

Brerandstadier og avsmeltningsforhold i Repparfjord-Stabbursdal-området, Finnmark.

Et deglaciasjonsprofil fra fjord til vidde.

Av

M. Marthinussen.

Med 2 planser og 20 figurer.

Innhold.

1. Innledning.
2. Repparfjordområdet (brestadier etc.)
3. Myrland — Sennaland — Stabbursdalområdet (Hovedtrinnet etc.)
4. Glaciasjon og deglaciasjon — en oversikt.
5. Summary.
6. Litteratur.

1. Innledning.

I samband med studiet av Finnmarks kvartærgeologi tok jeg tidlig sikte på å nå fram til en relativt fullstendig tolkning av landsdelens senglaciale og postglaciale historie. Undersøkelsene måtte i så fall omfatte følgende hovedemner: 1. strandlinjene og deres sammenheng med brerandstadier i kyst- og fjordstrøk, 2. flyttblokkspredning og forvittringsfenomener, fortrinnsvis i perifere fjellstrøk, og 3. glacialavsetninger og avsmeltningsfenomener i mer indre deler av Finnmark, fortrinnsvis mellom fjordene og Vidda og inne på halvøyene.

Undersøkelser i samband med sistnevnte emne skulle først ta til når det øvrige feltarbeid nærmet seg sin avslutning. For Vest-Finnmarks vedkommende ble den første begynnelse gjort i 1949. Jeg tilbrakte da nær to uker syd for Alta, mellom Alta og Masi. Samme område har også vært besøkt siden. Ellers har jeg i senere somre arbeidet i tilsammen tre uker innenfor Transfordalen og Tverelvdalen og til dels også i Repparfjordområdet. Særskilt må nevnes at jeg i 1959, takket være støtte fra NAVF, fikk anledning til å foreta omfattende rekognoserin-

ger med fly i indre strøk, fortrinnsvis mellom Alta og Porsanger og noe innover Vidda. Det jeg her så av storslagne glaciale og fluvioglaciale dannelser (marginalavsetninger, drumliner, eskere etc.) og ellers av bresmeltnings- og dreneringsfenomener er senere i stor utstrekning blitt verifisert, bl. a. ved hjelp av foreliggende flybildemateriale.

Av naturlige grunner måtte feltstudiene i indre strøk begrenses til visse områder. Jeg valte derfor å konsentrere meg om enkelte deglaciasonsprofiler mellom kysten og Vidda. Det profil som her skal omtales omfatter hovedsakelig strekningen Repparfjord—Stabbursdalen. I samband hermed var det av stor viktighet at jeg siste sommer (1960) gjennom Norges Geologiske Undersøkelse fikk anledning til for en kortere tid å foreta undersøkelser av istidsavsetninger etc. i enkelte indre strøk av halvøya mellom Altafjord og Porsangerfjord. Formålet var først og fremst å få kartlagt Hovedtrinnet resp. Ra-stadiet mellom de to fjordene, en oppgave som naturlig frambød seg i og med at jeg på forhånd hadde kjennskap til vedkommende brerandstilling såvel ved Porsangerfjord som ved Altafjord, jfr. Fig. 1.

Jeg må her få takke Norges Almenvitenskapelige Forskningsråd og Norges Geologiske Undersøkelse for økonomisk støtte. Videre takker jeg statsgeolog Per Holmsen og professor Olaf Holtedahl for verdifulle råd, faglige som tekniske, og sist, men ikke minst fru Kirsten Gran for rentegningen av plansjer og figurer.

2. Repparfjordområdet (brestadier etc.)

Kartet (Pl. 1) dekker stort sett det område som her omhandles.¹ Vi kommer hovedsakelig til å beskjeftige oss med avsetninger og fenomener som er knyttet til landskapet ovenfor marin grense og dalslette. Sistnevnte skal dog først vies noen korte bemerkninger.

Det er konstatert at den marine grense er noe høyere utenfor Repparfjorden enn inne i den. Mens den utenfor korresponderer med S_4 - S_2 -nivåene (Marthinussen, 1960, s. 416), svarer de øverste sikre marine terrasser langs fjorden og 4-5 km innover dalen til Hovedlinjen ($P_{12} = S_0$).² Sistnevnte er her også representert ved meget dis-

¹ Plansjen er et utsnitt av grasteigskartene Repparfjord og Hammerfest. Det siste er i stor utstrekning temmelig misvisende.

² Svakere spor etter en litt høyere marin utvaskning her og der her inne, som jeg er tilbøyelig til å tolke som brenningsgrenser korresponderende med Hovedlinjens havnivå, kan muligens tilskrives en mer episodisk havstilling i tidsrommet mellom S_4 - S_2 -nivåene og Hovedlinjen, jfr. S_1 -linjen (Marthinussen, 1960, Pl. 16).

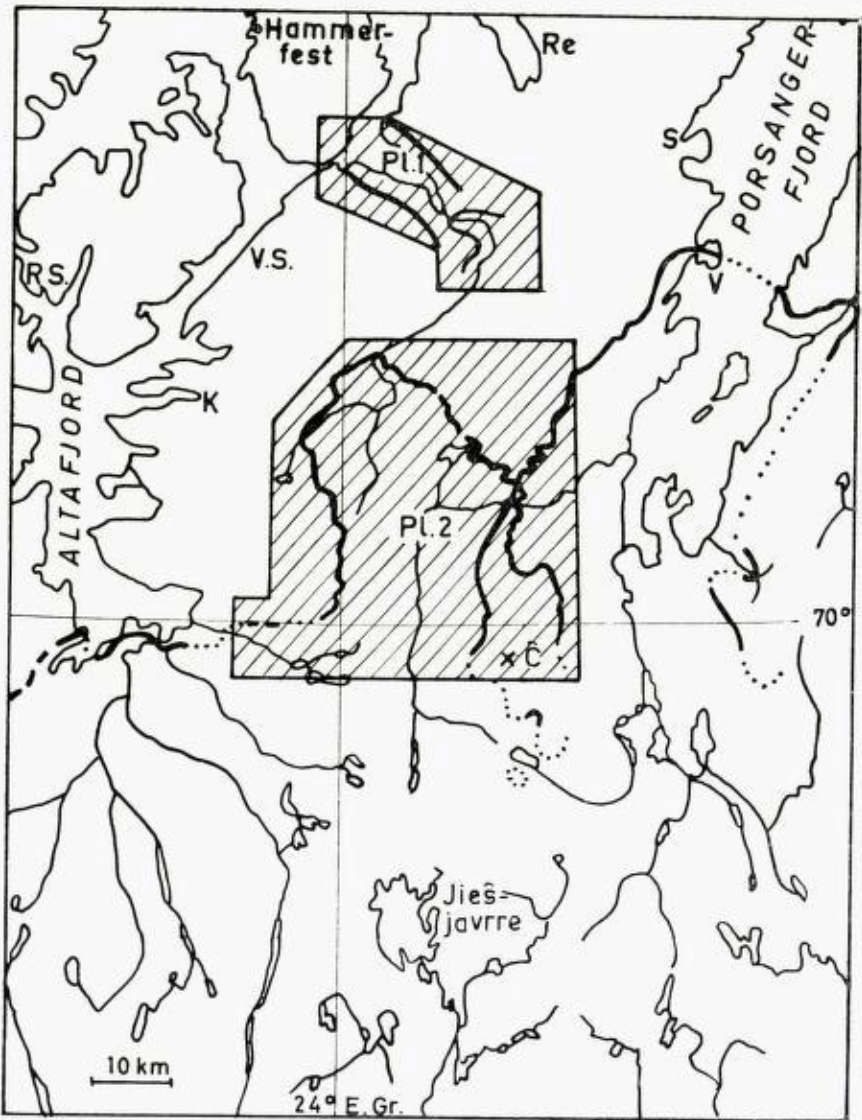


Fig. 1. Nøkkelkart som viser plasseringen av Pl. 1 og Pl. 2.

Key map to Pl. 1 and Pl. 2.

tinkte bergterrasser, noe som for øvrig i like høy grad gjelder området utenfor fjorden, bl. a. Kvalsund og Sammelsund. Angitte havstilling er ved fjordmunningen 40-41 m og inne i dalen 49-50 m.o.h. Fjorden har således tidligere, i postglacial tid og noe før, inntatt en del av nåværende dalføre. Avsetningene her består derfor i overveiende grad av marine sand- og grusakkumulasjoner, til dels som terrasser bygget helt opp til ovennevnte havnivå. Videre innover dalen, ca. 4-5 km, er det vesentlig supramarine grusavsetninger. Det dreier seg her bl. a. om betydelig mengder av fluvioglacialt materiale av vekslende grovhet og rikt på rullestein. Grusflatene er stort sett jevne, men med sine erosjonsrenner etter større og mindre bekker skiller de seg tydelig ut fra de marine terrasser lenger ute. Dessuten er de høyere og stiger raskere innover enn den supponerte marine grense her. Ved Skaidi veikryss er det fluvioglaciale akkumulasjonsnivå ca. 66 m.o.h. og stiger litt innover, til ca. 70 m. Som vi senere skal se, må visstnok en betydelig del akkumulasjonene her i dalen vært tilført subglaciale.

I den øvrige del av Repparfjordelvas lange dalgang fins det bare mer sporadisk glaciale og fluvioglaciale avsetninger i dalbunnen. I ganske stor utstrekning er elveløpet her skåret ned i nakne fjellet, til dels dypt.

Ovenfor dalslette og marin grense, i dalsidene og i liene langs fjorden, påtreffes en rekke spor etter ulike brestillinger, etter avsmelting og drenering. Fortrinnsvis dreier det seg om laterale brerandavsetninger og større og mindre smeltevannsrenner. Enkelte av randavsetningene er meget framtreddende. Således er de øverste og eldste sterkt iøynefallende på begge sider av fjorden, hvor de i stor utstrekning også danner grensen mellom det mer grusdekkede terreng nedenfor og snau-fjellet ovenfor (Fig. 2). Dette gjelder først og fremst midtre og ytre fjordområde. Eksempelvis nevnes at i traktene ved Fæg fjord og Erdal, henholdsvis på syd- og nordsiden av fjorden, markeres denne øvre bregrense av utpregede grusrygger og framtreddende terrassehyller (Fig. 2 og 3). Mellom ryggene og fjellsiden er det ofte markerte smeltevannsrenner. Samsvarende dannelser kan følges stort sett sammenhengende videre utover mot terminalområdet, noe utenfor fjordmunningen (Pl. 1). Ved fjordbotn og dalmunning derimot er vedkommende bregrense mer eller mindre diffus, særlig på nordsiden hvor den hovedsakelig markeres ved smeltevannspyling. Marginalsonens høyde over havet er innerst, ved Ulveryggen og Isajokrašša, 380-420 m, og ved Fæg fjord og Erdal ifølge måling ca. 270 m. Herfra avtar den



Fig. 2. Repparfjordstadiets distalgrense ovenfor Erdal.
Glacier margin of the Repparfjord substage at its maximum above Erdal.

stort sett jevnt henimot randområdet (Sammelsund—Kvalsund), dog sterkest i den ytre del. Både ved denne randsonen og lenger nede sees spor etter subglacial drenering.

Det her skisserte, utvilsomt eldste, senglaciale fjordbrestadium i Repparfjordområdet synes ikke alene å representere en stagnasjon under isens retrett, men trolig også et visst breframstøt, jfr. de nevnte markerte laterale grusrigger, bl. a. ovenfor Fæg fjord og Erdal. Dette framstøt må sannsynligvis stå i samband med en bestemt senglacial klimadepresjon.

Av lavere laterale brerandsoner eller linjer finner vi på begge sider av fjorden en hel serie, f. eks. ved Oldervik og i strøket omkring Fiskevik. Den mest framtreddende av disse er ved Erdal og Fæg fjord 150-160 m.o.h. Også denne kan i stor utstrekning følges utover til fjordmunningen. Ved Erdal sees for øvrig også en diffus sone i ca. 195 m høyde. De laveste hyller og linjer etter brekanten, som egentlig bare kan sees tydelig i midtre fjordområde, ligger relativt nær den marine grense.

De laterale randsoner, som bl. a. ved Erdal ligger mellom 160 og

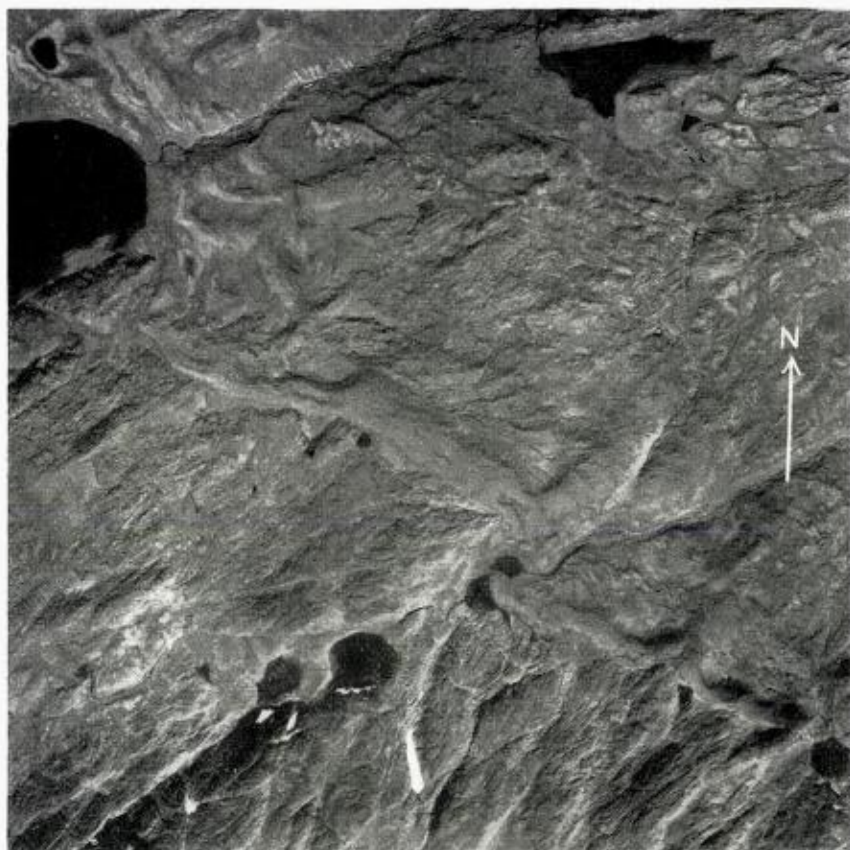


Fig. 3. Repparfjordstadiets marginalsone ved Fiskevnn., syd for Fæg fjord.
Distalsiden mot sydvest.

*The marginal zone of the Repparfjord substage at lake Fiskevnn., south of Fæg fjord.
Distal area to the south-west. Scale 1 : 20 000. Copyright Widerøe.*

270 m.o.h., representerer tilsammen et hovedstadium under den sen-glaciale deglaciasjonen, jfr. S₄-S₂-stadiet.³ Den tilhørende terminal-sone ligger, som alt antydnet, ved og utenfor fjordmunningen. Her er for øvrig en markert oppgrunning tvers over fjordgapet (Fig. 4).

