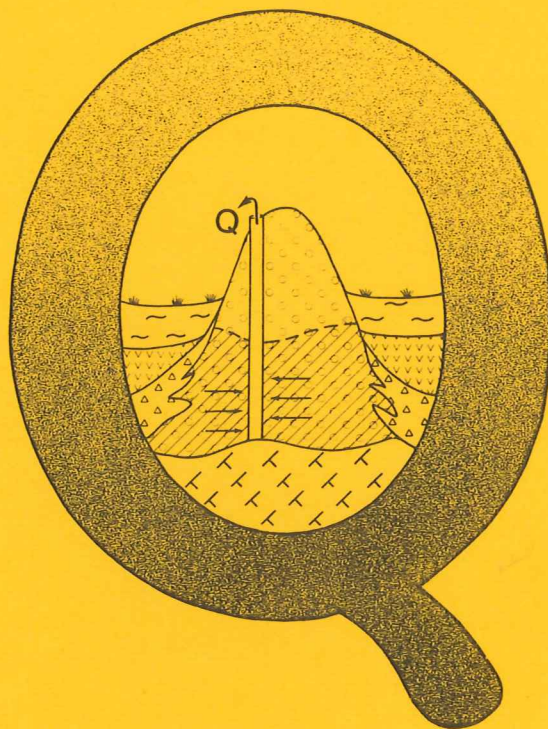


EXAMENSARBETEN I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Kvartärgeologi



LITOSTRATIGRAFI OCH PALEOMILJÖUTVECKLING I LANGELANDSELV-OMRÅDET, JAMESON LAND, ÖSTRA GRÖNLAND

Mats Rundgren

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600954127

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET *per*

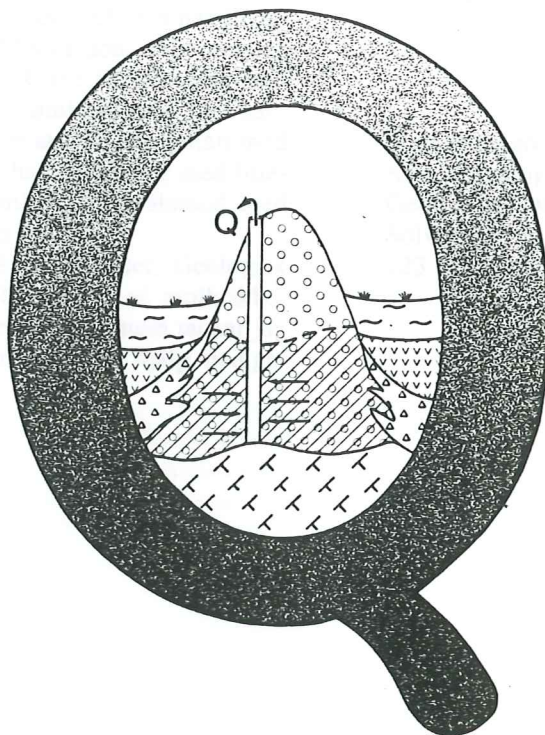
NR 34

INSTITUTIONEN LUNDS UNIVERSITET

L760
CODEN: SE-LUNBDS/NBGO-91/5034+42S

EXAMENSARBETEN I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Kvartärgeologi



LITOSTRATIGRAFI OCH PALEOMILJÖUTVECKLING I LANGELANDESELV-OMRÅDET, JAMESON LAND, ÖSTRA GRÖNLAND

Mats Rundgren

LUND 1991

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET

NR 34

GEOLOGISKA INSTITUTIONEN LUNDS UNIVERSITET

Förord

Denna rapport utgör ett examensarbete på Geovetarinjens fyraåriga geologgren vid Kvärtärgeologiska avdelningen, Lunds universitet.

Uppgiften har utförts inom ramen för det ESF-stödda PONAM-programmet, vilket uttyds Polar North Atlantic Margins - Late Cenozoic Evolution.

Fältarbetet utfördes under juli-augusti 1989, och sammanställnings- och laboratoriearbetet skedde under höstterminen samma år.

Ett stort tack riktar jag främst till min handledare, högskoleadjunkt Per Möller, som ställt upp och hjälpt mig i mitt arbete, såväl i fält på Grönland, som här hemma i Lund i samband med sammanställningsarbetet. Förutom att han har bistått med sin kunskap i ämnet, har han hjälpt mig med litteratursökning och, inte minst, haft tålamod med alla mina frågor i tid och otid.

Jag tackar också dr Svend Funder, Geologisk Museum, Köbenhavn, för hjälp med molluskbestämningar och kartmaterial. Dessutom tackar jag högskolelektor Lena Adrielsson för hjälp med ge-

nestolkning och laboratorieassistent Lena Barnekow som hjälpt mig i laboratoriearbetet.

Till sist tackar jag alla expeditionsdeltagare för deras stöd under fältarbetet och för en härlig sommar på Jameson Land.

Ett speciellt tack går till docent Christian Hjort som erbjöd mig att delta i expeditionen.

Lund i januari 1991

Mats Rundgren
Kvärtärgeologiska avdelningen
Geologiska institutionen
Sölvegatan 13
223 62 Lund

Innehållsförteckning

	Summary	1
1	Inledning	2
2	Undersökningsområdets berggrund, topografi, klimat och biogeografi	3
2.1	Inledning	3
2.2	Berggrund	3
2.3	Topografi	4
2.4	Klimat	4
2.5	Biogeografi	5
3	Tidigare undersökningar av områdets kvartära avlagringar	6
3.1	Inledning	6
3.2	Kvartära sediment och landformer	6
3.2.1	Morän ("till")	6
3.2.2	Moränformer	6
3.2.3	Glacifluviala och fluviala sediment och landformer	6
3.2.4	Marina sediment	6
3.2.5	Periglaciala och eoliska fenomen	6
3.3	Kvartär stratigrafi	7
3.3.1	Inledning	7
3.3.2	Lodin Elv-formationen	7
3.3.3	Scoresby Sund-glaciationen	8
3.3.4	Langelandselv-interglacialen	9
3.3.5	"Jameson Land marine episode"	9
3.3.6	Flakkerhukglaciationen	9
3.3.7	Milne Land-stadiet	10
3.3.8	Holocen	10
4	Metodik	11
4.1	Fältmetodik	11
4.1.1	Skärningsdokumentation	11
4.1.2	Tektonisk mätning	11
4.1.3	Mätning av paleoströmriktning och avsättningsriktning	11
4.1.4	Riktninganalys	11
4.1.5	Provtagning	13
4.2	Laboratoriemetodik	13
4.2.1	Kornstorleksanalys	13
4.2.2	Bergartsanalys	13
4.2.3	Översiktlig foraminiferanalys	13
4.3	Mätvärdesbehandling	13
4.3.1	Tektonik, paleoströmriktningar och avsättningsriktningar	13
4.3.2	Riktninganalyser	13
4.3.3	Kornstorleksanalyser	14
5	Beskrivning och tolkning av de studerade skärningarna	15
5.1	Undersökningslokalen	15
5.2	Skärning 3A	15
5.2.1	Allmän beskrivning av skärningen och dess läge	15
5.2.2	Litostratigrafisk och sedimentologisk beskrivning	16
5.2.3	Tolkning	17
5.3	Skärning 6A	20
5.3.1	Allmän beskrivning av skärningen och dess läge	20
5.3.2	Litostratigrafisk och sedimentologisk beskrivning	20
5.3.3	Tolkning	21

5.4	Skärning 6B24
5.4.1	Allmän beskrivning av skärningen och dess läge24
5.4.2	Litostratigrafisk och sedimentologisk beskrivning24
5.4.3	Tolkning27
5.5	Skärning 6C29
5.5.1	Allmän beskrivning av skärningen och dess läge29
5.5.2	Litostratigrafisk och sedimentologisk beskrivning29
5.5.3	Tolkning31
6	Litostratigrafisk korrelation och paleomiljöutveckling32
7	Jämförelser med andra skärningar på undersökningslokalen35
7.1	Inledning35
7.2	Langlandselv-interglacialen35
7.3	Den nedre sandserien35
7.4	Deltaserierna35
7.5	Den draperande moränen37
7.6	Ytterligare kommentarer till den preliminära litostratigrafin38
8	Jämförelser med tidigare beskrivningar av områdets kvartära stratigrafi39
9	Referenslista40
	Appendix42

Summary

This sedimentological study was carried out within Theme B of the ESF associated programme PONAM (Polar North Atlantic Margins - Late Cenozoic Evolution). This part of the programme is focused on the glaciation history during the last interglacial-glacial cycle in the Scoresby Sund area, East Greenland, and the Svalbard archipelago. The main objective of Theme B is to compare the history of high-latitude glaciation with that at mid latitudes. This is believed to increase the understanding of the dynamic response of different earth systems (atmosphere, oceans, glaciers and biosphere) to the orbital forcing on major climatic changes.

The aim of this study was to make a palaeoenvironmental reconstruction for the last interglacial-glacial cycle in a small area on south-western Jameson Land, East Greenland. The reconstruction was based upon a lithostratigraphy for the area, which was established from sedimentological investigations in four sections.

The investigated area, the Langelandselv area, is situated on the Scoresby Sund coast of Jameson Land. It is characterized by a thick pile of Quaternary sediments deposited on top of the Jurassic sandstone and shale.

Earlier investigations have revealed three stratigraphical units in the area; the Langelandselv interglaciation (Eemian), the Jameson Land marine episode (Early to Mid-Weichselian) and the Flakkerhuk glaciation (Mid- or Late Weichselian). The non-glacial deposits have been described as shallow water marine and deltaic sediments, while the sediments associated with the Flakkerhuk glaciation have been characterized as tills.

The methods used in the sections, which were cut out in the sides of two of the numerous ravines, were sketch drawing combined with thorough description of sediments and structures, photo documentation, measuring of tectonic elements and palaeocurrents, fabric analysis and sampling for absolute dating, mollusc analysis, lithological analysis and foraminifera analysis.

The reconstructed palaeoenvironmental evolution starts with a period of transgression, followed by a glaciation of the area. This glacial phase was followed by a period of regression, according to the sedimentological evidence in the investigated sections. During the initial transgression, sublittoral or/and braided river sediments were deposited together with deltaic sediments. The glacial phase resulted in deposition of tills and glacio-marine sediments in the area. The subsequent regression caused deposition of shallow water marine sediments and solifluction of the earlier deposited sediments.

This palaeoenvironmental evolution is in essence consistent with the earlier presented stratigraphy for the area. The transgressive phase might correspond to the Langelandselv interglaciation and the Jameson Land marine episode. The glacial phase may be correlated with the Flakkerhuk glaciation, and the subsequent regressional phase might correspond to the Holocene regression of the area. Since the absolute dating of samples from the sections has still not been carried out, it is presently impossible to draw any further conclusions about the timing of the events.

1 Inledning

Detta examensarbete har utförts inom ramen för det ESF-stödda programmet PONAM ("Polar North Atlantic Margins") med undertiteln "Late Cenozoic Evolution". Dess huvudsakliga mål är att studera de större klimatförändringarna i Nordatlantens randområden samt deras mekanismer och effekter på sedimentationsmiljön. Ett viktigt mål är också att etablera en absolut kronologi, med en tillfredställande upplösning, som tillåter korrelation och identifiering av eventuella tidsförskjutningar mellan de olika sedimentationsmiljöerna (ocean, kontinentalbrant, shelf, fjord och land).

Mitt arbete faller inom PONAMs tema B, vilket är sysselsatt med studier av den senaste interglaciala-glaciala cykeln. Orsaken till att man valt att studera detta tidsavsnitt är att man här kan förvänta sig de mest kompletta sedimentära sekvenserna. Studierna inom tema B är förlagda till Scoresby Sund-området vid Grönlands östkust respektive Svalbard/Barents hav.

Att de större klimatvariationerna, vilka kommer till störst uttryck i de upprepade interglaciala-glaciala cyklerna, styrs av de orbitala parametrarna är de flesta forskare överens om. Däremot är förståelsen för den dynamiska responsen hos olika globala system (atmosfären, oceanerna, glaciärerna och biosfären) på denna utomjordiska påverkan liten. Viktigt för förståelsen av denna feedbackmekanism är att relatera den glaciala historien på

höga latituder till den på mellanlatituderna. Tema B syftar till att utreda huruvida isframstötarna i dessa båda områden har varit synkrona eller ej, samt att klarlägga dessa eventuella tidsmässiga och andra skillnader.

Metodiken inom den terrestriska delen av tema B utgörs av rekognocering av sedimentblottningar, detaljerad sedimentologisk loggning av skärningar, insamling av prover för absolut datering och paleontologisk analys samt sjösedimentstudier.

Min målsättning med detta arbete var att rekonstruera paleomiljöutvecklingen under den senaste interglaciala-glaciala cykeln inom ett mindre område på sydvästra Jameson Land, östra Grönland. Denna rekonstruktion skulle baseras på en litostratigrafi upprättad med utgångspunkt från sedimentologiska undersökningar i ett antal skärningar i området.

Alla mina korrelationer har baserats på rent litostratigrafiska förhållanden. Den relativt korta tiden (som dock visade sig otillräcklig) som var anslagen till bearbetning och sammanställning gjorde nämligen att jag inte skulle hinna få tillgång till några dateringsresultat. Därför saknas all kronologisk kontroll mellan de olika skärningarna och enheterna. Framtida dateringsresultat får utvisa hur "rätt" jag hamnat.

2 Undersökningsområdets berggrund, topografi, klimat och biogeografi

2.1 Inledning

Undersökningsområdet är beläget vid Scoresby Sund på östra Grönland. Dess omfattning och läge framgår av figur 1. Där anges också de namn som används i detta arbete. Den i detalj studerade undersökningslokalen, det s k Langelandselv-området, är belägen på södra Jameson Land och är på figuren markerad med en stjärna.

2.2 Berggrund

Den beskrivning av områdets berggrundsförhållanden som ges nedan följer Henriksen (1989). Områdets relation till övriga Grönland framgår av figur 2, medan den lokala berggrunden redovisas i figur 3.

Stora delar av den inre fjordzonen och Liverpool Land är uppbyggda av bergarter som ursprungligen utgjorde delar av den grönländska urbergsskölden, men har senare påverkats av fyra olika bergskedjeveckningar. Den yngsta av dessa, den kaledoniska bergskedjeveckningen, ägde rum för

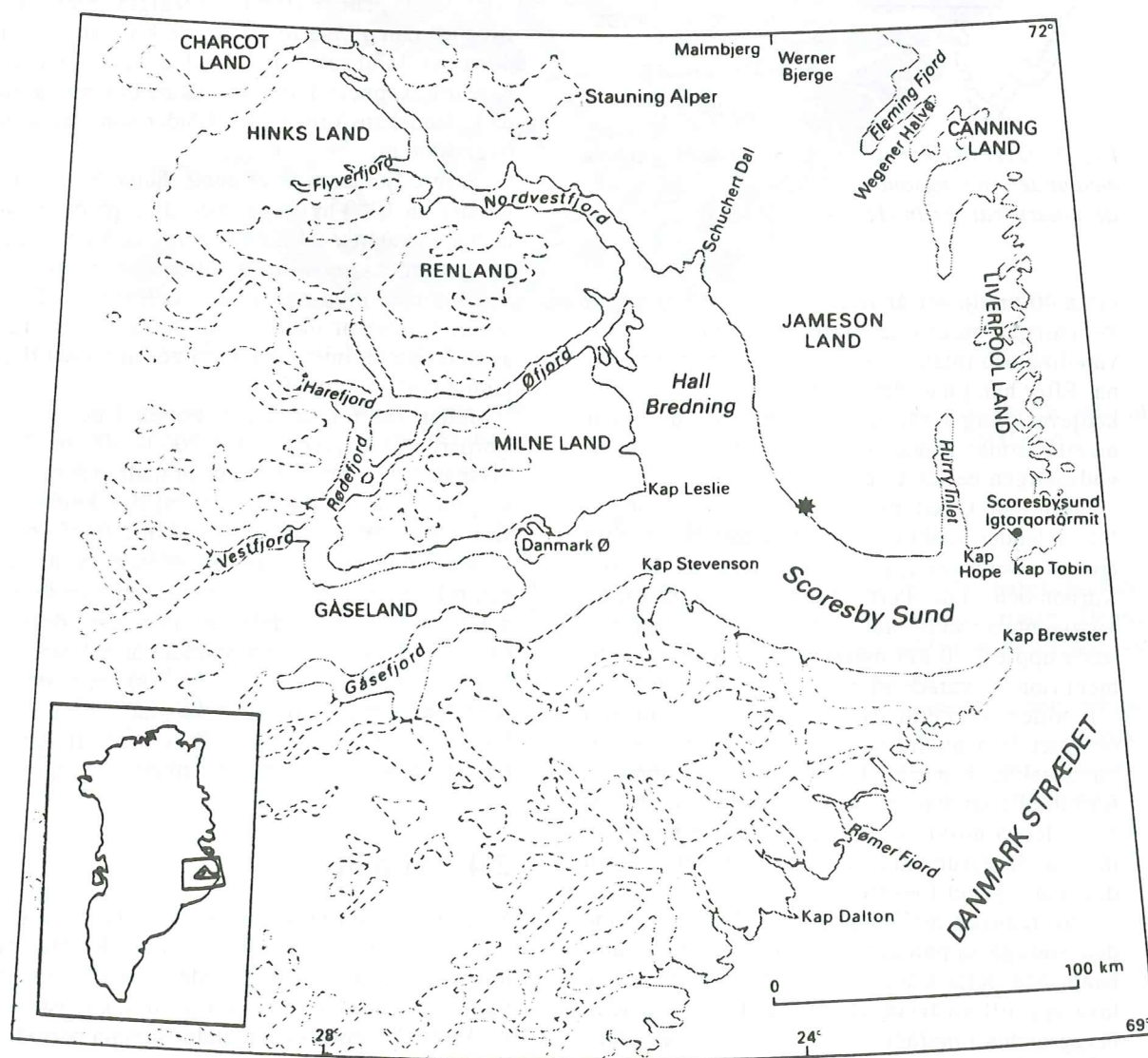


Fig. 1. Översiktsskarta över Scoresby Sund-området med de i detta arbete använda ortnamnen. De streckade linjerna visar den nuvarande isutbredningen i området. Från Henriksen (1989). Stjärnan markerar den i detalj studerade undersökningslokalen, det s k Langelandselv-området.

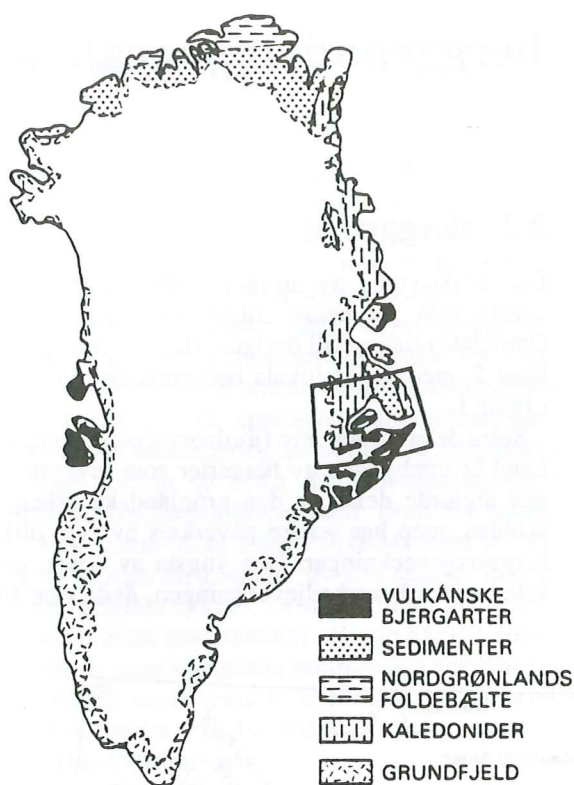


Fig. 2. Översiktsskarta över Grönlands berggrund med undersökningsområdet (Scoresby Sund-området) markerat. Från Henriksen (1989).

cirka 400 miljoner år sedan. Var och en av dessa veckningar medförde kraftig deformation, omvandling och ibland också smältning av bergarterna. Efter hand har element från dessa fyra bergskedjeveckningar svetsats samman, och de bildar nu ett sammanhängande bergartskomplex som huvudsakligen består av graniter och gnejser.

Efter den kaledoniska bergskedjeveckningen lyftes landet snabbt och blev utsatt för kraftig erosion. Detta gav upphov till att det under Devon, Karbon och Undre Perm avsattes tjocka packar av kontinentala sandstenar. Delar av dessa ursprungligen upp till 20 km mäktiga och fossilrika sediment finns bevarade på nordvästra Jameson Land.

I mitten av Perm övergick sedimentationen i området från att ha varit kontinental till att bli huvudsakligen marin. De sedimentära bergarter, framförallt sandstenar och lerskiffrar, som bildades i denna miljö under Trias, Jura och Krita dominerar berggrunden på Jameson Land idag. Även dessa är mycket fossilrika.

I övergången mellan Krita och Tertiär började den slutliga öppningen av Nordatlanten. I samband med detta trängde stora mängder basaltisk lava upp till jordytan. Dessa basalter bildar idag berggrunden i området söder om Scoresby Sund.

Under Tertiär avlagrades en 6-7 km mäktig sandsten utanför den nuvarande kusten i samband med insjunkning av havsbotten och kraftig erosion av landområdena innanför kustzonen.

2.3 Topografi

Följande beskrivning av områdets topografi och landskapsformer är i huvudsak hämtad från Henriksen (1989).

Scoresby Sund-regionens landskapsformer och topografi återspeglar mycket väl den geologiska uppbyggnaden av området. Den inre fjordzonen väster om Hall Bredning, där berggrunden utgörs av kaledoniska bergarter, präglas av en alpin topografi med stora lokala platåglaciärer och många dalgglaciärer. Genomsnittshöjden i denna zon är 1500-2000 m ö h. Vid inlandsisens rand och i Stauning Alper nås höjder på 2000-2500 m. Liverpool Land, som består av hårda och kristallina bergarter, har också en alpin relief, men når bara höjder om 1000 m. Basaltregionen söder om Scoresby Sund präglas av mycket branta bergssidor längs kusten och utmed glaciärerna. I inlandsområdena förekommer otaliga nunatakker som är helt eller delvis genomskurna av lokalglaciärer. I kontrast till den alpina reliefen i de kristallina områdena, är Jameson Land med dess sedimentära bergarter kännetecknat av mjukare och mer avrundade landskapsformer med höjder som sällan når över 1000 m.

