

GEOLOGI FOR SAMFUNNET

GEOLOGY FOR SOCIETY



Hovedfagsekskursjon 2012, kvartærgeologi Trøndelag og Nordland



Institutt for Geovitenskap, UiB

Norges geologiske undersøkelse

NGU Rapport 2012.064

Masterekskursjon 2012,
kvartærgeologi – Trøndelag og
Nordland

Rapport nr.: 2012.064		ISSN 0800-3416		Gradering: Åpen	
Tittel: Masterekskursjon 2012, kvartærgeologi – Trøndelag og Nordland					
Forfatter: Celine Djuve Østergaard, Therese Natterøy, Linda Bergheim Øygard og Lars Olsen			Oppdragsgiver: Universitetet i Bergen (UiB) og NGU		
Fylke: Sør-Trøndelag, Nord-Trøndelag, Nordland			Kommune: Flere		
Kartblad (M=1:250.000)			Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000)		
Forekomstens navn og koordinater:			Sidetall: 98		Pris: 370,-
Feltarbeid utført: 18.-26.juni 2012			Rapportdato: 15.nov. 2012		Prosjektnr.: 325600
					Ansvarlig: Lars Olsen <i>Lars Olsen</i>
Sammendrag: Rapporten er skrevet av deltakerne på ekskursjonen (masterstudenter fra UiB), med innspill fra faglig ansvarlig og leder (Lars Olsen, NGU/UiB). Tematisk omhandler rapporten én del med innledning og litteraturliste for ekskursjonen (I), en annen del med dagsrapporter fra besøkte lokaliteter (II A) og en tredje del med faglige temaer belyst på et seminar avholdt som første dag på ekskursjonen (II B). Ekskursjonen inneholdt et bredt spekter av kvartærgeologiske dannelser, inkludert kalktuff, grotter og karstfenomener, ulike landformer både i løsmasser (breelvløp, lateralrenner, slukrenner, slukåser, eskere, drumliner, etc.) og fast fjell (bergrenner, jettegryter, isskuringsstriper), og forskjellige avsetninger og lagfølger, nok til å dekke 8-9 dagers ekskursjon.					
Emneord: Israndavsetning		Morene		Skredform	
Breelvavsetning		Delta		Sandur	
Strandforskyvning		Speleologi		Kjemisk forvitring	

FORORD

Høsten 2011 ble det bestemt at hovedfagsekskursjonen 2012 i kvartærgeologi for Universitetet i Bergen, med fagbetegnelsen GEOV 322 (tidligere GEOL 322), skulle dette året også gå til Trøndelag og Nordland. Forsker (NGU) og professor II (UiB) Lars Olsen leder ekskursjonen. Reiserute og litteratur ble - i samråd med professor Jon Inge Svendsen (UiB) - planlagt å følge samme mønster og innhold som i 2009, 2010 og 2011.

Mandag 18. juni ble det holdt kollokvier på NGU (i Trondheim) der de deltakende studentene gikk gjennom forskjellige artikler om kvartærgeologien i Sør-Trøndelag, Nord-Trøndelag og Nordland. Deretter fulgte 8,5 dager ekskursjon. Deltakerne var tre hovedfagsstudenter fra UiB, og på NGU fikk studentene også en kort innføring i moderne digital kartleggingsteknikk med forsker Ola Fredin som formidler.

Ekskursjons- og kollokviumrapporten (DEL IIA og B) er skrevet av studentene. Det gis først en summarisk oversikt med hovedtrekk fra de besøkte lokalitetene (ekskursjonsrapport), deretter følger en generell omtale av kvartærgeologien basert på utvalgte artikler (kollokviumrapport). Redigering og korrigerings av manuskriptene har undertegnede utført, mens det faglige innholdet er hovedsakelig studentenes eget ansvar.

Første del av ekskursjonen ble lagt til Sør-Trøndelag, hvor forsker Harald Sveian og undertegnede guidet gjennom områdets sen- og tidlig postglasiale historie. Spor etter gamle leirskred og israndformasjoner, samt strandlinjer i fast fjell og løsmasser var hovedfokus i dette området. Vi besøkte også det spektakulære dødislandskapet proksimalt for Tautra – Ekle/Tiller – Melhus israndformasjonen på Storås i Orkdal/Meldal, samt den 200 m lange dolinen (karstgropa; *se forsidebildet*) på elveterrassen distalt for samme israndformasjon.

Deretter fortsatte ekskursjonen til Levanger og Verdalen i Nord-Trøndelag der forsker Harald Sveian var hovedguide. Han guidet oss gjennom et landskap preget av en rekke israndformasjoner med endemorener og randåser. Sporene etter Verdalsraset fra 1893, det katastrofale kvikkleireskredet der blant annet 116 menneskeliv gikk tapt, ble også behørig omtalt og studert. Etter Nord-Trøndelag fortsatte turen mot nord, og ved Korgen gjorde vi et kort stopp med utsikt mot dalmunningen i øst, der breelvterrassene ligger opp mot MG-nivå på 120 moh, og foran posisjonen til brefronten til innlandsisen for 9600 ¹⁴C-år siden. Vi stoppet også ved Finneidfjord 3 mil sør for Mo i Rana, der Finneidfjordskredet, leirskredet fra 1996 fant sted. I dette skredet gikk det med 4 menneskeliv.

Neste del av ekskursjonen fokuserte på Rana-området, blant annet med besøk i Grønligrotta. De Geer-morener i Røvassdalen var også tema i dette området, og vi sjekket isskuring på østsiden av Båsmofjellet. Det vi fant var spor etter en regional isbevegelse mot NV, mens andre og yngre isskuringer i området viser at Svartisen fungerte som et eget lokalt issenter i slutten av siste istid etter at innlandsisen hadde trukket seg tilbake til enden av Ranafjorden. Vi besøkte også området der den nedlagte malmgruven ved Båsmoen ligger. Vi så blant annet på kalktuff fra subboreal - tidlig subatlantisk tid, med avtrykk av lauv og stengler av planter. Kalktuff dannes ved temperatur litt over 0°C (kaldt vann holder bedre på oppløst kalk enn varmere vann), ved utfelling av kalk fra grunnvannet og er dermed en klimaindikator.

Deretter dro vi til Saltfjellet hvor vi blant annet så mange store og klare spor etter isavsmeltingen i området rundt vannskillet, særlig på nordsiden i Lønsdalsområdet. Vi gjorde lokalitetsstopper litt sør for og ved Søreelva brøytebilstasjon, med tema drumliner (noen av disse flere km lange), dype slukrenner, slukåser, store eskere, laterale og sub-laterale renner og oppdemningssedimenter. Videre gikk turen til Fauske med brerandavsetninger og kalksteinsgrotter (for eksempel Solvikgrotta) og karst som tema. Så reiste vi om Saltstraumen (omtalt som "verdens sterkeste malstrøm") og videre vestover, mot kysten vest for Svartisen, og der kunne vi blant annet se, på en lokalitet (Dalen), eolisk sand som i postglasial tid er blåst oppover dalsiden, flere hundre høydemeter oppover fra store sandrike strandavsetninger under. Vi fortsatte videre med besøk blant annet til Engabreen og dens randavsetninger fra Lille istid og Yngre Dryas randmorene i nabodalen, Fonndalen. Dette er det området i Norge der avstanden mellom Yngre Dryas brerandlinje og Lille istids randavsetninger er kortest, de ligger nesten på samme sted. Man må til Svalbard for å finne noe lignende. Der når Lille istids morener i sentrale deler nesten like langt ut fra dagens brekant som YD randlinjen, og i vestlige del av Svalbard ligger Lille istids morener kanskje til og med lengre ut enn YD morenene.

Turen gikk videre til Åmøya, der vi så på randmorener og andre avsetninger fra Eldre Dryas – Yngre Dryas og tidlig postglasial tid. Noen av lokalitetene der Midt- og tidlig Sen Weichsel stratigrafier fra området vest for Svartisen tidligere er påvist og beskrevet (Olsen m.fl. 2001, Olsen 2002) ble også besøkt, men skjæringene i løsmassene er nå gjengrodde og bare bruddstykker av disse lagfølgene kunne demonstreres på denne turen. Rurlinjen (som kan indikere havnivået da rurene levde for ca 28,000 C14-år siden) på ei steinblokk som antas å ligge i *in situ* - posisjon i toppen av et nedre morenelag ved Ytresjøen i Vassdalsvik (jfr. Olsen 2010; NGU-Bulletin 450) var likevel fremdeles synlig. I dette området, vest for Svartisen, så vi også eksempler på spesielle strukturer i sand (Halsa) som antas å stamme fra rystelser etter jordskjelv. En lokalitet ved Fykan innerst i Glomfjorden, med en halv til en meter dype renner i fjelloverflaten, dannet ved en kombinasjon av isskuring og subglasialt smelte vann, ble også besøkt.

På returen til Trondheim reiste vi langs kystfylkesveien (nå fylkesvei, tidligere riksvei 17), med to ferjer på veien mot Mo i Rana og E6. Langs denne strekningen krysset vi de sen-glasielle brerandlinjene omtalt av Andersen m.fl. (1981) som A-, B-, C- og D-linjene. Sør for Mosjøen, litt nord for Majavatn, stoppet vi ved en isskuringslokalitet langs E6. Der er det bevart ung isskuring mot NØ fra Bindalsfjellene, fra en iskappe som må ha vært mer eller mindre adskilt fra innlandsisen sent i deglasiasjonsfasen. Siste del av ekskursjonen fokuserte på Stjørdalsområdet i Nord-Trøndelag, og omfattet blant annet besøk i Hegra massetak i Hoklingen brerandformasjon, og reise rundt Skjelstadmarka med mange spor etter tidligere leirskred, og til slutt var temaet fluvial utviklingshistorie i hoveddalen.

Det er mitt håp at selv om noen av de lokalitetene som omfattet mest stratigrafiske data ikke kunne demonstreres like klart som den gang for 10-15 år siden da snittene sist var åpne og lett tilgjengelige, så var et besøk også til disse stedene av faglig nytte for studentene. Ekskursjonen inneholdt ellers et bredt spekter av kvartærgeologiske dannelser (inkludert grotter og karstdannelser), løsmasseformer og avsetninger som forhåpentligvis gav studentene en god faglig ballast på veien videre mot deres mastergrad.

Ekskursjonen startet i Trondheimsområdet, inkluderte lokaliteter også i Orkdalen og Gauldalen, fortsatte til Verdalen og deretter ble kursen satt mot nord. Turen fortsatte til Ranaområdet og videre til Saltfjellet med Lønsdal og Junkerdal, før kursen ble satt mot kysten vest for Svartisen der området foran Engabreen ble besøkt. Deretter gikk turen tilbake til Trondheimsområdet. Benyttet leiebiler (stasjonsvogner) under hele turen.

- Reiseruten er vist på kartskisser med anvist stopp/lokaliteter og med suksessiv omtale for hver dag i Ekskursjonsrapporten, Del II A.
- Nødvendig utstyr – På en slik tur i juni i Midt-Norge, inkludert Nordland er det anbefalt at man tar med varme klær, vanlige feltklær, regntøy og gummistøvler. Sovepose for eventuell ”enkel” overnatting er også greit å ha med. Ellers anbefales liten ryggsekk, kart over Trøndelag og Nordland, kompass, notisbok, kikkert og fotoapparat. GPS-måler anbefales også hvis tilgjengelig. På årets ekskursjon hadde vi med alt dette.
- Deltakere på årets GEOV 322 ekskursjon:

Faglig og administrativ leder: Forsker/Professor II Lars Olsen, NGU

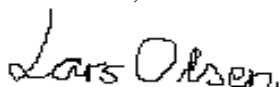
Studenter:

Celine Djuve Østergaard, Therese Natterøy og Linda Bergheim Øygard, alle fra UiB.

Guider:

18.-26. juni, Trøndelag og Nordland Forsker/Professor II Lars Olsen, NGU
21. og 26. juni, Trøndelag Forsker Harald Sveian, NGU

Trondheim, 1/7 – 2012



Lars Olsen

UNIVERSITETET I BERGEN

GEOV322

Masterekskursjon i kvartærgeologi



Trøndelag og Nordland

Våren 2012

DEL I: - Innledning og referansar

DEL II A og B: - Ekskursjon- og kollokviumrapport

Skrive av: Celine Djuve Østergaard, Therese Natterøy og Linda Bergheim Øygard

Institutt for Geovitenskap, UiB

Norges geologiske undersøkelse

Innhald

DEL I.....	5
Innleiing	5
Litteraturliste	6
DEL II A.....	11
Måndag 18.06.2012.....	12
Lokalitet 1.1 Torgård.....	12
Lokalitet 1.2. Tiller.....	12
Lokalitet 1.3 Ekle	13
Lokalitet 1.4 Ras i Trondheimsområdet	14
Lokalitet 1.5 Reppe morene	14
Tysdag 19.06.2012	15
Lokalitet 2.1 Blyberget og Sverresborg	15
Lokalitet 2.2 Elsterparken	16
Lokalitet 2.3 Holem grustak.....	17
Lokalitet 2.4 Kregnes-Søberg	17
Lokalitet 2.5 Benna grustak	17
Lokalitet 2.6 Hovin terrasse	18
Lokalitet 2.7 «Horg Bygdatun».....	18
Lokalitet 2.8 Fremo	19
Lokalitet 2.9 Brøttem	20
Onsdag 20.06.2012.....	22
Lokalitet 3.1 Høgåsen, Orkdalsfjorden	23
Lokalitet 3.2 Skjenaldselva	23
Lokalitet 3.3 Kvåle	25
Lokalitet 3.4 Vormstad.....	25
Lokalitet 3.5 Kviknan.....	26

Lokalitet 3.6 Lo – Storås formasjonen	27
Lokalitet 3.7 135-meters terrassen	29
Torsdag 21.06.2012.....	30
Lokalitet 4.1 Utkikkspunkt.....	31
Lokalitet 4.2 Hoklingenvatnet.....	31
Lokalitet 4.3 Lein	33
Lokalitet 4.4 Alstadhaug kyrkje	33
Lokalitet 4.5 Vinne kyrkje	33
Lokalitet 4.6 Sundby grustak	34
Lokalitet 4.7 Verdalsraset	34
Lokalitet 4.8 Volen.....	36
Lokalitet 4.9 Tromsdalen	36
Lokalitet 4.10 Helgådalen	37
Lokalitet 4.11 Vuku.....	37
Lokalitet 4.12 Uglen.....	38
Lokalitet 4.13 Stiklestad.....	38
Fredag 22.06.2012.....	39
Lokalitet 5.1 Korgen	40
Lokalitet 5.2 Rundmoen.....	40
Lokalitet 5.3 Finneidfjord	41
Lokalitet 5.4 DeGeer morener ved Rauvassdalen.....	41
Lokalitet 5.5 Skillevollen idrettspark	42
Lokalitet 5.6 Grønligrotta.....	43
Laurdag 23.06.2012.....	44
Lokalitet 6.1 Saltfjellet	45
Lokalitet 6.2 Finneid	47
Sundag 24.06.2012.....	48

Lokalitet 7.1 Kjelddal breelvdelta	49
Lokalitet 7.2 Halså sandtak	49
Lokalitet 7.3 Engabreen	50
Lokalitet 7.4 Fykanbergan.....	52
Lokalitet 7.5 Strandflata, Fugløya.....	52
Lokalitet 7.6 Bolden/Skogreina + grustaket.....	53
Lokalitet 7.7 Spilderdalen nær Ørnes.....	54
Lokalitet 7.8 Spildervatnet DeGeer morener	55
Lokalitet 7.9 Risnesryggen, Åmnessundet.....	56
Lokalitet 7.10 Skardsvatnet.....	56
Lokalitet 7.11 Kjørvåg	57
Lokalitet 7.12 Bogneset.....	57
Måndag 25.06.2012.....	59
Lokalitet 8.1 Kilboghavn	60
Lokalitet 8.2 Sjonafjorden.....	60
Lokalitet 8.3 Utskarpen	61
Lokalitet 8.4 Forsbakk.....	61
Lokalitet 8.5 Kappfjelli	62
Tysdag 26.06.2012	63
Lokalitet 9.1 Hembre grustak, Hegre	64
Lokalitet 9.2 Skjelstadmarka.....	64
Lokalitet 9.3 Fluvial utvikling i Stjørdalen	66
Lokalitet 9.4 Frigård.....	66
DEL II B.....	67
Deglasiasjonshistorien i midt- og nord-Norge	67
Glasiøle avsetningar i Trøndelag og Nordland.....	76
Strandforskyvningsforløpet i Trøndelag	84

DEL I

Innleiing

GEOV322, Masterekskursjon i kvartærgeologi, vart gjennomført 18.06.2012-26.06.2012 i Trøndelag og Nordland. Reisa starta i Trondheimsfjordområdet, der fleire lokalitetar i området vart besøkt. Deretter gjekk reisa nordover og det vart gjort stopp i blant anna Verdalen, Mosjøen, Mo i Rana, Saltfjellet og området vest for Svartisen. Litt over 200 mil vart tilbakelagt under turen. Ekskursjonsleiar Lars Olsen var med heile vegen, medan Harald Sveian bistod i Verdalen og Stjørdalen. Studentane på kurset var Therese Natterøy, Linda Bergheim Øygard og Celine Djuve Østergaard frå universitetet i Bergen. Innan ekskursjonen vart pensumlitteraturen lese, og det vart skrive førebuande oppgåver som vart presentert første dagen på NGU.

Therese Natterøy, Celine Djuve Østergaard og Linda Bergheim Øygard

GEOV322, masterekskursjon i kvartærgeologi for universitetet i Bergen ble i 2012 for fjerde år på rad arrangert i Trøndelag og Nordland. Antall studenter har variert mye fra år til år, med bare to studentdeltakere i 2009, 12 i 2010, 5 i 2011 og 3 i år. Ekskursjonen gjennomføres i samarbeid mellom UiB og Norges geologiske undersøkelse (NGU). Ekskursjonen har gitt åpning for at studenter ikke bare frå UiB, men også fra andre universiteter skal kunne delta. For eksempel i 2010 var to av studentene fra UMB-Ås, og i 2011 var en av studentene fra UMB-Ås.

Ekskursjonen har vært en suksess i alle fire år, i følge uttalelser fra alle studentdeltakerne. Det er likevel planen å skifte område for ekskursjonen til neste år, og den foreløpige planen er at Nord-Norge med hovedvekt på Troms skal legges inn som ekskursjonsmål i 2013.

Lars Olsen

Litteratur til hovedfagsekskursjon i kvartærgeologi for UiB, vårsemesteret 2012 – GEOV 322 – 5 studiepoeng

Del 1:

Sør-Trøndelag/Trondheimsregionen - brevariasjoner, deglasiasjon, strandforskyvning og litt om postglasial landskapsutvikling (leirskred m.m.)

1. Kjemperud, A. 1986: Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway. *Boreas* 15, 61-82.
2. Kjenstad, K. & Sollid, J. L. 1982: Isavsmeltningsskronologi ... *NGeogrT* 36, 153-162.
3. Mangerud, J., et al. 2006: Marine 14C reservoir ages ... *Quaternary Science Reviews* 25, 3228-3245.
4. Nemeč, W., Lønne, I. & Blikra, L. H. 1999: The Kregnes moraine in Gauldalen, west-central Norway: ... *Boreas* 28, 454-476.
5. Olsen, L. 1997: Rapid shifts in glacial extension characterise a new conceptual model for glacial variations during the Mid and Late Weichselian in Norway. *NGU Bulletin* 433, 54-55. (Brevariasjoner i Midt og Sen Weichsel)
6. Olsen, L. 2003: A Mid-Norwegian correlative to the Younger Dryas Vedde Ash Bed from western Norway. *NGF Abstract and Proceedings* 1, 1 s.
7. Olsen et al. 2001: Methods and stratigraphies ... *NGU Bulletin* 438, 21-46.
8. Olsen et al. 2007: The Allerød – YD ice front oscillations ... *NGF Abstracts and Proceedings* 1, 72-73.
9. Powell, R. D. 1984: Glacimarine processes and ... *Marine Geology* 57, 1-52.
10. Reite, A. J. 1990: Sør-Trøndelag fylke. Kvartærgeologisk kart – M 1:250 000. NGU.
11. Reite, A. J. 1994: Weichselian and ... *NGU Bulletin* 426, 1-30.

12. Reite, A. J. 1995: Deglaciation of the Trondheimsfjord area. NGU Bulletin 427, 19-21.
13. Reite, A. J., Selnes, H. & Sveian, H. 1982: A proposed deglaciation chronology for the Trondheimsfjord area, Central Norway. NGU 373, 75-84.
14. Reite, A. J., Sveian, H. & Erichsen, E. 1999: Trondheim fra istid til nåtid. NGU, Gråsteinen 5, 40 s.
15. Rise et al. 2006: The deglaciation history of ... (NGT) NJG 86, 419-438.
16. Solberg et al. 2008: Deglaciation history and ... in Buvika, ... Boreas 37, 297-315.
17. Sollid, J. L. & Reite, A. J. 1983: The last glaciation and deglaciation of Central Norway. In Ehlers, J. (Ed.): Glacial deposits in North-West Europe. A.A. Balkemaa, Rotterdam.
18. Sveian, H. 1997: Ice-marginal deposits ... NGU Bulletin 433, 52-53.
19. Sveian, H., Hansen, L., Solberg, I.-L. & Rokoengen, K. 2006: Veibygging avdekker skredhistorien. GeoPublishing AS, GEO 3-2006, 20-25.

Del 1, til sammen ca. 325 s., derav er mindre enn 150-175 s. ”viktig” stoff. Mye er bare bakgrunnsstoff.

Del 2:

Glasiasjons-/deglasiasjonshistorie, stratigrafi, kronologi, strandforskyvning m.m., Nord-Trøndelag og Nordland

20. Andersen, B. G., Bøen, F., Rasmussen, A. & Vallevik, P. N. 1979: The deglaciation between Skjerstadvjord and Svartisen, North Norway. *Boreas* 8, 199-201.
21. Andersen, B. G., Bøen, F., Nydal, R., Rasmussen, A. & Vallevik, P. N. 1981: Radiocarbon dates of marginal moraines in Nordland, North Norway. *Geografiska Annaler* 63A, 155-160.
22. Andersen, B. G., Bøen, F., Rasmusen, A., Rokoengen, K. & Vallevik, P. N. 1982: The Tjøtta glacial event in southern Nordland, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 62, 39-49.
23. Andersen, B. G., Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M. & Bergstrøm, B. 1995: Younger Dryas ice marginal deposits in Norway. *Quaternary International* 28, 147-169.
24. Blake, K. P. & Olsen, L. 1999: Deglaciation of the Svartisen area, northern Norway, and isolation of a large ice mass in front of the Fennoscandian Ice Sheet. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography* 53, 1-16.
25. Blake, K. P. 2000: Common origin for De Geer moraines of variable composition in Rauvassdalen, northern Norway. *Journal of Quaternary Science* 15, 633-644.
26. Gustavson, K. & Olsen, L. 2006: Depositional origin of an adverse delta surface slope at Altermarka, northern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography* 60, 129-138.

27. Linge, H., Olsen, L., Brook, E. J., Darter, J., Mickelson, D. M., Raisbeck, G. M. & Yiou, F. 2007: Cosmogenic nuclide surface exposure ages from Nordland, northern Norway: implications for deglaciation in a coast to inland transect. *Norwegian Journal of Geology* 87, 269-280. (Eksponeringsdateringer, kald vs. varm bresåle)
28. Olsen, L. 2002: Mid and Late Weichselian ice-sheet fluctuations northwest of the Svartisen glacier, Nordland, northern Norway. *NGU Bulletin* 440, 39-52. (Degl., Midt og Sen Weichsel stratigrafi)
29. Olsen, L., Sveian, H., van der Borg, K., Bergstrøm, B. & Broekmans, M. 2002: Rapid and rhythmic ice sheet fluctuations in western Scandinavia 15-40 Kya – a review. *Polar Research* 21, 235-242. (Brevariasjoner, dateringer, stratigrafi)
30. Rasmussen, A. 1981: The deglaciation of the coastal area NW of Svartisen, northern Norway. *NGU* 369, 1-31. (Isbevegelser, degl., strandforskyvning)
31. Sveian, H., Aa, A. R. & Kjærnes, P. A. 1979: Isbevegelser og isavsmeltning i den sentrale delen av Saltfjellet, Nordland, Nord-Norge. *NGU* 348, 1-20. (Degl.)
32. Sveian, H. & Solli, A. 1997a: Fra hav til høgfjell – landskapet. Kapittel 1 (s. 10-65) i Dahl, R., Sveian, H. & Thoresen, M. (red.): *Nord-Trøndelag og Fosen – Geologi og Landskap*. 136 pp. NGU. Pensum: side 34-65. (Generell kv.geol.)
33. Sveian, H. & Solli, A. 1997b: Tid og form – geologisk historie. Kapittel 4 (s. 112-130) i Dahl, R., Sveian, H. & Thoresen, M. (red.): *Nord-Trøndelag og Fosen – Geologi og Landskap*. 136 pp. NGU. Pensum: side 118-130. (Generell kv.geol.)

34. Valen, V., Lauritzen, S.-E. & Løvlie, R. 1997: Sedimentation in a high-latitude karst cave: Sirijordsgrotta, Nordland, Norway. Norsk Geologisk Tidsskrift 77, 233-250.
(Hulesedimenter og paleomagnetiske signaler)

35. Sveian, H. & Olsen, L. 1984: En strandforskyvningskurve fra Verdalsøra, ... NGT 64, 27-38.

Del 2, til sammen ca. 225 s., derav er mindre enn 150-175 s. "viktig" stoff. Mye kan skimleses.

Dette betyr at opptil rundt 300-350 sider er stoff studentene bør ha lest gjennom til GEOV 322 i år, men dette betyr jo ikke at alle må lese alt like nøye. Det er vel rimelig å dele på oppgaven ved å holde seminar for hverandre.

