



NGU Rapport 2000.117

Delrapport: Løsmassekartlegging og
isavsmeltingshistorie i Skarpdalen,
Tydal kommune - grunnlag for hydrogeologisk
vurdering ved planlagt kraftverkstunnel.

Rapport nr.: 2000.117		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen	
Tittel: Delrapport: Løsmassekartlegging og isavsmeltingshistorie i Skarpdalen, Tydal kommune – grunnlag for hydrogeologisk vurdering ved planlagt kraftverkstunnel.				
Forfatter: Harald Sveian, Torleif Lauritsen og Bernt O. Hilmo		Oppdragsgiver: Trondheim Energiverk Kraft AS / NGU		
Fylke: Sør-Trøndelag og Nord-Trøndelag		Kommune: Tydal og Meråker		
Kartblad (M=1:250.000) Trondheim		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1721 II Esandsjøen		
Forekomstens navn og koordinater: Skarpdalen. Sone 32V, WGS 84: 64100, 700800		Sidetall: 23 Pris: 124,- Kartbilag:		
Feltarbeid utført: juni 2000	Rapportdato: Desember 2000	Prosjektnr.: 2712.16	Ansvarlig: <i>Astrid Lyså</i>	
Sammendrag:				
<p>Sommeren 2000 ble det utført relativt grundige løsmasseundersøkelser med kvartærgeologisk kartlegging, sonderboringer og georadar målinger, samt grunnvannsundersøkelser innen et 8 km² stort område ved Skarpdalen i Tydal. Bakgrunnen var et oppdrag for Trondheim Energiverk Kraft AS hvor NGU ble bedt om å foreta konsekvensutredning for grunnvannsforholdene og vurdering av overdekning i forbindelse med en planlagt overføringstunnel for vann fra Finnkoisjøen til Essandsjøen. Best mulig kjennskap til løsmassene og deres egenskaper var et nødvendig grunnlag for utredningen.</p> <p>Det kvartærgeologiske kartet som ble utarbeidet er framstilt digitalt og vil inngå i NGUs kvartærgeologiske kartdatabase som en del av 1:50 000-kartbladet Esandsjøen 1721 II. Denne rapporten er i hovedsak en beskrivelse til kartet. Løsmassegeologien og den kvartærgeologiske utviklingshistorien beskrives. Smeltevannsdreneringen i Skarpdaltraktene har vært viktig for dannelsen av de tykke og til dels meget permeable løsmassene som ligger i dalen. Det ble lagt spesiell vekt på å registrere alle større naturlige grunnvannsutslag (kilder) i dette prosjektet. De største kildene ligger ved foten av skråninger i tykke og permeable breelavsetninger. Det ble påvist løsmasser med større tykkelse enn forventet i deler av området, noe som kan føre til at den planlagte tunnelen må flyttes litt for å oppnå tilstrekkelig felloverdekning. Dette omtales nærmere i egen oppdragsrapport (NGU-Rapport 2000.090).</p> <p>Dataene fra boringer og georadarprofiler har vært avgjørende for å fastslå løsmassenes tykkelse, lagdeling, kornstørrelse, samt grunnvannsspeil og permeabilitet. Bare et fåtall av alle disse dataene er tatt med her i den kvartærgeologiske rapporten. Mer fullstendig rapportering av dataene og deres betydning for de hydrogeologiske vurderingene i konsekvensutredningen publiseres i oppdragsrapporten, som allerede er oversendt oppdragsgiver i en foreløpig versjon.</p>				
Emneord: Kvartærgeologi		Løsmasser	Geofysikk	
Sonderboring		Isavsmelting	Grunnvann	
			Fagrapport	

INNHOOLD

1.	INNLEDNING.....	4
1.1	Bakgrunn og formål	4
1.2	Gjennomføring og rapportering	4
2.	OMRÅDEBESKRIVELSE.....	4
2.1	Beliggenhet og topografi.....	4
2.2	Berggrunnsgeologi.....	6
3.	FELTARBEID OG DATAGRUNNLAG.....	6
3.1	Foreliggende kart og litteratur.....	6
3.2	Kvartærgeologisk kartlegging.....	6
3.3	Geofysiske målinger og sonderboringer	8
3.3.1	Georadarmålinger.....	8
3.3.2	Sonderboringer.....	8
4.	KVARTÆRGEOLOGI – ISTIDSSPOR OG LØSMASSER.....	9
4.1	Isbevegelser.....	9
4.2	Isavsmeltning og smeltevannsdrenering	9
4.2.1	Hovedtrekk.....	9
4.2.2	Vukutrinnet	11
4.2.3	Siste nedsmelting	13
4.3	Løsmassene	15
4.3.1	Bergartsinnhold.....	15
4.3.2	Breelavsetninger	18
4.3.3	Bresjøavsetninger.....	18
4.3.4	Morenemateriale	21
4.3.5	Elve- og bekkeavsetninger	22
4.3.6	Torv og myr	22
5.	REFERANSER.....	23

FIGURER

- Figur 1. Lokaliseringskart
- Figur 2. Berggrunnskart
- Figur 3. Isbevegelser
- Figur 4. Rekonstruksjon av innlandsis
- Figur 5. Smeltevannsdrenering
- Figur 6. Kvartærgeologisk kart
- Figur 7. Topografisk detaljkart
- Figur 8. Kart over borhull og georadarprofiler
- Figur 9. Georadarprofiler, utsnitt

1. INNLEDNING

1.1 Bakgrunn og formål

Trondheim Energiverk (TEV) har planer om å overføre vann fra Finnkoisjøen til Esandsjøen og Nesjøen via en 12-13 km lang overføringstunnel hvor det også er planlagt inntak av flere bekker. En mer detaljert beskrivelse av planene er gitt av TEV i forbindelse med *Melding om igangsatt planlegging etter Plan- og bygningsloven og Forslag til konsekvensutredningsprogram* (Trondheim Energiverk, 1999)

TEV har engasjert Norges geologiske undersøkelse (NGU) til å vurdere hvilke konsekvenser utbyggingen har på vannforsyning i Skarpdalen og grunnvannsnivået i området langs tunneltraseen. I tillegg er oppdragsgiver interessert i å få vurdert om det er tilstrekkelig fjelloverdekning langs den foreslåtte tunneltraseen.

Formålet med denne rapporten er å presentere et kvartærgeologisk kart og beskrive løsmassegeologien i området som et grunnlag for å kunne utrede de nevnte problemstillinger.

1.2 Gjennomføring og rapportering

Da det ikke forelå noe detaljert kvartærgeologisk kart over dette området, har NGU utført nykartlegging og supplerende undersøkelser med georadar og sonderboringer for å få kjennskap til løsmassenes dannelsesmåte, tykkelse, lagdeling, utbredelse, og dels også deres egenskaper mht. vanngjennomstrømning og grunnvannstand.

Feltundersøkelsene har bestått av følgende:

- Feltbefaring, kvartærgeologisk kartlegging og registrering av grunnvannskilder i uke 26.
- Georadarmålinger i uke 28.
- Sonderboringer i løsmasser og måling i grunnvannskilder i uke 31.
- Installering av sonder for automatisk måling av grunnvannsnivå og måling i grunnvannskilder i uke 41.

Kvartærgeologien, inklusive en del data fra boringene og georadarmålingene, rapporteres med dette i desember 2000. Det kvartærgeologiske kartet som følger rapporten (figur 6) dekker et utsnitt av 1:50 000-kartbladet Esandsjøen 1721 II, og vil for ettertiden inngå i NGUs digitale kvartærgeologiske kartdatabase. Rapporten er ment å skulle fungere også som en faglig beskrivelse til kartet.




Oppdragsrapporten om de hydrogeologiske vurderingene og tunneloverdekningen (NGU-rapport 2000.090) ble utarbeidet i foreløpig versjon og oversendt TEV i november 2000 (Hilmo m.fl. 2000). Endelig versjon, som bl.a. inneholder alle boredata og komplette georadarprofiler, vil foreligge sommeren 2001 når alle langtids målinger av grunnvann er klare.

2. OMRÅDEBESKRIVELSE

2.1 Beliggenhet og topografi

Skarpdalen er navnet på den øverste delen av en sidedal som strekker seg i nord-sør retning øst for det høye fjellmassivet ved Fongen og går ned i Tydalen langs elva Lødølja (se figur 1 og 3). Det kartlagte området ligger mellom Finnkoisjøen og Skarpdalsvollen og utgjør ca. 8



-  Omriss av kartlagt område
-  Tunneltrasé
-  Passpunkt

Figur 1: Topografisk kart.

km². Det omfatter dalbunnen og østre dalside opp mot kote 800, begrenset til østsida av Lødølja og nordsida av sideelva N. Sankåa. Overføringstunnelen mellom Finnkoisjøen og Esandsjøen er planlagt under østre dalside i Skarpdalen og videre sørover under Sankådalen (figur 1).

Ved Skarpdalen ligger dalbunnen 700 – 730 m o.h. Høydeforskjellene i de nærmeste omgivelsene er ca. 300 m. Fjellene mot nordøst er 800 - 1000 m høye og utgjør vannskillet mot Meråker. De nærmeste fjellene mot øst og sørøst danner et lokalt vannskille mot Esandsjøen. Her når også toppene opp mot 1000 m, mens det laveste passet mellom Skarpdalen og Esandsjøen ligger 765 m o.h. i Sankådalen. Sankådalen er en markert forsenkning i terrenget, omtrent i NV-SØ retning, som munner ut mot østre dalside av Skarpdalen. Omtrent samme retning i landskapet, men noe mindre markert, finner vi igjen der Lødøljas dal svinger nordvestover like NV for Skarpdalen. I dag ligger Finnkoisjøen, en regulert sjø 769 – 758 m o.h. her ved Lødøljas kilder, men tidligere var dette en liten fjelldal med vatn, tjern og noe dødislandskap.

2.2 Berggrunnsgeologi

Bergartene i Skarpdalområdet tilhører Trondheimsdekket, som her hovedsakelig består av lettvitrende skifre med lag av litt hardere sandsteiner (figur 2). Sankådalens nordre del og Finnkoisjøens utstrekning faller sammen med strøkretingen i berggrunnen og danner derfor såkalte strøkdaler. Disse forsenkningene er utgravd langt senere av is der breen fikk tak til å grave ekstra mye langs svakheter som opptrer ved bergartsgrensene og parallelt med lagdelingen i bergartene.

Langt øst og sørøst, ved Sytan og omegn, ligger det eldre grunnfjellet med granitt- og rhyolittbergarter som har vært opphav til en viss andel av det løsmaterialet isen og smeltevannet fraktet med seg og avsatte i Skarpdalen.

