

SØRLANDET

I SEN- OG
POSTGLACIAL TID

Summary:

*The late- and postglacial history
of Southern Norway
between Fevik and Ana-Sira*

AV

BJØRN GROTHAUG ANDERSEN

*Med 1 geologisk kart,
58 tekstfigurer
og 8 diagrammer*



OSLO 1960

I KOMMISSJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.

Statens teknologiske institutt
BIBLIOTEKET

Innhold

Forord	5
Geografisk oversikt	7
Brebevegelsens retning	11
Brerandavsetninger	15
Ra-trinnet	18
Egne undersøkelser	19
Detaljbeskrivelser	20
Ra-trinnet på Sørlandet, en oversikt	38
Brerandtrinn yngre enn Ra-trinnet	43
Brerandtrinn eldre enn Ra-trinnet	45
Kristiansand-trinnet	45
Spangereid-trinnet	52
Lista-trinnet	58
Datering av brerandtrinnene	60
Bunnmorener (støtside-morener)	63
Sedimentene i dalbunnene (sandur-terrasser)	66
Ana-Sira	78
Lista	78
Marine nivåer	86
Kort oversikt over MG-bestemmelser og brerandtrinnenes strandnivåer	92
Senglaciale transgresjoner	96
De postglaciale avsetningene	98
Summary	104
Litteraturoversikt	109
Litteraturliste	137
Plansjer 2—9	143

Forord.

I en publikasjon om «Randmorener i Sørvest-Norge» (Andersen, 1954) har jeg bl. a. beskrevet en rekke meget markerte og mektige randmorener som er avsatt av Lysefjordstadiets breer i Ryfylke. Somrene 1951, -52 og -53 lyktes det å følge disse randmorenene videre over heiene sydover mot Sirdalsvann og derfra mot øst over Sørlandsheiene til de store kjente Ra-morenene ved Grimstad. Dermed var forbindelsen mellom Lysefjord-stadiet og Ra-stadiet knyttet.

Sommeren 1957 og våren 1958 og -59 fortsatte jeg kartleggingen av Ra-morenene på Sørlandet, men også andre endemorenetrinn og glaciifluviale og marine avsetninger ble undersøkt. Det ble utført en oversiktskartlegging med tanke på å få en oversikt over Sørlandets senglaciale historie. Av den grunn ble det lagt størst vekt på å bestemme hovedtrekkene og mindre vekt på å undersøke detaljer ved mer lokale fenomener. Ved et nøye studium av flybilder og en grundig planlegging av feltarbeidene har det lyktes å undersøke et stort område på relativt kort tid. Dessverre er jeg ikke helt ferdig med undersøkelsene vestenfor Sirevassdraget, så beskrivelsen av dette området må utstå til et senere tidspunkt.

De postglaciale avsetningene har jeg arbeidet lite med. Det vil derfor bare bli gitt en meget kort oversikt over dem. Oversikten bygger i det vesentlige på opplysninger fra tidligere publiserte arbeider, spesielt fra rektor D. Danielsens publikasjoner. Det er lagt stor vekt på studiet av litteraturen. Mange vil sikkert foretrekke å lese litteraturoversikten, s. 108—134, før de øvrige avsnittene i denne publikasjonen.

Omkostningene til feltarbeidene og til trykkingen av publikasjonen er dekket hovedsakelig av midler fra Norges Almenvitenskapelige Forskningsråd, men også Norges Geologiske Undersøkelse har ydet betydelig økonomisk støtte. De radiologiske dateringene er utført

ved Laboratoriet for Radiologisk Datering, Norges Tekniske Høyskole, Trondheim. Pollen-, diatomé-, foraminifer- og skjellanalyser er utført av statsgeologene Kari Egede Larsen og Rolf Feyling-Hanssen. Det Norske Flyvåpen har hjulpet meg med å ta flybilder av en rekke oppgitte motiver. Kopieringen av de fleste bildene i denne publikasjonen er utført av universitetsfotograf O. Brynildsrud. Hovedkartet er tegnet av frk. Berit Valbø. For øvrig er det meste tegnearbeidet og maskinskrivningen utført av personalet ved Geologisk institutt, Universitetet, Oslo. Til alle som her er nevnt, og til alle som har hjulpet meg med korrekturlesning og på andre måter, min hjerteligste takk.

Geografisk oversikt.

Fig. 1 viser det undersøkte feltet mellom Sirevassdraget og Haslaodden ved Grimstad. Det utgjør den sydligste del av det store syd-norske grunnfjellsområdet. I den sentrale og største del av området består fjellgrunnen vesentlig av granitter og gneiser med N-S-lig strøkretning. Østenfor Kristiansand ligger Bambleformasjonen med en noe rikere variasjon av bergarter, og strøkretningen er NØ-SV-lig. Ved kysten lengst i vest ligger Egersundsfeltet med massive charnockittiske bergarter, se fig. 2. (Litteratur: Høltedahl 1953, Barth 1945, Bugge 1941.)

Forholdsvis lave, småkuperte heier er et av de mest karakteristiske landskapstrekk i det undersøkte området. Høyden på heiene tiltar fra øst mot vest og fra kysten i syd mot nord.

^{?)} Fig. 3 viser en flate som tangerer de flate toppene på heiene. Store deler av denne «heieflaten» faller sannsynligvis tilnærmet sammen med en gammel overflate, muligens et peneplan. Det er meget som tyder på at den gamle overflaten er av tertiær alder, men den kan representere det sub-kambriske peneplan. Sørlandsheiene stiger nemlig forholdsvis jevnt mot Ryfylkeheiene hvor det sub-kambriske peneplanet danner store heie-vidder i dag (Andersen 1954). I alle fall må den gamle overflaten være hevet i forholdsvis ny, sannsynligvis tertiær tid.

Langs kysten vestenfor Lindesnes ligger det en lav, i stor utstrekning submarin hylle. Den er skåret inn i et lavere nivå enn heieflaten, se pl. 2. Lista og Siregrunnen er deler av denne hyllen. Det har vært delte meninger om den representerer strandflaten eller ei (Hansen 1913, s. 145). Skjærgårdsbeltet langs kysten østenfor Lindesnes er lavt, og til dels danner også det en hylle som er skåret inn i et lavere nivå enn heieflaten. Men denne hyllen er ofte utydelig, og svært ofte fortsetter heieflaten forholdsvis jevnt over i skjærgårdsbeltet, se pl. 2.



Fig. 1. «Key map.» Det skraverte feltet omkring Kristiansand er det undersøkte området.
The hatched area near Kristiansand is the area studied.

Med den tertiære landhevningen startet en ny erosjonscyklus. Elver og bekker fikk ny kraft til å erodere, og siden har så breene foretatt den endelige utforming av det landskap vi finner i dag. Slik ble dalene formet. De store N-S-orienterte hoveddalene er relativt trange og 200—600 m dype, de vestligste dalene er dypest. De ligger parallelt med fjellgrunnens strøkretning, de er lengdedaler. Da også heieflaten som regel heller i strøkretningen, har dreneringen vært dirigert i samme retning av både berggrunnsstrøket og av den skråstilte gamle overflaten. Det er derfor forståelig at nettopp de N-S-orienterte lengdedalene er blitt de største. I Bambleformasjonen har lengdedaler(sund) en nordøst-sydvestlig retning. Noen av disse, f. eks. Topdal, er utarbeidet langs forkastningslinjer som går parallelt med strøkretningen, se fig. 2. Daler som ligger vinkelrett på strøkretningen, såkalte tverrdaler, fins også over hele Sørlandet. Noen daler skjærer strøkretningen under spisse vinkler, f. eks. er daler med skjæringsvinkler på om lag 45° meget iøynefallende omkring Kristiansand. De fleste av de omtalte dalene må være utgravd langs sprekker i fjellgrunnen. På kysten vestenfor Mandal har fjordene og nedre del av hoveddalene ofte en NØ-SV-lig retning. De er utvilsomt utgravd langs sprekker som tilhører det samme sprekkesystem som

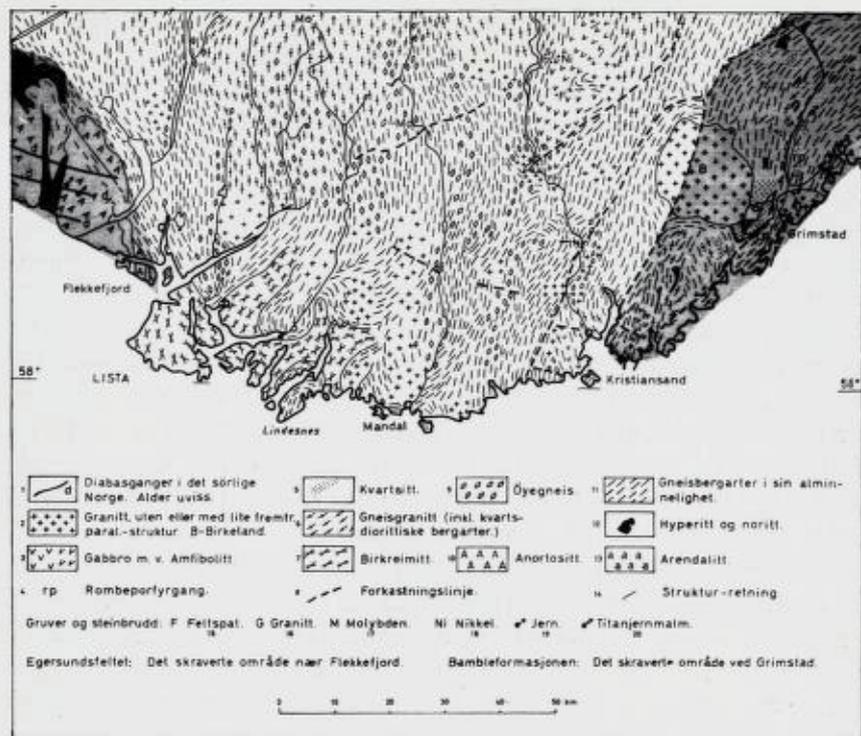


Fig. 2. Utsnitt av det sydnorske grunnfjellsområdet. I det vesentlige fra: Berggrunnskart over Norge, Holtedahl og Dons, 1953.

Part of the Precambrian bedrock district of southern Norway.

Slightly modified from: Bedrock map of Norway, Holtedahl and Dons, 1953.

- | | |
|---|----------------------------|
| 1) Diabase dykes in southernmost Norway. Age uncertain. | 11) Gneisses in general. |
| 2) Granite, foliation faint or absent. | 12) Hyperite and norite. |
| 3) Gabbro etc. Amphibolite. | 13) Arendalite. |
| 4) Dyke of rhomb porphyry. | 14) Structural trend. |
| 5) Quartzite. | Mines and quarries: |
| 6) Gneiss-granite (including quartz dioritic rocks). | 15) Feldspar. |
| 7) Birkreimite etc. | 16) Granite. |
| 8) Fault. | 17) Molybdenum. |
| 9) Augen gneiss. | 18) Nickel. |
| 10) Anorthosite. | 19) Iron. |
| | 20) Titaniferous iron ore. |

The Egersund area: The hatched area near Flekkefjord.

The Bamble Formation: The hatched area near Grimstad.

dominerer i traktene vestenfor Sirdalen og i Ryfylke. Den NØ-SV-lige retning er uavhengig av fjellgrunnens strøkretning.

Landoverflaten på Sørlandet bærer tydelig preg av å være høvlet av innlandsisen. Nordvendte fjellsider, støtsider, er ofte slakere enn sydvendte sider, og i skjærgårdsbeltet er rundsva og ispolerte fjellflater hyppige. En mengde små og store vann ligger i glacialeroderte trau, og dalene har U-formet tverrprofil. Vestenfor Lindesnes fins det en rekke trange, dype, karakteristiske fjorder. Dette fjordlandskap er resultatet av elve- og glacialerosjon på en forholdsvis høy, bratt kyst. De såkalte fjorder østenfor Lindesnes er relativt vide, grunne glacialtrau med et uregelmessig forløp av strandlinjen. De er typiske «fjårdar». Sammen med skjærgården på denne strekningen er de først og fremst resultatet av glacialerosjon på en relativt lav, flat kyst. (Litteratur: Kjerulf 1879, Ahlmann 1919, Suleng 1921, Strøm 1936, Bugge 1939, Barth 1939, Evers 1941, Kraugerud 1941, Selmer Olsen 1950, Plewe 1952.)

De største løsmassene finner man på Lista og i bunnen av de store dalene syd for Ra-morenene, se pl. 1. Det er som regel også en del løsmateriale i de øvrige dalsenkningene, og spesielt i nordvendte dalsider, støtsider, ligger det ofte betydelige morenemasser. På heiene er det relativt store morenemasser i endemorene-beltene til Ra-trinnet og Spangereid-trinnet, men utenom disse morenebeltene er det som regel svært lite eller ikke noe løsmateriale.

Brebevegelsens retning.

Det foreligger en mengde skuringsobservasjoner fra strandbeltet på strekningen Grimstad—Lista, og i enkelte områder ligger observasjonsstedene så tett at bare et utvalg er tatt med på pl. 1. Prof. Isachsen (pers. medd.) og Heiseldal (1953) har foretatt en rekke observasjoner på høyereliggende fjellpartier ved henholdsvis Lista og Lyngdal, og de fleste av mine egne observasjoner er også utført på høytliggende fjellpartier.

Fjellflatene over MG er som regel sterkt forvitret, og det er meget vanskelig å finne tydelige skuringsstriper der. De fleste av mine skuringsobservasjoner er derfor gjort på fjellflater som nylig er blottlagt ved veigravning etc., og i tilfellene 9, 10, 17, 22 og 34 er stripene funnet under relativt tykke, muldholdige torvlag. Alle skuringsretninger er angitt i nygrader (400g), og retningene er korrigert for 5g—7g vestlig misvisning. Nummerne på observasjonene i den følgende listen (s. 12) svarer til tall angitt på pl. 1.

Alle skuringsstripene er utvilsomt relativt unge, og de viser retningen på brebevegelsen i avsmeltningstiden. I det meste av det undersøkte området er skuringsretningen om lag parallell med retningen på hoveddalene og vinkelrett mot randmorenene. Heieflatene heller også i om lag samme retning som hoveddalene, se pl. 2, så brebevegelsen har vært dirigert både av de skråstilte heieflatene og av hoveddalene, fjordene.

Retningen på Topdalen avviker en del fra fallretningen på heieflaten. Her har brebevegelsen i stor utstrekning fulgt fallretningen på heieflaten, skrått over dalen og vinkelrett mot Ra-morenen. Mellom Mandalen og Lyngdalen er skuringsretningen sydvestlig, tilnærmet vinkelrett på Ra-morenebeltet, som her stort sett har en nordvestlig retning. I det samme området heller heieflaten mot syd-sydøst, og hoveddalretningen er nord-sydlig.

Liste over skuringsobservasjoner.

(Se pl. 1.)

- | | | | | | |
|-----|---|-------|---|------|--|
| 1) | S | 35g | V | (E) | Skuringsfurer i nordøstvendte støtsider på fjelltopp vestenfor det sydligste Nordnestjern. |
| 2) | S | 30 | V | (E) | Skuringsfurer i nordøstvendte støtsider nær fjelltopp på Brufjellet. |
| 3) | S | 55 | V | (E) | Skuringsstriper på fjellknaus i dalen sydvest for husene i Roligheden. |
| 4) | S | 40 | V | (I) | Isskurt fjellflate ved Rasvåg. |
| 5) | S | 50 | V | (I) | Isskurt fjellflate på Langelandfjellet. |
| 6) | S | 110 | V | (Ha) | Skuringsretning i fjordsiden, angitt på oversiktskart (Hansen, 1913). |
| 7) | S | 12 | V | (D) | Skuringsstriper i bakke sørvest for Flekkefjord. |
| 8) | S | 10 | V | (E) | Skuringsstriper i nordvendt, svakt hellende fjellside ved veien nær Hamar gård. |
| 9) | S | 75 | V | (E) | Skuringsstriper på fjelltopp NV for Furstøl. |
| 10) | S | 10 | V | (E) | Skuringsstriper nær toppen på Vardefjell. |
| 11) | S | 35 | V | (E) | Skuringsstriper på flater i den vide dalsenkningen mellom Røyseland og Sandvann. |
| 12) | S | 5 | V | (E) | Skuringsstriper på svakt hellende flate ved veien nær Åsen gård. |
| 13) | S | 20 | V | (E) | Skuringsstriper på fjellkolle syd for Grunnavann. |
| 14) | S | 30 | V | (E) | Skuringsstriper på gårdstunet i v. Førland. |
| 15) | S | 25 | V | (E) | Skuringsstriper på fjellflate ved veien mellom Trældal og Topteland. |
| 16) | S | 15 | V | (E) | Skuringsstriper på fjellrygg på Høylandshei. |
| 17) | S | 35 | V | (E) | Skuringsstriper på toppen av Austhei. |
| 18) | S | 85 | V | (E) | Skuringsstriper i sydøstvendt dalside blottet i grustak. |
| 19) | S | 40 | V | (I) | Skuringsretning på toppen av Kallebergnuten. |
| 20) | S | 60 | V | (E) | Skuringsstriper på en liten fjellknaus blottet ved gravning på idrettsplassen. |
| 21) | S | 25 | V | (I) | Skuringsretning på fjellknaus. |
| 22) | S | 40 | V | (I) | Observasjoner på flere steder på Einarsneset S 25 V-S 50 V. Egen observasjon S 45 V. |
| 23) | S | 30—35 | V | (I) | Isskurt fjelltopp. |
| 24) | S | 40 | V | (I) | » » |
| 25) | S | 50 | V | (H) | » » |
| 26) | S | 20 | V | (H) | » » |
| 27) | S | 15 | V | (H) | » » |
| 28) | S | 10 | V | (H) | Observasjoner på flere fjelltopper. |
| 29) | S | 20 | V | (H) | Isskurt fjelltopp. |
| 30) | S | 30 | V | (H) | » » |
| 31) | S | 30 | V | (H) | Skuringsstriper på flere topper. |
| 32) | S | 30 | V | (I) | Skuring ved Lindesnes fyr. |
| 33) | S | 28 | V | (E) | Skuringsstriper på fjellknaus ved veien til Lillehavn. |

- 34) S 60⁰ V (E) Skuringsstriper på fjellflate som skrâner svakt mot SØ ved fotstien til Røysealand.
- 35) S 20 V (E) Skuringsstriper på horisontal flate ved veien nær Hundsdal.
- 36) S 23 V (E) Skuringsstriper på svaberg ved Ågevann.
- 37) S 13 V (E) Skuringsstriper på fjellrygg syd for Tuftenes.
- 38) S 5 V (HA) Skuringsretning angitt på glacialgeologisk kart over Norge.
- 39) S 31 Ø (Ed) Skuringsstriper på nordsiden av Ravnøy.
S 55 Ø (Ed) Skuringsstriper på vestsiden av Ravnøy.
- 40) S 26 Ø (Ed) Svake skuringsstriper på nordsiden av y. Hellersøy.
- 41) S 5 Ø (E) Skuringsstriper på høyderugg ved veien nær Ask.
- 42) S 10 V (E) Skuringsstriper ved veien syd for Hønemyr skole.
- 43) S 8 Ø (E) Skuringsstriper på nær horisontal flate ved tjernet mellom Langevann og Eikelandsvann.
- 44) S 3 Ø (E) Skuringsstriper på fjellknaus ved et dyrket jorde på Sandrep.
- 45) S 8 V (E) Skuringsstriper på nær horisontal flate ved sti syd for Loland-morenen.
- 46) S 15 Ø (D) Skuringsretning ved Bjåvann.
- 47) S 25 Ø (E) Skuringsstriper i flere blotninger ved veikrysset Vårås—Rydningen.
- 48) S 5 Ø (E) Skuringsstriper på nær horisontal flate ved kjerrevei nær Hammen.
- 49) S 25 Ø (D) Skuringsretningen ved Fisketjønna.
- 50) S 15 Ø (Ed) Skuringsretning på sydenden av Randholmen.
- 51) S 35 Ø (Ed) Flere observasjoner på Meholmen.
- 52) S 40 Ø (Ed) Skuringsretning på Ulvøy.
- 53) S 43 Ø (Ed) Flere observasjoner på Ramsøy.
- 54) S 25 Ø (Ed) Skuringsretning på Åmlandsnes.
- 55) S 45 Ø (Ed) Skuringsretning på Kvalsholmen.
- 56) S 40 Ø (D) Skuringsretning nær husene på Høvåg.
- 57) S 25 Ø (E) Skuringsstriper på svakt skrånende flate i grustak ved Krågevann.
- 58) S 55 Ø (Ed) Skuringsretning ved sjøen nordøst for Vallesvær bedehus.
S 20 Ø (Ed) ——— ———
- 59) S 47 Ø (E) Skuringsretning på Ågerø.
- 60) S 75 Ø (Ed) Skuringsretning ved Rånna.
- 61) S 45 Ø (Ed) Skuringsretning ved sjøen syd for Heldal.
- 62) S 25 Ø (E) Skuringsstriper på fjellknaus ved veien nær Jamsland.
- 63) S 25 Ø (E) Skuringsstriper på nær horisontal flate nordvest for morenen ved Lundevann.
- 64) S 45 Ø (Ed) Skuringsretning ved lykten ved Robersvig.
- 65) S 70 Ø (Ed) Skuringsretning på odden øst for Robersvig.
- 66) S 68 Ø (Ed) Skuringsretning på rombeoporfyrgang ved Helle.
- 67) S 45 Ø (Ed) Skuringsretning på Rønnes.
- 68) S 40 Ø (D) Skuringsretning på et nes.

- 69) S 50ø Ø (Ed) Flere observasjoner langs kysten her.
70) S 50 Ø (D) Skuringsretning på Hasla.
71) S 62 Ø (T) Flere observasjoner på holmene.
72) S 67 Ø (T) Skuringsretning på Bryllupsholmen.
73) S 55 Ø (T) Skuringsretning i leirholla ved Skarpnes teglverk.
- | | |
|---|--------------------------|
| (T) — Terjesen, 1946 | (Ed) — Edwin, 1948 |
| (D) — Danielsen, D. (pers. medd.) | (H) — Heiseldal, 1953 |
| (I) — Isachsen, F. (pers. medd.) | (Ha) — Hansen, 1913 |
| (HA) — Holtedahl og Andersen
(Holtedahl, 1953) | (E) — Egne observasjoner |

Retningen på brebevegelsen var her m. a. o. til dels uavhengig av fjellgrunnstopografien i området, og det må ha vært trykket fra mektigere bremasser i de nordøstlige områdene henimot Setesdal som har tvunget breen i en sydvestlig retning. Også vestenfor Lyngdal har skuringsstripene i de nordlige traktene en tendens til å peke i en noe mer vestlig retning enn retningen på hoveddalene, men her heller også heieflaten i en noe mer vestlig retning.

Skuringsstripene langs kysten peker om lag vinkelrett på kystlinjen. Det er derfor grunn til å tro at brefronten i avsmeltningstiden lå om lag parallelt med kystlinjen. At så har vært tilfelle, viser også de funne endemorenene, se pl. 1. De ligger om lag parallelt med kystlinjen, eller de skjærer kystlinjen under meget spisse vinkler.

Brerandsavsetningene.

Fig. 3 gir en oversikt over forskjellige typer av brerandsavsetninger og over de betegnelsene som vil bli mest brukt i det følgende. Det ville være fristende bare å bruke betegnelsene utenom parentesene, men flere av disse er så lange eller så lite kjent i litteraturen at kortere og mer kjente betegnelser ofte er foretrukket.

De fleste av de observerte brerandsavsetningene på Sørlandet er supra-akvatiske endemorener, endemorener som er avsatt på tørt land. De består av morenemateriale, ofte med små linser av glacifluvialt materiale. Morenematerialet er meget blokkrikt og noe leirholdig. Ved overflaten er finmaterialet ofte vasket bort så morenene kan se ut som en moreneur. De supra-akvatiske endemorenene er rygger, eller linjer og belter med sterk konsentrasjon av morenemateriale. Ryggene etc. ligger på tvers av brebevegelsens retning. De fleste endemorenene som er observert og tegnet inn på kartet pl. 1, er så tydelige og markerte at ingen kan tvile på at det virkelig er gode endemorener. Men i nordvendte fjellsider, støtsider, finnes det ofte mektige morenemasser, støtside-morener, som mange forskere har forvekslet med endemorener. Støtside-morenen, se s. 64, har også en lengdeutstrekning på tvers av brebevegelsens retning, men den viser ellers ingen randkarakter. Bare hvis det i disse støtsidene finnes rygger og blokklinjer med utvilsom randkarakter, er de avsatt på kartet (pl. 1) som endemorener.

De sub-akvatiske endemorenene er avsatt under vann, men de behøver ikke ligge under vann i dag. De er også rygger som ligger på tvers av brebevegelsens retning, og de består hovedsakelig av glacifluvialt materiale. Det groveste materiale, ofte vasket morenemateriale, ligger langs iskontakt-siden (proksimal-siden) på ryggen. Enkelte av de observerte endemorenene på Sørlandet er utvilsomt sub-akvatiske.

Dalbrentløperne i Sørlandsdalene har stort sett vært meget korte,

og morenene som ble avsatt langs sidene, lateralmorenene, er derfor korte. Lateralmorener har samme karakter som de supraakvatiske endemorenene, bortsett fra at de alltid ligger i dalsidene og har en retning mer parallelt med den generelle brebevegelsesretning. Svært få lateralterrasser er observert.

Betegnelsen «sandur» er det vanlig å bruke synonymt med betegnelsen «outwash plain», og slik vil den også bli brukt i denne avhandlingen. Hvis en sandur danner overflatelagene i et delta, så er deltaet kalt et sandur-delta. Et sandur-delta er et meget stort rand-delta med et betydelig supra-akvatisk deltaplan. På Sørlandet er det mange store sandur og sandur-delta. Det er også mange små marine rand-delta langs Sørlandskysten. Et slikt lite rand-delta har oftest intet eller bare et lite supra-akvatisk deltaplan.

Randmorener blir ofte delt i fremstøtsmorener (oscillasjonsmorener, pushmorener) og stillstandsmorener (stagnasjonsmorener), Gillberg (1956) m. fl. I sen-glacial tid trakk brefronten seg stort sett tilbake. Men denne generelle tilbaketrekning ble avbrutt av perioder med fremstøt eller med stillstand, og da ble henholdsvis de sen-glaciale fremstøtsmorener og de sen-glaciale stillstandsmorener avsatt.

Forstyrrede (foldete) lag under randmorenene er som oftest et godt indisium på at morenene er avsatt under brefremstøt, men det er dessverre hverken funnet forstyrrede eller uforstyrrede lag under morenene på Sørlandet.

Studiet av recente breer og deres randavsetninger har vist at markerte, ryggformete randmorener nesten alltid er fremstøtsmorener (O. Liestøl pers. medd.), og de fleste av de beskrevne randmorenene på Sørlandet er av denne type. Vanligvis er klimaforverringer årsak til brefremstøtene, men det er også observert brefremstøt som har andre mer tilfeldige årsaker, f. eks. jordskjelv. I høyarktiske strøk er viskositetskoeffisienten i breen stor, og ofte vil akkumulasjonen på breen være større enn ablasjonen. Når så belastningen i akkumulasjonsområdet blir tilstrekkelig stor, vil breen «rutsje» frem med relativt stor hastighet (O. Liestøl, pers. medd.). Det er lite trolig at brefremstøtene til de store randmorenene på Sørlandet kan ha hatt slike «tilfeldige» årsaker. Sørlandet er nemlig ikke særlig utsatt for store jordskjelv, og iallfall på Ra-tid var klimaet der ikke høyarktisk, se s. 40. De beskrevne randmorenene er dessuten fulgt over lange strekninger, og vitner om brefremstøt i meget store områder. Det er derfor mest sannsynlig at brefremstøtene skyldes klimaforverringer.

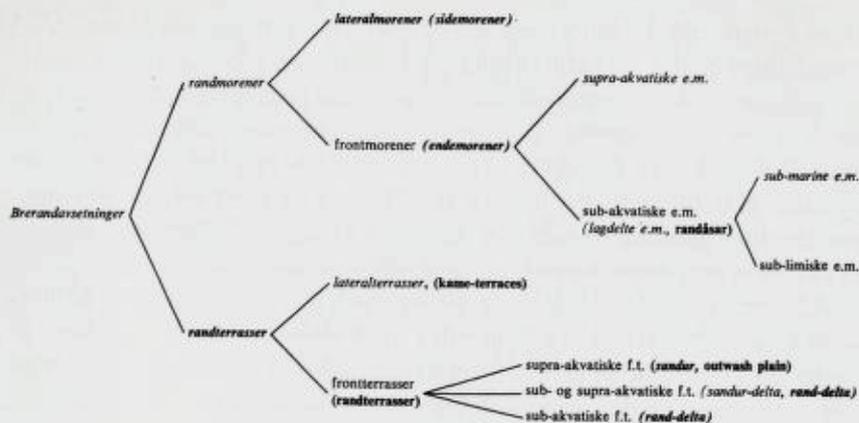


Fig. 3. Forsøk på en systematisk inndeling av brerandavsetningene. Uttrykk som er meget vanlig brukt i litteraturen står med uthevet trykk, og uttrykk som vil bli meget brukt i denne avhandling er trykket med kursiv.

Stillstandsmorener er som regel lite markerte. Det kan ha vært en klimaforverring som har fått brefronten til å stanse ved en slik morene, eller brefronten kan mer tilfeldigvis ha nådd en stilling hvor akkumulasjonen på breen ble om lag lik ablasjonen pluss kalvingen. Hvis brefronter når terskler eller innsnevninger i fjordløp eller daler, vil ablasjon pluss kalving bli redusert kraftig, så nettopp på slike steder vil ofte brefronten bli liggende, og på slike steder finner man ofte stillstandsmorenene. Men også fremstøtsmorenene ligger vanlig ved terskler etc., og fremstøtsmorenene kan også være lite markerte. Det er derfor meget vanskelig å avgjøre om en lite markert endemorene er en stillstandsmorene eller en fremstøtsmorene. Ytterst få av de beskrevne endemorenene på Sørlandet er av den sistnevnte type, men det finnes sannsynligvis flere slike morener som ikke er observert. Disse morenene er trolig så diffuse at det ikke har vært mulig å skille dem fra bunnmorenen, eller de er så lite iøynefallende at de ikke er oppdaget.

Flere av de beskrevne rand-terrassene er sannsynligvis avsatt i perioder da brefronten sto relativt stille.

Morenene og de andre løsavsetningene er kartlagt på Den norske hærs karter i målestokk 1 : 50 000. Ved kartleggingen er også brukt Flyvåpenets flybilder som dekker hele det undersøkte området. De markerte randmorenene er ofte meget tydelige på bildene over de ikke skogkledde vestlige områdene. Men det er oftest umulig å skille

ut morenene på bildene over de skogkleddede østlige områdene. Ved feltarbeidet er det lagt størst vekt på å kartlegge proksimal- og distalgrensene på randmorene-beltene og på å kartlegge de tydeligste ryggene innen disse beltene. Dessverre er det vedlagte hovedkartet i så liten målestokk at det ikke har vært mulig å få med mange av de observerte detaljene. På heiene er det bare foretatt rekognoseringskartlegging utenom områdene nærmest randmorenebeltene. Dalene er derimot noe nøyere kartlagt også utenom randmorenene.

Alle mine høydemålinger er utført med Paulinbarometer. Målingene er fortrinnsvis utført i perioder med stabilt godt vær, og ved de fleste målte terrassene er det foretatt en rekke kontrollmålinger. Ved alle målingene er det korrigert for temperaturavvik.

Ra-trinnet.

Den store, markerte endemoreneryggen som går nesten sammenhengende gjennom Østfold og Vestfold (se pl. 4), er kalt Raet. Nær svenskegrensen deler Raet seg i flere rygger som fortsetter inn i Sverige hvor de heter De mellomsvenske endemorenene. I eldre litteratur er morener som ligger utenfor Raet, også ofte kalt ramorener, men i den senere tid har det vært vanlig å knytte Ra-betegnelsen bare til de avsetningene som er samtidig med Raet. Det vil bli gjort i denne avhandling.

Allerede før 1871 fant T. Dahll at Raet fortsetter langs kysten vestenfor Langesundsfjorden. Han fulgte moreneryggen over Jomfruland til Tromlingene ved Arendal (Kjerulf, 1871). I 1891 beskriver Vogt Ra-morenen mellom Tromlingene og Fevik: «Ved Tromlingene og ved Tromø kirke og Håve med den bekjendte Håveskov på udsiden av Tromøen, hæver morenen sig over havfladen; derpå følger de lave grus- og sand-øer, Gjersø, Mærdø og Jerkholmen udenfor Arendal, hvorpå morenen endelig forlader havet og stiger op på det faste land ved Haslaodden nær Søm mellem Arendal og Grimstad og fortsetter vestover til Fevig.» På strekningen Fevik—Rorevann—Syndlevann fant Øyen (1911), Danielsen (1912) og Hansen (1913) Ra-breens randterrasser, og selve moreneryggen ble også observert på flere steder. Fra svenskegrensen til Rore—Syndlevann er Ra-morenen m. a. o. en nesten sammenhengende markert og mektig morenerygg, og ikke på noe sted kan den forveksles med andre morenetrinn, se pl. 4.

Vestenfor Syndlevann fører en bratt fjellside opp til en utpreget småkupert Sørlandshei, 200—300 m o. h., og slike heier ligger nå videre vestover, med de store hoveddalene relativt dypt nedskåret mellom de enkelte heiestrekningene. Hansen (1913) observerte Ra-morener på heiene på begge sider av Otra-dalføret, men han mente at Ra-breen ellers var så tynn og lite aktiv på Sørlandsheiene at den stort sett ikke hadde avsatt noen tydelig endemorene. Både Øyen (1911), Danielsen (1912) og Hansen (1913) mener å ha påvist Ra-morener i de fleste store Sørlandsdalene, se pl. 9, men bare i Sirdal og til dels i Kvinesdal er de alle enige om hvor Ra-morenen ligger. På et oversiktskart over israndlinjer i strøkene omkring Skagerrak-Kattegat har Hortedahl (1953, s. 627) trukket Ra-linjen vestover til Syndlevann og ved sydenden av Flakksvann. Men i alle dalførene vestenfor Flakksvann har han satt spørsmålstejn for å markere at man der var usikker på beliggenheten av Ra-morenene dengang kartet ble tegnet.

Store deler av den Ra-linje som vil bli beskrevet i det følgende, er tegnet inn på «Glacialgeologisk kart over Norge» ved O. Hortedahl og B. G. Andersen (Hortedahl, 1953). Andersen (1954) har også gitt en midlertidig meddelelse om Ra-morenen på Sørlandet.

Egne undersøkelser.

Hovedkartet, pl. 1, viser Ra-morenebeltet som går nesten sammenhengende fra Rorevann til Sirdalsvann. Beltet er vanligvis 100—500 m bredt, og det består av mektige morenegrusmasser som på overflaten ofte har karakter av en storblokkig moreneur (se fig. 11, 16, 19 og 21). På de fleste stedene ligger det innen beltet en eller to parallelt-løpende, 3—15 m høye rygger, men det er ikke uvanlig å finne rygger som er 20—30 m høye, og det er observert opptil 4 parallelt-løpende morenerygger på enkelte steder.

Morenebeltet har stort sett meget markerte grenser mot de bare fjellflatene på begge sider. Langs distalgrensen ligger det som regel en skarp morenerygg med en distalside som fører bratt ned til grensen mot de bare fjellflatene. Der hvor morenebeltet ligger i fjellsider, støtsider etc., er det ofte en jevn overgang fra morenemassene i selve beltet til støtside-morenen (li-morenen) på proksimalsiden. I slike tilfelle er proksimalgrensen for beltet trukket på skjønn.

I de store hoveddalene mangler sidemorenene i de bratteste dal-sidene, men endemorenene er tydelige i alle hoveddalene. De består

som oftest av markerte parallelltøpende rygger (1—3 stk.) som ligger på tvers over dalbunnen, bare gjennomskåret av hovedelven. I tilknytning til disse ryggene ligger det ofte rand-terrasser, sandur-terrasser, og ryggene hever seg som regel bare 2—10 m over terrasseflatene. Ra-endemorenene med sandur-terrassene demmer opp relativt store innsjøer i alle hoveddalene unntatt Vestredalen i Kvinesdal.

Det er foretatt en rekke kontrollturer i områdene på begge sider av morenebeltet. På flatheiene finnes det der bare ubetydelige løsavsetninger, og som regel er disse heiene påfallende bare. I bratte nordvendte dalsider er det derimot ofte store morenemasser, støt-side-morener, også utenom morenebeltet. Disse støt-side-morenene er stort sett mektigst nærmest proksimalgrensen på beltet, se s. 64.

På hver av de vestligste heiene ligger det også en enkel, markert, men lav morenerygg like syd for hovedmorenebeltet. Avstanden mellom disse ryggene og beltet avtar i østlig retning, og ryggene må tilhøre en enkel randmorenelinje som løper sammen med hovedmorenebeltet lenger østpå. Ved grundig detaljkartlegging kan man sannsynligvis klare å følge denne morenelinjen betydelig mer sammenhengende enn vist på pl. 1.

Detaljbeskrivelser.

Som nevnt går Ra-morenen på land på Haslaodden ved Fevik, se fig. 4. Herfra stiger en relativt bred skogkledd morenerygg vestover til foten av en bratt fjellskrent, 56—58 m o. h., i østskråningen på Lauvåsen ved Fevik. Store moreneblokker stikker frem overalt på overflaten på denne ryggen, og 1—2 m dype skjæringer i kammen på den viser at den består av til dels uregelmessige lag av vasket grus, rullestein og morenegrus, se fig. 5. I alle lagene ligger det store flyttblokker av grunnfjellsbergarter. Nær Lauvåsen ligger ryggen meget åpent ut mot havet, og det er masse strandrullet stein på overflaten. Det kan etter dette neppe være tvil om at den brede moreneryggen er en lagdelt endemorene, avsatt i havet, og havet må ha vasket på morenen etterat den ble avsatt.

I den bratte fjellskrenten, om lag 58—65 m o. h., i østskråningen på Lauvåsen finnes ingen morene. Da denne skrenten må ha ligget i havnivå på Ra-tid, se s. 23, er det sannsynligvis havbrenningene som har hindret dannelsen av en morene her. Like over skrenten er moreneryggen igjen tydelig og ligger tvers over den 92 m høye Lauvåsen. Materialet er her storblokkig morenegrus, og det er ikke

spor etter havpåvirkning, så morenen må være avsatt over havnivå, den er supramarin.

Mellom Lauvåsen og Vik går Ra-morenen tvers over tre små fjellrygger og tre dalsenkninger. På fjellryggene er morenen utvilsomt supramarin, og av om lag samme karakter som Lauvås-morenen, men ofte er ryggformen noe mer utvasket. I dalsenkningene ligger brede submarint avsatte morenerygger. I dalsenkningen ved Moi er morenen flattoppet, nærmest en terrassefylling. Terrasseflaten ligger 57—60 m o. h. og er videst i den østlige del. Langs sydgrensen på den vestlige del hever en markert morenerygg seg 3—4 m over terrasseflaten. Ryggen har en bratt 6—10 m høy distalskråning, og i denne skråningen er meget av finmaterialet vasket bort under 60—61 m o. h. På de høyeste partiene av ryggen er det små grytehull, hauger etc., og det er ikke spor etter havpåvirkning. Lengst i vest, nær Moisand-veikrysset, ligger det også en 30—40 m lang flat grusterrasse langs distalsiden på moreneryggen, ca. 59 m o. h. Det er utvilsomt en rand-terrasse avsatt i havet, og det kan neppe være tvil om at havnivået dengang var ca. 59 m høyere enn nå. Også Danielsen (1912) fant at MG er 59 m o. h. i disse traktene.

Tvers over den vide dalsenkningen ved Vik ligger det en relativt bred blokkrik submarint avsatt morenerygg med kamhøyde 55—58 m o. h. Ved Fjære kirke danner morenen en flat terrasse ca. 58 m o. h. Nær sydgrensen på terrassen er det her isolerte hauger og rygger som er rester etter en supramarin rygg.

Fra Fjære til Syndlevann er Ra-morenen en meget markert, nesten sammenhengende supramarin morenerygg, og syd for morenen ligger det ofte flate rand-terrasser, rand-delta. Det er hovedsakelig rand-terrassene og vanligvis ikke selve endemorenen Danielsen (1912) og Hansen (1913) har observert her.

Mellom Fjære og Dømmesmoen ligger morenen for det meste oppå et fjellparti, og den er en meget skarp opptil 20 m høy, sterkt blokkrik rygg. Den har alltid en meget bratt og høy distalskråning, fig. 6. Noen steder er morenen forholdsvis bred og består av to rygger med hauger. Det er praktisk talt alltid skarpe grenser mot de snauskrapte fjellflatene på nord- og sydsiden av morenen.

Moreneryggen som krysser dalsenkningen syd for Dømmesmoen, er også meget skarp, 5—10 m høy. Nær østsiden av dalsenkningen er ryggen gjennomskåret, og veien til Dømmesmoen går gjennom åpningen her. I tillegg til det vanlige blokkrike morenegruset er det

også en del glacifluvialt materiale, rullestein etc. på denne moreneryggen. Også det nordenforliggende terreng er dekket av betydelige glacifluviale avsetninger, så her må det ha foregått en sterk frem-skylling av materiale med bre-elver.

Dalsenkningen syd for Rorevann er sperret av en mektig, bred morenerygg med en vid rand-terrasse, rand-delta, foran, se fig. 7. Kammen på ryggen ligger 15—20 m over Rorevannet, men bare et par meter over rand-terrassen, og til dels går den i ett med terrassen, 54—55 m o. h.

I den bratte sydskråningen på terrassen er det et grustak som viser 1—2 m med flattliggende lag av rullesteinsgrus over skrålag av sand, grus og rullestein som heller 20—30° mot syd, se fig. 8. Skjæringsplanet mellom topplagene og skrålagene ligger ca. 51 m o. h., og havet må ha stått minst så høyt dengang terrassen ble dannet. Tvers over terrasseflaten går det 2—3 m dype renner som sannsynligvis representerer strømfurer. I så fall har havnivå mest sannsynlig ligget i høyde med bunnen av rennene, 51—52 m o. h., dengang de ble dannet. På den annen side er det vanskelig å komme utenom at terrasseflaten 54—55 m o. h. må svare om lag til Ra-tidens havnivå. Da må strømfurene være dannet enten under havnivå eller i en noe yngre fase av Ra-tid med et noe lavere havnivå enn da selve terrasseflaten ble dannet.

Inn mot begge sider av dalsenkningen syd for Rorevann hever markerte, opptil 6 m høye, supramarine rygger seg over den brede endemoreneryggen med randterrassen. Disse ryggene forsetter bratt opp dalsidene. Den vestlige ryggen ligger opp mot den 165 m høye toppen ved Luetjern. Den går tvers over den høyeste del av toppen og så bratt ned dalsiden til den mektige endemorenefyllingen i dalen sydøst for Luetjern. De bratte moreneryggene langs begge sider av den omtalte toppen stiger ca. 100 m i løpet av 500—600 m σ : ca. 170 m/km. Det gir et godt inntrykk av hvor bratt breflaten må ha hellet ned mot brefronten. Endemorenen sydøst for Luetjern består av sterkt blokkrike, uregelmessige rygger og hauger som hever seg 8—10 m over rand-terrassen på sydøstsiden. Fra denne endemorenen går så en meget skarp, opptil 20—30 m høy morenerygg opp fjellsiden i vestlig retning, fig. 9.

Videre vestover, i traktene syd for Syndlevann, ligger små N-S-orienterte dalsenkninger mellom lave N-S-orienterte fjellrygger. Ra-morenen går tvers over de nordlige deler av disse fjellryggene

og tvers over dalsenkningene. I flere av dalsenkningene hever morenen seg bare ganske lite over rand-terrassene, men på fjellryggene er den høyere, og enkelte steder danner den flere rygger og hauger i et belte. Rand-terrassene består av store flater som heller meget svakt mot syd, 2—4 m/500 m, og av steile 20—30 m høye sydskråninger. Nær selve endemorenen er det stor rullestein i topplagene, og størrelsen på steinen avtar i sydlig retning. Grustak nær sydkanten på terrassene øst og nord for Lunden viser 1—3 m med horisontale lag av rullesteinsgrus over skrålag av mest sand. Skrålagene heller steilt mot syd. Rand-terrassene er derfor utvilsomt rand-delta eller sandur-delta. Høyden på terrasseflatene avtar fra 52—54 m o. h. ved Hafstadmoen til 51—52 m o. h. nord for Lunden, og flatene må svare om lag til Ra-tidens havnivå. I terrassen nord for Lunden ligger skjæringsplanet mellom topplag og skrålag ca. 48 m o. h., og bunnen på meget grunne strømfurer ligger ca. 50 m o. h. ved sydkanten av terrassen.

Høydene på rand-terrassene langs Ra-ryggen avtar m. a. o. jevnt fra ca. 59 m o. h. ved Moi nær Fevik til ca. 51 m o. h. ved Lunden syd for Syndlevann, og sannsynligvis representerer disse høydene havnivå under en og samme fase av Ra-tiden. Ra-stranden har derfor en stigning på ca. 0,7 m/km fra Lunden til Fevik, se s. 42. Danielsen (1912) regner med at MG stiger 0,7 m/km langs kysten nordenfor Fevik.

Som nevnt har Danielsen også funnet at MG ligger 59 m o. h. ved Fevik, men han har en MG-bestemmelse ved Gullsmedkleiv syd for Dømmesmoen som passer dårligere med mine observasjoner. Ved Gullsmedkleiv når Ra-ryggen 62—64 m o. h. «Utenfor er der vide flater som øverst oppe i «raet» ender med en liten flate i vel 58 m høide,» skriver Danielsen (1912, s. 290). Og han antar at denne flaten representerer MG. De vide flatene syd for Ra-ryggen er randterrassen som her ligger ca. 55 m o. h. Vanligvis går denne terrasseflaten temmelig flatt inn til foten av moreneryggen, men på et par steder ved Gullsmedkleiv stiger den oppover siden på morenen. Ca. 59—60 m o. h. ligger det en svak terrasseliknende avsats med gårdshus på, og det er sannsynligvis den terrassen Danielsen mener svarer til MG. Materialet i overflaten på terrassen er sand og stort sett fint grus, og også morenen ovenfor terrassen er dekket med relativt fint materiale som må være skyllet frem med smeltevannet. Stedet ligger temmelig åpent ut mot havet, og hvis havflaten virkelig

har stått 58—60 m o. h., må bølgene ha vasket kraftig mot morenesiden. Da skulle man vente for det første at finmaterialet ville være skyllet bort i brenningssonen, og for det annet at her ville være en tydelig innskåret terrasse. Når så ikke er tilfelle, kan man best forklare forholdene ved en lokal fremskylling av relativt fint materiale med smeltevannet da havnivået var ca. 55 m høyere enn nå.

Områdene like utenfor og lavere enn rand-terrassene og Ramorenene mellom Haslaodden og Syndlevann er ofte dekket med marin leire og sand, se pl. 1. Noe av dette er sikkert bunnlag avsatt på havbunnen ved Ra-brefronten. (Det er imidlertid ikke funnet *Yoldia*-leire her.) Men meget er utvilsomt vasket ut fra randavsetningene i yngste senglacial og postglacial tid. Den «boreo-arktiske» skjellfauna som er funnet i leiren på flere steder, har om lag samme karakter som faunaen i de senglaciale leirene ved Kristiansand, se s. 118. I en leirholdig skjellbanke i en brønn nær Bråstad mellom Fjære og Roresanden, ca. 35 m o. h., fant jeg f. eks. mange eksemplarer av *Mya truncata*, *Saxicava arctica*, *Astarte elliptica*, *Macoma calcarea* og *Mytilus edulis*. I lave nivåer er det også gjort en rekke funn av postglaciale skjell, se pl. 9.

Heia mellom *Syndlevann* og *Birkenes* i Topdal ligger ca. 200 m o. h. Den vestlige delen av heia er småkupert, mens den østlige delen er oppskåret av relativt dype, små dalfører.

En storblokkig morenerygg hever seg svakt over terrasseflaten ved sydvestenden på *Syndlevann*, og svinger i en bue inn mot den bratte, ca. 150 m høye fjellsiden vestenfor vannet. Denne fjellsiden er for bratt til at det kan ligge noen sidemorene der, men 120—130 m o. h. fører en liten dalsenkning vestover til *Lundetjern*, og den er fylt med store morenemasser i hauger og rygger. På heia like nord for denne dalsenkningen ligger en lav fjelltopp, ca. 225 m o. h. Tvers over det høyeste partiet på denne fjelltoppen ligger moreneurbeltet med opptil husstore flyttblokker. Beltet fortsetter på heieflaten vestover til det stopper ved stupet mot *Lundetjern*. Langs proksimalgrensen på beltet går det her en markert rygg med bratte, 4—6 m høye sider. Nordenfor morenebeltet ligger rensoppte, glissent skogkledde heier, og heiene syd for *Lundetjern* har samme karakter. Morenebeltet på toppen, ca. 225 m o. h., ligger ca. 1 km nordenfor og ca. 170 m høyere enn endemorenen ved *Lunden*. Det viser at breflaten hullet meget bratt ned mot brefronten.

Langs nordsiden på østre del og langs sydsiden på vestre del av



Fig. 4. Jerkholmen (J) og Haslaodden (H) ved Fevik (sett mot sydvest), Fevik: F, Lauvåsen: L og Vik: V. Jerkholmen og den skogkledd ryggen mellom Haslaodden og Fevik er selve Ra-morenen. NB. De bare svabergene distalt for morenen og leirslettene proksimalt for den. Foto A/S Sørfly.

The island Jerkholmen (J) and the point Haslaodden (H) near Fevik (looking southwest). Fevik: F, Lauvåsen: L and Vik: V. Jerkholmen and the wooded ridge between Haslaodden and Fevik is the Ra moraine. NB. The bare bedrock to the left and the flat clay plain to the right of the moraine.

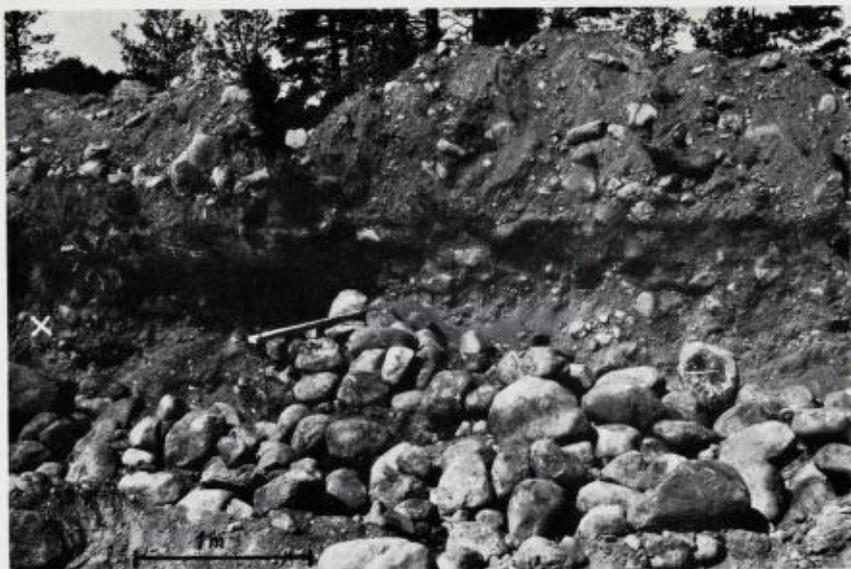


Fig. 5. Skjæring i kammen på den submarint avsatte Ra-ryggen ved Fevik, ca. 55 m o. h. NB. Steinene er mer vannpolerte enn steinene i de supramarint avsatte Ra-ryggene, og gruset inneholder mindre leire. Materialet ved merket x til venstre på bildet er lagdelt.

Section through the top of the submarinely deposited Ra ridge at Fevik, about 55 m above sea level. NB. The surfaces of the boulders are polished smoother than boulders in the supramarinely deposited Ra ridges, and the gravel is less clayey. The gravel at the mark x is bedded.



Fig. 6. Grustak nær kammen på den distale endemoreneryggen ved Bråstad SV for Fjære kirke. Til venstre: Øvre del av den 10—15 m høye distalskråningen. Morenematerialet er karakteristisk for de supramarint avsatte Ra-ryggene, se fig. 22. Gravelpit near the top of the distal end moraine ridge at Bråstad SW of Fjære church. To the left: The upper part of the 10—15 m high distal slope. The till is typical of the supramarinely deposited Ra ridges, see fig. 22.

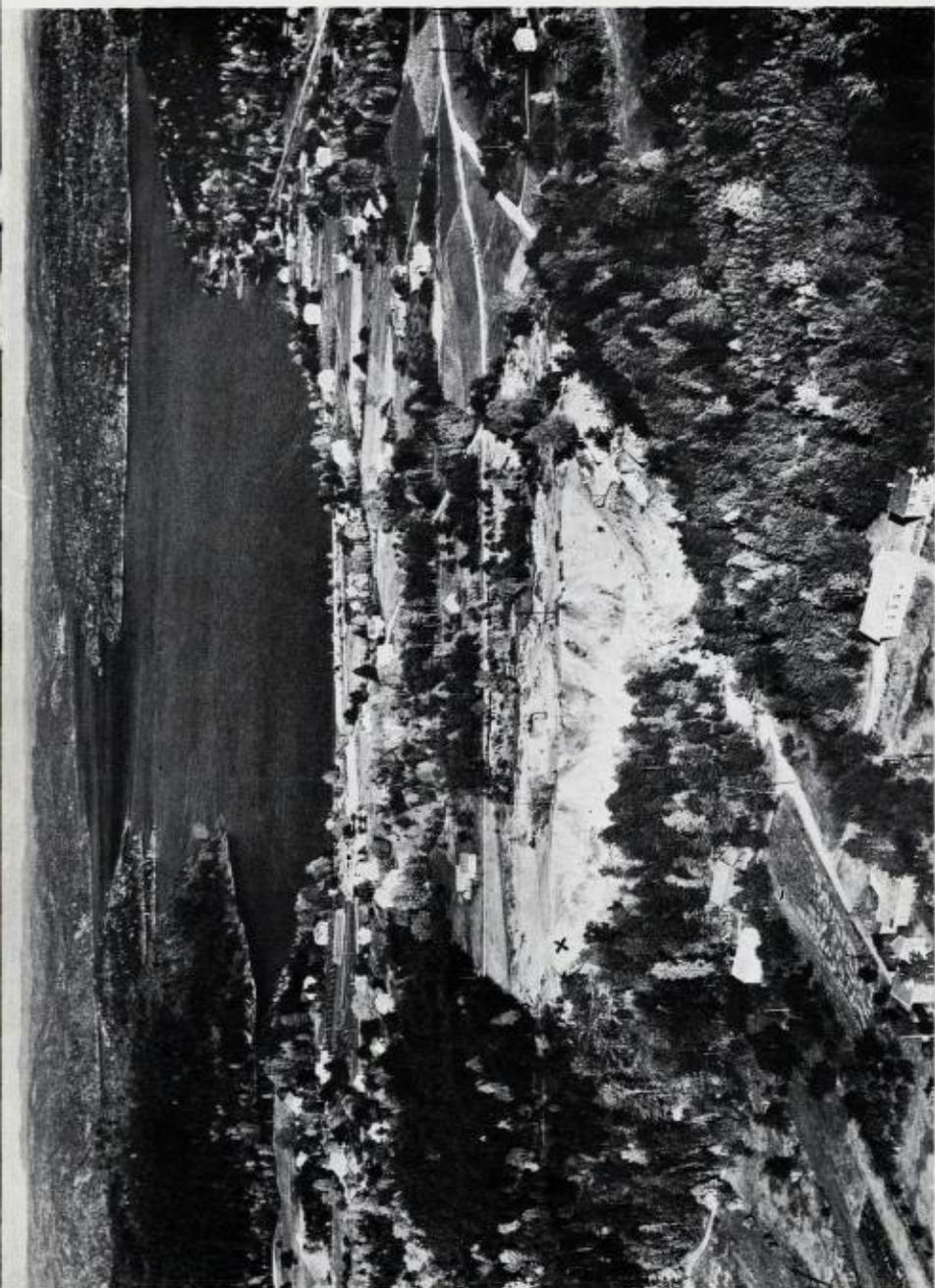


Fig. 7. Den brede Ra-ryggen med rand-delta-terrassen demmer opp Rorevann (sett mot nord). Grustaket ligger i den bratte, ca. 20 m høye distalskråningen på terrassen. Bildet på fig. 8 viser lagdelingen ved merket x. Foto A/S Sørfly.

The lake Rorevann is dammed by the broad Ra ridge and the marine outwash terrace (looking north). The gravelpit is situated in the steep, about 20 m high, distal slope of the terrace. The picture, fig. 8, shows the bedding at the mark x.



Fig. 8. Delta-skiktning i grustaket som er vist på fig. 7 (sett mot vest). Pilen peker på diskordanseplanet, ca. 51 m o. h.
Delta-bedding in the gravelpit which is shown in fig. 7 (looking west). The arrow points at the discordance between topsets and foresets.



Fig. 9. Kammen på den 10—30 m høye Ra-ryggen vestenfor Luetjerdalføret, nær sydenden av Rorevann. Distalskråningen til høyre, x over ryggsekken.
The top of the 10—30 m high Ra ridge on the west side of the Luetjern valley near the southern end of Rorevann. The distal slope lies to the right. The x is above the rucksack.

