



Oppgaven går til Universitets-
biblioteket for utlån / ~~ikke utlån~~.

11/4-73
dato

Eyvind Sindre
underskrift

Eyvind Sindre

KVARTERGEOLOGISKE UNDERSØKELSER I OMRÅDET
MELLOM VOSSESTRAND OG NERØFJORDEN OG TIL-
GRESENDE FJELLSTRØK.

Hovedfagsoppgave
i
Kvartargeologi og geomorfologi
ved
Universitetet i Bergen,
Geologisk Institutt, avd. B.

Våren 1973.

INNHALDSFORTEGNELSE.

F O R O R D.	side	1.
T O P O G R A F I S K O V E R S I K T.	"	4.
B E R G G R U N N S G E O L O G I S K O V E R S I K T.	"	8.
G E O M O R F O L O G I S K O V E R S I K T.	"	12.
DALENES AVHENGIGHET AV SPREKKE- RETNINGER OG BERGARTER.	"	13.
Sprekkeretninger - Daler.	"	13.
Daler i bergartsgrense.	"	16.
BERGARTSBETINGETE FLATER.	"	19.
ELVEJNNFANGNING - GAMLE DALSYSTEM.	"	21.
<u>K V A R T Æ R G E O L O G I.</u>		
I N N L E D N I N G.	"	34.
B R E B E V E G E L S E.	"	36.
INNLEDNING.	"	36.
ISSKURING.	"	37.
STENTELLINGER.	"	43.
KONKLUSJON BREBEVEGELSE.	"	46.
L Ø S A V S E T N I N G E N E.	"	48.
INNLEDNING.	"	48.
SEDIMENTPETROGRAFISK METODIKK.	"	50.
Innledning.	"	50.
Kornfordelingsanalyser.	"	50.
Tungmineralanalyser.	"	53.
MORENENE.	"	54.
Innledning.	"	54.
Morenenes sammensetning.	"	54.
Morenenes relasjon til fylltinnhold.	"	56.
Morenenes tungmineralinnhold.	"	63.

GLACIFLUVIALE AVSETNINGER.	side 66.
Innledning.	" 66.
Esker i Myrkdalen.	" 66.
Kame-terrasse ved Vinje.	" 68.
Esker i Oppheimsdalen.	" 69.
Esker ved Fyrde.	" 69.
Lateralterrasse ved Brandset (Brandsetdalen).	" 72.
Terrasser i Nærødalen.	" 72.
GLACILAKUSTRIINE AVSETNINGER.	" 76.
RASAVSETNINGER.	" 76.
SUEMORENE AVSETNINGER.	" 77.
Innledning.	" 77.
Kvanndalsavsetningene.	" 78.
Vinjedalsavsetningene.	" 88.
I S A V S M E L T I N G E N .	" 99.
INNLEDNING.	" 99.
HOLMO-PAKKA-STADIET.	" 101.
FYRDEFASEN	" 106.
HAUGSVIK-OPPEIIMFASEN.	" 110.
VINJEDALSFASEN.	" 116.
VINJEFASENE.	" 122.
Morenefasen,	" 122.
Dresjøfasen.	" 124.
SENERE FASER.	" 133.
S A M M E N D R A G .	" 137.
L I T T E R A T U R F O R T E G N E L S E .	" 139.
APPENDIX : Tabeller.	

FIGURLISTE.

Fig. 1.	Oversiktskart over undersøkelsesområdet, Vest-Norge.	s. 2.
"	2. Relieffkart.	s. 5.
"	3. Hypsometrinske kurver for dreneringsområdene.	s. 6.
"	4. Berggrunnsgeologisk oversiktskart.	s. 9.
"	5. Geologiske profiler fra Sogn til Hardanger.	s. 10.
"	6. Skjematisk kart over hovedsprekkeretningene.	s. 15.
"	7. Foto. Oppheimsdalen. Daler i bergartsgrense.	
"	8. Geologisk kart over Oppheim og tverrprofiler over Oppheimsdalen og Langedalen.	s. 18.
"	9. Profiler over fyllittsonen på Vikafjell og Jotundekket.	s. 20.
"	10. Tverrprofiler over Nærøfjorden og Nærødalen.	s. 24.
"	11. Tverrprofiler over Jordalen og Brekkedalen.	s. 25.
"	12. Tverrprofiler over Brandsetdalen.	s. 26.
"	13. Foto. Panorama over deler av det gamle dalsystem.	s. 27.
"	14. Foto. Nærødalen.	s. 27.
"	15. Foto. Brandsetdalen.	s. 27.
"	16. Projeksjonsprofil fra Nærøfjorden til Vinje.	s. 29.
"	17. Rekonstruksjon av det gamle dreneringsområdet mot. Voss.	s. 31.
"	18. Tverrprofiler over Myrkdalen og Sendedalen.	s. 32.
"	19. Isskuringsobservasjoner	s. 39.
"	20. Foto. Representativ isskuring på fyllitt.	s. 40.
"	21. Foto. God isskuring på jotunbergart.	s. 40.
"	22. Foto. Isskuring på gneis/granitt ved Vangsnes.	s. 40.
"	23. Brebevegelser i Vossestrand og tilgrensende strøk.	s. 41.
"	24. Stentellinger.	s. 45.
"	25. Oversiktskart over jordartsfordelingen.	s. 49.

Fig. 26.	Oversiktskart over prøvelokaliteter og prøvenumre.	s. 51.
"	27. Foto. Skjæring i mektig morene i Brekkedalen.	s. 55.
"	28. Foto. Sterkt ravinert morene i Jordalen.	s. 55.
"	29. Kumulative kornfordelingskurver for fyllittmorener innen fyllittområdet.	s. 57.
"	30. Kumulative kornfordelingskurver for fyllittmorener utenfor fyllittområdet.	s. 58.
"	31. Kumulative kornfordelingskurver for fyllittfrie morener.	s. 59.
"	32. Md/So-diagram for moreneprøvene	s. 61.
"	33. Trekantdiagram for moreneprøvene.	s. 62.
"	34. Tungmineralinnholdet i moreneprøvene.	s. 64.
"	35. Foto. Esker i Myrkdalen.	s. 67.
"	36. Foto. Esker i Myrkdalen.	s. 67.
"	37. Foto. Esker i Oppheimsdalen	s. 70.
"	38. Foto. Esker i Oppheimsdalen.	s. 70.
"	39. Foto. Esker ved Fyrde.	s. 71.
"	40. Foto. Esker ved Fyrde.	s. 71.
"	41. Kumulative kornfordelingskurver for glacifluvialt materiale.	s. 73.
"	42. Md/So-diagram for glacifluviale prøver.	s. 74.
"	43. Foto. Kvanndalsavsetningene.	s. 79.
"	44. Foto. Kvanndalsavsetningene.	s. 79.
"	45. Foto. Kvanndalsavsetningene.	s. 79.

Fig. 46.	Foto. Kvanndalsavsetningen.	s. 80.
"	47. Foto. Kvanndalsavsetningen.	s. 80.
"	48. Kvanndalsavsetningen (stratigrafi).	s. 81.
"	49. Kumulative kornfordelingskurver for prøver fra Kvanndalen.	s. 82.
"	50. Md/So-diagram for prøver fra Kvanndalen.	s. 83.
"	51. Stenorientering i bunnmorene i Kvanndalen.	s. 85.
"	52. Lengde- og tverrprofil over Vinjedalsavsetningene.	s. 89.
"	53. Foto. Vinjedalsavsetningene.	s. 91.
"	54. Foto. Vinjedalsavsetningene.	s. 91.
"	55. Foto. Vinjedalsavsetningene.	s. 92.
"	56. Foto. Vinjedalsavsetningene.	s. 92.
"	57. Kumulative kornfordelingskurver for prøver fra Vinjedalen.	s. 93.
"	58. Md/So-diagram for prøver fra Vinjedalen.	s. 94.
"	59. Stenorientering i bunnmorene i Vinjedalen.	s. 95.
"	60. Foto. Holmo-Bakka-avsetningen.	s. 102.
"	61. Ekkogram fra indre deler av Nærøfjorden.	s. 102.
"	62. Bunntopografisk kart over indre deler av Nærøfjorden.	s. 104.
"	63. Kart over isavsmeltingsfasene mellom Stalheim og Oppheimsvann.	s. 107.
"	64. Foto. Randmorenen ved Fyrde.	s. 108.
"	65. Foto. Randmorenen ved Fyrde.	s. 108.
"	66. Foto. Lateralterrassen ved Brandset.	s. 109.
"	67. Foto. Lateralterrassen ved Brandset.	s. 109.
"	68. Foto. Oppheimsvann.	s. 111.
"	69. Kart over overløpet og profil over vannskillet ved Haugsvik.	s. 112.
"	70. Foto. Sandurflaten mellom Oppheimsvann og Fyrde.	s. 114.

Fig. 71. Kart over avsetninger i Vinje og Vinjedalen.	s. 117.
" 72. Tverrprofiler over Vinjedalen.	s. 118.
" 73. Foto. Vinjedalsfasen. Terrassen.	s. 119.
" 74. Foto. Vinjedalsfasen. Terrassen.	s. 119.
" 75. Foto. Kame-terrasse i Vinjedalen.	s. 119.
" 76. Rekonstruksjon av Vinjedalsfasen og morenefasen ved Vinje.	s. 121.
" 77. Foto. Morenerygg ved Øyaset.	s. 123.
" 78. Foto. Morenerygg på Sundvesåsen.	s. 123.
" 79. Foto. Morenerygg ved Lommedal.	s. 123.
" 80. Foto. Vinje.	s. 125.
" 81. Profil gjennom og snitt i terrassene ved Vinje.	s. 126.
" 82. Foto. Sedimentene i den høyeste terrassen, Vinje.	s. 127.
" 83. Foto. Sedimentene i elveflaten, Vinje.	s. 127.
" 84. Kumulative kornfordelingskurver for prøver fra terrassene ved Vinje.	s. 129.
" 85. Md/So-diagram for prøver fra terrassene ved Vinje.	s. 130.
" 86. Rekonstruksjon av bresjøfasen ved Vinje.	s. 132.
" 87. Foto. Kame-terrasse innerst i Myrkdalen.	s. 134.
" 88. Foto. Hauger i løsmasser i Berdalen (Jordalen).	s. 134.
" 89. Foto. Esker på Vikafjell.	s. 134.
" 90. Foto. Liten esker på Vikafjell.	s. 135.
" 91. Foto. Lokal endemorene øst for Vikafjell.	s. 135.
" 92. Foto. Lokal endemorene ca 3 km fra Fresvikbreen.	s. 135.

F O R O R D

Sommeren 1967 foreslo prof. dr. philos. Hans Høltedahl for meg at jeg som hovedfagsoppgave i kvartargeologi og geomorfologi, skulle undersøke strøkene nord for Voss mot Sognefjorden.

Sommeren 1967 ble feltarbeidet startet med en kort rekognoseringsstur. Den vesentligste delen av feltarbeidet ble utført somrene 1968 og 1969. Jeg foretok dessuten korte besøk i feltet 1970 og 1971.

Feltarbeidet er foretatt med økonomisk bistand av Norges Geologiske Undersøkelse.

Det undersøkte området (fig. 1) ligger innen den tidligere Vossestrand kommune. Enkelte perifere deler ligger innen Aurland (Nærøfjorden/Nærødalen) og Vik (Vikafjell) kommuner.

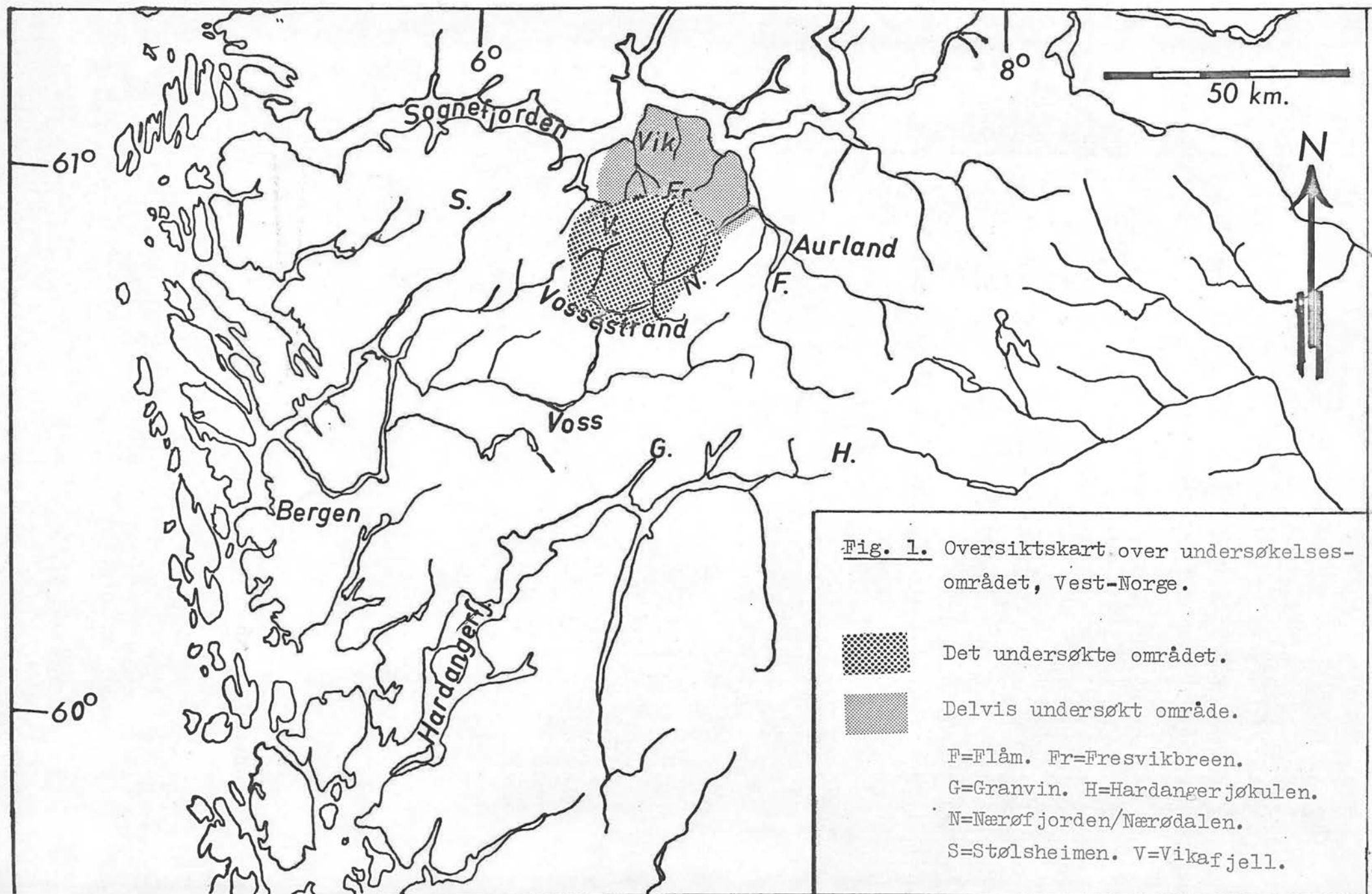
I enkelte forbindelser er også strøkene nord for det undersøkte området tatt med. Det gjelder særlig for den geomorfologiske oversikten og for skuringsanalysen.

Området er i sin helhet dekket av relativt nøyaktige gradteigs-kart i M 1 : 100.000 (kartbladene Vossestrand C 32 vest, Flåmsdalen C 32 aust, Balestrand C 31 vest og Sogndal C 31 aust).

Disse kartene foreligger dessuten i forstørret utgave i M 1 : 50.000. Meget nøyaktige økonomiske kart i M 1 : 5.000 dekker hoveddalene og har vært til stor hjelp både under feltarbeidet og under det etterfølgende hovedfagsarbeidet.

Flyfotodekningen er dårlig og de foreliggende seriene er vesentlig av dårlig kvalitet og har vært til liten nytte.

Jeg er prof. dr. philos. Hans Høltedahl stor takk skyldig for



feltveiledning, veiledning under skrivingen av hovedfagsoppgaven og for fruktbare diskusjoner. Videre vil jeg rette en takk til NGU v/tidligere statsgeolog cand. real. Noralf Rye for den økonomiske støtten jeg har mottatt.

Jeg vil videre takke konstruktør Kjell Sögnen som assisterte under boring i feltet, preparant Johan Lund som har utført pollenprepareringen og cand.mag. Lotte Selsing som har talt pollen for meg.

En særlig takk vil jeg rette til cand. real. Björn Bergström, cand. real. Lars Myhre, cand.real. Tore Vorren og cand. real. Inge Aarseth for fruktbare diskusjoner og gode råd under hovedfagsarbeidet.

Bergen den 11. april 1973
Eyvind Sindre

T O P O G R A F I S K O V E R S I K T

Det undersøkte området er karakterisert av til dels dype daler som strekker seg i sør fra Lönnavann, 86 m o.h., og nordover til fjellområdene mot Sognefjorden. De høyeste toppene ligger i nordøst og når opp i 1500 - 1600 m o.h.. Det høyeste punktet er Fresvikbreen, 1660 m o.h. Höyfjellsområdene i nord stiger bratt fra Vikafjell, 900 - 1200 m o.h. og østover mot Fresvikbreen. I øst skjærer den meget markerte Nærøfjorden/Nærødalen seg inn i området.

Dalene følger stort sett to hovedretninger: Øst-vest og nord-syd.

Området ligger vesentlig innen to dreneringsområder:

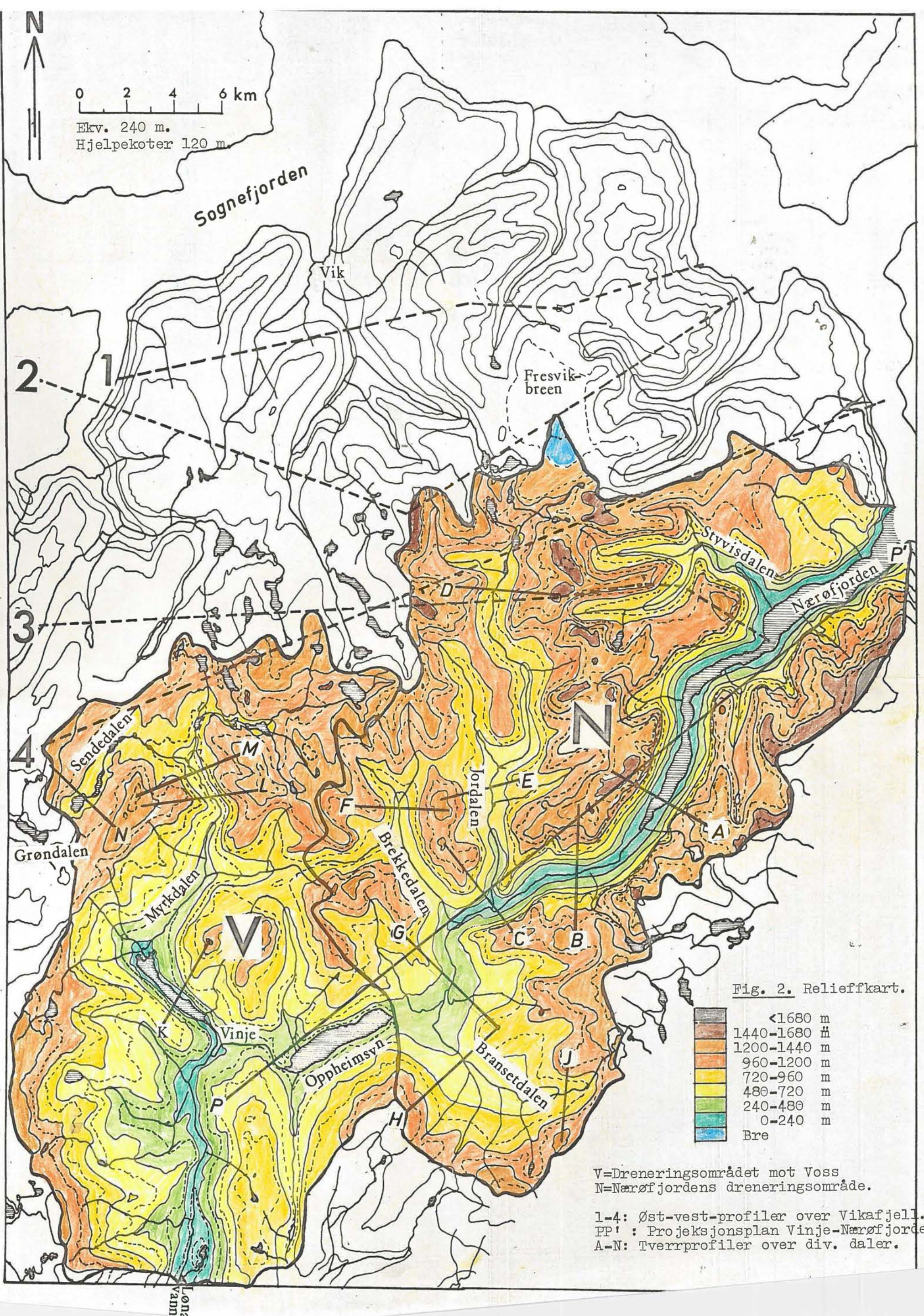
1. Dreneringsområdet mot Voss.
2. Nærøfjordens dreneringsområde.

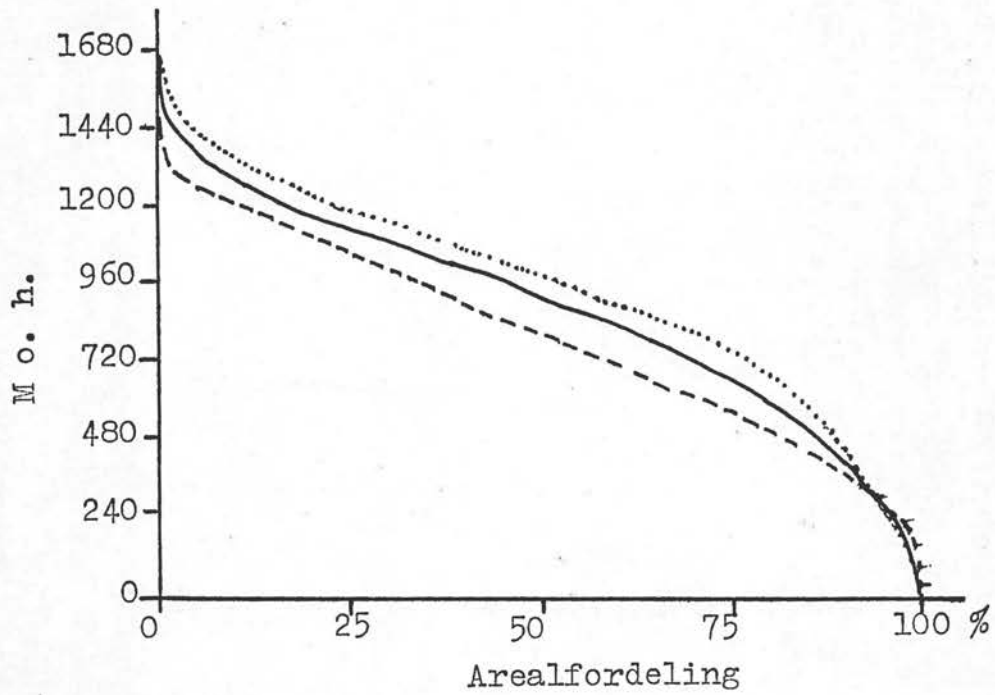
Vannskillet mellom disse to områdene ligger på det laveste ca. 340 m o.h. ved østenden av Oppheimsvann. Dette lave vannskillet har stor betydning for den sen- og postglaciale utviklingen i dalen mellom Nærødalen og Vinje.

Fig. 2 viser relieffkart hvor de relevante stedsnavn er angitt. Likeledes er dreneringsområdene skilt ut. En del profiler som blir nyttet i det etterfølgende er tegnet inn.

De to dreneringsområdene innen det undersøkte området er hypsografert. Resultatene foreligger i tabell 1.

Fig. 3 viser de høydeabsolutte hypsografiske kurvene. Av totalt 764,7 km² drenerer 320,8 km² mot Voss og 443,9 km² mot Nærøfjorden. De hypsografiske kurvene viser at drenerings-





..... Nærøfjordens dreneringsområde.

----- Dreneringsområdet mot Voss.

———— De to dreneringsområdene sammenlagt.

Fig. 3. Hypsometriske kurver for dreneringsområdene.

området mot Voss ligger lavest. Den høyeste toppen innen dette området ligger 1402 m o.h., mens for det andre områdes vedkommende ligger den høyeste toppen 1762 m o.h. Denne toppen ligger på østsiden av Nærøfjorden og faller utenfor det undersøkte området, men er likevell tatt med i denne sammenhengen.

B E R G G R U N N S G E O L O G I S KO V E R S I K T .

Berggrunnsgeologien i området mellom Voss og Sogn er beskrevet av Reusch (1905 a) og Rekstad (1910). Det foreligger få moderne arbeider fra området: Höydal (1945) har undersøkt de anorthosittiske bergartene i Vossestrand og skyvedekkenes tektonikk er undersøkt av Kvale (1948). Områdets berggrunnsgeologi er sammenfattet av Kvale (1960). Hödals (1945) og Kvales (1960) arbeider ligger til grunn for denne oversikten.

Området ligger perifert i dekkeområdet og karakteriseres av fyllittsone og skyvedekker (Övre Jotundekket, Övre Bergsdalsdekket). Den vesentlige delen av området består av Jotundekket som når så langt vest som til Vikafjell. Over Vossestrand, Vikafjell og til Sognefjorden går fyllittsonen. Vest for Vikafjell og syd for Vossestrand ligger deler av Övre Bergsdalsdekket, henholdsvis undre og midtre flak (fig. 4). Skyvedekkene hviler på fyllitten som har virket som "smöremiddel" under overskyvningene. Jotundekket antas å være skjövnet senere enn Bergsdalsdekket. Den underliggende fyllitten synes å være av övre kambrisk/undre ordovicisk alder slik at overskyvningene antas å ha foregått under hovedfasen av den kaledonske fjellkjedefoldning. (se fig. 5).

Fyllitten stryker nord-syd og faller mot öst, men en rekke små folder gjør at den lokalt kan ligge horisontalt eller faller svakt mot vest. Bergarten er stort sett en kvarts-muskovittbiotitt fyllitt. Farven varierer etter grafittinnholdet fra

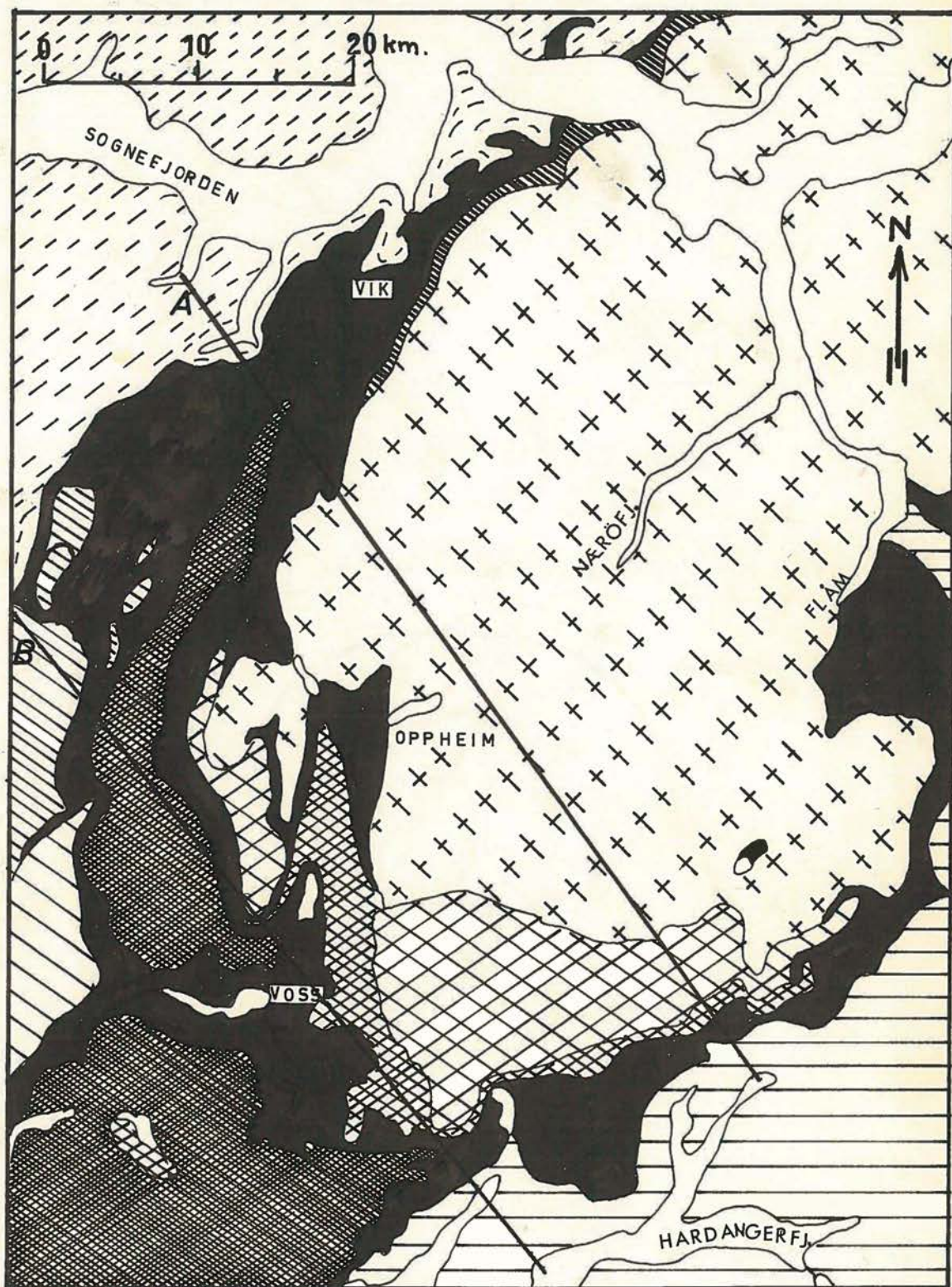
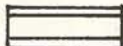
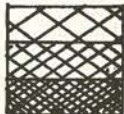
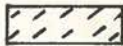







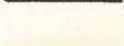


Fig. 4. Berggrunnsgeologisk oversiktskart (Etter Kvale 1960)
over området mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden.

	Grunnfjell.		Øvre Bergsdalsdekket.
	Vestnorske gneis- området og migmatitt.		Øvre flak.
	Valdressparagmitt.		Midtre " .
	Fyllitt og glimmersk.		Undre " .
	Øvre Jotundekket.		Undre Bergsdalsdekket.
			Øvre flak.
			Midtre " .

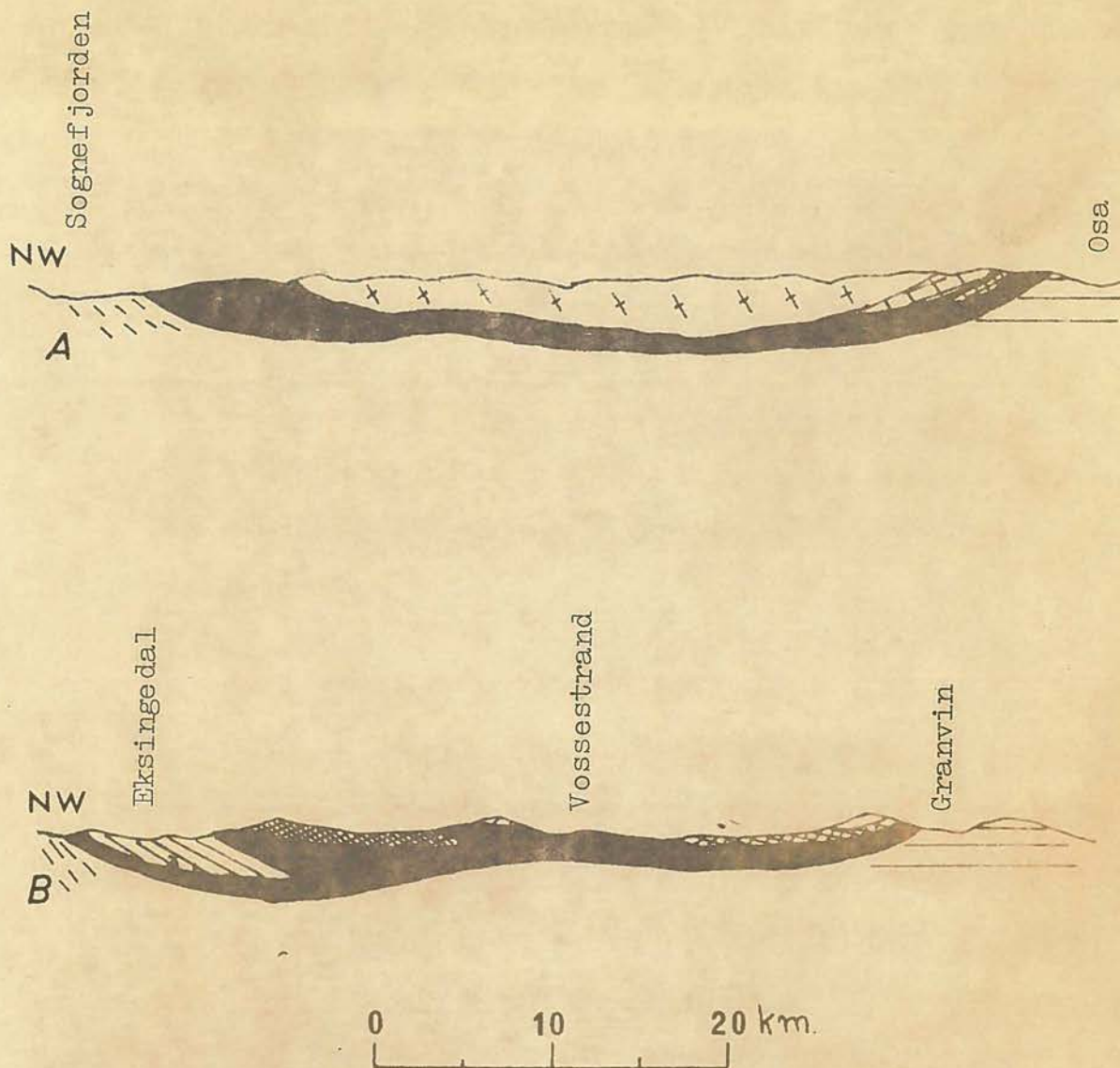


Fig. 5. Profiler fra Sogn til Hardanger (Etter Kvale 1960)
 Symbolene er de samme som i fig. 4.

svart til grå. I enkelte lag ligger det kvarts- og kalkboller som til en viss grad markerer lagningen. Vanligvis er lagene ødelagt av foldninger og "flow cleavage". Mektigheten på fyllitten er anslått til 250 - 300 m, men foldninger og overskyvninger har forårsaket repetisjon av lagene slik at tallene er usikre. Fyllitten antas å hvile på basalgneisen.

Övre Bergsdalsdekket består vesentlig av kvartsitt, kvart - skifer (Vosseskifer) og metarhyolitt. Det forekommer også en del basiske bergarter av anorthosittstammen som metabasalt og saussorittgabbro.

Övre Jotundekket (i det etterfølgende kalt bare Jotundekket) består vesentlig av bergarter av anorthosittstammen. Nær skyvegrensen er bergartene sterkt metamorfosert. Her dominerer amfibolitt og saussorittgabbroskifer. I de sentrale deler av området dominerer massiv anorthositt som til dels er meget ren (Nærödalens anorthosittbrudd). I nærheten av dette massivet finnes der en del intermediære og sure bergarter som Jotun - noritt.

I det etterfølgende vil særlig fyllittsonen bli referert til. Denne er benyttet i flere figurer. Fyllittsonens ^{grenser} er tegnet av fra originalkartet som velvilligst er utlånt fra Geologisk inst., avd. A.

G E O M O R F O L O G I S KO V E R S I K T.INNLEDNING.

Reusch (1901) påpeker at det i Nærødalen har foregått elveinnfangning. Ahlmann (1919) fortsatte Reusch's arbeid i bl.a. Nærødalen.

Dette klassiske eksempel på elveinnfangning har medført at jeg under bearbeidelsen av hovedoppgaven, ble interessert i noen geomorfologiske særtrekk innen området.

I det etterfølgende vil struktur- og bergartsbetingete former, elveinnfangning og gamle dalsystem bli relativt grundig behandlet. I denne forbindelse vil jeg så vidt komme inn på paleiske og glaciële daler.

De høydeabsolutte hypsografiske kurvene for de to dreneringsområdene (fig. 3) viser ingen markerte nivå som kan henspelle på rester etter paleiske flater. Paleiske flater vil derfor ikke bli omtalt særskilt.

På Vikafjell finnes der flater som ligger ca. 1000 m o.h..

Dette nivået synes å være betinget av fyllittsonen og omtales derfor i forbindelse med bergartsbetingete former.

DALENES AVHENGIGHET AV SPREKKE-
RETNINGER OG BERGARTER.

Sprekkeretninger - Daler.

Ahlmann (1919) påpeker at kaledonske strukturer og svakhetssoner i berggrunnen spilte en stor rolle for daldannelsene etter den tertiære landhevningen.

Kolderup (1931) fant under sitt arbeid med den kaledonske fjellkjedes strukturer at daler og fjorder på Vestlandet overveiende var betinget av disse strukturene. Han nevner spesielt at fjordene mellom Sogn og Nordfjord for en stor del er antiklinalfjorder. Han fremhever videre at fjordene innen Bergensfeltet, Bergensbuene, er særlig gode eksempler på strökfjorder. Her følger fjordene bergartenes strök som er tilnærmet lik foldeaksene. Normalt på foldeaksene ligger sprekkesoner hvor der også er dannet fjorder. Osterfjorden er et godt eksempel på en slik sprekkefjord.

H. Høltedahl (1967) peker på at de preglaciale dalene for en stor del ble anlagt etter svakhetssoner som foldeakser, knusningssoner og sprekkesoner av kaledonsk alder. Men, sier han, dette utelukker ikke at yngre tektoniske bevegelser i forbindelse med den tertiære landhevning kan ha betinget dalmönsteret særlig i de perifere områdene.

H. Høltedahl (1967) slår fast at Hardangerfjorden for en stor del faller sammen med de kaledonske hovedstrukturene som går nordöst-sydvest og at fjordene er anlagt langs grensen mellom prekambriske bergarter i sydöst og skifrige bergarter av kambro-silurisk alder i nordvest.

Myhre (1972) finner stor samsvarighet mellom fjordenes retninger og sprekkeretningene i Østerfjord-området. Videre antyder han at sprekkesoner parallelt med kysten (nord-syd) synes å være yngre enn de kaledonske strukturene i området og at de nord-sydgående sprekkeene sannsynligvis er utviklet i forbindelse med den tertiære landhevingen.

Det undersøkte området ligger i sin helhet innen dekkeområdet hvor strukturene helt er avhengig av den kaledonske fjellkjedefoldning (Kvale 1960). Jeg har i denne forbindelse forsøkt å finne en samsvarighet mellom bergartsstrukturene og dalenes retninger.

Hovedstrukturene innen området er følgende:

1. Lineasjon i retning nordnordvest-sydsydøst i Jotundekket og øvre Bergsdalsdekket. Disse strukturene er gjennomgripende og influerer også den underliggende fyllitten.
(140 - 160°)
2. Denne tektoniske bevegelsen influerer også undre Bergsdalsdekket.
3. Skjærbevegelser (minerallineasjon) i vestnordvestlig retning.
4. Glideplan med retning vestnordvest.
5. Tensjonssprekker normalt på 1., 2. og 3.

De tydeligste sprekkeene innen området er tatt ut fra flybilder og tegnet inn på kart, fig. 6.