De inre fjordarna är extremt djupa. Vanligen är de mer än 1000 m djupa, men djup på över 1400 m har uppmätts. I Hall Bredning och i Scoresby Sund-fjordens mynning är botten topografin mycket jämn med djup mellan 300 och 600 m. Denna del av fjorden är liksom kontinentalsockeln täckt av mäktiga sediment, vars yta ger upphov till den jämna botten topografin.

Mellan fjälltopparna och botten i de djupaste fjordarna är höjdskillnaden 3000-4000 m. Detta visar att det, sedan basalterna bildades för cirka 55 miljoner år sedan, har skett en mycket kraftig erosion i de stråk som nu bildar de inre fjordarna.

Den grönländska inlandsisens isdelare är belägen relativt nära dess östra rand. Detta medför att det bara är mindre delar av isen som dräneras österut. I Scoresby Sund-området är isdelaren enligt Funder (1978) belägen 100-200 km väster om isranden. Denna asymmetriska placering av isdelaren anses av Funder (1989) bero på att den tertiära höjningen av landet var störst i öster.

2.4 Klimat

Medeltemperaturen i samhället Scoresbysund (se figur 1) var, enligt Publikationer fra det Meteorologiske Institut, under perioden 1969-79 för den varmaste månaden 3° C och för den kallaste -20° C. Årsmedelnederbörden under samma period var 549 mm.

Området har kontinuerlig permafrost, och alldeles norr om Scoresby Sund-området är den enligt Kirchner (1963) och Washburn (1965) mellan 80

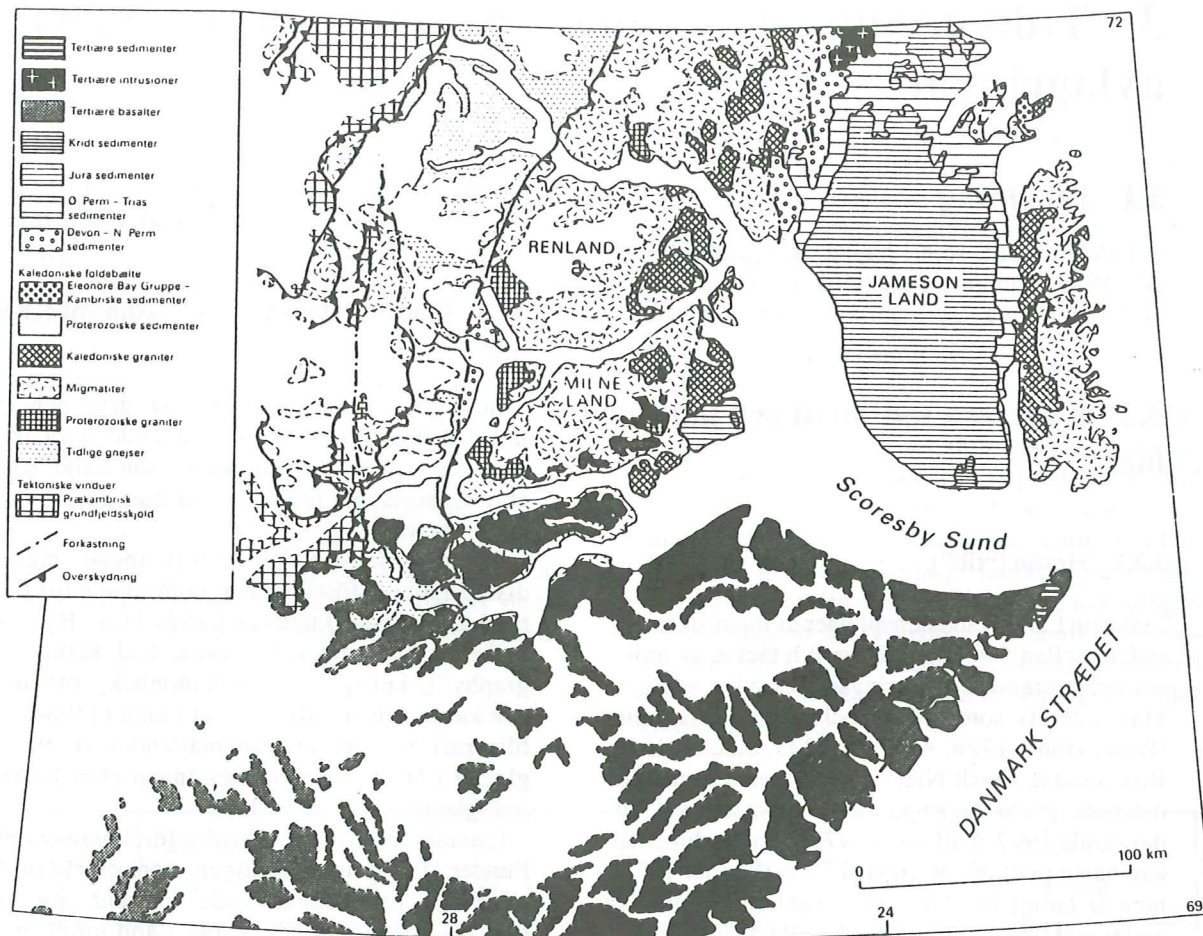


Fig. 3. Berggrundskarta över Scoresby Sund-området. Från Henriksen (1989).

och 220 m mäktig. Det aktiva lagrets mäktighet varierar enligt Funder (1990) i kustområdet mellan 0.5 och 2 m. Jordflytning och andra periglaciala fenomen är mycket vanliga.

Klimatet nära havskusten beskrivs av Funder (1978) som starkt påverkat av den Östgrönländska polarströmmen. Detta innebär att den södra och västra kusten av Jameson Land har ett svalt och fuktigt klimat. Effekten av de oceaniska luftmassorna avtar dock med avståndet från Grönlandshavet, och de inre delarna av undersökningsområdet har vanligen ett stabilt klimat med varma och torra somrar. Denna klimatgradient återspeglas också i olika glaciationsnivåer i inlandet och vid kusten.

Vid havskusten är den cirka 500 m för att vid inlandsisens rand ligga på cirka 1500 m ö h.

2.5 Biogeografi

Området är enligt Funder (1989) biogeografiskt sett beläget inom den högarktiska zonen. Denna karaktäriseras av dvärgbushedar bestående av dvärgbjörk och olika ljungväxter.

De marina miljöerna karaktäriseras som arktiska, vilket enligt Funder (1989) innebär att subarktiska mollusker såsom *Mytilus edulis*, *Chlamys islandica* och *Littorina saxatilis* ej förekommer i de grunda vattnen.

3 Tidigare undersökningar av områdets kvartära avlagringar

3.1 Inledning

Följande avsnitt, som i huvudsak bygger på Funder (1989), sammanfattar tidigare undersökningar av de kvartära avlagringarna på Jameson Land.

3.2 Kvartära sediment och landformer

3.2.1 Morän ("till")

Jameson Lands sandstensplatåer är inom stora områden mellan 500 och 1100 m ö h täckta av moräner och moränlika avlagringar. Dessa har vanligen klassificerats som block- och grusrika moräner (Rosenkrantz 1929, Aldinger 1935, Stauber 1940, Birkelund & Perch-Nielsen 1969), men även väl-sorterade grusavlagringar har rapporterats (Nordenskiöld 1907, Callomon 1970). Platåsedimenten kan ha en tjocklek på upp till 30 m (Funder 1972), men är enligt Funder (1990) vanligen en till två meter mäktiga och påträffas lokalt på lägre nivåer. Långtransporterade kristallina bergarter utgör mer än 50 % av bergartssammansättningen. Speciellt intressant är förekomsten av den gåtfulla *Scolithos*-kvartarsiten (se nedan avsnitt 3.3.3). Den höga halten av exotiska bergarter, tillsammans med sedimentens höga vittringsgrad, gör att de av Funder (1990) hänförs till den äldsta kända nedisningen i området, den s k Scoresby Sund-glaciationen (se nedan).

Tjock och sammanhängande "ground moraine" förekommer enligt Funder (1990) huvudsakligen vid Schuchert Dal och Hurry Inlet, d v s i områden där isfronterna oscillerade under Milne Land-stadiet (se nedan avsnitt 3.3.7).

3.2.2 Moränformer

Dessa landformer förekommer längs fjordar och i dalar, vanligen i topografiska brytpunkter, där fjordar förenas eller kröker samt i dalmynningar. Detta indikerar att deras lokalisering är topografiskt betingad snarare än klimatiskt. Mest iögonfallande är de s k Milne Land-moränerna som är lokaliserade där de trånga inre fjordarna förenar sig med den breda Hall Bredning/Scoresby Sund-bassängen. På Jameson Land förekommer dessa moräner enligt Funder (1990) svärmvis som upp

till 50 m höga och 5-10 km långa ryggar i Schuchert Dal och i mynningen av Hurry Inlet.

3.2.3 Glacifluviala och fluviala sediment och landformer

Glacifluvial, fluvial och deltaisk grus och sand inbegriper enligt Funder (1990) både stora aktiva "braided streams" på norra Jameson Land och inaktiva, isostatiskt höjda terrasser på västra delen av halvön.

Sediment och landformer förknippade med dödisutsmältning förekommer inom en upp till 10 km bred zon utmed Jameson Lands kust. Här finns kames, kame-landskap ("kame and kettle topography"), kullig morän ("hummocky moraine") och kame-deltan, vilket enligt Funder (1984, opublicerat) återspeglar bortsmältandet av en tunn glaciär i Scoresby Sund-bassängen efter Flakkerhuk-glaciationen (se nedan).

Laterala smältvattenskanaler förekommer enligt Funder (1990) huvudsakligen inom områden med tjock och sammanhängande "ground moraine", d v s i anslutning till Milne Land-moränerna i Schuchert Dal och i mynningen av Hurry Inlet.

3.2.4 Marina sediment

De marina sedimenten i området utgörs av prodeltaisk, massiv eller laminerad silt samt littoral och deltaisk sand och grus. De förekommer upp till den holocena högsta kustlinjen, vilken enligt Funder (1990) ligger som högst kring 100-110 m ö h på västra Jameson Land.

Matrix-stödd siltig diamikton som påminner om bottenmorän ("lodgement till") och innehåller stora block förekommer i en del områden. Nordenskiöld (1907) menade dock att den rikliga förekomsten av räfflade block i dessa sediment tydde på avsättning i en miljö med drivande isberg.

De s k "Jameson Land marine beds" (se nedan avsnitt 3.3.5) uppnår lokalt en mäktighet på 100 m. Dessa består i allmänhet underst av laminerad och homogen silt som uppåt övergår i stratifierad sand och silt med små- och storskalig korsskiktning samt ifyllda kanaler. Molluskskal förekommer *in situ* lokalt genom hela sekvensen och visar, tillsammans med litologi och strukturer, att sedimenten avsattes i grundmarina och deltaiska miljöer.

3.2.5 Periglaciala och eoliska fenomen

Hela Jameson Land ligger inom zonen med kontinuerlig permafrost, och "open system pingos" förekommer i de fluviala avlagringarna på norra Jameson Land så långt söderut som 71°N (Müller, 1959; Cruikshank & Colhoun, 1965; O'Brien, 1971). Andra periglaciala landformer såsom palsar och termokarstsänkor uppträder längs södra och västra kusten av Jameson Land (Schunke, 1986; Engraf, 1987, 1988; Funder, 1987). Enligt Funder (1990) är iskilspolygoner vanliga i områdets fluviala terasser, och små s k "turf hummocks" är enligt Raup (1965) allmänna i områden med dålig dränering.

Funder (1990) menar att den eoliska aktiviteten i området domineras av erosion snarare än deposition av sediment. Effekten av detta kan ses i de fluviala terrasserna, där deflationsytor är vanliga. Lokalt förekommer dock en viss ackumulation av eoliskt material, och Engraf (1987) har på västra Jameson Land påträffat eolisk sand växellagrande med begravda markhorisonter.

3.3 Kwartär stratigrafi

3.3.1 Inledning

Den kvartära stratigrafien för Scoresby Sund-området, så som den är beskriven av Funder (1984, 1989, 1990), presenteras i figur 4. Där framgår också de nedan beskrivna stratigrafiska enheternas inbördes förhållanden.

3.3.2 Lodin Elv-formationen

Denna formation är bara känd från en isolerad erosionsrest på Jameson Lands västkust. Den utgörs av en 40 m tjock sekvens av prodeltaisk sand och silt samt en siltig diamikton. Sedimentens foraminiferfauna och molluskernas aminosyreförhållanden ger enligt Feyling-Hanssen *et al* (1983) Lodin Elv-formationen en ålder kring övergången mellan Pliocen och Pleistocen. Diamiktonen tolkas som ett "ice-drop"-sediment och utgör därmed den tidigaste indikationen på nedisning av Grönlands landområden.

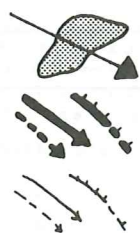
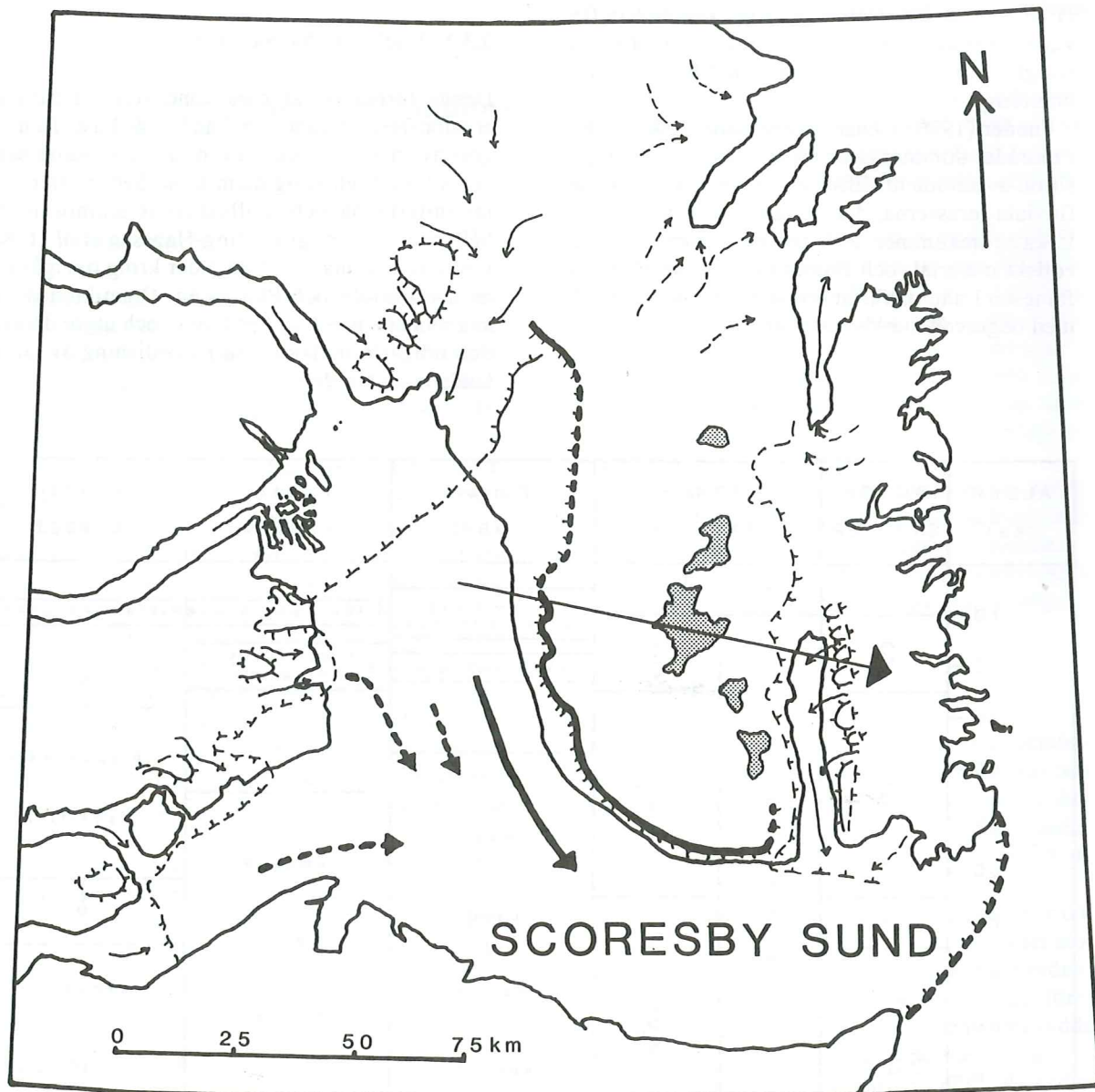
ÅLDER (ka)	ISOTOP-STADIER	KRONO-STRATIGRAFI	Funder (1984)	Funder (1989)	Funder (1990)
10	1	Holocen	Milne Land glacier advance	Milne Land stade	Milne Land stade
20	2	Weichsel	Flakkerhuk glac.	Flakkerhuk glaciation	↑?
30	3				Flakkerhuk glaciation
40					
50	4	tidig	Jameson Land	Jameson Land	
60			marine episode	marine episode	
70					
80	5a-d				Jameson Land
90					marine episode
100					marine episode
110	5e	Eem	Langelandselv interglacial	Langelandselv interglaciation	Langelandselv interglaciation
120					
130	6	Saale	Scoresby Sund glaciation	Scoresby Sund glaciation	Scoresby Sund glaciation

Fig. 4. Kwartär stratigrafi på Jameson Land enligt Funder (1984, 1989 och 1990).

3.3.3 Scoresby Sund-glaciationen

De tidigare beskrivna moränerna och moränlika avlagringarna på Jameson Lands platåer tolkas p g a deras höga halt av långtransporterade bergarter och höga vittringsgrad som tillhörande denna äldsta kända nedisningen i området. Bergartssammansättningar liknande de på platåerna förekommer enligt Funder (1990) också inom skarpt av-

gränsade områden på södra Jameson Land. Av de långtransporterade bergarterna saknar *Scolithos*-kvartsiten känt fast klyft, men dess stora spridning mellan 70° och 78° N tyder enligt Haller (1971) på att den har sitt ursprung i en bädd som idag är gömd under inlandsisen. Bättre kända är enligt Funder (1972) de granatrika gnejser och ögongraniter som påträffas i sedimenten. Dessa härrör från den metamorfa berggrunden väster om Hall Bred-



Huvudområden med avlagringar från Scoresby Sund-glaciationen samt förmodad isrörelseriktning.

Flackerhuk-glaciationens israndläge samt huvudsaklig isrörelseriktning, observerad och hypotetisk.

Milne Land-stadiets israndläge samt huvudsaklig isrörelseriktning, observerad och hypotetisk.

Fig. 5. Israndlägen och isrörelseriktningar i Scoresby Sund-området. Efter Funder (1990).

ning. Spridningen av de långtransporterade bergarterna tyder på en isrörelse från väster mot öster oberoende av den nuvarande topografin (se figur 5). Isens mäktighet översteg 500-1000 m i kustområdena och isranden måste ha legat på ett betydande avstånd från den nuvarande kusten på shelfen (se figur 6). Avlagringarna från Scoresby Sund-glaciationen är äldre än Langelandselv-interglacialen och korreleras provisoriskt med Saale (se figur 4).

3.3.4 Langelandselv-interglacialen

Denna interglacial är bara känd från en lokal på Jameson Lands sydvästra kust, där den bildar underlaget för "Jameson Land marine beds" (se nedan). Sedimenten, som består av sand och grus, är blottade 0.5-3 m ö h i en kustklint. De innehåller en rik molluskfauna med omkring 25 arter. En del av dessa är enligt Petersen (1982) subarktiska och förekommer i nutid ej i området. Detta gäller bl a gastropoderna *Amaura candida*, *Lacuna vincta* och *Trophon clathratus*. Dessa är tidigare ej kända från Östgrönland, varken i nutid eller fossilt. Musslorna *Mytilus edulis* och *Chlamys islandica* förekom däremot i området under en period av några tusen år i holocen tid. Langelandselv-faunan tyder på ett större inflöde av subarktiskt vatten till området än under Holocen, och därför korrelerar Funder (1984) denna interglacial med isotopstadium 5e, d v s Eem (se figur 4). Detta stöds av faunans aminosyreförhållanden och en ¹⁴C-datering på mer än 37000 år.

3.3.5 "Jameson Land marine episode"

De hithörande sedimenten, som följer omedelbart ovanpå Langelandselv-interglacialen, har redan beskrivits ovan och består alltså i allmänhet underst av laminerad och homogen silt. Denna övergår uppåt i stratifierad sand och silt med små- och storskalig korsskiktning samt ifyllda kanaler. Sedimenten tolkas som avsatta i grundmarina och deltaiska miljöer. Detta baseras dels på att molluskskal förekommer *in situ* lokalt genom hela sekvensen, dels på sedimentens litologi och strukturer. Molluskfaunan är fattig och domineras av arter som är allmänna i arktiska vatten idag, i synnerhet *Mya truncata* och *Hiatella arctica*. Det faktum att sedimenten förekommer upp till 100 m ö h visar att området var isostatiskt nedtryckt samtidigt som den yttre delen av fjorden var isfri. Detta indikerar att is hade eller höll på att byggas upp i angränsande landområden (se figur 6). Det är okänt när sedimentavsättningen upphörde, men ¹⁴C-dateringar och aminosyreförhållanden indikerar att det skedde efter 40 000 BP (se figur 4).

