

NGU



Norges geologiske
undersøkelse

Nr. 369

Bulletin 63

Universitetsforlaget 1981

Trondheim - Oslo - Bergen - Tromsø

STORTINGS-
30 MAR 1982
BIBLIOTEKET



NGU

Norges geologiske undersøkelse

Geological Survey of Norway

Norges geologiske undersøkelse (Geological Survey of Norway), Leiv Eirikssons vei 39, Trondheim. Telephone: national (075) 15860, international + 47 75 15860. Postal address: Box 3006, N-7001 Trondheim, Norway.

Administrative Director: Dr. philos. *Knut S. Heier*

Geological division: Director Dr. philos. *Peter Padget*

Geophysical division: Director *Inge Aadstad*

Chemical division: Director *Bjorn Bolviken*

The publications of *Norges geologiske undersøkelse* are issued as consecutively numbered volumes, and are subdivided into two series. Bulletin and Skrifter.

Bulletins comprise scientific contributions to the earth sciences of regional Norwegian, general, or specialist interest.

Skrifter comprise papers and reports of specialist or public interest of regional, technical, economic, environmental, and other aspects of applied earth sciences, issued in Norwegian, and with an Abstract in English.

EDITOR

Førstestatsgeolog Dr. *David Roberts*, Norges geologiske undersøkelse, P.O.Box 3006, N-7001 Trondheim, Norway.

PUBLISHER

Universitetsforlaget, P.O.Box 2959, Tøyen, Oslo 6, Norway.

DISTRIBUTION OFFICES

Norway: Universitetsforlaget, P.O.Box 2977, Tøyen, Oslo 6. *United Kingdom*: Global Book Resources Ltd., 109 Great Russell Street, London WC 1 B, 3ND.

United States and Canada: Columbia University Press, 136 South Broadway, Irvington on Hudson, New York 10533.

EARLIER PUBLICATIONS AND MAPS

The most recent list of NGU publications and maps, 'Publikasjoner og kart 1879 — 1980', appeared in 1981. Copies can be obtained from the Publisher.

The most recent maps available from NGU are listed inside the back cover.

MANUSCRIPTS

Instructions to contributors to the NGU Series can be found in NGU Nr. 273, pp. 1-5. Offprints of these instructions can be obtained from the editor. Contributors are urged to prepare their manuscripts in accordance with these instructions.

The Deglaciation of the Coastal Area NW of Svartisen, Northern Norway

ARNE RASMUSSEN

Rasmussen A. 1981: The deglaciation of the coastal area NW of Svartisen, northern Norway. *Norges geol. Unders.* 369, 1-31.

Late Weichselian glacial events, marine fauna and shore-lines in the coastal area NW of Svartisen are described. During the oldest glacial event (Vassdal event), marginal moraines were deposited near the mouths of the fjords. A Bolling or Older Dryas age is deduced for this event. A comprehensive Allerød deglaciation was followed by a re-advance of local glaciers in early Younger Dryas (the Glomfjord event). As a result of strong frost-shattering along the shore and a relative stable sea-level, a distinct shore-line corresponding with the Glomfjord event was formed along the sides of the fjords during the period 11.600-10.500 years B.P. The transition from arctic to boreal conditions in the fjords occurred later than 10.800 years B.P., but before 9.200 years B.P.

Arne Rasmussen, Geologisk Institutt, Avd. B, Universitetet i Bergen, Allégt. 41, 5014 Bergen-Univ., Norway

Introduction

AREAL DESCRIPTION

The strongly dissected landscape within the investigated area is characterized by deep glacial valleys, fjords and cirques (Fig. 1). The main fjords and valleys are separated by montaineous areas with numerous alpine peaks 800 m to 1500 m high, whereas the coast is dominated by a 10-15 km wide strand-flat lying between 50 m b.s.l. and 100 m a.s.l. The highest mountains are presently glaciated, and the largest glacier, Svartisen, consists of two plateau glaciers, together covering an area of 369 km² (Østrem et al. 1973). North of these are several small plateau, cirque and hanging glaciers, the largest being Glombreen with an area of ca. 8 km².

The limit of glaciation is defined as the lowest altitude at which glaciers can be formed (Andersen 1968). By means of the 'peak method' described by Partsch (1882) and Enquist (1916), this has been calculated at 4 localities within the investigated area (Fig. 2). These calculations indicate that the present glaciation limit rises from ca. 1100 m a.s.l. near the head of Glomfjorden to ca. 1200 m a.s.l. in the eastern part of the area. This is in relatively good accordance with earlier calculations carried out by Østrem (1964) and Andersen (1975). Assuming that the glaciation limit slopes in a westerly direction at about the same gradient as in adjacent areas (Andersen 1975), the modern glaciation limit in the coastal district is roughly 1000-1050 m above the present sea level.

The climate in the coastal area NW of Svartisen is humid maritime. The average annual precipitation and temperature at Glomfjord is ca. 1900 mm and 5.0°C (1901-1960) respectively, whereas the average january and july tem-





Fig. 1. Location map of the investigated area. Present glaciers are shown in black.

peratures in the same period were $\pm 0.6^{\circ}$ and 13.3°C , respectively (Bruun 1967).

The pre-Quaternary rocks in the area are mainly Precambrian granodioritic and monzonitic gneiss, Eocambrian-Ordovician mica-schists, quartzite and marble, and intrusive granites and ultrabasic rocks of Caledonian age (Hollingworth et al. 1960, Rutland et al. 1960, 1965, Holmes 1966, Wilson et al. 1973).

PREVIOUS WORK

Rekstad (1910, 1912, 1915, 1929) studied the Quaternary geology in the Svartisen area and mapped many terminal moraines and raised shore-lines. He collected fossil shells from raised marine deposits and concluded that 'glacial' conditions prevailed at the time that the end moraines were deposited and the highest shore-lines were formed. Since many of the moraines were deposited in the sea, Rekstad thought that the interior of the country must have been covered by a continuous ice-sheet. However, glacial striae and erratic boulders suggested that this ice-sheet had not crossed the mountain area now occupied by Svartisen. According to Rekstad, the ice movements were deflected northwards to Saltfjorden or southwards to Ranafjorden east of the mountains.

Gronlie (1940) claimed there were traces of two ice-ages in Nordland. In the oldest of these, which correlated with Saale, almost all the land and most of the continental shelf were glaciated. According to Gronlie the ice was less extensive during the youngest ice-age, and he thought that the deflection of

the ice east of Svartisen occurred during this period. Based on studies of shore-lines and moraines, Gronlie (1940, 1951) demonstrated several re-advances during the deglaciation which followed the maximum extent of the last ice-sheet. During the most pronounced re-advance, the Tromsø/Lyngen event, a considerable local glaciation occurred west of the ice-sheet. However, Gronlie did not find any shore-lines west of Svartisen which corresponded to this event, and he therefore thought that this part of the coast was entirely ice-covered during the Tromsø/Lyngen event.

This opinion was opposed by Marthinussen (1962). On the basis of shore-lines, he concluded that most of the fjords west of Svartisen were ice-free during the Tromsø/Lyngen event. This conclusion was supported by two radiocarbon dates on *Portlandia arctica* shells found in glaciomarine clays to the north and to the south of Svartisen. The shells gave ages of 10550 ± 250 B.P. and 10300 ± 250 B.P. respectively, corresponding fairly well with dates for the Tromsø/Lyngen event in northern Norway (Andersen 1968).

Page (1968) studied the stratigraphy in an end moraine at Glømen near the head of Glomfjorden. Organic material from an isolated pocket of peaty sand at the base of a freshly-cut section into the moraine on a hillside, gave a radiocarbon age of 4550 ± 170 B.P. Page supposed the peat was formed at the same time as the moraine, and he therefore believed in an extensive Atlantic/early Sub-boreal glaciation both in northern and southern Norway. However, this idea was rejected by Griffey (1977) who demonstrated that there were no extensive Holocene glaciers in the Okstindan area, and he concluded that an extensive Holocene glaciation in the Svartisen area was very unlikely.

Andersen (1975) studied the glacial geology of the Saltfjord area and the area to the north of this fjord. He mapped marginal moraines near the mouth of the main fjords, and correlated these with the Tromsø/Lyngen event. According to Andersen, these moraines correspond with a marine molluscan fauna with *Portlandia arctica*, and with a Main Shore-line (P12). Andersen presumed that a marginal moraine-zone near the mouth of Saltfjorden, i.e. at Straumøy and Sandhornøy (Pl. 1), was deposited during the Tromsø/Lyngen event, and that the *Portlandia arctica*-clay at Bodo var deposited immediately outside the ice-front during this event. A radiocarbon date on *Portlandia arctica* from this clay, gave an age of $10,930 \pm 200$ B.P.

As a part of a degree thesis in Quaternary geology at the University of Bergen, a field investigation was carried out by the present author along the coast NW of Svartisen during the period of 1976–1978. The main object of the investigation, which is a contribution to I.G.C.P. project 73/1/24 'Quaternary Glaciation in the northern Hemisphere', was to trace the Late Weichselian deglaciation history. Some preliminary results were summarized by Andersen et al. (1979).

Ice movements

The ice movements were deduced from directional elements as defined by Vorren (1979). The features which were used most frequently are glacial

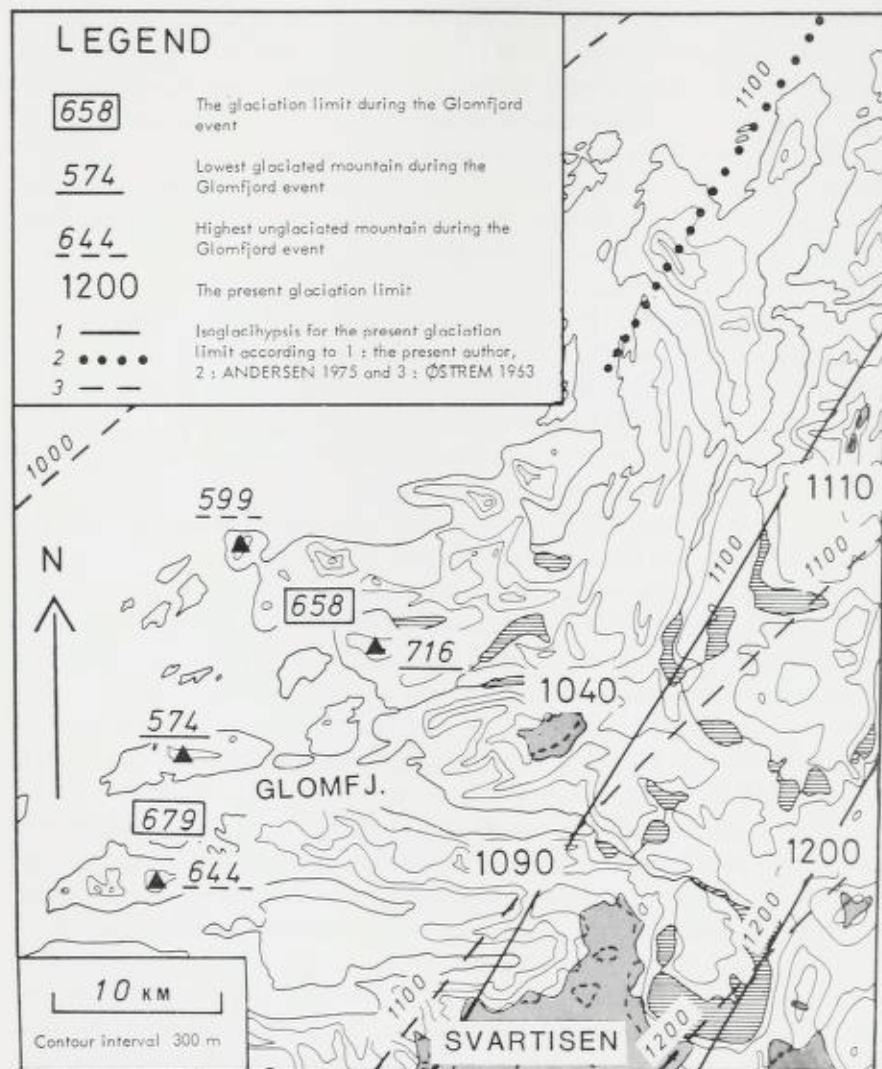


Fig. 2. Modern and Glomfjord glaciation limits calculated by means of the peak method. Altitudes in meters above present sea level.

striation, furrows, grooves and crescentic gouges. Most of the observations were made in the shore-zone where the directional elements are generally well preserved. At higher levels directional elements are often obliterated by weathering. Nevertheless, the observed directional elements give a fairly complete picture of the ice movements.

THE OLDEST ICE MOVEMENTS

The oldest directional elements demonstrate ice movement in a westerly to northwesterly direction (Fig. 3A). The variations within this sector indicate that the ice movements was influenced to some extent by the underlying topo-

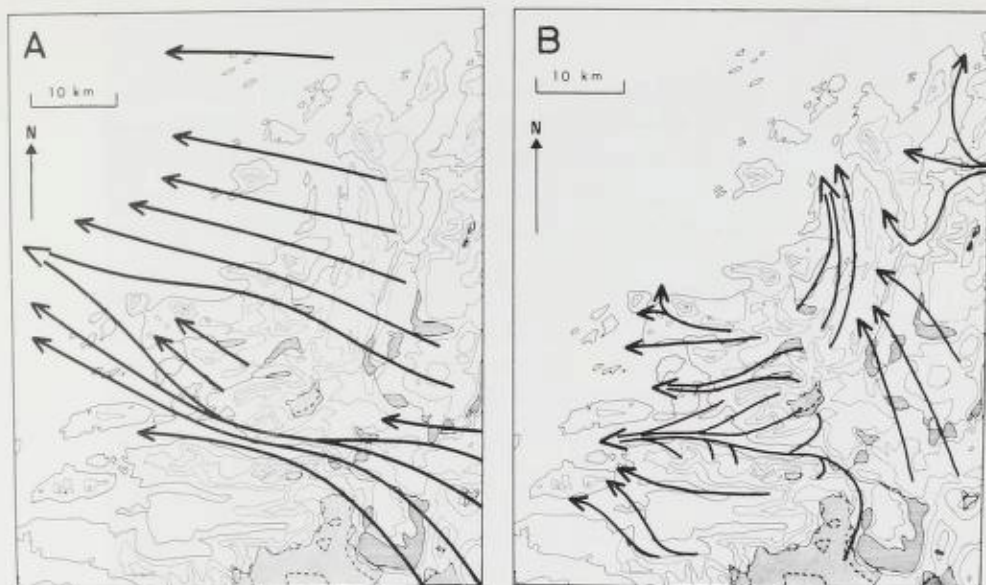


Fig. 3. Two ice-movement phases in the coastal area NW of Svartisen. A: Ice movements corresponding with maximum glaciation. B: Younger ice movements directed by topography. Shaded areas show the location of present glaciers. Contour interval 300 m.

graphy. Control by the topography seems reasonable, as the average relief of the coastal area northwest of Svartisen is 1200–1400 m. Topographically independent ice movements would require an ice thickness of at least 3600–4200 m, which is unlikely only 180 km from the edge of the continental shelf (Aseev 1968, Nye 1952).

YOUNGER ICE MOVEMENTS

The younger directional elements generally parallel the main fjords and valleys, and demonstrate that these were important drainage channels for the glaciers during younger glacial events (Fig. 3B). During the latest glacial phases, fjord and valley glaciers were dispersed from local ice culminations at Svartisen and Glombréen.

Glacial events

Most of the ice-marginal deposits in the coastal area northwest of Svartisen consist of distinct terminal moraines close to the present sea level (Plate 1). These moraines represent several *glacial events*, which are defined as *periods in which glaciers either stagnated or advanced*.

The correlation of moraines from different glacial events is based on moraine sequences, raised marine shore-lines, glaciation limits and radiocarbon dates.

THE VASSDAL EVENT

Description of moraines

On the mountain slopes southwest of Vassdal, near the mouth of Glomfjorden, a lateral moraine can be traced for about 3 km from the northern slope of Osafjell to a position north of Storalstind about 360 m above sea level. There it consists of a ca. 200 m wide moraine belt. The location of this lateral moraine shows that its eastern part was deposited by a cirque glacier which was a tributary of the glacier in Glomfjorden.

The corresponding terminal moraine lies in Åmnessund at the northern part of Åmøy, about 8 km west of Vassdal. It is a 200 m long, 100–200 m wide and 20 m high ridge projecting into the sound. Extensive glaciomarine deposits on the southern and eastern parts of Grønøy, immediately to the north of the moraine, were probably deposited close to the ice-front.

The average gradient on the surface of the end 6 km of the fjord glacier during this event was ca. 44 m/km. This corresponds with gradients for other Late-Weichselian fjord glaciers in the northern Norway (Andersen 1968).

In the Kunna/Bolden area about 20 km north-northeast of Åmøy, there are two parallel moraine ridges. The westernmost moraine is represented by a 800–1000 m long ridge situated along the foot of the steep southeastern slope of Kunna. As a result of strong marine abrasion, the ridge is entirely covered by large, rounded boulders. The most distinctive moraine lies at Bolden 1–2 km east of Kunna where it forms a ridge 10–20 m high, 200–300 m wide, and stretching for approximately 1 km across the valley. Several gravel pits in the ridge show bouldery glaciofluvial gravel and sand beds dipping in northwest direction, as well as sections of till (Fig. 4). This demonstrates that the ridge is a terminal moraine deposited in the sea by a glacier moving from the southeast.

In the upper part of the valley between Skjeggen and Breitind, 4–5 km east of the marginal deposits at Kunna and Bolden, there is another large terminal moraine. Short stretches of lateral moraine along the mountain slopes, about 250 m above sea level, to the southwest of the terminal moraine, show that it was deposited by a glacier tongue which moved up-valley from southwest. These moraines probably correspond with the terminal moraines at Kunna and Bolden, implying a surface gradient of approximately 50 m/km for the outermost 4 km of the glacier.

Age

Since the marginal deposits in the Vassdal/Åmøy area and the Kunna/Bolden area are separated by several fjords and islands where no marginal deposits have so far been found, it cannot be excluded that they represent two glacial events of different age. However, both moraines are situated near the mouths of fjords at approximately the same distance from mountain areas, and no other marginal deposits have been found which could possibly correspond with them.

In order to obtain a minimum age for the Vassdal event, marine molluscs, collected from glaciomarine sediments along the sides of fjords to the east of



Fig. 4. Gravel pit at Bolden showing glaciofluvial ice-front deposits.

Table 1. Radiocarbon dates

Locality and sediments	Altitude	Dated shell	Age	Laboratory reference number
VASSDAL, lodgement till	15 m	<i>Mya truncata</i> , fragments	34330 ± 1630	T-2670
BRATSBERG, glacial clay	20 m	<i>Macoma calcarea</i>	11740 ± 100	T-2669
ENGAVÅGEN, glacial clay	5 m	<i>Macoma calcarea</i>	11720 ± 200	T-3080
NÆVERDAL, glacial clay	40 m	<i>Mya truncata</i>	11610 ± 140	T-2672
SANDA, glacial clay	10 m	<i>Astarte elliptica</i> , <i>Mya truncata</i> and <i>Macoma calcarea</i>	11050 ± 120	T-2372
SÆTVIK, glacial silt	3 m	<i>Mya truncata</i> , <i>Cblamys islandica</i> and <i>Hiatella arctica</i>	10860 ± 150	T-2374
FURUMO, diamicton	10 m	<i>Mya truncata</i> , one complete valve and fragments	10640 ± 70	T-3079
SÆTVIK, resedimentated silt	4 m	<i>Littorina littorea</i> , <i>Buccinum undatum</i> , <i>Gibbula ceneraria</i> and <i>Arctica islandica</i>	9240 ± 120	T-2373
SÆTVIK, marine sand	4 m	<i>Arctica islandica</i>	7340 ± 110	T-2671
INNDYR, marine sand	25 m	<i>Ostrea edulis</i>	4390 ± 80	T-3269

the moraines, have been radiocarbon dated (Table 1). One of the samples was collected at Engavågen ca. 4 km east of the terminal moraine in Åmessund. In a road-cutting 5 m above sea level, a glaciomarine, boulder-bearing, silty sand contains shells of *Cblamys islandica*, *Macoma calcarea*, *Hiatella arctica* and

Mya truncata. Fresh complete valves of *Macoma calcarea* with preserved *periostrakum* gave a ^{14}C -age of 11.720 ± 200 years B.P. Fossiliferous, glaciomarine sediments were also found at Næverdalen, about 13 km north-east of Engavågen. At this locality a 0.5–1 m thick silty clay with boulders and dropstones overlies a sandy till in a ditch 40 m above sea level. The clay contains both complete valves and fragments of *Astarte elliptica*, *Chlamys islandica*, *Hiatella arctica*, *Macoma calcarea*, *Mya truncata*, *Anomia* sp. and *Balanus* sp. The fauna is dominated by large and thick-walled shells of *Macoma calcarea* and *Mya truncata*. Fresh, paired valves of *Mya truncata* with preserved *periostrakum* gave a ^{14}C -age of 11.610 ± 140 years B.P.

These dates show that the Vassdal event is older than 11.600–11.700 years B.P. Since Glomfjorden is relatively deep on the inner side of the Vassdal moraines, the retreat from the moraines was probably rapid. Therefore, an Older Dryas or late Bolling age of the Vassdal event is considered to be most likely.

At Bratsberg about 6 km from the head of Sørfjorden, a glaciomarine silty clay containing many well-preserved, large and thick shells of *Macoma calcarea*, *Astarte elliptica*, *Astarte borealis* and *Mya truncata* was found in a river bank 10 m above sea level. Paired valves of *Macoma calcarea* gave a ^{14}C -age of 11.740 ± 100 years B.P., which corresponds with the age of the glaciomarine sediments at Engavågen and Næverdalen. Sørfjorden must therefore have been ice-free in the early Allerød.

The above-mentioned dates compares well with a date on *Macoma calcarea* and *Mya truncata* from a glacial clay on the southern side of Skarsfjorden about 7 km S-SW of Engavågen, which gave an age of 11.700 ± 150 years B.P. (T-3270). According to F. Bøen and P. N. Vallevik (pers. comm.), who collected the shells, they probably date the deglaciation of the site.

THE GLOMFJORD EVENT

Description of moraines

Glomfjorden

In Spilderdalen, Næverdalen and Selstaddalen on the northern side of Glomfjorden, distinctive terminal moraines were deposited by valley glaciers which flowed out-wards from the Glomgreen area.

The terminal moraine near the mouth of Spilderdalen is about 400 m wide, and the crest of the moraine lies about 60 m above sea level. A 20–25 m high river section through the moraine shows mainly bouldery till in the eastern part of the moraine, and a thick sequence of glaciomarine silt in the western part.

In Næverdalen, about 3 km east of Spilderdalen, an arcuate end moraine lies in the inner part of the valley. The moraine, which is about 200 m wide, is very boulder-rich and has a 30 m high distal slope and a 4–5 m high proximal slope. The crest of the ridge is 95–100 m above sea level. Lateral moraines corresponding to the terminal moraine are most pronounced along the south-eastern side of the valley, where there are up to two distal ridges as much as 4 m high, and one proximal very boulder-rich ridge, 40 m high.

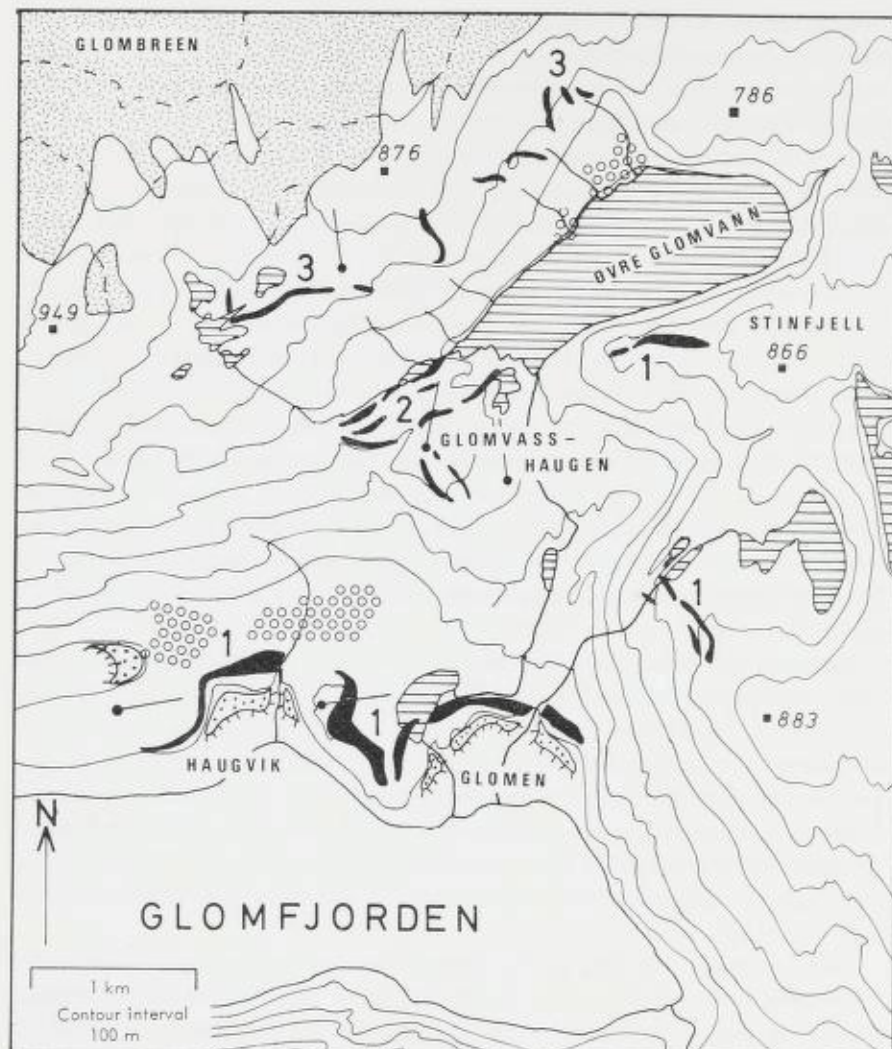
The terminal moraine at the mouth of Selstaddalen, 2–3 km south of Næverdalen, is approximately 500 m wide and rises steeply from the fjord towards its crest about 55 m above sea level. The proximal side slopes gently towards a lake which is dammed up by the moraine 46 m above sea level.

A very distinct raised marine shore-line, characterised by terraces cut into solid rock, can be seen immediately outside the terminal moraines in Selstaddalen, Næverdalen and Spilderdalen. This shore-line, termed the *Main shore-line* in the following, represents the marine limit in this area. At the mouth of Spilderdalen it lies about 90 m above sea level, in Næverdalen 92–95 m and in Selstaddalen 95–98 m above sea level. The Main shore-line is not present further up the valley from the terminal moraines in Spilderdalen and Selstaddalen. Therefore, the moraines must be younger than, or contemporaneous with the Main shore-line. However, vague shore-lines and marine accumulations at approximately same height as the Main shore-line are present in these valleys. This suggests that the sea level must have also been at about the same level as the Main shore-line after the deposition of the moraines. The correspondance in shore-line development in the valleys supports correlation of the distinctive moraines described above. The corresponding glacial event will be called the Glomfjord event.

At the eastern side of Næverdalen two distinct cirque moraines are situated below a mountain which reaches an altitude of 882 m above sea level. This is about 200 m higher than the glaciation limit during the Glomfjord event, but lower than the glaciation limit during younger events (see p. 12). It is suggested that these moraines correspond with the Glomfjord event. Likewise, a cirque moraine on the south-western slope of Sætertind, near the head of Spilderdalen, was probably also formed during this event. It follows that the sharp-pointed mountain-tops of Sætertind and Kvittind must have been nunataks during this period.

At Glomen and Haugvik on the northern side of the head of Glomfjorden, there are also several distinctive terminal moraines (Fig. 5). The oldest is about 1 km long and up to 100 m wide, and lies about 110 m above sea level at Haugvik. The position of this moraine shows that it was deposited from the south by a glacier which occupied the innermost part of the fjord. A 200–300 m long bouldery ridge on a hill between Haugvik and Glomen, and a 400–500 m long lateral moraine on Stinfjell about 3 km north-east of this hill, probably corresponds to the moraine at Haugvik. A younger end moraine, approximately 800 m long and 100 m wide, is situated at Glomen. This moraine describes a wide arc with its convex side facing north. The crest of the moraine slopes from about 150 m above sea level in the east to 120 m above sea level in the west. Since the moraine lies above the marine limit, which is about 103 m above sea level at Glomen, its arcuate course shows that the moraine was deposited from the south by an outlet glacier from the Svartisen area.

The exact altitude of the shore-level that corresponds with the Glomen and Haugvik moraines has not been determined, but it is higher than 98 m above sea level, and is probably close to the extrapolated altitude of the Main shore-



LEGEND

- | | | |
|--|---------------------------------|--|
| | Glacial striae | 1 : Moraines deposited during the Glomfjord event |
| | Marginal moraines | 2 : Moraines deposited during the Glomvasshaug event |
| | Glaciofluvial outwash sediments | 3 : Recent moraines |
| | Marine abraded terrace | |
| | Present glaciers | |

Fig. 5. Map of the Haugvik-Glomen area showing the location of the Glomfjord, Glomvasshaug and recent moraines.

line, about 103 m above sea level. Rekstad (1912) and Grønlie (1951) reported the marine limit at Glomen to be 108 m and 101.5 m above sea level, respec-

tively. Therefore the moraines at Haugvik and Glomen very probably correspond with the Glomfjord event. The glacier that deposited the Glomen moraine was slightly smaller than the glacier that deposited the Haugvik moraine, and a correlation of these moraines with a late and early phase of the Glomfjord event is suggested.

South of Stinfjell these are some cirque moraines 600–700 m above sea level. These were probably deposited during the Glomfjord event, since the mountain east of the moraines is higher than the glaciation limit during this event (see page 12).

At Vassdal, on the southern side of Glomfjorden near the mouth of the fjord, there is a distinctive cirque moraine. The highest shore-level at Vassdal is represented by the Main shore-line, which is cut onto the distal slope of the moraine, and by glaciofluvial out-wash sediments which lie at the same height as the Main shore-line in front of the moraine (Fig. 6). This shows that the cirque moraine at Vassdal corresponds with the Main shore-line, and it is therefore included in the Glomfjord event. A smaller cirque moraine further up the valley was probably deposited during a late phase of the Glomfjord event.

Other distinctive moraines deposited by local glaciers on the south side of Glomfjorden are also correlated with the Glomfjord event. They correspond with the Main shore-line, and the mountains behind the moraines rise to altitudes well above the glaciation limit during the Glomfjord event.

Sørfjorden

A distinct cirque moraine is situated on the north-western slope of Bjellåtind near the head of Sørfjorden. The Main shore-line is present immediately outside the moraine, but does not continue onto or behind the moraine. This might suggest that the moraine is younger than the Main shore-line. However, the mountain top at Bjellåtind is 882 m high, approximately 200 m over the glaciation limit during the Glomfjord event, but lower than the glaciation limit during younger events (see p. 12). It would seem probable that the moraine was deposited during the Glomfjord event.

Bjærangsfjorden, Holandsfjorden and Nordfjorden

The Main shore-line can also be traced along the sides of the fjords in the southern part of the area. This shows that these fjords were not glaciated during the Glomfjord event. On the southern side of Holandsfjorden and Nordfjorden there are several terminal moraines and cirque moraines (Fig. 7). The mountains south of these fjords reach altitudes even higher than the present glaciation limit, and some of the moraines are only a few km from existing glaciers. Some of these moraines were probably deposited during glacial phases from the Glomfjord event to recent times. The terminal moraine in front of the Engabreen glacier was deposited in historic time (Rekstad 1921, Theakstone (1964). But since no older moraines have been found in association with this glacier, and since the Main shore-line is present only a few km outside the



Fig. 6. Wave-cut terrace 85-93 m a.s.l. at Vassdal. The terrace, which is equated with the Main shore-line, is cut into the Glomfjord cirque moraine behind the barn.

existing moraine, Engabreen was probably not much larger during the Glomfjord event than it has been in historic time.

Coastal mountains

Cirque moraines are present on several mountains on islands, and on other isolated mountains in the coastal district. One of the moraines lies on the northern side of Blåtind, about 10 km southeast of Kunna. The moraine lies to the east of moraines deposited during the Vassdal event, and it must be younger than this event. Since the Blåtind mountain is 716 m high, more than 300 m below the modern glaciation limit (see p. 1), the moraine probably was deposited during the Glomfjord event.

The mountain of Skjeggen, about 8 km north-west of Blåtind, was outside the glacier margin during the Vassdal event. The cirque moraine on the north side of this mountain may therefore be older than the Vassdal event or contemporaneous with it. However, since the mountain-top reaches an altitude of 903 m, almost 200 m higher than Blåtind, it must have been glaciated during the Glomfjord event, and the moraine is believed to belong to this event. The other cirque moraines in the coastal districts are similarly equated with the Glomfjord event since they lie on mountains of about the same height as Blåtind, or higher.

The glaciation limit

The glaciation limit during the Glomfjord event has been calculated in the same way as for modern glaciations, i.e. by means of the peak method (Fig. 2). The lowest-lying mountain peak with a Glomfjord cirque moraine is presumed to have been the lowest glaciated peak during the Glomfjord event, and the highest mountain without any cirque moraine is presumed to have been the highest unglaciated peak at this time. Before carrying out the calculations, the topographic conditions were evaluated as described by Andersen (1968). For instance, two mountains south-west of Sorfjorden have no cirque moraines, in spite of the fact that they reach altitudes of 819 m and 1045 m above sea level. However, this is explained by the fact that these south-west to south-east facing

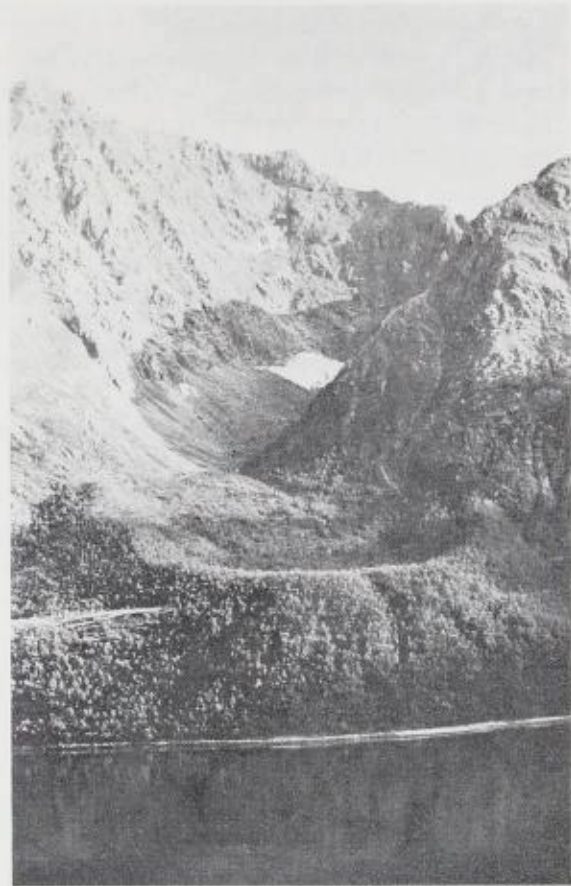


Fig. 7. Cirque moraine at Nordfjorden.

summits are surrounded by precipitous slopes which prevented snow-accumulation above the equilibrium line.

The glaciation limit during the Glomfjord event was thus about 450–500 m lower than at present. A similar, or slightly lower glaciation limit has been reported for the Tromsø–Lyngen event in northern Norway (Andersen 1968, 1975). In southern Norway calculations of Late Weichselian glaciation limits and equilibrium lines have shown that these were 400–500 m lower in Younger Dryas time than they are today. These calculations were summarized by Andersen (1975, p. 58–60). It is concluded that the glaciation limit during the Glomfjord event was as low relative to the recent glaciation limit, as during the Tromsø–Lyngen event in northern Norway and the Younger Dryas in southern Norway.

Age

At Sætvik, about 5 km from the head of Glomfjorden, a 2 m thick section of glaciomarine clayey silt with dropstones and an arctic fauna underlies 0.5 m of marine sand, 0.7 m of clayey silt and 0.5 m of shore gravels. Stratigraphic studies of these sediments show that the glaciomarine silt (Sætvik Silt) repre-

sents the last phase of glacial sedimentation in Glomfjorden (see p. 18). Deposited only about 2 km from the terminal moraines at Haugvik and Glomen, the Sætvik Silt must correspond to the Glomfjord event. Shells of *Mya truncata*, *Chlamys islandica*, and *Hiatella arctica* from the Sætvik Silt were radiocarbon dated at $10\ 860 \pm 150$ years B.P.

More than 5 m of glaciomarine clayey silt with numerous dropstones underlies about 0.5 m of shore gravels in a ditch 10 m above sea level at Sandå, about 6 km north-west of Sætvik. Located only 2 km from the Glomfjord terminal moraine in Næverdalen, the glaciomarine silt probably corresponds with the Glomfjord event. Shells of *Astarte elliptica*, *Mya truncata*, and *Macoma calcarea* from the glaciomarine silt were radiocarbon dated at $11\ 050 \pm 120$ years B.P.

On the evidence of the radiocarbon dates, an early Younger Dryas or late Allerød age is suggested for the Glomfjord event. At Furumo on Åmøy, 1 km west of the Vassdal moraine in the Åmessund, 2–3 m strongly consolidated silty clay with numerous pebbles and boulders showing glacial striae, underlies about 3 m shore gravels. The clay, named Furumo diamicton, also contains numerous broken shells of *Mya truncata* and many complete valves of *Lepeta caeca*. Well preserved, large fragments of *Mya truncata* gave a radiocarbon age of $10\ 640 \pm 70$ years B.P. If the Furumo diamicton is interpreted as a lodgement till, this either indicates a re-advance of the ice-sheet to Åmøy after 10 640 B.P., or an advance of a local glacier on Åmøy. There are, however, no local moaines on the eastern part of Åmøy, and a re-advance of the ice-sheet to Åmøy at that time is opposed by all other evidence. Therefore, the strong consolidation of the Furumo diamicton must either be caused by another process than glacial pressure, or the date must be wrong.

This would suggest that a re-advance should not be postulated on the evidence of only one radiocarbon date, or based on the degree of consolidation of sediments.

Paleogeography

Terminal moraines at Straumøy and Sandhornøy near the mouth of Saltfjorden have been correlated with the Tromsø/Lyngen event (Andersen 1975). Radiocarbon dates indicate an early Younger Dryas age for these moraines, and they may also be correlated with the Glomfjord event (Andersen et al. 1979). This indicates that there was no delay between the local glaciation and the re-advance of the ice sheet in this area. The paleogeographic reconstruction of early Younger Dryas is shown in Fig. 8. The ice margin and the contours on the glaciers is deduced from the marginal deposits and glacial striations shown in plate 1. No distinct terminal moraines have been found between Laksådalen and Morsdalsfjorden. However, the glacier must have lain in this area, and the position indicated is that considered to be most likely. The absence of moraines in this area is possibly related to the fact that the area lay in the zone between the ice sheet and the local glaciers. The ice sheet did not cross the mountains east of Glomfjorden during Younger Dryas. This suggests that the Svartisen



Fig. 8. Reconstructed paleogeography during the Glomfjord event about 10 800 years B.P. Shaded areas show the extent of glaciation, arrows indicate ice movements. Areas below the marine limit and the isobases for the Main shore-line is shown in black.

area acted as a physical hindrance which forced the ice to flow in a north-western direction.

