

**NYTTBARE SAND-
OG GRUSFOREKOMSTER
I SYD-NORGE**

DEL I:

De geologiske betingelser for deres avsetning.

Av

GUNNAR HOLMSEN

OSLO 1965
UNIVERSITETSFORLAGET

*Redaktør for
Norges geologiske undersøkelses publikasjoner:*

*Statsgeolog
Fredrik Hagemann*

INN H O L D

Innledning	5
A. Innlandsisens smeltningsforløp og dens avleiringer på Østlandet	9
De aktive breers tilbaketrekning og avleiringer	9
Ratrinnet	10
Raenes bygning	12
Morener utenfor raene	15
Breeveldeltaer og endemorener innenfor Moss—Horten-raet	18
Breeveldeltaer Degernes—Trøgstad	18
Svelvikryggen	19
Mona	21
Ås—Skitrinnet	22
Breeelvavsetninger mellom Ås—Skitrinnet og Akerstrinnet	22
Akerstrinnet	23
Israndterrasser på Romerike	25
Innsjøtrinnet	27
Det stagnerte isdekket smelting og avleiringer	29
Trysildalførenes avleiringer	36
Dalføret fra Sølensjøen til riksgrensen	39
Ljørdalen	41
Glåmas og Renas dalfører syd for isskillet	44
De brede sjøers områder	50
1. Nordre Østerdalen	50
Glåmas sidedaler fra sydøst	54
Renas kildeelver rant over vannskillene til Glåma	57
Sidedaler fra vannskillene mot Orkla og Gaula	59
Foldalen med sidedaler	61
Øvre Atnedalen	67
Mjovassdalen, Fjordungsbekken og Sagbekkens daler	71
2. Øvre Gudbrandsdalen	72
Mjøsbjøgdene	76
Gudbrandsdalen, Valdresdalene, Hallingdal og Numedal	79
Gudbrandsdalen	81
Randsfjorden og Etnedalen	86
Sperillen og Begndalen	86
Krøderen, Hallingdal og Hemsedal	87
Numedal og Uvdal	90
Nordøstlig rettet isstrøm fra Jotunheimens nedisningsområde	93
B. Spredte kvartærgeologiske iakttagelser fra det sydligste Norge	97
Ratidens avsetninger på Sørlandet	97

Avleiringer i Skienselvens nedbørområde	100
» » Drangedal herred	105
» » Aust-Agder	107
» » Nidelvens nedbørområde	112
» » Setesdalen	117
» på Hardangervidda	123
C. Klassifikasjon av sand- og grusforekomster	127
Usorterte forekomster	128
Bregrus	128
Rasgrus	132
Sorterte forekomster	133
Marine israndavsetninger	133
Breekvavsetninger over den marine grense	136
Postglasiale avsetninger	142
Flomsand	143
Kvabb	144
Dyner	145
Anvendt litteratur	148
Summary	153

INNLEDNING

De jordarter, som dekker berggrunnen i Norge, ble liggende igjen da innlandsisen smeltet etter siste istid. Sand og grus avleiret før siste istid ble flyttet av breer og omleiret av breelvene. Funn av moskusokseknokler, og av tenner og knokler av mammut viser, at interglasiale jordarter inngår i de mektige løsavleiringer i mange av innlandets daler.

Det meste av vårt lands jorddekke er bregrus, en usortert blanding av sten, grus, sand og leir. En mindre del, breelvgrus, og det postglasiale elvegrus, er jordarter flyttet av rennende vann og vasket under transporten, hvorved finbestanddelene ble sortert ut. Finsand og leir ble sedimentert i sjøer og havbukter.

Det arbeide, som her fremlegges tar sikte på å beskrive opprindelsen og utbredelsen av våre grus- og sandforekomster. Dette mål kan best nåes ved å følge sporene etter innlandsisens smeltning, og omtale hvordan denne skred frem. Den oppfatning, som fremstilles i eldre litteratur dekker ikke alltid nutidens syn på smeltningsforløpet. Forfatteren har derfor funnet å måtte gi en sammenfattende fremstilling av smeltingens gang i det østenfjellske Norge slik som nu denne fremgår av eldre geologers anerkjente slutninger og av moderne kvartærgeologisk kartlegging.

Når sand- og grusforekomstenes genesis er klarlagt så de kan avtegnes systematisk på geologiske karter er vi langt på vei til å trekke slutninger om deres egenskaper og brukbarhet til forskjellige formål. Dessverre mangler ennu kvartærgeologiske karter over mesteparten av vårt land hvorfor en oversikt over beliggenhet og art av våre grusforekomster må bli mangelfull. Bare fra et begrenset område av det østenfjellske Norge foreligger geologisk kartgrunnlag hvorav vi kan trekke sikre slutninger om deres utbredelse og om hvordan de er oppstått. Det har derfor vært forfatteren maktpåliggende å omtale dette område nærmere med henvisning til litteratur hvori mere utførlige opplysninger er gitt. Innlandsisens smeltningsforløp i Syd-Norge utenfor

Østlandet er bare kjent i de store drag idet kvartærgeologiske karter ikke foreligger.

Ifølge instruksen for Norges geologiske undersøkelse av 1858 skulle den geologiske kartlegging fortrinnsvis utrede berggrunnens art og utbredelse, og særskilt oppmerksomhet vies mineralforekomster som kunne antas å være av praktisk betydning. I sterkt bebyggede egne skulle kartleggingen utføres mere detaljert enn i mindre bebygget lavland og i ubeboet høyland, og det heter i instruksen, at i sterkt bebyggede egne skulle, foruten den faste berggrunn, også en særlig oppmerksomhet vies de såkalte alluvialdannelser.

Målet for Norges geologiske undersøkelse var å utgi oversiktskarter, således først og fremst over berggrunnen. Det første av disse over det sydlige Norge, utarbeidet av Th. Kjerulf og Hans Reusch, utkom 1877 med farver over forskjellig slags berggrunn. De løse avleiringer er også inntegnet på kartet som små flekker uten farve. I tegnforklaringen er de betegnet som glasiale og postglasiale dannelser, men de gjør til dels inntrykk av å dekke områder, hvor berggrunnens art ikke har latt seg avgjøre.

Til grunn for tegningen av de oversiktskarter Norges geologiske undersøkelse har utgitt ligger spesialundersøkelser, til dels ledsaget av karter og skisser i større målestokk. Av disse fremgår kun sjelden iakttagelser over løsmaterialet, og dets antatte opprinnelse er ofte ikke utredet. Opplysningene om de løse avleiringer over berggrunnen utenfor det område, som omfattes av den nyere kvartærgeologiske kartlegging er ikke systematisk innsamlet, og derfor ufullstendig over store deler av landet. Av denne grunn har ikke Norges geologiske undersøkelse hatt materiale til fremstilling av et kvartærgeologisk oversiktskart over landet. Til en geologisk utstilling i Bergen 1898 forelå dog et håndtegnet farvelagt kart i liten målestokk over Syd-Norges løse jordlag av K. O. Bjørlykke efter foreliggende kilder, vesentlig Kjerulfs og Dahlls karter (NGU nr. 26, 1898, s. 16). Originalen eller kopi av dette er gått tapt.

I årene mellom 1908 og 1915 utga Norges geologiske undersøkelse 4 geologiske oversiktskarter tegnet på det topografiske grunnlag Den geografiske oppmålings generalkarter i målestokk 1 : 400 000 gir. På de geologiske blade, som fortrinnsvis fremstiller berggrunnen er, om enn noe ufullstendig, avlagt morener, elvegrus, og havavleiringer. I teksten henvises til eldre observasjoner som er brukt til kartenes fremstilling.

I 1915 utkom Werenskiolds geologiske oversiktskart over det sydlige Norge i samme målestokk, 1 : 1 000 000, som Kjerulf og Reusch's var

tegnet. Werenskiolds er også et berggrunnskart i farver, hvor imidlertid også er avlagt tegn for morener, og dessuten, med felles farve, havavleiringer og elvegrus. Hvad de løse avleiringer angår er det en vesentlig forbedring fra kartet av 1877 at dalfyllinger er inntegnet i Østlandets og Trøndelags store dalfører.

I sitt verk «Norges Geologi», NGU nr. 164 i 2 bind, trykt i 1953, har Olaf Holtedahl samlet hvad man vet om berggrunnens geologi i bind I, mens bind II er viet kvartærgeologien. I det sistnevnte fins tallrike opplysninger om sand- og grusforekomster i landet ordnet distriktsvis. Hertil følger et oversiktskart over hele Norge utarbeidet av forfatteren og Bjørn G. Andersen i målestokk 1 : 1 000 000, som fremstiller beliggenheten av skuringsstriper, morener, eskere, bredemte sjøer m. m. — Et siste oversiktskart, «Glacial Map of Norway» av de samme to forfattere, ble utgitt som bilag til Holtedahls «Geology of Norway», NGU nr. 208, 1960 i målestokk 1 : 2 000 000. Foruten de samme morfologiske elementer som på kartet av 1953, viser dette siste oversiktskart den gamle havstand, tall for den marine grense rundt kysten, halvøens hovedvannskille og isskillets beliggenhet på Østlandet da smeltningstiden tok til.

De her nevnte oversiktskarter og det materiale de er bygget på danner et lite innbydende grunnlag til fremstilling av en oversikt over utbredelsen av våre sand- og grusforekomster. En annen, og i visse henseender bedre kilde til orientering om hvor økonomisk verdifulle sand- og grusforekomster kan opptre har vi nu i flyfotografier. På flyfotografier tatt til topografisk kartfremstilling kan i mange tilfeller erkjennes landskapsformer knyttet til glasiale og glasifluviale avleiringer. Områder fotografert fra luften kan gjennomføres med stereoskop, hvorved angivelser i eldre beskrivelser og på karter kan suppleres. Av moderne kvartærgeologiske undersøkelser foreligger kun få utenfor det område den kvartærgeologiske kartlegging i målestokk 1 : 250 000 omfatter. De som fins, og som har vært til hjelp for forståelsen av innlandsisens smeltningshistorie, er referert i nærværende arbeide.

I de senere år er stoffet i en del hovedfagsoppgaver i fysisk geografi til matematisk-naturvitenskapelig embedseksamen hentet fra kvartærgeologien, ofte fra kandidatens hjemstavn. Professor Just Gjessing har levert (1951) en fortegnelse over alle oppgaver, som til dette år var bedømt og godkjent som eksamensarbeide. De maskinskrevne fremstillinger kan være ledsaget av karter, skisser og fotografier av verdi for nedenstående fremstilling. Ved henvendelse til Universitetets sekretariat,

hvor oppgavene magasineres, har forfatteren fått anledning til å gjennomgå en del av dem.

* * *

Det er NGU's hensikt, at dette foreliggende arbeide om de geologiske betingelser for avleiring av nyttbare sand- og grusforekomster skal følges av en Del II, omfattende beskrivelser av karakteristiske forekomster fra hele Syd-Norge og ledsaget av et oversiktskart, som viser beliggenheten av de kvartærgeologiske avleiringer hvortil forekomstene er knyttet. Av mangel på geologiske spesialkart vil oversiktskartet for en stor del måtte fremstilles på grunnlag av hvad flyfotografier kan vise. Disse vil imidlertid ikke alltid gi tilstrekkelig opplysning om avleiringenes karakter. Det er derfor forutsetningen at kartet efterhvert skal underbygges med supplerende geologisk kartlegging i marken.

A. INNLANDSISENS SMELTNINGSFORLØP OG DENS AVLEIRINGER PÅ ØSTLANDET

De aktive breers tilbaketrekning og avleiringer.

Den første hertillands, som erkjente betydningen av skuringsmerker, flyttblokker og morener som beviser for at landet har vært dekket av breis fra de høyeste fjell helt ned til havflaten var professor Jens Esmark (1824). Men det skulle ennu vare lenge før istidsteorien vant innpass, idet Keilhau ikke godtok den. Til forklaring av «friktionsfenomenet» hadde Keilhau valgt mellom «jøkelis med isiddende stene» som friksjonsmateriale, og «en uhyre masse af løse stene med indblandet grus og sand . . . og med en mer eller mindre rigelig vandmengde»: De store endemorener, raene, mente han var «dannede under bedekning af havet ved en strømning langs kysten». I sine forelesninger og eksaminatorier, har en av hans elever fortalt meg, ville han forklare alle sten- og grusoppnopninger som følge av «Flommen», d.v.s. efter Sefstrøms teori om rullestensflommen.

Ikke før Keilhaus efterfølger, Theodor Kjerulf, ble klar over at en innlandsis, således som den av H. J. Rink 1852 beskrevne fra Grønland, hadde gitt opprindelse til morenejordartenes avleiring og utbredelse i Norge, ble Sefstrøms og andre teorier med opprindelse i beretningen om syndfloden forlatt. I sitt arbeide «Om Jordbundens Beskaffenhed i en Del af Romerike og Aker» trykt i Polyteknisk Tidsskrift 1858 taler han om «et almindeligt isdække over Norden» og at vi må «tenke os en almindelig glaciation som for nærværende tid den Grønlandske». (K. O. Bjørlykke 1913, s. 11.)

Kjerulf tok fatt på å utforske hvordan isdekkets smeltning hadde foregått, og kom til det resultat, at iskanten hadde trukket seg trinnvis tilbake fra kysten til høyfjellene.

Det har imidlertid vist seg, at der ikke forekommer sammenhengende morenetrinn i innlandet. Kjerulf innså dette selv, og derfor antok han,

at isdekket i innlandet under avsmeltningen hadde delt seg opp i forskjellige nedisingssområder.

En trinnavis tilbaketrekning av iskanten gir seg tilkjende ved endemorener, som avsettes under stasjonær tilstand i breen med stans i smeltningen, eller endog under en periodisk fremrykning av iskanten. Så lenge den slags avbrudd i smeltningen finner sted er breen i sin aktive fase. De morenetrinn, som tilhører denne skal først omtales.

Ra-trinnet.

Før innlandsisens smeltning tok fatt for alvor for 10 000 år siden stod en sammenhengende iskant på begge sider av Oslofjorden. Forut for denne periode hadde der, som fossilfunn i Danmark viser, gått en mild periode, Allerødtiden, tidfestet ved C_{14} analyser til årene 12 000–10 800 før nutiden. Det klimaomslag til det verre vi her begynner med er også bestemt ved C_{14} metoden, nemlig på skjell funnet i yoldialeiret foran den sammenhengende iskant. Skjellene gir alderen $9\,950 \pm 300$ år før nutiden, og denne tiden er i Danmark kjent som Yngre Dryastid.

Iskanten i indre Skagerakk må ha vært noe i likhet med den isvegg, som nu når ut i havet i Østre del av Svalbard, (Adolf Hoel, 1962, s. 234 og 235). Den har også vært sammenlignet med den antarktiske isbarriere i Rosshavet, hvor James Ross i 1842 seilet over en lang strekning langs en steil, 50–100 m høy ismur som endte i det vide hav. Også i Skagerakk stod iskanten i havet, idet landet lå nedtrykket av isvekten.

Den efterlot seg en isranddannelse, en jordrygg, som allere av Kjerulf ble erkjent som en endemorene liggende på tvers av skuringsstripene. Den har fra gammel tid både i Østfold og Vestfold vært kjent under lokalnavnet «Ra».

«Moss-raet» eller «Østfold-raet» kan følges sydøstover fra Moss forbi Råde kirke med få avbrytelser til riksgrensen. Dets rygg hever seg fra et par meter til det ti-dobbelte herav over omgivelsene, bredden kan være flere hundre meter og over 1000 meter hvor bølgeslaget har vasket gruset utover. Jordryggen demmer opp det opprindelige utløp av flere sjøer, således av Vannsjø, Tunevann, Isesjø og Femsjø, men Ågårdselven og Glåma, har avbrutt ryggformen. Mellom Rokke kirke og Tistedalen er også ryggen borte, hvor et høydedrag på henimot 200 m.o.h. bare bærer noen spor med store stener efter den. Fra Lille Ertevann til riksgrensen ligger likeledes raet tildels over den

marine grense*) som ved nordenden av Ørsjøen er bestemt til 170 m.o.h. Det er imidlertid sammenhengende fra Lille Ertevang til Holvann, men herfra deler det sig i to grener med én blokkrygg over gårdene Fagerli og Gullund, en annen med et ujevnt blokkdekke øst fra Haugen og Haugli plass. Ved utløpet av Søndre Boksjø går raet over riksgrensen og kan med få avbrytelser følges herfra til Stora Lee i Sverige, hvor det demmer opp denne 50—60 km lange sjø og tvinger den til å søke utløp i den nordre ende.

«Horten-raet» («Vestfoldraet») kan følges i sammenheng fra Borre til Brunlanes med en liten avbrytelse i Sem, hvor Aurlielven krysser ryggens forlengelse. Ved Helgeroen går det ut i Langesundsfjorden, hvori det kan spores som en bred og grunn sandbanke et par kilometer utover, men er avbrutt over Langesundsfjordens dype gap. Det kommer på ny til syne på Jomfruland, og lenger vestover er der oftest 1,5—3 km utenfor kysten en lang, nesten sammenhengende rekke av grus- og sandbanker, som viser morenens beliggenhet. Den stikker opp i Mollen mellom Tvedestrand og Arendal som en rullestensbanke, 150 m lang, ganske smal og kun noen få meter høy. På utsiden av Tromøen finnes den igjen, og herfra kan den spores som en del flate grus- og sandøer utenfor Arendal. Mellom Arendal og Grimstad forlater raet havet og fortsetter på land fra Fevig over de sørlandske heier.

Som J. H. L. Vogt (1891) har gjort oppmerksom på er raet avbrutt over store dyp, eksempelvis over Langesundsfjorden og Skiensfjorden.

Hvor dybden dengang var mindre enn 200 m stod iskanten på grunn, men hvor dypet var større, iallfall 300—400 m, kalvet isen. I Oslofjorden mellom Horten og Jeløen var dybden så stor at isen fløt opp. Spor etter raet fremgår i et hvert fall ikke av dybdemålingene i fjorden. Hortenraet fortsetter fra Karljohansvern nordover til forbi Vealøs, og utenfor Jeløen, skriver Vogt, ligger vest for Nes en grusbølge på 5 til 20 m's dyp med nordsydlig retning. Rektangelkartet Moss viser vest for Nestangen to bærer liggende henholdsvis 2 og 5 m under sjøflaten i en avstand fra land på 1—1,5 km.

På Jeløy fant Undås under den kvartærgeologiske kartlegging 1942 (dagbok 28/7) raets avleiringer på høyderyggen ved Ramberg.

Just Gjessing skriver (1953, s. 57) at merker etter isskuring på Mølen og nordligst på Jeløy gjør det rimelig å anta, at det over det dype

*) I det følgende vil den marine grense betegnes MG.

vann i fjorden utviklet sig en bukt i isranden, som minst må ha strukket sig nordover til linjen Mølen — Nordre Jeløy.

Efter disse iakttagelser synes det som om der kan ha vært en kalvingsfront under ratiden i Oslofjorden, kanskje en på hver side av Hurumlandet.

Raenes bygning.

Raenes kjerne består mange steder av leir, skjøvet frem av isen i en voll. Dette har vært kjent helt fra Keilhaus grunnboringer på Jomfruland, hvor sandlag med sten fra 0,7 til 6 m's tykkelse hviler på leir. Ellers er raene bygget av sortert sand og grus i lag.

J. H. L. Vogt (1881) hevdet raenes skiktete oppbygning. «De består av skikt (lag) av grus og grovere eller finere sand i intim vevsel, undertiden også i vevsel med nogle bänkformige partier av uskiktet morænegrus.» — Skiktningen er ikke bare et overflatefenomen som kan forklares ved sekundære omlagningsprosesser. Lagene kan være «sterkt bøiet og foldet, til dels også forkastet med foldningsaxe parallelt med moræneryggenes længde, altså lodret på isens bevægelsesretning. Årsagen til denne foldning er derfor sandsynligvis at søge i tryk fra isen bagenfor morænen.»

Et grustak i raets forkant ved Gullund (mellom Ørsjøen og Lille Ertevang) viser ifølge Undås (dagbok 1943, 16/7) loddrettstående sandlag, som må være foldet opp ved fremstøt av iskanten under blokkryggens avsetning. MG ligger her på 170 m.o.h.

Om morenene innen det hevede submarine område fremhever K. O. Bjørlykke (1905) at de representerer en fremrykning av isen, hvorunder de tidligere avsatte marine leirlag er blitt innpresset og begravet under morenemassene.

Om Moss-raets form uttaler Undås (Gunnar Holmsen 1951, s. 44), at hvor landet ligger lavt, f. eks. i Rygge, kan raet være delt i flere blokkrygger med mellomliggende grus- og sandavsetninger. Lengere østover går raet som en samlet rygg over lange strekninger, til det syd for Tistedal støter på høyere land, og dels ligger over MG og er oppdelt i flere rygger, således nord for Ørsjøen, og dels fremstår det som blokkmarker med store stener.

De tallrike grus- og sandtak i raet er knyttet til materiale bølgenes har skyllet ut av morenen eller til breelvenes avleiringer.

Snittet i et stort grustak i raet nær Kalnes Landbruksskole og til-

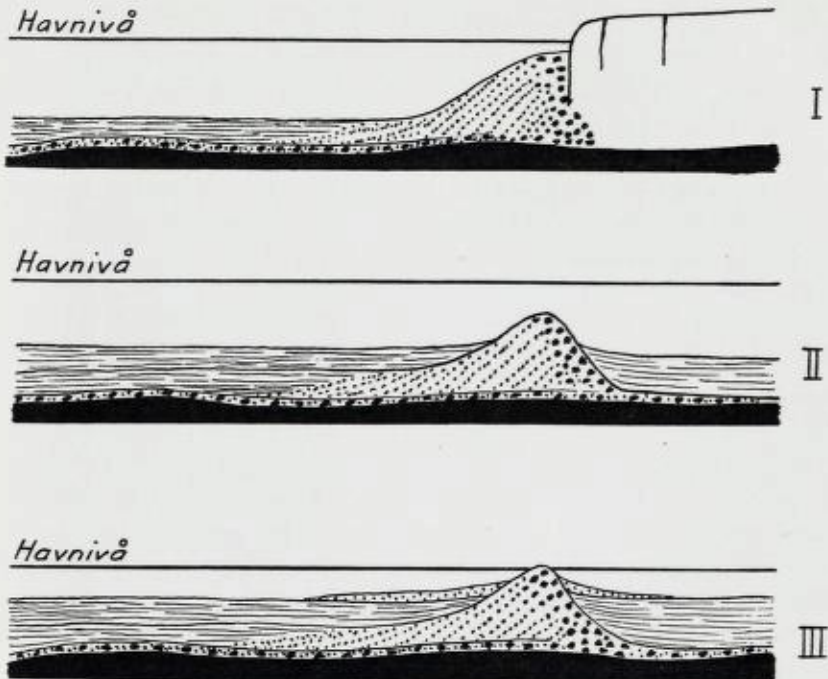


Fig. 1. Raets omforming ved bølgeslag under landets isostatiske heving
Ra moraine modified by wave action during the isostatic uplift of the land.

A. Samuelsen 1937. NGU nr. 143.

hørende denne eiendom, som ligger ca. 6 km nord for Sarpsborg, beskrives av nærværende forfatter således:

«Det veigrus fylkets veivesen utnytter ligger i skråttstilte lag, som faller mot nord. Kornstørrelsen veksler mellom grovt rullestengrus og sand. Den samlede tykkelse av de lag veivesenet nyttiggjør varierer fra 8 til 12 m. Under disse lag ligger sortert, ganske grov skjellførende sand, blottet over et areal større enn 3 dekar. Det skjellførende lag er opp til 6 m tykt, og heller også mot nord således at dets overflate i grustaket faller 9 m. Dets øverste tilgjengelige del ligger på kote 98 mens raets høyeste punkt ifølge rektangelkartet har høyden 112 m.o.h. Under den skjellførende sand sees noen steder leir, andre steder grov, sortert sand.»

Om grustaket ved Kalnes uttaler Olaf Holtedahl (1953, s. 651):

«Grusmassene ligger som en mot nord avsmalnende tange på nord-siden (i le) av fjellpartiet Brattåsen, flyttet nordover av bølger, som

under en periode av landets hevningstid har skyllet grus avsted. Av særlig interesse er det at vi i strøket nordvest og sydøst for den nevnte bergmasse finder mengder av svære blokker, på nordvestsiden i en tydelig rygg. Det er dette materiale (som sjøen ikke har maktet å flytte) og ikke den nordvendte grustange som representerer den primære raavsetning.» Som bl. a. Rosendahl har hevdet, sier Holtedahl, må forholdet forklares slik at vi her har hatt en imponerende utvasknings- og forflytningsvirksomhet som skyldes havets krefter.

Hortenraets bygning er som Mossraets. Andr. M. Hansen (1910) har beskrevet og tegnet kart over raet fra Horten til Mølen på Brunlanes, en strekning på 64 km, og derfra videre sydover fra Langesundsfjorden, for det meste som undersjøiske banker utenfor kysten til Tromøy. Han oppfatter Vestfoldraet som en frontmorene, på sine steder avbrutt av glasifluviale dannelser, således eksempelvis det stykke på Brunlanes fra Hallevannets søndre ende, hvorfra det oppløser seg i «tanghaker» til Mølen, og skjelner mellom den egentlige rygg, frontmorenen, og ratangene bygget opp av brematerialet ved havets krefter, eller til dels av breelver. I den store avbrytelse av raryggen i Sem på henimot 10 km, hvor Aulielven bryter igjennom den, møtes ratanger fra begge sider i ralinjens retning.

Utenfor raet ligger utvasket sand over leir, en rastrand.

I raet foran Farrisvannet er funnet forstyrrete eldre leirlag med Yoldiafauna ført frem med breisen.

Nils Lie (Gunnar Holmsen 1951, s. 25) har i sin hovedoppgave til matematisk-naturvitenskapelig embedseksamen i fysisk geografi 1947 omtalt et snitt i et stort grustak ved Gullerød, vest for Åsgårdstrand, hvori sees fra 3 til 5 m lagdelt grus over leirkjernen, grus med stor sten øverst, og fin sand nederst. Lagene viser en liten diskordans i forhold til leirbunnen. I leiret fins skjell hvorav fremgår, at på raets innside ligger arcaleir og i kjernen yoldialeir. Dette forklares således at først må yoldialeiret være avsatt i havet foran iskanten og derpå rotet opp og skjøvet frem av den fremrykkende iskant. Så ble under breens stillstand grus- og sandmassene avsatt av breelvene over leirvollen. Arcaleiret ble bunnfelt senere når iskanten trakk sig tilbake fra ralinjen. Vandybden var på den tid så stor at bølgeslaget ikke hadde nevneverdig innvirkning på grus- og sandlagene i raets rygg, og først under landhevningen når ryggen var nådd opp i havnivået ble sanden skyllet ned på dens sider, vestover over arcaleiret, såvel som østover over yoldialeiret. De aller groveste blokkene i det opprindelige ra har

sjøen ikke kunnet transportere. Enkelte stener i yoldialeiret såvel som sandlinsler antas å være falt ned fra isfjell.

Hortenraet fra Horten til Sandefjord er beskrevet og kartlagt av Andreas Samuelsen (Gunnar Holmsen 1951, s. 50 o.f.).

Selmer-Olsen (Olaf Høltedahl 1953, s. 652) omtaler snitt fra marinens gravningsarbeider for en tørrdøkk i Horten, hvor der under et ganske tynt utvaskningslag ligger 5–7 m blokkførende, uvasket morene. Under morenen kommer med skarp grense leir av usortert karakter med portlandia arctica. Denne leirmasse må være skyllet ut med vann fra en brefront ikke særlig langt borte, og så må det ha foregått et fremstøt av breen.

I det store grustak ved Teigen, ca. 1 km øst for Bommestad bro over Numedalslågen er store grusmasser fra raet skyllet innover på dets nordvestre side, i likhet med gruset ved Kalnes. I det nærliggende elvebrudd i Lågens vestre bredd som gikk i 1931 nedenfor Bommestad bro, vist imidlertid lagdelt, urørt skiveleir i raets kjerne. (Gunnar Holmsen 1931).

Morener utenfor raene.

Så vel utenfor Mossraet som utenfor Hortenraet kan stykkevis spores eldre endemorener.

I samme retning som Idefjorden går med avbrytelser en grusrygg («det ytre ra») fra Idd til riksgrensen. På sine steder er ryggformen tydelig og ryggen tildels høy. Hvor den er avbrutt kan morenen følges langs striper av store blokker. Der er grustak med gode snitt gjennom morenen ved Aspedammen, Buer og Prestebakke. I grusryggen er mange steder erosjonsstrandlinjer synlige, ved Aspedammen på 186 m.o.h., ved Buer 182 m og ved Prestebakke på 190 m.o.h.

Høltedahl omtaler (1953, s. 649) et vakkert snitt i et stort grustak ved Ødeberg i Idd, hvor en rekke avsetningstyper var representert så vel i usortert morenegrus som i lagdelt grus og sand. I den nedre del av snittet lå usortert morene med skarp grense over lagdelt grus og sand. Det må her ha skjedd et fremstøt av isen, sier han.

«Det ytre ra» skriver Undås (dagbok 1943, 22/7) ser flere steder ut til å være en fremstøtsmorene. Dets forkant er svært bratt og mange steder ser det ut til å være veltet frem over tidligere sparsomt dekket område.»

Mellem Idd og Skjebergkilen fins spor etter det ytre ra ved Berg kirke og Ingedal kpl. På Breviktangen, nordligst i Skjebergkilen, sees

blokker, sand og grus. Videre vestover deler morenetrinnet sig i to linjer. Den sydlige morenelinje ligger over gården Hornes—Ullerøy kirke—Skiviken—Posemyr—Visur, men er ikke sammenhengende. Den nordlige morenelinje begynner ved Skjeltorp og Skinne, hvor dens spor dukker under leiravsetningen til den atter kommer frem med tydelig ryggkarakter ved Oremo. Herfra kan den med avbrytelser følges som blokkfelt over Borge varde hvorfra sand og grus er skyllet nordover i tykke lag med snitt i dype grustak. I den sydlige morenelinje er det avsetningene ved Visur og Posemyr som best viser ryggkarakter, beskyttet som morenen her er av opprakende fjellpartier for bølgeslagets virkning.

KVARTÆR-GEOLOGISK KART
OVER
ONSØY-ROLVISØY

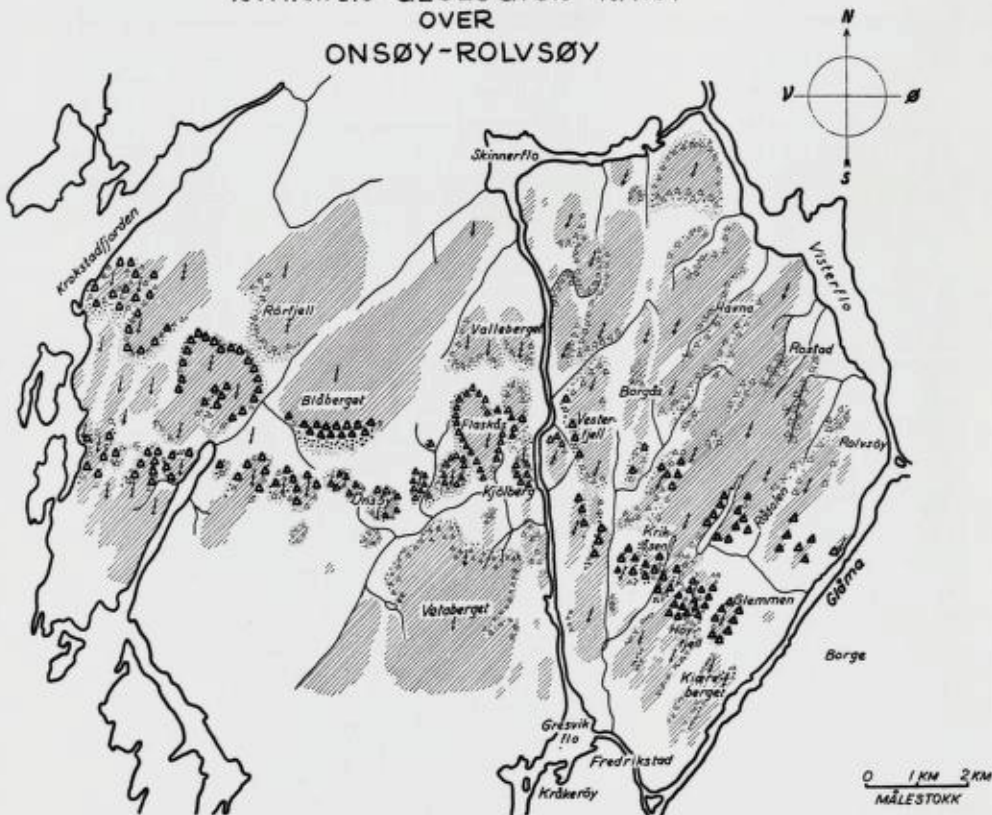


Fig. 2. Blokkksamlinger, som angir beliggenheten av det ytre ra i Onsøy og Rolvsøy. Accumulations of erratics showing the position of the older ra in southern Østfold.

Map drawn by Frestad, 1951. NGU nr. 176.

På vestsiden av Glåma kan det ytre ra spores som to adskilte blokk-linjer gjennom Rolfsøy og Onsøy helt til Kråkstadfjorden, men her kommer ingen rygger til syne. Det ligger nær å tro, at de store blokkene er blitt liggende igjen mens bølgeslaget har vasket utover grus- og sandavsetningene.

Utenfor Hortenraet er der i Slagen så utbredte sand- og blokkforekomster at det ytre ra må antas å ha ligget her. A. Samuelsen, som kartla de løse avleiringer her sommeren 1942 fant ingen grusrygg. Bare den tange, som forbinder Valløy med fastlandet har så meget rullesten, at den må være resten av en morenerygg, bemerker han (dagbok 4/8). På strekningen mellom Træla og Oslofjorden, skriver han, er blokker så utbredt at der overalt er bygget stengjerder av dem.

Det er mulig, at rester etter en grusrygg også ligger i strandkanten på Slagenstangen. Rullesten sammen med store blokker er å se over hele odden. Den nedbrudte morenelinje strekker sig som usammenhengende blokkstriper i nord-sydlig retning fra Ringshaugholmen over Valløy til en stor blokksamling på en grunne nord for Ormøy. På Torgersøya litt østenfor Ormøya, er også en bra stor grusavsetning, og straks søndenfor dampskipsbryggen på Husøy er snitt gjennom usortert bregrus.

Amund Helland omtaler (1894, s. 182) en morene ved Tjølling kirke, som ligger ca. 4 km utenfor raet. Morenen består av rød sand og aur med stener, vesentlig av porfyr, gneisbergarter og egnens syenitt. Antallet av stener er betydelig, således at der av hver grav på kirkegården utsorteres flere hesteless med sten. Morenen har liten lengdeutstrekning. Utenfor den er utskyllet sand, og innenfor den ligger Vittersjøtjern oppdemt av morenen således at avløpsbekken søker en stor omvei med NNE før den finner utløp i Syrristkilen.

På øyene utenfor Nøtterøy sees vandreblokker i klovene. Enkelte steder ligger i strandkanten rullestensurer, således på Øst-Bolæren og Skarvesete, på Roppestadholmen og Ramsholmen. De ytterste spor etter en mulig endemorene sees på Espelund, den vestligste holme på Bolærene.

Strandgruset i klover og over eid er sannsynligvis bunnmorene spylt ned fra bergene med bølgeslaget.

Israndlinjen som avsatte det ytre ra antas å ha gått over Oslofjorden i en nordvendt bue. Blokkoppnopninger på begge sider av fjorden og på Eløy og Sletterøyene tyder herpå.

Spor etter en israndlinje sees ytterst på Tjøme og på Hvaler. På Hvaler har Undås (dagbok 1943, 5/7 og 9/7) iaktatt den så vel på Asmalen som på Kirkøy og Søndre Sandøy. Ved Skjærhalden er den delt

i to trin, som kan følges med ledning av ganske store blokkhauger med sin primære moreneform bibeholdt. Noen blokkrygger viser steil proksimalskrent mot nord og slakk distalskråning som kiler ut og nederst dekkes av sand. På Søndre Sandøy kan en blokkrygg med avbrytelser følges tvers over øya. Fra blokkstrengene er sand vasket ut av bølgeslaget. — Til denne israndlinje må også regnes en grusforekomst sydligst i Enningdalen ved Kirkevann (Undås, dagbok 1943, 24/7). En morenebue går fra Signebøen mot østre Berg, en annen fra Kirkegården til Bråtorp.

Breelvdeltaer og endemorener innenfor Moss-Hortenraet.

Fra rattrinnet trakk iskanten sig relativt jevnt tilbake inntil den på ny stanset ved Ås-Ski-morenene. Over en bunnmorene av liten tykkelse ble på dypt vann avsatt leir, på mange steder av stor mektighet. I strandkanter kunne sand bli avleiret, men sjelden av større mektighet enn noen få meter. Under isens tilbaketrekning gjorde landets topografi seg gjeldende, og ved utløpet i sjøen av store breelver så vel fra Øyerens som fra Drammensfjordens samleområder ble bygget opp mektige avleiringer. Mona ved Mysen og Ryggen ved Svelvik er kjent blant de største sand- og grusforekomster i vårt land.

Breelvdeltaer Degernes—Trøgstad.

Breelver bidro med sand- og grustilførsel allerede til raene, og mellom ralinjen og Ås-Skitrinnet forekommer i Østfold breelvdeltaer avsatt ved iskanten flere steder. Således nevner medarbeidere ved den kvartærgeologiske kartlegging grushauger, sannsynligvis etterlatt av breelver, ved Østeby og Rønås, 5 à 6 km nord for Femsjøen (Kjellerød, 1936 8/7). Fra Degernes omtales (Undås, 1941, 26/7 og 1/8) åsdannelser ved Svarvermoen og ved Jonsrud. Lengere nord ligger i Rakkestad forekomster av åsgrus ved Gjulem, og ved Trømborg og Folkenborg, samt ved Vestby syd for Os kpl. ligger breelvdeltaer. Nord for Mona ligger i Trøgstad åsdannelsen ved Øiestad. Breelvavsetningene i Degernes, Rakkestad og Eidsberg tyder på at samme breelv, som senere bygget Mona, har etterlatt sig disse spor.

Norges geotekniske institutt har 1963 med bidrag fra mange personer og institusjoner utført undersøkelser av Oslofjordens bunnlag ved opptakning av uomrørte prøver og registrering av ekkogrammer. (NGI nr. 60, Oslo 1964.)

Liksom Gudbrandsdalens nedbørområde hadde sitt smeltevannsløp til Mona, hadde Hallingdal og Valdres sitt til Svelvik. På grunn av isfrontens kalving i Oslofjorden er det sannsynlig at isranden trakk sig raskere tilbake til Svelvik enn den gjorde i Østfold til Ås—Skitrinnet.

Svelvikryggen.

Ved Svelvik, ca. 10 km fra Drammensfjordens munning, er fjorden delt i to bassenger, skilt av Svelvikryggen. I motsetning til raene mangler Svelvikryggen leirkjerne og usortert bregrus. Det er, så vidt de tallrike dype sandtak viser, bygget opp av vaskete, sorterte lag, og synes derfor (som Mona) å være en breelvavsetning. Ryggens dimensjoner tyder på at isfronten må ha ligget på samme sted i lang tid. Fra gjenombruddet ved Svelvikstrømmen hever Ryggen seg på Østsiden til 60 m. Også på Svelvikstrømmens vestsida hever den seg til stor høyde. På innsiden av Svelvikryggen er fjorddybden over 100 m mens bassenget på utsiden er oppgrunnet langt utover mot Oslofjorden av materiale smeltevannselvene har ført ut i det.



Fig. 3. Ryggen, Svelvik, sett fra øst.
The glacialfluvial ridge Ryggen at Svelvik.

Per Holmsen fot. 1964.



Fig. 4. Ryggen ved Svelvik er helt igjennom oppbygget av breelvgrus.
The ridge at Svelvik is composed throughout of glacialfluvial sand and gravel beds.
 Per Holmsen fot. 1964.

Snittene i sandtakene viser heldning av de primære breelvgruslag i strømrretningen. Men på Ryggens overflate ligger lag nedskyttet av bølgeslaget.

Ved forfatterens besøk på stedet 24/4 1964 var det største grustak, A/S Svelviksands, drevet inn til Ryggens midtakse, og herfra grenet driften seg til begge sider langs Ryggens lengdeakse. Et kart tegnet på grunnlag av luftfotografier opptatt 1957 viser sandtakenes utbredelse.

Et sted, hvor lagene trer godt frem måltes deres fall til 14° mot SW. Bunnen av det store grustak ligger bare noen få meter over havnivået, og da Ryggen her når til ca. 50 m's høyde over havet er snittene ca. 50 m høye. Grunnvann trer ikke frem i bunnen.

Svelvikryggen er beskrevet av W. C. Brøgger (1900–1901), som regner den for å være avsatt samtidig med Ås–Skitrinnet, som han kaller det indre ra. Om bygningen og om hvorfra dens materiale stammer skriver han: «At Svelvikmorenen og hele den dermed sammenhengende morenerekke i alle fall til høyder av minst 150 m.o.h. har vært avsatt under hav, vises evident av deres lagdelte bygning som denne presenterer seg i de ypperlige snitt i Svelvik by og like overfor samme

ved sandtakene i morenen på begge sider av det trange sund, der nu forbinder den ytre grunne og den indre dype del av Drammensfjorden. Breelvenes vann ble presset frem under hav foran brekanten, som lå meget lenge omtrent ved samme sted. Bygningen minner i så henseende nærmest bygningen av en ås, men beliggenheten er endemorenen. — De bergarter hvorav sand- og grusforekomsten er oppstått har betydning for materialets anvendelse. Brøgger innså dette og gjorde et overslag over rullestenenes opprinnelse og nevner, at minst en tredjedel utgjøres av grunnfjellsbergarter (gneis, granitt, hornblendeskifer og kvartsitt). Sparsommere finnes sparagmitter, blåkvarts og eokambriske sandstener. Rombeporfyre av alle slags fra Krokskogens felt og Drammensfeltene er rikelig tilstede. Sjeldnere er augittporfyrer og ringerikssandsten. Silurske hornfelter er hyppige og i overveiende mengde sees yngre granitter, aplitter og kvartsporfyre. Av sjeldnere typer merkes blokker av camptonitt. Disse siste så vel som blokker av blåkvarts peker ut en transportvei, først langs Randsfjordens renne, dernest langs Tyrifjorden og Holsfjorden utofter Lierdalen og Drammensfjorden.

En veldig breelavsetning i likhet med Svelvikryggen er Mona, på grensen mellom Eidsberg og Trøgstad. Den er beskrevet av Rekstad (1921), s. 27 o. f.).

M o n a

er et karakteristisk platå i landskapet med utsikt over den frodige Eidsbergbygd. Det hever seg til 214 m.o.h., 50–60 m over landet på dets innerside og 80–100 m over depresjonen på yttersiden. På nordhellingen sees som ved Svelvikryggen store blokker langs iskontakten.

I sydskråningen ligger flere grustak med vasket grus og sand i lag med fall utover i sydlig retning. Mellom Østereng og Brødremoen har jernbanen tatt grus i to nivåer. Sammenlagt var lagtykkelsen her under Rekstads besøk 60 m (1921). Lagene inneholder rullesten av nordmarkitt og porfyre fra Oslofeltet. De er kommet sydover etter Øyerens basseng og tyder på at gruset er ført frem av breelver, som har fulgt Øyerenforsenkningen (Olaf Holtedahl 1924, s. 78).

Ved to anledninger er foretatt boringer fra bunnen i jernbanens grustak. Tor Brødremoen fortalte forfatteren 3/10 1935, at den første jordboring ble utført år 1900. Der ble nedsatt et gjennomhullet, nedentil åpent rør til 40 m's dyp i grustakets laveste del. Den sand som trengte

inn gjennom rørets åpninger ble etterhvert fjernet med et spesialbor. På bunnen stod røret i fin sand. Senere, i året 1917, ble der litt høyere opp i grustaket senket ned en laftet brønn til 32 m's dyp. Også her var der fin sand i bunnen.

Ifølge Ottar Jøsangs beskrivelse (1963) av deltaavsetninger i sjøen er en sådan lagfølge almindelig. Øverst har deltaet skråttstilte lag bestående av sten, grus og sand med mindre mengder av finere fraksjoner. Under disse ligger lagene flatere samtidig som sanden er finere, og jo dypere desto finere blir sanden.

Ås—Skitrinnet.

Endemorenene i Ås—Skitrinnet er anderledes bygget enn Svelvikryggen og Mona. De har en kjerne av usortert bregrus under grus- og sandlag tilført med breelver, eller av sand utvasket av bølgeslag. Der er to avbrutte rekker av endemorener, hvorav den søndre kan følges over linjen Drøbak—Ås—Krokstad og den nordre over Frogn—Ski mot Lyseren. — På den annen side av Oslofjorden er utskilt bare en morenerekke fra Storsand over Bjørneåsen, hvor den ligger over MG til den atter senker seg under datidens havstand foran Sandungen. På denne linje ligger Svelvikryggen. I Sandedalen er atter to adskilte morenetrin fra denne tid.

Da iskanten trakk seg videre tilbake løste den seg opp i adskilte bre- tungen, bestemt av toppografien. Rekstad fremhever (1921, s. 48) som et karakteristisk trekk ved Øyerens omgivelser, at de marine leiravsetninger avbrytes mot Øyeren med så bratt en skråning at de ikke kan være avsatt således medmindre en isfylling i Øyerens basseng hadde støttet leirets avsetning.

Breelvvavsetninger mellom Ås—Skitrinnet og Akerstrinnet.

Mellom Ås—Skitrinnet og morenetrinnet ved Oslo ligger noen breelvvavsetninger, som omtales av Ludv. H. Hertzberg i hans dagbøker fra kartleggingen på bladene Fet og Nannestad.

Ved gården Vold i Høland vest for Hafsteinelven er 2 grustak i skiktete, tildels steiltstående lag. Marken er flat og støtter seg til oppstikkende berg på vel 190 m.o.h. Over de steiltstående sandlag ligger diskordant et 1—2 m tykt lag av rullestensgrus.

Ved sydenden av Tunnsjøen ligger nær gården Aaserud, 185 m.o.h.,

på veien mellom Søndre Høland og Dalen kapell ved Øyeren et grustak med strømlagete sandlag til 6 a 8 m's dybde. Øverst er et lag rullestensgrus ca. 1 m tykt. Langs samme vei ligger ved Steinsrud 2 grustak med vel skiktete sandlag. Beliggenheten er også her nær MG.

Disse forekomster av breelvdeltaer må bare ansees som eksempler blant mange andre.

Mellom fjellfoten og dalsenkningen gjennom Høland og Aurskog er opplagt utstrakte lateralterrasser med sand og grus.

Fra Glåmas bøyning ved Kongsvinger har breelver rendt til Vrangselven og etterlatt store breelvsavleiringer. (Gunnar Holmsen 1954).

Langs begge sider av dalen mellom sjøen Tarven med avløp mot nord til Vingersjøen, og Hersjøen som renner sydover, er store masser av skiktet grus. Den marine grense ved Granli stasjon er 197 m.o.h. Fra Gaustadsjøene til riksgrensen ligger en stor sandmo i dalbunnen. Den hviler på leir og er på sine steder flere km bred. Ved Gaustad og Valman når dens overflate opp til 140 m.o.h., ved Magnor til 130 og ved riksgrensen til 122 m. Ved Leirbekkens utløp i Vrangselven omtrent 2 km fra Magnor, ligger rustfarvet sand med en mektighet av 6–8 m over den fine sand og leiret i bunnet. Så vel nord som syd for sandmoen ligger i større høyde enn denne utbredte leiravsetninger.

Den neste betydelige stans i iskantens tilbaketrekning etter Ås–Skitrinnet er karakterisert ved endemorener nær Oslo bys nordgrense foran Bogstadvannet, Sognsvannet og Maridalsvannet samt grusmasser fra Grefsen over Linderud til Ballerud. Dette trin, *Akerstrinnet*, var også ledsaget av et mindre fremstøt av isen. I morenene foran Bogstadvannet og Maridalsvannet viser de tallrike snitt for det meste vasket og sortert grus. Men partier av usortert bregrus forekommer i deres kjerner, og K. O. Bjørlykke meddeler (1905) på grunn av en opplysning J. Rekstad har gitt ham, at der under den grusrygg, der ligger som en dam foran Maridalsvannet ved jordboring som Akerselevens Brukseierforening foretok i 1902 og 1903, overalt ble påtruffet leir. Dette har en så stor mektighet at man intet sted ved boringene, som ble ført ned til 7–8 m's dyp nådde igjennom det. P. A. Øyen har senere funnet skjell i leirlaget. I Maridalsmorenen er også funnet skjellrester i leirflak fremskjøvet med isen (Fridtjof Isachsen 1941).

De siste fremstøtsmorener avsatt under den aktive isbevegelse er *Akerstrinnets* (Per Holmsen 1951, s. 165).

Til dette morenetrinn regnes av W. C. Brøgger også Ryggkollen (Stegla) i Mjøndalen og Eggemorenen i Lierdalen til tross for at disse,



Fig. 5. Snitt i Eggemorenenes proksimalkant, som viser forstyrret lagstilling.

Øverst et sandlag, utskyllet av bølgeslag.