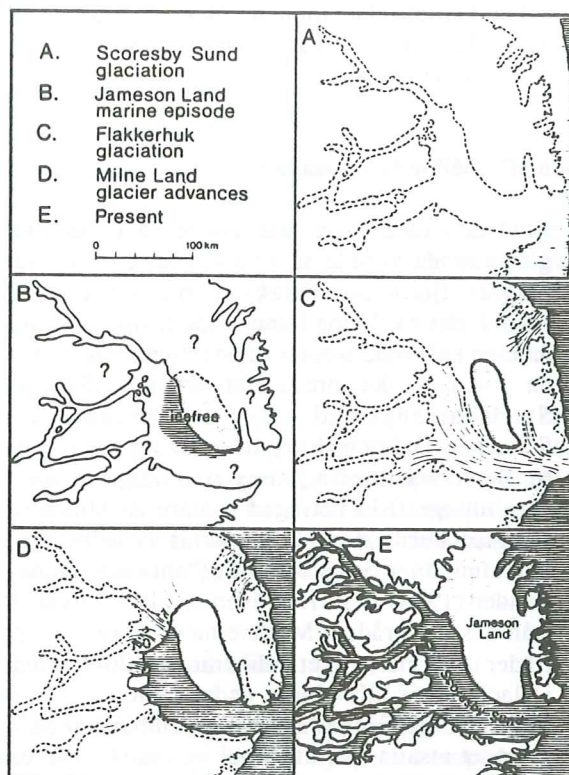


Fig.6. Tidigare och nuvarande isutbredning i Scoresby Sund-området. Från Funder (1982).

Vanligtvis är sedimentens övre delar eroderade och störda av senare isöverskridande.

3.3.6 Flakkerhuk-glaciationen

Vittrade moräner på södra Jameson Land, kames på västra Jameson Land, flyttblock ovanpå "Jameson Land marine beds" och lokala deformationer i dessa sediment är enligt Funder (1990) bevis för ett isöverskridande av en glaciär som fyllde Hall Bredning-bassängen. Denna isframstöt skall ha utgjort isens maximala utbredning under Weichsel (se figurerna 5 och 6). Enligt Funder (1989) var isen tunn och hade låg ytgradient. Isövertytan skall ha sjunkit mindre än 100 m på 125 km, vilket tyder på att isen flöt, även om den kan ha varit i bottenkontakt vid isranden på shelfen.

Förekomsten av en 40 km lång rygg utmed Jameson Lands sydkust knyts av Funder (1972) till Flakkerhuk-glaciationen. Denna s k Flakkerhuk-moränen är upp till 80 m hög och 500 m bred och uppbyggd av sorterade sediment som fläckvis täcks av flyttblock och morän. De sorterade sedimenten beskrivs som ostörda och närmast horisontella. Ryggens genes är oklar, men en glaciär i Scoresby Sund-bassängen anses vara oundviklig för dess uppkomst.

Flakkerhuk-glaciationens ålder är osäker, men enligt Funder (1989) är den troligen sen-Weichsel (se figur 4).

3.3.7 Milne Land-stadiet

Efter den isrecession som följde på Flakkerhuk-glaciationen skedde så småningom en framryckning av fjord- och dalglaciärerna. Under denna period, det s k Milne Land-stadiet, stod glaciärerna med kalvande fronter där de djupa inre fjordarna mynnar i den breda Hall Bredning/Scoresby Sund-bassängen, d v s vid mynningarna av Schuchert Dal och Hurry Inlet (se figurerna 5 och 6). Denna lokalisering anses, som tidigare nämnts, vara topografiskt betingad snarare än klimatiskt. Att glaciärerna stod här markeras av välbevarade lateralmoräner och sandurfält ("outwash plains"). Funder (1978) beskriver även smältvattenkanaler från dessa områden. Moränerna är stora och uppträder i svärmar, vilket indikerar små fluktuationer i glaciärernas utbredning under perioden. De avsattes enligt Funder (1990) i samband med att området utsattes för maximal isostatisk nedpressning under Holocen. Tillbakadragandet från moränzonerna började enligt ^{14}C -dateringar på marina faunor senast 9600 BP (se figur 4).

3.3.8 Holocen

Efter Milne Land-stadiet retirerade glaciärerna snabbt genom fjordar och dalar. Reträtten avbröts av korta perioder av stillestånd och eventuellt förekom mindre framryckningar. Efter 7000 BP hade glaciärerna retirerat bakom sina nuvarande fronter (se figur 6).

Den holocena högsta kustlinjen i området utbildades enligt Funder (1990) omkring 10000 BP, vilket baseras på ^{14}C -daterade marina faunor. I området kring mynningen av Schuchert Dal ligger HK på ca 100-110 m ö h för att sedan sjunka successivt till 40-50 m ö h i kustområdet. I början var landhöjningen ca 25 m per 1000 år, men efter hand avtog den i hastighet för att slutligen avstanna helt. När detta skedde är okänt, men senast 1000 BP övergick den i landsänkning.

Pollenanalys av sjösediment visar enligt Funder (1978) att vegetationsutvecklingen kan indelas i tre faser. Den första fasen är ett pionjärstadium med hedvegetation. Därefter följer en fas med rik dvärgbushked och slutligen en fas med fattig dvärgbushked. Vegetationsutvecklingen bekräftar enligt Funder (1990) bevisen från nedisning och molluskfaunor, vilka visar att sommartemperaturerna steg snabbt efter Milne Land-stadiet. Omkring 8500 BP låg de på en nivå något högre än dagens för att återigen sjunka efter 5500 BP. Troligen var det då som glaciärerna började rycka fram igen.

4 Metodik

4.1 Fältmetodik

4.1.1 Skärningsdokumentation

Efter några dagars rekognoceringar i Langelandselv-området valdes fyra skärningar ut för mer detaljerade litostratigrafiska studier. Tre av de fyra skärningarna var mer eller mindre naturliga och vegetationsfria branter frampreparerade genom fluvial erosion och ras i bäckraviner. Den fjärde skärningen (3A) grävdes fram i en vegetations-täckt, men ändock brant, sluttning intill en bäckfåra. Förutom förekomsten av naturligt branta och lättbearbetade ytor, var det vid valet av skärningar viktigt att jordlagren var helt opåverkade av jordflytningsprocesser. Detta krav visade sig dock vara svårt att med säkerhet uppfylla. Andra faktorer som styrde valet av skärningar var rasrisken och permafrostdjupet. Dessutom valdes skärningarna så att korrelation dem emellan skulle vara möjlig.

Skärningarna frampreparerades med spade och putsades så vertikala som möjligt med hjälp av murslev. Väggarnas strykningsriktningar mättes in med kompass. I varje skärning markerades med snöre en referenslinje som horisonterades med hjälp av avvägningssinstrument. Dessa referenslinjer avvägdes sedan i förhållande till högvattenlinjen i fjorden. Med hjälp av tumstockar, som ställdes vertikalt på var 50:e centimeter, ritades bäddgränser, strukturer, förkastningar etc in på millimeterpapper i skala 1:20. De olika bäddarna

Millimetres	Phi scale	Wentworth Scale	Field classification
256	-8	Boulder	Gravel
128	-7	Large Cobble	
64	-6	Small Cobble	
32	-5	Very Large Pebble	
16	-4	Large Pebble	
8	-3	Medium Pebble	
4	-2	Small Pebble	
2	-1	Granule	
1	0	Very Coarse Sand	
0.50	+1	Coarse Sand	
0.25	+2	Medium Sand	Medium Sand
0.125	+3	Fine Sand	
0.063	+4	Very Fine Sand	Fine Sand
0.031	+5	Coarse Silt	
0.0156	+6	Medium Silt	Silt
0.0078	+7	Fine Silt	
0.0039	+8	Very Fine Silt	
0.002	+9	(Coarse Clay)	
		Clay	

Tabell 1. Klassificering av kornstorlekar använd i detta arbete. Från Möller (1987).

beskrevs både med hjälp av facieskoder och verbalt. Kornstorlekarna klassificerades enligt Wentworth's skala anpassad för fältbruk (tabell 1). Det facieskods-system som användes (tabell 2) är gemensamt för allt arbete inom PONAM och följer Eyles, Eyles & Miall (1983) med modifieringar av Ingolfsson (1987). I samband med beskrivningen togs åtskilliga översikts- och detaljfotografier för att underlätta renritning och tolkning.

Dokumentationen av en skärning (6C) skiljer sig från ovan beskrivna tillvägagångssätt genom att ingen fullständig skärning ritades upp. På bäddarnas konformitet i horisontalld framställdes här i stället en s k litologisk logg, där bäddarnas horisontella utbredning ej redovisas.

4.1.2 Tektonisk mätning

Alla förkastningar, veckaxlar, glidplan och "clastic dykes" mättes in med hjälp av kompass med klinometernål. Alla mätningar redovisades som "true dip", vilket innebär att man först anger planets/linjens stupningsriktning och därefter, åtskild av snedstreck, stupningens belopp. Mätningarna gjordes så gott som uteslutande på frampreparerade plan och ibland gjordes horisontella snitt för att klargöra planens utbredning. Vid inmätning av veck preparerades veckaxlarna fram och mättes. En redovisning av hur mätningarna bearbetades ges nedan i avsnitt 4.3.1.

4.1.3 Mätning av paleoströmriktning och avsättningsriktning

Även dessa mätningar gjordes med hjälp av kompass med klinometernål och redovisas som "true dip" (se ovan). I trågorsskiktade bäddar gjordes mätningarna vanligen på korsskiktningen, men i några fall användes själva trågformen. Avsättningsriktningar hos delta-"foresets" mättes på frampreparerade plan. En redogörelse för hur mätningarna bearbetades görs nedan i avsnitt 4.3.1.

4.1.4 Riktninganalys

Bestämning av partikelorienteringen, s k "fabric"-analys, gjordes i en diamikton enhet (skärning 6A). Mätning av riktning och lutning gjordes med hjälp av kompass med klinometernål på partiklar som successivt frilades ovanifrån inom två horisontella ytor om 0.7 x 0.7 m. Dessa ytor var belägna på en meters avstånd från varandra, och riktninganalyserna gjordes i diamiktonens undre

Facies	Lithofacies	Comments
Dmm	Diamicton, matrix-supported, massive	Massive to weakly stratified
Dms	Diamicton, matrix-supported, stratified	Clear textural differentiation or structure within a diamicton
Dcm	Diamicton, clast-supported, massive	Massive diamicton with clast-to-clast contact gravel and boulder clasts
B	Boulders	
G	Gravel	
Gmm	Gravel, massive to crudely stratified	Matrix-supported
Gcm	Gravel, massive to crudely stratified	Clast-supported
Gs	Gravel, stratified	Clear stratification
Ggn	Gravel, normal grading	
Ggr	Gravel, reversed grading	
Gp	Gravel, stratified	Planar cross-stratification, angular to tangential based foresets, alternating clast- and matrix supported foresets
Gt	Gravel, stratified	Trough cross-stratification
Sm	Sand, massive to weakly stratified	Poorly sorted, maybe silty or gravelly, minor intrabeds of sorted sand and silt
Sh	Sand, horizontally stratified	Planar-parallel bedding, clear stratification, fine to coarse sand
Sp	Sand, stratified	Planar cross-stratification
St	Sand, stratified	Trough cross-stratification
Sr	Sand, stratified	Ripple cross-laminated
Sl	Sand, laminated	Fine sand to poorly sorted sand, laminated to thin-bedded, usually interbedded with silt
Sgn	Sand, normal grading	
Sgr	Sand, reversed grading	
Fm	Fines (silt, clay)	Massive to weakly stratified, usually sandy
Fl	Fines (silt, clay)	Planar parallel lamination

Tabell 2. Facieskodsystem för PONAM-bruk. Efter Eyles, Eyles & Miall (1983), modifierat av Ingolfsson

20 centimetrar vilka bedömdes vara opåverkade av jordflytningsprocesser. På partiklarna ställdes kraven att deras a-axlar skulle vara minst 15 mm långa och samtidigt minst 1.5 gånger längre än deras b-axlar. Dessutom fick partiklarna ej vara i kontakt med varandra. Sammanlagt befanns endast 18 partiklar uppfylla dessa krav. Normalt anses det krävas 25 partiklar för att uppnå tillräcklig statistisk signifikans. För den statistiska behandlingen av värdena redogörs nedan i avsnitt 4.3.2.

4.1.5 Provtagning

Sedimentprover togs ut från olika bäddar för analys av kornstorleksfördelning, bergarts- och foraminiferinnehåll samt för TL-datering (TL = termoluminescens). Dessutom insamlades alla påträffade molluskskal till ^{14}C - och ESR-datering (ESR = "electron spin resonance") samt för artbestämning. Alla mollusk-, foraminifer- och TL-prover ställdes till PONAMs förfogande, medan de övriga proverna togs hem och analyserades i laboratoriet.

4.2 Laboratoriemetodik

4.2.1 Kornstorleksanalys

Sedimentprovernas kornstorleksfördelning bestämdes genom siktning och sedimentationsanalys. Partiklar 20-0.063 mm torrsiktades med intervallet 0.5 phi, medan material finare än 0.063 mm analyserades med hydrometernmetoden enligt Gandahl (1952). För beräkning, uppritning och statistisk behandling av kornstorleksdata redogörs nedan i avsnitt 4.3.3.

4.2.2 Bergartsanalys

Bergartsbestämning gjordes av partiklar i intervallet -1 till -3.5 phi (2.0 - 11.2 mm). I undantagsfall fick partiklar upp till -4 phi (16 mm) tillgripas för att få ihop tillräckligt stort antal partiklar. Bestämningen gjordes under binokulärt mikroskop med 6.4 - 40 gångers förstoring. Det antal partiklar som bestämdes i de fem proverna varierade mellan 261 och 1489 stycken. Fyra av proverna var tagna i diamiktoner, medan ett (nummer 5) kom från samma stratigrafiska enhet som skärning 6C, men från en annan bädd. Gruskornen klassificerades i de fem grupperna sedimentära bergarter (sand-/silt-/lersten), surt urberg, basiskt urberg, diabas och skalfragment.

4.2.3 Översiktlig foraminiferanalys

Ett sätt att avgöra om ett sediment är avsatt i marin miljö är att undersöka om det innehåller foraminiferer. Dessa är skalbärande mikroorganismer som uteslutande lever i marina miljöer. Hittar man foraminiferer i ett sediment kan man vara säker på att det är marint. Om man däremot inte finner några foraminiferer kan man inte med säkerhet säga att sedimentet är avsatt i en icke-marin miljö.

För att kunna bestämma de studerade sedimentens avsättningsmiljöer gjordes översiktlig foraminiferanalys på några av de prover som togs ut för kornstorleksanalys. De fraktioner som är intressantast att studera är enligt Meldgaard och Knudsen (1979) 0.063 - 0.1 mm och 0.1 - 1.0 mm. Då någon sikt med maskvidden 0.1 mm ej fanns att tillgå valdes istället fraktionerna 0.063 - 0.090 mm och 0.090 - 1.0 mm, vilket motsvarar +4 - +3.5 phi och +3.5 - 0 phi. Dessa undersöktes under binokulärt mikroskop med 6.4 - 40 gångers förstoring. Vid mer noggranna foraminiferundersökningar skiljer man ut foraminifererna från övrigt material med hjälp av tungseparation. Detta bedömdes ej vara nödvändigt vid denna översiktliga undersökning.

4.3 Mätvärdesbehandling

4.3.1 Tektonik, paleoströmriktningar och avsättningsriktningar

Alla tektoniska mätningar lades för hand in i Schmidt-nät. Plan, såsom "clastic dykes" och glidplan, markerades som skärningslinjer med den undre hemisfären. De inmätta veckaxlarna lades in som räta linjer. Dessa representerar veckaxlarnas projektion i horisontalplanet. Veckaxlarnas eventuella stupningar redovisas således ej i figurerna. En glidyta, som ej var ett plan, markerades som en rät linje orienterad i strykningsriktningen för ett mot glidytan tänkt tangentiellt plan. Paleoströmriktningar och avsättningsriktningar plottades med hjälp av dator i rosdiagram.

4.3.2 Riktninganalyser

Trots det låga antalet partiklar bearbetades mätningarna statistiskt med hjälp av dator enligt den av Mark (1973, 1974) diskuterade egenvärdesmetoden. Denna ger egenvärdena $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$ tillsammans med de inbördes vinkelräta egenvektorerna V_1 , V_2 och V_3 . Summan av egenvärdena är N , vilket är detsamma som antalet observationer. Egenvektorn V_1 är parallell med axeln för maximal ansamling och representerar den mest uttalade

riktningen eller medelaxeln. Egenvektorn V_3 visar riktningen för minimal ansamling och är därmed vinkelrät mot det mest uttalade planet genom mätvärdena. V_2 är vinkelrät mot V_1 och V_3 . Graden av ansamling kring egenvektorerna ges av signifikansvärdena S_1 , S_2 och S_3 , där $S_1 = \lambda_1/N$, $S_2 = \lambda_2/N$ och $S_3 = \lambda_3/N$. För dessa värden gäller att $S_1 \geq S_2 \geq S_3$ och $S_1 + S_2 + S_3 = 1$. S_1 är ett mått på graden av ansamling kring medelaxeln, medan S_3 är omvänt proportionell mot graden av ansamling kring det bästa planet genom mätvärdena. En polär partikelutbredning karakteriseras av $S_1 \gg S_2 > S_3$, en ekvatoriell utbredning av $S_1 \approx S_2 \gg S_3$ och en sfärisk utbredning av $S_1 \approx S_2 \approx S_3$. Mätvärdena plottades

med hjälp av dator dels som enskilda punkter i Schmidt-nät, dels som mätvärdeskonturering med 1σ mellan de plottade konturlinjerna.

4.3.3 Kornstorleksanalyser

Beräkning och uppritning av siktkurvor utfördes såväl för hand som med hjälp av dator. Med datorhjälp beräknades även provernas median, medelvärde, sortering, skevhet och kurtosis. För att tolka genesen hos olika sediment plottades förhållandet skevhet/sortering hos sandproverna i ett diagram.

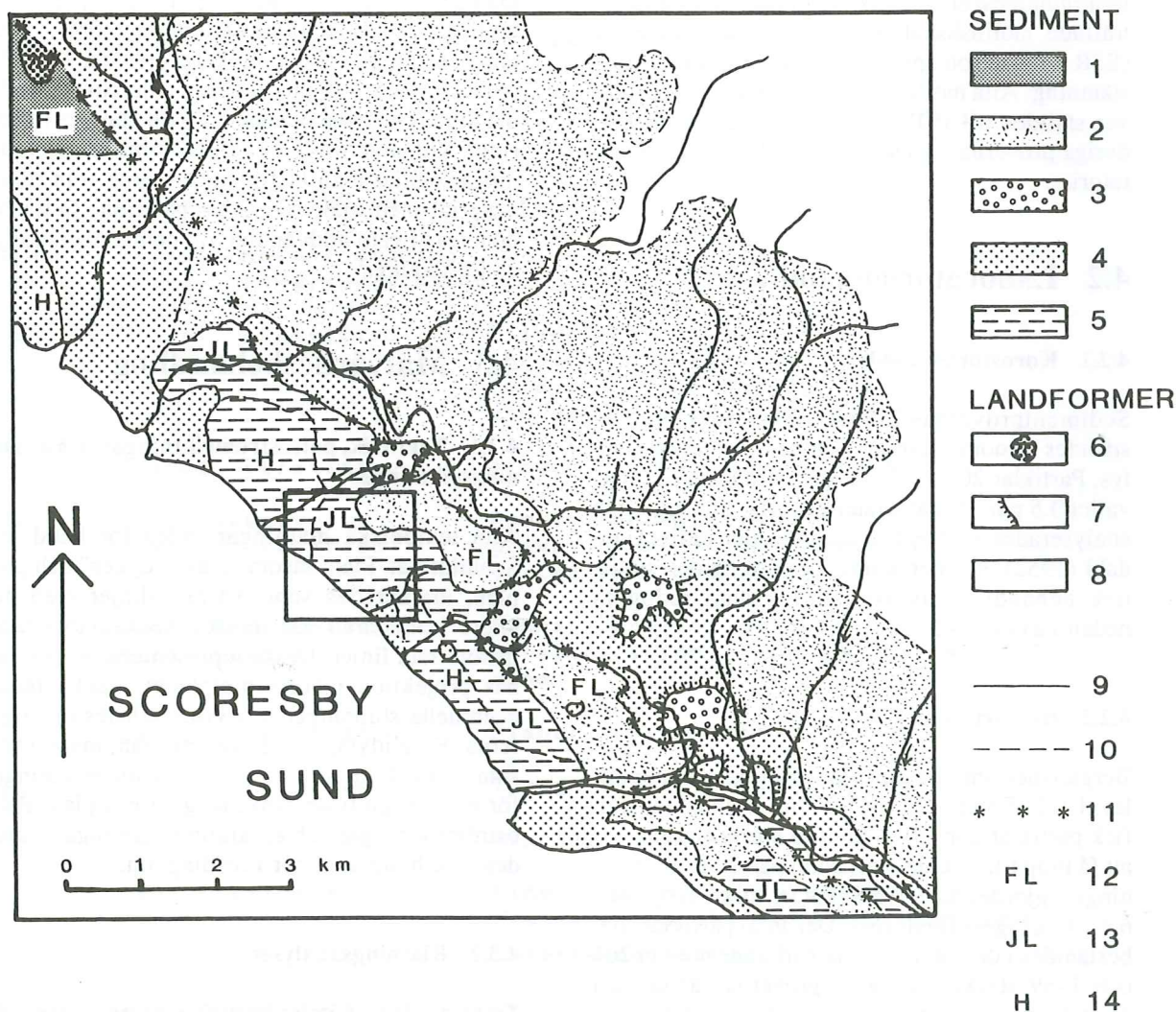


Fig. 7. Kvartära sediment och landformer på undersökningslokalen och i dess omgivning. Legend: 1=morän, tjock och sammanhängande; 2=morän, tunn och osammanhängande; 3=grus, sand, glacifluvium och kame-deltan; 4=sand och silt, fluvial eller littoral, huvudsakligen holocen; 5=marin silt och sand; 6=framträdande kame med höjd i m ö h; 7=kant av fluvial terrass med höjd på högsta bevarade punkt i möh; 8=prekvartär sedimentär berggrund eller regolit; 9=gräns, fastställd; 10=gräns, ej fastställd; 11=Flakkerhuk-glaciationen, ungefärlig yttre gräns för isranden bestämd utifrån geomorfologiska kriterier och intrapolerad; 12=Flakkerhuk-glaciationen; 13="Jameson Land marine episode"; 14=Holocen. Efter Funder (1987).

5 Beskrivning och tolkning av de studerade skärningarna

5.1 Undersökningslokalen

Den undersökta lokalen, det s k Langelandselv-området, är belägen vid Langelandshytten på Jameson Land's sydkust (se figur 1). Detta område karaktäriseras av ett tätt nätverk av bäckraviner uteroderade i de lösa jordlagren. Denna ravinrikedom gör att tillgången på naturliga skärningar är mycket god.