THE GLOMVASSHAUG EVENT

In Spilderdalen, Selstaddalen and Sundsfjorddalen there are several small ice marginal deposits further up the valley than the Glomfjord moraines. Most of these correspond to a shore-level which lies at about the same altitude as the Main shore-line, and they were possibly deposited shortly after the Glomfjord event.

At Glomvasshaugen, about 2 km north of the head of Glomfjorden, there are several parallel ridges of moraine deposited by a glacier tongue from Glombreen (Fig.5). On the steep mountain slope above the head of Selstaddalen, there are further moraines deposited by Glombreen. These moraines were deposited in the Glomvasshaug event of uncertain age.

Holocene glacial variations in northern Scandinavia have been discussed by several authors (Theakstone 1964, Karlén 1973, Worsley & Alexander 1975,

Karlén & Denton 1976, Griffey & Worsley 1978, Karlén 1979). Several periods of glacial advance occurred in the Holocene, but the sizes of the glaciers were approximately the same in each of these periods. The Glombreen glacier, however, was significantly larger during the Glomvasshaug event than during the youngest Holocene event, since the moraines deposited during these two events are separated by 0.7–1 km. Accordingly, it would seem probable that the Glomvasshaug event occurred during the late Younger Dryas or Preboreal.

Marine fossils

PRE-LATE WEICHSEL

Till containing shell fragments has been found at two localities NW of Svartisen, at Vassdal near the mouth of Glomfjorden, and at Åmøy.

The Vassdal Till, about 15 m of grey, bouldery lodgement till, is exposed in a road cutting 5–20 m a.s.l. at Vassdal. The till contains scattered fragments, 1–20 mm long, of shells, some of which can be identified as *Mya truncata* and *Balanus* sp. Most of the fragments are, however, too abraded to be identified. The shell-bearing Åmøy Till is exposed in a 1–2 m high roadcutting at about 20 m a.s.l. SW of Skarsvatn on Åmøy. The till is very similar to the Vassdal Till, but shell fragments are much more frequent. 23 fragments from *Mya truncata* and 1 from *Balanus* sp. were identified. The other fragments were eroded, but many of them were thick-walled and possibly from *Mya truncata*. Shell fragments from the Vassdal Till gave an ^{14}C -age of $34\,330 \pm 1470$ years B.P. If this date is correct, then the outer parts of Glomfjorden at least were ice-free during the Mid-Weichsel, and the molluscs which lived in the fjord at this time were subsequently transported by glacier ice.

The shell fragments from the Åmøy Till have not been dated, and it is not possible to say whether this is of same age as the Vassdal Till. If the fjord was ice-free at Vassdal it must also have been ice-free at Åmøy, and a Mid-Weichselian age for the shell fragments in the Åmøy Till is therefore not unlikely.

LATE WEICHSEL

The Late-Weichselian marine shell faunas were dominated by large and thick-walled *Macoma calcarea* and *Mya truncata* together with variable proportions of *Chlamys islandica*, *Astarte elliptica* and *Hiatella arctica* (Fig. 9). Similar faunas are found today in the fjords of eastern Greenland, Svalbard and in the eastern part of the Barents Sea (Ohdner 1915, Brotskaja 1930, Spärck 1933, Thorson 1933, 1934, 1958). These areas are part of the mid- and high-arctic zoogeographic region, whereas the coast of Nordland is within the mid-boreal region (Feyling-Hanssen 1955). This may indicate that the arctic zoogeographic regions were displaced more than 2000 km southwards in early Allerød and Younger Dryas time. However, Atlantic water probably had access to the Norwegian Sea in the Allerød, and it is likely that arctic marine faunas could thrive along the Norwegian coast because of the existence of steep ecological gradients between calving glaciers and the open sea (Mangerud 1977).

LOCALITY	BRATSBØ	ENGAVÅGEN	KJØVERDAL	SANDÅ	SETVIK	FURUMØ
^{14}C -DATING	11 740 ± 105	11 720 ± 200	11 610 ± 140	11 090 ± 320	10 880 ± 150	10 640 ± 70
<i>YOLDIA HYPERBOREA</i>						
<i>ORLAMYA ISLANDICA</i>						
<i>MACOMA CALCAREA</i> (x)						
<i>MYA TRUNCATA</i> (x)						
<i>PIATELLA ARCTICA</i> (x)						
<i>ASTARTE ELLIPTICA</i>						
<i>ASTARTE BOREALIS</i>						
<i>LEPETA CAECA</i>						
<i>ANOMIA</i> SP.						
<i>BALANUS</i> SP.						

Fig. 9. Late Weichselian marine shell-faunas from the coastal area NW of Svartisen.

Macoma calcarea is the most frequent bivalve in the glaciomarine sediments along the fjords NW of Svartisen. Investigations in the fjords on Greenland and Svalbard have shown that this species dominates in the depth-zone occupied by so-called 'fjord-water', i.e. surface-water with a low salinity and generally above-zero temperatures (Thorson 1933, 1934, Ohdner 1915). Below the 'fjord-water' there is a high-salinity zone with permanently below-zero temperatures in which *Bathyarca glacialis* is the most frequent species. Since *Bathyarca glacialis* has not been found among the Late Weichselian molluscs NW of Svartisen, whereas *Macoma calcarea* is frequent, the upper 50–100 m of the sea in the fjords at this time was probably occupied by 'fjord-water'.

Portlandia arctica has been found many places along the coast of Nordland, commonly just outside ice-marginal deposits of Late Allerød or Younger Dryas age (Rekstad 1925, Marthinussen 1962, Andersen 1975). However, along the fjords NW of Svartisen this species has not been found. This suggests that the ecological conditions were, for unknown reasons, unfavourable in these fjords for this species. Spjeldnes (1978) pointed out that *Portlandia arctica* is more easily devoured by predatory gastropods (*Naticidae*) than the thick-walled *Macoma calcarea*. Accordingly, *Portlandia arctica* occurs in abundance only where conditions are unfavourable for predatory gastropods, such as in low-salinity water with high content of suspended matter. Such conditions undoubtedly prevailed beside the fronts of the large fjord glaciers which existed in many places in Nordland during the Younger Dryas. However, in most of the fjords NW of Svartisen there were no such glaciers, and the fjords probably contained slightly more saline 'fjord-water' with less suspended matter. *Portlandia arctica* may have been out-competed by *Macoma calcarea* in these fjords due to gastropod predation, and is therefore only found in glaciomarine sediments deposited close to large fjord glaciers. The fact that most of the *Macoma calcarea* found had bore-holes from *Naticidae* support this deduction.

THE LATE WEICHSEL/HOLOCENE TRANSITION

The transition from Late-Weichsel to Holocene is demonstrated in a sequence of marine sediments exposed in a river-bank 2–6 m a.s.l. at Sætvik, approximately 5 km from the head of Glomfjorden. The sediments consist of 4 units. The lower-most unit, the Glomfjord Silt, is over 5 m thick. This is overlain by the 0.5 m thick Sætvik Sand, the 0.7 m thick Særvik Silt and about 0.5 m of well-rounded gravels (Fig. 10).

The Glomfjord Silt contains many subrounded to angular pebbles and blocks some of which show glacial striae and demonstrate the glaciomarine origin of the sediment. The silt also contains *Cblamys islandica*, *Mya truncata*, *Hiatella arctica*, *Macoma calcarea* and *Yoldiella hyperborea*. This fauna indicates cold, arctic conditions and medium depths (Nordsieck 1969).

The foraminifera in Glomfjord Silt is grouped into two assemblage zones as defined by Hedberg (1976). The *Virgulina schreibersiana* zone (F1), which occupies the greater part of the unit, is dominated by *Virgulina schreibersiana* (21–54%), *Cassidulina reniforme* (25–35%), and *Elphidium excavatum* f. *clavata* (14–31%). Based on the present and fossil distribution of these species, (Loeblich & Tappan 1953, Risdal 1964, Nagy 1965, Todd & Low 1967, Feyling-Hanssen 1974, Sejrup & Guilbaut 1980), it can be concluded that the foraminifera in most of the Glomfjord Silt is arctic.

The *Cassidulina reniforme* – *Elphidium excavatum* zone (F2) forms the upper 10 cm of the Glomfjord Silt. The zone is dominated by the arctic species *Cassidulina reniforme* (41%) and *Elphidium excavatum* f. *clavata* (24%). The transition from the *Virgulina schreibersiana* zone is characterized by a strong decline in the content of *Virgulina schreibersiana* (from 54% to 9%), and by the appearance of *Cibicides lobatulus* and *Trifarina angulosa*. The recent distributions of the latter species is cosmopolitan and low-arctic to lusitanian, respectively (Sejrup et al. 1980). Although the fauna in this zone is dominantly arctic, the occurrence of *Cibicides lobatulus* and *Trifarina angulosa* indicates a change to slightly warmer conditions.

The Glomfjord Silt has been radiocarbon dated using fresh shells of *Mya truncata*, *Cblamys islandica* and *Hiatella arctica*. These gave an age of 10.860 ± 150 years B.P., indicating an Younger Dryas age for the Glomfjord Silt.

The relatively well sorted Sætvik Sand overlying the Glomfjord Silt is very rich in shells and shell fragments. This, and the occurrence of scattered pebbles with barnacles, worm tubes and bryozoans, indicates clearwater conditions and a low sedimentation rate. 15 different molluscs were found in the Sætvik Sand. 8 of these have a boreal-lusitanian recent distribution, 4 a boreal-arctic distribution and 3 species are cosmopolitan. The most frequent species are *Arctica islandica*, which forms a shell bank in the middle of the sand, *Lucinoma borealis*, *Cardium echinata* and *Cochlodoma praetenuae*. Many shells were found in their position of growth. The high content of boreal-lusitanian species indicates that the water temperature during deposition of the Sætvik Sand were at least as high as today.

The foraminifera in the Sætvik Sand may be grouped into two assemblage

zones. The *Cibicides lobatulus*-*Trifarina angulosa* zone (F3) forms the lower 20 cm of the sand. This zone is separated from the underlying *Cassidulina reniforme*-*Elphidium excavatum* zone by a rapid increase in the content of *Trifarina angulosa* and *Cibicides lobatulus*, whereas *Cassidulina reniforme* and *Elphidium excavatum* f. *clavata* strongly decline. This and the occurrence of thermophile species, such as *Gavelinopsis praegeri* and *Bulimina marginata*, demonstrates that the water temperature increased considerably when sand deposition started. The uppermost 30 cm of the Sætvik Sand is within the *Bolivina pseudoplicata* zone (F4). The boundary with the zone below is defined by an increase in *Bolivina pseudoplicata*, which together with *Cibicides lobatulus* and *Trifarina angulosa* dominates the fauna. The high content of boreal-lusitanian species, and the occurrence of southern species like *Planorbulina mediterranea*, indicates relatively high water temperatures. The occurrence of *Cassidulina reniforme* and *Elphidium excavatum* f. *clavata* in the sand is probably a result of re-sedimentation.

Fresh, paired shells from *Actica islandica* collected from the shell bank in the middle of the sand gave a radiocarbon age of 7.340 ± 110 years B.P. According to this date, most of the Sætvik Sand was deposited in the Holocene.

The Sætvik Silt is poorly sorted and contains variable amounts of gravel, sand and clay. The silt also contains boulders and pebbles, particularly in its uppermost part, which might suggest a glaciomarine origin. However, since the silt overlies Holocene marine sand, this is considered unlikely. More probably, the Sætvik Silt consists of a mixture of older glaciomarine and marine sediments transported by an avalanche or clay slide.

The Sætvik Silt also contains many shells and shell fragments, but these are not as frequent as in the Sætvik Sand, and no paired shells were found.

Characteristic of the mollusc fauna is the occurrence of thick-walled *Mya truncata*, *Macoma calcarea* and *Astarte elliptica* together with *Littorina littorea*, *Gibbula ceneraria* and *Buccinum undatum*. This mixture of boreal-lusitanian and arctic species, and of species inhabiting different depth zones, could only have been caused by re-sedimentation.

The foraminifera in the Sætvik Silt constitute the *mixed fauna* zone (F5). The lower part of the zone is dominated by the arctic species *Cassidulina reniforme* and *Elphidium excavatum* f. *clavata*, but also contains high percentages of the boreal-lusitanian species *Bolivina pseudoplicata* and also *Cibicides lobatulus*. In the upper part of the zone *Cassidulina reniforme*, *Virgulina schreibersiana* and *Cibicides lobatulus* are most important, but also here there are significant amounts of boreal-lusitanian foraminifera. The occurrence together of arctic and boreal-lusitanian foraminifera demonstrates that the zone does not contain a normal fossil assemblage, but a mixture of different fauna communities.

Arctica islandica, *Littorina littorea*, *Gibbula ceneraria* and *Buccinum undatum* collected from the Sætvik Silt gave a radiocarbon age of 9240 ± 120 years B.P. These molluscs are almost 2000 years older than the middle part of the underlying Sætvik Sand, and the date confirms that Sætvik Silt is a product of re-sedimentation.

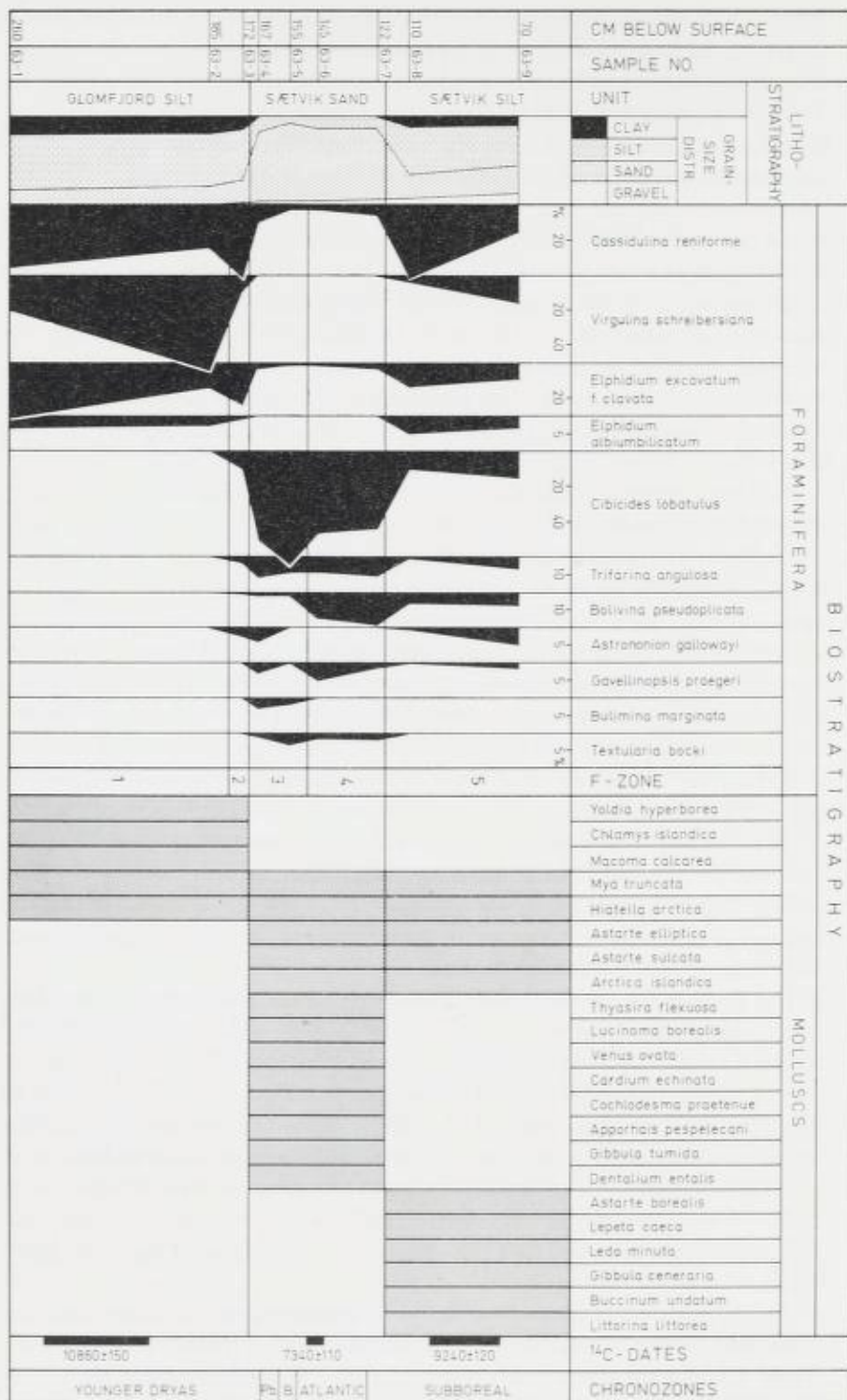


Fig. 10. Stratigraphy in marine sediments at Sætvik, Glomfjord.

The Glomfjord Silt represents the last period of glaciomarine sedimentation and arctic conditions in Glomfjorden. The last time glaciers calved in the fjord was during the Glomfjord event, and the Glomfjord Silt must correspond to this event. According to radiocarbon dating, the Glomfjord Silt was deposited about 10 800 ¹⁴C-years B.P. When the glaciers retreated after the Glomfjord event, glaciomarine sedimentation in the fjord ceased. There was an important change in the hydrographic conditions in the fjord, which resulted in the deposition of the Sætvik Sand.

At the same time the marine fauna changed radically, and high- and mid-arctic species were succeeded by boreal-lusitanian species. In the foraminifera, this change in conditions is marked by an increase in the percentages of *Trifarina angulosa* and *Cibicides lobatulus*, whereas the arctic elements decline. Equivalent changes in lithology and fauna have been reported from several localities along the Norwegian coast in association with the transition from arctic to boreal conditions during deglaciation. (Sejrup et al. 1980, Løfaldi & Rokoengen 1980). According to Sejrup et al. (1980), the characteristic flourishing of *Trifarina angulosa* and *Cibicides lobatulus* probably occurred shortly after the Polar front passed on its way northwards as the Norwegian Sea became warmer. These relations indicate that arctic water in Glomfjorden was displaced by atlantic water at approximately the same time as glaciomarine sedimentation ceased. Since boreal-lusitanian molluscs lived in the fjord at ca. 9200 ¹⁴C-years B.P., this displacement must have occurred within the period 10 800–9200 ¹⁴C-years B.P.

A more accurate date for the transition may be obtained from considerations of the age of the Glomfjord event. Since this event most probably is of late Allerød to early Younger Dryas in age, the glaciomarine sedimentation in Glomfjorden had most likely ceased about 10 500 ¹⁴C-years B.P. Accordingly, it is possible that the transition from arctic to boreal-lusitanian conditions in Glomfjorden occurred during late Younger Dryas time. This agrees with evidence from the continental shelf outside southern Nordland, where the transition occurred about 10 400 years B.P. (Løfaldi & Rokoengen 1980).

According to radiocarbon dating, the middle part of Sætvik Sand was deposited about 7300 ¹⁴C-years B.P. The lower 25 cm of the sand therefore represents a minimum of 1900 years, possibly as much as 3000 years if the change from deposition of the Glomfjord Silt to Sætvik Sand took place in late Younger Dryas. Due to this low rate of sedimentation (0.08–0.10 mm/year) the sand is very rich in shells and shell fragments.

The dates also indicates that the lower part of the *Bolivina pseudoplicata* zone (F4) coincides in part with the warm Atlantic and Sub-boreal chronozones. This is supported by the occurrence of thermophile species in this zone.

The Sætvik Silt was deposited by a slump or avalanche after 7300 ¹⁴C-years B.P. If the upper part of the Sætvik Sand accumulated at the same rate as the lower part, the top of the bed was deposited within the period 5400–4300 ¹⁴C-years B.P., which is the maximum age for the Sætvik Silt. The uppermost unit in the sequence consists of shore-gravels deposited during the Holocene regression.

Table 2. Holocene molluscs from the coastal area NW of Svartisen

Locality Approximate age B.P.	INNDYR 4400	DALEN 4500-5500	S/ETVIK 5000-10 000
<i>Modiolus modiolus</i>		x	
<i>Ostrea edulis</i>	x		
<i>Thyasira flexuosa</i>			x
<i>Lucinoma borealis</i>	x	x	x
<i>Cardium echinatum</i>			x
<i>Cardium edule</i>	x		
<i>Arctica islandica</i>		x	x
<i>Dosinia exoleta</i>		x	
<i>Dosinia lineta</i>		x	
<i>Venus ovata</i>			x
<i>Venus gallina</i>	x	x	
<i>Venerupis pullastra</i>	x		
<i>Hiatella arctica</i>		x	x
<i>Mya truncata</i>		x	x
<i>Cochlodoma praetenu</i>			x
<i>Patella vulgata</i>		x	
<i>Gibbula ceneraria</i>			x
<i>Gibbula tumida</i>		x	x
<i>Littorina obtusata</i>	x	x	
<i>Littorina saxatilis</i>		x	
<i>Littorina littorea</i>		x	x
<i>Apporbais pespelecani</i>			x
<i>Nucella lapillus</i>		x	
<i>Buccinum undatum</i>	x	x	x
<i>Dentalium entalis</i>			x

HOLOCENE

Holocene molluscs have been collected from two localities in addition to Sætvik (Table 2). One of these is situated on a terrace 25 m a.s.l. near Inndyr at Sørfjorden. In a roadcutting showing 0.5 m-1 m of wellsorted marine sand, 7 different species were found. The fauna, which is dominated by large (4-5 cm long) species of *Cerastoderma edule*, closely resembles recent faunas found on sand between the tidal zone and a depth of a few metres (Tebble 1963, Bergan 1970, Nordsieck 1969, Ziegelmeyer 1957). The fauna must have lived at a time when the sea level at Inndyr was approximately 25 m higher than at present. An incomplete shell (longest axis 9.5 cm) of *Ostrea edulis* from Inndyr was radiocarbon dated to 4390 ± 80 ^{14}C -years B.P.

Holocene molluscs were also collected at Dalen ca. 4 km SE of Kunna. Here, a river-side exposure ca. 20 m a.s.l. of gravelly sands, 2-3 m thick, contains a great number of shells and shell fragments. The fauna is dominated by paired valves of *Venus gallina*, a species which according to Bergan (1970) and Lie (1971) occurs most frequently at depths less than 10 m, but is also common near the tidal zone. Since the fauna also contains three different *Littorina* species and *Patella vulgata*, it would seem that the fauna lived close to sea level. Most of the 17 different species which were found at Dalen have a boreal-lusitanian distribution, and some of them do not live further north than Lofoten. The fauna suggests water temperatures at least as warm as today.

Raised marine shore-lines

The main purpose of the shore-line investigation presented here was the use of raised shore-lines in the correlation of ice – marginal deposits, and to establish their relative ages. The highest shore-lines were judged to be most important, and only a few observations have been made at low levels.

THE MAIN SHORE-LINE

By far the most distinct of all raised shore features along the fjords NW of Svartisen is the shore-line corresponding to the Glomfjord event, the *Main shore-line*. Since no indisputable shore features have been found above the Main shore-line to the east of the Vassdal moraines, this is believed to represent the marine limit in this area (Fig. 12). The marine limits at Djupvik and Vassdal reported by Vogt (1904) and at Kjeldal reported by Gronlie (1940) are significantly higher than the Main shore-line, but the present author has not been able to confirm these observations. However, some of the islands have not been investigated in detail, and it is possible that the marine limit in the westernmost part of the area is higher than the Main shore-line.

The Main shore-line is characterised by wide terraces, frequently cut into solid rock, which are particularly well developed along relatively calm fjords and channels immediately adjacent to the Glomfjord moraines. The Main shore-line is particularly clear at the head of Sørfjorden, where it can be traced for approximately 6 km from Oterstranden to Laksådalen. Above Oterstranden it is a platform about 50 m wide cut into mica schist and bordered by an eroded 20–25 m high raised sea cliff (Fig. 11). Angular boulders and pebbles which have obviously collapsed from the cliff lie scattered on the platform. Rounding of these clasts, or any other indication of wave action, was not noted. The landward edge of the terrace is 90–91 m above sea level, the outer edge about 85 m above sea level.

Well-developed platforms of the same type as the Oterstranden are present along the inner and middle stretches of Glomfjorden, Bjarangsfjorden, Hølandsfjorden and Nordfjorden. They are excavated in a variety of rocks, but are in general widest in schists.

The formation of platforms cut in rock has been discussed by several authors (Nansen 1922, Bentham 1937, Joyce 1950, Feyling-Hanssen 1953, McCann & Carlisle 1972). They all agree on the importance of 'freeze and thaw processes' along arctic shores, and these processes are believed to be the main cause of rock terraces in arctic areas. The geographic distribution of the Main shore-line supports this belief: The Oterstrand-type shore-lines are most distinct along relatively calm fjords and channels close to the Glomfjord moraines which is not what should be expected if wave-action had been an important factor in their formation. There is, however, good accordance with the expected distribution if frost-shattering was the dominating process. Fjords adjacent to glacier fronts must have received large quantities of melt water which could give rise to a brackish surface layer. Such a surface layer was considered by Nansen



Fig. 11. The Main shore-line (marked by arrows) cut in rock 85-91 m a.s.l. at Oterstrand, Sorfjorden.

(1922) to be of prime importance for frost shattering on arctic beaches since the frequency of freezing is increased. A feature which may have contributed considerably to the formation of the Main shore-line, is the 'ice-foot'. Bentham (1937) defined this term in the following way: 'The ice-foot is that part of the sea-ice which is frozen to the shore and is therefore unaffected by tidal movements. It is separated from the sea-ice proper, which moves up and down with the tide, by the tidal crack'.

According to Bentham's investigations in NW Greenland, the ice-foot is best developed along calm shores, but is frequently absent in areas exposed to strong wave action. Since the distribution corresponds with the Main shore-line, and since an ice-foot is a common feature of arctic shores, it may be deduced that the shores along the fjords NW of Svartisen were to a large extent covered by an ice-foot during the Glomfjord event. If this was the case, an ice-foot have contributed to the formation of the Main shore-line since it protects the beaches from wave action for a major part of each year, and contributes to the removal of frost-shattered material when it breaks away in the summer.

Radiocarbon dates show that the Main shore-line formed between 11 700 and 10 500 years B.P. (see p. 27). The average rate of cliff retreat at Oterstranden was therefore at least 50 m/1200 years, or about 4 cm/year. This is of the same order as for modern coastal cliffs around Svalbard (Jahn 1961) and Younger Dryas shore terraces in Scotland (Dawson 1980). Studies in arctic areas have shown that frost shattering and 'ice-foot erosion' is most effective between mean and high tidal levels. (Nansen 1922, Joyce 1950, Feyling-Hanssen

1953, McCann & Carlisle 1972). The inner-edges of shore terraces are therefore usually situated at about high-water mark. The inner edge of the Oterstrand terrace evidences a sea level which at flood tide was 90–91 m higher than the present day mean sea level. Assuming a tidal amplitude approximately the same as today, i.e. ca. 3 m (at Bodø, Gjevik 1978), the corresponding mean sea level was 88.5 m–89.5 m higher. The marine limit at Oterstrand is therefore 89 ± 1 m a.s.l. The marine limit has been calculated in this way for other localities where the Main shore-line is of the same type as at Oterstrand.

The Main shore-line at Vassdal is represented by a 50–70 m wide wave-cut terrace in till (Fig. 6). The inner-edge is bordered by and cuts partly into a Glomfjord cirque moraine. Large, well-rounded boulders can be seen a few meters from the inner edge of the terrace, but there is no trace of wave action above the inner edge. Along the outer shores of the fjords and around islands NW of Svartisen, the Main shore-line is represented by abrasional terraces in till, while rock platforms are small or absent. This indicates that frost shattering along the shore was less important in the outer coastal areas, whereas wave-action was of more importance. This was possibly caused by progressive mixing of the brackish surface layer at increasing distances from the glaciers because of waves and currents.

The outer coast was considerable more exposed to wave-action at this time than today, since most of the low strandflat areas outside the fjords were flooded by the sea.

Surf can also cause abrasion above high-water mark. Sollid et al. (1973) found that the inner edge of 35 abrasional terraces in unconsolidated deposits in Finnmark were on average 2.0 ± 4 m above mean sea level. However, this investigations only included fjords with limited fetches. The size of the terrace at Vassdal, and the large rounded boulders, suggests a considerable amount of marine abrasion, and it is concluded that the inner edge of this terrace lay more than 2 m above the marine limit. Since the inner edge of the terrace is 93 m above sea level, the marine limit at Vassdal is less than 91 ± 1 m a.s.l. Considerations of this type has allowed the calculations of the marine limit for different wave-cut terraces.

The isobases of the Main shore-line run roughly parallel to the coast in a NE direction (Fig. 8). All calculations of the marine limit carried out by the present author and reported in the literature, were plotted in an equidistant shore-line diagram (Fig. 12). The gradient of the Main shore-line is about 1.1 m/km.

LOWER SHORE-LEVELS

Many different shore-levels can be discerned below the Main shore-line. Rekstad (1929) distinguished 7 levels, whereas Gronlie (1951) increased this to 90. However, both authors noted that the Tapes levels in general are the most distinct.

One of the lower shore-levels investigated lies near Inndyr at Sørfjorden. Several littoral molluscs were found on a shore-terrace 25 m a.s.l. (see p. 22),

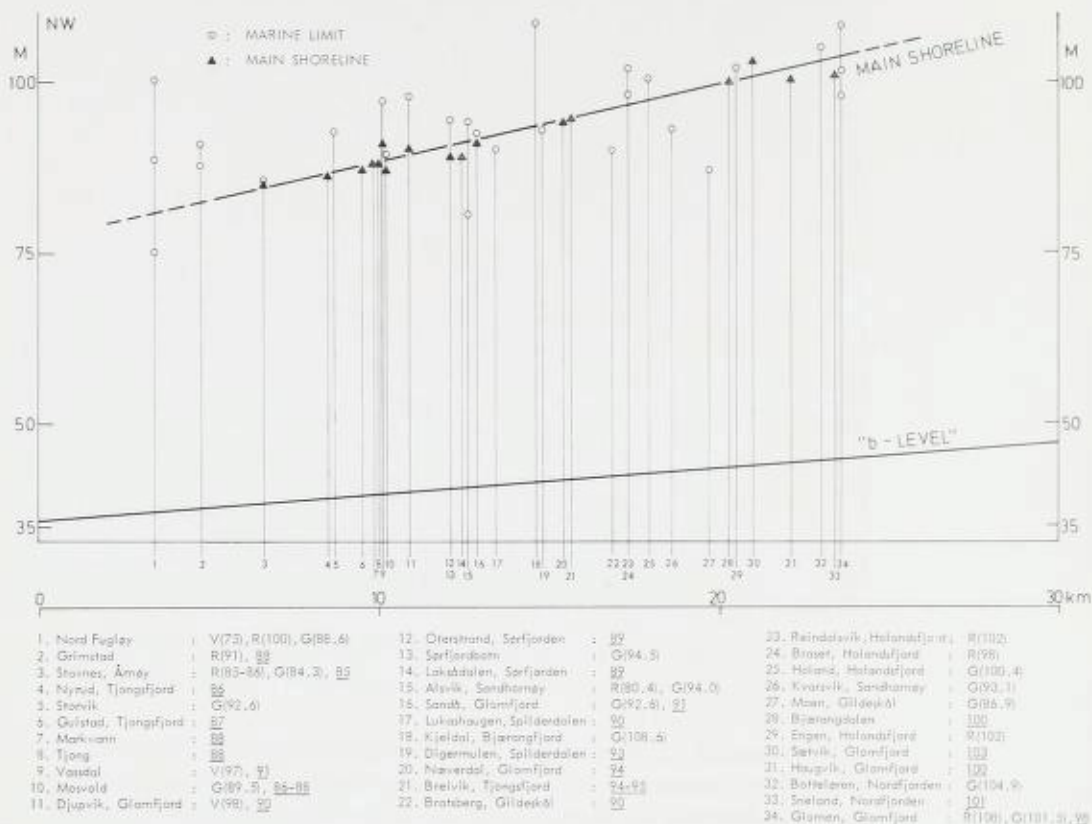


Fig. 12. Equidistant shore-line diagram for Glomfjorden. The field observations were made by Vogt 1890, 1904 (V), Rekstad 1910, 1912, 1915, 1929 (R), Grønlie 1940, 1951 (G), and the present author (underlined altitudes). The 'B-level' is according to Grønlie (1940, 1951).

and a shell of *Ostrea edulis* from this terrace gave a ^{14}C -age of 4390 ± 80 years B.P. This age corresponds with the Tapes IV level, which according to Marthinussen (1962) was formed about 4800–4500 ^{14}C -years B.P. Grønlie (1940) constructed isobases for the so-called 'b-level' in northern Norway, which he believed was formed in Sub-boreal time. However, at Inndyr the 'b-level' according to Grønlie is situated approximately 40 m a.s.l., and must therefore be older than Sub-boreal. In the inner fjords of Troms and Finnmark, the isostatic uplift has been approximately the same as the Sørfjorden, and the height difference between the Tapes I and Tapes IV levels is about 15 m (Marthinussen 1960). This indicates that the 'b-level' corresponds to the Tapes I level, which according to Marthinussen (1962) formed about 6600–6500 ^{14}C -years B.P.

There are also extensive shore-terraces 20–25 m a.s.l. at Dalen E of Kunna. One of these contains a littoral molluscs fauna indicating conditions at least as warm as today (see p. 22). The 'b-level' at Dalen according to Grønlie (1940) is approximately 35 m a.s.l., and indicates that these terraces correspond to the Tapes IV and III levels.

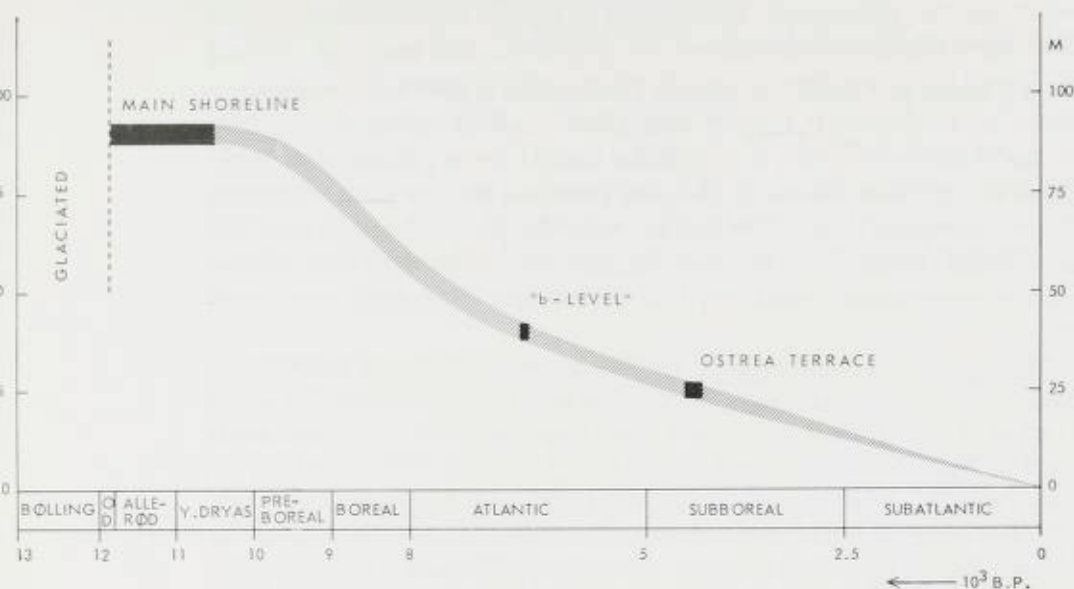


Fig. 13. Suggested trend of shore-line displacement at Inndyr, Sørkjorden. For explanation, see text.

In general, it can be concluded that most of the widespread shore-levels situated at heights of 10–40 m in the coastal area NW of Svartisen represent Tapes levels.

THE SHORE-LINE DISPLACEMENT

The wide Main shore-line rock platforms show that the relative sea level along the coastal area NW of Svartisen was relatively constant during a part of the Late Weichsel. The deglaciation of the fjords about 11 600–11 700 ^{14}C -years B.P., gives a maximum age for the formation of the shore-line. The fact that the Main shore-line is not present on the landward side of the Glomfjord moraines, gives a minimum age of about 10 500 years B.P. Accordingly, the time available for the formation of the Main shore-line is approximately 11–1200 ^{14}C -years, i.e. from 11 600–11 700 B.P. to ca. 10 500 B.P. However, were there no shore-line displacement during this time? Since the Main shore-line appears to represent the marine limit in these areas, there either were only very small changes in this period, or the Main shore-line is transgressional. Younger Dryas marine transgressions have been demonstrated in western Norway (Amundsen 1978, Stabell & Krzywinski 1979), but only in areas with much lower marine limits than in Nordland. It is considered most likely that there was a stable sea level between 11 600–11 700 ^{14}C -years B.P. and 10 500 ^{14}C -years B.P. in the fjords NW of Svartisen. By ca. 4400 ^{14}C -years B.P. sea level had sunk from about 95 m a.s.l. to 25 m a.s.l. at Inndyr. If the isobases constructed by Gronlie (1940) are correct, the 40 m level at Inndyr was reached ca. 6600–6500 ^{14}C -years B.P. These two Holocene shore levels, and the Main shore-line suggest a possible trend for the shore-line displacement at Inndyr (Fig. 13).

Discussion and conclusions

The occurrence of a significant climatic amelioration in NW Europe at approximately 13 000 years B.P. has been established from both marine and continental data (Lowe et al. 1980). It is probable that the Bolling deglaciation of the coastal area of Troms (Vorren & Elvsborg 1979) and the NW parts of southern Norway (Mangerud et al. 1979) resulted from this climatic improvement. The same climatic change must also have occurred in Nordland and it is believed that the westernmost coastal area NW of Svartisen were deglaciated in the Bolling.

Deglaciation was interrupted by the Vassdal event. Although paleoclimatic evidence are somewhat equivocal concerning Older Dryas climatic oscillations (Lowe et al. 1980), a late Bolling or Older Dryas glacial advance is well established in Norway (Marthinussen 1961, 1974, Andersen 1960, 1968, 1975, Mangerud 1977, Anundsen 1977) and the Vassdal event is correlated with this.

During early Allerød time the deglaciation continued. The fjords were deglaciated and the ice-sheet retreated to a front east of Svartisen. To what extent local cirque and plateau glaciers persisted during this deglaciation is uncertain. Investigations in western Norway have demonstrated, however, that a Younger Dryas glaciation occurred here in areas not glaciated in the Allerød (Mangerud et al. 1979, Mangerud 1980). Therefore it may be supposed that local glaciers in the Svartisen area were much smaller during the Allerød than during the Younger Dryas.

During the late Allerød and early Younger Dryas a number of marginal moraines were deposited either by local glaciers which appeared in areas not glaciated during the earlier Allerød, or by the re-advance of older glaciers. Marginal moraines of Younger Dryas age are well-known in various parts of Scandinavia (Mangerud 1980). Although these moraines are not perfectly synchronous, they all are presumed to reflect a climatic deterioration which occurred in the late Allerød and Younger Dryas in NW Europe. This must also be the case for the moraines deposited during the Glomfjord event, since the extensive deglaciation which occurred during the early part of Allerød in this area was interrupted by an intense local glaciation during the early Younger Dryas.