Det fremgår av figuren at de dominerende sprekkeretningene er nordvest og nordøst. Når en videre sammenholder sprekkeretningene og dalenes retninger synes det å være stor korrelasjon

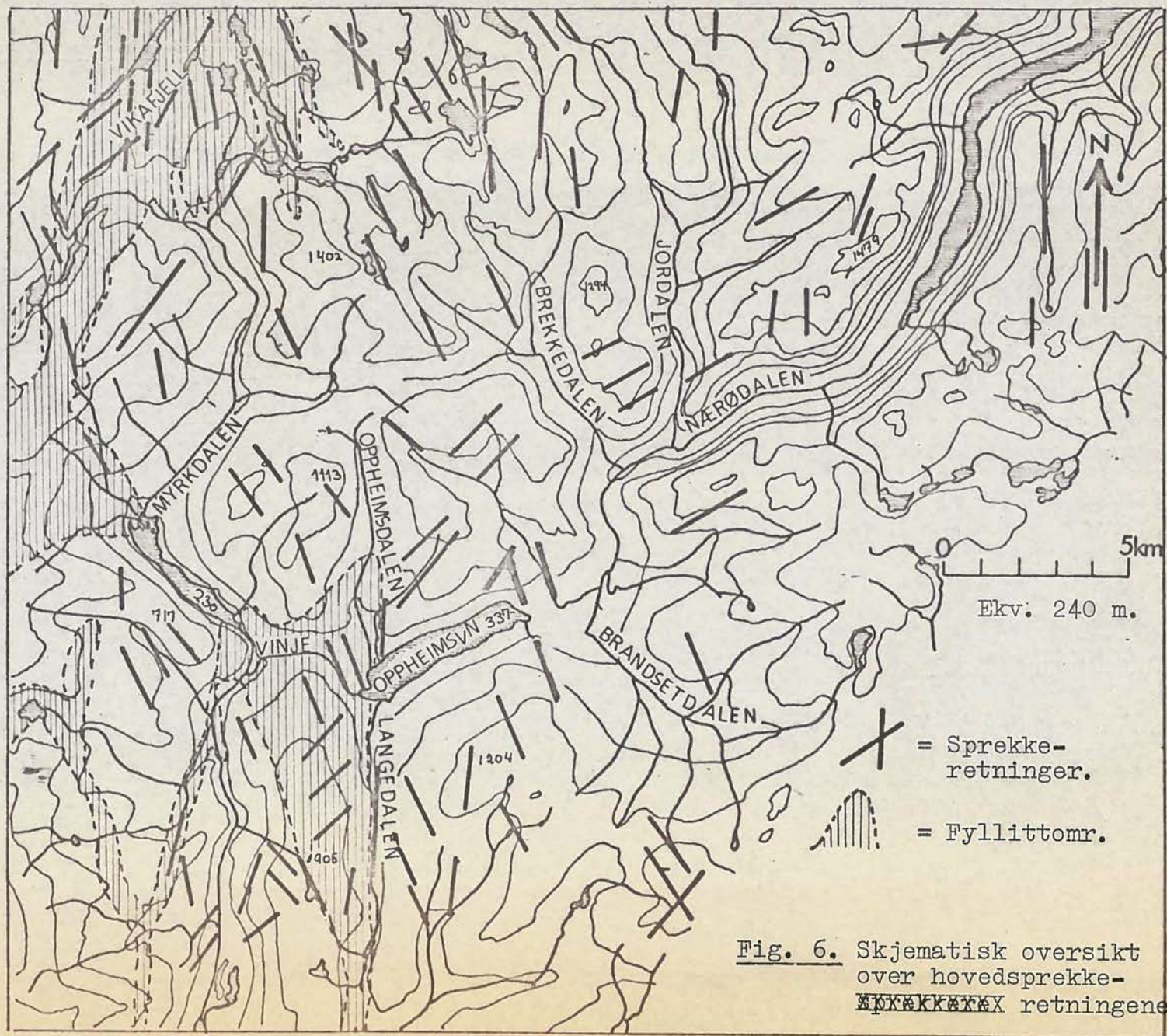


Fig. 6. Skjematisk oversikt
over hovedsprekke-
~~sprekker~~ retningene

mellom dem: Nærøfjorden, Nærødalen og dalen videre mot Vinje følger tydelig den nordøstlige sprekkeretningen, mens daler som Jordalen, Brekkedalen og Brandsetdalen følger den nordvestlige sprekkeretningen. Myrkdalen har en mer kompleks retning: Myrkdalsvannet synes å følge den nordvestlige sprekkeretningen, mens Myrkdalen følger vesentlig den nordøstlige.

Myhre (1972) påviser at to sprekkeretninger dominerer i indre deler av Osterfjorden (i gneisområdet): En nordvestlig og en nordøstlig retning. Fjordene og dalene følger disse sprekkeretningene.

Det synes derfor at sprekkeretningene har en regional utbredelse.

Konklusjonen må bli at dalene innen området stort sett følger sprekkeretningene og sprekkeretningene igjen er betinget av de kaledonske strukturene.

I fyllittområdet på Vikafjell finnes også en tydelig sprekkeretning mot nord. Den skyldes fyllittens nordlige strøkretning og store fall mot øst.

Daler i bergartsgrense.

Grensen mellom Jotundekket og fyllittsonen går over Oppheimsvann og følger en retning nord-syd.

Oppheimsdalen og Langedalen følger denne grensen og er opplagt betinget av denne. Fig. 7 og 8 viser dette tydelig. Dalenes sider er brattest mot Jotundekket. Dette kan skyldes tilbake-skrivende erosjon mot øst.



Fig. 7. Oppheimsdalen. Daler i bergartsgrense. I bakgrunnen kan Langedalen (L) skimtes. Foto mot syd.
J=Jotundekket. F=Fyllittområdet.

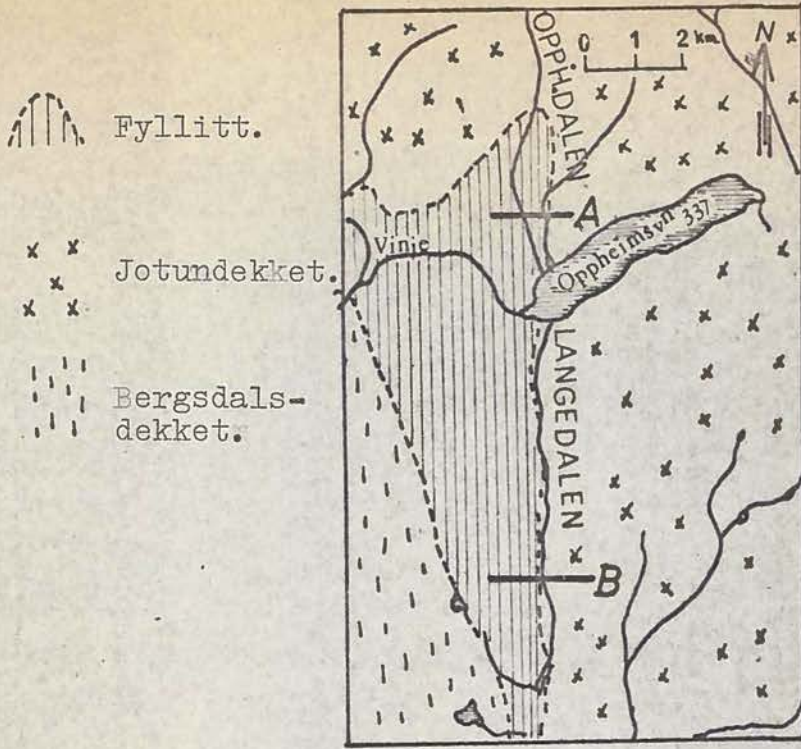
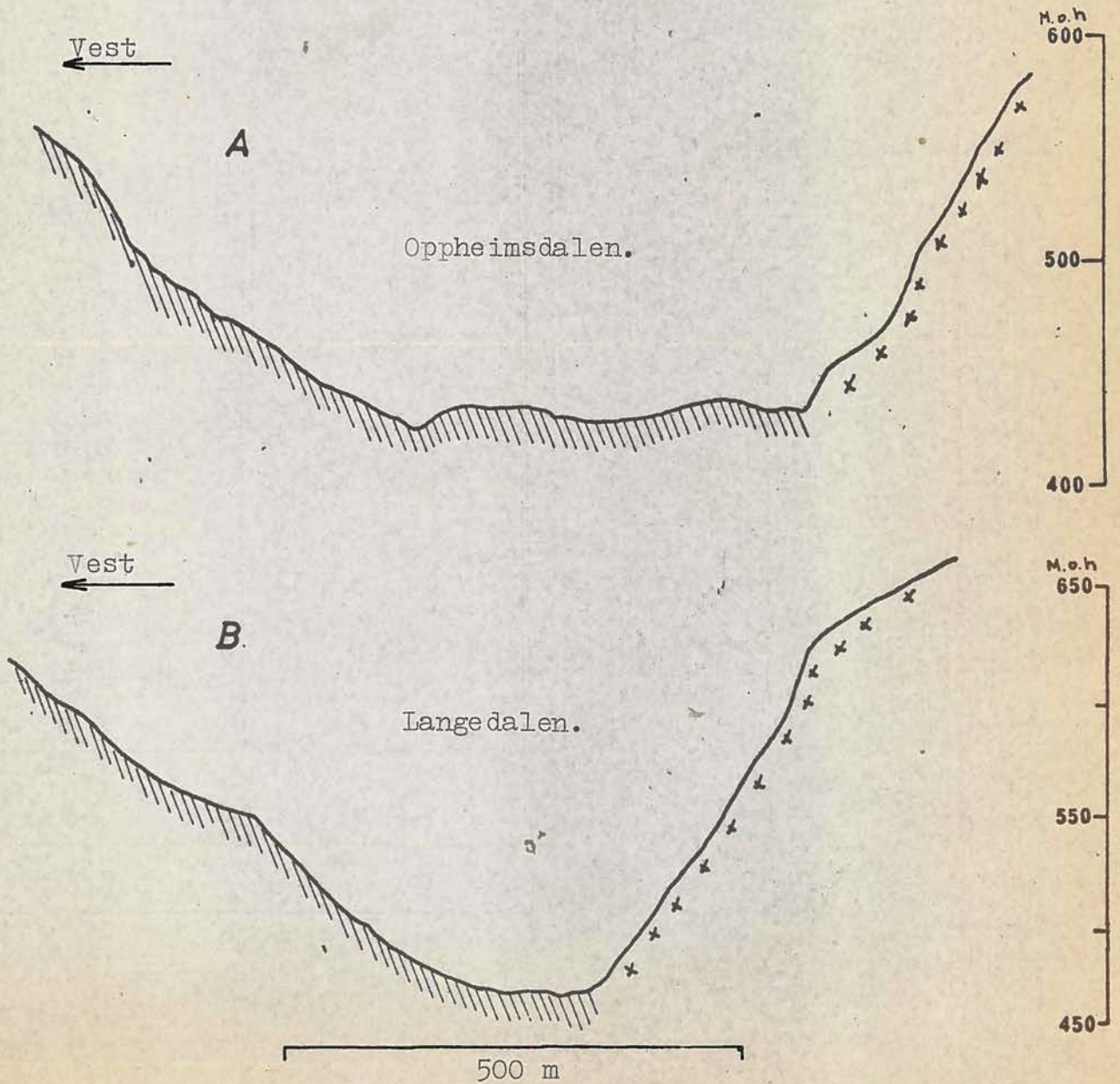


Fig. 8. Geologisk kart over Oppheim og tverrprofiler over Oppheimsdalen (A) og Langedalen (B).



BERGARTSBETINGETE FLATER.

Ut fra hypsografiske kurver kan det ikke skilles ut flater av paleisk alder i fjellområdene. De høyeste toppene i øst kan allikevel være rester etter den eldste (høyeste) paleiske flaten.

Vikafjell er et flatt område som ligger ca 1000 m o.h.. Det er vist under den berggrunnsgeologiske oversikten at fyllittsonen strekker seg fra Vossestrand og over Vikafjell til Sognefjorden. I øst hever toppene innen Jotundekket seg til 1400 - 1600 m o.h. og i vest ligger øvre Bergsdalsdekket med tapper mellom 1300 og 1400 m o.h. Det synes derfor som om det lavere partiet mellom Jotundekket og Bergsdalsdekket er bergartsbetinget.

Jeg har derfor lagt fire profiler fra øst mot vest over Vikafjell for eventuelt å påvise at flatene på Vikafjell virkelig er bergartsbetinget (jmf. fig. 2)

Profilene fremgår av fig. 9. De viser at fyllitten når opp i ca. 1000 m o.h. og ligger ca. 500 m lavere enn Jotundekket og Bergsdalsdekket.

Dette kan skyldes tilbakskridende erosjon i de krystallinske skyvedekkkene eller en selektiv fluvial og/eller glacial erosjon langs fyllittsonen.

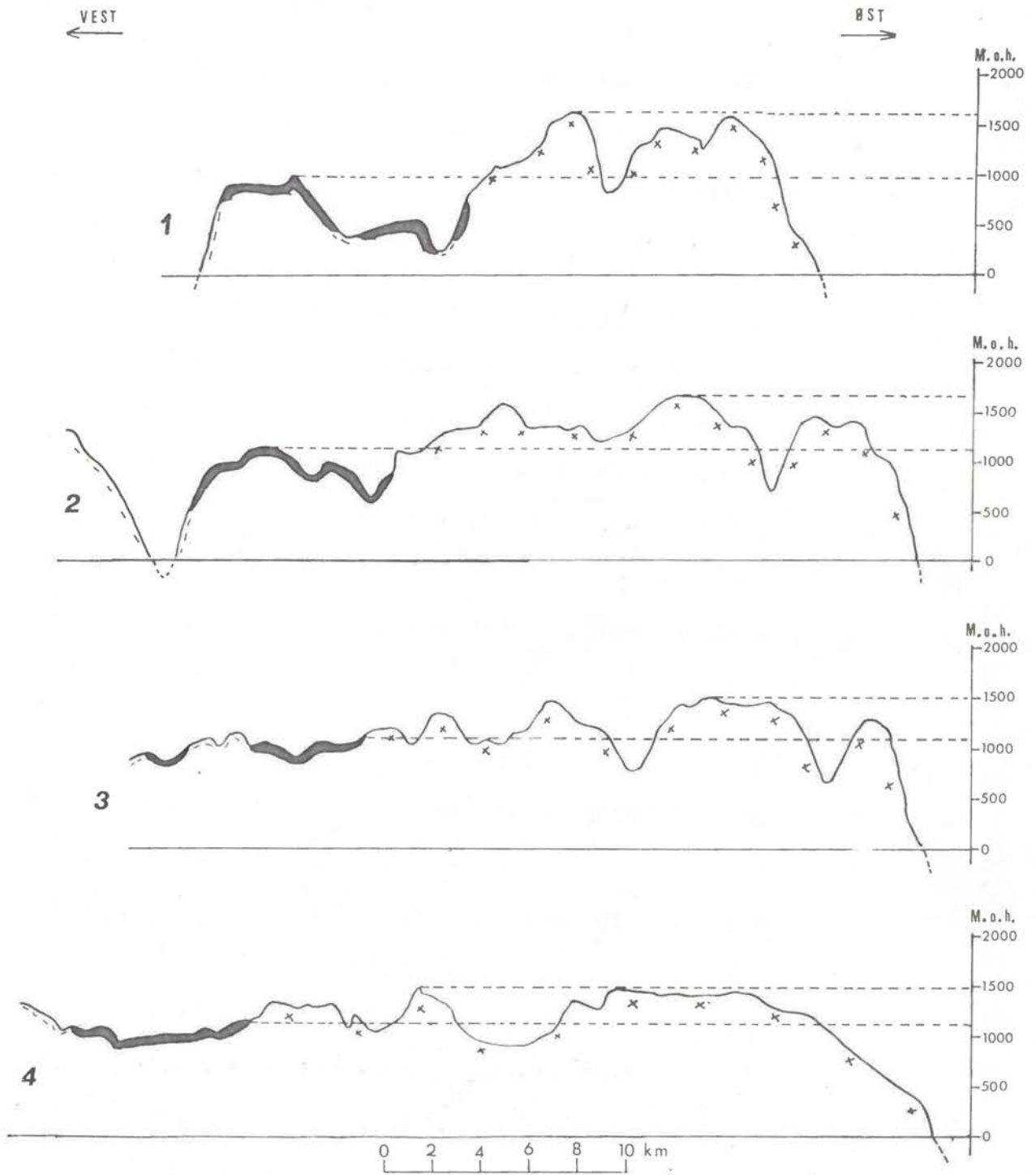


Fig. 9. Profiler over fyllittsonen på Vikafjell og Jotundekket.
(Jmfr. fig. 2).

ELVEINNFANGNING - GAMLE DALSYSTEM.

Reusch (1901) beskriver fra Nærødalen og dalen vestover mot Oppheim agnordaler som han mener tilhører et eldre dalsystem. Han sier videre at Nærødalen sikkert hørte til dette gamle dalsystemet og drenerte mot sydvest og ikke som i dag mot Sognefjorden. De store sidedalene Stalheimsdalen (Brekkedalen) og Jordalen drenerte således mot Voss.

Elveinnfangning og flytting av vannskillet er kjent fra de fleste områder innen fjellkjeden i Norge. De tydeligste eksemplene er beskrevet av Reusch (1905 b) og Barrett (1900, cit. H. Holtedahl 1950). Reusch omtaler elveinnfangning i Raumadalføret hvor han antar at det gamle vannskillet lå lenger vest enn i dag (Lesjaskogsvann). Barrett påviser at Drivas gamle dal går nordover fra Oppdal mot Ulsberg. Driva renner i dag vestover mot Sunndalen.

Flytting av vannskillet østover med elveinnfangning som følge, synes ganske sikkert å skyldes den tertiære landhevningen som var størst i vest (O. Holtedahl 1960). Den skråttstilte landblokken har medført at elvene har erodert mest i vest og således flyttet vannskillet østover.

Her må bemerkes at kraftig glacial erosjon i vest også har vært sterkt medvirkende til å flytte vannskillet østover.

Ahlmann (1919) tok opp tankene til Reusch (1901) om en flytting av vannskillet i Nærødalen mot Oppheimsvann.

De påviser en gammel dalgenerasjon i Nærødalen i form av dal-skuldre. Dalen fra Stalheim mot Oppheim og den hengende Brand-

setdalen hører også til denne generasjonen med drenering mot sydvest.

N r dalen som den fremstår i dag, tilhører derfor en yngre dalgenerasjon.

Canyonene som er dannet i Stalheimsfossen, Sivlefossen og nedre deler av Jordalen tilhører den yngste, postglaciale, dalgenerasjonen.

Det er i det foregående fremhevet at elveinnfangning og flytting av vannskillet vesentlig skyldes den tertiære landhevning og øket fluvial erosjon på vestsiden av vannskillet, men også glacial erosjon. Tilfellet i N r dalen kan vanskelig direkte henføres til den tertiære landhevning. Vannskillet er tydelig flyttet mot sydvest. Dette må skyldes en lokal senkning av erosjonsbasis som er Sognefjorden, med en rejuvenering i N r dalen. Dette må igjen for den største delen skyldes glacial erosjon i Sognefjorden og Nærøfjorden.

H. Hultedahl (pers. med. 1973) finner at Sognefjordens og Hardangerfjordens dreneringsområder har sine vannskiller tett opp til fjordene. Han mener derfor at dette kan tyde på at hoveddreneringen i områdene mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden har gått over Voss og vestover. Sognefjorden og Hardangerfjorden kan derfor være yngre daldannelser. Dette syn støtter Reusch (1901) og Ahlmann (1919) i deres tolkning at Jordalen, Brekkedalen og N r dalen har drenert mot sydvest, mot Voss. Videre støtter dette det syn at elveinnfangningen og flyttingen av vannskillet mot sydvest, skyldes glacial erosjon i Sognefjorden og N r dalen. Dette styrkes også ved at N r -

fjorden/Nærørdalen er en typisk glacial dal som ender i bratte dalender ved Stalheimsfossen og Sivlesfossen. De meget bratte dalsidene (se fig. 10), den flate dalbunnen og tersklene i fjorden (se fig. 62) viser også dette. Fig. 11 og 12 viser profiler over de dalene som er antatt å tilhøre det gamle dalsystemet og i hovedtrekkene antatt å ha en paleisk form. Disse dalene skiller seg ut fra Nærørdalen/Nærøfjorden ved at de er mindre nedskåret og har slakere sider.

Fig. 13 viser et panorama fra Brekkedalen til Oppheimsvann. Det fremgår tydelig at Brekkedalens naturlige løp er mot sydvest. Dagens vannskille ligger like ved Oppheimsvann. Fig. 14 viser Nærørdalen med noen av dalskuldrene som Reusch (1901) og Ahlmann (1919) mener tilhører den gamle dalgenerasjonen. Et godt eksempel på en mer moden (paleisk) dal er den vide og åpne, svakt fallende Brandsetdalen (fig. 15).

I det foregående er dalenes form og forløp behandlet. Jeg vil her ta for meg toppkonstantene, de høyeste toppene innen et område. Et raskt blikk på et topografisk kart over området viser tydelig at de høyeste toppene ligger i nordøst. Toppene synker mot sydvest. Tar en i betraktning Reusch's (1901) og Ahlmanns (1919) ide at området har drenert mot sydvest, synes det å være en sammenheng mellom toppkonstantene og den gamle dreneringsretningen.

Reusch (1901) som tar opp Davis' teori om den fluviale erosjons-syklus, og Machatschek (1938) mener at toppkonstantene er rester etter den eldste paleiske flaten. Mot dette syn står Ångeby (1955) som mener at toppkonstantene gjenspeiler det prekvartære dalsystem:

0 1 2 3 km.

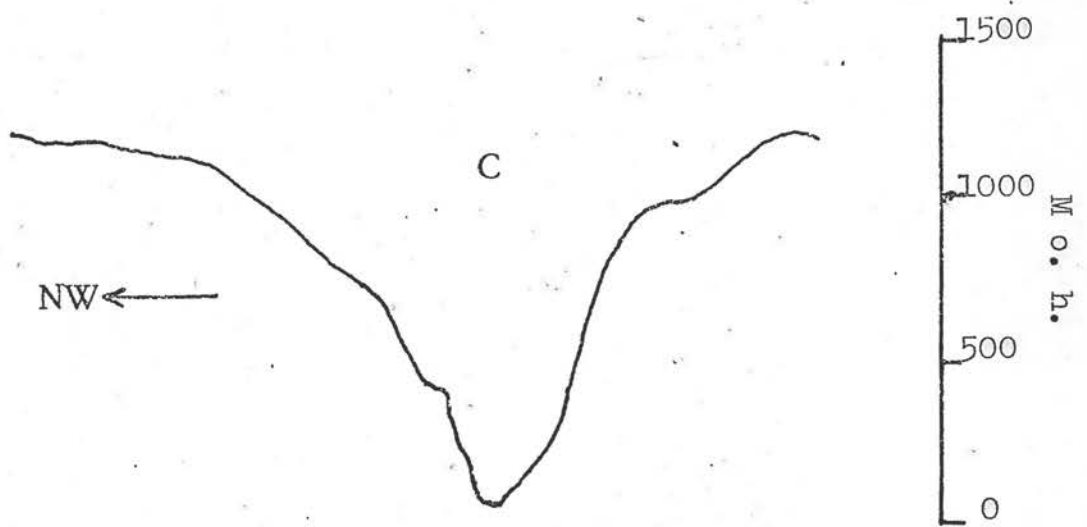
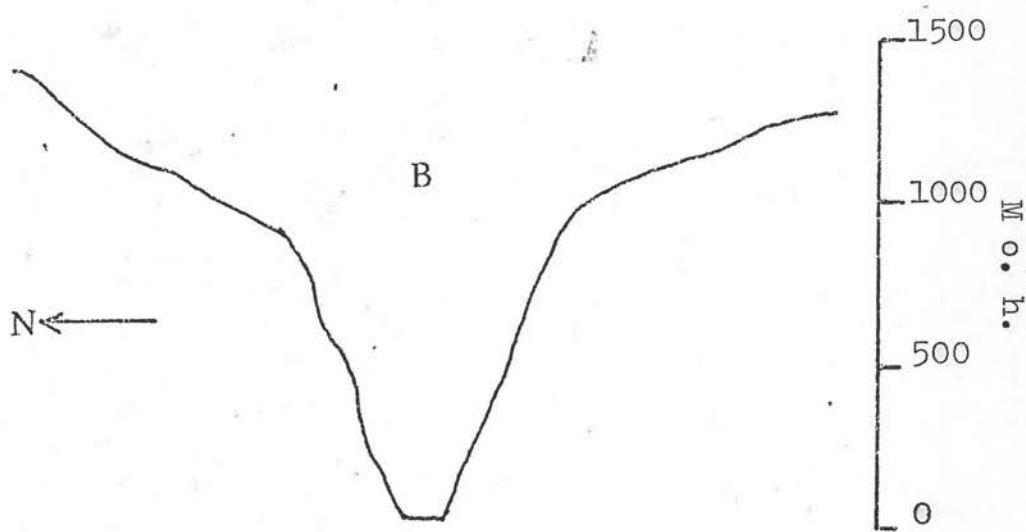
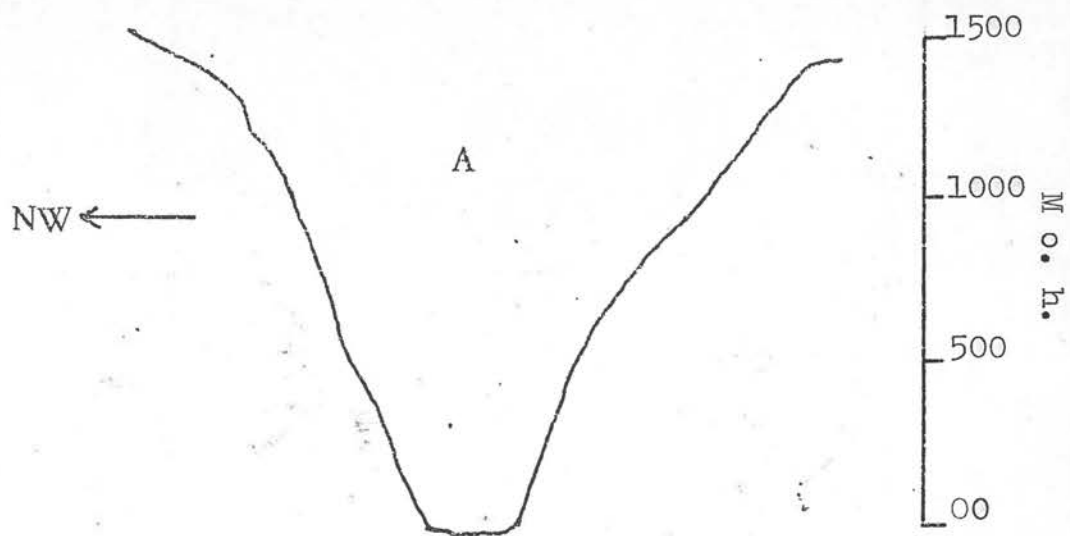


Fig. 10. Tverrprofiler over Nærøfjorden og Nærødalen. (Jmfr. fig. 2).

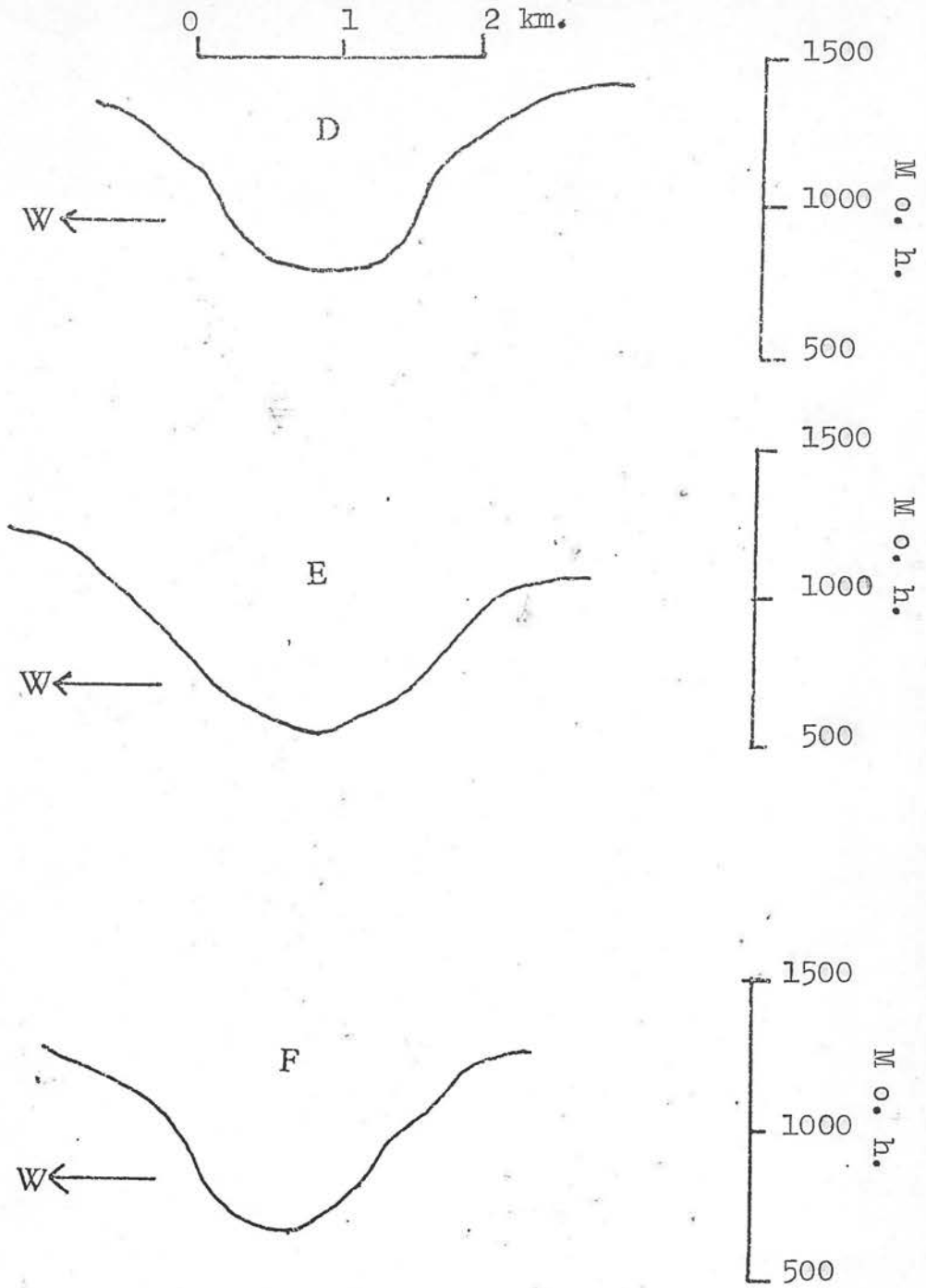


Fig. 11. Tverrprofiler over Jørdalen og Brekkedalen.
(Jmfr. fig. 2).

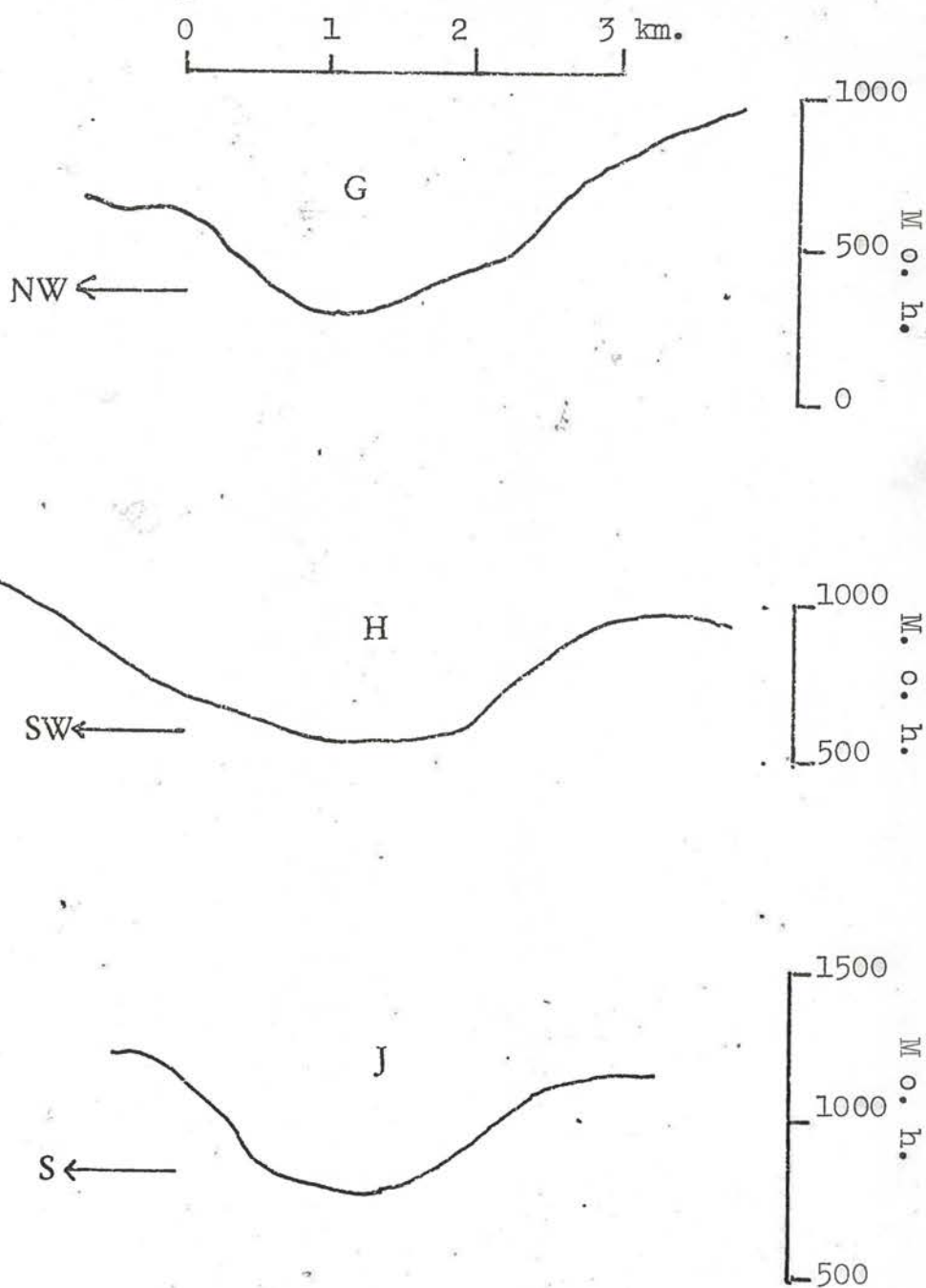


Fig. 12. Tverrprofiler over Brandsetdalen og dalen mellom Stalheim og Oppheimsvann. (Jmfr. fig. 2).



Fig. 13. Panorama over deler av det gamle dalsystemet.
 N=Nærødalen. B=Brekkedalen. Br=Brandsetdalen.
 S=Stalheim. V=Vannskillet mellom Voss og Sogn.
 O=Oppheimsvann.



Fig. 14. Nærødalen. J=Jordalen. N=Dalskulder (Nåli).
 S=Dalskulder (Sivle). B=Brekkedalen.



Fig. 15. Brandsetdalen. Foto mot øst.

Etter hvert som dalene ble skåret ned i den paleoiske flaten, ble de høyere områdene (toppene) utsatt for økende erosjon slik at toppenes høyder er en funksjon av det prekvartære dreneringssystem.

Hans syn støtter Ahlmann (1919) som mener at de høyere områder er utsatt for økende erosjon med økende relativt relieff.

Jeg har innen det undersøkte området forsøkt å rekonstruere det gamle dalsystemet med drenering mot Voss.

Til dette er bl.a. nyttet toppkonstantene (etter Angebys syn), dalskuldre og dalenes retninger.

Det er lagt et projeksjonsplan i retning nordøst-sydvest (Fig. 2, profil PP'). Planet følger stort sett retningen til Nærøfjorden, Nærødalen og dalen syd-vestover mot Vinje.

Toppene på begge sider av planet i en ca. 10 km bred sone er projisert inn. Likeledes er dalskuldre og sidedalene Styvisdalen m. fl., Jordalen, Brekkedalen og Brandsetdalen projisert inn. Disse projeksjonene er fremstilt i fig. 16.

Det fremgår av figuren at de høyeste toppene nordvest for projeksjonsplanet når et maksimum i Nærøfjorden. Likeens når dalskuldrene et maksimum her. Toppkonstantene på sydøstsiden av planet derimot stiger jevnt mot Aurlandsfjorden. Men området sydøst for Nærøfjorden ligger perifert i det antatt gamle dalsystemet slik at toppene ikke har vært utsatt for så sterk erosjon som de mer sentrale områder i nordvest.

Sidedalene sydvest for de to overnevnte maksima, har retning mot Vossestrand, mens sidedalene i nordøst har retning mot Sognefjorden.

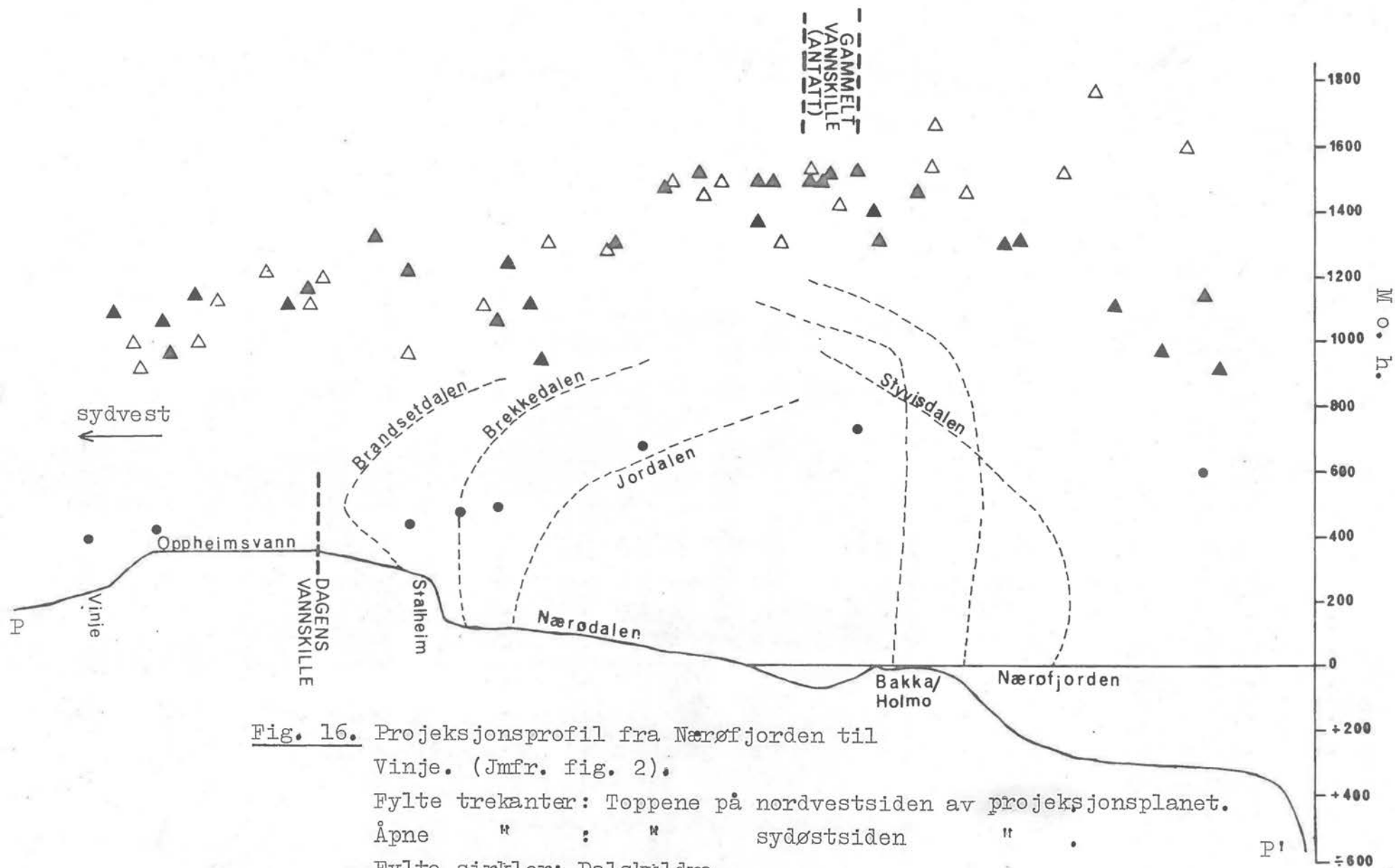


Fig. 16. Projeksjonsprofil fra Nærøfjorden til Vinje. (Jmfr. fig. 2).

Fylte trekkanter: Toppene på nordvestsiden av projeksjonsplanet.

Åpne " : " sydøstsiden "

Fylte sirkler: Dalskuldre.