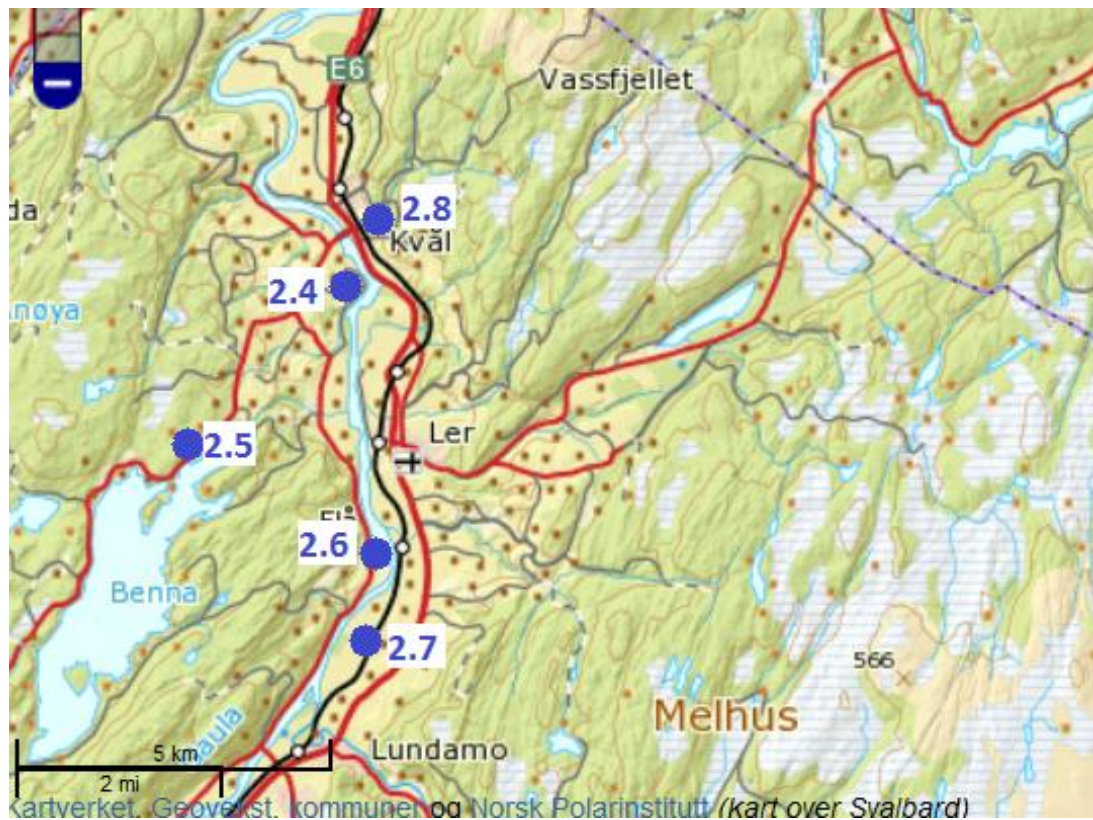
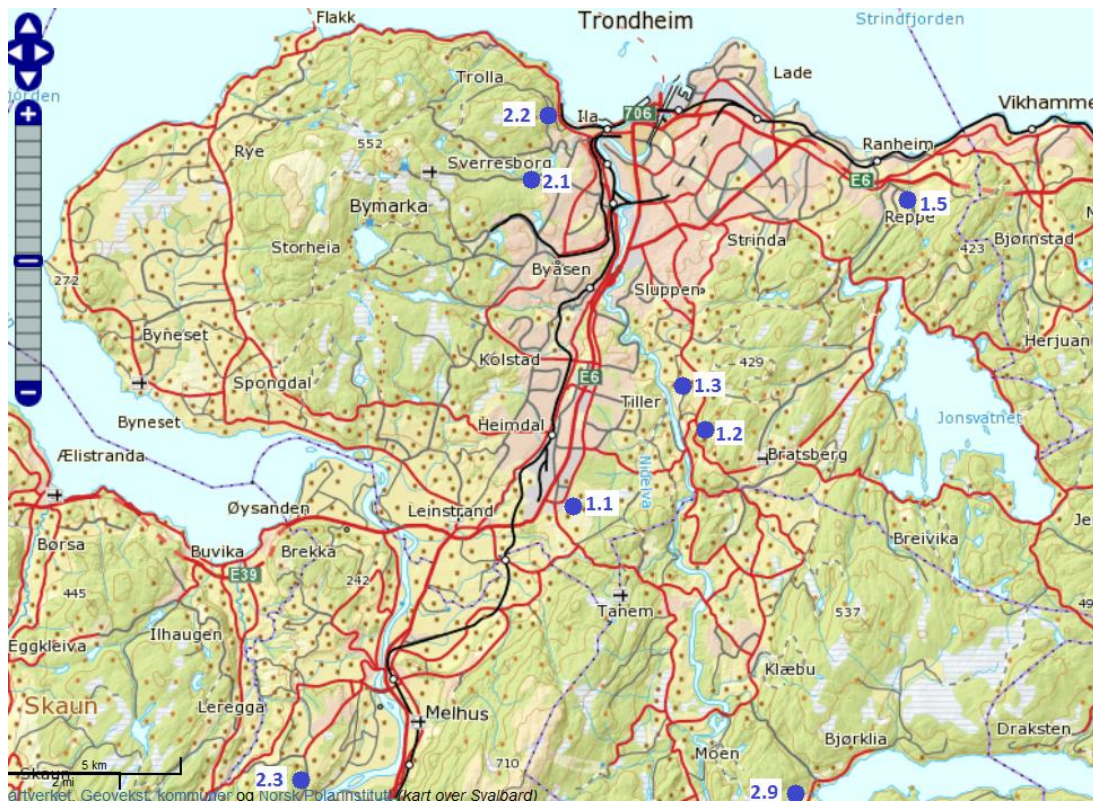
31.01.2012

Ansvarlig for opplegg og undervisning (i samråd med Professor John-Inge Svendsen)

Lars Olsen
Seniorforsker, Professor II

DEL II A

Lokalitetskart for Trondheimsområdet, 18. og 19.06.12.



Måndag 18.06.2012

Lokalitet 1.1 Torgård

Ved Torgård er det ei randavsetning som er ein del av Tautra-trinnet. Avsetningen er glasifluvial, nærmare bestemt eit delta der skrålaga heller vestover. Den søraustlege delen av avsetninga som i dag ligg 174 m o.h. vart bygd opp til havoverflata. Øvst i deltaet er det blitt danna ei strandlinje som i dag ligg 169 m o.h. (Fig. 1). Strandlinja korrelerar godt med strandhakk som er funne i fast fjell lenger nord mot Trondheim, ved Sverresborg, Blyberget og Elsterparken.



Figur 1. Ein kan skimte eit høgare nivå der dei høgste trea veks, samt strandlinja på 169 m o.h. i bakkant av plenen.

Lokalitet 1.2. Tiller

Ved Tiller ligg det ein erosjonsrest etter fleire store kvikkleireskred i området. Skreda har ”ete” seg inn i frå fleire kantar, og ei ryggliknande form er blitt liggande att i terrenget (Fig. 2). Fleire menneskeliv har gått tapt i desse skreda. Det største skredet, Tillerskredet, skjedde i 1816, der blant anna fleire gardar og Tiller kyrkje blei teken av raset. I dette skredet sklei 550 000 m² jord ut og demte opp Nidelva.



Figur 2. Ein kan tydeleg sjå skredkanten frå Tilleraset ved T-merket på bildet (Reite et al., 1999).

Lokalitet 1.3 Ekle

Ved Ekle er det eit grustak der ein kan skimte skrålag i den sand- og grusrike avsetninga. Den glasifluviale avsetninga vart ikkje avsatt heilt opp til havoverflata, og etter at dei glasifluviale prosessane avtok blei det avsatt eit tjukt marint leirlag over (Fig. 3).



Figur 3. Erodert leir i skråningane, samt at ein kan skimte nokre lag i grovare sediment (sand-grus) midt på bildet til høgre.

På andre sida av Nidelva fortset formasjonen. Der er det glasifluviale materialet ikkje dekket av leirlag. Denne avsetninga ligg på omtrent same høgde som avsetninga ved Torgård, samt at

ein kan sjå ei strandlinje som ligg om lag 5 m nedanfor toppflata slik som ved Torgård. Ein kan og sjå ei tydeleg, igjengrodd rasgrop frå eit kvikkleireskred som har gått ned mot elva.

Lokalitet 1.4 Ras i Trondheimsområdet

I store delar av Trondheimsområdet er det marine avsetningar, og som følgje av dette kan ein i dag sjå svært mykje spor etter kvikkleireskred. Ein kan sjå skredkantar langs vegen medan ein køyrer nordover mot Trondheim by. Mange av rasgropene er svært store, og er truleg danna gjennom fleire rasepisodar. Nede i byen, under Nidarosdomen, er det om lag 2 m med rasleire som er avsatt frå skreda som har gått lenger sør i området.

Innerst i Olderdalen kan ein sjå enden av ei stor skredgrop (Fig. 4). Det er tydelege og djupe spor i terrenget. Under deglasiasjonen blei tjukke leiravsetningar avsatt så langt ut som 3 – 4 km i frå brefronten. Det er i slike områder leirskreda har skjedd.



Figur 4. Skredkanten innerst i Olderdalen.

Lokalitet 1.5 Reppe morene

Reppe randmorene er ein del av Tautra-trinnet. På distalsida av morena er det avsatt marin leir. Høgda på ryggen går nesten opp til MG, som her er i overkant av 170 m o. h. Langs ein bekk ved morena er det funne kvalbein som er daterte til Yngre Dryas.

Tysdag 19.06.2012

Lokalitet 2.1 Blyberget og Sverresborg

På Sverresborg klippen er det spor etter tre paleohavnivå (Fig. 5). Toppen på klippen er flat og har en høyde på 175 m o.h. Denne flaten fikk sin endelige utforming, etter flere tidligere erosjonsfaser, i tidlig/midt allerød og i nivå med datidens havnivå. Det var frostprosesser i strandsonen, slik som frostsprengning, som førte til dannelsen av flaten. Ti meter nedenfor er det en terrasse som har dannet seg i løsmasser, dette er en strandlinje. Denne ble dannet under Tautra maksimum, da hadde havet sunket på grunn av at landet hevet seg. Terrassen ble dannet i nivå med datidens havnivå som lå på 165 m o.h. Litt lengre ned sees en markert linje i fast fjell, dette er en strandlinje fra Tautra minimum. Det var på denne tiden de tydeligste strandlinjene i Trøndelagsområdet ble dannet. Det var da, mot midten av yngre dryas, et ekstremt kaldt klima og frostprosesser var veldig aktive. Strandlinjen varierer i bredde, og ligger omtrent 160 m o.h.

Ved Blyberget ble det også observert en strandlinje i fast fjell. Denne korresponderer med den laveste strandlinjen på Sverresborgklippen, og ligger i omtrent samme nivå, men litt lavere. Den ble også dannet under Tautra minimum. Strandlinjen i fast fjell kan også følges videre mot nord-vest (se Elsterparken, lokalitet 2.2).

I nærheten av Sverresborgklippen finnes en diamikton som er flere meter tykk, som er tolket som morenemateriale. I denne morenen ble det funnet hele skjell av *Mya truncata* som ble datert til 10 274 ¹⁴C år BP. Dette er i sen yngre dryas, noe som ikke passer med yngre dryas isranden som er konstruert for området. Lokaliteten ligger flere kilometer vest for/utenfor denne isranden. Det ble utført fabric-analyser på denne diamiktonen og det viste seg at fabricretningen var den samme som om massene hadde blitt avsatt av innlandsisen. Man er usikker på hvordan dette kan ha blitt dannet, men en hypotese er dannelse av en veldig tykk sjøis/"is-shelf". En annen hypotese er at mange isfjell kan ha samlet seg, blitt sammenfrosset, beveget seg som en større enhet og avsatt diamiktonen. Det har skjedd lignende situasjoner flere steder i Norge under deglasiasjonen, både utenfor eldre dryas og yngre dryas maksimale isutbredelser.



Figur 5. Ved Sverresborgklippen kan det observeres standlinjer i fast fjell.

Lokalitet 2.2 Elsterparken

På Ilabergan i Elsterparken er det en lang strandlinje i fast fjell (Fig 6), denne er også fra Tautra minimum. Strandlinjen var best utviklet på utstikkende fjellparti, der frost- og bølgeprosesser har vært sterkest. Bergarten i området er svak og sprekker lett opp. Strandlinjen er opp til 20 meter bred. Dannelsen har vært hurtig siden det krever et rimelig stabilt havnivå, og den ble dannet på 100- 200 år.



Figur 6. Strandlinjen i Elsterparken er dannet i fast fjell, stien på bildet ligger oppå strandlinjen.

Lokalitet 2.3 Holem grustak

Ved Holem observeres det skrålag i et grustak. Dette er en glasifluvial formasjon som består for det meste av grus og sand. Denne avsetningen kan være dannet helt eller delvis subglasialt og ligger like innenfor Melhus randmorenen som er en del av Tautra maksimum. Opprinnelig før landskapet ble modifisert av mennesker lå det en to meter tykk bunnmorène oppå den glasifluviale formasjonen. Dette viser at isen har rykket frem over sine egne glasifluviale avsetninger.

Lokalitet 2.4 Kregnes-Søberg

På Kregnes kan det observeres et stort ismarginalt delta, som har en toppflate på 170 m o.h. Denne avsetningen er rundt 70 meter tykk, og det finnes noen strandavsetninger på toppen.. I et åpent snitt kan det observeres at lagene nederst ikke heller like mye som de som ligger over. Dette er normalt i et delta fordi man lengre ned i avsetningen nærmer seg bunnlagen som har en mindre gradient. Det kan så vidt sees noen horisontale topplag i det ene snittet. Dateringer i strandavsetningen på toppen gir en alder på rundt 10 400 ¹⁴C år BP. På andre siden av dalen observeres deltaer på Søberg og Gravråk. Disse hang opprinnelig sammen med deltaet på Kregnes, men Nidelven som ligger i midten av dalen har erodert bort resten (Fig. 7).



Figur 7. På høyre side ligger deltaet på Kregnes og til venstre kan deltaavsetningen på Søberg skimtes, Nidelven renner midt i dalen.

Lokalitet 2.5 Benna grustak

I dette grustaket vart det observert skrålag i ulike retningar i glasifluvialt materiale avsatt under Tautra minimum. Den dominerande retninga var sørvest, medan det fantes enkelte

skrålag med helling mot nordaust. Dette tyder på at hovedisen låg i nordaust medan det låg isrestar frå Tautra maksimum i sørvest. Det fantes marin leire på proksimalsida av avsetninga, som har vorte avsett under havnivå etter at isen smelta tilbake.

Lokalitet 2.6 Hovin terrassene

Ein terrasse på Hovin i vestsida av Gauldalen vart besøkt. Denne var i overkant av 180 m o.h., og strekte seg omtrent 100 meter ut mot dalføret. På motsett side av dalen kunne ein sjå terrassar på same nivå (Fig. 8). Terrassane består av glasifluvialt materiale som vart bygd framføre innlandsisen som låg sør i dalen. Nivået representerer marin grense i området. Denne avsetninga vert korrelert med Kaldvellmorenen som er datert til 10 500 ^{14}C -år BP (marinkronologi), og er difor nesten av same alder, berre litt yngre enn Tautratrinnet.



Figur 8. Flatt på toppen av Hovin terrassen, med utsikt mot terrasse på motsett side i dalen.

Lokalitet 2.7 «Horg Bygdatun»

På andre sida av vegen, aust i dalen, fantes eit utkikkspunkt mot terrassen på vestsida. Under denne kunne ein også sjå elveterrassar på fleire ulike nivå lågare i terrenget (Fig. 9). Desse er ikkje like markante som Hovin terrassen, og er danna ved at elva har erodert medan det relative havnivået har sunke. Avsetningane i desse terrassane er difor glasifluvialt materiale med fluviale avsetningar oppå. Nedskjæringa frå den høgaste terrassen og ned til dalbotnen er over 100 meter.



Figur 9. Utsikt frå Horg bygdatur mot ulike terrassenivå, sett mot nord.

Lokalitet 2.8 Fremo

Eit kort stopp sørvest for Fremo gav utsikt mot eit grustak der ein kunne skimta, under eit par meter flattliggande topplag, skrålag med helling frå nordaust mot sørvest. Dette er topplag og skrålag i eit glasifluvialt delta (Fig. 10). Breelvavsetninga har bygd seg opp til marin grense som er på 175 m o.h. Ein bratt stigning førte til eit nokså flatt og langstrakt platå på toppen bak denne avsetninga og er tolka som ei sandurflate. Overflata var ujamn med fleire groper, som viser til eit daudislandskap med mange grytehol (Fig. 11). I eit anna grustak i same avsetning, lenger nordaust, vart det klårt at det har vore ei komplisert oppbygging av formasjonen med vekslende løp i ulike retningar. Mykje av materialet er vaska, og det resterande er berre sand og grus. Her var og terrenget kupert, med overgang mot daudislandskapet i sørvest av avsetninga. Ei randmorene inn i mot breelvavsetninga, som var oppimot 30 meter høgare enn sandurflata innheldt meir diamikt materiale, og var skjært gjennom av ei elv.

Ei slik stor avsetning som er bygd opp over marin grense tyder på dramatisk tilbakesmelting med svært mykje smeltevatn. Denne avsetninga er lokalisert mellom to hovedrandsoner; Tautra og Hoklingen.



Figur 10. Utsikt mot ein tjukk serie med skrålag, under eit par meter topplag i Fremo isranddelta.



Figur 11. Kupert daudsislandskap på sandur, proksimalt for Fremodeltaet.

Lokalitet 2.9 Brøttem

Ved Brøttem er eit sandurdelta avsatt som ein del av Hoklingen-trinnet (Fig.12). Frå denne avsetninga kan ein følgje sidemorener med jamne mellomrom oppover i fjella mot nordvest opp til om lag 300 m o.h. Avstanden mellom Hoklingenavsetninga ved Brøttem og Tautra-

trinnet er kun om lag 7 km og er difor truleg ein av dei kortaste avstandane som er mellom dei to trinna. Vanlegvis er avstanden fleire mil.

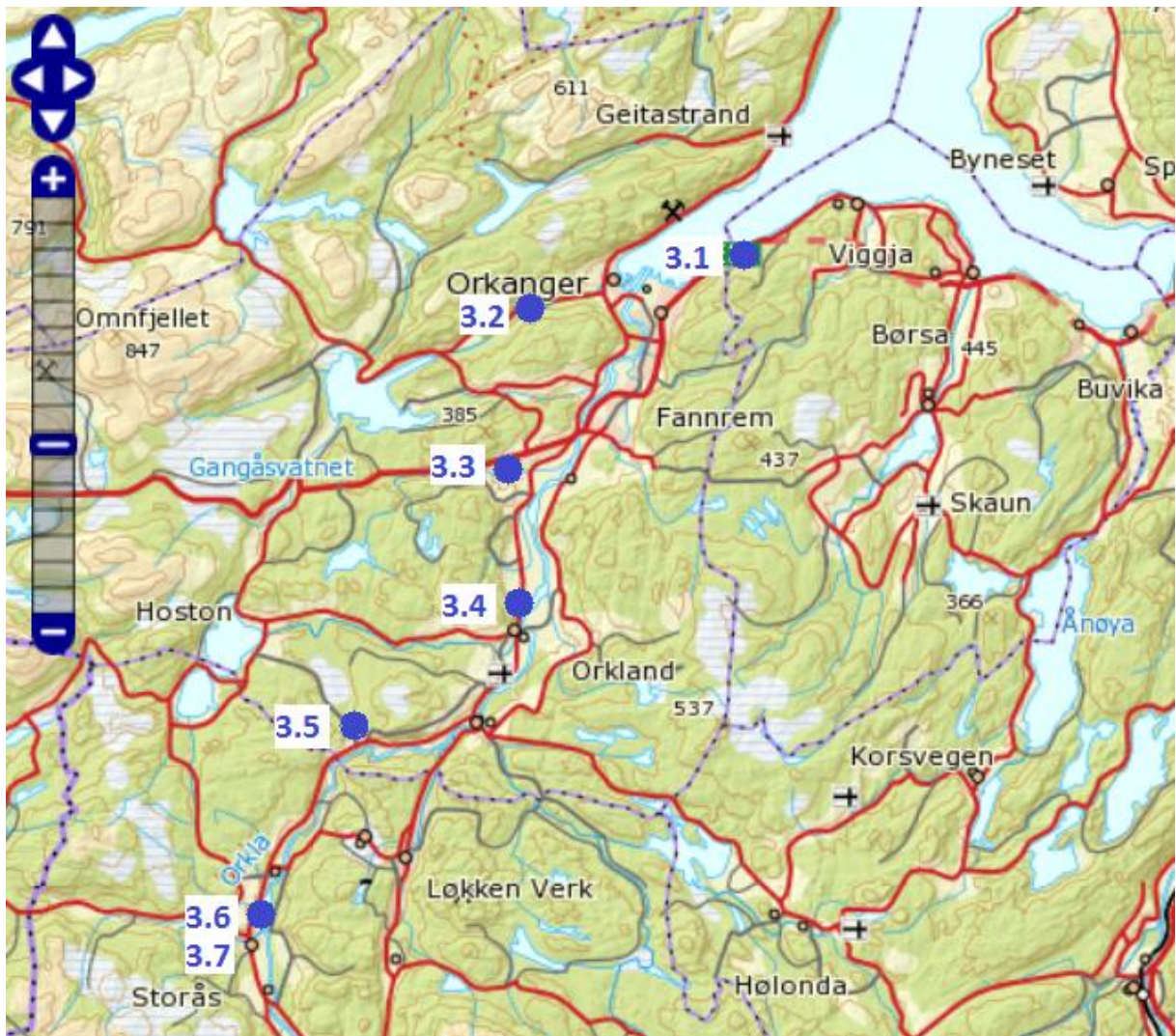
Vestenden av Selbusjøen munnar ut i ein canyon som var bindeleddet mellom Selbusjøen og havet då havnivået var høgare. Langs vasskanten skal ein kunne sjå ei strandlinje i fast fjell når vasstanda er låg nok. Denne strandlinja er truleg danna postglasialt. Dette er eit bevis på at strandlinjer i fast fjell også kan dannast i lakustrine miljø, ikkje berre marine.



Figur 12. Utsikt mot sandurdeltaet ved Brøttem der overflata av deltaet er den dyrka marka ein kan skimte midt i biletet.

Onsdag 20.06.2012

Lokalitetskart for Orkdalen



Lokalitet 3.1 Høgåsen, Orkdalsfjorden

Det observeres en strandlinje på andre siden av fjorden som delvis er i fast fjell og delvis i løsmasser (Fig 13). Denne strandlinjen ligger rundt 140 m o.h., og ble dannet under Tautra minimum. Den korrelerer med den nederste strandlinjen på Sverresborgklippen som ligger på 160 m o.h. Dette stemmer overens med isobaseretningen i området, dersom man går ut i fra at den er 32°NØ. Strandlinjen representerer ikke den marine grensen som er 167 m o.h., den finnes i nabadalen Korsholt 2 kilometer lenger nord. Området ble deglasiert i tidlig allerød.



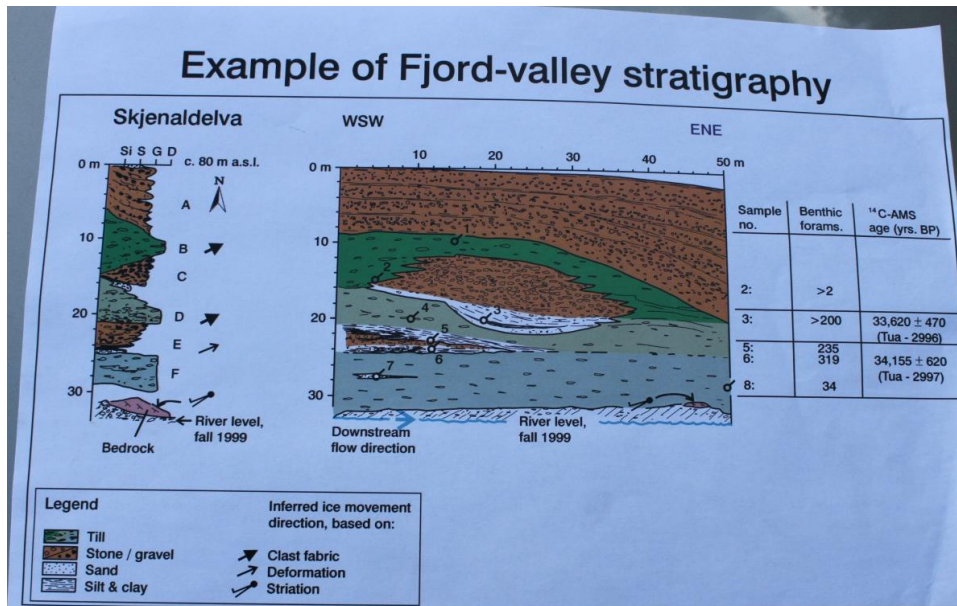
Figur 13. Utsikt mot strandlinje på Høgåsen.

