



Norges Geologiske
Undersøkelse

Nr. 190

HALLINGDAL

BESKRIVELSE TIL KVARTÆRGEOLOGISK
LANDGENERÅLKART

AV

GUNNAR HOLMSEN

MED GEOLOGISK KART, 3 TEKSTFIGURER,
7 PLANSJER OG ENGLISH SUMMARY

OSLO 1955

I KOMMISJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 190

HALLINGDAL

BESKRIVELSE TIL KVARTÆRGEOLOGISK
LANDGENERALKART

AV

GUNNAR HOLMSEN

MED GEOLOGISK KART, 3 TEKSTFIGURER,
7 PLANSJER OG ENGLISH SUMMARY

OSLO 1955

I KOMMISJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.

EMIL MOESTUE A/S — OSLO

Innholdsfortegnelse.

	Side
Innledning	5
Medarbeidernes arbeidsområde	5
Berggrunnen	6
Innlandsisens bevegelsesretning og den smeltning	10
Jordartregioner	14
De submarine morenerekkers og havavsetningernes region	14
Dalenes breelvavsetningers og ablasjonsmoreners region	19
Sperillen, Krøderen og Hallingdals nederste del	19
Hallingdal ovenfor Gol, og Hemsedal	22
Begnas dal fra Sperillen til Strondafjord	24
Etnedalen	26
Numedal og fjelldalene vest for Lågen	26
Det sparsomme bregrusdekkers region	30
Fjellviddernes og breskillets dødisspors region	34
Det frostsprengte høyfjells region	41
Anvendt litteratur	44
Geologiske kart	45
Summary	46

Innledning.

Denne publikasjon er den tredje i rekken av det kvartærgeologiske kartverks beskrivelser. Av de tidligere kartbeskrivelser utkom Oslo, N.G.U. nr. 176 i 1951 og Oppland, N.G.U. nr. 187 i 1954.

De alminnelige forutsetninger for den kvartærgeologiske kartlegging i landgeneralkartets målestokk 1:250 000 og hvad dette kartverk tilsikter, er omtalt i teksten til blad Oslo, hvortil henvises. Nytt for kartblad Hallingdals vedkommende er tegn for brelvløp og spylerenner. Som spylerenner betegnes også sporene etter små lateralsjøer. Ellers er tegnforklaringen den samme som for blad Oppland.

Kartleggingen av dette blad begynte så tidlig som i 1928 da jeg tok fatt på å tegne de løse avleiringer på gradteigkartene Hemsedal og Gol, utgitt av Carl Bugge som N.G.U. nr. 153, år 1939. Denne kartlegging var dog ikke tenkt å skulle tilfredsstillе det foreliggende kartverks krav, men med noen tillem্পning har det latt seg gjøre å omtegne den til dette kartverks bruk. Først i året 1936 ble kartleggingen iverksatt etter de prinsipper hvorpå det kvartærgeologiske kart bygger. Etter å ha gjennomgått et instruksjonskursus sammen med andre deltagere i kartverkets fremstilling begynte daværende dosent Fridtjov Isachsen dette år kartleggingen på gradteigbladet Dagali, som i somrene 1937 og 1938 fulgtes av arbeide på bladene Tunhovd, Flå og Sperillen. Selv tok jeg fatt på rekognoseringen innen kartblad Mår, et arbeid som senere ble overtatt av daværende assistent i N.G.U., Per Holmsen. Per Holmsen fullførte så i somrene 1937 og 1938 karttegningen innen bladene Mårs og Nores områder. Lektor Samuelsen fullførte kartleggingen på bladene Sigdal, Tyrstrand og Flå sør for Hallingdalselven i årene

1938, 1939 og 1941, landbrukskandidat Kjell Isachsen området vest og nord for Sperillen i 1941. Det samme år tegnet lektor Wetergreen-Jensen det kvartærgeologiske kart innen bladet Nordre Land nord for Etna, og lektor Århus området sør for Etna. Selv arbeidet jeg dette år innen bladet Aurdals ramme.

Grunnlaget for utarbeidelse av det kvartærgeologiske kart Hallingdal var således skaffet til veie allerede i 1941, men på grunn av den forsinkede utgivelse av det topografiske underlag fra Norges Geografiske Oppmålings side har det tatt så lang tid å få dette geologiske kart i trykken.

Medarbeidernes arbeidsområde er fremstilt på oversiktskartet fig. 1.

Berggrunnen er i grove trekk utbredt som vist på fig. 2, tegnet etter Høltedahl og Dons: Berggrunnskart over Norge, N.G.U. nr. 164, 1953.

Grunnfjellsbergarter danner underlaget over mesteparten av det område kartbladet dekker. Grunnfjellet er sammensatt av kalkfattige, tungt forvitrende bergarter som har gitt opprinnelsen til en næringsfattig bunnmorene så vel som til de tørre sandmoer breelvene har bygget opp i dalene. Når dertil kommer de bratte, til dels bare eller med sparsomt jorddekke forsynte dalsider i det sterkt gjennomskårne landskap, kan det sies at grunnfjellsområdet gir et karrig jordsmonn, og for det meste tungdrevne skogarealer. Bunnmorenen er blokkrik og sandholdig. Bare spredte lokaliteter har leirrikt bregrus.

Grunnfjellets fremstilling på de geologiske karter er for summarisk til at den kan tjene til full forståelse av underlagets betydning for de løse avleiringers art. Dog gjør enkelte trekk seg gjeldende når en sammenligner det kvartærgeologiske kart med berggrunnskartene.

Hva de løse avleiringers dekningsgrad angår, synes denne sterkere influert av relieffet enn av den underliggende bergart. Bregruset ligger oppsamlet i dalene. Således bærer grunnfjellsgranitten på fjellene mellom Gol og Rukkedalen lite bregrus, mens dalene i samme granittområde langs Dokkelvi, Rådøla og fremfor alt langs Hallingdalselven og Hemsil er fylt av bregrus. Det samme gjelder Urulas dal, som ligger i granittområdet mellom Krøderen og Torpa vest for Sperillens nordende. Det område, som strekker seg helt fra Tinnsjø til Dagali er med hensyn til berggrunn meget uensartet,



Fig. 1. Medarbeidernes arbeidsområde.

og omfatter så vel upressete som pressete partier, porfyriske så vel som rene gneispartier. Kartet viser, at området til tross for sin granittkarakter er godt dekket av bregrus. Den høye dekningsgrad kan ikke utelukkende skyldes at bergarten sønderdeles lettere her enn den gjør på de andre granittområder. Her er det de flate høyfjellsvidder nord og sør for Uvdal som mot slutten av istiden har betinget særegne avsmeltningsforhold.

Innen kartbladet Tyristrands område har åspartiene mellom Begna og Krøderen et tynt jorddekke. Samuelsen's karttegning viser at åsene har så lite bregrus at lynghumus gjør seg sterkt gjeldende. Det lille som fins av bregrus ligger i forsenkningene.

Kvartsitt er en bergart som avgir lite bunnmorenegrus. Kvartsittområdet øst for Norefjorden er goldt, og betegnes på kartet som sparsomt dekket av lynghumus og torvjord, mens bregrus er underordnet. Det samme berggrunnsunderlag vest for Norefjorden er imidlertid mer eller mindre dekket av bregrus. Likeså bærer kvartsittområdet øst for Tunhovdfjorden et dekke av bregrus, visstnok spredt og tynt, men humuslaget over berggrunnen har her så liten utbredelse at det ikke er inntegnet på kartet. Denne forskjell i de løse avleiringers art på noenlunde ensartet berggrunn innen grunnfjellsområdet er bemerkelsesverdig, og skyldes morenematerialets stedlige transportvei og breisens lokale avsmeltningsbetingelser.

Innen fyllittområdet nordligst på det kvartærgeologiske kart skiller de løse avleiringer over berggrunnen seg i flere henseender fra grunnfjellsområdets. Bunnmorenen er ofte leirholdig og kalkrik. Den holder bedre på fuktigheten enn grunnfjellsmorenen, og gir et mer næringsrikt jordmonn enn denne. Høyfjellstraktene innen Valdres og Hallingdal hører, hvor fyllittformasjonen danner underlaget, til de beste beitestrekninger i landet, og Tisleidalen har vært utpekt som godt nybrottsland. Selv om høyden over havet her gir kort sommer, viser forsøk at høyproduksjonen både kvantitativt og kvalitativt gir godt resultat. Bunnmorenen når opp til 1300 à 1400 m's høyde, og dens dekningsgrad er stor. De smuldrende skifre gir meget løsmateriale. Tykkest er bunnmorenen i forsenkningene her også, men fyllittmorenen er ikke i samme grad som grunnfjellsmorenen bundet til relieffet. Stort sett holder den seg til den berggrunn den stammer fra.

Området nord for Etnedal er også godt dekket av bunnmorenegrus som her hovedsakelig stammer fra bergunderlagets kvartssandsten. Det er et sandholdig bregrus, ofte med store blokker.

Området innen kartets nordvestre hjørne omfatter Hemsedalsfjellene, hvorav flere topper når over 1700 m. Berggrunnen består av overskjøvne høyfjellseruptiver. I 1400 m's høyde og derover ligger frostsprengt ur in situ. Under bratte berghammere ligger nedstyrtet ur. Navnlige fins svære urer ved eruptivdekkenes glintrand, således under Reineskaret, Blåhammeren, Gryttingen, Skogshorn og Hydalsberget.



Fig. 2. Berggrunnskart.

- 7. Skjøvne høyfjellsbergarter. (*Rocks in thrust masses.*)
 - 6. Kwartssandstein. (*Quartz sandstone.*)
 - 5. Fyllittformasjon. (*Altered Cambro-Silurian rocks, mainly sediments.*)
 - 4. Granitt. (*Granite.*)
 - 3. Konglomerat. (*Conglomerate.*)
 - 2. Kwartsitt. (*Quartzite.*)
 - 1. Gneis (*Gneisses.*)
- } Grunnfjell. (*Pre Eocambrian.*)

Innlandsisens bevegelsesretning og dens smeltning.

En istid begynner med at breer i høyfjellet vokser og siger ned i dalene. Ettersom ismassene tiltar, går dalbreene over til tykk, sammenhengende innlandsis. Isens bevegelsesretning blir da ikke lenger så avhengig av dalretningen som den var til å begynne med, og den kan si tvers over dalførene. Tisleias dal mellom Valdres og Hallingdal er et eksempel på det. De skuringsstriper kartet viser i sydøstlig retning langs de store dalfører er fra innlandsisens tid. Fra samme tid er de vest—østgående skuringsstriper i Hol, Ål, Gol og Nes som vi finner på fjellene. Der er spor etter en stor materialtransport så vel langs denne vest—østgående retning som etter dalretningen.

Ved Busua i Hedal er der øst for Fleddeseter ras, som viser snitt langs elven. Øverst ligger sandholdig bregrus til et par m's dybde. Under dette lag er gruset leirholdig, og til tross for en undergrunn av grunnfjellsbergart sees i rasene tallrike nedgledne blokker av blåkvarts og fyllitt. I stiene er der overalt fyllittmulder å se. Likeså er fjellpartiet mellom Hedal kirkebygd og Vassfaret overstrødd med fyllittmateriale, som fins helt opp til de høyeste topper. Isskuringen i fri situasjon er mer østlig enn dalførenes skuringsstriper viser, og stort sett er der mer fyllittmateriale oppe i høydene enn i dalene.

Pl. I, fig. 1 viser et snitt gjennom den tykke, leirholdige morene i Leirfalla, Hedal.

Den leirholdige morene stammer fra fyllittformasjonen i vest—nordvest, hvor grensen mellom grunnfjellet og leirskifer av kambrosilurisk alder i vel 20 km's avstand når opp til over 1000 m's høyde.

Transporten av Gordnosbreksjens blokker vitner om en annen og sannsynligvis yngre brebevegelse. Fra området vest for Svenkerud stasjon er blokkene ført i dalretningen og fins i masser ved Islandrud nær Bromma, men fortrinnsvis i dalbunnen. I den vestlige dalside er de sjeldnere enn i den østlige, og vest for dalen er ingen blokk funnet høyere enn 200 m over dalbunnen.

I Hedal og Begndal har Fr. Isachsen iaktatt blokker av rød, hornblendeførende syenittporfyr. Vestgrensen for disse blokkfunn er klarlagt, men da blokkene stammer fra gangbergarter med stor nordøstlig—sydvestlig utstrekning, er de ikke gode ledeblokker til avgjørelse av istransportens retning.

Trygve Strand har beskrevet (1954) blokktransporten fra Grøn-

senknipas konglomerat i sydøstlig retning til et område vest og syd for Bagn, en avstand på opp til 50 km.

Nord for Tisleifjorden forekommer vandreblokker av konglomeratisk sparagmitt som den der står i berg i Gullberghovd og i en oppstikkende bergknatt ved Valltjønntølane. Den transportretning som kan utledes herav er den samme som skuringsstripene viser.

Mot slutten av istiden var klimaet blitt mildere, og til slutt lå den klimatiske snelinje så høyt, at den sne som falt om vinteren smeltet i sommerens løp selv i høyfjellet. Innlandsisen fikk ingen tilførsel, og dens bevegelse opphørte etter hvert. Dens tykkelse skrumpet inn, vesentlig ved smelting fra overflaten, og hvor istykkelsen var minst, kom underlaget først til syne. Fjellene trådte ut av isdekket før dalene. Istykkelsen i dalene kunne ennå være stor og med et visst sig i isen. De siste rester av innlandsisen ble således liggende lengst i dalene, hvor isen lå som klumper eller lange tunger uten bevegelse, som «døde» breer dekket av grus og slam, ført med av smeltevann fra fjellene og de isfri dalsider foruten det bregrus som fra gammelt av var inni og oppå isen. Bekker og elver grov kløfter og tunneler i og gjennom isen, og mellom isklumpene og dalsiden var mange steder oppstuvet randsjøer, hvori sand og grus ble sedimentert. Ofte fyltes også kløftene og tunnelene med sand og grus, og disse avsetninger sees nå som kortere eller lengre rygger i dalene.

Den geolog som først har fremsatt denne oppfatning av hvordan innlandsisens bevegelse døde hen, og som derved har gitt nøkkelen til vår forståelse av løsmaterialets opprinnelse i våre dalfører, var daværende bestyrer av Norges Geologiske Undersøkelse, dr. Hans Reusch. I en avhandling, «Høifjeldet mellem Vangsmjøsen og Tisleia», som ble trykt i Norges Geologiske Undersøkelses Årbog for 1900, har han begrunnet og uttalt sin oppfatning om innlandsisens avsmeltning meget tydelig.

I 1890-årene pågikk der ennå diskusjon om isens tilbaketrekning under avsmeltningstiden, men det var almindelig anerkjent at den siste isrest dannet isskillet og demte opp issjøer. Foranlediget ved Andr. M. Hansens teori om at breskillet også i Hallingdal, Numedal og Telemark skulle ha ligget øst for landets hovedvannskille, foretok Reusch i 1892 en reise til disse dalfører for å kunne ta standpunkt til den av Hansen fremsatte teori. Reusch kom til det resultat,

at det ikke i noen av dem var spor etter istransport oppover dalene, eller at der forekom strandlinjer etter bredemte sjøer i dem. Skuringsmerker og blokktransport viser overalt at isens bevegelse har foregått nedover dalene. I N.G.U's Årbog for 1898—99 skriver han:

«Afsmeltingen af istidens bræmasser kan ikke have gået for sig saaledes, at der, medens den stod paa, har ligget virksomme bræer som istunger ned gjennom de forskjellige dale. Mangelen paa endemoræner er en støtte for den forestilling, man er ledet ind paa af andre grunde (de opdæmmede innsjøer), at isdækket i det søndenfjeldske under afsmeltingen lå hen som en død masse, der gradvis aftog i tykkelse og omfang til den ganske svandt bort.»

I en senere avhandling, hvori beskrives avleiringer som ligger mellom de enkelte vatn oppetter Bandakvassdraget, har Reusch (1908—09) uttrykt den samme tanke således: «Når en gletschers overflate under smeltingen bliver lavere og lavere, vil det rimeligvis kunne indtræffe, at den opdeles og at de døde bræerester udfylder hulninger i terrænet, idet isen holder sig længst der hvor den er mægtigst. Under dette kan det afrindende smeltevand afleire løsmateriale i mellemrummene.»

