



GEO-3900  
MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

---



“Deglasiasjon og postglasial dalinnfyllingshistorie i Måselvdalen; en syntese basert på egne undersøkelser i øvre Måselvdalen og tidligere arbeid i midtre og nedre Måselvdalen”

Tommy Johan Granheim

August, 2013

FAKULTET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI  
Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø

# FORORD

Oppgaven er gitt av førsteamanuensis Geoff D. Corner. Han har vært min hovedveileder, mens forsker Raymond Eilertsen ved Norges Geologiske Undersøkelse har bistått som hjelpeveileder. Mange takk for god oppfølging - selv om jeg gjerne skulle hatt deg nærmere, Geoff det året du nå har tilbragt på New Zealand.

Jeg takker Jan P. Holm så mye for sin stadige hjelpsomhet med grafikk og digitale løsninger, og takk til deg Steinar Iversen – for klargjøring av georadarutstyr.

Feltarbeidet ble utført over 3 sommersesonger – i 2011, 2012 og 2013. Det har tatt litt tid dette, men arbeidet med masteroppgaven er gjort i kombinasjon med min jobb i NVE. Oppgaveskriving, samt oppfølging av flomskader i Indre Troms og handtering av jøkulhlaup fra Koppangsbreen, har fylt tida og vel så det. Det har imidlertid gitt meg relevant og verdifull erfaring innenfor fagfeltet.

Takk til deg, Astrid for inspirasjon, tålmodighet og forståelse. Nå skal hytta fullføres! Anna, Sturla og Jakob; vi har mye å se fram til.

Moen, den 21. juli 2013

Tommy J. Granheim

**Se mot nord**

**Oftere**

**Det er langt dette landet**

**Det meste er nord**

- Rolf Jakobsen

# INNHOLDSFORTEGNELSE

<b>1 INNLEDNING</b>	<b>1</b>
1.1 OPPGAVENS FORMÅL	1
1.2 BAKGRUNN OG TIDLIGERE UNDERSØKELSER	3
1.3 OMRÅDEBESKRIVELSE	4
1.3.1 Topografi	5
1.3.2 Berggrunn	5
1.3.3 Kwartærgeologi	7
1.3.4 Strandlinjer	13
1.3.5 Strandforskyvning i Målselvdalen	15
<b>2 MATERIAL OG METODE</b>	<b>17</b>
2.1 MATERIALE	17
2.1.1 Kart	17
2.1.2 Bilder	17
2.1.3 Posisjonsmåling	17
2.1.4 Andre hjelpemidler	18
2.2 METODE	19
2.2.1 Kwartærgeologisk kart	19
2.2.2 Terrassehøyder	19
2.2.3 Rundingsanalyse	19
2.2.4 Skuringsanalyse	20
2.2.5 Lokalteter og litostratigrafiske logger	20
2.2.6 Langsgående terrasseprofil	21
2.2.7 Georadar	22
2.2.8 Logger	24
2.2.9 Fossiler	25
2.2.10 <sup>14</sup> C-dateringer	26
2.2.11 Navnsettin	27
2.2.12 Høyde- og avstandsmålinger	28
2.2.13 Kartlegging	28
2.2.14 Havnivå	28
<b>3 AVSETNINGENES UTBREDELSE OG MORFOLOGI</b>	<b>31</b>
3.1 INNLEDNING	31
3.2 STRATIGRAFISK OPPBYGGING	32
3.3 BERGGRUNNSBLOTNINGER	32
3.4 MORENEAVSETNINGER	35
3.5 GLASIFLUVIALE AVSETNINGER	36
3.5.1 Alaphaugen-Nedre Tillermo	39
3.5.2 Lundberg-Skjeggstad Øst	39
3.5.3 Brannmoen	41
3.5.4 Tamokmoen-Rostaneset	44
3.5.5 Divimoen	44
3.5.6 Råvatn Vest	44
3.6 GLASIMARINE AVSETNINGER	46
3.6.1 Skjeggstad grustak	46

3.7 FLUVIALE DELTAAVSETNINGER	46
3.8 FLUVIALE AVSETNINGER	47
3.9 ALLUVIALE VIFTER	48
3.10 STRANDAVSETNINGER	49
<b>4 LITOSTRATIGRAFI</b>	<b>52</b>
4.1 INNLEDNING	52
4.2 LITOFACIES	52
4.3 SNITTBEKRIVELSER	55
4.3.1 Lokalitet 1. Skjeggestad	55
4.3.2 Lokalitet 2. Råvatn Vest	57
<b>5 GEORADAR</b>	<b>70</b>
5.1 INNLEDNING	70
5.1.1 Georadarprofil nr. 1 ved Skjeggestad grustak	70
5.1.2 Georadarprofil nr. 2 ved Råvatn Vest	75
<b>6 MODELL FOR FJORDDALINNFYLLING</b>	<b>78</b>
6.1 INNLEDNING	78
6.2 BAKGRUNN	78
6.3 AVSETNINGSELEMENT	81
6.4 STRATIGRAFI OG UTVIKLING AV MÅSELV FJORDDAL	86
6.4.1 Bakgrunn	86
6.4.2 Bassengmorfologi og dalinnfyllingsstratigrafi	89
<b>7 STRATIGRAFI OG GEOLOGISK UTVIKLING</b>	<b>92</b>
7.1 INNLEDNING	92
7.2 STRATIGRAFISK INNDELING AV AVSETNINGSENHETER	92
7.3 HAVNIVÅFORANDRINGER OG ALDERSBESTEMMELSE	92
7.3.1 Strandlinjediagram	92
7.4 STRATIGRAFISK MODELL	93
7.5 DATERINGER	95
7.6 REKONSTRUKSJON AV DEGLASIAL UTVIKLING	97
7.6.1 Fjordbretrinn $D_{f1}$ ved Skjeggestad Øst	97
7.6.2 Dalbretrinn $D_{v1}$ ved Skjold-Skjeggesnesegga	98
7.6.3 Dalbretrinn $D_{v2}$ ved Råvatn Vest	98
7.6.4 Dalbretrinn $D_{v3}$ ved Rostaneset	99
7.6.5 Dalbretrinn $D_{v4}$ ved Brannmoen	100
7.6.6 Vifteutbygging fra Dividalen	100
7.6.6 Deglasiasjon generelt	100
7.7 REKONSTRUKSJON AV POSTGLASIAL UTVIKLING	101
7.7.1 Postglasial deltaprogradasjon, P2	101
7.7.2 Postglasial degradasjonsfase, P3	101
7.7.3 Øvrige fjorddalssedimenter m.h.t. geologisk utvikling	102

**8 KONKLUSJON**

**106**

**REFERANSER**

**107**

# FIGURER OG TABELLER

Figur 1 -1. Oversiktskart som viser Måselvdalen med sidedaler, og kartlagt område for denne oppgaven (rødt innfyll) – kalt Måselvdalen Øst.

Figur 1 - 2. Kartlagt område med stedsnavn berørt i oppgaven

Figur 1 -3. Berggrunnskart over Troms fylke. Undersøkellesområdet innrammet i rektangel

Figur 1 - 4. Morenekronologi for området Vågsfjord – Andøya (Vorren & Plassen, 2002)

Figur 1 – 5. Morenekronologi for kysten av Troms og Finnmark som viser bretrandtrinn (modifisert etter Andersen og Karlsen, 1986)

Figur 1 - 6. Brebevegelse og utbredelsen av innlandsisen i Yngre Dryas. Breen gjorde et framrykk i en generell avsmeltningfase.. Rødbrunne linjer er isobaser som viser hvilken høyde i meter hvor vi i dag kan finne spor av datidas strandlinje. Dynamiske, svarte piler viser brebevegelsesretning (etter Vorren 1992).

Figur 1 - 7. Tidsskala over siste del av sein Weichsel og Holocen . Sammenstilling mellom radiokarbon -alder og kalibrert alder ( Klitgaard-Kristensen *et al.*, 2001).

Figur 1- 8. Strandlinjer i Troms. Hovedstrandlinja er fra Yngre Dryas. Den mest markerte strandlinja fra postglasial tid, er Tapeslinja (Jørgensen et al. 1997)

Figur 1 – 9. Isobaser for Hovedlinja i Nord-Norge (Jørgensen et al. 1997)

Figur 1 - 10. Teoretisk modell for isavsmelting, landheving og strandforskyvning (Møller et al., 1986). Modellen viser hvordan isfrontens tilbaketrekning avgjør når det dannes strandlinjer i et område.

Figur 1 – 11 viser Måselvdeltaet ("Norge i bilder")

Figur 2 – 1 viser Trimble R – Track brukt til høydemåling .

Figur 2 – 2. Langsgående profillinje gjennom Måselvdalen Øst.

Figur 2 - 3. Strandforskyvningskurver for Skjold, Andselv og Målsnes (Møller & Holmeset 1998)

Figur 2 - 4. Strandforskyvningskurve for områder nær ytterkanten av kontinentalhylla i vestlige Troms, omtrentlig beregnet. (modifisert etter Andersen 1968). ◀

Figur 3 – 1. Terrassekart over øvre Måselvdalen

Figur 3 – 2. Tegnforklaring til det kvartærgeologiske kartet.

Figur 3 – 3 a). Indikasjon på breerosjon. Skjærhaugen hoppbakke.

Figur 3 – 3 b). Orientering på skuringsstriper, målt til 340° NNV. Skjærhaugen hoppbakke.

Figur 3 - 4 viser vannfylte dødisgroper i sandurflate (Brannmoen). (Ortofoto, Norge i bilder).

Figur 3 – 5 viser en paleokanal (smeltevannsløp) ved Brannmoen.

Figur 3 – 6 viser et representiv snitt over Brannmoen, langs linja A - A'.

Figur 3 – 7. Utsnitt av kvartærgeologisk kart, vestre del.

Figur 3 – 8 viser snitt gjennom en terrasserest ved Lundberg.

Figur 3– 9 viser lokalisering for rundingsanalyser.

Figur 3 – 10 a). Rundingsanalyse foretatt ved Brannmoen

Figur 3 – 10 b). Endring i rundingskategori .

Figur 3 – 11. 3D modell over avsetningen Råvatn Vest.

Figur 3 – 12. Utsnitt fra kvartærgeologisk kart, østre del.

Figur 3 – 13. Oversikt over kanalhierarki i en forgreinet elv.

Figur 3 – 14 viser relative tverrprofil over Måselvdalen Øst.

Figur 4 - 1. Tegnforklaring til sedimentologisk logg.

Figur 4 – 2. Skjeggestad grustak og plansje 3 (snittvegg).

Figur 4 – 3. Lokalisering av snitt ved Råvatn Vest

Figur 4 – 4 viser sedimentologisk logg fra snitt nr. 1 ved Råvatn Vest.

Figur 4 – 5. Lokalisering av snitt nr. 1 ved Råvatn Vest.

Figur 4 – 6. Fra innsiden av hulrommet ved snitt nr. 1. Råvatn Vest

Figur 4 – 7 viser sedimentologisk logg fra snitt nr. 2 ved Råvatn Vest.

Figur 4 – 8 viser snitt nr.3 fra Råvatn Vest.

Figur 4 – 9 viser snitt nr. 4 ved Råvatn Vest.

Figur 4 – 10. Deformert lagstruktur fra snitt nr. 4, Råvatn Vest.

Figur 5 – 1. Vertikalfoto som viser Skjeggestad grustak.

Figur 5 – 2. Georadarprofil ved Skjeggestad.

Figur 5 – 3. Vertikalfoto som viser grustaket ved Råvatn Vest.

Figur 5 – 4. Georadarprofil ved Råvatn Vest.

Figur 6 – 1. Deltaavsetningsmodell.

Figur 6 - 2. Relativ havnivåendring i Fennoskandia de siste 14000 år.

Figur 6 – 3. Avsetningsselement i en fjorddalinnfylling.

Figur 6 - 4. Skjematisk illustrasjon av fjorddalinnfylling, heving og terrassedannelse.

Figur 6 - 5. Tid-distansediagram langs en fjorddal.

Figur 6 – 6. Geografisk lokalisering av Målselvdalen, overflatesedimenter og undersøkte lokaliteter.

Figur 6 - 7. Stratigrafisk modell av dalinnfyllingssedimenter.

Figur 6 – 8. Lengdeprofil langs Målselvdalen, som viser maksimum registrerte tykkelse på sedimentene og stratigrafiske data.

Figur 7 – 1. Geologisk modell for Målselvdalen Øst.

Figur 7 - 2. Korrelerte havnivå i Målselvdalen Øst.

Figur 7 – 3. Lokalisering av fjellet Skrubben i Dividalen.

Figur 7 – 4. Lokalisering av Skjeggstad Øst.

Figur 7 – 5. Lokalisering av Råvatn Vest.

Figur 7 – 6 a-d) Ulike breposisjoner.

Tabell 2 – 1. Penetrasjonsdyp i ulike materialer.

Tabell 2 – 2. Modifisert Udden – Wentworthskala.

Tabell 4 – 1. Litofacieskoder for sorterte sedimenter i Målselvdalen øst, basert på tekstur.

Tabell 4 – 2. Litofacieskoder for lagtyper og sorterte sedimenter i øvre Målselv.

Tabell 5 – 1. Opptaksparametre ved georadarprofileringene.

Tabell 6 – 1. Stratigrafisk rammeverk.

Tabell 7 – 1. Avsetningsfaser i tid og rom for Målselvdalen Øst.



# 1. INNLEDNING

## 1.1 OPPGAVENS FORMÅL

Hensikten med denne oppgaven er å gi en forståelse av deglasiasjon og postglasial dalinnfyllingshistorie i øverste del av Måselvdalen, Troms (heretter kalt Måselvdalen Øst), j. fr. figur 1-1.

Utbredelsen og karakteren til holocene dalinnfyllingssedimenter beskrives og settes i en stratigrafisk ramme. Senking av basenivå er særlig knyttet til deglasial og tidlig postglasial periode, og er en viktig faktor i dalens avsetningshistorie.

Det arbeidet som gjøres, slutføres i en geologisk modell som skal forsøke å vise den stratigrafiske utviklingen av Måselvdalen Øst. Dette vil til slutt settes i en større sammenheng der dalinnfyllingshistorien til hele Måselvdalen (inkludert bretilbaketrekning og smeltevannstilførsel fra Dividalen), omtales. Dette baseres på tidligere materiale og publikasjoner, samt egne undersøkelser.

Mitt arbeid baseres på befaringer og feltarbeid gjort sommersesongene 2012 og 2013, samt kart- og litteraturstudier.

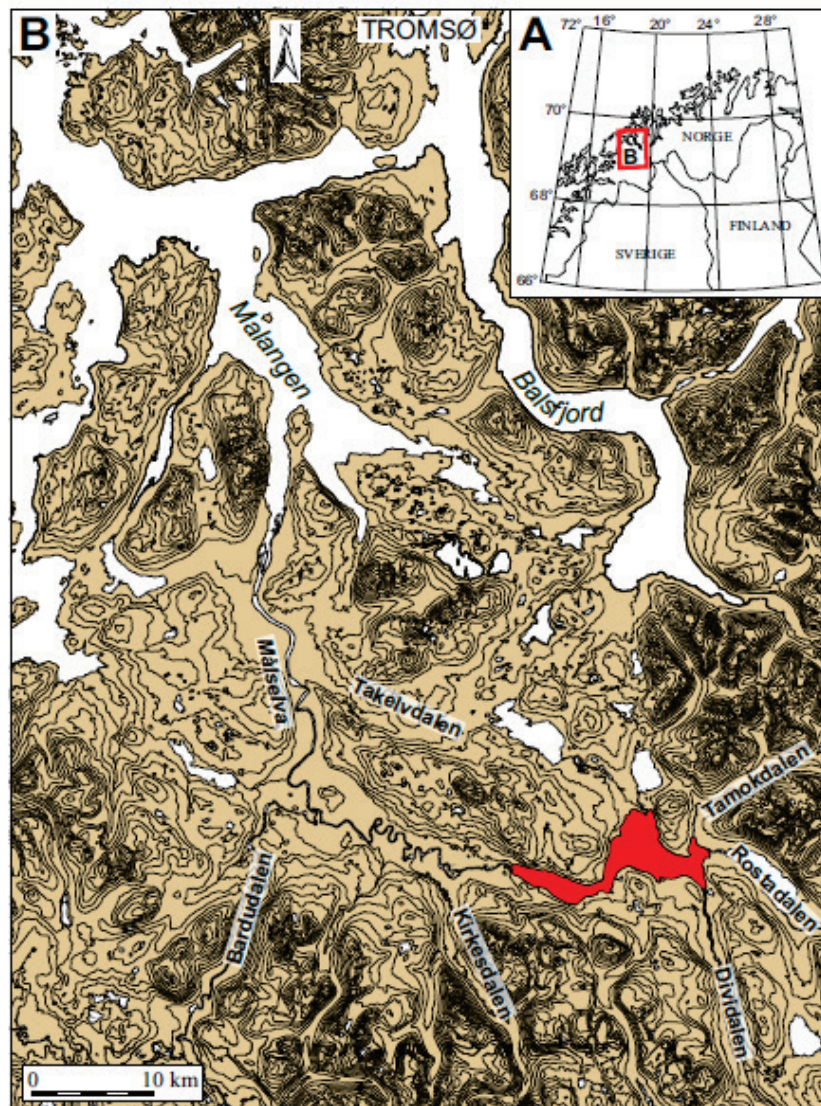
I arbeidet med å få oversikt over fjorddalssystemet er det framstilt et kvartærgeologisk kart som viser fordeling av jordartstyper og avsetningsformer. Bestemmelse av terrassemorfostratigrafi er gjort ut fra beskrivelse og korrelasjon av terrasser (hovedsakelig elveterrasser) i kartbilde og lengdeprofil. Her er terrassehøyder projisert inn på lengdeprofilet, og kan korreleres med eksisterende strandlinjediagram som angir en teoretisk høyde for havnivå - under og etter deglasiasjonen. Her er utvikling av terrassenivå en nødvendig pekepinn for rekonstruksjon av bretilbaketrekning og fall i basenivå.

I tillegg er det gjort bestemmelse av litostratigrafi og litofacies ut fra tolkning i grustak.

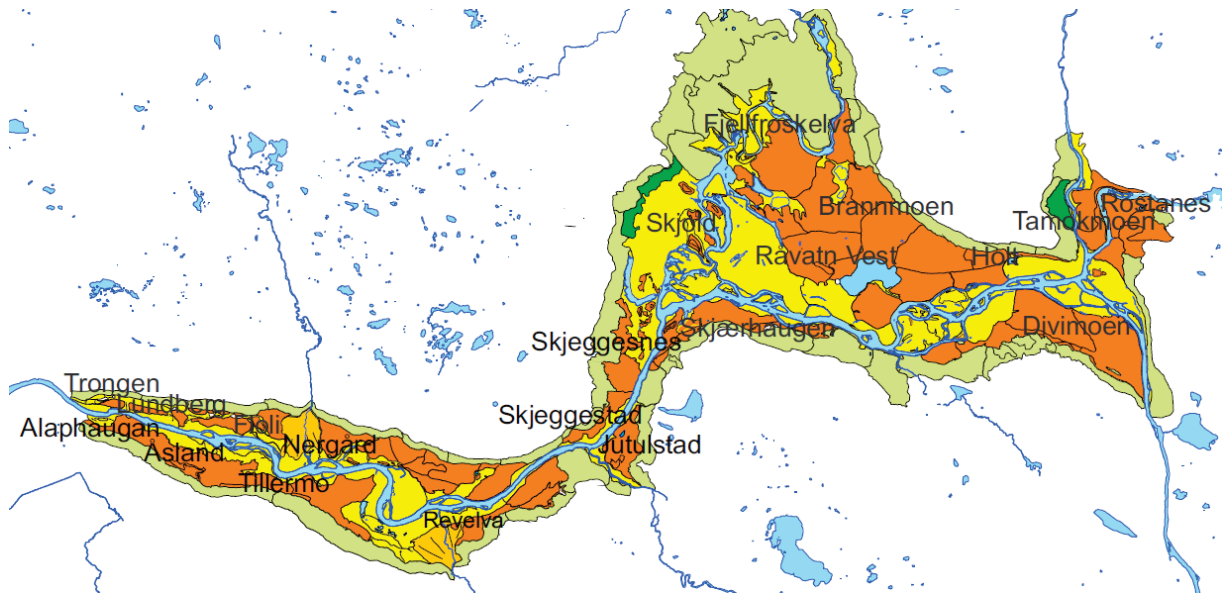
Dalbunnen i undersøkelsesområdet preges av deglasiale avsetninger. Tilgang til snitt begrenses til massetakene ved Skjeggestad og Råvatn Vest. Disse lokalitetene er å finne på figur 1 - 2, samt markert på kvartærgeologisk kart. Ved disse to lokalitetene er det også foretatt georadarprofileringer.

Observasjon av erosjonsrester, terrassenivå, iskontaktskråninger og dreneringsspor - er eksempler på formelementer som også er med på å danne grunnlag for rekonstruksjon av deglasiasjonen og videre dalinnfylling. Dokumentasjon av overflatemorfologi, terrassehøyder og faciesarkitektur i deglasiale og postglasiale avstninger relateres til fall i havnivå og dalinnfyllingshistorie etter deglasiasjonen.

Havnivåkorrelasjoner og radiokarbondateringer er brukt til datering av dalens innfyllingshistorie.



Figur 1 -1. Oversiktskart som viser Målselvdalen med sidedaler, med kartlagt område for denne oppgaven (rødt innfyll) – kalt Målselvdalen Øst.



Figur 1 - 2. Kartlagt område med stedsnavn berørt i oppgaven, j.fr. kvartærgeologisk kart

## 1.2 BAKGRUNN OG TIDLIGERE UNDERSØKELSER

De fleste norske fjorddalene inneholder mektige sedimenter som viser en kompleks dalinnfyllingsstratigrafi som viser isens tilbaketrekning og et fallende havnivå. En vesentlig del av sedimentene i disse dalene er avsatt i et tidligere fjordmiljø. Ut fra dette kan de gi verdifull informasjon om fjordsedimentasjon.

Målselvdalen danner et av Nord-Norges største fjordalssystem. I likhet med andre store fjorddaler i Norge (Corner 2006), ble Målselvdalen fylt med sedimenter i to ulike faser under og etter deglasiasjonen;

1) *Deglasial* fase der glasiogene sedimenter ble avsatt på fjordbunnen, i isfrontavsetninger og stedvis opp til den marine grensen.

2) *Postglasial* fase der dalen ble fylt med deltaiske sedimenter gradert til et fallende havnivå, samtidig som elva skar seg ned i de eldre sedimentene og dannet elveterrasser.

Dette vil bli presentert nærmere i kapittel 6 som beskriver en modell for fjorddalinnfylling.

I løpet av siste decennium har Universitetet i Tromsø gjort omfattende undersøkelser av deglasiasjonshistorie og dalinnfyllingssedimenter i Målselvdalen (Aasheim 2001, Eilertsen 2002, Eilertsen *et al.*, 2004a, 2005, 2006). NGU har publisert et kvartærgeologisk kart over Bardufoss, i målestokk 1:20 000 (Nålsund & Hamborg 1985)

Leirskredområder i dalen er også undersøkt (Danielsen *et al.*, 1992, Solberg 2003, NGU – rapport fra 2002 og Eilertsen *et al.*, 2008).

Målselvdalen Øst har tidligere ikke vært undersøkt med tanke på dalinnfyllingshistorie, og er heller ikke kvartærgeologisk kartlagt – slik som det er gjort ellers i dalføret.

Bargel (1975) har i sin hovedoppgave gjort kvartærgeologiske undersøkelser i vestre deler av Øvre Dividal Nasjonalpark (30 km sørøst for undersøkelsesområdet). Arbeidets primære målsetting var å utrede området glasiale historie med særlig vekt på isbevegelse og smeltevannets dreneringsforhold.

Aga (1977) har i forbindelse med sitt hovedfagsarbeid gjort kvartærgeologiske undersøkelser i østlige del av Øvre Dividal Nasjonalpark

I en doktorgradsavhandling har Eilertsen (2003) gjort sedimentologiske og geofysiske undersøkelser av dalinnfyllingssedimenter nedenfor Målselvfossen. mens Aasheim i en hovedoppgave (2001) har sett på utbredelsen og karakteren til holocene dalinnfyllingssedimenter, mellom Målselvfossen og Alapmoen (Trongen).

Solberg (2003) har i en hovedoppgave fokusert på geologisk utvikling og stabilitet langs Mortenelva, som er en sideelv til Måselva i nedre del av vassdraget.

Området i denne oppgaven har sin ytre begrensning ved Alapmoen (Trongen) i vest, Fjellfrøselva i nord, Tamokmoen og Divimoen i øst, samt sørlige delen av Målselvdalen mellom ytterpunktene i øst og vest, j.fr. figur 1 - 2.

### 1.3 OMRÅDEBESKRIVELSE

Målselvdalen er lokalisert til Midt-Troms. Med sidedaler strekker den seg fra grensa mot Sverige i sørøst til Malangsfjorden i nord. Måselvvassdraget har et nedbørfelt på nærmere 6000 km<sup>2</sup> og er det største vassdraget i Troms fylke (Hansen *et al.* 2002, Tollefsen og Hauglid 1984).

Områdets posisjon er ca. 69°N og 19°Ø, jfr. figur 1-1.

Det er flere sidedaler til Målselvdalen, og en av dem er Bardudalen. Der denne sidedalen møter Målselvdalen ved Bardufoss, er det sammenfall med en berggrunnsterskel som krysser hoveddalen ved Målselvfossen og Bardufossen. Disse tersklene danner erosjonsbasis for de to elvene oppstrøms. Andre daler som munner ut i Målselvdalen er Takelvdalen, Kirkesdalen og Kjervelvdalen – i tillegg til Tamokokdalen, Rostadalen og Dividalen som er forgreininger lengst øst.

Dividalen og Rostadalen er to dalforgreininger som strekker seg inn til grensa mot Sverige. Disse to forgreiningene møtes øverst i hoveddalføret, ved Holt og Divimo. Bardudalen som munner ut i hoveddalen lengre vest – strekker seg også innover mot Sverige.

Området består hovedsakelig av grusige terrasser av glasifluvial og fluvial opprinnelse.

### 1.3.1 Topografi

Målselvdalen er en klassisk U-dal. Hoveddalføret har en utstrekning på 60 km fra dagens deltafront, nord for Hollendernes til dalforgreininga ved Dividalen og Rostadalen.

Ved utløpet av Måselva finner vi Hollendernes. Navnet skriver seg fra hollandsk aktivitet her på slutten av 1500 – tallet, i forbindelse med uttak av skog til trelast. Dagens deltafront ligger et par km nord for Hollendernes (som var en omlastningsplass), og avspeiler til en viss grad den deltautbyggingen som har vært siden den gang (figur 1 – 11).

Måselvdeltaet er et innesluttet ("confined") tidevanns- og bølgeinfluert (destruktivt) fjordbotndelta (Corner & Eilertsen, 2002). J.fr. figur 1 – 11.

Dalen er omsluttet av fjell som når høyder opp mot 1500 m.o.h. Dette gir et høyt relieff med stort potensiale for krefter som er gravitasjonspåvirket. Ved store nedbørsmengder kombinert med høy temperatur og snøsmelting, vil meget stor vannføring ha stor dynamisk kraft idet det treffer dalbunnen. Dette skjedde sommeren 2012, og som resulterte i store endringer i landskapsbildet i utsatte områder

I området NØ for Skjeggesnes til Divimoen er landskapet åpent, og sidedalene Divi-, Rosta- og Tamokdalen munner ut i Målselvdalen ved Divimo helt øst i undersøkelsesområdet. Det er også en dalforbindelse fra Skjold mot Fjellfrøsvatnet i nord, j.fr. figur 1 - 2. Målselvdalen Øst har markerte innsnevringar ved Trongen (Alaphaugen) og Skjeggesnes. Her er berggrunnen delvis blottlagt, jfr. figur 1 - 3 som viser resistente bergarter lokalisert her.

Dalen har et relativt lite fall, og på grunn av terskelen ved Måselvfossen meandrerer elva med høy sinusitet oppstrøms fossen. Det er flere spor etter tidligere meanderslynger som nå er kroksjøer eller myrer. Øverst i dalen, i Øverbygdområdet - er elveløpet mer forgreinet. Mellom Nedre og Øvre Jutulstonga er det en distanse på 3,5 km med en høydeforskjell på ca. 15 m. Dette går fram av terrassekart, j.fr. figur 3 – 1. som bl.a. viser elvas lengdeprofil. Langs denne strekninga har elva et tilnærmet rett løp, og avslører liten elvenedskjæring. Her er det sparsomt med løsmasseavsetninger og terrassedannelser. Dette kan forklares med et stabilt basenivå som har nådd fjellterskelen.

### 1.3.2 Berggrunnen

Berggrunnen i indre deler av Troms utgjør en regionalgeologisk variant sett i et nord-fennoskandisk perspektiv (Gustavson, 1974). Her går et skille i berggrunnen mellom *grunnfjellet* i SØ og overdekkende *skyvedekker* i NV. Mellom grunnfjellet og skyvedekkene ligger sedimentære, fossilførende bergarter – kalt *Dividalsgruppen*, j. fr. figur 1 – 3.

Blotninger (fra Skjeggesnes til Alaphaugen) viser innslag av grunnfjellsbergarter, vesentlig granitt og syenitt - vest og sør i undersøkelsesområdet.

Det er innslag av stedefen leirskifer fra Dividalsgruppen ved Skjeggesnes, SV for Skjold. Hornblendeskifer fra øvre dekkserie finnes NV for Skjold og granat-kalkglimmerskifer NØ for

Skjold, og videre østover. Berggrunnen NØ for Skjold er også fra øvre dekkserie (Reisa dekkekompleks).

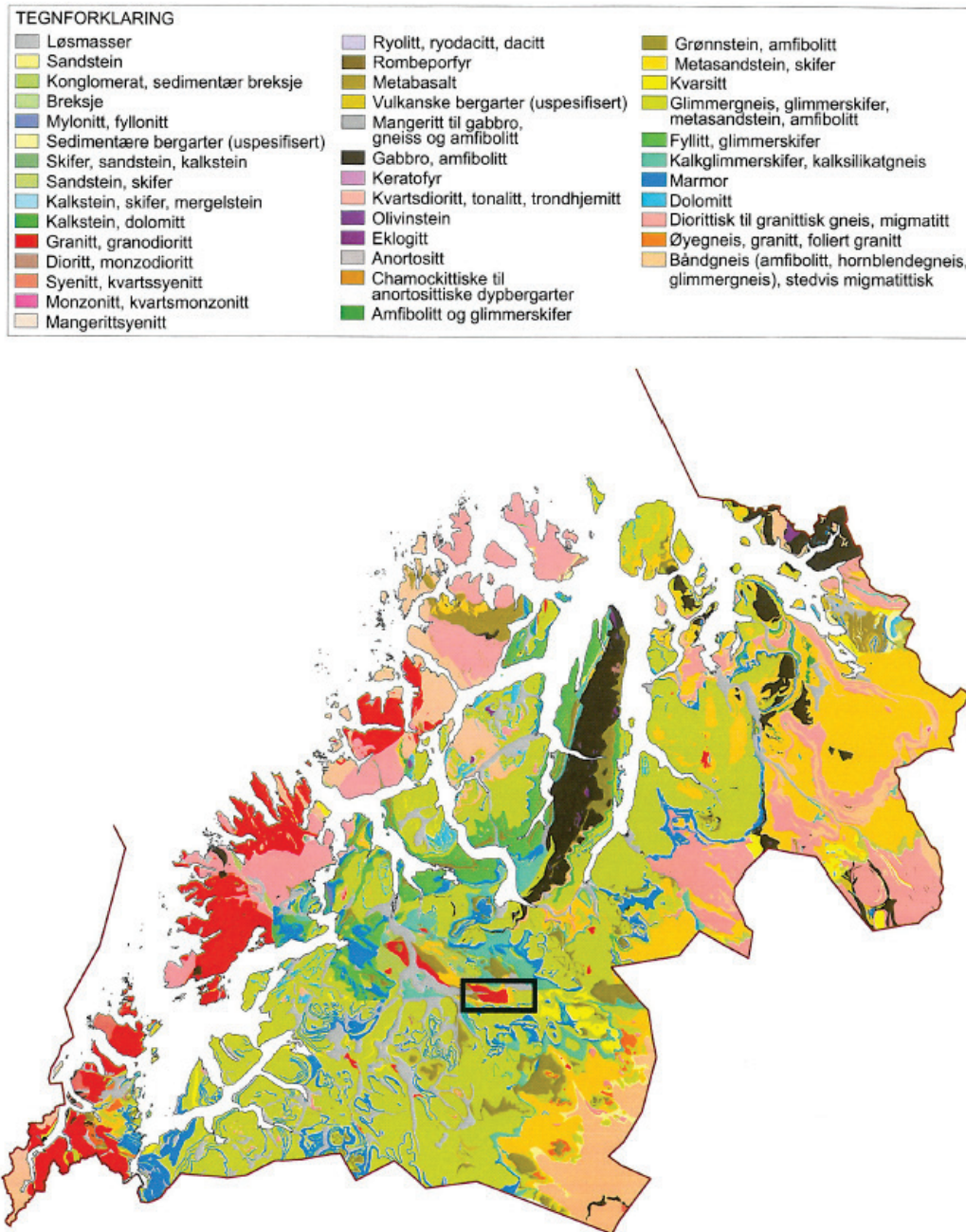
Berggrunnen ved Skjold består av kvartsitt og glimmerskifer (SØ i undersøkelsesområdet). Begge disse bergartene er fra øverste dekkekompleks (Zwaan *et al.*, 1998).

Dividalsgruppen skriver seg fra senvendisk til tidlig kambrisk tid (Andersen *et al.*, 1985; Zwaan *et al.*, 1998). Over disse bergartene ligger skyvedekker fra den kaledonske fjellkjededannelse, tilhørende Reisa dekkekompleks og Målselv dekkekompleks (Andersen *et al.*, 1985; Zwaan *et al.*, 1998).

Målselv dekkekompleks tilhører den undre dekkserien, og er tektonisk blandet med den midtre dekkserien. Bergartene består for det meste av kvartsitt- og mylonittskifer. Disse er i hovedsak lokalisert på nordsiden av dalen, med mindre innslag på sørsida (Andersen *et al.*, 1985; Nålsund, 1983; Zwaan *et al.*, 1998). Reisa dekkekompleks som i området er representert ved Tamokdalsdekket, tilhører de overliggende skyvedekkerne og er særlig lokalisert på sørsida av dalen. Bergartene er dominert av granat-kalkglimmerskifer med innslag av kalkspatmarmor og noe innslag av kvarts- og feltspatrik glimmerskifer (Nålsund, 1983; Zwaan *et al.*, 1998).

Grunnfjellsbergarter øst for området, inn på svensk side – er kilden for mye av avsetningsmaterialet i Målselvdalen.

Strukturer i berggrunnen er i hovedsak orientert fra NV til SØ (Gabrielsen and Ramberg, 1979; Zwaan *et al.*, 1998). Denne orienteringa har nok hatt innflytelse på den seinere glasiøle utformingen av dalen.



Figur 1 -3. Berggrunnskart over Troms fylke. Undersøkellesområdet innrammet i rektangel

### 1.3.3 Kvartærgeologi

Fennoskandia har flere ganger vært dekket av isbreer i kvartær tid. Ved maksimal utbredelse (tidlig sein Weichsel) lå bredekket helt ut til Eggakanten hvor submarine morenerygger ble avsatt (Andersen, 1968; Møller *et al.*, 1992; Vorren and Plassen, in prep.). Bare enkelte

fjellpartier langs kysten og deler av Andøya var isfrie (Vorren, 1978; Vorren *et al.*, 1988). Målselvdalen var i dette tidsrommet dekket av innlandsisen som utformet landskapet.

I sein Weichsel tok en generell klimaforbedring til, og som har vart helt fram til nåtid. Det fennoskandiske isdekket begynte å smelte ned og trakk seg etter hvert helt tilbake. Eggakantens deglasiasjon er anslått til 16 000 år BP (Vorren and Plassen, in prep.).

Tallrike glasiiale elementer på den submarine kontinentalsokkelen viser at denne var dekket av innlandsisen. Den tilgjengelige informasjonen er tilstrekkelig til å vise hvordan avgrensede areal av den ytre delen av sokkelen eller de høyeste fjelltopper, var isfrie i løpet av sein Weichsel, j.fr. figur 1 – 5.

En morenekronologi for Andfjord og Vågsfjordområdet, j. fr. figur 1 – 4 viser til sammen åtte glasiiale stadium (Vorren & Plassen, 2002);

*Egga I - morenen* representerer den siste delen av midt Weichsel (muligens sein Weichsel), og befinner seg ved utløpet av Andfjord-bassenget ved Eggakanten. Sydligste del av avsetningen framstår som en rygg som er 2 km bred og 10 m høy, og har en alder på minimum 22 <sup>14</sup>C ka BP. Unconformities indikerer at Eggamorenene muligens består av sedimenter fra flere breframrykk.

*Bjerkamorenene* befinner seg også i ytre deler av Andfjordbassenget, rett nord for et skjær som kalles Bjerka. Morenen tilhører Kjølhøg morenesystem. Avsetningen har en alder på minimum 14,6 <sup>14</sup>C ka BP. Bjerkamorenene er mellom 1 og 4 km bred og består av et kompleks av flere rygger og en sammenhengende avsetningsrygg. Bjerkamorenene har en undertrykket morfologi som indikerer seinere breframrykk.

*Egga II – morenen*, tilhørende Endleten morenesystem er datert til samme alder som Bjerkamorenene.

*Flesenmorenen*, datert til 14,5 <sup>14</sup>C ka BP befinner seg i skillet mellom indre og midtre del av Andfjordbassenget. Avsetningen består av et et kompleks av rygger som er 3 km bred og 20 – 40 m høy.

*D – trinnet* er ikke definert ved noen submarin morene, men kjennetegnes ved høyt innhold av IRD og periglacial fauna i borkjerner fra ytre og midtre del av Andfjordbassenget. Dette er datert til 13,2 – 13,8 <sup>14</sup>C ka BP.

*Skarpnesmorenen* er av Eldre Dryas alder, datert til 12,2 <sup>14</sup>C ka BP. Den utgjør store morenerygger nær fjordmunningene. Breforholdene under Skarpnes-begivenheten er sammenfallende med neste trinn; Tromsø/Lyngen-morenen. Strandlinja til Skarpnestrinnet ligger 7 – 10 m over den karakteristiske Hovedlinja.

*Tromsø/Lyngen-morenen* samsvarer med Yngre Dryas-perioden, og isfronten er lokalisert ved eller bak posisjonen til denne morenen – også i løpet av Allerød, muligens også i løpet av Eldre Dryas-perioden. Dette trinnet er det mest tydelige i Troms. To parallelle morenerygger



indikerer to glasiøle framrykk. Hovedlinja samsvarer med dette trinnet. Tromsø/Lyngen – trinnet er datert til 10,7 – 10,3  $^{14}\text{C}$  ka BP.

Eilertsen (2002a) framsetter en alternativ teori der nye dateringer viser en hyppigere fluktuering av brefronten, og at T/L – morenen er 700 til 900 år eldre enn tidligere antatt. Han hevder at T/L trinnet kan være avsatt i Eldre Dryas / tidlig Allerød etter at brefronten hadde vært helt inne ved Målselvfossen. Etter T / L trinnet trakk breen seg tilbake, til Kirkesdalen – før den rykket fram til Målselvfossen og avsatte isfrontavsetningene Brentmoen og Storskogmoen (figur 6 – 6). Eilertsen antyder at dateringer fra Målselvdalen og Kirkesdalen som knyttes til Allerød / Yngre Dryas er 400 til 1000 år for gamle. Dette kan komme av høy reservoaralder, slik at han modifierer dateringene til 400 år eller mer. Videre tilbaketrekning av breen i Preboreal er samsvarende i de ulike scenariene.

*Stordalmorenen* er av Pre-Boreal til tidlig Boreal alder. Så mange som tre avsetninger ligger i noen daler. De er generelt mye mindre og tydelige enn Tromsø/Lyngen-morenen. Denne morenen er avsatt i tidsrommet 10,0 – 9,5  $^{14}\text{C}$  ka BP.