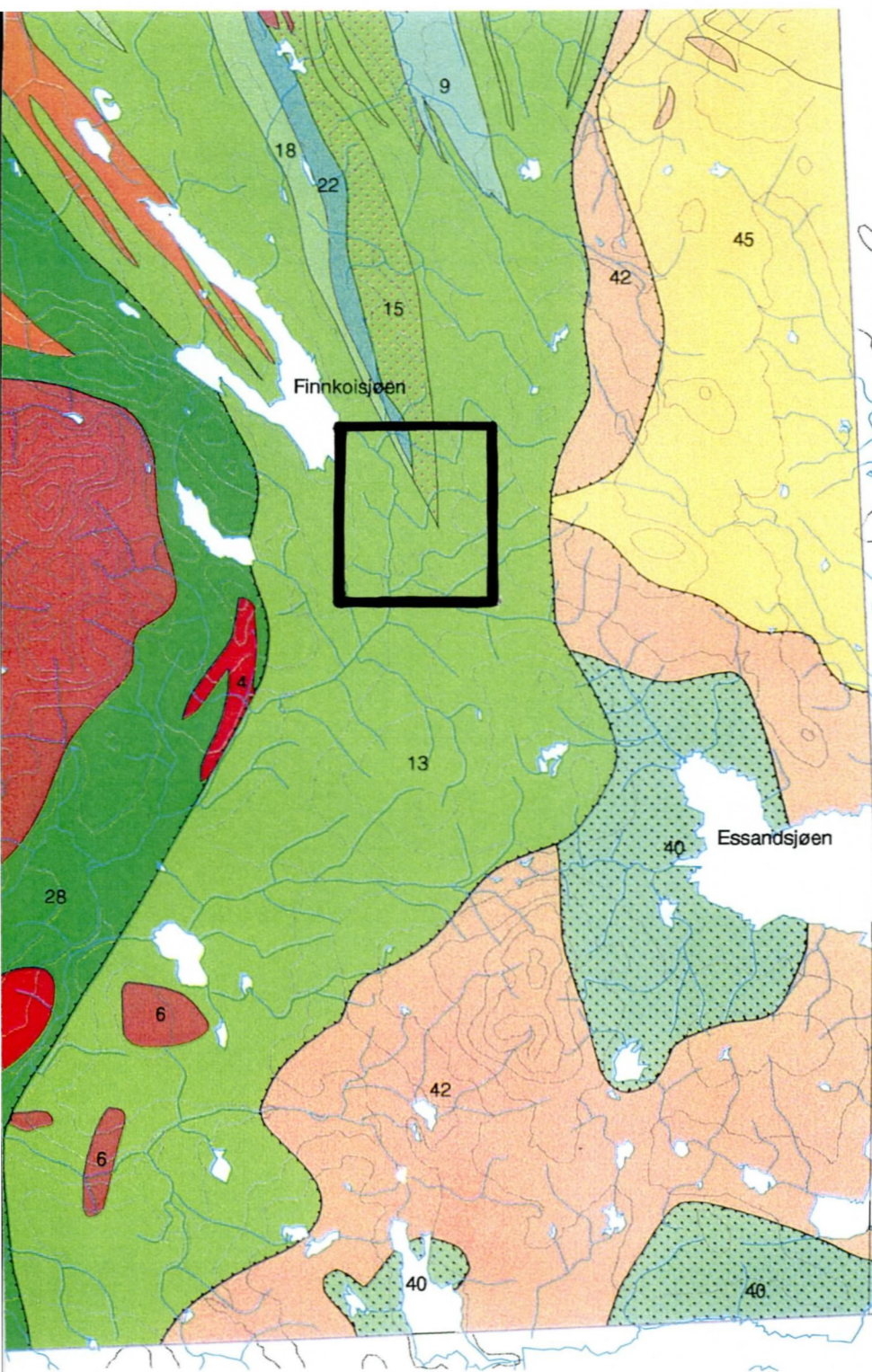
3. FELTARBEID OG DATAGRUNNLAG

3.1 Foreliggende kart og litteratur

Fra tidligere forelå det kun oversiktskart i liten målestokk: NGUs kvartærgeologiske fylkeskart over Sør-Trøndelag i M 1:250 000 (Reite 1990) og en rapport om kvartærgeologisk verneverdige områder i Midt-Norge m/ kart i M 1:500 000 (Sollid og Sørbel 1981). Disse er basert vesentlig på flyfototolkninger og inneholder lite detaljer. I Skarpdalområdet var det registrert morenemateriale, breelvavsetninger og torv, foruten noen hovedtrekk vedrørende isbevegelser, isavsmeltning og smeltevannsdrenering. Under en rask befaring i forbindelse med ei ny bok om geologi, gruvedrift og kulturminner i Selbu og Tydal ble det sommeren 1999 målt retninger på isskuringsstriper (figur 3 og 6) og konstatert bresjøavsetninger av siltig finsand i dalbunnen, og dessuten foretatt rekognosering fra småfly (Sveian og Rø 2001). Skarpdalen ble etter dette vurdert som et spennende kvartærgeologisk område.

3.2 Kvartærgeologisk kartlegging

Det ble utført relativt grundig feltarbeid med kartlegging av løsmasser og istidsspor i henhold til NGUs standard rutiner og feltmetodikk for kvartærgeologisk kartlegging i M 1:50 000 – nøyaktighet. Stikkbor og spade ble benyttet som håndredskaper ved den første overflatekartleggingen. På grunnlag av overflatebildet ble det så valgt ut områder for



TEGNFORKLARING

TRONDHEIMSDEKKEKOMPLEKSET

Dypbergarter

- 4 Kvartsdioritt (trondhemitt)
- 6 Gabbro

Sedimentære bergarter

Hovingruppen

- 9 Fyllitt, grå til svart
- 13 Leirskifer med lag av gråvakke
- 15 Gråvakkessandstein med lag av leirskifer
- 18 Fyllitt og gråvakke
- 22 Kalkspatholdig sandstein

Størengruppen

- 28 Glimmerskifer med lag av amfibolitt
- 29 Grønnstein og grønnskifer

SEVEDEKKET

- 40 Garbenskifer
- 42 Amfibolitt med lag av glimmerskifer

GRUNNFJELL

- 45 Kvartsskifer og gneis

Målestokk 0 6km

Kartet er et forstørret utsnitt av
Wolff, F.Chr. 1976 :
Berggrunnskart Trondheim 1:250 000
Norges geologiske undersøkelse



Figur 2. Berggrunnskart, utsnitt av kartblad Trondheim M 1:250 000 (Wolff 1976).

tilleggsundersøkelser med tyngre utstyr (se 3.3).

Ved den kvartærgeologiske kartleggingen registreres løsmasstype nær overflaten, eventuell lagfølge mot dypet, kornstørrelser, fjellblotninger, isbevegelsesretninger, løsmasstykkelse i skjæringer, og dessuten overflateformer, spylefelt og løp mV. Dette skal gi grunnlag for å forstå isens avsmelting og smeltevannets drenering (figur 4, 5 og 7), og dermed også løsmassenes dannelsesmåte, tykkelse og egenskaper. Grenselinjer mellom ulike avsetningstyper på det kvartærgeologiske kartet (figur 6) trekkes mest mulig fullstendig på flyfoto eller kart mens en er i felt.

I Skarpdalen ble det lagt spesiell vekt på å registrere alle større kilder (grunnvannsutslag) mens en var i felt. De som i juni 2000 hadde vannføring på minst 3 l/sek er vist i figur 6.

Etter feltarbeidet ble flyfoto (serie NLF 7628) for både Skarpdalen og tilgrensende områder gjennomgått på nytt før rentegning av det kvartærgeologiske kartet.

Prøver ble ikke tatt av løsmassene fordi det ikke var budsjettert med nærmere undersøkelse av kornstørrelse, permeabilitet eller mineralogi innen rammene for dette prosjektet.

3.3 Geofysiske målinger og sonderboringer

Overflatekartleggingen ble supplert med sonderboringer og georadar-målinger som har gitt viktige opplysninger om løsmasstype, kornstørrelse, lagdeling, tykkelser og dybde til fjell/grunnvannsnivå. Slike data er avgjørende når en skal vurdere matningsområder (infiltrasjonsområder) og eventuelle skadevirkninger for grunnvanskildene og anslå fjelloverflatens høyde over tunneltraseen.

Borpunktene og georadarprofilenes beliggenhet er avmerket på eget kart (figur 8). Bare borpunktene og noen utvalgte opplysninger om tykkelse og lagfølge har fått plass på det kvartærgeologiske kartet (figur 6). Eksempler på utskrifter fra georadarmålingene (med tolkning) er vist som illustrasjoner til beskrivelsen av løsmassene (figur 9). Resultatene og metodene er nærmere beskrevet i NGU-rapport 2000.090.

3.3.1 Georadarmålinger

Georadar er en geofysisk metode som gir informasjon om løsmasstype, løsmasstykkelse og grunnvannsnivå. Målingene ble utført med digital georadar av typen pulse EKKO 100 (Sensors & Software Inc., Canada). Det ble benyttet 100 MHz-antenner.

Det ble til sammen kjørt 13 georadarprofiler med lengde varierende mellom 100 og 1075 m. (Et planlagt profil nr. 9 ble ikke målt og mangler derfor i nummereringen.) For mange av profilene er dyp til fjell og grunnvannsnivå vanskelig å bestemme. Flattliggende og delvis forvitrede skiferlag kan gjøre at overgangen mellom løsmasser og fjell trer uklart fram på profilene. Til støtte for tolkingen er resultatene fra sonderboringer i området benyttet. Boringer som ligger på eller nær georadarprofilene er avmerket på optakene.

3.3.2 Sonderboringer

Sonderboringene ble gjort med en beltegående borerigg av typen HAFO. Boringene gir opplysninger om kornstørrelse, lagdeling, m.m. og er et grunnlag for tolkning av

løsmasstype og dyp til fjell. For å kunne måle grunnvannsnivået ble det i enkelte borehull satt ned Ø36 mm observasjonsbrønner med 1 m slisset filter.

Det ble til sammen utført 10 sonderboringer i løsmasser. I alle borehull, unntatt hull nr. 6, ble det påtruffet fjell. Løsmassetykkelsen varierer mellom 5 m og 20 m, og er størst i borehullene nr. 1, 3, 4 og 10.

4. KVARTÆRGEOLOGI – ISTIDSSPOR OG LØSMASSER

I det følgende er kartreferanse angitt i parentes (UTM-koordinat som 6-sifret tall).

4.1 Isbevegelser

Isbevegelsene (figur 3) er rekonstruert på grunnlag av alle kjente regionale data.

I fjellene like øst for det kartlagte området ligger det bunnmorenedekke med et par drumliner som har lengderetning mot nordvest. De forteller, sammen med andre data, at så lenge isen var tykk nok til å passere over Skarpdaltraktene har den hovedsakelig beveget seg i nordvestlig retning, dvs. omtrent parallelt med hoveddalføret i Tydalen.