Liestøl slutter seg (1950) til denne oppfatning til forklaring på avsetningene mellom Flåvatn—Kviteseidvatn, og Kviteseidvatn—Bandak og flere andre forekomster av denne art i nedre Telemark. — Det samme gjør Rosendal (1952). «Snart var det berre i dalane isen låg att. Denne isen hadde ingen rørsle, låg berre daud og tina burt. I dalsidene kan ein sjå mange minne etter denne tida, rygger og seter i ymse høgder. Det er utfyllinger mellom isen og dalsida, lægre og lægre ettersom isen tina ned. Mange rygger og seter er det på nordsida av Strandefjorden. Ein særleg stor rygg med seter i ymse høgder kan ein fylgja frå Strand upp til 200 m over Strandefjorden (Strandeggi).»

Etter den gamle antagelse ble det ikke skjelnet mellom ablasjonsmorener og endemorener, og enhver grushaug ble betraktet som en skuvrand etter dalbreen som hadde gjort en stans eller et lite fremstøt under tilbaketrekingen mot høyfjellet. En tenkte seg da, at innlandsisen hadde smeltet vekk i lavlandet, mens ennå høyfjellene lå under snøgrensen, hvorfra aktive breer utgikk. Litt etter litt trakk iskanten seg oppover dalene, nå og da avbrutt av fremstøt under kaldere perioder med vekst av breene. Denne oppfatning er ikke

holdbar. Studiet av istidens avsmeltningsperiode viser at klimaforbedringen gikk raskt for seg, og at den klimatiske snegrense steg så høyt at ingen nedbør, selv ikke den som falt i høyfjellene, kunne akkumuleres som sne sommeren over.

En av de siste tilhengere av den gamle oppfatning var O. E. Schiøtz. I tre avhandlinger (Das Schmelzen des Binneneises, Om isskilletts bevegelse etc. og Om isskillet i trakten omkring Fæmund) som utkom mellom årene 1891 og 1913, hevdet han at aktive breer måtte holde seg helt til isen svant bort fra isskillet, og at de måtte etterlate seg endemorener helt opp til der hvor dette hadde ligget.

Israndterrassene foran Randsfjorden, Sperillen og Krøderen betegnet en lagvarig stans i avsmeltingen. De ligger side om side med dødislandskaper.

Om beliggenheten av den klimatiske sneline i avsmelningstiden vte vi litet. Men det er vel sannsynlig at den da som nå lå lavere vest for landets hovedvannskille enn den gjorde øst for dette. Nu til dags ligger snelinjen over den del av Hardangervidda hvorfra brebevegelsen gikk til Numedal på omkring 1600 m o. h., og over Hemsedalsfjellene ligger den omkring 100 m høyere. Men mens Hardangervidda kun unntagelsesvis når over 1300 m, så ligger i Hemsedalsfjellene store områder over 1500 m's høyde. Det er derfor sannsynlig at det over Hemsedalsfjellene ennu lå et firnområde, hvorfra is gikk til Hallingdal og Valdres etter at all isen i Numedal var blitt klimatisk død.

Fridtjov Isachsen tenker seg avsmeltingen således (1933), at mens ismassen holder seg i den klimatiske snelinjes høyde uten å øke elier svinne, vil ablasjonen være stor i lavt nivå, hvor smeltingen foregår desto raskere jo lavere isen ligger. Dette kan føre til at isens overflate på sine steder kan få så sterk helning at den kommer i sig, og ablasjonen i lavt nivå kompenseres da ved tilsig ovenfra. Ved dette samspill kan det tenkes at brekanten for en tid blir stasjonær, og betingelsen for at en endemorene kan oppstå skulle i det tilfelle være til stede.

Den hittil utførte kvartærgeologiske kartlegging i målestokk 1 : 250 000 omfatter nu fylkene Østfold, Akershus, Hedmark og mesteparten av Vestfold, Buskerud og Oppland fylker samt store deler av Sør-Trøndelag, idet landgeneralkartene Oslo, Oppland og

Hallingdal er trykt og utgitt, og i ferdig manuskript foreligger Ljørdalen, Røros og på det nærmeste Østerdalen. Kartbildet viser at der på grunnlag av den anvendte jordartinnndeling fremkommer 5 i sin høydebeliggenhet forskjellige jordartregioner, som skyldes karakteristiske avsmeltningsfaser av innlandsisen fordelt på to områder, *de aktive breers* og *det stagnerende isdekkes*.

De aktive breers avsmeltingsområde omfatter:

1. de submarine morenerekkers region og havavsetningene mellom dem, altså den region som ligger under den sennglasiale marine grense. Derover følger:
2. det sparsomme bregrusdekkes region.
I det stagnerende isdekkes område ligger:
3. dalenes breelvavsetningers og ablasjonsmoreners region, og
4. fjellviddenes og breskillets dødisspor. Som region
5. i kartbildet fremgår av kartleggingen det frostsprengte høyfjells region.

Disse regioner skal her beskrives i den rekkefølge som fremgår av deres høydebeliggenhet.

De submarine morenerekkers og havavsetningenes region.

I det område landgeneralkart Hallingdal omfatter har havet trengt inn i lavlandet rundt Tyrifjorden, i Sigdal, Snarum, Soknedal og Ådalen.

I Sigdal har en fjordarm strukket seg inn til Kopseng, nord for Soleimsvann (Reusch 1904). I syd for Soleimsvann er det grus og sandmoer, og i landskapet ved Næreim tegner den marine grense seg som en tydelig linje, der skiller mellom dyrket mark og skog. Dalfyllingen ved Kopseng består av sand og grus, men lenger nord merkes det på den gamle kjørevei, sier Reusch, at man er over den marine grense ved at veien går bakke opp og bakke ned, dels over tilrundet berg, dels over morenegrus. Den gamle havstands største høyde angis her av Samuelsen til 180 m.

Ved Hole, nord for Soneren så Reusch (1904) en skjæring gjennom et 10 m tykt leirlag overleiret av 4 m sand. — Nær utløpet av Soneren, mellom gårdene Vad og Hovland, var et snitt gjennom en skjellbanke som ligger ca. 100 m o. h. Hovedmassen av skjellene

besto av *mytilus edulis* og *modiolus*, dessuten fantes *littorina littorea*, *pecten septemradiatus*, *neptunea despecta*, *buccinum undatum* var *coerulea*, *macoma baltica*, *balanus porcatus* og *saxicava arctica*. — Det er merkelig, sier Reusch, å finne en skjellbanke så langt inne i fjellbygden. Samuelsen besøkte skjellbanken 28/6 1939 og føyer til Reusch's fossil-liste artene *mya truncata* og *cyprina islandica*.

Under utgraving av en skoletomt ved Nerstad ble der 1955 funnet en trestamme som lå ca. 2,50 m under markens overflate. Finneren, Knut Hoffart, beretter at der øverst ligger mosand, som dekker ganske bløt leire. Stammen lå i skillet mellom mosand og leir.

Stammen er av furu, professor Elias Mork har bestemt arten.

Vide leirsletter ligger nord for Simoa over gårdene Kroken—Hoffar—Vad bare med litt sandjord inn mot oppstikkende bergknauser langs dalsiden. Ved veiskillet sør for Skartum sees grov morenegrus, som synes jevnet ut av elvens senere virksomhet. Oppover i Tukudalen er leirsletter, som mot nord overdekkes av grusterrasser ved Rispa, hvor den marine grense er målt av Ihle til 182 m. Ved Sigdal kirke er også en leirslette. Likeså påtreffes leir i kjellerdybde under sand langs sundet mellom Soneren og Kråkefjorden.

Syd for Simoa trer også leir frem i dagen på flere steder, men for det meste er leiret her dekket av sand. Sandterrasser i ca. 150 m's høyde fins sydover fra Langerud og langs dalsiden sydover fra Rolstad.

Horga har lagt opp en stor gruskjegle i dalen.

På sydsiden av Soneren er leirsletter ved Nubberud og Veggesrud med bord av sand nærmest lifoten.

Ovenfor Soneren er marint leir stort sett dekket av utvasket postglasial sand. Grytehuller sees i en grusterrasse sør for Gråskei i 177 m o. h.

Nedenfor Solevann ligger grusmoer, stort sett jevne og flate med en høyde nær 180 m og terrasser som synes avsatt i fjordarmen når helt til Kopsengårdene. Den marine grense angis av Samuelsen å vært snaut 180 m o. h.

Mellom Tyrifjorden og Snarum når marine sandterrasser i åpen situasjon nær Gravermoen over 200 m's høyden. Samuelsen trekker derav den slutning, at Tyrifjordbekkenet var isfritt før Snarumsdalen, idet den marine grense her ligger på 190 m. På Gravermoen når marin leir opp til 180 m.

Foran sjøene Sperillen og Krøderen ligger, henholdsvis ved israndterrassene Somdalen og Slettmoen, grensen for den øverste sikre havstand 190 m o. h. Den klimatisk døde brerest i sjøene synes å ha hindret havet i å trenge inn i dem. Israndterrassene har støttet seg til en iskant av betydelig høyde, som må representere en lengre stans i avsmeltingen, eller muligvis et fremrykningsstadium av dalbreen. Fra dette stadium går dalbreene i egnen over til dødiser.

A. Samuelsen har i sin avhandling «Breranddannelser på Modum og i Snarumsdalen» fremstilt Storbrens avsmelting i området.

En langvarig stans i smeltingen fant sted da brekanten lå ved Slettmoen foran Krøderen. I den fjord som strakte seg opp gjennom Snarumsdalen avsatte breelvene et stort breranddelta. Selve Slettmoen er en grusmo, 2,5—3 km lang, og dens bredde er omtrent av samme størrelse, idet dalen antas å ha vært oppfylt helt til moens nivå. Mot nord stiger moens høyde til 190 m, og begrenses av en jevn, buktet rand som var støttet til brekanten. Materialet er grovest på proksimalkanten. På den bratte nordskråningen ligger en mengde rullestein og blokker, og grovt grus med rullestein forekommer så langt sørover som til Kløftefoss stasjon. Sønnefor Kløftefoss, og likedan nord-østlig på moen, forekommer grus- og sandsletter nesten uten rullestein. Snitt i grustak eller jernbaneskjæringer viser øverst et horisontalskiktet gruslag på 1,5—2,0 m's tykkelse, øyensynlig vasket utover av bølgeslag, og derunder strømskiktet sand eller grus. Moens overflate er furet av smeltevannsrenner, som sprer seg vifteformig fra et område ved Slettmoplassen. De kan være opp til 5 m dype og 100 m brede.

Under sand- og gruslagene ligger leir. Der stikker leirlag frem i elvebakkene vest for Kløftefoss, 22 m under terrassekanten. Fra leiroverflaten kommer frem kilder. Ved Kløftefoss stasjon har vært utført brønnboringer som viser at leirlag treffes i 16 m's dyp. Like ovenfor Ramfoss går en erosjonskant i en eneste hengebratt skråning med fall på 35—40 grader fra 189 m's høyde til elvens nivå på 66 m. Denne steile skråning ville ikke være stabil medmindre den inneholder leir, sier Samuelsen.

Etter en lengre stillstand av breen ved Slettmoen fikk avsmeltingen helt overtaket, og isen gikk over til dødis, som for en stor del ble begravet av iselvenes medrevne materiale. Et praktfullt grytehullfelt mellom Slettmoen og Krøderen vitner herom. Grytehullene er opp til 50 m dype og finnes i alle former, enkeltvis,

i rekker med skillevegger, som halvgryter i veggene på de store osv. De sees på begge sider av elven nedenfor dens utløp av Krøderen. Under denne smeltingsperiode hadde brekanten trukket seg noe tilbake. Men Samuelsen hevder at en klimasvingning som atter gjorde breen aktiv, inntraff således at brekanten gjorde et fremstøt til Krøderens sydende, hvor den fikk en ny stans et par kilometer ovenfor Slettmoens proksimalkant.

Samuelsen deler ikke Holtedahls oppfatning om at isranddeltaene foran Krøderen er samtidige med Randsfjord- og Hauersettertrinene, men mener de er litt yngre.

I Soknas dal ligger marine terrasser av grus og sand til henimot 200 m's høyde. Leiravsetninger når opp til 180 m.

Fra Heieren til Ask har Sokna skåret seg godt ned i løsavleiringer av marin leir og postglasial sand. Mellom Heieren og Veme mottar Sokna 3 tilløp fra nord, Hegga, Risa og Væla. Oppe i disse sidedalene ligger ifølge Olaf M. Hansens iakttagelser (1950) grusterasser på en høyde av 190 m. Dette er den marine grense. Hvor Væla faller ut i hoveddalen, er erosjonsterrasser mellom 152 og 160 m o. h. i lagdelt sand. I dalbunnen mellom Veme og Sokna stasjoner er leiravsetninger, til dels dekket av sandlag. Straks øst for Bårnås stasjon er en grusrygg hvori flere grustak sees. Disse viser lagdelt materiale med enkelte store, kantslitte steiner.

Ved Hovland vider dalen seg ut til stor bredde, og der ligger langs begge dalsider flate, furubevokste moer i flere trinn. Den laveste terrasse har høyden 152 m.

Skarpkantede gjeitrygger inntil 150 m lange forekommer ved Gjuvet nord for Torevann og i Vælas dal litt nedenfor Holsledning.

Nord for Torevann så vel som omkring Vælsvannene er dødbrelandskaper.

I Soknedalens nedre del, sier Olaf Hansen, fins ingen karakteristiske sandterrasser som de der er beskrevet fra israndterrassene foran Randsfjorden og Krøderen. Soknedalsbreen har hatt en rask smelting helt til Stallan, nord for Sokna stasjon, hvorfra der utgår sand- og grusavsetninger av slike dimensjoner, at de tyder på en lenge varende brefronts beliggenhet her.

Arne Eikenes har (1948) kartlagt området fra Soknedal stasjon til Stallane. Elven renner her i nord—syd.

Høyere enn dalbunnens marine leiravsetning ved Sokna stasjon (144 m o. h.) ligger oppover dalen postglasiale akkumulasjoner

terrasser av sand i en rekke trinn helt opp til den marine grense, som sees på begge dalens sider ved Nilsebråten, ca. 192 m. Her snevres dalen inn, men vider seg atter ut lenger oppe ved Rådalsbekkens utløp i Sokna, hvor der ligger flate moer i høyden 190 m på begge dalsider. Disse avsluttes mot nord av utstrakte dødisområder med grytehuller.

Det er trolig at dette trinn i tid svarer til Somdalsterrassen foran Sperillen og Slettmoen foran Krøderen.

Langs Sognevannet ligger et uregelmessig grusterreng avbrutt av nesten jevne terrasser, ifølge Samuelsens dagbok 1932 sannsynligvis avsatt i den morenedemte innsjø vannet en gang utgjorde. Grusavsetningene når like til nordenden av Stolpefjorden.

Til israndavsetningene Eggemoen og Hensmoen foran Randsfjorden slutter seg innen generalkart Hallingdals område Jytmoen på sydsiden av Begna. I høyde 204 m er her en jevn flate av rullesteinsgrus, som lengst mot nord bærer en buktet, ryggformig forhøyning til et par meters høyde over flaten. Holvedahl oppfatter ryggen som en randås (1924), bygd opp av en breelv. Isranddeltaet faller temmelig bratt av til proksimalsiden, hvor rullesteinsgruset er overordentlig grovt. Mellom Hen og Jytmoen ligger et område med grytehuller.

Noen få kilometer lenger mot nord ligger mellom Begnas og Vælas dalfører en annen terrasse av rullesteinsgrus, Grønnavollsmoen, som når opp til 190 m o. h.. Her er intet påviselig merke etter noen brekant, heller ikke hever der seg grusrygger over moens nivå. I de lave tanger langs elven mellom Motjern og Grønnavollstjern når leir til markens overflate, ellers ligger der sand over leirlagene. Mellom Ytre Ådals kirke og Sperillen dekker sandterrasser det meste av dalbunnen så det underliggende leir bare hist og her trer frem. (Glømme 1922.)