Enligt Funder (1987) tillhör undersökningslokals sediment huvudsakligen "Jameson Land marine episode", men även andra stratigrafiska enheter förekommer (se figur 7). De fyra under-

sökta skärningarnas läge framgår av kartan i figur 8.

5.2 Skärning 3A

5.2.1 Allmän beskrivning av skärningen och dess läge

Skärningen är belägen ca 100 m från stranden vid Langelandshytten (se figur 8) på 4.04 - 7.35 meters höjd över havet. Skärningen, som visas i figur 9,

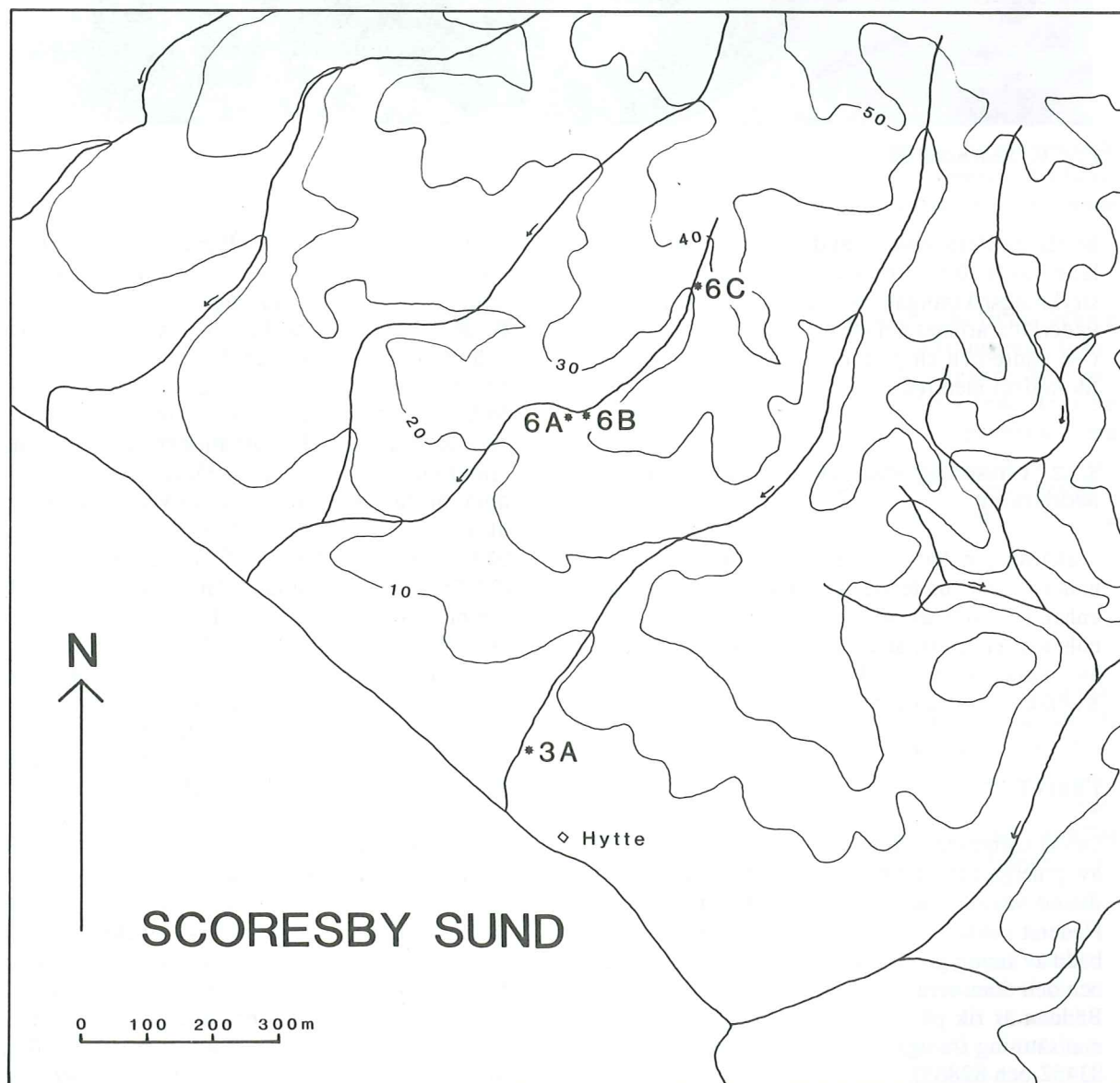


Fig. 8. Karta över undersökningslokalen, det s k Langelandselv-området, med de studerade skärningarna markerade.



Fig. 9. Skärning 3A.

består av flera vinkelställda väggar med en total längd av 6.30 m. De olika väggarnas längder och strykningsriktningar framgår av plansch I. För att underlätta arbetet delades skärningen dessutom in i en undre och en övre del, vilka hänger samman litologiskt men redovisas separat på planschen.

5.2.2 Litostratigrafisk och sedimentologisk beskrivning

Skärningen kan indelas i två litostratigrafiska enheter. Den understa och mäktigaste av dessa, enhet I, består av sorterade sediment. Den övre enheten, enhet II, är ca 20 cm mäktig och utgörs av en diamikton som draperar den undre enheten. Kontakten mellan enheterna är diffus.

Enhet I

Dessa sorterade sediment utgörs till största delen av grusiga och, framförallt, sandiga bäddar som ibland växellagrar med tunna och siltiga bäddar. Nederst i skärningen finns en minst 25 cm mäktig bädd av stenig grusig sand. Stenarna är välrundade och den dominerande sandfraktionen är grovsand. Badden är rik på molluskskal, och faunans sammansättning framgår av tabell 3 (proverna 83451, 83452 och 82863).

Resten av skärningens undre del domineras av långa och uthålliga bäddar av facies Sh. De undre

av dessa domineras av mellansand, men kornstorleken avtar uppåt så att finsandsfraktionen blir alltmer dominerande ju högre upp man kommer. En del av dessa bäddar har erosiva undre kontakter och en är normalgraderad. En av bäddarna är i sin högra del rik på vattenavgångsstrukturer. Flera av bäddarna är bioturberade och en innehåller mycket små skalfragment. Bioturbationen är av skiftande omfattning. Vissa bäddar är bioturberade rakt igenom, medan andra är det bara i vissa nivåer. Förutom dessa Sh-bäddar förekommer även några bäddar av facies Sm och St i skärningens undre del. En av Sm-bäddarna bildar ett mer eller mindre sammanhängande band av linser tvärs över hela skärningen på nivån 5.10 - 5.40 m ö h. Dessa linser består av mellan- och grovsand med enstaka fingruskorn. Den undre kontakten är erosiv. De två St-bäddarna utgörs av trågutfillnader med erosiva undre kontakter. Mätningar på trågen gav paleoströmriktningarna $22^{\circ}/12^{\circ}$ och $344^{\circ}/8^{\circ}$.

Skärningens övre del börjar med en av de tidigare beskrivna bioturberade Sh-bäddarna. Över denna följer ytterligare ca 60 cm av långa och uthålliga Sh-bäddar som domineras av finsand. Dessa växellagrar dock med två stycken 2 - 5 cm tjocka och siltiga bäddar av facies Fm som är diffust skiktade. Sh-bäddarnas undre kontakter är i en del fall erosiva och en kanal är nederoderad i den bioturberade badden. I kanalens botten finns en "lag" av sten och grus samt rikligt med molluskskal. Faunans sammansättning framgår av tabell 3 (proverna 83454 och 82864). I kontakten

Provnummer	83451	83452	82863	83453	83454	82864	83455	82865	82881	82882	82116
Enhet	3A:I	3A:I	3A:I	3A:I	3A:I	3A:I	3A:I	3A:I	6B:II	6B:II	6B:II
Höjd över havet (m)	4,0	4,0	4,1	5,1	5,5	5,8	5,8	6,0	25,7	26,0	26,0
Litofacies, skalförande sediment	Sm	Sm	Sm	Sm, Sh	Sh	Sh	Sh	Vxl	Dms/ Sh	Dms/ Sh	Dms/ Sh

BIVALVIA											
<i>Tridonta borealis</i>	r ¹⁾	2	s ¹⁾	s	a ⁴⁾	r ²⁾	s ⁴⁾	r ²⁾	s ¹⁾	-	s ¹⁾
<i>Tridonta montagui</i>	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
<i>Clinocardium ciliatum</i>	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-
<i>Hiatella arctica</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	a	s
<i>Mya truncata</i>	-	-	-	-	s ³⁾	1 ³⁾	-	-	-	-	-
<i>Pandora glacialis</i>	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-
GASTROPODA											
<i>Amauropsis islandica</i>	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-
<i>Lunatia pallida</i>	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
<i>Bela simplex</i>	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>Cylichna occulata</i>	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-

Tabell 3. Artsammansättning hos de i skärningarna uttagna molluskproverna. r = rikligt förekommande (>2); a = allmän (10-20); s = sällsynt (3-10); 1-3 = mycket sällsynt, antal exfragment. 1) endast periostracum (kan vara Modiolaria. 2) med naticid-borrningar. 3) juvenila. 4) skalsubstansen påfallande friskare än i övriga prov.

mellan kanalbädden och den undre siltbädden, som också är skalförande, finns några strukturer som kan tolkas som sandvulkaner eller vertikala grävspår. De två siltbäddarna, som är extremt glimmerrika, mellanlagras av en skalförande Sh-bädd med glimmerrika skikt. I figur 10 visas kanalen med "lag", de två Fm-bäddarna och där mellan de strukturer som tolkas som sandvulkaner eller vertikala grävspår. Ovanpå den övre siltbädden följer en ca 30 cm mäktig och horisontalskiktad bädd av finsand. Denna är den översta av de långa och uthålliga Sh-bäddarna i skärningen.

Den återstående delen av enhet I karaktäriseras av en hög andel bäddar av facies Sm. Bäddarna är här mindre uthålliga och ibland störda eller avklippta. Sandbäddarna domineras av finsand, men några grövre och finare bäddar förekommer också. Ibland uppträder dessutom omväxlande fin- och grovkornigare skikt inom en bädd. Många av bäddarna är diffust skiktade, vilket gör det svårt att dra gränsen mellan Sh och Sm. Några av sandbäddarna innehåller skalfragment och små hela molluskskal, bl a den stora skred- eller kanalformade bädden centralt i skärningen. Denna innehåller dessutom en större partikel (7 x 5 cm). En sådan förekommer också i en Sm-bädd till vänster (8 x 6 cm).

Enhet I är rik på små normalförkastningar. Särskilt vanliga är dessa i den ca 30 cm mäktiga

Sh-bädden på ca 6.10 - 6.40 m ö h. Deras belopp är vanligen på 1 - 3 cm och i skärningens vänstra del påverkar de även den underliggande övre tunna siltbädden. I skärningens högra ände finns tre längre normalförkastningar som påverkar flera bäddar. Deras belopp är från vänster räknat 12, 11 och 5 cm. På höjden 6.60 m ö h finns centralt i skärningen en revers förkastning på 6 cm med "true dip" 14°/28°.

Enhet II

Den övre enheten utgörs av en lerig siltig diamikton som innehåller ett fåtal större partiklar. Den är stratifierad och innehåller skikt av finsand. Där emot påträffades inga molluskskal i diamiktonen.

Kontakten mellan enheterna är, som tidigare nämnts, diffus. Skikt av sorterad sand påträffas uppe i enhet II och diamikttona skikt tränger ner i enhet I.

5.2.3 Tolknings

Enhet I

Med hänsyn till bäddarnas form, kornstorleksfördelning och facies, tolkas denna enhet vara avsatt

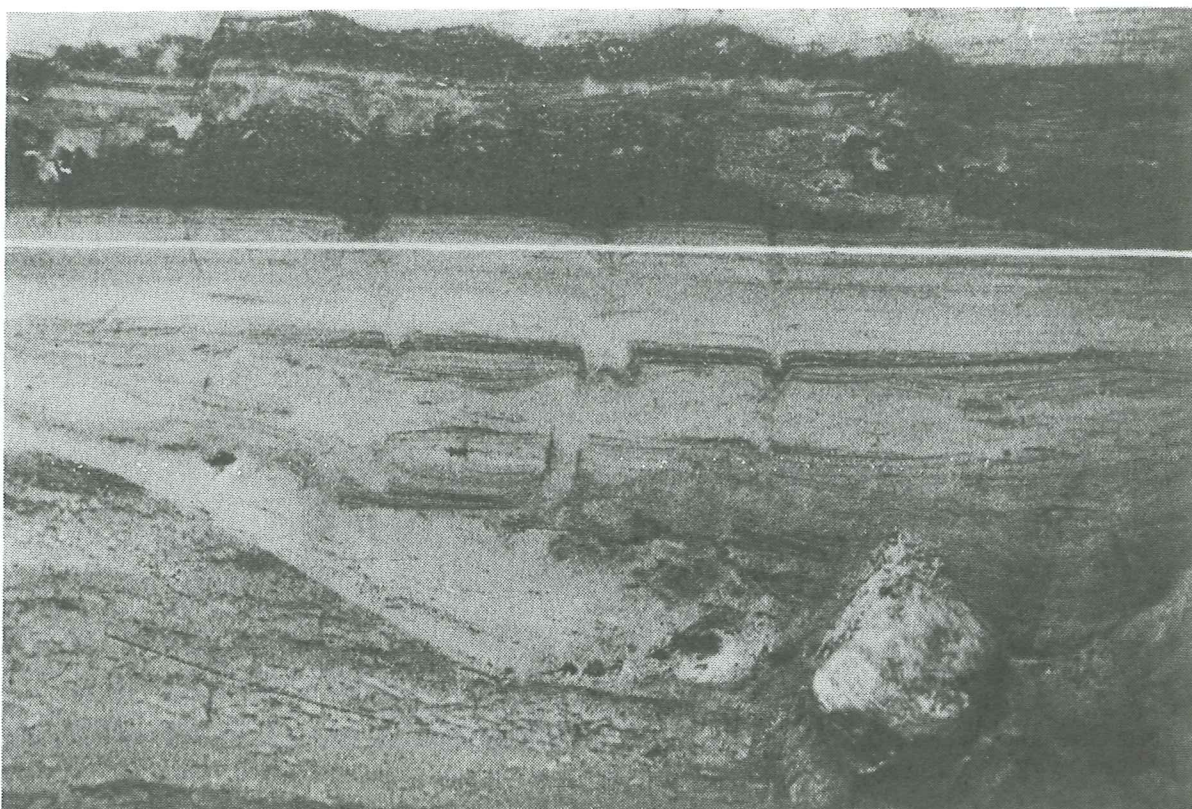


Fig. 10. Detaljbild från skärning 3A visande den i enhet I uppträdande kanalen och dess "lag". Överst syns de två Fm-bäddarna och därunder de strukturer som tolkas som sandvulkaner eller vertikala grävspår.

i en strandnära miljö. Stöd för denna tolkning ges också av paleoströmriktningarna som visar avsättning från sydlig sektor, d v s utifrån fjorden. Det bästa stödet för tolkningen utgörs dock av den molluskfauna som uppenbarligen har levt i sedimenten.

Den avtagande genomsnittliga kornstorleken uppåt i enheten kan bero på en transgression av området. För denna tolkning talar också övergången från långa och uthålliga bäddar av företrädesvis

facies Sh och enstaka tråg och kanaler till mindre uthålliga bäddar av facies Sm. Eventuellt skulle man kunna tolka lagerföljden som en successiv övergång från "foreshore"-miljö till "shoreface"-miljö. (se figur 11). Den allra nedersta skalförande och steniga grusiga sandbädden kan dessutom möjligen tolkas som en strandvall. I "foreshore"-miljön är det enligt Clifton, Phillips and Hunter (1973) vanligt med kanaler som omlagrar sedimenten. En tydlig kanal förekommer i enheten på

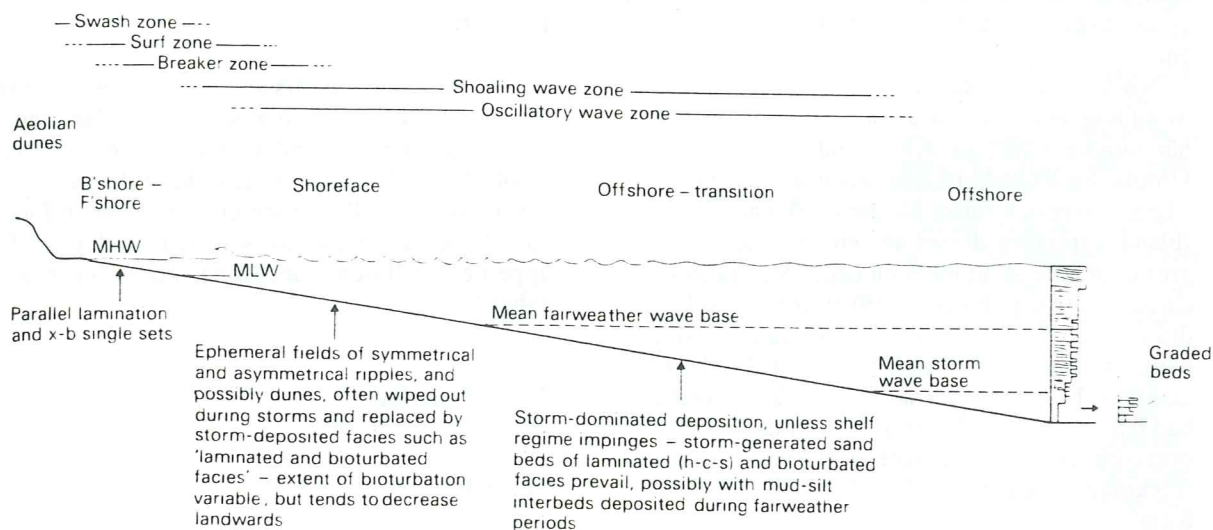


Fig. 11. Strandens olika miljöer, deras processer och facies. Från Reading (1986).

avståndet 4 m från vänster och 5.7 m ö h. Eventuellt utgörs den mäktiga och stenförande Sm-bädden centralt och överst i enheten också av en kanal. Enligt Thompson (1937) och Hoyt and Weimer (1963) är den dominerande strukturen i "foreshore"-miljön parallell laminering som lutar 2-3° ut mot havet. Sedda i horisontalplanet utgör dessa lamina oregelbundna ellipser med en utbredning om flera tiotals meter i strandens längdriktning, men sällan mer än 10 m vinkelrätt mot stranden. Ibland skär ett lamina nästan omärkligt ner i underliggande lamina, vilket gör att lamineringen delas upp i bäddar. Denna beskrivning stämmer väl överens med de långa och uthålliga Sh-bäddarna i undre delen av enhet I. Enligt Hayes and Kana (1976) kan det dessutom förekomma tunna band av lågvinkligt laminerade linser inuti den planlaminerade sanden. Ett sådant uppträder i enheten 5.10-5.40 m ö h, vilket ytterligare stödjer "foreshore"-tolkningen. Förutom den uppåt avtagande kornstorleken och övergången från långa och uthålliga Sh-bäddar till mindre uthålliga Sm-bäddar, finns det ytterligare ett tecken som tyder på transgression och förändring från "foreshore" till en mer "shoreface"-liknande miljö. Enligt Reading (1986) kan man nämligen i "shoreface"-miljön få avsättning av omväxlande silt och sand, vilket återspeglar växlingar mellan lugna perioder och stormtillfällen. Två tunna siltbäddar förekommer ca 6 m ö h.

Frånvaron av bioturbation i enhetens övre del kan tyda på att vattendjupet blev för stort och/eller vattenenergin för hög för att molluskerna skulle kunna leva i sedimenten.

De rikligt förekommande små normalförkastningarna tolkas som synsedimentära. Däremot har troligen de större normalförkastningarna längst till höger uppstått i samband med sentida sluttningsprocesser. Den reversa förkastningen centralt i skärningen på 6.60 meters höjd över havet kan ha

uppstått vid avsättningen av den mäktiga Sm-bädden strax vänster därom. Med hänsyn till den kraftiga erosion denna bädd har utövat på de under- och omkringliggande bäddarna, kan man tänka sig att den har utövat ett starkt sidoriktat tryck som kan ha utlöst förkastningen. Ett sådant tryck indiceras av böjningen hos bäddarna mellan den erosiva Sm-bädden och förkastningen.

Av de i enhet I funna molluskerna (se tabell 3), har enligt Funder (1990) musslan *Pandora glacialis* och alla de fyra gastropodarerna tidigare endast påträffats i området i sediment tillhörande Langelandselv-interglacialen. Detta antyder att enhet I kan vara av denna ålder.

Enhet II

Denna stratifierade och leriga siltiga diamikton med enstaka större partiklar skulle kunna utgöra ett glaciomarint sediment. Stratifieringen och förekomsten av finsandsskikt tyder på avsättning relativt nära sedimentkällan, och frånvaron av molluskskal kan tyda på hög sedimentationshastighet. De enstaka större partiklarna kan vara isbergsdroppade. Om denna tolkning är riktig föreligger det en klar hiatus mellan enheterna eftersom de bör ha avsatts på skilda vattendjup.

En troligare tolkning av enhet II är att den utgörs av en jordflytningssekvens. Detta skulle kunna förklara stratifieringen och den diffusa enhetskontakten med finsandsskikt uppe i enhet II och diamikttona skikt nere i enhet I. Sedan kan man naturligtvis tänka sig att jordflytningssekvensen ursprungligen är avsatt som ett glaciomarint sediment på det sätt som beskrivits ovan. En alternativ tolkning är att jordflytningssekvensen ursprungligen utgjordes av en morän.