Section through the proximal side of the fluvio-glacial marginal ridge at Egge, Lie, showing disturbed (folded) layers. A sand layer at the top is formed by wave action.

Per Holmsen fot. 1965.

såvidt man vet, helt igjennom består av sortert og vasket breelvgrus. I Eggemorenen var under forfatterens besøk på stedet 26/5 1964 friske snitt å se i to store sandtak på ryggens sydside og ett på nordsiden. Snittenes høyde anslåes til henimot 50 m. Øverst er både på sydsiden og nordsiden utskyllet sand av bølgeslaget til et overflatelag av flere meters tykkelse. Derunder følger deltaskiktete lag i sterk veksling med hensyn til strømrerning og sortering. Et dårlig sortert lag med sten og store blokker i en temmelig tett grunnmasse sees i alle tre sandtak. Det har stor mektighet, 4–10 m, og ligger i snittene nærmere bunnen enn overflaten i takene. Så vel over som under dette lag er materialet strømskiktet sand og grus. Til tross for sandtakenes store dybde trer ikke grunnvann frem noen steder i bunnen. Men i det nordligste kommer nærmest dalsiden frem grunnvann fra et øvre nivå på et moholdig sandlag omtrent midt i snittet.

To C-14 analyser av skjell funnet i strandsand ovenfor Skådalen stasjon på Holmenkollbanen i høyde nær 220 m.o.h. viser alder hen-

holdsvis 7490 \pm 250 år BC og 7290 \pm 250 år BC (Olaf Holtedahl 1960, s. 377). På den tid yoldialeiret ble avsatt foran raene år 7990 \pm 300 BC til iskanten stod ved Akerstrinnet medgikk således 500 a 700 år.

Mellom Akerstrinnet og israndterrassene foran de store innsjøer Mjøsen, Randsfjorden, Sperillen og Krøderen, nedenfor kalt «Innsjøtrinnet», ligger tallrike store breranddeltaer.

Brerandavsetningene innen gradteigkartene Eiker og Flesberg er beskrevet av A. Samuelsen (1937) som randåser. Yngre enn Ryggkollen er randåsen ved Hon, 2 km nord for Høkkund. På nordskråningen av grusryggen ligger mange store blokker, men snitt i grustak viser at materialet ellers er blokkfattig grus og sand. Syd for ryggen er store felter med utskyllet sand og grus, delvis jevnet til terrasser.

Videre nordover langs Drammenselven omtaler Samuelsen flere lignende breranddannelse, til dels med grytehuller. Nordligst innen Eikerlandet ligger imidlertid ved gårdene Storhaug og Skretteberg en endemorene med 2 rygger tett bak hverandre med uskiktet materiale, skjøvet sammen ved brefremstøt. Morenen er avsatt på havbunnen og ryggene har ikke nådd opp til havflaten. Morenen på denne forekomst gjør det sannsynlig at den i tid tilhører Akerstrinnet.

Breelavsetningene mellom Akerstrinnet og Innsjøtrinnet er avsatt på mindre havdybde enn de foran omtalte endemorener fra de aktive breers tilbaketrekning. *Israndterrasser* ble i stor utstrekning bygget opp til havflaten, og til dels over denne som flate ører, mange steder av stort omfang. (Olaf Holtedahl 1924 og 1953, s. 665).

Israndterrasser på Romerike.

Ved Berger i Skedsmo ligger en meget stor sand- og grusforekomst syd for det 331 m høye Heksebergfjellet. Et stort sandtak tilhørende Oslo Kommune drives mellom høydene 200 og 153 m. De glasifluviale lag faller mot sydvest med ca. 25° fallvinkel. I et annet sandtak, som drives av Skedsmo Kommune på østre side av Trondhjemsveien, faller lagene svakt mot sydøst, og i sandtakene lengre nord i Bergerforekomsten faller sandlagene nordlig. Samtidig har breelvdeltaet en hovedakse vest-øst med toppunkt på 210 m på Heksebergfjellets sydskråning. Dette tyder på at breelvene som har ført frem de store sand- og grusmasser hvorpå Skedsmogrustakene drives, må ha krysset dalføret mellom Heksebergfjellet og Kvintehøgda over dødisen (muntlig med-

delt forfatteren av statsgeolog dr. Skjeseth under en felles befaringsreise (1963, 29/8). Breelven må ha kommet fra Gjermåens og Mikkellbekkens samleområder. Denne oppfatning styrkes av det store antall grunnfjellsblokker i forekomsten. — Der er også tegn til at breelvets utløp kan ha skiftet plass innen et begrenset område.

I alle sandtak er breelvlagene oventil avskåret av horisontale lag av strandgrus. — Sandforekomsten må ansees avsatt i en innbuktning av dødisen langs Heksebergfjellet.

Ved Asak, øst for Leirelven og et par km sydøst for Leirsund stasjon, ligger en sandmo, Asakmoen, syd for det 312 m høye Hauglifjell. Moen når muligvis nær opp til MG på stedet. Sommeren 1963 var her åpnet flere maskindrevne sandtak av inntil 15 m's dybde. Lagene har mest vannrett lagstilling. I en sandvegg nordligst på Asakmoen sees øverst strandgrus av et par meters tykkelse, som diskordant over-skjærer sammenskjøvnene, krusete leirholdige sandlag, forskjøvet av bre-fremstøt. — Et annet sandtak, et par hundre meter sydøst for det forannevnte, viser et dårlig sortert rullestenslag med grovt materiale liggende under utskyllet strandsand. Også her er lagstillingen tilnær-melsesvis vannrett. — Sandforekomsten må også på denne lokalitet være avsatt i en innbuktning av dødisen, men på grunnere vann enn ved Berger.

Syd herfra, omkring gården Flaen, ligger vasket sand vekslende med leirlag (Ludv. H. Hertzberg, dagbok 1942, 25/7).

Øst for Glåma, mellom Lystadmoen og Nordli (midtveis mellom Fetsund og Sørumsand) ligger et par grustak i kanten av den flate mo, som heller bratt nedover mot elven, og som på oppsiden støtter seg til fjell på høyde 190 m.o.h. Snittene viser vel skiktet grå sand med enkelte gruslag, og er ca. 12 m dype. På toppen ligger et lag rullesten.

På Kjølmoen i Nes, et par km fra Vormsund, stikker en grushaug opp av den omgivne leirslette. I lagdelt grus og sand er der flere snitt, hvorav ett under forfatterens besøk på stedet i 1937, hadde sin bunn på kote 94 og toppen på kote 110. Lagene faller mot syd med en helling på 20–30°. I et annet grustak falt lagene mot S 35° E med 24–40°. Hertzberg fant da han kartla her i 1943 ikke mindre enn syv grustak, hvorav det største var 30 m dypt. Sand- og gruslagene faller SE til SSW og ligger over en kjerne av usortert grus (Hertzberg, dagbok 1943, 14/8).

På vestskråningen av Urskog Varde ligger ved Bråten—Armoen en forekomst av breelvgrus på høyde ca. 150 m.o.h. Grusforekomsten er

gjennomskåret av et ca. 20 m dypt grustak som viser vel skiktete lag vekslende mellom rullestengrus med store blokker og ensartet sand. I nærheten er dødisgroper. (Hertzberg, dagbok 1942, 15/7).

Vest for Jessheim stasjon på Romerike er et israndplatå med overflate på 207–208 m.o.h., som hever seg over omgivelsene. I nord har det en tydelig proksimalkant vendt mot isen. Her sees store stenblokker i gruset. Platået er gjennomskåret av grus- og sandtak (Olaf Holtedahl 1924).

Nord og nordvest herfra er noen særlig utstrakte isranddannelser, av Holtedahl kalt *Hauerseterrinnet*. Foran iskanten fra Nipkollen ved Hurdalsjøen til Hovindfjellet ved Hauerset er skyllet ut rullestengrus, ikke bare til havnivået på 205 m.o.h., men også på det tørre til betydelig høyere nivå. En bratt proksimalkant med rullesten av store dimensjoner viser hvor isranden lå. Den danner en skarp grense mellom rullestengruset i israndterrassen og nesten stenfri sandavsetninger i depresjonen nord for den. Oppå terrasseflaten, hvor veien til Hauerset tar av fra Trondhjemsveien, ligger i sammenheng med brattkanten mot nord en tydelig rygg opp til kote 222,5 med mange, sterkt kantete blokker i overflaten. Ryggen er av Olav Holtedahl (1924 s. 17) oppfattet som en sammenskjøvet endemorene, men i et senere arbeide uttaler Holtedahl (1953 s. 667) at det er mer sannsynlig at det dreier seg om en erosjonsrest.

I nordhellingen av iskontaktens avtrykk forekommer forøvrig mange store blokker med opp til 2 m's diameter.

Rullestengruset i Hauerseterrassen er 5–15 m tykt og hviler på lag av fin sand.

Innsjøtrinnet.

I Hauerseterrinnet forekommer større og mindre dødisgroper, tildels vannfylte, etter bortsmeltete isrester, i likhet med de foran nevnte dødisgroper knyttet til grusforekomsten ved Bråten—Armoen på vestskråningen av Urskog Varde.

Dødis kan oppstå langs randområdet av en bre når det mister sammenheng med den aktive is så vel som til følge av manglende firn-tilførsel i breens samleområde (Ahlmann 1938).

Sydvest for Randsfjordens utløp har Begna og Randselven gravet seg ned gjennom israndterrassene Hensmoen og Eggemoen, mektige

breelvvavsetninger av grus- og sandlag, øverst dekket av rullestensgrus.

Foran Krøderen ble israndterrassen Sletmoen avsatt under en stans i smeltningen (A. Samuelsen, 1933). På den bratte proksimalsiden ligger en mengde rullesten og blokker. Under sand- og gruslagene ligger leir. I elvebakken vest for Kløftefoss stasjon stikker leirlag frem 22 m under terrasseoverflaten. Etter breens stillstand ved Sletmoen fikk avsmeltningen overtaket, og isen gikk over til dødis. Et grytehullfelt mellom Sletmoen og Krøderen vitner herom.

Samuelsen nevner muligheten av en oscillasjon av iskanten foran Krøderen. «Breranden trakk sig et stykke oppover Krøderenbassenget fra Sletmotrinnet, men under en klimasvingning gjorde breen atter et fremstøt til Krøderens sydende, og breelvene fylte endda mere løsmateriale over dødismassene. Ved den fullstendige avsmeltning dannedes så det praktfulle grytehullfelt.» (Samuelsen 1933, s. 389).

Det har vært hevdet, at også Randsfjordbreen skal ha hatt en oscillasjon. Ved Nordre Grymyr sees i et grustak skråttstilte sand- og gruslag, hvori forekommer leirklumper av ren og fin blåleir. Fridtjov Isachsen, som tegnet det kvartærgeologiske kart her, anser disse finsorterte leirklumper for sedimenter, som er blitt rotet opp og ført frem av breelvene. En prøve av den fine leir er blitt undersøkt av Trygve Brårud for om mulig å påvise pollen eller skaller av diatomeer. Resultatet var negativt. (Fridtjov Isachsen, dagbok 1936, 3/10).

Foran Sperillen ligger i Ådalen store breelvvavsetninger, hvorav Somdalsmoen med sine smeltevannsrenner og grytehull av Samuelsen ansees for å være samtidig med Sletmoen.

Innsjøtrinnets israndavsetninger mangler den kjerne av sammen-skjøvet bregrus, som karakteriserer brefremstøt. Derimot vitner de utbredte områder av grytehull, som er knyttet til dem, om at isbevegelsen var stagnert da de mektige breelvvavleiringer ble avsatt.

Hva beliggenheten av de foran omtalte avleiringer fra de aktive breers tilbaketrekning angår henvises til det medfølgende oversiktskart Pl. I over kjente sand- og grusforekomster innen Oslofeltet fra Hvaler til Mjøsa med angivelse av deres genesis.

I høyder henimot den marine grense ligger mange steder et sandbelte over bunnmorenen. Sanden er skyllet ut fra berggrunnens morenedekke og har sjelden noen stor tykkelse. De kvartærgeologiske kartblad, som omfatter marine avleiringer viser sandens utbredelse, og i kartbeskrivelsene finns nærmere opplysninger om sådanne forekomster.

På Romerike dekkes leiravsetningene over store områder av fin sand, romeriksmjele, som er blåst ut i havbukten på grunt vann. Sandlaget pleier være et par meter tykt.

Med iskantens stans ved innsjøtrinnet var dalbreene gått over i den inaktive fase.

Det stagnerte isdekket smeltning og avleiringer.

Når den klimatiske snelinje var steget til isskilletets høyde ville sne ikke mer kunne bli liggende sommeren over, og med manglende firn-tilførsel stanset brebevegelsen innen det østfjeldske Norge.

Som skuringsstripenes retning viser fulgte det siste isskillet halvøens hovedvannskille fra Sørlandet til Jotunheimen. Fra de betydelige fjellstrekninger i Jotunheimen over 2000 m's høyde er det trolig at aktive breer steg ned ennu etterat isskillet forøvrig lå under firnlinjen. Gunnar Ramsli refererer (1947) til K. M. Strøm som har meddelt ham at på Valdresflyens nordlige del ligger en sikker endemorene sammenskjøvet fra nordvest samtidig med at dødissmeltning foregikk i Leirungdalen. Der er antagelig flere lignende endemorener i dette strøk, men lengere inne i Jotunheimen vil det være vanskelig å skille dem fra subresente dannelser bemerker Ramsli.

Fra Jotunheimen forlater isskillet halvøens hovedvannskille og bøyer østover. Smeltningsforløpet innen bresjøområdet viser at dødissens

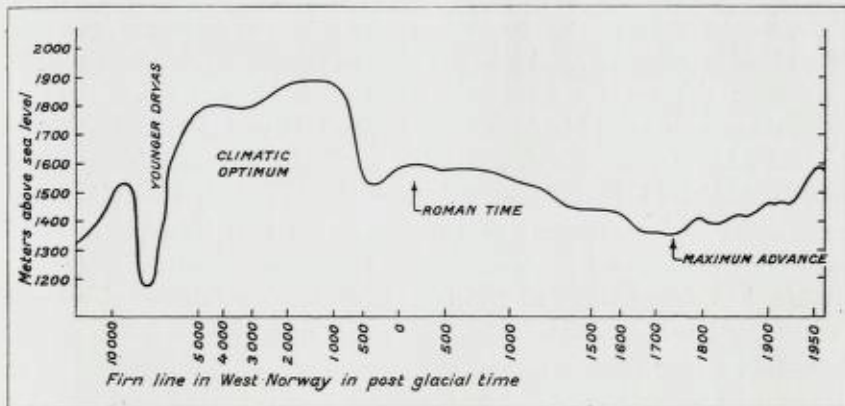


Fig. 6. Kurve som viser firnlinjens beliggenhet i Vest-Norge i postglacial tid.

Olav Liestøl 1960. NGU nr. 208.

rand trakk seg suksessivt tilbake fra vannskillet henimot isskillet. På samme måte smeltet isdekket på sydsiden av isskillet litt etter litt fra randområdet inn mot isskillet akse.

Klimabedringen foregikk raskt. Innlandsisen tynnedes ut ved smelting fra overflaten, og hvor isdekket var tynnast ble marken først isfri. Mens ennå mektige istunger fylte dalene som «død»is var der bar mark over fjellene og åsene.

Th. Kjerulfs oppfatning av istidens avslutning var at iskappen oppløstes i aktive breer, som trakk seg tilbake fra kysten til høyfjellene, hvorved landet fikk sitt nuværende bredekk. De i innlandets dalfører og fjellområder opptredende grusrygger anså han som randmorener avsatt foran eller langsmed aktive breer.

Denne oppfatning holdt seg blant geologer langt inn i vårt århundre til tross for at den ble dratt i tvil av botanikeren Axel Blytt så tidlig som i 1876, og av geologen Andr. M. Hansen 1886.

Blytt fremholdt, at utbredelsen av de forskjellige plantegrupper i vår flora tyder på, at den har innvandret under vekslende regnfulle og tørre tider. Mens ennå innlandsisens smelting pågikk og skjellbanker med arktiske mollusker ble avsatt langs kysten, eksisterte der isfri, høye fjell i det sentrale Norge hvor en arktisk-alpin vegetasjon var utbredt. Innlandsisens breer kunne derfor ikke ha trukket seg tilbake således som Kjerulfs teori forutsatte. Til støtte for sin oppfatning om klimatiske vekslinger påpekte Blytt i 1882, at i torvmyrene sees lag av trerøtter etter skogtrær. Flere lag, opp til tre i de eldste myrer som ligger nær MG, færre i de yngre nær den nuværende havflate, hvor der bare er ett stubbelag, eller intet om de ligger lavt nok. Mens landets stigning pågikk hadde klimaet således vekslet flere ganger, og i noen tidsrom var myrene så tørre at der kunne vokse skog på dem, skog, som atter ble forsumpet i regnfulle perioder.

Andr. M. Hansen dro den slutning av innlandstrandlinjenes, «setenes», utbredelse i nordre Østerdalen, at vassdragene her en tid må ha vært demt av innlandsisens siste rest, som var blitt liggende igjen på østsiden av landets hovedvannskille. I «Strandlinjestudier» (1891) utvider han denne tanke til å gjelde alle Østlandets dalfører så vel som Sørlandets inntil Setesdalen. På Vidda helt ned til Setesdalen, skriver han, fins stadig til dels mektige sandterrasser, og skuringsmerker og orografiske forhold taler for, at breskillet også her har ligget østenfor vannskillet. Han mente å kunne trekke breaksen i jevn bue fra Valle i Setesdalen til Sel i Gudbrandsdalen.

Bestyreren av Norges geologiske Undersøgelse, dr. Reusch, tok sterk avstand fra denne slutning, og utga (1894) en samlet fremstilling av observasjoner over brebevegelsens retning grunnet på skuringsmerker, iserosjonsmerker og blokktransport i hele det område, som omfatter Skiensvassdragets kilder, Lågens på Hardangervidda, Numedal, Hallingdal og Valdres. Av de iakttagelser, som Reusch anfører i denne sin avhandling må sluttes, at breskillet lå over Langfjellene meget nær, hvor hovedvannskillet nu er beliggende.

Til inntekt for sin oppfatning nevner bl. a. Hansen en sete i Huga-kollen i Vang på sydsiden av Vangsmjøsas utløp. Der er også en tilsvarende linje på dalens nordside ved Liastølan. Reusch har ikke fått øye på disse eller lignende dannelser i Valdres til tross for at han reiste her gjentatte ganger, og mente, at det i allfall ikke kunne være noe almindelig utbredt strandlinjefenomen. Linjer svarende til Hansens beskrivelse fant Reusch ved Gjende (1894, s. 58) og holdt dem for å være merker etter forskjellige høyder av isen under avsmeltningen, en oppfatning, som er blitt stadfestet gjennom senere forskning.

I et senere arbeide (1895) fremholder Andr. M. Hansen at under avsmeltningsperioden var den klimatiske snelinje steget til så stor høyde, at innlandsisen ikke mottok firntilførsel, hvorved brebevegelsen stagnerte.

I nyere tid har Ulf Hafsten påvist ved hjelp av pollenanalyse at en glissen birkeskog med en sparsom innblanding av ener- og vidjekratt, og en og annen asp og furu, fulgte den vikende iskant etter ratiden. Furuen ble almindelig allerede år 7500 BC (Ulf Hafsten 1960). Ved hjelp av pollenanalysen kan endringer i skogenes sammensetning gjennom senglasial og postglasial tid finnes.

Det var også tidligere i norsk faglitteratur blitt fremhevet, at omslaget i klima under innlandsisens tilbaketrekning var kommet brått. Således fremholder Rekstad (1910) det påfallende i, at et mildt klima karakterisert ved lusitanske arter av mollusker i en skjellforekomst ved munningen av Saltenfjord gjorde seg gjeldende da landet kun var hevet $\frac{1}{4}$ – $\frac{1}{3}$ av den hele heving siden istiden.

Ved graving på Åsmorenenes vestside, forteller K. O. Bjørlykke (1905), kom man ned på et rikt fossilførende leir, som er av samme alder som det i morenen innpressete. Faunaen tyder på distinkt varmere former enn yoldialeirets. (Som foran nevnt viser C-14 analyser at aldersforskjellen mellom yoldialeirets avsetning og Akerstrinnets mo-

rener bare var 500–700 år, og ennå mindre må tidsforskjellen ha vært mellom yoldialeirets avsetning og Åsmorenene.)

Gösta Lundqvist har offentliggjort (1962) en del C-14 bestemmelser av furustubber fra det østenfjellske Norges grensetrakter i Sverige. Alderen av de eldste av disse varierer omkring år 6000 BC. Lundqvists materiale fra Lappland viser en svak tendens til at furustubbene har større alder på de høyere liggende finnesteder over havet enn på de lavere.

*

Dr. Reusch erkjente allerede ved århundreskiftet, at avleiringene over berggrunnen på Østlandet stort sett skyldtes nedsmeltningen av stagnerende breer, idet han hevdet (1900) at «avsmeltningen af istidens bræmasser kan ikke have gaaet for sig saaledes, at der, medens den stod paa, har ligget virksomme bræer som istunger ned gjennom de forskjellige dale. Mangelen paa endemorener er en støtte for den forestilling man er ledet ind paa af andre grunde (de opdemmede innsjøer) at isdekket i det søndenfjeldske under avsmeltningen laa hen som en død masse, der gradvis aftok i tykkelse og omfang til den ganske svandt bort.»

I sin lærebok «Geologi eller Læren om Jorden», hvis første opplag utkom i 1902 bruker K. O. Bjørlykke (s. 206) uttrykket «død bræ» om den is, som under innlandsstrandlinjenes dannelse fylte dalene.

Av nærværende forfatters avhandling fra nyere tid (Gunnar Holmsen, 1963) fremgår, at den inaktive tilstand innlandsisen antok under avsmeltningen for en stor del ble bestemmende for jorddekket.

I det inaktive isdekket avsetninger finner vi noen dannelser, som mangler i de aktive breers smeltningsområde. Eskere og andre hulrom-fyllinger er knyttet til områder hvor dødis smeltet. I aktive breer er hulrom ikke stabile, ved sin bevegelse vil isen klemme dem sammen så snart de er oppstått. I dødis kan huller og kanaler fylles av morenemateriale som smeltevannet river med seg, eller bregruset kan ha ramlet ned i dem. Når isen har smeltet viser disse avleiringer seg som rygger eller hauger, noen av sortert grus, andre av usortert.

Av det morenemateriale som ligger i eller på dødisen deponeres en del på stedet hvor den smelter og blir liggende over bunnmorenen, ofte med et tydelig skille til denne, idet det øverste lag, ablasjonsmorenen, kan ha sin opprinnelse vesentlig fra annen berggrunn enn bunnmorenen. Hauger og rygger av denne art betegnes som *dødis-*

morener. Om betegnelsen dødismorene bemerker Gösta Lundqvist (Sveriges Geologi. Svenska Bokförlaget, andra Upplagen, Stockholm 1947 s. 246): «Ett begrepp som börjar bli allt vanligare, och som med orätt tillämpas på företeelser av olika slag, är *dödismorän*. Det har också ett annat, mindre pregnant namn, nämligen *ablationsmorän*, vilket närmast kan översättas med avsmältningsmorän. Denna förekommer som starkt småkuperade områden rika på småmyrar och småsjöar, vilka intaga vissa flacka områden ovanför högsta marina gränsen... Materialet i dödismoränen är mycket växlande, från grusigt till lerigt, det sistnämnda förekommer dock mera sällan. Denna moräntyp tillhör isens randområden och bildas, när all rörelse upphört.» En annan del av dödissens bregrus blir flyttat av breelvene, sorteres under transporten, och avleires fortrinnsvis i forsänkningar som *breelvglus*. (Gösta Lundqvist, 1935).

Breelvgluset avleires i lag, som kan skille seg fra vanlig elvegrus

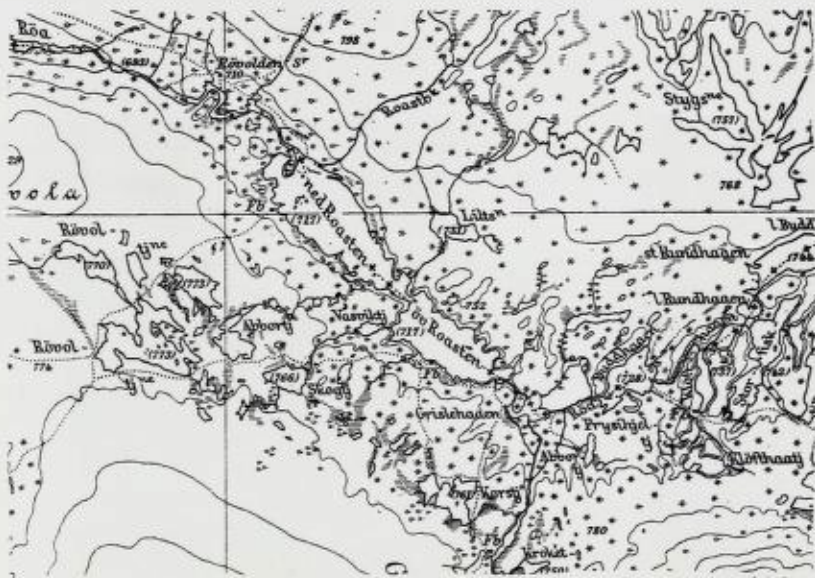


Fig. 7. Det klassiske av Hørbye beskrevne dødislandskap øst for Femunden.

Utsnitt av rektangelkart Nordre Femund.

The classical dead-ice terrain, described by Hørbye, east of the Femunden lake presents eskers, kettle holes and ablation moraine.

NGU nr. 208, fig. 126.

ved at det veksler hyppigere mellom grovkornige og finkornige lag enn elvegruset gjør. Det kommer av, at breelvenes vannføring er mer uregelmessig enn de postglasiale elvers. Under MG er det avsatt i israndterrasser (Olaf Holtedahl 1924) og ofte sammen med de marine morenetrinn. Over MG forekommer breelvgruset i dalførene som gruskjegler (moer), åser, og som lateralterrasser opplagt langs dalbunnens dødis.

Store grusavleiringer langs dalsidene har vært oppfattet og beskrevet som sidemorener (eksempelvis W. Werenskiold, 1911 og Carl Bugge, 1939). Denne oppfatning er nu foreldet idet den skriver seg fra en tid før man var kommet til klarhet over at innlandsisen på Østlandet ikke etterlot seg aktive breer i smeltningstiden. Hva der i sin tid er beskrevet som sidemorener er i almindelighet laterale avsetninger langs dalbunnens døde brerest.

Fra sin kartlegging på bladet Engerdal har A. Samuelsen omtalt flere områder, hvor breelvene må ha ført store grusmasser ut over dødis i dalbunnen. Da dødisen smeltet ble et karakteristisk landskap



Fig. 8. Høytliggende dødismorene, 1075 m.o.h., på vannskillet mellom Nøra og Sømåen, rektangelkart Nordre Femund.

Dead-ice moraine at the high level of 1075 m.a.s., west of the Femunden lake.

G. Holmsen fot. 1948.

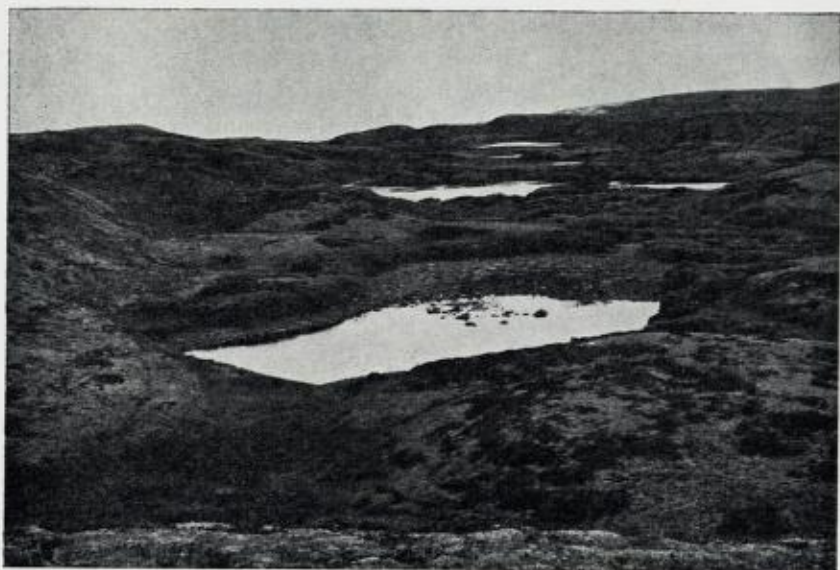


Fig. 9. Dødisområde på vannskillet mellom Vulua og Frya, Gudbrandsdalen.
Dead-ice terrain at the waterdivide between the rivers Vulua and Frya, Gudbrandsdalen.
 NGU nr. 209, 1960.

med rygger og hauger tilbake, hvorimellom gamle breelvløp vises. Sådanne terrengformer benevnes *dødislandskap*.

Isdekkets siste rester ble liggende som dødis. Ned på isen førte smeltevannstrømmer grus og slam fra de isfrie dalsider, og dertil var der fra før bregrus inne i og oppå isen. Breelvene smeltet ut renner og tunneller i isen og avleiret sitt medrevne materiale i rullestensåser (eskere) som lagdelt, vasket grus og sand. Det er almindelig å finne sortert sand og grus langs dalbunnen og usortert grus, ofte i hauger og rygger et stykke oppover lisdene. Iblant kan disse hauger til mindre eller større dyp være jevnet utover til terrasser og deres materiale omsortert av vann.

Eskernes rygger og sider er ofte dekket av usortert, blokkførende ablasjonsmorene. Meget hyppig danner ablasjonsmorenen egne rygger og hauger av usortert bregrus, som kan ligge side om side med eskere. (Gunnar Holmsen, 1958 s. 17).

Innlandsisen over Østerdalene og Nordre Gudbrandsdalen ble næret fra isskiler sydøst for Den skandinaviske halvøys hovedvannskille. Dette satte sitt preg på de avleiringer det stagnerende isdekket etterlot

derved, at i dalførene, så vel syd som nord for isskillene, er større masser av løsavleiringer tilstede enn i de daler, hvor isbevegelsen hadde sitt utspring fra landets høyderygg. Dalene langs Trysilelven og Glåma med sine tilløp er fylt av breelvavsetninger og ablasjonsmorener. Dalfyllingene er omtalt i beskrivelsene til de kvartærgeologiske kart *Oppland* NGU nr. 186, 1954, *Røros* NGU nr. 198, 1956, *Ljørdalen* NGU nr. 206, 1958 og *Østerdalen* NGU nr. 209, 1960. Fra disse beskrivelser hitsettes i det følgende et utdrag angående de forskjellige grus- og sandforekomsters opprindelse.

Trysildalførenes avleiringer.

Per Holmsen omtaler (1951, s. 163) for Østerdalens vedkommende at vandreblokker av trysilgranitt funnet nord for Rena stasjon på Glåmas østside tyder på en isbevegelse fra sydøst, eldre enn den skuringstripene viser. Breelvgrusets sammensetning synes blandet under forskjellige transportretninger som følge av at isskillet har skiftet plass.



Fig. 10. Dødismorener i Øversjødalen, Tolga, vest for Sålekinna.
Dead-ice topography in Øversjødalen, west of Sålekinna.

G. Holmsen fot. 1948.

Breelavsetningene på Østlandet skriver seg fra innlandsisens dødis-stadium. Under smeltningen efterlot dødisen seg åser med mer eller mindre vel sortert grus og sand samt åsgroper. Lateralavsetninger mellom dødisen og dalsiden er almindelige. Dødislandskaper preget av åser og hauger av usortert ablasjonsmorene er hyppig å se i dalgangene, men forekommer også på fjellene mellom dalene, så hele området er preget av stagnerte breers smeltning.

Endemorener eller andre spor efter aktiv isbevegelse i dalene på den tid fjellene ble isfri, således som Jan Lundqvist har omtalt for Värmlands vedkommende (1958), er ikke iakttt.

Hoveddalens bunn er fra Trysil Innbygd til riksgrensen for en stor del dekket av glasifluvialt materiale opplagt i åser. På sine steder er bredden av det sorterte sanddekke henimot 1 km. Langs lifoten ligger usortert eller dårlig sortert bregrus i rygger, fortrinnsvis med lengderetning langs dalen, til 40 a 50 m's høyde over elven. Store blokker er almindelige i bregruset, særlig fremtredende er de sydlig i dalen.

Reusch har beskrevet løsmaterialet i Trysil (1913). På en reise langs veien Rena—Jordet så han fra Osfallet til forbi Osensjøen morenegrus i hauger. Haugene er lave i forhold til utstrekningen i vidde, og de viser tildels en tilnærmede til drumlinaktige former. Grunnmassen er rik på sand og stenene kantrundet og tilrundet. Når løsmassene omtales som morenegrus, skriver han, så bør for en nøyere karakterisering tilføyes, at der foruten ulaget grus også forekommer deri innleirete sandlag. Disse har dog ikke noen synderlig utstrekning og er dertil lite regelmessige. De er dannelser, som nærmest må betegnes som fluvioglasiale. Fluvioglasial er vel også en litt særegen haug kort i syd for Bakken ved Osensjøen. Den så nærmest ut til å være en 10—15 m høy ås.

En lignende karakter som den beskrevne har også vidden mellom Trysil og Ljørdalen, men da Reusch der reiste med «automobil» hadde han ikke synderlig tid til iakttagelser.

Nede i Trysildalen og Ljørdalen festet han seg ved de der forekommende smukke åser, som han omtaler nærmere. Fra åsen langs Trysilelven gikk han 1 km eller så mot vest oppad Trysilfjellets fot for å se om åslandskapet har noen utstrekning til den kant. Han fant hauget rullestensgrus, men ikke noen tydelig rygg.

På de kvartærgeologiske kart som omfatter Trysil og Engerdalen (Gunnar Holmsen 1958 og 1960) er inntegnet tallrike breelveløp og spylerenner, som i store trekk viser hvordan smeltningen skred frem.

Således tyder breelveløper over vannskillet mellom Trysiløelven og Vestre Dalelvs kildeområde der hvor riksgrensen går, på at smeltevannet fra Vestre Dalelvs øvre nedbørområde har rendt til Trysilvassdraget. Andre breelveløper tyder på, at mens ennu isen demte Ljøras og Drevjas daler fant smeltevannet fra disse elvers utspring vei nedover Trysilvassdraget.

Fra Østre Dalelvens kildeområde i Sverige kom der vann, som rant nordover i et breelveløpe mellom Knappen og Røskedalsknappen i Engerdal på 980 m's høyde, likesom vannet i breelveløpene fra Store Härjeåns kildeområde rant til Engerdals-Röa syd for Herjehogna på 990 m's høyde. Fra Vurrusjøen og Gruvelsjøen renner vannet nu til Østre Dalelven. Fra begge sjøer fører store breelveløper til Femund som viser at smeltevannet fra disse Dalelvens kilder en tid rant til Glåmas nedbørområde.

Femunden har vært fylt av dødis som de andre store østlandske innsjøer. Dens avleiringer langs sjøen og i tilstøtende daler er beskrevet av forfatteren (1935 og 1937). Omkring Femunden ligger bregrus i rygger og voller fra vannkanten 663 m.o.h. opp til skoggrensen, ca. 150 m høyere. Dødismorener med store blokker ligger tett i tett som bølgerygger på et stivnet hav. Belter med dødismorener går inn i sidedalene på sjøens østside, langs Mugga, Røvassdraget, Revlingåen, Elgådalen og Sorkåen og på vestsiden i Sømådalen, Kverningas dal og Tufsingdalen. Det materiale morenene består av kan ikke være langt transportert. Allerede Hørbye bemerket at blokkene hovedsakelig er av samme slags kvartsbergart som undergrunnen består av.

Over beltet med dødismorenene er grusryggene få. Langs opprakende fjell som Svuku sees svakt hellende brerandlinjer mot nord. Det er blokkrenner hvor smeltevannet langs brekanten har renspløyt bregruset. Smeltevannet har i stor utstrekning vasket ut finmaterialet av dødisens morener. Mellom ryggene forekommer breelveløper som på sine steder viser at strømmen har vært rivende. I Grøtådalen, hvor vannmassene fra Gruvelsjøens bresjø rant, er dalbunnen preget av at langt større vannmasser enn nutidens har gått der.

Sammen med blokkryggene fins der eskere. Åser med rullesten og sandlag forekommer ved Femunds nordende, ved Røa, ovenfor Revlingsjøene, ved Elgåen, i Jyltingmarken, i Sømådalen og Tufsingdalen. Fra Sandodden i Femund går flere parallelle grusåser nordover til Håsjøen, hvorfra den bekjente Langeggen følger Hådalen i hele dalførets lengde til Røros.

Dalføret fra Sølensjøen til riksgrensen.

Avleiringene langs Trysilelvens øvre løp fra Sølensjøen til Trysil Innbygd er preget av omsorterte dødismorener.

På sydsiden av Sølensjøen strekker seg et sammenhengende belte av grusrygger fra sjøen til skoggrensen på 750 m's høyde nedenfor Rendals-Sølen. Ryggenes lengderetning er forskjellig og de bærer i overflaten meget store blokker. Noen rygger har karakter av slukåser.

Nedover Elvdalen har morenehauger stor utbredelse i dalsidene. De kan nå til et par hundre meters høyde over dalbunnen, og er av lektor Samuelsen, som tegnet det kvartærgeologiske kart her i 1953, betegnet som dødismorener. Aursjøbekkens dal, nord for Elvseteren, beskrives som et dødisområde med hauger og rygger (dagbok 1953, 14/7) av bregrus mellom myrer og små tjern. Mellom Kjöldalsbekken og Aurtjernbekken og videre nordover til Kvanhullet, vestlige dalside, er et kupert dødislandskap, og langs Mugbekken går grytehull og grusrygger til samme høyde som skoggrensen på 800 m.

Store blokker ligger alle steder på overflaten. Denne beskrivelse er karakteristisk for de utbredte dødismorener i Elvdalen.

Noen steder opptrer dødisbelter i to forskjellige høyder. På vestsiden av Elvdalen ved Snerten er et utpreget dødislandskap som strekker seg et godt stykke oppover lien. Derefter kommer en sone med jevnt bregrusdekke, og så oppe ved likanten hvor skråningen slakker av mot fjellet, er der atter et dødislandskap, men med lavere hauger og rygger enn i sonen nedenfor. Mellom grusryggene ligger grytehull.

Langs veien fra Snerten til Granberget går en grusås i flere hundre meters lengde, og ved sammenløpet av Veundåa og bekken fra Granberget begynner en sone med høyere liggende dødismorener i ca. 1 km's bredde i retning mot Bjørkeliholmen. Tørre breelvelleier og spylerenner forekommer i alle høyder i Elvdalen. Nord for Rømundfjell viser spylerenner i 1080 m's høyde at vann har rent fra Elvdalen til Osas nedbørområde.

Tverrelvene har lagt opp gruskjegler i dalbunnen. Ved Senna kan gruskjeglen følges langt oppover det skaret elven går i, og elven har i sin tid ført store grusmasser ut over Elvdalens dødis.

Dødislandskap som det der er omtalt fra Elvdalen opptrer også langs Femundens sider og i denne sjø's tverrdaler, og når også her omtrent til skoggrensen. I området syd for Femund og omkring Isteren er imidlertid morenehauger lite fremtredende. Reusch omtaler (1913)

terrenget nærmest Femund som en mot syd jevnt oppstigende morenemark med svaktbølgende vidder av morenegrus og glasifluvialt grus.

I Elvdalens bunn ligger moer som gir inntrykk av å være utjevnete ablasjonsmorener, for gjennom de glasifluviale avsetninger stikker her og der opp grushauger med usortert materiale. Ovenfor moene sees rester av grusåser, hvori snittene viser svak sortering. På åsenes rygg og sider ligger store blokker.

Ved sitt sammenløp med Engera har Trysilelven bygget opp en stor gruskjegle.

På strekningen fra Engeren til Jordet ligger langs elven moer av grovt rullestengruss i to trinn, hvorav det øverste er skilt fra det nederste ved en bratt, 8 a 10 m høy skrent. I det øverste trinn sees mange dødisgroper, og ovenfor terrassegruset ligger hauger av usorterte dødismorener.

Engeras dal begynner ved Sørvollsetrene, 11 km syd for Femund. En esker følger dalbunnen herfra til Engerdal kirke. Sjøen Lille

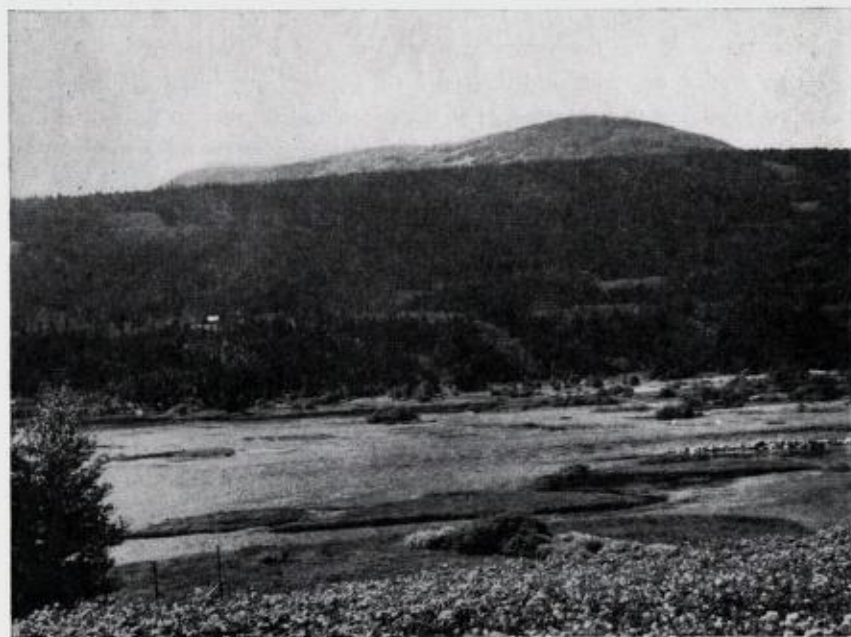


Fig. 11. Lateralterrasser på elvens vestsida i Trysil Innbygd. I bakgrunnen Trysilfjell.
Lateral terraces, west of the river at Trysil Innbygd. Trysilfjell at a distance.

G. Holmsen fot. 1950.

Engeren er oppdemt av grusrygger med vel eller mindre vel sortert materiale. På vestsiden av Engeren er der bregrusdekke i den bratte lien, til dels med morenehauger, som veksler med nedrast ur. Langs Engerens østside ligger en brem av dødismorener. Under et nesten sammenhengende lag av store blokker kan en i snitt langs veien se skiktet sand. Dødisens overflate må ha vært strødd med store blokker, og sanden avsatt i isens hulrom.

På vestsiden av elven ved Trysil Innbygd ligger et hauget terreng. Nær Melvold var der sommeren 1952 gravet et dypt snitt for en vei tvers over en rullestensås som øverst viser et skall av hodestor, sterkt rullet sten. Under dette overflatelag ligger strømleret sand. — Fra dette sted kan en følge en grusrygg $2\frac{1}{2}$ km sydover. Den har utløpere med åsgroper mellom ryggene. Mellom Tørrmo og Døråens utløp har Trysilelven brutt gjennom åsen så den herfra følger elvens østside, men er her lavere enn på vestsiden. Nær Nybergsund er flere små, avløpsløse groper mellom eggene.

Mellom Nybergsund og Plassen er der også eskere i dalbunnen, således mellom Fjellvang og Heg, og fra Kolos til henimot Plassen ligger høye grusåser på elvens østside. Snitt i grustak viser rullet lagdelt grus. Ved Grötøybroen er en skjæring, som når til underlaget for rullestensgruset. Det hviler her på bunnmorenegrus med store kantete blokker. Straks nord for Plassen ligger rullestensåsene på elvens vestside. Således sees ved Ås en 7–8 m høy egg i 500–600 m's lengde og syd for Mobekk skjærer veien gjennom grusrygger, som ligger langs veien i en lengde av 800 m. Fra Grønøset til Lutfallet er det glasifluvialt grus mellom elven og veien, muligens utjevnete åser.

I Lutfallet står berg likesom i elveleiet syd for Gudfarbekken.

L j ø r d a l e n.

I Ljørdalen ligger sand- og grusmasser i stor bredde i dalbunnen fra sammenløpet mellom Drevja og Ljøra helt ned til der, hvor elven går inn i Sverige. Ovenfor sandmoene ligger hauger og rygger av ablasjonsmorenen. Noen steder, således mellom Bjørneby og Floen, når bunnmorenegruset helt ned til elven, men fra Floen og nordover vider dalbunnen seg ut igjen.

Reusch omtaler (1913) dalfyllingen også i Ljørdalen, som senere er beskrevet av lektor Sofus Brochmann (1953), og som meddeler, at nedover Ljørdalen kan en med avbrytelser se en grusås hvori snittene

viser lagdelt rullestensgrus. Litt nord for Bjergå gård begynner på vestsiden av elven en lav grusrygg. Den er ikke mer enn 1,5 m høy, av nokså grovt materiale, grus og rullesten med tynne sandlag konformt med overflaten, og kan følges ca. 1 km nedover dalen mellom elven og veien. Sidene er nokså bratte og kammen skarp. Så sees den ikke et stykke, men dukker opp igjen på samme side av elven nær gården Skåret. Her er den buktet, men uten utløpere. Fra Skora kan eskeren følges i sammenheng til Melbekken som en hauget rygg av 1–8 m's høyde. Sidene er bratte og kammen skarp. Ved Melbekken deler den seg og får utløpere, som forsvinner efter 50 m. Mellom grenene er demmet opp et par tjern. På østsiden av elven, rett ovenfor Melbekkens utløp begynner en ny rygg av glasifluvialt materiale. Veien skjærer igjennom den flere steder så dens bygning vises godt. Kjernen består av vel skiktete lag av grus og sand. Høyden kan her være opptil 10 m, ryggen jevn og kammen skarp.

Fra Viken kan eskeren følges i 2 km lengde til den forsvinner ved Bergåens utløp i Ljøra. Sidene er bratte og høyden varierer fra 3 til



Fig. 12. Esker ved Putmoen, Ljørdalen.
Esker at Putmoen, Ljørdalen.

10 m. Den kommer igjen på elvens østside like nord for Bjørneby, hvor den begynner i et virvar av svakt avrundete rygger som efter hvert samler seg til en markert 20 m høy esker, omgitt av dødismorener. Eskeren taper seg i disse ved Bjørnåsbekkenes utløp.

Først henimot Putmoen, 5 km lenger nede i dalen, nær Ljørdalen kapel, og fremdeles øst for elven, fins atter åser. Her er ikke bare én rygg, men opp til tre parallelle, tett inntil hverandre. Der går tverrygger mellom de langsgående, så der er et nettverk av rygger. De er høye, gropene mellom dem dype og sidene bratte. Der sees en del store stener i overflaten, men kjernen er sikkert av finere materiale. Ved søndre Strandseter er en høy sandrygg med bratte sider.

Mellom Tangåens og Faksebekkens utløp ligger en rullstensås med avbrytelser. Ved Faksebekken går tre parallelle rygger, hvorav den midterste er den største, ca. 25 m høy med bratte sider og skarp kam. Bekken går et langt stykke langsmed ryggen. Henimot Støa er ryggene jevnet utover. Ved Ljoras ombøyning der den går inn i Sverige ligger en grusås som kan følges til litt forbi riksgrensen.

Ljoras avbøyning til Sverige skyldes en naturlig oppdemning ved en ås sammensatt av avrundete hauger. Demningen er ikke høyere enn at der fra Ljøra nær Støa er gravet en kanal beregnet på tømmertransport til Trysilelven. Kanalen fører til Flersjøene, hvorfra vannet følger Flera og Tandåen til Trysilelven. Mellom de to langstrakte Flersjøer går en stor grusås med steile sider og skarp kam. Den deler seg vestover i tre rygger for atter å snevres inn til én på østsidan av Blanksjø. Dette system av åser viser hvilken vei breelven fra Ljørdalen har tatt.

Flena er et tilløp som renner ut i Trysilelven et par km ovenfor Innbygda. Dens kildeområde er de ca. 1000 m høye fjell langs riksgrensen. Ved Elshøa gård og lengere nordover dalen går åser i dalretningen. Men i dalens øvre løp ligger mange store rullestensaaser på tvers av den nord-sydgående dal. Fra Brynhøa kommer flere slukåser og langs stien fra Elshøa østover til Drevdalen ligger en slukås med lengderetningen SSV ovenfor tregrensen.

Så vel den nordligste del av Drevdalen, og Ljørdalen på den norske side av riksgrensen, er oppfylt av slukåser. Uten skjæringer eller snitt er det umulig, skriver Samuelsen i sin dagbok 1954, å skille korte åser fra rygger av bregrus fordi der over det skiktete åsgrus ligger grovblokket, usortert bregrus som ablasjonsmorene.

I Ljørdalen skiller ablasjonsmorenen seg ofte meget tydelig fra bunn-

morenen ved sin farve. Bunnmorenen stammer fra den rødlige trysilsandsten, men ablasjonsmorenen som er transportert inn over trysilsandstenen er grålig. Veiene i Ljørdalen er gruset med materiale fra trysilsandstenen og er sterkt rødlige.