Hval kirke ligger på en haug av grovere materiale, ellers er der overalt sand i denne del av dalen. Elven og bekker har ført sand ut over det underliggende leir, således ved åmotet mellom Begna og Somma, dog forekommer leir høyere oppe i bakkene (Samuelsens dagbok 1930). Lenger nord, ved Somdalen, omtrent 7 km fra Sperillen, hever en terrasse seg på Begnas østside til 194 m o. h. På flaten er rullesteinsgrus, hvis kornstørrelse avtar sydover. Terrassehøyden angis av Holvedahl (1923) til 190 m. Om Somdals-

terrassen bemerker Samuelson, at den er gjennomskåret av smeltevannsrenner og bærer grytehuller. Like under terrassens proksimal-kant er en stor senkning med rygger og hauger av rullestein. Israndterrassen gjenfinnes også på vestsiden av Begna. Mellom gårdene Haugland og Lykkemoen når den samme høyde som ved Somdalen, og lengst nord er et område med store blokker. — Sønnefor denne terrasse er der sanddekket leir i dalbunnen helt til brerandavsetningen ved Jyterud.

Dalenes breelvavsetningers og ablasjonsmoreners region.

Når en dødis smelter, vil dens last av morenemateriale avleires på stedet. Dødisområdene etterlater seg derfor en eiendommelig lagfølge, karakterisert ved at isens englasiale og supraglasiale materiale overleirer breens bunnmorene. I motsetning til bunnmorenen er det overliggende morenelag, som her benevnes ablasjonsmorene, som regel vasket og undertiden sortert, hvorved det skiller seg fra den usorterte bunnmorene.

Denne art av spor etter dødis forekommer i alle Østlandets dalfører hvor de ikke er omleiret av breelver.

Under avsmeltingstiden ble grus og sand i stor mengde ført med bekkene fra dalsidene ut på dødisens overflate eller avleiret langs dens rand. Sammen med det av isen fraktede morenemateriale fyller breelvavsetninger dalbunnen i våre østlandske dalfører, mange steder til stor tykkelse.

Sperillen, Krøderen og Hallingdals nederste del.

Langs Sperillen forekommer skiveleir, som det der finnes langs Randsfjorden og Krøderen (Holtedahl og Schetelig 1923).

Fridtjof Isachsen, som har tegnet kartet øst for Sperillen, omtaler i sin dagbok 1941 at der er mjelelag å se i skjæringer langs veien på sjøens østside nær Buttingsrud så vel som ved Hagan, og ved Prestegården er et stort grustak i vasket og sortert rullesteinsgrus. Disse avsetninger oppfattes som lateraldannelser til en dødis i sjøen. Deres utbredelse er så liten at de ikke er inntegnet på kartet.

På vestsiden av sjøen har Kjell Isachsen kartlagt. Ved utløpet av sjøen og langs vestre strand sees snitt med fin, steinfri sand uten tydelig lagdeling over strømskiktet sand og grus. Det er ingen sikkerhet for at havet har trengt inn i Sperillen, så det er å formode at disse avleiringer er fluvioglasiale. Langs veien på vestsiden sees også flere grustak i skiktet grus og sand. I markoverflaten ligger ofte store blokker som tyder på moreneopprinnelse. Lien ovenfor sandfeltene har til dels rygger av bregrus som ligger på tvers av dalretningen og synes utgravid av bekker. Grensen mellom områder med sand og den opprinnelige morene er utvisket. — Ved Sperillens nordende er store flater av elvesand i omtrent 160 m's høyde.

Langs Krøderen ligger flere brerandavsetninger. Ved Skinnesund er en randterrasse bygd opp til 160 m's høyde, og ved Noresund en tilsvarende dannelse med større grusmoer enn ved Skinnesund. Den sistnevnte terrasse har på begge sider av sundet en tydelig proksimalkant mot nord, og på østsiden av fjorden er et grytehull. Ved Herringrudmoen, rett overfor Ørgenvika, er også en terrasse som når nesten til samme høyde. — Disse breranddannelser ansees avsatt i lateralsjøer mellom lisiden og dødisresten i Krøderen. Havvann har neppe gått inn i Krøderen. Skaller av saltvannsmollusker er ikke funnet, og det skiveleir som forekommer er sannsynligvis avsatt i ferskvann.

Ved utløpet av Ringneselven er utstrakte elveavsetninger i flere terrasetrinn helt opp til 300 m's høyde. I overflaten består materialet av vasket grus, men da dype snitt ikke finnes, kan det ikke avgjøres hva avsetningenes kjerne består av.

Flere steder langs Krøderen sees lavtliggende, uregelmessige sandterrasser, således ved Råen-gårdene og ved utløpet av Bjørvelven. På sistnevnte sted er der terrasser i flere trinn, hvorav det øverste ligger på vel 160 m's høyde. Sandforekomstene går oppover lien litt etter litt over i alminnelig bunnmorenegrus.

Bregruset langs Krøderen kan ha stor mektighet. Rett overfor Ringnes, ved Gubberud, har en bekk skåret seg 20—30 m ned i bregrusdekket. Likeledes har bregrusdekket sør for Lindelia stor tykkelse, som skjæringene langs jernbanelinjen viser. Også ved Tromald er morenen mektig. Ved selve Tromald-gårdene, etter kartet i 210 m's høyde, flater terrenget seg ut til en hylle i bregruset. Denne avsats ved Krøderens nordende er vist på Pl. I, fig. 2.

Gruskjeglene ved Solheimselven og Tromaldelven har øverst flater hvis høyder er nivellert av Fr. Isachsen til henholdsvis 160 og 162 m o. h.

Der er på Krøderens østside flere små gruskjegler ved bekkutløpene, men deres utstrekning er for liten til at de kan inntegnes på kartet.

Kristen Glesne har ved sine terrassemålinger (1935) funnet tallrike spor etter en vannstand på 160—162 m o. h., som fra Krøderen har gått oppover Hallingdal så langt som til Stamm, 18 km fra sjøen. Hverken Samuelsen eller Glesne mener at dette er en havstand, avsetningene langs Krøderen tyder på at der alltid har vært ferskvann i denne. I et ras langs jernbanelinjen ca. 4 km nord for Ørgenvika fant Glesne i en høyde av 178 m en skjæring gjennom et 1,5 m tykt lag skiveleir, hvori var innleiret en del steiner. Han oppfattet leiret som et issjøsediment avleiret i en randsjø mellom dødbreen i Krøderen og lisen.

Under smeltingen har Krøderens dødis delt seg opp i atskilte klumper. Mellom disse har tilløpene kunnet bygge opp gruskjegler til 160 m's nivået, således ved Skinnesund, Noresund og Ørgenvika. Ved Gulsvikskogen er et annet skille hvor betydelige løsmasser kunne avleires.

Terrassehøyder under 162 m's nivået er utbredt så vel langs Krøderen som i nedre del av Hallingdal.

Også i Hallingdal treffes meget stor mektighet av bregruset. Langs Saulielvi ovenfor Ormerud er et ras, hvis dybde gjennom morenegruset anslåes til henimot 50 m. Skredvirksomheten på dette sted går ikke mer enn 50 år tilbake i tiden.

Dalen gjennom Flå er bred og dalbunnen flat. Elveavsetningene er til dels finkornige, og det synes som om her har stått en innsjø en gang. Terrasser på dalens vestsida når opp til 147 m, på østsiden til 163 m. Den laveste terrasse på 139 m, 6 m over Krøderens nåværende vannstand, kan spores så vel langs sjøen som oppover dalen så langt som til Austvoll.

Nedenfor Flå snevrer Hallingdal inn til et trangt løp før den munner ut i Krøderen. Ved Gulsvik stikker fram ikke mindre enn 4 isolerte bergknatter i selve dalåpningen. Mellom disse er senkninger som etter tur har vært elveløp.

Flere av tilløpene til Hallingdalselven har lagt opp store gruskjegler i dalbunnen, således Trostliåni, Groslandelvi, Stavnselvi og

Sevreelvi. Hvor Sevreelvi løper ut, er der i i hovedelven 3 omflytte hauger av rullesteinsgrus, og rullesteinsgrus ligger også støttet til dalsiden. Antagelig har Sevreelvis gruskjegle blitt gjennomskåret av hovedelven.

Hallingdal ovenfor Gol, og Hemsedal.

De store sandavsetninger i Hallingdal ovenfor Krøderen slutter ved Nesbyen. Ovenfor går elven, hvor berggrunnen ikke stikker fram i dalbunnen, for det meste over bregrus. Langs lisidene ligger i Gol og Hemsedal storblokket sidemorene, hvortil telemarkformasjonens granitt har gitt opprinnelse. Som de dype bekkedar viser, kan sidemorenen være meget tykk. Jordarten inneholder som regel finmateriale nok til å gjøre den fast og tett, men kan også mangle dette, så bekkene forsvinner i det storsteinete bregrus. Mengden av store blokker skyldes den oppsprukne bergart under det subkambriske peneplan, som med svakt nordlig fall ligger i dalsidene.

I lien sør for Hallingdalselven mellom Gol og Torpo er bregruset gjennomfuret av bekker, og i den mektige avsetning har bekkene skåret ned dype daler, så sidemorenen er oppdelt i rygger på tvers av dalretningen.

Ved Hemsils utløp er en gruskjegle av grovt, rullet materiale opplagt i flomvoller. Fra gruskjeglen raker opp en rund haug, Håhaugen. Og på elvens sydside ved Gol stasjon er der noen grushauger midt i dalen. Materialet i dem er usortert. Rusteåni og Liaåni nedenfor Golbroen har også lagt opp store gruskjegler.

På dalnesset mellom hovedelven og Hemsil er sidemorenen ryddet og dyrket. Der er plukket ut en mengde stein av akrene og lagt opp i røyser og gjerder. Steinene stammer fortrinsvis fra grunnfjellet. I skog synes bregruset å inneholde enda mer av store blokker enn der hvor jorden er ryddet.

I Ål og Hoel forekommer noen spredte forekomster med sortert sand i dalbunnens gruskjegler. Ovenfor Torpo er en mo av rullesteinsgrus med ganske betydelig utstrekning på begge sider av elven. Snitt viser sortert sand dekket av et metertykt lag av grovere og dårlig sortert materiale. Fra Ål stasjon og vestover er der flate elveterrasser med grovt, renskyllet grus i overflaten, og ved Kvindas utløp vasket grus. Grusmasser av grovt grus ble gjennomskåret ved et dambrudd i Budøla med stor skadeflom til følge ved pinsetider

1927. Der var bygd en reguleringsdam foran noen vann i Budalen, som skulle regulere vannføringen til et lite, privat kraftanlegg ved Øyo. Dammen var ikke fagmessig bygd, og veltet et år etter at kraftstasjonen var ferdig. Flommen sto på i 5 à 6 timer og fremkalte et sammenhengende brudd i morenemassene langs det dypt nedskårne elveleie. Grus og stein ble revet med og ført ned mot jernbanebroen som ble sterkt truet. Banefyllingen på begge broens sider ble gjennomskåret, og for å verge jernbanebroen ble en stor militærkommando tilkalt.

Ved utløpet av Ustaelven la flommen opp en veldig gruskjegle, og lenger opp i dalen store rygger med stein og grus. Pl. II, fig. 1 viser en grusrygg ovenfor jernbanebroen.

I nordvestenden av Holsfjorden er en terrasse 7 à 8 m over sjøens nivå. I et grustak her sees snitt med vannrette lag av sand og grus, oventil dekket av et lag rullesteinsgrus. Denne elveavsetning hviler på skråttstilte lag av breelvgrus.

Ved utløpet av Strandefjorden har elven lagt opp fin sand av liten mektighet.

Ved Øyo i Ustadalen mellom Geilo og Hol er et større grustak i en grusrygg. I veggen sees en uregelmessig lagdeling med varierende fallvinkler. Der forekommer sandlinser, men ellers er gruset mest grovt. Materialet er ikke særlig godt sortert. Blokker av forskjellig størrelse ligger hulter til bulter i gruset.

Lignende grusrygger ligger mellom Øyo og Brusletto, ved Brubakken og ved Kaupang, og likeså på dalneset mellom Holsdalen og Ustadalen ved Trøgaton.

Mellom Haugstølen og bekken fra Geilotjern sees rikelig av fyltittblokker i morenegruset. Bergunderlaget er grunnfjell, så den leirholdige fyltittmorene må være ført med bre fra vest. Utenfor kartets område, i Budalen, ligger 2 strandlinjer etter en isdemt lateralsjø nær høyden 1157 m, og i Hafsdalen en strandlinje på høyden 1080 m. I sydskråningen av Hafsdalshøvda, som når opp til 1176 m, ligger de brerandlinjer som er avbildet på Pl. II, fig. 2. Nedenfor strandlinjene, i Budalen ligger i den sydlige dalside, 60 m lavere enn strandlinjene, en 2 til 4 m høy grusås, som mot vest gafler seg.

Samme slags storblokket morene som i hoveddalen ovenfor Gol ligger også i lisdene langs Hemsil så langt som grunnfjellet rekker oppover dalen. Hauger og rygger av bregrus når opp til vel 100 m's

høyde over dalbunnen. Store steiner ligger strødd oppå dem, så der på sine steder kan være riktig ulendt i dalsidene. Dalenes sidemorener med sin ryggform gir inntrykk av å være ablasjonsmorener. Deres materiale er usortert. Litt nedenfor Hemsedal kirke stikker ved Engjo frem noen åslignende rygger av dalbunnens bregrus.

Av sortert materiale er der litet i Hemsedal. Ved Hjelmen ligger der en del flomsand i dalbunnen, og nedenunder Rjukanfoss er en gruskjegle.

Reusch iakttok (1894) ved Ulsaker i elveleiet en bergartgrense mellom grunnfjell, der fortsetter nedigjennom dalen, overleiret av yngre bergart, kvartsitt, leirglimmerskifer og diorittisk bergart. Påfallende er det, at på grunnfjellunderlaget er grunnfjellets steiner fremherskende i morenegruset, det ser man straks man passerer bergartgrensen. Her, så vel som andre steder Reusch hadde gjennomreist i Hallingdal, fant han at morenegruset på ethvert sted i fortrinnsvis grad er oppstått av nærliggende bergarter. «Stener, der er transportert så meget som 10 km er ikke almindelig,» sier han.

Begnas dal fra Sperillen til Stronda fjord.

Begnas dal er fylt av lagdelt sand og grus som nær Grimsrud og Rustebakke ved høyden 180 m går over i usortert bregrus.

Ved sitt utløp i Sperillen renner Begna mellom bratte sandskråninger ca. 10 m høye. På begge sider av elven forekommer moer, hvori grustakenes snitt for det meste viser sand i vannrette lag, men undertiden også skråttstilte. Rett overfor gården Hengslet er et grustak på elvens venstre bredd, hvori lag av finsand og leir veksler.

Moene ligger i forskjellige høyder og kan ha flere trinn. De antas å være avsatt av breelver i avsmeltingstiden. Sandavsetningene kan følges i sammenheng så langt nord som til Grimsrud. Ved Begnadalens kirke har den sørlige dalside et sammenhengende bregrusdekke, mens den nordlige har meget og bart berg.

Langs Aurdøla er det lagdelt vasket grus i moer fra Aurdalsdammen og til vel 1 km øst for Aurdalssetrene. Her opptrer grytehuller. Fra Ospeholtet ved sammenløpet av Fossbrøyta og Aurdøla strekker seg en grusrygg østover mot Storruste. Den er høy og virker meget imponerende sett vestfra. Ved s. Lindelia, 3 km øst for Storruste, skjærer veien gjennom en rullesteinsås.

Ovenfor Grimsrud renner Begna for det meste over bregrus. Der ligger en mo med lagdelt sand mellom gårdene Rustebakke og Hesjabakken, og litt lenger opp i dalen er der elvesletter med sand ved Langedrag og Fønhus. Mellom Bagn og Øye i Aurdal er elveløpet trangt og dypt nedskåret i berggrunnen. Landmarkgårdene ligger på moreneleir i bratt skråning, hvor der ikke sjelden går jordskred mellom oppstikkende bergknatter.

