik de ligger i dag, kom i all hovedsak på plass under siste istid. Jordartene er klassifisert etter dannelse på grunnlag av visuell bedømmelse i felt. I hovedtrekk finner en følgende jordarter innenfor Hjerkinns skytefelt:

*Morenemateriale* er brukt som betegnelse på dårlig sorterte jordarter avsatt direkte av innlandsisen. Materialet inneholder gjerne alle kornfraksjoner fra leire til blokker i ulike mengdeforhold. Materialet er dels avsatt som et dekke på underlaget og dels som egne former av forskjellige typer. Morenemateriale har vanligvis en mer kupert og blokkrik overflate enn for eksempel glasifluviale avsetninger (se under). På grunnlag av morenematerialets mektighet og utbredelse er det skilt ut to hovedtyper:

*(a) Morenemateriale, sammenhengende dekke.*

Overflaten er her forholdsvis jevn og dekket kan ha stor tykkelse. Enkelte steder kan små fjellknauser stikke opp av et ellers sammenhengende dekke

*(b) Morenemateriale, usammenhengende dekke.*

Jordtykkelsen er vanligvis mindre enn 0,5 m og det finnes mange blotninger av bart fjell. I sprekker og senkninger i berggrunnen kan mektigheten lokalt være atskillig større enn 0,5 m.

Tynt og usammenhengende dekke med morenemateriale er den dominerende jordarten innenfor Hjerkinns skytefelt. Sammenhengende dekke finnes hovedsakelig i senkninger og i daler (Svånådalen, Grisungdalen, Storkvølvbekken, Haukberget) og i områdets nordlige deler fra Svånådalen og oppover i områdene sør og sørøst for Snøheim. Det synlige blokkinnholdet i materialdekket øker med høyden i terrenget, og i høyfjellet er morenen som regel svært blokkrik på overflaten.

*Glasifluvialt og glasilakustrint materiale* er brukt som betegnelse på løsmateriale avleiret av breelver og jordarter avsatt i bredemte sjøer med tilknytning til innlandsisen. Det glasifluviale materialet er avsatt i mer eller mindre godt sorterte lag etter kornstørrelse, og fragmentenes kanter er som oftest avrundet og er som regel grovere enn dagens elveavsetninger da elvene under isavsmeltingen hadde større vannføring. De dominerende kornfraksjonene er sand, grus og stein. Det glasilakustrine materialet består av horisontalt liggende lag med godt sortert silt eller fin sand. Overgangen til glasifluviale sedimenter er ofte uklar. Begge typer avsetninger egner seg til masseuttak da de er frie for humus.

Mesteparten av det glasifluviale og glasilakustrine materialet i området er lokalisert til dalgangene langs Svåni fra Svånålægret til skytefeltets nordøstlige grense ved E6. En finner også store avsetninger fra Storfallet og rett østover langs den sørlige foten av Kolla.

*Fluvialt materiale* er lokalisert langs dagens elveløp og er akkumulert av rennende vann etter at innlandsisen smeltet bort. Materialsammensetningen er omtrent som i glasifluviale avsetninger, men materialet er normalt bedre sortert og rundet da det ofte er dannet ved omleiring av glasisene avsetninger.

Området med størst mengder fluvialt materiale finnes i området mellom Søndre Grøna bru og Skredalægret i Grøndalen.

*Flyvesandområder* kjennes først og fremst på forekomsten av fin sand som lett lar seg flytte av vinden, og det skapes dermed stadig nye formasjoner i landskapet. Innenfor Hjerkinns skytefelt er flyvesand knyttet til dagens elveløp i Svånådalen.

*Forvittringsmateriale* er i hovedsak dannet ved frostspregning. Forvitringen er særlig virksom i høyfjellet hvor det er karakteristisk med et stort antall fryse/tine-perioder. Forvitret berg dekker store områder i høyfjellet, særlig i områdene ved Einøvlingen, Skredahøin og Vålåsjøhøi.

### 2.3. Forekomster av formelementer

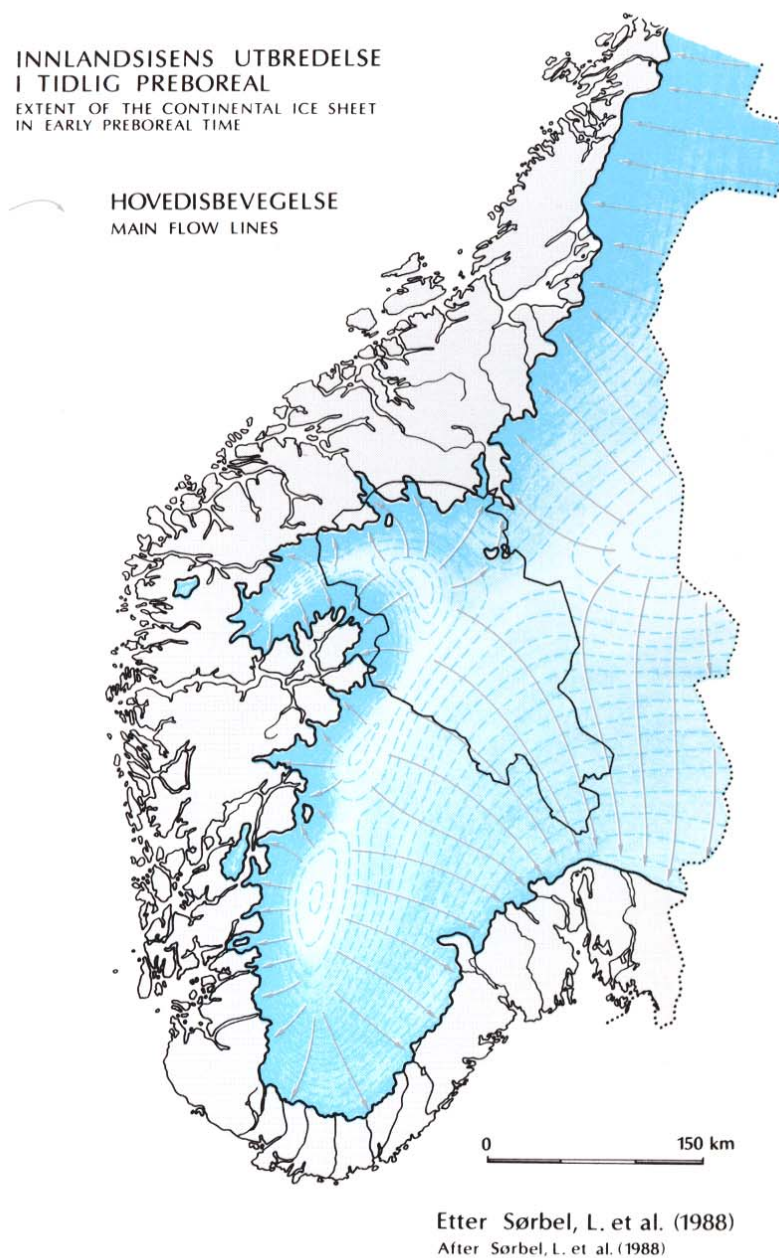
Tykk ismasse beveger seg plastisk. Hellingen på overflaten på isen bestemmer isens bevegelsesretning. På sin ferd tok isen med seg tidligere forvitret materiale og materiale som isen knuste løs fra frisk berggrunn. Dette materialet dannet en såle underst i ismassen. På sin ferd dannet derfor isen skuringsmerker på den underliggende bergoverflaten. Skuringsstripene vitner om isens bevegelsesretning på stedet. På en bergoverflate som har skuringsmerker som peker i ulike retninger, ligger de eldre skuringsmerkene i le for de yngre. Eksempel på dette finner vi i området omkring Hjerkinns jernbanestasjon. Leskuring på flere lokaliteter forteller at den eldste regionale isbevegelsen her gikk mot nordvest, så en yngre i nordøstlig retning, og derpå den aller yngste mer lokale retning som gikk mer rett mot nord, i retning rett mot innløpet til Drivdalen.

Retningen av isbevegelsen er også avtegnet i løsavleiringene i et område, avleiringenes terrengform og plassering er gode indikatorer. Breen flyttet blokker fra en bergart over til et område med en annen bergart. Disse blokkene kalles flyttblokker. Flyttblokker er viktige holdepunkter for rekonstruksjon av isens ulike strømningsretninger i et område. Innenfor skytefeltet på Hjerkinns finnes flere flyttblokker. Langstrakte parallelle rygger i løsmateriale, slike rygger som gjerne ligger flere sammen, kalles drumliner, og de forteller om isens yngste bevegelsesretning på stedet. Drumliner kan også opptre enkeltvis, ofte i le av rundsval eller bergknatter. Ved Haukberget er et slikt eksempel. Terrengformen kalles da gjerne for crag and tail. Materialet i ryggen kan være avlastet fra isen i le av bergknatten, eller det kan være presset inn fra siden. Ryggene ved Haukberget viser at den siste isbevegelsen her gikk mot nord.

Gode eksempler på drumliner finner vi på Fokstumyra vest for Fokstua jernbanestasjon. De største ryggene er 1,5 km lange og 20 m høye, alle har ens retning og vitner om en nordøstlig isbevegelse. Slike ryggformer synes å oppstå der isen har smeltet raskt under slutfasen av dens bevegelse. Rik tilgang på vann under breen økte porevannstrykket i morenemassen, og dette kan ha hatt betydning for dannelsen av drumlinene. Under innlandsisens slutfase (figur 2.1) var isen i sørlige Norge høyest over Jotunheimen. Herfra beveget ismassen seg ut til alle sider, en strøm gikk nordøstover og over Fokstumyra. På denne tida ble drumlinene avsatt her. Den samme isstrømmen avsatte en sidemorene i Knutshø (1320 m o.h.), en tydelig rygg som er lett å se nede fra dalen. På veien inn til Snøheim krysses en morenerygg ca 1400 m o.h. Denne moreneryggen er avsatt av det samme isframstøtet som morenen på Knutshø. Samtidig gikk ei bretunge gikk inn i Stroplesjødalen og avsatte klare sidemorener der. Disse moreneryggene er trolig ca. 9600 år gamle. Dette var på mange måter vitner om innlandsisens siste krampetrekning i disse traktene. Den siste rest av innlandsisen smeltet så bort for omkring 9000 år siden.

Under avsmeltingsperioden dominerte store dreneringsnett i tilknytning til isen, såkalt isdirigert drenering, vann som rente oppå, inni og under isen. Dreneringsretningen i den isdirigerte drenering var alt i alt i samsvar med innlandsisens helningsretning. Isen var med å danne vannskiller. Store vannmengder medførte en betydelig transport av løsmateriale. Elver som rant i kanten av isen dannet spylerenner eller erosjonsspor. Disse sees i dag som parallelle linjer i fjellsida, den ene under den andre. Rennene avtegnet i hovedsak iskanten

etter hvert som isen smeltet ned. De siste restene av innlandsisen lå nede i daldragene. I istunneler kunne erosjonsmateriale som ble tatt fra spylereennene, bli akkumulert i form av grusrygger langs dalbunnen. Slike grusrygger kalles for eskere. De kan enkeltvis eller flere sammen gå i slyng langs dalbunnen. I dag ser vi ofte grustak i slike rygger. Passpunkt i terrenget kunne demme opp den isdirigerte drenering til større eller mindre sjøer, ofte som lommesjøer i iskanten. I høyde med passpunktet ble det dannet strandlinjer, eller seter (såå, benkjin) som det kalles. Navnet kommer fra sagnet om at Jutulen brukte disse linjene i terrenget som sittebenker. Setene utgjør ofte en markert terrengform. Nivået er bestemt av det tilhørende passet og seten markerer grensen mellom erosjon og akkumulasjon i den isdirigerte drenering.