Lokalitet 3.2 Skjenaldselva

Her ble det observert et snitt i en 30 meter tykk avsetning (Fig. 14 og 15), stratigrafien vises på figur 14. Avsetningen er bygd opp av tre morenelag som enkelte plasser er adskilt av lommer med sand og grus. Over den øverste morenen, som man antar er fra LGM, ligger det et 3 meter tykt glasifluvialt lag bestående av sand og grus. Dette laget er antatt avsatt under allerød. Det ble funnet mange foraminiferer i sand og gruslagene mellom morenene. Disse ble datert og man fikk aldre på 33 000 og 34 000 ^{14}C år BP. De to nederste morenelagene er av midt-weichsel alder. Toppen av avsetningen ligger rundt 80 m o.h., dette er 50 meter under datidens havnivå når den øverste sand- og grusavsetningen ble avsatt. Det ble funnet mange røde, siltige sandsteiner i avsetninga som stammer fra Jämtland i Sverige (Fig 16). Dette tyder på at det har vært en isbevegelse mot NV. Fabricanalyser av morenelagene og isskuringsretinger viser en isbevegelse nedover dalen (mot NØ), noe som tyder på at de må

være avsatt under en innledende eller en avsluttende fase av en glasiasjon, siden isstrømningen har vært topografibestemt.

Dette er en av lokalitetene lengst inne i landet, i denne regionen, der en har funnet marine fossiler fra midt-weichsel. På andre siden av dalen finnes den samme serien med avsetninger, og der kan det observeres at det ligger marin leire på toppen. Leiren øverst antas å være fra siste deglasiasjon, det vil si fra allerød tid.



Figur 14. Stratigrafien til avsetningen ved Skjenaldselva (Figur lånt av Lars Olsen).



Figur 15. Skjenaldselva elvenedskjæring, med snitthøyde omtrent 30 m. Toppen ligger omtrent 80 m o.h.



Figur 16. Morenemateriale med raud sandstein frå Jämtland.

Lokalitet 3.3 Kvåle

På Kvåle finnes det en randås avsetning i V-Ø retning som tilsvarer isposisjonen under sen allerød. Dette er eneste randås som er knyttet til dette trinnet, og den er blitt datert på hele doble skjell fra sedimentlommer i selve randåsen som gav en alder på 11 280 ¹⁴C BP.

Dateringer fra marint materiale som lå klistret på distalsiden til randåsen viste en alder på 10 900 ¹⁴C år BP og støtter derfor opp om denne alderen. De marine sedimentene ble avsatt like etter avsetningen av randåsen, og gir dermed en aldersbegrensing. I randåsen er det i tillegg til sorterte masser også parti som er dårlig sorterte, og lag som heller inn mot, og skrått nedover dalen.

Lokalitet 3.4 Vormstad

I ei vegskjæring nær Vormstad vart det observert eit snitt med tre einheitar (Fig. 17). Den nederste bestod av eit par meter sand, grus og stein. Deretter var det eit tynt lag, 1-2 cm, med kompakt jord. Øvst var det eit 4-5 m tjukt lag med massiv leire. Den nederste einheiten er fluviale sedimentar, medan jordlaget er gammalt jordsmonn som har blitt begravd av den siste einheiten som er frå eit leirskred. I jordlaget har det blitt funne trerestar som er datert til 2500 ¹⁴C-år BP, som gir ein maksimumsalder for leirskredet.



Figur 17. Rasavsetningar over fluviale sediment, nær Vormstad i Orkdalen.

Lokalitet 3.5 Kviknan

På Kviknan fins ein glasifluvial terrasse på 157 m o.h., som er marin grense på staden. Denne lokaliteten er den staden lengst opp i dalen ein finn marine finkorna sediment. Desse er seinglasiale, med innhald av marine fossiler, for eksempel av lodde (påvist omtrent år 1920). Nokre få kilometer lengre ned, nord i dalen, ligg Løfta-Holtan terrassane, som representerar ein randformasjon på rundt 11 000 ^{14}C -år BP. Denne breranden korrelerar moglegvis med Tautra maksimum eller eit mellomsteg mellom sein allerød og Tautra maksimum frå tidleg yngre dryas.

Sør for Kviknan vart det observert store blokker som såg ut som fjellblotningar, men som er veldig store flyttblokker som er frakta til staden av is og smeltevatn under deglasiasjonen (Fig. 18).



Figur 18. Ei svært stor flyttblokk, splitta i tre delar, til venstre bak huset.

Lokalitet 3.6 Lo – Storås formasjonen

Ved Storås i den vestlege delen av dalen er det ein relativt stor avsetning som består av glasifluvialt materiale (Fig. 19). På eller i toppen av avsetninga er det muligens ein esker. Ein kan sjå at skrålaga heller i fleire ulike retningar og det er varierende kornstørrelsar (frå sand til stein) mellom laga, noko som gjenspeglar eit typisk subglasialt dreneringsforløp. På overflata av ryggen øvst er det ingen store blokker som kunne ha tyda på at det er ein morenerygg. Tolkinga av esker gjeld difor framleis.

I den austlege sida av dalen ligg ein randformasjon der ein tydeleg kan sjå iskontakten, og ei flat terrasse med enkelte dødisgropar i. Som følgje av at mykje av området vert brukt til landbruk er mange av daudisgropene heilt eller delvis fylt igjen og kan ikkje eller nesten ikkje sjåast i dag, eller er betydeleg mindre djupe enn dei opphavelag var (Fig. 20). I nord av denne avsetninga kan ein sjå eit opent snitt (elveskjering) blotning i terrassen. Der kan ein tydeleg sjå tjukke lag typisk for sanduravsetningar, om lag 15 – 20 m tjukke, med tydeleg horisontal lagdeling enkelte stadar i toppen av avsetninga. Under sandursedimenta kan ein finne varierende sandfraksjonar og silt med fleire karakteristiske strukturar i seg som kryssjikt, laminerte lag og liknande. Dette er ein distal del av ein deltaavsetning. Det er ein

erosjonskontakt mellom sandursedimenta og sedimenta under og denne kontakten gjenspeglar eit tidlegare havnivå som i dag ligg om lag 150 m o.h. Grensa er skarp, med sand og finare under og sandig grus og grus over. For å få denne overgangen frå sand til sandursediment må brefronten ha vore fluktuerande, kanskje rykka fram til, eller i nærheita av denne lokaliteten for så å smelta kraftig og sanduren er blitt danna. Ei anna forklaring kan vere at det har vore ein kraftig smeltevatnstraum som har komme ut i frå ein smeltevatnstunnel under havoverflata. Slike straumar kan nå langt ut på eit delta og frakte mykje sediment med seg. Denne teorien vert støtta opp om av eskeren ved Storås, dersom det er tilfelle at det er ein esker, ettersom at brefronten må ha stått i havet om eskeren og deltaavsetninga blei danna på same tid. I breranddeltaet på Kvammen er det funne liknande avsetningar, med tjukke relativt flattliggende sandlag frå distale delar av skrålagspakken, direkte under grovkornige lag i ein topplagspakke opp til yngre dryas maksimum havnivå. Tydeleg skråttliggende lag i ein mellomliggende øvre del av skrålagspakken manglar begge stader. Lenger sør, bak sandurdeltaet, kan ein sjå eit tydeleg daudislandskap, samt eskerar, med ablasjonsmateriale i overflata. Dette daudislandskapet er omtrent to km i utstrekning frå iskontakten og vidare i proksimal retning.



Figur 19. Storåsavsetninga med ein mogleg eskeravsetning der ein ser toppen med grantre på.



Figur 20. Daudisgrop i Loterrassen, delvis fylt i eller bakkeplanert.

Lokalitet 3.7 135-meters terrassen

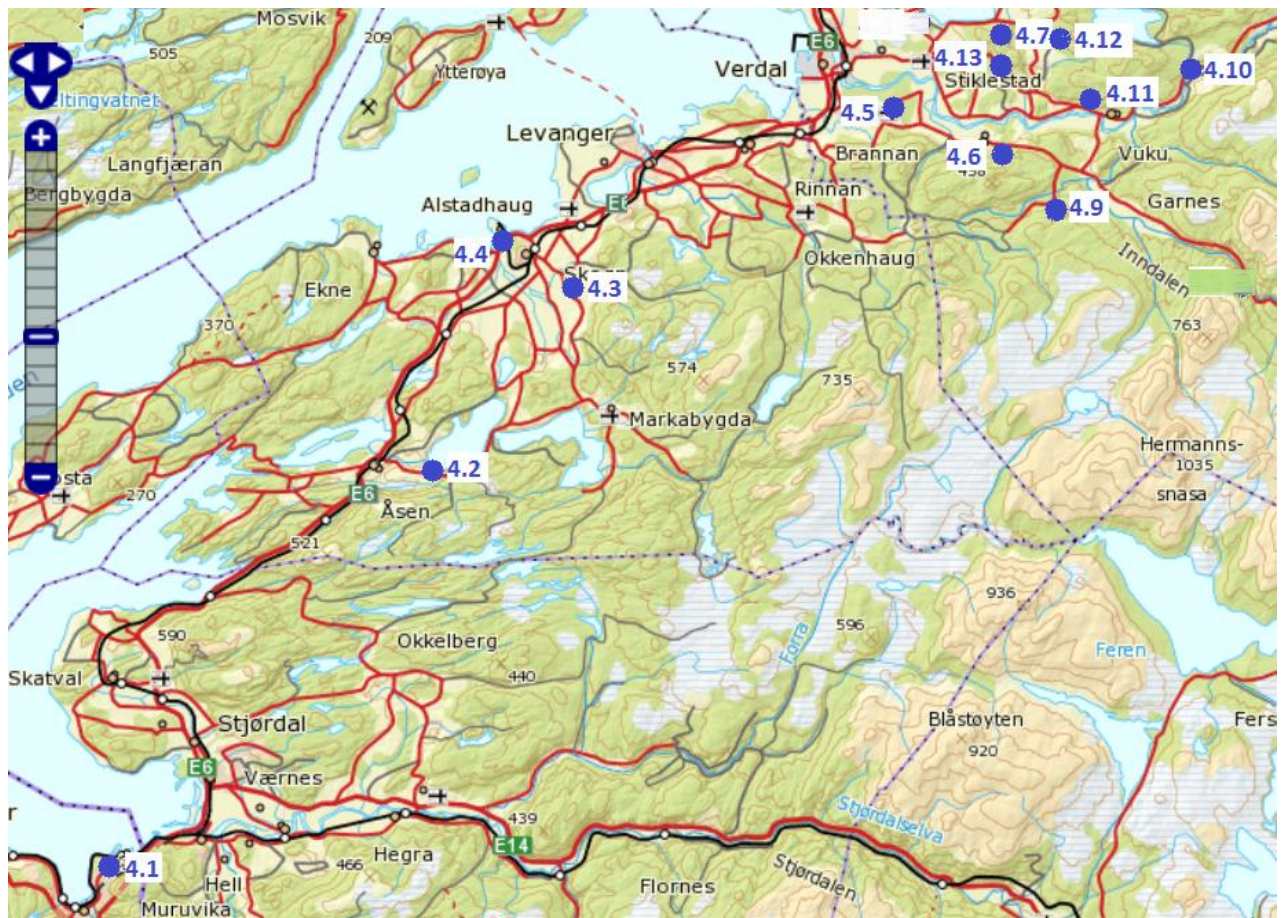
Oppå ein elveterrasse på nivået 135 m o.h. vart det observert ei djup, slak s-forma og avlang fordjupning i dei fluviale avsetningane (Fig. 21). På grunn av at nivået på terrassen er på 135 m o.h. og difor langt under marin grense i området, i tillegg til den avlange s-forma, kan fordjupinga truleg ikkje forklarast som ei dødsisgrop. Ein trur difor at dette er ei karstgrop, der karstdanning i ei kalkåre i berggrunnen har kollapsa og sedimenta over har rast ned. Terrassen er bygd opp i sein preboreal (funne utifrå strandforskyvningskurve), dette gir ein maksimumsalder for gropa, men kollapsen kan ha skjedd mykje seinare. Lenger ned i dalen, nordover, fins ei litt mindre, men liknande grop.



Figur 21. Karstgrop i 135-meterterrassen, distalt for Loterrassen.

Torsdag 21.06.2012

Lokalitetskart for Stjørdal og Verdal



Lokalitet 4.1 Utkikkspunkt

Frå eit utkikkspunkt mellom Trondheim og Stjørdal vert deler av Tautratinnet observert nordover. Det strekker seg frå Midtsandtangen (Fig. 22), mot Frosta halvøya og framføre øya Tautra og fortsetter nordover på Fosen. Tautratinnet har veldig skarpe og klare moreneryggar som tyder på eit kraftig framrykk. I sundet mellom Leksvik og Tautra er ryggen svært markert, medan den er meir diffus utanfor Tautra, som delvis består av lausmassane som høyrer til randavsetninga. Lengdeaksen til øya er parallell med isrørsla, og er truleg ein drumlin. Frå Midtsandtangen mot Frosta er djupna berre 20-30 meter, medan innanfor randen mot Stjørdal er djupna 65 meter, der det er fylt opp med flate marine avsetningar. Utanfor randen vert det brått opp mot 200 meters djupna. Rett ovanfor Leksvika fins to store områder med bresjøsediment rett over marin grense. Nordover går E6 på marine sediment. Tre isretningar er registrert i Trøndelag og Nordland, der den eldste har retning mot nordvest, ein yngre mot nord og den yngste som er topografisk styrt. Drumlinoidformer viser difor ulike retningar etter kva alder dei har. Når isen har vore topografisk styrt har fjellknausar stukke opp som nunatakar.



Figur 22. Utsikt mot Midtsandtangen, midt i bildet, nordover mot Frosta, Tautra (bak gjerdet til venstre) og Fosen.

Lokalitet 4.2 Hoklingenvatnet

Nord for Trondheimsområdet er marin leire fortsatt den dominerande lausmassen, men det er meir bart fjell langs kysten og mindre lausmassar enn i dei store hovuddalføra.

I sørvestenden av Hoklingen ligg ei randavsetning (Fig. 23). Seismikkhastigheter tilsvarar morenemateriale. Ei anna randavsetning mellom austenden av Hoklingen og Movatnet består

av meir glasifluvialt materiale (Fig. 24), med mykje skrålåg av sand og grus som fortset vestover under vatnet. Dette er avsett under marin grense.

Denne todelte randmorenen tyder på ulik bredynamikk i ulike dalføre, og moglegvis ein steil kalvingsfront. Hoklingenranden kan også følgjast som morenerygg over marin grense, i motsetnad til Tautra. Desse ryggane er også todelte nokre stader, med eit par hundre meter i mellom kvar.

Innanfor Hoklingen fins ei randavsetning ved Stormo, som vert prøvd korrelert med Vuku, som er tydelegare lenger nord.



Figur 23. Randmorene i sørvestenden av Hoklingen.



Figur 24. Bilete aust for Hoklingen. Det er tatt ut store mengder sand og grus frå det yngste Hoklingentrinnet.

Lokalitet 4.3 Lein

I avsetninga ved Lein er det vekslende lag med glasifluvialt materiale og morene oppover heile snittet (Fig. 25). Dei 4-5 morenelaga med ein tjukkelse på mellom 1 og 5 meter tyder på at dette er ein svært brenær avsetning. Det fins og spor etter fleire slumping- og debrisflowavsetningar i snittet. Store leiravsetningar, nesten bygd opp til marin grense, dekker opp bak randavsetninga på proksimal side.



Figur 25. Bilete av grustaket ved Lein.

Lokalitet 4.4 Alstadhaug kyrkje

Alstadhaug kyrkje ligg oppå ein morenerygg som går ut i fjorden frå halvøya og dreier mot nordaust for så å forsvinne gradvis på havbotnen. Seismiske undersøkingar har påvist at ryggen består av morenemateriale samt ein god del grus- og sandavsetningar. Denne moreneryggen er ein del av Hoklingen-trinnet.

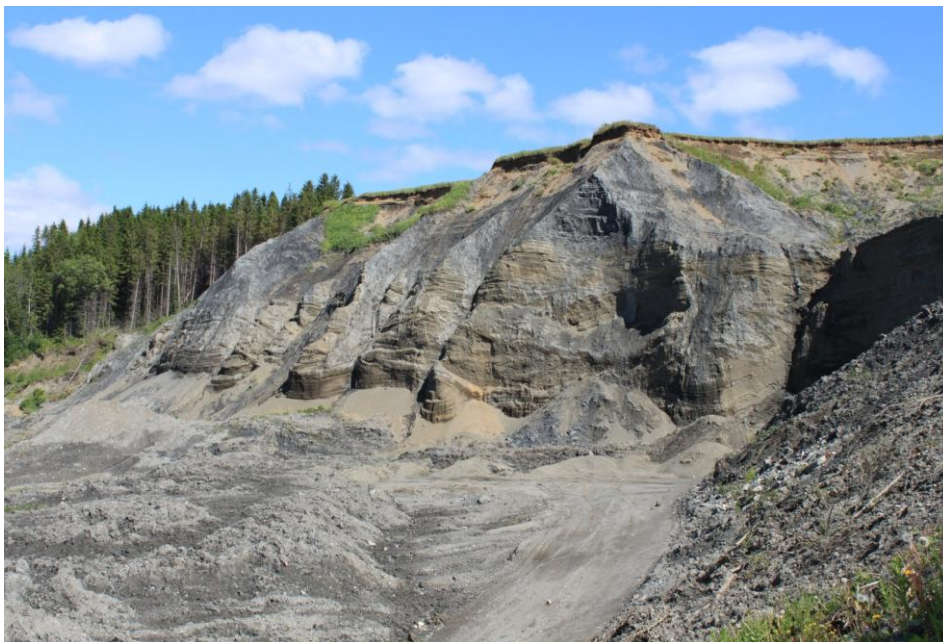
Lokalitet 4.5 Vinne kyrkje

Vinne kyrkje står oppå eit heva fluvialt delta som er datert til om lag 6000 ^{14}C år BP. Elvesletta vert gradvis lågare og lågare til lenger vest ein kjem i dalen ned mot fjorden. Terrassen ligg på om lag 40 m o.h. ved kyrkja. Austover frå kyrkja ser det ut til at sletta heller mot aust og ikkje vest. Grunnen til dette er at eit kvikkleireskred har gått og fjerna store delar av leira i grunnen under den 20 m tjukke avsetninga, men grus- og sandlaget har sunke ned og

blitt liggande igjen og danna ein skråning. Deltaet er bygd ut over marin leire i heile dalen som er om lag 100 m tjukk på det tjukkaste.

Lokalitet 4.6 Sundby grustak

Avsetningane som kan sjåast i Sundby grustak er frå ein del av eit randdelta som er avsett nær brefronten og i dag ligg 60 – 70 m o.h. (Fig. 26). Grunnen til at ein kan påpeike det er at ein kan sjå spor etter det som truleg er slumping og/eller debrisstraumar som har skjedd som følge av eit ustabil miljø nær brefronten. Desse avsetningane har ein gråleg, diamikt utsjånad, noko som kan få ein til å tru at det er morenemateriale, noko som ikkje er tilfelle her. Øvst på deltaet er det eit lag som består av holosene fluviale sediment. Under dette er det eit 6-7 m tjukt marint lag som er grått på farge og laminert. Dette randdeltaet ligg om lag midt mellom Hoklingen-trinnet og Vuku-trinnet, og er eit lokalt randtrinn som er avsett mellom 10 300 og 10 000 ^{14}C år sidan.

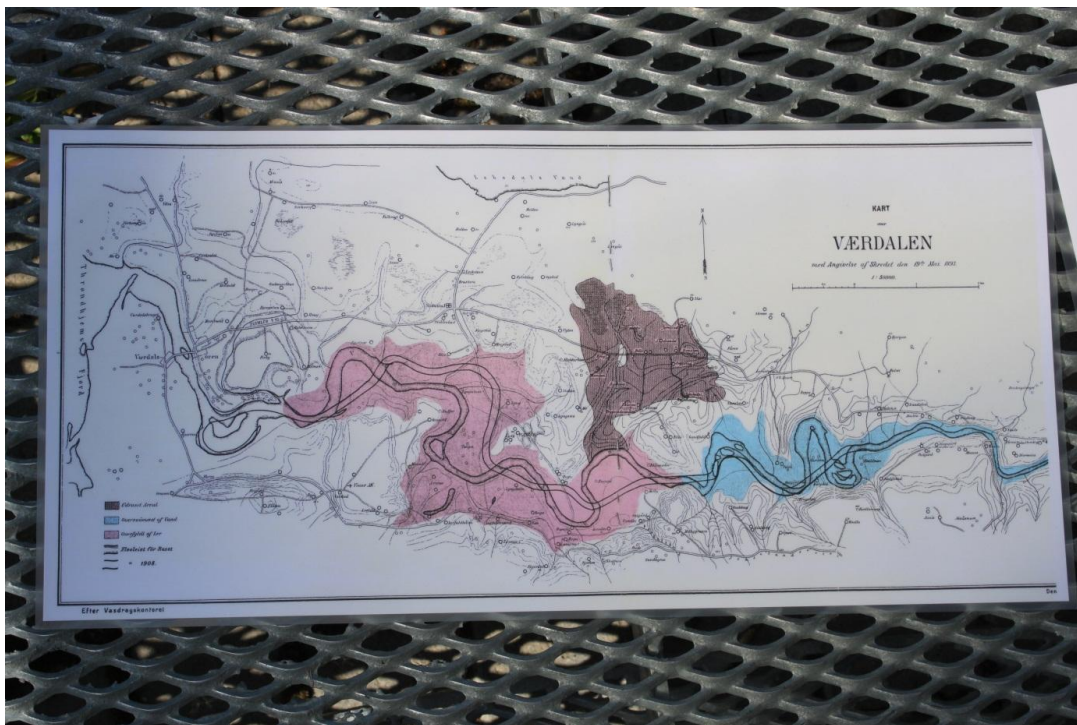


Figur 26. Sundby grustak

Lokalitet 4.7 Verdalsraset

Verdalsraset er eit svært stort kvikkleireskred som gjekk natta mellom 18. og 19. mai i 1893. Om lag 3 km² av området, som tilsvarte 55 millionar kubikk masse, raste ut på i underkant av ein time midt på natta (Fig. 27). Det som trigga raset var truleg at den meanderande elva eroderte inn i leira og punkterte ein eller fleire kvikkleirelommer der. Rasporten til raset var svært smalt (310 m breidt) i forhold til diameteren på rasgropa (om lag 1,5 - 2 km) (Fig. 28).

Området som blei dekket av skredmassar er 8,6 km², og det er avsett eit 2-3 m tjukt lag med rasleire over elveavsetningane. Ved området nærmast rasporten er det avsatt eit 7-8 m tjukt lag med rasleire, og overflata er litt ujamn. Då det var slutta å skli ut massar stod det igjen ei øy i rasgropa som no er det høgste punktet i Follodalen, men som før raset var det lågaste punktet i dalen. Rasmassane demte opp elva som renn forbi, noko som førte til at ein innsjø oppstod som nådde heilt inn til Vuku, og som eksisterte i nokre månadar. 116 menneske omkom som følgje av Verdalsraset.



Figur 27. Utbreiinga av områder som blei råka av Verdalsraset. Det brune partiet er skredgropa, det rosa er områder med skredleireavsetningar, og det blå er området som blei oversvømt av den oppdemte elva (Figur lånt av Harald Sveian)



Figur 28. Rasporten til Verdalsraset markert med dei to skogklede ryggane til venstre og høgre midt på biletet.

Lokalitet 4.8 Volen

Avsetninga som kan sjåast i dette grustaket er ein del av ein randås som blei avsatt like før Vuku-trinnet. Dette er altså endå eit mellomtrinn mellom Hoklingen-trinnet og Vuku-trinnet. Alderen er uviss, men det er yngre enn avsetningane i Sundby grustak og ein plass mellom 10 300 og 10 000 ^{14}C år BP. Mest truleg er alderen nær 10 000 ^{14}C år BP. Avsetninga består av ein tjukk lagpakke med sand og grus, etterfølgt av eit tjukt lag med leir og silt på toppen.

Lokalitet 4.9 Tromsdalen

I Tromsdalen er det en terrasseflate i terrenget, dette er toppen av en glasifluvial randavsetning. Denne er bygd opp til marin grense i området, som er 180 m o.h. Avsetningen består av skrålag av sand og grus som heller mot vest. I øst ender flaten i en brattkant som heller mot øst. Dette blir tolket som iskontakten. Ved siden av dalen, oppå terrassen, er det en 10-15 m høy rygg som er tolket som en randmorene. Inne i denne morenen ble det funnet 10 – 15 cm tjukke og omtrent 1 m lange linser med marin leire som inneholdt blåskjell. Dateringer av skjellene gav en alder rundt 10 000 ^{14}C år siden, noe som tilsvarer Vuku trinnet. Leiren inne i morenen ligger over marin grense, og må dermed ha blitt fraktet med og løftet opp av isen da den rykket frem over avsetningen. På grunn av bredynamikken er Vuku-trinnet todelt i dalen.

Lokalitet 4.10 Helgådalen

I Helgådalen september 1893 skjedde det et elvegjennombrudd i løsmassene der. Elven som forsynte Hærfossen med vann, forlot plutselig løpet sitt. Dette skjedde i sammenheng med et leirskred som åpnet opp for et nytt løp forbi fossen. Elva begynte å grave seg ned i leirmassene til den hadde senket seg 30 m. I løpet av noen måneder forplantet denne erosjonen seg 5-6 kilometer oppover til Granfossen. Denne elvenedskjæringen påvirket stabiliteten til leirmassene rundt, og det har i ettertid vært mange kvikkleireskred der.

Ved Grunnholo tror man at det samme har skjedd, bare i større omfang. Dette elvegjennombruddet skal ha skjedd for rundt 3000 år siden.

Lokalitet 4.11 Vuku

Ved Vuku er det et stort grustak rundt 60-70 m høyt. Dette er en randavsetning, mer nøyaktig en randås, som består av sand og grus. Tydelige skrålag vises, disse heller hovedsakelig ut mot fjorden, men det finnes vekslinger. Vekslingene i lagene kommer fra vekslende strømretning på breelvene. Det observeres mye deformasjon i avsetningen, og dette kommer sannsynligvis av at brefronten har vært nær. Det observeres også noen lommer med diamikt materiale, som kan være debrisflow- eller slumpingavsetninger. På toppen av avsetningen er det strandvasket materiale.



Figur 29. Grustaket på Vuku (Bildet er tatt mot N-NV).