Bregrensen under maksimum av nevnte hovedstadium er ikke fulgt videre innover fjellviddene som flankerer dalen, men ved studiet av

³ Om dette kompleks av brerandavsetninger vil vi i det følgende bruke betegnelsen Repparfjordstadiet.

1000 m høyde (Pl. 2). Det er neppe tvil om at denne isolerte forekomst av randavsetninger her inne i høyfjellsregionen er avsatt av Repparfjordstadiets bre. Den er iallfall eldre enn Hovedtrinnets brestadium (Yngre Dryas), som senere skal omtales. På den annen side synes bl. a. sammenliknende betraktninger over bregradienter å tyde på at den neppe kan tilhøre noe eldre brestadium enn Repparfjordstadiet. Påpekte kronologiske relasjon må derfor anees å være temmelig sikker. Den forbindelse som herved synes å være knyttet mellom brebrandens høyde ute ved fjorden og langt inne i landet — over en avstand på 65-70 km — gjør det mulig å trekke visse slutninger med hensyn til nedisningens omfang og breens mektighet i ulike strøk her under maksimum av dette stadium. Går vi ut fra breens middelgradient mellom Repparfjord—Smørfjord og Čuokkarašša, som er 13-14 m pr. km,⁵ og tar i betraktning en mindre helling i indre strøk enn ute i periferien, henholdsvis 10-12 og 20-30 m pr. km, kommer vi ved anslagsvise beregninger til følgende resultat: halvøya mellom Altafjord og Porsangerfjord synes da å ha vært nesten totalt nediset syd for en linje som stort sett går over Smørfjorden, Repparfjorddalen (Skaidi) og Korsfjorden (Fig. 19). Endog de høye Porsangerfjellene lå da under bredekket, bortsett fra toppen av Čuokkarašša.⁶ Vi kan nå lett forestille oss denne mektige bres fortsettelse bl. a. videre innover og østover i Finnmark, Finland m. v., her kanskje uten en eneste nunatak som brøt den veldige isflates ensformighet.

I vest var samtidig hele Altafjordbassenget fylt av en isbre med brearmer skytende fram i Vargsund, Rognsund og Stjernsund (Fig. 19). Her er til dels registrert fall i marin grense fra S_4 - S_2 -nivåene til Hovedlinjen,⁷ ved siden av at det også er ganske markerte glaciale avsetninger, bl. a. som store submarine rygger.

På halvøya nord for linjen Repparfjord—Smørfjord hadde vi den gang også en del is, men her var betydelige områder isfrie. Det samme gjelder stort sett også enklaven mellom Repparfjord—Repparfjorddalen og Korsfjord—Vargsund (Fig. 19).

Med hensyn til breens maksimale mektighet under Repparfjordstadiet i området mellom Repparfjorddalen i nord og Porsangerfjellene i syd, som vi for øvrig ovenfor bare en passant har berørt, skal det her

⁵ Jfr. Hovedtrinnets bregradient, s. 134.

⁶ Trolig har sydligste del av Skuovggelsrašša (1044 m) også såvidt stukket opp av ismassene.

⁷ Jfr. fotnote 2, s. 119.

kun nevnes et eksempel som støtte for det tidligere anførte postulat vedrørende halvøyas omfattende nedisning. Ved Čappisvarre (516 m.o.h.), vest for Skaidevatn, som er et av de høyeste fjell i stor omkrets, skulle breens overflate ifølge beregninger ha ligget i ca. 600 m høyde. I så fall måtte breen ikke alene ha dekket dette fjell, men også betydelige fjellstrøk for øvrig. At den beregnede høyde er noenlunde riktig og iallfall ikke for høy, synes å framgå av at det på sydøstsiden av dette fjell er et system av subglaciale smeltevannsrenner som begynner høyt oppe og fortsetter på skrå nedover hele fjellsiden (Pl. 2). Da denne smeltevannsdrenering høyst sannsynlig må ha funnet sted enten under selve Repparfjordstadiet eller litt senere, må følgelig breen da ha dekket hele fjellet.

Etter ovenstående forsøk på en rekonstruksjon av Repparfjordbreens maksimale utstrekning og mektighet over store områder, skal vi så igjen beskjefte oss noe mer med det foreliggende område, Repparfjorden og dalen innenfor.

Repparfjordbreens eldste og mer aktive fase, trolig betinget av en klimadepresjon, avløses av en visstnok langvarig og som det synes relativt intens avsmeltningsperiode, som til slutt går over i en ny og meget markert klimadepresjon (Yngre Dryas). I nevnte periode ble ikke alene fjord- og dalområdet isfritt, men sikkert også store arealer lenger innover i landet. Deglaciasjonen som da fant sted kan på en måte inndeles i to hovedfaser, den første knyttet til fjordområdet og ellers til store områder innover i fjell- og vidderegionene, og den andre vesentlig til dalene, bl. a. til Repparfjorddalen og tilstøtende dalsenkninger. Avsmeltningsens karakter fra tid til annen synes å gjenspeile seg dels i de suksessive brerandlinjer ved fjorden og i dalen, og dels i smeltevannsfenomener (subglaciale og subaeril-laterale) i fjordområdet, men først og fremst i dalen og i noen utstrekning også i noe fjernene fjellstrøk, som f. eks. i traktene sydøst for Repparfjorddalen og i Čuokkarašsa-området (Pl. 1 og Pl. 2).

Den første fase av deglaciasjonen belyses i stor utstrekning ved forholdene i fjordområdet, men av interesse er også visse dreneringsfenomener i fjellstrøkene lenger syd. Foruten den førnevnte subglaciale drenering i Čappisvarre skal her bare pekes på tilsvarende fenomener i Čuokkarašsa-området. Fra marginalsonen går det der ut både smeltevannsrenner og eskere. De siste fins bare på nordøstsiden av fjellet og i det tilstøtende dalføre (Pl. 2). Av de foreliggende data fra fjord- og fjellstrøk framgår at avsmeltningen allerede tidlig var meget framtre-



Fig. 5. Marginalmorene tilhørende Repparfjordbreens dalstadium, sett mot sydøst.
*Marginal ridge representing minor substage in the Repparfjord valley.
 View towards south-east.*

dende, samtidig som iallfall visse partier av breen synes å ha undergått en relativt hurtig forandring fra aktiv til mer passiv tilstand, jfr. den tidlige subglaciale drenering.

For å kunne bedømme den senere fase av deglaciasjonsforløpet, må vi ta for oss de foreliggende avsetninger og fenomener i dalen. Ganske store laterale brerandavsetninger påtreffes her i ytre del av dalsenkningen. De mest distinkte opptrer på sydsiden. Her er flere i forskjellige nivåer, i det minste tre tydelige, hvorav den øverste er den mest fram-tredende. Sistnevnte har ingen skarp ryggform, men følger dalsiden flere kilometer utover. Ytterst går den i en stor bue ned mot dalen (Fig. 5). Distalt for denne avsetning er et breelvfar som viser at en mektig smeltevannstrøm i sin tid fulgte iskanten utover (Fig. 6). Tilsvarende brerandsone kan også følges et stykke sydover i Repparfjorddalen, langs vestlige dalside. Dens høyde er vest for Skaidi veikryss ca. 200 m.o.h. To lavere brerandlinjer langs sydlige dalside er på samme sted henholdsvis ca. 170 og 140 m.o.h. Disse randsonene, som til dels bærer preg av såvel lateral som subglacial smeltevannserosjon, svinger nedover mot dalbunnen noe innenfor den førnevnte. På nordsiden av dalen



Fig. 6. Smeltevannsrenne langs distalsiden av marginalmorenen i Fig. 5, sett mot øst.
Lateral drainage channel along the marginal ridge shown in Fig. 5.
View towards east.

er det betydelig grusmasser. Også her er det laterale randavsetninger, som imidlertid er nokså diffuse sammenliknet med de nettopp omtalte. Et karakteristisk trekk her er for øvrig de nokså tallrike og til dels siksakformede subglaciale smeltevannsrenner. De finnes også på syd-siden av dalen. Tilsammen representerer disse laterale avsetninger et komplekst og relativt passivt stadium av dalbreen. Det siste tyder også randdannelsenes form på (Fig. 5). Under stagnasjonen her, som visstnok var kortvarig, synes breranden å ha vært noe ustabil. Ellers har avsmeltningen vært stor, og breen relativt sterkt sammensynkende, som det framgår av smeltevannsdraineringen og de ulike brerandlinjers høyderelasjon.

Med dette stadium innledes den avsluttende fase i området deglaciasjon. Dalene og andre depresjoner blir nå etter hver isfrie. Det ser for øvrig ut til at intensiteten i avsmeltningen øker noe mot slutten, sam-

Fig. 7. Subglaciale smeltevannsrenner ved Skaidi, Repparfjorddalen
 (veikrysset lengst til venstre). ➤

Subglacial drainage channels at Skaidi, Repparfjord valley.

Scale 1 : 20 000. Copyright Widerøe.



tidig som breen blir mer og mer død. Den subglaciale smeltevannsdrenering synes å ha gjort seg meget sterkt gjeldende da. Tallrike spor etter denne finnes nesten overalt langs dalsidene her inne, for det meste nedenfor det omtalte 200 m-stadiet i dalen (Pl. 1). Foruten på syd- og vestsiden av hoveddalen er smeltevannsrennene også meget framtreddende på nordsiden, kanskje særlig i nærheten av Gorradakelva.

Men det mest karakteristiske område i så måte er likevel nord- og nordvesthellingen av Luoftabojeoaivve. En rekke raviner og renner fører her på skrå nedover mot Skaide-elva og Repparfjorddalen (Fig. 7). Elva følger en dyp skjæring gjennom glaciale og glacifluviale grusmasser. Denne skjæring må også i noen grad være utformet av subglaciale smeltevann, selv om den senere subaerile elverosjon nok har spilt en viktig rolle. Den første prosess utspant seg i senglacial tid, den andre hovedsakelig i postglacial og mer recent tid (se s. 146). De subglaciale elverenner stopper i ytre del av dalen stort sett i nærheten av marin grense, og i indre del ved det omtalte glacifluviale akkumulasjonsnivå. Hva det siste angår må betydelige overflatelag her være avsatt subaerilt av smeltevann fra de siste isrester i Repparfjorddalen og Skaide-elvsenkningen, men utvilsomt er her også mektige underliggende grusmasser som på forhånd er tilført dalbekkenet subglaciale.

Inne i dalkroken, nord for Doggevatn, er det flere eskerliknende grusrygger som i nordlig retning følger dalsiden nedover. Mellom dem er det framtreddende raviner. Det dreier seg her også om subglaciale fenomener. Grusryggene må i så fall oppfattes som erosjonsrester mellom flankerende subglaciale breelver.

Sett under ett synes de kvartærgeologiske forhold i dalen å tyde på at vi her mot slutten av senglacial tid har hatt en sterkt sammen-synkende bremasse, som så til sist må ha gått fullstendig i oppløsning. Det dreide seg således mer om en nedsmeltning resp. in situ-smeltning enn om en tilbakesmeltning av dalbreen.

I trakten omkring Doggevatn, og for øvrig videre innover halvøya, påtreffes glaciale avsetninger av en ganske annen karakter enn de førnevnte. Det dreier seg her om subparallele grusbelter og mer unntaksvis om drumlinformede grusrygger. De er til dels gjennomskåret

Fig. 8. Parallele grusbelter gjennomskåret av subglaciale smeltevannsrenner 3 km øst for Doggevatn. ➔
Fluted surface, ridges cut by subglacial drainage channels, 3 km east of lake Doggevatn.
Scale 1 : 20 000. Copyright Widerøe.



av subglaciale smeltevannsrenner, som f. eks. i strøket like øst for Doggevatn (Fig. 8). Avsetningene er tydeligvis orienterte i brebevegelsens retning. Denne har i grove trekk vært nordøstlig over store områder innover halvøya, riktignok med lokale avvikelser influert av mer markerte topografiske kontraster (Pl. 1 og Pl. 2). Dette er bl. a. tilfelle i trakten ved Repparfjorddalen. Om disse dannelser skriver seg fra en eller annen senglacial epoke, eller om de er eldre, er vanskelig å si. De her opptrædende må naturligvis være minst så gamle som Repparfjordstadiet, men det dreier seg antagelig om en atskillig større alder. Drumliner og subparallele grusbelter (fluted surface) har en relativt stor utbredelse i midtre og indre strøk av Finnmark, særlig innover Finnmarksvidda, jfr. for øvrig Reusch, 1903 (s. 39-41) og Holtedahl, 1918 (s. 81-83), 1953 (s. 828-830) og 1960 (s. 429-431).

Vi skal så kort oppsummere de enkelte hovedtrekk i områdets deglaciasjon, fortrinnsvis i samband med fjord- og dalbreens nedsmeltning og tilbakegang. Den bresmeltning som det her dreier seg om begynte umiddelbart etter maksimum av Repparfjordstadiet. I løpet av det tidsrom som dette stadium omfatter medførte den en betydelig og til dels noe trinnsvis reduksjon av betykkelsen uten noen nevneverdig tilbakegang av brefronten, jfr. anførte høyder ved Erdal (270-160 m.o.h.). En avsmeltning av samme karakter synes å ha pågått også i noen tid etter dette stadium, hvilket de relativt lave og svakt hellende brerandlinjer i fjordens midtre del vitner om. Breen må ha vært ganske tynn før brefrontens recessjon i fjordområdet satte inn for alvor. Hva indre, sydlige fjellstrøk angår må naturligvis en noe tilsvarende reduksjon av betykkelsen også her ha gjort seg gjeldende, med den følge at visse høyereliggende fjellpartier etter hvert ble isfrie. Jeg tenker her først og fremst på de høye Porsangerfjellene, men utvilsomt har også andre fjelldrag, bl. a. noe lenger nord, gradvis stukket mer eller mindre opp av ismassene i denne tiden.

I dalen har breen hatt en ny randstilling, som imidlertid må ha vært forholdsvis kortvarig og ellers langt mindre framtrædende enn Repparfjordstadiet. Det er ikke rimelig at dette relativt lite aktive dalbrestadium skulle kunne sidestilles kronologisk med Čuokkaraššas framtrædende marginalsone, og derfor er heller ikke en eventuell sammenheng her tatt under overveielse ovenfor. Avsmeltningen under og særlig etter nevnte brerandstilling må karakteriseres som ganske intens. Det framgår av de tidligere refererte forhold og fenomener i dalen. I det vesentlige må det ha dreiet seg om en nedsmeltning av ismassene,

slik at dalsenkningen og de mindre dalrevnene sist ble isfrie. I Repparfjordelvas øvre lange og trange dalgang har sannsynligvis en bretarm holdt seg forholdsvis lenge, muligens helt til slutten av den her betraktede deglaciasjonsperiode. For øvrig nevnes at det mange steder i dalen, bl. a. nord og syd for Breidalsstua og øst for Breidalsfjell, opptrer renner i fast fjell, fortrinnsvis nede i senkningen, hvorav enkelte synes å ha en viss tilknytning til nåværende elveskjæring. Det dreier seg om subglaciale smeltevannsrenner, enkelte kanskje utformet like før den siste isrest forsvant fra dalrevnen. Det må antas at også Repparfjordelvas førnevnte fjellskjæringer i betydelig grad skyldes subglacial drenering, men her må imidlertid også en senere subaeril smeltevannserosjon ha spilt en viss rolle, jfr. s. 139.

