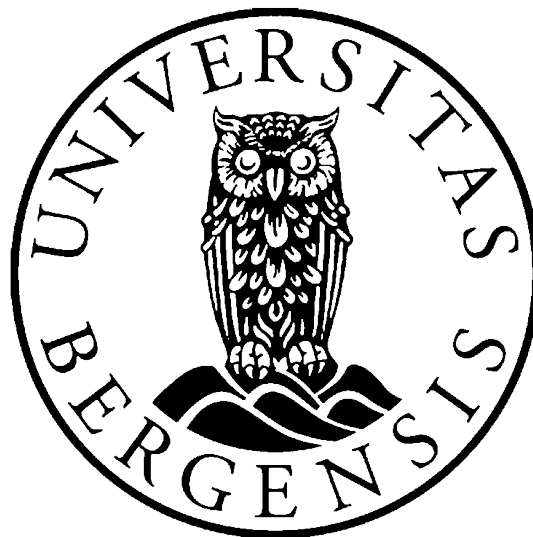


**Kvartærgeologisk kartlegging og
rekonstruksjon av isavsmeltinga i Grødalen,
Sunndalsfjella**

Masteroppgåve i geologi

Kvartærgeologi og paleoklima

Even Vie



Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Våren 2012

Abstract

The thickness and extent of the inland ice during the Younger Dryas Chronozone (YD) in central parts of South-Norway is still debated. The aim of this thesis is to map the sediments in Grødalen, for reconstruction of the local deglaciation, and to put this into a regional setting.

Grødalen is a fish-hook valley in Sunndalsfjella, Nordmøre, bordered by Dovrefjell to the south and Trollheimen to the north. Mapping based on aero photos has been done with supervision from the Geological Survey of Norway (NGU) in February 2011. The digitally sketched map was used as a basis for the field investigations. Core samples from Koksvikmyra were also collected for stratigraphic analyses and radiocarbon dating.

Moraines in the mountains around Grødalen give evidence of a glacier advance that is older than the deposits in the valley. This is established as the *Løstøl-fremmerdal Stage*. Grødalen is featured by a typical dead ice landscape, including fan deposits and valley eskers. Distinct terraces characterize Grødalen and the adjacent valleys. These are elevated c. 760 m a. s. l., which corresponds to the valley threshold. They have earlier been interpreted as both lateral moraines and shore lines from a glacial dammed lake. Because of their morphology and texture, and the seeming lack of glaciolacustrine sediments in Grødalen, they are here interpreted as semisublateral drainage channels, controlled by the passage point in the valley. On the distal side of this passage point here is a sandur, on which there is observed ice wedge polygons. The sandur indicates that the glacier front has been situated at the passage point for some time. This stage is here established as the *Grødalen Stage*. The Vedde Ash was discovered in the core samples from Koksvikmyra. The basal sediments were dated to c. 12500 years BP, which indicates that Grødalen was deglaciated during the early YD. A simple reconstruction of the glacier surface shows that the Grødalen Stage can be synchronous or slightly older than the Giklingen deposit in Sunndalen. The reconstructed glacier surface can also be connected to lateral moraines in Drivdalen, further east. These have earlier been correlated to the *Tautra Stage* (early YD) in Sør-Trøndelag. Based on the ice wedges and a rock glacier moraine, there must have been permafrost at a later stage in this area.

These results indicate that it has been a net deglaciation during the YD in Grødalen and Sunndalen. This is similar to Trøndelag, and contrarily to southwestern Norway, where it has been a major glacier advance during the same period.

Samandrag

Tjuknaden og utbreiinga til innlandsisen gjennom yngre dryas i sentrale delar av Sør-Noreg er framleis omdiskutert. Målet med denne oppgåva er å kartleggje lausmassane i Grødalen, med sikte på å rekonstruere den lokale isavsmeltingshistoria, og prøve å sette denne inn i ein regional samanheng.

Grødalen er ein agnordal i Sunndalsfjella, Nordmøre, tilstøytt av Dovrefjell i sør og Trollheimen i nord. Kartlegging basert på flyfoto vart gjort med rettleiing frå Norges geologiske undersøkelse (NGU) i februar 2011. Denne digitale kartskissa var utgangspunkt for påfølgjande feltgranskningar. Det vart også henta inn kjerneprøvar frå Koksvikmyra for stratigrafisk analyse og radiokarbondateringar.

Moreneryggar i fjella kring Grødalen vitnar om ein breframstøyt som må vere eldre enn avsetjingane i sjølve dalen. Dette er her etablert som løstøl-fremmerdalstrinnet. Sjølve Grødalen er prega av eit typisk daudislandskap. Vifteavsetjingar og slukåsar inngår i dette. Distinkte terrasseformer pregar Grødalen og dei tilstøytande dalane. Desse ligg kring 760 m o. h., noko som tilsvare dalterskelen. Dei har tidlegare blitt tolka som både randmorenar og strandlinjer frå ein bredemd sjø. På bakgrunn av deira morfologi og tekstur, samt det tilsynelatande fråveret av bresjøsediment i Grødalen er dei her tolka som semisublaterale smeltevasslaup, styrd av passpunktet i dalen. Distalt for dalterskelen ligg det ei sandurslette, og på denne er det observert iskilepolygonar. Sanduren viser at brefronten må ha låge ved passpunktet for ein periode, her etablert som grødalstrinnet. I kjerneprøvane frå Koksvikmyra vart Vedde oskelag påvist. Botnsedimenta vart datert til ca. 12500 år før notid, noko som indikerer at Grødalen vart isfri tidleg i yngre dryas. Ei enkel rekonstruering av breoverflata viser at grødalstrinnet kan vere like gammalt eller litt eldre enn Gikling-avsetjinga i hovuddalen Sunndalen. Den rekonstruerte breoverflata kan også knytast til lateralmorenar i Drivdalen lenger aust, som tidlegare er korrelert til tautratinnet (tidleg yngre dryas) i Sør-Trøndelag. Basert på iskilane og ein steinbremorene må det ha vore permafrost i dette området på eit seinare stadium.

Desse resultatata tyder på at det har førekome ein netto deglasiasjon gjennom yngre dryas i Grødalen og Sunndalen. Dette står i likskap til Trøndelag, og i motsetnad til Sørvestlandet, der yngre dryas ber preg av eit stort breframrykk.

Føreord

Ein kald haustdag i 2010 stod ca. 20 studentar i ei myr, midt i ein fjerntliggjande dal på Nordmøre. Ingen av oss hadde vore her før, og ingen såg for seg at vi nokon sinne skulle komme attende hit – i alle fall ikkje eg. Men om lag åtte meter under dei frosne føtene våre venta eit tynt lag av mørkebrun sand på å få sjå dagslys for første gong på vel 12000 år. Slik starta masterprosjektet mitt.

Etter at Veddeoska vart funnen i Grødalen under ein kursekskursjon vart det fort definert ei masteroppgåve med føremål om å plassere den i ein geologisk samanheng med dei andre avsetjingane i dette området, og teikne ei deglasiasjonshistorie. Kjerneboring og påfølgjande laboratoriumsarbeid vart utført seinhausten 2010. Eg kartla mesteparten av feltområdet digitalt, ved kontora til Norges geologiske undersøkelse (NGU) i Trondheim, på nyåret 2011. Feltkartlegging vart utført hausten 2012.

Ein stor takk rettast med dette til min dyktige rettleiar John Inge Svendsen for rådgeving, interessante samtalar og for tolmodig ha tatt imot spørsmål i tider og utider gjennom arbeidet med masteroppgåva. Eg vil også takke Øystein Lohne og Jan Mangerud for faglege innspel undervegs.

Ein spesiell takk må rettast til Bjørn Follestad for fagleg rettleiing og godt selskap under feltarbeidet i Grødalen. Takk også til NGU for økonomisk stønad under kartlegginga.

Espen Eidsvåg og Aril Løge Håvik gjorde ein framifrå jobb som assistentar under kjernetakinga. Saman trassa vi gangsperr, vassblemmer og fartsgrenser for å få eit best mogleg datagrunnlag.

Elles må eg sjølvsagt få takke mine kjære klassekameratar rundt Bord 16. Utan deira selskap gjennom mange kaffipausar og festar hadde eg kanskje blitt ein betre geolog, men garantert eit tristare menneske.

Sist, men ikkje minst: Takk til mine foreldre, Sissel Hestad Vie og Magnar Vie, for oppmuntring og hjelp på alle måtar gjennom dei fem åra som student og dei føregåande åra av mitt liv.

Bergen, mai 2012

Even Vie

Innholdsliste

KAPITTEL 1 - INNLEIING	1
1.1. MÅLSETJING.....	1
1.2. OMRÅDESKILDRING	1
1.2.1. Geografisk rammeverk for området.....	1
1.2.2. Prekvartergeologisk rammeverk for området.....	3
1.2.3. Kvartergeologisk rammeverk for området.....	4
KAPITTEL 2 – METODAR FOR INNHENTING AV DATA	7
2.1. KARTLEGGING VED HJELP AV DIGITALE FLYFOTO I 3D	7
2.2. KARTLEGGING I FELT.....	8
2.3. STRATIGRAFISK KARTLEGGING AV KOKSVIKMYRA.....	9
2.3.1. Boring av Koksvikmyra.....	9
2.3.2. Visuell skildring av kjernar.....	11
2.3.3. Glødetapsanalyse	11
2.3.4. Radiokarbondatering.....	12
KAPITTEL 3 - RESULTAT	13
3.1. DET KVARTÆERGEOLOGISKE KARTET	13
3.2. RESULTAT FRÅ UNDERSØKINGAR I FELT.....	15
3.2.1. Moreneryggar i fjella rundt Grødalen	15
3.2.2. Daudislandskap proksimalt for passpunktet i Grødalen	20
3.2.3. Sandryggar på tvers av Grødalen	21
3.2.4. Vifteavsetjing ved Hafsåshjellen	23
3.2.5. Terrassar i Grødalen og nærliggjande dalstrok.....	24
3.2.6. Slette ved Svartsnytvatnet.....	26
3.2.7. Morene sør for Hælfjellet.....	30
3.3. KOKSVIKMYRA	31
3.3.1. Skildring av sedimentstratigrafien	31
3.3.2. Dateringsresultat	37
KAPITTEL 4 - SAMANSTILLING OG DISKUSJON	39
4.1. DISKUSJON KRING AVSETJINGSFORMENE.....	39
4.1.1. Lateralterrassane i nivået rundt 760 m o. h.....	39
4.1.2. Daudislandskapet	42
4.2. DISKUSJON KRING ISAVSMELTINGSHISTORIA	45
4.2.1. Løstøl-fremmerdalstrinnet	45

4.2.2. Grødalstrinnet og isutbreiinga i yngre dryas.....	45
4.2.3. Korrelasjon til moreneavsetjingar i områda rundt Grødalen	46
4.2.4. Siste fase av yngre dryas	52
KAPITTEL 5 - KONKLUSJONAR	53
KAPITTEL 6 – REFERANSELISTE	55
Vedleggsoversikt.....	61

KAPITTEL 1 - INNLEIING

1.1. MÅLSETJING

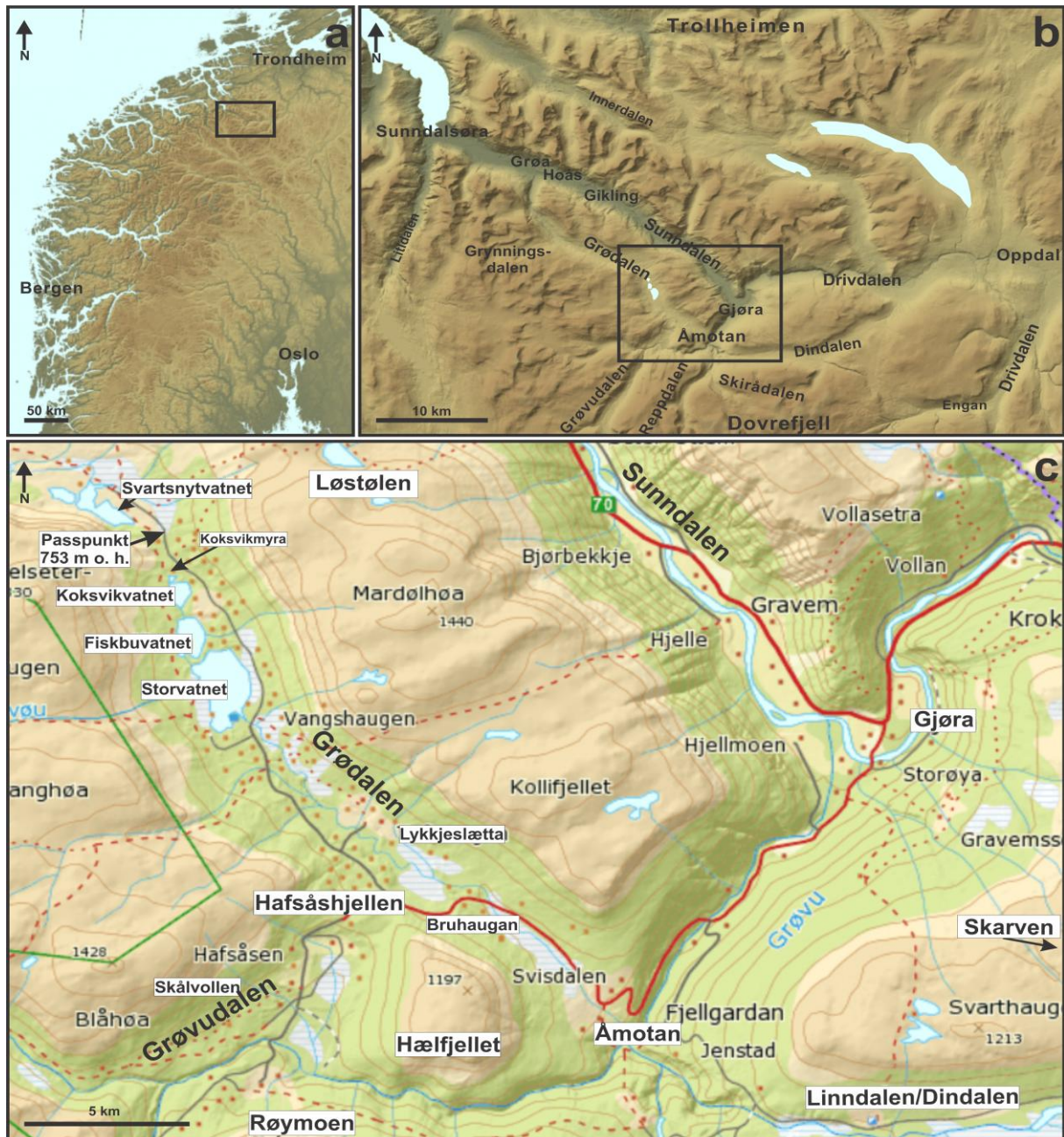
Hovudmålsetjinga med denne masteroppgåva er å kartlegge og dokumentere lausmassane i Grødalen, Sunndalsfjella, med sikte på å rekonstruere isavsmeltinga. Det vert også forsøkt å setje denne inn i ein regional samanheng. I tillegg til flyfototolking og geomorfologiske granskingar i felt er dette arbeidet basert på stratigrafiske observasjonar i borekjernar og eksponerte lagfølgjer.

1.2. OMRÅDESKILDRING

1.2.1. Geografisk rammeverk for området

Grødalen ligg i Sunndal kommune, på Nordmøre i Møre og Romsdal fylke. Det er ein paralleldal til Drivdalen-Sunndalen-dalføret, som strekk seg 60 km frå Oppdal i aust til Sunndalsøra i vest. Følgjer ein dette dalføret vestover, kan ein sjå ein gradvis, men tydeleg overgang frå eit austnorsk lågreleiff-landskap ved Oppdal, til eit brattare og djupare, typisk vestnorsk landskap i Sunndalen og tilgrensande dalstrok. Dalføret langs elva Driva utgjer grensa mellom to mektige fjellmassiv, Trollheimen i nord og Dovre i sør.

Grødalen er ein forholdsvis djup fjelldal på om lag 23 km, som fell saman med nordgrensa til Dovrefjell-Sunndalsfjella Nasjonalpark (Figur 1a og b). Om lag midt i dalen er det ein fjellterskel (av gneis), ved 753 m o. h., som utgjer eit lokalt vasskilje. Vest for dette passpunktet ligg Svartsnytvatnet, kor elva Grøa har sitt utspring. Denne renn herifrå og munnar ut i Sunndalen, 15 km lengre vest, ved tettstaden Grøa. På søraustsida av terskelen i Grødalen ligg det tre større vatn, Koksvikvatnet, Fiskbuvatnet og Storvatnet, og her startar elva Grødøla som renn søraustover. Langs denne elva har dalen eit fall på om lag 2%. Etter 6 km kastar Grødøla seg utfor eit fossefall ned i eit komplekst kanjonsystem kalla Åmotan (Figur 1c). Namnet Åmotan tyder "elvemøtingane", og dette har staden fått fordi her utgjer Grødalen ein av fem dalar som møtest, slik at deira respektive elver dannar ei stjerne av fossefall i dei bratte dalendane. Desse dalane er Grødalen, Grøvudalen, Reppdalen, Skirådalen og Linndalen (som i austenden kallast Dindalen). Frå Åmotan går dreneringa vidare ut i Drivdalen/Sunndalen ved Gjōra, kor den samanfell med det vestgåande hovudvassføret Driva.



Figur 1: Grødalen er ein paralleldal til Sunndalen, på Nordmøre. Den grensar til eit kanjonsystem ved Amotan i aust, og har utlaup ved Grøa i vest. Karta er modifisert etter Statens Kartverk.

Grødalen er ein fjelldal og har klima og vegetasjon deretter, med bjørkeskog og furu i dei nedre dalsidene og lynghumus i dei øvre. Tregrensa ligg på om lag 800 m o. h. Gjennomsnittstemperaturen i dalbotnen av Grødalen dei siste 40 åra av 1900-talet var ifølgje Meteorologisk institutt (<http://www.met.no>) 2-4°C, og årleg gjennomsnittsmengd av nedbør i den same perioden var 1000-1500 mm. På Dovrefjell, som er det mest nærliggjande høgfjellsområdet, er den lågaste observerte permafrosten i dag 1350 m o. h. (Isaksen m. fl., 2002), medan glasiasjonsgrensa i Trollheimen ligg 1800-1900 m o. h. (Sollid m. fl., 1980a).

1.2.2. Prekvartærgeologisk rammeverk for området

Mykje av bergartane i Møre og Romsdal inngår i *den vestre gneisregionen* (Sigmond m. fl., 1984). I sunndals- og grødalsområdet er det helst banda, skifrig gneis og noko augegneis som dominerer berggrunnen. På tvers av Grødalen kryssar ei sone av kvartsitt, hornblendeskifer, granatglimmerskifer og amfibolitt (Follestad, 1987; Holtedahl, 1953; Holtedahl, 1949; Tveten m. fl., 1988; Nilsen og Wolff, 1989).

Området ligg innanfor det som vert kalla Møre-Trøndelagsforkastingssona, og foliasjonane i berggrunnen er orientert sørvest-nordaust, med tversgåande lineament (Ramberg m. fl., 2006). Desse retningane representerte veikleikssonar som vart naturlege erosjonsspor for dei fluviale prosessane som verka under tertiærtida, og som isbrear og smeltevatn seinare grov endå djupare. På Nordvestlandet ser ein derfor sørvestleg orienterte strøk- og foldefjordar/-dalar, som til dømes Vartdalsfjorden, Langfjorden og Surnadalen. Desse skjer seg gjennom nordvestleg orienterte sprekkefjordar/-dalar, og Sunndalsfjorden, Sunndalen og Grødalen høyrer til denne kategorien (Follestad m. fl., 1994).

Den ujamne landhevinga i tertiærtida (Lidmar-Bergström m. fl., 2000; Holtedahl, 1949), som førde til høgare fjell i vest enn i aust, fekk store følgjer for elvedalane som utvikla seg i Sunndalsfjella gjennom denne perioden. Tydelege dalskudrer og hengjande dalar (Figur 2) til Sunndalen vitnar om at den preglasiale dreneringa hadde ei anna retning enn i dag. På denne tida utgjorde Grødalen ei vestleg forlenging av Linndalen/Dindalen. Sunndalen sitt hovudvasskilje låg mykje lenger vest enn i dag, truleg ein stad i høglandet over botnen av Sunndalsfjorden. Dreneringa gjekk då aust-/nordaustover, i eit dalsystem som er blitt kalla *det modne oppdalsssystemet* (Barrett, 1900). Dei fleste grunne fjelldalane nær Sunndalen, som Hareimdalen, Flatvaddalen, Reinådalen, Tverrådalen, Ottdalen, Grynningdalen, Grødalen, Geitådalen, Grøvudalen, Dindalen, Storlidalen og Gjevillvassdalen, høyrde til dette systemet, og drenerte i retning Støren i Gauldalen, Sør-Trøndelag.

Sidan landet heva seg mest i vest vart hellinga mykje brattare ned mot havet, enn inn mot landet, slik at elvane og etter kvart også breane fekk mykje større erosjonskraft vest for vasskiljet. Hovudvasskiljet flytta seg derfor gradvis vestover (Ramberg m. fl., 2006). Sunndalen har etter kvart fanga inn dei høgare dalføra som tidlegare drenerte mot Sør-Trøndelag, og dei enda derfor opp som typiske agnordalar. Ein reknar med at hovudvasskiljet flytta seg ca. 60-65 km, og enda opp nordaust for der Oppdal sentrum ligg i dag. Dette djupe dalføret omkransa av eldre, høgare og grunnare sidedalar med fiskekrokdrenering kallast *det unge sunndalssystemet* (Barrett, 1900).



Figur 2: Langs Sunndalen tilstøyter det fleire hengjande dalar som opphavleg har tilhøyrd det prekvartære dreneringssystemet mot aust. Her ser ein inn i Ottdalen frå sør, med Sunndalen og hovudvassføret Driva i framgrunnen.

1.2.3. Kvartærgeologisk rammeverk for området

På Nordvestlandet vart dei gamle elvedalane naturlege dreneringsspor for isstraumane gjennom kvartærtida. Dei eldste påviste retningane for isrørsle her går derfor mot nord/nordvest (Follestad, 1989; Mangerud m. fl., 1979). Grunna den raskare isdreneringa i hovuddalane vart dei djupt nedskårne, og fjordar vart etter kvart utvikla i deira forlenging (Barrett, 1900).

Under siste glasieringsmaksimumet i sein weichsel, 30 000-18 000 år før notid, nådde innlandsisen ut til eggakanten på Nordvestlandet (Rise og Rokoengen, 1984). Kontinentalsokkelen her er mindre enn 100 km brei (Figur 3). Heile det lågtliggjande kystlandet på Nordmøre var isdekt på denne tida, skjont det kan ha eksistert einsskilte nunatakar i regionen (t. d. Mangerud m. fl., 2011; Nesje m. fl., 1988).



Figur 3: Utreiinga til hovudisen under glasiassjonsmaksimumet i sein weichsel. Frå kysten av Nordvestlandet er det kort avstand til eggakanten og brefronten, og det har derfor truleg eksistert nunatakar i dette området. Lett modifisert etter Svendsen m. fl. (2004).

Dateringar av skjell tyder på at sokkelen vart isfri i tida etter ca. 22600 år før notid (Rise og Rokoengen, 1984), og ytterkysten av Møre og Romsdal ser ut til å ha blitt isfri seinast ca. 16900 år før notid (Follestad m. fl., 1994). Den påfølgjande oppkalvinga av brearmene innover fjordane førde til at desse vart isfrie fortare enn landområda rundt.

Follestad (1989) har kartlagd ein breframstøyt ved Tingvollfjorden, og gjeve den namnet *tingvolltrinnet*. Maksimalutbreiinga til isen under dette trinnet er datert til ca. 13800 år før notid.

Bremarginavsetjingar av yngre dryas alder (Figur 4) er kartlagd nesten samanhengjande langs heile Noreg (t. d. Mangerud m. fl., 2011). I trøndelagsområdet kan ein følgje to linjer med marginalavsetjingar som er avsett i første og siste del av yngre dryas, høvesvis *tautra-* og *hoklingentrinnet* (Reite, 1990; Oftedahl, 1974). Her har det altså vore ei netto attendetrekking av brefronten, noko som står i kontrast til det sørlege Vestlandet, der brefronten rykte om lag 50 km fram under yngre dryas (Aarseth og Mangerud, 1974).

I Møre og Romsdal er utviklinga meir uviss. Her finn ein ofte randavsetjingar ved fjordbotnane, eller eit stykke innover i dalane, som kan korrelerast til yngre dryas-strandlinjer.

I Sunndalen er det to frontalavsetjingar, ei ved Hoås og ei ved Gikling (Figur 1b). Sistnemnde er tradisjonelt knytt til ra-trinnet, eller yngre dryas (Nordhagen, 1929; Sollid m. fl., 1980a). Likevel, det er ikkje tidlegare gjort dateringar her, så det er uvisst når i løpet av denne tusenårige perioden dei vart danna. Det er også uvisst om brefronten på Nordmøre gjorde eit framrykk i likskap med tilfellet på Vestlandet, eller om det har førekome ei attendetrekking, som i Trøndelag.