Rundt Aurdalsfjorden og Fløafjorden er der sand- og grusterasser til henvend 20 m over vannstanden, og ved Strondafjordens utløp har Leira lagt opp en gruskjegle. Her ligger også en liten grusås i dalbunnen med lengderetning langs dalen. Dens materiale er dårlig sortert.

Hvor Begndalens sider ikke er for bratte ligger et tykt bregrusdekke over berggrunnen, men hvor lien er steil, stikker berggrunnen hyppig fram.

Trygve Strand omtaler (1954) bregruset innen kartbladet Aurdals område, og har lagt merke til at det kan ha så forskjellig utseende, at det kan beskrives som forskjellige typer. Det kan være usortert med et finkornig bindstoff, i noen tilfelle leiraktig. Et annet slags bregrus består av mer ensartet, gjennomgående mer grovkornet materiale, og gir inntrykk av å være avleiret i vann, hvorved det finere materiale er blitt utvasket. Det kan være tydelig lagdelt, iallfall i enkelte innleirete striper.

Stort sett hører vel den første type hjemme i bunnmorenens avleiringer, og den siste i ablasjonsmorenens. Den leirholdige bunnmorene stammer fra fyllittformasjonen, og den har en stor utbredelse i Hallingdal og Valdres. Det kvartærgeologiske landgeneralkart gir imidlertid ikke uttrykk herfor, fordi den leirholdige morene er dekket av den sandholdige ablasjonsmorene, og bare kommer til syne i naturlige eller kunstige snitt, se Pl. V, fig. 1, og Pl. IV, fig. 1.

I grustakene langs riksveien mellom Bjørgo og Bagn sees her og der leirholdig bregrus under en sandholdig ablasjonsmorene, og mellom Bagn og Reinli ligger ved veien et stort grustak i usortert, leirholdig morene. I Vistringsbygdi i Aurdal ligger gårdene på ablasjonsmorenen, som her består av sortert sand og grus, liksom et høyt grustak mellom Bø og Åvak helt igjennom viser sandholdig bregrus uten at grustaket noe sted var kommet ned på bunnmorenen.

Etnedalen.

Ved sammenløpet av Etna og Dokka viser snitt i de mange grustak, som der er tatt opp i elveterrassene, vekslende grus- og sandlag til en høyde av henimot 30 m over Randsfjordens nivå. Langs Etna er disse terrasser utbredt til forbi Leppa. De er gjennomfuret av gamle elveløp, sannsynligvis breelver. Ablasjonsmorener ligger syd for utløpet av elven i Randsfjorden, og på sydsiden av Etna et par km nordvest for stasjonen av samme navn. Et snitt på den siste lokalitet ved plassen Trondhjem viser lagdelt sand under et metertykt lag av usortert ablasjonsmorene.

Hvor Etnas løp skifter retning fra syd til øst, ligger elveavsetninger mellom gårdene Madslangrud og Lunde. Ellers ligger elven i bregrus.

Ovenfor Bruflat går elven for en stor del over berggrunn. Noen smale, lavtliggende elvesletter forekommer, hvorav den største ligger ved sammenløpet av Langdalselven og Etna.

På sydsiden av Etnas nedre løp viser grensen mellom tykt og sparsomt morenedekke seg tydelig. Lektor Århus, som har tegnet kartet her, mener at dalens dødis i lang tid har nådd til denne høyde.

Strand omtaler (1954) bregruset i Etnedalen, og har lagt merke til en forskjell i bunnmorenens sammensetning og ablasjonsmorenens. Mens bunnmorenen i trakten har et finkornig bindstoff, i noen tilfelle endog leiraktig, har ablasjonsmorenen gjennomgående et mer grovkornig materiale mellom steinene, og gir ofte inntrykk av å være avleiret under vann, hvorved det fineste materiale er blitt vasket vekk. Her og der kan den vise lagdeling.

Numedal og fjelldalene vest for Lågen.

I Numedal er dalsidene så bratte, at der ikke er blitt liggende stort bregrus igjen på dem. Særlig sparsomt er gruset i den østre dalside. Bare ved Veggli og omkring Rollag kirke er der sandmoer av nevneverdig utstrekning i dalbunnen, ellers er dalen mellom Rollag og Skjønne sparsomt dekket av bregrus, som nok kan ha noen tykkelse mellom knausene, men der er synlig meget av berggrunn. Fra Veggli stasjon til Laugi er der en sandmo, ca. 25 m over elven, for en stor del lagt opp som gruskjegler av sideelvene. I moen ligger store dødisgroper. Fra Rollag kirke og sørover er dalen vid, og der er flater av finsand og grus inntil 40 m's høyde over elven. Det er dels terrasser, som Lågen har lagt opp, og dels

gruskjegler som Rollagelven har ført med seg. Ved Fetjan er teglbrenning forsøkt, men uten hell.

Langs Norefjorden sees flere steder sand og rullesteinsgrus, som når opp til 15 à 20 m over vatnet. Fra Kvåle til Straumen er stumper av en rullesteinsås, hvori snitt viser ufullkommen sortering, og ved Lågens utløp i Norefjorden er en grusør som elven har lagt opp. Under flommen settes den laveste del av denne under vann. Før Tunhovdreguleringen ble iverksatt, kunne storflom i elven fremkalle elvebrudd. Således en flom i 1879 da elven brøt inn over gården Sevre og tok nytt løp her. Bruddet ble forbygget og elven ført tilbake i sitt gamle leie. Pl. III, fig. 1 viser gården Sevre og elfeforbygningen etter flommen 1879. På østsiden av utløpet er grushauger, dels av morenemateriale og dels av dårlig sortert åsgrus.

Ved Straumen har Eidsåen, som kommer fra vest, lagt opp en gruskjegle. Denne deler Norefjorden i to bassenger.

Nedenfor Tunhovdfjorden er Lågens dalføre trangt og smalt i motsetning til den åpne og vide dal, hvori Tunhovdfjorden og Pålsbufjorden ligger. Reusch rodde nedover Tunhovdfjorden i 1896 og fant at inntil Storenes er vannets sider dekket av morenegrus, gjerne opplagt i hauger. Flere steder er sandavleiringer med jevn overflate inntil 12 m over vannet. Fr. Isachsen omtaler i sin dagbok fra 1936 at der på Pålsbufjordens nordside er en forskjell å spore på den tettpakket bunnmorene med meget finmateriale, og den mer eller mindre vaskede, grusrike ablasjonsmorene. Den siste inneholder også mer av store blokker enn bunnmorenen, og liksom breelvgruset har den en tendens til å bli liggende i breleiets dypeste partier under avsmeltingen.

Området vest for Numedal er gjennomfuret av vassdrag som har sitt utspring på Hardangervidda. Løsmaterialet i disse dalene vitner om at det er etterlatt av klimatisk døde isrester. Den østlige del av Hardangervidda er på et forholdsvis tidlig trinn i avsmeltingen blitt liggende under den klimatiske snegrense, så isens aktivitet hørte tidlig opp.

I Jøndalen så vel som i de andre fjelldalene opp mot Hardangervidda ligger langs dalsidene et tykt dekke av bregrus, hvori bekkene har skåret ned sine leier. Dalsidene har derfor mange rygger, som går på tvers av dalretningen. Sådanne erosjonsrester så vel som visse åsdannelser har av tidligere iakttagere blitt beskrevet som ende-

morener, men denne tolking er uholdbar. Rekstad har (1903) skrevet om breskilletts beliggenhet på Hardangervidda, og hans iakttagelser tyder på at det har ligget straks øst for vannskillet, hvor berggrunnen i stor utstrekning er dekket av morenemasser av rett betydelig tykkelse. Foruten drumlin-lignende rygger i brebevegelsens retning omtaler Rekstad også endemorener, således en i Uvdal ved Ødegård, 6 km vest for Fønnebøfjorden, en annen nær Solheimstølen med sin sterkt konkave side vendt nedover dalen. Den siste er ifølge mine egne undersøkelser ikke noen endemorene, men en slukås bestående av sortert sand og grus. Hva Rekstad ellers har beskrevet som endemorener etter en dalbre i tilbaketrekning til Hardangervidda, må etter moderne anskuelse oppfattes dels som åser og dels som ablasjonsmorener. Der ligger sådanne i alle dal-senkninger i Uvdal, i hoveddalen som i Imingdalen, Sandsetdalen, Tessungdalen og Breidsetdalen.

Rekstad har også beskrevet sidemorener i Uvdal. I den sydvestre dalside like overfor Brostrud la han merke til seks trinn i sidemorenen med regelmessig fall omkring 2 grader nedover dalen. De to øverste trinn ligger ovenfor skoggrensen. — Det er sannsynlig at disse trinn betegner synkningsstadier i dalens dødís. Terrasselignende brerand-dannelser forekommer flere steder i Uvdal, således også ved Grøneflåtseter syd for kirken, i omkring 850 m's høyde.

Mellom Imingfjell på vestsiden av Uvdal og fjellene på østsiden er dalen trang, og dalsidene for en stor del så bratte at løsmateriale bare er blitt liggende igjen på hyller i berggrunnen. Under de bratte bergvegger ligger ur, men nedenfor Imingfjell vider dalen seg ut, og mellom kirken og Fønnebøfjorden består dalbunnen av sand-sletter. Fønnebøfjorden ble i sin tid senket ved utdypning av utløpet for å innvinne dyrkningsjord, men da sanden raser ut langs breddene, var denne senkning ikke vellykket.

Ved Krukebekkens utløp i Jønndalen ligger i den sydlige dalside grusterrasser på forskjellige høyder. En breelv fra syd har ført gruset med seg til en kanal eller tunnel i isen, og har etterlatt seg en slukås, som nedentil slutter med et par store hauger. På den ene side av den største haugen er alt finmateriale vasket ut, så der ligger en vegetasjonsløs ur tilbake. Snittene etter et par gravninger etter støpesand i åsen viste at der under et tynt lag usortert grus ligger sortert, grov rødlig sand. Lignende hauger med sortert sand forekommer så langt nedover dalen som til Flåtåsetrene, hvor

skjæringer langs veien på dalens nordside viser at lagdelt sand ligger under det usorterte bregrus.

I Imingdalen er et tykt dekke av bregrus i dalsidene. I den sydlige dalside sees en rekke nesten vannrette linjer med svakt fall utover dalen. Det er forskjellige stadier av brerandlinjer fra dalbreens stagnasjonsperiode. — Vest for Vikvatn ligger en liten ås i dalretningen og en slukås så vel i nordre som i søndre dalside. Mellom Sjugurdstjern og Mevatn samt ved Sønstevatn er flere korte åser.

I Sandsetdalen er bratte lier med stor tykkelse av bregruset. Bekkene har dypt nedskårne far, som viser opp til 10 m's grusmektighet. I dalbunnen derimot synes grusdekket å være mindre tykt, i Sandsetdalen så vel som i Breidsetdalen.

I Tessungdalen har der gått mange breelvløp fra nord. Ved Ljotekrikkan seter er åser, liksom på fjellet mellom Tessungdalen og Skirvsjå.

Dalsidene langs Mår har også et tykt bregrusdekke i motsetning til fjellene, som her er sparsomt dekket av bregrus. Øst for Kalhovd turisthytte er en fluvioglasial gruskjegle avsatt av en breelv langs Flottetjørnbekkens dal i en lateral sjø, mens ennå dalen var stengt av is. I den motsatte dalside sees linjer som heller svakt utover dalen. Disse er sannsynligvis strømfurer langs randen av en dalbre. (Fr. Isachsen 1933.)

Langs Gjuvsbekken ned mot Breisetdalen er skjæringer gjennom bregruset ned til berggrunnen. Mektigheten er 1—5 m. Bregruset ligger i ryggen mellom flombekker, som har erodert i underlaget. Morenegruset er tykkeste oppe ved kanten av fjellet.

Ved Breiset seter er en ås, og ved Lågerjodseter mellom kjøreveien og elven ligger noen merkelige terrasser, der ser ut som gamle elvebredder dannet av elven før isen ennå var smeltet vekk fra dalbunnen.

På fjellet består gruset vesentlig av store og små blokker for det meste fra underlaget. I dalene er materialet mer uensartet og har mer sand enn det fjellenes bregrus inneholder.

I Dagali gjør innslag av fyllittformasjonen seg gjeldende i bregruset, som her kan være leirholdig. Hardangerviddas fyllittdekke oppløser seg etter hvert sydøstover i småflekker, og leirholdig morene kan være ført med av breene utenfor selve fyllittområdene. Reusch omtaler (1896) bregruset langs veien Uvdal—Dagali som til dels

leirholdig. Granittiske bergarter er sjeldne i gruset. Hovedmengden er dagaligneis og nærstående gneis. Enkelte steiner av granatfri hornblendegranitt, lys kvartsitt og pegmatitt sees, ellers er der meget smulder av leirskifer.

Langs veien Geilo—Skurdalen sees nær Haugstølen små flekker av fyllittmorene på berggrunn av grunnfjell. Etter som en stiger opp på høyden fra Geilo, kan en se at morenedekket tykkelse avtar, men det tiltar igjen på hellingen mot Skurdalsvatnet. Noen lavbevokste grushauger på vatnets nordvestre bredd, ved dets utløp så vel som holmene i Holmevatnet er sannsynligvis åsdannelser.

Fyllittformasjonen er regnet for å utgjøre de verdifulleste beiteområder med store setergrender i høyfjellet, men den gir ikke overalt den samme rike vegetasjon. Foruten de milde skifre kan den også føre blåkvarts og hårde skifre, som praktisk talt ikke viser tegn til forvitring.

Fjellpartiene nord og syd for Dagali-seterdalen er meget ulike. I syd er der kvartsittfjell opp til 12—1300 m's høyde med urolig detaljetopografi, lite jord, men atskillige steinrøyser, som det pleier være på kvartsittunderlag. I nord derimot ligger svakt hvelvet og vel dekket vidde på fyllittundergrunnen. Det er lite å se av blokker unntagen der hvor fyllittens underlag av grunnfjell stikker fram. I peneplanets nivå har grunnfjellet tilbøyelighet til å sprekke opp i store blokker.

Mange steder, og særlig i Jønndalen, fins slagg etter jernvinna og kullgroper.

Det sparsomme bregrusdekkets region.

Mellom den marine grense og fjellviddenes dødisavsetninger ligger en region, hvor Storbrens erosjon har satt større spor enn dens akkumulasjon, og hvor derfor berggrunnen trer hyppig fram.

Topografien i denne region er uredig. Berggrunnens relieff er gjennomskåret av store og små daler, og jorddekket er som følge herav vekslende fra sted til sted mellom bregrus, torvjord og lynghumus. Bare i landskapets groper og på lesiden av bergrygger som ligger tversover isbevegelsens retning har bregruset anseelig tykkelse. Dets utstrekning er som regel liten. Dalsidene er bratte og ofte med oppstikkende bergknauser. Oppe på åsene hvor der er mindre bratt

ligger små myrer spredt utover, eller berggrunnen bærer sitt tynne dekke av lynghumus. Området ligger for det meste under skoggrensen, og det er langt mellom fjell som raker opp over denne. Stort sett er der skrinn jord i denne region. Typisk herfor er den beskrivelse av Holleia, som hitettes etter Samuelsen's dagbok for 1938. «Den alminnelige karakter her oppe i høyden er at flattere partier har myr og ellers lite jord, liene derimot har noe bregrus. Hvor skråningene ligger langsmed brebevegelsen, er de dog mest nakne. En smal stripe av bregrusdekke sees langs skråningen av Soknedalen. Høydeområdet mellom Spira og Grønknuten samt likanten mot Soknedalen har vekslende småflekker med bregrus, lyngtorv og mosemyr. Både over Trollås og Grønbuås er det vanlig med mosemyr, atskilt av nakne små åsrygger. Mer spredt er enkelte skråninger og groper med rikeligere bregrus, hvorpå kan vokse bra skog. Nordøst for Væleren er lyngtorv som et tynt dekke over berggrunnen meget fremtredende.»

Som en første tilnærming til utredning av denne regions utbredelse kan K. O. Bjørlykkes oversiktskart over jordbunnsforholdene i Norge nevnes. Kartet medfølger Bjørlykkes avhandling «Utsyn over Norges jord og jordsmonn», N.G.U. nr. 156 (1940). Bjørlykkes motivering for eksistensen av en region som ligger mellom, og skiller seg ut, fra det tidligere submarine terreng på den ene side, og hva han kaller det uproduktive terreng i høyfjellet, er imidlertid av klimatisk art og ikke av geologisk, idet han lar regionens høydegrense falle sammen med skoggrensen.