Lundetjern ligger morenebeltet med sine blokkrike morenemasser. Lundetjern er nesten avsnørt der morenebeltet krysser over fra den ene til den andre siden på tjernet. Dalføret vestenfor Lundetjern er også fylt med store moreneurmasser, og herfra går så morenebeltet tvers over heia til det igjen stopper ved stupet ned mot Rossvann. Det er observert flere opptil 5—6 m høye rygger i dette beltet, og vanligvis ligger det en markert rygg langs distalgrensen og ofte en langs proksimalgrensen. Utenfor beltet er fjellflatene rensøpte.

Det har ikke lyktes å finne noen markert endemorene i den trange Rossdalen, men like over den bratteste del av dalsiden, syd for Rossvannet, er morenebeltet igjen meget tydelig med flere parallelle rygger. Herfra går det sammenhengende tvers over heia til Mofia—Tveite ved Birkeland. Morenebeltet er 200—500 m bredt, og det er observert opptil 4 tilnærmet parallelløpende rygger innen beltet på denne strekningen. Men som regel er det bare ryggen langs distalgrensen som går sammenhengende over lange strekninger. Den distale ryggen er også mest markert og høyest, vanlig 5—20 m høy, se fig. 10 og 11. Østenfor Ødegården er den 20—30 m høy. Den har vanligvis en meget bratt distalskråning som fører ned til de skogkleddede fjellflatene på sydsiden.

Proksimalgrensen på beltet ligger ofte i nordvendte skråninger, støtsider, hvor det også kan være støtside-morener. Grensen mellom beltet og støtside-morenen er her trukket noe vilkårlig. Også et stykke nordenfor morenebeltet ligger det støtside-morener og på enkelte steder leside-morener i fjellskråningene. Men oppå fjellflatene er det stort sett ikke noe morenedekke i disse områdene.

I de små dalsenkningene østenfor Risvann og i dalføret vestenfor Froholtskjerr er dalbunnene syd for endemorenene flate og myrlendte. Under myrlagene ligger grus som utvilsomt er avsatt av smeltevannselver foran brefrontene. Flatene er derfor mest sannsynlig små myrdekte sandur. Små dalfører ved Grindevollen og Sørheim har drenering over morenen mot nord, og her har det utvilsomt stått små bredemte lommesjøer. Det er da også svake terrasserester langs dalsiden like over myrflaten ved Grindevollen, og ved Sørheimgården er det små lave terrassefyllinger like ved morenen.

Fra *Flakksvann* fører hoveddalen med Topdalselven sydover til Topdalsfjorden, og et noe mindre dalføre, Modalen, går mot SØ over Tveite til Lillesand. Danielsen (1912, s. 294) og Hansen (1913, s. 15) nevner begge Ra-avsetningene ved Tveite og ved

Birkenes kirke, og Vasstøl (1943) gir en detaljert beskrivelse med kart over disse avsetningene. Han har observert de store morenemassene i skaret ved hovedveien syd for Ødegården og morenen i dalen ved Tveite. Men han har ikke sett det mektige morenebeltet med moreneryggene som forbinder de to avsetningene. Beltet ligger tvers over den relativt høye fjellryggen mellom Tveite og Ødegården.

Morenebeltet ved Tveite går i en stor bue tvers over den flate dalbunnen. Det består av morenehauger og 2—4 parallelle, ofte meget markerte, opptil 5—6 m høye rygger. Den distale ryggen har en bratt, 3—5 m høy distalskråning som fører ned til en vid sandur-flate ved Tveite stasjon, 71 m o. h. Sandur-flaten består av grus- og rullesteinslag, og sammen med de store grusmoene i Modalen sydvestover mot Lillesand vitner den om en veldig materialtransport med smeltevannselvene her. Det renner bare en liten elv med et ubetydelig nedslagsfelt i denne dalen i dag.

Tveitegårdene ligger nordenfor det markerte endemorenebeltet på terrasseflater som skråner svakt mot nord. Terrasseflatene ender i en meget bratt, høy skråning som fører ned til et lite tjern like syd for Hvaltjern. Denne skråningen er utvilsomt en iskontakt-skråning. Materialet i terrassene har glacifluvialt preg med rullesteinsgrus og noe sand, og spredt utover overflaten ligger det masse flyttblokker. Om lag samme karakter har materialet i en forholdsvis bred rygg som går langs veien nordover mot Hvaltjern og en rygg som går langs nordøstsiden på Hvaltjern nordover forbi Birkeland. De to ryggene er forbundet med et grusfelt hvor det ikke er observert tydelige rygger, men det kan ikke være tvil om at de begge hører til samme glaciale dreneringssystem og at de er eskers. Omkring Birkeland er ryggen 10—20 m høy, og det ligger store glacial-fluvialt pregede avsetninger på begge sider av den. Dengang dette esker-systemet ble dannet, må det ha ligget breis i forsenkningene hvor det nå er en rekke småvann (f. eks. Hvaltjern), og de mange flyttblokkene på overflaten av de glacifluviale avsetningene viser klart at de ble avsatt i et subglaciale dreneringssystem. Esker-ryggen mellom Birkeland og Tveite er så godt bevart at Ra-breen neppe kan ha vært særlig aktiv etterat den ble avsatt.

Vest og nordvest for esker-ryggen i Birkeland ligger en vid, flat grusterrasse ca. 55 m o. h. og ca. 27 m over Flakksvann. Et grustak i terrassen viser delta-skiktning med flattliggende gruslag over skrå sand- og gruslag som heller ca. 20° mot syd. Det finnes ikke

antydning til tilsvarende terrasser på nordvestsiden av Flakksvann, og det er neppe mulig at eventuelle slike terrasser kan være totalt fjernet ved postglacial erosjon. Dette tyder på at det har ligget breis i Flakksvannsenkningen og tvunget dreneringen over til den østlige dalsiden hvor Birkeland-terrassen sannsynligvis ble avsatt i en randsjø. Alle de omtalte, mektige glacifluviale avsetningene vitner om en veldig drenering over Birkeland—Tveite—Lillesand under Ra-breens avsmeltningsfase, se også s. 70.

Hansen (1913) og til dels også Vasstøl (1943) mener at esker-systemet mellom Tveite og Birkeland er Ra-breens randmorene. På grunn av flyttblokkene på esker-ryggene kan de lett bli forvekslet med morene-rygger, men alle skjæringene i ryggene viser at de består hovedsakelig av glacifluvialt materiale.

Tveite-morenen fortsetter i en ryggformet sidemorene bratt opp etter fjellsiden vestenfor Tveite. Morenen mangler i den bratteste øvre del av fjellsiden, men finnes så igjen på nordlige del av en liten fjellrygg like nordenfor den gamle veien mellom Tveite og Birkenes. Morenen ligger her mindre enn 1 km fra og ca. 110 m over Tveite-morenen, så breflaten må ha steget bratt opp langs den omtalte fjellsiden. Morenebeltet fortsetter over noen myrstrekninger og et vestlig høydedrag og går så i sydvestlig retning bratt ned dalsiden i *Topdalen*. Morene-ryggene er utydelige eller mangler på et par bratte steder langs denne dalsiden.

Like syd for gården Varpelien går tre markerte endemorene-rygger fra østre dalside på tvers av dalretningen mot Topdalselven, se fig. 12. Ryggene hever seg over en flat grusterrasse, 56—58 m o. h. Den sydligste ryggen er ca. 15 m høy like ved dalsiden, men ute på terrasseflaten er alle ryggene vanligvis 2—5 m høye, og de avtar i høyde mot elven. Ryggene fortsetter på tilsvarende måte tvers over terrasseflaten på vestsiden av Topdalselven. Den sydligste ryggen er også her høyest, opptil 10—15 m høy, og ligger i en stor bue inn mot den vestre dalsiden hvor den går over i en markert ryggformet sidemorene. Syd for endemorenebeltet ligger vide, flate sandur-terrasser på begge sider av elven. Topplagene i disse terrassene består av grus og rullestein som er hodestore nærmest morenen. Terrasseflatene ligger 56—58 m o. h. ved morenen og synker mot syd nedover dalen, se pl. 5. Ca. 2 km syd for morenen er det en dårlig blotning av leire ved foten av terrassen, ca. 25 m o. h. Leiren inneholder ikke fossiler, men det er allikevel mest sannsynlig at den

er avsatt i en smal, grunn fjordarm like foran fronten på Ra-breen. Etter hvert som denne fjordarmen ble fylt med sedimenter, ble så sandur-deltaet bygd opp over havnivå. Se også s. 71.

Også nordenfor endemorene ved Varpelien ligger det en vid, flat grus-rullesteins-terrasse, 56—57 m o. h. Den strekker seg nordover mot Birkenes kirke. Hansen (1913) og Vasstøl (1943) har oppfattet denne terrassen som en rand-terrasse, og det er utvilsomt riktig. Breffronten må ha ligget om lag ved Birkenes kirke og avsatt terrassen under en sen fase av Ra-tid. Merkelig nok beskriver hverken Hansen, Danielsen eller Vasstøl endemoreneryggen i dalen ved Birkenes eller på fjellpartiet mellom Birkenes og Tveide.

På heia mellom *Flakksvann* og *Venneslafjorden* ligger Verås, Ås og Svalandgårdene fritt på toppen av høydyrigger ca. 300 m o. h. Se fig. 13. Den dominerende beliggenheten av disse gårdene tiltrakk seg tidlig forskernes oppmerksomhet. I 1911 skriver Øyen at Ramorenen går over Svaland, og Hansen (1913) har på et oversiktskart avsatt Ra-morenen fra Svaland over Ås og Verås til Grovane. Ingeniør Holst, Vikeland pr. Kristiansand, (pers. medd.) har også observert Ra-morenen i disse traktene, og han har bl. a. funnet at den demmer opp Eigelandsvann ved Eigeland, og at vannet dengang morenen ble avsatt hadde avløp mot syd over en lav fjellterskel ved Erkleiv. I østenden på dette bredemte vannet ble store grus- og sandterrasser avsatt av smeltevannselvene fra breffronten ved Ås, se fig. 14. Disse observasjonene er utvilsomt riktige, bortsett fra at morenen ikke går fra Verås—Høiås til Grovane, som Hansen hevder.

Morenen mangler i den øvre, bratteste del av dalsiden vestenfor Birkenes, men i nordskråningen på Hafsåsen er den igjen meget tydelig, og herfra ligger et mektig sammenhengende morenebelte over Svaland, Ås, Verås mot Vennesla. Den distale moreneryggen er stort sett den høyeste og mest markerte, og den er mange steder 10—20 m høy. Alle Svalandgårdene, unntatt den sydligste, ligger på morenebeltet som her er noe mindre blokkholdig enn vanlig. Ryggene er også noe utydelige ved Svalandgårdene, men grensene mot de glissent skogkledde fjellflatene på begge sider av morenebeltet er markert, se fig. 13.

Ås-gården ligger også på morenen, og i dalsenkningen syd for gården er spesielt den distale ryggen tydelig og høy. Den går tvers over den myrlendte dalbunnen og bratt opp dalsiden i retning Verås. Den demmer opp Stemtjern, og på Verås ligger den like syd for

de sydligste gårdshusene. Morenebeltet med sine hauger og rygger er meget imponerende over Verås, Høiåshei og Eigeland. Vestenfor Eigeland demmer det opp Stemtjern, og den distale ryggen hever seg 5—10 m over myrflatene et stykke nordvest for tjernet. Nærmere Vennesla er dalsiden brattere, og morenen er her ikke funnet på en ca. 1 km lang strekning. Men i skaret ved veien fra Vennesla til Erkleiv ligger det en 2—3 m høy sidemorenerygg, og herfra er det masse morenemateriale nedover dalsidene langs Erkleivveien mot Vennesla.

Hansen (1913) trekker, som nevnt, Ra-morenen fra Høiåsheia til Grovane. Det ligger nok en del morenemateriale langsetter noen av fjellsidene på denne strekningen, og dalen mellom Eigeland og Venneslafjorden er fylt med relativt mektige morenemasser. Men disse avsetningene viser ingen trekk som tyder på at de er randmorener. Det er da også utelukket at den breen som avsatte endemorenen på Høiåshei, kan ha avsatt noen endemorene på de betraktelig lavere heiene mot Grovane. Isen beveget seg her nemlig i SSØ-lig retning, så Høiåshei ligger faktisk distalt for Grovane.

Vennesla-morenen er tidligere beskrevet av Helland (1903), Danielsen (1912) og Hansen (1913), se fig. 15. Det er en bred morenerygg som ligger på tvers av dalen og demmer opp Venneslafjorden. Både moreneryggen og den vide sandur-terrassen på distalsiden er skåret bredt igjennom av elven. Kammen på morene-ryggen ligger ca. 10 m over Venneslafjorden og bare 1—2 m over sandur-terrassen. Nær elven, både på øst- og vestsiden, hever et par parallelle, skarpe rygger seg 2—4 m over den brede moreneryggen med sandur-terrassen. Ryggen på østsiden av elven er kort og krysser hovedveien 20—30 m nordenfor det stedet hvor veien tar av til Erkleiv. Sandurterrassen danner en vid flate på vestsiden av elven og en noe mindre flate på østsiden. Den store vestlige flaten ligger 46—47 m o. h. ved morenen og synker svakt i sydlig retning, mens den østlige flate ligger ca. 50 m o. h. ved foten av morenen og synker raskt til ca. 46 m o. h. Topplagene i terrassen består av grus og stor rullestein. På østsiden av elven ligger det også en terrasseflate nordenfor morenen, og den er sannsynligvis også en randterrasse. Sandur-terrassene er nøyere beskrevet på s. 73.

Heiestrekningene mellom *Venneslafjorden* og *Mannflåvann* er småkuperte og ligger 300—400 m o. h. Det er fulgt et sammenhengende Ra-morenebelte tvers over disse heiene, og beltet har

samme karakter som på strekningen Vennesla—Syndlevann. Enkelte steder er det noe bredere enn vanlig, f. eks. nordvest for Øvrebø, men ellers består det av de vanlige, markerte ryggene med glissent skogkledde fjellflater på begge sider. En rekke gårder ligger på morenen, som f. eks. Loland, Li, Håresland, Hageland, Grindeland osv., og en rekke gårder ligger på sandur-flatene foran morenen. Hansen (1913) har beskrevet morenen mellom Loland og Øvrebø, og han har også observert de høytliggende sand-terrassene ved Øvrebø kirke. Han mener at disse terrassene ble avsatt i en bredemt sjø, og det er utvilsomt riktig. Ingeniør Holst (pers. medd.) har også gjort mange gode iakttagelser av morenen etc. på strekningen Loland—Øvrebø, og han har dessuten observert morenen i traktene nordvest for Øvrebø og østenfor Loland.

Det er ikke funnet noen sidemorene langs den bratte dalsiden vestenfor Venneslafjorden, men små grusterrasser i dalkløften ved Skådene, ca. 120 m o. h., er utvilsomt lateralterrasser. Like nord for Skådene ligger morenebeltet tvers over en rekke små fjelltopper, 150—200 m o. h. Herfra fortsetter det vestover og demmer opp Skulebergvann og Lolandsvann, se fig. 16. Det er observert 3—4 tilnærmet parallelle og opptil 6—10 m høye rygger på denne strekningen. Syd for den markerte distale ryggen ved Lolandsvann ligger det en grusflate ut mot vannet. Det er et rand-delta avsatt i Lolandsvann som dengang ble demmet opp av breen og hadde avløp mot syd. Også ingeniør Holst (pers. medd.) kjente til dette.

En tømmervei følger den distale moreneryggen fra Lolandsvann til Lolandgårdene som ligger fritt oppå et høydeparti på morenebeltet. Sydgrensen på beltet ligger like syd for de sydligste gårds-husene. Men ca. 100 m syd for denne grensen ligger det en enkel, markert, lav morenerygg. Denne ryggen er tydelig bare over en meget kort strekning. I dalføret ved Homsmoen er det også en enkel 2—3 m høy rygg syd for hovedmorenebeltet. Den går bratt ned den østlige dalsiden, men den mangler på den flate myrlendte dalbunnen og på vestre dalside. Hovedmorenebeltet er også påfallende utydelig på dalbunnen ved Homsmoen. Det er angitt ved noen korte rygger og hauger som stikker opp over myrflatene like syd for veikrysset hvor Lolandveien tar av fra hovedveien.

Langs dalsiden mot Vormebrokken ligger det store morenemasser, til dels i rygger, som f. eks. den kraftige moreneryggen over gården Lillealmen. Mellom Vormebrokken og Sangeslandvann er hele dalen

fylt med mektige, ofte urliknende morenemasser i rygger og hauger. En morenerygg demmer opp Sangeslandvann, og en annen rygg krysser tvers over vannet ca. 300 m østenfor Øvrebø kirke. Omkring kirken ligger det vide grus- og sandterrasser. De høyeste terrasseflatene ligger vestenfor kirken, og de har om lag samme høyde o. h. som passet over mot dalen ved Dalane. Det kan ikke være tvil om at terrassene er avsatt i en bredemt sjø med avløp over det nevnte passet, noe også ingeniør Holst har kommet til.

På strekningen Sangeslandvann—Hageland er morenebeltet ca. 1 km bredt, og gårdene Li, Håresland, Frustøl, Hornsteane og Hageland ligger på det. Raustadgårdene og de nordøstligste Fjellstadgårdene ligger proksimalt for og gårdshusene på Tjåmsås distalt for morenebeltet. Ryggen over Hagelandgårdene er 10—30 m høy på fjellhøyden nordenfor gården, fig. 17, og det er vanlig å finne 5—15 m høye morenerygger i morenebeltet i disse traktene. Mellom de to Knipevann, syd for morenebeltet, ligger en enkel sterkt blokkholdig morenerygg. Både østenden og vestenden på ryggen er lav og utydelig.

Hagelandsvann er demmet opp av morenebeltet, og flere parallelle rygger går i store buer tvers over den flate myrlendte dalbunnen syd for vannet. To distale 5—10 m høye rygger er spesielt markerte. Grindelandgården ligger fritt på en høyde midt på morenebeltet, den sydligste gården på den distale ryggen. Også Sognevann er demmet opp av morenebeltet, og flere rygger hever seg her opptil 10—15 m over myrflatene. Den myrdekte flate dalbunnen syd for morenen er sikkert en sandur, og det samme må flatene syd for morenen ved Hønemyr være. Hønemyr skole ligger på en distal rygg. Nordenfor skolen ligger Haugelandgårdene på proksimalsiden av beltet.

Det er påfallende meget morenemateriale på heia sydvest for Hønemyr, men det lyktes ikke å påvise noen randmorene her. Det tydelig markerte morenebeltet ligger tvers over Havsåsen og videre mot sydvest nedetter dalsiden mot dalbunnen syd for Finsland kirke. I denne dalsiden er den ytre moreneryggen meget dominerende med en 5—20 m dyp lateralrenne langsatter ryggen, se fig. 18. Nordøst for gården Stomnås ligger et smalt tjern i denne rennen, demt opp av morenen.

300—600 m syd for *Finsland* kirke krysser det mektige endemorenebeltet tvers over dalbunnen, fig. 19. Ryggene i endemorenen er relativt lave der hvor hovedveien passerer over dem, men like

vest for veien når den distale ryggen en høyde på 25—30 m. Den myrdekte flate dalbunnen syd for morenen må være en sandur. Glacifluviale grusmasser i dalen nord for Finsland kirke er sannsynligvis avsatt i et subglaciale dreneringssystem.

I morenebeltet på heia vestenfor Finsland er ryggene opptil 10—15 m høye. Folderåsgårdene ligger på dette morenebeltet. Like vestenfor gårdene taper morenen seg i den bratte dalsiden langs Mannflåvann. I skaret ved Haukedal må noen høytliggende grusfyllinger sannsynligvis være lateralterrasser eller lateralmorener.

Mannflåvann er demt opp av et 600—800 m bredt morenefelt i den trange dalen ved Stræde, se fig. 20. Morenen hever seg 15—20 m over vannflaten i Mannflåvann. Den ble først beskrevet av Hansen (1913, s. 18) som så 2 eller 3 bueformete endemorenerygger her. Disse ryggene er korte og relativt lave og sterkt blokkrike. Flere steder går tydelige furer etter smeltevannselver gjennom morenemassene, f. eks. følger hovedveien en slik dyp fure. Syd for morenen ligger små grus-rullesteinsfyllinger som rester av sandurterrassen.

Tvers over fjellryggen ved de sydligste Øygard-gårdene ligger en enkel, markert 2—4 m høy morenerygg. Det er ikke funnet noen tilsvarende endemorene i selve Mandalen, men det er mulig at en del blokker i elveløpet ved Kleveland kan være rester av morenen. Det er også en god del blokker i dalbunnen nær Laudal kirke, ved utløpet av den trange dalrennen mellom Stræde og Laudal, og Danielsen (1912) antar at det er en endemorene. Hovedmorenebeltet ligger ved Ågset, ca. 1 km nordenfor den enkle moreneryggen ved Øygard og ca. 150 m høyere enn Stræde-morenen.

Terrenget mellom Ågset og Langåsen heller svakt mot Mandalen, og morenebeltet på denne strekningen er nærmest en sidemorene avsatt av Mandalsbreen. Beltet stiger jevnt fra ca. 240 m ved Ågset til ca. 430 m ved Langåsen. Det går ofte tvers over myrlendte områder, f. eks. syd for Skogen og nordvest for Haraldstad, og moreneryggene stikker ofte bare noen få meter over myrflatene. På et lite område NV for øv. Haraldstad har det karakter av en veldig ur midt utpå myra, se fig. 21. Stort sett er morenen meget blokkrik, og derfor ligger de fleste gårdene ikke på selve morenen, men på utvaskede sand- og grusmasser langs proksimalsiden av den. Det er observert 2—4 parallelle, vanligvis 2—8 m høye rygger i morenebeltet. På strekningen Ågset—Skogen er beltet kartlagt av



Fig. 10. Grustak i Ra-ryggen nær Froholtskjerr.
Gravelpit in the Ra ridge near Froholtskjerr.



Fig. 11. Kammen på den distale Ra-ryggen nær Froholtskjerr.
The top of the distal Ra ridge near Froholtskjerr.

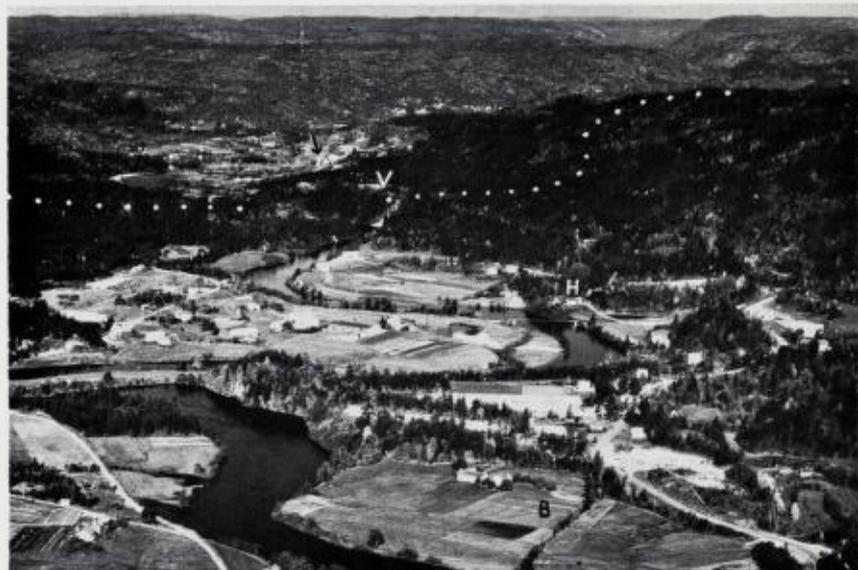


Fig. 12. Birkenes i Topdal (sett mot nord). De markerte Ra-ryggene ligger langs den prikkete linjen. NB. Skogbeltet tvers over dalen ved morenen dekker også en del av sandur-terrassen. V: Varpelien, H: Hotten, B: Bordhaugen. Pilen i bakgrunnen peker på Birkenes kirke. Foto A/S Sørfly.

Birkenes in the valley Topdal (looking north). The dotted line follows the distinct Ra ridges. NB. The wooded belt across the valley at the moraine also covers parts of the outwash terrace. V: Varpelien, H: Hotten, B: Bordhaugen. The arrow in the background points at the church of Birkenes.



Fig. 13. Svalandgårdene (sett mot nord). Gårdene ligger fritt oppå et høydeparti på Ra-morenen. Morenen krysser tvers over bildet fra høyre til venstre. NB. Fjellgrunnen er blottet i de skogklede områdene nord og syd for morenen.

The Svaland farms (looking north). The farms are situated on top of a hill on the Ra-moraine which runs across the picture from the right to the left. NB. There is bare bedrock in the wooded areas to the north and to the south of the moraine.



Fig. 14. Terrasse avsatt i bredemt sjø ved østenden av Eigelandsvann, østenfor Venneslafj.

Ice-dammed lake terrace at the eastern end of the lake Eigelandsvann to the east of the lake Venneslafj.

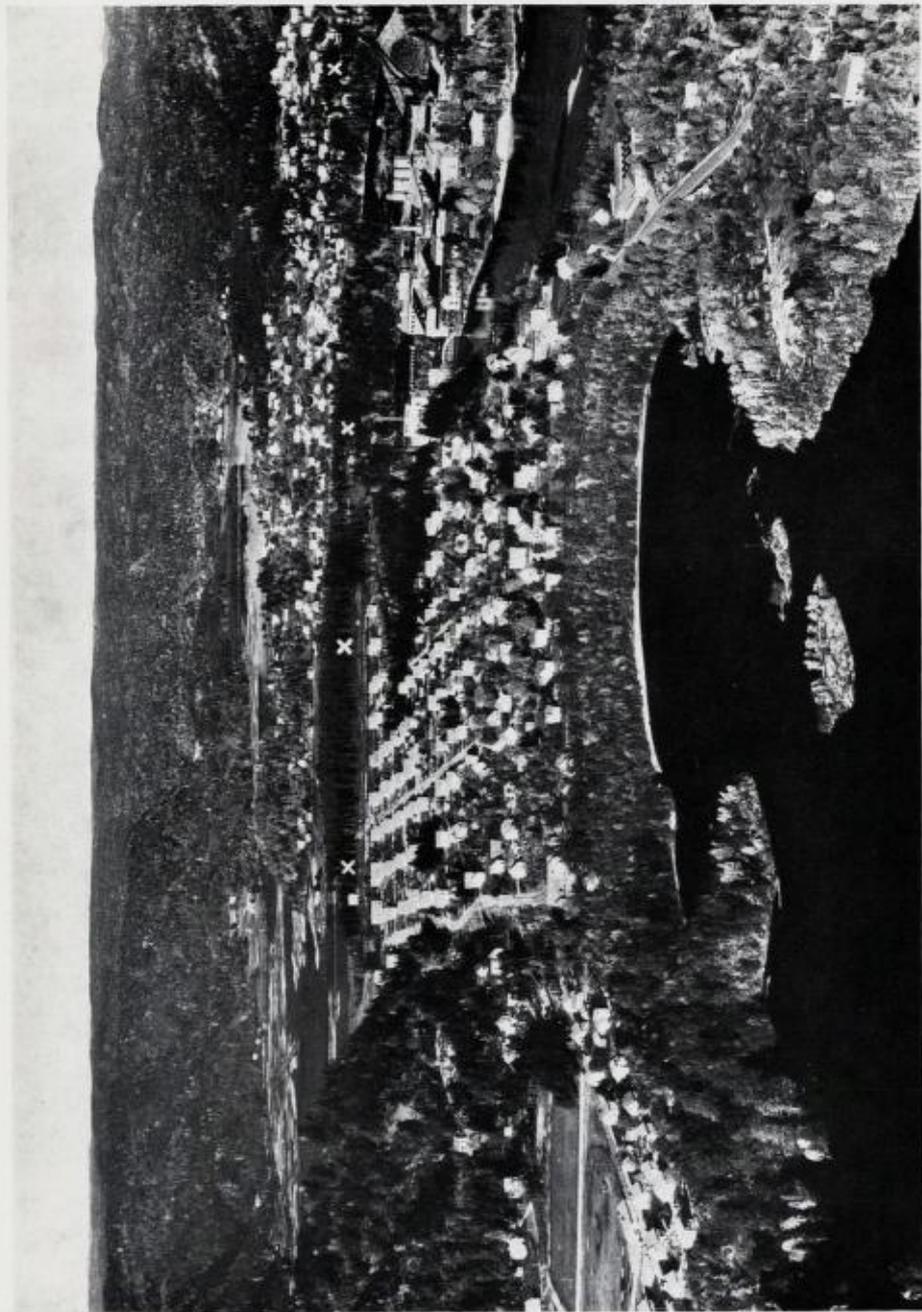


Fig. 15. Vennesla (sett mot nord). Skogbeltet, xx, foran Venneslafjorden dekker selve Ra-morenen. Den bebygde terrassen midt på bildet er rand-terrassen, 46—47 m o. h. Foto A/S Sørfly.

Vennesla (looking north). The wooded belt, xx, in front of the lake Venneslafjorden, covers the Ra moraine. The broad terrace in the middle of the picture is the outwash terrace, 46—47 m a.s.l.



Fig. 16. Ra-moreneryggen demmer opp Skulebergvann vestenfor Venneslafjorden.
 Skulebergvann ligger til venstre for morenen.
*The Ra moraine ridge dams the Skuleberg lake to the west of Venneslafjorden.
 The Skuleberg lake lies to the left of the moraine.*



Fig. 17. Ra-ryggen ved Hageland mellom Finmland og Øvrebo (sett mot nord).
 Til venstre: distalskråningen på moreneryggen. I bakgrunnen til venstre skimtes
 Hageland gård på moreneryggen.
*The Ra ridge at Hageland between Finmland and Øvrebo (looking southwest). The
 distal slope of the ridge is on the left side. The farm Hageland lies on the moraine
 ridge in the background to the left.*



Fig. 18. Sidemoreneryggen ved Stomnås øst for Finsland (sett mot nordvest). Finsland-dalen ligger bak morenen, og lateralrennen følger skogkanten langs ryggen. *Lateral moraine ridge at Stomnås to the east of Finsland (looking northwest). The Finsland valley lies behind the moraine-ridge. The lateral channel lies in the foreground, along the ridge.*

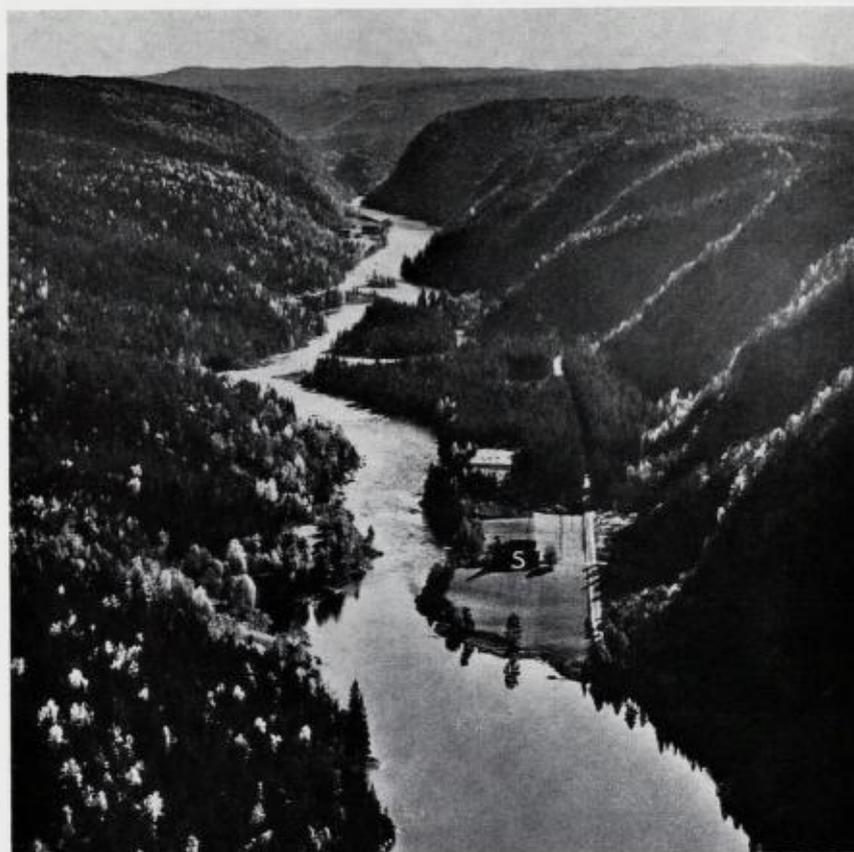


Fig. 20. Stræde-morenen demmer opp Mannflåvann (sett mot syd). Det skogkleddet feltet syd for gården Stræde (S) er høyeste del av morenen. Foto A/S Sørfly. *The end moraine at Stræde dams the lake Mannflåvann (looking south). The wooded area on the southern side of the farm Stræde (S) is the highest part of the moraine.*



Fig. 19. Kammen på en av moreneryggene nær dalbunnen syd for Finstrand kirke.
 x over ryggsekken.
The top of one of the moraine ridges near the valley floor to the south of Finstrand church. x above the rucksack.



Fig. 21. Moreneura i myrlendet nordvest for Haraldstad ved Mannflåvann.
The very bouldery Ra belt in the boggy district northwest of Haraldstad near the lake Mannflåvann.



Fig. 22. Toppen på den 10—20 m høye sidemorene-ryggen ved Mebø på østsiden av ytre Øydnavann (sett mot syd). Til høyre: Iskontaktsskråningen.
The top of the 10—20 m high lateral moraine at Mebø on the eastern side of the lake ytre Øydnavann (looking south). To the right: The ice-contact slope.

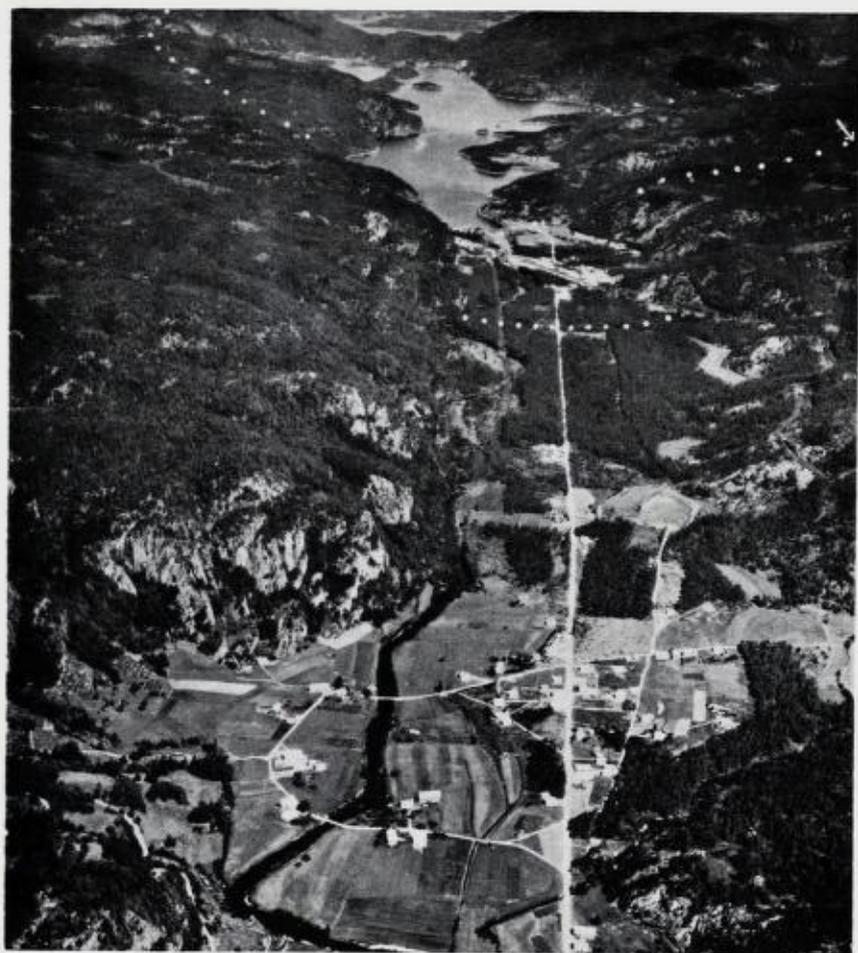


Fig. 23. Ra-morenen med sandurflaten syd for ytre Øydnavann (sett mot nord). De prikkete linjene følger langs de markerte moreneryggene. Pilen peker på moreneryggen som er vist på fig. 22. Foto Det Norske Flyvåpen.

The Ra moraine and the outwash plain to the south of ytre Øydnavann (looking north). The moraines lie along the dotted lines. The arrow points at the moraine ridge which is shown in fig. 22.

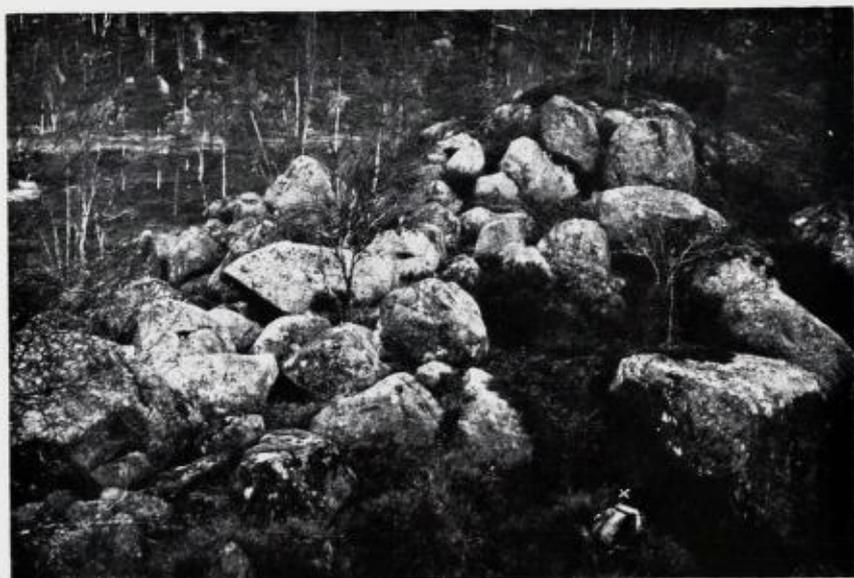


Fig. 24. Morenerygg i morenebeltet nær østenden av Yksnedalsvann. Til høyre: iskontaktsiden, x over ryggsekken.

Moraine ridge in the moraine belt near the eastern end of the lake Yksnedalsvann. To the right: the ice-contact slope, x above the rucksack.



Fig. 25. «Tørr-kløft» i dalen vestenfor Yksnedalsvann. Kløften er sannsynligvis skåret ned av en smeltevannsølv fra Ra-breen. x over ryggsekken.

Dry-canyon in the valley west of the lake Yksnedalsvann. The canyon was probably cut by a stream from the Ra glacier. x above the rucksack.



Fig. 26. Ra-morenen og sandurflaten syd for Lyngnevatn (sett mot nord). Den prikkete linjen følger den distale endemoreneryggen og sidemorenen. Bildet på fig.

27 viser rullesteinsgruset ved merket x. Foto Det Norske Flyvåpen.

The Ra moraine and the outwash plain south of the lake Lyngnevatn (looking north). The dotted line follows the course of the distal end moraine and the lateral moraine.

The picture, fig. 27, shows the bouldery gravel at the mark x.



Fig. 27. Rullesteinsgrus i sandurflaten ca. $1\frac{1}{2}$ km syd for Ra-morenen i Lyngdal, se fig. 26.

Boulders in the outwash plain about $1\frac{1}{2}$ km south of the Ra end moraine in the valley Lyngdal, see fig. 26.



Fig. 28. «Ribben» på Solbjørhei i Kvinesdal (sett mot syd-sydøst). Til venstre: Proksimalsiden på moreneryggen. Austredalen ligger i bakgrunnen til venstre.
NB. Snaufjellet i bakgrunnen til høyre.

The lateral moraine called «Ribben» on Solbjørhei in Kvinesdal (looking south-southeast). The ice-contact side of the moraine is to the left. The valley Austredalen lies in the background to the left. NB. The bare bedrock in the background to the right.

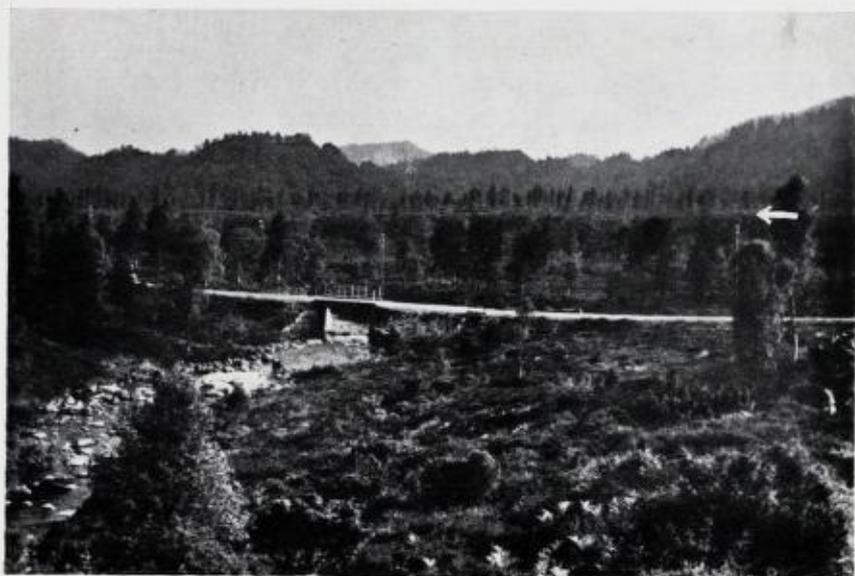


Fig. 29. Terrasse avsatt i bre-demt sjø ved Lavstøl østenfor Sirdalsvann (sett mot syd).
Ice-dammed lake terrace at Lavstøl east of the lake Sirdalsvann (looking south).



Fig. 30. Ra-morenen på heia mellom Mydland og Eitlandsvann (sett mot sydvest).
The Ra moraine in the mountains between Mydland and the lake Eitlandsvann (looking southwest).



Fig. 31. Ra-morenen i fjellsiden syd for Modal på østsiden av Sirdalsvann (sett mot vest). Iskontaktskrånningen til høyre. Se også fig. 32.
The Ra moraine south of Modal on the eastern side of the lake Sirdalsvann (looking west). The ice-contact slope is to the right. See fig. 32.

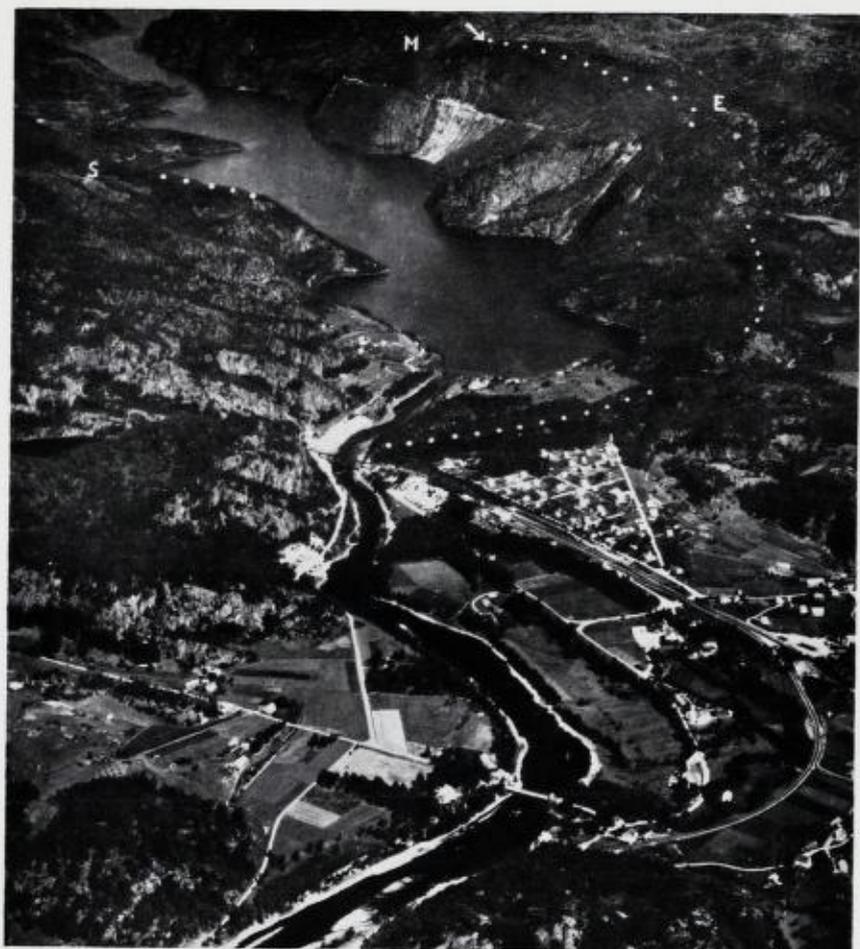


Fig. 32. Ra-morenen med sandurterrasen syd for Sirdalsvann (sett mot nord). De prikkete linjene følger langs de markerte moreneryggene. Pilen i bakgrunnen peker på morenen ved Modal, vist på fig. 31. S: Storåsen, E: Ersdal, M: Modal.

Foto Det Norske Flyvåpen.

The Ra moraine and the outwash terrace south of the lake Sirdalsvann (looking north). The distinct moraine ridges lie along the dotted lines. The arrow points at the moraine near Modal which is shown in fig. 31.



Fig. 34. Grustak i rand-deltaet ca. 1 km nordenfor Tufteland i Søgne (sett mot sydvest). Den vestre dalside ligger i bakgrunnen. NB. Skrålagene nederst t. h. Gravel pit in the outwash terrace 1 km north of Tufteland in Søgne. The western valley side is in the background. NB. The foresets on the lower right side.



Fig. 35. Delta-terrasse, ca. 17 m o. h., ved munningen av en liten sidedal ved Lunde i Søgne (sett mot nord). NB. Rullesteinen i topplagene i grustaket. Delta-terrace at the mouth of a small tributary valley at Lunde in Søgne (looking north). NB. The boulders in the topsets.

cand. mag. G. Gabrielsen (pers. medd.), og morenen på pl. 1 er tegnet av etter hans morenekart. Jeg har bare kontrollert noen av hans iakttagelser.

Fra Langåsen synker morenen jevnt nedetter dalsiden mot Øydneskleiv. Den distale moreneryggen er her meget dominerende, opptil 20—25 m høy, se fig. 22. Den demmer opp et langt, smalt tjern nordenfor Solbjør. Syd for morenen er fjellflatene stort sett rensoppte, men i dalsidene nordenfor (nedenfor) morenen er det til dels betydelige morenemasser, støtside-morene. I dalsenkningen omkring Mebø er det en del sand og grus som sannsynligvis er avsatt i en liten bredemt sjø. Ved den nedlagte gården Kisland går en relativt skarp 3—5 m høy sidemorenerygg nedetter dalsiden. Ryggen er tydelig bare på en ganske kort strekning. Den må svare til de distale moreneryggene som ligger syd for hovedmorenebeltet på flere av Sørlandsheiene.

Hansen (1913) mener at Ra-morenen krysser heia mellom Mandalen og Audnedal om lag 8 km syd for det nettopp beskrevne morenebeltet. Det går her en dalsenkning tvers over heia mellom Laudal og Konsmo, og langs sydsiden på denne dalsenkningen er det en morene som Hansen antar svarer til Ra-et. Denne morenen er utvilsomt en støtside-morene. Den har samme karakter som støtside-morener i andre tverrdaler, se s. 64, og det har ikke lyktes å finne randrygger etc. her. Det er for øvrig forbausende at Hansen kan mene at Ra-morenen på denne heia ligger syd for Ra-morenene i Mandalen og Audnedalen.

I *Audnedalen* ligger Ra-morenen ved Konsmo, hevder Hansen. Men i dalbunnen ved Konsmo har jeg bare funnet vide, flate grus- og rullesteinsmoer som strekker seg nordover dalen til den markerte endemorenen syd for yt. Øydnavann. Disse moene er utvilsomt Ra-breens sandur-flater. Selve endemorenen krysser tvers over dalbunnen et lite stykke syd for Audnedal jernbanestasjon, se fig. 23. Om denne morenen skriver Helland (1903, s. 57) at «det er en større morene som består av hauger og rygger som hever sig omkring 3 m. o. omgivelsene og ordner sig i en mod dalen konkav bue der strekker sig fra den ene dalside til den andre, mer eller mindre sammenhengende». Mellom denne morenen og yt. Øydnavann er dalbunnen dekket av en vid grus-rullesteinsflate som må oppfattes som en randterrasse avsatt under en yngre del av Ra-stadiet, se også s. 76.

De laveste deler av dalsidene like nord for endemorenen i Audne-

dalen er så bratte at ingen sidemorene kan ligge der. Men allerede 1—2 km nordenfor jernbanestasjonen ligger sidemorene i de noe slakere øvre deler av dalsidene. På vestsiden av yt. Øydnavann støter man på morenen like nordenfor gården Undeland, ca. 270 m o. h. Herfra går så det mektige, ofte ur-liknende morenebeltet nordover langs den forholdsvis svakt skrånende dalsiden. Det demmer opp en rekke små vann som f. eks. Heievann, Øytjern og Yksnedalsvann, se fig. 24. I de små dalsenkningene som dreneres over morenen, må isen ha demt opp lateralsjøer. Vestenfor Yksnedalsvann fører en trang kløft ned dalsiden i retning Bjerom. Det renner ingen elv i denne kløften i dag, så den er utvilsomt skåret ned av smeltevannselvene fra Bretungen i Yksnedalsvann-senkningen, se fig. 25. Morenebeltet med moreneryggene ligger i nordhellingen på Svåhei ca. 500 m o. h., mens det er bar fjellgrunn på sydlige del av heia. Heieflatene nordenfor Vassland er også bare. Fig. 33 viser en lengdeprofil av Audnedal-breen konstruert på grunnlag av sidemorene.

I dalsiden vestenfor Svåhei er spesielt den eldste moreneryggen markert, 5—15 m høy. Den demmer opp et lite vann og går bratt ned mot dalbunnen ved Håmokland. Dalen er her trang, og elven har skåret bort en god del av endemorenen i dalbunnen. Men like vestenfor elven går en markert, 6—8 m høy distal morenerygg oppover mot Håmokland-gårdene hvor den sydligste gården ligger på en rand-terrasse avsatt i en liten bredemt sjø. Nordnfor den distale endemoreneryggen er det også en del morenemateriale i hauger og rygger, og en markert, opptil 6—8 m høy og ca. 2 km lang esker-rygg løper midtetter dalbunnen nordover mot Gletnevann. Syd for endemorenen ligger en vid myrlendt grus-rullesteinsflate, en sandur.

Vestsiden av Gletnevann-dalen er så bratt at det er umulig å finne noen sidemorene der. Like nord for det høyeste punkt (532 m) på Høghei krysser morenebeltet tvers over heia mot *Lyngnevann*. Dalsiden østenfor Lyngnevann er også meget bratt, men her har breflaten på flere steder nådd over den bratteste del og avsatt sidemorenen på den noe slakere øvre del av dalsiden. Den distale, eldste moreneryggen er mest markert, og nær sydenden på Lyngnevann går den bratt ned dalsiden til endemorenen ved Tingvatne, se fig. 26. Gradienten på denne sidemoreneryggen er 180—200 m/km, så breen må ha hellet meget bratt ned mot brefronten her.

Tingvatne-morenen ligger i en stor bue tvers over dalbunnen og demmer opp Lyngne vann. Det er observert 2—3 morenerygger, og av disse er den distale ryggen mest markert. Den har en bratt 5—15 m høy distalskråning som fører ned til en vid flat furumo ca. 180 m o. h. Furumoen er en sandurflate, og de øvre lag består av grus med opptil hodestor rullestein, se fig. 27.

Tingvatne-morenen ble først beskrevet av Helland (1903), og den er også omtalt av Hansen (1913) og Heiseldal (1953). Hansen nevner at Ra-morenen ligger ved Gysland i nordskråningen på en fjellknaus, men det er en typisk støtside-morene han her beskriver. Også Heiseldal påpeker at det ikke er noen endemorene ved Gysland.

Dalsiden vestenfor Lyngne vann er høy og bratt, og først ved Urdevann og Førevann var Ra-breen så mektig at den nådde over den bratteste del av dalsiden og avsatte en sidemorene. Fra Førevann er morenebeltet fulgt nesten sammenhengende tvers over heia til Galdalsvann. Denne heia er 500—700 m høy og praktisk talt uten skog, så morenen er relativt tydelig også på flybildene. Den har ofte karakter av et ur-belte med relativt lave, markerte morenerygger. Gunnforsmoen er en vid myrlendt grusflate som ligger syd for morenen. Den er en sandur. Ryggnettet i Ljosnavann er sannsynligvis et esker-nett.

På nordlige del av Storskorhei ligger en lav morenerygg, ca. 1½ km syd for det store morenebeltet, og det er mulig at en kort morenerygg på Rossehei hører til det samme morenestadiet. For øvrig er det til dels betydelige støtsidemorener i traktene syd for hovedmorenebeltet mellom Lyngdal og Austredal.

I *Austredalen* er Galdalsvann demt opp av et bredt morenefelt. Det er tydelig at elven har vasket over og planert denne morenen, og bare nærmest vestre dalside er det en markert, 2—5 m høy morenerygg. Den fortsetter bratt opp dalsiden. Like syd for endemorenen ligger det betydelige mengder med grus og rullestein som må være rester av sandur-terrassen. I dalbunnen vestenfor øv. Haugland er det også betydelige vaskede morenemasser som utvilsomt representerer en endemorene. Syd for disse morenemassene er det også meget grus og rullestein, og langs vestre dalside ligger en smal terrasse, en rest av sandur-terrassen.

Over nordlige del av Solbjørhei ligger en markert, enkel morenerygg som er kalt Ribben, se fig. 28. Ryggen kan følges et stykke ned etter dalsiden i retning øv. Haugland, og den må svare til morenefeltet

i dalbunnen ved øv. Haugland. Moreneryggen på nordlige del av Storskorheia hører også utvilsomt til det samme morene-stadiet. Solbjørhei-ryggen fortsetter mot vest nedetter dalsiden i retning Hellestøl. Den ligger tvers over to fjellrygger nordenfor Hellestøl, og en liten bretunge må ha trengt mot syd i dalsenkningen mellom de to fjellryggene og avsatt morenefeltet ved Hellestøl. I Vestredalen ligger den tilsvarende endemorenen ved Trolleskeia. Det er her en god del blokker i elveløpet, og en bred, opptil 4—6 m høy endemorenerygg går fra østre dalside frem mot elven. Den nettopp beskrevne, enkle moreneryggen ligger ca. 2 km syd for hovedmorenebeltet, og det kan neppe være tvil om at den svarer til de enkle moreneryggene syd for hovedmorenebeltet i østligere områder.

Fra endemorenen ved sydenden på Galdalsvann krysser hovedmorenebeltet tvers over den relativt lave heia mot Vestredalen. Beltet har den vanlige karakter med flere opptil 6—10 m høye, blokkrike rygger. De nordligste Sinlandgårdene ligger på den distale del av beltet som krysser Sinland-dalsenkningen like østenfor Sinland skole. I den sydvestlige del av denne dalsenkningen må det ha stått en bredemt sjø med avløp over et lavt pass mot vest. Jordene til de sydligste Sinlandgårdene består stort sett av finsedimenter, sand og silt, avsatt i denne sjøen. En furumo nordenfor veikrysset ved Sinland må være endemorenen i Vestredalen. Furumoen består av grovt materiale, grus og stein, og det er sikkert selve endemorenen som elven har planert og vasket på.

Også på de 300—400 m høye heiene mellom Vestredalen i Kvinesdal og Sirdalsvann er morenebeltet meget tydelig, og det har samme karakter som beltet østenfor Kvinesdalen. Mellom Vestredalen og Urddalen er proksimalgrensen på morenebeltet ikke kontrollert, og sannsynligvis er beltet her noe bredere enn angitt på pl. 1. Den nedlagte gården Ryggesåsen ligger på morenen, og en trang dalkløft NV for gården Røiseland er sannsynligvis skåret ned av smeltevannselvene fra Ra-breen. Urddalen, syd for Urddalsvann, er fylt med veldige morenemasser i hauger og rygger. Morenemassene har til dels en urliknende karakter, og det har vært opphavet til navnet på dalen. Ved sydgrensen på morenefeltet går en markert, kraftig morenerygg opp vestre dalside. Syd for morenen dekker flate rullesteinsmoer dalbunnen. Det er utvilsomt sandurflater, og de urliknende morenemassene er Ra-breens endemorene, se s. 78.

Nordvest for Urddalsvann, langs nordøstsiden på den vide Lavstøldalen ligger det en rekke fjelltopper mellom små trange daler som fører ned til Lavstøldalen. Disse toppene og dalene er i stor utstrekning dekket med morenemasser, ofte i markerte rygger. Endemorener og bratte sidemorener i de små dalene viser at her lå det bratte Bretunger. Foran flere av disse endemorenene ligger det randdelta avsatt i en bredemt sjø, og Bretungene må til dels ha kalvet i denne sjøen. Et bredt endemorenefelt med flere buformete rygger ligger tvers over Lavstøldalen 1—2 km sydøst for Sandvann, og det var her breen demte opp sjøen. Relativt store grus- og sandterrasser ble avsatt i denne enden på sjøen, se fig. 29. Høyden på terrasseflatene svarer om lag til passhøyden sydøstover mot Urdalen, og den bredemte sjøen hadde avløp denne veien. Hansen (1913, s. 24) skriver at han ovenfor moen ved Rygg finner «terrasser i aapen situasjon — randplataaer av sand og en betydelig Ramoræne fra Oftedalens jøkeltunge». Det er sannsynligvis terrassene og morenen i Lavstøldalen Hansen her beskriver.