Figur 4: Bremarginen under siste del av yngre dryas er rekonstruert nesten samanhengjande i Sør-Noreg. (Mangerud m. fl., 2011)

Ulike arbeid er blitt gjort for å kartlegge kvartærgeologien på Nordmøre og i området rundt Grødalen. Follestad m. fl. (1994) har kartlagt lausmassane i Møre og Romsdal i målestokk 1 : 250 000. Elles er det laga kart i målestokk 1 : 100 000 over Trollheimen-Sunndal-Oppdal (Sollid m. fl., 1980b), 1 : 80 000 over Oppdal kommune (Follestad, 2005b), 1 : 80 000 over Sunndal kommune (Follestad, 1995) og i 1 : 50 000 over Tingvoll (Follestad, 1989). 1 : 50 000-kart er også laga over Sunndalsøra (Follestad, 1987; Follestad og Henningsen, 1984), og i tilknytning til dette arbeidet vart det også gjort seismiske undersøkingar langs nedste del av Sunndalen. Elles vart det i sjølve Grødalen gjort geomorfologiske granskingar av Nordhagen (1929, 1930)

KAPITTEL 2 – METODAR FOR INNHENTING AV DATA

2.1. KARTLEGGING VED HJELP AV DIGITALE FLYFOTO I 3D

Den digitale tolkinga av flyfoto vart gjennomført ved *Norges geologiske undersøkelse (NGU)* sine kontor i Trondheim i februar 2011, og slutført parallelt med feltarbeid i august 2011. Resultatet vil inngå i eit lausmassekart over Romfo-området. Dei digitale flyfotoa vart tekne av TerraTec AS på oppdrag for Statens Kartverk i 2006. Oppløysinga er på 0,5 m per piksel og ein kan derfor kome langt i å lage eit utkast til lausmassekartet før ein gjer observasjonar i felt.

Flyfotoa er handsama i *ESRI ArcGIS* ved hjelp av 3D-tolkingsutstyr. Det er på datamaskina montert opp ein såkalla *ESRO Stereo Analyst*; ein spegel som parar skjermbiletet på ei glasplate, slik at ein med 3D-briller får visualisert flyfotoa i ein stereomodell. Bileta er tekne i infraraudt lys, noko som gjer at ein kan skilje mellom vegetasjon som gjev ein raud farge og uorganisk materiale som gjev ein blågrå farge.

NGU sin metode i ArcGIS går ut på å ramme inn kvar einskild jordart i polygonar og identifisere dei med ein genesedefinert fargekode: Grønt for glasiiale sediment, oransje for glasiifluviale, raudt for kolluviale, brunt for organiske osv. Bart fjell er markert med rosa farge.

Avsetjingar som er for små til å synast under gjeldande kartoppløysing, eller som er så tynnfordelt at dei ikkje dominerer blant andre jordartar vert markert med eit spesifikt punktsymbol. Oftast er dette i form av forbokstaven til det gjeldande sedimentet, til dømes *M* for morene og *B* for breelvavsetjing. I desse tilfella indikerer store bokstavar høgare konsentrasjon av sedimentet enn små bokstavar, *m* og *b*, som indikerer lågare konsentrasjon. Det finnast altså mange graderingar for jordartstettleiken, og mykje av utfordringa, også etter at ein har kontrollert kartet i felt, ligg i å vurdere kva sediment som eigentleg dominerer og kva som spelar ei mindre rolle i avsetjingssystemet. Overflateformer, som elvenedskjeringar, ryggformer eller daudisgroper, vert symbolisert med ulike linjeteikn.

Datautstyret er forholdsvis mobilt og kan takast med og nyttast i felt, så sant det er tilgang til straum. Dette gjer det enkelt å fullføre kartet fortløpande medan ein gjer tradisjonelle feltobservasjonar. Ikkje alle geologiske trekk er like synlege frå flyfoto; både skuggelagde områder, vegetasjon og oppløysing set avgrensingar. Men det finnast også

fenomen som er tydelegare på flyfoto enn i felt, som storskala morfologi og lineasjonar i landskapet. Slik utfyller desse to metodane kvarandre godt.

2.2. KARTLEGGING I FELT

Feltarbeidet i Grødalen vart utført i løpet av tre veker i august 2011. Med utgangspunkt i eit utkast til det kvartærgeologiske kartet, teikna frå flyfoto, vart dei påteikna lausmassane kontrollert i felt. På grunnlag av dette arbeidet er kartet blitt noko modifisert i høve til utgangspunktet, men hovuddraga i utkastet er som før. Det er og mindre landskapselement som ikkje er synleg på flyfoto, men som er blitt observert gjennom feltarbeidet. Fleire blotningar der sedimenta er eksponert har blitt granska.

Det kvartærgeologiske kartet gjev i seg sjølv berre ei overflatisk oversikt over landskapselementa og sedimentfordelinga. Sjølve kartleggingsprosedyren krev òg ei djupare forståing for geologiske agensar og prosessar. Denne innsikta er også naudsynt for å kunne rekonstruere isavsmeltingshistoria. Når genesen bak alle avsetjingane er gjort greie for er oppgåva vidare å setje dei inn i ei kronologisk rekkje.

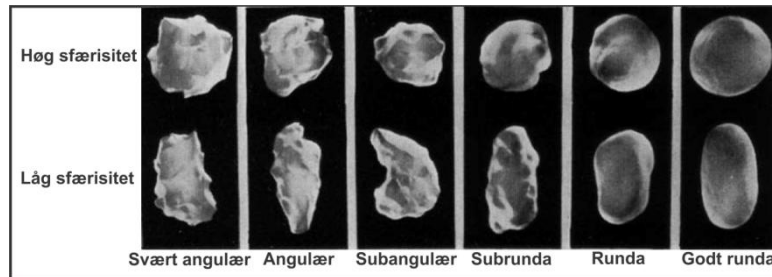
Viktige hjelpemiddel til feltarbeidet var spade, fotokamera, spegelkompass og eit handhelde stereoskop med utskrivne flyfoto. Elles vart det nytta ein GPS av typen *Garmin Oregon® 450*, med 3-aksekompass og barometrisk høgdemålar. Dette systemet gjev både lateralt og vertikalt ein gjennomsnittleg feilmargin på 15 m. Mindre landformer vart derfor oppmålt manuelt med måleband. Data frå GPS-målingane er handsama i Garmin si eiga programvare for slikt arbeid, *Garmin BaseCamp*, versjon 3.2.2. Kartgrunnlaget som er nytta heiter *Topo Adventure CD10 Trondheim*, og karta har ein ekvidistanse på 20 m.

Kornstorleik, rundingsgrad og angularitet er viktige parameter i tolkingsarbeidet. NGU sin standard for kornstorleik ved kartlegging vert her nytta (Tabell 1). Der det er naudsynt med spesifisering er sand blitt delt inn i fin-, medium- og grov sand.

Tabell 1: NGU sin standard for kornstorleik.

Namn	Storleik (mm)
Blokk	>256
Stein	64-256
Grus	2-64
Sand	0,063-2
Silt	0,002-0,063
Leir	<0,002

Standard for grad av kanting og runding på klastane er tatt frå Powers (1953) sin angularitetsskala (Figur 5).



Figur 5: I skildringa av sedimenttekstur er sfærisitet og angularitet definert ut frå standarden til Powers (1953).

2.3. STRATIGRAFISK KARTLEGGING AV KOKSVIKMYRA

2.3.1. Boring av Koksvikmyra

Koksvikmyra er eit om lag 22 mål stort, delvis attgrodd vatn, 740 m o. h. (Figur 6). Den ligg like nordvest for Koksvikvatnet, og ca. 600 m søraust for dalerskelen i Grødalen. Ein bekk renn inn i myra frå nord og ein i frå nordvest. Det attgrodde innsjøbassenget har eit utlaup til Koksvikvatnet over ein grusterskel i sør.

Myra vart først sondert med russarbor, og det vart teke 33 prøvar med denne metoden. Dei aller fleste av desse er tekne så djupt som råd. Stikka vart gjort langs to linjer i eit kryss over myra, ei nordvest-søraust og ei vest-aust. På bakgrunn av desse linjene vart det teikna to profil av myra som gav eit utgangspunkt for å finne ein eigna stad for å ta prøve med stempelprøvetakar.

Sjølve stempelprøvetakaren har eit 2 m langt og 110 mm breitt PVC-røyr som prøven vert fanga i. Den vesle stålriggen vart først forankra i myra ved hjelp av myrskruar, og to meter lange prøvar vart så tekne ved å fikse stempelen slik at PVC-røyret kunne pressast ned og fyllast med sediment (Figur 7). Både innskjering og opptrekking føregjekk ved hjelp av eit handdrive spel og eit taljesystem. Eit stempel i røyret dannar vakuum under opptrekkinga, og saman med ein sedimentfangar i enden hindrar dette prøven i å renne ut.



Figur 6: Koksvikmyra sett frå nord. Midt i biletet ser ein utlaupet mot Koksvikvatnet, mellom to eskerryggar.
Foto: Espen Eidsvåg.



Figur 7: Stempelprøven vart henta opp ved hjelp av eit 110 mm breidt og 2 m langt PVC-røyr som pressast ned i myra med handmakt. Foto: Aril Løge Håvik.

2.3.2. Visuell skildring av kjernar

Alle dei meterlange russarkjernane vart undersøkt og dokumentert fortløpande etter kvart som dei vart henta opp frå myra. Det vart teke i alt tre prøver med stempelprøvetakar, som vart dokumentert på sedimentlaboratoriet i Bergen. Kjernane vart delt i to på langs, og den eine delen vart nytta som arbeidskjerne, medan den andre vart lagra som referansekjerne. Førstnemnde vart så fotografert og deretter grundig gjennomgått med kniv og sparkelblad frå botn til topp. Farge, struktur, kornstorleik og kornfordeling vart notert. Informasjonen er dokumentert i ein kjernelogg, som saman med dei om lag 40 russarkjerneloggane legg grunnlaget for eit stratigrafisk profil av Koksvikmyra.

2.3.3. Glødetapsanalyse

Glødetapsanalysen vart utført på det sedimentologiske hovudlaboratoriet ved Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen, lett modifisert etter prosedyren til Dean (1974). Metoden går ut på å brenne opp det organiske materialet i ein omn slik at ein ut frå vekten av askeresten kan kvantifisere det organiske innhaldet.

Ein kubikkcentimeterstor prøve vart teken for kvar femte centimeter langs kjernen, og putta i små keramikkgjar, som var steriliserte og vege før bruk. Våtvekta til prøvane vart funne ved hjelp av ei *A&D*-vekt. Prøvane vart så plassert i eit *Termaks*-tørkeskap, på 105°C i eit døgn. Etter tørking vart prøvane på ny vege og tørrvekta registrert før dei var sett i omnen. Dette er ein omn av typen *Nabertherm*®, og her vart prøvane varma opp til 550°C og brent på denne temperaturen i ein time. Etter brenning vart dei plassert i ein eksikator for å hindre hydrering under avkjølinga. På ny vart dei vege og tørrvekta vert trekt frå, slik at glødetapet stod att. For kvar prøve vart vassinnhald og glødetap rekna ut ved hjelp av følgjande formlar:

$$\text{vassinnhald} = \frac{\text{våtvekt} - \text{tørrvekt}}{\text{tørrvekt}} \times 100\%$$

$$\text{glødetap} = \frac{\text{tørrvekt} - \text{askerest}}{\text{tørrvekt}} \times 100\%$$

2.3.4. Radiokarbondatering

Det vart i alt teke ut elleve prøver frå to kjernar; to frå russarkjerne 505-157 og ni frå stempelprøven, 505-71-02. Ni centimetertjukke sedimentskiver vart skåre ut av kjernane, og vaska og sikta for å kunne få tak i tilstrekkeleg med planterestar for datering. Det vart deretter plukka ut makrofossil av terrestre plantar frå restmaterialet.

Dateringane er utført ved *Poznań Radiocarbon Laboratory*, i Poznań, Polen, med akselerator-massespektrometer (AMS). ^{14}C -aldrane er kalibrerte ved å nytte *INTCAL09*-kurva i *CALIB Radiocarbon Calibration*, versjon 6.0 (Stuvier m. fl., 2004). Kalibreringa er gjort med 2σ -standardavvik.

KAPITTEL 3 - RESULTAT

3.1. DET KVARTÆRGEOLOGISKE KARTET

Den geografiske avgrensinga til den kvartærgeologiske kartlegginga vart bestemt med føremål om å rekonstruere isavsmeltinga i Grødalen. Det kartlagde området er derfor noko større enn sjølve Grødalen (Figur 8).

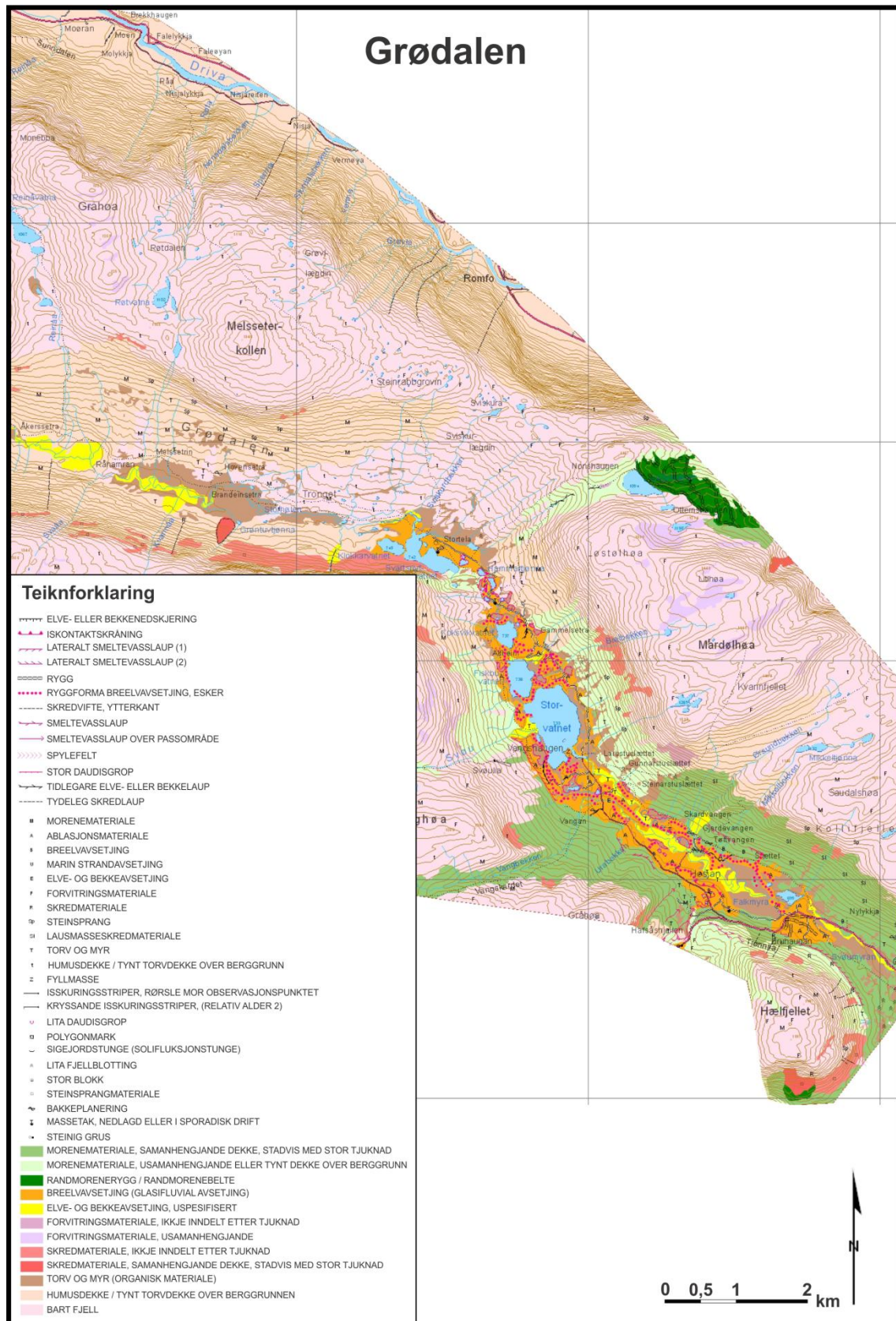
Dei høgaste fjellområda rundt Grødalen er dominert av bart fjell, men store områder er dekt av sand, grus og blokker. Noko av dette er forvittringsmateriale av den lokale, skifrige gneisen, medan noko er morenemateriale av varierende litologi. Under lokale overheng i fjellet og langs dalsidene er det skredvifter.

På flyfoto ser ein tydelege moreneryggar ved fleire lokalitetar i fjella rundt Grødalen. Desse skil seg frå berggrunnen fordi dei så tydeleg bryt med den sørvest-nordøstgåande foliasjonsretninga. Støtta av feltobservasjonar vart desse avsetjingane vurdert så tjukke at dei her er kartlagd som heile belter av randmorenar (mørkegrøn farge), også felte mellom dei distinkte ryggformene.

Frå Åmotan og fram mot passpunktet er det glasifluviale avsetjingar (oransje farge) som pregar Grødalen. Her er det typiske eskerar som omkransar myrdekte daudisgroper, men også avsetjingar som er av meir uvisst opphav, og som opnar for diskusjon, til dømes ein tverrgåande rygg ved Bruhaugan og ei stor vifteform nedanfor Hafsåshjellen (Figur 1).

Langs begge dalsidene er det fleire terrassar, som ein også kan stille spørsmålsteikn ved opphavet til. Desse kan følgjast over fleire hundre meter fram mot passpunktet, kor dei brått opphøyrer. Det same gjer eskerlandskapet. Her er det i staden ei stor flate, på nordvestsida av terskelen, som er tolka til å vere ein sandur. På denne flata kan ein observere polygonmark, elvedeskjeringar og fleire små vatn som truleg er daudisgroper. Her ved dalterskelen er det ein tydeleg overgang frå glasiale og glasifluviale avsetjingar til yngre, fluviale (gul farge) og kolluviale avsetjingar (mørkerosa farge). Desse dominerer resten av Grødalen vestover.

Utanfor Grødalen, på sørsida av Hælfjellet ser ein på flyfoto ei tydeleg avsetjing i den bratte, talusdekte dalsida. Den er om lag 500 m lang, og krummar konkavt ned mot dalen. Denne landskapsforma er så distinkt at den også kan merkast på økonomiske kart, og er sannsynlegvis ein morene etter ein steinbre.



Figur 8: Det kvartærgeologiske kartet vart utarbeidd ved i Trondheim. Både morenegrus, forvittringsmateriale og skredmateriale pregar fjellområda som utgjer størstedelen av det kartlagde fjellområdet. Dette er symbolisert med bokstavar. Den oransje fargen viser at Grødalen er dominert av daudisavsetjingar fram mot passpunktet. For fullstendig kart, sjå vedlegg 3.

3.2. RESULTAT FRÅ UNDERSØKINGAR I FELT

3.2.1. Moreneryggar i fjella rundt Grødalen

Løstølsmorenane

Nordøst for Løstølvatnet, på rundt 1100 m o. h., i fjellet mellom Grødalen og Sunndalen, er det eit komplekst system av lateralmorenar, som strekk seg 1,7 km parallelt med dalretninga (Figur 9). Den øvste ryggen er den største og tydelegaste, og med ei høgd på ca. 10 m og ei lengd på ca. 1,2 km demmer denne opp Løstølvatnet. Den har sitt lågaste punkt om lag midt på vatnet, 1094 m o. h., og sitt høgaste i søraust, 1173 m o. h. Om lag ein halv kilometer vidare ned mot dalsida i Sunndalen vert denne etterfølgt av fem til åtte langstrakte rygformer, stort sett med same orientering. Den nedste av desse ryggane ligg 1006 m o. h.



Figur 9: Bilete teke mot nordvest, med Sunndalen til høgre i bakgrunnen. Ein distinkt morenerygg demmer opp Løstølvatnet. Dette er den største og høgstliggjande av eit komplekst system av liknande ryggar i dalsida nedanfor.

Ryggane består av subrunda til svært angulære, usortert og tydeleg korttransportert materiale, med kornstorleik frå grov sand til blokker på opptil 3 m i diameter. Sfærisiteten på klastane er varierende. Skifrig gneis pregar det aller meste av litologien, den same bergarten som grunnfjellet i dette området består av (Nilsen og Wolff, 1989).

I dalsida nedanfor, samt innimellom moreneryggane er grunnen dekkja av botnmorene av same tekstur som sedimentet i sjølve ryggane. Ovanfor dette ryggsystemet, i fjellsida rundt og sør for Løstølvatnet, er det derimot bart fjell, skred- og forvittringsmateriale som dominerer, så sant det ikkje er bart fjell. Øvste morenerygg har derfor utgjort ei tydeleg grense mellom glasiale og kolluviale prosessar.

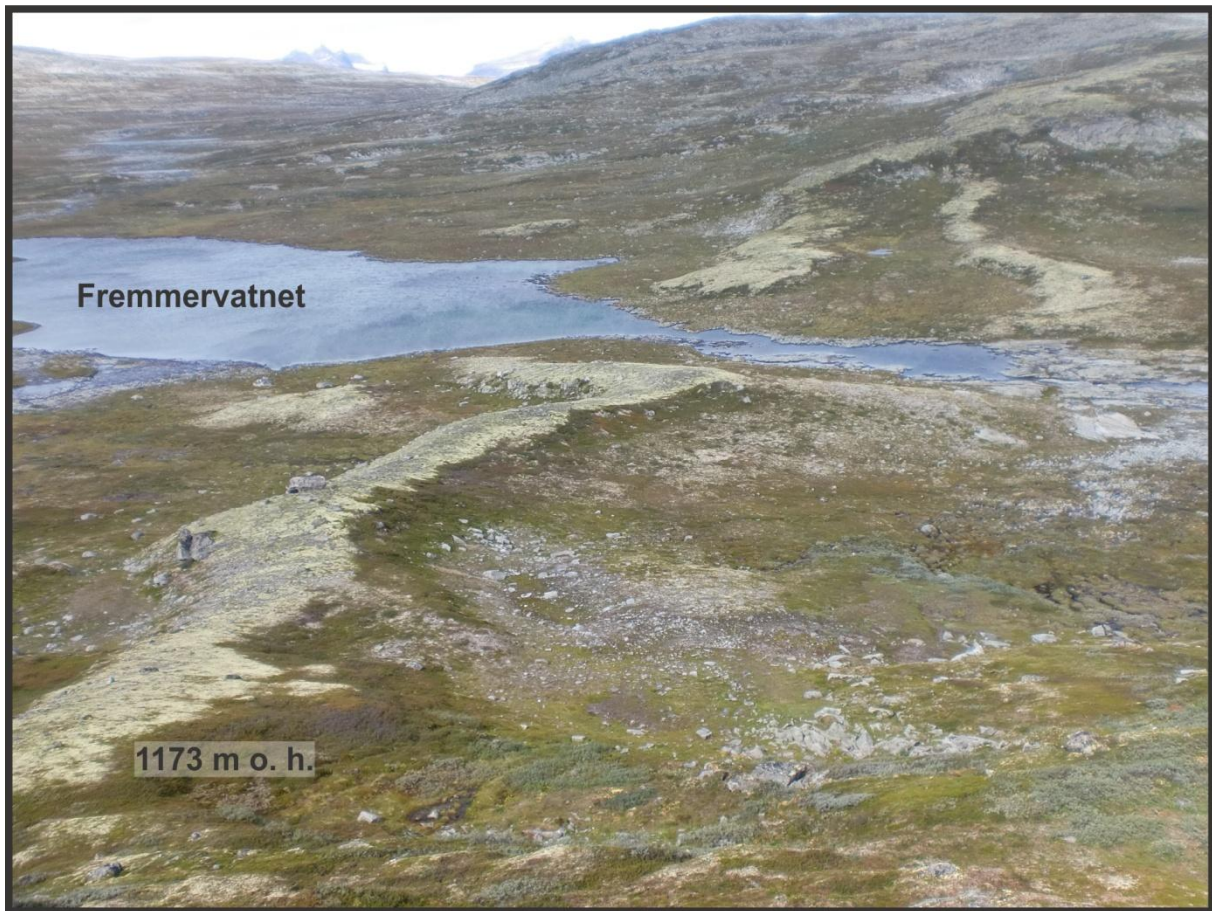
Fremmerdalsmorenane

Fremmerdalen er ein hengjande dal til Grødalen og tilstøytar denne rett vest for Storvatnet. Her oppe ligg Fremmervatnet, og dette vert flankert i aust av to moreneryggar, som har blitt nedskåre av elva (Figur 10).

Den vestlegaste av desse ryggane er også den største og kan følgjast på begge sider av elva. Denne går på tvers over Fremmerdalen og er 5 m høg, 650 m lang og 45 m brei. Nokre titals meter lengre aust ligg den andre ryggen, som berre er halvparten så lang, men elles lik den første. Ved Fremmervatnet er ryggane på sitt lågaste, 1120 m o. h., og dei stig jamt oppover sidene på begge sider av Fremmerdalen til 1173 m o. h.

Om lag 350 m lenger vest for Fremmervatnet ligg det tre til fire mykje større moreneryggar, som er parallelle med dei to overnemnde, men som strekk seg over 2,5 km. Dei vert stegvis høgare dess lenger vest ein kjem; 1167 m o. h. i aust opp til 1240 m o. h. i vest, og den aller vestlegaste avsetjinga har ikkje den karakteristiske ryggforma, men er meir ein skråning opp mot eit platå av lausmassar som ein kan følgje vestover langs Rundvatnet. Alle desse trinna har ei svak konveks krumming mot vest, noko som, saman med generell topografi i området, indikerer at dette kan representere fronten på ei bretunge som har strekt seg inn i Fremmerdalen frå hovudbreen i Grødalen.