Etter hvert smeltet isen ned slik at mange av fjelltoppene rundt Skarpdalen begynte å stikke opp. I tiden omkring Vukutrinnet (se 4.2.2) fikk vi en fase med innflytelse av aktiv is som beveget seg i sørvestlig retning fra Storlien-området mot søndre del av Meråker kommune (Reite 1994). Isbevegelsen i Skarpdalen og nordre deler av Tydal kommune ble påvirket av dette og dreide mer vestlig enn før, som antydnet med blå piler i figur 3 og 4. Dette var mulig fordi isen i hoveddalen i Tydalen ble mindre aktiv mot nordvest etter hvert som flere høye fjell ved riksgrensa og på vannskillet mot Brekken stakk opp og hindret bevegelsen forbi Sylan og Skarddørsfjella.

En måling av kryssende isskuringsstriper ble utført (med 400-graders kompass) på en flattliggende fjelloverflate i Skarpdalen i 1999 (UTM 406075):

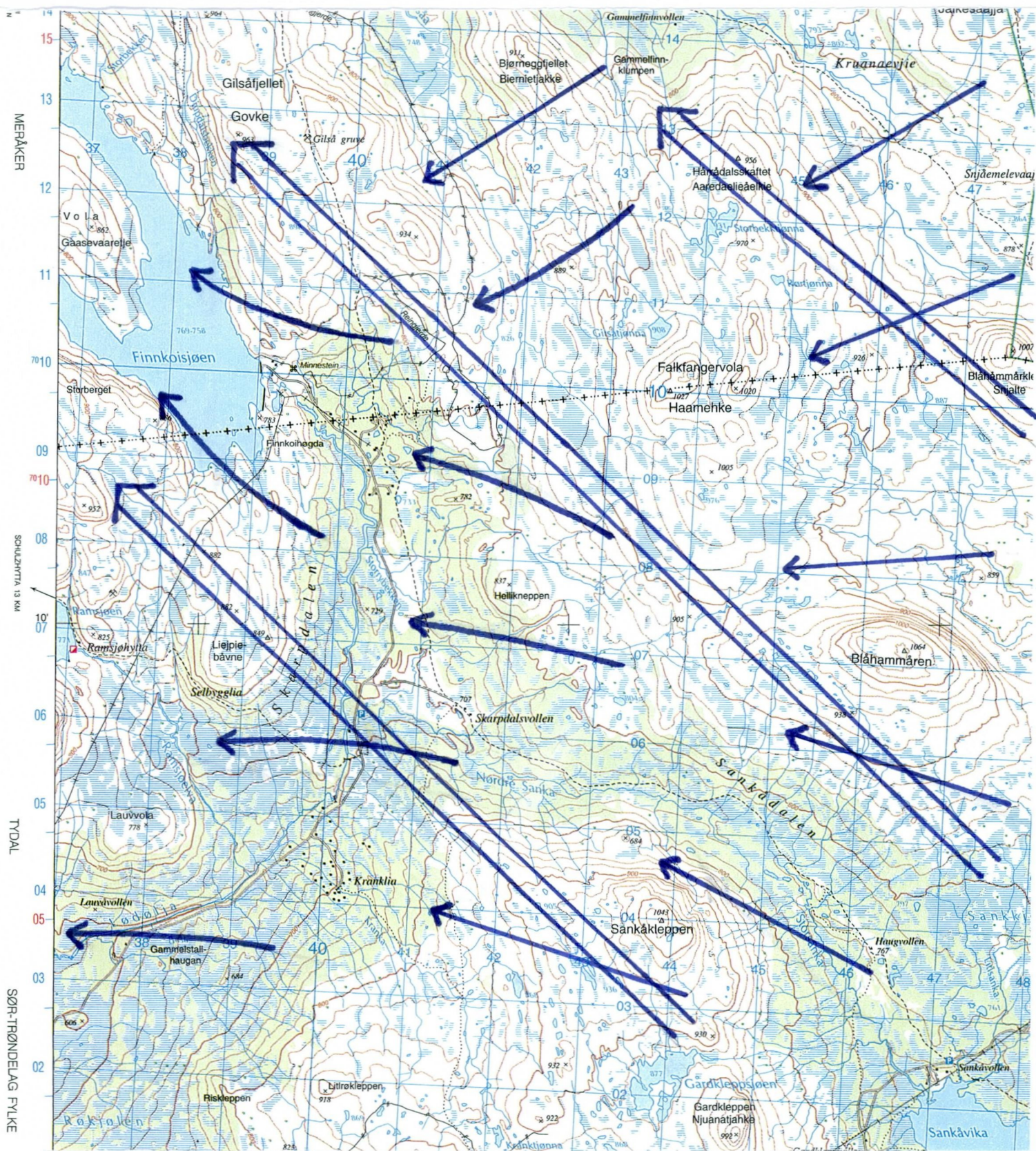
- 1) eldste bevegelse mot 347grader,
- 2) deretter en bevegelse mot 334 grader,
- 3) en yngste bevegelse mot 306 grader.

Dette bekrefter en gradvis dreining fra nordvest mot vest i slutfasen.

4.2 Isavsmeltning og smeltevannsdrenering

4.2.1 Hovedtrekk

Innlandsisen smeltet bort fra østre deler av Trøndelag for 10 000 – 9500 år siden (¹⁴C-år). De høyeste fjellene begynte å stikke opp av isen noe tidligere. Under nedsmeltningen har Skarpdalen fungert som et viktig dreneringsområde for smeltevann fra store arealer lenger sør og sørøst, både fra Esandsjøen/Nesjøen- området og fra svensk side av grensefjellene (Sveian og Rø 2001). Det var en høyere isoverflate langt inne i Sverige som ledet smeltevannet mot nordvest, og breelvene fant helt andre veger enn dagens vassdrag.



Figur 3. Rekonstruksjon av isbevegelsene. Eldste retning mot nordvest (doble piler) og yngste retning mot vest (enkle piler).

4.2.2 Vukutrinnet

Kartet i figur 4 viser en rekonstruksjon av landskapet slik vi mener det har sett ut på det stadiet av isens nedsmelting som har blitt kalt "Vukutrinnet" og er datert til 10 000 – 9900 år før nåtid (Sveian og Solli 1997). På dette stadiet var det relativt tynn is over Skarpdalen og mesteparten av grensefjellene mellom Tydal og Meråker, men i de to hoveddalenene lå det tykkere is som begynte å ta form av lange dalutløpere fra innlandsisen. Høyden og helningen på isoverflata er antydnet med hvite kotelinjer på figuren.

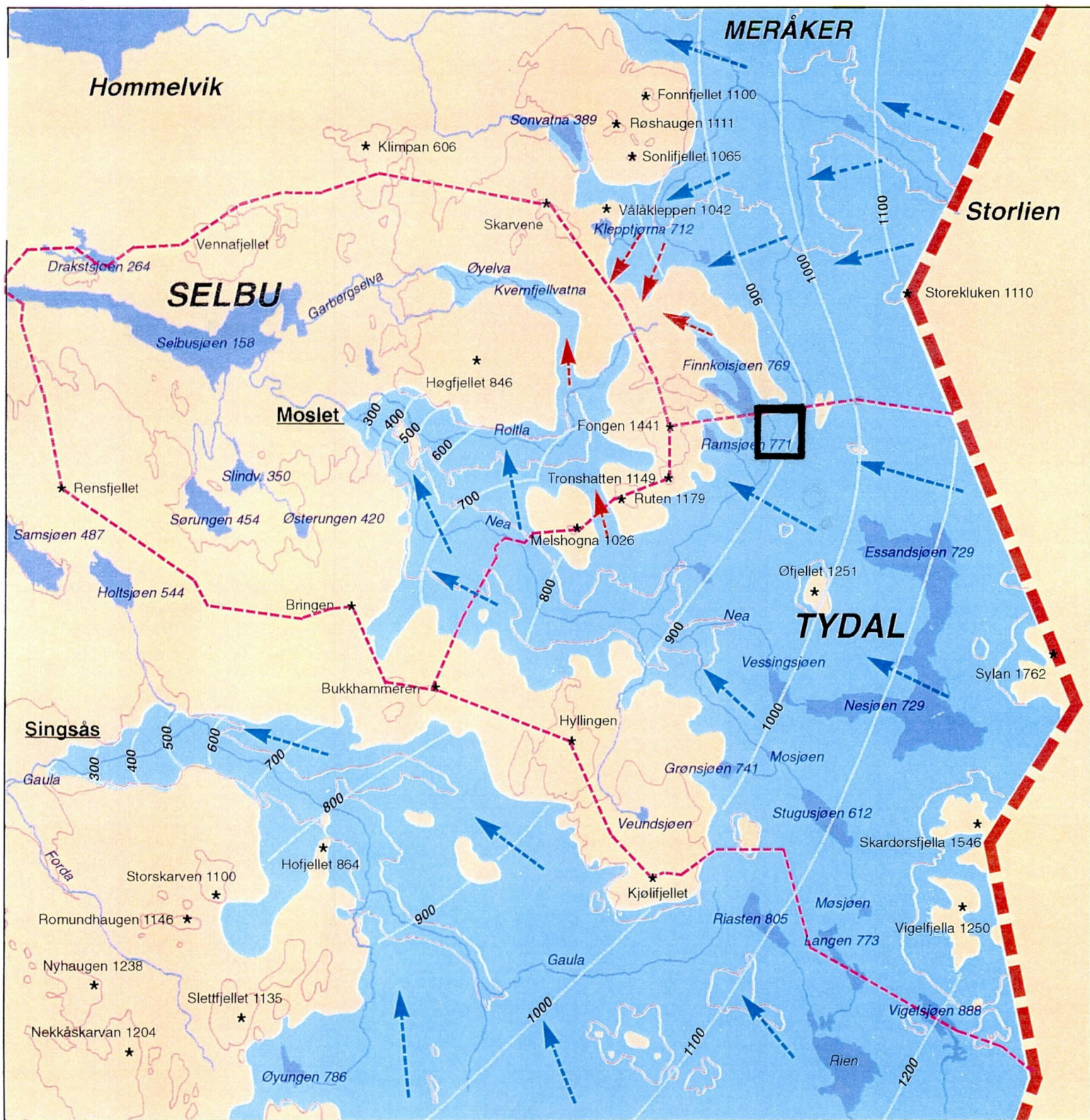
Ved Moslett i Selbu ble et stort breelvdelta avsatt 200 m o.h foran brefronten i daværende Trondheimsfjord (Sveian og Rø 2001). Deltaets høyde stemmer overens med havnivået i Trondheimsregionen for 10 000 år siden, og dermed har vi i Neadalføret en indirekte aldersbestemmelse av trinnet. Dette understøtter vår tolkning av at Tydalen var isdekt helt ned til Moslett under Vukutrinnet. I Meråker er trinnet knyttet til randmorener og iskontakter i Nautfjellet ca. en mils veg nordvest for Finnkoisjøen (Reite 1994), og lokalt kan vi derfor like gjerne kalle det "Nautfjelltrinnet".