Mydlandgårdene ligger på en forholdsvis lav endemorene som går tvers over den flate dalbunnen. Syd for morenen er dalbunnen dekket av en myrlendt grus-rullesteinsflate, en sandur. Heiene vestenfor Mydland er nakne, og morenebeltet er meget tydelig også på flybildene, selv om det enkelte steder er lite mektig. Det har ofte karakter av en moreneur, se fig. 30. På Høgafjell ligger en enkel, lav morenerygg ca. 2 km syd for hovedmorenebeltet. For øvrig er det betydelige morenemasser i flere av dalførene syd for hovedmorenebeltet mellom Gylanddalen og Sirdalsvann, men det har ennå ikke lyktes å påvise andre randmorener her.

Sidemorenen langs østsiden av *Sirdalsvann* er ryggformet, f. eks. på Høgås (se fig. 3), vestenfor Ersdalsgården og syd for Bukkenuten hvor ryggen er 5—15 m høy. I dalsiden syd for Ersdalgårdene ligger det også en lav morenerygg som sannsynligvis er en sidemorene, og syd for Bukkeknut ligger det lave moreneliknende rygger langs myrdraget østenfor den nevnte 5—15 m høye moreneryggen. På steder hvor breranden støtte mot brattere deler av dalsiden langs Sirdalsvann, er det ikke funnet noen sidemorene.

Endemorenen som demmer opp Sirdalsvann, er beskrevet av en rekke forskere (Helland, 1903, Øyen, 1911, Danielsen, 1912, og Slettebø, 1946), og de fleste antar at det er en Ramorene, se fig. 32. Den er da også meget mektig, og det er ikke funnet andre store

endemorener i dette dalføret, så det har vært god grunn til å anta at det er en Ra-morene. Morenefyllingen hever seg 30—40 m over Sirdalsvannet. På toppen av morenen ligger 2—4 parallelle, opptil 6—8 m høye rygger på tvers av dalen. Den distale ryggen har en bratt distalskråning som fører ned til en vid sandur-flate, et sandur-delta ca. 77 m o. h. Flaten heller nedover dalen. Nærmest morenen består topplagene av rullesteinsgrus med store rullestein, se også s. 78. Elven har skåret seg gjennom morenen og sandur-deltaet i en dyp renne langs vestre dalside. Oppetter den høye proksimal-skråningen på morenen ligger det små terrasser. De kan være glacifluviale, men mest sannsynlig er de dannet i Sirdalsvannet da dette var demt opp til tilsvarende nivåer av morenen.

Nærmest sydenden på Sirdalsvann er vestre dalside meget bratt, og her er ikke funnet noen sidemorene. Men i den noe slakere dalsiden ved Storåsen ligger sidemorenen ca. 200 m over Sirdalsvann. Herfra er den fulgt praktisk talt sammenhengende til Vindtjern. Mellom Vindtjern og Furstøl er fjellsiden relativt bratt, kupert og dekket med skog, og det har ennå ikke lyktes å finne sidemorenen her. På heia like nord for Furstøl er morenebeltet igjen meget tydelig. Det har her nærmest karakter av et urbelte med hauger og rygger. Dette moreneurbeltet er fulgt mot NV tvers over heiene til det støter på Lysfjordstadiets morenebelte i Ryfylke, se Andersen, 1954, s. 315. Detaljbeskrivelsen av området Sirdal—Ryfylke vil følge i en senere avhandling.

Ra-trinnet på Sørlandet, en oversikt. Det beskrevne Ra-morenebeltet mellom Haslaodden og Sirdalsvannets vestside er ca. 170 km langt. På det meste av denne strekningen lå Ra-breen på tørt land. Bare lengst i øst ved Fevik dannet breen en forholdsvis rett kalvingsfront i havet, og i de små dalsenkningene syd for Rorevann og Syndlevann og i Topdal og Torridal må Ra-brefronten ha stått i havet iallfall i en tidlig fase av Ra-tid.

En mektig innlandsis dekket de nordlige Sørlandsheiene på Ra-tid. Innlandsisen endte i en forholdsvis rettlinjet front i de østlige traktene, men vestenfor Mandalen strakte lengre dalbreatløpere seg sydover de noe dypere hoveddalene. Sirdalsbreen var 7—12 km lang. Ved å projisere sidemorenene til dalbreatløperne inn på vertikalplan som er lagt parallelt med dalens lengdeakser får man kurver som viser den omtrentlige helning på breoverflaten, se fig. 33.

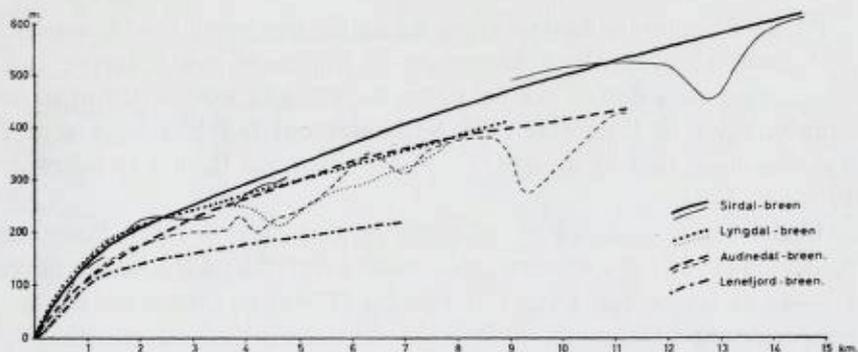


Fig. 33. Lengdeprofil av dalbrettløpere på Sørlandet. Tynne linjer: Projeksjonene av sidemorenene. Tykke linjer: Lengdeprofil av breoverflatene, konstruert på grunnlag av sidemorenene. Lenefjord-breen er Spangereidtrinnets bre, og de andre breene er Ra-breer.

Longitudinal profiles of outlet glaciers in the valleys of Sørlandet. Thin lines: The projections of the lateral moraines. Thick lines: The longitudinal profiles of the glacier surfaces. The Lenefjord glacier represents the Spangereid-substage, and the other glaciers are Ra-glaciers.

0—1 km fra endemorenene er den gjennomsnittlige helningen ca. 170 m/km ved Rore, Syndlevann og Lyngnevann, og 120—160 m/km ved Tveite, Birkenes og i de fleste dalene vestover til Sirdalsvann. 3—7 km fra endemorenene er den gjennomsnittlige helningen 35—40 m/km, og 7—12 km fra endemorenene er den gjennomsnittlige helningen på breflaten ca. 20 m/km. Dette stemmer ganske godt med de gradienter som er funnet for Lysefjordstadiets fjordbreer i Ryfylke (Andersen, 1954), bortsett fra at Sørlands-breene til dels må ha vært enda brattere nær brefrontene enn Ryfylke-breene.

Ved tegningen av kurvene på fig. 33 og ved beregningen av helningsgradientene for breflatene er det ikke tatt hensyn til at breene kan ha hatt relativt høye vertikale fronter. Helningene på breoverflatene 0—1 km fra brefrontene må derfor ha vært noe mindre enn den angitte gjennomsnittlige helningen 0—1 km fra endemorenene.

De bratte breflatene og de markerte randmoreneryggene viser klart at Ra-breen må ha vært meget aktiv. Breen har da også klart å sope de fleste fjellflatene rene helt frem til endemorenene. De markerte moreneryggene innen Ra-beltet er utvilsomt oscillasjonsmorener og viser at Ra-morenene er skjøvet sammen under en rekke oscillasjoner av brefronten.

På heia vestenfor Lyngnevannt ligger de markerte randmorenene 600—700 m o. h. Disse morenene er utvilsomt avsatt lavere enn firngrensen som derfor må ha ligget høyere enn 600—700 m o. h. Sannsynligvis lå firngrensen på Sørlandet om lag like høyt som i Ryfylke hvor den lå min. 900—950 m o. h. på Ra-tid (Andersen, 1954, s. 324).

Under forutsetning av at nedbøren var om lag som i dag, beregnet Andersen (1954) at sommertemperaturen i Ryfylke på Ra-tid var max. 3° — 4° C lavere enn i vår tid. Iversen (1954) har beregnet at juli-temperaturen i Danmark under kaldeste del av Yngre Dryas-tid var ca. 6° C kaldere enn i dag, og Firbas (1949) og Manley (1951) finner at juli-temperaturen i Yngre Dryas-perioden var $5,6^{\circ}$ — 7° C og 6° — 7° C kaldere enn i dag i henholdsvis Syd-Tyskland og England. Det er vanskelig å tro at sommertemperaturen for Ra-tid kan ha vært bare 3° — 4° C lavere enn i dag i Ryfylke, mens den var hele ca. 6° C lavere i Danmark, Syd-Tyskland og England. Beregningene i Ryfylke bygger imidlertid på den forutsetning at nedbøren var den samme på Ra-tid som i dag, og det er mulig at denne forutsetning ikke holder.

Ahlmann (1948, s. 48) har konstruert en kurve som viser forholdet mellom nedbør og temperatur ved firngrensene på breer i det sentrale og nordlige Norge. Av denne kurven kan man lese at hvis årsnedbøren på en bre avtar f. eks. fra 1300 mm til 1000 mm, må også sommertemperaturen bli liggende i om lag samme høyde. Denne kurven passer for Ra-breene i Ryfylke og Jæren, men i noen spesiell grunn for at den passer for Ra-breene i Jæren, derfor årsnedbøren i indre Ryfylke er ca. 1000 mm, stedet for de antatte ca. 2000 mm. Sommertemperaturen sannsynligvis er ca. 3° — 4° C lavere enn i dag, stedet for de tidligere beregnede max. 3° — 4° C.

Er det så mulig at årsnedbøren på Ra-breen i indre Ryfylke kan ha vært så lav som 1300 mm? Andersen (1954) peker på forhold som tyder på at klimaet må ha vært oceanisk i sydvestlige Norge på Ra-tid, men det er ikke gjort noen observasjoner som antyder hvor stor nedbøren kan ha vært. Også med en årsnedbør på ca. 1300 mm kan klimaet ha vært oceanisk. Årsnedbøren i ytre Ryfylke og på Jæren i dag ligger mellom 1000 og 1400 mm. Det er dessuten meget sannsynlig at høytrykksområdet over Ra-breen i noen grad

Rettelse side 40. 3. avsnitt, 4. linje.

Årsnedbør rettes til akkumulasjon:

På grunn av den begåtte feilen er også noen av betraktningene i dette avsnittet feilaktige.

kan ha hindret de nedbørbringende vindene i å trenge inn over breen, og det skal neppe så veldig meget til for å redusere årsnedbøren fra 2000 til 1300 mm. Etter dette synes det mest rimelig å anta at årsnedbøren i sydvestligste Norge på Ra-tid var noe lavere enn i dag, og at sommertemperaturen var max. 5°—6° C lavere enn i dag.

Dessverre har det ikke vært mulig å foreta en eksakt bestemmelse av alderen på Ra-morenen innen det undersøkte feltet. Det kan imidlertid ikke være tvil om at Ra-beltet på Sørlandet er av samme alder som Ra-et i Østfold og Vestfold, og dette svarer sikkert til de mellomsvenske endemorenene, som ved hjelp av varvchronologien er funnet å være ca. 10 150—10 850 år gamle (From, 1953). De mellomsvenske endemorenene er igjen korrelert med Yngre Dryasklimasone, og alderen på denne sonen er nå bestemt ved radiologiske dateringer til ca. 10 300—10 800 år (Iversen 1953).

Det foreligger svært få opplysninger om floraen og faunaen på Sørlandet på Ra-tid. Danielsen har funnet fossiler av en arktisk flora i terrasser ved Ottraly og Skråstad i Torridal, Stokkeland i Søgne dalen og Fuskeland i Mandalen, se henholdsvis s. 119, s. 123 og s. 122. Det har ikke vært mulig å avgjøre med sikkerhet om fossilene ligger i Ra-tidsavsetninger, men det er meget sannsynlig at de gjør det. Avsetningene kan iallfall ikke være betydelig eldre eller yngre enn Ra-tid. På de tre nevnte stedene er det tilsammen funnet følgende arter: *Salix polaris*, *Salix glauca*, *Salix lapponum?*, *Salix herbacea?*, *Salix repens?*, *Betula nana*, *Dryas octopetala* og sannsynligvis den arktiske mosen *Hypnum norvegicum*. Av disse artene er det ifølge Danielsen (1909, s. 49) bare *Salix repens* som ikke lever i de egentlige arktiske egne i dag. *Salix repens* er bare representert ved ett bladavtrykk, og det er så utydelig at det meget vel kan skrive seg fra en annen *Salix*-art, skriver Danielsen.

Ved Ottraly og Skråstad fant Danielsen (1909) følgende marine fossiler i marleker i en leire: *Portlandia arctica*, *Saxicava pholadis*, *Saxicava arctica?*, *Mytilus edulis*, *Ultriculus pertenius*, *Hyas araneus* og *Balanus crenatus*. Alderen på disse fossiler er ikkje kjent med sikkerhet, men det er meget mulig at de skriver seg fra Ra-tid. I mange senglaciale leirer langs kysten er det funnet en fossil fauna med former som *Saxicava arctica*, *Macoma calcarea*, *Mytilus edulis*, *Mya truncata* osv., se s. 115. Ifølge Brøgger (1900—1901) er det en boreo-arktisk fauna, og han og Danielsen (1910) mener at den skri-

ver seg fra en periode yngre enn Ra-tid. Ved Tingsager kirke nær Lillesand har jeg funnet en liknende fossil fauna i en glacimarin leire, og alderen på denne er $12\ 550 \pm 200$ år, se s. 71. Dette viser at det sannsynligvis på tidlig Eldre Dryas-tid levde en boreo-arktisk preget fauna i sjøen på Sørlandet. Den funne *Portlandia arctica*-leiren ved Otraly i Torridalen kan kanskje tyde på at en mer arktisk preget fauna innvandret på Ra-tid. Men da det bare er gjort ett funn av *Portlandia arctica* mellom Fevik og Åna-Sira, er det mer sannsynlig at denne høy-arktiske fauna har klart å leve i det kalde, slamholdige smeltevannet på noen få steder langs kysten, mens det på denne kyststrekning for øvrig levde en boreo-arktisk preget fauna både på Eldre Dryas-, Allerød- og Ratid. Zirphæa-faunaen på nordlige Jylland skriver seg sannsynligvis fra Allerød-tid, se s. 71. Ifølge Jessen (1936) har den et borealt preg, og det er her ikke funnet noen yngre, kaldere preget fauna som kan tyde på en større avkjøling av havvannet under Ra-tid. Om forholdene på Bohuslen-kysten skriver Hessland (1946, s. 330): «Consequently it appears as if the thermal conditions in these coastal water have been favourable as early as the beginning of Late Glacial time.» Den fossile faune som Hessland finner i de marine avsetningen fra Yngre Dryas-tid og den nærmest foregående tid, synes å ha så noenlunde samme karakter som faunaen i leirene på kysten ved Lillesand.

Basert på høydene på rand-terrassene og sandur-terrassene er det konstruert en Ra-«strandlinje» som ligger ca. 60 m o. h. ved Fevik og synker forholdsvis jevnt langs kysten til ca. 20 m o. h. ved Liknes og ca. 14 m o. h. ved Aa i Lyngdal, se pl. 7. Denne linjen angir den mest sannsynlige beliggenheten av Ra-stranden. Men det er ikke mulig å si om den representerer synkrone Ra-strandnivåer eller om den representerer strandnivåer fra en tidlig eller fra en sen fase av Ra-tid. De angitte Ra-strandhøydene i Topdalen og ved Grimstad passer ganske godt med høydene på De yngre baltiske strandnivåene (Ra-strandhøydene) ved henholdsvis Onsala og Göteborg, se s. 103 og pl. 3. Ved Onsala og Göteborg mener man at strandnivået sank 8—15 m mens brefronten stod ved De mellomsvenske endemorenene, og i så fall har den sannsynligvis sunket om lag like meget i traktene Kristiansand—Fevik mens brefronten stod ved Ra-morenene.

Brerandtrinn yngre enn Ra-trinnet.

Av de vidstrakte heieområdene nordenfor Ra-morenebeltet er det bare traktene nærmest morenebeltet som er relativt grundig undersøkt. De nordligste områdene er bare kjent fra noen få kortvarige rekognoseringssturer og fra studier av flybilder. Nordenfor Ra-beltet er det stort sett påfallende lite løsmateriale på heiene, og det har ikke lyktes å finne tydelige endemorener her. Men i noen av de store dalførene er det funnet endemorener.

Ca. 20 km nordenfor Ra-morenen ved sydenden av Sirdalsvann fant Slettebø (1946) et morenegrusnes som stikker ut i Sirdalsvann fra østsiden av vannet. Neset fortsetter i en grunne tvers over vannet, og det er utvilsomt en endemorene, hevder han.

Ved Eiken nær nordenden på Lyngnevann ligger det betydelige morenemasser. De mektige morenemassene dekker dalsiden høyt opp mot Hekkafjell. Også på selve Hekkafjelltoppen og Rishei er det betydelige morenemasser som sannsynligvis ble avsatt på Ra-tid da disse høye fjellpartiene muligens stakk opp til eller over breflaten som nunatakker. Det kan iallfall ikke være tvil om at betydelige deler av morenemassene i dalen på le-siden av Hekkafjell—Rishei må være en le-morene. Ca. 1 km nordenfor Eiken-nesset går en relativt markert morenerygg skrått opp dalsiden og likner meget på en sidemorene. Det er mulig at den, sammen med det lave Eiken-nesset representerer en randmorene. På vestsiden av Lyngnevann er det også betydelige moreneavsetninger, men det er ikke funnet noen tydelig morenerygg som kan svare til det eventuelle brerandtrinnet. Heiseldal (1954, s. 28) hevder at morenen ved Eiken-nesset er en endemorene.

Ved Føreland, 3—4 km nordenfor Ra-morenebeltet mellom Mandalen og Øvrebø, er dalbunnen dekket av en iskontakt-terrasse. Terrassen har en bratt nordvendt iskontaktskråning, og små tjern

ligger i grytehull på terrasseflaten. Materialet i terrassen er vesentlig sand, grus og rullestein, og i den bratte iskontaktskråningen er det en god del blokker. Det er mulig at denne terrassen ble dannet til dels samtidig som mektige glacifluviale sand-, grus- og rullesteinsmasser ble avsatt i strøket langs østsiden av Sandlandsvann over Hægeland til sydenden av Kilefjorden. Også disse avsetningene ligger flere steder i terrasser, f. eks. omkring Hægeland kirke, men ofte danner de tydelige esker-rygger og hauger med grytehull mellom.

Avsetningene mellom Føreland og Kilefjorden gir inntrykk av å være avsatt i et glacifluvialt dreneringssystem, dels i eller under isen som eskers etc., og dels i randsjøer eller lommесjøer. Sannsynligvis var det hoveddreneringen fra Otras dalføre som gikk denne veien i en periode da bremassene her var i oppløsning og smeltevannselvene fraktet store løsmasser. Helland (1903) mener at løsavsetningene mellom Hægeland og Kilefjorden er en endemorene, mens Nielsen (1936) antar at de er rester av randterrasser avsatt foran Kilefjordbreen i en bresjø omkring Hægeland.

Ved grundige undersøkelser i områdene nordenfor Ra-morenebeltet ville det sikkert vært mulig å finne mange flere endemorener og randterrasser enn de her omtalte. Men det er tvilsomt om man vil finne mange flere markerte, store endemorener, for slike morener er som regel lette å oppdage både på flybilder og under rekognoseringssturer.

Brerandtrinn eldre enn Ra-trinnet.

Områdene mellom Ra-morenebeltet og kysten er undersøkt forholdsvis grundig, og det er her funnet en rekke randmorener og randterrasser som kan innordnes i forskjellige brerandtrinn. Det eldste og det nest eldste randtrinnet er kalt henholdsvis Lista-trinnet og Spangereid-trinnet, og de består av markerte randmorener. Nordenfor Spangereid-trinnet er det i dalene funnet en rekke randterrasser og også noen få endemorener som sannsynligvis hører til samme randtrinn, Kristiansand-trinnet. Men det er ikke observert randavsetninger på heien som svarer til Kristiansand-trinnet. I det relativt brede beltet mellom Kristiansand-trinnet og Ra-trinnet er det ikke funnet sikre, tydelige randavsetninger.

Kristiansand-trinnet.

I flere av de små NV-SØ-løpende dalene mellom Lillesand og Kristiansand ligger det betydelige grusterrasser som utvilsomt er randterrasser.

Terrassen ved nordenden av Glamslandsvann er 300—400 m lang og opptil 200 m bred. Den har en toppflate som ligger 35—40 m over vannet. Fra ytterkanten på terrassen heller ytter-skråningen bratt ned mot lavereliggende marine terrasser omkring Glamslandsvann. Ytterkanten ligger 44—45 m o. h., og herfra stiger terrasseflaten ganske svakt mot nordvest til den ender ved et lite tjern i en trang dal, 46—47 m o. h. I terrassen er det skåret ned to brede renner som går fra tjernet langs begge dalsidene henimot ytterkanten på terrassen. Rennene langs den vestre dalsiden er ca. 1½ m dyp og går helt ut til ytterkanten. Det må være en strømfure. Rennene langs den østre dalsiden er opptil 2 m dyp på de første 100—200 m fra tjernet, men den fortsetter i en kløft som

er skåret dypt ned i terrasseavsetningene. Denne rennen og kløften kan være skåret ned av en liten bekk som renner her i dag.

Materialet i terrassen nær sydenden av det omtalte lille tjernet er meget grovt. Det består til dels av mannsløftstore blokker og er utvilsomt iskontakt-materiale. Herfra avtar størrelsen på blokkene og steinene i overflatelagene i sydøstlig retning, og nær ytterkanten av terrassen er det vesentlig knyttnevestore og noen få større rullesteiner. I et grustak i den omtalte kløften langs østre dalside så jeg skrålag av sand, grus og rullestein. Grustaket ligger 25—40 m o. h., og skrålagene heller 20—30° mot ØNØ.

Det kan ikke være tvil om at den beskrevne terrassen er et rand-delta avsatt i havet foran en brefront som sto ved sydenden av det lille tjernet nordenfor terrassen. Toppen på skrålagene ligger minst 40 m o. h., og da må havet også ha stått minst så høyt dengang terrassen ble avsatt. Sannsynligvis svarer høyden på den sydøstlige, største del av terrasseflaten, 44—46 m o. h., om lag til den tids havnivå. Strømfuren langs vestre dalside kan være dannet like over eller like under havflaten, men iallfall viser den at havflaten må ha ligget i om lag samme høyde som terrasseflaten.

Både i dalføret ved Bronen og ø. Vallesvær er det betydelige løsavsetninger som sannsynligvis er av samme alder som Glamslandterrassen. Den nordligste Steindalgården ligger i sydskråningen på en morene som fyller et skar. Skaret blir dannet av vestre dalside og en fjellknaus som stikker opp midt i dalen. Mens sydskråningen på morenen er dekket av vasket sand og grus, består nordskråningen (proksimalskråningen) av morene-materiale med store blokker. Toppen på morenen danner en liten flate, ca. 39 m o. h., og den fortsetter i en horisontal, 20—30 m lang terrasseliste sydover langs dalsiden. Fra morenen skråner terrenget relativt bratt sydover mot fjorden, og her ligger en rekke gårder på løsavleiringene. Morenen må være en liten endemorene, og flaten med terrasselisten er sannsynligvis rester av et rand-delta avsatt i havet som stod ca. 39 m høyere enn nå.

I bunnen på en liten trang dal vestenfor v. Vallesvær ligger en ca. 500 m lang og ca. 100 m bred grus-rullesteinsmo. Moen stiger ganske svakt fra 36—37 m lengst i øst til 38—39 m ved Krågevann hvor den ender lengst i vest. En 3—5 m høy skråning fører fra moen ned til Krågevann, og i denne skråningen finnes det mange store blokker. Langs nordsiden av dalen er det skåret ned i moen en meget bred, ca. 1½ m dyp «renne». Dalen snøres sammen ved

østenden av moen, og herfra fører to meget trange dalkløfter bratt ned mot sjøen ved v. Vallesvær. Størrelsen på rullesteinene i de flattliggende topplagene i moen avtar fra vest mot øst, og i den østligste del er det vesentlig fint grus ved overflaten.

Det renner ikke noen elv eller bekk gjennom dalen ved moen, og da moen dessuten ender ved et vann, må den være glacifluvial. Det kan heller ikke være tvil om at skråningen mot Krågevann er en iskontaktskråning og at moen derfor sannsynligvis representerer toppflaten i et rand-delta. Det er mulig at dette deltaet kan være avsatt i et lite vann. I så fall må havflaten dengang ha stått lavere enn 36—38 m o. h. Men mest sannsynlig er deltaet avsatt i en liten havarm, og da må havflaten ha stått om lag 36—38 m høyere enn nå.

Relativt store sand- og grusavsetninger ved bunnen på Isefjærfjorden er meget iøynefallende. Studevann ligger som et stort klarebasseng i dalen bare 1 km innenfor fjordbunnen, så løsmassene er utvilsomt glacifluviale. Elven fra Studevann går først gjennom en trang dalkløft, og ved utløpet av denne kløften ligger en markert terrasse ca. 30 m o. h. Fra SV-enden på Studevann løper en liten trang dalrenne parallelt med den nevnte dalkløften, og i denne dalrennen går det ingen elv. Bunnen på dalrennen er fylt med lagdelt grus, og langs vestsiden på rennen når gruset opp til en horisontal linje, terrasse, ca. 37 m o. h. Fra grusmassene i rennen fører en relativt bratt 5—7 m høy grusskråning med blokker ned til Studevannet. Den blokkholdige grusskråningen er utvilsomt en iskontaktskråning, og grusterrassen er antakelig en rand-terrasse avsatt i havet som i så fall stod ca. 37 m høyere enn nå.

I strøkene omkring Ryen når de høyeste terrassene langs Topdalselven stort sett 35—37 m o. h., og materialet i terrassene er vesentlig leire og sand. Men ca. 1 km vestenfor Ryen ligger to små terrasser 38—39 m o. h., og de består av meget grovt materiale. Denne ene terrasseflaten danner bunnen i en traktformet dalsenkning som fører opp til et pass 45—50 m o. h. Passet fører over mot Farvann, 28 m o. h. Ytterkanten på terrassen ligger ca. 37 m o. h., og herfra stiger terrasseflaten 1—2 m i løpet av de første 60—70 m. Videre vestover er flaten nærmest et storsteinet, tørt elveløp som stiger opp til det nevnte lave passet. En ca. 1 m dyp skjæring ved ytterkanten av terrassen viser et ca. $\frac{1}{2}$ m tykt lag med rullesteinsgrus over skrålag av sand og grus. Skrålagene heller nedover mot øst. Størrelsen på steinen på terrasseflaten tiltar mot vest, og hodestore og større

blokker er vanlige. Det renner ingen elv eller bekk her i dag, og terrassen må være avsatt østenfor en bre som fylte Farvann-senkningen opp til det omtalte passet.

Om lag 100 m syd for denne terrassen ligger en annen terrasse langs dalsiden, 38—39 m o. h. Den har en 20—30 m bred og 50—60 m lang terrasseflate, og langs ytterkanten og ytterskråningen er det store mengder moreneblokker. Terrassen må derfor være en iskontakt-terrasse avsatt i en liten randsjø eller en smal fjordarm langs Topdals-breen.

De to nettopp omtalte terrasseflatene er neppe dannet vesentlig under havnivå. De kan være dannet over havnivå, men mest sannsynlig svarer de om lag til høyden på den tids havnivå. Det er mulig at terrassene er av samme alder som randterrassene mellom Isefjærfjorden og Glamslandsvann.

Ved Sødal, nord for Kristiansand, observerte Danielsen (1909, s. 228) en betydelig grusrygg som når opp til ca. 30 m o. h. I skjæringen i ryggen så han på et sted uskiktet sand, grus og temmelig stor rundet stein, og på et annet sted skiktet grus. Det er også betydelige mengder med stein i elveleiet ved ryggen, så han antar at den er rester av en morene som spente tvers over dalen her.

Også i vestlige del av Kristiansand fant Danielsen (1909, s. 29) en endemorene. «Her spærres nemlig dalen nordenfor Grim, ved gaarden Klappene av en liten moræneryg. Jernbaneskjæringen gjennom denne viser, at ogsaa den bestaar av grus med store, runde stenblokker. Kamhøiden er her ca. 27 m, mens terrænget indenfor synker litt. Vestenfor denne grusryg har vi et parti med fast fjeld, indtil vi atter foran Møllevandet træffer en gruskam av lignende karakter som ved Klappene. Der er i denne og særlig i dens fortsættelse nedover langs Renneville samlet ikke uanselige masser av grus og sten. Enkelte skiktede partier findes; men det meste er uskiktet. Den øverste top naar op til 28—29 m høide over havet, altsaa omtrent som Sødalsmorænen. Blokkene i Møllevands-morænen, som tildels er meterstore, findes i størst mængde inderst, paa den side, som vender mot vandet. Allerøverst gir gruset indtryk av at være vasket og sortert av sjøen.» Danielsen mente at havet har stått høyt over morenene, men han peker ikke på noe som viser dette. Det er ogsaa påfallende at det ikke er funnet terrasser høyere enn ca. 29 m o. h. i åpen posisjon mot havet nær Kristiansand. Dessverre er det ikke dannet større rand-terrasser i forbindelse

med morenene, så det er vanskelig å uttale seg med sikkerhet om den tids havstand, men det er meget mulig at den var om lag 29 m høyere enn nå.

I den trange dalen ved Fidjene fant Danielsen (1905) flere grusavsetninger som han mener er morener. Det er mulig disse avsetningene er endemorener, men Fidjene-dalen går til dels på tvers av den generelle brebevegelsesretningen, så det er ikke utelukket at noe av grusmassene er le-morener.

Ca. 1 km nordenfor Tufteland i Søgne-dalen er det en mengde med stein i elveløpet, og langs vestre dalside ligger det en relativt stor terrasse ca. 18 m o. h. I et grustak i terrassen ser man øverst til sammen 3—4 m flattliggende lag av rullesteinsgrus med store moreneblokker. Under dette ligger skrålag av sand og grus. Skrålagene heller sterkt nedover dalen, se fig. 34. Dette er utvilsomt restene av et rand-delta. Også Danielsen (1910, s. 26) sier at det smale dalføret ovenfor Tufteland «ser ut til at ha været sperret av en moræne».

Fra sydenden på Repstadvannet fører tre små bratte daler i sydlig retning ned til den store tverrdalen ved Lunde i Søgne. I den vestligste av disse små dalene ligger gården Tag på en 100—200 m lang rygg som består av løsmateriale. Ved overflaten av ryggen er det vesentlig vasket grus og rullestein, så det tyder på at det er en esker. Men ryggen ligger i nordskråningen på en fjellterskel og går om lag horisontalt, til dels på tvers av dalen. Beliggenheten tyder derfor mest på at det er en randavsetning. Tag-ryggen ligger om lag 4 km rett vest for rand-deltaet ved Tufteland, og kan derfor meget vel være dannet ved samme brerand som Tufteland-deltaet.

Der hvor de nevnte små dalene munner ut i hoveddalen ved Lunde, ligger det markerte grus-rullesteinterrasser med flater ca. 17 m o. h., se fig. 35. Materialet i terrassene i denne del av hoveddalen er ellers vesentlig sand og leire. I dag renner det ubetydelige små bekker i to av de omtalte små dalene, og det synes utelukket at bekker av denne størrelse kan ha transportert betydelige mengder med grovt materiale til terrassene. Mest sannsynlig er terrassene avsatt av sterkt materialførende breelver i avsmeltningstiden. Hvis Tag-ryggen er en rand-avsetning, må den tilsvarende brefronten ha stått like nordenfor disse terrassene, og terrassene kan derfor være delta avsatt av breelver fra denne brefronten. Flere andre steder langs dalsidene i sydligste del av hoveddalen i Søgne lig-

ger det terrasser oppimot 17 m o. h., og det er ikke observert terrasser over dette nivå. Det kan derfor neppe være tvil om at disse terrassene representerer havnivå på om lag Kristiansand-trinnets tid.

Området mellom Trysfjord og Lenefjord har G. Gabrielsen (pers. medd.) undersøkt, og jeg har bare kontrollert noen av hans iakttagelser. I den følgende beskrivelse har G. Gabrielsen gitt et kort utdrag av sine resultater: Ved Skagestad og Valand ligger det store grusterrasser 5—11 m o. h. I dag renner det bare små, ubetydelige bekker her, og det kan ikke være tvil om at terrassene er avsatt av breelver. Skagestadterrassen stiger fra 6—8 m lengst i øst til 10—11 m ca. 500 m vestenfor gårdshusene. På den samme strekningen øker kornstørrelsen fra grus med eggstor rullestein til grus med hodestor rullestein. I vest slutter terrassen ved en relativt bratt 4—5 m høy skråning som fører ned til en vid flate omkring bekken som renner til Valand. Ved denne skråningen er det masse moreneblokker og den må være en iskontaktskråning, og hele terrassen er sannsynligvis et rand-delta. Valandterrassen har tilsvarende karakter som Skagestadterrassen. Høyden på terrassen og kornstørrelsen tiltar mot nordvest, og terrassen slutter ved den samme vide, latvliggende flaten som Skagestadterrassen. Den er også sannsynligvis et rand-delta. De proksimale, høyeste delene av disse små «rand-deltaene» består av meget grovt materiale og ligger godt beskyttet bak fjellknauser. De svarer derfor antakelig om lag til havnivå dengang deltaene ble avsatt. De distale delene som består av noe finere materiale, kan være bearbeidet betydelig i postglacial tid. Utenom Valand-Skagestad-terrassene har jeg ikke observert tydelige randavsetninger som kan svare til Kristiansand-trinnet i traktene mellom Lenefjorden og Trysfjorden. Så vidt G. Gabrielsens fremstilling.

Heimdal (1949) m. fl. har observert en lav rygg med store blokker 200—300 m nordenfor Vigmostad kirke i Audnedalen, og de antar at det er en endemorene. Også en morenerygg ved Geislafossen antar Heimdal er en endemorene. Geislafoss-ryggen er tydelig, 30—40 m lang og ca. 5 m høy, men Vigmostad-ryggen har jeg ikke funnet.

Det er vanskelig å avgjøre om de nevnte ryggene er endemorener. Hvis de er det, så er de sikkert yngre enn Kristiansand-trinnet.

Ca. 2 km syd for bunnen på Lenefjorden stikker et grusnes ut i fjorden fra østre fjordside. Det er meget grovt materiale med rullestein i neset. Sjøkartet viser at det går en grunne tvers over fjorden ved neset, og det kan neppe være tvil om at dette er en endemorene.

I Lyngdal demmer en morenerygg opp Skolandsvann. Men det er ikke mulig å avgjøre om det er en endemorene eller en midtmorene dannet mellom brestrømmen i Skolanddalen og brestrømmen i hoveddalen. I dalen ved Dragedal ligger det flere morenerygger på tvers av dalen. Da den generelle brebevegelsesretning gikk på tvers av denne dalen, er det kanskje mest sannsynlig at disse moreneryggene er le-morener.

Fra vestsiden av Drangsfjorden, ca. 1 km fra Drange, stikker et lite nes ut i fjorden, se fig. 36. Neset består av grus og stein, og det er forholdsvis flatt oppå. Flaten ligger 4—5 m o. h. Fra spissen på neset fører en submarin rygg tvers over fjorden. Vanddybden er bare noen få meter over ryggen, mens den er 34 m like innenfor den. Ryggen er utvilsomt en endemorene, og det flate grusneset kan være et rand-delta. Høyden på terrasseflaten på neset svarer muligens til havnivå dengang morenen ble avsatt.

Ved Ofte, like vestenfor Drangsfjorden, ligger det relativt store grus-rullestein-terrasser, 4—7 m o. h. Ca. 1 km nordenfor terrassene danner Oftevann et stort klarebasseng for Oftevassdraget, så grus-rullestein-avsetningene må være glacifluviale. Sannsynligvis er det en rand-avsetning, men det har ikke lyktes å påvise noen iskontaktskråning.

Ved Liknes bro i Kvinesdal er det mange store blokker i terrassen ved elven, og Hansen (1913, s. 21) mener at dette er Ra-morenen.

I nordvestenden på Sælurvann ved Flekkefjord stikker et fjellnes ut i vannet, og på dette neset ligger det en morenerygg. Ryggen fortsetter ca. 1 km langs fjellsiden mot NV, og den er 6—8 m høy og meget skarp nedenfor Fladen gård. Det er for øvrig antydning til flere morenerygger i den morenedekte fjellsiden her. I den vide dalsenkningen nordvestover mot Loga er det også betydelige, sterkt blokkholdige morenemasser, og enkelte steder er det tydelige rygger. Men det er her vanskelig å skille rand-avsetninger fra le-morene-avsetninger. Fjellgrunnen i det høye fjellpartiet nordøst for dalsenkningen er svært oppsprukket, og herfra skriver sikkert det meste av de nevnte blokkmassene seg.

Ca. 500 m nordenfor sydenden på Loga stikker et grusnes ut i vannet fra østre dalside, og det er sannsynligvis et endemorene-nes. En fjellrygg ligger tvers over dalen ved sydenden av Loga, og i nordskråningen på den er det store morenemasser med lave rygger som må være endemorener. Mellom Loga og Grisefjord ligger noen

små vann adskilt av lave, små grusterrasser, 2—5 m o. h. Hansen (1913, s. 69) mener at grusterrassene representerer randtrinn, men det er også mulig at de små vannene ligger i grytehull og at grusterrassene er deler av randterrassen til den breen som avsatte Loga-morenen. En stor del av Flekkefjord by ligger på en lav grusflate, og allerede Helland (1904) mente at dette er en randavsetning. Helland nevner også Loga-morenen. Det har ikke lyktes å finne randmorener på heia vestenfor Loga eller østenfor Sælurvann.

Kristiansand-trinnet, en oversikt. Kristiansand-trinnet består av en rekke randmorener og randterrasser som må være av om lag samme alder, og etter alt å dømme skriver de seg fra Eldre Dryas-tid, se s. 60. De relativt markerte endemorenene i de vestlige områdene tyder på at breen var forholdsvis aktiv der. Randterrassene i de østlige områdene vitner om en betydelig materialtransport med breelvene, og sannsynligvis var breen mindre aktiv her. Høydene på randterrassene avtar jevnt fra ca. 45 m o. h. ved Glamslandsvann nær Lillesand til 4—7 m o. h. nær Ofte nordøst for Lista, og høyden på Kristiansand-trinnets strandlinje avtar sannsynligvis om lag på samme måte, se pl. 7 og s. 95. Den fossile boreo-arktiske faunaen i leirene ved Lillesand representerer sannsynligvis den vanlige fauna langs denne kyststrekningen på Kristiansand-trinnets tid, se s. 71. Men enkelte steder ved brefrontene kan det nok rent lokalt ha levd en noe mer arktisk preget fauna.

Spangereid-trinnet.

Allerede i 1838 beskriver Keilhau de store mengdene med blokker langs kysten mellom Mandal og Spangereid, og i 1903 nevner Helland Asperøy-morenen i Lyngdalsfjorden og Spangereid-morenen. Senere hevder Danielsen (1910) at morenebeltet langs kysten ved Spangereid enten betegner grensen for siste nedisning eller et opphold i avsmeltningen, men Hansen (1913) mener at det er en midtmorene avsatt mellom Skagerak-breen og breen fra nordøst. Strøm (1936) nevner endemorenene som ligger tvers over Snigsfjorden, og også Heimdal (1949) omtaler Snigsfjord-morenen, Spangereid-morenen og morenebeltet langs kysten her.

Heiseldal (1953) beskriver en markert randmorene som løper nesten sammenhengende tvers over heiene mellom Lenefjord og Lyngdalsfjord. Morenen forbinder Spangereid-morenen med Asperøy-

morenen. I de senere årene har så G. Gabrielsen (pers. medd.) kartlagt randmorenen over heiene mellom Spangereid og Mandal. Morenen på heiene vestenfor Lyngdalsfjorden er kjent ved egne iakttagelser, og jeg har også besøkt en rekke av de lokalitetene som Heiseldal og Gabrielsen omtaler.

Randmorenene mellom Trysfjord og Lenefjord og mellom Lenefjord og Lyngdalsfjord på pl. 1 er tegnet av etter henholdsvis Gabrielsens og Heiseldals morenekart.

I den følgende beskrivelsen har G. Gabrielsen gitt et kort utdrag av sine resultater: Østenfor Mandal er det ikke observert noen tydelig randmorene. Her lå sannsynligvis Spangereidtrinnets brefront over øyene syd for fastlandet. På flere av disse øyene, Stusøy, Skjervøy, Landøy, Buøy osv. er det betydelige blokkrike morenemasser, og på Buøy er det endog en kort, lav morenerygg. Også ved Tregde er det betydelige blokkrike grusmasser. Men ellers er det påfallende lite løsmateriale på heiene på fastlandet.

Vestenfor Mandal er Spangereid-trinnets randmorene meget tydelig. Ca. 300 m nordvest for Tuftenesgårdene krysser en markert 4—6 m høy blokkrik endemorenerygg tvers over en liten dalsenkning ved veien, se fig. 37. Syd for denne ryggen er dalbunnen flat, noe myrlendt og ligger 5—7 m o. h. Det er sannsynligvis et myrdekket rand-delta. Moreneryggen fortsetter mot øst og dreier mot sydøst hvor den meget snart blir utydelig og går over i blokkholdige morenemasser uten randkarakter. Morenegrusmassene fortsetter over de lavtliggende jordene på neset sydøst for Tuftenes hvor randmorenen går i havet. Grusmassene i disse jordene er til dels sekundært omleiret av havet. Endemoreneryggen i dalen nordvest for Tuftenes fortsetter også opp fjellsiden mot vest, men også her blir ryggen snart utydelig og går over i mektige morenemasser som dekker de nordvendte fjellsidene over mot Hoven. Bare enkelte steder langs disse fjellsidene er det tydelige morenerygger. Ca. 1 km nordøst for den beskrevne randmorenen rager den 131 m høye Skjeipestadhei opp, og tvers over denne heia ligger en meget blokkrik morenerygg. Det er utvilsomt en nunatakkmorene, og den sydvestlige del av Skjeipestadhei må ha stukket opp over breflaten som en nunatakk på Spangereidtrinnets tid.

I Tuftenesområdet er det flere steder betydelige morenemasser også like syd for den omtalte markerte randmorenen. Ofte ligger disse massene i rygger som synes å ha karakter av randrygger. Det

ser derfor ut til at det her er en sydlig, noe diffus utløper av Spangereidtrinnet. Et slikt forhold gjentar seg flere steder vestover mot Spangereid.

I den trange dalen ved Hoven er det meget morenemateriale. Videre mot nordvest over fjellpartiet mot Kvåfjord består randmorenen av lave blokkrygger eller blokkbelter. Kvåfjordtjernet er demt opp av en morenerygg som når opptil 18 m over tjernet. Mellom Kvåfjord og Snigsfjord ligger det en nesten sammenhengende, opptil 6 m høy, markert randmorenerygg. Den ligger i en krans rundt den 118 m høye fjelltoppen like vest for Kvåfjord, og i det lille dalføret ved veien vestenfor denne toppen danner den en skarp 6—8 m høy endemorenerygg. I fjellsiden langs Snigsfjorden er sidemoreneryggen lav og stopper ved stupet 300—400 m fra, og ca. 60 m over endemorenen i Snigsfjorden.

Denne endemorenen består av to blokkrike morenegrusnes som stikker ut i fjorden, ett fra øst- og ett fra vestsiden, og av en submarine rygg som forbinder disse nesene. Den største dybden over den submarine ryggen er 3 m, mens fjorden er 35 m dyp like innenfor, nordenfor. Både på Tjaum og Underøy ligger det vide grusflater, randterrasser og rullesteinsvoller ved morenen. De største grusflatene når opptil 6—9 m o. h., mens de høyeste strandvollene ligger ca. 11 m o. h.

Over Underøy er det, som nevnt, store randterrasser, men ingen tydelig endemorene, og heller ikke over Syrdalsfjorden er det funnet noen klar endemorene. Vestenfor Syrdalsfjorden er morenen igjen meget tydelig, og et bredt moreneurbelte strekker seg herfra over de lave, sterkt kuperte heiene mot Lenefjorden. Flere steder i dette beltet er ryggene meget markerte, 4—6 m høye, og det er observert 2—2 parallelle rygger. Men andre steder er beltet forholdsvis utydelig, f. eks. nær Feland.

Spangereidmorenen er en buformet endemorene som sperrer det naturlige sydlige innløp til Lenefjorden, se fig. 38. Endemorenen er markert ryggformet nær fjellsidene på begge sider av fjorden, og på en fjellknaus like syd for fjorden ligger også en liten rest av ryggen. På begge sider av denne fjellknausen, spesielt ved tettbebyggelsen på nordvestsiden, er morenen planert til lave grussletter. Utenfor morenen ved Njerve og Midbø ligger det vide grusflater, randterrasser. Flatene ligger 10—11 m o. h. nærmest morenen og synker svakt mot syd. Lenger borte fra morenen er det også terrasser i

lavere nivåer. Overflatelagene i grusflatene består av rullesteinsgrus, og størrelsen på rullesteinen tiltar mot morenen. I et grustak i Njerve-terrassen, ca. 10 m o. h., fant Heimdal (1949) et 80—90 cm tykt lag med rullesteinsgrus over 1 m lagdelt sand og sandblandet leire, som igjen ligger på rullesteinsgrus. Heimdal antar at sanden, leiren og det øvre rullesteinsgruslaget er avsatt under Tapes-transgresjonen. I så fall kan havet ha forandret en god del på den opprinnelige randterrasseflaten. Flaten ved Spangereidmorenen ligger da også noe høyere enn randterrasse langs kysten mot Mandal, se pl. 7.

Ved Reme ligger det vide grusterrasser, og materialet i disse terrassene må utvilsomt være tilført da Spangereidtrinnets brefront lå i de trange dalkløftene like nordenfor terrassen. Det finnes nemlig ingen elv her i dag. Terrassene når en største høyde, ca. 8 m o. h., i den nordlige del, hvor de også ligger til dels godt beskyttet i et nærmest innelukket basseng. Det er her rullesteinsgrus med relativt stor stein. På tilsvarende måte ligger det vide terrasser ved Svenevig. Her når terrasseavsatser 8—9 m o. h., men de største grusflatene når ikke høyere enn 6—7 m o. h. De store randterrasse ved Snigsfjordmorenen når opptil 7—9 m o. h. På strekningen Spangereid—Mandal ligger m. a. o. de største randterrasse 4—11 m o. h., og ingen steder er det observert randterrasse høyere enn 11 m o. h. Det kan derfor neppe være tvil om at havnivå på denne strekningen lå et sted mellom 4 og 11 m høyere enn i dag da Spangereid-trinnets morener ble avsatt.

Sidemorenene langs Lenefjorden er stykkevis meget tydelige morenerygger, og flere steder er det observert to parallelle rygger som ligger tett sammen. På de første $\frac{1}{2}$ —1 km nordenfor Spangereid-morenen er fjellsidene meget bratte og sidemorener mangler. Men allerede $\frac{1}{2}$ —1 km nordenfor endemorenen var breen så mektig at breranden lå mot den noe slakere øvre del av fjellsiden, og markerte sidemorenerygger ble avsatt, 100—140 m o. h., på begge sider av fjorden. Videre nordover langs vestre fjordside stiger sidemorenen svakt. Fig. 33 viser en lengdeprofil av Lenefjordbreen, og her ser vi at breoverflaten steg gjennomsnittlig 110—120 m på den første km fra endemorenen og bare 16—18 m/km videre nordover. Gjennom Jåsundet stakk en liten breutløper fra Lenefjordbreen vestover til Kiddelsnes hvor fjellnesene på begge sider av fjorden til dels er dekket av morenegruset. Så vidt G. Gabrielsens fremstilling.

Det følgende er i det vesentlige et referat av A. Heiseldals beskrei-

velse (Heiseldal, 1953): Over det lave fjellpartiet mellom Lenefjord og Rossfjord går et markert, meget blokkrikt morenebelte, til dels med tydelige rygger. Syd og nord for beltet er det praktisk talt ikke noe morenemateriale på fjellflatene, men det kan være betydelige morenemasser i dalsenkningene, spesielt i støtsidene like nord for beltet. Sidemorenen langs fjellsiden ved Austad er meget markert ryggformet, og det er her flere steder to parallelle rygger, se fig. 39.

Det er ikke helt klart hvor endemorenen krysser Rossfjorden, men det er sannsynligvis nær Visdal. Ved Visdal ligger nemlig sidemorenen lavt. Vestsiden av Rossfjorden er meget bratt, og bare ved Visdal og Kvålsvåg er det observert noen sidemorene. På den lave heia mellom Rossfjord og Lenefjorden ligger et morenebelte av samme karakter som beltet på heia øst for Rossfjorden, og sidemorenen langs sydsiden på Lyngdalsfjorden går nesten sammenhengende vestover til endemorenen ved Asperøy. Den mangler i den bratteste del av fjordsiden vestenfor Aunevig. Det meste av endemorenen ved Asperøy er en submarin rygg som spenner tvers over fjorden, og bare på selve Asperøy stikker endemorenen opp over havflaten. Det største dyp over moreneryggen er ca. 3 m. En km utenfor og 3 km innenfor ryggen er fjorddybden henholdsvis 245 og 116 m. Så vidt A. Heiseldals beskrivelse.

Nordsiden på Lyngdalsfjorden er bratt og høy, og ingen sidemorene er funnet der. Først ved Fiveland var Lyngdalsfjordbreen så mektig at den nådde høyere enn den bratte fjordsiden og fløt innover heia og avsatte den relativt mektige blokkholdige randmorenen ved Fiveland-Næveland, 169—180 m o. h. Nordenfor Næveland må breranden ha ligget langs den bratte fjellsiden mot Bjellandtjern, men her er det ikke observert noen tydelig randmorene. Fra Bjellandtjern går det et tydelig blokkbelte over nordlige del av Kalandskniben mot Holmen. Flere steder er det markerte morenerygger innen dette beltet, og heiene vestenfor og østenfor beltet er stort sett bare, bortsett fra støtsidene. Morenebeltet ligger like nordenfor Holmengårdene, og det kan følges om lag til veien, ca. 1 km vestenfor gårdene. Her blir fjordsiden meget bratt, og det er ikke observert noen sidemorene videre vestover.

Heiene nordvest for Drangsfjorden er betydelig lavere enn heiene sydøst for fjorden, og breen dekket disse heiene slik at bare noen få av de høyeste toppene stakk opp over breflaten som nunatakker. Rundt disse høye toppene ligger det tydelige kranser av morene-



Fig. 36. Rand-terrassen i Drangsfjorden (sett mot vest). Iskontaktskråningen ligger langs høyre kant på terrassen.

The outwash terrace in the Drangsfjord (looking west). The ice-contact slope lies along the right side of the terrace.



Fig. 37. En markert endemorenerigg krysser det lille dalføret ved Tuftenes vest for Mandal. Proksimalsiden til venstre.

A distinct end moraine ridge crosses the small valley at Tuftenes west of the town Mandal. Ice-contact slope to the left.

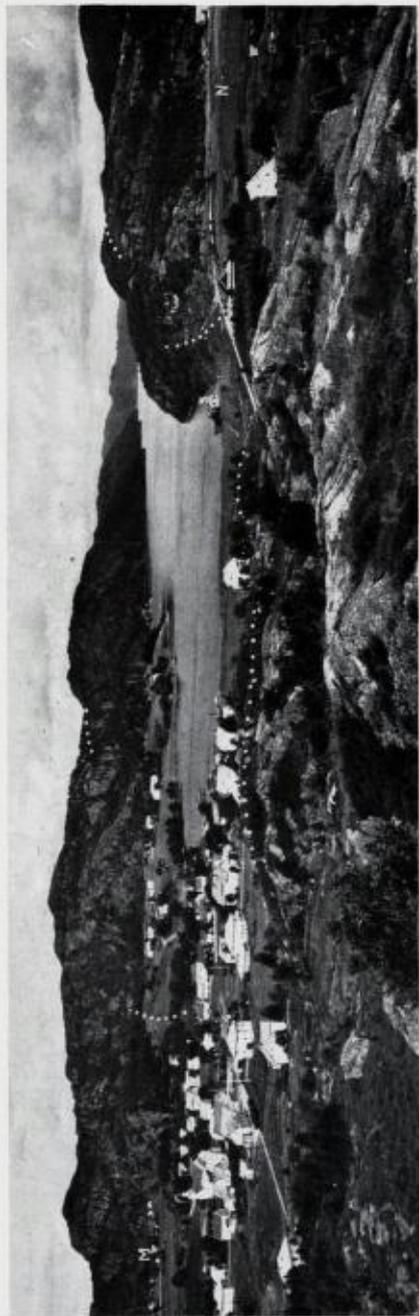


Fig. 38. Spangereidmorenen med Lenefjorden i bakgrunnen (sett mot nordvest). De prikkete linjene følger kammen på endemorene-ryggen og på sidemorenene. N: Njervesletten, M: Midbø.

The end moraine at Spangereid. The Lenefjord in the background (looking north-west). The dotted lines follow the top of the end moraine ridges and the lateral moraines.



Fig. 39. Sidemorenen i dalsiden øst for Austad i Rossfjord (sett mot nordøst).
 Iskontaktsskråningen til venstre. NB. Snaufjellet over morenen til høyre.
The lateral moraine on the valley slope east of Austad in Rossfjord (looking northeast). The ice-contact slope to the left. NB. The bare bedrock above the moraine to the right.



Fig. 40. Nunatakkmorenen, xx, i nordøstsskråningen på fjelltoppen Sarpa (sett mot øst). Merket S er like ved selve toppen. NB. De bare fjellflatene til høyre lå over breflaten dengang morenen ble avsatt.
The nunatak moraine, xx, on the northeastern slope of the mountain Sarpa (looking east). The mountain peak lies close to the mark S. NB. The bare bedrock-slopes to the right were situated above the ice surface when the moraine was deposited.

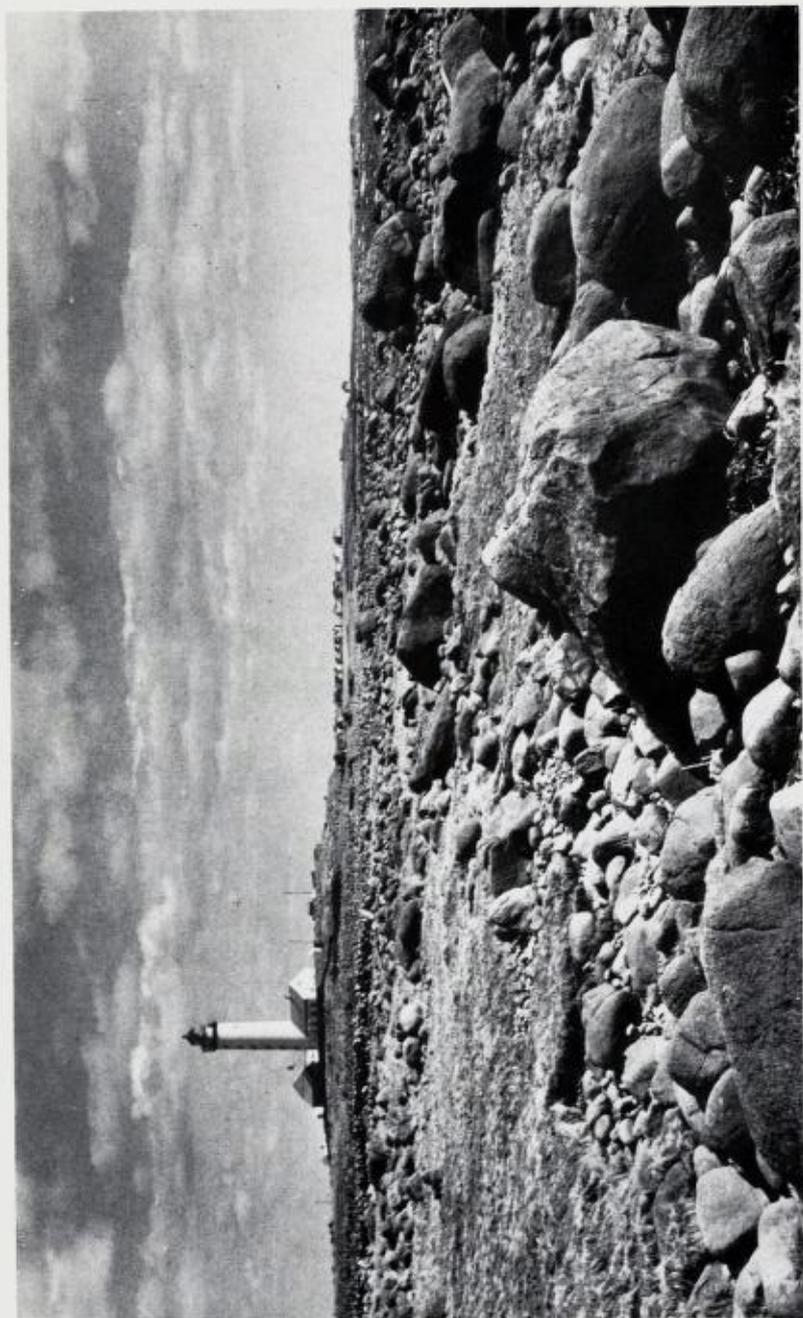


Fig. 41. Lista fyr med Borhaug i bakgrunnen (sett mot sydøst). I forgrunnen ligger strandrullett morenestein.