Materialet i desse ryggane er heilt likt materialet som dekkar heile Fremmerdalen og platået vestover, og består av medium sand til blokker på 2 m i diameter. Det er subrunda til angulært og elles litologisk homogent; det er, som heile dette området, dominert av skifrig gneis. Berre ei stripe i toppen langs kvar av ryggane er blotta for lyng- og mosevekst, som elles pregar heile denne dalen.



Figur 10: Ved Fremmervatnet ligg det ein morenerigg på tvers av Fremmerdalen. Biletet er teke mot nord.

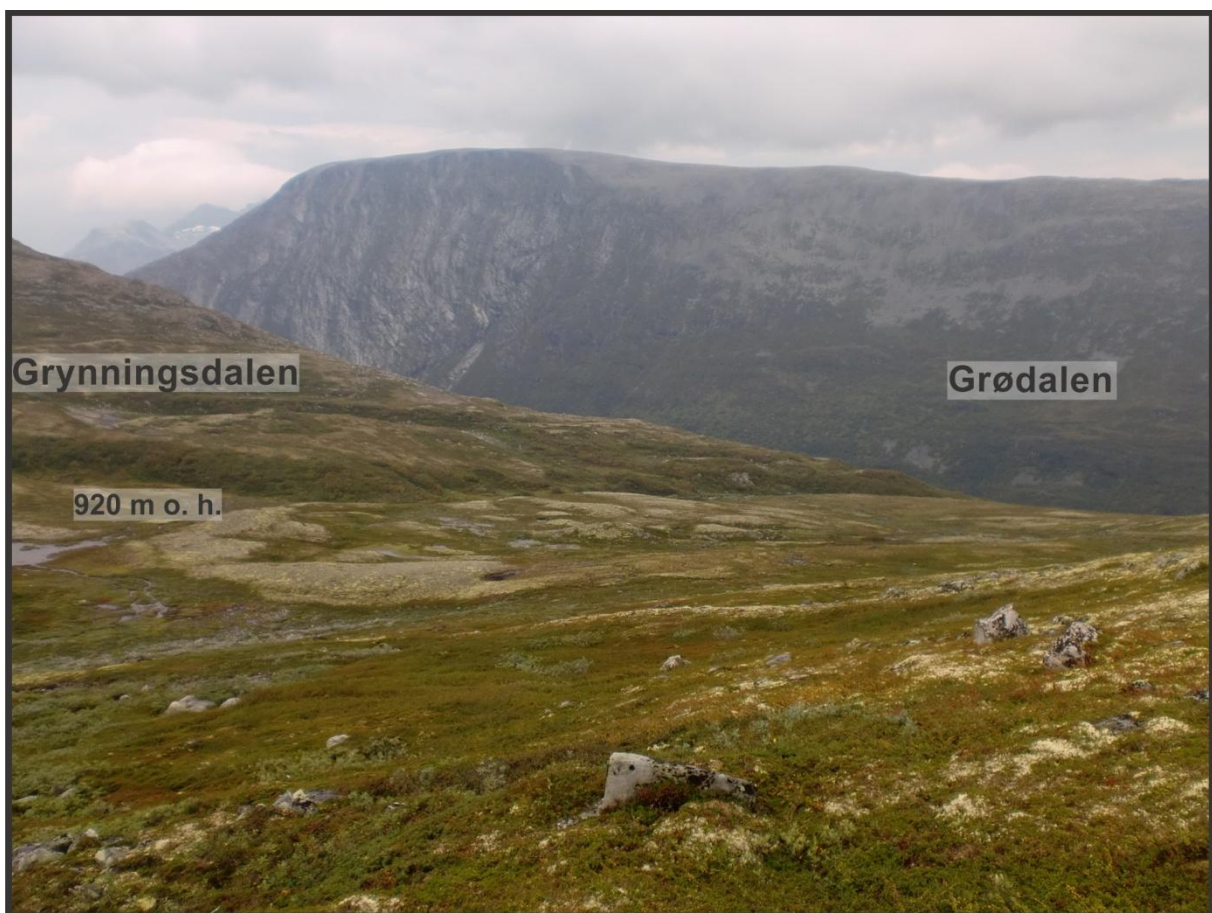
Grynningsdalsmorenane

Om lag ei mil nordvestover i Grødalen, mot Grøa i Sunndalen, ligg Grynningsdalen, ein sidedal til Grødalen i sørvest. Her er ligg det også fleire karakteristiske ryggar av morene, i eit like samansett system som ved Løstøl og Fremmerdalen. Nedste rygg ligg 920 m o. h. (Figur 11), og denne er mykje lågare på sørvestsida enn på nordaustsida, ned mot Grødalen, kor den utgjer ein 20 m høg vegg av lausmassar, noko som gjer at avsetjinga har meir form som eit trappetrinn enn ein rygg. Denne vert etterfølgt av fem til seks avsetjingar, anten i form av ryggar på rundt 10 m i høgd og opptil 500 m i lengd, eller berre som haugar som når eit par meter over bakkenivå. Ryggane krummar med konvekssida sørvestover i dalen.

Ved 1040 m o. h. flatar topografien ut, men elva Grynna har skåre seg fleire meter ned og avslører at heile dalbotnen er dekkja av eit fleire meter tjukt lag av morene. Denne utflatinga vert broten av ein rygg som strekk seg parallelt med Grynningsdalen, på søraustlege dalside. I samansetjing og form er den lik dei øvrige, tverrstilte ryggane, men den er mykje

lenger, rundt 2,5 km. Med jamne mellomrom dukkar det opp nye tverrstilte ryggar, langs denne parallellryggen innover heile dalen. Desse fortset opp til 1060 m o. h., nesten inne ved Litlvatnet, som sjølv er omkransa av ein lausmasserygg, også denne heilt lik dei andre i form og samansetjing, men den krummar motsett veg; konveks nordaustover, og kan moglegvis vere avsett av ein botnbre som har låge ved Litlvatnet. Det er likevel vanskeleg å slå fast om denne er eldre, jamgamal eller yngre (t. d. frå den vesle istida), enn resten av avsetjingane.

Både desse landformene og lausmassane mellom dei består av subrunda til angulært, usortert materiale, frå medium sand til skifrige gneisblokker på opptil 3 m i diameter.



Figur 11: Grynningdalen er ein hengjande dal til Grødalen (i bakgrunnen) og her det mange moreneryggar i ulike retningar. Her kan ein sjå den lågastliggjande og mest definerte av dei, som ligg på tvers av Grynningdalen. Ein ser og det som er tolka som ei lateralmorene innover langs dalen. Biletet er teke mot nord.

På bakgrunn av den konvekse krumminga sørvestover ser desse sedimenta, i likskap med dei i Fremmerdalen, ut til å ha blitt avsett av ei Bretunge som har strekt seg inn frå hovudbreen i Grødalen. Her har isen trekt seg trinnvis attende og avsett ryggane og haugane av morene.

Den nedste ryggen, eller trappetrinnet, på 920 m o. h. er sannsynlegvis det yngste, og denne ligg så proksimalt mot Grødalen at det knapt har vore snakk om ei bretunge tilstades under avsetjinga. Dette kan med andre ord tolkast som ei lateralmorene, ikkje ei endemorene.

Når det gjeld den 2,5 km lange ryggen som går innover Grynningdalen kan denne representere ei lateralmorene, avsett ved bretunga si maksimale utbreiing under dette trinnet, før tilbaketrekkinga og den stegvise avsetjinga av endemorenar langs lateralmorenen.

Gråhø og Skarven

Aust for Gjøra er det observert lateralmorenar langs dalsida. Dei kan følgjast frå nordsida av fjellet Gråhøa (1493 m o. h.), forbi Skarven (1317 m o. h.), langs sørsida av Drivdalen (Figur 12). Dei er meir eller mindre samanhengjande over om lag 10 km vestover, og er blitt kartlagd av Sollid m. fl. (1980b). Langs denne strekka søkk avsetjinga, frå ei høgd på ca. 1300 m o. h. i aust til ca. 900 m o. h. i vest.



Figur 12: Gråhø-Skarven-morenen er ikkje like distinkt som ryggane rundt Grødalen, men likevel mogleg å følgje nesten samanhengjande 10 km langs Drivdalen (til høgre). Biletet er teke mot vest.

3.2.2. Daudislandskap proksimalt for passpunktet i Grødalen

Dalbotnen i Grødalen, frå Åmotan til passpunktet, er dominert av sandryggar og mellomliggjande myrer og tjørn som må representere daudisgroper (Figur 13). Nokre av ryggane buktar seg rundt desse daudisgropene, og endå nokre kryssast eller deler seg, men jamt over er dei orientert i same retning som dalen. Frå flyfoto kan ein også sjå konturar av liknande ryggar som er drukna i Storvatnet. Ryggane varierer sterkt i lengde, og ein finn alt frå enkeltstående, 150 m lange variantar til større system av ryggar som kan tolkast som ei avsetjing, og som ein kan følgje over fleire kilometer.

Ryggane varierer også i høgd, om enn ikkje så tydeleg som når det gjeld lengda. Dei fleste reiser seg mellom 10 og 20 meter over dalbotnen, skjønt ingen overstig passpunkthøgda i dalen på 753 m o. h., og når ein nærmar seg dette punktet går dei saman og flatar ut i tilsvarande høgd.

Desse landformene er bygd opp av godt sortert sand av medium kornstorleik. Enkelte stader kan ein spore rifler som fell mot vest, men jamt over har sanden ein homogen tekstur, og er tydelegvis avsett i eit relativt stabilt energimiljø. Samtlege av ryggane er overlagd av ei 70-120 cm tjukk skorpe av diamikton. Med kornstorleik frå leir opptil halvmetre store blokker, angulære klastar og med ein heterogen mineralogi står dette sedimentet i sterk kontrast til den underliggjande sanden.

Daudisgropene som ligg innimellom ryggane varierer også i storleik og natur. Dei minste av dei er attgrodde, og førekjem i dag som myrer, som Koksvikmyra, medan dei største, som Koksvikvatnet og Fiskbuvatnet er, som namnet indikerer, opne vatn.

Desse ryggane er tolka til å vere eskerar, avsett av subglasial drenering i vestleg retning, mot passpunktet. Den skarpe kontrasten mellom sanden og diamiktonet over vitnar om deira subglasiale genese før daudisen har smelta ned og drapert eit teppe av ablasjonsmateriale over dei.

Eit av dei ryggsystema som kan følgjast over fleire kilometer strekk seg frå Bruhaugan og nesten heilt fram til Storvatnet. Frå flyfoto ser desse eskerane slankare, meir kontinuerlege og yngre ut enn dei andre, og desse vert vidare i dette arbeidet omtala som Eskersystem 2. Ei liknande rekkje av ryggar har sitt utspring ved Hafsåshjellen, men denne ser meir omarbeida og mindre definert ut. Desse er kalla Eskersystem 1. Eskersystem 1 og Eskersystem 2 kryssar kvarandre om lag 600 m søraust for Storvatnet før begge terminerer i kvar sin retning.

Ved passpunktet opphører brått daudislandskapet, og i den vestlege halvdelen av Grødalen er det moderne, fluviale sediment som dominerer dalbotnen.



Figur 13: Fram mot passpunktet i Grødalen ser ein skogkledd eskerar som stikk opp frå myrane rundt. Biletet er teke mot nordvest, frå Bruhaugan i Grødalen.

3.2.3. Sandryggar på tvers av Grødalen

Nokre av ryggane i Grødalen skil seg tydeleg ut frå resten, ved at dei er orientert normalt på dalretninga og klatrar oppetter dalsidene. Den største av desse er Bruhaugan (Figur 14), ca. 2,5 km nordvest for Åmotan, på nordsida av Hælfjellet. Dette er eigentleg eit komplekst system av fleire ryggar, kor av minst ein strekk seg nedover dalsida og støyter til minst to ryggar som kjem inn parallelt med dalen frå søraust. Eskersystem 1 (sjå førre kapittel) tilstøyter denne avsetjinga i nordvest. Den tverrstilte ryggen har sitt utspring oppe i dalsida, ved 760 m o. h., kor ein også finn den distale termineringa til ein lateralterrasse (sjå kapittel 3.2.5.). Det same fenomenet kan ein observere 1 km lenger nordvest i dalen, men på motsatt

dalside, ved Lykkjeslættet. Også her byrjar ryggen i ein terrasse ved ca. 760 m o. h. og stuper bratt ned dalsida, før den svingar mot søraust, i retning Åmotan

To liknande ryggar finn ein og i nabadalen Grøvdalen, ved garden Skålvollen, eit par kilometer sørvest for passet ned til Grødalen (Figur 1). Desse strekk seg nedover dalsida, frå 810 m o. h. som er passpunkthøgda mellom dei to dalane.

I ei vegskjering som går igjennom denne avsetjinga er sedimenta eksponert. Dette snittet viser at ryggane har lik tekstur med eskerane i dalen; dei består av godt sortert, medium sand, med eit metertjukt lag av ablasjonsmorene oppå. Morfologien, og spesielt orienteringa til ryggane er derimot meir i likskap med morenar. Sollid m. fl. (1980b) og Follestad (1995) har i sine lausmassekart tolka den største av desse, Bruhaugan i Grødalen, som ein endemorene. På same vis som dei andre tverrgåande ryggane kan ikkje denne følgjast over i motsatt dalside. Dersom dette var ei randavsetjing ville ein forvente å finne spor etter den ved begge dalsidene. Ei naturleg tolking er kanskje at dette er ein slukås. I tilfelle er denne avsetjinga avgjerande for deglasiasjonskronologien og dreneringshistoria i Grødalen. Dette vil bli tatt vidare opp i diskusjonen (kapittel 4).

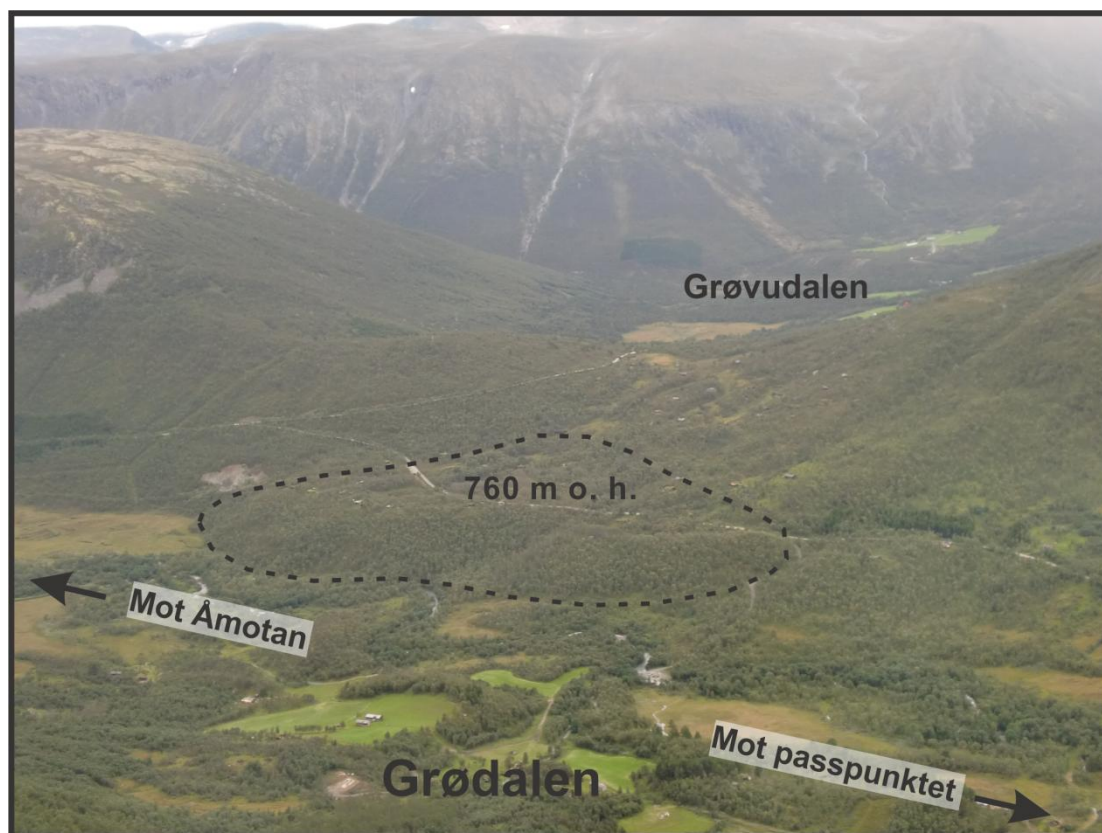


Figur 14: Bruhaugan sett frå sør. Dette er eit komplekst system av både tverrgåande og parallelle ryggar.

3.2.4. Vifteavsetjing ved Hafsåshjellen

Skjeringa mellom Grødalen og den tilstøytande dalen frå sør, Grøvudalen, heiter Hafsåshjellen. Nedanfor denne, på Grødalen-sida, er det ei avsetjing som skil seg ut i frå landskapet elles (Figur 15). Dette er ei stor vifteform som ser ut til å ha sitt utspring frå Grøvudalen. På det breiaste strekk den seg opp mot 300 m ut i Grødalen, og er rundt 500 m lang. I overflata, som er horisontal og tilnærma plan på rundt 758 m o. h., er det merkbart mindre blokker enn på eskerryggane rundt, men dette kan skuldast antropogen påverknad. Elles består dei øvste 70-100 cm av avsetjinga av same type diamikton som overflata på desse eskerane. Det er vanskeleg å fastslå om dette representerer det gjennomtrengande sedimentet i avsetjinga eller berre ei ablasjonsoverflate, som ved eskerane.

Denne avsetjinga kan vere ein vanleg esker, som ligg inntil dalsida. På ei anna side er overflata på høgde med terrassenivåa i Grødalen (kap. 3.2.5.), så dette kan også vere ein usedvanleg brei lateralterrasse. Likevel tilseier viftemorfologien at dette er massar som har strøymd inn over passpunktet frå Grøvudalen (810 m o. h.), og bygd seg opp til Grødalen si passpunkthøgde. Avsetjinga ved Hafsåshjellen vert diskutert ytterlegare i kapittel 4.



Figur 15: Avsetjinga nedanfor Hafsåshjellen har ei tydeleg vifteform som indikerer at den er danna av materiale som har kome frå Grøvudalen (i bakgrunnen). Biletet er teke mot sør.

3.2.5. Terrassar i Grødalen og nærliggjande dalstrok

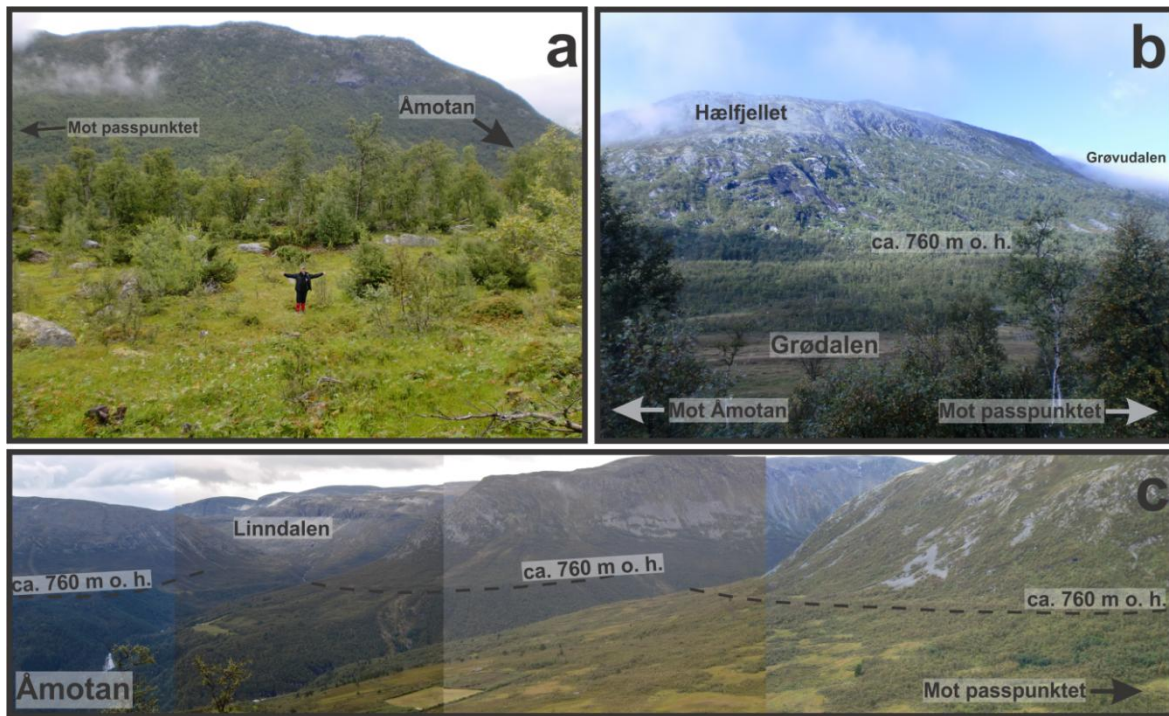
Eit av dei meir karakteristiske trekka ved Grødalen er fleire, tydelege terrassar langs dalsidene. Den lengste startar på austsida av Hælfjellet, ned mot Åmotan, og strekk 2 km innover Grødalen (Figur 16). Den er 30-40 m på det breiaste, nesten heilt plan og elevvert i overkant av 760 m o. h. Denne terrassen endar ved Bruhaugan, der den allereie omtala tverrgåande sandryggen startar (kap. 3.2.3.). Ein tilsvarende terrasse startar på andre sida av dalen, like søraust for den andre nemnde tverryggen. Den fortset ein kilometer innover dalen, og vert aldri så brei som førstnemnde, men er like plan. Også når ein passerer Storvatnet vestover kan ein observere slike terrassar på begge sider av dalen. Terrassane avtek i høgdd, frå ca. 765 m o. h. ved Hælfjellet til dei smeltar saman i ei flate, 753 m o. h., ved passpunktet.

Terrassane er utelukkande utvikla i lausmassar. Overflata består av diamikton, som er så grovt at det ikkje let seg gjennomgrave for analyse djupare enn 60-70 cm. Rundingsgraden er varierende og ein kan ikkje spore noko repeterande orientering på klastane. Kornstorleiken strekk seg frå finmateriale til blokker av augegneis på 3-4 m i diameter. Nokre av desse blokkene er inkorporert i sedimentet under, medan andre ligg fritt oppå. Dette sedimentet er tolka til å vere morene. Elles er terrassen dekt av opptil 3 m store skredblokker, som med sin angulære form og skifersamansetjing lett let seg skilje frå moreneblokkene.

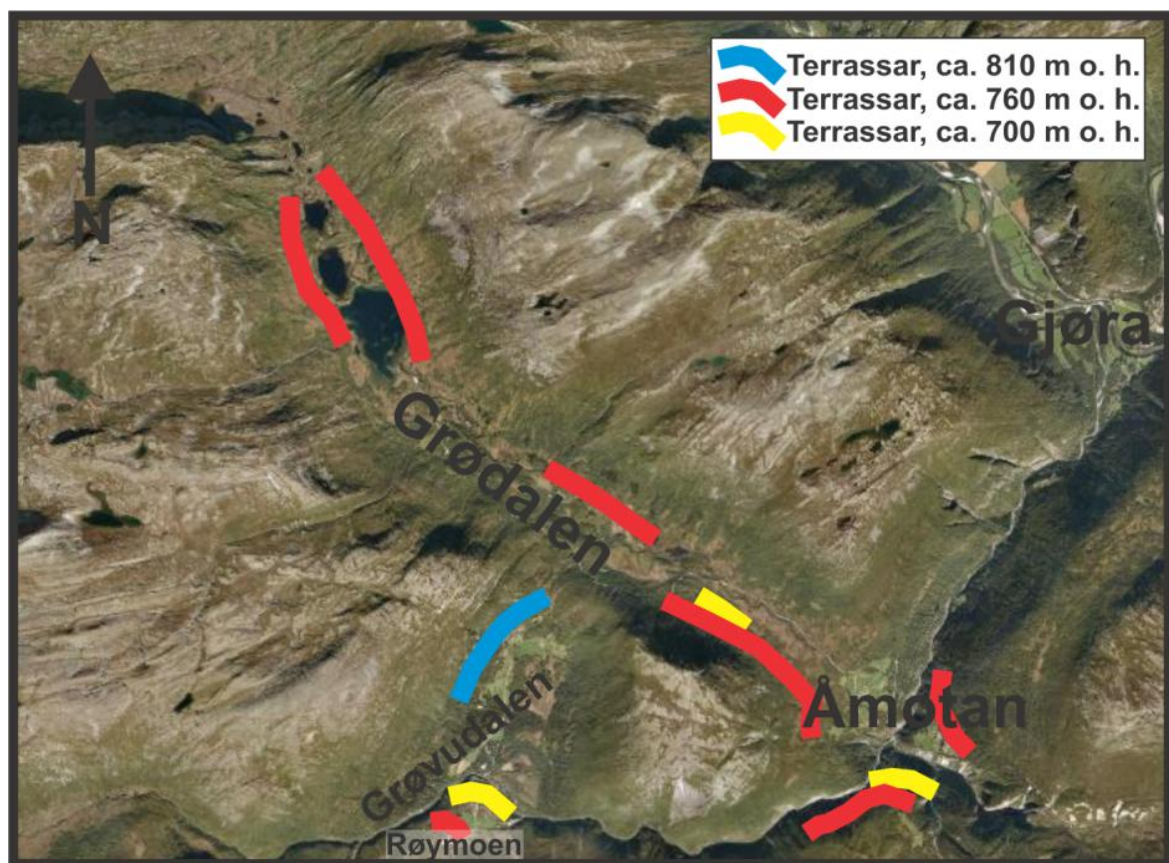
I overkant av dei laterale terrassane er det somme stader reinspylt fjell, innimellom den elles overdekkjande botnmorenen. Dette er særleg utprega på austsida av Hælfjellet, der den største av terrassane startar. Underkanten, eller framsida av terrassane ser ut til å bestå av same materiale som toppen; diamikton som ikkje let seg gjennomgrave djupare enn 60-70 cm.