Stiplede linjer: Projeksjon av sidedalene.

Toppkonstantenes og dalskuldrenes maksima og sidedalenes retninger kan tyde på at vannskillet mellom "Vossedreneringen" og Sognefjordens dreneringsområde, har ligget et sted i Nærøfjorden. Fig. 17 viser rekonstruksjonen av det gamle dreneringsområdet. I denne forbindelse må nevnes at det er mye som tyder på at Eksingedalens dreneringsområde har nådd adskillig lenger øst enn i dag. Sendedalen (se fig. 2) og dalen øst for Myrkdalen (Kvassdalen) synes å være en naturlig fortsettelse av Eksingedalen.

Fig. 18 viser at Myrkdalen er en glacial dal, mens den åpne og vide Sendedalen har et mer modent, paleisk preg. Myrkdalen synes derfor å ha erodert seg inn i Eksingedalens gamle dreneringsområde.

En rekonstruksjon av et gammelt dalsystem er belemret med mange usikkerhetsmomenter. Særlig må nevnes den glaciale erosjon som kan ha slettet ut sporene etter gamle dalsystem. Strøkene mot Sognefjorden er et av de områdene i Norge som har vært mest utsatt for glacial erosjon. Det er derfor ikke sikkert at større rester av prekvartære dalgenerasjoner er blitt bevart. På den annen side må en kunne regne med at isen i Kvartær tid stort sett har erodert langs de tidligere (paleiske) anlagte dalene. Isen er meget selektiv i sin erosjon og vil erodere etter svakhetssoner og tidligere anlagte daler.

I Fjellområdene, sier Angeby (1955), er de prekvartære vannskillene godt bevart og ikke erodert mye av isen.

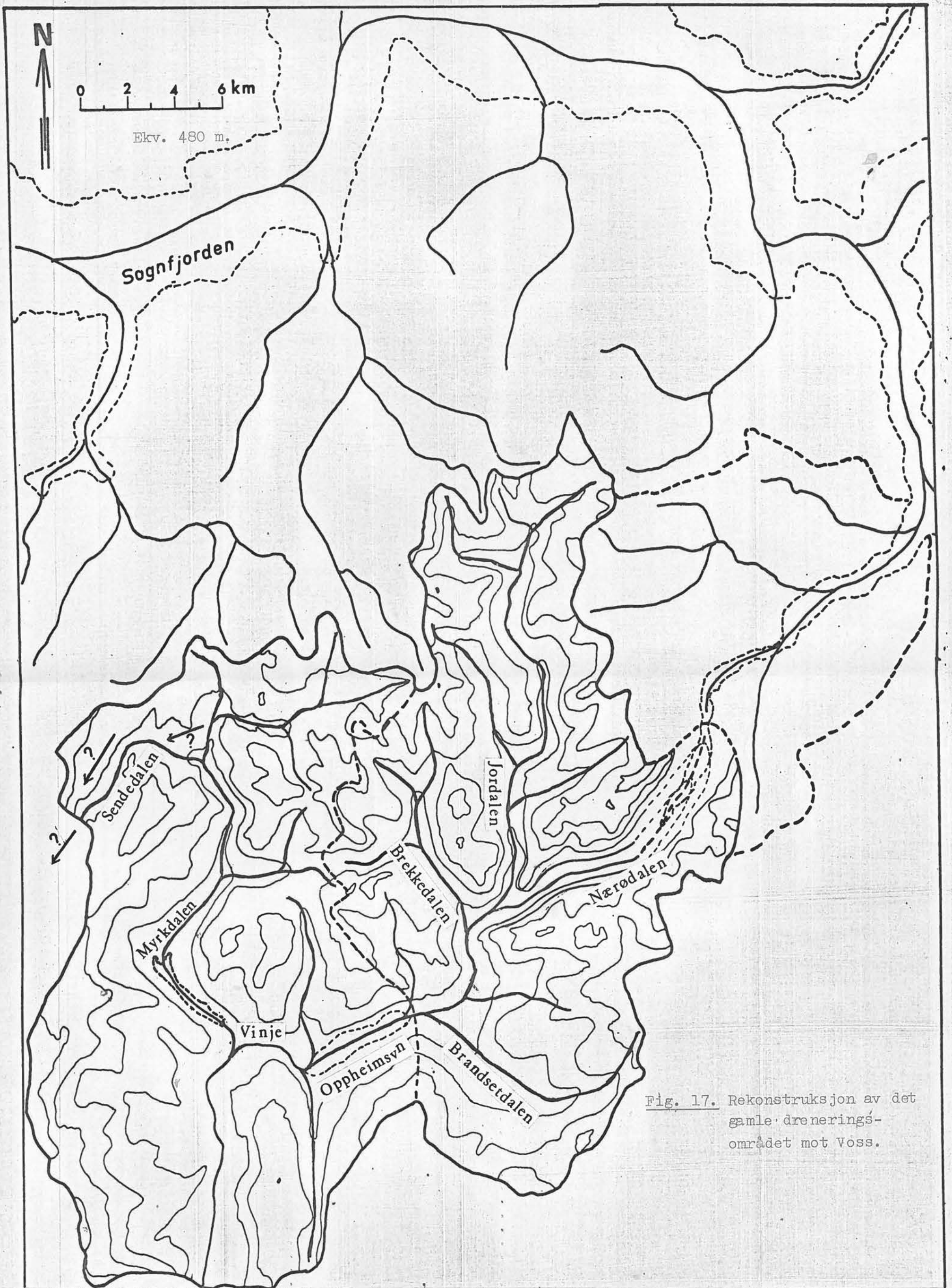
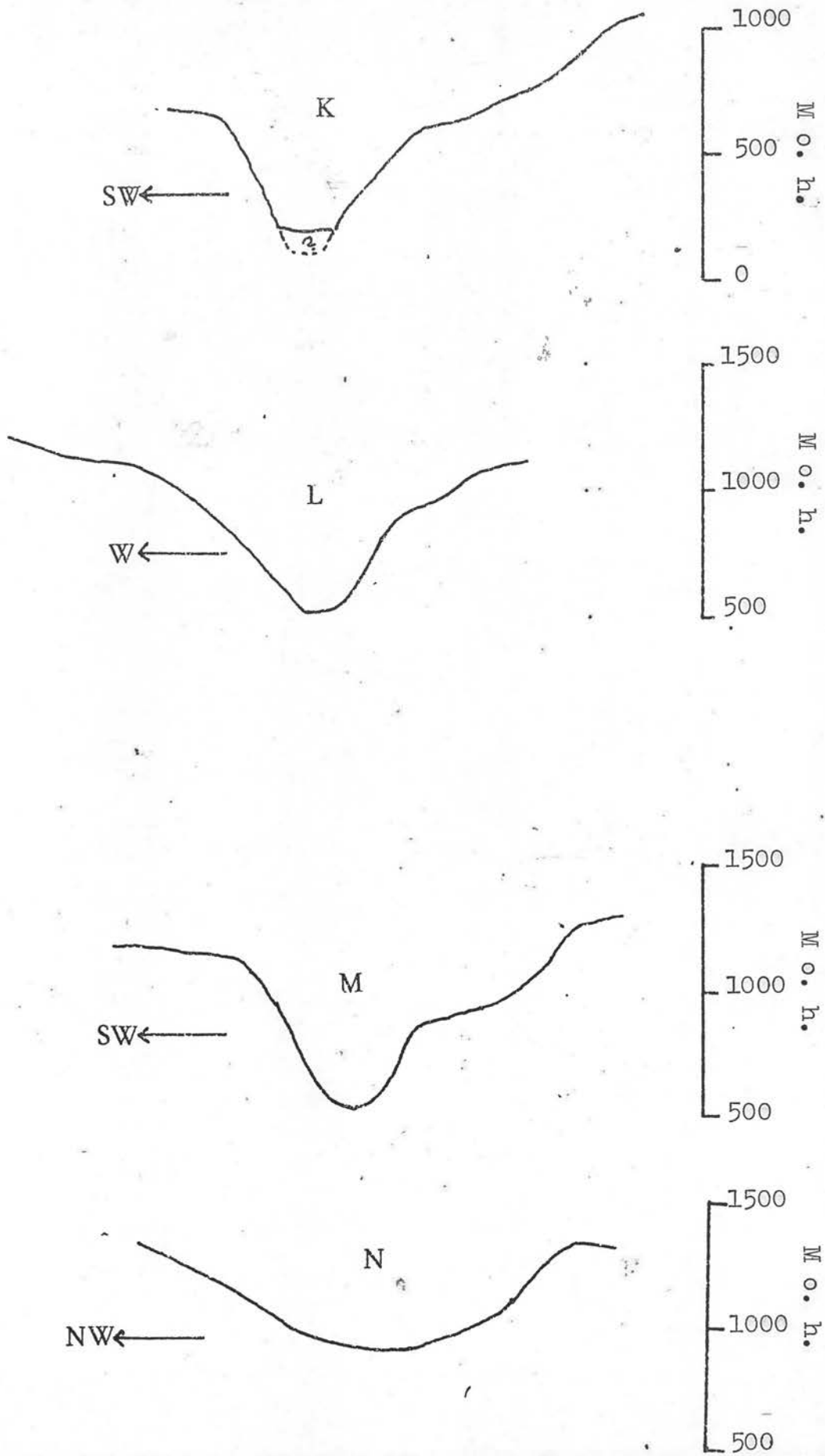


Fig. 17. Rekonstruksjon av det gamle dreneringsområdet mot Voss.

Fig. 18. Tverrprofiler over Myrkdalen og Sendedalen. 32.
(Jmfr. fig. 2).

0 1 2 km.



Vannskillene finnes i dag som "Wind gaps". Det er derfor ikke urimelig at rekonstruksjon av gamle dreneringsområder i hvert fall i fjellområdene er relevant ut fra slike "Wind gaps".

K V A R T Æ R G E O L O G I .I N N L E D N I N G .

Kvartærgeologien innen området er tidligere ikke systematisk undersøkt. Reusch (1905 a) nevner at det med unntak av de dype dalene, kun finnes et tynt dekke av morene. Videre omtaler han en utvasket moreneavsetning i dalen mellom Vinje og Oppheim. I et tidligere arbeid (1901) nevner han avsetninger ved Holmeneset (Holmo-Bakka i Nærøfjorden) og skriver at han ikke kan avgjøre om avsetningen er en endemorene eller en rasavsetning. Rekstad (1910) beskriver kort avsetningen ved Holmo-Bakka og tolker den som endemorene og sier videre at det i fjellområdene nord for Nærøfjorden og Nærødalen finnes flere morenerygger, bl.a. i Berdalen (Jordalen). Det har ikke vært mulig for meg å påvise disse endemorenene.

I samme arbeid (1910) påpeker han at det ligger en del elveavsetninger i Nærødalen og ved Vinje. Der hvor elvene gjennom Oppheimsdalen faller ut i Oppheimsvann, er det dannet en öyr. Hödal (1945) angir på sitt berggrunnskart over Vossestrand glaciale og fluviale avsetninger i Kvasdalen, Kvanndalen og Myrkdalen, ved Vinje og Oppheimsvann uten å spesifisere dem.

I de tilgrensende områdene foreligger det nyere arbeider: Skreden (1967) og Mangerud & Skreden (1972) har undersøkt strøket mellom Voss og Evanger.

Kvartærgeologien i Flåmsdalen og tilgrensende fjellområder er undersøkt av Klovning (1963), mens Bergström (1971) har undersøkt Aurlandsdalen og de tilgrensende fjellområdene.

Vest for det undersøkte området arbeider for tiden (1973) Rune Aa i Eksingedalen og sørlige deler av Stølsheimen og Björn Bergström i de nordlige deler av Stølsheimen. Fra Sogn foreligger det flere arbeider som særlig omhandler strandlinjestudier (Carlsson 1950 og 1960, Brathole 1951 og Kyrkjebø 1953).

B R E B E V E G E L S EI N N L E D N I N G

De sikreste metodene for bestemmelse av isbevegelsesretninger er isskuringsanalyse og stentelling. Andre metoder er analyse av erosjonsformer som slagmerker, rundsva og større erosjonsfurer. Av erosjonsformer i løsmasser må nevnes "fluted surface" som gir sikre kriterier på isbevegelsesretningen. Av akkumulasjonsformer gir frontavsetninger, drumliner og eskere et inntrykk av isbevegelsesretningen. Stenorientering i bunmorene kan være til god hjelp for bestemmelse av isretning.

Innen det undersøkte området er isskuringsanalyser og stentellinger nyttet for å fastslå isbevegelsesretninger. Dessuten er det foretatt stenorientering i bunmorene på to lokaliteter. Dette vil bli berørt under avsnittet om submorene avsetninger.

Meland (1963) finner i området mellom Voss og Granvin syd og syd-østlig isskuring som viser den yngste brebevegelsen. Han antar på grunnlag av disse retningene at det har eksistert et lokalt issentrum i traktene nord og nordvest for Voss i siste fase av siste istid.

Skreden (1967) og Mangerud & Skreden (1972) postulerer et lokalt preborealt issentrum i Stölsheimen vest for det undersøkte området.

Ut fra disse antagelsene har hovedhensikten med skuringsanalysene og stentellingene vært å finne eventuell brebevegelse som kunne vise et slikt bresentrum nord eller nordvest for Voss.

Anundsen & Simonsen (1968), Anundsen (1972), Vorren (1970 og

1972) og Bergstrøm (1971) har påvist preboreale brefremstøt i indre Hardanger, på Hardangervidda og i indre Sogn. På en annen side mener Carlson (1950 og 1960), Kaldhole (1951) og Kyrkjebø (1953) at Sognefjorden var isfri i Yngre Dryas. Randavsetningene i sidefjordene skulle derfor være av Yngre Dryas alder.

Undås (1963) påpeker at Ra-morenen ligger ved Sognefjordens munning (Sognesjøen), og Aarseth (1973) finner store avsetninger på begge sider av Sognesjøen som kan bekrefte Undås' antagelser.

Amundsen (1972) antar at glaciasjonsgrensen i preboreal tid lå 350 - 400 m lavere enn i dag på sørlige deler av Vestlandet.

Bergstrøm (1971) anslår grensen å ligge 300 m og Vorren (1972) 300 ± 50 m lavere enn i dag i indre Sogn.

Vikafjell ligger fra 900 - 1200 m o. h. og området stiger østover mot Fresvikbreen, 1660 m o. h.. Glaciasjonsgrensen ligger her i dag 1500 m o. h. (Østrem & Liestøl 1964). Ved en senkning av glaciasjonsgrensen på ca. 300 m, kan en med rimelighet anta at det i fjellområdene nord for Vossestrand eksisterte et lokalt bresentrum i preboreal tid.

ISSKURING.

Isskuringsobservasjonene ble vesentlig tatt på horisontale eller svakt fallende ($0 - 10^{\circ}$) overflater. Der hvor isskuring ikke kunne finnes på slike flater, ble observasjonene gjort på flater med fall på $10 - 20^{\circ}$. Men observasjoner på slike flater er få. Jotundekketts bergarter er sterkt forvitret og oppsprukket. Dette har medført at det foreligger relativt få observasjoner på jotunbergarter.

Fyllitten på Vikafjell og mellom Vinje og Oppheim

er lite vitret. De fleste observasjonene er derfor gjort innen fyllittområdet.

Retningene er målt ved hjelp av klinometerkompass med 360° inndeling. Der hvor det foreligger kryssende skuring, har det vært forholdsvis lett å bestemme aldersforholdet. De topografiske forhold er tatt i betraktning, særlig for den yngste brebevegelsen, da retningene skulle bestemmes.

Observasjonene er kartografisk fremstilt (fig. 19) og oppsatt i tabell 2. Fig. 20, 21 og 22 viser skuringslokaliteter innen henholdsvis fyllittområdet, Jotundekket og på gneis/granitt (Vangsnes).

På grunnlag av 110 skuringsobservasjoner kan en slutte at det foreligger tre brebevegelser (fig. 23):

1. En eldst vestlig bevegelse. Denne bevegelsen finnes på Vikafjell, i de høyere områdene i øst og på Vangsnes.
2. En yngre bevegelse med komponent mot nordvest i de nordlige deler og en komponent mot sydvest i de sydlige deler. Det er naturlig at isen under et relativt sent stadium (Yngre Dryas fremstøtet?) konfluerte mot de to store isdreneringsbassengene Sognefjorden og Vossedalføret/Hardangerfjorden.
3. En yngst brebevegelse fra et sentrum i Stølsheimen og Vikafjellområdet.

I de nordlige deler av Vikafjell finner jeg en nordlig bevegelse mot Sognefjorden. Samme retning finnes også i dalen ned mot Vik.

I de sydlige deler av området finner jeg en retning mot syd. I området Vinje-Oppheim finner jeg at isbevegelsen dreier

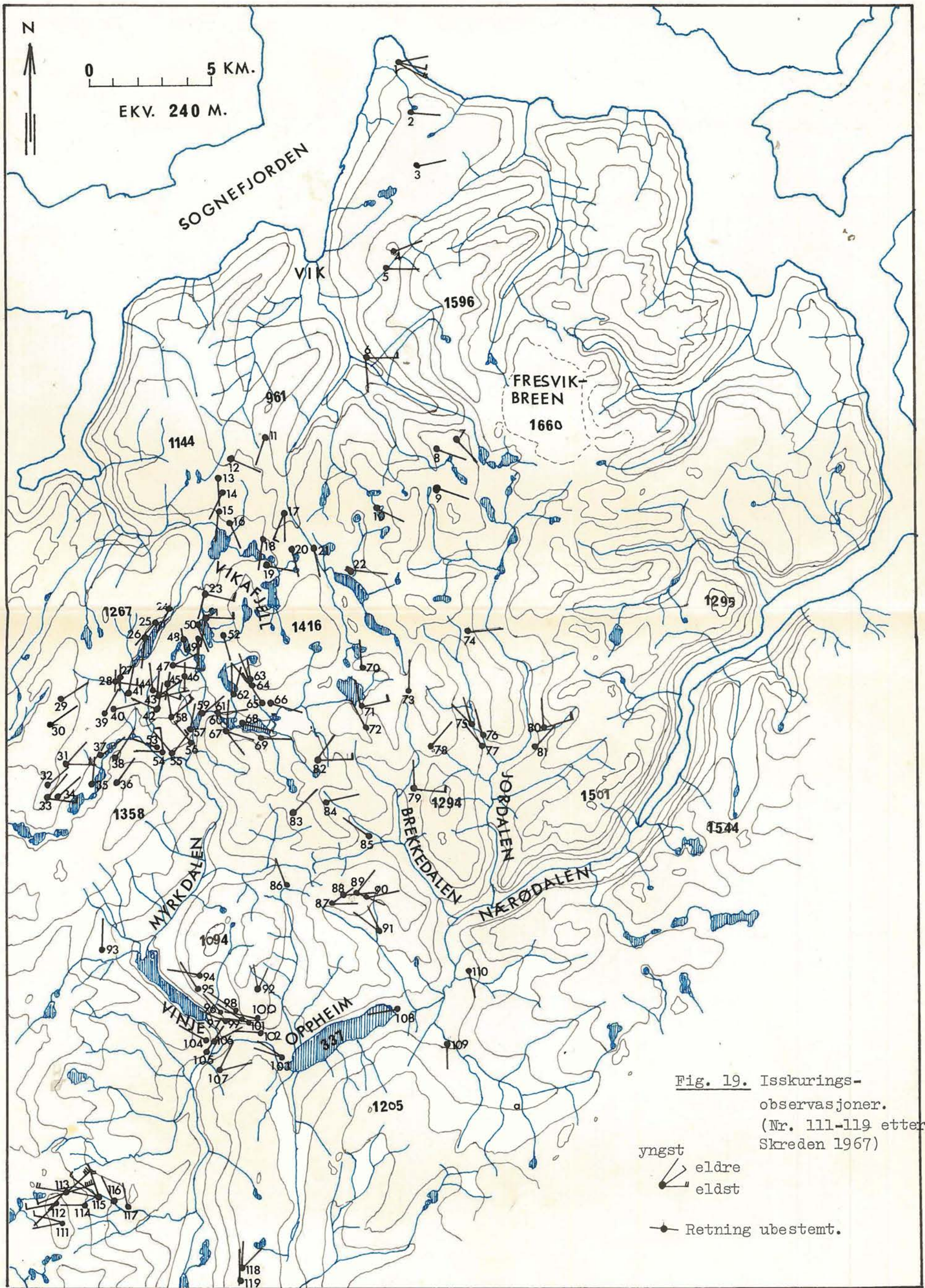




Fig. 20. Representativ
isskuring på fyllitt.
(Skuring nr. 50).



Fig. 21. God isskuring
på Jotunbergart. Kniven
markerer yngste skuring
(Skuring nr. 71).

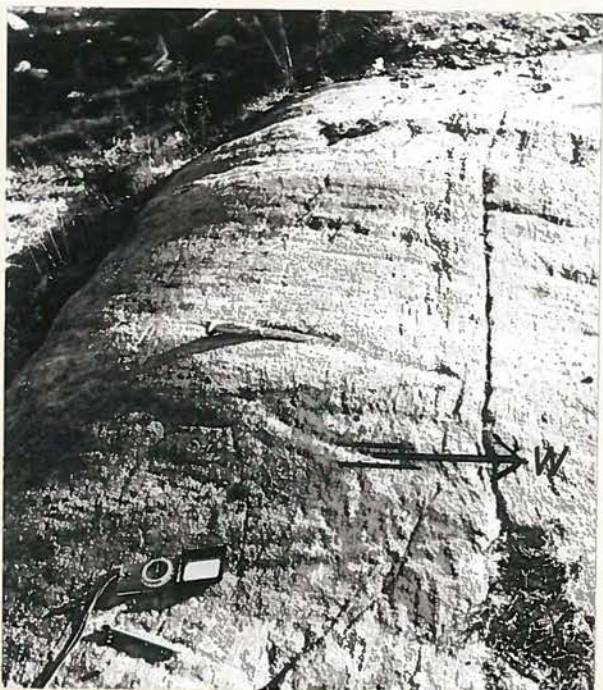


Fig. 22. Isskuring på
gneis/granitt ved Vang-
nes. (Skuring nr. 1).

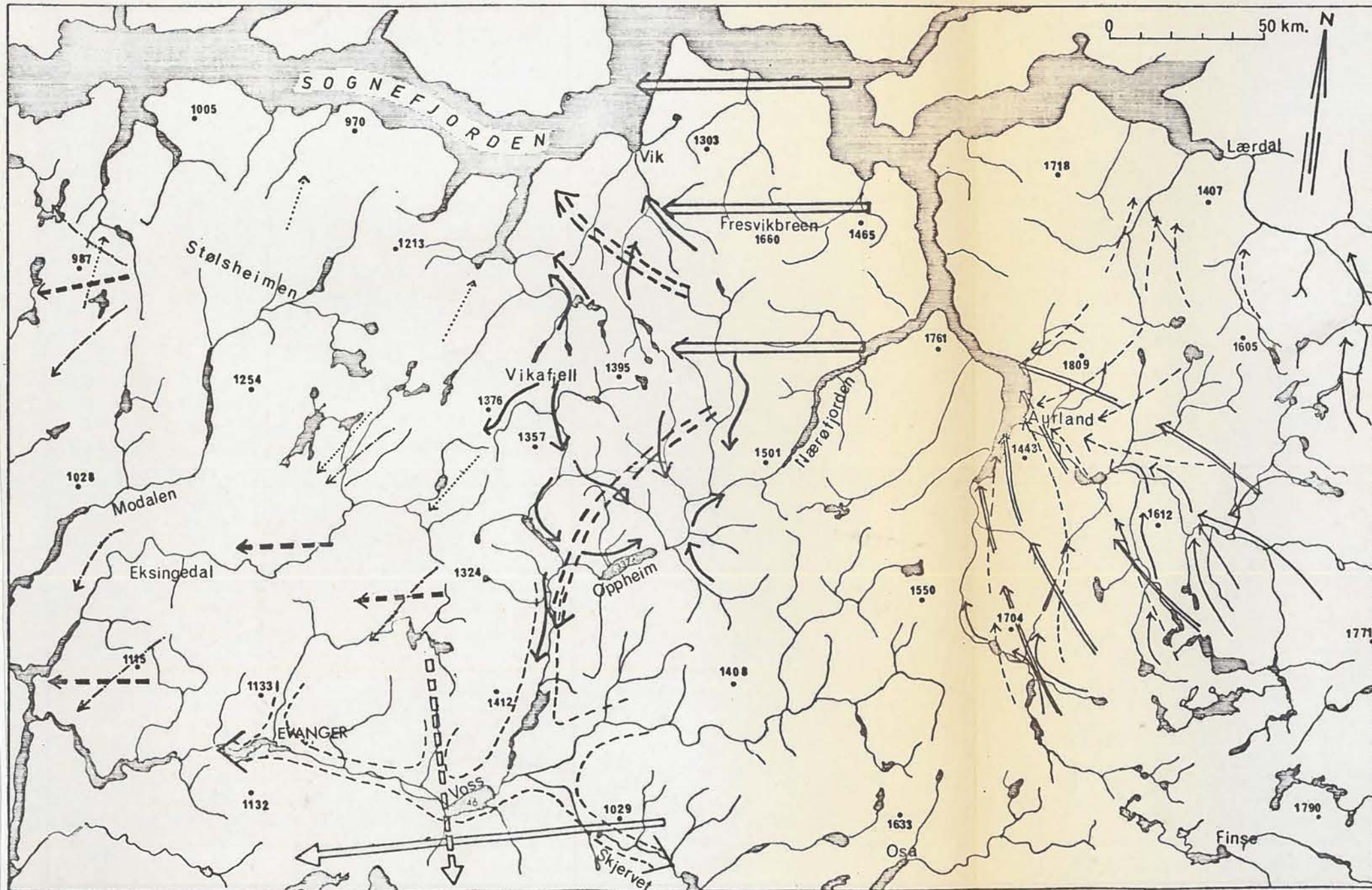

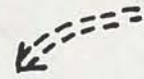

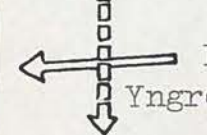










Fig. 23. Brebevegelser i Vossestrand og tilgrensende strøk.

-  Eldst. Brebevegelser i Vossestrand og på Vikafjell.
-  Yngre.
-  Yngst.
-  Eldst. Brebevegelser i Voss-Evanger-området (Skreden 1967, Mangerud & Skreden 1972).
-  Yngre.
-  Yngst.
-  Eldst. Brebevegelser i Aurland. (Bergstrøm 1971).
-  Yngre.
-  Yngst.
-  Eldst. Brebevegelser i Stølsheimen. Bergstrøm og Aa pers. med. 1972).
-  Yngre.
-  Yngst.

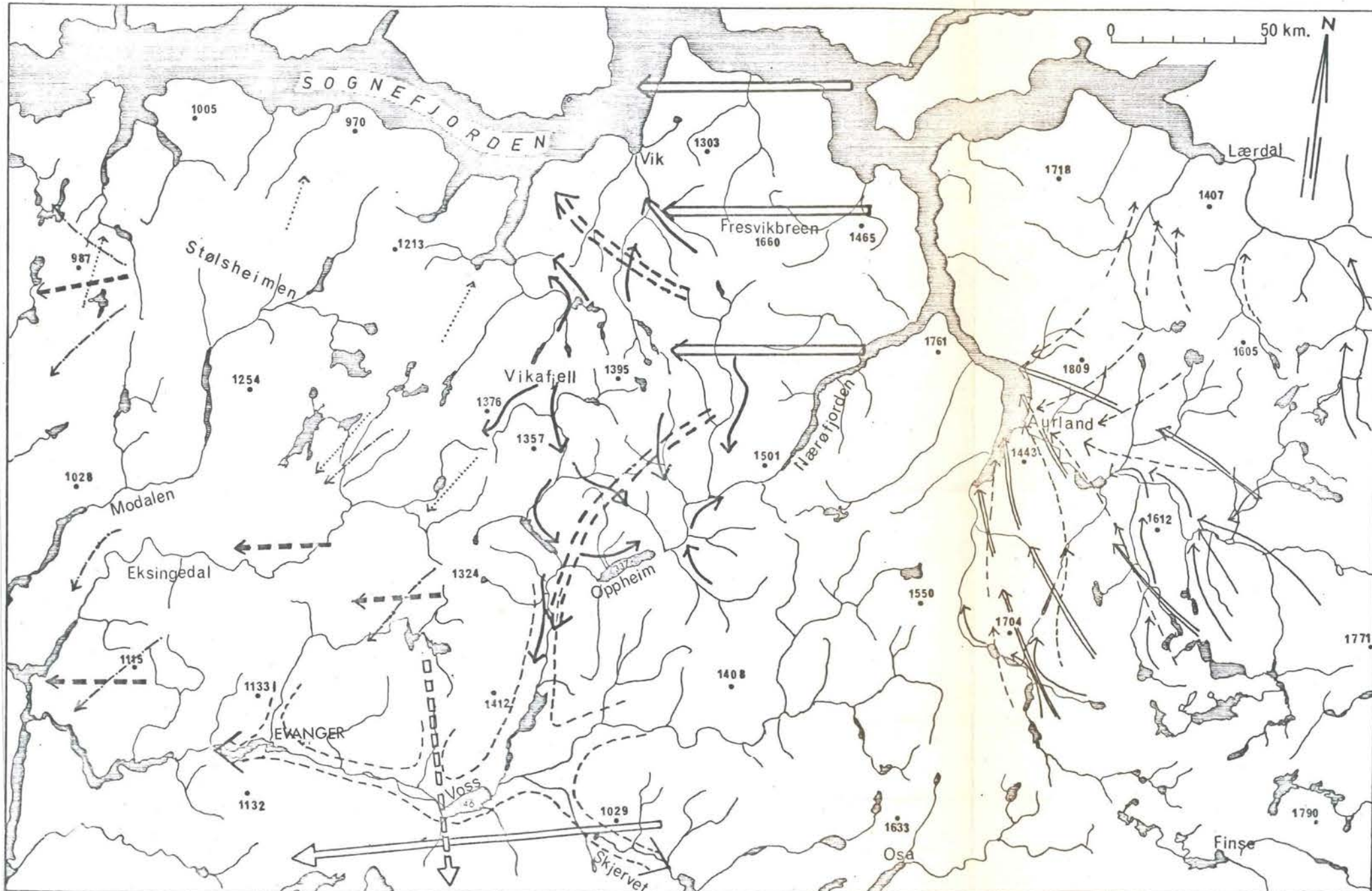



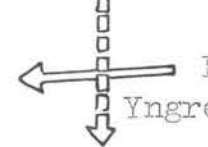







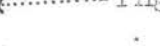


Fig. 23. Brebevegelser i Vossestrand og tilgrensende strøk.

-  Eldst. Brebevegelser i Vossestrand og på Vikafjell.
-  Yngre.
-  Yngst.
-  Eldst. Brebevegelser i Voss-Evanger-området. (Skreden 1967, Mangerud & Skreden 1972).
-  Yngre.
-  Yngst. Brebevegelser i Aurland. (Bergstrøm 1971).
-  Eldst.
-  Yngre.
-  Yngst. Brebevegelser i Stølsheimen. Bergstrøm og Aa pers. med. 1972).
-  Eldst.
-  Yngre.
-  Yngst.

mot øst, mot Oppheimsvann og Stalheim. Det er videre nærliggende å slutte at breen har nådd ned i Nærødalen.

Det er naturlig å tenke seg dette stadiet som et dalbrestadium med bre fra Vikafjell til Vinje. Her har breen delt seg med en arm mot øst og en arm mot syd, mot Voss.

Dalbreer gjennom Jordalen, Brekkedalen og Oppheimsdalen må antas å ha eksistert samtidig.

Likeledes viser skuringsobservasjonene at der også må ha gått en breutløper sydvestover mot Eksingedalen.

Skreden (1967) og Mangerud & Skreden (1972) finner tre brebevegelser i Voss-Evanger-området (fig. 23):

1. En eldst vestlig bevegelse.
2. En yngre bevegelse mot syd.
3. En yngst bevegelse fra nord over Voss mot Evanger og over Skjervet mot Granvin. Dette dalbrestadiet har også tilførsel fra øst gjennom Raundalen.

Den yngste brebevegelsen i Voss-Evanger-området er trolig samtidig med den yngste bevegelsen i Vossestrand.

Bergström (pers. med. 1972) finner i de nordlige deler av Stølsheimen tre isbevegelsesretninger (fig. 23):

1. En eldst vestlig bevegelse.
2. En yngre bevegelse med nordvestlig og sydvestlig retning.
3. En yngst bevegelse med nordlig og sydlig retning.

Likeens finner Aa (pers. med. 1972) tre isbevegelsesretninger i de sydlige deler av Stølsheimen og i Eksingedalen (fig. 23):

1. En eldst bevegelse mot vest.
2. En yngre bevegelse mot sydvest.

3. En yngst bevegelse mot sydvest. ("Dalbrestadium")

Bergströms og Aas observasjoner stemmer godt overens med egne.

Bergström (1971) finner tre isbevegelsesretninger i Aurlandsdalen (fig. 23):

1. En eldst vestlig til nordvestlig bevegelse.

2. En yngre bevegelse mot nord og nordvest. (Fjordbrestadium).

3. En yngst dalbrestadium.

Fjordbre- og dalbrestadiene i Aurlandsdalen kan med rimelighet være samtidig med yngste brebevegelse i Vossestrandområdet.

STENTELLINGER.

Målsetningen med stentellingene var todelt:

1. Sammen med isskuringsobservasjonene å klarlegge isbevegelsene.

2. Å skille de glacigene avsetningene fra hverandre.

Det har derfor vært påkrevet for meg å finne en bergart som egner seg som ledebergart.

Jotunbergartene i områdets sentrale og østlige deler er lite egnet som ledebergarter, dels fordi de varierer meget og dels fordi store deler av Jotundekket innen området er lite undersøkt.

Fyllittene derimot er konsentrert i en smal sone over Vossestrand, Vikafjell og til Sognefjorden. Nærmeste fyllittlokalitet øst for Vossestrand er i Flåmsdalen, 20 - 30 km unna. Fyllitt brytes raskt ned og er meget lett å identifisere. Bergarten er derfor godt egnet som ledebergart innen området.

Det er foretatt 30 stentellinger under feltarbeidet. Jeg valgte å nytte 100 stcn med lengste akse 3 - 6 cm. Som bergartsklasser er nyttet:

1. Fyllitt.
2. Jotunbergarter.
3. Andre (ubestemt).

Den store variasjonen i jotunbergartene gjorde at det ofte var vanskelig å identifisere dem. Det foreligger derfor mulighet for at sten som er klassifisert som jotunbergart, hører til i tredje klasse og omvendt.

Så lenge fyllitt er valgt som ledebergart, vil feilklassifisering i de to øvrige klassene ikke få større betydning for vurdering av isbevegelse eller klassifikasjon av løsmassene.

Stentellingene er vesentlig foretatt av materiale fra moreneavsetninger og iskontaktavsetninger (esker, randdelta, sandur). Tre stentellinger er gjort på recent fluvialt materiale i Nærødalen. En er foretatt på materiale fra terrasserest (glaci-fluvial ?) ved Jordalens utløp.

Resultatene er oppsatt i tabell 3 og kartografisk fremstilt i fig. 24.

I de avsetningene hvor fyllitt ikke kan påvises i fraksjonen 3 - 6 cm, har jeg også undersøkt finere fraksjoner. Mangler fyllitt også i finfraksjonen, er dette markert på kartet (fig. 24) med ÷ .

I Nærødalens nedre deler er fyllitt påvist i finfraksjonen i fluvialt materiale. Dette er markert med + .

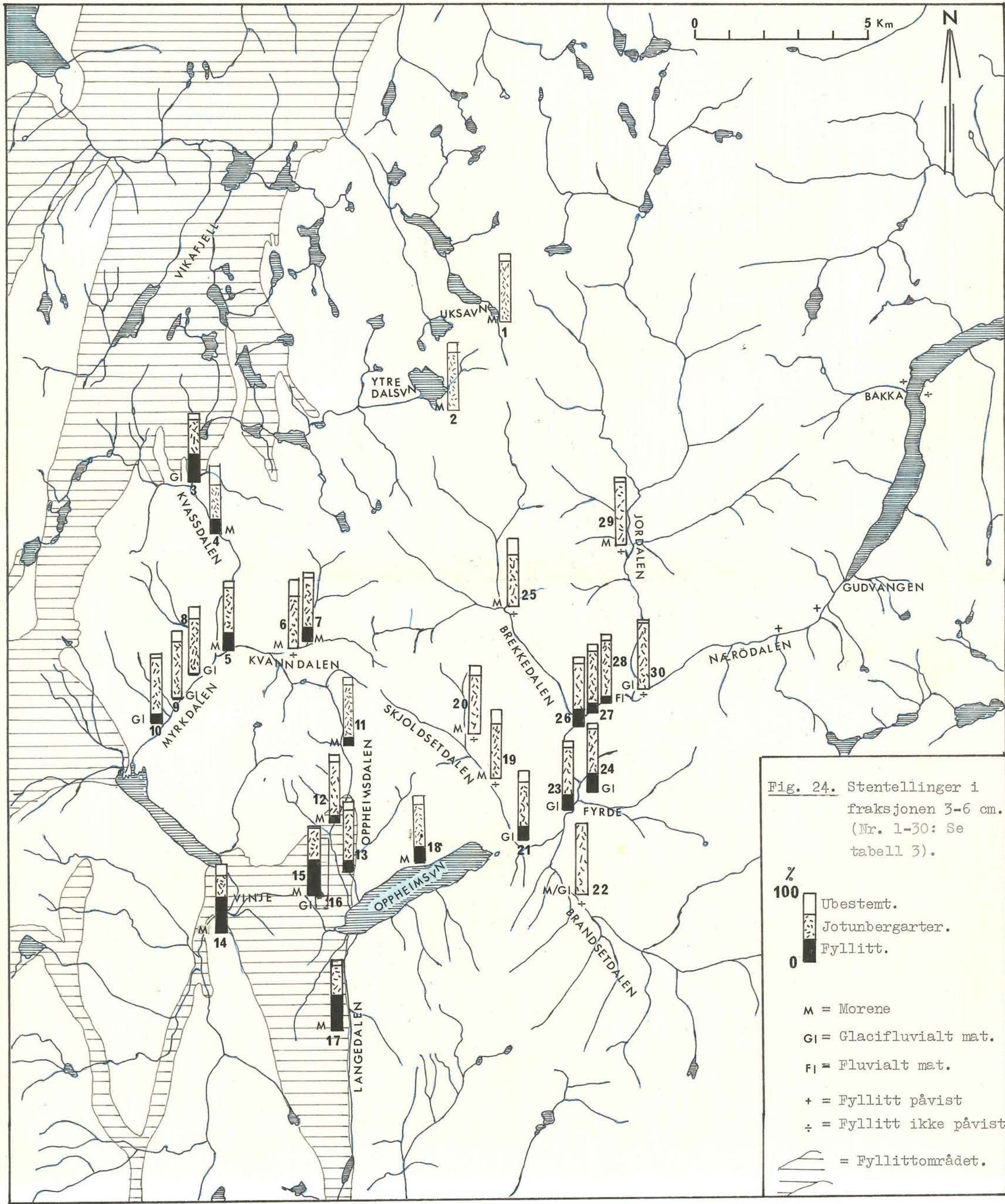


Fig. 24. Stentelling i fraksjonen 3-6 cm. (Nr. 1-30: Se tabell 3).

100 %
 0 %

[Pattern] Ubestemt.
 [Pattern] Jotunbergarter.
 [Pattern] Fyllitt.

M = Morene
 GI = Glacifluvialt mat.
 FI = Fluvialt mat.
 + = Fyllitt påvist
 ÷ = Fyllitt ikke påvist.
 [Hatched Area] = Fyllittområdet.

Fyllitt er påvist i glacigene avsetninger utenfor fyllittområdet i Myrkdalen, i øvre deler av Oppheimsdalen, langs Oppheimsvann og i dalen øst for Oppheimsvann til Fyrde. Fyllitt er ikke påvist øst for fyllittsonen på Vikafjell, heller ikke i Skjoldsetdalen, Brandsetdalen, Brekkedalen eller Jordalen. I terrasserestene i Nærødalen og i avsetninger ved Holmo-Bakka i Nærøfjorden kan fyllitt påvises.

