

Breheimen



RAPPORT

Geologi og landformer

Asbjørn Rune Aa og Eivind Sønstegaard

TITTEL Breheimen – Geologi og land- former	RAPPORTNR. 6/05	DATO 22.04.2005
PROSJEKTITTEL Geologi og kvartærgeologi i Breheimen (i Luster, Sjøk og Lom kommunar)	TILGJENGE Open	TAL SIDER 74
FORFATTAR Asbjørn Rune Aa og Eivind Sønstegaard	PROSJEKTLEIAR/-ANSVARLEG T. Dybwad (Fylkesmannen) A. R. Aa og E. Sønstegaard (HSF)	
OPPDRAGSGJEVAR Fylkesmannen i Sogn og Fjordane	EMNEORD Berggrunn, landformer, is- avsmelting, brear	
SAMANDRAG / SUMMARY Breheimen har eit vidt spekter av landformer. Overgangen frå Vestlandet med djupe trange dalar til Austlandet med slake vidder og opnar dalar, er noko av årsaka. Mange lokalbrear har forma eit alpint landskap med fleire toppar over 2000 m, og glasiale botnar med skålforma knivskarpe bakveggar. Grunnfjell med gneis og granitt gir massive og noko avrunda overflateformer, i kontrast til det kambrosiluriske fyllittlandskapet i søraust. Det siste er prega av sediment med lange, rette liner eller foldar, og aktiv forvitring. Skuringsstriper syner at innlandsisen hadde eit isskilje om lag det vasskiljet er i dag. Lokalbreane varierer frå brekapper, botnbrear og små utløpsbrear.		
PRIS Kr. 150,-	ISSN 0806-1688	ANSVARLEG SIGNATUR <i>Tarald Seldal</i>
	ISBN 82-466-0086-9	

Breheimen



Geologi og landformer

Asbjørn Rune Aa og Eivind Sønstegaard

Høgskulen i Sogn og Fjordane
Avd. for Ingeniør- og Naturfag

Breheimen - geologi og landformer

av

**Asbjørn Rune Aa og Eivind Sønstegaard
Avd. for Ingeniør og Naturfag
Høgskulen i Sogn og Fjordane
Postboks 133
5801 SOGNDAL**

Breheimen – geologi og landformer

Innholdsliste

INNLEIING	4
TIDLEGARE ARBEID	7
BERGGRUNN	9
LANDFORMER	13
KVARTÆRGEOLOGISK HISTORIE	18
Brerørsler	18
Isavsmelting.....	21
Preboreale brerandavsetningar	22
<i>Gaupne-stadiet</i>	22
<i>Høgemo-stadiet</i>	26
<i>Den endelege isavsmeltinga</i>	27
Morener frå Den vesle istida	30
FORVITRING OG SKRED	31
DELOMRÅDA	33
Dalar	33
<i>Jostedalen</i>	33
<i>Vigdalen</i>	34
<i>Vanndalen og Spørteggbreen si historie</i>	38
<i>Fagredalen, Holmevatnet og Holmevassnosi</i>	41
<i>Sprongdalen og Sprongdalseggi</i>	42
<i>Mørkrisdalen</i>	43
<i>Åsete-området med Soleiebotnane</i>	48
<i>Fortundalen</i>	52
<i>Randmorener og p-former i Granfastadalen</i>	55
<i>Nørdestedalen</i>	56
<i>Middalen</i>	61
<i>Mysubyttalen</i>	62
Brear og alpine område.....	62
<i>Hestbreområdet</i>	63
<i>Holåbreområdet</i>	64
<i>Sekkebreen og Storegrovbreen</i>	65
<i>Tverreggbreen</i>	67
<i>Greinbreen</i>	68
SAMANDRAG	69
LITTERATUR	70

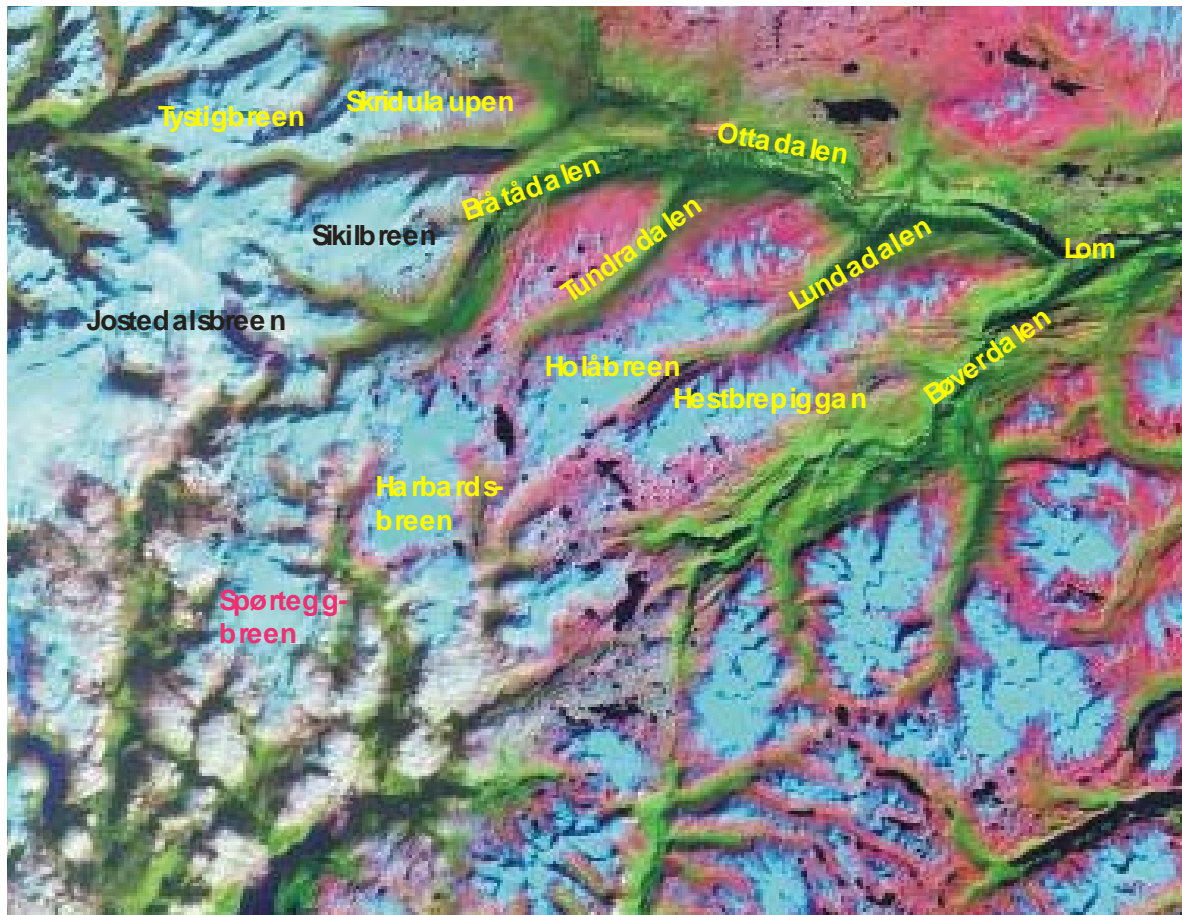


Fig. 1 Satelittfoto av Breheimen og delar av Jotunheimen (<https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl>)

INNLEIING

Formålet med denne rapporten er å gje eit oversyn over geologien med vekt på kvartærgeologi i Breheimen i tilknytning til verneplan for området. Breheimen er fjellområdet og dalane mellom Jostedalen, Lusterfjorden, Sognefjellsvegen og Ottadalen.

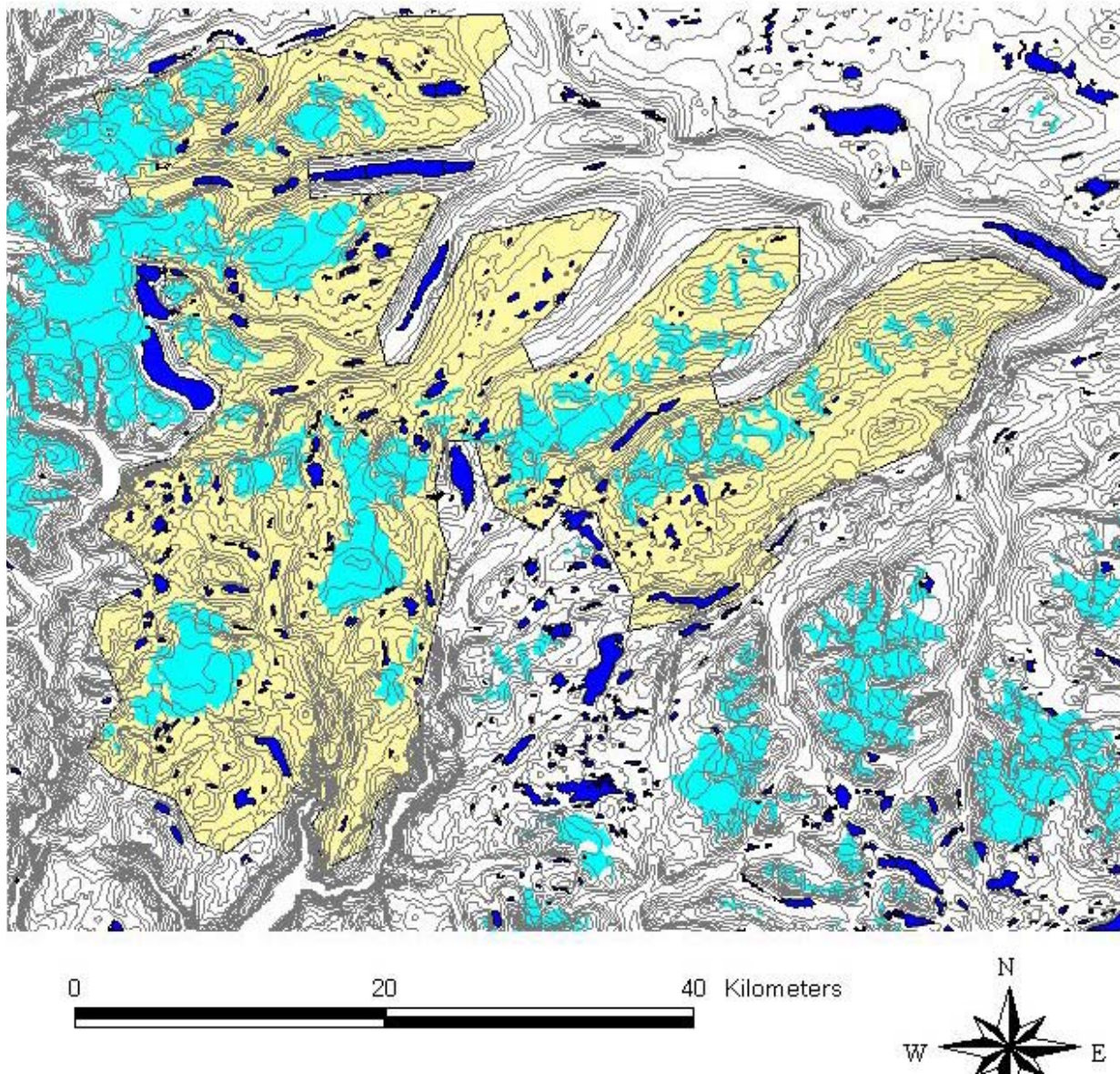


Fig. 2 Oversiktskart. Det undersøkte området (verneforslaget?) er merka med gult, brear med turkis og vatn med blått.

Breheimen ligg i kommunane Luster; Sjøk og Lom.

Rapporten skal gje ei samanstilling av kjend kunnskap og eige feltarbeid i området.

Oppdraget er gitt av Fylkesmannen i Sogn og Fjordane v. Tom Dybwad, til Høgskulen i Sogn og Fjordane ved E. Sønstegeard og A. R. Aa

Rapporten er i hovudsak utarbeidd på grunnlag av feltarbeid i 2004. Vi har gått opp dalføra og til nokre toppar på austsida av Jostedalen, i Mørkrisdalen og Åsete-området. Vidare har vi gått/kjørt opp Fortundalen, Nørstedalen og Middalen. I dei austlege delane har vi gått frå Sognefjellsvegen mot vest, og i nord til Sota og Mysubuttalen.

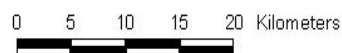
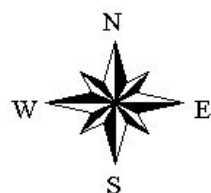
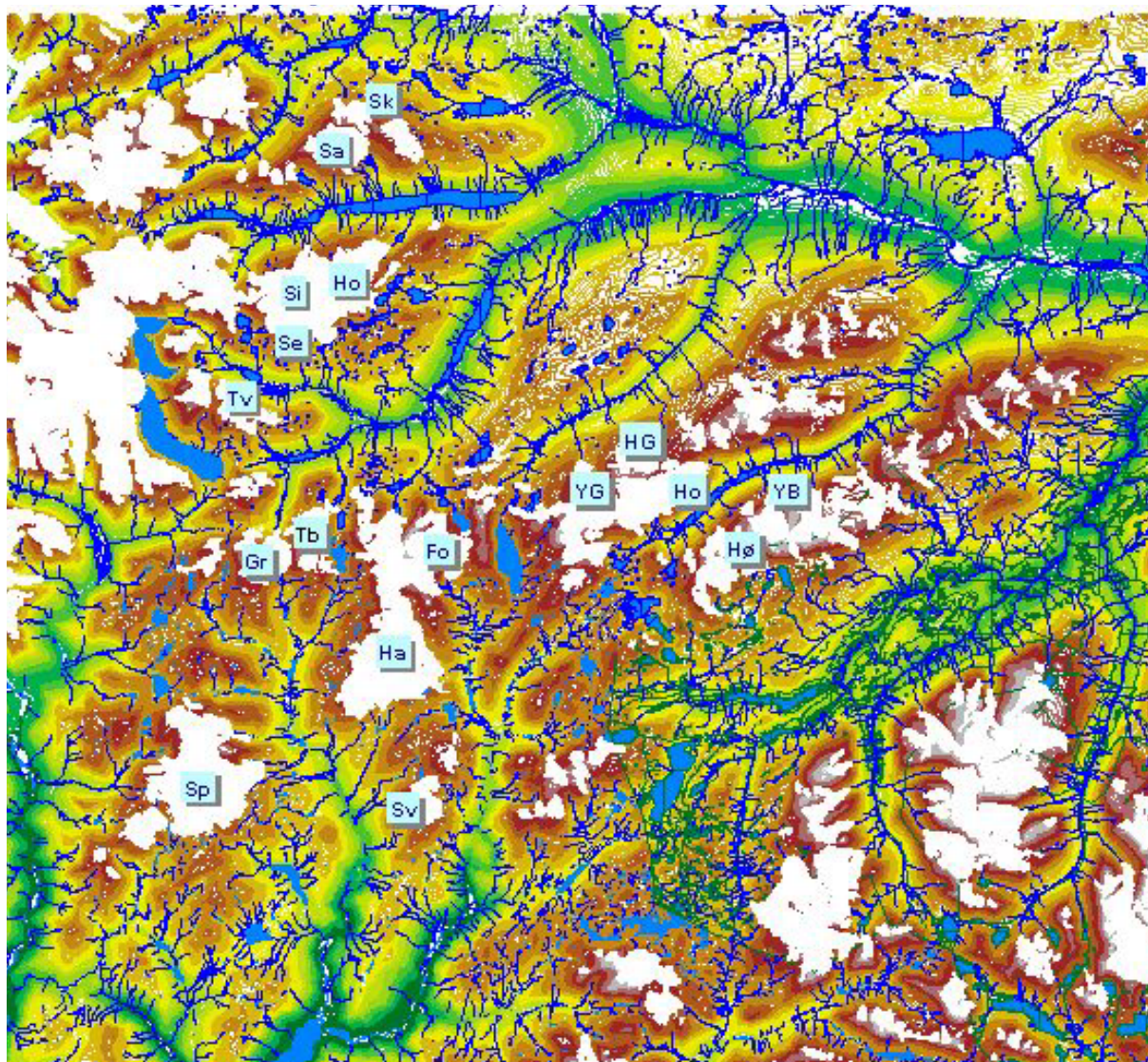


Fig. 3 Oversikt over breane. Fo = Fortundalsbreen, Gr = Greinbreen, Ha = Harbardsbreen, HG = Heimste Gjelåbreen, Ho = Holåbreen (2 stykker), Sa = Sandåbreen, Se = Sekkebreen, Si = Sikilbreen, Sk = Skridulaupen, Sp = Spørteggbreen, Sv = Sveindalsbreen, Tb = Tverrbotnbreen, Tv = Tverreggibreen, YG = Ytste Gjelåbreen, YB = Ytste Breen.

Sidan tidsramma var knapp og området er stort og til dels vanskeleg tilgjengeleg, har vi leigt småfly for å få eit oversyn. Ein dag (16.09.04) med sjøfly frå Førde nordaustover til Lom. I tillegg ein dag (30.09.04) med småfly frå Sogndal over utvalde delar av Breheimen. Dette har gitt eit godt oversyn, og eit omfattande fotomateriale, med digitale foto og dias.

Rapporten byggjer i tillegg på tilgjengeleg kartmateriale og litteratur.

TIDLEGARE ARBEID

Berggrunnen i Fjellstrøket mellom Luster og Bøverdalen er undersøkt av Rekstad (1914), og Landmark (1949).

Oversyn over berggrunnen er gitt av Sigmond et. al. (1984) på norgeskartet 1:1 mill.

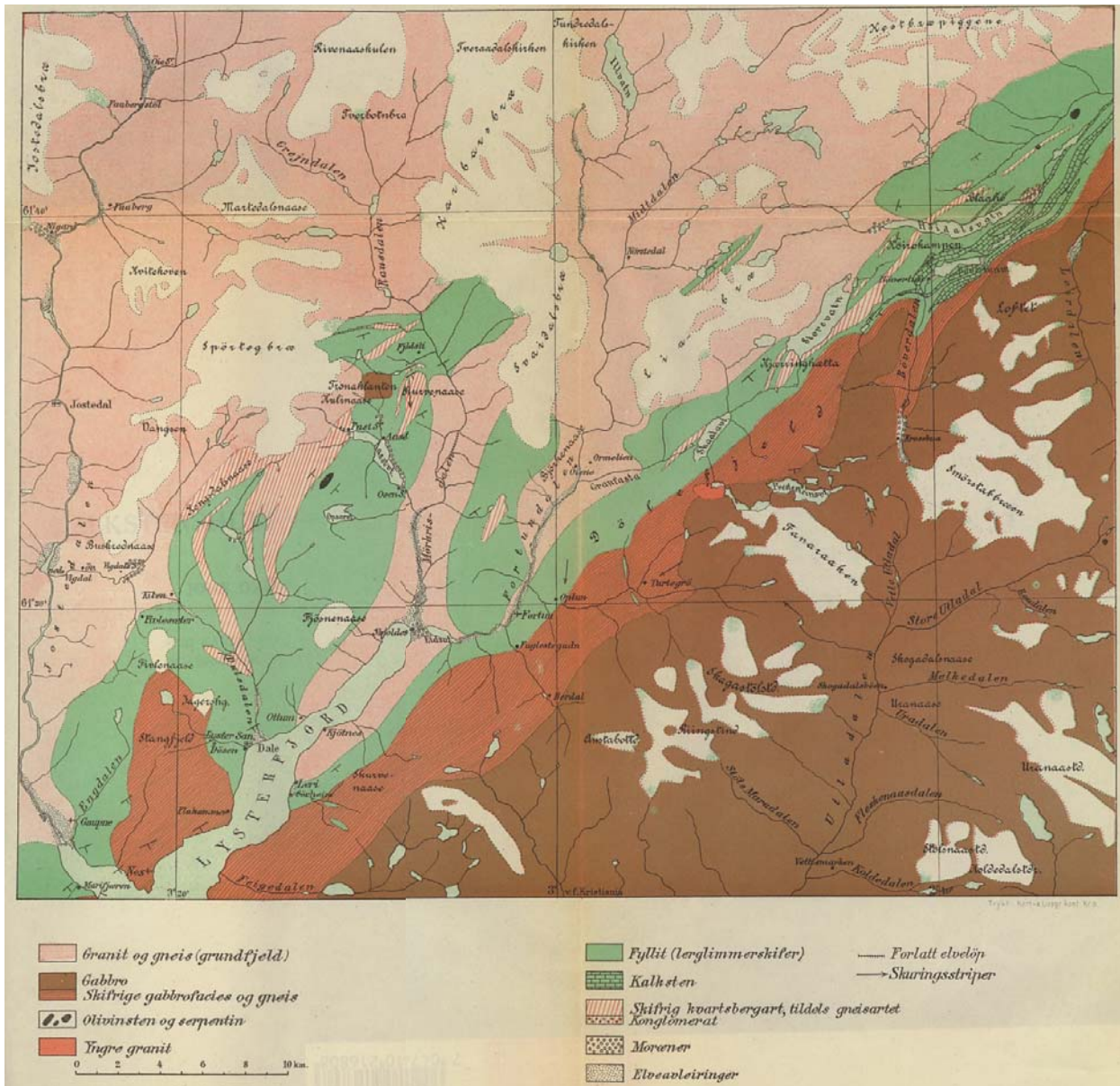


Fig. 4 Berggrunnsgeologisk kart over Sogn – Bøverdalen, etter Rekstad 1914.

Størstedelen av Breheimen ligg innafør det nordvestnorske grunnfjellsområdet. Ei sone av kambrosilurbergartar kan følgjast frå sør til nordaust mot Lom. Grensa mellom desse og Jotun-gabbroar i aust dannar ein overgang frå Breheimen til Jotunheimen. Med det nyare kartet Årdal i M 1:250 000 (Lutro og Tveten 1996) får vi ei meir detaljert framstilling av berggrunnen. Baham (1968) har undersøkt berggrunnen rundt Hestbrepiggan. Her finn vi

mellom anna ei kartskisse i målestokk ca. 1:50 000 over bergartar (Fig. 6). Publikasjonen inneheld i tillegg strukturgeologiske skisser.