Figur 2.1. Innlandsisen over Sør-Norge i tidlig preboreal. I områder rundt Hjerkinnskytefelt finnes mange tydelige spor etter isen fra denne perioden. Det mest markerte er morenetrinnet kalt Knutshøtrinnet, en markert endemorene som ligger langs vestsida av Søndre Knutshø. Moreneryggen kan følges rundt store deler av Hjerkinnskytefelt, bla. sør og øst for Snøheim (se figur 2.4.).

Spylerenner og seter finnes det mange av i Hjerkinns-området. I lokale bresjøer ble det avsatt breslam, eller kvabb som er det lokale navnet. Kvabb kan være god dyrkingsjord. Elver under isavsmeltingstiden dannet mange steder dype gjel og foran isen store elvesletter, sandurer som det kalles. Isavsmeltingstiden var geomorfologisk sett en ytterst aktiv tid. I Hjerkinns-området er det svært rikt på spor i terrenget fra denne tida.

#### **2.4. Vurdering av naturvitenskapelige verneverdier**

Området i og omkring Hjerkinns skytefelt har mange instruktive lokaliteter som spesielt har stor betydning når en skal rekonstruere isavsmeltingsforløpet i området. Dersom en også regner med nærområdene rundt skytefeltet (f.eks Stroplesjødalen, Grøndalen og Fokstumyrin), utgjør området et av de mest formrike områdene i hele sørlige Norge når det gjelder morener og spor etter og smeltevann fra slutten av siste istid. Mange av lokalitetene er svært instruktive for forståelsen av hva som skjedde i denne perioden.

Det er her gjort et utvalg blant disse interessante lokaliteter. De er nærmere beskrevet, og lokalitetene er delt inn i tre prioriteringsgrupper etter deres verdi i naturvernsammenheng. Utvalg og prioritering er foretatt etter de samme kriterier som tidligere er benyttet i flere sammenhenger for utvalg av verneområder, blant annet ved utarbeidelsen av fylkesvise verneplaner (for eksempel Sollid & Sørbel 1981, 1997). Utvelgelsen av verneobjekt har vært foretatt ut fra rent faglige kriterier av kvartærgeologisk/geomorfologisk art. Objekter og områder som har betydning for å belyse glasialgeologien, særlig isavsmeltingsforløpet i regional sammenheng, er gitt høy prioritet. Det samme gjelder enkeltformer eller system av former som forteller om dannelsesmåten på en instruktiv måte, og som derfor har stor pedagogisk verdi. Videre er det gitt høy prioritet til enkelte objekter som kan stå som typeeksempler for vedkommende formgruppe, eller objekter som på grunn av størrelse eller utforming er så spesielle at de av denne grunn har stor interesse, også i et regionalt og nasjonalt perspektiv.

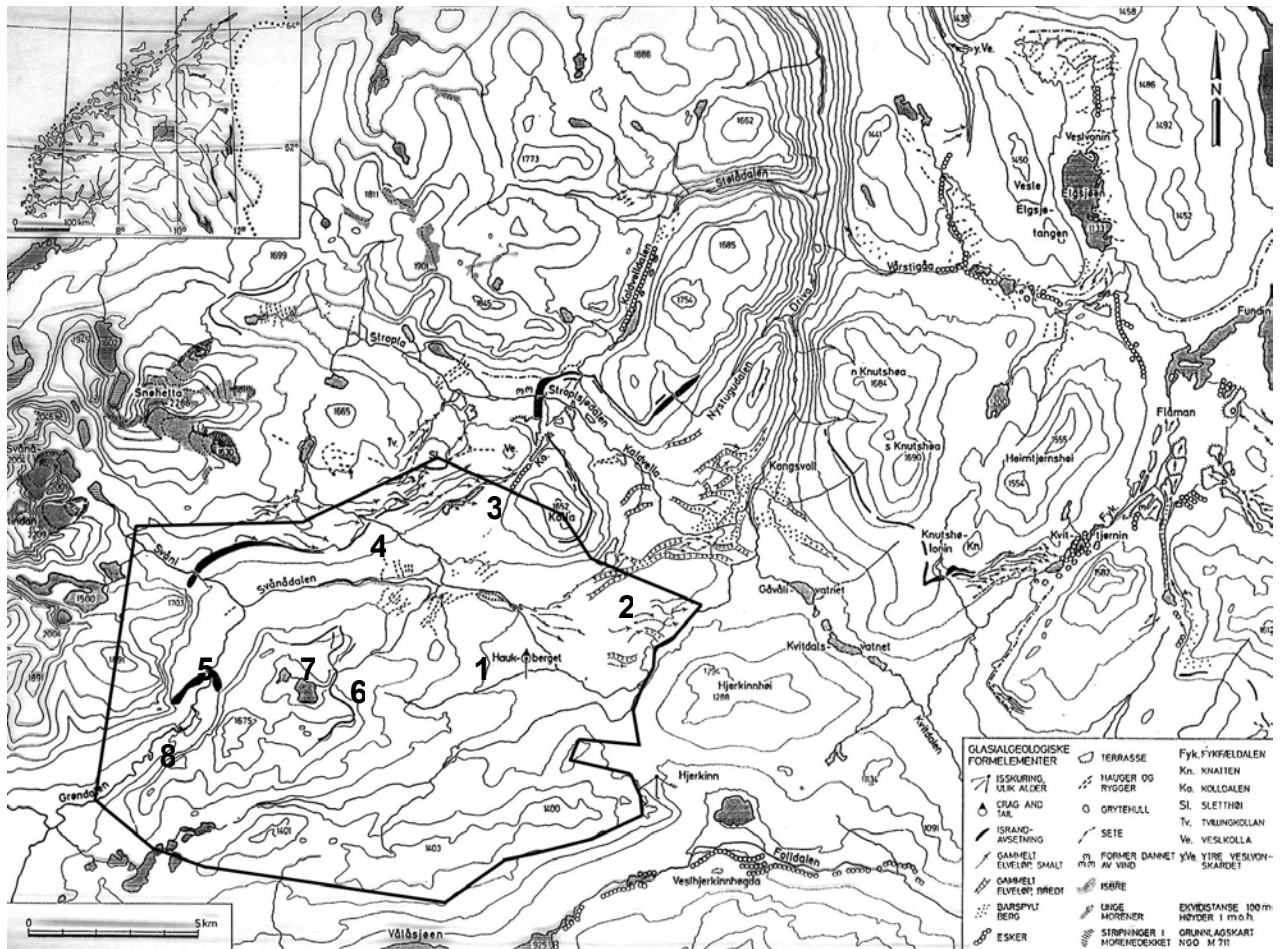
Hovedkriteriene for de tre prioriteringsgruppene kan oppsummeres slik:

*Gruppe 1* – Restriktivt utvalg av meget interessante områder eller svært velutviklede enkeltformer. De fleste lokalitetene har stor regional eller nasjonal betydning, og de kan ikke erstattes av andre alternativer innenfor samme region. De fleste ligger relativt lett tilgjengelig.

*Gruppe 2* – Formtyper og områder av høy faglig verdi, men ikke nødvendigvis i regional sammenheng. I noen tilfeller finnes alternative områder i nærheten, men sjelden av helt samme verdi som i gruppe 1.

*Gruppe 3* – Faglig interessante lokaliteter, men ofte av mer lokal betydning enn de to første gruppene. Lokalitetene kan være valgt ut blant flere med sammenlignbar faglig interesse. Tilgjengelighet, utforming, opprinnelighet og truetthet er faktorer som er vurdert under utvelgelsen. Alternative verneobjekter kan vurderes innenfor denne gruppen i høyere grad enn for gruppene 1 og 2.

De omtalte formene er avmerket på figur 2.2.



Figur 2.2. Glasiogeologiske formelementer innenfor Hjerkinnskytefelt (innenfor tykk strek) og områdene omkring. Lokalitetene merket 1-8 er nærmere omtalt i kapittel 2.4.

## Lokalitet nr 1

Haukberget

Verneinteresser: Crag and tail (drumlin)

I direkte fortsettelsen av Haukberget, i nordlig retning, går en særdeles velutviklet enkeltstående langstrakt rygg eller drumlin, en såkalt crag and tail (se figur 2.3). Materialet i denne ryggen er morene avlastet fra isen i le av bergknatten, Haukberget, mens isen var i bevegelse. Den langstrakte ryggen angir den siste isbevegelsesretning på stedet. Den går omtrent rett mot nord, mot innløpet til Drivdalen.

Denne crag and tail-ryggen er meget velformet og et av de fineste eksemplarene som finnes i sørlige Norge. Den er av stor betydning for å forklare isbevegelsesretningen i denne delen av Dovrefjellregionen.

Detaljvurdering av inngrepsituasjonen på Haukberget gjøres best under en felles befarings av feltet. Muligheten for revegetering vil ha stor betydning.

*Prioritetsgruppe 1*





Figur 2.3. Haukberget. I direkte fortsettelsen av Haukberget, i nordlig retning, går en særdeles velutviklet enkeltstående langstrakt rygg eller drumlin, en såkalt crag and tail. Sett mot øst. Foto: Johan Ludvig Sollid

## Lokalitet nr 2

Områdene sør øst for Kolla

Verneinteresser: Gamle, brede elveløp og terrasser

I områdene mellom Storranden og Kolla finnes det et stort nettverk av tørre gamle elveløp og terrasser som ble dannet under isavsmeltingstiden. Området er formrikt og av interesse for tolkningen av isavsmeltingsforløpet.

*Prioritetsgruppe 3*

## Lokalitet nr 3

Området sør for Sletthøi

Verneinteresser: Gamle, smale elveløp (spylerenner) og terrasser

I områdene sør for Sletthøi finnes det mange velutviklede smeltevannsrenner (spylerenner) som viser drenering ut Kolldalen mot Stroplesjødalen under isavsmeltingstiden. Det er



terrengformer av denne typen som brukes til rekonstruksjon av den isdirigerte drenering. Dreneringen var i hovedsak styrt av isoverflatens helningsretning.

### *Prioritetsgruppe 3*

#### **Lokalitet nr 4**

Området sør og øst for Snøheim

Verneinteresser: Morenerygg

På veien inn til Snøheim krysses en særdeles velutviklet morenerygg, på ca 1400 m o.h (figur 2.4). Denne kan følges sammenhengende videre vestover innover mot Svåni.

Under innlandsisens slutfase var isen i sørlige Norge høyest over Jotunheimen. Herfra strømmet ismassen ut til alle sider. En strøm gikk nordøstover og avsatte en sidemorene i Søndre Knutshø (1320 m o.h.), i trakten inn til Drivdalen. Moreneryggen kan lett sees fra E6. En bretunge trengte inn i Stroplesjødalen og avsatte klare sidemorener der. Disse moreneryggene vitner på mange måter om innlandsisens siste krampetrekning. Moreneryggene kan være omkring 9600 år gamle, m.a.o. av preboreal alder. Etter den tid var innlandsisen mindre aktiv for så å smelte helt bort.

Moreneryggen sørøst for Snøheim inngår som del i et instruktivt system av morenerygger som viser sammenhengen mellom brefrontens beliggenhet og utviklingen av den isdirigerte drenering i området. Lokaliteten er godt egnet blant annet til undervisningsformål.

### *Prioritetsgruppe 2*



Figur 2.4. Knutshøtrinnet er en markert endemorene som ligger langs vestsida av Søndre Knutshø. Moreneryggen kan følges rundt store deler av Hjerkinnskytefelt, bla. sør og øst for Snøheim (se figur 2.1.). Foto: Johan Ludvig Sollid

## Lokalitet nr 5

Grøndalen, rett nordvest for Einøvlingseggen

Verneinteresser: Israndavsetninger

I Grøndalen, nedenfor Einøvlingseggen ligger noen mektige israndavsetninger midt i dalen (se figur 2.5). Avsetningene har en noe sammensatt opprinnelse. De består hovedsaklig av lagdelt materiale med sortert sand og grus, med en del større blokker.