Også i dei andre tilstøytande dalane til Åmotan kan ein spore desse terrassane rundt 760 m o. h. Ved Middagshjellen, Nerhjellen og Lundli er dei av same natur som i Grødalen, medan ved Røymoen, som ligg i Grøvudalen, er 760-nivået ikkje presentert ved ein lateralterrasse, men ved eit flatt, glasifluvialt delta, truleg avsett frå dalføret i sør.

I desse stroka finn ein også terrassar på andre nivå (Figur 17), som er grundig skildra av Nordhagen (1929). Rundt Åmotan er det fleire nivå lågare enn 760 m o. h., og spesielt ved Røymoen i Grøvudalen er det ei tydeleg flate rundt 700 m o. h. Denne høgdesamsvarer med ein av ryggane som inngår i Bruhaugan-systemet (kapittel 3.2.3.), og som er tolka som ein esker på det kvartærgeologiske kartet. I Grøvudalen kan ein finne ein tydeleg terrasse på 810 m o. h.; same høgda som passpunktet mellom denne dalen og Grødalen. Grøvudalen er lik Grødalen på mange måtar, blant anna på grunn sine daudisavsetjingar i dalbotnen og dei to ryggane ved Skålvollen (kap. 3.2.3.), som strekk seg frå terrassenivået og nedover dalsida.



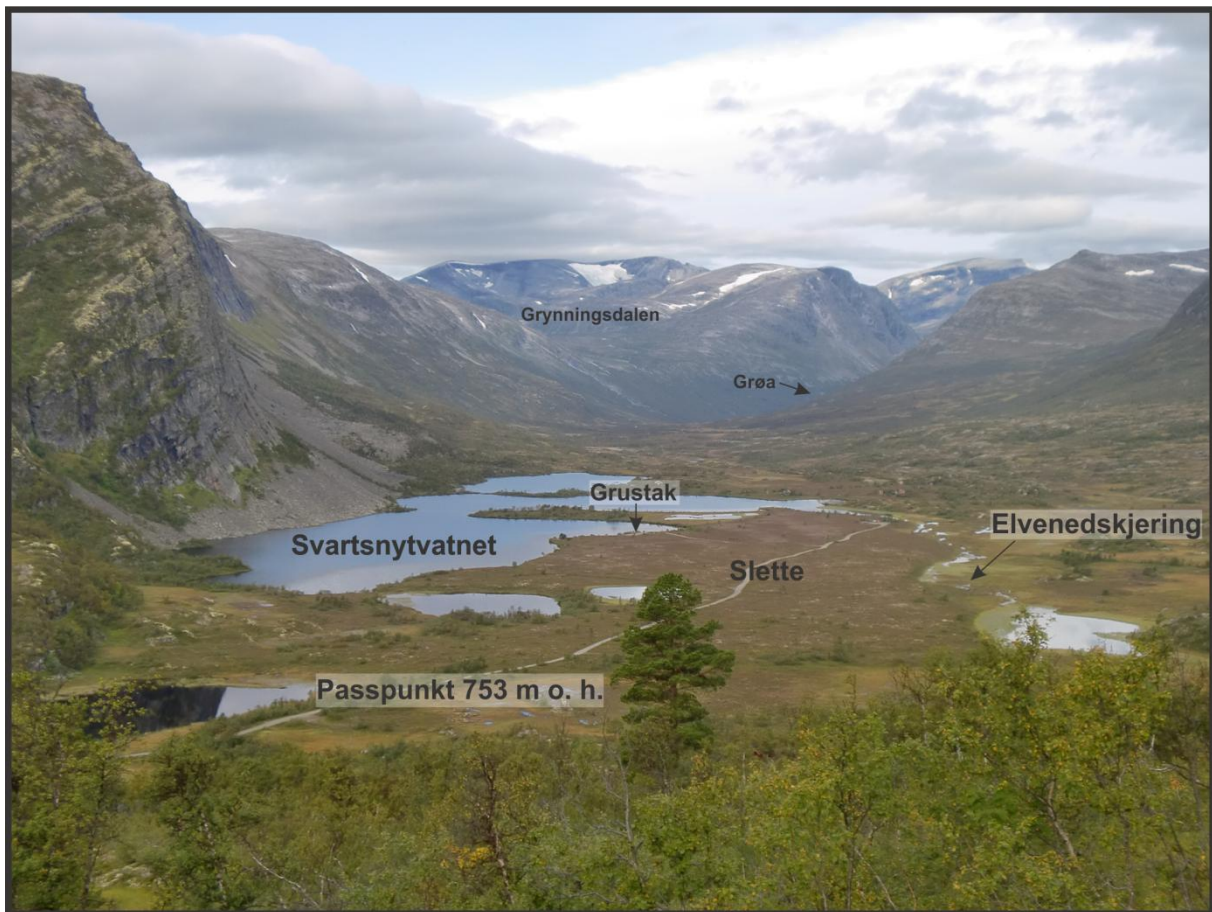
Figur 16: 760 m høge terrassar kring Grødalen og Åmotan. a) Bilete teke frå dalsida over terrassen mot nordaust. Her er terrassen på sitt breiaste, om lag 40 m. b) Den same terrassen sett frå motsatt dalside. c) Panorama frå Grødalen mot søraust. Dei same terrassehøgden (stipla linje) kan følgjast inn i dalane kring Åmotan, blant anna Linndalen (til venstre).



Figur 17: Oversikt over terrassar i ulike nivå rundt Grødalen og Åmotan.

3.2.6. Slette ved Svartsnytvatnet

Umiddelbart vest for passpunktet i Grødalen, ved Svartsnytvatnet, er det ei flat, ca. 1 km lang og 400 m brei slette (Figur 18). Den er dekt av lynghumus og elles fri for blokker i overflata. Svartsnytvatnet og fleire mindre tjørn utgjer tydelege brot i den flate topografien. Langs den nordlege kanten av sletta er det også ei 1-2 m djup elvedeskjering, truleg erodert av smeltevann som har rent over passpunktet.



Figur 18: Bilete teke mot vest. Passpunktet i Grødalen ligg omtrent i midten nede på biletet. Rett vest for dette ligg Svartsnytvatnet og ei flat, ca. 400 m brei og 1 km lang slette. Fleire mindre vatn bryt den elles uniforme overflata. Til høgre ser ein også ei forholdsvis djup elvedeskjering i denne sletta.

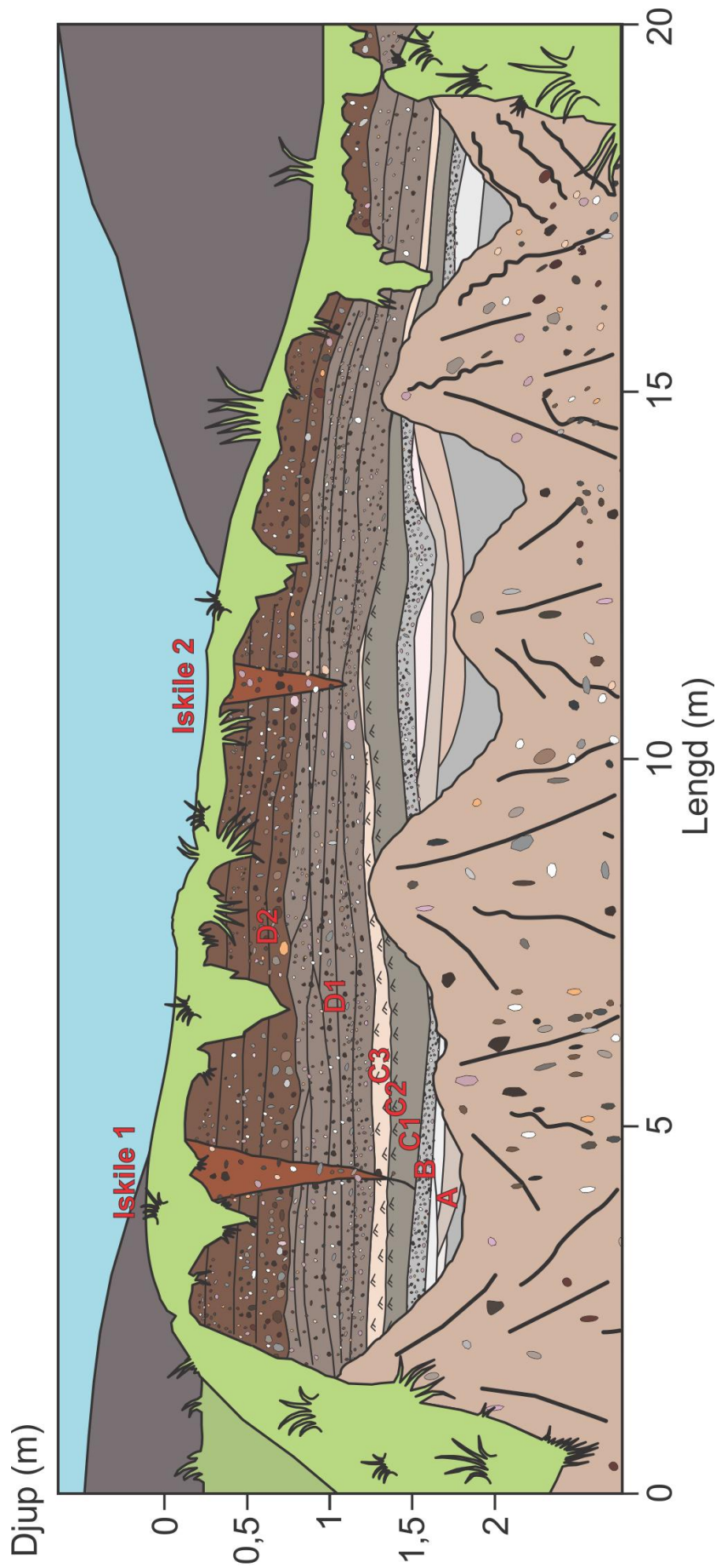
Eit lite grustak i denne sletta, ved nordsida av Svartsnytvatnet, blottlegg sedimentstratigrafien (Figur 19). Det er om lag 2 m høgt og 20 m langt. Til tross for at Svartsnytvatnet berre ligg få meter frå snittet ser ikkje laga ut til å gradere ut mot dette sjønivået. Lagfølga er delt inn i fire stratigrafiske einingar. Den nedste seksjonen er kalla seksjon A og består av fleire delseksjonar sand og silt. Nokre er strukturlause, andre er tydeleg rifla. Dette er erosive

kanalar som ofte kilar ut og ikkje let seg følgje gjennom heile snittet. Likevel ser den nedste synlege delen av seksjon A ut til å bestå av minst 30 cm med strukturlaus, godt sortert silt.

Seksjon A har også ein erosiv kontakt mot den overliggjande seksjon B. Her er det større trau, opptil 30 cm djupe, som er fylt med usortert grus og grov sand. Dei største klastane her har ein diameter på 5 cm, og desse er subangulære til godt runda. Litologien til grusen er forholdsvis variert, og ein kan ikkje spore lagdeling eller repeterande klastorientering i den. Seksjon B kan følgjast gjennom heile snittet, og varierer i tjuknad frå 5 til 45 cm. Toppen av denne seksjonen ligg om lag 130-150 cm under overflata av sletta.

Seksjon C er mykje meir finkorna enn både dei underliggjande og dei overliggjande laga, og representerer tydeleg eit regime med rolegare energi. Nokre stader er seksjon C inndelt i delseksjonane C1, C2 og C3. C1 er den djupaste og består av grå, massiv, fin sand. Dette laget vert omtrent 10 cm på det tjukkaste, medan det nokre stader er heilt fråverande. C2 består av same type sediment, men her kan ein sjå 15-20 cm store kryssjikt mellom den fine sanden og tynne lag av mørkare silt. C3 ligg inkonformativt over dette, og skil seg først og fremst ut ved å ha ein meir brunleg farge. Dette laget er 10-25 cm tjukt og her kan ein sjå tydelege straumrifler og traunedskjeringar, som vitnar om skiftande, men likevel jamt over nordvestretta straum. Kornstorleiken er noko større her; fin til medium sand, men sedimentet er framleis godt sortert. Seksjon C kan gjenkjennast gjennom heile skjeringa.

Ein krass kontakt, truleg ei erosjonsflate, innleiar øvste seksjon, seksjon D. Denne kan delast inn i to delseksjonar, D1 og D2. Begge desse er mykje meir grovkorna enn underliggjande lag, og gjenspeglar eit miljø med høgare energi. D1 er 60-70 cm tjukt og består av sandig, grov grus. Det førekjem også opptil 10 cm tjukke linser av medium til grov sand. Klastane er subangulære til godt runda med varierende sfærisitet. Ein kan sjå ei viss intern inndeling i lag på rundt 10-20 cm i tjuknad, og enkelte kryssjikt førekjem. Grusen har ein heterogen litologi. Om lag 70 cm under overflata grensar delseksjonen D1 mot D2. Denne har ein liknande tekstur og litologi, men sedimentet her er mindre sortert, samstundes som lagdelinga vert meir utydeleg. I likskap med D1 er det også her eit fråver av finmateriale, og dei største klastane har ein diameter på ca. 7 cm. Det er også mogleg å spore ei oppfining i denne seksjonen. Den øvste halvmetern av snittet er prega av oksidasjon grunna humusen i toppen.



Figur 19: Snitt i sandursletta vest for passpunktet. Lagrekkejene er prega av erosive kontaktar og ukilingar. Dei nedste delane er dekkta av utrasingsmateriale. Likevel kan ein følgje fem hovudseksjonar gjennom heile snittet. A: Stadvis rifla lag av sand og silt, fråskild av erosive kontaktar. B: Massiv, usortert grus, erodert ned i underliggjande strata. C: Siltlag som vidare kan delast inn i tre delseksjonar med varierende struktur. D: Lagdelt, grov og usortert grus. I delseksjon D2 er det ei viss oppfining. Ein ser også to iskilar i snittet. Desse er ca. 170 og 130 cm djupe.

Dei erosive kontaktane, traua, riflene og variasjonen i kornstorleik og sortering viser at desse sedimenta er avsett i eit straumdominert system med fluktuerande kanalar og skiftande energistyrke. Rundingsgraden er forholdsvis høg og sedimenta er nesten ikkje leirhaldige. Teksturen tilseier med andre ord at desse sedimenta har eit glasifluvialt opphav. I tillegg viser den uniforme overflata på sletta, og fråveret av ablasjonsmateriale at denne avsetjinga er danna subaerilt. Det vert derfor her slutta at sletta vest for passpunktet i Grødalen må vere ein sandur. Svartsnytvatnet, og dei mindre tjørna rundt, er truleg daudisgroper.

Frå flyfoto kan ein sjå polygonmark i overflata av denne sletta, og ved nærare undersøkingar i snittet ser ein tydeleg to iskilare der polygonane vert avskorne av grustaket. Den største av desse er om lag 170 cm djup (Figur 20), medan den minste er ca. 40 cm grunnare. Dette tyder på at det har vore ein periode med permafrost etter at sanduren var avsett (Black, 1976).

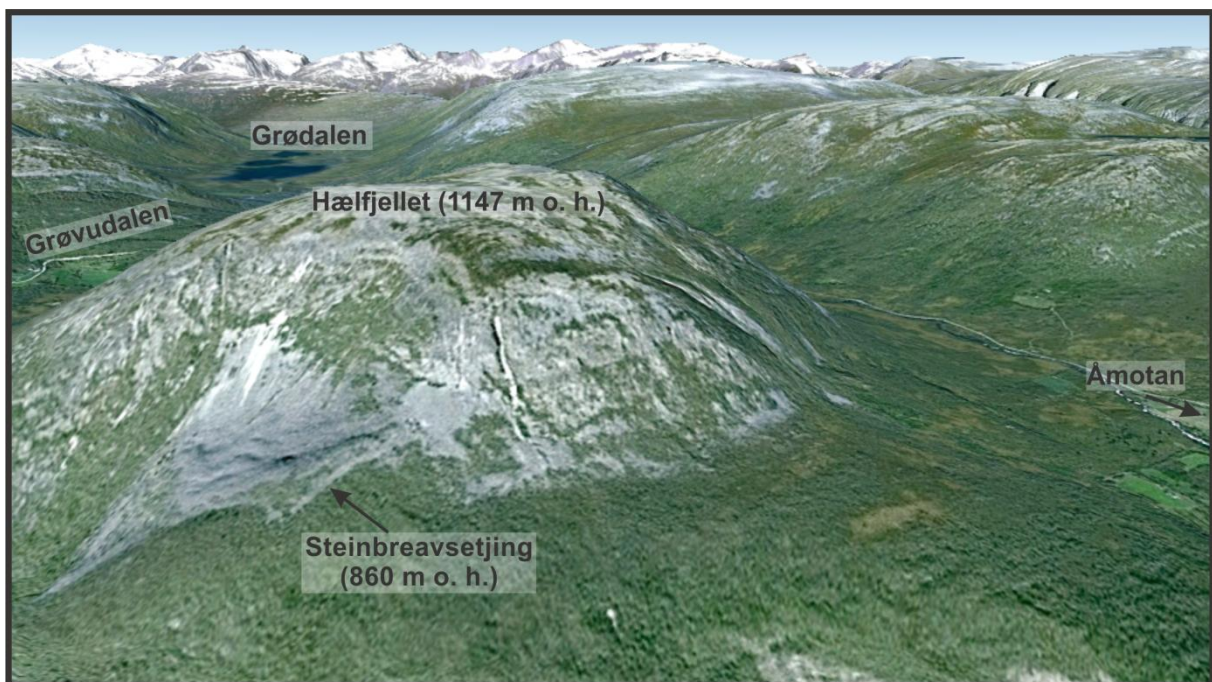


Figur 20: Iskilane i sanduren utgjer eit tydeleg brot i sedimentstratigrafien, og indikerer ein periode med permafrost etter at sanduren var avsett.

3.2.7. Morene sør for Hælfjellet

Sør for Hælfjellet (1197 m o. h.), ligg det ei svært distinkt landform i den taluskledde fjellsida, 860 m o. h. (Figur 21). Dette er ein rygg som består av det same skredmaterialet som området rundt, det vil seie angulære og openbart svært korttransporterte blokker med diameter frå ca. 20 til 200 cm. Både blokkene i skredura og fjellet ovanfor består av skifrig gneis. Denne forma skil seg likevel merkbart ut i landskapet fordi den krummar konvekst ned mot dalen, over ei lengd på om lag 500 m, og den ruvar ca. 10-20 m over grunnen.

Denne forma liknar ei avsetjing etter nisjebre. Dette er mindre brear som oppstår i utflatingar (nisjer) i skråningar som elles er for bratte for isakkumulasjon (Benn og Evans, 1998). Morfologien i sjølve avsetjinga og dalsida gjer likevel at dette er tolka til å vere morene frå ein steinbre.. Fjellsida er bratt, med ein fallgradient på 25-30°, og denne lobeforma er typisk for steindekka is og frosne sediment som sakte har sege nedover skråninga (Benn og Evans, 1998). Innanfor ryggen ligg det ei 180-190 m brei skredvifte, også denne i same materiale som resten av denne lia. Steinbreen er ein indikator på at det på eit tidspunkt har vore permafrost her (Humlum, 1998)



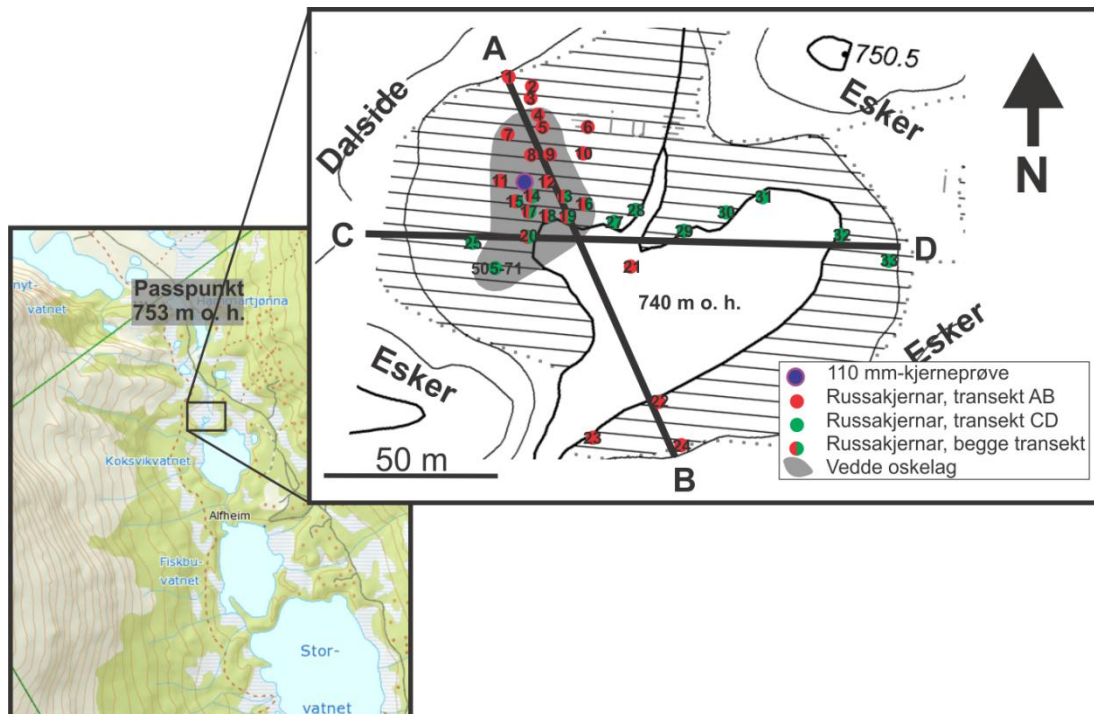
Figur 21: Avsetjing etter ein steinbre ved Hælfjellet indikerer at det har vore eit periglasialt miljø her etter at breoverflata smelta ned under 860 m o. h. Illustrasjon mot nordvest. <http://www.google.com/earth>.

3.3. KOKSVIKMYRA

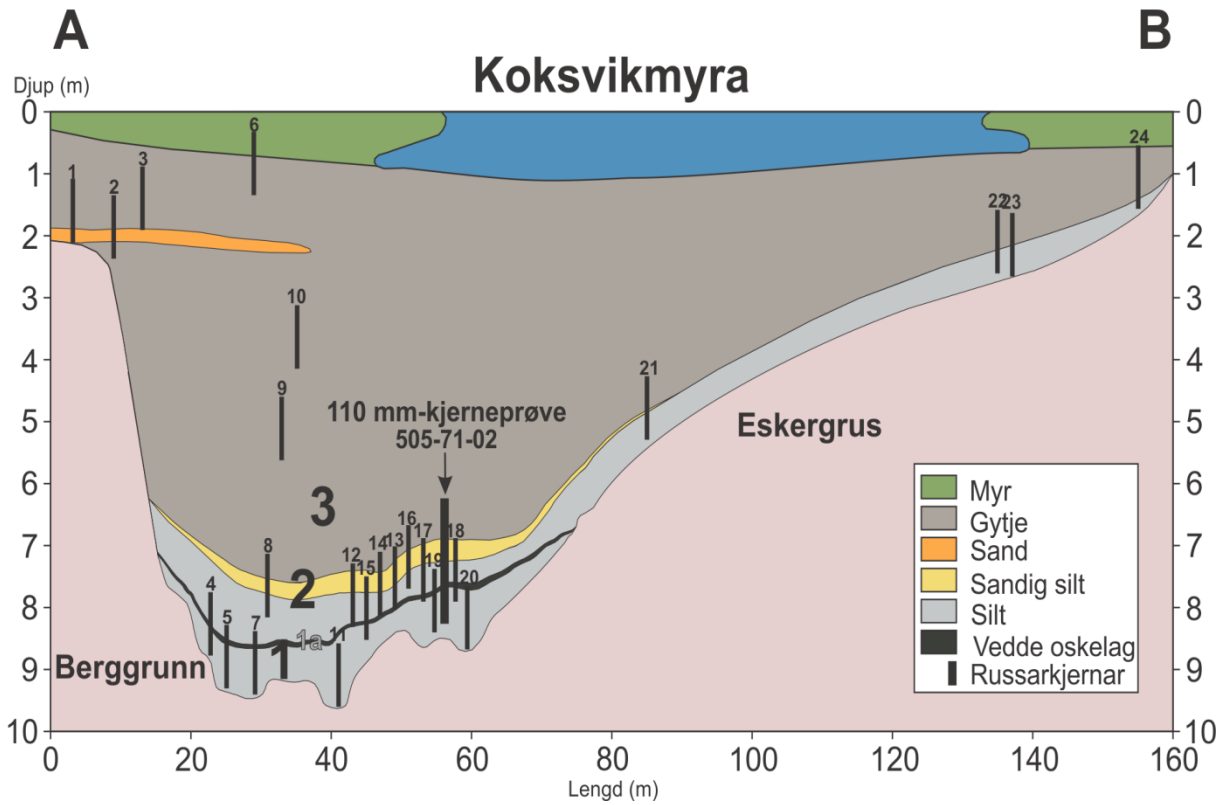
3.3.1. Skildring av sedimentstratigrafien

Midten av Koksвикmyra er ikkje attgrodd, så her er det eit lite tjørn, som naturleg nok har avgrensa boreundersøkingane noko. Sonderboringane med russarbor viser at myra er om lag 10 m på det djupaste. I nokre parti av myra er det grov sand og grus i botnen som hindrar russarboret i å nå heilt i den faste berggrunnen. Undergrrensa av den organiske gyttjesekvensen i Koksвикmyra er nokså ujamn, og det kan sjå ut som om deler av lagfølgja er forkasta. Djupa til laggrensene varierer også mykje innan korte avstandar. Det er mykje som tyder på at bassenget er ei daudisgrop, og at det kan ha funne stad ei viss innsøkking etter at deler av den lakustrine lagfølgja er avsett.