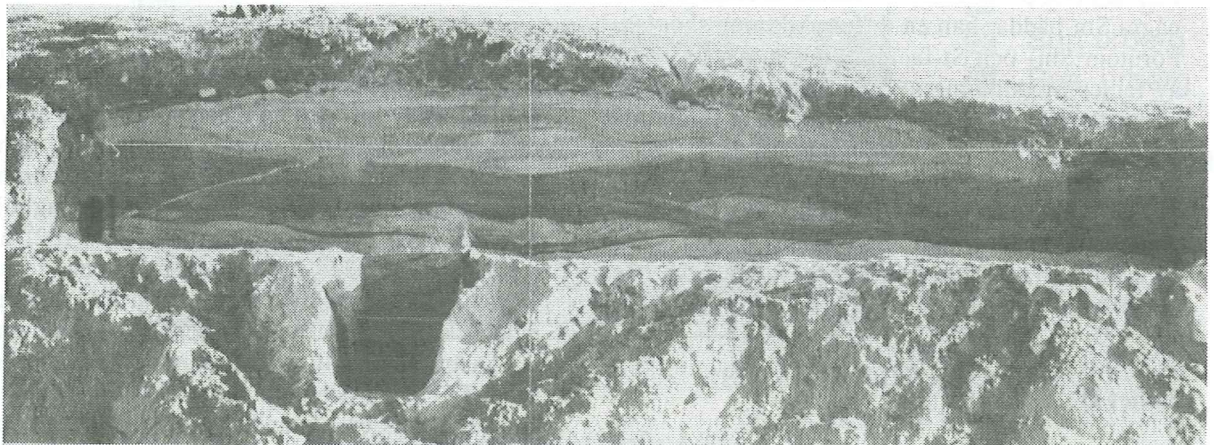


Fig. 12. Skärning 6A.

5.3 Skärning 6A

5.3.1 Allmän beskrivning av skärningen och dess läge

Skärningen är belägen ca 530 m från stranden vid Langelandshytten (se figur 8) på 21.77 - 25.30 meters höjd över havet. Skärningen, som visas i figur 12, är 11.50 m lång och stryker i 120° - 300° . Skärningen redovisas på plansch II.

5.3.2 Litostratigrafisk och sedimentologisk beskrivning

Skärningen kan indelas i tre litostratigrafiska enheter. Enhet I utgörs av de understa 120 - 140 centimetrarna och består av sorterade sediment. Över denna följer en kraftigt deformerad zon, enhet II, som är 95 - 175 cm mäktig. Överst ligger den 25 - 65 cm mäktiga och diamiktona enheten III. Kontakten mellan enhet I och II är skarp, även om det förekommer små deformationer i de översta centimetrarna av enhet I. Kontakten mellan enhet II och III är också relativt skarp, men uppblandning av tunna skikt mellan de två enheterna förekommer.

Enhet I

Denna enhet domineras av sorterade bäddar av facies Sm och St. Deras horisontella utbredning varierar från 0.1 till minst 4.5 m. Sanden utgörs huvudsakligen av finsand, men i några bäddar är halten av mellan- och grovsand relativt hög. I en grovkornig St-bädd förekommer dessutom enstaka fingraskorn. De flesta St-bäddarna är trågkorsskiktade, medan några är trågutfillnader. Mätningar av sju St-bäddar gav paleoströmriktningarna 280° , $245^{\circ}/20^{\circ}$, 205° , $260^{\circ}/20^{\circ}$, $250^{\circ}/32^{\circ}$, 210° och $175^{\circ}/22^{\circ}$. De undre kontakterna hos såväl St- som Sm-bäddarna är erosiva. Hos några Sm-bäddar kan en diffus skiktning skönjas. Förutom Sm- och St-facies förekommer en bädd av facies Sr. Mätning av typ A-riplarnas paleoströmriktning gav 238° . Vid översiktlig foraminiferanalys av två av enhetens bäddar påträffades inga foraminiferer.

Som tidigare nämnts är enhetens översta bäddar påverkade av deformationen i enhet II i sina översta centimetrar. Detta gör att korsskiktningen här blir alltmer diffus.

Enhet II

Denna starkt deformerade enhet begränsas nedåt av en 70 - 105 cm mäktig och mörkröd bädd som

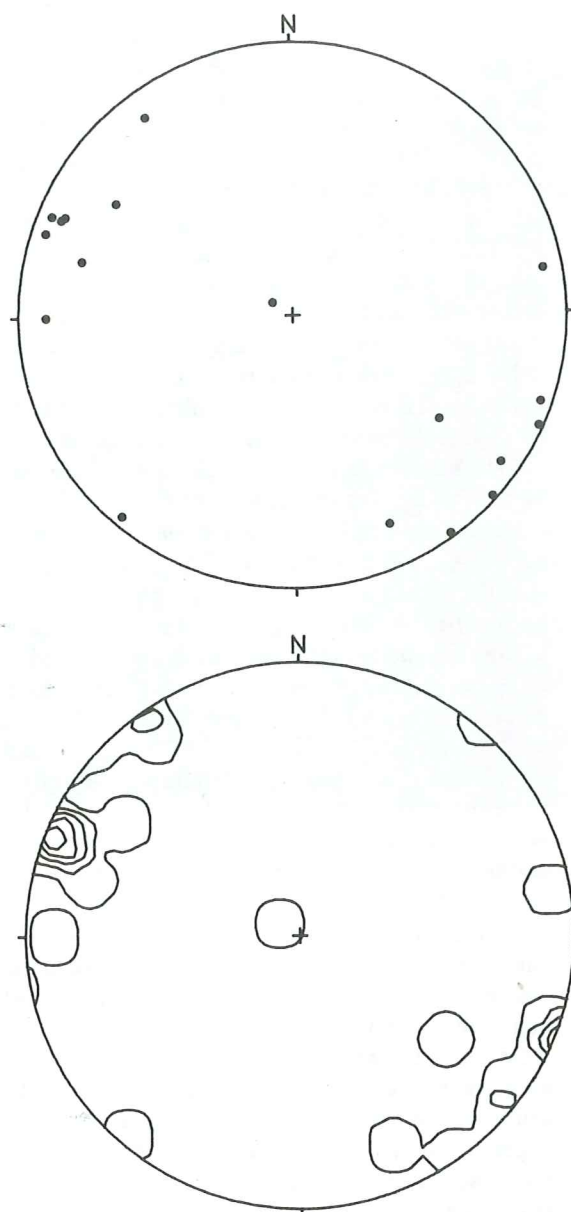


Fig. 13. Resultat från riktninganalys gjord i enhet 6A:III. Resultatet presenteras dels som punkter i ett Schmidt-nät, dels som mätvärdeskonturering med 1 σ mellan de plottade konturlinjerna.

löper över hela skärningen. Denna utgörs av siltig sand med enstaka gruspartiklar. Sandfraktionen domineras av fin- och mellansand. Bädden är tydligt bandad i rött, brunsvart och gulvitt, och i skärningens vänstra hälft är den rik på små branta förkastningar med 1 - 2 centimeters språnghöjd. Mätning av två av dessa gav "true dip" $152^{\circ}/63^{\circ}$ respektive $142^{\circ}/72^{\circ}$. Inuti denna mörka bädd finns en lång gulvit sandkörtel (0 - 6.5 m från vänster) med åtskilliga förkastningar, veck och flammigheter. Denna något siltiga sand domineras av mellansand. Till höger och något högre upp (6 - 8 m från vänster) finns en liknande gulvit sandkörtel som är kraftigt veckad. Ovanpå den mörka bädden följer en upp till 105 cm mäktig sekvens av gulvit

sand. Denna är kraftigt veckad och flera "drag-folds" och avslitna veck förekommer. Inmätning av en veckaxel 1.6 m från vänster gav $190^{\circ}/10^{\circ}$. Längst till vänster finns dessutom två mindre förkastningar. Den något siltiga sanden domineras av finsand. I övre delen av sanden skjuter flera tunna diamiktona lager ner från den överlagrande diamiktonen (enhet III).

Två stycken klastiska gångar ("clastic dykes") genomsetter enhet I och II. En, fylld av gulvit sand, dyker ner från ett block i kontakten mellan enhet II och III ca 6 m från vänster och lutar $90^{\circ}/30^{\circ}$. En siltklaster påträffades inskjuten i gången ca 40 cm från enhetskontakten. En annan klastisk gång, fylld av mörk silt, börjar i den breda mörka bädden ca 8.5 m från vänster och lutar $70^{\circ}/32^{\circ}$. Av de två gångarna är den vänstra bredast och har en maximal bredd av 5 cm.

Enhet III

Denna enhet utgörs av en 25 - 70 cm mäktig lerig siltig sandig diamikton med en lerhalt på upp till 30 %. Den är stratifierad och har i de undre 20 centimetrarna en tydlig tärningsstruktur. Diamiktonen är relativt rik på större partiklar (stenar och block), och dessa är koncentrerade till enhetens undre kontakt.

I diamiktonens förmodat ostörda understa 20 centimetrar utfördes två stycken riktninganalyser. De gjordes med en meters mellanrum på 8.8 - 9.5 respektive 10.5 - 11.2 meters avstånd från vänster. Då det visade sig vara svårt att få ihop tillräckligt många partiklar slogs de två analyserna

ihop. Resultatet redovisas i figur 13. V_1 är orienterad $297^{\circ}/3^{\circ}$ och V_3 stryker 34° och stupar 65° . S_1 och S_3 är 0.757 respektive 0.097 och $N = 18$.

Bergartsanalys gjordes på ett prov taget i diamiktonen på ett avstånd av 8.9 m från vänster. Resultatet redovisas i figur 14 och tabell 4. Vid översiktlig foraminiferanalys på detta och ett annat prov kunde inga foraminiferer konstateras.

Som tidigare nämnts är kontakten mellan enhet II och III relativt skarp. Dock förekommer sorterade skikt uppe i enhet III och diamiktona skikt nere i enhet II. 10 m från vänster utgår flera tunna diamiktona skikt som sträcker sig mer än 1 m åt vänster (se figur 15). De block som karakteriserar kontakten mellan enheterna ligger vanligen i enhet III, men några av blocken skjuter också ner i enhet II, vilket framgår av samma figur.

5.3.3 Tolkning

Enhet I

Den rika förekomsten av St-bäddar visar att sedimentet är avsatt i strömmande vatten. Möjliga avsättningsmiljöer är "braided"-miljö, tidvattenszon med kanaler och sublittoral miljö med kustparallella strömmar. Paleoströmriktningarna (se figur 16) pekar inte entydigt mot någon av miljöerna, men den relativt samlade spridningen med riktning ut mot fjorden kan antyda "braided"-miljö. Ytterligare tecken som pekar mot denna avsättningsmiljö är frånvaron av foraminiferer och skillnaden i förhållandet skevhet/sortering jämfört

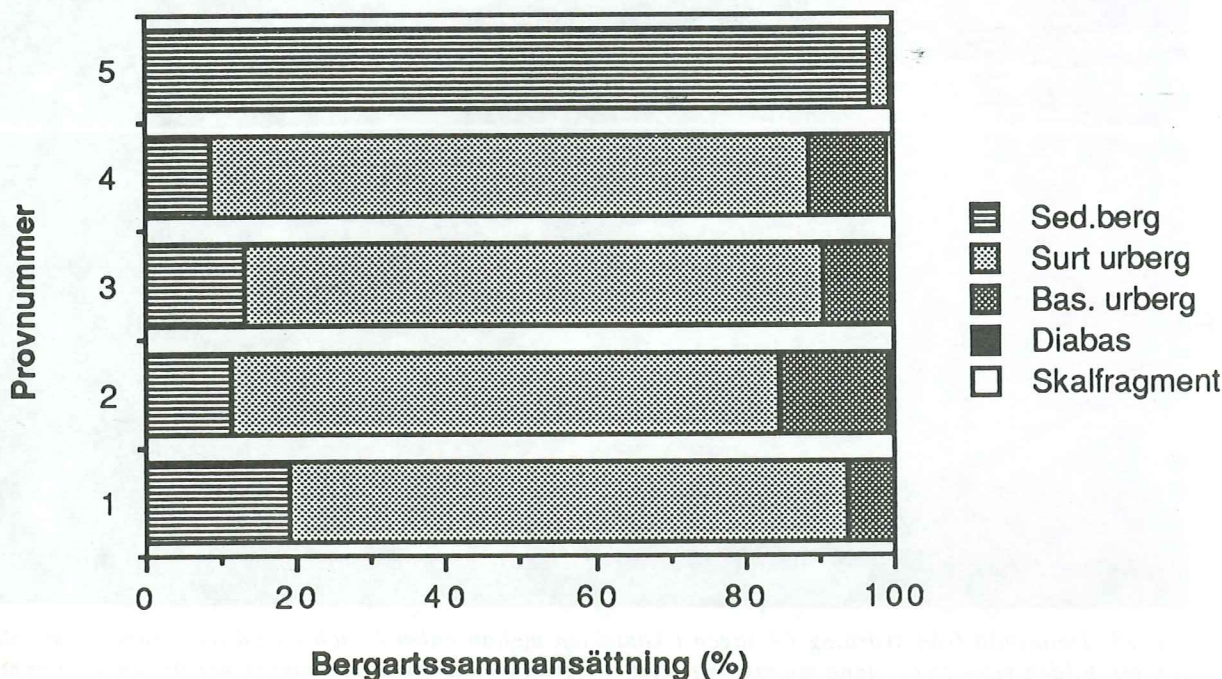


Fig. 14. Resultat från bergartsanalyserna. Provnnumren relaterar till tabell 4.

Provnummer:	1	2	3	4	5
Enhet:	6A:III	6B:II	6B:II	6B:II	6C
Sediment:	Diamikton	"Ren diamikton"	"Ren diamikton"	Blandad diamikton	Sand
Bergartssammansättning (%):					
Sedimentärt berg	19,2	11,5	12,9	8,4	96,8
Surt urberg	74,3	73,2	77,8	80,5	2,9
Basiskt urberg	6,5	14,6	9,0	10,2	-
Diabas	-	0,8	0,3	-	0,3
Skalfragment	-	-	-	0,9	-
Antal partiklar	416	261	379	442	1489

Tabell 4. Resultat från bergartsanalyserna med angivande av antalet räknade partiklar och beskrivning av de analyserade sedimenten.

med sanden i skärning 3A (se figur 17). Enligt Friedman (1961) har nämligen flodsand vanligen positiv skevhet medan strandsand har negativ skevhet. I figuren bildar sedimenten från de två skärningarna två relativt väl åtskilda grupper. För avsättning i samband med tidvattensströmmar eller kustparallella strömmar talar däremot förekomsten av massiva bäddar. Dessa utbildas lättare

vid erosion av vattenmättade kanalsidor. Dock är flera av de massiva bäddarna diffust skiktade, vilket antyder att de ursprungligen kan ha varit kors-skiktade. För avsättning i sublittoral miljö med kustparallella strömmar och emot "braided"-tolkningen talar också bäddarnas till åtminstone till synes varierande storlek. De två klastiska gångarna "clastic dykes" diskuteras nedan under enhet II.

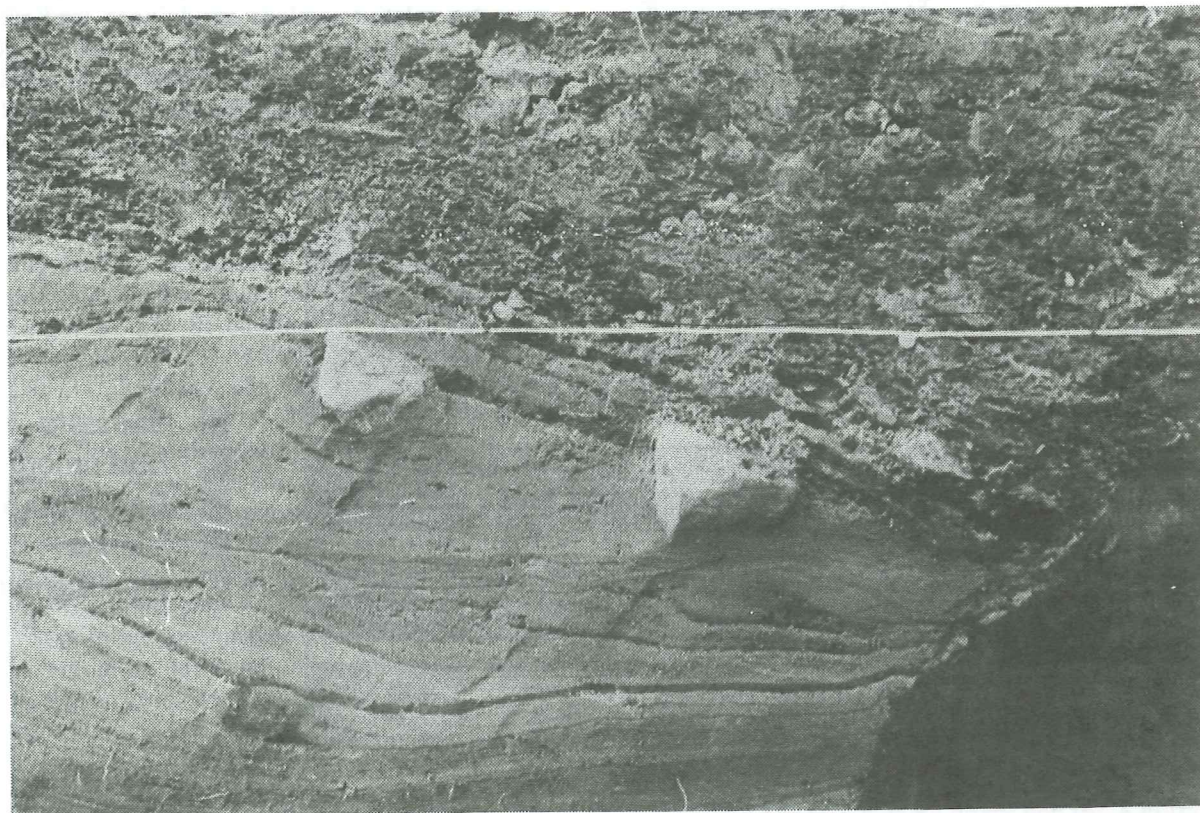


Fig. 15. Detaljbild från skärning 6A tagen i kontakten mellan enhet II och III på avståndet 10 m från vänster. Bilden visar flera tunna diamiktona skikt som från enhetskontakten tränger ner åt vänster i enhet II. På bilden visas dessutom två stycken i enhet II nedträngande stenar.

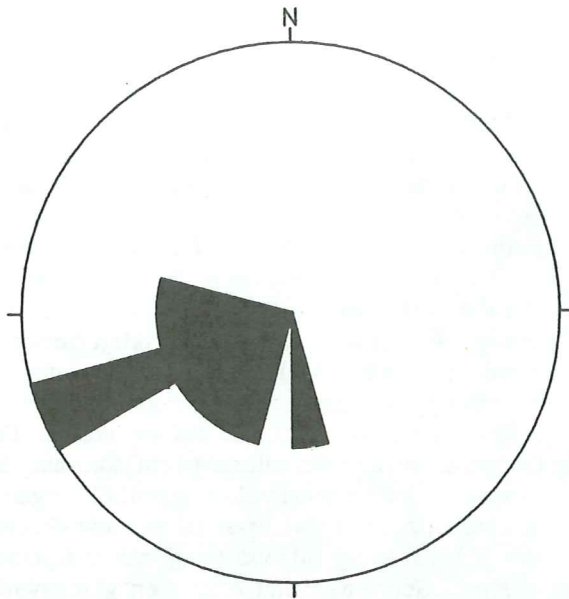


Fig. 16. Resultat från mätningar av paleoströmriktning i enhet 6A:I.

Enhet II

Hela enhet II tolkas som en under aktiv is deformerad bädd, d v s en B1-horisont enligt Boulton (1982, 1987). Den skarpa kontakten mellan enhet I och II tolkas som glidytan ("decollement plane") mot den stabila bädden B2 (enhet I). En B1-horisont bildas genom långsam elastisk-plastisk deformation såsom veckning och skjuvning. I enhet II är resultaten av dessa processer uppenbara. I de

två sandkörnlarna och i den övre sandsekvensen har deformationen resulterat i veckning och utdragning av sedimenten, medan den i den 70 - 105 cm mäktiga mörkröda bädden troligen har orsakat utdragning och uppblandning av bäddar med skilda kornstorlekar. På det senare tyder kornstorleksfördelningen med relativt hög silthalt och enstaka spridda gruspartiklar. Det är svårt att säga något om vilken typ av sediment enhet II utgjorde före deformationen, men inget motsäger att det var samma typ som enhet I.

Enhetens förkastningar förefaller sakna mönster. Troligtvis är de bildade efter deformationen, eventuellt i samband med sluttningsprocesser.

Om man bara ser till veckningarna är det svårt att med säkerhet säga något om deformationsriktningen, även om en deformation från höger verkar mest trolig. Två diametralt motsatta riktningar är dock möjliga. Med hänsyn till den inmätta veckaxeln är dessa från VNV eller OSO (se figur 18). Om man tar med de klastiska gångarna ("clastic dykes"), som är inlagda i samma figur, i resonemanget underlättas tolkningen. Dessa kan ha bildats när den elastisk-plastiska deformationen i samband med isöverskridandet övergick till rupturrell deformation. Denna orsakade uppsprickning av bädden i plan strykande vinkelrätt mot isrörelseriktningen och stupande i isens rörelseriktning. Detta skulle alltså indikera en isrörelse och deformation från västlig sektor. Användningen av de med "clastic dykes" närbesläktade s k "till wedges" som indikation på isrörelseriktning är beskriven av Dreimanis (1969). Dessa av isöverskridandet inducerade sprickor fylldes sedan med

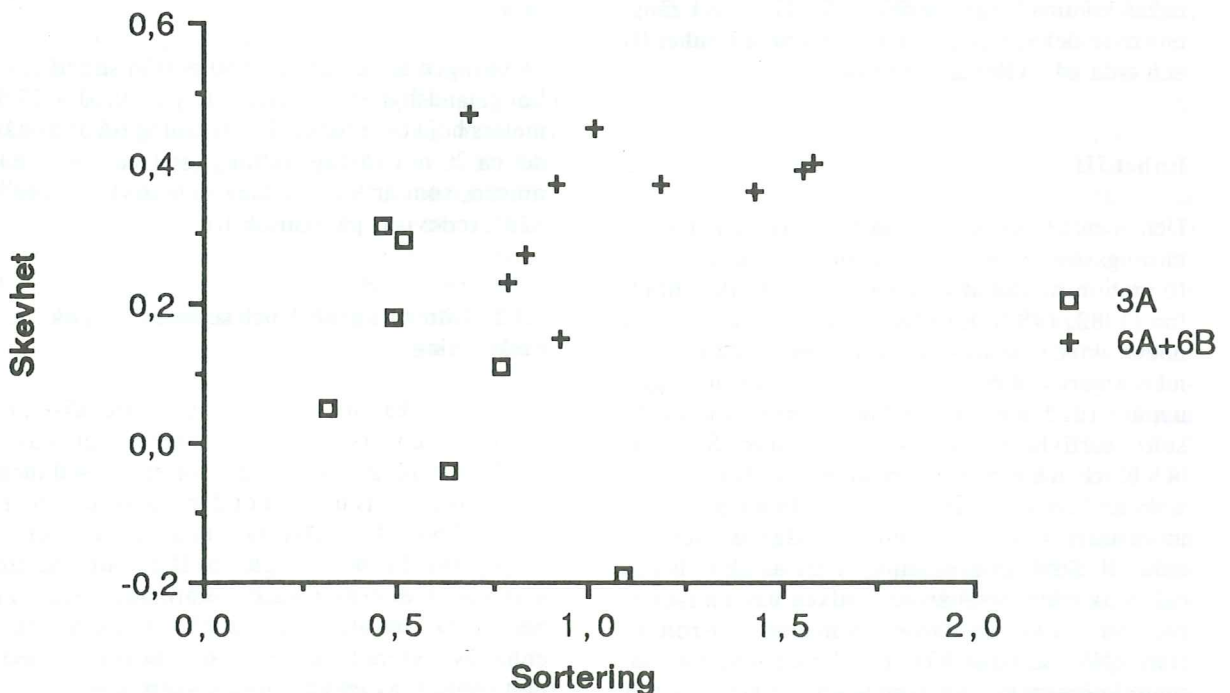


Fig. 17. Förhållandet skevhet/sortering hos de i skärningarna 3A, 6A och 6B analyserade sandproverna.