Ut fra dette kan en slutte at en bre må ha kommet fra nord (fra Vikafjell) og ned Myrkdalen. Isen har presset seg over Kvann-dalen og ned Oppheimsdalen. Videre har isen nådd Vinje og passert fyllittsonen mellom Vinje og Oppheim og nådd minst til Fyrde. Fyllitten som er påvist i elvesedimentene i Nærødalen, kan ikke si noe om isens utbredelse i Nærødalen/Nærøfjorden. Sedimentene kan være sekundært fluvialt transportert fra de glacigene avsetningene mellom Oppheimsvann og Fyrde.

KONKLUSJON BREBEVEGELSE.

Ut fra tolkningene av isskuringsobservasjonene kan en med stor sikkerhet konkludere med at den eldste observerte brebevegelsen har vært vest. Denne brebevegelsen må skyldes hovedisen da brefronten lå utenfor kysten.

Den yngre brebevegelsen mot Sognefjorden og Vossedalføret/ Hardangerfjorden synes å kunne henføres til et stadium da isen fulgte disse dreneringsrennene.

H. Høltedahl (1964) finner på Os ved Bergen fossiler av Allerød alder. Lokaliteten ligger innenfor Yngre Dryas avsetninger og han konkluderer med at store deler av Bjørnafjorden var isfrie

i Allerød. Aarseth (1971) finner på grunnlag av C-14-dateringer at Bjørnafjorden var isfri i denne interstadialen.

H. Høltedahl (pers. med. 1973) mener også at deler av Sognefjorden og Hardangerfjorden var isfrie i Allerød.

Mangerud & Skreden (1972) antyder at isen i denne perioden trakk seg så langt øst som øst for Voss.

På grunnlag av disse konklusjonene og antagelsene synes det opplagt at deler av Sognefjorden og Hardangerfjorden var isfrie i Allerød.

Den observerte brebevegelsen mot nordvest og sydvest i Vossestrand/Vikafjellområdet kan derfor markere brebevegelsen under avsmeltingsfasen i Allerød eller under det påfølgende brefremstøtet i Yngre Dryas.

Det er vist ved skuringsanalyser og stentellingene at den yngste brebevegelsen skyldes utløpere fra et lokalt bresentrum i fjellområdene mellom Voss og Sognefjorden. Dette brefremstøtet har antagelig funnet sted i preboreal tid.

L Ö S A V S E T N I N G E N E.INNLEDNING.

En fullstendig jordartskartlegging har ikke vært mulig av to årsaker:

1. De foreliggende flybilder er av dårlig kvalitet og dekker ikke hele området.

2. Fjellområdene er tildels vanskelig tilgjengelige.

Til tross for dette kan det sies at de høyere deler av området er bart, særlig innen fyllittområdet på Vikafjell.

Innen Jotundekketts høyere partier finnes enkelte steder et tynt dekke av vitringsmateriale.

I de store dalene er det derimot avsatt betydelige løsmasser.

I Kvasdalen, Myrkdalen, Kvanndalen, Vinjedalen, Oppheimsdalen, Langedalen, langs Oppheimsvann og i dalen mot Stalheim ligger det til dels mye løsmasser. Løsmassene er vesentlig morene, men i hoveddalene er avsatt en del glacifluvialt, glacilakustrint og fluvialt materiale.

Dalsidene i Nærødalen og langs Nærøfjorden er vesentlig dekket av rasmateriale.

Organogene avsetninger dominerer noen få steder som øst for Oppheimsvann og i de øvre deler av Brekkedalen og Jordalen.

Innen området er det få tydelige randavsetninger.

Jordartsfordelingen er skjematisk fremstilt i fig. 25.

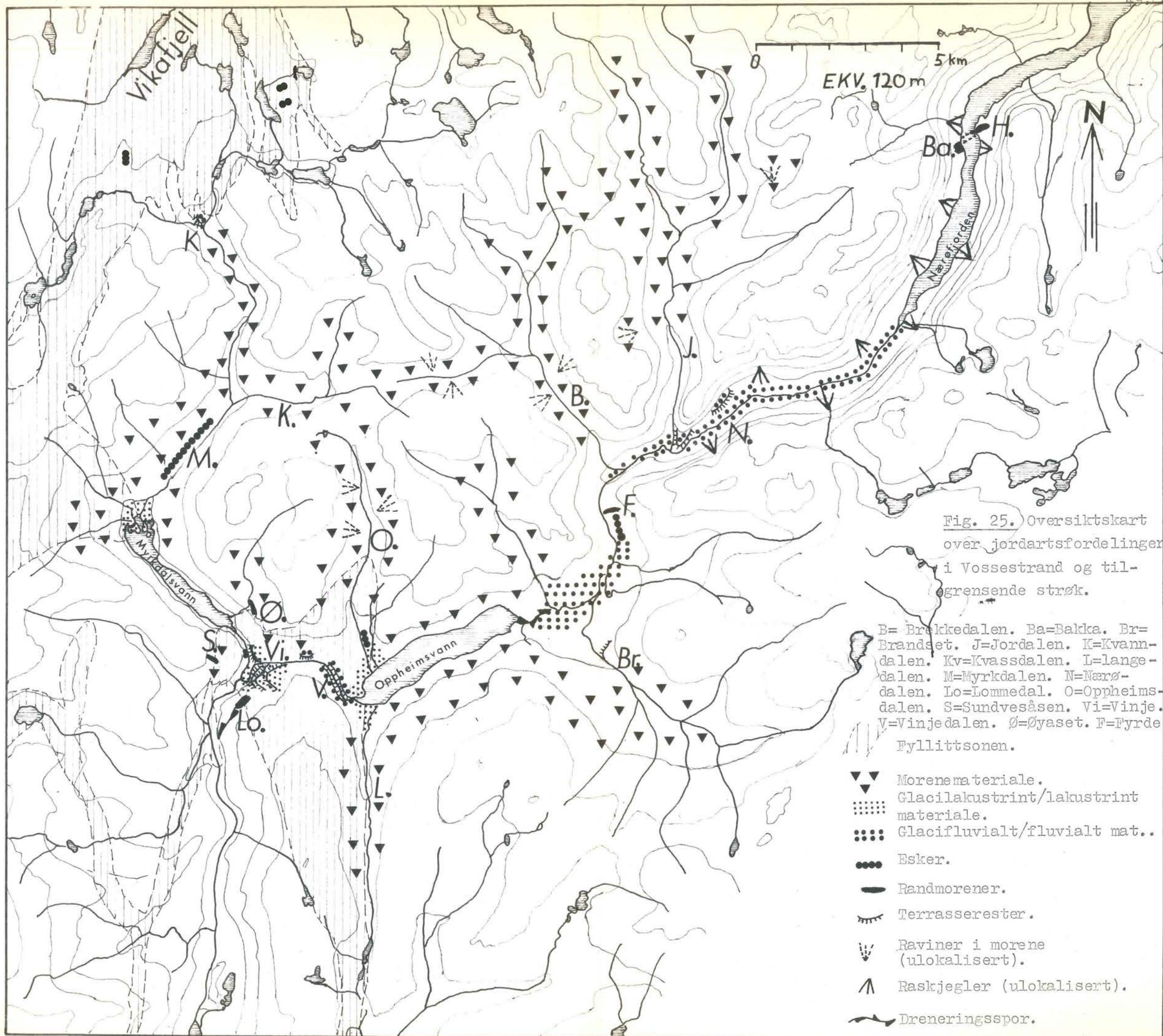


Fig. 25. Oversiktskart over jordartsfordelingen i Vossestrand og tilgrensende strøk.

B= Brakkedalen. Ba=Balkka. Br= Brandset. J=Jordalen. K=Kvann-dalen. Kv=Kvassdalen. L=lange-dalen. M=Myrkdalen. N=Nærø-dalen. Lo=Lommedal. O=Oppheims-dalen. S=Sundvesåsen. Vi=Vinje. V=Vinjedalen. Ø=Øyaset. F=Fyrde. Fyllittsonen.

- ▼▼ Morenemateriale.
- ⋯ Glacilakustrint/lakustrint materiale.
- ⋯ Glacifluvialt/fluvialt mat..
- Esker.
- Randmorener.
- ⋈ Terrasserester.
- ∇ Raviner i morene (ulokalisert).
- ▲ Raskjegler (ulokalisert).
- Dreneringsspor.

SEDIMENTPETROGRAFISK METODIKK.

Innledning.

Sedimentenes genetikk er vurdert i felten. Likeledes er de grov-klassifisert i felten. Metoden for stentellinger er beskrevet i foregående avsnitt.

De innsamlede jordartsprøvene er søkt tatt så representativt som mulig. For morenene vil dette si at prøvene er tatt under jordprofil og under den sonen som måtte være utvasket under isavsmeltingen (1,5 - 2 m).

Enkelte glacilakustrine og glacifluviale avsetninger viser stor variasjon med hensyn til sortering og grovhet. I disse tilfellene er det tatt prøver av både sorterte og usorterte, fine og grove partier på samme lokalitet. Fig. 26 viser prøvelokalitetene og prøvenumre.

Kornfordelingsanalyser.

Kornfordelingsanalysene er foretatt på Geologisk institutt, avd. B's laboratorium. De fleste jordartsprøvene er både våt- og tørr-siktet.

I mange av prøvene var materialet sammenkittet i aggregater av forskjellige kornstørrelser. Våtsikting var nødvendig for å løse disse aggregatene.

De anvendte siktesatser har maskestørrelse etter Wentworth's skala (DIN 4188). Under beregningen av kumulative vekt-%, er konsekvent materiale < 16 mm ikke tatt med.

Dette er gjort fordi det ofte er vanskelig å få representativt

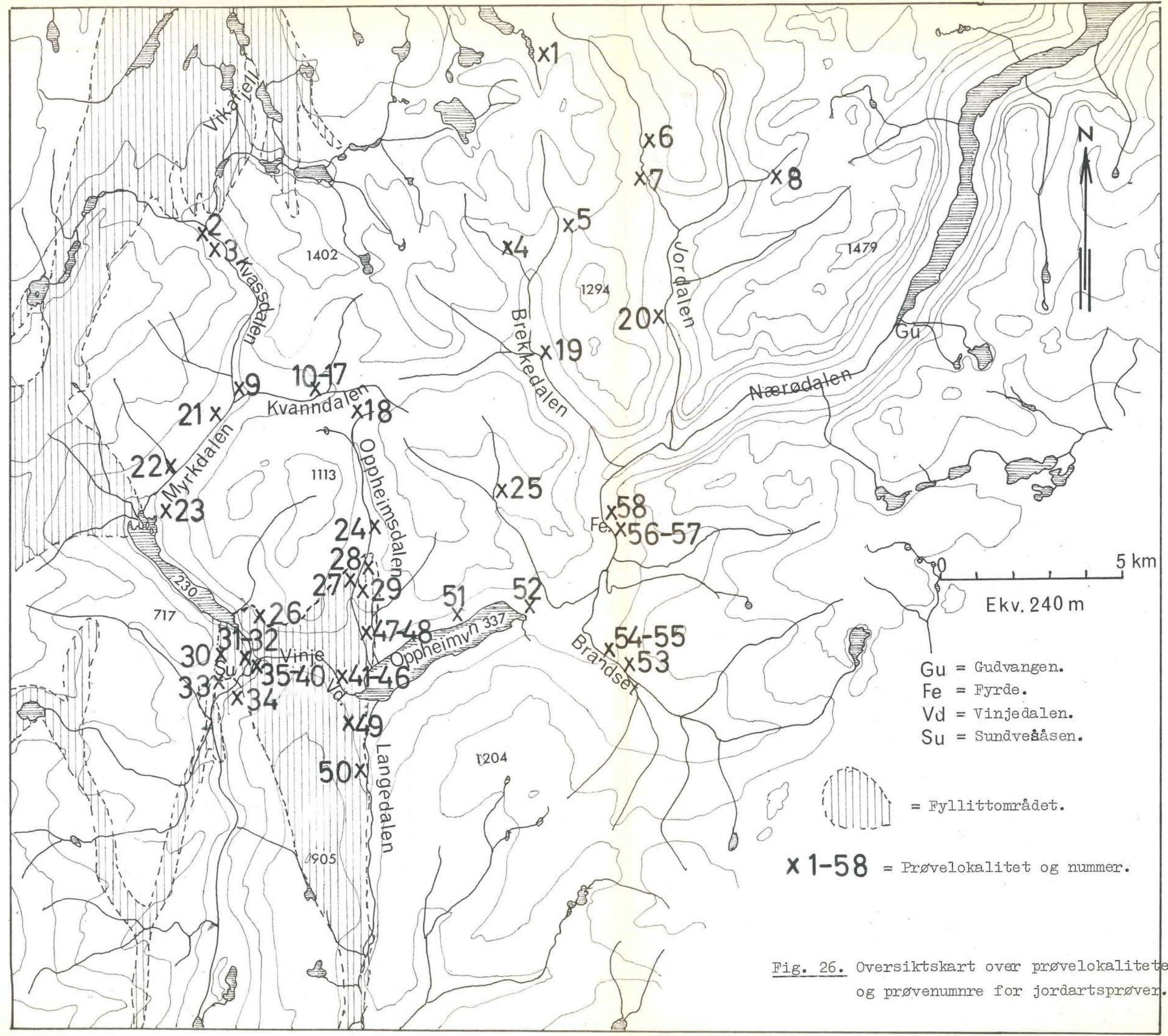


Fig. 26. Oversiktskart over prøvelokaliteter og prøvenumre for jordartsprøver.

materiale i de grovere grusfraksjonene.

Av totalt 58 jordartsprøver inneholdt 48 så mye finmateriale (0,063 mm) at disse ble slemmet etter pipettemetoden (Krumbein & Pettijohn 1938).

Resultatene av kornfordelingsanalysene er satt opp samlet i tabell 4.

De kumulative kornfordelingskurvene for moreneprøver er tegnet inn på fig. 29, 30 og 31.

Kornfordelingskurvene for prøvene fra de fleste glacifluviale avsetningene (Eskere, Kameterrasse, lateraldelta) er fremstilt samlet i fig. 44. Tre lokaliteter (Kvanndalen, Vinjedalen og Vinje) er i det etterfølgende viet stor oppmerksomhet. Kornfordelingskurver for jordartsprøvene fra disse lokalitetene er derfor fremstilt i tre figurer, en for hver lokalitet (fig. 49, 57 og 84)

Inndelingen av hovedfraksjonene er den som nyttes av Norges Geologiske Undersøkelse (1972), modifisert etter Wentworth (1922) :

Grus (Pebbles):	64 - 2 mm
Sand:	2 - 0,063 mm
Silt:	0,063 - 0,002 mm
Leir (Clay):	<0,002 mm

Sorteringsgrad (So) er regnet ut etter Selmer-Olsens (1954)

definisjon: $So = \log Q_{25}/Q_{75}$

Alle jordartsprøvene er plottet inn på Md/So-diagrammer etter klassifikasjonsgrenser modifisert etter Selmer-Olsen (1954 fig 25).

Moreneprøvene er plottet inn på trekantdiagram (fig. 33) etter følgende klasser:

Grus: 16 - 2 mm
Sand: 2 - 0,063 mm
Silt/leir: <0,063 mm

Tungmineralanalyser.

Tungmineralseparasjonen ble foretatt på Universitetet i Bergen, Geologisk inst., avd. B's laboratorium.

Metoden er i hovedtrekkene den som er beskrevet av Holtedahl (1955). Sentrifuge er ikke benyttet. Hensikten med tungmineralanalysene var kvantitativt å forsøke å finne eventuelle variasjoner i tungmineralinnholdet i de forskjellige deler av det undersøkte området. Tungmineralinnholdet ble bestemt for alle moreneprøvene og for en del av de andre. Fraksjonen 0,063 - 0,125 mm ble nyttet ettersom bergartsfragmenter bestående av flere typer mineraler forekommer relativt sjelden innenfor denne fraksjonen.

Resultatene er satt opp i tabell nr. 4.

MORENENE.

Innledning.

Som innledningsvis nevnt, er moreneavsetningene lokalisert til dalene, mens fjellområdene er relativt bare.

Det er rimelig å anta at fjellområdene ble tidlig isfrie samtidig som dalbreene fremdeles var aktive. De store dalenes lengderetninger (Myrkdalen, Oppheimsdalen, Brekkedalen og Jordalen) ligger stort sett i siste brebevegelsesretning. En skulle da vente at morenematerialet for en stor del ble transportert bort.

På en annen side ligger dalene stort sett på tvers av hovedisretningen. Det er derfor nærliggende å slutte at mye av morenematerialet skraver seg fra eldre brebevegelser.

Fig. 27 viser en typisk moreneskjæring i Brekkedalen.

Morenenes sammensetning.

Morenematerialet er stort sett blokkrikt. Blokker av jotunbergarter dominerer også innen fyllittområdet. Fyllittblokker er godt representert innen fyllittområdet, men sjeldne utenfor. Blokkene er konsentrert i overflaten. Dette kan skyldes frosthevning, ras fra dalsidene eller utvaskning i overflaten. De bare dalsidene er sterkt utsatt for frostvitring og stenras er meget vanlig i området. Dette må også ha vært tilfelle under isavsmeltingen.

Det forekommer videre markerte raviner i morenedekket, særlig i de bratte dalsidene (fig. 28). Morenematerialet kan derfor være transportert fra dalsidene til dalbunnen etter at isen



Fig. 27. Skjæring i mektig morene i Brekkedalen.
Spaden er målestokk.



Fig. 28. Sterkt ravinert morene i Jordalen. Ravinene er
opp til 20 m dype.

forsvant. Det er vanskelig å skille mellom morene in situ og sekundært avsatt morenemateriale.

Morenenes mekaniske sammensetning fremgår av fig. 29, 30 og 31 og tabell 4.

De fleste moreneprøvene inneholder relativt mye finmateriale ($< 0,063$ mm), 6,0 - 54,2%, mens leirinnholdet kun for fire prøver overstiger 5 %. Av 32 moreneprøver faller 29 innenfor Selmer-Olsens (1954 fig. 25) grenser for "ikke lagdelt morenemateriale" og "morenegrus". Tre prøver faller innenfor grensene for glaci-fluvialt materiale ("lagdelt morene") (Fig. 32).

Morenenes relasjon til fyllittinnhold.

Fyllitt som ledebergart er behandlet under avsnittet om isbevegelse. Det er vist at fyllittens utbredelse i løsmasser utenfor fyllittområdet skyldes siste brebevegelse.

Det er videre vist (fig. 24) at fyllitt finnes i glaciogene avsetninger i Myrkdalen, Kvanndalen, øvre deler av Oppheimsdalen, langs Oppheimsvann og i dalen ned mot Stalheim (Fyrde). Fyllitt er ikke påvist øst for fyllittsonen på Vikafjell eller i sidedalene Skjoldsetdalen, Bradsetdalen, Brekkedalen og Jordalen.

Ut fra dette har det vært naturlig å forsøke å finne en sammenheng mellom morenenes mekaniske sammensetning og fyllittinnhold.

Jeg har derfor delt morenene i tre grupper:

1. Fyllittmorene innen fyllittområdet.
2. Fyllittmorene utenfor fyllittområdet.

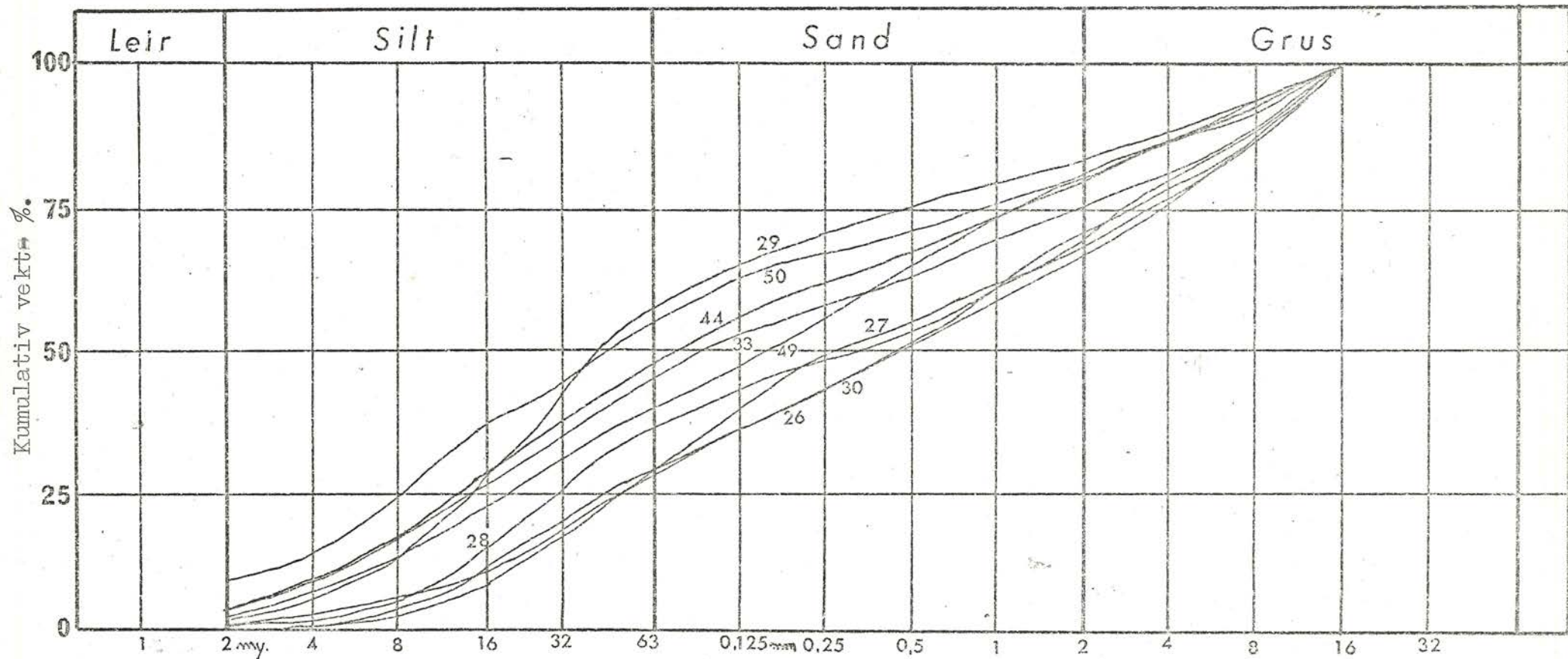


Fig. 29. Kumulative kornfordelingskurver for
 fyllittmorener innen fyllittområdet.
 (Jmfr. fig. 26 og tabell 4).

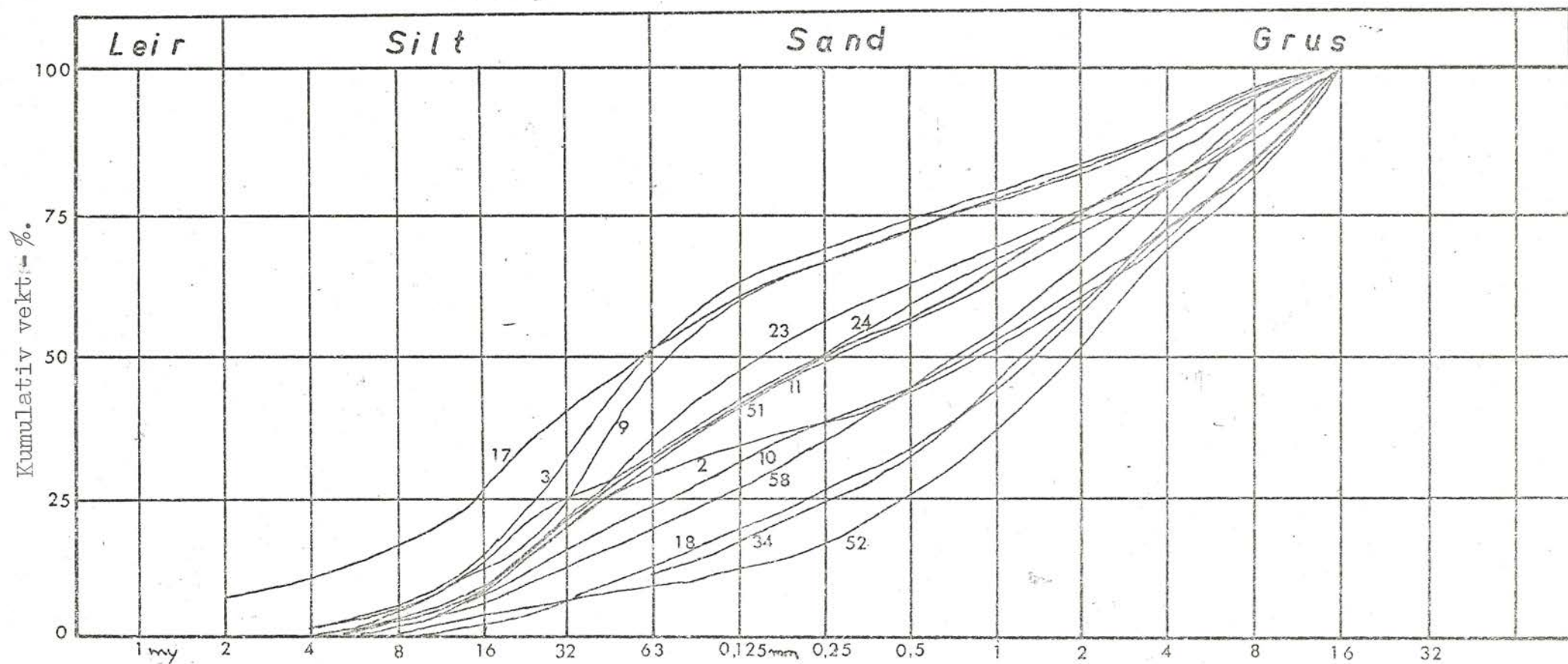


Fig. 30. Kumulative kornfordelingskurver for fyllittmorener utenfor fyllittområdet. (Jmfr. fig. 26 og tabell 4).

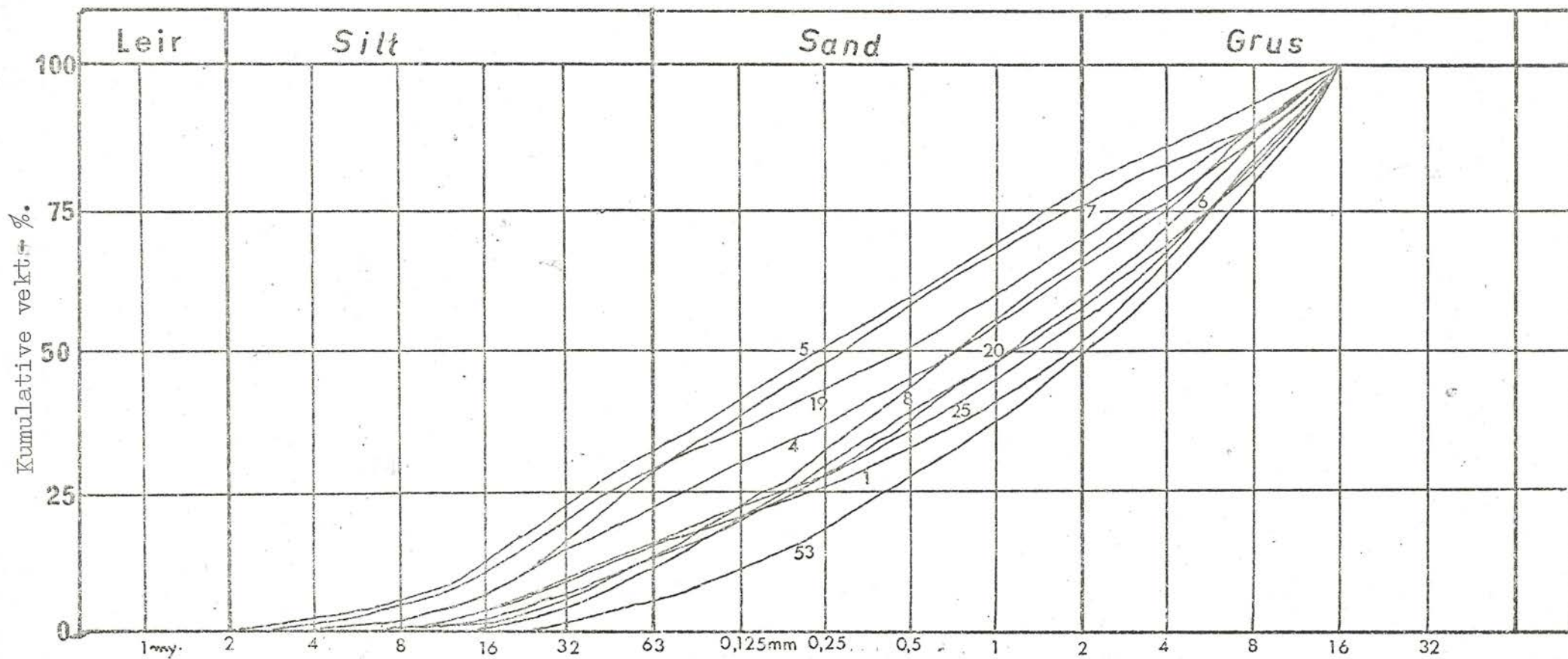


Fig. 31. Kumulative kornfordeligskurver for fyllittfrie morener. (Jmfr. fig. 26 og tabell 4).

3. Fyllittfri morene.

Kumulative kornfordelingskurver for de tre gruppene fremgår av fig. 29, fig. 30, fig. 31.

Av tabell 4 og figurene fremgår det at morenene innen gruppe 1 vesentlig er dårligere sortert enn gruppe 3, mens gruppe 2 viser en større spredning enn de to andre gruppene.

Videre fremgår det at morener i gruppe 1 viser tendens til lavere medianverdier (Q_{50}) enn morener i gruppe 3. Medianverdiene for morener innen gruppe 2 viser stor spredning. Dette fremgår tydelig av Md/So-diagrammet, fig. 32, og trekantdiagrammet, fig. 33.

Ut fra det overnevnte kan en konkludere med at fyllittmorenene innen fyllittområdet skiller seg ut fra de fyllittfrie morenene ved lavere sorteringsgrad og lavere medianverdi. Dette må skyldes at fyllitt gir opphavet til mer finmateriale og mindre materiale i grusfraksjonen enn jotunbergartene. Bergström (1971) finner likeens i Aurlandsdalen at fyllitt gir opphavet til fin-kornige morener og Follestad (pers. med. 1972) påviser at de kambro-siluriske skifrene på Hedmarken gir vesentlig siltige morener.

Fyllittmorenene utenfor fyllittområdet kan ikke skilles fra de to andre gruppene på grunnlag av kumulative kornfordelingskurver.

Det er heller ikke påvist noen tendens til variasjon i sorteringsgrad eller medianverdi ved økende avstand fra fyllittsonen.

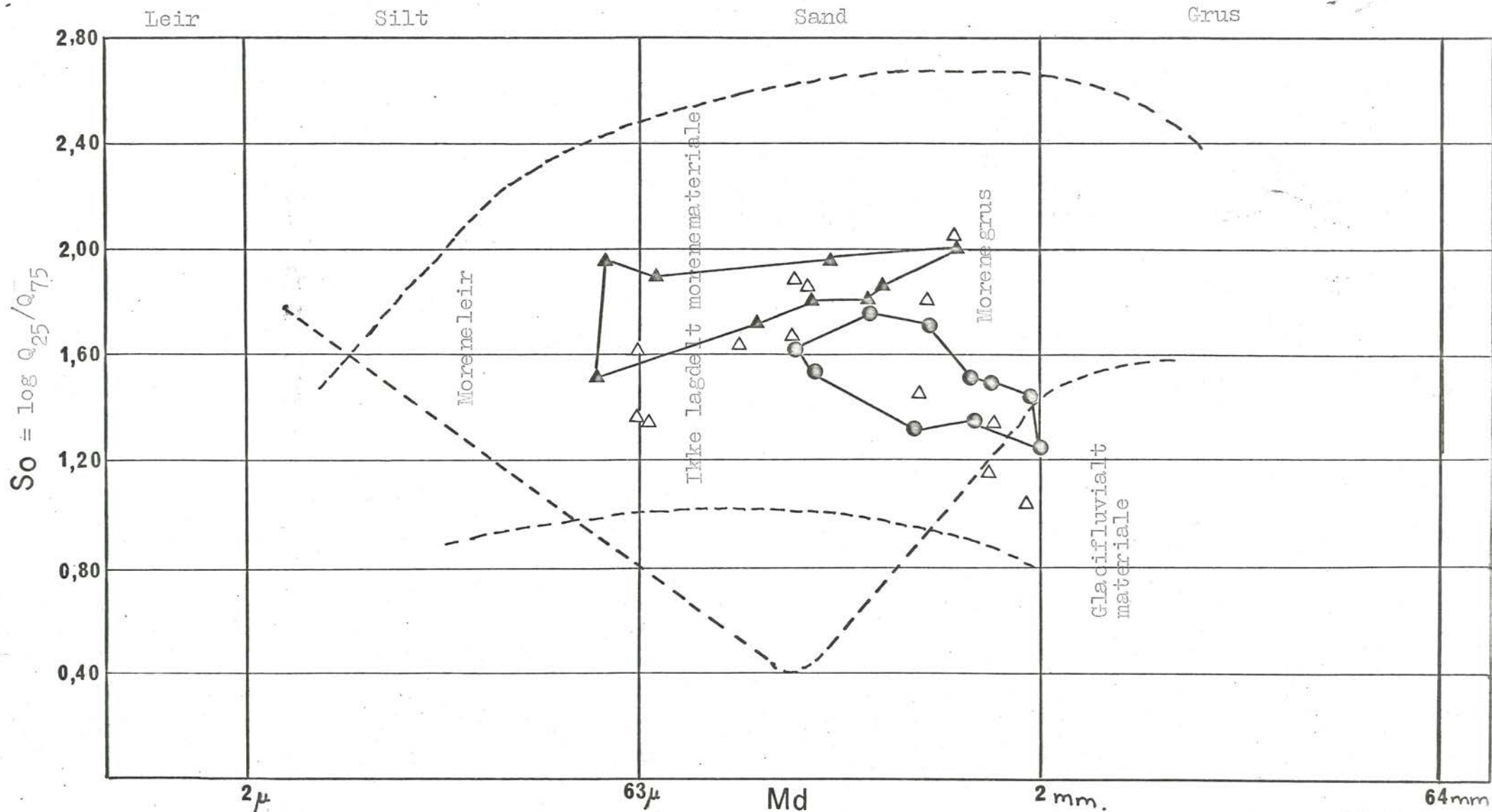


Fig. 32. M_d/S_o -diagram for moreneprøvene.
 (Modifisert etter Selmer-Olsen 1954).

- ▲ Fyllittmorene innen fyllittområdet.
- △ Fyllittmorene utenfor fyllittområdet.
- Fyllittfri morene.

Silt/leir.
<0,063 mm.

Fig. 33. Trekantdiagram for moreneprøvene:
Grus-sand-silt/leir.

Grus
16-2 mm

Sand.
2-0,063 mm.

- ▲ = Fyllittmorene innen fyllittomr.
- = Fyllittfri morene.
- △ = Fyllittmorene utenfor-
fyllittområdet.

Morenenes tungmineralinnhold.

Det er i forrige avsnitt vist at fyllittinnholdet i morenene har betydning for deres sorteringsgrad og medianverdi.

Hensikten med tungmineralanalysene har vært å finne en metode til kvantitativt å skille de tre moreneregionene ut fra sedimentenes tungmineralinnhold.

Tungmineralinnholdet for alle morenene i fraksjonen 0,063 - 0,125 mm er fremstilt i tabell nr. 4 og fig. 34. Tungmineralinnholdet for fyllittmorenene innen fyllittområdet viser en meget stor spredning, 11,0 - 34,9 %. For fyllittmorenene utenfor fyllittområdet varierer tungmineralinnholdet fra 12,4 - 29,2 %, mens de fyllittfrie morenene viser en mindre spredning, 19,0 - 29,0 %. De fyllittfrie morenene skiller seg her markert ut fra fyllittmorenene (fig. 34).

Den store spredningen av tungmineralinnholdet i de to morenetypene med fyllitt har opplagt en genetisk årsak, og separasjonsmetoden egner seg åpenbart dårlig for jordarter som inneholder fyllitt eller glimmerskifer.

En må kunne slutte at en stor del av tungmineralene i fyllittmorenene er glimmermineraler. De vanligste glimmermineralene i fyllitt og glimmerskifer er kloritt (sp. v. 2,6 - 2,9), muskovitt (sp. v. 2,76 - 3,10) og biotitt (sp. v. 2,8 - 3,2).

Til separasjonen er nyttet bromoform med sp. v. 2,82. Glimmermineralenes sp. v. ligger således nær sp. v. for den bromoform-ethanol-blanding som er nyttet. Dette i tillegg til kornenes bladform, bevirker at de vanskelig lar seg skille i tung og lett

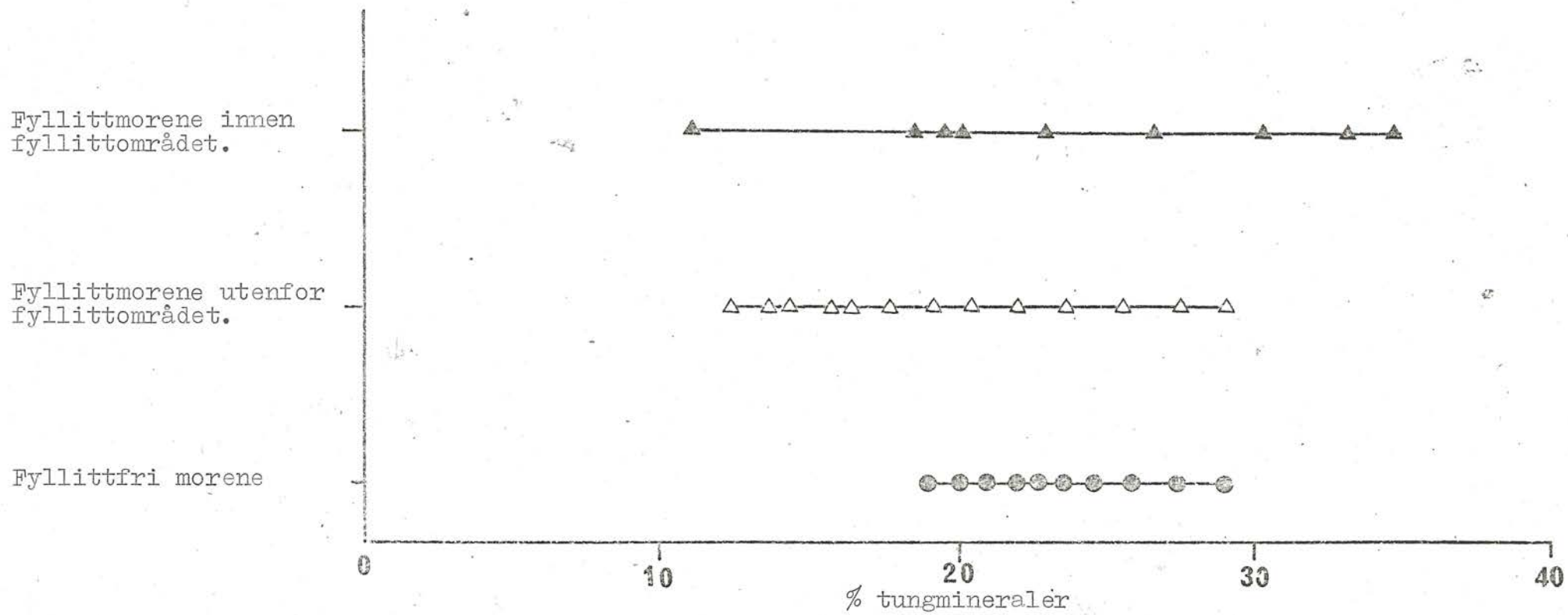


Fig. 34. Tungmineralinnholdet i moreneprøvene. (Fraksj. 0,063 - 0,125 mm.).

fraksjon. De fleste glimmerkorn holder seg i suspensjon. Bjerkli (1972) finner at tungmineralkorn ofte er dekket av et oksydlag og at leirpartikler kan henge fast på kornene. Dette vil medføre en maskering av tungmineralkorn i lettfraksjonen.

Disse faktorer som her er nevnt, kan ha forårsaket den store spredningen i tungmineralinnholdet for fyllittmorenene.

Konklusjonen må bli at separasjonsmetoden ikke egner seg som grunnlag for detaljerte kvantitative vurderinger av tungmineralinnhold, men at metoden kan benyttes til å skille fyllittholdige og fyllittfrie morener fra hverandre. Garnes (1972) er også kommet frem til at kvantitativ tungmineralanalyse ikke egner seg til å skille mellom glimmerrike sedimenter.