Lokaliteten må anses som viktig på Dovrefjell og lokaliseringen gjør at formene har betydelig faglig interesse. Det er gjort inngrep i avsetningene (grustak). På begge sider av veien er det snitt som forteller om dannelsen av avsetningene. Minst et av snittene bør derfor beholdes som de er. Dersom noen av inngrepene skal restaureres, må det tilføres tilsvarende masser som i de opprinnelige avsetningene (hovedsaklig sortert sand og grus). Tilførte masser formes på best mulig vis slik at lokaliteten får tilbake sin opprinnelige form. Revegetering vil trolig være problematisk da avsetningene ligger svært eksponert for vinderosjon og er utsatt for tørke.

Prioritetsgruppe 2



Figur 2.5. Israndavsetning i Grøndalen. Avsetningene har en noe sammensatt opprinnelse. Lokaliteten må anses som viktig på Dovrefjell. Foto: Johan Ludvig Sollid

## Lokalitet nr 6

Rett øst og nord for Einøvlingvatnet

Verneinteresser: Morenerygger

En serie endemorener ligger like øst og nord for Einøvlingvatnet, og kan følges opp mot toppen av Einøvlingshøi til en høyde av ca. 1600 m o.h. Dette er den høyeste del av det preboreale morenesystemet på Dovrefjell.

Endemorenene er meget velformede og bør bevares.

*Prioritetsgruppe 2*

## Lokalitet nr 7

Vest for Einøvlingvatnet

Verneinteresser: Palsmyr

Palser blir omtalt i sin alminnelighet senere i rapporten i avsnittet om permafrost. Palser er haugformer eller mer vidstrakte plataer som inneholder permafrost. Palsene forekommer i myr der myrvegetasjonen virker isolerende på is som finnes inne i palsen. Isolasjonsdekket er avgjørende. Palsområder sorterer under sporadisk permafrost. Permafrosten forekommer flekkvis ofte i utkanten av den sammenhengende permafrosten. På Dovrefjell finner en i dag palsmyrer ned til omkring 1000 m o.h. Det finnes her palsarr ned til ca. 900 m o.h. Palsarra forteller om et kaldere klima, en grad eller to kaldere. Palsene som det nå er arr etter, var ventelig aktive under den lille istid (1650-1920). I området med sammenhengende permafrost dannes det knapt palser på grunn av mangel på isolasjonsdekke (torv). Av samme grunn er øvre grense for palser på Dovrefjell om lag 1500 m o.h.

De lavestliggende palsmyrene på Dovrefjell er i ferd med å forsvinne helt. Det skyldes dagens klimaendring. Palsmyra vest for Einøvlingvatnet ligger på omkring 1400 m o.h. og er derfor foreløpig skånet for bortsmelting. Palsenes endring over tid kan i noen grad brukes som klimaindikator.

*Prioritetsgruppe 2*

## Lokalitet nr 8

Grøndalen

Verneinteresser: Meandrer og kroksjøer

I Grøndalen i området mellom Søndre Grøna bru og Skredalægeret finnes flere velutformede elvesvinger, såkalte meandrer. De er dannet ved at elva (Grøna) graver sideveis som følge av at den bare så vidt klarer å transportere videre det materialet den får tilført ovenfor.

Har elva først gjort en sving, vil strømmen ta til å pendle fram og tilbake nedover elveløpet. I yttersvingene får vannet størst fart. Her blir elvebredden undergravd, og deler av den vil rase ut i elva. Dette materialet fraktes et stykke videre med vannet og legges opp som langstrakte banker i innersvingene lenger nede i elveløpet. På denne måten har Grøna fått et svinget og kroket løp.

Enkelte steder har meanderbuene blitt så store at to yttersvinger møtes eller er nær ved å møtes. Her vil elva kunne bryte gjennom "halsen" på buen slik at buen blir avsnørt fra elveløpet og danner en kroksjø.

Løsavleiringene på elvesletta i Grøndalen består hovedsaklig av fluvialt materiale, iblandet noe lakustrint og glasifluvialt materiale.

Meandrene og kroksjøene i Grøndalen er en av de fineste eksemplene innenfor Hjerkinns skytefelt på hvordan de fluviale prosessene virker på en elveslette og utformer dagens landskap.

*Prioritetsgruppe 2*

### 3. Utbredelse av permafrost i området

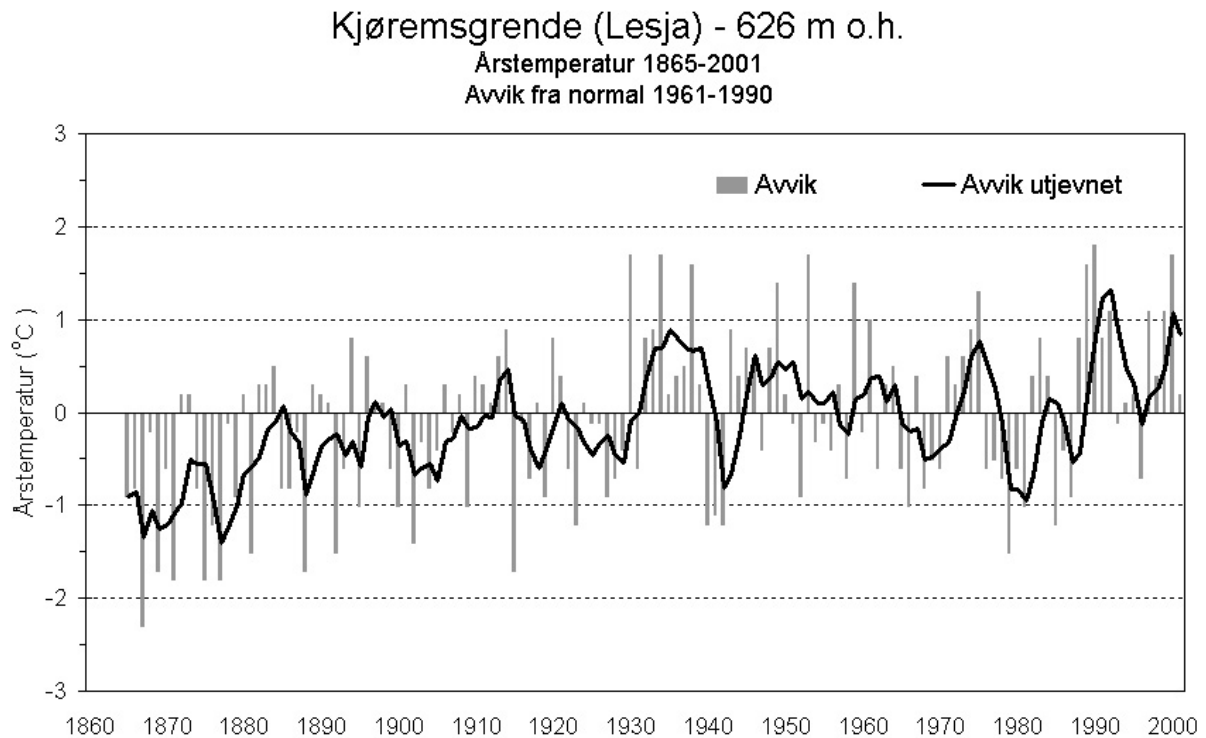
#### 3.1. Definisjon og utbredelse regionalt

I denne utredningen er det lagt vekt på å gjøre grundige undersøkelser av permafrosten innenfor Hjerkinns skytefelt. Permafrost er definert som frost i bakken året rundt. Dersom sommervarmen i et område ikke greier å fjerne vinterkulden i bakken, har dette området permafrost. Om sommeren smelter det øverste laget av permafrosten, det såkalte aktive laget, som i dybde varierer fra 0,5 – 5 m alt ettersom. Det aktive laget smelter og fryser hvert år. Om lag  $\frac{1}{4}$  av jordas overflate har i dag permafrost. Den finnes først og fremst i polare strøk, men også i høyfjellsområder på lavere bredder. Permafrosten er umiddelbart vanskelig å se, men det finnes klare synlige tegn som steinbreer, iskjernemorener, iskilepolygoner, og jordsirklene m.m. Det dannes vanligvis permafrost i landområder som har en årstemperatur på  $-2^{\circ}\text{C}$  eller kaldere. Det regionale utbredelsesmønsteret av permafrosten er i hovedsak bestemt av lufttemperaturen. Luftas vertikalgradient er normalt  $-0,6^{\circ}\text{C}$  per 100 m. Derfor er det permafrost i høyfjellet også på lavere bredder. På Svalbard er det som kjent permafrost over alt unntatt under de større isbreene. Permafrosten varierer i tykkelse. Rundt regnet er den 100 m tykk ved kysten og 400-500 m tykk under fjellpartiene (Liestøl 1976). Mindre kjent er det vel for de fleste at høyfjellsområdene i Norge også har rikt med permafrost. Nyere kartlegging viser at nedre grense for permafrosten i Jotunheimen er om lag 1450 m o.h. og Sølen ved Femunden 1100 m o.h. (Ødegård m.fl. 1996; Sætre 1997; Etzelmüller et al, 1998; Gudevang 1999; Isaksen m. fl. 2002; Heggem m.fl. innsendt). Fra Vestlandet og Nord-Norge finnes det foreløpig få publiserte feltdata om permafrostens nedre grense. Den nedre grensesonen av permafrosten er såkalt ”varm”, dvs. at den er nær smeltepunktet og tilstanden endres raskt i samsvar med endring av klimaet på stedet. Denne grensesonen er en verdifull klimaindikator. I Alpene er det påvist at den nedre grensen av permafrosten er blitt betydelig hevet den seinere tid. Det samme synes å være tilfelle i norske fjell som tegn på et varmere klima. Permafrostens nedre grensesone kartlegges for tida i detalj i sørlige Norge. Dovrefjell er valgt som kjerneområde.

#### 3.2. Dagens klima innenfor Hjerkinns skytefelt

Hjerkinns skytefelt ligger ved hovedvannskillet som er 1026 m o.h. Elvene drenerer nordover til Driva på den ene siden av vannskillet og sørover til Lågen på den andre. Fokstua meteorologiske stasjon (972 m o.h.), har normal årstemperatur på  $-0,1^{\circ}\text{C}$ . Månedsmiddeltemperaturen varierer fra  $-8,8^{\circ}\text{C}$  i januar til  $9,8^{\circ}\text{C}$  i juli. På Fokstua er den normale årsnedbøren 435 mm. Årsnedbøren øker vestover og er om lag 600 mm i området ved Snøhetta. April er mest nedbørfattig måned og juli den mest nedbørrike. Den dominerende vindretningen på Fokstua er fra sør og sørvest. Lufttemperaturen her avtar i gjennomsnitt med om lag  $-0,45^{\circ}\text{C}$  per 100 m. Spesielt under klare vinternetter med snø på bakken vil bakkeoverflaten miste varme og temperaturen på snøoverflaten falle. Lufta nær bakken avkjøles på grunn av kontakten med underlaget. Den avkjølte ”tunge” lufta synker ned i de laveste områdene i terrenget; forsenkninger og daler osv. I slike vær-situasjoner vil vi da få en temperaturendring som er motsatt av det vanlige: Temperaturen stiger med høyden. Vi sier at vi har en inversjon.

Temperaturutviklingen på Kjøremsgrenden (626 m o.h.) på Lesja i tidsrommet fra 1865 til 2001 er vist i figur 3.1. Lufttemperaturen økte her i området med om lag  $2^{\circ}\text{C}$  fra 1865 og fram til slutten av 1930-årene.