Lokalitet 4.12 Uglen

Uglen ligger på vestsiden av raskanten etter Verdalsraset. Her er det en stor grus-sand terrasse, som ble bygd opp til havnivå under tapes-transgresjonen, for 7500-8000 år siden. Dette er et fluvialt delta. Oppå deltaflaten ligger det flere strandvoller som også ble dannet under transgresjonen.



Figur 30. Strandvoller på Uglen.

Lokalitet 4.13 Stiklestad

På Stiklestad gikk det et kvikkleireskred en gang etter at kirken var bygd i 1030. Ved utgravninger, i samband med vegutbygging, fant de overgangen mellom det 1,5 meter tykke rasleirelaget og det gamle elveleiet under. På grensen fantes det avtrykk av gress som var blitt begravd av rasleiren. Disse gresstråene viste strømningsretningen på leiren.

Fredag 22.06.2012

Lokalitetskart for Mo i Rana



Lokalitet 5.1 Korgen

Ved Korgen ligg eit glasifluvialt delta som er avsatt opp til marin grense på 120 m o.h. Skrålaga heller mot nord, noko som betyr at isen låg i sør. Dette deltaet er avsatt for om lag 9 300 ^{14}C år sidan og høyrer til E1-linja. På dette tidspunktet i deglasiasjonen var isen topografibestemt, noko som gjorde at den kom vestover i frå Okstindan i aust for så å dreie nordover og avsette dette deltaet.

Lokalitet 5.2 Rundmoen

Dette er ei glasifluvial deltaavsetning som består av leire nederst, deretter skrålag av sand og grus (Fig. 31). Dette er trinn 2 av E-linja, altså E2, som har ein alder på 9200 ^{14}C år. Ein veit at dette området var isfritt for rundt 9000 ^{14}C år sidan.



Figur 31. Deltaavsetningar Rundmoen, brerandlinje E2.

Lokalitet 5.3 Finneidfjord

Finneidfjord randavsetning er siste stadium av deglasiasjonen (Fig. 32). Då den vart avsett kom det is i frå både sør og nord. Isen i sør smelta først vekk ved kalving ut fjorden. Ryggen består av mykje morenemateriale, men og litt sand og grus, og har ei kjerne av berggrunn. I området 1-2 km søraust for moreneryggen gjekk det eit kvikkleireskred i 1996 der 4 personar omkom.



Figur 32. Finneidfjord randmorene kan sjåast midt i biletet med busetning på. Over fjellblotninga til høgre i biletet gjekk kvikkleireskredet i 1996.

Lokalitet 5.4 DeGeer morener ved Rauvassdalen

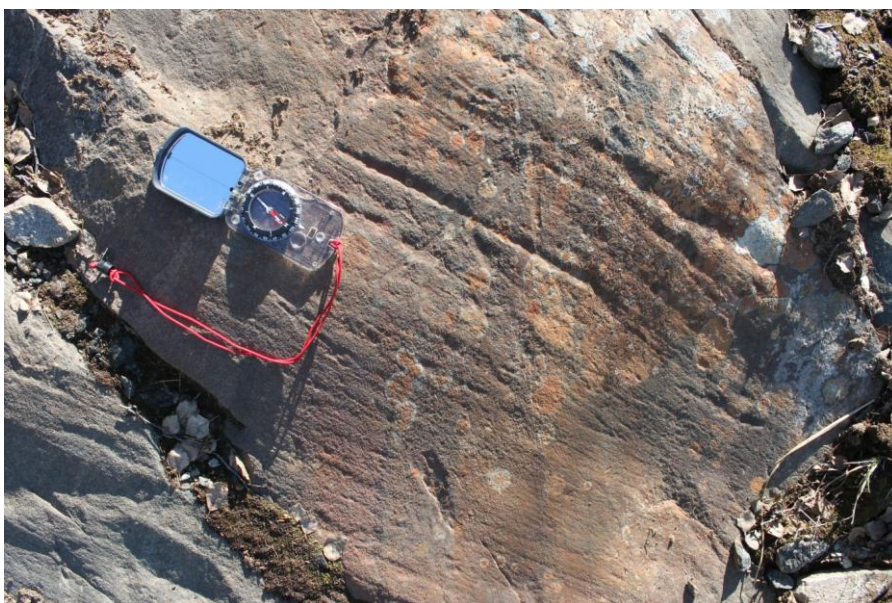
Fine snitt i flere DeGeer morener vises i vegskjæringer ved Rauvassdalen (Fig 33). Det finnes flere titalls slike morener i området, og de er opp mot 300 m lange. Morenene består for det meste av diamikt materiale i veksling med noe vannavsatt materiale. Den breen som har avsatt disse morenene har mest sannsynlig kommet i fra Svartisen, og isen har trukket seg tilbake oppover dalen mot NV/N. DeGeer morener ble avsatt av en mer eller mindre flytende is, og moreneryggene bygget seg opp til havnivå ved dalsidene. Det var rundt 9300 ^{14}C år siden at Svartisen ble isolert fra innlandsisen og begynte å bevege seg uavhengig av den. I noen av moreneryggene ble det funnet lommer av marin leire. Dateringer av skjell fra denne leiren gav en alder rundt 9000 ^{14}C år BP. Dette stemmer overens med isoleringen av Svartisen, som skjedde 300-500 år tidligere.



Figur 33. DeGeermorenar, trebevokste rygger på høyre side av vegen, i Rauvassdalen.

Lokalitet 5.5 Skillevollen idrettspark

I skiheistraseen ved Skillevollen idrettspark blei det observert skuringsstriper på fjellblotninger. Disse hadde orienteringar frå 130° til 160° (Fig. 34). Desse orienteringane stemmer med teorien om at Svartisen strekte seg over dette området i frå nordvest for om lag 9300 ^{14}C år BP då den vart isolert frå innlandsisen. Skuringsstripene som har ei orientering på 130° er truleg eldst (?) ettersom denne vart funne i ei forsenkning (le-posisjon?) i bergoverflata, medan orienteringane på 160° er truleg yngst (?). Det blei og observert skuringsstriper som stamma frå innlandsisen med orientering mot nordvest.



Figur 34. Skuringsstriper med ei orientering på 140 grader.

Lokalitet 5.6 Grønligrotta

Litt utanfor Mo i Rana er ei grotte kalla Grønligrotta (Fig. 35). Grotta er danna i kalkstein i eit område der granatglimmerskifer og kalkstein ligg lagvis. 4km med gangar er kartlagt, og systemet består av mange sidegangar som i eit labyrintsystem. Inni grotta er det stalagmittdannelsar enkelte stadar, der stalagmittane er opp til om lag 20 cm lange.

Avsetningsrata på dei er 1 cm/1000år noko som betyr at dei største er om lag 20 000 år gamle. I ein gang kan ein sjå ei stor granittblokk som har kilt seg fast og blokkert gangen. Dette er litt spesielt ettersom granitt ikkje er ein del av berggrunnen i området, noko som må bety at den har komme med breen og blitt avsatt i sterke smeltevatnstraumar inne i grotta.



Figur. 35. Grønligrotta, med kalkstein i tunnelveggar og granatglimmerskifer i tak.

Laurdag 23.06.2012

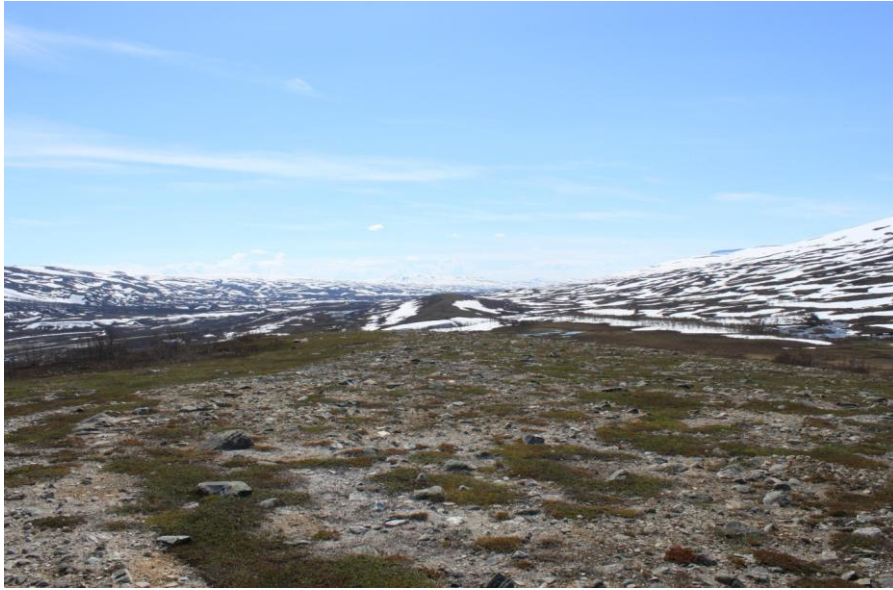
Lokalitetskart for Finneid og Saltfjellet



Lokalitet 6.1 Saltfjellet

På Saltfjellet kan ein finne mange spor etter deglasiasjonen. Tjukke lag med glasifluvialt materiale er avsatt, samt store områder med glasilakustrine sediment. Ein kan sjå mange morfologiske former som til dømes eskerar, drumlinar, kames, slukåsar og slukrenner. Dei glasilakustrine og glasifluviale sedimenta er avsett etter 9 300 ¹⁴C år BP, altså er dei av sein preboreal alder. Drumlinane er eldre då dei gjenspeglar isbevegelsesretninga til isen (Fig. 36). Dette drumlinmønsteret, samt isskuring, antyder ein isbevegelse mot nord-nordvest noko som betyr at det er spor etter innlandsisen.

Det er teoriar om at breen var varm i bresålen nederst i dalane, samt litt nedover øvst i bresålen som låg inn mot fjellssidene. Dette på grunn av temperaturauken i lufta frå seinglasial til postglasial tid. Breen var lenge kald i midtre delar av dalsidene og nedst i fjellssidene som ein "seigliva" rest av kaldsåleforholda generelt under mykje av innlandsisen under siste istids maksimum (LGM). I fjellssidene kan ein sjå tydelege lateralrenner som er danna av smeltevatn som rann sublateral/subglasialt lang grensa mellom den kalde sona i midten av bresålen og den varme sona langs fjellsida lengre opp i breen. Lateralrennene er truleg danna ned til om lag 50 m under brekanten, og hellinga på dei gjenspeglar truleg isoverflategradienten på breen. Rennene heller mot nord-nordvest. Lateralrennene vært kutta på tvers av slukrenner (Fig. 37). Desse begynner i eit nivå over, og slutter i eit nivå under lateralrennene. Dette tyder på at slukrennene er yngre enn lateralrennene, og at isen på dette tidspunktet er blitt varm i heile sålen i fjellsida/dalsida. Sluklåsar i fjellssidene kan sjå ut til å dreie mot to ulike retningar. Ei gruppe mot nord-nordvest slik som lateralrennene og ei gruppe mot dagens elveløp i nordaust. Den siste gruppa som er nemnt er difor truleg yngst, og er avsett etter at breen var blitt varm igjennom heile sålen og smeltevatnet drenerte under breen og ned dagens elveløp.



Figur 36. Drumlinen som er kuttet gjennom av Sørrelva, sett mot søraust, mot isbevegelsesretninga.



Figur 37. Laterale renner kryssar på tvers av nokre slukrenner og gjennomskore av andre.

Lokalitet 6.2 Finneid

På Finneid har det tidligere vært en stor tydelig randmorene, kalt Finneidmorenen. Etter mange års uttak av sand og grus fra denne morenen, står det nå nesten ingenting igjen. Ryggen bestod for det meste av diamikton, med litt glasifluvialt materiale innimellom. Dateringer på skjell funnet i morenen gav en alder på 9600-9700 ^{14}C år. Finneidmorenen er dermed et ledd i D-linjen.

Sundag 24.06.2012

Lokalitetskart for Nordland



Lokalitet 7.1 Kjelddal breelvdelta

Frå sørsida i Bjerangsfjorden vart det observert ei glasifluvial deltaavsetning i Kjelddal på nordsida av fjorden (Fig. 38). Dette er eit randdelta avsett frå ein botnbre, og er avsatt opp til dåtidas havnivå. På sidene av randdeltaet er det utvikla ei tydeleg strandlinje, hovudstrandlinja, på omtrent 90 m o.h. i Kjelddal, og opp mot 100 m o.h. innerst i fjorden. Denne strandlinja er utvikla i sein allerød-tidleg yngre dryas. Marin grense er litt høgare enn dette, då isen i fjorden forsvann i tidleg allerød for om lag 11 800 ^{14}C år siden.



Figur 38. Utsikt mot Kjelddal og hovudstrandlinja.

Lokalitet 7.2 Halså sandtak

Materialet i dette sandtaket er avsett grunnmarint, og er resedimentert av tidlegare glasigene avsetningar. Høgda (om lag 40-50 m o.h.) på avsetninga passar med innleiinga av tapestida eller litt før, truleg rundt sein preboreal/tidleg boreal. Strukturane i sandtaket er prega av mykje deformasjon som vedvarer i heile snittet. Konglomeratisk sand og mosaikksand kan finnast i lag med forkastningar og folder (Fig. 39). Deformasjonsstrukturane vert forsterka mot overflata, og skyldast truleg jordskjelv. Liknande avsetningar omtrent av same alder er funne blant anna i Nord-Trøndelag, men der er den øvste halvmetere som ligg om lag i

maksimum tapesnivå uforstyrret. Dette tyder på at dei øvste sedimenta er avsett etter deformasjonen som følgjelig har skjedd litt før tapestransgresjonen sitt maksimum.



Figur 39. Deformasjonsstrukturar og forkastningar i sedimenta i Halsa sandtak.

Lokalitet 7.3 Engabreen

Engabreen er ein utløpar frå Svartisen (Fig. 40). Her vert det observert sidemorener oppi dalsidene på omtrent 300 m o.h., men ikkje noko endemorene frå yngre dryas. Dette tyder på at Engabreen har kalva ut i fjorden på denne tida. I nabodalen, Fondalen, er det ei stor endemorene som er avsett i yngre dryas som tyder på at denne breen ikkje kalva på den tida. Engabreen har derimot tydelege randavsetningar frå vesle istid (LIA). Vesle istids maksimum kan sjåast som ein knekk i dalsida som er/skyldast sidemorener som ligg rundt 150 - 200 m o.h., og ein tydeleg endemorene. Moreneryggen som er avsatt rundt 1920 demmer opp vatnet framfor breen (Fig. 41). Det er fleire tilbakesmeltingstrinn av LIA, og det fins

billedokumentasjon av brefronten fra 1880 til 1930-åra. Skriftleg dokumentasjon finst om breframstøt fram mot LIA maksimum frå 1722.



Figur 40. Utsikt mot Engabreen. Endemorenen i Fondalen til høgre i bildet og LIA-endemorenen framfor Engabreen midt i bildet.



Figur 41. LIA-morenen fra omtrent 1920 demmer opp brevetnet framfor Engabreen.

Lokalitet 7.4 Fykanbergan

På denne lokaliteten vart det observert store erosjonsrenner i granitt (Fig. 42). Disse hadde ulik dybde og bredde, mellom eit par titalls centimeter til eit par meter i bredde og noe mindre i dybde, medan dei var fleire titalls meter lange. Desse erosjonsformene vert kalla bergflutes (flutes; viss erosjonsformene bare er i løsmasser) og er danna av smeltevatn og breerosjon då yngre dryas-isen hang over dette fjellpartiet og ned mot fjordenden. Det blei og observert sigdbrudd på bergoverflatene.



Figur 42. Store bergflutes/renner/rygger i granitt på Fykanbergan.

Lokalitet 7.5 Strandflata, Fugløya

Strandflata er eit område av fleire øyer, landområder og skjær i same høgdenivå (Fig. 43). Denne er svært tydeleg i Trøndelag og Nordland, medan den er fråværande ved Stadt, og dukker opp igjen på vestlandet, men i mindre utbreiing. Strandflata er utvikla mellom 100 meter under havnivå og opp til 100 meter over havnivå, men det meste ligg mellom 50 m u.h. til 50 m o.h.. Ein brå overgang frå det flate landskapet til dei høge og bratte fjellsidene i aust markerer slutten på strandflata. Hovedprosessane for danninga er frostprosessar og bølgeabrasjon der lokalglasiasjon i form av botnbreiar har lege ned mot området. Utviklinga

har skjedd i fleire fasar i siste del av kvartærtiden, men i stor grad før siste istid. Detaljane i danninga er derimot framleis omdiskutert.



Figur 43. Strandflata som går ut i frå Fugløya til høgre i biletet.

Lokalitet 7.6 Bolden/Skogreina, inkludert grustaket

Oppi dalsida vart det observert vindblåst sand frå strandsediment og opp til 300 m o.h. i Dalen. Nede i grustaket ser ein at det øvste laget er den vindblåste sanden, medan underliggande lag består av først eit gruslag, deretter eit blokklag, og nedst eit komplekst lag med finsand i nokre parti, grovare kanalavsetningar og diamikte parti som tyder på deltaisk utbygging (Fig. 44). Avsetninga er i randmoreneposisjonen for A-linja (eldre dryas). I den nedste deltaisk utbygde einheiten, der diamikt materiale dominerte, har det vore funne skjell som er datert ved aminosyredatering og funne til å stamma frå midt-weichsel eller eldre (alle dateringar var eldre enn 30 000 år), og då i tilfelle frå Eemian, sidan artane tyder på eit temperert til varmt atlantisk klima. Den store andelen av diamikt materiale tyder på at avsetninga er svært brenær, og det fins uregelmessige eldre dryas-ryggjar lenger inn. Blokklaget over er strandavsetningar som mest sannsynleg stammar frå tapes, utifrå strandlinjediagram, og er vaska sediment frå den underliggande einheiten.



Figur 44. Avsetningane i Bolden/Skogreina.

Lokalitet 7.7 Spilderdalen nær Ørnes

Her er det ein yngre dryas randmorene. Den består for det meste av morenemateriale med store blokker på ryggen, og er forma som ein hestesko ut i dalen (Fig. 45). Distalsida av morenen er dekkja av marine sediment. Utanfor randsonen har det vore funne skjell i ein matriksbåret kompakt diamikton. Desse skjella gir yngre dryas alder, noko som tyder på at det har vore ei ishyll eller isfjell i yngre dryas som har avsett denne einheiten. Andre stader, både i Troms, Nordland og Trøndelag, finst liknande diamiktoner med skjell av YD-alder på lokalitetar utanfor YD maksimum. Desse kan vera avsett anten frå svært tjukk sjøis, frå ei ishyll eller frå eit kompleks av samanfrosne isfjell.



Figur 45. Blokkrik overflate på moreneryggen frå YD maksimum i Spilderdalen.

Lokalitet 7.8 Spildervatnet DeGeer morener

Langs Spildervatnet og Spilderdalsvatnet vert det funne ei rekke moreneryggar rundt 100 m o.h., og ned mot 90 m o.h. nærmare randsona, som er yngre dryas havnivå. Det er minst 20 ryggar som representerer yngre dryas tilbaketrekkinga i form av DeGeer morenar (Fig. 46).



Figur 46. Ei av DeGeermoreneryggane i Spilderdalen.

Lokalitet 7.9 Risnesryggen, Åmnessundet

Her ble det observert en rest etter en randmorene som stikker ut som et nes i fjorden (Fig. 47).

Moreneryggen ble avsatt i eldre dryas, da innlandsisen fylte fjorden i forgrunnen på bildet.

Når havnivået begynte å synke ned mot dagens ble morenen strandvasket.

Aldersbestemmelsen av morenen foregikk ved å datere avsetninger like innenfor randavsetningen. Dette var avsetninger som isen hadde rykket over, på veg frem til randmorenen. Her fant en skjell av bølling alder, som viste at isen rykket frem etter denne tiden.



Figur 47. Risnesryggen med to naust midt i bildet, i Åmnessundet.

Lokalitet 7.10 Skardsvatnet, Åmøya

Et sandtak i nordenden av Skardsvatnet består av tre enheter (Fig. 48). Den nederste enheten er rundt 5 m tykk og består hovedsakelig av grunnmarin sand. Over ligger det en enhet som er rundt 1 m tykk, den består av runde, små og store steiner og blokker. Dette laget blir tolket som et strandsediment, og korresponderer mest sannsynlig med tapes-transgresjonen. Toppen av strandsedimentet ligger omtrent 35 m o.h., som var havnivået under transgresjonen. Over blokklaget ligger det en 1-2 m høy enhet med sand, dette er flygesand som ble avsatt etter at havet sank. Enheten inneholder også flere nivå med jordsmonn, typisk for flygesand. Denne avsetningen ligger oppå, eller som en omlagret del av en randavsetning fra eldre dryas. Den

grunnmarine enheten kan, for eksempel, være direkte resedimenterte sedimenter fra denne randavsetningen. Diamikton med skjell som er datert til yngre dryas er funnet utenfor eldre dryas morenen, dette tyder på at det har vært isshef i YD også rundt Åmøya.



Figur 48. Avsetningane ved Skardsvatnet, Åmøya.

Lokalitet 7.11 Kjørvåg

Ved Kjørvåg ligger en stor botnmorene (endemorene) som fortsetter i en lateralmorene oppover den ene dalsiden. Morenen er datert ved hjelp av strandforskyvningsdata og er strandvasket opp til 85-87 m o.h. Dette er omtrent 2-3 m over middelvannsstanden her under yngre dryas. Derfor tolkes avsetningene til å være fra en lokalglasiasjon under yngre dryas, fordi stedet ligger et par mil utenfor YD isranden for innlandsisen.

Lokalitet 7.12 Bogneset

Ved Bogneset ligg det nokre avsetningar som har lege i leposisjon i forhold til isbevegelsesretninga, og er difor relativt godt bevart (Fig. 49). Overflata på avsetninga ligg 16 m o.h. Nedst i avsetninga ligg eit blokklag som er ein strandavsetning. Over dette ligg eit glasimarint sediment beståande av grus og sand, samt at det inneheld skjellfragment og ligg 4 m. o.h. Dette laget er dekket av morenemateriale som er datert til 28 000 ^{14}C år BP, noko som svarar til sein midt-weichsel. Eit tynt grus- og sandlag skiller denne morene-einheita frå to andre morene-einheiter. Desse er avsett i LGM, noko ein veit ut i frå dateringar på

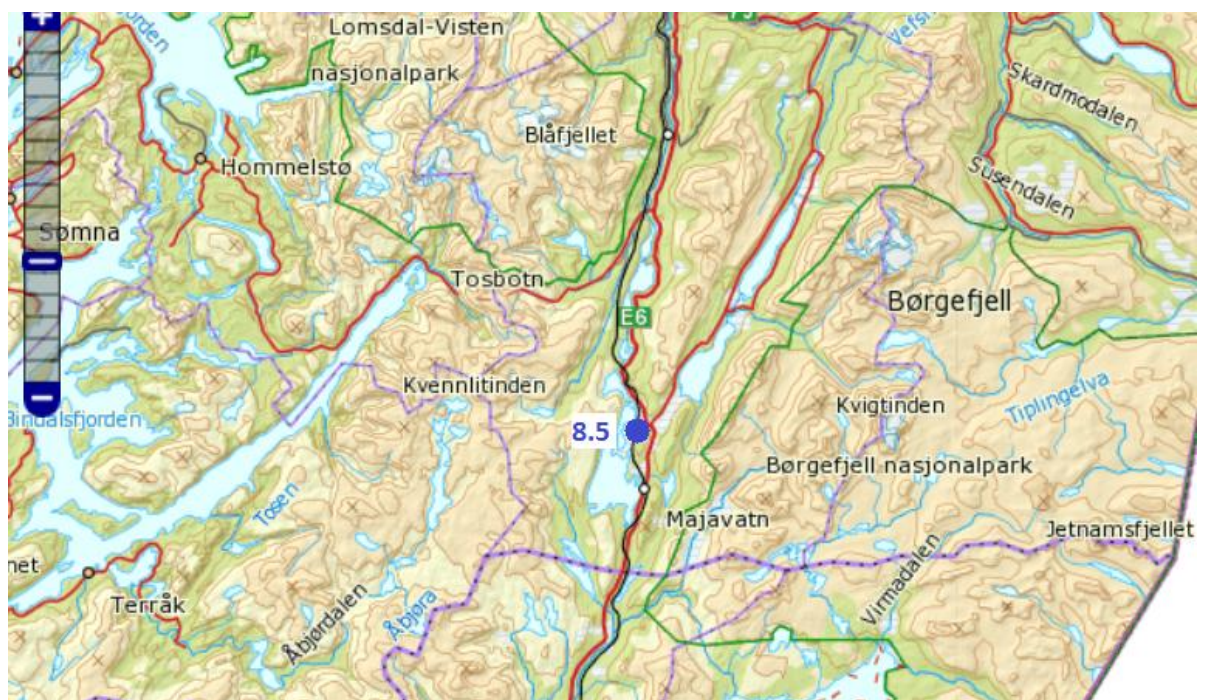
planterestar som er funne. Eit nytt sand- og gruslag skiller desse morene-einheitene frå endå ei morene-einheit som er av eldre dryas alder. Denne kan ein skimte stratifisering i, noko som kjem av at det truleg er ei utsmeltingsmorene. Øvst i avsetninga er eit blokk- og steinlag som truleg er frå ei blokkstrand. Alle sedimenta i denne avsetninga er yngre enn 35 000 ^{14}C år BP, og dateringane det er basert på er gjort på skjellfragment og planterestar. I den sørlegaste delen av grustaket (Bogneset 2), er det tidlegare funne glasimarine sediment frå allerød og diamikton frå yngre dryas. Alderen er basert på dateringar av marine skjell av *Mya truncata*. Sedimenta frå allerød og yngre dryas låg opprinneleg stratigrafisk over morenelaget frå eldre dryas, men er no heilt gravd vekk (etter 2002).