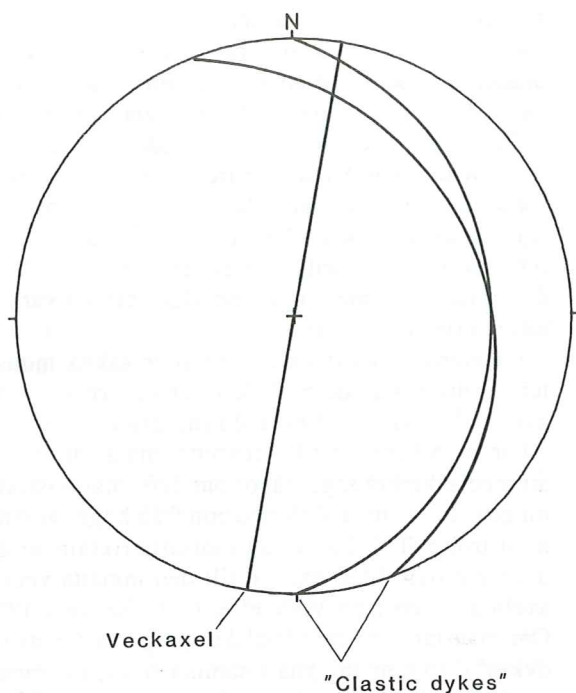


Fig. 18. Tektoniska element i skärning 6A.

material. Detta kan enligt Dionne & Shilts (1974) ske antingen uppifrån, nedifrån eller från sidan. Varifrån de här beskrivna gångarna är fyllda är svårt att säga. Det faktum att den högra gången dör ut mitt i enheten kan tyda på ifyllning nedifrån. Dock kan man inte utesluta att den når högre upp i ett annat snitt. Den vänstra gången är fylld med ett material som åtminstone för närvarande inte finns ovanpå enhet II. Sanden som fyller gången kan mycket väl härröra från enhet II, men den kan också komma längre nedifrån. Siltklaster i gångens övre del kan dock ha sitt ursprung i enhet III och tyda på ifyllning uppifrån.

Enhet III

Denna enhet tolkas, åtminstone i sina undre tydligt lärningsstrukturerade 20 centimetrar, som en deformationsmorän, d v s en A-horisont enligt Boulton (1982, 1987). En sådan horisont utgörs av en under aktiv is snabbt deformerande bädd med ett icke-linjärt visköst uppförande. Detta kan ha gett upphov till den mycket tydliga koncentrationen av större partiklar i enhetens undre kontakt. Stenarna och blocken har helt enkelt sjunkit till botten i den viskösa bädden. Några av partiklarna ger dessutom intryck av att ha blivit "lodgade" ner/in i enhet II. Stöd för avsättning under en aktiv is ges också av riktninganalysen, vilken gav en tydligt prefererad riktning. Denna indikerar en isrörelse från VNV (se figur 13). Ytterligare stöd för moräntolkningen ges av kontakten mellan enhet II

och III. Denna är huvudsakligen skarp och troligen erosiv. Där sandskikt förekommer uppe i enhet III ger de intryck av utdragning åt vänster i skärningens riktning, d v s mot OSO. De tunna diamikttona skikten som 10 m från vänster skjuter ner i enhet II antyder en liknande riktning.

Om moräntolkningen av enhet III (med undantag av dess övre del som troligen är påverkad av jordflytning) är riktig, återstår frågan om sedimentets ursprung. Kornstorlekssammansättningen och stratifieringen antyder ett glaciomarint ursprung. Denna tolkning stöds också av de rikligt förekommande stenarna och blocken, vilka kan vara isbergdroppade. Den höga lerhalten tyder på avsättning relativt långt från sedimentkällan. Det faktum att inga foraminiferer påträffades antyder däremot en icke-marin avsättningsmiljö. Bergartsanalysen (se figur 14) visar en sammansättning som är högst trolig vid avsättning från en flytande istunga i Scoresby Sund eller i en glaciomarin miljö med isbergstransport från de inre fjordarna. Helt klart är att sedimentet inte har ett lokalt ursprung. Antingen var det avsatt på platsen före isöverskridandet eller blev det upplockat i fjorden av en is som rörde sig mot OSO. Ett mindre troligt alternativ till moräntolkningen är att sedimentet är glaciomarint och *in situ*.

Om man jämför de tektoniska mätningarna i figur 14 med riktninganalyserna i figur 13 framstår en isrörelse från VNV som högst sannolik.

5.4 Skärning 6B

5.4.1 Allmän beskrivning av skärningen och dess läge

Skärningen är belägen ca 550 m från stranden vid Langelandsshytten (se figur 8) på 20.10 - 27.52 meters höjd över havet. Till skärning 6A är avståndet ca 20 m i västlig riktning (se figur 19). Skärningen, som är 9.01 m lång och stryker i $149^{\circ} - 329^{\circ}$, redovisas på plansch III.

5.4.2 Litostratigrafisk och sedimentologisk beskrivning

Skärningen kan indelas i tre litostratigrafiska enheter. Den understa av dessa, enhet I, utgörs av en ca 2 m mäktig sekvens av sorterade sediment. Denna begränsas uppåt mot den starkt deformerade och 3.6 - 4.1 m mäktiga enheten II av en knivskarp gräns. I enhet II ingår såväl diamikttona som sorterade sediment. Överst i skärningen ligger enhet III. Denna utgörs av en 25 - 135 cm mäktig enhet av sorterade sediment som begränsas nedåt mot enhet II av en i huvudsak skarp kontakt.



Fig. 19. Skärning 6B.

Enhet I

Denna sorterade enhet domineras helt av bäddar av facies St. Sm-facies är också vanlig, speciellt i enhetens nedre del. Två stycken minst 160 cm långa Sh-bäddar förekommer dessutom i enhetens mellersta delar. Annars har enhetens bäddar en relativt begränsad utbredning i horisontalld. Den helt dominerande sandfraktionen är finsand, men två St-bäddar innehåller relativt höga halter av både mellan- och grovsand samt fingrus. En Sm-bädd är, liksom några andra, diffust skiktad eller flammig och innehåller dessutom ett lite siltigare skikt. Flera av Sm-bäddarna har en utpräglad trågform. De allra flesta av enhetens bäddar har tydligt erosiva undre kontakter. Mätning av paleoströmriktning på några av de trågorsskiktade bäddarna gav $318^{\circ}/33^{\circ}$, $216^{\circ}/26^{\circ}$, $290^{\circ}/14^{\circ}$ och $271^{\circ}/17^{\circ}$.

Enhet II

Denna enhet begränsas nedåt av ett mindre än 1 cm tjockt lerskikt som diskordant skär av bäddarna i enhet I. Lerskiktet verkade vid undersökning i tre dimensioner utgöra ett glidplan med orienteringen $214^{\circ}/13^{\circ}$.

Över lerskiktet följer en störd sandsekvens som är starkt flammig. Den består huvudsakligen av finsand, men även skikt av mellan- och grovsand

förekommer, liksom enstaka gruskorn. Ca 7.1 m från vänster finns två massiva "bollar" av sand i en annars diffust skiktad sekvens. Omedelbart ovanför dessa syns rester av trågorsskiktning som i skärningens högerkant är störd av skred. 33 - 45 cm ovanför det tidigare beskrivna lerskiktet, och delvis parallellt med detta, löper ännu ett lerskikt av 0.5 centimeters mäktighet. Inmätning av detta i tre dimensioner gav ett glidplan med orienteringen $217^{\circ}/18^{\circ}$. Över lerskiktet följer kraftigt störda finsandslager med enstaka mellan- och grovsandsskikt. Två "bollar" av sand förekommer 22.8 m ö h och ca 6.6 m från vänster. På nivån 23.0 - 23.2 m ö h kan man skönja fler rester av kors-skiktning. Omedelbart till vänster och ovanför dessa skär en mörk klastisk gång ("clastic dyke") skärningen i $94^{\circ}/32^{\circ}$. Över denna följer fortsatt kraftigt störda sandlager som domineras av finsand. Vid översiktlig foraminiferanalys av denna sand påträffades inga foraminiferer. 23.8 - 24.2 m ö h kommer en skarp övergång till en 25 - 65 cm bred mörk bädd som löper tvärs över skärningen. Denna består av siltig sand med enstaka och spridda gruskorn. Den har tydliga och breda röda strimmor och är rikt på små förkastningar. Några större förkastningar förekommer också, bl a två stycken reversa med språnghöjderna 2 respektive 6 cm. Vid avståndet 3.45 m från vänster har en lob av material från den mörka bädden "flutit" ner i den underliggande sanden. Den mörka bädden be-

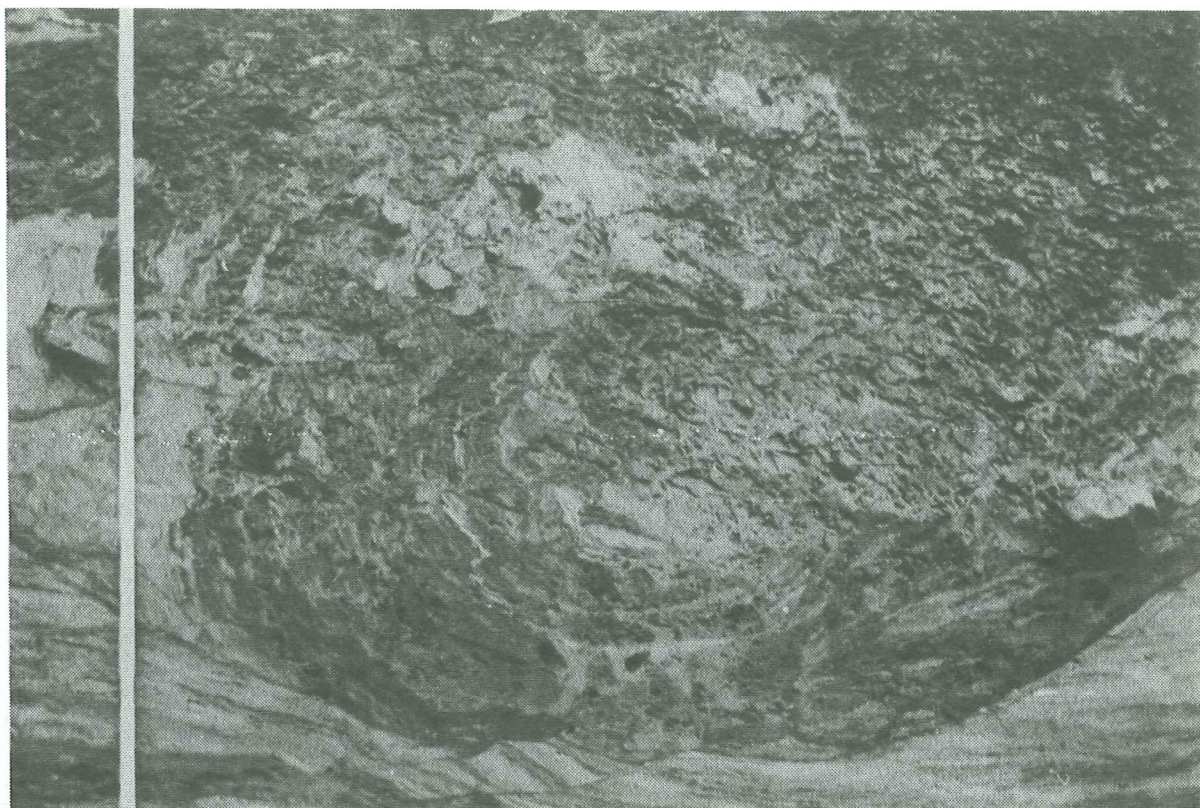


Fig. 20. Detaljbild från skärning 6B visande den i enhet II uppträdande zonen med uppblandad finsand och diamikton samt dess nedåt begränsande glidyta.

gränsas uppåt av ett komplicerat system av siltskikt 24.15 - 24.75 m ö h som delvis skjuter ner i den mörka bädden och delvis växellagrar med ljus sand. I skärningens högra ände bildar silten och sanden en komplicerad serie av veck. Inmätning av två veckaxlar gav $88^{\circ}/0^{\circ}$ och $85^{\circ}/4^{\circ}$. Ovanpå siltskiktssystemet följer en upp till 50 cm mäktig finsandssekvens med ett par tunna siltskikt. Sekvensen är genomsatt av flera långa normalförkastningar. Dessa har en maximal språnghöjd på 4 cm och påverkar både sandsekvensens över- och underliggande siltskikt.

Den beskrivna finsandssekvensen begränsas uppåt av ett siltskikt som åtminstone delvis utgör en glidyta mellan sanden och de överliggande sedimenten. 3.2 m från vänster böjer siltskiktet ner åt vänster i en båge för att 1.9 m från vänster åter böja uppåt och bli mer eller mindre vertikalt. På avståndet 1.8 m från vänster lämnar glidytan det böjande siltskiktet och fortsätter tangentiellt snett uppåt vänster och blir alltmer diffus. En mätning av glidytan 1.4 m från vänster gav $118^{\circ}/35^{\circ}$ för ett mot glidytan tänkt tangentiellt plan. Mätning av det frampreparerade siltskiktet 1.7 m från vänster gav en tänkt veckaxel på $25^{\circ}/20^{\circ}$. Mätning av en normal förkastning av siltskiktet 2.2 m från vänster gav "true dip" $148^{\circ}/16^{\circ}$.

Över den beskrivna glidytan följer finsand som till höger är horisontalskiktad. Åt vänster blir den alltmer deformerad och uppblandad med diamik-

tont material. Finsand uppblandad med diamikton bildar en 50 - 125 cm bred zon tvärs över hela skärningen. Det diamikttona materialet med spridda stenar och block dominerar uppåt i zonen. I figur 20 visas denna uppblandade zon och dess nedåt begränsande glidyta. Såväl hela som fragmenterade molluskskal uppträder spridda i diamiktonen, och faunans sammansättning framgår av tabell 3 (proverna 82881, 82882 och 82116). Två kornstorleksanalyser gjorda i zonen troligtvis rent diamikttona delar gav en lerig siltig sandig diamikton. Ett prov från en mer uppblandad del av zonen visade sig vara betydligt sandigare. Bergartsanalys utfördes på dessa tre prover och resultatet redovisas i figur 14 och tabell 4. Vid översiktlig foraminiferanalys på de mer eller mindre rent diamikttona proverna kunde inga foraminifera konstateras. De i zonen påträffade molluskskalen kommer att ^{14}C - och ESR-dateras genom PONAMs försorg.

Enhet III

Vid nivån 25.7 - 26.2 m ö h sker en skarp övergång till enhet III. Det är bara i den yttersta högra metern som kontakten är diffus, och den blir mer uppluckrad ju längre åt höger man kommer. Enhet III består huvudsakligen av finsand med siltskikt. I dess undre vänstra del förekommer dock en ore-

gelbunden och ca 30 cm tjock packe av massiv silt. Denna innehåller överst två stycken stenar. Under denna massiva silt är den annars mer eller mindre horizontalskiktade sanden deformerad. I den massiva siltens förlängning åt höger är dessutom de i sanden förekommande siltskikten såväl längre och bredare, som vanligare, än i enhetens övriga delar. I princip kan man säga att enhetens sediment är av facies S1 och Fm. Kännetecknande för enheten är att lamineringen är parallell med terrängöverytan. Detta innebär att lamineringen har en åt höger tilltagande gradient.

Som nämnts är kontakten mellan enhet II och III i huvuddelen av sin sträckning skarp men blir i sin högra ände alltmer diffus. Här sker en uppblandning av enheterna så att diamiktona skikt uppträder i enhet III och sandskikt i enhet II. På avståndet 1.5 - 1.8 m från vänster uppträder en 4 cm tjock lins av grusig sand i enhetskontakten.

5.4.3 Tolkning

Enhet I

Att denna enhet är avsatt i strömmande vatten framgår av den rikliga förekomsten av St-bäddar. Tänkbara avsättningsmiljöer är "braided"-miljö, tidvattenszon med kanaler och sublittoral miljö med kustparallella strömmar. De två Sh-bäddarna kan bildas i alla tre miljöerna och är därför inget hjälpmedel vid tolkningen. Paleoströmriktningarna (se figur 21) pekar inte heller de entydigt mot någon av miljöerna, men den västliga orienteringen, d v s ut mot fjorden, kan antyda "braided"-miljö. En sådan indikeras också av skillnaden i förhållandet skevhet/sortering jämfört med sanden i skärning 3A, som tolkas som strandsand (se figur 17). Emot "braided"-tolkningen talar däremot förekomsten av massiva bäddar. Som nämnts vid tolkningen av skärning 6A, tyder dock flammigheten och den diffusa skiktningen hos en del av dessa bäddar på att de ursprungligen varit kors-skiktade. Bäddarnas till synes varierande storlek är också ett tecken som talar emot "braided"-miljön och för en sublittoral miljö med kustparallella strömmar.

Enhet II

Denna enhet är till största delen kraftigt deformerad. Bara den växellagrade sanden och silten 24.15 - 25.20 m ö h förefaller vara någorlunda opåverkad av deformationen. Förekomsten av diamikton i enhetens övre del och deformationens natur gör att den tolkas som glacialteknik.

De två lerskikten i enhetens nedre del, varav ett utgör enhetens nedre kontakt, tolkas som glidplan

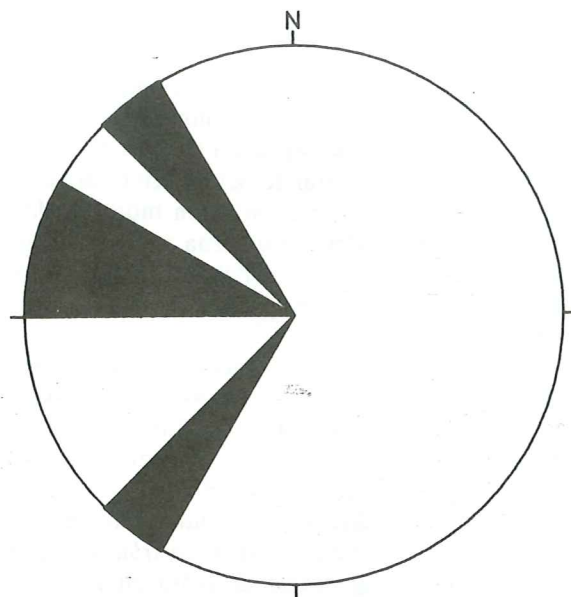


Fig. 21. Resultat från mätningar av paleoströmriktning i enhet 6B:I.

inducerade av den deformerade isen. Denna tolkning stöds av att lerskikten är så gott som parallella och att det undre skär bäddarna i enhet I diskordant. I figur 22 är glidplanen inlagda och indikerar en isrörelse från SV-SSV. Den starka flammigheten och förekomsten av "sandbollar" i anslutning till glidplanen kan tyda på vattenavgång i samband med glidningarna. Förekomsten av rester av trågorsskiktning i sanden antyder att hela sekvensen upp till den mörka bädden tidigare utgjordes av samma sediment som i enhet I. Frånvaron av foraminiferer i denna deformerade sand stöder "braided"-tolkningen av enhet I. Lutningen hos den klastiska gången 23.0 - 23.5 m ö h indikerar en isrörelse från västlig sektor (se figur 22).

Bandningen och kornstorleksfördelningen hos den mörka bädden tyder på total deformation och

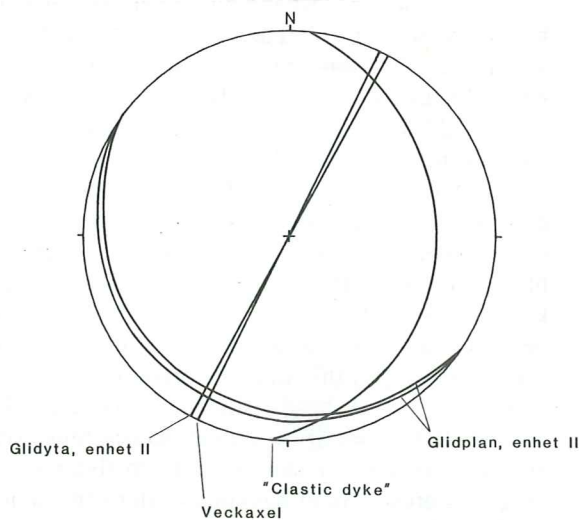


Fig. 22. Tektoniska element i skärning 6B.

utdragning av bäddar med skilda kornstorlekar. Det är svårt att säga något om vilken typ av sediment bädden utgjorde före deformationen, men inget motsäger att den var av samma typ som enhet I. En lika trolig tolkning är att den var av samma typ som den överlagrande och relativt odeformerade sanden och silten. De i den mörka bädden förekommande förkastningarna uppvisar inget klart mönster, vilket betyder att de kan ha uppstått efter deformationen i samband med sluttningsprocesser.