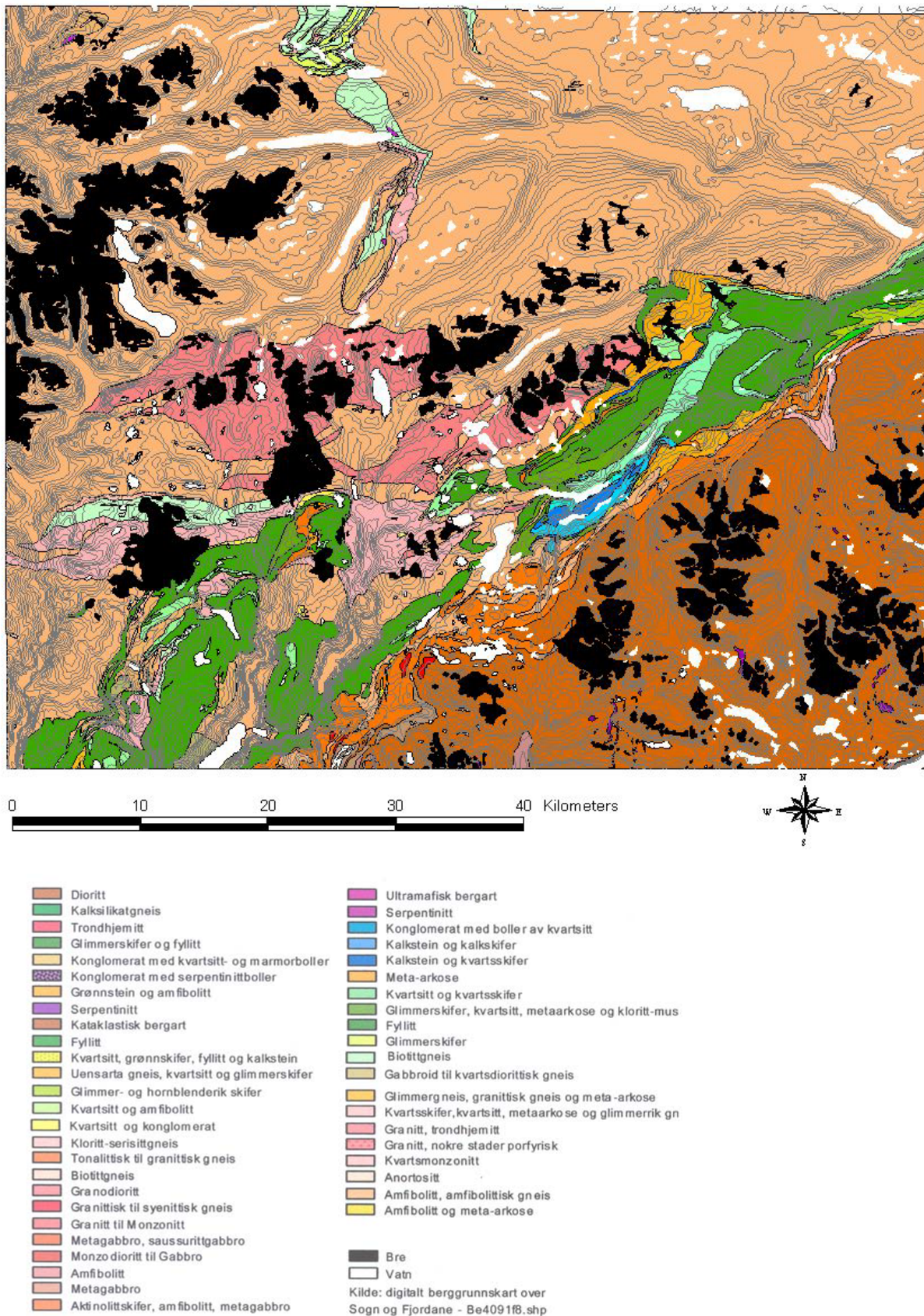


Fig. 5 Geologisk kart, med brear (svart) og vatn (kvitt) innlagt.

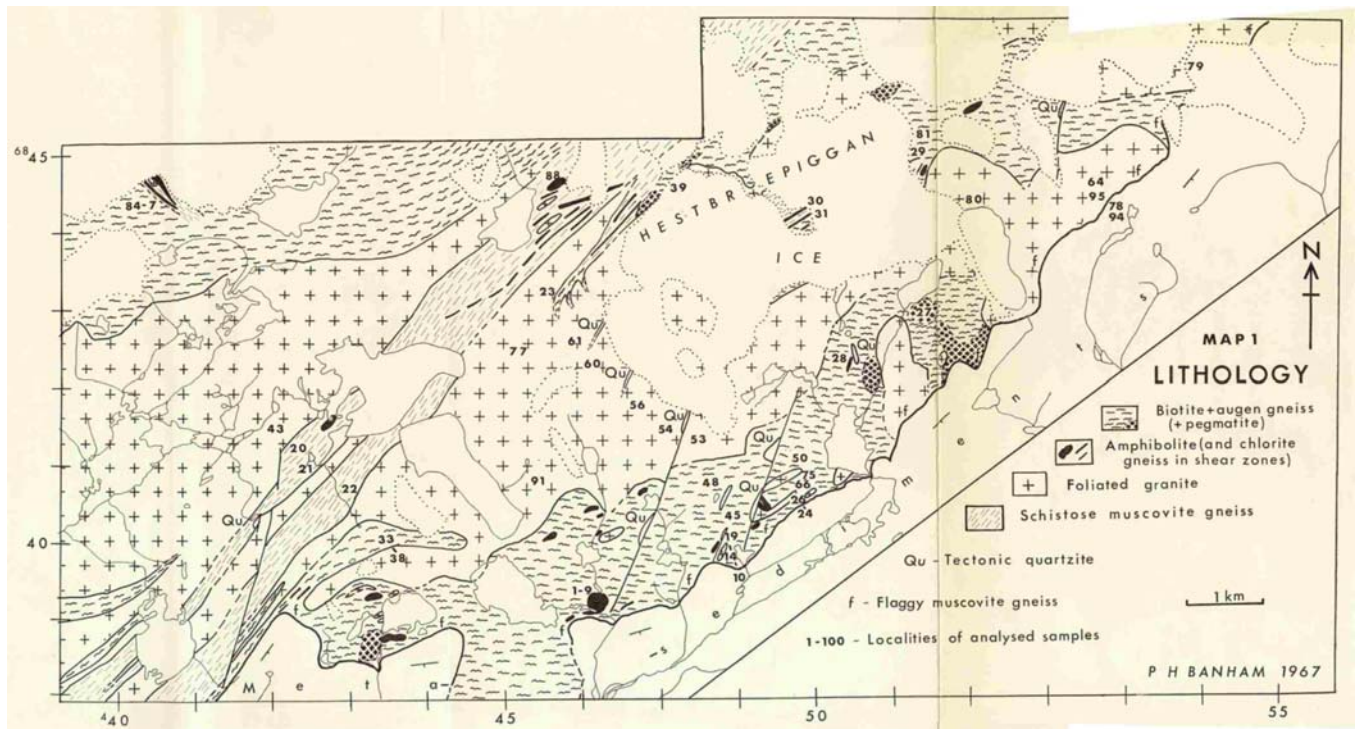


Fig. 6 Geologisk kart over Hestbrepiggan-området (Banham 1967).

Isavsmelting i området frå nedre Jostedalen til Sognefjellet er undersøkt av Vorren i hovudoppgåve frå 1970 og NGU-publikasjon i 1972.

Kvartærgeologiske kart over Oppland (Sollid og Trollvik 1991) og Sogn og Fjordane (Klakegg et al. 1989) gir eit oversyn over lausmassane. Kvartærgeologisk kart Jostedalen (Sønstegaard & Aa 1987). Utover dette har vi kartlagt i den nordlege delen av Jostedalen, mot Styggevatnet, og i Mysubuttaldalen (upubl). Nokre område, for eksempel randmorener i Vigdalen, Åsete, Fast, Nørdstedalen og jettegryter i Fortun er omtalte i rapporten "Kvartærgeologisk verneverdige førekomstane og område i Sogn og Fjordane" (Aa & Sønstegaard 1994).

Ei engelsk/tyisk gruppe har dei siste åra studert lokalmorener framfor nokre av lokalbreane. T.d. Winkler et al. (2003) som studerer brevariasjonar og daterar Vesle istids morener framfor sju av dei "lågtiliggande" breane (Fig. 64, 66, 67 og 68), ved hjelp av metodar som kartlav, Schmidt hammer og ^{14}C -dateringar.

BERGGRUNN

Størstedelen av Breheimen ligg i Det nordvestnorske gneisområdet med bergarter av prekambrisk (grunnfjells-) alder. Ulike gneisbergarter finst i heile området frå Lom vestover langs Ottadalen til Strynefjell. Den andre hovudgruppa er kambrosiluriske skiferbergartar i ei sone frå Gaupme-Jostedalen i nordaustleg retning mot Lom.

Grunnfjell

I den nordlege delen av Jostedalen er bergarten granittisk gneis og bandgneis. Vidare finst ein del granitt som er ein lite omdanna djupbergart. Vest for Spørteggbreen er granitten grovkorna og middelskorna. Denne finn vi og vidare austover i Holåtindan og Hestbrepiggan. Den massive granitten kan vere ei årsak til utvikling av fjelltoppane i desse områda.

Det same gjeld for Tverrådalskyrkja som er ei smal egg (arete) erodert av brear på begge sider.

I Sotskarvet aust for Sota sæter er eit felt med amfiboliitt, amfibolittgneis og kroppar av gabbro.

Kambro-silur

Den andre hovudgruppa av bergarter er kambrosilurisk skifer (Fortun-Vangsdekket). Fyllitt eller leirskifer har størst utbreiing, men meir omdanna glimmerskifer og sandstein finst også.

Dette er i hovudsak mørke bergarter som er mindre harde og gir slakare topografi enn grunnfjellsbergartane. I tillegg forvitrar dei lettare.

Det største feltet av denne bergarten finst mellom nedre Jostedalen og Hardbardsbreen.

Eit lite felt med Kambrosilur-skifer finn vi aust for toppegga på Vongsen i Jostedalen. Feltet dannar eit søkk over fjellet Vongsen som elles stikk markert opp over dei næraste fjellpartia rundt.

Nord for Vongsen, langs den merka ruta ned til Vanndalen, er det skarpe overgangar frå kvartsskifer/gneis til grovkorna granitt (Fig. 10).



Fig. 7 Grense mellom granitt og gneis nord for Vongsen.

Berggrunnen i Mørkrisdals-området

Berggrunnen som i dette området (Fig. 8) er omtalt av Kjerulf (1872,1879) Rekstad (1914), Høltedahl og Dons (1960), Vorren (1970) og Lutro (1979 og 1981), kan delast i to hovudeiningar: Grunnfjell og omdanna kambrosiluriske sedimentære bergarter. Dei siste har i dette området fått namnet enosiformasjonen. Ein del grunnfjell er folda eller forkasta inn i denne formasjonen.

I det nordlege grunnfjellsområdet er det særleg granitt og granittiske gneisar, granitt mest i nord og NØ. Ein finn fleire aust-vestlege forkastingar. Den sørlege delen av grunnfjellsområdet e, mellom Spørteggbreen og Hardbardsbreen, inneheld augegneis og kvartsdiorittisk gneis med gabbro- og amfibolitt soner. Den andre grunnfjellsona finn ein langs den nedre/midtre delen av Mørkrisdalen, og austover mot Sveidalsbreen. Her har ein gneisbergarter, og eit område i SV med grønskifer og gabbro. SV for Spørteggbreen finst ei SV-NØ-leg sone med grunnfjellsbergarter som er folda eller forkasta inn i Skurvenosiformasjonen. Her finn ein gabbro og ulike typar gneis og skifer.

I eit par mindre område sør for Hardbardsbreen er det gneis- og skiferbergarter. Deira tektoniske plassering er usikker.

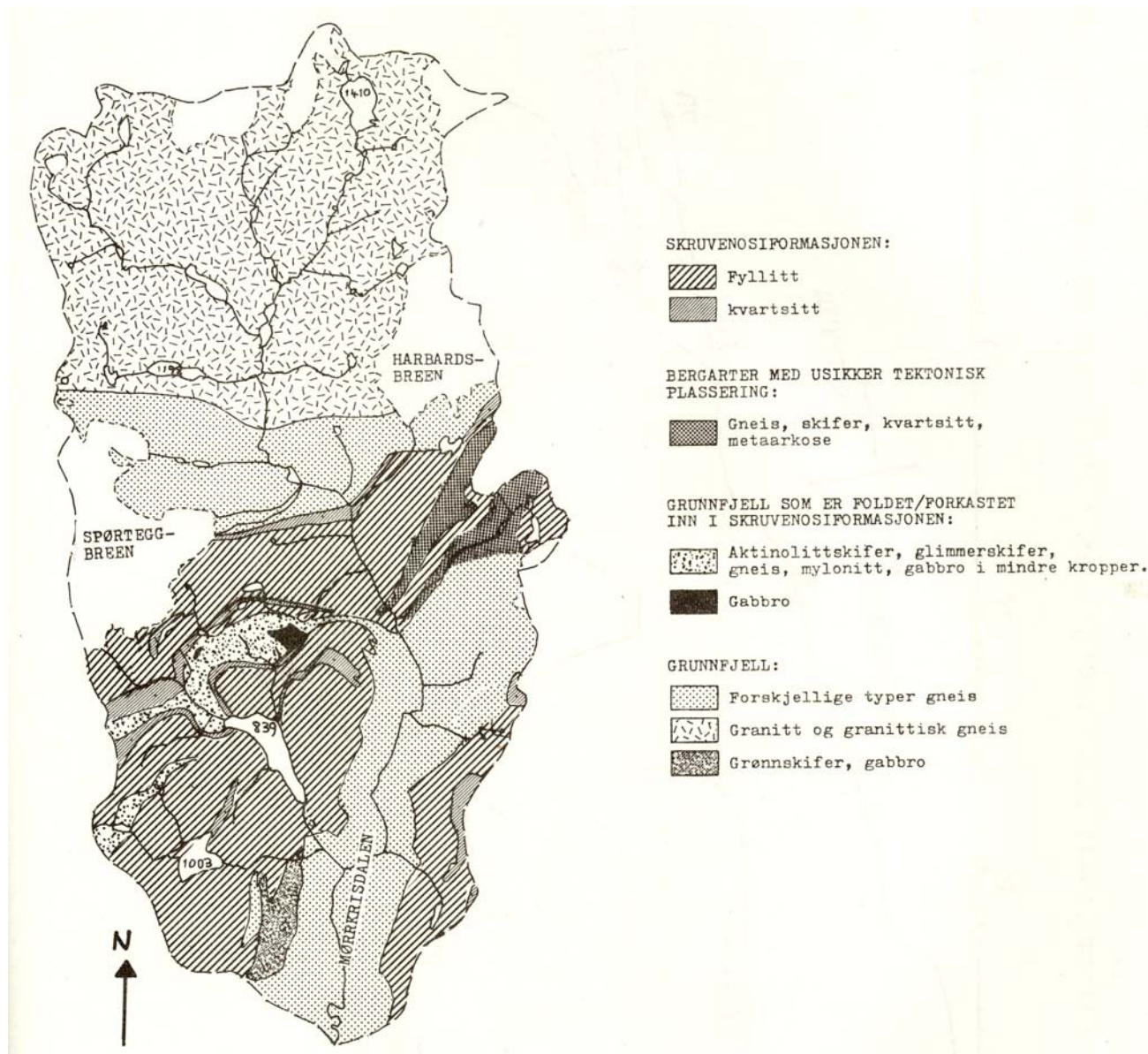


Fig. 8 Geologisk kart over Mørkrisdalen. (Anda og Olsen 1982, Fig. 2)

Skurvenosiformasjonen, som ein finn på begge sider av Mørkrisdalen er samansett av omdanna kambrosiluriske sedimentære bergarter som fyllitt og kvartsitt. Desse er til dels folda og forkasta ilagmed grunnfjellsbergarter, gjennom den kaledonske fjellkjedefoldinga. (Etter Anda og Olsen 1982).

Geologisk profil langs turistruta Mørkrisdalen-Åsete -Fast

Eit profil frå grunnfjell til Kambro-silur finn vi frå Mørkrisdalen opp til Åsetevatnet. Om lag halve Mørkrisdalen er nedskoren i grunnfjell. Grensa mot kambrosilur-fyllitt er tydeleg i dalsida mellom 600 og 700 m o.h. Over grensa er bratte stup, til dels hengande, Lagdelinga er nærast horisontal, noko som bremsar rasaktiviteten.

Åsetevatnet (839 m) ligg i ei brei sone av fyllitt som gir eit mørkfarga, frodig landskap. Unntak er den vestlege delen der grunnfjellet står bratt opp frå sletta med dei store randmorenene på Fast.

Vidare vestover i ei sone mellom Fast og Spørteggbreen veksler bergarten frå grunnfjell til amfibolitt med gabbro og fyllitt.

LANDFORMER



Fig. 9 Frå Holmavassnosi mot NØ med Tverrådalskyrkja i bakgrunnen.

Struktur.

Både form og fargar er prega av berggrunnen. Grunnfjellet med lyse gneisar gir landskapet eit lyst preg. Ikkje minst i dei høge, nordvende partia der snøen ligg langt utpå sommaren.

I kambrosilur-sona med mørke skifrar blir heile landskapet mørkare.

Begge desse hovudgruppene av bergartar har ofte skråttstilte lag og foldar. Gneisen har tydelege benkar, og laga endar gjerne i skarpe kantar. Holmavassnosi er eit eksempel (Fig. 9). Her er stadvis nærast horisontale benkar, danna ved trykkavlasting som gir ei form for forvitring.



Fig. 10 Avskalling på Holmavassnosi.

Fyllitten er mjukare i seg sjølv, forvittrar lettare, og overflata får eit mjukare preg, både etter slitasje og forvitring.



Fig. 11 Frå Holmavassnosi mot SØ, horisontalt lagdelt gneis.

Skulptur.

Meir massive bergarter som granitt kan formast som breane vil. Det har gitt opphav til dei alpine Hestbrepiggane.



Fig. 12 *Alpine former, flyfoto, sett austover.*

Breheimen er eit høgfjellsområde med alpine toppar opp i 2100 m o.h., vidder og dalar i alle nivå. Djupast nedskårne er dalane mot Lusterfjorden i sør. Vorren (1973) har delt området mellom Jostedalsbreen og Jotunheimen i tre høgdesoner og funne følgjande arealfordeling: 8,9 % under 800 m, 69,1 % 800-1600 m, og 22 % over 1600 m o.h. Det store relieffet på over 2000 m medfører store klimavariasjonar.

Eit dominerande viddenivå, i Breheimen rundt 1200-1700 m o.h., er ofte omtalt som "Den paleiske flata". Omgrepet vart innført av Ahlmann (1919). Av det paleiske (gamle) landskapet finst restar over store delar av landet. Ein antar at det er danna i eit varmt og turt klima i Tertiær (Gjessing 1978). Bortsett frå djupe dalar som Mørkrisdalen og Fortunsdalen i sør, dominerer dei paleiske formene i Breheimen. Dei finst som slake dalar og avrunda fjell.

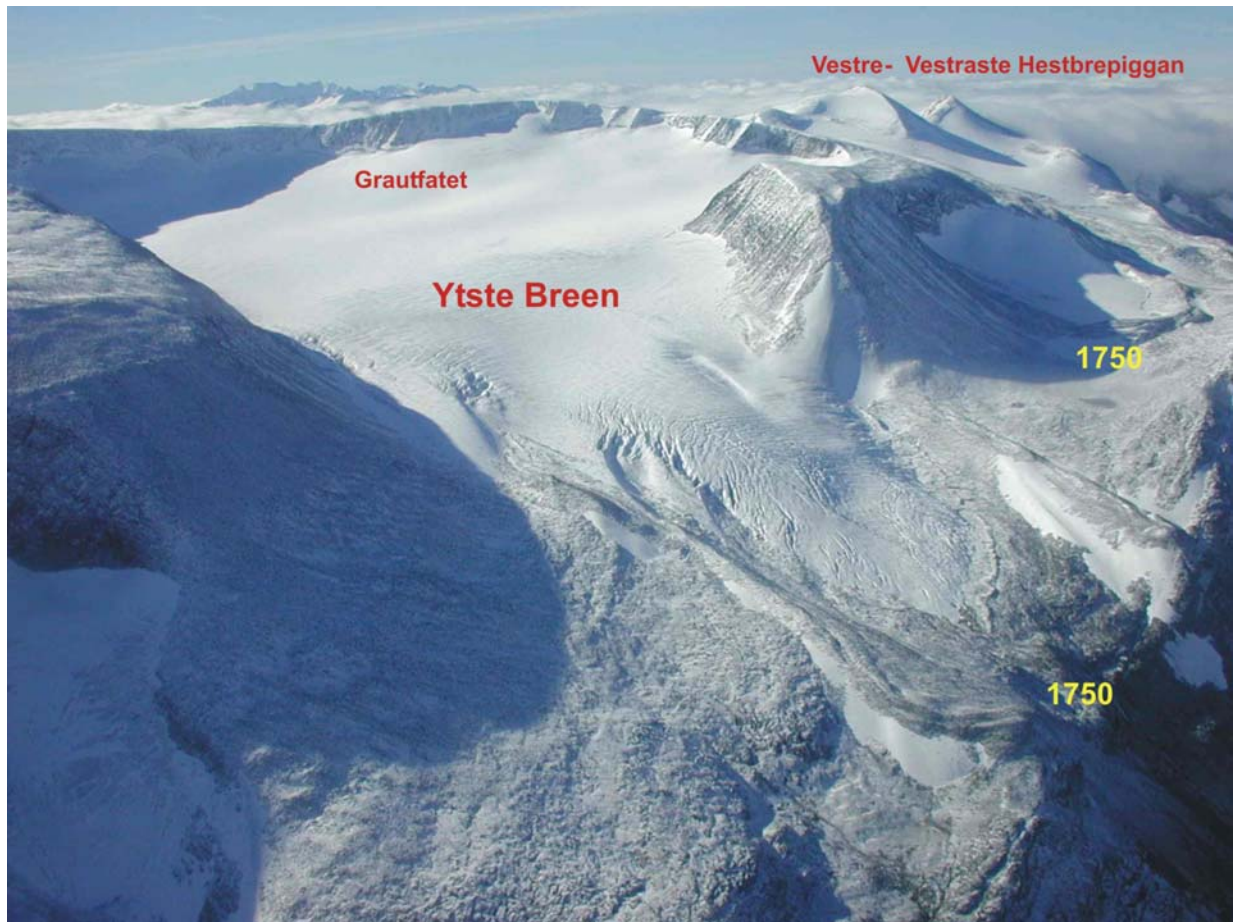


Fig. 13 Alpint landskap med tindar, botnar, band, aktive brear og randmorener frå Den vesle istida. Det gamle peneplanet, vidda, kjem og tydeleg fram på dette flyfotoet. Sett mot vest.