Figur 49. Avsetningane ved Bogneset. Grustaket er delvis nedlagt.

Måndag 25.06.2012

Lokalitetskart for Mo i Rana og Majavatnet



Lokalitet 8.1 Kilboghavn

I dette grustaket er det diamikt morenemateriale med store blokker i den nedste einheiten, deretter eit lag av finare sand og silt, medan øvst er det eit lag av finsand med strandvaska grus og stein på toppen (Fig. 50). Dei to øvste einheitane er avsett grunnmarint og er ein oppgruningssekvens. Dette er mest sannsynleg ein eldre dryas randavsetning, A-linja, sidan det er så få avsetningar i området, og yngre dryas randsona ligg lenger inn i fjordmunningane. Den er ikkje avsett opp til marin grense. Avsetninga ligg relativt nært B-linja, noko som passar bra med posisjonen for A-linja generelt i Nordland og gjer det meir naturleg å korrelere med A-linja enn til dømes Vegamorena som det er stor diastal avstand til og som mest truleg er eldre og korrelerar med eit eldre regionalt trinn, for eksempel Røst-Tennholmen trinnet. Frå Vegamorena er det ei skjelldatering på 13 420 ^{14}C år BP, det vil sei at morena er litt yngre. Eit forsøk på å datere skjell frå den grunnmarine delen øvst i avsetninga ved Kilboghavn gav postglasial aldrar.



Figur 50. Store blokker i det nedste laget med finare marine avsetningar øvst.

Lokalitet 8.2 Sjonafjorden

Ved et utkikkspunkt utover Silavågen, en av fjordarmene til Sjonafjorden, kan det observeres en randavsetning. Denne tilhører B-linjen, noe som tilsvarer en tidlig yngre dryas alder. På den tiden lå innlandsisen i Sjonafjorden, og et fjellparti hindret isen fra å komme inn i Silavågen. Isen hang som en tunge over fjellet og avsatte randmorenen helt på enden av fjellpartiet.

Lokalitet 8.3 Utskarpen

Ved Utskarpen finnes det en god del marine sedimenter. Disse ble avsatt før, under og kort etter Tapes-transgresjonen, da havet fremdeles stod mange meter høyere enn i dag. På den tiden møttes Sørfjorden og Ranafjorden på Utskarpen, og de var en sammenhengende fjord helt til det relative havnivået sank tilstrekkelig. Etter hvert begynte Utskarpen å stikke opp som en terskel og opphevet kontakten mellom de to fjordene.

Lokalitet 8.4 Forsbakkdeltaet

Her vert det observert skrålag i eit grustak (Fig. 51). Avsetninga er eit breranddelta der også topplag tidlegare har vore synlege. Det er mykje sand i avsetninga, og mykje deformasjon som synast i form av mosaikksand. Dette tyder på eit brenært og vannmetta sediment i ein randsone, som er ein del av den innerste D-linja, D3. Randdeltaet vert korrelert med Finneidfjordmorenen og Hemnesberget lenger sør, men her går ryggane som utgjer D-linja saman til eit trinn.



Figur 51. Synlege skrålag øvst i bilete av snitt i Forsbakkdeltaet.

Lokalitet 8.5 Kappfjelli

I nærheten av Lille Majavann kan det på noen fjellparti observeres skuringsstriper som ligg hovedsakelig i to retninger (Fig. 52). De eldste er orientert mellom $310-322^\circ$ og de yngste er orientert rundt $40-45^\circ$. De eldste skuringsstripene er fra innlandsisen, mens de yngste er fra sen yngre dryas til sen preboreal i alder. På den tiden begynte høye fjellparti, fra 1200-1600 mo.h., i Børgefjellet å stikke opp av iskapen. Innlandsisen klarte dermed ikke lenger å passere disse partiene, og en mer eller mindre isolert iskappe voks frem i fjellene vest for lokaliteten. Denne iskapen sendte is mot nordøst, og de yngste skuringsstripene stammer fra denne tiden.



Figur 52. N er ned på bildet. Isskuring i to retningar, kompasset representerer den eldste retninga, medan den raude snora representerer den yngre lokalglasiasjonen. Rett ovanfor kompasset kan ein sjå ei leside. Den eldste skuringa, rettet frå venstre skrått ned mot høyre på bildet, ligger på flatene i leposisjon til yngste retning, mens yngste retning (frå øvre høyre skrått ned mot venstre) dominerer sterkt i støt og på toppflaten.

Tysdag 26.06.2012

Lokalitetskart for Stjørdal



Lokalitet 9.1 Hembre grustak, Hegra

Avsetningane i Hembre grustak representerar ein del av ei stor randavsetning i Stjørdalen som høyrer til Hoklingen-trinnet (Fig. 53). Det vert observert skrålag av sand og grus som heller i ulike retningar, noko som gjenspeglar ulike strøymningsforhold under avsetning. Innimellom skrålaga har det tidlegare blitt observert store linser av diamikt morenemateriale enkelte stadar, og ei slik linse kunne sjåast no og. På toppen av avsetningen er det eit tjukt marint lag bestående av leire. I avsetningen kan ein sjå kollapsstrukturur samt ei slags Z-form i laga som truleg er komme frå deformasjon som følgje av nærleiken til brefronten. Manglande topplag og overliggjande tjukke marine sediment vitnar om avsetning godt under dåtidens havnivå.



Figur 53. Hembre grustak, Hegra.

Lokalitet 9.2 Skjelstadmarka

Bygda Skjelstadmarka i Stjørdalen er eit svært stort område med marine leiravsetningar, noko som har ført til at det har gått mange kvikkleireskred der opp igjennom tidene (Fig. 54). Nokre av rasa er svært tydelege i dagens landskap, medan planering av landbruksareal har ført til at fleire skredgropar er mindre tydelege. Gråelva renn igjennom bygda, der mange små sideløp kjem til og eroderar i landskapet som i dag er ravinert i tillegg til skredgropene. Erosjonen frå hovedelva og dei mange sideløpa er truleg grunnen til kvikkleireskreda i bygda. Det nylegaste skredet som gjekk i bygda er Hov-raset som skjedde i 1962 der ein gut på 2 år

omkom. Maursetfallet er eit anna skred som har skjedd, men i dag er skredgropa noko utydeleg i terrenget på grunn av planering. Børstadfallet (Fig. 55) skjedde i 1676, ti år før eit nytt ras gjekk som vert kalla Kyllofallet. Ei udatert rasgrop ved Kvåle er markert tydeleg i terrenget, og skil seg frå «vanlege» groper ved at den er svært djup.



Figur 54. Oversikt over kartlagde kvikkleireskred i Skjelstadmarka (Bidtnes et al. 2002).



Figur 55. Børstadfallet (bilete teke mot sør).

Lokalitet 9.3 Fluvial utvikling i Stjørdalen

Ved nokre stopp nede på elvesletta i Stjørdalen kunne ein sjå Kongshaugterrassen og Re-plataået som er restar av heva fluviale delta-avsetningar. Kongshaugterrassen ligg 30 m o.h. og blei avsatt for om lag 5000 år sidan, medan Re-plataået ligg 20 m o.h og blei avsatt for om lag 4000 år sidan. Det blei gjort to stopp som begge var lokalisert i det gamle elveleiet Stjørdalselva hadde då den hadde ein lang sving på om lag 7 km, med eit fall frå 9 m o.h. til 6 m o.h., der den svinga forbi Husby-gården. Avsnøringa av denne sløyfa skjedde truleg på 1000 – 1100 talet, noko som er basert på strandforskyvningskurver. Då denne avsnøringa skjedde var havnivået 4 – 5 m høgare enn dagens havnivå.

Lokalitet 9.4 Frigård

Dette er ei glasifluvial randavsetning der toppen av avsetningen ligg litt over 180 m o.h., noko som betyr at dene er bygd opp til marin grense. Skjelldatering har gitt ein alder på 10 485 ± 14C år, noko som betyr at det truleg er ein del av Hoklingen-trinnet. Det består av for det meste sand og grus, og overflata er relativt flat. Under det glasifluviale materialet er det marin leire, og det har gått to kvikkleireskred i området ved to ulike tider. Desse skreda har laga skredkantar i avsetningen.

Referansar DEL II A

- Bidtnes, T., Sveian, H. & Skjelstad, L. 2002: En kort orientering om tidligere ras i Hegra og Skjelstadmarka. *Bygda og raset*, s.61-87
- Reite, A.J., Sveian, H. & Erichsen, E. 1999: Trondheim fra istid til nåtid. *NGU Gråsteinen* 5,40 s.

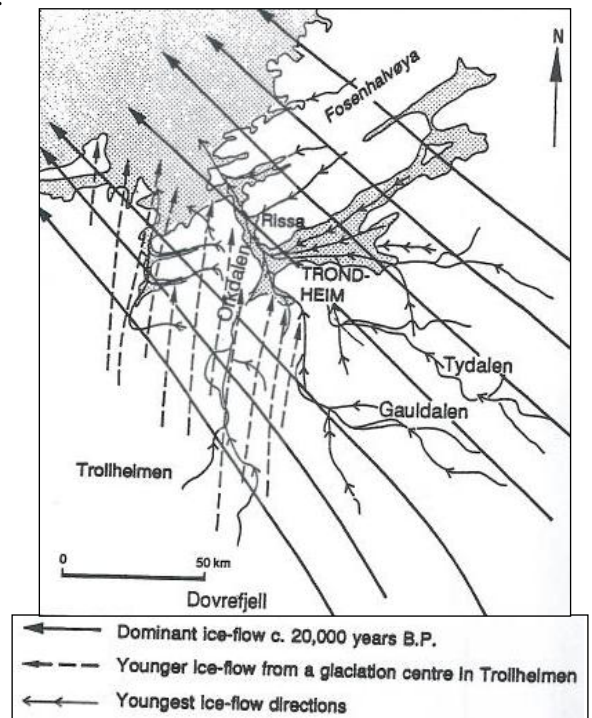
DEL II B

Deglasiasjonshistorien i midt- og nord-Norge

Av Linda Bergheim Øygaard

Under LGM i midt-Norge var breen om lag 1000-2000 m tjukk over landområda og fjordstrøka, og strekte seg heilt ut til Eggakanten (Sveian & Solli, 1997a). Brebevegelsane var då relativt uavhengig av formene i underlaget mot NV.

Då nedsmeltinga byrja og brekappa blei betydeleg mindre og tynnare, blei brebevegelsane meir og meir prega av topografien under seg. Dette førte til at isen fekk størst strøymningshastigheit i dalane og fjordane, noko som førte til auka erosjon i desse områda (sjå figur 1) (Solberg et al., 2008). I fjellstrøka kan breen i periodar vore så kald at den var frosen til underlaget (polar bre) (Sveian & Solli, 1997a). Deglasiasjonen var prega av fleire trinnvise opphald og framrykk som vil bli nemnt noko nærmare for enkelte områder.



Figur 1: Rekonstruksjon av isbevegelses-retningane i løpet av sein Weichsel (Reite, 1994).

Trondheimsområdet

Kyststrøka i Trøndelag vart isfrie for om lag 12 500

¹⁴C-år sidan (Bølling) i følgje dateringar som er gjort på kvalbein og molluskar (sjå figur 2B og 3). For om lag 12 000 – 11 000 ¹⁴C-år sidan (Eldre Dryas/Allerød) hadde breranda trekt seg tilbake minst 20 km aust for Tautra etter at breen hadde kalva raskt innover i Orkdalen og Gauldalen (sjå figur 3), og så austover inn i Trondheimsfjorden (Reite, 1994). Denne kalvinga kom som følgje av ei klimaforbetring som førte til at breen blei tynnare, samt at fjorden var djup innanfor den grunne terskelen ved Agdenes. Etersom breen kalva så raskt tilbake blei det liggande igjen enkelte brerestar langs fjorden, men desse smelta relativt fort vekk ettersom dei hadde liten eller ingen kontakt med innlandsisen (Reite, 1995).

For 11 000 år ^{14}C -år sidan (Yngre Dryas) førte ein kuldeperiode til at breen gjorde eit framrykk, i dag kjent som *Tautratrinnet*, som nådde sitt maksimum for 10 900 - 10 600 ^{14}C -år sidan i følgje radiokarbondateringar på molluskar, kvalbein og gyttje (sjå figur 2C, 3, 4A og 5). Under dette framrykket auka tjukkelsen på innlandsisen betrakteleg lokalt. Som følgje av endå ei klimaforbetring for om lag 10 500 ^{14}C -år sidan, smelta breen hurtig innover Trondheimsfjorden, forbi Levanger og i Gauldalen sør for Støren, til saman mellom 20 og 50km bakover. Denne smeltinga var nokså kortvarig før ein kaldare periode førte til eit nytt breframrykk lokalt på minst 10 km, *Hoklingentrinnet*, som nådde sitt maksimum for om lag 10 300 ^{14}C -år sidan i følgje radiokarbondateringar på molluskar og torv (Reite 1995, nr.12). Trondheim kommune var på dette tidspunktet isfritt (sjå figur 2D, 3, 4B og 5), med unntak av eit lite område ved Sjøvidthøgda aust for Jonsvatnet (Reite, Sveian & Erichsen, 1999). Om lag 20 km aust for Hoklingen trinnet ligg *Vukutrinnet* (sjå figur 5). Det blei danna for om lag 10 000-9 800 ^{14}C -år sidan (tidleg Preboreal) som følgje av ei markert klimaforbetring. Denne tida er karakterisert ved ei rask fortynning av innlandsisen, og dei siste restane av den låg igjen i fordjupningar i topografien (Reite 1995, nr.12). Det vert nevnt eit trinn til i enkelte artiklar, *Grong-Snåsatrinnet*, som ligg 30-40 km bak Vukutrinnet (sjå figur 5). Ein foreslått alder på det er om lag 9 800 – 9 500 ^{14}C -år BP (Preboreal) (Andersen et al., 1995).



A. Innlandsisens utbredelse for vel 20 000 år siden.



B. Hele Trondheimsfjordområdet var isdekt for 12 500 år siden. Brefronten lå i ytre kyststrøk.

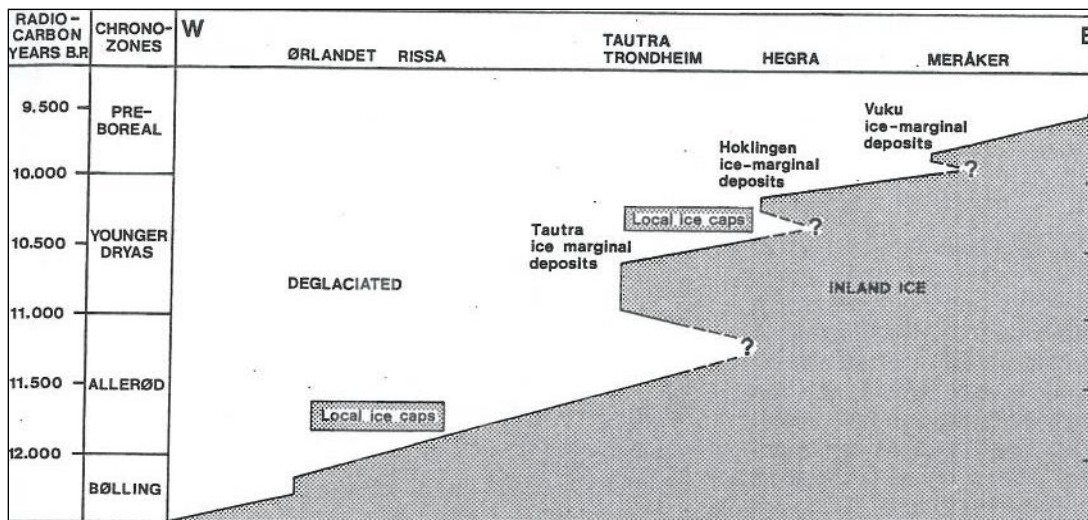


C. Breffront i Trondheimsfjordområdet under hovedframstøtet for 10 600 år siden (Tautratrinnet).

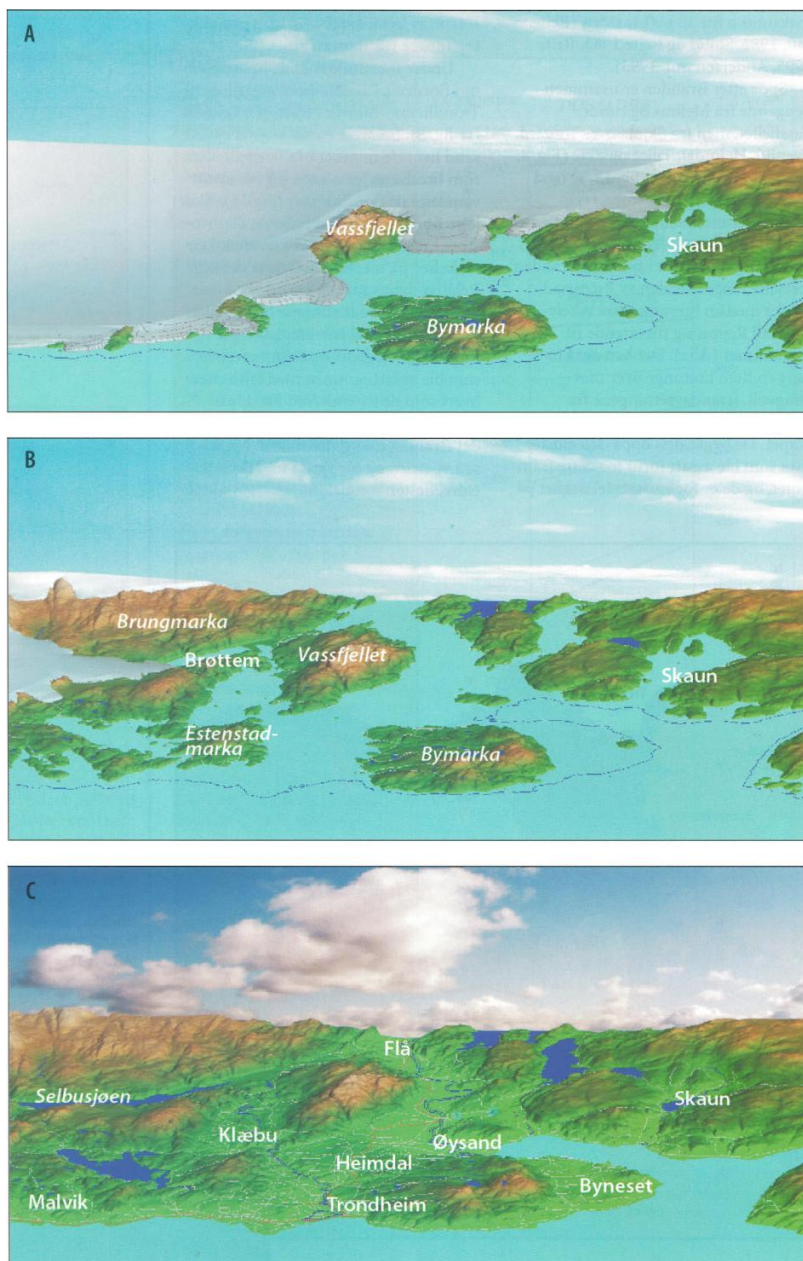


D. Breffront under et framstøt for ca. 10 300 år siden (Hoklingentrinnet).

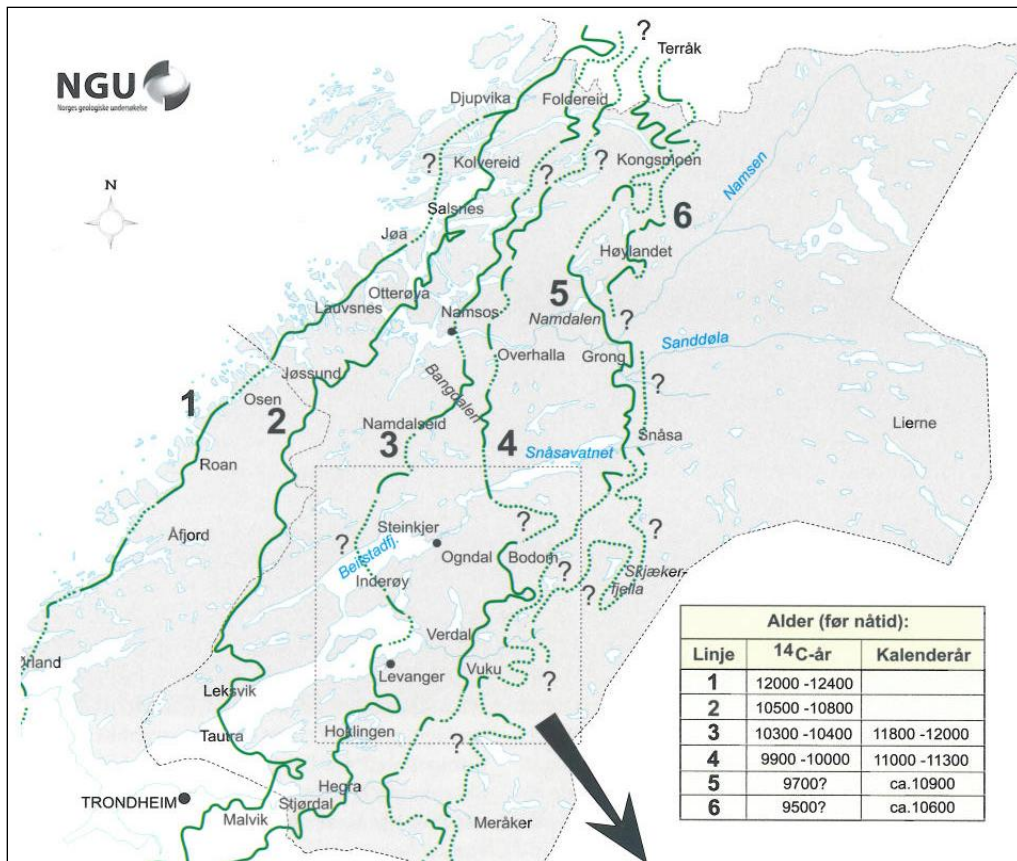
Figur 2: Illustrasjon av dei tre første tilbakesmeltingstrinna i Trondheimsfjordområdet (Reite, Sveian & Erichsen, 1999).



Figur 3: Tid – distanse diagram for deglasiasjonen i Trondheimsfjord-området (Reite, 1994).

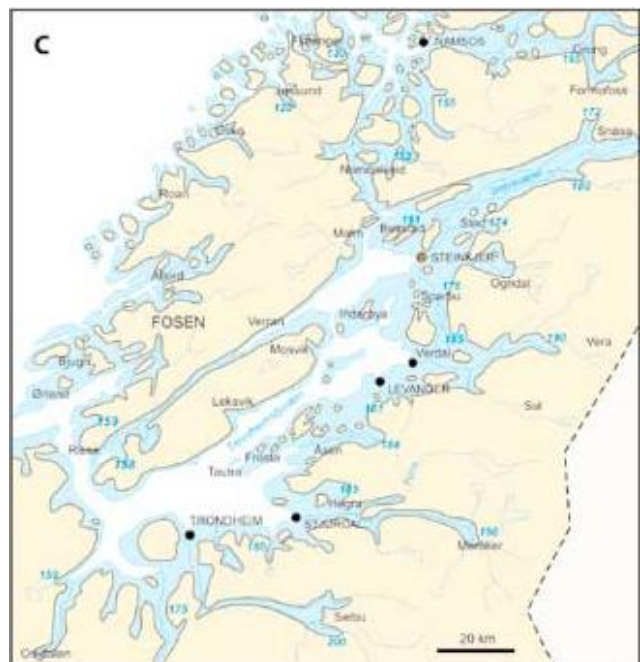


Figur 4: Terrengmodell av Trondheimsområdet sett frå sør. A= Tautra-trinnet (10 900 - 10 600 ¹⁴C-år før notid), B= Hoklingen-trinnet (10 300 ¹⁴C -år før notid) og C= I dag (Reite, Sveian & Erichsen, 1999).

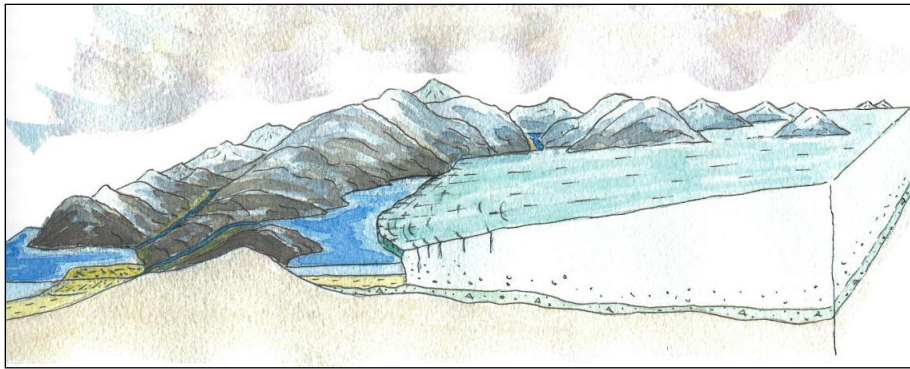


Figur 5: Oversikt over tilbakesmeltingstrinna i Trondheimsfjordområdet. 1= kystlinja, 2= Taura-trinnet, 3= Hoklingen-trinnet, 4= Vuku-trinnet, 5= Grong-Snåsa-trinnet (Sveian & Solli, 1997b).

Gjennom deglasiasjonen var Trondheimsområdet dekket av havvatn, og fjordane rakk høgt opp i dagens dalsider (Reite, 1994). Trondheimsfjorden var om lag 200 km lang frå den sørlegaste delen i Orkdalen, mot nordaust til Snåsa (Rise et al., 2006) (sjå figur 6). Mykje av smeltevatnet under deglasiasjonen drenerte mot Trøndelag i vest igjennom passpunkt i ulike høgdar ettersom isen smelta ned, og som følge av den svake hellinga på breoverflata mot vest, vest for isskiljet. Bredemte sjøar blei danna mellom den framleis store isen i aust og vasskiljet (Sveian & Solli, 1997a) (sjå figur 7 og 8).