GLACIFLUVIALE AVSETNINGER.

Innledning.

De glacifluviale avsetningene har nær tilknytning til fasene under isavsmeltingen. De vil derfor også bli behandlet under avsnittet om isavsmeltingen.

En enkel avsetning i Vinjedalen som består av både glacifluvialt, glacialakustrint og morenemateriale, vil bli behandlet særskilt. Under dette avsnittet vil kun større og/eller markerte glacifluviale avsetninger bli tatt med.

Esker i Myrkdalen.

I nedre deler av Myrkdalen ligger det en bred rygg, 50 - 100 m bred. Ryggen er ca. 3 km lang og må antas å ende i Myrkdalsvann. Den er flere steder gjennombrutt av små bekker (fig. 35). Området er fulldyrket. Det foreligger derfor få snitt i avsetningen.

I øvre deler ligger det et lite grustak med snitt på ca 10 m (fig. 36). Avsetningen er tydelig lagdelt. Lagene er lite forstyrret, men faller mot begge sidene. Materialet varierer sterkt med hensyn til sortering og grovhet. I enkelte partier dominerer blokker med diameter på opp til 50 cm.

Ca. 2 m under overflaten ble det tatt en jordartsprøve i middels grovt lag (prøve nr. 21).

Ca. 2 km nedenfor overnevnte snitt ligger et nytt snitt som viser 2,5 m usortert materiale på toppen. Under dette ligger lagdelt, godt sortert sand. Her ble tatt en jordartsprøve ca. 2 m under overflaten (prøve nr. 22). I begge snittene ble det funnet fyllitt som, naturlig nok, viser en materialtilførsel fra nord.



Fig. 35. Esker i Myrkdalen, gjennombrutt. Foto mot sydvest.



Fig. 36. Esker i Myrkdalen. Snittet er i øvre deler av eskeren. Foto mot sydvest.

Kumulative kornfordelingskurver for de to prøvene fremgår av fig. 41. Sorteringsgrad og medianverdier er satt opp i tabell nr. 4. Prøvene er videre plottet inn på Md/So-diagram (fig. 42). Både prøve nr. 21 og 22 faller innenfor Selmer-Olsens (1954 fig. 25) grenser for glacifluvialt materiale. På grunnlag av avsetningens form, beliggenhet og materialtype og strukturer, er den entydig en esker.

Kame-terrasse ved Vinje.

På vestsiden av Myrkdalselven ved Vinje er avsatt en liten terrasse ca. 10 m over elven. Snitt tvers på avsetningen viser grovt materiale med en viss lagning på toppen. Under dette ligger det sortert sand med god lagdeling. Lagene faller ca 10° mot vest (mot dalsiden).

Materialet på toppen (prøve nr. 31) kan ut fra den kumulative kornfordelingskurven (fig. 41) forveksles med morene.

Men materialet er tydelig vannbehandlet. Prøven faller også innenfor grensene for morenemateriale.

Det lagdelte materialet under er derimot godt sortert (prøve nr. 32, fig. 41) og faller innenfor grensene for glacifluvialt materiale (fig. 42). På grunn av avsetningens beliggenhet og materialtypen, må konklusjonen bli at avsetningen er en kame-terrasse. Det grove usorterte materialet på toppen synes derfor å være ablasjonsmorene.

Esker i Oppheimsdalen.

Ca. 1 km nord for Oppheim i Oppheimsdalen er det avsatt en liten rygg i dalens lengderetning (nord-syd). Snitt på tvers av avsetningen viser øverst 1,5 - 2 m med grovt usortert materiale med en viss lagning. Lagene faller mot sidene. Under dette ligger det sortert lagdelt sand. (fig. 37 og 38) Prøve nr. 47 av materialet på toppen viser en morenisk sammensetning (fig. 41) og faller innenfor Selmer-Olsens (1954 fig. 25) grenser for morene. Den sorterte sanden ligger innenfor grensene for glacifluvialt materiale (fig. 42).

En kan med stor sikkerhet slå fast at avsetningen er en esker. Materialet på toppen er antagelig utvasket morene (ablasjonsmorene). Flint (1963) sier at iskontaktavsetninger ofte er dekket av utvasket morene.

Esker ved Fyrde.

Ved Fyrde i dalen mellom Oppheimsvann og Stalheim er det avsatt en nordvest-sydøst-gående rygg.

Materialet i denne avsetningen minner meget om materialet i eskeren i Oppheimsdalen:

På toppen ligger grovt materiale som er lagdelt.

Lagene faller mot sidene. I sentrum av avsetningen ligger sortert lagdelt sand. Disse lagene ligger diskordant til det overliggende, Lagene faller meget bratt mot nord (fig. 29 og 40).

Prøvene (nr. 56 og 57) viser glacifluvial sammensetning.

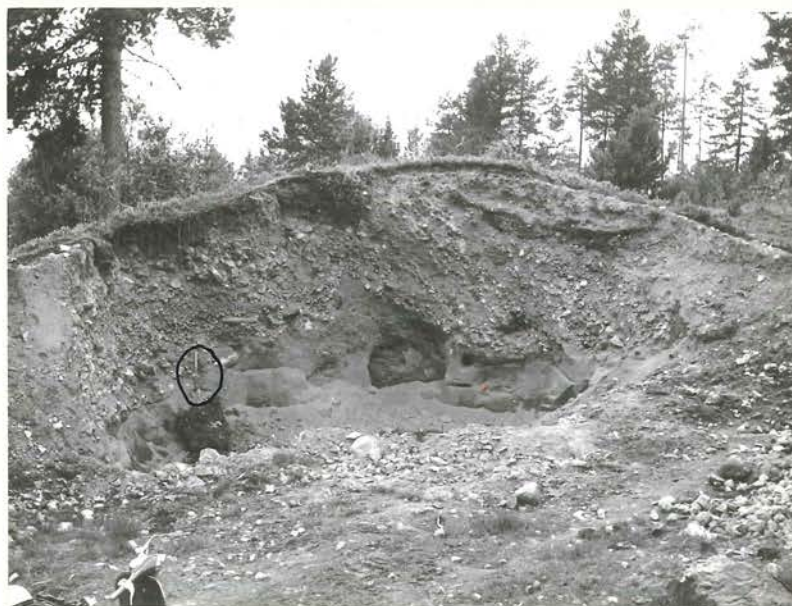


Fig. 37. Eskeren i Oppheimsdalen. Spaden er målestokk.
Foto mot syd.

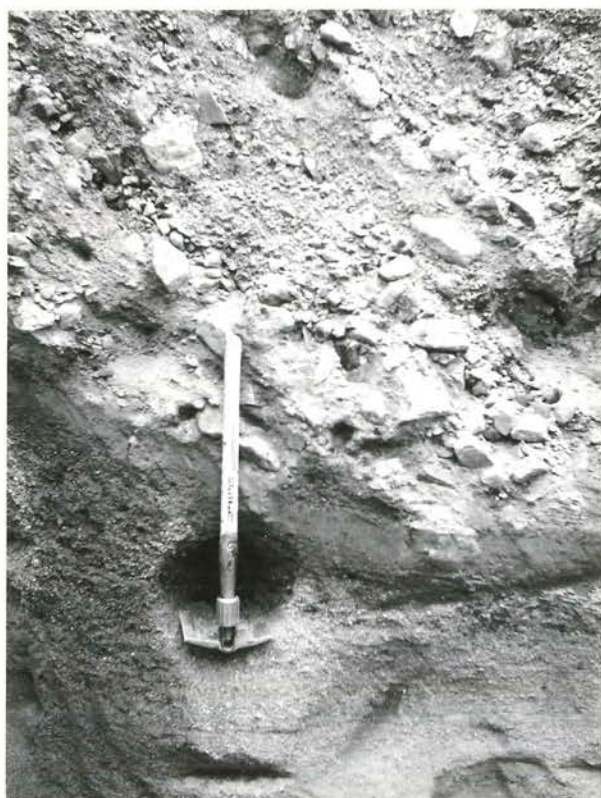


Fig. 38. Eskeren i Oppheimsdalen. Materialet på toppen er grovt og usortert, men en viss lagdeling kan sees. Eskerens kjerne består av godt sortert lagdelt sand.



Fig. 39. Eskeren ved Fyrde. Materialet i overflaten er grovt, men lagdelingen er tydelig. Foto mot nord.

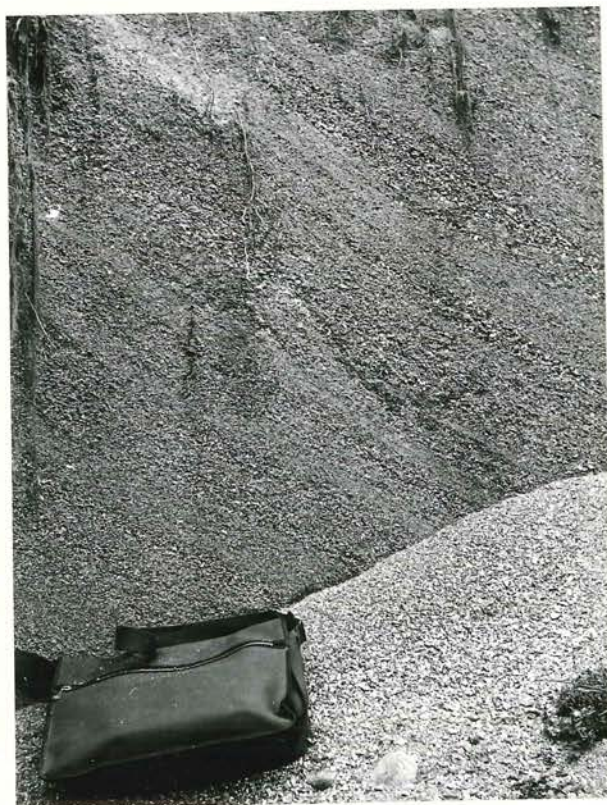


Fig. 40. Eskeren ved Fyrde. Materialet i kjernen er godt sortert og lagdelt. Lagene faller her mot vest.

(fig. 41) og faller innenfor grensene for glacifluvialt materiale (fig. 42).

Avsetningen er tolket som en esker.

Lateralterrasse ved Brandset (Brandsetdalen).

Brandsetgårdene ligger på en tydelig flate av løsmasser, 460 m o.h..

Materialet er godt sortert, men varierer meget med hensyn til grovhet. I enkelte partier ligger blokker med diameter på opp til 50 cm.

Avsetningen viser både topset og foreset. Foresetlagene faller sterkt ut fra Brandsetdalen. (Se fig. 66 og 67).

Det er tatt prøver av grovt (nr. 54) og fint (nr. 55) materiale. Kumulative kornfordelingskurver for prøvene fremgår av fig. 41. Det grove materialet faller innenfor grensene for glacifluvialt materiale, mens finmaterialet ligger på grensen mellom eolisk og glacialakustrint materiale (fig. 42).

P.g.a. avsetningens form og beliggenhet (ca. 150 m over hoveddalens bunn), strukturer og materialets sammensetning er avsetningen tolket som et glaciallateralt delta som er avsatt fra Brandsetdalen mot en bre i hoveddalen.

Terrasser i Nærødalen.

I de fleste vestnorske fjordaler, finner man normalt store-glacifluviale avsetninger som kan følges over større avstander. Det forhold at det kun er funnet to relativt små glacigene avsetninger i Nærødalen, kan tyde på at de avsetningene som

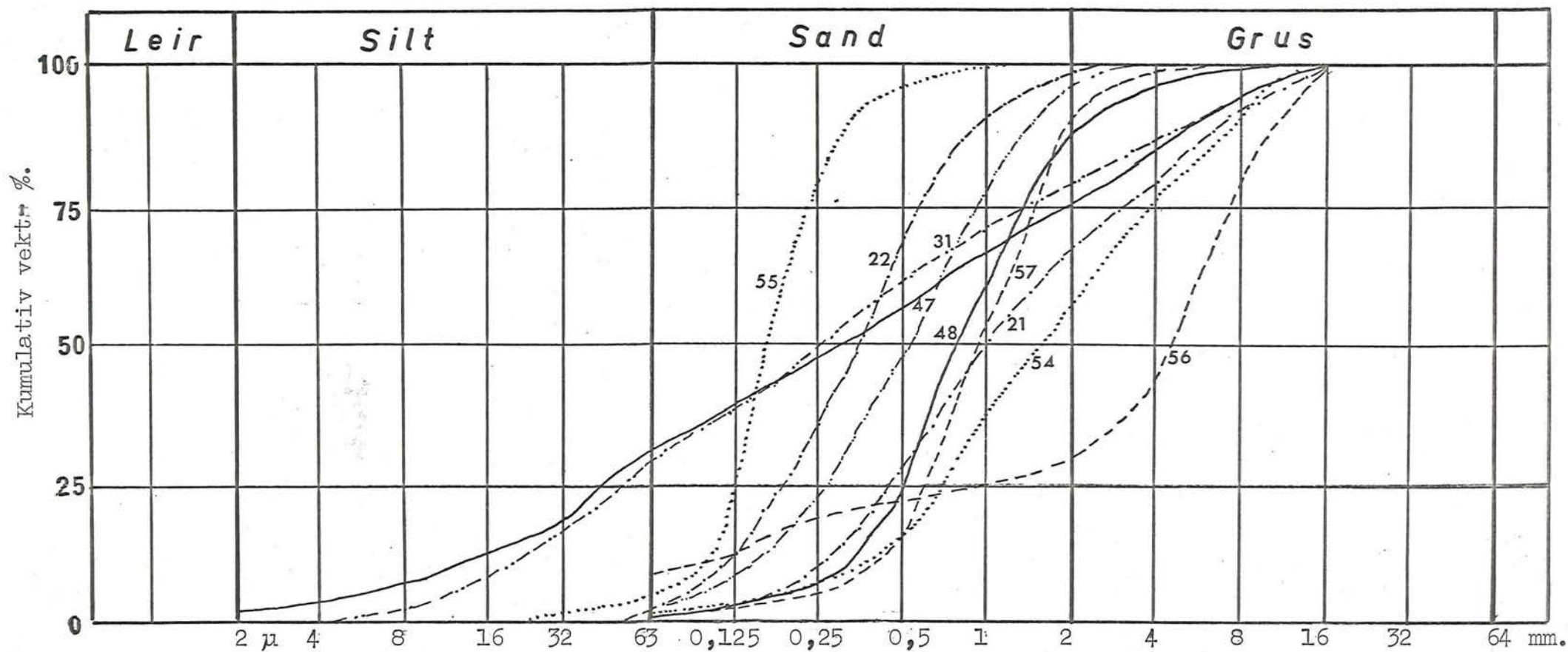


Fig. 41. Kumulative kornfordelingskurver for glacifluvialt materiale.
 Esker i Myrkdalen: Nr. 21-22. Kame-terrasse ved Vinje: Nr. 31-32.
 Esker i Oppheimsdalen: Nr. 47-48. Lateraldelta ved Brandset: Nr. 54-55.
 Esker ved Fyrde: Nr. 56-57.
 (Jmfr. fig. 26 og tabell 4).

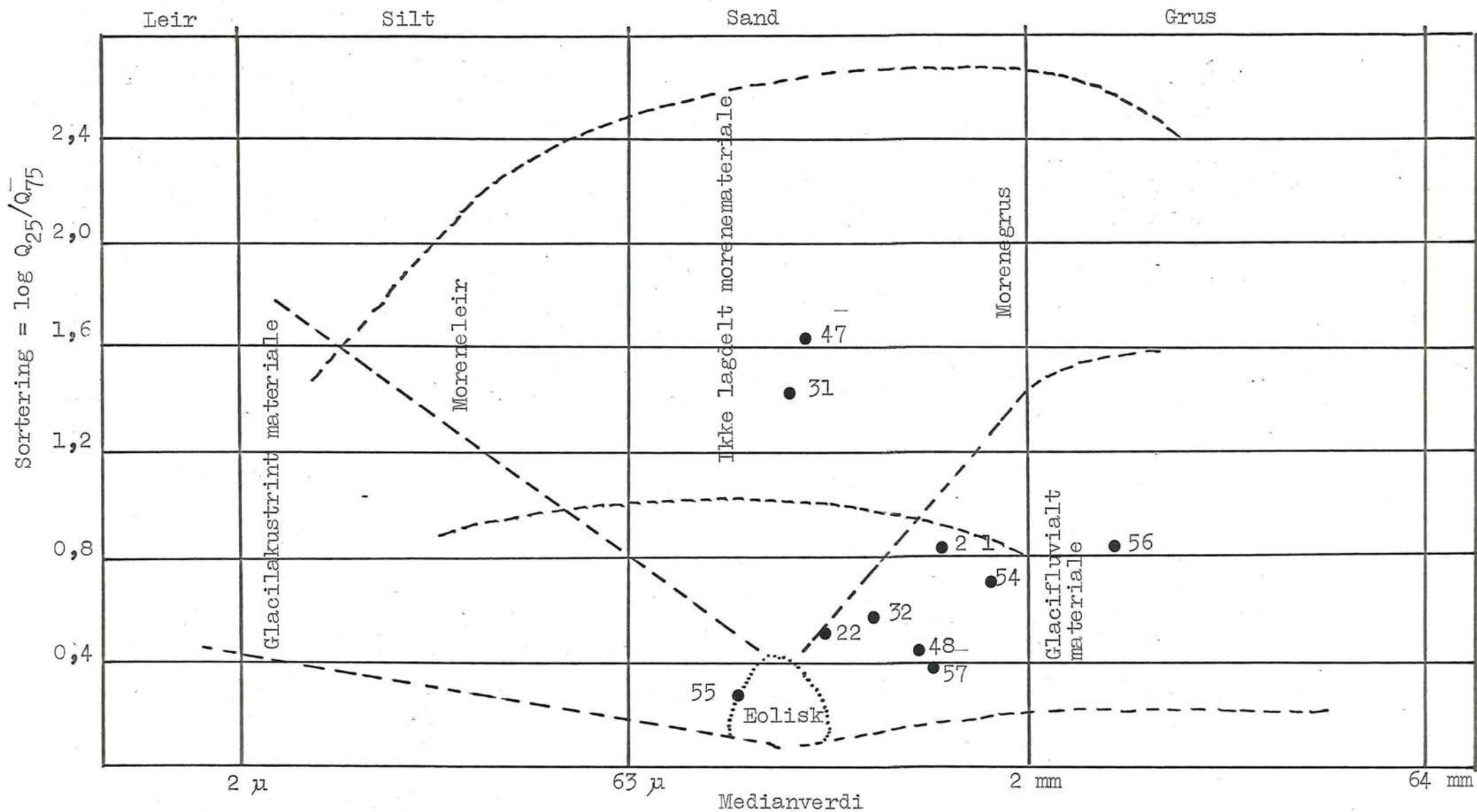


Fig. 42. Md/So-diagram for glacial fluvial samples.
(Modified after Selmer-Olsen 1954).

måtte ha blitt dannet, senere er dekket av rasmateriale eller erodert bort.

Ved Jordalens utløp ligger en terrasserest, som stiger svakt mot Jordalen. Men avsetningen har et markert nivå 110 m o.h. som kan indikere en oppbygning til havnivå.

Ved Hylland, ca. 2,5 km nedenfor, ligger det på vestsiden av dalen bak et dalnes en terrasserest. Denne er 50 - 100 m bred og ca. 300 m lang og synes å være horisontal. Flaten ligger 110 m o.h.

Disse to terrasserestene kan være dannet samtidig og markere et gammelt havnivå. Men de kan også være rester etter en skrånende elveflate som er bygget opp over havnivå.

GLACILAKUSTRINE AVSETNINGER.

Det er funnet tre glacialakustrine avsetninger i området. To av avsetningene er dekket av morene og vil bli behandlet under avsnitt om submorene avsetninger. Den tredje, ved Vinje, markerer en sen fase under avsmeltingen og vil derfor omtales under avsnitt om isavsmeltingen.

RASAVSETNINGER.

Raviner og ras i dalene hvor morenemateriale dominerer, er nevnt i forbindelse med beskrivelse av morene. I Nærødalen ligger det mektige raskjegler i nedre deler av dalsidene. Enkelte steder stenger rasmaterialet dalen. Materialet består vesentlig av blokker. I de bratte og høye dalsidene hvor frostvitringen må antas å være stor, går det ofte stenras i dag. Det må også nevnes den høye frekvensen av sneras som er en meget viktig transportagens i dalsidene. De samme forhold må ha hersket i enda sterkere grad i sen-glacial tid. En kan derfor anta at mye av rasmaterialet skriver seg fra avsmeltingstiden.

SUBMORENE AVSETNINGER.

Innledning.

Submorene avsetninger er representert ved to avsetninger:

1. Kvanndalsavsetningene.
2. Vinjedalsavsetningene.

Avsetningene består av glacialakustrine sedimenter som delvis er forstyrret. Over disse sedimentene ligger morene.

J. Lundqvist (1967) sier at vannavsatt sediment under morene kan være avsatt på forskjellige måter:

Morenen kan ha dekket sedimentet ved ras og ligger derved sekundært. Videre kan morene og sediment være avsatt mer eller mindre samtidig i nær kontakt med isen. Breen behøver nødvendigvis ikke være aktiv. I dette tilfellet kan avsetningen ha skjedd ved iskanten eller subglacialt. Alle overganger mellom de nevnte avsetningsmåtene finnes.

J. Lundqvist (1967) bemerker videre at en avsetningsmåte skiller seg prinsipielt fra de overnevnte:

Sedimentene kan være avsatt utenfor iskanten eller ikke i det hele tatt ha noe med isen å gjøre. Morenen vil da markere et brefremstöt.

Sedimentene kan være glacialene. I dette tilfelle markerer sedimentene en interstadial. De kan også være ikke-glacialene minerogene eller organogene. I dette tilfelle kan sedimentene være interglaciale.

Flint (1963) sier om glacialakustrine sedimenter at de ofte vil være både horisontalt og vertikalt graderte:

I en bredemt sjö vil det nærmest isen avsettes et delta av grovt materiale. Kornstørrelsen vil avta raskt ut fra isen. På dypt vann vil det fineste materialet avsettes. Kornstørrelsen öker oppover etter hvert som sjöen blir grunnere. Bresjöer blir ofte helt fylt med sedimenter.

Kvanndalsavsetningene.

Kvanndalen er en bred og öpen sidedal til Myrkdalen. Dalen har retning öst-vest. Dalbunnen stiger jevnt fra Myrkdalen, 450 m o.h., til vannskillet, 840 m o.h., hvoretter den synker svakt mot Brekkedalen.

Ca. tre km opp dalen fra Myrkdalen ligger det mektige lösavsetninger som synes å nå opp i 720 m o.h. (fig. 43 og 44). En rekke snitt viser 2 - 3 m morene (fig. 45) over lagdelt silt (fig. 46 og 47). Silten hviler antagelig på en annen morene.

Det har ikke vært mulig å finne fullstendige snitt i avsetningene. Fig. 48 viser stratigrafien og bygger på tre forskjellige snitt som ligger i forskjellige høyder, men nær hverandre. Det høyestliggende snittet ligger ca. 710 m o.h.. De övrige ligger henholdsvis 690 og 680 m o.h.. Höydene er målt med Paulinbarometer.

Kumulative kornfordelingskurver for 8 jordartsprøver fremgår av fig. 49. Prövene er videre plottet inn på Md/So-diagram (fig. 50).



Fig. 43. Kvanndalsavsetningene. Legg merke til den markerte flaten til høyre for setrene. Foto mot nord. Dalen faller vestover mot Myrkdalen.



Fig. 44. Kvanndalsavsetningene. Foto mot øst (oppover dalen).



Fig. 45. Kvanndalsavsetningene. Legg merke til den meget tydelige grensen mellom morenen og den glacilakustrine silten. (Jmfr. fig. 48, snitt A).

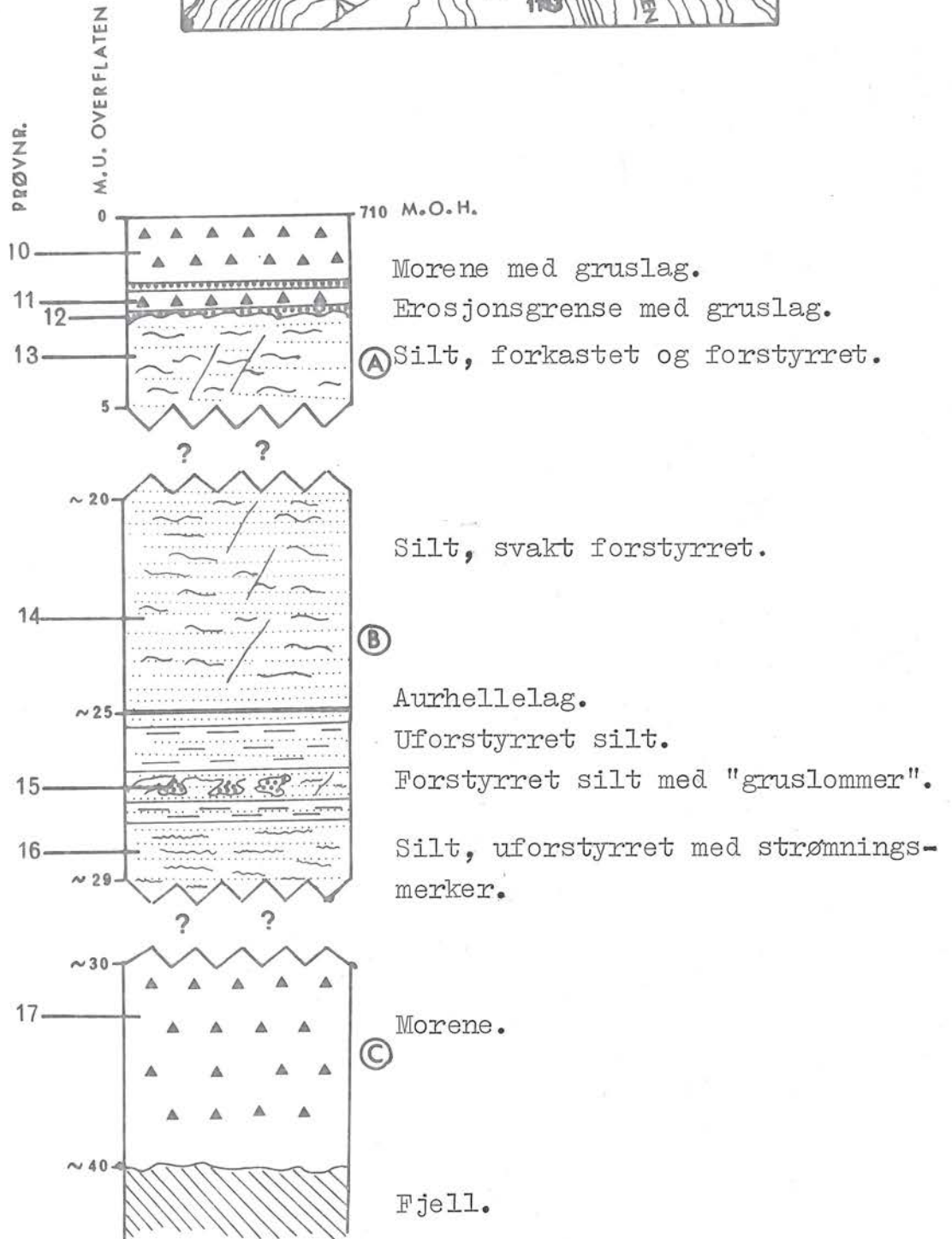
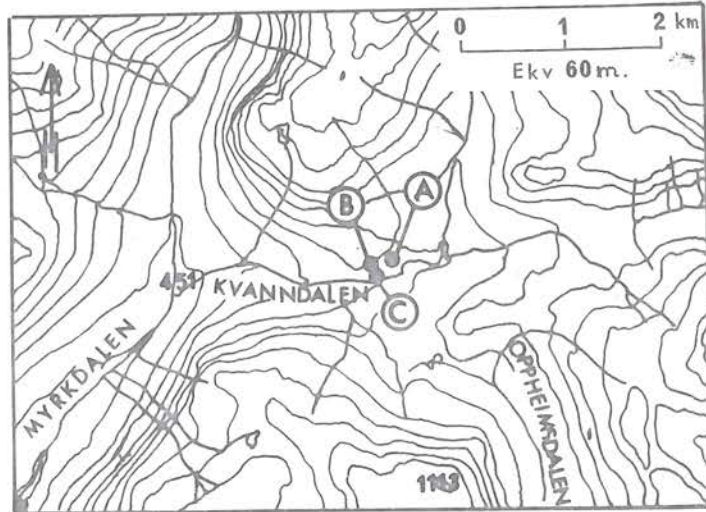


Fig. 46. Kvanndalsavsetningene. Forkastninger og press-strukturer i silt ca. 1 m under grensen til morenen. Legg merke til det foldete laget over den store forkastningen.. (Jmfr. fig. 48, snitt A).



Fig. 47. Kvanndalsavsetningene. Uforstyrret laminert silt. Midt på bildet kan sees et gruslag, "gruslommer" og deformerte lag. (Jmfr. fig 48, snitt B).

Fig. 48.
Kvanndals-
avsetningene.



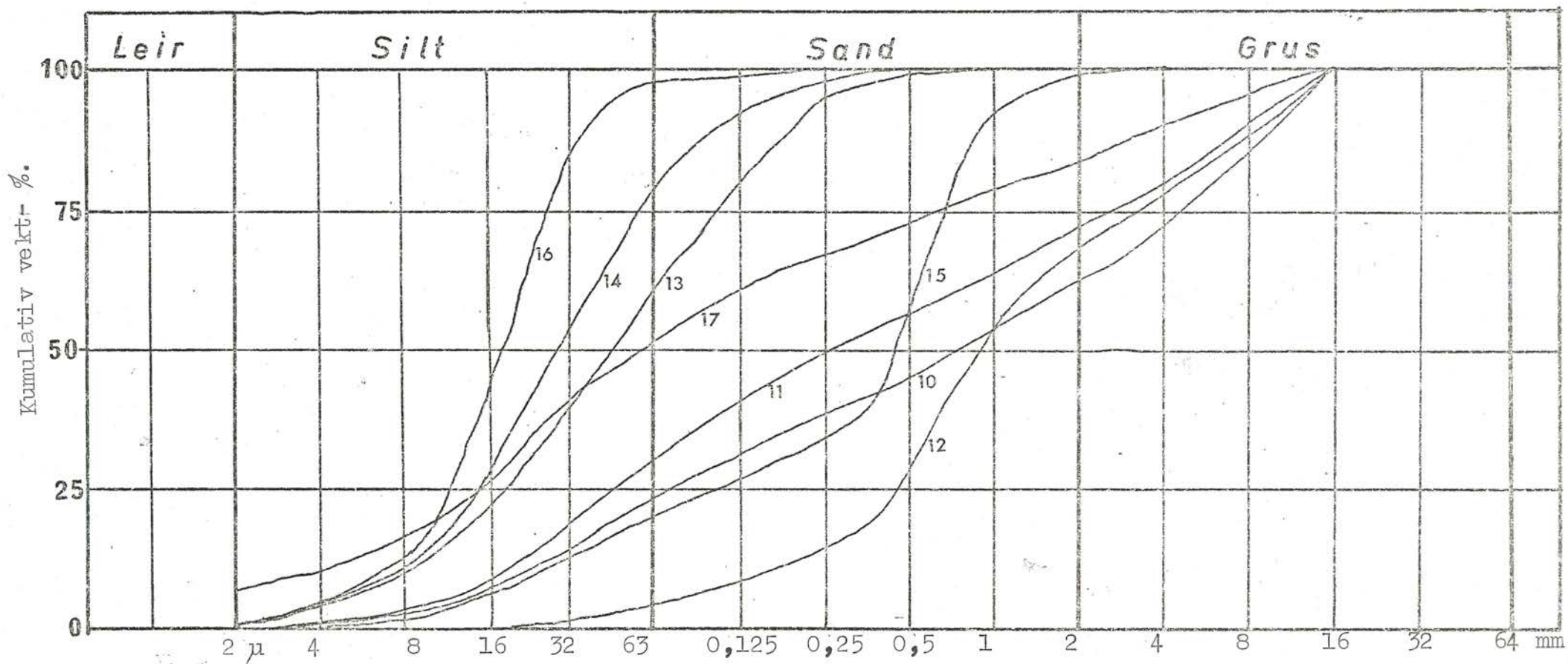


Fig. 49. Kumulative kornfordelingskurver for prøver fra Kvanndalen. (Jmfr. fig. 48).

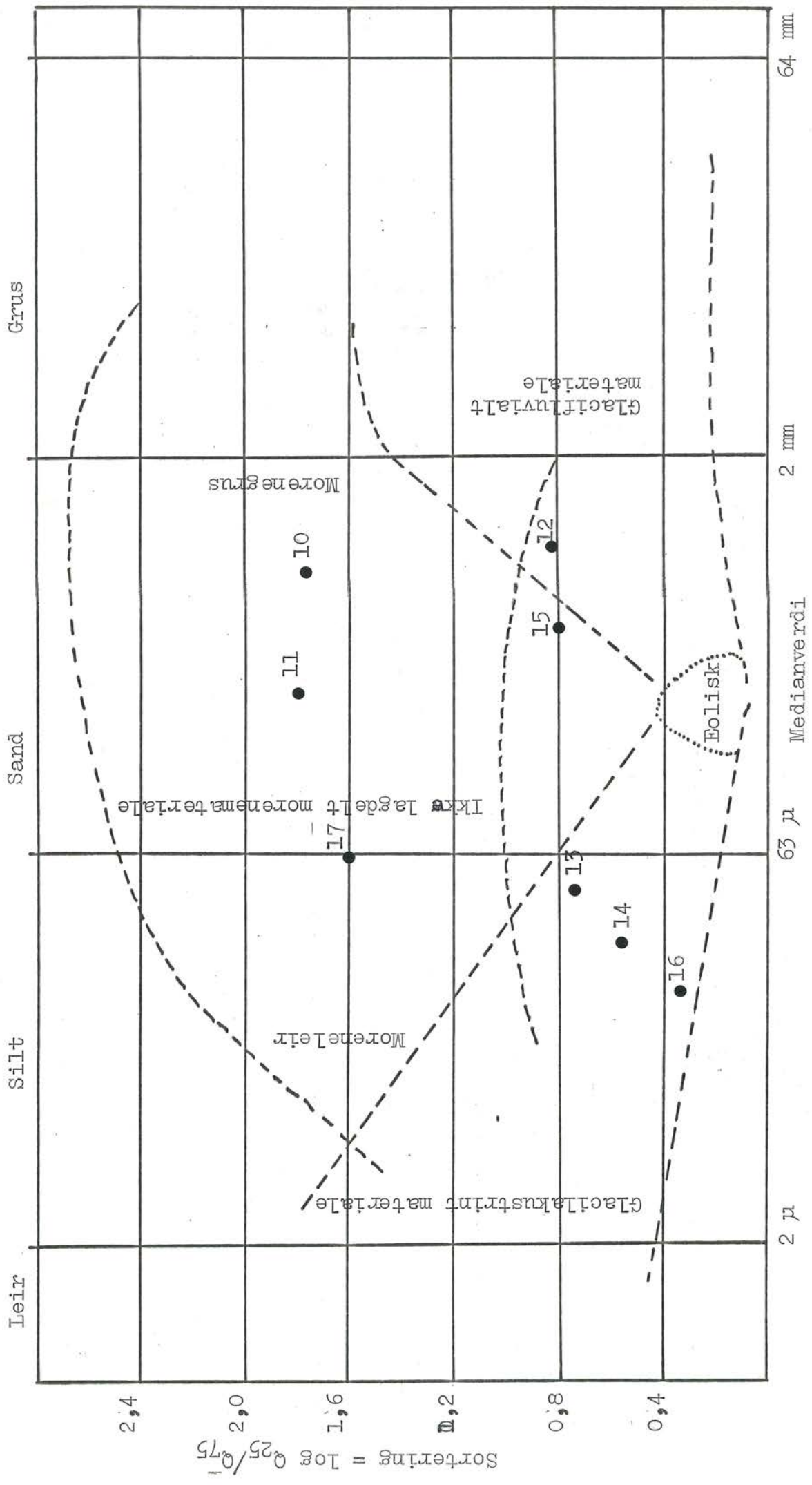


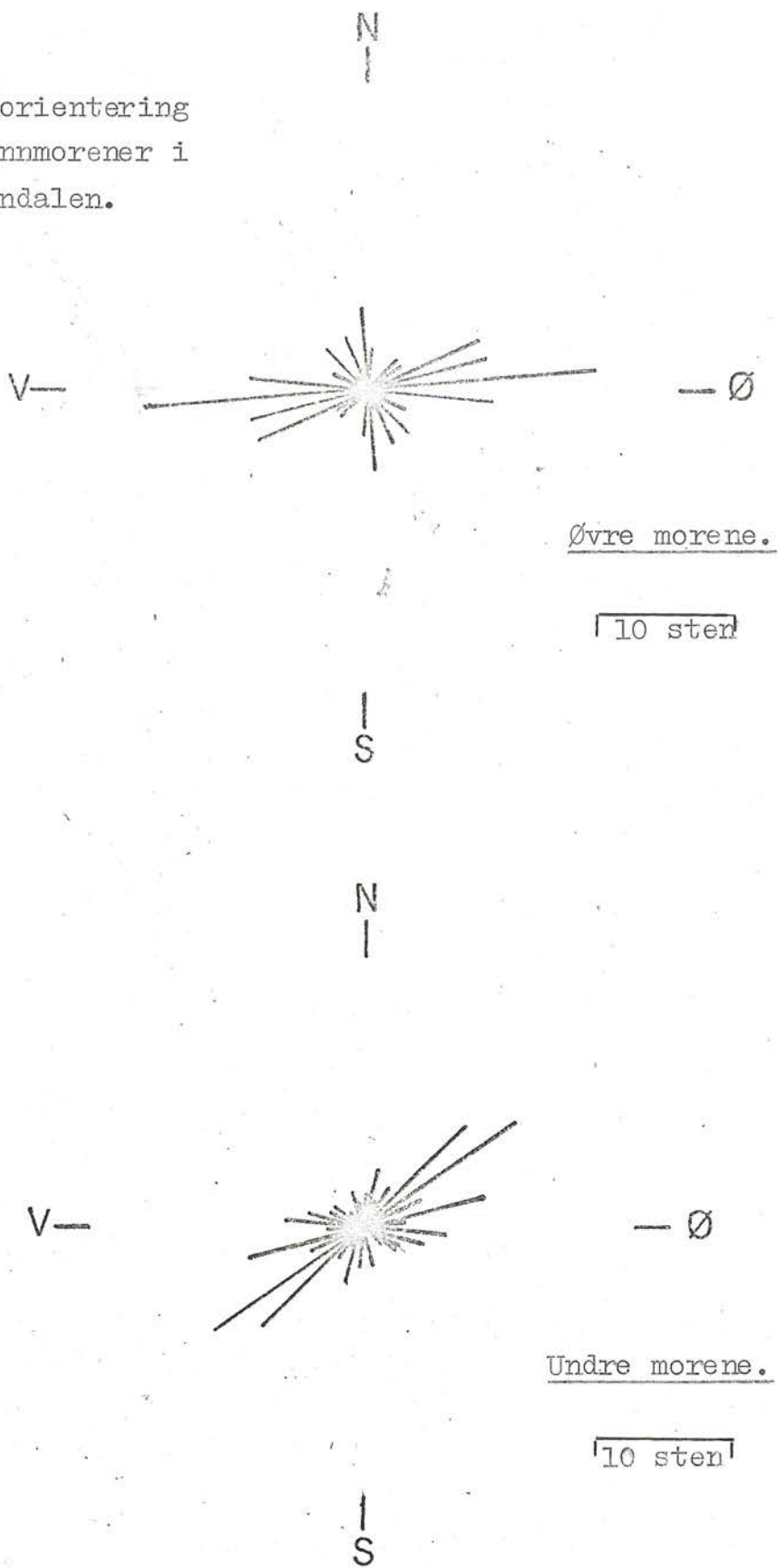
Fig. 50. Md/So-diagram for prøver fra Kvannålen.
 (Modifisert etter Selmer-Olsen 1954).

Det er foretatt stenorienteringer i morenene i de to snittene. Metoden som er nyttet er i hovedtrekkene den som er beskrevet av G. Lundqvist (1948). Han påviser at ulike brebevegelser kan påvises ved stenorientering. I de to snittene ble nyttet 50 sten med lengste akse 5 - 10 cm. Resultatene er fremstilt i rosedigrammer (fig. 51). For morene A viser diagrammet et maksimum i øst-vest retning mens for morene C's vedkommende ligger maksimum i sydvest-nordøst retning.