Den videre nedsmeltingsperioden som fulgte etter Stordalstrinnet samsvarer omtrentlig med den tidlige delen av den boreale perioden. Klimaet var sannsynligvis likt dagens klima, og det fant sted en hurtig nedsmelting. Avsetningselementer fra nedsmeltinga dominerer proksimalt for Stordalstrinnet (Andersen, 1968).

Bargel (1975), skriver i sin hovedfagsoppgave at det er vanskelig å rekonstruere deglasiasjonen i forskjellige faser, men fastslår at istilførselen foregikk fra sørøst i Bottenvik-området. Etter som ismektigheten stadig avtok under nedsmeltinga – ble isen i indre deler av landet dynamisk død da tilførselen stanset. Isavsmeltinga ble da stort sett preget av en vertikal nedsmelting, og ismassene smeltet fra alle kanter – også sub- og supraglasialt. Hulrom inne i isen (englasialt) kunne også ha en effekt på nedsmelting.

En slik deglasiasjonsform som for øvrig er vanlig for fjellparti – skiller seg markert ut fra deglasiasjonen i kyststrøk der isfronten vil trekke seg tilbake inn mot kildeområdene som vanligvis er fjellene. I hovedsak er altså deglasiasjonen av fjellparti vertikal, mens den er horisontal for kyststrøkene (Bargel, 1975).

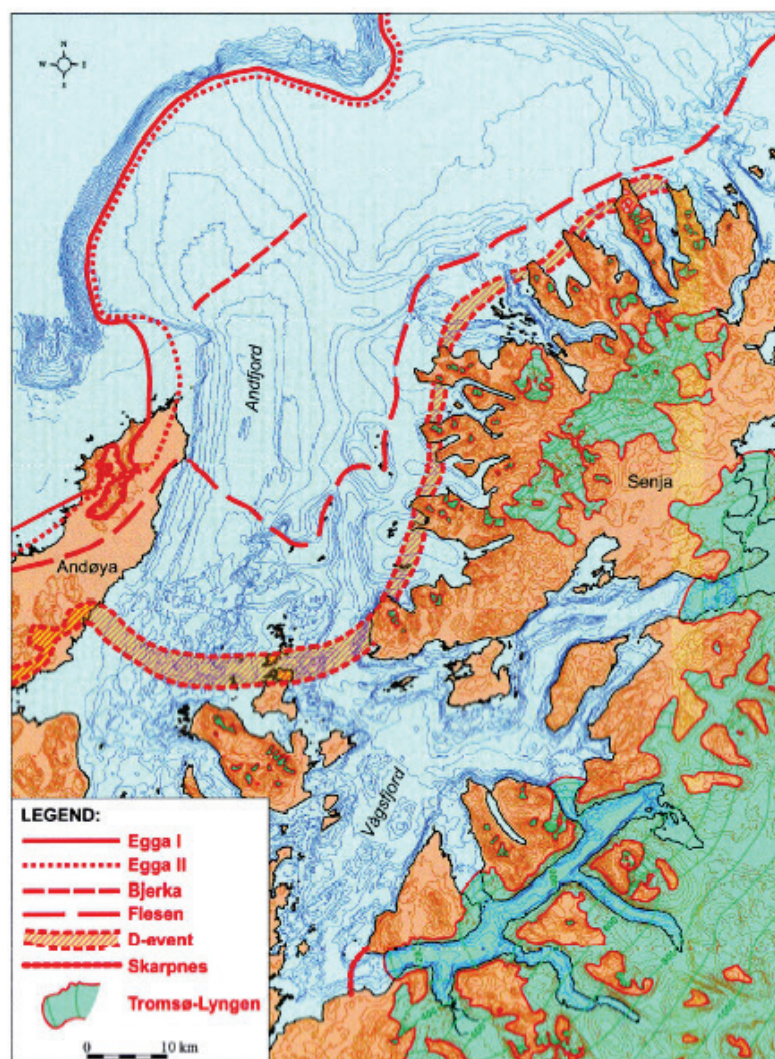
Innstrømming av varmt atlantehavsvann mellom 10,3 – 9,0  $^{14}\text{C}$  ka BP, førte til et signifikant varmere klima i Nord-Europa. I kjerner fra havbunnen utenfor Nord-Norge, viser foraminifersammensetningen at dette skjedde rundt 10,0 – 9,0  $^{14}\text{C}$  ka BP (Hald and Korsun, 1997).

De regionale glasiasjonsgrensene i Troms i samme tidsrom ble anslått til 200 +/- 50 m lavere enn dagens (Andersen, 1968). Det varmere klimaet førte til at dalbreene i Troms gradvis smeltet bort.

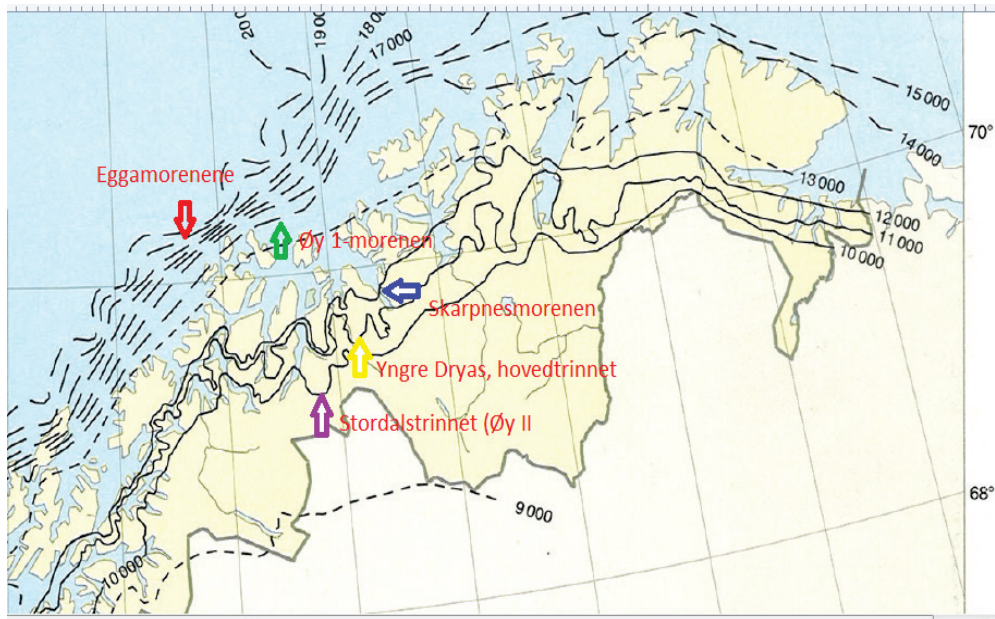
Etter at isen trakk seg tilbake, ble de nåværende dalførene satt under vann. En eustatisk havnivåendring fant sted (Andersen, 1968; Corner, 1980; Vorren and Plassen, in prep.).

I slutten av preboreal tid, mistet innlandsisen kontakten med havet og trakk seg innover i landet. . Etter at isen forsvant helt, ble det en overgang fra glasimarint til marint sedimentasjonsmiljø i fjordene. Sedimenttilførsel i løpet av og etter glasial retrett, styres særlig av relativt havnivåfall forårsaket av glasioisostatisk mekanisme (Corner, 2006). Prosessen førte til dannelse av terrasselandskap som er styrt av basenivået.

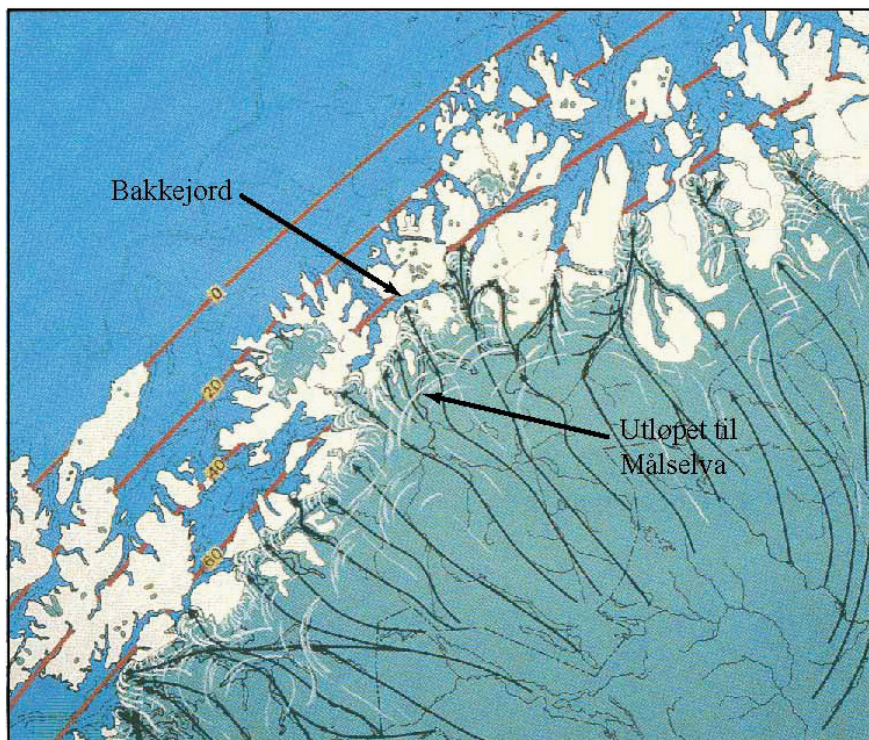
Etter landhevingen har enkelte deler av de marine leiravsetningene blitt utsatt for utvasking av ferskt overflatevann og grunnvannsgjennomstrømning. Det har ført til dannelse av ustabil kvikkleire, som i sin tur har utløst store leirskred (Danielsen *et al.*, 1992).



Figur 1 – 4. Morenekronologi for området Vågsfjord – Andøya (Vorren & Plassen, 2002)



Figur 1 – 5. Morenekronologi for kysten av Troms og Finnmark som viser bretrandtrinn (modifisert etter Andersen og Karlsen, 1986)



Figur 1 - 6. Brebevegelse og utbredelsen av innlandsisen i Yngre Dryas. Breen gjorde et framrykk i en generell avsmeltningfase.. Rødbrune linjer er isobaser som viser hvilken høyde i meter hvor vi i dag kan finne spor av datidas strandlinje. Dynamiske, svarte piler viser brebevegelsesretning (etter Vorren 1992).

Kronosone	<sup>14</sup> C-år	Kalibr. år
SubAtlantisk	0	0
SubBoreal	2500	4000
Atlantisk	5000	8000
Boreal	8000	9000
PreBoreal	9000	10000
Yngre Dryas	10000	11500
Allerød	11000	13000
Eldre Dryas	11800	11800
Bølling	12000	13000
	13000	15500

Figur 1- 7. Tidsskala over siste del av sein Weichsel og Holocen . Sammenstilling mellom radiokarbon -alder og kalibrert alder ( Klitgaard-Kristensen *et al.*, 2001).

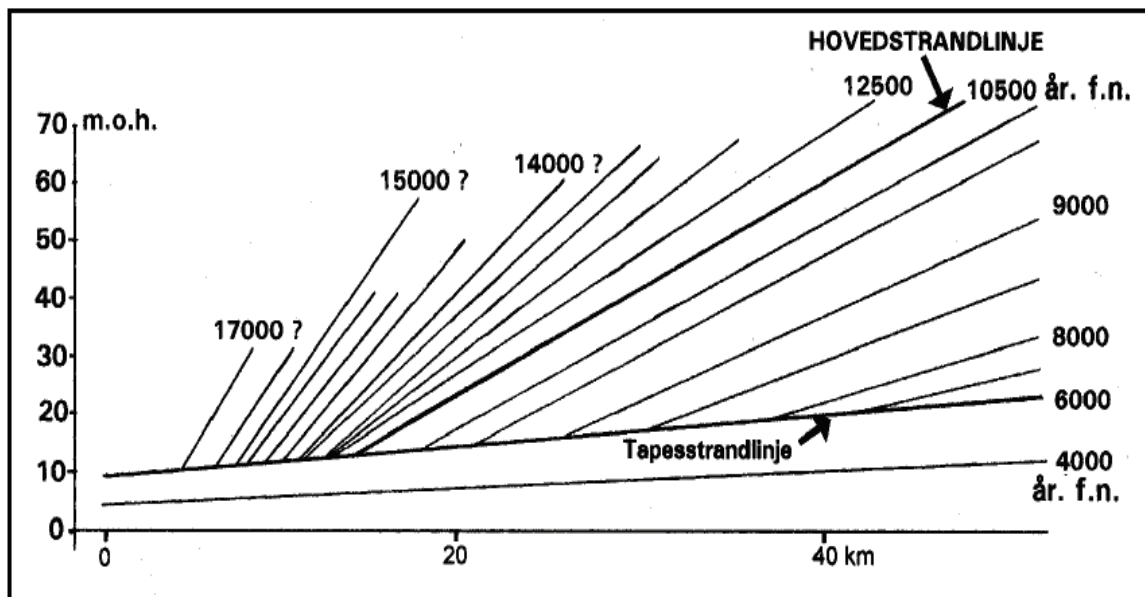
### 1.3.4 Strandlinjer

Da isen begynte å smelte, steg både land og hav. Men havet steg raskest og oversvømte land som i dag er tørt. Etter hvert dominerte landhevinga, og den var størst der isen hadde vært tykkest. Nye strandlinjer ble dannet så lenge det var regresjon, j.fr. figur 1 - 8. De mest markerte strandlinjene ble dannet i perioder og i områder hvor havnivåstigning og landheving var like store.

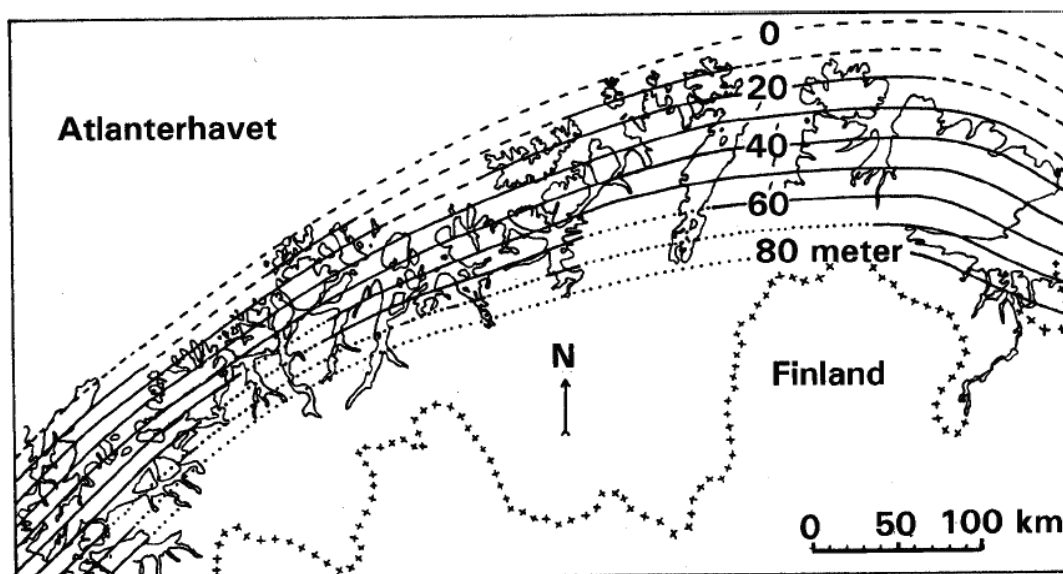
Den strandlinja som er tydeligst i Troms er *Hovedlinja* som ble dannet samtidig med Tromsø/Lyngen-trinnet i Yngre Dryas. Denne strandlinja ble dannet i en kald periode, og strandlinja er flere steder skåret inn i fjell som følge av frostsprengning.

Den andre dominerende strandlinja er *Tapeslinja*. Den ble dannet under en transgresjon som fant sted 8-6 ka BP (Møller et al. 1986, Jørgensen et al. 1997). Det som skjedde var at havnivået tok til å stige fordi isbreene (i global sammenheng) smeltet fortere enn landet steg.

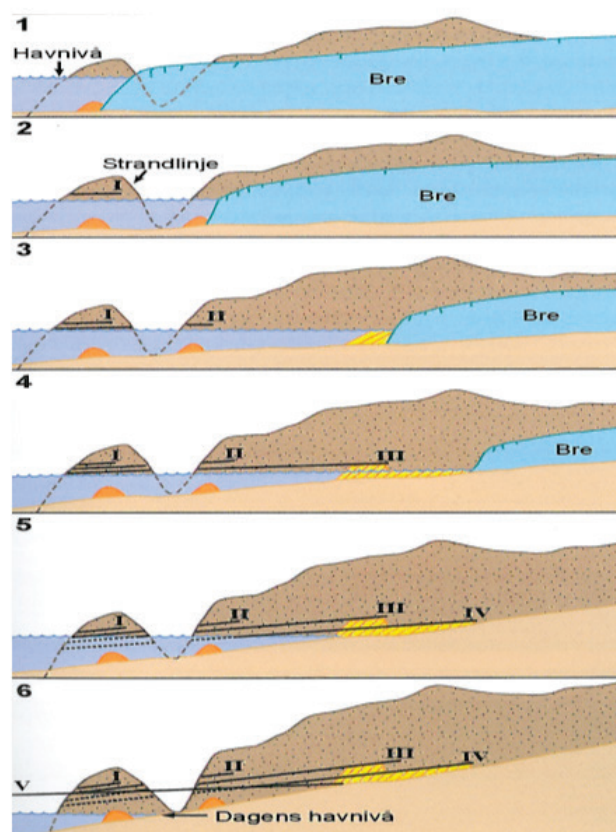
Figur 1 - 8 og 1 - 9 viser strandlinjer i Troms og isobaser for Hovedstrandlinja i Nord-Norge.



Figur 1 - 8. Strandlinjer i Troms. Hovedstrandlinja er fra Yngre Dryas. Den mest markerte strandlinja fra postglasial tid, er Tapeslinja (Jørgensen et al. 1997)



Figur 1- 9. Isobaser for Hovedlinja i Nord-Norge (Jørgensen et al. 1997)



Figur 1 - 10. Teoretisk modell for isavsmelting, landheving og strandforskyvning (Møller et al., 1986). Modellen viser hvordan isfrontens tilbaketrekning avgjør når det dannes strandlinjer i et område.



Figur 1 – 11 viser Måselvdeltaet ("Norge i bilder")

### 1.3.5 Strandforskyvning i Måselvdalen

Strandforskyvningskurver viser hvilket høydenivå strandsonen (middelvannstand) lå på – ved forskjellige tidspunkt.

Etter hvert som isen trakk seg tilbake, fulgte havet etter. Landhevinga starta samtidig med at isen for alvor smelta helt ned, men den eustatiske effekten var større enn den isostatiske – til å begynne med. Det resulterte i raskere stigning av havnivå enn landblokka. De høyeste nivåene man finner spor etter havet, representerer marin grense. Ved hjelp av strandlinjediagram kan en antyde følgende nivå for marin grense ulike steder i Måselvdalen (Eilertsen et al. 2002a, Stefanussen 1980):

Figur 2-2 viser strandforskyvningskurver for tre lokaliteter i Måselv. Her legges det vekt på kurvenes relative forløp, og ikke de absolutte verdiene i forhold til MG.

Kurven som illustrerer kystnære forhold, viser større utflatning og tydelig dokumentasjon på transgresjonen (8 – 6 ka BP). Alle de tre kurvene viser en relativ rask regresjon i perioden mellom ca. 10 ka og 8,5 ka BP, for deretter å flate noe ut. Kurvene har likevel noe ulikt forløp. Dette kommer bl.a. av ulik landheving mellom stedene, i samspill med endringer i havvolum over tid (Danielsen et al., 1997).

Den sterke endringa i strandforskyvningskurven (isobasegradienten) før ca. 6 ka BP skyldes den isostatiske hevinga av landblokka etter bortsmeltinga av innlandsisen. Gradientverdiene var særdeles store i perioden før ca. 9 ka BP, mens isfronten ennå stod innenfor området. Tyngda av breen medførte forsinkelser i den isostatiske hevinga av landblokka etter hvert som breen trakk seg tilbake.

Etter ca. 6 ka BP har isobasegradienten vært liten og forandringene har hatt et mer lineært forløp, som tidligere nevnt. Det kan se ut som om landhevinga i denne perioden har mer preg av en tektonisk heving av en stiv landblokk. Et slikt todelt forløp er observert flere steder Skandinavia.



## 2 MATERIAL OG METODE

### 2.1 MATERIALE

Materialet som er benyttet i denne oppgaven, er tidligere geologisk litteratur over området (jfr. litteraturlista), kartverk (papir- og digitale kart), stereografiske og digitale flybilder, georadarprofiler og litologiske logger.

#### 2.1.1 Kart

Studieområdet er dekket av topografiske kart (M 1:50 000); 1532 IV Kirkesdalen, 1533 II Tamokdalen, 1532 I Dividalen (Divimoen-Rosta) og 1533 III Takvatnet (Alapmoen).

Dessuten er det brukt økonomiske kart (M 1: 5000), digitale kart (1 : 50 000, 20 m ekvidistanse), 1 : 5000 (5 m ekvidistanse) og 1 : 1000 (1 m ekvidistanse pluss fastpunkter). Oversiktskart er hentet fra NVE Atlas og Statskog Kartinnsyn. Plansje over nivellerte elvehøyder i fastpunkt er hentet fra Norges vassdrag- og energidirektorat (NVE) sitt arkiv.

#### 2.1.2 Bilder

Stereografiske flybilder over området, samt digitale flybilder fra ”Norge i 3D”, ”Norge i bilder”, ”NVE Atlas” og ”Statskog kartinnsyn” – er tatt i bruk. De stereografiske flybildene har serienummer FW 33-1, flybildnr. 4 – 11 og er fotografert 10/8 – 1985. Målestokk er 1 : 40 000.

#### 2.1.3 Posisjonsmåling

GPS som er en del av ”Trimble R-Track” teknologisystem er brukt til posisjonsbestemmelse. Dette instrumentet mottar og støtter det globale navigasjons- og satellittsystemet GNSS. GNSS - systemet muliggjør bestemmelse av x-, y- og z- koordinater med mm nøyaktighet, avhengig av forbindelse mellom satellitter og terrestrisk mottaker.

GNSS – systemet inkluderer amerikanske GPS, russiske GLONASS, EUs Galileo og Kinas Kompass System.

Det er også benyttet vanlig GPS til x og y bestemmelse. Global Positioning System (GPS) er en konstellasjon bestående av 24 satellitter som orbiterer Jordas omkrets. Disse satellittene styres etter svært nøyaktige klokker og bruker radiosignaler til å sende lokaliseringinformasjon.

Ved å benytte satellitter, kan en GPS – mottaker på bakken fange opp signaler til bestemmelse av lokalisering overalt i verden. Ved bruk av avansert programvare, kan en basestasjon og en

kommunikasjonslink bestemme posisjonen til cm – nøyaktighet. Til bestemmelse av høyde gir dette systemet derimot for stor unøyaktighet.



Figur 2 – 1 viser GPS brukt til høydemåling .

#### 2.1.4 Andre hjelpemidler

Det digitale kvartærgeologiske kartet, logger, figurer og georadarprofil er tegnet, konstruert og bearbeidet i tegneprogrammet ”Corel draw” - samt noe i Arc Gis. Her har avdelingsingeniør Jan P. Holm ved Universitetet i Tromsø vært til stor hjelp.

## 2.2 METODE

Under innsamling og bearbeiding av datamateriale, samt framstilling av dette – er det brukt ulike metoder for å belyse dalens innfyllingshistorie.

Vesentlige elementer i dette arbeidet har vært kvartærgeologisk kartlegging og undersøkelse av sedimentære facies, og stratigrafi i snitt. Jeg har foretatt noen høydemålinger i tillegg til de høydene som er oppgitt i kartgrunnlaget.

I forbindelse med mitt feltarbeid har jeg foretatt noe profilering med georadar, men ikke så mye som ønskelig. I flere omganger hvor det var tilrettelagt for bruk av georadar, lyktes det ikke å få signal. På grunn av slitent teknisk utstyr har jeg brukt mye tid på dette uten å få tilsvarende igjen på innsamlede data.

Det har vært nyttig å kartlegge områder et stykke ovenfor marin grense (<125 m.o.h.), både for å få en sikker bestemmelse av denne og en bedre oversikt over sedimenttilførselen under den siste avsmeltningsfasen.

### 2.2.1 Kvartærgeologisk kart

Kvartærgeologisk kart over Målselvdalen Øst (plansje 1) viser utbredelse og morfologi til sedimentære avsetninger. Området som dekkes, strekker seg fra isfrontavsetningene ved Alapmoen – Øvermoen i front av berggrunnsterskelen i vest, til samløpet med Dividalen og Rostadalen i øst. Med utgangspunkt i utsnitt fra det kvartærgeologiske kartet, vil avsetninger som er relevante for dalinnfyllingen – bli presentert.

Det er kartlagt opp til 125 meterskoten, med unntak av områder hvor fjellterskler i dalen overskrider dette nivået. Over 100 meters nivået langs dalsidene, dominerer forvittringsmateriale og usammenhengende morenemateriale.

### 2.2.2 Terrassehøyder

Øverst i dalen (lengst øst), ved Divimoen/Tamokmoen - er terrassehøyden mellom 86 og 96 meter over havet. I nedre del av området, på sørsida av Måselva (Alaphaugen – Tillermo) er terrassehøyden mellom 82 og 87 m.o.h. , j.fr. kvartærgeologisk kart (plansje 1).

### 2.2.3 Rundingsanalyse

Bergartsfragmenter som fraktes med vann eller isbre vil bli preget av både transportmåten og transportlengden (Pettijohn 1957; Bergersen 1964, m.fl.). Rundingsanalyser kan derfor brukes til å bestemme disse faktorene. Bergersen (1973) hevder at en enkel rundingsanalyse er en av de beste feltmetoder for jordartsklassifisering (med hensyn på genesis).

Flere definisjoner og klassifikasjonssystemer av runding er beskrevet, men en av de mest benyttede definisjoner ble først formulert av Wentworth (1919), seinere modifisert av Wadell (1932).

Etter Wadells definisjon er runding forholdet mellom den gjennomsnittlige krumningsradius til hjørnene av en stein og radiusen til den største innskrevne sirkel. Rundingen vil da tallmessig kunne uttrykkes i form av en rundingsindeks som varierer fra 0 til 1, der 1 er rundingsindeksen til en perfekt kule (Pettijohn, 1957). Vi sier da at bergartsfragmentet har fullkommen modenhet.

I denne oppgaven har jeg valgt å bruke Bergersens 4- delte skala for rundingsanalyse fordi jeg anså denne som tilstrekkelig for å beskrive kornteksturen i mitt prøveutvalg. De 4 rundingsklassene er; Kantet (K), kantrundet (KR), rundet (R) og godt rundet (GR). Denne inndelingen baserer seg på visuelle kriterier.

Jeg har foretatt rundingsanalyse på glasifluvialt materiale, hvor 100 stein er undersøkt for hver lokalitet.

#### 2.2.4 Skuringsanalyse

Rekonstruksjon av isens bevegelsesretninger er basert på retningsselementer i fast fjell dannet ved iserosjon. Retningsselementer av denne type som jeg har funnet innenfor undersøkelsesområdet kan karakteriseres som skuringsmerker, skuringsstriper og ”fluted rock”.

*Skuringsstriper* er slipte spor i berggrunnen, dannet i glasial periode – av bergartsfragmenter som ble ført med på undersida av breen. Skuringsstripene viser hvilken retning isbreen hadde da de ble avsatt. Det kan forekomme at skuringsstriper et sted kan ha ulik alder og med ulik retning fordi isbevegelsene skifta retning.

”*Fluted rock*” kan lettest observeres på flybilder der de kommer fram som en klar striping . disse retningsselementene forekommer hovedsakelig på glimmerskifre (Bargel, 1975). Rygger og furer er 2-3 m brede, med en høydeforskjell på 0,5 m mellom bunnen av furene og toppen av ryggene. Furene inneholder vanligvis vegetasjonsdekket forvittringsmateriale som gir fargevariasjoner på flybildene.

Lengdeaksene på disse ryggene er orientert parallelt med isbevegelsesretningen. Dette bekreftes også av skuringsstriper (Vorren, 1970).

#### 2.2.5 Lokalteter og litostratigrafiske logger

Til sammen 2 lokaliteter er undersøkt under feltarbeidet. Det kartlagte området har som nevnt få naturlige snitt. I undersøkelsesområdet er det etablert to større massetak – ved Skjeggestad og Råvatn Vest.

Ut fra undersøkelsene er det utarbeidet 4 litologiske logger og dessuten beskrivelse og tolkning av lagningsgeometri i større skala. Det er også samlet inn prøve av leire funnet i massetaket ved Skjeggestad. Dette kommenteres nærmere under et seinere avsnitt (2.2.8 Logger).

Snittbeskrivelsene er gjort etter følgende prosedyre:

- 1) Nummerering og lokalisering av snittet. Snittene er nummerert og merket av på kart.....

- 2) Oppmåling og merking av snittet. Det ble valgt et basenivå. Høyden ble målt oppover skråningen med tommestokk.
- 3) Graving og rensing av snitt.
- 4) Sedimentologisk beskrivelse. Detaljundersøkelse av tekstur og struktur, grenseflater, samt måling av lagenheter.
- 5) For å kunne tolke avsetningsmiljø – ble snittene beskrevet i større lateral utstrekning. Det ble også sett på overflatemorfologi og snittets relasjon til terrengform.
- 6) Fotografering. Snittfoto ble tatt som dokumentasjon, og for evt. presentasjon av resultater.
- 7) Prøvetaking. Antatt glasimarin leire ble undersøkt m.t.p. foraminiferinnhold.

### 2.2.6 Langsgående terrasseprofil

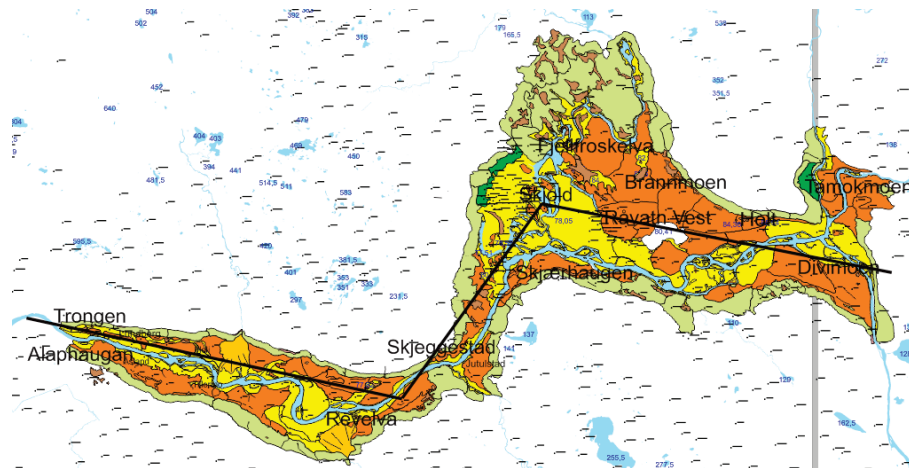
Det er laget et terrasseprofil over området Målselvdalen Øst hvor terrassehøyder og elvegradient er tegnet inn (figur 3 -1).

For å lage et terrasseprofil, har jeg tatt utgangspunkt i en profillinje som er mest mulig dekkende for dalløpets orientering i øverste delen av Målselvdalen.

Punktene som er plottet inn i terrasseprofilet er høydepunkt som allerede finnes i kartgrunnlaget. Disse punktene er projisert vinkelrett på profillinjene. Det er noe overlapping av punkt der profillinjene vinkles.

Terrasseprofil trekkes gjennom sammenfallende høydepunkt, j. fr. figur 2 – 2.

I undersøkelsesområdet har dalen en øst/vest orientering. Det gjelder for øvre og nedre del, med unntak av strekningen mellom Jutulstad og Skjeggesnes hvor dalen er ”forskøvet”. I dette området vinkles dalprofilet slik at det orienteres subparallelt med dalen, j.fr. kvartærgeologisk kart (plansje1).



Figur 2 – 2. Langsgående profilinje gjennom Målselvdalen Øst.

### 2.2.7 Georadar

Det er tatt 2 georadarprofiler i Målselvdalen Øst, til sammen ca. 250 m. Profileringa ble foretatt i samarbeid med Raymond Eilertsen, og prosessering er foretatt av Eilertsen. I tillegg har jeg hatt nytte av profilering foretatt av Eilertsen og Aasheim, i nedre og midtre del av Målselvdalen. Profileringen i undersøkelsesområdet ble foretatt med en senderspenning på 1000 V og antennefrekvens 100 Mhz. Relativt flatt terreng gjorde at det ikke var nødvendig med terrengkorreksjoner. Nærmere beskrivelse av georadarprofilering i undersøkelsesområdet vil bli gitt i kapittel 5.

Georadaren var av typen pulsEKKO IV (Sensors & Software Inc., Canada) som er et digitalt system. Georadarprofilene er presentert i figur 5 – 2 og 5 – 4.

Georadar, eller GPR ("Ground-Penetrating Radar") er en pulsradar som sender høyfrekvent EM-energi (10-1000 MHz). Utbredelsen av EM-bølger avhenger av bakkens høyfrekvente, elektriske egenskaper – som i geologiske materialer i hovedsak er bestemt av dielektrisitetskonstanten (øker med vanninnhold) og elektrisk ledningsevne (øker med ioneinnhold).

De elektriske egenskapene kontrollerer EM-bølgenes utbredeshastighet, demping og refleksjon. Høyere antennefrekvenser gir bedre vertikal oppløsning, men dårligere penetrasjon. Valg av antennefrekvens må velges ut i fra ønsket om stor dybderekkevidde eller god oppløsning, evt. en kombinasjon (Davis&Annan 1989).

Materiale	Max penetrasjonsdyp (m)
Sand/grus	60
Morene	15
Silt	5-10
Ferskvann	15-25
Torv	15-20
Leire	2-4
Berggrunn	75-300
Polaris	>4000

Tabell 2 - 1 viser max penetrasjonsdyp (ikke tatt hensyn til antennefrekvens) for vanlige materialtyper (Sigurdson & Wikstrøm 1986, Mellett 1990).

Dybderekkevidden (penetrasjonsdypet) for EM-bølger avtar med økende elektrisk ledningsevne i bakken. Signalene dempes kraftig i godt ledende materialer som for eksempel leire og saltvann. Det er derfor ikke mulig å "se" gjennom godt ledende materiale. Dempingen øker også med økende frekvens på utsendt signal.

Ved målinger over løsavsetninger, egner metoden seg best ved tørre, grovkornede avsetninger (til tross for økende ledningsevne). Dette skyldes at en i vannmettede avsetninger har større dielektrisitet, et forhold som gir bedre forplantning av EM-bølger. En tommelfingerregel for penetrasjonsdyp, dersom en ser bort fra antennefrekvens- er gitt ved (Annan&Cosway 1992);

$$d_{\max} < 35 / \sigma, \text{ der } \sigma = \text{elektrisk ledningsevne mS/m}$$

Reflekterte signaler som mottas av et instrument på overflaten, blir overført til en kontrollenhet for forsterkning og digitalisering (Davis and Annan, 1989). De digitaliserte signalene settes sammen til profiler som kan prosesseres og tolkes.

I hovedsak er dielektrisitetskonstanten ( $\epsilon_r$ ) kontrollert av vanninnholdet i et materiale. Refleksjoner i et medium oppstår i det bølgepulsen treffer en grense som representerer en forandring i de dielektriske egenskapene. En del av bølgeenergien vil bli reflektert tilbake til georadaren, mens den resterende energien fortsetter ned i dypet. Refleksjonskoeffisienten ( $R$ ) uttrykker andelen av reflektert energi fra laggrensa mellom to medier, (1) og (2) (Davis and Annan, 1989):

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_{r1}} - \sqrt{\epsilon_{r2}}}{\sqrt{\epsilon_{r1}} + \sqrt{\epsilon_{r2}}}$$

Ligninga gjelder for vertikal skrålagning noe som tilnærmet også gjelder for georadar pga. kort avstand mellom sender og mottaker. Ligninga gjelder ikke dersom laget er tynt ift. bølgelengda. Dette viser at andelen av reflektert energi øker med forskjellen i dielektrisitetskonstanten i to medier. Stor forskjell i dielektrisitetskonstanten medfører at mindre energi forplantes videre gjennom grenseflaten, slik at lavere grenseflater kan være vanskelig å detektere. En stor andel av energien reflekteres i overgangen mellom tørr og vannmettet avsetning.

Penetrasjonsdypet for EM-bølger avtar med økende elektrisk ledningsevne (økende ioneinnhold) i bakken, j.fr. tabell 2 – 1. Materiale med god ledningsevne absorberer energi som dermed demper signalet.

Dempingen øker også med økende frekvens på det utsendte signalet. Samtidig gir høy antennefrekvens god vertikal oppløsning. Valget av høyere antennefrekvens vil gi bedre vertikal oppløsning, men dårligere penetrasjon.

Vanninnhold i terrengoverflaten har betydning for penetrasjonsdypet (Mauring *et al.*, 1995). Tabell 2 - 1 viser at is og tørr sand gir lav dielektrisitet og ledningsevne i forhold til vannmettet sand. Georadarundersøkelser av sandige avsetninger i de kaldeste periodene – over delvis frosset mark, gir trolig den beste penetrasjonen og tydelige refleksjoner.

Spredningen av EM – bølger kan føre til at refleksjoner ikke fanges opp av mottakerantennen. Dette fenomenet oppstår ved at bølgepulser reflekteres og refrakteres uordnet mellom forskjellige løsmassepartikler. Spredningen øker med høyere frekvenser og er dermed en medvirkende årsak til en dårligere penetrasjon (Rønning, 1992).

Hastighetsanalyser for dybdekonvertering – CMP-målinger (felles midtpunkt), er ikke utført. CMP-målinger bør gjøres der det er horisontal stratigrafi (Mauring *et al.*, 1995).

Tolkning av georadarprofiler baserer seg på gjenkjenning og sammenknytning av refleksjoner og refleksjonsmønstre. En geologisk modell avledes av dette hvor resultater fra litostratigrafiske undersøkelser og overflatekartlegging sammenstilles.

### 2.2.8 Logger

Snittene i Måselvdalen Øst finnes i 2 lokaliteter. Her ble primære løsmassestrukturer studert. Det er svært begrenset med åpne snitt av finere kornstørrelse i området. Grove kornstørrelser byr på utfordringer med tanke på snittanalyse. Det er lagt vekt på målinger av tekstur og struktur, samt bestemmelse av stratigrafiske grenser.

Bestemmelse av kornstørrelse gjøres etter en modifisert Udden-Wentworth skala (tabell 2 -2).



Fraksjoner	Inndeling	Kornstørrelse (millimeter)
Blokk		256 -
Stein	stor	128 – 256
	liten	64 - 128
Grus	meget grov	32 - 64
	grov	16 - 32
	middels	8 - 16
	fin	4 - 8
	meget fin	2 - 4
Sand	meget grov	1 - 2
	grov	0,5 – 1
	middels	0,25 – 0,5
	fin	0,125 – 0,25
	meget fin	0,0623 – 0,125
Silt		0,0313 – 0,0623
		0,0156 – 0,0313
		0,0078 – 0,0156
		0,0039 - 0,0078
		0,0020 - 0,0039
Leire		0,0010 - 0,0020
		0,0005 - 0,0010
		0,00025 - 0,00050
		- 0,00025

Tabell 2 – 2. Modifisert Udden – Wentworthskala.

Måling av kornstørrelse og vurdering av rundingsform er foretatt på Brannmoen (figur 3.9). Målingene er gjort ved 3 lokaliteter. For hver lokalitet har jeg valgt ut 100 sedimentkorn (tilfeldig valgt) hvor middel diameter er målt ut fra dimensjonene lengde, bredde og høyde.

Klassifisering av rundingsform er gjort etter visuelle kriterier.