Fig. 14 Vidde, Sognefjellet.



Fig. 15 *Viddelandskap, gammalt peneplan, med Tundradalen i framgrunnen.*

Mest viddepreg finn ein mellom dalane mot NØ, t.d. mellom Tundradalen og Bråtådalen/Mysubutt, eit platå som stig frå 1400 m ved kanten mot Ottadalen, til 1600 m mot det sentrale breområdet lenger sør. Mange vatn er karakteristisk viddeområda. Eit eksempel er sona frå Sognefjellet mot NV langs fylkesgrensa.

I djupe dalar som Jostedalen, Mørkrisdalen og Fortundalen, er det gjerne hengande sidedalar som munnar ut i nivået for den gamle dalbotnen.

Mørkrisdalen var frå først av ein forgreina elvedal i Tertiær. Munningen av sidedalen der Åsetevatnet ligg, syner nivået for den paleiske dalbotnen i hovuddalen. Mot slutten av Tertiær kom ei kraftig landheving. Då starta truleg den siste nedskjæringa av dalføret, først elveerosjon, så breerosjon gjennom alle istidene i Kvartær. Dette har gitt eit U-forma tverrprofil og tersklar i lengdeprofilet. Liknande forhold kan vi sjå i delar av Jostedalen og Fortundalen. Det fluviale preget er mest markert i dei nedre delane mot fjorden. Lenger oppe mot dei sentrale fjellområda er det glasiale preget dominerande, som i øvre Jostedalen, Middalen og Nørdstedalen.

Breheimen har eit vasskilje i retning aust-vest frå Handspiken øvst i Jostedalen, over Rivenoskulen, Tverrådalskyrkja, Holåtindan, Hestbrepiggan, for ein stor del langs

fylkesgrensa Oppland-Sogn og Fjordane. Det dannar ein overgang mellom Aust- og Vestlandet, og ei grense mellom eit stort dreneringsystem mot Sognefjorden.

Mot NNØ drenerer store dalføre som Tundradalen og Lundedalen. Dei er sidedalar til Ottadalen. Dalane følgjer den Kaledonske folderetninga, og U-profil syner at brear har dominert i den siste utforminga.

KVARTÆRGEOLOGISK HISTORIE

Brerørsler

Dei eldste regionale brestraumane (Fig. 16) er rekonstruerte av Vorren (1973) på grunnlag av skuringsobservasjonar, fluted (stripeforma) fast fjell og morene. Rekonstruksjonen syner at store deler av eit samanhengande og truleg tjukt isdekke drenerte mot Lusterfjorden. Vorren (1973) meiner at dette er frå maksimum av siste istid, ca. 20 000 år sidan, og at det var omtrent slik heilt til isavsmeltinga starta.

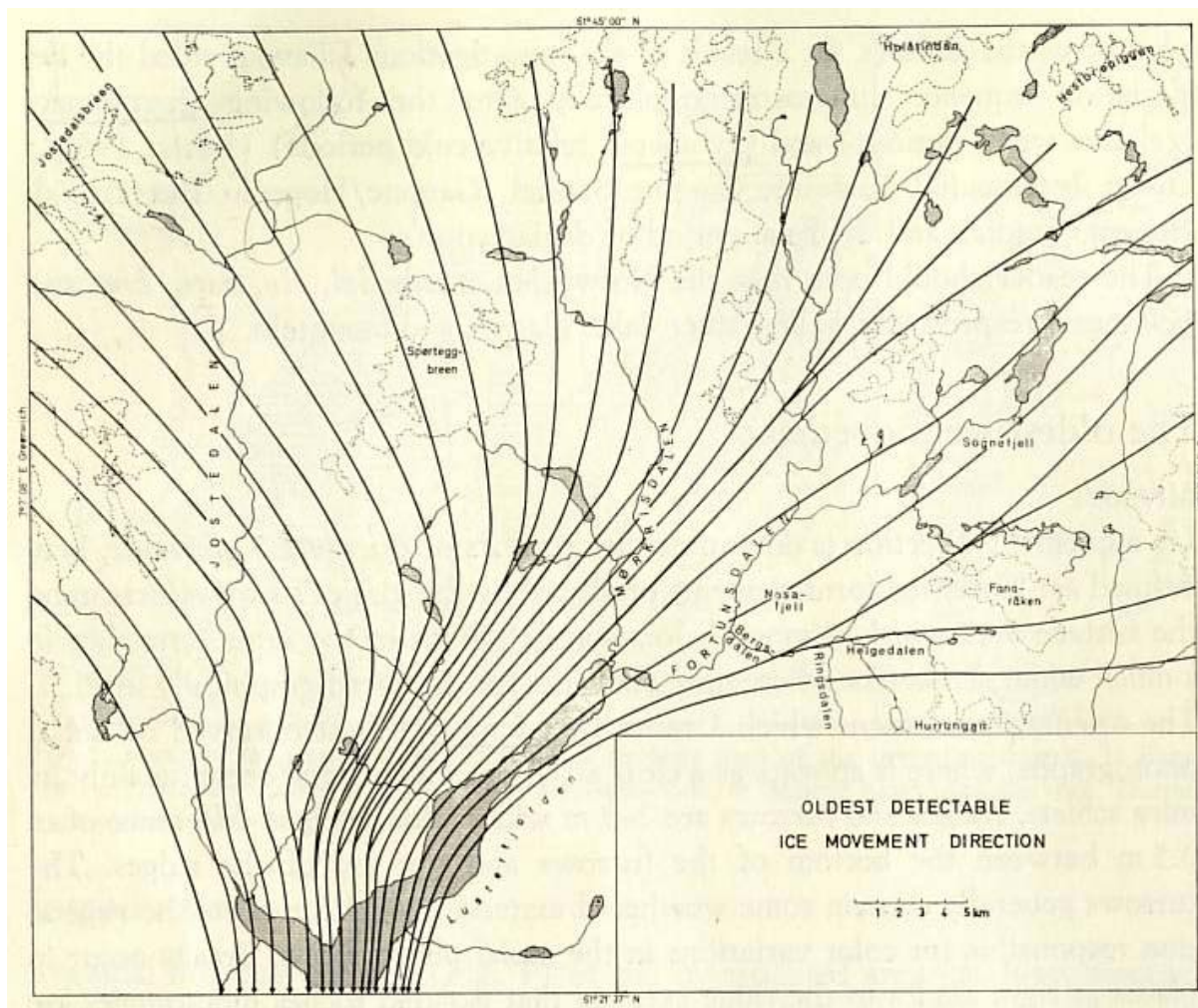


Fig. 16 *Dei eldste regionale brestraumane (Vorren 1973).*

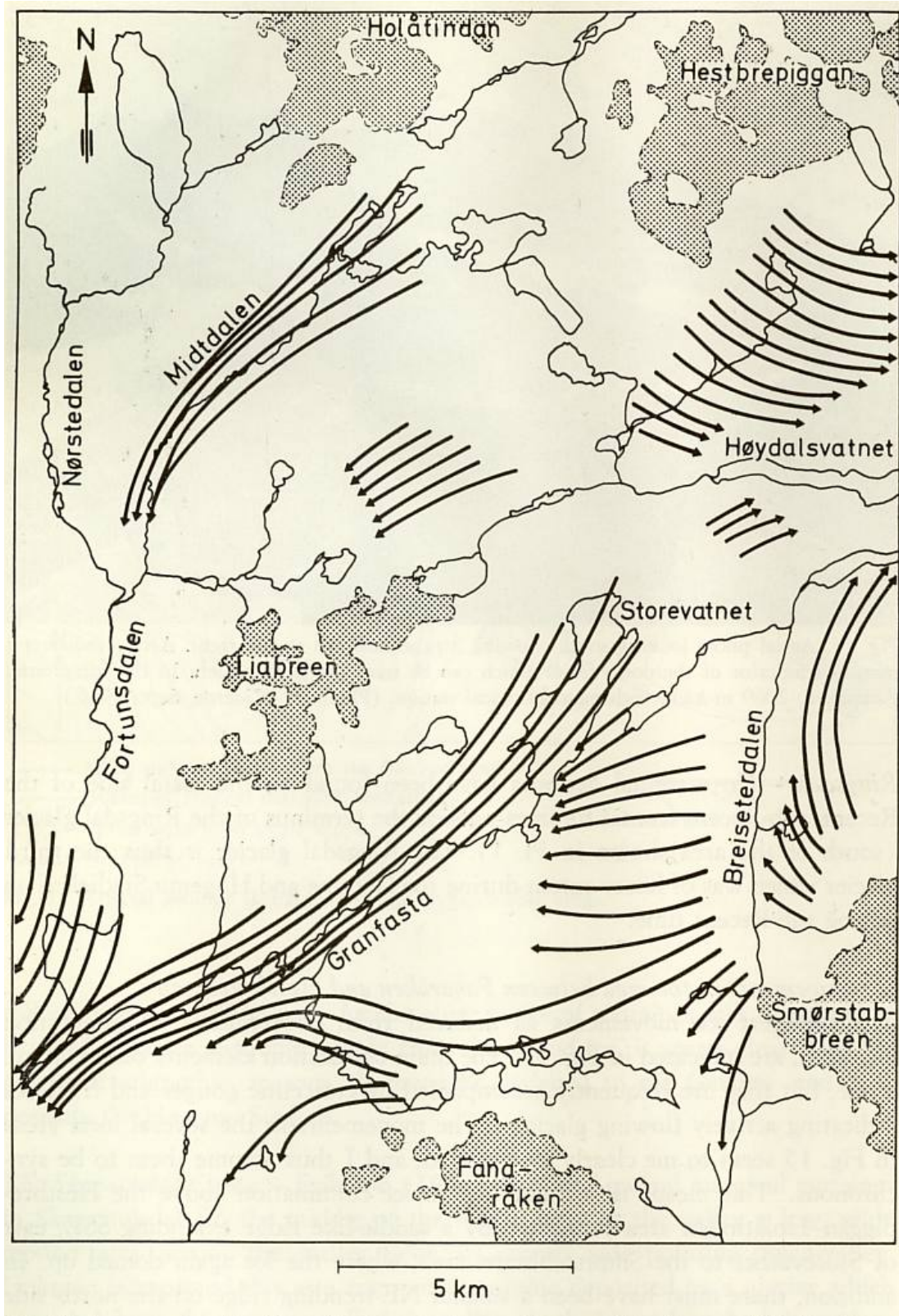


Fig. 17 Dei siste regionale brestraumane (Vorren 1973).

Årsaka til dette dreneringsmønsteret er det store relative relieffet på 1500-2000 m i Sognefjord-Lusterfjordområdet. Vorren peikar på studiar frå Antarktis og Grønland som har vist at topografien under breen påvirkar isoverflata og strøymingsretningane over store areal dersom isdekket er mindre enn tre gonger tjukkare enn relieffet under isen.

På nordsida av vasskiljet har isstraumane retning mot nord og NØ (Tollan 1963). Han har også funne skuringsstriper mot NV.

Skrulingsobservasjonane og rekonstruksjonen av isstraumar, syner då at det var eit isskilje frå den nordlege delen av Jostedalsbreen austover mot Jotunheimen, omtrent der vasskiljet er i dag. Ettersom isdekket smelta ned, følgde breane meir dei einskilde dalane.

I området mellom Fanaråken og Hestbrepiggan har Vorren (1973) rekonstruert isstraumar som vist på Fig. Han antar at dei skisserte isstraumane er samtidige. Det må då tolkast slik at det var eit isskilje over Hestbrepiggan-Holåtindan. Ei sadelforma breoverflate strakte seg vidare mot SSØ i retning mot Smørstabbreeområdet som danna ein høgare breakul. I tillegg ser der det ut til å ha vore ein mindre breakul mot NØ frå Fanaråken, og truleg ein tredje rygg over Liabre-massivet.

I den nordlege Breheimen observerte Tollan (1963) drumlinar ved munningen av Tundradalen. Desse indikerte at den yngste isstraumen der hadde retning mot NNØ. Vorren (op. cit.) antar at det var samtidig med dei yngste skisserte brestraumane lenger sør. I så fall må det ha vore eit seint isskilje omtrent der vasskiljet er i dag.



Dette mønsteret av brerørsler blir tolka som det siste for aktive brear i området, og Vorren argumenterer for at det er samtidig med Gaupne og Høgemostadia.

Ein rimeleg rekonstruksjon gir då ei breoverflate 18-1900 m o.h. N for Fanaråken. Sjølvve breen har då vore 3-400 m tjukk i denne austlegaste delen av Breheimen.

Fig. 18 Skuring på Sognefjellet, i retning vest, mot Granfastadalen.

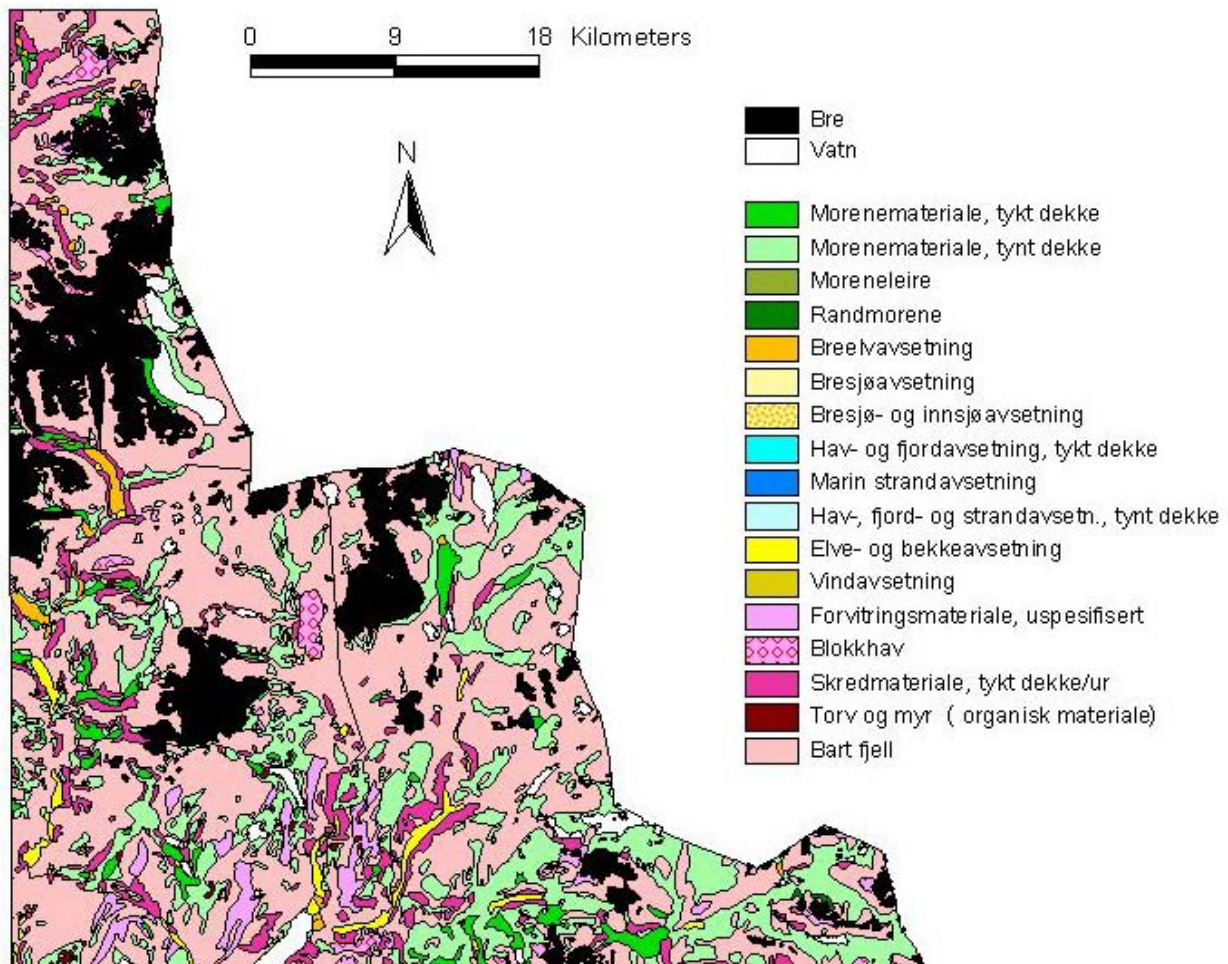


Fig. 19 Utsnitt av digitalt jordartskart over Sogn og Fjordane. (NGU).

Isavsmelting

I hovudsak finst det spor frå siste del av isavsmeltinga, yngre enn 10 000 år. Men Vorren (1973) meiner i tillegg å ha påvist ein mildare periode på slutten av siste istid: "Luster interstadial".

Grunnlaget for dette er mellom anna smeltevassspor mellom 1050 og 760 m o.h. i Stordalen-området. Spora er kanalar både i fast fjell og morene, eroderte både under breen og langs sidene.

Dei høgaste områda ved Lusterfjorden vart isfrie først, og isdekket tynna i denne perioden ut omtrent ned til 1000 m o.h. i Lusterfjord-Mørkrisdalsområdet. Aust for Mørkrisdalen er det funne smeltevasspor i morene i sørsida av Helgedalen frå om lag 1100 m o.h. mot NV.

I Fortunsdalen er det restar av sidemorener i nivåa 960 og 1015-1065 m i austsida av dalen litt nord for Bergadal. Desse som er eldre enn Gaupne-stadiet, har ingen tilsvarande avsetningar bortsett frå smeltevasspora i Helgedalen. Morenene i Fortunsdalen kan ifølgje Vorren (1973) tyde på ei klimaforverring i Luster interstadial.

Fjordbreen nådde på denne tida midt ut i Lusterfjorden ca. til Dale. Dette antar ein ut frå ei vurdering av rimelege gradientar på breoverflata. Det er ingen sikre frontavsetningar i Lusterfjorden. Der er tre glasiale basseng eller traug, oppfylte med smeltevassediment frå Breheimen.

Fleire har målt terrassenivå i indre Lusterfjorden. Vorren meiner å ikkje kunne påvise alle desse, og hans konklusjon er at høgste fjordnivået då isen smelta (MG) var 130 m. Dette var midt ute i fjorden ved Dale og Sørheim. Lengst inne i fjordbotnen er det lågare MG, 105 m i munningen av Mørkrisdalen, og 87 m i Fortun. Forklaringa er at breane smelta seinare bort der. Frontavsetningar ved Bolstad og Eide syner at brefronten stoppa opp på desse stadane.

Det same er tilfelle i Jostedalsområdet. Gaupne har MG på 99 m. Der har brefronten stoppa under tilbaketrekkinga. Etersom breen trekte seg oppover Jostedalen, følgde fjorden etter opp til Alsmo. Et terrasseflate der syner MG 74.

Ei ^{14}C -datering ved Fåbergstølen gav ca. 9000 ^{14}C -år før notid. Det tyder på at breen brukte ca. 500 år på tilbakesmeltinga i Jostedalen,

Preboreale brerandavsetningar

I Preboreal frå 10 000 til 9000 ^{14}C -år før notid må ein anta at store delar av isdekket i Breheimen smelta. Den tradisjonelle oppfatninga er at Sognefjorden edrekna Lusterfjorden vart isfri på nokre få hundre år fram mot 9700. Ei intensiv smelting med kalving innover djupe fjordar førde til ubalanse i breane. For å rette opp denne ubalansen stoppa brefronten, truleg nokre tiår, ved Gaupne og Bolstad-Eide.

Breelvdelta kunne då bygge seg opp ved brefronten til fjordnivået på desse stadane. Sidemorener vart samtidig avsette oppover langs dalbreane, til likevektslina. Nokre stader finn vi restar av desse sidemorenene. Men oftast er terrenget for bratt til at sidemorene blir liggande.

Gaupne-stadiet

Vorren (1973) har brukt Gaupne- og Høgemostadiet om periodane då brefronten stoppa på desse stadane. Sidemorener og frontavsetningar tyder på at desse periodane er prega av fleire opphald og mindre breframrykk. Avsetningane er frå 1-16 m høge. Det mest vanlege er 3-6 m. I nokre tilfelle kan sidemorenene vere reine blokkryggar.

Gaupnestadiet er den best dokumenterte delen av isavsmeltingshistoria, med rekonstruksjonar av brear i den sørlege delen av Breheimen. Grunnlaget er dei mange og store randavsetningane i Vigdalen, Dalsdalen og området ved Åsetevatnet.