I Trysilområdet er mange steder iaktatt ablasjonsmorene liggende over åsnes brelvgrus og over bunnmorenen. Meget hyppig ligger ablasjonsmorenene i hauger og rygger innimellom åser med skiktet sand og grus, og over flatt, myret terreng bukker seg grusrygger hvis form er som de glasifluviale eskere, men materialet er usortert. Det synes som om ablasjonsmorenenes rygger er oppstått i dødisens hulrom og sprekker ved utrasning. Eksempler er omtalt av G. Holmsen (1958). Fra den nordlige del av Ljørdalen skal nevnes, at på vestsiden av Brattfjellet går der langs Grønnkjellbekken en smal grusrygg like til dalbunnen. Den har form som en «geitrygg» og er 15–20 m høy. Materialet er usortert, og den bærer blokker av en halv meters tverrsnitt på overflaten. Lektor Morten Sivertsen, som har utført den kvartærgeologiske kartlegging her, beskriver den og de nedenfor nevnte eksempler i sin dagbok fra 1953 som slukåser.

Langs Bjørengbekken og Storkjølbekken, så vel som mellom Valhøbekken og Bjørnfossbekken, kommer ned i dalen grusrygger fra vest, og en annen grusrygg fra samme kant syd for Bjørnfossbekken.

Brochmann omtaler (1953) at i vestre dalside ved Linnæs forener to spylerekker seg til en slukrenne med forlengelse i en grusrygg på tvers av dalretningen.

Det usorterte ablasjonsmateriale kan ha rast ned i istunnellen når ishvelvet brast.

Ryggene av usortert bregrus ligger side om side med strømskiktete åser.

Nordre Osas kilder kommer fra det sted, hvor det siste isskille antas å ha ligget. Osa renner gjennom dødisterreng med myrstrekninger mellom grusrygger. Eskere og dødismorener er utbredt så vel i Osdalen som i sidedalene og Slemmas dal. Eskerne har et overflatelag av usortert ablasjonsmorene med store blokker.

Glåmas og Renas dalfører syd for isskillet.

Hverken i Trysildalføret eller i Glåmas dalføre er innsjøtrinnets stans i avsmeltingen å finne. Her er ingen dype innsjøer hvori mektige istunger lå og trengte lang tid til å smelte.

I Solør ligger havsedimenter under dalbunnens breelvavleiringer. Der er riktignok ikke funnet marine fossiler, men under brønnboringer er der flere steder påtruffet saltholdig vann som det der kjennes fra marine leiravsetninger, og det så langt nord som til Arneberg nær Flisas utløp i Glåma. Skiveleir som ansees for marint, når i Grue og Våler opp til 180 m.o.h. En prøve av skiveleir fra bredden av Lille Hasla i Våler er undersøkt med henblikk på mikrofossiler uten at noe ble funnet. Leiret må være avsatt i ferskvann eller i brakkevann.

Tykkelsen av finkornige sedimenter, mjeler, mo og leir kan i Solør overstige 100 m, således ved Berg meieri på elvens vestsida i Hof, hvor en boring efter vann viste at berggrunnen ligger 112,88 m under markens overflate.

Foruten langs Glåma kan havet tenkes å ha trengt inn over vannskillet mellom Vrangselven og Vingersjøen som ligger 149 m.o.h. Til dette vannskille er store sandmasser ført frem over Vingersjøen av breelver.

Syd for vannskillet ved Hørsjøen, skriver Samuelsen (Dagbok 1947, 29/7) har store vannmasser vasket dalbunnen, som nesten overalt kan ansees som bunnen av en svær elveseng. Grusterrasser ligger tilbake mellom små partier av oppstikkende berggrunn.

Ved Eidsbro, mellom nordre og søndre Aaklangen, er der på begge sider av elvestubben meget rullesten, likesom foran sydenden av Aaklangen, hvor dalbunnen fra Grasmø til Motjern består av rullestensgrus.

Syd for Eidskog kirke ligger ved Hesbølgårdene en 200–300 m lang esker litt over MG på østre dalside.

På begge sider av vannskillet, som ligger mellom sjøen Tarven med avløp nordover og Hørsjøen som renner sydover, er store masser av skiktet sand og grus. På vestsida når en grusmo med grytehull og bølget overflate en høyde litt over MG, og på vannskillets østsida er en terrasse ved Granli stasjon gjennomskåret av et stort grustak. Terrassens nedre kant, hvor berggrunnen stikker frem, er målt til 197 m.o.h. som antas å være MG's høyde.

Terrassene avskjæres ned mot dalbunnen av bratte erosjonsskrenter, som tyder på at store vannmasser har gått her. Samuelsen skriver i sin dagbok fra 1946 at der er mindre av rullesten i skrentene enn der er i dalbunnen, og han mener at breelver har ført bort sanden mens rullestenene er blitt liggende igjen i dalbunnen. Et elveleie fører fra Tarven innunder den vestre erosjonsskrent. Dette løp ligger noen få meter høyere enn det nuværende overløp Glåma har i flom.

Det er således sannsynlig at breelven fra Solørdalføret en tid har fulgt Vrangselven.

J. Rekstad, som utførte geologisk kartlegging i 1922 i Eidskog skriver (Rekstad 1923), at fra Gaustadsjøene til forbi riksgrensen ligger en stor sandmo i dalbunnen, som noen steder er flat og andre steder med hauger og rygger. Den er flere kilometer bred, med sand over leir. Noen steder langs Vrangselven står veggene av den rustfarvete sand med en høyde av omkring 10 m. Denne sandavleiring må være en ør eller en deltadannelse, avsatt av en elv gjennom Vrangselvens dal. Ved Gaustad og Valman når dens overflate opp til omkring 140 m.o.h., ved Magnor til 130 m og ved riksgrensen til 122 m.

Også Rekstad fremholder, at det må være en elv med stor vannføring, som har kunnet avsette så betydelige masser som de i øren ved Magnor. Vrangselven synes med sin nuværende vannføring ikke å ha vært istand hertil.

I Våler og Elverum sees i rekkefølge nordover den ene store sandmo etter den annen: Haslemoen, Blandtjernmoen, Melåsmoen, Terningmoen og Søtjernmoen, foruten flere mindre. Den største er Haslemoen, som er henved 7 km lang der hvor riksveien krysser den.

Moene er deltaflater, til dels med furer og flomløp. De er bygget av breelvers medrevne materiale under avsmeltningstiden. Midt i dalen kan de være flate, men inn mot dalsidene går de over i hauger av sand.

Langs sidene av Blandtjernmoen, Melåsmoen og Terningmoen består haugene for en del av dynesand. Også nær Grinder sees hauger av blåst sand med uregelmessig diagonalskiktning.

Sanden i dalbunnen ligger de fleste steder i vannrette, sorterte lag. Dypboringer viser finkornige sedimenter. Både den foran nevnte boring etter vann ved Berg meieri og en 50 m dyp vannboring ved Grinder ble ført gjennom fin sand, mjele og leirblandet mjele. Det er imidlertid ikke uvanlig, at de fine sedimenter øverst dekkes av grovt breelvgrus i skråttstilte lag, særlig inn imot dalsidene hever seg lateralavsetninger langs dødisen med breelvgrus.

Ved Kirkenær stasjon ligger ved gårdene Holtet og Skjelmerud flere store grustak i breelvgrus. Breelven er sannsynligvis kommet fra Hukusjøens dal, hvor en breelv har etterlatt en esker ved nordenden av Hukusjøen.

K. O. Bjørlykke (1901) har beskrevet en finkornig jordart, koppjord, fra Solør. Den er så finkornig at en neppe kan føle kornene når en gnir dem mellom fingerspissene så den må være avsatt i stillestående

vann. Bjørlykke mener at koppjorden må være et sediment i en innlandssjø som har dekket hele dalen fra Kongsvinger til Våler. Den ligger i et metertykt lag over sandterrassene. Når den ikke forekommer overalt, antas den å være fjernet av elvens senere erosjon på sine steder. K. K. Sortdal beretter (1921) at koppjorden når opp til et bestemt nivå, like høyt på begge sider av dalføret, men høyere i den nordlige enn i den sørlige del.

Dødisen efterlot kuperte sand- og grusavleiringer som senere til dels ble jevnet ut av breelver og postglasiale vannløp.

Mange steder er de opprindelige lateralavsetninger mellom dødisen og dalsiden oppbevart, således nordover fra Bronken i Elverum herred, hvor store dødisgroper ligger mellom sandryggene.

Ved Leiret i Elverum har et stort breelvløp gått over fra Glåmas dal til Jømna og i denne avsatt et nesten sammenhengende sanddekke. Glåmdalen må på denne tid ha vært stengt av dødis lengere nede i dalen, sannsynligvis mellom Vesterhaug og Østerhaug. Ved Korsbakken i Elverum kan en se en bratt bakke, hvortil dødisen i dalen støttet seg da breelven tok vei til Jømna dal. Terrassen når til vel 30 m's høyde over dalbunnen og har tallrike dødisgroper. Lagenes fall ved Korsbakken viser at breelvene strømmet østover. I Jømna dal ligger nordligst Starmoen og lengere syd Melåsmoen, begge med vid utstrekning. Melåsmoen har dyner, blåst sammen før sandflukten ble bunnset av plantevekst.

Terningmoen vest for Glåma ved Leiret mellom kotene 187 og 189 tyder på at her har ligget en vannflate i dalbunnen. I de omgivende sandhauger når breelvsanden opp til 220 m.o.h., og på denne høyde ligger også lateralavsetninger lengere nord i dalen, ved Grundset og Nymoen. Det er almindelig å finne breelvsand i skråttstilte lag under moenes vannrette.

Nord gjennom Åmot er dalfyllingen opplagt i terrasser, hvorav den laveste består av sortert sand, mens snitt gjennom den øverste, som kan ligge 30 m høyere, viser usortert materiale. Dens overflate er kupert og bærer blokker i overflaten. Med avbrytelser kan den følges nordover til Koppangtrakten.

Fra sammenløpet mellom Atna og Glåma og sydover fins i Glåmdalen lignende lateralterrasser som de nedenfor omtalte langs Rena om enn på sine steder avbrutt og av mindre dimensjoner. De hever seg over elvesletten med en 20–30 m eller mer, høy, bratt bakke, hvorfra der brer seg en flat eller bølget mo inn mot lisen i en

bredde av 100–200 m. Hyppigere enn tilfellet er i Renas dal synes disse terrasser i Glåmdalen å bestå av usortert grus. De bærer ofte dødisgroper. Mens snitt i randen og ved foten av terrassen gjerne viser lagdeling, er materialet inne ved lisen usortert bregrus. I skillet mellom dalsiden og terrassen går mange steder en forsenkning hvori ligger avløpsløse tjern, dødisgroper. De glasifluviale avsetninger ved Koppang når til 80 m's høyde over elven. Mellom Djupdalen og Tresen nord for Koppang ligger på dalens vestside et dødislandskap av betydelig utstrekning mellom høye grushauger.

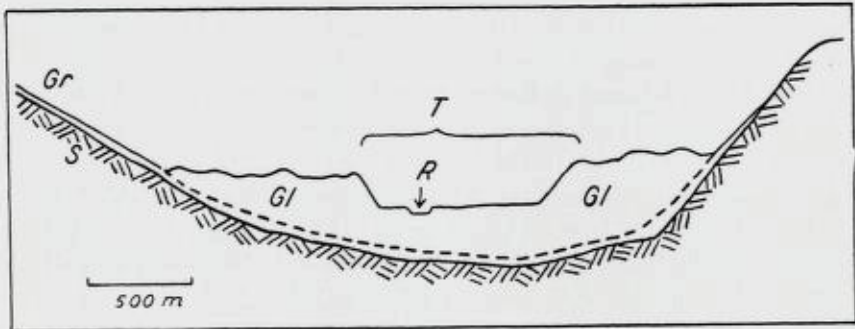


Fig. 13. Forenklet snitt tversover Rendalen.

Generalized profil across Rendalen Valley. S. - bedrock, Gr. - lodgement till, Gl. - glacifluvial deposits, T. - central valley through, R. - Rena river.

Per Holmsen, 1956.

Sønnenfor isskillet ligger langs Rena fra Storsjøens utløp og videre sydover langs Julussas dalføre meget store grus- og sandavleiringer. Fra Renas nedskårne renne av noen hundre meters bredde hever seg en høy og bratt bakke. Denne, «Brattkanten», er tegnet med bakkestreker på rektangelkartene Stor-Elvdal og Åmot. Avleiringene utgjør en lateralavsetning med glasifluvial karakter. Innover mot dalsidene har de en kupert overflate, men ofte med det høyeste parti ut mot Brattkanten. Eskerlignende dannelser fins mange steder, fremforalt i dødisterrenget vest for Deset (Per Holmsen, 1956). En nesten sammenhengende esker, nær 4 km lang, er på sitt høyeste ca. 120 m over Rena.

Snitt gjennom Brattkanten viser vekslende lag av sand og grus, som faller i forskjellige retninger, mest ut over mot midten av dalen, men også innover mot dalsiden. Sorteringsgraden er ikke særlig høy, og avleiringen virker som raskt sammenskyllt av vann med veks-

lende strømhastighet. Fra Brattkanten går mange bastionformete frem-spring av fin sand, som gjør inntrykk av å være avsatt i innbuktninger av dødisen. Dødislandskaper med grytehull omgitt av høye grus-rygger er ofte å se, og mellom dødislandskapet og dalsidens bunn-morenedekke er glasifluviale strømmener almindelige. Grusavleiringene går enkelte steder opp til 60 m over elvens nivå.



Fig. 14. Snitt langs Osa i Østerdalen. Bunnmorenen er dekket av breelvsand.
Øverst ablasjonsmorene.

*Sections in the banks of the river Osa, Østerdalen. Ground moraine covered by
glacifluvial beds of sand. Ablation moraine at the top.*

G. Holmsen fot. 1925.

Langs Osa fremkom en dyp skjæring under et dambrudd i 1916. Snittet viser nederst usortert bunnmorenegrus i 12 m's tykkelse over berggrunnen. Over dette ligger et rullestenslag, opp til 5 m tykt, dekket av lagdelt sand i 8 a 10 m's tykkelse. Høyere enn denne, på siden av snittet gjennom breelvvsetningen, ligger hauger av ablasjonsmorene. Bunnmorenen domineres av berggrunnens røde sparagmitt.

Fra Renas dal er store glasifluviale sand- og grusavsetninger utbredt i sammenheng oppover Julussas dal. Det synes som om brevannet fra Rendalen har tatt vei over vannskillet mot Kynna, som ligger ca.

80 m over Julussas sammenløp med Rena. Smeltevannet kan for en tid ha gått oppå isen. Julussa meandrer nu over en lav elveterrasse, hvorfra hever seg bratte lateralavsetninger og eskere av store dimensjoner.

I de mindre daler mellom Glåma og Trysilelven, Kynnas og Ulvåens, er avleiringene karakterisert av dødismorener og grusåser.

Kynnas dal er en fortsettelse av Julussas. På vannskillet er ryggen av åsgrus og ablasjonsmorene med grytehuller. Langs Kynnas øvre løp går et smalt belte av rullestensgrus, og lengere nede i dalen ligger en rullestensås, som med avbrytelser kan følges fra Kynsjøene til sammenløpet av Kynna og Flisa, hvor den er 40 m høy.

Så vel langs Ulvåen som langs Vesle-Flisa har breelver etterlatt grusåser. Vannskillet mellom Vesle-Flisa og Osensjøen ligger bare 20 m over sjøflaten hvorfra grusåser og dødigrøper er utbredt helt til sydenden av Osensjøen, i 4 a 5 km's lengde.

Fra øvre Flisa synes en breelv ved Velta å ha gått over det 100 m høye vannskillet til Rotna. Her er blokkrike dødismorener (Ihles dagbok 1961), som nedover mot Rotnas dal følges av store sedimentmasser av sand, grus og rullesten til riksgrensen. Dalbunnen har store og små dødigrøper i veksling med dødismorener. Spylerenner sees nord for Rotnessjøen og syd for Helgen. Veien går stykkevis på grusåser. Hvor Rotna går inn i Sverige ved riksrøs 82 er sandmoer.

*

Tykkelsen av bregrusdekket over åsene mellom dalførene tilter henimot isskillet samtidig som også dets innhold av store blokker øker. Dødismorener og tildels eskere forekommer i forsenkninger, men ellers er det sparsomt med sortert sand og grus utenom dalene.

De bredemte sjøers områder.

1. Nordre Østerdalen.

Ennu før istidsteorien var anvendt hadde forstmester J. C. Hørbye (1857) klarlagt skuringsstripene og blokktransportens retning i Nordre Østerdalen. Blokker av Frønbergets øyegneis i Idre og av konglomeratet i Lima i Dalarne er ført nordvestover. Likeså er blokker fra Brydalens grunnfjellområde ført over Gammeldalen til Glåmas vestside i Tolga og Os (Gunnar Holmsen, 1915). Blokker av serpentin-konglomeratet ved sydlige bredd av Røragen, og blokker av skifer-

breksien på sjøens nordøstre side er spredt henholdsvis over Hitterdalen helt til Røros, og langs Aursunden helt til Rugeldalen.

Som Andr. M. Hansen har gjort oppmerksom på (1890) har en massetransport av sand og grus fra sparagmittområdet foregått henover Trondhjemsfeltets skiferområde. Glåmas sidedaler fra sydøst, Hådalen, Nørendalen, Hodalen, Gammeldalen, og Aumdalen, som alle ligger i Trondhjemsskifrenes område, er så å si fylt av sparagmittsand. Veldige terrasser vitner om en sterk transport fra syd, fra sparagmittområdet tvers over bergartsgrensen mot Glåmdalen. Også i Glåmas sidedaler fra nordvest, Vanngrøftdalen, Tunnas dal, Fådalen, Sivildalen og Faldalen ligger mektige avleiringer av sand og grus fra sparagmittområdet.

Herav drog Andr. M. Hansen den slutning at isbevegelsen måtte ha gått ut fra et område beliggende sydøst for bergartsgrensen mellom Trondhjemsskifrene og sparagmittavdelingen.

En følge av isskilletts beliggenhet var oppdemning av smeltevann mellom dette og halvøens hovedvannskille. Her ligger i Nordre Østerdalen de bredemte sjøers område. (Gunnar Holmsen 1915 og Wolmer Marlow 1935). De dalfyllinger vi finner så vel i Glåmas som Renas daler som i sidedalene syd og nord for isskillet hører til Østlandets største. Som følge av isens store tykkelse ved isskillet fra Koppangtrakten over Storsjøen i Rendalen til Femunds sydende, ble isen liggende lenge her og demte vassdragenes naturlige løp så smeltevannet tok vei, først til Driva, derefter til Orkla og endelig til Gaula før de nuværende løp ble etablert nedover Glåma og Rena. I dalene lå det stagnerte isdekkes rester, i stor utstrekning dekket av grus og sand, som elver og bekker hadde lagt igjen.

Den moderne forestilling om isens avsmeltning innen bresjøområdet skyldes Reusch's iakttagelser og kombinasjonsevne. (Reusch 1917). Etter å ha sett Gunnar Holmsens kart over Nordre Østerdalens bresjøområde, hvor innlandsstrandlinjene i Glåmdalen og Rendalen er tegnet inn, undersøkte Reusch de steder hvor strandlinjene mangler og kom til det resultat, at der ikke har eksistert en utstrakt innsjø mellom den demmende isrest i Koppangtrakten og utløpene av smeltevannet til Trøndelagsvassdragene. «Man gjør sig sikkerlig den rigtigste forestilling» skriver han (l. c. s. 15) «om hvorledes indlandsisen har smeltet bort i landets midtstrøk, naar man antar, at det har skeet ikke saa meget ved gradvis formindskelse av utbredelsesomraadet som ved en gradvis sækning av overflaten og at ismassernes bevægelighet under

dette litt etter litt har døet hen. — De hensvindende isrester holdt sig lengst oppe paa høiderne og i dalsænkningenes bund, i disse sidste paa grund av isens oprindelige større mægtighet der. Først laa den som milelange dødbær, tilsidst bare pletvis paa steder, som paa grund av skygge eller andre grunde var særskilt gunstige for isens konservering. Fra den tid endnu lange dødbær laa i dalene, tænker jeg mig at seterne skriver sig.»

Mens dødisen fylte dalbunnen kunne det oppdemte smeltevann kommunisere gjennom isen fra den ene åpne vannflate til den annen, således at der innstilte seg ett og samme nivå over lange strekninger. Selv om vi ikke må forestille oss de bredemte sjøer som ubrudte vannflater helt fra den demmende iskant til utløpet, tyder finkornige sedimenter i dalbunnen på, at enkelte steder, hvor dalen er bred, således i Glåmdalen ved Alvdal og Tynset, har den vært isfri.

Eftersom innlandsisen etter hvert smeltet ned til lavere liggende skar over hovedvannskillet foregikk tappingen av smeltevannet trinnvis. De eldste og høyestliggende utløp finner vi i Drivas dalføre, hvor vann fra Drivdalen tok vei gjennom Åmotsdalen og over vannskillet mellom denne dal og Skirådalen i 1400 m's høyde. Her har store vannmasser rent til Sundalen (Per Holmsen 1955). Avsmeltningens forløp kan følges ved hjelp av tappingsløpene, hvorav her kun de viktigste skal nevnes.

Fjelldalene lengst vekk fra isskillet ble først isfri. I Glåmas nedbørområde var det smeltevannet fra Grimsdalen, Haverdalen og fra andre av Follas tilløp som først rant til Drivdalen gjennom skar med høyder fra 1250 m ned til 942 m. Overløp fra Follas nedbørområde i Einundalen gikk til Orkla, først gjennom skar i høyder mellom 998 og 927 m.o.h., og tilslutt over vannskillet mellom Tunna og Orkla på 720 m.o.h. Over dette vannskille rant også vann fra den oppdemte Glåmdalen.

Av undersøkelser fra nyere tid (Sollid 1964) fremgår, at der er to brelvløp over Kvikneskogen fra Glåmdalen til Orkla. Det ene har gått gjennom en bergkløft med innløp 725 m.o.h. ved Orkelbogen ca. 3 km nordvest for Kvikneskogpasset. Dette ble avløst av løpet over vannskillet mellom Tunna og Orkla på ca. 700 m.o.h.

Til Folla fant en del vann fra Atnas nedbørsområde vei over vannskillet ved Statsbuøyi på 776 m.o.h.

Til alle store utløp over hovedvannskillet slutter seg på samme nivå strandlinjer erodert av vannflater langs eller mellom dødisrester. Den

strandlinje, som svarer til vannskilletets høyde mellom Tunna og Orkla er i Glåmdalen utbredt mellom Os og Barkald. Dens nivå benevnes Øvre Glåmsjø.

Det største utløp i bresjøtiden fra Glåmas nedbørområde gikk over vannskillet nordover til Rugla, som forener seg med Gaula etter et løp på 9 km. Vannskillet har høyden 665 m.o.h. Til dette nivå, som er blitt kalt Nedre Glåmsjø, rant vann fra hele den del av Glåmas og Renas nedbørområder som lå nord for isdammen over Koppangtrakten, Storsjøen og søndre del av Femund. Strandlinjer på Nedre Glåmsjøs nivå sees i Glåmdalen så langt syd som til Atnas utløp, og i Rendalen til litt søndenfor Øvre Rendals kirke, nær Kverningas utløp.

Det stagnerte isdekket morenemateriale etterlot mektige og utstrakte avleiringer i det bredemte område. Eftersom smeltningen skred frem førtes noe morenemateriale med smeltevannet ned på dødisen, eller det ble opplagt i deltaer, ofte i flere trinn eftersom dalbunnen ble isfri. En transport som dette har etterlatt tallrike spor. Et eksempel herpå er omtalt fra Grimsdalen (Gunnar Holmsen 1924) da dalen var demt til høyde 1064. Foran en sidedal fra nord nær Bjørnskarseter ligger et stort breelvdelta, og fra dette utgår en esker, som følger Grimsdalens bunn.



Fig. 15. Esker i Grimsdalen går ut fra et lateraldelta i Tverråens dal.

Esker at Grimsdalen originating from a delta in the Tverrå valley.

NGU nr. 123, fig. 14.

Over bunnmorenen ligger innen de bredemte sjøers område glasi-fluviale avleiringer, som i dalene enten er utjevnet til moer, eller de ligger langs dalfoten i hauger og rygger avsatt i dødisens hulrom og kanaler. Dertil er hauger og rygger av svakt sortert eller usortert ablasjonsmorene utbredt både i dalene og i fjellviddens senkninger.

Bunnmorenenes tykkelse kan være stor, særlig i sidedalene. Således langs Folla midtveis mellom Einunna og Brekkebekken, hvor Djupdalsbekken har skåret seg ned med bratte vegger av 30—40 m's høyde gjennom moreneleir. Også langs de andre tilløp til Glåma hvor brebevegelsen i sin tid gikk oppover dalene, således i Søl nas dal nær Alvdal og i Nordre Atnedalen, er mektige avleiringer av bunnmorene i almindelighet dekket av glasi-fluviale avleiringer.

I de bredemte Glåmsjøer har tilløpene avleiret deltaer av stor tykkelse i hoveddalen med distalkanter stupende bratt ned til den flate dalbunn. De høye meler i forbindelse med deres buktete form tyder på, at de er avsatt støttet til kanten av dødis. Mange steder går tykkelsen av deltaenes glasi-fluviale lag opp til 40 a 50 m.

Glåmas sidedaler fra sydøst.

Som store breelvløp viser har Glåmas sidedaler fra sydøst hatt tilløp over vannskillene fra Femunds eller Renas nedbørområder.

Den derved økete vannmengde gjør seg gjeldende i bygningen av dalens løsmateriale. Høye grusåser, undertiden i flere grener, snør seg nedover dalene (Gunnar Holmsen 1915), som i smeltningstiden var fylt av dødis, likesom Glåmdalen, og rikt lastet med sand og grus. I de daler, som ligger i brebevegelsens retning, sees mange steder langs lisidene, særlig over tregrensen, en rekke striper som faller svakt vestover. Dette er merker etter vannløp langs randen av dødisen. Blokkråder og små lateralterrasser ser på avstand ut som sammenhengende linjer, ofte den ene over den annen.

Fra Femunds nedbørområde har vann i bresjøtiden rent til Glåmas gjennom dalene Hådalen, Nørendalen, Hodalen og Gammeldalen. Utløpere fra isskillet har fylt de vassdrag, som nu renner mot Femund, Tufsingdalen, Holøydalen og Sølendalen opp til vannskillene av Glåmas tilløp.

Vannskillet mellom Femund og Hådalen ligger så lavt at et par noen hundre meter lange tømmerrenner bygget av Røros Verk leder vannet fra Femund til en rekke tjern med avløp til Feragen (Gunnar Holmsen 1915). Langs denne dalsenkning ligger dødismorener som

ved Femund, og langs dalbunnen en esker. Et større breelvløp går, som et tog av grusåser viser, fra Synnerviken i Femund forbi gården Langen til Håsjøen, hvortil også sjøen Feragen har avløp. Herfra følger eskere dalbunnen helt til Hådalens utløp i Glåmdalen, en strekning på henved 40 km.

Et spesialkart over eskeren ved Røros, Langeggen, følger som bilag til denne avhandling. Se Pl. II.

I 20–30 m's høyde over dalbunnen ligger lateralterrasser som betegner en stans i dødisens smeltning. Hvor bekker har skåret seg gjennom dem er de oppdelt i rygger. Deres materiale er glasifluvialt. I lateralterrassene er grytehull almindelige.

Dalbunnen er flat og den ene sandmo avløser den annen. Håelvns leie slutter seg på det nærmeste til eskerne. Mange steder grener disse seg, og mellom grenene ligger avløpsløse tjern i grytehullene. Deres vel rullede og vaskete materiale kan imidlertid ha en ufullkommen sortering, og i foten av eskerne ligger mange steder frispylte blokksamlinger av hodestore og større, rullede, kantslitte stener.



Fig. 16. Breelvløp ved Kvilvangen førte vann fra Femundsbassenget til Glåma. *Glacial river bed indicating outlet of melt water from the Femunden basin to that of Glåma.*

G. Holmsen fot. 1935.

Nørendalen munner i Glåmdalen ved Os. Fra Tufsingdalen, hvorfra vannet renner til Femund, går to breelvløp til Nøra. Det øverste på 700 m.o.h. ligger i skaret mellom Store Korssjøen og Rødbekkens dal, som fører til Nøra. På denne høyde ligger seter i Tufsingdalen og langs Store Korssjøen. Det annet breelvløp ligger 20 m lavere, på vannskillet ved Kvilvangen mellom Siksjøen, som renner til Tufsingdalen og Gjeddjetjernet med avløp til Nøra. Breelvielet her er stort, og vegetasjonsløst over den storstenete elveseng.

I Nørendalen sees langs lisdene brerandlinjer med fall mot nordvest som dalen, og i dalbunnen er eskere. Øverst er dalen fylt av dødismorener. I sitt nedre løp går elven langs eskere og tildels gjennom «håer» som er store grytehull. Langs dalfoten ligger glasi-fluviale lateralavsetninger. Hvor Nørendalen munner i Glåmdalen ligger grusmeler på 50–60 m's høyde på begge sider av Nøra, og langs Verjåen i samme dal er et åslandskap med høye grusåser og åsgroper mellom ryggene.

På vannskillet mellom Glåma og Trysilelven ligger de høyeste dødismorener på ca. 1200 m.o.h. Eskere med sortert sand går til 1000 m (Svarthaugene i Galåsdalen).

Fra Hodalen renner vannet nu til dags til Trysilelven gjennom en dal, som skifter navn eftersom elven nærmer seg sitt utløp i Isteren. Nedenfor Hodalen følger Holøydalen, derpå Langsjødalen og nedenfor Langsjøen Sømådalen. Dalen har et stort nedslagsdistrikt. Tilløpene Galådalen og Øversjødalen er fylt av dødismorener. Vannskillet mot Bjøra ligger på høyden 768 m og bare 5–6 km fra Glåma. Fra høyden 727 m.o.h. utgår langs Bjøra et system av meget høye og bratte eskere som viser at dødis lå i Glåmdalen til denne høyde på overløpets tid.

Hodalen er til ca. 30 m's høyde over vassdraget fylt med sortert sand og grus, for en stor del opplagt i eskere. Dalbunnen med glasi-fluviale avleiringer har et par kilometers bredde og er skarpt avgrenset fra lisdens bunnmorenegrus (G. Holmsen, 1950). Der er mange og store åsgroper.

I Holøydalen er rester etter en dalfylling hvis flate ligger 30 a 40 m over elven. Den består av fin sand i horisontal lagstilling, men med enkelte store stenblokker. I vestre dalside sees ved tregrensen en vel utviklet sete i Veslehøgda. Mellom gårdene Prestlien og Holøymoen har en dødis opptatt plassen midt i dalen hvor der er åsgroper mellom høye grusrygger.

Utover Sømådalen går en esker, som begynner ved søndre ende av Langsjøen. Både langs Langsjøen og i vestre dalside av Sømådalen er et belte av dødismorener som langs Femunden.

Det er usannsynlig at eskerne i den sydlige del av dalføret Hodalen—Sømådalen skyldes vann som har rent til Glåmdalen. Dertil er høydeforskjellen mellom vannskillet til Bjøra og Isteren, 125 m, for stor og der er intet som tyder på at ikke smeltevannet her som i Tufsingdalen har rent utover dalene. Det antas at breelavsetningene langs Bjøra bare skyldes tilskudd av smeltevann fra det øverste av Hodalens nedslagsdistrikt.

Renas kildeelver,

Brya, Væraen og Tysla har på samme måte som *Hola rent over vannskillene til Glåma*.

Dalene disse elver gjennomstrømmer er beskrevet av forfatteren (1950) hvorfra her det vesentligste vedrørende avleiringene skal refereres.

Bryas vannskille mot Tela ligger i Gammeldalen ved Søgårdsetrene 678 m.o.h. Her sees intet breelvløp over den flate dalfylling, men materialet i denne må være svært porøst, for bekkene fra begge dalsider forsvinner i undergrunnen. Landskapet syd og nord for vannskillet er nokså forskjellig. På sydsiden, i Brydalen, er dalfyllingen sterkt gjennomskåret av tverrgående sandrygger. Smådalene mellom sandryggene munner ut i en tørr dal hvor det ikke sees noe vann før en kommer sydover til Brybotn, 2 a 3 km syd for vannskillet. Her kommer flere kilder frem på en myr og samles til en vannrik bekk. Det er Bryas utspring. — Nord for vannskillet, i Gammeldalen, ligger på begge sider av Tela lave moer av fin sand, men langs den østre dalside strekker seg et belte av grusåser nedover dalen. De når til større høyde enn vannskillet, til 740 m's høyde. Mellom grusåsene ligger dype åsgroper, og grusryggene kan følges helt til hoveddalens bunn ved Telneset. Breelven har imidlertid ikke hatt sitt utspring i Brydalen, men er kommet langs Stor-Telas senkning fra fjellene mellom Hodalen og Gammeldalen, hvor eskere og andre breelvløp til vel 1000 m's høyde vitner om dødissens smelting.

Rausjødalen er en nord-sydgående fjelldal mellom Brydalen og Holøydalen, hvis utløp til Spekedalen var isdemt. Strandlinjer i flere høyder kommuniserer med tørre elvesenger gjennom skar, som viser at smeltevannet først rant til Gammeldalen gjennom Stor-Tela, senere

gjennom Storkåsbekken til Speka. Som eskere viser lå dødis i Rausjødalens bunn.

Vannskillet mellom Speka, som renner til Brya og Sølva til Trysil-elven, har høyden 816 m.o.h. På vannskillet ligger en esker som viser at smeltevann fra Sølendalen rant til Speka. Nær sitt utløp i Brya har denne elv skåret seg ned i det ene dype berg-gjel efter det andre, nordre og søndre Spekehugget. Foran det nederste gjel har elven lagt opp en meget stor gruskjegle i Brydalen.

Vårådalen går over i Aumdalen. Fra vannskillet på vel 700 m.o.h. renner Auma nordvestover til Glåma og Væråen sydøstover gjennom Finstadåen til Rena. På vannskillet og i begge daler nær dette ligger dødismorener og grytehull. Syd for vannskillet og høyere enn dette ligger mange store, tørre breelvløp som viser at vannet rant nordover til Aumdalen. I Vårådalen er strandlinjer på nedre Glømsjø's nivå, men først nedenfor dette nivå, på høyden 590 m.o.h. begynner en esker i dalbunnen. Den kan med avbrytelser følges til sammenløpet med Finstadåen på 440 m's høyde. Også langs Finstadåen ligger eskere, som viser at her lå dødis i dalene efter uttappingen av nedre Glåmsjø. Glasifluvial sand fyller dalbunnen i Vårådalen.

I Aumdalen er dødismorener og dødisgroper utbredt. Brevannet har, som store breelvfur og akkumulasjoner viser, tatt vei nordvestover mot Tynset og forenet seg med smeltevann fra Tyldalen.

Tyldalens bunn er nord for Midtskogen fylt av finkornige bresjø-sedimenter, hvori elven har skåret ut en bred renne. I elvemelene sees lys, fin, lagdelt sand eller kvabb under et metertykt lag av sortert grus. Over denne elveslette hever seg en mektig dalfylling som når høyt oppover lisidene, i kirkebygden nesten til strandlinjenivået for nedre Glåmsjø.

Materialet i dalfyllingen er overveiende finkornig. I overflaten er finsand og kvabb fremherskende. Men dype snitt viser en kjerne av dårlig sortert grus, hvori spredte blokker forekommer.

Vannskillet mot Auma ligger i henved 720 m's høyde. Sønnenfor vannskillet ligger høye eskere hvis breelver har vært næret fra bratte fjell på begge sider av vannskillet, og som har rent sydover. Dette eskerområde ligger betydelig lavere enn nedre Glåmsjø's novå, ved gården Eggen, 4 km fra vannskillet i 530 m.o.h.

Fra vannskillet utgår også eskere og tørre breelvleier mot nord, som forener seg med breelvløpene fra Aumdalen. Tilsammen har de

avleiret store akkumulasjoner på nedre Glåmsjø's nivå foruten eskere i Glåmsjøens dødis helt ned til Glåmdalens bunn nord for Auma.

I de *sidedaler til Glåmdalen* som springer ut fra vannskillene til *Gaula eller Orkla* ligger også utstrakte glasifluviale terrasser avsatt mellom dalsidene og dødisen, så vel som eskerne i dalbunnene.

Langs Glåmas utløp i Aursunden er avleiret en stor sandmo, og lengere oppe, langs tilløpet Hydda er eskere langs sjøen Hyllingen. Fra øst kommer Vaula, som også har bygget opp en stor gruskjegle ved sitt utløp i Aursunden, og langs vannskillet ved riksgrensen er eskere og åsgroper i dalen. Ved Aursundens vestre ende munner Lille Molingdalen. Her er lateralterrasser og mange eskere hvorav en meget stor følger dalens lengderetning. Dens rygg hever seg til 20 m over elven. Henimot vannskillet på 750 m.o.h. går dalbunnen over i en flat mo med tallrike dødisgroper. Fra vannskillet utgår flere tørre breelvieir til Gaula gjennom Killingdalen.

Det laveste vannskille mellom Glåma og Gaula ligger i Glåmdalens forlengelse, Rugeldalen, 4 km nord for det sted Glåma kommer ned fra Aursunden. Dets høyde er som foran nevnt 665 m.o.h.

På sydsiden av vannskillet er Rugeldalens bunn bred med store vannfylte åsgroper, eskere, og glasifluviale avsetninger som hever seg til 10–15 m's høyde over dalbunnen. Materialet mellom eskerne og dødisens randterrasser er sand. Henimot Glåma er dødislandskapet utjevnet til moer.

Ved Os kommer *Vanngrøftas dal* ned fra nordvest. Her veksler dalfyllingens materiale mellom breelvsand i skråttstilte lag med finere sand, muligens postglasial i vannrett lagstilling. Eskere er ikke almindelig utbredt, men oppe i dalen, hvor Tverrelven kommer ned fra nord er flere store isolerte hauger hvis form minner om grusåser, og øverst i dalføret ved setergrenden Sättåhaugen raker en kjegleformet haug av åsgrus 25 m opp over dalbunnen. I dalutvidelsen Dalsbygden har bekkene skåret ut dype daler da materialet er finkornig. Lengere opp i dalføret sees ablasjonsmorener med blokker fra grunnfjellet og sparagmittgruppen i dalbunnen. På vannskillet mellom Vangrøfta og Bua vitner breelvløp om nordgående vannløp i smeltingstiden og dødislandskaper er her meget utbredt. Tvers over utløpet av Forelsjøen er på vel 1000 m's høyde en skarprygget esker.

Mellom Hessdalen og Vangrøftdalen ligger den nord-sydgående seterdal Kjurudalen. Vannskillet mellom sydrennende og nordrennende

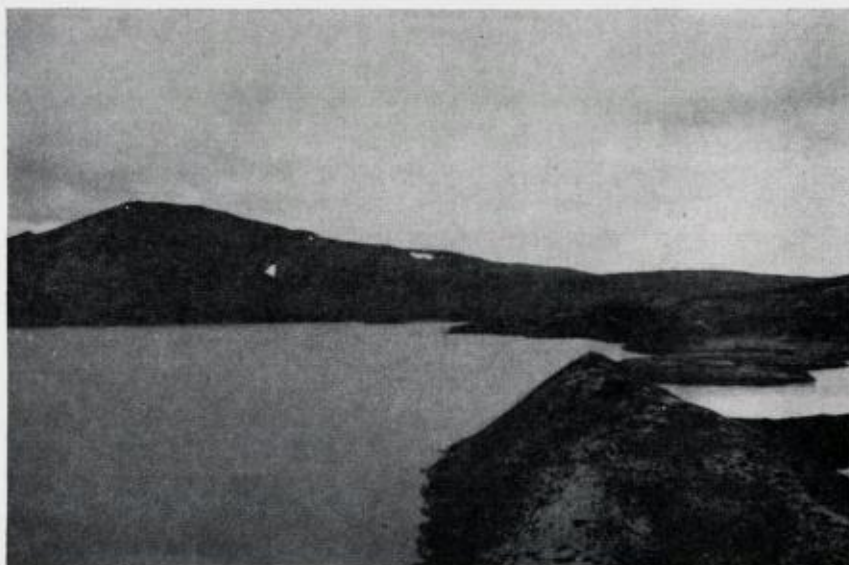


Fig. 17. Esker ved Forelsjøens utløp, 1010 m.o.h.
Esker at the outlet of Forelsjøen 1010 m.a.s.

G. Holmsen fot. 1948.

vann ligger 814 m.o.h. Her er i dalens østside brerandlinjer, som faller nordover, de høystliggende i ca. 900 m's høyde.

Syd for vannskillet ligger på samme høyde en esker i dalsiden nedenfor Kjurudalsmana. I dalbunnen er dødismorener.

Fjellbygden Vingelen ligger på vannskillet i den nordvest-sydøstgående dal som gjennomstrømmes av Kvernbebben til Glåma og Gjeldalsbekken til Lona. I dalbunnen nær vannskillet ligger høye ryggformete grusåser og mellom dem vannfylte åsroper. En kraftig breelv har gått nordvestover gjennom Gjeldalen til Londalen. Lona renner fra nord mot syd gjennom den med glasifluviale avsetninger fylte Mosedalen og munner i Tonna ved Lonåsmoen. Litt lengere vest munnar Magnilla, som også kommer fra nord. Begge disse sydrennende elvers dalfører har vært demt av is (Streitlien 1935) med avløp for smeltevannet vestover mot Orkla gjennom berggjel. I den nederste del av Londalen er tallrike grusåser.

Nordvest for Glåmdalen, og særlig i Vingelen, er grensen mellom bunnmorenen, som stammer fra Trondhjemsfeltets skifre, og ablasjonsmorenen med sin opprindelse fra sparagmittgruppen, lett å iaktta.

Vannskillet mellom Orkla og Tonna ligger i 700 m's høyde. Her er et dødislandskap med flere avløpsløse tjern og syd for vannskillet mellom dette og Stugusjøen, sees eskere langs dalen, de eneste i hele dalføret. Fra Stugusjøen er dalens fall ytterst lite i 7 km's lengde, hvor elven går i meandre over den flate, myrlendte dalbunn med torvjord over fin sand. Hvor fallet blir sterkere går Tonna for det meste over bregrus inntil den i 8 km av sitt nedre løp renner mellom kvabbterrasser som sees langs begge lisider. Øverst er terrassene gjennomskåret og oppdelt av bekkedaler, som når ned på bunnmorenen, men lengere nede mot Tonnas utløp i Glåma er en sammenhengende terrasse, flat oppå med en høyde av 30–40 m over elvesammenløpet. Snitt gjennom terrassen viser øverst 1 a 2 m sortert sand og grus, derunder lagdelt kvabb med enkelte store blokker. En lignende kvabbavsetning ligger også langs Glåma helt fra Telneset til Barkald.

Fådalen er en kort sidedal som kommer fra et vannskille mot Savalen. Eskere fins øverst i dalen, og lengere nede er mektige sandavsetninger gjennomskåret av bekker.

Foldalen med sidedaler.

Foldalen er den største blandt dalene fra nordvest. Eskere forekommer i sidedalene ved vannskillet mot Orkla, og opp imot hovedvannskillet. Over de isfri pass har breelver rent.

Rekstad omtaler (1900) en esker, som begynner like overfor Hjerkin på sydsiden av Folla hvor to grener løper sammen fra hver side av den vel 1000 m høye Veslehjerkinhøgda. Eskeren bukte seg fra Øyi til Slåen, hvor den atter går over Folla. Herfra følger den ikke mer dalbunnen, men går på skrå opp efter den søndre dalside. Dens samlede lengde er omkring 7 km. Ryggens høyde varierer mellom 2 og 10 m. Noen steder deler den seg og oppløses i et virvar av langstrakte hauger adskilt av avlange groper. Materialet veksler mellom grov grus med rundete eller kantete stener, hvorav enkelte med skuringsmerker, og sand blandet med leir. Av dette kan vi se, sier Rekstad, at denne «morene», som han kaller eskeren, er dannet både av grus, der er ført frem ovenpå breen, og av grus, der er ført frem under den. De skurete stener og leiret stammer fra bunnmorenene, mens de kantete stener og en ikke ringe del av gruset hitrører fra overflatemorenene.

Terrassene oppe i dalsidene er fluvio-glasiale eller morener, skriver Rekstad 1900. Noen av dem må tenkes dannet av rennende vann

mellom isen og dalsiden, sier han. De ligger langs dalsidene i øvre Foldalen til 360 m's høyde over dalbunnen som meget store glasilakustrine lateralterrasser med svakt fall vestover, *mot* dalhelningen. I terrasseflatene er store grytehull. De store sidedalene med sine tilløp var som hoveddalen fylt med dødis. Eftersom smeltningen skred frem og skarene mot Drivas og Orklas nedslagsområder ble isfri, fant smeltevannet avløp til disse elver mens isen ennå demte ved isskillet. Vannskillet mellom Folla og Gudbrandsdals-Laugen ligger på Fokstummyren i meget nær samme høyde som vannskillet mellom Folla og Driva i Kvitdalen på 942 m.o.h. Begge steder er spor efter breelvløp og dødis, men det synes som om det største vannløp har gått gjennom Kvitdalen.

Før smeltevannet fant vei gjennom Kvitdalen viser høyereliggende brerandlinjer med glasiluviale avsetninger både i hoveddalen og sidedalene høyder som korresponderer med skarhøyder fra Kakellas og Einunnas kildeområder til Driva og Orkla. Innlandsisens smeltning i dødisstadiet har derfor foregått således, at dens rand trakk seg tilbake fra nordvest mot sydøst innen bresjøområdet.

Efterat det siste brefremstøt fra Jotunheimen med nordøstlig retning således som skuringsmerker og drumliner fra Dombås til Hjerkin viser (se s. 93), ikke lenger demte for smeltevannets utløp fra Foldalen gjennom Kvitdalen til Driva, viser laterale smeltevannsrenner og et utbredt setenivå i Grimsdalen at vannet herfra rant til Foldalen. Ved Grimsas tilløp fra nord, nordre Tverråi og Buåi, ligger laterale smeltevannsrenner i 1400 m's høyde. I Grimsdalen finnes tallrike lignende renner i lavereliggende høyder ned til den lange erosjonsstrandlinje på 1080 m.o.h. Mellom Meseterhø og Gruvhøgda samt mellom Gruvhøgda og Tjuvhøgda har smeltevannet skåret ned dype utløpsrenner, hvorfra strømmen rant nordover i Foldalens vestside langs kanten av dødisen. Meget dype laterale spylerenner, hvorav de høyeste omtrent ved skoggrensen, fører nordover til de strømskiktete avleiringer langs Gravbekken. De gjennomskårne lateralterrasser opp imot Tverrgilet er det, som her når til 360 m's høyde over dalbunnen. De kalles i Foldalen for Langranden. I terrassene er 8–10 m dype grytehull. (Forfatterens dagbok 11/7 1911.)

Fra Kakelldalen rant smeltevannet i et 30–50 m bredt storstenet breelvløp til Unndalen gjennom Enstakaskaret på 1131 m's høyde. På dette nivå ligger langs dalens østside en sete som kan følges i 7 km's lengde og nær utløpsosen er et dødislandskap i dalbunnen. Breelv-

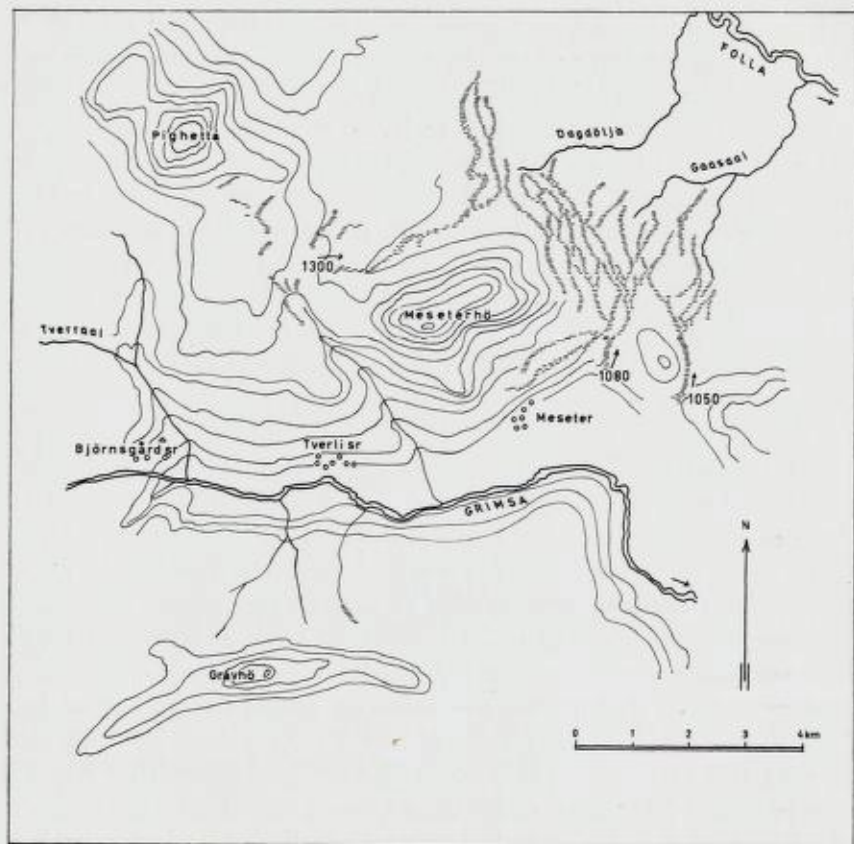


Fig. 18. Utløp fra isdemte lateralsjøer i Grimsdalen til Foldalen, tegnet etter luftfotografi. Fra utløpene går breelvløp, dels som eskere til Foldalen.
Outlets to Foldalen from ice-dammed lateral lakes in Grimsdalen. Drawn from airphoto. From the outlets numerous glacier streams ran to Foldalen.

leiet på nordsiden av skaret går over i en esker på høyden 1005 m. Dødis har således ligget her til minst denne høyde, mens Kakelldalen var isdemt. Fra Unndalen, som den øverste del av Einundalen kalles, kan vannet ha rent til Driva langs Langvellas dal, som munner i Driva ved Fagerhaug. Vannskillet mellom Unna og Langvella ligger straks nord for Orkelsjøen og ubetydelig over dennes nivå på 1064 m. På vannskillet er dalen bred, skriver Streitlien i sin dagbok (1942, 8/8) og oppfylt av grusåser. Mot nord faller Langvellas dal bratt av, og på vestsiden av dalen står 20 m høye terrasser.