### 2.2.9 Fossiler

En sedimentprøve av leire fra Skjeggestad grustak ble undersøkt m.h.t. mikrofossiler. Foraminiferfunn (*N. Pachyderma*, sinistral) ble påvist, men det utelukkes ikke at dette kan skyldes kontaminering fra laboratoriet (T. Rasmussen pers. medd. 2012).

Prinsippet for undersøkelse mht. mikrofossiler er som følger; Kornfordelte prøver av silt og leire (< 63  $\mu\text{m}$ ) blir undersøkt. Tørkede prøver ble mikroskopert med et stereomikroskop. Tyngdeseparering blir utført før utvelgelsen av foraminiferprøver for datering (Aasheim, 2001).

### 2.2.10 $^{14}\text{C}$ -dateringer

Det er ikke foretatt radiokarbondatering av fossilfunn fra området Målselvdalen Øst (i forbindelse med mitt arbeid). Metoden er likevel viktig for rekonstruksjon av paleoklima, samt kvartærgeologisk kartlegging. Det er foretatt aldersbestemmelse av fossilfunn som er gjort lengre ned i dalen (Aasheim, 2001 og Eilertsen). Dette gir viktig informasjon til dalens innfyllingshistorie. Jeg velger derfor å ta med prinsippet for denne type datering.

#### Prinsippet for $^{14}\text{C}$ -datering

$^{14}\text{C}$  er en radioaktiv isotop som brytes ned til det stabile grunnstoffet  $^{14}\text{N}$ . Halveringstida for  $^{14}\text{C}$  er 5570 år. Ved datering forutsettes det en konstant mengde  $^{14}\text{C}$  i alle levende organismer. Opptak av  $^{14}\text{C}$  fra biosfæren, opphører når organismen dør. Da starter den radiometriske nedbrytningen (Bowman 1990).

Bruk av  $^{14}\text{C}$ -datering bygger på visse forutsetninger (Mangerud 1972, Bowman 1990):

1. Halveringstida er kjent
2. Atmosfæren har hatt den samme konsentrasjonen av  $^{14}\text{C}$  gjennom tidene, samtidig som atmosfæren og biosfærens konsentrasjon av  $^{14}\text{C}$  er i likevekt
3. Konsentrasjonen er den samme i alle deler av biosfæren
4. Aktiviteten er kjent ved dødstidspunktet
5. Etter organismens død skjer det ikke noe utveksling av karbon mellom organismen og dets miljø
6. Etter organismens død er  $^{14}\text{C}$ -konsentrasjonen i organismen bare påvirket av radioaktiv nedbryting

Her finnes det flere feilkilder, og disse punktene er under idealforutsetninger.

#### Mulige feilkilder ved bruk av $^{14}\text{C}$ -datering

1. Variasjon i geomagnetisk fluks. Jordas magnetfelt har stor høyde; kosmiske stråler blir ledet vekk fra jorda og produksjonen av  $^{14}\text{C}$  vil avta. Jordas magnetfelt har lav høyde; produksjonen av  $^{14}\text{C}$  vil øke (Bowman 1990).
2. Karbonutslipp (antropogent/ikke antropogent) har gitt relativ økning av  $^{14}\text{C}$  (Bowman 1990, Lowe&Walker 1984).
3. Artsspesifikk variasjon beskriver forhold som som påvirker konsentrasjonen av  $^{14}\text{C}$  i en organisme relativt til det miljøet det lever i, uavhengig av den radioaktive nedbrytningen. Faktorene er *fraksjonering, rekrystallisering og temperatur*.

Fraksjonering betyr at organismer har en tendens til å ta opp  $^{12}\text{C}$  (den letteste isotopen) i forhold til  $^{13}\text{C}$  og  $^{14}\text{C}$ . Er differansen signifikant, vil organismer indikere høyere alder enn atmosfæren ved datering. Variasjonen er artsbettinget (Bowman 1990, Mangerud 1972).

Rekrystallisering kan være et problem fordi lettopløselige skall kan rekrystalliseres og isotoputveksling med miljøet kan forekomme. Utvekslingen skjer vanligvis i den ytre delen av skallet (Lowe&Walker, 1984)

Temperaturen påvirker isotopopptakene, men variasjonene er relativt små sammenlignet med andre naturlige variasjoner (Mangerud 1972).

4. P.g.a. utveksling mellom atmosfæren og havet, har karbonet en reservoartid som er mer enn 60 ganger større i havet. Dette gir en alder på vannet som er eldre enn reell alder (Mangerud 1972). Havet langs norskekysten har en vannmasse som med en tilsynelatende alder på  $450 \pm 40$  år (Mangerud 1972).

5. Enkelte norske fjorder har nesten stagnerende bunnvann. Dette kan medføre høyere alder på disse vannmassene enn det som reelt er (Strøm 1936; Mangerud 1972).

6. Andre reservoars utveksling med havet (Mangerud 1972).

Marine skjell kan bli influert av karbon fra kontinentene. Skjellene blir transportert til havs som oppløste partikler. Dette inkluderer karbon fra biosfæren, så vel som radioaktivt dødt karbon fra forvitrede bergarter, osv. I avgrensede områder med stor tilførsel av ferskvann, vil det kunne oppstå problemer som likner "hardtvannseffekten" (karbonrikt vann) i innsjøer (Broecker&Olsen 1961; Mangerud 1972).

- Skjell kan absorbere gammelt karbon fra sedimentene.

- Skjell funnet i Skandinavia er assosiert med deglasiasjon. Et teoretisk problem er at disse kan være influert av glisiale smeltevatnsmasser som inneholder gammelt karbon (Mangerud 1972).

- Et problem med  $^{14}\text{C}$ -dateringer er at det kan oppstå platå i målt alder. Dette er horisontale linjer i kalibreringskurven. Dette er et fenomen som gjør at materiale en vet har ulik alder, kommer ut med lik alder ved en datering. Slike platå finnes i flere forskjellige tidsperioder (Halvorsen, Paleobotanisk rapport 2012).

Alder som er oppgitt i oppgaven er  $^{14}\text{C}$  – år, men benevnes uten dette prefiks.

### 2.2.11 Navnsetting

Navnsetting av lokaliteter og avsetninger er i det vesentlige basert på økonomisk kartverk og lokal kjennskap til feltområdet. Der lokalitetsnavn ikke finnes, angis romlig relasjon til nærmeste stedsangivelse.

### 2.2.12 Høyder og avstandsmålinger

Høydeangivelser angitt i oppgaven er basert på oppgitte høyder i kartgrunnet, fastpunkt fra Statens Kartverk, nivellerte elvehøyder fra NVE og GPS-målinger (Trimble R – Track).

Avstandsmålinger innenfor avgrensede områder er foretatt med vanlig GPS.

### 2.2.13 Kartlegging

Som grunnlag for utarbeidelse av kvartærgeologisk kart, er det gjort litologiske undersøkelser i snitt, observert utbredelsen av jordartstyper og identifisert grensen mellom disse. Observasjon av overflatemorfologi og høydekorrelasjoner har også vært vesentlig. I tillegg har studier av flybilder, digitale- og topografiske kart – samt korrelasjon med tidligere kvartærgeologiske undersøkelser lengre ned i dalen, dannet grunnlag for utarbeidelse av kvartærgeologisk kart over øvre Målselvdal.

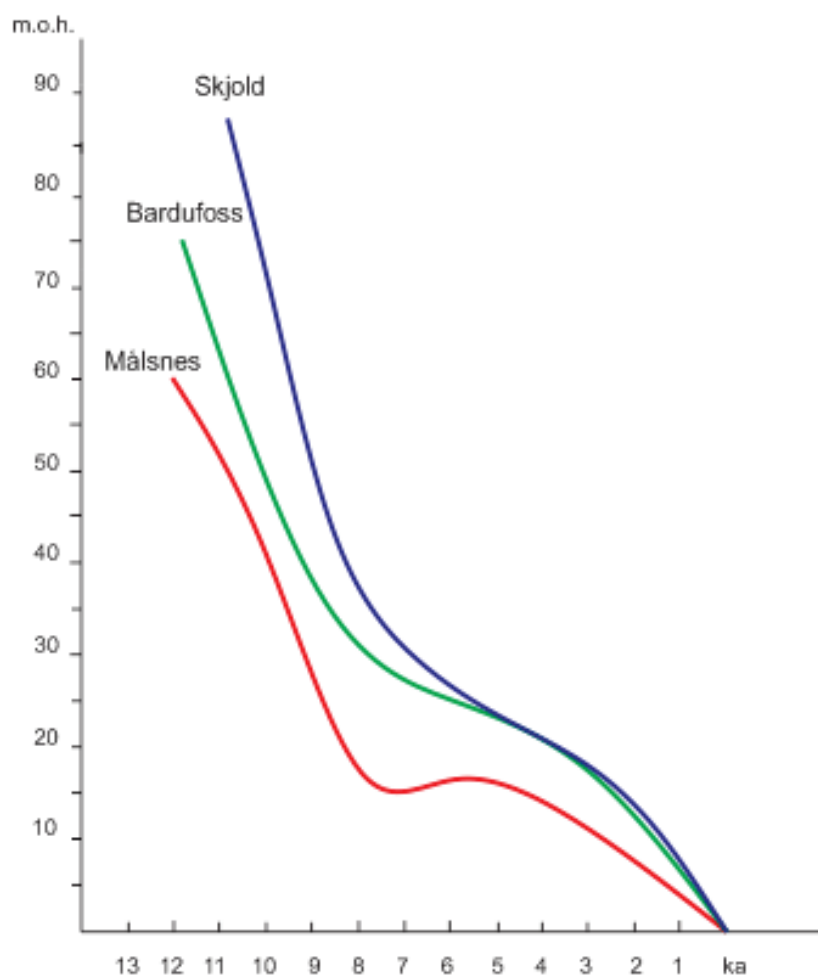
Inndeling og symbolbruk er den samme som for tidligere kartlegging i dalen. Det skilles mellom fluviale avsetninger og fluvial deltautbygging for å understreke stratigrafien i dalinnfyllingen. Symboler som ikke er relevant i denne sammenheng, er utelatt.

Kartleggingen er avgrenset til 125 m.o.h. Grunnlagskartet er i målestokk 1: 5000, ekvidistanse 5 m. Kartet er digitalisert av Jan P. Holm.

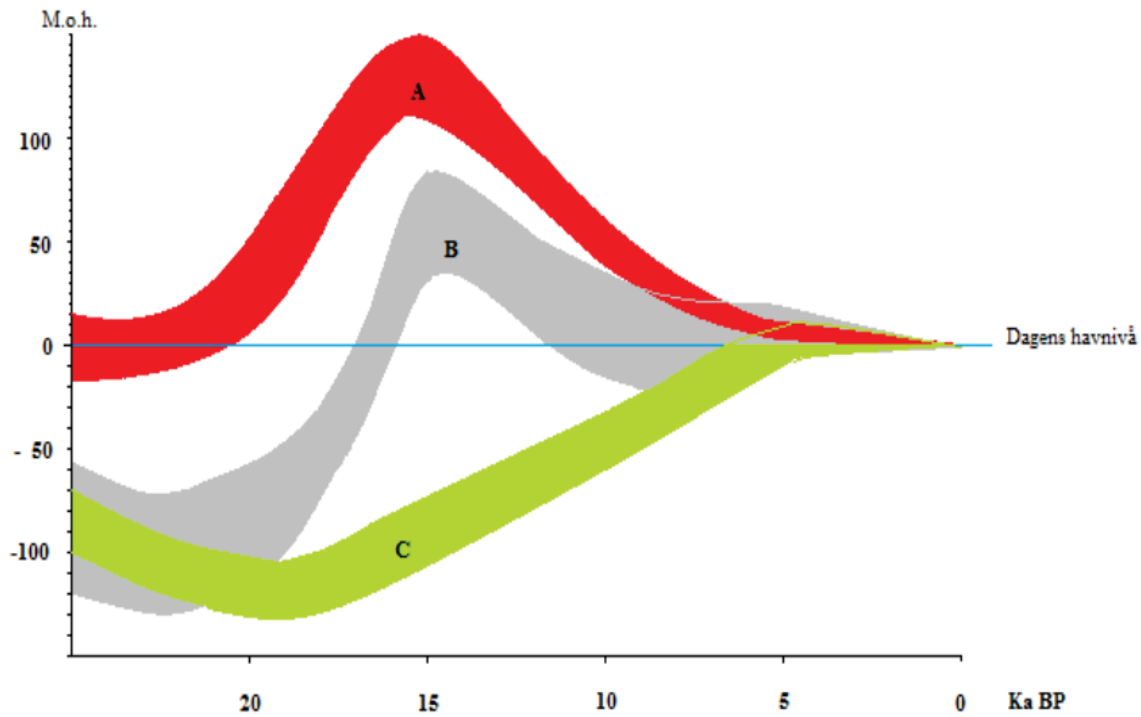
Terrasser som tilhører dalsidevifter, utgjør mindre avsetninger med gradienter som avviker fra terrassene fra dalinnfyllingen forøvrig.

### 2.2.14 Havnivå

Fastsetting av havnivå kan foretas ut fra undersøkelser av strandhakk, strandvoller, tidevannsbasseng og overgangen mellom topset og foreset lag tilhørende deltaavsetninger. Marin grense er fastsatt ut fra ekstrapolerte strandlinjer. For øvrig har det ikke latt seg gjøre å finne grenseflater mellom avsetninger i terrasser (sortert) og morene usortert.



Figur 2 - 3. Strandforskyvningskurver for Skjold, Bardufoss og Målsnes som ligger ca.2 km nord for elveutløpet (Møller & Holmeset 1998).



Figur 2 - 4. Strandforskyvningskurve for områder nær ytterkanten av kontinentalhylla i vestlige Troms, omtrentlig beregnet. (modifisert etter Andersen 1968).

A: isostatisk forskyvning

C: eustatisk forskyvning

B: strandforskyvningskurve (belte) laget ved aritmetisk addisjon av kurvene A og C.

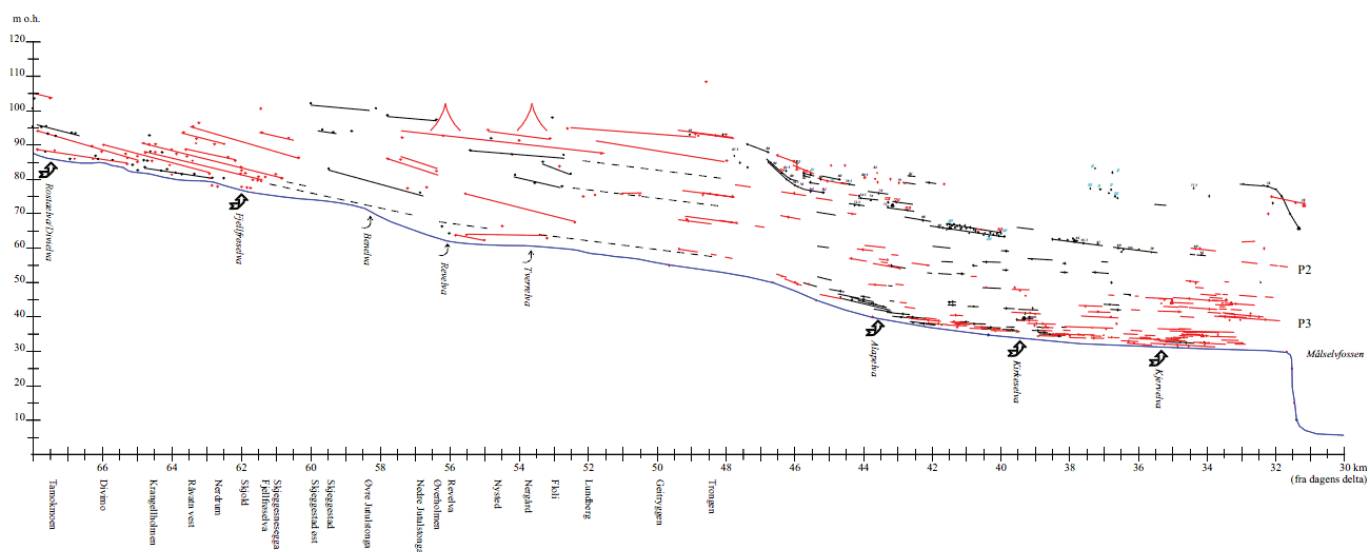
### 3 AVSETNINGENES UTBREDELSE OG MORFOLOGI

#### 3.1 INNLEDNING

Det kvartærgeologiske kartet (plansje 1) viser at den østligste delen av hoveddalen, dekkes av løsmasser som morene (usammenhengende og sammenhengende), glasfluviale, glasimarine, fluviodeltaiske og fluviale avsetninger.

















Glasfluviale og fluviale avsetninger dekker mesteparten av den kartlagte dalbunnen. Disse er i hovedsak avsatt som terrasser. Terrasekartet, j.fr. figur 3 - 1 er konstruert ut i fra den kartlagte overflata, og viser at terrassene er knyttet opp mot bestemte nivå som kommer fram på terrasseprofilen. Glasfluviale terrasser som representerer den deglasiale fasen, utgjør de høyeste terrassene. Fluvial deltaterrasse representerer tidlig postglasial fase, og utgjør et mellomnivå. De fluviale terrassene representerer middels til sein fase og fram til nåtid. Disse utgjør de laveste nivåene. Dette utdypes nærmere i kapittel 7.

Utbredelsen av de enkelte jordarter omtales for hver lokalitet seinere i kapitlet.



Figur 3 – 1. Terrasekart over øvre Målselvdalen

## TEGNFORKLARING:

	Morenematriale, sammenhengende dekke	 Terrassehøyde 1-5 m	 Nedskjæring i fast fjell
	Morenematriale, usammenhengende	 Terrassehøyde 6-10m	 Nedskjæring elv/bekk
	Glacifluvialt	 Terrassehøyde 11-20m	 Nedskjæring smeltevann
	Fluvialt	 Terrassehøyde >20 m	 Iskontakt, iskontaktskråning
	Alluvial vifte		 Dødisgrop
	Berggrunnsblotninger		
	Organisk matriale, myr		

Figur 3 – 2. Tegnforklaring til plansje 1.

### 3.2 STRATIGRAFISK OPPBYGGING

De sedimentære avsetningene er bestemt ut fra stratigrafisk posisjon og avsetningsmiljø, og knyttet til basale avsetningselement (j.fr. kapittel 6).

- (1) Isfrontakkumulasjon
- (2) Glasifluvial fjordbotndelta
- (3) Glasimarine avsetninger
- (4) Postglasialt delta
- (5) Postglasiale prodelta avsetninger
- (6) Postglasiale marine avsetninger
- (7) Fluviale terrasseavstninger

### 3.3 BERGGRUNNSBLOTNINGER

Berggrunnsblotninger er særlig eksponert i dalbotn langs strekningen mellom Skjeggesnes og Nedre Jutulstonga, hvor fjellterskler forekommer (figur 1 – 2 og 3 - 1). I dette området er også sørlige del av dalsiden eksponert. Denne strekningen har størst differanse i høydenivå langs dalprofilet (figur 3 – 1). Strekningen utgjør en trang dalpassasje, og av berggrunnskartet (figur 1 – 3) kan en se at dette området består av forvitningssterke bergarter (granitt/granodioritt).

For øvrig forekommer spredte forekomster av fjell i dagnivå. Dette innebærer innfyllingsmasser av mindre mektighet enn hva tilfellet er i midtre og nedre del av Målselvdalen.

Lengre øst, ved Skjærhaugen hoppbakke – finnes indikasjoner på brebevegelse, preget i en berggrunnsblotning. Denne indikasjonen består av plastiske former (p-former; Dahl 1965). I tillegg



viser skuringsstriper at breen har beveget seg i vestlig eller østlig retning (figur 3 – 2 a og b). Funn av sigdbrudd i samme blotning bekrefter breens bevegelse i vestlig retning. Indikasjon på glacial erosjon (plastiske skuringsformer) er også observert i berggrunnsblotninger ved Skjeggesnes Øst og Råvatn Vest (j.fr. figur 7 – 4 og 7 – 5).



Figur 3 – 3 a). Indikasjon på breerosjon, indikert med rødt. Skjærhaugen hoppbakke.



Figur 3 – 3 b). Orientering på skuringsstriper, målt til 340° NNV. Skjærhaugen hoppbakke.

## Diskusjon

Overflatekartlegginga viser at berggrunnsblotninger har større utbredelse øverst i Målselvdalen, sammenlignet med midtre og nedre deler av dalen. Blottede isskuringsstriper er dannet ved subglasial erosjon og orienteringen til disse representerer dominerende isbevegelsesretning (Lowe and Walker, 1997). Skuringstripene i Skjærhaugen er orientert mot 340°. Sammenlignes denne målingen med målinger lengre vest i dalen, vil en se at det er visse samsvar; 286°, 303° og 312°/nordøst for Pannesmoen (Aasheim 2001) og 289°/ved Målselvfossen (Nålsund og Hamborg, 1985).

Målingene sammenfaller med orienteringen til Målselvdalen. Dette tyder på at isbevegelsen er styrt av dalretningen.

### 3.4 MORENEAVSETNINGER

Morenemateriale er løsmasser avsatt direkte av isbreer. Dette er mer eller mindre usortert materiale som ikke er påvirket av rennende vann. Bergartsfragmenter i materialet er oftest kantet eller kantrundet. Denne avsetningstypen er et diamikton som kan bestå av kornfraksjoner fra silt til storblokkig størrelse

Moreneavsetningene har varierende mektighet og deles generelt inn i tre klasser: tynt usammenhengende dekke, sammenhengende dekke med stedvis stor mektighet og randmorener. Det er ikke påvist randmorener i undersøkelsesområdet. Disse avsetningene er i hovedsak blottlagt langs dalsidene i høyde over de deglasiale og postglasiale avsetningene.

Størst lateral utbredelse har morener i form av usammenhengende, tynt dekke over berggrunnen slik det er observert langs strekningen mellom Trongen og Skjeggesnes, j.fr. kvartærgeologisk kart. Usammenhengende (tynt) morenedekke forekommer over marin grense hvor forvitningssterke bergarter legger premisser for dalutforming.

Sammenhengende morenedekke opptrer sporadisk i undersøkelsesområdet – gjerne i forsenkninger hvor overflaten har en konkav karakter, og hvor eksponeringen fra breen har vært mindre.

Ved vanlig overflatekartlegging er det vanskelig i bratte skråninger å skille mellom morenemateriale og skredmateriale.

#### Diskusjon

Moreneavsetningene er avsatt under glasiering og deglasiering av innlandsisen.

Morenedekket er avsatt subglasialt ved påklistring og englasialt/supraglasialt ved utsmelting. Subglasiale avsetninger avspeiler en jevnere overflate, mens nedsmeltet materiale utgjør et landskap som er mer kuppert.

### 3.5 GLASIFLUVIALE AVSETNINGER

Glasifluviale avsetninger er løsmasser avsatt av strømmende smeltevann fra isbreer. De kjennetegnes ved at materialet er lagdelt og sortert etter kornstørrelse. Sand og grus er dominerende kornfraksjon med korn av relativ høy rundingsgrad, dvs. rundet og godt rundet. Det kan dog skilles mellom fluviale og glasifluviale avsetninger ved at sedimentkorn avsatt glasifluvialt har mindre rundingsgrad enn fluvialt avsatte korn (King, 1969). Dette er det ikke gjort undersøkelser på i oppgaven.

I Måselvdalen Øst er det påvist isfrontakkumulasjoner. En langstrakt, sammenhengende flate helt øst i undersøkelsesområdet er tolket til å være en sandurflate.

Det er her snakk om iskontaktavsetninger i flere former; kameterrasser, iskontaktskråninger og dødisgroper. Disse formelementene er iskontaktfenomener, og dannes i forbindelse med nedsmeltinga av en isbre. Betingelsen for dannelse av slike elementer er at breen er dynamisk død..

Glasifluviale avsetninger er avsatt under deglasiasjon av innlandsisen. Glasifluviale flater har spor av kanaler som indikerer løp for smeltevann. Disse er tydeligst på Brannmoen og vest i undersøkelsesområdet mellom Skjeggstad og Trongen. Disse løpene har en orientering som viser dreneringsretning (figur 3 – 6 og plansje 1) og som derved viser i hvilken retning breen trakk seg tilbake. Dødisgroper gir også en god indikasjon på en bre i en stagnerende fase.

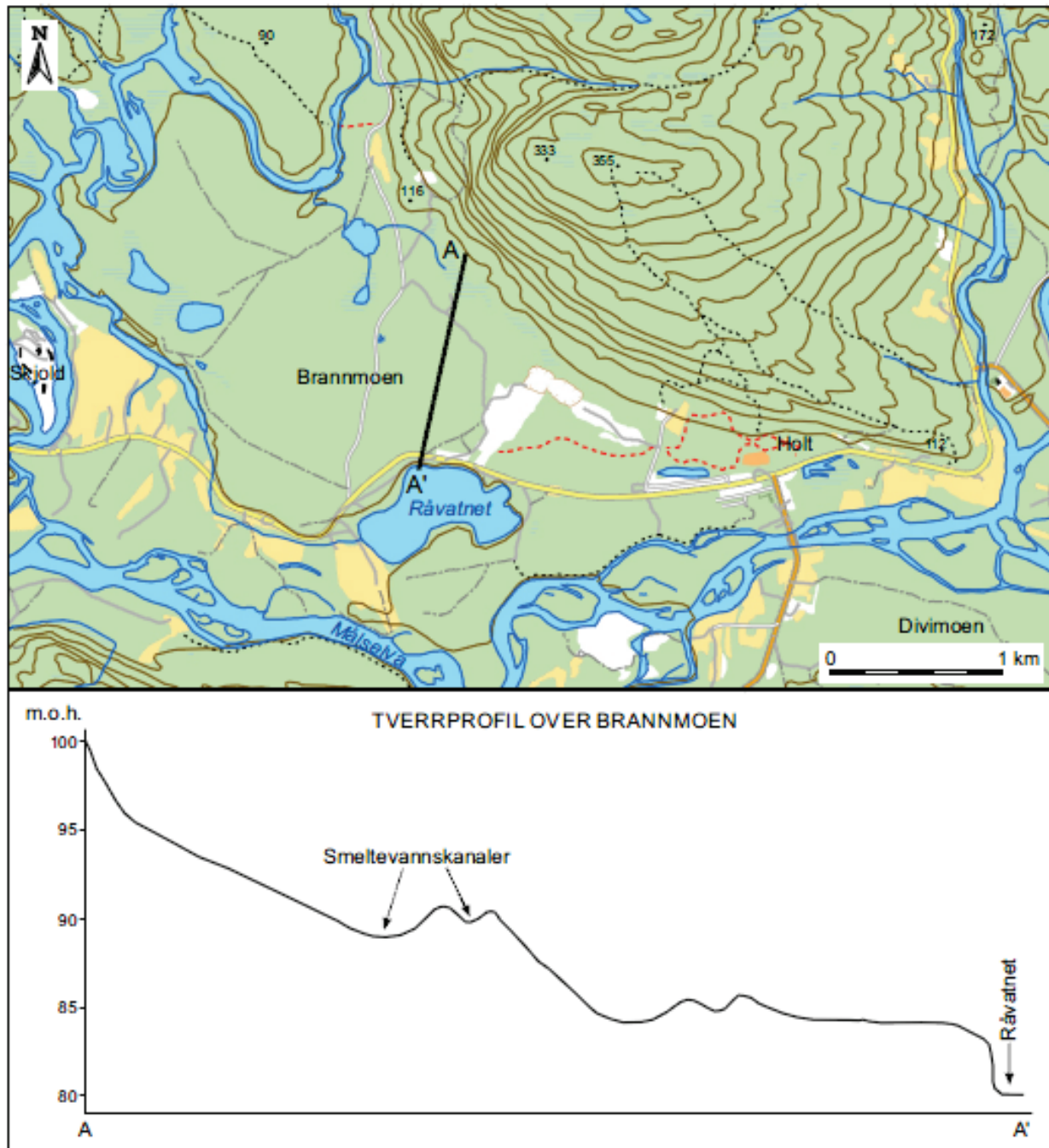
Iskontaktavsetninger kan ha stor variasjon i forhold til morfologi (Corner 2006). Disse avsetningene består av ulike element som kan være avsatt subakvatisk som vifte eller voll, eller som iskontakt med dannelse av proksimal skråning. I en slik sammenheng kan også dødislandskap avdekkes. Dette er påvist i undersøkelsesområdet, og vil bli beskrevet under lokalisering av avsetningene i inneværende kapittel.



Figur 3 – 4. Vannfylte dødisgroper på Brannmoen (Ortofoto, Norge i bilder).



Figur 3 – 5. Paleokanal (smeltevannsløp) til høyre i bildet. Fra Brannmoen.



Figur 3 – 6. Snitt over Brannmoen, langs linja A - A'. Profilet er plottet etter Økonomisk kartverk med målestokk 1 : 5 000 og 1 m ekvidistanse.

### 3.5.1 Alaphaugen – Nedre Tillermo

De glasifluviale avsetningene øst for berggrunnsterskelen ved Alaphaugen (figur 3 – 7), viser terrasser i høyden fra 86 til 96 m.o.h. På sørsida av dalen ligger terrasser 92,8 til 96 m.o.h., inn mot dalsiden (Aasheim, 2001). Terrassene på sørsida av dalen er avgrenset i vest av iskontaktskråninger og mindre dødisgroper.

#### Diskusjon

De glasifluviale terrassene tolkes å være avsatt som kameterrasser mot dalsida ved en isfrontposisjon ved Alaphaugen/Trongen. Her har rester av dødis ligget igjen etter breens tilbaketrekning. Iskontaktskråninger indikerer isfrontposisjoner.

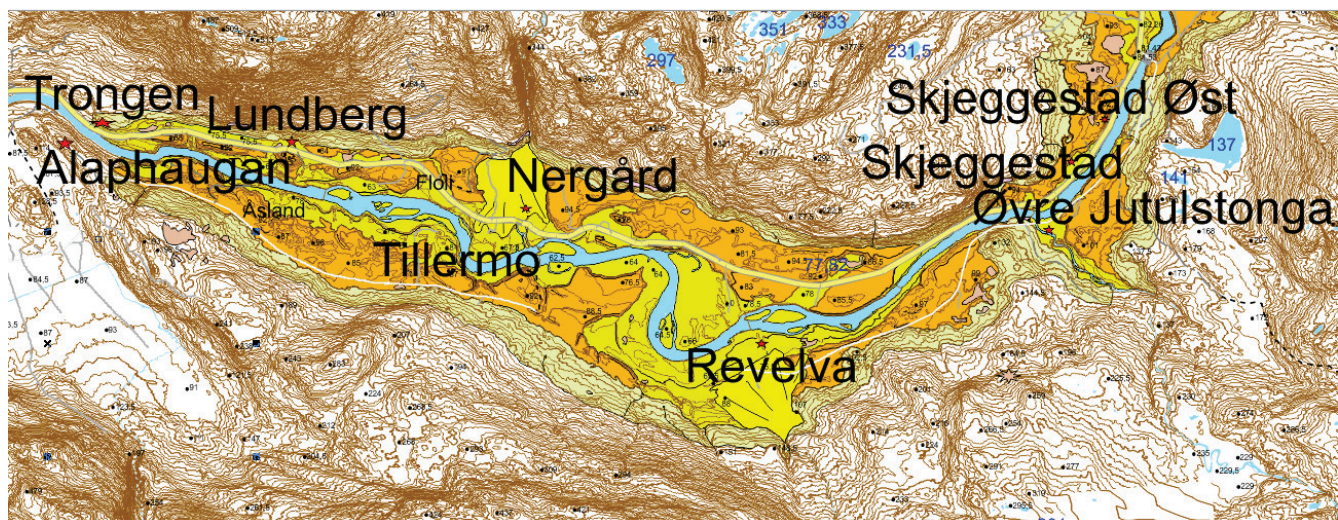
### 3.5.2 Lundberg – Skjeggestad Øst

På nordsida av Målselva, fra Lundberg til Skjeggestad Øst - danner flere isolerte terrasseflater (som er glasifluviale) korrelerende høydenivå, rundt 90 og 100 m.o.h. De har en relativ jevn overflate og liten overflategradient, j.fr. kvartærgeologisk kart (pl. 1). Ved Skjeggestad Øst kan en observere iskontaktskråning.

Observasjoner viser korn som er godt rundet. Dette indikerer at disse formasjonene er avsatt i rennende vann, og ved relativt stor vannføring (steinig, blokkig størrelse proksimalt). Ved distal posisjon (ved Lundberg) er dominerende kornstørrelser i grovsand- til grusfraksjonen (figur 3 – 8). Av samme figur kan en også se skrålag som viser progradasjon i vestlig retning (tilsynelatende). Skrålag kan også observeres i snitt ved Skjeggestad grustak (figur 3 – 7 og plansje 3 i kapittel 4). Der er det i tillegg påvist leire i lavere nivå. Dette omtales nærmere i kapittel 4.

#### Diskusjon

Disse avsetningene tolkes å være terrassetopper som er rester etter postglasial erosjon (pl. 1). Samsvarende terrassehøyder indikerer at de kan tilhøre samme avsetningsgenerasjon, mens forskjell i terrassehøyde kan relateres til fall i havnivå. Tilstedeværelse av leire kan tyde på at deler av formasjonen er avsatt i marint miljø. Avsetningene tolkes å være rester etter et iskontaktdelta.



Figur 3 – 7. Utsnitt av kvartærgeologisk kart (pl. 1), vestre del. - med lokalitetene nevnt i teksten avmerket. Stjerner angir nærmere lokalisering.



Figur 3 – 8 viser snitt gjennom en terrasserest ved Lundberg. Pila viser skråtilt lagning med tilsynelatende hellning mot vest. Høyden på denne terrassen korreleres til en glasi-fluvial terrasserest.



### 3.5.3 Brannmoen

Ved Brannmoen er det en stor flate med glasifluviale avsetninger fra Holt i øst til Fjellfrøselva i nordvest (figur 1 – 2). Avsetningen består av morfologiske former som danner små kanaler. Disse kanalene har samme orientering som hoveddalen i samme område – og viser vestlig dreneringsretning (Pl. 1). Disse kanalene er fra 2 m bred og 1 m dyp til 10 m bred og 2 m dyp (figur 3 – 6). I plan kan en se at disse kanalene sprer seg i en radial vifteform fra rotpunkt øst i avsetningen.

To terrassenivå er observert, fra ca. 90 m.o.h. i sørøst (ved Holt) til 86 m.o.h. i nordvest mot Fjellfrøselva.

Det finnes også en rekke små tjern på moen som er mer eller mindre sirkelrunde (figur 3 – 4).

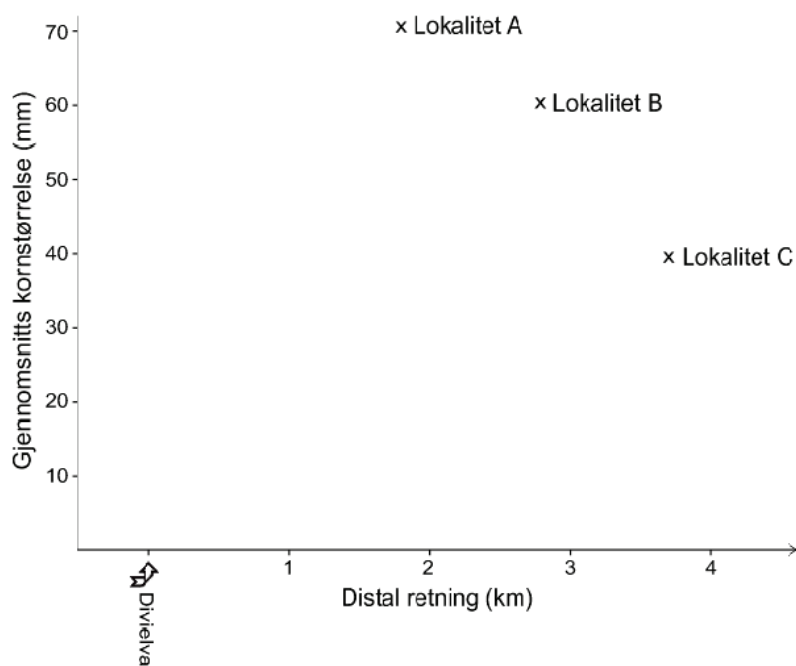
Sedimentprøver viser korn med avtagende kornstørrelse i distal retning, og generelt stor rundingsgrad, j.fr. rundingsanalyse i figur 3 – 10 a.

#### Diskusjon

Avsetningen ved Brannmoen tolkes å være avsatt under en sammenhengende glasifluvial deltautbygging fra en isfront helt øst i Målselvdalen. Ulike terrassehøyder kan gjenspeile fall i havnivå. Avsetningen tolkes å være en sandurflate.

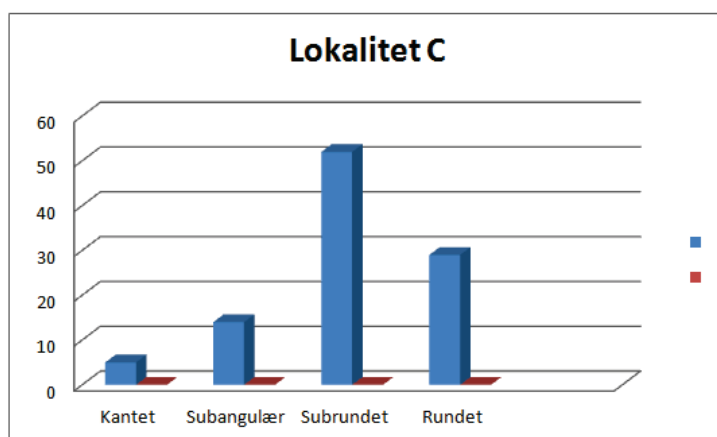
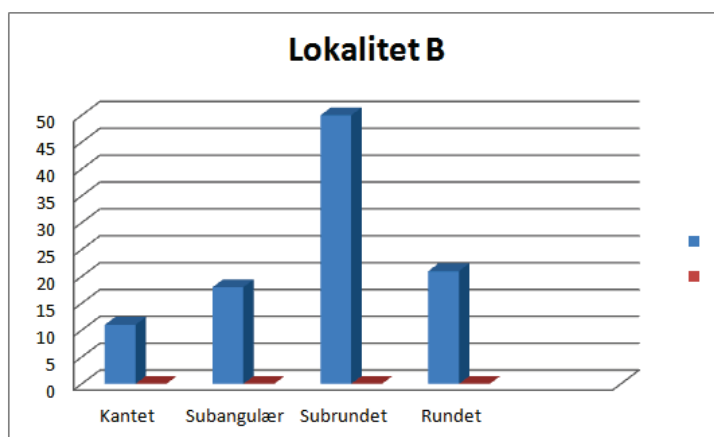
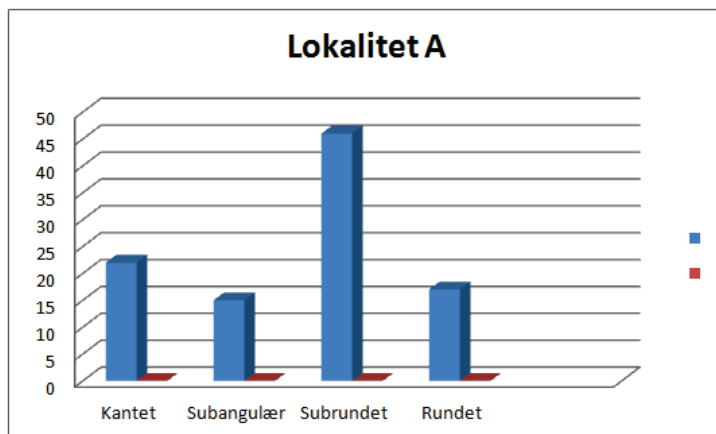


Figur 3–9 viser lokalisering for rundingsanalyser. Målestokk 1:20 000 (Ortofoto ”Norge i bilder”).



Rundingsgrad	Lokal. A		Lokal. B		Lokal. C	
	n	%	n	%	n	%
K	21	21	5	5	-	-
SA	56	56	65	65	45	45
SR	23	23	29	29	40	40
R	-	-	1	1	15	15

Figur 3 – 10 a). Rundingsanalyse foretatt ved Brannmoen (K = kantet, SA = subangulær, SR = subrundet, R = rundet).