Ved slutten av avsmeltningsperioden resp. deglaciasjonsperioden må breranden ha ligget et eller annet sted syd for Repparfjorddalen. Det relativt gunstige klimaet, som synes å ha hersket siden Repparfjordstadiets maksimum, blir nå avløst av en klimaforverring som viser seg å falle sammen med Yngre Dryas-tid. Ismassene øker igjen, og inntar en ny og langvarig randstilling som jeg har betegnet som Hovedtrinnet. Denne randstilling, som skal omtales i neste avsnitt, påtreffes i disse trakter aller sydligst i Repparfjorddalen, samt på begge sider av den meget vidstrakte senkning som omfatter Myrland, Sennaland og Stabbursdalen. Randmorenene her er samtidige med Veidnesmorenen ved Porsangerfjord og Bossekopmorenen i Alta, og kan derfor parallelliseres med Ra-stadiet i Sør-Norge (Marthinussen, 1960).

Det framgår av siterte avhandling at Hovedtrinnet ($P_{12}(S_0)$ -morenene) er samtidig med Yngre Dryas-perioden. Hvis da Repparfjordstadiet (S_4-S_2) helt eller delvis skulle tilsvare Eldre Dryas, noe som for øvrig ikke er usannsynlig,^{7a} må den her omtalte avsmeltningsperiode falle sammen med Allerødtid.

3. Myrland — Sennaland — Stabbursdalområdet (Hovedtrinnet etc.)

Avsmeltningsperioden etter Repparfjordstadiet avløses som nevnt av en ny klimadepresjon som etter alt å dømme faller sammen med Yngre Dryas-tid. Det korresponderende brestadium, Hovedtrinnet, kjenne-

^{7a} Personlige strandlinjestudier støttet av C_{14} -datering i samband med et morenestadium i Sør-Troms bekrefter at Repparfjordstadiet tilhører Eldre Dryas-perioden (nye resultater).

tegnes i dette område ved betydelige brerandavsetninger med vidstrakt regional utbredelse. Feltarbeidet her siste sommer tok derfor først og fremst sikte på å få kartlagt og undersøkt disse avsetninger. Andre fenomener ble viet noe mindre oppmerksomhet. Nedennevnte resultater, inklusive kartframstillingen (Pl. 2), er i meget stor utstrekning basert på direkte feltundersøkelser, men studiet av flybilder og den omtalte luftrekognosering har også vært av betydelig verdi, spesielt når det gjelder steder og strøk som ikke har vært gjenstand for direkte feltiakttagelser. Sistnevnte områder omfatter fortrinnsvis midtre og sørøstlige del av kartet (Pl. 2).

Hovedtrinnets marginalsone her flankerer bl.a. den nevnte meget vide depresjonen som omfatter Sennaland, Myrland og Stabbursdalen. Avsetningene, som stort sett er meget framtreddende, kan følges mil etter mil, i nordvest og vest fra Aisarfjellet til Seinosvidda (østfor Alta), og i nordøst og øst fra Aisarfjellet til Stabburselva og videre langs vestsiden av de høye Porsangerfjellene, en strekning på tilsammen ca. 120 km.⁸

Brerandsonen som helhet viser at vi her har hatt en nær to mil bred og fire mil lang brearm skytende fram i nordlig retning fra en stor sammenhengende brekalott som bl. a. dekket Finnmarksvidda. Denne brearm — Stabbursdal-Myrlandbreen — har lengst nord vært 100-200 m tykk, og i den sørligste del 300-400 m. Breoverflatens gradient må ha vært liten, ca. 8-9 m pr. km. Dette gjelder dog ikke de mer typiske terminalområder, hvor iakttagelser viser at hellingen har vært meget større, jfr. også gradientene for Repparfjordstadiets bre (s. 125).

Samtidig med denne bre har betydelige ismasser noe lenger sør overskredet fjellpartiene mellom Finnmarksvidda og Altasenkningen, og her nådd til fjorden, jfr. Bossekop—Øskarnesmørenen (Marthinussen, 1960). Dette bekreftes for øvrig også mer indirekte av bregrensens relativt store høyde ved Seinosvidda, 660-680 m.o.h. På østsiden av vårt område har likeledes en mektig brestrøm fylt indre del av Porsangersenkningen og her etterlatt seg meget betydelige marginalavsetninger (Pl. 2 og Fig. 1). Seinosvidda i vest og sydlige utløper av Porsangerfjellene i øst var da framskutte bastioner mellom de nevnte, noe divergerende, bretunger. Brekalotten over Finnmarksvidda representerte den nordvestlige del av et meget stort sammenhengende bredekke som bl. a. i nordøstlig og østlig retning strakte seg langt innover i

⁸ Porsangerbreens tilsvarende marginalsone innen kartets grenser er ca. 55—60 km lang.

Finland og Sovjetsamveldet. I østlige strøk av Finnmark lå brekanten da bl. a. over Laksefjordvidda, ved Skipagurra i Tanadalen, noe syd for Varangerfjorden og lengst øst i Kirkenestrakten og ved indre del av Jarfjord.

En detaljert beskrivelse av marginalsonens morfologi i hele det området som Pl. 2 omfatter ligger utenfor rammen av denne framstilling, og er for øvrig heller ikke formålstjenlig. For likevel å få dokumentert et og annet karakteristisk trekk ved denne randzone skal vi isteden omtale et par områder som iallfall i noen grad er representative for henholdsvis dens terminale og laterale del. Det kommer da til å dreie seg om strekningene *Sennaland—Aisarfjell* og *Sennaland—st. Navgastak*. I tillegg hertil anføres så en del data som dels angår andre deler av randsonen og dels strøkene utenfor denne.

På den halvannen mil lange strekningen *Sennaland—Aisarfjell* representerer Hovedtrinnets marginalsone breens egentlige front, og er samtidig også et relativt typisk terminalområde, det siste spesielt hva depresjonene her angår. Det synes å framgå at det på denne strekning må ha vært en tydelig bevegelse i breen, for isen har ikke alene trengt noe fram i depresjonene, men er også blitt presset noe oppover relativt bratte fjellsider. Her påtreffes nemlig markerte grusrygger dels nær brinken av framskytende bergdrag og dels over små topper langs kanten av plataene. Dette er bl. a. tilfelle ved 525 m-høyden, sydvest for n.Vuggenesstein, og oppe i Småhaugenes sydøstvendte fjellside (Pl. 2). Moreneryggenes beliggenhet og form kan neppe forklares uten å anta at det her har vært et breframstøt. Alle forhold tatt i betraktning, må det utvilsomt også dreie seg om et klimatisk betinget framstøt av breen.

Overalt på strekningen *Sennaland—Aisarfjell* er randsonens distale avsetninger meget distinkte. I senkningene er de representert ved store endemorener, og langs høydedragene som nevnt ved typiske rygger. Store morener har vi således ved *Sennalandvatnan* og *Nagjetvatn*. De hever seg inntil 25-30 m over terrenget på yttersiden (distalsiden), og har en bredde på inntil 120 m, mens ryggene langs høydedragene stort sett er mellom 3 og 8 m høye. Karakteristisk for de nevnte avsetninger er at distalsidene nesten overalt er relativt bratte. Materialet i morenene er et stein- og blokkrikt grus. Hovedmengden av blokkene synes å stamme fra mer og mindre nærliggende fjellpartier, men en del langtransporterte forekommer også, dels av mørke, basiske bergarter

og dels av gneis og granitt-typer, visstnok fra grunnfjellstrøkene i syd. Ellers framgår at israndens største høyde i breens perifere del må ha vært 350-400 m.o.h. Dette viser at breen her ute har vært relativt tynn.

Brerandsonen er i morfologisk henseende, lokalt såvel som regionalt, atskillig mer heterogen enn de nettopp beskrevne distale avsetninger. Bortsett fra visse mer individuelle lokale variasjoner forandrer karakte-



Fig. 9. Hovedtrinnets marginalsoner ved Nagjetvatn, distalmorenene lengst til venstre.
The marginal zone of the Main substage at lake Nagjetvatn, distal ridges on the left.
Scale 1 : 20 000. Copyright Widerøe.

ren seg som oftest fra distalside til proksimalkant, men først og fremst fra dalsenkning til høydedrag.

Ser vi først på randsonen i depresjonene ved Sennaland og Nagjetvatn, har vi her proksimalt for den ytterste morenerekke en nokså kaotisk morfologi, en blanding av typisk dødislandskap og av mer eller mindre uregelmessige subparallelle grusrygger, hvis retninger bare i grove trekk svarer til distalryggenes. Ved Sennaland er det dødislandskapet som dominerer, mens det ved Nagjetvatn—Vuggenestjern er de subparallelle rygger som i vesentlig grad preger landskapet (Fig. 9). De er her relativt tallrike, og er ellers spredt over hele den 2 km brede randsonen, men synes dog å gjøre seg mer gjeldende i den ytre del enn ellers i sonen. Riktignok har vi her også temmelig framtrødende rygger langs proksimalsiden, noe som for øvrig ikke er enestående, jfr. bl. a. Porsangerbreeens marginalsonen i trakten ved Garbbunvatn (Pl. 2). Det er neppe tvil om at ryggene i de fleste tilfeller representerer suksessive stillinger av brefronten, men meget tyder likevel på at breen i tiden etter maksimalstadiet i stor utstrekning også må ha vært mer eller mindre passiv.

Langs høydedrag og fjellsider, bl. a. nordvest for l. Oksberget og i Småhaugenes sydøst-skråning, har randsonen stort sett et nokså ensformig preg. Relativt mektige og mer og mindre jevnt utbredte grusmasser dekker her det meste av fjellsidene fra distalkanten ned til lavlandet, men bortsett fra distalryggene og enkelte andre typiske grusrygger, er de morfologiske trekk lite iøynefallende. Dog kan det her og der spores svake antydninger til to andre typer av overflatestrukturer, den ene orientert i sonens lengderetning og den andre på tvers av denne. Førstnevnte er representert ved store, noe langstrakte og for det meste temmelig utydelige grusbelter. Nær depresjonene synes de til dels å ha en viss sammenheng med laterale smeltevannsfurer, bl. a. nord for Sennalandvatnan. Det dreier seg her om dannelser som iallfall i noen utstrekning må ha tilknytning til brekantens suksessivt avtagende høyde etter selve maksimalstadiet. Den andre overflatetypen kjennetegnes ved tallrike små, mer og mindre tydelige, furer eller renner med retning noenlunde rett nedover skråningene. En del begynner helt oppe ved distalkanten, andre noe lenger nede. Størrelsen varierer lite, men iblant er det enkelte som fremhever seg noe, f. eks. i lia nordvest for l. Oksberget. Denne overflatestruktur synes å være utmodellert av tallrike små subglaciale smeltevannsbekker. Det ser ellers ut til at smeltevannet fra de utallige små tilsig etter hvert har banet seg vei

til enkelte mer framtrede dreneringsrenner knyttet til depresjonene. Dette synes bl. a. å ha vært tilfelle i Vuggeneselv-senkningen. De nevnte fenomener kan iakttas i Smahaugene, og framfor alt i trakten ved l. Oksberget. Det framgår at den subglaciale smeltevannsdrenering, slik den her fortøner seg, må ha begynt allerede mens breen hadde sin maksimale utstrekning, muligens endog under selve sluttfasen av breens ekspansjon. Disse overflatetypers karakter viser at breen allerede på et tidlig tidspunkt må ha vært lite aktiv, jfr. s. 137. For øvrig nevnes at grusbeltene bare mer unntaksvis er tydelige. Der furene gjør seg sterkest gjeldende er grusbeltene enten temmelig diffuse eller mangler helt.

Et ikke uvesentlig trekk ved marginalsonen her i nordvest (Sennaland—Aisarfjell) er sporene etter smeltevannsdreneringen. Hva først den laterale drenering angår må den til dels ha vært meget betydelig. Her skal bare nevnes enkelte eksempler. Ved Sennaland har vi langs nordøstsiden av st. Oksberget et framtrede breelvfår. Smeltevann innenfra har her strømmet langs breens distalkant nedover mot senkningen, hvor det for øvrig er en glacifluvial avsetning distalt for førnevnte terminalmorene. Et annet stort breelvfår påtreffes i trakten ved n. Vuggenesstein. Det følger distalmorenene nordover mot Nagjetvatnsenkningen. Også her er det avsatt glacifluvialt materiale ved ytterkant av randmorenesystemet. Viktigst er likevel det laterale dreneringssystem ved innsnevringen til Repparfjorddalen (Aisarfjell). Både på nord- og sørøstsiden har betydelige mengder smeltevann hatt avløp langs brekanten til dalsenkningen utenfor. På sørsiden sees bl. a. både renspyling av bergflater og erosjon i berg, og på nordsiden vitner en betydelig senkning langs randsones distalkant om en kraftig smeltevannserosjon her.

Den subglaciale drenering i området er ovenfor såvidt berørt i samband med omtalen av randsonens morfologi. Det dreide seg i vedkommende tilfelle nærmest bare om dreneringsspor i miniatyr. Det som vi imidlertid her skal feste oppmerksomheten litt ved er de mer markerte renner eller breelvfår. En karakteristisk lokalitet i så måte er østsiden av st. Oksberget. Foruten den omtalte laterale drenering har vi her flere eksempler på subglacial smeltevannserosjon. Et sted finner vi således flere erosjonsrenner som fører nedover fra distalkanten, og som etterpå konvergerer i et felles dreneringssystem. Så vidt jeg kunne se, må den subglaciale drenering også her ved st. Oksberget ha startet mens breen hadde sin største utstrekning, jfr. ovenfor. I trakten ved n. Vug-

genesstein sees også enkelte mer markerte spor etter subglacialt smelte-vann. Bl. a. er her renner som fører nedover mot Vuggenstjern. Mellom sistnevnte vann og innsnevringen til Repparfjorddalen (Aisarfjell) er det dessuten to ganske framtrede subglaciale breelvar, til dels kraftig erodert i berg.

Hva spesielt den nordligste del av breen angår, viser ovenstående at både den subaeril-laterale og subglaciale drenering, som begge var relativt framtrede, konvergente mot breens nordspiss, øverst i Repparfjorddalen, noe som i og for seg også er naturlig. Dette gir for øvrig forklaringen på at det mangler endemorene her etter Bretungen. Smelte-vannstrømmene har spylt bort breematerialet og avsatt det groveste et stykke utover fra brekanten i form av en glacifluvial akkumulasjonsterrasse, mens de noe finere bestanddeler ble ført videre utover, bl. a. til dalens nedre del og fjorden. De betydelige vannmasser som den gang strømmet utover gjennom dalen må utvilsomt også ha bidratt noe til å utforme Repparfjordelvas mange kanjonliknende elvekløfter, jfr. for øvrig s. 133.