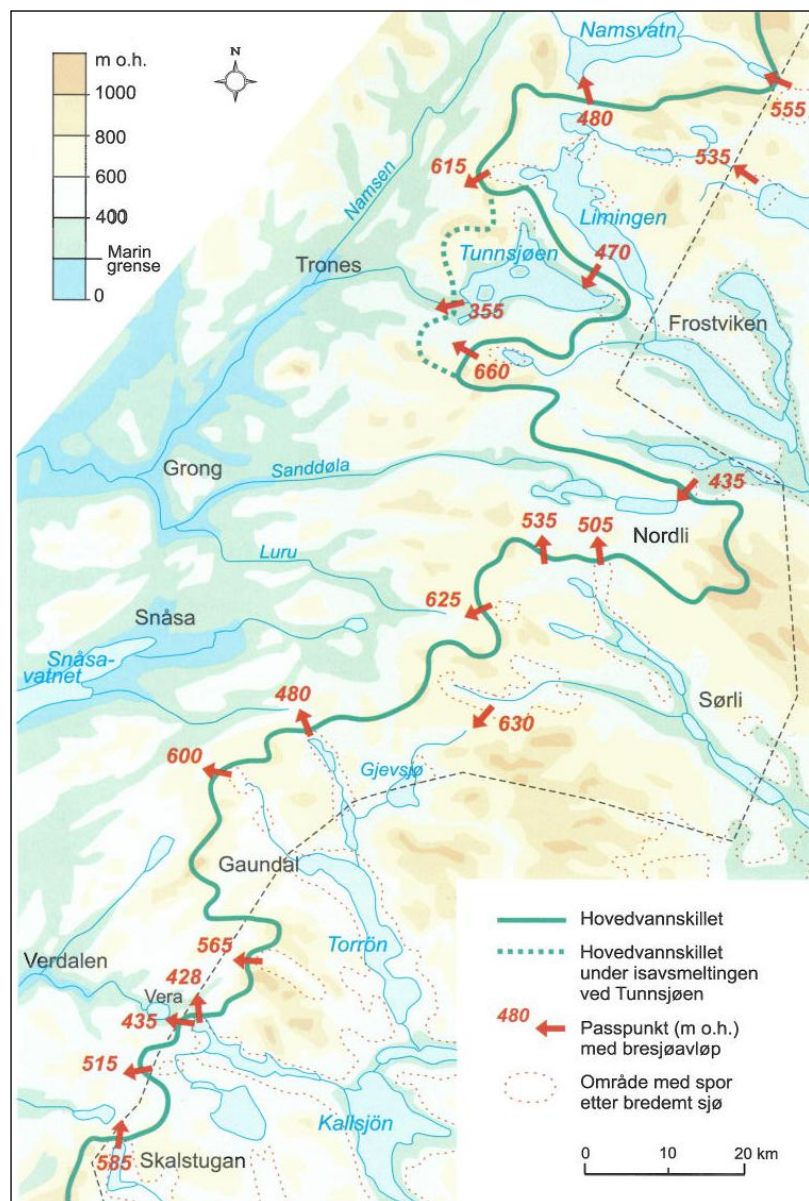


Figur 6: Illustrasjon av Trondheimsfjordområdet under siste deglasiasjon (Rise et al., 2006).



Figur 7: Illustrasjon av ein bredemt sjø med passpunkt vestover mot Trøndelag (Sveian & Solli, 1997a).

Isrestane i aust blei stadig mindre, og stadig lågare passpunkt blei isfrie. Dette førte til ei gradvis endring i størrelse på og mengd av bresjøar. For om lag 9000 ¹⁴C-år sidan braut isrestane i aust saman, og vatnet frå bresjøane og smeltinga byrja å drenere austover mot Østersjøen i Sverige i staden for mot vest i Trøndelag (Sveian & Solli, 1997b).



Figur 8: Oversikt over hovudvasskille, områder med spor etter bredemte sjøar, samt dei viktigaste passpunktene under deglasiasjonen (Sveian & Solli, 1997a).

Nordland (og Troms)

Nokon av øyene yttarst på kysten i Nordland blei isfri for om lag 14 000 ^{14}C -år sidan, medan deler av innlandet byrja å smelte fram for om lag 10 000 ^{14}C -år sidan. Ved hjelp av ^{10}Be dateringar har forskarar kunne estimere den gjennomsnittlege deglasiasjonsrata i Nordland til å vere om lag 25 cm/år (18 000 – 14 000 ^{14}C -år BP) langs kysten, og om lag 5 cm/år (18 000 – 10 000 ^{14}C -år BP) i innlandet. Dette gjenspeglar moglegvis den dominerande deglasiasjonsstilen, ettersom tilbakesmelting av isfronten dominerar ved kysten og vertikal nedsmelting dominerar i indre delar av isdekket (Linge et al., 2007). Få avsetningar mellom morenetrinna er blitt daterte, så difor er det vanskeleg å vite det eksakte framrykk- og tilbakesmeltingmønsteret. Det som er kjent er blant anna Skarpnes event i Troms for om lag 12 200 ^{14}C -år sidan, etterfølgd av ein rask tilbakesmelting (minst 12 km på 300 år). For om lag 11 900 ^{14}C -år sidan låg fronten til innlandsisen der Yngre Dryas morena i Balsfjord i Troms er lokalisert i dag. Ettersom det er kjent at det var svært varmt klima i Allerød, er det rimeleg å tru at isfronten hadde trekt seg betydeleg lenger bak enn til Balsfjord før Yngre Dryas framrykket skjedde. Etter Yngre Dryas maksimum var det ein rask tilbakesmelting med enkelte stopp. I Nordland er A-linja, Vassdalmorena, datert til om lag 12 200 ^{14}C år BP (Rasmussen 1981, Olsen 2002). I fjordane i Nordland finst det moreneryggar som representerar Skjerstad-trinnet, eller C-linja som er avsett for om lag 10 100 ^{14}C -år sidan på slutten av Yngre Dryas. Det ligg om lag 30 km aust for den godt definerte hovud-Yngre Dryas-morena, B-linja (Andersen et al., 1981, 1995).

Andersen et al. (1981) har funne og datert fem tilbakesmeltingstrinn i Nordland:

- A – Vega trinnet for om lag 12 300 ^{14}C -år sidan; Vega trinnet vert ansett no å representera eit eldre regionalt trinn, moglegvis korrelert med Røst-Tennholmen trinnet med alder om lag 13 100 ^{14}C -år BP, og A-linja kan no heller representerast med Vassdalmorena (L. Olsen, pers, medd. 2012).
- B – Tjøtta trinnet for om lag 10 700 ^{14}C -år sidan
- C – Skjerstad trinnet for om lag 10 100 ^{14}C -år sidan
- D – Misvær-Finneid trinnet for om lag 9 600 ^{14}C -år sidan
- E – Rombak-Ølfjell trinnet for om lag 9 300 ^{14}C -år sidan

Desse trinna passar godt saman med dateringar av glasiale trinn dei fleste stadar i Norge.

Yngre Dryas morener er blitt kartlagde langs heile kysten i Norge, inkludert frå Trøndelag og gjennom Nordland og vidare nordover.

Området rundt Svartisen

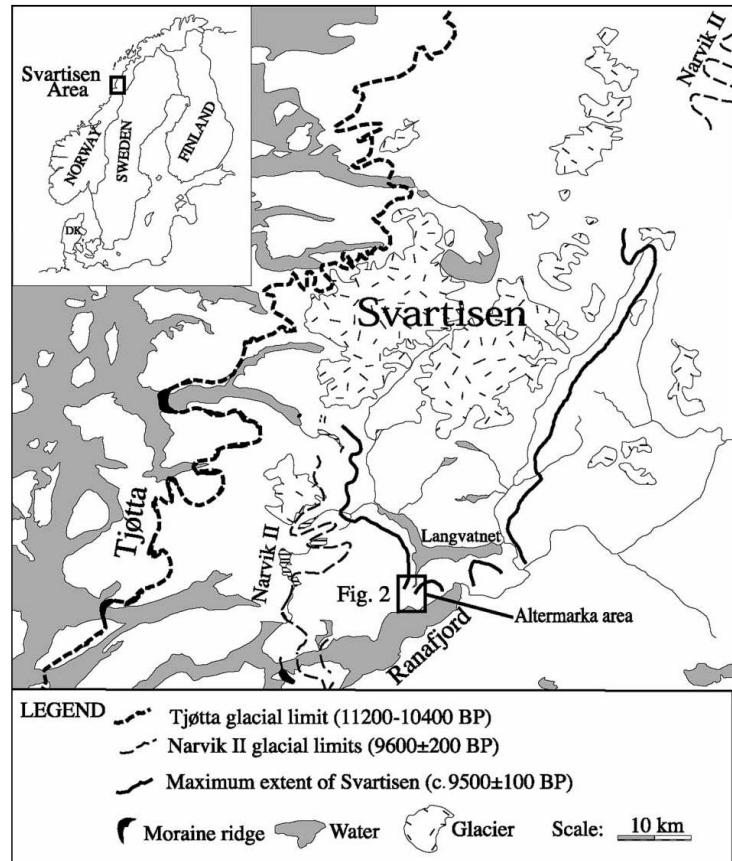
Kystområdet nordvest for Svartisen (sjå figur 9 og 10) blei truleg isfritt for om lag 13 000 ^{14}C -år sidan (Bølling). Deglasiasjonen blei avbroten av *Vassdaltrinnet* som er datert til og korrelert med kuldeperioden i sein Bølling/Eldre Dryas (Rasmussen 1981, Olsen 2002). Etter dette fortsette deglasiasjonen. Fjordane blei isfrie og isfronten trakk seg tilbake til aust for Svartisen. Det er uvisst om det fanst lokale botn- eller platåbrear i løpet av denne deglasiasjonen. Det regionale hovudframrykket i Yngre Dryas i

dette området har fått namnet

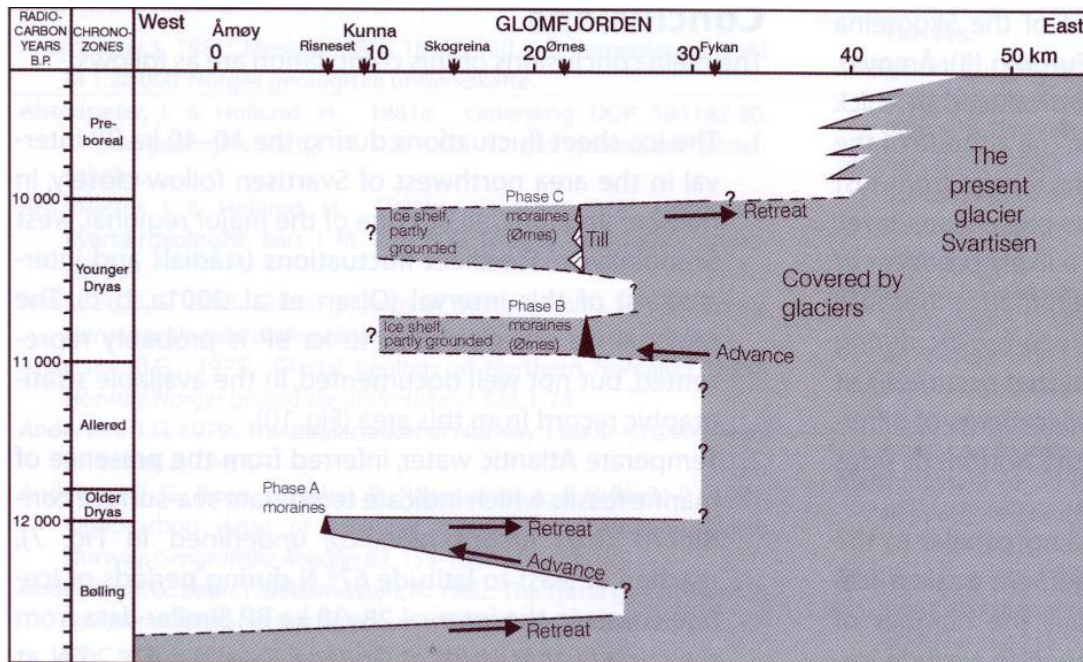
Glomfjordtrinnet. Dette trinnet vart

avsett i perioden 11 600 – 10 500 ^{14}C -år sidan (sein Allerød / tidleg Yngre Dryas)

(Rasmussen, 1981). I denne fasen låg det mange botn- og platåbrear utanfor innlandsisen. Om desse vaks fram frå eit fullstendig deglasiert område i allerød eller om dei vaks fram på isrestar av innlandsisen er uvisst. Etter dette heldt deglasiasjonen fram. I Preboreal (10 000 – 9 000 ^{14}C -år BP) var det framleis dalbrear frå innlandet som nådde ned til dei inste fjordarmane. I løpet av denne tida, truleg for omkring 9 300 ^{14}C -år sidan, fann *Ølfjelltrinnet* stad. Det var truleg eit framrykk av regionalt omfang frå store breområder på svensk side som truleg var av klimatiske årsaker. I løpet av dette trinnet vart fleire bresjøar demt opp. Truleg blei nesten heile Saltfjellområdet isfritt i løpet av Preboreal (Sveian, Aa & Kjærnes, 1979).



Figur 9: Området rundt Svartisen (Gustavson & Olsen, 2006).



Figur 10: Glasiasjonskurve for området nordvest for Svartisen (Olsen, 2002). Legg merke til at eldre dryas breframrykket var lokalt av størrelse minst 15 km fra innerst og fram til endemorenene. Dette er største registrerte ED breframrykk i Norge.

Det er teoriar om at Svartisen vart meir eller mindre separert frå innlandsisen før den forsvann frå området. Svartisen var på dette tidspunktet mykje større enn den er i dag. Dette er basert på skuring som er funne i retning frå Svartisen og skrått mot innlandsisen (mot SØ på nordvestsida ved enden av Ranafjorden). Brebevegelsen til innlandsisen vart topografibestemt i denne fasen. Breoverflata var då sunke til rundt 1200 m o.h. som er den generelle høgda på den N-S gåande fjellrekka like aust for Svartisenområdet. Dette førte til at isen måtte strøyme rundt fjellpartiet der Svartisen ligg, og innlandsisen kunne då i lita grad gi tilskot til ismassane i Svartisenområdet. Denne separasjonen av Svartisen frå innlandsisen har truleg skjedd seinare enn 9 600 ¹⁴C-år sidan. Svartisen var på sitt maksimum for om lag 9 500 – 9 300 ¹⁴C-år sidan, for så å trekke seg tilbake halvvegs til dagens posisjon for om lag 9 000 ¹⁴C-år sidan (Blake & Olsen, 1999).

Referanseliste

- Andersen, B. G., Bøen, F., Nydal, R., Rasmussen, A. & Vallevik, P. N. 1981: Radiocarbon dates of marginal moraines in Nordland, North Norway. *Geografiska Annaler* 63A, 155-160.
- Andersen, B. G., Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M. & Bergstrøm, B. 1995: Younger Dryas ice marginal deposits in Norway. *Quaternary International* 28, 147-169.
- Blake, K. P. & Olsen, L. 1999: Deglaciation of the Svartisen area, northern Norway, and isolation of a large ice mass in front of the Fennoscandian Ice Sheet. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography* 53, 1-16.
- Gustavson, K. & Olsen, L. 2006: Depositional origin of an adverse delta surface slope at Altermarka, northern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography* 60, 129-138.
- Linge, H., Olsen, L., Brook, E. J., Darter, J., Mickelson, D. M., Raisbeck, G. M. & Yiou, F. 2007: Cosmogenic nuclide surface exposure ages from Nordland, northern Norway: implications for deglaciation in a coast to inland transect. *Norwegian Journal of Geology* 87, 269-280.
- Olsen, L. 2002: Mid and Late Weichselian ice-sheet fluctuations northwest of the Svartisen glacier, Nordland, northern Norway. *NGU Bulletin* 440, 39-52.
- Rasmussen, A. 1981: The deglaciation of the coastal area NW of Svartisen, northern Norway. *NGU* 369, 1-31.
- Reite, A.J. 1994: Weichselian and Holocene geology of Sør-Trøndelag and adjacent parts of Nord-Trøndelag county, Central Norway. *NGU Bulletin* 426, 1-30
- Reite, A.J. 1995: Deglaciation of the Trondheimsfjord area. *NGU Bulletin* 427, 19-21
- Reite, A.J., Sveian, H. & Erichsen, E. 1999: Trondheim fra istid til nåtid. *NGU Gråsteinen* 5,40 s.
- Rise et al. 2006: The deglaciation history of Trondheimsfjorden and Trondheimsleia, Central Norway. (*NGT*) *NJG* 86, 419-438.
- Solberg et al. 2008: Deglaciation history and landscape development of fjord-valley deposits in Buvika, Mid-Norway. *Boreas* 37, 297-315.
- Sveian, H., Aa, A. R. & Kjærnes, P. A. 1979: Isbevegelser og isavsmeltning i den sentrale delen av Saltfjellet, Nordland, Nord-Norge. *NGU* 348, 1-20.
- Sveian, H. & Solli, A. 1997a: Fra hav til høgfjell – landskapet. Kapittel 1 (s. 10-65) i Dahl, R., Sveian, H. & Thoresen, M. (red.): *Nord-Trøndelag og Fosen – Geologi og Landskap*. 136 pp. NGU. Pensum: side 34-65.
- Sveian, H. & Solli, A. 1997b: Tid og form – geologisk historie. Kapittel 4 (s. 112-130) i Dahl, R., Sveian, H. & Thoresen, M. (red.): *Nord-Trøndelag og Fosen – Geologi og Landskap*. 136 pp. NGU. Pensum: side 118-130.

Glasiiale avsetningar i Trøndelag og Nordland

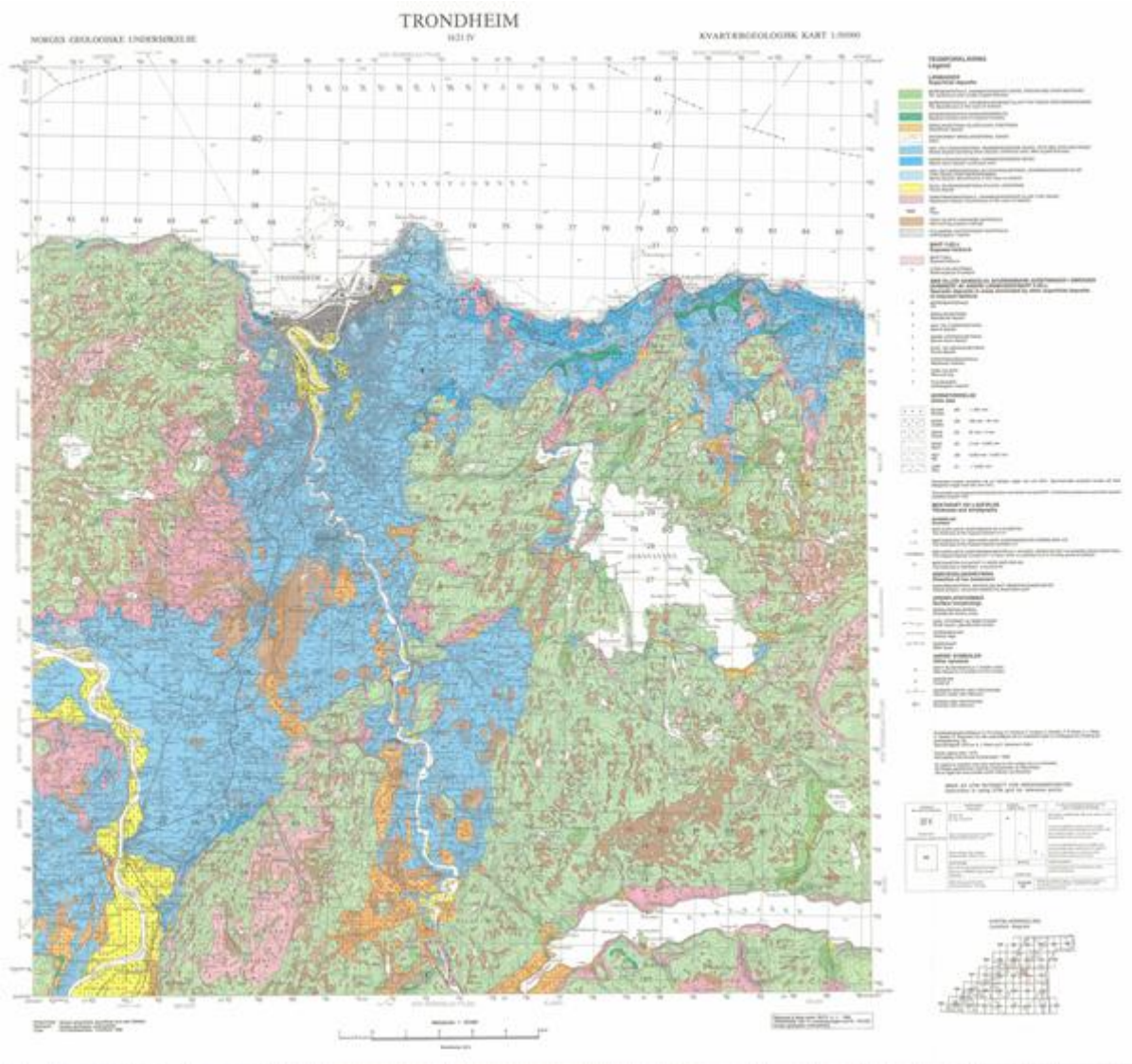
Av Celine Djuve Østergaard

Trondheimsfjordområda

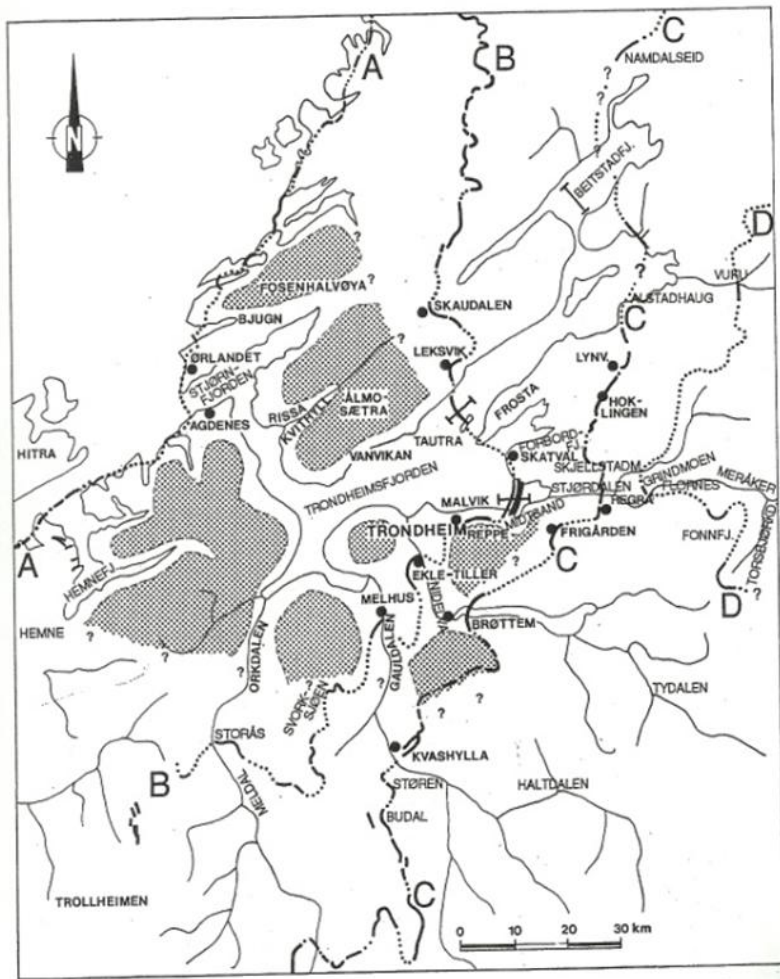
I løpet av deglasiasjonen av Trondheimsfjordområdet vart det avsett ulike typar glasiiale avsetningar (*Fig. 1*). Den fluktuerande brefronten har lagt igjen spor etter seg i form av blant anna randmorener, breelvavsetningar og marin leire i samband med isavsmeltinga. Med eit havnivå på omtrent 170 meter høgare enn i dag var mykje av det som i dag er landområder tidligare dekkja av hav (Reite et al. 1999).

Dei eldste glasiiale avsetningane i Trondheimsfjordområdet er endemorenar, Storeggamoren og Haltenbankmorenen på sokkelen, og morenar heilt ytst i kyststroka, desse er datert ved hjelp av radiokarbon til 13 000-12 500 ¹⁴C-år før notid (Reite et al. 1982). Sidan den gong trekte isen seg attende og leire vart avsett. Deretter førte fleire breframstøt/oppald i tilbakesmeltinga til at fleire israndavsetningar vart avsett (*Fig. 2*), der Tautra er den eldste med ein tidleg til midt-yngre dryas alder, deretter kjem Hoklingen avsett i sein YD og Vuku er den yngste avsett i tidleg preboreal (Reite et al. 1982). Desse israndavsetningane består for det meste av push-morenar, men og med glasifluviale sediment i lågareliggande områder (Reite 1995). Usamanhengande, men store israndavsetningar vert funne ved Malvik, Reppe, Kvammen, Ekle, Tiller og Melhus, desse høyrer til Tautratrinnet (Reite et al. 1982). Gjentatte tilbaketrekningar og breframstøyt har resultert i ein stratigrafi av glasimarin leire av ulike aldrar med israndavsetningar imellom (*Fig. 3*). Korleis desse israndavsetningane er vorte omkransa av yngre leire er illustrert av Reite et al. 1999 (*Fig. 4*).