The Lista lighthouse and Borhaug in the background (looking southeast). The boulders in the foreground are beach-rolled erratics.

materiale, nunatakkmorener, se fig. 40. Høyden på nunatakkmorenene avtar jevnt fra nordøst mot sydvest. Ved Heftevodne er den ca. 340 m o. h. og ved Sarpa ca. 230 m o. h. Den største nunatakkmorenen ligger ca. 200 m o. h. på heia østenfor Saudland. Utenom disse nunatakkmorenene er heiene i dette området påfallende bare.

Breranden må ha ligget mot den relativt bratte fjellsiden fra Saudland til Kvåle, og her er det da også mektige blokkrike morenemasser, men bare få steder er det tydelige randrygger. Mellom Kvåle og Sande er fjellsiden meget bratt, og her er ikke funnet noen rand-morene. Fra Sande til Bidringsås er fjellsiden noe slakere, og her ligger det igjen mektige moreneavsetninger, men bare nær veien ved Bidringsås er det observert en tydelig sidemorenerygge, med snaufjell ovenfor ryggen, 30—40 m o. h. Neset like nord for Bidringsås er til dels dekket av morenegrus, og utenfor neset stikker en grunne ut i fjorden. Sannsynligvis representerer den endemorenen til Oftefjordbreen.

Det er ikke klart hvor breranden har ligget mellom Saudland og Fedefjorden. Sannsynligvis støtte den mot den relativt bratte fjellsiden nordvest for Saudland, selv om det ikke er funnet noen tydelig randmorene her. Spangereid-trinnets randmorene er heller ikke påvist i Fedefjorden og i området nordvest for Fedefjorden. For å finne morenen i disse områdene må det mer omfattende undersøkelser til.

Spangereid-trinnet, en oversikt: På Spangereid-trinnets tid var det meste av Sørlandet dekket av innlandsisen, og bare en smal kyststripe vestenfor Mandal var isfri. Østenfor Mandal må breen ha kalvet i havet langs en lang sammenhengende kalvingsfront. Vestenfor Mandal stakk korte fjordbreutløpere sydover fra innlandsisen. Nærmest breranden stakk noen få nunatakker opp over breflaten som ellers må ha vært ubrutt over de nordlige Sørlandsheiene.

Nær frontene på fjordbreutløperne var breflatene relativt bratte. En rekke observasjoner viser at breflaten steg 100—120 m på den første km fra endemorenene. En del av denne stigningen faller på selve brefrontene som sannsynligvis var loddrette. Videre innover (nordover) steg breoverflaten relativt svakt, 16—18 m/km i Lene-fjordområdet. Havet stod trolig et sted mellom 5 og 11 m høyere enn i dag langs kyststripen Mandal—Spangereid, se s. 96. Det har ikke lyktes å foreta en sikker aldersbestemmelse av Spangereid-trinnet, men etter alt å dømme er det eldre Glotiglacialt trinn, se s. 61.

Lista-trinnet.

Langs ytre kystrand på Lista rager morenehøydene ved Lista fyr, Borhaug og Hassel, 5—20 m over det relativt flate terrenget innenfor. Det er ikke observert fast fjell på noe sted i disse morenehøydene, så det er all grunn til å tro at de består helt og holdent av løsavsetninger. Morenematerialet i overflaten er til dels meget blokkrikt, men det ble fortalt av folk som hadde gravd brønner etc. at morenematerialet er mindre blokkrikt og mer leirrikt under overflatelaget. I strandsonen mellom og på sydvestsiden av morenehøydene ligger det veldige mengder med store moreneblokker. Det kan neppe være tvil om at morenehøydene er rester av en opprinnelig meget større og mer sammenhengende morenerygg, og blokkmengdene i strandsonen er restene av de deler av moreneryggen som havbølgene har klart å bryte ned ved årtuseners angrep, se fig. 41.

Øyen (1926) antok at de nevnte morenehøydene er en endemorene, mens Hansen (1913) mente at de er deler av en midtmorene, en kystrygg, som går langs kysten opp mot Jæren. For øvrig kunne man kanskje tenke seg at de er bunnmorene- eller ablasjonsmorene-rygger som f. eks. drumlinoide rygger, sprekkefyllinger eller rygger som reflekterer undergrunnens topografi.

De omtalte morenehøydene på Lista har en lengdeutstrekning på tvers av brebevegelsens retning, se pl. 1, og de kan derfor ikke være drumlinoide. Det er også lite trolig at de kan være sprekkefyllinger da de er meget store og består av leirrik morene. Videre er det ingenting som tyder på at de reflekterer undergrunnens topografi (fjellgrunnstopografien). Skuringsstriper og drumlinoide rygger, se s. 80, går vinkelrett mot «kystryggen», og den kan derfor heller ikke være en midtmorene. Tilbake står så den mulighet at den kan være en endemorene, og vi skal se at alle forhold tyder på at det er den riktige løsning.

Langs stranden østenfor Austhasselstranda er det hovedsakelig sand, grus og rullestein og svært få blokker, så her har det sikkert ikke ligget noen blokkrik morene. Men i havet utenfor denne stranden ligger det en relativt lav rygg som stikker opp over havflaten i øya Rauna, og Rauna består av rullet stein og blokker. Ryggen går nesten sammenhengende sydøstover til den submarine fjordrennen syd for Farsund, og den er utvilsomt en fortsettelse av Lista fyr—Hassel-morenen. Videre østover mot Lindesnes er det

rygger eller grunne partier ytterst på de submarine hyllene mellom fjordrennene, og endog tvers over munningen på den dype Rossfjordrennen ligger det en bred rygg. Østenfor Lindesnes er den submarine ryggen 12—14 km lang og ubrutt. Flere steder er den meget markert og høy. Den er f. eks. ca. 70 m høy der den krysser den submarine rennen like øst for Lindesnes. Østenfor denne rennen er flere av de høyeste partiene av ryggen tydeligvis fjellgrunner. Ryggen stopper ca. 14 km østenfor Lindesnes.

Vestspissen på Lista er kalt Steinodden, og den bærer sitt navn med rette. Fra Steinodden går en praktisk talt sammenhengende submarin rygg nordvestover langs kysten mot Jæren. Ryggen er stort sett markert. Over Siregrunnen ligger kammen på ryggen 10—15 m under havflaten, mens havdybden innenfor grunnen er 30—40 m. Det er derfor usannsynlig at Siregrunnen kan være et vanlig delta avsatt av Sire-Aaen, slik som noen forskere har antatt. Hva slags rygg er så den beskrevne submarine ryggen langs kysten ved Lista?

Strøketningen på fjellgrunnen langs kysten her er stort sett ikke parallell med den beskrevne ryggen, så den er sikkert ikke en strøkrbygg. Det er mulig at det går forkastningslinjer langs kysten på innersiden av ryggen. Men ryggen har et forløp, f. eks. tvers over Fedefjordrennen, som utelukker at det kan være en forkastningsrygg.

Flere gode fiskebanker ligger langs den beskrevne ryggen både nordvest for Lista og sydøst for Lista, i traktene ved Lindesnes. Praktisk talt alle beretninger fra en rekke fiskere går ut på at de får opp tangbevokst stein fra de aller grunneste partiene på ryggen og at det derfor må være stein- eller fjellgrunn der. På noe større dyp, ca. 20—40 m på Siregrunnen, er det sandbunn, og på enda større dyp er det leirbunn. Det kan derfor ikke være tvil om at den submarine ryggen i stor utstrekning består av løsavsetninger. Siden den supramarine del av ryggen på Lista er en morene, er det vanskelig å tro at den submarine del kan være noe annet. Skuringsretningen er også overalt tilnærmet vinkelrett mot ryggen, se pl. 1. Etter alt å dømme er ryggen derfor en endemorene, avsatt ved en lang brefront som muligens stod på tørt land på Lista, men kalvet i havet nordvest for og sydøst for Lista. Dette bretrinnet er kalt Lista-trinnet.

Lista-trinnets morenerygg ligger også stort sett på steder hvor en brefront ville ha lett for å stoppe. Den følger ytterkanten på en relativt grunn hylle, og på de fleste stedene langs ryggen er det

såpass grunt at brefronten sannsynligvis kunne nå bunnen. Kalvingen ble derved relativt liten. Men like utenfor ryggen er havdybden meget stor, 300—400 m, og her vil en brefront ligge meget utsatt for kalving og være lite stabil. Det var derfor en naturlig ytre grensestilling brefronten inntok under Lista-trinnet.

Lista-trinnet, en oversikt: På Lista-trinnets tid må det sydligste Norge østenfor Jæren ha vært helt dekket av innlandsisen. Fronten på innlandsisen lå muligens på tørt land ytterst på Lista, men ellers har den ligget i havet på hele kyststrekningen fra Jæren forbi Lindesnes. Ved denne brefronten ble den beskrevne kystmorene-ryggen avsatt, muligens under et brefremstøt.

Jæren og områdene nærmest Jæren er ikke så grundig undersøkt at man kan si hvor brefronten lå der, men det er f. eks. meget mulig at den markerte Mosvann-morenen på Høggjæren kan svare til Lista-morenen. Den beskrevne kystryggen stopper sydvest for Mandal. Langs kysten østenfor Mandal er det ikke observert noen sammenhengende submarin rygg som kan svare til Lista-trinnet. Det finnes enkelte isolerte grunner her, men det er uvisst om det er morenegrunner. Sannsynligvis har brefronten ligget på større dyp østenfor Mandal, og enda lenger østpå må den ha krysset tvers over den dype Skagerrak-rennen.

Lista-trinnet skriver seg sannsynligvis fra eldste del av Gotiglacial tid, om lag 14 000 år før nåtid, se det følgende avsnittet. De bevarte, supramarine morenehøydene på ytre Lista er bare rester av den proksimale delen av Lista-trinnets endemorene, og denne del har sannsynligvis vært dekket av breen helt til brefronten trakk seg tilbake fra morenen. Det er derfor vanskelig å uttale seg om høyden på havnivået under selve Lista-trinnet. Da breen smeltet bort fra Lista, i tiden like etter Lista-trinnet, var havnivået der ca. 8 m høyere enn nå eller lavere, se s. 84.

Datering av brerandtrinnene.

Ra-trinnet: Som nevnt på s. 41 svarer Ra-morenene til De mellom-svenske endemorenene og til Yngre Dryas-klimasone som ved hjelp av varvkronologien og radiologiske dateringer er funnet å være ca. 10 200—300 til 10 800—900 år gammel, se tidsskalaen på pl. 8.

Kristiansand-trinnet: Kristiansand-trinnets randterrasser er kjent i en rekke av de små dalene vestenfor Lillesand, men det er ikke observert noen sikker Kristiansand-randterrasse i Modalen ved Lille-

sand. Å dømme ut ifra beliggenheten av randterrassene i dalene vestenfor Lillesand, må Kristiansand-trinnets brefront ha stått et sted mellom Tingsager og Eikeland i Modalen. Den radiologisk daterte glacimarine leiren ved Tingsager (s. 71) inneholder masse morenestein som sannsynligvis er ført dit med kalvingsis fra en brefront som stod et sted mellom Tingsager og Eikeland. Det er nemlig lite trolig at drivis langs kysten har fraktet betydelige mengder med morenestein inn i den trange fjorden som dengang fantes her. Alderen på den glaci-marine leiren ved Tingsager kan derfor neppe være vesentlig forskjellig fra alderen på selve Kristiansand-trinnet. Skjellene i leiren og dermed selve leiren er datert til $12\ 550 \pm 200$ år, og det svarer til overgangen mellom Eldre Dryas- og Bølling-tid. Det er da nærliggende å tro at Kristiansand-trinnet er et Eldre Dryas-trinn.

I tiden mellom Kristiansand-trinnet og Ra-trinnet foregikk etter alt å dømme den såkalte Zirphæa-transgresjon som Iversen (1945) mener er en Allerød-transgresjon, se s. 96. Dette tyder da også på at Kristiansand-trinnet skriver seg fra om lag Eldre Dryas-tid.

Spangereid-trinnet og *Lista-trinnet*: Hvis Kristiansand-trinnet er et Eldre Dryas-trinn, så må Lista-trinnet og sannsynligvis også Spangereid-trinnet være eldre enn Eldre Dryas-tid.

Det er dessverre ikke funnet organisk materiale som tillater en direkte radiologisk datering av Lista-trinnet og Spangereid-trinnet. Men ved å sammenlikne randtrinnene i Sverige—Danmark med randtrinnene på Sørlandet, og ved å sammenlikne den sen- og postglaciale strandforskyvningen på Jylland med strandforskyvningen på Lista, kan man kanskje komme noe nærmere en løsning på aldersproblemet for Lista-trinnet og Spangereid-trinnet.

Ra-morenene svarer utvilsomt til De mellomsvenske endemorenene. De yngste randtrinnene syd for De mellomsvenske endemorenene ligger nordøst for Göteborg, og det er god grunn til å tro at de svarer til Kristiansand-trinnet, se pl. 4. Lundquist (1954, fig. 4) har tegnet et oversiktskart over randtrinnene i Fennoskandia. Av dette kartet går det frem at de yngste randtrinnene nordøst for Göteborg sannsynligvis er Eldre Dryas-trinn, og at de eldste randtrinnene langs kysten ved Göteborg er Eldste Dryas-trinn, fra eldste del av Gotiglacial tid, opptil 14 000 år gamle. Gillberg (1956, s. 442) finner grunner til å anta at det han kaller Berghems-moränen er en Eldre Dryas-morene og at selve Göteborg-morenen muligens er en Eldste Dryas-morene. Alt dette støtter antagelsen om at Kristian-

sand-trinnet svarer til de yngste randtrinnene nordøst for Göteborg. Spangereid-trinnet og Lista-trinnet svarer derfor mest sannsynlig til noen av de eldre, store randtrinnene langs Göteborg-kysten, fra eldre Gotiglacial tid. Det er f. eks. meget mulig at Spangereid-trinnet svarer til selve den store Göteborg-morenen.

Mellom morenene på Göteborg-kysten og Hovedoppholdslinjen i Danmark ligger det også en rekke store randtrinn. De eldste av disse trinnene, morenene på Jylland, må iallfall være eldre enn både Spangereid- og Lista-morenene. Jylland-morenene ligger da også hele 300—400 km fra De mellomsvenske endemorenene, mens Spangereid- og Lista-morenene ligger bare 30—40 km fra Ra-morenen, se pl. 4.

På pl. 3 er det trukket sirkellinjer med sentrum i det postglaciale hevningssettret i Nord-Sverige (Granlund, 1949, s. 316). Sirkellinjen gjennom ytre Lista, med en Tapes-grense 6—8 m o. h., skjærer danskekysten syd for N. Lyngby hvor Tapes-grensen er ca. 8 m o. h. Det er m. a. o. liten forskjell i Tapes-verdiene på de to stedene, og det er derfor ingen grunn til å tro at det har foregått noen betydelig vertikal forkastning i postglacial tid mellom Sørlandet og Danmark. På Lista ligger det høyeste senglaciale strandnivå ca. 8 m o. h. eller lavere, og ved det korresponderende sted syd for N. Lyngby er det høyeste senglaciale strandnivå 35—40 m o. h. Det sistnevnte strandnivået skriver seg fra tiden like etter at Lyngby-området ble isfritt (Jessen, 1936, s. 94), altså fra den eldre fase av Eldste Dryas-tid. Såvidt jeg vet kjenner man ikke til hvor høyt havet stod i dette området i yngste del av Eldste Dryas-tid og i Bølling-tid. Men havet stod lavere enn 16 m o. h. ved N. Lyngby i Eldre Dryas-, Allerød- og Yngre Dryas-tid (Iversen, 1942), og det må dengang ha stått lavere enn ca. 10 m o. h. i det omtalte området syd for N. Lyngby.

De nevnte forhold tyder på at Lista var dekket av isbreen dengang Nord-Jylland ble isfritt og de høyeste strandlinjene der ble dannet, og Lista kan ha blitt isfritt i Yngre Dryas-, Allerød-, Eldre Dryas-, Bølling- eller yngste del av Eldste Dryas-tid, se tidsskalaen på pl. 8. Men hvis Kristiansand-trinnet er et Eldre Dryas-trinn, kan deglaciasjonen av Lista ikke ha foregått etter Bølling-tid. Det er derfor mest sannsynlig at Lista ble isfritt i yngste del av Eldste Dryas-tid eller Bølling-tid. Lista-trinnet er da umiddelbart eldre og Spangereid-trinnet er yngre enn dette.

Den omtalte sirkellinjen gjennom Lista (pl. 3) skjærer svenske-

kysten i Falkenberg-området hvor Tapes-grensen ligger ca. 14 m o. h., altså 6—8 m høyere enn på Lista. Det er mulig at denne forskjellen kan skyldes forkastningsbevegelser langs Øresund (Sandegren, 1946), og det er derfor meget vanskelig å få noe ut av en sammenlikning mellom strandnivåene på Lista og ved Falkenberg.

Konklusjonen på den foregående diskusjonen må da bli: Ved hjelp av begge de forsøkte dateringsmetodene kommer man til at Lista- og Spangereid-trinnet er yngre enn randtrinnene på Jylland. Den førstnevnte metoden leder til en korrelasjon av Lista- og Spangereid-trinnet med de eldre Gotiglaciale randtrinnene i Sverige (fra yngste del av Eldste Dryas-tid eller Bølling-tid). De forholdene som er nevnt i forbindelse med den andre metoden, synes også å tillate en slik korrelasjon, men de tillater også en yngre alder for Lista- og Spangereid-trinnet. Hvis imidlertid den radiologiske dateringen av leiren ved Lillesand er riktig, kan man se bort ifra aldre som er yngre enn Bølling-tid.

Hvis Spangereid-morenene og Lista-morenen er så unge som her antydnet, er det trolig at isen har nådd forholdsvis langt utenfor kysten ved Lista i tidligere faser av siste istid. Dette stemmer også godt med resultatene av nyere undersøkelser av bunnen på Nordsjøen. Ved å studere bunntopografien og fordelingen av steinrunner etc. mener Valentin (1958) og Pratje (1951) å kunne påvise at innlandsisen fra Skandinavia under siste istid dekket meget større deler av Nordsjøområdet enn tidligere antatt. Valentin mener endog at denne isen nådde helt over mot England. Se også Woldstedt, 1958, s. 13.

Tidligere har noen forskere ment at Lista har vært isfritt under siste istid (s. 123 og 130), og mange har antatt at siste istids isdekke ikke kan ha nådd langt utenfor kysten på Lista og Jæren fordi det ikke har klart å fjerne Skagerrakbreens materiale. Den sistnevnte antakelsen er for så vidt rimelig, men det er langt ifra noe bevis, for i mange andre områder i Europa og i Nord-Amerika ligger det betydelige avsetninger fra tiden før siste istid langt innenfor yttergrensene for siste istids bredekke.

Bunnmorener (støtside-morener).

På Sørlandsheiene er det utenfor endemorene-beltene mest bar fjellgrunn eller meget sparsomt morenedekket fjellgrunn. Men i dalsenkningene er det ofte betydelige terrassefyllinger, og spesielt i daler som ligger på tvers av den nord-sydlig brebevegelsesretningen, er det gjerne en god del bunnmorene-materiale. De mektigste bunnmorenene ligger oftest i de nordvendte dalsidene, støtsidene, på slike «tverrdaler», og de er kalt støtside-morener (Andersen, 1954). Støtside-morenen er som regel tykkest i den bratteste, nedre del av fjellsiden og mangler ofte i den øvre, slakere del. Den består vanligvis av blokkrikt, noe leirholdig morenegrus.

De aller mektigste støtside-morenene ligger i soner langsetter nordgrensene på de funne randmorene-beltene, se pl. 1, og også utenom støtsidene kan det her være betydelige bunnmorener i dalene. Syd for Åmdal ved Grovene og Hærås ved Finsland er det f.eks. funnet mektige le-morener på sydsiden av oppragende fjellpartier. Keilhau (1840) forteller at han observerte enorme masser av sand med rundete blokker i nordvendte fjellsider i strøket Trysfjord—Lyngdal. Det er de meget iøynefallende støtside-morenene i sonen nordenfor Spangereid-trinnet Keilhau her beskriver. Senere er støtside-morener påvist på Sørlandet, innenfor Høggjæren og i Ryfylke av henholdsvis Hansen (1913), Fægri (1939) og Andersen (1954). Også G. Gabrielsen (pers. medd.) har observert støtside-morener på Sørlandet, og morenene mellom Trysfjord og Lenefjord på pl. 1 er i hovedsaken tegnet av fra hans kart. Støtside-morener er også kjent fra andre strøk av Skandinavia. F. eks. beskriver Gillberg (1955) støtside-morener i det sydsvenske høylandet. Men Gillberg finner at støtside-morenene er mektigst i de øverste delene av dalsidene, så disse morenene må være av en noe annen type enn støtside-morenene i det sydligste Norge.

Hvordan er så støtside-morenene dannet? En meget aktiv bre vil

først og fremst avsette morenemateriale i en randsoner, men like innenfor randsonen er det en sone hvor det er tilnærmet likevekt mellom erosjon og sedimentasjon. Her vil enhver hindring som nedsetter breens transportevne lett bevirke at morenemateriale blir avsatt. De fleste av de store støtsidemorenene på Sørlandet ligger nettopp i soner like innenfor de store randsonene, og det kan neppe være tvil om at det er mothellingen i de bratte støtsidene som har hindret breen i å transportere alt morenematerialet med seg. Slik er sannsynligvis de fleste støtside-morenene på Sørlandet dannet.

Sedimentene i dalbunnene (Sandur-terrasser).

Kartet, pl. 1, viser tydelig at de største fluviale, glacifluviale og marine avsetningene på Sørlandet ligger i de store hoveddalene mellom kysten og Ra-morenene. Nordenfor Ra-morenene danner store vann «klarebassenger» for vassdragene. De nevnte løsavsetningene syd for vannene må derfor i det vesentlige være avsatt på Ra-tid eller i den foregående perioden, da de sydligste delene av dalene ble isfrie. Noe materiale er nok også Ra-avsetninger etc. som er blitt sekundært omleiret i postglacial tid.

Like syd for Ra-morenene danner avsetningene store rullesteinsflater som dekker det meste av dalbunnene. Det er utvilsomt sandurflater avsatt foran Ra-breen. I Topdal, Torridal og Sirdal representerer sandur-flatene supra-akvatiske deler av sandur-delta. Elvene har skåret 30—40 m dype renner tvers gjennom disse delta-avsetningene. Nedetter dalene blir de nedskårne elverennene videre, og restene av sandur-deltaene ligger som relativt smale og usammenhengende terrassehyller langsetter dalsidene. Ovenfor sandur-flatene er dalsidene bare eller morenedekte, og det er ikke sett spor etter høyereliggende, tydelige terrasser. Nedenfor sandurflatene ligger yngre terrasser i avsatter nedover mot elven. På kartet, pl. 1, er bare de høyestliggende terrassene spesielt avmerket. Det er mulig at noen av de høyestliggende terrassene nær elvemunningene er yngre enn sandur-terrassene, se s. 73. Sandur-deltaene i Topdal og Torridal ble avsatt i havet, og sandurdeltaet i Sirdal ble avsatt i Lundevannet. Både Lundevannets nivå og havnivå i Kristiansand-traktene har sunket betydelig etter dannelsen av sandur-deltaene, og det er årsaken til at elvene har skåret seg så dyp ned i disse avsetningene.

I alle de andre dalene er sandur-avsetningene nærmest Ra-morenene supra-marine og sannsynligvis helt og holdent supra-akvatiske. Høydene på sandur-flatene er her bestemt av høydene på lokale erosjonsbaser, fjellterskler, i de nedenforliggende dalløp. Fordi

elvene har skåret seg lite ned i disse fjelltersklene i postglacial tid, har de også skåret seg lite ned i sandur-flatene i de fleste av disse dalene, se fig. 42. Høydeforskjellene mellom de opprinnelige sandur-flatene og de yngre elveterrassene er her bare noen få meter, og på kartet, pl. 1, er derfor også de yngre elveterrassene nær Ra-morenene avmerket som sandur-flater, unntatt i Mandalen og i Austredalen i Kvinesdal.

Men i de sydligste delene av dalene mellom Søgne- og Kvinesdal foregikk sedimentasjonene i smale, grunne fjordarmer hvor det ble dannet «sandur-delta». Også i disse «sandur-deltaene» har elvene etter hvert skåret seg relativt dypt ned, 10—30 m, og restene av deltaene ligger som smale terrassehyller langsetter dalsidene. De største og tydeligste av disse terrassene er avmerket på kartet, pl. 1. Det er mulig at de høyestliggende terrassene nærmest elvemunningene i noen av dalene er yngre enn sandur-terrassene, se s. 74.

Kornstørrelsen på materialet i topplagene på sandur-terrassene avtar forholdsvis jevnt fra Ra-morenene nedover dalene mot elvemunningene. Nærmest Ra-morenene er materialet grovt grus med stor rullestein og nær elvemunningene vesentlig sand, se fig. 43 og pl. 5. Der hvor sidedalene støter til hoveddalene kan det rent lokalt være noe grovere materiale, og også ved eldre rand-avsetninger, f. eks. ovenfor Tufteland i Søgne, er det lokalt en god del grovt materiale i terrassene.

Det er dessverre ikke mange gode blotninger av de dypere liggende lagene i sandur-terrassene. De beste blotningene finnes i sandur-deltaene, og de viser en stort sett jevn overgang fra grovt materiale på toppen til finere materiale ved bunnen av terrassene, se fig. 43. Det er mulig at det ligger grovere marine avsetninger, morenemateriale eller glacifluvialt materiale under blåleiren ved bunnen på terrassene, men ingen skjæringer er så dype at det har vært mulig å konstatere dette.

Merkelig nok er det ikke observert typisk deltaskiktning med lange skrålager i de store sandur-deltaene i hoveddalene, bortsett fra deltaet ved Tufteland, se fig. 34. Tufteland-deltaet er et rand-delta med lange skrålager av samme type som de beskrevne små rand-deltaene nær kysten på Sørlandet, se s. 22 og 46. Men i de andre sandur-deltaene i hoveddalene er det bare observert relativt flattliggende hovedlag. Innen de enkelte hovedlag kan det nok ligge korte skrålager, «cut-and-fill lagdeling».



Fig. 42. Sandur-flaten syd for Ra-morenen i Audnedalen (sett mot nord). Elven har skåret seg lite ned i sandur-avsetningene. Foto Widerøe.

The valley train south of the Ra-end moraine in the valley Audnedal (looking north). The valley train is not deeply dissected by the river.

Ved eksperimenter i en sedimentasjonstank har det lyktes meg å lage delta med bare flattliggende lag ved å la en «elv» med stor vannføring og stor sedimentføring munne ut i en smal «fjord» med svakt hellende bunn. Under om lag tilsvarende forhold er utvilsomt sandur-deltaene i Sørlandsdalene dannet. Hjulström (1953) har studert sandur-deltaet ved Hoffellsjøkull på Island. Han kaller dette deltaet et supra-akvatisk delta og skriver at: «Det supra-akvatiske deltaet påbygges genom avlagring i samband med ett höggradigt sedimentförande flodsystems pendling, varvid hela — eller nästan hela — ytan påbygges. Någon distalbrant finnes inte.» Da det ikke finnes noen distal-skråning på slike delta kan ikke vanlige, lange delta-skrålag bli dannet. Sandur-deltaene på Sørlandet er utvilsomt av denne type. Hjulström finner også at kornstørrelsen på sedimen-

tene i deltaet ved Hoffellsjøkull avtar i horisontal retning fra breen mot fjorden og i vertikal retning fra markoverflaten mot dypet. Dette stemmer også helt med kornfordelingen i sandur-deltaene på Sørlandet.

Sandur-deltaet til Hoffellsjøkull har et hyperbolsk lengdeprofil, slik som alle supra-akvatiske deltaer (Hjulström, 1953, s. 178), se pl. 5. Ved studier av topografiske kart over breområder på Island, Spitsbergen og Grønland har jeg funnet at sandur-deltaer med liknende lengdeprofil som Hoffellsjøkull-deltaet er uhyre vanlige. Svært mange sandur-deltaer har brattere lengdeprofil, og noen har slakere lengdeprofil enn Hoffellsjøkull-deltaet, men alle lengdeprofilene synes å være så om lag hyperbolske.

De konstruerte lengdeprofilkurvene for sandur-deltaene i Sørlandsdalene er ikke åpenbart hyperbolske, se pl. 5. Men ved å øke den vertikale målestokken vil man få kurven som likner mer på hyperbolske kurver. Den tydelige forskjellen mellom kurvene for sandur-deltaene i Sørlandsdalene og sandur-deltaet ved Hoffellsjøkull kan ha mange årsaker. F. eks. kan den brattere øvre del av Hoffellsjøkull-deltaet skyldes at breelvene der fører en større mengde med grovt materiale, og den brattere nedre del av de høyestliggende Sørlandskurvene kan skyldes at havnivå sank mens sandur-deltaene der ble dannet. I de lavere delene av kurvene for Søgne, Torridal og til dels også for Modalen er det en tydelig bøy nedover. De høyestliggende terrasseflatene i de laveste delene av disse tre dalene er derfor meget sannsynlig dannet under et yngre, lavere havnivå enn de proksimale delene av sandur-deltaflatene, se også s. 95. Den sterke knekken på Audnedal-kurven skyldes en fjellterskel, se s. 76.

De proksimale delene av sandur-deltaflatene på Island, Spitsbergen og Grønland ligger som oftest høyt over havnivå, og bare de distale, svakere hellende delene faller tilnærmet sammen med havnivå. Lengdeprofilene av sandur-deltaflatene kan derfor også være en hjelp ved bestemmelsen av havnivå på den tid deltaene ble avsatt.

Som allerede nevnt, skar elvene seg ned i sandur-avsetningene i yngste sen-glacial og i post-glacial tid, og da ble de lavereliggende terrassene langs elvene dannet. Disse terrassene er ikke nøyere undersøkt, men det er tydelig at terrassene nær Ra-morenene ofte er erosjonsterrasser og terrassene nær elvemunningene ofte er akkumulasjons-terrasser. I de laveste av de førstnevnte terrassene ligger vanligvis sen-glaciale leirer helt opp mot terrasseflatene hvor de kan

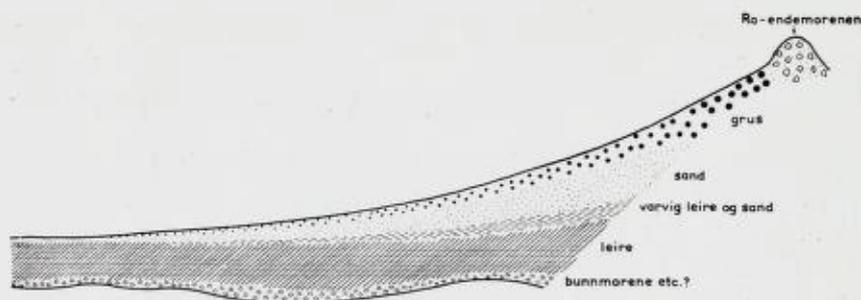


Fig. 43. Skjematisk lengdesnitt gjennom sandur-deltaterrassen i en typisk Sørlandsdal. Schematic longitudinal section through the valley train in a typical valley of Sørlandet.

være dekket av relativt tynne grus- og rullesteinslag. I terrassene nær elvemunningene ligger det gjerne fossilførende postglaciale og/eller senglaciale leirer under sandlag av vekslende mektighet, se også Danielsen (1912). De aller laveste terrassene nær elvemunningene inneholder ofte planteførende gytjelag og skjellag under sandlag. Gytjelagene er vanligvis marine, og både de og skjellagene er avsatt i den postglaciale varmetiden, Tapes-tiden, se s. 100.

I det følgende vil det bli gitt korte beskrivelser av observasjoner vesentlig fra sandur-terrassene i hver enkelt dal. Det er lagt størst vekt på beskrivelsene av de stratigrafiske forhold. Fig. 43 viser hovedtrekkene i den stratigrafiske oppbygningen. Beliggenheten av sandur-terrassene, høydene på dem og kornstørrelsene i topplagene kan man lese av henholdsvis pl. 1 og pl. 5. Forsøk på å vurdere hvor høyt havet stod i de forskjellige dalene dengang sandur-flatene ble dannet, vil også bli beskrevet.

I *Modalen*, nordvest for Lillesand, ligger de vide terrasseflatene omkring Tingsaker kirke ca. 39 m o. h., men inn mot dalsidene stiger terrassen lokalt til 41—42 m o. h. Øverst i terrassen nær kirken ligger det lag av vesentlig sand (1—3 m) og derunder mektige leiravsetninger. Ca. 3 m dype grustak i Storemyr-terrassen, 47—48 m o. h., viser flattliggende lag av singelgrus over finere grus og sand. På 4—5 m's dyp skal man her ved brønngraving være kommet ned i en tynnskiktet «leirliknende» finsand.

I et leirtak, ca. 35 m o. h., østenfor Tingsaker kirke har jeg funnet en fossilførende leire. Leiren inneholder mange små morenesteiner, så det er en typisk glacimarin leire, og brefronten kan neppe ha stått

langt borte dengang den ble avsatt, se s. 60. Fossilinnholdet i leiren er: *Mytilus edulis* (mange), *Saxicava arctica*, *Macoma calcarea*, *Mya truncata*, *Chlamys groenlandica* (?), *Balanus crenatus* og *balanoides* og følgende foraminiferer:

Elphidium clavatum (66,2 %), — *incertum* (9,7 %), — *subarcticum* (6,2 %), — *hallandense* (5,9 %), — *excavatum* (2,8 %), — *bartletti* (1,4 %), — *asklundi* (0,3 %), — *orbiculare* (0,3 %), *Buccella frigida* (5,5 %), *Elphidiella arctica* (0,7 %), *Guttulina dawsoni* (0,7 %) og *Pseudopolymorphina novangliae* (0,3 %).

Dette er en boreo-arktisk preget fauna, og makrofaunaen svarer om lag til den funne faunaen i de sen-glaciale leirene ved Kristiansand, se s. 115. Meget friske skjell fra Tingsager-leiren er nå radiologisk datert og alderen er $12\ 550 \pm 200$ år (T-168). Det viser at det allerede på om lag Eldre Dryas-tid levde en boreo-arktisk preget skjellfauna langs kysten her. Videre er det sannsynlig at brefronten stod like nordvest for Tingsager på denne tid. Det er interessant å merke seg at makrofaunaen i Tingsager-leiren likner meget på den boreo-arktisk pregede faunaen i den danske øvre *Saxicava*-sand som er eldre enn *Zirphæa*-avsetningene som sannsynligvis er av Allerød-alder, se s. 96 og Jessen, 1936, s. 185. Tingsager-faunaen likner også meget på faunaen i en rekke av de gotiglaciale leirene på Bohuslän-kysten (Hessland, 1946).

De vide terrasseflatene mellom Eikeland og Tingsager kirke representerer utvilsomt de distale delene av Ra-tidens sandur-deltaplan. Ovenfor Eikeland er Modalen trang og relativt bratt, og sandur-terrassene mellom Eikeland og Ra-morenen er helt og holdent supramarine. Lengdeprofilkurvene for de høyestliggende store terrassene (sandurdelta-terrassene) bøyer noe ned i den del som svarer til terrasseflatene ved Tingsager kirke, se pl. 5. Det tyder på at disse terrasseflatene er dannet ved en noe lavere havstand enn sandurflatene høyere oppe i dalen. Den rekonstruerte «Ra-strandlinjen» ligger da også høyere enn terrassene ved Tingsager kirke, se pl. 7. For øvrig egner lengdeprofilkurvene på pl. 5 seg dårlig til noen nøyaktige beregninger av Ra-tidens havstand i Modalen, men den ligger utvilsomt et sted mellom 40 og 52 m o. h.

I *Topdalen* (fig. 44) ligger det i de høyeste terrassene ved Kråge-myrr, 33—34 m o. h., 2—3 m med til dels fin sand over blåleire. Terrassene mellom Drangsholt og Hotten, 42—53 m o. h., har øverst 4—6 m grus og rullestein, derunder 10—16 m sand, så

2—3 m varvig sand og varvig leire og underst blåleire. Nedre del av denne lagserien er best blottet i en veikjøring like nord for veikrysset ved Bordhaugen. I 30—40 m's høyde o. h. ligger det her ca. 6 m tynne horisontale sandlag (meget finsand) over 2—3 m varvig leire og finsand som igjen ligger på blåleire ca. 30 m o. h. Flere små blotninger på forskjellige steder i terrassene ved Drangsholt og Bordhaugen viser at sandlagene tilsammen er minst 10—12 m mektige, og i et grustak i topplagene nordenfor Bordhaugen er grusullesteinslagene tilsammen minst 3—4 m mektige. Alle de nevnte blotningene i Topdal-terrassene viser at sandur-deltaet er bygd opp om lag som vist på fig. 43.

Lengdeprofilkurven for sandur-deltaet, pl. 5, er meget bratt ned til ca. 46 m o. h. (om lag 2 km nordenfor Drangsholt), og sannsynligvis ligger Ra-tidens strandhøyde her lavere enn ca. 46 m o. h. Hvis man her regner med at gradienten for de eldste strandnivåene er ca. 0,8 m/km i nordøstlig retning, se s. 95, så svarer 46 m o. h. nordenfor Drangsholt til om lag 38 m o. h. ved Krågemyr hvor de høyeste terrassene ligger 33—34 m o. h. Ra-strandhøyden ligger derfor sannsynligvis mellom 33 og 38 m o. h. ved Krågemyr. Den rekonstruerte «Ra-strandlinjen» har en høyde på ca. 34 m o. h. ved Krågemyr, se pl. 7.

Danielsen (1912, s. 294) antar at høyden på den høyeste terrassen nordenfor Hotten svarer til MG, og han finner at denne terrassen ligger 53—54 m o. h. Men han gir ingen spesiell begrunnelse for hvorfor terrassehøyden svarer til MG, bortsett fra at terrassen er den høyeste syd for Flakksvann og at høyden passer godt i hans isobase-system. Hansen (1913, s. 23) angrep Danielsen sterkt for denne og liknende MG-bestemmelser, og han hevdet at Danielsens «MG-terrasser» er supramarine sandur-flater, dalslep. Hansen har sikkert rett i dette. Hvis MG var ca. 54 m o. h. ved Hotten, så skulle man vente å finne rester etter tilsvarende høye terrasser ved munningene av iallfall noen av de små sidedalene mellom Hotten og havet. Slike terrasserester har hverken Danielsen eller noen andre klart å påvise. Hansen mente at Ra-tidens havnivå var lavere enn vår tids havnivå på hele kyststrekningen syd for Grimstad, men dette syn grunner seg på en rekke feilslutninger, se s. 125.

Prøver av den sen-glaciale blåleiren ved Bordhaugen og Hotten bro inneholder ikke mikrofosiler, og det er heller ikke funnet makrofosiler i de sen-glaciale leirene i denne dalen. Tapes-grensen og funn

av postglaciale skjell- og plantefossiler i de lavereliggende terrassene ved Hakkebua er omtalt på henholdsvis s. 101 og s. 120.

Forholdene i *Torridalen* likner meget på forholdene i Topdalen. Syd for Strai er leiravsetningene i de høyestliggende terrassene dekket av relativt tynne topplag av sand og fint grus. I et sandtak ved Kvarstein er det blottet følgende lag, nevnt ovenfra og nedover: $\frac{1}{2}$ m singelgrus, 8—10 m flattliggende lag med vesentlig sand, 2—3 m varvig leire og finsand (se Danielsen, 1957), blåleire. Blåleiren når opptil 20—25 m o. h., og toppen på sandtaket ligger om lag 2 m under de høyeste terrasseflatene, ca. 38 m o. h. De øverste 2 m av terrassene her består av grus med nøttestor rullestein. Rullesteinen i topplagene blir gradvis større i retning nordover mot Ramorenen, se pl. 5. Det ser ut som om sandur-deltaet i *Torridalen* er bygget opp praktisk talt på samme måte som sandur-deltaet i Topdalen, bortsett fra at korresponderende lag ligger 5—10 m lavere i *Torridalen* enn i Topdalen.

Ved Skråstad har Danielsen (1909) funnet bl. a. *Portlandia arctica* og blad av *Betula nana* og *Salix polaris* i marleker i leiren, se s. 119. Dette er det eneste funn av *Portlandia arctica* som er gjort mellom Arendal og Åna-Sira.

Lengdeprofilkurven for de høyestliggende terrassene i *Torridalen* heller relativt bratt ned til 42—43 m o. h. ved Vikeland, og sannsynligvis ligger Ra-strandhøyden lavere enn 42—43 m o. h. her. Hvis man her regner med en gradient for den skrå landhevning på ca. 0,8 m/km i nordøstlig retning, så svarer 42—43 m o. h. ved Vikeland til ca. 36 m o. h. ved Sødal.

Den høyeste, store Sødal-terrassen ligger ca. 28 m o. h., og Ra-strandhøyden må da sannsynligvis ligge mellom 28 og 36 m o. h. ved Sødal. Den nevnte lengdeprofilkurven bøyer noe ned i den delen som svarer til terrasseflatene ved Sødal, se pl. 5. Det tyder på at disse terrasseflatene kan være dannet ved noe lavere havstand enn de proksimale deler av sandur-deltaplanet i *Torridalen*. Den rekonstruerte «Ra-strandlinjen» ligger da også noe høyere enn terrasseflaten ved Sødal, se pl. 7.

Danielsen (1912, s. 303) mener at 50 m's terrassen ved endemorenen østenfor hovedelven i Vennesla representerer MG, se s. 29. Men innvendingene mot denne MG-bestemmelsen er de samme som mot hans MG-bestemmelse i Topdalen. Riktignok skriver Danielsen at «Ved Ytre Strai har jeg dog set et litet markert nivåa i løsterrænget

i en bakke, som muligens kan være utformet av havet. Høyden er etter to aneroidmaalinger vel 42 m». Hvis dette er en marin terrasse så er utvilsomt MG om lag 50 m o. h. ved Vennesla. Men i moreneliene ved yt. Strai er det terrasseliknende avsatter også betydelig høyere enn 42 m o. h., og slike «tilfeldige terrasser» kan neppe brukes til MG-bestemmelser, se s. 87. De tydelige fluviale (marine?) terrassene ved yt. Strai opphører ved en markert øvre grense, ca. 34 m o. h., noe også Danielsen gjør oppmerksom på.

Omkring Kristiansand ligger det vide terrasser lavere enn ca. 25 m o. h. Også i mange av disse terrassene er det funnet glacial leire med sandlag oppå. Den fossile fauna i denne leiren svarer ifølge Danielsen (1909) om lag til Arca-leirens og ifølge Brøgger (1900) til Mya-bankenes ved Oslo. I lave høyder er det observert postglaciale leirer og også torvlag under marine avsetninger, se s. 98 og 120.

De vide terrasseflatene, 14—16 m o. h., omkring Tangvall i Søgne er avmerket som lavereliggende på kartet pl. 1, men de kunne kanskje like gjerne vært avsatt som høyereliggende. Ved munningene av en rekke små sidedaler ligger det her lokalt avsatte grusterrasser, ca. 17 m o. h., se s. 49, og bare disse er avmerket som høyereliggende på pl. 1. I Tangvall-terrassen er leiravsetningene dekket av et tynt sandlag. Et grustak i den høyeste, store Nådeland-terrassen, ca. 25 m o. h., viser ca. 1 m singelgrus over 3—4 m vesentlig sand i forholdsvis flattliggende lag, med krysskiktning. Like ved sandtaket er leire blottet på lavereliggende jorder nær elven. Leiren når her neppe høyere enn ca. 15 m o. h. Ved Stokkeland er det en rekke grustak i den høyeste terrassen, ca. 32 m o. h. Det dypeste grustaket ligger syd for den nye skolen og viser følgende lag, nevnt ovenfra og nedover: 1 m rullesteinsgrus, 6—7 m sand og grus i flattliggende lag, ½ m sandrik leire, ½ m finsand. Det er sannsynligvis i det tynne leirlaget at Danielsen (1912) fant avtrykket av arktiske plante-fossiler som *Salix polaris*, se s. 123. I leirene nær Tangvall observerte Danielsen en arktisk og en postglacial skjellfauna, og han har her også funnet planteførende postglaciale «gytjelag» under marin sand i lav høyde over havet, se s. 121.

Profilkurven for de høyestliggende terrassene i Søgne dalen gir ikke gode holdepunkter for en MG-beregning. Kurven bøyer noe ned i den del som svarer til terrasseflatene nedenfor Nådeland, og det tyder på at disse flatene kan være dannet ved et lavere havnivå enn terrasseflatene ovenfor Nådeland. Den rekonstruerte «Ra-strand-

linjen» ligger da også noe lavere enn terrasseflaten ved f. eks. Tufte-land, se pl. 7. MG ligger utvilsomt ikke lavere enn Tufte-land-terrassene, ca. 18 m o. h., og ikke høyere enn Stokkeland-terrassen, 32—34 m o. h. Hvis vi antar at de eldste strandnivåene her har en stigningsgradient på ca. 0,7 m/km i nordøstlig retning, se s. 94, så svarer 34 m o. h. ved Stokkeland til ca. 28 m o. h. ved Tufte-land. MG må derfor ligge mellom 18 og 28 m o. h. ved Tufte-land.

Danielsen (1912, s. 318) antar at en grusflate i dalbunnen ved Underåsen svarer til MG. Denne flaten ligger ca. 42 m o. h., noen få meter over elvenivå, og Danielsen skriver om den: «Nogen terrasse findes ikke her; men terrænet er ganske smukt utjevnet ved den ytterste av gaardene, saa jeg tror vi her har den marine grænse.» Dalbunnen med «det smukt utjevnedede terræng» synker meget sterkt ned til de store terrassefyllingene ved Stokkeland, og ved Stokkeland har hverken Danielsen eller noen andre observert spor etter terrasser over de store høytliggende terrassene, 32—34 m o. h.

I *Mandalen* har G. Gabrielsen foretatt undersøkelser, og i den følgende beskrivelsen har han gitt et kort utdrag av sine resultater: Ved Fuskeland ligger høyeste terrasseflate ca. 18 m o. h., og Danielsen (1910) fant her i et sandtak 2 m sand over 2 m svakt leirholdig varvig finsand. Den varvige finsanden inneholder fossiler av en arktisk flora som *Salix polaris*, *Dryas octopetala* og *Betula nana*. På jordene i lavere nivåer nær elven er det ved Fuskeland observert ren leire. I et grustak i den høyeste terrassen ved hovedveien syd for Laudal er det blottet 6—8 m flattliggende lag med grus og rullestein.

Lengdeprofilkurven for de høyestliggende terrassene, se pl. 5, heller relativt sterkt til 24—25 m o. h. nær Øyslebø, og det er sannsynlig at Ra-strandhøyden ligger lavere enn ca. 25 m o. h. her. Hvis man så regner med en gradient for den skrå landhevingen på ca. 0,7 m/km i nordøstlig retning ved Mandalen, så svarer 25 m o. h. nær Øyslebø til om lag 20 m o. h. ved Holum, hvor de høyeste terrassene ligger 16—18 m o. h. Så vidt G. Gabrielsens fremstilling.

Mandalen er forholdsvis trang mellom Holum og elvemunningen, og det er vanskelig å utelukke at det her kan ha vært en oppdemning som har vært bestemmende for terrassehøydene i det ovenforliggende dalløp. Men hvis det ikke har vært noen slik oppdemning, så ligger Ra-strandhøyden ved Holum sannsynligvis et sted mellom 16 og 20 m o. h. Den rekonstruerte «Ra-strandlinjen» ligger ca. 17 m o. h. ved Holum, se pl. 7. Danielsen (1912, s. 323) mener at

MG er 42—43 m o. h. ved Laudal kirke. Men mot denne MG-bestemmelsen kan man reise de samme innvendinger som mot hans MG-bestemmelse i Topdalen, se s. 72.

Terrassene nær Mandal by ligger lavere enn 10 m o. h., og de er sannsynligvis i stor utstrekning postglaciale. I en terrasse, 7 m o. h., nær Holum er det funnet postglaciale skjellag og planteførende lag under ca. 5 m med sand, se s. 120.

Lengdeprofilen av de høyestliggende terrassene nedenfor Tryland i *Audnedalen* er delt i to ved et steilt parti nordfor Erseid, se pl. 5. Ved dette steile partiet er dalen trang, og elven renner i stryk. Det har her vært en lokal erosjonsbasis som har bestemt høydene på terrassene nordover mot Vigmostad. Profilkurven syd for Erseid er så kort at det er vanskelig å trekke sikre slutninger om høyden på det tilsvarende marine nivå på grunnlag av den. Men MG ligger sannsynligvis ikke lavere enn Skoptelandterrassen, 14—15 m o. h., og neppe høyere enn Erseidterrassen, ca. 21 m o. h.

Den rekonstruerte «Ra-strandlinjen» har en høyde på ca. 15 m o. h. ved Skopteland, se pl. 7.

Danielsen (1912, s. 334) mener at terrassene ved Vigmostad kirke svarer til MG. Høyden på denne terrassen oppgir han til 38—39 m o. h. Mot denne MG-bestemmelsen kan man reise de samme innvendinger som er nevnt på s. 72.

Syd for Skopteland ligger terrassene i meget lav høyde o. h. Det er her funnet postglaciale skjell og planterester i sand- og «gytje»-lag. De fossilførende lagene ligger under sandlag som tilsammen vanligvis er 2—3 m mektige, se s. 133. Senglaciale fossiler er ikke observert i *Audnedalen*.

Omkring Aa kirke i *Lyngdal* ligger de høyeste, vide terrassene 13—14 m o. h., se fig. 45. Mellom Aa og Moi er *Lyngdalen* meget trang, og av de små terrasserestene som finnes her, har jeg bare målt terrassen ved Kvelland, ca. 22 m o. h. Moi-terrassene ligger om lag 50 m o. h., og den vide sandur-flaten syd for Tingvatne ca. 180 m o. h., se fig. 26.

Den maksimale kornstørrelsen i overflatelagene på disse terrassene er: Hodestor rullestein nordfor Snartemo, knyttnevestor rullestein omkring Gysland—Kvås og nøttestor rullestein ved Aa. For øvrig varierer kornstørrelsen en del rent lokalt.

I et sandtak i Skrumoen, 14 m o. h. og ca. 1 km nordfor Aa kirke, ligger $\frac{1}{2}$ m singelgrus over 8—10 m flattliggende lag av

relativt fin sand. Et grustak i vestlige del av Bringsjord-terrassen nordvest for Aa kirke viser 1—2 m singelgrus over 4—5 m flattliggende sand- og gruslag. Det er mulig at det relativt grove materiale i dette grustaket kan settes i forbindelse med den antatte randmorenen syd for Skolandsvann, se s. 51. En eventuell leire i de høyeste terrassene ved Bringsjord, Skrumoen og Aa må etter alt å dømme ligge minst 8—10 m under terrasseflatene.

Da jeg ikke har målt terrassehøyden mellom Kvelland og Moi, har det ikke vært mulig å tegne noe brukbart lengdeprofil av de høyestliggende terrassene i Lyngdalen. Men terrassehøyden avtar utvilsomt sterkt nedetter dalen til de vide 13—14 m's terrassene nær Aa, og mest sannsynlig svarer disse til MG. Ved Aa støter flere små sidedaler til hoveddalen, og ved munningene av disse sidedalene har jeg ikke funnet tydelige terrasserester høyere enn ca. 14 m o. h. Det synes derfor ikke å være noen grunn til å anta at MG ligger høyere enn ca. 14 m o. h. her, skjønt det er vanskelig helt å utelukke at den kan ligge noe høyere. På Ra-tid ble store sedimentmengder ført med breelvene og avsatt i dalbunnene og i deltaene i fjordbunnene. Det er derfor meget mulig at Aa-terrassene representerer Ra-tidens «sandur-delta».

Danielsen (1912, s. 335) skriver: «Er mine maalinger rigtige, naar det marine terræng nordenfor Aa kirke op til en høide av 20 m.» Det terrenget Danielsen her skriver om, har jeg undersøkt flere ganger, men det har ikke lyktes meg å finne terrasser eller marine sedimenter høyere enn ca. 14 m o. h. For øvrig mener Danielsen at MG er 22 m o. h. eller høyere ved Kvelland, men innvendingene mot denne MG-bestemmelsen er de samme som nevnt på s. 71. Heiseldal (1953) mener at MG ligger 25—30 m o. h. i traktene nær Aa. Hans MG-bestemmelser er diskutert på s. 93.

I terrassen, ca. 8 m o. h., nær Aa kirke er det funnet en postglacial skjell- og planteførende marin gytje under 6—7 m sand og grus, se s. 100. Det er ikke funnet senglaciale fossiler i Lyngdalen.

I *Kvinesdal* ligger de høyeste terrassene ved Linland 18—20 m o. h. og ved Liknes 21—22 m o. h., se fig. 46. Ovenfor Liknes stiger dalbunnene bratt opp både Austredalen og Vestredalen og når henholdsvis ca. 180 m o. h. og 150 m o. h. ved Ra-morenene i de to dalene. I terrassene like syd for Ra-morenene er det grus og rullestein, og i et grustak i 22 m's terrassen, ca. 1 km nordenfor Liknes kirke, er det observert 6—8 m flattliggende lag av sand, grus og

rullestein. Rullesteinene er små, og i den nedre del av grustaket er det vesentlig sand, se fig. 47.

De høyeste, vide Lindland—Liknesterrassene må ha ligget meget nær horisontalt dengang de ble avsatt, og det kan ikke være tvil om at de svarer om lag til den tids havnivå. Da Ra-morenen ligger et relativt kort stykke nord for Liknes er det meget sannsynlig at Lindland—Liknesterrassene representerer Ra-tidens sandur-delta.

I en postglacial terrasse, 5—6 m o. h., ved Slimestad nær Øie fant Danielsen (1912, s. 348) et skjell- og planteførende jordlag under et øvre sandlag, se s. 124. Senglaciale fossiler er ikke observert i Kvinesdalen.

På sandur-fyllingen i *Gylanndalen* avtar den maksimale kornstørrelsen i topplagene fra hodestor og større rullestein ved Ra-morenen til knyttnevestor stein ved Gyland, singel ved Li og sand i nedre del av dalen. Sandurflaten synker nedover dalen, og elven har skåret seg relativt lite ned. Kumlevollvann, 112 m o. h., danner her den lokale erosjonsbasis for Gylandsåni.

Sandurflaten ved Ra-morenen syd for *Sirdalsvann* ligger ifølge Slettebø (1946) ca. 77 m o. h., 25—30 m over elven, og herfra synker den nedover dalen. Høyden på flaten er tilpasset en tidligere høyere vannstand i Lundevann som i dag ligger 46 m o. h. Materialet i overflatelagene er grus med stor rullestein nærmest morenen, og materialet blir gradvis finere i retning Lundevannet.

Nordenfor Ra-morenene i hoveddalene i det undersøkte området ligger det noen steder betydelige glacifluviale avsetninger, eskers etc., f. eks. ved Birkeland—Tveite, ved Føreland—Hægeland, nord for ytre Øydnavann og ved sydenden av Gletnevann, se pl. 1. I enkelte innsjøer har hovedelvene bygget ut relativt store delta, f. eks. i nordenden på Sirdalsvann og ved Evje. Men stort sett er det påfallende lite løsmateriale i dalene nord for Ra-morenene.

Åna-Sira.

I traktene ved Åna-Sira er det observert meget høye terrasser og strandlinjer som f. eks. Danielsen (1916) mener må være eldre enn siste istid. Den høyeste terrassen ligger nord for Åna-Sira kapell. Det er en relativt stor terrasseflate 31—32 m o. h. På østsiden av elven er det rester etter en tilsvarende terrasse, og sannsynligvis korresponderer også noen smale terrassehyller ved Midbø og Ystebø

med denne terrassen, se fig. 48. Midbø og Ystebø-terrassene ligger henholdsvis ca. 30 m og ca. 24 m o. h.

I et grustak i en terrasse ca. 29 m o. h. nordvest for Åna-Sira kapell ligger ca. 4 m med horisontale grus- og rullesteinslag over grus- og sandlag som heller 25° — 30° mot sydvest. Dette er en typisk delta-skiktning. Rullesteinen i de horisontale topplagene er ofte hodestore, og sorteringen i lagene er dårlig, så det er meget sannsynlig at terrassen er et rand-delta. Det er vanskelig å tro annet enn at dette deltaet ble avsatt i havet, og siden toppen på skrålagene ligger ca. 25 m o. h., må havet eventuelt ha stått minst 25 m høyere enn nå ved Åna-Sira.

Det er nærliggende å se de høye terrassene ved Åna-Sira i sammenheng med en høytliggende bergterrasse i Brufjellet, se fig. 49. Brufjellet består av anortositt. Fjellveggen med bergterrassen er meget bratt og vender ut mot åpne havet. Ifølge Danielsen (1916) ligger bergterrassen 19 m o. h., den er horisontal, mer enn 300 m lang og opptil 27 m bred. 13 store jettegryter ligger langs innerkanten på terrassen, og de er opptil 10 m dype og har horisontale akser. Også i Teinevik nordvest for munningen på Sire-åen ligger det en liten bergterrasse med etpar jettegryter om lag 20 m o. h., Sexe (1874), se fig. 50.