The intense frost-shattering along the shores, the arctic marine fauna, and the low limit of glaciation show that the climate during the Glomfjord event was much colder than today. In the arctic, where the ice-foot is present for a major part of the year, the average annual and July temperature is normally well below 0°C and 8°C respectively (Orvig 1980). The ice-foot is, however, not present in northern-most Norway where the average annual and July temperature is about 1–3°C and 8–10°C, respectively (Bruun 1967). This suggests average annual and July temperatures below 0°C and 8°C during the Glomfjord event, which is at least 5°C colder than today. The level of glaciation during the Glomfjord event does, however, indicate a summer temperature only about 3°C lower than today assuming a vertical temperature-gradient of

0.65°C/100 m and no change of precipitation. Accordingly, it would seem probably that there was considerably less precipitation at this time than today.

The influx of atlantic water onto the continental shelf and into Glomfjorden was probably followed by a climatic improvement during the late Younger Dryas and the Pre-boreal. This may explain why the Main shore-line is not present inside the Glomfjord moraines. The Pre-boreal glaciation limit was, however, slightly lower than the present, (Andersen 1975, p. 58-60), and it is assumed that there existed local glaciers in the Svartisen area during the Pre-boreal.

Acknowledgements. - This project was conceived by Prof. Bjørn G. Andersen, who visited the investigated area on several occasions. The completion of the work was due largely to his inspiring and skilful guidance. Parts of an early draft of the manuscript were critically read by him.

My colleagues Frede Boen and Pål N. Vallevik also visited the investigated area, and contributed with valuable discussions. Hans-P. Sejrup gave indispensable assistance in the identification of foraminifera and molluscs. He also made many useful suggestions for the interpretation of marine faunas. The radiocarbon dating was carried out at the Radiological Laboratory of Norway, Trondheim, under the supervision of Steinar Gulliksen and Reidar Nydal. Brian Robins corrected the English language in an early version of the manuscript. Most of the figures and plates were drawn by Jane K. Ellingsen, Ellen Irgens and Jan E. Lien. The manuscript was typed by Inger M. Forland and Solveig Helland. The work was financially supported by the Norwegian Research Council for Science and Humanities (NAVF). To all these friends and institutions I proffer my sincere thanks.

REFERENCES

- Andersen, B. G. 1968: Glacial Geology of Western Troms, North Norway. *Norges geol. Unders.* 256, 160 pp.
- Andersen, B. G. 1975: Glacial Geology of Northern Nordland, North Norway. *Norges geol. Unders.* 320, 74 pp.
- Andersen, B. G., Boen, F., Rasmussen, A. & Vallevik, P. N. 1979: The deglaciation between Skjerstadfjord and Svartisen, North Norway. *Boreas* 8, 199-201.
- Anundsen, K. 1978: Marine transgression in Younger Dryas in Norway. *Boreas* 7, 49-60.
- Aseev, A. A. 1968: Dynamik und geomorphologische Wirkung der europäischen Eisschilde. *Petermanns geogr. Mitt.* 112, 112-115.
- Bentham, R. 1937: The ice-foot, in: Shackleton, E. (ed.): *Arctic Journeys. The story of Oxford University Ellesmere Land Expedition. Appendix III.* London, pp. 328-332.
- Brotskaya, V. A. 1930: Materials for quantitative evaluation of the bottom fauna of the Isfjord (E. Spitsbergen). *Trud. Morsk. Nauk. Inst.* 4, v. 3, 47-61. Moskva. (In Russian with English summ.)
- Bruun, I. 1967: *Climatological summaries for Norway. Standard normals 1931-60 of the air temperature in Norway.* Det norske meteorologiske institutt. Aschehoug, Oslo, 270 pp.
- Dawson, A. G. 1980: Shore erosion by frost: an example from the Scottish Lateglacial. In: Lowe, J. J., Gray, J. M. & Robinson, J. E. (eds.): *Studies in the lateglacial of north-west Europe.* Pergamon Press, Oxford, 205 pp.
- Enquist, F. 1916: Die Einfluss des Windes auf die Verteilung der Gletscher. *Bull. Geol. Inst. Uppsala* 14, 109 pp.
- Feyling-Hanssen, R. W. 1953: Brief account of the ice-foot. *Norsk geogr. Tidsskrift* 14, 45-52.
- Feyling-Hanssen, R. W. 1955: Stratigraphy of the marine Late-Pleistocene of Billefjorden, Vest-Spitsbergen. *Norsk Polarinst. Skr.* 107, 226 pp.
- Gjævik, B. 1978: Vannstandsendinger langs norskekysten. *Naturen* 4, 149-159.
- Griffey, N. J. 1977: A lichenometric study of the Neo-glacial end moraines of the Okstindan Glaciers, North Norway, and comparisons with similar recent Scandinavian studies. *Norsk geogr. Tidsskrift* 31, 163-172.
- Griffey, N. J. & Worsley, P. 1978: The pattern of Neo-glacial variations in the Okstindan Region of Northern Norway during the last three millenia. *Boreas* 7, 1-17.

- Grønlie, O. T. 1940: On the traces of the Ice Ages in Nordland, Troms and south-western part of Finnmark in Northern Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 20, 1-70.
- Grønlie, O. T. 1951: On the rise of sea and land and the forming of Strandflats on the West Coasts of Fennoscandia. *Norsk geol. Tidsskr.* 29, 26-63.
- Hedberg, H. D. (red.) 1976: *International stratigraphic guide*. John Wiley & Sons, Inc. 200 pp.
- Hollingworth, S. E., Wells, M. K. & Bradshaw, R. 1960: Geology and structure of the Glomfjord region. *Intern. Geol. Congr. 21st Copenhagen*, Rep. Session, Norden, XIX, 33-42.
- Holmes, M. 1966: Structure of the area north of Ornes, Nordland, Norway. *Norges geol. Unders.* 242, 62-93.
- Jahn, A. 1961: Quantitative analysis of some periglacial processes in Spitsbergen. *Uniwersytet Wrocławski Im Bolesława Bieruta, Zeszyty Nauk. Nauki Przyrodnicze*, II, Warsaw.
- Karlén, W. 1973: Holocene Glaciers and Climatic Variations, Kebnekaise Mountains, Swedish Lappland. *Geografiska Annaler* 55 A, 29-63.
- Karlén, W. 1979: Glaciers variations in the Svartisen area, northern Norway. *Geografiska Annaler* 61 A, 11-28.
- Karlén, W. & Denton, G. H. 1976: Holocene glacial variations in Sarek National Park, northern Sweden. *Boreas* 5, 25-56.
- Lie, U. 1971: Bunndyrene. In: Frislid, R. & Semb-Johanson, A.: *Norges Dyr*, bind 5, pp. 155-173. Cappelen, Oslo.
- Loeblich, A. R. & Tappan, H. 1954: Studies on Arctic Foraminifera. *Smithsonian Misc. Coll.* 121 (7), 150 pp.
- Lowe, J. J., Gray, J. M. & Robinson, J. E. 1980: *Studies in the lateglacial of north-west Europe*. Pergamon Press, Oxford.
- Lofaldi, M. & Rokoengen, K. 1980: Late- and post-glacial foraminifera and sediments on Viknaryggen and Haltenbanken off Mid-Norway. *Continental Shelf Institute, publ. no.* 103, 62 pp.
- Mangerud, J. 1972: Radiocarbon dating of Marine Shells including a discussion of Apparent Age of Recent Shells from Norway. *Boreas* 1, 143-172.
- Mangerud, J. 1977: Late Weichselian marine sediments containing shells, foraminifera and pollen, at Ågotnes, Western Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 57, 22-54.
- Mangerud, J. 1980: Ice-front variations of different parts of the Scandinavian ice sheet, 13 000-10 000 years B.P. In: Lowe, J. J., Gray, J. M. & Robinson, J. E. (eds.): *Studies in the lateglacial of north-west Europe*. Pergamon Press, Oxford.
- Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O. & Sonstegaard, E. 1979: Glacial history of western Norway 15 000-10 000 B. P. *Boreas* 8, 179-187.
- Marthinussen, M. 1960: Coast and fjord area of Finnmark. With remarks on some other districts. In: Holteclahl, O. (ed.): *Geology of Norway. Norges geol. Unders.* 208, 416-429.
- Marthinussen, M. 1961: Brerandstadier og avsmeltingsforhold i Repparfjord-Stabbursdalområdet, Finnmark. *Norges geol. Unders.* 213, 118-169.
- Marthinussen, M. 1962: ¹⁴C-datings referring to shorelines, transgressions and glacial sub-stages in northern Norway. *Norges geol. Unders.* 215, 37-67.
- Marthinussen, M. 1974: Contributions to the Quaternary Geology of northernmost Norway and closely adjoining foreign territories. *Norges geol. Unders.* 315, 1-157.
- McCann, S. B. & Carlisle, R. J. 1972: The nature of the ice-foot on the beaches of Radstock Bay, south-west Devon Island, N.W.T., Canada, in the spring and summer of 1970. In: Price, R. J. & Sudgen, D. E. (eds.): *Polar Geomorphology*, London.
- Nagy, J. 1965: Foraminifera in some bottom samples from shallow waters in Vestspitsbergen. *Norsk Polarinst. Arbok* 1963, 109-125.
- Nansen, F. 1922: The strandflat and isostasy. *Skr. Norske Vidensk.-Akad. Mat.-Naturv. Kl.*, 1921, no. 11, 313 pp.
- Nordsieck, F. 1969: *Die europäischen Meeresmuscheln*. Gustav Fisher Verlag, Stuttgart, 256 pp.
- Nye, J. F. 1952: A method of calculating the thickness of ice sheets. *Nature* 169, 529-530.
- Odhner, N. H. 1915-19: Die Molluskenfauna des Eidsfjordes. *Kungliga Svenska Vetenskapsakad. Handl. Ny Följd.* 54.
- Orvig, S. 1970: Climates of the Polar Regions. In: Landsberg, H. E. (ed. in chief): *World Survey of Climatology, Volume 14*. Elsevier, Amsterdam, 370 pp.

- Page, N. R. 1968: Atlantic/early Sub Boreal glaciation in Norway. *Nature* 219, 694-697.
- Partsch, J. 1882: *Die Gletscher der Vorzeit in den Karpaten und den Mittelgebirgen Deutschlands*. Breslau 1882, 174 pp.
- Rekstad, J. 1910: Geologiske iagttagelser fra ytre del av Saltenfjord. *Norges geol. Unders.* 57, 67 pp.
- Rekstad, J. 1912a: Fra øerne utenfor Saltenfjord. *Norges geol. Unders.* 61, 18 pp.
- Rekstad, J. 1912b: Bidrag til Nordre Helgelands geologi. *Norges geol. Unders.* 62, 84 pp.
- Rekstad, J. 1915: Helgelands ytre Kystrand. *Norges geol. Unders.* 75, 53 pp.
- Rekstad, J. 1929: Salta. Beskrivelse til det geologiske generalkart. *Norges geol. Unders.* 134, 73 pp.
- Risdal, D. 1964: Foraminiferafaunaens relasjon til dybdeforholdene i Oslofjorden, med en diskusjon av de senkvartære foraminiferasjonene. *Norges geol. Unders.* 226, 142 pp.
- Rutland, R. W. R., Holmes, M. & Jones, M. A. 1960: Granites of the Glomfjord area. *Intern. Geol. Congr. 21st Copenhagen*, Rep. Session, Norden XIX, 43-53.
- Rutland, R. W. R. & Nicholson, R. 1965: Tectonics of the Caledonides of part of Nordland, Norway. *Quat. J. Geol. Soc.* 121, 73-109.
- Sejrup, H.-P. & Guillbault, J.-P. 1980: *Cassidulina reniforme* and *C. obtusa* (Foraminifera). Taxonomy, distribution and ecology. *Sarsia* 65, 79-85.
- Sejrup, H.-P., Holtedahl, H., Norvik, O. & Miljeteig, I. 1980: Benthonic foraminifera as indicators of the paleoposition of the Subarctic Convergence in the Norwegian-Greenland Sea. *Boreas* 9, 203-207.
- Sollid, J. L., Andersen, S., Hamre, N., Kjeldsen, O., Salvigsen, O., Sturød, S., Tveitå, T. & Wilhelmson, A. 1973: Deglaciation of Finnmark, North Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* 27, 233-325.
- Spärck, R. 1933: Contributions to the Animal Ecology of the Franz Joseph Fjord, and Adjacent East Greenland Waters. I-II. *Med. Grønland* 100 (1), 38 pp.
- Spjeldnes, N. 1978: Ecology of selected Late- and Post-Glacial marine faunas in the Oslofjord area. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar* 100, 189-202.
- Stabell, B. & Krzywinski, K. 1979: Havnivåendringer på Sotra, Hordaland. *Arkeo* 1/79.
- Tebble, N. 1966: *British Bivalve Seashells*. The British Museum (Natural History), London. 213 pp.
- Theakstone, W. H. 1964: Recent changes in the glaciers of Svartisen. *J. Glaciology* 5, 411-431.
- Thorson, G. 1933: Investigations on Shallow Water Animal Communities in the Franz Joseph Fjord (East Greenland) and Adjacent Water. *Med. Grønland* 100 (2), 68 pp.
- Thorson, G. 1934: Contributions for the Animal Ecology of the Scoresby Sound Fjord Complex (East Greenland). *Med. Grønland* 100 (3), 67 pp.
- Thorson, G. 1957: Bottom Communities. In: Hedgpeth, J. W. (ed.): *Treatise on Marine Ecology and Paleoecology*. I. Ecology. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 67, 461-534.
- Todd, R. & Low, D. 1967: Recent Foraminifera from the Gulf of Alaska and southeastern Alaska. *U.S. geol. Surv. prof. Paper* 573-A, 1-46.
- Vorren, T. O. 1979: Weichselian Ice Movements, Sediments and Stratigraphy on Hardangervidda, South Norway. *Norges geol. Unders.* 350, 1-117.
- Vorren, T. O. & Elvsborg, A. 1979: Late Weichselian deglaciation and paleoenvironment of the shelf and coastal areas of Troms, north Norway - a review. *Boreas* 8, 247-253.
- Wilson, M. R. & Nicholson, R. 1973: The structural setting and geochronology of basal granitic gneisses in the Caledonides of part of Nordland, Norway. *J. Geol. Soc. London* 129, 365-387.
- Worsley, P. & Alexander, M. J. 1975: Neoglacial palaeoenvironmental changes at Engabrevatn, Svartisen, Holandsfjord, North Norway. *Norges geol. Unders.* 321, 37-66.
- Ziegelmeyer, E. 1957: Die Muscheln (Bivalvia) der deutsche Meeresgebiete. *Helgoländer wissenschaftliche Meeresuntersuchungen* 6, (1957).
- Östrem, G. 1964: Ice-cored moraines in Scandinavia. *Geografiska Annaler* 46, 283-337.
- Östrem, G. 1974: Present alpine ice cover. In: Ives, J. D. & Barry, R. D. (eds.): *Arctic and Alpine environments*. Methuen & Co. Ltd., London, 999 pp.
- Östrem, G., Haakensen, N. & Melander, O. 1973: Atlas over breer i Nord-Skandinavia. *Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen, Med. 22 Hydrologisk afdeling og Stockholm Universitet, Med. 46 Naturgeografiska Institutionen*, 315 pp.



Glacialgeologi og vegetasjonsinnvandring i Indre Nordhordland, Vest-Norge

A. R. AA & J. MANGERUD

Aa, A. R. & Mangerud, J. 1981: Glacial geology and immigration of the vegetation in eastern Nordhordland, western Norway. *Norges geol. Unders.* 369, 33–75.

In the area between Hardangerfjorden and Sognefjorden an oldest regional ice movement towards the west has been reconstructed. Younger regional ice movements were towards north-west in the northern parts of Stolsheimen, and towards south-west in the southern parts. Therefore, an east-west ice divide was present in the Stolsheimen area. The younger regional movements are of Younger Dryas age. The interpretation of the shoreline diagram of the area between Hardangerfjorden and Sognefjorden suggests a very rapid ice front recession in the outer fjord areas. Samnangerfjorden and most of Osterfjorden were deglaciated at 10,100 B.P., Veafjorden, Eidsfjorden and Masfjorden at 9,800 B.P., and lastly Mofjorden at about 9,600 B.P.

The presence of frontal deltas and sandurs with corresponding lateral moraines indicates stagnation and advances of the ice fronts in the Eidsfjord-Eksingedalen area. The reconstructed youngest ice movements indicate that there were local ice caps in the mountain areas at the end of the deglaciation. The immigration of *Corylus* and *Alnus* appears to be 800–1000 years delayed, compared with the western coast of Hordaland. The pollen diagrams indicate a Holocene vegetational history with more similarities with inland sites than with coastal sites.

Asbjørn Rune Aa, Sogn og Fjordane distrikthøgskule, Boks 39, N-5801 Sogndal, Norway

Jan Mangerud, Geologisk institutt, avdeling B, Universitetet i Bergen, N-5014 Bergen, Norway

Innledning

Kvartærgeologiske problemer i Indre Nordhordland er behandlet av C. F. Kolderup (1908), Rekstad (1909), N. H. Kolderup (1926) og Undås (1945). Som det framgår er det imidlertid ikke publisert noe fra området de siste år, men det er kommet en rekke arbeider fra omkringliggende deler av Hordaland.

Feltarbeidet som denne artikkelen bygger på ble gjort i tidsrommet 1971–73, og en mer detaljert beskrivelse av isskuring og avsetninger er gitt i Aa (1974).

I de ytre kyststrøk er brefront-variasjonene under Sen Weichsel relativt godt kjent (H. Holtedahl 1964, Mangerud 1970, 1972b, 1977, 1980), og Yngre Dryas morenene er kartlagt (Undås 1963, Aarseth & Mangerud 1974). Et hovedformål med det foreliggende arbeid var derfor å undersøke hvordan isavsmeltingen foregikk i områdene innenfor Yngre Dryas-morenen.

Vi vet at innlandsisen i Allerød minst smeltet tilbake til Eikangervåg og Trengereid (Fig. 1) (Mangerud op. cit.) før den rykket fram til Herdlamorenene i Yngre Dryas (Fig. 4). Ved Trengereid ble det bl. a. funnet *Modiolus modiolus* som ikke kan leve nær en isfront. Denne betraktes som en sterk indikasjon på at hele fjorden rundt Osterøy (Fig. 1) var isfri i Allerød. Mangerud & Skreden (1972) har også antatt at breen kan ha trukket seg helt inn til Voss. Et annet interessant spørsmål var derfor om vi kunne finne Allerød-sedimenter i området.

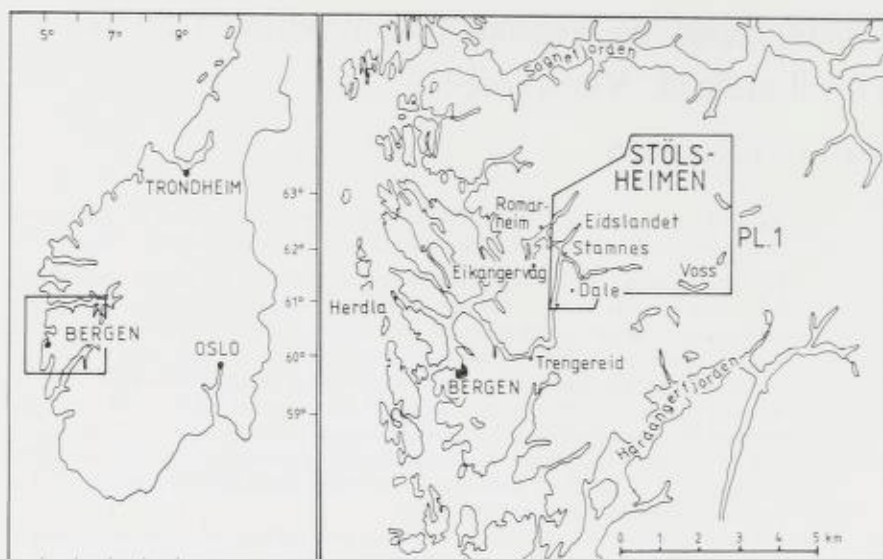


Fig. 1. Lokaliseringskart over det undersøkte området.
Location map of the investigated area.



Fig. 2. Eksingedalen sett fra Hodnefjell, 936 m o.h., mot Ø.
Eksingedalen from Hodnefjell, 936 m a.s.l. Photo towards east.

Flere forfattere (Klovning 1963, Mæland 1963, Anundsen & Simonsen 1967, Skredan 1967, Aarseth 1971, Anundsen 1972, Mangerud & Skredan 1972, Vorren 1973, Sindre 1974 og Bergstrøm 1975) antar at Stolsheimen har vært et glasiasjonssenter i Preboreal, med tilhørende radiære isbevegelser ut fra dette. Men ingen av disse har foretatt nærmere undersøkelser av det postulerede bresenteret.



Fig. 3. Skuringsstriper på fyllitt, isen beveget seg fra fotografen. Stripene bøyer av på lesida. *Glacial striae on phyllite; ice movement away from the photographer. The striae change direction on the lee side.*

I det undersøkte området er alle randmorener små og usammenhengende, og det er derfor vanskelig å lage en sikker rekonstruksjon av isavsmeltingen. For å korrelere med omkringliggende områder, har vi forsøkt en rekke metoder, som skuringsanalyse, måling av marine terrasser, pollenanalyse og ^{14}C -dateringer. Pollenanalysen har også gitt opplysninger om vegetasjonsutviklingen, som derfor omtales i eget kapittel.

Indre Nordhordland kan topografisk inndeles i tre formelementer: Fjellplatåer, daler og fjorder. Fjellplatåene er arealmessig helt dominerende, og de stiger fra ca. 800 m o.h. i vest til ca. 1400 m o.h. i øst. Det relative relieffet i fjellområdene overstiger sjelden 300 m. Fjellplatåene er av stor betydning for beliggenheten av de siste breene i området. Dalene mot Sognefjorden er korte og bratte. Dalene mot sørvest er lengre og slakkere, men også disse er skarpt nedskåret i fjellplatåer (Fig. 2). Berggrunnen i området vest for Lavik (Fig. 6) består av vekslende soner med infrakrustale og suprakrustale gneiser (Kildahl 1971). Øst for Lavik er det glimmerskifre og kvartsitter (Kvale 1960).

Metoder

ISSKURING

Isens bevegelsesretninger er først og fremst bestemt ved analyse av isskuring. Tolkingen av isskurte flater bygger på metoder som delvis er beskrevet av bl. a. Ljungner (1943), Gjessing (1953), Svensson (1959), Hillefors (1969), Strømberg (1971) og Vorren (1979). Sigdbrudd, parabelriss og rundsva er brukt i en viss utstrekning, men bare som støtte ved retningsbestemmelse av skuringsstriper. Halvparten av skuringslokalitetene i Stolsheimen og Eksingedalen er

små kvartsflater som står igjen der berggrunnen rundt er forvitret. På disse er stripene tynne og noen ganger vanskelige å se uten lupe.

Flere forfattere har framhevet hvordan stripenes retninger avhenger av mikrorelieffet på flatene. Når isen er plastisk, vil stripene bøye av ettersom flaten krummer. I det undersøkte området er det bl. a. observert at skuringsstriper bøyer av på lesiden av flater (Fig. 3). For å unngå retninger som er påvirket av lokaltopografien, er bare horisontale flater som ligger i åpent terreng brukt. Ofte finnes mange små kvartsflater innenfor små områder, og de målte retninger blir dermed sikrere.

På lokaliteter med kryssende skuring, eller med skuring i ulike retninger på støt- og lesider, har det ofte vært mulig å bestemme relativ alder. De fleste skuringsobservasjoner er vist på Pl. 1. I noen områder er det likevel gjort flere observasjoner enn det var plass til å tegne inn på Pl. 1. Disse er presentert i Aa (1974).

SEDIMENTANALYSER

Kornfordelingsanalyser er gjort på i alt 89 prøver etter standardmetoder ved Geologisk institutt, avd. B, Universitetet i Bergen. Steintelling er det lagt liten vekt på, p.g.a. lite egnet berggrunn. Det er likevel samlet inn noen prøver fra morenemateriale og glasifluviale avsetninger, og en har kunnet påvise en vestlig transport ved bruk av glimmerskiferinnholdet.

TERRASSEMÅLINGER

C. F. Kolderup (1908) og andre har målt høyden på en rekke terrasser i området. Det er imidlertid ikke beskrevet nøyaktig hvilken flate som er målt, eller om det er indre eller ytre kant. Alle MG-terrasser er derfor nå målte om igjen, og dessuten flere terrasser som tidligere ikke er målt.

Der det finnes kart i målestokk 1:1000 med 1 m koteintervall, er høgdene tatt direkte fra kartet. Forøvrig er terrassene nivellert med tangranda som utgangspunkt, om ikke annet er nevnt. På noen flater ligger indre kant noe høyere enn ytre. I slike tilfeller er nivået midt på flata målt.

BORING OG POLLENANALYSE

En rekke steder er det tatt foreløpige prøver med Hillerbor for å studere stratigrafien. Ellers er alle analyserte borprøver både i glasimarine avsetninger og i myrer tatt med 54 mm stempelbor (type Geonor). Pollenprepareringen er gjort med Erdtmans acetolysemetode (Fægri & Iversen 1964). Prøver med finkornet minerogent materiale har stått i kald HF i minst ett døgn. Kald HF er brukt fordi det har vist seg å gi bedre resultater enn koking med HF. Som identifikasjonsgrunnlag ved pollenanalysene er referansesamlingen ved Botanisk institutt, Universitetet i Bergen, brukt.

Isbevegelser

DE ELDSTE BEVEGELSENE

Rekonstruksjonen av isbevegelser bygger på over 1000 målinger i Stølsheimen

og Eksingedalen (Pl. 1). I tillegg er observasjoner fra tilgrensende områder trukket inn.

I områder høyere enn 1000 m o.h. er en vestlig retning dominerende. Dette viser at isen mens den var relativt mektig, beveget seg mot vest. Et annet viktig trekk er at den vestlige retningen som regel er eldst på lokaliteter hvor en har kunnet bestemme det relative aldersforholdet. — På 14 av 17 undersøkte lokaliteter over 1000 m o.h. peker de eldste stripene mot vest. Dette resultatet samsvarer godt med observasjoner fra områdene omkring (Sindre 1974). Det er likevel lite sannsynlig at alle disse stripene er samtidige. Omtrent det samme bevegelsesmønster ville trolig gjenta seg hver gang en mektig innlandsis dekket området (Vorren 1979).

I sentrale deler av Stølsheimen ser de vestlige isbevegelsene ut til å være upåvirket av terrenget. Men i de nordvestlige deler har Bjørn Bergstrøm (1975) funnet en viss avbøyning av de eldste stripene mot Sognefjorden. I de sørlige deler (Fig. 4) går de eldste stripene mot VSV. Dette skyldes trolig avbøyning mot Hardangerfjorden. Også i områdene lenger nord, mellom Jostedalsbreen og Jotunheimen, er det påvist konvergens av de eldste registrerte brebevegelsene mot Sognefjorden (Vorren 1973). Vorren mener at disse bevegelsene er fra Weichsel maksimum.

YNGRE REGIONALE BEVEGELSER

En sørvestlig retning er totalt sett dominerende i det undersøkte området, og de fleste målte retninger ligger i sektoren 220–260°. De sørvestlige stripene er som regel yngre enn de vestlige, og observasjoner på ca. 15 enkeltlokaliteter indikerer at isbevegelsen har dreiet gradvis fra vest til sørvest. Dette samsvarer også med resultater fra Voss (Skreden 1967), Vossestrand (Sindre 1974), og Modalen (Nordahl-Olsen 1977).

Som eksempel på dreiningen mot sørvest kan nevnes en lokalitet 580 m o.h. mellom Bolstadfjorden og Eidsfjorden der følgende retninger er observert: 266° eldst, 261°, 248°, 244°, 237°, og 181° yngst. På lesiden av flaten finnes bare vestlig skuring. På støtsiden er den vestlige omtrent visket ut av skuring mot SV og S. Den yngste, 181°, finnes bare på toppene av flaten, og denne skiller seg klart ut fra de andre.

På en lokalitet 1080 m o.h. NNV for st. Volav. (Pl. 1) er et kvartsittrundsva hvor følgende retninger er målt: 268°, eldst, utydelige striper, tydelige sigdbrudd, 254°, tydelige striper og tydelige facetter, 2–10 mm breie striper. Denne retningen har formet svaberget, noe som indikerer tykk og plastisk is. 199° og 164° er yngre retninger. Striper i retning 199° er 1–6 mm breie og meget tydelige. Striper i retning 164° er tynne og finnes bare på toppflater. De er yngst.

Den sørvestlige isbevegelsen har i store trekk fulgt strøkretningen i det undersøkte området, på skrå og tvers av Eksingedalen. Teigdalen (Pl. 1) har imidlertid et større relieff, ca. 1000 m, og observasjonene tyder på tidlig konvergens mot dette dalføret.

I Vikafjellområdet (Pl. 1) fant Sindre (1974) at isbevegelsene bøyer av mot Sognefjorden i et stadium som er yngre enn det vestlige. I de nordvestlige

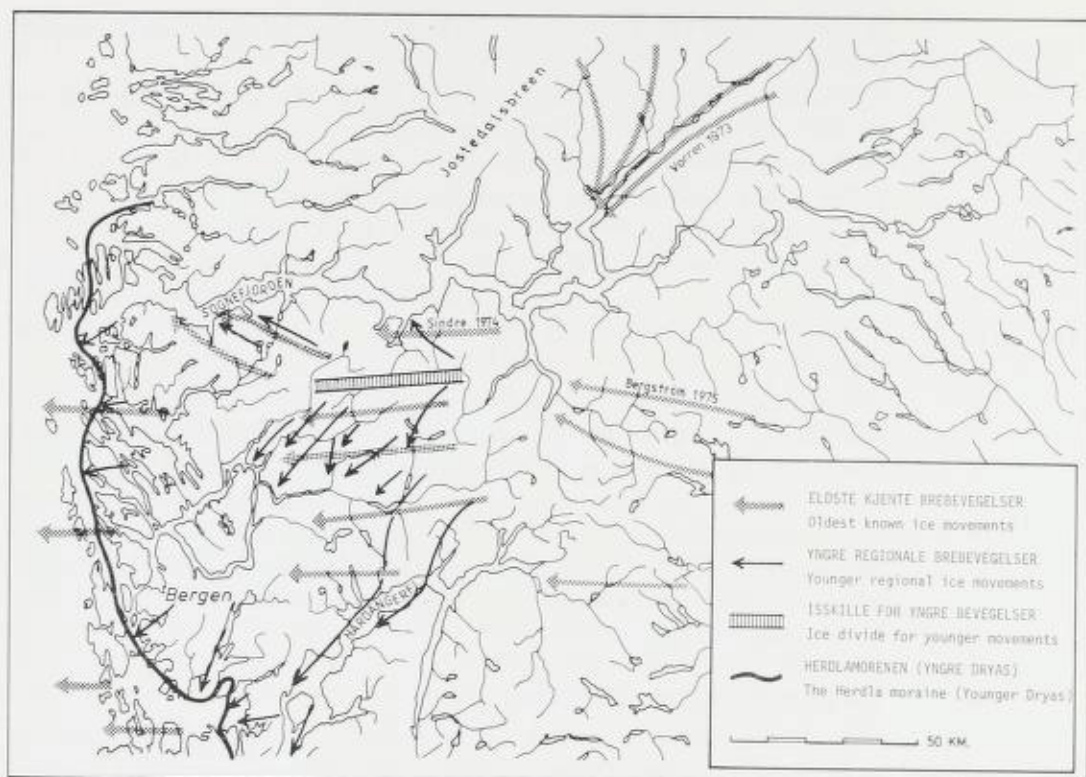


Fig. 4. Rekonstruksjon av isbevegelsene mellom Hardangervidda og Sognefjorden. Kartet er senere modifisert av Hamborg & Mangerud (dette bind) i de sørlige deler.
Reconstruction of ice-movements between Hardangerfjorden and Sognefjorden. Hamborg & Mangerud (this volume) have later provided additional observations and a slightly different interpretation for the Hardangerfjord area.

delene av Stølsheimen peker yngre striper mer mot nord enn eldre (Bergstrøm 1975). Den sørlige skuringen som Skreden (1967) finner sør for Voss, kan tolkes som resultat av konvergens mot Hardangerfjorden, og den kan være samtidig med den sørvestlige i Stølsheimen. En kombinasjon av disse observasjonene gir et mønster som er vist på Fig. 4, med yngre regionale bevegelser, ut fra et isskille i øst-vestlig retning i Stølsheimen (Fig. 4). Dette isskillet ligger midt i Stølsheimen-fjellplatået hvor det må ha vært et lokalt akkumulasjonsområde. Det generelle bevegelsesmønsteret av de yngre regionale bevegelser (Fig. 4) er sannsynligvis delvis bestemt av drenering mot Sognefjorden og Hardangerfjorden.

De yngre regionale bevegelser (Fig. 4) er en rekonstruksjon av situasjonen under Yngre Dryas. Yttergrensene for isen er etter Aarseth & Mangerud (1974). De yngste skuringsstripene viser at en senere får mer topografisk avhengige bevegelser. Langs Veafjorden (Pl. 1) følger alle striper fjordens retning, og ved ytre Eidsfjorden (Pl. 1) følger yngre skuring mer fjordens retning enn eldre. I Eksingedalen er det sjelden mulig å finne mer enn en retning i dalbunnen, og denne følger dalens retning. I flere av sidedalene til Eksinge-

dalen er det skuring som viser at dalbreer har fulgt sidedalen ut mot hoveddalen.

DISKUSJON OG KONKLUSJON

I et så sterkt oppskåret landskap som Vestlandet er det meget vanskelig å korrelere skuringsstriper over større områder, fordi brebevegelsene har vært så topografisk betinget. Av samme grunn er det også vanskelig å korrelere israndavsetninger med skuringsstriper lenger inne i landet.

De aller yngste stripene, som følger daler og fjorder, kan generelt korreleres med de yngste israndavsetningene uten større problemer. Fra dannelsesstiden for disse yngste stripene er det bakover i tid en jevn overgang til det vi har kalt yngre regionale brebevegelser (Fig. 4), som viser et Ø-V gående isskille i Stolsheimen. Det er derfor helt klart at de yngre regionale brebevegelser er fra siste fase med en stor innlandsis over Vestlandet, og de kan generelt dateres til Yngre Dryas. En mer presis alder for de yngre regionale bevegelsene og alderen på de eldste stripene er det derimot vanskeligere å utrede, og vi skal diskutere to modeller.

I den første modellen antas de eldste, vestlige striper å være eldre enn 13.000 år før nåtid. De kan da generelt korreleres med de vestlige striper utenfor Herdla-morenen (Aarseth & Mangerud 1974) og, som tidligere antatt, med de eldste stripene i de omkringliggende områder. De yngre regionale brebevegelsene med isskillet over Stolsheimen (Fig. 4), antas å være fra Yngre Dryas, og kan korreleres med Herdla-morenen og skuringsstripene som er samtidige med denne (Fig. 4). Denne modellen gir en rimelig tolkning av de fleste skuringsobservasjoner, og er benyttet av Hamborg og Mangerud (1981 Fig. 9). Denne har imidlertid en iøynefallende svakhet: Som tidligere nevnt (s. 33) lå isfronten under Allerød tid i eller nær Eksingedalen. På denne tiden må det derfor ha vært topografisk avhengige isbevegelser som faller mellom de eldste vestlige og de yngre regionale brebevegelsene, slik deres alder er tolket i denne modellen. Skuringsstriper som er tolket til å være fra slike lokale bevegelser under Allerød er funnet på Kvamskogen (Hamborg & Mangerud 1981), men ikke omkring Eksingedalen.

I den andre modellen legges det vekt på at det ved flere skuringslokaliteter ble funnet en kontinuerlig overgang fra de eldste vestlige til yngre brebevegelser. Dette er bare mulig ved å anta at de eldste vestlige er fra Yngre Dryas, og at isskillet over Stolsheimen ble dannet senere i Yngre Dryas eller tidlig i Preboreal. En konsekvens av denne modellen er at det i Eksingedalsområdet ikke er funnet skuringsstriper som sikkert kan dateres til å være eldre enn Yngre Dryas.

Det er i dag ikke mulig å avgjøre med sikkerhet hvilken av de to modeller (eller eventuelt andre) som er riktig. Vi heller imidlertid sterkest til den første modellen fordi denne best forklarer både det store og hurtige framstøt i Yngre Dryas (Mangerud 1977) og den lobete form på Herdla morenen, hvor f. eks. sidemorener er fulgt langt innover Hardangerfjorden (Follestad 1972). De eldste vestlige tolkes altså til å være eldre enn 13.000 B.P. Skuringsstriper

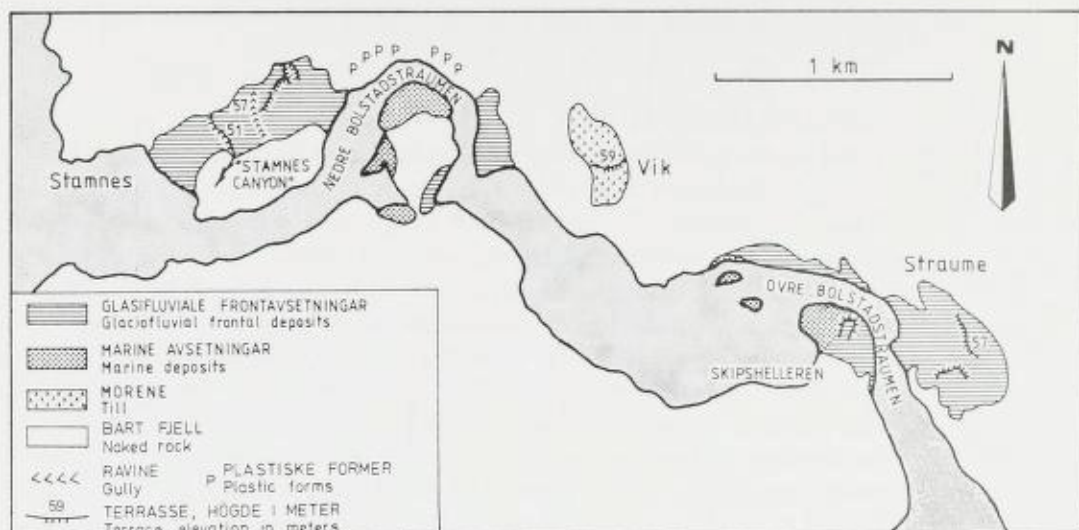


Fig. 5. Isfrontavsetningar ved ytre Bolstadfjorden.
Ice marginal deposits around the outer part of Bolstadfjorden

fra avsmeltingen i Allerød er ikke identifisert, men det er likevel mulig at noen av de målte striper er av denne alder. Under Yngre Dryas ble det dannet et Ø-V gående isskille over Stølsheimen, som ga de yngre regionale brebevegelser. Fra disse er det en kontinuerlig overgang til de yngste, helt topografisk betingete bevegelser.

Isavsmelting

Etter Yngre Dryas har avsmeltingen gått meget raskt. Kalvingen i de dype fjordene var da en særlig viktig ablasjonsfaktor. Dette sees i de ytre kyststrok ved at de yngste stripene nesten alltid konvergerer mot fjordene.

Den raske tilbaketrekkingen i fjordene, førte nødvendigvis til at siste isrestene ble liggende igjen i de større mellomliggende landområdene.

Vi skal beskrive nærmere hvordan avsmeltingen skjedde på sørvestsiden av Stølsheimen, i Eksingedalen og omkringliggende strok.