De delvis relativt odeformerade sand- och silt-skikten som överlagrar den mörka bädden skulle kunna tolkas som distala deltasediment p g a den horisontella lamineringen, växelagringen sand/silt och siltlagrens relativt stora mäktighet. Den komplicerade och småskaliga veckningen till höger i sekvensen antyder en deformation från N eller S. Sekvensens förkastningar är svåra att knyta till den storskaliga deformationen, vilket gör att de ej förknippas med denna.

Det översta av de till den förmodade deltasekvensen hörande siltskikten har, som tidigare beskrivits, delvis utgjort en glidyta mot den överlagrande diamiktonen/sanden. I skärningens vänstra del böjer glidytan ner och lämnar så småningom siltskiktet och blir alltmer diffus. Ovanför glidytan är deformationen omfattande och den överlagrande sekvensen är omblandad och böjer i en veckliknande struktur. Mätningar av glidytan och den tänkta veckaxeln redovisas i figur 22. Alla tektoniska element i denna figur indikerar tillsammans att deformationen skett från sektorn SV-VNV. Detta är dock inte självklart om man bara studerar glidytans utformning och deformationsstrukturerna ovanför denna. Den här uttolkade deformationsriktningen skiljer sig från den som indikeras av de två veckaxlarna i den förmodade deltasekvensen. De senare är dock så småskaliga att de kan anses vara av underordnad betydelse vid tolkningen av glacialtektoniken.

Hela den hittills behandlade delen av enhet II kan tolkas som en under aktiv is deformerad bädd, alltså en B1-horisont enligt Boulton (1982, 1987). Enhet I skulle då utgöra en B2-horisont, d v s en stabil bädd, skild från B1-horisonten av glidytan i enhetskontakten ("decollement plane").

Den deformerade och delvis sanduppblandade diamiktonen i enhetens övre del tolkas som ett glaciomarint sediment. Denna tolkning baseras bl a på förekomsten av hela molluskskal och på kornstorleksfördelningen. De rikligt förekommande stenarna och blocken kan dessutom tänkas indikera isbergstransport. Ytterligare stöd för tolkningen ges av bergartsinnehållet (se figur 14 och tabell 4), som är av en sammansättning som är högst trolig vid avsättning från en flytande is-tunga i Scoresby Sund-bassängen eller i en glaciomarin miljö med isbergstransport från de inre fjordarna. En marin bildningsmiljö motsägs där-

emot av att inga foraminiferer påträffades i sedimentet. Detta kan dock ignoreras med hänsyn till att sedimentet uppenbarligen har hyst en molluskfauna. Att det glaciomarina sedimentet inte är *in situ* torde vara uppenbart. Däremot kan man tänka sig att det antingen var avsatt på platsen före is-överskridandet eller att det är upplockat och deformerat av en aktiv is. En sådan upplockning måste ha skett ute i fjorden, vilket överensstämmer med en isrörelse från sektorn SV-VNV.

De påträffade molluskerna (se tabell 3) säger ingenting om sedimentens ålder, då dessa enligt Funder (1990) har funnits i området under såväl Langelandselv-interglacialen som "Jameson Land marine episode" och Holocen.

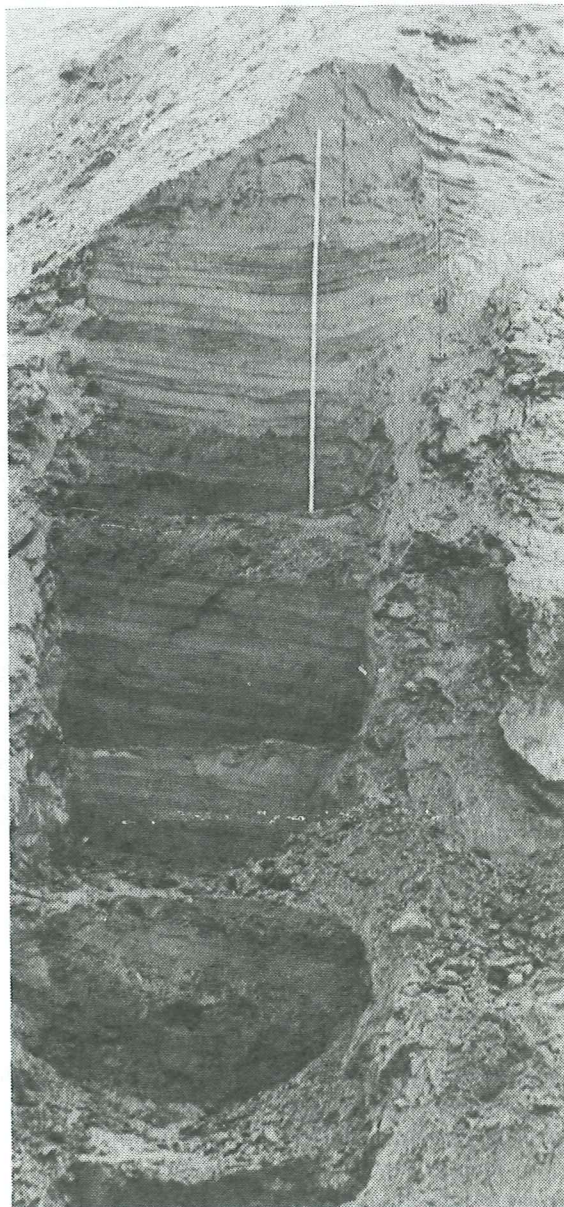


Fig. 23. Skärning 6C.

Enhet III

Denna enhet tolkas som ett av jordflytningsprocesser påverkat grundmarint sediment. För denna avsättningsmiljö talar kornstorlekssammansättningen och lamineringen. Sekvensen har troligen ursprungligen utgjorts av en sanddominerad bädd och en siltdominerad bädd som sedan delvis blandats upp under inverkan av jordflytning. Stöd för att sekvensen är starkt påverkad av jordflytningsprocesser ges av den massiva siltens utdragning åt höger i terrängöverytans lutningsriktning och den rikligare förekomsten av siltskikt i dess förlängning. Siltlamineringens åt höger tilltagande gradient och den i samma riktning allt diffusare kontakten mot enhet II talar också för en sådan tolkning. Det faktum att enhetskontakten i huvudsak är skarp och att det där förekommer en grusig sandig lins antyder att kontakten är erosivt utbildad. Om tolkningen av sekvensens genes är riktig, är det rimligt att tänka sig att kontakten är utbildad genom marin erosion.

5.5 Skärning 6C

5.5.1 Allmän beskrivning av skärningen och dess läge

Skärningen är belägen ca 800 m från stranden vid Langelandshytten (se figur 8) på 27.3 - 31.2 meters höjd över havet och visas i figur 23. Som nämnts tidigare, skiljer sig dokumentationen av denna skärning från de övriga genom att ingen fullständig skärning ritades upp. På grund av att bäddarna var jämntjocka och ej varierade i horisontalld framställdes här istället en sk litologisk logg, där bäddarnas horisontella utbredning ej redovisas (se figur 24).

5.5.2 Litostratigrafisk och sedimentologisk beskrivning

Skärningen består av en enda litostratigrafisk enhet. Denna domineras helt av svagt lutande och växellagrande 1 - 24 cm mäktiga bäddar av facies Sm och Fm. I skärningens övre del förekommer dessutom två stycken bäddar av facies Sh. Kornstorleken varierar mellan lerig silt och finsand och är vanligen enhetlig inom varje bädd, men normalgradering förekommer.

De nedersta 1.4 metrarna domineras av mäktiga finsandsbäddar av facies Sm och tunnare skikt av silt och lerig silt tillhörande facies Fm. Inom sekvensen förekommer en 24 cm mäktig bädd som

Fig. 24. Litologisk logg över skärning 6C. Där ej annat anges är facies Fm eller Sm

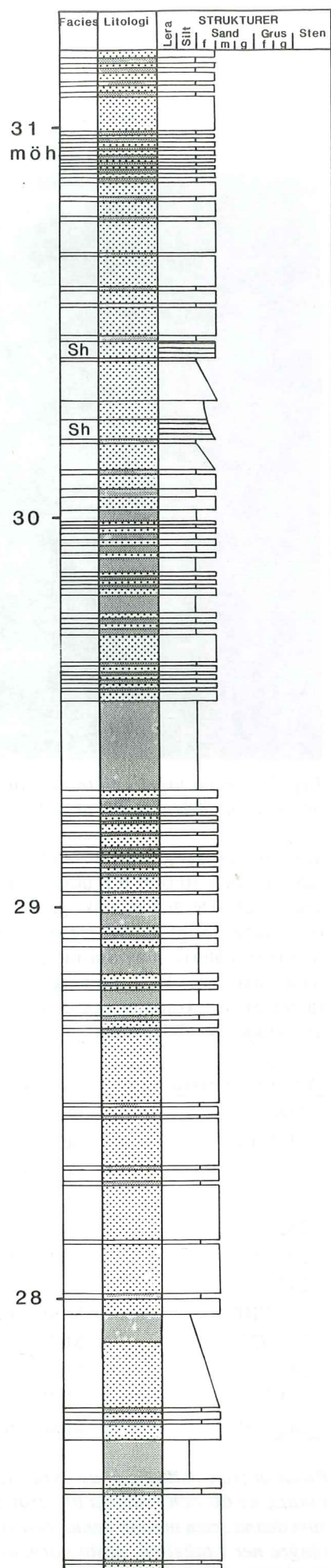




Fig. 25. Foto taget i riktning mot skärning 6B, visande den litostratigrafiska enhet i vilken skärning 6C är belägen. Skärning 6C är belägen omedelbart till vänster utanför bilden.

är normalgraderad från finsand till lerig silt. Mellan 28.7 och 30.0 m ö h dominerar Fm-bäddarna sekvensen. De är här mäktigare än Sm-bäddarna och saknar lerigt inslag. De översta 1.3 metrarna domineras återigen av Sm-facies, och Fm-bäddarna är här bara 1 - 2 cm mäktiga. Två bäddar av facies Sh förekommer också, liksom tre normalgraderade finsandsbäddar.

Mätningar av bäddarnas avsättningsriktningar gjordes på 28.0, 29.0 och 30.0 m ö h. Dessa gav $318^{\circ}/8^{\circ}$, $312^{\circ}/14^{\circ}$ respektive $339^{\circ}/10^{\circ}$. Nio mätningar gjorda i samma litostratigrafiska enhet som skärning 6C, men mellan denna och skärning 6B (se figur 25), redovisas i tabell 5. Ju längre ner i tabellen, desto närmare skärning 6B är mätningarna gjorda. Resultatet från en bergartsanalys gjord på material från en grovkornigare bädd i samma

Avsättningsriktning	Kommentar
$318^{\circ}/8^{\circ}$	6C, 28,0 m ö h
$312^{\circ}/14^{\circ}$	6C, 29,0 m ö h
$339^{\circ}/10^{\circ}$	6C, 30,0 m ö h
$281^{\circ}/18^{\circ}$	Mellan 6B och 6C
$282^{\circ}/9^{\circ}$	Mellan 6B och 6C
$290^{\circ}/8^{\circ}$	Mellan 6B och 6C
$242^{\circ}/3^{\circ}$	Mellan 6B och 6C
$257^{\circ}/10^{\circ}$	Mellan 6B och 6C
$251^{\circ}/27^{\circ}$	Mellan 6B och 6C
$247^{\circ}/18^{\circ}$	Mellan 6B och 6C
$251^{\circ}/22^{\circ}$	Mellan 6B och 6C
$282^{\circ}/10^{\circ}$	Mellan 6B och 6C

Resultat från mätningar av avsättningsriktningar i skärning 6C och i samma litostratigrafiska enhet som denna, men mellan denna och skärning 6B. Ju längre ner i tabellen, desto närmare skärning 6B är mätningarna gjorda.

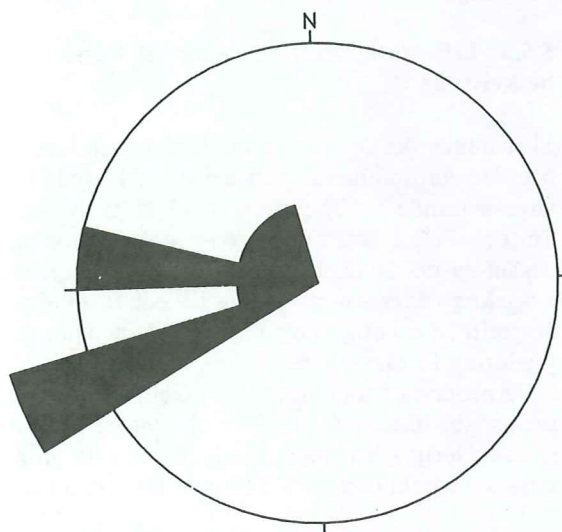


Fig. 26. Resultat från mätningar av avsättningsriktningar i skärning 6C.

litostratigrafiska enhet som i skärning 6C, men utanför själva skärningen, redovisas i figur 14 och tabell 4.

5.5.3 Tolkning

Hela skärningens sediment tolkas som delta-“foresets”. Tolkningen baseras på bäddarnas avsättningsriktningar och facies, deras kornstorleksvariationer och bergartsinnehållet. Avsättningsriktningarna är relativt koncentrerade mot V (se figur 26), d v s ut mot fjorden, vilket talar för en deltamiljö. En svag vridning från VNV mot VSV vid uppbyggnaden av enheten kan skönjas (se tabell 5), vilket också är en naturlig förändring i

denna miljö. Sedimentens finkorniga sammansättning kan förklaras med bristen på grovt material i området. Såväl berggrunden som de kvartära avlagringarna är dominerade av finkornigt material. Detta talar alltså för att sedimentet har ett lokalt ursprung. De kornstorleksvariationer som förekommer mellan bäddarna kan bero på flödesvariationer i deltats tillflöde. Sådana variationer är påtagliga i områdets älvar och bäckar i nutid och var det säkerligen vid deltauppbyggnaden också. Bergartsinnehållet (se figur 14) har en sammansättning som klart skiljer sig från de övriga analyserade sedimenten. De helt dominerande sedimentära bergarterna talar starkt för ett lokalt ursprung.

6 Litostratigrafisk korrelation och paleomiljöutveckling

I detta kapitel redovisas ett försök till korrelation mellan de studerade skärningarna, baserad på deras litostratigrafiska förhållanden. Dessutom presenteras en utifrån dessa korrelationer rekonstruerad paleomiljöutveckling för undersökningslokalen. De i texten diskuterade korrelationerna och den skisserade paleomiljöutvecklingen, vilka bygger på principen att de ska vara så enkla som möjligt, redovisas i figur 27.

Naturligtvis är korrelationer enklast att utföra mellan skärning 6A och 6B, med tanke på deras korta inbördes avstånd. Betydligt svårare är det att knyta ihop dessa med skärning 6C, trots att avståndet till denna ej är större än 250 m. Dock är svårigheterna i särklass störst vid korrelationer med skärning 3A. Förutom att avståndet här är mer än det dubbla, gör det mer än 12 m stora gapet i höjddled mellan 3A och 6A/6B alla korrelationer osäkra.

Den tidigare redovisade tolkningen av enhet I i skärning 3A, som avsatt under transgression av en strandnära miljö, måste anses vara tämligen säker. Betydligt osäkrare, om över huvud taget möjlig, är korrelationen av dessa sediment med de övriga skärningarna. Här nedan presenteras tre möjliga korrelationer.

- (1) Om enhet I i skärningarna 6A och 6B tolkas som avsatta i "braided"-miljö, skulle dessa kunna vara avsatta på land samtidigt med strandsedimenten i 3A:I. Då de deformerade bäddarna i 6B:II, upp till den mörka bädden, troligen är av samma ursprung som 6B:I, är dessa också samtida med 3A:I. Detsamma gäller eventuellt 6A:II och den mörka bädden i 6B:II. Dock kan den senare bädden också tolkas som tillhörande de överlagrande deltasedimenten. Om denna senare tolkning är riktig, bör även hela 6A:II korreleras med dessa sediment och kan då ej vara samtida med strandsedimenten i 3A:I. Istället skulle man kunna tänka sig att dessa eventuella deltasekvenser i 6A:II och övre delen av 6B:II är distala delar av deltat i 6C och avsatta vid en fortsatt transgression av området. Om så är fallet, föreligger en hiatus mellan dessa deltasediment och de underlagrande "braided"-sedimenten.
- (2) Om enhet I i skärningarna 6A och 6B tolkas som avsatta av tidvattenströmmar, kan dessa sediment ej vara samtida med strandsedi-

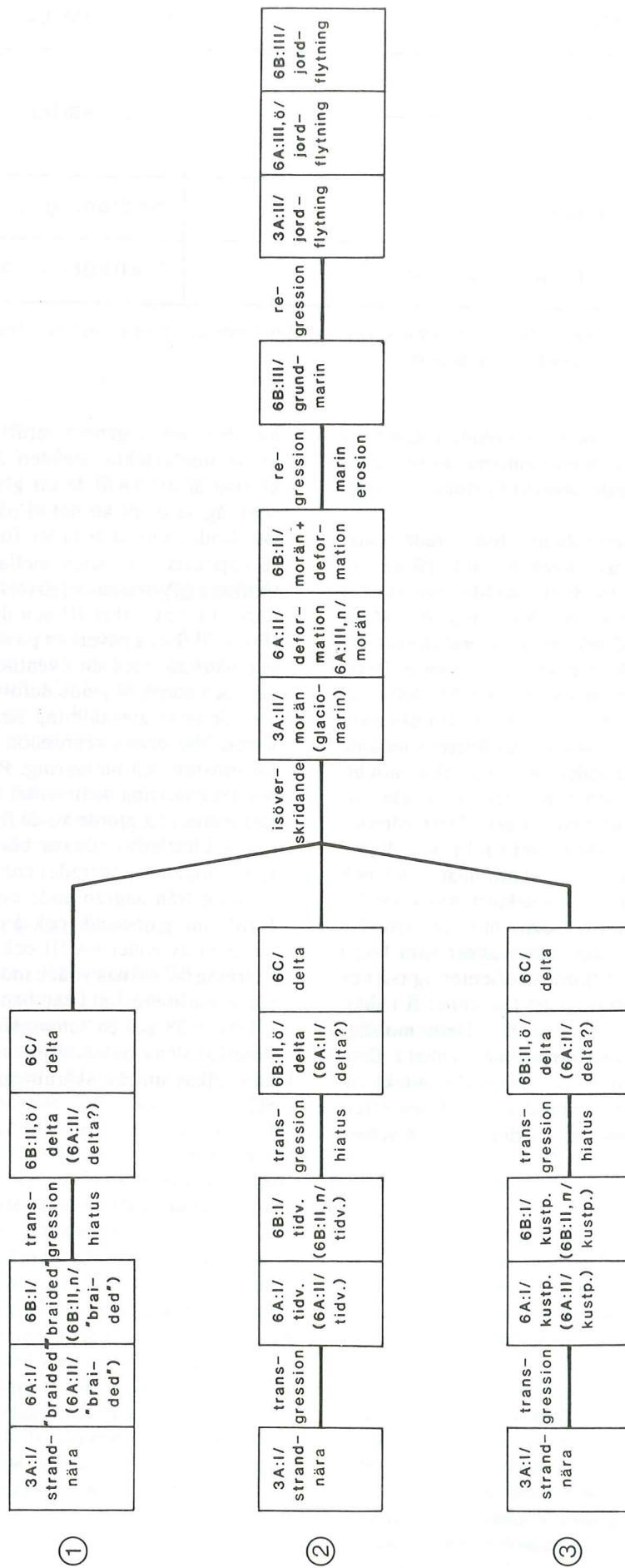
menten i 3A:I. Troligast är då att de avsatts vid en fortsatt transgression av området. Detsamma skulle också gälla 6B:II upp till den mörka bädden och eventuellt hela 6A:II och den mörka bädden i 6B:II. En fortsatt transgression skulle avsätta deltasedimenten i 6C och övre delen av 6B:II. Som tidigare nämnts, kan även den mörka bädden i 6B:II och därmed hela 6A:II tolkas som distala deltasediment. Även dessa bör isåfall korreleras med 6C. Om denna tidvattenszonstolkning är riktig, föreligger en hiatus mellan dessa sediment och de överlagrande deltasedimenten.

- (3) Om enheterna 6A:I och 6B:I tolkas som avsatta i sublittoral miljö med kustparallella strömmar, kan dessa ej korreleras med strandsedimenten i 3A:I. Troligast är då att de avsatts vid en fortsatt transgression av området. Detsamma skulle också gälla 6B:II upp till den mörka bädden och eventuellt även hela 6A:II och den mörka bädden i 6B:II. En fortsatt transgression skulle avsätta deltasedimenten i 6C och övre delen av 6B:II samt eventuellt även den mörka bädden i 6B:II och hela 6A:II (jfr (2) ovan). För denna tolkning av 6A:I och 6B:I krävs ingen hiatus mellan dessa sediment och de överlagrande deltasedimenten. Tvärtom är en kontinuerlig sedimentation under transgressionen fullt tänkbar.

Av dessa tre möjliga paleomiljöutvecklingar måste alternativ (2) anses vara det minst troliga. Dels är tidvattenszonstolkningen av 6A:I och 6B:I den sämst underbyggda, och dels är utvecklingen ej särskilt enkel då den kräver att det föreligger en hiatus i samband med transgressionen. Avsevärt mer trolig är en utveckling enligt alternativ (1), trots att det även här krävs en hiatus för att förklara stratigrafien. Tolkningen av 6A:I och 6B:I som avsatta i en "braided"-miljö är däremot tämligen väl underbyggd. Troligast, och framför allt enklast, är dock en utveckling enligt alternativ (3). Den är enkel därför att den kan ha skett under kontinuerlig sedimentation i samband med transgressionen. Samtidigt är tolkningen av 6A:I och 6B:I, som avsatta i sublittoral miljö med kustparallella strömmar, relativt väl underbyggd.

Den fortsatta utvecklingen från deltauppbbyggnaden är betydligt enklare att rekonstruera. Detta beror på att de litologiska bevisen är mer entydiga i denna del av stratigrafien. Under förutsättning att

Fig. 27. Föreslagna korrelationer mellan skärningarna 3A, 6A, 6B och 6C samt ett förslag till paleomiljöutveckling för undersökningslokalen.