I Skarpdalen lå det den gang is opp til om lag 900 m o.h., dvs. bare et par hundre meter tykk is over dalbunnen, og enda tynnere is var det ved Finnkoisjøen. Smeltevannet rant mot nordvest, som antydnet med røde piler i figur 5A. Det hadde allerede begynt å prege landskapet i 800 – 900 m høyde, både med avsetninger og med erosjonsspor. Videre rant smeltevannet under brerestene i en tunnel der det ble avsatt sand og grus som i dag utgjør en 7-8 km lang esker langs Finnkoisjøen (markert med røde prikker i figur 5A). Avløpet var et passpunkt nær 790 m o.h. like NV for Finnkoisjøen der vannet fant vegen videre ned mot øvre Roltla. Hovedretningen for smeltevannet mot nordvest var motsatt av dagens dreneringsretning i Skarpdalen. Det var isoverflatas svake helning sammen med vanntrykket som bestemte hvilken retning vannet skulle ta. Dreneringen kunne gå både oppå, langsmed, under, eller i sprekker og kanaler inne i breen.

Vi ser mange spor etter det vannet som rant i ca. 800 m høyde. Ved UTM-koordinat (415094) må det ha blitt avsatt grus i en smal lokal bredemt sjø mellom isen og dalsida. En terrasseflate på 795–800 m o.h. svarer godt til passpunktet nær 790 m o.h. nordvest for Finnkoisjøen når vi tar hensyn til den skrå landhevningen (ca. 1 m/km) som senere har funnet sted. På et platå i lia ovenfor Skarpdalsvollen er det også spor i form av grussletter og tørrlagte løp i 800-810 m høyde etter denne dreneringen langs dalsida (UTM 427078). Disse ligger delvis utenfor kartet i figur 6. Smeltevannssporene er imidlertid ikke helt sammenhengende. Innimellom må det derfor ha vært mer flatemessig drenering under isen som vi ikke ser tydelige spor av.

Mest sannsynlig gikk alt vannet helt eller delvis ned under isen (subglasialt eller sublateralt). Nordøst for Skarpdalsvollen er det registrert en spylesone hvor løsmassene er vasket bort i dalsida opptil 120 m høyere enn det omtalte 800 meters vannivået. I overkant av spylesonen kan breoverflata ha ligget mens vannet søkte ned dalsida under isen til ca. 800 m-nivået, og deretter gikk vannstrømmen ut mot passet på 790 m. Opp til dette nivået var ismassene antagelig helt vannmettet. (Modell for smeltevannsdrenering mot passpunkt: B. Follestad, pers. medd.)

I forbindelse med den nevnte spylesonen har det i startfasen av dette stadiet vært overløp over et lokalt pass nesten 920 m o.h. mellom Blåhammaren og Falkfangervola (UTM 451078) og mot isen i Skarpdalen. Da må isoverflata øst for passet ha vært på minst 920 m o.h. for å kunne lede vannet over passet. Deretter ble dette passet tørrlagt, og da måtte smeltevann fra øst ta vegen rundt sørsida av Blåhammaren og komme til Skarpdalen via den tynne isen som



Figur 4. Rekonstruksjon av landskapet under Vukutrinnet /Nautfjelltrinnet for ca. 10 000 år siden. Isfrie områder har gulbrun farge og innlandsisen er lys blå. Blåe piler viser isbevegelse og hvite linjer illustrerer høydekoter for breoverflaten. Røde piler er overløpass for smeltevannselver som rant over lokale vannskiller (isdirigert drenering) hvor det i dag ikke renner vann i det hele tatt. Legg merke til at Skarpdalen og Finnkoisjøen hadde avløp mot NV til øvre Roltla, mens området i dag drenerer mot sør. Kartet er en foreløpig utgave, etter Sveian og Rø (2001).

ennå lå gjennom Sankådalen. Et par km nordøst for Blåhammaren ble det etter hvert dannet en 2-3 km² stor sandavsetning med terrassenivå 820-825 m o.h. ved enden av en lang esker som kommer fra øst og inn mot Sandtjønna. Her har det eksistert en betydelig bredemt sjø, og tidspunktet kan være slutfasen av Vukutrinnet. Da det ikke er noen fjellpass i området som kunne ha regulert en bredemt sjø i denne høyden, er det trolig at også den var styrt av 790-passet NV for Finnkoisjøen, og at avløpet mest sannsynlig kan ha gått på sørsida av Blåhammaren, inn gjennom Skarpdalen og forbi Finnkoisjøen. Bresjønivået ca. 820 m o.h. svarer godt til passhøyden ca. 790 m o.h. når vi tar hensyn til landhevninggradienten.

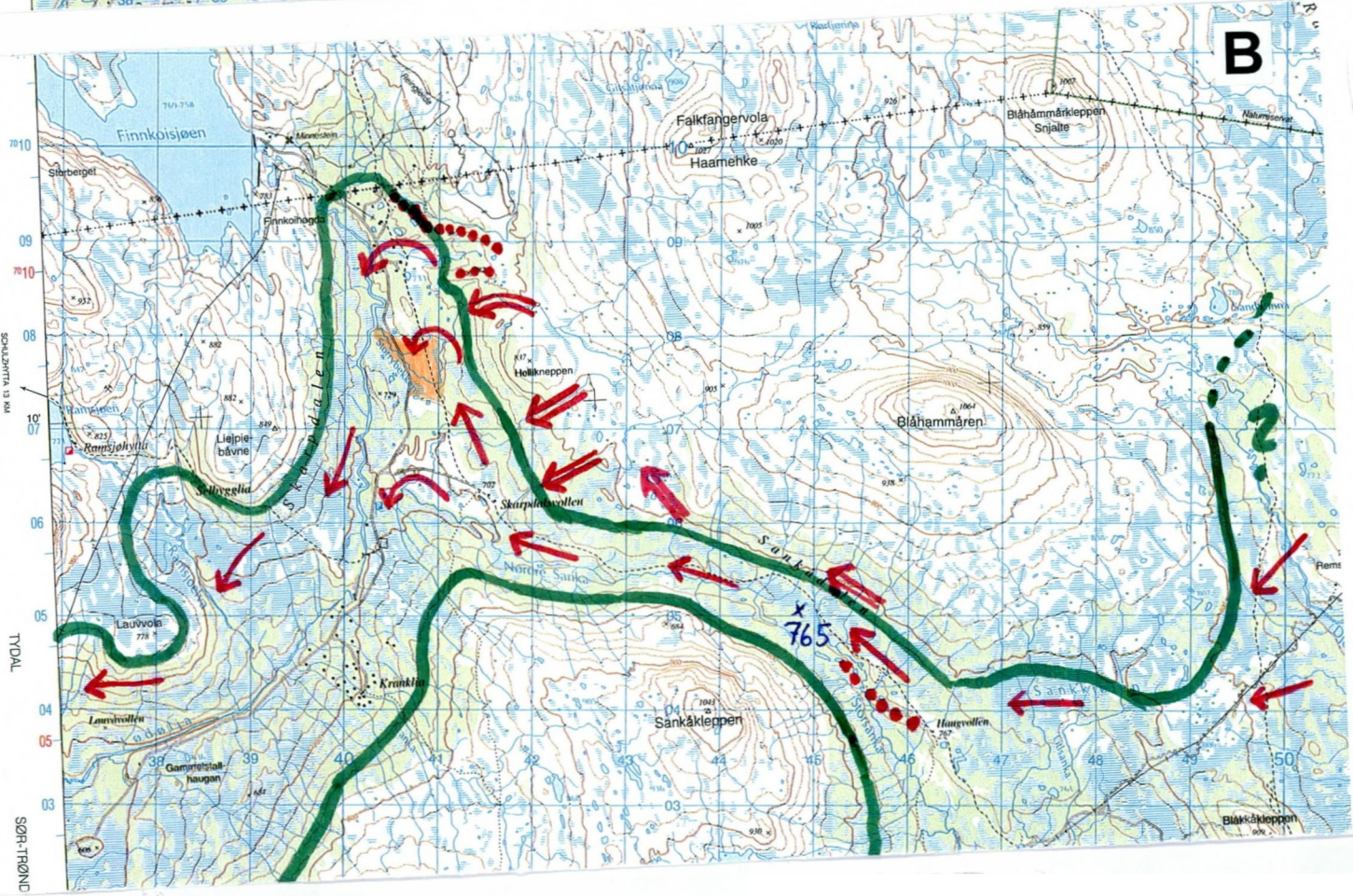
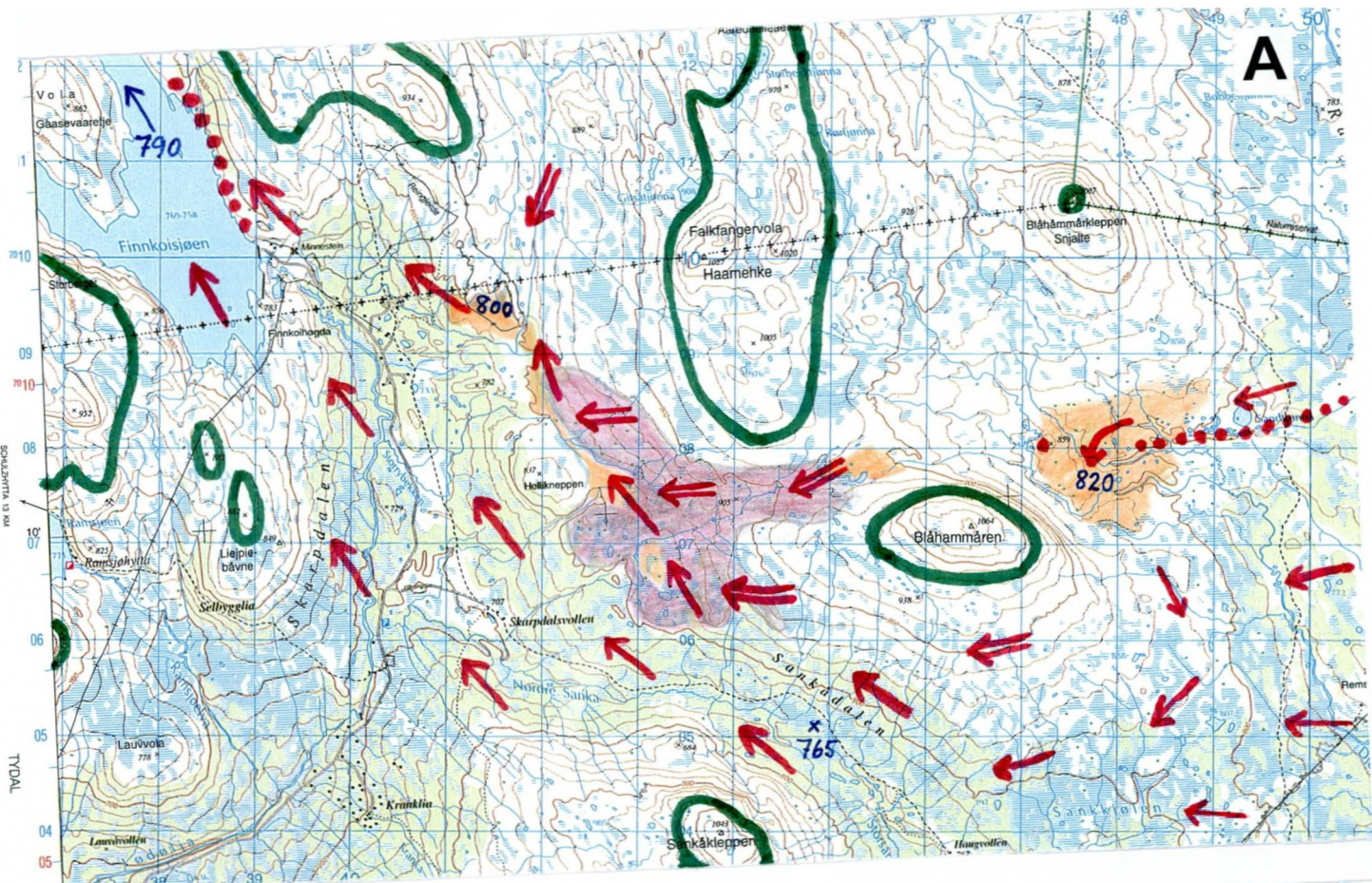
4.2.3 Siste nedsmelting