ISRANDAVSETNINGER UNDER MARIN GRENSE

Bolstadfjorden

Skreden (1967) har behandlet Vosseområdet og dalføret fra Voss til Bolstadøyri. Vi vil derfor først og fremst beskrive avsetningene ved ytre Bolstadfjorden (Fig. 5). I den nordlige delen av fjordinnløpet ved Stamnes (Fig. 5) er det avsatt et glacialfluvialt delta opp til 57 m o.h. Snitt i proksimalsiden viser hovedsakelig godt sortert sand, men det finnes også enkeltlag med 75% grus. I terrasseoverflata er materialet finsand og silt. I distalsiden er det ingen snitt, men tidligere har det vært leirtak der. Beliggenheten av deltaet er sannsynligvis topografisk betinget, ved at tilbaketrekkingen av isfronten stanset opp

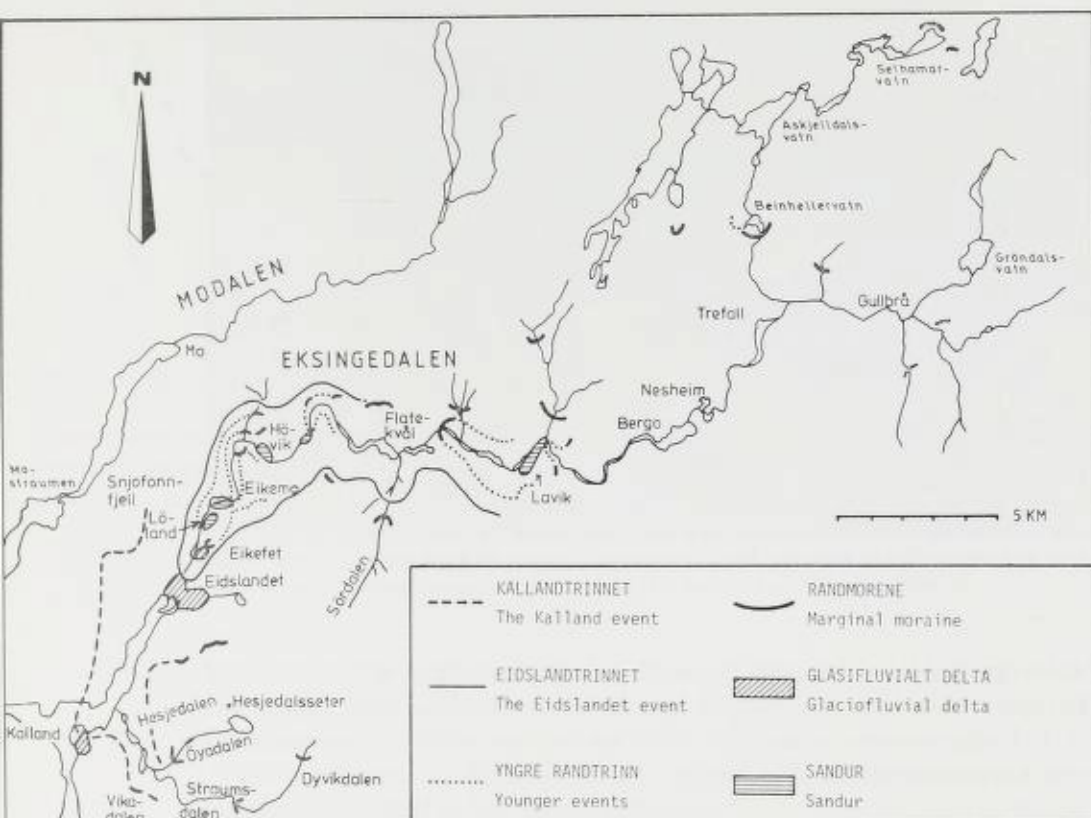


Fig. 6. Rekonstruksjon av is-randtrinn i Eksingedals-området.
Reconstructions of ice-front positions in the Eksingedal area.

da breen ikke lenger kunne kalve i den dype fjorden utenfor. Kolderup (1908) mente at også det sørlige innlopet har vært fylt av glasifluvielt materiale som senere er bortrodert. Dette er lite trolig siden det ikke finnes erosjonsrester på sydsiden. En rekke plastiske former i den nordlige fjellveggen indikerer også at det materialførende smeltevannet har rent langs denne.

Ved ø-enden av Nedre Bolstadstraumen (Fig. 5) stikker en markert, 150 m lang, rygg fra den nordøstlige fjellveggen til midt ut i fjorden. Ryggen består av godt rundet glasifluvielt materiale. Den er høyst sannsynlig en topografisk betinget irandavsetning, for midt i fjordlopet ligger en 73 m høy fjellknaus som stenger $\frac{2}{3}$ av fjordens bredde.

Straume ligger 4 km fra fjordmunningen på overgangen mellom den ytre, grunne og den indre, dype delen av Bolstadfjorden. Her er glasifluviale terrasserester med toppflate 57 m o.h. Etter erosjonsrestene å dømme, kan deltaet ha hatt en lengdeutstrekning på opptil 1 km, men i dag er mesteparten erodert og materialet resedimentert i fjorden utenfor som over alt er grunnere enn 20 m.

I øvre deler av deltaet veksler materialet mellom finsand og sand, og i nedre deler er materialet grovsand og grus. Et snitt viser også et lite moreneparti med forstyrrete sand- og siltlag foran. Dette indikerer et lite breframstøt

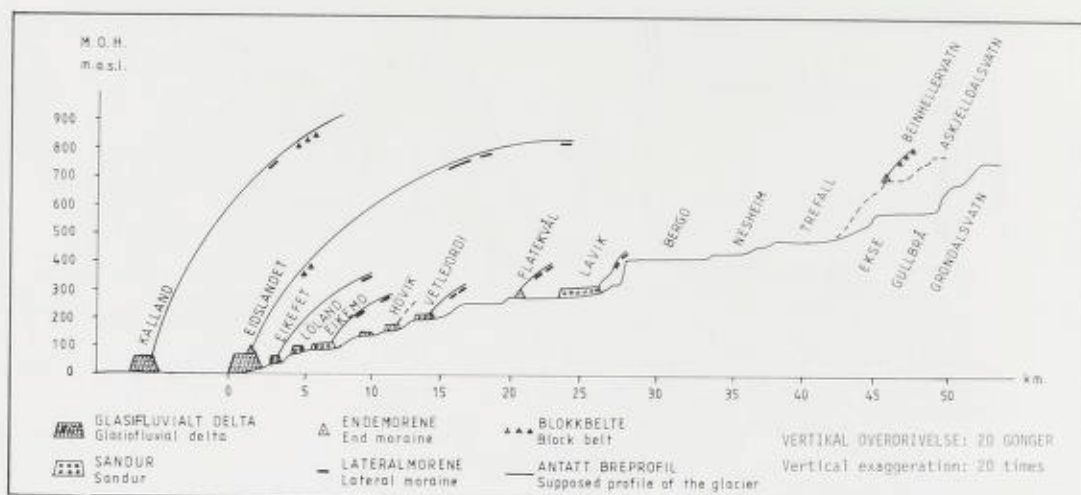


Fig. 7. Lengdeprofil av Eksingedalen med israndavsetninger og rekonstruerte dalbreer. Longitudinal profile of Eksingedalen. Ice-marginal deposits and the surface of the valley glaciers are shown.

under oppholdet ved Straume. Det er likevel mest sannsynlig at oppholdet ved Straume hovedsaklig er topografisk betinget da det her både er en fjordterskel og en kraftig innsnevring av dalen. Sikre sidemorener som kan tilsvare de omtalte frontavsetninger er ikke funnet.

Området ved Eidsfjorden

Fig. 6 og 7 viser en oversikt over randavsetningene ved Eidsfjorden og i Eksingedalen. Ved Eidsfjorden finnes de største avsetningene ved Kalland og Eidslandet. Disse ble av Kolderup (1907) tolket som «det ytre og det indre ra».

Kalland.

I 1907 var det ved Kalland leirtak i distalsiden, ellers ingen snitt (C. F. Kolderup 1907). Senere kunne N. H. Kolderup (1926) observere ulagdelt materiale langt nede på proksimalsiden av Kallandavsetningen.

Kallandavsetningen er 600 m lang, 150 m bred og det høyeste nivået på overflaten er 55 m o.h. Materialet er avsatt i en forsenkning mellom Kallandsklubben i nord og fastlandet (Fig. 8).

Sedimentene på distalsiden er undersøkt ved ekkosondring i sjøen og boring med 54 mm stempelbor på land. Det er tydelig at bukta utover en 250 m lang strekning SV for Kalland er oppfylt av sedimenter. Over alt er det grunnere enn 10 m. På land ligger det relativt tynne lag av glasi-fluvialt materiale over morene.

I proksimalsiden ved fjorden er et stort snitt med godt konsolidert glasi-fluvialt materiale. Inni partier med godt sortert sand finnes opptil $5 \times 5 \times 5$ m store blokker som trolig er isdroppet. Midt i snittet er en erosjonsgrense, 20 m o.h. Over denne ligger et 1 m tykt morenelag. Erosjonsgrensen og morenelaget over kan indikere tilbaketrekning og deretter nytt framrykk av



Fig. 8. Kalland med Eidsfjorden og Eidslandet i bakgrunnen. (Foto Widerøe).
Kalland with Eidsfjorden and Eidslandet in the background. (Photo Widerøe).

brefronten. Alderen på morenelaget er ukjent. Det kan være en del av israndavsetningen. Det kan også være fra Yngre Dryas, og grusen under eventuelt fra Allerød.

Ved nordpynten av Kallandsklubben stikker en blokkrik morenerygg ut i fjorden. Denne er 2 m brei og ca. 1,5 m høy. Ekkosondering viste at ryggen fortsetter utover i fjorden. 200 m fra land ble det tatt en grabbprøve som viste steinholdig silt. Ekkoprofilene viser imidlertid ikke hvor stor del av ryggen som er fast fjell.

Sidemorener som kan korreleres med Kallandtrinnet kan ikke følges sammenhengende over lengre strekninger, men de er stedvis relativt tydelige. I Vikadalen vest for Vikavatnet (Fig. 6 og Pl. 1) er en tydelig øvre grense for morenedekket 170 m o.h. Her er også morenerygger 125 m o.h. Det ser derfor ut til at Eidsfjordbreen under Kallandtrinnet har sendt ei tunge inn i Vikadalen.

Videre innover langs Eidsfjorden er fjordsidene for bratte til at sidemorener kan bli liggende. Men syd for Eidslandet finnes et tydelig blokkbelte i nivået 720–740 m o.h. Lenger øst midt over høyeste passet mellom Eidslandet og Hesjedalseter (Fig. 6) ligger en tydelig morenerygg som er ca. 2 m høy og 70–80 m lang. Denne sidemorenen vil gi bretunga fra fronten og 5 km innover en gjennomsnittlig gradient på 136 m/km. Denne verdien er relativt høy, men også Anundsen (1972), Aarseth & Mangerud (1974) og Vorren (1973) finner gradienter på over 100 m/km nær fronten på lignende fjordbreer. Topografien ved Eidsfjorden kan kanskje best sammenlignes med de trange Ryfylkefjordene hvor Anundsen (1972) f. eks. har funnet en gradient på 137 m/km for Økstrafjordbreen. Det er ellers vanlig at små diffluente bretunger er meget bratte (Vorren 1972, p. 10).

I den vestlige dalsiden ovenfor Eidslandet finnes et tydelig belte av flytt-

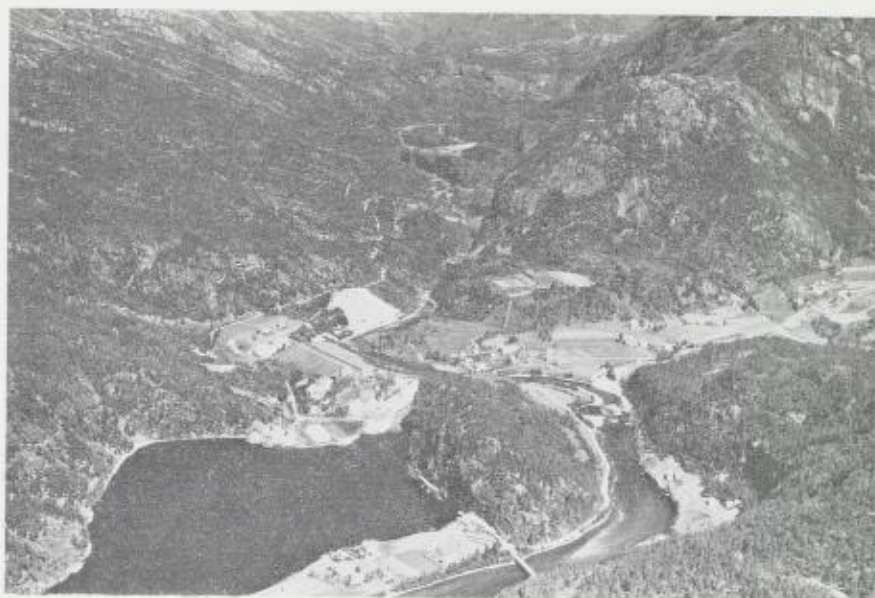


Fig. 9. Isfrontavsetninga ved Eidslandet. Sammenlign Fig. 10.

(Foto Fjellanger-Widerøe A/S).

The frontal deposit at Eidslandet. Compare with Fig. 10. (Photo Fjellanger-Widerøe A/S).

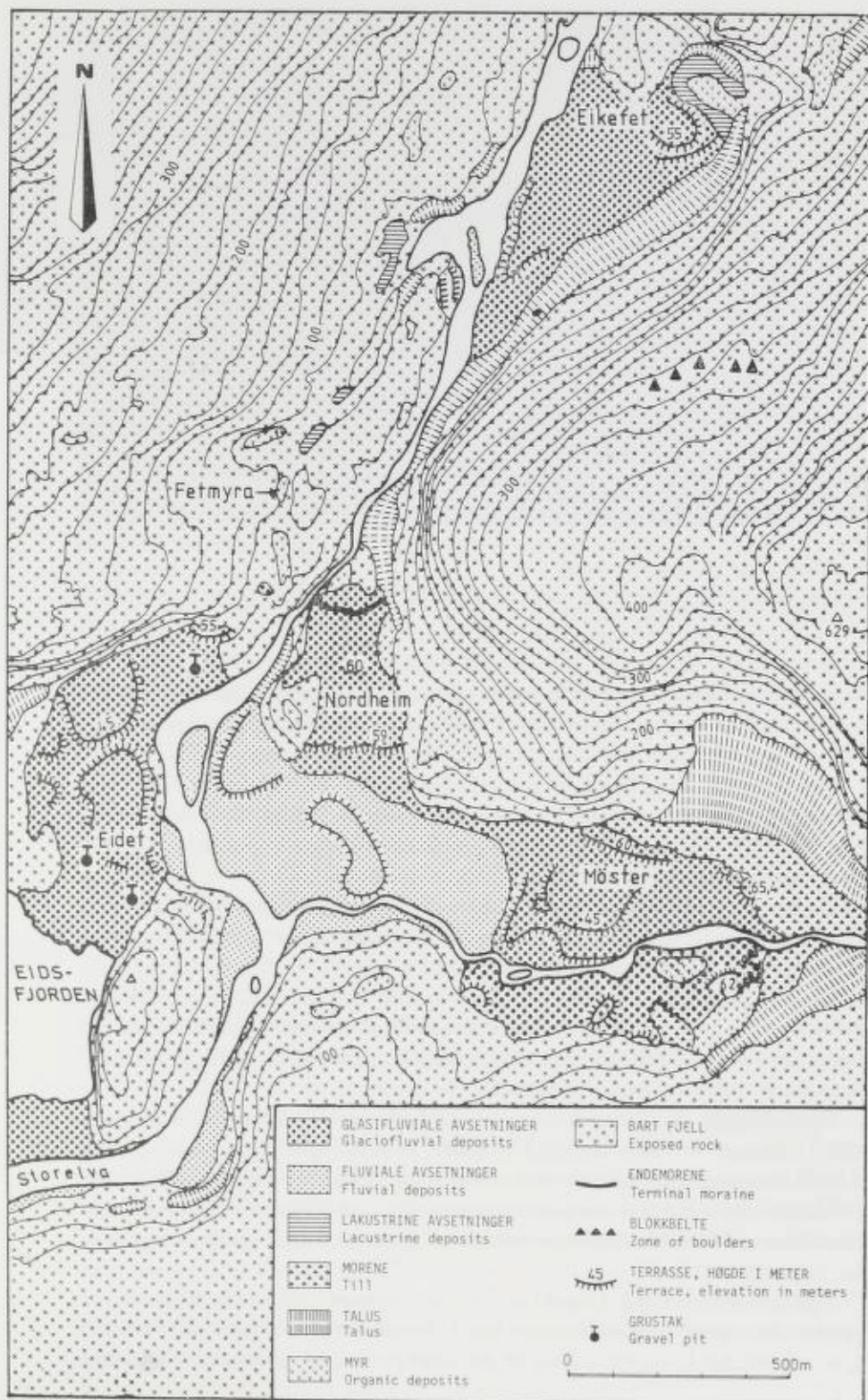
blokker, bl. a. kvartsdioritt der den lokale berggrunnen er gneis, 860 m o.h. Hvis en korrelerer disse med frontavsetningen på Kalland, vil det gi breoverflaten en gjennomsnittsgradient på 100 m/km: 0–8 km fra fjordnivået ved fronten.

E i d s l a n d e t.

Ved Eidslandet ligger terrasserester opp til 60 m o.h. Glasifluviale masser er avsatt over et område på 0,8 km² ved Eide, Nordheim og Møster (Fig. 9). Kolderup (1908) har beskrevet terrassene, unntatt den største og høyestliggende. Denne ligger lengst øst ved Nordheim og er 300 m lang, 200 m bred og 60 m høy. Fra Nordheim ligger en rekke lavere erosjonsterrasser utover mot Eidet. Sjøkart og ekkoprofil viser at bunnen i innerste del av Eidsfjorden skrår jevnt utover, noe som kan tyde på at store sedimentmengder er avsatt i innerste del av fjorden.

De fleste snitt ved Eidslandet viser lagdelt grus og sand. Lagene faller ut mot fjorden. Øverst er det horisontale topplag. I det nordlige snittet ved Eidet (Fig. 10) er det nederst en 3 m tykk sekvens med relativt horisontale bunnlag der materialet veksler mellom tynne finsand-, silt- og leirlag. Resten av snittet består av vekslende sand- og gruslag med fall ut mot fjorden (Fig. 11). Avsetningene ved Nordheim–Eidet er rester av et stort glasifluvialt delta avsatt fra Eksingedalen. De lavere terrassene er dannet ved erosjon og avsetning under den senere landhevningen.

Fig. 10. Kvartærgeologisk kart over området omkring Eidslandet.
Quaternary map of deposits at Eidslandet.



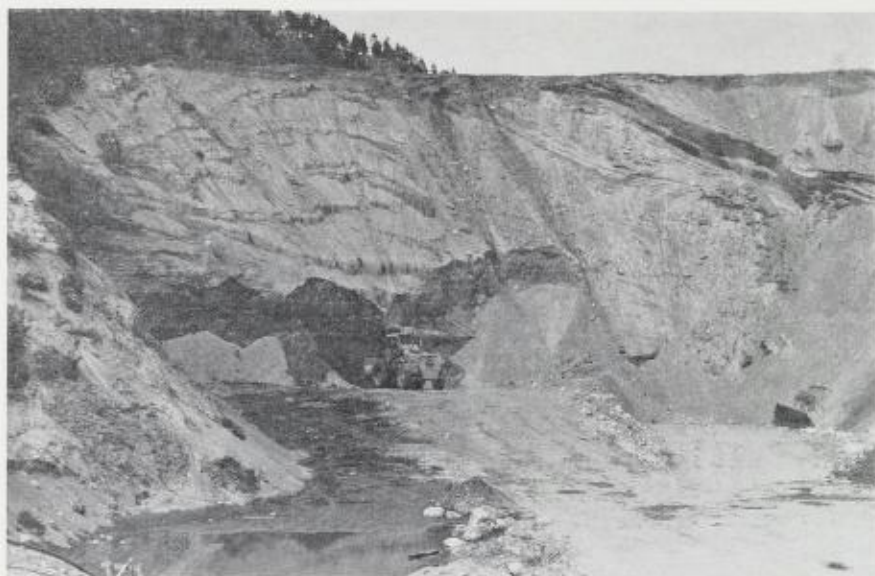


Fig. 11. Skrålag i det NV-lige snittet ved Eidet (Fig. 10). Lagene faller mot SSV, ved maskinen er det finkornete bunnlag.

Foreset beds in the northwestern gravel pit at Eidet (Fig. 10) The beds dip towards SSW. At the base are fine-grained bottomsets.

Lengst proksimalt på Nordheimterrassen ligger en opptil 2m høy morenerygg tvers over hele terrasseflaten. Denne viser at breen ved slutten av oppholdet ved Eidslandet har gjort et lite framstot.

Avsetningene ved Møster er kommet fra dalen i øst, og de består av sand og grus. Her er flere terrasser i samme nivåer som ved Eidet. Øverste terrassen stiger slakt innover dalen, denne kan derfor være bygget opp som sandurdelta over havnivå.

De store frontavsetningene ved Eidslandet tyder på at isen har hatt et relativt langt opphold her. Dette kan delvis forklares ved at det her ble så grunt at kalvingen i fjorden stoppet opp.

Det er også funnet en rekke sidemorener som kan korreleres med Eidslandavsetningene. I lia SØ for Eikefet (Fig. 10) er et tydelig blokkbelte som kan følges over en strekning på over 200 m. Nord og sør for denne er fjellsida for bratt til at materiale kan bli liggende.

De tydeligste sidemorenene finnes i fjellsida sør for Neset ca. 750 m o.h. (Pl. 1). Her er et belte med 2-3 parallelle morenerygger som kan følges ca. 1 km i overgangssona mellom bratt dalside og fjellvidde. Også i dalsida nord for Neset ligger tydelige morenerygger i nivået 740-770 m o.h. Målt fra sidemorenene ved Neset hadde breoverflaten en gjennomsnittlig gradient på 80 m/km de nederste 7 km.

I dalsida sør for Lavik (Fig. 6) er det morenerygger 820 m o.h. Hvis en korrelerer disse med Eidslandtrinet, stiger isoverflaten fra Flatekvål til Lavik gjennomsnittlig 25 m/km. Dette er en rimelig gradient så langt fra isfronten



Fig. 12. Glasifluvialt delta med iskontaktsskråning ved Eikefet, sett mot SV.
Glaciofluvial delta with the ice-contact slope facing the photographer, at Eikefet. Photo towards SW.

når dalbunnen er flat. Lenger opp enn Lavik finnes ikke sidemorener. Trolig har dalbreen her gått over i en platåbre.

E i k e f e t.

Ved Eikefet (Fig. 10) ligger en glasifluvial frontavsetning som er terrassert i nivåene 45, 50 og 55 m o.h. Disse nivåene samsvarer med terrassenivåer ved Eidslandet, og det er derfor rimelig at fjorden har stått inn til Eikefet etter at breen smeltet tilbake fra Eidslandet. En annen indikasjon på dette er et teppe av finsand og silt som finnes flere steder mellom Eidslandet og Eikefet. Også proksimalt for frontavsetningen på Eikefet ligger silt over grovere materiale opptil et nivå på ca. 40 m o.h.

Proksimalskråningen i Eikefetavsetningen er trolig dannet ved iskontakt (Fig. 12), og det er sannsynlig at materialet ble avsatt framfor ei bretunge som lå i den østlige delen av dalbunnen mellom Eikefet og Eikemo.

Den tydeligste av sidemorenene som kan korreleres til Eikefetavsetningen, er en rygg 350 m o.h. nordvest for Høvik (Fig. 13). Flybildene viser også morenerygger i tilsvarende nivåer i den sørlige dalsiden.

EKSINGEDALEN OVER MARIN GRENSE

Fra Eikefet stiger dalen bratt til 600 m o.h. ved Gullbrå 5 mil lenger opp. Det er karakteristisk at stigningen skjer trinnvis (Fig. 7). Mellom fossene er gjerne dalbunnen flat over strekninger på opptil 5 km. På de flate dalpartiene i nedre halvdel av dalen ligger en rekke avsetninger som har bestemte felles-trekk. De kan karakteriseres som blokksletter med kantrundete blokker i overflata. Blokkene er størst proksimalt, de blir gradvis mindre nedover. Ellers utgjør sortert stein, grus og sand det meste av materialet i overflata. Samme materialtype kan sees 6–7 m nedover i noen snitt.

Disse avsetningene er bygget opp 10–30 m høyere enn elvenivået i dag. På fjelltersklene nedenfor synes det de fleste steder ikke å være noen postglasial erosjon av betydning.



Fig. 13. Sidemorene i Tverrdalen NV for Høvik, sett mot N.
Lateral moraine in Tverrdalen NW of Høvik. Photo towards north.

På grunnlag av form og materialinnhold er avsetningene tolket som sandur avsett foran dalbreen under isavsmeltingen. En støtte for denne tolkingen er at det finnes sidemorener som kan korreleres med de fleste sandurene. Ved Høvik og Lavik er det videre en tydelig iskontaktskråning proksimalt.

Et problem med denne tolkingen er at avsetningene har små gradienter nedover dalen, enda mindre enn elva i dag. De er også høyere midt i dalen enn på sidene. Dette kan skyldes postglacial erosjon.

Løland

Den nederste sanduren ligger Ø for elva ved Løland (Fig. 6, Pl. 1). Sanduren har rotpunkt 90 m o.h. mens dagens elvenivå ved Løland er ca. 65 m o.h. Smeltevannet har kommet fra Eikemo (Fig. 6) gjennom et pass Ø for dagens elv og avsatt sanduren langs den østlige fjellsiden, mens dagens elv renner langs den vestlige fjellsiden. 250–400 m nedenfor sandurens rotpunkt er ca. 3 m høge terrassekanter som kan være sider i glasifluviale løp. Ved rotpunktet er materialet $\frac{1}{2}$ m store blokker med sand imellom, og ved terrassekantene er det sand. Et snitt aller nederst på Løland viser laminert finsand, som kan være avsatt ved isdemning langs dagens elv.

Eikemo

Ved Eikemo starter en blokkrygg i øst der dalen flater ut og svinger mot vest (Fig. 6). Blokkryggen kan følges nedover dalen sør for Eikemogardene over en strekning på 800 m. Materialet er grovt proksimalt, med blokker på opptil 2 m i diameter. Både blokker og steiner er relativt godt rundet. Materialet er sannsynligvis avsatt som en sandur fra Bretunga som en tid lå i dalsvingen like øst for Eikemo. Vest for Høvik ved utløpet av Tverrdalen ca. 230 m o.h. ligger sidemorener som kan korreleres til Eikemosanduren.

Høvik

Den neste sanduren ved Høvik (Fig. 6 og 14) er 300 m lang, 150 m brei og oppbygd til 15 m over dagens elvenivå. Store deler av en oppdyrket slette på

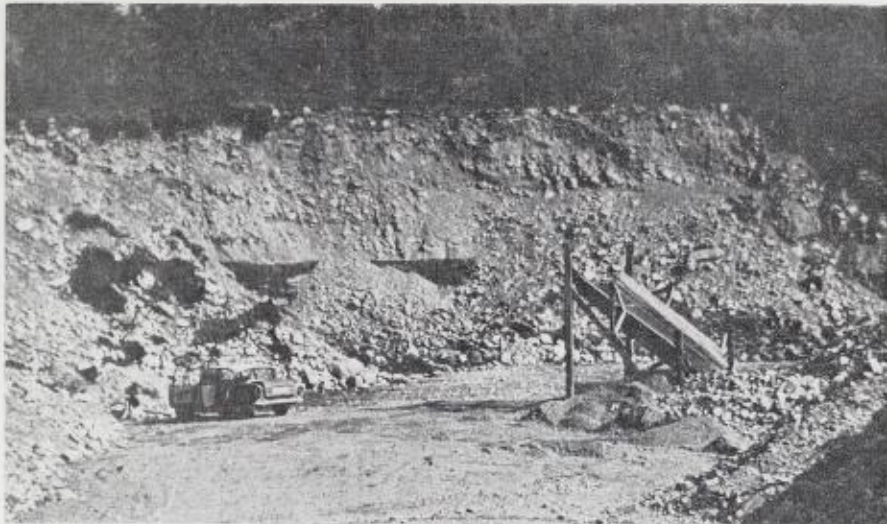


Fig. 14. Snitt nær vest-enden av sanduren ved Høvik. Elva er til høyre like utenfor bildet. Foto mot SØ.

Section in the western part of the sandur at Høvik. The river is just outside the right-hand margin of the photograph. Photo towards SE.

nordsiden av blokksletten er sannsynligvis en del av sanduren. Dette er den eneste av de antatte sandurene hvor det er et godt snitt. De nederste 2 m består av lagdelt sand og finsand. I den øverste 6 m tykke delen er materialet grus, stein og blokker (Fig. 14), men ikke så store blokker som ved de andre sandurene. I den øverste grovkornete delen er lagdelingen mer utydelig (Fig. 14). Lagene faller slakt nedover dalen.

Vetlejord

Ved Vetlejord like ovenfor Høvik er materialet meget grovt med blokker på opptil 2 m i diameter i den proksimale delen. Utover den 350 m lange strekningen mot den distale delen av sanduren blir blokkene mindre.

I Juvbotnen mellom Vetlejord og Nese (Pl. 1) ligger sidemorener som kan korreleres til Vetlejordsanduren, bl. a. en 4 m høy rygg 350 m o.h. i den nordlige dalsiden. Korrelerer en denne til Vetlejordsanduren, må brecoverflata ha hatt en gjennomsnittlig gradient på 73 m/km de første 1,5 km fra fronten.

Flatekvål

Ved østligste gardene på Flatekvål ligger en tydelig endemorene (Fig. 6) som sør for elva er klistret mot fjellknauser. I den nordlige dalsiden kan ryggen stykkevis følges opp til ca. 380 m o.h. Endemorenen ved Flatekvål viser trolig et mindre framstøt av isfronten.

Lavik

Ved Lavik ligger den største av sandurene som er 2,5 km lang, gjennomsnittlig 150 m brei, og overflaten ligger ca. 15 m høyere enn elva i dag. Elva har skåret

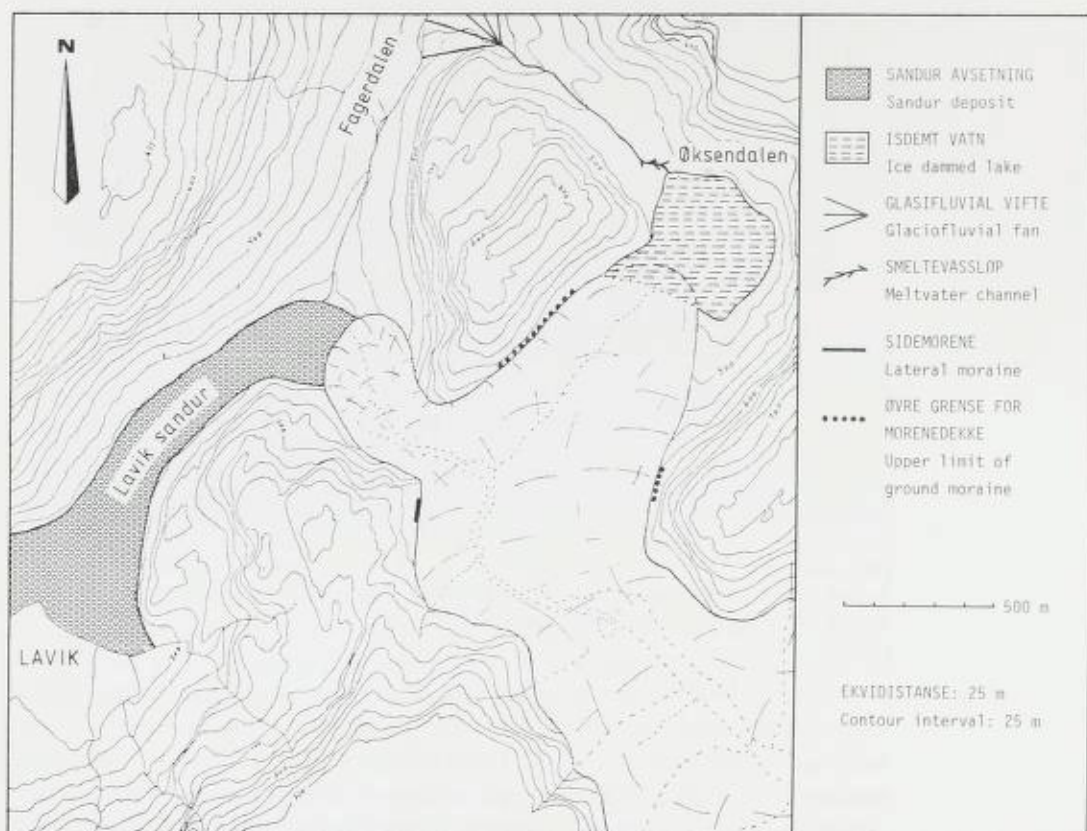


Fig. 15. Rekonstruksjon av Lavik-trinnet og den bredemte sjøen i Øksendalen.
Reconstruction of the Lavik event, and the ice-dammed lake in Øksendalen.

seg dypest ned lengst distalt, så gradienten på sanduren er mindre enn elvegradienten i dag. Sanduren har en rekke fellestrekk med de andre sandurene nedover dalen. Men materialet er dårligere rundet enn i noen av de andre.

Lenger oppe i dalen finnes det sør for Øksendalen sidemorener som kan korreleres til Laviksanduren, særlig tydelig er en skarp rygg sør for elva (Fig. 15) ca. 420 m o.h. I samme nivå nord for elva sees en tydelig øvre grense for et morenedekke som under grensen er relativt sammenhengende. Disse sidemorenene indikerer at isoverflaten nær fronten hadde en gradient på over 100 m/km da Laviksanduren ble dannet.

Fig. 15 viser en rekonstruksjon av avsmeltingen i Lavikområdet. I Øksendalen har det åpenbart vært en bredemt sjø som har drenert mot vest over et pass til Fagerdalen. På passet 468 m o.h. nær Øksendalgardene er et 100 m langt, 20 m bredt og 6–7 m dypt erosjonsløp i morene. Der smeltevannet har rent ut i Fagerdalen ligger en 250 × 250 m stor glasiofluvial vifte som er langt større enn det den vesle bekken som renner der i dag kan tenkes å ha avsatt. I Øksendalen er det bresjøsedimenter opp til samme nivå som utløpspasset. Sedimentene ligger som hauger med godt sortert sand innerst i dalen ved husa, og et tynt sandlag nedover markene.

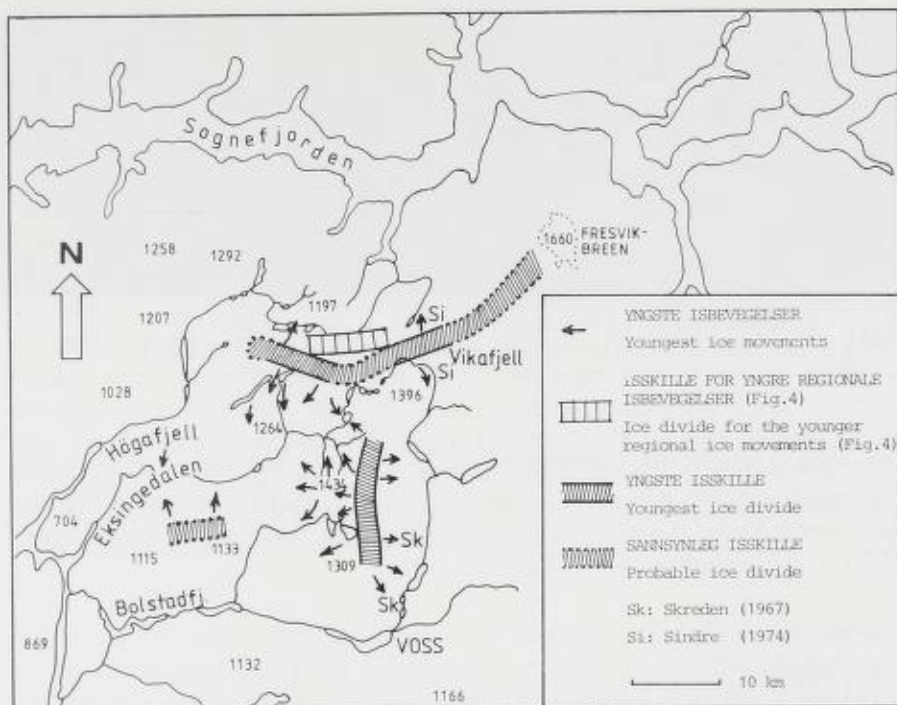


Fig. 16. De yngste isbevegelsene i Stolsheimen. Disse antas å være fra små platåbreer som fantes i fjellområdene etter at dalene ble isfrie.

The youngest ice movements in Stolsheimen. The striae are assumed to derive from small plateau glaciers in the mountains after the valleys were deglaciated.

Nesheim

Ved Nesheim har elva under avsmeltingsperioden hatt andre løp enn i dag. Innløpet i bassenget har vært 400 m lenger nordvest enn nå, over et høyreliggende passpunkt. Ved dette finner en godt rundet grus og stein, dessuten jettegryter. Det nye elveløpet er utrodert i fyllitt, og den postglasiale erosjonen kan anslås til minst 8 m.

Rundt nesten hele Nesheimsbassenget er det terrasser 7 m over dagens vannivå. Dette nivået samsvarer nøyaktig med høyden på et passpunkt i fjell i det sørøstlige hjørnet av bassenget. I fjellet ved passpunktet er det slipte og avrundete former, og det er tydelig at her har vært en stor foss. Under fossen ligger en stor haug med slipte og delvis runde blokker. — Senere har elva tatt nytt løp i det vestlige hjørnet av Nesheimsbassenget. Dette løpet var trolig demt av is eller løsmasser da elva rant over det sørøstlige passet.

DE SISTE ISRESTENE I FJELLOMRÅDA

I noen fjellområder ser det ut til å ha ligget lokale platåbreer etter at dalene ble isfrie (Fig. 16). De viktigste indikasjonene på dette er ung frisk skuring med retninger som avviker fra de regionale. Enkelte lokalmorener finnes også.

Høgafjellsområdet

Høgafjellsområdet (Fig. 16) 1020 m o.h. mellom Eksingedalen og Modalen er



Fig. 17. Proksimalsiden av lokalmorene N for Flatekvål; sett mot SØ.
The proximal slope of a local end-moraine north of Flatekvål; view towards SE.

arealmessig relativt lite. Området er nakent, og det er bare funnet en 20 m hög endemorene 520 m o.h. N for Flatekvål (Fig. 17), men skuringsobservasjoner kan også indikere at det har ligget en platåbre over Høgafjell etter at Eksingedalen ved Flatekvål og lenger nede var isfri.

Fjellområdet mellom Eksingedalen og Bolstadfjorden

Det høyeste fjellområdet mellom Eksingedalen og Bolstadfjorden når opp i 1133 m o.h. På flere lokaliteter i dette området viser de yngste skuringsstripenes isbevegelser mot nord. Sør for de høyeste fjellpartiene er det ikke gjort skuringsobservasjoner. Isskillet (Fig. 16) var her sannsynligvis plassert slik en kan vente det ut fra topografien, dvs. over høyeste fjellpartia.

Også i dette området er det svært lite løsmasser. Bare i noen dalsenkninger finnes morene. En av disse er Sördalen (Fig. 6 og Pl. 1) hvor morenedekket stedvis er sammenhengende. 540 m o.h. har Sördalselva skåret seg ca. 10 m ned i løsmateriale. Moreneoverflaten er her sterkt påvirket av postglasiale prosesser, og det er derfor usikkert om de ryggformene som finnes er endemorener eller bare erosjonsrester av dalfyllinger.