Figur 3 – 10 b). Resultatene viser en endring i rundingskategori (fra A til C); fra minkende andel av *kantet* kornform og økende andel av *rundet* kornform.

### 3.5.4 Tamokmoen - Rostaneset

Helt øst i undersøkelsesområdet, der Tamokdalen og Rostadalen møtes (j.fr. figur 3 – 12) - er det en avsetning i høydenivå 103,5 til 104 m.o.h. Flata er relativt begrenset i utstrekning, og danner et klart høyere nivå enn avsetningen ved Brannmoen. Tamokelva og Rostaelva har skjært seg ned i denne avsetningen som har tilnærmet samme høyde på begge sider av elvene.

I ytterkant av denne flata, inn mot dalsida ved Rostaneset – er terrenget relativt kupert. Den urolige overflata har skråninger som tolkes til å være avsatt som følge av iskontakt. Her er også markerte forsenkninger i terrenget.

Dette tolkes til å være ei avsetning fra separate isbreer i Rostadalen og Tamokdalen. Den ujevne overflata ved Rostaneset er sannsynligvis avsatt av en stagnerende bre som har etterlatt seg et dødislandskap etter at at selve Målselvdalen var blitt isfri.

### 3.5.5 Divimoen

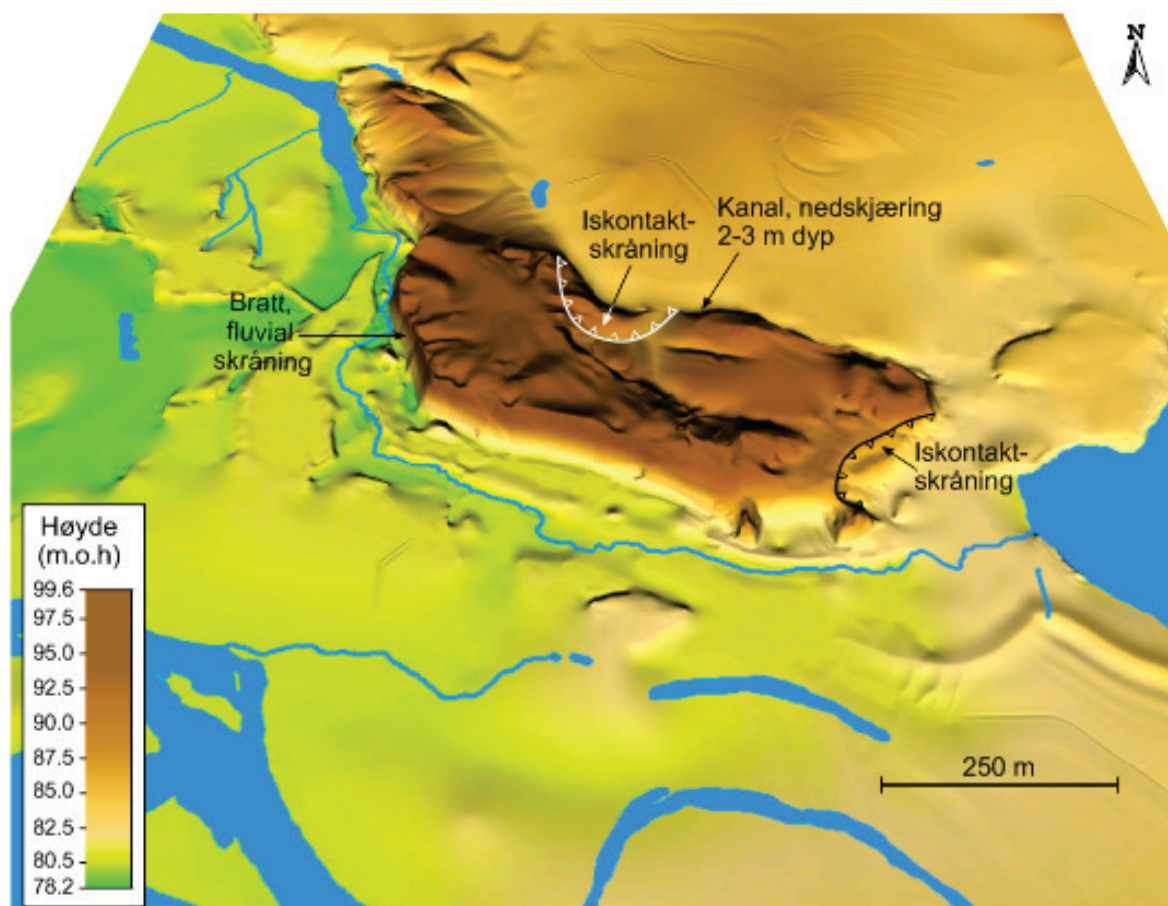
På sørsida av Divielvas samløp med Målselva, ligger en relativ stor terrasseflate som fyller rommet inn mot dalsida i sør. Overflata har en høydevariasjon fra om lag 93 til 99 m.o.h., og utgjør en brattere gradient en flata ved Brannmoen. I terrenget er det spor av paleokanaler som danner et radiært mønster ned mot Målselva ( kvartærgeologisk kart pl. 1). Høydenivåene på Divimoen samsvarer ikke med nivåene på Brannmoen, og er sannsynligvis ikke en del av sandurflata der.

Divimoen-avsetningen tolkes å være en vifteutbygging fra ei bretunge i Dividalen.

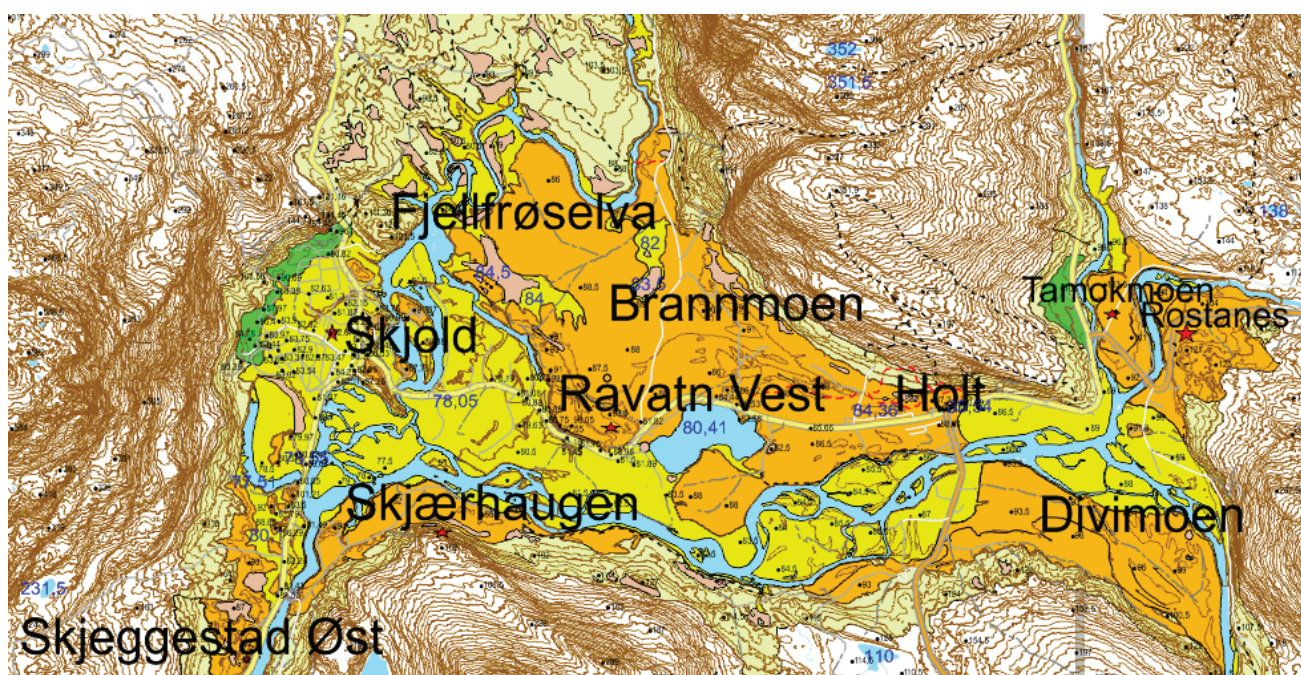
### 3.5.6 Råvatn Vest

En stor, langstrakt forhøyning med avrundet topp - er lokalisert like vest for Råvatnet (figur 3 – 12). Terrassehøyden varierer fra 92,5 til 97,5 m.o.h. Denne avsetningen er i dag tatt i bruk som massetak til anleggsformål. Her er flere åpne snitt. Variasjon i kornstørrelser, sedimentære strukturer og lagingsgeometri avslører et stort spekter i avsetningsmiljø.

Denne lokaliteten er viet større oppmerksomhet i kapittel 4 og kapittel 7.



Figur 3 – 11. 3D modell over avsetningen ved Råvatn Vest. Modellen er basert på høydedata fra Statens Kartverk og laget med dataprogrammet Global Mapper.



Figur 3 – 12. Utsnitt fra pl.1, østre del.

## 3.6 GLASIMARINE/MARINE AVSETNINGER

Glasimarine/marine avsetninger består av massive til laminerte sedimenter avsatt under marin grense. De er finkornige, og dominert av leire og silt (med innslag av sandfraksjoner i glasimarint materiale). De glasimarine avsetningene danner den distale delen av sedimenter som avsettes når isfronten står i kontakt med havet. Det vil også være tilførsel av glasimarine sedimenter i tiden etter at isen er blitt terrestrisk, siden smeltevannsmasser dominerer sedimentasjonen i fjorden. De marine avsetningene representerer sedimenter avsatt etter at isbreen ikke lenger influerer området.

### 3.6.1 Skjeggestad grustak

Ved Skjeggestad grustak, nederst i skjæringa er det tatt ut en prøve av glasimarint materiale ved en omtrentlig høyde på 82 m.o.h. For øvrig er det ikke påvist blotninger av glasimarint materiale så langt øst i Målselvdalen.

## 3.7 FLUVIALE DELTAAVSETNINGER

Fluviale deltavsetninger (P1) skilles ut fra glasifluviale (D1) ved at de har større innhold av finstoff. Dette er ikke dokumentert fra undersøkelsesområdet, men generelt sett har deltaavsetninger som oftest lavere terrasserelieff enn glasifluviale avsetninger.

Langs strekningen Tillermo – Åsland (figur 3 – 7) danner en terrasseflate et høydenivå som kan korreleres med deltautbygging i flg. Aasheim (2001) Avsetningene består av middels høye terrasser som faller jevnt, proksimalt 92 - 86 m. o. h. og noe slakere gradient distalt, 82 – 77,5 m.o.h.

### Diskusjon

De fluviale deltaavsetningene er avsatt under en fluvial deltaprogradasjon, progradert til havnivå – i et marint fjordmiljø.

Det jevne fallet i terrassegradient tyder på en relativ hurtig deltaprogradasjon og innfylling av postglasiale deltasedimenter i området. Videre vestover snevres dalen inn, og i kombinasjon med relativt høyt basenivå – avsettes ikke deltasedimenter definert innenfor et ”Bypass”- område (figur 6 - 1).

### 3.8 FLUVIALE AVSETNINGER

De fluviale avsetningene i Målselvdalen Øst er definert som lave terrasser fra en høyde på 84 m.o.h. proksimalt ved Skjold, til 69 m.o.h. distalt ved berggrunnsterskelen ved Alaphaugen/Trongen (figur 3 - 1).

De fluviale terrassene er genetisk skilt fra sandurflaten ved at de ligger under marin grense. Disse viser generelt mindre fall enn de glasifluviale terrassene (figur 3 -1).

Proksimalt i dalen kan man registrere et forgreinet elveløp med lav sinuositet (Brice, 1984). Elva danner et trippelinndelt hierarki som er avhengig av total vannføring og fluktuasjoner i vannføring, hvor forgreiningene deles inn i kanalordener (Bristow and Best, 1993). Første orden (primære) omfatter den delen av elva som dekkes under flom. Andre ordens (sekundære) kanaler er de etablerte elvekanalene langs dyne – og bankavsetninger. Tredje ordens kanaler er lavstandsformer som modifierer bankene og dynene avsatt av de sekundære kanalene (figur 3 – 13).



Figur 3 – 13. Oversikt over kanalhierarki i en forgreinet elv. Fra Fuglkjosholmen øst for Skjold. (Norge i bilder).

Meandrer er kartlagt vest for Skjold, og området avslører kroksjøer som utgjør en viktig del av våtmarksområdet der.

Avsetningene domineres av kohesjonsfrie sediment i grov sand – grusfraksjonen. Lav sinuositet tyder på relativt godt fall i elva. Dette øker farten på vannet som gir lavere kantstabilitet med påfølgende erosjon og massetransport.

Mellom Solbergnes og Øvre Jutulstonga følger elva et tilnærmet rett løp (j. fr. pl. 1) og strekningen har større kantstabilitet enn ellers.

Nedenfor denne strekninga, mellom Solbergnes og Floli - har elva et fall på 12 m over en strekning på 2 km (figur 3 – 1).

Distalt i Måselvdalen Øst kan det synes som om det er større avsetningsrom (akkomodasjon). Fra Nergård til Nysted, distalt i Måselvdalen øst - flates elvegradienten ut og elva får et meandrerende løp (høy sinuositet). Elvebunnen består av et høyere innhold av finstoff (middels til fin sand) med basis av grus.

### Diskusjon

De fluviale avsetningene i dalen tolkes å representere avsetninger som er dannet under degradasjon av eldre dalinnfylte sedimenter. Dette kan relateres til fall i basenivå. Overflatemorfologien viser at terrassene til dels er avsatt av meandrerende elver, ved Skjold og ved Solbergnes. Meandrerende elveløp er særlig utviklet lengre ned i Måselvdalen, mellom bassengtersklene ved Trongen og Storhaugen (Aasheim, 2001). Disse terrassene dannes av elver med lav gradient (Nålsund and Hamburg, 1985), og elvegradienten har vært påvirket av basenivået i dalen.

Helt øst i dalen finner vi et forgreinet elveløp. Rikelig tilførsel av sediment fører til at dette avsettes raskere enn det kan eroderes og transporteres videre. Det blir da avsetninger midt i kanalen. Forgreinete elveløp er derfor typisk når strømhastigheten avtar noe.

### 3.9 ALLUVIALE VIFTER

Alluviale vifter er kartlagt ved Revelva og Nergårdsskaret (figur 3 – 7). Viftene har sitt rotpunkt i omtrent samme høydenivå, men Revelva har distal vifte i større avstand fra rotpunktet – og har dermed mindre fall enn vifta i Nergårdsskaret.

Felles for begge er at overflaten har bratt fall fra kildeområdet (proksimalt), for så å flate ut i den distale delen av vifta. Begge viftene er i dag gjennomskåret av et hovedløp. En kan se av koteføring og observasjoner i felt at overflata består av forlatte nedskjæringer med lateral fordeling. Ut fra avsetningene etter flommen i Revelva 2012, er det åpenbare forskjeller i kornstørrelse – fra blokkig proksimalt til steinig grus ved samløpet av Måselva.

### Diskusjon

Viftene ved Revelva og Nergård tolkes å være vifter med vanntransporterte avsetninger, såkalte ”våte” vifter som kan ha permanent eller sesongmessig vannføring (Maizels, 1990). Avulsjon og



migrasjon av kanaler er kjennetegn ved oppbygging av slike vifter. ”Våte” vifter viser ofte en proksimal – distal endring. Fra grovt alluvium avsatt i hurtig skiftende, forgreinede kanaler til finere sediment i meandrerende løp og flomslette – avsetninger (Amorosi *et al.*, 1996).

De alluviale viftene ved Nergård og Revelva tolkes å være avsatt på toppen av eldre glasifluviale sedimenter som er dannet under deglasiasjonen.

### 3.10 STRANDAVSETNINGER

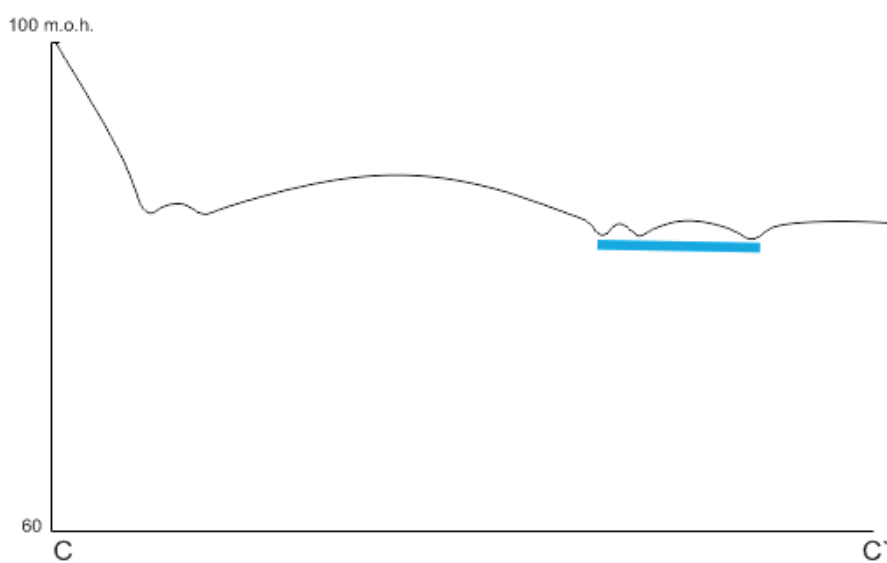
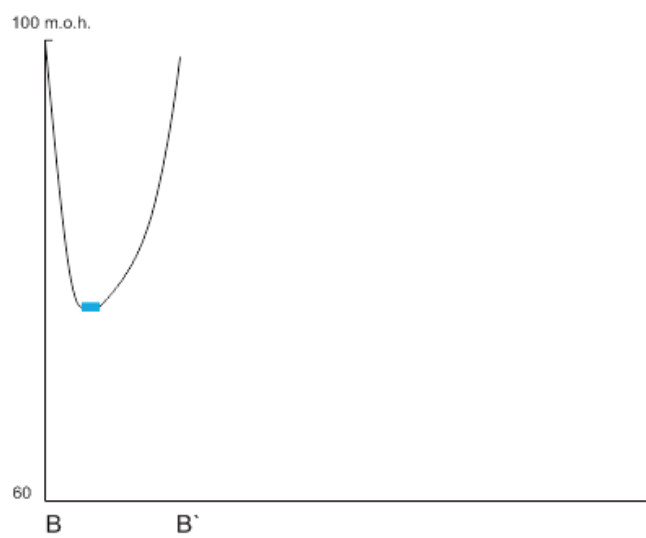
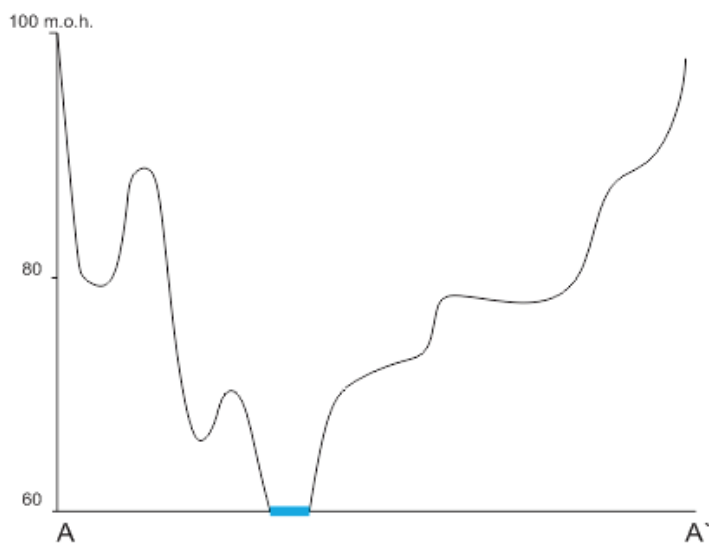
Avsetninger fra strandprosesser er ikke observert i undersøkelsesområdet, men slike avsetninger er å finne flere steder lengre ned i dalen (Aasheim, 2001) – langs dalsider og deltaavsetninger. Disse avsetningene er kartlagt som strandavsetninger og strandhakk, samt tidevannsbasseng og strandvoller.

#### Diskusjon

Mangel på eksponerte strandavsetninger i undersøkelsesområdet kan skyldes at sedimenter fra dalinnfyllinga når over marin grense, og som derved kan dekke over evt. strandavsetninger.

Strandavsetningene og strandhakkene tolkes å være dannet under fjordfasen ( $D_f$ ). De høyeste strandavsetningene tolkes å være dannet rett etter at breen trakk seg tilbake - i et glasimarint fjordmiljø. De laveste strandavsetningene derimot, er relatert til fluvial deltautbygging i et marint fjordmiljø.

Lengre øst i dalen (i undersøkelsesområdet) har breen mistet kontakten med havet og gått over i neste avsetningsfase ( $D_v$ ). Spor etter strandprosesser er ikke funnet fordi området ikke har vært utsatt for marine prosesser i deglasial og postglasial periode.



Figur 3 – 14. Relative tverrprofil over Måselvdalen Øst. Dette skal forsøke å vise fordeling av akkumulasjons plass i Måselvdalen Øst . Profil A – A` er ved Lundberg , profil B – B` er ved Øvre Jutulstonga, mens profil C – C` er ved Råvatn.

## 4. LITOSTRATIGRAFI

### 4.1 INNLEDNING

Ut fra sedimentologiske undersøkelser av lokaliteter i Målselvdalen Øst, er litologiske enheter beskrevet og tolket. Undersøkelsene er gjort ved 2 lokaliteter; Skjeggestad og Råvatn Vest. Snittveggen ved Skjeggestad er overfladisk beskrevet da grove kornstørrelser og relativt høyt relieff ikke tillot nærmere undersøkelser p.g.a. fare for utrasning. Lokalitetene er markert med navn på det kvartærgeologiske kartet. Snittene ved Skjeggestad og Råvatn Vest er nummerert og markert henholdsvis på figur 4 – 2 ( pl. 3) og figur 4 – 3.

De litologiske enhetene er inndelt i litofacies, og er presentert med bilder og logger av snitt. Loggene er beskrevet med symboler som viser litologi og strukturer. Litofacies som er observert, beskrives og tolkes.

### 4.2 LITOFACIES

Inndeling av litofacies er primært basert på tekstur, og dernest på sedimentære strukturer. Ut fra observasjoner i snitt, kan en beskrive og tolke litofacies - og dermed si noe om makroarkitekturelementer.

<i>Facies kode</i>	<i>Beskrivelse</i>	<i>Medvirkende fraksjoner (&gt; 5 %)</i>
cG	steinig grus	scG
sG	sandig grus	sG, csG
gS	grusig sand	Gs
S	sand	S
zS	siltig sand	zS, lzS
sZ	sandig silt	sZ, lsZ
Z	silt	Z
lZ	leirig silt	lZ, slZ
zL	siltig leire	zL, szL
L	leire	L

Tabell 4 – 1. Litofacieskoder for sorterte sedimenter i Målselvdalen øst, basert på tekstur (Lyså og Corner, 1994).

Litofacieskoder for sedimentene funnet i området, er klassifisert og beskrevet ved hjelp av facieskoder. Alle kornstørrelser som utgjør 5 % eller mer, er tatt med i facieskoden. Dominerende tekstur i sedimentet er angitt med stor bokstav, mens de resterende teksturene er angitt med små bokstaver plassert foran den dominerende tekstur, j.fr. tabell 4 – 1.

For å ta et eksempel, er *csG* et uttrykk for steinig, sandig grus. Her utgjør stein (c) minste bestanddel, sand (s) utgjør nest største bestanddel, mens grus (G) er dominerende tekstur i sedimentet. Klassifikasjon av pellitiske (leir og siltholdige) sedimenter er som følger (Corner 1977):

Leirig silt (lZ): < 15 % leire, resten silt

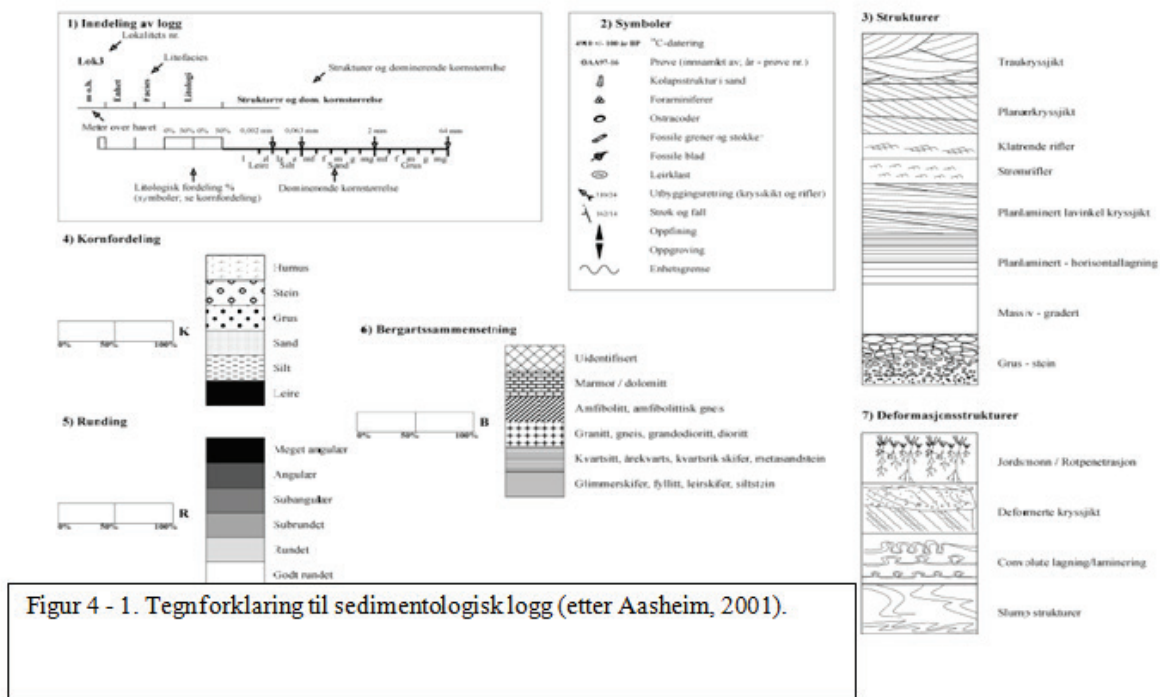
Siltig leire (zL): 15 – 30 % leire, resten silt

Leire (L): > 30 % leire, resten silt

Sedimentets struktur er representert av bokstaven bakerst i facieskoden. For eksempel *zSh* som står for siltig (z) sand (s) som er horisontal (h). Generell omtale av *lagdelte* sedimenter kan omfatte både lag (> 1 cm) og lamina (< 1 cm).

<i>Facies kode</i>	<i>Beskrivelse</i>	<i>Miljø</i>	<i>Opptreden</i>	<i>Tolkning</i>
m	massive lag	fluvialt	Sm zSm, Sm, gSm	suspensjonsavsetning suspensjonsavsetning/"grain flow"
		submarint	cGm	"debris fall"
ig	invers graderte	submarint	zSng, Sig, sGig	"grain fall" og "debris flow"
ng	normal graderte lag	submarint	zSng, Sng	turbidittavsetninger
pl	planlaminering	submarint	gSpl	"tractions carpets"
			Spl	øvre strømregime
		fluvialt	sZpl, zSpl	suspensjonsutfelling
			Lpl, zLpl, lZpl	suspensjonsutfelling
h	planære horisontale til subhorisontale lag/laminering	fluvialt	Zh	suspensjonsutfelling
			Sh	øvre og nedre strømregime
			sGh, cGh	longitudinale banker
l	lavvinklet kryssjikt	eolisk	Sl	dyner
p	planærkryssjikt	fluvialt	Sp, sGp	2D dyner
t	traukryssjikt	fluvialt	St, gSt, sGt	3D dyner
r	riflaminering	fluvialt	zSr, Sr	strømrifler
		submarint	zSr, Sr	turbidittavsetninger
d	deformerte lag	jordsmonn	Zd, Sd, gSd	rotpenetrasjon og diagenese
		fluvialt	gSd, Sd	overbikkede foreset
			Zd, sGd	utrast overbank
		submarint	zSd, Sd	konvolutt strukturer
			zSd, Sd	"slide" and "slump"

Tabell 4 – 2. Litofacieskoder for lagtyper og sorterte sedimenter i øvre Målselv (etter Aasheim, 2001).

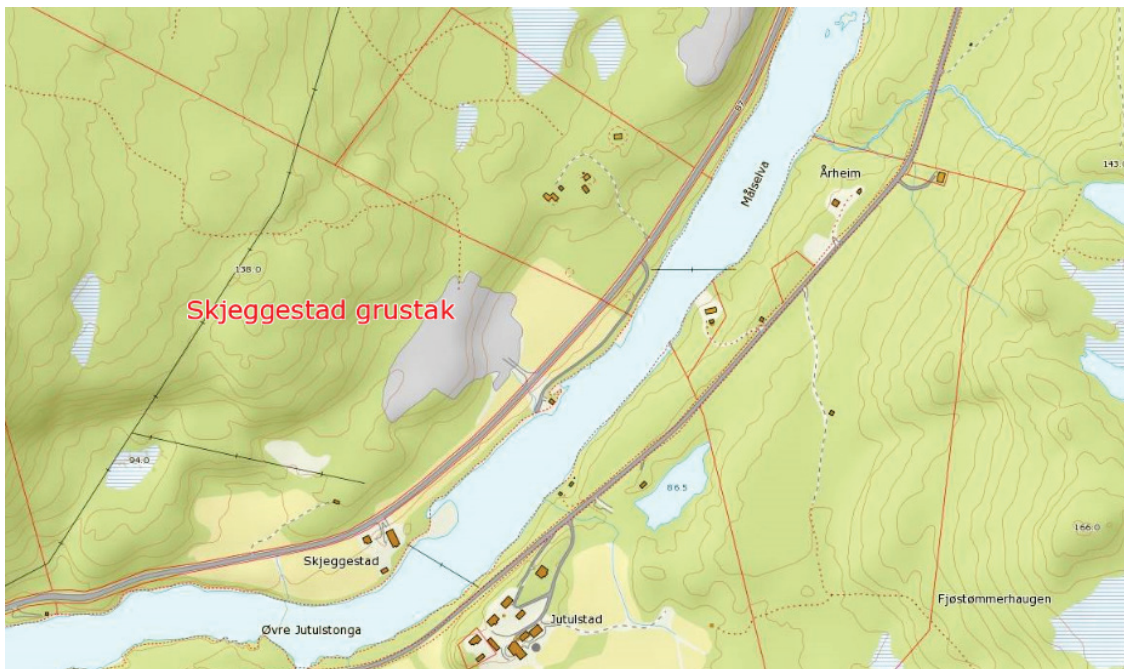


Figur 4 - 1. Tegnforklaring til sedimentologisk logg (etter Aasheim, 2001).

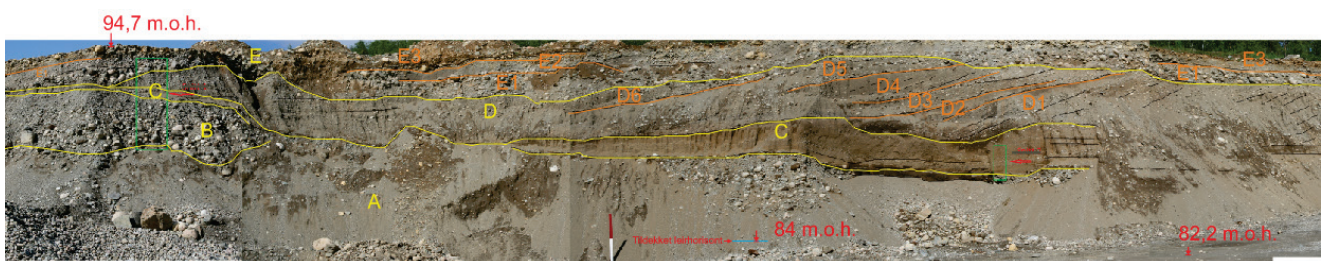
## 4.3 SNITTBESKRIVELSER

### 4.3.1 Lokalitet 1. Skjeggestad

Skjeggestad grustak er en del av en langstrakt terrasse mellom kote 80 og 95 og terrassen har en bratt sideskråning hvor grustaket er etablert. Terrassetoppen har en jevn overflate selv om den delvis dekkes av små voller i opptil 2 m høyde. Disse vollene består av humusjord, og er et resultat av forflytning av masser i forbindelse med masseuttaket.



Figur 4 – 2. Skjeggestad grustak. Målestokk 1 : 10 000 (Kartnnsyn Statskog)



Plansje 3. Snittveggen ved Skjeggestad grustak med linjer som viser enhetsgrenser

Lokalitet 1 ved Skjeggestad grustak (pl. 3) har en skjæringshøyde på ca. 12 m, mellom 82,2 m.o.h. og 94,7 m.o.h. Om lag 0,5 m av toppen er skavet av i forbindelse med etablering av massetaket. Snittveggen er inndelt i fem avsetningsenheter, A – E hvor enhet D og E er inndelt i subenheter.

Skjæringen sett under ett avdekker en topphorisont bestående av meget grove klaster. Horisontale lag med stor stein, til dels blokkig materiale som er godt rundet – utgjør øverste avsetningsenhet (E). Avsetningsenhet E deles inn i subenheter (E1 – E3) som viser lateral variasjon over i matriksbåret enheter. Enhet E tolkes som topset-lag.

Grensen mellom avsetningsenhet D (foreset) og E (topset) anslås til 90 m.o.h.

Avsetningsenhet D består av storskala kryssjiktninger definert med egne subenheter D1 – D6. Disse bygger ut i vestlig retning (tilsynelatende). Avsetningsenhet D har matriks av grov sand med innslag av skrånstilt lag med grov grus. Denne enheten tolkes som foreset – enhet.

Avsetningsenhet C er en horisontalt utholdende enhet som består av massiv sand med innslag av grusklaster. Nedre grense trunkerer over i avsetningsenhet A som er tildekket av rasmateriale.



En lokalt avgrenset enhet (avsetningsenhet B) består av klastbåret stein med stor modningsgrad.

Ved hjelp av anleggsmaskin (en hjullaster) var det mulig å løfte opp og låse av rasmaterialet i enhet A. Det var da mulig å påvise en leirhorisont som er omtrentlig avmerket på plansje 3. Dette sedimentet ble undersøkt med hensyn til mikrofossiler. Det ble påvist foraminiferinnhold (N. Pachyderma s.). Det er imidlertid usikkert om denne påvisningen kan skyldes kontaminering fra laboratoriet (T. Rasmussen pers. medd.).

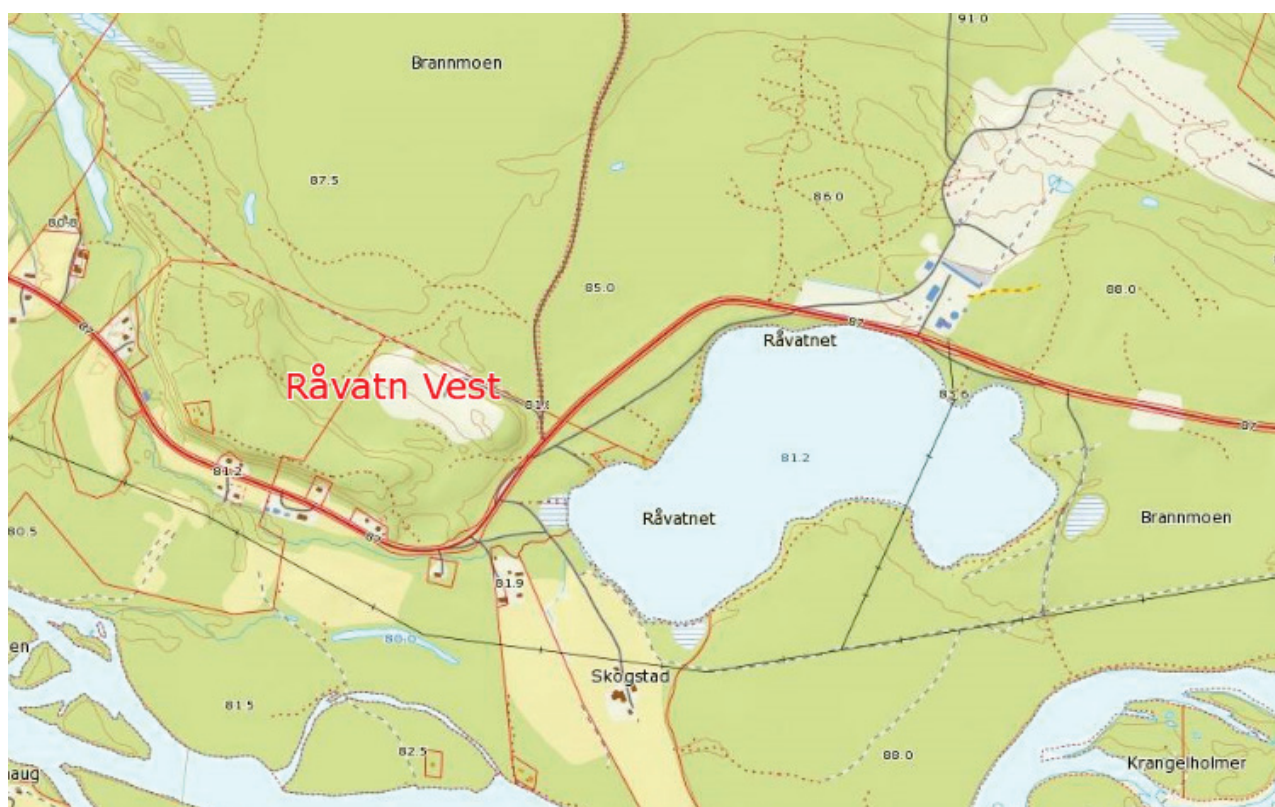
Høyden på leirhorisonten (84 m.o.h.), er omtrentlig.

### Tolkning

Skjeggestad massetak har ikke korresponderende høyder på motsatt side av dalen, men ut fra litologi og lagningsgeometri tolkes Skjeggestad til å være et glasifluvialt delta.

### 4.3.2 Lokalitet 2. Råvatn Vest

Råvatn Vest er en langstrakt avsetning (oversiktskart figur 4 – 3) som er orientert NV – SØ. Den består av flere høydenivå, som varierer mellom 90 og 97 m.o.h. (figur 4 -12 a og b).





Figur 4 – 3. Lokalisering av snitt ved Råvatn Vest. Perspektiv mot SV. Målestokk på oversiktskart er M : 15 000 (Kartinnsyn Statskog).

### Lokalitet 2. Råvatn Vest, snitt 1

Snitt 1 ved lokalitet 2, Råvatn Vest (figur 4 - 4) er overfladisk observert. Snittveggen er avdekket i et hulrom hvor vegger og tak er sammenfrossent, og derved gir nødvendig stabilitet for å kunne holdes oppe. Det medførte likevel en viss risiko å oppholde seg i hulrommet. Nærmere undersøkelser ble dermed ikke foretatt.

Snitt nr. 1 viser loggbare avsetninger mellom 82,5 og 88 m.o.h. Snittet deles i 7 enheter (A – G)

Den nederste meteren (enhet A) består av planær kryssjiktet medium til grov sand (Sp).

Over nederste lagenhet ligger en avsetning bestående av godt sortert, meget fin sand (enhet B). Lagstrukturen viser laminerte lag som har vært utsatt for deformasjon. Øvre overgang består av klatrende rifler. Denne delen har en mektighet på 90 cm.

Neste lagenhet (15 cm) består av fin sand og viser strukturer med klatrende rifler (enhet C).

Enhet D består av planær kryssjiktet sand (Sp) med grov til meget grov sand. Enheten inneholder klaster av steinig størrelse (< 20 cm) som er subrundet til godt rundet. Enheten har en mektighet på 160 cm.

Enhet E er bygget opp av grov til meget grov sand med enkelte grusklaster. Laget har en mektighet på 40 cm, og viser trauekryssjiktet struktur.