Figur 3.1. Årstemperaturen på Kjøremsgrenda, Lesja, for perioden 1865-2001.

Temperaturen sank ca. 1,0 °C i perioden 1930-1960 for så igjen å øke med om lag 1,0 °C i tiden fram til i dag. Temperaturøkningen i tidsrommet 1865-2001 er om lag 1,1 °C. Serien viser at det har vært store variasjoner i årstemperaturen. I permafrosten utjevnes disse årsvariasjonene. Temperatursignalene som leses i permafrosten, forteller kun om utviklingen av temperaturen over lang tid, detaljene er her borte. Temperaturinformasjon som hentes fra borehullene i permafrost, er derfor ytterst verdifulle over tid for klimaforskning og for å kunne si noe om permafrostens dynamikk på stedet.

### 3.3. Metoder for kartlegging av permafrost

Tre ulike geofysiske metoder ble brukt for kartleggingen av permafrosten i området.

#### *BTS*

Målinger av temperaturen ved bunnen av snødekket (BTS – Bottom Temperature of Snow cover) er en indirekte metode for å kartlegge permafrost (Haeberli, 1973). Metoden er mye brukt i Alpene og i de senere år også i Norge. Under et tykt snødekke (>1 m) med lav termisk konduktivitet vil temperaturen i hovedsak være avhengig av varmestrømmen fra bakken, som i sterk grad er styrt av tilstedeværelsen av permafrost. En snøtykkelse på minimum 0,8 m anses som nødvendig for å redusere innflytelsen av kortvarige variasjoner i snøoverflatens energibalanse (temperatur regime). BTS undersøkelser bør her utføres i begynnelsen av mars når temperaturen ved bunnen av snødekket har rukket å stabilisere seg. BTS-metoden baserer seg på empiriske funn av sammenhengen mellom BTS og forekomsten av permafrost.

Erfaringen tilsier at:

BTS < -3 °C: Sannsynlig permafrost

BTS = -3 °C til -2 °C: Mulig permafrost

BTS > -2 °C: Lite sannsynlig permafrost

BTS-målingene gjøres ved at en stav med temperaturfølere i spissen stikkes gjennom snødekket ned til bakken og holdes i ro i noen minutter (< 5 min) til temperaturføleren har stabilisert seg. Det kan gås opp lange profiler alt ettersom en ønsker en kartlegging på stedet.

#### *Geoelektrikk (DC-resistivity)*

Målinger ved hjelp av elektrisk motstand i bakken er også en indirekte geofysisk metode (Hauck 2001). Hovedideen med denne metoden er at forskjellige materialer har forskjellige elektriske strømledningsegenskaper. Motstanden er forskjellig fra et materiale til et annet. Is er et materiale som skiller seg ut med høy motstand. Isinnholdet i bakken er avhengig av fuktighetsinnholdet, og fremfor alt temperaturen. Det sendes en elektrisk strøm gjennom bakken i en rekke av punkter hvor elektroder er stukket ned i bakken. Strømmens potensialfall måles i disse punktene. Den elektriske motstanden blir regnet ut i punktene for strømmens gang i forskjellige dyp i bakken. Strømmen måles med et terrameter (ABEM SAS 300).

Følgende tommelfingerregler brukes når en tolker de geoelektriske motstandsverdiene i et høyfjellsområde:

- Ufrossent materiale: ca 1000  $\Omega\text{m}$  og frossent materiale: 10  $\text{k}\Omega\text{m}$  til >100  $\text{k}\Omega\text{m}$ .
- Motstanden i løsavleiringer vil normalt være høyere enn i berggrunn

#### *Temperaturmålinger i borehull*

Den eneste sikre metoden til å kartlegge permafrost er å bore og så legge inn temperaturfølere i ulike nivå i hullet eller i det minste måle temperaturen i hullet med faste mellomrom ved hjelp av en temperaturstreng. Det er avgjørende å ha tilgang til slike temperaturmålinger i hull i permafrosten for å ha full nytte av de andre geofysiske metodene som BTS, geoelektrikk, seismikk osv.

I alt 11 borehull, 9 m dype, er boret i Hjerkinns skytefelt (se figurene 3.2 og 3.3). Borehullene er lokalisert i en transekt fra 1505 m o.h. til 1039 m o.h. langs Snøheimvegen (se figur 3.4). Plassering av hvert borehull er nøye vurdert. I borehullene logges temperaturen kontinuerlig 4 ganger i døgnet. Temperaturen måles i to nivåer, ved overflaten og på 8,5 m dyp. I tillegg avleses temperaturprofiler ved bruk av temperaturstreng i hvert borehull 4 ganger hvert år. Borehullsdata brukes til å bestemme:

- permafrostutbredelsen i området
- hvordan bakketemperaturen varierer med høyden over havet
- dybden av det aktive laget i permafrost
- teledybde (i områder uten permafrost)
- temperaturgradienten i bakken
- korrelasjonen mellom bakke- og lufttemperatur

Temperaturmålingene i disse borehullene gir langt på vei signaler om den regionale klimautviklingen i området. Permafrosten er som sagt i høy grad klimaavhengig.





Figur 3.2. Boring av et 10 m dypt hull (DB1) ved Snøheim, september 2001. Borehullet er lokalisert 1505 m o.h.  
Foto: Ketil Isaksen

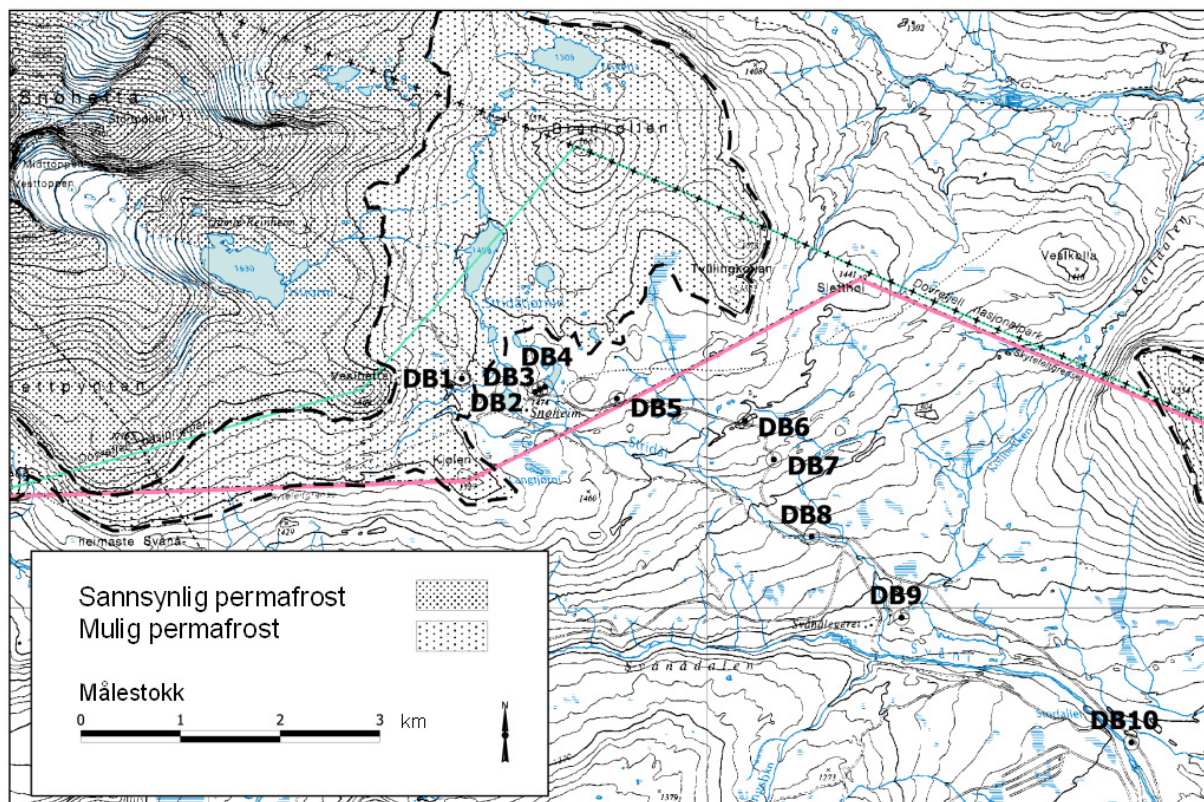


Figur 3.3. Boring av et 9 m dypt borehull (DB2) ved Snøheim, oktober 2001. Borehullet er lokalisert 1481 m o.h.  
Foto: Ketil Isaksen



Tabell 3.1. Oversikt over borehullene på Hjerkinnskytefelt.

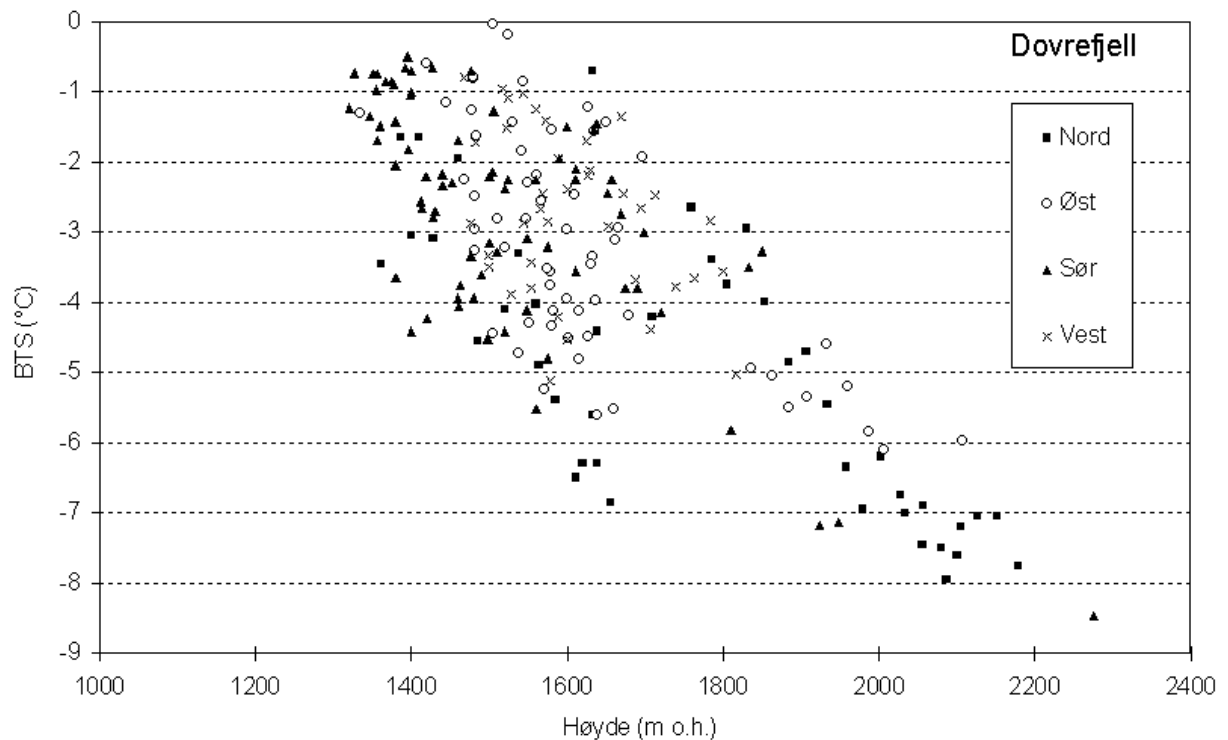
| Nr   | Dato       | Dyp (m) | Høyde (m o.h.) | Materialtype                    | Stedsnavn               |
|------|------------|---------|----------------|---------------------------------|-------------------------|
| DB1  | 05.09.2001 | 10,0    | 1505           | Løsmasser - 3.5m tykk toppblokk | Snøheim                 |
| DB2  | 06.10.2001 | 9,0     | 1481           | Løsmasser                       | Snøheim                 |
| DB3  | 06.10.2001 | 9,0     | 1477           | Løsmasser                       | Snøheim                 |
| DB4  | 06.10.2001 | 9,0     | 1467           | Løsmasser, fuktig               | Snøheim                 |
| DB5  | 07.10.2001 | 9,0     | 1458           | Løsmasser                       | Nedover veien fra Snøh. |
| DB6  | 07.10.2001 | 9,0     | 1402           | Morenerygg                      | Knutshømorena           |
| DB7  | 08.10.2001 | 9,0     | 1344           | Løsmasser, fuktig               | I lia nedenfor Knutshø. |
| DB8  | 08.10.2001 | 9,0     | 1254           | Fjell                           | Stridåbrui              |
| DB9  | 08.10.2001 | 9,0     | 1178           | Fjell                           | Kollbekkbrui            |
| DB10 | 08.10.2001 | 9,0     | 1094           | Fjell                           | Storfallet              |
| DB11 | 08.10.2001 | 9,0     | 1039           | Fjell                           | Haukbergb-Vestfallb     |