I Kakelldalen er to lavere strandlinjer i korrespondanse med skarhøyder til Einundalen, og her igjen strandlinjer og akkumulasjoner som korresponderer med skarhøyder over til Orkla.

Foruten smeltevannet fra disse to lavere strandnivåer i Kakelldalen, har vannet rent til Einunnas dalføre fra Flåman, den brede dalutvidelse mellom Heimtjønkhø, Rottesjøhø, Store Elgsjøtangen og Fonnhø, hvor store masser av løsmateriale er avsatt i terrasser langs dødisen. På sydsiden av skaret mellom Rottesjøhø og Fonnhø ligger dødismorener til vannskilletts høyde, 1163 m.o.h., likesom på vannskillet mellom Rottesjøhø og Heimtjønkhø i Fykfældalen til 1100 m.o.h. med grusåser og åsgroper, og dalen mellom Store Elgsjøtangen og Heimtjønkhø, ca. 1100 m.o.h., er fylt med sandhauger. (Forfatterens dagbok 1943, 23/7–28/7).

Fra Einundalen hadde vannet avløp gjennom den syd-nordgående Sattåldalen over et vannskille til Orkla på 998 m.o.h. På sydsiden av dette er en stor sete på 1023 m's høyde ved Småbakksetrene. Dette er en lateralavsetning langs dødisen med far efter nordgående vannløp. Både på sydsiden og nordsiden av skaret ligger eskere.

Eftersom dødisens rand trakk seg tilbake henimot isskillet fikk de lavere liggende oppdemninger i Einundalen avløp gjennom Rødalen med passhøyden 927 m. På nordsiden av vannskillet er her all løsjord vasket vekk i 100 m's bredde. Til slutt fulgte breelven som eskere i Einundalen viser, dalbunnen med utløp til Glåmdalen, hvorfra vannet fremdeles rant til Orkla over Tonnas vannskille.

I Einundalen ligger store løsavleiringer mellom Sattåldalen og Rødalen. I dalbunnen sees eskere hvorav en kan følges som en sammenhengende grusrygg i 8 km's lengde. Noen steder dukker eskerrygger opp av en flat dalbunn med fin sand. Dalfyllingen begrenses oppad av lateralterrasser til ca. 100 m's høyde over dalbunnen. Langs bekkene sees mange små terrasser i dalsidene, avsatt mot kanten av dødisen.

Rødalen er særmerket ved en rekke tjern, vistnok dødisgroper, som ligger efter hverandre og en hel del, opptil 20 m høye rygger og hauger (Streitlien 1935). Disse består enten av bregrus eller av rullesten, breelvgrus eller breelvsand. En 3 km lang grusrygg følger dalbunnen fra Hølbekken på vannskilletts sydside. Ellers opptrer i dalbunnen fin, lagdelt sand (kvabb) fra 2–10 m's mektighet.

Som i Einundalen ligger også i Foldalen store dalfyllinger av løsmateriale. Grusåsene i øvre Foldal er foran omtalt. På høyde med Kvitdalens vannskille ligger store sandterrasser ved Gravbekklii til

ca. 100 m's høyde over dalbunnen. Den flate dalbunns materiale er sand i horisontal lagstilling vekslende med grovt grus i diagonal-siktning. I sidedalen Kvitdalen er en esker.

Fra sammenløpet mellom Kvitåen og Folla fyller en flat sandmo av anseelig størrelse dalbunnen. Nedenfor Eide bro sees dødisgroper. Moen faller av i en bratt skrent og nedenfor skrenten stikker opp grusåser.

Den neste store dalfylfning strekker seg fra Foldals verk til Grimsmo. Allerede Rekstad (1900) var klar over at løsmaterialet her er kommet fra Grimsdalen, Haverdalen og det nordligste av Atnedalen. På den tid Rekstad skrev om de løse avleiringer i øvre Foldal gikk oppfatningen om breenes avsmeltning ut på at de trakk seg tilbake oppover mot fjellene, og han beskrev de opptredende løsavleiringer i dalen mellom Foldals verk og Grimsmo som avsetninger av en aktiv bre i tilbaketrekning mot Rondane. Hans beskrivelse er imidlertid den beste som foreligger, og viser hvilken utmerket iakttagelse han var. Vi behøver bare å omskrive hans «morener» til dødismorener og eskere.

Han var oppmerksom på de gamle breelvieier ved Fallet og Statsbuøyi, og mente at Rondebreen hadde delt seg omkring Holskollen. Dette navn på amtskartet er på rektangelkartet Sølnekletten erstattet med Kolletholen. «I skaret på vestsiden av Holskollen er leiet efter vår bræelv. På østsiden er der en dybere indsænkning, hvorefter Grimsa nu flyder. Isstrømmen fra Rondane er ved Holskollen bleven delt i to grene, en på østsiden og en på vestsiden. Den østlige gren måtte være den største, både fordi dens leie ligger dybere, og fordi den går frem uden synderlig afbøining. Den vestlige derimod har et snevrere leie og et krummet løb. Hvis nu den østlige gren nåede ned i Foldalen, samtidig med at den vestlige kun rak frem i skaret, så måtte alt grus, som elven fra denne førte nedover, opphobes vestenfor den istunge, der lå tversover dalen. Er der nu mærker efter, at Holskollen, som vi har forudsat, virkelig har kløvet strømmen? Ja, thi langs dens sydside krummer der sig morænevolde afsatsvis, den ene over den anden til opimot toppen som mærker efter isens skruing imod den.»

Terrassene på sydsiden av Foldalen midt imot Krokhaug «stiger trin for trin op fra de flade sandmoer, som ender i op til 40 m høje mæler ud mod Folla. De består dels av sand, undertiden med lidt ler, og dels af grovere grus, altid laget i, såvidt det kunde sees, horisontale lag. Henover sandmoerne sees talrige gamle elveleier, og de nederste terrasser er typiske elveterrasser; men eftersom man stiger oppover, bliver gruset i dem grovere og grovere, og i det øverste ter-

rassetrin er det som udpræget moræne. På dette ligger der ikke få kantede blokke, af hvilke enkelte har en størrelse af flere kubikmeter.»

Materialet i de terrasser Rekstad her omtaler ble ført gjennom et brelvleie til Slettebekken fra Grimsdalen, Haverdalen og fra Atnas øverste nedbørområde. Fra Atna rant vannet først gjennom et gjel mellom Ellandsletten og Stygghø, hvorfra der utgår en meget stor gruskjegle langs Myrbekken til Grimsa. Denne forener seg med en annen stor gruskjegle fra Haverdalen. Avsetningene langs Myrbekken viser dårlig sortering (Gunnar Holmsen dagbok 1944, 31/7). Senere rant vannet fra Atnas øverste samleområde over skaret mellom Store og Lille Kringla i vel 900 m's høyde. Mot dødisens rand i Grimisas dal ble også her avleiret en stor gruskjegle i flere terrassertrinn, iaktatt og tegnet av Reusch (1923), som nevner, at i de høyere terrassertrinn var rullestenene for det meste av nevestørrelse og bestod av pressete kvartsitter og sparagmitter. I skaret ligger Langtjernet, hvis høyde på kartet er angitt til 888 m.o.h. Det er en dødisgrop omgitt av dødismorener .

Fra Grimsdalen ved Fallet fant smeltevannet vei over vannskillet på 791 m's høyde vest for Kolletholen, hvorfra det rant gjennom det foran nevnte brelvleie til Foldalen langs Slettebekken, inntil vannskillet ved Statsbuøyi på 776 m's høyde ble isfritt.

Vannskillet mellom Øvre Atna og Grimsa ligger syd for Frekmyri, og er av Werenskiold (1951) antatt å ha høyden 771 m.o.h., et høydetall kartblad Sølnkletten viser på et avløpsløst tjern. Dette ligger imidlertid litt lavere enn vannskillet.

Hvor Øvre Atna bøyer om fra sitt nordlige løp til det sydlige har elven lagt opp en meget stor, flat grusvifte. På denne ligger vannskillet, anslagsvis 5 m høyere enn tjernet. Fra den brede grusviften fører et brelvløp til Myrbekken ved Sajtjernet (G. Holmsen 1959, 4/7). I dalen nord for Statsbuøyi fant vannet fra Øvre Atna med alle tilløpene ovenfor Atnesjøen vei til Grimsa.

Til Grimisas utløp i Foldalen slutter seg Sagbekkens. Tilsammen har disse to vannløp avlagt meget store gruskjegler sammenhengende med de av Rekstad omtalte terrasser langs Slettebekken. Grimisas gruskjegle begynner på høyden 750 m og Sagbekkens på 840 m. Langs Grimsa går bratte dødismorener opp til vel 800 m's høyde i Kolletholen, og Mjovassdalens utløp er et dødislandskap med eskere og dødisgropser til 770 m's høyde.

Ut mot Folla står Grimsmoen like overfor Brandsnes i en høy bratt

sandmel, Oddmelan. Denne er så bratt at der med mellomrom går store sandras til elven (Streitlien, dagbok 1935, s. 54). Etter rasene fører elven sand helt til Alvdal. I melens østlige del er sanden blåst vekk rundt røttene av birketærne, og klynger med uttørket løvskog og vidjekratt står langs randen av melen. Oppover gruskjeglen er sanden dekket av nedrast rullestengrus. Marken er bølget og der er mange og dype dødisgroper.

En annen stor dalfylling i flere terrassertrinn ligger ovenfor Einunnas utløp mellom Moskaret og Tømmerøyen, hvor løsavleiringenes synlige mektighet overstiger 100 m. Nederst ligger her leirholdig bunnmorene med skurestener. Over bunnmorenen følger sortert sand i lag med svakt fall inn mot dalsiden, og over sanden ligger atter bregrus (ablasjonsmorene) i 8 a 10 m's tykkelse. Dette grove, dårlig sorterte materiale er sammenkittet av finstoff så det henger godt sammen og danner derfor avsatter i de bratte skrentene langs elven. Over dette lag er et nytt lag vasket sand.

I Foldalen vises flere snitt (G. Holmsen 1915) hvor bregrus veksler med sandlag. Både bregruset og sandlagene, som mange steder sees over glasifluviale avsetninger, stammer fra ablasjonsmorenen. I motsetning til bunnmorenen har ablasjonsmorenen få skurestener.

Bunnmorenen kan på sine steder bestå av moreneleir (Streitlien 1935, s. 27) blågrått av farve. Det bruser for saltsyre.

Nedenfor samløpet mellom Einunna og Folla ligger høye grusterrasser på dalens sydside, således Gråmoen med flere terrassertrinn til 20–30 m's høyde over dalbunnen. De største akkumulasjoner er samlet hvor Folla, Sølna og Glåma møtes.

På dalneset mellom Folla og Glåma ligger den store Månmoen med bortimot 50 m's mektighet. Hvor Sølna renner ut i Folla er en stor gruskjegle som Sølna i postglasial tid har ført frem fra en nedbrutt terrasse. Den bratte bakken fra gruskjeglen opp til den gjenstående terrassekant er 30 m høy.

Øvre Atnedalen

var isdemt. Det siste isskille lå omtrent ved Sollia. På fjellene sønnenfor Sollia går skuringsstripene mot sydøst (W. Werenskiold, 1911), men nord for Atna er grunnfjellsblokker fra «Atnesjøvinduet» ført mot vest og nordvest. Grensen mellom sparagmittgruppen og grunnfjellet går ved Atnabru nord-syd, og grunnfjellmaterialet er spredt

langs Atnesjøen og oppover Øvre Atnedalen. I Høggronden er grunnfjellsblokker funnet til 1450 m's høyde.

Under avsnittet «Løse avleiringer» i kartbeskrivelsen til Søndre Fron omtaler Werenskiold (1911) avleiringene både på fjellviddene og i dalene innen rektangelkartet. Han angir til hvilken høyde morenene når så vel i Gudbrandsdalens sidedaler som i Glåmdalens. Hva Werenskiold i denne avhandling fra 1911 kaller sidemorener, har han senere (1951) omtalt som randdannelser, utformet langs kanten av en dødbre.

De løse avleiringer i Øvre Atnedal ble kartlagt i krigsårene av nærstående forfatter under kartleggingen av rektangelbladet Sølnekletten. Samtidig ble de områder, som hører til Follas nedslagsfelt, Mjovassdalen, Sjølendalen og mellomliggende fjelldaler kartlagt av Ivar Streitlien. Da kun den østlige del av kartbladet hittil er bearbeidet, idet dette område inngår i landgeneralkartet Røros, skal dets vestlige del her nærmere omtales.



Fig. 19. Store Mylinga. Et breelvfar hvori vann fra fjelldaler i Rondane rant gjennom Øvre Atnedal til Foldalen.

Store Mylinga, a glacier rivers gully carrying meltwater from Rondane Mountain through Atna valley to Foldalen.

Fra Straumbuen til vannskillet ved Statsbuøyen så vel som nord for dette helt til Grimsa er dødismorener og eskere almindelig utbredt i Øvre Atnedal (G. Holmsen, dagbok 1943). I dalbunnen brer seg flate moer med postglasial sand. Langs den vestlige dalside går spor etter tallrike breelvløp mot nord. Sparagmitten har en utpreget nord-sydgående kløftretning som breelvløpene flere steder har fulgt. Hvor Musvoldalen møter Ilmandalen sees 4 brerandlinjer over hverandre, og fra Bjørnhollien har smeltevann fra disse dalene fulgt en sådan sprekk på ca. 900 m's høyde til Langglupdalen. Langs en lignende kløft har vann fra Langglupdalen rent til Lille Mylingi. På oppsiden av denne elv er berget rensplyt, men på kløftens nedside ligger en grusrygg betydelig høyere enn kløftens rand på oppsiden. Der er flere brerandlinjer nord for Langglupdalen, både høyere og lavere enn dette breelvløpet. Henimot Lille Mylingi er avsatt lateralterrasser av dårlig skiktet materiale langs dødisen i forskjellige nivåer, men i Storsvultens skråning ligger ur ned til 1120 m's høyde og nedenfor uren sees rensplyt berggrunn med enkelte store blokker. Fra samleområdet for smeltevann fra Musvoldalen, Ilmandalen og Langglupdalen har breelver rent nordover i forskjellig høyde langs dødisen, de nederste i 800 m's høyde. De øverste brerandlinjer ligger i Storsvulten på 1050 m's høyde. Ovenfor er alt løsmaterialet, med unntagelse av de største blokker spylt vekk.

Henimot Rånåsbekken forener 2 bergkløfter seg hvorigjennom smeltevannet har rent nordover.

Store Mylingi har avsatt en meget stor akkumulasjonsterrasse ved dødisens rand da denne lå 80 m over dalbunnen. Dens ytre kant faller bratt av mot dalen. I et friskt ras såes her sommeren 1943 lagdelt grus og sand, mens et annet ras i samme terrasse, men høyere, nær Langglupåis utløp i Mylingi, øverst viste et 6–8 m tykt lag av storblokket, usortert bregrus, og derunder sand med strømskiktning. Nedenfor akkumulasjonsterrassen er grushauger og mellom dem dødisgroper, tildels vannfylte.

Nedenfor denne lateralterrasse har Store Mylingi i postglasial tid avsatt en gruskjegle som har skjøvet elven innunder den østre dalside og demt opp dalen ovenfor, hvor utstrakte sandavleiringer inntar dalbunnen.

En annen postglasial gruskjegle ligger ved Rånåsbekkens utløp i Atna.

Snitt i gruskjeglene langs veien fra Neset til Straumbuen viser blokkrik morene, som kan være dekket av et 40–60 cm tykt dekke



Fig. 20. Lateralterrasse avsatt mot dødis i Øvre Atnedal. Nedenfor denne sees elven Store Mylingas resente gruskjegle.

Lateral terrace at Upper Atnedal, built as dead-ice filled the valley. In the foreground of the picture is seen the big recent fan of the stream Store Mylinga.

G. Holmsen fot. 1943.

av sortert sand. Mens dødismorenene langs Atnesjøen mellom Brenn og Neset når opp til vel 100 m over sjøen går de langs den østlige dalside ved Straumbuen ikke høyere enn 60 m over dalbunnen. På den vestlige dalside ligger de like høyt som ved Atnesjøen, og tildels høyere. Overfor dødismorenenes belte er bunnmorene.

Langs den østlige dalside er breelvgruset gjennomskåret av bekke-daler med usortert bregrus i bunnen. Breelvgruset strekker seg mellom Setri og Eriksrud oppover lien som tunger og rygger, eller som et tynt dekke over bregruset.

Mellom Eriksrud og Haldogsenøyi ligger en pyramideformet sandhaug på elvemoen, høy som et stort tre. Syd for Eriksrud er et område med blåst sand i dalbunnen likesom ved Setri, hvor *Festuca ovina* vokser i massevis og tjener til å dempe sandflukten.

Nord for Rånåsbekken er tallrike eskere langs den vestlige dalside, og fra Haldogsenøyi også langs den østlige, og i stigende antall henimot Statsbuøyi gjennom Krokøydalen. Mellom eskerne er dødisgroper. Fra Krokøydalen synes breelver å ha rent over vannskillet mot Grimsa.

Langs den nye vei er høye skjæringer i rullestensgrus og sand. Eskerne ligger som skjæringene viser, noen steder direkte på berggrunnen, andre steder på bunnmorenene. Både i bregruset og i breelvruset sees spredte stener av grunnfjellsbergarter.

Fra Statsbuøyi følger hoveddalen Myrbekkens dal, som munner i Grimsa 4 km nordenfor. Eskere, dødisgroper og breelvløp fortsetter helt til Grimsa.

Før Atna gjør sin ombøyning mot syd opptar elven tilløpene fra Dørålen og Neverbudalen, som i smeltningstiden førte med seg store grusmasser. Syd for Dørålseteren, mellom Vidjedalsbekken og Bergedalsbekken er et utstrakt område med dødismorener tildels utvasket til gruskjegler i forskjellige trinn. Langs Neverbubekken er også terrasser og henimot Dørålstjernene på 1008 m.o.h. ligger en meget stor gruskjegle.

Fra fjelldalene, som munner i Grimsa øst for Nord-Atnedal er meget materiale ført av breelver til Foldalen.

I *Mjovassdalen* ligger dødismorener langs dalsidene og ved Mjovassdalsseter er avsatt en gruskjegle omgitt av rygger og voller. Breelvløp fra Kyrkjekletten, 1546 m.o.h., faller nordover mot Mjovassdalen, som også har mottatt smeltevannet fra Breisjødalen, hvor der er rygger av sterkt blokkførende eskere. Materialet i disse er utelukkende fra sparagmittgruppen (Streitlien, dagbok 1944, 25/7). Langs veien fra Mjovassdalsseter til Setri i Grimsdalen er høye rygger av breelvrus.

På vannskillet i 1034 m's høyde mellom *Fjordungsbekken*, som renner til Sølna og Døltjernbekken til Grimsa er et dødislandskap, hvorfra eskere følger Døltjernbekken til Skarvetjern. Lengere nord er dalen dypt nedskåret i skifergrunnen. Langs dalens vestlige rand er ved Døltjernseter uregelmessige hauger av breelvrus. Rullestenene er for det meste av sparagmitt, men på toppen av haugene ligger også enkelte kantslitte grunnfjellsblokker av granitt. På dalens østside er en buktet grusås. Det er tydelig, at smeltevannet har fulgt langsefter bergkløftens sider mens denne var isfylt. Høyere ligger en annen, 200 m lang og høy esker med lokalt navnet «Blåranden» på østsiden av bergkløften. Ned mot Grimsa er der på denne side av bekken en grusavleiring i flere trinn, hvorav det nederste har en 100 m høy bratt skråning mot den oppstikkende berggrunn langs elven (Streitlien, dagbok 1944, 30/8).

Til *Sagbekken* fører også flere breelvløp sydfra, og betydelige grusmasser ligger i rygger og hauger ned mot dens utløp i Grimsa. Mellom

grusryggene er dødisgroper i hvis bunn berggrunnen stikker frem.

På det geologiske kartblad Foldal (1936) er Sagbekkens gruskjegle tegnet i sammenheng med Grimsas.

*

De fleste daler breelvløpene har fulgt i Trøndelag etter å ha passert hovedvannskillet er trange og dypt nedskårne i berggrunnen av de store vannmasser de har ført, enten de tilhører Orklas eller Gaulas nedbørområde. Først i elvenes nedre løp, hvor ennå dødismasser lå, er Trøndelagsdalførenes løsavleiringer av anseelig mektighet.

2. Øvre Gudbrandsdalen.

I Øvre Gudbrandsdalen har også vært oppdemt en bresjø. Som blokktransporten viser har brebevegelsen gått oppover dalen fra dalnevningen ved Sels-Rosten. Blokker av Rostens konglomerat finns oppefter hele Dovrebygden, og i Lesja er der granittblokker av lyseblå farve som Dovregranittens ved Dombås. (J. Rekstad 1896). Ved Løftingsmo, Holseth og Rise ligger blokker av glimmerskifer, hvilket også viser en brebevegelse oppover dalføret.

Brerandlinjer kan med avbrytelser følges langs sydvestre dalside som laterale avsetninger langs dødisen. De bærer lokalt navn. Ovenfor Dovre kirke så Rekstad brerandlinjer, Tofteskjellen, i høydene mellom 652 og 672 m.o.h., som han kunne følge i 6,5 km's lengde sydover til forbi Ilka. Der kan utskilles to trinn, hvorav det lavere har form av en flat avsats, der består av grovt grus med runde stener. Flere steder går terrasseformen over til en bredere eller smalere grusrygg med en fordypning mellom dalsiden og grusbanken. Høydeforskjellen mellom grusryggen og den innenfor liggende forsenkning kan nå opp til 13 m. Det øvre trinn ser ut som en sidemorene med en mengde store blokker.

Nærværende forfatter har nivellert den nordligste del av det lavere trinn i vel 2000 m's lengde. Det er jevnet ut av nordover rinnende vann, og faller 7 m på denne avstand.

Hvor Ilka renner ut i hoveddalen ligger store akkumulasjonsterrasser såvel høyere som lavere enn brerandlinjene i Tofteskjellen. De er omtalt av Reusch (1910) som skriver, at de bratte grusskråninger ned mot Ilka er for en stor del nøykne, da der stadig finner ras sted. Materialet i dem er sand med stener, som tildels har anseelige dimen-

sjoner. På ett sted vistes oppbygningen. Materialet var lagdelt med fall ut mot dalen.

I Lesja ligger overfor Holaker omtrent i samme høyde som Tofteskjellen brerandlinjer med lokalnavnet Vieflotten. Reusch beskriver Vieflotten som en avsats i lien med en bredde på sine steder av mer enn 200 m ofte med myret terreng. Dens ytre kant bærer gjerne en rygg hvor det stenete grus, morenematerialet, sees i overflaten. Den tegner seg som Tofteskjellen tildels som en dobbeltlinje. I den nederste linje er grytehull, og dens materiale er mer storstenet enn den øvre linjes. Mellom det dypeste grytehull til det høyeste av grusryggen kan høydeforskjellen være omtrent 15 m. Etter Reusch's anskuelse er Vieflotten en sidemorene som danner den øvre begrensingsflate for et tykt morenedekke i den traugformete dal. Da flotten dannedes, skriver han, har isen vært i avsmeltning og har ligget som en omtrent død masse. Der har mellom den og dalsiden vært rikelig med vann, dels stillestående, dels rennende, og dette vann har modifisert formen.

Hovedlinjen i Vieflotten er vel 2,5 km lang. Den faller på en 1200 m lang nivellert strekning 4 m mot vannskillet ved Lesjaskog. (G. Holmsen 1919).

Lateralannelser som Tofteskjellen, Vieflotten og i denne forbindelse kan også nevnes Langranden ved Kongsvoll, er i eldre geologisk litteratur omtalt som sidemorener, hvis overflate er utjevnet av rennende vann langs dalbreen.

Det at alle disse store lateralannelser ligger bare langs den ene dalside, og da alltid i baklien, kan skyldes, at breen på denne side har hatt mest morenemateriale, eller at breelvenes samleområde på den dalside har vært så meget større enn på den annen. Men det kan også hende, at insolasjonen har vært en medvirkende årsak hertil. Ivar Streitlien fremholder (1935, s. 56) at «Strandlinjene kan være ubetydelige eller endog helt mangle på dalsider, hvor det ellers skulde være gode vilkår for deres dannelse. Det er nesten alltid tilfelle på sydsiden av dalen hvor denne går øst-vest, således både i Einundalen, Kakeldalen og Foldalen. Dette kan tyde på at det er bare langs sol-siden (d.v.s. nordsiden) av disse dalene det har vært bresjø, mens det langs baksiden (d.v.s. sydsiden) har ligget en rest av breen som har hindret setedannelsen.»

I litt lavere høyder enn de nevnte brerandlinjers fins både i Dovre og i Lesja, strandlinjer efter en sammenhengende vannflate med utløp



Fig. 21. Dødisens lateralterrasse ved Toftemo, Gudbrandsdalen.
Lateral terrace built to dead ice at Toftemo, Gudbrandsdal.

Gösta Lundqvist fot. 1948.

til Romsdalen over vannskillet ved Lesjaskog. Det er dels akkumulasjonslinjer dels erosjonslinjer. Sydligst i Dovre har de høyden 650 m.o.h. ved Lesjaverk 630. Utløpet ved Lesjaskog ligger på 612 m.o.h. (G. Holmsen 1919).

Bresjøens uttapning gikk nedover Gudbrandsdalen. Den efterlot mange akkumulasjonsterrasser i lavere høyder.

I Dovre er bunnen og sidene opptil 50–60 m rikelig dekket av løsmateriale (Reusch 1910), som nu står med skrenter på begge sider av elven. Den gamle innlandsis må ha smeltet på den måte at den gradvis ble tynnere og tynnere samtidig som dens bevegelse opphørte. Tilslutt ble enkelte rester av isen i dalbunnen liggende igjen, og disse demte opp grunne og litet betydelige vannfylte bassenger, hvori avsattes sjøsediment. Dettets tykkelse tiltar nordover dalen. Sydligst omkring Brennhaugen kan snittene være opp til 20 m høye, mens de nordligst nær Dombås oppnår 60 m's høyde.

I dalfyllingen utskiller Reusch:

- a) eldre istidsgrus fra den tid breen lå i dalen (bunnmorenegrus),
- b) sjøsediment fra den tid da en isrest i Rostensnevringen oppdemte en sjø. Dette er hovedmassen av dalens løsmateriale.
- c) er elvegrus fra senere tid opplagt langs elven under dens utgravningsarbeide.

Sjøsedimentet kaller Reusch for kvikksand. Det kommer inn under mo-jordartenes gruppe, sier han, med kornstørrelse 0,05–0,01 mm. Kvikksanden er lagdelt, skiktene er heldende, og ofte har de bøyninger, idet jorden er tilbøyelig til å gli ut. Undertiden kan sanden være oppfylt av sten og får da et moreneaktig utseende. Noen steder (ved Rindal) ligger der over kvikksanden en grovere sand med gruslag.

Fra dalens nordøstside kommer elven Einbuga. Langs denne når kvikksanden opp til 630 m's koten, henimot 170 m over dalbunnen.

Just Gjessing omtaler (1960, s. 370) dalfyllingene i Øvre Gudbrandsdal således:

«I dalbunnen i Dovrebygden ligger rygger av sand-stein-grusmateriale, som antagelig er bygd opp av nordgående tunnelelver. Ned for Dombås ligger store masser lagdelt, finkornet materiale av motypen i mektighet opp til 80 m i haug- og ryggformer med store, lukkede hull.» Gjessing mener, at dette materiale må være oppbygget subglasialt fra bunnen og oppover i rom, som efter hvert ble utsmeltet av sirkulerende vann i isen.

Hvor det nu uttappete Lesjevann lå er dalen en vid og åpen traugdal. I en høyde på 40–50 m over dalbunnen ligger langs dalsidene tilrundete hauger bestående av fin sand tildels leiraktig, sparsomt bevokset, og med tørkesprekker (Reusch 1910). Fra Lesjevannets tørrlagte bunn har vinden i stor utstrekning ført flyvesand til omgivelsene.

Ved Loras utløp i hoveddalen er store akkumulasjoner som ved Ilka. Ifølge Tollans beskrivelse (1963, s. 340) må materialet i dem være kommet innenfra Lordalen og tilført gjennom slukåser, som danner nettverk i liene på sydsiden av elven. I en av Loras skjæringer er blottet et snitt, som underst viser 3–4 m bunnmorene med mo i finsandfraksjonen. Over bunnmorenen ligger 5–6 m uregelmessig og ikke særlig godt skiktet glasifluvialt grovmateriale. Lagdelingen i snittet faller sterkt utover mot hoveddalen. De øverste 2 m er et horisontalt liggende, utvasket rullestenslag.

På begge sider av Loras utløp er terrasser, som skråner oppover langs elven. Mellom disse ligger grusrygger av utvilsom subglasial opprindelse.

Nedenfor disse akkumulasjoner ligger en lavere grusvifte, hvis høyde ikke når opp til høyden av vannskillet ved Lesjaskog.

Ved Raumas utløp av Lesjeskogens vann er et hauget terreng, som Reusch anser for å være et uregelmessig ås-strøk. Det er sikkert et dødislandskap. Haugene hever seg til omtrent 20 m over vannet.

Mjøsbygdene.*

Hvor kambrosiluriske skifre danner berggrunnen er bunnmorenen preget av dem. Leirskifer gir en tett pakket, leirholdig bunnmorene, som kan ligge i jevntykke lag eller i flate hauger. Tilblending av alunskiferens forvittringsgrus gjør at den er mørk. Hyppig er bunnmorenen dekket av langveis transportert, sandholdig ablasjonsmorene med kantslitte blokker.

Innen grunnfjells- og sparagmittområdene er der mindre forskjell på bunnmorenen og ablasjonsmorenen enn i leirskiferområdene. Bunnmorenen i de førstnevnte berggrunnsområder er gjerne sandholdig og løsere pakket. I grunnfjellsområdenes morene er store blokker almindelige.

Mens Mjøsen, Randsfjorden og Glåmas dal gjennom Solør ennu var fylt av dødis var istykkelsen over de mellomliggende høydedrag sterkt redusert. Breevløp og deres akkumulasjoner viser smeltningsforløpet. På begge sider av Mjøsisen, så vel på Hedemarksiden som på Totensiden ligger mektige lateralavsetninger fra forskjellig tid. Eftersom dødisen tinte ned avsattes breevenes medrevne materiale i stadig lavere nivåer. De samme trekk med breevløp og breevavsetninger finner vi også langs Randsfjordens som langs Solørs synkende dødis.

Det er påfallende, at mens store sand- og grusavleiringer forekommer langs Mjøsisisens kanter er de områder, som lå under dødisens sentrale del, Helgøya, Nes og Ringsaker sparsomt utstyrt med breevavleiringer. De små forekomster som finnes her har stort innhold av kambrosilurisk materiale, hvorav fremgår, at de er av lokal opprindelse.

*) Avsnittet er skrevet i samarbeide med professor dr. Skjeseth.

Eskere med utspring fra det 600–700 m høye vannskille mellom Åsta og Mjøsen viser at breelvene har ført smeltevannet til Svartelvens kilder. Et vannløp kan følges, stykkevis ved hjelp av eskere, langs Fura over Løten vest for Rokosjøen, og videre som lateralavsetninger langs Mjøsisen gjennom Valset til Haresjøen. Herfra har vannet rent til Storsjøen i Odal over passet ved Falldalen på ca. 320 m.o.h. gjennom Råsenåens dal. Ved nordenden av Råsen er store terrasser på høyde 208 m (Isachsen 1934), rimeligvis avsatt samtidig med Hauerseterrinnet.

Eftersom Mjøsisen smeltet ned kunne smeltevannet finne lavere løp. En esker fra Berset, nord for Vangsås kapell kan følges over Romedal kirke sydover Valset med utløp langs Mjøsisen ved Tangen, hvor akkumulasjonsterrasser har nær samme høyde som lateralterrassene ved Minnesund.

Brumundas dal samlet vann fra Mesnavannenes dødisområde som på vel 400 m's høyde rant over til Flakstadelvens dal. Her ble de store breelvdeltaer ved Gålås–Narmo–Vennekvern bygget opp til 300 m.o.h. Sydover dalen ligger hauger med vekslende sand-, grus- og rullestenslag. Vannet har hatt avløp langs Mjøsisen. — En annen drenering fremgår av en rekke grusåser, som møtes ved Brumundsagen, og i området nordøst herfra. Til dette dreneringsområdet slutter seg rullestensåsen Bleka–Bergundhaugen (O. Holtedahl 1933, B. II s. 785) og lateralavsetninger ved Mesnabakken. — Også dreneringen fra Nærebassenget er preget av Mjøsisens nedsmeltning. Ved Kvernstuen er en lateralavsetning, hvorfra vannet en periode fant vei over Tandskogen–Rudshøgda mot innerste del av Furnesfjorden. — I området mellom Brumundsagen og Næren er forøvrig flere nord-sydgående rullestensåser, bl. a. ved Brennlien og Sollien.

Når isen smeltet i Brumunddalen ble her avsatt det ene store breelvdelta nedenfor det andre.

På østsiden av Gudbrandsdalen, ved Hunderseter i Øyer, er spor etter lateralavsetninger i så store høyder at vi må tro, at smeltevannet fra Laugens nedbørområde har rent mot Åstdalen. Utbredte dødismorener av betydelig mektighet ligger langs Åstdalen i området fra Skvaldra til forbi Hynna. Åsta har mottatt smeltevann fra et område, hvor vannet nu renner dels mot Laugen og dels mot Imsa. Herom tyder eskeres forløp og spylereners fall.

Mens dødis ennå lå i Mesnadepresjonen og i Åstdalen ble det mellomliggende høydeparti isfritt, således som de foran omtalte randavset-

ninger over til Ringsaker viser. Til den nedre del av Åstdalen kom smeltevannsløpene vesentlig fra nord, således fra Godlidalen og fra Øyungen. Langs Åstdalens dødis oppstod tallrike spylerenner på begge dalsider, og den mest markerte av disse danner grensen mellom dalbunnens mektige ablasjonsmorene og bunnmorenen ovenfor. Fra Kvalstadseteren går denne spylerenne over i store rullestensåser som kan følges helt til Bjørnåsen. Her slutter de med et utstrakt breelvdelta, avsatt mot Glåmdalens dødis nær Prestseteren. Det er mulig, at Glåmdalens dødis herfra har ledet vannet over mot breelvløpene i Vangsåsen og herfra til Løten.

Langs tilløpene til Akersviken, Flagstadelven og Svartelven, er sandavsetninger utbredt i lavere nivåer. Lignende avsetninger forekommer ved Moelv på tilsvarende høyder.

På vestsiden av Mjøsisen viser eskeren ved Mjørlund at en breelv har rent til Einavann. Fra depresjonen rundt Einavann synes smeltevannet å ha rent sydover gjennom Helgedalen, hvor der ligger eskere helt opp mot vannskillet over til Skrukkeli på 450 m's koten. Fra dette vannskillet renner vannet gjennom Skandøla til Hurdalssjøen. Nord for Skrukkelisjøen er breelvgrus med en esker ved Skabeland (Lise Jakobsen, dagbok 11/8 1950). Grusåsen er ca. 8 m høy. Ved sjøens søndre ende er en annen grusås, som kan følges i 300 m's lengde. Fra Einavanns omgivelser har breelver også ført sandavleiringer til Hunnselvans dal (Thormod Sømød, dagbok 8/7 1947). Øst og nord for Skumsjø, langs Byelven ved Mustad så vel som i Bråstadelvens dal er lateralterrasser avsatt mot Mjøsisen på høyder omkring 400 m.o.h. Sydøst for Ringsjøen er meget markerte terrasser i denne høyde hvori der er tatt opp nye, store grustak på begge sider av dalen ved Segård kapell. Avsetningene er så mektige at de må stamme fra et stort område, muligens fra Dokkas dalføre mens dette ennå var isdemt. Under Mjøsisisens fortsatte sammensynkning ble lavere liggende lateralavsetninger avsatt. Ved utløpet av Vismundelven, Skulhuselven og Stokkeelven, Bråstad- og Hunselven, er avleiret store deltaer, hvor grustak har inntil 20 m høye vegger. (Thorbjørn Sømød, dagbok 2/8 1948).

I Totenviken på nordhellingen av Skreibergene til Skreia er store lateralavsetninger hvori snittene viser lagdelt sand og grus. De ligger ved mundingene av de dypt nedskårne syd-nordgående bekkedaler og ved Lenaelven. — Av andre lateralavsetninger mot dødisen i Mjøsen kan nevnes terrassene langs Gausas dal ved Onsum og ved Kasterud.

Den siste, 56 m over Mjøsen, kan følges forbi Nordli og Sørli mot Kolberg, og består av lagdelt sand over bregrus. Like syd for Trosset er en litt lavere terrasse til henimot Børke, hvor den går over i en rygg med tildels store blokker i overflaten. Ved Røyne, 1 km syd for Vingerum kapell er en smal og kort terrasse på samme høyde som ved Kasterud. — På sydsiden av Rindas utløp er terrasser i flere høyder, i 7, 17, 30 og 45 m over Mjøsen.

Mens Randsfjordisen demte de naturlige vannløp synes smeltevannet fra Hadeland å ha rent over vannskillet mellom Vigga og Hakadalselven. Til Harestuelven fører en esker og stor grusvifte ligger ved Harestua. Eskeren formodes å fortsette over øyer i Harestuvannet til Stryken, hvor et stort delta har høyden 204 m.o.h., sannsynligvis MG. — Ved Moen kapell er en lateralavsetning mot Randsfjorden på høyde 375 m. — Til Randsfjordbassenget fører også breelvløp over vannskillet fra Sandbekkens dal til Grimstadelven, og et annet overløp går over vannskillet ved Kutjern til Korselven og Gulsjøelven. Disse vannløp kan være samlet i lateralavsetningen ved Grymyr etter dennes høyde å dømme. — Relativt store lateralavsetninger ligger i kanten av Randsfjordisen ved Fall og angir dødisens beliggenhet på dette trinn i smeltningen. Gjennombruddet for de vannmasser, som dannet dem fant sted da smeltevannet tok vei gjennom Halmrastskaret fra Trevatnene til Granum ved Randsfjord.

Avsetninger av grus og sand langs Lauseelv mot Landåsvann tyder på at området omkring vannet en tid ble drenert mot Hov i Søndre Land. På et senere stadium ble åpnet adgang for vannet til å renne mot Odnos, hvor det store breelvdelta ble avsatt.

Gudbrandsdalen, Valdresdalene, Hallingdal og Numedal.

Disse dalførers avleiringer er omtalt i beskrivelsene til de kvartærgeologiske kartblad Hallingdal 1955, og Østerdalen 1960, hvorfra det vesentligste av nedenstående er referert.

I de store dalfører sydvest for Gudbrandsdalen fins intet spor etter utstrakte isdemte sjøer, og heller ikke av at isbevegelsen har gått oppover dalene.

Jotunheimen, hvor betydelige arealer ligger over 2000 m's høyden synes å ha beholdt firnområder etter at isskillet over Østerdalene var gått over i den inaktive fase.

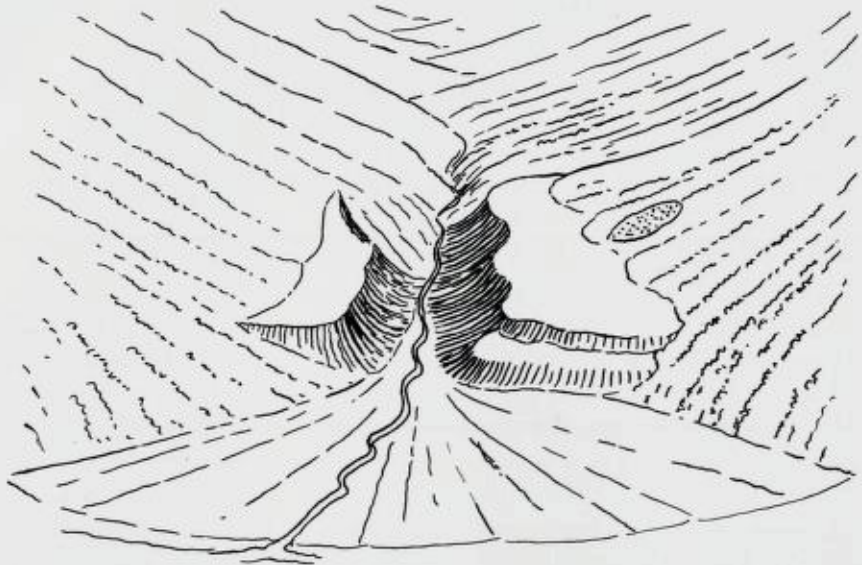


Fig. 22. Lateralterrasser og resent gruskjegle ved Loras utløp i Laugen, Lesja.
*Lateral terraces, probably deposited at the border of dead ice in the valley bottom.
 Below the terraces is drawn the recent fan of the stream Lora in Lesja.*

Drawing by Reusch 1910.

Gunnar Ramsli mener (1947), at der under avsmeltningen ble liggende igjen aktiv is i Jotunheimen mens innlandsisens bevegelse forøvrig var stagnert. Over fjelstrøkene vest for Gudbrandsdalen har isen vært død, skriver han, og innover mot Jotunheimen forekommer ikke aktive breers morener før inn mot de sentrale strøk. Ramsli henviser til en meddelelse han har fått av professor K. M. Strøm om en langstrakt og tydelig endemorene på Valdresflyens nordlige del. Bak denne morene er store blokker i den eldre bunnmorene slipt som rundsva med skuringsstriper. Isbevegelsen er fra nordvest. Det er sannsynlig, sier Ramsli, at vi også andre steder i Jotunheimen kan finne tilsvarende dannelser, men i nærheten av de resente morener er det vanskelig å skjelne mellom disse og de subresente.

Syd for Vinstravassdraget er der ingen moderne breer med avløp til Østlandet før i Hallingskarvet, hvor de nuværende breer ligger meget nær halvøens hovedvannskille. Så høytliggende arealer at de efter Innsjøtrinnet kunde danne omfattende firnområder er der ikke innen dette område.

I de i overskriften nevnte dalførers løsavleiringer sees ingen spor hverken efter så mektige eller utbredte løsavleiringer, som de der ligger nord og syd for Østerdalens isskille, men Gudbrandsdalens dalsider og bunn har betydelig mer løsmateriale enn dalførene lengere vest. Dalsidene er i stor utstrekning dekket av dyrket bunnmorene og rasgrus, mens lateralterrasser oppbygget mot dalbunnens isrest svarende til Østerdalenes brerandavsetninger, forekommer mer sparsomt.

Gudbrandsdalen.

Tilløpene har bygget opp grusvifter ved sitt utløp i hoveddalen. Jørstadmoen ved Gausas utløp består av lagdelt sand med høyde stigende fra 4–5 m over Laugen opp til 16 m. Eldre enn denne grusvifte er høyere lateraldannelser av lagdelt sand langs Mjøsas dødis. På østsiden av Laugen, like overfor Jørstadmoen, ligger en dødisavleiring, Håvemoen.

I dalbunnen syd for Øyer stasjon er ved gården Blestermoen et dødislandskap med grytehuller på begge sider av elven, og ved Nymoene, nord for stasjonen, er grytehuller på elvens vestsida, hvorfra en esker går ut. Breelvgus sees i grustak så langt syd som til Hunderfossen.

I den bratte lien på Laugens østside er bregrusdekket tykt. A. Samuelsen, som har utført den kvartærgeologiske kartlegging her, (omtalt i Gunnar Holmsen, 1960) fant et skille mellom vasket grus nederst i lien og bregrus med meget finmateriale høyere opp.

I lien øst for Losna er jorddekket tynt. Det er vasket bare til liten høyde over vannet. Skiktet materiale forekommer i små grusvifter foran bekkeutløp. Syd for Stav er grytehull, og ved broen over elven fra Tretten stasjon er et grustak med strømskiktet grus ført ned med Moksa.

Under utarbeidelse av det kvartærgeologiske landgeneralkart Jotunheimen er verdifulle iakttagelser over innlandsisens avsmeltningsforløp utført.

Jan Mangerud (1963) har beskrevet avsmeltningen i og omkring midtre Gudbrandsdal. Innen arbeidsområdet forekommer smeltevannspor opp mot de høyeste fjelltopper, således i Skarven, blad Rondvasshøgda, til 1200 m.o.h. Efter at fjelltoppene smeltet frem av innlandsisen har aktive breer ikke eksistert i fjellområdene.

Ved munningen av de store tilløp til Laugen ligger mektige løsmasser, som tidligere (J. Rekstad 1895, W. Werenskiold 1911) er omtalt som morener. Mangeruds undersøkelser viser, at avsetningenes materiale er lagdelt, til dels med fluvial slitasje. Kornfordelingen ligger hovedsakelig innenfor det område, som av Selmer-Olsen (1954) er avgrenset for glasi-fluviale sedimenter. Bergmaterialet de er oppbygget av er statistisk undersøkt ved stentelling, som dog ikke sier noe entydig om transportretningen.

Løsmassene må være ført ut sidedalene med rennende vann, og ble opplagt i hoveddalen som lateralterrasser støttet til dødisen. Grytehull er utbredt i deres overflate. Akkumulasjonsformene er mer eller mindre brutt ned av senere erosjon.

Harpefossens canyon oppfatter Mangerud som postglasial. Innløpet, som er lokal erosjonsbasis for den ovenforliggende dalfylling, har skåret seg ned omtrent 20 m. Bassenget ovenfor ble fylt av løsavleiringer, og Vinstras grusvifte ble bygget opp til en høyde bestemt av innløpsnivået til Harpefoss. Eftersom innløpet til canyonen senket seg oppstod en rekke erosjonsskrenter i Vinstras vifte nedover mot Harpefoss.

I et senere arbeide omtaler Mangerud (1965) opprindelsen av Vinstradalens mektige dalfylling. Over glasifluviale avleiringer av stor mektighet, opp til 70–80 m, ligger bregrus i et dekke av 10–30 m's tykkelse, på sine steder ennu tykkere. Bregruset er bunnmorene av samme art som på nærliggende fjellområder, og stenenes orientering viser, at den bre som avleiret bunnmorenen beveget seg tversover Vinstradalen, en retning som også skuringsstripene i trakten viser.

Det glasifluviale materiale er kommet fra et annet område enn bregruset, med opprindelse fra sydvest, i dalretningen og ansees av forfatteren å stamme fra begynnelsen av siste istid eller fra siste interglasialtid.

Arne Tollan (1963) har beskrevet isbevegelsens retning og isens avsmeltningsforløp i området Kjølensfjellene mellom Finnas dal i Vågå og Laugens i Lesja.

Skuringsstripene utpeker en nordlig brebevegelse, hvorav retning mot nordøst ansees som den siste som følge av drumliners lengdeakse i denne retning både i Lordalen og andre steder. Tollan antar, at mens ennu aktive breer lå over høyfjellene i Jotunheimens nordlige del var isen klimatisk død i Gudbrandsdalen, øst for det av ham undersøkte område.