Et lag med en mektighet på 60 cm (enhet F) består av grov til meget grov sand, med innslag av grusklaster. Strukturen viser planær kryssjiktning (Sp).

Felles for enhetene D, E og F er at de er grusig klastbåret med sandig matriks.

En erosiv grense ("lag") utgjør overgangen til øverste enhet (enhet G). Denne enheten består av godt sortert avsetningsmateriale, og er horisontallaget (cGh) med kornstørrelser fra meget grov grus til stein. Disse er godt rundet (figur 4 – 6).

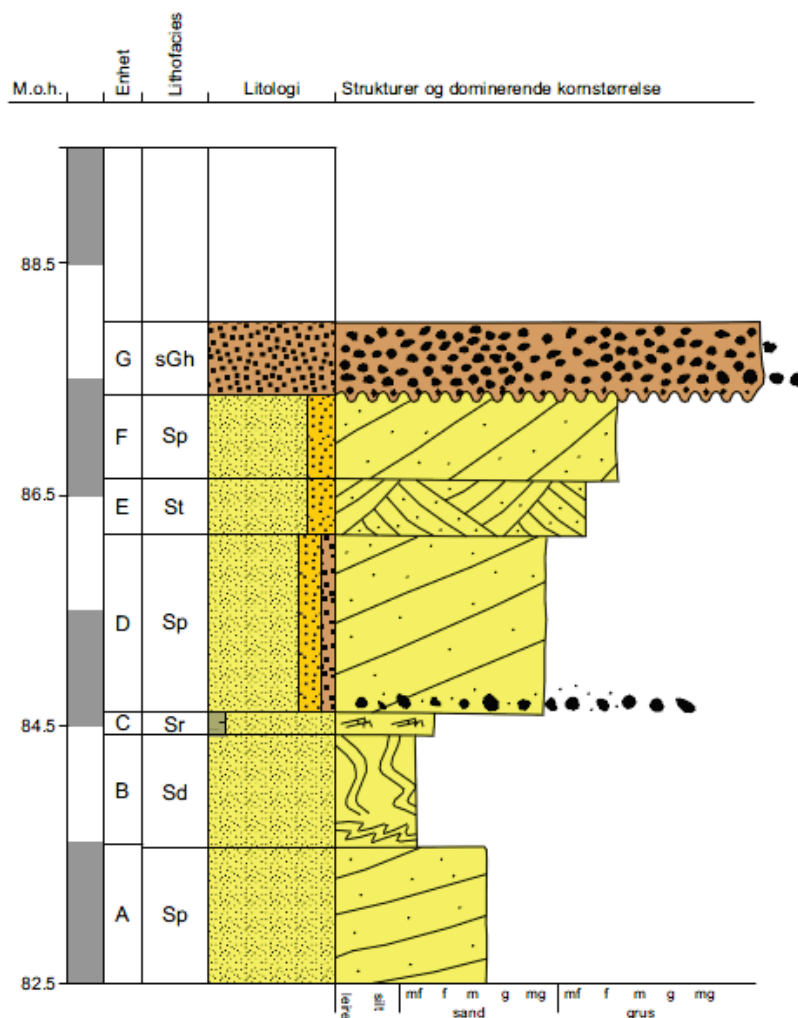
### Tolkning

Den dominerende avsetningsprosessen tolkes å være en lateral migrasjon av lavvinkel kryssjikt. Utbyggingsretning er ikke målt. Planær kryssjikt og traukryssjikt representerer trolig en transvers lagform og kanalinnfylling.

Avsetninger bestående av grove kornstørrelser tyder på høyenergi avsetningsmiljø hvor finere matriks representerer sekundær innfylling under fall i energinivå (Miall, 1996).

Lagstrukturen i enhet B tolkes til å være konvoluttlaminering.

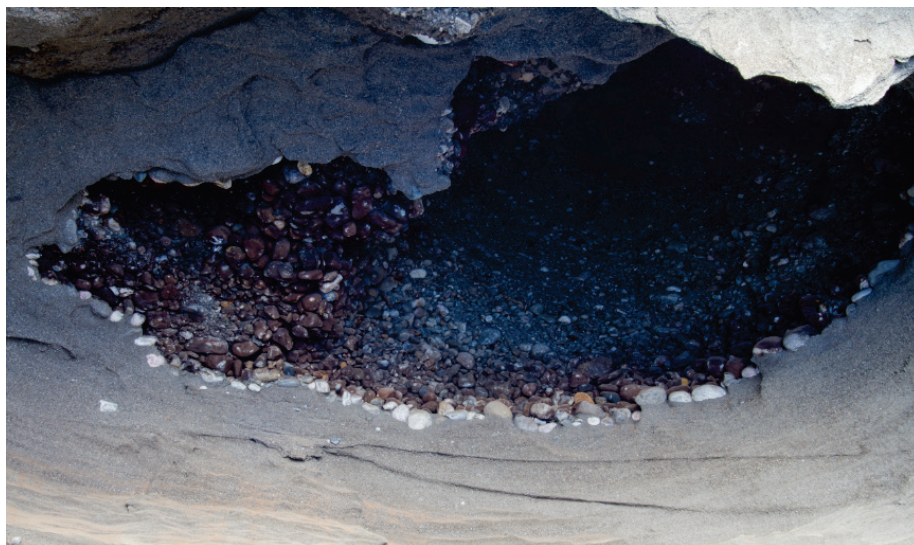
Enhet G er trolig avsatt som en bankavsetning. Lengre vest i grustaket, ved et korrelerbart nivå var det tegn til imbrikasjon i avsetningen. Imbrikerte korn er svært vanlig i proksimale områder, med partikler transportert og avsatt i lag parallelt med overflaten i et kanal/bank nettverk (Rust, 1975).



Figur 4 – 4 viser sedimentologisk logg fra snitt nr. 1 ved Råvatn Vest.



Figur 4 – 5. Lokalisering av snitt nr. 1 ved Råvatn Vest (Foto: R. Eilertsen).



Figur 4 – 6. Fra innsiden av hulrommet ved snitt nr. 1. Figuren viser øverste del av snittet.

(Foto: R. Eilertsen)

## Lokalitet 2. Råvatn Vest, snitt 2

Snitt 2 ved lokalitet 2, Råvatn Vest (figur 4 - 7) er logget mellom 85,2 m.o.h. og 86,6 m.o.h.

I bunnen (enhet A) består blotningen av et massivt lag med sand og klaster av meget grov grus (gSm). En forstyrret sedimentkontakt utgjør overgang til enhet B hvor det først er et lag med horisontalt lagdelt, sandig silt (sZh). Deretter lag av middels grov sand med horisontal/subhorisontal lagning (Sh), riflet lag med sand (Sr), silt (Z), horisontalt lagdelt sand (Sh) og deformert lag av siltig sand (zSd). I midtre del av enhet B består blotningen av en veksling mellom horisontalt lagdelt sand (Sh), planærkryssjiktet sand (Sp), normalgradert sandig silt (sZng) og normalgradert grusig sand (gSng). Den øverste delen av blotningen består av et lag av massiv fin sand (Sm) med spor av jernutfelling. Deretter vekslende lag av horisontallaget sandig silt og tynne lag av massiv sand (Sm). Helt øverst er det et humuslag på 15 cm.

### Tolkning

Massive sandlag som består av sand og grusig sand (Sm, gSm) tolkes å være en "grain flow"-avsetning eller ikke-kohesiv "debris flow" – avsetning (Shanmugam, 1997). "Grain flow" og "debris flow" er ofte relatert til avsetninger med høy gradient (Nemec, 1990; Nemec et al., 1999; Plink-Bjørklund and Ronnert, 1999).

Lag av massiv sand med lav gradient tolkes å være suspensjonsmateriale som er hurtig avsatt fra turbulente understrømmer (turbiditter). Avsetningen av massive, dårlig sorterte intervaller kan tyde på hurtig masseavsetning på grunn av tap av kapasitet (Hiscott, 1994b; Plink-Bjørklund and Ronnert, 1999). I likhet med normalgradert sand (Sng), tilsvarer også massiv sand enhet T<sub>a</sub> i Bouma-sekvensen (Bouma, 1962, i; Benn and Evans, 1998; Walker, 1992). Det tilsvarer også stadiet S3 etter Lowe's klassifisering (Lowe, 1982).

Horisontale lag avsatt i et fjordbasseng viser en forandring i avsetningsprosessen, relatert til distansen fra kilden. Nær kilden kan disse være suspensjonsavsatt av turbide understrømmer (turbiditter). Disse viser en proksimal grov til distal fin sortering som reflekterer en tidlig avsetning av grovt materiale og transport av finere materiale til de dypere delene av bassenget (Benn and Evans, 1998).

Turbiditter av planlaminert siltig sand og sandig silt (zSpl,sZpl) er relatert til henholdsvis enhet T<sub>a</sub> og T<sub>e</sub> i Bouma-sekvensen (Bouma, 1962, i; Benn and Evans, 1998; Walker 1992).

Horisontallaminert sand (Sh) forekommer fra fin sand til grov sand. Avsetningene består av lag som varierer fra horisontalt til svakt hellende (< 10°).

Horisontallaminert sand (Sh) tolkes som avsatt under øvre eller nedre (grovere) strømregime planlamineringer. I følge Miall (1996) er strømningshastigheten ved avsetning i det øvre strømregimet rundt 1 m/s på vanddyb fra 0,25 til 0,5 m, men ved lavere hastighet avsettes de også på grunnere vanddyb., j.fr. figur.. Horisontallaminert grov sand kan være avsatt i nedre strømregime (≈

0,4 m/s). Lavvinklet horisontallaminert sand (lavvinkel Sh, av Miall (1996) beskrevet som litofacies S1 – tolkes å være avsatt på hellende flater (Miall, 1996).

Sandrifler består av fine til grove sandrifler (zSr, Sr) som enkelte steder er drapert med siltlamina. En kjenner til to former for riflestrukturer. Den ene viser klatrende riflelaminering og den andre viser riflelaminering som ikke klatrer.

Facies Sr og zSr er trolig avsatt under nedre strømregime riflemigrasjon, < 1 m/s (Benn and Evans, 1998; Miall, 1996). Klatrende rifler dannes av at sedimenter felles ut av suspensjon under riflemigrasjon. Graden av klatring avgjøres av forholdet mellom mengden av utfelte sedimenter, og graden av erosjon på støtsida (Benn and Evans, 1998). Rifler som ikke klatrer dannes uten tilførsel av sedimenter fra suspensjon (Benn and Evans, 1998).

Facies siltig, massiv sand (zSm) kan være suspensjonsavsatt eller avsatt som ”grain flow” (j.fr. avsetning av massiv sand).

Deformasjonsstrukturer finnes i varierende kornsammensetninger fra silt til grus (Zd, zSd, Sd, gSd, sGd). Tegnforklaring til loggene (figur 4 - 1) viser de tegnene som er brukt for å skille mellom de forskjellige deformasjonsstrukturene.

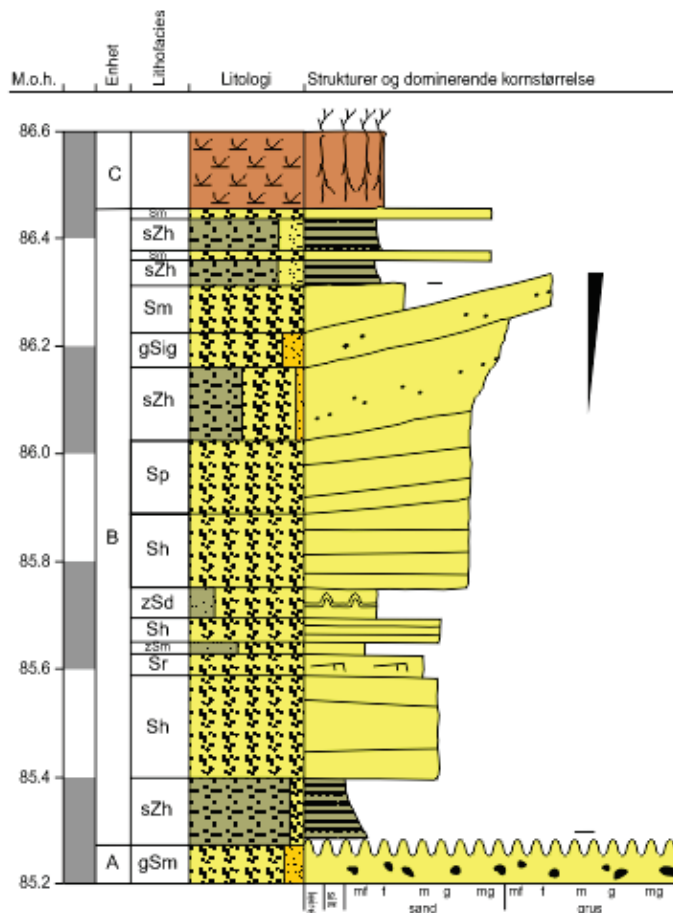
Deformasjonsstrukturer er observert i studieområdet som konvoluttlaminering og lagning, foldede ”slump” og ”slide”- avsetninger og deformerte kryssjikt. Konvoluttlaminering og lagning representerer trolig en plastisk deformasjon av delvis likvidifiserte sedimenter like etter avsetningen og den opptrer ofte i sammenheng med turbiditter (Collinson and Thompson, 1989). ”Slump and slides” dannes ved skred og utglidninger i skråninger. Det kan også dannes av skjærkrefter fra overstrømmende vann (Plink-Bjørklund and Ronnert, 1999).

Deformasjonen i toppen av snittene er forklart som forvitningsprosesser og rot-deformasjon som følge av vegetasjon og dannelse av jordsmonn (Collinson and Thompson, 1989).

Planærkryssjiktet sand (Sp) forekommer som grov sand. Planærkryssjiktet sand tolkes som transverse 2D-dyner. Disse dannes ved en lavere strømningshastighet enn de for 3D-dyner (Benn and Evans, 1998; Miall, 1996).

Invers graderte siltige sandlag (zSig) forekommer fra meget fin sand til medium/grov sandfraksjon med en varierende mengde matriks. Invers gradert siltig sand (zSig) tolkes som avsatt av kohesiv ”debris flow” (Benn and Evans, 1998).

Invers graderte sandlag og grusige sandlag (Sig, gSig) finnes i fraksjoner fra meget fin sand til meget grov sand – med innslag av grusklaster. Invers graderte sandlag og grusige sandlag er avsatt fra ”grain flow” – strømmer



Figur 4 – 7 viser sedimentologisk logg fra snitt nr. 2 ved Råvatn Vest.

### Lokalitet 2. Råvatn Vest. Snitt 3.

Snitt 3 ved lokalitet 2 (figur 4 - 8) er logget mellom 85,2 m.o.h. og 86,4 m.o.h.

Nederste del (enhet A) består av horisontallaget siltig sand (zSh) som kan korreleres til tilsvarende nivå i snitt nr.2. Et mektig lag i midten av snittet (enhet B) består av planærkryssjiktet grusig sand (gSp), mens øverste del av snittet (enhet C) består av horisontallaget, steinig grus (cGh). Humuslag med spor av rotpenetrasjon er fjernet.

### Tolkning

Horisontalt lagdelt siltig sand (zSh) forekommer som normalgraderte lamina fra fin sand til leirig silt. (j.fr. forrige avsnitt). Denne faciestypen (sZh) tolkes som avsatt ved suspensjonsutfelling.

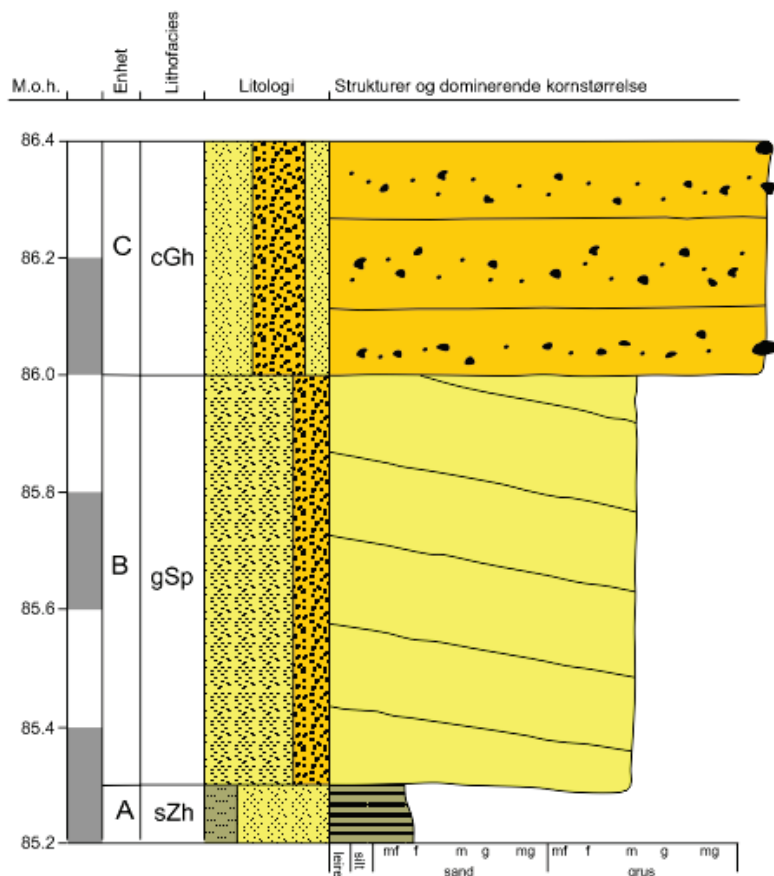
Litofacies planærkryssjiktet grusig sand (gSp) opptrer som grov sand med klaster av middels grove gruskorn. Planærkryssjiktet grusig sand kan være avsatt som transvers lagform som er avsatt under turbulent strømmende vann (Benn and Evans, 1998; Miall, 1996). Det kan også være at enkelte

kryssjikt representerer dannelser av mindre delta fra banker ut i dypere kanaler (Benn and Evans, 1998).

Horisontale lag med lag med steinig grus og sandig grus (cGh,sGh). Grusen er fra fin til meget grov. Steininnholdet (cGh) varierer fra 10 % til 20 %, mens sandinnholdet varierer fra 20 til 40 %.

Avsetningene har en horisontal til lavvinklet lagstruktur. Horisontale lag med steinig grus og grusig sand tolkes som "gravel sheets"-avsetninger (Miall, 1996) Eksempel er longitudinale banker som er dannet av bunnstrømmer som er styrt av episodiske flomhendelser og som transporterer og avsetter gruslag på deler av kanalbunnen med lavt relieff (Miall, 1996). Dette gir et klastbærende rammeverk. Sekundær innfylling skjer når strømningshastigheten avtar (Miall, 1996).





Figur 4 – 8 viser snitt nr.3 fra Råvatn Vest.

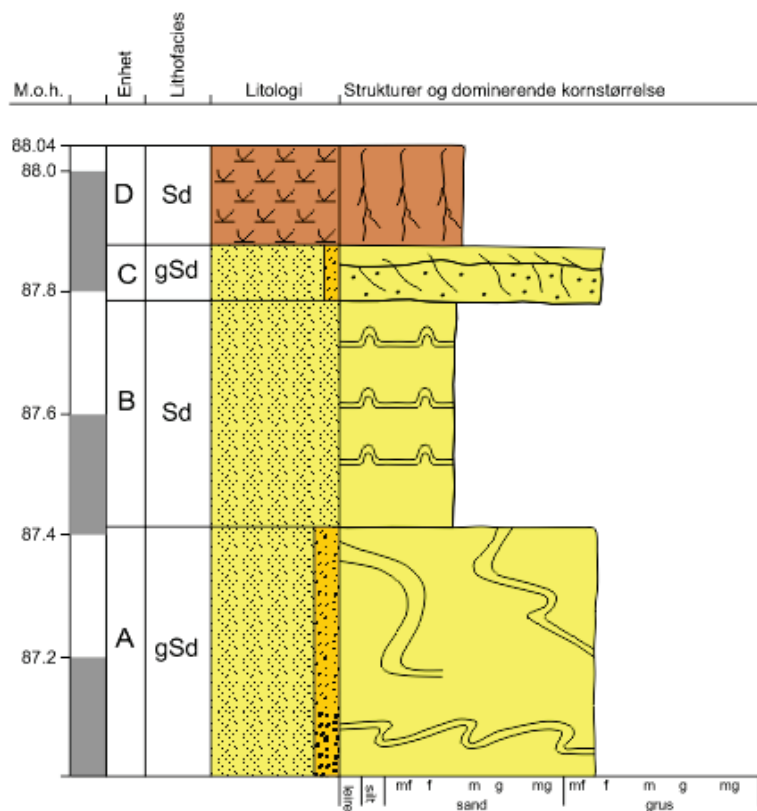
#### Lokalitet 2, Råvatn Vest. Snitt 4.

Snitt 4 ved lokalitet 2 (figur 4 - 9) er logget mellom 87,0 m.o.h og 88,0 m.o..h. Dette snittet omfatter i sin helhet deformerte lagstrukturer (Sd), j.fr. snitt nr. 2.

”Slump structure” er en gravitativ deformasjon, og inntreffer samtidig eller rett etter avsetning som et resultat av forskyvning og bevegelse i det ukonsoliderte sedimentet. De oppstår i skråninger med høy sedimentasjonsrate og dårlig pakning.. Disse strukturene kan ofte opptre som vekstforkastninger (Lowe, 1975).

”Convolute bedding” og ”convolute lamination” kan også ha inntruffet her.

Deformasjon inntreffer når sedimentet gjennomgår en fluidisering (liquifaction). Sedimentet vil her miste intern friksjon, og får egenskaper som en væske. Ved økt avleiring blir belastningen (stresset) på kornkontaktaktene større og rammeverket av sedimentkorn kan bryte sammen (Collinson and Thompson, 2006). Jordskjelv vil gi rystelser som kan få denne strukturen til å bryte sammen, men det kan også skje bare på grunn av belastning.



Figur 4 – 9 viser snitt nr. 4 ved Råvatn Vest.



Figur 4 – 10. Deformert lagstruktur fra snitt nr. 4, Råvatn Vest. Dette utgjør enhet A på loggen.

## Generell tolkning av avsetningen ved Råvatn Vest

Lengdeprofil (figur 4 – 12 a) og tverrprofilprofil (figur 4 -12 b) avdekker avsetningens ulike høydenivå, og synes å mangle en jevn, sammenhengende toppflate som gjenspeiles i avsetninger som er bygget opp til havnivå (deltautbygging).

Mangel på lesbare snitt og penetrasjonsdata gjør at jeg i denne omgang bare har begrenset informasjon om oppbygging av hovedavsetningen. Beskrivelse og tolkning av snitt er riktig nok gjort i deler av avsetningen, men disse er for lateralt plassert til å kunne avdekke avsetningens arkitekturelement. Tolkning må da også baseres på morfologiske trekk.

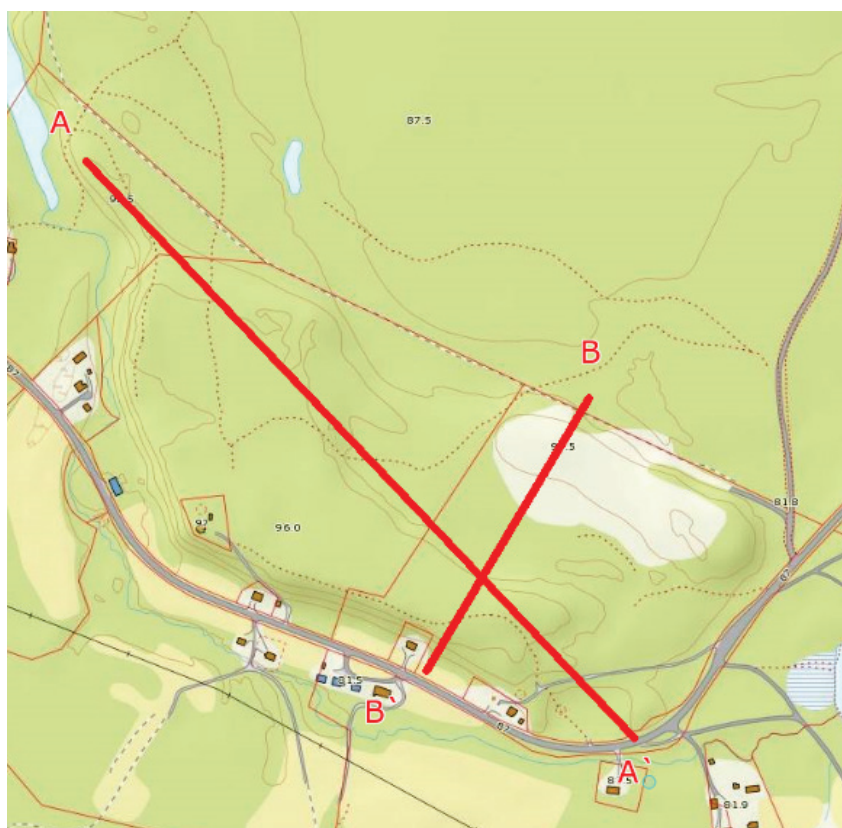
Tolkning av snittene forøvrig (ved Råvatn Vest), viser at lagpakken domineres av sandfraksjoner som gjenspeiler variasjoner innen relativt rolige strømningsforhold i distal posisjon.

Øverste del av avsetningen som består av godt sorterte sedimenter, er trolig avsatt subaerilt. Den erosive grensen i overgangen til underliggende lagflate bekrefter dette. Relativ grov kornstørrelse (cG), tilsier avsetningsmiljø preget av relativt sterke strømningsforhold i en breelv. Sedimentasjonsraten er høy, og sedimentene er trolig avsatt i longitudinale banker. Overflaten her er relativt flat og jevn.

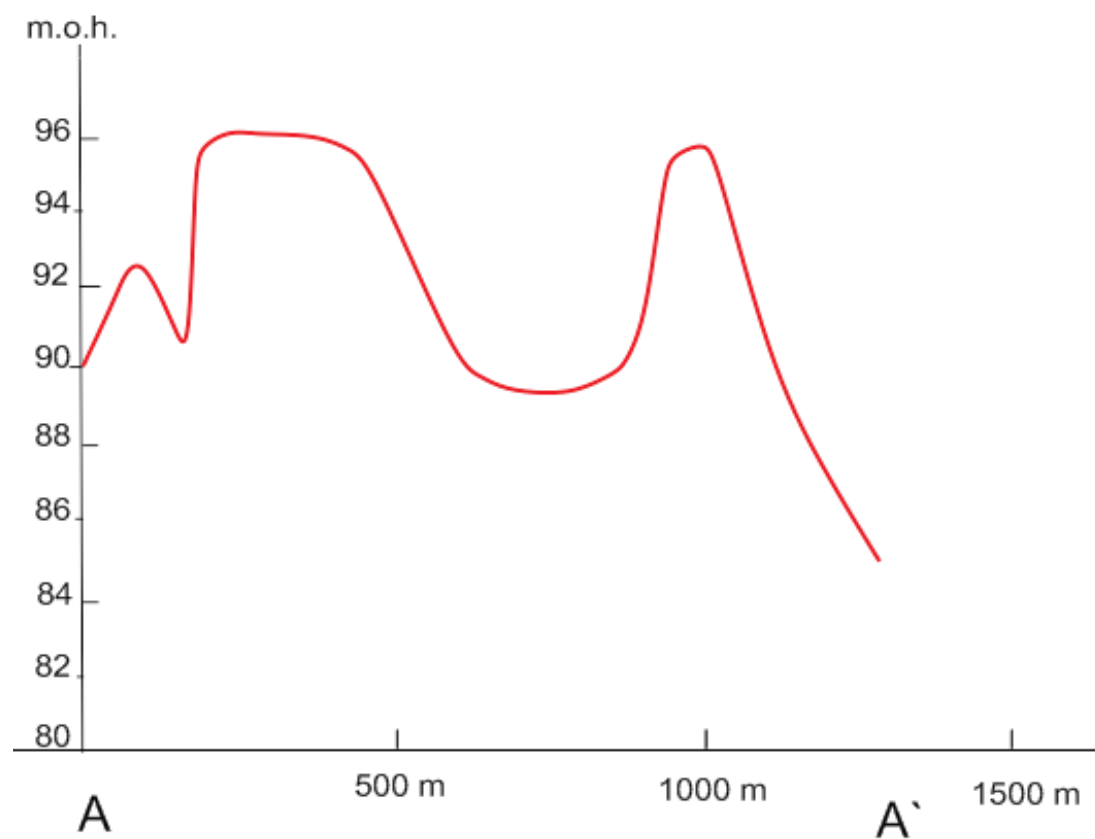
Deformasjonsstrukturene kan skyldes hurtig og/eller pålagring av store volum av sedimenter fra en brefront som kom nærmere. Det må da ha skjedd ved et lokalt framrykk. En annen forklaring kan være større avsmelting med økende strømregime og økt remobilisering av grove sedimenter. Økt pålagring kan føre til større poretrykk og påfølgende deformasjon i form av konvolutt-laminering som følge av avvanning i sedimentene.

Ved en iskollaps ved iskontakt forventes det større grad av deformasjon og dersom breen rykket aktivt fram over avsetningen, ville det forventes enda større grad av deformasjon enn det som har åpenbart seg ved Råvatn Vest (Corner, pers. medd. 2013).

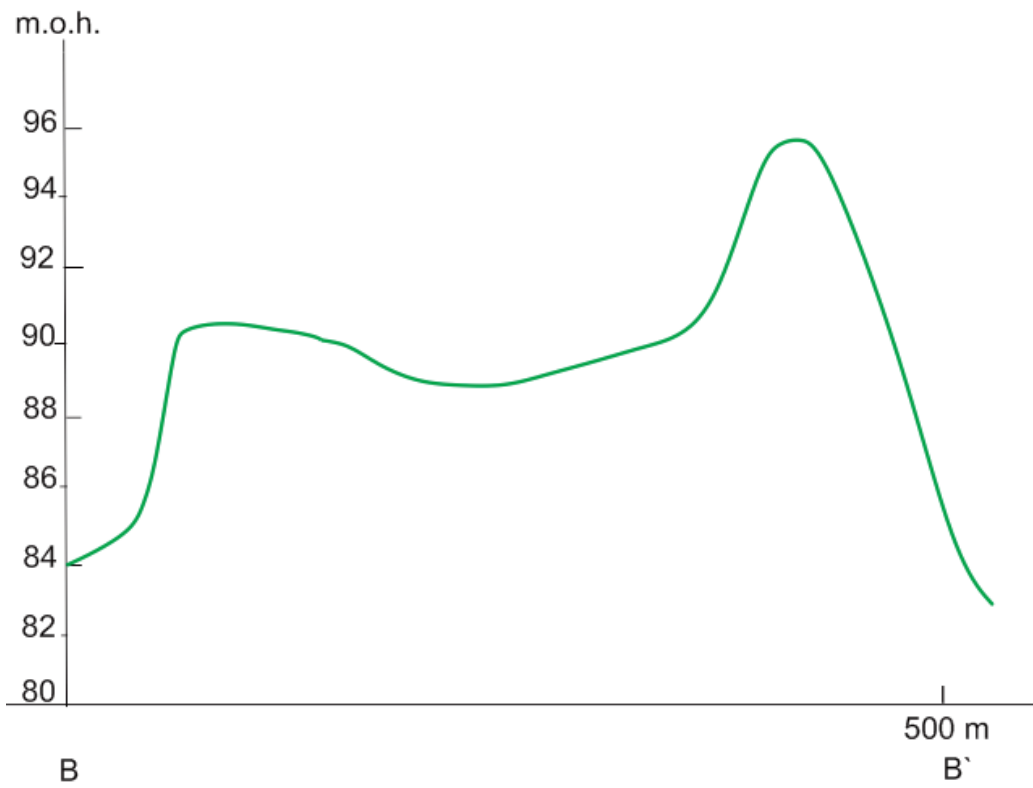
Det er påvist formasjoner i avsetningen (på sørøstsida) som kan tolkes til å være en iskontaktskråning (figur 3 - 11). I så fall kan øverste del av lagpakken være subglasialt avsatt.



Figur 4 – 11. Avmerket lengdeprofil (A – A') og tverrprofil (B – B'). Kartinnsyn Statskog.



Figur 4 – 12 a). Lengdeprofil over avsetningen ved Råvatn Vest



Figur 4 – 12 b). Tverrprofil over avsetningen ved Råvatn Vest

## 5 GEORADAR

### 5.1 INNLEDNING

Det er foretatt georadarundersøkelser ved 2 lokaliteter i Målselvdalen Øst. Profilering nr. 1 er foretatt ved Skjeggestad grustak (figur 5 - 1), mens profilering nr. 2 er fra grustaket ved Råvatn Vest (figur 5 - 3). Profilene viser refleksjoner som gjenspeiler variasjoner i dielektrisitet som først og fremst er avhengig av vanninnhold i løsmassene.

Refleksjonene kan deles inn grenseflater og enhetsgrenser. Grenseflater definerer interne lagstrukturer, mens enhetsgrenser skiller mellom ulike avsetningsenheter.

Til hjelp i tolkningen sammenlignes profil nr. 1 ved Skjeggestad grustak med litologiske observasjoner (kapittel 4). Profilene er markert med nummer på det kvartærgeologiske kartet.

<i>Hastighet</i>	<i>Spenning</i>	<i>Step size</i>	<i>Antennefrekvens</i>	<i>Gain</i>
0,1 m/ns	1000 V	0,25 m	100 Mhz	SEC

Tabell 5 – 1. Opptaksparametre ved georadarprofileringene

For lokalisering er det benyttet vertikalfoto (Norge i bilder) som er tatt i 2011. Ved Råvatn Vest kan en se av vertikalfoto (figur 5 – 3) at georadarprofilet skjærer gjennom grusdunger og knuseverk. Disse hindringene var ikke til stede da profileringen foregikk i april 2013.

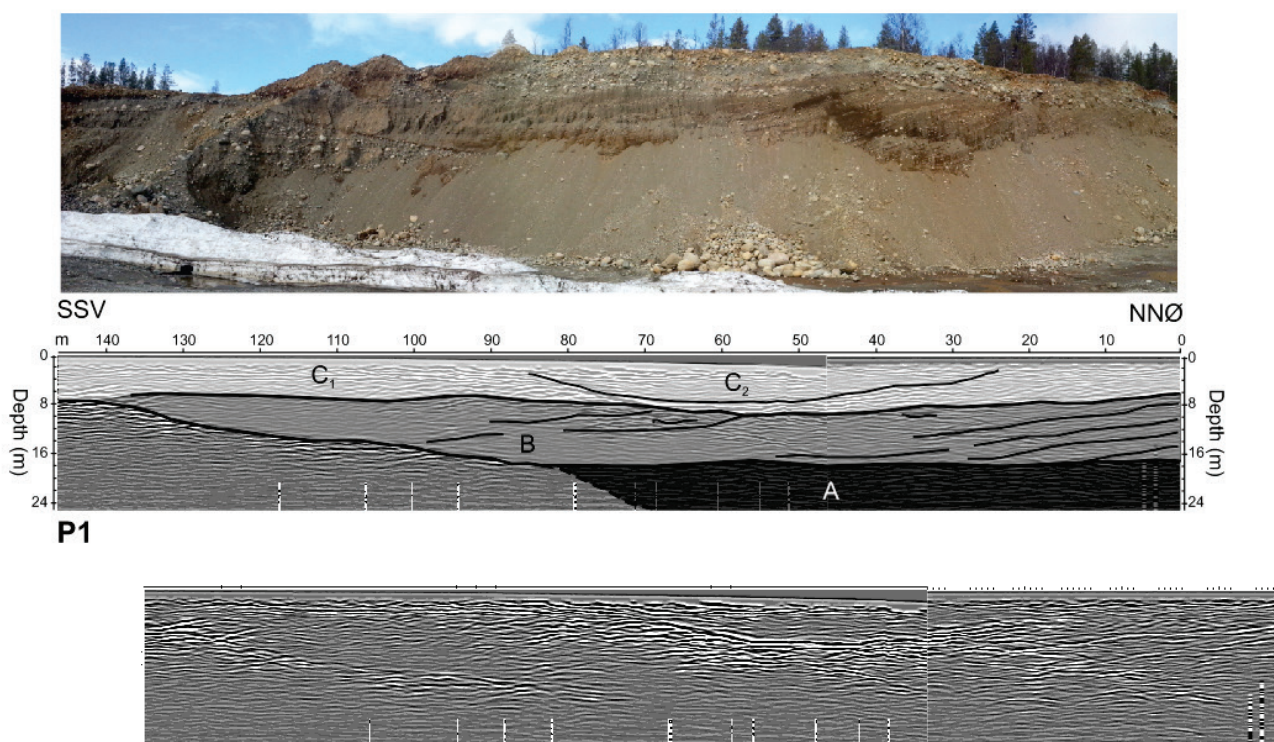
Georadarprofilene presenteres i figur 5 – 2 og 5 – 4..

#### 5.1.1 Georadarprofil nr.1 ved Skjeggestad grustak

Profil nr. 1 (P1) utgjør en sammenhengende linje på ca. 147 m, som er tatt i 94 meters høyde. Figur 5 -1 viser vertikalfoto over området. Det er ikke foretatt terrengkorreksjoner langs denne linja da høydeforskjellene er ubetydelige. I forbindelse med masseuttak, er humusholdig materiale fjernet i toppen av snittet.



Figur 5 – 1. Vertikalfoto som viser Skjeggestad grustak. Profilering er foretatt langs blå linje (P1). For lokalisering henvises det til oversiktskart, figur 1 – 3. (Fra ”Norge i bilder”).



Figur 5 – 2. Snittbilde og georadarprofil fra Skjeggestad grustak (P1 med tolkning og inndeling i enheter) sammenlignet med snittet øverst.

Georadarprofil fra Skjeggestad grustak (figur 5 – 2) deles inn i 3 avsetningsenheter; enhet A, B og C.

### Enhet A

Enhet A opptrer fra ca. 16 m til 25 m dyp, og danner en subhorisontal øvre enhetsgrense i en lengde av om lag 83 m. Øvre enhetsgrense sammenføres med en tydelig refleksjon som strekker seg over resten av profilets lengde, om lag 64 m - fra 15 m opp til ca. 7 m dyp. Denne refleksjonen er utholdende ned til 15 m hvor den dør ut. En kan skimte en svak lagstruktur som ligger like over og parallelt med denne refleksjonen som delvis utgjør underliggende enhetsgrense for enhet B. Under denne refleksjonen vises diskontinuerlige, men tydelige refleksjoner – sporadisk plassert. Den interne refleksjonskonfigurasjonen i enhet A viser parallelle, horisontale og delvis kontinuerlige refleksjoner – og disse er transparente.

### Tolkning

Den øvre enhetsgrensa til enhet A utgjør en overgang fra finstoff til lagstrukturer med mindre demping av signal i avsetninga. Fra enhet A er det tatt ut jordartsprøve som er leirholdig og viser innhold av marine mikrofossiler. Dessverre ble ikke dette kvalitetssikret ved analysearbeid på laboratoriet.

De transparente refleksjonene skyldes trolig penetrasjonsevnen i denne sedimenttype. I godt ledende materiale som leire og silt vil penetrasjonen ha sin begrensning fordi bølgepulsene raskere blir dempet (Mauring *et al.*, 1995). Redusert penetrasjon gir seg utslag i transparente avsetninger. Enheten tolkes til å bestå av suspensjonsavsatt silt og leire avsatt distalt fra isbreen.

Ut fra sedimentprøven med innhold av finstoff, tolkes overgangen mellom enhet A og enhet B til å være grensa mellom delta foreset og – bottomset i glasifluvial isfrontavsetning ved Skjeggestad. Enheten plasseres under glasimarin, distal enhet som er fjordbreavsatt.

Nedre refleksjon tolkes å være en fjellreflektor. Ved stor kontrast i dielektrisitet slik tilfellet er der fjell dekkes over av vannmettede avsetninger, vil en få kraftige refleksjoner fra fjelloverflaten (Beres and Haeni, 1991). Refleksjonen like over fjelloverflaten, og som går parallelt med denne – kan representere overflata av et bunnmorenelag. Diskontinuerlige refleksjoner på undersiden av fjellreflektoren kan være multipler.