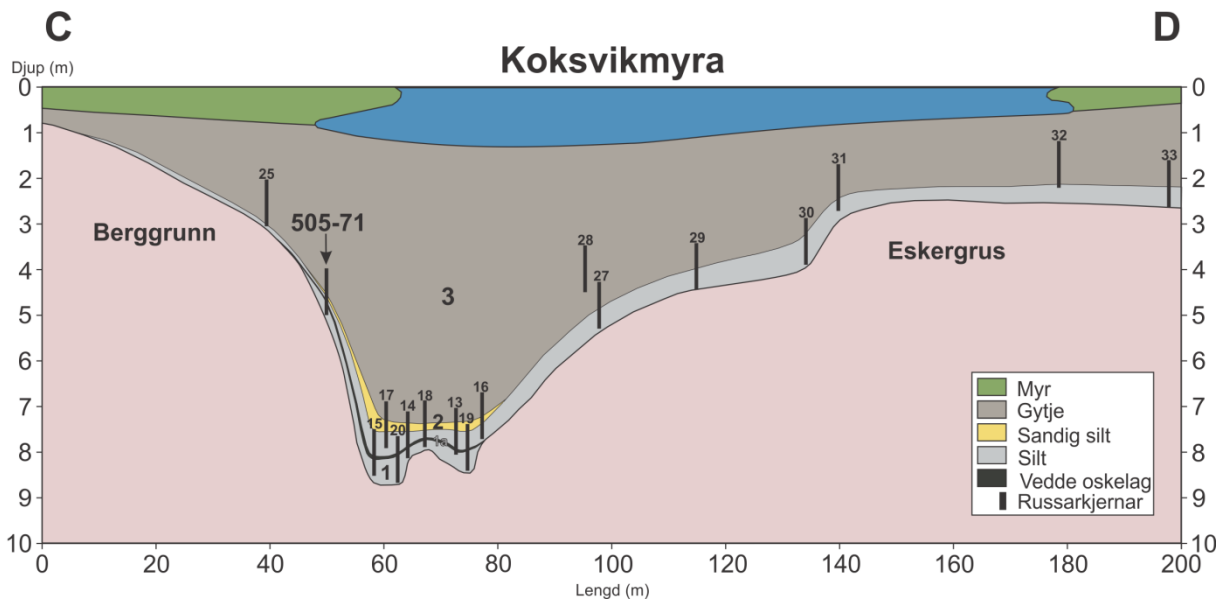
Av dei tre kjernane som vart tekne med stempelprøvetakaren var det ei som utmerkte seg til vidare gransking; kjerne 505-71-02, heretter kalla hovudkjernen. Også ei russarkjerne, 505-157, vart granska nærare. På bakgrunn av denne samt sonderboringane (nummerert 1-33) vart det teikna to profil av myra, eit frå nordvest til søraust, og eit frå vest til aust (Figur 22-24). Tre avsetjingseiningar vart registrert i myra, kalla eining 1, 2 og 3.



Figur 22: Sonderinga av Koksвикmyra med russarbor vart gjort langs to transekt, AB og CD. Hovudkjernen er merka med eige symbol. Vedde oskelag vart påvist ved nordvestre ende av vatnet. Grått felt markerer dette. Basert på kartutsnitt frå Statens kartverk.



Figur 23: Tverrprofil av Koksvikmyra med borelokaliteter for russarbor og stempelprøvetakar. Inn mot dalsida stoppa dei djupaste boringane i berggrunn, elles dominerer eskersand og -grus. Eining 1 består av svakt laminert silt, eining 2 er ein grovare sekvens, og eining 3 består av gytje. Vedde oskelag ligg om lag midt i eining 1, og er kalla 1a. Sandlaget oppe til høgre er truleg ei yngre elveavsetjing.



Figur 24: Tverrprofil av Koksvikmyra frå C til D. Russarkjerne 505-157, som vart radiokarbondatert, er avmerka.

Dei tre einingane er skildra nedanfor. Den viktigaste kjelda til denne informasjonen er russarkjerne 505-157 og hovudkjernen (Figur 25 og Figur 26). Dei vedlagde eksempelbileta er frå ulike russarkjerner.

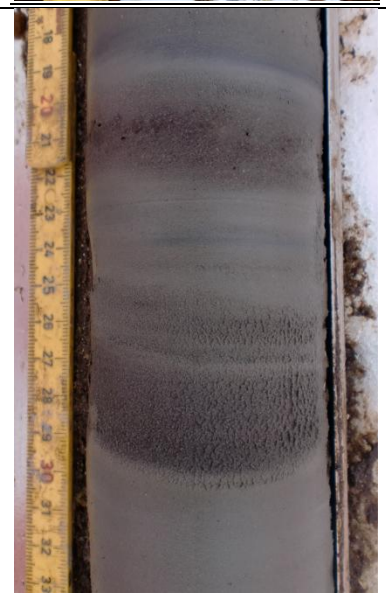
Eining 1:

Den underste eininga, eining 1, er på det meste ca. 2 m tjukk og kan nesten følgjast gjennom heile myra (Figur 23-24). Denne består av laminert, leirhaldig silt, skjønt lamineringa er svak, og somme stader nesten fråverande. Det førekjem jamleg meir leirhaldige lag i den elles sølvgrå silten. Ved 805 cm i hovudkjernen er det ein svak vinkeldiskordans i lagrekkja. Enkelte sandkorn opptil 3 mm i diameter førekjem også. Sedimenta er nokså minerogene, men inneheld likevel ein god del planterestar. Glødetapsanalysen viser at det organiske karboninnhaldet aukar jamt frå botn og oppover i denne eininga.



Eining 1a:

Eit veldefinert, 1-6 cm tjukt, brunsvart sandlag, utvilsamt Vedde oskelag, ligg i øvre del av eining 1. Det vart funne midt i myra, innanfor eit avgrensa område med tverrmål på om lag 40 m. Oskelaget er her kalla deleining 1a, og i hovudkjernen ligg det på 745 centimeters djup, 80 cm over botn av myra (Figur 22-24). Eit nærmast identisk, berre noko tynnare lag, 2 cm høgare oppe, vitnar om at det har føregått ei resedimentering. Gransking av glasfragmenta i mikroskop stadfestar at dette er Veddeoska.



Eining 2:

Ved 730 cm djup i hovudkjernen startar ein 10 cm lang oppgrovingssekvens som innleiar eining 2. Denne er både meir lateralt avgrensa (ein finn den berre i den djupaste delen av myra) og vanskelegare å definere enn eining 1. Silten vert her gradvis meir sandig, og kornstorleiken på sanden vert større; opp mot grov sand. Men framleis inneheld sedimentet ein del leire og er svakt laminert. Det er vanskeleg å skilje eining 2 frå eining 1 utan å granske kornstorleiken. I den nedre delen av eininga er det ein høg konsentrasjon av plantemateriale, men dette minkar noko etter kvart som sedimentet vert grovare oppover. Dette ser ein og på glødetapsanalysen (Figur 27). I hovudkjernen er eining 2 40 cm tjukk og har si øvre grense 680 cm under overflata. Ved 695 cm er det ein vinkeldiskordans kor eit lag av medium sand ligg over fin sand.

I nokre av russarkjernane finn ein også godt sorterte lag av massiv, medium til grov sand innanfor denne eininga. Desse laga varierer i tjuknad mellom 1 og 20 cm, og i nokre kjernar finn ein også fleire etter kvarandre.

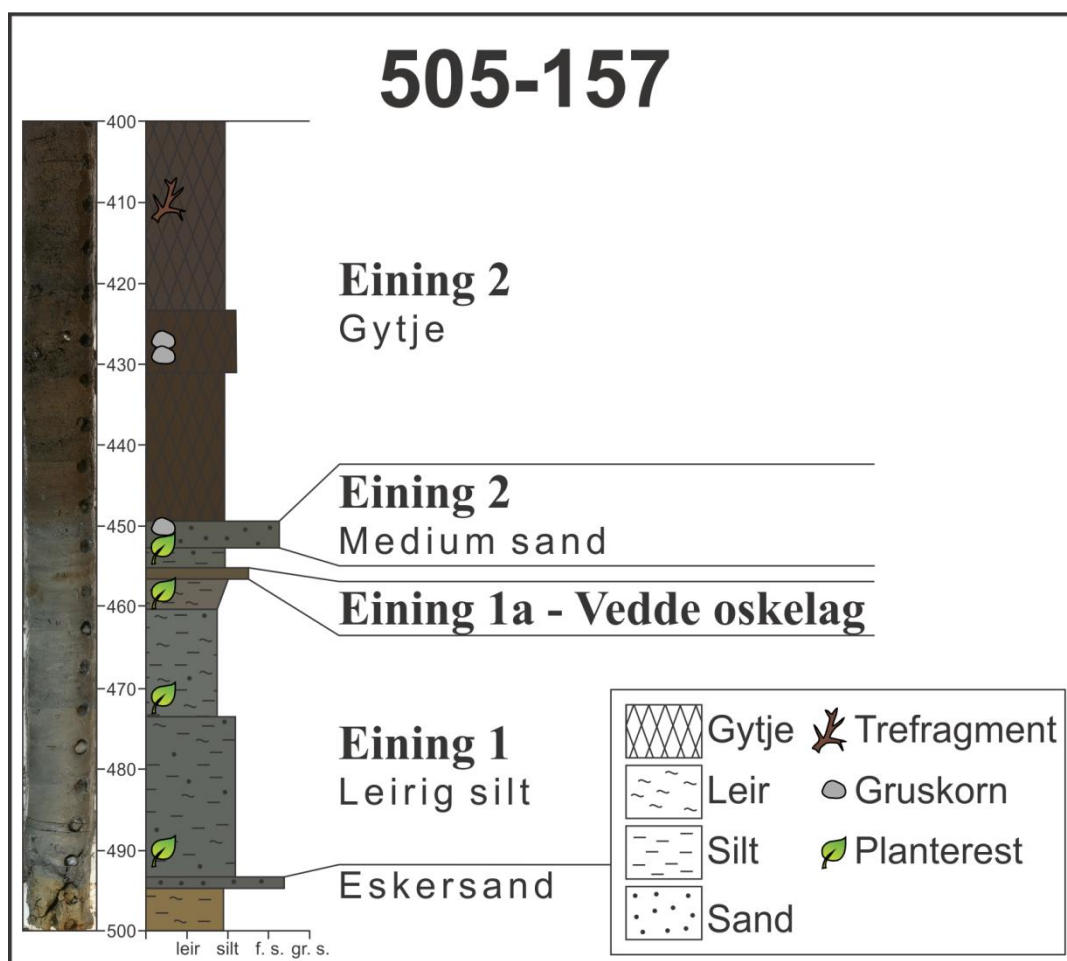
Eining 3:

Horisonten mot gytja i toppen er relativt markant. Likevel ser ein ei gradering der gytja er fastare, lysare, og meir silthaldig i dei nedste centimeterane av eining 3 i hovudkjernen. Også i russarkjernane ser ein denne tendensen. Her kan ein også spore ei svak laminering. Etter kvart som den grovast oppover ser ein også fleire lag med heilt svart, organisk materiale og restar etter tre. Enkelte lag er også sandhaldige. I eit parti av myra er det eit tydeleg sandlag, om lag to meter under overflata. Dette er tolka som ei yngre elveinnskylling frå nordvestre dalside (Figur 23). Eining 1 er 7-8 m tjukk. Det er ingen klår kontakt mot myravsetjinga i overflata.

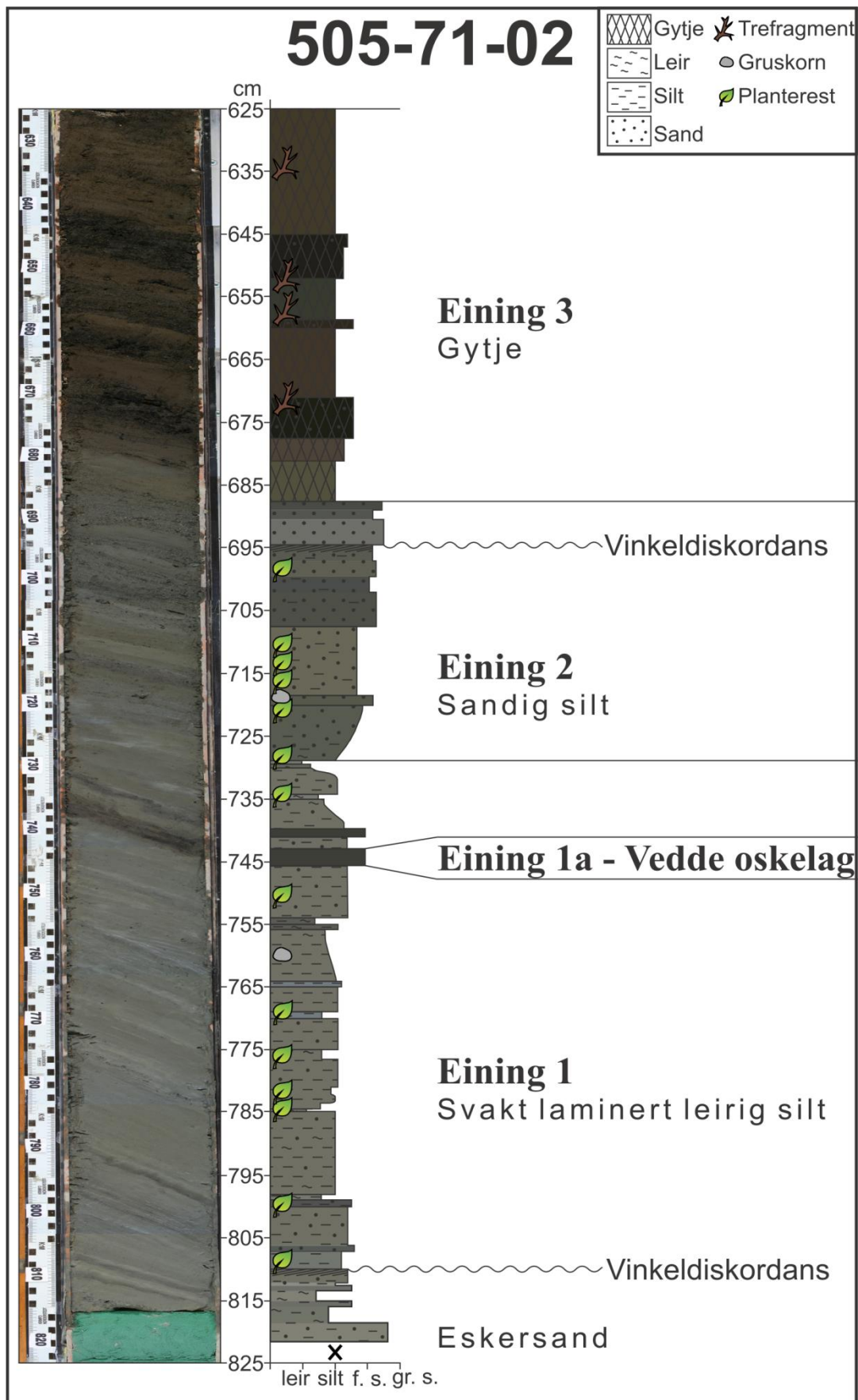


Tolkinga av dei nedste minerogene sedimenta i Koksvikmyra er ikkje enkel. Lamineringa i eining 1 og 2 er av svært varierende styrke. Dette gjer det vanskeleg å vurdere om dei er avsett i bresjø eller ikkje. Viss dette er bresjøsediment skulle ein forvente at laga og einingane vart tjukkare inn mot dalsida, der strandprosessane må ha verka. Dette vart ikkje registrert i Koksvikmyra. I tillegg gjer fråveret av grovare sediment og syklusitet i lamineringa at eining 1 og 2 ikkje vert tolka som bresjøavsetjing, men som vanlege lakustrine sediment, avsett i ei delvis utsmelta daudisgrop (Benn og Evans, 1998). Den høge konsentrasjonen av planterestar støttar denne tolkinga. Vedde oskelag er datert til 12121 år før notid (Rasmussen m. fl., 2006), og viser at myra var isfri på det tidspunktet.

Dei omtala laga av massiv, godt sortert sand som ein finn i eining 2 i nokre av russarkjernane er tolka som massestraumar. Desse kan ha blitt avsett under innsøkkinga av bassenget når daudis har smelta ut, i overgangen frå yngre dryas til holosen.



Figur 25: Fotografi og logg av russarkjernen 505-157. Den lyse silten i botnen skuldast truleg at prøvetakaren ikkje var heilt lukka.



Figur 26: Fotografi og logg av kjerne 505-71-02. Laga skrår fordi innskjeringsa av kjernen ikkje var heilt vertikal. Fotografiet har blitt strekt litt i breidda for visualiseringa si skull.

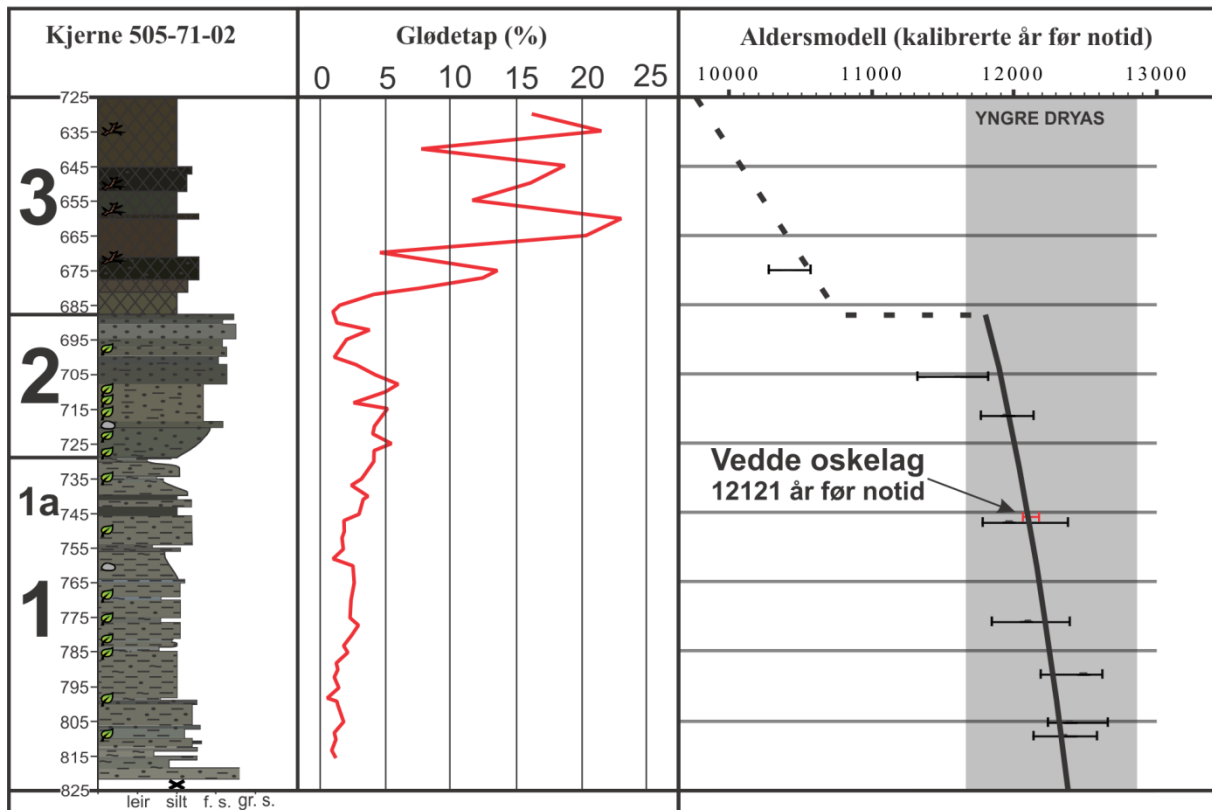
3.3.2. Dateringsresultat

AMS-dateringane ved Poznań Radiocarbon Laboratory gav følgjande resultat (sjå vedlegg 2 for kalibreringskurver):

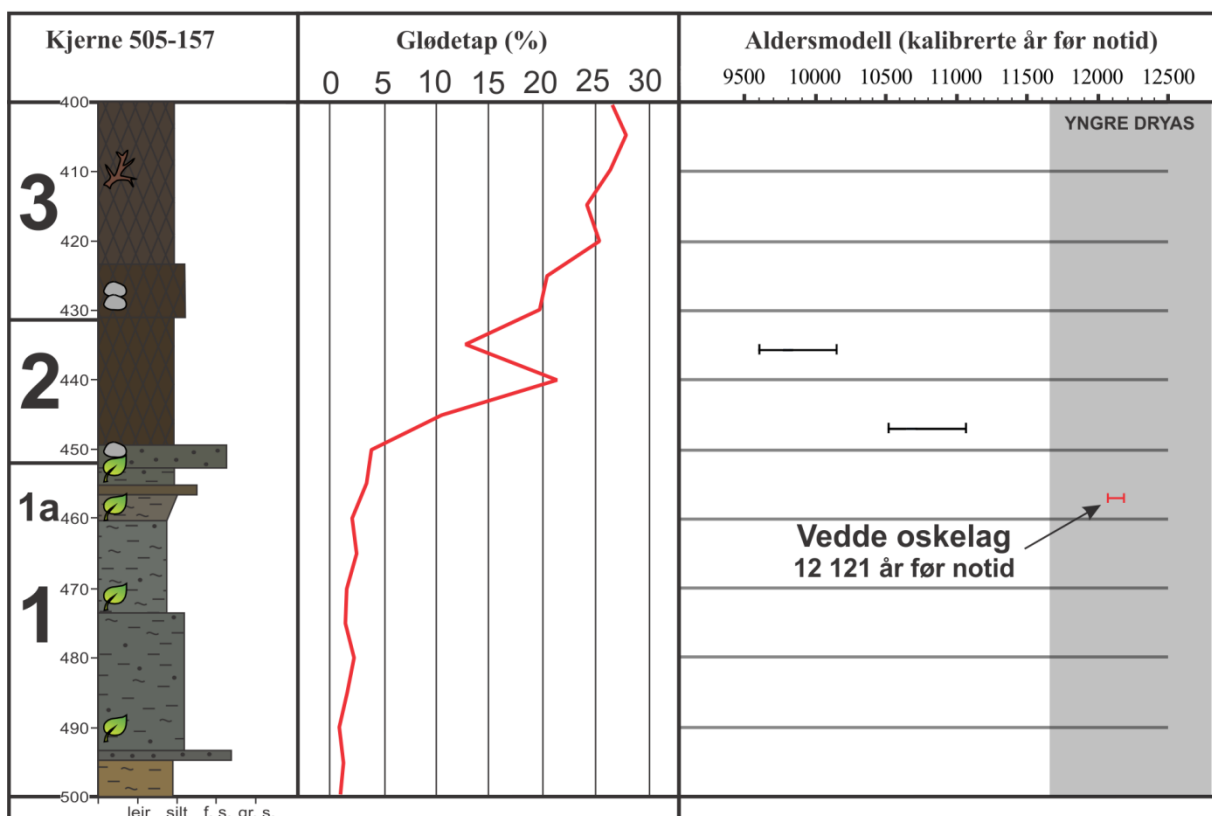
Tabell 2: Dateringsresultata frå laboratoriet i Poznań med kalibrerte aldrar.

Kjerne:	Djup (cm):	Lab.-nr.:	Vekt (mg):	Datert materiale	14C-år før notid:	Kalibrerte år før notid (2σ):
505-157	435,5	Poz-41812	3,41	Blad	8 790 ± 50	9 601 – 10 147
505-157	447,0	Poz-41813	7,60	Blad, kvist, knopp, frø	9 430 ± 50	10 515 – 11 056
505-71-02	674,5	Poz-41814	12,97	Blad	9 250 ± 50	10 269 – 10 561
505-71-02	705,5	Poz-41815	3,70	Blad, stilk, mose	10 040 ± 50	11 311 – 11 807
505-71-02	717,0	Poz-41817	3,48	Blad, mose, kvist	10 230 ± 50	11 757 – 12 126
505-71-02	747,5	Poz-41818	6,21	Blad, knopp	10 260 ± 50	11 767 – 12 373
505-71-02	776,5	Poz-41819	4,09	Blad,, kvist, knopp	10 300 ± 50	11 833 – 12 386
505-71-02	791,5	Poz-41820	3,23	Blad, mose, kvist, knopp	10 510 ± 50	12 178 – 12 610
505-71-02	805,5	Poz-41821	6,66	Blad, knopp	10 570 ± 60	12 237 – 12 653
505-71-02	809,5	Poz-41822	2,54	Blad, mose, kvist, knopp	10 470 ± 60	12 134 – 12 573

På grunnlag av dateringane frå kjerne 505-71-02 og 505-157 er det laga to aldersmodellar (Figur 27 og Figur 28). Dateringsresultata syner at dei eldste sedimenta vart avsett for omkring 12500 år sidan, altså i første halvdel av yngre dryas. Sedimentasjonsraten er forholdsvis jamn gjennom dei sju dateringane i eining 1 og 2. Denne er om lag 0,08 mm/år. Dateringsprøven i gytja er om lag 1000 år yngre enn dei underliggjande prøvane. Kontakten mellom eining 2 og eining 3 er derfor tolka til å vere ein hiatus på nokre hundre år.