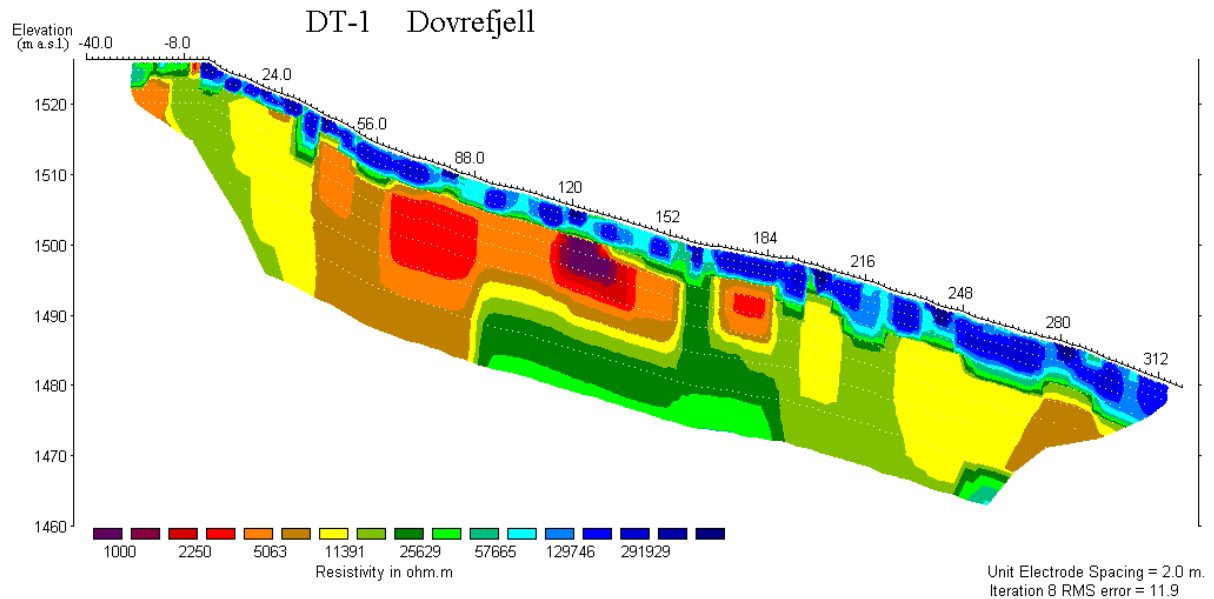
Figur 3.4. Lokalisering av borehull og utbredelse av permafrost rundt Snøheim basert på BTS

### 3.4. Resultater av permafrost kartleggingen

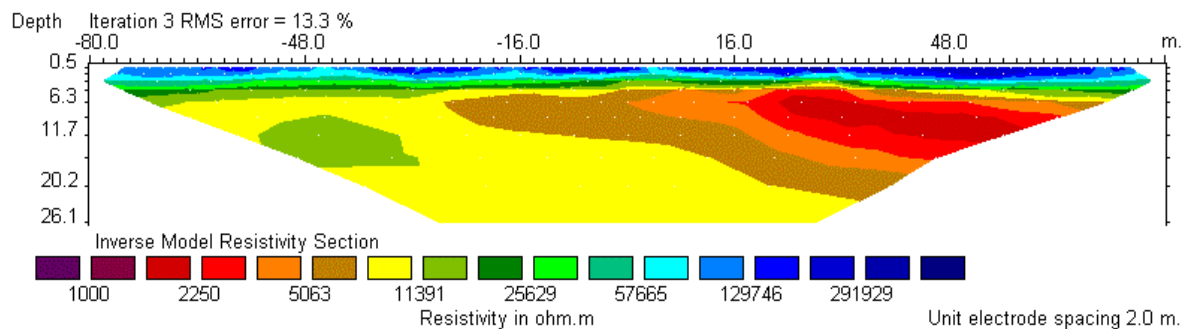
Resultatene og tolkningene av de geofysiske dataene er beskrevet i figurtekstene til figurene under (se figurene 3.5, 3.6, 3.7, 3.8, 3.9, 3.10, 3.11, 3.12, 3.13 og 3.14. Analyser av de geofysiske dataene viser at permafrosten i all hovedsak er styrt av høyde over havet, og i svært liten grad av stråling og andre terrengparametere. Selv om det er store forskjeller i innstråling mellom nord- og sørskråninger, virker det som om dette ikke er avgjørende for permafrostutbredelsen på Dovrefjell. Årsaken til dette kan være lite relieff som gjør eksposisjonen mindre avgjørende; lav innstråling i sommer- og høstmånedene pga mye skyer; ulik snøfordeling i ulike eksposisjoner. Det er mindre snø i sørhellingene om vinteren og våren enn det er i nordhellingene. Dette medfører større avkjøling i sørhellingene, og oppveier dermed den høyere andelen av innstråling som sørhellingene mottar sammenliknet med nordhellingene om sommeren og høsten (Isaksen m. fl. 2002).



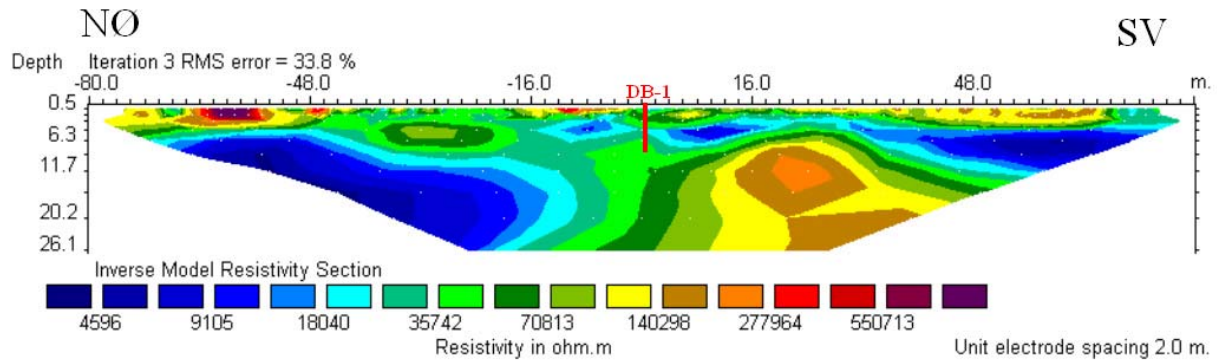
Figur 3.5. Spredningsplott av BTS og høyde over havet for ulike aspekt på Dovrefjell. BTS verdiene er midlet der det ble foretatt mer enn en måling. 531 enkeltmålinger er dermed redusert til 214 målinger. Høyde over havet forklarer mesteparten av variasjonen i BTS. Basert på BTS-teori (se tekst) er det sannsynlig permafrost fra omkring 1600 m o.h. og oppover og mulig permafrost fra omkring 1500 m o.h. og oppover. Det er liten eller ingen sammenheng mellom BTS og aspekt. Dette tyder på at kortbølget innstråling har liten betydning for utbredelsen av permafrost i det undersøkte området.



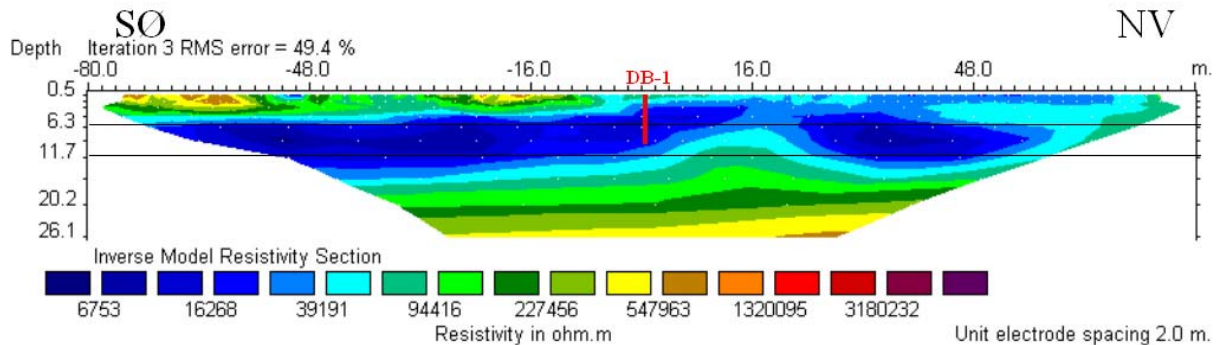
Figur 3.6. Geoelektrikkprofil DT-1 (1527-1480 m o.h.), fra toppen av Kjølén og rett sørover, nedover skråningen mot Svånådalén. Profilen er tolket i en to-lags modell. Det øverste laget er omkring 3 m tykt i øvre del av profilen og øker i tykkelse nedover skråningen til om lag 9 m i den nedre delen av profilen. Dette laget er tolket som tykt, sammenhengende morenemateriale, som har høyt innhold av blokker som gir høy motstand, 50-150 kΩm (blått). Under det øverste laget er et lag som representerer fast fjell med sporadisk permafrost, med verdier opp mot 20 kΩm. Lave motsandsverdier i dette laget representerer trolig fjell uten permafrost.