Mangel på kontinuitet i den interne refleksjonskonfigurasjonen i enhet A kan skyldes signaltap på grunn av dybde og en avsetningsenhet med større demping.



### Enhet B

Enhet B opptrer fra 6 m til 15 m dyp, og viser hellende, subhorisontale lagstrukturer (grenseflater) i hele profilets lengde. Nedre enhetsgrense består av en diskontinuerlig, subhorisontal refleksjon ved nivå 16 m ved punkt 85 m av profilets lengde. Her er det en overgang til en tydeligere refleksjon som skråner opp mot overflata.

Intern refleksjonskonfigurasjon viser diskontinuerlige, subparallele refleksjoner med lav hellingsvinkel med tilsynelatende fall mot SSV. I distal retning blir signalene stadig mer dempet. Interne refleksjoner i enhet B danner dessuten tangensiale overganger med nedre enhetsgrense opp mot ca. 8 m dyp ved punkt 133 m hvor enhet B kiler ut.

I øverste del av enhet B synes grenseflater som er subhorisontale og traufornet, og som danner lavvinklede til diskontinuerlige refleksjoner.

### Tolkning

Intern refleksjonskonfigurasjon tyder på at dette kan være skrålag på deltaforeset, som prograderer mot SV. Lav hellingsvinkel på deltaforeset-lag er tegn på rask progradering på grunn av lite tilpasningsrom, akkomodasjon (Eilertsen, 2002). Dette skyldes tilstøtende bergrunnsparti.

Karakteren til subenhetene kan skyldes faciesvariasjon som skyldes gravitasjonsprosesser på deltaforeset. Et tilsvarende avsetningsbilde fra Alapmoen (Aasheim, 2001) med traufornede og horisontale subenheter er tolket som innfylling "chute channels". Disse representerer erosive hendelser på den øvre foresetsskråningen (Benn and Evans, 1998).

Øvre enhetsgrense, mot enhet C - tolkes som erosjonskontakt og kan være grensa mellom delta topset og – foreset. Dette nivået anslås til ca. 86 m. o. h. Litologiske undersøkelser fra snittet i Skjeggestad grustak viser at dette nivået består av grusig sand. Ut fra dette tolkes enhet B til å være glasifluvial delta foreset.

### Enhet C

Enhet C består av horisontale til subhorisontale, diskontinuerlige refleksjoner i hele profilets lengde. Avsetningsenheten har størst mektighet (8 m) ved punkt 59 m i profilets lengde. Denne avsetningsenheten deles inn i 2 subenheter, C<sub>1</sub> og C<sub>2</sub>. C<sub>2</sub> har nedre grenseflate formet som et trau, fra punkt 20 m til punkt 56 m av profilets lengde. Denne subenheten har største dyp på 6 m, med flanker som når opp mot dagens overflate – 93,5 m. o. h. Nedre grenseflate viser en kontinuerlig, høyamplitude refleksjon.

Den interne refleksjonskonfigurasjonen i enhet C består av diskontinuerlige, subhorisontale refleksjoner som er konkordante med nedre enhetsgrense.

#### Tolkning

Lagstrukturene er til dels samsvarende med snittbildet i Skjeggestad grustak (j.fr. pl. 3 i kapittel 4).

Enhetens nedre grense tolkes som en erosiv kontakt mot enhet B. I snittveggen ved Skjeggestad grustak kan en observere horisontale lag med steinig grus. Enhet C tolkes ut fra dette å være glasifluvial delta topset. Høyden på ca. 92 m.o.h. kan korreleres med terrassehøyder lengre opp og ned i dalen. Enhetens øvre grense representerer den kartlagte overflata ved Skjeggestad, og tolkes til å være toppen av isfrontavsetningen ved Skjeggestad.

Enhet C, er sannsynligvis kanalavsetninger av migrerende banker. Den divergente reflektoren avspeiler en kanalinnfylling.

Avsetningen ved Skjeggestad tolkes til å være en del av et glasifluvialt delta.

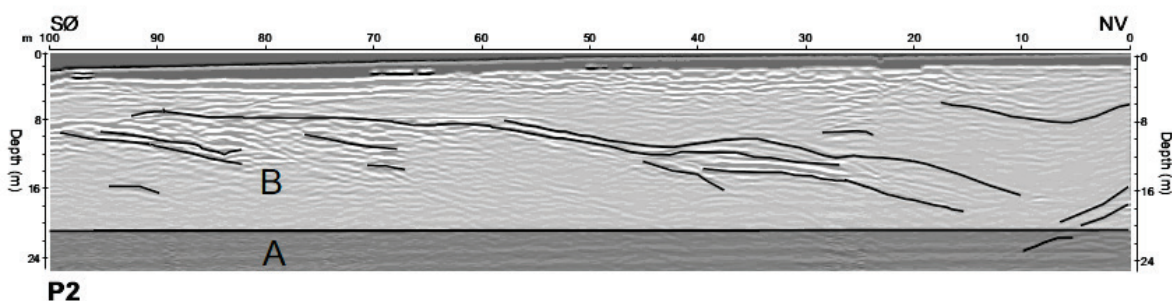
### 5.1.2 Georadarprofil nr. 2 ved Råvatn Vest

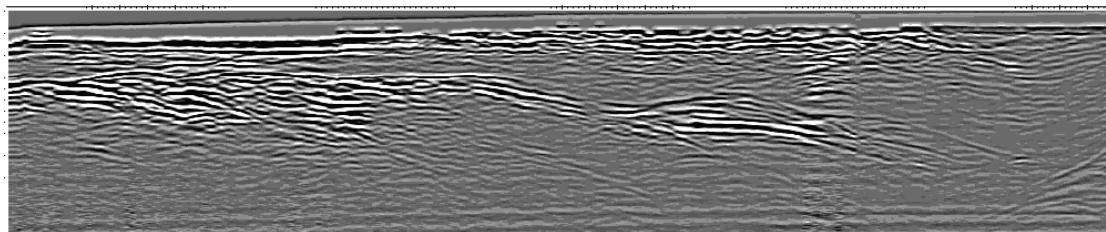
Profil nr. 2 (P2) utgjør en sammenhengende linje på ca.100 m. Figur 5 – 3 viser vertikalfoto over området.

Opptaksparametre for georadarprofil ved grustaket Råvatn Vest er presentert i tabell 5 – 1.



Figur 5 – 3. Vertikalfoto som viser grustaket ved Råvatn Vest. Profilering er foretatt langs blå linje. For lokalisering henvises det til oversiktskart, figur 1 – 3. (Fra ”Norge i bilder”).





Figur 5 – 4. Georadarprofil (P2 med tolkning og inndeling i enheter) ved Råvatn Vest.

Georadarprofilet (figur 5 – 4) som er tatt i bunnen av grustaket ved Råvatn Vest, deles inn i 2 avsetningsenheter, enhet A og B.

Øverste del av profilet (0 – 2 m dyp) består av horisontale refleksjoner, men er sannsynligvis antropogent påvirket i forbindelse med masseuttak, og de øverste 11 – 12 metrene av avsetningen er fjernet av samme årsak.

#### Enhet A

Enhet A opptrer fra 20 m dyp og dypere, i hele profilets lengde - og viser de to, tre øverste metrene av enheten. Øvre enhetsgrense viser en lateralt utholdende, høyamplitude refleksjon. Dette nivået ligger ca. 62 m.o.h.

En kan observere svake horisontale og utholdende refleksjoner i den interne konfigurasjonen. Konfigurasjonen er transparent.

#### Tolkning

En transparent signatur på dette dybdenivået kan skyldes begrensninger som denne antennefrekvens (100 Mhz) gir. Det er derfor grunn til å anta at disse refleksjonene ikke er reelle på grunn av stort signaltap.

En annen tolkning kan være at denne overgangen er sammenfallende med grunnvannsspeilet. Grovkornede, permeable masser og siden profileringen er foretatt vinterstid - kan forsvare et såpass lavt nivå på grunnvannsspeilet.

#### Enhet B

Enhet B er markert fra 2 til 20 m dyp i hele profilets lengde (100 m). Den interne refleksjonen i enheten viser nedlapp mot den nedre grensen til enhet A. Refleksjonene er diskontinuerlige og parallelle - og har lav hellingsvinkel. Refleksjonene viser tilsynelatende fall mot NV.

I intervallet mellom 6 til 20 m dyp, og 3 til 85 m lengde – viser refleksjonene storskala, trauførmede grenseflater.

I enhet B kan det også registreres isolerte, subhorisontale refleksjoner med svært liten utholdenhet.

Mot slutten av lengdeprofilen, dvs. mellom 94 og 100 m og 16 – 18 m dyp - vises subparallelle, subhorisontale refleksjoner med tilsynelatende helning mot SØ.

### Tolkning

Den interne refleksjonskonfigurasjonen med diskontinuerlige, høygradiente refleksjoner --indikerer progradasjon mot NV (tilsynelatende retning). Enhet B tolkes dermed til å være delta foreset.

De isolerte refleksjonene kan trolig relateres til gravitasjonsstrømmer, mens de trauførmede, storskala refleksjonene trolig er innfylte ”chute channels”.

Refleksjonsmønsteret som viser fall mot SØ, kan skyldes multipler fra overliggende refleksjoner som forstyrrer primære signal.

En alternativ tolkning kan være at dette refleksjonsmønsteret indikerer tilstedeværelse av berggrunn, og at refleksjonen gjenspeiler fjelloverflaten. Berggrunnspartier er forøvrig observert i dagnivå i nærheten.

Enhet B tolkes til å være glasifluvial delta foreset, relatert til isfrontavsetningen ved Brannmoen.

## 6. MODELL FOR FJORDDALINNFYLLING

### 6.1 INNLEDNING

Dette kapittelet omhandler en generell beskrivelse av innfylling av fjorddaler i Norge, samt definisjon av terminologi knyttet til dette. Beskrivelsen er basert på en syntese av Corner (2006). Jeg vil forsøke å knytte dette til problemstillinger i mitt arbeid, og vil da legge vekt på det som har relevans for rekonstruksjon av dalinnfylling i Måselvdalen Øst.

### 6.2 BAKGRUNN

Fjorddaler i Norge er definert som sedimentfylte fjorder med sedimentære lagrekker som er mer enn 100 m tykke. Disse dalene er dannet gjennom innfylling, relativt havnivåfall, nedskjæring og terrassedannelse i løpet av den siste deglasiale/postglasiale perioden. Denne prosessen styres av sedimenttilførsel i løpet av og etter glasial retreat, dybdevariasjoner i fjordbassenget og relativ havnivåfall forårsaket av glasioisostatisk mekanisme (Corner, 2006).

Det skilles mellom to avsetningsfaser; (1) deglasial fase, D og (2) postglasial fase, P. D-fasen forsynes med sedimenter fra breelver, mens P-fasen ikke er påvirket av bresmeltevann.

Dette danner en tre-delt stratigrafisk lagrekke;

(1) Deglasial transgressiv systemrekke (DTST). Denne dannes ved trinnvis oppbygging av proglasiale sedimenter som er avsatt utenfor marginalt område av en tilbaketrekkende fjordbre. Dette er tidlig fjordinnfylling, og kalles *D<sub>f</sub>-stadium*.

(2) Deglasial høystand systemrekke (DHST). Denne dannes ved progradasjon av et fjorddelta hvor glasimarine sedimenter avsettes på fjordbunnen. Dette styres av en dalbre og er en tidlig fjorddalutvikling. Det kalles *D<sub>v</sub>-stadium*.

(3) Postglasial framdrevet regressiv systemrekke (PRST). Denne lagrekken dannes i løpet av deltaprogradasjon med fluvial nedskjæring og terrassedannelse. Her finner endelig fjorddalutvikling sted (*P-stadium*).

Det skilles mellom sedimenter som knyttes til hver sin avsetningsfase;

*Glasigene sedimenter* fra det deglasiale stadiet består vanligvis av grus i (1) iskontaktrygger og deltaer, som fortrinnsvis er lokalisert til terskler langs den utformede fjorden, (2) glasifluvialt delta avsatt opp til den marine grense innerst i fjorddalen og (3) glasimarin slam som fyller småbasseng mellom tersklene.

*Postglasiale deltasedimenter* i en prograderende serie med hevede terrasser eller rester av terrasser som skråner trinnvis ned mot dagens havnivå.

Deltaer har en tredelt oppbygning (Gilbert-type); (1) en tynn grusig eller sandig *topset-enhet*, (2) en tykkere (10-100m) sandrik, *foreset-enhet* med bratt hellning og (3) en relativ tynn, siltrik *bottomset-enhet* (prodelta) som vanligvis har tidale rytmitter.

Eilertsen, 2002 presenterer i sin avhandling en deltaavsetningsmodell fra Mortenelva som er et sidevassdrag til Måselva. Denne modellen har også relevans for undersøkelsesområdet (Måselvdalen Øst). Store deler av Mortenelva viser seg å være preget av deltautbygging som fant sted i den postglasiale perioden. Modellen tar utgangspunkt i vanndyp, j.fr. figur 6 – 1:

#### *Bypassdelta*

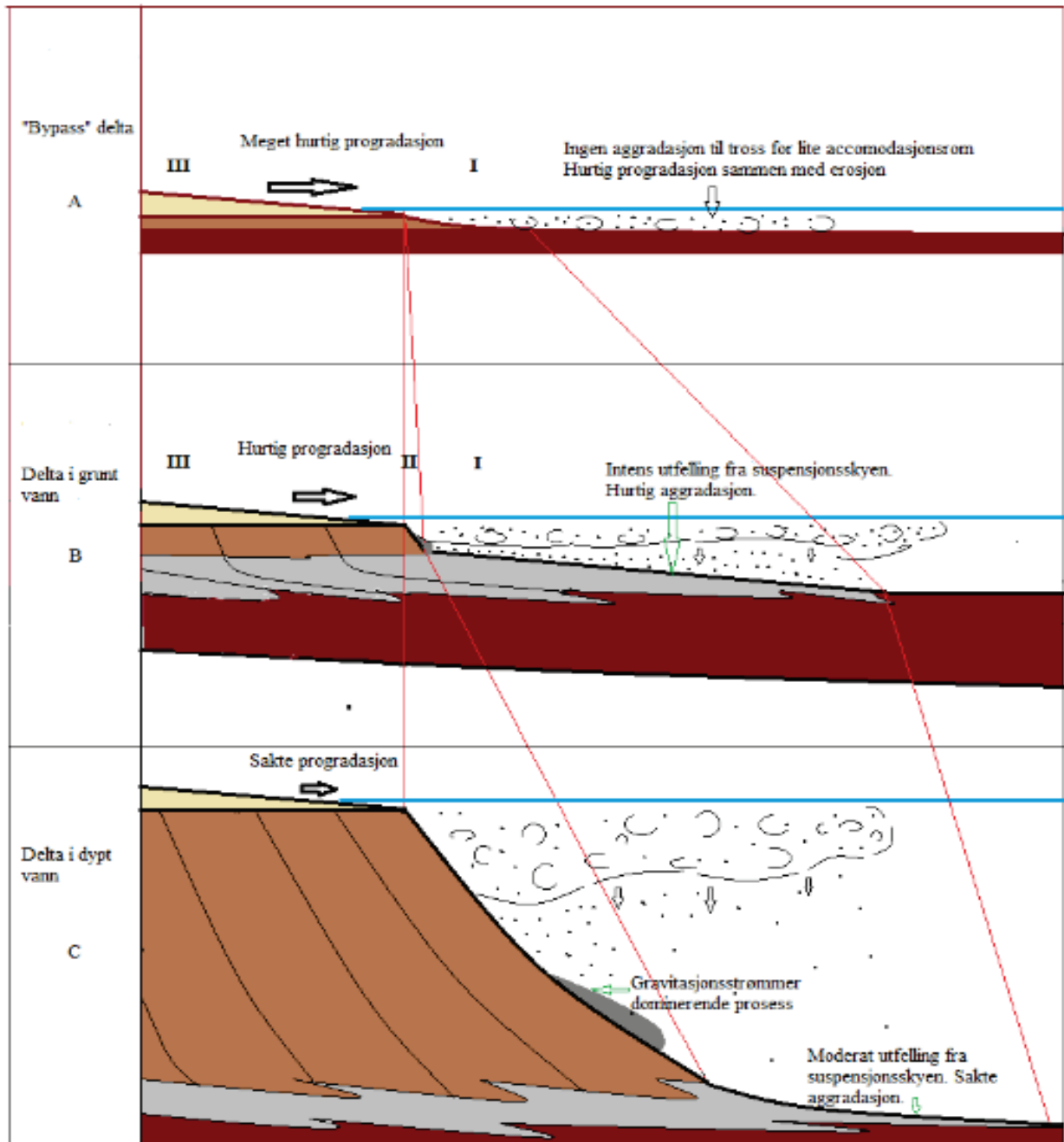
Vannet er grunnest ved denne type delta. Den mangler deltaskråningssedimenter, og prograderer hurtig. Det er lite tilpasningsplass (akkomodasjon) for deltaet, og derfor blir det ingen oppbygging (aggradasjon).

#### *Gruntvannsdelta*

Kjennetegn på et gruntvannsdelta er at det har en kort deltaskråning som er dominert av gravitasjonsstrømmer, og en rask progradering. Bunnlagområdet (bottomset) er karakterisert ved hurtig aggradasjon på havbunnen fordi det er høyt innhold av sand i suspensjonen.

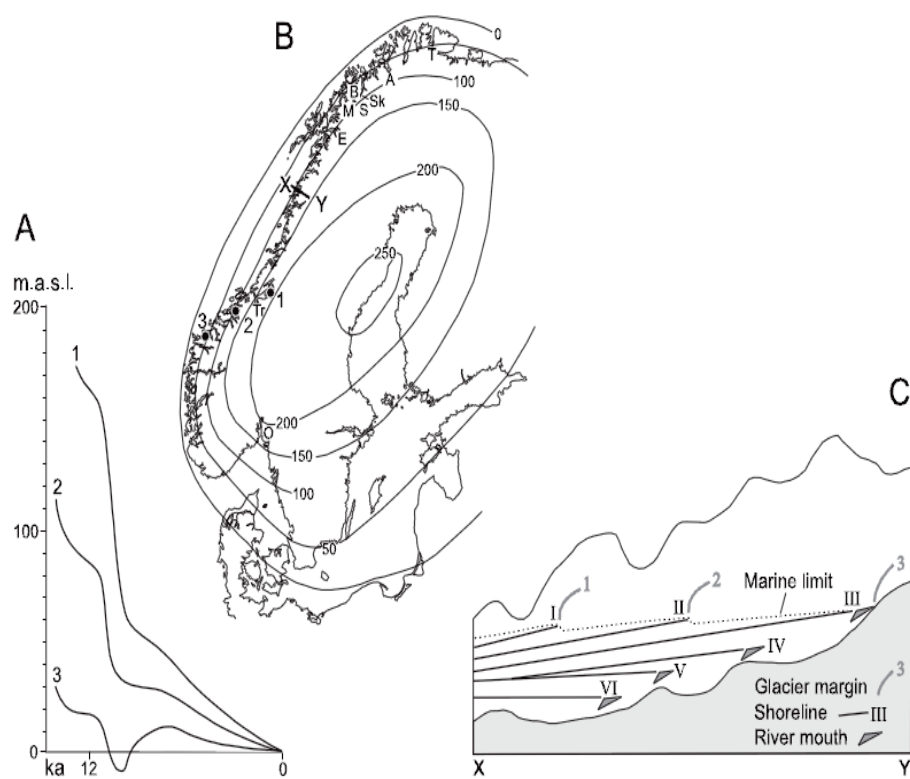
#### *Dypvannsdelta*

Denne deltatypen har en lang deltaskråning som er dominert av gravitasjonsstrømmer. Avsetning fra suspensjon er moderat. Bunnlagene (bottomset) dannes ved langsom aggradasjon på havbunnen.



Figur 6 – 1. Deltaavsetningsmodell. (Modifisert etter Eilertsen, 2002).





Figur 6 - 2. Relativ havnivåendring i Fennoskandia de siste 14000 år. A) Regionale strandlinjeforskyvninger. Kurve 1, 2, 3 ved ulike avstander fra hevingssenteret. B) Isobaser som viser heving av de postglasiale marine grenser og tilnærmet lokalisering (i forhold til isobaser) av havnivå vist i A. C) Skjematisk profil som viser dagens posisjon og helning på hevede strandlinjer dannet i løpet av breretrett (strandlinje I, II og III). Og deretter deltaprogradasjon og fjordbotnregresjon (strandlinje IV, V og VI). Etter Corner 2006.

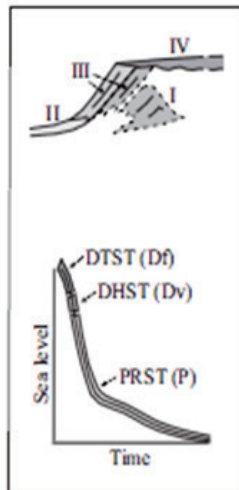
### 6.3 AVSETNINGSELEMENT

Det skilles mellom fire basale avsetningselement som identifiserer genetiske strataltyper og facieskarakteristikker. Avsetningselementene inndeles på basis av avsetningsgeometri og posisjon innen bassenget: isrand (I), bassengbunn (II), prograderende skråning (III), terrassetopp - avsetninger (IV), j.fr. figur 6 – 3.

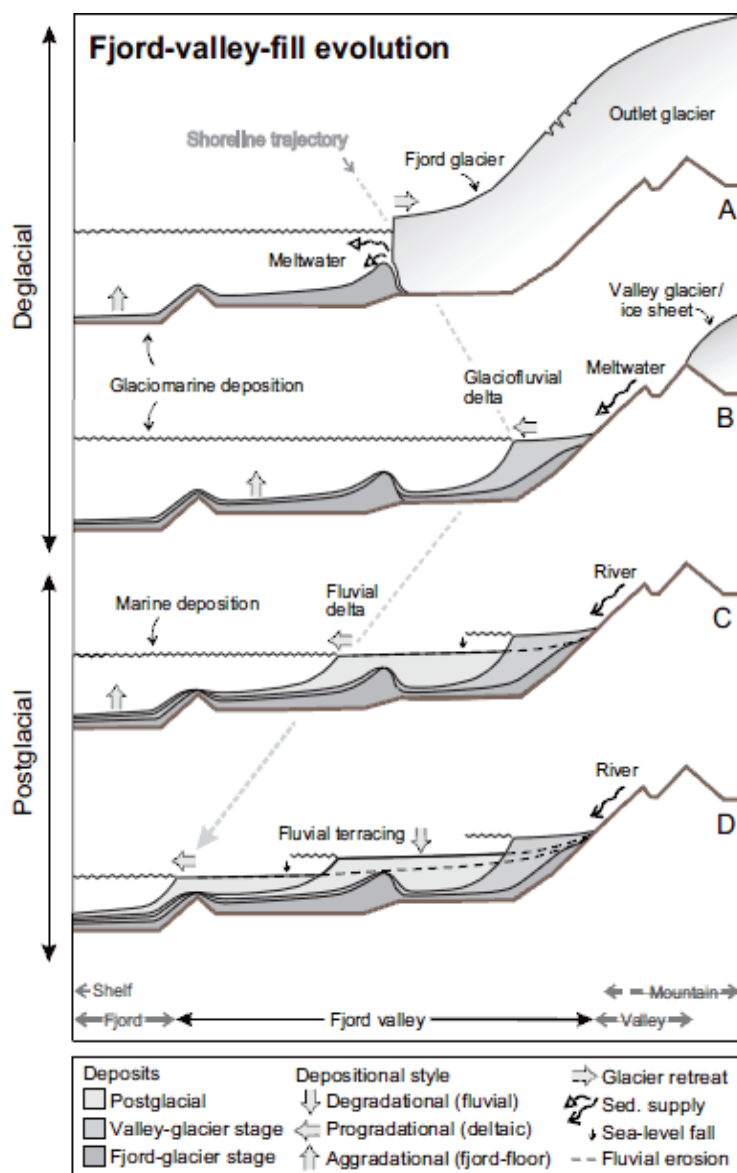
Disse elementene har en videre inndeling, samsvarende med avsetningsmiljø som er bestemt av stratigrafisk posisjon innen systemet (fluvial, deltais, glasimarin, etc..)

De forskjellige avsetningselementene opptrer individuelt eller i karakteristiske sammensetninger. De viktigste er:

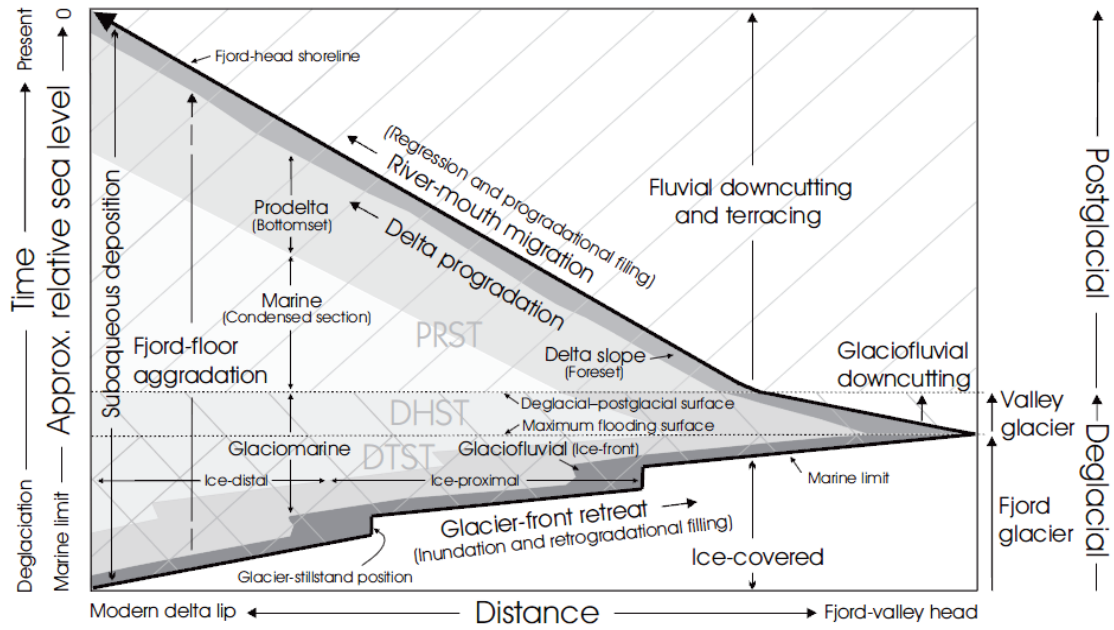
- (1) Isfrontakkumulasjon
- (2) Glasifluvial fjordbotndelta
- (3) Glasimarine avsetninger
- (4) Postglasialt delta
- (5) Postglasiale prodelta avsetninger
- (6) Postglasiale marine avsetninger
- (7) Fluviale terrasseavstninger



Figur 6 – 3. Avsetningselement i en fjorddalinnfylling og en regional strandforskyvningskurve (Corner, 2006).



Figur 6 - 4. Skjematisk illustrasjon av fjorddalinnfylling, heving og terrassedannelse i løpet av (i rekkefølge) A) fjordbre ( $D_f$ ), B) dalbre ( $D_v$ ) og C), D) postglasiale (P) stadier av sedimenttilførsel, og et regime med fallende relativt havnivå (Corner 2006).



Figur 6 - 5. Tid-distansediagram langs en fjorddal som viser forandringer i strandlinjevskjæring i en fjordbotn, soner for isfrontavsetning, fjordbunnaggradasjon, deltaprogradasjon og fluvial terrassedannelse. Stratigrafiske horisonter dannet under retrogradasjon og progradasjon innfylling av en fjord i løpet av deglasial-postglasial periode, vises også (Corner 2006).

<b>Tidsbilde</b>	<b>Tidlig</b>		<b>Seint</b>	
<b>Avsetningsstadium</b>	Deglasial		Postglasial	
	Df	Dv	P	
<b>Sedimenttilførsel</b>				
Primærkilde	Fjordbre	Dalbre	Hovedelva	
Sekundærkilde	Alpine/ platåbreer, sideelver, kolluvium			
Tilførselsrate	Meget høy	Høy	Moderat (resedimentasjon)	
<b>Havnivå- og strandlinjeendringer</b>				
Relativt havnivå	Hurtig fall	(Middels/lokalt stabilt eller stigning)		Langsomt fall
Fjordbotnstrand	Transgresjon	Regresjon		
Strand langs fjordsidene	Regresjon			
<b>Bassengutvikling og stratigrafi</b>				
Bassengutvikling	Transgresjon	Innfylling	Tørrelgging	
Stratigrafisk form	Retrogradasj.	Aggradasjon	Progradasjon	Degradasjon
<b>Avsetningsprosesser og miljø</b>				
Primært	Isfront			
	Glasiarint	Marint	Deltaisk	Fluvialt
Sekundært	Tidevannskanal Strand Fjordsidedelta Kolluvial vifte Alluvial vifte Eolisk Lakustrint Marine leirskred			
Systemrekker	DTST	DHST	PRST	

Tabell 6 - 1 gir en oversikt hvordan et fjorddalsystem styrer utvikling av deglasial transgressiv (DTST) - , deglasial høystand (DHST) – og postglasialt styrt – regressiv (PRST) systemrekker (etter Corner, 2006).

## 6.4 STRATIGRAFI OG UTVIKLING AV MÅSELV FJORDDAL

### 6.4.1 Bakgrunn

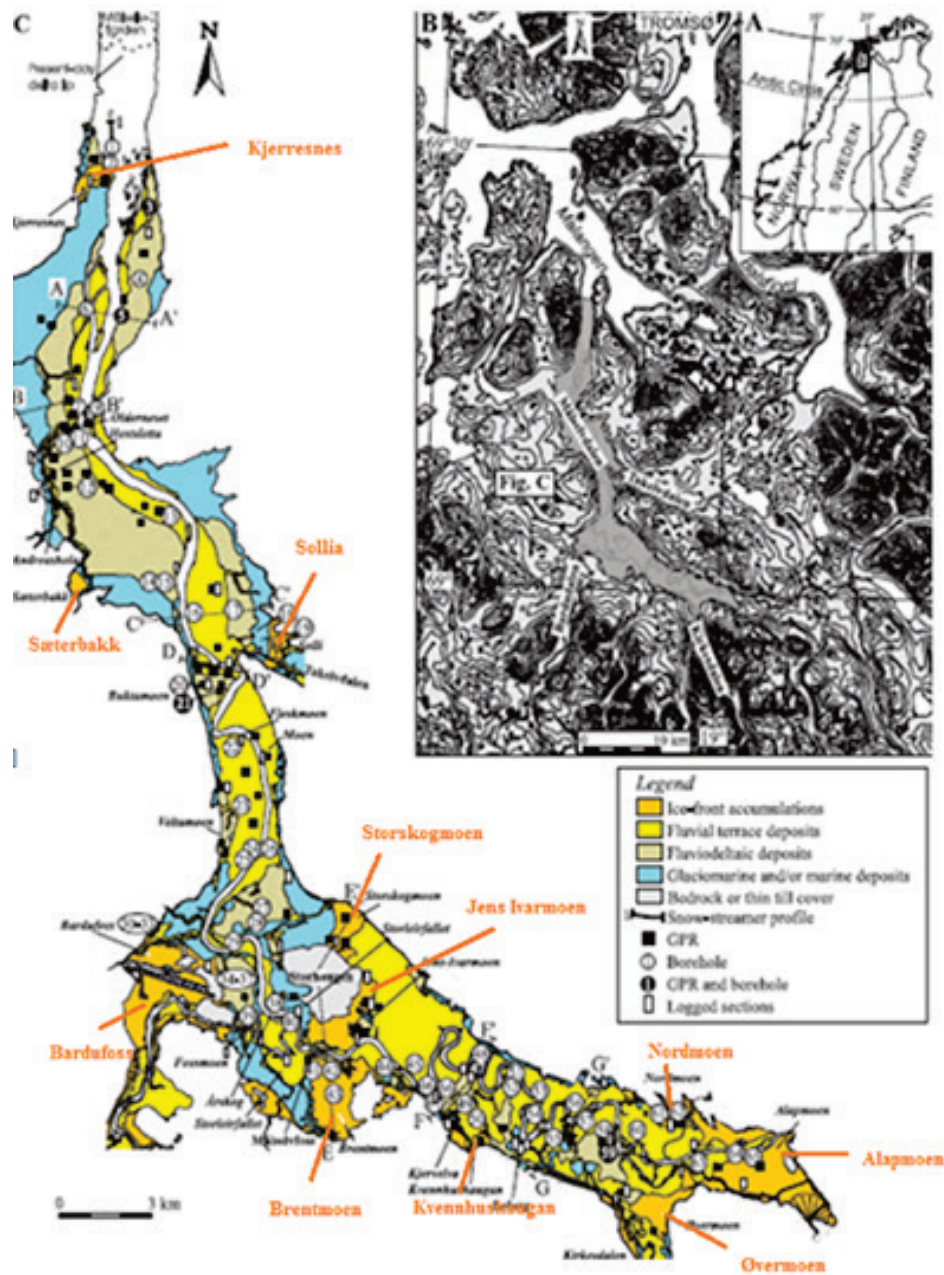
Denne delen fokuserer på to faktorer;

- (1) Stratigrafigeometri og avsetning av dalinnfyllingssedimenter i forhold til havnivå og tid
- (2) Den interne karakteristik av volumiøse komponenter i lagrekken til dalinnfyllingen (Eilertsen et al., 2006).

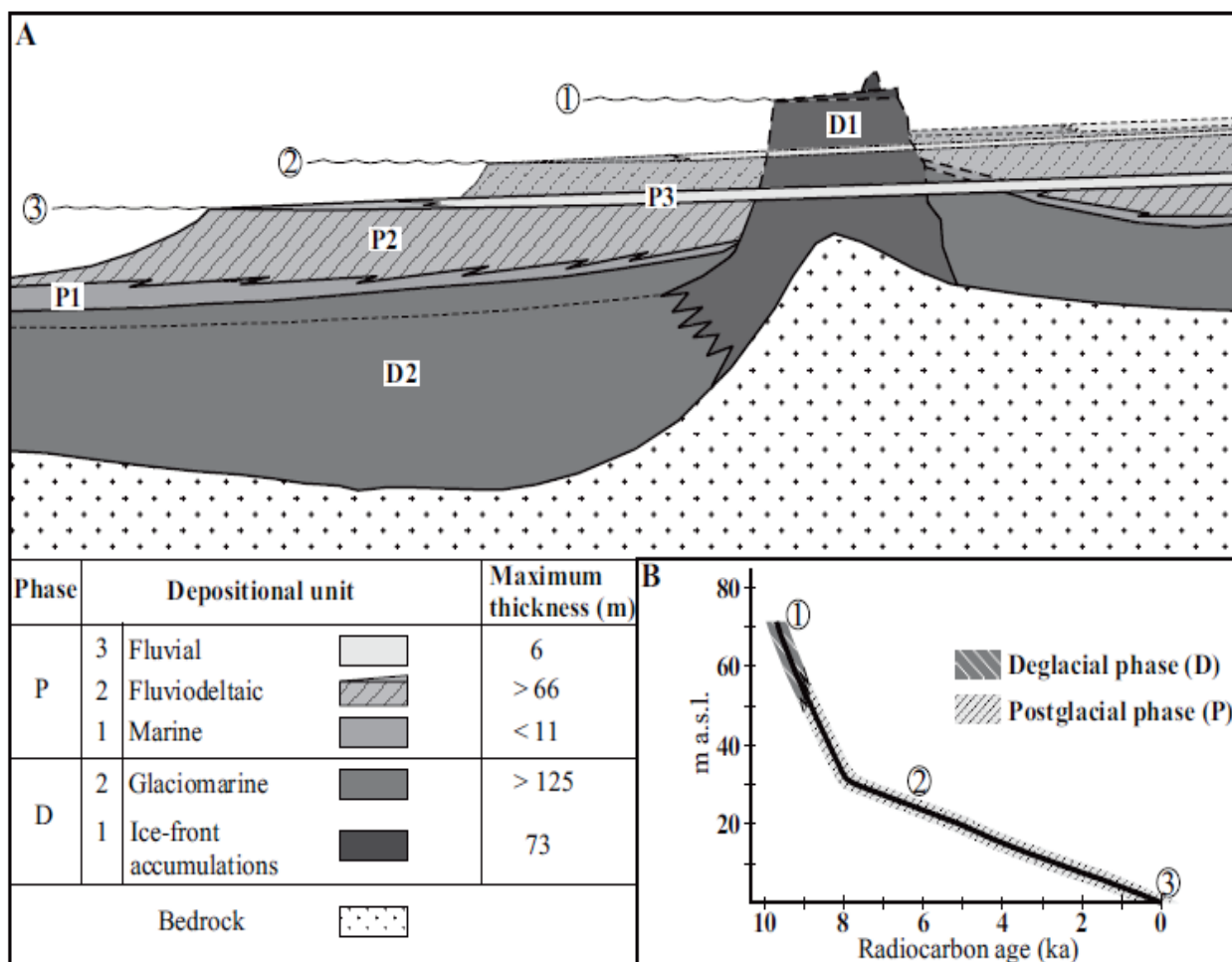
Dette er basert på et studium som dekker de nederste 50 km av Måselvdalen, og består av to basseng som er adskilt av en terskel ved Måselvfossen, j.fr. figur 6 - 8. Her er sedimentene (dalinnfylling) definert som sedimenter avsatt ved eller under den marine grensen.

Store mengder av finkornet, glasimarine sedimenter ble avsatt i basseng mellom isfrontavsetningene. Straks etter deglasiasjonen fikk vi en fluviodeltatisk progradasjon som er typisk for store norske fjorddaler, og som danner en karakteristisk stratigrafisk lagrekke (Corner, 2006).

Dagens delta prograderer ut i Måselvfjorden ned til 50 m dyp.

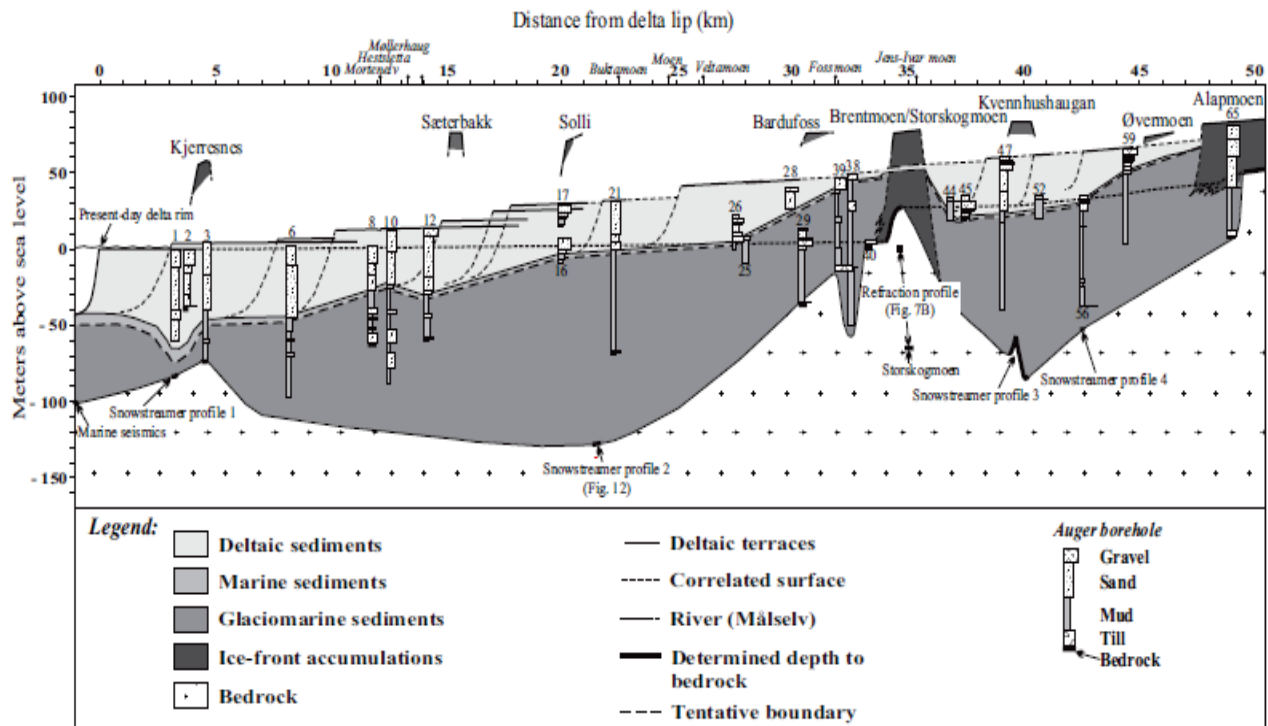


Figur 6 - 6. Geografisk lokalisering av nedre og del av Måselvdalen, overflatesedimenter og isfrontavsetninger (markert med rød skrift). Modifisert etter Eilertsen *et al.*, 2005).