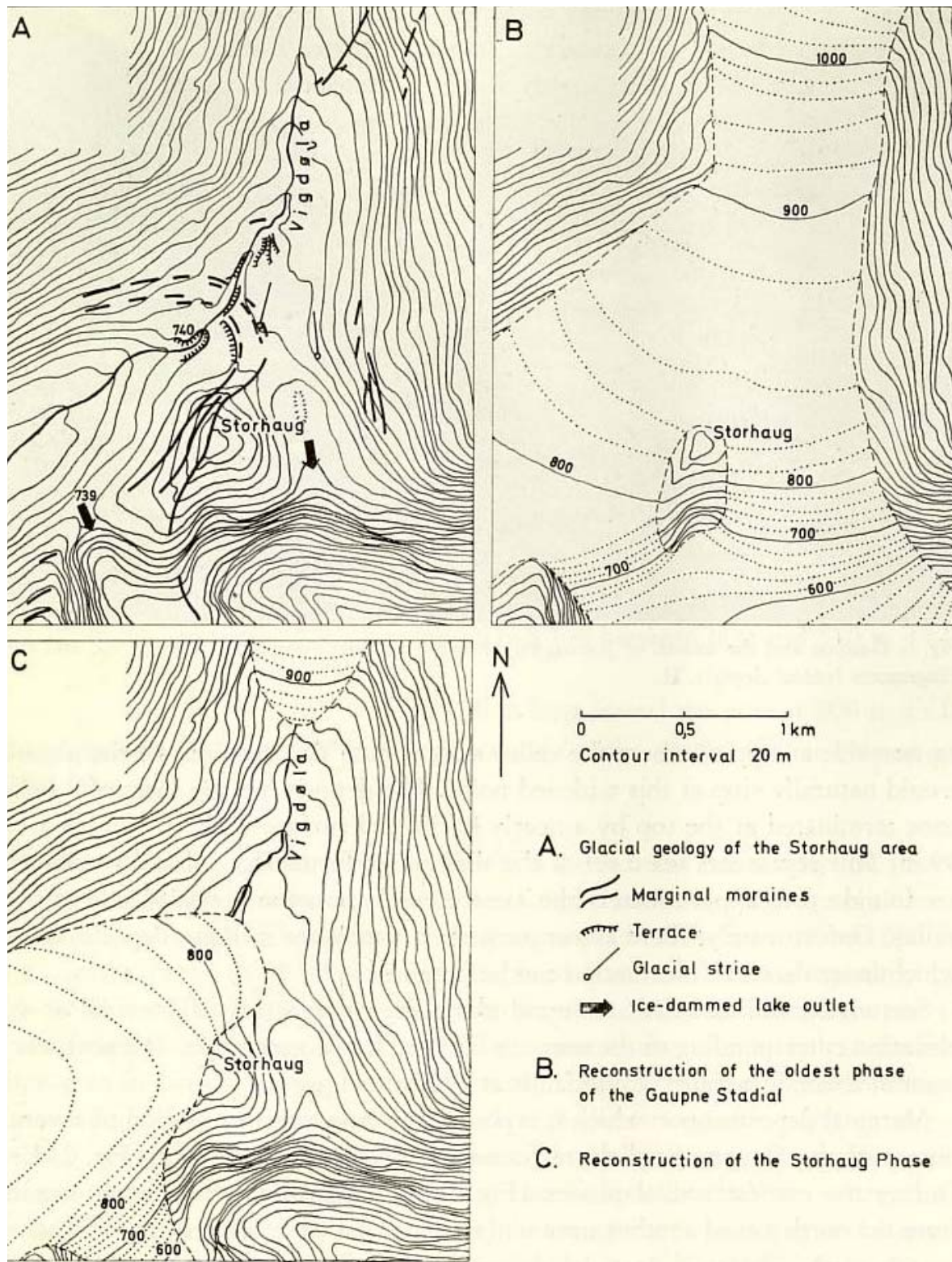


Fig. 20 Rekonstruksjon av ein tidleg og ein seinare fase (Storehaug-) av Gaupne-stadiet. (Vorren 1973).

I Gaupne ligg ein rest av frontavsetningen ved den austre dalsida, opp til 99 m. Breelvsediment er det også i vestsida opp til omtrent det same nivået. Så eit delta har fylt heile dalen her. Langs austsida av nedre Jostedalen er det spreidde restar av sidemorener opp til 870 m, litt sør for Vigdalen.

I Vigdalen, særleg ved Storehaug og Vigdalstølen er det funne så mange og store randmorener, at avsmeltingshistoria er delt inn i to faser (Fig. 24): I første fasen kom ein brearm ned Vigdalen og slutta seg til ei grein av Dalbreen i Jostedalen. Den siste låg innover Vigdalen. Seinare skilde breane lag, eller dei nådde ikkje i hop lenger, og endemorener vart avsette av begge. Ifølgje Vorren (1973) tyder dei yngste randmorenene i Storehaugfasen på ei reaktivisering av Breen i Jostedalen.

I fjellområdet mellom Jostedalen og Mørkrisdalen er det funne seriar av randmorener. Breforholda kan difor rekonstruerast gjennom Gaupnestadiet til Storehaugfasen som er den yngste delen. Ved Åsetevatnet er det mange randmorener heilt frå den nedre delen av vatnet (Fig. 45) til Fast ved vestenden der dei største moreneryggane frå Storehaugfasen ligg.

Morenene viser at breane i denne avsmeltingstida låg 20-40 m høgare i solsider enn skuggesider. Dette er vanleg også for breane i dag.

Dei mange og store randmorenene frå Storehaugfasen indikerer, ifølgje Vorren, ein periode med markert breframrykk. Dei største morenene i Breheimen er frå denne tida. Endemorenene i Vigdalen og framfor Smørvivatnet er 7 m høge, 7-8 m høge i Hamarsdalen, 8-10 m ved Fast og framstøytmorener vest for Tronkklanten.

Mørkrisdal-området

Her er Gaupnestadiet representert ved Eidsnesavsetninga, også forsynt frå Fortundalen, og Bolstadavsetninga. Eidsnesavsetninga er ryggforma og det ser ut til at breen har rykt fram over lagdelt silt. Bolstadavsetninga ligg tvers over munningen av Mørkrisdalen, bygd opp som breelvdelta til 105 m o.h.

Det er funne få randmorener som tilsvarar desse frontavsetningane. Eit unntak er Rebnis Li der 3-4 ryggar demmer opp ei 7 m djup myr. Desse, ilagmed kanten av eit morenedekke 3 km lenger nord, tyder på at breoverflata mot munningen av Mørkrisdalen var svært bratt på denne tida, 280 m fall over ein strekning på 3 km. Dette er rimeleg ut frå topografien i Mørkrisdalen.

Vidare nordover finst sidemorener i Haugs-Sveigdal 920 m o.h. og Bolstad-Sveigdal 1050 m o.h.

Fortundals-området.

Eidsnesavsetninga i munningen av Fortundalen blir knytt til Gaupne-stadiet. Avsetningen er bygd opp av breelvmateriale, lagdelt sand, grus og silt. Usorterte sediment finst også.

Oppover i den vestre dalsida er det funne mange sidemorener tilsvarar Eide-avsetninga. Rett overfor Bergsdalen ligg dei 600 m o.h., og 2 km nord for Bjørkenosi 1080-1180 m o.h. Det kan vere opptil 5 parallelle moreneryggar, 2-5 m høge.

Granfasta-dalen

Gjennom dette dalføret har ein brestraum frå NØ drenert ned mot breen i Fortundalen, og i den sørlege dalsida av Granfastadalen finn vi svært markerte sidemorener.



Fig. 21 Sidemorener på sørsida av Granfastadalen. Kanten mot Forrundalen i framgrunnen.

Det kan vere opptil 6 parallelle ryggar, 2-6 m høge (Fig. 21). I desse finst det innslag av Jotun-gabbro som stadfester transportretninga frå NØ. I den nordlege dalsida er det ein tilsvarende sidemorene som stig frå 1220 m o.h i vest til 1300 m i aust. Her manglar gabbro, så transportretninga har vore meir frå nord.

Rya-dalen

Dette er den søraustlegaste delen av Breheimen. Sidemorener syner at is har strøymt frå eit forsyningsområde nord for Fanaråken mot sørvest. Markerte sidemorener startar 1550 m o.h. og kan følgjast ned til 1050 m o.h. Fire parallelle moreneryggar, opptil 8 m høge, dannar dette morenebeltet.

Høgemo-stadiet

Dette representerer eit nytt opphald i isavsmeltinga, etter Gaupne-Høgemoen interstadial.

Jostedalsområdet.

Brefrontdeltaet Høgemoen i Gaupne er lagvis bygd opp av breelvsand og grus til eit fjordnivå på 90 m o.h., 10 m lågare enn Gaupne-stadiet, og rundt 100 år seinare i tid (?).

Eit liknande frontdelta, Reidarmoen (82 m o.h.) 2 km lenger nord, og Hausamoen (78 m o.h.) 1 km NØ for Reidalmoen. Blir også knytt til Høgemo-stadiet. Det finst ein liten rest av tilsvarande sidemorener i Vigdalen 760 m.oh. Ein terrasse 740 m o.h. proksimalt for morenene frå Gaupne-stadiet, tyder på at der har vore eit brede vatn i Vigdalen under Høgemo-stadiet.

Fjellområdet mellom Jostedal og Mørkrisdal.

Det er funne nokre randmorener innafor Storehaug-fase morenene. Men om dei høyrer til Høgemostadiet er vanskeleg å seie.

Vorren antyd at dalbreane i dette området hadde smelta bort før Høgemostadiet, og at den sørlege brekanten i dette fjellområdet låg nord for Spørteggbreen under Høgemo-stadiet.

Mørkrisdalsområdet.

Breposisjonen er her markert av eit sandurdelta ved Meljadn 5 km nord for dalmunningen. Sanduren er 500m lang, og ligg langs innsida av ein skarp dalsving. Fjordnivået er her 95-97 m o.h. Skildanden til Gaupnestadiet blir då omtrent den same som i Gaupne.

Det er ikkje funne sidemorener som tilsvarar Høgemostadiet, men ein sidebre i Bolstad-Sveigdalen har avsett endemorener 980 m o.h. etter at breen i Mørkrisdalen hadde trekt seg opp forbi der.

Aust for Spørteggbreen tyder skuringsstriper på ei austleg bretunge der på slutten av avsmeltinga. Vorren nemner ein blokkrik morene 1240-1200 m o.h. aust for Grånosi, som truleg markerer den nordlege delen av denne bretunga. I så fall må overflata av Mørkrisdalsbreen her ha vore lågare enn 1200 m under Høgemostadiet.

Fortundalsområdet

Som i Mørkrisdalen ligg der her ein frontavsetning med sorterte sediment, ca. 6 km inne i dalen, rekna frå Fortun. Havnivå er vanskeleg å besemme då øvste delen av overflata på den glasifluviale avsetningen er dekt av ur.

Av tilsvarende sidemorener er det funne 3-4 parallelle rygger 890 m o.h., 20 km oppe i dalen. (Etter Vorren 1973)

Fjellområdet aust for Fortunsdalen.

Også under Høgemostadiet var det istilførsel frå Granfastadalen. I dalmunningen er det funne restar av moreneryggar, ca. 150-200 m lågare enn morenene frå Gaupne-stadiet. Der elva renn inn i Skålavatnet frå sør, ligg ein 7 m høg morenerygg mellom 1230 og 1260 m o.h. Også nokre av dei små morenene i Rya-dalen proksimalt for Gaupne-stadiet kan tilhøyre Høgemo-stadiet.

Vorren (1973) meiner at Høgemostadiet er ei tid med stagnasjon i tilbakesmeltinga. Årsaka er at frontavsetningane kun er danna av smeltevatn. Gaupnestadiet var derimot prega av kaldare klima med breframrykk. Tida for dette stadiet er 9100 ± 100 ^{14}C -år før notid. Dette kan tilsvare Erdalstadiet i Jostedalsbreområdet.

Den endelege isavsmeltinga

Jostedalen

Dalbotnen i nedre Jostedalen ligg så lågt at fjorden kunne følgje etter då brefronten trekte seg oppover. Det vart danna marine terrassar oppover. 3-400 m nord for Hausamoen ligg Ytamoen med terrasseoverflate 75 m o.h. som markerer høgste fjordnivået der. Leirdøla avsette eit delta i "Jostedalsfjorden" opp til 75 m. Sidan alle høgste terrassane N for Hausamoen ligg omtrent 75 m o.h., er det sannsynleg at dei var oppbygde til fjordnivå, og at tilbaketrekkinga av brefronten har vore rask i dette området.

Vidare nordover Jostedalen ligg ein del randmorener frå siste del av avsmeltingstida. Særleg i sidedalane. Ein sidemorene (frå breen i hovuddalen) i munningen av Sprongdalen 900 m o.h. Morenen er 2-3 m høg på distalsida og svært blokkrik. Innover dalbotnen i Sprongdalen finst fleire blokkrike moreneryggar, men mange med fjellkjerne.

Fortundalsområdet

Vorren nemner ei abrasjonsflate 87 m o.h. proksimalt i Fortun-frontavsetninga. Vidare ravinert moreneoverflate 87 m o.h. i den morsette dalsida. Vidare nordover er det enkelte terrasserestar i same høgde, og dette tyder på hurtig tilbakesmelting av brefronten.

Sidedalar og fjellområde

Her er det få avsetningar som kan fortelje om avsmeltinga. Botnen av Granfastadalen er fullstendig naken. Mange jettegryter vitnar om intens subglasial drenering.

Avspylt dalbotn finn vi og nedafør Nørdstedalseter



Fig. 22 *Blankskurt terreng øvst i Fortundalen*



Fig. 23 *Isskurt dalbotn øvst i Nørdestedalen.*

I Middalen er dalbotnen fylt av haugforma blokkrik ablasjonsmorene. Ablasjonsmorenen går stadvis over i reint breelvmateriale.



Fig. 24 *Endemorene i nedre del av Middalen.*

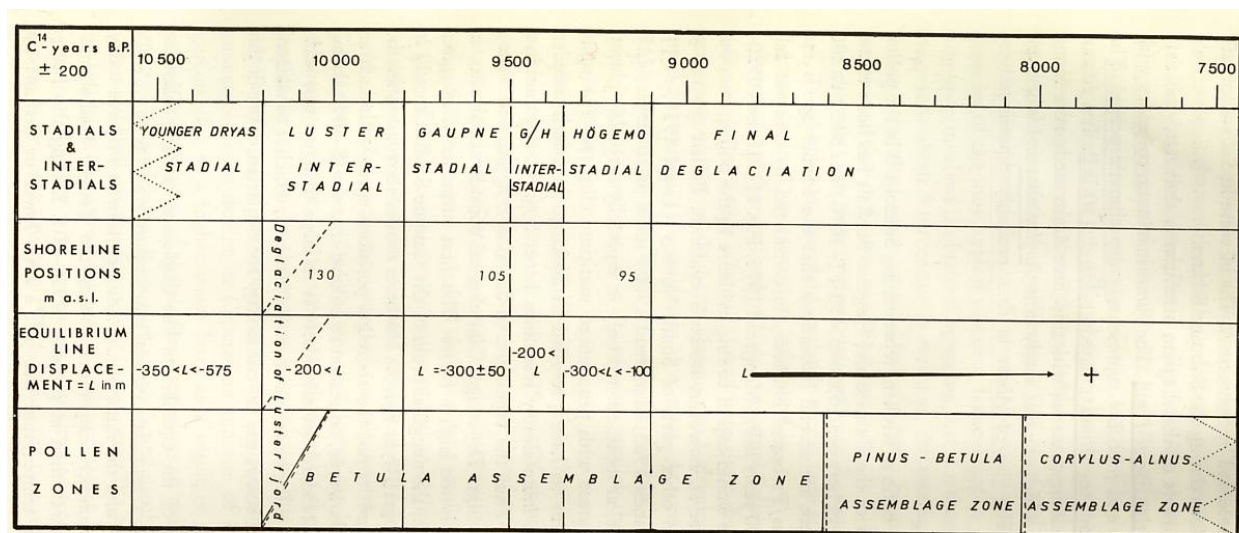


Fig. 21. Correlation chart. The Younger Dryas equilibrium line displacement is based on various authors' results elsewhere in Norway (see text). The shoreline positions refer to Inner Lusterfjord and Mørkrisdalen. The pollen zones are based on data given in Fig. 20.

Fig. 25 *Tidsskjema for avsmeltingshistoria. (Vorren 1973, Fig. 21)*

Morener frå "Den vesle istida"

På same måten som Jostedalsbreen, må ein anta at alle breane i Breheimen var smelta i tida ca. 8000-5000 ^{14}C -år før notid då var klimaet mildt. For Spørteggbreen er historia undersøkt av Nesje m. fl. 1991 (Fig. 37).

Med kaldare klima kom breane att. Truleg raskare enn Jostedalsbreen sidan det er snakk om mindre brear. Men også nedbøren er mindre (mellom 1380 mm i Jostedalen og 739 i Fortun).

I tillegg til Spørteggbreen, er variasjonar for sju andre brear undersøkte av Winkler m.fl. (2003). Det er Tverreggbreen og Sekkebreen ved Mysubuttaldalen, Greinbreen, Heimste breen, Ytste breen, Vesldalstindbreen og Nordre Holåbreen. Så den nyare historia for dei fleste breane i Breheimen er godt kjend.

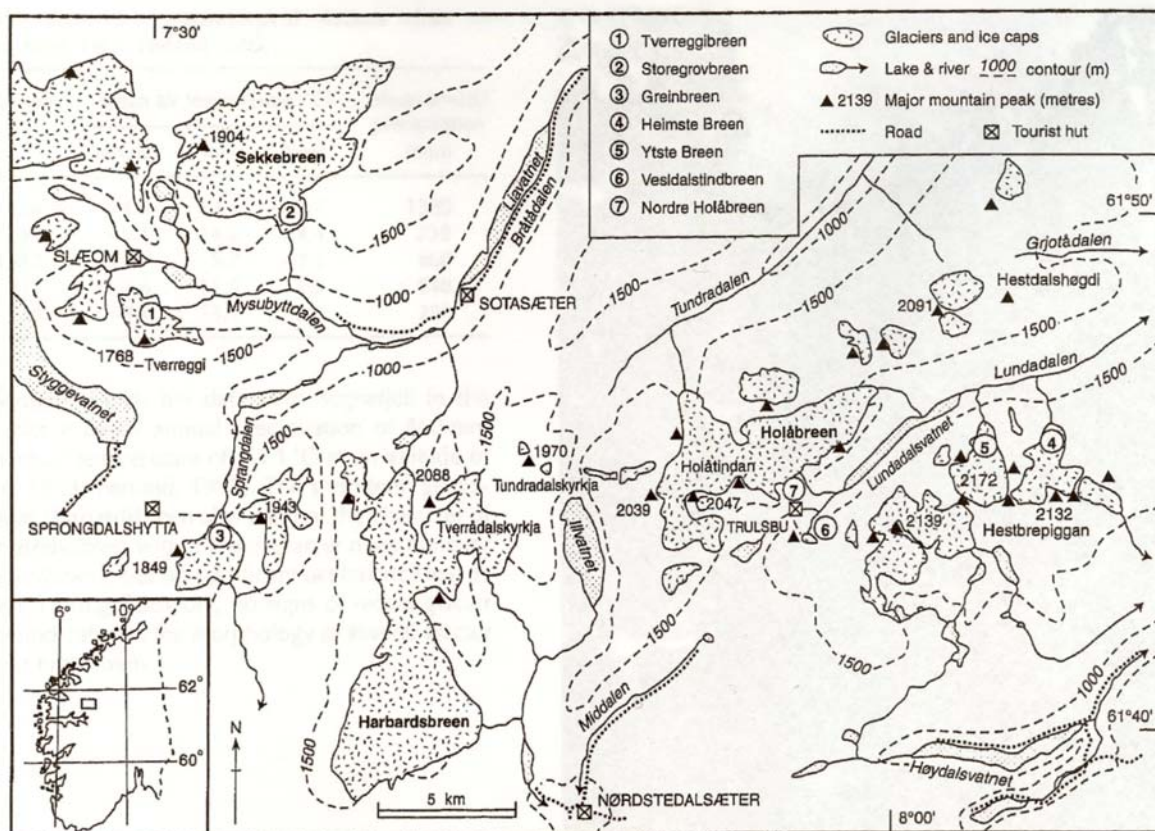


Fig. 26 Lokalisering av undersøkte brear (Winkler m.fl. 2003).

Det er kartlagt opptil 12-13 randmorener framfor nokre av breane, men det mest vanlege er 8 moreneryggar frå følgjande tidsrom: 1793-1799, 1807-1813, 1845-1852, 1859-1862, 1879-1885, 1897-1898, 1906-1908 og 1931-1933. Dateringsmetodane er lichenometri, Schmidt hammer og ^{14}C . Og det er ikkje funne eldre holocene morener enn frå Den vesle istida.

Vi vil kome tilbake til desse morenene under omtalen av enkeltområda/breane.

FORVITRING OG SKRED

Forvittringsmaterialet kan delast i to grupper. Den eine er knytt til bergartar som smuldrar lett opp, td. Fyllitt og glimmerskifer. Denne typen har stor utbreiing i området frå nedre Jostedalen til Mørkrisdalen. Der er store areal av forvittra lausmassar. I dal- og fjellsidene er det ofte vollar og tungar som syner at jorddekket sig nedover. Den austre dalsida i Hamarsdalen er eit godt eksempel (Fig. 27)

Den andre typen er blokkhav i høgfjellet. Dette er mest vanleg i gneisområdet. Store areal av blokkhav finn vi på slake viddeparti 1400-1800 m o.h. over alt i gneisområdet.



Fig. 27 Forvitring i kanten av snøfonn nord for Vongsen.

Skred av ulike typar finn vi over alt i bratte dalparti. Der dal- og fjellsidene er bratte nok, over 45° , er *steinsprang* og *fjellskred* vanlegast. Den indre delen av Lusterfjorden med Dalsdalen, Mørkrisdalen og Fortundalen er kanskje mest utsett for steinsprang og fjellskred. Der har breane forma stupbratte fjord- og dalsider. Berre i Dalsdalen er det registrert 7-8 større og mindre fjellskred over ein strekning på ca. 5 km. I tillegg dekkjer urar dei nedre dalsidene mest overalt. Dette gjeld både Mørkrisdalen, Fortundalen og delar av Jostedalen med sidedalar.

Tussen-Skurvenosi er fjellpartiet mellom nedre Fortunsdalen og Mørkrisdalen. Bergarten er glimmerrik gneis, mylonittisk gneis, kvartsmylonitt og fyllitt/phylonitt (Henriksen 2001). Dalsidene er opptil 1200 m høge og stupbratte. Øvst i dalsida mot Fortunsdalen er særleg tre skred tydelege. Det er skålforma bakveggar med lange blokktinger nedafor. Blokkene kan vere store som hus.



Fig. 28 *Lause blokker i fjellsida vest for Fortun.*

Oppå fjellplatået er berggrunnen kraftig oppsprukken i eit 2 km langt og 500 m breidt belte. To grabenstrukturar, 50-60, og 20-30 m breie, med strøkkretning NNV dannar markerte topografiske mønster. I den vestlegaste av grabenstrukturane ser sentralblokka ut til å ha sige 15-20 m ned. Den austlege grabengrøfta er lengst aust på fjellplatået og går delvis ut i fjellsida mot Fortun (Fig. 29). Forvittringsmateriale frå overflata sig ned i sprekkene. Det tyder på at sprekkene er aktive i dag (Henriksen 2001).

Flyfoto syner at det også er oppå kanten av platået aust for Fortunsdalen er lange sprekker. Det same er tilfelle utover langs Lusterfjorden, td. NV for Høyheimsvik.



Fig. 29 *Tussen, sprekker oppå fjellplatået, foto mot Ø.*

Snøskred er svært vanlege i Breheimen. Særleg i nord- og NØ-vende lesider. Men også andre stader, i botnar og skar der snø blir samla opp. I solsider er snøskred vanlege utover våren.