Området mellom øvre Eksingedalen og Sognefjorden

På grunnlag av yngste skuringsstripenes i dette området kan et isskille rekonstrueres i øst-vestlig retning (Fig. 16) omtrent midt etter Stølsheimen. Her må det ha vært en platåbre som sannsynligvis har vært sammenhengende med en bre der Fresvikbreen ligger i dag. Dette samsvarer også med Sindres (1974) observasjoner på Vikafjell. Det yngste øst-vestlige isskillet synes å ha vært mer topografisk betinget enn det tilsvarende isskillet ved slutten av Yngre Dryas (Fig. 4). I forhold til dette har det fått en forskyvning mot sør (Fig. 16) i området mellom Askjellfjell og Vikafjell (Pl. 1).

Platåbreen mellom øvre Eksingedalen og Sognefjorden har avsatt flere endemorener (Pl. 1). Tydelige eksempler på slike finnes ved Skjerjevåtn. Lenger øst i Stølsheimen ligger lokalmorener i Norddalen 710 m o.h. Nord for Selhamarvatn 890 m o.h. viser en buformet endemorene at breen her har beveget seg mot nord, noe som støttes av skuringsobservasjoner i samme område.

Området mellom øvre Eksingedalen og Voss

Fra fjellplatået mellom Eksingedalen og Voss peker skuringsstriper ut i alle retninger (Fig. 16). På kanten av fjellplatået mot Voss fant Skreden (1967) og Mangerud og Skreden (1972) sørøstlig skuring som de antok var forårsaket av en mektig isbre med senter omtrent midt i Stolsheimen. Denne breen beveget seg tvers over Vossedalforet og de 1300 m høge fjella sør for Voss. Hvis dette er riktig, skulle denne retningen kunne finnes langt inn mot et stort issenter i Stolsheimen. Det er imidlertid ikke gjort. Vi antar derfor nå at de sørlige stripene sør for Vossedalforet er betydelig eldre enn samme retning nord for dalforet. De på sorsiden kan korreleres med de sørvestlige nord for dalen (Fig. 4) mens de sørlige nord for Voss er langt yngre og stammer fra en lokalbre mellom Eksingedalen og Voss. Endemorenene etter denne breen er utydelige. Nord for Volavatn har det ligget morenemasser som nå i hovedsak er brukt til en demning der. Utydelige morenerygger finnes videre nord for Kvitenosplatået i Sødalen og Torvedalen. Sindre (1973) har også funnet spor etter lokalglasiasjon i Vikafjellsområdet.

Datering av isavsmeltingen

Det er ikke funnet noe daterbart materiale i israndavsetningene. Vi har derfor forsøkt to andre veletablerte metoder for å datere isavsmeltingen, nemlig å korrelere isavsmeltingen med strandlinjer, og å datere de eldste lakustrine sedimenter med ^{14}C og pollen, for derved oppnå en minimumsalder for avsmeltingen.

POLLEN OG ^{14}C DATERING

Vi har boret flere steder, men bare ved Stamnes ble boringen vellykket med hensyn til å datere isavsmeltingen. Litho- og pollenstratigrafien blir behandlet i et senere kapittel. Dateringene ga 9760 ± 180 år B.P. (T-1487) som er en minimumsalder av både isavsmeltingen og marin grense. Både litho- og pollenstratigrafien indikerer imidlertid at det daterte sedimentet ble avsatt umiddelbart etter isavsmeltingen (Fig. 21).

Kalland og Stamnes må ha blitt isfrie omtrent samtidig. Det viser seg også at polleninnholdet i leire fra den proksimale delen av Kalland-avsetningen er dominert av *Betula*, *Pinus* og *Ericales*, og er svært lik den underste del fra Stamnes.

Ved Eidslandet er det talt 87 pollenkorn i bunnlagene i isranddeltaet. Av disse er det 32 *Betula* og 37 *Gramineae*, og det er omtrent like mange AP som NAP.

MG-TERRASSER

Terrassemålinger er utført i Indre Nordhordland av C. F. Kolderup (1908), Kaldhol (1941) og Undås (1945). De har påpekt det interessante forholdet med lavere marine grenser i dette området enn lenger nord og sør. Dette blir av de fleste tolket som resultat av sen isavsmelting. Skreden (1967) har diskutert

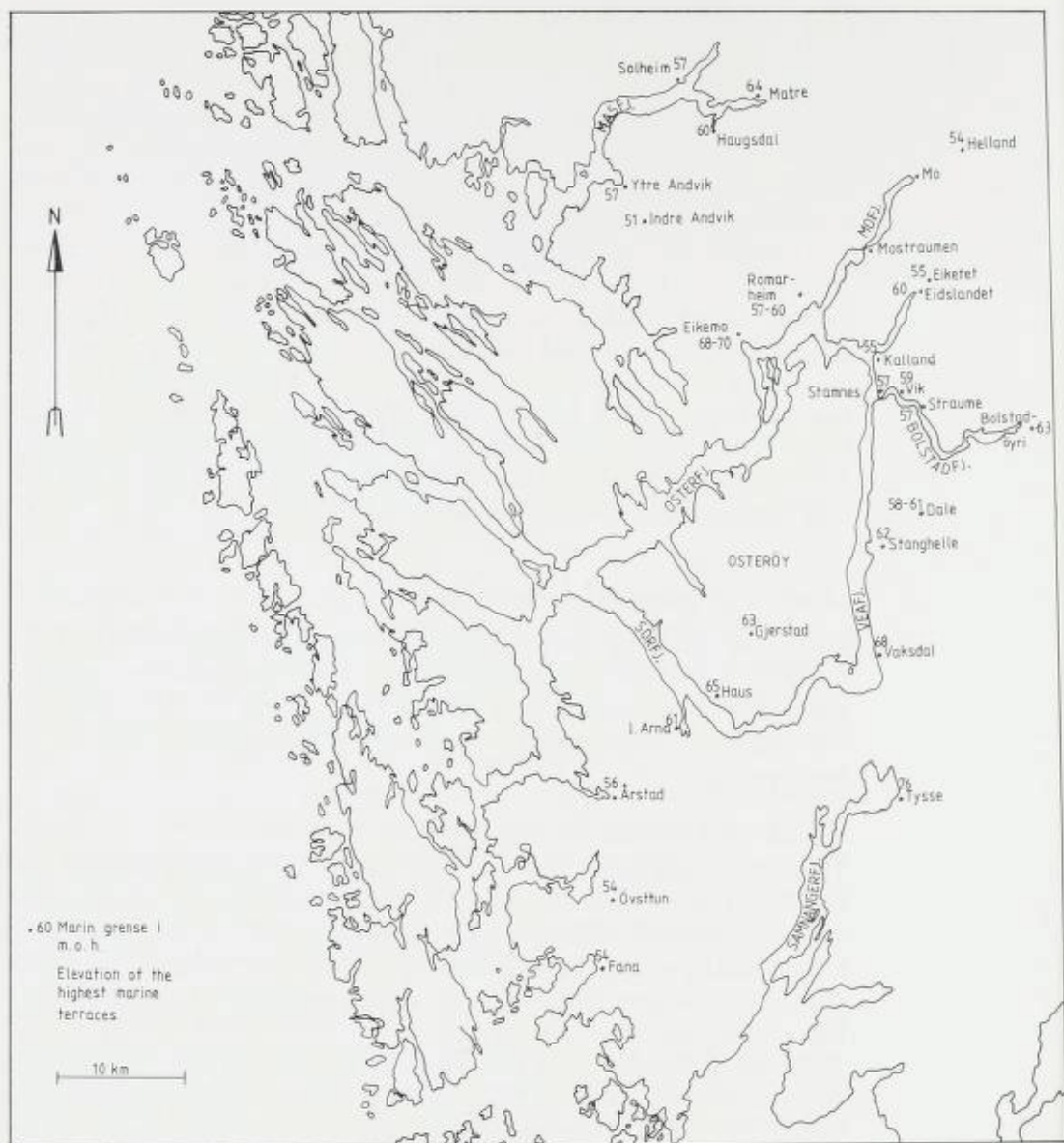


Fig. 18. Kart over lokaliteter med målt marin grense (MG).

Map of localities with measured marine limit.

marine terrasser i området Bolstadøyri-Voss, og Nordahl-Olsen (1977) har målt MG-terrasser i området Osterfjorden-Mofjorden.

Området Masfjorden-Osterfjorden-Mofjorden (Fig. 18)

I Masfjorden har Kolderup (1908) målt MG ved ytre Andvik (57 m), indre Andvik (57 m), Haugsdal (60 m), Solheim (57 m) og Matre (64 m).

Ved Eikemo ved Osterfjorden har Kolderup (1908) angitt MG til 70 m o.h.

Terrassen på 79 m o.h. ved Eikemo mener han er bygget opp over havnivå. Nordahl-Olsen (1977) antar at MG ved Eikemo er 68–70 m o.h., og dette har vi brukt i Fig. 19. Ved Romarheim har Kolderup (1908) nivellert MG til 57 m o.h. Nordahl-Olsen (1977) angir 74–75 m o.h. på øvre deler av den skrånende terrasseflaten ved munningen av Romarheimsdalen. Etter diskusjon med Nordahl-Olsen og vurdering av høydene oppgitt på økonomisk kartverk, antar vi at MG i nedre deler av Romarheimsdalen er 57–60 m o.h., som er nivået på de største terrasseflatene. Ved Mo (nedre Helland) har Kolderup (1908) angitt 53 m o.h., og Nordahl-Olsen (1977) har målt 51–52 m o.h. for de store terrasseflatene ved nedre Helland.

Området ved Eidsfjorden

Ved Kalland (Fig. 8 og 18) er høyeste flate angitt av Kolderup til 51,6 m o.h. På toppen av hovedavsetningen er det imidlertid ikke noe horisontalt nivå. Noe nordvest for denne ligger en ca. 20 × 20 m store flate 55 m o.h. Denne ligger beskyttet mot erosjon, og representerer sannsynligvis MG ved Kalland.

Ved Eidslandet (Fig. 10) ligger store glasifluviale avsetninger med en rekke terrasserte nivåer. Lengst øst ved Møster (Fig. 10) ligger f. eks. flere nivåer som tilsvarer nivåene ved Eidet. Avsetningene ved Møster kan tolkes som et glasifluvialt delta eller sandurdelta avsatt fra dalen i øst. Argumentet for sandurdelta er at overflaten skråner fra 65,4 m-nivået proksimalt til 60 m-nivået distalt. Mesteparten av dette kan da være bygget opp til over havnivå. Da det i dag bare er små terrasserester igjen, er imidlertid dette vanskelig å avgjøre sikkert. Den østlige 65,4 m-flaten er 20 × 30 m stor og horisontal, med tydelig knekk mot skråningen bak. Denne flaten kan ha blitt utviklet ved fluvial erosjon.

Konklusjonen er at ca. 60 m er den mest sannsynlige MG for Eidslandet-området, da dette nivået både er representert ved den forholdsvis store terrasseresten på Møster, og den øverste flaten ved Nordheim som er 59 m o.h. i distalkanten, men ca. 60 m o.h. lenger inne i følge økonomisk kart M 1:1000.

Området Bolstadfjorden–Voss (Pl. 1)

Ved Stamnes (Fig. 5 og 18) har C. F. Kolderup (1908) nivellert terrassen til 56,8 m o.h. Dette stemmer bra med 1:1000-kartet som viser 57 m o.h. proksimalt ved den nordlige fjellsiden. Dette er høyeste del av den største terrassen. Pollenlokaliteten ved Stammesterrassen har et terskelnivå på 59 m o.h., selv om dette er langt inne i fjorden, kan det nevnes at det her ikke er funnet marine indikatorer (Fig. 21). 57 m o.h. er på bakgrunn av dette en sannsynlig verdi for MG ved Stamnes.

Ved Vik (Fig. 5) er det to terrasser som ligger mer beskyttet enn de andre terrassene ved Bolstadstraumen. Den øverste terrasseflaten er 100 × 75 m stor. Vi har her nivellert fra fjorden og fått 59 m o.h. midt på terrasseflata. Den sørlige terrassekanten ligger 2 m lavere, og knekkpunktet mot den nordlige skråningen bak ligger 2 m høyere enn det nivellerte nivået.

Ved Straume (Fig. 5) viser nivellering at sentrale deler av den østligste

flaten (Fig. 5) ligger 57 m o.h. Flaten stiger svakt fra den vestligste terrassekanten mot den østligste fjellsiden, men midt på er flaten horisontal langs et snitt i retning N-S. Flaten er altså ikke vifteformet, så selv om en del materiale er kommet fra sidene, har fjorden sannsynligvis stått opp til 57 m-nivået.

Storstedelen av den største og sørligste terrasseflaten ved Straume ligger litt lavere enn 57 m o.h. Vestkanten av denne flaten ligger imidlertid 57 m o.h., så resten av flaten må være erodert, noe som er rimelig ved den strie Bolstadstraumen. Øst for de største flatene ligger en 9×4 m stor terrasse 65,6 m o.h. Denne, som ikke er vist på Fig. 5, er så liten og utydelig at den er vanskelig å tolke. Sannsynligvis representerer den ikke noe MG-nivå. Konklusjonen blir at MG er 57 m o.h. ved Straume.

Ved Bolstadøyri (Pl. 1) er MG 64 m o.h., målt på en terrasse ved stasjonen (Kolderup 1908). Skreden (1967) angir 62 m o.h. for høyeste terrasserte nivå i dalsiden ved stasjonen. Ved Fadnes (Pl. 1) ligger et glasifluvialt delta med horisontal toppflate som vi har målt med Paulin til 67 m o.h., det samme som Kolderup (1908). Ved Evanger er MG 65 m o.h. ifølge Kolderup (1908). Skreden (1967) har målt 72 m o.h. på en terrasse i bekkevifte, han antar likevel at marin grense er 65 m o.h. Ved Geitle (Pl. 1) er høyeste terrasserte flate 82 m o.h., på vestsiden av elven (Skreden 1967). Ved Dyrvodalen (Pl. 1) er det bygget opp et delta til 80 m o.h. (Skreden 1967). Flere har diskutert MG i Vosseområdet, sist Skreden (1967), som konkluderer med at den store terrassen 97 m o.h. ved munningen av Bordalen (Pl. 1) representerer MG.

Området Veafjorden – Sørfjorden – Samnangerfjorden – Bergen

Vi har med Paulin målt den største terrassen i østre dalside ca. 1 km sør for Dale sentrum (Pl. 1). De store flatene midt på og distalt på terrassen, ligger 58–61 m o.h., som vi antar er et godt mål for MG. Ved Stanghelle (Pl. 1) er MG målt til 62 m o.h. (Kolderup (1908), og 61 m o.h. (Skreden 1967). Ved Vaksdal (Fig. 18) angir Kolderup (1908) MG til 68 m o.h. Ved Mjeldheim, Indre Arna, har vi med Paulin målt de høyeste terrassene på begge sider av elva til 61 m o.h. som antas å være en god MG-måling.

På Osteroya har Kolderup (1908) målt MG ved Gjerstad til 63 m o.h., og ved Haus har vi målt MG til 65 m o.h. Ved Tysse i Samnanger har vi på N-siden av elva målt den øverste, smale terrassen til 76 m o.h. På S-siden av elva er det en flat terrasse ca. 30–40 m lang og 15–20 m brei, som er målt til 75 m o.h. med Paulin. MG settes derfor til 74–76 m o.h.

For Bergensområdet har vi hentet følgende MG-målinger fra Kolderup (1908): Fana 54 m o.h., Øvsttun 54 m o.h. og Årstad 56 m o.h.

ISOBASER

Det har ikke vært mulig å korrelere terrasser i området sikkert nok til å konstruere nye isobarer. Vi har derfor benyttet isobasene fra Aarseth og Mangerud (1974), ved å ekstrapolere disse innover landet som buete linjer parallelle med isobasene i ytre strøk. Aarseth og Mangerud (1974) konstruerte

isobasene på grunnlag av relativt få punkter. Den ekstrapolasjon vi nå har gjort innover landet medfører en ny usikkerhet, men feilene i isobaseretningen er neppe utslagsgivende for våre konklusjoner. Usikkerheten i både feltmålingene og tidskorrelasjonene av terrassene antas å gi større usikkerhet enn isobaseretningene.

KONSTRUKSJON AV STRANDLINJEDIAGRAM

Vi har få dateringer av de relative havnivåene, og også andre korrelasjoner av terrassenivåene er vanskelige. V har derfor valgt å konstruere et teoretisk strandlinjediagram, og så teste og eventuelt modifisere dette med felldataene.

Som utgangspunkt har vi benyttet to linjer. Den ene er Yngre Dryas-linjen etter Aarseth og Mangerud (1974). For denne har vi benyttet gradienten 1,3 m pr. km, som er gradienten i Ytre Nordhordland.

I Os-Strandvik-området har linjen gradienten 1,4 m pr. km, og det er mulig at dette skyldes linjens krumming, siden Os-Strandvik ligger lenger inne i landet. Vi har for enkelhets skyld benyttet en rett linje med gradient 1,3, da dette i alle fall gir minimale feil for våre problemstillinger. Den benyttede linjen er altså en rent teoretisk linje som ville vært strandlinjen dersom isen momentant forsvant fra Herdla-morenen og inn i Modalen-Eksingedalen. I de ytre strøk, hvor dette er en reell linje, har den en alder på mellom 10.000 og 10.500 år, det kan i dag synes som 10.200 er en sannsynlig alder. Usikkerheten i alder har betydning for den absolutte, men ikke for den relative alder av strandlinjene.

Den andre linjen vi har benyttet er en strandlinje 9.000 år før nåtid etter Kaland (in prep.). Denne er dannet like før regresjonsminimum, og er konstruert på grunnlag av dateringer på Fønnes, Sotra og Fedje. Usikkerheten i gradienten på denne antas å være i størrelsesorden 0,1 m pr. km (Kaland, pers. med. 1981), eventuelle feil vil derfor få liten innvirkning på våre konklusjoner.

Mellom disse to linjene har vi interpolert en serie linjer ved å anta at alle er rette og skjærer hver andre i samme punkt. Dette betyr at vi antar at lithosfæren oppfører seg som en stiv plate under landhevingen. Over de korte avstander det her gjelder er dette tilnærmet riktig. Det betyr også at vi for det aktuelle tidsrommet kun betrakter den glasi-isostatiske hevingen, og ser bort fra eustatiske bevegelser, geoide endringer m.m. Den feilen vi innfører har trolig liten betydning for våre konklusjoner angående isavsmeltingen. Dersom strandforskyvningshastigheten var linær mellom de to valgte linjene, og deres alder kjent, er det lett å regne ut alderen på de interpolerte linjer. Strandforskyvningen var imidlertid noe langsommere når den nederste linjen (Kaland 1981) og trolig også nær den øverste, mens den midtre delen var raskere og mer tilnærmet lineær.

I dette strandlinjediagrammet er de omtalte grenser tegnet inn (Fig. 19). Disse er projisert parallelt med de krumme isobasene, slik at uansett avstand langs isobasene, skulle samtidige terrasser falle på samme strandlinje.

De teoretiske linjene kan testes mot forskjellige observasjoner:

1. Fra Stamnes har vi dateringen 9.760 ± 180 før nåtid (T-1487) som gir en

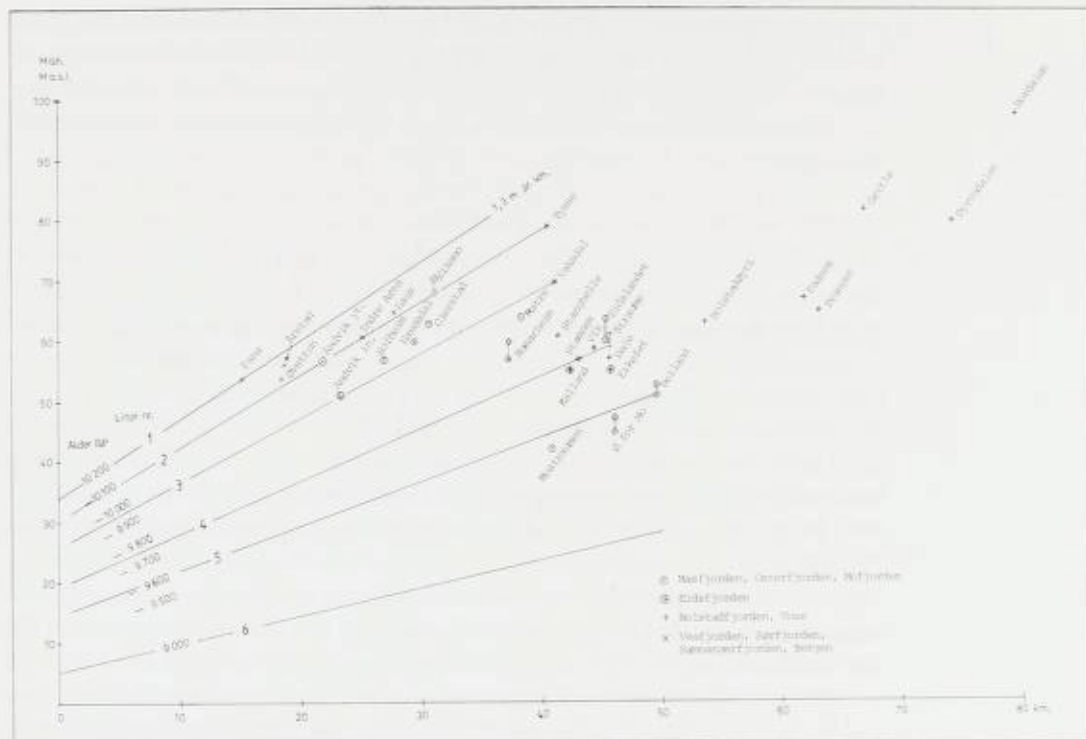


Fig. 19. Ekvidistant strandlinjediagram for Nordhordland. Prinsippene for konstruksjonen og beregningsgrunnlaget for de oppgitte aldre, er diskutert i teksten.

Equidistant shoreline diagram for Nordhordland. For the construction and the calculations for the given ages, see the text.

tilnærmet datering av marin grense der. Linje 4 er trukket til Stamnes-terrassen, og alderen på denne ville bli 9.600 om en antar lineær landhevning til 9.000, men ca. 9.800 om en antar lineær landhevning fra 10.200 til Kaland's (in prep.) datering 9.500 for nåtid på Fønnes, slik det er gjort på Fig. 19.

2. I praktisk talt alle tilfeller hvor en har en relativ glacialgeologisk datering av isavsmeltingen, faller yngre strandavsetninger på yngre lavereliggende strandlinjer. Hvis en f. eks. følger isavsmeltingen innover Sørfjorden-Væafjorden, blir strandlinjealderen på isranddeltaene yngre innover fjorden: Indre Arna, Vaksdal, Stanghelle, Dale, Stamnes, Bolstadøyri (Fig. 19). Det samme gjelder Osterfjorden-Mofjorden. Sidemorener fra Eidslandtrinet er fulgt over fjellet ut langs Mofjorden (Aa 1974, Nordahl-Olsen 1977) til mellom Mostraumen og Romarheim, noe som også stemmer med strandlinjediagrammet. Også i Masfjorden faller terrasser innover langs fjorden på gradvis yngre strandlinjer: Ytre Andvik, Solheim, Matre. Det finnes imidlertid noen avsetninger hvor de relative aldre blir feil på strandlinjediagrammet. F. eks. må Eidslandet være yngre enn Kalland, og nedre Helland yngre enn Mostraumen. Disse uoverensstemmelsene kan skyldes at de målte flater ved Kalland og Mostraumen er dannet under marin grense.

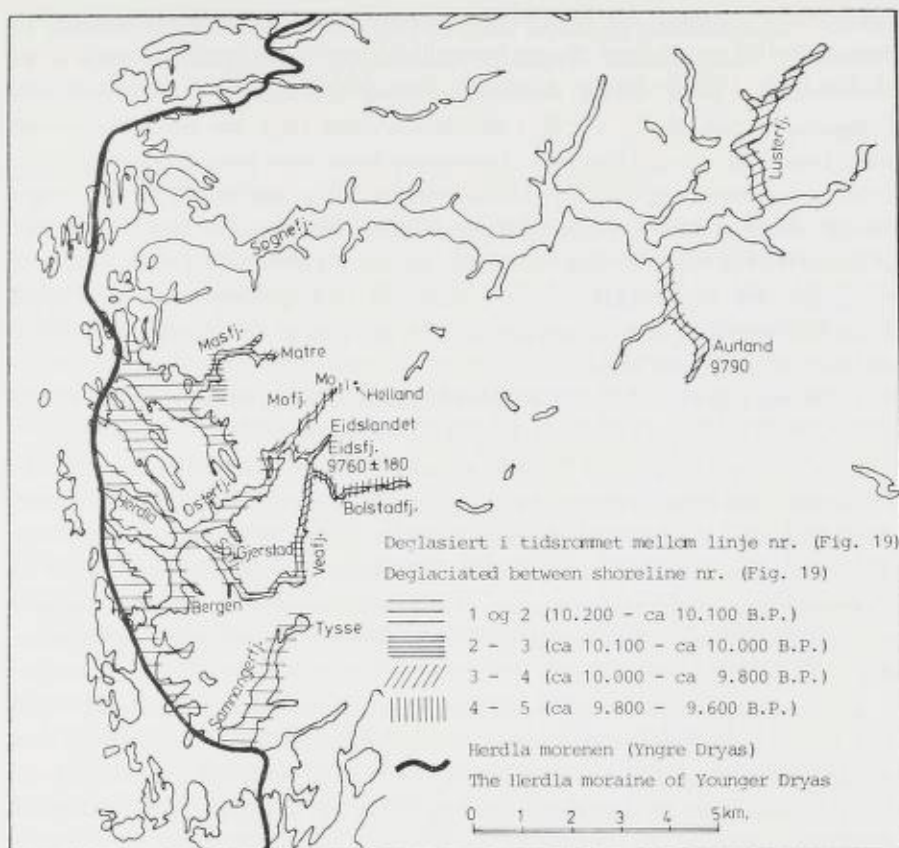


Fig. 20. Oversikt over isavsmeltingsforløpet i fjordområdene mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden, og korrelasjon med Indre Sogn (Vorren 1973, Bergström 1975).

The deglaciation in the fjord areas between Hardangerfjorden and Sognefjorden, correlated with Inner Sogn (Vorren 1973, Bergström 1975).

- Hamborg (in prep.) har konstruert et strandlinjediagram fra Hardangerfjorden til dels etter samme prinsipper som vi har gjort, men med helt uavhengige dateringer. Han finner en skråning på linjene som er nær den som vi benytter.

Konklusjonen blir at strandlinjediagrammet er tilnærmet riktig og tilstrekkelig nøyaktig til en relativ datering av isavsmeltingen i store deler av Nordhordland. For absolutt datering er det mer usikkert idet tidspunktet for isens tilbaketrekning fra Herdla morenen er noe usikkert, samt hastigheten i landhevingen like etter dette tidspunkt. Usikkerheten er likevel ikke større enn at isavsmeltingen kan dateres innen feilgrenser på noen få hundre år.

FORLØP OG ALDER PÅ ISAVSMELTINGEN I HORDALAND

På grunnlag av strandlinjediagrammet (Fig. 19) kan de store trekk i isavsmeltingen nå skisseres (Fig. 20).

Den relative alder sees av at yngre israndavsetninger faller på lavere strandlinjer. For den absolutte alder har vi antatt at Yngre Dryas-linjen er 10.200 år

gammel, og at Kalands (in prep.) datering på 9.500 år på nivået 11,4 m o.h. på Fønnes er riktig. Mellom Yngre Dryas-linjen og linjen gjennom 11,4 m på Fønnes har vi antatt lineær strandforysning. De aldrene vi får ved denne beregning er gitt på Fig. 19. Selv om de absolutte aldrene har en usikkerhet på noen hundre år, gir differansen et begrep om hvor raskt avsmeltingen har gått. Etter at isen trakk seg bort fra Herdla-morenen må avsmeltingen ha gått meget hurtig. Dette støttes av skuringsobservasjoner (Mangerud unpubl.) som viser at breen kalvet opp i de dype fjordene, og det ble rent topografisk betingete bevegelser fra landområdene mot fjorden. Strandlinjediagrammet viser altså avsmeltingsforløpet av fjordbreene, mens en må anta at de omliggende landområdene ble noe senere isfrie.

Terrassen ved Fana faller på Yngre Dryas-strandlinjen (linje 1). Noen få tiår yngre er terrassene ved Årstad i Bergen og Øvsttun.

Linje 2 som er trukket til Tysse i Samnanger, har en alder på ca. 10.100 B.P. På samme linje ligger terrassene ved Indre Arna i Sørfjorden, Eikemo i Osterfjorden og Ytre Andvik i Masfjorden, og etter våre antatte aldrene (Fig. 18) har disse terrassene en alder på 10.100 år B.P. Avstanden fra Herdla-morenen til disse stedene er omtrent den samme, så tilbaketrekningen av isfronten har gått omtrent like hurtig i Samnangerfjorden, Sørfjorden, Osterfjorden og Masfjorden.

I Samnangerfjorden har altså brefronten på denne tiden nådd fjordbunnen ved Tysse, mens brefronten enda lå i Indre Arna-området i Sørfjorden. Den tidlige avsmeltingen i Samnangerfjorden i forhold til Sørfjorden støttes av sørlige skuringsstriper mellom de to fjordene (Skår 1975, Hamborg og Mangerud 1981).

Linje 3 er trukket til Vaksdal i Veafjorden. Da isfronten lå ved Vaksdal, var også Osterøya ved Gjerstad blitt isfri. Det samme gjelder Masfjorden t.o.m. Haugsdal.

MG på Romarheim og Stanghelle faller på omtrent samme strandlinje, noe som indikerer at tilbaketrekningen av isfronten var omtrent like hurtig i Veafjorden og Osterfjorden. I Masfjorden hadde brefronten da allerede trukket seg inn til Matre (Fig. 20).

Linje 4 er trukket til Stamnes, og også de andre terrassene ved Ytre Bolstadfjorden og Eidsfjorden faller nær denne, men det stemmer ikke at Eidslandet faller på eldre strandlinje enn Kalland og Stamnes. Høydeforskjellen mellom MG-terrassen ved Ytre Bolstadfjorden og Eidsfjorden er mindre enn det vi anser som de samlede usikkerheter ved diagrammet. Konklusjonen blir derfor at disse områdene ble isfrie omtrent samtidig.

Terrassene innover langs Bolstadfjorden faller på gradvis yngre strandlinjer, og like etter antatt alder på 9.700 B.P. lå isfronten ved Fadnes (Pl. 1).

De antatt marine terrassenivåene omkring Voss (Skreden 1967) er ifølge diagrammet eldre enn terrassene ved indre Bolstadfjorden. Dette er ikke mulig, da den eneste vei havet kunne trenge inn til Voss var gjennom dalen Evanger-Voss. En mulig forklaring på de høye terrassene i Vosse-området er at de ikke er marine. Dette problemet skal vi imidlertid ikke diskutere videre her.

Området fra Mostraumen og innover Modalen er det siste hvor isen nådde ned til sjøen. Linje 5 er trukket til den østligste og sikreste av MG-terrassene her, ved nedre Helland. Herfra trakk isfronten seg tilbake for ca. 9.600 år siden.

POLLENSTRATIGRAFI OG VEGETASJONSINNVANDRING

Vi har utarbeidet tre pollendiagrammer fra henholdsvis Stamnes, Eidslandet og Flatekvål. Alle lokalitetene er valgt ut fra andre problemstillinger enn vegetasjonshistorie, og bassengene er derfor til dels dårlig egnet til dette formålet. Hvert diagram dekker et relativt kort tidsrom, noe som også vanskeliggjør tolkningen av vegetasjonshistorien. Diagrammene gir likevel en del ny informasjon, da Fægri (1949) diagram fra Modalen, som bare dekker Subboreal og Subatlantikum, var det eneste som fantes fra disse indre fjordstrøk av Nordhordland. Utenom dette er de nærmeste lokaliteter hvor det er utarbeidet en pollenstratigrafi Voss (Fægri 1949, 1970) og kyststrøkene av Midt- og Nordhordaland (f. eks. Fægri 1954, Hagebø 1967, Mamakowa 1968, Bakke og Kaland 1971, Kaland 1974, in prep., Skår 1977, Sonstegaard og Mangerud 1977, Kristiansen 1979).

I hovedsak dekker de tre diagrammer hver sine tidsrom, med liten overlapping. Vi diskuterer derfor lokalitetene hver for seg, og begynner med den eldste.

Inndelingen i kronosoner følger forslagene i Mangerud et al. (1974). Når det gjelder pollensoner har vi for diagrammene fra Stamnes og Eidslandet anvendt de regionale soner foreslått av Kaland (in prep.) for lyngheimrådet på Vestlandet: *Betula*-sonen går fra *Betula*-oppgangen til *Corylus*-oppgangen, *Corylus*-sonen derfra til *Alnus*-oppgangen, *Alnus*-sonen derfra til den markerte *Quercus*-ekspansjonen og *Quercus*-sonen derfra til den markerte *Pinus*-ekspansjonen. Ved Stamnes har vi dertil en NAP-sone under *Betula*-sonen. De anvendte soner er altså i prinsippet intervallsoner (Hedberg 1976), men i stedet for de tungvinte, fullstendige navn som f. eks. «*Corylus*-rise/*Alnus*-rise Interval-zone» (Mangerud 1973, s. 19) foreslår Kaland å bruke kortere, mer lett-vinte betegnelser. Dette er praktisk, men det er viktig å huske at f. eks. *Quercus*-sonen sjelden domineres av eik. I hovedsak er grensene de samme som benyttes i eldre arbeider på Vestlandet. Diagrammet fra Flatekvål er mer forskjellig fra diagrammene fra ytre Hordaland, og vi har derfor her definert lokale pollensoner.

Stamnes

Som tidligere nevnt ble denne lokaliteten valgt for å datere isavsmeltingen, og derved også marin grense.

Boringen ble gjort i ei jettegryte med diameter ca. 8 m i en subglasialt dannet canyon, (Stamnes Canyon, Fig. 5), umiddelbart distalt for terrassen. I bunnen av kloyta er det ei myr som ligger ca. 58 m o.h., altså like over marin grense. En 54 mm stempelborkjerne ble tatt fra dypet 2.00–2.57 cm under myroverflaten (Fig. 21). Fra bunnen (257 cm) til 246 cm er det en steinholdig,

massiv silt. Ved 246 cm er det en skarp grense, og over denne er det brun gytje og dy.

I Stamnes-diagrammet (Fig. 21) er «ikke identifiserte pollen» eller *Varia* regnet med under NAP i total-diagrammet.

NAP-sonen. – Denne sonen er særlig karakterisert av et høyt innhold av lyng (*Ericales*), gress (*Gramineae* som *Poaceae*) og syrer (*Rumex/Oxyria*). Dette indikerer en lysåpen pionervegetasjon, og vi antar at sonen er avsatt like etter isavsmeltingen, selv om *Ericales* krever noe humus i jordsmonnet.

I de to nederste spektrene er det opptil 30% furu (*Pinus*) pollen, som kunne være omlagret sammen med de minerogene partiklene. Dette er imidlertid ikke sannsynlig da prøve 3 også er fra silten, og denne har praktisk talt ikke *Pinus*. Det er heller ikke indikasjoner på at andre pollen er omlagret. Sannsynligvis skyldes det store *Pinus*-innholdet at den lokale pollenproduksjonen er liten, og at fjernttransportert *Pinus* derfor utgjør en så relativt stor del. Muligens kan det også være en sekundær mekanisk anrikning, f. eks. ved drenering fra isoverflaten. Ved denne tolkning blir det høye *Pinus*-innholdet en indikasjon på at de dypeste sedimentene er avsatt like etter isavsmeltingen, slik som også sedimenttypen og den generelle pollensammensetning viser. Det er i denne sammenheng også viktig at pollenkurvene indikerer at det er en kontinuerlig avsetning fra disse eldste prøvene og oppover forbi ¹⁴C-dateringen.

I denne sonen er det ved Stamnes mer *Ericales*, trolig vesentlig *Empetrum*, enn vanlig i tilsvarende soner ellers i Hordaland. Det er lite pollen av busker som *Salix* og *Juniperus*. For *Betula* er det ikke forsøkt å skille mellom *B. nana* (dvergbjørk) og *B. pubescens* (treformig bjørk).

Betula-sonen. – I denne sonen er det 50–60% *Betula* av total pollen, og det må ha vært en tett bjørkskog. Urtepollenet er trolig vesentlig fra en undervegetasjon, samt fra områder med for tynn jord for trær.

Bunnen av denne sonen er her datert til 9.760 ± 180 (T-1487). Det er den NaOH-loselige del som er datert.

Corylus-sonen. – Både *Pinus* og *Corylus* (hassel) øker i de øvre prøver av borkjernen, og *Corylus* når nesten 20% av AP, som viser at den vokste i nærheten.

Eidslandet

Også denne lokaliteten Fetmyra (Fig. 10), ble først og fremst undersøkt for å datere isavsmeltingen. Nå viste det seg at bunnen av de organiske sedimentene i dette bassenget ikke var så gamle. Et diagram ble likevel utarbeidet som et første grunnlag for å etablere en pollenstratigrafi (Fig. 22.)