Figur 6 – 7. Stratigrafisk modell av dalinnfyllingssedimenter (Eilertsen et al., 2006)





Figur 6 - 8. Lengdeprofil langs Målselvdalen, som viser maksimum registrerte tykkelse på sedimentene og stratigrafiske data. (Eilertsen *et al.*, 2006)

#### 6.4.2 Bassengmorfologi og dalinnfyllingsstratigrafi

*Bassengdyp og sedimenttykkelse.* I et lengdeprofil består den undersøkte delen av dalen av to store, overfordypa basseng som er adskilt av en berggrunnsterskel 35 km fra deltafronten.

Bunnen i det øverste bassenget ligger mer enn 84 m under dagens havnivå på det dypeste, mens deler av det nederste bassenget ligger minst 129 m under dagens havnivå. Maksimum sedimenttykkelse er mer enn 135 m i det øverste, og mer enn 158 m i det nederste bassenget, j.fr. figur 6 – 8. Et minimumsestimat for totalt sedimentvolum er  $6,95 \times 10^9 \text{ m}^3$ . (Eilertsen *et al.*, 2006).

*Avsetningsenheter.* Som nevnt tidligere er det to viktige faser i dalens innfyllingshistorie. Hver fase er beskrevet ved karakteristiske avsetningsenheter, j.fr. figur 6 – 7.

Deglasial fase består av avsetningsenhetene D1 og D2. Isfrontavsetninger, for det meste glasifluvialt – er knyttet til D1. Glasimarine avsetninger i prodelta/bottomset, er knyttet til D2.

Postglasial fase består av avsetningsenhetene P1, P2 og P3. Marine avsetninger (fjordbunn som ikke er fluvialt eller glasialt influert) knyttes til P1. Fluviodeltaiske sedimenter knyttes til P2, mens fluvial nedskjæring/ avsetninger knyttes til avsetningsenhet P3.

Det skal merkes at avsetningsenhetene innenfor hver fase er avsatt samtidig. Avsetninger av mindre omfang slik som morene (marginalt og bunn), samt eolisk, strand, lakustrin og kolluvial - er også en del av innfyllingssedimentene.

*Deglacial fase (D).* Det trinnvise tilbaketrekningsmønsteret under deglasiasjonen produserte flere isfrontavsetninger.

Enhet D1: Isfrontavsetning. Ti markerte isfrontavsetninger (IFA) er identifisert i nedre og midtre fjorddal, j.fr. figur 6 - 6. De opptrer som (1) *hoveddalsavsetninger* dannet under opphold i tilbaketrekning av isdekket, (2) *sidedals-avsetninger*, fra store sidedaler - lokalisert ved utløpet til hoveddalen, (3) *dalside-avsetninger* dannet ved utløpet av smådaler og raviner langs sidene i hoveddalen.

Isfrontavsetninger utgjør 8 % av det totale sedimentvolumet.

Det skilles mellom fire hovedtyper isfrontavsetninger (for lokalisering, j. fr. figur 6 – 6); (1) iskontakt-rygger (ved Kjerresnes), som ikke ble bygd opp til det samtidige havnivået, (2) iskontaktdelta som har ei deltaslette av begrenset omfang over havnivå, avsatt direkte ved brefronten i hoveddalen (Storskogmoen) eller ved utløpet av en sidedal (Sollia), (3) sandurdelta (forgreinet deltaslette ved brefronten) som kan ha flere kilometers utstrekning med en flate med mange kanalforgreininger (Bardufoss, Brentmoen, Øvermoen, Alapmoen) og (4) dalside-delta som får tilførsel fra små sideelver eller lokalbreer som har en beliggenhet over dalflankene (Sæterbakken, Kvennhushaugan, Nordmoen).

Iskontaktrygger kan utvikles til iskontaktdelta, og videre til sandurdelta gitt at dannelsen av de enkelte elementene er styrt av breoppbygg mer enn endringer i sedimentbudsjettet.

Enhet D2: Glasimarine sedimenter. Disse består av store volum med leire, silt og fin sand som er avsatt i bassenget i løpet av glacial retrett. Disse utgjør også majoriteten av innfyllingssedimentene med 70 % av det totale volumet. Sedimenttykkelsen er over 125 m, og tykkeste partiet finner vi hvor bassenget er dypest.

*Postglacial fase (P).* Den postglasiale fasen tok til 10200 år BP (9000 <sup>14</sup>C år) som er tidspunktet for endelig deglasiasjon av nedbørsfeltet. I dag er vi fortsatt i denne fasen (Eilertsen et al., 2005).

Enhet P1: Marine sedimenter. Den maksimale tykkelsen av postglasiale, marine sedimenter i Målselv-fjorden, er om lag 8,5 m. Målt 2 km distalt fra dagens deltafront. Forutsetter en gradvis oppgroving av sedimentene utover dalen, som reflekterer tidsrommet for avsetning før de blir dekket av det prograderende deltaet. Således vil tykkelsen av postglasiale marine sedimenter sannsynligvis være betraktelig mindre enn 8,5 m, innover dalen fra dagens delta.

Enhet P2: Fluvideltaiske sedimenter. Fluvideltaiske terrasser dekker et område på 32,6 km<sup>2</sup> av innfyllingssedimentene i dag. Disse sedimentene har en maksimum tykkelse på mer enn 66 m i det nederste bassenget, og mer enn 35 m i det øvre. Fluvideltaiske sedimenter utgjør 16 % av innfyllingssedimentene. På tvers av dalen vil de deltaiske sedimentene variere i geometri, avhengig av morfologi til underliggende glasimarine og marine sedimenter.

Enhet P3: Fluviale sedimenter. Disse sedimentene dekker 52 km<sup>2</sup> av innfyllingsarealet, og utgjør 3 % av innfyllingssedimentene. Disse sedimentene, seksjonsvis avdekket - viser grovkornete kanalavsetninger. Her er det vanligvis et grusdekke i botn som er dekket over med finkornete flomslette-avsetninger. Dette gir en oppfiningstendens som er typisk for innersvingsbanker. Kanalsedimentene er dominert av traug- kryssjiktet sand og grus i botn som representerer bunntransport og migrasjon av 3D dyner. Disse dekkes av lag med rifler.

Resultatene som er omtalt her bekrefter modellen for dalinnfylling som Corner har presentert, og fastslår at lignende stratigrafisk organisering råder i andre store daler i Nord-Norge.

## 7. STRATIGRAFI OG GEOLOGISK UTVIKLING

### 7.1 INNLEDNING

Til nå er det gitt en beskrivelse og tolkning av innfyllingssedimenter som er observert og undersøkt i Målselvdalen Øst. Disse er satt i en lokal stratigrafisk sammenheng, uavhengig av overordnet korrelasjon av avsetningsenhetene. I dette kapitlet vil jeg forsøke å sette punktobservasjoner i en større sammenheng, i tråd med tidligere beskrivelser av deglasiasjonshistorie i Målselvdalen. Hensikten er å gi et bilde av denne delen av dalen med tanke på stratigrafi og geologisk utvikling.

Ingen av de kartlagte fjordalsedimentene kan sikkert knyttes til havnivå da formelementer som kan gi indikasjon på dette, ikke klart nok kan defineres.

Feltundersøkelser viser dalinnfyllte sedimenter som er avsatt under deglasial og postglasial fase, under stadig fallende havnivå.

Diskusjonen baseres på definerte israndposisjoner, terrassenivå, resultater, logger og data fra georadarprofilering. Dette knyttes til tidligere dateringer, og diskusjon rundt kronologisk fastsetting av begivenheter knyttet til breens tilbaketrekning.

### 7.2 STRATIGRAFISK INNDELING AV AVSETNINGSENHETER

Basert på det stratigrafiske rammeverket (tabell 6 – 1), er tolkede avsetningsenheter blitt plottet inn i en modell for geologisk utvikling (figur 7 - 1). På grunnlag av denne modellen, terrassekart (figur 3 – 1), strandlinjediagram (figur 7 - 2) og regional deglasiasjonshistorie for Troms (kapittel 1) – presenteres det en rekonstruksjon av deglasial og postglasial utvikling i Målselvdalen Øst.

Avsetningsfasene deles inn i  $D_{f1}, D_{f2}, \dots$  (deglasiasjonstrinn 1 og 2, fjordbreavsatt),  $D_{v1}, D_{v2}, \dots$  (deglasiasjonstrinn 1 og 2, dalbreavsatt), P2 (postglasialt deltatrinn), P3 (postglasialt degradasjonstrinn).

### 7.3 HAVNIVÅFORANDRINGER OG ALDERSBESTEMMELSE

Tidligere havnivå er blitt korrelert ut fra et strandlinjediagram etter Marthinussen (1960). Disse nivåene relateres til dateringer sett i forhold til ekstrapolerte strandlinjer. Avsetningskronologi for Målselvdalen Øst bygger på dette strandlinjediagrammet.

#### 7.3.1. Strandlinjediagram

I andre studier fra Nord – Norge er strandlinjediagram med synkrone referansenivå benyttet i korrelasjon av strandlinjer/havnivå (Andersen, 1968; Andersen, 1975; Corner, 1980; Marthinussen, 1960; Møller, 1987; Møller, 1989; Møller and Sollid, 1972).

Observasjoner av havnivå i Målselvdalen er derfor korrelert ut fra diagrammet til Marthinussen (1960). For å rekonstruere havnivået i et distrikt med strandlinjer i et referansediagram, må en av strandlinjene i diagrammet identifiseres og benyttes som referanselinje (Andersen, 1975). Et isobasekart for Hovedlinja (Yngre Dryas strandlinje) etter Marthinussen (1960) er revidert av Andersen (1968) for Midt-Troms. For å rekonstruere strandlinjediagrammet (Marthinussen, 1960) for det undersøkte området i Målselvdalen, benyttes derfor høyden på en ekstrapolert Hovedlinje etter Andersen (1968) som en referanselinje. Ut fra en posisjon for 90 og 100 meters hovedlinjeisobaser (i m.o.h.) i dalen, er strandlinjer ( $P_{12} - P_3$ ) plottet inn på en profillinje, j. fr. figur 7 – 2 (Aasheim 2001). Strandlinjedateringene er i samsvar med Corner (1980).

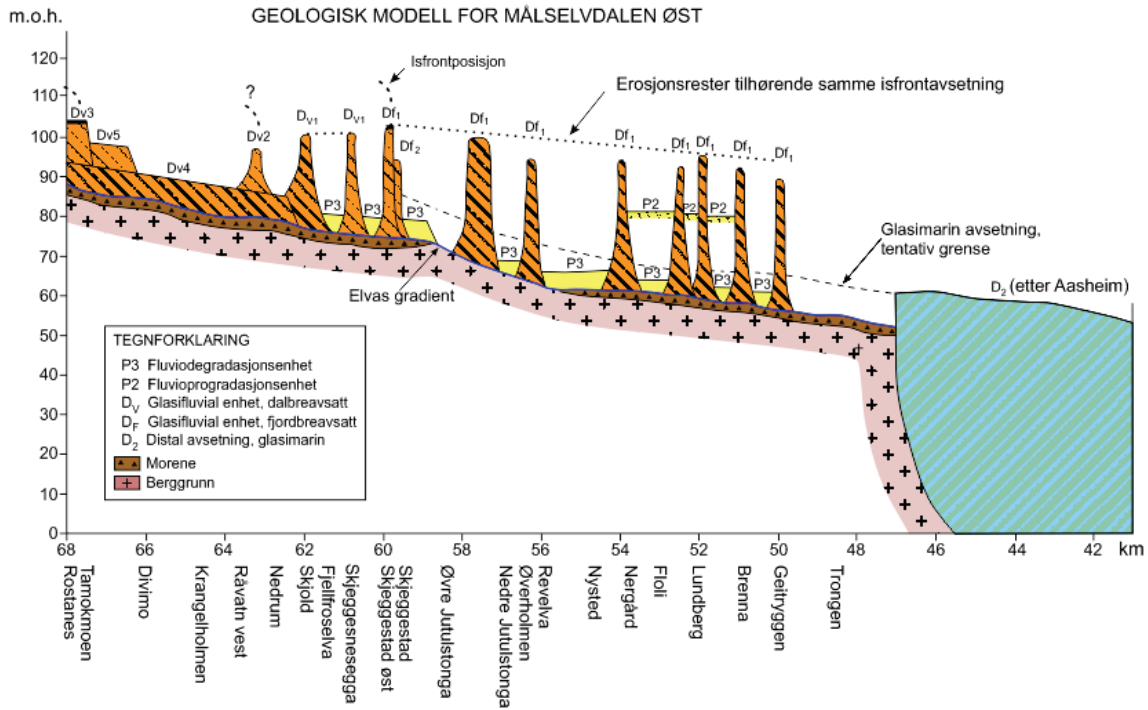
#### 7.4 STRATIGRAFISK MODELL

Figur 7 – 1 viser en stratigrafisk modell over dalinnfylling i Målselvdalen Øst. Denne er basert på korrelerte terrassehøyder, og er plottet inn på profilet over dalen i forhold til høyden over havet. Grensene er bestemt ut fra korrelasjon av snitt og snitthøyder, samt georadarprofilering og kvartærgeologisk kartlegging generelt. Stratigrafisk nomenklatur etter tabell 6 – 1, er benyttet.

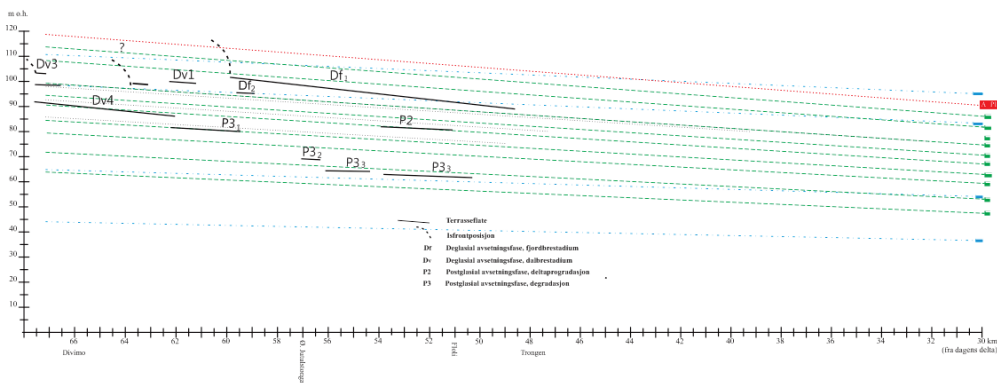
Den geologiske modellen kan relateres til en beskrivelse av terrassemorfostratigrafi som tar utgangspunkt i de observerte terrassehøydenene i figur 3 – 1 og strandlinjediagram (figur 7 – 2). Terrassene er inndelt i grupper som er basert på høydenivå. Generelt sett ligger de høyeste og eldste terrasseflatene nærmest dalsidene med en gradvis senking av terrassehøyder ned mot elvenivå. Gruppe 1 har terrassehøyder  $> 10$  m, gruppe 2 har terrassehøyder mellom 6 og 10 m og gruppe 3 har høydenivå  $< 6$  m. Gruppe 1 kan knyttes til deglasial fase ( $D_f$  og  $D_v$ ), gruppe 2 knyttes til postglasial deltaprogradasjon ( $P_2$ ), mens gruppe 3 knyttes til postglasial degradasjon ( $P_3$ ). Dette går fram av det kvartærgeologiske kartet i plansje 1 og strandlinjediagrammet i figur 7 – 2.

Det er ikke foretatt særskilte beregninger av flategradienter, men terrassekartet (figur 3 – 1) viser brattere gradienter ved innsnevring av dalen i området Nedre Jutulstonga og østover. Dette kan sannsynligvis sees i sammenheng med høyere terskelnivå og elvegradient. Dette viser hvordan basisnivået kan influere på hellinga til terrasseflatene.

En kan også observere en sammenheng i terrasseutviklingen etter hvert som breen trakk seg tilbake og overgangen til postglasial fase. Terrasseflater avsatt i deglasial fase har høyere gradient enn terrasseflater som er avsatt seinere. Dette må sees i sammenheng med større fall i relativt havnivå i tiden kort etter deglasiasjonen enn seinere ut i Holocen tid (Danielsen *et al.*, 1997)



Figur 7 – 1. Geologisk modell for Målselvdalen Øst.



Figur 7 – 2. Korrelerte havnivå i Målselvdalen Øst. Nivåene er korrelert ut fra gradienter til representative strandlinjer i et strandlinjediagram etter Marthinussen (1960), grønn linje. Strandlinjediagrammet er konstruert ut fra høyden til den ekstrapolerte Hovedlinja etter Andersen (1968), rød linje. Blå linje viser strandlinjediagram etter Møller (1987). Terrassenivåene representerer de ulike avsetningstrinnene.

## 7.5 DATERINGER

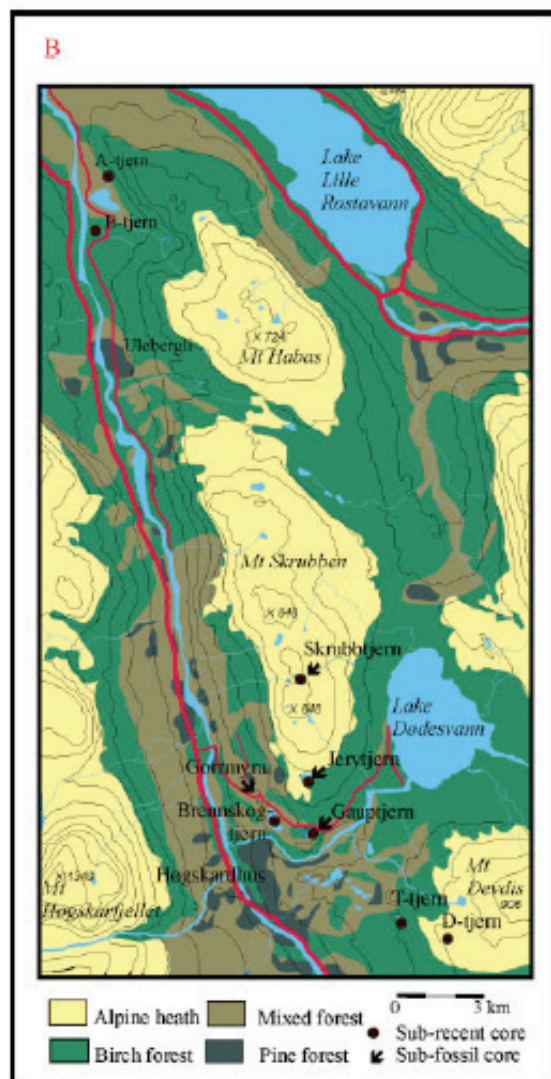
Fjellområdene i Troms (inkludert grensetraktene ) ble isfrie i tidlig Boreal tid, fra 9 000 – 8 500 år BP.

Vegetasjonsanalyser gir alder for tilbaketrekning av innlandsisen. Undersøkelser i området ved Kletten, et fjell ved utløpet av Kirkesdalen – indikerer vegetasjonsetablering for ca. 9000 år BP (Vorren *et al.*, 1996).

I arbeid for å tidfeste etablering av postglasialt skogdekke i Indre Troms, er pollenundersøkelser fra to innsjøbasseng foretatt (Jensen *et al.*, 2002). Disse to bassengene (fjellvatn) ligger 280 og 400 m.o.h. i SV skråninga til fjellet Skrubben (figur 7 - 3).

Fjellet var deglasiert ved begge lokaliseringer 9200 – 9100 år BP (10 200 – 10 100 cal. BP). *Betula pubescens* (bjørk) etablerte seg for ca. 8900 år BP (9900 cal. BP). Tilstedeværelse av *Pinus sylvestris* (furu) ved det nederste vannet (enkeltrær) for 8700 – 8600 år BP (9700 – 9600 cal. BP), mens furudekt skog hadde etablert seg ved 400 m.o.h., 7700 år BP (8500 cal. BP).

Datering av periglasial vegetasjon i myra Råggastatjaggi ved Havgavuobme i Dividalen, viser en alder på 8655 +/- 220 år BP (9763 +/- 282 cal. BP). Tydelige randmorener ligger like nord for dette området (Vorren, 2001).



Figur 7 – 3. Lokalisering av fjellet Skrubben i Dividalen. 100 m høydekoter.

En rekke andre undersøkelser er gjort for å tidfeste innlandsisens endelikt. En av disse er foretatt av svenske Karlen. Han mener å kunne tidfeste en endemorene til et sted mellom 8 500 og 9 000 år BP ut fra sammenligning av to dateringer foretatt i en innsjø like sør for Tornetrask. Resultatene her er  $9\,180 \pm 100$   $^{14}\text{C}$  år BP og  $9\,640 \pm 130$   $^{14}\text{C}$  år BP (Sonesson 1968).

Det laveste glasifluviale terrassenivået (Brannmoen,  $D_{v4}$ ) kan sannsynligvis relateres til den siste nedsmeltingsfasen av innlandsisens. Datering av fjellbjørk til  $8\,900$   $^{14}\text{C}$  år BP (400 m.o.h.) indikerer en minimumsalder for dette avsetningstrinnet.



## 7.6 REKONSTRUKSJON AV DEGLASIAL UTVIKLING

I Målselvdalen Øst er det avsatt fem israndtrinn (D) som kan relateres til bretilbaketrekning. Disse israndtrinnene framstår i dag som terrasserester (erosjonsrester) som viser at de har vært utsatt for omfattende erosjon ved seinere avsetningsfaser i deglasial og postglasial periode. Ett av israndtrinnene i undersøkelsesområdet er knyttet til fjordbrestadiet ( $D_f$ ), mens resten kan relateres til dalbrestadier ( $D_v$ ).  $D_{v1}$  –  $D_{v3}$  tolkes å være avsatt i samme periode, mens  $D_{v4}$  er avsatt i et seinere stadium.

### 7.6.1 Fjordbretrinn $D_{f1}$ , ved Skjeggestad Øst

Det eldste trinnet, Skjeggestad Øst - Brenna isfrontavsetningen ( $D_{f1}$ ), er avsatt i den vestlige delen av undersøkelsesområdet. Brefrontposisjonen lå like vest for Skjold. I grustaket ved Skjeggestad Øst finnes avsetninger av blokkig kornstørrelse som er relativt godt rundet. Dette tyder på proksimalt avsatte sedimenter som er avsatt av smeltevann med høy energi, og med høy tilførselsrate. Dette bretrinnet har et lavere terrassenivå ved Skjeggestad, men tolkes å være avsatt fra samme breposisjon ut fra avsetningens proksimale signatur.

Topografien ved Skjeggestad Øst er urolig, med en undulerende overflate som gjenspeiler et breopphold. Iskontaktflater (skråninger) kan være bevis på dette.

Ved Lundberg, lengre vest – viser snitt i grustak finere kornfaksjoner (figur 3 - 8) som tyder på distal avsetning. Strekingen Skjeggestad Øst – Trongen utgjør en trang dalpassasje med liten akkumulasjonsplass, så innfylling av dalsedimenter skjedde trolig relativt hurtig her.

I området Skjold - Skjærhaugen utvider dalen seg, men blir samtidig en møteplass for flere dalforgreininger. Berggrunnen i dalutvidelsen består av sandstein og skifrige bergarter, men fjellblotninger av mer resistent substans avsløres flere steder ved Brannmoen – sentralt i dette området. Ved Skjeggestad Øst er det observert langstrakte berggrunnsblotninger ("hvalrygger") som følger dalens orientering. Dette viser at dalutvidelsen består av grunne partier som kan forklare opphold i tilbaketrekinga av breen. Dette oppholdet tolkes til å representere et fjordbretrinn  $D_{f1}$ , og er avsatt i perioden 9650 – 9350 år BP.

Avsetningen  $D_{f2}$ , ved Skjeggestad (som ligger like vest for Skjeggestad Øst) representerer et lavere høydenivå, men er også en proksimal avsetning. Den kan muligens relateres til Skjeggestad Øst.



Figur 7 – 4. Lokalisering av Skjeggstad Øst med innfelt foto som viser berggrunnsblotning.

### 7.6.2 Dalbretrinn $D_{v1}$ , Skjold - Skjeggesnesegga

Et seinere avsetningstrinn, Skjold – Skjeggesnesegga isfrontavsetning ( $D_{v1}$ ), tolkes å være avsatt fra en bre som nå er gått over i dalbrestadiet. Det har ikke latt seg gjøre å finne holdepunkter for havnivå over dette terskelnivået, hverken formelementer eller avsetninger - selv om marine avsetninger kan ha blitt erodert vekk i ettertid. Skjold – Skjeggesnesegga er avsatt i perioden 9500 – 9200 år BP.

### 7.6.3 Dalbretrinn $D_{v2}$ , ved Råvatn Vest

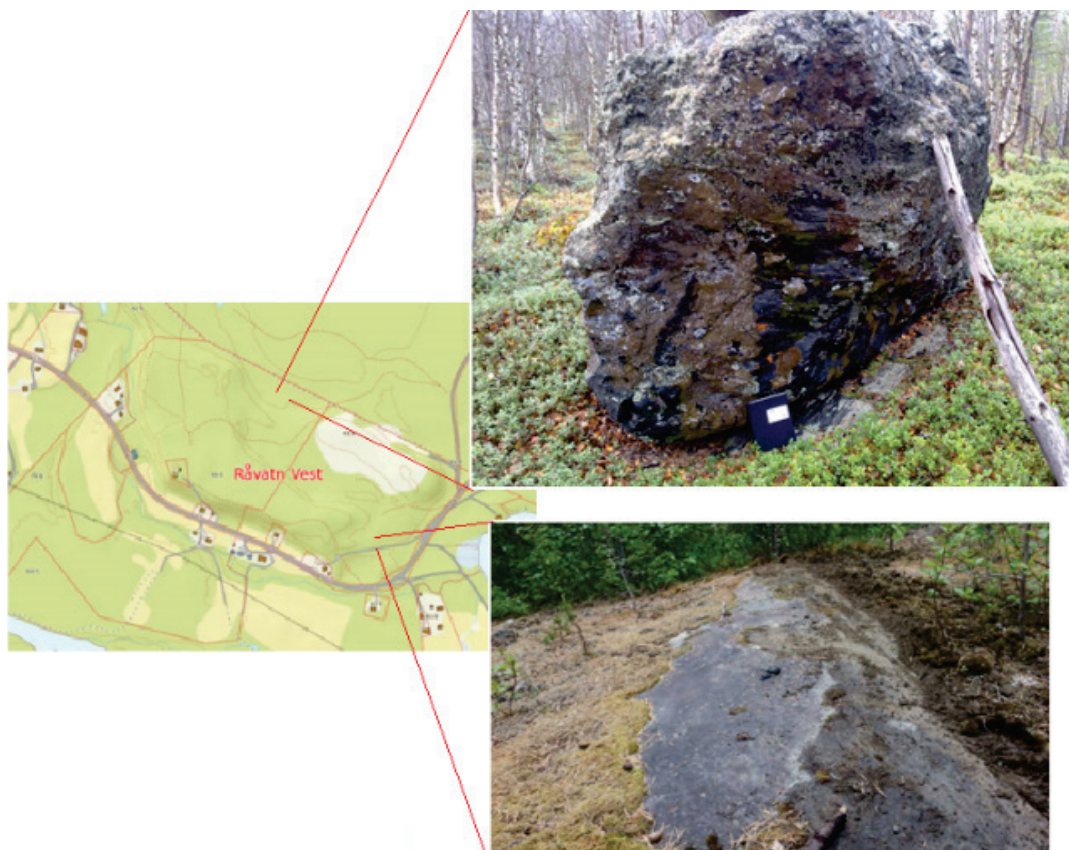
Trinn nr. 2 i dalbrestadiet, Råvatn Vest isfrontavsetning ( $D_{v2}$ ), er avsatt i dalutvidelsen i østlige delen av undersøkelsesområdet. Østlige del utgjør en avslutning på hoveddalen før den forgreiner seg i flere sidedaler (j.fr. kapittel 1). Isfrontavsetningen ved Råvatn Vest hviler på berggrunnsblotninger som er preget av glasial erosjon, og som også sannsynligvis forklarer forsinkelser i breens tilbaketrekning. En steinblokk er observert like nord for avsetningen som kan være avsatt etter en iskollaps (figur 7 – 5). Ved Råvatn Vest er det også kartlagt iskontaktskråninger (figur 3 – 11).

Avsetningen ved Råvatn Vest er muligens også et resultat av en tilstøtende brearm som strakk seg ned i hoveddalen fra Fjellfrøsvatnet, og som kan ha demmet opp en innsjø på nordsida av avsetningen (figur 3 – 11). Isfrontavsetninger kan ha en utstrekning tvers over hele dalen hvor de demmer opp et vann- eller sedimentfylt basseng (Corner, 2006). Sedimentære logger fra Råvatn Vest viser teksturer med siltig/fin sand- kornstørrelse, som danner strukturer med strømrifler og horisontale lag. Dette gjenspeiler rolige strømningsforhold som i dette tilfelle kan være lakustrine avsetninger.

Seinere avsetningstrinn (og nedskjæring) over Brannmoen kan imidlertid ha dekket øvrige spor etter denne avsetningssekvensen.

Disse avsetningene er seinere dekket til av grovere sedimenter fra en brefront med økende tilførselsrate av sedimenter.

En terrasserest (lengre øst) ved utløpet av Rostadalen (Rostanes) kan korreleres til  $D_{V2}$  ved Råvatn Vest, men spor etter iskontakt ved Råvatn Vest-avsetningen peker mot to ulike avsetningsgenerasjoner. Dette trinnet er avsatt i perioden 9500 – 9200 år BP.



Figur 7 – 5. Lokalisering av Råvatn Vest med innfelt foto av berggrunnsblotning og flyttblokk.

#### 7.6.4 Dalbretrinn $D_{V3}$ , Rostaneset

Området rundt Rostaneset, ved utløpet av Rostadalen - er svært kupert og viser tegn på brenære avsetninger fra en stagnerende brefront. Det er lokalt stor variasjon i terrengoverflata i forhold til områder utenfor. Dette dødislandskapet bekrefter tilstedeværelse av en brefront som allerede var på tur inn Rostadalen. Avsetningen ved Rostaneset tolkes å være dalbretrinn  $D_{V3}$ , Rostaneset isfrontavsetning.  $D_{V3}$  tolkes å være avsatt i perioden 9500 – 9200 år BP.

### 7.6.5 Dalbretrinn $D_{v4}$ , Brannmoen

Neste avsetningstrinn, Brannmoen isfrontavsetning - er avsatt med sedimentbidrag fra brearmer i sidedalene, etter at isbreen hadde forlatt hoveddalen Målselvdalen.

Brannmoen isfrontavsetning ( $D_{v4}$ ) er mediale og distale avsetninger fra brefronter som befant seg i Rostadalen og Dividalen. Avsetningen overdekkes av et viftedelta som er bygget ut fra dalsidene i Tamokdalen og Dividalen.

Brannmoen isfrontavsetning er et sandurdelta, og viser samme morfologiske trekk som et viftedelta. I en dal er ofte den største forskjellen at viftedelta er avgrenset av dalsidene (Rachocki, 1981). Når dalen utvides og derved gir plass for ekspansjon, vil likheten avsløres (Nemec and Steel, 1988). Etersom dalen utvider seg ved Brannmoen, får sandurdeltaet en radiær form som brer seg ut i dalen med rot punkt (apex) i øst (figur 3 - 12).

Brannmoen er preget av smeltevannets dreneringsveier, og viser hvilken erosjonsfaktor breelver er på jordoverflata. Det skyldes at vannet ofte har stor hastighet og er mettet med sedimenter. Tversnitt over Brannmoen viser nedskjæringer som er spor etter breelverosjon (figur 3 - 6).

Georadarprofil fra Råvatn Vest (figur 5 - 4) viser nedlappende refleksjoner i nordvestlig retning, som bekrefter utbygging av sandurdelta ved Brannmoen.

Brannmoen isfrontavsetning representerer sannsynligvis dalens siste nedsmeltingsfase, som varte til breen forsvant bak vannskillet. Avsetningen skjedde i tidsrommet 9200 – 9050 år BP.

### 7.6.6 Vifteutbygging fra Dividalen

Terrasseflaten ved Divimo viser radiære dreneringsspor fra smeltevann. Denne flaten har et noe høyere nivå enn sanduravsetningen ved Brannmoen. Dette tolkes å være avsatt noe seinere enn Brannmoen - avsetningen fra en siste brerest inne i Dividalen. Avsetningen skjedde da trolig etter 9050 år BP.

Alternativt er denne avsetningen en del av Brannmoen – avsetningen.

### 7.6.7 Deglasiasjon, generelt

Rekonstruksjon av deglasiasjonen, av isdekkets beliggenhet over det undersøkte området i forskjellige trinn av nedsmeltingens smeltingen – kan være noe usikkert.

Prinsipielt sett foregikk istilførselen fra sørøst, og ettersom ismektigheten stadig avtok under nedsmeltingen – ble isen i indre deler av landet dynamisk død da istilførselen stanset (Bargel 1975). Isavsmeltingen ble da stort sett preget av en vertikal nedsmelting hvor ismassene ble ”angrepet” fra alle kanter, også subglasialt og supraglasialt. Hulrom inne i isen (englasialt) kunne også ha en effekt på nedsmeltinga.

En slik deglasiasjonsform, som for øvrig er vanlig for fjellparti – skiller seg markert ut fra deglasiasjonen i kyststrøk der isfronten vil trekke seg tilbake inn mot kildeområdene som vanligvis er fjellene. I hovedsak er altså deglasiasjon av fjellparti vertikal, mens den er horisontal for kyststrøkene.

Retningselementer med divergerende orientering kan tyde på at underliggende topografi spilte større rolle for isens bevegelsesretning i en sein fase av nedsmeltingen.

## 7.7 REKONSTRUKSJON AV POSTGLASIAL UTVIKLING

Den postglasiale fasen (P) starter etter at isbreens aktivitet ikke lenger har innvirkning på dalområdene, og postglasiale delta bygger seg ut i takt med fallende havnivå.

### 7.7.1 Postglasial deltaprogradasjon, P2

Deltaiske terrasser er observert i ett nivå i undesøkelsesområdet. Dette nivået er tolket til å være høyeste nivå under antatt marin grense. Terrassenivået kan korreleres med terrassehøyder tilhørende samme avsetningstrinn i arbeid av O. Aasheim (Aasheim, 2001), lengre ned i dalen. Fra Nergård til Brenna, men på sørsida av Måselva – har fluvial deltautbygging (P2) fylt opp dalen med sedimenter under gradvis fall i havnivå. I følge strandlinjediagrammet (figur 7 – 2) har terrassen en alder på 9050 – 8700 <sup>14</sup>C år.

Denne utbyggingsperioden sammenfaller med en boreal oppvarming som er dokumentert gjennom vegetasjonsundersøkelser i Måselvdalen og i Dividalen (Jensen *et al.*, Vorren *et al.*, 1996). Det tyder på at den postglasiale deltautbyggingen startet i dette tidsrommet.

Lavere terrassetrinn er ikke observert i denne del av undersøkelsesområdet, noe som kan knyttes til manglende akkumulasjonsplass.

Tilgjengelig akkumulasjonsplass illustreres gjennom tverrsnitt av dalen (figur 3 - 14).

### 7.7.2 Postglasial degradasjonsfase, P3

Ettersom landhevingen fører til relativt fall i havnivå, vil elva tilpasse seg et stadig lavere havnivå. Terrasselandskapet slik det framstår i dag, er et resultat av dette. Terrassene representerer tidligere elvenivå, og har blitt dannet ved nedskjæring i tidligere avsatte sedimenter. I østligste del av dalen er det generelt grove sedimenter (sand, grus og stein) p.g.a. kildematerialet fra sandurflata, mens det fluviale materialet generelt blir oppfinet (mer sanddominert) vestover mot Skjold hvor elva får en flatere gradient. Her er spor etter meanderslynger som i dag framstår som kroksjøer.

Videre nedover dalen, ved berggrunnsterskelen ved Skjeggnes – passeres en ny isfrontavsetning som trolig har vært opphav til grovere kornstørrelser i elveterrassene i vestlige del av undersøkelsesområdet.

Fluviale avsetninger fra postglasial degradasjonsfase er kartlagt mellom erosjonsrester (terrassetopper) fra Skjeggstad Øst – Brenna isfrontavsetning, D<sub>V1</sub>.

Etter den postglasiale delautbyggingen har fluviale terrasser blitt dannet fra ca. 8700 år BP og fram til vår tid (figur 7 - 1). Disse terrassene er avsatt i underkant av den postglasiale progradasjonsflaten, rundt 80 m o. h. – ned til dagens elveslette.

Ut fra morfologiske undersøkelser (kapittel 3) ser en at terrassene er avsatt i flere nivå der elva meandrerer, mens disse er fraværende eller opptrer enkeltvis i deler av dalen hvor elva har større fall og følger et løp med mindre sinuositet.

Høye relieff på terrasserestene indikerer, i tillegg til fall i basenivå – også stor grad av kanalisering av vanntransporten med større erosjonsevne som følge av dalinnsnevringen.

### 7.7.3 Øvrige fjordalsedimenter mht. geologisk utvikling

I Målselvdalen Øst er det kartlagt alluviale vifter (kapittel 3). Alluviale vifter og viftedelta er vifteformede akkumulasjoner av sedimenter som traverseres av bekkeløp eller debris flow-kanaler (Leeder, 1999). Materialet i disse kan bestå av resedimentert morene og breelvavsetninger, og representerer stratigrafiske brudd i dalinnfyllingen.

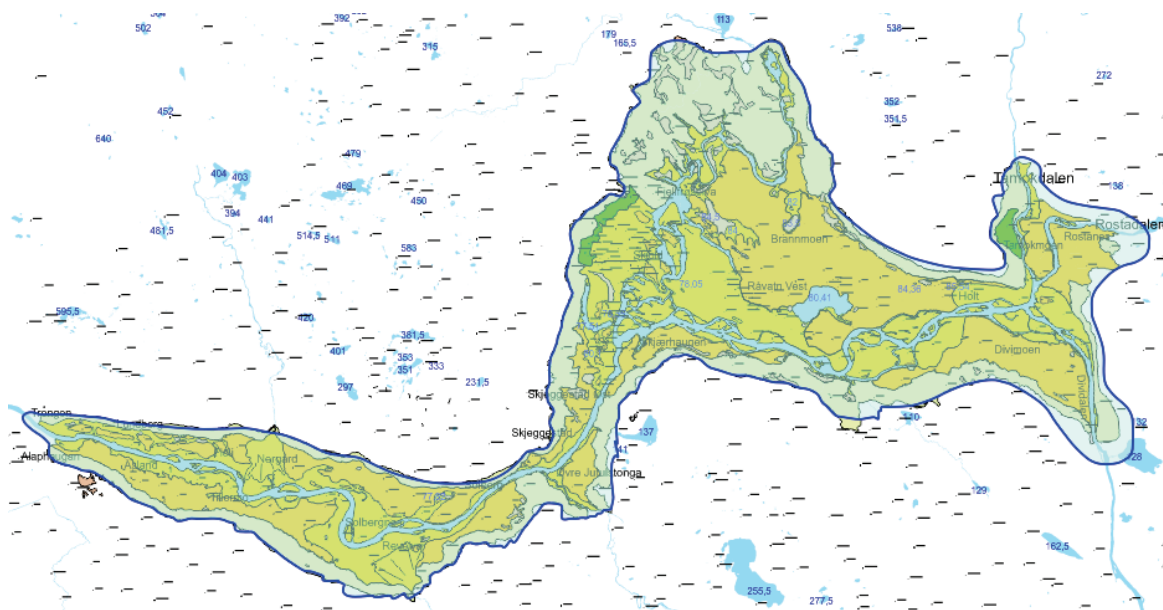
Ved flomhendelser vil alluviale vifter påvirkes i særlig grad. I juli 2012 oppstod en spesiell værssituasjon med kraftig nedbør over kort tid i indre deler av Troms. Det var fortsatt mye snø i fjellet, og sammen med høy temperatur førte dette til ekstremflom i flere vassdrag. Flom- og erosjonshendelsene med tilhørende skader på infrastruktur og dyrka mark, var klart dominerende.