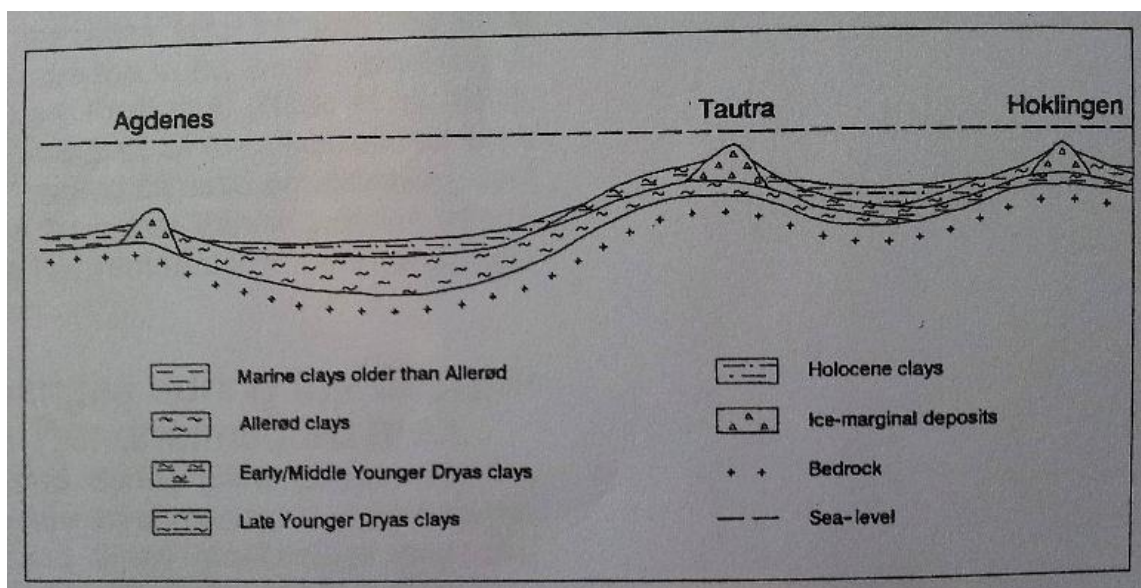
Etter istida har elver skore seg gjennom dei heva havbotnsavsetningane og ført til resedimentering og fleire ras, ofte som følge av kvikkleire då mykje av leira er avsett i saltvatn (Reite et al. 1999).



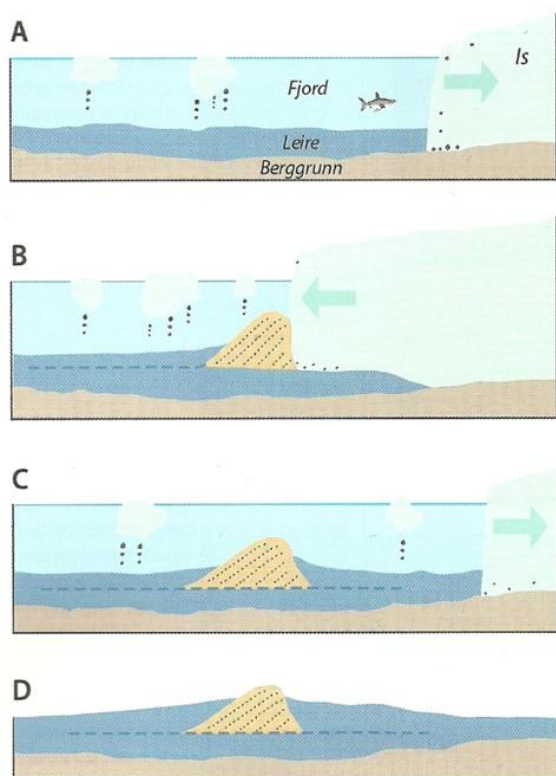
Figur 1. Lausmassekart over Trondheim viser at det er mykje hav- og fjordavsetningar (blå farge) (<http://www.ngu.no/FileArchive/198/K16214.pdf>).



Figur 2. Israndavsetningar Trondheimsområdet (Reite 1994).



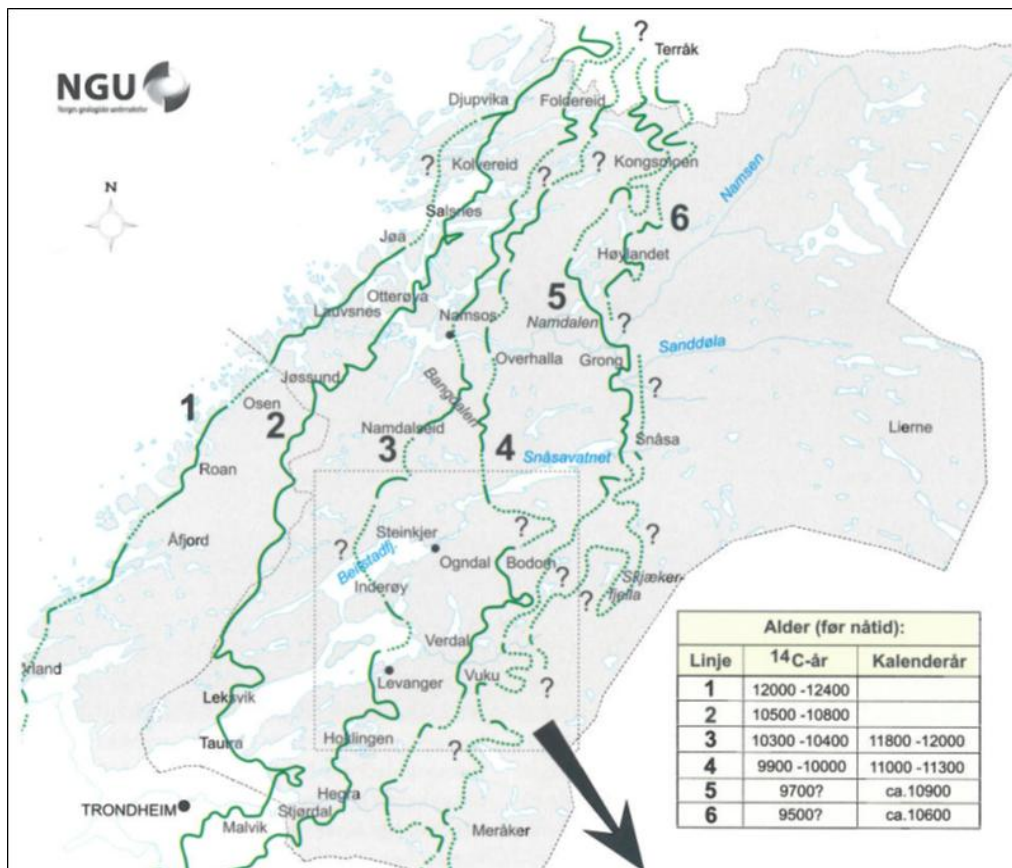
Figur 3. Ein forenkla stratigrafi av områda under marin grense i Trondheimsfjordområdet (Reite 1995).



Figur 4. Prinsippskisse som forklarer danninga av lausmassane i israndavsetningar som til dømes Ekle og Tiller (Reite et al. 1999).

Nord-Trøndelag og Fosen

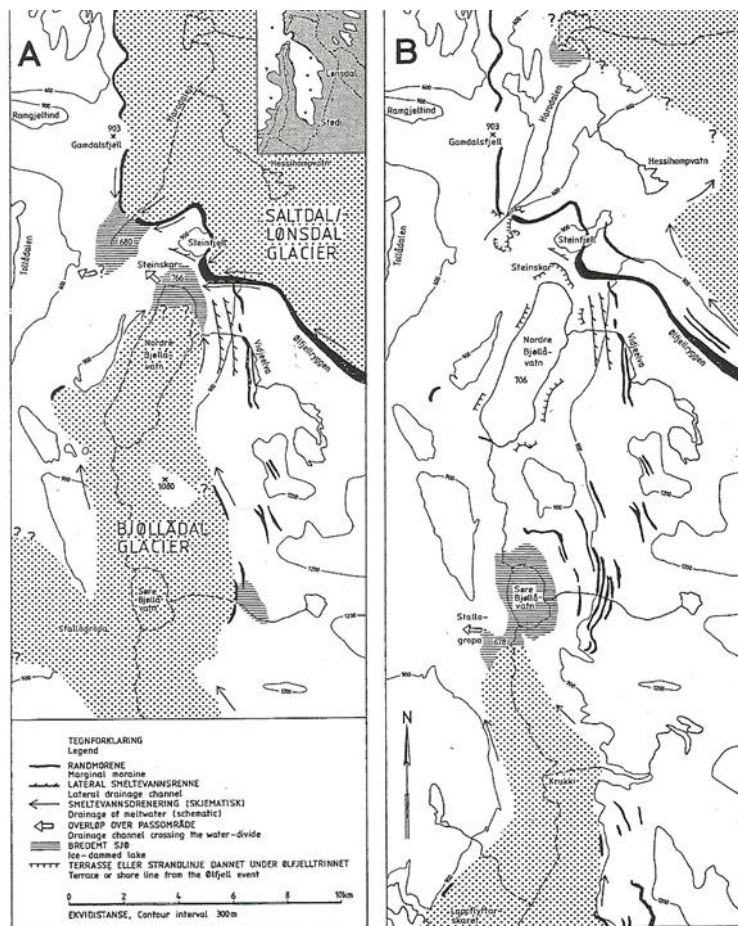
I Nord-Trøndelag og Fosen er store områder dekket av tjukke glasimarine avsetninger som følge av heva havbotn, i disse finnes israndavsetninger. I området er det også holosene marine og fluviale avsetninger (Sveian 1997). Det er funnet seks hovedlinjer for glisiale framstøyt (Fig. 5). Disse ryggene består hovedsakelig av morenemateriale, men noen steder med mest glasifluvialt materiale under dåtidens havnivå. Noen steder er det utviklet glasifluviale deltaterrasser i havnivå eller sandursletter over havnivå. Glasifluvialt materiale og vekslende grovkorn og finkorn morenemateriale dominerer mellom ryggene. Heilt aust, i nærheten av svenskegrensa, finnes små sidemorenar, noen laterale smeltevannsløp, strandlinjer og utløp for bredende sjøer som alle er spor etter den siste fasen av deglasiasjonen for omtrent 9300-9100 ^{14}C -år før notid (Sveian 1997).



Figur 5. Dei seks hovudlinjene for deglasiasjon i Nord-Trøndelag og Fosen (Sveian og Solli 1997).

Saltfjellet, Nordland

Saltfjellet har mange og tydelege spor etter isavsmeltinga. Isrørsleretninga er funne utifrå observasjonar av skuringsstriper, randmorenar og drumlinar (Sveian et al. 1979). Under Ølfjelltrinnet, preboreal tid, vart den markerte randmorenen Ølfjellmorenen avsett, den består for det meste av usortert morenemateriale, men også nokre stader linser av sortert sandig eller grusig materiale (Sveian et al. 1979). Samtidig med dette trinnet vart det danna ein bredemt sjø, «Øvre bresjø», der det vart avsett terrasseformar av bresjø- og breelvavsetningar (Fig. 6). Strandlinjer og terrassar på lågare nivå indikerer at det har også vore yngre bredemte sjøar. Subglasial drenering mot bresjøane har ført til avsetning av eskere i området. Eskere saman med dødisgroper, som også opptrer hyppig i området, tyder på at siste del av deglasiasjonen har vore prega av dynamisk og klimatisk død is (Sveian et al. 1979).



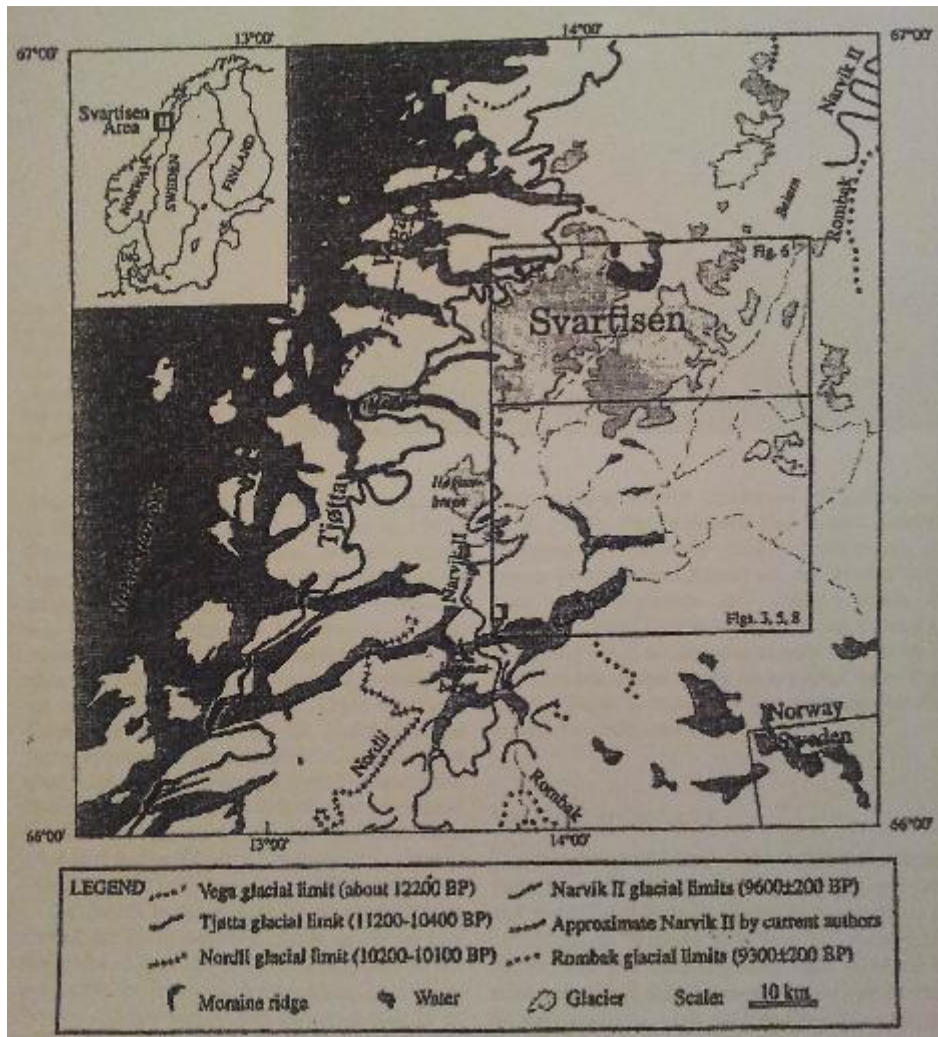
Figur 6. Rekonstruksjon av Ølfjelltrinnet der skisse A er eit tidlegare stadium enn skisse B (Sveian et al. 1979).

Nordland

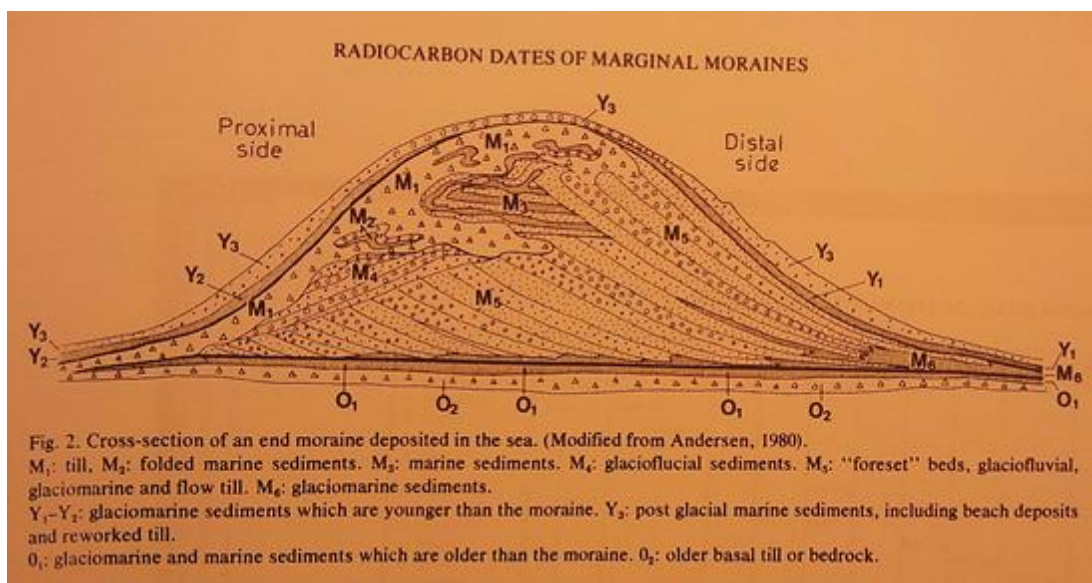
Dei eldste morenane funne på land i Nordland er på øya Vega utanfor kysten, sørvest for Svartisen og heile kartområdet i figur 7. Desse er datert med radiokarbon til mellom 13 400-11 600 ^{14}C -år før notid, og vert kalla Vegatrinnet (Andersen et al. 1981). Vegatrinnet er truleg eldre enn Vassdaltrinnet, A-linja, som er datert til om lag 12 200 ^{14}C -år BP og reknast som eit isframstøt som representerar eldre dryas i regionen (Rasmussen 1981, Olsen 2002).

Ytterlegare fire trinn austover er også datert, nemleg Tjøtta (B-linja), Skjerstad (C-linja), Misvær-Finneid (D-linja) og Rombak-Ølfjell (E-linja), frå eldst til yngst. Desse er alle randmorenar som er avsett i hav, og som har vorte heva til over havnivå i etteristida (Andersen et al. 1981). Moreneryggane er samansett av morenemateriale på den proksimale sida og glasifluviale og glasimarine sediment på den distale sida, under morenen er det eldre bunnmorene eller glasimarine sediment, medan over er det yngre marine sediment frå

etteristida når landet vart heva (Fig. 8). Det er ulike tjukkelsar på dei stratigrafiske einheitane, men generelt er litologien nokså lik i alle morenane (Andersen et al. 1981).



Figur 7. Kart over Svartisenområdet og dei glasiare randavsetningane (Blake & Olsen 1999).



Figur 8. Tverrsnitt av ein endemorene avsett i havet (Andersen et al. 1981).

Referanseliste

Andersen, B. G., Bøen, F., Nydal, R., Rasmussen, A. & Vallevik, P. N. 1981: Radiocarbon dates of marginal moraines in Nordland, North Norway. *Geografiska Annaler* 63A, 155-160.

Blake, K. P. & Olsen, L. 1999: Deglaciation of the Svartisen area, northern Norway, and isolation of a large ice mass in front of the Fennoscandian Ice Sheet. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography* 53, 1-16.

Reite, A.J., Selnes, H. & Sveian, H. 1982: A proposed deglaciation chronology for the Trondheimsfjord area, central Norway. *Norges geologiske undersøkelse* 373, pp. 75-84.

Reite, A.J. 1994: Weichselian and Holocene geology of Sør-Trøndelag and adjacent parts of Nord-Trøndelag county, Central Norway. *NGU Bulletin* 426, 1-30

Reite, A.J. 1995: Deglaciation of the Trondheimsfjord area. *NGU Bulletin* 427, 19-21

Reite, A.J., Sveian, H. & Erichsen, E. 1999: Trondheim fra istid til nåtid. *NGU Gråsteinen* 5,40 s.

Sveian, H. 1997: Ice-marginal deposits and deglaciation chronology in Nord-Trøndelag and Fosen, Central Norway. *NGU Bulletin* 433, pp. 52-53.

Sveian, H., Aa, A. R. & Kjærnes, P. A. 1979: Isbevegelser og isavsmeltning i den sentrale delen av Saltfjellet, Nordland, Nord-Norge. *NGU* 348, 1-20.

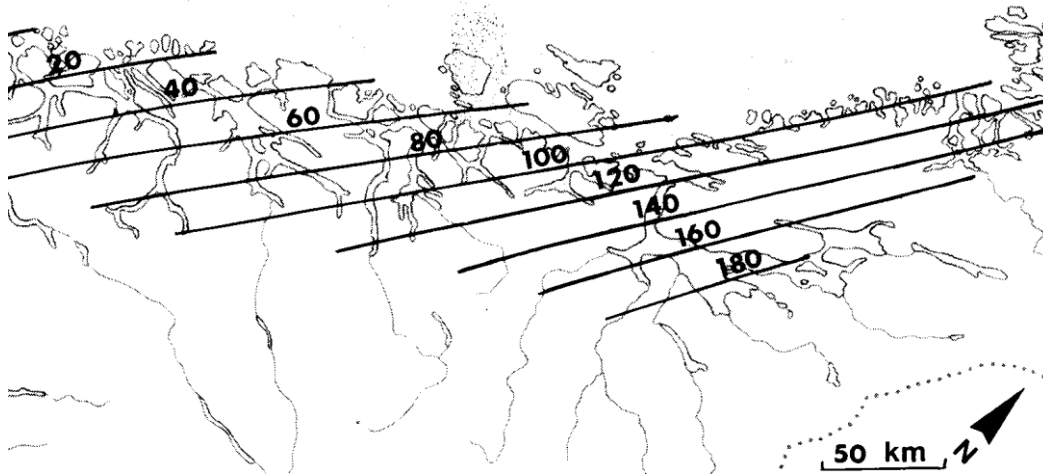
Sveian, H. & Solli, A. 1997: Tid og form – geologisk historie. Kapittel 4 (s. 112-130) i Dahl, R., Sveian, H. & Thoresen, M. (red.): Nord-Trøndelag og Fosen – Geologi og Landskap. 136 pp. *Norges geologiske undersøkelse*, pp. 118-130.

<http://www.ngu.no/FileArchive/198/K16214.pdf>, 16.06.2012.

Strandforskyvningsforløpet i Trøndelag

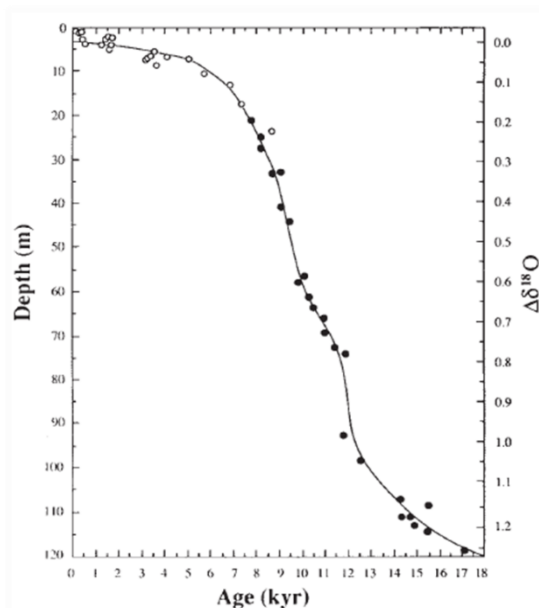
Skrevet av Therese Natterøy

Da innlandsisen var på sitt største under siste istid, for omtrent 18 000 år siden, lå det rundt 1000-1500 meter med is over Trondheimsområdet. Tyngden av denne ismassen førte til at berggrunnen under opplevde et enormt trykk. Dette trykket var større enn 1000 tonn pr. m². Det høye trykket førte til at jordskorpen gav etter og ble presset ned flere hundre meter. Når isen begynte å smelte tilbake ble dette trykket på jordskorpen mindre og landet begynte å heve seg igjen. Denne hevingen gikk raskt i starten og da iskanten nådde kysten av Trøndelag, for rundt 12 500 år siden, var mye av landhevingen allerede unnagjort (Reite et al., 1999). Jordskorpens hevning og senkning på grunn av minkende eller økende islast kalles glasi-isostasi. Det finnes en treghet i jordskorpen som har en responstid som regnes å være 3000-4000 år, noe som gjør at landhevingen tar lang tid. Dette er grunnen til at vi fortsatt den dag i dag har litt landheving i Trøndelag, en hevning som vil fortsette i flere tusen år fremover helt til jordskorpen har nådd isostatisk likevekt. Dagens landheving er rundt 4-5 mm/år i indre strøk og 1-2 mm/år på kysten (Reite et al., 1999). Ulik landheving i ytre og indre strøk kommer av at landet hever seg mest der isen var tykkest, det vil si over sentrale deler av Skandinavia. En kan trekke linjer mellom områder som har vært gjenstand for samme landheving, slike linjer blir kalla isobaser. I Trøndelagsområdet har disse isobasene en nordøstlig retning, mer nøyaktig 30-35 grader NØ, og de går omtrent parallelt med kystlinja. Isobaseretningen har blitt fastslått av blant andre Kjemperud (1986), og den har vært omtrent lik under hele landhevingsperioden. Figur 1 viser isobaseretningen og landhevingen siden yngre dryas for Midt-Norge, men pågående undersøkelsen tyder på at isobaseretningen bøyer av raskere mot sørvest, slik at linjene blir mer buet enn rettlinjete sørover i Trøndelag og Nordmøre (L. Olsen, pers.medd. 2012).



Figur 11: Yngre dryas isobaser for Midt-Norge (Sollid og Kjenstad, 1980)

Under siste istids maksimum var det globale havnivået 130 m lavere enn dagens nivå, og når isen smeltet tilbake steg det globale havnivået raskt (Fig 2). På det raskeste steg det globale havnivået med 40 mm/år.



Figur 12: Eustatisk havnivåkurve siden siste istids maksimum, basert på data fra Barbados (Fjeldskaar, 2012).

Etter at Trondheimsområdet ble isfritt har landet hele tiden hevet seg raskere enn det globale havnivået steg, dermed har det *relative* havnivået sunket. Dette kan sees ved gamle strandlinjer og strandavsetninger som ligger over dagens havnivå. De eldste strandavsetningene og strandlinjene finner man høyest, deretter synker alderen nedover mot dagens havnivå. I Trøndelagsområdet har strandlinjer, som er dannet under isavsmeltingen, en generell stigning mot Ø-SØ på 1,4 - 1,5 m/km (Reite et al., 1999), men varierende fra omtrent

1,8 m/km i tidlig allerød og tidlig yngre dryas til 1,1 – 1,2 m/km i sen yngre dryas (Kjemperud 1982, 1986, Sveian & Olsen 1984, Kolstrup & Olsen 2012).