Med videre nedsmelting av breen opphørte snart dreneringen gjennom Finnkoisjø-eskeren, da isoverflata ikke lenger kunne "løfte" vannet over 790 m-passet. Vannet måtte da finne avløp i lavere terreng, og det må ha gått sørvestover langs ismassene i Lødøljas dal, uten at vi ser nevneverdige spor av det i dagens landskap. Det er flere tydelige spor etter denne omleggingen av dreneringen mot lavere terreng i østre del av det kartlagte området. Vannet har først søkt seg ned fra 800 m-nivået (tegnet med doble piler på figur 5B): Det har gravd ut gjel i fjellgrunnen langs to bekker (UTM 420064) og (UTM 422072) og vasket bort morenedekket i et stort spylefelt fra 800 og ned til 740 m o.h. (UTM 415083). Nord for dette spylefeltet er det et parti med grusig materiale som har ujevn overflate med hauger og små groper (se også figur 7), og i 780 m høyde starter flere små eskere som fører nedover dalsida. Alt dette tolkes som "tapning" av smelte vann fra 800 m nivået og ned under isen mot ca. kote 740-750. I morenedekket lenger sør i dalsida ble det deretter dannet flere laterale løp med bare svak helning mot nord i nivå 760-720 m o.h.

Snart kom breoverflata også lavere enn 765 m-passet i Sankådalen. Isen i Lødøljadalen ble da adskilt fra den isen som fortsatt lå igjen i hele Esandsjø-Nesjøbassenget. Det er lite spor som tyder på at smelte vannet deretter kan ha fortsatt å strømme over passet i Sankådalen særlig lenge. I så fall måtte det ha vært spor etter en åpen bredemt sjø med strandlinjer og finkornige sedimenter på østsida av passet. Dette er riktignok ikke nærmere undersøkt, men flyfotoene gir ikke inntrykk av noen nevneverdig slik sjø. Det betyr at alle smelte vannsspor i Skarpdalen som skyldes smelte vann fra Sankådalen (og det er de aller fleste), antagelig ble dannet mens isen enda nådde minst opp i høyde med Sankå-passet, og da må det også ha vært noe is (50 - 100 m tykk ?) igjen i Skarpdalen. Både grusterrasser og smelte vannsløp, også de som ligger helt nede i dalbunnen, kan derfor være dannet under de siste isrestene (subglasialt). Ved Skarpdalsvollen 700 – 710 m o.h, i sørligste del av det kartlagte området, tyder landskapet absolutt på at det var noe is igjen da det siste smelte vannet rant fra Sankådalens munning og

Neste side:

*Figur 5. Isoverflate og smelte vannsdrenering rekonstruert for to stadier i slutfasen av nedsmeltingen. **A**: Vukutrinnet med fjelltoppene isfrie, og drenering mot nordvest til et passpunkt NV for Finnkoisjøen. **B**: siste isrester liggende i Sankådalen og Skarpdalen, og drenering ut mot SV langs isen i Lødøljas dal. Grønn linje viser brekantens beliggenhet, røde piler viser vannets strømretning skjematisk (doble piler markerer startfasen av stadiene), røde prikker viser de største eskerne, orange farge de tydeligste breelv- og bresjøavsetningene som ble dannet under de respektive stadiene, og rosa farge viser en sone med avspylt fjelloverflate.*



ut på slettene i dalbunnen. Sør for husene på vollen er det et par små eskere, ei lita vannfylt dødisgrop og en lengre iskontaktskråning.

Mens isen enda var massiv nok til at den demte Lødølja nær sørenden av det kartlagte området, oppsto etter hvert gode betingelser for å få oppdemt smeltevann i en sjø blant isrestene i Skarpdalen, trolig mens det siste smeltevannet kom til Skarpdalen over passpunktet på 765 m o.h. i Sankådalen. Finsandavsetninger fra en bresjøfase ligger mange steder oppå grovere grus (se 4.3.3). Lagfølgen forteller oss at grusen først ble avsatt under isen av strømmende smeltevann, og så ble finsanden avsatt i mer stillestående vann, trolig for en stor del under de siste isrestene den også. Bresjøen(e) må ha hatt avløp i litt vekslende nivå mellom iskanten og dalsida sørvestover langs Lødøljadalen. Det fins ingen strandlinjer eller andre tydelige tegn på at det har vært noe stabilt vannnivå over lengre tid. Ei stor slette på knapt 720 m o.h. er imidlertid fylt opp med så tykke finsandavsetninger (15 – 20 m) at her må sedimentasjonen ha tatt noe tid. Sletta har lite spor av dødisrester. Det er foreløpig uklart om sandsletta representerer vannspeilet i den bresjøen som engang sto her, eller om sandlagene ble bunnfelt i en noe dypere sjø.

Bresjøsedimentene er avgrenset i sør ved en grusrygg som går på tvers av dalretningen ca. 720 m o.h. og er tolket som randmorene (mørk grønn farge på kartet, figur 6). Isen har nok ikke rykket fram mot denne ryggen, men snarere blitt liggende i ro en stund. Det er tydelig at den må ha vært massiv og tykk nok til å demme dalen akkurat ved denne ryggen mens den siste finsanden ble avsatt innenfor i stillestående vann. Grusavsetningene som deretter ble avsatt når isen trakk seg tilbake fra randmorenen vitner om en fase med bare strømmende vann på dalbunnen helt i slutfasen.

Det var kanskje bare 100 – 200 år etter Vukutrinnet at isoverflata smeltet ned til 700 m o.h. ved sørenden av det kartlagte området. Skarpdalen var dermed blitt isfri, men fortsatt blokkerte isen nedre del av Lødøljadalen med en sidetunge nordover fra breen i Tydalen. Denne siste bretunga som strakte seg inn mot Skarpdalen var trolig meget flat. Den kan muligens ha ført noe smeltevann sørfra forbi Kranklia og mot sørenden av det undersøkte området, hvor det eventuelt kan ha søkt seg ned i isrestene ved N. Sankåa helt i slutfasen. Videre avsmeltning av breen i hoveddalen og sidetunga nederst i Lødøljadalen har ikke berørt Skarpdalen.