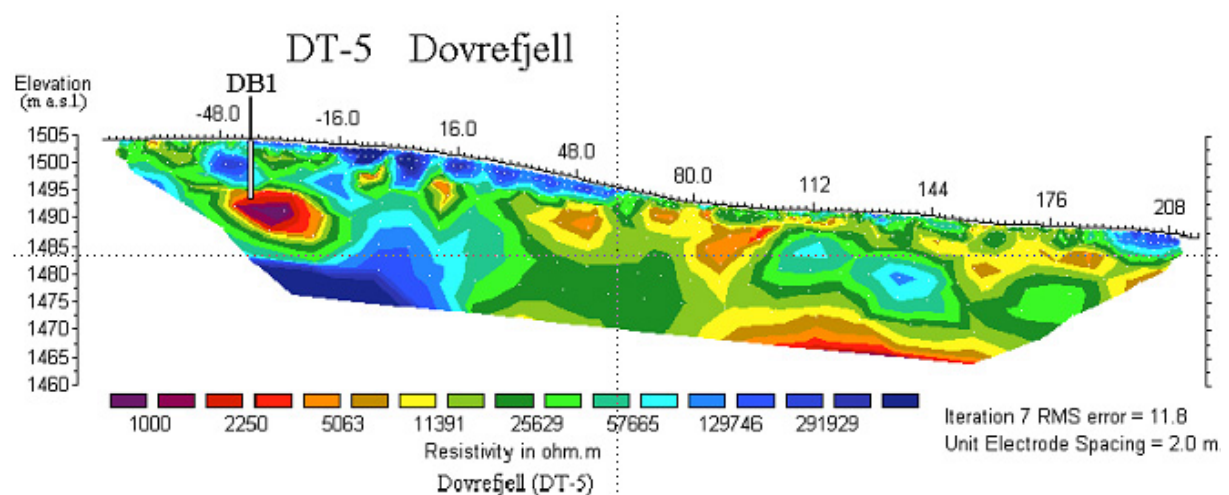
Figur 3.7. Geoelektrikkprofil DT-2 (1527-1520 m o.h.), fra toppen av Kjølén, med retning nordvest-sørøst. Profilen er tolket i en to-lags modell. Det øverste laget er 2-3 m tykt. Dette laget er tolket som forvittringsmateriale, med nokså høy motstand, 50-100 kΩm (blått). Under lag 1 er et lag som representerer fast fjell med permafrost, med verdier opp mot 20 kΩm.



Figur 3.8. Geoelektriskprofil DT-3 (1505-1500 m o.h.), fra borehull DB1 (avmerket som rød strek) ved Snøheim, med retning nordøst-sørvest. Profilen er tolket i en to-lags modell. Det øverste laget er 2-4 m tykt. Dette laget er tolket som tykt sammenhengende morenemateriale, med nokså høy motstand, 30-100 kΩm. Under lag 1 er et lag som representerer permafrost i morenemateriale, med høye verdier opp mot 100 kΩm, spesielt i den sørvestlige delen av profilen.

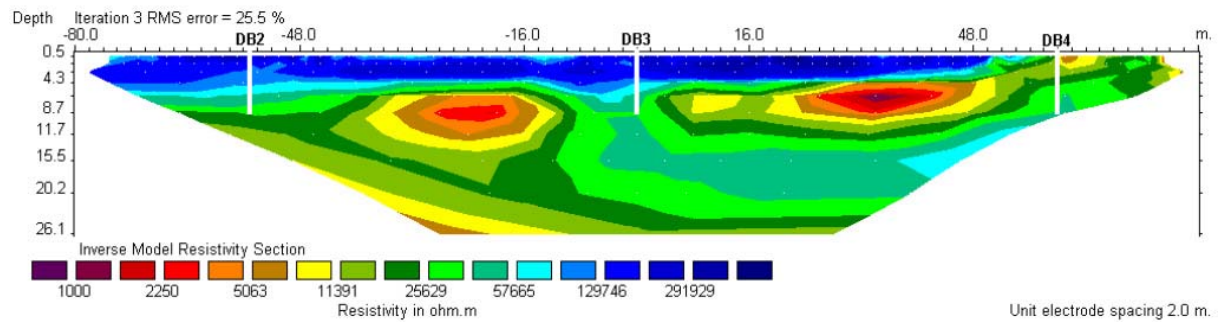


Figur 3.9. Geoelektriskprofil DT-4 (1505-1496 m o.h.), fra borehull DB1 (avmerket som rød strek) ved Snøheim, med retning nordvest-sørøst. Profilen er tolket i en to-lags modell. Det øverste laget er 2-4 m tykt. Dette laget er tolket som tykt sammenhengende morenemateriale, med nokså høy motstand, 30-100 kΩm. Under lag 1 er et lag som representerer permafrost i morenemateriale, med høye verdier opp mot 100 kΩm. Motstanden øker mot dypet. Dette er tolket som et tegn på at de øverst 10-15 m av bakken er i ferd med å tine som følge av et varmere klima de siste 10-årene.

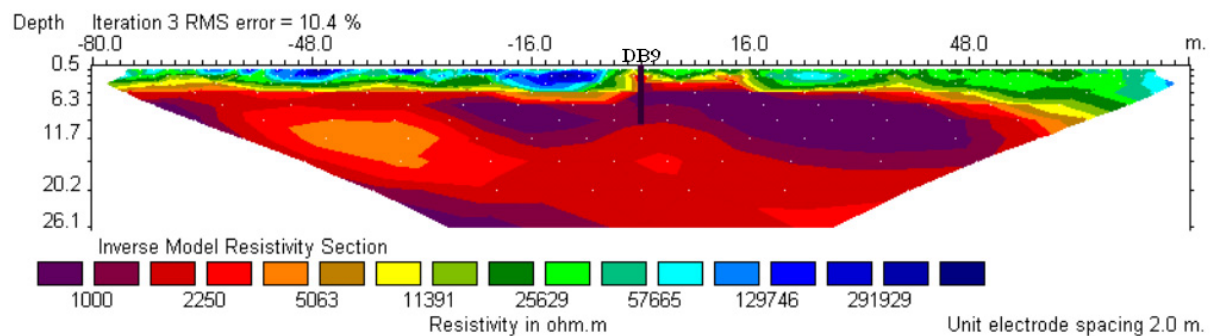


Figur 3.10. Geoelektriskprofil DT-5 (1504-1490 m o.h.), fra borehull DB1 (avmerket), med retning sørøstover mot Snøheim. Resultatene viser høye motstandsverdier i den øvre delen av profilen og er tolket som permafrost i morenematerialet. Fra stasjon 20 til den slutten av profilen er motstandsverdiene lavere og permafrosten finnes kun sporadisk i enkelte partier, for eksempel mellom stasjon 100 og 150. Forstyrrelser fra vann og varme under boringen av DB1 kan tydelig ses på profilen som et område med lav motstand under borehullet. Som i figur 3.9. øker også her motstanden med dypet i den øvre delen av profilen.

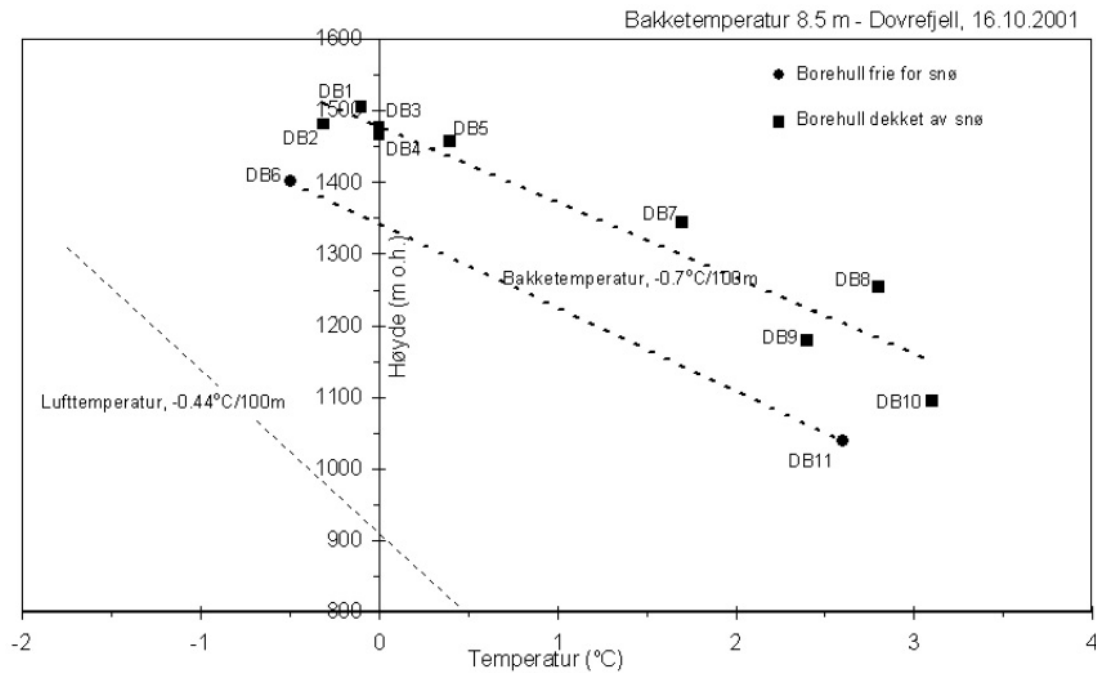




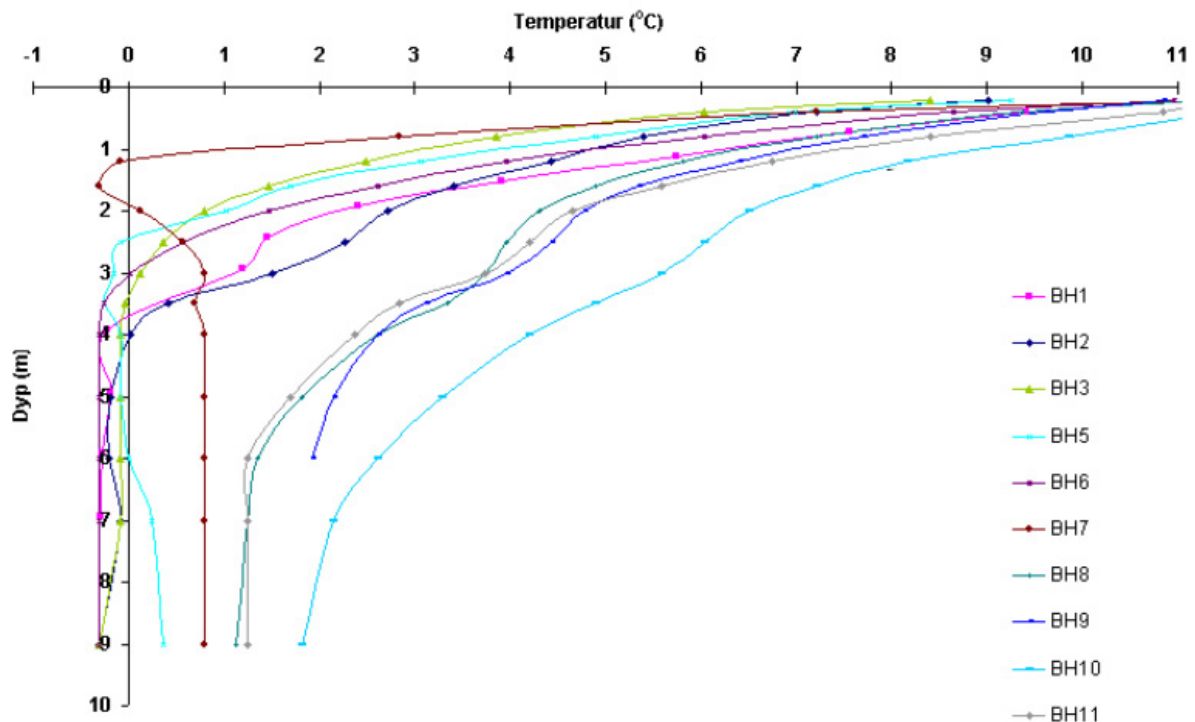
Figur 3.11. Geoelektriskprofil DT-6 (1481-1467 m o.h.), fra borehullene DB2, DB3 og DB4 (avmerket). Profilen er tolket i en to-lags modell. Det øverste laget er 4-6 m tykt. Dette laget er tolket som tykt sammenhengende ufrossent (det aktive laget) morenemateriale, med nokså høy motstand, 70-150 kΩm. Under lag 1 er et lag som representerer sporadisk permafrost i morenemateriale, med verdier opp mot 50 kΩm.