Det er gjort en rekke forsøk på å forklare hvordan bergterrassen og jettegrytene er dannet. Hansen (1913, s. 145) mente at de var dannet av en breelv langs kanten på en bre som støtte mot Brufjellet. Men denne løsning er utelukket av mange grunner. For det første ligger terrassene ved Brufjell og Teinevik om lag 2 km fra hinannen og i om lag samme høyde. Den postulerte breelv kan derfor ikke ha hatt noe fall på denne strekningen, og den kan derfor neppe ha gravd store jettegryter. For det annet er aksene på de store jettegrytene horisontale, og en elv lager jettegryter med fortrinnsvis vertikale akser, se Ångeby (1951 og 1952) og Rosberg (1925).

Sexe (1874) mente at jettegrytene var dannet av en bre, se s. 113, og Danielsen (1916) antok at noen huler over bergterrassen ble dannet av bølgeslag i havflaten og selve terrassen med jettegrytene av drivende is noen meter under havflaten, se s. 126. Men også disse forklaringsmåtene virker kunstige og lite sannsynlige. Den mest nærliggende forklaringsmåten er at grytene er strandgryter, og terrassen er en abrasjonsterrasse formet av stein som havbølgene har slynget mot fjellveggen. Også Sexe og Danielsen har tenkt på dette,

men de avviser denne forklaringsmåten fordi terrassen og jettegrytene ligger midt på en høy, nesten loddrett fjellvegg. Stein som måtte ha ligget på terrasseavsatsen, ville bølgene raskt ha trukket ned i dypet, og det var ikke mulig å bringe ny stein opp på avsatsen, mente de. Hvis løsavsetningene ved Brufjellet lå slik som i dag dengang jettegrytene ble dannet, så er dette utvilsomt et riktig resonnement. Men foten av Brufjellet kan dengang meget vel ha vært dekket med løsavsetninger helt opp til terrassenivået, og ved terrassen kan det ha ligget en noe steinet strand. Under slike forhold kan havbølgene ved hjelp av steinene lett ha klart å forme både terrassen og de store jettegrytene. Så vidt jeg kan forstå er dette den eneste fornuftige forklaring på problemet. Også Helland (1903, s. 65) mente at terrassen med jettegrytene i Brufjellet svarer til en gammel havstand. Rosberg (1925) skiller mellom tre forskjellige slag jettegryter i Syd-Finnland: strandgryter, fossgryter og glacifluviale gryter. Av de beskrevne grytene er det bare strandgrytene som likner noe på Brufjellgrytene.

Det har vært vanlig å anta at stranddannelsene i Brufjellet er eldre enn siste istid (Danielsen, 1916). De andre mulighetene er at de kan være interstadiale eller sen- og postglaciale. Da jeg ikke har fått tid til å arbeide noe videre med aldersproblemet, kan jeg foreløpig ikke si hvilken av de antydende løsningene som er riktig.

Lista.

Den lave, flate kystsletten på Lista er i stor utstrekning dekket med relativt mektige løsavsetninger, se pl. 1 og fig 51. Og Lista er utvilsomt det området på Sørlandet som er best undersøkt av kvartergeologene. Reusch (1900), Holmboe (1909), Danielsen (1912), Øyen (1926), H. Bjørlykke (1929) osv. har alle foretatt betydelige undersøkelser på Lista, og spesielt Bjørlykkes arbeider er meget omfattende, se litteraturoversikten. Mine egne undersøkelser begrenser seg stort sett til en kontroll av de nevnte forskernes observasjoner, men det har også lyktes å påvise forhold som tidligere ikke har vært omtalt.

Isskuringsretningen på Lista går fra nordøst mot sydvest. Store deler av Lista-lavlandet er dekket av bunnmorene, se pl. 1. I de østlige deler forekommer bunnmorenematerialet vesentlig i tre brede, mektige parallelt-løpende rygger. Ryggene ligger i brebevegelsens retning og er utvilsomt drumlinoide (Hansen, 1913, s. 112). Morene-



Fig. 44. Topdal (sett mot nord). Flakksvann ligger i bakgrunnen ved merket F.
R: Ryen. Foto Widerøe.

*Topdal (looking north). The lake Flakksvann lies in the background at the mark F.
R: Ryen.*

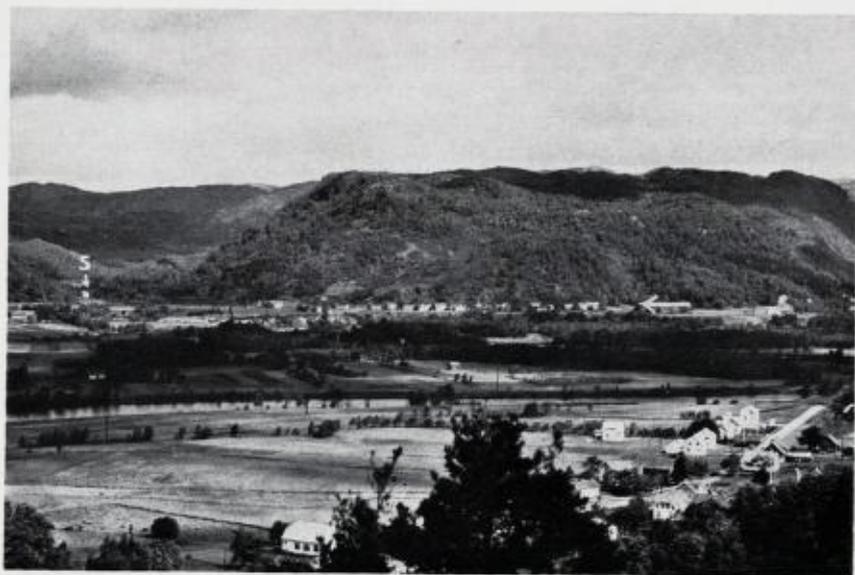


Fig. 45. Bringsjordterrassen i Lyngdal, ca. 14 m o. h. (sett mot nordvest). S: Skolandsvann. Foto Mittet.

*The Bringsjord terrace, 14 m a.s.l., in the valley Lyngdal (looking northwest).
S: The lake Skolandsvann.*



Fig. 46. Terrasse ca. 21 m o. h. nordenfor Liknes kirke i Kvinesdal. Grustaket merket x er avbildet på fig. 47. V: Munningen på Vestredalen.

Terrace about 21 m a. s. l. north of Liknes church in the valley Kvinesdal. The gravel pit at x is shown in fig. 47. V: The mouth of the valley Vestredalen.



Fig. 47. Horisontale sand- og gruslag i terrassen nordenfor Liknes kirke, se fig. 46.
Horizontal bedding in the terrace north of Liknes church, se fig. 46.

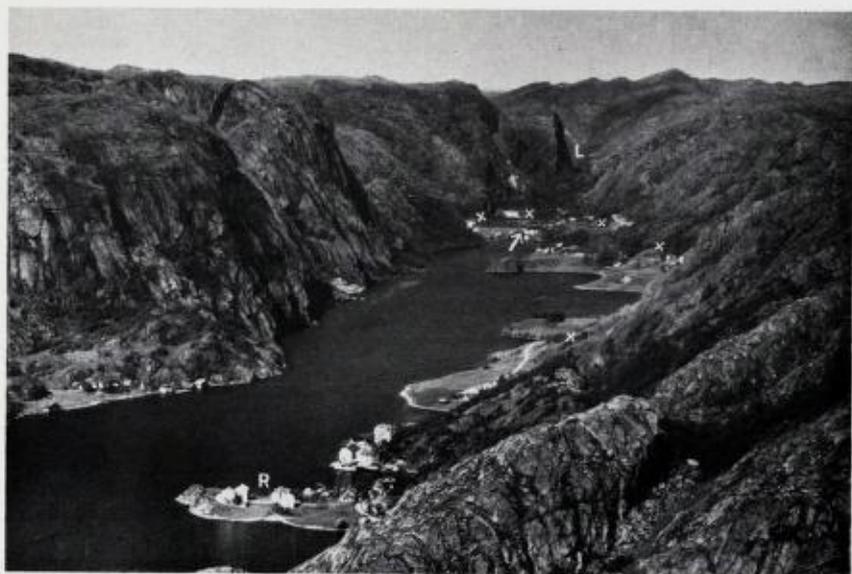


Fig. 48. Ana-Sira (sett mot nordøst). x over de høytliggende terrassene. L: Lunde-
vann, R: Roligheden. Pilen peker på Ana-Sira kapell. Foto Widerøe.

*Ana-Sira (looking northeast). x above the high-level terraces. L: The lake Lunde-
vann, R: Roligheden. The arrow points at Ana-Sira chapel.*

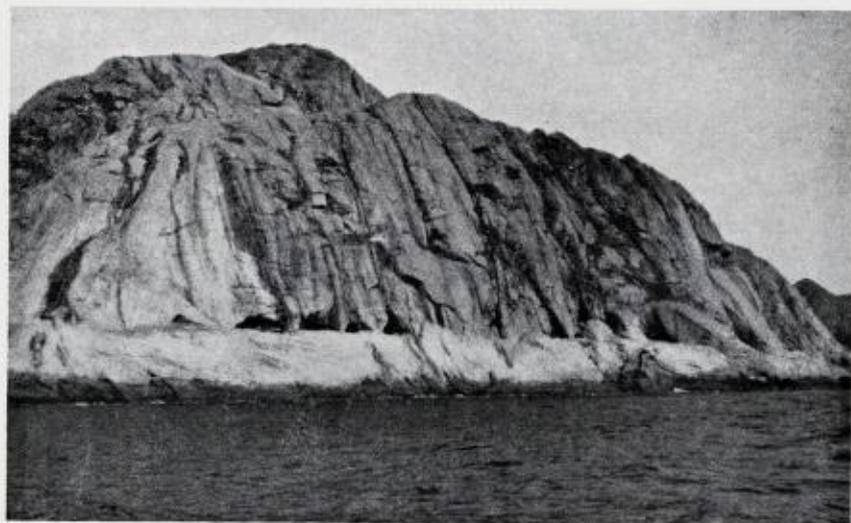


Fig. 49. Bergterrassen med jettegrytene i Bruffjellet ved Ana-Sira (sett mot nord).
Foto R. J. Lougee.

The abrasion terrace and the potholes in Bruffjell at Ana-Sira (looking north).



Fig. 50. Bergterrasse med jettegryter, ca. 20 m o. h., i Teinevik vestenfor elve-
munningen i Åna-Sira. x over ryggsekken. NB. De små jettegrytene på bergter-
rassen og den store «liggende» jettegryten i fjellveggen ved innerkanten av terrassen.
*Abrasion terrace and potholes, 20 m a. s. l., at Teinevik west of the river at Åna-
Sira. x above the rucksack. NB. The small pot-holes on the terrace flat, and the
big pot-holes with horizontal axis in the back-wall.*



Fig. 51. Lista (sett mot syd). I bakgrunnen: Kystsletten med Tjørve (T) og Nord-
hassel (H). I forgrunnen: Skråningen ned mot kystsletten er dekket av bunn-
morene. N: Nordberg. Foto Widerøe.

*Lista (looking south). In the background: The coastal plain with Tjørve (T) and
Nordhassel (H). The hills in the foreground which slope towards the coastal plain
are covered with ground moraine. N: Nordberg.*



Fig. 52. Bunnmorenene i et grustak ved Nordberg-veikrysset på Lista, 40—50 m o. h.
Ground moraine in a gravel pit near Nordberg at Lista, 40—50 m a. s. l.



Fig. 53. Grustak i Neseim-eskeren på Lista (sett mot nord). Neseimgårdene ligger
 til venstre på bildet.
*Gravel pit in the Neseim esker at Lista (looking north). The Neseim farms
 lie to the left.*



Fig. 54. Lateralterrasse ca. 18 m o. h., ved østenden på Præstvann, Lista.
Kame terrace about 18 m a. s. l. at the eastern end of the lake Præstvann, Lista.



Fig. 55. Deltaskiktning i Brastadvann-terrassen. Skrålagene heller mot vest.
Delta-bedding in the outwash terrace at the lake Brastadvann. The fore-sets dip westward.



Fig. 56. Esker-ryggen på ø. Vatne, Lista (sett mot sydvest). Neseimvann i bakgrunnen. Pilen peker på stedet hvor ryggen er kuttet av strandvollene, se fig. 57. *The esker at ø. Vatne, Lista (looking southwest). Neseim lake lies in the background. The arrow points at the beach-ridges which cut the esker, see fig. 57.*



Fig. 57. Vatne-eskeren (E) og rullesteinsvollene (sett mot nordvest). Pilen peker på det høyeste erosjonshakket i esker-ryggen. *The Vatne-esker (E) and the beach-ridges (looking northwest). The arrow points at the highest abrasion terrace.*

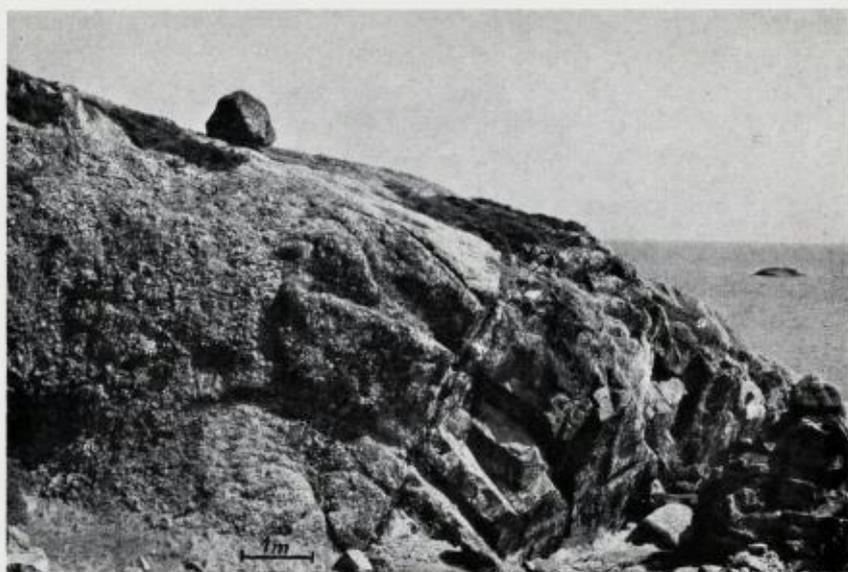


Fig. 58. Øverst: Flyttblokk, ca. 15 m o. h., ved Lillehavn på Lindesnes. Nederst: Flyttblokker, ca. 12 m o. h., på fjellrygg på Einarsneset, Lista (sett mot øst). Til høyre for fjellryggen ligger åpent hav.

On top: Erratic about 16 m a. s. l. at Lillehavn, Lindesnes. Below: Erratics about 12 m a. s. l. on a bedrock ridge at Einarsneset, Lista (looking east). The bedrock ridge faces the open sea on the right side.

høydene langs Listas ytre kyststrand er rester av Lista-trinnets endemorenene, se s. 58. I skjæringer på forskjellige steder er bunnmorenedekket 2—8 m tykt, og det består av blokk- og leirholdig morenemateriale, fig. 52. Bjørlykke (1929) har foretatt en rekke steintellinger i morenen, og han finner bare stein fra de innenforliggende landområdene. Andre har ment at Lista engang var dekket av nestsiste istids «Skagerrak-morene» og at siste istids bre fra nordøst rykket ut over den (Reusch, 1900). I den senere tid har professor F. Isachsen (pers. medd.) påvist småstein av flint og Oslo-porfyrer i bunnmorenen høyt over MG i strøket Moberg—Nordberg, og derved har han bevist at her finnes materiale fra Skagerrakbreen.

Flere steder er det observert lagdelt sand og grus under morenedekket, og noen steder er det funnet partier med foldet, lagdelt leire og sand innesluttet i morenen (Bjørlykke, 1929). Ved Dyngevoll fant Bjørlykke følgende lag, nevnt ovenfra og nedover: 2½ m brunt leirrikt morenegrus, 2½ m steinfri leire og ca. 70 cm brunt leirrikt morenegrus som ligger på fjell. De nevnte forhold viser at breen som avsatte det øvre morenedekket, har rykket frem over lagdelte grus-, sand- og leiravsetninger. Det er meget mulig at dette morenedekket ble avsatt i sen-glacial tid under et eventuelt brefremstøt til Lista-endemorenen. I så fall er det mest sannsynlig at de lagdelte avsetningene er interstadiale. Men det øvre morenedekket kan også representere hele siste istids morene, de lagdelte avsetningene kan være interglaciale og den undre morenen kan skrive seg fra nest siste istid.

Fra den sydlige del av vannet Framvaren, langs Helvigfjorden, Præstvann, Brastadvann og langs begge sider av Neseimvann ligger det betydelige lagdelte sand-, grus- og rullesteins-avsetninger. Enkelte steder danner disse avsetningene markerte eskers og grytehull, f. eks. ved Neseimvann, fig. 53, 57, og nordvest for Helvigfjorden, se pl. 1. På svært mange steder danner avsetningene mer og mindre velutviklede terrasser, og høydene på terrasseflatene avtar fra nordøst mot sydvest. De ligger 30—40 m o. h. nær sydenden på Framvaren, 16—18 m o. h. ved østenden på Præstvann, fig. 54, og 7—8 m o. h. ved vestenden på Brastadvann.

Brastadvannterrassen er meget stor. I flere grustak, 100—300 m vestenfor vannet, ligger ca. 1 m med horisontale grus- og rullesteinslag over skrålag av sand og grus. Skrålagene heller sterkt mot vest, se fig. 55. Terrassen er derfor utvilsomt en delta-terrasse. Da ingen elver munner ut her i dag, og terrassen fortsetter østover langs begge

sider av Brastadvann, må den være et glacifluvialt rand-delta avsatt i havet eller i en innsjø foran en bre som fylte Brastadvann-senkningen. I et grustak i dette rand-deltaet fant Bjørlykke klumper med moreneleire «till boulders» i gruslagene, og dette viser også at terrassen er avsatt i nær kontakt med breen. De øvrige terrassene langs Præstvann og Helvigfjorden må nærmest være lateralterrasser etc. avsatt langs bremasser som fylte Præstvannsenkningen og Helvigfjorden. Alle de beskrevne glacifluviale terrassene og esker-ryggene er utvilsomt dannet i et stort glacial dreneringssystem i avsmeltningsfasen for Lista-breen.

Lavere enn 8—10 m o. h. ligger det betydelige marine avsetninger og marint påvirkede morener etc. på Lista, og store strekninger er også dekket av myrer og flyvesand. Det meste av disse avsetningene er merket med sortskravering på pl. 1, og bare strandvollene og endemoreneryggen langs ytre kyststrand er spesielt avmerket. Langs det meste av Lista-kysten ligger det en lav, stort sett smal recent abrasjonsterrasse som skråner ned mot strandlinjen. Der hvor abrasjonsterrassen er skåret inn i morenen, f. eks. ved Borhaug, stiger som oftest morene-skråningen bratt opp fra innerkanten på terrassen, se fig. 40. Andre steder er abrasjonsterrassen skåret inn i gamle, 8—9 m høye strandvoller.

I strandsonen langs ytre kyststrand ligger det mange fremmedblokker, rombeporfyrer osv., og Bjørlykke antar at de er kommet med dravis i senglacial tid, se s. 128. Men siden professor Isachsen nå har påvist fremmedblokker fra Skagerrakmorenen høyt over strandsonen på Lista, er det meget mulig at iallfall noen av blokkene i strandsonen også skriver seg fra Skagerrakmorenen.

Kammen på strandvollen som demmer opp Neseimvann, ligger 7—8 m o. h. Fra Neseimvann er det gravd en kanal tvers gjennom denne strandvollen, og i kanalskjæringen er det under rullesteinsgruset funnet en postglacial «Ostreabanke», 0—1 m o. h., og postglaciale «gytjelag» og stubbelag, se s. 128. Danielsen (1929) har sett de beste blotningene av disse lagene, men blotningene var såpass dårlige at han ikke er helt sikker på aldersrekkefølgen på lagene. Han antar at «Ostrea-banken» er eldst og avsatt under en tidlig Atlantisk marin transgresjon. Gytjelagene og stubbelaget er sannsynligvis dannet under en noe yngre marin lavvannstand, og selve strandvollen under en enda yngre marin transgresjon.

Da jeg besøkte Neseim, hadde de nettopp mudret opp bunnen på

kanalen med gravemaskin, og langs hele kanalen lå det en rygg med oppgravd materiale. Ved siden av recent gytje var det i denne ryggen masse skjell i en grå sand og dessuten hardpakket «gytje». Skjellene i den grå sanden er *Cardium edule*, *Nassa reticulate*, *Mytilus edulis*, *Ostrea edulis*, *Littorina littorea* osv., og de må utvilsomt høre til den samme forekomst som Danielsen kaller en «ostreabanke». Et utvalg av disse skjellene er nå radiologisk datert, og alderen er $6\,420 \pm 160$ år (T-156). Skjellbanken er derfor avsatt i siste del av den tidlig Atlantiske transgresjon, så det støtter Danielsens tolkning av profilet. Også ved Nordhassel er det funnet torv under strandvollene (Bjørlykke, 1929), og ca. 6 m o. h. ved Tjørve ligger det sand med postglaciale skjell oppå et «gytjelag» (Øyen, 1926).

Øyen (1926) hevder at MG ligger meget høyt på Lista, men flere andre forskere har vist at det ikke er spor etter marin påvirkning i løsavleiringene over 10—12 m o. h. Over dette nivå ligger leirholdig, uvasket morenemateriale helt opp til markoverflaten også i skråninger som vender rett ut mot havet, se fig. 52. Øyen antar f. eks. at de relativt store terrasseliknende avsatsene, 20—50 m o. h., ved Stave-Hauge-Nordberg er marine og dannet etterat Lista ble isfritt. Men i grustak ved Nordberg og i lange grøfter i den vide Hauge-terrassen ligger det blokkrik og leirrik morene helt opp til markoverflaten, og hvordan kan havet i senglacial tid ha klart å abradere store, vide terrasseflater uten å ha etterlatt tydelige spor i løsavsetningene? Hvis terrassene er marine, så må de iallfall være dannet før det siste brefremstøtet over Lista.

De fleste forskerne er enige om at terrassene ved Kjørrefjord (13,5 m o. h.), ved vestenden på Præstvann (ca. 12 m o. h.) og ved Kyleberg (ca. 12 m o. h.) representerer den senglaciale MG. De to førstnevnte terrassene hører til det system av glaciifluviale terrasser som er beskrevet i det foregående, og hvis man skal regne med slike terrasser, så må MG være minst 40 m o. h. på Lista. F. eks. er Lindlandterrassen (ca. 23 m o. h.), de høyeste Helvigterrassene (30—40 m o. h.) og de høyeste terrassene ved nordøstenden på Præstvann (18 m o. h.) minst like godt utviklet som de antatte MG-terrassene ved Kjørrefjord og ved vestenden på Præstvann.

Hva så med Kylebergterrassen? Det er den høyeste utvilsomt marine abrasjonsavsatsen i morenen ved Kyleberg. Men abrasjonsterrasser på så utsatte steder som Kyleberg kan utvilsomt være skåret inn flere meter over middelvannstand. Innerkanten på recente abra-

sjonsterrasser ligger ofte 2—3 m over havflaten. Det er derfor meget mulig at Kullebergterrassen ble dannet under en havstand ca. 8 m over nåværende havnivå, og det er iallfall ikke mulig å trekke sikre slutninger om den senglaciale havstand bare ut fra terrassen ved Kulleberg.

Som tidligere nevnt, er Brastad-terrassen utvilsomt et rand-delta. Da det ikke er funnet spor etter marin abrasjon i moreneskråningene over terrassen, og da det heller ikke er antydning til høyereliggende terrasser her, så må man anta at terrasseflaten svarer om lag til avsmeltningstidens vannflate. Hvis Brastadvann-terrassen ble avsatt i havet, er det derfor grunn til å tro at havstanden dengang var om lag 7—8 m over nåværende havnivå. Men det er mulig at terrassen ble avsatt i en bredemt eller morenedemt sjø, slik at havstanden kan ha vært enda lavere enn 7—8 m o. h. i avsmeltningstiden.

Neseim-eskeren og ø. Vatne-eskeren er begge kuttet av strandvoller, 7—8 m o. h. I enden på Vatne-eskeren er det også en tydelig marin innskjæring ca. 9 m o. h. Men over ca. 9 m o. h. ligger markerte esker-rygger med grytehull, og det er utelukket at disse ryggene og grytehullene kan være så godt bevart hvis de har passert gjennom brenningssonen, se fig. 56 og 57. MG er derfor ikke høyere enn 9 m o. h. her.

De høyeste strandvollene på Lista ligger 7—10 m o. h., og da det er funnet postglaciale avsetninger under noen av dem er det grunn til å tro at de alle er postglaciale. Vollen ved Stave har en kamhøyde på ca. 10 m o. h., og den ligger relativt åpent ut mot havet, mens vollen ved Borhaug når 7—8 m o. h., og den ligger godt beskyttet bak morenehøyden. I skråningene over begge disse vollene er det morenemateriale. Ved å ta hensyn til at strandvoller på utsatte steder kan dannes flere meter over middelvannstand (Fægri, 1939—40) synes det rimelig å anta at de høyeste strandvollene på Lista svarer til et havnivå 7 og 8 m høyere enn i dag, og det er MG. Alle tidligere beregninger av det høyeste postglaciale strandnivå på Lista ligger mellom 7 og 11 m o. h.

På Einarneset sydøst for Krågenesvann ligger det mange store flyttblokker på sterkt skrånende flater på fjellrygger som vender mot det åpne havet, se fig. 58. Nedre grense for disse blokkene er 10—12 m o. h. Også under ca. 10 m o. h. er det mange blokker, men de ligger i forsenkningene. Det kan derfor ikke være tvil om at MG her må være lavere enn ca. 10 m o. h. Det er funnet masse postglaciale

skjell på Lista. Men det er ennå ikke sett et eneste utvilsomt sen-glacialt skjell, hvilket også tyder på at havflaten stod lavt i sen-glacial tid. Ved Nordhassel har Holmboe (1909) funnet en sen-glacial gytjertorv som skriver seg fra et torvlag på havbunnen, 2—3 m under havflaten, se s. 120. Holmboe mener at gytjen ble avsatt over havnivå og at havflaten derfor stod lavere enn \div 3 m engang i sen-glacial tid.

Konklusjonen må da bli at MG på Lista-lavlandet sannsynligvis ligger 7—8 m o. h., og sikkert mellom 6 og 9 m o. h., og den er post-glacial. Det er mulig at det høyeste sen-glaciale strandnivå ligger om lag like høyt, men det er også mulig at det ligger betydelig lavere. På den annen side kan man ikke utelukke at havet kan ha stått høyere enn 7—8 m o. h. i tiden før et eventuelt brefremstøt til Lista-endemorenen. Engang i sen-glacial tid har havflaten sannsynligvis ligget lavere enn \div 3 m.

Øyen (1926) hevder at det er en submarin strandlinje 20—30 m under havflaten ved Lista og Siregrunnen. Denne strandlinjen antar han er av Boreal alder. De konstruerte dybdekurvene på pl. 1 viser at sjøbunnen heller forholdsvis svakt fra den nåværende strandlinjen til 40—50 m's dyp og meget sterkt utenfor 40—50 m's dybdekurvene på Lista. Mellom 0 og 50 m er det forholdsvis flate partier av havbunnen i forskjellige nivåer, også i 20 til 30 m's nivået. Men flatene mellom 20 og 30 m er ikke vesentlig større enn flatene mellom 40 og 30 eller mellom 20 og 10 m. På Siregrunnen er arealet mellom 30 og 40 m betydelig større enn arealet mellom 30 og 20 m. Dybdekartet viser heller ikke noen påfallende knekk i bunnprofilen ved 20 til 30 m, så det er ingen grunn til å anta at det er en strandlinje her. På den annen side er det sannsynlig at havet i Boreal-tid stod betydelig lavere enn i dag på Lista, se pl. 8, men hvor meget lavere det stod er det ennå ikke mulig å si.

Marine nivåer.

For å få et mest mulig fullstendig bilde av forholdene på Sørlandet i avsmeltningstiden har jeg gjort forsøk på å bestemme de marine nivåer som svarer til brerandtrinnene. I første rekke ble da randdeltaene og sandur-deltaene undersøkt, og resultatene av disse undersøkelser er allerede meddelt i kapitlene om de forskjellige brerandtrinnene og om sedimentene i dalbunnene. Det skulle der fremgå at de funne senglaciale marine nivåene på mange steder på Sørlandet er betydelig lavere enn hva Danielsen (1912) m. fl. har funnet ved en rekke MG-bestemmelser, se pl. 9. Dette resultatet førte til at jeg måtte ta opp problemene omkring MG-bestemmelsene til en noe høyere vurdering.

Allerede før jeg begynte MG-studiene på Sørlandet hadde G. Gabrielsen (pers. medd.) funnet at MG ligger lavere enn vanlig antatt i kysttraktene Søgne—Lindesnes. Han mente også å ha påvist at MG er postglacial på den sydligste kyststripen og at Tapes-grensen og det øverste senglaciale strandnivå skjærer hinannen i Søgneområdet. Gabrielsen vil meddele resultatene av sine undersøkelser på et senere tidspunkt, og av den grunn har jeg ikke fått andre opplysninger om hans strandnivåbestemmelser enn de som er gjengitt her og på s. 50 og 55.

Metoder til MG-bestemmelser er beskrevet i en rekke publikasjoner, Tanner, 1930; Holtedahl, 1953, s. 630; Gillberg, 1952, osv. I det følgende vil det bli gitt en kort oversikt over de fleste metodene og de MG-bestemmelsene som er utført på Sørlandet.

Den øvre grensen for marin abrasjon er ofte tydelig, spesielt på utsatte steder langs kysten, og den er vanlig brukt ved bestemmelser av MG. Den marine abrasjonsgrensen kan være markert ved erosjonsterrasser og strandlinjer. Over abrasjonsgrensen ligger det vanligvis uomleiret morene og glacifluvialt materiale, og under abrasjonsgrensen vasket strandgrus etc. I gunstige tilfelle har morenen

eller de glacifluviale avsetningene karakteristiske dannelsesformer (constructional features), f. eks. markerte esker- eller endemorenerygger. Over abrasjonsgrensen vil disse formene være bevart, mens de under denne grensen som regel vil være erstattet med stranddannelser, strandvoller etc., eller renskyttet fjell. En abrasjonsgrensebestemmelse må derfor baseres på et studium av formene og karakteregenskaper hos sedimentene.

Svært ofte vil sjøsprøyt ha vasket en del på sedimentene over abrasjonsgrensen, men ikke mer enn at den opprinnelige karakter av sedimentene og de opprinnelige former stort sett er bevart. Strandrullet stein kan også være slynget en del over abrasjonsgrensen, spesielt på utsatte, steile steder. Ved Lindesnes fyr ble f. eks. eggstor strandstein slynget ca. 40 m o. h. under storstormen i 1951. På slike utsatte steder kan abrasjonsgrensen ligge mange meter over MG. Man må derfor ta hensyn til stedets beliggenhet, havdybde osv., hvis abrasjonsgrenser blir brukt til MG-bestemmelser.

Det kan ofte være vanskelig å skille glacifluviale lateral-renner og terrasser fra marine strandlinjer og abrasjonsterrasser, se Gillberg, 1952, s. 73. De glacifluviale terrassene på Lista er et godt eksempel på det, se s. 82. For å unngå en forveksling av marine strandlinjer og terrasser med glacifluviale dannelser bør man derfor alltid undersøke avsetningene i et større område omkring en MG-lokalitet, og helst bør MG-bestemmelser utføres på flere nærliggende steder.

Langs Sørlandskysten ligger det mange små terrasser på tilsynelatende tilfeldige steder. Det kan være abrasjonsterrasser, delta-terrasser, glacifluviale terrasser eller moreneavsatser. Svært ofte er det vanskelig å avgjøre hvilken av disse typene man har for seg. I det følgende vil disse terrassene bli kalt «tilfeldige terrasser». Det er uhyre vanskelig å foreta sikre MG-bestemmelser på slike tilfeldige terrasser. Man må undersøke sedimentene på, over og under terrassen så nøye som mulig, og det er meget viktig å kontrollere at det ikke finnes terrasser av samme karakter i høyere nivåer enn de antatte MG-terrassene.

Svært mange av de eldre MG-bestemmelsene på Sørlandet er utført på abrasjonsterrasser og tilfeldige terrasser. Men det er ofte ikke foretatt undersøkelser av sedimentene i forbindelse med terrassene, og de fleste av disse MG-bestemmelsene har derfor liten verdi. På mange steder har jeg også funnet like tydelige terrasser langt høyere enn de terrassene som er antatt å representere MG.

Strandvoller ligger også ofte ved MG, eller noen få meter over MG. For å bli sikker på at havet ikke har stått høyere enn vollen, må det finnes uomleirede supra-marine sedimenter f. eks. morene like over vollen.

Nedre grense for flyttblokker på steile skråninger og fjellrygget som vender ut mot åpne havet gir maksimumshøyden for MG (Fægri, 1944, s. 36; Edwin, 1948; Undås, 1950; Holtedahl, 1953, s. 631). Lavere enn denne «nedre blokkgrensen» vil flyttblokkene være skyllet ned i forsenkningene. Svært ofte ligger imidlertid nedre blokkgrense betydelig høyere enn MG, og også betydelig høyere enn havbrenningene noengang har nådd. Bare i gunstige tilfelle kan derfor denne blokkgrensen være til nytte ved MG-bestemmelser. Undås (1950) finner en nedre grense for bregrus og blokker på hauger i Oslofjord-området, og han kaller denne grensen for brenningsgrensen.

Delta-terrasser har vært meget brukt til MG-bestemmelser både på Sørlandet og andre steder. I avsmeltningstiden ble veldige sedimentmengder ført ut til havet med breelvene, og terrassene fra den tid er store på de fleste stedene langs hele norskekysten. Disse terrassene ligger som regel også høyest og egner seg ofte til MG-bestemmelser. De postglaciale terrassene ligger da i lavere nivåer og består i stor utstrekning av sekundært avsatt materiale fra de senglaciale terrassene. I områder med meget lav MG (vanligvis lavere enn ca. 10 m) ligger ofte de postglaciale delta-terrassene høyere enn de senglaciale.

Av spesiell interesse er rand-deltaterrassene, og det foreligger en rik litteratur om disse terrassene og deres stilling i forhold til MG: Hjulström, 1953; Gillberg, 1952; Björnsjö, 1949; Bergsten, 1943; Granlund, 1943; Lundqvist, 1943; Munthe, 1940; von Post, 1938; Sauramo, 1928; Granlund, 1928; Hörner, 1927; Holtedahl, 1924; Sundius, 1922; Ramsey, 1922; Nelson, 1910; De Geer, 1909. De fleste er enige om at de distale delene av delta-planene faller relativt nær sammen med dannelsesetidens havnivå, og mange er klar over at de proksimale delene av enkelte delta-plan kan ligge betydelig over det tilsvarende havnivå. Store rand-deltaer, sandur-deltaer, med relativt meget grovt materiale har ofte et stort supra-akvatisk delta-plan med et karakteristisk lengdeprofil. Den laveste, svakt hellende delen av dette lengdeprofilet svarer om lag til havnivå på den tid deltaet ble dannet, se s. 69 og pl. 5. De forholdsvis små rand-deltaene med relativt horisontale delta-plan kan være dannet helt under hav-

nivå, spesielt hvis de består av relativt fint materiale. Men delta-planet ligger i de fleste tilfellene neppe mer enn et par meter under dannelsesetidens havnivå (Björnsjö, 1949, m. fl.). I de små rand-deltaene på Sørlandet er materialet meget grovt, og det er da desto større grunn til å tro at delta-planene ikke lå vesentlig lavere enn havnivå på den tid de ble dannet. De mellomstore rand-deltaene inntar selvsagt en mellomstilling mellom de store og de små rand-deltaene.

Ved bruk av rand-deltaer til MG-bestemmelser er det også viktig å kunne avgjøre om delta-planene er blitt senket ved postglacial marin abrasjon eller elveerosjon. En rekke av rand-deltaene på Sørlandet, f. eks. de fleste av Kristiansand-trinnets deltaer, ligger så godt beskyttet at en betydelig postglacial senkning av delta-planene synes utelukket. Ra-trinnets rand-deltaer ved f. eks. Grimstad ligger mer åpent ut mot havet, men her er moreneryggene over deltaene upåvirket av havet, så havnivå kan ikke ha stått høyere enn delta-planene. I andre tilfelle kan det være vanskeligere å bestemme om delta-planene er blitt senket ved postglacial erosjon, f. eks. gjelder det de distale delene av sandur-deltaene i hoveddalene, se s. 69.

Holtedahll (1924) og Bergsten (1943) har foretatt MG-bestemmelser på rand-deltaer eller sandur-deltaer på henholdsvis Romerike i Øst-Norge og ved Vättern i Sverige. De finner at de proksimale, supramarine delene av deltaplanene er gjennomslått av elvefurer, strømfurer. Disse furene opphører ved bestemte nedre nivåer som de mener representerer MG. Strømfurer har også vært til hjelp ved MG-bestemmelser på flere rand-deltaer på Sørlandet. Men i de fleste tilfellene har det vært vanskelig å utelukke at furene kan være yngre enn deltaet eller at de kan være dannet litt under havnivå.

Rand-delta kan også ligge i områder hvor det har foregått en marin transgresjon til høyere nivåer enn deltaplanet i tiden etterat deltaet ble dannet. I slike områder er rand-deltaene ofte til liten nytte ved MG-bestemmelsene. Hvis tilførselen av materiale fortsatte også i transgresjonsperioden, kan det være bygget opp en terrasse oppå rand-deltaet. Men hvis tilførselen stoppet når rand-deltaet var dannet, kan deltaplanet ha blitt liggende under havnivå. Hvis så deltaet ligger på et lunt, godt beskyttet sted og materialet i topp-lagene er grovt, er det grunn til å tro at det opprinnelige deltaplanet kan være relativt godt bevart. Flere av rand-deltaene i traktene Kristiansand—Lista er av sistnevnte type. Deltaer som ligger på mer værharde steder eller i sund hvor det har gått sterke strømmer, kan

derimot ha blitt sterkt forandret i transgresjonsperioden og i den følgende tid frem til i dag.

Om vanlige bekke-delta skriver Gillberg (1952) at særlig B. Halden har brukt dem til MG-bestemmelser, mens E. Granlund ofte finner at de ligger betydelig lavere enn MG. Selv tviler Gillberg på bekke-deltaenes verdi ved MG-bestemmelser, og det er også min erfaring at små bekke-delta ofte ligger betydelig lavere enn MG.

Øvre grense for sedimenter med marine fossiler (makro- og mikro-fossiler) gir som regel en minimumsgrense for MG. I områder hvor havet stod høyest i postglacial tid vil denne grensen ofte ligge meget nær MG, men i områder hvor havet stod høyest i sen-glacial tid vil grensen som oftest ligge betydelig lavere enn MG (Sandegren, 1946; Gillberg, 1952, s. 79. De observerte sen-glaciale marine makro-fossilene på Sørlandet ligger alle betydelig lavere enn de høyeste sen-glaciale strandnivåene. For å få nærmere rede på mikro-fossilinnholdet i avsmeltningstidens leirer i det undersøkte området, tok jeg prøver av blåleire som ligger under varvig leire ved Vik nær Grimstad, ved Bordhaugen i Topdal og ved Kvarstein i Torridal. Disse prøvene inneholdt ingen fossiler (makrofossiler, diatoméer og foraminiferer). Prøven ved Vik ble tatt ca. 15 m o. h. og like ved sjøen, så det kan ikke være tvil om at den ble avsatt i havet. Men selv om resultatet av denne enkle undersøkelsen ble negativt, så kan det nok tenkes at det i enkelte områder kan være større sjanser for å finne mikro-fossiler i de høyestliggende marine leirene fra avsmeltningstiden. Sjansene vil være best i de sydvestligste områdene, hvor den relative landhevning må ha foregått meget langsomt i avsmeltningstiden.

Jeg foretok derfor prøveboringer med Hillers kannebor ved Søgne og på Spindhalvøya nær Farsund. Det ble boret i topogene myrer, som oftest i myrer ved små tjern eller vann. I alle tilfellene ble det boret gjennom de organiske lagene, og så langt ned i de uorganiske sedimentene som mulig. De organiske lagpakkene er vanligvis 5—10 m tykke og består øverst av mose-, torv-, gytje- og stubbelag og nederst av gytje og dy. I de fleste tilfellene lyktes det å bore 1/2—1 m ned i de uorganiske sedimentene. De består som regel øverst av gråbrun humusholdig leire og derunder blåleire som er noe sandig i nedre del. I de to lavestliggende myrene ved Spindhalvøya er forholdene noe annerledes, se de følgende avsnitt.

I det lille dalføret ved Hallandvig i Søgne ligger det små tjern

med myrer i forskjellige høyder o. h. Terskelhøydene på de undersøkte myrbassengene ligger 8—10 m, 13—14 m, ca. 16 m, 18 m og 30 m o. h. MG er anslått til ca. 30 m o. h. av Danielsen (1912, s. 377) og til 16—20 m o. h. av meg. Myren, 8—10 m o. h., er dyrket og ligger syd for Hallandvig-gårdene. Her ble det funnet marine diatoméer i øvre del av leiren og ingen diatoméer i nedre del. Tre av de diatoméholdige leirprøvene er pollenanalysert. Det ble tilsammen funnet ca. 80 pollenkorn hvorav 41 furu, 29 bjerk, 8 hassel, 1 or og 1½ gran. Dette viser at den diatoméholdige leiren sannsynligvis er postglacial, og at havet derfor stod høyere enn 8—10 m o. h. trolig engang i postglacial tid. På alle de andre stedene ble det funnet bare ferskvannsdiaatoméer både i leirene og i de organiske lagene. I nedre del av leirprøvene var det meget få diatoméer på de fleste stedene. Forholdene ved Hallandsvig viser at den postglaciale transgresjon sannsynligvis har nådd minimum 8—10 m o. h. og neppe høyere enn 13—14 m o. h. Men det er umulig å si noe bestemt om den senglaciale havstand ut fra de funne forhold.

Ved Spindhalvøya ble det boret i følgende myrer: Ved Kolevollvann (ca. 28 m o. h.), n. Vigsvann (14—15 m o. h.), Dårøtjern (11—12 m o. h.), Aunevigjern (ca. 10 m o. h.), Sævigvann (ca. 8 m o. h.), Eigelandsvann (ca. 7 m o. h.) og Lianvann (5—6 m o. h.). Tallene i parentesene angir de anslåtte terskelverdier for myr/vannbassengene før tersklene ble regulert av mennesker. De to sistnevnte lokalitetene ligger østenfor Spindhalvøya.

I alle prøvene av leirene og de organiske avsetningene fra de 5 førstnevnte lokalitetene er det bare ferskvannsdiaatoméer. Ved Eigelandsvann og Lianvann er profilene følgende:

Ved Eigelandsvann:

- ca. ½ m sivholdig torv
- » ¾ » gytje, sandholdig i nedre del
- » 1 » leirholdig sand
- » ¼ » blåleire, sterkt sandholdig i nedre del.

Ved Lianvann:

- ca. ½ m sivholdig torv
- » 5 » bløt gytje
- » 1 » skjellsand (mergel)
- » ½ » gytje med spredte skjell i øvre del
- » 1 » blåleire
- » 0,1 » sand.

I nedre del av leiren ved Lianvann er det ingen fossiler og i øvre del er det masse ferskvanns- og noen få brakkvannsdiatoméer. Skjellene i skjellsanden og gytjen er *Corbula gibba* (mange) og fragmenter av ubestembare arter. Det er utvilsomt en «varm» postglacial skjellbanke. Forholdene viser en postglacial transgresjon.

I de nedre 10 cm av leiren ved Eigelandsvann er det ferskvannsdiatoméer, og over det er det en blanding av marin-, brakk- og ferskvannsdiatoméer i både leiren, sanden og den sandholdige gytjen. Forholdene viser en marin transgresjon som utvilsomt er den samme som er påvist ved Lianvann. Transgresjonen har nådd minst 7 m o. h., men blandingen av marin-, brakk- og ferskvannsformer i transgresjonsavsetningene kan tyde på at den ikke har nådd vesentlig høyere. Tydelige terrasser, ca. 8 m o. h., omkring Eigelandsvann kan svare til høyeste havstand under denne transgresjonen. Det er ikke mulig å trekke slutninger om den senglaciale havstand ut fra de omtalte forhold.

Kort oversikt over MG-bestemmelser og brerandtrinnenes strandnivåer, se pl. 6 og 9.

På Lista er det foretatt følgende observasjoner, se s. 83: Abrasjonsgrense i Vatne-eskeren, ca. 9 m o. h., og i moreneskråningen ved Kulleberg, ca. 12 m o. h. Ved Stove og Borhaug ligger strandvoller langs nedre grensen på moreneskråningen henholdsvis 10 m og 7—8 m o. h. Rand-deltaet ved Brastadvann når ca. 8 m o. h., og på Einarsneset er nedre blokkgrense 10—12 m o. h. Ut fra dette er MG satt til 6—8 m o. h. på Lista-lavlandet. De tidligere antatte MG-terrassene ved vestenden på Præstvann, ca. 12 m o. h., og ved Kjørrefjord, ca. 13 m o. h., er glaci-fluviale terrasser, sannsynligvis lateralterrasser, og Øyens høytliggende MG-terrasser er «tilfeldige» avsatser i moreneskråningene.

Høydene på rand-terrassene i Drangsfjord, 4—5 m o. h., ved Ofte, 4—7 m o. h.; ved Spangereid, ca. 10 m o. h.; ved Reme, 6—8 m o. h.; på Tjaum, 6—8 m o. h., og ved Tuftenes, ca. 6 m o. h., tyder på at havnivå stod 4—10 m høyere enn i dag i dette området under Kristiansand-trinnet og Spangereid-trinnet (s. 55). Men på de fleste av disse stedene er det tydelig at havnivå må ha stått noe høyere, og det kan ha skjedd både under Tapes-transgresjonen og kanskje også under senglaciale (interstadiale) transgresjoner, f. eks. på Bølling-tid. I bunnen på Drangsfjord er det tydelige terrasser opptil 8 m o. h., men

terrassene er relativt små, og det er umulig å si om de representerer MG. Ved Spangereid er det ikke spor etter marin abrasjon i den markerte moreneryggen over 10—12 m o. h., og på fjellknauser ved den nye skolen er nedre blokkgrense ca. 15 m o. h. Terrassen ved morenen, ca. 10 m o. h., svarer derfor mest sannsynlig til MG.

På Tjaum ligger de høyeste strandvollene ca. 11 m o. h. (Heimdal, 1949), og MG er her sannsynligvis noe lavere, om lag 10 m o. h.

Heiseldal (1953) og Heimdal (1949) har i sine utmerkede hovedfagsarbeider i geografi vesentlig brukt det jeg har kalt tilfeldige terrasser til MG-bestemmelsene. Som nevnt på s. 87, er det meget vanskelig å foreta sikre MG-bestemmelser ved hjelp av denne metoden. Allikevel har den vært vanlig brukt av en rekke av våre strandlinjeforskere, og det er kanskje den viktigste årsaken til de mange uoverensstemmende MG-verdiene som finnes i kvartær-litteraturen.

Heiseldal har foretatt MG-bestemmelser på 16 forskjellige steder i traktene Farsund—Lyngdal, se pl. 9. Jeg har undersøkt alle disse MG-lokalitetene, unntatt 3 som ligger på øyene utenfor kysten. De undersøkte MG-terrassene ligger i lune viker etc., godt beskyttet mot abrasjon, og de er alle relativt små og mer og mindre tydelige. Noen er moreneterrasser, og det var ikke mulig å påvise noe marint materiale på dem, og noen av terrassene består av lagdelt sand og grus. Tre «terrasser» ligger i bratte, små bekkefar og er sterkt hellende «grusvifter» med overflaten dekket av stor stein. På alle de undersøkte stedene var det mulig å finne terrasser som ligger høyere enn og har om lag samme karakter som de antatte MG-terrassene. Ut ifra de observerte forholdene på disse stedene kunne jeg ikke foreta sikre MG-bestemmelser, og jeg kan derfor ikke utelukke at noen av Heiseldals terrasser kan svare til MG.

Heimdal har foretatt MG-bestemmelser på 5 forskjellige steder nær Spangereid, se pl. 9, og 3 av hans lokaliteter har jeg undersøkt nøyere. Gauksum-gårdene og Stutsvig-gårdene ligger i delvis morenedekte fjellskråninger. Begge stedene ligger forholdsvis åpent ut mot havet, og i strandsonen nær gårdene, spesielt i noen små viker syd for gårdene, ligger det store mengder med rullestein i voller. Den øvre grensen på den tydelige strandsonen med strandrullet stein ligger ca. 10 m o. h. på begge stedene, og over dette nivået ligger moreneskråningene med terrasseliknende små flater, bl. a. 19 m o. h., men også i høyere nivåer. Heimdal mener at 19 m's terrassene representerer MG. I 19 m's terrassen ved Stutsvig fant jeg bare morene-

stein. Ved Gauksum er det 3 små «flate» partier ca. 19 m o. h., og i to av dem fant jeg bare morenestein, men i den tredje, som ligger like syd for gårdshusene, er det også tydelig strandrullet stein. Også Heimdal har observert de strandrullele steinene, og han tillegger dem stor betydning. Det er imidlertid påfallende at de strandrullele steinene ikke er stort større enn knyttnevestore, og all større stein er typisk morenestein. Flaten ligger like over en 8—10 m høy bratt fjellskrent som fører ned til strandbeltet med store rullesteinsvoller. En tilsynelatende recent voll ligger her ca. 3 m o. h. Det er derfor overveiende sannsynlig at rullesteinen i 19 m's terrassene er kastet dit opp med havbrenningene, se s. 87. Innskjæringene ca. 10 m o. h. er utvilsomt abrasjonsgrensen både på Gauksum og i Stutsvig. Det tilsvarende havnivå var sannsynligvis 7—9 m o. h.

Heimdal antar også at MG er representert ved en liten terrasse-liknende flate på Spangereid-morenen, ca. 26 m o. h. Men han peker ikke på forhold som viser at denne «tilfeldige flaten» er marin, og det har heller ikke lyktes meg å finne slike forhold.

Ved Lillehavn på Lindesnes er nedre blokkgrense ca. 14 m o. h., se fig. 58, og Heimdal har her funnet en kort strandvoll 9—10 m o. h. Vollen ligger i en kløft som vender ut mot åpne havet, og det synes rimelig å anta at den tilsvarende middelvannstand var 7—8 m o. h.

Østenfor Lindesnes fyr bestemte Edwin (1948) en nedre blokkgrense 8—10 m o. h., og han slutter at MG her er 5—6 m o. h. På Skjærnø sydøst for Mandal har Edwin (1948) gjort en rekke bestemmelser av nedre blokkgrense. Han finner at den er 15—16 m o. h. og antar at MG er 10—12 m o. h.

De relativt små, flate rand-deltaene mellom Mandal og Fevik må svare om lag til avsmeltningstidens strandnivå, og østenfor Kristiansand svarer de sannsynligvis til MG, se pl. 7. Høydene på delta-planene er: 10—11 m o. h. (høyeste parti) ved Valand, ca. 17 m o. h. ved Lunden i Søgne, ca. 18 m o. h. ved Tufteland i Søgne, ca. 38 m o. h. ved Ryen i Topdal, ca. 37 m o. h. ved Isefjær, 36—38 m o. h. ved v. Vallesvær, ca. 39 m o. h. ved Steindal, 44—46 m o. h. ved Glamslandsvann, ca. 51 m o. h. ved Lunden nær Grimstad, 54—55 m o. h. ved Roresanden og ca. 59 m o. h. nær Fevik.

Det er noe vanskeligere å foreta sikre MG-bestemmelser på de store sandur-deltaene. Ved Liknes i Kvinesdal må MG være

20—22 m o. h. og ved Aa kirke i Lyngdal sannsynligvis ca. 14 m o. h. I de øvrige dalførene kan man bare bestemme MG innen relativt vide grenser, 40—52 m o. h. i Modalen ved Lillesand, 33—38 m o. h. ved Krogemyr i Topdal, 28—36 m o. h. ved Sødal i Torridal, 18—28 m o. h. ved Tufteland i Søgne, antakelig 16—20 m o. h. ved Holum i Mandalen og 14—20 m o. h. ved Skopteland i Audnedalen.

På pl. 6 er avsatt de observerte randterrassene, abrasjonsgrensene, nedre blokkgrensene osv. Hvis man forsøker å trekke isobaser for synkrone strand-nivåer på grunnlag av dette observasjonsmateriale, så viser det seg at retningen om lag $\text{Ø } 30^{\circ} \text{ S—V } 30^{\circ} \text{ N}$ er den som passer best. Retningen for strandnivåenes største helning blir da om lag $\text{N } 30^{\circ} \text{ Ø—S } 30^{\circ} \text{ V}$, og nettopp i denne retningen ligger også det postglaciale hevningssettret i Nord-Sverige (Granlund, 1949, s. 316). Alle observasjonssteder med verdier for de marine nivåer er projisert vinkelrett inn på et vertikalplan som går gjennom det nevnte hevningssettret og Mandal by, se pl. 6 og 7. Egentlig skulle alle observasjonsstedene vært projisert langs sirkellinjer med sentrum i hevningssettret, men innen det snevre undersøkte området er slike linjer å betrakte som tilnærmet rette. Linje 1, 2 og 4 på pl. 7 er lagt gjennom projeksjonene av henholdsvis Ra-, Kristiansand- og Spangereid-trinnets terrasser.

Ved linje I svarer projeksjonene av terrassene ved Moi, Fjære, Roresanden, Lunden og temmelig sikkert også av terrassen ved Liknes forholdsvis nøyaktig til Ra-tidens havnivå. Terrassen ved Aa i Lyngdalen svarer også mest sannsynlig til Ra-tidens havnivå, og det samme gjelder de distale deler av sandur-terrassene ved Krogemyr, Holum og Skopteland. De høyestliggende terrasseflatene nær Lillesand i Modalen, ved Sødal i Torridal og ved Tufteland i Søgne ligger etter alt å dømme lavere enn Ra-tidens strandnivå, se s. 69. Disse terrassene ligger da også klart lavere enn linje I. Det synes derfor rimelig å anta at linje I svarer om lag til Ra-tidens strandnivå. Helningen på dette nivået er 0,9—1,0 m/km ved Grimstad og 0,5—0,6 m/km lengst i sydvest ved Kvinesdal—Lyngdal.

Ved linje II er det trolig at projeksjonene av terrassene ved Glamslandsvann, Steindal, v. Vallesvær, Isefjær, Lunde, og sannsynligvis også av terrassene ved Ryen og Valand svarer forholdsvis nøyaktig til Kristiansand-trinnets havnivå. Det er noe mer uvisst med terrassene ved Sødal, Møllevann og Tufteland og Ofte, men meget tyder

på at de også er bygget opp til den tids havnivå. Terrassene i Drangsfjord ligger meget utsatt for abrasjon, så den er mest usikker. Prosjeksjonene av alle disse terrassene ligger så nær linje II at det er meget rimelig å tro at denne linjen så om lag representerer Kristiansandtrinnets strandnivå. Strandnivået har da en helning på ca. 1 m/km ved Lillesand og ca. 0,7 m/km nordenfor Lista.

Linje IV på pl. 7, Spangereid-trinnets linje, kan tydeligvis ikke representere noen strandlinje. Den er da også basert på observasjoner fra bare 4 forskjellige steder. Disse stedene ligger dessuten forholdsvis nær hinannen, og iallfall to av dem, Tjaum og Spangereid, vender ut mot relativt åpent hav. Hvis derfor Ra-strandlinjen og Tapes-strandlinjen ligger som antydte på pl. 7, er det meget sannsynlig at terrassehøydene iallfall på Spangereid og Tjaum kan være forandret i disse periodene. Randterrassen i dalbunnen ved Tuftenes er myrdekket, og det er vanskelig å uttale seg om karakteren av den. Terrassen ved Reme synes å være den som egner seg best til en bestemmelse av Spangereid-trinnets strandnivå, se s. 55. Men det er nok tryggest å bare si at Spangereid-trinnets strandlinje sannsynligvis ligger et sted mellom 4 og 11 m o. h. i området Spangereid—Tuftenes.

Senglaciale transgresjoner.

Hvis de konstruerte linjene I og II svarer til strandnivåene for Ra-tid og Kristiansand-trinnets tid, så må det ha foregått en transgresjon opp til Ra-strandlinjen på kysten vestenfor Kristiansand. Da Ra-tid svarer til Yngre Dryas-tid og Kristiansand-trinnets tid sannsynligvis til Eldre Dryas-tid, så må denne transgresjonen ha foregått i Allerød-tid. Det kan da være interessant å merke seg at Jessen og Nordmann (1915) og Iversen (1942 og 1945) mener at Zirphæa-transgresjonen på Jylland helt eller delvis svarer til Nørre Lyngbyferskvannsavsetningene som er av Yngre Dryas-, Allerød- og Eldre Dryas-alder, se s. 62. Iversen har også pollenanalysert selve Zirphæa-avsetningene og finner at de må skrive seg fra Allerød-oscillasjonen. Faunaen i Zirphæa-avsetningene har et borealt preg, og det ledet Jessen (1936) til å tro at transgresjonen var av Boreal alder. Zirphæa-transgresjonen nådde i Fredrikshavnområdet minst 15—16 m o. h., og sannsynligvis nådde den opp til noen tydelige strandlinjer 17—20 m o. h. (Jessen, 1936). I det samme området ligger Tapes-grensen ca. 13 m o. h., se pl. 3. Ifølge pl. 7 ligger Ra-stranden på Sørlandet

17—20 m o. h. der hvor Tapes-grensen er om lag 12—13 m o. h. Det er derfor en forholdsvis god overensstemmelse mellom forholdene på Sørlandet og på Jylland.