Bredden av randsonen er delvis nokså usikker, fordi proksimalgrensen er mer og mindre diffus, men stort sett ligger den mellom 1 og 2 km, og er som regel større i senkningene enn ellers.

sett i sammenheng synes ovenstående data vedrørende Hovedtrinnets nordvestlige marginalsone bl. a. å vise følgende: 1. breens maksimalstilling karakteriseres ved breframstøt (distale morenerygger i påfallende posisjon), 2. under deglaciasjonens innledende fase avtar bremeltingen påtagelig samtidig som brekanten rykker trinnvis tilbake (grusbelter og unntaksvis rygger i suksessivt lavere høyde langs fjellsidene og subparallele grusrygger i depresjonene), 3. bremeltingen gjorde seg sterkt gjeldende allerede under maksimalstadiet (en betydelig såvel subaeril-lateral som subglacial smeltevannsdrenering) og 4. breen synes tidlig å ha vært mer eller mindre passiv, således umiddelbart etter dens maksimalstilling (bl. a. dødislandskap i senkningene og for øvrig en tidlig og til dels stor subglacial smeltevannsdrenering).

Disse korte glimt vedrørende glaciasjons- og deglaciasjonsfenomener ved breens nordvestflanke gjenspeiler til en viss grad utviklingen under Yngre Dryas-tidens klimadepresjon.

Vi skal så omtale den mer typisk laterale marginalsone på strekningen *Sennaland—st. Navgastak*. Denne har i visse henseender nokså meget tilfelles med den nordvestlige randsonen, så en del av det som

ovenfor er anført om den gjelder også i nærværende område. Det kan derfor her være tilstrekkelig med en mer summarisk framstilling, supplert med visse karakteristiske detaljer.

På nevnte strekning og videre sydover til Seinosvidda har randsonen i det vesentlige nord-sydlig retning og følger østskråningen av et relativt høyt og ellers sterkt utmodellert fjellplatå (Pl. 2). Avsetningene her, langs breens vestrand, er alt overveiende typisk laterale. Bare i depresjonene fins visse antydninger til endemorener. Distalgrensen er for det meste meget distinkt, mens proksimalgrensen er mer eller mindre usynlig. Sonens bredde er derfor usikker, men synes stort sett å ligge mellom 1,5 og 2,5 km. Her er nesten overalt betydelige grusakkumulasjoner langs fjellskråningene nedenfor distalkanten. Tilsammen representerer de et omfattende og meget framtreddende system av marginalavsetninger.

De distale morenerygger, som for det meste er meget markerte, framtrer her som et særdeles karakteristisk trekk i landskapet. I vakre buer og linjer føyer de seg inn i terrenget og stiger og synker med dette. Særlig iøynefallende er de til dels store inn- og utbuktninger henholdsvis rundt depresjoner og framskytende høydedrag. Et eiendommelig forhold er at distalryggene som regel er mer framtreddende på nord-sidene av høydedrag enn på de motsatte sider. Det omvendte skulle synes å være mer naturlig. Dette gjelder særlig de nedre deler av skråningene. Dessuten er nordside-morenenes proksimalskrenter temmelig bratte og høye, noe som ellers vanligvis gjelder distalskrentene (Fig. 10). Disse fenomener kan iakttas både ved l. og st. Navagastak, og lenger syd også ved Seinosvidda. Årsaken er muligens spesielle strømnings i isen, noe i likhet med bakevjer. Hva nå grunnen enn kan være, så får man her det umiddelbare inntrykk at isen under maksimalstadiet synes å ha øvd et kanskje noe sterkere press mot de nordvendte fjellsider enn ellers langs marginalsonen.

De omtalte distale morenerygger har stort sett et ganske ensartet utseende fra Sennaland og sydover. Det samme gjelder ikke randsonen som helhet. Dens morfologiske karakter, som bortsett fra distalmorenene er relativt lite iøynefallende, forandrer seg noe fra sted til sted langs sonen og for øvrig også transversalt. De således skiftende ulike overflatestrukturer er imidlertid ofte så diffuse at det kan være vanskelig å karakterisere dem. Men i det vesentlige dreier det seg om følgende typer (supplert med visse opplysninger om antatt dannelsesmåte og om deres transversale opptreden i grove trekk): 1. de omtalte distal-



Fig. 10. Distalmorenen (nordside-morenen) proksimalskrent ved st. Navgastak, sett mot nordvest.

*The steep proximal slope of distal ridge north of st. Navgastak.
View towards north-west.*

morener, 2. noe diffuse grusbelter med retning langs randsonen, iblant også mer ryggformede avsetninger, dvs. dannelser som iallfall delvis står i samband med brekantens skiftende stillinger — opptrer fortrinnsvis i sonens distale og midtre del, i enkelte tilfelle også ved proksimalsiden, 3. svakt framtrepende kanter og linjer i terrenget, ofte som lave langstrakte skrenter, visstnok for det meste dannet ved suksessive stillinger av brekanten, bl. a. under medvirkning av smelte vann — er knyttet til sonens midtre og proksimale del, 4. uregelmessige og kuperte partier med renner og raviner, framkommet ved subglacial smelte vannserosjon (Fig. 11) — fins hovedsakelig i midtre og proksimale del, men i noe mindre utstrekning også nær distalkanten, 5. mer og mindre spredte partier av uregelmessige grusopphopninger, utvilsomt dødisavsetninger — bare små forekomster ved distalsiden, noe større i proksimalområdet. Føyer vi så til at både den subaeril-laterale og subglaciale smelte vannsdrenering har etterlatt seg markerte spor i marginalsonen,



Fig. 11. Subglacial smeltevannserosjon i marginalsonen på nordøstsiden av lille Navgastak, sett mot sydøst.

Subglacial meltwater erosion. Marginal zone on north-eastern slope of lille Navgastak. View towards south-east.

skulle vi ha gitt en viss karakteristikk av sonen på strekningen Sennaland—st. Navagastak.

I tillegg skal vi også anføre enkelte detaljer fra forskjellige lokaliteter på nevnte strekning. Vi betrakter først randsonen mellom Sennaland og l. Navagastakelva. På østsiden av st. Oksberget er den som tidligere anført i høy grad preget av subglacial smeltevannserosjon. Bl. a. er distalmorenen her gjennombrutt på flere steder. Videre sydover er ytre rygg sammenhengende helt til nevnte elv. I noe eiendommelige buktninger snor den seg framover i terrenget og passerer bl. a. toppen av 452 m-høyden, som er det høyeste punkt på denne strekning. Den er til dels nokså imponerende både hva høyde og bredde angår. Høyden varierer stort sett mellom 3 og 10 m. I den sydlige del er det ikke bare en enkelt distalrygg, men et ganske stort distalt morenekompleks (Fig. 12). Morenematerialet er rikt på blokker, dels nær- og dels fjerntransporterte. Av sistnevnte er det fortrinnsvis mørke basiske bergarter, men iblant også enkelte rødlige granitt-typer.



Fig. 12. Marginalsonens distale del ved l. Navgastakelva, sett mot nord.
The distal part of the marginal zone crossing l. Navgastak river. View towards north.

Bortsett fra distalmorenene er randsonen på denne strekning stort sett fattig på kontraster, men vi kan likevel spore visse ulikheter i overflatestrukturen. Således er her bl. a. langsgående grusbelter m. v., svarende til førnevnte type 2, og kanter og skrenter av type 3 — førstnevnte type fortrinnsvis ved 452 m-høyden og den andre ved 432 m-høyden. Ellers er det i området syd for st. Oksberget mange spor etter subglacial drenering, men her for det meste i sonens proksimale del.

I trakten videre sydover, fra l. Navgastakelva til st. Navgastak, skal vi bare feste oss litt ved forholdene ved fjellpartiet l. Navgastak. Til stor høyde er fjellets nord- og østside dekket av randsonens avsetninger. På nordsiden har vi en for det meste meget framtrædende distalmorene. Den stiger temmelig sterkt oppover langs fjellsiden, fra 370-380 m.o.h. ved elva til 520-540 m der den runder østsiden av l. Navgastak-toppen (587 m-toppen). Da avstanden her er vel 2,5 km, tilsvarende det en gradient i nordvestlig retning langs brekanten på omlag 50-60 m pr. km. På distalsiden av moreneryggen sees spor etter en betydelig subaeril-lateral smeltevannsdrenering. Noe av smeltevannet har dessuten også banet seg vei nedover og utover under isen. Morenen her er av den nevnte nordside-morenetype. Spesielt er dens nedre del sterkt framtrædende og har en meget høy og bratt proksimalskrent av samme karakter som i Fig. 10. Også distalskrenten er temmelig bratt (Fig. 12). Ikke minst her ser det ut som om isen har skjøvet materialet sammen og tårnet det opp i en mektig rygg. I sammenligning med denne er den tilsvarende morene på øst- og sydøstsiden av fjellet lite markert.

De store grusakkumulasjoner som dekker nordøst- og østsiden av l. Navgastak er i særlig grad preget av subglacial smeltevannserosjon (Fig. 11). Her er tallrike renner og raviner, som stort sett alle konvergerer mot l. Navgastakelvas senkning (Pl. 2). En og annen renne fortsetter tvers over elvesenkningen. Noe lenger sør, nordøst for st. Navgastak, har det også vært en god del subglacial drenering, men her kommer den mest til syne i randsonens mer proksimale del og i området øst for denne.

Hva st. Navgastak-fjellet angår er det i nordskråningen av dette en meget framtrædende distalmorene med markert proksimalskrent (Fig. 10), mens den tilsvarende på sydsiden til dels er vanskelig å følge. For øvrig ser vi her, i nordvendte fjellside, spor etter tre slags smeltevannsdrenering, som alle kan koordineres med breens maksimalstadium, den subaeril-laterale, subglaciale og subaeril-proglaciale. Sistnevnte

kjennetegnes dels ved drenering fra breen til områder utenfor denne, og dels ved overløp av smeltevann fra et sted ved brekanten til et annet. I dette tilfelle har det funnet sted en slik drenering gjennom dalsenkningen mot vest.

En sammenfattende karakteristikk her av glaciasjons- og deglaciasjonsforløpet basert på randsonens morfologi på strekningen Sennaland—st. Navgastak vil i det vesentlige falle sammen med den som tidligere er kommet til uttrykk i samband med forholdene ved breens nordvestsektor. s. 139).

Det bilde som jeg her har forsøkt å gi av breens marginale avsetninger i nordvest og vest er naturligvis bare delvis karakteristisk for andre avsnitt av randsonen, på grunn av visse, mer eller mindre lokalt betingede, morfologiske variasjoner. Men hovedtrekkene er likevel i det vesentlige de samme overalt, og tolkningen av fenomenene i de ulike avsnitt av sonen må derfor i hovedsaken føre til samme resultat, jfr. for øvrig side 157.

Som et supplement til ovenstående skal så anføres en del data som hovedsakelig angår Hovedtrinnets randsoner i andre strøk av Myrland—Stabbursdalområdet. Vi ser først på strekningen st. Navgastak—Seinosvidda—Alta. Hele østskråningen av fjellområdet mellom st. Navgastak og sørlige del av Seinosvidda er dekket av betydelige marginale grusavsetninger. Distalgrensen er i stor utstrekning enten helt diffus eller også meget markert. Det siste gjelder særlig Seinosvidda-trakten. Her er distalmorenen nesten overalt tydelig og til dels meget mektig, og er for øvrig ledsaget av kraftige spor etter subaeril-laterale smeltevannstrømmer. Brekantens høyde må ha vært omlag 660-680 m.o.h. Også den subglaciale smeltevannserosjon har i en viss utstrekning satt sitt preg på landskapet, bl. a. i østskråningen av nordlige Seinosvidda. På strekningen Seinosvidda—Alta er randsonen meget utydelig. Det samme gjelder også dens distalgrense. Dog, der den svinger ned mot Transforelv-senkningen finner vi ganske mektige moreneavsetninger (Pl. 2). Dens fortsettelse herfra til Alta, over bl. a. nordlige del av st. Borrás, kjennetegnes imidlertid bare ved noe spredte og temmelig diffuse grusforekomster. Ved bunnen av Altafjord er Hovedtrinnet representert ved Bossekopmorenen (Fig. 1).

Ellers nevnes at sørlige utløpet av Seinosvidda skiller mellom områder med henholdsvis nordlig og vestlig rettet smeltevannsdrenering.⁹ Når det gjelder området syd for Seinosvidda og ved Transforelva har vi

her en rekke spor etter subglacial drenering i vestlig og nordvestlig retning, heri også innbefattet ganske betydelige eskersystemer. Sistnevnte opptrer bl. a. ved øv. Transforvatn og Veivatnet (Pl. 2).

Stabbursdal—Myrlandbreens (Hovedtrinn-breens) nordøstlige og østlige marginalsone, fra Aisarfjell i nord til Skuovggelråsåtoppen (1005 m) i syd, byr også på mange interessante fenomener, men i det vesentlige de samme som tidligere er omtalt. I den følgende korte framstilling vil området lengst øst bli viet størst oppmerksomhet. Jeg sikter her til randsonens østlige utbuktning ved Stabburselv-depresjonen, mellom 472 m-høyden (sydøst for Huikkenramaå) og Muvravarre. Men først noen ord om den nordøstlige sektor, fra Aisarfjell til 472 m-høyden. Her har marginalsonen den ellers vanlige karakter. I mer sørøstlige strøk er den til dels så utydelig at det nesten er uråd å følge den. Særlig er dette tilfelle ved høyledragene Huikkenramaå og Gaççalattengielas. Til gjengjeld påtreffes i enkelte senkninger meget framtrædende morener, således ved Skagjavarre, hvor så å si hele randsonen er konsentrert i en eneste mektig morenerygg.^{9a} Hva distalmorenene angår er de gjennomgående atskillig mer iøynefallende på strekningen Aisarfjell—Skagjavarre enn de er videre sydøstover. I Aisarfjellområdet f. eks. er de til dels meget fine, særlig ved vannene på sydøstsiden av fjellet. Her opptrer for øvrig mer spredt også parallelle grusbelter eller flate morenedrag langs fjellsidene, og ellers også markerte spor etter subglacial drenering som konvergerer mot Repparfjordelvsenkningen. Fra brekanten her i nordøst-sektoren har en del smeltevann tatt veien nordøstover gjennom enkelte depresjoner, og videre fulgt Skaideelv-senkningen utover mot Repparfjorddalen, jfr. s. 130.

I traktene ved den nevnte østlige utbuktning av randsonen (472 m-høyden—Muvravarre) møter oss ganske eiendommelige forhold. Her har nemlig de to samtidige breene, Porsangerbreen og Stabbursdal—Myrlandbreen, støtt sammen, riktignok mer og mindre lokalt (Pl. 2). Av atskillig interesse er imidlertid også deres gjensidige beliggenhet og

⁹ Illustrasjonen i Pl. 2 av den subglaciale drenering mellom Sennaland og Seinosvidda er bare mer unntaksvis naturtro, men ellers grovt skjematisk. I andre områder har jeg i en viss utstrekning avsatt breelvfår, renner og furer i samsvar med deres virkelige opptreden, men også her er foretatt en del skjematisering i enkelte strøk.

^{9a} I østlige dalside er her riktignok to-tre distinkte rygger som er en direkte fortsettelse av den store morenen.

høyde ellers langs den angitte strekning, noe som iallfall for en del har hatt til følge at smeltevannsdreneringen i dette østlige område har fått en både komplisert og noe egenartet karakter. For å belyse dette nærmere skal vi først se litt på de to breers marginalsoner i trakten, og på visse dreneringsfenomener som knytter seg til dem.