Lausmassar frå skred er heilt dominerande på det kvartærgeologiske kartet over Dalsdalen, Mørkrisdalen og Fortunsdalen. I øvre Jostedalen er det omtrent like mykje skred- og moreneavsetningar. Men i Breheimen elles har nok morene større utbreiing ann skredavsetningar.

DELOMRÅDA

Dalar

Jostedalen

Jostedalen markerer vestgrensa for Breheimen. Vi har difor berre teke med litt frå hovuddalen og dei austlege sidedalane.

Jostedalen er danna langs ei gammal NS forkastingsline som var aktiv i slutten av Tertiær. Markerte dalsvingar og trangt tverrprofil fortel tydeleg at rennande vatn har stått for det meste av utforminga. Isen har erodert ein del, men ikkje makta å rette dalen ut. Dei austlege sidedalane inn i Breheimen danna reit forgreina fluvialtmønster. Vi ser tydeleg kontrastane til dei vestlege glasiale sidedalane mot Jostedalsbreen. Rett nok er Vanndalen og Geisdalen glasiale dalar i vestkanten av Spørteggbreen. Men det forgreina dalmønsteret i ein stor del av Breheimen understrekar at der ikkje er samanhengande bremassiv som Jostedalsbreen, men ei samling av mindre brear som heller ikkje er like aktive som Jostedalsbreen.

Vigdalen

Frå den hengande munningen mot nedre Jostedalen, når Vigdalen med forgreiningar 12 km nordaustover mot Spørteggbreen. Vigdøla drenerer den sørlege delen av Spørteggbreen, og er slamførande om sommaren. Den nedste delen av Vigdalen er tranng og V-forma. Den midtre delen er open og vid. Og den øvste delen har meir glasialt preg. Ved Vigdalstølen har den djupe Dalsdalen erodert seg inn i Vigdalen og nesten fanga opp Vigdøla. Med tida vil kanskje Vigdøla ta vegen til Lusterfjorden via Dale. 5 km lenger NØ ser vi det same. Ei nordleg grein av Dalsdalen har her ete seg opp til Vigdalen. Dette kan ha med berggrunnen å gjere. Kambrosilur-skiferen mot Lusterfjorden er lettare å grave i enn gneisen nedover Vigdalen.



Fig. 30 Sidemorene over Storehaug i Vigdalen.



Fig. 31 *Vigdalstølen ligg på ein 9500 år gammal endemorene.*

Berggrunnen langs dalbotnen og i den vestlege dalsida er gneis. Dette gir nakne fjellsider med lite lausmassar og vegtasjon og. Kontrasten til glimmerskifer og fyllitt litt oppe i den austlege dalsida er stor. Desse gir eit mørkare preg på overflata som gjerne er dekt med forvitningsjord og tett vegtasjon. I NV-sida av Fivlenosi sig jorddekket seint nedover og dannar mange vollar og tungar. Det er solifluksjon.

Lausmassane i Vigdalen er dominerte av morene langs dalbotnen opptil Vigdalstølen. Derifrå opp til Vierøy er dalbotnen ganske naken. Det same gjeld den vestlege dalsida, men i den austlege finn vi randmorener og ein del ur. Her kan det vere lett å forveksle randmorener med fjellrygar som kun har eit tynt lag av lausmassar oppå. Ei grein av dalføret svingar mot NV og endar bratt i Fantelibotnen. Dette er ein naken dalende, med unntak av ur under dei brattaste dalsidene.

Randmorener.

Dei store randmornene ved Vigdalstølen og Storehaug er tidlegare omtalte under Gaupnestadiet. Vigdalstølen er eit nøkkelområde for rekonstruksjonen av Gaupnestadiet.

Tre særleg fine moreneryggar kan følgjast over Storehaug ned mot Breisete og Vigdalstølen . Den austlegaste av desse er 10-15 m høg og svært skarp.

Formene viser at ryggane er avsette framfor ei bretunge i SV. Det vil seie framfor ismassar som vart pressa oppover Vigdalen frå dalbreen i Jostedalen.

Også andre stader i Jostedalen finn ein liknande forhold som viser at fleire sidedalar vart isfrie før hovuddalen.

Vigdalsstølen ligg på dei tilhøyrande ende- og sidemorenene vest for elva. Her avsett så mykje lausmassar at moreneryggane flyt stadvis i hop. Like nord for desse er eit haugforma dødislandskap med 2-3 m høge haugar og ryggar.

I dalbotnen om lag midt mellom Vierøy og Breidsete ligg ein fleire hundre m lang og 4-5 m høg blokkrygg.

Vierøy

900 m o.h. svingar Vigdalen mot aust og flatar ut. I dalsvingen ligg det store blokkryggar ned frå den austre dalsida. Ryggane er 2-10 m høge. I første omgang ser det ut som store moreneryggar. Men ved nærare ettersyn er mesteparten fast fjell, med ein lag av grus og blokk oppå. I sjølve dalbotnen er det haugar og ryggar av meir sortert sand og grus, til dels forma som endemorener. Like aust for det oppdemde vatnet ligg ein endemorene tvers over dalen, og demmer ei ca. 200x200 m stor myr.

Vidare nordaustover den slake delen av Vigdalen er det fleire skarpe ryggar på skrå av dalen, men igjen er det mest fast fjell. Mellom fjellryggane ligg små sand- og grusflater langs elva.



Fig. 32 *Randmorene, Vierøy.*



Fig. 33 *Oppover Vigdalen, ved Vierøy.*

Fantelibotnen

Til slutt svingar Vigdalen mot nord og NV og endar i Fantelibotnen mellom Vongsen og Spørteggreen. Oppover den slake dalbotnen finst stadvis morenemateriale i små haugar og ryggar. Men tydelege randmorener manglar, så det har neppe vore lokal bre i Fantelibotnen.

Dalføret er elles prega av store urar, til dels i kjegleform, i den austlege dalsida.

Hamarsdalen

Turstien frå Vigdalen til Fast svingar mot aust og SØ gjennom eit område med store blokkryggar i oppstigninga til Hamarsdalen. Dei kan tolkast som randmorener tilhøyrande Gaupne-stadiet

Hamarsdalen er ein 4 km lang fjelldal aust for Vigdalen. Dalføret som har preg av iserosjon, startar i NØ ved Hamarsdalsbandet 1400 m o.h., og endar som ein hengande sidedal 200 m over Smørvevatnet.

I den austlege munningen av Hamarsdalen ligg tre endemorener som alle er avsette frå nord. Avstanden mellom dei er 60-70 m. Den ytste og eldste ligg på kanten av stupet ned til Smørvevatnet. Dette er den største med tydelegast form. Moerneryggen er mest 300 m lang, 6-8 m høg, og har utprega sik-sakform i lengderetninga, med skarpe knekk på over 90 grader. Dei to andre endemorenene er mindre, om lag 1 m høge. Moreneryggane demmer nokre små tjern.

I den austre dalsida kan ein følgje dei tilhøyrande sidemorenene fleire hundre meter.

Hamarsdalsmorenene er truleg danna på same tid som Vigdalsmorenene, i Storehaugfasen (Vorren, 1973).

Den austre dalsida er elles prega av forvittringsjord og solifluksjon (jordsig).



Fig. 34 Forvitring og jordsig, Hamarsdalen

Vanndalen, og Spørteggbreen si historie

Mellom Jostedalen og Spørteggbreen finn vi dei austlege sidedalane Geisdalen og Vanndalen som flyt i hop før dei munnar hengande ut i Jostedalen.

Ein serie på i alt 8 parallelle moreneryggar syner at dalbreen i Jostedalen har sendt ei tunge inn i Vanndalen. Denne sidedalen må difor ha vort isfri før hovuddalen under avsmeltinga etter siste istid. Terrasserestar i dalsidene rundt vatnet kan tyde på at ein bresjø har vore oppdemd til ca. 1100 m o.h.

Elvane Geisdøla og Vanndøla er regulerte. Ein av brearmane til Spørteggbreen drenerer ned i Vanndalsvatnet og fører med seg breslam. Her har det vorte danna varv, eller årvisse vekslingar mellom fin- og grovkorna silt. Ved å studere varva kan ein påvise når tid Spørteggbreen har eksistert. Breen ligg så lågt at han er på grensa til å vere klimatisk død.

Dei eldste varva med breerodert materiale vart avsett i vatnet for ca. 500 år sidan. Då vart Spørteggbreen danna på nytt etter å ha vore borte sidan avsmeltinga etter siste istid. Dette stemmer godt med det ein har rekna med var starten på "Den vesle istida".

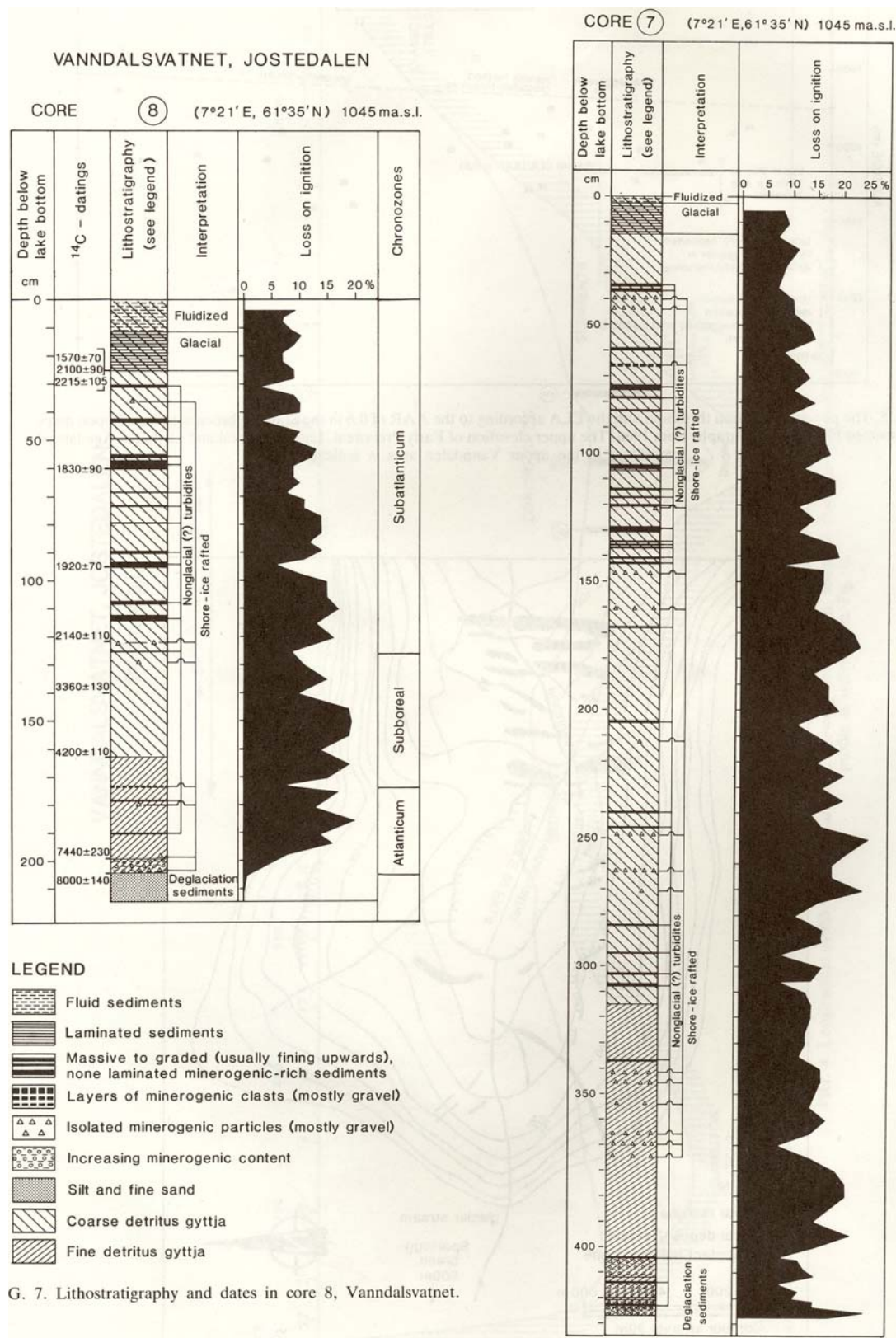


Fig. 37 Stratigrafien i to borkjerner frå Vanndalen (Nesje et al. 1991).

Fagredalen-Holmevatnet-Holmevassnosi

Dette er ein relativt bratt sidedal mot NØ frå Fåberg. Elva er regulert ved inntal like nedafor Holmevatn.

I den nedre delen, Vetlestølsdalen, er det samanhengande og til dels tjukt morenedekke. Anleggsvegen har blottlagt mange snitt i morenen.

Frå fyllmassene ved 1000 m tynnar morenedekket ut, og vidare opp mot Holmevatnet går mange fjellryggar på tvers og skrå av dalbotnen. Mellom desse er morenedekket tynt og usamanhengande. Den nedre delen av dalsidene er dekkja av ur og skred.

Frå vestenden av Holmevatnet (1286) kan ein morenerygg følgjast mot NØ opp til ca. 1400 m o.h. Elles er landakapet i dette området ganske nake. Nokre fjellryggar (holmar) kan følgjast gjennom vatnet i strøkretninga NØ-SV.

Holmevatnet manglar breslam sjølv om det ligg så nær Spørteggbreen. Årsaka er eit par små vatn nærare breen som fangar opp slammet. Dei er grågrøne av breslam medan det store Holmevatnet like nedafor er nærast blått.

Nedafor dei små vatna ligg det tydelege randmorener, truleg frå Den vesle istida, og oppover mot bren breelvmateriale langs forgreina elvar, og eit fint delta blir utbygd i øvste vatnet.



Fig. 38 *Holmevatnet med Spørteggbreen i bakgrunnen.*

På 1400 m-plataet SV for Holmevassnosi er gneisen karakterisert med ein horisontal benking. Dette er ei form for forvitring. Pga. trykkavlasting skalar overflata av i horisontale flak, eller fjellflak som er parallelle med overflata.

Oppover mot toppen av Holmevassnosi (1653) er gneislaga meir skråttstilte og står opp i skarpe ryggar i overflata. Mellom ryggane er det søkk som til dels har samla opp forvitningsgrus.

Frå toppen av Holmevassnosi er det fritt utsyn mot mange av breane i Breheimen, mot Hurrungane i SØ og Jostedalsbreen med Lodalskåpa i NV.



Fig. 39 Endemorener mellom Spørteggbreen og Holmevatnet.

Sprongdalen og Sprongdalseggi

Sprongdalen er den sidegreina av Jostedalen som ligg lengst mot NØ. Dalen kan følgjast over vasskiljet mot Mysubuttaldalen. Heile dalføret har glasialt preg med bratte dalsider og slak botn. Lausmassar er det heller lite av. Men oppstigninga ved Viva 900 m o.h. ligg ein markert sidemorene, 2-3 m høg på innsida. Elles er det ein del botnmorene innover mot Sprongdalshytta. Morenen er svært blokkrik med store blokker i overflata.

Dalbotnen er prega av mange haugar og ryggar. Det kan sjå ut som morenehaugar, men oftast er dat fast fjell i dei, og eit tynt lag morene oppå. Eit uryddig terreng. Skarpe fjellryggar ligg på skrå av dalen mot NØ. Dette er som i Fagredalen lenger SV.

På Sprongdalseggi er det lys gneis, ein del forvittra blokk. Mest forvitningsmateriale finst rundt høgste varden (1121 m o.h.). Men elles er dette eit nake fjellparti, der snøen ligg langt utover

sommaren. Difor er det også lett å finne isskuring på framsmelte fjellflater. Retninga 278° (VSV) er målt fleire stader på Sprongdalseggi. I vestskråninga finn ein større snøfelt, med nærast overgangar mot brear. Eit eksempel er ei lang fonn mot SSV frå varden. Der smeltar det fram firn, 11. august.

Mørkrisdalen

Berggrunnen i Mørkrisdalen og Åsete er omtalt under hovudkapitlet om berggrunn.

Mørkrisdalen er eitt av hovuddalføra i Breheimen. Frå munningen inst i Lusterfjorden strekkjer dalen og vassdraget seg nordover til hovudvasskiljet mot Ottavassdraget. I aust grensar det mot Fortunvassdraget i aust, Jostedalsvassdrager i vest og Dalsdalsvassdrager i sørvest. Sjølv om hovuddalen er djupt nedskåren, ligg størsteparten av vassdraget i høgfjell.

Over 80 % av nedslagsfeltet ligg over 800 m o.h. Fleire brear drenerer til vassdraget. Rekna frå vest mot aust er dette Spørteggbreen, Greinbreen, Tverrbotnbreen, Harbardsbreen og Sveidalsbreen.

Geomorfologien er tidlegare omtalt av Vorren (1970). Han skildrar Mørkrisdalen som ein yngre nedskjæring i det paleiske landskapet. Det paleiske landskapet som ein finn restar over store delar av landet, antar ein er danna i eit varmt og tørt klima i Tertiær (Gjessing 1978).

Mørkrisdalen er den største nedskjæringa i det paleiske landskapet. Den trange og djupe dalen vart frå først av erodert av elvar i den paleiske dalbotnen, frå slutten av Tertiær. Årsaker var den tertiære landhevinga og kaldare, våtare klima. Særleg den nedre og midtre delen av Mørkrisdalen er seinare utforma ved breerosjon. Det U-forma tverrprofil og trinnvise lengdeprofil syner dette.

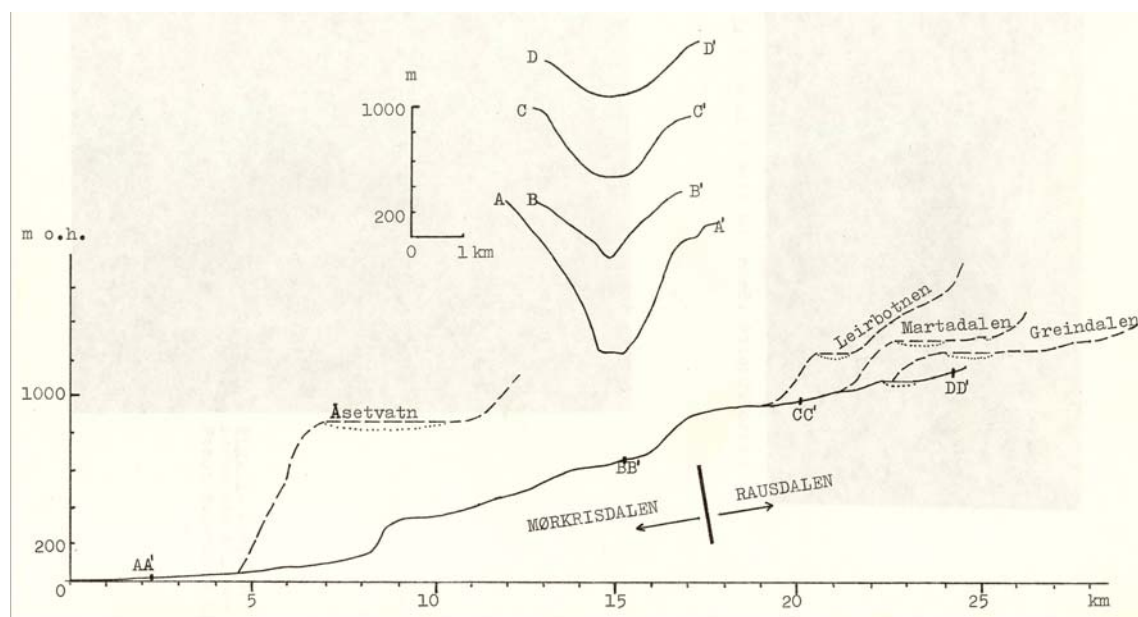


Fig. 40 Lengdeprofil av Mørkrisdalen og nokre av sidedalane (Anda og Olsen 1982, Fig. 3). Tverrprofil A – D er frå hovuddalføret (jfr. Fig. 44).



Fig. 41 *Nedover Mørkrisdalen.*



Fig. 42 *Øvre del av Mørkrisdalen, sett mot nord.*



Fig. 43 Mørkrisdalen. Åsetevatnet i bakgrunnen, sett mot NNV.

Dei nedre delane av dalbotnen er dekte av sediment. Fjell i dagen i vestre delen av dalmunningen tyder på ein terskel der, med sedimentfylt basseng innafor (Anda og Olsen 1982). Den øvre delen av Mørkrisdalen har elveerodert utforming (Fig.6, profil BB'). 4 km nord for Mørkri er eit restfjel i dalbotnen. Vorren (1970) meiner at dette kan vere danna av elveerosjon ved at elva tidlegare hadde sitt løp på austsida.

Også enkelte av sidedalane dannar nedskjæringar i det paleiske landskapet: Martadalen, Leirbotnen og Hauge-Sveiadalen har ei markert breerodert utforming. Ein finn også spor etter ein viss breerosjon i dei paleisk utforma dalføra, som terskel/trauformer.

Breeroderte former.

Store dal- og bassengformer er tidlegare omtalte. Av mindre former finn ein parallelle erosjonsformer eller ryggar i fast fjell NNV for Ofsarvarn. Dei er opptil 250 m lange, 10-15 m høge og danna ved breerosjon.