Figur 27: Kjerne 505-71-02 samanstilt med glødetapsresultat og aldersmodell. Glødetapskurva viser at det organiske innholdet aukar mot ca. 6 % opp til midtvegs i eining 2. Vedde oskelag er datert til 12121 år før notid og yngre dryas er datert til 12846-11653 år før notid (Rasmussen m. fl., 2006). Den stipla linja er ein tentativ sedimentasjonsrate som er jamn gjennom heile holosen.



Figur 28: Kjerne 505-157 samanstilt med glødetapsresultat og aldersmodell.

KAPITTEL 4 - SAMANSTILLING OG DISKUSJON

4.1. DISKUSJON KRING AVSETJINGSFORMENE

4.1.1. Lateralterrassane i nivået rundt 760 m o. h.

Terrassenivået som kan følgjast langs fleire av dalsidene omkring nivået 760 m o. h. er eit særmerkt geomorfologisk element innan det kartlagde området. Opphavet til dette er høgst diskutabelt og viktig for deglasiashistoria i Grødalen. Nordhagen (1929, 1930) tolka denne horisonten som ei strandlinje som er danna i ein open bresjø, demd opp av en brearm i området mellom Sunndalen og Åmotan. Mogelege bresjøar som dette er skildra mange stader i innlandet der ein også finn tilnærma horisontale terrassar eller såkalla seter som er relatert til ulike bresjønivå under isavsmeltinga (t. d. Hansen, 1885; Holmsen, 1915; Holtedahl, 1960; Garnes og Bergersen, 1980). I dei kvartærgeologiske karta over Trollheimen – Sunndalsfjella – Oppdal (Sollid m. fl., 1980b) og Sunndal kommune (Follestad, 1995) er desse formene derimot kategorisert som lateralmorenar.

Feltgranskingane viser at denne markerte hylla i terrenget er utvikla i lausmassar, hovudsakleg morenemateriale. Sjølv om deler av dette morenebeltet rett nok kan vere avsett langs ein isrand er ikkje den langstrakte forma slik den framtrer i dag ei samanhengjande randmorene. Terrassenivået er om lag 753 m o. h. ved vasskiljet i Grødalen og om lag 765 m o. h. ved Hælfjellet, 8 km lengre aust. Denne flata ser altså ut til å ha ei slak stiging mot aust med ein skråningsgradient på 1,5 m/km. Dette er om lag same hellingsgrad som yngre dryas-strandlinja (1,4 m/km) i dei indre fjordstroka på Nordvestlandet (Svendsen og Mangerud, 1987), og tyder på at terrassenivået har vore tilnærma horisontalt ved danning ein gong i sluttfasen av istida. Det synest altså klart at denne markerte rekkja av terrassar er danna under ein sein fase av isavsmeltinga, og at dette nivået har vore styrt av eit bestemt vassnivå som må ha halde seg her ei tid. Spørsmålet er om dette er ei strandlinje som er danna i ein open bresjø med utlaup i Grødalen, slik Nordhagen (1929) meinte. Vasskiljet i Grødalen er i dag 753 m o. h., og er definert av ein fjellterskel. Det er likevel fleire argument som talar imot bresjøhypotesen.

Det faktum at terrasseflatene er opptil 40 m breie og såpass velutvikla inne i den nokså smale Grødalen tilseier ikkje at det er strandprosessar som har forma dei, spesielt fordi dateringsresultata frå Koksvikmyra tyder på at ein eventuell bresjø må ha hatt svært kort levetid. Det er heller ikkje nokon stad funne spor etter strandsediment i ± 760 -metersnivået.

Dersom dette markerer ei strandlinje i ein open sjø skulle ein dessutan vente å finne bresjøsediment nede i dalbotnen. Under feltarbeidet vart det ikkje funne slike sediment nokon stad. Dei lakustrine sedimenta som vart funne under den holosene sekvensen med gytje i Koksvikmyra er heller ikkje tolka som bresjøsediment.

Ei anna mogleg forklaring er at desse terrassane er kameterrassar som er avsett i smale lateralsjøar langs dalsida. I så fall er det ikkje snakk om erosjonsformer, men akkumulasjonsformer. Kameterrassar er gjerne ustabile og vil lett kunne kollapse når den støttande isen smeltar vekk (Benn og Evans, 1998; Hambrey, 1994). Dette kunne kanskje forklare kvifor terrassane i Grødalen har ein noko uregelmessig førekomst. Det er her likevel ikkje gjort observasjonar som tyder på at terrassane langs dalsida er bygd opp av vassavsette sediment, til dømes lagdeling. Ved graving i framkanten på nokre av terrassane vart det funne at sedimenta her består av eit diamikton som vart tolka som morenemassar. Dette er same type sediment som overflata av terrassane består av. Ein må likevel ta atterhald om at desse gropene ikkje var djupare enn 60-70 cm og det kan derfor tenkjast at kjernen er bygd opp av andre sediment eller strukturar enn kva som her er observert. Dette diamiktonet kan til dømes vere avsett sekundært, som utrasa morene ovanfrå. Det kan i denne samanheng også nemnast at Gjessing (1960) påpeikar, at diamiktiske terrasseformer som dette kan bli danna når massestraum (*debris flow*) ovanfrå vert avsett opp mot ein sub-/englasial grunnvasspegel. Ut frå dei observasjonane som vart gjort under feltarbeidet vert det likevel hella mot den oppfatninga at terrasseflatene langs dalsida i Grødalen i hovudsak er eit resultat av glasifluvial erosjon.

Mest sannsynleg reflekter terrassane eit lateralt eller sublateralt smeltevassslau slik dei er skildra av blant andre Gjessing (1960, 1965), Follestad (2003) og Follestad og Fredin (2011). Etter denne modellen har straumane langs ismarginen erodert seg ned i morenemassane og såleis forma ei hylle langs dalsida. Reinspylte fjellsider som vart observert like over nokre av terrasseflatene i Grødalen støttar denne hypotesen. I litteraturen skil ein gjerne mellom laterale og sublaterale kanalar. Medan laterale kanalar fører smeltevatnet oppe i dagen, går dreneringa i sistenemnde kategori under isen, men framleis nær opp mot isranden. Begge strøymer parallelt med denne. Det er heller ikkje uvanleg med ein kombinasjon av desse to kanalsystema. Embleton og King (1975) understrekar at laterale overflatestraumar oftast er assosiert med aktive brear under framstøyt. Sublaterale straumar er vanlegare å finne langs stagnerande breis med meir stabile overflater. Desse finn ein elles også i subpolare strok der vatnet lettare eroderer seg gjennom isen enn gjennom den harde permafrosten (Hambrey,

1994). Daudislandskapet fortel oss at det på eit tidspunkt har vore stagnante is i Grødalen. Viss danninga av daudislandskapet samanfall med terrasseringa, må vi anta at noko av denne skjedde sublateralt.

Terrassane i Grødalen er ikkje samanhengjande lengre enn 1-2 km. Dette er typisk for semisublaterale smeltevassslaupe fordi isen sjeldan er vassstett over lengre distansar og smeltevatnet dermed forsvinn under den (Embleton og King, 1975). Likevel finn ein i Grødalen at det same terrassenivået over ein avstand på nesten 10 km (frå Åmotan til passpunktet). I dalstroka mellom Gudbrandsdalen og Østerdalen er terrassane som Gjessing (1960) tolka som smeltevassslaupe mykje meir samanhengjande. Dette brukte Holmsen (1968) som argument for at terrassane måtte vere strandlinjer (etter Øvre- og Nedre Glåmsjø) og ikkje glasifluviale kanalar. Den usamanhengjande framtoninga til terrassane i Grødalen kan skuldast seinare utrasing og erosjon, men likevel ser det ikkje ut til at terrassane nokon sinne har vore heilt kontinuerlege. Det er nærliggjande å tru at det er passpunktet i Grødalen som er årsaka til at dei alle ligg i same nivå, slik også Dyke (1993b) forklarar fenomenet. I tråd med hans forklaringsmodell er det passpunktet som definerer erosjonsbasis for kanalane. Under isavsmeltinga vil ein kunne få danna terrasser styrt av andre lokale tersklar (av berg, sediment eller bre) etter kvart som isen vert tynnare og nye passpunkt kjem fram. Både i Grøvudalen og Grødalen er det passpunkt på høvesvis 810 og 753 m o. h., og i begge desse dalføra er det utvikla terrassar i dei respektive nivåa.

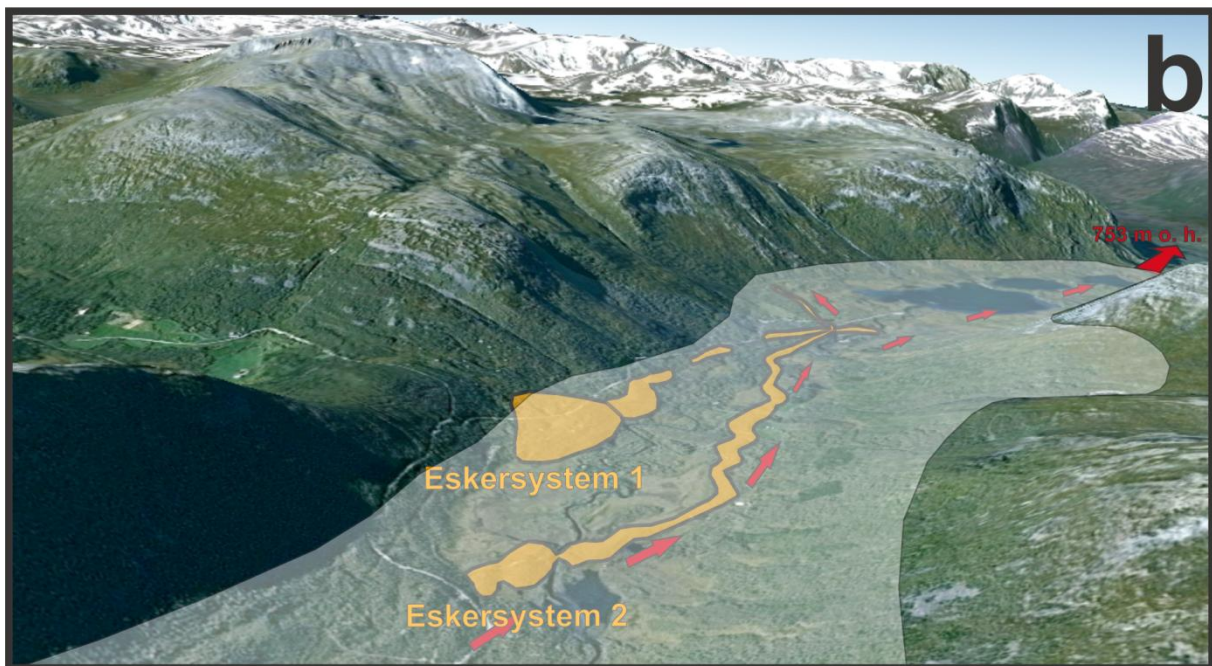
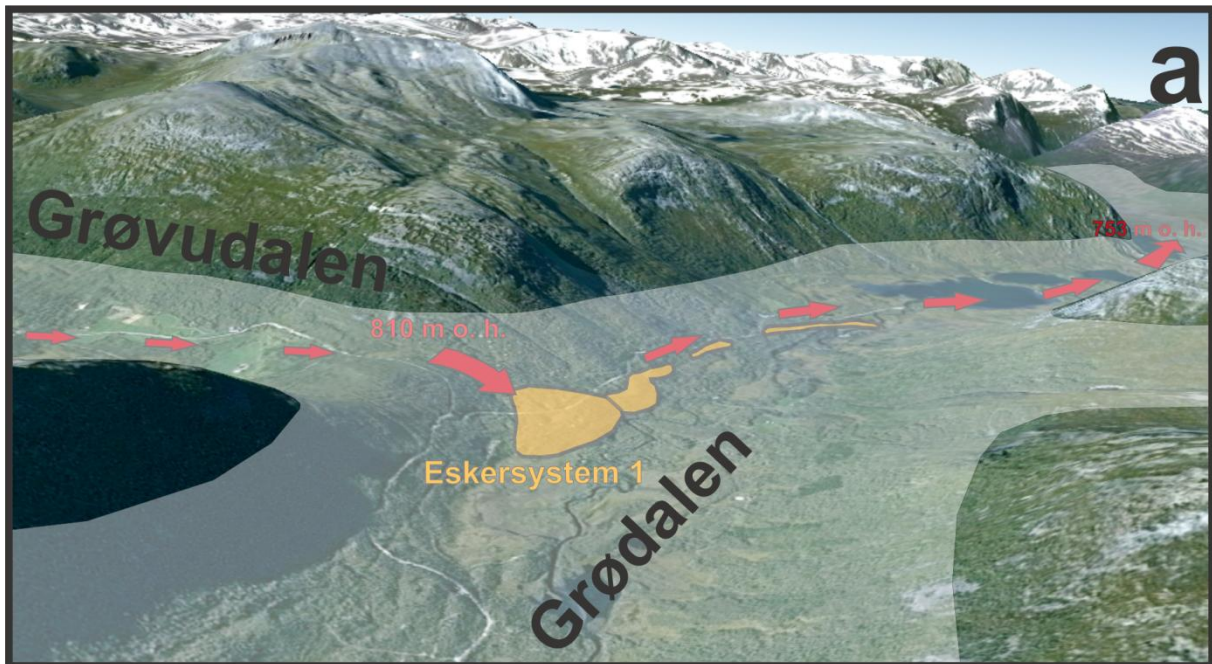
Konklusjonen er altså at utforminga av det regionale terrassenivået (± 760 m o. h.) reflekterer eit tilnærma horisontalt vassnivå som har vore styrt av passpunktet i Grødalen. Fråveret av glasilakustrine sediment i dalbotnen, og det at terrassane ser ut til å utelukkande bestå av morenemateriale tilseier at dei er danna ved glasifluvial erosjon i ei eldre moreneavsetjing, mellom breisen og dalsida. Viss terrassane er danna sublateralt, og isoverflata altså har låge noko høgare enn den subglasiale grunnvasspegelen, vil denne kunne fungere som erosjonsbasis i ei tid sjølv om isen gradvis har tynnest. Dersom heile rekkja med terrassar er avsett i opne lateralsjøar må dei ha blitt utvikla langs marginen av ein stagnerande ismasse med ei tilnærma horisontal overflate over eit stort område. Dei må i så fall vere utvikla i løpet av ein svært kort periode medan isoverflata låg i dette nivået. Dette scenarionet verkar mindre truverdige, men kan ikkje utelukkast. Ei løysing på dette problemet vil nok krevje eit betre kjennskap til den stratigrafiske oppbygginga av terrassane enn det som var mogeleg å få til under denne granskinga.

4.1.2. Daudislandskapet

Grødalen har eit typisk daudislandskap med eskerar og utsmeltingsgroper. Den store avsetjinga nedanfor Hafsåshjellen inneheld sand og grus som må vere tilførd av smeltevatn som har rent ut gjennom gjelet ved munninga av Grøvudalen, og den har derfor fått ei karakteristisk vifteform. Gjessing (1960) skildrar liknande avsetjingar i nordre Atndalen, der han konkluderer med at dei er subglasiale vifter som er avsett der sideelver entreat hovuddalen. Også desse har tilnærma plane overflater, og Gjessing forklarar dette med at massane har aggradert lagvis oppover, under eit tak av is som stadig tynnast ved smelting, heilt til vassstrykket overgår istrykket slik at isen vert flytande. Dei øvste laga kan såleis vere bygd heilt opp til vassflata.

Avsetjinga kan også ha bygd seg subaerilt ut i ein lateralsjø som korresponderer med ± 760 -meterterrassen i Grødalen. Det er også eit alternativ at sedimenta har progradert ut i ein heilt open bresjø i Grødalen. Dette er vanskeleg å seie fordi det ikkje er kjent om grusen i overflata representerer ablasjonsmateriale i toppen eller gjennomgår heile avsetjinga. Ved djupare graving ville ein også finne skrålag viss ei slik progradering var tilfellet. Vifta må uansett sjåast på som eit prov på at det på eit tidspunkt har eksistert ein vasskropp også i Grøvudalen, noko som samsvarer med dei observerte terrassane her ved 810 m o. h.

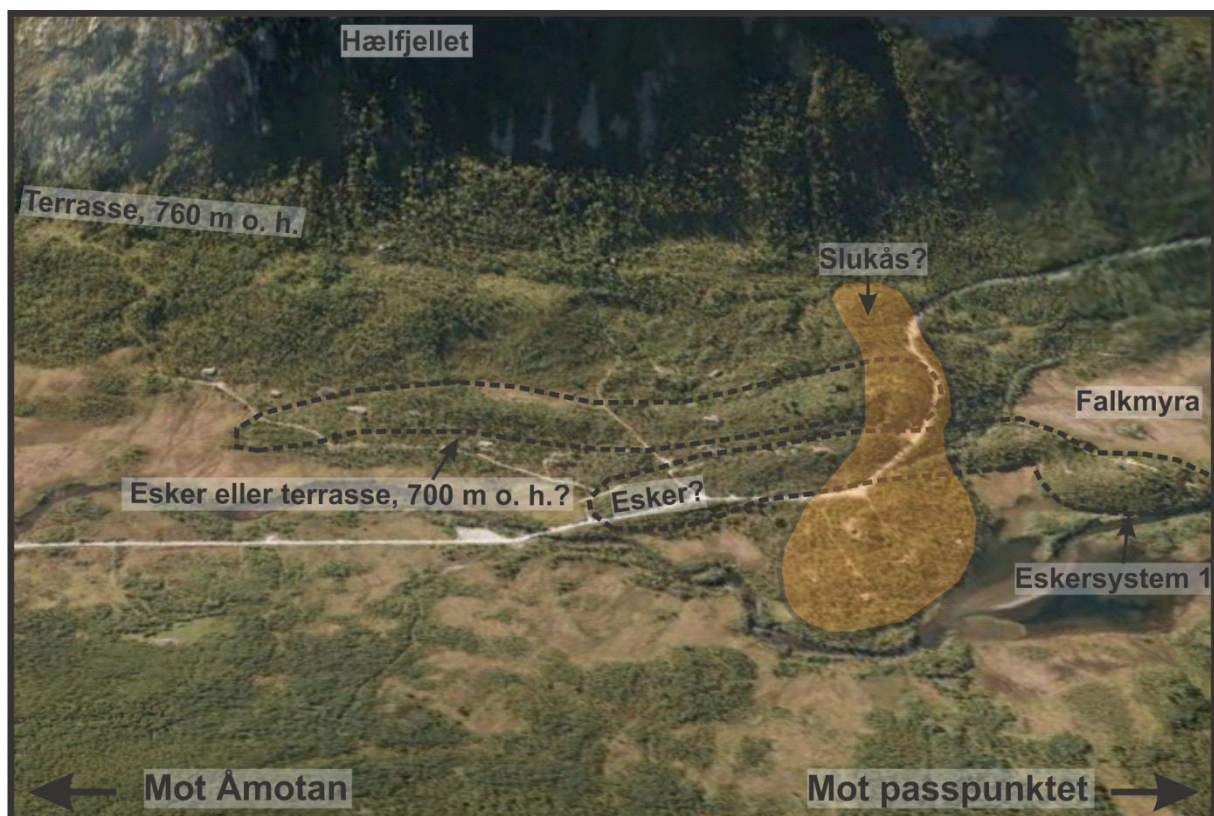
Det kan sjå ut til at eskerane er avsett i to fasar (Figur 29). Eskersystem 1, som har sitt startpunkt i Hafsåshjellen-avsetjinga i Grødalen, kan vere avsett som ei forlenging av den dreneringa som kom over passpunktet frå Grøvudalen. Også dette fenomenet vert skildra av Gjessing (1960). Eskersystem 2, som ser noko ferskare ut, i det minste frå flyfoto, startar lengre proksimalt enn terskelen til Grøvudalen og må derfor vere avsett av eit dreneringssystem som kjem frå Åmotan. Dette eskersystemet kan derfor i prinsippet vere yngre enn Hafsåshjellen-vifta og Eskersystem 1.



Figur 29: Avsetjinga ved Hafsåshjellen og tilstøytande eskersystem sett frå søraust. a) Ein vasskropp i Grøvudalen drenerer over passpunktet (810 m o. h.) til Grødalen og avset vifta ved Hafsåshjellen. På dette tidspunktet vert det også terrassert ut terrassar i Grøvudalen, ved ca. 810 m o. h., som tilsvarer passpunkthøgda. Dreneringa går herifrå vidare subglasialt mot passpunktet i Grødalen (753 m o. h.) og avset Eskersystem 1 undervegs. Merk at breoverflata ved Åmotan må ha vore høgare enn 810 m o. h. på dette punktet. b) Dreneringa frå Grøvudalen kan ha opphøyrd før Eskersystem 2 vart avsett, sidan dette startar proksimalt for Hafsåshjellen-vifta. Basert på illustrasjon frå <http://www.google.com/earth>.

Når det gjeld avsetjingane som er tolka som slukåsar (kapittel 3.2.3.) er dette nokså vanleg i daudislandskap. Det er typisk at slukåsane stuper ned mot dalbotnen frå nivå med laterale smeltevassslaupe eller kameterrassar slik som i Grødalen (Benn og Evans, 1998). Det ser ut til at spesielt avsetjinga ved Bruhaugan er danna av ein straum nedover dalsida, som har treft og omarbeida austenden på eskersystem 1 (Figur 30). Slukåsar vert avsett av gravitasjonsstyrtd straum, og ikkje straum styrd av den hydrauliske trykkgradienten slik som ordinære eskerar. Desse landformene kan derfor representere eit skifte i dreneringsretning i Grødalen, då passpunktet mista si rolle som erosjonsbasis for den semisublaterale dreneringa.

Dei to ryggane som går parallelt med dalen, og som utgjer ein del av den komplekse Bruhaugan-avsetjinga er ovanfor postulert som eskerar. Den øvste av dei kan alternativt vere ein lateralterrasse. Denne har ei overflate på 700 m o. h., noko som samsvarer med eit observert terrassenivå andre stader rundt Åmotan (sjå kapittel 3.2.5.).



Figur 30: Bruhaugan sett frå nord. Ein ser at eskersystem 1 tilstøytter til høgre. Kanskje er dette ein slukås (oransje felt) som har blitt avsett over og forstyrra ei eldre eskeravsetjing (stipla linjer). Den øvste av ryggane som er parallelle med dalen har ei overflate på 700 m o. h., og kan vere ein lateralterrasse. I overkant av Bruhaugan kan ein og sjå lateralterrasen, ca. 760 m o. h., som denne ser ut til å springe ut frå. Basert på illustrasjon henta frå <http://www.norgei3d.no>.

4.2. DISKUSJON KRING ISAVSMELTINGSHISTORIA

4.2.1. Løstøl-fremmerdalstrinnet

Moreneryggane som er kartlagd i områda ved Løstøl og Fremmerdalen, omtala i kapittel 3.2.1., ligg i same nivå (kring 1175 m o. h.), og må vere avsett til same tid. Dette brerandtrinnet er her kalla løstøl-fremmerdalstrinnet. Sollid m. fl. (1980a) kopla Løstøl-avsetjinga til frontalavsetjinga ved Hoås i Sunndalen. Dette vil gje eit overflatefall på om lag 85 m/km, noko som er svært bratt i eit dalføre som i dette området er relativt rett. Likevel ser ein på lateralmorenar lenger aust i Drivdalen og Dindalen (Sollid m. fl., 1980b) at brear i dette området har hatt eit bratt fall, så det er ikkje utenkeleg.

Eit alternativ er at isoverflata ved Løstøl på denne tida korresponderer med morenesystemet i Grynningdalen, ca. 10 km lenger vest. Denne har her si høgste utbreiing ved 1060 m o. h. Då høgdeforskjellen mellom desse lokalitetane er 145 m gir dette ein overflategradient på 14,5 m/km, noko som verkar rimeleg på bakgrunn av observasjonar andre stader (Vorren, 1973; Fareth, 1987).

Viss denne korrelasjonen stemmer har brefronten truleg nådd forbi Sunndalsøra og terminert ein stad i Tingvollfjorden. I høve til den tradisjonelle yngre dryas-rekonstruksjonen i dette området må dette brerandtrinnet i så fall vere ein del eldre enn yngre dryas. Kan hende har brefronten nådd heilt ut til Tingvoll, om lag 50 km vest for Grynningdalen. Follestad (1989) har i dette området skildra ein breframstøyt, tingvolltrinnet, som er datert til ca 12000 ¹⁴C-år før notid. Dette er i det minste ein maksimumsalder for løstøl-fremmerdalstrinnet.