I sydlig retning fra 472 m-høyden har Stabbursdal—Myrlandbreen etterlatt seg en framtrødende sone av randavsetninger, til dels som markerte morenerygger. Denne sone går i store buktninger rundt depresjoner og over høye fjelldrag og ender på nordsiden av Stabburselva. En tilsvarende randsone kommer sydfrå langs vestsiden av Porsangerfjellene og synes, som førstnevnte, å stoppe foran Stabburselvas mektige kanjon (Fig. 13). Her er imidlertid ikke spor etter noen endemorene. Den korresponderende bretunge må ha hatt en relativt stor gradient. Av interesse er også at Stabbursdal—Myrlandbreen har nådd lavere her enn noe annet sted, til omkring 100 m.o.h.¹⁰ Det viktigste er dog at denne bretungen ikke synes å ha hatt noen fri front, men har etter alt å dømme støtt sammen med en brearm fra Porsangerbreen, som skjøt fram mot vest i nevnte kanjon (Pl. 2). Spor etter



Fig. 13. Stabburselvas kanjon sett mot øst.

The Stabburselva canyon. View towards east (downstreams).

¹⁰ Ved Aisarfjell (Repparfjordalen), hvor den har hatt sin laveste beliggenhet for øvrig, dreier det seg om ca. 180—190 m.o.h.

svake laterale randavsetninger og etter korresponderende smeltevannsdrenering synes å bekrefte dette. Smeltevannsdreneringen her har for øvrig vært nokså framtreddende, og dessuten ganske komplisert. Bl.a. har smeltevann fra den ene breen strømmet over til den andre og omvendt, dels subaerilt og dels subglacialt. På nordsiden av fjellkløften f. eks. er det renner som viser at smeltevann fra Porsangerbreen har strømmet vestover mot den andre breen. Her er i det hele en rekke dreneringsrenner (Pl. 2).

Hva Porsangerbreens marginalsoner angår vil den bli nærmere omtalt i samband med et annet deglaciasjonsprofil (Porsangerfjorden—Vidda) og skal derfor her bare kort berøres. Randavsetningene ved denne bres nordvestflanke kan fra Veidnes ved Porsangerfjorden (Fig. 19) følges sammenhengende mil etter mil innover i sydvestlig og sydlig retning, bl. a. også langs østsiden av de høyeste fjellpartier syd for Stabburselva. I fjellene nær elva er randsonens høyde 450-500 m og ved sydligste del av Lavkkaraåsa ca. 750 m.o.h. Det dreier seg således om en mektig bre som bl. a. i det påpekte aktuelle område, nord- og til dels syd for Stabburselva, har vært ganske dominerende i forhold til Stabbursdal—Myrlandbreen. De to randsoners høydeforhold her viser nemlig at den østlige bre for det meste har nådd høyere, til dels atskillig høyere, enn den vestlige. Lenger syd var det unntaksvis omvendt. Litt nord og syd for elva synes de respektive brekanters høydeforskjell lokalt å ha vært minst 200 m. Disse forhold skulle som før antydnet ha spilt en viss rolle for sirkulasjonen og dreneringen av smeltevannet i denne østlige sektor.

Vedkommende marginalsones utstrekning og høyde er her pekt på, men litt om dens utseende må også anføres. Det dreier seg stort sett om et temmelig bredt, sterkt framtreddende og vel avgrenset belte av glaciale avsetninger med distinkte distalmorener og i visse tilfeller også med tydelige proksimalrygger. Det siste sees bl. a. nordøst for Garbbunvatn (Fig. 14). I visse strøk er sonen sterkt buktet, som ved Garbbunvatn og i traktene videre sydover til Stabburselva. Ved Stuorranjoaskevarre og Dæbbovarre er såvel randsonens avsetninger som dens buktninger ganske imponerende. Både her og lenger nordøst er det dessuten tydelige spor etter subaeril-lateral og til dels etter subglacial drenering, etter den siste bl. a. i senkningen mellom de nevnte fjell.¹¹ Påfallende er det at den subaeril-proglaciale drenering i disse strøk har

¹¹Subglacial drenering knyttet til Porsangerbreen er bare i liten utstrekning angitt på kartet (Pl. 2).



Fig. 14. Porsangerbreens marginalzone ca. 2 km nordøst for Garbbunvn.,
distalryggen til venstre.

*The marginal zone of the Porsanger glacier ca. 2 km north-east of lake Garbbunvn.
Distal ridge on the left.*

Scale 1 : 20 000. Copyright Widerøe.

vært helt ubetydelig. Bare rent lokalt, f. eks. nord og syd for Allisø-
aivve, sees svake spor etter denne i vestlig retning. Dette viser også at
smeltevann fra Stabbursdal—Myrlandbreen og Porsangerbreen hverken
under maksimalstadiet eller senere kan ha hatt noe nevneverdig avløp
denne veien. Det ser derfor ut til at dreneringen den gang fra den her

betraktede østlige sektor (472 m-høyden—Muvravarre) nesten utelukkende må ha foregått subglacialt.

Ved Dæbbovarre og litt nord og syd for dette fjell har vi det kanskje mest særpregede område her øst. Her støtte Porsangerbreen delvis sammen med Stabbursdal—Myrlandbreen, og de respektive randavsetninger ligger for det meste kloss inntil hverandre. Av de to morenesystemer er Porsangerbreens det mest framtreddende, jfr. ovenfor. Ellers er blokkinnholdet i dem noe forskjellig. Bl. a er dolomittblokker nokså alminnelig i Porsangerbreens avsetninger, mens disse overhodet ikke finnes i den andre randsonen.¹² I grenseområdet mellom marginalsonene er det temmelig uregelmessige topografiske forhold, særlig på nordsiden av Dæbbovarre (Fig. 15). Her er dels akkumulasjoner av finsedimenter (finsand—mo—mjule) og dels typisk dødisterreng med enkelte grytehol. Ellers har smeltevannsdreneringen også etterlatt seg tydelige spor her. Oppe i Dæbbovarre må den ha vært nokså framtreddende. Fra Porsangerbreens høytliggende brekant, bl. a. langs toppkammen av fjellet (475 m.o.h.), har store mengder smeltevann tatt veien nedover fjellsiden og hen mot kanten av den andre breen. Her må dreneringen videre ha vært noe komplisert. Fjellsiden bærer preg av en usedvanlig kraftig spyling og erosjon. Bl. a. er her flere markerte kløfter i berg med nordvestlig retning (Pl. 2).

De nevnte fenomener i Dæbbovarre, og også ved Stabburselvas kanjon, illustrerer for øvrig et ganske alminnelig forhold ved Stabbursdal—Myrlandbreens østlige utbuktning, nemlig at smeltevann fra Porsangerbreen i en viss uttrekning har tatt veien over til den førstnevnte bre og her gått inn i dens subglaciale og subaerile dreneringssystem. Det omvendte har også forekommet, men bare unntaksvis. Det er imidlertid her sett bort fra den subglaciale drenering i den ene og den andre retningen der breene støtte helt sammen.

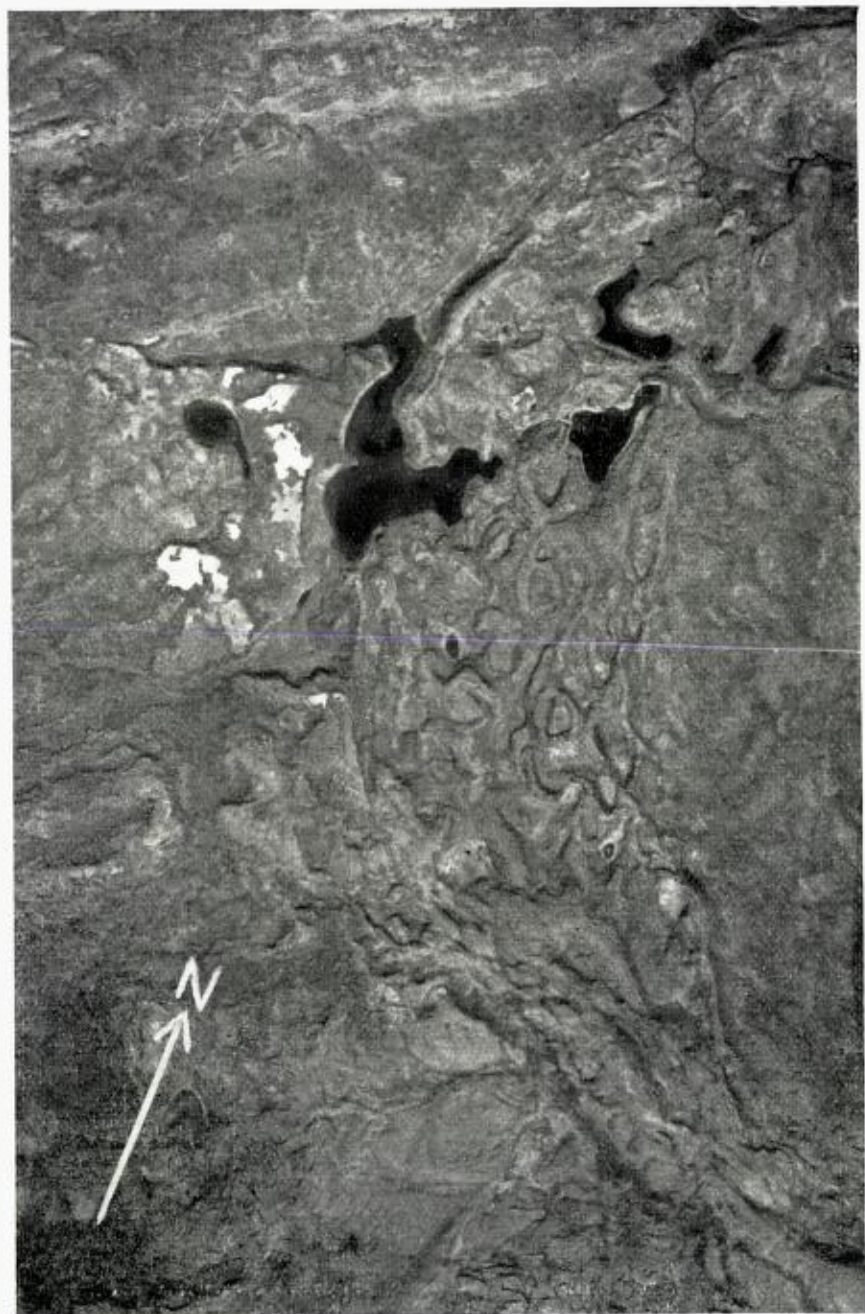
Vedrørende den subglaciale smeltevannsdrenering som knytter seg

¹² Dette er for øvrig i samsvar med de respektive ismassers bevegelse i relasjon til berggrunnens beskaffenhet i nære og fjerne strøk i øst og syd, jfr. Holtedahls berggrunnskart, N.G.U., nr. 208.

Fig. 15. Dødistopografi i kontaktområdet mellom St.-M.-breen og Porsangerbreen like nord for Dæbbovarre. ➤

Dead ice topography in the area north of Dæbbovarre where St.-M.-glacier and Porsanger glacier were in contact. Distal ridges join at irregular lake.

Scale 1 : 10 000. Copyright Widerøe.



til Porsangerbreen er før nevnt de spor den har etterlatt seg i senkningen på sydvestsiden av Stuarranjoaskevarre. Foruten renner dreier det seg her om en stor eskerformet grusrygg. Både i senkningen og ved østspissen av Dæbbovarre ser det for øvrig ut til at dreneringen må ha funnet sted allerede mens brekanten lå ved randsonens distalmorener. En rekke mer eller mindre markerte subglaciale dreneringsfenomener påtreffes ellers i traktene sydfor Stabburselva, således i tilknytning til Porsangerbreens marginalsone langs østsiden av fjellmassivet her. I mange tilfelle synes det å framgå at dreneringen begynte allerede under breens maksimalstilling, som f. eks. i området like syd for Stabburselva og i såvel nordlige som sørlige del av Lavkkarašša (Pl. 2). Ellers finnes det renner som viser at smeltevann fra Stabbursdal—Myrlandbreen under breens maksimale utstrekning har strømmet over mot Porsangerbreen og her fått subglaciale avløp videre, jfr. områdene nord og syd for Muvravarre. De her påpekte dreneringsforhold forutsetter imidlertid at det iallfall periodevis må ha eksistert et sammenhengende system av subglaciale dreneringskanaler helt fram til Porsangerbreens front, ute ved Veidneset, en strekning på ca. 40 km. I en mer eller mindre død bre ville dette i og for seg ikke være noe unormalt.¹³ Men i foreliggende tilfelle dreier det seg imidlertid om fenomener som bl. a. refererer seg til det tidspunkt da breen hadde sin maksimale utstrekning og ventelig også skulle være i en aktiv tilstand, karakterisert ved større og mindre bevegelse i ismassene. I glaciologisk henseende er det her et tilsynelatende motsetningsforhold, men ikke desto mindre synes de nevnte smeltevannspor å tyde på at en drenering av denne karakter og dette omfang virkelig må ha funnet sted under Hovedtrinnets bre stadium.

Smeltevannsdreneringen i Stabbursdal—Myrlandbreens østlige område er bare leilighetsvis berørt ovenfor. Bl. a. er det pekt på at smeltevann fra Porsangerbreen i en viss utstrekning har tatt veien vestover til nevnte breområde, og ellers at den subaerile drenering ut fra dette område må ha vært helt forsvinnende. Her skal vi se litt mer på dreneringen i denne sektor, fortrinnsvis under breens maksimale utstrekning, og dessuten på smeltevannets videre uttapping herfra. Iakttagelser i trakten, hvorav en del er gjengitt i Pl. 2, viser at dreneringen overalt har konvergert mot Stabburselvas kanjon. Smeltevannstilførelse-

¹³ Jfr. eskersystemer bl. a. i indre og østlige strøk av Sør-Norge og i Sørvaranger med tilstøtende deler av Finland (Holtedahl and Andersen: Glacial map of Norway. N.G.U. No. 208, 1960).

len her skyldes naturligvis først og fremst Stabbursdal—Myrlandbreen, men som nevnt i liten utstrekning også Porsangerbreen. Subaeril-laterale smeltevannspor i marginalsonen på nord og sørsiden av hovedsenkningen tyder på at det her fant sted en drenering allerede under Hovedtrinn-stadiet. Ellers har den subglaciale drenering i området etterlatt seg tallrike spor, hovedsakelig som renner og raviner, men også som eskere, de siste bl. a. ved Ivarelva og i sydhellingen av 472 m-høyden. Disse dannelser kan være av litt forskjellig alder, men i det vesentlige gjenspeiler de dreneringssituasjonen her mens breranden ennå lå ved marginalsonen. At også den subglaciale drenering, i likhet med den subaerile, fant sted så tidlig, bekreftes i en rekke tilfelle. I området Stabburselva—Dæbbovarre f. eks. finner vi mange beviser på det, bl. a. de omtalte dreneringsfenomener i Dæbbovarre. Her kommer nevnte esker i sydhellingen av 472 m-høyden også inn i bildet. Denne går ut fra randsonen og fortsetter nedover i sydøstlig retning, og angir således en subglacial drenering under Hovedtrinn-stadiet. Det samme gjelder sikkert også eskeren ved Ivarelva, som til dels ligger ganske høyt, ca. 350 m.o.h. Sistnevnte, som er ganske framtrepende, viser at det her fant sted en betydelig drenering fra nordvest mot Stabburselvas kanjon. En rekke subglaciale renner er høyst sannsynlig fra samme tid, bl. a. noen ganske markerte ved østenden av Ordoaivve (Fig. 16), som lokalt når opp til 350-400 m.o.h. Det er ellers meget som taler for at ikke bare de høytliggende, men også de fleste andre dreneringsspor i trakten skriver seg fra nevnte tidlige brefase. Noen kan således følges såvel fra marginalsonen som fra høydedragene helt til dalbunnen. (Pl. 2).