Fetmyra (Fig. 10) som ligger 1 km fra fjorden 70 m o.h., har en 15 × 8 m stor overflate, og er dannet i fjellbasseng. I dypeste del av bassenget tok vi 54 mm borkjerner fra 1,35 til 4,05 m dyp under myroverflaten. Sedimentene er mid-

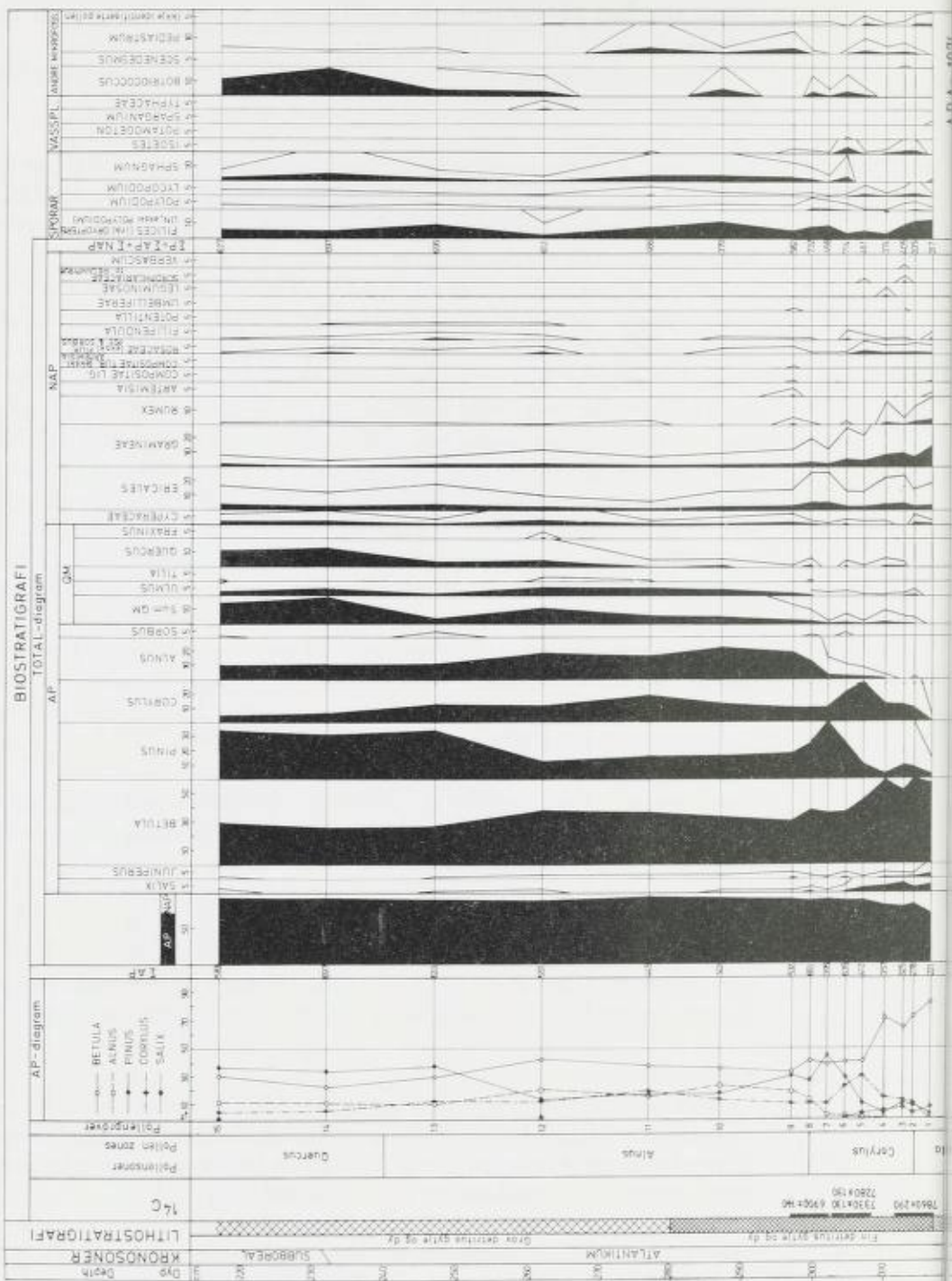


Fig. 22. Pollendiagram frå Fetmyra, Eidslandet.
Pollen diagram from Fetmyra at Eidslandet.

dels sand opp til 3,17 m, fin detritus gytje og dy fra 3,17 til 2,80 m, og grov detritus gytje og dy fra 2,80 m til 1,35 m. Myroverflaten består av løs *Sphagnum* torv.

Betula-sonen. – Den nederste prøven domineres av bjørk, og mangler helt *Corylus*. Det er helt klart at denne sonen kan korreleres med de øvre deler av *Betula*-sonen ved Stamnes.

Corylus-sonen. – Den markerte *Corylus*-oppgangen indikerer en langsommere sedimentasjon i dette bassenget enn ved Stamnes. I denne sonen har bjørk- og hasselskoger fullstendig dominert vegetasjonen. Et interessant trekk er at *Pinus* først etter *Corylus* maksimum øker så sterkt at en må anta at furu innvandret. Dette betyr at furu er blitt relativt forsinket i forhold til hassel ved innvandringen fra kysten (se Sønstegaard & Mangerud 1977, s. 335–337), enten dette er en «naturlig innvandring» eller menneske som har fraktet med seg hasselnøtter. For indre Hardanger fant Simonsen (1980) det motsatte, nemlig at furu kom før hassel. Som tidligere diskutert av Sønstegaard & Mangerud (1977), når ikke *Corylus* opp i så høye verdier i indre som i de ytre strøk av Hordaland.

Fra denne sonen og bunnen av neste foreligger til sammen fire radiokarbondateringer. Dateringene av *Corylus*-oppgangen 7.860 ± 290 (T-1694) og *Alnus*-oppgangen 6.900 ± 140 (T-1075) ga betydelig yngre alder enn for de tilsvarende grensene i ytre Hordaland. Begge disse dateringene ble utført på det NaOH-løselige materialet. Da det kunne tenkes at dette var forurenset av yngre humussyrer, ble det foretatt en kontrolldatering like under *Alnus*-oppgangen, dvs. i overkant av *Corylus* maksimum. Denne ga 7.280 ± 130 (T-2190 I) for den løste del og 7.330 ± 130 (T-2190 II) for den uløste del, og indikerer således at de to førstnevnte dateringene er riktige.

Fra Ytre Hordaland foreligger det mange dateringer (Sønstegaard og Mangerud 1977, s. 330, Kaland, in prep.) som gir 800–1000 år høyere alder for *Corylus*-innvandring, *Corylus*-maksimum og *Alnus*-innvandring i forhold til Eidslandet. Det er naturlig at innvandringen har tatt noe tid, men denne forsinkelsen er overraskende stor. Det synes også usannsynlig at ikke suksesjonene var mer forskjellige om forsinkelsen var så stor. Hvis aldrene er riktige, er det meget interessant at vegetasjonssuksesjonene likevel er så like. Innover Sognefjorden synes *Corylus*-oppgangen og *Alnus*-oppgangen nesten å falle sammen, og dateringene har gitt 8.030 ± 110 i Luster (Vorren 1973) og 7.180 ± 100 i Aurland (Bergström 1975). Bortsett fra den høye alder på *Alnus* i Luster, indikerer disse dateringene at spredningen innover fjorden har tatt lang tid. For *Alnus* er det forøvrig den komplikasjon at det for de ytre strøk og ifølge Vorren 1973, s. 37 også for Luster at det gjelder *A. glutinosa* (svartor), mens det i de indre fjordstrøk kan være *A. incana* (gråor) som kom først.

Alnus-sonen. – På grunn av den markerte stigningen og de høye prosentene, antar vi at det er *A. glutinosa* som innvandret, selv om vi ikke kan utelukke at

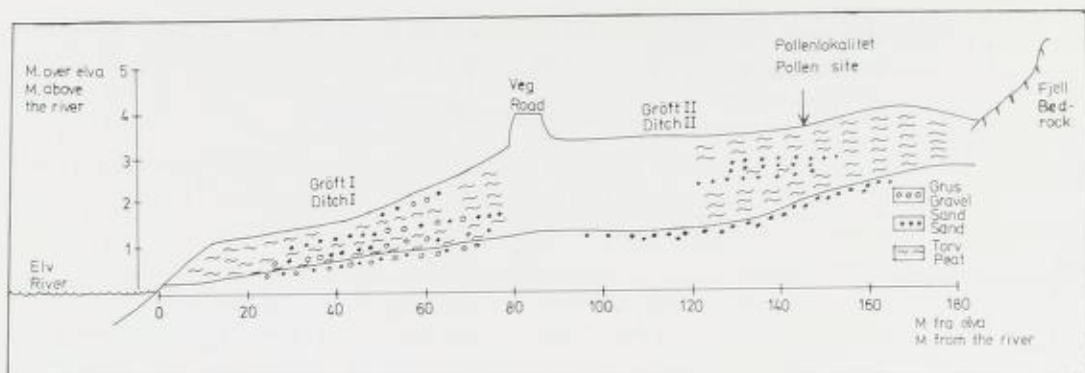


Fig. 23. Stratigrafien i to grøfter gjennom ei myr ved Flatekvål (sjå Pl. 1).
Stratigraphy in a bog at Flatekvål (see Pl. 1).

det er *Alnus incana*. Delvis har vel or vokst langs vannkanten, men den kan også ha vokst i de fuktige liene.

Ulmus har trolig innvandret like etter *Alnus*, men når bare opp i ca. 5%. I denne sonen har det vært en tett løvskog, vesentlig bestående av bjørk, hassel og or, med noe alm og eik. Det har vært lite furu, og den har vel da vokst på de tørreste stedene.

Quercus-sonen. – Som nevnt innvandret trolig eika under den forrige sonen, men ekspanderer markert ved denne grensen. Skogen skiftet forøvrig også på andre måter karakter ved eller like under denne grensen: furu øker, mens bjørk, hassel og or går tilbake.

Flatekvål

Flatekvål ligger ca. 20 km fra Eidslandet, og 280 m o.h. (Fig. 6 og 7). På elve-sletta var det her grøft i ei myr (Fig. 24). I bunnen er det fluvial sand og grus. Over denne er det 50 cm med lys brun torv. I torva som har humifiseringsgrad 2–3, er det mye pinner og røtter, og det er derfor trolig en skogsturv.

I de neste 60 cm er det en serie med sandlag. Like under det nederste sandlaget er torven mørk brun til nesten svart. I det underste sandlaget er det litt humus. Over dette er det igjen torv som er lik den underste, med pinner av or, røtter og gress. Derover et parti med få sandlag, og sterkt humifisert torv, som inneholder lite pinner og røtter. De siste 3–4 cm før det øverste sandlaget er mindre humifisert. Det øverste sandlaget er markert. Over dette følger 10 cm middels humifisert (4–5) starrtorv. En del pinner finnes like over øverste sandlaget, men etter hvert forsvinner de helt. Starrtorven når opp til en skarp

Fig. 24. Pollen diagram frå myr ved Flatekvål.
Pollen diagram from a bog at Flatekvål.

grense ca. 20 cm under overflaten. Over grensen følger løs lysebrun sphagnum/starrtorv med mye røtter.

Sandlagene (Fig. 23) er bølgete, og vi har ikke observert de sammenhengende til elva, og det kan derfor ikke utelukkes at de er kommet fra dalsiden. De er likevel så lange og sammenhengende at vi antar de er avsatt ved flommene i hovedelva. Dette støttes også av at sanden blir grovere og mer grusholdig mot elva. Fig. 23 viser at elva må ha stått ca. 3 m høyere enn normal vannstand i dag for å avsette sandlagene. Hvis sandlagene er avsatt under en serie med usedvanlig høye flommer i hovedelva, vil de være av stor paleoklimatisk betydning. Sandlagene er datert med en 5 cm tykk prøve under underste sandlag. Denne ga 6.130 ± 100 B.P. (T-1489). Videre en 3 cm tykk prøve over overste sandlag (Fig. 24), som ga 3.030 ± 80 B.P. (T-1488). Sandlagene ble altså avsatt fra midt i Atlantikum til slutten av Subboreal.

Et av formålene med pollenanalysen ved Flatekvål (Fig. 24) var å undersøke om vegetasjonssammensetningen ble forandret av klimatiske eller andre årsaker i forbindelse med avsetningen av sandlagene. Det er imidlertid ikke mulig å finne slike forandringer.

Det er overraskende at det ikke engang kan avsløres en lokal respons i vegetasjonen etter avsetning av så markerte sandlag på myroverflaten, uansett hva årsaken var.

Pollendiagrammet er vanskeligere å korrelere med andre diagrammer, noe som skyldes en eller annen kombinasjon av følgende faktorer: Lokaliteten ligger relativt høyt, det er sannsynligvis hiati i forbindelse med sandlagene, og diagrammet er fra torv og er sterkt influert av lokalprodusert pollen. For dette diagrammet benytter vi derfor bare lokale, og løst definerte soner.

Alnus-Betula-sonen. Bjørk er det dominerende treslag i nesten hele diagrammet, noe som selvfølgelig skyldes høyden over havet. Denne sonen karakteriseres ellers av relativt høye verdier av *Alnus* og *Corylus*. Det store antall gresspollen og bregnesporer er trolig vesentlig lokalprodusert, men kan også indikere at bjørkeskogen var lysåpen, med en rik undervegetasjon. Diagrammet starter etter *Alnus*-oppgangen, men det er klart at denne sonen tilsvarer *Alnus*-sonen i Eidslandet-diagrammet. De øvre deler (rett under sandlagene) er datert til 6.310 ± 100 (T-1489). Grensen til neste sone defineres ved oppgang i *Pinus* og nedgang i *Corylus* og *Alnus*, endringer som skjer like under grensen til *Quercus*-sonen i Eidslandet-diagrammet.

Pinus-Betula-sonen skiller seg fra sonen under ved de tre nevnte kriterier: Mer furu, mindre or og hassel. Nedre del av sonen tilsvarer i tid *Quercus*-sonen ved Eidslandet. Ved Flatekvål mangler imidlertid *Quercus*-ekspansjonen helt, p.g.a. høyden over havet og det mer kontinentale klima. Tilsvarende forhold er påpekt for Voss (Fægri 1970) og Ulvik (Simonsen 1980). Når det gjelder eikeblandskogen skiller imidlertid Flatekvål-diagrammet seg ut ved meget lave *Ulmus*-verdier både i denne og underliggende sone, noe som trolig vesentlig er edafisk betinget. Øvre del av sonen er en lokal facies av Kalands regionale *Pinus*-sone.

Cyperaceae–*Gramineae*-sonen. – Grensen er definert ved den markerte oppgangen av NAP, vesentlig betinget av *Cyperaceae* (halvgress), tildels også av gress og lyng. Den avskogning som denne sonen gjenspeiler antas i dag å være helt vesentlig betinget av jordbruksekspansjonen. Ved Flatekvål har det særlig gått ut over or og furu, som trolig vesentlig vokste i dalbunnen, mens bjørkeliene ble mindre berørt. En del av endringene gjenspeiler den helt lokale vegetasjon på myra. Torven går over fra skogstorf til starrtorv, etter vår identifikasjon noe før økningen av *Cyperaceae*-pollen. I de øvre deler er det *Sphagnum*-torv, og en økning av *Sphagnum*-sporer.

I de øvre deler er *Picea*-ekspansjonen registrert (se Fægri 1949). Ved interpolasjon fra radiokarbondateringen på 80 cm er den trolig bare noen få hundre år gammel.

I de øvre prøver i dette profilet er forøvrig fossile sporer av *Lycopodium inundatum* (myrkråkefot) funnet for første gang i Norge (kontrollert av Dagfinn Moe). I en overflateprøve 2 m fra pollenprofilen dominerer *L. inundatum* fullstendig blant sporene (Dagfinn Moe, pers. med.).

Summary

INTRODUCTION

The main aim of the present investigation has been to reconstruct ice movements and the course of deglaciation in the areas of Bolstadfjorden, Eidsfjorden, Eksingedalen and Stolsheimen (Fig. 1). Earlier it had been suggested that there was a Preboreal glaciation centre in the Stolsheimen area (Klovning 1963, Mæland 1963, Amundsen & Simonsen 1967, Skreden 1967, Aarseth 1971, Amundsen 1972, Mangerud & Skreden 1972, Vorren 1973, Sindre 1974, Bergström 1975), but this area had not been studied.

In the investigated area all marginal moraines are small and discontinuous, and it is difficult to make a reliable reconstruction of the deglaciation based on these alone. To correlate with surrounding areas we have used glacial striae, elevation of marine terraces, pollen stratigraphy and radiocarbon dating. The pollen analysis has also provided information concerning immigration and development of the vegetation.

The inner Nordhordland area is an undulating mountain plateau with altitudes from 800 m a.s.l. in the western parts to 1,400 m a.s.l. in the east. This mountain plateau is dissected only by narrow valleys such as Eksingedalen (Fig. 2) and narrow, steep-sided fjord such as Eidsfjorden and Bolstadfjorden (Pl. 1). In the northern parts of Stolsheimen shorter and steeper valleys descend into Sognefjorden.

METHODS

Most of the glacial striae have been found on small, weathering-resistant, quartz lenses. Striae deviating on lee sides (Fig. 3) of rock surfaces have been observed. To avoid such local deviations (Gjessing 1965) only horizontal or gently sloping surfaces have been used. Relative ages of glacial striae are determined by stoss- and lee-side positions, and partly by crossing striae.

Grain-size analyses were carried out on 89 samples, in accordance with the method of Krumbein & Pettijohn (1938). Marine terraces were levelled except where they are covered by economic maps on the scale 1:1,000.

All analysed borings were taken with a 54 mm piston sampler (Geonor type). The pollen samples were treated with cold HF, as this has given better results than boiling with HF.

ICE MOVEMENTS

The striae on free positions in areas above 1,000 m a.s.l. show an oldest regional ice movement directed towards the west (Fig. 4, oldest known movements). This is in accordance with observations from surrounding areas (Sindre 1974). Even this oldest regional movement, however, was influenced by the great drainage channels of Hardangerfjorden and Sognefjorden (Aa 1974). These ice movements are assumed to be older than 13,000 B.P.

During Allerød the ice front retreated at least to Trengereid and Eikangervåg (Fig. 1) (Mangerud 1970, 1977, Aarseth & Mangerud 1974). During the Younger Dryas a readvance took place, the ice front position being marked by the Herdla moraine (Aarseth & Mangerud 1974). It has not been possible to find glacial striae corresponding to more topographic dependent glaciers which must have existed in the area in Allerød time. The striae rather indicate a gradual change from the oldest westerly striae to younger regional south-westward movements (Fig. 4). These movements dominated in the southern parts of Stølsheimen, and they were independent of Eksingedalen but not of Teigdalen and Vossedalforet.

In the northern parts of Stølsheimen a north-westerly ice movement is observed. This indicates the presence of an east-west ice divide in Stølsheimen (Fig. 4), which is correlated in time with the deposition of the Herdla moraine of Younger Dryas age.

THE DEGLACIATION

After the Younger Dryas a rapid ice recession took place in the outer fjord areas. A radiocarbon dating from Stamnes (Fig. 21) indicates that the area from Herdla to Stamnes (Fig. 1) was deglaciated over a period of some few hundred years. In the Bolstadfjord area (Fig. 5) there are three ice-front deltas, indicating stagnations which were probably caused by the topography.

In the Eidsfjord-Eksingedalen area (Pl. 1, Figs. 6 & 7) there are several frontal deposits and marginal moraines that indicate periods of advance and stagnation during the glacial retreat. The Kalland deposit consists of consolidated sediments, indicating a glacial readvance above the sediments. Considering lateral moraines which are correlated with the Kalland moraine, this indicates a gradient of 136 m/km of the ice-surface near the front. Such steep gradients have also been described for similar fjord glaciers by Anundsen (1972), Vorren (1973) and Aarseth & Mangerud (1974).

The largest frontal deposits in the area are situated at Eidslandet. The Eidslandet delta consists of sands and gravels. The marine limit is here 60 m a.s.l.

On the largest terrace there is an end moraine indicating a small glacial advance during the Eidslandet event. The most distinct lateral moraines in the mountain areas are correlated with the Eidslandet event (Fig. 6).

A characteristic feature of Eksingedalen above Eidslandet is the stepwise longitudinal profile (Fig. 7). In the lower part of the valley there are sandurs over much of the flat valley floor. These sandurs (Fig. 7 & 8), which reach up to 10–30 m above the present river course, consist mainly of boulders and gravel (Fig. 14). Boulders with diameters of 2 m are common in the proximal parts of the sandurs. Lateral moraines corresponding to all the sandurs are present in the mountains. In general, the sandurs indicate stagnations in glacial retreat. Although there are similar topographical conditions in the upper parts of Eksingedalen, sandurs are lacking in this part of the valley. This may suggest a more rapid glacier retreat after the deposition of the Lavik sandur (Fig. 15).

The youngest observed striae, together with some local end moraines, indicate that local ice-caps existed in the mountain areas after the disappearance of the valley glaciers. In the area between Eksingedalen and Sognefjorden (Fig. 16) the youngest striae indicate an east-west ice divide in a more southerly position, between Askjellfjell and Vikafjell (Pl. 1), than the earlier ice divide (Fig. 4) of Younger Dryas. From the mountain area between Eksingedalen and Voss the youngest striae show ice movements in all directions, indicating an ice cap with a N–S ice culmination.

MARINE LEVELS

The deglaciation is dated by correlation of ice-front deltas with shorelines of known relative and partly absolute ages (Fig. 18). The shoreline diagram is constructed in the following way: the Younger Dryas isobases (Aarseth & Mangerud 1974) are extrapolated inland, and the shoreline diagram is constructed perpendicular to these. The gradients of two lines are postulated as known: the extrapolated Younger Dryas line, and the 9,000 year line according to Kaland (in prep.). Between these two lines other shorelines are interpolated by assuming them to be straight lines; all meet in the crossing point of the Younger Dryas and 9,000 year line. These simplifications are assumed to be insignificant in our interpretation of the relative ages of the ice-front deltas. The absolute ages (Fig. 18) are obtained by assuming the Younger Dryas line to be 10,200 years old, accepting the age 9,000 for the 11.4 m level on Fonnes (Kaland in prep.), and assuming a linear rate of emergence between these two lines. The uncertainties in the absolute ages are estimated to ± 300 years, but do not influence the relative ages. The results of the dating of the deglaciation are given in Figs. 19 and 20.

POLLEN STRATIGRAPHY AND RADIOCARBON DATING

Each of the three pollen diagrams (Figs. 21, 22, 24) covers a short period on'y, and the overlap between the diagrams is very small. Each diagram is therefore discussed separately. The chronozones are according to Mangerud et al. (1974). The pollen zones for the Stamnes (Fig. 21) and Eidslandet (Fig. 22) diagrams

are regional interval zones proposed for the outer coast by Kaland (in prep.), using the following boundaries; the *Betula* rise, the *Corylus* rise, the *Alnus* rise, a large expansion of *Quercus* and large expansion of *Pinus*. At Stamnes there is also a NAP-zone below the *Betula*-zone. For simplicity a short name, e.g. 'the *Corylus* zone', is used instead of the more correct name, e.g. 'the *Corylus*-rise/*Alnus*-rise Interval-zone' (Mangerud 1973).

Stamnes

This locality was studied in order to date the deglaciation and the marine limit. The site is a pothole with a diameter of approximately 8 m (the Stamnes canyon, Fig. 5), just outside the ice-front delta. From the bottom (257 cm) of the pothole) to 246 cm depth there is a massive silt with some pebbles, and above this a brown gyttja.

The NAP zone is indicative of a light-demanding pioneer vegetation. We assume that it was deposited shortly after the deglaciation, even though the high values of *Ericales* indicate a humus content in the soil. The *Pinus* pollen are assumed to be long-distance transported, and possibly enriched through drainage from the ice-surface.

The *Betula* zone is interpreted to indicate a closed birch forest, with a grass-fern field vegetation. The base is radiocarbon-dated to $9,760 \pm 180$ y.B.P. (T-1487, NaOH-dissolved part), which is a minimum age of the deglaciation.

Eidslandet

This locality (Fetmyra, Fig. 10) was also originally investigated in order to date the deglaciation. However, the sedimentation obviously started later (Fig. 22). The *Betula* zone is correlated with the *Betula* zone at Stamnes.

During *Corylus* zone time there were dense hazel and birch forests, even though *Corylus* did not attain such high pollen values as along the outer coast (see discussion in Sonstegaard & Mangerud 1977).

Pinus appears to have immigrated after the *Corylus* maximum, indicating a faster migration from the outer coast (Sonstegaard & Mangerud 1977) of hazel (with the help of man?) than of pine. In the inner part of Hardanger *Pinus* immigrated before *Corylus* (Simonsen 1980). From this zone and the base of the *Alnus* zone, there are altogether 4 radiocarbon dates. The dates of the NaOH-dissolved fraction of the *Corylus* rise ($7,860 \pm 290$, T-1694) and the *Alnus* rise ($6,900 \pm 140$, T-1075) yielded 800–1,000 years younger ages than corresponding pollen levels along the outer coast (Sonstegaard & Mangerud 1977, Kaland in prep.). A control date between these two yielded $7,280 \pm 130$ (T-2190) for the NaOH-dissolved fraction, and $7,330 \pm 130$ (T-2190 II) for the undissolved fraction, indicating that contamination by younger humic acids is insignificant. The immigration of the trees must have delayed compared to the outer coast, but a delay of 800–1,000 years is surprisingly large for such short distances. It also seems improbable, with such similar vegetational successions, to have had a delay of that magnitude. We therefore assume that the ages are too young; if they do turn out to be correct, they are obviously

extremely interesting for the understanding of the immigration and development of the vegetation.

Macrofossils have not been investigated, and we therefore do not know whether it was *Alnus glutinosa* or *Alnus incana* that immigrated at the base of the *Alnus* zone. This is also a complication for the correlation of radiocarbon dates of this boundary. We assume it was *A. glutinosa*, due to the rapid rise in the pollen curve and the high relative content. It has probably grown along the shore of the pond, and possibly also on the moist valley slopes.

Flatekvål

This diagram is so different from other diagrams from Hordaland that only local pollen zones are used. It was worked out because some sand beds found in the peat (Figs. 23 and 24) could possibly indicate a period with high floods in the main river valley.

The site is situated 20 km from Eidslandet and 280 m above sea-level. The sand beds were found in two ditches in the peat. Peat without minerogenic matter occurs below the sand beds (compare curve for loss-on-ignition, Fig. 21). The sand beds appear wavy, and could not be mapped continuously to the river, possibly due to the lack of sections (Fig. 23). We can not rule out the possibility that they were deposited from the valley slope, even though we find it most probable that they were deposited by floods from the river, which must have reached approximately 3 m above its present-days course.

The sand beds are bracketed between the radiocarbon dates $6,130 \pm 100$ y. B.P. (T-1489) and $3,030 \pm 80$ y. B.P. (T-1488).

We are not able to detect any significant response of the vegetation either to a possible climatic course of the floods or to the deposition of the sand beds on the bog surface.

Betula is the most common pollen throughout most of the diagram, indicating that birch has dominated the forests during the entire Holocene, as it does today.

The lower part of the *Pinus-Betula* zone was deposited simultaneously with the *Quercus* zone at Eidslandet. However, at Flatekvål oak does not increase, due to the altitude and the more continental climate, as also pointed out for the Voss (Fægri 1970) and Ulvik areas (Simonsen 1980). The lower values of *Ulmus* at Flatekvål compared to Voss and Ulvik, is probably due to edaphic factors (poor soil).

Etterord. – Kåre Skår, Kjell Sognen og Terje Sæbøe assisterte ved boring. Roar Kræmer og Ingvald Øksendal hjalp til med nivellering. Liv Aa hjalp til med skuringsanalyser og annet feltarbeid. Identifikasjoner av pollen er diskutert med P. E. Kaland, Jan Berge og Dagfinn Moe. Illustrasjonene er tegnet av Ellen Irgens, Ottar Læg Reid og Reidar Sælid. Bjørn G. Andersen har lest hele, og P. E. Kaland og Eivind Sønstegaard har lest deler av manuskriptet kritisk. David Roberts har rettet den engelske delen av teksten. Maskinskriving er gjort av Bjørg Iversen, Gerd Løseth Olsen og Gro Navarsete. Økonomisk støtte er gitt av NAVF. Vi vil takke disse og andre som har hjulpet til med arbeidet.

Asbj. Rune Aa har gjort laboratoriearbeidet inkludert pollenanalysene, og publikasjonen bygger i hovedsak på hans hovedfagsoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved Geologisk institutt, avd. B, Universitetet i Bergen, der Jan Mangerud var veileder.

Juni 1981.

LITTERATUR

- Aa, A. R. 1974: Isavsmeltinga i Eksingedalen og områda omkring. Unpubl. thesis, Univ. i Bergen.
- Aarseth, I. 1971: Deglasiationsforløpet i Bjornafjordsområdet, Hordaland. Unpubl. thesis, Univ. i Bergen.
- Aarseth, I. & Mangerud, J. 1974: Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. *Boreas* 3, 2-22.
- Anundsen, K. 1972: Glacial Chronology in Parts of Southwestern Norway. *Norges geol. Unders.* 280, 1-24.
- Anundsen, K. & Simonsen, A. 1968: Et Pre-Borealt brefframstøt på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen. *Univ. i Bergen Arb. 1967, Ser. A, 7*, 5-42.
- Bakka, E. & Kaland, P. E. 1971: Early farming in Hordaland, western Norway. *Nor. Archaeol. Rev.* 4, 1-35.
- Bergström, B. 1975: Deglasiationsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring, Vest-Norge. *Norges geol. Unders.* 317, 33-68.
- Follestad, B. A. 1972: The Deglaciation of the South-Western Part of the Folgefonn Peninsula, Hordaland. *Norges geol. Unders.* 280, 31-64.
- Fægri, K. 1944: Studies on the Pleistocene of Western Norway. III. Bømlo. *Bergens Mus. Arb. 1943. Naturv. Rekke*, 8, 100 pp.
- Fægri, K. 1949: Studies on the Pleistocene of Western Norway. IV. On the immigration of *Picea Abies* (L.) Karst. *Univ. i Bergen Arb. 1949. Naturv. Rekke*, 1, 53 pp.
- Fægri, K. 1950: Studies on the Pleistocene of Western Norway. IV. *Univ. i Bergen, Arbok 1949*, 1-52.
- Fægri, K. 1964: On age and origin of the beech forest (*Fagus sylvatica* L.) at Lygrefjorden, near Bergen (Norway). *Dan. Geol. Unders.* 2, række no. 80, 230-249.
- Fægri, K. 1970: A Pollen Diagram from Voss, Western Norway. *Colloquium Geographicum*, 12, Bonn. 125-133.
- Fægri, K. & Iversen, Johs. 1964: Textbook of Pollen Analysis. *Munksgaard, Copenhagen*. 237 pp.
- Gjessing, J. 1954: Skuringsanalyse til belysning av isrecessionen ved Oslofjorden. *Norsk geogr. Tidsskr.* 14, 77-79.
- Gjessing, J. 1965: On 'Plastic Scouring' and 'Subglacial erosion'. *Norsk geogr. Tidsskr.* 20, 1-37.
- Hagebo, S. 1967: Pollenanalytiske undersøkelser av den postglasiale utvikling i Bergensområdet. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen. 62 pp.
- Hamborg, M. & Mangerud, J. 1981: A reconstruction of ice movement directions during the Late Weichselian in Samnanger and Kvam, Hordaland, western Norway. *Norges geol. Unders.*
- Hedberg, H. D. (ed.) 1976: *International stratigraphic guide*. John Wiley & Sons, Inc. 200 pp.
- Hillefors, Å. 1969: Västsveriges glaciala historia och morfologi. *Lunds Univ. geogr. inst. avb.*, 60.
- Holtedahl, H. 1964: An Allerød fauna at Os, near Bergen, Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 44, 315-322.
- Holtedahl, H. 1975: The Geology of the Hardangerfjord, West Norway. *Norges geol. Unders.* 323, 1-87.
- Kaland, P. E. 1974: Ble lyngheiene skapt av fimbulvinter eller ved menneskeverk? *Forskningsnytt, Nr. 4*, 7-14.
- Kaland, P. E., in prep.: Holocene Shorelines in Hordaland, western Norway.
- Kaldhol, H. 1941: Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland. *Hellesylt*, 1-206.
- Kildahl, E. S. 1971: Geologien i Stølsheimenområdet. *Rapport frå Stølsheimenutvalet, Ås*, 27-32.
- Klovning, I. 1963: Kvartærgeologiske studier i Flåmsdalen og omkringliggende fjellområder. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Klovning, I. & Hafsten, U. 1965: An Early Post-glacial pollen profile from Flåmsdalen, a tributary valley to the Sognefjord, Western Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 45, 333-338.
- Kolderup, C. F. 1908: Bergensfeltet og tilstødende trakter i sen-glacial og postglacial tid. *Bergen Mus. Arbok 1907*, 1-266.

- Kolderup, N. H. 1926: Bygningen av morener og terrasser i Oster- og Sørfjorden ved Bergen. *Bergen Mus. Årbok* 1926, *Naturv. Rekke*, 1, 1–21.
- Kristiansen, I. L. 1979: Storemyr, Mongstad, Lindås Hd. En vegetasjonshistorisk studie av myras utvikling. Unpubl. hovedoppg. Botanikk, Univ. i Bergen.
- Krumbein, W. C. & Pettijohn, F. J. 1938: Manual of sedimentary petrography. *Appleton-Century-Crofts, Inc., New York*, 549 pp.
- Kvale, A. 1960: The Nappe Area of the Caledonides in Western Norway. *Int. Geol. Congr.*, 21. *Guide to excursions No. A7 and No. C4*.
- Lied, J. 1963: Norsk og svensk flora. *Det Norske Samlaget, Oslo*, 800 pp.
- Ljungner, E. 1943: Isdelarstudier vid polarcirkelen. *Geol. Fören. Stockb. Förh.* 65, 198–210.
- Mamakowa, K. 1968: Lille Bukken and Lerøy – Two pollen diagrams from Western Norway. *Univ. of Bergen Årsbok, Mat.-Naturv. Ser. Nr 4*.
- Mangerud, J. 1970: Late Weichselian Vegetation and Ice-Front Oscillations in the Bergen District, Western Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* 24, 121–148.
- Mangerud, J. & Skredren, S. A. 1972: Fossile ice wedges and ground wedges in sediments below till at Voss, western Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 52, 73–96.
- Mangerud, J. 1973: Kritisk oversikt over stratigrafisk terminologi og klassifikasjon av kvartær i Norge. Stensil 38 s. *Geologisk inst., avd. B, Univ. i Bergen*.
- Mangerud, J., Andersen, S. T., Berglund, B. E. & Donner, J. J. 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3, 109–128.
- Mæland, P. J. 1963: Kvartærgeologiske studier i området mellom Granvin og Voss. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Nordahl-Olsen, T. 1977: Kvartærgeologi, med anvendte vurderinger av hoveddalens løsmasser, i området fra og med Eikefet-Eikemo til og med Modalen og sentrale deler av Stolsheimen, Nordhordland. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Rekstad, J. 1909: Geologiske iagttagelser fra strøket mellem Sognefjord, Eksingedal og Vossestranden. *Norges geol. Unders.* 53, 1–47.
- Rye, N. 1970: Eingerstein av Preboreal alder funnet i israndavsetning i Eidfjord, Vest-Norge. *Norges geol. Unders.* 266, 246–251.
- Simonsen, A. 1980: Vertikale variasjoner i Holocen pollensedimentasjon i Ulvik, Hardanger. *AmS – varia* 8, Stavanger.
- Sindre, E. 1973: Kvartærgeologiske undersøkelser i området mellom Vossestrand og Nærøyfjorden og tilgrensende fjellstrøk. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Sindre, E. 1974: Ice Movement in the Vossestrand-Vikafjell Area, Western Norway. *Norges geol. Unders.* 311, 25–34.
- Skredren, S. A. 1967: Kvartærgeologiske undersøkelser i området Voss – Bolstadøyri samt Bordalen. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Skår, K. 1975: Isavsmelting og postglaciale flaumskredvifter i Arna, Hordaland. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Strömberg, B. 1971: Isrecessionen i området omkring Ålands hav. Isskuring. *Varvkroneologi. Stockb. Univ. Naturgeogr.* 10, 156 s.
- Svensson, H. 1959: Glaciation och morfologi. *Univ. Lund. Geogr. Inst. avh.* 36, 286 s.
- Sonstegaard, E. & Mangerud, J. 1977: Stratigraphy and dating of Holocene gully sediments in Os, western Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 57, 313–346.
- Vorren, T. O. 1973: Glacial geology of the area between Jostedalbreen and Jotunheimen, South Norway. *Norges geol. Unders.* 291, 1–46.
- Vorren, T. O. 1977b: Weichselian ice movements in South Norway and adjacent areas. *Boreas* 6, 247–257.
- Vorren, T. O. 1979: Weichselian ice movements, sediments and stratigraphy on Hardangervidda, South Norway. *Norges geol. Unders.* 350, 1–117.
- Undås, I. 1945: Drag av Bergensfeltets kvartærgeologi. I. *Norsk geogr. Tidsskr.* 25, 433–448.
- Undås, I. 1963: Ra-morenen i Vest-Norge. 78 pp. J. W. Eide, Bergen.
- Ostrem, G. & Ziegler, T. 1969: Atlas over breer i Sor-Norge. *Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen. Hydrologisk avd.* 20, 207 s.



En rekonstruksjon av isbevegelser under siste istid i Samnanger og Kvam, Hordaland, Vest-Norge

M. HAMBORG & J. MANGERUD

Hamborg, M. & Mangerud, J. 1981: A reconstruction of ice movement directions during the Late Weichselian in Samnanger and Kvam, Hordaland, Western Norway. *Norges geol. Unders.* 369, 77-98.

The reconstructions are based mainly on analysis of glacial striae. The oldest striae indicate that the glacier flow, was influenced by the deep Hardangerfjord, even during the Weichselian maximum. Younger striae of assumed Allerød age, shows that the area was than nearly deglaciated. Still younger striae are clearly from the major Younger Dryas readvance, in the course of which the area was completely covered by the ice sheet. The Younger Dryas ice sheet is reconstructed on the basis of the glacial striae, marginal moraines and theoretical ice profiles. Ice movements during the deglaciation after the Younger Dryas were mainly governed by the local topography.

Martin Hamborg, Norges geologiske undersøkelse, Boks 3006, N-7001 Trondheim, Norway

Jan Mangerud, Geologisk institutt, avdeling B, Universitetet i Bergen, N-5014 Bergen, Norway

Innledning

Det undersøkte området ligger mellom Samnangerfjorden og Hardangerfjorden i Hordaland (Fig. 1). Dette er et fjell-landskap som er sterkt oppskåret av daler og fjorder. Karakteristisk er dalen mellom Tysse og Norheimsund. Omkring passområdet er den flat og åpen, mens den både mot Tysse og Norheimsund er bratt og trang. På begge sider av dalen når fjellene opp i 1300 m.

Tidligere kvartærgeologiske undersøkelser i området består vesentlig av terrassemålinger (Kolderup 1908, Rekstad 1911, Kaldhol 1941). Rekstad (1911) har noen få observasjoner av randavsetninger langs Hardangerfjorden og i traktene mellom Norheimsund og Samnanger.

Området ligger mellom Herdla-morenen av Yngre Dryas alder i vest og frontavsetninger fra Preboreal i øst (Fig. 1).

I denne artikkelen behandler vi vesentlig skuringsstriper, som forsøkes korrelert med Yngre Dryas endemorenen og eldre isbevegelser. For Yngre Dryas har vi også rekonstruert innlandsisens overflate. Isavsmeltingen i Preboreal (Hamborg 1979) vil bli detaljert behandlet i en senere artikkel.