4.2.2. Grødalstrinnet og isutbreiinga i yngre dryas

Fasen med stagnerande is i Grødalen må vere yngre enn dei omtala moreneryggane ved Løstøl og Fremmerdalen. Det er ikkje påvist breavsetjingar i den vestlege delen av Grødalen, i området distalt for sandursletta. I følge dei eksisterande kvartærgeologiske karta er det heller ikkje teikn til større frontalavsetjingar mellom Tingvoll og Hoås/Gikling (Follestad m. fl., 1994; Follestad, 1989, 1995; Sollid m. fl., 1980b). Det kan derfor sjå ut som om det har vore ei meir eller mindre uniform attendesmelting i tida etter løstøl-fremmerdalstrinnet.

Sandursletta må vere avsett i ein fase då brefronten har låge ved passpunktet i Grødalen, her kalla *grødalstrinnet*. Eskersystem 2 i Grødalen (Figur 29) er truleg også avsett av den same, vestgåande straumen som sanduren. Den markerte ±760-metersterrassen som kan følgjast inn til fjellterskelen ser ut til å vere nederodert i eskerane, og kan derfor kanskje

vere yngre enn grødalstrinnet. Alle desse tre landformene krev smeltevasstraum over passpunktet for å bli danna, og det er naturleg å korrelere dei til kvarandre som ei arbeidshypotese. Diskusjonen vidare vil vise om denne korrelasjonen er påliteleg.

Eskerar vert lettare avsett i motbakke dess brattare gradienten på breoverflata er (Benn og Evans, 1998). Dette indikerer at terrassane er sublateralt avsett viss dei er synkrone med eskerane. Avsetjing av Hafsåshjellen-vifta og Eskersystem 1 føreset ein vasskropp i Grøvudalen og derfor at breoverflata var over 800 m o. h. ved Åmotan. Brefronten må på dette tidspunktet ha låge lenger nede i Grødalen, og desse avsetjingane er truleg derfor litt eldre enn grødalstrinnet.

Boringane i Koksvikmyra viser at området like aust for vasskiljet i Grødalen vart isfritt ei tid før Veddeoska vart avsett. Dei konsistente dateringsresultata frå borekjernane viser at dei eldste lakustrine sedimenta vart avsett ca. 12500 år før notid, og den korte avstanden indikerer at isen nådde fram til passpunktet like før dette.

Ein kan likevel ikkje sjå heilt vekk ifrå at botnsedimenta i Koksvikmyra daterer utsmeltinga av daudis, etter at området rundt allereie hadde vorte isfritt, men den enklaste tolkinga er nok at isfronten har låge ved terskelen og avsett sandursedimenta i ein tidleg fase av yngre dryas.

4.2.3. Korrelasjon til moreneavsetjingar i områda rundt Grødalen

I fjellområda aust for Grødalen har lausmassane tidlegare blitt kartlagd (Sollid m. fl., 1980b; Follestad, 2005b). Ovanfor skiferbrotet ved Engan i Drivdalen, ca. 15 km sør for Oppdal, er det lateralmorenar opptil 1500 m o. h. Det er naturleg å korrelere desse til ei breoverflate som Follestad (2003) har rekonstruert i dette området på bakgrunn av lateralmorenar, trimlinjer og laterale smeltevasslaup i Drivdalen og dalstroka aust for denne. Denne isoverflata er på 1300-1400 m o. h. ved Oppdal. Follestad (2003) føreslår at dette nivået korrelerer med andre lateralavsetjingar som kan følgjast nordover Meldalen like til Storås i Sør-Trøndelag. På Storås er det ei markant brerandavsetjing som blir rekna for å vere ein del av tautratrinnet, tidfesta til heilt i byrjinga av yngre dryas (t. d. Reite, 1994).

Ikkje langt frå Oppdal/Engan, i Dindalen, er det også ei rekkje med lateralmorenar (Sollid m. fl., 1980b). Desse søkk frå ca. 1300 m o. h. til dalbotnen på ca. 830 m o. h., langs ei strekkje på om lag 10 km. Det ser med andre ord ut til å ha gått ei Bretunge frå Drivdalen som terminerte halvvegs inn i Dindalen austfrå.

Sollid m. fl. (1980b) har også kartlagt ein liknande lateralmorene i hovuddalen Drivdalen (Figur 12). Denne har også eit svært bratt fall, og kan følgjast frå 1300 m o. h. ved fjellet Gråhøa i aust, langs nordsida av fjellet Skarven, til under 900 m o. h. ved inngangen til Åmotan i vest. Denne avstanden er på berre ca. 10 km, noko som gjev eit fall på 40 m/km.

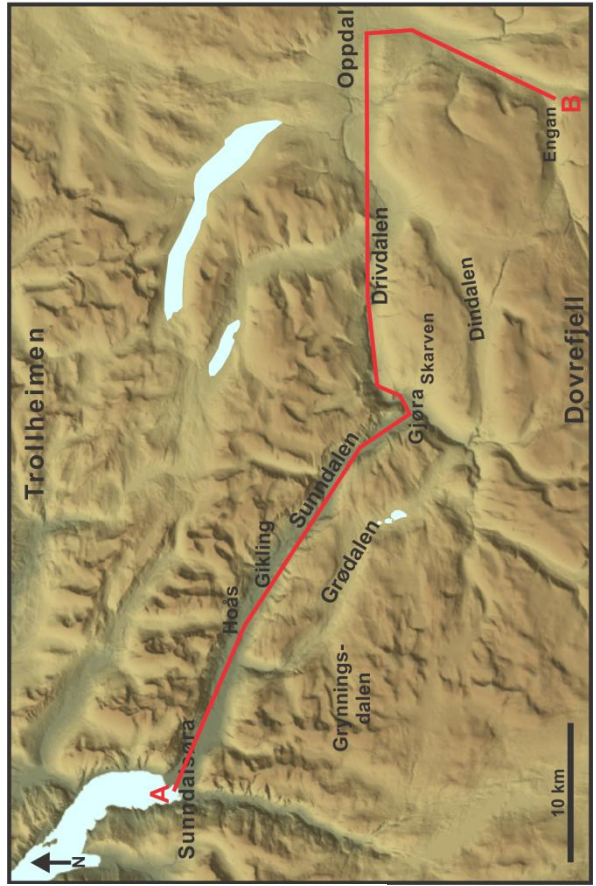
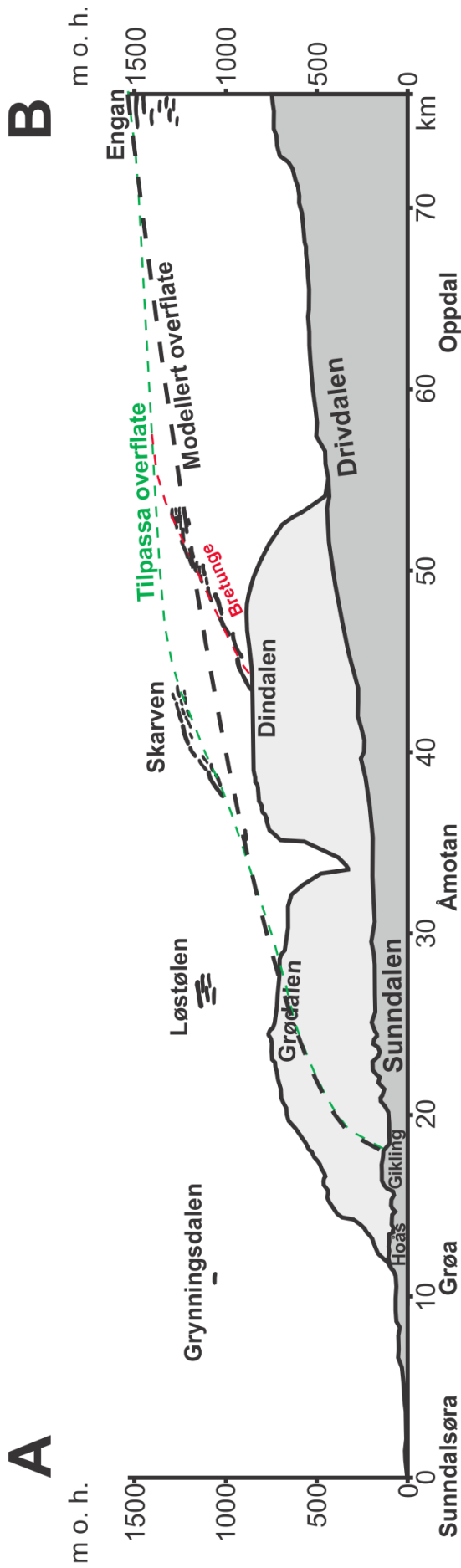
Ein må anta at desse lateralavsetjingane er synkrone, noko som er i samsvar med Follestad (2005a) si tolking. Spørsmålet er om dette kan korrelerast til grødalstrinnet, og om avsetjinga ved Gikling kan setjast inn i dette biletet. Den markante endemorenen ved Gikling, om lag 18 km vest for Gjøra, har ei overflate på 140 m o. h. Gikling-morenen er kartlagt av Sollid m. fl. (1980b) og Follestad (1995). For å finne ut om denne og grødalstrinnet kan korrelere med lateralmorenane i Drivdalen/Dindalen er det her tatt utgangspunkt i den såkalla *perfect plastic ice*-formelen (Cuffey og Paterson, 2010):

$$h^2 = \frac{2\tau x}{\rho g}$$

Høgdeforskjellen, h , mellom Skarven-morenen (900 m o. h.) og havnivået ved Gikling når brefronten låg her (140 m o. h.) er 760 m. Avstanden mellom Gikling og denne lateralmorenen, x , er 17 km. Tyngdeakselerasjonen, g , er 9,81 m/s² og tettleiken på is, ρ , er sett til 0,9 g/cm³. Ut frå desse måla vert friksjonen mellom breen og grunnen, τ , estimert til 150,0 kPa. Ifølgje Nye (1952) er dette eit realistisk tal. For å rekonstruere breoverflata vart formelen ovanfor forenkla:

$$h = C\sqrt{x}$$

Dette gjev $C = 5,8$. Høgda til breoverflata vart utrekna for kvar kilometer mellom Gikling og Engan. Det er her ikkje tatt omsyn til landhevinga, men utslaget dette ville ha gjeve er ikkje større enn at modellen vert vurdert som truverdig. Teiknar ein dette inn i eit dalprofil (Figur 31) ser ein at avsetjinga ved Gikling treff godt med morenane ved Dindalen og Engan. Skarven-morenen har eit observert, bratt fall, og det ser umiddelbart ut som om den tilsvarende breoverflata ville enda i dalbotnen før den nådde Gikling i vest. Modellen viser at friksjonen mellom isbreen og grunnen, τ -verdien, må ha auka langs denne morenen. Dette kan kanskje forklarast med den krasse svingen som Sunndalen tek ved Gjøra (Figur 31), slik at brerørsla har blitt bremsa opp og avsett bratte randmorenar. Den rekonstruerte breoverflata er derfor modifisert noko, slik dette vert tatt omsyn til.



Figur 31: Rekonstruert breprofil frå Gikling og austover (svart, stipla linje). Breoverflata har hatt eit svært bratt fall ved Skarven, men dette kan skuldast den krasse svingen som Sunndalen tek ved Gjøra, slik at friksjonen mot isstraumen ha vore større. Overflata har derfor blitt modifisert noko for å tilpasse dette (grøn, stipla linje). Det har truleg nådd ei bretunge inn i Grøtdalen, på same vis som i Dindalen under dette trinnet, men den aktive fronten har terminert eit stykke aust for passpunktet. Det er ikkje tatt omsyn til landheving i dette profilet, så overflata var truleg noko høgare heilt i aust enn illustrert her, men likevel vert korreleringa til Engan-moreanane vurdert som truverdige.

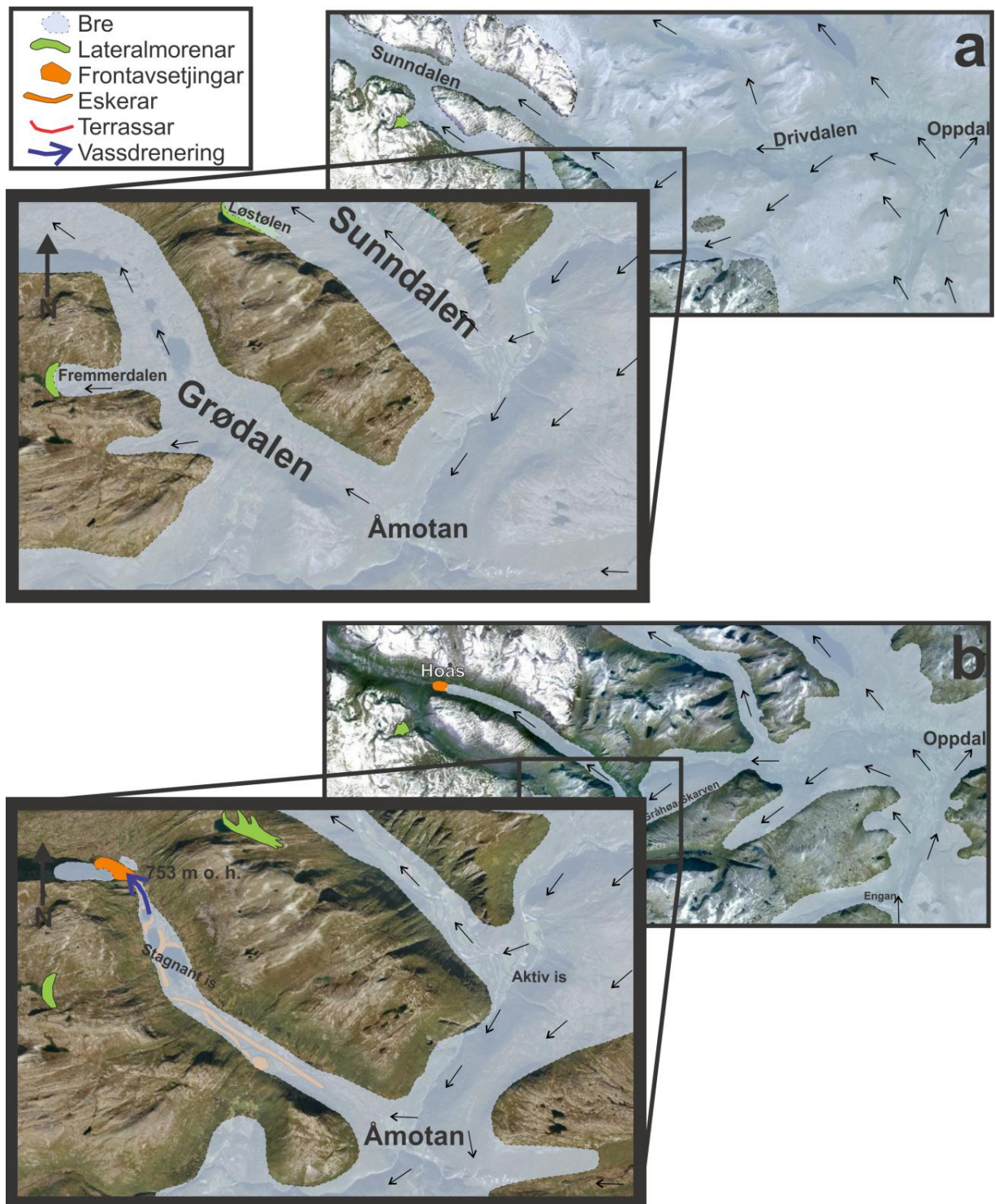
Dindalen er ein god analog til Grødalen. Her er det bratte lateralmorenar som viser at det har strekt seg ei bretunge inn frå Drivdalen. Morenen ved Skarven, kombinert med det rekonstruerte breprofillet frå Gikling tyder på at det også må ha strøymd is frå hovuddalen og inn mot Grødalen. På breprofillet ser ein at brefronten som korresponderer med Skarvenmorenen må ha låge ein stad ved inngangen til Grødalen. Fråveret av innsjøsediment i Grødalen kan tyde på at det då har låge daudis i dalen, framom den aktive brefronten.

Subglasial straum avheng av gradienten på breoverflata og underlaget (Benn og Evans, 1998). Ved danning av eskerane må isoverflata ha falt slakt vestover i Grødalen. Dei er truleg avsett medan det var lite rørsle i isen og for det meste vertikal nedsmelting. Det at eskerane i Grødalen ser ut til å terminere ved terrassenivået på ca. 760 m o. h. kan tyde på at dei er nederodert av vatn som har strøymd semisublateralt vestover, langs ein iskropp i dalen, på eit seinare tidspunkt. På bakgrunn av dette vert grødalstrinnet og eskerane tolka til å vere litt eldre enn Skarven-morenen, terrassane og nedskjeringa i sanduren (Figur 32).

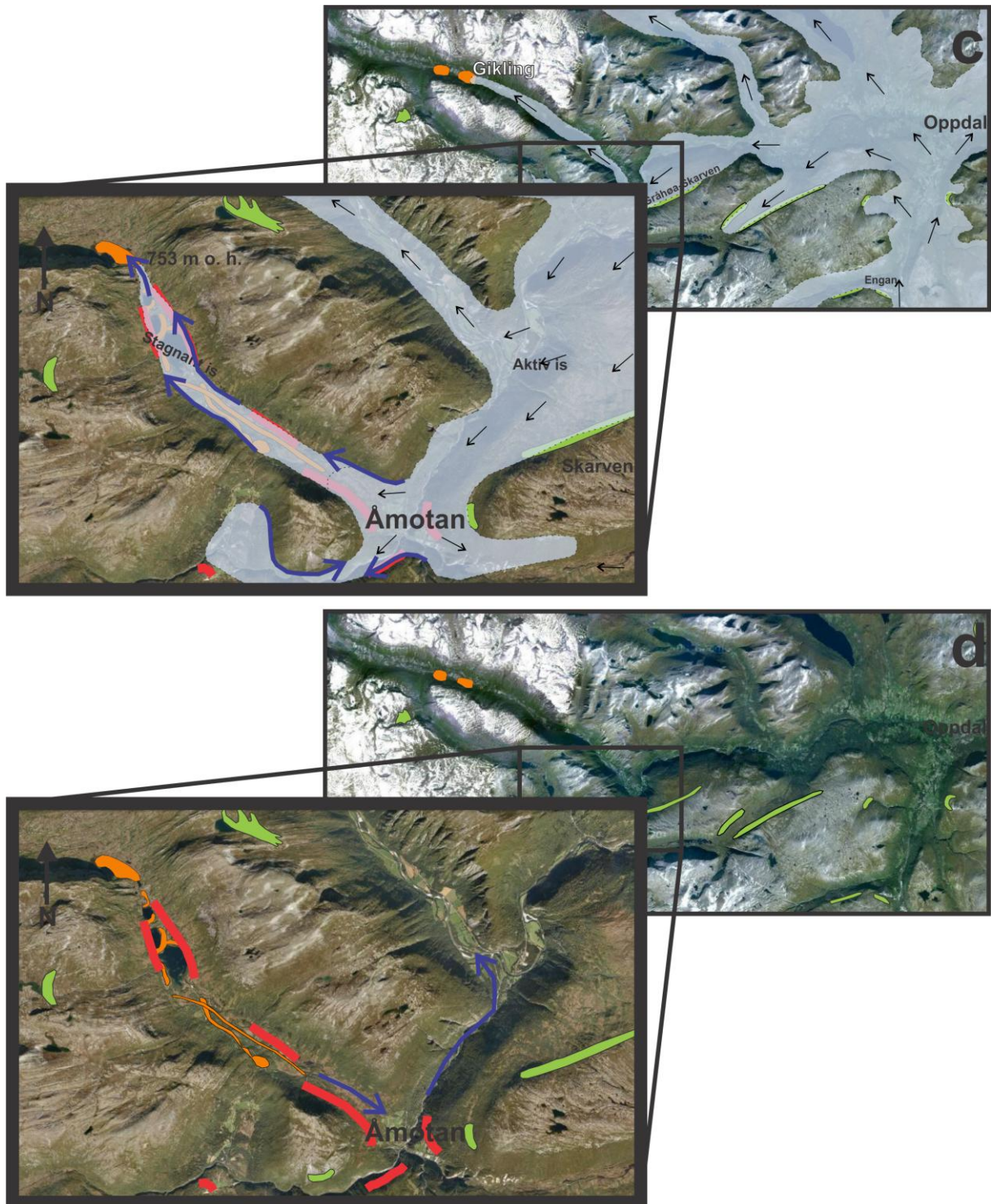
Det er uvisst kor i Sunndalen brefronten har låge under grødalstrinnet, men kanskje er avsetjinga ved Hoås, 3-4 km vest for Gikling, frå denne tida (Figur 1b). Dateringsresultata viser at grødalstrinnet er litt eldre enn dei eldste dateringane i Koksvikmyra, og at brefronten truleg låg ved passpunktet i ein tidleg fase av yngre dryas, for om lag 12600 år sidan. Isen som avsette morenen ved Skarven, og som er korrelert Gikling-morenen tolkast også til å vere eldre enn dei eldste innsjøsedimenta i Koksvikmyra.

Isoverflata under yngre dryas ser altså ut til å ha falt frå Driv-/Sunndalen og inn mot fjelldalane i Dovre-området (Dindalen, Åmotan, Grødalen). Det har altså ikkje drenert is frå fjellområda og inn i Sunndalen. Det kan derfor ikkje ha låge store lokalbrear i denne regionen i yngre dryas, og det må ha vore ein god del isfrie områder i fjella. Det at likevektslinja ligg over 1300 m o. h. (ved Skarven) viser at det er berre på dei høgste fjella det har vore netto isakkumulasjon i denne perioden. Resultata indikerer også at isoverflata i oppdalsområdet var 1400-1500 m o. h. under yngre dryas. Dette står ikkje i samsvar med Dahl m. fl. (1997), som sluttar at isoverflata i fjella aust for Oppdal var lågare enn 1100 m o. h. i denne tida.

På grunnlag av dateringsresultata og morenekorrelasjonane konkluderast det her med at den rekonstruerte ismarginen i Grødalen var om lag samtidig med eller litt eldre enn Gikling-avsetjinga i Sunndalen, som truleg korrelerer med hovudtrinnet i Sør-Trøndelag. Til liks med utviklinga i Sør-Trøndelag ser det altså ut til å ha skjedd ei netto attendesmelting gjennom yngre dryas. Dette førelaupet står i skarp kontrast til utviklinga på Sørvestlandet der det har vore ein stor breframstøyt i denne tida (Lohne m. fl., 2012; Mangerud m. fl., 2011).



Figur 32: Ein tentativ rekonstruksjon av deglasiasjonen i Grødalen og regionen rundt. a) Løstøl-fremmerdalstrinnet. Brefronten kan då ha låge ein stad i Tingvollfjorden. Morenesystem vert avsett ved Løstøl, Fremmerdalen og Gryningsdalen. b) Grødalstrinnet. Stagnant, vertikalt nedsmeltande bre med fronten ved passpunktet i Grødalen, kor sanduren vert avsett. Eskersystem 1 og vifta ved Hafsåshjellen var truleg allereie danna, medan Eskersystem 2 kan korrespondere med dette trinnet. Uteroderinga av dei semisublaterale smeltevasskanalane kan også ha byrja under dette trinnet. Hovudbreen i Sunndalen har kanskje hatt fronten sin ved Hoås.



Figur 33: c) Ein aktiv fase etter Grødalstrinnet då lateralmorenane ved Gråhøa-Skarven, Dindalen og Oppdal/Engan vart avsett. Dette trinnet er korrelert til Gikling-avsetjinga (sjå breprofil, Figur 31). Merk at Follestad (2003) også har føreslått korrelasjon mellom morenane ved Oppdal og tautra-trinnet i Sør-Trøndelag. Då låg truleg den aktive brefronten ved inngangen til Grødalen. Fråveret av bresjøsediment i dalen tilseier at det likevel framleis har låge stagnant is fram til passpunktet. Dei semisublaterale smeltevasskanalane vart truleg danna no. Likeeins nedskjeringa i sanduren. Ut ifrå dateringane i Koksвикmyra var dette om lag 12600 år før notid. Etter dette skifta dreneringsretninga til smeltevatnet aust og slukåsane vart avsett. Koksвикmyra vart så isfri og innsøkket om lag 12500 år før notid. d) I dag.

4.2.4. Siste fase av yngre dryas

Elvededskjeringa i sanduren viser at dreneringa over passpunktet har helde fram ei tid etter at denne vart avsett. Seint under grødalstrinnet må isen ha smelta så mykje ned at den ikkje kan ha oppretthaldt dreneringa over passpunktet i Grødalen, og dreneringa må ha skifta på aust, gjennom Åmotan, ut i Sunndalen og vidare mot havet. Slukåsane i Grødalen (m. a. ved Bruhaugan) kan kanskje vere danna under denne reverseringa. Sidan dei byrjar i same høgda er det grunn til å tru at desse i alle tilfelle ikkje er mykje yngre enn terrassane.