I Sverige mener bl. a. Asklund (1936) å ha påvist Zirphæa-transgresjonen på Hallandkysten, og han antar at den er av Allerød-alder. Asklund oppgir en Zirphæa-grense på 17,5 m der hvor Tapes-grensen er 15 m. Hessland (1946, s. 318) finner imidlertid at Asklunds slutninger om Zirphæa-transgresjonen bygger på feilaktig grunnlag. Post (1938 og 1947) mener å ha påvist to gotiglaciale transgresjoner på Hallandskysten, og også Nilsson (1958) regner med en transgresjon i Skåne på Allerød-tid.

Ut fra de foreliggende data synes det rimelig å anta at det har foregått en transgresjon opp til Ra-strandlinjen i områdene vestenfor Kristiansand. Denne transgresjonen har sannsynligvis foregått i Allerød-tid, samtidig med Zirphæa-transgresjonen.

På Jæren har Fægri (1939—40) påvist en senglacial transgresjon, Alvevann-transgresjonen. Han finner at bunnlagene i pollenanalyserte myrer som demmer opp «Alvevann-strandvoller» er eldre enn Allerød-tid, og derfor må også Alvevann-transgresjonen være eldre enn Allerød-tid, hevder han.

Alvevann-transgresjonen må da være eldre enn transgresjonen opp til linje I (Ra-linjen) på Sørlandet. Det er mulig at den svarer til Posts og Asklunds første gotiglaciale transgresjon (Post, 1947 og Asklund, 1936). I så fall er det fristende å tro at denne transgresjonen foregikk på Bølling-tid (se tidsskalaen på pl. 8). På grunn av ismeltingen var nemlig den eustatiske havstigning meget sterk i interstadialtidene, og i områder hvor den isostatiske stigningen var liten må havet da ha transgredert inn over land. Sydligste Sverige og Jylland, sydvestlige del av Sørlandet og Jæren er nettopp områder hvor den isostatiske stigningen har vært relativt liten, og der skulle man derfor vente å kunne påvise de interstadiale transgresjonsbølgene.

Hvis Alvevann-transgresjonen er en Bølling-transgresjon, så skulle det sannsynligvis la seg gjøre å påvise den i områdene utenfor (syd for) Spangereid-trinnet eventuelt utenfor Kristiansand-trinnet, men det er dessverre foreløpig ikke gjort.

De postglaciale avsetningene.

Mine egne undersøkelser har vært konsentrert om de senglaciale avsetningene, og den følgende korte oversikt over de postglaciale avsetningene bygger derfor vesentlig på andre forskeres observasjoner.

Postglaciale skjellbanker og skjellførende leirer er meget vanlige i lave nivåer langs hele kysten. På pl. 9 er angitt de viktigste finnestedene for slike forekomster. Danielsen (1905, -06, -09, -10, -12, -29) har beskrevet de fleste av disse forekomstene, og han har funnet skjell av tilsammen 189 arter hvorav 72 er lusitanske, 71 er boreale og 46 er arktiske, ifølge Brøggers inndeling. Faunaen i de fleste av de postglaciale skjellbankene og leirene vitner om en havtemperatur som var noe høyere enn i dag. Alt etter faunaens varmepreg er forekomstene antatt å skrive seg fra en varmere eller en kaldere del av Tapes-tiden.

På en rekke steder langs kysten er det observert transgresjonsavsetninger, marine lag oppå terrestriske. Ved Oddernes skole nær Kristiansand ligger et 2 m tykt lag med marin leirgytje oppå et 1,2 m tykt lag med furumyrtorv, 6—9,5 m o. h. Hafsten (1958) har pollenanalysert disse avsetningene, og han finner at torvlaget er fra Boreal-tid og leirgytjen fra Atlantisk- og i øverste del fra tidlig Subboreal-tid. Transgresjonen inn over myrlaget begynte på overgangen mellom Atlantisk- og Boreal-tid, og regresjonen foregikk like etter overgangen fra Atlantisk- til Subboreal-tid. Grensen mellom Boreal- og Atlantisk-tid har Hafsten bestemt ved «The sudden immigration of alder and the first advance of mixed oak-forest». Nye C-14-dateringer fra Nord-Sverige viser at oren innvandret der for ca. 8600 år siden (Lundqvist, 1957), og det er ikke usannsynlig at den innvandret på noenlunde samme tid på Sørlandet. I så fall transgrederte havet inn over 8 m's nivået ved Kristiansand for ca. 8600 år siden.

I en forsenkning med terskelhøyde 2 m o. h. ved Dostad øst for Mandal ligger et lag med marin diatoméjord oppå et ca. 1,5 m tykt

lag med planteførende torv og gytje som igjen ligger på marin leire, Gabrielsen (1959). En diatomé-analyse av torv-gytje-laget viser bare ferskvannsdiatoméer i nedre del og en overgang til bare saltvannsdiatoméer i aller øverste del. Prøver fra den aller nederste del og fra den aller øverste del av torv-gytje-laget er C-14-datert, og alderen er henholdsvis 9410 ± 220 år og 8770 ± 100 år. Pollenanalyser av de C-14-daterte sonene viser 15—17,5 % *Corylus*- og praktisk talt ikke *Alnus*-pollen. Havet har m. a. o. transgredert inn over 2 m's nivået ved Mandal for om lag 8800 år siden, og det var sannsynligvis like før det transgrederte inn over 7—8 m's nivået ved Kristiansand.

Den sen-Boreale strandlinjen kan derfor ikke stige mer enn 5—6 m fra Dostad til Oddernes. Men en stigning av denne størrelsesorden er meget rimelig tatt i betraktning at den rekonstruerte Tapeslinjen stiger 4—5 m på denne strekningen, se pl. 7.

Under strandvollen (7—8 m o. h.) ved Nesheim på Lista er det funnet både gytjeliknende lag, skjellag (*Ostrea*-banke) og stubbelag, så strandvollen er utvilsomt avsatt ved en transgresjon, se s. 82. Ifølge Danielsen (1929) er det sannsynlig at *Ostreabanken* ligger under stubbelaget og gytjelagene og at den derfor er avsatt under en tidligere transgresjon enn selve strandvollen. Alderen på *Ostreabanken*, 6420 ± 160 år, viser at den er avsatt under den tidlig-Atlantiske transgresjon, og det er da trolig at strandvollen er avsatt under den sen-Atlantiske transgresjonen, se s. 83 og pl. 8. På Jæren har Fægri (1939—40) funnet at transgresjonsstrandlinjene til den tidlig-Atlantiske og den sen-Atlantiske transgresjonen må skjære hinannen 7—8 m o. h. I områder på Jæren med en Tapes-grense lavere enn 7—8 m o. h. ligger derfor den sen-Atlantiske strandlinje høyest, og det er da sannsynlig at det samme gjelder for Lista. Danielsens tolkning av Neseimprofilen er derfor temmelig sikkert riktig.

Ved Sigersvold på Lista er det under marin leire og sand funnet et gytjeliknende torvlag, ca. 4 m under havflaten (Fægri, 1951). Torvlaget er enten terrestrisk eller lakustrint. Tilfeldige prøver fra torvlaget er pollenanalyser. En av prøvene skriver seg, ifølge Fægri, mest sannsynlig fra overgangen Boreal- til Atlantisk-tid, men den kan være eldre. De andre prøvene er utvilsomt Boreale. Dette tyder på at transgresjonen inn over $\div 4$ m's nivået på Lista kan ha skjedd om lag ved overgangen fra Boreal- til Atlantisk-tid eller kanskje tidligere.

Ved Vere på Lista fant Øyen (1926) et gytjeli knende torvlag under et sandlag med skjell fra Tapes-tiden, og ved Nordhassel er det observert liknende torvlag under en strandvoll (Bjørlykke, 1929), se s. 128. Både det skjellførende sandlaget og strandvollen er sannsynligvis avsatt under en av Tapes-transgresjonene.

På en rekke steder langs kysten er det observert planteførende, ofte leirholdige gytjeli knende lag under fluvial eller marin sand eller grus. Slike gytjeli knende lag er f. eks. funnet under sandlag i terrasser ved munningene av alle de store elvene langs den undersøkte kyststrekning, se pl. 9. I de fleste gytjeli knende lagene er det funnet marine fossiler, og sannsynligvis er de alle marine gytjer. Fossilene er vanligvis furu, eik, hassel, osp, *Littorina littorea*, *Ostrea edulis*, *Cardium edule* osv., hvilket viser at de er avsatt i en varm post-glacial tid.

Forholdene i Lyngdalen er beskrevet av Danielsen (1912, s. 337). Ved Aa kirke har Lilleåen skåret seg ned i en terrasse 7—8 m o. h. I elveskjæringen fant han følgende lag, nevnt ovenfra og nedover: 1,1 m sand uten organiske rester; 0,7 m myraktig lag; 1 m sterkt planteførende lag; 1,2 m leir-gytjeli knende jordart med furukongler og skall av *Littorina littorea*, *Mytilus edulis*, *Cardium edule*, *Hydrobia ulvæ*; 0,5 m muldaktig lag med utydelige plantelevninger, hasselnøtter; grus med rullestein og en uren sand i øvre del som ligger om lag 0,3 m over elvenivå.

Ved foten av en terrasse i en elvesving ved Bringsjord fant jeg sommeren 1957 et ca. 2 m tykt lag med planteførende og skjellførende gytje. Gytjen ligger fra 0,5 m under til 1,5 m over elvenivå. Den ligger på sand og grus, og terrasseskråningen over gytjelaget er dekket av nedrast sand. Terrasseflaten ligger 7—9 m o. h. Skjellene ligger midt i gytjelaget, og det er funnet følgende arter: *Littorina littorea*, *Mytilus edulis* og *Cardium edule*. Det er derfor sikkert det samme gytjelaget som Danielsen beskriver. I øvre og nedre del av laget er det ikke funnet skjell. Diatoméanalyser av de nedre 5 cm av «gytjen» viser en blanding av ferskvanns- og saltvannsformer, så også denne del må være avsatt i havet. Pollen-analyser av de nedre 5 cm viser gjennomsnittlig 21 % furu, 22,3 % bjerk, 30 % or, 3,4 % alm, 0,9 % eik og 22,3 % hassel. Videre er det ikke spor av kulturpollen og ikke-treslagspollen. Statsgeolog Kari Egede-Larsen (pers. medd.) hevder at avsetningene må være fra tidlig Atlantisk-tid. De nedre 5 cm av gytjelaget er også radiologisk datert, og alderen

er 7780 ± 190 år før nåtid (T-107). Dette viser at sedimentasjonen av den marine «gytjen» begynte i tidlig Atlantisk-tid.

Den marine gytjen ved Kirkehamn på Hitterø har Fægri (1951) pollenanalysert, og han finner at den mest sannsynlig skriver seg fra tiden ved overgangen fra Atlantisk- til Subboreal-tid, se s. 127 og 134. Det marine leirgytjelaget ved Oddernes kirke ved Kristiansand er avsatt i hele Atlantisk- og første del av Subboreal-tid (Hafsten, 1958), se s. 136. De marine gytjelagene som er så utbredt i lav høyde o. h. på Sørlandet synes derfor å være avsatt i Atlantisk- og første del av Subboreal-tid, muligens også i siste del av Boreal-tid.

Det høyeste postglaciale marine transgresjonsnivået er vanlig kalt Tapes-grensen (TG). Denne grensen ligger 6—8 m o. h. på ytre Lista, men ellers er opplysningene om TG på Sørlandet meget mangelfulle. Ved Eigelandsvann er TG minst 7 m o. h. og sannsynligvis ca. 8 m o. h., se s. 92. Ved Aa kirke i Lyngdal når toppflatene på terrasser med postglaciale sedimenter 7—9 m o. h., og det er meget mulig at disse flatene svarer til TG. Heiseldal (1953) og Heimdal (1949) mener at de markerte terrassene og strandvollene, 8—12 m o. h., i Lyngdal—Spangereid-området svarer til Tapes-grensen, se pl. 9.

Ved Hallandvig i Søgne ligger TG minst 8—10 m o. h., og sannsynligvis ikke høyere enn 14—15 m o. h., se s. 91. Danielsen (1910) har påvist postglaciale sedimenter i terrasser med toppflater 12—13 m o. h. ved Tangvall i Søgne, og det er sannsynlig at de svarer til TG. Danielsen selv antar at det postglaciale havet kan ha stått helt opp til toppflatene på de høyestliggende terrassene ved Tangvall, om lag 16 m o. h. Ved Hakkebua i Topdal fant Danielsen (1909) en østersfauna i et leirlag 7—8 m o. h. Leirlaget ligger i en terrasse med toppflate ca. 15 m o. h., men flaten stiger innover «og naar sandsynligvis mindst sine 20 m», skriver Danielsen (1909, s. 84). Han slutter derfor at Tapes-grensen ligger minst 20 m o. h. Forholdene viser iallfall at TG ligger minst 15 m o. h.

I en terrasse som når snaut 20 m o. h. ved Rannekleiv nær Nid- elvens munning, fant Danielsen (1912, s. 101) og Terjesen (1946, s. 34) følgende lagstilling, nevnt ovenfra og nedover: $2\frac{1}{2}$ m sandig leire, 0,2 m grov elvegrus, $\frac{1}{2}$ m sandig leire, $1\frac{1}{2}$ m fint skiktet grus. De antar begge at leiren er avsatt under Tapes-senkningen, og at Tapes-senkningen derfor har nådd høyere enn 20 m o. h. Terjesen mener at en liten terrasse ca. 24 m o. h. nær Fevig kan representere TG.

Av det foregående skulle det gå frem at havet transgrederte inn over 2 m's nivået ved Mandal og 8 m's nivået ved Kristiansand for om lag 8600—8800 år siden. I tidligere Boreal-tid må havstanden ha vært relativt lav, og i Atlantisk- og første del av Subboreal-tid må den ha vært relativt høy. På det høyeste nådde havflaten i postglacial tid opp til den såkalte Tapes-grensen. Ved ytre Lista er det sannsynligvis en tidlig Subboreal strand som danner Tapes-grensen, og ved f. eks. Fevik er det sannsynlig en tidlig Atlantisk strand som danner denne grensen. En tidlig Atlantisk «transgresjonsstrandlinje» skjærer sannsynligvis en tidlig Subboreal «transgresjonsstrandlinje» nær de områdene hvor Tapes-grensen ligger 7—8 m o. h. Tapes-grensen synker fra ca. 24 m o. h. ved Fevik til 7—8 m o. h. på Lista. Linje III på pl. 7 er en rekonstruksjon av TG. Men fordi TG-bestemmelsene er temmelig upresise, må også den rekonstruerte linjen bare vise den omtrentlige stilling av Tapes-grensen.

Hvordan passer så opplysningen om strandforskyvningene på Sørlandet med opplysninger fra andre områder? På pl. 8 er gjengitt strandforskyvningskurver fra forskjellige områder omkring Nordsjøen. Alle kurvene er konstruert på grunnlag av pollenanalytisk daterte strandnivåer. Ved siden av Sandegrens kurver har også Halden (1929), Thomasson (1934 og 1938), Asklund (1935), Florin (1944), Post (1947), og Nilsson (1958) konstruert strandforskyvningskurver for områder i sydvestlige Sverige. De fleste av disse kurvene er relativt kompliserte, og Sandegrens kurver er foretrukket bl. a. fordi de synes å gi en enkel, pålitelig fremstilling av hovedtrekkene ved strandforskyvningen. Fra Østersjø-området foreligger det også mange strandforskyvningskurver (Granlund, 1949), men av disse er bare kurven for Malmö tatt med. De andre Østersjøkurvene viser i hovedtrekkene det samme som Hafstens og Sandegrens kurver.

Langs den horisontale akse på pl. 8 er avsatt klimasonene og en absolutt tidsskala. Alderen på de senglaciale klimasonene er bestemt ved en rekke C-14-dateringer (Gross, 1958). De postglaciale sonene er varvdaterte (Lundqvist, 1949, s. 366; Sandegren, 1952, s. 94; Nilsson, 1935, s. 554 osv.), og de nyeste C-14-dateringene bekrefter at varvdateringene er noenlunde riktige (Lundqvist, 1957). De forskerne som har utarbeidet de nevnte strandforskyvningskurvene har stort sett datert klimasonene om lag som denne tidsskalaen viser. Men i tilfelle hvor dateringene ikke stemmer helt overens med ska-

laen på pl. 8, har jeg justert dem i overensstemmelse med denne skalaen.

Pl. 8 viser hvordan strandforskyvningen stort sett har foregått i områdene omkring Nordsjøen, fra områder med sterk isostatisk heving (1 og 2) til områder hvor det sannsynligvis har foregått en isostatisk senkning (7, 8 og 9). Göteborg-kurven viser en Tapes-grense på ca. 26 m o. h. og en Yngre Dryas-strand på om lag 40 til 50—55 m o. h. Björsjö (1953) finner også at Y.D.-stranden ligger om lag 40—55 m o. h. ved Göteborg, se pl. 3. Ved Grimstad ligger Ra-stranden 50—60 m o. h. og Tapes-grensen sannsynligvis om lag 24 m o. h. Etter dette er det trolig at en strandforskyvningskurve for Grimstad vil likne Göteborg-kurven, bortsett fra at Grimstad-kurven stopper ved Ra-nivå og har ikke noen del som svarer til den eldste del av Göteborg-kurven.

På Onsala-kurven er Tapes-grensen ca. 19 m o. h. og Yngre Dryas-strandhøydene om lag 25—40 m o. h., men grensene for Y.D.-strandhøydene er usikre. Post (1947) finner i Vessige—Stenstorp-traktene en Tapes-grense på 17—19 m o. h. og Yngre Dryas-strandhøyder mellom 35 og 42 m o. h. Ved munningen av Topdalselven nær Kristiansand er Tapes-høyden sannsynligvis ca. 20 m o. h. og Ra-strandhøyden ca. 35 m o. h. Det er derfor trolig at strandforskyvningskurven for det sistnevnte stedet vil likne på Onsala-kurven, bortsett fra at de eldste strandnivåene ved Onsala ikke er representert i Topdalen.

Ved Malmö er Tapes-grensen om lag 5 m o. h., så sannsynligvis vil strandforskyvningskurven for Lista hvor TG er 6—8 m o. h. likne noe på Malmö-kurven, men den må ligge høyere. I et relasjonsdiagram fra Skåne ligger Yngre Dryas-strandlinjene lavere enn Tapes-grensen der hvor den er 6—8 m o. h. (Nilsson, 1953). Syd for Nørre Lyngby hvor Tapes-grensen er 6—8 m o. h. ligger Yngre Dryas-, Allerød- og Eldre Dryas-strandhøydene sikkert lavere enn ca. 10 m o. h., se s. 62. I det samme området er MG om lag 35 m o. h., så de eldste strandnivåene på Jylland er ikke representert på Lista. Ut fra de nevnte opplysningene er det sannsynlig at strandforskyvningskurven for Lista vil ligge innen det skraverte feltet på pl. 8.

Summary.

The area studied belongs to the Precambrian bedrock district of southern Norway, see fig's 1 and 2. To the east near Fevik is a lowland with hilltops lower than 160 m a. s. l., and between Grimstad and the Sire Valley is an undulating mountainous plateau which rises from about 200 m a. s. l. northwest of Grimstad to about 600 m near Sire Valley, see pl. 2. The plateau is usually underlain by bare bedrock, and it is wooded in the eastern part. The main valleys are narrow, 200—600 m deep. All of them, except Topdal, have a north-south direction. The mean annual precipitation is 1000—1500 mm, mean summer temperature 14—16° C and the mean winter temperature about 0° C.

Several geologists have studied the Pleistocene deposits in Sørlandet, but none of them have made a systematic study of the drift. Previously the most extensive studies have been made of the marine deposits, especially the marine fossils, see pl. 9. Scattered end moraines have been observed along the coast and in the valleys.

My field work was done during the summers of 1951, -52, -53, -58 and -59. The drift and particularly the end moraines were mapped. End moraines of four glacial substages were observed. The substages have been named, the Lista, Spangereid, Kristiansand and the Ra substage, in chronological order.

The Ra substage is of Younger Dryas age and corresponds to the Salpausselkä substage in Finland. Previously the distinct Ra moraines have been traced almost continuously through the eastern part of Norway and along the coast to the lakes Rore- and Syndlevann, see pl. 4 and 9. End moraines of the Ra substage had also been observed in the main valleys of Sørlandet and on the plateau on both sides of the Otra Valley, see pl. 9. However, most of the 100 mile long belt of Ra moraines which I have observed between Grimstad and the lake Sirdalsvann had never been described before, see pl. 1. The Ra belt is generally 100—500 m wide, and consists of very bouldery till,

especially at the surface. Within this belt there are usually one to three distinct parallel end moraine ridges, 5—20 m high (fig's 3—32). On the plateau north and south of the belt there is mainly bare bedrock. The Ra moraine belt has been traced almost continuously across the mountainous plateau and across the main valleys. Big lakes are dammed by the Ra moraines in all the main valleys, except Vestredalen. South of the Ra moraines in these valleys there are extensive outwash terraces, valley trains. The valley trains in Topdal, Torridal and Sirdal and the southern parts of the valley trains in the other main valleys are supra-aquatic deltas which I have referred to as sandur-deltas. The lowest parts of the sandur-deltas are deposited in the sea or in lakes. The longitudinal profiles and the composition of the sandur-deltas are demonstrated in fig. 43 (p. 70) and pl. 5.

In the eastern part of the area the Ra glacier ended along a fairly straight margin, but in the deeper valleys of the western part somewhat longer outlet glaciers extended southward from the ice sheet. These glaciers sloped very steeply near the end moraines (110—170 m/km) and more gently (about 20 m/km) at some distance from the end moraines. This can be deduced from the gradients of the lateral moraines, see fig. 33. The distinct moraine ridges within the Ra belt are push moraines formed during oscillations of the glaciers. These moraines and the steeply sloping surfaces of the Ra glaciers indicate that the glaciers were very active.

Andersen (1953) calculated a Ra snowline for Ryfylke of minimum 900—950 m a. s. l., and the altitude of the snowline in Sørlandet was probably about the same. The precipitation at Ra-time was most likely somewhat lower than today and the mean summer temperature was probably max. 5°—6° C lower. The Ra strand-level slopes from about 60 m a. s. l. at Fevik to 14—20 m a. s. l. near the mouths of the valleys Audnedal, Lyngdal and Kvinesdal (pl. 7). Which phase of Ra time this strand-level represents is uncertain.

The end moraines and the outwash terraces of the Kristiansand substage are relatively small. They are observed mainly on the valley floors in a belt from Lillesand over Kristiansand to Flekkefjord. None of the Kristiansand end moraines are seen crossing the mountain plateaus between the valleys. The moraines near Kristiansand have been described by Danielsen (1909), and G. Gabrielsen (pers. comm.) has observed the outwash terrace at Valand. Most of

the relatively distinct end moraines are situated in the mountainous western districts, and mainly outwash deltas are observed in the lower eastern districts. The strand level of the Kristiansand substage slopes from about 46 m a. s. l. near Lillesand to about 4—7 m a. s. l. near Ofte, north of Lista (pl. 7). A boreoarctic mollusk fauna similar to that of the upper Saxicava sand in Denmark lived in the sea along the coast, see p. 71, but a more arctic fauna may have lived at some places near the termini of the glaciers. A glaciomarine clay near Lillesand probably corresponds to the Kristiansand substage, and the radiocarbon age of this clay is $12\ 550 \pm 200$ years B. P., which is at the transition between Older Dryas- and Bølling-time. Other lines of evidence indicate an Older Dryas age of the Kristiansand substage, see p. 60.

The Spangereid substage includes the end moraines of a distinct moraine belt west of Mandal. Some of the moraines within this belt have been described before, see pl. 9, and G. Gabrielsen (pers. comm.) has mapped the moraines between Trysfjord and Lenefjord. The Spangereid moraine belt is similar to the Ra belt, but it is much smaller, see pl. 1. Usually it is less than 100 m wide, with one or two parallel low moraine ridges. The end moraines across Snigsfjord and Lyngdalsfjord form thresholds which almost block the fiords, and the southern end of Lenefjord is completely blocked by the end moraine.

The reconstructed longitudinal profile of the Lenefjord glacier shows that this glacier had a lower front and a somewhat more gently sloping surface than the Ra glaciers, see fig. 33. The other fiord glaciers of the Spangereid substage also seem to have had a longitudinal profile similar to that of the Lenefjord glacier.

According to G. Gabrielsen (pers. comm.) the outwash terraces of the Spangereid substage lie between 4 and 11 m a. s. l. in the district between Mandal and Spangereid. Some of these terraces may have been considerably changed by late- and postglacial abrasion, but still the sea level during Spangereid time was most likely 4—11 m higher than today.

The Spangereid moraines were probably deposited during an older phase of Gotiglacial time (the youngest part of Oldest Dryas time of Bølling time).

The end moraine of the Lista substage is the oldest within the area studied. It is a fairly wide and mostly submarine ridge which

runs parallel to the coast near Lista. At Lista it forms three supra-marine moraine hills. During this substage the whole of southern Norway to the east of Jæren was covered by the ice sheet. The Lista moraine most likely corresponds to the oldest, about 14 000 years old, Gotiglacial moraines on the coast near Göteborg.

On the plateaus between the deep valleys in Sørlandet there is mainly bare bedrock apart from the end moraine belts. But in the hill slopes facing north there are very often thick moraines. These hill slopes are stoss slopes and the moraines have been called stoss moraines. The stoss moraines are thickest in zones immediately to the north of and parallel with the end moraine belts (pl. 1). It is therefore evident that the glaciers have not been able to carry all of their load up the steepest hills in zones near their ends.

The small, raised marine outwash deltas of the Ra, Kristiansand and the Spangereid substages have nearly horizontal delta plains and very bouldery and cobbely top sets. Many of the outwash deltas have their original delta plains preserved, and the altitudes of these plains represent the approximate altitude of the sea level at the time of deposition. Also, the distal part of a marine sandur delta plain is formed approx. at sea level (pl. 5). The raised sandur deltas of the Ra substage have therefore been of some help in determining the altitude of the Ra strand level.

The approximate direction of the isobases is W 30°N—E 30°S (pl. 3). The strand levels have been projected on a plane through the town of Mandal and vertical to the isobases (pl. 7). Lines 1 and 2 represent the approximate position of the strandlines of the Ra and of the Kristiansand substages. The reconstructed Ra strandline slopes 0.8—1.0 m/km near Kristiansand—Grimstad and 0.5—0.7 m/km near Lista—Mandal, and the reconstructed strandline of the Kristiansand substage is slightly steeper. The two lines intersect near Kristiansand. West of this intersection the sea has most likely transgressed during the phase between the Kristiansand and Ra substages. This phase is the Allerød phase, and the transgression is probably the same as the Zirphäa transgression in Denmark.

Several methods have been used in determining the marine limits which decrease gradually along the coast from about 60 m a. s. l. at Fevik to about 7—8 m a. s. l. at Lista (pl. 6). Many of the marine limits mentioned in older publications are too high (pl. 9).

I have made very few observations of the postglacial deposits, and

the following is mainly based on information from older publications. No accurate determinations of the Tapes limit have been made except at Lista, but line III on pl. 7 represents the approximate position of the Tapes limit. At Lista this limit is probably of early Sub-boreal age, and it is most likely of Atlantic or late Boreal age in areas where the Tapes limit is higher than 8—9 m a. s. l. (pl. 8).

Marine sediments were in many places deposited on top of terrestrial (lacustrine) sediments during the Tapes transgressions (pl. 9). Near the transition between Boreal and Atlantic time the sea transgressed past the 8 m level at Kristiansand and past the 2 m level near Mandal about 8 800 years ago (p. 98). Evidence of two post-glacial transgressions have been observed at Lista. Here Danielsen (1912) found a beach ridge 7 m a. s. l., overlying peat layers and, below the peat layers, sand with postglacial marine shells. Shells from this locality have now been radiocarbon dated, and they are $6\,420 \pm 160$ years old. They were therefore deposited during the early Atlantic transgression (pl. 8). The beach ridge was most likely deposited during the late Atlantic—early Sub-boreal transgression.

Litteraturoversikt.

I litteraturen fra før 1900-tallet er opplysningene om kvartærgeologiske forhold på Sørlandet for det meste spredt i oversiktsarbeider som amtsbeskrivelser osv. Fra det siste århundret foreligger det derimot en relativt rik litteratur om Sørlandets kvartærgeologi.

I den følgende litteraturoversikten er bare referert de deler av publikasjonene som behandler den sen- og postglaciale historie i områdene mellom Fevik og Åna-Sira. Populærvitenskapelige artikler, hvor stoffet er hentet fra andre kildeskrifter, er ikke referert, mens upubliserte hovedfagsoppgaver er tatt med. Publikasjonene og hovedfagsoppgavene blir referert i kronologisk rekkefølge. Egne kommentarer er skrevet med kursiv. Se pl. 9.

Kalm, P., 1759: «En Resa til Norra America».

På sin reise til Nord-Amerika ble Kalm, en økonomiprofesesor i Åbo, værende en tid i Grimstad-traktene. Han prøvde her bl. a. å finne ut om havflaten hadde sunket på denne del av Sørlandskysten, slik som i den nordlige del av Østersjø-området. Ved å spørre folk fikk han vite at (s. 78) «mäst på alla öar, ehwar man som hälst gräfwär, der jord är, finner man på 2 a 3 alnars djup Ostron-Mussel- och Snäcke-skal. Samma finnes uti åtskilliga wid hafwet belägna hamnar wid brunnars gräfwande, ofte til 18 fot ned i jorden, samt understundom lera och skal, som ligga hwarfvals. 1 a 2 mil ifrån hafwet uppe i landet hafwa bönderna wid brunnars gräfning funnit Strata af Ostron- och Mussel-skal.» Vestenfor Kristiansand fant han selv skjell-lag ved en bekk et godt stykke fra havet.

På spørsmål om de kunne huske om havet hadde stått høyere enn nå, svarte noen folk bekreftende, mens andre mente at det

ikke hadde stått høyere. Kalm trekker den slutning (s. 80) «at haws-watnet här på orten wäl småningom aftager, men det ganske litet, och på långt när ej i den proportion, som wid Öster-sjön».

Losser fortalte ham at havet blir grunnere for hvert år omkring elvemunningene, og i Kristiansand hadde man funnet et gammelt rustent anker ved brønngraving ca. 3 «musketskudd» fra stranden og på 8—10 alens dyp.

Langs sjøkanten i Grimstad-traktene finnes det masse jettegryter som folk antar er svarvet ut av havbølgene ved hjelp av stein.

Kalms beretninger er forbausende gode og objektive, og så vidt man vet er dette den første beskrivelse hvor det blir påpekt at havet har stått høyere enn nå på Sørlandet.

Holm, P., 1779—94: «Forsøg til en Beskrivelse over Lister og Mandals Amter».

Holm (s. 33) mener å ha funnet spor etter en høyere havstand også på den sydligste del av Sørlandet. På Spangereid ligger rester av steinmurer fra gamle «båtplasser» så langt fra stranden at det er lite trolig at båter kan være trukket den lange strekning over land. Stranden må derfor ha ligget nærmere båtplassene enn nå dengang de var i bruk. *Senere undersøkelser har imidlertid vist at de funne «steinmurene» ikke skriver seg fra båtplasser, se s. 117.*

I en elveskjæring nedenfor Holm gård i Mandalen har Holm sett to lag med løv som ligger 4—5 m under terrasseflaten og ca. 2 m over elveflaten (s. 42). «Hvorledes disse Løv, som ligge saa egale, saa dybt under Jordens Overflade, ingen ovenfor og ej heller nedenfor, kan være kommen der, begribes ikke saa let, det er øjensynligt, at hvor disse Løv nu ligge, har en Tid, da de kom der, været denne Jords Overflade; Sluttelig maae dette være en levning fra den almindelige Overskyllelse.»

Planteførende lag av om lag samme type og i tilsvarende posisjon som ved Holm i Mandalen er senere funnet i alle de sydligste dal-førene på Sørlandet, se pl. 9. Holms slutning om dannelsesmåten er tydelig inspirert av Bibelens beretning om syndfloden. Det var dengang vanlig å anta at alle spor etter marin påvirkning over vårt tids havnivå skrev seg fra syndfloden.

Holm har også observert de store mengdene med trestubber som ofte finnes i myrene. Han skriver på s. 40: «På hvilken Tiid efter Syndfloden dette District har faaet Indbyggerne er uvist. Rimeligt at

slutte har det i lang Tiid været øde og med Skov begroet, hvoraf på mange Stede endnu findes Tegn af Rødder og Tuer.»

Flor, M. R., 1811—17, «Oekonomisk Reise til Lister og Jedderen, foretaget 1810».

På gården Vigeland i Undalen fant Flor på en alens dyp i en myr et ca. 15 cm tykt lag med østersskaller «som fra Urtiden have ligget der, og som bevise, at Havet fordem, skjønt de nu ligge sikkert to Favne høiere end Havets Flade, maa engang have staaet derover, efterdi Østers der have kunnet afsætte en Banke» (s. 26).

Rasch, H., 1836, «Naturhistoriske Notiser».

På fogd Heibergs angivelse fant han ved Kaddeland i Mandalen, i en elveskjæring på vestsiden av elven: Øverst ca. 5 m med grov sand, uten organiske rester. Sanden ligger på et 1 m tykt lag med bladrester av eik, hassel, bjerk, osp og or. Underst ligger et 1½ m tykt lag med løvblandet sand som inneholder få marine fossiler i øvre del og mange i nedre del, like over elveflaten. (Fossillisten, se Øyen, 1909). *Det planteførende laget er tidligere omtalt av Holm (1779).*

Keilhau, B. M., 1838, «Om Landjordens Stigning . . .».

Keilhau peker i dette arbeidet på en rekke forhold som viser at havet tidligere har stått høyere enn nå, og han nevner også noen observasjoner fra Sørlandet. *Keilhau var tilhenger av flomteoriene, Sefstrøms rullesteins-flomteori og Lyells drivisteori, og dette preger i høyeste grad mange av hans tolkninger. Morenemateriale, flyttblokker (rokkesteiner), som vi nå vet er glacialavsetninger, antok han var avsatt av en havflom. Men det er tydelig at han ikke er noen overbevist tilhenger av flomteoriene.* På s. 254 sier han om den postulerte flom at «hiint Phænomen endnu er høist gaadefuldt».

Han finner mange flyttblokker (rokkesteiner) opp mot de høyeste fjelltoppene i Mandal—Spangereid-distriktet. Mellom Undalen og Spangereid er det store mengder med stein med avrundete kanter og hjørner. *I dag vet vi at det er Spangereid-trinnets endemorene Keilhau her har observert.* Han slutter at sannsynligvis har bare de høyeste fjelltoppene her stukket opp over havflaten.

Havet må også ha vært med på å danne de store løsavsetningene på Lista, mener han. Men i de høyestliggende avsetningene savner

man marine fossiler. I meget lav høyde langs stranden ligger det terrasseflater som helt tydelig må være skåret inn under en høyere havstand enn nå. De løse steinblokkene på Lista består hovedsakelig av «Gneis-Territoriets» bergarter, men langs stranden er det ikke få blokker av Oslo-feltets bergarter. Han tror at Oslo-blokkene kan være transportert med drivende vinteris, for det er observert slik is endog i våre dager. De høyestliggende blokkene må i så fall være transportert på en tid da havet stod noe høyere enn nå.

Han nevner funnene av de planteførende og skjellførende lagene i Mandalen (Rasch 1836), Undalen (Flor 1811) og at det også i Lyngdalen ved fergestedet Faret skal være funnet sjøskjell i leire eller sand i meget lav høyde o. h. Ved Valle i Undalen har han observert et planteførende leirlag under et tynt sandlag. Leirlaget ligger med basis noe over middelvannstand. På en lav tange på Aagerøen i Høvåg skal det være funnet en nesten hel benrad av hval under torven. Han nevner også Kalms (1759) observasjoner som viser at havet har stått høyere enn nå.

Keilhau, B. M., 1840, «Reise i Lister- og Mandals-Amt i Sommeren 1839».

I tillegg til tidligere beskrevne observasjoner (Keilhau 1838) nevner Keilhau her nye observasjoner av flyttblokker og skuringsstriper, se pl. 9. I nordvendte fjellsider i strøket Trysfjord—Lyngdal fant han enorme masser av sand med runde blokker. De blokkholdige sandmassene er meget iøynefallende. *I dag vet vi at det er støtside-morener.*

Dahll, T., 1861 a, «Om de fossile Hvalben på ydre Flekkerø ved Christiansand».

Dahll beskriver et funn av hvalben og muslinger, bl. a. Ostrea i en myr på ytre Flekkerøy (s. 249). Myren ligger ca. 4 m o. h. og fossilene på ca. 1 m's dyp.

Dahll, T., 1861 b, «Om Runeskriften ved Framvaren».

Runene er skrevet i en steil fjellvegg ca. 8 fot over vannflaten i Framvaren (s. 247). Dahll slutter at landhevningen etterat runene ble skrevet ikke kan ha vært mer enn 1 m, hvis landet har hevet seg i det hele tatt.

Kjerulf, Th., 1871, «Om skuringsmærker, glacial-formationen og terrasser».

På s. 59 sier Kjerulf at dalene på Sørlandet er dårlig undersøkte, men han har lagt merke til at de marine terrassene ligger ganske lavt. Han oppgir høydene på noen få marine terrasser mellom Kristiansand og Kvinesdal, se pl. 9.

Han nevner (s. 32) at T. Dahll har funnet fortsettelsen på Raet over Jomfruland til Tromlingene ved Arendal.

Sexe, S. A., 1874, «Jættegryder og gamle Strandlinier i fast Klippe».

Sexe er skeptisk overfor Posts teori om at jettegryter kan være dannet under isen av smeltevannselver. Han mener at det er isen selv som ved hjelp av stein og grus har svarvet ut jettegrytene.

Han beskriver bl. a. en jettegryte med vertikal akse på Simens-kollen ved Flekkefjord og en serie jettegryter med horisontale akser (liggende jettegryter) ved Ana-Sira. De liggende jettegrytene fant han ca. 20 m o. h. i steile fjellvegger som vender ut mot havet. Vestenfor Sireåens munning ved lille Teinevig og Teinevigshullet så han henholdsvis 1 og 2 gryter, og i Brufjellet østenfor Sireåens munning så han «en hel Hoben liggende Jættegryder i Rad efter hinanden paa en, nogle Fod fremskudt, Afsats af Fjældet».

Den nesten loddrette fjellveggen under Brufjellgrytene er om lag 70 m høy, iberegnet den submarine del, og avsatsen ved grytene er smal. Sexe anser det derfor som utelukket at jettegrytene kan være dannet ved abrasjon under en høyere havstand. Stein som måtte ha ligget på avsatsen, ville bølgene raskt ha trukket med ned i dypet, og det var ikke mulig å bringe ny stein opp på avsatsen. Da grytene er liggende, kan de heller ikke være dannet av rennende vann. Han sier så: «Man kommer saaledes formentlig til at maatte skrive de liggende Jættegryder på Isbræernes Regning. Lad en paa Havet liggende Del af en Isbræ trykke sig ind paa steile Kystklipper, medbringende Grus og Sten, som bliver liggende igjen mellem Isvæggen og Klippevæggen i dennes tilfældige Kaviteter. Hvis nu den paa Havet liggende Is hæves og sænkes med Havets Fløen og Falden og agiteres mod Klippen af Storm og Strøm snart i den ene, snart i den anden Retning, saa synes den at kunne bruge bemeldte Stenmateriale saaledes, at den tilfældige Kavitet gaar over til en liggende Jættegryde.»

Jettegrytene i Bruffjellet har siden vært gjenstand for en livlig diskusjon, se s. 79.

Kjerulf, Th., 1878, «Stenriget og Fjeldlæren».

Kjerulf, Th., 1879, «Udsigt over det sydlige Norges Geologi».

I begge disse publikasjonene finnes bl. a. kart over flyttblokkes transportretning, skuringsobservasjoner, endemorenestadier og sprekkedaler. Flyttblokker av Oslo-feltets bergarter er transportert vestover langs Sørlandskysten. Ved vestenden av Rorevann, ca. 85 m o. h. ligger en stor Larvikitt-blokk, og ved Bliksund og på Lista har Keilhau funnet Oslo-blokker.

Skuringsobservasjoner ved Kristiansand, i Lyngdal og Kvinesdal er utført av Keilhau (1840). I tillegg til de marine terrasser som er nevnt før (Kjerulf, 1871) oppgir han høyden på «lavereliggende» marine terrasser ved Bjunes (ca. 88 m o. h.) og Bakke (ca. 45 m o. h.) i Sirdal. Morenekartet viser 2 endemorenetrinn på Sørlandet, se pl. 9. *Kjerulf visste tydeligvis ikke at Ra-morenen går på land ved Grimstad, og det han kaller spor av morenetrinn er neppe endemorener.*

Kartet over sprekkedalene viser at det NØ-SV-lige sprekkesystemet, som er så dominerende i Ryfylke, fortsetter langs den vestlige del av Sørlandskysten om lag til Lindesnes. I et midtre felt, mellom Sirdal og Mandal, er N-S-orienterte sprekkedaler dominerende. Noen få Ø-V-orienterte daler er også tegnet inn. Østenfor Kristiansand er et sprekkesystem med NØ-SV-lig retning meget iøynefallende. Her er også sprekkedaler som skjærer dette system under vinkler på ca. 90° og ca. 45°. *Sprekkeretningene på Kjerulfs kart stemmer helt overens med de hovedsprekkeretninger som er påvist ved nyere undersøkelser, se s. 134.*

Øyen, P. A., 1889, «Kontinentalglaciasjon og lokalnedisning».

På s. 15 skriver Øyen: «Efter det såkalte «ra» igjen kommer inn på land mellem Arendal og Grimstad, har jeg fulgt fænomenet videre helt over til Jæren, men forholdene er ikke her så enkle som længere øst og længere nord.» Han har ferdigskrevet en avhandling om disse forhold, og han foretrekker å ikke gå nærmere inn på dem før denne avhandling er publisert.

Vogt, J. H. L., 1891, «Om istiden under det ved de lange norsk-finske endemorener markerede stadium».

T. Dahll har funnet fortsettelsen på Raet over Jomfruland til Tromlingene (Kjerulf, 1871). Vogt beskriver også denne del av Ramorenen, men han har også fulgt den videre vestover til Fevik (s. 37). Han skriver: «Ved Tromlingene og ved Tromø Kirke og Håve med den bekjendte Håveskov på udsiden av Tromøen, hæver morenen sig over havfladen; derpå følger de lave grus og sand-øer Gjersø, Mærdø og Jerkholmen udenfor Arendal, hvorpå morenen endelig forlader havet og stiger op på det faste land, ved Haslaodden nær Søm mellem Arendal og Grimstad og fortsetter vestover til Fevig. Længere mot vest har jeg dessverre ikke hatt anledning til å oppgå vor moræne. Foran Rorevann optrer en veldig grusmasse som nettop ligger i morænenes formodede løp vestover.»

Stangeland, G., 1897, «Om torvmyrer i Norge».

Stangeland beskriver her ganske kort noen myrprofiler på Lista, hvorav Hellemyrprofilen er mest fullstendig (s. 9). I Hellemyr finner han følgende lag regnet fra markoverflaten og nedover:

1—2 m bjørneskjegg- og myrulltorv med stubber i nedre del.

0,2—2 m skogmyr med rester av eik, hassel, osp, or og bjerk.

Opptil 3 m sumpgressmyr.

Brøgger, W. C., 1900—1901. I publikasjonen «Om de sen-glaciale og postglaciale nivåforandringer i Kristianiafeltet» beskriver Brøgger (på s. 341—43) et skjellfunn ved Kuholmen teglverk nær Kristiansand. Under en blåleire med *Astarte elliptica* fant han et meget skjellrikt lag med boreoarktisk fauna (*Mytilus edulis*, *Balanus porcata*, *Pecten islandicus*, *Astarte elliptica* og *compressa*, *Macoma calcarea*, *Mya truncata*, *Saxicava pholadis* og *arctica*, *Margarita grönlandica*, *Trophon clathratus*, *Neptunca despecta* og *Buccinum undatum*). Faunaen svarer til Mya-banken ved Oslo, mener han.

Skjellaget ligger på fjell 8—10 m o. h., og Brøgger antar at det er avsatt på 15—20 m's dyp. Det svarer m. a. o. til en havstand 25—30 m høyere enn nå. MG skal være bestemt til 70 m o. h. et par mil fra Kristiansand. Ca. 50 % av den samlede landhevningen må derfor være fullført dengang skjellaget ble avsatt, hevder han. Da bare noen få pst. av landhevning ved Oslo var fullført dengang Mya-bankene ble avsatt, slutter han at landhevningen må ha begynt meget tidligere ved Kristiansand enn ved Oslo.

Brøgger oppgir ikke lokaliteten hvor MG er bestemt til 70 m

o. h. Ved senere undersøkelser, s. 94, er det påvist at MG sannsynligvis er om lag 30 m o. h. ved Kristiansand.

Reusch, H., 1900, skriver om «Listerlandet» (s. 89) at det sannsynligvis består av Skagerrakbreens morenemateriale som er jevnet ut av en yngre bre fra NØ. Ved Borhaug så han steiner av stedets bergarter sammen med noen steiner av Oslo-feltets porfyrer i en grunnmasse av leirholdig sand. Beskrivelsen tyder på at det er morenemateriale Reusch her har observert, og det er i så fall det første kjente funn av Oslo-blokker i morenemateriale på Lista. Ved Maberg fant han på markoverflaten en stein av Larvikitt-syenitt, og ifølge Bjørlykke (1929) ligger denne over MG. For øvrig så han en masse Oslo-blokker i strandsonen, under MG.

«Havet har aldri overskyttet Listerlandet i sin helhet, idet den øvre marine grænse ikke ligger høiere end mellem 9 og 10 m over middelvannstand», skriver Reusch. Han har observert en esker ved ø. Vatne og ved Nesheim, og han nevner også flyvesandfeltene ved de gamle strandvollene langs kysten.

Reusch, H., 1900, «En forekomst af kaolin og ildfast ler ved Dydland nær Flekkefjord».

I en liten dalsenkning ved Dydland er det funnet kaolin. Kaolinen forekommer i labradorstein som gangformete partier parallelt med en ca. 4 m bred eruptivgang. Ved Dydland er den gangformete kaolinmasse 10—20 m bred på over en ca. 1 km lang strekning. Han antar at kaolinen er dannet ved «at ophedet vand, thermalvand, og dampe er strømmet frem fra jordens indre efter en spræk». Se også Reusch, 1903, «Norske kaolinforekomster».

Holmboe, J., 1903, «Planterester i Norske Torvmyrer».

På s. 78—82 beskriver Holmboe et profil fra Hellemyr (12—15 m o. h.) på Lista. Lagene er, regnet fra markoverflaten og nedover: Hvitmosetorv; opptil 1 m fedtorv eller lyngtorv; ½ m starrtorv med rester av Pinus, Alnus og Betula; stubbelag (eik og furu); opptil 2 m myrdynd eller oredynd med rester av Pinus, Alnus og Betula; 0,2—2 m rørtorv; opptil 1 m gytje med Betula alba. Han antar at planterestene i myrens dypeste lag tilhører «eikesonen».

I Torvbakmyr (40 m o. h.) fant han, regnet fra markoverflaten og

nedover: Lyngjord og oredynd med rester av Pinus, Corylus, Betula alba etc.; ½—2 m myrdynd med rester av furu og eik; opptil 0,4 m gytje med Betula nana; steinrik leire. Han antar at gytje- og leirlaget ikke kan være yngre enn «birkesonen».

Mellom Langåger og Gunnarshaug så han i lav høyde o. h. et lag med skjellsand under ½ m med vanlig sand. Han antar at Reusch's verdi for MG på Lista er altfor lav, men han nevner ingen observasjoner som viser dette.

Helland, A., 1903, «Lister og Mandals Amt». I.

Helland, A., 1904, «Nedenes Amt». I.

Helland gir bl. a. en kort oversikt over kvartæravsetningene i amtene. Meget av det stoffet han legger fram er hentet fra eldre litteratur, men noe er nytt, og det vil bli omtalt i det følgende:

«Lister og Mandals Amt»: Helland beskriver her en rekke av de største endemorene som Spangereidmorenen, Asperøymorenen i Lyngdalsfjorden og morenene ved sydendene av Logevann, Sirdalsvann Lyngnevann, Øydevann, Venneslafjorden og Kilefjorden. Flekkefjord by ligger også på en morene, og mellom Mandal og Spangereid er det store morenemasser, skriver han.

Han finner det vanskelig alltid å skille sikkert mellom de marine terrassene og «innlandsterrassene» i dalførene på Sørlandet. Han nevner en masse terrassehøyder, men det går ofte ikke klart fram av beskrivelsene om terrassene er marine eller ei. Den lave marine grense på Lista stemmer dårlig med de høye marine grensene i dalførene nordenfor, hevder han. Jettegrytene med terrassen i Bru-fjellet (Sexe, 1874) antar han er marine. Han synes at vitnesbyrdene om en landstigning i historisk tid er svake. Professor O. Rygh har vist at det såkalte båtstø på Spangereid er en jernaldergravplass, se s. 110.

«Nedenes Amt»: Vogt (1891) mener at Raet går på land ved Haslaodden, mens Øyen (pers. medd.) nå hevder at Ra-morenen fortsetter over grunnene langs kysten videre vestover forbi Grimstad. Øyen mener at det er en «indre morene» som går forbi Mo-Vikkilen, Rore-, Landvig- og Reddalsvann, Kalvell og over Eikeland og Åbåll foran Flakksvann.

De tre førstnevnte stedene på Øyens «indre morene» faller på Ra-linjen, mens de følgende stedene ligger til dels betydelig syd for Ra-linjen, se pl. 1 og 9.

Skagerrakbreen må ha transportert Oslo-blokker langs kysten. Slike blokker er nemlig funnet i endemorener på kysten mellom Grimstad og Langesundsfjorden, og de kan ikke være transportert av drivis, hevder Helland. — *Det er nå funnet rombeporfyrganger i fjellgrunnen på den nevnte kyststrekningen, så noen av blokkene kan skrive seg fra dem. Det er heller ikke utelukket at blokkene først ble transportert langs kysten av drivis og etterpå ble tatt opp av breen fra innlandet under et brefremstøt.*

Skuringsretningen er loddrett på Ra-morenen, hevder Helland. En del huler og jettegryter er omtalt på s. 42—43.

Danielsen, D., 1905: «Om nogle skjælføremster ved Kristiansand».

Leirlaget med glacialfauna som Brøgger (1900) fant ved Kuholmen strekker seg antagelig mot Oddernes kirke og videre oppover langs Torridalselven. Vestenfor Kristiansand er det ved Kolsdalstjern (8—10 m o. h.) funnet en tilsvarende skjellførende glacial-leire, og den inneholder knokler av hval. Det er tilsammen funnet 17 arktiske og 3 boreale arter i disse leiravsetningene, og faunaen svarer om lag til arca-leiret ved Oslo, skriver han. Ved Paaskebjerg ligger leire med en blanding av kalde og varme arter (østers etc.) oppå glacial-leiret. Også på et lavt jorde i Kristiansand så han en tilsvarende blandet fauna. Foran Mølle vann i Kristiansand og ved Sødal ligger lagdelte endemorener, og i dalføret mellom Hannevig og Fidjene finnes det flere morener, hevder han.

Han setter så frem følgende hypotese: På Portlandia-leirets tid stod havet i Kristiansandstraktene lavere enn nå. I den følgende perioden steg havet, og Arca-leiret ble avsatt. Under den fortsatte havstigning på «innsjøperiodens tid» rykket breen frem til de nevnte endemorenene ved Kristiansand. Senere sank havflaten.

Øyen, P. A., 1905, «Tapes decussatus Lin. og Tapes-niveauets geologiske Stilling».

På s. 11—13 beskriver Øyen noen interessante funn på Lista. På Tjørve så han i en ca. 2 m dyp grøft følgende lag, regnet fra markoverflaten og nedover (markoverflaten ligger ca. 5½ m o. h.): Et temmelig mektig lag med torvmuld og muljord; et lag med fin, grå sand med skjellmulder og hele skjell (*Cardium edule*, *Littorina littorea*, *Mytilus edulis*) som er Tapes-nivåets gruntvannsfauna; en

lagdelt, bløt, mørkebrun torvmasse med plantetrevler. Øyen regner med at det nedre torvlag er avsatt over havnivå. Skjellaget oppå torven viser derfor en Tapes-transgresjon, hevder han.

På bunnen av Hanangervann, 4 m o. h., og mellom Borhaug og Langåger, 4—5 m o. h., ble det også funnet fossiler fra Tapes-tiden. Erosjonsterrasser og strandvoller langs kystlinjen viser at Tapes-senkningens øvre grense ligger 9—10 m o. h. Tapes-nivåets nedre «depresjonsgrense» antar han ligger 20 m u. h., så Tapes-oscillasjonen har vært ca. 30 m på Lista.

Dal, A., 1908, «Isbevægelsen og den norske rende».

Dal beskriver først Den norske renne og nevner de forskjellige syn på dannelsesmåten av rennen. Han sier så (s. 293) at det er samstemmighet mellom en del forfattere om at Oslo-blokkene langs Sørlandskysten er ført dit av en brestrøm som har fulgt Den norske renne mot vest. Men Dal finner at isskuringen går vinkelrett mot «rennen», og han mener at det ikke kan bevises at en vestgående bre har ført Oslo-blokkene til Sørlandskysten.

Danielsen, D., 1909, «Glacialgeologiske undersøkelser omkring Kristiansand».

Morenene syd for Flakksvann og Venneslafjorden er sannsynligvis Ra-trinnets morener, og Sødal- og Mølle vann-morenen må være eldre enn glacialleiret ved Kristiansand (se Danielsen, 1905).

Ved Ottraly og Skråstad fant han marleiker med skaller av *Portlandia arctica*, *Saxicava pholadis*, *Mytilus edulis*, *Utricularia pertenuis*, *Hyas araneus* (trollkrabbe), *Balanus crenatus*, to polyppdyr og plantefossiler (blad) av *Salix polaris*, *Salix glauca*, *Betula nana* og muligens *Salix lapponum*, *S. repens* og den arktiske mosen *Hypnum norvegicum*.

Marleikene er funnet i leire ved elvebredden. Faunaen i marleikene svarer til faunaen i Østlandets yoldialeire.

Han nevner også nye funn av skjellforekomster med «arca-fauna» i glacialleirene ved Kristiansand.

Ved Ottraly fant han i leire i havnivå en fossil fauna med *Ostrea edulis* og *Corbula gibba*, som må stamme fra den varmeste postglaciale tid. En ekte østersbanke så han i elvebredden ved Hakkebua i Topdal. Skallene ligger i en sandblandet leire med plantelevninger, 7—8 m over elven. Høyden på terrasseflaten er 15 m tett ved

skjellforekomsten, og terrassen stiger nordover dalen til ca. 20 m o. h. Et stykke nordenfor denne forekomsten er skjellbanken erstattet med et planteførende gytjelag med *Pinus*, *Corylus*, *Quersus*, *Betula alba* etc. Det er et utvalg av Tapes-tidens flora, sier han.

Den marine grense ligger ca. 50 m o. h. i dalførene innenfor Kristiansand, og forholdene ved Hakkebua viser at den Atlantiske strandlinje ligger minst 20 m o. h. Det finnes mange strandlinjer og terrasser ca. 20 m o. h., og disse representerer sannsynligvis Tapes-nivået.

De postglaciale skjellforekomstene ved Paaskebjerg og Ottraly ligger på elveerodert underlag i om lag havnivå. Havflaten må derfor ha stått minst så lavt som i dag før de skjellførende lagene ble avsatt, og den postglaciale transgresjonshøyde må ha vært minst 23—24 m, skriver han.

Holmboe, J., 1909, «En undersjøisk torvmyr ved Nordhassel på Lista».

Et skipsvrak hadde revet torvflak opp fra havbunnen like ved stranden på Nordhassel. Holmboe antar at torvlaget ligger 3—4 m under havflaten. Av de ilanddrevne, undersøkte torvflakene består halvparten av ren ferskvannsgytje med fossiler av *Betula nana* og vannplanter. Den andre halvpart består av myrdynd med rester av svartor, furu, selje, hassel og vannplanter. Gytjen må være avsatt da dvergberken dominerte vegetasjonen og havet stod minst 3 m lavere enn nå, og myrdyndet må være avsatt i Tapes-tiden, hevder han.

Øyen, P. A., 1909, «Skjælbanken ved Kaddeland».

Forekomsten er tidligere beskrevet av Holm (1779), Rasch (1836) og Keilhau (1838).

Det planteførende og det skjellførende laget ligger i en terrasse 7 m o. h., og dette er den mest fremtredende terrassen i området. Terrasseflaten stiger et par m inn mot dalsidene, og det finnes bare svake spor etter høyere terrasser. Øyen fant følgende marine fossiler i skjellaget: *Mytilus edulis*; *Nucula nucleus*; *Cardium echinatum*, edule og fasciatum; *Cyprina islandica*; *Abra alba*; *Macoma fabula*; *Corbula gibba*; *Mya truncata*; *Littorina littorea* etc. Tilsammen fant han 34 arter som alle lever ved våre kyster og i Danmark i dag. Det er en gruntvanns bunn-fauna, hevder han.