Hva vegetasjonen angår, sier Bjørlykke, så er dette område først og fremst et skogterreng. Men det er også delvis oppdyrket og bebygget, særlig i dalene og i det bølgende terreng på den del av Østlandet som ligger over den marine grense.

Et kart som tegnes på dette inndelingsgrunnlag dekker ikke det bilde som fremkommer ved geologisk kartlegging, og Bjørlykke fremhever selv at hans oversiktskart over jordsmonnet ikke må oppfattes som et jordbunnskart, men er ment å tjene som en innledning eller som en foreløpig erstatning for et bedre og fullkomnere oversiktskart over de løse avleiringer i vårt land.

Av det kvartærgeologiske kartblad Hallingdal fremgår, at de steddannede jordarter med sin brune farve et sterkt fremtredende i kartbladets sydøstre del, og bregrusdekket med sin grønne farve i dets nordlige og vestlige del. Mellom disse belter ligger et område

hvor den grønne striping, tegnet for et «sparsomt» bregrusdekke, dominerer. Det «sparsomme» dekke kan ha den betydning, at det er et *tynt* jordlag jevnt utbredt over berggrunnen, men den samme kartmessige fremstilling brukes også hvor spredte, små oppstikkende bergknatter viser seg mellom grusfylte groper, hvor grusdekkets tykkelse kan være nokså stor.

Kartleggingen av det område som fra et jordartmessig synspunkt kan utskilles mellom de marine avsetningers område og fjellviddenes dødisområde, har frembudt store vanskeligheter, og det her fremstillede kartbilde er ikke fullkomment. Kartleggingen er utført av medarbeidere som etter et kortvarig instruksjonskursus er sendt ut i marken for å skjelne mellom områder hvis grenser ingenlunde trer tydelig frem, og dertil kommer at normer for tegnforklaringens forskjellige rubrikker har ikke kunnet fastsettes i dette pionérarbeid. Derfor vil hver enkelt medarbeiders individuelle syn gjøre seg gjeldende, og hvor den ene eksempelvis oppfatter et område som «sparsomt» dekket av bregrus, kan en annen legge mindre vekt på mengden av de opprakende bergknatter, og mene at hele området bør fremstilles som et sammenhengende bregrusdekke. Det er vurderingen av den betydning den ene eller annen jordart, bregrusdekket eller torvjorddekket skal tillegges, som kan falle forskjellig, og en kan ikke gå ut fra at de mange medarbeideres oppfatning er ensartet. Det viser seg at hvor to medarbeideres kartleggingsområder støter sammen, kan der være atskillige uoverensstemmelser i formasjonsgrensens forløp. Men selv om ikke detaljene stemmer helt overens, fremkommer et kartbilde som er verdifullt for fremstillingen av den oversikt dette kartverk søker å gi.

Hva medarbeiderne har lagt merke til er nedtegnet i deres dagbøker. Det er iakttagelser som tar sikte på utarbeidelse av et *oversiktskart* hvor ikke engang kartets målestokk tillater inntegning av alle detaljer. Men det hindrer ikke at meget av hva dagbøkene omtaler kan finne anvendelse i en fremtidig mer inngående kartlegging av særlig viktige strøk.

Når kartbildet av denne region følges fra blad Hallingdal til de tidligere utgitte karter Oppland og Oslo, fremgår det at den fra Mjøsbygdene går i en stor bue mot sydøst over Odalsherredene til Eidskog og inn i Akershus fylke over Setskog. I Solørtrakten grenser den mot det sammenhengende bregrusdekke som ligger i den sydlige del av Hedmark fylke og som skyldes innlandsisens eiendommelige

avsmelting her på grunn av breskilletts beliggenhet i trakten nordenfor. Dette bregrusområde ekvivalerer fjellviddenes, idet brebevegelsen her som i høyfjellet har hatt liten til ingen aktivitet under avsmeltingens siste fase.

Den avskrapede berggrunn, som er karakteristisk for denne region kan for en del tilskrives et tungt forvitrende bergunderlag. Dette synes å være tilfelle i det på bregrus fattige kvartsittområde mellom Numedal og Eggedal. Pl. III, fig 2 illustrerer skogveksten på dette karrige underlag. Denne forklaring er dog ikke tilfredsstillende for alle områder. Telemarkskvartsitten utgjør berggrunnen også vest for Numedal og øst for Eggedal, og på områder her er jorddekket meget rikere. Mellom Numedal og Tessungdalen har endog store strekninger et sammenhengende bregrusdekke, så det kan ikke utelukkende være kvartsittunderlaget som betinger det sparsomme dekke øst for Norefjorden. Det skyldes også at dette område ligger lenger vekk fra breskillet enn fjellene vest for Numedal, og det har vist seg at overalt hvor den kvartærgeologiske kartlegging på Østlandet er utført, tiltar bregrusets dekningsgrad mot breskillet. Utover mot isranden har innlandsisens gruslast vært mindre. Fjellene og åsene mellom Eggedal—Sigdal og Krøderen består også for en stor del av grunnfjelllets kvartsitt, men utbredelsen av bregrus er langt større her enn vestenfor. Landskapets høyde spiller også en rolle i denne henseende. Vest for Numedal ligger nemlig mellom hoveddalføret og Tessungdalen områder av betydelig utstrekning over 1000 m's høyde, og det samme er tilfellet mellom Eggedal og Krøderen omkring Norefjell, mens området mellom Norefjorden og Eggedal ligger en god del lavere.

Over Norefjell, som når opp til 1460 m's høyde, er berggrunnen godt dekket av bregrus. Fjellsidene er gjennomfuret av dype bekkedaler, gjuv. Om disse skriver Samuelsen i sin dagbok av 1941, at de neppe er uterodert av bekker i postglasial tid. Han antar at gjuvene er eldre, og at de under siste istid var fylt av is, som på grunn av deres trange og krokete løp ikke har vært gjenstand for breerosjon. Derfor er deres gamle V-form blitt bevart. Etter at fjellet omkring ble kvitt breisen, fylte dødis gjuvene, og der sees spor etter terrassedannelser hvor vann ble demt opp langs isrester i dem.

Fjellviddenes og breskilletets dødisspors region.

I en sone mellom det frostsprengte høyfjell og det sparsomme bregrusdekkets region ligger høyfjellsvidder med et mer eller mindre tykt dekke av bregrus. I denne sone hadde innlandsisen en omfattende stagnasjon, hvorved dens last av grus, med unntagelse av hva smeltevannet kunne flytte, ble deponert på stedet. Grusdekket er sammenhengende over store områder. På fyllittgrunn er en todeling alminneligvis iakttagbar, med en leirholdig bunnmorene nederst, og derover en sandholdig ablasjonsmorene.

På fjellvidden nord for Hallingdal så vel som mellom Hallingdal og Valdres går høydegrensen mellom det sparsomme bregrusdekkets region og fjellviddenes dødisavsetninger ned til 700 m's høyde, mens den vest for Lågen ligger høyere, omtrent ved 1000 m. Dette tyder på at isbevegelsen fra Hardangervidda stagnerte betydelig tidligere enn den som kom fra de høyere liggende Hemsedalsfjell.

Reusch har heftet seg ved det topografiske trekk grusdekket gir fjellviddene, og omtaler (1896) at morenegrus er utbredt vidt og bredt over fjellflaten i vest for Hamnaskjell, så der intet fast fjell er å se. Steinene er av leirglimmerskifer og skifrig kvartsitt, mens de i liene fortrinnsvis er av grunnfjellsbergart.

Fr. Isachsen gir i sin dagbok for 1936, som omhandler kartleggingens resultat innen kartbladet Dagalis område, uttrykk for samme tanke som Reusch tidligere har fremsatt, idet han sier: «Over de sentrale viddene nær isskillet må Storbreen hovedsagelig ha ligget som et beskyttende dekke. Det tykke og alminnelig utbredte dekke av bregrus i de morenerike partier i Skurdalen—Dagali—Uvdal er østlige utløpere av Hardangerviddas mektige masser av løsmateriale. Bregrusets dekningsgrad på fjellviddene skiller seg ut som langt større enn den som kjennes fra Østlandets lavere liggende fjellområder.» — «Den siste avsmeltingen i det kartlagte strøk har foregått på lignende måte som i breskillestrøkene, nemlig ved en sammen-synkning på stedet av «døde» eller litet aktive ismasser, hvorved topper og bratte hellinger ble isfri før dalene og fjellviddens forsenkninger.» — Isachsen henviser til rygger, blokkfelter og lokale bresjøer rundt et platåisdekke mellom Dagali og dalbrynet mot Uvdal (1953). Smeltevannet fra dette lokale isdekke har gravd ut de dype erosjonsrenner langt Gjuvbekken nord for Flåtaset. Disse breelvløp samles i Flåtagjuvet. De dype daler breelvene har skåret

ned tyder på at langt større vannmasser enn nåtidens har funnet avløp denne vei. Vannet renner nu ikke lenger til Uvdal fra dette område, men nordover til Dagali. Under avsmeltingstiden må der ha ligget is over Dagalifjellet. For at vannet skulle få fall mot Flåtå-gjuvet må isdekket på fjellvidden ha vært minst 100 m tykt.

Breelven fra Gjuvet har avsatt 2 gruskjegler i lisen mot Uvdal, den ene 115, den annen 92 m over dalbunnen. Det er sannsynlig at disse er akkumulert mot kanten av en dalbre. Det har i så tilfelle samtidig eksistert en platåbre på vidda og en brerest i dalen.

I stor utstrekning førte smeltevannet fra fjellviddenes platåiser grus og sand ned på dalenes dødbrester. Dette vaskete materiale har så etter diverse forflytninger blitt liggende igjen i dalbunnene.

Ablasjonsmorenen skiller seg ut fra den tettpakkede bunnmorene ved mindre innhold av finbestanddel, og viser alle overganger til de fluvioglasiale dannelser. I grustak i ablasjonsmorenen sees ofte en lagveksel om enn dårlig, så det kan råde tvil om en skal tegne jordarten på kartet som ablasjonsmorene eller som breelvavsetning, sier Isachsen.

Nær reinsetrene under Reineskarvet i Ål (Isachsen 1933), ligger en kilometerlang grusrygg av usortert materiale langsetter fjellskråningen. På innsiden av ryggen går en liten bekk. Sett på lang avstand ser det ut som om ryggen danner en horisontal linje i skråningen, men på stedet viser det seg at den senker seg svakt mot øst, samme vei som bekken renner. Ryggen må være avsatt som sidemorene til en platåbre som er blitt liggende og dekke vidda syd for Reine i en tid da selve Skarvet allerede var blitt fri for iskapen. Platåbreen har formodentlig hatt en tykkelse av minst 200 m da sidemorenen ved Reine ble bygd opp.

Tore Sund (1943) slutter seg til denne oppfatning av Isachsen, og beretter videre at ved Skarvanstølen ligger i høyder mellom 1230 og 1260 m tre svakt hellende terrasser som ansees avsatt i rennende vann langs kanten av en ismasse beliggende i det åpne, viddeaktige basseng NE for Skarvanstølen. I samme område forekommer i lavere nivå så vel issjøsedimenter som små åser og dødisgroper. Ingen steder, heller ikke i Bulidalen, en sidedal til Grøndalen fra vest, har Sund funnet spor etter en aktiv brebevegelse, men vel løsavleiringer som tyder på at landisen har stagnert og sunket sammen.

Om bregruset i Ål skriver Rosendahl (1952) at det ikke er langt

flyttet. Det er sammensatt av stein og grus fra nærmeste fjell. Fylltitten smuldrer lett og gir god jord.

Reusch omtaler (1900) grusåser på høyfjellsvidden mellom Flya og Strondefjorden. Ved Nøsen ligger de som parallelle rygger omkring 70 m over Flyvatnet, og når 20 m's høyde. Deres lengderetning er nordvest—sydøst. Noen av dem er smale som en egg oventil. Deres materiale er for den vesentligste del fin grus med småstein, som for det meste er kantrundet og består av leirglimmerskifer og skifrig blåkvarts. Dessuten forekommer tilrundede steiner av granittiske, gneisaktige og diorittiske bergarter. Snitt manglet da Reusch var på stedet, men han beskriver materialet som vasket, og som at det rimeligvis er lagdelt. — Foruten ved Nøsen så Reusch åser ved Kinholt og Tyrisholt. Andre åser sees ved Liaset og i Tisleidalen.

De flate fjellvidder har oftest et jorddekke uten hauger og rygger, men foruten åser forekommer iblant grushauger med usortert materiale, dels ablasjonsmorener og dels drumliner. Ablasjonsmorenens hauger og rygger finner vi fortrinnsvis i dalene. I Tisleidalen og mange andre steder når de så høyt som til tregrensen. Det tør være at den ly haugene gir er til gunst for treveksten opp mot høyfjellet, og at det ikke er en tilfeldighet at skogen går så høyt som dit haugene når opp.

Under byggingen av jorddammene foran Tisleifjorden og Bløytjern i Tisleivassdraget ble der bruk for en masse grus, og dype snitt gjennom bregrusdekket ble tilgjengelig. Jordmaterialet til Tisleidammen ble tatt fra grustak i morenehauger beliggende nedenfor oset, noen på venstre bredd, men de fleste og største på høyre bredd. Det viste seg under driften at morenehaugenes materiale var meget uensartet. På elvens venstre bredd ble funnet lag av grus og sand i uregelmessig skiktning. Nederst lå på sine steder bare fin sand. Dette vaskede og sorterte materiale dekket av et lag usortert, steinholdig bregrus av ca. 1 m's tykkelse, således som Pl. IV, fig. 1 viser. Grustakene på høyre bredd hadde intet skiktet materiale, men der var et skille mellom et leirholdig bregrus nederst og et sandholdig øverst. Det leirholdige bregrus er bunnmorene. Den er så hårdt pakket og så fast, at gravemaskinene ikke alle steds kunne ta den uten at den først ble løsnet med kompressorbor eller sprengt, og brakt til damstedet inneholdt den en hel del nesten steinhårde klumper, som var til hinder under pakkingen av tettekjernen. Når den skulle anvendes hertil, måtte den blandes med finsand.

Så vel bunnmorenen som den overliggende ablasjonsmorene inneholder store blokker, således som fotografiet fremstilt på Pl. IV, fig. 2 viser. Ablasjonsmorenen var i grustakene 4 à 6 m tykk, og unntagelsesvis kunne den nå opp i 8 m's tykkelse. Bunnmorenen var 2 à 3 m tykk.

For å nå inn til fast fjell i tapningstunnelen fra Storevatn til Tisleifjorden måtte der utføres en skjæring gjennom bregrus som var 12 m tykt. Materialet i denne skjæring viste seg mer ensartet enn i morenehaugene ved Tisleioset. Nederst er det leirholdige grus blålig av farve, så tett og hårdt at det måtte løsnes med kompressorbor før gravemaskinen kunne ta det. I dette lag sees bare små steiner. Oppad i snittet er steinene større, og deres antall tiltar samtidig som morenens farve blir mer rødlig av tilblandet sand. Skillet mellom den leirholdige og den sandholdige morene er her mindre skarp enn i grustakene ved Oset. Så vel på denne forekomst som på flere andre lignende langs Nøra syd for Storevatn ligger bunnmorenen i ryggen og må betegnes som drumliner. Langs et nytt veianlegg til Helinoset (nord for kartrammen) er en annen drumlin gjennomskåret. Grusryggen ligger her i le av en opprakende bergknatt. — Reusch omtaler (1900) en drumlin beliggende ved Grønsenvatn, og ledsager sin beskrivelse med tegning av haugen. I det hele tatt synes drumliner å være meget alminnelige i denne trakt. De er oventil dekket av ablasjonsmorene med mange og store blokker. I mindre dype skjæringer sees bare det øverste skikt, og bunnmorenen kommer ikke til syne.