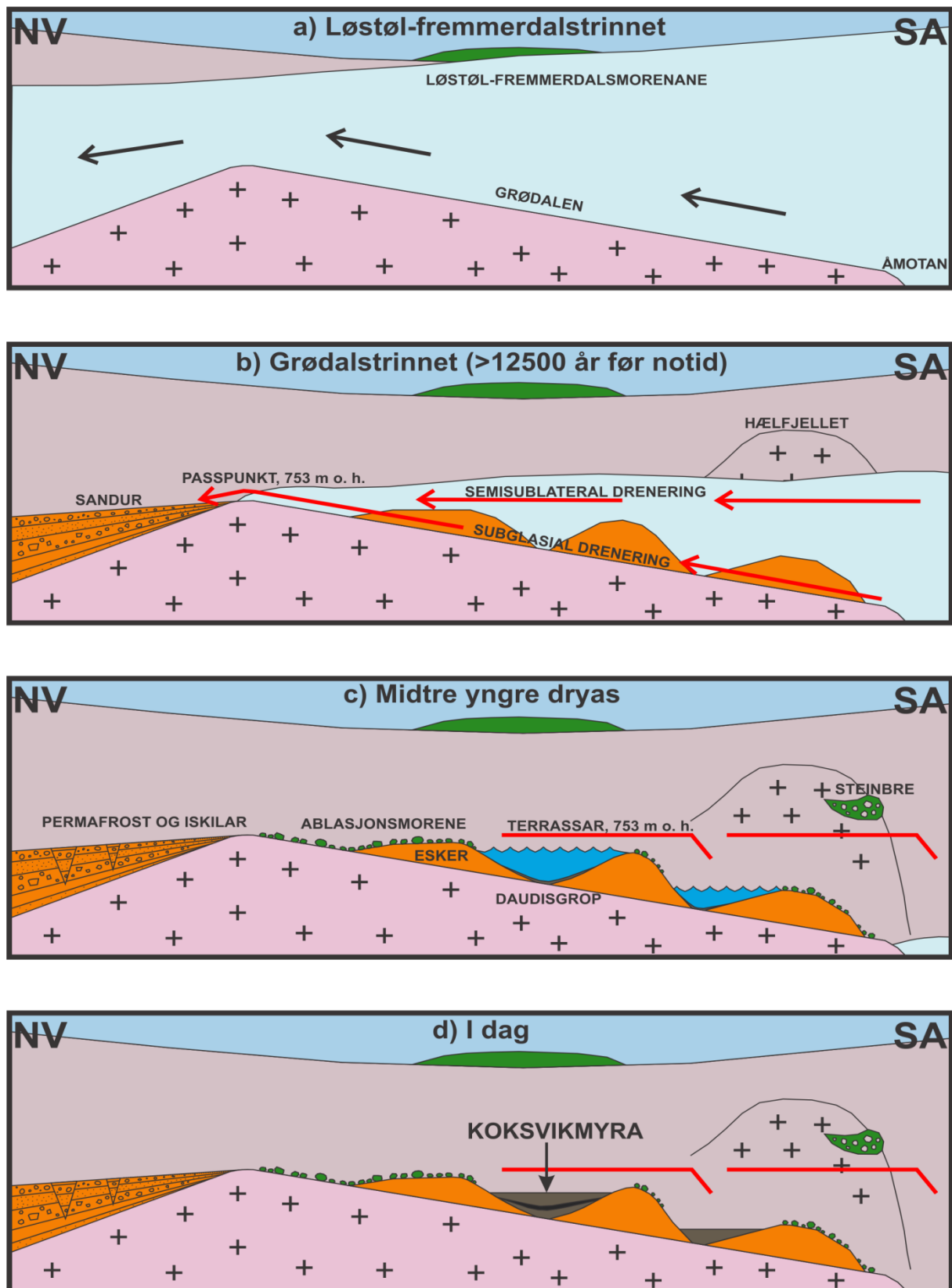
I Grødalen har smeltevatnet i denne fasen trengt seg ned inn under isen og fløymd vidare austover langs dalbotnen. I Åmotan og ved Røymoen i Grøvdalen er det også fleire terrasseringsnivå lågare enn 760 m o. h. Det mest markerte nivået er på ca. 700 m o. h., ved Røymoen. Også ved Bruhaugan i Grødalen kan som nemnd den eine dalparallele ryggen tolkast som eit lateralt smeltevasslaup 700 m o. h. (Figur 30). Når desse lågare terrassane vart avsett må isoverflata ved Åmotan ha vore i om lag same nivå.

Steinbreen (860 m o. h.) sør for Hælfjellet viser at det har vore permafrost i området etter at isen smelta ned lågare enn denne høgda. Det er derfor naturleg å trekkje parallellar til iskilane på sandursletta (753 m o. h.), som også er ein sikker permafrostindikator (Black, 1976). Desse er sjølvstygte yngre enn sanduren sjølv og derfor truleg danna under siste del av yngre dryas. Ifølgje Isaksen m. fl. (2002) ligg permafrostgrensa på Dovrefjell i dag på om lag 1350 m o. h. Steinbreen og iskilane i Grødalen viser dermed at permafrostgrensa under siste del av yngre dryas låg minst 600 m lågare enn i dag.

Ifølgje Humlum (1998) er det ikkje noko signifikant klimatisk skilnad mellom steinbrear og vanlege isbrear, og derfor deler desse nærmast glasiasjonsgrense. Ifølgje Sollid m. fl. (1980a) er glasiasjonsgrensa i Trollheimen i dag på 1800-1900 m o. h., medan den ut ifrå botnbreavsetjingar her var ca. 500 m lågare under yngre dryas. Steinbreen ved Hælfjellet viser at yngre dryas-glasiasjonsgrensa her må senkast ytterlegare, til under 860 m o. h.

KAPITTEL 5 - KONKLUSJONAR

1. Ei sandurslette vitnar om at brefronten har låge ved passpunktet i Grødalen (753 m o. h.) for ein periode, her etablert som grødalstrinnet.
2. Funnet av Vedde oskelag i Koksvikmyra viser at Grødalen allereie var isfri før midtre del av yngre dryas (Figur 34).
3. Radiokarbondateringar viser vidare at deglasiasjonen fann stad i tidleg yngre dryas, ca. 12500 år før notid. Dette indikerer at den rekonstruerte brefronten i Grødalen (grødalstrinnet) høyrer til hovudtrinnet (tautratrinnet) i Sør-Trøndelag.
4. Frontalmorenen ved Gikling i Sunndalen er tradisjonelt tolka til å representere yngre dryas i denne regionen, men meir presis tidfesting av avsetjinga har avgrensa seg til gjetting. Rekonstruksjon av breoverflategradientar viser at Gikling-avsetjinga kan korrelerast til grødalstrinnet, eller rett etterpå. Også lateralmorenar ved Skarven i Drivdalen, i Dindalen og ved Engan kan knytast til Gikling-avsetjinga.
5. Polygonmark og ei steinbreavsetjing i undersøkingsområdet tilseier at permafrostgrensa her i midtre/siste del av yngre dryas ligg under 750 m o. h., noko som er 600 m lågare enn dagens permafrostgrense i kringliggjande høg fjell.
6. Resultata tyder på at det har førekome ein netto deglasiasjon gjennom yngre dryas i Grødalen og Sunndalen. Dermed må området kategoriserast saman med Trøndelag, der ein ser liknande utvikling, og ikkje det sørlegare Vestlandet, der ein har hatt ein kraftig breframstøyt i denne perioden.



Figur 34: Isavsmeltingshistoria i Grødalen. a) Løstøl-fremmerdalstrinnet. b) Grødalstrinnet. Drenering både semisublateralt og subglasialt dannar eskerar, terrassar og sandur. Merk at den semisublaterale terrasseringa kan vere litt yngre (sjå diskusjonen ovanfor). c) Midtre til siste del av yngre dryas. Periglasiiale forhold med danning av steinbre og iskilar. Daudisgropene søkk inn og Vedde oskelag vert avsett i Koksвикmyra. d) Grødalen i dag.

KAPITTEL 6 – REFERANSELISTE

- Aarseth, I. og Mangerud, J. (1974). Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, western Norway. *Boreas*, 3, 3-22.
- Barrett, R. L. (1900). The Sundal drainage system in Central Norway. *Journal of the American Geographical Society of New York*, 32, 199-219.
- Benn, D. I. og Evans, D. J. A. (1998). *Glaciers & Glaciations*. New York, Edward Arnold Ltd.
- Black, R. F. (1976). Periglacial Features Indicative of Permafrost: Ice and Soil Wedges. *Quaternary Research*, 6, 3-26.
- Cuffey, K. M. og Paterson, W. S. B. (2010). *The Physics of Glaciology*. Kidlington, Butterworth-Heinemann.
- Dahl, S. O., Nesje, A. og Øvstedal, J. (1997). Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway. *Boreas*, 26, 161-180.
- Dean, W. E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research*, 44, 242-248.
- Dyke, A. S. (1993b). Landscapes of cold-centred Late Wisconsinan ice caps, Arctic Canada. *Progress in Physical Geography*, 17, 223-247.
- Embleton, C. og King, C. A. M. (1975). *Glacial Geomorphology*. London, Edward Arnold Ltd.
- Fareth, O. W. (1987). Glacial geology of Middle and Inner Nordfjord, western Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, 408, 1-55.
- Follestad, B. A. (1987). Sunndalsøra 1420 III. Description of the Quaternary geological map scale 1 : 50 000. *Norges Geologiske Undersøkelse Skrifter*.
- Follestad, B. A. (1989). Tingvoll 1320 I - Kwartærgeologisk kart med beskrivelse - M 1 : 50 000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Follestad, B. A. (1995). Sunndal kommune - Kwartærgeologisk kart - M 1 : 100 000. Tema: Løsmasser. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Follestad, B. A. (2003). Development of minor late-glacial ice domes east of Oppdal, Central Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, 441, 39-49.

- Follestad, B. A. (2005a). Large-scale patterns of glacial streaming flow deduced from satellite imagery over Sør-Trøndelag, Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 85, 225-232.
- Follestad, B. A. (2005b). Oppdal kommune - Kvartærgeologisk kart - M 1 : 80 000. *Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Follestad, B. A. og Fredin, O. (2011). Geometry and vertical extent of the late Weichselian ice sheet in northwestern Oppland County, Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, 451, 1-19.
- Follestad, B. A. og Henningsen, T. (1984). Sunndalsøra- Kvartærgeologisk kart 1420 III - M 1 : 50 000. *Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Follestad, B. A., Larsen, E., Blikra, H., Longva, O., Anda, E., Sønstegeard, E., Reite, A. og Aa, A. R. (1994). Quaternary geological map of Møre og Romsdal County, Norway. Scale 1 : 250 000 with description (in Norwegian). *Norges Geologiske Undersøkelse Skrifter*, 112, 1-52.
- Garnes, K. og Bergersen, O. F. (1980). Wastage features of the inland ice sheet in central South Norway. *Boreas*, 9, 251-269.
- Gjessing, J. (1960). *Isavsmeltingstidens drenering, dens forløp og formdannende virkning i Nordre Atnedalen*. Oslo, Universitetsforlaget.
- Gjessing, J. (1965). Deglaciation to Southeast East-Central South Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 20, 133-149.
- Hambrey, M. (1994). *Glacial environments*. Boca Raton, CRC Press.
- Hansen, A. M. (1885). *Om seter eller strandlinjer i store høider over havet*. Kristiania, Alb. Cammermeyer.
- Holmsen, G. (1915). Bredæmte sjøer i nordre Østerdalen. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 73, 1-211.
- Holmsen, P. (1968). Bredemte sjøer eller subglaciale avsetninger. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, 225, 97-103.
- Holtedahl, H. (1949). Geomorphology and Quaternary Geology of the Opdal-Sunndal Area, South-Western Norway. *Universitetet i Bergen Årbok*, 2, 1-51.
- Holtedahl, O. (1953). Norges geologi. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 208, 587-1118.
- Holtedahl, O. (1960). Geology of Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 208, 1-540.

- Humlum, O. (1998). The Climatic Significance of Rock Glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 375-395.
- Isaksen, K., Hauck, C., Gudevang, E., Ødegård, R. S. og Sollid, J. L. (2002). Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 56, 122-136.
- Lidmar-Bergström, K., Ollier, C. D. og Sulebak, J. R. (2000). Landforms and uplift history of southern Norway. *Global and Planetary Change*, 24, 211-231.
- Lohne, Ø. S., Mangerud, J. og Svendsen, J. I. (2012). Timing of the younger dryas glacial maximum in western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 27, 81-88.
- Mangerud, J., Gyllencrantz, R., Lohne, Ø. og Svendsen, J. I. (2011). Glacial history of Norway. I Ehlers, J., Gibbard, P. L. og Hughes, P. D. (red.) *Quaternary glaciations - extent and chronology - a closer look*. Amsterdam, Elsevier.
- Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O. og Sønstegaard, E. (1979). Glacial history of western Norway 15,000–10,000 B.P. *Boreas*, 8, 179-187.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Anda, E. og Rye, N. (1988). Block fields in southern Norway: Significance for the Late Weichselian ice sheet. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 68, 149-169.
- Nilsen, O. og Wolff, F. C. (1989). Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Røros & Sveg–1: 250 000. *Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Nordhagen, R. (1929). Bredemte sjøer i Sunndalsfjellene, Kvartærgeologiske og botaniske iakttagelser. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 2, 281-356.
- Nordhagen, R. (1930). Nye Iakttagelser Over de Bredemte Sjøer i Sunndalsfjellene. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 3, 34-55.
- Nye, J. F. (1952). The mechanics of glacier flow. *Journal of Glaciology*, 2, 82-93.
- Oftedahl, C. (1974). *Norges geologi: En oversikt over Norges regionalgeologi*. Trondheim, Tapir.
- Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 23, 117-119.
- Ramberg, I., Brynhi, I. og Nøttvedt, A. (red.) (2006). *Landet blir til*. Trondheim, Norsk Geologisk Forening.
- Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Siggaard-Andersen, M. L., Johnsen, S. J., Larsen, L. B. og Dahl-

- Jensen, D. (2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of geophysical research*, 111, 1-16.
- Reite, A. (1994). Weichselian and Holocene geology of Sør-Trøndelag and adjacent parts of Nord-Trøndelag county, Central Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, 426, 1-30.
- Reite, A. J. (1990). Sør-Trøndelag fylke. Kwartærgeologisk kart - M 1 : 250 000. *Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Rise, L. og Rokoengen, K. (1984). Surficial sediments in the Norwegian sector of the North Sea between 60 ° 30' and 62 ° N. *Marine geology*, 58, 287-317.
- Sigmond, E. M. O., Gustavson, M. og Roberts, D. (1984). Berggrunnskart over Norge - M 1 : 1 million. *Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Sollid, J. L., Carlson, A. B. og Torp, B. (1980a). Trollheimen–Sunndalsfjella–Oppdal Kwartærgeologisk kart 1: 100 000, Kort beskrivelse til kartet. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 34, 177-189.
- Sollid, J. L., Carlson, A. B. og Torp, B. (1980b). Trollheimen - Sunndalsfjella - Oppdal kvartærgeologisk kart 1 : 100 000. *Norsk Geografisk Tidsskrift*.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C. og Houmark-Nielsen, M. (2004). Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1229-1271.
- Svendsen, J. I. og Mangerud, J. (1987). Late Weichselian and holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 2, 113-132.
- Tveten, E., Lutro, O. og Thorsnes, T. (1988). Bergrunnskart Ålesund. 1: 250 000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Vorren, T. O. (1973). Glacial geology of the area between Jostedalsbreen and Jotunheimen, South Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 291, 1-46.

Referansar til internettsider:

Google earth (2012). Henta 01.02.2012 frå <http://www.google.com/earth>.

Meteorologisk institutt (2012). Henta 05.05.2012 frå <http://www.met.no>.

Norkart (2006). Henta 01.02.2012 frå <http://www.norgei3d.no>.

Statens Kartverk (2009). Henta 17.11.2011 frå <http://www.norgeskart.no>.

Stuvier, M., Reimer, P. J. og Reimer, R. (2004). Calib 0.6. Henta 04.03.2012 frå <http://calib.quab.ac.uk/>.

Vedleggsoversikt

VEDLEGG 1 – RUSSARKJERNAR (side A)

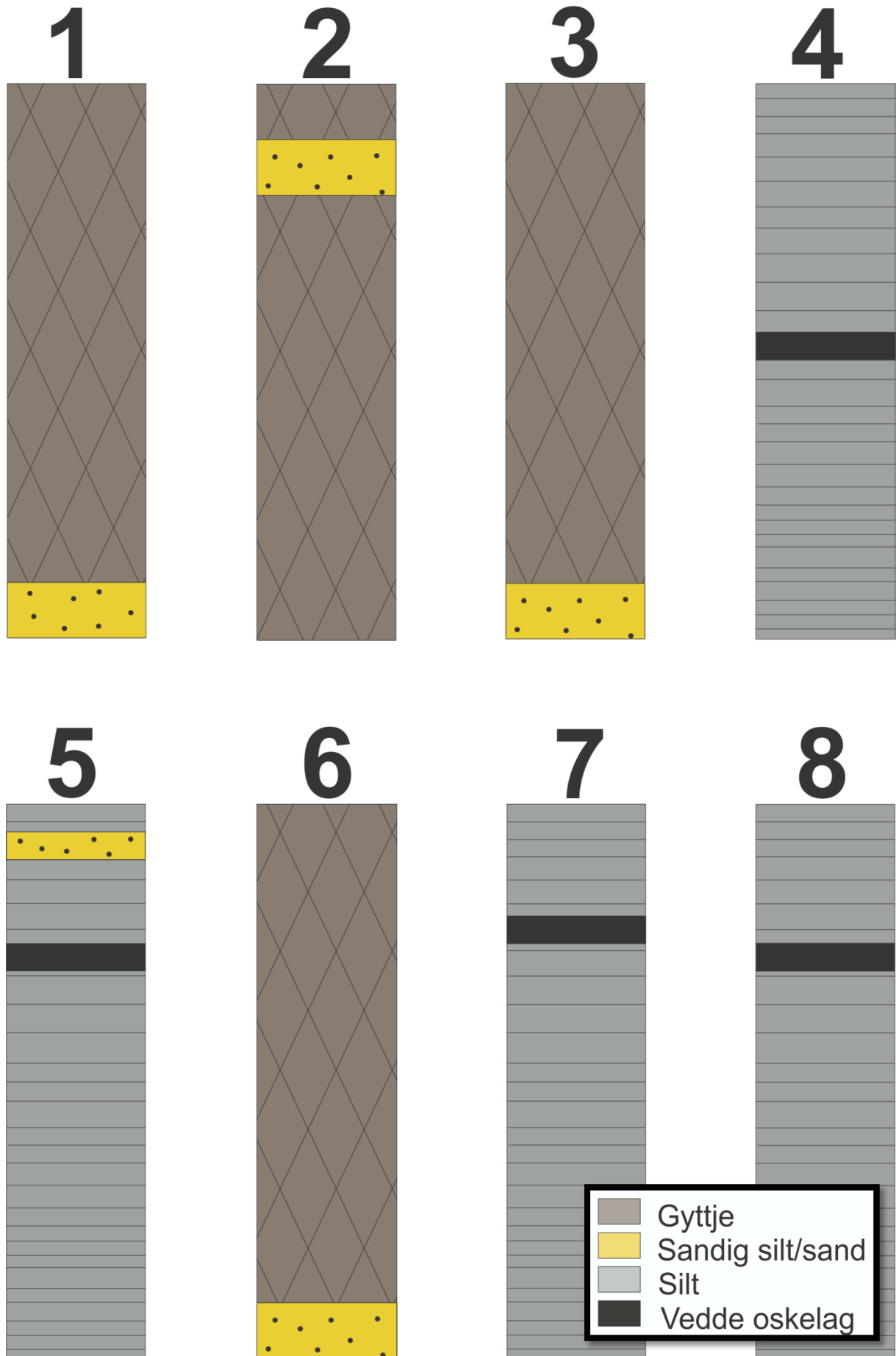
Ei oversikt over alle russarkjernane som ligg til grunn for utarbeidinga av dei to profila av Koksvikmyra. For djupne og lokalitet for kvar kjerne sjå Figur 22-24.

VEDLEGG 2 – KALIBRERINGSKURVER (side E)

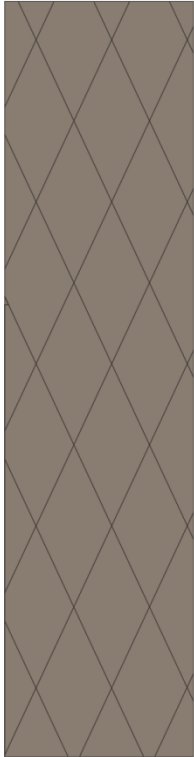
Ei oversikt over sannsynsfordelinga til dei kalibrerte ^{14}C -aldrane (Tabell 2).

VEDLEGG 3 - KVARTÆRGEOLOGISK KART (eiga mappe)

Det kvartærgeologiske kartet over Grødalen.



9



10



11



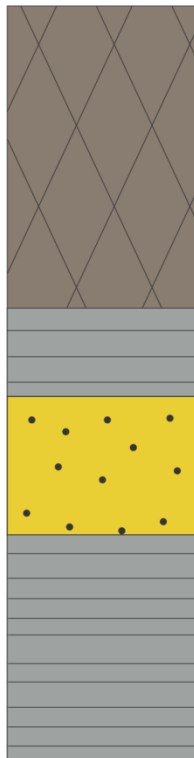
12



13



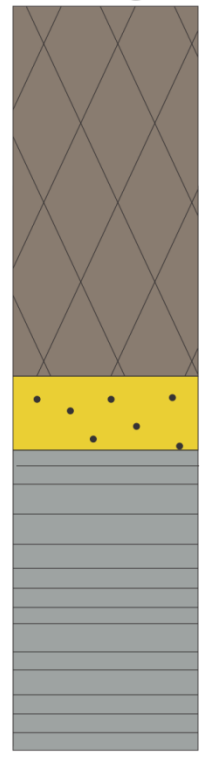
14



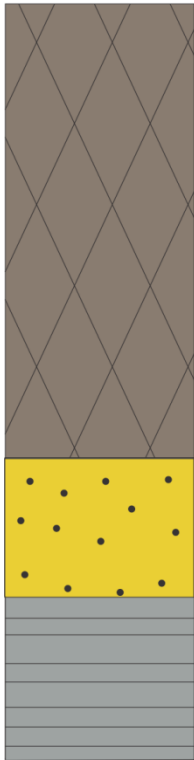
15



16



17



18



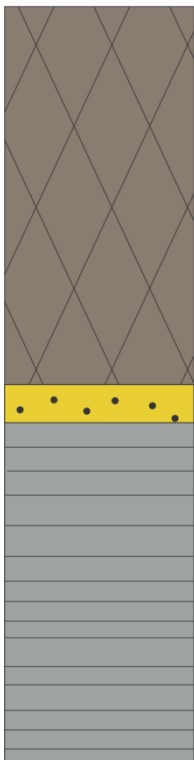
19



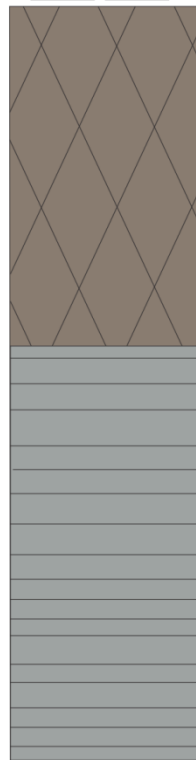
20



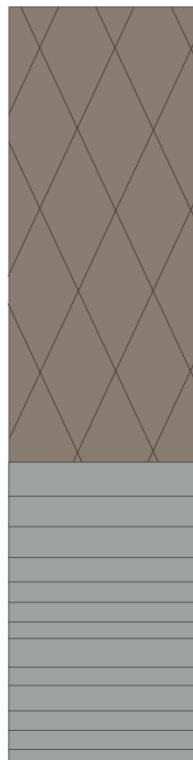
21



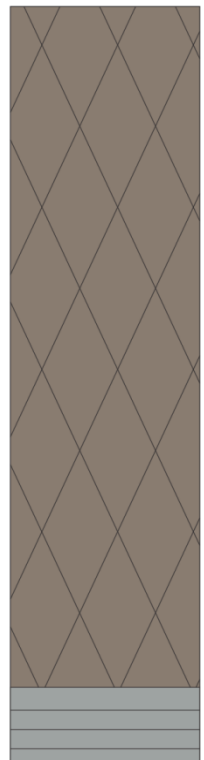
22



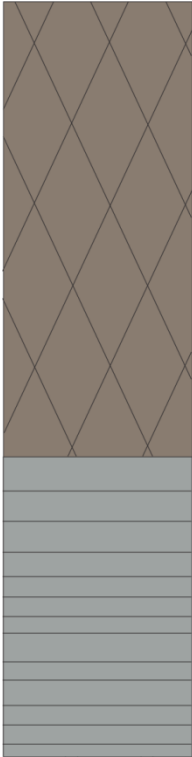
23



24



25



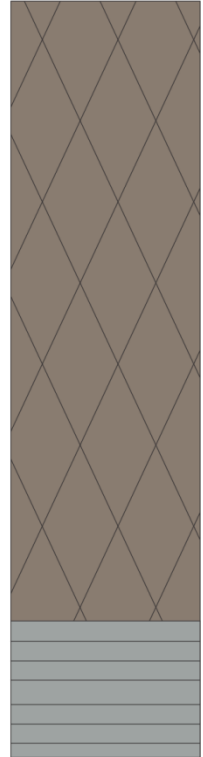
27



28



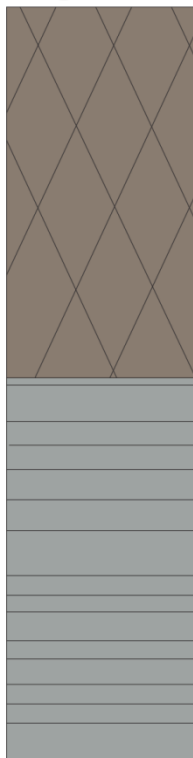
29



30



31



32



33