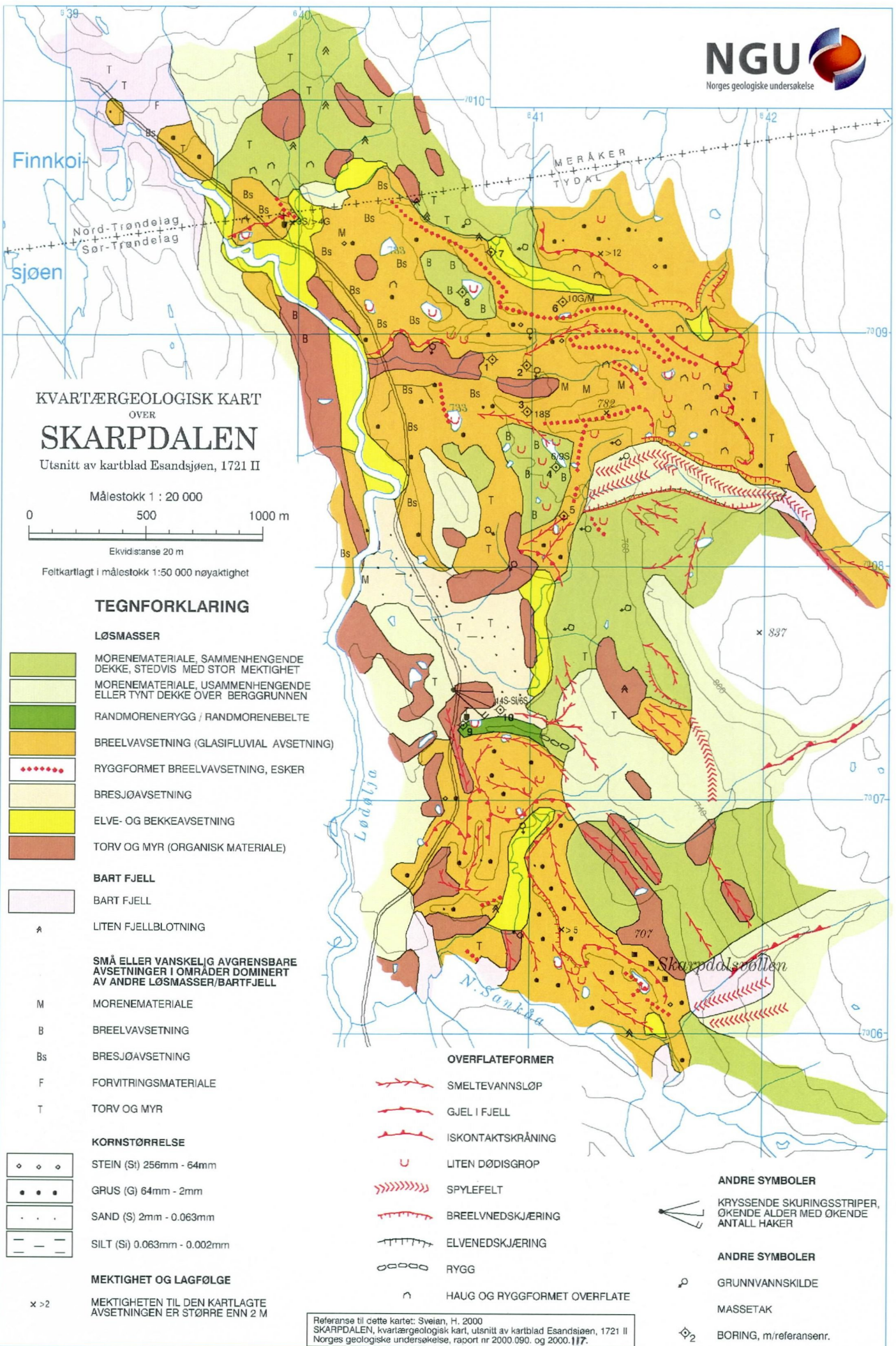
4.3 Løsmassene

4.3.1 Bergartsinnhold

Med både isbevegelser og smeltevannsdrenering i sektoren mot nordvest og vest, betyr det at morenematerialet og breelvavsetningene i Skarpdalen består delvis av bergartskorn i sand/grusfraksjonen og stein/blokkmateriale som stammer fra grunnfjellsområder lenger sørøst (Esand, Sytan og svenske områder), i tillegg til mer lokalt materiale fra skiferbergartene i nærområdet. Det er ikke undersøkt hvor stor andel av løsmaterialet som kan være langtransportert.

Neste side:

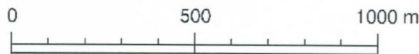
Figur 6. Kvartærgeologisk kart over Skarpdalen, plottet i M 1:20 000.



**KVARTÆRGEOLOGISK KART
OVER
SKARPDALEN**

Utsnitt av kartblad Esandsjøen, 1721 II

Målestokk 1 : 20 000



Ekvidistanse 20 m

Feltkartlagt i målestokk 1:50 000 nøyaktighet

TEGNFORKLARING

LØSMASSER

- MORENEMATERIALE, SAMMENHENGENDE DEKKE, STEDVIS MED STOR MEKTIGHET
- MORENEMATERIALE, USAMMENHENGENDE ELLER TYNT DEKKE OVER BERGGRUNNEN
- RANDMORENERYGG / RANDMORENEBELTE
- BREELVAVSETNING (GLASIFLUVIAL AVSETNING)
- RYGGFORMET BREELVAVSETNING, ESKER
- BRESJØAVSETNING
- ELVE- OG BEKKEAVSETNING
- TORV OG MYR (ORGANISK MATERIALE)

BART FJELL

- BART FJELL
- LITEN FJELLBLOTNING

SMÅ ELLER VANSKELIG AVGRENSBARE AVSETNINGER I OMRÅDER DOMINERT AV ANDRE LØSMASSER/BARTFJELL

- M MORENEMATERIALE
- B BREELVAVSETNING
- Bs BRESJØAVSETNING
- F FORVITRINGSMATERIALE
- T TORV OG MYR

KORNSTØRRELSE

- STEIN (St) 256mm - 64mm
- GRUS (G) 64mm - 2mm
- SAND (S) 2mm - 0.063mm
- SILT (Si) 0.063mm - 0.002mm

MEKTIGHET OG LAGFØLGE

- x >2 MEKTIGHETEN TIL DEN KARTLAGTE AVSETNINGEN ER STØRRE ENN 2 M

OVERFLATEFORMER

- SMELTEVANNSLØP
- GJEL I FJELL
- ISKONTAKTSKRÅNING
- LITEN DØDISGROP
- SPYLEFELT
- BREELVNEDSKJÆRING
- ELVENEDSKJÆRING
- RYGG
- HAUG OG RYGGFORMET OVERFLATE

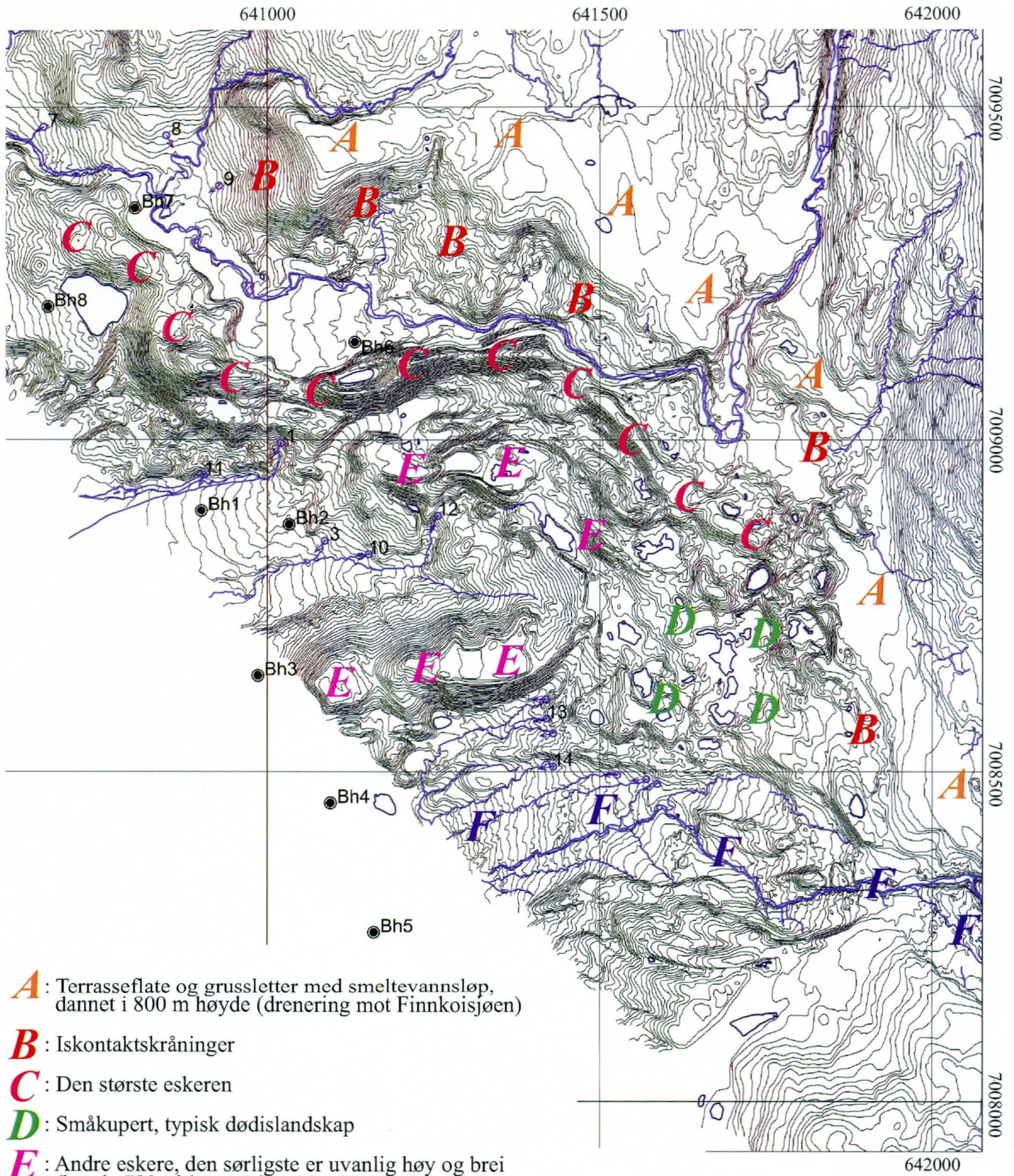
ANDRE SYMBOLER

- KRYSSENDE SKURINGSSTRIPER, ØKENE ALDER MED ØKENE ANTALL HAKER

ANDRE SYMBOLER

- GRUNNVANNSKILDE
- MASSETAK
- BORING, m/referansenr.

Referanse til dette kartet: Sveian, H. 2000 SKARPDALEN, kvartærgeologisk kart, utsnitt av kartblad Esandsjøen, 1721 II Norges geologiske undersøkelse, rapport nr 2000.090. og 2000.117.



- A**: Terrasseflate og grussletter med smeltevannsløp, dannet i 800 m høyde (drenering mot Finnkoisjøen)
- B**: Iskkontaktskråninger
- C**: Den største eskeren
- D**: Småkupert, typisk dødislandskap
- E**: Andre eskere, den sørligste er uvanlig høy og brei (høyde 782 på kvartærkartet)
- F**: Spylefelt fra 800 m nivået og ned mot 740 m.o.h. i dalbunnen.

Kartgrunnlag: TEV, spesialkonstruksjon. Ekvidistanse 1m. Plottemålestokk 1: 8 000.

Figur 7: Topografisk detaljkart av det mest formrike området i østre dalside

4.3.2 Breelvavsetninger

Av breelvavsetningenes utbredelse og overflateformer kan en praktisk talt lese i landskapet hvordan isen smeltet ned. Flere iskontaktskråninger (figur 6) viser at isen trakk seg suksessivt tilbake mot sør mens sand og grus ble avsatt i Skarpdalen. Høyt oppe i dalsida ca. 3 km nord for Skarpdalsvollen ligger den eldste breelvavsetningen (se detaljer i figur 7) som en relativt stor grusterrasse med horisontal toppflate i 795 - 800 m høyde og med en 10 – 15 m høy iskontaktskråning ut mot dalen (UTM 415094). Like sør for denne er det også kartlagt breelvavsetninger i 780 – 800 m høyde, men her er det en mye mer ujevn, småkupert overflate med små dødisgroper (UTM 418086). Det er tvil om dette området like gjerne kunne vært kartlagt som løst lagret og noe utvasket morenemateriale (ablasjonsmorene). Ved nordre kant av dette området starter en høy og markert esker som strekker seg ca. 1,5 km mot nordvest og går skrått ned mot dalbunnen. Den ser ut til å bestå av grov grus, og det er kraftig grunnvannsutslag i foten av skråningen på sørsida av ryggen. Enten tilhører den det dreneringssystemet som gikk videre gjennom Finnkoisjøen, eller så representerer den startfasen av etterfølgende drenering ned i Skarpdalen og videre ut langs Løddøljadalen. Like sør for denne lange eskeren er det også noen mindre eskere som har klare ryggformer og består av grov grus. De fører rett ned eller skrått ned dalsida. En spesielt stor og brei øst-vestgående rygg er opptil 30 m høy og består sannsynligvis av grus. Den er tolket som en subglasial avsetning, d.v.s. en hulromsfylling i isen og dermed i prinsippet en esker (høyde 782 på kartgrunnlaget). Ut fra den går det en mye lavere rygg i sørlig retning, nærmest som en forgreining. Grusen litt lenger sør ved (UTM 411081) ser ut til å være avsatt enten fra denne mindre eskeren, eller eventuelt fra spylefeltet i dalsida, og ned under isrester ca. 730 m o.h.