Dammen foran Bløytjern lengst nede i Tisleidalen demmer opp et utjevningsbasseng for tunnelen til Åbjøra kraftanlegg i Aurdal. Da denne dammen også er bygd delvis som jorddam, ble der tatt meget grus i nærheten av damstedet, og gode snitt ble tilgjengelige. Ved Bløytjern forekommer ikke morenehauger som dem ved Tisleioset. Gruset ligger i berggrunnens forsenkninger, hvor der nederst treffes leirholdig bunnmorenegrus, og oventil et dekke av sandholdig ablasjonsmorene. På elvens venstre bredd ligger nær damstedet et stort grustak, hvorfra det meste materiale til jorddammen er tatt. Gruset er usortert, noe leirholdig med enkelte striper av finsand, og et tydelig skille mellom dette bunnmorenegrus og overliggende sandholdig langveis fraktet grus manglet i snittet. Men prøvegroper i grustakets nærhet viser at sandholdig bregrus tilhørende ablasjonsmorenen dekker bunnmorenen med et lag av et par

meters tykkelse. — På elvens høyre bredd er en meget dyp skjæring gjennom leirholdig bregrus foran tunnelinntaket. Denne bunnmorene var også så hård og tett pakket at den måtte løsnes på annet vis før gravemaskinene kunne ta den ut.

Under dambyggingene i Tisleivassdraget først i 50-årene ble der ofret meget arbeid på å lete etter støpesand. Der fins atskillige åser mellom Stuguelvi og broen ved Rundhaug. Men til tross for megen leting ble der ikke funnet annet enn tynne lag av brukbar støpesand i eller nær åsene. Den største forekomst lå i en elveslette nedenfor hengebroen ved Hovda. Sanden er mørk på grunn av et stort innhold av fyllitt, men ren.

Innen høyfjellets fyllittområde er den leirholdige bunnmorene vidt utbredt, men den skjules av den overliggende sandholdige ablasjonsmorene. Over store strekninger ligger den utvaskede ablasjonsmorene ved sine langveis transporterte steiner i overflaten. Pl. V, fig. 1 illustrerer hvordan en sådan fjellvidde ser ut. Den leirholdige bunnmorene kommer bare flekkvis til syne langs bekkene, og bare få steder er ablasjonsmorenen så lite fremtredende i fjellviddens kartlagte område, at den leirholdige bunnmorene gjør seg gjeldende i kartbildet. Til tross for at berggrunnens fyllittavdeling har stor utbredelse mellom Tisleifjorden og Strondafjorden i Aurdal, er det sandholdige bregrus den dominerende jordart over området. De foran omtalte snitt og gravninger fra damanleggene i Tisleivassdraget forklarer dette.

Noen områder på høyfjellsvidden er under tvil avlagt på kartet som et sparsomt dekke av sandholdig bregrus. Det gjelder eksempelvis fjellene mellom Aurdal og Etnedalen og øst for Etnedalen, hvor berggrunnen i stor utstrekning består av leirskifer med et tynt morenedekke. Det er mulig at disse områder med like stor rett kunne vært betegnet som sparsomt dekket av leirholdig bregrus. Grusets steiner er i alminnelighet skarpkantet og består av skifrige bergarter, og store blokker mangler. Gravninger som ikke går dypere enn noen få desimeter blottlegger imidlertid ikke den leirholdige bunnmorene. Snittene langs seterveiene går ofte ikke dypere enn ablasjonsmorenen rekker, og inntrykket under kartleggingen blir at den sandholdige ablasjonsmorene dominerer. Naturlige dype snitt er sjeldne, men de kan, som eksempelvis elvebruddet i Etnedalen øst for Solbjørg, vise en tykk avsetning av leirholdig bregrus dekket

av sandholdig, den samme oppbygning som de kunstige snitt langs Nøra har, og grusforekomsten hvorpå gården Solbjørg ligger, er sannsynligvis også en drumlin.

Om de partier nord og syd for Hallingdal hvor jordarten på kartet er avlagt som leirholdig bregrus, uttaler Fr. Isachsen i sin dagbok for 1936 at deres konturgrenser er vanskelig å trekke på kartet, idet morenens overgang fra fyllittholdig til grunnfjellholdig som oftest er gradvis. Fyllittmorene er på sine steder slept med av breen utenfor det område hvor fyllitten danner berggrunnen, og jo lettere fyllitten forvitrer desto lenger kan transporten spores. Ikke noe annet sted har Isachsen sett så lett forvitrende fyllitt som syd for Hallingskarvet og heller ikke så meget fyllittmulder som der.

I denne region opptrer meget alminnelig områder med steddannet torvjord over bregrus. Torvjorden ligger i myrer eller inn til sådanne som er avtegnet på det topografiske kart.

Nord for Tisleifjorden er en fjellvidde som på gradteigkartet Gol bærer navnet Flæinn. Over området er spredt et stort antall myrer. Noen av disse er grunne gressmyrer med bare 1 à 2 dm's torvdybde, andre er mosemyrer, hvori torvlaget er tykkere. Dessuten består mange av de flekker som på kartet er avlagt som myr av gråvidjekratt over et ganske tynt torvlag. Gråvidjekrattet kan være den første begynnelse til myrdannelse, Pl. V, fig. 2 er et bilde av et særlig frodig kratt av gråvidjer nord for Tisleifjorden.

Myrene i fjellviddenes region er nesten alltid oppstått ved forsumpning på fastmark. Torvprofilene viser nederst et lag etter gråvidjekrattets vegetasjon, hvori også ofte inngår rester etter bjørk. Derover ligger et lag gressmyrtorv med rikelig av rottrevler etter bjønnskjegg, *scirpus caespitosus*, og etter stararter, fortrinnsvis *carex rostrata* og alpine *carex*arter, dvergbjørk, *betula nana*, og mer spredt rottrevler av myrull, *eriphorum vaginatum*. Øverst ligger, når myrdannelsen er fullstendig, hvitmosetorv med forskjellige sphagnumarter og rester etter myrull, dvergbjørk og lyng, fortrinnsvis krekling, *empetrum nigrum*. Myren vokser på det vis, at gressmyren brer seg over vidjekrattet, og så i sin tur mosemyren over gressmyren. I overensstemmelse hermed sees ofte belter rundt mosemyrene. Innerst mot mosemyren ligger en sone med gressmyrens vegetasjon, som i sitt sluttstadium har små tuer med den lyngrike hvitmosemyrs planteselskap, og ytterst en sone med vidjekratt.

Høyfjellsmyrene er som regel høyst et par meter dype. Her og

der treffes furustubber i torven, selv om myren ligger atskillig høyere enn furugrensen nå til dags.

Også syd for Tisleia ligger på vannskillet mellom Gol og Aurdal store forsumpningsområder utenom hvad der på kartet er betegnet som myr, liksom langs veien over fjellvidden mellom Gol og Bagn, hvor det topografiske kart viser utstrakte myrområder, særlig mellom Hellebekksetrene og Bjødalselvi. Det meste av det som her er betegnet som myr er et forsumpningsstadium i sin begynnelse med gråvidjebevoksning over et overmåte stort areal. Vidjekrattet vokser ikke på torvjord, men på humusblandet slam.

Jo høyere en stiger i det stagnerende isdekkede region, desto grunmere viser torvmyrene seg å være. I en høyde på 1050 til 1200 m forekommer flyer med et ganske tynt torvlag, hvorfra bregrusets blokker stikker fram. En sådan fly er Kjølén, mellom Storevatn og Flyvatn. Bregrusets tykkelse er også liten. Det er bevokst med ener i et tett bunndekke av finnskjegg, *nardus stricta*. I hvelvingen mellom Storhorn, Såta og Grytingen i Hemsedal ligger en annen slett og fin fly på 1250 til 1300 m. Sådanne gressflyer over et tynt bregrusdekke, illustrert på Pl. VI, fig. 1, danner overgang til den højestliggende jordbunnsregion, det frostsprengte høyfjells region.

I seterområdet mellom Hemsedal og Aurdal er der usedvanlig tett med spor etter jernblester i form av slagghauger og kullgraver. Store slagghauger er like alminnelige på Hallingdalsiden av Flya og Tisleifjorden som på Valdressiden. Myrmalmen er ikke knyttet til de store myrer, men ligger oftest under tuer på fastmark, og kommer for dagen i kreaturstiene. Myrmalmbitene kan være store som nøtter, runde eller flate, sjelden er de så store som slagghaugene. De store biter er relativt tyngre enn de små. Av illustrasjonen på Pl. VI, fig. 2 fremgår myrmalmklumpenes beliggenhet på fastmark mellom steiner.

Den her omtalte region er ikke knyttet bare til sporene etter fjellviddenes dødisavsetninger, mot øst strekker den seg jordbunnsmessig sett langt ned i skogområdet. Av det kvartærgeologiske kartblad Oppland med beskrivelse fremgår at det sparsomme bregrusdekkede region har sin nordgrense på Toten i Mustadkampen vest for Gjøvik (N.G.U. nr. 187, s. 25) og i Solør ved Kirkmofjell vest for Hukusjøen (N.G.U. nr. 187, s. 40). Det nordenfor liggende sammenhengende og tykke dekke av bregrus i Hedmark fylke tyder

på en alminnelig stagnasjon av isdekkets bevegelse i denne landsdel. Dette finner sin forklaring ved landets ringe fall fra breskillet innen området.

Det frostsprengte høyfjells region.

Som det frostsprengte høyfjells region kan omtales det belte på det kvartærgeologiske oversiktskart som omfatter høyfjellens løse avleiringer over det stagnerende isdekkets region.

Reus er den første geolog som har beskrevet og henledet oppmerksomheten også på denne regions egenart. «Fjeldenes øverste fladere dele frembyder et eiendommeligt udseende,» skriver han (1900, s. 2 o. f.). «Gruset heroppe er nærmest at betegne som ur, idet det består af kantede og kantstødte stene uden finere materiale, altsammen nøgent og trøstesløst. Det faste fjeld, som sees i disse høider, er opløst i blokke, og der er ingen klipper med tydelige isskuringsformer, enn mindre med skuringsfurer. Dioriten på toppen af det før nevnte 4de horn*) stak op i små takkede klipper, og der bemerkedes ingen tegn på, at nogen bræbevægelse havde virket. Også på ryggen af de andre fjelde, Syndinfjeld, Bukonefjeld og Grøn-senknipen, ser det ved første betragtning ud som om forholdet skulde være det samme, idet stenene aldeles fremherskende er af stedets bergart. Ved nøiere undersøgelse finder man dog, at der er en og anden fremmed gjæst indiblandt. Navnlig legger man merke til stykker af lerglimmerskifer og kvartsit . . . Der må følgelig i et tidsrum af istiden have foregået en bevægelse af ismasserne over disse høie fjeldrygge, om den end kan have været meget langsomt og ikke på nogen bemerkelig måde har virket transporterende på de ved forvitringen af stedets bergart dannede stenmasser.»

Når en kommer opp i så vidt stor høyde som 1300 m, gjør frostsprengningen seg sterkt gjeldende. I Skogshorngruppen slutter bregruset i denne høyde, og videre oppover mot toppene blir der mer ur jo høyere en kommer. Nedenfor bratte berghammere kan dog nedraset ur forekomme til langt lavere nivå. Pl. VII, fig. 1 viser nedraset ur ovenfor Ulsåkstølen, Skogshorn.

Planteveksten blir mer og mer sparsom med høyden. Vidjebellets høydegrense ligger omkring 1300 m, og de første bare gruspletter begynner 50 m høyere. Steinflyenes urmasser, som i Øst-Jotun-

*) Skogshorngruppen, 7 km N.V. for Skogshorn.

heimen går ned til omkring 1500 m's høyde, ligger i generalkart Hallingdals område nesten 100 m lavere. Steinflyene består av temmelig jevnstore steiner uten grus i overflaten. Vannløpene viser imidlertid at grunnen er tett allerede på lite dyp, så det kan være at finmaterialet i overflaten er vasket vekk. Pl. VII, fig. 2 viser ur in situ i 1500 m's høyde i Jotunheimen.

I denne region hører flere eiendommelige frostfenomener hjemme. Ovenfor bregrusdekkets høydegrense treffes innen fyllittformasjonen hvor berggrunnen består av leirskifer, ofte et grusdekke bestående av flate fliser av denne bergart. På hellende underlag sees steinflisene oppreist på skrå innover mot bakken. De kan være ordnet i striper nedover skråningen med flatsidene langs stripene. Også i andre bergarter som springer opp i flate heller er det alminnelig å finne striper med flate steiner orientert i stripenes retning.

På høytliggende, steinete fjellvidder sees *steinringer* og *rutemark*. Steinringer er flekker av slamholdig grus, omgitt av ordnede, kantstilte steiner. Når det våte slam fryser, utvider det seg, og de omkringliggende steiner ordnes av trykket. Flekken i midten er gjerne litt hvelvet, men steinkanten er enda høyere enn midten. Reusch har lagt merke til denne jordbunnsstruktur også, og så vidt vites er han den første som har beskrevet og levert en tegning av hva han så av steinringer på Syndinfjell.

Reusch skriver (1900, s. 74 o. f.): «På et omtrent vandret strøg af urmasserne, hvor der stod vand mellem stenene 20—30 cm under overfladen, forekom der en del rundagtige pletter af småstenet, lerholdigt grus. Ovenstående tegning viser nogle af dem . . . Udad mod omkredsen er pletterne bevokset med små pudevormige partier af mose, renlav, islandsk lav og andre lavarter, og derimellem trives nogle fjeldvidjer og andre høiere planter. I midten er gruspletterne mere eller mindre nøgne, blandt planterne her er især enkelte spredte dotter af gress at nevne . . . Det lerholdige grus ligger ikke oppe på overfladen af uren, men udfylder tallerken- eller skålformige fordybninger i den, hvad jeg overbeviste mig om ved at grave i gruset med hammeren. Et påfaldende forhold er det, at fladere stene indved gruspletterne er reiste op på kant og står tangentialt til pletternes periferi. På det afbildede sted var dette ikke påfaldende, og der er ikke taget hensyn dertil på tegningen. Men på et andet sted, hvor der var mange flade stene, var forholdet tydeligt. Ved første øiekast

ser ud som om pletterne havde vokset utover og med magt trængt urens stene til side. Måske dog at sagen kan forholde sig omvendt, idet urens stene bringes i bevægelse ved sne, som fryser og tør imellem dem, og at flade stene herunder reises op og skyves med fladsiden mod de lerholdige gruspartier, der i frossen tilstand danner sammenhengende klumper.»

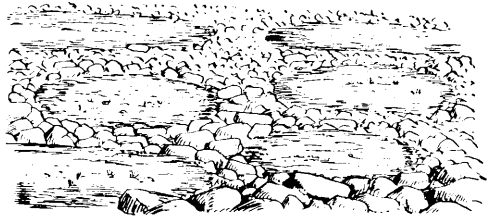


Fig. 3. Reusch's tegning av steinringer i «Høifjeldet mellem Vangsmjøsen og Tisleia» (1900).

På heldende underlag blir rutene langstrakt på grunn av den siging i oppbløtt jord som betegnes solifluksjon. Den alminneligste form for sigjorden i høyfjellens fyllittformasjon er tungler og strømmer av leirholdig grus. Nedenfor tungene sees steile, fremadskridende kanter. Sett på avstand gir de fjellsiden et stripet utseende, omtrent som etter gamle brestande.

Nedenfor snøfonner som ligger lenge utover sommeren er jorden særlig oppbløtt, dels fra snø som smelter og dels fra det smeltende teledag i sneleiets ytterkant. Jorden glir ofte på teledaget hvorved dannes små sammenskjøyne jordvoller, eller det kan hende at steiner glir i den oppbløtte jord og skyver jorden i en brem foran seg.

Når en nærmer seg høydegrensen for det stagnerende isdekket region, kan en ovenfor dvergbjørk- og vidjekrattene treffe områder med tuet mark. Denne ligger gjerne på hellende underlag, ofte i bekkedalenes skråninger. Under et lynghumusdekke består tuene av fin, rustfarget sand med atskillig humus. Tuedannelsen er et frostfenomen, som finner sin forklaring ved en ujevn teledannelse. Før lyng og lav tar tuen i besittelse, vokser her et gress, ofte *nardus stricta*. Dette har ved roten en tett sammenrullet bladkrans, som virker beskyttende mot telens nedtrengen. Fra den frosne grop mellom gressstuen presser telen jord innunder tuen, som derved vokser i høyden, så lenge den er gresskledd. Med høydeveksten tørker dens overflate, lyng og lav tar gressets plass, og tuens høydevekst opphører.