Den subglaciale drenering noe lenger inne i breområdet må i det vesentlige ha foregått langs Stabburselvas senkning, men delvis også gjennom depresjonen på sydsiden av Suolovarre-massivet. Et interessant trekk ved Stabburselva i dette område er at den for det meste går gjennom kanjonformede fjellskjæringer av meget betydelig lengdeutstrekning og med en dybde på 10-20 m. Dette gjelder såvel dens vest-østlige som syd-nordlige løp.¹⁴ Nevnte fenomen må for en vesentlig del skyldes subglacial smeltevannserosjon. Det er iallfall ikke sannsynlig at elveskjæringer av denne utstrekning og karakter helt og holdent skulle være dannet ved senere subaeril elveerosjon, spesielt ikke når elveprofilen, slik som i dette tilfelle, har et relativt lite fall utover.

¹⁴ Det syd-nordlige løp har jeg fulgt bare ca. 7 km sydover.



Fig. 16. Subglaciale dreneringsrenner i sydøstskråningen av Ordoaivve, ca. 4 km vest for Stabburselvas kanjon og 350—400 m.o.h., sett mot sydøst.

Subglacial drainage channels on south-eastern slope of Ordoaivve, ca. 4 km west of the Stabburselva canyon, 350—400 m.a.s.l. View towards south-east.

Spor etter subglacial drenering her inne, som visstnok er litt eldre enn den nettopp nevnte, er dels et par tilfeldig påtrufne jettegryter, og dels brede soner av rensplyte bergflater. Av de første er det gjenstående rester i elveskjæringens skrent ca. 7-8 km vest for Stabburselvas store kanjon. Den største av jettegrytene har en diameter og en dybde på henholdsvis ca. 4 og 8-10 m. Det ser ut til at de er dannet før elveskjæringen. Soner av rensplyte bergflater har vi langs Stabburselvas senkning og i depresjonen syd for Suolovarre. Særlig framtreddene synes rensplytingen å være ved elvas syd-nordlige løp¹⁵ og i Suolovarsenkningen. Denne siste må skyldes en betydelig subglacial vannstrøm fra syd som bøyet av og tok veien gjennom nevnte depresjon. Litt yngre enn denne er nok dreneringen som fulgte Stabbursdalen hele veien, og som bl. a. formodes å ha gitt opphav til de nevnte kanjonformede elveskjæringer her. Såvel største høyde i Suolovarsenkningen (300-330 m.o.h.) som de topografiske forhold i og ved denne tyder for øvrig på

¹⁵ Dette gjelder spesielt den del av det syd-nordlige løp som strekker seg noe sydover fra Soulovarre-senkningen.

at breen hadde relativt stor mektighet da dreneringen her fant sted. Påpekte smeltevannstrøm kan derfor korrespondere med en tidlig brefase. Viktigst i denne sammenheng er imidlertid at det lenger syd, bl. a. i Navkkavatn-området, må ha pågått en betydelig subglacial drenering samtidig med breens maksimale utstrekning, se s. 157. Det synes således å framgå at den subglaciale drenering også her lenger inne i Stabbursdal—Myrlandbreens område må ha begynt tidlig, i stor utstrekning allerede under Hovedtrinnets brestadium. Ellers ser det ut til at dreneringsspor som antas å skrive seg fra denne tidlige brefase kan følges ganske langt innover i Stabbursdal-området (Pl. 2).¹⁶ Det skal her innskytes at den subglaciale drenering gjennom Stabbursdalen i videre forstand har hatt forgreninger meget langt sydovert, unntaksvis helt inne på Finnmarksvidda (2-3 mil syd for Jiesjavrre). Det dreier seg i denne sammenheng om renner og framtrepende eskere som visstnok må være dannet i avsmeltningstiden etter Hovedtrinnets brestadium eller tidligst i slutten av dette (Fig. 20).

Det framgår ovenfor at en betydelig lokal og også mer regional drenering i dette østlige breområde har vært dirigert mot Stabburselvas kanjon, bl. a. under breens maksimale fase. Dette forutsetter naturligvis at en smeltevannsdrenering ut av området også må ha funnet sted. Vi har imidlertid alt pekt på at denne, iallfall i Hovedtrinnets og den nærmest følgende tid, nesten utelukkende må ha vært subglacial. Det er i så fall innlysende at smeltevannet må herfra ha tatt veien gjennom Stabburselvas da brefylte kanjon og videre gjennom det formodede dreneringssystem i Porsangerbreen helt fram til brefronten. I nevnte kanjon er det visse spor som bekrefter dette, således erosjonsrenne i bergkulle midt i senkningen (Fig. 13) og særlig eskerliknende grus- og sandoppbopninger langs nordsiden av fjellkløfta, spesielt der denne begynner å vide seg ut mot øst.

I samband med påpekte tidlige subglaciale dreneringsfase i disse trakter, som for øvrig må ha vært relativt langvarig, kommer et annet fenomen inn i bildet. Jeg sikter til de enorme mengder av grus og sand som dekker store områder ved Stabburselvas nedre løp og til den framtrepende oppgrunning som karakteriserer Porsangerfjordens indre og vestlige del (jfr. gradteigskart V4, Stabbursdalen). Det er overveiende

¹⁶ Hvor langt innover i breområdet avsmeltningen og dreneringen da strakte seg beror i noen grad på hvor høyt snegrensen lå under dette brestadium. Om sistnevnte er det vanskelig å si noe bestemt. Heller ikke nåtidens snegrense i disse strøk kan angis, ikke engang tilnærmedsvis.

sannsynlig at vi her står overfor subglaciale breelvakkumulasjoner av meget betydelig omfang.¹⁷ En del av avsetningene her er naturligvis senere subaerile glaci-fluviale dannelser og fluvialt tilførte marine sedimenter. Subglaciale breelvakkumulasjoner av denne type er ellers ikke noe ukjent fenomen. De synes således å ha en viss utbredelse i enkelte indre strøk av Sør-Norge, der omtalt av P. Holmsen (Holmsen, 1951, p. 161 og 1956, s. 149 og 167), og inngående behandlet av J. Gjessing (Gjessing, 1960).

Den gjenstående del av Stabbursdal—Myrlandbreens marginalsonen på strekningen Muvravarre—Skuovggelraåstoppene (Pl. 2, Sk—t, 1005 m.o.h.), skal bare vies noen spredte bemerkninger. Vi har her mektige glaciale avsetninger langs fjellsidene, og for det meste framtrede distalmorener, særlig ved og syd for Latingaissa. Ellers er det et nett av subglaciale dreneringsspor, noen langs randsonen, men de fleste mer og mindre på tvers av denne. Det dreier seg i noen tilfelle om eskerformede avsetninger, bl. a. ved Navkkavatnan, men mest om vanlige subglaciale renner og for en del også om slukrenner og slukåser, f. eks. i marginalsonen litt nord for nevnte vann.¹⁸ Den subaeril-laterale drenering langs distalkanten har iblant også etterlatt seg markerte spor. I samband med sistnevnte har det et par steder vært overløp av smeltvann i østlig retning mot Porsangerbreen, som tidligere anført på nord- og sydsiden av Muvravarre. Ved Latingaissa har den subaeril-proglaciale drenering, som her hadde mer nordlig retning, gitt opphav til flere meget framtrede kanjonformede bergkløfter. Langs vestskråningen av Skuovggelraåsa (941 m.o.h.) og videre over Navkkavatn-senkningen til Skuovggelraåstoppene (Pl. 2, Sk-t) er distalmorenene store og distinkte. Det er til dels flere morenerygger bak hinnannen. I senkningen danner den største av ryggene en framtrede barriere foran Skuovggelvatn-depresjonen i øst, ved foten av Čuokkaråsa. Morenens høyde her er nær 630 m.o.h., mens den langs fjellsidene i nord og syd er atskillig større, ved Skuovggelraåsa-toppene (Sk-t) således 700-750 m.o.h. Distalt for nevnte morenebarriere er det flere mindre morenerygger som også tilhører randsonen. Det tyder på at den store morenen representerer en markert breoscillasjon

¹⁷ Akkumulasjoner av denne opprinnelse er tidligere omtalt fra Repparfjordalen (s. 130).

¹⁸ For omegnen av Navkkavatnan og noe vestenfor vises til Widerøes flybildeserie 2120 (O6-9, N8-12 og M6-11), hvorav bl. a. sees marginalsonens morener og visse dreneringssystemer.

etter at breen hadde sin største utstrekning her. I senkningen innenfor, ved vestlige Skuovggelvatn (Pl. 2, Sk-v, 620 m.o.h.), påtreffes tallrike strandlinjer som følger tett på hinannen oppover til 30-40 m.o.v. Breen i vest, Stabbursdal—Myrlandbreen, hadde her demmet opp en sjø, hvis uttapping må ha foregått trinnvis og helt og holdent i vestlig og nordvestlig retning. Såvel oppdemningen som dreneringen fant sted under Hovedtrinnets brestadium. Det dreide seg her om en subglacial drenering, noen annen var ikke mulig under de da rådende forhold, jfr. brekantens høyde i senkningen og nord- og sydfør denne. Som et av mange beviser på subglacial drenering her under breens maksimale stadium skal nevnes spesielle dreneringsspor på nordsiden av senkningen, som bl. a. korresponderer med høyeste vannstand i den da oppdemte sjø. Det gjelder et rennesystem som dels er subaeril-lateralt og dels består av en rekke markerte slukrenner. Her har iallfall en del av bresjøens subglaciale uttapping funnet sted. I tilknytning til slukrennene, som begynner oppe ved distalkanten, sees litt lenger nede også slukåser. De nevnte dannelser er meget tydelige i vestskråningen av Skuovggelraåsa (941 m.o.h.), bl. a. 1-2 km nord for senkningen, jfr. Widerøes flybildeserie 2120. Det er også andre spor etter bresjøens uttapping, bl. a. vestover gjennom senkningen og gjennom morenesystemet her. Strandlinjeserien tyder for øvrig på en periodisk uttapping, noe som må henge sammen med visse vekslinger i den subglaciale drenering. De antydende forhold ved dette bresjøområde viser at det har foregått en subglacial drenering mot senkningene i vest og videre mot hoveddalen allerede mens Stabbursdal—Myrlandbreen hadde sin største mektighet (jfr. s. 155).

Vi har foran nevnt de viktigste trekk ved Stabbursdal—Myrlandbrens og delvis også Porsangerbrens marginalsoner, heri innbefattet avsmeltnings- og dreneringsfenomener som knytter seg til dem. Dette gir oss en viss forestilling om de noe skiftende glaciologiske forhold som synes å ha hersket under Hovedtrinnets brestadium. Vi kan summere følgende hovedtrekk, som for øvrig for en del er pekt på tidligere: 1. breframstøt i periodens første fase, 2. breoscillasjoner senere i perioden, unntaksvis tydelige framstøt, 3. markert bresmelting allerede under isens maksimale utstrekning, 4. såvel lokal som regional subglacial smeltevannsdrenering under hele brestadiet og naturligvis også senere, 5. ismassene har periodevis, i hvert fall i mer lokalt begrenset omfang, vært relativt lite aktive, selv under Hovedtrinnets maksimum.

Sett i større perspektiv representerer de nevnte breer og deres fortsettelse til Alta-området i vest og til Sørvaranger i øst den aller nordligste sektor av Yngre Dryas-tidens brekalott. I syd lå brekanten ved Salpausselkä-randsonen i Finland, ved de Mellomsvenske Endemorener og ved Raet gjennom Sør-Norge til Ryfylke. Det dreide seg således om en mektig bre over Fennoskandia i denne perioden. Den ble også i sin tid av mange forskere antatt å tilhøre en egen istid. Breens yttergrense er nå for en vesenlig del kartlagt, i visse områder kontinuerlig og detaljert, i andre bare stykkevis og spredt (Fig. 17). I vårt land er den best kjent i den sydligste og nordligste del. Her er de tilsvarende randavsetninger til dels fulgt sammenhengende over betydelige strekninger. I nord gjelder dette både Troms og Finnmark. Hva strekningen Sør-Troms—Ryfylke angår er vårt kjennskap til brerandens beliggenhet stort sett meget mangelfull, men også her kan denne i noen utstrekning angis, riktignok mer og mindre skjematisk. Hithørende morener mellom Finnmark og Ryfylke har vært direkte og indirekte berørt av en rekke forskere, bl. a. av J. H. L. Vogt, Rekestad, C. F. Kolderup, Kaldhol, G. Holmsen, O. Holtedahl, O. T. Grønlie, Tanner og Undås. I sen tid har Andersen og Feyling-Hanssen fortsatt Grønlies undersøkelser av Tromsø—Lyngenstadiets randmorener i Troms (Holtedahl, 1960 p. 409). På grunnlag av det foreliggende materiale og med støtte i egne iakttagelser og undersøkelser¹⁹ har jeg i Fig. 17 også angitt denne storbres ytterrand langs Atlanterhavskysten, dels noenlunde nøyaktig og dels bare grovt tilnærmet.

Utenfor brekalotten eksisterte det samtidig større og mindre isolerte brepartier i de høyeste fjellene i kystområdet, bl. a. i Vest-Finnmark, Troms, Lofoten—Vesterålen, Møre og Romsdal og ellers også lenger syd på Vestlandet. Innenfor den mer sammenhengende brerand har dels større og mindre fjellpartier og dels isolerte topper raget opp over breflaten.

4. Glaciasjon og deglaciasjon — en oversikt.

Under den suksessive avvikling av siste istids store glaciasjon har det vært visse mindre glaciasjonsfaser. Det viser bl. a. de her omtalte bre-

¹⁹ Undersøkelsene gjelder en rekke strøk av både Troms og Nordland, fortrinnsvis ved fjorder og sund og i tidligere submarine områder. Jeg har her i en del tilfeller kunnet påvise Yngre Dryas-breens randstilling. Foruten moreneiakttagelser og enkelte radiologiske dateringer, har jeg støttet meg til et meget framtreddende bergterassnivå, Hovedlinjen (the Main line, jfr. Marthinussen, 1960, fig. 144).