Figur 3.12. Geoelektriskprofil DT-7 (1178-1177 m o.h.), fra toppen av borehull DB9, med retning vest-øst. Profilen er tolket i en to-lags modell. Det øverste laget er 2-4 m tykt. Dette laget er tolket som glasifluvialt materiale, med nokså høy motstand, 30-150 kΩm (blått). Under lag 1 er et lag som representerer fast fjell med sirkulerende grunnvann, med verdier opp mot 5 kΩm.



Figur 3.13. Middeltemperatur i bakken på 8,5 m dyp for borehull DB1 til DB11 plottet mot høyde. Borehull DB6 og DB11 ligger sterkt eksponert, der snø blåser av om vinteren. Temperaturen i bakken for disse to borehullene vil derfor være lavere enn i områder der det er mer snø vintertid. For eksponerte områder viser dataene at den nedre grensen for permafrosten er om lag 1350 m o.h. Der det er noe mer snø, som for de resterende borehullene, er den nedre grensen for permafrost 1450-1500 m o.h. Dette er sammenfallende med resultatene fra BTS-målingene, som utføres der det er mer enn 0,8 m snø.



Figur 3.14. Bakketemperaturprofiler fra borehullene på Dovrefjell, juli 2002. Resultatene viser bla. at det aktive laget i borehullene med permafrost er 3-4 m i juli. Dybdene vil øke utover sommeren.

### 3.5. Konklusjoner

Resultatene av kartleggingen av permafrosten innenfor Hjerkinns skytefelt, viser at det først og fremst er høyden over havet, ikke sol- og skyggeside i landskapet, som her kontrollerer utbredelsesmønsteret av permafrosten. Det skiller seg fra områder i Alpene der sola står høyere og relieffet ofte er brattere. En annen viktig faktor for utbredelsen av permafrosten er tykkelsen av snødekket, varigheten og fordelingsmønsteret av snøen. Disse faktorene gjør at bakketemperaturen kan variere sterkt. Dette får store følger for permafrostens nedre grensesone, hvor permafrosten kan være flekkvis. Inndelt i høydeintervall er fordelingsmønsteret av permafrosten i skytefeltet i hovedsak slik:

*>1600 m o.h:* Relativt dyp permafrost over alt. Aktivt lag på 1-3 m.

*1500-1600 m o.h:* Her er det varm permafrost, dvs. nær 0 °C. I bakken under vann og bekker finnes normalt ingen permafrost. Det aktive laget er her 2,5-5 m.

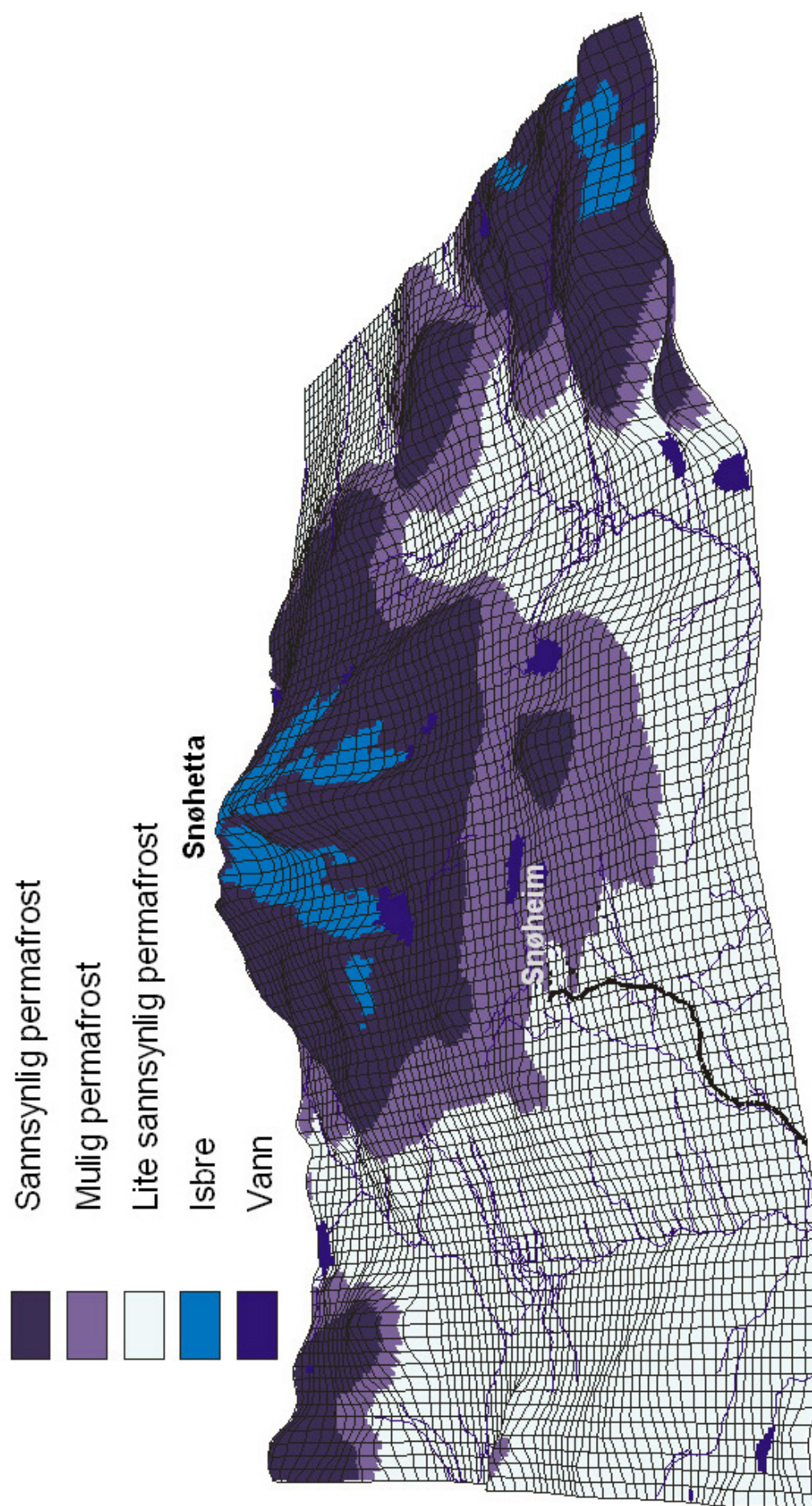
*1350-1500 m o.h:* Her finnes kun permafrost på eksponerte steder, som rabber der snøen blåser av. Der er det aktive laget på 2,5-5 m. Vintertelen i området ellers er 2-5 m. Dette varierer fra år til annet. Data som samles inn fra borehullene i framtiden vil kunne gi mer konkrete tall på dybden av vintertelen.

*1000-1400 m o.h:* Sporadisk, flekkvis permafrost finnes i myrer som palser. Palser krever isolasjonsmateriale, myrvegetasjon, som det er mindre av når vi nærmer oss nivået med kontinuerlig permafrost. Arr etter palser finnes i myrområder ned til 900 m o.h (Sollid & Sørbel, 1998). Palsarrene indikerer at det tidligere har vært i underkant av en grad kaldere i fjellet enn tilfellet er i dag. En nærliggende kuldeperiode er den såkalte lille istid (1650-1920). Utenom myrområdene blir vintertelen 1 - 4 m dyp.

*Relikt permafrost* er gammel permafrost som ligger i bakken fra tidligere kuldeperioder. Permafrost fra den lille istid er på enkelte steder i skytefeltet påvist fra 30 m dyp ved hjelp av geoelektrikk. Tykkelsen på den relikte permafrosten antas å kunne være her opptil ca. 100m. Under den lille istid var således den nedre grensen for permafrosten ca 150 m lavere i terrenget enn i dag, dvs. ned til om lag 1200 m o.h. på sterkt eksponerte steder.

Disse slutningene brukes til å lage et enkelt kart som viser permafrostutbredelsen for området rundt Snøheim (figur 3.15).





Figur 3.15. Utbredelsen av permafrost i områdene omkring Snøheim. Permafrostutbredelsen er drapert på en 3-D terrengmodell sett fra øst. Data er basert på BTS resultatene (etter Gudevang, 1999).

## 4. Vertikaltransport av prosjektiler i løsavleiringene

### 4.1. Teori og kriterier for oppfrysing av objekter

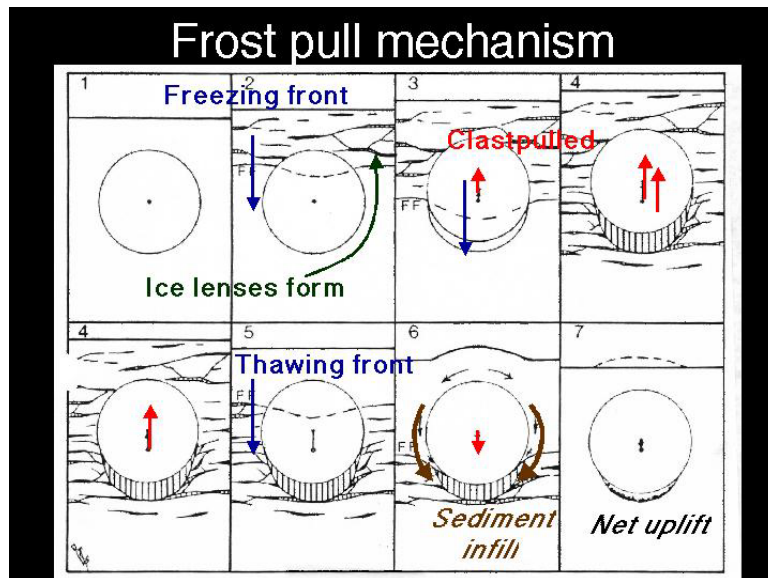
Barfrost forekommer på høsten før snøen legger seg, spesielt under lengre perioder med klarvær og skyfrie netter, der utstrålingen fra jorda er stor. Frosten trenger sakte ned i jorda. Det betyr at lav temperatur over lenger tid er nødvendig for at jorda skal fryse. Vanninnholdet i bakken betyr mye for dannelse av tele. Tørr jord fryser raskere enn våt jord da følbare varme avgis ved avkjøling av vannet til 0 °C og latent varme avgis ved frysing. Alt vannet i jorda må fryse før bakketemperaturen faller under 0 °C. Telefronten betegner hvor dypt frosten har nådd og er bestemt av energitapet fra bakken. Påfrysningen skjer nedenfra og telefronten følger tilnærmet isoterme for 0 °C (frysepunktet vil være noe lavere enn 0 °C, pga. lavere trykk og oppløste salter).

I tørr grovkornet jord trenger frosten ned opptil 10 cm per dag. I våt finkornet jord opptil 1 cm per dag. En mett jordart med lav feltkapasitet (sand) vil ha et større teledyp enn jordarter med høy feltkapasitet (leire). Den termiske ledningsevnen i frossen jord er høyere enn i jord uten frost fordi is har høyere varmeledningsevne enn vann. Det betyr at energitapet fra bakken blir større når tele er dannet.

Snødekket begrenser hvor langt ned telen går fordi snøen har isolerende luftlag og er en dårlig varmeleder. Forandringen i temperatur i takt med luftas temperatursvingninger skjer derfor på snøoverflaten og temperaturendringen transporteres sakte til de lavere deler av snølaget. Kommer snøen før jorda er frosset, kan et 2 m tykt snølag holde temperaturen nokså stabil ved jordoverflaten vinteren gjennom, med temperaturer ved bakkeoverflaten på -2 °C til -3 °C i permafrostområder og 0 °C til -2 °C i områder uten permafrost.