Danielsen, D., 1910 a, «Bidrag til Sørlandets kvartærgeologi».

Skuringsstripene i Grimstad-traktene er like friske og har samme retning utenfor som innenfor Ra-morenen. Raet betegner derfor ikke grensen for siste nedising, hevder han.

Det er påfallende meget mindre morenemateriale på kysten ved Kristiansand enn ved Mandal. Morenegruset i et belte langs kysten ved Spangereid (Keilhau, 1838, og Helland, 1903) kan enten betegne grensen for siste nedising eller et opphold i avsmeltningen i sen-glacial tid. Ved Tufteland i Søgne finner han en morene, og han beskriver også Asperøy-morenen i Lyngdalsfjorden (se Helland, 1903).

En rekke nye skjellfunn er omtalt. Mange funn er gjort i Arendal-trakten, men de vil ikke bli nevnt her. Leirer med «arktisk» fauna finner han i lav høyde o. h. ved Nidelven (Skarpnes teglverk) og ved Grimstad. Skarpnesforekomsten ligger 5—7 m o. h. i moreneliknende leire. Den inneholder bl. a. *Mytilus modiolus*, *Leda pernula*, *Astarte compressa*, *Macoma calcaria*, *Mya truncata*, *Saxicava pholadis*, og i noen leirboller i leirtaket fant han *Portlandia lenticula* og *Mytilus modiolus*. I en leirterrasse, ca. 22 m o. h., ved Rygene er det en boreoarktisk fauna, hevder han.

De fleste nye skjell- og plantefunnene er gjort i Tapes-avsetninger i meget lav høyde, 0—5 m o. h. Ved Skarpnes teglverk ligger planteførende, leirholdige sandskikt i en sandterrasse, 4—5 m o. h., og ved Grimstad stasjon og Hesnes fant han marine avsetninger med Tapes-fauna. På flere steder i Søgne så han planteførende lag og leirlag med Tapes-fauna. Forekomsten i en terrasse ved Stausland er kanskje av størst interesse. Terrasseflaten ligger ca. 7 m o. h., og Danielsen fant følgende lag, regnet ovenfra og nedover: Sand og grus uten fossiler; vekslende lag av fin og grov sand med planterester, vesentlig eike- og lindeblad; 1½ m sandholdig, svart leir-gytje m. planterester (*Zostera marina*) og tallrike avtrykk av *Littorina littorea*; 3—4 m grus og sand ned til elveflaten. Ved Tangvall så han et gytjeaktig leirlag under grus- og sandlag som nådde 12—13 m o. h. Forholdene i Søgne tyder på en postglacial landsenkning, sier han. Han beskriver også de tidligere omtalte liknende avsetningene ved Kaddeland i Mandalen (Øyen, 1909) og ved Vigeland i Undalen (Keilhau, 1838).

Ved Nidelven fant Danielsen «sikre» Tapes-terrasser opp til 20 m o. h., men han antar at Tapes-grensen ligger høyere. I Søgne

ligger Tapes-avsetninger i terrasser som når 12—13 m o. h., men han tror at de høyeste terrassene i egnen, ca. 16 m o. h., representerer Tapes-grensen. Den fossilførende Kaddelandterrassen ligger 7 m o. h. og Vigelandterrassen ca. 4 m o. h. Tapesgrensene på disse stedene må ligge noe høyere enn terrasseflatene, mener han.

På Spangereid ligger de høyeste marine terrassene 5 m o. h. Tapes-grensen ligger noe lavere enn den sen-glaciale marine grensen (MG) langs ytre kyststrand på Lista. MG er her ca. 10 m o. h., bestemt ved terrasseavsatser og strandvoller som når 8—11 m o. h. Ved Præstvann er MG ca. 12 m o. h. Siregrunnen er et undersjøisk delta som synes å være avsatt da havet stod om lag 20 m lavere enn nå.

Danielsen mener å ha påvist en postglacial og en glacial landsenkning på Sørlandet. Ved den glacial senknings maksimum stod havet ved Tvedestrand, Kristiansand og på Lista henholdsvis 80 m, 50 m og 10 m høyere enn nå.

Danielsen, D., 1910 b, «Nyt fund av glacial plantefossiler».

Ved Fuskeland i Mandalen fant Danielsen planteavtrykk av en ekte arktisk flora på tynne, leirholdige finsandlag i et sandtak, 14—16 m o. h. *Salix polaris*, *S. glauca* eller *lapponum*, *Dryas octopetala* og muligens *Betula nana* var representert. Floraen svarer til floraen i marleikene ved Ottraly ovenfor Kristiansand (Danielsen, 1909), hevder han.

Øyen, P. A., 1911, «Nogle bemerkninger om raperioden i Norge».

Etter en lang diskusjon om Ra-perioden og Ra-morenene i Norden begynner han beskrivelsen av Ra-morenen på Sørlandet (på s. 32). I en publikasjon i 1889 hevdet Øyen at Ra-morenen går på land mellom Arendal og Grimstad, men i en meddelelse til Helland (1904) mente han at det er en yngre morene som går på land her. Nå vender Øyen tilbake til sitt opprinnelige syn av 1889 og sier at: «Fra Haslaodden fulgte jeg saa morænens ofte oppløste rækker temmelig sammenhengende forbi Mo og indenfor Vikkilen, videre foran Rorvand, Landvikvand og Redalsvand, forbi Kalveld — —».

Nesten alle «Ra-morenene» som Øyen nevner mellom Rorevann og Sirdalsvann ligger til dels temmelig langt syd for de virkelige Ra-morenene, se pl. 1 og pl. 9. Det er som oftest ikke morener, men terrasser Øyen finner på de nevnte stedene. Hans bestemmelser

av Ra-morenene på Svalandshei og ved sydenden av Sirdalsvann er imidlertid riktige.

Danielsen, D., 1912, «Kvartærgeologiske streiftog paa Sørlandet».

Danielsen beskriver her Ra-morenene eller Ra-rand-terrassene vestenfor Fevik, foran Rore- og Syndlevann, ved Tveide, Birkenes, Vennesla, Vigmostad, Liknes og ved sydenden av Sirdalsvann. Han finner det rimelig å anta at det var isfritt land på Lista og Åna-Sira under hele siste istid.

Av spesiell interesse er hans MG-bestemmelser, pl. 9, og hans isobasekart. De fleste MG-bestemmelsene er utført på Ra-rand-terrassene i de forskjellige dalførene, se diskusjonen på s. 72.

Tidligere har han anslått den marine grensen (MG) til å ligge 50 m o. h. ved Kristiansand, men nå tror han at ca. 40 m o. h. er riktigere. I Lyngdal må MG ligge høyere enn de høyeste terrassene ved Aa, 20 m o. h., og Kvelland, 22 m o. h. Terrassene ved Sirnes (Kjerulf, 1879) er ikke marine, og han tror at Åna-Sira-terrassen, 25 m o. h., og høytliggende terrasser på Lista kan være interglaciale. Danielsen antar nå at landhevningene begynte umiddelbart etter Ra-tid på kysten vestenfor Grimstad.

Ved Stokkeland fant han fossiler, sannsynligvis av *Salix polaris* i en varvig leire ca. 18 m o. h., og han parallelliserer disse med plantefossilene ved Fuskeland (Danielsen, 1910). Nye funn av leire med «arktisk» fauna er gjort ved Grimstad kirke, ca. 20 m o. h., ved Eide nær Kalvellfjorden, 10 m o. h., ved Kolsdal og Justvik nær Kristiansand, ca. 5 m o. h., ved Kjelland i Søgne og ved Brennåsen i Greipstad, se pl. 9.

Han nevner også en rekke interessante funn av postglaciale avsetninger. I Bjåvann, ca. 13 m o. h., nær Ålefjær ligger det en østersbanke, og ved Kjelland i Søgne er det funnet en masse postglaciale skjell. Syd for Vigeland i Undalen ligger en skjellbanke med *Tapes*-fauna i et sandlag som han tror fortsetter inn under et lag med leirholdig, torvliknende jordart med plantefossiler som *Zostera marina* (se Keilhau, 1838).

I en bekkeskjæring i en terrasse, 7—8 m o. h., ved Aa kirke i Lyngdal så han følgende lag, nevnt ovenfra og nedover: 1,1 m skiktet sand; 0,7 m myraktig lag; 1 m sterkt planteførende lag; 1,2 m leirholdig gytje med *Littorina littorea*, *Mytilus edulis*, *Cardium edule* og plantelevninger; 0,5 m muldaktig lag med utydelige plantelev-

ninger (hasselnøtter); grus med rullestein. De skjell- og planteførende lagene fant han også igjen i elveskjæringer nærmere havet.

Ved Slimestad nær bunnen av Fedefjorden ligger et opptil 2 m tykt skjell- og planteførende jordlag under sandlag i en terrasse, 5—6 m o. h. Laget hviler på rullesteinsgrus. Fossilene er: *Mytilus edulis*; *Cardium edule*, *C. exiguum*, *Littorina littorea*, *Cyprina islandica*, *Corbula gibba* etc. *Zostera* marine og bjerk er de eneste identifiserte plantelevningene.

Goldschmidt, V. M., 1912, «Geologisch-Petrographischen Studien im Hochgebirge Südlichen Norwegens».

På et kart over Syd-Norge har Goldschmidt tegnet høydekurvene for det subkambriske peneplan. På Sørlandet er kurvene brutte og angir en flate som tangerer de høyeste fjelltoppene. Denne flaten representerer minimumshøyden for det opprinnelige subkambriske peneplan.

Milthers, V., 1913, «Ledeblokke i de skandinaviske Nedisningers sydvestlige Grænseegne . . .».

Milthers nevner her bl. a. at han i strandsonen på Lista fant en mengde Oslo-blokker og noen blokker fra Østersjøområdet, Åland, Dalarne osv.

Hansen, A. M., 1913, «Fra istidene. Sørlandet».

I denne publikasjonen beskriver Hansen først og fremst Ra-avsetningene. I tillegg til de Ra-morenene som er omtalt av Vogt 1891, Danielsen 1912 og Øyen 1911, har Hansen sett Ra-morenene på Ås og Verås, mellom Loland og Vormebrokkene, ved sydenden av Mannflåvann og ved Sandvann nær Sirdalsvann. Høytliggende terrasser ved Øvrebø kirke må være avsatt i en sjø som ble demmet opp av Ra-breen, hevder han. Hansen finner også «Ra-morener» i Kvinesdal, Lyngdal, Audnedal etc., *men disse morenene ligger syd for det markerte Ra-morenebeltet (se pl. 1). En morene mellom Verås og Grovane ligger nordenfor dette beltet. De fleste av de sistnevnte morenene er støtsidemorener, ikke endemorener.*

Syd for Ra-morenene i hoveddalene er det store grusterrasser (dalslep), og i dalsidene er det urer, mens det nordenfor Ra-morenene er lite løsmateriale og nesten ingen urer. Det er derfor lett å lokalisere disse morenene i dalførene, hevder Hansen. Han beskriver Ra-morenene på heiene på begge sider av Otra-dalføret, men han antar

at det vil være vanskelig å finne noen Ra-morene på de andre Sørlandsheiene.

Hansen mener at brefremstøtet på Ra-tid var kortvarig, og at Ra-breen var meget tynn. Ra-tiden kaller han atpaa-istiden, og han antar at den er samtidig med Tapes-senkningen. *Den siste antagelse leder Hansen til en rekke urimelige slutninger om strandforskyvningene og strandlinjene på Sørlandet.* Han mener f. eks. at Ra-strandlinjen skjærer nåværende havnivå ved Grimstad.

Danielsens MG-bestemmelser er utført på Ra-breens dalslep som ikke er marine, hevder Hansen. Det er ikke funnet marine avsetninger høyere enn 20 m o. h. ved Kristiansand. På Lista er den marine grense 7—8 m o. h., og han kan ikke godta argumentene for at den sen-glaciale strandlinje her ligger høyere enn Tapes-strandlinjen. Ved Flekkefjord finner han submarine renner som tyder på at havet har stått 20—25 m lavere enn nå.

Jettegrytene i Brufjellet er dannet av en breelv langs brekanten, og den horisontale trasse-avsats skyldes en hard fjellbenk.

Morenedraget langs kysten fra Mandal over Spangereid, kystryggen på Lista og Siregrunnen er en midtmorene avsatt mellom Skagerrakbreen og breen fra innlandet. NØ-SV-orienterte morenerygger på Lista er drumlines. Ved Flekkefjord ligger 3—4 endemorener etter hverandre. Hansen har også iaktatt støtsidemorener (luvmorener) flere steder på Sørlandet, f. eks. ved Farsund. Han antar at «strandflaten» mangler på Sørlandet fordi kysten her var dekket av innlandsisen dengang strandflaten ble utformet.

Reusch, H., 1915, «Den formodede littorinasenkning i Norge».

Reusch hevder bl. a. at marine avsetninger over lag med ferskvannsgytje ikke nødvendigvis beviser en havtransgresjon. Gytjen kan være avsatt i et vann som er skilt fra havet ved en demning av løsmateriale. Hvis demningen så brister, trenger havet inn og marine lag kan bli avsatt oppå gytjen uten av havflaten har steget. Avsetningene på Nordhassel (Holmboe, 1909) og på Tjørve (Øyen, 1905) kan forklares slik. Reusch er heller ikke overbevist om at Danielsens «transgresjonsavsetninger» i Sørlandsdalførene virkelig er avsatt under en havtransgresjon.

Danielsen, D., 1916 a, «En luftig hypotese».

Hansen (1913) mener at dalslepterrassen mellom Bakkemorenen og Lundevann er supraakvatisk, mens Danielsen hevder at den er

avsatt i Lundevannet som dengang må ha vært demmet opp til et høyere nivå. Danielsen avviser også Hansens angrep på MG-bestemmelsene i Sørlandsdalene. Han erklærer seg uenig i Hansens syn på at urene i dalsidene alltid er påtagelig større utenfor enn innenfor Ra-morenene.

Danielsen, D., 1916 b, «De gamle havmerkene i Brufjellet ved Aaensire».

Seten i Brufjellet ligger 19 m o. h., den er horisontal og mer enn 300 m lang og opptil 27 m bred. 13 jettegryter ligger langs innerkanten på seten. De er opptil 10 m dype og har horisontale akser. I fjellsiden, 2—6 m over seten, finner han huler av utvilsomt marin opprinnelse.

Han antar at «hulene er utarbeidet av bølgeslaget i og litt over havflaten, seten og jettegrytene av drivende is noen meter under havflaten». Havet var dengang «opfyldt av drivis og kalvis fra Hiterøfjorden og fra Aaensire. Al denne isen har vel ikke hat frit avløp, da Skagerakbræen laa og stængte utenfor, og idet nu isstrømmene tørnet sammen ved det sterkt utsatte Brufjell, kan det materiale av grus og sten de førte med sig, ha virket som verktøi for bølgeslag og strøm (og tidevand?) til at svarve ut grytene». Vestenfor kapellet i Åna-Sira ligger en terrasseflate ca. 32 m o. h., og den er sannsynligvis dannet samtidig med seten i Brufjellet. Seten, jettegrytene etc. må være dannet i en istid eldre enn siste istid.

Seten i Brufjellet er også beskrevet i en annen publikasjon av Danielsen (1916 c). *Se også Sexe (1874) og Hansen (1913).*

Ahlmann, H. W:son, 1919, «Geomorphological Studies in Norway».

Syd for Byglandsfjord når Setesdalen gradvis det gamle stadiet, og syd for Hornnes går den over i et «base-levelled» plan som synker jevnt mot syd til skjærgården langs kysten. Forholdene er tilsvarende i de andre Sørlandsdalene. De småkuperte, lave Sørlandsheiene representerer «the base-levelled plain» noe modifisert av iserosjonen. Planet ble dannet i en stabil periode mellom to tertiære landhevningssperioder. Det svarer til strandflaten i Vest-Norge. Landhevingen var liten etterat det omtalte planet ble dannet, men den førte allikevel til en fornyet erosjon med nedskjæring av en ung dalgenerasjon nærmest kysten. Utviklingen av den unge dalgenerasjonen ble sann-

synligvis avbrutt da kvartærtidens første breer dekket området. De fleste «fjordene» på Sørlandet er fjærdar.

Suleng, H., 1921, «Overflateformer og sprækker i Nedeneslandets fjeldbygning».

Erosjonen har fulgt svakhetsspalter forårsaket av tektonisk uro i tidene før siste større landhevning. Et iøynefallende spaltesystem går langs kysten parallelt med retningen Høvåg—Tromøysund. Elvene følger hovedsakelig store vide daler i strøkretningen, eller trange tverrdaler, som oftest i berggrunnens fallretning.

Holmsen, G., 1922, «Torvmyrernes lagdeling i det sydlige Norges lavland».

Holmsen beskriver her bl. a. to myrer fra Lillesand-traktene. Tveidemyren nordvest for Lillesand ligger høyere enn 60 m o. h., og den er 1—2 m dyp. Sphagnumtorv ligger her over «dyndtorv», og i dyndtorven er det funnet pollen av bjerk, furu, lyng, lind og or.

En myr ved Dybvigtjern nordøst for Lillesand ligger 15—16 m o. h., og den er 7—8 m dyp. Det er der observert følgende lag, nevnt ovenfra og nedover: Sphagnum- eller løvtrerik starrtorv, ferskvannsgytje, skjellførende marin sand og leire, ferskvannsgytje. Skjellene i det marine laget er bl. a. østers, og de to gytjelagene inneholder pollen av furu, bjerk og kuldskjære løvtrær. Det marine laget må være avsatt under Tapes-transgresjonen som nådde minst 15—16 m o. h. i dette området.

I en publikasjon om «Vore myrers plantedække og torvarter» har Holmsen (1923, s. 106) beskrevet de plantefysiognomiske forhold i Tveidemyren.

Rekstad, J., 1922 og 1923, «Norges hævnning efter istiden».

I disse to publikasjonene viser Rekstad bl. a. et isobasekart over Norge. Gradienten for den marine grensen er 0,7 m/km mellom Lista og Langesundsfjorden og 0,67 m/km mellom Lista og Oslo. Han bygger på Danielsens MG-bestemmelser på Sørlandet.

Øyen, P. A., 1923, «Om nivåforandringene ved Norges sydvestlige kyst».

Øyen beskriver transgresjonsavsetningene på Tjørve (Øyen, 1905) og to nye funn av torv under marine avsetninger på Hitterøy. Torv-

lagene ligger om lag i havnivå. Ved Korshavn er torvlaget dekket av en skjellbanke, og på den nye kirkegården i Kirkehavn ligger ca. 2 m med sand og muld oppå torvlaget. Torven må være dannet da strandlinjen stod lavere enn nå, og lagene oppå torven må være avsatt i en følgende periode da havet stod høyere enn nå, hevder han. *Se Fægri (1951).*

Øyen, P. A., 1926, «Fjeldgrund og jordbund».

I denne beskrivelsen til Lista bygdebok gir Øyen en oversikt over kvartæravsetningene på Lista. Syd for Krågnsvann, Hanangervann og videre langs ytre kyststrand på Lista ligger sannsynligvis en endemorene. Præstvann er også demmet opp av en endemorene, hevder han. En strandlinje på 20—30 m's dyp skriver seg fra tiden før Tapes-transgresjonen. Skjellbanker med Tapes-fauna er observert flere steder i strandbeltet, lavere enn 6—8 m o. h. Tapes-strandvoller ligger 8—10 m o. h. langs ytre kyststrand, og terrassene, 10—12 m o. h., ved sydvestenden på Præstvann er Tapes-terrasser. Senglaciale strandlinjer og terrasser er observert i forskjellige nivåer opptil 70 m o. h., som er den marine grensen. *Øyen beskriver også andre forhold av interesse, men det vesentligste av dette har han eller andre forskere beskrevet tidligere.*

Bjørlykke, H., 1929, «Jordbunnen på Lista».

Bjørlykke gir først en grundig oversikt over eldre litteratur om Lista. I morenen på Lista finner han ofte vannrullet materiale, og ved Austerstranda ligger foldete lag av sand og mergelleire i morenen. Ved Dyrgevoll så han et ca. 2½ m tykt leirlag (0,7 % kullsur kalk) mellom to brunfargete morenelag. Han antar at de nevnte leirlagene er eldre enn siste istid. I flere dype skjæringer er det observert lagdelt sand og grus under et morenelag. Ved steintellinger i morenen er det bare påvist blokker fra stedet og nærmeste omegn, og han har ikke funnet spor etter noen Skagerrakbre. Med unntak av en syenittblokk som Reusch (1900) har sett, er fremmedblokker bare funnet i strandsonen under den marine grense, hevder han. Han antar at fremmedblokkene er transportert med dravis.

Morener og åser som ligger over 9—13 m o. h. er ikke havpåvirket. Tapes-grensen er ca. 8,5 m o. h. ved ytre kyststrand og ca. 9,5 m o. h. ved Præstvann. Den senlaciale marine grensen er ca. 12 m o. h. ved Præstvann, ca. 13,5 m o. h. ved Kjørrefjord og sannsynligvis noe lavere enn Tapes-grensen ved ytre kyststrand på Lista.

I kanalen fra det uttappede Nordhasselvann ligger et 0,5 m tykt torvlag under en strandvoll med kamhøyde ca. 8 m o. h. Torvlaget ligger på moreneleire, og det inneholder bl. a. or.

Hansen, A. M., 1929, «Bre og biota».

Hansen beskriver her ingen nye observasjoner fra Sørlandet. Han uttaler bl. a. at kvartæravsetningen på Sørlandet er lite kjent, og om Ra-breen skriver han: «Noen sammenhengende storberand har ikke latt sig påvise. Det er bare selv daljøklene som setter merker, bare på begge sider av Otra og mellom Manna og Audna fant jeg tydelig berandavsetning opp på heiene i 200—300 m høide.»

Danielsen, D., 1929, «Frå skjelbankane på Agder».

I tillegg til tidligere beskrevne skjellfunn nevner Danielsen noen nye funn. Leire med glacial fauna observerte han på Justøy, 5 m o. h.; ved Drange, 13 m o. h.; i Vågsbygd og ved Grimsbekken i Kristiansand. Skjellbanker med Tapes-fauna så han i Reddalsvann, ved Prestøy, flere steder på Lista og ved ytre Øye, se pl. 9.

En kanal er gravd igjennom den ca. 8 m høye strandvullen som demmer opp Neseimvann på Lista. Under strandvullen ligger en østersbanke i en svart humusholdig sand med planterester i om lag havnivå. Innenfor det høyeste partiet på strandvullen ligger i lav høyde et jordlag med stubber på rot, og i andre blotninger fant han to planteførende lag som var dekket av grus. Det yngste planteførende laget er 1 m tykt og består av nesten bare planterester, hassel, eik etc. Danielsen antar at østersbanken er eldre enn stubbelaget og de andre planteførende lagene. Den er avsatt under en første transgresjon, og gruset oppå stubbelaget og gytjelagene er sannsynligvis avsatt under en yngre transgresjon.

Nummedal, A., 1933, «Kan det finnes flintplasser på kyststrekningen mellom Kristiansand og Ålesund?».

Fosna-boplasser finnes bare på steder med en marin grense høyere enn 40—50 m o. h. på kyststrekningen Østfold—Nordland. På strekningen Kristiansand—Ålesund er den marine grensen så lav at man vel neppe kan finne Fosna-boplasser der, hevder han bl. a.

Strøm, K. M., 1936, «Land-locked waters».

Om forholdene på Sørlandet skriver han bl. a. at Framvaren, Lyngdalsfjorden og Lenefjorden er typiske fjorder, men de såkalte

fjordene mellom Lindesnes og Arendal er lite distinkte utgravninger av isen i en landplate med varierende struktur. Snigsfjorden er en druknet dal med en endemorene på tvers. Bunnprøver i Sørlandsfjordene viser ofte svart gytje over leire. Disse fjordene er nå dårlig ventilerte, mens de var bedre ventilerte i Tapes-tid. Strøm gir også opplysninger om dybdeforhold osv. i en rekke fjorder.

Nielsen, S., 1936, «Bredemte sjøer i Setesdalen».

Nielsen finner terrasser avsatt i bredemte sjøer i traktene omkring Kilefjorden. Mellom Hægeland kirke og Kilefjorden ligger det betydelige terrasser som han mener er brerand-terrasser, og også i dalene nordfor Kilefjorden påviser han randterrasser. Helningen på terrassene viser en skrå landhevning med en stigning på 0,6 m/km i N-S-lig retning.

Barth, T., 1939 a, «Geomorphology of Vest-Agder Fjord-Land».

Barth beskriver og analyserer de forskjellige landskapsformene meget grundig. Han påpeker sprekkenes avhengighet av berggrunnsstrukturen. Mange sprekker er parallelle med, de mest iøynefallende går på tvers av, og noen få går på skrå av strøkretningen. Fjorder med bratte, rette sider, f. eks. Fedafjorden er som oftest utarbeidet langs tverrsprekker. Heiene ved kysten har ofte flate topp-partier, 200—400 m o. h. De svarer utvilsomt til et gammelt peneplan. Den uregelmessige, småkuperte Sørlandstopografien må skyldes kjemisk forvitring. Med den tertiære landhevning startet en ny erosjonscyklus.

Han påpeker også en rekke glaciale landskapsformer som U-daler etc. Noen fjorder fortsetter ikke i noen dal på land, f. eks. Ofte- og Lenefjord, så de må helt og holdent være gravd av isen. Ved Lista er fjelltopper ofte bratte og ru, og det er mulig at de sydvestligste områdene på Lista ikke var dekket av is under siste istid. Den post-glaciale elveerosjon og bølgeabrasjon har vært liten.

Barth, T., 1939 b, «Norske mineraler av beidellit-gruppen».

Ved Eigelandsbrokka på Lista og i Oftedalsbakken øst for Lyngdal har han funnet beidellit i forvitningsmaterialet til kvarts-monzonittiske bergarter. Beidellit kan neppe dannes her i vårt nåværende klima, så det er sannsynligvis dannet ved preglacial forvitring. Beidellitholdig forvitningsleire er også funnet på flere steder i Mandaltraktene.

Bugge, A., 1939, «Trekking av Sørlandets Geomorfologi».

Rivningsbreksien som følger Topdalen og dalsenkningen over Tokkevann mot Porsgrunn skiller mellom Bambleformasjonen og Telemarkformasjonen. I Bambleformasjonen er det en rik variasjon i bergarter, og vegetasjonen er frodig. Heiene er lave og daler og sund følger ofte den NØ-SV-lige strøkretningen eller går på tvers av denne. Telemarkformasjonen består hovedsakelig av gneisgranitter. Vegetasjonen er her sparsom, heiene er høye og hoveddalen følger strøkretningen som stort sett er N-S-lig.

Holtedahll, O., 1940, «The Submarine Relief off the Norwegian Coast».

Karter i målestokk 1 : 2 400 000 og 1 : 500 000 viser dybdeforholdene langs kysten. Han trekker forkastningslinjer langs Fedefjorden og langs ytre kystrand på Sørlandet.

Flere submarine rygger mellom Lista og Kristiansand kan være endemorener.

Evers, W., 1941, «Grundzüge einer Oberflächengestaltung Süd-norwegens».

Evers finner at landoverflaten i Syd-Norge danner trappetrinn med flater 0, 200, 400, 600, 800 og 1000 m o. h. Han har observert flere av disse flatene (Rumpftreppen) ved Kristiansand og Egersund. De er dannet ved subaeril erosjon, hevder han. Strandflaten er den yngste flaten, og den er eldre enn istidene.

Kraugerud, T., 1941, «Landskapsformer i Vest-Agder, avhengighet av bergart, skifrihet og sprekker».

Fjelltoppene ved kysten ligger på et horisontalt plan ca. 330 m o. h. Innenfor dette kystområdet stiger planet gjennom fjelltoppene jevnt mot nord. Han påpeker sprekker som avhenger av berggrunnsstrukturen (Barth, 1939) og sprekker som synes å gå uavhengig av berggrunnsstrukturen. Vestenfor Sirdalen og langs kysten østover mot Mandalen er de største dalene og fjordene utarbeidet etter et sprekkssystem med ØNØ-VSV-lig retning, et kaledonsk sprekkssystem. De største dalene mellom Sirdal og Setesdal danner en vifte med ut-spring i Bykleheiene. Retningen på disse dalene er bestemt av fjell-overflatens helning. Han har også påvist en gammel og en ung dal-generasjon i flere av dalførene.

Slettebø, H., 1946, «En undersøkelse av Siravassdragets morfologi og hydrologi, spesielt av dets to innsjøer Lundevann og Sirdalsvann».

Slettebø gir her bl. a. en rekke opplysninger om kvartær-avsetningene. Den høyeste terrassen ved Ana-Sira ligger ca. 30 m o. h., og den må være interglacial. Mellom Lundevann og Sirdalsvann ligger terrasser i flere nivåer som svarer til oppdemningsnivåer av Lundevann. En morene eller bre må ha demt opp dette vannet. Mellom Tonstad og Haughom stikker en grusrygg, en endemorene, ut i Sirdalsvannet.

Terjesen, K. E., 1946, «Morfologiske og kvartærgeologiske undersøkelser ved Nidelvas nedre løp».

Fordelingen av løsavsetningene er vist på et kart. Skuringsstripene har en retning loddrett på kysten, og de har samme retning utenfor som innenfor Ra-ryggen, se pl. 1. Like over havnivå finner han på Bryllupsholmen følgende lag: Øverst et mergellag som i øvre del nærmest er en østersbanke, så et rullesteinslag og underst et lag med skaller av en arktisk fauna.

Dette og liknende forhold på andre nærliggende steder, tyder på at stranden lå i om lag nåværende havnivå før Tapes-transgresjonen, hevder han. De fleste tydelige strandlinjene ligger ca. 14 m o. h., og store terrasser ligger ca. 20 m o. h. Han antar at en strandlinje, 24 m o. h., ved Trålom nær Fevik representerer Tapes-grensen.

Aakhus, K., 1947, «Trek av Setesdalens geomorfologi og kvartærgeologi».

Aakhus beskriver terrasser etc. i traktene omkring Byglandsfjorden. Nielsens (1936) landhevninggradient på 0,6 m/km er for høy, skriver han, og han finner selv en skrå landhevning på 0,5 m/km i retning N-S.

Edwin, O. F., 1948, «En blokkundersøkelse på Sørlandskysten».

Edwin har bl. a. bestemt forholdstallet mellom antall rombeporfyrblokker og antall grunnfjellsblokker på en mengde lokaliteter langs kysten. Forholdstallet øker fra 0/100 ved Lindesnes til 9,2/100 ved y. Ulvøy ved Kristiansand, og herfra avtar det jevnt østover til 2/100 på Tromøy. Innenfor Ra-morenen, østenfor Tromøy, er forholdstallet 0,5/100. Av dette slutter han at blokktransporten må ha foregått med dravis, for en stor del på Ra-tid.

Den avtagende mengde med rombeporfyrblokker fra Ulvøy til Tromøy kan skyldes en sterk økning i lokalt morenemateriale henimot Ra-morenen, men det kan også skyldes at de sydvestligste områdene ble først isfrie slik at transporttiden for rombeporfyrblokkene har vært lenger nær Ulvøy enn nær Tromøy. Transporttidens marine nivå må ha vært meget lavt på Lindesnes. Brenningene har fjernet blokker på skrånende fjellflater opp til 15—16 m o. h. på Skjernø og 8—10 m o. h. på Lindesnes, og han antar at den marine grensen er henholdsvis 8—10 og 5—6 m o. h. på de to stedene. Blokker av rombeporfyrkonglomerat er sannsynligvis fraktet med vinteris, mener han. Se skuringsobservasjonene på pl. 1.

Heimdal, K., 1949, «Noen kvartærgeologiske undersøkelser i Spangereid og Audnedalen».

Med denne hovedfagsoppgaven følger et kart over løsavsetningene. Heimdal finner en sterk konsentrasjon av morenemateriale i et ca. 2 km bredt belte over Spangereid, Syrdal og Skogsfjord. I dette beltet ligger Spangereidmorenen og Snigsfjordmorenen. Ved Vigmostad og Geislafoosså han morener, men han kunne ikke finne Hansens (1913) Ra-morene i Konsmo. Endemorenen syd for ytre Øydnavann er den mest markerte morenen i Audnedal. Ved nordenden av ytre Øydnavann ligger en esker.

Den marine grense stiger fra 18—19 m o. h. på Lindesnes til 38 m o. h. i Vigmostad, og Tapes-grensen stiger fra 9—10 m o. h. på Lindesnes til ca. 13 m ved Buhølen i Audnedal, se pl. 9. I lav høyde o. h. finner han på et par steder postglaciale skjellbanker, og ved Våge på Lindesnes ligger en slik skjellbanke oppå et torvlag med trestubber, se pl. 9. Det tidligere beskrevne postglaciale gytjelaget i Undalen (Danielsen, 1912) strekker seg oppover dalen til Buhølen.

Fægri, K., 1949, «Studies on the Pleistocene of western Norway, IV».

Fægri hevder her bl. a. at granen er en sen innvandrer og har nettopp nådd Lyngnevantraktene på sin vandring fra Øst-Norge mot vest. Ved pollenanalyse av en myr ved Skeie påviser han lag fra Atlantisk-, Subboreal- og Subatlantisk-tid, og bare i øvre del av det subatlantiske laget finner han pollen fra gran som har vokset på stedet. *Se også Fægri, 1950.*

Selmer-Olsen, R., 1950, «Om forkastninger og oppbrytningssoner i Bambleformasjonen».

Det blir her bl. a. pekt på forkastningslinjens betydning for dreneringen. Ved siden av de store forkastningene finnes det også forkastningslinjer i skjærgården langs kysten. Bergartenes sprøhet spiller stor rolle ved utformingen av landskapet.

Fægri, K. og Sollesnes, A. F., 1951, «Pollenanalytisk undersøkelse av to avleiringer fra Norges sydvestlige kyst».

Ved Sigersvoll på Listahalvøya ble det funnet et «myrlag» ca. 3,5 m under havflaten. Myrlaget ligger på leire og under lag av leire og grus. «Myrlaget» ble sannsynligvis avsatt mellom tidlig Boreal- og tidlig Atlantisk-tid. Funnet av kristornpollen viser at den boreale vinter var mild. Torvlaget i Kirkehavn på Hitterøy (Øyen, 1923) er en marin gytje som sannsynligvis er avsatt på overgangen mellom Atlantisk- og Subboreal-tid.

Plewe, E., 1952, «Klufftektonische Züge im Landschaftsbild Südnorwegens».

Plewe har laget et kart over daler som er utarbeidet langs sprekker i kystområdet Mandal—Grimstad. *De fleste sprekkeretningene som han derved påviser, er også kjent fra eldre publikasjoner, f. eks. Kjerulf, 1879.*

Heiseldal, A., 1953, «Noen kvartærgeologiske undersøkelser i Lyngdal og omegn».

Med hovedfagsoppgaven følger et kart over løsavleiringene. Heiseldal har funnet en randmorene som går praktisk talt sammenhengende tvers over heiene mellom Lyngdalsfjorden og Leinefjorden. Han knytter derved en helt sikker forbindelse mellom Spangereidmorenen og Asperøymorenen. Foran Lyngnevann ligger også en kraftig endemorene, men den største endemorenen ligger ved Eiken i nordenden på Lyngnevann. Det har ikke lyktes ham å finne Hansens (1913) Ra-morene ved Snartemo. Ved Optedal ligger en esker. Den marine grensen og Tapes-grensen er bestemt på en rekke steder, se pl. 9. Skuringsstripene har en SV-lig retning nær kysten, se pl.1.

Holtedahl, O., 1953, «Norges geologi» Bd. II.

På «Glacialgeologisk kart over Norge» er avsatt skuringsretninger og morener på Sørlandet. Korte oversikter over Sørlandets kvartærgeologi er gitt på s. 686—690 og s. 799—804.

Andersen, B., 1954, «Randmorener i Sørvest-Norge».

På et oversiktskart er tegnet en praktisk talt sammenhengende Ra-morene mellom Ryfylkeheiene og Syndlevann, og det er gitt en kort foreløpig meddelelse om arbeidet med å kartlegge denne morenen.

Fuglestvedt, F., 1954, «Limnologiske undersøkelser av innsjøene Rore og Syndle».

Fuglestvedt gir bl. a. en rekke interessante opplysninger om dybdeforhold etc. i de to vannene.

Danielsen, D., 1955 og 1957. «Geologi» Heimbygdkunnskap, Vest-Agder Fylke, 1955. «Geologi» Torridal Sørenskriveri, 1957.

Det blir her gitt korte oversikter over kvartærgeologien. Av spesiell interesse er beskrivelsene av de varvige leirene ved Kvarstein i Torridal og ved Hannevik like vest for Kristiansand. De oppmålte varvavsetningene ved Hannevik er varvkronologisk datert av G. De Geer (1940). Han finner at alderen er ca. 11 200 år før nåtid.

Undås, I., 1955, «Nivåer og boplasser i Sør-Norge».

Undås trekker isobaser for Tapes-nivået og for de senglaciale marine grensene. På Sørlandet er det hovedsakelig Danielsens observasjoner han bygger på. Ved å studere forløpet av isobasene og sammenlikne strandhøydene på Sørlandet med strandhøydene i Tanners strandlinjediagram finner han at Sørlandet ble tektonisk senket like etter f-nivåets tid og sannsynligvis også i yngre postglacial tid. En slik senkning kan være grunnen til at Fosna-boplassene mangler på Sørlandet, hevder han.

Hafsten, U., 1956, «Pollen-analytic investigations on the late Quaternary development in the inner Oslofjord area».

Hafsten viser her også pollendiagrammer fra Fluetjern i Oddernes og Cladiumtjern i Søgne. Han påviser lag fra Preboreal- (Sone 4), Boreal- (Sone 5 og 6), Atlantisk- (Sone 7), Subboreal- (Sone 8) og

Subatlantisk-tid (Sone 9). Inndelingen i soner kan skje etter samme retningslinjer som i Oslo-området, hevder han. Men Quersus-kurven stiger tidligere på Sørlandet, slik at grensen mellom sone 7 og 8 må settes ved nedgangen i *Ulmus*, og grensen mellom sone 8 og 9 er ikke helt klar.

Hafsten, U., 1958, «Funn av boreale furustammer fra Oddernes i Vest-Agder. Påvisning av Tapes-transgresjonen».

I en terrasse ved Oddernes skole er funnet følgende lag: 2 m marin leirgytje over 1,2 m torv med furustammer i nedre del. Torven ligger på sand- og gruslag. Terrasseflaten er 9,5 m o. h. ved finnestedet, men den hever seg til 11,5 m like ved. Pollenanalysene viser at torven er Boreal, og oversvømmelsen skjedde i slutten på Boreal-tid og begynnelsen på Atlantisk-tid. Den marine leirgytje er avsatt i Atlantisk- og begynnelsen på Subboreal-tid. Transgresjonen tar slutt like over sonegrensen mellom Atlantisk- og Subboreal-tid, hevder Hafsten.

Gabrielsen, G., 1959, «A Marine Transgression of Boreal Age in the Southernmost Part of Norway».

I en forsenkning med terskelhøyde 2 m o. h. ved Dostad øst for Mandal ligger et lag med marin diatoméjord oppå et ca. 1,5 m tykt lag med planteførende torv og gytje som igjen ligger på marin leire. En diatomé-analyse av torv-gytje-laget viser bare ferskvannsdiatoméer i nedre del og en overgang til bare saltvannsdiatoméer i aller øverste del. Prøver fra de øvre 2—3 cm og fra nedre 2—3 cm av torv-gytje-laget er C-14-datert, og alderen er henholdsvis 9410 ± 220 år og 8770 ± 100 år før nåtid. Pollenanalyser av de C-14-daterte sonene viser 15—17,5 % *Corylus*- og praktisk talt ikke *Alnus*-pollen. Forholdene tyder på at havet har transgredert inn over 2 m's nivået nær Mandal for om lag 8800 år siden.

Litteraturliste.

- Ahlmann, H. W:son: (1919). Geomorphological Studies in Norway. Geogr. Annaler.
— (1948). Glaciological Research on the North Atlantic Coasts. The Royal Geographical Society, Research Series: No. I.
- Andersen, B.: (1954). Randmoreener i Sørvest-Norge. N. Geogr. T., Bd. 14.
- Asklund, B.: (1935). Gästrikländska fornstrandlinjer och Nivåförändringsproblem. S. G. U. ser. C., No. 391.
— (1936). Den marina skalbärande faunaen och de senglaciale nivåförändringarna. S. G. U. Ser. C., No. 393.
- Barth, T.: (1939 a). Geomorphology of Vest-Agder Fjord-Land. N. Geogr. T., Bd. 7.
— (1939 b). Norske mineraler av Beidelit-gruppen. N. Geol. T. No. 19.
— (1945). Geological Map of the Western Sørland. N. Geol. T., Bd. 25.
- Bergsten, K. E.: (1943). Isälvsfält kring Norra Vättern. Medd. f. Lunds Geogr. Inst. Avh. VII.
- Bjørlykke, H.: (1929). Jordbunnen på Lista. Jordbunnsbeskrivelse nr. 25. Medd. f. Norges Landbrukshøyskole Bd. 9.
- Björnsjö, N.: (1949). Israndstudier i södra Bohuslän. S. G. U., Ser. C, No. 504.
— (1952). Bohussunden och den senglaciale landhöjningen. Göteb. Kungl. Vet.- och Vitt.- Samhälles Handl., 6:te följd, Ser. B., Bd. 6, No. 8.
- Brøgger, W. C.: (1900—1901). Om de senglaciale og postglaciale nivåförändringar i Kristianiafeltet. N.G.U. No. 31.
- Bugge, A.: (1939). Trekk av Sørlandets Geomorfologi. N. Geogr. T. Bd. 7.
— (1941). En oversikt over arbeidet i det sydnorske grunnfjell. N. Geol. T., Bd. 21, s. 230.
- Dahll, T.: (1861 a). Om de fossile Hvalben paa ydre Flekkerø ved Christiansand. Forh. i Vid.-Selsk. i Christiania.
— (1861 b). Om Runeskriften ved Framvaren. Forh. i Vid.-Selsk. i Christiania.
- Dal, A.: (1907). Et træk ved Sørlandets hydrografi. Naturen 1907, s. 277.
— (1908). Isbevægelsen og den norske rende. Naturen No. 32, s. 291.
- Danielsen, D.: (1905). Om nogle skjælføremster ved Kristiansand. Nyt. Mag. f. Naturvid. Bd. 43, s. 147, Christiania.
— (1906). Skjælbankestudier i den østlige del av Nedenes amt. Nyt. Mag. f. Naturvid. Bd. 44.
— (1909). Glacialgeologiske undersøkelser omkring Kristiansand. Nyt. Mag. f. Naturvid. Bd. 47.
— (1910 a). Bidrag til Sørlandets kvartærgeologi. N.G.U., No. 55.
— (1910 b). Nytt fund av glacielle plantefossiler. Naturen 34, s. 318.

- Danielsen, D.: (1912). Kvartærgeologiske streiftog paa Sørlandet. *Nyt Mag. f. Naturvid.* 50, s. 263.
- (1916 a). En luftig hypotese. *N. Geol. T.* No. 4, s. 25.
 - (1916 b). Seten i Brufjeldet ved Aanesire. *Naturen* No. 40.
 - (1916 c). De gamle havmerkene i Brufjeldet ved Aanesire. *N. Geol. T.* No. 4, s. 85.
 - (1929). Frå skjellbankane på Agder. *N. Geol. T.*, Bd. 10, s. 216.
 - (1932). Eit par geologiske småting fra Hornnes. *N. Geol. T.*, Bd. 12, s. 180.
 - (1955). «Geologi». Vest-Agder Fylke. Heimbygdkunnskap. Utgitt av Vest-Agder lærarlag.
 - (1957). «Geologi». Torridal Sorenskriveri. Kristiansand S.
- De Geer, G.: (1909). Dal's Ed. Some stationary Ice-border of the last Glaciation. *G. F. F.*, No. 31.
- (1910). Södra Sverige i senglacial tid. Öfversiktskarta. Utgitt av Sv. Geol. Unders. Stockholm.
 - (1940). *Geochronologia Suecica Principes*. Kgl. Sv. Vet. Ak. Hdl. Ser. 3, No. 18.
- Edwin, O. F.: (1948). En blokkundersøkelse på Sørlandskysten. Hovedfagsoppgave i geografi ved Univ. i Oslo, 1948 I.
- Evers, W.: (1941). Grundzüge einer Oberflächengestaltung Südnorwegens. *Deutsche Geogr. Blätter*, Bd. 44, Bremen.
- Firbas, F.: (1949). *Waldgeschichte Mitteleuropas*. Bd. 1. *Allgemeine Waldgeschichte* Gustav Fischer, Jena.
- Flor, M. R.: (1811—17). *Oekonomisk Reise til Lister og Jedderen, foretaget 1810*. Top. stat. Saml. af Selsk. f. Norges Vel, I D, Bd. 2.
- Florin, S.: (1944). Havsstrandens förskjutningar och bebyggelsesutvecklingen i östra Mellansverige under senkvartär tid. *G. F. F.* Bd. 66.
- From, E.: (1953). Nya C 14-dateringar av Allerød-tiden. *G. F. F.* Nr. 75, s. 403.
- Fuglestedt, F.: (1954). *Limnologiske undersøkelser av innsjøene Rore og Syndle*. Hovedfagsoppgave i fysisk geografi ved Universitetet i Oslo.
- Fægri, K.: (1939). Features of the Late-Glacial Development of Northern Jæren and the Adjacent Highlands. *N. Geogr. T.*, Bd. VII.
- (1939—40). Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen, II. Zur spätquartären Geschichte Jærens. *Bergens Mus. Arb.* No. 7.
 - (1944). Studies on the Pleistocene of Western Norway. III. Bømlø. *Bergens Mus. Arb.*, 1943.
 - (1949). Studies on the Pleistocene of Western Norway. IV. Univ. i Bergen Arb. *Naturvid. rekke I*.
 - (1950). Omkring granens innvandring i Vest-Norge. *Naturen* No. 74.
- Fægri, K. og Sollesnes, A. F.: (1951). Pollenanalytiske undersøkelser av to avleiringer fra Norges sydvestlige kyst. *Blyttia*, Bd. 9, s. 41.
- Gabrielsen, G.: (1959). A Marine Transgression of Boreal Age in the Southernmost Part of Norway. *Nature*, Vol. 183, pp. 1616—1617.
- Gillberg, G.: (1952). Marina gränsen i västra Sverige. *G. F. F.* Nr. 74.
- (1955). Den glaciala utvecklingen inom Sydsvenska höglandets västra randzon I. *Glacialerosion och moränackumulation*. *G. F. F.*, Bd. 77.
 - (1956). Den glaciala utvecklingen inom Sydsvenska höglandets västra randzon II. Sista avsmeltningstidens ackumulationsformer. *G. F. F.*, Bd. 78.

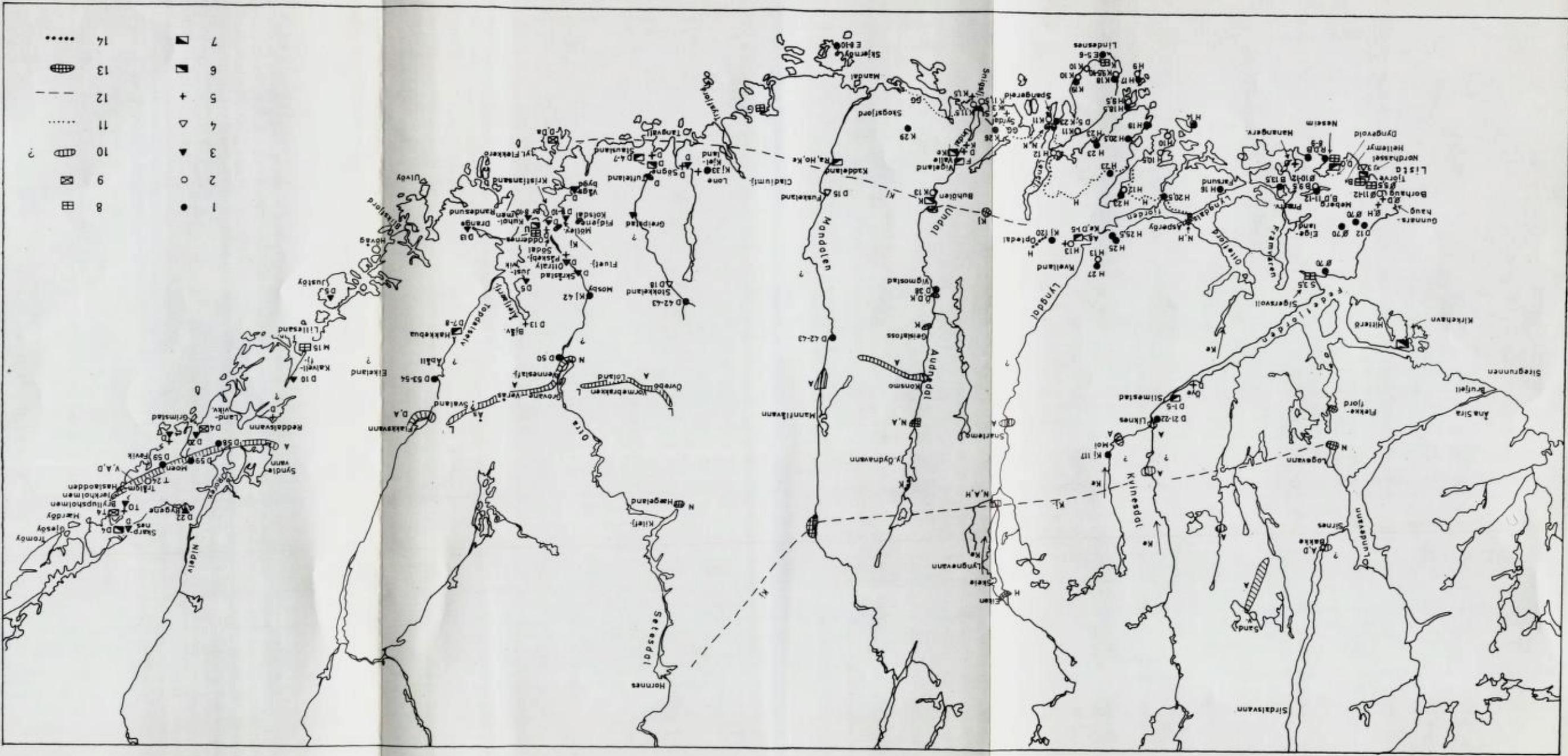
- Godwin, H.: (1943). Coastal peat beds of the British Isles and North Sea. *The Journal of Ecology*, Vol. 31, No. 2, s. 239.
- Goldschmidt, V. M.: (1912). Geologisch-Petrografische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. *Vid.-Selsk. i Kristiania Skr.*, I Mat.-Naturvit. kl. nr. 19.
- Granlund, E.: (1928). Senglaciale strandlinjer och sediment i västra Bergslagen. *S. G. U. Ser. C*, No. 349.
- (1943). Beskrivning till jordartskarta över Västerbotens län nedanför odlingsgränsen. *S. G. U. Ser. Ca*, No. 26.
- Granlund, E. og Lundqvist, G.: (1949). *Sveriges Geologi*, Stockholm.
- Gross, H.: (1958). Die bisherigen Ergebnisse von C 14-Messungen und paläontologischer Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. *Eiszeitalter und Gegenwart* Bd. 9, s. 155. Öhringen-Württ.
- Hatsten, U.: (1956). Pollen-analytic investigations on the late Quaternary development in the inner Oslofjord area. *Univ. i Bergen Arb. Naturvid. rekke Nr. 8*.
- (1958). Funn av boreale furustammer fra Oddernes i Vest-Agder. *Påvisning av Tapes-transgresjonen*. *N. Geol. T.* Bd. 38.
- Halden, B.: (1929). *Kvartärgeologiska diatomacestudier belysande den postglaciala transgressionen å svenska Västkusten*. *G. F. F.* Bd. 51, No. 378.
- Hansen, A. M.: (1913). *Fra isiderner. Sjørandet*. *Vid.-Selsk. i Kristiania Skr.* I. Mat.-Naturvid. kl. Bd. 2.
- (1929). *Bre og biota*. *Det Norske Vid.-Akad. i Oslo Skr.* Mat.-Naturvid. kl. Bd. 3.
- Heimdal, K.: (1949). Noen kvartærgeologiske undersøkelser i Spangereid og Aundedalen. *Hovedfagsoppgave i fysisk geografi ved Univ. i Oslo*, 1949 II.
- Heiselid, A.: (1953). Noen kvartærgeologiske undersøkelser i Lyngdal og omegn. *Hovedfagsoppgave i fysisk geografi ved Univ. i Oslo*, 1953.
- Helland, A.: (1903). *Lister og Mandals Amt*, I.
- (1904). *Nedernes Amt*, I.
- Hessland, I.: (1946). *Marine Schalenablagningen Nord-Bohuslans*. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, Vol. 31, s. 149.
- Hjulström, F.: (1953). På expedition till isländska sandurfält 1951 och 1952. *Medd. från Uppsala Univ. Geogr. Institution*, Ser. A. No. 88.
- Holm, P.: (1979—94). *Forsøg til en Beskrivelse over Lister og Mandals Amter*. *Norge. Topogr. Journal f. Norge*, 11. hefte.
- Holmboe, J.: (1903). *Planterester i norske torvmyrer*. *Vid.-Selsk. Skr.* No. 2.
- (1909). *En undersjøisk torvmyr ved Nordhassel på Lista*. *Naturen* No. 33, s. 235.
- Holmsen, G.: (1922). *Torvmyrernes lagdeling i det sydlige Norges lavland*. *N. G. U.*, No. 90.
- (1923). *Vore myrers plantedække og torvarter*. *N. G. U.*, No. 99.
- Holtebahl, O.: (1924). *Studier over istrand-terrassene syd for de store østlandske sjøer*. *Vid.-Selsk. Skr.* I. Mat.-Naturvid. kl., No. 14.
- (1935). *Den norske landmasses begrænsning mot havet*. *N. Geogr. T.* Bd. 5.
- (1940). *The Submarine Relief off the Norwegian Coast*. *Det Norske Vid.-Akad. i Oslo*.
- (1953). *Norges geologi*. *Bd. 2*. *N. G. U.*, No. 164.

- Hörner, N.: (1927). Brattforsheden. Ett värmlandskt randdelta-komplex och dess dyner. S. G. U., Ser. C, no. 342.
- Iversen, J.: (1942). En pollenanalytisk Tidfastelse af Ferskvandslagene ved Nørre Lyngby. Medd. f. Dansk. Geol. F., Bd. 10, H. 2.
- (1945). Diskusjonsinnlegg. G. F. F., Bd. 69, s. 215.
- (1953). Radiocarbon Dating of the Allerød Period. Science Vol. 118, p. 9.
- (1954). The Late-Glacial Flora of Denmark and its Relation to Climate and Soil. D. G. U. II Række, Nr. 80, s. 87.
- Jessen, A. og Nordmann, V.: (1915). Ferskvandslagene ved Nørre Lyngby. D. G. U. 5. R., No. 29.
- Jessen, A.: (1936). Vendsyssels Geologi. D. G. U. R. V, No. 2.
- Kallevik, N.: (1947). Strandlinjeundersøkelser på sydsiden av Haugesundshalvøya. Hovedfagsopp. i fysisk geografi ved Univ. i Oslo.
- Kalm, P.: (1759). En resa til Norra America. Kungl. Svenska. På Vetenskaps Academiens befallning. Tom I. Stockholm.
- Keilhau, B. M.: (1838). Om Landjordens Stigning. Undersøgelser om hvorvidt i Norge, saaledes som i Sverrig, findes Tegn til en Fremstigning af Landjorden i den nyere og nyeste geologiske Tid. Nyt. Mag. f. Naturvid. Bd. I.
- (1840). Reise i Lister- og Mandals-Amt i sommeren 1839. Nyt. Mag. f. Naturvid. Bd. 2, H. 4.
- Kjerulf, Th.: (1871). Om skuringsmærker, glacialformationen og terrasser. Samt om grundfjeldets og sparagmitfjeldets mægtighed i Norge. I. Grundfjeldet. Univ. program f. første halvår 1870, Kristiania.
- (1878). Stenriget og Fjeldlæren. Kristiania.
- (1879). Udsigt over det sydlige Norges Geologi. m. Atlas., Kristiania.
- Kraugerud, T.: (1941). Landskapsformer i Vest-Agder, avhengighet av bergart, skifrihet og sprekker. Hovedfagsoppgave i fysisk geografi ved Univ. i Oslo.
- Lund, F.: (1951). Kvartærgeologiske undersøkelser i Hjelmeland Ryfylke. Hovedfagsopp. i fysisk geografi ved Univ. i Oslo.
- Lundqvist, G.: (1943). Norrlands jordarter. S. G. U., Ser. C, No. 457.
- Lundqvist, G. og Granlund, E.: (1949). Sveriges Geologi. Stockholm.
- (1954). Räckflor, ändmoräner och isrecessionslinjer. I Atlas över Sverige, h. 21—22. Utgitt av Svenska Sällskapet för Antropologi och Geografi. Stockholm.
- (1957). C-14-analyser i svensk Kvartärgeologi. S. G. U. Ser. C, No. 555.
- Manley, G.: (1951). The Range of Variation of the British Climate. The Geogr. J. Vol. 67, s. 43.
- Mertz, E. L.: (1924). De sen- og postglaciale Niveauforandringer i Danmark. Danmarks Geol. U., II. R., Nr. 41.
- Milthers, V.: (1913). Ledeblokke i de skandinaviske Nedisningers sydvestlige Grænseegne og deres Bidrag til Kundskaben om Isstrømretningernes Skiften og Aldersfølge. Medd. f. D. G. F. Bd. 4, 1912—15.
- Munthe, H.: (1940). Om nordens, främst Baltikums, senkvartära utveckling och stenåldersbebyggelse. K. Vet. Akad. Handl., Ser. III, Bd. 19, No. 1.
- Nelson, H.: (1910). Om randdeltan och randåsar i mellersta och södra Sverige. S. G. U., Ser. C, No. 220.
- Nielsen, S.: (1936). Bredemte sjøer i Setesdalen. N. Geogr. T., Bd. 6.