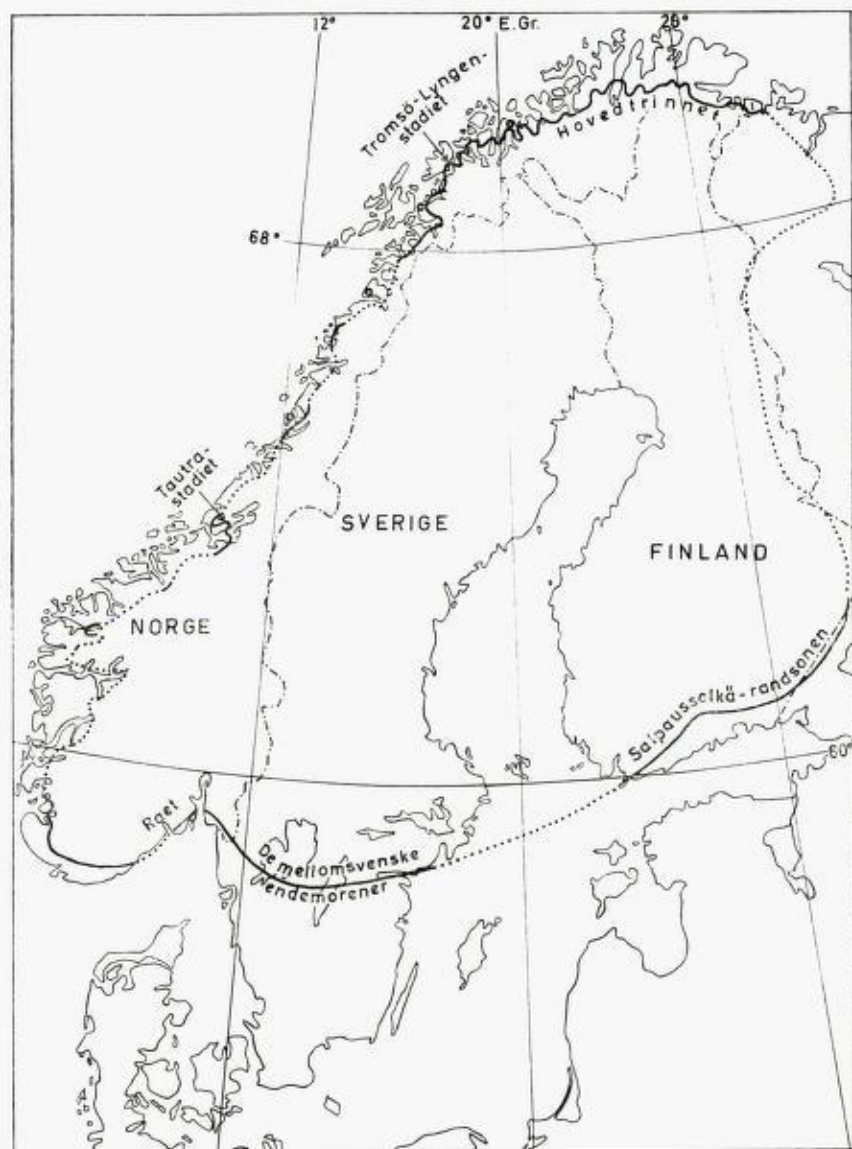


Fig. 17. Storbrens utstrekning i Fennoskandia under Hovedtrinnen.

- Noen *Portlandia (Yoldia) arctica* lokaliteter (C_{14} -daterte prøver).

The Fennoscandian ice cap during the Main substage.

- Some *Portlandia (Yoldia) arctica* localities (C_{14} -dated samples).



Fig. 18. Parallele grusbelter mellom Gaðcalattengiålas og Skaidevatn, Porsangerhalvøya.
Brebevegelse mot nordøst.

*Fluted surface between Gaðcalattengiålas and the lake Skaidevatn on the
Porsanger Peninsula. Ice movements towards north-east.*

Scale 1 : 15 000. Copyright Widerøe.

stadier, spesielt Yngre Dryas-tidens. Som uttrykk for mer fram-tredende glaciale tilstander med markert brebevegelse har vi foruten randmorener også skuringsstriper, drumliner (Holtedahll, 1960, Fig. 147) og subparallelle grusbelter (fluted surface), jfr. Fig. 18. Randmorenebeltene angir isens periodevise utstrekning og de øvrige fenomener dens bevegelsesretninger. I vårt område og tilstøtende strøk er både randmorenene og det drumlinoide og «fluted surface»-pregede morenelandskap sterkt representert (Fig. 19 og Pl. 2).²⁰ Sistnevnte har, som tidligere anført, stor utbredelse på Finnmarksvidda og ellers noe utover Porsangerhalvøya (s. 132). Randmorener mangler i indre områder og er vesentlig knyttet til fjord- og dalstrøk.

Brebevegelsen som har gitt opphav til drumlinene og de subparallelle grusbelter synes å ha vært sterkt influert av de store senkningene Altafjord og Porsangerfjord, og til dels også av mindre relieff-kontraster, som f. eks. Repparfjorddalen (Fig. 19). Om alderen på de nevnte dannelser er det vanskelig å si noe bestemt. Da deres utforming er betinget av stor plastisitet og av markert bevegelse i isens nedre lag, anser jeg det for utvilsomt at denne strukturform i disse strøk i hvert fall er eldre enn Hovedtrinnet. Og tilsvarende strukturer utenfor Hovedtrinnet må av samme grunn være eldre enn Repparfjordstadiet.

Om randmorenetrinn og andre spor etter brerandstillinger fra istid til postglacial tid her oppe skal i korthet anføres: Randavsetninger fra siste istids maksimum ligger utenfor kysten, fra tidlige senglaciale stadier bare unntaksvis på land, men ellers som submarine oppgrunner over fjorder og sund i det ytre kystbelte. De fleste stadier er for øvrig også registrert ved suksessive fall i den marine grense fra ytre til indre strøk. Fra noe senere tid har vi lenger inne, vesentlig i fjord- og dalstrøk, bl. a. tre markerte randmorene-belter som alle synes å korrespondere med mer aktive brefaser.²¹ Det eldste av dem er Yt. Porsangerstadiet, som bl. a. er representert ved betydelige brerandavsetninger ved munningen av Porsangerfjord, deretter følger de før omalte stadier, Repparfjordstadiet og Hovedtrinnet (Fig. 19, I, II og III). Brestadienes relasjon til marine nivåer er kjent, jfr. S₀₋₇, S₄₋₂ og P₁₂ (S₀)-nivåene (Marthinussen, 1960, Pl. 16).

²⁰ Den skjematisk framstilling av denne morenelandskapstype i fig. 19 (pilene) er noe ufullstendig.

²¹ Foruten til morenenes ryggform sikter jeg her til marginalsonenes relativt store fall nær terminalområdene. De respektive breer må her ha vært ganske sterkt hvelvede.

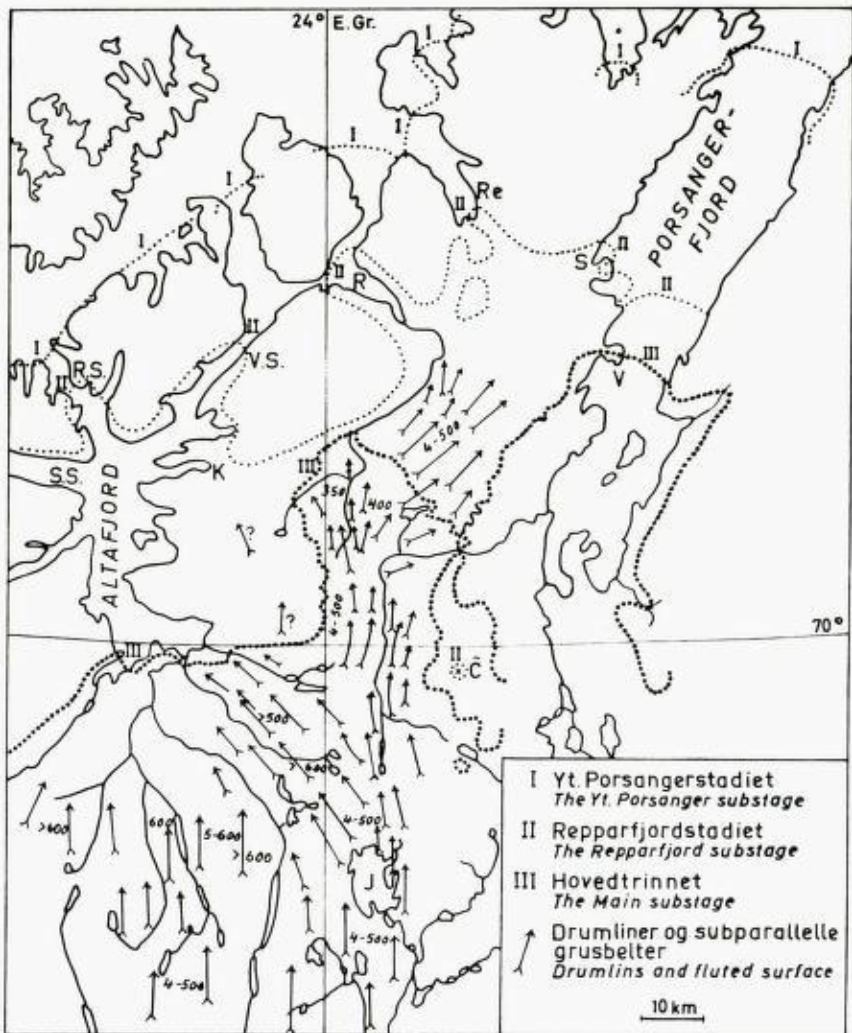


Fig. 19. Viktige breandstadier under siste istids avsmeltningstperiode, samt drumliner og subparallele grusbelter som angir isens bevegelsesretning.

Important substages during the deglaciation period of the last ice age. Arrows indicate streamline molded forms. Abbreviations: S.S. — Stjernsund. R.S. — Rognsund. K. — Korsfjord. V.S. — Vargsund. R. — Repparfjord. Re. — Revsbotn. S. — Smørfjord. V. — Veidnes. C. — Čuokkaråša peak. J. — Jiesjaurre lake.

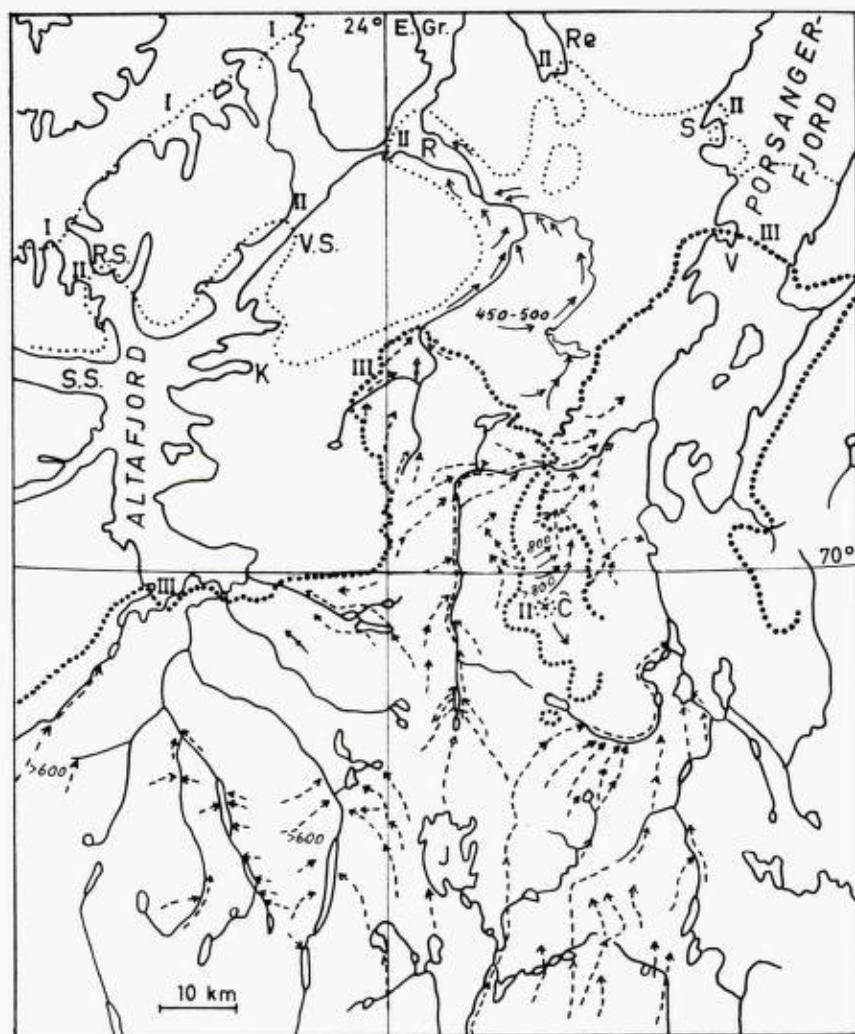


Fig. 20. Subglacial smeltevandsdrenering (unntaksvis subaerial). Hele piler fra Repparfjordstadiet til Hovedtrinnet, brutte piler Hovedtrinnet og følgende tid.
For øvrig vises til Fig. 19.

Subglacial drainage during last substages of the deglaciation (rarely subaerial). Full arrows refer to the Repparfjord substage and following interval. Broken arrows refer to the Main substage and Postglacial time. As to the abbreviations etc. see Fig. 19.

Omtalen ovenfor av de suksessive brerandtrinn, representerende bl. a. mer aktive brefaser, angir samtidig også deglaciasjonens hovedtrekk. Det framgår at storbreens generelle tilbakegang og reduksjon etter siste istid har vært mer og mindre diskontinuerlig. Vi skal her oppsummere visse data som angår isens avsmeltning og deglaciasjonens karakter i tidsrommet Repparfjordstadiets maksimum — postglacial tid, et emne som for øvrig har vært inngående behandlet i tidligere avsnitt.

Smeltevannsfenomener og ablasjonsmorene er de viktigste spor etter breenes avsmeltning. De første karakteriseres ved subglacialt og subaerilt utformede smeltevannsrenner i grus og berg, og ved eskere. Ablasjonsmorene og typiske dødisdannelser er direkte breavsetninger. Disse avsetninger har liten utbredelse i foreliggende område og er heller ikke viet særlig oppmerksomhet. De forekommer i en viss utstrekning ved og proksimalt for marginalsonene, således i tilknytning til Hovedtrinnets. Av dreneringsspor er de subglaciale renner og eskere de mest utbredte her. Som før framhevet er disse alminnelige såvel på halvøya som inne på Vidda (Fig. 20).²²

I den tidligere omtale av hithørende fenomener under de nevnte stadier og i intervallet mellom dem ble det pekt på at periodevise vekslinger mellom aktive og passive brestilstander var av betydning for den subglaciale drenering, og videre at avtagende breaktivitet, reduksjon av bretykkelsen og utviklingen mot dødisfase var ledsaget av en stadig stigende intensitet i denne drenering. Det siste må i særlig grad også gjelde den postglaciale deglaciasjonsfase, avsmeltningstiden etter Hovedtrinnet. Hithørende dreneringsspor ligger naturligvis overalt innenfor (proksimalt for) Hovedtrinnet marginalsone, og da særlig i indre strøk, bl. a. i vidstrakte områder på Finnmarksvidda. Det dreier seg her om renner og eskere, de siste av til dels meget betydelig lengdeutstrekning. En meget lang esker med nord-sydlig retning, som passerer øst for Jiesjavrre, deler seg nordøst for denne sjø i to dreneringssystemer, et mot Stabbursdalen og et annet mot Porsangerområdet (Fig. 20). Den subglaciale drenerings hovedretninger fra indre strøk under den postglaciale avsmeltning og visstnok delvis også under Hovedtrinnet slutfase har vært *mot* Stabbursdalen, *mot* Lakselvsenkningen og *mot* Transfordalen (Alta).