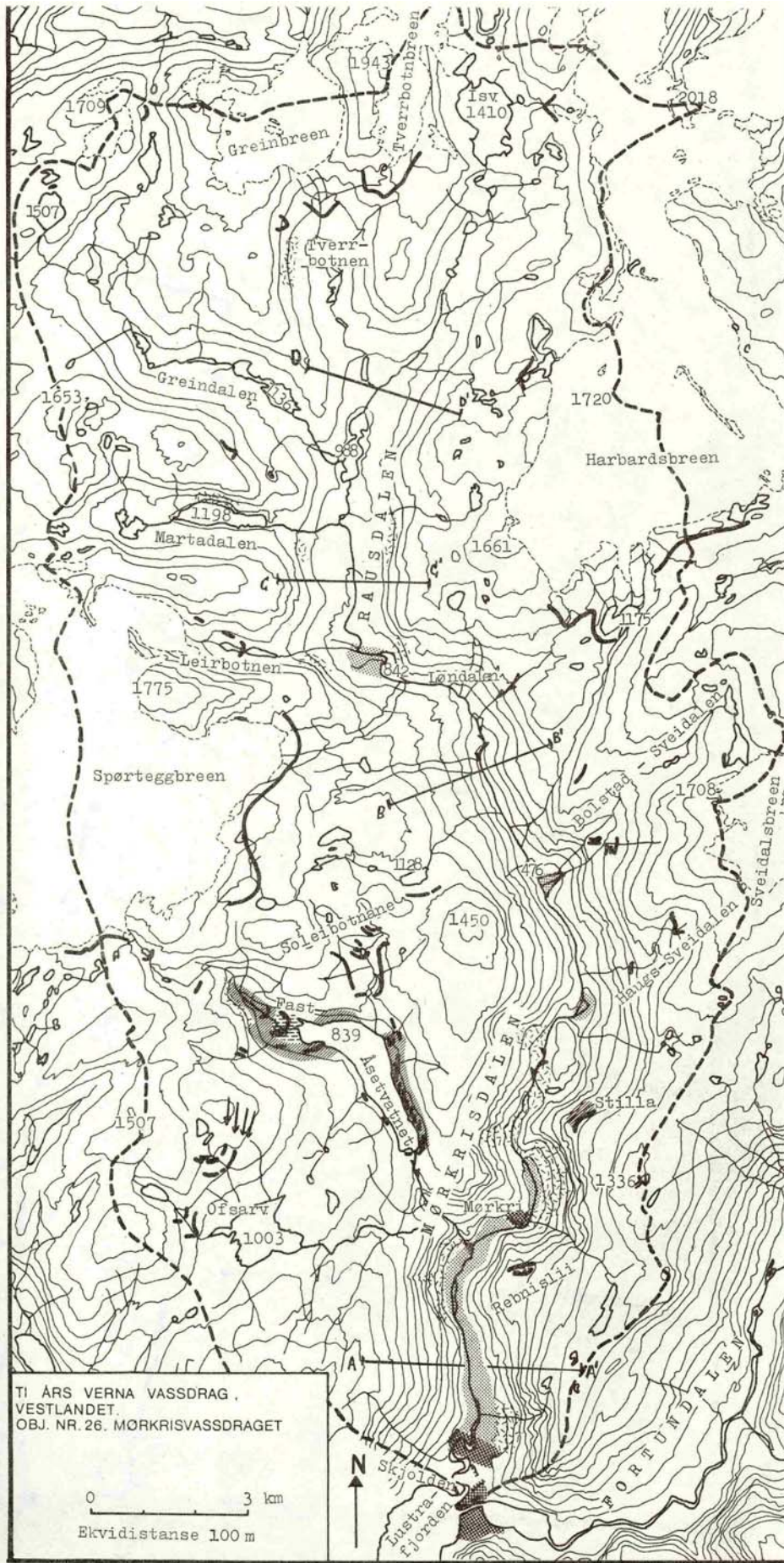


Fig. 44 Kvartærgeologisk oversiktskart over Mørkrivassdraget (Anda & Olsen 1982)

Fig. 9. Kvartærgeologisk oversiktskart.

TEGNFORKLARING

STØRRE, SAMMENHENGENDE OMRÅDE MED LØSMASSER:

- Morenemateriale
 - Breelvmateriale
 - Elvemateriale
 - Skredmateriale (ur)
 - Organisk materiale (myr)
- Områder uten skravur inneholder vesentlig bart fjell, eller tynt usammenhengende morenedekke.

FORMELEMEN

- Iskuringsformer
- Gjell
- Terrasse
- Morenerygg
- Vifteform
- Grense for nedslagsfeltet



Morene.

Større samanhengande botn- og ablasjonsmoreneavsetningar finn ein i første rekkje omkring Åsetevatn. I Greindalen og Rausdalen er det haugforma, usamanhengande moreneavsetningar, dette er truleg ablasjonsmorene. I Greindalen finst dette meir ilagmed breelvmateriale.

Vorren (1970) antar at desse formene er avsette i ein stagnerande bre under isavsmeltinga. Tilsvarande avsetningar førekjem også NV for Ofsarvatn. Elles finn ein mindre felt med botn- og ablasjons i fleire sidedalar og forsenkningar.

Moreneryggar.

Av desse er det to grupper: Dei eldste som er avsette under isavsmeltinga for knapt 10 000 år sidan, og yngre moreneryggar avsette dei siste hundreåra i "Den vesle istida".

Dei eldste moreneryggane er avsette av dalbrear frå innlandsisen, og ein botnbre i Haugs-Sveidalen. Ein sidemorene ved Rebnisli er tidlegare omtalt.



Fig. 45 *Moreneryggar ved Åsetevatnet.*

I området Åsetevatn- Soleiebotnane finst mange ende- og sidemorener, td. ved Fast. Breutløparane i dette området hadde fleire framrykk. Vorren (1973) antar at desse moreneryggane vart avsette i Preboreal, mellom 10 000 og 9 500 ¹⁴C-år sidan. Likevektslina låg då ca. 300 m lågare enn i dag. Dei yngste moreneryggane frå Den vesle istida finst like utafor breane i dag. Breane hadde då markerte framrykk.

Breelverosjon og -avsetning

Det er få breelveeroderte former innan vassdraget. Ein finn markerte gjel ved utløpet av Åsetevatn, og i hovuddalen ca. 4 km nord for Mørkri og i dalsida aust for Lønsdalen. Desse er truleg danna subglasialt, eller under breen.

Dei største breelvavsetningane finn ein som breranddelta ved Bolstad og Mørkri. Elles finst mindre breelvavsetningar i nokre dalbotnar.

Det eldste breranddeltaet ved Bolstad vart bygd opp til havnivået på den tida, 105 m høgare enn i dag. Denne høgda representerer marin grense (MG) i dette området. Ettersom landet steig etter siste istid vart deltaet heva over havnivå, og utsett for elveerosjon. Under landhevinga vart det utvikla lågare terrassar, særleg tydelege i nivåa 26 og 11 m o.h. Materialinnhaldet i deltaet er lite undersøkt. Eit snitt i den vestre erosjonsresten syner runda stein og nokre blokker.

Ved Mørkri ligg ein erosjonsrest av eit noko yngre breelvdelta, ei 500 m lang og 50-100 m brei terrasseflate. Toppflata stig frå 95 m o.h. ytst til 102 m o.h. ved iskontaktsida. Vorren (1970 og 1973) omtalar dette som eit sandurdelta: eit breranddelta avsett opp til havnivået på den tida, med eit oveliggande sandurlag som vart oppbygd noko over havnivå. Små snitt syner nedst lagdelt sand og grus med noko stein og blokk. Sandurlaget er bygd opp av stein og blokk. Vorren (1973) antar at denne avsetningen vart danna for vel 9000 ¹⁴C-år sidan.

Vidare innover Mørkrisdalen finst det små erosjonsrestar av breelvavsetningar, truleg danna som sandurar.

I Greindalen og Rausdalen ligg det spreidd breelvmateriale i lag med ablasjonsmorene. Truleg er det avsett under nedsmelting av stagnerande brerestar.

Elveerosjon og avsetningar.

I tillegg til dalutforminga, har det særleg vore elveerosjon i brerandavsetningane ved Bolstad og Mørkri. Dalbotnen i den nedre delen av Mørkrisdalen er dekt av elvemateriale, og elva har eit meanderande forløp lengst nede. Elles finn vi elvedelta i innløpet til dei fleste vatna, og flaumskredvifter ved foten av bratte elvar og bekkar.

(Avsnittet om Mørkrisvassdraget er i hovudsak frå Anda og Nordahl Olsen 1982).

Åsete-området med Soleiebotnane

Det 3 km lange Åsetvatnet ligg i eit dalføre søraust for Spørteggbreen. Dalen er hengande mot Mørkrisdalen, med ein høgdedifferanse på om lag 800 m. Frå Osen i sørenden av Åsetvatnet går elva i fossar, stryk og djupe gjel. Ein del av smeltevatnet frå Spørteggbreen renn ut i vatnet vad Fast.

Rundt heile vatnet ligg ei rekkje ende- og sidemorener. Dei er avsette frå bremassar i NV.

Dei eldste endemorenene ligg på fjellterskelen som demmer Åsetvatnet ved Osen. Vest for elveløpet er det her ei 150-200 m brei sone med ihopklemde store og små moreneryggar. Aust for elva er det to markerte endemorene-ryggar, ca. 2 m høge og nokre ti-meter lange. Herifrå og langs vatnet er det rundt rekna 15 sidemorener. Dei fleste er heller små men har tydeleg form.

I fjellskråninga SØ for Fast er det og markerte sidemorener.

Randmorenene på Fast skiljer seg ut både i form og storleik. Ein spiss rygg, opptil 10-12 m høg, kan følgjast i ein stor tungeforma boge tvers over heile dalbotnen. To stader har elva, i postglasial tid skore seg gjennom moreneryggen. Men ein finn og turrlagde løp som er like gamle som morenen.

Endemorenen demmer opp eit mindre vatn som for ein stor del er fylt opp med glasifluviale og fluviale sediment, grus og stein. På elveavsetninga er det spor etter eldre elveløp. Like innafor den store endemorenen, og konformt med denne, er det ein mykje mindre, 0,5-2 m høg, endemorene. Denne er og skarp og fin i forma, men ikkje heilt samanhengande.



Rett nord for det vesle vatnet renn elva i eit 3-4 m djupt gjel.

Framfor endemorenen er det avsett eit stort delta, ca. 250x500 m, som er dekt med torv.

Fig. 46 Åsetevatnet, med Åsetestølen på elvevifta midt langs vatnet, og Fast i vestenden.



Fig. 47 *Fast. Endemorener og ur.*



Fig. 48 *Endemorene på Fast.*

Frå Åsete går turiststien nordover mot Arentzbu. Der terrenget flatar ut i munningen av Soleiebotnane 1000 m o.h. ligg to store, 6-8 m høge, parallelle moreneryggar (Fig. 49). Frå nedste fronten kan dei følgjast ca 1 km innover den slake botnen. Moreneryggane er heilt overgrodde av lyng og annan vegetasjon, så alderen er frå isavsmeltingtida (Gaupnestadiet iflg. Vorren 1973). Etter Vorren sin rekonstruksjon er desse eldre enn dei store moreneryggane på Fast.

Vidare innover Soleiebotnane er der langt fleire randmorener, minst 8 i alt, frå 1000 m innover mot ca. 1200 m o.h. Truleg er alle desse frå isavsmeltingtida. Vesle istids-morenene ligg nærare Spørteggreen.



Fig. 49 Moreneryggar som her markerar ein Preboreal brefront i Soleiebotnane, sett mot SV.



Fig. 50 *Preboreale moreneryggar i Soleiebotnane, mot SV.*

Fortundalen

Fortundalen og Mørkrisdalen er på mange måtar like, med djup nedskjæring til fjordnivået mot Lusterfjorden. Fortunsdalen har eit dalprofil som syner at elvar i hovudsak står for utforminga av nedre delen. Ved Nørdsstealsæter 1000 m o.h. forgreinar dalføret seg i tre: Nørdsstedalen mot nord, Middalen mot NØ og Vetledalen mot ØNØ. Dei tre greinene når opp til hovudvasskiljet., vel 1400 m o.h. for Middalen. Desse øvre sidedalene har tydeleg u-forma tverrprofil og brear har stått for storparten av utforminga.



Fig. 51 Fortundalen, sett sørover. Den gamle (paleiske) overflata er stipla.

Utviklingshistoria for Fortunsdalen har mange parallellar med Mørkrisdalen; Elvenedskjæring i det paleiske landskapet med vidder og opne slake dalar mot slutten Tertiær. Det gamle viddelandskapet finn ein særleg tydeleg i dette vassdraget ved hovudvasskiljet. Øvre Middalen og Breiddalen er gode eksempel.

Skred.

Den nedre delen av Fortunsdalen har opptil 1200 m høge, og til dels stupbratte dalsider. Berggrunner er samansett av relativt svake skiferbergartar frå Kambro-Silur. Dette medfører ustabile fjellsider med stor aktivitet av steinsprang i Fortun. Det gjeld heile dalføret oppover frå fjorden. Men den bratte austlege dalsida 5 km NØ-over frå Holmastadnosi svært særprega med ei rekkje bratte gjel med store skredvifter under.

Fjellskreda i austsida av Tussen er tidlegare omtalte. Fleire fjellskred finst i Fortun. Om lag dfrå vegkrysset der vegen tar opp mot Sognefjell, går denne vegen inn mellom store blokker som dannar fronten på ei fjellskredtunge.

Oppover Fortundalen frå Øyrane finn ein særleg store skredvifter i den vestlege dalsida.



Fig. 52 Stupbratte gjel i den austlege dalsida til Fortundalen.



Fig. 53 Fortundalen, skredvifte til høgre.

Gjel

Djup nedskjæring av elvar er karakteristisk i område med mjuke skiferbergartar. Bakligjelet i Fortundalen er eit av dei aller beste eksempla. Om ein reknar frå det 880 m høge fjellplataet i sør, er gjelet om lag 400 m djupt og svært trangt mot botnen. Vegen opp mot Nørdsstealsæter heng nærast i fjellveggen på nordsida. Dette er kanskje det mest dramatiske av naturen i Breheimen, ved sida av Mørkrisdalen.

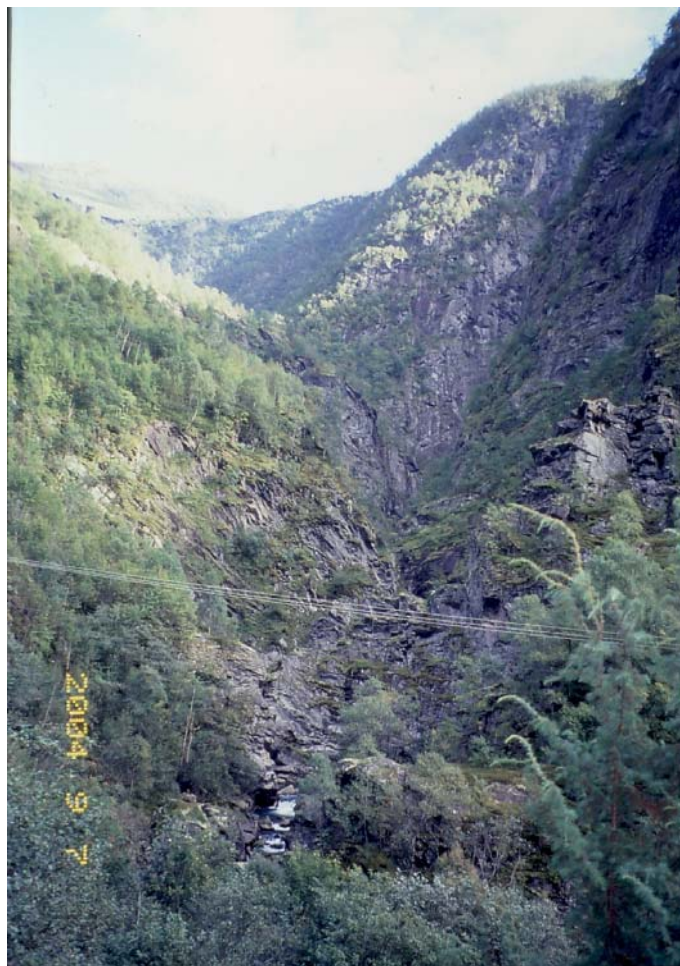


Fig. 54 *Bakligjelet.*

Randmorener og plastiske former i Granfasta-dalen

Vestover frå Skålavatnet renn Granfasta i ein liten sidedal som munnar ut hengande over 800 m oppe i sida av Fortundalen. I dalføret er det spor etter to randstadium som Vorren (1973) korrelerar med Gaupne- og Høgemostadia. Av desse er det eldste stadiet markert av 5-6 parallelle moreneryggar (Fig. 21 og 55) som kan følgjast ned mot kanten av den stupbratte sida i Fortundalen. Der må det på den tida ha vore eit brefall. Morenebeltet er her ca. 300 m breidt og ligg 1130-1140 m o.h. Det kan følgjast austover som 2-10 m høge og opptil 2 km lange sidemorener opp mot 1340 m o.h. i den sørlege dalsida. Det er ein påfallande skilnad på jorddekket utafor og innafor randlina. Utafor moreneryggane er berggrunnen omtrent naken, medan det innafor er eit heller tjukt morenedekke.

Dei tilhøyrande sidemorenene i den nordlege dalsida er 2-6 m høge og kan følgjast frå 1220 til 1300 m o.h.

Sidemorenene frå det yngste brerandstadiet er frå 1,5 til 7 m høge. Mellom dei stadia, eller gruppene av randmorener, er det ein 2-5 m høg slukås med ablasjonsmorene oppå.

I dalbotnen er det store avspylte felt med godt utvikla jettegryter og andre plastiske former.

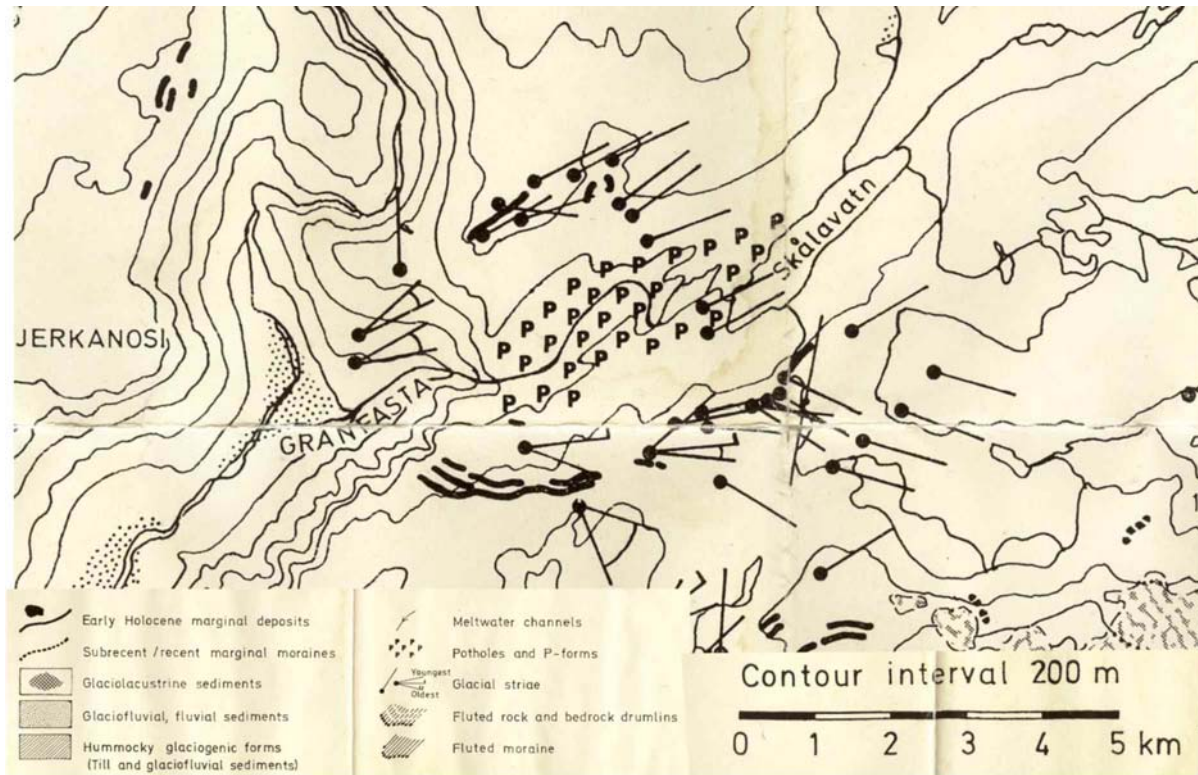


Fig. 55 Randmorener, plastiske former og skuring i Stølsdalen (Granfastadalen).

Nørdestedalen

Nørdestedalen er ein nordvestleg sidedal til Fortundalen-Middalen. Dalen drenerer fleire lokalbrear i Breheimen. Berggrunnen i området er migmatittisk gneis.

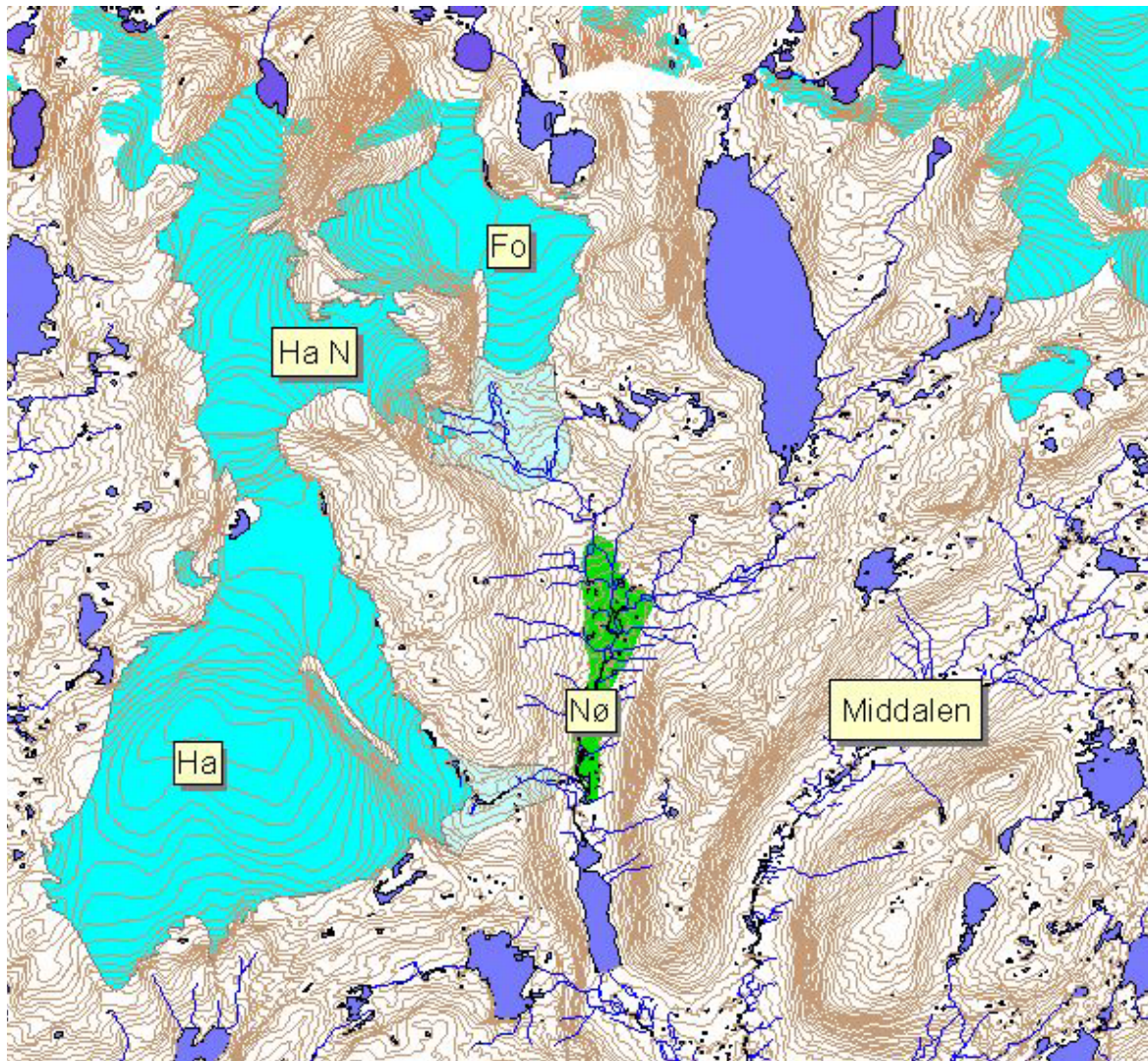


Fig. 56 Nørstedal-området. Utreiinga til til dei 2 austlege breutløparane frå Harbardsbreen og Fortundsalsbreen under Den vesle istida er vist med lys grøn farge. Ablasjonsmoreneområdet er vist med mørk grøn farge. Ha = Harbardsbreen, Ha B = Harbardsbreen N, Fo = Fortundsalsbreen, Nø = Nørsteden.