Når bakken fryser om høsten vil finkornede jordarter kunne ekspandere, etter hvert som frysefronten trenger ned. Dette har to årsaker. Vann ekspanderer ca 10 % når det fryser og kapillærkreftene trekker vann opp mot fryseflaten mens frysingen pågår. Disse kreftene er det som gjør at det dannes nålis på bakken om høsten. Frossen jord vil dermed inneholde mer vann enn før telen trengte ned. Om våren tiner bakken og finmateriale siger inn og fyller hulrommet under steiner, prosjektiler eller hva det måtte være. Denne prosessen vil hvert år kunne flytte objekter (steiner, prosjektiler m.m.) i retning mot overflaten (fryseflaten).

Telefarlighet er knyttet til telehiv som betegner dannelsen av islinser og ekstra vann i øvre jordlag. Finkornede jordarter med høy kapillær stighøyde og tilstrekkelig hydraulisk ledningsevne er mer utsatt for telehiv enn mer grovkornede jordarter. Siltige jordarter er således særdeles utsatt for telehiv. Under objekter i bakken dannes det lett islinser da objektene normalt har høyere varmeledningsevne enn omkringliggende masse. Islagene medfører en volumutvidelse og vil lett flytte på objektene mot overflaten, til slutt helt i dagen. Hulrommet som dannes under objektet fylles etter hvert med finmateriale (figur 4.1).



Figur 4.1. Mekanismen for oppfrysing av objekter i bakken. Se tekst for detaljer.

Viktige faktorer i denne prosessen er:

- Frost nær 0 grader, ikke for kaldt ( $< -10$  grader)
- Stedets tilgang på vann
- Telefarglig jordart (typen kapillærer i løsavleiringene)
- Samspill av disse faktorene er avgjørende for hastigheten på oppfrysningen

Mer detaljerte faktorer er:

- Korngradering, mineralogi, temperaturgradienten, saltinnhold og trykk i løsavleiringene

Frysing av jord er en komplisert termodynamisk prosess. Det transporteres porevann fram til fryseflaten, det dannes islinser og det skjer en sortering av jordpartiklene og en omstrukturering av løsmaterialet. Dette kommer til uttrykk ved det vi kaller frostjordsformer på overflaten. På grunn av at jord ikke er et homogent materiale, vil telehiv og mulighetene for oppfrysning av objekter være svært ulike fra sted til sted. Prosessene er i høy grad styrt av materialtype, fuktighetsforhold og temperaturgangen rent lokalt. Oppfrysingen vil være avhengig av både objektets størrelse og struktur.

Det finnes få publiserte felldata om oppfrysning og oppfrysningshastigheter av objekter i bakken. Datamaterialet viser imidlertid at det er størst oppfrysning i en sone 15-20 cm under bakkeoverflaten og at hastigheten avtar med dypet (f.eks Chambers 1967). Frostprosessene i permafrostområder er aktive i en dybde som svarer til det aktive laget og utenfor permafrosten så dypt ned som vintertelen går på stedet.

#### 4.2. Metode for beregning av telehiv og oppfrysing

Det finnes en rekke kriterier for å vurdere om en jordart er telefarlig eller ikke (f.eks. Berntsen, 1993). De mest brukte kriteriene bygger på segresjonspotensialet og kornfordeling (Instanes, 1997).

##### *Segresjonspotensial*

Telehivhastigheten kan defineres som:

$$dh/dt = 1,09 v(t) + 0,09 n dz/dt \quad (1)$$

hvor

$$\begin{aligned} dh/dt &= \text{telehivhastighet} \\ v(t) &= \text{hastigheten av vannet som transporteres mot frysefronten} \\ n &= \text{porøsitet} \\ dz/dt &= \text{frostfrontens penetrasjonshastigheter} \end{aligned}$$

Konrad (1989) viste ved eksperimentelle forsøk at ved endimensjonal frysing av et jordelement vil hastigheten av vann som transporteres til frysesonen være proporsjonal med temperaturgradienten. Denne proporsjonalitetsfaktoren ble betegnet *segresjonspotensialet* eller telehivpotensialet for en jordart. Segresjonspotensialet er et mål på en jordarts evne til å danne islinser og er definert som:

*”Hastigheten av vanntransport til frysesonen dividert med temperaturgradienten ved frysesonen”*

og kan uttrykkes som

$$\begin{aligned} SP &= v(t) / \text{grad } T_f(t) \quad \text{mm}^2 / (\text{s} * ^\circ\text{C}) \quad (2) \\ \text{hvor} \quad v(t) &= \text{hastigheten av vannet som transporteres mot frysefronten [mm/s]} \\ \text{grad } T_f(t) &= \text{temperaturgradient i frysesonen [}^\circ\text{C/mm]} \end{aligned}$$

Hvis dette uttrykket settes inn i likning (1) gir det følgende uttrykk for telehiv:

$$dh/dt = 1,09 * SP * \text{grad } T_f(t) + 0,09 * n * dz/dt \quad (3)$$

*Kornfordeling*

Tabell 4.1. Nordals telekriterium – Statens Vegvesens telekriterium. Dette kriteriet er det vanligste brukt i Norge, og tar kun hensyn til korngradering og gir ikke noe mål på størrelsen av telehiv.

| KLASSIFISERING         | Av materiale $\leq 19$ med mer |       |            |    |           |
|------------------------|--------------------------------|-------|------------|----|-----------|
|                        | Vektprosent materiale          |       |            |    |           |
|                        | $<0,002$ mm                    |       | $<0,02$ mm |    | $<0,2$ mm |
| T1: Ikke telefarlig    |                                |       | $< 3 \%$   |    |           |
| T2: Litt telefarlig    |                                |       | 3-12 %     |    |           |
| T3: Middels telefarlig | $> 40 \%$                      | eller | $> 12\%$   | og | $< 50\%$  |
| T4: Meget telefarlig   | $< 40 \%$                      | og    | $> 12 \%$  | og | $> 50 \%$ |

$< 0,002$  mm    tilsvare leirfraksjon  
 $0,02$  mm        tilsvare fin silt  
 $0,2$  mm          tilsvare fin sand

#### 4.3. Vurdering av forholdene for oppfrysning av blindgjengere i Hjerkinnskytefelt

Hjerkinnskytefelt har jevnt over et tykt dekke av løsmateriale. Størst utbredelse har morenemateriale avsatt av innlandsisen. I de høyeste områdene er det i tillegg en god del forvittringsmateriale. I lavere partier finnes det lokalt sedimenter i dels store mengder avsatt under isavsmeltingstiden. De lavere delene av skytefeltet er dominert av mer finkornet materiale og mindre av blokker i de høyere partiene.

Innenfor skytefeltet på Hjerkinnskytefelt er det mange steder god tilgang på vann i bekker og som sig fra myrer og grunnvann. I de høyere delene av feltet er det en rekke vannkilder i tilknytning til permafrosten.

Utbredelsesmønsteret av løsavleiringer i Hjerkinnskytefelt (kapittel 2), temperaturforholdene i bakken (kapittel 3) og tilgangen på vann i feltet, tilsier at:

- Dalene og lokale forsenkninger i landskapet representerer felt med middels til dels stor telefare. Typiske eksempler på denne typen områder finner en i de midtre og indre delene av Svånådalen, Grøndalen, innerst i Grisungdalen, i området mellom Storranden og E6, øst og nord for HFK-sletta og mellom Haukberget 1 og Haukberget 2. Telen i disse områdene når ned til 1 – 2 m dyp, avhengig av snøforhold og jordtype på stedet. Oppfrysningshastigheten for blindgjengere og ammunisjonsrester i disse områdene er beregnet til 5 – 20 mm/år.
- Oppfrysningshastigheten i de høyere delene av området der vanntilgangen er liten og der materialdekket er grovt er beregnet til 0-5 mm/år.
- Oppfrysningshastigheten vil være høyest for objekter som ligger nær overflaten ( $< 0,5$  m dyp)

I områder med middels til meget telefarlig jord vil blindgjengere som i dag er på 0,2 m dyp vil litt etter litt fryse opp til overflaten i løpet av en tidsperiode på 10-40 år. Det blir stadig færre blindgjengere liggende igjen i bakken. Tilsvarende vil blindgjengere i skytefeltet som har mindre telefarlig jord, trenge 50-100 år eller mer for å komme opp til bakkeoverflaten. Det er vanskelig å si hvorvidt framtidige klimaendringer vil påvirke denne prosessen i noen større grad.

For en mer detaljert beregning og mer inngående redegjørelse av oppfrysningsprosessen innenfor Hjerkinnskytefelt, trengs detaljerte feltmålinger. Det kan også være nødvendig med laboratorieforsøk der en tar med jordprøver fra feltet til frysing under fullt kontrollerte forhold. Videre undersøkelser kan best planlegges under feltbefaringer sammen med Forsvaret og andre delutredere på prosjektet.

## Referanser

- Berntsen, G. 1993. Reduksjon av bæreevnen under teleløsning. Universitetet i Trondheim, Norges Tekniske Høgskole, Institutt for Veg- og Jernbanebygging, Dr-ing.-avhandling 1993: 64.
- Chambers, M.J.G. 1967. Investigations of patterned ground at Signy Island, South Orkney Islands. III: Miniature patterns, frost heaving and general conclusions. *Bulletin, British Antarctic Survey* **12**, 1-22.
- Etzelmüller, B., Berthling, I. & Sollid, J. L. 1998. The distribution of permafrost in southern Norway - a GIS approach. *Seventh International Conference on Permafrost*, (Yellowknife, 23-27 June 1998), *Collection Nordicana* **57**, 251-258.
- Gudevang, E. 1999. Permafrostens avhengighet av klima og topografi – Undersøkelser i Jotunheimen og på Dovrefjell. *Hovedoppgave i geografi (Geomorfologi)*, *Geografisk institutt, Universitetet i Oslo*. 78 sider.
- Haerberli, W. 1973. Die Basis Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* **9**, 221-227.
- Hauck, C. 2001. *Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains*. PhD-thesis, VAW-ETH Zurich, Switzerland. Mitteilungen Nr. 171.
- Heggen, E.S.F., Juliussen, H. og Etzelmüller, B. innsendt. Mountain permafrost in the Søren massif, Central-Eastern Norway. Konferanseartikkel til den åttende internasjonale permafrost konferansen, Zurich 2003.
- Instanes, A. 1997. Telemekanismer og jordarters telefarlighet. *Frost i jord – sikring mot teleskader*. Norsk Sivilingeniørers forening, 15-17. september 1997, Storefjell Høyfjellshotell, Gol.
- Isaksen K, Hauck C, Gudevang E, Ødegård RS, Sollid JL. 2002. Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data. *Norwegian Journal of Geography* **56**: 122-136.
- Konrad, J.-M. 1989. Segregation potential-pressure-salinity relationships near thermal steady state for a clayey silt. *Canadian Geotechnical Engineering* **27**, 203-215.
- Liestøl O. 1976. Pingos, springs and permafrost in Spitsbergen. *Norsk Polarinstituttets Årbok* 1975, 7-29.
- Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1981. *Kvartærgeologisk verneverdige områder i Midt-Norge*. Miljøverndepartementet. Avdelingen for naturvern og friluftsliv. Rapport T-524, 1-207.
- Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1997. *Geomorfologien på Dovrefjell*. Fylkesmannen i Hedmark, Miljøvern avdelingen, rapport nr. 13/97. 39 sider + vedlegg
- Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1998. Palsa bogs as a climate indicator – examples from Dovrefjell, southern Norway. *Ambio* **27**, 287-291.



Sætre, S. 1997. Undersøkelser av permafrost i Snøhetta-området, Dovrefjell, Sør-Norge. Master's (Cand Scient) thesis, Department of Geography, University of Oslo. *Rapportserie i naturgeografi, Universitetet i Oslo, Report Nr 9*. 64 pp.

Ødegård, R. S., Hoelzle, M., Johansen, K. V. & Sollid, J. L. 1996. Permafrost mapping and prospecting in southern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 50, 41-53.