Såvel intakte subglaciale renner i grus som distinkte «streamline

²² Dreneringssystemer (subglaciale) som referer seg til Repparfjordstadiet og det følgende intervall er bare i liten utstrekning angitt i fig. 20. For øvrig dreier det seg her overalt om hovedsystemer.

molded forms» viser at hverken Repparfjordstadiets eller Hovedtrinets bre har ved avsmeltningen etterlatt seg nevneverdig ablasjonsmorene. Når vi ser bort fra grusopphopningene i marginalsonene, må breenes materialtransport ha vært liten.

Summary.

Marginal substages and drainage during deglaciation in the Repparfjord—Stabbursdal area, Western Finnmark.

The purpose of this article is to give a description of two prominent active substages of the deglaciation period of the last ice-age in Finnmark, Northern Norway. The area concerned is situated on the peninsula between the Altafjord and the Porsangerfjord, south of Hammerfest (Fig. 1).

In contrast to the inland plateau ("Vidda"), the topography of the coastal area in Finnmark is rather broken. The mountains surrounding the Repparfjord reach altitudes between 600 and 700 m a.s.l, and the highest peak within the area discussed, Čuokkarašša, 1139 m a.s.l.

The description of the older of the two substages, termed "the Repparfjord substage" deals with the area surrounding this fjord and the adjoining Repparfjord valley to the south. The younger substage, considered by far the more important one, and termed "the Main substage" (of $P_{12}(S_0)$ -age, Marthinussen, 1960), coincides with the so-called Younger Dryas time in Fennoscandia. This dating is based upon extensive study of old shore-lines and C_{14} tests. The age of the closing phase is ca. 10 000 years B.P.

This stage is marked by a pronounced marginal zone, continuous through nearly all of Finnmark. The author has followed it mainly on the ground and for the rest on air photographs. In the present paper the section between Porsangerfjord and Altafjord is described.

The period of rapid melting, the interval between the two active stages, indicated by the many subglacial meltwater channels converging into the Repparfjord valley, is by the author referred to the Allerød period.

During the Repparfjord substage the ice-cap covered a great part of the Porsanger peninsula. The coastal area and, inland, the nunatak Čuokkarašša were ice-free. At the maximum of this stage the ice-cap sent a short and thick glacier down the Repparfjord valley and fjord, indicated by a well developed end moraine corresponding to a sub-

marine ridge at the mouth of the fjord (Fig. 4). This glacier then seems to have entered a passive state, first followed by thinning of the ice, and finally to have passed into a dead phase when the remnants were situated south of the road-junction at Skaidi up in the Repparfjord valley (Fig. 7). The melting process seems to have been intensive from the time of maximum extent of the ice and to have accelerated during the time following the substage.

The corresponding substage in the Altafjord area is marked by end moraines and submarine ridges at Vargsund and Rognsund, and in Porsangerfjord by corresponding deposits inter al. at Smørfjord (Fig. 19).

At the time of the Main substage the ice-cap had shrunk considerably and sent glaciers down the Alta valley to the head of the fjord. Another glacier occupied the inner half of the broad Porsangerfjord inwards from Veidnes. In the depression of Stabbursdalen on the peninsula between the two big fjords the short and comparatively thin Stabbursdal—Myrland glacier reached as far north as Aisarfjell on the road between Alta and Hammerfest. To the east this glacier and the Porsanger glacier met within a small area in the lower Stabbursdalen valley, inter al. at Dæbbovarre (Fig. 15). For the rest the two glaciers were separated by the Porsanger Mountains, at that time a nunatak area (Pl. 2 and Fig. 1).

The picture of the ice-cap with its extensions may be completed by referring to the gradients of the sloping surfaces. The Stabbursdal—Myrland glacier at its maximum had an elevation of roughly 700 m west of Cuokkarašša, 38 km from its front at Aisarfjell, where the height was 390 m.a.s.l. This makes an average of ca. 8 ‰ for the frontal 38 km. At the same time the front of the Porsanger glacier was near sea level at Veidnes and its elevation east of Čuokkarašša was 700 m.a.s.l., which makes an average gradient of ca. 13.5 ‰ for the frontal 52 km. The corrections to be made for the oblique land elevation are small and do not much alter the picture. The continuation to the east and west of this terminal zone in Western Finnmark appears from Fig. 19, and in all Fennoscandia from Fig. 17.

Little is known about the general retreat and advance of the ice-cap in this northern region. But from other parts of Fennoscandia we know that a colder climate suddenly set in at the end of the Allerød Age, the Younger Dryas period, and caused an advance of glaciers in general. Minor climatic variations during the cold period, that probably lasted

for some 600 years, are reflected in oscillations within the terminal zone of the Stabbursdal—Myrland glacier. After the phase of maximum advance, indicated by the distinct terminal ridge, the glacier retreated in an oscillatory manner, minor active substages alternating with more stagnant ones. This appears not only from the conditions at the frontal parts of the glacier, but can be traced from one locality to the other along the edge of the ice.

Based upon a thorough study the author has arrived at the conclusion that the drainage to a great extent took place subglacially. In the Repparfjord glacier area this happened particularly during the later phase and in the southern area. In the Stabbursdal—Myrland glacier and in the adjoining parts of the Porsanger glacier the subglacial drainage was considerable even during the phase of maximum advance. In the Norwegian text much attention is given to the subglacial drainage, particularly in the Stabbursdal area during the Main substage, when meltwater from the Stabbursdal—Myrland glacier drained into the adjoining Porsanger glacier through a marked canyon in the Stabbursdalen valley, where the two glaciers were nearly in contact. From this canyon the meltwater must have found its way below or near the bottom of the Porsanger glacier far out into the Porsangerfjord. It may seem strange that subglacial drainage occurred inside a presumed active ice body. The author's conclusion is based partly on the absence of distinct traces of proglacial drainage and partly on evidences of a subglacial drainage, such as eses or esker-like ridges converging towards the described canyon. The subglacial drainage also explains the deposition of the enormous masses of sand and gravel which constitute the terraces in the lower Stabbursdalen valley, below the canyon, bordering on the fjord. It must be added that, evidently, the surface layers of the terraces have been deposited later and modified sub-aerially by running water and the sea.

In the field and from air photographs it can be seen that some eskers and esker-like ridges are connected with the very distal ridge which belongs to the marginal zone of the Main substage (Pl. 2). To the south-east, near Čuokkarašša, a small ice-dammed lake drained subglacially into the Stabbursdalen canyon. In these localities traces of lateral drainage channels are comparatively scarce and faint, whereas subglacial channels and subglacial ridges dominate.

To view the two substages in a wider connection the author recalls that the outer margin of the ice-sheet at its maximum is believed to

have been on the banks. During deglaciation the ice-margin receded stepwise. Some old oscillations are indicated by submarine ridges, partly also on land. Apart from the two zones described, a still older system of marginal ridges exists at the mouth of the Porsangerfjord and corresponding points on the outer coast. Thus, in Finnmark there are three important substages, the latter and oldest one termed the Yt. (Outer) Porsanger substage. The second one is called the Repparfjord substage, and the youngest and most important one is the Main substage. No younger and moraine which may indicate a later advance of the inland ice, seems to be present in this part of Norway.

Chapter 4 describes some of the more important structures which indicate streamlines of the former ice, mostly drumlins and fluted surfaces. Glacial striae occur, but are scarce. In Fig. 19 arrows point to such structures and thus present the streamlines. These seem to belong to an earlier phase of glaciation than the stages described. As it might be expected, the deep and broad main fjords, the Altafjord and the Porsangerfjord, influenced the local direction of movement by easy transport of the ice thrown off by the icebergs. This is clearly shown in the figure, where stippled lines inter al. indicate terminal moraines of the three stages.

Fig. 20 presents a picture of the more important subglacial drainage systems which belong to the described substages, and to the period after the Main substage. Traces of deglaciation are in the form of eskers, drainage channels (subaerial, subglacial, and proglacial ones), canyons in bedrock (mostly subglacial), and ablation moraine. The latter deposits are not given particular attention; their occurrence is mainly limited to dead ice bodies. Dead ice deposits dominate the area where the Stabbursdal—Myrland glacier joined the Porsanger glacier, north of the Stabbursdalen canyon.

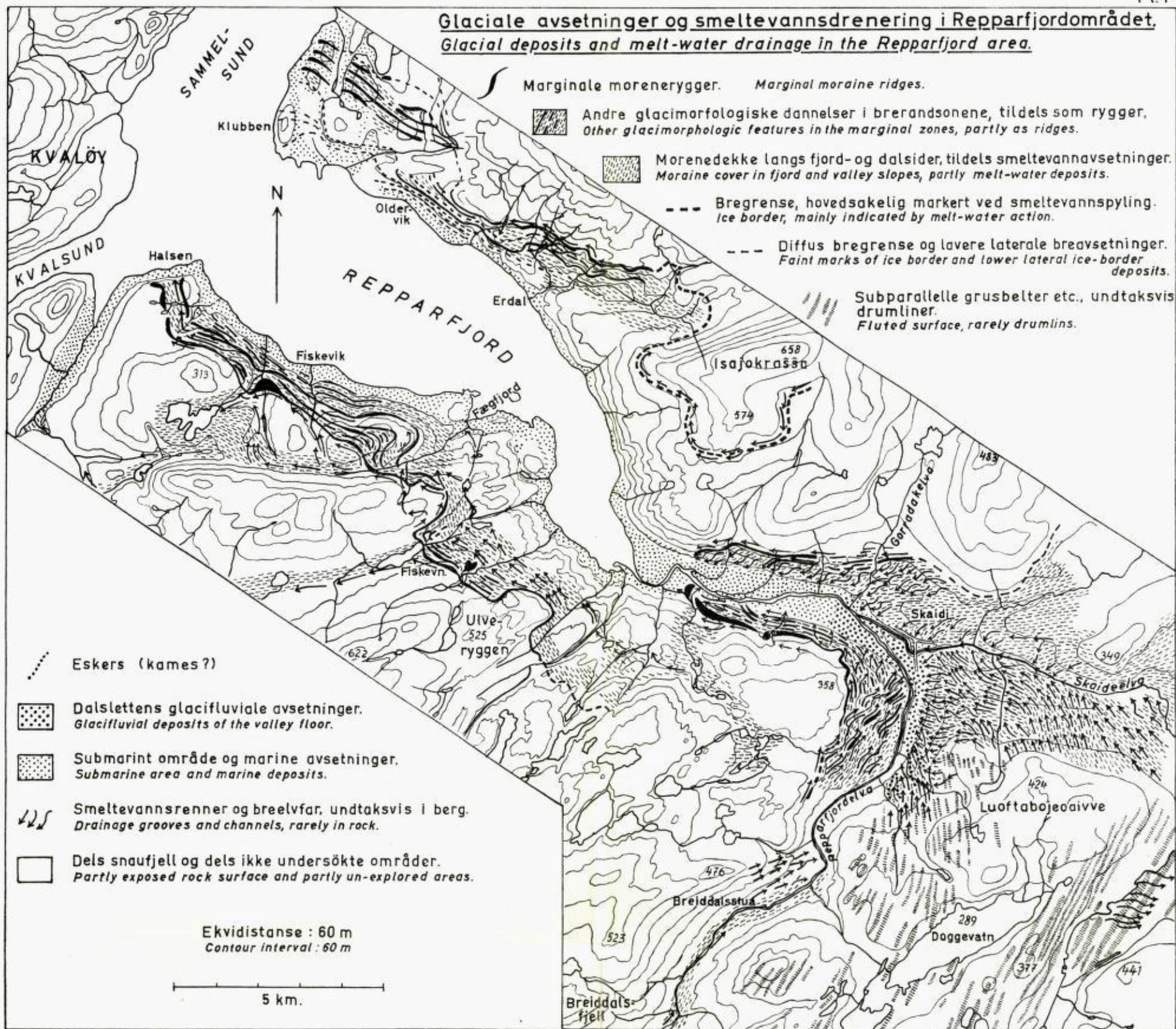
The Main substage is the more important one because it permits correlation with distant areas and even with other parts of the globe. Therefore it has been subject to a closer study than the other substages. The marginal zone has been followed over long distances, and the drainage systems of the Stabbursdal—Myrland glacier, in part that of the adjoining Porsanger glacier, have been particularly studied. The more important characteristics revealed by this study can be summed up as follows:

1. Advance of the glacier during the first phase.
2. Later oscillations, traceable by terminal ridges, partly and locally indicate advance of the glacier.
3. Distinct melting (drainage) even during the phase of maximum advance.
4. Subglacial drainage, local and also regional, during all the phases, and of course later.
5. The activity of the glacier seems periodically to have been comparatively slight — at any rate in some parts — even during the maximum of the substage.













Literatur.

- Gjessing, Just*, 1960. Isavsmeltningstidens drenering, AD NOVAS, nr. 3.
- Holmsen, Per*, 1951. Notes on the ice-shed and ice-transport in Eastern Norway, N. G. Tidsskr., Bd. 29.
- 1956. Ytre Rendal og Stor-Elvdal, N.G.U. nr. 194.
- Holtedahl, Olaf*, 1918. Bidrag til Finnmarkens Geologi, N.G.U., nr. 84.
- 1953. Norges Geologi, bd. II, N.G.U., nr. 164.
- 1960. Finnmarksvidda, i Geology of Norway, N.G.U., nr. 208 p. 429.
- 1960. Remarks on some western and northern parts of Norway, i Geology of Norway, N.G.U., nr. 208 p. 409.
- Martbinussen, M.*, 1960. Coast- and fjord area of Finnmark, i Geology of Norway, N.G.U., nr. 208, p. 416.
- Reusch, Hans*, 1903. Fra det indre av Finmarken, N.G.U., nr. 36.

Glaciale avsetninger og smeltevannsdrenering i Repparfjordområdet.
Glacial deposits and melt-water drainage in the Repparfjord area.




Hovedtrinnet resp. Ra-stadiet etc. i Aisarfjell - Stabbursdalområdet m.v.
The Main-substage resp. the Ra-substage etc., mainly in the Aisarfjell - Stabbursdal area


-  Marginale morenerygger. *Marginal moraine ridges.*
-  Andre glacimorfologiske dannelser i marginalsonen, tildels som utydelige rygger.
Other glacial morphologic features in the marginal zone, partly as indistinct ridges.
-  Svakt utformet bregrense, tildels bare ved smeltevannspyling.
Faint marks of ice border, locally indicated only by melt-water action.
-  Subparallele grusbelter etc., tildels drumliner.
Fluted surface, partly drumlins.
-  Eskers.
-  Glacifluviale avsetninger utenfor brekanten.
Proglacial glacial deposits.
-  Smeltevannspor, vesentlig som furer og renner, i noen tilfelle i berg.
Drainage marks, mainly as grooves and channels, in some cases in rock.
-  Breelvar i berg.
Drainage channels in rock.
-  Områder med smeltevannspylte bergflater.
Areas of rock surface washed by melt-water.
-  Skuringstriper. *Striæ.*
-  Strandlinjer etter bredemt sjø.
Strandlines formed in glacier-margin lake.
-  Jettegryter. *Potholes.*



 Botn. Cirque.

 Dels snaufjell og dels ikke undersøkte områder.
Partly exposed rock surface and partly un-explored areas.

Ekvidistanse : 60 m
Contour interval : 60 m.

 5 km.