En del av smeltevannet fra denne del av Jotunheimen, som nu renner til Otta, synes i avsmeltningstiden å ha vært demt av det samme isskille, som demte Laugens dalføre i Sel. Over fjellpartiet Kjølensfjellene omtaler Tollan flere skar med overløp til Lesja. Tre av

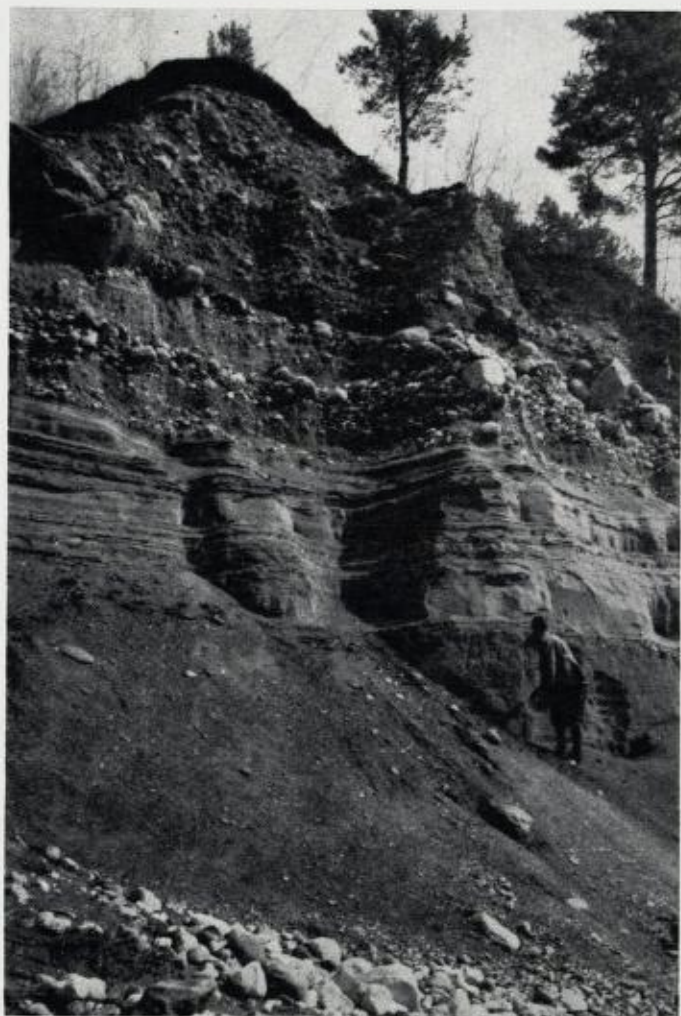


Fig. 23. Blokkførende bregrus over glasifluvial sand i snitt nær Kamfoss, Vinstra. Section near Kamfoss, Vinstra, showing boulder bearing till over stratified glacial drift.

G. Holmsen fot. 1953.

disse, Storskaret på 1478 m.o.h., Grøndalen på 1334 og Skjervapasset på 1184 m.o.h. skiller seg ut ved sin størrelse og mengde av dreneringsspor. Passoverløpet i Storskaret er 80–100 m bredt og nesten alle blokker er skyllet bort så berggrunnen ligger i dagen. Ved innløpet på Vågåsiden ligger en blokkfri sand- og grusterrasse 20–25 m bred. Til denne fører spylerenner fra fjellsidene, som har avsatt sitt medrevne materiale i en liten randsjø. Grøndalen er ved innløpet fylt av sand og grus med fluvial karakter. Dødisgroper omgis her av esker-rygger, mens selve passet har renspylt berg langs kantene og fluvialt slitte blokker i bunnen. Det laveste overløp, her kalt Skjervapasset, viser også avleiringer av sand og mo i dalbunnen foran innløpet. Overgangen mellom disse finkornige sedimenter og det høyere liggende sparsomme morenedekke er ofte skarp.

Vannstrømmene gjennom Storskaret og Grøndalen tok på Lesjasiden vei under isen, og eftersom denne smeltet ned efterlot de seg renspylte belter av 500 til 1000 m's bredde. Vannmassene som må ha vært meget store synes å ha rent mer eller mindre langs kanten av dødisen.

Per Jørgensen (1964) har nylig utført kvartærgeologisk kartlegging mellom Sjudalen og Tessevann, og beskrevet avsmeltningen i området.

Det høyeste fjell er Fuglhø, 1507 m.o.h. En tosidig spylerenne nær toppen tyder på, at isen var klimatologisk død da toppen smeltet frem.



Fig. 24. Heldende marginalterrasser i Veodalen, Øst-Jotunheimen.
Inclined marginal terraces in Veodalen, East-Jotunheimen.

Som breelver og eskere viser rant smeltevannet mot Tesse, og herfra til Otta før avløpet fant vei sydover Sjudalen.

I fjelldalene mellom Tesse og Sjudalen, således i Smådalen, Rundtjørngjelet, Jonsdalen og Veogjelet ligger tallrike eskere, hvorav flere i fortsettelse av breelver. Beliggenheten av dødisens rand til forskjellig tid under avsmeltningen lar seg til dels bestemme.

Ole Fr. Bergersen har i somrene 1961 og 1962 tegnet det kvartærgeologiske kart fra Fåberg til Ringeby. Iakttagelsene er samlet i hans hovedoppgave i fysisk geografi til realeksamen 1963.

Over det undersøkte område, så nær som på det meste av dalens bunn og sider opp til et par hundre meter over elven, ligger et morenedekke av vekslende mektighet, som nesten utelukkende skriver seg fra den underliggende berggrunn. På fjellviddene er mektigheten sjelden over 2 m. I hoveddalens sider veksler mektigheten sterkt. Eksponerte steder som dalnes, bergknatter og dalsnevninger har ikke et sammenhengende dekke, mens dalutvidelser og innbuktninger i dalsiden lokalt kan ha mektigheter langt over 10 m. De større mektigheter ligger i østre dalside lengst syd i Øyer i klar støtsideposisjon for siste isbevegelse.

De aller største morenetykkelser fins imidlertid i sidedalene, ikke bare i de daler, som har ligget på tvers av isbevegelsen, men også i de hvor isen beveget seg i dalretningen. Som eksempel herpå omtaler Bergersen Fryas dal, hvis lengderetning er som skuringsmerkenes. Dalen har tydeligvis vært fylt av store morenemasser, kanskje opp til 100 m over elvens nivå. Store morenetykkelser forekommer i alle sidedaler innen det undersøkte område, og selv om meget av bregruset etter istiden er blitt ført ut i hoveddalen, forteller de gjenværende masser med sine talløse skredspor at dalfyllingene har vært overmåte store, særlig innen skiferområdene.

I en senere trykt avhandling har Bergersen (1964) ved hjelp av studier over stenmaterialets opprindelse og slitasjen av løsmaterialets stener kunnet skjelne mellom langveis transportert materiale og mer stedegent, så vel som mellom bretransporterte og vanntransporterte løsavleiringer.

På et tidlig trinn i sine undersøkelser ble han klar over at den bunnmorene som ligger i lav posisjon i Gudbrandsdalen inneholder en anseelig mengde vannslitte stener. Slitasjen i strømmende vann anser han å ha forekommet før stenene ble innleiret i bunnmorenen. Det er særlig stener av fjerntstående bergarter (jotunbergarter) som

er godt avrundet og har glatt overflate. Denne slags bunnmorene betegner han som allokton.

I motsetning hertil anser han den bunnmorene som domineres av stedegent bergartmateriale (sparagmitt) med kantete stener hvis hjørner er skarpe, for autokton. Den er utbredt på fjellviddene, i sidedalene og langs hoveddalens sider. Fra det autoktone bregrus i sidedalene har breelvene i avsmeltningstiden avsatt grusvifter av som regel dårlig sortert materiale ved sitt utløp i hoveddalen.

Mindre forekomster av sand og grus, utvasket fra bunnmorenen forekommer mange steder som lateralavsetninger støttet til dødis. Eskere og slukåser er ikke ualmindelige.

Skredjord er almindelig utbredt i Gudbrandsdalen.

Mjøsens dødis dannet til et sent stadium i avsmeltningen erosjonsbasis for det undersøkte område på ca. 250 m.o.h.

Postglasiale omleiringer har i høy grad forandret de glasiale avsetninger.

Randsfjorden og Etnedalen.

I lateralsjøer ble der langs dødisen i Randsfjorden avsatt skiveleir opp til ca. 50 m over sjøen (Holtedahl og Schetelig 1929). Der har i eldre tid flere steder vært teglverksdrift på leiret. På vestsiden av sjøen ligger et smalt belte av leirholdig morene, omtalt av Sømød som bunnmorene (Dagbok 1948). På sjøens østside ligger breelavsetninger med vekslende lag av sand og grus, således ved Grymyr, Moen og Nerlø. Noen steder er lateralavsetningene dekket av ablasjonsmorene.

Ved sammenløpet av Etna og Dokka ligger elvterrasser med mange grustak og gode snitt, som viser vekslende grus- og sandlag til 30–35 m over Randsfjordens nivå. Over denne høyde ligger et belte av dødismorener, og ovenfor dette igjen et tynt og spredt morenedekke, hvorigjennom berggrunnen mange steder stikker frem. Snitt i dødismorenene kan vise lagdelt sand under et metertykt lag av ablasjonsmorene.

Ovenfor Bruflat går Etna for en stor del over berggrunn. Noen lavtliggende, smale elvesletter forekommer.

Sperillen og Begnadalen.

Langs Sperillen forekommer skiveleir som ved Randsfjorden og Krøderen. I veiskjæringer langs sjøens østside er mjelelag å se ved Buttingsrud så vel som ved Hagan, og ved Prestgården er et stort

grustak i vasket og sortert rullestensgrus. Disse avsetninger oppfattes som lateraldannelser til en dødis i sjøen (Fridtjov Isachsen, dagbok 1941).

Ved sjøens utløp og langs dens vestre strand sees snitt med fin, stenfri sand over strømskiktet sand og grus. I overflaten ligger mange steder store blokker. Lien ovenfor sandfeltene har rygger av bregrus, som ligger på tvers av dalretningen og synes utgravd av bekker (Kjell Isachsen, dagbok 1941).

Begna og dens tilløp Urula har tilsammen lagt opp et stort delta ved nordenden av Sperillen. Det når til 13 m's høyde over sjøen. Urula renner for det meste gjennom glasifluviale avleiringer med grytehuller og eskere.

På begge sider av Begna forekommer ovenfor dens utløp i Sperillen moer med sand i vannrette så vel som i skrånstilte lag, som antas å være av glasifluvial opprindelse. De ligger i forskjellig høyde over elven, og kan følges i sammenheng til litt ovenfor Begndalen kapell. I dalsidene stikker mange steder berggrunnen opp gjennom bregrusdekket.

Nordenfor Begndalen kapell ligger for det meste bregrus i dalbunnen, men mellom Bagn og Øye i Aurdal er elveløpet trangt og dypt nedskåret i berggrunnen. Rundt Aurdalsfjorden og Fløafjorden er der sand- og grusterrasser til henimot 20 m over vannspeilet i fjordene, og ved utløpet av Strondafjorden har Leira lagt opp en gruskjogle. Her ligger også en liten esker med dårlig sortert materiale i dalbunnen.

I Østre og Vestre Slidre er dalførenes jordart leirholdig bunnmorene. Glasifluviale avsetninger sees ikke før nordenfor Slidrefjorden.

Krøderen, Hallingdal og Hemsedal.

Langs Krøderens sydlige del ligger flere utstrakte brerandavsetninger. Ved Skinnesund er en sandterrasse bygget opp til 25 m over sjøen, og ved Noresund ligger en tilsvarende dannelse med proksimal-kant mot nord. På østsiden av fjorden er grytehull. Ved Herringrudmoen, rett overfor Ørgenvika, er også en terrasse, som går nesten til samme høyde. Disse brerandannelser ansees avsatt i lateralsjøer mellom lisen og dødisen i Krøderen efterat havstanden var sunket fra den marine grense på nivå 190 m.o.h. til 160 m.o.h. Flere andre terrasser langs Krøderen når til 160 m's nivået, således ved Rængårdene og

ved utløpet av Bjørelven så vel som gruskjegler ved Solheimelven og ved Tromaldelven.

Det usorterte bregrus langs Krøderen og i Hallingdals sider nær dalens utløp i sjøen kan ha stor mektighet. Rett overfor Ringnes, ved Gubberød, har en bekk skåret seg 20–30 m ned gjennom bregrusdekket, og syd for Lindelia og Tromåldgårdene har det en lignende tykkelse. Langs Saulielven ovenfor Ormerud er et ras, hvis dybde gjennom bregruset er anslått til 30 m. Lengere nord i Flå stiger lien bratt opp fra den flate dalbunn. Dens morenedekke er sparsomt, og berggrunnen stikker mange steder frem.

Sandterrasser under 162 m's nivået er utbredt i nedre del av Hallingdal så langt nord som til Stamm, 18 km fra Krøderens nordende. Gjennom Flå er dalbunnen bred, men snevres inn før dalen munner i sjøen. Ved Gulsvik stikker ikke mindre enn 4 isolerte bergknatter frem i selve dalbunnen. Mellom disse har elven etter tur tatt nye løp. Terrasser med sand og grus i lag når på dalens sydside til 10 m, på nordsiden til 25 m over elven. Gruskjegler foran tilløpene kan nå til større høyder. Dalfyllingen i Flå er opprinnelig glasifluvial, men i lavt nivå omleiret i postglasial tid.

Nord for Nesbyen viser dalen et annet preg. Elven går over berggrunn eller over bregrus, og de store sandavsetningene i dalen ovenfor Krøderen slutter ved Nesbyen.

I Gol ligger grus i hauger og rygger i lisidene opp til 200 m's høyde over dalbunnen. Særlig store masser er blitt avleiret bak fremspringende dalnes. Disse avleiringer har av forfatteren tidligere vært omtalt som sidemorener (Gunnar Holmsen i Carl Bugge, 1939, s. 74). I den sydlige dalside ovenfor Gol stasjon har bekkene skåret seg dype far gjennom avsetningen, og mellom bekkedalene gjenstår rygger med lengderetning på tvers av dalen. Materialet i ryggene inneholder som regel finmateriale nok til å gjøre jordarten tett og hård, men finmateriale kan også mangle så bekker ovenfra lien forsvinner i grunnen.

I 1941 foretok forfatteren en nærmere undersøkelse av de såkalte sidemoreners materiale. De bekkedaler, som har skåret seg ned i dem kan være meget dype og bratte, men i bekkedalenes bunn sees lite eller intet av blokker til tross for at ryggenes topplag viser en del sten. Det synes tvertimot som om materialet har liten motstandskraft mot erosjon siden dalene er så dypt nedskåret. Bekkedalenes skråninger er meget steile, og der er tallrike merker etter skred å se i dem. Skredene løsner ofte med telen, men også under sterkt regn i den

telefri årstid. Utgleden frisk masse består av sand og leir. Leirinnholdet er så stort, at vannet i en brønnkum bygget i en bekkedal ovenfor Gol stasjon holdt seg blakket et helt år etter at et ras var gått. Jordarten er så tett, at gammeldagse, gravete brønner ikke gir nok vann til større gårdsbruk. Sikre opplysninger om hva slags materiale brønnene er gravet i har forfatteren ikke kunnet skaffe.

Det som sidemorener tidligere beskrevne belte av hauger og rygger i lisidene i Gol, så vel som i nedre del av Hemsils dal kan muligens ansees som lateralavsetninger langs dalens dødis med et innslag av mektig bunnmorene.

I hoveddalens bunn ligger i Hemsils gruskjegle en grushaug, «Håhaugen», som ikke kan være noe annet enn en esker-rest til tross for at dens materiale er, i allfall i overflaten, usortert. På elvens sydside er nær Gol stasjon noen grusrygger i dalbunnen, som synes å ha hatt sammenheng med Håhaugen.

I Hemsedal ligger også bregrus i rygger og hauger langs lisidene. Hemsedal er en hengende dal i forhold til hoveddalen, idet dens bunn nederst ligger vel 100 m høyere. Lisidenes lateralavsetninger når derfor til mindre høyde over dalbunnen her enn ved Gol. Langs den nordøstlige liside når de mellom elvene Logga og Gjuva til ca. 100 m's høyde over dalbunnen. Store blokker ligger strødd over haugene og utgjør et vanskelig passabelt lende. På sydvestsiden av dalen danner lateralavsetningene et sammenhengende belte fra Robru til Gjuva-setrene. Flere steder i dalbunnen stikker der frem åslignende grusrygger, således ved Engjø.

Fra hvelven mellom Grytingen, Sæta, Storhorn og Slettfjell fører et meget stort, nu tørt breelvie til Gjuvas tilløp nær Sireslettisetrene.

Reusch har noen notater (1896) om de løse avleiringer i Hemsedal, Grøndalen og Mørkedalen. Han fant under vandring fra Hjelmen i Hemsedal til Leinstølene på dalens syd-vestside at dalsiden var dekket av morenegrus, så bergunderlaget bare kunne sees ett sted, og det var hvor et ras hadde blottet den. På fjellflaten vest for Hamnaskjel er morenegrus utbrett overalt. — Bunnen av Mørkedalen, inntil omtrent $\frac{1}{3}$ opp på fjellsidene er dekket av stenet morenegrus. Stenene er noe tilrundet, grunnmassen sandaktig med litt støvfint bergartmel. Grusets overflate viser ofte rygger der går på tvers av dalens lengderetning. En del av dem er vel endemorener, men en del av dem er kanskje fremkommet ved vannløp kommet ned dalsidene, som har etterlatt rygger mellom furer, som de har gravet seg i morenedekket. I en liten

torvmyr nær Bjøberg skal der øverst være omtrent 70 cm mosetorv og derunder omtrent 70 cm brenntorv rik på røtter, stammer og grener av furu. Disse trerester har holdt seg så godt at de blir tørret og opphugget som annen ved. Furuskogen går nu ikke høyere enn omtrent til Hemsedal kirke. Da så meget mosetorv har vokset over furuskogen ved Bjøberg, må man heri se et tegn på, at skogens undergang der ligger langt tilbake i tiden.

Om høyfjellet ved Bjøberg skriver Reusch at berggrunnen er meget oppsmuldret, så der overalt er utbredt flattliggende urer av sten, til stor hinder for fremkomst. Herskende kulør er den grå, urenes og det nøkne fjells askegrå og rensdyrmosens gulgrå, begge i fjernsyn overgående til blålige toner. Foran en sidedal, amtskartets Støngeskaret, øst for Øresjøen, ligger der 2 halvkretsformete morenevoller og antydning til en tredje, hver av dem delt i 2 deler ved elvens graving.

Olav Liestøl omtaler også (1963) en endemorene ved Bjøberg. Den er så klar, skriver Liestøl, at den umulig kan forveksles med noen slags form for dødisdannelser. Den ligger foran en hengende, botnlignende sidedal og går nesten helt ned i dalbunnen. Både ovenfor og nedenfor i selve hoveddalen finner man dødisfenomener. Det ser derfor ut som morenen er dannet etterat isen i dalen er smeltet bort. Kan dette være den av Reusch omtalte morene?

Om Grøndalen skriver Reusch, at brebevegelsen har vært fra nord. Dalbunnen er dekket av morenegrus, som der hvor navnene Bjørneberg og Grøndalen står på amtskartet, er opplagt i tvermorener. Sådanne rygger vil vel nu helst av moderne geologer betegnes som dødismorener.

Numedal og Uvdal.

Langs Numedalslågens dal har sjøen trengt inn helt til Hedenstad. Fra Hedenstad til Larvik renner Lågen i en dal med bratte dalsider. Dalbunnen er flat over lange strekninger hvor elven meandrer fra den ene dalside til den annen, men gjennom Svarstad renner elven mer rettlinjert med bra fall i et trangt løp mellom bratte sandbakker, og fra Engelstad til Vierød har elven mange steder blottet bergunderlaget.

Dalfyllingen består av marin leir, som oftest dekket av glasifluviale og postglasiale avleiringer.

Et leirfall inntraff ved Åserumvatnet i Hedrum i 1940 (Per Holm-

sen og Gunnar Holmsen, 1946), og ved Hvittingfoss forekommer regulært kvikkleir (Norges Geotekniske Institutt 1961).

Kåre Kristiansen har i sin hovedoppgave i fysisk geografi omtalt (1948) avleiringene i noen sidedaler til Laugendalen gjennom Sandsvær. Den marine grense er målt forskjellige steder og funnet å ligge mellom 177 og 180 m.o.h. Hans målinger med barometer refererer seg til terrasseflaters indre kant, hvor disse støtter seg til bart berg, og går ut fra Vassdragsvesenets fastmerker.

Berggrunnen på høydedragene mellom sidedalene er for det meste bar for bregrus. Der nevnes enkelte mindre områder med et leirholdig bregrusdekke, således ved Høgdebø omkring fjellet Borgaren, ved Lindåskroken mellom Dalselven og Ravalsjøelven, og i Rudsåsen syd for Eggerelven.

I den nedre del av dalene langs Eggerelven, Kjørstadelven og Dalselven ligger lateralavsetninger, som støttet seg til Laugendalens dødis. Langs hoveddalens skålformete utvidelse ved Eggerelvens utløp av den trange V-formete sidedal har en randsjø vært oppdemt, hvori ble avleiret lagdelt materiale, deriblant skiveleir av stor mektighet.

I området langs Dalselven har en dødbrerest smeltet ned og efterlatt rullestensåser og grytehull. Blokkmaterialets opprindelse tyder på at dreneringen har foregått i dalretningen, mot nordøst.

Den marine grense fremtrer ca. 4 km syd for Kongsberg mellom gårdene Stranden og Fredriksdal som en terrasse, der ifølge Sølvverkets kart med 10 m's koter når opp til noe over 170 m.o.h. Øverst på terrassen ligger ved Bringesrud en strandvoll med grovt rullestengrus. Nærmere henimot Kongsberg er dalbunnen fylt av et dødbrelandskap liggende under MG med breelvløp mellom høye grushauger. Overgangen fra det rullete breelvgros med betydelig tykkelse til den blottlagte berggrunn nær 170 m's koten er skarp.

Ovenfor Kongsberg avløser den ene sandmo den annen nordover dalen. I moene er grytehuller hyppige. (A. Samuelsen 1937, s. 79 o.f.). Ved Svene og nordover i Flesberg er dalbunnen bred med ujevne lateralterrasser nær dalsidene. I lien syd for Høymyr er en esker av grovt rullestenmateriale, og ved Rustaden følger bygdeveien en annen lang rullestensås. Ryggene går i dalretningen (A. Samuelsen 1937).

Ved Ulvik danner dalen en svær botn, skriver Samuelsen, med meget høye og bratte sider, som Lågen skjærer seg inn i fra vest. I denne gryten har en brerest blitt liggende i lengere tid og har demt opp smeltevannet i Rollag, som fikk avløp gjennom et skar vest for

Kleiverud hvor den gamle bygdevei går. I skaret sees spor efter strie vannstrømmer, og utover jordene på Kleiverud ligger store mengder av grov rullesten høyt over de øverste terrasser i dalen. I Rollag er ikke funnet sikre spor etter oppdemningen, men på begge sider av fjorden er breelvterrasser som i Flesberg. Terrassenes høyde stiger jevnt oppover Numedal. Nær Kongsberg ligger de høyeste terrasser 168 m.o.h., i Rollag 210 m.o.h. Dette svarer til en gradient 0,95 m pr. km. I Rollag så vel som mellom Veggli og Laugi ligger flater av sand og grus inntil 40 m's høyde over elven. Løsmaterialet er for en stor del lagt opp som gruskjegler av sideelvene. Eskere, delvis omformet av senere vannløp forekommer.

Mellom Mykstufoss og Kravikfjorden går elven over berggrunn eller storstenet bunnmorene. Langs Kravikfjorden og Norefjord består stranden hovedsakelig av berggrunn.

I eldre geologisk litteratur fins det som foran nevnt bare sparsomt med iakttagelser over de løse avleiringer. Reusch (1896) har dog en del andre notater fra Numedal, som til en viss grad supplerer hvad foran er referert. — I Svene renner elven dyp og stille mellom grus- og sandflater, som hever seg 10–15 m over den. Gruset er vasket, og stenene i det fullstendig tilrundet. I Flesberg er mellom Brattås og Langestrand en stor, furubevokset mo, mens man langs veien fra Flesberg til Lande i Lyngdal møter morenegrus. — Fra Rollag kirke og sydover er dalen vid. Løsmaterialet her langs fjellet er lagdelt sand og grus, som til dels danner flater omkring 40 m over elven. Nede ved denne er materialet lagdelt sand og til dels leir. Ved Fekjan og flere steder nordover Numedal er ifølge Stalsberg, hyttemester på Kongsberg, teglbrenning forsøkt, men med litet hell. Intet sted er leiret kalkholdig. — Fra Fjose til Veggli kirke følger hovedveien elvens sydvestside. Her er en omtrent 25 m over elven liggende mo av sand og grus. — Langs Norefjord sees flere steder lagdelt sand med grus og rullesten opplagt i terrasseformete avsatter til 10–15 m over vannstanden, likesom der langs breddene av Tunhovdfjorden sees sandavleiringer, som med sin horisontale overflate ligger inntil 12 m over vannflaten, og som på noen steder viser friske brudd ut mot sjøen. Sand og gruslag veksler.

Løsmaterialet langs Norefjorden og i de ovenfor liggende dalfører med avløp til Lågen er, for såvidt de omfattes av landgeneralkart Hallingdal, omtalt i beskrivelsen til dette kvartærgeologiske kart (Gunnar Holmsen 1955), hvortil henvises.

Fra Tunhovdfjorden til Skjønne kapell går Lågen med stort fall, og dalen er trang i motsetning til det åpne og vide dalføre, hvori Tunhovdfjorden og Pålbufjorden ligger lengere oppe i vassdraget. Fridtjov Isachsen omtaler i sin dagbok ført under kartleggingen 1936, at der på Pålbufjordens nordside er en forskjell å spore på den tette bunnmorene med meget finmateriale og den mer eller mindre godt vaskete, grusrike ablasjonsmorene.

Elven gjennom Uvdal har ovenfor Fønnebufjorden avleiret en stor deltaflate, Uvdalsøyene, fortrinnsvis bestående av glasifluviale finkornige avsetninger. Ellers renner elven over bunnmorene med store blokker, eller over berggrunn.

På fjellvidden over mot Tessungdalen er tallrike eskere. Den nye vei mellom Uvdal og Tinn følger fra utløpet av Sønstevann en slingrende esker.

Hvad J. Rekstad har beskrevet som endemorener etter en dalbre i tilbaketrekning fra Uvdal til Hardangervidda (J. Rekstad 1903), må etter nutidens oppfatning ansees dels som åser, dels som ablasjonsmorener. Der ligger sådanne i hoveddalen så vel som i Imingdalen, Sandsetdalen, Tessungdalen og Breidsetdalen. Løsmaterialets former vitner om, at det er efterlatt av klimatisk døde isrester. Den østlige del av Hardangervidda er på et forholdsvis tidlig trinn i avsmeltningen blitt liggende under den klimatiske snegrense, så isens bevegelse stagnerte.

Nordøstlig rettet isstrøm fra Jotunheimens nedslingsområde.

Kryssende skuringsstriper langs riksveien over Dovrefjell ved Dombås viser bevegelse i 2 retninger, en eldre nordvestlig efter Gudbrandsdalen, og en yngre loddrett på denne mot nordøst langs den forsenkning jernbanen og veien over Dovrefjell følger. Den nordvestlige brestrøm over fjellet fra Østlandets breskille er blitt avløst av is med nordøstlig bevegelse fra Jotunfjellene.

Når man fra Hjerkinns reiser til Dombås, skriver Reusch (1923) ser man av småklippenes former at isbevegelsen har gått samme vei som vannet i øvre del av Folla renner, mot nordøst. I den vide dal-senkning ved Fokkstuen er der en del glasifluvialt materiale efter dalbunnen, og forresten et tynt morenedekke, som er eiendommelig hauget. Haugene er langstrakte i dalretningen, og de mest påfallende av dem må betegnes som drumliner.

De snitt han omtaler fra noen av haugene tyder imidlertid ikke på at de tilhører bunnmorenen. De viser nemlig skråttliggende sandlag dekket av usortert grus, og en av jernbaneanleggets ingeniører meddelte ham, at det er almindelig når man graver i haugene å finne mjesand, kvabb, under grusdekket. Reusch's landskapstegninger og fotografier gjør det derimot trolig, at han også har iaktatt sikre drumliner, men ikke sett snitt i dem.

Kaare Strøm omtaler (1952) sidemorener langs Kolla og Vesle Nystuguhø i Kaldvellas nedre del nær Kongsvoll og på Knutshø. Ingen andre steder er i dette område påvist avleiringer etter aktiv is. De nevnte morener må derfor anees som tegn på innlandsisens siste bevegelse her.

Per Holmsen fant i Hjerkinntakten (1964) tre grupper av skuringsstriper representert. Den eldste peker mot nordvest mellom 325° og 345°, et yngre system viser isbevegelse mot nordøst 55°–75° og et ennå yngre system viser skuring mot nord eller nordøst. Ledeblokker fra en serpentinkuppe nordvest for Hjerkinns stasjon er fraktet i retning 20°.

I en nylig utkommet publikasjon beskriver Johan Ludvig Sollid (1964) drumliner sydvest for Fokkstua, inntil 1,5 km lange og opp til 20 m høye med lengderetning etter dalsenkningen, og at tilsvarende skuringsstriper forekommer helt til Hjerkinns. Sollid hevder, at glasiassjonsentret for isens bevegelse må ha ligget i Vest-Jotunheimen, således som K. Strøm har antatt (1952), og at det tyder på et brefremstøt, som etterfulgte den nordvestlige isstrøm. Ved Kongsvoll ligger randmorener på begge sider av Drivdalen. I vest omkranses den bortsmeltete Bretunge inne i Kaldvelldalen av en randmorene, som fra Kolla bøyer rundt åmotet mellom Stropla og Kaldvella, og herfra svinger tilbake på sydsiden av Vesle Nystuguhø. I øst ligger en tilsvarende randmorene på sydvestskråningen av Søndre Knutshø hvor den faller fra høyde 1350 m til 1260 m.

Sollid antar, at disse randmorener er yngre enn ra-tid og samtidig med det brefremstøt Liestøl har beskrevet (1963) omkring Hardangerjøkelen. Som på den østlige del av Hardangervidda har også isdekket øst for den nordøstlige isstrøm fra Jotunheimen vært klimatisk dødt.

Under avsmeltningen etterlot isstrømmen fra Jotunheimen glasi-fluviale avsetninger og dødismorener foruten drumliner i fjellovergangen. Smeltevannet gjennom isfri skar i Foldalen førte med seg sand og grus. Sollid henfører til denne epoke de utstrakte glasi-fluviale

avsetninger ved Flåman, som ble ført gjennom skaret ved Kvitkjønnan i 1100 m's høyde, og lateralterrassene likesom eskeren i Øvre Foldal (se s. 61).

B. SPREDTE KVARTÆRGEOLOGISKE IAKTTAGELSER FRA DET SYDLIGE NORGE

Ratidens avsetninger på Sørlandet.

Avleiringene over bergunderlaget på Sørlandet utenfor det store ra er kartlagt og inngående beskrevet av B. G. Andersen (1954 og 1960). Fra hans doktoravhandling (1960), hvor mange tidligere geologiske arbeider omtales og drøftes, skal her hans fremstilling av avsetningenes genesis refereres.

Raet danner et nesten sammenhengende morenebelte fra Haslaodden nord for Grimstad til Sirdalsvann i Ryfylke, en strekning på ca. 170 km. Beltet er vanligvis 100–150 m bredt og består av mektige bregrusmasser som på overflaten mange steder har karakter av storblokkig moreneur. Innen morenebeltet ligger almindeligvis en eller to parallelt løpende, 3–15 m høye rygger, men det er ikke uvanlig å finne rygger som er 20–30 m høye, og på enkelte steder er observert opp til fire parallelt løpende morenerygger.

Morenebeltet har markerte grenser mot de bare fjellflatene på begge sider.

Der hvor morenebeltet krysser en dalgang sees som oftest 1–3 parallelle rygger på tvers av dalretningen gjennomskåret av elven. I tilknytning til ryggene ligger ofte randterrasser, hvorfra ryggene hever seg noen få meter. Morenebeltet med randterrassene demmer opp sjøer i alle hoveddalene unntatt Vestredalen i Kvinesdal.

De største fluviale, glasifluviale og marine avleiringer på Sørlandet ligger i de store hoveddalene mellom kysten og ramorenene. Heiene mellom dalene er påfallende snaue for løsavleiringer. I daler, som ligger på tvers av den nord-sydgående brebevegelse fins dog en god del bunnmorene. Mektigst er denne i nordvendte dalsider, støtsidene, og Andersen omtaler dem som *støtsidemorener*. De er tykkest i den

bratteste, nedre del av dalsiden. De bratte støtsider har hindret bunnmorenens transport.

Over det meste av den beskrevne strekning lå ra-breen på tørt land. Bare lengst i øst, ved Fevik, dannet den en forholdsvis rett kalvingsfront i havet. I de små dalsenkningene syd for Rorevann og Syndlevann, og i Topdal og Torridal må raets brefront ha nådd under havflaten, i allfall i ratrinnetts første fase mens en mektig innlandsis dekket de nordlige Sørlandsheiene. I de østlige traktene endte innlandsisen med en forholdsvis rettlinjet front, men vest for Mandalen strakte dalbreer seg nedover dalene, således Sirdalsbreen, i 7–12 km's lengde.

Utenfor raet ligger 3 eldre brerandtrinn, som alle er inntegnet på det kart i målestokk 1:500 000, som ledsager Andersens avhandling av 1960. Det eldste av disse er *Listatrinnet*. På dets tid var det sydligste Norge østenfor Jæren helt dekket av innlandsisen, hvis front ytterst på Lista muligens lå på tørt land, ellers gikk den helt ut i havet på hele kyststrekningen fra Jæren til forbi Lindesnes. Bare ved Lista fyr, ved Borhaug og Hassel samt på øen Rauna stikker denne tids endemorener opp over det nuværende havnivå.

Av andre fremrykningsstadier mellom Listatrinnet og ratrinnet utskiller Andersen *Spangereidtrinn* da en smal kyststripe vestenfor Mandal var blitt isfri, mens innlandsisen øst for Mandal gikk ut i havet med kalvingsfront.

Det tredje trinn, *Kristiansandtrinn*, ligger lengere inne i landet. Det består av en rekke randmorener og randterrasser, til dels med tydelig iskontakt. Trinnets avleiringer inngår som dalfyllinger mellom Lillesand og Flekkefjord. På heiene mellom dalene er ikke endemorener tilhørende dette trinn iaktatt.

Foran ratrinnet ligger store rullestensflater avsatt som randterrasser. De supra-akvatiske deltaavleiringer kan være gjennomfuret av dype renner, som nedefter dalen blir videre, og breelvdeltaenes rester ligger som relativt smale og usammenhengende terrassehyller langs dalsidene, samtidig som kornstørrelsen avtar med avstanden fra brekanten. Nærmest ratrinnet er materialet i topplagene grov grus med store rullestener, og nær dalmunningene vesentlige sand. Hvor en sidedal støter til hoveddalen kan der lokalt forekomme grovere materiale. Dype snitt viser stort sett en jevn overgang fra grovt materiale på toppen til finere materiale dypest i terrassene.

Ved Fjære kirke ligger ratrinnet som en flat terrasse ca. 58 m.o.h.

Nær terrassens sydgrense er der isolerte hauger og rygger, rester efter en supramarin rygg, og fra Fjære til Syndlevann er ramorenen en meget markert, nesten sammenhengende morenerygg liggende over den høyeste havstand. På dens distalside er randdeltaer. I den bratte sydskråningen av terrassen foran Rørevann er et grustak, som viser 1–2 m med flattliggende lag av rullestensgrus over skråttstilte lag av sand, grus og rullesten. — I dalsenkningen vest for Syndlevann ligger flate randterrasser med 20–30 m høye, bratte sydskråninger. Rygger hever seg bare ganske litet over randterrassene i dalsenkningene, mens de på heiene er tydelige.

Mektige glasifluviale avsetninger, deriblant et eskersystem, vitner om kraftig drenering fra Topdal over Tveite ned Modalen mot Lille-sand.

Syd for endemorenebeltet i Topdal ligger vide, flate randterrasser på begge sider av elven. Topplagene består av grus, og nærmest morenen av hodestor rullesten. Terrasseflatene ligger 56–58 m.o.h. med synkende høyder nedover dalen. Også nordenfor morenebeltet i Topdal strekker seg en vid, flat grusterrasse på 56–57 m.o.h. over mot Birkenes kirke.

Mellom Topdal og Torridal var Eigelandsvann bredemt under ratrinnet, og ved østenden av denne oppdemning ble store grus- og sandmasser avsatt. — Også vest for Torridal, omkring Øvrebø kirke, var oppdemt en randsjø hvori grus- og sandmasser ble avleiret.

I Torridal ligger raet som en bred morenerygg tvers over dalen og demmer opp Venneslafjorden. Så vel moreneryggen som den vide randterrassen på distalsiden er skåret bredt igjennom av elven. Terrassens topplag består av grus og stor rullesten. I den bratte dalsiden vest for Venneslafjorden er noen små grusterrasser avsatt i dalkløften ved Skådene. De ligger i 120 m's høyde, og ansees for utvilsomme lateralterrasser.

Heiestrekningene mellom Venneslafjorden og Mannflåvann er småkuperte og ligger 300–400 m.o.h. Et sammenhengende morenebelte går tversover disse heiene, hvor en rekke gårder ligger så vel på morenen som på randterrassene foran den.

Ratrinnet morener krysser Mandalen ved Mannflåvann, som er oppdemt av et 600–800 m bredt morenefelt i den trange dalen ved Stræde. Noen randterrasse er ikke beskrevet herfra.

I Audnedalen ligger ratrinnet distalmorene et lite stykke syd for enden av Ytre Øydnavann, hvor en vid grus-rullestensflate nord for

morenen ansees for en randterrasse avsatt under en yngre del av rastadiet.

Videre vestover går ramorenene noe sønnenfor Gletnevann, hvor en 2 km lang eskerrygg løper midt efter dalbunnen nord for morenebeltet. Herfra går den distale, eldste moreneryggen ned den bratte dalsiden til endemorenene ved Tingvatne og demmer her opp Lygnevann. Den ytterste ryggen har en bratt distalskråning ned mot en vid, furubevokset randterrasse, hvis øvre lag består av rullestensgrus.

Mellom Lygnevann og Galdalsvann ligger en randterrasse, Grunnforsmoen, som en vid, myrlent grusflate syd for morenen, og nord for denne, i Ljosnavann, er et nett av eskere.

I Austredalen er Galdalsvann oppdemt av rabeltet. Av randterrassen foran dette er bare rester av grus og sten tilbake. De urlignende morenemasser i Urddalen er randdannelser foran rabreens endemorene. Nordvest for Urddalsvann er relativt store terrasser avsatt i en lateralsjø.

Foran Sirdalsvann er fra rabeltet utskyllet et randdelta hvori topplaget består av rullestensgrus med stor rullesten. Elven har skåret seg ned i en dyp renne langs vestre dalside. Lengere nord langs Sirdalsvannets vestside er fjellsiden relativt bratt og det har ennå ikke lyktes å finne sidemorenen her, men i heia ved Furstøl er morenebeltet igjen meget tydelig. Det har her karakter av et urbelte med hauger og rygger. Dette moreneurbeltet er fulgt nordvestover tvers over heiene til det støter på Lysefjordstadiets morenebelte i Ryfylke.

I Åna-Sira er terrasser med relativt så store høyder at de har vært ansett for å være av interglasial alder. Den største, ved Åna-Sira kapell, ligger på 31–32 m.o.h. I et grustak her er et 4 m tykt vannrett liggende grus- og rullestenslag over skråttstilte, som heller 25–30°. Rullestenene i det horisontale topplag er ofte hodestore, og sorteringen dårlig. Dette tyder på at terrassen er et randdelta.

Dalfyllingene utenfor raet er efter Andersens oppfatning for en stor del gjennomskårne «sandur»-avsetninger. Noen av dem henføres til de eldre brerandtrinn. De høyestliggende terrasser er gjerne sand- og grusavsetninger, mange steder av betydelig mektighet. Henimot dalmunningene blir materialet finere, ofte ligger bare et tynt finsandlag over leir.

På oversiktskartet skjelner Andersen mellom glasifluviale avsetninger, vesentlig sanduravsetninger, og mer finkornige glasimarine eller glasilakustrine avsetninger. Dessuten er på kartet inntegnet lavt-

liggende terrasser, som mange steder er postglasiale akkumulasjonsterrasser.

Om dalfyllingenes utbredelse og statigrafi henvises til beskrivelse i teksten.

*

Nord for rabeltet er det påfallende lite løsmateriale på heiene, og ingen tydelige endemorener er her funnet, men i noen av de store dalfører er endemorener å se, skriver Andersen.

I ratiden begynte innlandsisen å gå over i den selektive fase, og undergrunnens relief fikk etter hvert større innflytelse på isens bevegelsesretning. I dalene vest for Mandal, og særlig i de dype fjorder i Ryfylke lå store dalbreer. I Lysefjord gikk en 30 km lang dalbre ut fra innlandsisen. Dens overflate synes å ha falt bratt av mot endemorenen. Det av Andersen konstruerte lengdeprofil over ratidens dalbreer på Sørlandet tyder på en sterkt aktiv brebevegelse.

I den østlige del av rabeltet har aktiviteten øyensynlig vært liten. Ved Føreland, 3—4 km nord for ramorenebeltet, mellom Mandalen og Øvrebø, ligger en terrasse med bratt, nordvendt iskontaktskråning, og små tjern ligger i grytehull på terrasseflaten. Denne beskrivelse taler for, at allerede i denne korte avstand fra rabeltet begynner dødisavleiringer å gjøre seg gjeldende på Sørlandsheiene. Om avsetningene mellom Føreland og Kilefjorden sier Andersen, at de gir inntrykk av å være avsatt i et glasifluvialt dreneringssystem som eskere. — I OTRAS dalføre ligger bresjøterrasser i sidedalene mellom Kilefjord og Byglandsfjord. De er sannsynligvis avsatt i lateralsjøer langs hoveddalens dødis. (Sverre Storm Nielsen 1936).

Avleiringer i Skienselvens nedbørområde.

Vestfoldraet er avbrutt mellom Mølen på Brunlanes og Jomfruland av Langesundsfjorden.

18 km innenfor ralinjen ligger store breelvavleiringer ved Eidanger. Disse tyder på en stor innbuktning av isranden i nær tilknytning til ratrinnet. Andr. M. Hansen omtaler (1910, s. 152) jernbanens svære grustak nær stasjonen Eidanger som forekomster av lagdelt sand og grus med betydelig mektighet, og med til dels store blokker. Noen få km innenfor ligger på Skienselvens vestsida store sand- og grusavleiringer. Amund Helland beskriver (1900, s. 49) løsmaterialet foran

Nordsjø. Nederst ligger leirbakker inntil en høyde av 70 m. Dernest kommer høyere opp en stor mo, Gjeitryggen, som består av tilrundete stener og sand. Dens overflate ligger på en lengere strekning i en høyde av 122 m.o.h., men noen steder når avleiringen opp til 145 m.o.h. — Denne sandmo, skriver Hansen (1910, s. 158) som efter høyden er temmelig jevn, skyter seg fremover mot øst i 4 store bastioner skilt av daler. Særlig på begge sider av Vindalen er disse utpreget. Snitt viser rullet grovt grus med kampsten. Ryggen fortsetter med høyder endog over 150 m helt frem til Solum kirke. Fra ryggen er sand vasket ut over leir. Snitt i elvemelen nedenfor Gråtenmoen (Hansen 1910, s. 156) viser brune sandlag, 2–3 m tykke, over blåleir.

Gjeitryggens materiale stammer fra telemarksbergarter. Kvartsitt og gneisgranitt er de almindeligste blokker. I overflaten forekommer ifølge Keilhau også porfyrblokker fra Oslofeltet.

Ved Sauerelvens utløp i Nordsjø er en høy, ryggformet breelv-avleiring tversover dalen. I den østlige dalside strekker den mektige forekomst seg til forbi Nordagutu jernbanestasjon, hvor en flat lateral-terrasse, Sundsmoen, har høyden 120 m.o.h. Tallrike grustak viser vekslende lag av sand og grus. Mellom Farvollen og Fjellkleiv er der store morenevoller. På vestsiden av elven ligger morenegrus opp til ca. 150 m's høyde. «Dette er åbenbart morene med fluvioglaciale avleiringer foran, svarende til at breenden stod ved sydenden av Hiterdalsvandet» (W. Werenskiold 1909, s. 57).

Omkring Notodden har Werenskiold målt terrassehøyder, hvorav den øverste på 120 m.o.h. har stor utbredelse. Her ligger gårdene Sætre, Høibø, Hvåla og Tinne. Langs Tinnåi er store, lagdelte grusmasser opp gjennom Lisleherad helt til Tinnsjø. Øst for Årlifoss er en stor sandmo, hvor et grustak nær Kraftstasjonen viser lagdeling (Knut Århus, Dagbok 1938, 22/6).

Oppover Heddal ligger nærmest elven sandterrasser over leir, og i høyere nivå er leirterrasser, vistnok av marin opprindelse (Johs. Bjørnhaug, 1947), som går opp til 120 m.o.h. Langs Ølvella ligger et stort breelvdelta, Ålamoen, opp til 160 m.o.h., som er den marine grense på stedet. Ovenfor dette er et dødislandskap henimot et skar med nakent berg. Dettets passhøyde, 210 m.o.h. ga avløp for smeltevannet fra Tinnsjøisen før utløpet langs Tinnåi fant vei. Langs dødisen i Tinnsjøbassenget ble breelvdeltaer avsatt, således i Hovin, Rudsgrenna og flere steder (Magne Lunde 1948). Langs Hjartdøla dekker breelv-avsetninger dalbunnen nesten opp til Hjartsjø.

Fjelldalene i Heddølas nedslagsdistrikt har litet av vasket og sortert sand og grus. Langs Skogsåi og dens tilløp, så vel som langs Måne m. fl. går elvene over usortert bregrus. Om Vestfjorddalen skriver Reusch (1896, s. 7) at dalbunnen og dalsidene i den midterste del av dalføret er dekket av morenegrus til 50–100 m's høyde. Stenene er kantete, kantstøtte og kun unntagelsesvis tilrundete. Langs elven er noen mindre flater fremkommet ved at elven har vasket morenegruaset.

Ved Månes utløp i Tinnnsjø er sandterrasser opp til 16 m over sjøen, likesom der ved utløpet av Mår og elven gjennom Tessungdalen ligger lignende ørdannelser. Langs Mår følger en esker dalbunnen gjennom Breidsetdalen likesom der er hauger og rygger av ablasjonsmorene. Det samme er tilfellet i Tessungdalen, hvor også tallrike breelvløp og eskere viser sterk drenering i avsmeltningstiden fra fjellvidden nord for dalen.

Bøelven renner fra Seljordsvann til Nordsjø gjennom marine leiravsetninger. Langs Folkestadåsen i Bø og nordover til Gjuvsåi ligger en terrasse 5–10 m over MG (Olav Liestøl 1949). Der er bare få og dårlige snitt å se, men et grustak viser skråningskikning hvor lagene faller innover mot fjellsiden. Til dels heller også overflaten innover, og dette sammen med beliggenheten skulle tyde på at terrassen er en lateral avsetning og ikke en utfylling direkte i havet. Terrassens overflate er delt opp i en mengde nokså uregelmessige grytehull, rygger og enkelte strømmrenner. En esker, sannsynligvis dannet i en sprekk i den dødisklump som lå her, strekker seg tversover det største grytehullet. I samband med den laterale terrasse kan nevnes, skriver Liestøl, at den henimot Gjuvsåi går over i svære avsetninger som elven har skyllet ut i havet, eller til å begynne med sannsynligvis mot en is, som fylte hoveddalen. På elvens nordside er en forholdsvis flat mø, mens den midterste del av avsetningen er gravet helt bort av elven, som her har skåret seg ned inntil 60 m gjennom grusmassene. Lengere oppover langs elven blir materialet grovere og går over i morenekarakter med hauger og renner og enkelte små grytehull.

Ved utløpet av Seljordsvann er israndterrasser langs begge dalsider (Gunstein Lande, 1950), på nordsiden Herremo, på sydsiden Øvrebømoen. I terrassene er dødisgroper og erosjonsrenner. Den marine grense angis til 133 m.o.h. — Ved vestre ende av Seljordsvann er sand- og grusterrasser av vasket og lagdelt materiale omkring utløpet av Bygdaråi. Grusavsetningene strekker seg langs Bygdaråi til Nordbygdi,

6 km fra utløpet i Seljordvannet. Her er terrasser til 150 m's høyde over Seljordvannet som tyder på at dødis har fylt Seljordsbassenget til denne høyde mens terrassenes materiale ble avleiret.

I Flatdal kommer Grunnåi ned fra øst ved nedre ende av Flatsjø. Den har lagt opp et stort delta som tvinger Vallaråi over mot vestre dalside. Ved nordenden av vannet har Flatdalsåi lagt opp en 4—5 km lang elveslette, Øyan, hvor elveløpet er ustabilt så Vassdragsvesenet har måttet oppføre lange forbygninger for å hindre oversvømmelser (Gunstein Lande 1950). På elvens nordøstre bredd ligger ved Dale noen uregelmessige rygger med grytehull imellom. Efter Landes beskrivelse synes dette å være et dødisområde. Snitt i ryggene viser øverst dårlig sortert grus, derunder lagdelt sand med sterkt fall. — I Dyrlandsdalen er slukåser.

Om den av Helland (Bratsberg amt I, 1900 s. 49) nevnte morene foran Sundsbarmvannet skriver Lande, at vannets opprindelige avløp mot Kivledalen er ved Sanden demt av en flat grusrygg. Retning og form av denne tyder på, at det må være en morenerygg.