På grunnlag av stratigrafien, kumulative kornfordelingskurver, sorteringsgrad og medianverdier, stenorienteringen og stentellinger (se tabell 3, nr. 24) vil jeg slutte:

1. Morenen i snitt A er forskjellig fra morenen i snitt C. Morenene er avsatt av to forskjellige brebevegelser.
2. Siltsedimentene er glacilakustrine og har en mektighet på minimum 27 m.. Lagene er horisontale. Sedimentene er graderte og viser økende kornstørrelse oppover.
3. Forstyrrelsene og forkastningene i silten i snitt A kan skyldes istrykk, men også setninger og sekundær utrasning. Forstyrrelsene i silten i snitt B er høyst sannsynlig trykkstrukturer.
4. Grensen mellom øvre morene (A) og silt (fig. 48) er en erosjonsgrense. I grensesonen ligger et tynt lag av utvasket morene (prøve nr. 12).

Fig. 51. Stenorientering
i bunmorener i
Kvannåalen.



Boulton (1968) har observert submorene siltavsetninger på og ved recente breer på Vestspitsbergen. Silten er avsatt supraglacialt i en mektighet på opp til 15 m (maksimalt antagelig 24 m) nær brefronten. Supraglacialt morenemateriale vil etter som isen smelter, bli vannmettet og nå en viskositetsgrense. Morenematerialet vil da "flyte" (Flow Till) og dekke de tidligere avsatte siltsedimentene. Silt og morene er således avsatt omtrent samtidig. Når isen smelter bort, skulle en vente at de lagdelte siltsedimentene blir sterkt forstyrret.

I Kvanndalen er siltsedimentene minimalt forstyrret.

Det må også nevnes at morenene på Spitsbergen vil være meget leirholdige p.g.a. de løse finkornige mesozoiske bergartene som finnes der. Morenene innen området inneholder jevnt over lite finmateriale p.g.a. det store innholdet av krystallinske bergartsfragmenter. Morenene her vil derfor neppe kunne "flyte".

Jeg vil derfor på grunnlag av det overnevnte utelukke at toppmorenen er "Flow Till".

Bergersen & Garnes (1972) har funnet sterkt forstyrrete siltsedimenter som er dekket av recent rasmateriale i Gudbrandsdalen. I Kvanndalen vil jeg utelukke at toppmorenen er rasmateriale da de topografiske forholdene utelukker dette. Bergersen & Garnes (1971) finner en rekke submorene avsetninger i Gudbrandsdalen. De submorene sedimentene er antatt å være gamle (tidlig Weichsel) og er minimalt forstyrret. De minimale forstyrrelsene i silten i Kvanndalen kan derfor ikke si noe om alder eller isen som

har avsatt toppmorenen.

Mangerud & Skreden (1972) finner ved Lundarvann (nord for Voss) lagdelt sand, silt og leir under morene. Sedimentene er antagelig avsatt i en bredemt sjö. Iskiler gjennomskjærer sedimentene. På grunnlag av denne ene lokalitetetn med iskiler antar de at Voss var isfritt i Alleröd eller under eldre Weichsel interstadialer.

I tilfelle Voss var isfritt i Alleröd, kan også Vossestrand ha vært det. I så fall kan siltsedimentene i Kvanndalen være avsatt i Alleröd eller i begynnelsen av Yngre Dryas. Övre morene er da avsatt under det påfølgende brefremstötet i Yngre Dryas.

Anketell, Cegla & Dzulynski (1970) finner ved eksperimenter at strukturer tilsvarende iskiler kan dannes i media med forskjellig tetthet. Strukturene ved Lundarvann (Mangerud & Skreden 1972) behöver derfor ikke være dannet under permafrostforhold. Det er derfor ikke sikkert at Voss var isfritt i Alleröd.

Konklusjonen for den glacialakustrine silten i Kvanndal er derfor at den mer sannsynlig er yngre enn Alleröd. Kvanndalsavsetningene kan ut fra dette tolkes slikt:

Undre morene er avsatt av bre fra nordöst eller öst tilsvarende eldste eller nesteldste brebevegelse (Jmfr. fig. 51).

Siltsedimentene er avsatt glaciallateralt da isen smeltet tilbake sent i Yngre Dryas eller da isen rykket frem

igjen i preboreal tid.

Övre morene er avsatt av bre fra nord som presset seg opp Kvanndalen og over i Oppheimsdalen.

Det er vist ved isskuringsanalyse (fig. 23) og stentellinger (fig. 24) at breen rykket frem fra et lokalt sentrum mellom Sognefjorden og Voss i preboreal tid. Övre morene kan derfor markere det preboreale brefremstötet.

Vinjedalsavsetningene.

I övre deler av den trange og kraftig nedskårete Vinjedalen ligger det på begge sider av elven terrasserester som mer eller mindre er brutt av småbekker. Terrasseflaten er enkelte steder opp til 50 m bred og strekker seg ca. 1 km fra Oppheimsvann og nedover dalen. Terrassehöyden er 337 m o.h. Dette nivået samsvarer med Oppheimsvanns nivå og vil bli nærmere behandlet i forbindelse med isavsmeltingen.

Reusch (1905 a) sier om avsetningen at den består av leirholdig bunnmorene som er utvasket i övre deler. Under utbedring av riksveien (E-68) gjennom dalen, ble det laget en rekke gode snitt i avsetningen. Fölgende stratigrafi er funnet (fig. 52): (Tallene refererer seg til henholdsvis sydöst og nordvest i dalen)

5 - 15 m glacifluvialt materiale med sterkt vekslende sammensetning (pröve nr. 41 og 42). Stenene er stedvis imbrikert med fall mot nordvest (fig. 53).

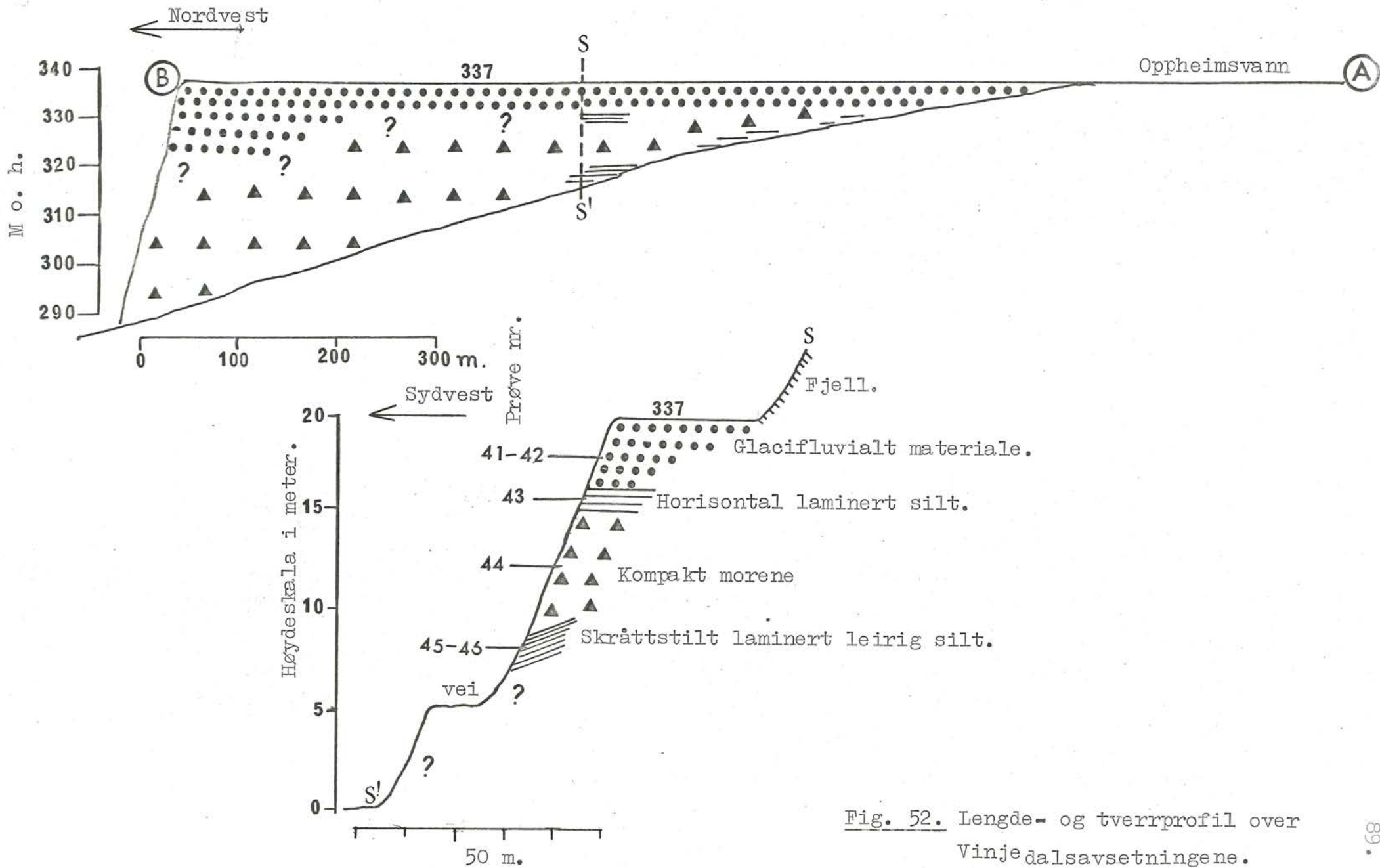


Fig. 52. Lengde- og tverrprofil over Vinjedalsavsetningene. (Jmfr. fig. 71).

0,5 - 1 m horisontalt laminert silt med sand- og gruskorn (prøve nr. 43) (fig. 54). Denne type sediment er funnet kun i ett snitt og den laterale utstrekning var ikke mulig å avgjøre med de snitt som var tilstede. Det kunne heller ikke avgjøres om sedimentet ligger i eller over morenen.

0 -30 m hardpakket morene (prøve nr. 44).

>1 m laminert leirig silt (prøve nr. 45 og 46).

Lagene faller 17° mot sydvest. Skråstillingen synes ikke å være primær. Lagene er ikke forstyrret.

Sedimentet er godt konsolidert (fig. 55 og 56).

Kumulative kornfordelingskurver for prøvene fremgår av fig. 57. Prøvene er videre tegnet inn på Md/So-diagram (fig. 58).

Det glacifluviale materialet må antas å være avsatt under en sen fase av isavsmeltingen. Imbrikeringen indikerer en transportretning mot nordøst (mot Oppheimsvann).

Den underliggende morenen synes å være bunnmorene. Stenorientering i morenen (50 sten, lengste akse 5 - 10 cm) viser maksimum i retning nordvest-sydøst (fig. 59). Retningen tilsvarer dalens retning. På grunn av den markerte orienteringen i dalens lengderetning, utelukkes det at materiale er utrast morene. Orienteringen følger videre stort sett yngste og eldste brebevegelse.

Silten over/i morenen er trolig avsatt i forbindelse med den glacifluviale drenering som avsatte det overliggende glacifluviale materialet. Den stratigrafiske posisjonen er således



Fig. 53. Vinjedalsavsetningene. Glacifluvialt materiale på toppen av terrassen, 337 m o. h.. Stenene imbrikerer med fall mot nordvest (mot venstre). (Jmfr. fig. 52).



Fig. 54. Vinjedalsavsetningene. Horisontalt laminert silt i/over morene. (Jmfr. fig. 52).



Fig. 55. Vinjedalsav-
setningene. Laminert silt
under morene. Silten
faller mot fotografen.
(Jmfr. fig. 52).



Fig. 56. Vinjedalsav-
setningene. Nærbilde av
silten under morene.
(Jmfr. fig. 52).

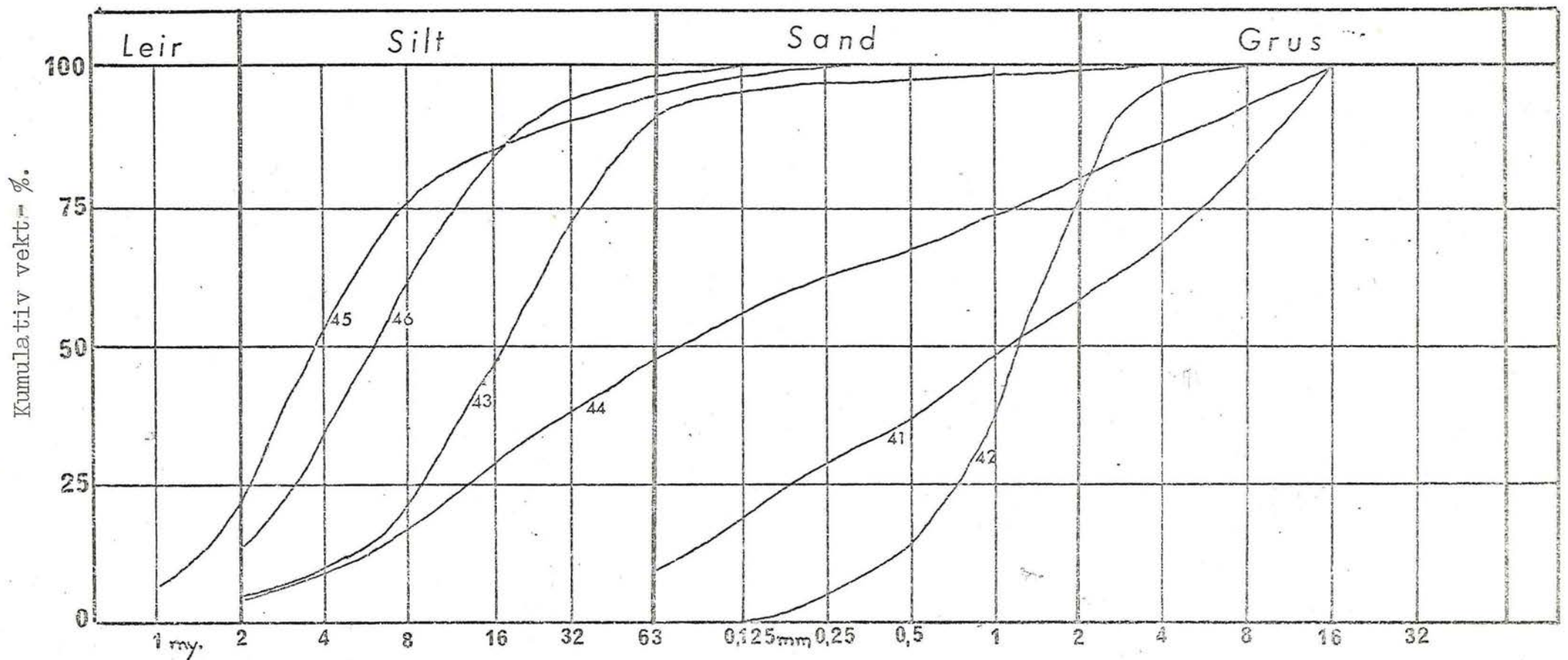


Fig. 57. Kumulative kornfordelingskurver for prøver fra Vinjedalen. (Jmfr. fig. 52).

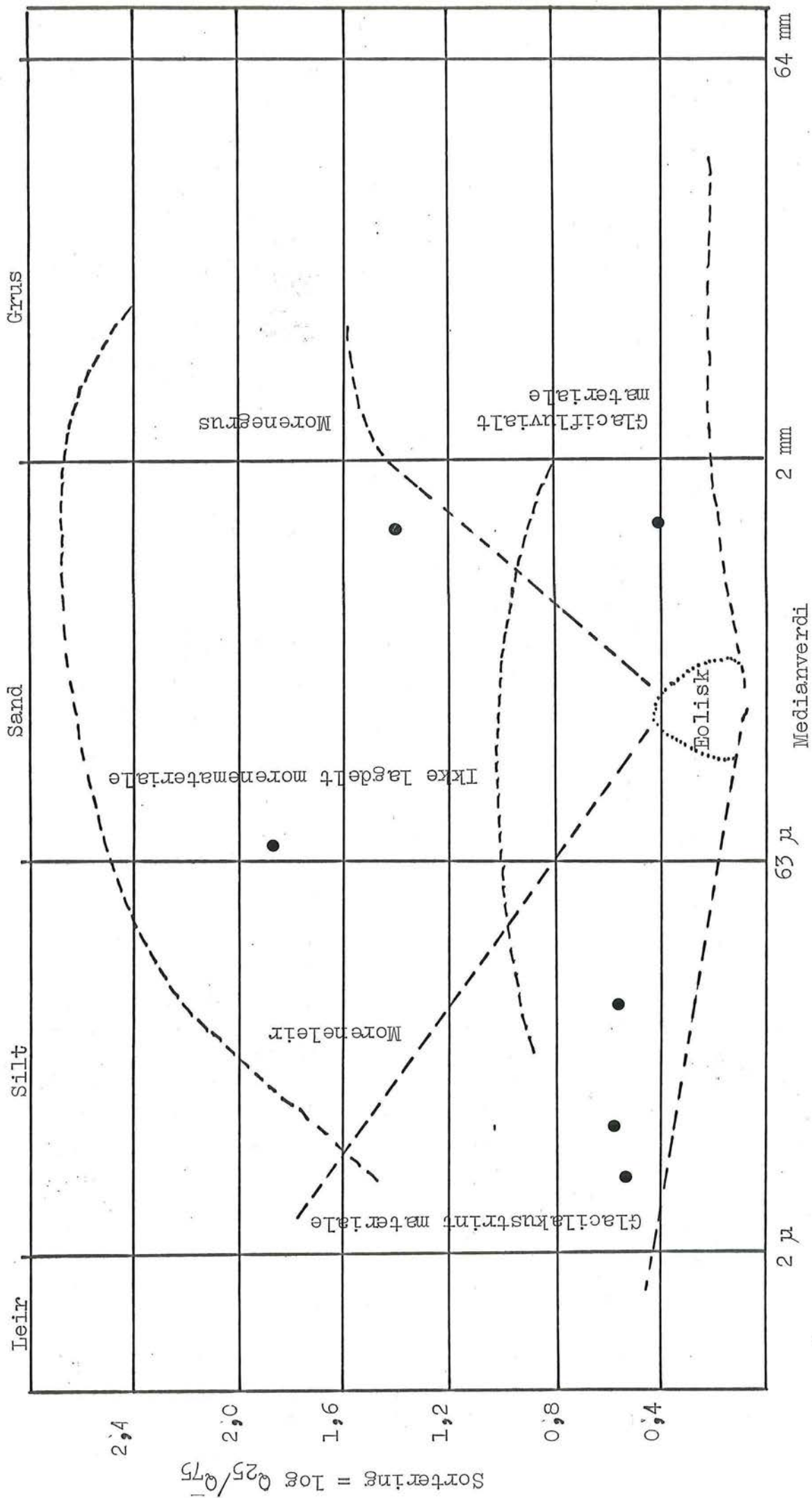


Fig. 58. Ma/So-diagram for prøver fra Vinjedalen.
 (Modifisert etter Selmer-Olsen 1954).

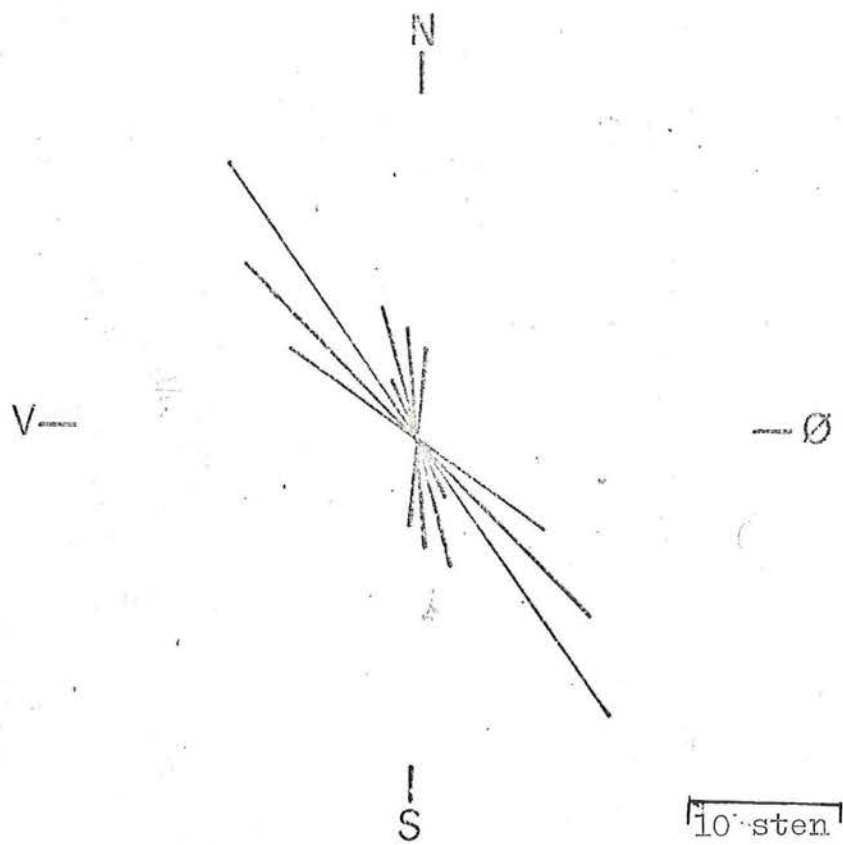


Fig. 59. Stenorientering i bunmorene i Vinjedalen.

trolig mellom morenen og det glacifluviale materialet på toppen.

Den leirige silten under morenen skiller seg merkbart ut fra den horisontalt laminerte silten over morenen ved lavere medianverdi. Ved at det utelukkes at morenen er utrast, må denne silten være avsatt før morenen. På grunn av sedimentets beliggenhet, sortering og medianverdi, er det tolket som glacialakustrint.

For å kunne datere den submorene silten, er det foretatt pollen analyse av sedimentet. Prøven er preparert etter en kombinasjon av HF-metoden (Fægri & Iversen 1966) og dekantering i bromoform (Vorren 1972). Pollentellingen er velvilligst foretatt av cand. mag. Lotte Selsing og resultatet fremgår av tabell 5.

Det karakteristiske ved dette pollenspekteret er den store dominans av NAP-pollen, 70,1 %. Gramineae utgjør 65,7 % av totalen. Dette tilsier en åpen vegetasjon.

Påfallende ved AP-pollenet som samlet utgjør 20,5 %, er innslaget av relativt varmekjære treslag (Alnus, Corvulus, Ulmus og Quercus).

Det foreligger flere muligheter for å få et pollenspektrum som tabell 5 viser.

All pollen kan være fra den lokale vegetasjonen som eksisterte da silten ble avsatt. Det at sedimentet er tolket som glacialakustrint, indikerer at den lokale vegetasjonen har vært åpen, av tundra- eller parktundra- typen. AP-pollen kan, muligens med unntak av Betula, derfor enten være fjernttransportert

eller resedimentert fra eldre sedimenter. Dette skulle tilsi at AP-pollenet, muligens med unntak av Betula (Betula nana?) , må ha et annet opphav og reflekterer følgelig ikke den lokale vegetasjonen.

Det synes imidlertid urimelig at det dreier seg om fjerntransport da pollen fra Pinus mangler. Furu gir mye pollen som spres meget lett. Dersom AP-pollenet skulle være fjerne-transportert, skulle man således vente å finne Pinus. (Jmfr. Hyvärinens (1970) pollendiagram fra Svalbard).

Igjen står da den mulige løsningen at det vesentligste av AP-pollenet er resedimentert fra eldre avsetninger.

Sedimentets karakter og dets polleninnhold indikerer at det enten er avsatt i tidlig Holocene, Alleröd eller en tidligere interstadial i Weichsel. At det skulle være avsatt i tidligere istider, synes ut fra generelle glacialgeologiske vurderinger urimelig.

Tidlig Holocene utelukkes p.g.a. lithostratigrafien.

Mangerud & Skreden (1972) finner indisier på at Voss var isfritt i Alleröd interstadial (Jmfr. Kvanndalsavsetningen).

Dersom Voss var isfritt i Alleröd, kan man også vente at deler av Vossestrand var isfritt samtidig. I så fall kan sedimentet i Vinjedalen være av Alleröd alder. Morenen over markerer da det etterfølgende brefremstøtet i Yngre Dryas.

Det står igjen at sedimentet kan være avsatt i en interstadial eldre enn Alleröd. A P-pollenet, muligens unntatt Betula, kan i så fall være av interglacial alder.

Det er gjort mange fossilfunn som tyder på at deler av Skandinavia var isfritt i perioder i tidlig og/eller midtre Weichsel (Mangerud 1965). Bergersen & Garnes (1971) finner submorene sedimenter i Gudbrandsdalen som de tolker avsatt i en tidlig Weichsel interstadial. Vorren (1972) finner i Sogn interstadiale sedimenter med resedimentert interglacialt pollen. J. Lundqvist (1967) tolker submorene sedimenter i Jämtland som interstadiale, muligens av Brörup alder.

Likeens finner han (1971) i Svensk Lapland at deler av området var isfritt i en periode før Alleröd under siste istid.

Andersen (pers. med. 1973) påviser at Jæren var isfritt i interstadialer før Alleröd. Sedimentene inneholder en hel del resedimentert interglacialt pollen og C-14-dateringer av skjellfragmenter ga en alder av 28.000 - 45.000 år BP.

Her må bemerkes at man må være skeptisk overfor C-14-datering av skjell som er eldre enn 20.000år (Mangerud 1972).

Konklusjonen for det submorene sedimentet i Vinjedalen må bli at det er avsatt under siste istid i en interstadial antagelig før Alleröd, uten at det kan tidfestes nærmere.

NAP-pollenet og muligens Betula er lokalt og viser en tundravegetasjon da sedimentet ble avsatt. Det øvrige AP-pollenet er resedimentert fra eldre avsetninger.

I S A V S M E L T I N G E N.

INNLEDNING.

Andersen (1960) skiller mellom fremrykningsmorener og stillstandsmorener. Fremrykningsmorener er store og markerer vanligst klimaforverring. Stillstandsmorener er ofte små og lite markerte. De er ofte avsatt mer tilfeldig på fjord- og dalterskler. Men det kan også være klimaforverring under avsmeltingen som har gjort at isen har stoppet opp. Videre sier han at de fleste randterrasser sannsynligvis er avsatt i perioder da brefronten sto relativt stille.

Andersen (1960) legger derfor vesentlig vekt på avsetningenes morfologi når det skal bestemmes om avsetningene markerer brefremrykning eller stillstand.

Farøth (1970) definerer randstadium som en periode av en viss varighet hvorunder brefronten blir liggende tilnærmet på samme sted. Han bruker videre betegnelsen fase om en kortvarig periode under hvilket breen gjør et opphold. Fase kan representere en del av et stadium.

Vorren (1970) nytter omtrent de samme termene:

Tiden som er gått med til å danne en randlinje eller randavsetning, blir kalt randfase eller bare fase, mens tiden medgått til dannelsen av en randsone, blir kalt randstadium.

Det er påvist innen det undersøkte området at breer rykket frem fra et sentrum nord for Vossestrand i preboeral tid. Eldre randavsetninger er derfor ødelagt. Det er kun funnet

to avsetninger (i Kvanndalen og Vinjedalen) som kan sies å være eldre enn det preboreale brefremstøtet.

I det etterfølgende er uttrykket stadium nyttet om den antatt maksimale utbredelse av isen i preboreal tid. Senere perioder under avsmeltingen er betegnet som fase eller morene-fase. Stadium markerer således fremrykning og opphold av en viss varighet, mens fase betegner en stillstand under avsmeltingen.

HOLMO-BAKKA-STADIET.

Mellom Holmo og Bakka i Nærøfjorden grunner fjorden opp til 11 m u.h.. På begge sider av fjorden ligger det her store løsmasser i hauger som når opp i 21 m o.h. ved Bakka og 43 m o.h. ved Holmo (fig. 60).

Reusch (1901) sier om Nærøfjorden at det innover mot fjordenden ligger raskjegler langt oppover fjordsidene. Han kan ikke avgjøre om Holmo-Bakka-avsetningen er en rest av en endemorene eller av et stort ras.

Rekstad (1910) slår fast at avsetningene på begge sider av sundet er endemorener som utvilsomt står i forbindelse med hverandre over fjorden.

Avsetningene består av skarpkantete blokker og sten og inneholder svært lite finmateriale.

Under feltarbeidet ble stenmaterialet sammenlignet med materiale fra en nærliggende raskjegle. Det var ikke mulig å se forskjell.

Sommeren 1969 loddet jeg opp fjorden på langs med Geologisk Institutt, avd. B's motorbåt "Hans Reusch". Til opploddingen ble nyttet penetrasjonsekkolodd (SIMRAD scientific Sounder EK, 18 kHz). Ekkogrammet er vist i fig. 61. Det er blitt diskutert med H. Holtedahl og G. H. Maisey. Begge støtter det syn at oppgrunningen mellom Holmo og Bakka skyldes løsmasser, høyst sannsynlig morenemateriale, som er avsatt på en fjordterskel.

Innenfor og utenfor avsetningen viser ekkogrammet sterke og



Fig. 60. Holmo-Bakka-avsetningen. Holmo til høyre,
Bakka til venstre. Foto er tatt utover Nærøfjorden.

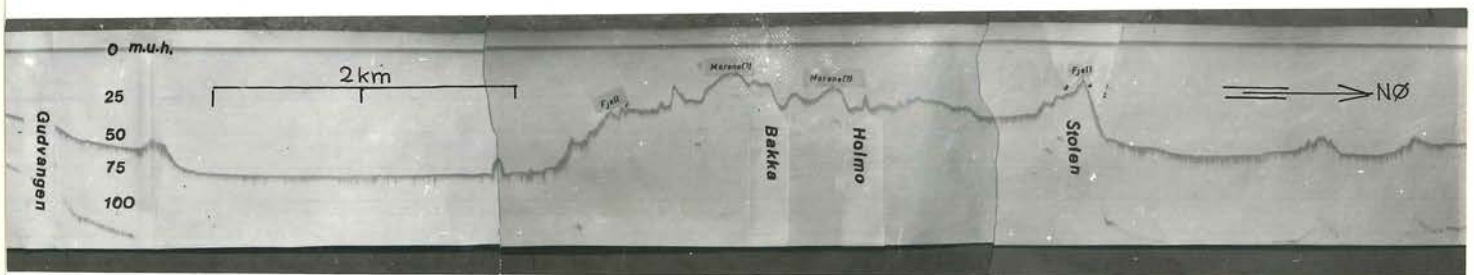


Fig. 61. Ekkogram fra indre deler av Nærøfjorden.

uregelmessige ekko som synes å være reflektert fra fast fjell. Det bunntopografiske kartet (fig. 62) viser bassenger både innenfor og utenfor Holmo-Bakka. Dette tyder på at avsetningen ligger på en fjordterskel. Avsetningens store mektighet på begge sider av fjorden og løsmassene på den antatte fjordterskelen, gjør at jeg har definert avsetningen som en endemorene og et stadium.

Materialets store likhet med rasmateriale kan forklares ved at materiale fra de bratte dal- og fjordsidene har rast ned på isen og blitt avsatt ved brefronten. Materialet er således korttransportert.

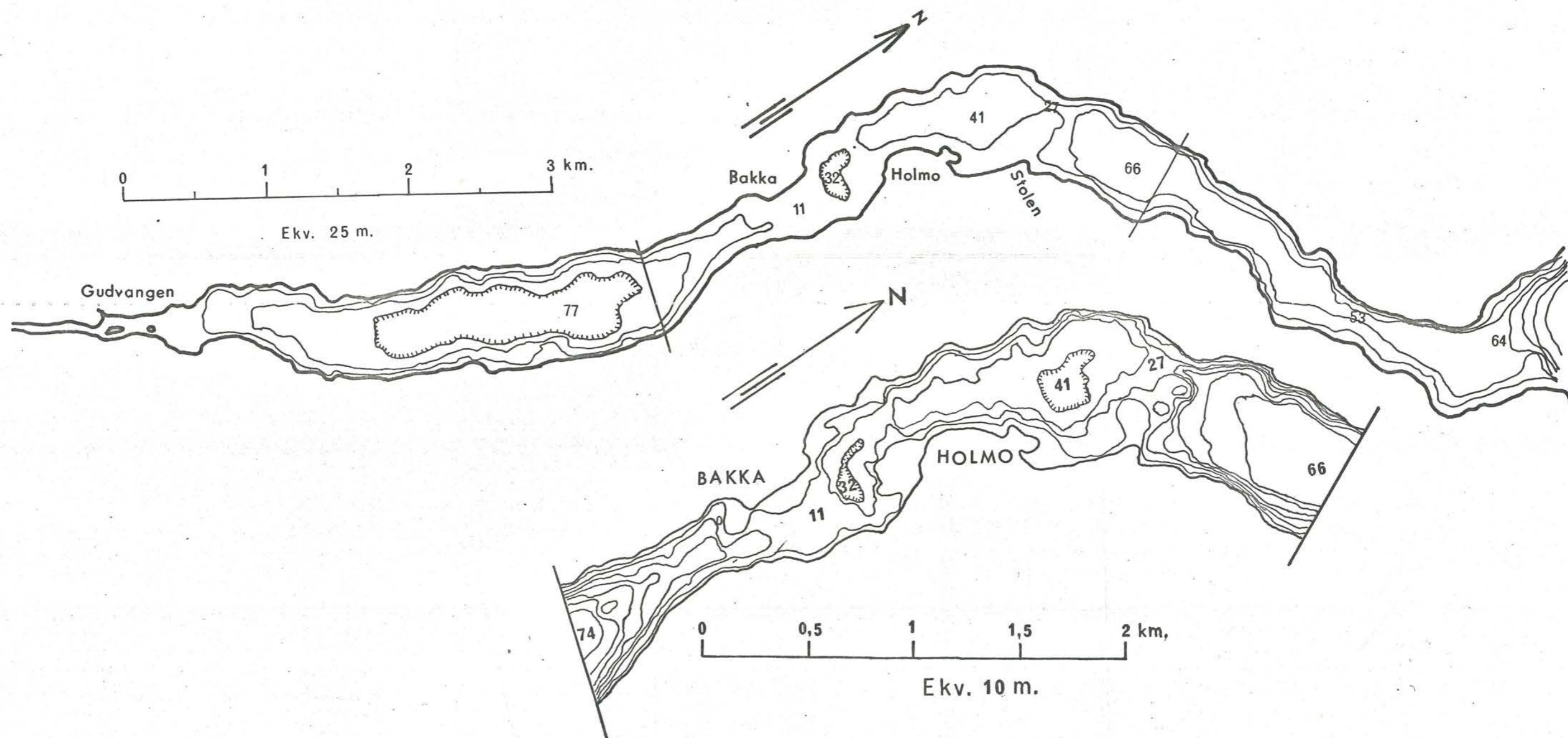
Det foreligger få holdepunkter som kan si noe om avsetningens alder. I Nærödalen er nevnt to terrasserester (s.72) som når opp i 110 m o.h.. Holmo-Bakka-avsetningen må være eldre enn terrasserestene. Rekstad (1910) har målt den høyeste terrassen i Fresvik til 109 m o.h.. Her må bemerkes at målingen er foretatt i terrassekanten og terrassen stiger innover dalen. Det er derfor ikke sikkert at 109 m's nivået markerer en havstand. Dersom terrassene i Nærödalen og Fresvik er samtidige og bygget opp til havnivå, kan dette bety at isobaseretningen er nord eller tilnærmet nord.

I Flånsdalen (Anundsen & Simonsen 1963) er marin grense bestemt til 135 m o.h.. Nedenfor denne terrassen, ved Heimdal, ligger en frontavsetning som må være avsatt før terrassen.

Rekstad (1910), Carlsson(1950 og 1960), Brathole (1951) og

Fig. 62. Bunntopografisk kart over indre
deler av Nærøfjorden.

(Konstruert på grunnlag av Norges
Sjøkartverks originaldraft V-94).



Kyrkjebö (1953) finner at strandlinjegradiënten for den høyeste strandlinjen i Sogn er ca. 0,9 m/km. Fareth (1970) har beregnet strandlinjegradiënten i Nordfjord til 1,1 m/km.

Flåmsdalen ligger 21-23 km rett øst for Nærødalen. Dersom man regner med en gradient på 0,9 - 1,1 m/km, kan Holmo-Bakka-avsetningen være samtidig med Heimdalsavsetningen. Klovning (1963) har C-14-datert gytje proksimalt for Heimdalsavsetningen. Dateringen (T-412) ga en alder på 9350 ± 300 år B.P. Heimdalsavsetningen er således eldre enn 9350 ± 300 år B.P., men markerer det preboreale brefremstøtet.

Holmo-Bakka-avsetningen er derfor høyst sannsynlig av preboreal alder.

FYRDEFASEN.

Mellom Holmo-Bakka endemorenen og avsetninger ved Fyrde er det ikke funnet avsetninger fra isavsmeltingen bortsett fra terrasserestene i Nærödalen som er usikre.

Ved Fyrde (fig 63) ligger det to avsetninger som kan tyde på at isen har gjort et opphold her under tilbaketrekningen:

1. Endemorene. Avsetningen er liten, men består utvilsomt av morenemateriale i rygg. Proksimalsiden er tydelig (fig 64), mens distalskråningen er lite markert (fig. 65).

Distalt er dalen ned mot Stalheimsfossen meget bar.

2. Ca. 100 m proksimalt for moreneryggen ligger den tidligere omtalte eskeren (s.69).

Eskere dannes ofte nær isfronten og det synes klart at moreneryggen og eskeren er avsatt samtidig.

Stentelling i eskeren (fylltinnhold 27%) viser at breen som tilsvarende siste brebevegelse (se fig. 23) må minst ha nådd til Fyrde.

Lateralterrassen ved Brandset (fig. 66 og 67), 460 m o.h., kan korreleres med randavsetningen ved Fyrde, 310 m o.h.

De to lokalitetene ligger ca 4,5 km fra hverandre.

Dersom avsetningene er synkrone, vil isoverflaten ha hatt et fall på ca 33 m/km. Her må bemerkes at dalen er vid og flat og synker kun 27 m fra Oppheimsvann til Fyrde. Den antatte breoverflatens lave gradient kan derfor indikere en stagnert bre.

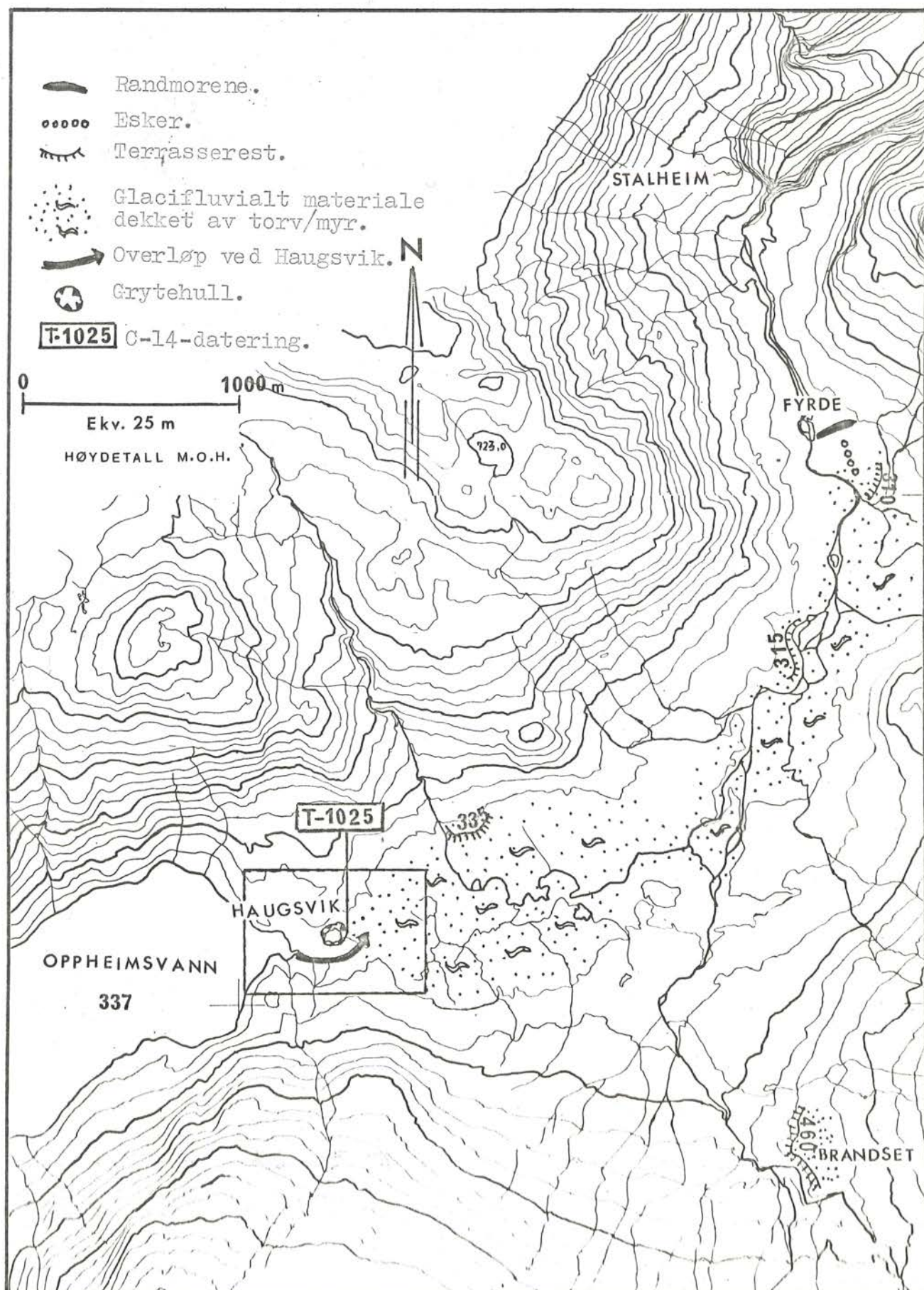


Fig. 63. Kart over isavsmeltingsfasene mellom Stalheim og Oppheimsvann. Innfelt: Fig. 69 A.