I nivå 740 –720 m o.h., bare ubetydelig lavere enn der de omtalte eskerne slutter, er det relativt store flate områder med grus- og sandavsetninger i dalbunnen helt fra fylkesgrensa og nesten 2 km mot sør. Tykkelsen er bedømt til å være mange meter, men uten geofysiske undersøkelser er det vanskelig å si noe mer konkret om tykkelse eller kornstørrelse mot dypet i en 4-500 m brei sone nærmest bilvegen. Mange steder er det et topplag av fin sand (se nedenfor). Nærmere tunneltraseen viser boring nr. 1 et grovt topplag over finere sand ned til fjell på 16 m dyp, boring nr. 2 gir fjell på bare 5,5 m dyp, og boring nr. 3 viser sand av noe varierende grovhet helt ned til fjell på 18 m dyp.

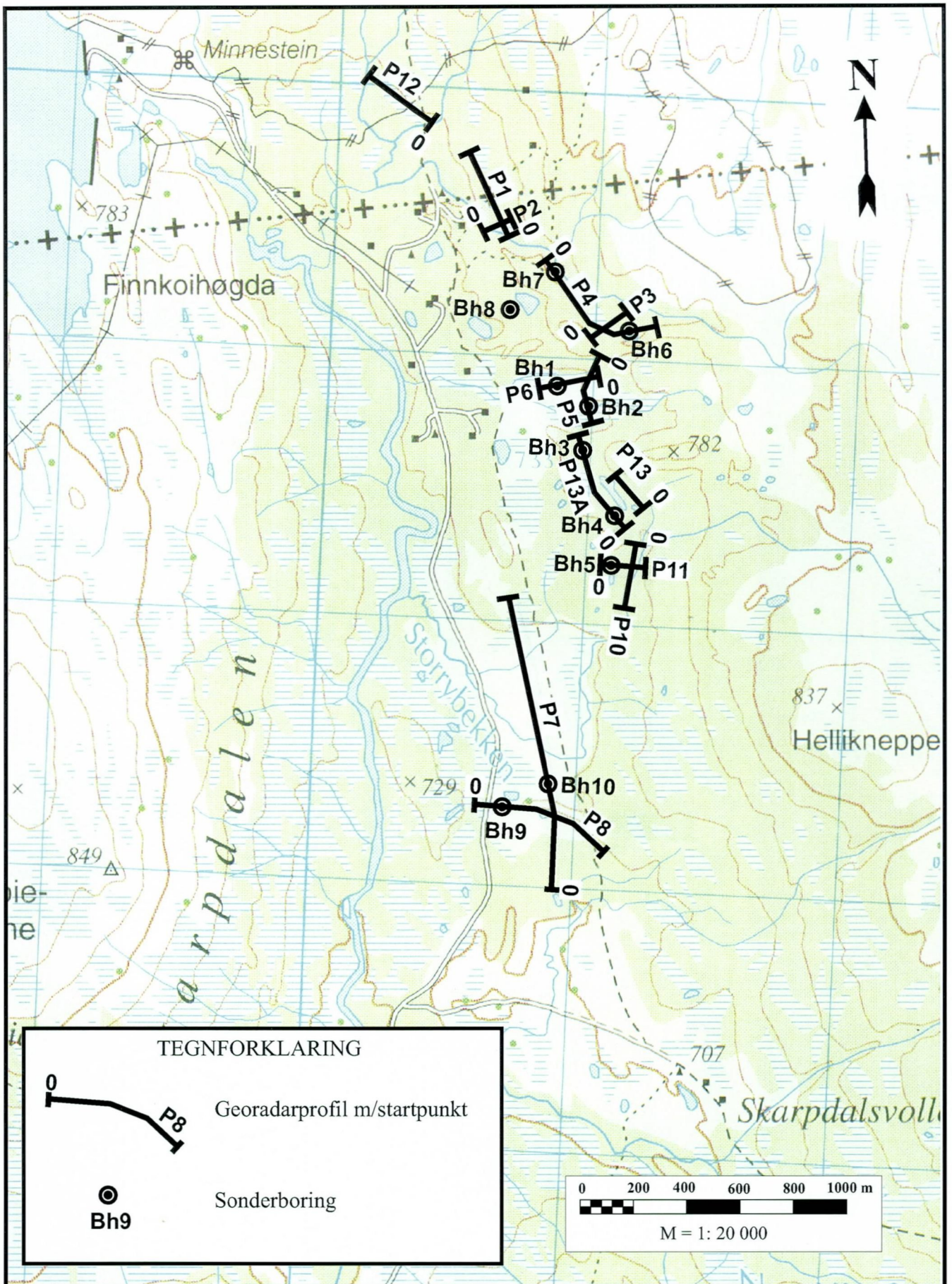
Sør for den øst-vestgående randmoreneryggen er det først tykke grusavsetninger med løp, dødisgroper og iskontaktskråninger på lavere nivå enn 720 m o.h., og dernest klarere terrasselandskap nærmere Skarpdalsvollen. Noen hundre meter sør for randmorenen er det kraftige grunnvannsutslag i dalbunnen.

En av de største og klareste grusterrassene i dalen strekker seg fra Skarpdalsvollen og ca. 1 km mot nordvest i 700 - 710 m høyde. Den hever seg 5 – 6 m over de laveste slettene ved N. Sankåa og har et tydelig tørrlagt løp på overflata. Til slutt har smeltevannet formet grusslettene i dalbunnen helt ned mot N. Sankåas nivå. Tykkelsen på disse slettene er trolig bare noen få meter. Også her er det tørrlagte løp med nordvestlig retning.

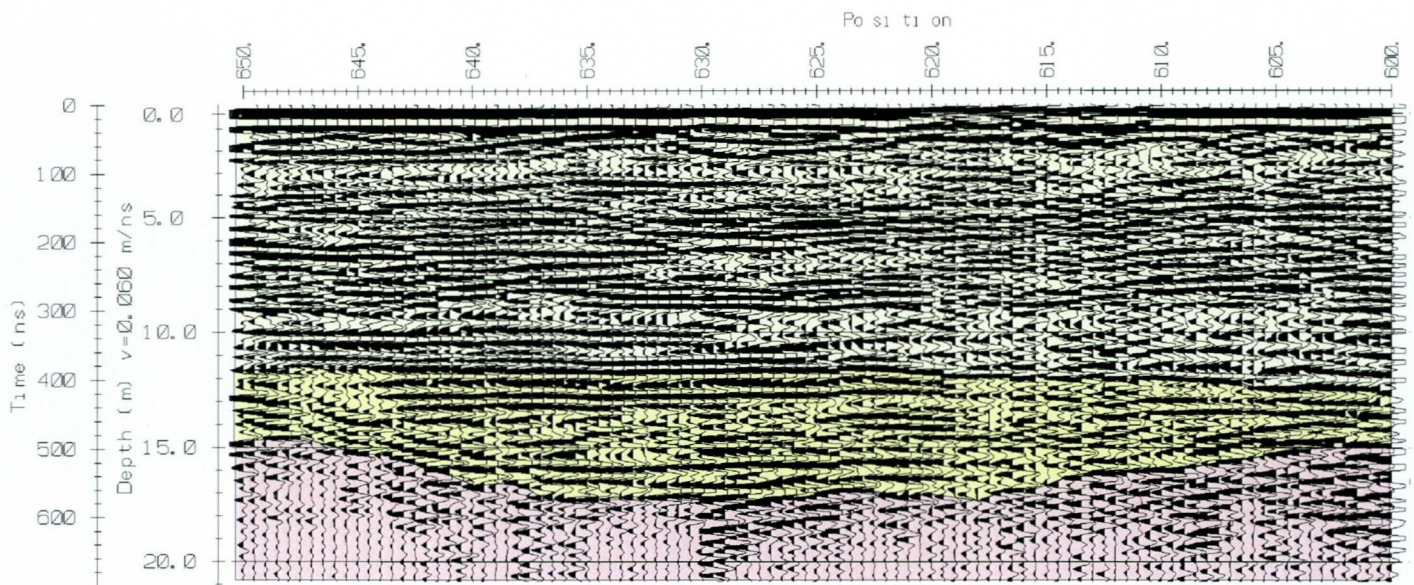
Sør for N. Sankåa er det slutt på breelvavsetningene, og landskapet skifter karakter sør for det kartlagte området.

4.3.3 Bresjøavsetninger

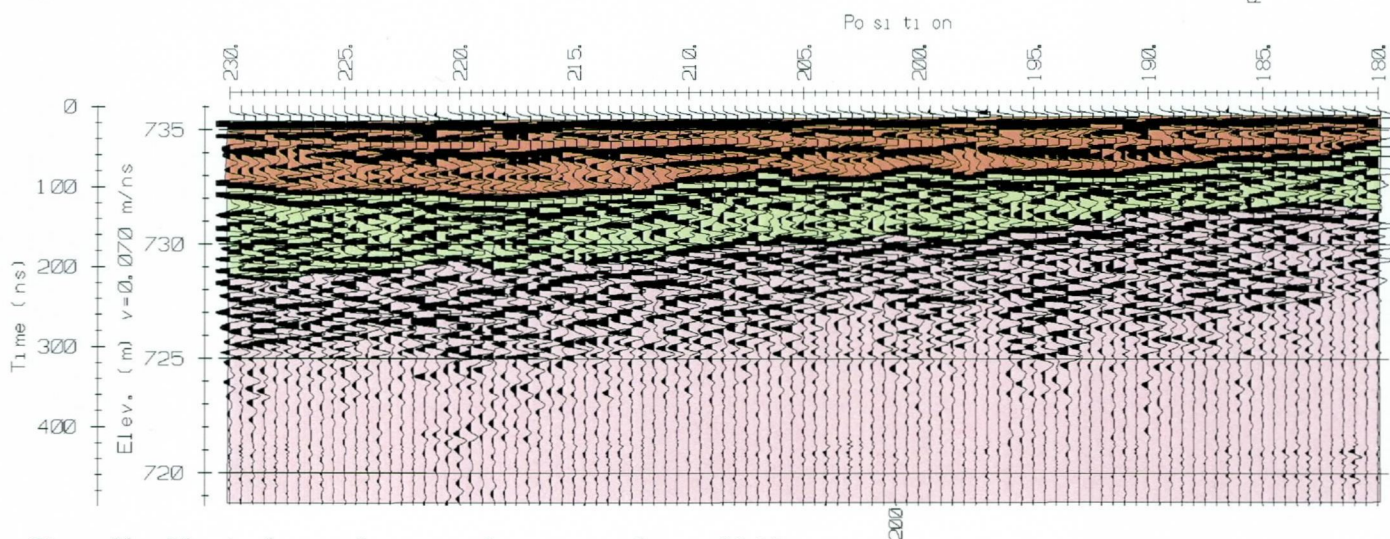
Det ligger bresjøavsetninger av finsand og til dels siltholdig finsand i flere områder langs dalbunnen. I de relativt flate områdene 740 –720 m o.h., fra fylkesgrensa og sørover, er det