Bandaksvassdraget renner fra Flåvann gjennom Lunde i marine avleiringer. Et stort glasifluvialt delta ligger i Ytre Flåbygd, (Olav Liestøl, 1949). Bandakkanalen går her i en smal dal med temmelig bratte dalsider med svaberg og ufser. Det glasifluviale delta skiller seg ut som en høy, horisontal mo, som ved Hogga sluser nesten sperrer dalen. En liten bekk fra vest har delt deltaplanet i to, et søndre, mindre parti, Fjøsmoen, og et nordre, Stormoen. Stormoens proksimalkant med det nærmeste av deltaflaten foran iselvmunningen er dekket av rullesten, men utover dalen avtar kornstørrelsen jevnt til fin sand ved Fjøsmoen. Deltaflatens heldning avtar også jevnt sydover dalen. Den er gjennomskåret av strømnener. Terrassen er troligvis dannet som en utfylling mellom fjellsiden og dødisen i dalbunnen. Dødisen ble efter hvert delt opp i flere isolerte partier, og mellomrommene mellom dem fylt med løsmateriale, således som Reusch (1909) har antydnet for områder lengere oppe i Bandaksvassdraget. En dødisrest har ligget igjen bak Stormoens proksimalkant og dannet senkningen der gården Moen nu ligger. — Et par km østenfor Stormoen, ved gården Flaten på den andre siden av elven, ligger en bred terrasse på samme høyde som Fjøsmoen. Dens overflate er gjennomfuret av strømnener som går noenlunde parallelt med dalsiden. Materialtransporten må ha kommet vestfra, for terrassen er her høyest og materialet grovest. Den synes også helst å være en lateraldannelse.

Reusch tenkte seg (1909), at de sand- og grusavleiringer som ligger langs elvestrekningene mellom Bandak og Kviteseidvann, og mellom Kviteseidvann og Flåvann er avsatt av smeltevann fra dødisen i forsenkninger som oppstod under isens smeltning. Mens disse når til en høyde av omkring 30 m over dalbunnen er der, bemerker Reusch, lite å se av løse avleiringer langs sjøenes bredder.

Ved utløpet av Flåvann ligger vest for Strengen en flat furumo, Nesmoen, (Gunstein Lande, 1950) som i nord støtter seg til dalsiden mens den på de andre sidene er avgrenset av bratte skråninger. I overflaten sees grov grus, i proksimalkanten lengst vest så vel som inn mot dalsiden, meget rullsten. Under gruslaget viste et 2 m dypt snitt sandskikt med svakt fall utover dalen. Langs proksimalkanten ligger flere grytehull, og her begynner også et par meter dype smeltevannsrenner hvori dybden avtar mot distalsiden.

Mellom Nesmoen og Stormo består elvebakkene av finsand og leir.

Lande har kartlagt avleiringene langs Straumane mellom Bandak og Kviteseidvann. På sydsiden kan her følges en jevnhøy grusterrasse 34 m over vannene fra Firskotbekken til Lidtveit. Dens bredde kan gå opp til 100 m. Fra Lidtveit fortsetter med små avbrudd en ny terrasse, 6 m høyere, nordover til Nordskog med en bredde på opp til 80 m. Ved terrassens indre kant sees smeltevannsrenner, og på terrassen sees grytehull, særlig langs ytre kant. På nordsiden av Straumene er en terrasse ved Spjotsodd 250 m lang og av ca. 200 m's bredde på det bredeste. Den har samme høyde som terrassen mellom Firskotbekken og Lidtveit.

I dalbunnen mellom disse lateralterrasser er et dødbrelandskap med hauger og rygger.

Ved sitt utløp i Sundkilen har Dalaåi og Morgedalsåi lagt opp en stor elveslette. På sydvestsiden så vel ovenfor som nedenfor åmotet er en eldre elveslette, som strekker seg 4 km oppover dalen fra Sundkilen i et flere meter høyere nivå enn den yngre elveslette. Ovenfor dalbunnen ligger bregrus, innimellom med flekker med glasifluviale avleiringer i terrasser og rygger til vel 70 m's høyde over Sundkilen. Dette blir således ifølge Landes undersøkelser høydegrensen for dødisavleiringer i Kviteseidalen og langs Sundkilen.

Om dalfyllingenes materiale innen området skriver Lande, at det mest er av grovkornig art. Men i dype snitt sees også finkornige sedimenter, mosand og mjeler, hvorfra et par prøver ble undersøkt av

cand. real. Anders Danielsen for å se om de inneholdt diatomacéer. Det gjorde de ikke.

Langs Bandak ligger elveterrasser i flere tydelige trinn hvor side-elvene munner. Således i Dalen to ved Huvestad på nordsiden av elven, og en på sydsiden. Den høyeste ligger 21 m over sjøen. I Lårdal er også tre terrasetrinn, det høyeste 26 m over sjøen. Om materialet i terrassene gis ingen opplysninger annet enn at de er deltarester.

Ved Tokkes utløp i Bandak er utført brønnboringer etter vann i den lavtliggende ør. Øverst ligger et vasket rullestenslag av opp til 6 m's tykkelse. Derunder er lagdelt sand, til dels fin mosand.

I Hokkeåis og Vinjeåis kildeområder har Tokke-anleggene utført store vassdragsreguleringer, som har krevet betydelige forekomster av tilgjengelig materiale til dambygging, til jorddammer filter- og tette-materiale, og til betongdammer støpesand. På forespørsel har anleggene meddelt forfatteren, at av bregrus til bruk for dambygging er der adskillig å finne, fordelt over det store område reguleringene omfatter, men ikke alt er like brukbart, dertil blir også iblandt transporten lang og kostbar. De oppsøkte og benyttede forekomster er inntegnet på topografiske karter, og grupperer seg omkring de store damanlegg. De viser, at selv om morenedekket må betegnes som sparsomt, kan der ved grundig gjennom søkning skaffes til veie anvendbare masser. Bare om en eneste lokalitet, utløpet av Bitdalsvatn nord for Totak, nevner anleggene, at forekomsten består av så store sand- og grus-avleiringer, at de kan ansees som fremtidige reserver. Ellers fremheves, at de rene sandforekomster i området er små, og at ganske meget sand til støpning måtte taes undervanns.

Ved å betrakte flyfotografier fra Telemark i stereoskop har forfatteren kunnet se elveavsetninger i mange dalfører, formodentlig av breelver, som antas å bestå av vasket og sortert materiale. Men deres utstrekning er ikke større enn at forekomstene bare synes å kunne dekke det lokale behov for sand og grus.

Over *Drangedal herred* foreligger en jordbunnsbeskrivelse forfattet av distriktslege M. Solberg (1923). Under avsnittet Geologi inneholder den opplysninger om utbredelsen av bregrus og sandforekomster. Disse omtales nedenfor.

Om bergartene skriver forfatteren, at gabbroen er fruktbar, og som oftest dekket av gran- og furuskog helt opp til skoggrensen. De diorittiske bergarter gir også god skoggrunn. I motsetning hertil er granitt- og gneisfjellene mer golde, avrundet og glatte å se til, og

mindre skogkledd. De nord-sydgående dalfører, Østre dalen i Tørdal og dens fortsettelse sydover mot Lohne og Breiland, er sterkt breskuret, likesom den dalsenkning sørlandsbanen følger mellom Kjosen og Nakk-sjø. De dalfører, som går øst-vest er mindre iserodert, således Vestre dalen i Tørdal, Smågardsdalføret vest for Tørdal kirke og noen fjell-daler forfatteren nevner. Dog er berggrunnen på sydsiden av sådan beliggende daler en del avpolert. Breskuringens virkning på fjellene er overalt tydelig nok. Den nordvendte side av heiene skråner jevnt oppover, skriver Solberg. På støtsiden har breen skuret og glattet overflaten, mot syd derimot, på lesiden, faller heiene bratt ned. Dette med støt og lesider vises både i stort og smått. Et lite «skjør» som kanskje bare raker 4—5 m opp over dalbunnen, har sin støt- og leside like fullt som de høye heier.

I smeltningstiden la isen igjen sitt medførte bregrus. Ovenfor havgrensen er disse avleiringer de viktigste som skogs- og dyrkningsjord. Av daler med store sammenhengende morenemasser nevnes flere, hvorav Fjellgardsdalføret vel har det største. Det er avleiret i ly av Våglandsheien, Rønnojnipa og Vestlifjellet og den høye fjellstrekningen derfra oppover til Gautefall. Jysereiddalen er en annen. I dalsiden her er også svære morenemasser da fjellene danner en halvsirkel åpen mot syd, og i denne gryte har isen lagt fra seg en masse morenemateriale. Senere er noe av dette ført med bekker ned på dødisen, og avsatt i dalbunnen. Solberg har imidlertid en annen forklaring på opprindelsen av dalbunnens sandflate, idet han tenker seg en dalsperring ved en endemorene, som har demt opp en innsjø hvori sandflatene er sedimentert.

Hvor isen har lagt igjen store morenemasser forekommer grytehull, mange steder som tjern. Som eksempler nevnes Motjern i Presteskogen i Drangedal, Haugtjern ved Sandvik, et lite tjern langs veien fra Straume til Torskeidet og tjernet mellom Moen og Kjenbakken ved Henneseid.

Den høyeste havstand nådde i det indre av herredet til 133 m.o.h., ved Tokke til 120—125 og ved Kragerø til 110 m.o.h. Hvor breelvene falt ut i havet ble det grovere grus og sand avleiret nærmest utløpet mens finsand og leir førtes lengere ut på dypere vann. Foran de fleste breelvers utløp ble ører opplagt.

Følgende ryggformige breelvvavsetninger nevnes: ved Sandvik, Holte pleiehjem, Prestegården, Solberg, vestre Straume, Åkre i Kjos, Rølandet, Gare på Vågsheien og Måbuholt på Åkreheien. Om disse fore-

komsters bygning meddeles at, da de er avsatt i sjøen av elver fra breen, er deres materiale sortert og lagdelt i motsetning til de egentlige endemoreners. Jernbaneskjæringen ved Drangedal kirke viser lagdelt sand. I den noenlunde fine sand forekommer enkelte svære, ikke meget kantslitte blokker opp til $\frac{3}{4}$ kubikkmeter store. De fleste ligger et par meter over berggrunnen, men enkelte bare et par meter under overflaten.

Ved Henneseid, like ved husene, og på Rød nær Kroken kapell er små morenehauger, hvis overflate er sortert av bølgeslaget.

Terrasser i flere trinn nevnes fra Tørdal nær kirken, fra Lensegrav og langs Fjellgardselven. Den siste avleiring har ved Bustrak bro en tykkelse på 20—30 m og den har tidligere hatt en betydelig større utbredelse idet rester av sandterrassen kan følges oppover dalens vestsida i ca. 600 m's lengde. Bredden går enkelte steder opp til 200 m. Ovenfor terrassen fortsettes den i 500 m's lengde som en morene, hvor løsmaterialet er utvasket fra overflaten, skriver Solberg. Elven har et stort nedslagsdistrikt, og det er grunn til å anta, at de her beskrevne avleiringer i moderne terminologi ville betegnes som lateralavsetninger til dalbunnens dødis. Utvaskning av finsand fra terrassen ved Bustrak bro kan følges på sydsida av Bjorvann til Vik.

Sand dekker mange steder de marine leiravsetninger og ligger i dalbunnen som skogbevokste moer. Bebyggelsen ovenfor den marine grense er spredt. Gårdene i de trange daler, som skjærer seg inn mellom heiene dyrker sine produkter på små pletter av bregrus og på myr.

Aust-Agder.

Kystområdet mellom Skiensfjorden og Tovdalsfjorden, som omfatter de sydlige trakter av Telemarks og Aust-Agders fylker, har en eiendommelig morfologi. De store sydøstgående dalfører overskjæres av en formasjonsgrense mellom Telemarkformasjonens greisgranitter og suprakrustalbergarter i vest tilhørende en yngre periode, og Kongsberg-Bambleformasjonen av eldre opprindelse i øst. I formasjonsgrensen ligger en friksjonsbreccie med bredde fra 50 til 300 meter. Langs denne er erodert en dalformig forsenkning som skille mellom en utpreget forskjell i de eroderende krefters arbeide i nordvest og sydøst for forkastningen, og til dels også i utbredelsen av de løse avleiringer over berggrunnen. Breccien strekker seg fra Kristiansand langs Tov-

dalselven — Honnekleiv — Nelaug — Vegardsvann — Gjerstad — Tokke — Rørholtfjorden til Porsgrunn. Morfologien er beskrevet av Arne Bugge (1928), hvorfra nedenstående refereres.

Breccien danner grense mellom hvad A. Helland kaller «Nedre Telemarkens fjelle» og «Bamble kystrand». Betrakter man på kartet Drangedals og Nidelvens dalfører og Tovdal nord for brecciens linje, vil man se, at elvene renner i vanlige daler med store, langstrakte innsjøer, hvor bebyggelsen holder seg langs elvedalene. Følger man de samme elver sydover fra deres skjæring med breccien så vil man finne et helt annet lende. Bebyggelsen er ikke lengere klempt ned i elvedaler med steilt oppstigende granittåser, der med golde svaberg faller ned mot hoveddalen, men elven slynger seg gjennom et småkupert lavland, hvor folk bor innover alle heier uten å være bunnet til hoveddalen. De regelmessige elvedaler opphører altså så snart elvene skjærer forkastningslinjen, og landskapet blir småkollet med elver, som slynger seg hit og dit, og med en masse av uregelmessig formete vann, fulle av holmer og skjær. Langs forkastningslinjen fra Herre til Kristiansand vil man flere steder finne, at elver, som kommer nordfra, oppfanges av brecciedalen og samles i et hovedvassdrag, som bryter igjennom den og gir et stort, samlet avløp for vann fra de indre heier i nord. Det er dog et almindelig trekk at der på sydsiden av breccien går et mindre dalføre som en fortsettelse av den nordlige dalretning, men kort syd for breccien ligger et lavt vannskille, hvorfra der renner én bekk mot nord til brecciens dal, og en annen mot syd til kysten. Noen daler fortsetter således tvers over brecciedalen, men denne oppfanger vannet også fra dalstumpen på brecciens sydside.

Over 5 lave vannskill kan forkastningsdalen følges som en sammenhengende vannvei, der drenerer kystranden for alt vann, som kommer fra nord. Den overskjæres kun av 3 store vannløp, som samler alt vann fra nord, og dessuten har Vegarsfjorden, som ligger langs selve breccien, direkte avløp til havet. Ved denne eiendommelige drenering er der dannet en kyststrekning karakterisert ved få, men store elveløp, og ellers bare små bekker. På den 145 km lange strekning fra Langesunds-fjorden til Tovdalsfjorden renner kun 4 større elver i havet, ellers er der ingen bekk som er så meget som 15 km lang.

I en jordbunnsbeskrivelse har landbrukslærer A. Monrad Rom (1911) levert et jordbunnskart over Holt herred i målestokk 1:100 000. Av dette fremgår, at når myrjord unntas, er de løse avleiringer, marin leir, elvesand og morenegrus, knyttet til de smale dalganger, hvor be-

byggelsen ligger. Heiene er på kartet betegnet som «skog og fjeld». I forhold til dette skogområde, hvor den eneste jordart med nevneverdig utbredelse er myrenes torvjord, har kartets smale dalfyllinger et forsvinnende litet areal.

Hans Try har (1951) foretatt kvartærgeologisk kartlegging av dalfyllingen i noen daler innenfor Tvedestrand—Risør, nemlig den nordøstgående tverrdal langs Storelven fra Nes Jernverk til Sandnesfjorden syd for Risør, og 2 lengdedaler med retning fra Ubergvannet over Holt til Jorkjenn som Storelvens dal innfanger ved Nes. Dalbunnene ligger under MG og av havavleiringene har Try på sitt kart utskilt sand, rullestensgrus og leir. Utenfor dalene er berggrunnen bar eller sparsomt dekket av bunnmorenegrus. Kun unntagelsesvis har bregruset i enkelte sidedaler og dalsider oppnådd noen utbredelse og tykkelse.

Lengdedalen Jorkjenn—Ubergmoen.

Syd for Jorkjenn er der betydelige sand- og grusmasser på østsiden av den trange dalen. I et grustak sees skiktet grus med en del mindre rullesten. Lagene faller svakt mot syd. Forekomsten viser ikke merke etter noen iskontakt. Nord for grusforekomsten er dalbunnen for det meste fylt av leir frem til vannskillet ved Moen. Straks nordenfor vannskillet fins på østsiden av dalen en svakt sydlig fallende terrasse på ca. 76 m.o.h. Et grustak i denne har omtrent vannrett liggende lag. Det ser her ut til at breelven har lagt opp materiale mellom dalsiden og isen.

Holt kirke ligger på en grusflate 78 m.o.h., et breelvdelta akkumulert under den høyeste havstand. 1,5 km nordenfor denne forekomst ligger en lignende i samme dalføre ved Øvre Solberg. Over en terrasse i høyden 79 m.o.h. reiser seg et hauget område med kantete blokker i overflaten. Der er grustak, som viser snitt gjennom breelvdeltaet både i proksimalsiden og i dets distale del. Grustaket i proksimalsiden var 6 m dypt. Nederst ligger gruslag med svakt fall mot nord som dalføret, og øverst rullestenslag med noe sterkere nordlig fall, sannsynligvis sortert og flyttet av bølgeslaget. Fra forekomsten er store sandmasser utvasket mot syd, vest og nordvest.

Ved Nes møtes flere daler, Storelvens dal fra Ubergsvann i nord, Lillelvens fra Øinesvann i sydvest og Gangdalen fra syd. Om dalsidene i Lillelvens dal og Gangdalen skriver Try, at høyere enn den marine leir i dalbunnene ligger et ganske mektig dekke av bregrus.

Oppover Stordalen legger man først merke til lisdienes leirholdige morenedekke til man kommer til Lillemo, hvor der ved den østlige dalside ligger en terrasse på vel 77 m.o.h. med et 6–7 m dypt snitt i et sandtak med finkornig, skiktet sand i vannrette lag. Ved Stormo, lengere nord i dalen og et par kilometer fra Nes, når den samme terrasse noe høyere, til ca. 81 m.o.h. Nedrast materiale i et gammelt grustak viser, at topplaget her består av meget grovt rullestensgrus med avrundete og kantstøtte stener opp til mannsløfts størrelse. Merker etter iskontakt kan imidlertid ikke sees. Videre nordover er der lite løsmateriale inntil man kommer nord for Ubergsvannet, hvor der er jevn leirmark, og innenfor denne ligger Ubergsmoen med bølgende sandterreng. En terrasse har raskant mot elven med materiale av grovt rullestensgrus. Mindre gravninger viser sand, til dels meget finkornig, under rullestenslag. Terrassen ansees for å være et iselvdelta. Høyden av deltaflatens ytre del oppgis etter barometermåling til 85 m.o.h.

Det fremgår således av denne Trys hovedoppgave til embedseksamen i fysisk geografi, at betydelige grus- og sandavsetninger er etterlatt i sund og fjordarmer av breelvene da havet i dette område stod omtrent 80 m over nutidens havstand.

Tverrdalen Nes—Sandnes.

Østover fra Nes renner Storelven i mange bugtninger. På nord-siden av dalen er mest postglasial elvesand, på sydsiden marin leir til stor høyde over elven. Øst for Fosstveit er meget løsmateriale som ligger i terrasser av forskjellig høyde.

Ved bunnen av Sandnesfjorden, rett over for Laget kapell er et stort grustak med tydelig skiktning. Lagene faller mot syd-sydøst i et breelvdelta. Langs fjordens sydside er leir avsatt mellom Laget og Hope, og omkring Sandnes er vidstrakte sandflater. Her har en betydelig materialavsetning som siden er jevnet utover av bølgeslag og strømfunnet sted under isens avsmeltning.

Indre Sønedeled og Ytre Gjerstad.

Vest for Sønedeledfjordens bunn er sand- og grusavleiringer ved Akland. Et grustak her viser lagdelt rullestensgrus med østsydøstlig fall. Innover Sønedeled er der relativt litet løsmateriale før ved Homme og Fiane. Ved Homme er et grustak i den vestlige dalside. Øverst

ligger et 2 m tykt lag rullestensgrus over vekslende sand- og gruslag med fall mot sydøst. Rullestensgrus forekommer oppefter dalsiden til en høyde av 90 m.o.h. Fra dette er sand vasket ut. Det opplyses, skriver Try, at ved graving gjennom et sandlag, fant man først leirlag, derunder atter sand, og så igjen leir.

Ved Fiane i Gjerstad er mektige sand- og grusavleiringer i et iselvdelta, hvori snitt vises i et stort grustak nord for Haugen. Øverst ligger et grovt rullestenslag med stener av hodestørrelse. Det hviler på skiktete gruslag med sydlig fall. Der er ingen spor etter noen isrand. Materialets kornstørrelse avtar sydover. De grove rullestensmasser går først over i grov grus. Så følger sand, og nederst mot bekken kommer leir frem i markens overflate. Like nord for grustaket er en deltaflate med svak heldning mot syd-sydøst. Flaten slutter oventil mot en mindre brattkant, og har her høyden 97 m.o.h. målt med nivellerspeil. Dette er MG på stedet. I grustakets nærhet er en rund grop, som ser ut til å være et grytehull.

Indre Gjerstad.

Ved nordenden av Gjerstadvannet er der ved Ulltveit en del rullestensgrus i dalsiden. Det er til dels dekket av leir, som ved kirken når til 90 m.o.h.

Et par kilometer nordenfor Gjerstadvannet er ved Flaten en stor furumo med flere grustak med sand og grus i deltaskiktning. Øverst har moen høyden 80 m.o.h. Den faller i flere trinn utover dalen. Merker etter en iskontakt sees heller ikke her, men forekomsten synes å være en breelvavsetning noe under høyeste havstand, senere omformet av bølgeslag og strøm under landhevningen.

De marine avleiringer slutter ved nordenden av Gjerstadvann på litt over 100 m's høyde, og på denne høyde slutter også stort sett den faste bebyggelse. Granitten sydvestover fra Gjerstad kirke forvitrer imidlertid lett og gir forvittringsjord hvorpå noen bebyggelse er lagt. Således også i dalføret fra gårdene Løyte til Åsbø og nordover til Trydal.

Øst for elven fra Lundsvann treffes ingen bebyggelse. Her er mest naken berggrunn, som er det vanlige i Telemarksgranitten, skriver Try.

Nidelvens nedbørområde.

Med Karsten Emil Terjesens hovedoppgave i fysisk geografi til embedseksamen (1946) følger et kart, som viser fordelingen innenfor ræet på Haslatangen av marine avleiringer mellom oppstikkende, sparsomt dekket berggrunn. De marine avsetninger når til 28 m.o.h. De består mest av leir, men også strømført sand og grus forekommer. I en forsøknning i leirterrassen ved Nedenesengene ligger sand over leir.

Reusch omtaler (1904) dalen langs Nidelven som bred, opp til 2 km, og flat med fast fjell i bunnen. De løse avleiringer over berggrunnen består av sandmoer, således nord for Nelaug, hvor elven renner stille mellom bratte, omtrent nakne dalsider. Moene hever seg bare noen få meter over elven, her og der med opprakende mest lave bergknauser. I sanden er få stener å se. — Ved Åmli er en dalsnevring. Kirken og gårdene her ligger på en 200 m bred terrasse av skiktet sand og grus med en bratt, kanskje 10 m høy skrent mot elven. Dalen fra Åmli nordover til Nisser kan være ganske smal hvor ingen sidedal kommer ned. Langs elven er moer opp til 8 m over elven.

Fra utløpet av Fyresdalselven ligger nedover langs Nidelven helt til Suplandsfoss mange lange brudd i elvterrassene. Reguleringene av Nisser og Fyresdalsvann som ble tatt i bruk 1914—1915 synes å ha forårsaket mange av bruddene. Dertil kommer, at en økning av sommervannføringen fremkaller oversvømmelser på slåtteland og delvis også på innmark, samtidig som der oppstår fare for at elven tar nye løp over de flate og lavtliggende sandterrasser.

Knut Haaland har som hovedoppgave i fysisk geografi til embedseksamen (1948) beskrevet kvartære avleiringer i Nidelvens dalføre mellom Nelaug og Nisser.

Han omtaler først morenemasser i flere av sidedalene, således en støtmorene i Heimdøls sydvestre dalside, nær utløpet av Nisser, og en lignende nordvest for denne ved Dalsåna på østsiden av Lisleheii. Syd for Fyresåis utløp i Nidelven ligger storblokket bregrus i dalsenkningen ved grennen Setane. I hoveddalens bunn sees morenegrus vest for Sandå stasjon, og fremfor alt i det trange passet ved Åmli. Her ligger på østsiden av elven kirken på en oventil flat morenahaug 32 m over elven. Langs en vei fra broen opp til kirken var et snitt i leirblandet morenegrus. Ved elven ligger hundrevis av stenlass kjørt ned fra morenen, sier Håland. Enkelte stener er opp til 1 meter i tverrmål.

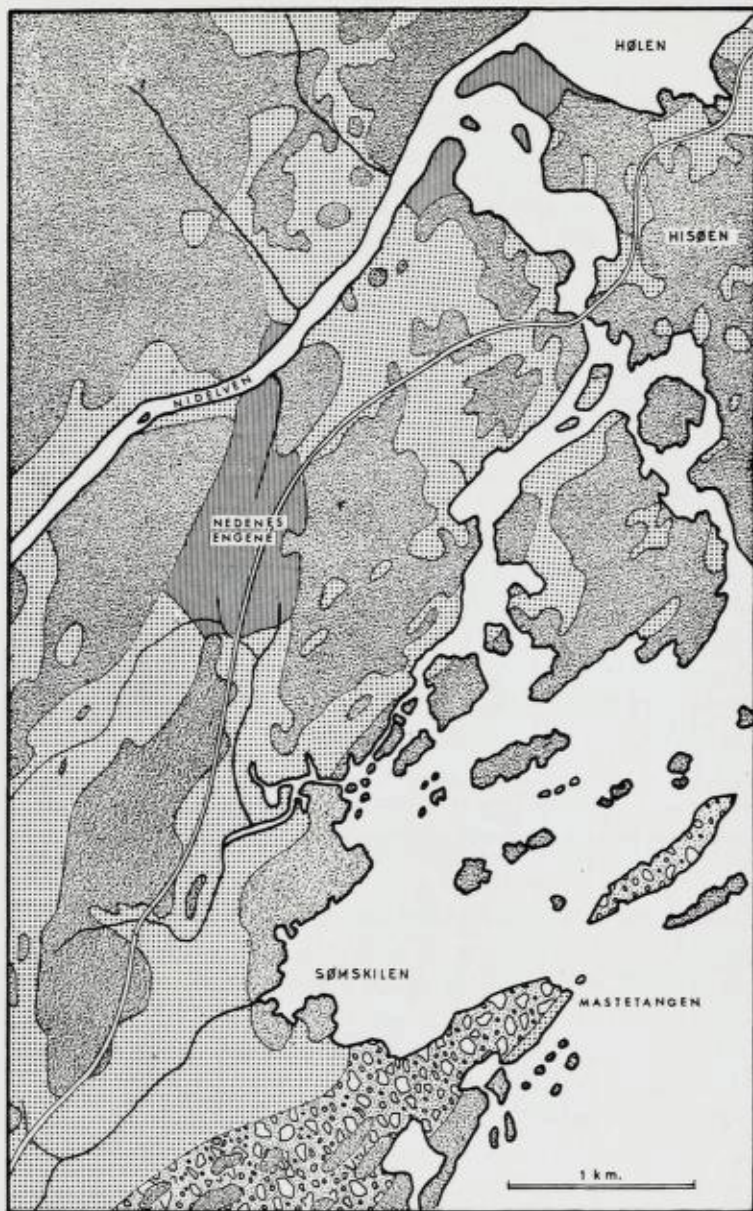


Fig. 25. Kartskisse over utbredelsen av marine avleiringer og elveavsetninger mellom opprakende nakent fjell innenfor raet ved Nidelvens utløp.
 Sketch-map indicating distribution of marine deposits between protruding rockground inside the Moss-ra at the outlet of Nidelven.

E. Terjesen, 1946.

Om morenematerialet antar Håland at det stort sett skriver seg fra ablasjonsmorene.

Den flate dalbunn utgjøres i stor utstrekning av lavtliggende elvesletter. Mellom Suplandsfoss og Åmlifoss og nedover langs elven til Nelaug er de gresskledte. De består av sand, men sjelden av større mektighet enn noen få meter. Under sanden er ofte fast pakket bunnmorene.

Nord for Vallekilen, på Tveitheias sydskråning er en grusrygg i betraktelig høyde over elvesletten. Den beskrives som flat oppå, ca. 20 m lang og 5–6 m bred. Ytterst er den 8 m høy med bratte sider, og består av lagdelt, strømskiktet grus. Sannsynligvis er det en sprekketrylling i isen.

Som raskantene langs elven viser er moene nord for Åmli bygget av kvabb. Det samme materiale sees langs utløpet av Gjøv og dens tilløp Gangseibekken, hvor denne meandrer over elvesletten, men lengere oppover langs bekken så vel som ved veibroen over Gjøv er materialet grovere. Et grustak like ved broen viser strømskiktet, til dels grovt grus. Det er et gjennomgående trekk, at dalfyllingen i hoveddalen er av finere materiale enn sidedalenes. Nord for Sandå stasjon har både Nidelven og Katteråsåni skåret ut elvebrudd, langs hovedelven i kvabb, langs Katteråsåna i grus og grov sand. Ved Monen som ligger nordøst for Øy stasjon i en paralleldal til Nidelvens, sees som i tverrdalene grustak med strømskiktet sand og grus.

Mellom stasjonene Øy og Gaukås, like over for Kvassånas utløp har jernbanen et sidespor over en elveslette med en forsenkning, hvori ligger 2 tjern, sannsynligvis vannfylte grytehull. I randen av forsenkningen henimot elven har jernbanen et grustak med plass til å fylle 20 jernbanevogner samtidig. I snittet som er 5–6 m høyt sees et 30 cm tykt leirlag, men både over og under dette ligger lag av vasket grus og sand. På den annen side av elven gjenstår terrasserester, de høyeste opp til 25 m over elven. De synes å være avsatt mot dalbunnens dødis. — I dalen ovenfor grustaket, helt nord til Haugsjåsund er avsatt store mengder løsmateriale i flate moer bevokset med furuskog. Så vel jernbanen som hovedveien går rettlinjert over lange strekninger. Som vanlig på elveslettene fins også her eldre, forlatte elveløp. Langs veien fra Gaukås stasjon til Haugsjåsund er en rekke små grustak. Noen av dem viser øverst et lag rullestensgrus hvilende på strømskiktete sand- og gruslag.

Ved Fyresdalsånas utløp ligger Berlimoen. Langs elven er friske brudd, inntil 13 m høye. Materialet består av grus, øverst med et 30 cm tykt lag rundslitte, nevestore stener. Elvebredden er belagt av sten med denne størrelse. Den nærliggende Berlibekken renner imidlertid gjennom kvabb.

Elveslettenes høyde tiltar nordover langs Nidelven fra dens utløp i havet. Måmoen nær Suplandsfoss, 57 km fra utløpet ligger 5–6 m over elvens normalvannstand, Smørnesmoen litt nordenfor Åmli, 70 km fra utløpet, 9–10 m over elven, og Berlimoen, 92 km fra utløpet, 20 m. Haaland skriver, at da slettene ble utformet stod der en kontinuerlig vannflate fra Åmli helt til Haugsjåsund, og at det meste av moenes høydeforskjell oppover dalføret skyldes landhevningen.

Øst for Øy stasjon strekker seg en dalsenkning parallell med Nidelven med en rekke sammenhengende vann, som har utløp i Nidelven gjennom sjøen Kjørull ved Tjønnefoss stasjon. På vestsiden av den dal Kjørull inntar ligger vide, flate furumoer i en høyde av 8–9 m over vannstanden. Der er flere grytehull, deriblant tjernet Kopptjern. Solen fikk størst virkning under fjellet på vestsiden, hvor moene ligger, så isen smeltet skjevt ned, sier Haaland, og der dannet seg her et isfritt område. Moene står med bratte kanter ned mot vannene, og når inn til fjellfoten. Materialet i dem er fin sand. Lengst i syd ved Djuphomtjernet dekkes sanden av et lag grus.

Hvor veien fra Fyresdal kommer ned ved Tjønnefoss er en stor, glasifluvial avsetning med grytehull langs en bortsmeltet dødis vest for Eidstjern. Snitt i grustak viser øverst et flattliggende lag grov grus, 50 cm tykt, og derunder strømskiktet grus og sand.

Treungen kapell ligger på en terrasse 22 m over Nisser. Den har en brattkant ned mot elvesletten. Snitt viser sand og grus i lagveksel.

Langs Nidelvens øvre løp er dødisavleiringer mange steder i sidedalene. Grytehull og eskerlignende rygger er almindelig utbredt. Snitt viser grus og sand i lagveksel.

Efter Haalands beskrivelse av dalfyllingen i Nidelvens dal er det sannsynlig, at moens materiale er av glasifluvial opprinnelse, men sterkt flyttet og omsedimentert i postglasial tid.

Langs Nisser ligger sand- og grusavleiringer ved utløpsøset, ved Fjonemoene på sjøens vestside, og nordligst ved Vrådal. (Olav Liestøl, 1945). Omkring utløpet, ved Tveitsund, ligger en lav sandmo, bare et par meter over Nisser. På nordsiden av veibroen følger veien en

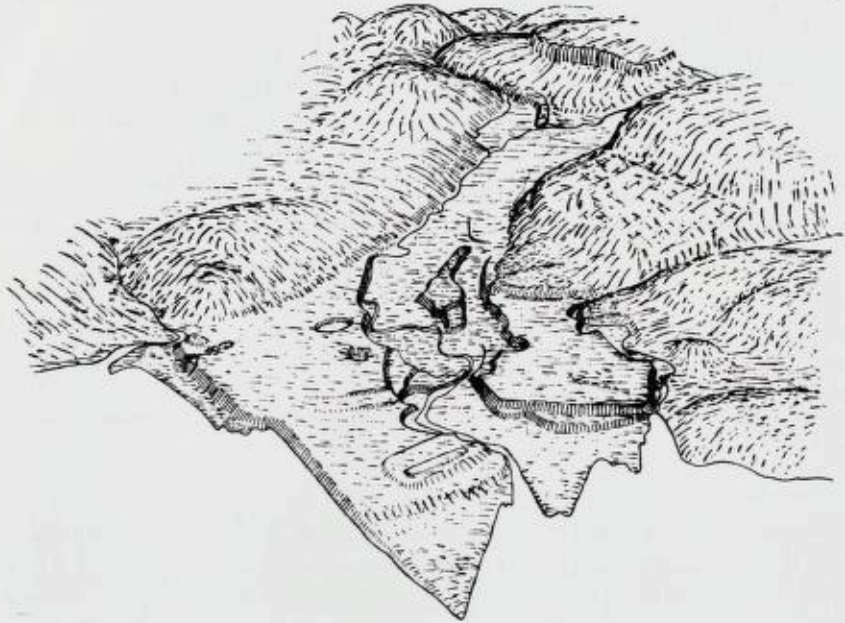


Fig. 26. Fjonemoene på vestsiden av Nisser. Lateralterrasser med dødisgroper, avsatt mot dødis i sjøen.

Fjonemoene, lateral terraces with kettle holes, built up to dead-ice during the deglaciation in the Nisser lake.

Drawing by Olav Liestøl 1945.

liten grusrygg, som tidligere kan ha strukket seg tversover sundet, og således demt opp vannet.

Fjonemoene er et stort furubevokset delta, hvor Frostøl og Borstad-elven renner ut i Nisser. Deltaet når opp til 12 m over vannet. Begge elvene går i meandre, og fra den opprinnelige deltaavsetning har de ført bort meget materiale og etterlatt erosjonsterrasser i flere høyder med bratte skrenter langs indre kant. De lavere terrasser er mer ujevne enn de høyere, og er gjennomfuret av gamle elvefar. Deltaet er bygget av glasifluviale avsetninger ført ned fra Frostøls og Borstad-elvens daler. Det kan tenkes, sier Liestøl, at et større parti av deltaet og dalen ovenfor har vært fylt av dødis. Der er mange dødisgroper. Isen har hatt en stans eller en fremrykning nedenfor grennen Fjalestad, 4 a 5 km fra Nisser, hvor der er en høy grusrygg oversådd med grytehull. Den gamle elvemelen langs ryggen, som Liestøl oppfatter som en morene, er 50 m høy.

Mellom Vrådal kirke og gården Roholt ved nordenden av Nisser er store glasifluviale avleiringer opp til 26 m over Nisser, formodentlig avsatt som lateralavsetninger mot dødis. I et grustak nær et grytehull sees øverst grus i vannrett lagstilling, derunder sand med uregelmessig skiktning.

Ved vestre ende av Vråvann hvor elven fra Skredvann kommer ned, ligger akkumulasjonsterrasser på begge sider av en bekk fra nord. Øverst i terrassene er lagene flattliggende, nedentil er de skråttstilte. Materialets kornstørrelse tiltar oppover langs bekken. Terrassene når til 24 m over Vråvann.

Langs veien fra Vrådal til Fyresdal sees store morenehauger i et dødislandskap mellom Skrede vann og Veium kirke (G. Holmsen, dagbok 1959, 10/11).

Ved utløpet av Dalaåi i Fyresvann er utstrakte sandører lagt opp i vannet. Elven renner gjennom dype sandavsetninger med liten stentilblanding. Etter sjøens regulering er store elvebrudd fremkommet, og brofundamentene ved Snarteland, som står i løs sand, har vært truet. I et grustak på veien fra Dalaåi til Fyresdal kirke ligger øverst et tynt dekke av grus og under dette lagdelt sand, til dels mosand. Syd for kirken renner Sitjeåi over glasifluviale avsetninger, og har gjentatte ganger tatt nytt løp over disse. Forøvrig er der langs Fyresvann hovedsakelig berggrunn. Hvor tilløpene munner ligger gruskjegler av grovt materiale, hvorover elvene går i flere løp.

Setesdalen.

Sverre Storm Nielsen har beskrevet (1936) avleiringene i Otrás dal fra Hægeland til Byglandsfjord med sidedalene langs Kjetsåni og Dåselvi.

Ovenfor de marine avleiringer, som når til Vennesla, er det slutt med lagdelt løsmateriale i den trange dalgang nordover til Kilefjorden, bare litt bunnmorenegrus her og der. Men fra Hægeland skifter dalen karakter. Sand- og grusmasser opptrer i rikelig mengde i hoveddalen så vel som i tilstøtende sidedaler. Fra Sverre Storm Nielsens beskrivelse er nedenstående referat hentet. Han har utført høydemålinger av terrasser og grusrygger som viser, at avsetningene i sidedalene flere steder når til større høyde enn i hoveddalen, hvor dødisen har demt opp lateralsjøer. I hans avhandling er trykt flere kartskisser, som

viser utbredelsen og arten av avleiringene fra Hægeland til Byglandsfjord.

Dødisen i Kilefjorden har sperret avløpet fra dalen hvori Hægelandsvann ligger til en høyde av vel 10 m. Det synes som om smeltevannet først har rent over til Langåa med utløp i Otra ved Røyknes. Senere sank vannstanden i lateralsjøen til 60 m over Kilefjorden etterat smeltevannet tok vei langs iskanten på nordskråningen av Lyngheii til Otra. I den isdemte sjø ble avleiret store grusmasser, som senere tydeligvis er erodert til terrasseflater av den siste vannflate. Grustak viser til dels gode snitt. Materialet er lagdelt, og lagene ligger med flatt fall. Eftersom man fjerner seg fra hoveddalen oppover Kiledalen ser man at materialet i grustakene blir grovere og dårligere sortert. Ved 70 m's høyden over Kilefjorden begynner spredte forekomster av usortert bregrus å vise seg.

Ved Breiflå i Hornnes har dødisen i hoveddalen demt opp Kjetsånas og Dåselvis daler.

Kjetsådalen er mindre bratt enn Kiledalen så erosjonen har ikke i samme grad som på sistnevnte sted ødelagt de glasifluviale former. Der er utpregede terrasser i flere trinn oppover dalen. Bygdeveien til Kjetsådalen går fra hovedveien over elvens nuværende ør bratt opp til en terrasse, en plan furumo, som strekker seg 1,5 km innover dalen. Dens høyde er 18 m over Breiflå. Materialet i den ytterste og videste del av moen er fin sand i horisontale lag. Lengere inne i dalen, hvor det eneste tilløp fra syd kommer, hever seg en annen stor og høyere terrasse 25 m over Breiflå. Denne er også ytterst bygget av fin sand, men eftersom dens høyde stiger oppover dalen blir materialet grovere og dårligere sortert. På 35 m's høyde over Breiflå forekommer bare usortert bunnmorenegrus. Grovt (og sannsynligvis usortert) er materialet også i en mindre terrasse, 57 m over Breiflå på nordsiden av Kjetsådalen. Stor rullesten stikker frem av gruset i terrassens steile skråning ned mot dalbunnen.

Syd for Dåselvis utløp ligger ved Hornnes en mo av fin sand 10 m over Breiflå, med bratt skråning ned mot fjorden. Oppfeiter Dåsvassdalen møter vi først Jortveitmoen, 13 m over Breiflå. Denne terrasse kan spores til Kallhovd, 3 km fra utløpet i hovedelven. Atter et par kilometer lengere innover dalen opptreer igjen vidstrakte furumoer i vel 20 m's høyde over Breiflå. Materialet er mest sand og finere grus. Men henimot Dåsvatn, ca. 10 km fra utløpet, er materialet i terrassen grovere. I små grustak som finnes sees rullesten med 0,5 m's diameter

og mer. Svære blokker blir også almindelig. — Foruten disse to store terrassertrinn i Dåsvasdalen opptrer et par steder i dalsidene terrasse-rester, som viser lateralsjøens utbredelse til betydelig større høyde, opp til 44 m over Breiflå.

Ved Moisund ligger en stor mo 8 m over elven. Grustak viser øverst grov grus, derunder vannrett liggende sandlag. Fra Hannåsmoens indre kant fører en marebakke opp til en høyere terrasse hvori et snitt viser grus med nevestor rullesten til 1,5 m under overflaten. Derunder ligger i kanten av terrassen skråttstilte sand- og gruslag. En terrasse på dalens østside i samme høyde, 37 m over elven med et 8 m dypt grustak, viser vekslende lag av sand og grus i horisontalskiktning.

Moene ved Dåselvas munning går på den annen side av elven over i Evjemoen. Det er en stor mo med flere høydetrinn, som stiger fra 10 m's høyde sydligst til 17 m over elven nordligst. Terrassertrinnene er praktisk talt helt plane fra elven til deres indre kant mot dalsiden. Grustak viser skiktning, men uregelmessig. Underst ligger finsand i lag, som kan falle så vel sydover i dalen som nordover, på sine steder også vestover mot elven med steil skråning. Oventil ligger jevnlig et horisontalt gruslag med nevestor sten.

Nordlig på Evjemoen ligger sanddyner fra 3 til 12 m høye øst for oppstikkende berggrunn i Listeinfjell.

Nord for Evje ligger sand- og grusavleiringer på begge sider av Røyrkilen i liten høyde over denne, og syd og nord for Syrtveitbekken strekker seg store furumoer, for det meste med grov grus. Et stort grustak viser horisontale lag. På elvens vestsida fortsetter Syrtveitmoen, som imidlertid er bygget av finere materiale. Et grustak ved veien viser skiktet sand med lagene hellende sydover og mot elven.

Fra Moseidmoen kan en gå over den smale stripe av løsmateriale mellom fjellet og elven nordover til Gullsmedmoen, som strekker seg helt til Byglandsfjorden. Moen står med åpne sandmeler mot elven og fjorden. Syd på moen er materialet for det meste sand, mens lengere nord ved Byglandsfjord viser snittene grus og rullesten. Moens høyde er bare 4 m over Byglandsfjord.

På strekningen fra Breiflå til Røyrkilen består dalfyllingen hovedsakelig av sand, til dels fin. Efter Sverre Storm Nielsens oppfatning lå her dødis i hoveddalen mens dalen nordenfor var tilnærmelesvis isfri så breelvene kunne avlaste sine grovere sedimenter i den, likesom i de isdemte Kjetsånas og Dåsånas daler. En følge herav er, at de fin-

kornige avsetninger i hoveddalen nord for Røyrkilen er av forfatteren avtegnet som glasifluviale på hans karter.

Kvartærgeologiske undersøkelser i dalen fra Otras utløp av Byglandsfjorden til øvre Setesdal er omtalt i Ketil Aakhus's hovedoppgave i fysisk geografi 1947.

Dalfyllingen i Setesdal forklarer Aakhus som avleiringer på siden av dødis eller mellom rester av dødis. I de store nord-sydgående daler lå på slutten av innlandsisens smeltning milelange dødisbreer, skriver han. Disse bestod av mektige iskaker, som fylte bassengene, forbundet med hverandre av tynnere strenger. Hvor der er sprang i dalens lengdeprofil ville de tynne strengene ha lett for å avbrytes. Mellom to rester av dødis ble der så isbart land, som ble oversvømmet, og her kunne breelvenes sedimenter avleires. Som eksempel nevner han området ved utløpet av Byglandsfjorden, hvor dalføret smalner av og fjorden går over til en sakte rennende elv med rester etter en terrasseflate på begge sider, 3,5 m over fjordens normalvannstand. Terrassen er bygget av skiktet sand og grus, til dels i skråttstilte lag, med et flattliggende rullestenslag øverst, og strekker seg på vestsiden av elven til Syrtveitfossen. En haug bygget som en esker ligger sydlig på en av moene. En holme i fjorden består av samme slags glasifluviale grus som terrassen forøvrig, og danner dens nordligste rest. Mot syd danner Syrtveitfossen skille mellom denne høyere terrasse langs utløpet og de på lavere nivå liggende moer sønnenfor. Elvestykket mellom Syrtveit og Byglandsfjord var isfritt mens dødisen demte sønnenfor.

Dale ligger på vestsiden av Byglandsfjord, 8 km fra utløpet. Her munner Lundelielven etter å ha rent gjennom en 2 km lang, flatbunnet dal med glasifluvialt materiale, hvori elven har skåret seg ned. Lengst inne i dalen er grov grus med rullesten, som utover mot fjorden går over til vekslende sand- og gruslag i samme heldning som den overflaten har. Innerst i dalen ligger, høyere enn den flate dalbunn, noen eskerlignende rygger på dalsidens bregrus. Fra Dale til Frøyraak strekker seg lave furumoer langs stranden, og litt nord for Frøyraak ligger en sanddyne.

Kirkestedet Bygland ligger på fjordens østside i en åpen og vid dal med terrasser i 2 nivåer på begge sider av Kvalsåi, den laveste 4–5 m over fjorden, den øverste 10 m høyere. Den høyeste terrasse er bygget av grus, sand og enkelte mer finkornige lag i deltaskiktning, den laveste av samme slags materiale, men gjennomgående av mindre kornstørrelse. Et stort delta ble her avsatt av elvene Bjørnå, Kvalsåi og

noen bekker under en 12—13 m høyere vannstand enn den nuværende i Byglandsfjorden, enten nu denne skyldes den senere landhevning som Aakhus mener, eller lateralsjøer langs dødisen.

Nord for Bygland ligger en del av fjorden, som betegnes Nesfjorden. På østsiden av denne grunne del av Byglandsfjorden strekker seg også terrasser i 2 nivåer, svarende til de ved Bygland. Materialets glasifluviale karakter tyder på at de er avsatt av smeltevannselver som kom fra en dødistunge i Bjåfjorden nordenfor, og endte i Urdvikbassenget mot en større dødismasse.

På østisen av Storestraum, som deler mellom Bjåfjorden og Nesfjorden, ligger utstrakte glasifluviale avsetninger, hvorav Aakhus også utskiller terrasserester i 2 høyder, de laveste i 3 m, de høyeste i 14,75 m over fjorden. Der forekommer grytehull, og mellom den høyeste terrasse og dalsiden går en 1 m dyp spylerenne. I bunnen av terrassen ligger leirlag, men mot overflaten blir materialet grovere og består av skiktet sand og grus i skråttstilte lag med et mektig, flattliggende rullestenslag øverst. Den samme lagfølge har terrasser ved Sandnes.

I Åraksbø ligger bebyggelsen på bunnmorene.

Ved Otras utløp i Åraksfjorden finner vi de nordligste avleiringer tilhørende terrassetrinnene langs Byglandsfjord, Fossli på vestsiden og Håbakk på østsiden, hvis jevne overflater ligger nøyaktig 19,5 m over fjorden når denne er fylt. I dalen ovenfor når dalfyllingen ikke til så stor høyde over elven. Terrassen ved Fossli har øverst et rullestenslag, og derunder skiktet sand og grus med fall utover mot midten av dalen. Håbakkterrassen er en stor haug, oventil med en vannrett flate av et par hundre meters utstrekning hver vei, mot nord og øst begrenset av bratte skrenter ned mot en gammel elvedal, og mot vest en steil skråning mot Osesundet. Mot syd går derimot en lang og slakk skråning til Åraksfjorden. Materialets kornstørrelse avtar i retning mot fjorden. Nord for Håbakk ligger et grytehull i en lavere terrasse.

Ovenfor sundet ved Ose renner elven med litet fall når fjorden er fylt. Skrentene er høye. En mektig avleiring av grus, sand og leir fyller dalen så langt oppover som Byglandsfjordens regulering merkes, til Langeid. Dalfyllingens høyde stiger trinnvis fra elven mot dalsidene. Trinnene har ikke tilsvarende høyder på elvens sider, og dette tyder på at de er erosjonsrester. De når til 15 m's høyde over elven. Gamle elveløp kan følges. Den som ror langs den bratte elvemelen

kan se hvordan materialet skifter mellom lag av sand og leir. Øverst er gjerne et sandlag.