I grensesonen mellom det stagnerende isdekket region og det frostsprenge høyfjells består jorddekket over berggrunnen hyppig av et tynt lag lynghumus. I høyfjellet innen kartbladet Hallingdals område

har dog dette dekke liten utbredelse sammenlignet med hva det har i den nordlige del av Hedmark og i Trøndelagfylkenes høyfjell.

De høydetall som foran er anført for de forskjellige regioners grenser er omtrentlige, og kan variere meget fra sted til sted. Region-grensene ligger høyere i det sentrale Norge enn hva de gjør på Vestlandet og i Nord-Norge.

Anvendt litteratur.

- Bjørlykke, K. O.: Utsyn over Norges jord og jordsmonn. Med oversiktskarter av jordbunnsforholdene i Norge i to blader: Sør-Norge og Nord-Norge. Målestokk 1 : 2 000 000.
Norges geol. Unders. nr. 156, 1940.
- Bugge, Carl: Meddelelser om geologiske undersøkelser i Hallingdal og Valdres.
Norges geol. Unders. nr. 133, 1929.
- Hemsedal og Gol. Beskrivelse til de geologiske gradteigkarter.
Norges geol. Unders. nr. 153, 1939.
- Eikeness, Arne: Terrasser i den øvre del av Soknedalen.
Hovedoppgave til embetseksamen i fysisk geografi høstsemesteret 1948.
- Glesne, Kristen: En kvartærgeologisk undersøkelse i Flå i Hallingdal.
Hovedoppgave til embetseksamen i fysisk geografi vårsemesteret 1953.
- Glømme, Hans: Jordbunnen i Buskerud fylke.
Jordbunnsbeskrivelse nr. 19. Utgitt av Statens Jordundersøkelse, Landbruks-høiskolen i Ås. 1922.
- Hansen, Olaf M.: Isranddannelser i Soknedalen.
Hovedoppgave til embetseksamen i fysisk geografi høstsemesteret 1950.
- Holmsen, Gunnar: Snegrensen i Norge.
Festskrift til professor Amund Helland. *Kr.ania*, 1916.
- Oppland. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart.
Norges geol. Unders. nr. 187, 1954.
- Holtedah, Olaf, og Schetelig, Jakob: Kartbladet Gran.
Norges geol. Unders. nr. 97, 1923.
- Holtedah, Olaf: Studier over Isrand-Terrassene.
Vid.selsk. Skrifter I Mat.-Naturv. Kl., 1924.
- Isachsen, Fridtjov: Isavsmeltingen og de kvartærgeologiske forutsetninger for bebyggelsen i Numedals og Hallingdals øverste bygder.
Norsk geogr. Tidsskr. B IV, 1933.
- Permiske gangspalter i grunnfjellet vest for Randsfjorden.
Svensk geogr. Årsbok, 1942.
- Liestøl, Olav: Noen isavsmeltningsfenomener fra nedre Telemark.
Norsk geogr. Tidsskr. B XII, 1950.

- Orvin, Anders K.: Om dannelse av strukturmark.
Norsk geogr. Tidsskr. B IX, 1942.
- Rekstad, J.: Fra høifjeldstrøget mellem Haukeli og Hemsedalsfjeldene.
Norges geol. Unders. nr. 36, 1903.
- Reusch, Hans: Har der existeret store, isdæmmede indsjøer på østsiden av Langfjeldene?
Norges geol. Unders. nr. 14, 1894.
- Geologiske iagttagelser fra Telemarken, Indre Hardanger, Numedal og Hallingdal.
Chr.ania Vid.Selsk.s Forhandlinger 1896.
- Høifjeldet mellem Vangsmjøsen og Tisleia.
Gorges geol. Unders. nr. 32, 1900.
- Nogle notiser fra Sigdal og Eggedal.
Norges geol. Unders. nr. 37, 1904.
- Nogen anmerkninger om indsjøers dannelse i Skiensvassdraget.
Det norske geogr. Selsk.s Årbog XX, 1908—1909.
- Rosendahl, Halvor: Aal bygdesoge, Geologiske tilhøve.
Oslo, 1952.
- Samuelson, Andreas: Breranddannelser på Modum og i Snarumsdalen.
Norsk geogr. Tidsskr. B IV, 1933.
- Schiøtz, O. E.: Das Schmelzen des Binneneises.
Chr.ania Vid.Selsk.s Forhandlinger 1891.
- Om isskilletts bevægelse under afsmeltningen af en indlandsis.
Nyt. Mag. for Naturvidenskaberne, B 34, 1893.
- Om isskillet i trakten omkring Fæmund.
Norges geol. Unders. nr. 68, 1913.
- Strand, Trygve: Aurdal. Beskrivelse til det geologiske gradteigkart.
Norges geol. Unders. nr. 185, 1954.
- Sund, Tore: Isavsmeltningens forløp i Hallingdals- og Hemsedalsfjellene.
Norsk geog. Tidsskr. B IX, 1943.

Der henvises til følgende geologiske kart:

Målestokk 1 : 100 000.

- Hønefoss.* Brøgger og Schetelig.
Gran. Holtedahl og Schetelig. N.G.U. nr. 97.
Hemsedal og Gol. Carl Bugge. N.G.U. nr. 153.
Aurdal. Strand. N.G.U. nr. 185.

Målestokk 1 : 250 000.

- Kristianiafeltet.* Brøgger og Schetelig, 1923

Målestokk 1 : 500 000.

- Jordbundsforholdene i Buskerud fylke.* Oversigtskart. Hans Glømme.

Målestokk 1 : 1 000 000.

- Berggrunnskart over Norge.* Holtedahl og Dons. N.G.U. nr. 164.

Summary.

Hallingdal,

Geological map of glacial and postglacial deposits.

The present map of the quaternary deposits of Hallingdal was prepared on the general principles referred to in the summary of *Oslo*, N.G.U. no. 16, the first map description published in this series and followed by *Oppland*, N.G.U. no. 187.

The surveying has been done by students, science graduates, high school and univ. lecturers, and by the author during the 1936—41 period, but until the appearance of the topographical 1 : 250 000 scale map the results could not be published. The districts surveyed by the assistants are outlined in fig. 1.

In addition to the signs and colours used in the previously published maps, two new signs have been introduced to present glacial stream gullies and lateral drainage channels.

The influence of underlying rocks on the composition of quaternary deposits.

As appears from fig. 2, bedrock in the territory covered by this map is principally Pre-Eocambrian. Consisting at it does of slowly disintegrating rocks poor in lime, it provides but scarce support for vegetation on its ground moraine or on the sandy flots deposited by glacial streams in the valleys. The ground moraine has a high boulder content; the fine fraction is predominantly sandy, and few localities show a clayey ground moraine.

Topography, rather than bedrock, seems to influence the extend of glacial deposits. Thus, valley slopes are more deeply covered than mountains. The Begna—Krøderen hills are sparsely covered by peat and heather-humus, as is also the quartzite territory east of Norefjord (marked on the map as «scarcely covered with heather-humus and peat»). West of Norefjord, however, far transported superglacial moraine covers, more or less, the same substratum. This remarkable variation in the distribution of glacial deposits over nearly identical Pre-Eocambrian rock exemplified in the Norwegian text is due, apparently, to the varying amount of morainic material carried by the glacier upon its decay.

The ground moraine of the altered Cambro-Silurian rocks (the «phyllite formation») N. of the map area is in many places rich in clay and lime, and thus provides a more favourable substratum for vegetation than does the sandy moraine of the Pre-Eocambrian territory. The phyllite moraine, though smoothing the mountains, attains its greatest thickness in the valleys.

Some of the Hemsedal mountain peaks, in the NW corner of the map, attain a height of 1700 m. and more. Thrust-masses constitute the rocks, and ground moraine occurs to a level of 1300—1400 m. Higher up, nothing but scattered blocks cover the underlying rock.

Inland ice movement and wastage.

As will appear from the map, glacial striae indicate an Inland ice movement in the NW—SE direction of the great valleys. The course of recognizable erratics coincides with this direction.

As a consequence of the milder climate heralding the termination of the latest Ice Age, the firn line rose so that winter's snow decayed during the summer. No ice was accumulated, and the glacier movement subsided; surface wastage set in. The shallower the glacier, the more quickly it melted. Thus, the last vestiges of the Inland ice lingered in the valleys and basins.

Meltwater streams from the slopes deposited their gravel contents at the surface of the stagnated glacier as well as along the edges and in caves and tunnels. Sedimentation even took place in ice-dammed ponds along the margins of dead glaciers and between isolated ice ridges in the valleys. The gravel material remained after the decay of the ice.

The theory of the Inland ice stagnation, first introduced by Dr. H. Reusch, late director of the Norwegian Geological Survey, explains the origin of the deposits in Norwegian valleys. At the beginning of the century Reusch presented and proved his point in several publications, particularly in a paper printed in 1900 and entitled «Høifjeldet mellem Vangsmjøsen og Tisleia» (Reusch 1900).

The last active movement of the glacier produced terminal moraines. This stage is marked by the marginal terraces S. of the lakes Randsfjord, Sperillen and Krøderen. At this phase, wastage alone consumed the remaining ice.

Though little is known on the subject of altitudinal variations of

the climatic snow limit during the melting period, we may assume that the firn line, then as now, was higher E. of the watershed than W. of it. Also, we may gather that glaciers on the coast survived those inland. Thus, dead ice phenomena such as eskers are not at all extensive in the valleys of Western and Northern Norway. — As, however, the average altitude of the Hemsedal mountains amounts to 1500 meters, thus far exceeding that of the Hardangervidda mountain plain (1200—1300 m), it seems natural to suppose that ice was supplied to Hallingdal and Valdres after the final stagnation of the Hardangervidda glacier, the firn basin of Numedal valley.

The map suggests 5 different soil regions, each presented by its particular deposits according to a phase of the retreating glacier.

The territory of active glaciers comprises:

1. A region of submarine end-moraines and intermediate marine deposits, i. e. a region below the late glacial marine limit, overlain by
2. A region sparsely covered by moraine drift, and, in
the territory of the stagnating ice sheet:
3. A region of glaci-fluvial and ablation morainic deposits in the valleys,
4. A region of dead-ice traces on the mountain plains and along the ice-shed area, and
5. A mountain region of frost-split rocks.

The region of submarine end-moraines and intermediate marine deposits.

During its retreat from the coast to the area of the Hallingdal map, the ice sheet left a series of terminal moraines. This is illustrated in the N.G.U. publication no. 176. The sea followed in the wake of the retreating ice border, entering the lowlands and submerging the valleys of Sigdal, Snarum, Soknedal and Aadal, where marine clays and sand were deposited up to 190 m a.s.l. In the southern part of the map area the marine limit occurs at higher altitudes than farther north, which indicates that the land emerged at a greater pace than the retreat of the ice.

Great marginal terraces are deposited at the outlets of lakes Sperillen and Krøderen, at a marine limit of 190 m a.s.l. Here, valley glaciers seem to have barred the intruding sea.

At this stage the glaciers turn inactive. The Slettmøen terrace at lake Krøderen is a 2½—3 km wide delta plain of sand and gravel, furrowed by glacial streams; its northern boundary is an unevenly curved proximal side containing large stones in coarse gravel. In the exceptionally fine pot-hole area behind it there are holes as deep as 50 m. Pot-holed areas also occur by the Somdalen terrace at Sperillen and by the marginal terrace Hen-Jytmoen near the outlet of Randsfjorden.

The accumulation terraces rising to the marine limit in the upper part of the Sokna valley comprise post-glacial as well as late glacial stages. At the stream of Rådalsbekken, the marine limit is represented by an extensive marginal terrace with pot-holes and small eskers — a stage presumably corresponding to the Somdal terrace at Sperillen and the Sletmo terrace at Krøderen.

*The region of glaci-fluvial and ablation-morainic deposits
in the valleys.*

Observations referred to in Oppland (N.G.U. no. 187, p. 22) suggest the final activity to be in the glacier of lake Randsfjord and its tributary valleys. A similar observation from Noresund at lake Krøderen indicates a final glacier movement down the Haldal valley. A terrace built up at a steep glacier front shows a proximal margin exposed to the north.

Terminal moraines and other traces from active glaciers are absent further up the valleys of Hallingdal, Begndal and Etnedal.

The domain of a stagnated ice-sheet is characterized by glacially built eskers and a succession of two morainic beds: the bottom layer of unsorted ground moraine is covered by a sandy moraine, usually washed, which originates from the englacial and supraglacial debris of the ice-sheet and from fluvio-glacial sand and gravel deposited on the surface by melt-water streams from the slopes. The upper morainic bed, here termed the ablation moraine, frequently comprises stratified sand and gravel. Dead-ice traces of this type, untouched by glacial or postglacial streams, occur in valleys all over Eastern Norway.

The basins of Sperillen, Krøderen and lower Hallingdal valley.

The sand plains with beds of laminated clay just above the lakes of Sperillen and Krøderen have probably been deposited in lateral ponds along the margin of a glacier. They are not known to contain marine fossils. During its wastage the Krøderen glacier parted into inactive tongues, and delta cones built up between them are to be seen as high as 160 m a.s.l. In Hallingdal, the terraces or cones dispersed at this level occur as far removed from Krøderen as Stamn, 18 km away. Another terrace level, traceable as widely, appears at 139 m a.s.l, thus merely 6 m above the present level of Krøderen.

Some of the tributaries to the Hallingdal river have left delta cones on the slopes of the valley; large sand plains cease, however, at Nesbyen, 40 km from Krøderen.

Upper reaches of Hallingdal and Hemsedal valleys.

An old granite constitutes the bed-rock of the upper reaches of Hallingdal og Hemsedal. Being bevelled by a Cambrian denudation plane the granite surface is thoroughly cracked, this character in the granite accounts for the high percentage of blocks in the moraines. Blocks dominate the morainic material on the valley slopes as well as in the river beds. As a matter of fact, stratified sand and gravel occur but sparsely over the floor of the valleys.

A hummocky moraine extending to a hundred meters above the bottom of the valley originates from the surface debris of the glacier. Fine-grained material has been washed out of it to the extent that streams are actually lost from sight in its big-blocked gravel.

Gravel pits in the upper reaches of Hallingdal and in the districts of Hol and Usta valley reveal a slightly sorted ablation moraine with larger and smaller boulders on top of fluvio-glacial sand and gravel.

The Begna valley between Sperillen and Strondafjord.

Just above its outlet in Sperillen, the Begna river flows between steep sandy banks 10 m high. At either side, sand plains are built up from horizontal and dipping layers presumably deposited by

fluvio-glacial streams during the decay of the dead glacier. On the map they may be traced continuously upstream as far as Grimsrud, 19 km from Sperillen. Further up, in the narrow valley between Bagn and Øye, the rock-ground is deeply cracked and the river bed consists mainly of big blocks and solid rock. Boulder clay appears in steep slopes with a tendency to slide, while in gentler slopes the rock-ground is sparsely covered by sandy morainic drift, — generally ablation moraine, though ground moraine does occur. Cuts often reveal the clayey ground moraine beneath a layer of sandy ablation moraine.

Etnedal valley.

The Etna and Dokka rivers meet between banks scarred by gravel pits. Here one may observe the stratified material up to a level 30 m above lake Randsfjord. It consists of sand and gravel, usually topped by a 1 m layer of unsorted ablation moraine. A boundary between thick and scarce morainic cover in the south bank of Etna indicates the margin of the dead glacier.

Numedal valley and the mountain valleys W. of Lågen.

In Numedal the slopes are so steep, mostly, that deposited drift has slid down and left the rock-ground completely bare over great areas. For the most part the bottom of the valley is thinly covered by moraine. Sand plains worth mentioning occur only in a few places at Veggli and Rollag. The remains of an esker appear along lake Norefjord. The lake has been divided into two basins by a cone deposited at the outlet of Eidsåen.