Fig. 64. Randmorenen ved Fyrde. Proksimalt for ryggen ligger eskeren (E). S=Stalheim. (Jmfr. fig. 63). Foto mot nord.



Fig. 65. Randmorenen ved Fyrde. Distalskråningen. Foto mot syd.

Lateraldeltaets materiale er beskrevet tidligere. Foresetlagenes store fall ut Brandsetdalen og materialets sammensetning indikerer at en bre i Brandsetdalen ikke kan ha ligget langt fra avsetningen.



Fig. 66. Lateralterrassen ved Brandset. Platen ligger 460 m o. h.. Foto mot nord.



Fig. 67. Lateralterrassen ved Brandset. Lagene faller mot vest (ut Brandsetdalen).

HAUGSVIK-OPPHEIMSFASEN.

Vannskillet mellom Voss og Sogn ligger ved Haugsvik i østenden av Oppheimsvann (fig. 63 og 68), 2 - 3 m høyere enn vannets nivå.

Dalbunnen nordøstover mot Fyrde er meget flat og for en stor del dekket av torv. De organogene sedimentene er avsatt over grovt glacifluvialt materiale. Flatene er grøftet og grøfter ved vannskillet viser 2 - 3 m med torv. Lenger nordøstover avtar tykkelsen på torven til 1 - 1,5 m. Langs elven ligger flere snitt i glacifluvialt materiale. Fig 69 A og B viser forholdene ved Haugsvik. Lengdeprofilen er en projeksjon av profilen over vannskillet.

Primæroverflaten synker fra vannskillet 337 m o.h. mot Fyrde, 310 m o.h..

Ca 100 m øst for Haugsvik ligger et lite tjern som er minimum 4,5 m dypt. Dybden er bestemt ved sonderboring langs tjernet.

På grunnlag av overnevnte observasjoner kan det slås fast at:

1. Vannskillet mellom Voss og Sogn ligger i eller meget nært Oppheimsvannets nivå.
2. Flaten fra Oppheimsvannet er glacifluvial og synker svakt.
3. Tjernet er mest sannsynlig et grytehull.

Herav vil jeg slutte at flaten er en sandur (fig. 70) som



Fig. 68. Oppheimsvann, 337 m o. h.. I vannets østende ligger Haugsvik og vannskillet mellom Voss og Sogn. (Foto Widerøe).

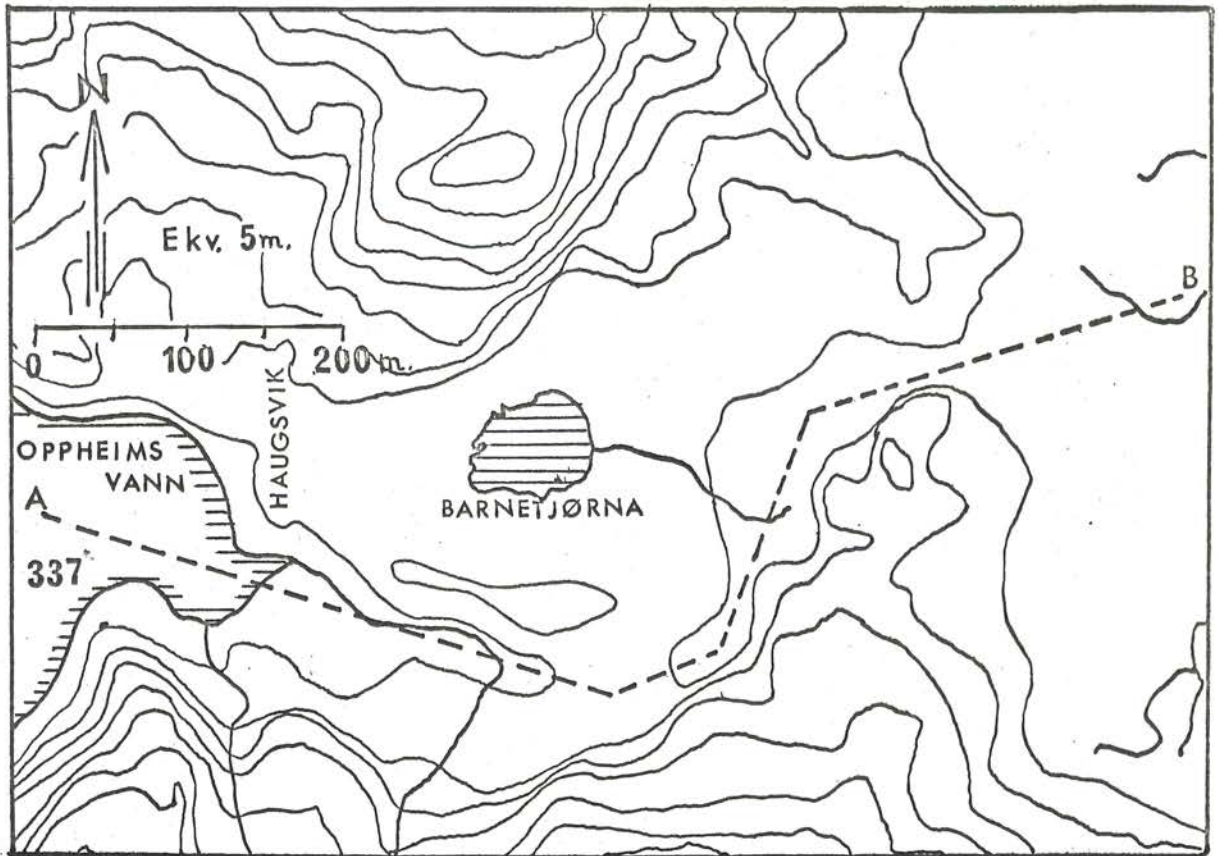


Fig. 69 A. Kart over overløpet (Vannskillet) ved Haugsvik. (Jmfr. fig. 63).

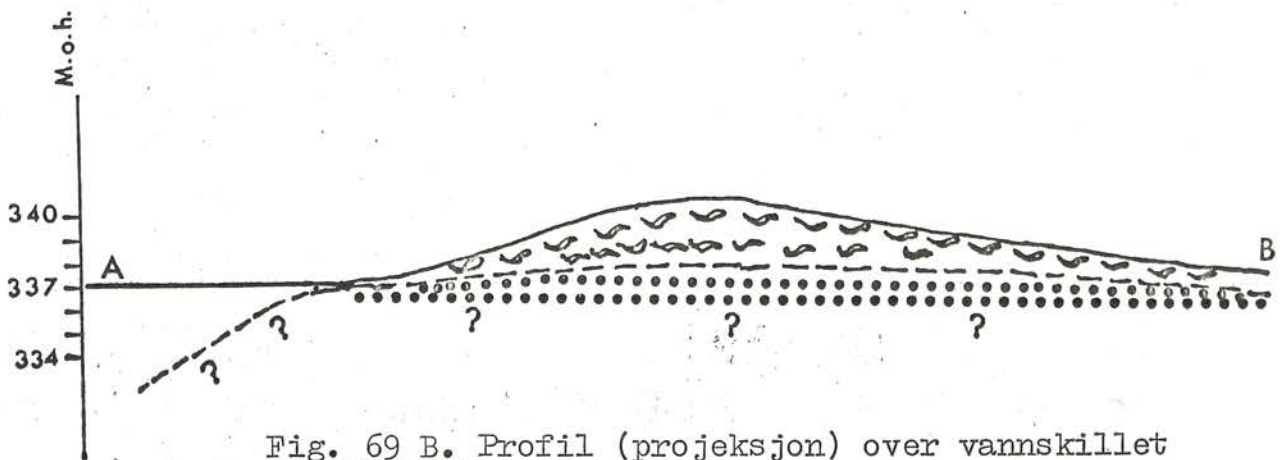


Fig. 69 B. Profil (projeksjon) over vannskillet ved Haugsvik.

•••• Glacifluvialt materiale.

⋈ Torv

er avsatt foran brefronten. Isfronten må da ha ligget ved Oppheimsvannets østende. Her går det en dalterskel med retning nord-syd og det er naturlig at breen har stoppet nettopp her.

Smeltevannet fant seg vei gjennom et tydelig løp i dalterskelen. Over sanduren er det senere avsatt store mengder organisk materiale som gjør at vannskillet i dag ligger 2 - 3 m over vannets nivå. Sanduren synes således å betinge Oppheimsvannets nivå.

I avsetningen øst for Oppheimsvann er det kun observert dette ene grytehullet. Dette kan ha flere årsaker:

1. Andre grytehull kan være dekket av organiske sedimenter.
2. De kan være fylt igjen av minerogene sedimenter under senere isavsmeltingsfase eller ved postglacial tilførsel fra sidene.
3. Sanduren med grytehull kan være modifisert i senere faser av isavsmeltingen ved at smeltevann ble tvunget over det lave passpunktet.

Det har vært viktig å forsøke å finne ut når isen forsvant fra Vossestrand-Stalheim-Nærödals-området. Derfor foretok jeg i 1970 boring og prøvetaking ved Barntjørn. Til dette ble det benyttet 54 mm stempelprøvetaker.

Gytje fra antatt bunn av organisk materiale, 4,5 m under overflaten, er blitt C^{14} -datert ved Laboratoriet for Radiologisk Datering, Fysisk inst., NTH, og ga en alder på 7840 ± 140 år BP (T-1025). Alderen synes å være for lav. Sammenlignet med dateringer fra Lærdalsfjellene som viser en alder av 8510 ± 110 år B.P. (T - 769) og 8150 ± 200 år B.P. (T- 215), er det ikke rimelig at



Fig. 70. Sandurflaten mellom Oppheimsvann og Fyrde.
Foto mot øst. I bakgrunnen ligger Brandsetdalen,
med lateraterrassen (L).

Vossestrand skulle være dekket av is samtidig som fjellområdene lenger øst var isfrie.

Mellom Haugsvik og Oppheim i vannets vestende har det ikke lykket meg å finne avsetninger som kan vise det videre isavsmeltingsforløpet.

Mangel av spor etter isavsmeltingen kan ha flere årsaker:

1. Breen kan ha smeltet bort meget raskt slik at smeltevannsavsetninger eller erosjonsspor etter smeltevann ikke finnes.
2. Eventuelle smeltevannsavsetninger har ikke kunnet ligge i de bratte dalsidene.
3. Postglacial erosjon kan ha ødelagt eventuelle avsetninger og smeltevannsspor.

Det synes sikkert at store smeltevannstrømmer må ha gått over det lave passpunktet øst for Oppheimsvann.

Dette smeltevannet må ha modifisert sanduren i en betydelig grad. Det kan videre antas at Oppheimsvann har virket som klaringsbasseng og smeltevannet har ikke avsatt nytt materiale over den tidligere dannede sanduren.

Men det må nevnes eskeren i nedre deler av Oppheimsdalen

(s. 59). Denne kan være dannet på en tid da isen trakk seg tilbake i Oppheimsvann.

VINJEDALSFASEN.

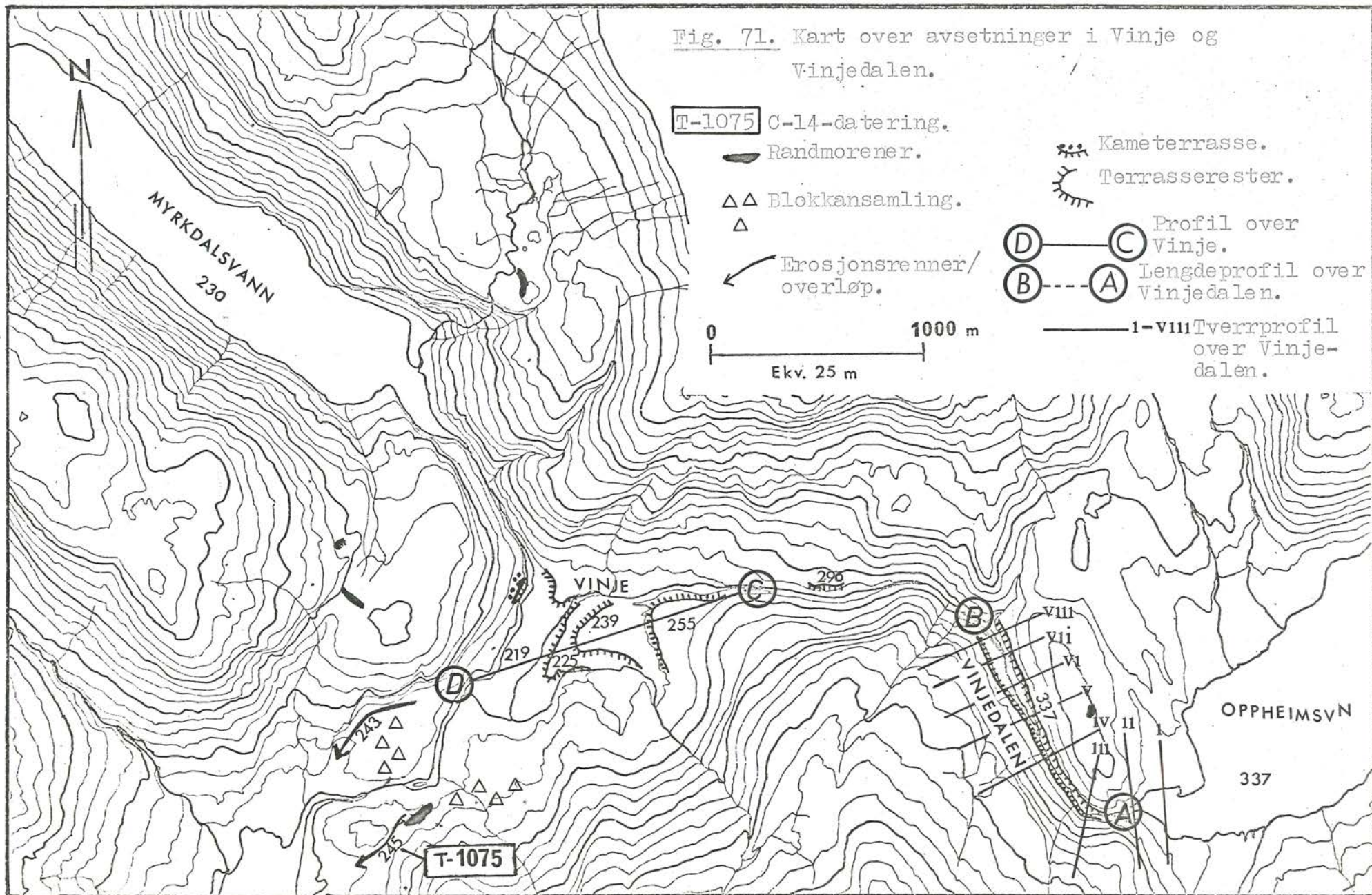
Fig. 71 er et kartutsnitt av området mellom Oppheimsvann og Vinje. Denne figuren vil bli henvist til under behandlingen av senere faser under isavsmeltingen.

I den trange Vinjedalen mellom Oppheimsvann og Vinje er det tideligere nevnt terrasserester på begge sider av dalen (s.). Terrasserestene er flere ganger målt med Paulinbarometer og synes å ligge i samme nivå som Oppheimsvannet, 337 m o.h.. Fig 72 viser tverrprofil over dalen og fig. 73 og 74 viser terrassekanten og terrasseflaten.

De øverste metrene i avsetningen består entydig av glacifluvialt materiale som ligger over kompakt morene og silt (se fig. 52). Stenene imbrikerer stedvis med fall mot nordvest. Dette tyder på en transportretning mot Oppheimsvannet. Terrassens høyde, 337 m o.h., synes å være bestemt av Oppheimsvannets nivå og passpunktet ved Haugsvik. Dette kan derfor tyde på at avsetningen er dannet foran en brearm som har stengt Vinjedalen.

Ca. 500 m nedenfor terrassen ligger det en glacifluvial avsetning som er terrassert i overflaten. Flaten ligger 290 m o.h. (fig. 75). Materialet veksler mellom fint og grovt. Lagene er uforstyrret og faller nedover dalen. Avsetningen synes ikke å ha sammenheng med terrassen lenger oppe. Den kan være subglacialt avsatt, men er mest sannsynlig en glaci - lateral avsetning. I så fall må den være avsatt senere enn

Fig. 71. Kart over avsetninger i Vinje og Vinjedalen.



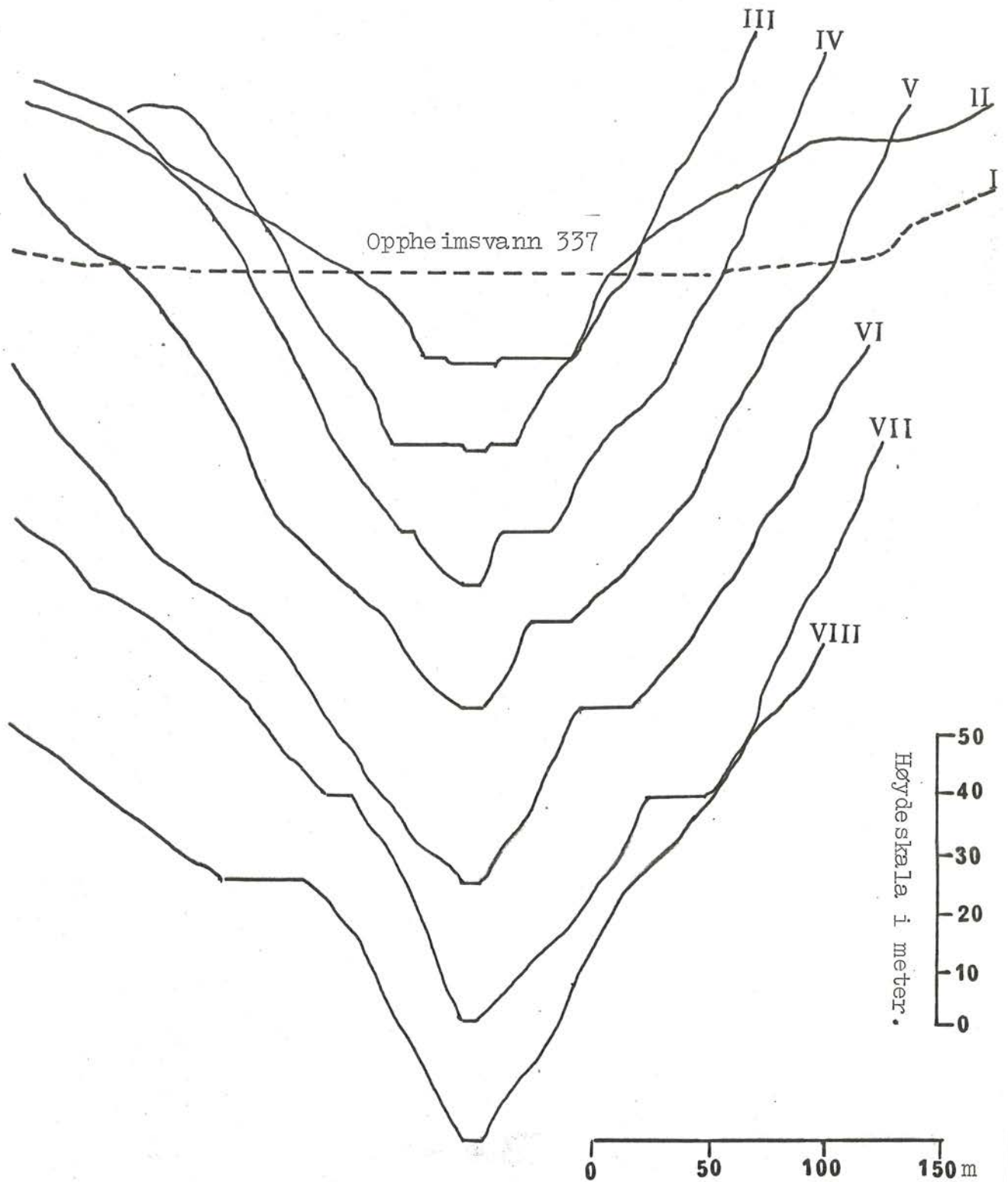


Fig. 72. Tverrprofiler over Vinjedalen.
 Knekkene i profilene markerer
 terrasserester, 337 m o. h..
 (Jmfr. fig. 71).



Fig. 73. Vinjedals-
fasen. Pilene angir
terrassen som ligger
i Oppheimsvanns nivå.
(Jmfr. fig. 52).



Fig. 74. Vinjedals-
fasen. Terrasseflaten
på sydsiden av dalen.



Fig. 75. Kame-terrasse
i Vinjedalen. Flaten
ligger 290 m o. h..
I bakgrunnen ligger
Vinje.

terrassen, og terrassen må være dannet da isen lå et sted mellom disse to avsetningene.

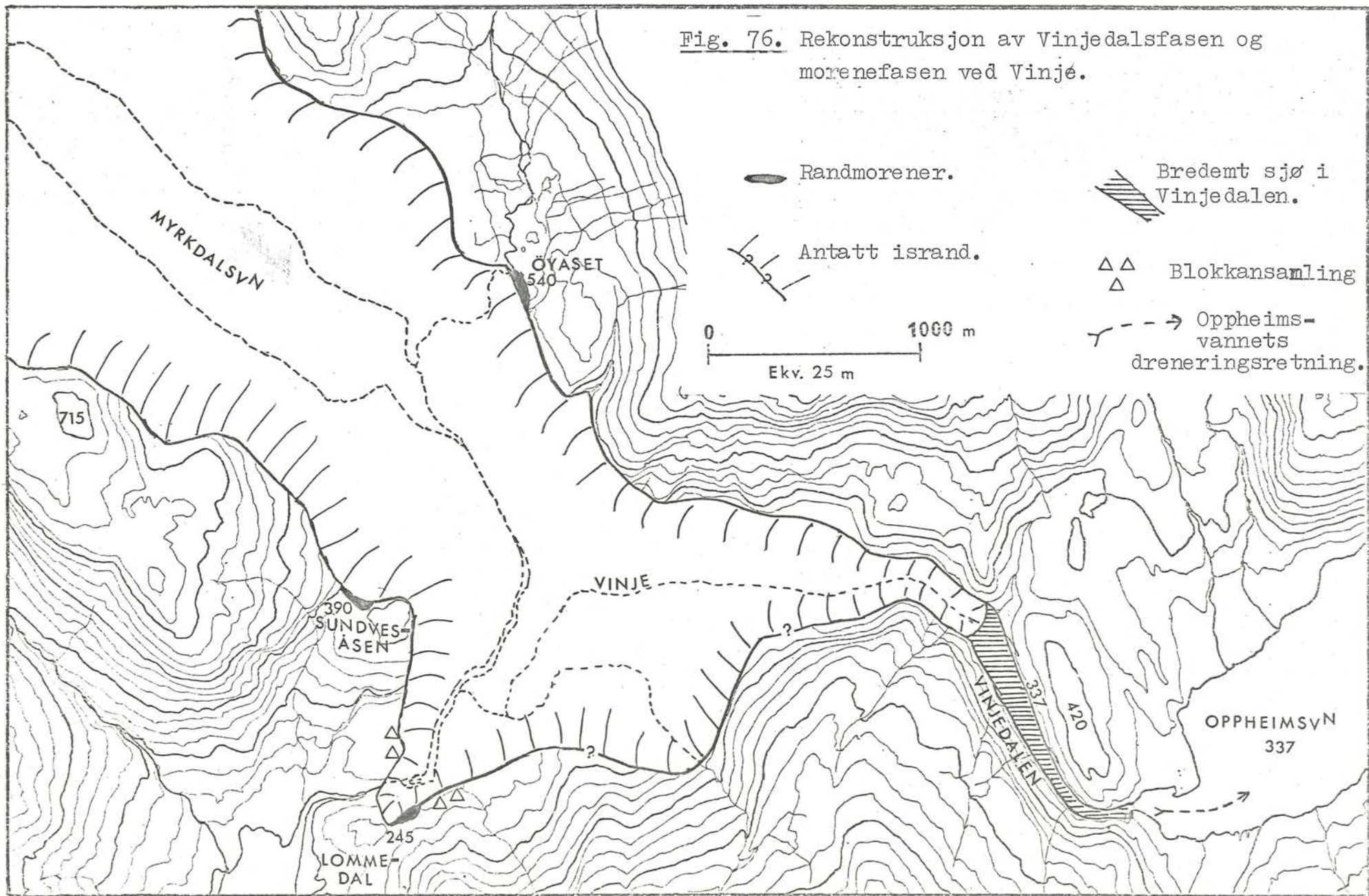
Fig. 76 viser en rekonstruksjon av Vinjedalsfasen og den etterfølgende avsmeltingsfasen.

Når grovt glacifluvialt materiale avsettes i vann foran en bre, skulle en vente at avsetningens overflate faller fra breen. Terrassen i Vinjedalen synes å være horisontal. Dersom overflaten opprinnelig falt mot Oppheimsvann, kan flere faktorer ha forårsaket at den i dag synes å være horisontal:

1. Større isostatisk heving i øst enn i vest kan ha utjevnet eventuell høydeforskjell.
2. Setninger i sedimentene kan ha medført at avsetningen tilsynelatende er horisontal.
3. Postglacial erosjon i overflaten kan ha utjevnet høydeforskjeller.

Det mest sannsynlige er at overflaten faller så svakt mot Oppheimsvann at gradienten ikke kan måles med Paulinbarometer.

Fig. 76. Rekonstruksjon av Vinjedalsfasen og morenefasen ved Vinje.



VINJEFASENE.

Ved Vinje kan det skilles ut to avsmeltingsfaser:

1. En morenefase med randmorener.
2. En bresjöfase med glacilakustrine avsetninger.

Morenefasen.

Det er funnet morenerygger på tre lokaliteter: Ved Öyaset, 540 m o.h., som ligger i en hengende dal til Myrkdalsvann (fig. 77), på Sundveåsen 390 m o.h. (fig. 78) og ved Lommedal, 240 m o.h. (fig. 79) (Se også fig. 71 og 76). I forbindelse med de to sistnevnte moreneryggene opptrer det store blokker som kan være avsatt nær breranden samtidig med ryggene.

Anundsen & Simonsen (1968) finner relativt store gradienter på breoverflaten nær fronten for preboreale breer i indre Hardanger. Største beregnete fall på breen (Eidfjord-Osastadiet) er 85-90 m/km. For Ra-stadiet i Ryfylket (Vigledalsbreen) er gradienten antatt å ha vært 95 m/km. Vorren (1973) finner store gradienter for preboreale breer i indre Sogn (Gaupne-stadiet): Jostedalen 90-114 m/km, Mørkrisdalen 100 m/km og Fortunsdalen 86-100 m/km. De overnevnte dalene faller lite innen de aktuelle områdene, 4, 5 og 3 m/km. Lave gradienter på dalene synes ikke å ha større innvirkning på breens gradient.

Dersom de tre moreneryggene er synkrone, hadde breoverflaten en gradient på henholdsvis 300 m/3km mellom Öyaset og Lommedal og 150 m/1,5 km mellom Sundvesåsen og Lommedal.

Dalen mellom Myrkdalsvann og Vinje synker svært lite, ca. 5 m/km,



Fig. 77. Moreneryggen ved Øyaset. Foto mot nordøst.



Fig. 78. Moreneryggen på Sundvesåsen. Ryggen har retning øst-vest. Proksimalsiden ligger til høyre.



Fig. 79. Moreneryggen ved Lommedal. Ryggen fortsetter inn i skogen til høyre. Foto mot øst.

men den smale dalpassasjen mot Vinje kan ha medført at isen har difluert ved Vinje hvor dalen er bred.

Sammenlignet med andre preboreale breer og de topografiske forhold tatt i betraktning, synes det ikke urimelig at de tre moreneryggene er avsatt samtidig og at breen har hatt en gradient på 100 m/km. Det må videre nevnes at dalen smalner av igjen ved Lommedal. Dette kan ha medført at breen har stoppet her.

Moreneryggene er ikke markerte morfologiske former og kan derfor være stillstandsmorener (Andersen 1960). I så fall kan breen ha vært klimatisk død i denne fasen.

Bresjöfasen.

Ved Vinje sentrum er det avsatt store mengder finmateriale. Avsetningene er terrasserte og viser flere tydelige nivå. Det høyeste når opp i 225 m o.h. og ligger ved Vinjedalens utløp. Vestover synker nivåene til 239, 225 og 219 m o.h.. Det laveste nivået er den recente/subrecente elveflaten (fig. 80).

Fig. 81 viser et profil gjennom terrassene (se også fig. 71) I kanten av det høyeste terrassenivået viser et snitt øverst godt sortert sand uten strukturer. Under dette er det avsatt laminert silt som er en del forstyrret. I bunnen av snittet, ca. 1 m under overflaten, ligger det lagdelt sand. Lagene faller mot vest fra Vinjedalen (fig. 81 A og 82). Strukturene kan tyde på at materialet er avsatt fra øst.



Fig. 80. Vinje. Tallene refererer seg til terrassehøydene.
V=Vinjedalen. M=Myrkdalen. (Foto Widerøe).

Fig. 81. Profil gjennom terrassene

ved Vinje. (Jmfr. fig. 71).

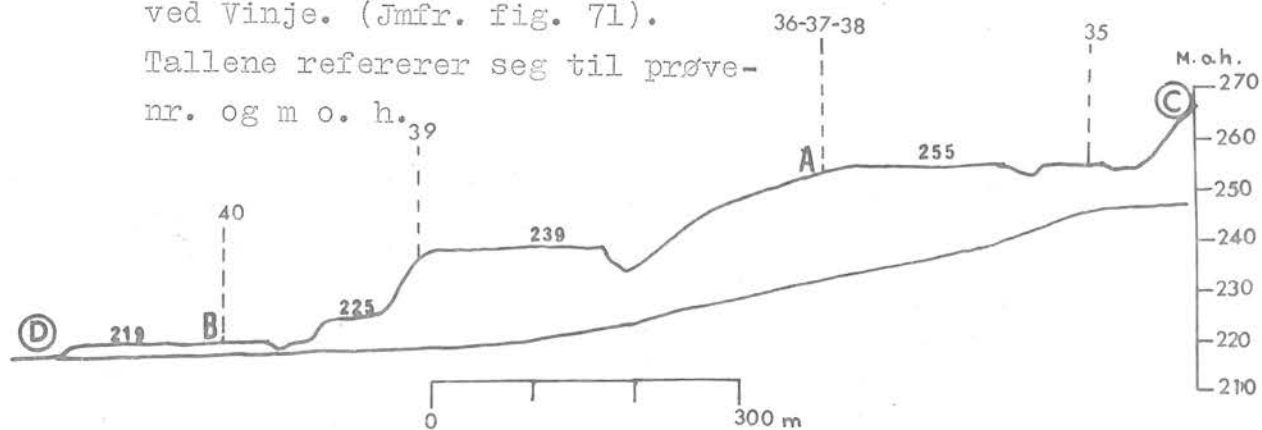
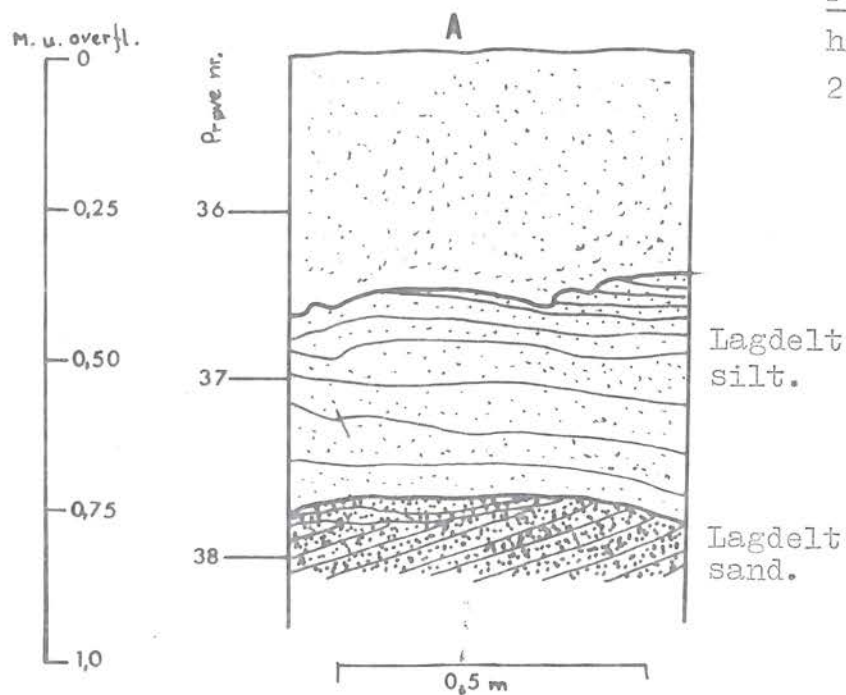
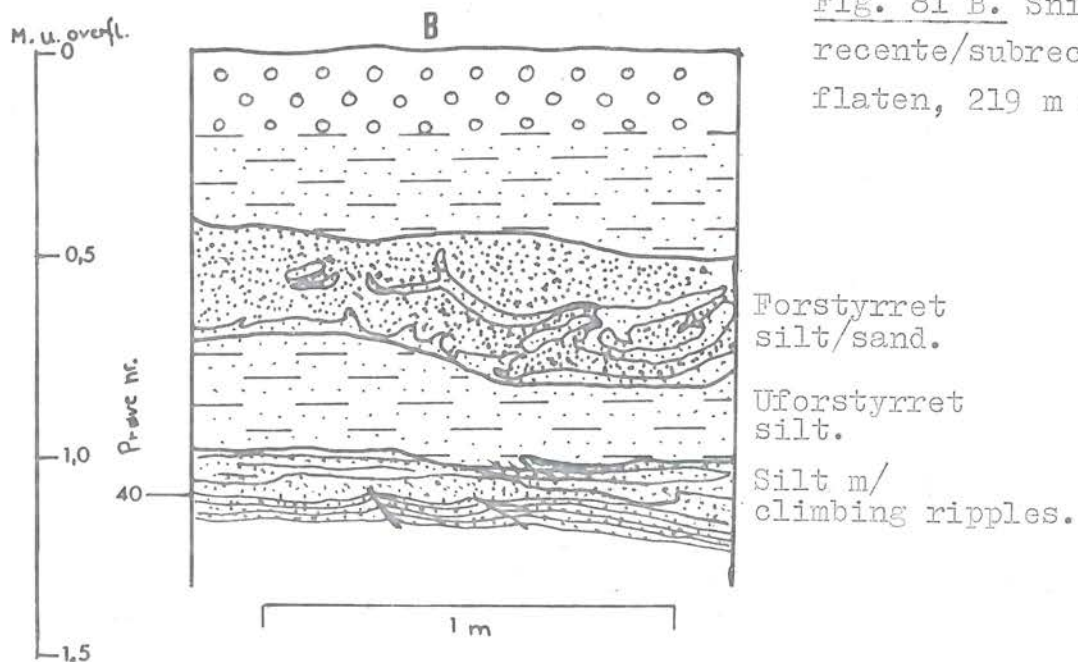
Tallene refererer seg til prøve-
nr. og m o. h.Fig. 81 A. Snitt i den
høyeste terrassen,
255 m o. h..Fig. 81 B. Snitt i den
recente/subrecente elve-
flaten, 219 m o. h..



Fig. 82. Sedimentene i den høyeste terrassen ved Vinje. Sandlagene nederst på bildet faller mot vest. (Jmfr. fig. 81 A).



Fig. 83. Forstyrrete lag i den recente/subrecente elveflaten ved Vinje. Nederst på bildet kan sees strømningsmerker (climbing ripples).

Den recente/subrecente elveflaten, 219 m o. h., ligger ca. 2 m høyere enn elven. På flaten er det gravet et ca. 1,5 m dypt hull. I dette snittet er materialet på toppen grovt og inneholder mye sten. Under dette ligger lagdelt silt som er forstyrret. Ca. 1 m under overflaten er materialet uforstyrret og viser lagdeling med strømningsmerker (fig. 81 B og 83). Strømningsmerkene kan være "climbing ripples" (McKee 1965) og viser i så fall avsetningsretning fra øst. Men det må bemerkes at strukturene kan være helt lokale ved at vannstrømmene som har dannet dem, under sedimentasjonen har skiftet lokalt.

Kumulative kornfordelingskurver for jordartsprøver fra de forskjellige terrassenivåene er fremstilt i fig. 84. Prøvene er videre plottet inn på Md/So-diagram (fig. 85). De faller vesentlig innenfor grensene for glacialakustrine/lakustrine sedimenter. En prøve (nr. 38) faller innenfor grensene for eolisk materiale, men strukturene (se fig. 81 A og 82) kan tyde på at sedimentet er glaci-fluvialt eller glacialakustrint. En prøve (nr. 35) ligger i området for glaci-fluviale sedimenter. Denne prøven er tatt nærmest Vinjedalen. Sedimentene viser altså minkende kornstørrelser fra øst mot vest. Dette sammen med strukturene tyder på at materialet i terrassene er avsatt fra øst.

Det har vært et problem å finne passpunkter eller dreneringsrenner som kunne korreleres med det høyeste terrassenivået. Syd for Vinje, ved Lommedal, ligger det et nord-syd-gående daldrag. Passpunktet er her 245 m o. h.. Sydøst for

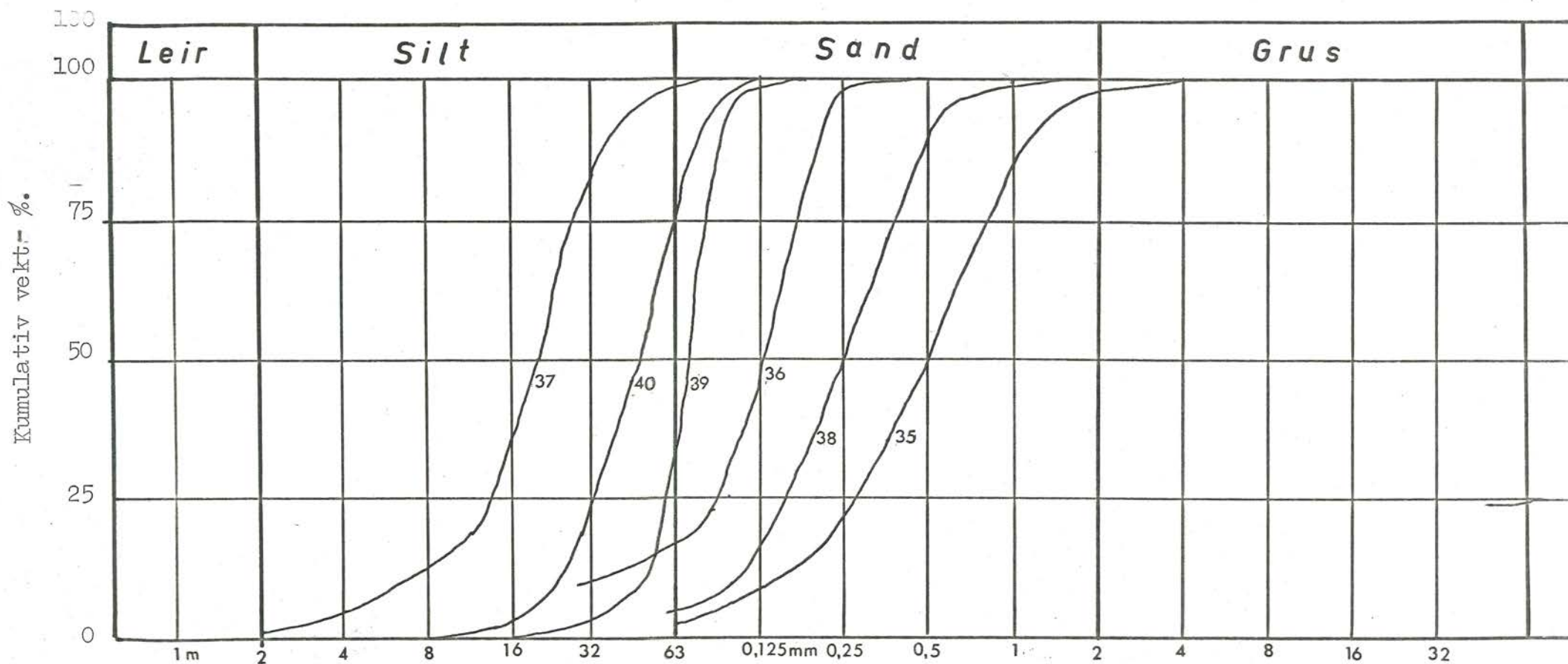


Fig. 84. Kumulative kornfordelingskurver for prøver fra terrassene ved Vinje.