Strandlinjegradiene synker med alderen, fordi landhevningen går saktere (Fig 4).

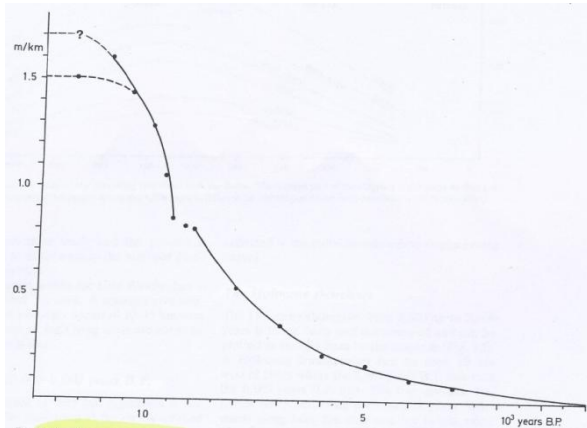
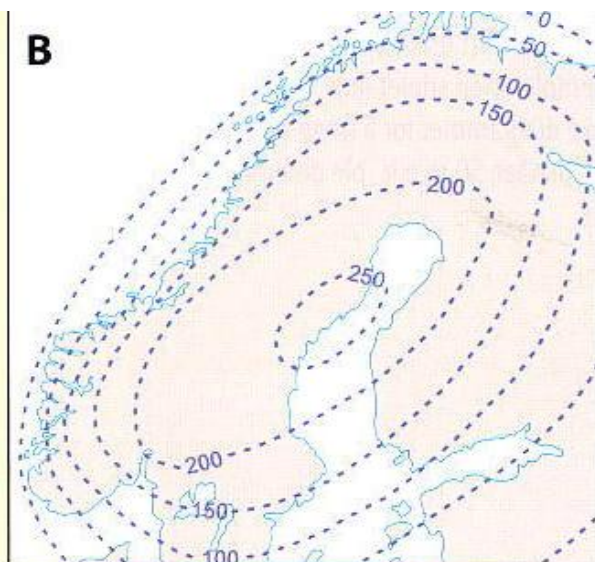


Fig 4: Endring av strandlinjegradienter med tid (Kjemperud, 1986).

De høyeste strandlinjene langs Trøndelagskysten er omtrent 120 (120-130) m o.h., mens de høyeste i indre strøk, for eksempel i Selbu ligger opp mot 200 m o.h. (Reite et al., 1999).

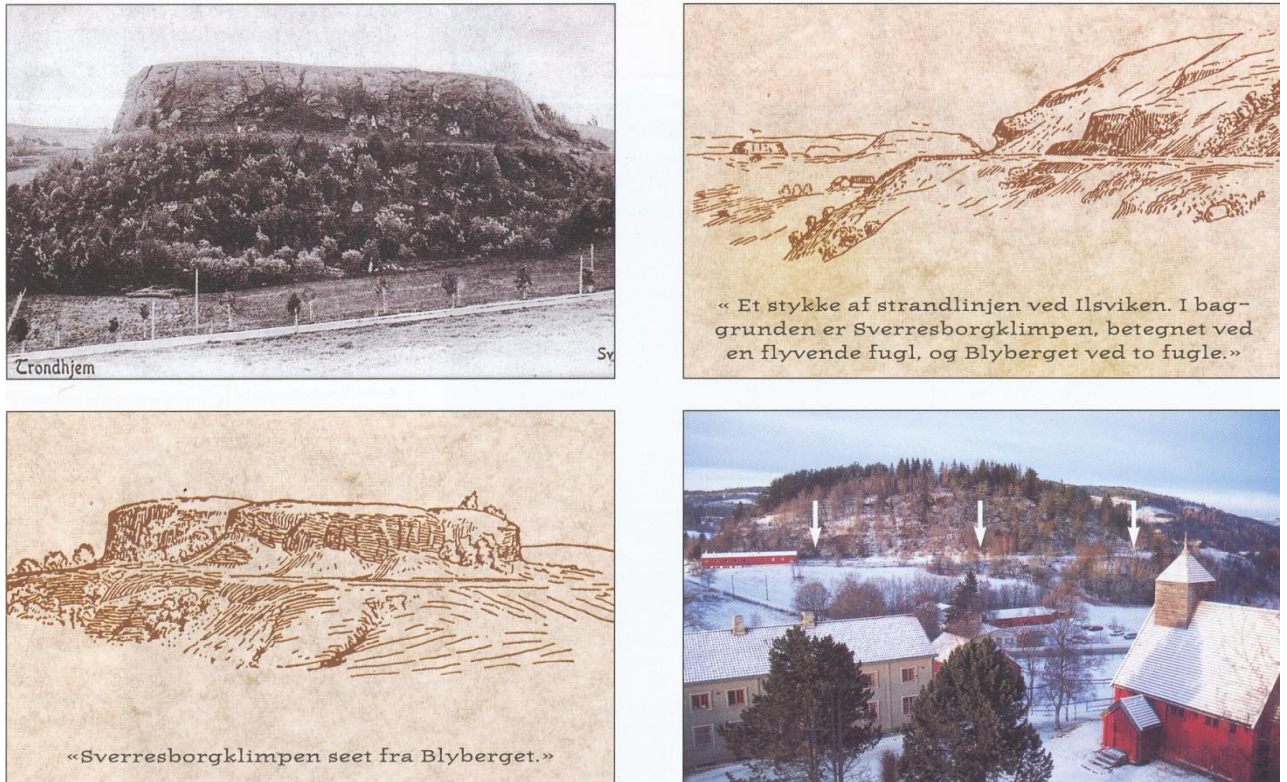
Dette er de ulike områdenes *marine grense*, dvs. de høyeste sporene etter havnivået under isavsmeltingen (Fig 5).



Figur 5: Den marine grense i Skandinavia, linjene viser høyden over dagens havnivå (Reite et al., 1999)

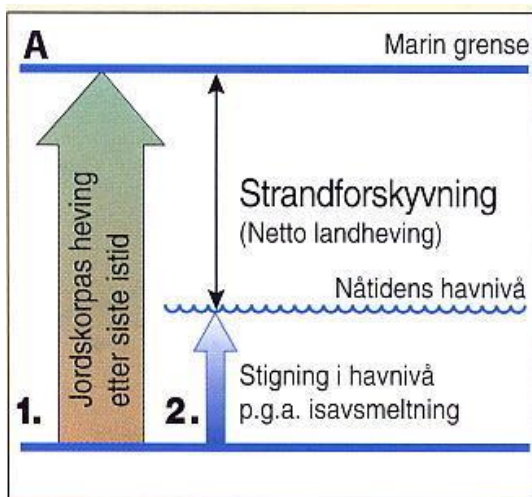
Det finnes få spor i terrenget etter den marine grense, men noen breelvavsetninger avsatt i datidens strandsone har fine MG-flater. De tydeligste strandlinjene er fra Tautrattinnets tid, for

omtrent 11 000-10 600 ^{14}C -år siden. På den tiden var det et ekstremt kaldt klima, dermed kunne strandlinjer også danne seg i fast fjell ved hjelp av frostprosesser. Dette er ellers en sjeldenhet i Trøndelag. Strandlinjer i fast fjell er spesielt tydelig ved Elsterparken, ved Sverresborg, og ved Blyberget, der høyden er målt til omtrent 160 m o.h (Reite et al., 1999) (Fig. 6), og har en alder estimert til midt i yngre dryas (L. Olsen, pers.medd. 2012).



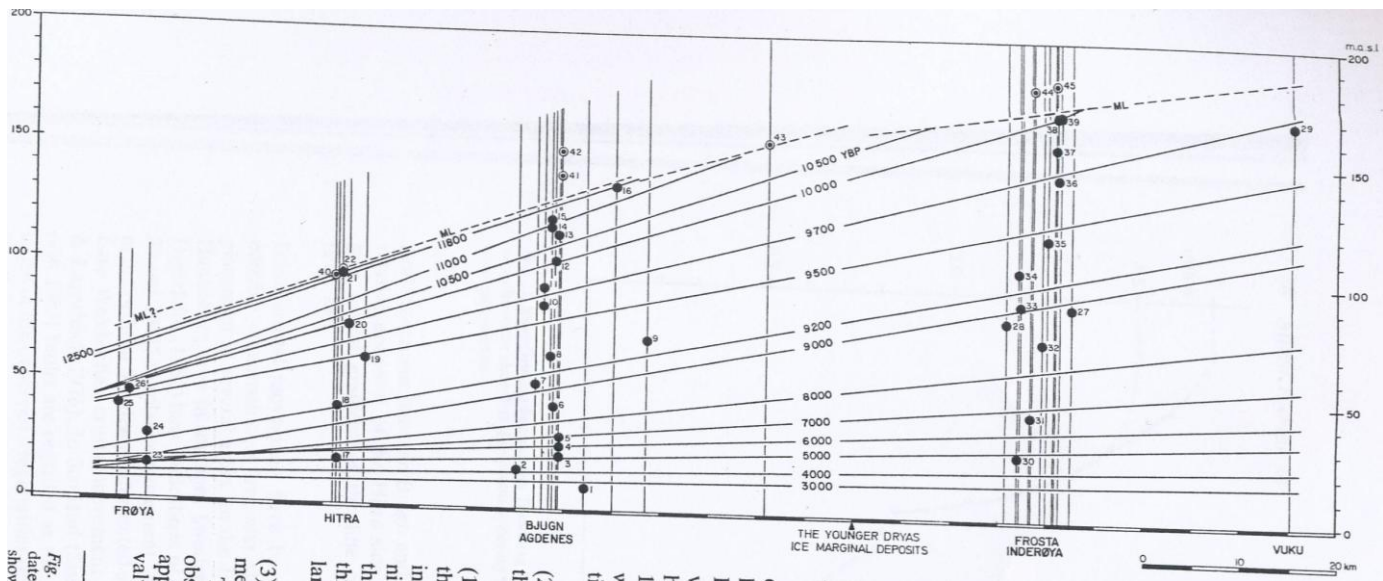
Figur 6: Strandlinjer i fast fjell dannet under Tautra-trinnet (Reite et al., 1999).

Også under Hoklingentrinnet ble det dannet en god del strandlinjer og noen breelvdelta ble avsett, f.eks. ved Jervan. Vertikale endringer i strandas beliggenhet i forhold til landmassen kalles strandforskyvning. Strandforskyvningen som en observerer over et gitt tidsintervall er et resultat av landhevingen (etter siste istid), minus den globale havnivå stigningen (Fig. 7).



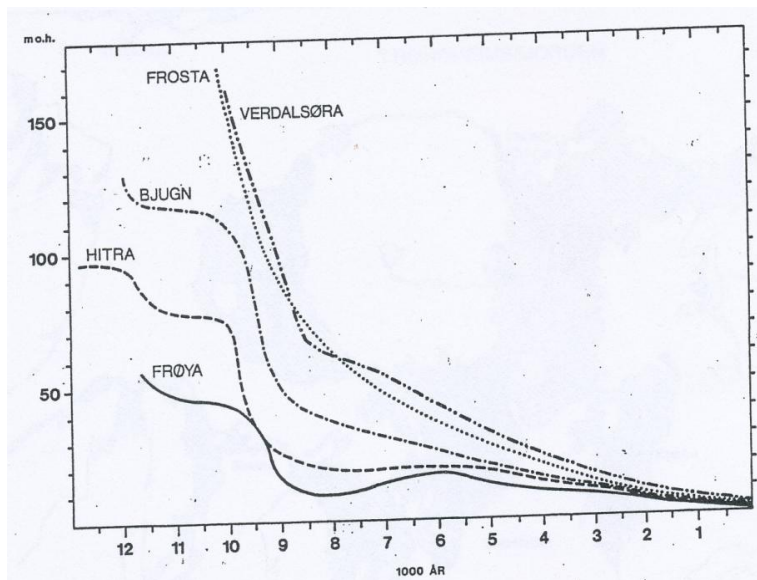
Figur 7: Strandforykning er et nettoresultat av jordskorpeheving og havnivåstigning (Reite et al., 1999).

Strandforykningen kan være både positiv og negativ avhengig av hva som stiger raskest av landet eller havet. Ved å bestemme strandforykningen for en gitt lokalitet kan en danne en strandforykningskurve som viser hvordan det relative havnivået har endret seg i tid på den lokaliteten. En av de viktigste metodene for å danne en strandforykningskurve er isolasjonsbasseng metoden. Denne metoden baserer seg på sedimentbasseng som går gjennom ulike miljø når havnivået endrer seg. Når havnivået synker gjennomgår mange basseng en endring fra marint vann til brakkevann og til slutt til ferskt vann. Endringene styres av sedimentbassengenes terskel, og de beste dataene for dette får man hvis terskelen er stabil, det vil si i fast fjell. En kan bestemme grensen mellom brakkevann sedimenter og lakustrine sedimenter i et basseng ved å se på mikrofossiler, slik som diatomeer og alger. Ved å datere denne grensen kan en aldersbestemme når et basseng ble isolert fra havet. For å danne en strandforykningskurve med minst mulig usikkerhet er det viktig å undersøke mange bassenger i ulike høyder. Strandlinjer og terrassenivåer, kombinert med skjelldateringer, kan også brukes til dannelsen av en strandforykningskurve, noe som ble gjort for Verdalsørakurven (Sveian og Olsen, 1984). Om en legger et profil vinkelrett på isobaseretningen og tegner inn strandlinjeobservasjoner av ulike aldre fra området inn på et diagram, får en et ekvidistant strandlinjediagram. Et slikt strandlinjediagram kan brukes til å utrede en strandforykningskurve for ethvert punkt i området der strandlinje diagrammet er gyldig. Et slikt strandlinjediagram ble av Kjemperud (1982) lagd for lokaliteter rundt Trondheimsfjorden (Frøya, Hitra, Bjugn, og Frosta). Dette diagrammet ble senere revidert av Sveian og Olsen (1984) da de tilførte nye observasjoner og dataene fra deres Verdalsørakurve.



Figur 8: Et ekvidistant strandlinjediagram for en del av Trøndelag

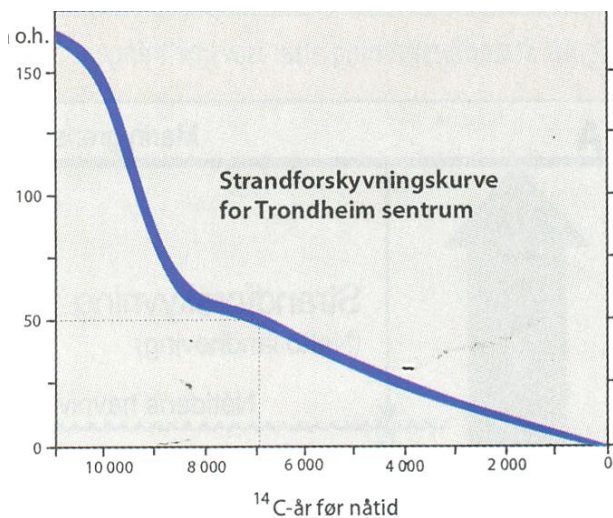
I Trøndelag har det generelt vært en sen strandforskyvning under allerød og yngre dryas, fulgt av en veldig rask strandforskyvning under tidlig holosen. Den raske strandforskyvningen i tidlig holosen kom av at innlandsisen smeltet raskt bort noe som førte til at landhevingen gikk veldig hurtig. Ytterst mot kysten var det for 8000-6500 ¹⁴C-år siden en transgresjon, kalt tapes transgresjonen, eller en stillstand av det relative havnivået. I Verdalsøra ser man i det samme tidsrommet en nedbremsing av strandforskyvningen (Fig. 9).



Figur 9: Strandforskyvningskurver fra lokaliteter rundt Trondheimsfjorden. De fra Frøya, Hitra, Bjugn og Frosta er fra Kjemperud (1986), mens kurven fra Verdalsøra er fra Sveian og Olsen (1984).

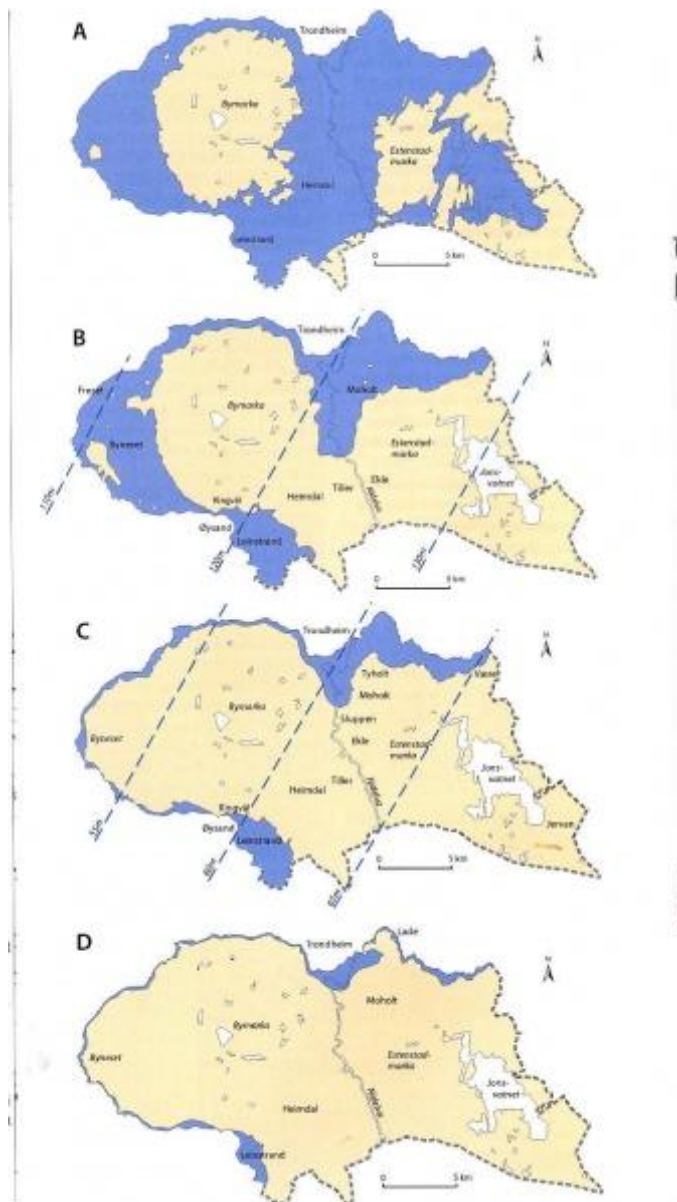
Tapes transgresjonen fant sted fordi det Nord-Amerikanske isdekket smeltet raskt ned noe som førte til at store mengder smeltevann ble tilført havene. Dermed steg det globale

havnivået raskt og tok igjen landhevingen, som nå var begynt å bremse opp. Når det Nord-Amerikanske isdekket var borte, for rundt 6000 ¹⁴C-år siden, ble ikke så mye smeltevann tilført havene lenger og det globale havnivået steg sent. Dermed gikk landhevingen på nytt raskere enn havnivåstigningen, og vi har hatt en senkning av relativt havnivå frem til i dag. I Trondheimsområdet har strandforskyvningsforløpet vært ganske lik den i resten av Trøndelags området. Dette sees på strandforskyvningskurven for Trondheim sentrum som Reite et al (1999) har konstruert.



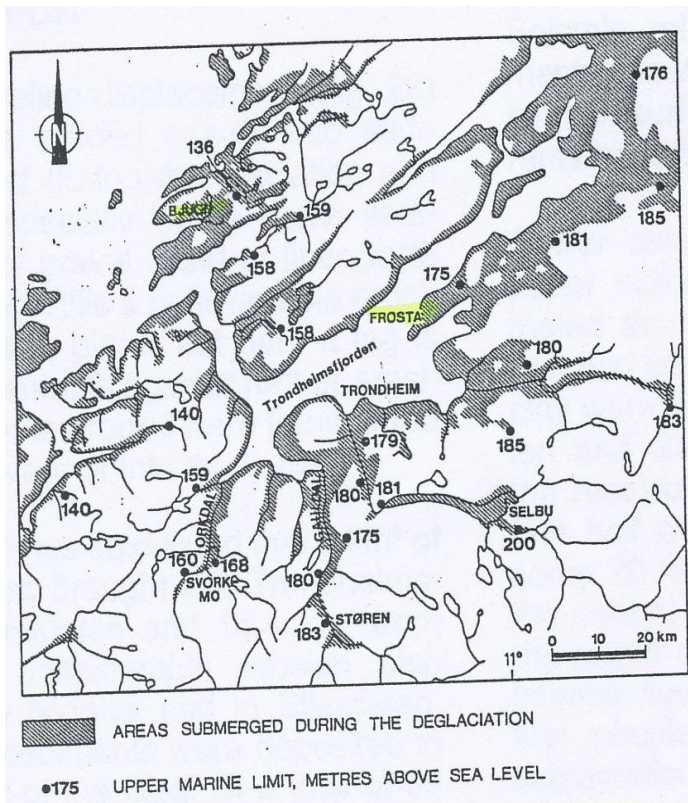
Figur 10: Strandforskyvningskurve for Trondheim sentrum (Reite et al. 1999).

Under tidlig allerød og yngre dryas var strandforskyvningen liten. Havnivået lå rundt 170-175 m o.h. Og Bymarka og mest sannsynlig Estenstadmarka var store øyer (Fig. 11 A). Når isen smeltet innover Trondheimsfjorden økte strandforskyvningen, og den var på sitt raskeste for 10 000-8500 ¹⁴C-år siden. Halvparten av strandforskyvningen fant sted i disse 1500 årene (85 m senkning av havnivået). På det meste sank det relative havnivået med 60 mm i året. For 9600 ¹⁴C-år siden var havet 120 meter høyere enn i dag, og Bymarka var blitt landfast (Fig. 11 B). Mens rundt 8300 ¹⁴C-år siden hadde havet rukket å synke ned til 60 meter over havnivå. Fortsatt lå en del av Trondheimsområdet under vann, slik som Øya, Ila, Lade og Leangen (Fig. 11 C). For 8000-7000 ¹⁴C-år siden bremset strandforskyvningen opp fordi havet steg omtrent like fort som landet hevet seg, dette er det samme som en ser i Verdalsøra. Etter 7000 ¹⁴C-år BP ble strandforskyvningen litt hurtigere igjen før den gradvis har avtatt frem til i dag. Rundt 3600 ¹⁴C-år BP var havet kun 20 meter høyere enn dagens nivå, og landskapet begynte å ligne på det vi ser den dag i dag (Fig. 11 D) (Reite et al., 1999).



Figur 11: Trondheimsområdet slik det såg ut for A) 11 500 – 10 000 ^{14}C -år siden, B) 9600 ^{14}C -år siden, C) 8300 ^{14}C -år siden, og D) 3600 ^{14}C -år siden (Reite et al., 1999).

Når havet var på sitt høyeste førte det til avsetning av tykk marin leire på datidens fjordbunn. Figur 12 viser områder som har vært dekket av hav under deglasiasjonen. Når det relative havnivået sank ble mange områder med leire tørt land. Ferskvann har erstattet mye av det opprinnelige salte porevannet, noe som har gjort leiren ustabil, og blitt det vi kaller kvikkleire. Erosjon i slike områder, med påfølgende utflytning av kvikkleire har ført til mange kvikkleireskred i Trøndelagsområdet.



Figur 12: Skyggelagde områder har vært dekket av havet under deglasiasjonen. Tallene viser marin grense på utvalgte lokaliteter (Reite, 1994).

Referanser:

FJELDSKAAR, W. 2012. "On modelling of (glacial) isostasy" *Forelesningsnotat Geov223, UIB*

KJEMPERUD, A. 1982. Late Weichselian and Holocene shoreline displacements in parts of Trøndelag, Central Norway. *Dr.scient. thesis, Oslo Uni.*

KJEMPERUD, A. 1986. Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway. *Boreas 15*, 61-82.

KOSLTRUP, E. & OLSEN, L. 2012. Paleoenvironmental developments in the central Scandinavian mountains during deglaciation – a discussion. *Norsk Geografisk tidsskrift – Norwegian Journal of Geography, vol 66*, 30-51.

REITE, A.J. 1994. Weichselian and Holocene geology of Sør-Trøndelag and adjacent parts of Nord-Trøndelag county, central Norway. *Nor. Geol. Unders. Bull. 426*, 1-30.

REITE, A.J., SVEIAN, H. OG ERICHSEN, E. 1999. Trondheim fra istid til nåtid – landskapshistorie og løsmasser. *NGU, Gråsteinen 5*, 1-40.

SOLLID, J.L. & KJENSTAD, K. 1980. Hovedflaten (Yngre Dryas' Havnivå) som basis for kvartær kronologi i Midt-Norge. Et metodeforsøk. *Norsk Geografisk Tidsskrift. 34*, 93-96

SVEIAN, H. OG OLSEN, L. 1984. En strandforskyvningskurve fra Verdalsøra, Nord-Trøndelag. *Norsk Geologisk Tidsskrift, vol 64*, 27-38.



Norges geologiske undersøkelse
Postboks 6315, Sluppen
7491 Trondheim, Norge

Besøksadresse
Leiv Eirikssons vei 39, 7040 Trondheim

Telefon 73 90 40 00
Telefax 73 92 16 20
E-post ngu@ngu.no
Nettside www.ngu.no

*Geological Survey of Norway
PO Box 6315, Sluppen
7491 Trondheim, Norway*

*Visitor address
Leiv Eirikssons vei 39, 7040 Trondheim*

*Tel (+ 47) 73 90 40 00
Fax (+ 47) 73 92 16 20
E-mail ngu@ngu.no
Web www.ngu.no/en-gb/*