Isbevegelser

METODE

Det er i undersøkelsen først og fremst benyttet skuringsstriper, som er studert med metoder og kriterier tidligere beskrevet av bl. a. Ljungner (1930, 1943, Gjessing (1953, 1965), Johnsson (1956), Svensson (1959), Hillefors (1969), Flint (1971), Andersen & Sollid (1971) og Vorren (1979). Vi har, som Vorren,

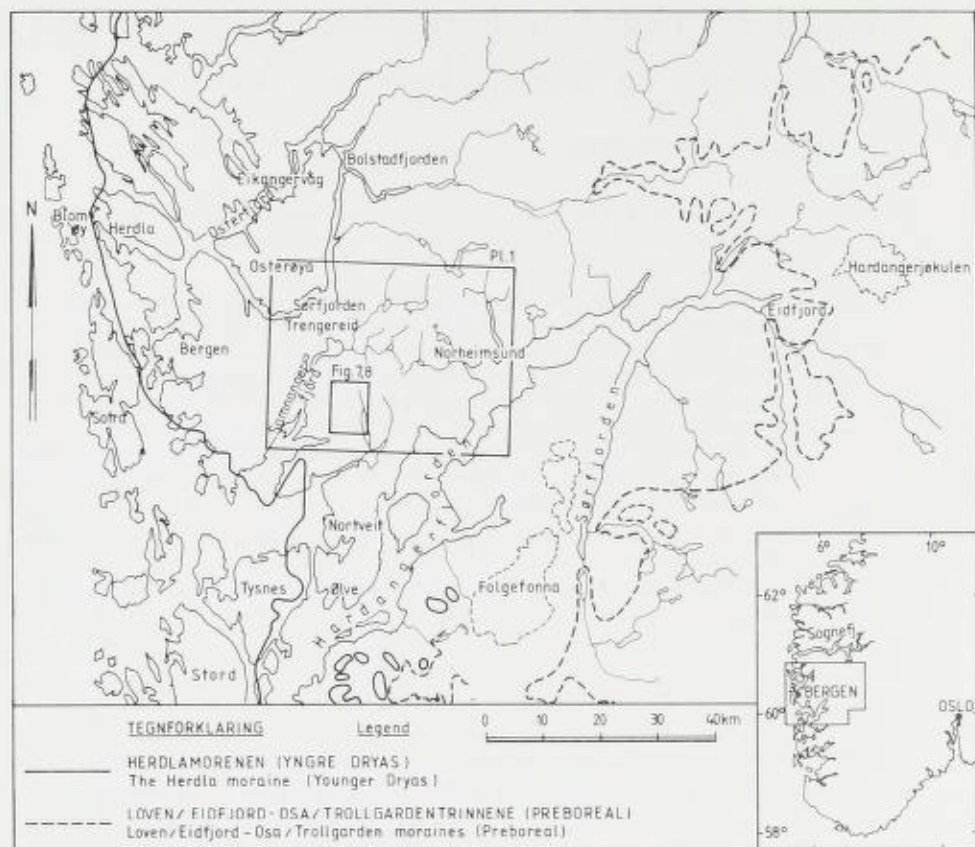


Fig. 1. Oversiktskart over området mellom Sognefjorden og Hardangerfjorden. Yngre Dryas endemorenen etter Follestad (1972) og Aarseth & Mangerud (1974). Preboreal endemorener etter Anundsen (1972) og Bergström (1975). Innfelt nøkkelkart over Sør-Norge. General location map of the district between Sognefjord and Hardangerfjord. Younger Dryas end moraines according to Follestad (1972) and Aarseth & Mangerud (1974), and Preboreal end moraines from Anundsen (1972) and Bergström (1975). Inset: a key map of South Norway.

utelukket plastiske former. Alle observerte retningselementer er i fast fjell. Det er benyttet både drumlinoide, lineære og transversale retningselementer.

Bergartene i området forvitrer lett, og på eksponerte flater er derfor bare svært grov skuring synlig (Fig. 2). Dette gjelder spesielt i høyereliggende områder. Uforvitrede flater er funnet langs veier og andre steder hvor fjellflater nylig er blottet. De fleste observasjoner er av mikroskuring på mer motstandsdyktige partier som kvartslinser, kvartsårer og pegmatittiske ganger, og på større krystaller i grov-krystallinske bergarter.

For å få frem de fineste stripene, er det benyttet fettstift som er fort i sirkulære bevegelser for ikke å favorisere en spesiell retning (bl. a. Gjessing 1953, Aa 1974). På feltspat krystaller kan det noen ganger være vanskelig å skille tvillingsstriper i krystallene fra de fineste stripene ved bruk av denne metoden.



Fig. 2. Hvalskrotterformer. Berggrunnen er forvitret og bare grov skuring er bevart.
Whaleback forms. The bedrock is weathered and therefore only grooves are found.

Alle målinger av retningselementer er forsøkt gjort på frittliggende flater, slik at den helt lokale morfologien har hatt minst mulig innvirkning på isbevegelsen.

På grunn av de usikkerhetsmomenter som kommer inn ved utstrakt bruk av mikroskuring (små flater, korte og ofte utydelige striper), er det bare benyttet målinger hvor det er gjort minst to observasjoner av samme retning i umiddelbar nærhet av hverandre.

De transversale retningselementene (Flint 1971, p. 96) er kun benyttet sammen med skuringsstriper. Det kan under spesielle forhold oppstå reverserte sigdbrudd (Dreimanis 1953, p. 776, Andersen & Sollid 1971, p. 18). Dette skjer spesielt der bergartens kløv skjærer overflaten med spiss vinkel til isbevegelsesretningen. I tvilstilfeller er slike lokaliteter unngått.

Aldersforholdene er i størst mulig grad bestemt ved støt/le sider, både som større former og som meget små støt/le sider på kvartslinser og kvartsbånd. Fasetter med forskjellig orientering har vært av avgjørende betydning ved bestemmelse av aldersforhold. Aldersbestemmelse ved kryssende skuring uten fasetter er forsøkt unngått, og er bare benyttet der finere striper definitivt finnes inne i grovere.

I områder hvor det er funnet skuring på uforvitrede flater, har det vist seg at den yngste skuringen på disse flatene er parallell med mikroskuringen på toppene av kvartslinsene i forvitrede bergarter i samme område. Der slik toppskuring finnes sammen med andre retninger, er den derfor antatt å være yngst, også på lokaliteter hvor dette ikke kan avgjøres entydig.

For å vise hvordan vi har tolket skuringsmerkene, har vi plukket ut tre sentrale lokaliteter, der de to første gir eksempel på hvordan tolkningen av



Fig. 3. Rundsva med grove furer (220°) vest for Myklavatn. Bevegelse fra høyre mot venstre *Stoss-and-lee forms with large grooves (220°) west of Myklavatn. Ice movement from right to left.*

aldersforholdene innenfor en lokalitet har foregått. Vi har også tatt med et eksempel der vi har vært nødt til indirekte å bestemme aldersforholdet mellom skuringsstripen ved å benytte flere nærliggende lokaliteter.

Lokalitet 51 ved Myklavatn (Pl. 1). Landskapet er her preget av rundsva som er dannet av en bevegelse mot VSV (Fig. 3). Furer som er parallele med formene er orientert 220° . På en frittliggende flate på et av rundsvaene er det yngre, korte, kraftige striper med retning SSO (149°). Den samme flate er polert av en bevegelse mot SV (219°) (Fig. 4). Disse stripen er dominerende og finnes bare på toppflatene, mens de SSO-lige finnes bare på flater som ligger svakt i le for den SV-lige bevegelsen.

Vi tolker aldersforholdene slik at rundsvaene ved VSV-lige furer er eldst. Deretter har det vært en yngre (kortvarig?), lokal SSO-lig bevegelse. Denne har vært etterfulgt av en yngste, VSV-lig bevegelse, parallell med rundsvaene.

Lokalitet 20 i Børdal (Pl. 1). Alle stripen finnes som mikroskuring på en kvartsgang. Bevegelsesretningene er bestemt ved støt/le forhold. Stripen mot V (263°) og NV (315°) finnes ofte på samme flater. De er best bevart i le for de sørlige bevegelsene ($175\text{--}205^\circ$), og er eldre enn disse. På støtsider for den NV-lige bevegelsen er flaten fullstendig dominert av meget fin mikroskuring, men med enkelte, noe grovere, striper fra bevegelsen mot V. De V-lige stripen er derfor tolket eldre enn de NV-lige.

Stripene mot S finnes både på støtsider og på de høyeste flater på kvartslinsene og er klart yngst. På de samme flatene ser det ut til at bevegelsen har



Fig. 4. Lokalitet 51 NV for Myklavatn. Rundsva og furer med retning 220° er eldst. Skuring 149° er yngre og fin polering 219° yngst.

Locality 51, NW of Myklavatn. The stoss-and-lee topography with grooves indicate the oldest direction (220°). The striae (149°) are younger, and the fine striae (219°) are youngest.

dreiet kontinuerlig (?) fra 205° – via 199° til 175° som yngst. På en lavere-liggende flate ser det ut til at de SSV-lige (205°) stripene også kan være eldre enn de NV-lige (315°). Aldersforholdet til de SSV-lige stripene er derfor holdt åpent.

Det relative aldersforholdet blir da at de V-lige stripene er eldst, og de er dannet av en topografisk uavhengig bevegelse. Deretter følger NV-lige striper fra en topografisk avhengig bevegelse. Mellom de to nevnte har det muligens vært en lokal SSV-lig bevegelse ned Bördalen. Yngre enn de NV-lige striper er de lokalt betingede stripene mot SSV (205°) som dreier mot S (175°).

Lokalitetene 168, 170–172 SV for Jarlandsfjellet (Pl 1, Fig. 7). Her er fire lokaliteter tolket sammen. Målinger fra områdene omkring viser at de eldste registrerte stripene er VSV-lige (ca. 250°). Denne retningen gjenfinnes i lokalitet 172. Her er også yngre striper med retning 240° . På lokalitet 168 er striper med retning SSV (197°) yngre enn de VSV-lige (250°). De eldste stripene på lokalitet 171 er SV-lige (220°) og korreleres med de 'yngre' SSV-lige (228 – 197°) stripene på lokalitetene 168 og 172. På lokalitet 171 er det yngre striper mot NV (308 – 334°). Disse observasjonene tolkes slik at den eldste, topografisk uavhengig VSV-lig bevegelse dreide til topografisk avhengige SV-lige bevegelser (240 – 228 – 197°). Denne etterfølges av en NV-lig (308 – 334°) lokal bevegelse. Det kan imidlertid ikke vises direkte at de NV-lige stripene er yngst.

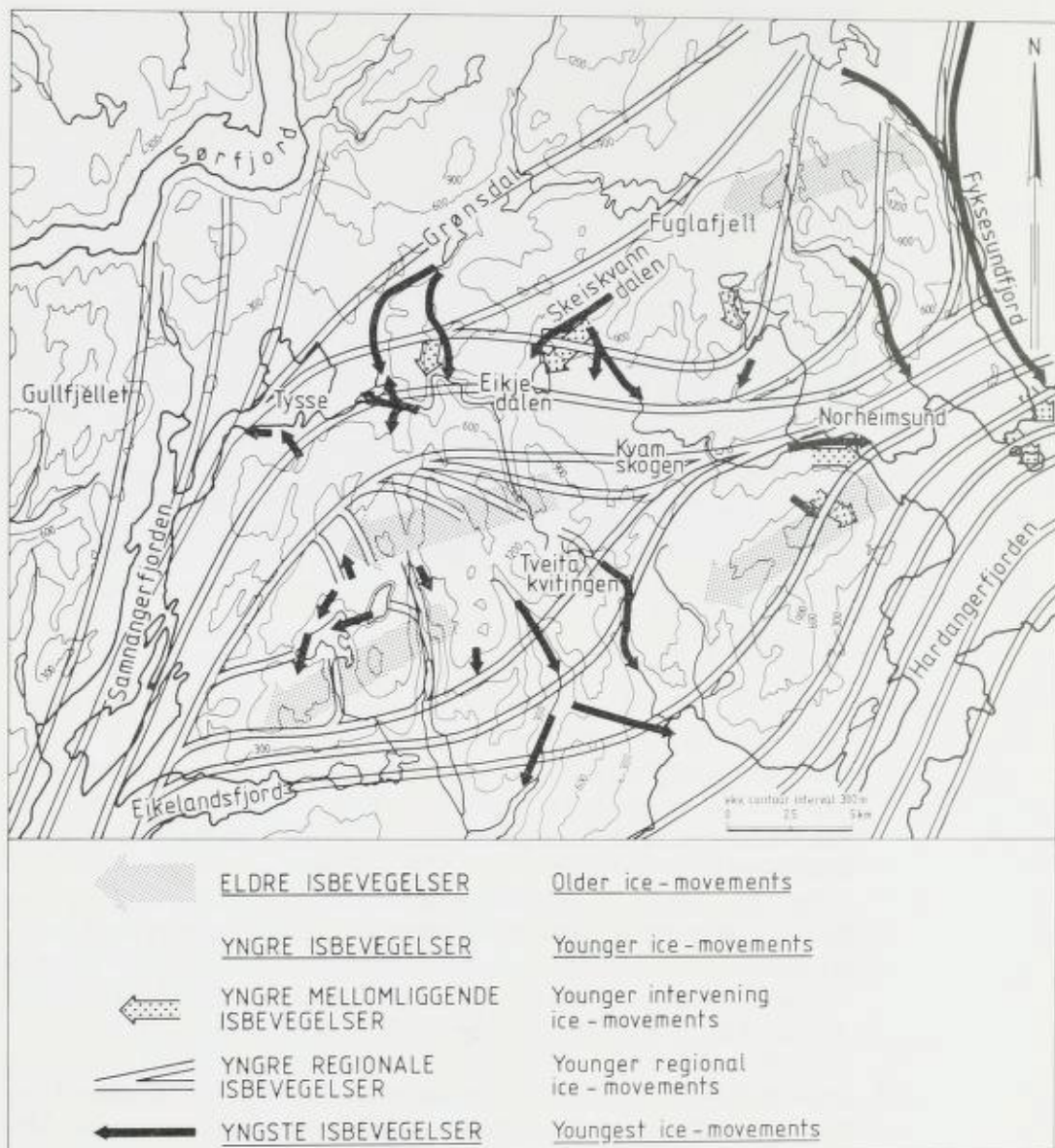


Fig. 5. Rekonstruksjon av de ulike isbevegelserne er basert på observasjonene i Pl. 1 og Fig. 7. De radiære bevegelsene i Botnavatnområdet er inkludert i yngre regionale bevegelser. *Reconstruction of the different ice-movements is based on the observations in Pl. 1 and Fig. 7. The radial movements in the area of the lake Botnavatn are included in younger regional movements.*

GLASIALGEOLOGISK BAKGRUNN

Under den siste istids maksimum (18–20 000 år før nåtid) lå innlandsisen med fronten i havet utenfor kysten. Den trakk seg så tilbake slik at den i Bolling lå innenfor de ytterste øyene i Hordaland (Mangerud 1970, 1977, Genes 1978,

Krzywinski & Stabell 1978). Hvor langt inn i landet isen trakk seg i denne perioden, er ukjent.

I sen Bolling rykket isen frem over Stord (Genes 1978) og Blomøy (Mangerud 1970, 1977), mens Krzywinski & Stabell (1978) og Stabell & Krzywinski (1979) mener at den sørlige delen av Sotra fremdeles var isfri.

I Allerød trakk isen seg tilbake forbi Eikangervåg i Osterfjorden, Trengereid i Sørfjorden og forbi Nortveit og Ølve i Hardanger (Mangerud 1970, 1977, Aarseth & Mangerud 1974). Det er høyst sannsynlig at Samnangerfjorden og store deler av Hardangerfjorden var isfrie i sen Allerød.

Denne tilbake- og nedsmeltingen i Allerød må ha medført mer topografisk betingende bevegelser. Dette må utvilsomt ha vært tilfelle i de områder vi har studert, og vi ventet derfor å finne skuring fra denne fasen.

I Yngre Dryas rykket innlandsisen frem til Herdlamorenen (Fig. 1) (Aarseth & Mangerud 1974) som korreleres med Halsnøy-Huglo-morenene (Follestad 1972, Høltedahl 1975). Isbevegelsene må da for en vesentlig del ha vært topografisk avhengige nær isfronten.

I Preboreal trakk breen seg meget fort tilbake innover fjordene. Hardangerfjorden var isfri til Eidfjord for 9680 ± 90 B.P. (Rye 1970) og Bolstadfjorden var isfri for 9760 ± 180 B.P. (Aa 1974).

ELDRE BEVEGELSER

I området var det vanskelig å skille ut den eldste bevegelsen. Det var antatt at de eldste skuringsstripenes lettest skulle kunne skilles ut i de høyereliggende områdene, men selv her viste det seg vanskelig. Spesielt i de nordlige deler der de undersøkte fjelltopper har vært sterkt påvirket av yngre bevegelser.

Skuring på frittliggende flater indikerer en VSV-lig rettet eldre bevegelse i sektoren $235-255^\circ$, noe avhengig av hvor i området målingene ble foretatt (Fig. 5).

I Botnavatn-området (Fig. 7, 8) indikerer skuringsobservasjonene en forskjell i bevegelsene fra ca. 250° i nord (lok. 172) til 235° i sør (lok. 210). Disse bevegelsene behøver imidlertid ikke være tidssynkrone.

Korrelasjon, diskusjon

De eldste stripenes er neppe strengt synkrone, men da vi ikke har noen mulighet til å avgjøre dette, behandles de som en gruppe. Den eldste bevegelsen innen området er mer mot SV enn i de omkringliggende områder (Fig. 8). Aa (1974) har i Eksingedalen en rett vestlig bevegelse. Han retolker i Vosseområdet den eldste bevegelsen (Skreden 1967, Mangerud & Skreden 1972) fra V til en svakt VNV-lig retning. Sør for Hamlagrovannet er en sørlig komponent gjennomgående (Skreden 1967, Pl. 1). Det kan således se ut til at Hardangerfjorden har hatt en drenerende virkning på innlandsisen, noe som kan ha medført en mer VSV-lig bevegelse over Kvamskogen enn over områdene like nordfor.

Skår (1975, Fig. 26) legger eldste bevegelsen rett vestover på hele sentrale og nordlige del av Bergenhalvøya og Osterøya. De højestliggende skurings-

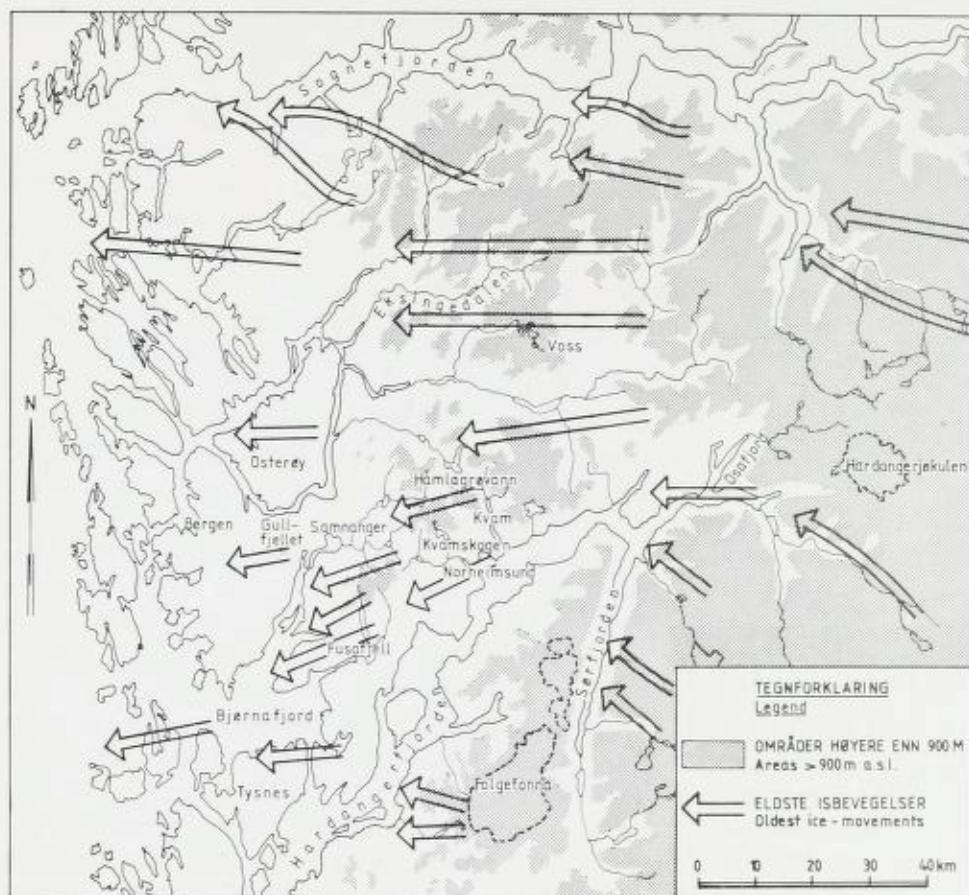


Fig. 6. Sammenstilling av eldste registrerte isbevegelser i området mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden etter Aa (1974) og Aa & Mangerud (dette hefte). Modifisert i området Hardangerfjorden-Samnangerfjorden.

Compilation of the oldest ice-movements in the area between Hardangerfjorden and Sognefjorden from Aa (1974) and Aa & Mangerud (this volume). Modified in the Hardangerfjord-Samnangerfjord area.

merkene på Gullfjellet ligger imidlertid i sektoren $246-274^\circ$ (VSV), der de vestligste ($270-274^\circ$) er funnet i skråningen til et botn og kan derfor være påvirket av topografien. De VSV-lige stripene kan være samtidige med den eldste VSV-lige bevegelsen på Kvamskogen, men må i så fall skyldes at den drenerende effekten av Hardangerfjorden har påvirket dreneringsmonstret så langt mot NV.

I indre Hardanger er bevegelsen på begge sider av Osafjorden rett vestlig og parallell med Hardangerfjorden (Simonsen 1963, Amundsen & Simonsen 1967).

I østlige deler av indre Hardangerfjord (Rye & Follestad 1972) er eldste registrerte isbevegelse topografisk styrt. Vorren (1974, 1977, 1979) deler de eldste striper i to faser (fase II og III). Han antar at fase III tilsvarer is-

bevegelsene under Weichsel maksimum (18 000–20 000 år B.P.) og at også denne bevegelsen er topografisk betinget. Han antyder en samtidig NV-lig bevegelse tvers over Sørfjorden i Hardanger. Bevegelsen dreier mot SV mot nordlige del av Folgefonnshalvøya, følger Hardangerfjorden videre og har en retning på 230° i fjellene SØ for Norheimsund. Den dreier deretter rett vestover i nordlige del av Bjørnafjord. Aarseth (1971) fant imidlertid at eldste bevegelse på Fusafjell var VSV-lig $245\text{--}250^\circ$ og på Tysnes ca. 260° . Med resultatet fra Kvam og Samnanger kan det derfor se ut til at den eldste bevegelsen i hele dette området hadde en sørlig komponent (Fig. 6).

En oppdeling av eldste bevegelse i to faser, som Vorren (1977, Fig. 2, 3) antyder, har det ikke, med det foreliggende observasjonsmateriale, vært grunnlag for i midtre Hardangerfjord.

Konklusjon

Det regionale bildet (Fig. 6) viser at den eldste bevegelsen har vært påvirket av Hardangerfjorden, selv om isoverflaten har vært høyt over fjellene på begge sider. Det er imidlertid meget sannsynlig at også Kvitingsmassivet har hatt en mindre innflytelse på dreneringsmønsteret.

Dreneringen er antatt å skrive seg omtrent fra tiden da istykkelsen over Hordaland var størst, altså siste istids maksimum (18 000–20 000 år B.P.). Bevegelsene har da vært tilnærmet topografisk uavhengige.

YNGRE BEVEGELSER

De «yngre bevegelse» kan grovt deles i to etter avtagende aldersforhold: Yngre mellomliggende og yngre regionale striper.

Yngre mellomliggende striper

På en rekke steder (lok. 20, 51, 79, 86, 87 i Pl. 1, fig. 5) var det gjort skuringsobservasjoner som har indikert minst en mellomliggende fase med lokale striper mellom den eldste VSV-lige bevegelse og de yngre regionale stripene. De sistnevnte er antatt å være av Yngre Dryas alder (se senere). Retningen på de yngre lokale stripene har mange likhetspunkter med de aller yngste skuringsstripene fra siste isavsmelting, og de indikerer en omfattende deglasiasjon i Allerød.

Dagens glasiationsgrenser basert på toppmetoden vil med ekstrapolasjon fra Folgefoni (Østrem & Ziegler 1969) være ca. 1300 m i Samnanger og Kvam. Glasiationsgrensen skulle derfor i dag ligge like over de høyeste toppene.

For sen Allerød har Mangerud (1970, p. 131) beregnet at sommertemperaturen i ytre strøk i Hordaland var $2\text{--}2,5^\circ$ kaldere enn i dag. Dette tilsvarer en senkning av glasiationsgrensen på ca. 300 m, forutsatt at klimaet var like oceanisk. Trolig var nedbøren mindre og derved også senkningen av glasiationsgrensen mindre. På den annen side kan en vente at innlandsisen innvirket på klimaet, slik at klimagradianten øst–vest var større enn i dag, og at senkningen av denne grunn var større. De høyeste toppene ligger ca. 150 m over en slik glasiationsgrense. Det er derfor sannsynlig at det var platåbreer med dalbre-

utløpere i området under hele Allerød. Dette vil gi en tilfredsstillende forklaring på de yngre mellomliggende striper.

Yngre regionale striper

Disse skuringsmerkene har stor utbredelse og er relativt tydelige. De har vanligvis en klar vertikal avgrensning, og har også vært med på å skulpturere rundsua og andre drumlinoide former. De gir et klart bilde av retning og bevegelse. Isbevegelsen er topografisk betinget og følger alle fjord- og daldrag. Avgrensningen i høyde, sammen med de dal- og fjordrettede bevegelser, viser at breen har vært av begrenset tykkelse.

De yngre regionale skuringsmerkene kan følges kontinuerlige og parallelle med Samnangerfjorden og Fusafjorden frem til Herdlamorenen ved Os (Fig. 9). Sør for Os er skuringsretningen på skrå i forhold til Fusafjorden og viser i seg selv avgrensningen av Yngre Dryas-fremstøtet i dette området (Aarseth & Mangerud 1974, p. 10). Aarseth (1971) finner i Bjørnafjordområdet at det er en klar sammenheng mellom brerandenes beliggenhet i Yngre Dryas, og tilførselsveiene til isen representert ved skuringsmerkene. De yngre regionale stripen kan derfor med stor sikkerhet korreleres med Yngre Dryas-fremstøtet i Hordaland.

Hoveddreneringsveiene fra innlandsisen har vært langs Samnangerfjorden og Hardangerfjorden (Fig. 5, 9).

I Hardangerfjorden har isen også drenert over det lave fjellpartiet øst for Tveitakvitingen. I nordøstre områder indikerer skuringsanalysen at Fuglafjell, sammen med Lendefjell, har virket som deler av isstrømmen fra NØ, slik at isen NV for disse fjellene har drenert SV-over ned Grønsdalen og Skeiskvann-dalen. I området sør og øst for de samme fjellene er den dominerende bevegelsen mot sør med drenering mot vest parallelt med daldraget over Kvamskogen og Eikjedalen. Årsaken til delingen av isstrømmen rundt fjellene kan være rent topografisk, eller at Fuglafjell-området har vært et lokalt glasiasjonssenter i denne perioden. Enkelte observasjoner (lok. 51, 52, 59) kan tyde på at sistnevnte alternativ er riktig, men dette er ikke nærmere undersøkt.

På Kvamskogen og vestover viser skuringsstripene i dalbunnen og opp til et visst nivå, en bevegelse mot vest. Det har vært en drenering fra Hardangerfjorden mot Samnangerfjorden. I følge skuringsmerkene var denne dreneringen avgrenset til dalen og de tilstøtende dalsider (Børdalsfjell lok. 25–29, Heii lok. 38, Jarlandsfjellet lok. 150 og Høganovi lok. 117, 118 i Pl. 1). En tilsvarende vestlig bevegelse er ikke gjenfunnet i fjellområdene lenger sør eller nord. Det er derimot en drenering fra disse områdene som konvergerer mot Ø–V-dreneringen (Fig. 5).

Høydeforskjellen på de beregnede breoverflater i Samnanger og Kvam (se senere) er 400–500 m. En isoverflate mellom de to stedene ville ha en gjennomsnittlig gradient på 13–17 m/km. Dette er en rimelig gradient for en dalbre. Den beregnede høydeforskjellen, som delvis er et resultat av forskjellig avstand fra brefronten til henholdsvis Norheimsund og Tysse, kan forklare Ø–V-dreneringen fra Kvam til Samnanger.









Pl. I. Iskuringskart over Samnanger og Kvam med observasjoner av Sexe (1866), Rekstad (1911), Holtedahl (1967), Aarseth (1971), Villand (pers. medd.) og forfattere.

Map showing glacial striae in Samnanger and Kvam. The observations are from Sexe (1866), Rekstad (1911), Holtedahl (1967), Aarseth (1971), Villand (pers. comm.) and the authors.

TEGNFORKLARING

Legend

- 
 SKURINGSSTRIPE, BEVEGELSE MOT OBSERVASJONSPUNKT
 Glacial striae, movement towards observation point
- 
 KRYSSENDE SKURINGSSTRIPER, ANTALL HAKER ØKER MED ØKENDE RELATIV ALDER
 Crossing glacial striae, increasing number of ticks with increasing relative age
- 
 SKURINGSSTRIPE, UBESTEMT ALDERSFORHOLD
 Glacial striae, relative age not determined
- 
 SKURINGSSTRIPE, BEVEGELSE RETNING UBESTEMT
 Glacial striae, ice-movement direction not determined
- 106 LOKALITETSNUMMER REFERERER TIL TABELL I I HAMBORG (1979)
 Locality numbers refer to Table I in Hamborg (1979)

Karakteristisk for dreneringsmønsteret i Samnanger er konvergeringen av isstrømmer fra områdene omkring. Fra Sørfjorden krysser en sørlig isstrøm et 600–700 m høyt fjellparti før den kommer inn i Samnangerfjorden. Isstrømmene fra Grønsdal og Kvamskogen løper her sammen med isstrømmen fra Sørfjorden.

Aldersforholdene viser at de yngre regionale striper har en jevn overgang til de yngste skuringsmerker som har lokal karakter. Disse yngste stripene kan med bestemthet korreleres med deglasiasjonen i området (Hamborg 1979), det vil si da breen trakk seg tilbake fra Herdlamoren.

Yngre bevegelser i Botnavatnområdet

Skuringsbildet i dette området er komplisert. Det mest iøynefallende er det radiære mønster de fleste skuringsstripene danner (Fig. 7, 8), og som indikerer en lokal iskulminasjon i Gråfjell-området. Engelifjell og Trælafjell har trolig stukket opp over isen, da det ikke er funnet skuringsmerker her som korreleres med de radiære stripene. Skuringsstripene viser videre at den radiære bevegelsen ikke er begrenset til Botnavatn-forsenkningen, men har strukket seg inn i fjellområdene i øst, med en begrensning av influensområdet som lok. 119–125 og 132–135 (Pl. 1) viser. Det er ikke funnet frontavsetninger som kan korreleres med den største utbredelsen av de radiære striper. Vi antar derfor at de radiære stripene er dannet av en platåbre i Yngre Dryas som har drenert ut i omkringliggende dalbreer. Relativt til de radiære stripene er det eldre (lok. 168, 171, 172) og yngre (lok. 223) SV-lige striper. I Altsæterdalen har det med andre ord vært to SV-lige bevegelser (dalbrefaser) adskilt av en fase hvor bevegelsen ut fra platåbreen dominerte.

De yngre stripene og endemorenene (Fig. 7) i Botnavatn-Spongatjern-området indikerer kontinuerlig overgang fra platåbrefasen til den endelige isavsmelting.

Diskusjon

For å undersøke sannsynligheten for å få dannet en selvstendig platåbre i Yngre Dryas, har vi sammenlignet senkningen av glasiasjonsgrensen under Yngre Dryas i nærliggende områder. I Sunnhordland er senkningen 375 ± 25 m (Amundsen 1972, p. 19), Husnes i Hordaland 400 ± 50 m (Follestad 1972, p. 57), Nordfjord 450 m (Fareth 1970, p. 182), og fra SV Norge har Andersen (1969, p. 128) beregnet en senkning på 525 ± 25 m.

En glasiasjonsgrensen senkning på 400 m i dette området vil gi en glasiasjonsgrense på 900–1000 m. Dette ville gi grunnlag for vekst av lokalbreer, men det er vanskelig på dette grunnlag å vurdere om disse kunne vokse til en platåbre som dekket hele Botnavatnområdet.

Den enkleste tolkning av skuringsstripene i Botnavatn-området blir da at de eldste SV-lige striper er fra tilbaketrekningen i Allerød. Platåbreen ble så dannet i Yngre Dryas, muligens fra lokalbreer som overlevet gjennom Allerød, og vokste fort. Senere i Yngre Dryas ble utløperen av platåbreen fortrent av innlandsisen i Altsæterdalen og de yngste SV-lige striper ble dannet. Det ser imid-

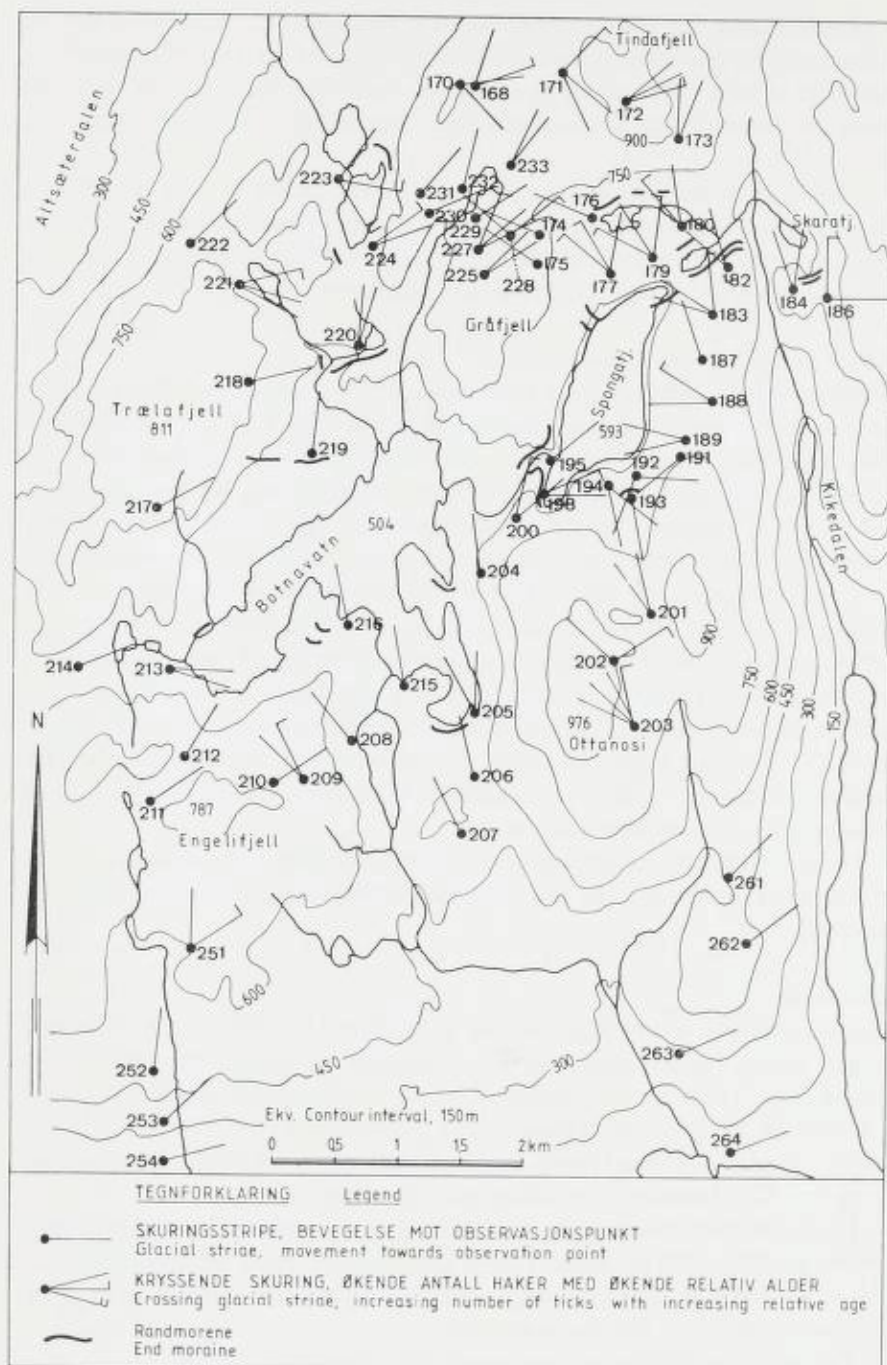


Fig. 7. Skuringsobservasjoner i Botnavatnområdet av Aarseth (1971) og forfatterne.
Observations of glacial striations in the Botnavatn area, by Aarseth (1971) and the authors.

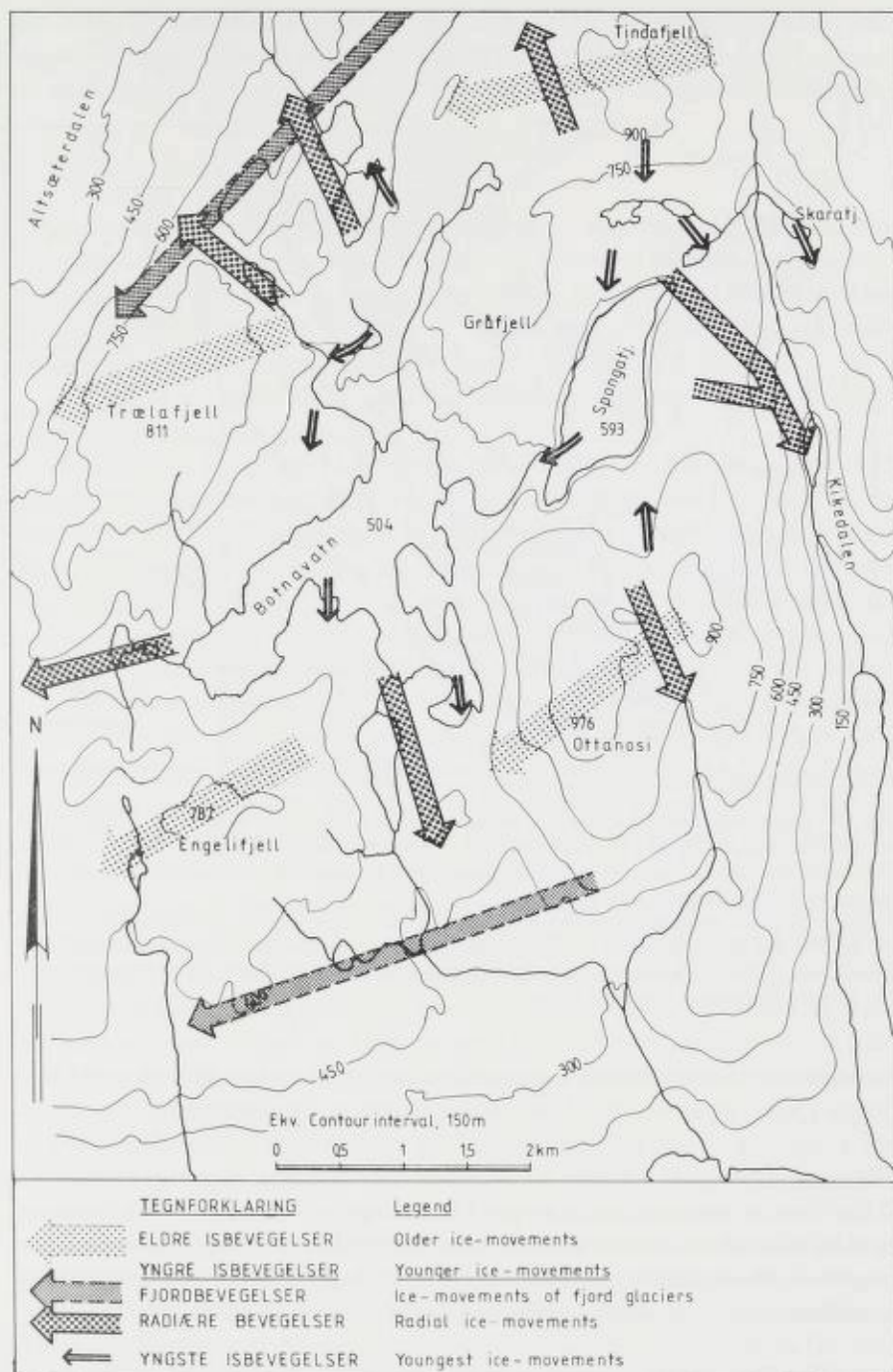


Fig. 8. Rekonstruksjon av de forskjellige isbevegelser i Botnavatnområdet. Fjordbevegelsene er funnet både eldre og yngre enn de radiære bevegelsene. Den yngste fjordbevegelsen og radialbevegelsen korreleres med yngre regionale bevegelsene.