Noen steder kan man finne snitt med vekslende, skråttstilte lag, som tyder på glasifluvial opprindelse. Oventil avskjæres de heldende lag av et vannrett liggende sandlag, muligvis en postglasial avsetning over breelvavsetningene. I dalsiden ovenfor dalfyllingen forekommer hauger og rygger av sand og grus. Det kan være ablasjonsmorener, men ofte har de form og bygning som eskere, der strekker seg nedover fra den moreneklede dalside, skriver Aakhus. Ryggene kan være opp til 10 m høye, og omtales som smale med bratte sider.

Ved Langeid, ca. 13 km fra Otras utløp i Åraksfjorden, forandres dalens karakter. Herfra veksler trange partier, hvor elven har stort fall, med dalutvidelser, hvor bebyggelse ligger langs langsomt rennende elv. Ovenfor dalsnevringen ved Hæknefoss ligger således Bestelandsgårdene på elvterrasser med sand og grus, og på østsiden av elven ved Helle, ligger Straumgårdene på en stor sandterrasse, som ned mot elven har en 8 m høy raskant. Ved Fjellskoråi begynner Rustadmoen, en stor furumo som strekker seg til forbi Rystad kirke. Nord for Rystad er dalen trang og stiger sterkt. Elven går her i et gjel gjennom en høy fjellterskel, og ovenfor denne kommer en ny dalutvidelse med sjøen Flårenda. I nordenden av denne ligger Bøgårdene på terrasser, likesom de andre lengere syd i dalen, tilsynelatende av glasifluvial opprindelse. Så kommer en ny fjellterskel som danner Hallandsfossen ovenfor hvilken dalen atter utvider seg og gir plass for Vallebygden med sin bebyggelse på store terrasseflater. Sydligst og nærmest elven består disse mest av fint materiale mens grunnen nordover i bygden er mer stenet. Kallefoss, ovenfor Valle, ligger i et annet sprang i dalens lengdeprofil. Ovenfor denne fjellterskelen strekker seg den store furumo Flateland, hvis materiale også blir grovere nordover.

Fra Flateland har dalen sterk stigning til Bykle, er smal og uregelmessig om enn veien her og der fører over flate furumoer.

I Bykle består dalfyllingen av grovt bregrus. Store stener ligger spredt utover gårdene.

Det er trolig, at bregrus også utgjør det dypeste av de utfylte bassenger nedover dalen. Således kan man i Flårenda, som er grunn, se at store stener stikker helt opp til vannflaten.

Hardangervidda.

Olav Liestøl har beskrevet (1963) sporene etter et siste fremstøt av innlandsisen på Hardangerviddas vestlige rand hvis endemorener han har tegnet inn på et kart, dels etter kartlegging i marken og dels etter flyfotografier. Noen av morenene er omtalt allerede av Rekstad (1903). Fra de sydligste og høyestliggende morener ved Sildabunutane på 1400 m.o.h. kan morenetoget følges over Tverrgavlen, Fagernut og store Algarden, og videre over Fruo til Høloksli med tydelige rygger i søkkene mellom nutene helt til Måbødalen, hvor isstrømmens spor er avbrutt. Men på nordsiden av Måbødalen finner man dem igjen i omtrent samme høyde som på sydsiden, ved Svalnos. I Skykjedalen, den traugformige, hengende dal innenfor Simadalen, ligger en rekke buformete morener, delvis adskilt av erosjonsrenner fra marginale smeltevannstrømmer. Ovenfor Rembesdalskåkis resente morener fra 1700-årene sees flere tydelige rygger over hverandre tilhørende en meget større brestrøm enn denne resente. Videre vestover kan moreneryggene fra innlandsisens siste fremstøt følges over det relativt jevnhøye fjellområde mot Austdalen. Gjennom Austdalen har en bretunge gått bratt ned til Osa og efterlatt skarpe, tydelige sidemorener øverst i dalen. Denne breen har såvidt nået ned til fjorden og lagt igjen svære avsetninger i dalbunnen.

I motsetning til den aktive is, som vest for Hardangervidda og Hardangerjøkulen efterlot seg disse randmorener har man på Hardangervidda og østover nesten sammenhengende dødisfenomener. Den rimeligste forklaring herpå, sier Liestøl, synes å være, at innlandsisen, som på dette tidspunkt lå igjen over Hardangervidda, har fått en gjenoppliving. Isen som dengang dekket den nuværende Hardangerjøkul har nok vært mektigere enn i dag, men ikke meget. Bare de høyere nordlige områder lå over snegrensen, og bare her ble isen klimatisk levende, mens den relativt tynne del over Vidda fortsatt minket. Tilførselen fra nord til denne dødis var ikke stor nok til å forplante seg ut mot randområdene.

Liestøl har regnet ut, at den klimatiske snegrense under brefremstøtet må ha vært litt over 100 m lavere enn den nuværende, som på Hardangervidda er 1650 m.

Fra de i eldre geologisk litteratur sparsomme meddelelser om løsmaterialets art og utbredelse i Det sentrale Norge kan noen nu 60 år gamle iakttagelser refereres. På søknad av bestyreren, dr. Reusch, ble

Norges geologiske undersøkelse i 1900 gitt et ekstraordinært tilskudd på 900 kr. til utrustning for en ekspedisjon, hvis hovedsakelige formål var å undersøke bergbyggingen i de minst kjente høyfjellstrøk i det sydlige Norge. Som arbeidsområde ble Hardangervidda valgt, og de deltagende geologer var, foruten dr. Reusch (1902), J. Rekstad, K. O. Bjørlykke og H. Kaldhol. De gjennomreiste hvert sitt område. Bjørlykkes beretning omfatter utelukkende bergbygningen, mens de andre geologer noterte også noe om løsmaterialet. Reusch og Rekstad la vekt på å utrede isbevegelsens retning. Vest for hovedvannskillet fant de i åpen situasjon isskuring mot vest, således på Store Ishaug og Grytefjell. Den samme transportretning viser vandreblokkene. På Litlosvannets vestsida gikk isbevegelsen mer nordlig. Reusch's beretning er ledsaget av et kart med farver for de forskjellige bergartledd i målestokk 1:400 000. Kartets navn er de samme som generalkartet i samme målestokk viser.

Løsmaterialet er særdeles sparsomt i det undersøkte strøk. På slakke skråninger og i forsenkninger er der en tynn hud av morenegrus, som kun for en ringe del består av finere stoff enn sand. Selv dalbunnene kan være uten løsmateriale. Ved Viverlid fjellgård syd for Eidfjord er der noen små avleiringer, men syd for gården er Veigådalen på en strekning av 2 km ganske bar. Ved selve gården og litt syd for den ligger midt efter den flate dalbunn en lav esker med store stener. Ved Sandvadet er en flate av sand og grus med kraterlignende fordypninger (grytehull?). I syd for Finnebu vannet strekker seg også en buktet og grenet grusås fra øst mot vest, og ved Ovnkjeilen så Reusch en 10 m høy kjegleformet grushaug, efter beskrivelsen tydeligvis en «hulromfylling» i dødis.

Rekstad skriver (1902) at skuringens retning er sterkt påvirket av terrengforholdene. I innsenkningene følger stripene disses forløp, mens de på høye og flattliggende steder på den sydvestlige del av Vidda har en retning mellom vest og nordvest. Denne del av Vidda har et meget godt utseende. Hvor ikke det nøkne fjell stikker frem har man utstrakte stenflyer bevokset med mose og lav.

Kaldhol reiste i Suldalsfjellene. Han skriver herom (1903), at i høyfjellet er løsmaterialet meget sparsomt. Kun i dalførene er der en smule. I Grytdalen fins flere tydelige, om enn ikke store endemorener tvers over dalen. Mellom Nystøl og Blåberg seter sees en del hauger som de av dr. Reusch beskrevne ved Ovnkjeilen. En litt større slette av løsmateriale fins øverst i Kvandalen ved Bakke lg. Den er

600 m lang og 100 m bred, og er utvilsomt dannet ved øring av elven. Sletten ser ut som et delta hvorover elven renner i mange grener.

Rundt Suldalsvann fins flere større og mindre terrasser av marin opprindelse. De er bygget av grovt materiale og hever seg til 12–15 m over vannet.

Reusch har også fra en tidligere reise noen notater om løsmaterialet på Hardangervidda (1896, s. 33). En liten tverrmorene strekker seg over den flate dalbunn ved Sandhaug. På sydsiden av elven hever den seg som en utpreget rygg, omtrent 3 m høy. Andre hauger med grusholdig sand, alle lave sees nord for Sandhaug. Det er disse, som har gitt navn til stedet. — Ved utløpet av Langsjøen ved Rauhellernut er der en del morenehauger, der står igjen efterat elven har skyllet bort større masser. — Om Hallingskarvets rygg skriver Reusch, at den er dekket av ganske nøken ur, hvis stener er blitt kantrundet ved forvitring.

Rekstad foretok sommeren 1902 en ny geologisk kartleggingsreise til Hardangervidda, og reiste gjennom området fra Nupseggen i syd til Hardangerjøkulen i nord (Rekstad 1903). Der er en fremtredende forskjell skriver han, mellom det vestlige og østlige av Hardangervidda så vel med hensyn til overflatens form som med hensyn til mektigheten av det løse dekke. Over store strekninger av den vestlige del av Vidda ligger fjellgrunnen nøken. Hvor der fins løsmateriale her har dette kun ringe mektighet. Det består til dels av kantete stener og forvitningsgrus. Morenegrus opptrer i disse trakter meget sparsomt. Når vi kommer øst for vannskillet ser landskapet anderledes ut. Her er fjellgrunnen i stor utstrekning dekket av morenemasser, til dels av rett betydelig mektighet. Ikke sjelden kan man tilbakelegge flere kilometer uten å se fast fjell. — Med hensyn til morenedekket anordning sier Rekstad, kan det bemerkes, at dets overflate i ikke ringe utstrekning danner lave rygger av grus og stener, som for det meste er avrundete. Disse bølgeformede grusrygger følger alle med sin lengderetning brebevegelsens retning, og materialet i dem er tilsynelatende uten lagning. — Olav Liestøl (1963) tegner dem på et kart som eskere og andre dødisavsetninger. — Breskillet nordligst på Hardangervidda ligger ifølge Rekstad 2 a 3 mil øst for vannskillet. Hvor brebevegelsen gikk vestover er der forholdsvis meget av finere grus, til dels også leir. Så vel langs Snera og Eitroå som ved Normanslågen er det finere grus i stor utstrekning anordnet i tydelige rygger, som i sin ytre habitus

har en slående likhet med de svenske åsar, sier Rekstad. De ligger i brebevegelsens retning og er av rett betydelige dimensjoner så vel hvad høyde som lengde angår. Ved det øverste av Eitroåi er en 15–20 m høy gjennomskjæring av en grusås. Den kan følges i sammenheng 14 km. En annen rett betydelig dannelse av denne art har man ved vestenden av Normanslågen.

C. KLASSIFIKASJON AV SAND- OG GRUSFOREKOMSTER

Når den geologiske opprindelse av forekomsten, dens genesis, er kjent, gir denne den første rettledning om materialets egenskaper.

Mange grusforekomster viser ingen sortering. I dem ligger stener av forskjellig størrelse uten ordning i et finere grus, ofte sammenkittet av leir eller stenmel. Sådanne forekomster er gjenlagt under eller i kanten av breisen. Forekomster avleiret i vann, strømmende eller stille, viser seg vasket og sortert. Jo sterkere strømmen har vært, desto grovere er kornene eller stenene i det gruset som blir liggende igjen. De allerfineste korn, mjele og leir, avleires ikke før i stille vann. Eftersom vannføringen i et delta veksler vil det avleirete materiale skifte i lag, «floer», av grovere og finere kornsammensetning.

En naturlig inndeling av sand- og grusforekomster kan innpasses i nedenstående skjema:

Usorterte forekomster.

A. Bregrus

1. Bunnmorene (hvori inngår drumliner)
2. Ende- og sidemorene
3. Ablasjonsmorene

B. Rasgrus

Sorterte forekomster.

C. Marine israndavsetninger

1. Endemorener omleiret av bølgeslag
2. Breelvdeltaer

D. Breelvavsetninger over den marine grense.

1. Supramarine breelvdeltaer (grusvifter, moer)
2. Eskere
3. Lateraldannelser langs dødis

E. Postglasiale avsetninger

1. Ører og elvesletter. Flomsand. Kvabb.
2. Dyner.

Usorterte forekomster.

Bregrus

er bergartsmateriale, som har ligget oppå, inni eller under isen. Ved breens smelting er det blitt avleiret. Den sten og det grus breene bærer føres ofte lang vei med isen. Smelter isen på tørt land ramler jordmaterialet ned langs breens kanter og opphopes. Rykker breen frem danner den en voll foran seg, og noe kommer under den og jevnes ut over berggrunnen.

I de bygder i Norge hvor breene ikke ligger langt vekk fins egne navn på de sten- og grusvoller de har lagt opp. I Nordfjord kalles de bregarder (bredegarder), i Sogn og Sønnefjord betegnes grushaugene omkring breen som voren eller vorren. I Lesja kalles de skruvranden.

I geologisk fremstilling brukes betegnelsen *morene* først og fremst om den grushaug breen har lagt opp langs sine kanter, men begrepet er uheldigvis i eldre faglitteratur utvidet til å omfatte alt materiale en bre har etterlatt ved sin smelting, det usorterte så vel som det sorterte til tross for at betegnelsen «moraine», som stammer fra Savoyen, bare henpeker på formen.

Bregruset har en større eller mindre mengde sten i forskjellige størrelser, noen langveis transporterte, andre fra nærliggende omgivelser. Stenene stammer fra det bergunderlag breisen har beveget seg henover. Noen bergarter er seige og slitesterke, og det er i mange tilfeller en ettertraktet fordel ved grusets og sandens anvendelse at materialet stammer fra sådanne bergarter. Andre stensorter knuses lett, og grus med materiale av lett forvitrende bergart har bare en begrenset holdbarhet.

I grunnfjellsområder fins morener, der ligner kjempemessige stenurer, hvor en mangfoldighet av mindre og større gneisblokker, ofte rene klippestykker, er hopet opp over hverandre med en sparsom tilblending av grus. Morener innen sparagmittområder har også meget sten, men bergarten er ofte sprukket så den deles opp under bretransporten, og bregrus av sparagmitt blir ikke så storstenet som grunnfjellsgranittens. Imidlertid er nedknusningen sterkt avhengig av

transportveiens lengde. Morenegruset nær Østerdalenes breskille har langt mer av store blokker enn det morenegrus som er ført lenger bort fra isskillet. Bregruset innen fyllitformasjonen er grunnfjellsgrusets motsetning. Skifrene smuldrer lett, og selv en kort transport med breen vil gi lite sten og meget slam.

Grunnmassen i bregruset består av grus, sand og til dels leir. Som inndelingsgrunnlag for forskjellig slags bregrus brukes stenenes mengde, størrelse og de bergarter de består av, samt grunnmassens kornfordeling.

Bregrus er vår mest utbredte jordart. Bregrus med stort innhold av finmateriale og lite sten er en ettertraktet dyrkningsjord. Det meste av landets skog vokser på bregrus, hvis kvalitet for skogproduksjonen avhenger av bregrusets opprindelse og kornfordeling. Det størstenete bregrus kan være til ulempe for skogproduktenes transport, men til gjengjeld ansees opprakende store stener å gi et relativt varmt jordsmon på grunn av sin varmeabsorpsjon.

Når isen glir frem over bergunderlaget plukker den ut stener fra berggrunnen. Disse fryser fast i isen og føres med breen. Under transporten skyves de hen til de deler av breen, hvor hastigheten er minst, til sidene og bunnen. Stener av sterk og seig bergart sliper bergunderlaget og furer det med skuringsmerker. Hvor berggrunnen er forvitret, sprukket og løs, slites stenene i breen fort ned til grus, sand og leir.

Slitasjen på gruset i breens bunnlag gir et annet slags bregrus enn det som ligger inne i isen eller oppå breen. Det betegnes som *bunnmorenegrus*, eller også bare som *bunnmorene*. Når breen smelter blir det liggende som et oftest tynt lag over berggrunnen, sjelden mer enn noen få meter tykt. Kun unntagelsesvis kan det i enkelte fjelldaler (se s. 54) og i ryggformige avleiringer, som nedenfor omtales, ha større tykkelse. I bunnmorenegruset er steninnholdet gjennomgående mindre enn i moreneryggene. Stenene er rundet og kantslitt, ofte med risp etter å ha skuret innpå andre stener eller bergunderlaget under breisens bevegelse. Rispen ligner skuringsstriper og stenene kalles «skurestener». Det meste av steninnholdet er av det stedegne underlags bergart. Dets grunnmasse er oftest kittet sammen av et fint stenmel, så bunnmorenen blir tett og fast sammenpresset under vekten av den overliggende ismasse. Et leirholdig bunnmorenegrus kan være meget hårdt, så hårdt at det må løsnes på annen vis før gravemaskinen kan ta det (G. Holmsen 1955, s. 37), dertil er det ugjenom-

trengelig for vann, mens et sandholdig er løsere, og kan være vanngjennomtrengelig. Bunnmorenen jevner ut forsenkninger i berggrunnen. På fjellviddene var isens bevegelse liten, særlig i dens undre lag, og hvor ablasjonen holdt likevekt med akkumulasjonen ble i den langsomt fremglidende is dannet *drumliner*, rygger og avlange hauger av bunnmorenegrus, hvis lengderetning faller sammen med skuringsstripenes. Drumliner omtales av K. O. Bjørlykke i forbindelse med hans beskrivelse av Åsmorenen som bunnmorenerygger i retning nord-syd, gjerne med oppstikkende berg ved nordre ende (1913, s. 139). Drumliner har lenge vært kjent som almindelig utbredt i Finnmark. De er lett å se på flyfotografier, og etter at flyfotografering er tatt i bruk også for geologisk kartlegging har det vist seg at drumliner heller ikke er sjeldne på høyfjellsviddene sønnenfjells. Ryggene kan være mange meter høye, og støtter seg gjerne til en opprakende fjellknatt, men kan i forhold til isbevegelsen ligge så vel foran som i le av den. I drumlinlandskaper opptrer flere, omtrent like høye rygger av vekslende lengde, som alle ligger i skuringsretningen.

Mens mesteparten av stenene i bunnmorenegruset stammer fra bergunderlaget i nærheten og således er av lokal opprindelse, inngår der også i det en del stener, som har hatt lengere transport. De består gjerne av seig bergart som har kunnet motstå knusning underveis. Ved bestemmelse av stenmaterialets bergartstyper og den prosentvise fordeling av disse karakteriseres bregrusets egenskaper både kjemisk og fysisk. Hvis bergarttypenes forekomst i fast fjell er kjent, kan transportretningen bestemmes, og dette kan gi verdifulle holdepunkter for en vurdering av hvilke øvrige bestanddeler bunnmorenen kan ventes å inneholde, skadelige eller nyttige, alt etter hvad bunnmorenegruset skal anvendes til. Til en fullstendig stenbestemmelse er det nødvendig å ordne stenmaterialet i grupper etter størrelse, fordi bergarttypenes mengdefordeling ofte varierer fra den ene størrelsesgruppe til den annen. De forskjellige stenfraksjoner kan tenkes utnyttet til hvert sitt formål.

J. Låg har undersøkt (1948) og sammenliknet stenmaterialets opprindelse i forskjellig slags bregrus på Østlandet. Så vel formen av stenene som deres opprindelse tyder på, at bunnmorenegrusets transportvei er kortere enn moreneryggenes.

I regelen vil et bregrus med stort steninnhold også vise meget av de grovere fraksjoner i grunnmassen. (Granlund og Lundqvist 1949, s. 231). Mens grunnmassens fineste fraksjoner (mo, mjele og leir)

inneholder meget av løsrevne mineraler, særlig glimmer og glimmerlignende, vil grunnmassens grovere fraksjoner, grus og sand, ikke være spaltet til enkelte mineraler, men i sterk grad være preget av bergartskorn av den berggrunn hvorfra isen har ført med seg materialet.

Oppå isen ligger sten og grus som er ført ned på breen med bekker og ras fra omliggende fjellsider. Denne «overmorene» blander seg langs breens kanter med morenematerialet fra breens indre og bunnmorenen. En bre i vekst sleper med seg noe av morenegruset som skyves opp i en voll både langs sidene og ved breenden, hvor de ryggformete *ende- og sidemorener* avleires med sitt usorterte materiale av sten, grus, sand og leir, sammen med is i lag og klumper. Smeltevann fra isen omformer ofte noe av bregruset, vasker og sorterer materialet, som blir liggende i lag og linser innimellom randmorenenes usorterte bregrus.

Som omtalt i denne avhandlings første avsnitt forekommer innen de aktive breers avsmeltningsområde flere trinn av endemorener. Mens Moss-raets fortsettelse mot øst over åsene fra Tistedalen til riksgrensen, og Hortens-raets mot vest over Sørlandets heier ligger over MG, er det bare unntagelsesvis at de yngre endemorener på Østlandet ligger høyere enn de marine sedimentavleiringer. De yngste resessjonsmorener finnes kun i daler og depresjoner. På høyder og åser er bare et tynt jorddekke og spredte flekker av bregrus avleiret inntil vi ved Rome-rikstrinnet møter sporene etter de inaktive breers smeltningsområde.

Det stagnerte isdekke avleirer ved smeltingen sin overmorene og det i isen innleirete bregrus som ablasjonsmorene, i foregående avsnitt også kalt *dødismorene*. Huller og forsenkninger i isen kan fylles av ablasjonsmorenene, som kan være ført med av smeltevannsbekker, eller som har rast ned i kløfter. Etter at isen har smeltet viser disse avsetninger seg som rygger eller hauger, noen av usortert, andre av lagdelt og vasket grus. Ablasjonsmorenen inneholder, enten den ligger i et flatt dekke eller den består av hauger og rygger, et stenmateriale som har gjennomgått en lengere transport enn bunnmorenen, ofte en transport av komplisert forløp. Den lokale berggrunn preger ikke bergarttypene i samme grad som i bunnmorenen, og motstandsdyktige, seige bergarttyper er gjerne i overvekt blandt stenene.

Ablasjonsmorenen er nesten alltid noe påvirket av utvaskning ved smeltevann. Dette gir seg uttrykk i at de fineste fraksjoner, leir og mjele, ofte mangler i den.

I mange av Østlandets dalfører er lagfølgen sådan, at der underst ligger bunnmorene, derover breelvgrys og øverst et lag usortert ablasjonsmorene. Men denne ligger ikke bare som et flatt dekke, meget ofte ligger den i hauger og rygger, og danner også en kappe over eskeres lagdelte grys.

Hvor ablasjonsmorenen hviler direkte på bunnmorenen springer mange steder en påtagelig forskjell på de to slags bregrys i øynene. Over den rødlige bunnmorene av trysilsandsten ligger således en grålig ablasjonsmorene av sparagmittopprindelse. — Innen høyfjellets fyllittformasjon er bunnmorenen sterkt leirholdig, men dekkes av den vidt utbredte ablasjonsmorene hvis finmateriale består av sand.

Rasgrys.

I daler med bratte sider går der stensprang og ras. Stensprangene følger ofte de samme baner, visse bergskorter, som på denne måte eter seg inn i bergveggen. Fra skortens nedre ende opphopes stenene til en gruskjegle. Er bergveggen lang ligger gruskjeglene side om side og vokser til slutt sammen til en sammenhengende ur. Lettest oppstår ur av en skifrig og oppsprukket bergart. De største stener farer i regelen lengst, så uren er mest storstenet nederst. Under farten slås de i stykker, og småsten og stenmel blir til grunnmasse, som binder stenene sammen.

Undertiden løsner en hel berghammer og styrter utfor. I fallet slås den i stykker, og skredets bevegelse kan sammenlignes med en vannmasses. Hastigheten av de midtre og øvre deler i skredet er større enn sidenes og bunnlagets. Hele massen holder sammen og er vel avgrenset, langs kanten opplagt i rygger i fallretningen. Stenmassen kommer med stor fart, og er dalen trang kan meget av skredet slynges opp i den motsatte dalside.

Under flom tar fjellbakkene iblandt nytt løp og kommer ut over dalsiden med et helt jordskred. Det kan være gammelt morenemateriale, som er blitt gjennombløtt, eller det kan være forvittringsgrys og ur bekken fører med seg. Som eksempel på hvad en flom i fjelldalene kan rive med seg skal nevnes den skadeflom, som gikk nedover langs Budøla, nær Geilo, 1927. Den skyldtes et dambrudd foran et reguleringsmagasin (G. Holmsen, 1955, s. 23). Reguleringsmagasinet lå i en fjelldal på høyde 1022 m, og flombølgen fulgte Budølas leie i 5 km's lengde til dens utløp i Ustedalselven på kote 730.

Flommen stod på i 5 a 6 timer og fremkalte et sammenhengende brudd i morenemassene langs hele det dypt nedskårne elveleie. Grus og sten ble revet med i 3 km's lengde ned mot jernbanebroen, som var sterkt truet. Banefyllingen på begge sider av broen ble gjennomskåret, og for å redde togtrafikken ble en stor militærkommando kalt til hjelp. Ved Budølas utløp i Ustedalselven ble lagt opp en veldig raskjegle, og oppover hele Budalen ble nye, høye rygger av sten og grus lagt igjen.

I avsmeltningstiden fraktet breelvene store sten- og grusmasser ut over dødis. Svenske geologer har beskrevet store flomavsetninger, som fant sted under bresjøers uttapping som *tappningskatastrofer*. Det mest storslagne eksempel herpå fra vårt land er den avleiring som ligger ved Jutulhuggets munning i Tydalen, da vann fra Glåmdalen tok vei over Barkaldkjølen under tappningen av den bredemte sjø, som var blitt liggende igjen der etterat isdammen i Rendalen var brutt. Denne avleiring er en stenopphopning av form som en endemorene, og er omtalt som sådan så sent som i 1945 (Gunnar Holmsen, 1945, s. 36). Dens begrensning mot nord i Tydalen er steil som om en iskant skulle ha støttet den, mens den mot syd, nedover dalen, viser den ene flate gruskjegle etter den annen, vekslende med rygger av kjempestore stenblokker. På begge sider av dalen når stenmassene opp til 100 m over Tyslas vannspeil, og er lagt opp i rygger så store og iøyenfallende at de bærer lokalnavn, «Randeggen» på dalens vestside, «Falleggen» på østsiden. Sammen med stenmassene har sikkert meget is fulgt med.

Rasgrusets materiale er usortert som bregrusets. Stenene kan være kantslitte og rullet når de skriver seg fra morenemateriale, og er da vanskelig å skille fra dette. Skriver det seg fra berggrunnen er stenene skarpkantet og av ensartet bergart. Grunnmassen er grovere enn i bregruset.

Sorterte forekomster.

Marine israndavsetninger

er transportert med vann eller vind.

Under MG er bregrusdekket tynt over oppstikkende berggrunn. Mesteparten av bunnmorenen er blitt skyllet nedover bergskråningene av bølgeslaget under landets stigning, og ligger nu i forsenkningene. Moreneryggene er også sterkt preget av bølgeslagets utvaskning og

kan mange steder være så redusert at bare de største blokker ligger igjen etter dem og viser hvor de engang lå. På Hvaler, skriver Undås (G. Holmsen 1951, s. 43), er det ytre ra sterkt omformet av havet. På vestlige Kirkøy er det som en rullestensfjære av store og vel rundete blokker. Alt smått materiale og iskontaktformen er fullstendig fjernet. Hvalers beste badestrender ved Skjærhalden og på Sandøy er skapt ved utskylning av sand og grus. Undås omtaler flere lokaliteter, hvor så vel det ytre ra som det store ra (Moss-raet) kan være bortskyllet av breelver eller skjult under leiravsetninger. Samuelsen nevner (L.c. 1951, s. 50) flere steder i Vestfold, hvor utpregede blokkmarker eller avleiringer av grov sand tyder på at en israndlinje, sannsynligvis det ytre ra, har ligget, men ryggform er ikke bevart.

De submarine endemorener ble avsatt av aktive breer under fremrykkning eller stagnasjon hvor det var såpass grunt at isen ikke fløt opp. Morenetrinnene viser som regel en sammenskjøvet, leirholdig kjerne av bregrus eller av marin leir. Som omtalt i foregående avsnitt er dette tilfelle så vel i ra-trinnene som i Ås-Skitrinnet og i Akers-trinnet. Ved bølgeslaget ble materiale vasket ut av morenene, og avleiret så vel foran som bak dem i heldende, sorterte lag av sand og grus, utskylningslag, mens bregrusets finmateriale ble ført til havs og avsatt som leir. De sorterte lag over morenekjernen karakteriserer raenes bygning således som J. H. L. Vogt var oppmerksom på allerede 1881. Lagtykkelsen kan være stor. Elias Mevang skriver i sin hovedoppgave i fysisk geografi 1948 om moreneavsetninger i Borge og Ullerøy (omtalt i G. Holmsen, 1951, s. 21) at nord for Borge Varde har innlandsisen lagt igjen betydelige morenemasser. Eftersom landet steg og vanddyppet over morenen avtok ble først de fine korn, senere de grove vasket ut av morenen og ført vekk av bølgeslaget. Opp til 35 m dype snitt i grustak viser lag fallende mot nord. De øverste lag består av grovere materiale enn de lavere, og blokkene ligger tettere i høyt nivå enn i lavt. Det er almindelig, sier Mevang, at bølgeslaget har omordnet materialet i det ytre ra som beskrevet for forekomsten ved Borge Varde. Men ikke alltid har utskylningen foregått mot nord. På ryggen vest for Posemyr har den foregått den motsatte vei. Her har fjellet i nord hindret flytning til den kant, og bare de største blokker har blitt liggende igjen. De har sunket rett ned eftersom det finere materiale under dem ble skyllet bort.

Større enn disse av bølgeslaget utvaskete moreneforekomster er imidlertid de, som breelvene avsatte i sjøen under de aktive breers stillstand

eller fremstøt. *Breelvenes deltaavleiringer* kan forveksles med bølge-slagsforekomstene, men de skiller seg fra disse bl. a. ved at deres lag som regel faller ut fra iskanten. Etter breelvdeltaenes form å dømme synes flere av dem å ha vært temmelig stasjonære, og jo større nedslags-distrikt breelven hadde, desto større grusmasse har den avsatt. Materialet i Svelvikryggen stammer som nevnt i første avsnitt, etter W. C. Brøggers bestemmelse av stentyper, fra fjerntliggende bergartsområder. Minst en tredjedel av stenmaterialet utgjøres av grunnfjellsbergarter, som vi ikke finner i fast fjell før vest for Tyrifjorden og Randsfjorden. Selv om noe av dette grunnfjellmateriale er blitt ført med av bre, er det sannsynlig, at breelvene har fraktet det meste av det lang vei, og at de har hatt et stort samleområde.

Materialet i den store breelvavsetning, Svelvikryggen, må antas å være ført frem over den brefylte Drammenfjords indre del.

Andre store marine breelvavsetninger er Mona i Eidsberg (se s. 21), Berger i Skedsmo (se s. 25), og Romerikstrinnesens israndterrasser. De er alle avsatt mens isranden lå lenge på noenlunde samme sted under tilbaketrekningen.

I Mona ligger østgrensen for de av Oslofeltets bergarter, som er ført med av isen (J. Rekstad 1922, s. 10), og noe av Monas grusmateriale er troligvis kommet helt fra egnen omkring Hurdalen.

Grovest er israndterrassenes materiale langs proksimalkanten, hvis forløp ofte er et avtrykk av kontakten med isen. Henimot distal-siden avtar blokkenes størrelse og antall, samtidig som terrassens overflate ble furet av smeltevannsløp, der hvor den lå over vannflaten. Bak israndterrassenes proksimalkant følger et belte med dødisgroper fra den tid da isen oppdeles i skilte, nedgrusete partier og klumper.

Den første beskrivelse av gruset ved Hauer seter er gitt av W. C. Brøgger (1877). Han omtaler snittene i et grustak jernbanen hadde anlagt nær Hauer seter stasjon i en grusvegg, som var blottet i 200 m's lengde til 7,5 m's høyde. Av stor betydning er den stentelling Brøgger utførte for å bestemme hvorfra materialet stammer, sikkert den første i sitt slags her tillands. I hauger av stener utplukket fra gruset målte han opp flater med 2 alens sider, i alt 5 sådanne kvadrater, hvori han skilte mellom ca. 20 forskjellige bergarttyper blant 200–250 stenprøver fra hvert kvadrat, og kom til det resultat at 55,7 % av stenmaterialet stammer fra egnens grunnfjellsbergarter, mens 44,3 % er fremmede, langveis transporterte stener, hovedsakelig fra sparagmittgruppen på begge sider av Mjøsens nordlige del. På en tegning av

grusveggen fremstilles de utkilende grus- og sandlag, og stenenes form omtales i teksten.

Breelvgrusets stenmateriale er mer rullet og slitt enn bregrusets. Den gamle betegnelse rullestensgrus er karakteristisk for de grovere fraksjoner av breelvenes avleiringer.

Foruten de nevnte store breelvdeltaer ligger som omtalt i foregående avsnitt om innlandsisens smeltningsforløp, tallrike mindre deltaer under MG avsatt av breelver fra den aktive is.

Breelvausetninger over den marine grense.

Da innlandsisens aktive fase var gått inn i den innaktive og isens smeltning var kommet godt i gang, ble marken først bar over fjell og åser hvor isdekket var tynnest, mens daler og forsenkninger ennå var fylt med dødis. Fra høydene skyllet smeltevannet med seg grus og sten ned i dalene på dødisen eller langs dens kanter, hvor smeltevannstrømmene omformet dette materiale sammen med dødisens eget bregrus. Dalenes bunn er, som de kvartærgeologiske karter viser, dekket av breelvenes avleiringer, enten som lateralterrasser eller som flate deltaer og gruskjegler, og som grusrygger i form av eskere vekslende med dårlig sorterte hauger av ablasjonsmorener.

De bergarter, hvorav stenene i breelvgruset består viser, at det i det sønnenfjellske Norge har gjennomgått en lang og innviklet transport. Det skriver seg fra vidt forskjellige bergarter, hvorav bare en liten del stammer fra den lokale berggrunn. Stenmaterialet i de glasifluviale avleiringer i Østerdalen tyder på at isskillet har skiftet plass, og at det har ligget så vel nord som syd for der hvor det tilsist lå under siste istid. Vi må tro, at breene i begynnelsen av siste istid gikk ut fra høyfjellene i landets hovedvannskille, og at isskillet derfra trakk seg syd-østover. Nu har imidlertid stentellingene nær Åmot, ca. 45 km sønnenfor det siste isskille, vist at 10–20 % av stenmaterialet i breelvgruset her også er kommet fra sydøst (Per Holmsen 1951, s. 163). Dette kan bare forklares ved, at et tidligere isskille, kanskje fra en av de foregående istider, lå sønnenfor det siste. Det glasifluviale materiale er således gjentatte ganger flyttet og blandet før det ble avleiret på sitt nuværende leiested i Østerdalene. Derfor må en ikke liten del av det ansees å være av interglacial alder.

Dalbunnenes breelvdeltaer kalles over hele landet *moer*. De ligger i flomfri høyde over vassdraget i en flatbunnet, gjerne bred dal. Fordi

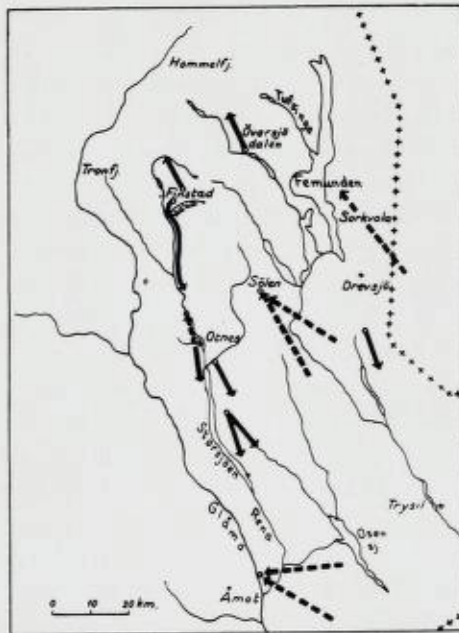


Fig. 27. Blokktransportretning på Østlandet. Optrukne piler betegner isbevegelsen i siste istid, piler med brutte streker angir resultanten av isbevegelsen til forskjellige tider. *Block-transport in East Norway. Full arrows indicate suggested transport during the last glaciation period. Broken arrows indicate the resultant ice-transport of an earlier glaciation period and the last one.*

Per Holmsen, 1951.

bunnen er tørr er deres naturlige bevoksning furuskog. De består av sand, som oftest i tilnærmedesvis vannrette lag, hvori kornstørrelsen avtar med dypet ned mot berggrunnen eller bunnmorenen, som sandavleiringen i almindelighet hviler på, sjeldnere på grovere vekslende lag av grus. — Moenes lagdeling kan by på overraskelser. Ved gravinger gjennom moens sandlag har det vist seg, at disse helt kan skjule overdekkete brelveløp med grov, vasket grus etter elvesengen.

De mektigste brelvdeltaer finner vi hvor sideelver har akkumulert sine grus- og sandmasser i hoveddalen med bratt skråning fra deres ytre kant mot den rest av dødisen som her ennå demte avløpet. De er almindelig utbredt i de bredemte sjøers område, således på østsiden av Glåmdalen ved utløpet av elvene Nøra og Verjeåen ved Os, ved Bjøra nær Tolga, ved Telas utløp ved Tenneset og ved Tronsåens i

Alvdal. Deltaene når flere steder opp til de bredemte Glåmsjøers nivå, og er på denne høyde utjevnet. Deltaflaten ved Tronsåen ligger på samme høyde som seten ovenfor Steien og sammenhengende med denne på 663 m.o.h. Tronsåen har skåret ned en 43 m dyp dal gjennom avleiringen. Snittets lagfølge er omtalt så tidlig som i Jacob Schetelig's dagbok 1906. Etter nøyaktig måling (Gunnar Holmsen 1915, s. 124) ligger øverst et metertykt gruslag i horisontal lagstilling, derunder 8 m vaskete grus- og sandlag i deltaskiktning, og underst ulaget bregrus i 34 m's mektighet. Ned mot dalbunnen kan deltaene noen steder vise en så bratt skråning at de under avsetningen synes å ha støttet seg til dødisen, andre steder kan de oppløse seg i eskere, bygget opp i dødisens tunneler. På vestsiden av Glåmdalen sees bastionformete deltaer ved Follas og Søl nas utløp. Snittene viser, at det sorterte breelvgrus også her hviler på usortert bregrus. Breelvgrusets mektighet på denne side av dalen kan gå opp til 60 m, men er som oftest fra 5 til 30 m.

Et stort breelvdelta i 4 terrassetrinn ligger på nordsiden av Mistras



Fig. 28. Lateralterrasse langs Søl nas utløp i Folla.
Lateral terrace with dead ice contact at the junction of the rivers Søl na and Folla
in Østerdalen.

G. Holmsen fot. 1913.

utløp i Rena til en høyde 30—40 m over elven (Per Holmsen, 1955, 2). Terrassene må være avsatt av breelven fra Mistradalen mot kanten av hoveddalens isrest under suksessive stadier av dennes avsmeltning. På sydsiden av Mistras utløp i Rena er et tilsvarende delta. Begge er uten de grytehull som den høyere liggende lateralavsetning av dødismorener mellom Storsjøen og Lomnessjøen viser (Per Holmsen 1956, s. 142). Det sorterte breelvgrus ligger således her i lavere nivå enn de høyere liggende dødismorener med sitt usorterte grus, hvorfra breelvgruset synes å stamme.

Også ved de mindre tilløp til Glåma og Rena innen bresjøområdet sees lignende mektige breelvdeltaer.

Ved overløp under avsmeltningstiden fra ett nedslagsdistrikt til et annet kan mange steder finnes mektige breelvdeltaer. Som eksempler herpå kan nevnes breelvdeltaer fra Follas nedbørområde til Einunnas, fra Øvre Atna til Grimsas, i de fleste fjelldaler fra Trysilelvens til Glåmas nord for isskillet, fra Mesnas til Flakstadelvens og fra Åstas til Svartelvens.

Sammen med breelvdeltaene forekommer ofte eskere.

I det foregående avsnitt er omtalt beliggenheten av et stort antall *eskere* så vel innenfor bresjøområdet som utenfor dette. Der forekommer eskere i Østlandets daler hvis rygg hever seg til 100 m over dalbunnen.

I dødisen og langs sidene i aktive breer med liten hastighet kan rennende vann smelte seg igjennom isen så der oppstår varige hulrom og kanaler. I kløfter og tunneler avleires breelvenes vaskete materiale som langstrakte grusrygger, og i avgrensede hulrom som hauger. Sorteringen kan variere sterkt som følge av forskjellig strømhastighet og vannmengde under avleiringen.

En esker i sin typiske form følger dalbunnen, undertiden kilometervis, bare med små avbrytelser. Den grener seg her og der for atter å løpe sammen, eller den kan ha korte utløpere. Den stikker opp av dalbunnen som en hvelvet båts kjøll av en vannflate. Noen steder, særlig nær vannskillene, er der avleiret eskere i elver og bekker som har rent under isen nedover dalsidene («slukåser») på skrå eller rett nedover. Hvis eskeren er oppstått i en istunnel ligger på dens rygg og sider blokker fra ablasjonsmorenen over tunnelens tak. Under dette skall ligger skiktet sand i skråstilte lag, som faller fra eskerens akse hver sin vei med heldning langs sidene og i den retning vannet strømmet.

En dalbunnesesker karakteristisk for Nord-Østerdals bresjøområde er tidligere beskrevet av forfatteren (G. Holmsen 1915, s. 171 o.f.). Det er Langeggen ved Røros gjennom Hådalen til dens utløp i Glåmas dalføre i brelvdeltaet Kvitsanden. Det medfølgende kart Pl. II er tegnet på grunnlag av luftfotografier tatt av Widerøes flyveselskap 1937. Det fremstiller eskerens beliggenhet i forhold til det nåværende vassdrag over en 10 km lang strekning til den slutter i Kvitsanden, den store ør, hvor Langeggelven fant en isfri kulp, hvori materialet kunne avleires.

Med få avbrytelser kan eskeren følges fra Femunds nordende til Røros i henved 40 km's lengde. Dens brelv fikk tilskudd fra Femundbassengets nedbørområde. Foruten selve eskeren består dalbunnen i Hådalen av dødisavleiringer med ablasjonsmorener og tallrike dødisgroper hvorav de fleste er vannfylte, noen med avløp til Håelven, andre uten synlig avløp. Dessuten ligger i dalbunnen utjevnete brelvavsetninger, moer, hvis høyder stiger ca. 10 m oppover dalen på den strekning kartet omfatter. Dalfyllingen avsluttes mot lisidene av lateralterrasser 30—40 m høyere enn moene. Deres høyder korresponderer med høyden av vannskillet i Rugldalen hvor Nedre Glåmsjø hadde sitt utløp. De er bygget hovedsakelig av strømskiktete sand- og gruslag.

Eskerens materiale er vasket og rullet. Her og der har den utløpere, eller den grener seg i flere parallelle grusrygger. Dens form er mange steder usymmetrisk med en brattere skråning til den ene side enn den annen. Hvis materialet ble avsatt i en skråttliggende kanal ville eskeren få denne form. Noen steder har Håelven erodert i dens fot så finmaterialet og små rullestener er ført vekk, og tilbake ligger en bar rullestensur med hodestore blokker.

Bergarten i løsmaterialet omkring Røros er omtalt av Kjerulf (1879, s. 27), som bl. a. noterte lys kvartsitt, rødlig så vel som grønnlig sparagmitt og mørk blåkvarts, bergarter som stammer fra sparagmittgruppen, hvori Femundsbassenget ligger. Dertil nevner Kjerulf en del stedegne bergarter fra Rørosskifrene, hvoriblant stener fra serpentinfeltene, samt blokker fra grunnfjellsgranitten i Vigelen.

Hvor Hitterelven gjennomskjærer eskeren er dens rygg jevnet utover, men er atter fullt utviklet før den avsluttes med det store dødisfelt Kvitsanden. Ved gravning på Røros jernbanestasjons område nær Hitterelven ble eskerens kjerne i 20-årene blottlagt under de utskylte sandlag.

Kvitsanden er et breelvdelta avsatt i en randsjø.

I Østlandets dalfører er *lateralavleiringer* avsatt mellom dødisen i dalbunnen og lisiden. Deres utbredelse og form, til dels også deres lagfølge er omtalt i foregående avsnitt under de enkelte dalførers morfologi (se s. 39–50). De når i Femundsområdet til 150–200 m over dalbunnen, i Rendalen (Deset) til 120 m, i Glåmdalen (Koppang) til 80 m, langs Atna (Storbekken) til 100 m, langs Hemsil og ved Gol til vel 100 m over dalbunnen. Ellers ligger de sjelden mer enn 30 m over denne. (Gunnar Holmsen 1935 og 1960).

Nær isskillet, så vel langs Femund som øverst i Trysilølvens dal, og i fjelldalene både nord og syd for isskillet, er de beskrevet som dødismorener. Hauger og rygger av usortert ablasjonsmorene veksler med eskere så vel som med terrasserte avleiringer hvori sees grytehull. Morenenes usorterte materiale er rikt på sten, og de største blokker ligger i deres overflate. Da også eskerne i almindelighet er dekket av ablasjonsmorene kan de vanskelig skilles fra denne uten tilgjengelige snitt.

I bresjøområdet større daler er lateralavleiringene for det meste bygget opp som terrasser av vekslende sand- og gruslag ført med bekker fra dalsidene eller utvasket fra dødisens bregrus av smeltevann, og akkumulert i forskjellige høyder eftersom isresten smeltet ned. I dalutvidelser kan lateralterrassene mange steder bestå av finsand, avsatt som sediment i en lateralsjø. Underlaget for de sorterte breelavsetninger er usortert bregrus, og terrassene langs dalsidene kan være avbrutt av ablasjonsmorenens usorterte hauger av bregrus.

Lateralavsetningene i dalene syd for isskillet er dels terrasser, dels hauger av bregrus, eller av hulromfyllinger i dødisen. Nær isskillet kan de nå til 80–100 m over dalbunnen. Høyden avtar med avstanden fra isskillet. Snitt gjennom lateralavsetningene i Glåmdalen, Trysil og Ljørdalen viser, at der under et flere meter tykt lag av usortert grus mange steder ligger sorterte, vaskete sand- og gruslag. I Trysildalføret ligger langsefter lisiden rygger med bregrus til en høyde over dalbunnen av 40–50 m. Store blokker er almindelig utbredt over deres overflate, særlig sydligst i dalen. I den øvre del av Ljørdalen på norsk side ligger mange grusrygger på tvers av dalretningen. Til tross for at materialet i dem er usortert må de ansees oppstått som sprekke- eller hulromfyllinger i isen (Gunnar Holmsen 1958, s. 13). Det er sannsynlig, at også lateralavsetningenes grusrygger langsefter dalretningen i stor utstrekning har en opprindelse som

eskerne. I kuperte lateralavsetninger påtreffes ofte grustak, som viser eskernes karakteristiske lagbygning.

På steder hvor smeltevannet langs dødisen har jevnet dødismorenens rygger og groper til en terrasseflate kan vi vente å finne sortert sand og grus i overflaten mens det underliggende materiale kan være usortert bregrus. Som omtalt i foregående avsnitt (se s. 47) forekommer i Åmot lateralterrasser i 2 trinn, hvorav det nederste viser sortert sand, mens det øverste er oppbygget av usortert materiale. For Stor-Elvdalens vedkommende beretter Fredrik Husebye (Gunnar Holmsen 1960, s. 36), at snitt i randen av den 30 m høye lateralterrasse viser lagdelt materiale mens inne ved lisen stikker usortert bregrus, gjerne med grytehull, frem.

Lateralavleiringer har stor utbredelse i alle Østlandsdaler. De er på eldre geologiske kart betegnet som sidemorener (W. Werenskiold, 1911). I det foregående avsnitt om innlandsisens smeltningsforløp på Østlandet er så vel eldre som moderne beskrivelser av dalførenes lateralavsetninger referert.

Postglasiale avsetninger.

Eftersom landhevningen skred frem og sjøbunn ble tørrlagt ut-sattes de hevede marine sedimenter for ny erosjon av rennende vann. Noe materiale førtes til havs, og noe ble avleiret på land i deltaer, som i sin tur atter ble gjennomfuret av elver og bekker. Således oppsto under MG postglasiale terrasser i forskjellige trinn. De siste og lavestliggende av dem benevnes ofte ører (eks. Sunndalsøren, Verdalsøren), eller de får suffikset sand (Kristiansand, Steinkjer-sannan).

Ører bygges opp ikke bare i havet, men også i innsjøer. Deres materiale avhenger av elvens erosjonsevne og av de jordarter den gjennomløper. Noen ører er bygget av finkornige mojordarter (Leir-elvens delta i Øyeren) andre av grus- og sandlag (Neas delta i Selbu-sjøen).

Elvene går i flomtider over sine bredder, og i den flate dalbunn våre større elver på Østlandet renner gjennom kan avleires betydelige mengder sand og slam, ofte blandet med organisk materiale. Glåmas nedslagsdistrikt er så stort at det utgjør $\frac{1}{8}$ av hele Norges overflate,

og elvens flommer bredte seg før vassdragets store sjøer ble regulert over utstrakte arealer der breddene er lave. I Solørs lave og flate dalbunn kunde vannet stige til 6 m over almindelig sommervannstand, og vann strømmet da inn i nærliggende sjøer, eksempelvis Storsjøen i Odalen og Nuguren i Brandval, istedenfor å renne ut av dem. Under en stor flom, som kulminerte i Mjøsa 21. juni 1860 steg vannstanden 8,7 m over naturlig lavvann og gikk opp til det øverste av vinduene i 1ste etasje i Strandgaten, Hamar. Flommens medrevne materiale blir avleiret på lavtliggende elvesletter som *flomsand*. På en støtte ved gården Grindalen, Elverum, hvor også dalen er vid og bunnen flat, er noen av de store flommers vannstand avmerket.