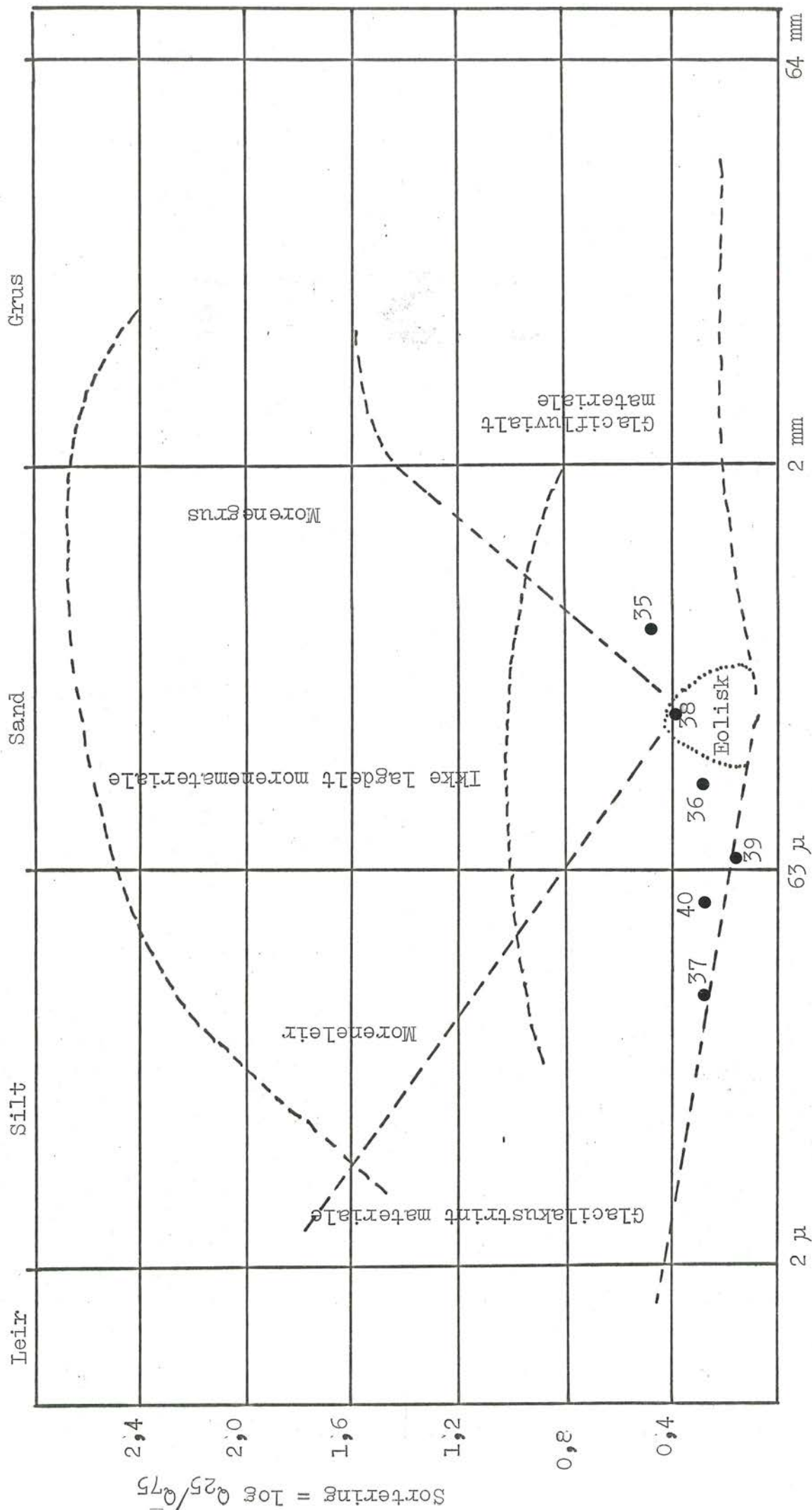


Fig. 85. Md/So-diagram for prøvene fra terrassene ved Vinje. (Modifisert etter Selmer-Olsen 1954).

Sundvesåsen ligger det en tydelig dreneringsrenne som synes å være dannet i løsmasser, 243 m o.h.. Disse passpunktene kan åpenbart ikke betinge den høyeste terrassen.

Det foreligger da muligheter for at sedimentene er avsatt i en morenedemt og/eller glacilateral sjö.

En morenedemt sjö vil jeg utelukke da det ikke finnes andre spor etter en slik sjö. Jeg er derfor kommet frem til at terrassene må være avsatt i en glacilateral sjö.

Denne sjöen har drenert langs breen og over passpunktet ved Lommedal, 245 m o.h., samtidig som det gikk smeltevannsstrømmer over passpunktet sydöst for Sundvesåsen, 243 m o.h.. De lavere terrassene kan være erosjonsterrasser, men er antagelig dannet i lavere nivå i bresjöen etterhvert som isen smeltet ned.

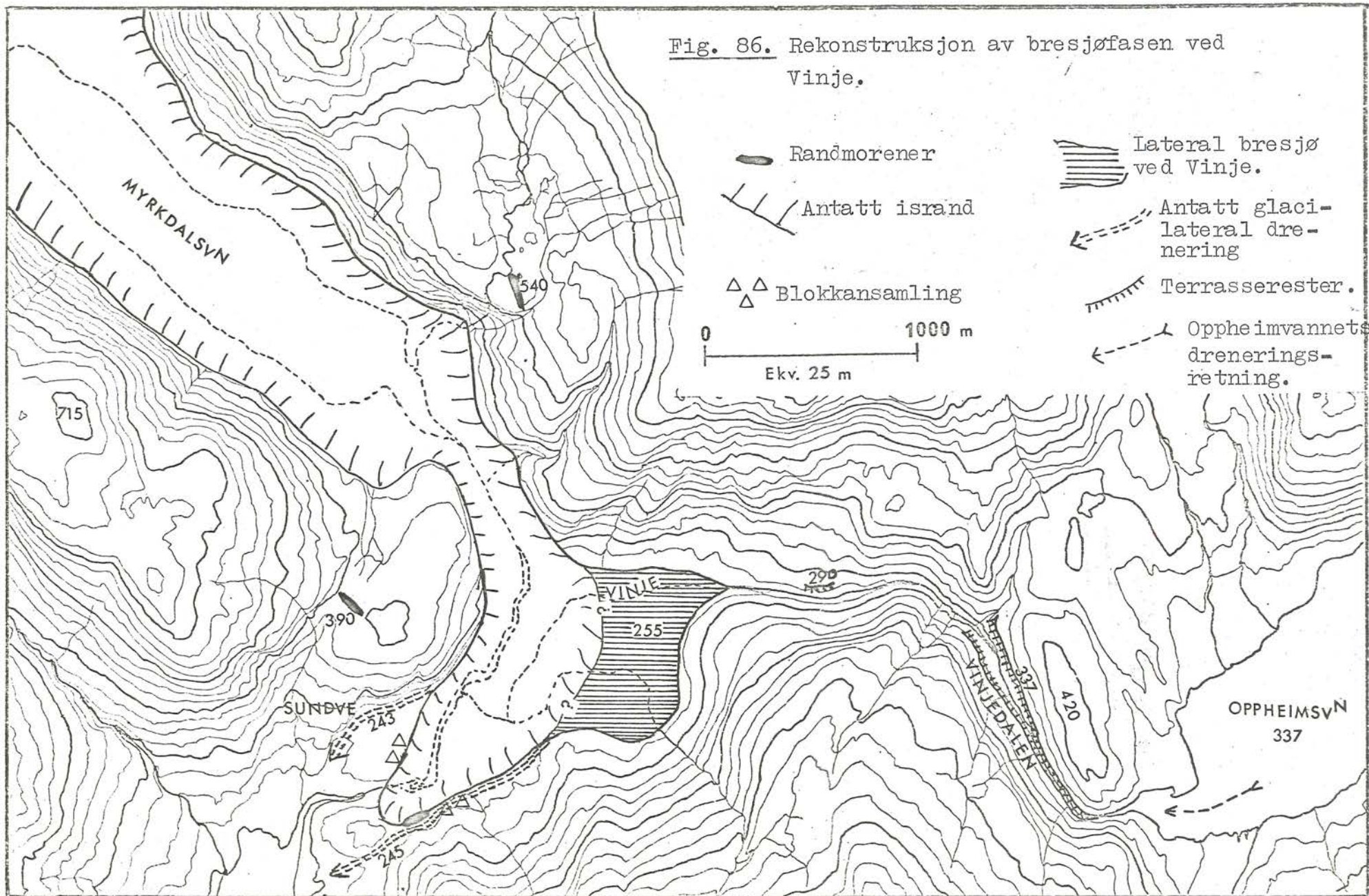
Dette synet styrkes ved en liten glacifluvial avsetning som er tolket som kame-terrasse (s.68). Denne avsetningen ligger på vestsiden av hovedelven og kan være avsatt lateral da det kun lå en liten dödisrest igjen ved Vinje.

Fig. 86 viser en rekonstruksjon av bresjöfasen.

Det er foretatt C^{14} -datering av gytje fra passpunktet ved Lommedal. Denne dateringen var ment å skulle gi alderen for den glacilaterale dreneringen i denne avsmeltingsfasen.

Under prøvetakingen fikk jeg opp grov sand fra 2,5 m under overflaten. Gytjen over grovsanden ble datert til 6600 ± 250 år B.P. (T-1075). Denne alderen er åpenbart feil og skyldes antagelig prøvetakingen. Sanden under gytjen kan være rast ned fra sidene og dekket allerede avsatte organogene sedimenter. Den daterte gytjen markerer derfor mest sannsynlig ikke den første organiske sedimentasjonen som fulgte etter at isen forsvant.

Fig. 86. Rekonstruksjon av bresjøfasen ved Vinje.



SENERE FASER.

Avsetninger etter senere avsmeltingsfaser er få og spredte. Eskeren i Myrkdalen er tidligere beskrevet (s.66). I forbindelse med eskeren må nevnes noen små glacifluviale hauger (kames ?) i nedre deler av Kvanndalen. Disse avsetningene er små og ubetydelige og synes å være meget lokale.

I nedre deler av Myrkdalen, Kvasssdalen, ligger det en glaci-fluvial avsetning på østsiden av dalen (fig. 87). Overflaten er terrassert. Lagene faller mot sydöst. Avsetningen er tolket som en kame-terrasse.

I nedre deler av Jordalen (Berdalen) ligger det en rekke hauger som er opp til 8 m höye. Materialet er morenisk i overflaten. Haugene kan være kames (fig. 88).

På grunnlag av de overnevnte observasjonene synes det klart at dalene var dekket av dödis eller klimatisk död is i en meget sen fase av isavsmeltingen.

I fjellområdene er der svært få avsetninger etter isavsmeltingen. På Vikafjell ved fylkesgrensen er det avsatt en liten nord-syd gående esker (fig. 89) og i den vestvendte skråningen öst for Vikafjell ligger det to små grusrygger, (fig. 90). Disse avsetningene kan tyde på en dödisfase på Vikafjell.

Spor etter lokal botnglaciasjon er funnet i en vestvendt botn 1170 m o.h. öst for Vikafjell. Avsetningen her er en meget tydelig endemorene (fig. 91).

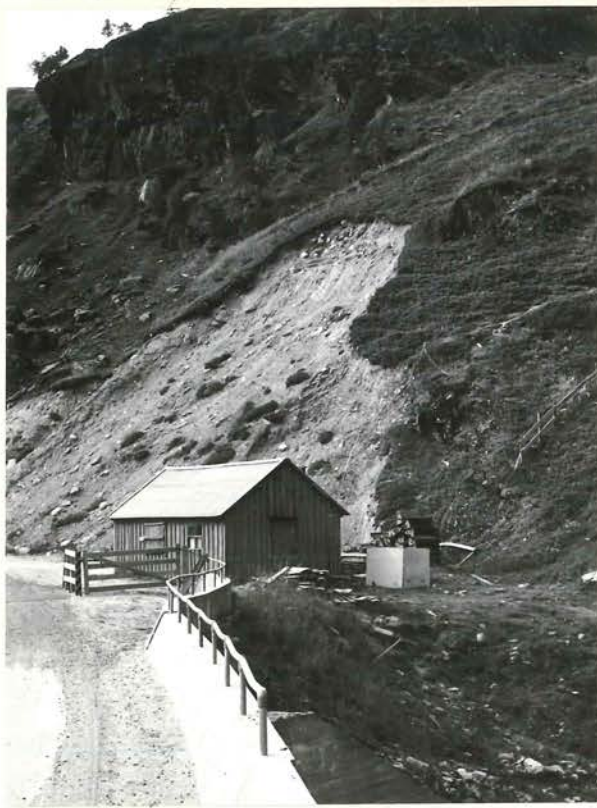


Fig. 87. Kame-terrasse innerst i Myrkdalen (Kvassdalen). Lagene faller mot vest (mot venstre).



Fig. 88. Hauger i løsmateriale i Berdalen (Jordalen). (Kames ?).



Fig. 89. Esker på Vikafjell. Foto mot nordvest.



Fig. 90. Liten esker på Vikafjell. Ryggsekken i sirkelen er målestokk. Foto mot vest.



Fig. 91. Lokal ende-
morene i vestvendt
botn. Sauen i sirkelen
er målestokk.
foto mot nord.



Fig. 92. Lokal ende-
morene ca. 3 km fra
Fresvikbreen.
Foto mot sydøst.

Strökene nord for Vikafjell er kun sporadisk undersøkt. I höytliggende botner og botndaler har jeg observert lokale endemorener (fig. 92). Dette viser postglacial lokal botnglaciasjon også i strökene mot Sognefjorden.

S A M M E N D R A G.

Undersøkelsene i området mellom Vossestrand og Nærøfjorden og i de tilgrensende fjellstrøk har vist at yngste brebevegelse skyldes et lokalt bresentrum nord for Vossestrand.

Av særlig interesse er skuringsobservasjoner i nærheten av Vinje. Her viser isskuringene at isen har bøyet av mot øst, mot Nærødalen. Fyllitt som høyst sannsynlig skriver seg fra fyllittsonen over Vossestrand og Vikafjell til Sognefjorden, finnes i glacigene avsetninger til Fyrde mellom Stalheim og Oppheimsvann. Brefremstøtet har antagelig funnet sted i preboreal tid.

Det er funnet få randavsetninger innen undersøkelsesområdet. Avsetninger ved Holmo-Bakka i Nærøfjorden er tolket som en endemorene som antagelig markerer isens maksimale fremrykning i preboreal tid. Fra Nærødalen til Vinje kan isens tilbaketrekning følges som randmorene ved Fyrde, sandurflate øst for Oppheimsvann, glacifluviale terrasserester i Vinjedalen, randmorener og glacilakustrine terrasser ved Vinje.

Avsetninger i Myrkdalen og Jordalen og på Vikafjell tyder på det har eksistert dødis under en meget sen fase av isavsmeltingen. Lokale botnmorener øst for Vikafjell kan tyde på lokal botn-glaciasjon i postglacial tid.

Stor interesse har to lokaliteter med submorene avsetninger: Kvanndalsavsetningene og Vinjedalsavsetningene.

Den førstnevnte består mektig silt som ligger under 2 - 3 m med morene. Silten hviler antagelig på morene som er eldre enn toppmorenen. Silten er tolket som glacilakustrin og antas

å være avsatt i forbindelse med avsmeltingen etter Yngre Dryas fremstøtet eller da isen rykket frem igjen i preboreal tid. Vinjedalsavsetningene består av hardpakket silt under tykk morene. Silten er tolket som glacilakustrin. På grunnlag av lithostratigrafien og pollenanalyse er silten antatt å være avsatt under en Weichsel interstadial (Allerød eller eldre).

L I T T E R A T U R F O R T E G N E L S E .

- Ahlmann, H.W.:son, 1919: Geomorphological studies i Norway. Geogr. Ann., 1.
- Andersen, B. G. 1960: Sørlandet i Sen- og Postglacial tid. Norges geol. Unders. 210, 142 s..
- Anketell, J. M., Cegla, J. & Dzulynski, S. 1970: On the deformational structures in systems with reversed density gradients. Ann. Soc. Geol. Pologne, XL, 3 - 30.
- Anundsen, K. & Simonsen, A. 1968: Et Pre-Borealt breframstøt på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen. Univ. i Bergen, Årb., Ser. Mat.-Nat., 1967, 7, 42 s..
- Anundsen, K. 1972: Glacial Chronology in Parts of Southwestern Norway. Norges geol. Unders. 280, 1 - 24.
- Bergersen, O. F. & Garnes, K. 1971: Evidence of Sub-Till Sediments from Weichselian Interstadial in the Gudbrandsdalen Valley, Central East Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 25, 99 - 108.
- " 1972: Ice Movements and Till Stratigraphy in the Gudbrandsdal Area. Preliminary Results. Norsk geogr. Tidsskr. 26, 1 - 16.
- Bergstrøm, B. 1971: Deglasiasjonsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring. Upubl. hovedoppg., Univ. i Bergen.
- Bjerkli, K. 1972: Mineralogiske analyser av sandfraksjonen i overflatesedimenter på Kontinentalhyllan, Trøndelag ($63^{\circ}30' N - 64^{\circ}30' N$). Upubl. hovedoppg., Univ. i Bergen.
- Boulton, G. S. 1968: Flow Tillis and related Deposits on some Vestspitsbergen Glaciers. Jour. of Glac. 7, 391 - 412.
- Brathole, A. 1951: Kvartærgeologiske undersøkelser fra indre Sogn. Upubl. hovedoppg., Univ. i Bergen.
- Carlsson, A. 1950: Kvartærgeologiske undersøkelser i ytre Sogn med særlig vekt på isavsmeltingen. Upubl. hovedoppg., Univ. i Oslo.
- " 1960: Isavsmeltingen i trakterna kring Sognefjorden under siste istiden. Fil. lic. oppg., Stockholm.

- Fareth, O. W. 1970: Brerandstadier i midtre og indre Nordfjord. Upubl. hovedoppg., Univ. i Bergen.
- Flint, R. F. 1963: Glacial and Pleistocene Geology. John Wiley & Sons, Inc., New York, 553 s..
- Fægri, K. & Iversen, J. 1966: Textbook of Pollen Analysis. Munksgaard, København, 237 s..
- Garnes, K. 1972: Siste istid i midtre Gudbrandsdal. Upubl. hovedoppg., Univ. i Bergen.
- Holtedahl, H. 1950: Geomorphology and Quaternary Geology of the Opdal-Sunndal Area, South-Western Norway. Bergens Mus. Årb. 1949, Nat. Rek. 2, 1 - 51.
- " 1955: On the Norwegian Continental Terrace, primarily outside Møre-Romsdal. Univ. i Bergen, Årb. 14, 209 s..
- " 1964: An Allerød fauna at Os, near Bergen Norway. Norsk geol. Tidsskr. 44, 317 - 322.
- " 1967: Notes on the formation of Fjords and Fjord-valleys. Geogr. Ann. 49, 441 - 458.
- Holtedahl, O. 1960: Geology of Norway. Norges geol. Unders. 208, 540 s..
- Hyvärinen, H. 1970: Flandrian pollen diagrams from Svalbard. Geogr. Ann. 52, 213 - 221.
- Hødal, J. 1945: Rocks of the Anorthosite Kindred i Vossestrand, (Norway). Norsk geol. Tidsskr. 24, 129 - 243.
- Kolderup, N-H. 1931: Vestnørske fjorders avhengighet av kaledonsk tektonikk. Norsk geol. Tidsskr. 12, 441 - 458.
- Klovning, I. 1963: Kvartargeologiske studier i Flåmsdalen og omkringliggende fjellområder. Upubl. hovedoppg., Univ. i Bergen.

- Krumbein, W. C. & Pettijohn, F. J. 1938: Manual of Sedimentary Petrography. Appleton-Century, New York, 549 s..
- Kvale, A. 1948: Petrologic and Structural Geology in the Bergsdalen Quadrangle. Part II. Structural Geology. Bergens Mus. Årb. 1946-47, Nat. Rek. 1, 255 s..
- " 1960: The Nappe Area of the Caledonides in Western Norway. Int. Geol. Congr., Norden. Guide to excursion A7 & C4. Norges geol. Unders. 212, 43 s..
- Lundqvist, G. 1948: Blockens orientering i olika jordarter. Sveriges geol. Unders. Ser. C, 497, 3 - 29.
- Lundqvist, J. 1967: Submoräna sediment i Jämtlands län. Sveriges geol. Unders. 223, 223 - 274.
- " 1971: The interglacial deposit at the Leveäniemi mine, Svappavaara, Swedish Lapland, Sveriges geol. Unders. Ser. C, 658, 163 s..
- Machatschek, F. 1938: Das Relief der Erde. 1. Band. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Mangerud, J. 1965: Dalfylringer i noen sidedaler til Gudbrandsdalen, med bemerkninger om norske mammutfunn. Norsk geol. Tidsskr. 45, 199 - 226.
- " 1972: Radiocarbon dating of marine shells, including a discussion of apparent age of Recent shells. Boreas 1, 143 - 172.
- Mangerud, J. & Skreden, S. A. 1972: Fossil ice wedges and ground wedges in sediments below the till at Voss, Western Norway. Norsk geol. Tidsskr. 52, 73 - 96.
- McKee, E. D. 1965: Experiments on Ripple Lamination. Soc. Ec. Pal. & Min. Spec. Publ. 12, 66 - 83.
- Myhre, L. A. 1972: Geomorfologiske og maringeologiske undersøkelser i og omkring Osterfjorden, Hordaland. Upubl. hovedoppg., Univ. i Bergen.
- Mæland, P. J. 1963: Kvartærgeologiske studier i området mellom Voss og Granvin. Upubl. hovedoppg., Univ. i Bergen.

- Rekstad, J. 1910: Geologiske iagttagelser fra strøket mellem Sognefjord, Eksingedal og Vossestranden. Norges geol. Unders. 53, 1 - 47.
- Reusch, H. 1901: Nogle bidrag til forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til. Norges geol. Unders. 32, 124 - 217.
- " 1905 a: Fjeldbygningen inden rektangelkartet Voss's omraade. Norges geol. Unders. 40, 76 s..
- " 1905 b: En eiendommelighed ved Skandinaviens hovedvandskille. Norsk geol. Tidsskr. 1, 1 - 15.
- Selmer-Olsen, R. 1954: Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet. Norges geol. Unders. 186, 102 s..
- Skreden, S. A. 1967: Kvartargeologiske undersøkelser i området Voss - Bolstadøyri samt Bordalen. Upubl. hovedoppg., Univ. i Bergen.
- Undås, I. 1963: Ra-morenen i Vest-Norge. J. W. Eide, Bergen, 78 s..
- Vorren, T. O. 1970: Deglaciasjonsforløpet i støket mellom Jostedalsbreen og Jotunheimen. Upubl. hovedoppg., Univ. i Bergen.
- " 1972: Interstadial sediments with rebedded interglacial pollen from inner Sogn, west Norway. Norsk geol. Tidsskr. 52, 229 - 240.
- " 1973: Glacial Geology of the area between Jostedalsbreen and Jotunheimen. Norges geol. Unders. 291, 1 - 46.
- Wentworth, C. K. 1922: A scale of grade and class terms for clastic sediments. J. Geol. 30, 377 - 392.
- Ängeby, O. 1955: Toppkonstans, erosjonsytter och passdalar i Jämtland och Trøndelag. Lunds Univ. Årsskr. 51, 1 - 38.
- Østrem, G. & Liestøl, O. 1964: Glasiologiske undersøkelser i Norge 1963. Norsk geogr. Tidsskr. 18, 281 - 340.
- Aarseth, I. 1971: Deglaciasjonen i Bjørnafjordsområdet, Hordaland. Upub. hovedoppg., Univ. i Bergen.
- " 1973: En kort orientering om kvartargeologien i Lindås-prosjektet, og foreløbige resultater om "Ra-morenen" i Ytre Sogn. Foredr. Norsk. Geol. For. Vinterm. Tr.h. 1973.

APPENDIX.

Tabell 1. Arealfordelingen innen dreneringsområdet mot
Voss og Nærøfjordens dreneringsområde.

Tabell 2. Isskuringsobservasjoner.

Tabell 3. Stentellinger.

Tabell 4. Kornfordeling og tungmineralprosent.

Tabell 5. Pollen. Glacilakustrin silt under morene i
Vinjedalen.

Tabell 1. Arealfordelingen innen dreneringsområdet mot Voss og Nærøfjordens dreneringsområde.

	Areal. Drenering mot Voss.	Areal. Nærøfjordens dreneringsområde.	Areal. Totalt.	Kum. %. Voss.	Kum. %. Nærøfj..	Kum. %. Totalt.
0 m o. h.	320,8 km ²	443,9 km ²	764,7 km ²	100,0 %	100,0 %	100,0 %
120	318,2	435,0	753,2	99,2	98,0	98,5
240	307,2	424,0	731,2	95,8	95,5	95,6
360	285,9	412,9	698,8	89,1	93,0	91,4
480	260,3	395,3	655,6	81,1	89,0	85,7
600	226,8	377,5	604,3	70,7	83,2	79,0
720	185,7	329,8	525,5	57,9	76,6	68,7
840	144,4	295,7	440,1	45,0	66,6	57,6
960	108,4	230,5	338,9	33,8	51,9	44,3
1080	69,8	164,6	234,4	21,8	37,1	30,7
1200	30,7	100,0	130,7	9,6	22,5	17,1
1320	3,6	44,9	48,5	1,1	10,1	6,3
1440	0	14,7	14,7	0	3,3	1,9
1560		3,3	3,3		0,7	0,4
1680		1,1	1,1		0,3	0,1
1800		0	0		0	0

Tabell 2. Isskuringsobservasjoner.

Aldersforhold: Y=Yngst.

E=Eldst.

Bergartsområder: F=Fyllittområdet.

J=Jotundekket.

B=Bergsdalsdekket.

V=Vestnorske gneisområdet.

Overflaten: H=Horisontal overflate.

SF=Svakt fallende overflate ($0-10^{\circ}$).

F=Fallende overflate ($10-20^{\circ}$).

Skuring nr.	Retning (N= 360°)	Bergart.	Overflate.	M o. h.
1	260(Y)-290-300(E)	G	SF	170
2	280	G	H	520
3	260	F	H	730
4	250	F	H	993
5	270	F	H	810
6	340(Y)-270(E)	F	F	250
7	320	J	H	1305
8	290	J	H	1300
9	290	J	H	1290
10	310	J	H	1270
11	20	F	H	900
12	300	F	H	850
13	360	F	H	1030
14	20	F	H	1050
15	10	F	H	1000
16	340	F	H	970
17	10(Y)-20(E)	F	H	840
18	10	F	H	1000
19	290	F	H	950
20	350	J	H	930
21	350	J	H	860
22	280	J	H	1050
23	20(Y)-290(E)	F	SF	950

Tabell 2. (Forts.).

Skuring nr.	Retning (N=360°)	Bergart.	Overflate.	M o. h.
24	30	F	SF	900
25	41	F	SF	970
26	20	F	SF	970
27	09-(189 ?)	F	H	970
28	01-(181 ?)(Y) - 289(E)	F	H	1010
29	243	B	H	1210
30	240	B	H	1270
31	230(Y)-270(E)	B	H	1050
32	230	B	H	1300
33	226(Y)-283(E)	B	H	1150
34	232	B	SF	1080
35	197	F	H	910
36	217	F	H	970
37	230	F	H	920
38	226	F	H	970
39	216	B	SF	1080
40	262	F	H	1080
41	17	F	SF	1050
42	200-120(300 ?)	F	SF	990
43	200-225-260	F	SF	1010
44	170(Y)-290(E)	F	H	1000
45	202-(22 ?)	F	H	1110
46	190-(10 ?)	F	H	1040
47	250-280	F	H	1080
48	176-(356 ?)	F	H	1080
49	350	F	H	1040
50	340	F	H	1040
51	05(Y)-275(E)	F	SF	1010
52	350	F	SF	1080
53	118	F	SF	800
54	105(Y)-180(E)	F	SF	790

Tabell 2. (Forts.).

Skuring nr.	Retning (N=360°)	Bergart.	Overflate.	M o. h.
55	150(Y)-222(E)	F	H	760
56	155(Y)-180(E)	F	SF	750
57	198	F	H	810
58	175(Y)-230(E)	F	H	1030
59	242	F	H	820
60	235	F	H	850
61	275	F	H	900
62	185-195	F	H	1040
63	162-172	F	SF	1200
64	147	J	H	1150
65	144	J	F	1100
66	301	J	SF	1060
67	190-300-320	F	F	950
68	290	J	H	955
69	280	J	H	960
70	175	J	H	1220
71	170(Y)-260(E)	J	H	1120
72	160	J	H	1200
73	190	J	H	1250
74	265	J	SF	1080
75	163-166	J	SF	760
76	160	J	H	730
77	152	J	H	740
78	230	J	H	980
79	170(Y)-280(E)	J	SF	900
80	179(Y)-260(E)	J	SF	750
81	231	J	H	660
82	225(Y)-275(E)	J	SF	1230
83	230	J	SF	1050
84	264	J	F	1150
85	132	J	SF	840
86	167	J	H	840

Tabell 2. (Forts.).

Skuring nr.	Retning ($N=360^{\circ}$).	Bergart.	Overflate.	M o. h.
87	250-270	J	H	1020
88	270	J	H	1100
89	220-285	J	F	1100
90	270	J	F	1050
91	140-170	J	SF	750
92	170-195	F	F	740
93	188	F	H	570
94	115	F	H	720
95	150	F	SF	650
96	140	F	SF	510
97	125-140	F	SF	480
98	130	F	H	630
99	130	F	H	630
100	100	F	F	730
101	95	F	H	550
102	107	F	H	420
103	125-130	F	H	400
104	120	F	H	410
105	210	F	H	390
106	238	F	SF	220
107	215-260	F	H	270
108	85	J	H	340
109	09	J	H	470
110	351	J	H	330

Skuring nr. 111 - 119: Etter Skreden (1967), skuring nr.

1 - 7, 11 og 12.

Tabell 3. Stentellinger.

Nr	Lokalitet.	Fyllitt.	Jotunba..	Ubestemt.	Tilsammen.	Merknader.
1	Uksavatn	0 %	90 %	10 %	100 %	Morene
2	Ytredalsvatn	0	85	15	100	Morene
3	Kvassdalen	39	49	12	100	Gl.fl.
4	Kvassdalen	22	51	27	100	Morene
5	Myrkdalen	26	66	18	100	Morene
6	Kvanndalen	0	74	26	100	Undre morene
7	Kvanndalen	19	61	20	100	Øvre morene
8	Myrkdalen	2	80	18	100	Gl.fl. (Esker).
9	Myrkdalen	3	81	16	100	Gl.fl. (Esker).
10	Myrkdalen	12	76	12	100	Gl.fl. (Esker).
11	Oppheimsdalen	13	75	12	100	Morene
12	Oppheimsdalen	10	78	12	100	Morene
13	Oppheimsdalen	17	73	10	100	Gl.fl. (Esker).
14	Vinje	54	31	15	100	Morenerygg
15	Vinjedalen	51	45	4	100	Morene
16	Vinjedalen	60	29	11	100	Gl.fl.
17	Langedalen	52	41	7	100	Morene

Tabell 3. (Forts.).

Nr.	Lokalitet.	Fyllitt.	Jotunba..	Ubestemt.	Tilsammen.	Merknader.
18	Oppheimsvann	22	60	18	100	Morene
19	Skjoldsetdalen	0	80	20	100	Morene
20	Skjoldsetdalen	0	84	16	100	Morene
211	Øst Oppheimsvann	20	64	16	100	Gl.fl. (Sandur)
22	Brandsetdalen	0	100	0	100	Morene og Gl.fl.
23	Fyrde	20	66	14	100	Gl.fl.
24	Fyrde	27	65	8	100	Gl.fl. (Esker)
25	Brekkedalen	0	76	24	100	Morene
26	Nærødalen	24	68	8	100	Fluvialt
27	Nærødalen	13	76	11	100	Fluvialt
28	Nærødalen	8	83	9	100	Fluvialt
29	Jordalen	0	91	9	100	Morene
30	Nærødalen	0	98	2	100	Terrasse (Gl.fl. ?)

Tabell 4. Kornfordeling og tungmineralprosent.

Prøve nr.	Lokalitet.	Type	Md (Q ₅₀)	So=log Q ₂₅ /Q ₇₅	Fraksjons %			Tungmin. % 63-125 u	Prøve nr.
					Grus.	Sand.	Silt/leir		
1	Uksavn.	Morene	1,80	1,44	48,2	36,4	15,4	29,0	1
2	Kvassdalen	Morene	0,95	2,03	39,6	31,1	29,3	23,7	2
3	Kvassdalen	Morene	0,06	1,34	15,6	35,3	49,1	19,1	3
4	Brekkedalen	Morene	0,75	1,69	35,0	42,0	23,0	21,0	4
5	Brekkedalen	Morene	0,24	1,62	21,6	44,1	32,3	19,1	5
6	Jordalen	Morene	1,10	1,37	40,0	47,0	13,0	19,5	6
7	Jordalen	Morene	0,27	1,54	23,8	47,6	28,6	20,0	7
8	Jordalen	Morene	0,69	1,31	32,9	42,4	13,7	22,5	8
9	Myrkdalen	Morene	0,068	1,33	16,9	34,9	48,2	14,0	9
10	Kvanndalen	Morene	0,75	1,80	36,5	39,7	23,8	15,8	10
11	Kvanndalen	Morene	0,26	1,83	27,3	42,0	30,7	16,1	11
12	Kvanndalen		0,93	0,85					12
13	Kvanndalen	Gl.la.	0,043	0,76				15,0	13
14	Kvanndalen	Gl.la.	0,028	0,57					14
15	Kvanndalen	"Gruslomme"	0,46	0,82				16,0	15
16	Kvanndalen	Gl.la.	0,018	0,34					16
17	Kvanndalen	Morene	0,06	1,63	16,4	32,9	50,7	20,5	17
18	Oppheimsdalen	Morene	1,30	1,30	42,3	44,9	12,8	27,6	18
19	Brekkedalen	Morene	0,50	1,78	29,6	42,0	28,4	23,7	19

Tabell 4. (Forts.).

Prøve nr.	Lokalitet.	Type	Md (Q ₅₀)	So=log Q ₂₅ /Q ₇₅	Fraksjons %.			Tungmin. % 63-125 u	Prøve nr.
					Grus.	Sand.	Silt/leir.		
20	Jordalen	Morene	1,10	1,48	42,0	46,5	11,5	27,4	20
21	Myrkdalen	Gl.fl.	0,97	0,83				33,6	21
22	Myrkdalen	Gl.fl.	0,34	0,50					22
23	Myrkdalen	Morene	0,145	1,65	24,5	41,2	34,3	12,4	23
24	Oppheimsdalen	Morene	0,25	1,85	25,5	43,1	31,4	25,6	24
25	Skjoldsetdalen	Morene	1,35	1,47	43,4	39,8	16,8	22,0	25
26	Øyaset	Morene	0,45	1,78	29,2	42,0	28,8	34,9	26
27	Oppheimsdalen	Morene	0,27	1,83	31,5	40,2	28,3	26,6	27
28	Oppheimsdalen	Morene	0,32	1,96	30,4	33,2	36,4	18,4	28
29	Oppheimsdalen	Morene	0,041	1,52	15,8	27,2	57,0	22,9	29
30	Vinje	Morene	0,51	1,86	32,7	39,3	28,0	20,0	30
31	Vinje	Gl.fl.	0,25	1,44					31
32	Vinje	Gl.fl.	0,53	0,54					32
33	Vinje	Morene	0,94	2,07	24,2	31,5	44,3	11,0	33
34	Vinje	Morene	1,25	1,17	40,4	48,4	11,2	14,1	34
35	Vinje	Gl.la.	0,50	0,46					35
36	Vinje	Eolisk (?)	0,13	0,28				20,5	36
37	Vinje	Gl.la.	0,02	0,28					37
38	Vinje	Gl.la.	0,24	0,39				21,2	38
39	Vinje	Gl.la.	0,069	0,14				13,8	39

Tabell 4. (Forts.).

Prøve nr.	Lokalitet	Type	Md (Q ₅₀)	So=log Q ₂₅ /Q ₇₅	Fraksjons %.			Tungmin. %. 63-125 u	Prøve nr.
					Grus.	Sand.	Silt/leir.		
40	Vinje	Gl.la.	0,046	0,27					40
41	Vinjedalen	Gl.fl.	1,13	1,44			23,5		41
42	Vinjedalen	Gl.fl.	1,20	0,41					42
43	Vinjedalen	Gl.la	0,017	0,56			14,5		43
44	Vinjedalen	Morene	0,07	1,90	19,7	32,2	48,1	19,7	44
45	Vinjedalen	Gl.la	0,0037	0,53			12,7		45
46	Vinjedalen	Gl.la.	0,0059	0,57			10,7		46
47	Oppheimsdalen	Gl.fl.	0,30	1,65			27,0		47
48	Oppheimsdalen	Gl.fl.	0,80	0,42			28,8		48
49	Langedalen	Morene	0,16	1,70	20,0	40,0	40,0	30,4	49
50	Langedalen	Morene	0,044	1,95	18,4	27,4	54,2	33,3	50
51	Oppheimsvann	Morene	0,24	1,67	25,5	43,5	31,0	22,0	51
52	Oppheimsvann	Morene	1,75	1,08	47,3	43,9	8,8	29,2	52
53	Brandset	Morene	2,00	1,23	50,0	44,0	6,0	19,0	53
54	Brandset	Gl.fl.	1,55	0,71				28,5	54
55	Brandset	Gl.fl.	0,16	0,27				31,0	55
56	Fyrde	Gl.fl.	4,50	0,85				25,4	56
57	Fyrde	Gl.fl.	0,92	0,39				28,8	57
58	Fyrde	Morene	0,70	1,45	32,5	48,5	19,0	17,7	58

Tabell 5. Pollen. Glacilakustrin silt under morene
i Vinjedalen.

	Sum	%
<u>AP-pollen:</u>	<u>50</u>	<u>20,5</u>
Alnus	13	5,3
Betula	21	8,6
Corylus	7	2,8
Bet./Cor.	6	2,5
Populus	1	0,4
Quercus	1	0,4
Ulmus	1	0,4
<u>NAP-pollen:</u>	<u>170</u>	<u>70,1</u>
Caryophyllaceae	4	1,6
Compositae tub.	1	0,4
Ericales	3	1,2
Gramineae	159	65,7
Menyanthes trifoliata	1	0,4
Potamogeton	1	0,4
Rosaceae	1	0,4
<u>varia</u>	<u>22</u>	<u>9,4</u>
<u>Sum</u>	<u>242</u>	<u>100,0</u>

Sporer:

Lycopodium clav./alp. 1

Dryopteris-type 1