Reconstruction of the different ice-movements of fjord glaciers are found to be older and younger than the radial ice-movements. The young ice-movements in the fjords and the radial ice-movements are correlated with the younger regional ice-movements.

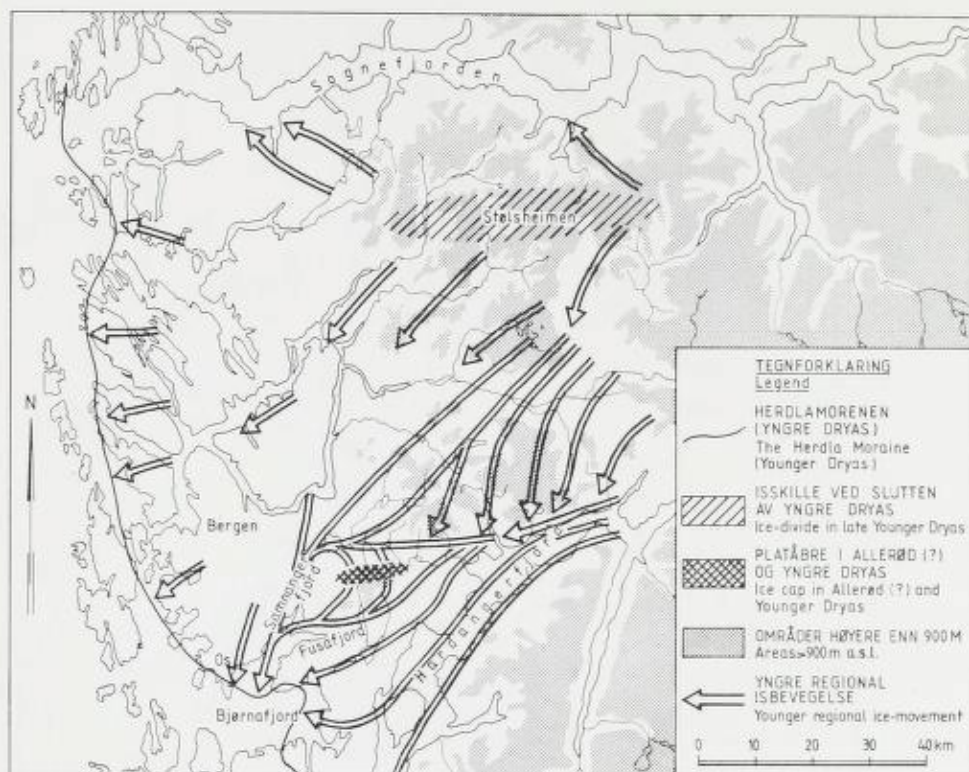


Fig. 9. Yngre regionale bevegelser i området mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden etter en sammenstilling av Aa (1974) og Aa & Mangerud (dette hefte). Modifisert i området Hardangerfjorden-Samnangerfjorden. Isbevegelsene er antatt å være samtidige med dannelsen av Herdlamoren i Yngre Dryas.

Younger regional movements in the area between Hardangerfjorden and Sognefjorden from Aa (1974) and Aa & Mangerud (this volume). Modified in the Hardangerfjord-Samnangerfjord area. The ice movements are assumed to be contemporaneous with the formation of the Herdla Moraine in Younger Dryas.

lertid ut som om en lokal dom eksisterte over Botnavatn-området gjennom hele Yngre Dryas, og at isen fra denne dom drenerte ut i innlandsisen.

Konklusjon

I Fig. 9 er de yngre regionale striper i Samnanger og Kvam korrelert nordover med en sammenstilling som Aa (1974) og Aa & Mangerud (dette nummer) har gjort over tilsvarende bevegelser i området mot Sognefjorden. Den sørlige delen er rekonstruert etter skuringsstriper og beskrivelser av Aarseth (1971).

YNGSTE BEVEGELSER

Stripene er ofte korte og kraftige. På kvartslinsene finnes disse vanligvis bare på linsens aller høyeste partier, ofte som svake, tynne mikrostriper. Med avtagende alder fra de yngre bevegelser, viser skuringsstripene en lokal utvikling med meget sterkt topografisk betingende bevegelser. Stripene er knyttet til

den endelige deglasiasjonen fra Herdlamorenene. De stedene det er funnet brendavsetninger, viser de yngste skuringsstriper en bevegelse tilnærmet normalt på avsetningene. Dette forholdet er spesielt tydelig i Botnavatn-området der observasjonsnettene er relativt tett.

Yngste striper i fjord- og dalområdene

Langs Samnangerfjorden er skuringsmerkene stort sett parallelle med fjorden. Det er først i indre deler at helt lokale forhold innvirker på skuringsmonstret. Her er (lok. 234) den eldste bevegelsen VSV og parallell med Samnangerfjorden. De yngre stripene dreier inn mot fjorden med avtagende alder, og indikerer at fjorden i siste fase har fungert som en kalvingsbuk (Fig. 5).

I dalførene er det en jevn utvikling fra yngre regionale striper til sterkt topografisk betingende bevegelser.

Øst for Tysse er det en lokal topografisk utvikling av skuringsstripene (lok. 13), fra en eldste VSV-lig bevegelse, som via en yngre vestlig, dreier til en yngste NV-lig. Det har altså vært en bevegelse opp den lille dalen i slutfasen, og sammen med de andre observasjonene (lok. 16, 17) viser dette at dalbreen fra Børdal og Eikjedalen i slutfasen har dominert over breen ned Grønsdalen.

Ved Børdal (lok. 20) er den yngste bevegelsen mot sør, nedover dalen, og normalt på randmorenen fra en dalbre. På hele høydedraget nord for Børdal er den SV-lige bevegelse (lok. 21–24) klar og enerådende, men i det lavere passpunkt er det et svakere, men tydelig innslag av yngre SØ-lige striper (lok. 21). Den SØ-lige dreneringen synes å være fra en sen fase av isavsmeltingen med drenering fra nord inn i Børdalen som er skjermet av mer enn 700 m høye områder i nord og øst (Fig. 5). Denne dreneringen er antatt å være samtidig med randavsetningen i Børdalen (Hamborg 1979).

I Eikjedalens lavere partier er skuringsmerkene parallelle med dalbunnen og normale på en brefront som er samtidig med sidemorenene i dalsidene (Hamborg 1979). På Heii (lok. 38) antyder de yngste skuringsmerkene distalt av moreneryggen, at breen i en periode før moreneryggene ble avsatt, beveget seg mot sør over toppen av Heii og antakelig nådde Kvamskogens dalbunn ved Måvotno (lok. 43). Det er imidlertid ingen skuringsmerker som antyder at breen gikk over dalen.

Det yngste bevegelsesmonstret på Kvamskogen har vært vanskelig å bestemme på grunn av svake striper og dårlig utviklede retningselementer. Det tyder på at de yngste bevegelsene har vært lokale, med svært skiftende forhold under den siste fasen. Skuringsmerker ved Norheimsund (lok. 86, 87) viser at breen i siste fase drenerte mot øst, ut Steinsdalen. Omleggingen fra vestlig til østlig bevegelse over Kvamskogen startet trolig snart etter at isoverflaten i Hardangerfjorden ved Norheimsund ble så lav at isen i Steinsdalen, av rent dynamiske årsaker, begynte å drenere dit.

Yngste striper i Botnaområdet

Etter platåbrefasen, hvor dreneringen førte ut i omkringliggende dalbreer, trakk breen seg tilbake, bare avbrutt av mindre stopp med dannelse av små og

diskontinuerlige endemorener. Ved Botnavatnet synes isbevegelsesretningen å ha vært omlag mot sør under hele deglasiasjonen (Fig. 7, 8). Både skuringsmerker og randavsetninger viser at breen trakk seg tilbake mot fjellområdene i nord. Denne tilbaketrekningen førte til at breen splittet seg opp, med en isfront i Botnavatnet og en i Spongatjern. Før denne oppsplittingen var det en isdrenering fra Spongatjern til Botnavatnet (bl. a. lok 200). Etter oppsplittingen ble brefronten liggende i Spongatjernets SV-lige ende. På fjellryggen mellom Spongatjern og Kikedalen er det en dreining fra en eldre S-lig retning fra platåbrefasen, til stadig yngre sør-øst og østlig retning mot Kikedalen (lok. 183, 188).

Like nord for Spongatjern mellom to morenetrinn, dreier isbevegelsen (lok. 177, 180) med avtagende alder fra SØ til S og korreleres med avsetningen av randmorenestrøket. Samtidig, eller nesten samtidig, er de S-lige stripene (lok. 184, 186) og de tilhørende randmorenene ved Skaratjern.

NV for Botnavatnet er det en tilsvarende utvikling ved lok. 219 og lok. 220, 224. Det finnes ingen morenerygger høyere opp i fjellet enn disse.

Skuringsstripene viser at breen var aktiv under deglasiasjonen og at den trakk seg tilbake, med fronten liggende på stadig høyere nivå, mens den fikk tilførsel fra høyereliggende akkumulasjonsområder.

Konklusjon

Ettersom de yngste stripene er korrelert med den endelige deglasiasjonen fra Herdlamorenen, må de være yngre enn sen Yngre Dryas da isfremstøtet nådde Os (Aarseth & Mangerud 1974), og i alle fall i fjordene eldre enn Eidfjord-Osa/Loven-trinnene fra tidlig Preboreal (Anundsen & Simonsen 1968, Rye 1970, Bergström 1975). Stripene må altså være dannet helt i begynnelsen av Preboreal, eventuelt til dels helt mot slutten av Yngre Dryas. I Botnavatnområdet er forholdene mer usikre. Også her må stripene være yngre enn Yngre Dryas, men endemorenene og de tilhørende striper kan være fra en eller flere av kaldfasene i Preboreal (Hamborg 1979), og derved samtidig med f. eks. Eidfjord-trinnet.

Rekonstruksjon av Yngre Dryas-breens overflate i Hordaland

Vi har forsøkt å rekonstruere brecoverflaten i ytre Hordaland ved slutten av Yngre Dryas. Utgangspunktet er Herdlamorenen's beliggenhet. Videre har vi benyttet sidemorenene i tilknytning til denne og ekstrapolert brecoverflaten innover i landet. Kotene er lagt mest mulig vinkelrett på skuringsstripene som vi har korrelert med brefremstøtet. Profilene som er benyttet er lagt parallelt med de antatte isbevegelser.

Som et korrektiv ved koteberegningen har vi benyttet ligningen

$$h = \sqrt{2h_{0,s}} \text{ (Sugden \& John (1976, p. 59).)}$$

Her er h tykkelsen på isen S kilometer fra iskanten. Nye (1952) fant at h_0 varierer mellom 6 m og 17 m på alpine breer, med 11 m som vanlig verdi. Lig-

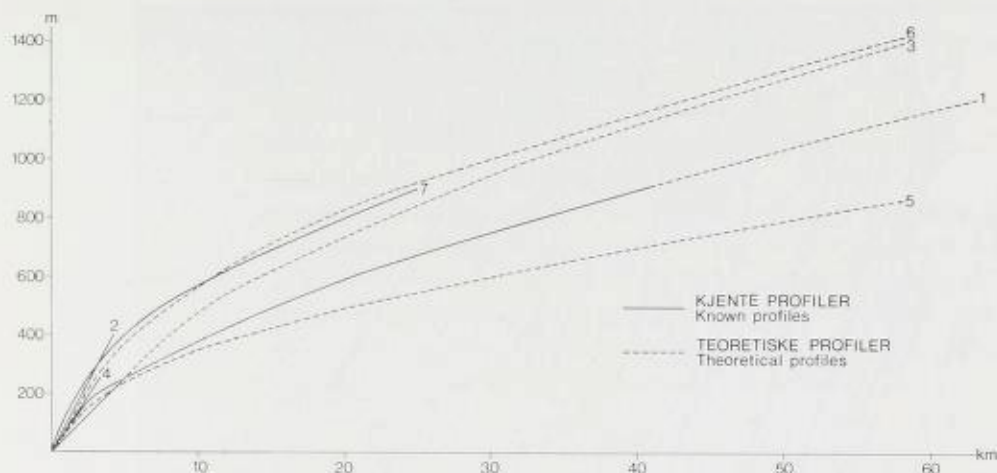


Fig. 10. Profiler som er benyttet i rekonstruksjonen av breoverflaten. 1. Hardangerfjordbreen, 2. Strandvikbreen, 3. Fusafjordbreen, 4. Fanafjordbreen, 5. $h_0 = 6$ m, 6. $h_0 = 17$ m. Til sammenligning er inntegnet Lysefjordbreen (7) (Andersen 1960).

Profiles used in the reconstruction of the glacier surface. 1. The Hardangerfjord glacier, 2. The Strandvik glacier, 3. The Fusafjord glacier, 4. The Fanafjord glacier, 5. $h_0 = 6$ m, 6. $h_0 = 17$ m. For comparison, the Lysefjord glacier (7) is included (Andersen 1960).

ningen fremstiller parabler som tilnærmet beskriver «normale» breprofiler på eksisterende breer. Resultatene er bare betraktet som en tilnærming p.g.a. de forenkende forutsetninger som ligningen bygger på (Sugden & John 1976, p. 59). Det er klart at disse forutsetninger ikke er oppfylt i vår rekonstruksjon. Særlig er relieffet langt fra jevnt, slik som forutsatt i ligningen.

Vi antar at den beregnede overflate er en minimumsverdi, fordi breen har hatt et større fremstøt og den generelle landhøyden stiger innover landet.

Rekonstruksjonen på østsiden av Hardangerfjorden er etter Follestad (1972). I Hardangerfjorden har han ved hjelp av sidemorener rekonstruert en Hardangerfjordbre som mellom 9 og 35 km har en gradient på ca. 17 m/km. Breoverflaten er ekstrapolert videre på basis av kurve 1, Fig. 10.

En tilsvarende rekonstruksjon er gjort i Fusa- og Samnangerfjorden. I Fusafjorden viser lateralavsetningene at fjordbreen har hatt et jevnt fall på 50 m/km de siste 5 km (Aarseth 1971, Aarseth & Mangerud 1974). Skår (1975) ekstrapolerte denne breoverflaten og brukte en gradient på 30 m/km mellom 5 og 15 km og 20 m/km videre. Ved bruk av parabellen 3 i Fig. 10 fåes helt tilsvarende tykkelser på breen. Skuringsobservasjoner på begge sider av fjorden tyder på at hverken toppen på Gullfjellet (Skår 1975) eller Trælafjell (Fig. 8) på østsiden av fjorden, var dekket av en fjordbre. Begge disse fjellene ligger etter beregningene over breoverflaten. Rekonstruksjonen viser at isoverflaten var høy nok over fjellryggen, (600–700 m o.h.) til at det kan ha vært en sørlig drenering denne veien.

I Bjørnafjorden var det en kalvingsbukt som isen drenerte til fra nord, øst og sør (Aarseth & Mangerud 1974). Sidemorener viser at brefronten i tilknyt-



Fig. 11. Rekonstruksjon av breoverflaten i ytre Hordaland i slutten av Yngre Dryas. Rekonstruksjonen øst for og i sørlige del av Hardangerfjorden etter Follestad (1972). Ekvidistans på breoverflaten er 200 m, tykke koter. Ekvidistansen på landoverflaten er 500 m, tynne koter. Fjordkonturene er trukket innenfor breranden.

Reconstruction of the glacier surface in western Hordaland at the end of Younger Dryas. The reconstruction in the southern part of, and to the east of Hardangerfjorden is according to Follestad (1972). The contour interval on the ice surface is 200 m (thick lines). The contour interval on the land surface is 500 m (thin lines). The outline of the fjords is marked inside the ice margin.

ning til kalvingsbukten var meget bratt (Aarseth 1971, Aarseth & Mangerud 1974). Ved Vägenipen (820 m o.h.) NØ for kalvingsbukten er det ikke funnet

skuring fra denne episoden (Aarseth 1971). Vi antar derfor at Hardangerbreen ikke var tykk nok til å gå over høyeste toppen, som derved gir en maksimumshøyde på Hardangerbreen i dette punktet.

Langs Fanafjorden er det sidemorener som viser at fallet på isoverflaten her var ca. 85 m/km de tre første kilometer (Aarseth & Mangerud 1974). Den videre rekonstruksjon er bygget på profil 6 i Fig. 10.

Nord for Fanafjorden er det ikke funnet sidemorener eller andre lateralspor som kan gi noen sikker informasjon om breoverflatens gradient. For hele dette området er rekonstruksjonen meget usikker og bygger på kurve 6, Fig. 10, i tillegg til skuringsstripenes retning. Det relativt rettlinjede forløp av endemorenene indikerer at det ikke var markerte dalbreer, og derved at relieffet på breoverflaten var betydelig mindre enn i den sørlige del av Fig. 11.

Summary

METHODS

On most bedrock surfaces in the investigated area the glacial striae have disappeared due to postglacial weathering (Fig. 2). A large number of the analysed striae are therefore found on weathering-resistant quartz lenses, veins of quartz, pegmatite, or on large crystals in coarse-grained rocks. Relative ages of crossing striae are mainly determined by means of stoss-and-lee side positions.

ICE-FRONT POSITIONS

During the Weichselian maximum (18–20,000 B.P.) the ice sheet terminated offshore. The outermost islands were deglaciated during the Bolling (Mangerud 1970, 1977, Genes 1978, Krzywinski & Stabell 1978). During the Late Bolling a re-advance took place.

The ice-front retreated far inland during the Allerød (Mangerud 1970, 1977, Aarseth & Mangerud 1974), and it seems clear that both Samnangerfjord and large parts of Hardangerfjord were deglaciated. Ice caps probably survived in the mountains in the investigated area.

During the Younger Dryas a major re-advance took place, the terminal position being marked by the Herdla (Aarseth & Mangerud 1974) and Halsnøy–Huglo moraines (Follestad 1972, Holtedahl 1975) (Fig. 1). The final retreat during the Preboreal was very fast, the head of Hardangerfjord being ice-free at 9680 ± 90 B.P. (Rye 1970).

THE OLDEST ICE MOVEMENT

It has been very difficult to identify 'old' striae in the area. Striae on free positions on the highest summits indicate a movement towards the WSW (the sector 235–355) (Pl. 1, Figs. 5, 7, 8). At that stage the ice surface must have been high above the mountains, and the movements are therefore assumed to be approximately from the Weichselian maximum. Further north the oldest striae trend closer to due west (Fig. 6), and we therefore assume that the faster ice flow in Hardangerfjord caused the more southerly direction in Kvam.

YOUNGER INTERVENING STRIAE

At several sites (loc. 20, 51, 79, 86, 87, Pl. 1, Fig. 5) crossing striae indicate at least one phase of local ice movements between the oldest WSW movement and a younger ice sheet phase. Most of these local striae are probably of Allerød age. They are, however, too few for an extensive reconstruction of the glaciers and their flow directions.

YOUNGER REGIONAL STRIAE

Most of the glacial striae found in the area (Pl. 1, Fig. 7) are referred to this phase. They exhibit a consistent pattern of ice movement along the major fjords and valleys (Figs. 5, 11), independent of minor topographical obstacles. Roches moutonnées and drumlinoid forms are caused by this movement. The striae are mapped to the Herdla moraines, and the general correlation of the ice movement with the Younger Dryas re-advance to the Herdla moraine seems clear.

The glacial striae (Pl. 1) indicate that during this phase an ice flow existed from Hardangerfjord (Norheimsund) along the valley floor in the region of Kvamskogen towards Samnangerfjord (Tysse). The westerly trending striae are restricted to the valley floor and the lower parts of the slopes. At higher elevations, and in the mountains north and south of the valley, the striae indicate ice flows converging to the western flow in the valley.

In the Botnavatn area (Figs. 7, 8) the glacial striae show a radial pattern. We assume that an ice cap developed here during the early Younger Dryas, possibly from local glaciers surviving during the Allerød. Apparently this ice cap developed into a dome draining into the surrounding ice sheet during the maximum extent of the Younger Dryas re-advance (Fig. 5).

THE YOUNGEST STRIAE

Generally these striae show the ice flow directions during the final deglaciation. At all sites with crossing striae, they indicate increasing topographic dependence with decreasing age of the striae.

In the Botnavatn area the ice front withdrew towards the mountains in the north. Several small end moraines were deposited, and the youngest striae are always nearly at right angles with the moraines. At one stage the glacier split into one lobe in the lake Botnavatn and another in the lake Spongatjern. The Spongatjern lobe deposited an end moraine along the southwestern shore of the lake, while its eastern part flowed over the bedrock ridge towards the valley Kikedal, where a high icfall must have existed for some time.

Around the head of Samnangerfjord the youngest striae indicate that a calving bay developed. Later, a valley glacier was formed in Eikjedal east of Tysse.

Striae in most of the valley show that for a short period during the deglaciation valley glaciers existed, descending from the mountains towards the ice-free fjords.

Most of these youngest striae must have been formed between the formation

of the Herdla moraine 10,000–10,500 B.P. (Aarseth & Mangerud 1974, Mangerud 1980) and the Eidfjord–Osa moraines ca. 9,700 B.P. (Anundsen & Simonsen 1968, Rye 1970, Bergström 1975).

Reconstruction of the Younger Dryas ice sheet in Hordaland

We have attempted a complete reconstruction of the glacier surface during the Younger Dryas in Hordaland (Fig. 11). The reconstruction is based mainly on the Herdla end moraines, lateral moraines and the ice movement directions discussed above. In addition, 'ideal' ice profiles (Sugden & John 1976) (Fig. 10) with some modifications of the topography are used, especially in areas with sparse geological information. The latter is especially the case north of Fanafjorden.

Etterord. – Vi takker professor T. Vorren og førsteamanuensis R. Sørensen som har lest manuskriptet kritisk og foreslått mange forbedringer. A. Hemming har utført tegnearbeidet, R. Boyd har korrigert den engelske teksten, A. M. Bendiksen og A.-B. Drethvik har maskinskrevet manuskriptet. Norges Almenvitenskapelige Forskningsråd har gitt finansiell støtte til arbeidet.

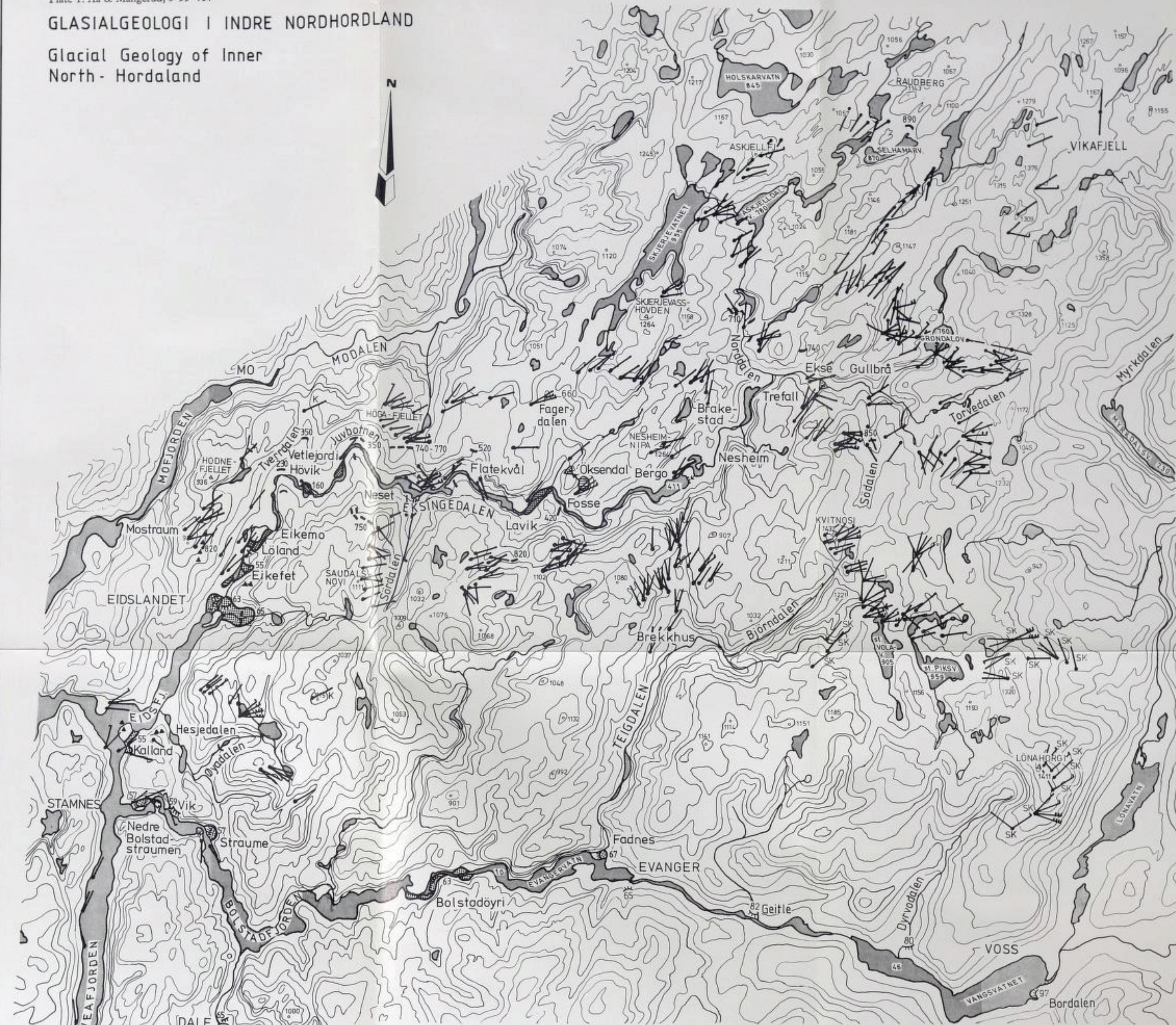
LITTERATUR

- Aa, A. R. 1974: Isavsmeltinga i Eksingedalen og områda omkring. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Aa, A. R. & Mangerud, J. (dette nummer): Glacialgeologi og vegetasjonsinnvandring i indre Nordhordland.
- Aarseth, I. 1971: Deglasiationsforløpet i Bjornafjordområdet, Hordaland. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Aarseth, I. & Mangerud, J. 1974: Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. *Boreas* 3, 2–22.
- Andersen, B. G. 1968: Glacial Geology of Western Troms, North Norway. *Norges geol. Unders.* 256, 1–160.
- Andersen, J. L. & Sollid, J. L. 1971: Glacial Chronology and Glacial Geomorphology in the Marginal Zones of the Glaciers, Midtdalsbreen and Nigardsbreen, South Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* 25, 1–38.
- Anundsen, B. 1972: Glacial Chronology in Parts of Southwestern Norway. *Norges geol. Unders.* 280, 1–24.
- Anundsen, K. & Simonsen, A. 1968: Et Pre-Borealt brefremstot på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen. *Univ. i Bergen Årb.* 1967, Ser. A, 7, 5–42.
- Bergström, B. 1975: Deglasiationsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring, Vest-Norge. *Norges geol. Unders.* 317, 33–68.
- Dreimains, A. 1953: Studies of friction cracks along shores of Cirrus Lake and Kosakokwog Lake, Ontario. *Am. Jour. Sci.* 251, 769–783.
- Fareth, O. W. 1970: Breerandstadier i midtre og indre Nordfjord. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Flint, R. F. 1971: *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley and Sons, Inc. N.Y., 891 pp.
- Follesstad, B. A. 1972: The Deglaciation of the South-Western Part of the Folgefjonn Peninsula, Hordaland. *Norges geol. Unders.* 280, 31–64.
- Genes, A. N. 1978: Glacial geology of the island Stord, West Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 58, 33–49.
- Gjessing, J. 1953: Skuringsanalyse til belysning av isrecessionen ved Oslofjorden. *Norsk geogr. Tidsskr.* 41, 77–99.
- Gjessing, J. 1965: On 'plastic scouring' and 'subglacial erosion'. *Norsk geogr. Tidsskr.* 20, 1–37.
- Hamborg, M. 1979: Deglasiationsforløpet i Samnanger og Kvam, Hordaland. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.

- Hillefors, Å. 1969: Västsveriges glaciala historia och morfologi. *Lunds Univ. geogr. inst. avh.* 60.
- Holtedahl, H. 1967: Notes on the formation of fjord & fjordvalleys. *Geogr. Ann.* 49, Ser. A, 188-203.
- Holtedahl, H. 1975: The Geology of the Hardangerfjord, West Norway. *Norges geol. Unders.* 323, 1-87.
- Johnsson, G. 1956: Glacialmorfologiska studier i Södra Sverige. *Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst., Avh.* 36.
- Kaldhol, H. 1941: *Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland*, Hellesylt, 200 pp.
- Kolderup, C. F. 1908: Bergensfeltet og tilstøtende trakter i sen glacial og postglacial tid. *Univ. i Bergen Årbok 1907*, 1-266.
- Krzywinski, K. & Stabell, B. 1978: Senglasiale undersøkelser på Sotra. *Arkeo* 1, 27-31.
- Ljungner, E. 1930: Spaltentektonik und Morphologie der Schwedischen Skagerak-Küste. Teil III. Die erosionsformen. *Bull. Geol. Inst. Uppsala* 21, 255-478.
- Ljungner, E. 1954: Isdelarstudier vid polarcirkelen. *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 65, 198-210.
- Mangerud, J. 1970: Late Weichselian Vegetation and Ice-Front Oscillations in the Bergen District, Western Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* 24, 121-148.
- Mangerud, J. 1976: Fra istid til nåtid. In Hartvedt, G. H. (ed.): *Hordaland og Bergen, 111-151*. Gyldendal Norsk Forlag, Oslo.
- Mangerud, J. 1977: Late Weichselian marine sediments containing shells, foraminifera, and pollen, at Agotnes, Western Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 57, 23-54.
- Mangerud, J. 1980: Ice-front variations of different parts of the Scandinavian ice sheet, 13,000-10,000 years B.P. In Lowe, J. J. et al. (eds.): *Studies in the Lateglacial of north-west Europe*. Pergamon Press, Oxford.
- Mangerud, J. & Skreden, S. A. 1972: Fossil ice wedges and ground wedges in sediments below the till at Voss, Western Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 52, 73-96.
- Nye, J. F. 1952: The mechanics of glacier flow. *Jour. Glaciol.* 2, 82-93.
- Paterson, W. S. B. 1969: *The Physics of Glaciers*. Pergamon Press Ltd. G.B., 250 pp.
- Rekstad, J. 1911: Geologiske iagttagelser fra nordvestsiden av Hardangerfjorden. *Norges geol. Unders.* 59 (2), 62 pp.
- Rye, N. 1970: Einergrein av Preboreal alder funnet i israndavsetning i Eidfjord, Vest-Norge. *Norges geol. Unders.* 266, 33-36.
- Rye, N. & Follestad, B. A. 1972: The ice movement and the ice divide in the Hardangervidda area. *Norges geol. Unders.* 280, 25-30.
- Sexe, S. A. 1866: *Mærker efter en Istid i Omegnen af Hardangerfjorden*. Universitetsprogram for første Halvaar 1866, 13 pp.
- Simonsen, A. 1963: Kvartærgeologiske undersøkelser i indre Hardanger. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Sindre, E. 1974: Ice movement in the Vossestrand-Vikafjell area, Western Norway. *Norges geol. Unders.* 311, 25-34.
- Skreden, S. A. 1967: Kvartærgeologiske undersøkelser i området Voss-Bolstadoyri samt Bördalen. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Skår, K. 1975: Isavsmelting og postglaciale flaumskredvifter i Arna, Hordaland. Unpubl. thesis, Univ. of Bergen.
- Stabell, B. & Krzywinski, K. 1979: Senglasial strandforskyvning på syd-Sotra. Abstract, 14. Nordiske v.møte 1980, *Norsk geol. Forening, Geolognytt* 13, 67.
- Sugden, D. E. & John, B. S. 1976: *Glaciers and Landscape*. Edward Arnold Ltd., London, 376 pp.
- Svensson, H. 1959: Glaciation och morfologi. *Univ. Lund Geogr. Inst. avh.* 36, 283 pp.
- Vorren, T. O. 1974: Hardangerviddas kvartærgeologi. In *Hardangervidda, 45-57*. *Norges Offentlige Utredninger 1974*, 30 B.
- Vorren, T. O. 1977b: Weichselian ice movement in South Norway and adjacent areas. *Boreas* 6, 247-257.
- Vorren, T. O. 1979: Weichselian ice movements, sediments and stratigraphy on Hardangervidda, South Norway. *Norges geol. Unders.* 350, 1-117.
- Østrem, G. & Ziegler, T. 1969: Atlas over breer i Sør-Norge. *Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen. Hydrologisk avd.* 20, 207 pp.

GLASIALGEOLOGI I INDRE NORDHORDLAND

Glacial Geology of Inner North-Hordaland



TEGNFORKLARING Legend		SKURINGSSTRIPER Glacial striae	
—	RANDMORENER, HÖGDE O.H. I METER Marginal moraines, m above sea-level in meters	●	SANDUR Sandur
▲▲▲	BLOKKBELTE Zone of boulders	◐	BRESJÖSEDIMENT Glaciolacustrine deposit
◐	GLASIFLUVIAL FRONTAVSETNING Glaciofluvial frontal deposit	65	TERRASSE, HÖGDE I METER Terrace, elevation in meters
←	GLASIFLUVIAL DRENERING Glaciofluvial drainage	←	SIGDBRUDD Crescentic gouge
		←	Undetermined relative age
		←	Youngest
		←	Oldest
		←	SKURINGSSTRIFE, et. Kristoffersen (1964) Glacial striae, from Kristoffersen (1964)
		←	SKURINGSSTRIFE, etter Skreden (1967) Glacial striae, from Skreden (1967)



GLACIAL MAP OF THE COASTAL AREA NORTHWEST OF SVARTISEN, NORTHERN NORWAY

BY ARNE RASMUSSEN

LEGEND

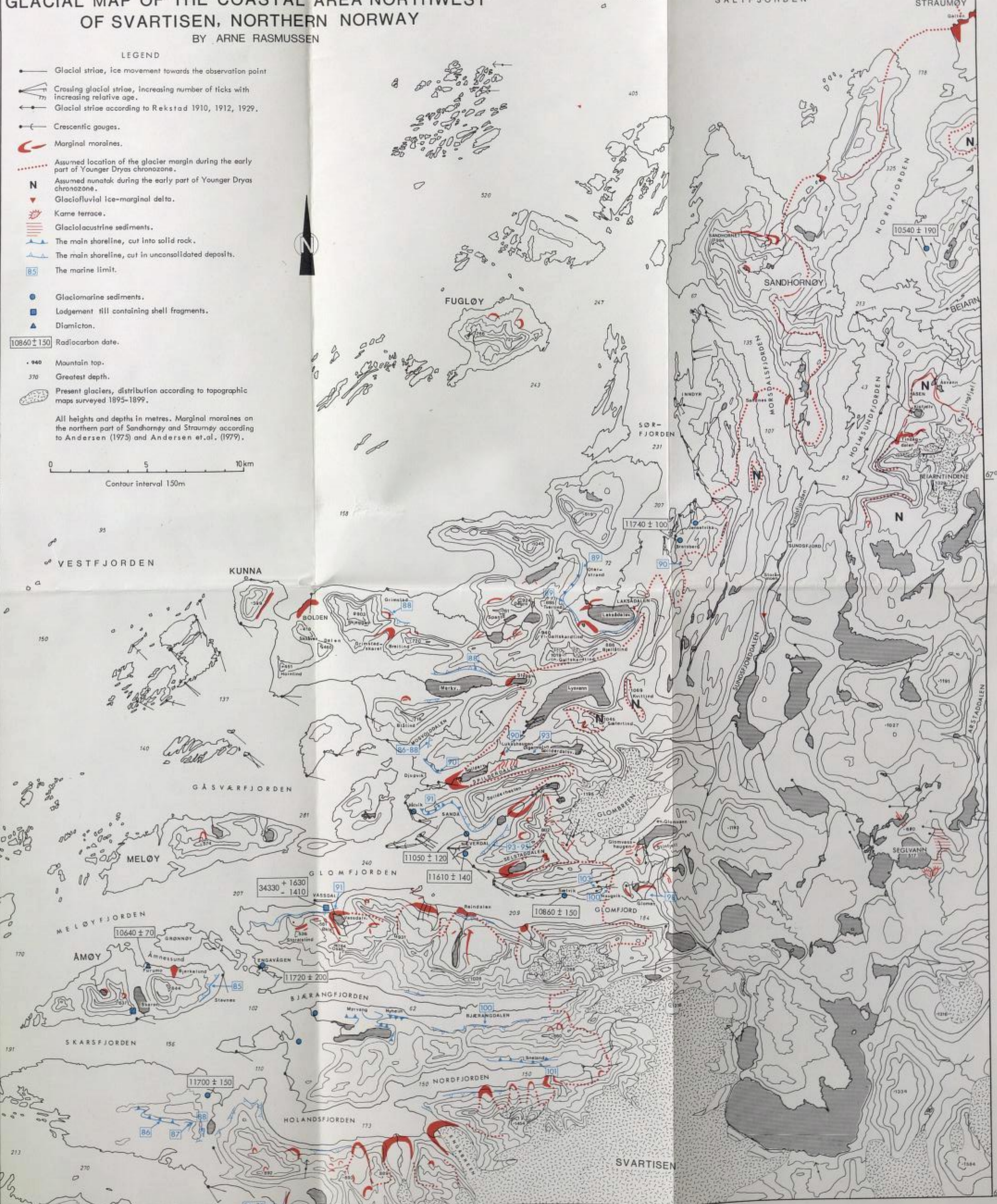
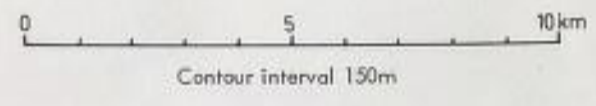
- Glacial striae, ice movement towards the observation point
- Crossing glacial striae, increasing number of ticks with increasing relative age.
- Glacial striae according to Rekstad 1910, 1912, 1929.
- Crescentic gauges.
- Marginal moraines.
- Assumed location of the glacier margin during the early part of Younger Dryas chronozone.
- Assumed nunatak during the early part of Younger Dryas chronozone.
- Glaciofluvial ice-marginal delta.
- Kame terrace.
- Glaciolacustrine sediments.
- The main shoreline, cut into solid rock.
- The main shoreline, cut in unconsolidated deposits.
- The marine limit.
- Glaciomarine sediments.
- Lodgement till containing shell fragments.
- Diamicton.

Radiocarbon date.

Mountain top.
 Greatest depth.

Present glaciers, distribution according to topographic maps surveyed 1895-1899.

All heights and depths in metres. Marginal moraines on the northern part of Sandhornøy and Straumøy according to Andersen (1975) and Andersen et al. (1979).



Nr. 369



NGU
Norges geologiske
undersøkelse

Depotbiblioteket



75sd 97 725

CONTENTS

Rasmussen, A.: The Deglaciation of the Coastal Area NW of Svartisen, Northern Norway	1
Aa, A. R. & Mangerud, J.: Glacialgeologi og vegetasjonsinnvandring i Indre Nordhordland, Vest-Norge	33
Hamborg, M. & Mangerud, J.: En rekonstruksjon av isbevegelser under siste istid i Samnanger og Kvam, Hordaland, Vest-Norge	77

© Norges geologiske undersøkelse/Universitetsforlaget 1981

ISBN 82-00-31438-3

ISSN 0332-5768

Printed in Norway by Sentrum Trykkeri, Trondheim