Frå nordenden av Fivlemyrane og fleire km nordover er det godt utvikla dødislandskap med moreneryggar og haugar, smeltevassterrassar og avstengde tjern (grytehol). I overflata ligg mange og til dels store blokker (ablasjonsmateriale) Formene er opptil 10-15 m høge.

På begge sider av Steindalselvi er det små randmorener som er danna framfor ein kort breutløpar frå Harbardsbreen. Den markerte vegetasjonsgrensa syner at desse randmorenene er unge, truleg frå "Den vesle istida" rundt 1750 og seinare.

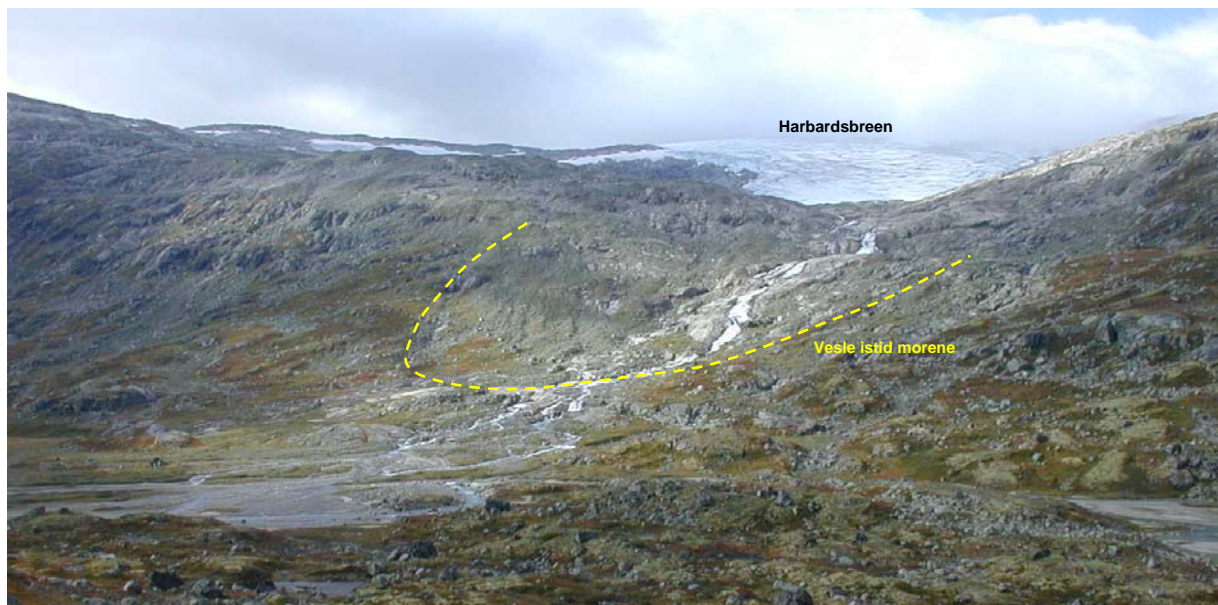


Fig. 57 Nørdstedalen. Brearm frå Harbardsbreen – og utbreiinga under Den vesle istida. (Jfr. Fig. 56).



Fig. 58 '1750'-morene øvst i Fortundalen. Harbardsbreen N i bakgrunnen.



Fig. 59 'Fersk' endemorene framfor Fortundalsbreen.



Fig. 60 Steinsirkler nedafør Fortundalsbreen. Disse må ha blitt danna etter 1750.



Fig. 61 *Haug- og ryggforma ablasjonsmorene i Nørdestedalen. Sett mot S.*



Fig. 62 *Ablasjonsmorene i Nørdestedalen. Sett mot S.*

Øvst oppe endar Nørdstealføret i to korte dalendar med breutløparar frå Fortundalsbreen i nord Harbardabreen N (manglar navn) i vest. I dalbotnen, om lag 1,5 km framfor desse bretungene ligg fleire bogeforma endemorener. Innafor moreneryggane er det større parti med "frisk" botnmorene og ablasjonsmorene, medan området utafor er svært fattig på lausmassar. Den openberre kontrasten både med omsyn til lausmassar og vegetasjon, syner at desse avsetningane er unge (frå Den vesle istida). Dei nedre brearmane flaut då saman til ei tunge i hovuddalføret.

Nærare Harbardabrearmen i nord ligg ein 250 brei og 30-40 m høg, samansett morenerygg (UTM ED50 321428) som er danna seinare, og etter at dei to brearmane skilde lag. Midt oppå denne ligg eit 70 m breidt, sirkelforma tjern.

I Nørdstedalen er det og eksempel på tersklar og traue som er typiske for iseroderte dalar. Traua, eller dalbassenga, er fylte med glasilakustrine sediment - sand og grus - frå breelva. Fivlesmyrane er no neddemde. Det går bilveg fram til demningen. Turstien til Sota går gjennom dalføret.

Oppsummering.

Nørdstedalen har eit kvartærgeologisk og geomorfologisk mangfald, med vanlege og meir sjeldne former og avsetningar frå isavsmeltingstida og dei siste hundreåra.

Haugforma morenelandskap (dødisterrang) er meir vanleg i indre delar av Austlandet. På Vestlandet finn ein det sjeldan over så store samanhengande område som i Nørdstedalen og Middalen.

Harbardsbreen, Fortundalsbreen og dei unge morenelandskapa framfor desse, gjer Nørdstedalen meir mangfaldig enn t.d. Middalen, sjølv om den siste er lettare tilgjengeleg.

Middalen

Den 10 km lange Middalen er den nordlegaste delen av Fortundalen. Dalen er U-forma i nedre delen. Men vidar seg ut lenger oppe og går gradvis over i fjellviddene på rundt 1300 m o.h.

Vi finn mange av same formene som i Nørdstedalen, med moreneryggar og haugar, og mindre smeltevassavsetningar langs dalbotnen. Dei er til dels terrasserte. Langstrakte ryggformer langs dalbotnen kan vere eskerryggar. Langs anleggsvegen opptil 1300 m o.h. er det snitt gjennom nokre av avsetningane, oftast med grovkorna og til dels utvaska morenemateriale.

Nokre av ryggane er tydelege endemorener. Ved UTM 362367 er det to markerte randmorener som kan følgjast ca. 200 m frå den austlege dalsida nedover mot elva.

Liknande randmorener finn vi ved UTM 370382. Desse er avsette av ein dalbre sørvestover dalføret. Oppe ved Middalsvatnet 1300 m o.h. er det isskuring og sigdbrudd som syner sørvestlege retningar; 256 og 238 grader med den siste som dominerande.

Mange skarpe ryggjar som liknar randmorener, syner seg ved nærare ettersyn å innehalde fjellkjerne, ofte med frostsprengt fjell.

Skarpkanta store og mindre blokker finn vi mange av i dette dalføret. Det vitnar om aktiv frostforvitring.

Ur eller talus danna ved steinsprang er gjerne teikn på frostforvitring. I Middalen er der ei særleg fint oppbygd ur i den vestlege dalsida (aust for Middalsnosi). Ura kan følgjast over om lag 2 km.

Mysubyttaldalen

Mysubyttaldalen har retning mot VNV og skjær seg inn i den nordvestlege delen av Breheimen mot Jostedalsbreen. Dalen føyer seg inn i Ottavassdraget sitt dendrittiske mønster. Dette tyder på at elveerosjon har stått for den første utviklinga, som for dei fleste dalane i Breheimen.

Her har likevel breerosjon teke overhand og forma dalføret med slak botn og bratte sider.

Dalsidene er opptil 700 m høge og prega av ur og skred.

I dalbotnen finn vi gradvis tynnare morenedekke frå Sota og vestovr til Mysubyttvatnet 1048 m o.h. Elveavsetningar på rolegare parti, som ved Mysubytta, og vifter der sideelvar munnar ut, er det fleire av.

Dalføret drenerer størstedelen av den store Sekkebreen i nord, og mindre brear på Tverreggje i sør. Dette ber hovudelva preg av, med breslam og stor vassføring på varme dagar.

Randmorener syner at Tverreggjebreen har lege heilt ned nyare tid. Det er ein heil serie parallelle morener over ein 1 km lang strekning austover frå Mysubyttvatnet. Moreneryggane er 1-2 m høge, og ofte skarpe. Dei er undersøkte av Winkler et. al. (2003).

Breiar og alpine område

25 % av arealet i Breheimen er dekt av breiar av ulike typar. Alle er langt mindre enn Jostedalsbreen. Men både Spørteggbreen, Sekkebreen og Harbardsbreen er relativt store platåbreiar på rundt 20 kv. km. Både desse, Holåbreen og Fortundalsbreen har små utløparar som har rykt fram og avsett fleire randmorener i Den vesle istida (Winkler m.fl. 2003).

Hestbreområdet

Topografi.

Hestbreområdet danna rein skarp rygg (arete) i retning aust til ØNØ, med alpine toppar (som Matterhorn) opptil over 2100 m o.h. Aust- og vestenden av ryggen går ned og over i eit høgt platå (Storberka) 1950 m o.h. som Hesthøi (2021 m) og Merrahøi (1727 m).

Hovudryggen har brear på begge sider.

Dei høgtliggande platåa kan vere nakne, men og dekte av blokkhav og morener med aktive permafrostformer (polygon og striper).

Nord og sør for Hestbreyggen er lågare platå med mange vatn og smeltevasselvar som renn ned til Høydalen, Lundadalen og Nørdstedalen. Området grensar i nord til den ØNØ-lege ryggen Holåtindan med fleire 2000-m toppar, og til Lundadalen. I sør utgjør Høydalen avgrensinga.

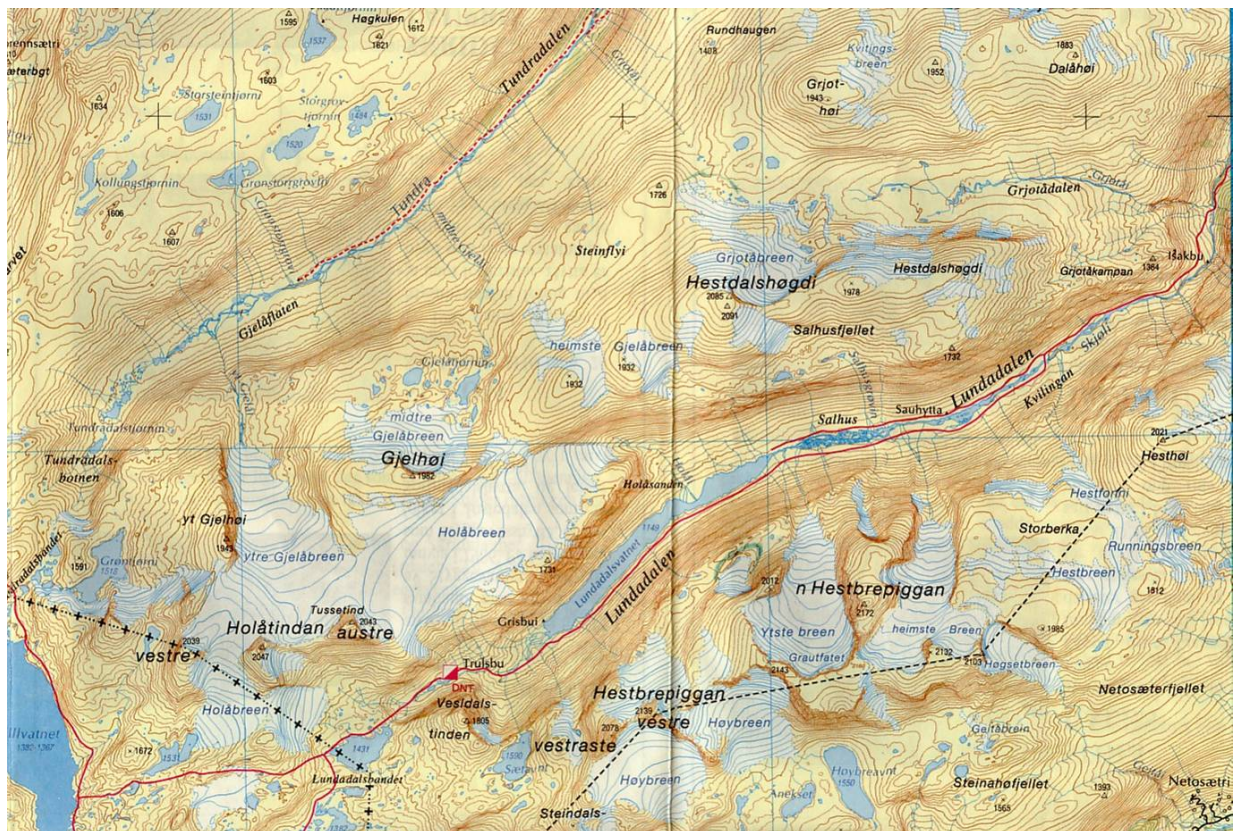


Fig. 63 Topografisk oversiktskart over Holåtindan og Hestbrepiggen. (Kartblad Breheimen).

Berggrunn

Banham & Elliot (1965) og Banham (1968) har gjort detaljerte undersøkingar av berggrunnen i Hestbrepiggområdet, så vi har meir detaljkunnskap frå dette enn andre område i Breheimen.

Dei finn basalgneis med granittisk samansetning, men varierende mineralinnhald:

Biotittgneis, augegneis, amfibolitt, pegmatitt, foliert granitt skifrig muskovitt- og klorittgneis og kvartsitt.. Biotittgneis ugjer fundamentet, andre har trengt inn i den.

Hestbrepigg-granitt danner dei høgastliggande områda.

Brear

Breane i Hestbremassivet er varierte og kan delast i

1. Store botnbrear (som Høybreen)
2. Små dalbrear
3. Små platåbrear (som Hestbreen)

Sider og bakveggar for desse breane kan vere nærast loddrette og mange hundre m høge.

Winkler m.fl. har undersøkt morener ved Heimste Breen og Ytste Breen. Desse drenerer nordover og danner samansette botnar som er eroderte inn i Hestbremassivet. I dag endar bretungene på plataet 15-1700 m o.h. Men i Den vesle istida strakte dei seg ned til om lag 1200 m i Lundadalen. Ein del av moreneryggane har vorte fjerna av glasifluvial erosjon, men sidemorenene er betre oppbevarte.

Trass i om lag lik lokalisering, tyder kartlavmålingar på at morenene for Heimste breen er yngre enn for Ytste breen.

Holåbreområdet

Dei tre Holåtindane er alle høgare enn 2000 m o.h. Dei største breane, Holåbreen og ytre Gjelåbreen ligg nord for desse toppane. Men ein sørleg del på om lag 3 kvkm som også har namnet Holåbreen, drenerer sørover til Fortundalen. Winkler m. fl. (2003) har undersøkt to morener ved ein liten botnbre i dette området, i SØ-sida av Vesledalstinden. Dei meiner at morenene frå rundt 1800 og 1860. Rundt Nordre Holåbreen er det i tillegg funne morener frå ca. 1760.

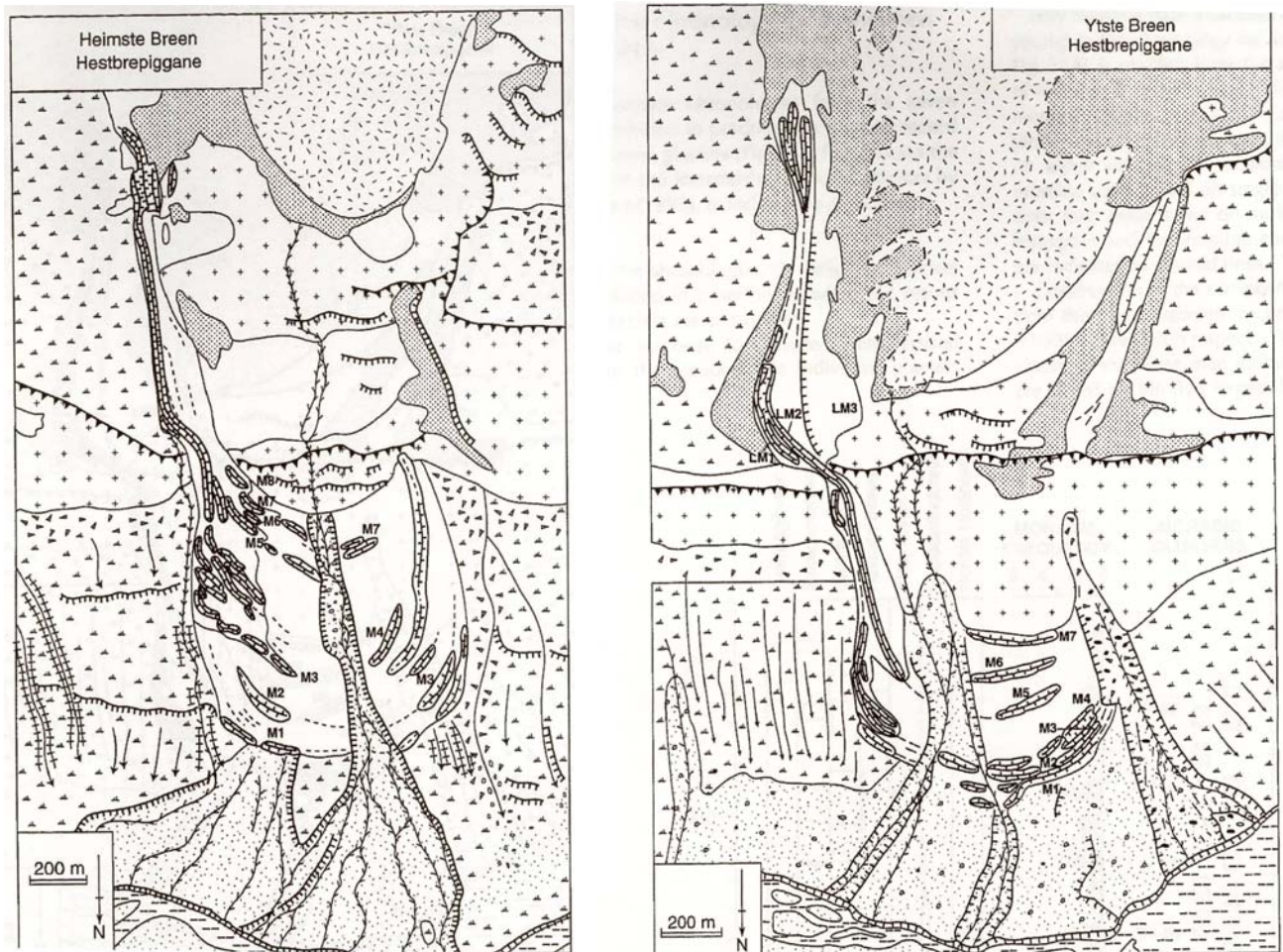


Fig. 64 Områda framfor Heimste og Ytste Breen i Hestbrepiggane. (Winkler m.fl. 2004).

Sekkebreen og Storegrovbreen

Sekkebreen er ein relativt stor platåbre på 24 km² i den nordvestlege delen av Breheimen. Han er på det næraste samanhengande med Jostedalsbreen. Ei rekkje store markerte randmorener er registrerte (foto) i den nordvestlege skråninga mot Raudalen. Breen har her rykt fram i fleire lobar, truleg i Den vesle istida. Framrykk til alle sider var kanskje ei årsak til at breen ikkje nådde ned i Mysubyttalen i Den vesle istida. Korte framrykk med relativt stasjonær iskant har danna til dels store randmorener, særleg på NV-sida.