Store vannmengder i dalsidene - i bratte, veletablerte elve/bekkeløp - har forekommet flere ganger etter siste istid. Løsmassene er derfor for lengst vasket bort fra disse løpene. Ved foten av de bratte skråningene har imidlertid kraftig erosjon og massetransport funnet sted (Bargel, pers. medd. 2012).

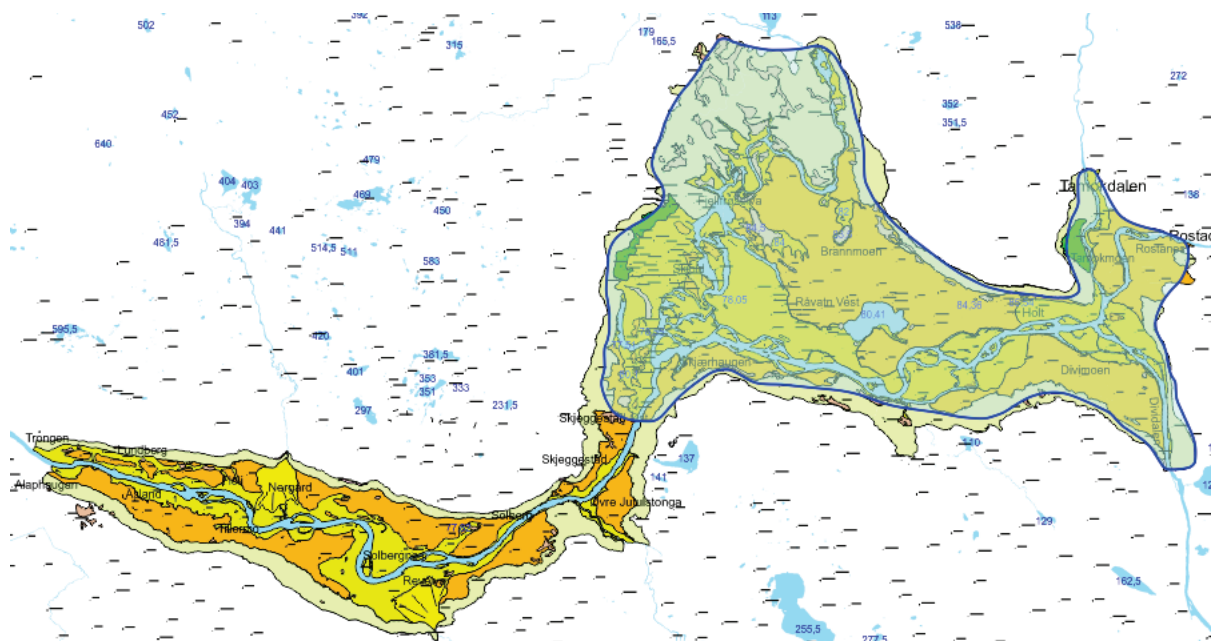
I områdene over marin grense er avsetningene relativt permeable. Dette hindrer oppbygging av poretrykk, og rashendelser i løsmasser inntreffer sjeldent.

Avsetningsfase	Lokalitet	Alder år BP
P3, Postglasial degradasjon	Hele området	8700 - 0
P2, Postglasial progradasjon	Tillermo - Åsland	9050 - 8700
Vifteutbygging	Divimo	9050 -
Dv4, Medial sanduravsetning	Brannmoen	9200 - 9050
Dv3, Isfrontavsetning	Rostaneset	9500 - 9200
Dv2, Isfrontavsetning	Råvatn Vest	9500 - 9200
Dv1, Isfrontavsetning	Skjold - Skjeggesegegga	9500 - 9200
Df1, Isfrontavsetning	Skjeggestad Øst	9650 - 9350

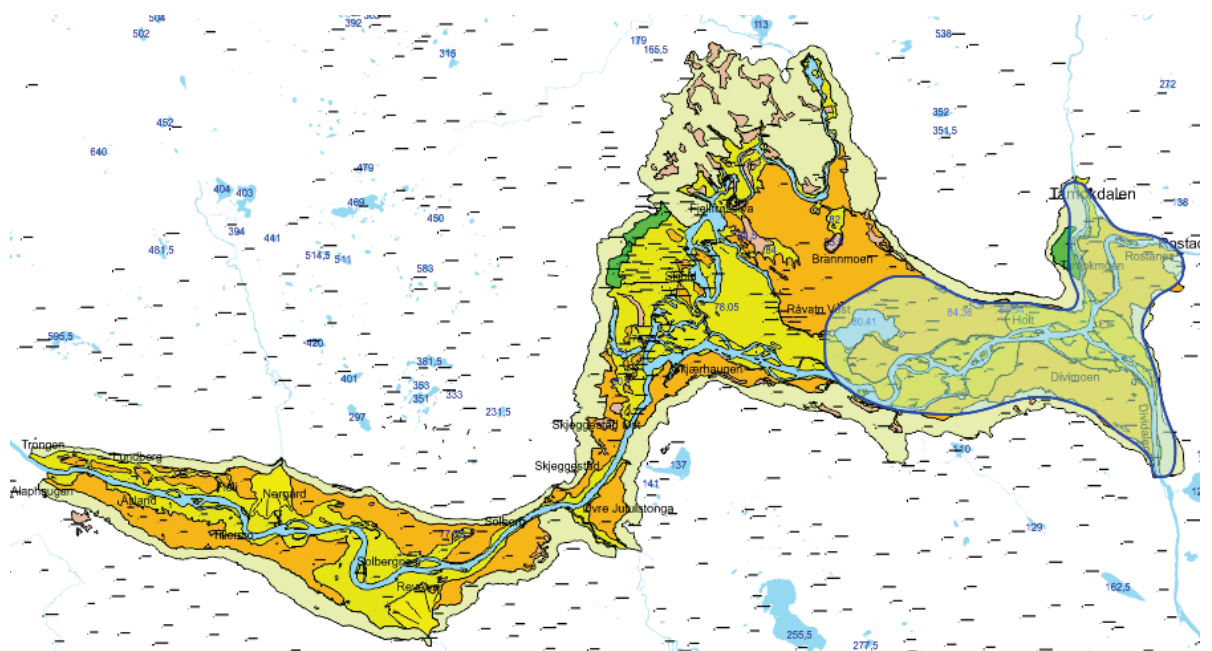
Tabell 7 – 1. Avsetningsfaser i tid og rom for Målselvdalen Øst.



Figur 7 – 6 a). Brefrontposisjon ved Trongen

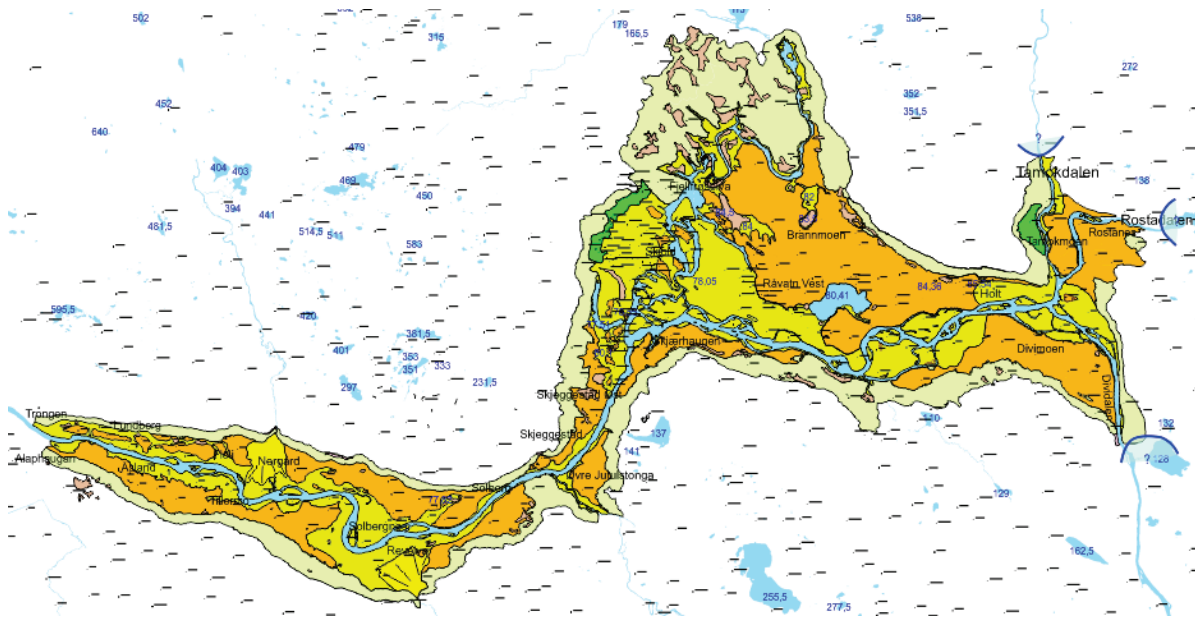


Figur 7 – 6 b). Brefrontposisjon ved Skjeggestad Øst, 9650 – 9350 år BP.



Figur 7 – 6 c). Brefrontposisjon ved Råvatn Vest, 9500 – 9200 år BP.





Figur 7 – 6 d). Brefrontposisjoner sidedalene, 9200 – 9050 år BP.

## 8. KONKLUSJON

Dalinnfylling i Målselvdalen Øst er beskrevet ved hjelp av metoder som kvartærgeologisk kartlegging, litologiske undersøkelser, tolkning av flyfoto, georadar , samt tidligere undersøkelser regionalt og i andre deler av Målselvdalen.

I overgangen mellom Pleistocen og Holocen var deler av landet fortsatt dekket av den skandinaviske isbre som nå var i rask tilbakegang, og Målselvdalen Øst ble isfri ca. 9200 år BP. Dalen er fylt inn med sedimenter fra deglasial tid, som seinere er blitt refordelt ved postglasial progradasjon og degradasjon.

I Målselvdalen Øst domineres de deglasiale avsetningene av isfrontavsetninger. Dette står i kontrast til den nedre del av dalen hvor bassengdannelser gir rom for store mengder med glasimarine avsetninger. Isfrontavsetningene er avsatt ved opphold i breens tilbaketrekning , som i den øverste del av dalen er tektonisk betinget – i større grad.

Ved utløpet av sidedaler er det avsetninger i form av vifteutbygginger. I postglasial fase har fluvial deltautbygging og deretter fluvial degradasjon, vært styrt av fallende havnivå på grunn av isostatisk heving av landskorpa. Basenivået er også kontrollert av høyden på berggrunnsterskler.

Marin grense er ikke sikkert påvist, men marine avsetninger gir grunnlag for å anslå dette nivået til 85 – 90 m.o.h. En tentativ strandforskyvningskurve for øvre Målselvdal (Aasheim, 2001), viser et havnivåfall på ca. 0,026 m/år mellom 10000 og 8500 år BP.

Ved Skjeggestad Øst mistet fjordbreen kontakten med havet og gikk deretter over til å bli en dalbre. Dette skjedde 9650 – 9350 år BP. Denne overgangen innleder breens siste nedsmeltingsfase, og hele dalføret (med sidedaler) var isfritt ca. 9100 år BP. Vegetasjonsetablering i Dividalen 8900 år BP bekrefter dette.

Den postglasiale fasen (P2) med deltautbygging varte i nærmere 400 år, fram til ca. 8700 år BP. Deler av dalen har trange passasjer med liten akkumulasjonsplass for sedimenter. Der dette er tilfelle, er det by-pass av sedimenter fordi grunne basseng gir avsetningsfattige betingelser. Det kan også ha vært en opphopning av sedimenter der isfrontavsetninger har etablert seg ved trange løp.

Etter fluvial deltautbygging har det vært fluvial nedskjæring (P3) med fram til nåtid. Terrasselandskap er et resultat av dette. Dessuten har flomhendelser satt sitt preg på landskapet ved remobilisering av sedimenter og vifteutbygging. Dette byr på utfordringer med tanke på å ivareta bebyggelse og infrastruktur. Dagens arealforvaltning vil preges av dette.

## REFERANSER

- Andersen, B.G., 1968, *Glacial Geology of Western Troms, North Norway*: NGU v. 256, p. 1-160
- Andersen, B.G., 1975, *Glacial Geology of Northern Nordland, North Norway*: NGU v.320, p. 1-74
- Bargel, T. H., 1975, *Kvartærgeologien i og omkring den vestlige del av Øvre Dividal nasjonalpark, Troms. Hovedfagsoppgave Universitetet i Bergen (upublisert).*
- Bargel, T.H. 1996: *Indre Troms. Kvartærgeologisk kart 1:100 000. Norges geologiske undersøkelse.*
- Benn, D.I., and Evans, D.J.A., 1998, *Glaciers & glaciation.*: London, Arnold, 734 p.
- Bjørlykke, K., 1984, *Sedimentologi og petroleumsgeologi*, Universitetsforlaget, 268 p.
- Bouma, A.H., 1962, *Sedimentology of Some Flysch Deposits; a graphic approach to facies interpretation.*: Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- Bowman, S., 1990, *Radiocarbon dating: Interpreting The Past.*: London, British Museum Publications Ltd.
- Collinson, J.D., and Thompson, D.B., 2006, *Sedimentary structures*, 268 p.
- Corner, G.D., 1977, *Deglaciation history and sediments of the Lyngen-Storfjord area, Troms, north Norway. Hovedfagsoppgave i eksogen geologi, ikke publisert : Institutt for biologi og geologi, Universitetet i Tromsø. 255 p.*
- Corner, G.D., 1980, *Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen-Storfjord area, Troms, North Norway*: *Boreas*, v. 9, p. 239-249.
- Corner, G. D., Haugane, E., 1993, *Marine-lacustrine stratigraphy of raised coastal basins and postglacial sea-level change at Lyngen and Vanna*, p. 175-197.
- Corner, G. D., 2006, *A transgressive-regressive model of fjord-valley fill: stratigraphy, facies and depositional controls. Department of Geology, Faculty of Science, University of Tromsø*, p. 161-178.
- Dalrymple, R.W., Boyd, R., and Zaitlin, B.A., 1994a, *History of research, types and internal organisation of incised-valley systems: introduction to the volume.*: *SEPM Special Publication*, v. 51, p. 3-10.
- Danielsen, T.K., Fredriksen, K.-R., Bjelvin, T., Corner, G., Fjalstad, A., and Nilsen, J.H., 1992, *Leirutbredelse i Målselv (pilotprosjekt for kartlegging av leirskred-farlige områder i Troms).*, GeoGruppen as., Tromsø, rapport 2-92.
- Davis, J.L., and Annan, A.P., 1989, *Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy.*: *Geophys. prosp.*, v. 37, p. 531-551.
- Gustavson, M. 1974: *Narvik. Berggrunnskart 1:250 000. Norges geologiske undersøkelse.*
- Eilertsen, R., 1996, *Litofacies og stratigrafisk undersøkelse av Holocene sandige elveavsetninger i Tana, Hovedfagsoppgave ved Universitetet i Tromsø*, 145 p.
- Eilertsen, R., and Corner, G.D., 1998, *Ground-penetrating radar investigation of a raised ice-contact delta at Storskogmoen, Målselv, northern Norway. (Poster), International workshop: Sedimentary processes and palaeoenvironment in fjords. Universitetet i Tromsø.*, 22.-24. april.
- Eilertsen, R., 2002, *Sedimentological and geophysical investigation of valley-fill sediments in Målselv*,

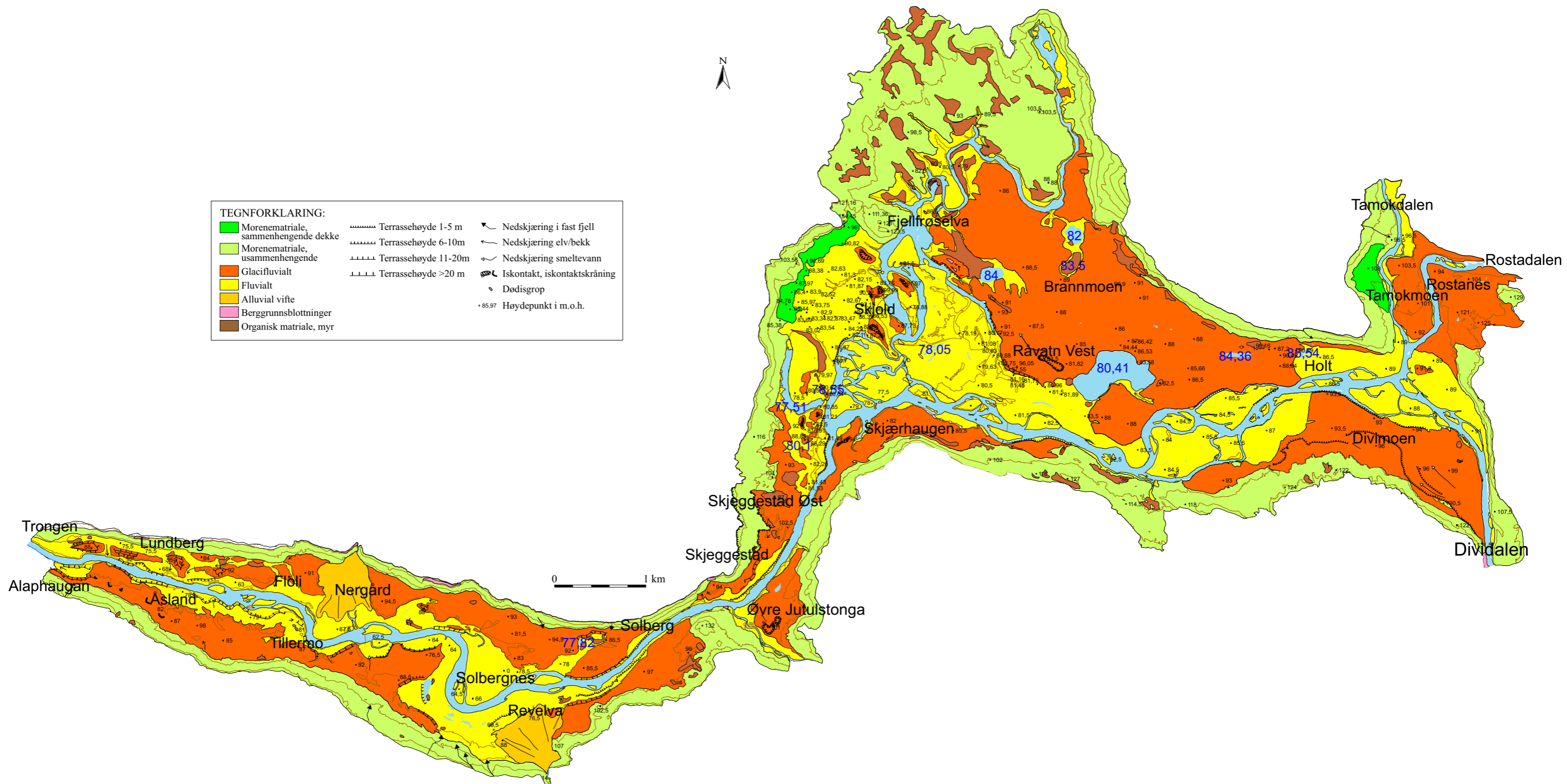
- northern Norway. Ph-D., Universitetet i Tromsø.
- Eilertsen, R., Corner G.D., Aasheim O., 2005, Deglaciation chronology and glaciomarine successions in the Malangen-Målselv area, northern Norway, *BOREAS* p. 233-251 p.
- Eilertsen, R., Hansen, L., Bargel, T. H., Solberg I-L., 2006, Clayslides in the Målselv valley, northern Norway: Characteristics, occurrence and triggering mechanisms, *Science Direct*, p. 548-562.
- Eilertsen, R., Corner, G. D., Kristoffersen, Y., Ystborg, H., 2006, Valley-fill stratigraphy and evolution of the Målselv fjord valley, northern Norway, p. 179-196.
- Fjalstad, A., 1986, Postglacial sedimentasjon i Breivika, Troms: Unpublished thesis, Universitetet i Tromsø, 166 p.
- Frenzel, B., 1996, Paläoklimaforschung, 20 p.
- Hald, M., and Aspeli, R., 1997, Rapid climatic shifts of the northern Norwegian Sea during the last deglaciation and the Holocene: *Boreas*, v. 26, p. 15-28.
- Hald, M., Steinsund, P.I., Dokken, T., Korsun, S., Polyak, L., and Aspeli, R., 1994, Recent and Late Quaternary distribution of *Elphidium excavatum f. clavatum* in Arctic seas: Cushman Foundation -Special Publication, v. 32, p. 141-153.
- Hald and Korsun, 1997
- Jensen, C., 2001, Ph-D avhandling.
- Jensen, C., Kuiper, J. G. J. & Vorren, K.-D. 2002 (September) : First post-glacial establishment of forest trees: early Holocene vegetation , mollusc settlement and climate dynamics in central Troms, north Norway. *Boreas*, Vol. 31, p. 285-301. Oslo.
- Jensen, C. and Vorren, K.-D. 2008. Holocene vegetation and climate dynamics of the boreal alpine ecotone of northwestern Fennoscandia. *J. Quaternary Sci.*, Vol. 23 p. 719-743.
- Jørgensen, P., Sørensen, R., and Haldorsen, S., 1997, *Kvartær geologi.*, 248 p.
- Leeder, M., 1999, *Sedimentology and Sedimentary Basins "from turbulence to tectonics"*, 530 p.
- Lowe, D.R., 1988, Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures.: *Sedimentology*, v. 35, p. 765-776.
- Lunell, R., 2001, Holocen fjordalstratigrafi for Signaldalen, Troms. Hovedfagsoppgave ved Universitetet i Tromsø, 123 p.
- Mangerud, J., 1972, Radiocarbon dating of marine shells, including a discussion of apparent age of Recent shells from Norway.: *Boreas*, v. 1, p. 143-172.
- Mangerud, J., and Gulliksen, S., 1975, Apparent Radiocarbon Ages of Recent Marine Shells from Norway, Spitsbergen, and Arctic Canada: *Quaternary Research*, v. 5, p. 263-273.
- Marthinussen, M., 1960, Coast- and fjord area of Finnmark (with remarks on some other districts)., *in* Holtedahl, O., ed., *Geology of Norway, Volume 208, Norges Geologiske Undersøkelse*, p. 416-419.
- Miall, A.D., 1977, A Review of the Braided-River Depositional Environment.: *Earth-Sci. Rev.*, v. 13, p. 1-62.
- Miall, A.D., 1978, Litofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary.: *Volume 5: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, p. 597-604.
- Miall, A.D., 1996, *The Geology of Fluvial Deposits; Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum*

Geology., 582 p.

- Møller, J.J., 1987, Shoreline relation and prehistoric settlements in northern Norway.: Norsk Geografisk Tidsskrift, v. 41, p. 45-60.
- Møller, J.J., 1989, Geometric simulation and mapping of Holocene relative sea-level changes in northern Norway: Journal of Coastal Research, v. 5, p. 403-417.
- Nemec, W., and Steel, R.J., 1988, What is a fan delta and how do we recognize it?: Sedimentology and Tectonic Settings., Blackie and Son, p. 3-13.
- Nålsund, R., 1983, Kvartærgeologisk kartlegging med sand-, grus- og fastfjellsundersøkelser i Målselv kommune. Troms Fylke., Norges Geologiske Undersøkelse, Trondheim, rapport 1805/3.
- Nålsund, R., and Hamborg, M., 1985, BARDUFOSS, kvartærgeologisk kart EYZ 257258-20., Norges Geologiske Undersøkelse.
- Nemec, W., 1990, Aspects of sediment movement on steep deltaslopes: Spec. Publ. int. Ass. Sediment, v. 10, p. 29-73.
- Nemec, W., Lønne, I., and Blikra, L.H., 1999, The Kregnes moreine in Gauldalen, west-central Norway: anatomy of a Younger Dryas proglacial delta in a palaeofjord basin.: Boreas, v. 28, p. 454-476.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., and Siever, R., 1987, Sand and Sandstone.: Volume New York, Springer - Verlag, 553 p.
- Plink-Björklund, P., and Ronnert, L., 1999, Depositional processes and internal architecture of Late Heichselian ice-margin submarine fan and delta settings, Swedish west coast.: Sedimentology, v.46, p. 215-234.
- Postma, G., 1990, Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis.: Spec. Publ. int. Ass. Sediment, v. 10.
- Reading, H.G., and Collinson, J.D., 1996, Clastic coasts, *in* Reading, H.G., ed., Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy., Blackwell Science, p. 154-231.
- Rokoengen, K., Bugge, T., and Løfaldli, M., 1979, Quaternary geology and deglaciation of the continental shelf off Troms, north Norway: Boreas, v. 8, p. 217-227.
- Rønning, J.S., 1992, Geofysiske metoder, *in* Neeb, P.-R., ed., Byggeråstoffer; Kartlegging, undersøkelse og bruk., v. 1, Tapir forlag.
- Rønning, J.S., 1995, Målinger med georadar, Rapport nr. 94.024, Norges Geologiske Undersøkelse
- Selmer-Olsen, R., 1980, Ingeniørgeologi, 273 p.
- Solberg, I – L., 2003, Geologisk utvikling og stabilitet langs Mortenelva i Målselvdalen, Troms. Hovedoppgave ved Studieprogram i Geofag og petroleumsteknologi, NTNU, 130 p.
- Stefanussen, W., 1980, Løsmassenes fordeling, dannelse og kvalitet i Kirkesdalen, Målselv kommune. Hovedfagsoppgave ikke publisert :Geologisk institutt; ingeniørgeologi, Trondheim, Norges Tekniske Høgskole. 72 p.
- Stuiver, M., Reimer, P., J., Bard, E., Beck, J., W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., V. D., Plicht, J., and Spurk, M., 1998, INTCAL98 Radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP: Radiocarbon, v. 40, p. 1041-1083.
- Sugden, D. E., John, B. S., 1985, Glaciers and Landscape, 336 p.

- Vandenbergh, J., and van Overmeeren, R.A., 1999, Ground penetrating radar images of selected fluvial deposits in the Netherlands.: *Sedimentary Geology*, v. 128, p. 245-270.
- Vorren, K.-D., 1978, Late and middle Weichselian stratigraphy of Andøya, north Norway.: *Boreas*, v. 7, p. 1-21.
- Vorren, K.-D., Alm, T., and Mørkved, B., 1996, Holocene pine and grey alder immigration in Troms., *in* Frenzel, B., ed., "European Palaeoclimate and man" 13, Volume 20, Paläoklimaforschung/ Palaeoclimate Research, p. 271-291.
- Vorren, K.-D., 2001, Development of bogs in a coast-inland transect in northern Norway. *Acta palaeobotanica, International journal of Palaeobotany and palynology* 41, 43-67 p.
- Vorren, T.O., and Plassen, L., in prep., Deglaciation and Palaeoclimate of Andfjord-Vågsfjord area, North Norway.: *Quaternary Science Review*.
- Vorren, T.O., Vorren, K.D., Alm, T., Gulliksen, S., and Løvlie, R., 1988, The last deglaciation (20,000 to 11,000 B.P.) on Andøya, northern Norway: *Boreas*, v. 17, p. 41-77.
- Vorren, T. O. & Plassen, L. 2002 (June): Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord–Vagsfjord area, North Norway. *Boreas*, Vol. 31, p. 97–125. Oslo.
- Walker, R.G., 1992, Turbidites and Submarine Fans: Facies Models; Resonse to Sea-Level Change.: Toronto, Geological Association of Canada, p. 239-263.
- Wold, R., 1998, Sedimentasjons- og deglasiasjonshistorien i indre Malangen belyst med høyopløselig seismikk. Ikke publisert hovedfagsoppgave, Universitetet i Tromsø. 187 p.
- Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W., and Boyd, R., 1994, The Stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change.: *SEPM Special Publication*, v. 51, p. 45-60.
- Zwaan, K.B., Fareth, E., and Grogan, P.W., 1998, Geologisk kart over Norge, berggrunnskart TROMSØ, M 1:250.000.: Norges Geologiske Undersøkelse.
- Aasheim, O., 2001, Holocen dalinnfyllingsstratigrafi i øvre Målselvdal, Troms. Hovedfagsoppgave ved Universitetet i Tromsø, 159 p.

# KVARTÆRGEOLOGISK KART OVER MÅLSELVDALEN ØST



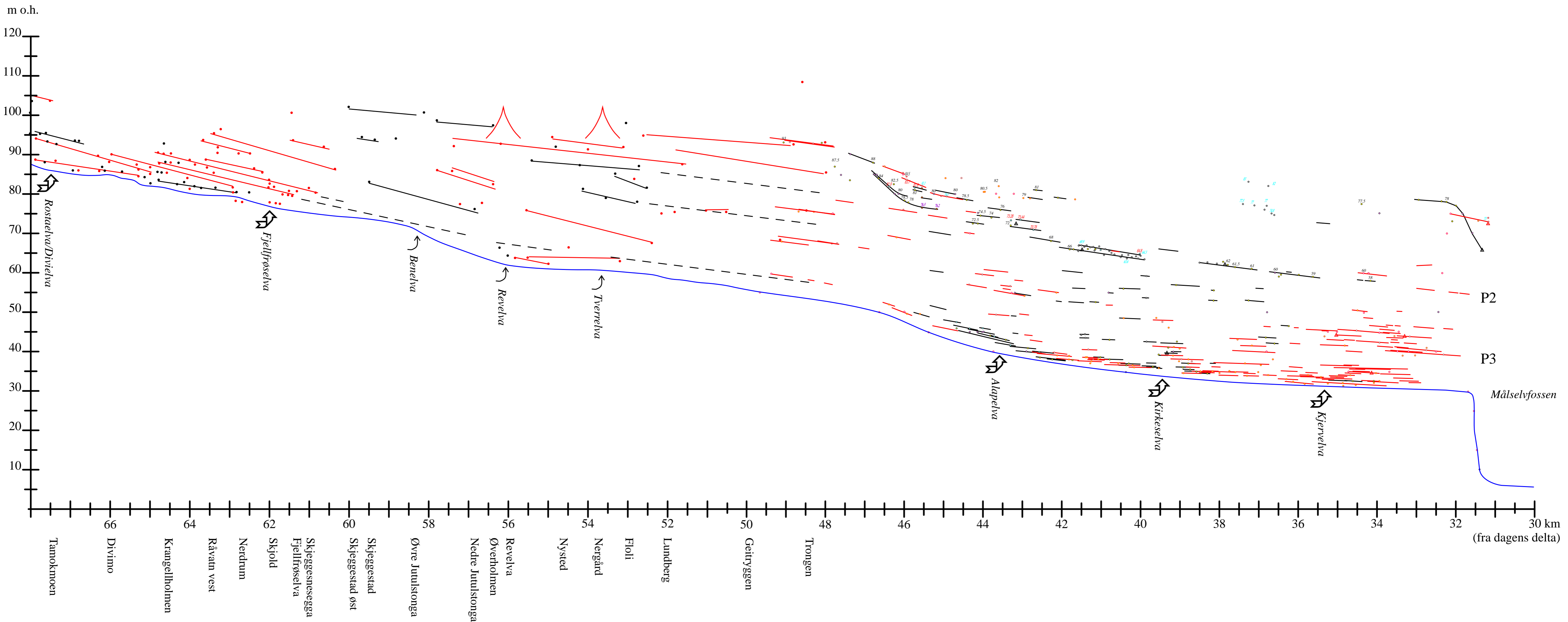
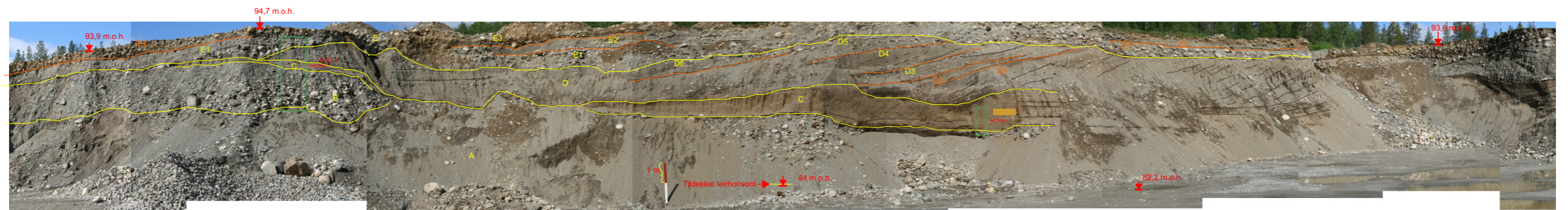
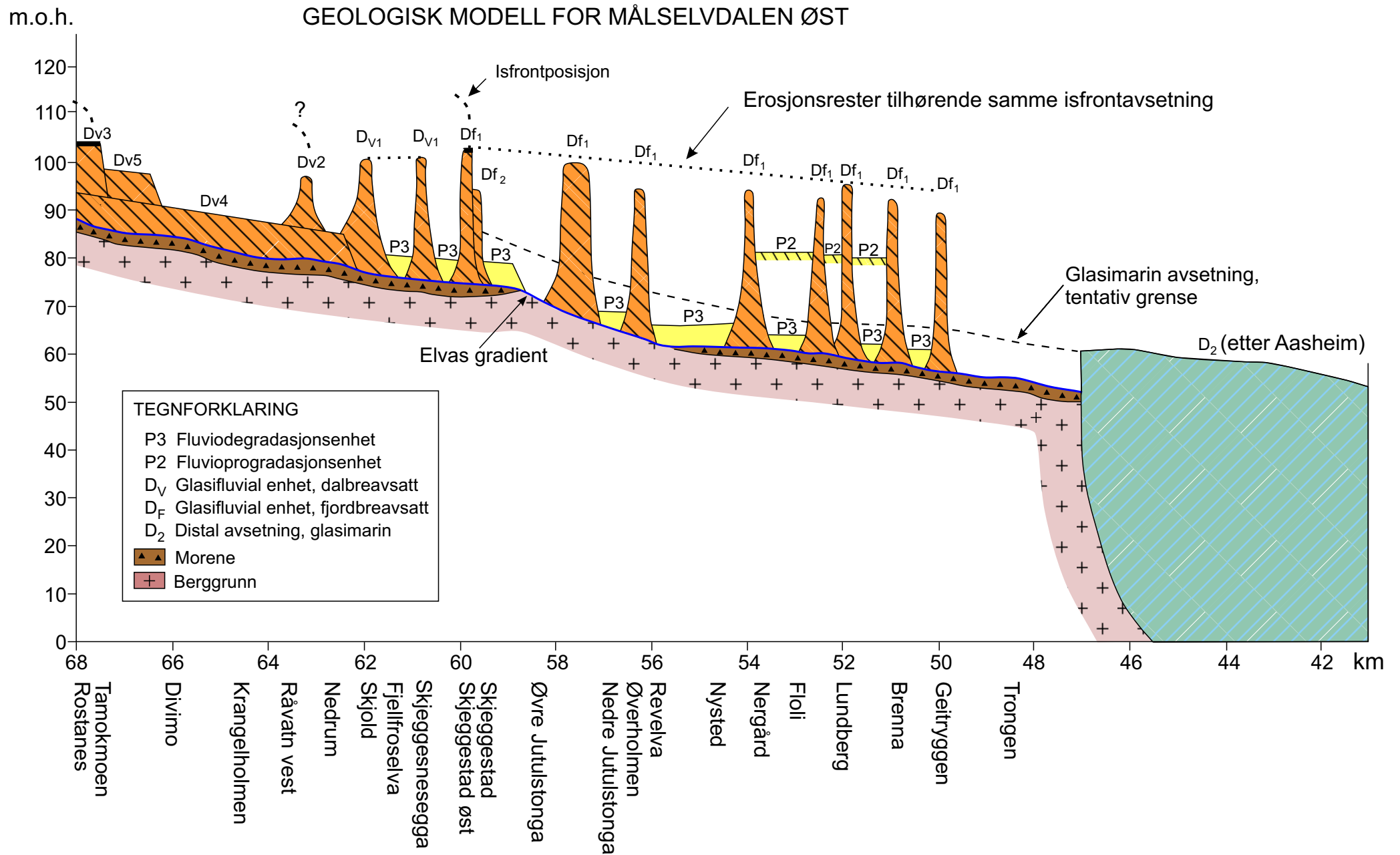


Fig. 3.1 Terrassekart

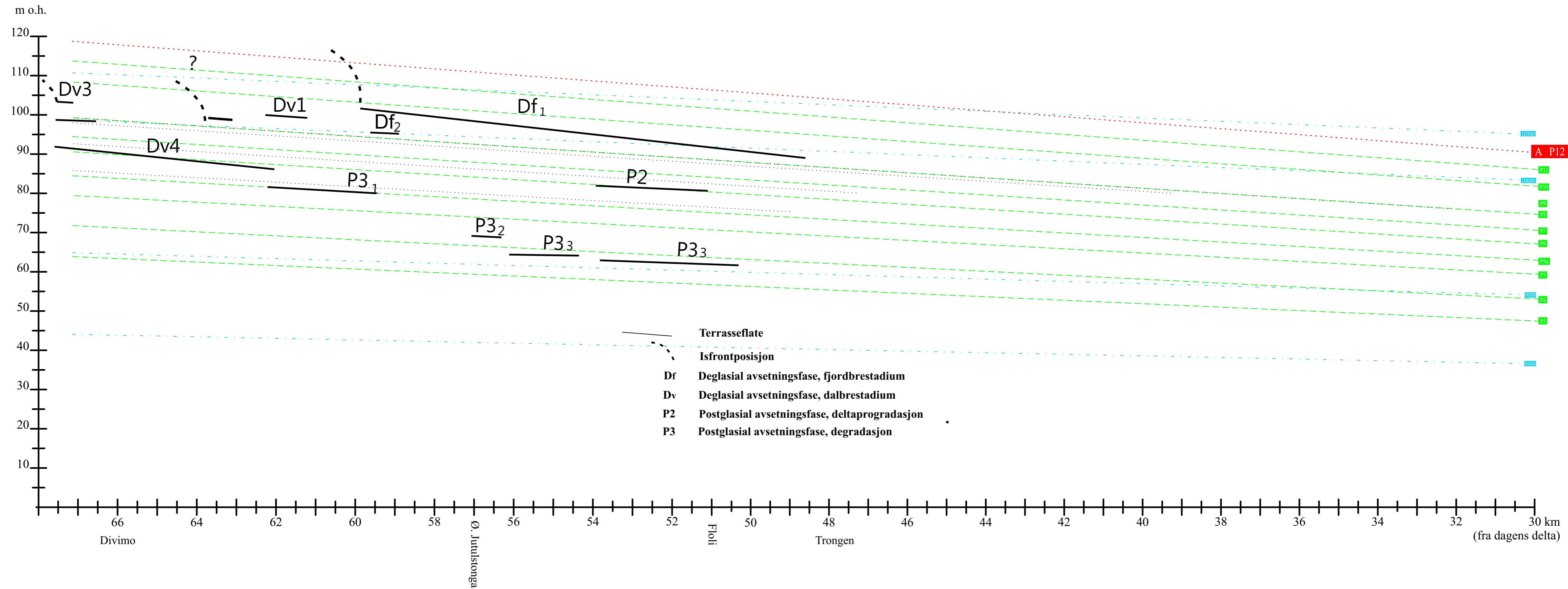




Plansje 3. Snittbilde fra Skjeggestad grustak.



**Figur 7 - 1. Geologisk modell for Målselvdalen Øst**



Figur 7 - 2. Korrelerte havnivå i Målselvdalen Øst