The district W. of Numedal is furrowed by valleys, descending from Hardangervidda. Everywhere in these valleys, deposits bear witness to their origin, viz. the englacial and supraglacial morainic matter of a dead glacier. At a relatively early stage of the melting period, the firn limit in the E. part of Hardangervidda rose above the accumulation area; thence the early subsidence of glacier activity.

In Jøndalen as well as in other mountain valleys below Hardangervidda, the slopes are thickly covered by ablation moraines. These are erosion-remnants formed by running water during the wastage, and now appearing as ridges and hummocks across the slopes.

Early observers regarded this type of deposit, as well as certain eskers, as end-moraines. To show that this interpretation is untenable, an example will be chosen from the southern slope of the Jønndalen valley, by the Krukebekken brook: a subglacially engorged esker petering out into two gravel hummocks has been deposited by a fluvio-glacial stream coursing through a channel or tunnel in the glacier.

From Brostrud, Rekstad describes traces of shrinking dead-glacier stages down the Jønndalen valley as forming faintly dipping lateral terraces. Similar ice-margin lines occur on the slopes of the valley of Imingdalen at the bottom of which eskers are to be seen.

Eskers, glacial stream gullies and lateral drainage channels are quite common east of the Tessungdalen valley.

The region of Scarce Morainic Drift Cover.

Sepia is the predominant colour in the SE part of the map. This indicates that the bedrock in these parts is mostly covered with deposits of organic origin, — heather-humus and peat. The region is termed sparsely covered by morainic drift. The green, standing for morainic cover, appears in this area at low levels, — but is relatively insignificant. This drift-covered region continues into the adjacent maps of Oppland and Oslo. From the Mjøsa district it curves SE through Odal and Eidskog and into the county of Akershus, as far as Setskog.

The region's scarcity of morainic matter is partly due to the slowly disintegrating bedrock, as for instance in the quartzite area between the Numedal and Eggedal valleys. Elsewhere the same bedrock may be covered, though scantily, by far transported drift. The drift cover even extends continuously over great areas between Numedal and Tessungdalen. The extent of the cover, then, depends not so much on the character of the bedrock as on the topographical situation as regards the ice-shed. Geological mapping of deposits all over Eastern Norway proves an increase of drift cover towards the region of the last ice-divide.

As an introduction to soil regions in Noarway I would like to refer to K. O. Bjørlykke's map in the N.G.U. publication no. 156. Bjørlykke, however, explains the existence of a special soil region between the submarine territory and what he terms the unproductive

mountain territory from a purely climatic angle, regardless of geological conditions; according to him, the upper limit of the region coincides with the timber line. — Bjørlykke writes, that the map was meant as preliminary to some subsequent, more complete map of the soils of Norway.

In spite of imperfections hard to avoid in a 1 : 250 000 scale presentation of this particular kind, such as the absence of general rules pertaining to signs and colours, the present map aims at rendering a general view of the extent and nature of the deposits covering bedrock.

The map records a thin and intermittent morainic bed near the margin of the active inland ice, as well as on mountains quite far from the ice-shed. This feature is probably due to a thinning (dis-integrating?) ice cap at the stage of stagnation.

Intersected by the glaci-fluvial and ablation morainic deposits of the valleys, this region extends into the region of dead-ice traces on the mountain plains and at the ice-shed area, and at levels between the limit of the submarine deposits at about 200 m a.s.l. to the districts of Hallingdal—Valdres and the Numedal district, 700 and 1300 m respectively.

The region of dead-ice traces on mountain plains and at the ice-shed area.

Between the lofty region of frost-split rock-strewn mountains and the region scarcely covered by morainic drift one may distinguish a zone of mountain plains covered by moraine of varying thickness. This zone, extending over great areas and between the level of 700 and 1300 m, is where the decaying ice-sheet left its debris.

The particular feature of an undulating mountainplain with rock protruding in just a few places has long intrigued geologists; Reusch touched upon it as early as 1896. Fr. Isachsen, in his 1936 journal, considers questions pertaining to the wastage of the ice-cap and notes that inactive plateau glaciers decaying on the mountain plains produced a cover of deposits far mightier than those at lower altitudes in E. Norway. On the high plains, as at the ice-shed, the stagnated ice-sheet decayed in situ so that summits and steep slopes were the first to penetrate. Tore Sund (1943) describes lateral deposits,

eskers and glacier-lake sediments deposited during the decay of a dead glacier in Aal, while Reusch (1900) discusses eskers on the mountain plain between the Flya river and lake Strondafjord.

The mountain plains are characterized by a smooth cover of drift broken by eskers, ablation morainic hummocks, and drumlins.

The recent construction of two earth dams and accompanying gravel excavations in the Tisleia river system brought forth instructive cuts through the drift. On the phyllitic rock-ground two distinct layers of morainic drift appear: a clayey ground-moraine is overlain by a sandy ablation moraine. This stratification, though common in the phyllite district of central Norway, is not often to be seen; the natural cuts are rarely so deep as to penetrate the thick ablation moraine. The clayey ground-moraine, as a rule is completely covered by the sandy ablation moraine.

Peat bogs commonly cover the drift of the mountain plains, and are marked on the map as «Bog». This even signifies swampy stretches overgrown by a scrub of mountain willows. The vegetation of willow-scrub represents the initial stage of peat-growth; cuts through peat show, generally, a base layer of willow and birch remains. The next layer originates from a grassy moor, while the top layer consists of moss-peat.

W. of Numedal traces of dead-ice wastage are found between 1000 and 1200 m a.s.l. (rarely as high as 1300 m). In the hills N. of Hallingdal toward Valdres they attain the same level though commencing at 700 m. The region of dead-ice traces, not confined to the woodless hills, extends eastward far into the forest district. As is evident from the adjacent map of Oppland (N.G.U. no. 187), its northern boundary in the Toten district is to be found at the Mustadkampen hill, and in Solør at Kirkmofjell hill W. of the Hukusjøen lake. The continuous profusion of drift in county Hedmark indicates a general stagnation in these part, apparently owing to a slight slope from the low ice-shed.

The mountain region of frost-split rocks

comprises the girdle of mountain deposits above the region of the stagnated ice-sheet.

In 1900, Reusch refers to «the extraordinary appearance of the flat upper parts of these mountains. «The deposits,» he continues,

«appear as a chaos of debris consisting of angular and chipped stones devoid of fine-grained material, and altogether bare and desolate. At these heights, rocks are split into blocks. No glacial striae are to be seen, not even ice-moulded knobs. — Invariably, the boulders are derived from the local bed-rock. A thorough inspection may, however, disclose one or two erratics among them. This leads to the conclusion that at some stage of the ice age a movement of the ice, though extremely slow, must have passed over the crests.»

Frost-split rocks prevail upwards from 1300 m. On the Skogshorn ridge the drift reaches this level where it is replaced by rockfalls increasing toward the summits. An open vegetation of willow-scrub and other arctic-alpine plants accompanies the drift as far as it goes.

The lower limit of the fields of the frostsplitted rocks referred to in the present paper is situated at about 1350 m, though in Eastern Jotunheimen, it rises to 1500 m. As pointed out by Reusch, the fields are characterized by stones of uniform size split in situ from the underlying rock.

In the region frequent changes between freeze and thaw, called multigelation, form «*structural ground*» (Orvin 1942). For example, on clayey plains one may come across *stone rings* (fig. 3), a special variety of *soil polygons* as described by Reusch as early as 1900. Other surface markings due to solifluction occur on slopes in the form of *stone stripes* and slowly sagging *earth walls*, the latter mostly in phyllite districts. *Fields of hillocks* caused by frost are also quite common in the region.

As for the region limits, the levels quoted are approximate and vary considerable from one place to another. As a rule, the limit for the frost-split rocks is higher in Central Norway than it is in the Western and Northern parts of the country.

PLANSJER

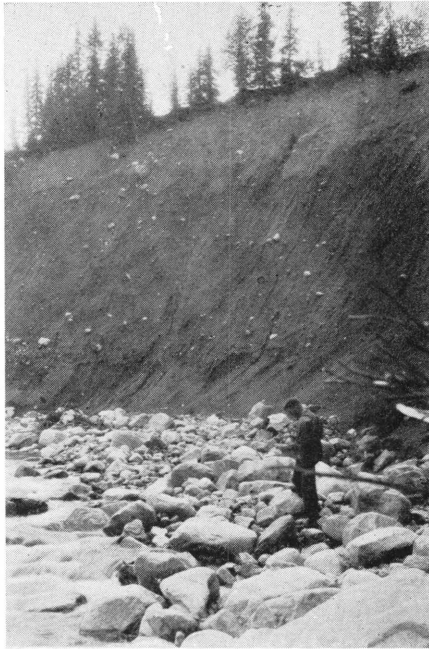


Fig. 1. Snitt gjennom leirholdig morene. Leirfalla, Hedal.
Cut through clayey morainic drift. Leirfalla, Hedal.

Fr. Isachsen fot.



Fig. 2. Morene ved Tromald, Krøderen.
Moraine at Tromald, Krøderen.

Fr. Isachsen fot.



Fig. 1. Steinvoll sammenskjøvet av flom i Budøla 1927.
Stone wall thrown up by overflow of the Budøla stream 1927.

G. H. fot.

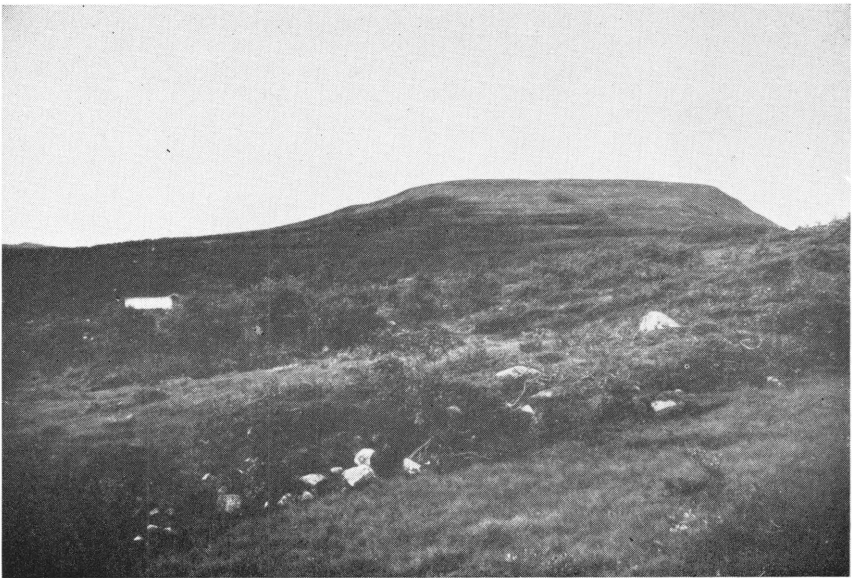


Fig. 2. Brerandlinjer i Hafsdalshøgda.
Lateral glacial drainage channels in Hafsdalshøgda.

G. H. fot.



Fig. 1. Elveforbygning ved Sevle, nær Lågens utløp i Norefjorden.
Protection against river erosion at Sevle near the outlet of Lågen in Norefjord.
G. H. fot.

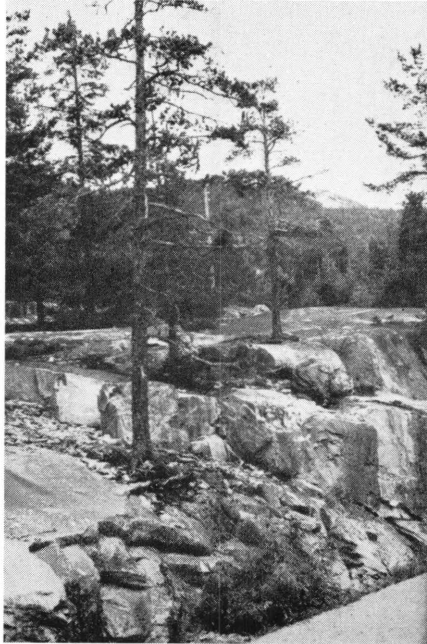


Fig. 2. Furutrær på kvartsitt. Rødberg.
Pines growing on quartzite. Rødberg.
G. H. fot.



Fig. 1. Breelevsand dekket av ablasjonsmorene på elvens venstre bredd nedenfor Tisleidammen.

Glaci-fluvial sand, covered by ablation-moraine. Left river-bank at the Tislei-dam.

G. H. fot.



Fig. 2. Ablasjonsmorene med store blokker på elvens høyre bredd nedenfor Tisleidammen.

Ablation-moraine containing big erratic boulders. Right river-bank at the Tislei-dam.

G. H. fot.



Fig. 1. Fjellvidde med ablasjonsmorene. Fra Gullknappen, Kamben, mot Hemsedalsfjellene.

Ablation moraine on a mountain plain. View from Gullknappen, Kamben, towards Hemsedal-mountains.

G. H. fot.



Fig. 2. Gråvidjekratt ved Gjeitrygga, Tisleifjorden.

Scrub of mountain willows. Gjeitrygga stream, Tisleifjord.

G. H. fot.



Fig. 1. Fly ved Trolltjern, nordvest for Tisleifjorden i 1080 m's høyde.

Mountain plain at Trolltjern, NW of Tisleifjord at a level of 1080 m.

G. H. fot.



Fig. 2. Forekomst av myrmalm. Langestølene ved Tisleifjorden.

Bog ore between stones (light coloured) and hillocks. Langestølen, Tisleifjord.

G. H. fot.



Fig. 1. Nedraset ur på Skogshorns sydside.
Rockfalls on the southern slope of Skogshorn.

Hanna Resvoll-Holmsen fot.



Fig. 2. Hindflyen, Øst-Jotunheimen. Ur i 1500 m's høyde.
Hindflyen, East-Jotunheimen. Frost-split rock at 1500 m.

G. H. fot.

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

Kvartærgeologisk kart

HALLINGDAL

Oslo 1954

Landgeneralkart over Norge i 1:250 000

Blad XLIX



Havavleiringer

Marine deposits

- Leir
Clay
- Sand og grus
Sand and gravel
- Strandlinje (marin grense, høyde over havet)
Beach line, marine limit, a.s.l.
- Ra, israndterrasse
Marginal glacial deposit

Innsjø- og elveavleiringer

Lake and river deposits

- Finsand og mjøle
Fine sand and silt
- Sand og grus
Coarse sand and gravel
- Sand og grus i rygger og åser
Ridges of sand and gravel, osses

Breavleiringer

Glacier deposits

- Fortrinsvis leirholdig bregrus
Moranic drift, mainly clayey
- Fortrinsvis sandholdig bregrus. Store blokker
Moranic drift, mainly sandy. Big boulders
- Bregrus i rygger og hauger (morener, drumliner)
Moraines, drumlines

Forvittringsgrus

Disintegrated rock deposits

- Forvittringsgrus med store blokker fra underlaget
Disintegrated rock deposits with big boulders from bedrock

Torvjord

Peat

- Myr
Bog
- Torvjord (Lynghumus) over bregrus
Peat (heather-humus) over moranic drift

Berggrunn

Bedrock

- Blottet
Exposed
- Med sparsomt dekke av leirholdig bregrus
Scarcely covered by clayey moranic drift
- Med sparsomt dekke av sandholdig bregrus
Scarcely covered by sandy moranic drift
- Med sparsomt dekke av torvjord og lynghumus
Scarcely covered by peat and heather-humus
- Med sparsomt dekke av forvittringsgrus
Scarcely covered by disintegrated rock

Kombinasjoner

Combinations

- Sparsomt dekke av sandholdig bregrus og lynghumus
Scarce cover of sandy moranic drift and heather-humus
- Sparsomt dekke av leirholdig bregrus og forvittringsgrus
Scarce cover of clayey moranic drift and residual soils

- Skuringsstripe med observasjonspunkt
Glacial stria with point of observation
- Breevløp, spylerenne
Glacial stream gully, lateral drainage channel

Utarbeidet på grunnlag av landgeneralkart Hallingdal.
Litografert og trykt i Norges geografiske oppmåling 1954.

Målstokk 1:250 000

1 cm på kartet = 2,5 km i marka

10 km

1 geografisk mil

Ekvidistanse 50m

Høgd og djupn er i meter

Angående utførelsen av den geologiske kartlegging henvises til:
Gunnar Holmsen N. G. U. nr. 190.

EMIL MOESTUE A/S - OSLO