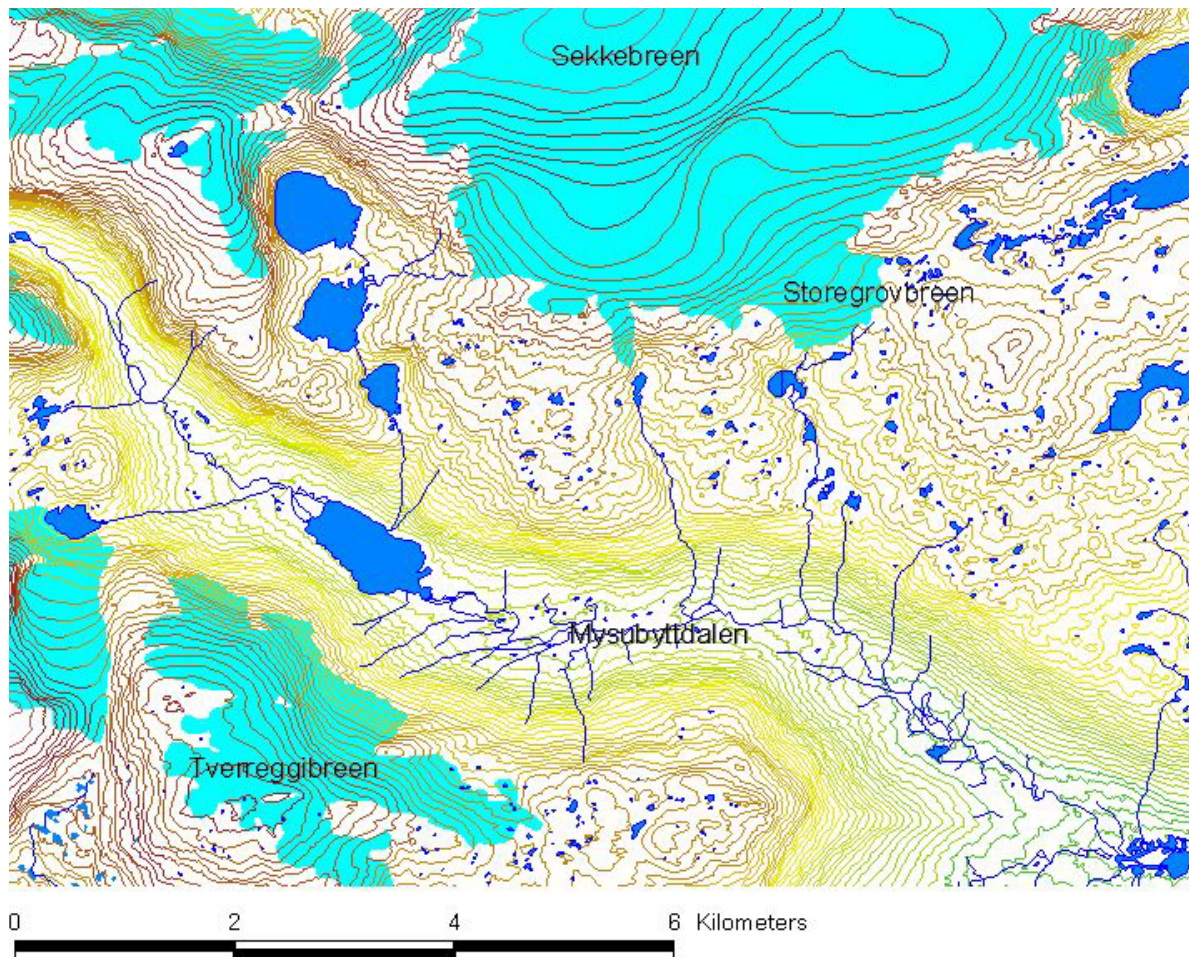


Fig. 65 Topografisk kart, med Storegrovbreen og Tverreggibreen. (Digitalt kart N50).

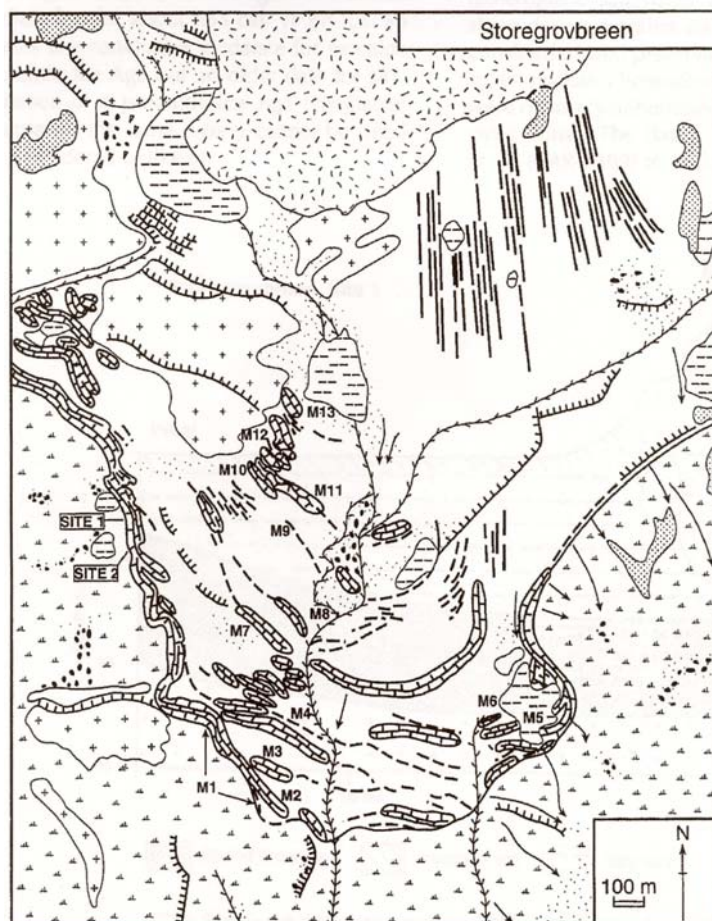


Fig. 66 Vesle istid-morener framfor Storegrovbreen. (Winkler & el. 2003).

Storegrovbreen er ein søraustleg utløpar på ca. 1 km². Morener nedafor denne breen er undersøkte av Winkler m.fl. (2003).

Dei har i alt kartlagt og datert 13 ulike randmorener (Fig.66, M1-M13). Dei ytre, M1 og M2, er dei største, nokre få m høge, medan tilbakerykkings-morenene er små, under 1 m høge. Kartlava syner 1813 og 1815 som alder for dei to eldste morenene. Av ulike årsaker antar forfattarane at dette er for ungt, og at M1 heller er frå 1760.

Tverreggibreen

Dette er ei lita og tynn brekappe i nordskråninga av Tverreggi (1768 m). Bretunga når i dag ned til ca 1400 m. Men den nedste moreneryggen når heilt ned i botnen av Mysubytttdalen ved omtrent 1050 m. Ein serie på 8 bogeforma moreneryggar ligg oppover frå den nedste. Nokre er delvis dekkja av breelvmateriale, eller øydelagde av ulike skråningsprosessar.

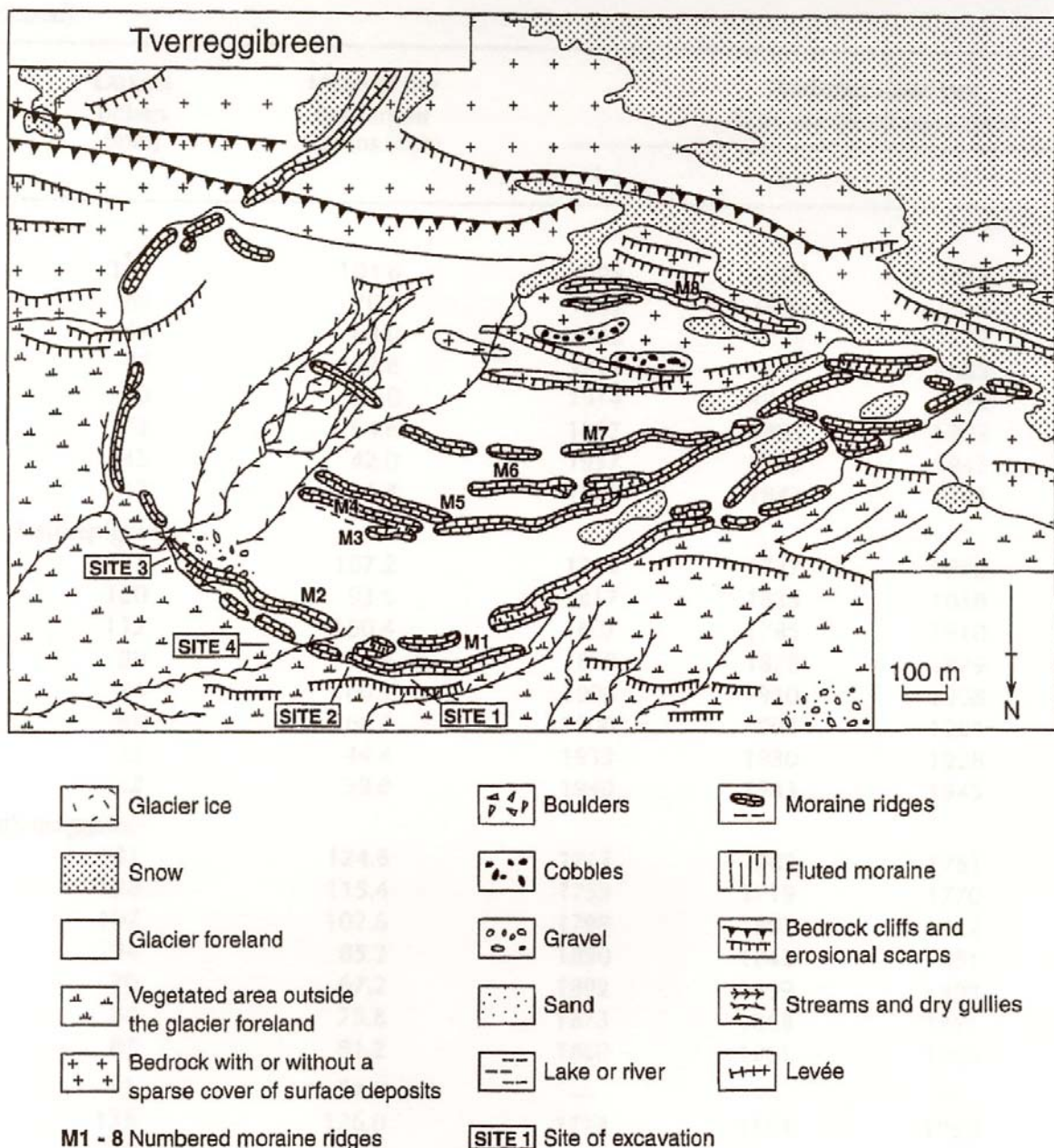


Fig. 67 Vesle istid-morener framfor Tverreggibreen. (Winkler & el. 2003).

Kartlavanalysar på ytste moreneryggen tyder på ein alder frå år 1734. Men morene nr. 2 får høgare alder etter same metoden. Kartlava der er 10 mm større. Forfattarane forklarar dette med ulikt mikroklima og andre faktorar som påverkar lavveksten. Morenene vidare oppover får gradvis mindre kartlav.

Målingar med Schmidt hammer gir Vesle istids alder på alle moreneryggane her, frå år 1734 til 1908.

Ved denne breen er det i tillegg gjort ^{14}C -dateringar som tyder på små breframrykk rundt åra 655-963, og 1277-1396.

Greinbreen

Dette er ein platåbre sør for Sprongdalen. Breen har ein nordleg, bratt og smal utløpar ned til ca. 1180 m i Sprongdalen. Pga. bratt terreng og skråningsprosessar ligg berre restar av sidemorener att. Det er 8 moreneryggar oppe i den vestlege dalsida 1250-1300 m o.h.

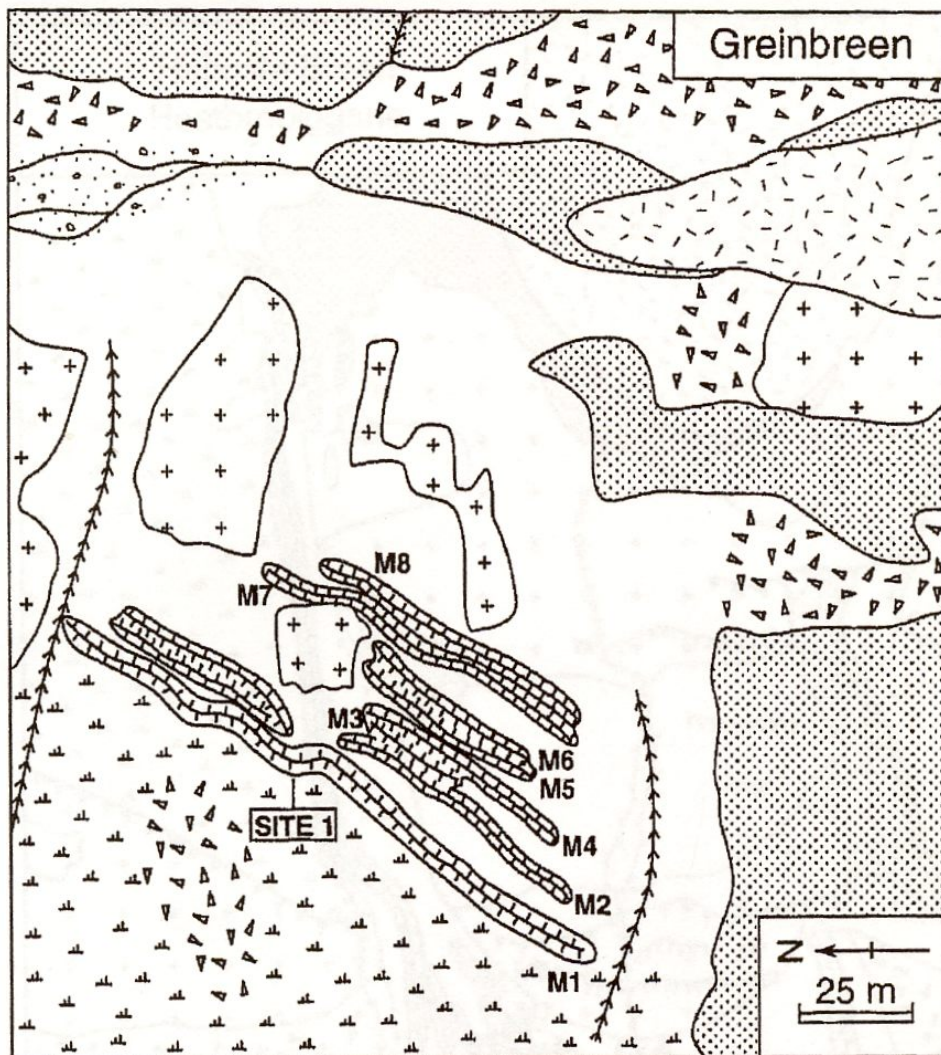


Fig. 68 Vesle istid-morener framfor Greinibreen. (Winkler & el. 2003).

Kartlav tyder på at den eldste av desse er frå seint på det 18. hundreåret. Dei to yngste er frå 1937 og 1945. Faktorar som kort lengde på ryggane (dei største kartlava fjerna), skredaktivitet og kort vekstsesong medfører gjerne for unge målingar.

Schmidt-hammer målingar gir Vesle istids alder på alle desse sidemorenene.

SAMANDRAG

Breheimen er fjellområdet mellom Jostedalen i vest, Lusterfjorden i sør, Sognefjellsvegen i aust og Ottadalen i nord.

Denne rapporten gir ein omtale av berggrunn, landformer, lausmassar, bre- og avsmeltingshistorie, på grunnlag av feltarbeid i 2004 og før. Dessutan tilgjengeleg litteratur.

Berggrunnen har to hovudeiningar: Grunnfjell med bandgneis, augegneis, amfibolittar og granittiske gneisar m.fl. Massive granittar har innverknad på utforminga av fleire alpine toppar. Den andre hovudgruppa er Kambrosilur-skiferbergartar, fyllitt og glimmerskifer. Dei forvitrar lettare og gir slakare landformer enn gneisane. Dei svake bergartane gir ustabile dalsider med mange opne sprekker i Mørkris- og Fortundalen.

Grunnfjellsgneisen gir landskapet eit lyst preg, som dominerer i Breheimen. Noko mørkare landoverflate får vi i Kambrosilursona. Kontrasten til mørk overflate i Hurrungane og Jotunheimen er stor.

Topografien er fjellplata i nivået 1400-1800 m o.h., alpine toppar opp i 2100 m o.h., dalar med 1200 m høge sider mot SSV, og dalføra mot NØ har relieff på 5-600 m. Alle hovuddalar er fluvialt anlagde. Nedre Mørkris- og Fortundalen har framleis fluvialt preg, men i hovudsak har brear stått for den siste utforminga i Breheimen.

Då breane var tjukke og truleg dekkja alle toppar, strøymde dei mot Lusterfjorden frå eit isskilje eller ein breakul omtrent der vasskiljeet er i dag. På nordsida av dette strøymde breane i nordleg retning.

Ettersom isdekket tynna ut vart brestraumane styrde av fleire dalar og terrengformer.

Avsmeltingshistoria for innlandsisen er godt dokumentert og rekonstruert i sør. Særleg har Vorren (1973) stilt saman store randmorener og breelvavsetningar til Gaupnestadiet i tidleg Preboreal (9700), og det litt seinare Høgemostadiet (9500). Dei aller fleste store randavsetningane i Sør-Breheimen tilhøyrer desse.

I sentral- og nord-Breheimen er ikkje den tidlege avsmeltingshistoria like godt kjend,

Men detaljert kartlegging og datering av morener framfor nokre av breane i dag, syner at alle desse morenene er frå Den vesle istida. Dateringane kan grupperast frå ca. år 1740 fram til i dag.

25 % av arealet i Breheimen er dekket av ulike lokale brear. Dei fire største på rundt 20 km², Spørteggbreen, Harbardsbreen, Holåbreen og Sekkebreen er platåbrear med korte utløparar. Størst lokal variasjon har Hestbrepiggområdet med botnbreiar, små dalbreiar og små platåbreiar. Botnane med botnbreiar har som regel nordleg orientering. Brekkar kan ligge att i nordlege skugge- og leskråningar, men mangle i same nivå i dei sørlege skråningane. Tverreggibreen sør for Mysubuttaldalen er eit godt eksempel.

LITTERATUR

- Anda, E. & Nordahl-Olsen, T. 1982: Mørkrisvassdraget, kvartærgeologisk og geomorfologisk oversikt. Geol inst. Avd. B. Univ. I Bergen. Rapport 7, 22 s.
- Banham, P.H. & Elliot, R. B. 1965: Geology of the Hestbrepiggan area. Preliminary account. *Nor. Geol. Tidsskr.* 45, 189-199.
- Banham, P. H. 1968: The basal gneisses and basement contact of the Hestbrepiggan area, North Jotunheimen, Norway. *Nor. geol. unders.* 252.
- Barkey, H. 1968: Geologiske og ingeniørgeologiske undersøkelser i Vest-Jotunheimen. Song og Fjordane og Oppland. Upubl. NGU-rapport 817A.
- Brathole, A. 1951: Kvartærgeologiske undersøkelser i Indre Sogn. Hovedoppgave ved Universitetet i Oslo.
- Faugli, P. E., Lund, C. og Rye, N. 1991: Jostedalen, natur, vannkraft. NVE og Univ. I Bergen.
- Gjessing, J. 1978: *Norges landformer*. Universitetsforlaget. Oslo.
- Hansen, A. M. 1891: Strandlinjestudier. *Arkiv Mat.-naturvit.* 15, (1), 96 s.
- Helland, A. 1876: Om beliggenheden af moræner og terrasser foran mange indsjøer. *Øfvers Kgl. Vit. Akad. Forhand.* 32, 53-82.
- Holmstrøm, L. 1880: Om moræner och terrasser. *Øfvers Kgl. Vit. Akad. Forhandl.* 36, 5-47.
- Holtedahl, O. 1960 Geology of Norway. *Norger geol unders.* 208, 540 s.
- Kjerulf, T. H. 1871: Om skuringsmærker, glacialformation og terrasser samt om grundfjeldets mektighet i Norge. I Grundfjeldet. 101 s. *Univ. Program første halvår 1870*. Kristiania.
- 1879: *Udsigt over det sydlige Norges geologi*. 262 s. Kristiania.
- Klakegg, O., Nordahl-Olsen, T, Sønstegaard, E. & Aa, A. R. 1989: Sogn og Fjordane fylke, kvartærgeologisk kart - M 1:250 000. *Nor. Geol. Unders.*
- Landmark, K 1949: Geologiske undersøkelser i Luster-Bøverdalen. *Bergen Univ. Aarbok 1948*.

- Lutro, O. 1979: Lustrafjorden. Berggrunnsgeologisk kart 1417 I , M 1:50 000. *Nor. Geol. Unders.*
- Lutro, O. 1981: Mørkrisdalen. Berggrunnsgeologisk kart 1418 II; M 1: 50 000. *Nor. Geol. Unders.*
- Lutro, O. og Tveten E. 1996: Geologisk kart over Norge, berggrunnskart ÅRDAL M 1:250000, Norges geologiske undersøkelse.
- Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. and Løvlie, R. 1991: Holocene glacial and climate history of the Jostedalsbreen region, western Norway, evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Review* 10, 78-114.
- Rekstad, J. 1914: Fjeldstrøket mellom Lyster og Bøverdalen. *Norges geol. unders. 69.*
- Sigmond, E. M. O., Gustavson, M. og Roberts, D. 1984: Berggrunnskart over Norge-M 1:1 mill. Norges geol. unders.
- Sollid, J.L. & Torp, B. 1984: Glacialgeologisk kart over Norge, 1:1 mill. Nasjonalatlas for Norge. Geogr. Inst. Univ. i Oslo.
- Sollid, J.L. og Trollvik, J.A. 1991: Oppland fylke, kvartærgeologi og geomorfologi 1:250 000. Institutt for naturgeografi, Universitetet i Oslo.
- Sønstegeard, E. & Aa, A. R. 1987: JOSTEDALEN 1418 III, kvartærgeologisk kart – M 1:50 000. *Nor. geol. unders.*
- Tollan, A. 1963: Trekk av isbevegelsen og isavsmeltningen i nordre Gudbrandsdalens fjelltrakter. *Norges geol. Unders. 223*, 328-345.
- Vorren, T. O. 1970: Deglaciasjonsforløpet i strøket mellom Jostedalsbreen og Jotunheimen. Hovedoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved Univ. I Bergen.
- Vorren, T. O. 1973: Glacial Geology of the Area between Jostedalsbreen and Jotunheimen, South Norway. *Nor. Geol. unders.*
- Winkler, S., Matthews, J.A., Shakesby, R.A. and Dresser, P.Q. 2003: Glacier variations in Breheimen, southern Norway; dating Little Ice Age moraine sequences at seven low-altitude glaciers. *J. Quaternary Sci.*, **Vol 18** pp. 395-413.
- Aa, A. R. og Sønstegeard, E. 1994: Kvartærgeologisk verneverdige forekomster og område i Sogn og Fjordane. Utredning for DN 1994-9. Direktoratet for naturforvaltning.
- Aa, A.R. (red), Dahl, S.O. m.fl., Sønstegeard, E., Anda, E., Sanderson, F. m.fl., Russenes, B.F. Lille-Homb, K. og Henriksen H. 2001: Klima, skred og risiko. HSF notat 1/02.