- Nilsson, E.: (1953). Om södra Sveriges senkvartära historia. G. F. F. bd. 75, h. 2.
— (1958). Issjöstudier i södra Sverige. G. F. F. Bd. 80.
- Nilsson, T.: (1948). Versuch einer Anknüpfung der Postglazialen Entwicklung des Nordwestdeutschen und Niederländischen Flachlandes an die Pollenfloristische Zonengliederung Südkandinaviens. Medd. f. Lunds Geol.-Min. Inst. Nr. 112, s. 71.
— (1935). Die pollenanalytische Zonengliederung der spät- und postglazialen Bildungen Schonens. Medd. f. Lunds Geol.-Min. Inst. No. 61.
- Nummedal, A.: (1933). Kan det finnes flintplasser på kyststrekningen mellem Kristiansand og Ålesund. Naturen, Årg. 57, s. 227.
- Olsen, G. S.: (1947). Undersøkelse og kartlegging av elveterrasser i Årdal i Ryfylke. Hovedfagsoppg. i fysisk geografi. 1947 II.
- Plewe, E.: (1952). Klufftektonische Züge im Landschaftsbild Südnorwegens. Petermanns Geogr. Mitteilungen.
- Post, L. von.: (1938). Isobasytor i den senkvartära Viskafjorden. G. F. F., Bd. 60.
— (1947). Hallands marina fornstränder. G. F. F., Bd. 69.
- Pratje, O.: (1951). Die Deutung der Steingründe in der Nordsee als Endmoränen. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Bd. 4.
- Ramsay, W.: (1922). Randedeltan och strandlinjer i Salpausselkäbältet. Terra, No. 34, Helsingfors.
- Rasch, H.: (1836). Naturhistoriske Notiser. Mag. f. Naturvid. Bd. 12 (2. Række, Rekstad, J.: (1922). Norges hævnning efter istiden. N.G.U. No. 96.
— (1923). Norges hævnning efter istiden. Naturen. Årg. 47., s. 208.
- Reusch, H.: (1900). Listerlandet. N.G.U. No. 32, s. 89.
— (1900). En forekomst af kaolin og ildfast ler ved Dydland nær Flekkefjord. N.G.U. No. 32, s. 98.
— (1903). Norske kaolinforekomster. Naturen 1903.
— (1915). Den formodede littorinasenkning i Norge. N.G.U. No. 75.
- Rosberg, J. E.: (1925). Jättegryter i södra Finland. Fennia 46, No. 1.
- Sandegren, R.: (1931). Beskrivning till kartbladet Göteborg. S. G. U. Ser. Aa,
— (1946). Svenska nivåförändringsproblemer. D. Geol. F. Nr. 11.
— (1952). Beskrivning till kartbladet Onsala. S. G. U. Ser. Aa, No. 192.
- Sauramo, M.: (1928). Über das Verhältnis der Ose Zum höchsten Strand. Bull. de la Comm. geol. de Finlande, No. 84.
— (1929). The Quarternary Geology of Finland. Bull. Comm. Geol. de Finlande, No. 86.
- Schou, A.: (1949). Atlas over Danmark. I. Landskabsformerne. Det Kongelige Danske Geogr. Selsk. København.
- Selmer-Olsen, R.: (1950). Om forkastninger og oppbrytningssoner i Bambleformasjonen. N. Geol. T. Bd. 171.
- Sexe, S. A.: (1874). Jättegryder og gamle Strandlinier i fast Klippe. Univ. program for første semester 1874, Kristiania.
- Slettebø, H.: (1946). En undersøkelse av Siravassdragets morfologi og hydrologi, spesielt av dets to innsjøer Lunde vann og Sirdalsvann. Hovedfagsoppgave i geografi ved Univ. i Oslo, 1946 I.
- Sollesnes, A. F. og Fægri, K.: (1951). Pollenanalytiske undersøkelser av to avleiringer fra Norges sydvestlige kyst. Blyttia, Bd. 9, s. 41.

- Stangeland, G. E.: (1897). Om torvmyrer i Norge. N.G.U. No. 24.
- Straaten, L. M. J. U. van.: (1954). Radiocarbon datings and changes of sea level at Velzen (Netherlands). Geol. en Mijnb. nr. 16, s. 247.
- Strøm, K. M.: (1936). Land-locked waters. Det Norske Vid.-Akad. Skr. I, No. 7.
- Stuland, E.: (1948). Terrasseundersøkelser langs Lysefjord og nordover til Jørpeland. Hovedfagsoppg. i fysisk geografi 1948 II.
- Suleng, H.: (1921). Overflateformer og sprækker i Nedeneslandets fjeldbygning. Naturen, No. 45, s. 116.
- Sundius, N.: (1922). Om de glacifluviale avlagringarna i Grythttetrakten. S. G. U., Ser. C, No. 308.
- Tanner, V.: (1930). Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. IV. Om nivåförändringarna etc. Fennia, 53.
- Terjesen, K. E.: (1946). Morfologiske og kvartærgeologiske undersøkelser ved Nidelvas nedre løp. Hovedfagsoppgave i geografi ved Univ. i Oslo, 1946 II.
- Thomasson, H., m. fl.: (1934): Stenåldersboplatsen på Sandarna vid Göteborg. Göteb. Kungl. Vet.- og Vitt.-Samhälles Handl., 5:te följd, Ser. A, Bd. 3, No. 6.
- (1938). Kolmårdens Litorinagränser jämte en översikt av nivåförändringarna inom Kolmården. G. F. F. Bd. 60, No. 412.
- Troels-Smith, J.: (1953). Rapport over mosegeologisk undersøkelse av myra på Sostelid. «Studier i Jernalderens gårdssamfunn», ved A. Hagen. Univ. Olds.-Saml. Skr., Bd. 4.
- Undås, I.: (1950). Om morener, israndstadier, marine grenser og jordskorpas stigning ved den seinglaciale Oslofjord. Univ. i Bergen, Årbok, Naturvit. rekke, Nr. 1.
- (1955). Nivåer og boplasser i Sør-Norge. N. Geol. T., Bd. 35.
- Valentin, H.: (1958). Glazialmorphologische Untersuchungen in Ostengland. Abh. des Geogr. Inst. der Freien Univ. Berlin, Bd. 4.
- Vogt, J. H. L.: (1891). Om istiden under det ved de lange norsk-finske endemoræner markerede stadium. N. Geogr. Selsk. Arb. 1891—92.
- Woldstedt, P.: (1958). Das Eiszeitalter. Bd. 2.
- Wright, H. E. jr.: (1957). The late-glacial chronology of Europe — a discussion. Am. Journal of Sci., Vol. 255, s. 447—460.
- Ångeby, O.: (1951). Evorsjonen i Recenta Vattenfall. Medd. f. Lunds Univ. Geogr. Inst. Avh. 19.
- (1952). Recent, Subglacial and Lateroglacial Potholeerosion (Evorsion). Lunds Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2, Bd. 48, Nr. 5.
- Øyen, P. A.: (1889). Kontinentalglacijasjon og lokaledisning. Kristiania.
- (1905). Tapes decussatus og Tapes-niveauets geologiske Stilling. Forh. i Vid.-Selsk. i Christiania, H. 4.
- (1909). Skjælbanken ved Kaddeland. Forh. i Vid.-Selsk. i Christiania, H. 8.
- (1911). Nogle bemerkninger om raperioden i Norge. N. Geol. T. Bd. 2. H. 7.
- (1923). Om nivåforandringene ved Norges sydvestlige kyst. Naturen, Årg. 47, s. 176.
- (1926). Fjeldgrund og jordbund. «Bygdebok for Lista», ved A. Berge.
- Aakhus, K.: (1947). Trekk fra Setesdalens geomorfologi og kvartærgeologi. Hovedfagsoppgave i fysisk geografi ved Univ. i Oslo. 1947 I.

PLANSJER



- | | | | |
|----|-------|---|---|
| 14 | | 7 | ◻ |
| 13 | ▭ | 6 | ◻ |
| 12 | --- | 5 | + |
| 11 | | 4 | △ |
| 10 | ▭ | 3 | ▲ |
| 9 | ▭ | 2 | ○ |
| 8 | ▭ | 1 | ● |

Pl. 8.

Strandforskyvningskurver for områder omkring Nordsjøen.

Curves representing the shoreline displacement in areas bordering the North Sea.

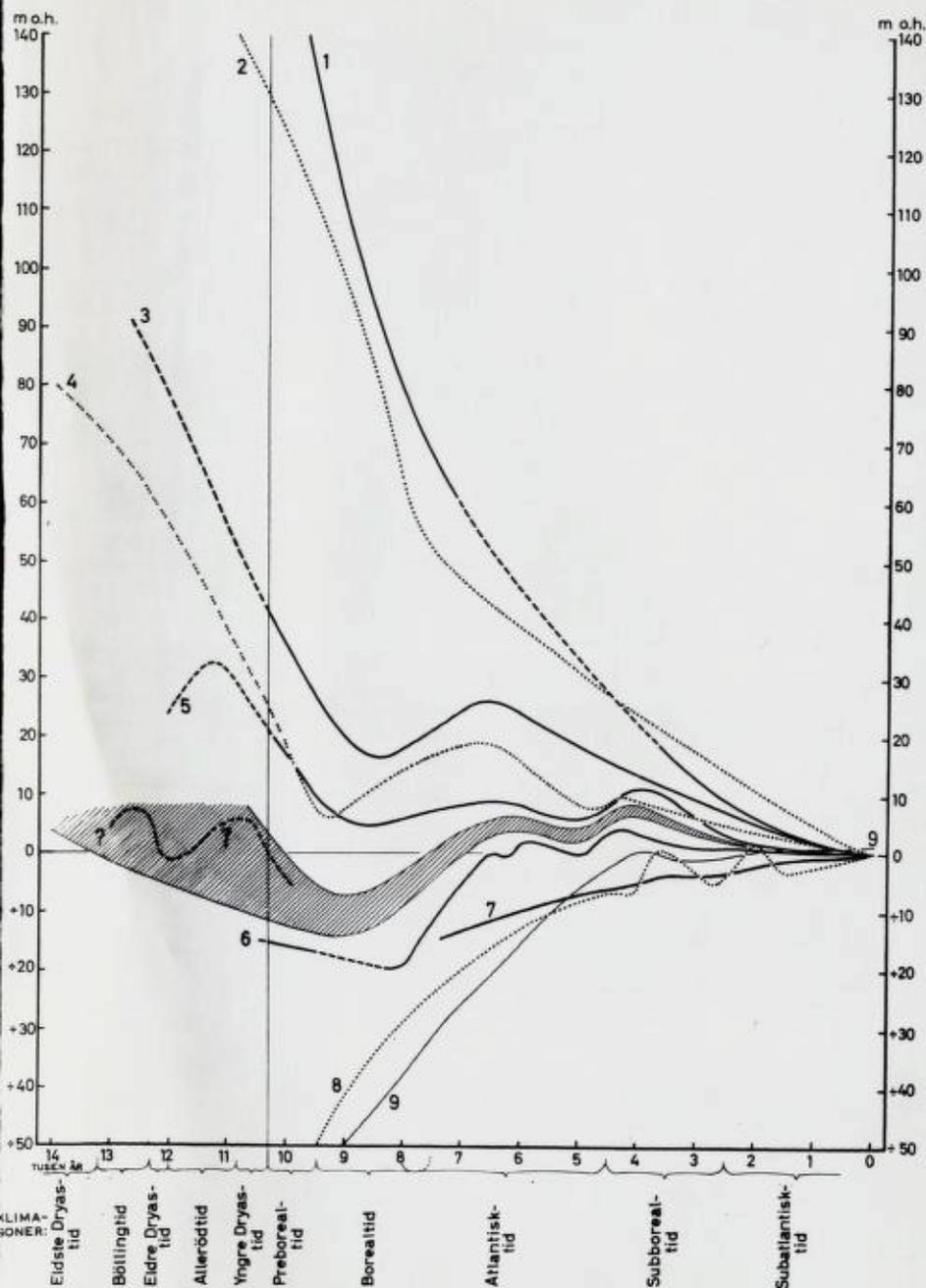
- | | |
|---------------------------------|--------------------------------------|
| 1. Oslo (Hafsten, 1956). | 6. Malmö (Granlund, 1949). |
| 2. Fjällbacka (Hessland, 1946). | 7. Holland (Straaten, 1954). |
| 3. Göteborg (Sandegren, 1931). | 8. Fenland i England (Godwin, 1943). |
| 4. Onsala (Sandegren, 1952). | 9. Nordtyskland (Nilsson, 1948). |
| 5. Bømlo (Fægri, 1944). | |

Stiplede linjer: observasjonsmaterialet er dårlig eller mangler.

Strandforskyvningskurven for Lista ligger sannsynligvis innen det skraverte området. Den stiplede linjen innen det skraverte området antyder en strandforskyvning basert i det vesentligste på beliggenheten av de konstruerte strandlinjer på pl. 7.

Dashed lines: few or no observations have been made.

The curve representing the shoreline displacement at Lista probably lies within the hatched area. The dashed line within this area indicates a shoreline displacement deduced mainly from the position of the strandlines in pl. 7.



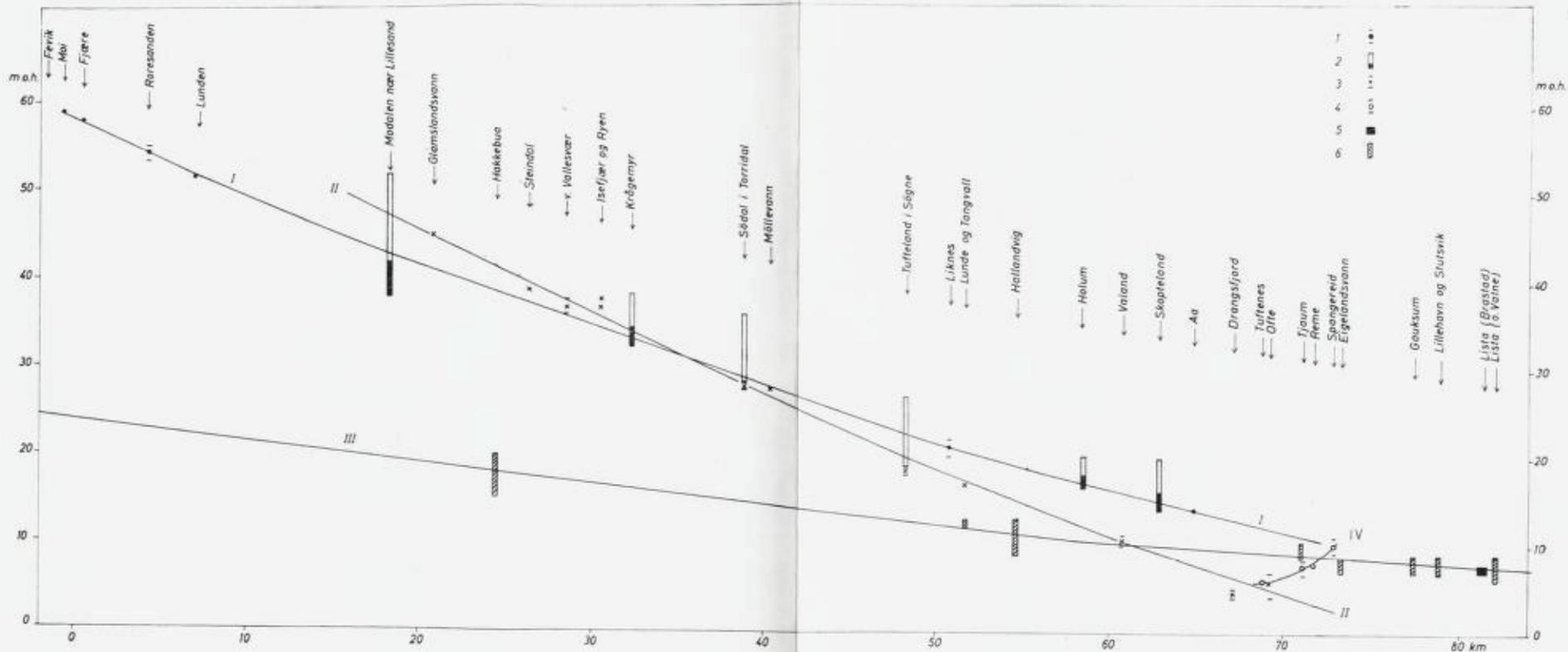
Pl. 9.

Oversikt over noen av de viktigste eldre observasjonene på Sørlandet.
Review of some of the most important older observations in Sørlandet.

1. Marin grense. (*Marine limit.*)
2. Tapes grense. (*Tapes limit.*)
3. Senglaciale marine skjell. (*Late glacial marine shells.*)
4. Senglaciale plantefosiler. (*Late glacial plants.*)
5. Postglaciale marine skjell. (*Postglacial marine shells.*)
6. Postglacial torv (gytje) i en marin terrasse. (*Postglacial peat (gyttja) in a marine terrace.*)
7. Postglacial torv (gytje) med marine skjell. (*Postglacial peat (gyttja) with marine shells.*)
8. Transgresjonsprofil. (*Marine beds on top of supra marine deposits.*)
9. Sen- og post-glacial marine skjell sammenblandet. (*Mixed late- and post-glacial marine shells.*)
10. Antatt Ra-morene. Spørsmålsteget antyder Øyens (1911) plassering av Ramorenen. (*Supposed position of the Ra moraine. The questionmark indicates the position of the Ra moraine according to Øyen (1911).*)
11. Spangereid-trinnets randmorene. (*Marginal moraine of the Spangereid substage.*)
12. Israndlinje, ifølge Kjerulf (1879). (*Line indicating the margin of the ice, according to Kjerulf (1879).*)
13. Antatt endemorene. (*Supposed position of an end moraine.*)
14. Esker.

De fleste eldre observasjonene av skuringsstriper er avmerket på pl. I.
(Most of the older observations of glacial striae are shown in pl. I.)

A: Hansen (1913), B: Bjørlykke (1929), Br: Brøgger (1900—1901), D: Danielsen (1905—1929), Da: Dahll (1861), E: Edwin (1948), F: Flor (1811—17), G: Gabrielsen (1959), GG: G. Gabrielsen (pers. medd.), H: Heiseldal (1953), Ho: Holm (1779—94), J: Holmboe (1909), K: Heimdal (1949), Ke: Keilhau (1838, 1840), Kj: Kjerulf (1871—1879), L: Ingeniør Holst (pers. medd.), M: Holmsen (1922), N: Helland (1903, 1904), R: Reusch (1900), Ra: Rasch (1836), S: Sollesnes og Fægri (1951), Sl: Slettebø (1946), St: Strøm (1936), T: Terjesen (1946), U: Hafsten (1958), V: Vogt (1891), Ø: Øyen (1889—1926).



Pl. 7.

Ekvidistant strandlinjediagram for Sørlandet.
Ekvidistant strandline diagram of Sørlandet.

Den omtrentlige beliggenhet av:
The approximate position of:

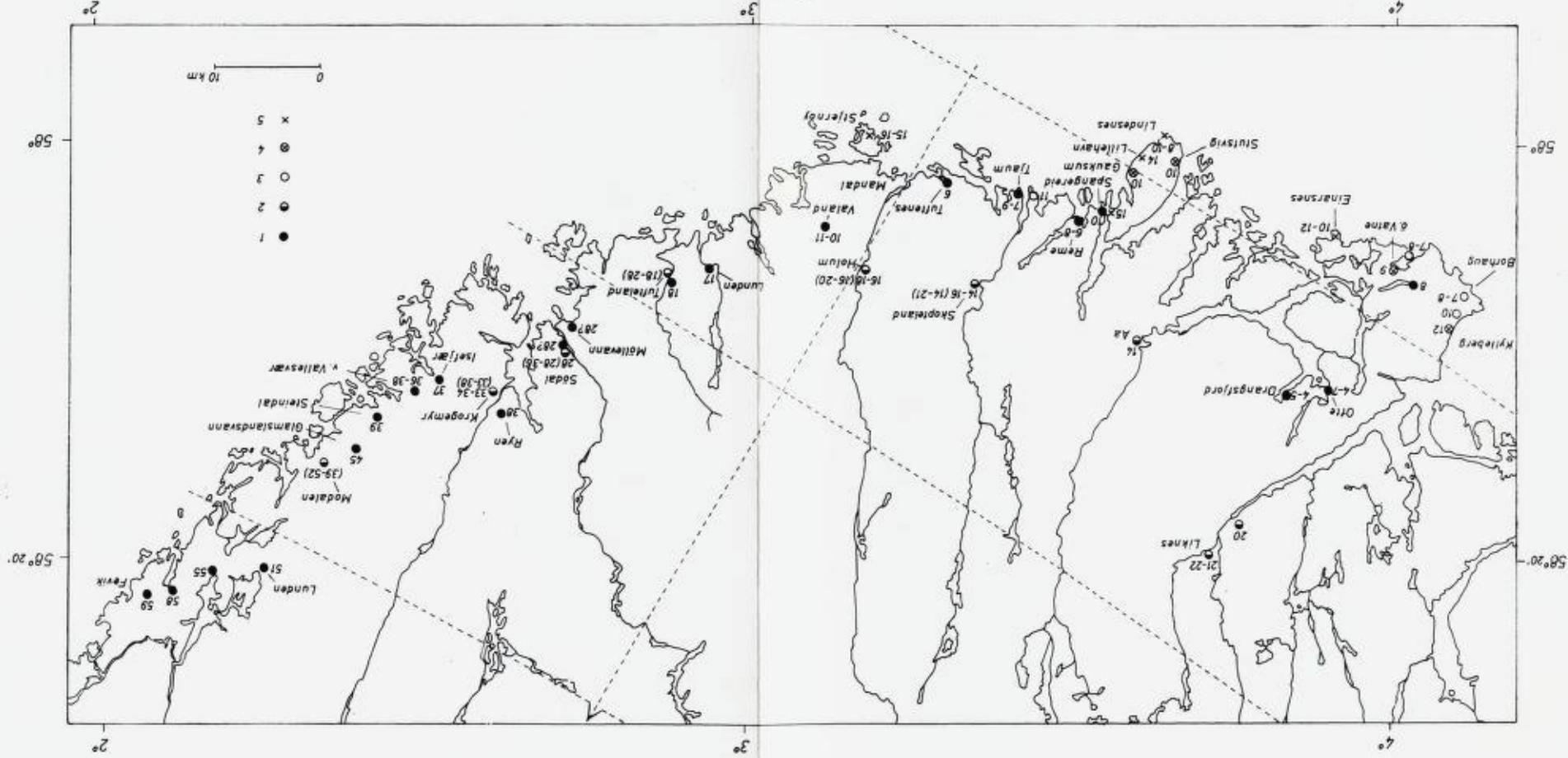
- I Ra-strandlinjen. (The strand line of the Ra substage.)
 - II Kristiansand-trinnets strandlinje. (The strand line of the Kristiansand substage.)
 - III Tapes-grensen. (The Tapes limit.)
 - IV Spangereid-trinnets linje.
- Se også pl. 6. (See pl. 6.)

1. Høyden på Ra-trinnets «rand-delta», med feilgrenser. The altitude of a marine outwash delta of the Ra substage.
2. MG på Ra-trinnets sandur-delta. Det fylte feltet angir høyden på de distale deler av deltaet. The marine limit on a valley train of Ra-age. The black part indicates the altitude of the distal part of the valley train.
3. Høyden på Kristiansand-trinnets rand-delta, med feilgrenser. The altitude of a marine outwash delta of the Kristiansand substage.
4. Høyden på Spangereid-trinnets rand-delta, med feilgrenser (s. 55). The altitude of a marine outwash delta of the Spangereid substage (p. 55).
5. Høyden på randterrassen ved Bra-stadvann på Lista. The altitude of an outwash delta at the lake Bra-stadvann, Lista.
6. Antatt Tapes-grense. Supposedly the marine Tapes limit.

De parallelle, stiplede linjene angir isbaseretningen. Den stiplede linjen med pilen angir retningen mot det postglaciale hevningscentret i Nord-Sverige. Dessuten er projeksjonsplanen for pl. 7 lagt langs denne linjen. The parallel dashed lines indicate the direction of the isobases. The dashed line with the arrow points towards the postglacial center of uplift in northern Sweden. The projection plane of pl. 7 also follows this line.

Hevede marine terrasser og strandnivåer mellom Lista og Fevik. Rasede marine terrasser and strand levels between Lista and Fevik.

Pl. 6.



1. Rand-terrasse. (Outwash terrace.)
2. Den distale del av et sandur-delta. Beregnet MG-verdi i parentes. (The distal part of a sandur delta. Computed marine limit in the brackets.)
3. Høyeste strandvoll. (Highest lying beach ridge.)
4. Abrasjonsgrense. (Abrasion limit.)
5. Nedre blokkgrense. (Lowest limit of boulders on sloping surfaces exposed towards the open sea.)

Pl. 3.

Marine grenser, Ra-strandhøyder og Tapes-grenser omkring Skagerrak.
(Marine limits, Ra strand levels and Tapes limits around Skagerrak.)

- | | |
|--|--|
| <p>1) Ra-strandhøyde med isobase. Tallet i parentes angir høyden på en strandlinje dannet ved slutten av Ra-tid.
<i>The altitude of the Ra beach and an isobase showing the position of the Ra beach. The figure in the bracket indicates the altitude of the beach formed at the end of Ra time.</i></p> <p>2) Tapes-grense og Tapes-isobase.</p> | <p><i>The Tapes-limit and the Tapes-isobase.</i></p> <p>3) Marin grense eldre enn Ra-tid og isobase for MG.
<i>Marin limit older than Ra time and the isobase of the marin limit.</i></p> <p>4) Marin grense yngre enn Ra-tid.
<i>Marin limit from the period after Ra time.</i></p> <p>5) Ra-endemorene.
<i>An end moraine of Ra age.</i></p> |
|--|--|

De parallelle prikkede linjene er sirkellinjer slått om det postglaciale hevnings-sentret i Nord-Sverige.

Den prikkede linjen med pilen viser retningen mot det postglaciale hevnings-sentret.
The parallel dotted lines are circles around the center of postglacial uplift in northern Sweden.

The dotted line with the arrow shows the direction towards the center of post-glacial uplift.

Brukt litteratur:

Isobasene i Danmark (Mertz, 1924).

Tapes-isobasene i Sverige (Granlund, 1949, s. 313).

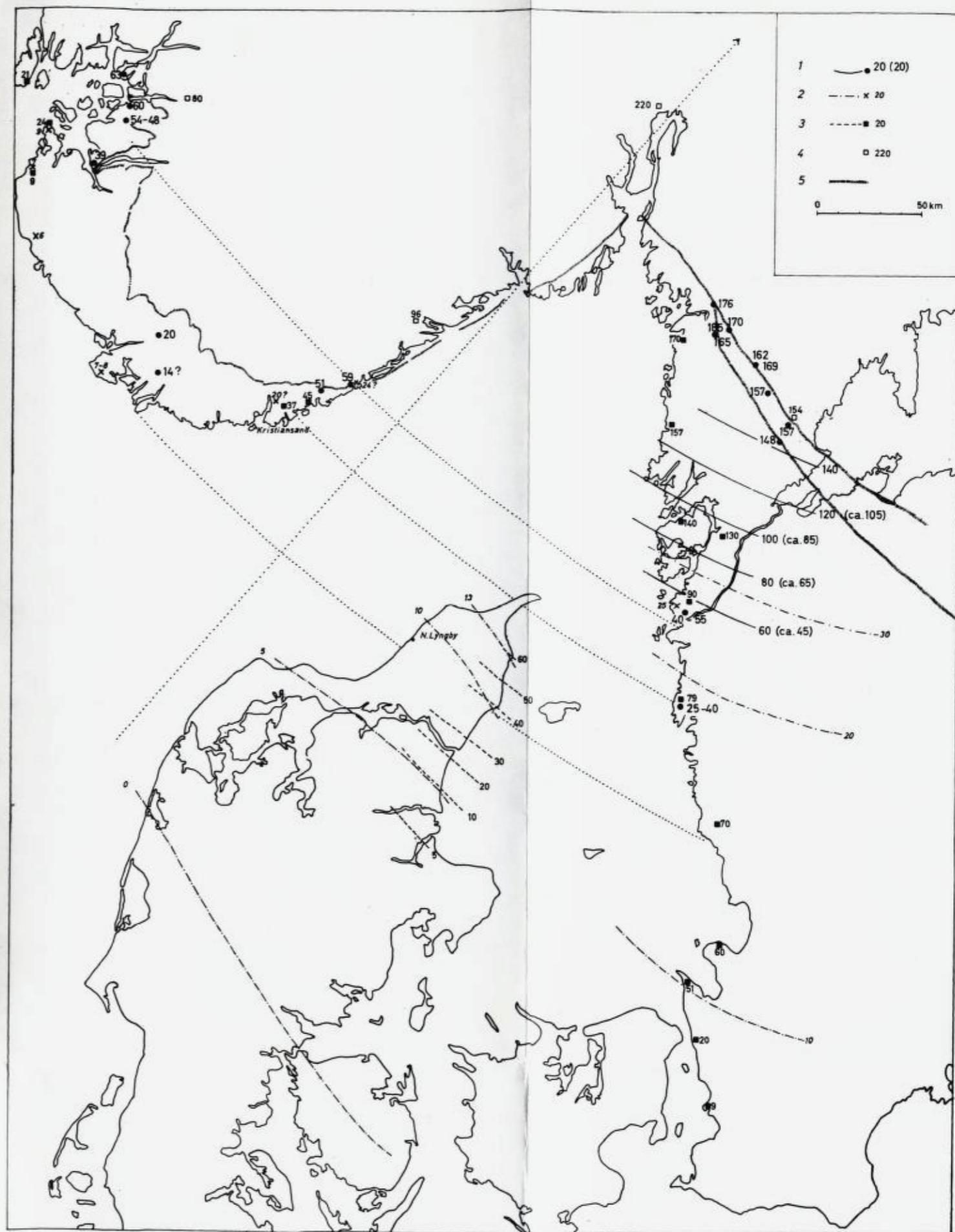
Ra-isobasene i Sverige (Björnsjö, 1952, s. 12).

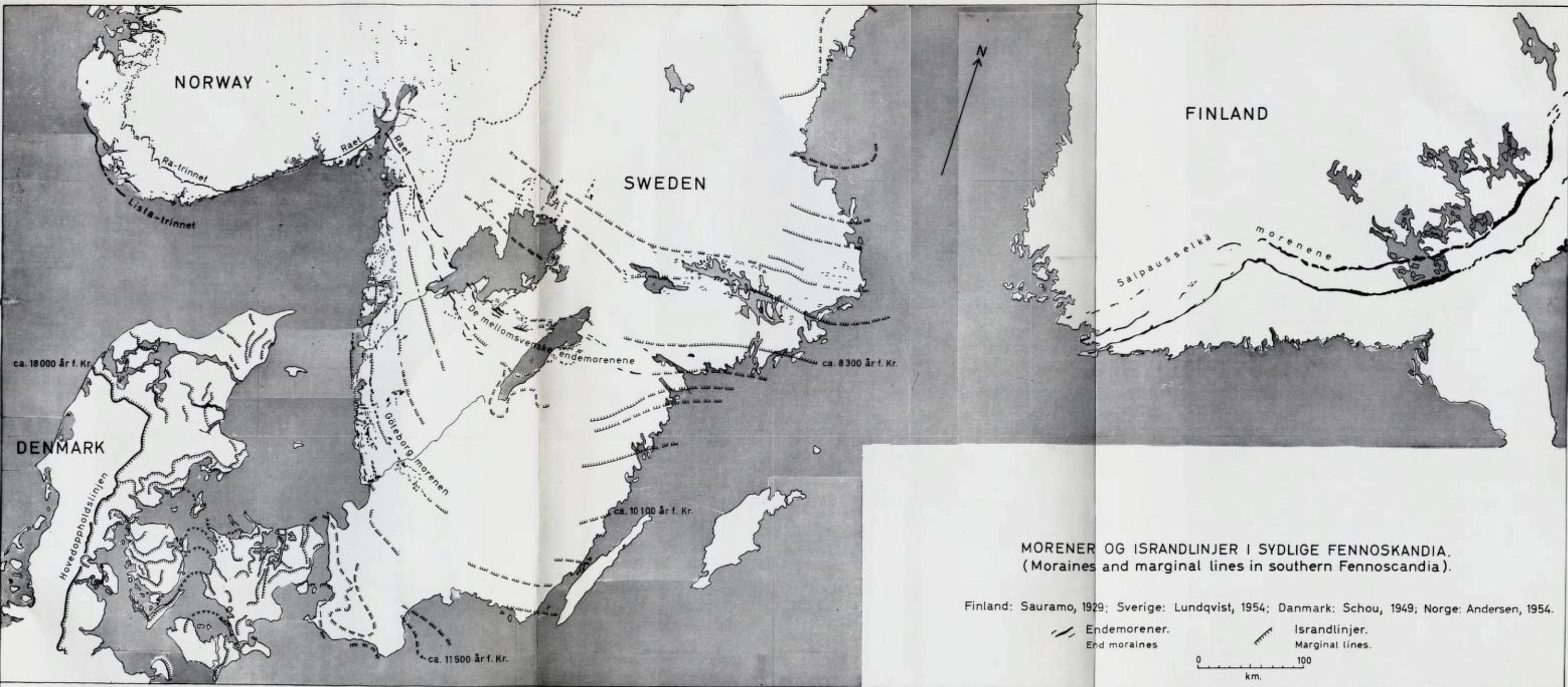
De øvrige MG- og Ra-strandhøydene i Sverige: De Geer (1910), Sandegren (1931, 1952), Gillberg (1952).

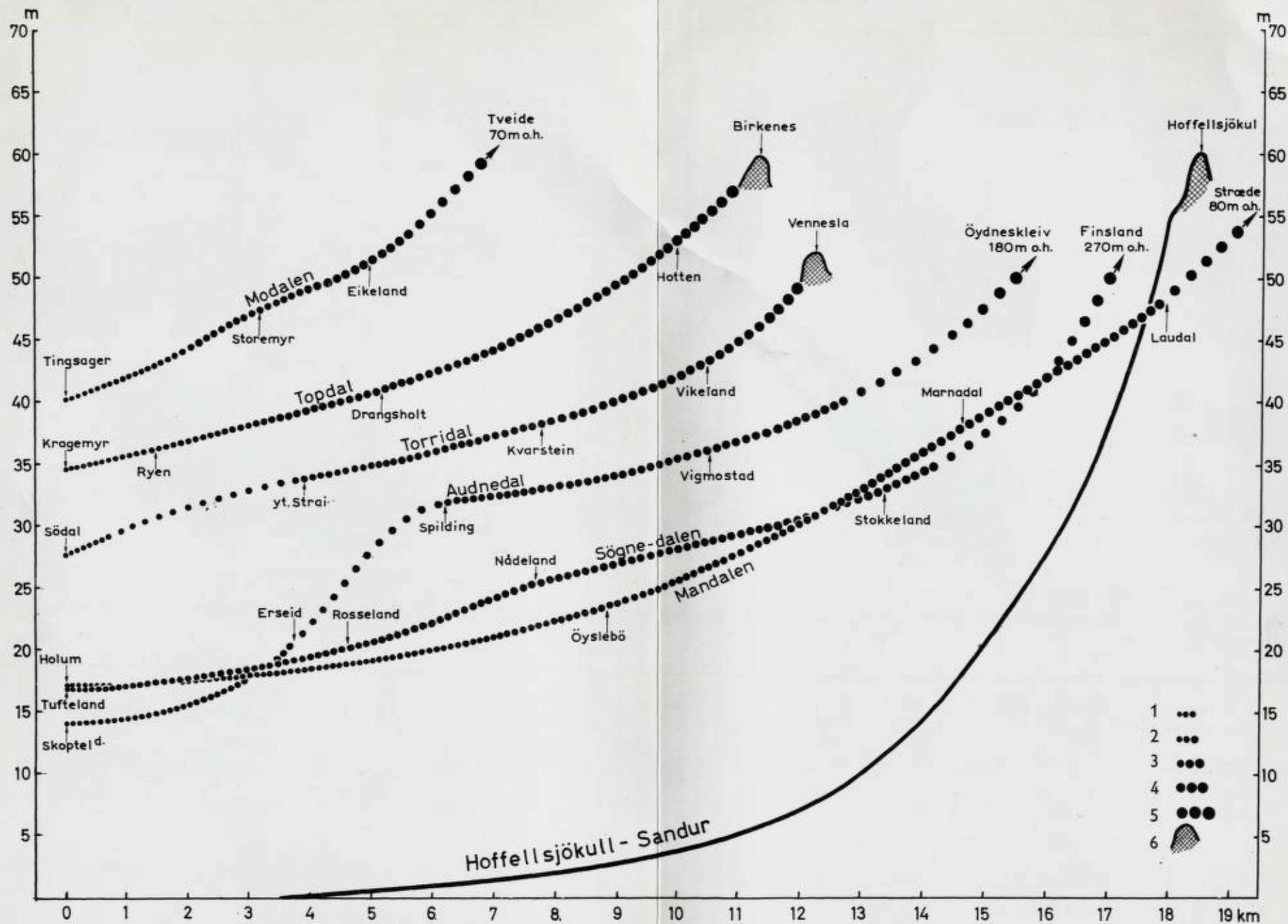
Ra-strandhøydene i østlige Norge (Holtedahl, 1953, Pl. 19).

MG- og Tapes-verdiene på Jæren (Fægri, 1939—40).

MG- og Ra-strandhøydene i Ryfylke (Kallevik, 1947; Olsen, 1947; Stuland, 1948; Lund, 1951).







Pl. 5.

Lengdeprofiler av sandur-terrassene og største kornstørrelse i topplagene på sandur-terrassene i en rekke daler på Sørlandet.

De laveste delene av profilkurvene kan svare til terrasser som er yngre enn sandur-terrassene. Profilkurven for Mandalen er konstruert på grunnlag av G. Gabrielsens observasjoner (s. 75).

1. Mest sand. (Mainly sand.)

2. Grus. (Gravel.)

Longitudinal profiles of the valley trains and the max. grain size at the surfaces of the highest terrace in several valleys in Sørlandet.

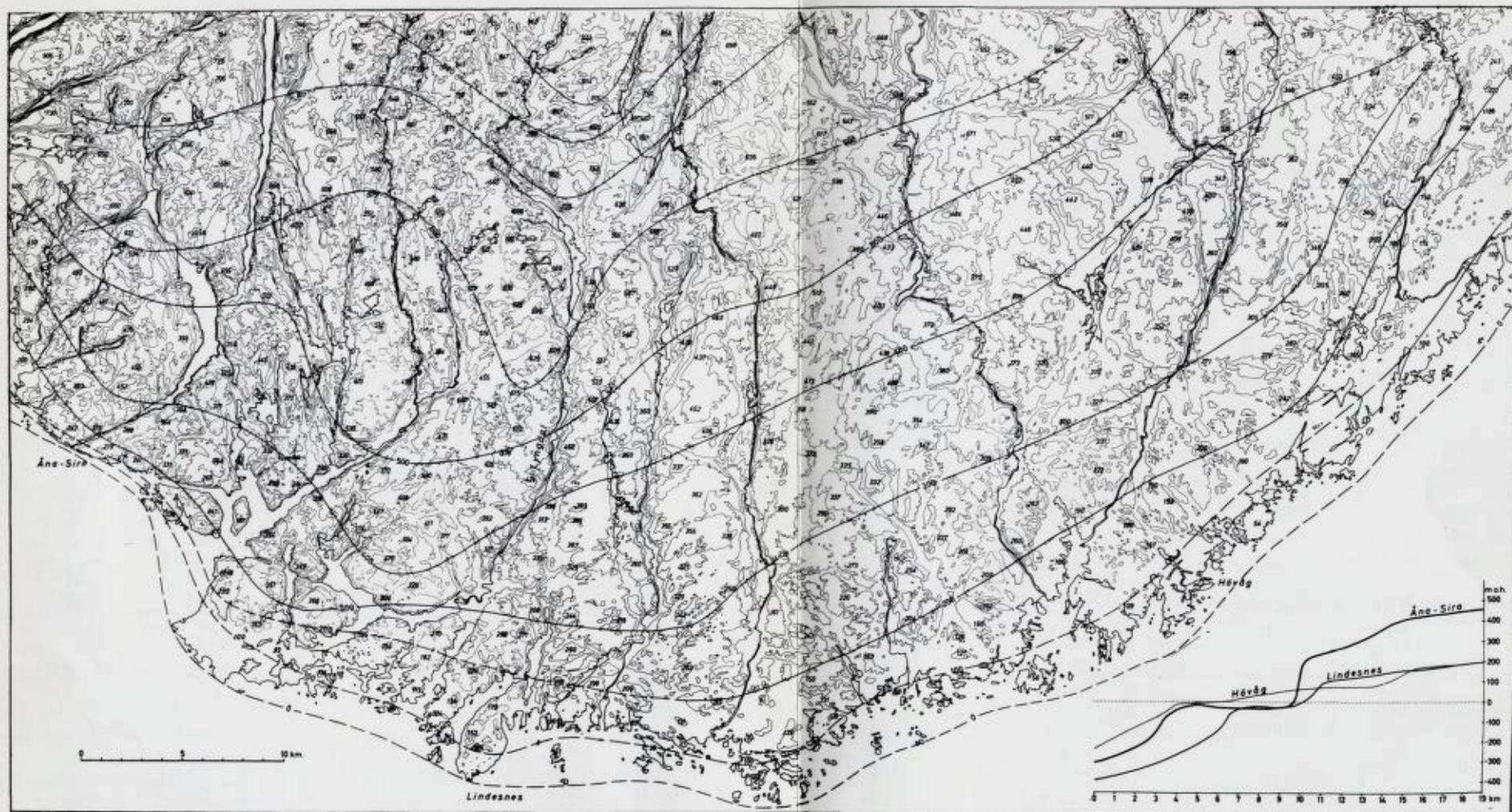
The lowest parts of the profiles may represent terraces which are younger than the valley trains.

3. Singelgrus. (Gravel with pebbles.)

4. Grus med knyttnevestor rullestein. (Gravel with fist size boulders.)

5. Grus med hodestor rullestein. (Gravel with head size boulders.)

6. Endemorene. (End moraine.)



Pl. 2.

Høydekart over «heieflaten», en flate som tangerer de høyeste fjellpartiene på Sørlandsheiene.

Ekvidistanse: 100 m.

Langs kysten hvor kurvene er stiplede har erosjonen skåret inn en «hylle» i lavere nivå enn heieflaten.

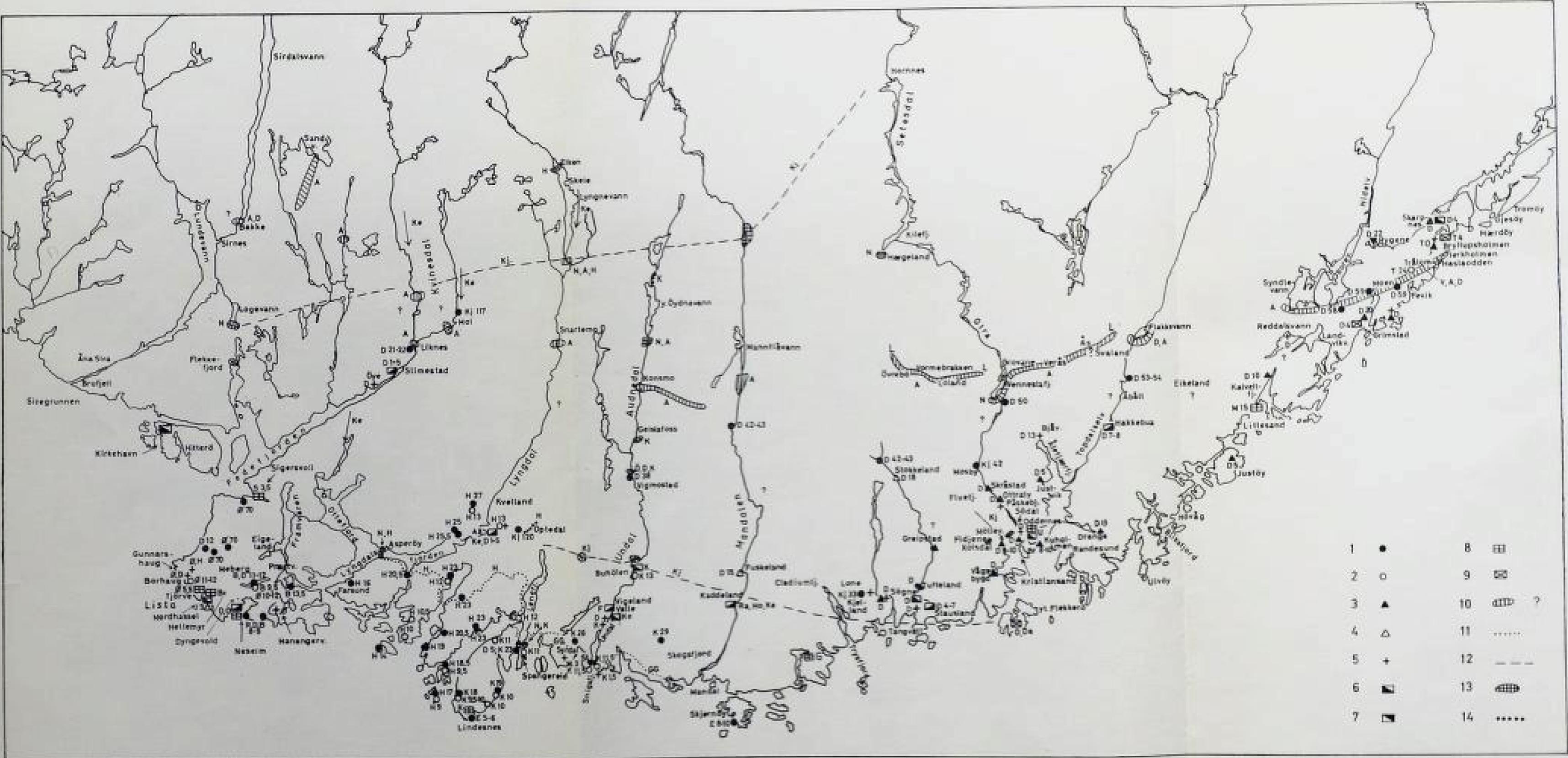
Nederst til høyre: Tverrprofil av kysten ved Ana-Sira, Lindesnes og Høvåg. Profil-kurvene representerer «heieflaten» med «kysthyllen».

Contours showing the rise of «heieflaten», a plain tangent to the highest mountain-tops in Sørlandet.

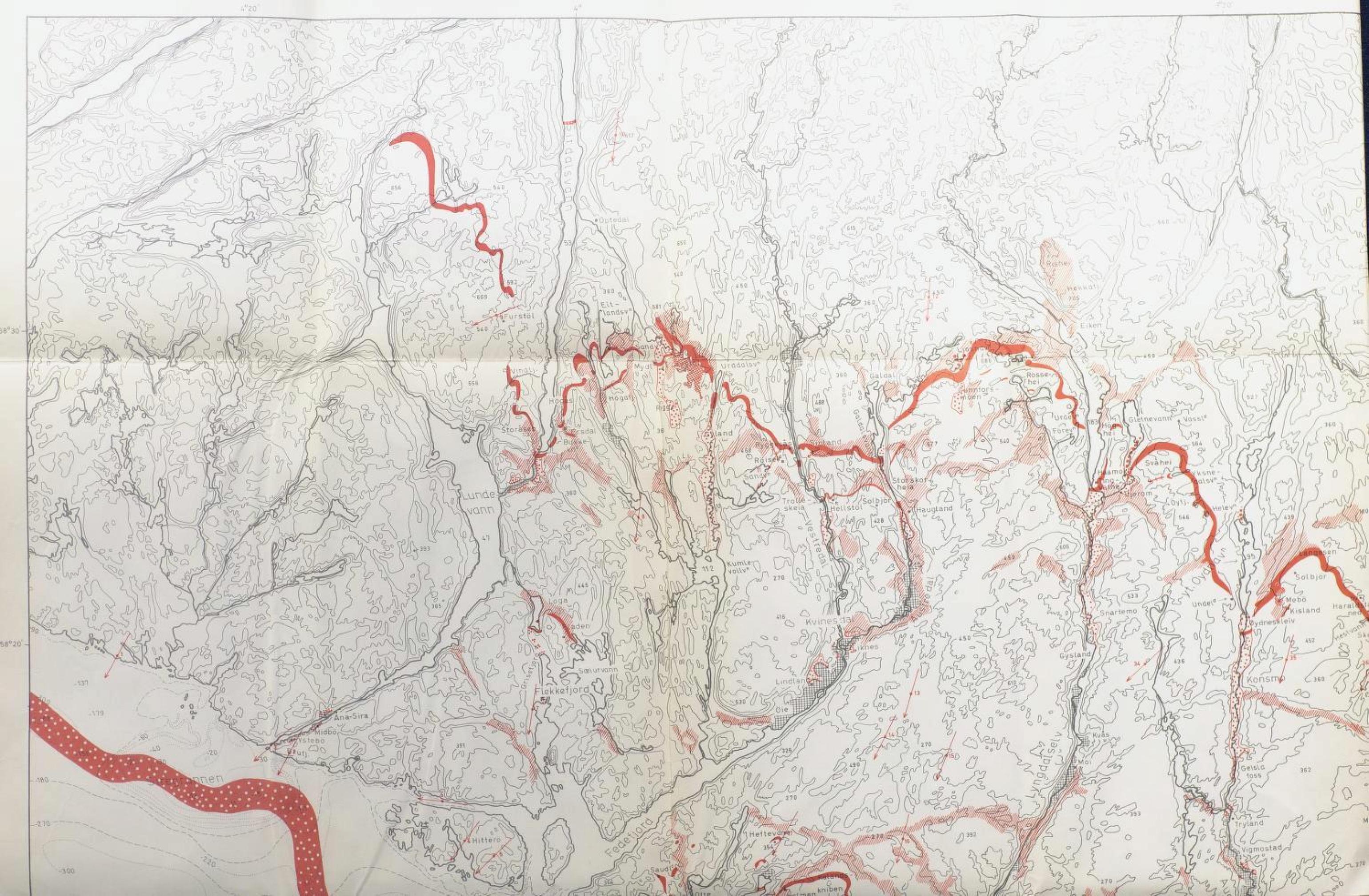
Contour interval: 100 m.

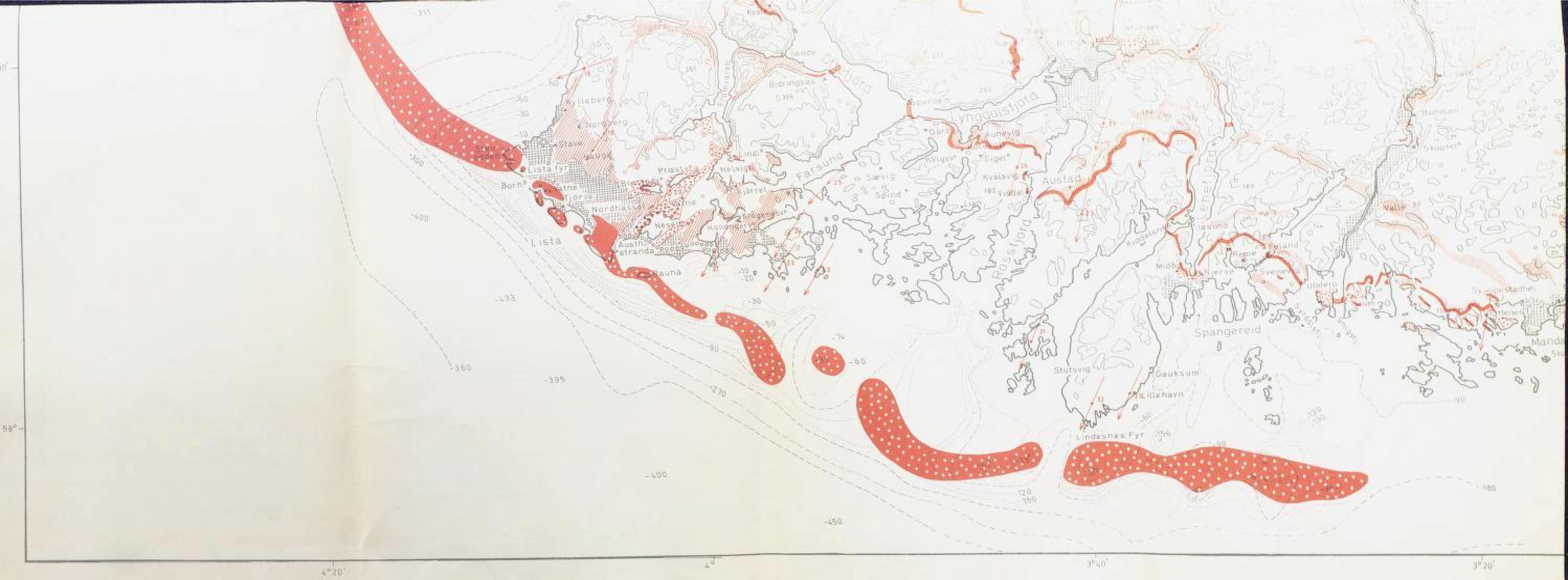
A «shelf» has been cut below the «heieflate» along the coast where the lines are dashed.

On the lower right side: Cross-section of the coast at Ana-Sira, Lindesnes and Høvåg. The curves represent the «heieflate» and the «shelf».



- | | | | |
|---|---|----|-------|
| 1 | ● | 8 | ▤ |
| 2 | ○ | 9 | ▥ |
| 3 | ▲ | 10 | ▧ ? |
| 4 | △ | 11 | |
| 5 | + | 12 | --- |
| 6 | ■ | 13 | ▨ |
| 7 | ▩ | 14 | |









Pl. 1.
GLACIALGEOLOGISK KART OVER SØRLANDET
 mellom Fevik og Åna-Sira

Map of the glacial deposits in Sørlandet,
 between Fevik and Åna-Sira

Utarbeidet av Bjørn G. Andersen

- | | | | |
|--|--|--|---|
|  | Endemorene avsatt supramarint.
(End moraine, supramarinely deposited.) |  | Rand-terrasse (sandur-terrasse) med iskontakt-linje nederst t. h.
(Outwash terrace [valley train]. The line to the lower right is an ice contact line.) |
|  | Endemorene avsatt i havet.
(End moraine, deposited in the sea.) |  | Høytliggende terrasse som muligens er yngre enn sandur-terrasse.
(High level terrace, possibly younger than the outwash terraces or valley trains.) |
|  | Bunnmorene (støttside-morene). Det er ikke foretatt noen systematisk kartlegging av bunnmorenen.
(Ground moraine [moraine in stoss slopes]. The ground moraine has not been mapped systematically.) |  | Skuringsretning med observasjonssted. Tallet refererer seg til en nummerert observasjon i listen på s. 12.
(Glacial striae, the dot marks location. The number refers to a numbered observation in the list on page 12.) |
|  | Bresjø demt opp av Ra-breen.
(Lake dammed by the Ra glacier.) |  | Kløft (Canyon). |
|  | Esker. |  | Fluviale, glaciafluviale eller marine avsetninger i lavtliggende terrasser etc.
(Fluvial, glaciafluvial or marine deposits as terraces etc. in low position.) |
|  | Glaciafluviale avsetninger, vesentlig sandur-avsetninger.
(Glaciafluvial deposits, mainly outwash.) |  | Strandvoll (Beach ridge). |
|  | Glaciafluviale, -marine eller -lakustrine finsedimenter, vesentlig sand.
(Glacio-fluvial, -marine or -lakustrine fine grained sediments, mainly sand.) |  | Gård (Farm). |
|  | |  | Kirke (Church). |

Ved utarbeidelsen av kartet er hovedsakelig brukt egne observasjoner, men også en del observasjoner av andre forskere som er omtalt i teksten. Kartgrunnlaget er en forminsket og sterkt forenkelt skisse av Norges Geografiske Oppmålings gradteig- og rektangelkartet.

Ekvidistanse: 90 m (Contour-interval: 90 m)



EMIL HOESTUE A/S - OSLO

Rettelser: Mandalselv rettes til Mandalselva.
 Tilføyelser: Bunnmorene (rødskravering) i et område vest og sydvest for Hønefoss sk., østenfor Mannflåvann.
 Randterrasse (røde prikker) i et lite felt sydvest for O i Ølta, nordenfor Lista.
 En liten sandurterrasse på vestsiden av elven ved Vigmostad i Audnedalen.
 Små endemorener (?) syd for Geislofoss i Audnedalen, vest for L i Liknes, Kvinesdal og ved Fidjene vestenfor Kristiansand.