Under flom graver elvene sterkt i sine bredder, og mange steder kan elven skifte leie. Som eksempel på hva materialtransportens virkning i et vassdrag medfører skal her anføres hva geologen Rolf Falck-Muus har skrevet om Glåmas erosjon i Solør (1951).

Ved Norsfossen i Brandval, hvor elven går over berggrunn, har denne terskel stanset elvens vertikale graving. Til gjengjeld slynger elven seg ovenfor fossen på den 40 km lange strekning til Eidsfoss i tallrike serpentiner og avsnørte meandre, dels gjenfylte og dels åpne, som her kalles «evjer». Jordarten er sand i varierende kornstørrelse. Mens elven graver ut sandmassene i yttersvingene legger den opp sand i innersvingene. Disse nye sandflater kalles i Solør «enger». Avleires sandmassene i selve løpet kalles de «sander». Sandene vokser fra år til år under flom, og når elvens vanlige vannstand ikke mer oversvømmer dem vokser gress og busker på dem, og de blir til *bolmer*. Av gårdsnavn sammensatt av eng, sand eller holm fremgår elvens skiftende plass gjennom postglasial tid. Bebyggelse og jordvei er blitt ødelagt ved at elven har tatt nytt løp, og forbygninger mot elvebrudd og oversvømmelse har gjennom tidene i stor utstrekning vært foretatt.

Under stor flom står hele den flate dalbunn under vann, og medrevne slamkorn bunnfelles sammen med organiske partikler, og der fremkommer en finkornig jordart, som benevnes kleim.

I Glåma inntreffer i almindelighet 3 flommer i året, nemlig vårflommen sist i mai, som pleier å være den største, «heggeflommen» ved St. Hanstider når heggen blomstrer, og høstflommen sist i august eller først i september. Disse flomperioder har de fleste østlandselver tilfelles med Glåma. Enkelte år, når snesmeltningen er sterk i Jotunheimen og flommene store i Otta, Sjoa og Vinstra samtidig som det

er stor flom i Glåma, kunne det hende før Mjøsreguleringen kom istand, at Vormas utløp i Glåma ble oppstuvet så dette virket på vannstanden i Mjøsa.

Av sterk eroderende virkning er også vinterisgang i mange østlandselver.

Den største skadeflom som har herjet Østlandet og hvorom skriftlige beretninger er nedtegnet, var en sommerflom i året 1789. Den er blitt kalt Ofsen, og om den fins der samtidige beretninger samlet av Amund Helland (1913).

Jordras løsnet overalt i de bratte lier langs vassdragene med utspring på Filefjell, i Jotunheimen og på Dovrefjell. Laugens elveseng var ikke til å kjenne igjen. Gamle ører og holmer var borte og nye lagt opp. Store elvebrudd kom tilsyne når elven gikk ned. Sand i metertykke lag var ført inn over lave bredder og begravet gressvollen. Under graving av brønner og drengrofter på elveslettene langs Otta og Laugen kommer en mange steder ned på humusrike lag under sanden. Det er gammel kulturjord, som antas å være brukt før Ofsen skyllet over den.

Foruten den flomsand, som flekkvis dekker breelvsanden i dalførene forekommer på Østlandet en annen finkornig jordart, *kvabb*. Den danner (Amund Helland, 1902) et par meter tykt lag, undertiden dekket av flere meter tykke sand- og gruslag, men oftest ligger den som det øverste lag med 0,5–2 m, høyst 4–5 m's mektighet ovenpå annet materiale, og viser seg som en rekke papptynne mjelelag med ennu tynnere sandlag imellom. Farve kan være hvit, grågul eller blålig. Jordarten har stor evne til å innsuge vann. Når den er tørr støver den. Er den vasstrukken gjør den inntrykk av å være noenlunde fast, men småtrækker man på den med foten så blir den flytende som tykk eller tynn grøt. Det er et tungt arbeide å grave i den. Den må slites løs med spaden, og siden slipper den vanskelig redskapen. Når den under gravingen blir seigtflytende må arbeidsstedet skiftes for noen dager så kvabben får tørke og stivne litt til igjen.

At kvabben blir flytende i sitt eget porevann når dene rystes tyder på at adhesjonen mellom kornene og vannet nedsettes, så kornene suspenderes i porevannet og flyter fritt i dette.

Linser og lag av kvabb i andre jordlag fremkaller mange vanskeligheter ved veibygging, jernbanebygging og all slags fundamentering. Ved frost deformeres kvabben, kaster seg, bulner ut og sprekker

istykker. Under teleløsningen blir den til en seig grøt så dypt som den var frosset, og i denne tilstand har den så godt som ingen bæreevne.

Kvabb kan ligne leir i utseende, men skiller seg fra leir ved å mangle plastisitet. Flytegrensen ligger på ca. 30 vektsprosent av tørrvekten. Det er en mojordart med kornstørrelse mellom 0,2—0,002 mm. Jernbanens geotekniske kontor bruker betegnelsen kvabb for jordfraksjonen 0,06—0,002 mm kornstørrelse, svarende til betegnelsen «silt» på engelsk. Kornene består hovedsakelig av kvarts, feltspatt og lys glimmer. K. O. Bjørlykke fremholder (1896) at kvabb er et finkornig, vesentlig mekanisk produkt av den lyse sparagmitts erosjon.

Fredrik Huseby (1955) har utført en del mekaniske analyser av kvabb og fremstilt resultatet av disse som siktekurver. I en senere utgitt artikkel (1963) gjør Huseby oppmerksom på, at noen av siktekurvene av kvabb viser et markert knekkpunkt som tyder på at to jordlag er blandet sammen, og dette kan ikke ha foregått på annen måte, sier han, enn at en finkornigere jordart har trengt seg inn i en grovere.

Kvabb kan ifølge Huseby forekomme som

- I. Primært sediment, eksempelvis som finkornig innsjøsediment eller som finkornig sediment i stillestående pytter eller som finkornig flomjord.
- II. I morener og forvittringsjord med så høyt innhold av finpartikler at den ved tilstrekkelig vanntilførsel kan danne flytjord, og endelig
- III. som sekundært anrikt jordart ført inn mellom kornene i grovere jordarter med grunnvannstrømmer.

Dyner.

Foruten av rennende vann kan sandkorn transporteres i mengde av vind. Det beror på vindstyrken hvor store kornene er i den sand, som flyttes. De groveste korn triller langs marken og legges opp i dyner, de fineste fyker gjennom luften og legger seg som tykkere eller tynnere lag på jorden. Vi kan således skjelve mellom to ytterledd av flyvesand, dynesand og fyksand.

Sammenblåst sand er godt sortert, men viser ikke alltid lagdeling. Dynesandens korn har størrelse mellom 1,0 og 0,1 mm, fyksanden

er finere. Løss er fyksand med kornstørrelse 0,05–0,01 mm. Mellom disse ytterledd er alle overganger.

I gammel dynesand, som den, der forekommer i ørkenstrøk, er kornene kantslitt og rullet, ofte kulerunde og består nesten utelukkende av kvarts. Bergartkorn og mindre motstandsdyktige mineral-korn er slitt bort under rullingen på marken.

Vi har dynearter i Norge, både langs kysten og i innlandet. De langs kysten er ofte uten vegetasjon, eller iallfall sparsomt bevokset. De største har vi på Lista, Jæren, Sunnmøre, Andøya og i Finnmark. Den ensartede kornstørrelse gjør dynesanden lite vannholdig. Det fører til plagsom sandflukt, og meget arbeide har blitt utført for å dempe denne ved beplantning.

Vår dynesand er i geologisk henseende ung. Kornene har for det meste skarpe kanter og består hovedsakelig av kvarts og feltspatt sammen med forskjellige slags glimmer, hornblende, og korn av tunge mineraler i mindre mengde. Blant mineralkornene sees også små bergartskorn, og ofte korn av muslingskaller. Kalkinnholdet kan bli så stort at dynesanden bruser ved tilsetning av saltsyre. Når korn av så liten hårdhet som muslingskallenes ikke er slitt bort under transporten viser dette, at transporten har vært ubetydelig sammenlignet med den ørkenstrøkenes dynesand har gjennomgått.

Også i innlandet forekommer dyneområder. De er her gjerne vegetasjonsdekket, ofte skogbevokset, så de ikke alltid er lette å se. K. O. Bjørlykke erkjente dynekarakteren av landskapet ved Flatner på Romerike (1912). Senere er flere steder i innlandet påvist sandrygger som er blåst sammen før sandflukten ble bunnet av plantevekst (Gunnar Holmsen 1915, s. 173 og 1954, s. 41).

Dynesand langs kysten er gjennomgående grovere og bedre sortert enn innlandets. Selmer-Olsen angir (1954) den midlere kornstørrelse av sand i kystdyner mellom 0,17 og 0,43 mm mens innlandsdynenes midlere kornstørrelse varierer mellom 0,16 og 0,25 mm.

For dynesand fra Lista angir Harald Bjørlykke (1929) kornfordelingen	1,0–0,5 mm	0,5–0,2 mm	> 0,2 mm
Hanangervann	5,8 %	91,10 %	3,00 %
Einarneset	16,00 %	83,10 %	0,90 %
Skibhaugen	31,00 %	67,75 %	1,10 %
Kviljo	17,50 %	80,50 %	2,00 %

Nordhassel	8,25 %	85,85 %	5,90 %
Øst Tjørveneset	0,30 %	95,60 %	4,10 %
Til sammenligning hitsettes kornfordeling av dynesand fra innlandet (K. O. Bjørlykke 1916)			
Flatner, Romerike	15,2 %	68,8 %	16,0 %

Anvendt litteratur.

- Ablmann, H. W:son* 1938: Über das Entstehen von Toteis. — Geol. För. i St.holms Förhandl. B 60, No 412.
- Andersen, Bjørn G.* 1954: Randmorener i Sørvest-Norge. — Norsk geogr. Tidsskr. B 14, h 5—6.
- 1960: Sørlandet i sen- og postglacial tid. — NGU nr. 210.
- Bergersen, Ole Fredrik* 1964: Løsmateriale og isavsmeltning i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal. — NGU nr. 228, Årbok 1963, s. 12—83.
- Bjørlykke, Harald* 1929: Jordbunnen på Lista. — Jordbunnsbeskrivelse nr. 25. Meldinger fra Norges Landbrukshøgskole, Vol IX nr. 5.
- Bjørlykke, K. O.* 1896: Kvabb, en egen jordart i det centrale Norge. — Tidsskr. f. d. n. landbrug 1896.
- 1901: Om jordbunnen i Solør. — Tidsskr. f. d. n. landbrug 1901.
- 1905: Om Selsmyrene og Lesjasandene. — NGU nr. 43. Årbog I.
- 1905: Om ra'ernes bygning. Årbog for 1905 II.
- 1912: Om grytehol og pyttflatedannelser på Romerike. — Vidsk.selsk. i Kr.-ania Skr. I Math-nat.v. kl. 1912 nr. 4.
- 1913: Norges Kvartærgeologi. — NGU nr. 65.
- 1916: Løssjord i Norge? — Forhandl. ved 16 skand. naturforsker møte. 1916.
- Bjørnhaug, Jobs.* 1947: Kvartærgeologiske undersøkelser i Heddal. — Hovedoppgave i fysisk geografi til embedseksamen.
- Blytt, Axel* 1870: Forsøg til en teori om indvandringen af Norges Flora under vekslende regnfulde og tørre tider. — Nyt Mag. f. Naturv. B XXI, Chr.a 1876.
- Brochmann, Sofus* 1953: Kvartærgeologiske undersøkelser i østre Trysil. — Hovedoppgave til embedseksamen i fysisk geografi 1953.
- Brøgger, W. C.* 1887: Om beskaffenheden af gruset ved Hougesæter på den rome-rikske slette. — Geol. För. i St.holms Förhandl. B 3, s. 234.
- 1901: Om de sen-glaciale og post-glaciale nivåforandringer i Kristianiafeltet. — NGU nr. 31.
- Bugge, Arne* 1928: En forkastning i det syd-norske grunnfjell. — NGU nr. 130.
- Bugge, Carl* 1939: Hemsedal og Gol. Beskrivelse til de geologiske gradteigkart. — NGU nr. 153.
- Esmark, Jens* 1824: Bidrag til vår jordklodes historie. — Mag. f. Nat.vidsk.erne B III.
- Falck-Muus, Rolf* 1951: Glømløpet og dets revolusjonerende virkning. — Naturen 1951 s. 523—539.
- Gjessing, Just* 1951: Hovedfagarbeider i geografi 1929—1951. — Norsk geogr. Tidsskr. B 13, h 1—2.

- 1953: Skuringsanalyse til belysning av isressjonen ved Oslofjord. — Norsk geogr. Tidsskr. B 14, s. 77—99.
- 1960: Isavsmeltingstidens drenering, dens forløp og formdannende virkning m. m. — Ad Novas, skrifter fra Det norske geografiske selskap nr. 3. Universitetsforlaget, Oslo. 492 sider.
- Granlund, Erik og Lundqvist, Gösta* 1949: De kvartära bildningarna. — Sveriges Geologi, andra upplagen. Svenska Bokförlaget, St.holm.
- Hansen, Andr. M.* 1886: Om seter eller strandlinjer i store høider over havet. — Arch. f. Mathem. og Naturv. B X, Chr.ania.
- 1891: Strandlinjestudier. — Arch. f. Mathem. og Naturv. B XIV og XV, Chr.ania.
- 1895: Om beliggenheden af breskillet mellem kyst- og kontinentalsiden hos den skandinaviske storbre. — Nyt Mag. f. Naturv. B 34. Kr.ania.
- 1910: Fra Istiderne. Vest-Raet. — NGU nr. 54.
- Hafsten, Ulf* 1960: Pollen-analytic investigations in South-Norway. — NGU nr. 208, s. 434.
- Helland, Amund* 1894: Jordbunden i Jarlsberg og Larviks amt. — NGU nr. 16.
- 1900—1915: Norges Land og Folk, amtsvis topografisk-statistisk beskrevet. H. Aschehoug & Co (W. Nygaard). Kr.ania.
- Hoel, Adolf* 1962: Isfjell på kysten av Øst-Finmark. — Norsk geogr. Tidsskr. B 18, s. 228—238.
- Holmsen, Gunnar* 1915: Brædemte sjøer i Nordre Østerdalen. — NGU nr. 73.
- 1919: Gudbrandsdalens bræsjø. — NGU nr. 83 s. 1—25.
- 1924: Hvordan Norges jord ble til. — NGU nr. 123.
- 1931: Elvebruddet ved Åbufoss i Numedalslågen. — Norsk geol. Tidsskr. B 12.
- 1935: Nordre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. — NGU nr. 144.
- 1937: Søndre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. — NGU nr. 148.
- 1941: Berggrunn og løse avleiringer. Rørosboka Bind I. — Globusforlaget, Trondheim.
- 1951: Oslo. Beskrivelse til det kvartærgeologiske landgeneralkart. — NGU nr. 176.
- 1954: Oppland. Beskrivelse til det kvartærgeologiske landgeneralkart. — NGU nr. 187.
- 1955: Hallingdal. Beskrivelse til det kvartærgeologiske landgeneralkart. — NGU nr. 190.
- 1956: Røros. Beskrivelse til det kvartærgeologiske landgeneralkart. — NGU nr. 198.
- 1958: Ljørdalen. Beskrivelse til det kvartærgeologiske landgeneralkart. — NGU nr. 206.
- 1960: Østerdalen. Beskrivelse til det kvartærgeologiske landgeneralkart. — NGU nr. 209.
- 1961: Jordartregioner i Norge. — NGU nr. 213 s. 100—117.
- Holmsen, Gunnar og Holmsen, Per* 1946: Lerfall i årene 1940—1945. — NGU nr. 167.

- 1950: Tynset. De løse avleiringer. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. — NGU nr. 175 s. 43—61.
- Holmsen, Gunnar og Oftedabl, Cbr.* 1952: Øvre Rendal. De løse avleiringer. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. — NGU 177 s. 28—47.
- Holmsen, Per* 1951: Notes on the Ice-Transport in Eastern Norway. — Norsk geol. Tidsskr. B. 29, s. 159—167.
- 1955, 1: Innlandsisens avsmeltningforløp nord og syd for vannskillet på Dovrefjell. — Norsk geol. Tidsskr. B 35, s. 179—187.
- 1955, 2: Om den siste istestens beliggenhet i de østlandske dalfører. — Norsk geol. Tidsskr. B 35, s. 197—204.
- 1964: Om glasiasjonssentra i Sør-Norge under slutten av istiden. — NGU nr. 228, Årbok 1963, s. 151—161.
- Holmsen, Per og Oftedabl, Cbr.* 1956: Ytre Rendal og Stor-Elvdal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. — NGU nr. 194.
- Holtedabl, Olaf* 1924: Studier over israndterrassene. — Vid. selsk. Skrifter. I Mat.-naturv. kl. nr. 14.
- 1953: Norges Geologi. — NGU nr. 164, B II.
- 1960: Geology of Norway. — NGU nr. 208.
- Holtedabl, Olaf og Schetelig, Jacob* 1953: (Det geologiske) Kartbladet Gran. — NGU nr. 97.
- Huseby, Fredrik* 1955: Om jordarten kvabb og dens opptreden syd for Storsjøen i Rendalen. — Norsk geolog. Tidsskr. B 34 s. 205—209.
- 1963: Jordarten kvabb. — Teknisk Tidsskr. for Norges Statsbaner nr. 2, 1963.
- Hørbye, J. C.* 1857: Observations sur les Phénomènes d'érosion en Norvège. — Universitetsprogram 1857.
- Haaland, Knut* 1948: Kvartære avleiringer i Nidelvas dalføre mellom Nelaug og Nisser. — Hovedoppgave til embedseksamen i fysisk geografi.
- Isachsen, Fridtjov* 1934: Terrassemålinger i Nord-Odal. — Norsk geogr. Tidsskr. B. 35, h 1, s. 33—52.
- Grefsenmorenens opbygning og fossilinnhold. — Norsk geol. Tidsskr. B 22.
- Jørgensen, Per* 1964: Kvartærgeologiske undersøkelser i Randsverkområdet, Jotunheimen. — NGU nr. 228, Årbok 1963, s. 162—180.
- Jøsang, Ottar* 1963: Dannelsesmåten for en del av våre grusforekomster og leting efter disse. — Norsk Vegtidsskr. B 39, s. 107—122.
- Kaldhol, H.* 1903: Suldalsfjeldene. — NGU nr. 36, Aarb. 1903, III.
- Keilbau, B. M.* 1842: Om merkerne efter en almindelig avskuring, som vort Nordens klippegrund har været underkastet. — Nyt Mag. f. Naturv. B III.
- Kjerulf, Tb.* 1858: Om jordbundens beskaffenhet i en del af Romerike og Aker. — Polyt. Tidsskr. 1858.
- 1879: Udsigt over det sydlige Norges geologi. — Kr.ania 1879.
- Kristiansen, Kåre* 1948: Drag av Sandsværs kvartære geologi. — Hovedoppgave til embedseksamen i fysisk geografi.
- Lande, Gunstein* 1950: Kvartærgeologiske undersøkelser i Seljord og ved Bandaksvann. — Hovedoppgave til embedseksamen i fysisk geografi.
- Liestøl, Olav* 1945: Landhevning og glasifluviale terrasser i Nissedal og Vrådal. — Hovedoppgave til embedseksamen i fysisk geografi.

- 1949: Noen isavsmeltningsfenomener fra Nedre Telemark. — Norsk geol. Tidsskr. B 12, h. 4.
- 1960: Glaciers of the present day. — NGU nr. 208, s. 482—489.
- 1963: Et glasialt brefremstøt ved Hardangerjøkulen. — Norsk Polarinst. Årbok 1962. Oslo 1963, s. 132—139.
- Liestøl, Olav og Østrem, Gunnar* 1962: Brekart over Sør-Norge. — Norsk geogr. Tidsskr. B 18, h. 5—6.
- Lund, Magne* 1948: Tinnsjøen. — Hovedoppgave til embedseksamen i fysisk geografi.
- Lundqvist, Gösta* 1935: Isavsmeltingen inom Bergslagen. — Geol. För. i St.holms Förhandl. B 37.
- 1962: Geological radiocarbon datings from the Stockholm station. — SGU Årsbok 56, nr. 5.
- Lundqvist, Jan* 1958: Beskrivning til Jordartkarta över Värmlands Län. — SGU Ca nr. 38.
- Låg, J.* 1948: Undersøkelser over opphavsmaterialet for Østlandets morenerekker. — Medd. fra Det norske skogforsøksvesen, nr. 35.
- 1948: Noen merknader om dreneringen av Mjøs-bassenget ved avslutningen av siste istid. — Norsk geogr. Tidsskr. B 12, h. 3.
- Mangerud, Jan* 1963: Isavsmeltingen i og omkring midtre Gudbrandsdal. — NGU nr. 223, s. 223—275.
- 1965: Dalfyllinger i noen sidedaler til Gudbrandsdalen. — Norsk geol. Tidsskr. B 45, s. 199—226.
- Nielsen, Sverre Storm* 1936: Bredemte sjøer i Setesdalen. — Norsk geogr. Tidsskr. B 6, H 3.
- Norges geotekniske institutt* 1961: Rapport 0715 om grunnundersøkelser av jord-skråninger ved Numedalslågen ovenfor Vierød.
- 1964: Prøvetagning i ytre Oslofjord. — NGI nr. 60.
- Ramsli, Gunnar* 1947: Siste istid i Gudbrandsdalen. — Norsk geogr. Tidsskr. B 11, s. 253—259.
- Rekstad, J.* 1896: Mærker efter istiden i det nordligste af Gudbrandsdalen. — Arch. f. Math. og Naturv. B 18.
- 1900: Løse afleiringer i Øvre Foldalen. — NGU nr. 28 Aarvog 1896—1899, III.
- 1903: Fra høifjeldsstrøget mellem Haukeli og Hemsedalsfjeldene. — NGU nr. 36, Aarvog 1903, IV.
- 1910, 1: Iagttagelser over landets hævnning efter istiden på øerne i Boknfjord. — Norsk geol. Tidsskr. B 1, nr. 8.
- 1910, 2: Geologiske iagttagelser fra ytre del av Saltenfjord. — NGU nr. 57, Aarvog for 1910, III.
- 1921: Eidsberg. De geologiske forhold innen rektangelkartet Eidsbergs område. — NGU nr. 88.
- 1922, 1: Kvartære avleiringer i Østfold. — NGU nr. 91.
- 1922, 2: Norges hevning under istiden. — NGU nr. 96.
- 1923: Geologisk kartlegging innen rektangelblad Setskogen. — NGU nr. 98, Årbok for 1922, s. 66—68.
- Reusch, H. H.* 1894: Har der existeret store, isdæmmede indsjøer paa østsiden af Langfjeldene? — NGU nr. 14, Aarvog for 1892 og 1893, nr. 3.

- 1896: Geologiske iagttagelser fra Telemarken, Indre Hardanger, Numedal og Hallingdal. — *Chr.ania Vid. Selsk. Forhandl.* 1896, 2.
 - 1900, 1: Høifjeldet mellem Vangsmjøsen og Tisleia. — NGU nr. 32, Aarbog for 1900.
 - 1900, 2: En notis om istidsgruset ved Lysefjordens munding. — NGU nr. 32, Aarbog for 1900.
 - 1904: Nogle dale med flad bund af fast fjeld. — *Det norske geogr. Selsk.s Aarb.* XV, 1903—1904.
 - 1908: Tekst til geol. kart over fjeldstrøkene mellem Jostedalsbreen og Ringes- rike. Med kart. — NGU nr. 47.
 - 1909: Nogen anmerkninger om innsjøers dannelse i Skiensvasdraget. — *Det norske geogr. Selsk.s Aarb.* XX, 1908—1909.
 - 1910: De formodede strandlinjer i øvre Gudbrandsdalen. — NGU nr. 57, Aarbog for 1910, nr. 4.
 - 1913, 1: Tekst til geol. oversiktskart over Søndhordland og Ryfylke. — NGU nr. 64.
 - 1913, 2: Fra Trysil. — NGU nr. 68 Aarbog 1913, III.
 - 1917: Nogen bemerkninger i anledning av seterne i Østerdalen. — NGU nr. 81, Aarbog for 1917, nr. 1.
 - 1923: Nogen kvartærgeologiske optegnelser fra Foldalen og Fokstuens om- givelser. Efterskrift IV samlet av Thorolf Vogt. — *Norsk geol. Tids- skr.* B VII, h 1.
- Rom, A. Monrad* 1911: Jordbunden i de østre dele af Nedenes amt. — *Jordbunds- beskrivelse* nr. 3 utgitt av Det kgl. Selskap for Norges Vels Jordbundsutvalg. *Kr.ania* 1911.
- Samuelsen, Andreas* 1933: De løse jordmasser på Modum og i Snarumsdalen. — *Norsk geogr. Tidsskr.* B IV, h 6.
- 1937: De løse avleiringer i: Arne Bugge, Flesberg og Eiker. *Beskrivelse til de geologiske gradavdelingskart.* — NGU nr. 143.
- Selmer-Olsen, Rolf* 1949: Et profil fra raet ved Horten. — *Norsk geol. Tidsskr.* B 27.
- 1954: Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet. — NGU nr. 186.
- Solberg, M.* 1923: Jordbunnen i Drangedal. — *Jordbunnsbeskrivelse* nr. 21 utgitt av Statens Jordundersøkelse, Landbrukshøiskolen, Aas.
- Sollid, Johan Ludvig* 1964: Isavsmeltingsforløpet langs hovedvannskillet mellom Hjerkin og Kvikneskogen. — *Norsk geogr. Tidsskr.* B XIX s. 51—76.
- Sortdal, K. K.* 1921: Jordbunden i Solørdalføret. — *Jordbundsbeskrivelse* nr. 18, utgitt av Det kgl. Selsk. f. Norges Vels jordbundsutvalg.
- Streitlien, Ivar A.* 1935: De løse avleiringer i: Wolmer Marlow, Foldal. *Beskrivelse til det geol. rektangelkart.* — NGU nr. 145.
- Strøm, Kaare* 1952: Landskap og istider. — *Den norske Turistforenings Årbok* 1952, s. 48—52.
- 1954: Foreløbig beretning over arbeider. — *Akademisk Trykningssentral.* Oslo.
 - 1956: The Disappearance of the Last Ice Sheet from Central Norway. — *Journal of Glaciology* V 2, s. 747—755.
- Terjesen, Karsten Emil* 1946: Morfologiske og kvartærgeologiske undersøkelser ved Nidelvens nedre løp. — Hovedoppgave til embedseksamen i fysisk geografi.

- Tollan, Arne* 1963: Trekk av isbevegelsen og isavsmeltningen i nordre Gudbrandsdalens fjelltrakter. — NGU nr. 223, Årbok for 1962, s. 328—345.
- Try, Hans* 1951: Kvartærgeologiske undersøkelser innenfor Tvedestrand—Risør. — Hovedoppgave til embedseksamen i fysisk geografi.
- Vogt, J. H. L.* 1881: Skiktete moræner. — Kr.ania Vid. Selsk. Forhandl.
— 1892: Om istiden under det ved de lange norsk-finske endemoræner markerede stadium. — Det norske geogr. Selsk. Aarb. III. Kr.ania 1891—92.
- Werenskiold, Werner* 1909: Om Øst-Telemarken. — NGU nr. 53, Aarb. 1909, II.
— 1911: Søndre Fron. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Søndre Fron område. — NGU nr. 60.
— 1912: Tekst til geologisk kart over strøkene mellem Setersdalen og Ringerike. — NGU nr. 66.
— 1951: Isrand-dannelser ved Atnesjøen. — NGU nr. 183, Årbok for 1951, s. 32—52.
- Aakhus, Ketil* 1947: Trekk av Setesdalens geomorfologi og kvartærgeologi. — Hovedoppgave til embedseksamen i fysisk geografi.

Summary.

Workable deposits of sand and gravel in Norway. Part I. The geological conditions for their deposition.

The Director of the Geological Survey of Norway has commissioned the author to prepare an account of the types and localities of workable deposits of sand and gravel in Southern Norway.

A summary map of the southern part of the country, showing the distribution of Quaternary deposits with their different categories is under preparation. Due to the sparse information provided by the geological literature for the preparation of such a map, it has become necessary to supplement the available data by study of aerial photographs, a process which is very time-consuming, requiring perhaps several years. It has thus been suggested that the author should publish such information, already gathered from the literature, as may help to illustrate the formation of workable deposits of sand and gravel.

Sand and gravel are raw materials, the utilisation of which is steadily growing. Special standards of quality are demanded for various purposes. Important characteristics of the deposits may be illustrated by considering their geological origin, their genesis may thus serve as a natural basis for a classification.

The transport and deposition of gravel by glaciers and by glacier-fed streams during the deglaciation, have been principally responsible for the types of Quaternary deposits found in our country.

This process is described in the first part of the present publication: A. *The course of the wastage of the Inland ice and deposits from this period in Eastern Norway (Østlandet)*.

Deposits formed during the retreat of the active glaciers.

The wastage of the Inland ice is considered as having started when the continental ice sheet began its retreat from the "Ra" terminal moraines in the younger Dryas period, approximately 10 000 years ago. At this period active glaciers reached right down to the sea, where they deposited their end moraines. Moraine ridges in the sea were attacked by wave action, and the sand fraction was washed out of them and redeposited on both their inner and outer slopes. Many of these reworked sand deposits have been utilised.

The amelioration of climate persisted, with minor setbacks until the present day (see Fig. 4). The terminations of the glaciers retreated rapidly inland, with occasional periods of stagnation and also in parts, with minor advances, as seen in the moraine ridges which have been called the Ås-Ski Stage and the Aker Stage. During the retreat of the active glaciers till was deposited, in general thinly scattered over the solid rock. In places where glacial streams emptied into the sea marginal terraces and outwash deltas were built up. Where these streams maintained the same outlet for longer periods, their deposits could be of considerable size. An annexed map shows the different sand and gravel deposits in the Oslo area.

The melting of the stagnant ice sheet and related deposits.

One sure method for the estimation of climatic conditions during the period of deglaciation is pollen analysis. By means of this method changes in the vegetation, especially in the composition of the forests, can be followed.

The retreating ice sheet at Ra-Stage was followed by an open vegetation of birches with a sparse contribution of juniper and willows, together with an occasional pine and poplar. Approximately 9500 years ago, pine was already forming forests in the Oslo area (Hafsten

1960). Between 3000 to 4000 years ago the summer temperature was higher than at the present day; so high in fact that the timberline in Eastern Norway lay several hundreds of metres over its present position.

In the Oslo area the moraines of the last active glaciers belong to the Aker Stage. The marginal deltas of Romerike and those at the outlets of the large eastern Norwegian lakes of Randsfjord, Krøderen and Sperillen, the so-called Innsjø Stage, were deposited by glacial streams from dead ice occupying the troughs of these lakes. From about this time onwards the *firn-line* in Central Norway lay so high that all movement of the Inland ice stagnated. The mountains were free from their cover of ice to considerable heights, whilst the last remnants of the ice sheet still filled the valleys in the form of dead ice. In the high mountains the solid rocks were covered by talus or by ground moraine, the latter having little depth, usually only one metre or two, and being frequently interrupted by bare rock outcrops. However, in narrow mountain valleys such moraine attained considerable thicknesses. Drumlins occur, but are limited in their distribution. Till is the most widely distributed deposit, all the way from sea level to the mountains.

Part of the morainic material which lay on the dead ice or was enclosed in it, was deposited where the ice melted to form the ablation moraine, which remained lying over the ground moraine, occasionally showing a marked difference from its substratum in those cases where the ablation moraine had originated from a geologically different area. The ablation moraine often lay in heaps or ridges, as when it originated by screes from the valley slopes or when moraine material tumbled down into cracks in the active glaciers. The material remained unsorted in these instances. If redeposited and reworked by glacial streams it covers wide areas. Eskers and other crevass infillings in the dead ice are glacial stream deposits showing a wide distribution. In the main valleys the ridge-like form of the eskers are usually destroyed, their material being evened out by the glacial streams to form terraces.

Along the edge of the dead ice filling the valleys lateral terraces were deposited by glacial streams which ran along the ice or came from tributary valleys. Lateral terraces were also built up of scree material, from the valley slopes as well as from moraines on the dead ice.

The last remnants of the Inland ice were clearly heavily loaded with morainic material. After the decay of the ice there remained a

characteristic land-form which has been given the name "dead-ice terrain". Between mounds and ridges of ablation moraine are seen dry river beds where the melt water flowed. Cavity fillings of sand, both coneshaped and elongated in form, are of general occurrence, as well as kettle holes, both dry and water filled. Dead-ice moraines were often interpreted in the older literature as end moraines.

The deposits of the stagnant glaciers are described in this paper district by district — in the case of Østlandet (Eastern Norway) from the descriptions which accompany the maps showing the Quaternary geology (G. Holmsen 1951-61).

Special mention is made of:

The areas of ice-dammed lakes.

In upper Gudbrandsdalen and large areas of northern Østerdalen characteristic conditions of deglaciation prevailed. Towards the end of the last ice age the glaciers moved up the valleys in Gudbrandsdalen as well as in northern Østerdalen at this time, the highest part of the inland ice sheet — the ice-divide — lying to the east of the main watershed of the Scandinavian peninsula. During the wastage the remnants of the ice-divide dammed up the natural courses of the meltwaters down the valleys. They thus ran to other river systems, and the melt water along the dead ice adjusted itself to the level of each new overflow channel which the streams found. Corresponding to these levels shore lines were formed in the lateral lakes, bordering the dead ice.

The largest area of ice-dammed lakes was the one in northern Østerdalen. As the melting in this area proceeded and the thickness of the ice diminished, new lower-lying passes were opened up along the main watershed. It appears that meltwaters from high mountain valleys in the Glåma catchment area ran at first to Drivdalen. At the watershed towards Drivdalen can be seen glacial stream gulleys at heights of more than 1100 m. which seem to indicate this course. Later the water from the Glåma catchment area ran to the Orkla through gulleys with elevations between 1000 and 720 m. The last extensive shoreline level in the Glåma valley which shows connections to another drainage system lies at the elevation of the watershed to the Gaula river (665 m.a.s.). This level established shore-lines in the Glåma valley

which stretch from the junction between the Atna and the Glåma, as far as Rugldalen, a distance of 110 km.

The large water masses which made their way through other drainage systems have left their imprint in the valleys along which they flowed. Sand and gravel in valleys draining to Trondheimsfjord was carried long distances by violent currents so that only unimportant deposits now remain in their upper courses.

From the Femund Basin water flowed to the Glåma catchment, and the Trysil river received contributions of melt water from the Østre Dalälfs source area in Sweden.

However, the melt water not only found its way to other drainage systems. Within Glåmas catchment area can be seen dry river courses which once led water from one of the Glåma tributaries to the next, for example, from the Osa to the Rena and from the Atna to the Folla.

Within the region of the ice-dammed lakes the increased flow resulting from meltwater additions from neighbouring valleys led to marked erosion and redeposition of the material left behind by the dead ice. Such material may also have been carried over from one valley into another.

The second region of ice-dammed lakes lies in Gudbrandsdalens uppermost districts, Dovre and Lesja. In this region the water was dammed up at the Rosten pass and was obliged to find its new outlet across the water-shed at Lesjaskog, 612 m.a.s.

At that level there occur scattered shore-lines along both sides of the valley.

In both the main Glåma valley and in the large tributary valleys within the ice-dammed region of northern Østerdalen, as well as in upper Gudbrandsdalen occur thick deposits laid down in lateral lakes along the dead ice. Lying lower than the shore-line levels, they consist to a large degree of fine sand. In the valley bottom fluvio-glacial deposits overlie the ground moraine as river flats, here and there with remnants of the corrugated surface of the ablation moraine. In front of the tributaries gravel fans with coarser material were laid down in the main valley on some places up to the level of the shore-line. The distal sides of the lateral terraces can be so steep that it appears that the deposition must have abutted the dead ice front.

In upper Gudbrandsdalen an esker can be followed from the outlet of the Jora downwards through Dovre. Eskers are common in the

tributary valleys of the Glåma. A map of part of the long valley esker from Femund to Røros is shown in an annexed map.

Dead ice terrain commonly occurs near the water-sheds as in the depressions and small valleys on the mountain plateaus.

The large valleys south west of Gudbrandsdalen, as well as the valleys of Sørlandet (Southern Norway) have as Reusch first pointed out, never been dammed up by ice. However, during the period of deglaciation they were to a large extent filled up with dead ice, and the valley deposits bear witness of local, especially lateral, accumulations of water.

With the exception of areas of the ice-dammed lakes the last ice-divide of Southern Norway appears to have been situated on the whole near to the main water-shed of the Scandinavian peninsula.

Outside the area which is touched upon in the special Quaternary geological maps, reference is made in the present publications second section:

B. Quaternary geological observations from the southernmost part of Norway to what is to be found of observations in the older literature regarding Quaternary geology in the region between the catchment area of the Skien river and Setesdalen, as well as descriptions of the Quaternary deposits on Hardangervidda. Apart from some few modern published papers and some unpublished university theses in physical geography, the Quaternary geological records about this area are so heterogeneous that they cannot be put together in the form of a map.

It is evident from the information which is available that in areas lying higher than the marine limit almost all the sorted sand and gravel lies in the valleys. In the eastern part of the "Ra" moraine belt in Sørlandet, dead ice deposits make their appearance a short distance inside the morainic ridges. In valleys which run at an angle to the dominant direction of icemovement there occur fair amounts of till, mainly on northfacing valley slopes — the stoss slopes. The wooded heights, "heiene", between the valleys are, with the exception of peat-bogs, surprisingly free from surficial deposits.

In comparison with the large extents of these barren wooded heights the areas of the narrow valleys deposits are exceedingly small. In tributary valleys eskers, ablation moraines and kettle holes bear witness to the melting of dead ice. In the main valleys the mounds and ridges of ablation moraines have to a large extent been spread out by the glacial streams to form terraces and river flats.

Large lakes in this area were, as in Østlandet, filled with dead ice during the deglaciation and lateral terraces at different heights show how the decaying ice open up new channels for the meltwater.

Below the marine limit lie marginal terraces and outwash plains containing large sand and gravel deposits. The grain size of the material decreases towards their bases where it shows transition to fine sand, at times to clays.

Habitation is mainly connected with the marine deposits or with the glacial stream deposits in the valleys.

Hardangervidda.

Observations about erosion and deposits of glaciers referred to from now 60 years old literature, show that there is a marked distinction between the deposits of active glaciers in the western part of the area and of inactive ice in the eastern part.

Rekstad (1903) writes "there is a marked difference between the western and eastern parts of the Hardangervidda, both with regard to topography and to the quantity of the till. Over large areas of the western part of the plateau the solid rocks lie almost completely uncovered. Where found, the superficial material has an extremely limited thickness. It consists partly of angular boulders and products of mechanical weathering. Morainic gravel occurs very sparsely in this area. When we move east of the watershed the landscape takes on a different appearance. Here the rocks are to a large extent covered by morainic deposits, in part of rather considerable thickness. One can frequently traverse several kilometres without seeing any solid rocks. With regard to the topography of the morainic cover, it may be marked that its surface, over not inconsiderable areas, forms low ridges of gravel and stones, which are mostly rounded. These wave-like gravel ridges all lie with their long axes parallel to the direction of movement of the Inland ice and the material in them is apparently quite unsorted."

The geologists of that period also included as "moraines" eskers, ablation moraines and marginal terraces. Rekstad's description indicates that he had taken some gravel ridges to be drumlines. Olav Liestøl (1963) shows them as eskers on a map included in a publication where he describes the traces remaining after a last ice advance west of Hardangervidda and Hardangerjøkulen. As regards the advance of

the ice, Liestøl has calculated that the climatic snow limit which made this possible, must have lain somewhat over 100 m lower than the present one, which on Hardangervidda lies at 1650 m. Only over the higher lying northerly areas did the ice become climatically active, whilst the relatively thin dead ice over Hardangervidda continued to diminish.

The last section in the present publication: *C is A classification of sand and gravel deposits.*

Based on the deposits' origin, a natural division can be accommodated in the scheme below:

U n s o r t e d d e p o s i t s .

- A. Glacial deposits.
 1. Ground moraine (Boulder clay, till)
 2. Terminal and lateral moraines
 3. Ablation moraines
- B. Scree debris

S o r t e d d e p o s i t s .

- C. Marine deposits at the ice front.
 1. Moraines reworked by wave action
 2. Glaciofluvial deltas
- D. Glaciofluvial deposits above the marine limit.
 1. Supramarine glacial stream deltas
(gravel fans, sandy flats)
 2. Eskers and other crevasse infillings
 3. Lateral terraces along dead ice
- E. Postglacial deposits.
 1. Delta- and river deposits. Flood sand. Silt.
 2. Dunes.

The forms in which the various deposits occur, how they were deposited, their structures and the general properties of their constituent materials are described in this section.

KJENTE SAND-OG GRUS- FOREKOMSTER I OSLO- OMRÅDET

USORTEDE FOREKOMSTER.

A. Bregrus



ENDEMORNE



ABLASJONSMORNE

SORTEDE FOREKOMSTER.

B. Marine strandavsetninger



ENDEMORNER OMLEIRET AV BØLGESLAG



BREEVØELNER AVSATT I HAVET



UTSKYLTE LATERALLAVSETNINGER

C. Supramarine breevøesetninger



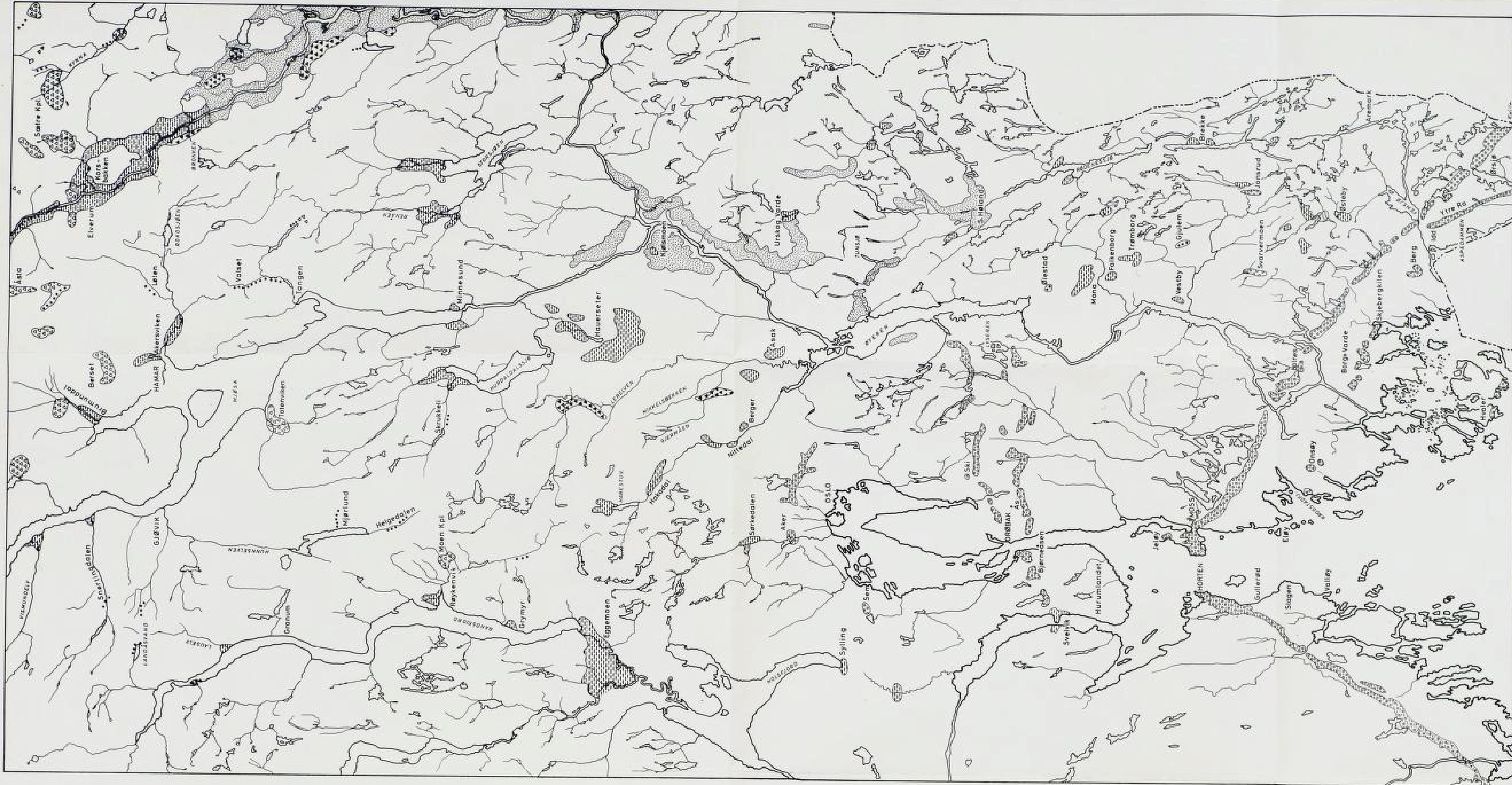
BREEVØELTAER (GRUSKJEGLER, MOER)

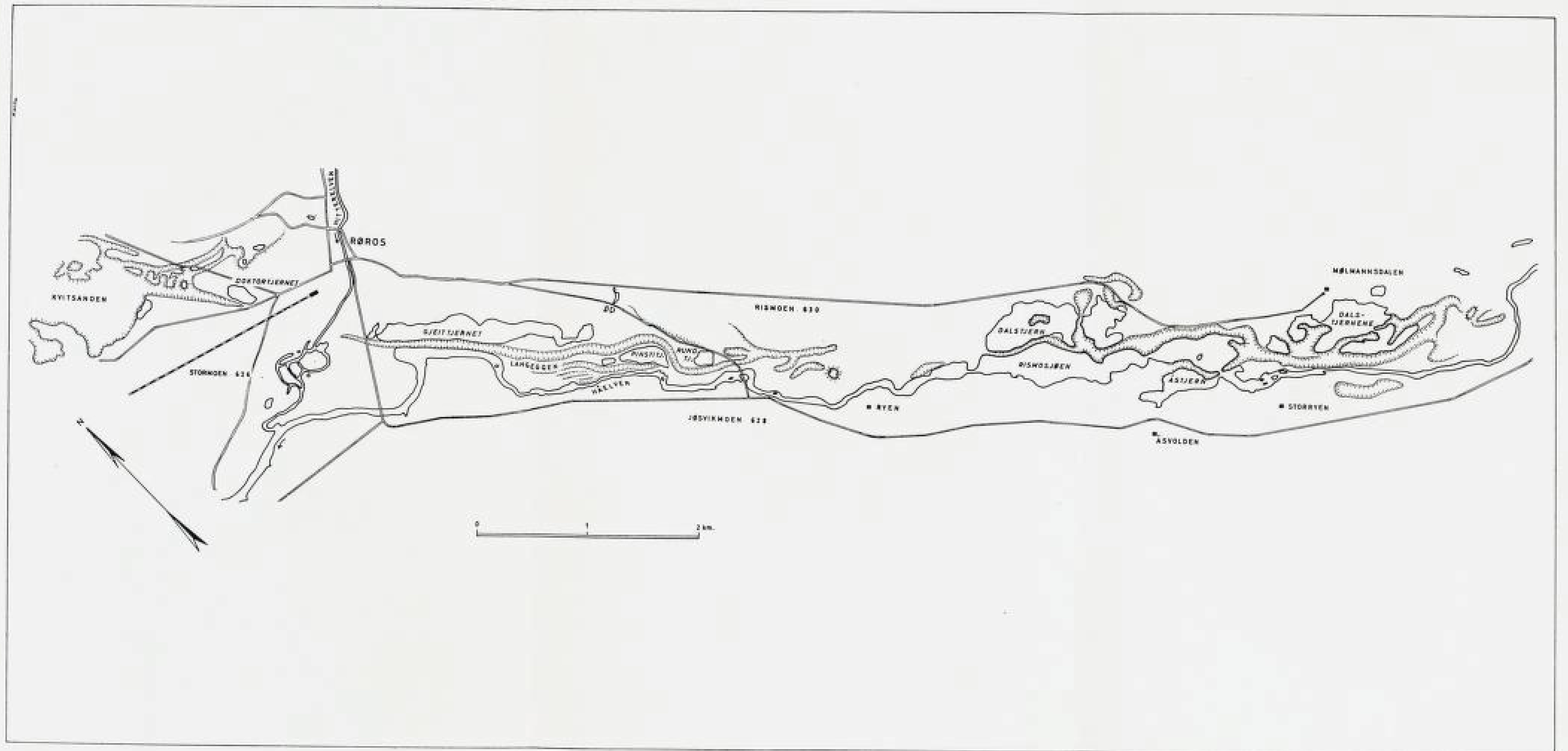


LATERALLAVASSER LANDS DØDIS



ESKERE





Pl. II. «Langeggen», Røros. En del av den esker som kan følges fra Femund til Røros.