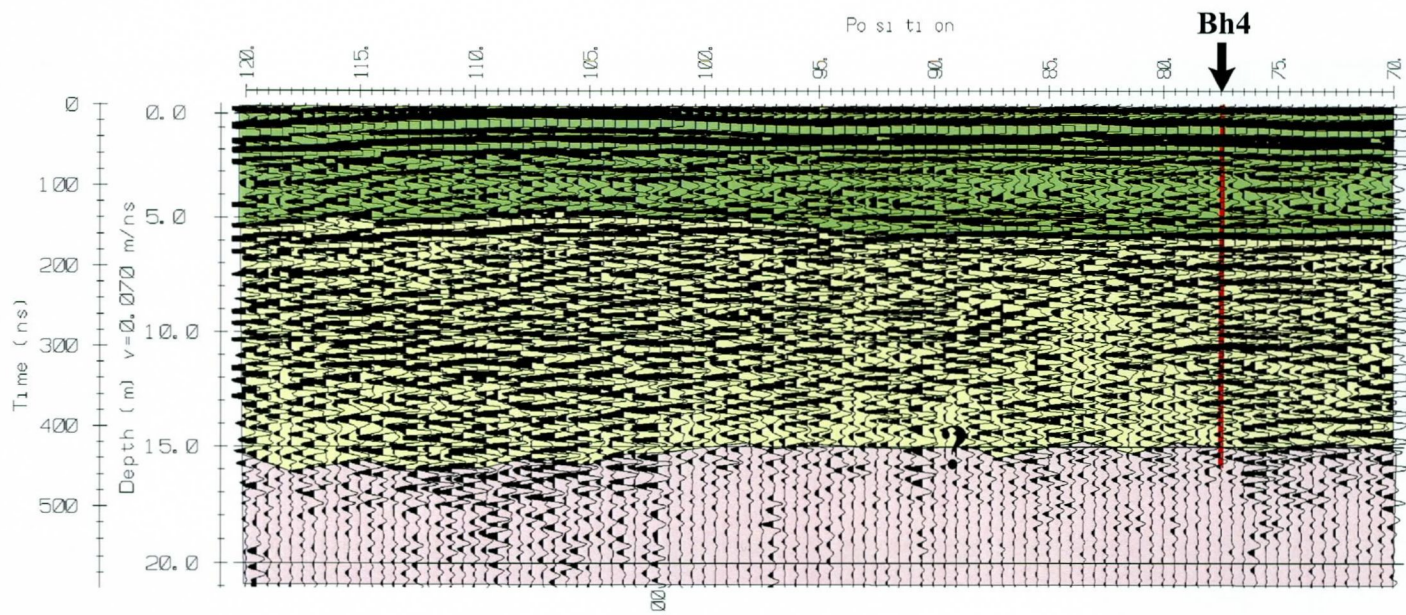
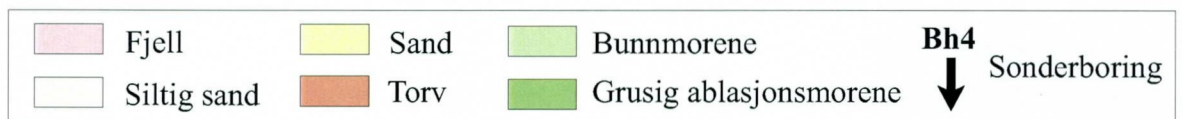
Figur 8: Oversiktskart over georadarprofiler og sonderboringer



Figur 9a: Utsnitt fra midtre del av georadarprofil 7



Figur 9b: Utsnitt fra nordvestre ende av georadarprofil 12



Figur 9c: Utsnitt fra søndre ende av georadarprofil 13A

mange steder finsand i overflata, bl.a. ved (UTM 403904) og (UTM 405087). Dette topplaget kan også forekomme hvor det er litt ujevn overflate, og er vanskelig å detaljkartlegge. Det er ikke sikkert topplaget er særlig sammenhengende, og det er markert med bokstaver (Bs) på orange farge på kartet (figur 6). Tykkelsen kan variere en del. I massetaket i enden av en kort esker (UTM 400095) og i vegskjæringa like ved har vi det nordligste stedet hvor finsanden er påvist. Her kan en se 3-4 m finsand oppå grov grus som er flere meter tykk.

Det mest utpregete bresjøområdet er ei stor slette på dalbunnen 715 - 720 m o.h. (UTM 407076) hvor det finkornige materialet kan sees i veggrofta. Sletta er markert med egen farge for bresjøavsetning på kartet i figur 6. Her er det en helt jevn overflate uten hauger og uten groper, bortsett fra ei svært lita grop ved sørenden. Georadarprofil nr. 7 (figur 9a) viser planparallelle og horisontale lag uten nevneverdige forstyrrelser ned til fjell som ligger på 15 – 20 m dyp. Boring nr 10 i sørenden av sletta viser 14 m sand og siltig finsand over 6 m grovere sand, med fjell på 20 m dyp. En lagpakke nær overflata er mest finkornig. I bekken ved nordenden av sletta ser vi at avsetningen er minst 1,5 m tykk.

4.3.4 Morenemateriale

Østre dalside har for en stor del morenedekke av variabel tykkelse. Flere smeltevannsløp og spylefelter, særlig i den sørlige delen, kan gi inntrykk av nesten terrassepreget landskap, men for det meste har morenedekket en jevnt skrånende overflate. I nordlige del av området er det et par georadarprofiler som viser 2 – 5 m tykkelse over fjell. I sørkanten av det store spylefeltet ved (UTM 425083) er det nedskjæringer som viser 2-4 m mektighet.

Flere steder i morenedekket er det grunnvannsutslag. Det kan enten skyldes utgående i dagen av tette sjikt i morenen, eller at fjelloverflata ligger nesten i dagen i enkelte deler av skråningene.

Mellom bilvegen og Lødølja er det et grunnlendt område i sør med lite moreneavsetninger, kartlagt som usammenhengende eller tynt dekke. Det samme gjelder en markert kolle som stikker opp ved (UTM 406083).

Et flatere område 500 m øst for kollen (UTM 411084) er kartlagt som morene (ablasjonsmorene) med bokstaver for islett av breelvmateriale (B), samt flere små dødisgroper. Her er det tvil om materialet like gjerne kunne ha vært karakterisert som en noe dårlig sortert breelvavsetning. Boring nr. 4 og georadarprofil nr. 13A (figur 9c) viser et topplag av 5 – 6 m grovt grusig materiale over 9 m sortert og lagdelt sand, og fjell på 15 m dyp.

Morenefeltet på vestsida av den største eskeren kan ha preg av ablasjonsmorene dannet ved dødisavsmeltning. Det ligger betydelig lavere enn toppen av eskeren og har ei ganske dyp, vannfylt dødisgrop (UTM 407092). Boring nr. 8 viser bare 4,6 m grove masser ned til antatt fjell.

Randmorene.

En 2 - 5 m høy rygg av grusig materiale (UTM 408073) er tegnet som randmorene da den oppfattes som en iskontaktrygg dannet der isen har demt en sjø på nordsida. På toppen er ryggen jevn høy, på nordsida hever den seg et par meter over finsandsletta, og i sørskråningen er den noe høyere, men kan være noe omformet av smeltevannserosjon langs løpene i iskantsida. Det er usikkert hva slags materiale som ligger i dypet under ryggen, men det er i alle fall så permeabelt at grunnvann ser ut til å strømme igjennom mot kildene lenger sør.

4.3.5 Elve- og bekkeavsetninger

Sand og grus avsatt langs elver og bekker etter siste istid har relativt liten utbredelse og liten tykkelse. Langs Lødølja ligger noen sletter som er dannet ved omlagring av breelvavsetninger og morenemateriale. Her står grunnvannet nesten opp i overflata, og mektigheten er trolig liten. Ved tre av sidebekkene er bekkeavsetninger markert. Disse har antagelig liten tykkelse. Boring nr. 7 viser 7 m grus og sand, men går da ned i underliggende breelvavsetning.

4.3.6 Torv og myr

Myrene i området kan ha begynt å danne seg ganske snart etter at innlandsisen smeltet bort. Vi har ikke kontrollert myrdyp, men det generelle inntrykket er at myrer i hellende terreng ikke er særlig dype. De som er angitt med egen farge (brun) på det kvartærgeologiske kartet er tykkere enn ca. 0,5 m. Noen områder med meget grunn og diffus myr er bare angitt med bokstaven T, selv om de kan ha myrraster på det topografiske grunnlagskartet. Myrer i flatt terreng kan ha tykkelse på opptil noen få meter.

5. REFERANSER

Hilmo, B.O., Sveian, H., Lauritsen, T. og Iversen, B. 2000: Hydrogeologisk vurdering i forbindelse med planlagt overføring av Finnkoisjøen til Nesjøen, Tydal kommune. *NGU Rapport 2000.090 – foreløpig versjon*.

Reite, A.J. 1990: Sør-Trøndelag fylke, kvartærgeologisk kart M 1:250 000. Veiledning til kartet. *Norges geologiske undersøkelse, Skrifter 96*.

Reite, A.J. 1994: Geologi og landskap - i: MB-forlaget (red.): Meråker, geologi – landskap - historie. *MB-forlaget, Meråker*.

Sollid, J.L. og Sørbel, L. 1981: Kvartærgeologisk verneverdige områder i Midt-Norge. *Miljøverndepartementet, avd for naturvern og friluftsliv. Rapport T 524*.

Sveian, H. og Solli, A. 1997: Tid og form – geologisk historie, i: Dahl, R., Sveian, H. og Thoresen, M.K. (red.): Nord-Trøndelag og Fosen – geologi og landskap. *Norges geologiske undersøkelse*.

Sveian, H. og Rø, G. 2001: Kvartærgeologi i Selbu og Tydal - i: Rø, G. (red.): Geologi, gruvedrift og kulturminner i Selbu og Tydal. *Selbu og Tydal historielag*.

Trondheim Energiverk 1999: Planlagt overføring av Finnkoisjøen til Nesjøen. Melding om igangsatt planlegging etter Plan- og bygningsloven og Forslag til konsekvensutredningsprogram.

Wolff, F. Chr. 1976: Geologisk kart over Norge, berggrunnskart TRONDHEIM 1 : 250 000. *Norges geologiske undersøkelse*.