①

②

③

SEDIMENTATION

PALEOMILJÖUTVECKLING

jordflytning	regression
grundmarin	
morän / glaciomarin	nedisning
strandnära / "braided" / delta	transgression

Fig. 28. Sammanfattning av den för undersökningslokalen föreslagna paleomiljöutvecklingen samt därmed sammanhängande förändringar i sedimentationstyp.

deformationerna i 6A och 6B skedde i samband med avsättningen av diamiktonerna, vilket inget motsäger, kan följande utvecklingsförlopp skissas.

Som kulmen på den tidigare diskuterade transgressionen, vilken säkerligen berodde på en expansion av inlandsisen, blev området överskridet av en aktiv is. Med hänsyn till nivån på delta-“foresets” i skärning 6C bör havsytan vid denna tidpunkt ha legat minst 35 m högre än i nutid. Detta innebär att de i skärningarna 6A och 6B deformerade sedimenten låg minst 9 m under den dåvarande havsnivån. Detta stämmer väl överens med de tidigare redovisade resultaten, vilka pekar mot att den överskridande isen utgjordes av en glaciärtunga i Scoresby Sund-bassängen. Dess rörelseriktning bör, med utgångspunkt från de tidigare diskuterade förhållandena i skärningarna 6A och 6B, ha varit någonstans från sektorn SV-VNV. De starkaste indikationerna pekar mot en isrörelse från VNV, och en sådan måste anses vara högst trolig med hänsyn till fjordens orientering (se t ex figur 1). Vid isöverskridandet kan enhet II i skärning 3A ha avsatts som en morän. Detta motsägs dock av frånvaron av deformationer i enhet I. Denna kan förklaras med att eventuellt glacialtektoniserade sediment har bortroderats vid den efterföljande regressionen, och att diamiktonen senare

har deponerats genom jordflytning från angränsande moräntäckta områden. En annan möjlig förklaring är att 3A:II är ett glaciomarint sediment som låg så djupt att det ej påverkades av isöverskridandet. Om så är fallet, föreligger, som tidigare påpekats, en hiatus mellan enhet I och II. I skärning 6A orsakade isöverskridandet eventuellt deposition av enhet III och deformation av enhet II och III. Isens påverkan på enhet II i skärning 6B var likartad, med en eventuell diamiktondeposition och därpå följande deformation.

Efter isens avsmältning steg landet återigen ur havet. Vid denna regression utsattes sedimenten för erosion och omlagring. På detta sätt avsattes det grundmarina sedimentet i enhet 6B:III. Fortsatt regression gjorde att de flytbenägna diamiktonerna blottades. Dessa började omlagras, och förmodligen deponerades enhet 3A:II genom jordflytning från angränsande moräntäckta områden. Jordflytning orsakade också uppluckringen av övre delen av enhet 6A:III och hela enhet 6B:III. I skärning 6C saknas yttäckande diamikton, troligen p g a marin erosion i samband med regressionen.

I figur 28 ges en sammanfattning av undersökningslokalens paleomiljöutveckling så som den kan tolkas utifrån skärningarna 3A, 6A, 6B och 6C.

7 Jämförelser med andra skärningar på undersökningslokalen

7.1 Inledning

I detta kapitel presenteras den preliminära litostratigrafi för undersökningslokalen (Langelandselvområdet) som blev ett av resultaten av PONAMs fältarbete sommaren 1990. I texten, som är en sammanfattning av Landvik & Lyså (1990), har i kursiv stil införts kommentarer om korrelationer med skärningarna 3A, 6A, 6B och 6C. I figur 29 visas några utvalda skärningar från undersökningslokalen med föreslagna korrelationer. Den preliminära stratigrafien och paleomiljöutvecklingen för området redovisas i figur 30.

7.2 Langelandselv-interglacialen

De av Funder (1984, 1989, 1990) beskrivna interglaciala sedimenten (skärning 1A) påträffades upp till 7 m ö h i skärning 1D. De är grusiga strandsediment som överlagras av korsskiktad sand. Denna är troligen avsatt i grundmarin till intertidal miljö. *Dessa sediment korreleras med enhet 3A:I.* De interglaciala sedimenten överlagras av en massiv lerig silt avsatt i en djupare, troligen glaciomarin miljö. *Denna silt korreleras med enhet 3A:II.*

7.3 Den nedre sandserien

Ovanpå silten följer i skärningarna 2A och 10 en serie av nästan horisontalskiktad sand, som troligen är avsatt i grundmarin miljö. Sanden överlagras av en massiv silt, som lokalt innehåller sandlinser och skalfragment. Siltens nedre del har ett mer diamiktont utseende och tolkas som morän i skärningarna 6A och 6B. *Detta är alltså diamiktonen i enhet 6A:III och övre delen av enhet 6B:II.*

I skärningarna 1 och 21 finns en silt, som varit utsatt för omfattande erosion. På detta tyder förekomsten av en grus- och stenrik "lag" i dess överyta. Denna erosiva kontakt överlagras av en serie av laminerad sand och silt, som troligen är avsatt i grundmarin eller intertidal miljö. *Dessa sediment kan eventuellt korreleras med 6A:I och 6B:I och därmed troligen också med 6A:II och nedre delen av 6B:II.* Ovanpå sanden finns en diamikton och en silt. Dessa underlagrar det s k nedre deltat (se nedan). I skärning 43 förekommer mollusker i silten. *Denna diamikton och silt korreleras med diamiktonen i 6A:III och övre delen av 6B:II.*

7.4 Deltaserierna

I området förekommer en deltaserie bestående av ett nedre och ett övre system. Dessa åtskiljs av tre bäddar tolkade som jordflytning, morän och marin silt. De två deltasystemen har "foresets" med en genomsnittlig lutning av 12° , och de är uppbyggda till en havsnivå av minst 40 respektive 60 m ö h. *Det undre deltat korreleras med skärning 6C och eventuellt med den relativt odeformerade sanden och silten i övre delen av 6B:II. Denna kan i sin tur möjligen korreleras med den mörka bädden i 6B:II och hela 6A:II.*

Kontakten mellan det undre deltat och den underlagrande silten är inte fullständigt kartlagd, och dess utformning kan variera inom området. På några platser tycks "foreset"-bäddarna fylla ut äldre stora kanaler. I skärning 35/34 indikerar höjdförhållandet mellan den nedre sandserien och det överlagrande nedre deltat en fas med omfattande erosion och ravinutveckling. I skärning 18 överlagras det nedre deltat av trågorsskiktad sand. Denna tolkas som jordflytning och "sheet-wash"-avlagringar. Korrelation med skärning 12 visar att denna sand i sin tur överlagras av en diamikton, som tolkas som en morän och en silt. Dessa litologiska växlingar indikerar en sänkning av havsytan och en subaeril miljö före en isframstöt följt av deglaciation i marin miljö. *En marin deglaciationsmiljö indikeras också av den erosiva kontakten mellan enhet II och III i skärning 6B och litologin i enhet 6B:III. Däremot finns det inget i skärningarna 3A, 6A, 6B och 6C som tyder på regression och subaeril miljö före isframstöten.*

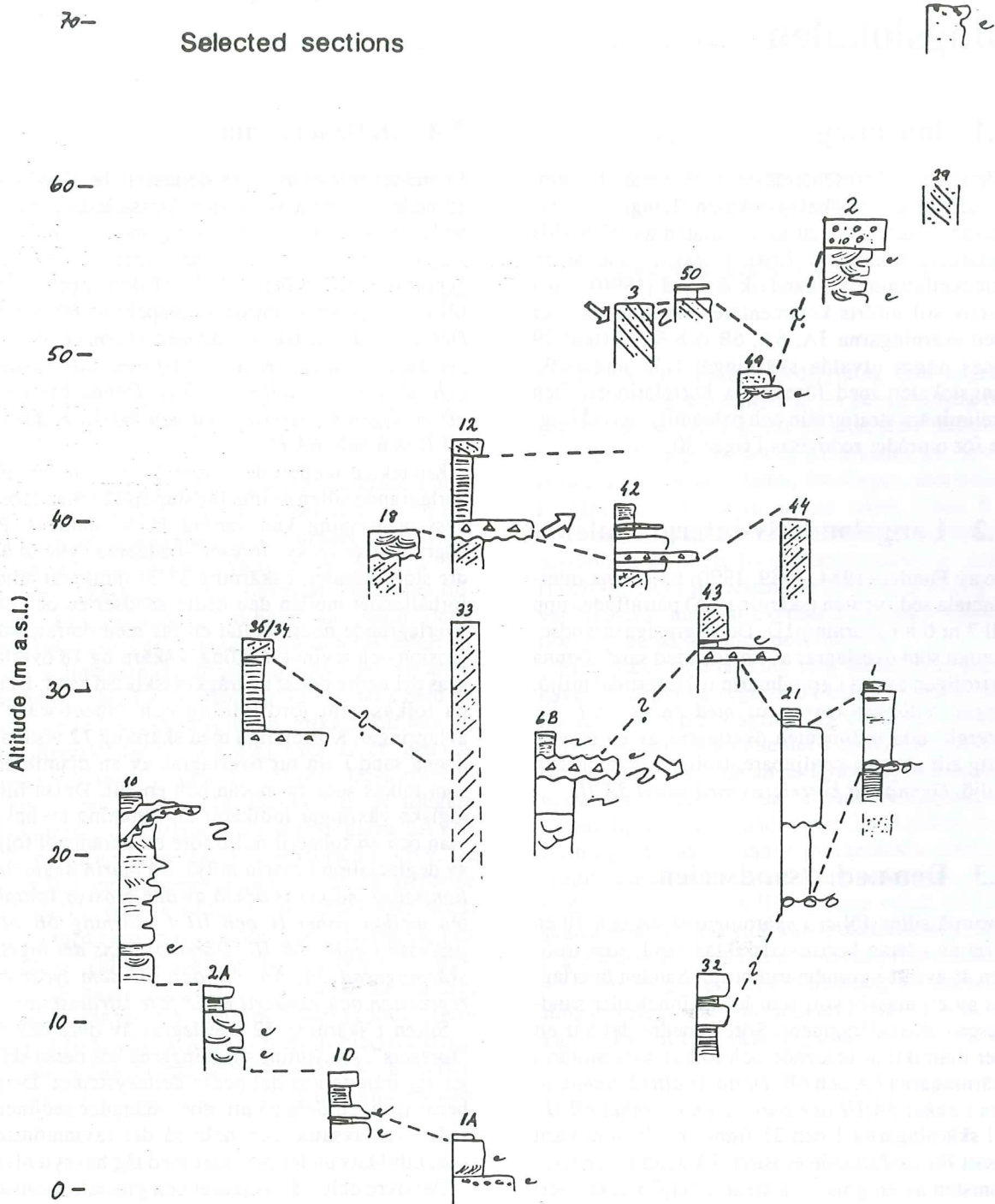
Silten i skärning 12 överlagras av övre deltats "foresets". Avsättningsriktningarna hos dessa skiljer sig från de hos det nedre deltasystemet. Detta beror troligen dels på att stora mängder sediment redan var avsatta, och dels på det ravinmönster som utbildats under perioder med låg havsytanivå.

Det övre deltat är avskuret och glacialtektoniserat. Strukturerna, som tyder på deformation från NV, skulle kunna förklaras med isbergspåverkan, men den erosiva övre gränsen och förekomsten av en draperande morän i området (se nedan) indikerar att deformationen orsakades av en isframstöt.

De övre deltasedimenten "interfingerar" med skalförande och korsskiktade sandiga grusiga sediment. Dessa är avsatta i grunt vatten, och liknande avlagringar förekommer upp till 70 m ö h i området. Det är dock osäkert om alla dessa sediment tillhör samma stratigrafiska enhet. *Dessa grundvattenssediment kan eventuellt korreleras med enhet 6B:III.*

THE LANGELANDSELV AREA

Selected sections



- ▲▲▲ Diamicton
- //// Lower delta
- ▨▨▨ Upper delta
- ~ Glaciotectionics
- Ice movement (till fabric/glaciotectionics)
- e Molluscs

Fig. 29. Utvalda skärningar från Langelandselv-området ritade mot höjden över havet samt föreslagna korrelationer. Från Landvik & Lyså (1999).

Utöver de beskrivna nedre och övre deltasystemen förekommer deltan, vilkas ålder förmodas vara sen-Weichsel eller Holocen. De är belägna längre inåt land, intill det nuvarande loppet av Aucella elv, och är uppbyggda till ca 60 m ö h.

7.5 Den draperande moränen

Om än ej stratigrafiskt bevisad, indikerar flera fynd förekomsten av en ung isframstöt i området. Denna skulle ha överskridit hela sedimentsekvensen på undersökningslokalen. Huvudargumenten för denna isframstöt är

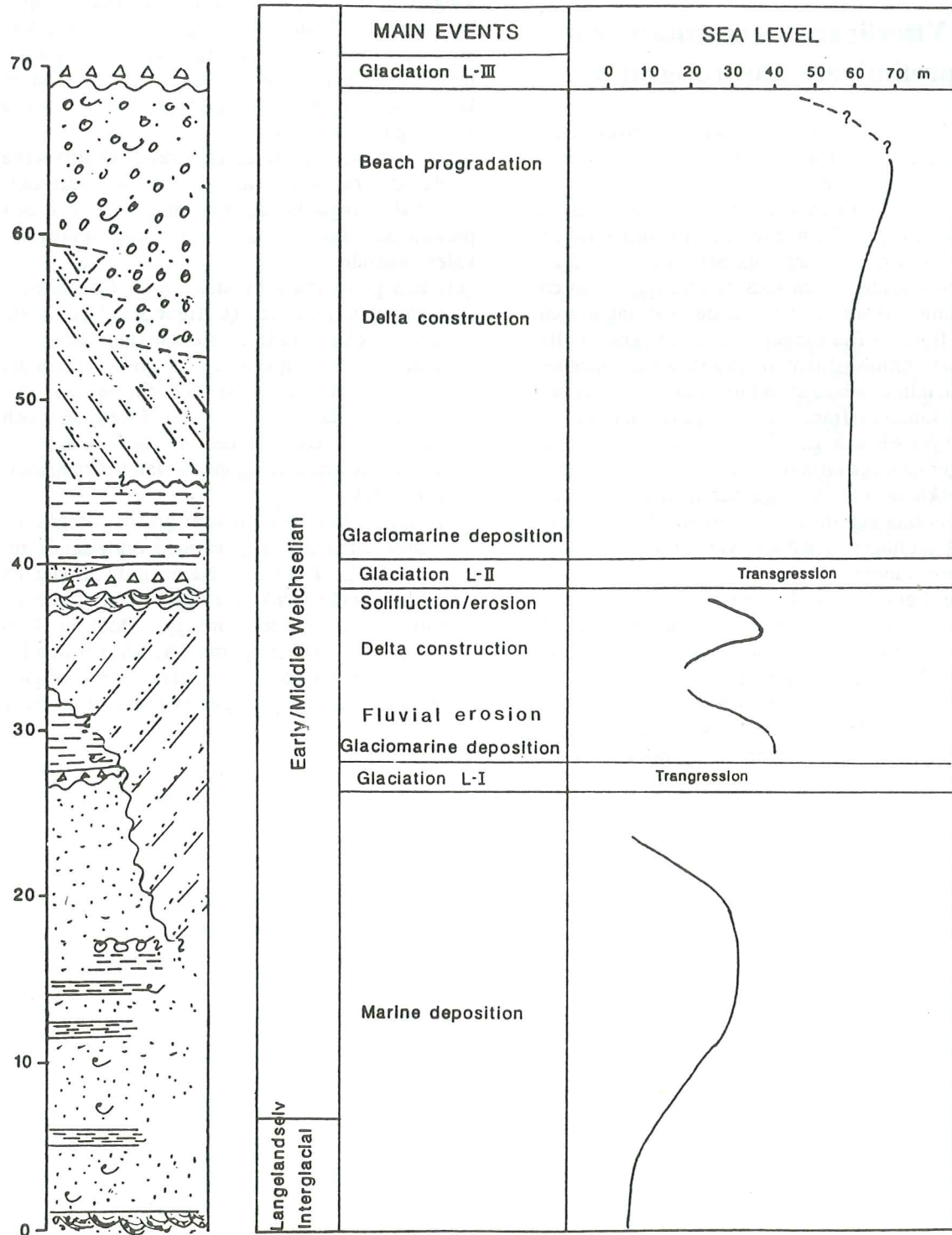


Fig. 30. Preliminär stratigrafi för Langelandselv-området samt de huvudsakliga skeendena i dess paleomiljöutveckling. Syntes av korrelationerna i figur 29. Från Landvik & Lyså (1990) med korrigeringar enligt Landvik (personligt meddelande).

- förekomsten av blockackumulationer och fläckvist uppträdande grusiga sediment i markytan inom större delen av området
- glacialtektoniken i övre deltat (skärning 3)
- en moränbädd som är subparallell med den nuvarande topografin i skärning 10
- avskärningen av det övre deltats "foresets" i skärning 3

7.6 Ytterligare kommentarer till den preliminära litostratigrafin

Den presenterade stratigrafin måste anses vara i högsta grad osäker och svagt underbyggd. Detta beror på att den baseras på en lång rad mer eller mindre säkra korrelationer mellan oftast relativt små skärningar. Som exempel på stratigrafins svaghet kan nämnas att inga bevis ens för två av de tre uttolkade isframstötarna föreligger från en och samma skärning. Utifrån de skärningar som visas i figur 29 finns inget som omöjliggör att alla på undersökningslokalen uppträdande moräner och glacialtektoniska strukturer kan ha orsakats av en och samma isframstöt. Exempelvis kan moräner i 6A/6B och 12/42 vara likåldriga trots att de ligger på olika höjd över havet. När en i fjorden framryckande glaciärtunga når in över land bör man förvänta sig att dess påverkan på underlaget sker på allt högre höjd över havsytan ju längre inåt land isen tränger.

Enligt figur 29 underlagras troligen diamiktonen i 6B det nedre deltat. Denna tolkning baseras på korrelation med diamiktonen i skärning 43. I avsnitt 5.4.3 framkastades dock hypotesen att de relativt odeformerade sand- och siltskikten i övre delen av 6B:II är distala delar av det nedre deltat. Detta skulle alltså innebära att diamiktonen i 6B

överlagras deltat. Med hänsyn till det ovan förda resonemanget om en isframstöts transgressiva uppträdande, är detta ingen omöjlighet.

I skärningarna 3A, 6A, 6B och 6C finns inget som talar för en regression och subaerila förhållanden före isframstöten. I den preliminära litostratigrafin för området utgörs bevisen för detta av höjdförhållandet mellan det nedre deltat och den nedre sandserien i skärning 35/34 samt jordflytningen och "sheet-wash"-avlagringarna i toppen av det nedre deltat i skärning 18. Mot detta kan anföras, förutom att tolkningen av trågorsskiktningen i skärning 18 är tvivelaktig, att någon säker korrelation mellan skärning 35/34 och några andra skärningar ej föreligger.

Sammanfattningsvis är de största skillnaderna mellan den rekonstruerade paleomiljöutvecklingen för skärningarna 3A, 6A, 6B och 6C och den preliminära litostratigrafin för undersökningslokalen följande:

- (1) I den preliminära litostratigrafin för området finns tre isframstötter (se figur 30). I de i detta arbete presenterade resultaten finns det inget som talar för att mer än en isframstöt skett i det studerade avsnittet av stratigrafin (se figur 28). Först när dateringsresultaten föreligger, och om ens då, kommer det att visa sig hur det verkligen förhåller sig med antalet isframstötter i området.
- (2) I den preliminära litostratigrafin föregås isframstötterna av perioder med omfattande regression (se figur 30). Några indikationer på att havsnivån sjönk före den i detta arbete uttolkade isframstöten föreligger dock ej. Förhållandena i skärningarna 3A, 6A, 6B och 6C tyder tvärtom på att transgressionen fortgick ända fram till nedisningen av området (se figur 28).

8 Jämförelser med tidigare beskrivningar av områdets kvartära stratigrafi

Av figur 7 framgår att de undersökta skärningarna är belägna inom ett område som av Funder (1987) anses tillhöra de s k "Jameson Land marine beds". Den beskrivning av dessa sediment som gavs i avsnitt 3.3.5 stämmer i stort sett väl överens med de i skärningarna observerade förhållandena. Tolkningen av sedimentens genes, som innebär att de är avsatta i grundmarina och deltaiska miljöer under en period av isostatisk nedpressning orsakad av ökad isuppbbyggnad, är också överensstämmande med den utifrån skärningarna 3A, 6A, 6B och 6C rekonstruerade paleomiljöutvecklingen.

Som nämndes i avsnitt 7.2, korreleras enhet I i skärning 3A med de av Funder (1984, 1989, 1990) beskrivna interglaciala sedimenten tillhörande den s k Langelandselv-interglacialen. Denna korrelation baseras på sedimentens litologi, strukturer och molluskfauna samt det faktum att den av Funder beskrivna typlokalen är belägen endast ca 100 m från skärning 3A.

Enligt Funder (1990) är deformationerna i "Jameson Land marine beds" ett bevis för den isframstöt, den s k Flakkerhuk-glaciationen, som utgjorde inlandsisens maximala utbredning under Weichsel. Den framryckande isen ska enligt Funder (1989) ha utgjorts av en tunn och flytande glaciär i Hall Bredning-bassängen. Detta stämmer

väl överens med förhållandena i de studerade skärningarna. Dessa indikerar att området bara har påverkats av en isframstöt, och att denna utgjordes av en i Scoresby Sund-fjorden framryckande glaciärtunga. Dess rörelseriktning var troligen från VNV.

Enligt den rekonstruerade paleomiljöutvecklingen för undersökningslokalen följdes nedisningen av en regression (se figur 28). Denna skulle kunna motsvara den holocena landhöjningen som beskrevs i kapitel 3.3.8. Någon isframstöt motsvarande det i samma kapitel beskrivna Milne Land-stadiet har ej kunnat påvisas i de studerade skärningarna. Något annat är dock ej att förvänta, då dessa framryckningar ej ska ha berört det aktuella området.










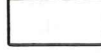







Sammanfattningsvis kan sägas att tre av de "klassiska" stratigrafiska enheterna har konstaterats i de studerade skärningarna. Dessa är, i kronologisk ordning, Langelandselv-interglacialen, "Jameson Land marine episode" och Flakkerhuk-glaciationen. Dessutom har troligen den holocena regressionen belagts i materialet. Detta skulle alltså innebära att de studerade sedimenten spänner över en tidsrymd av 130 000 år, d v s från Eem och fram till nutid (se figur 4).

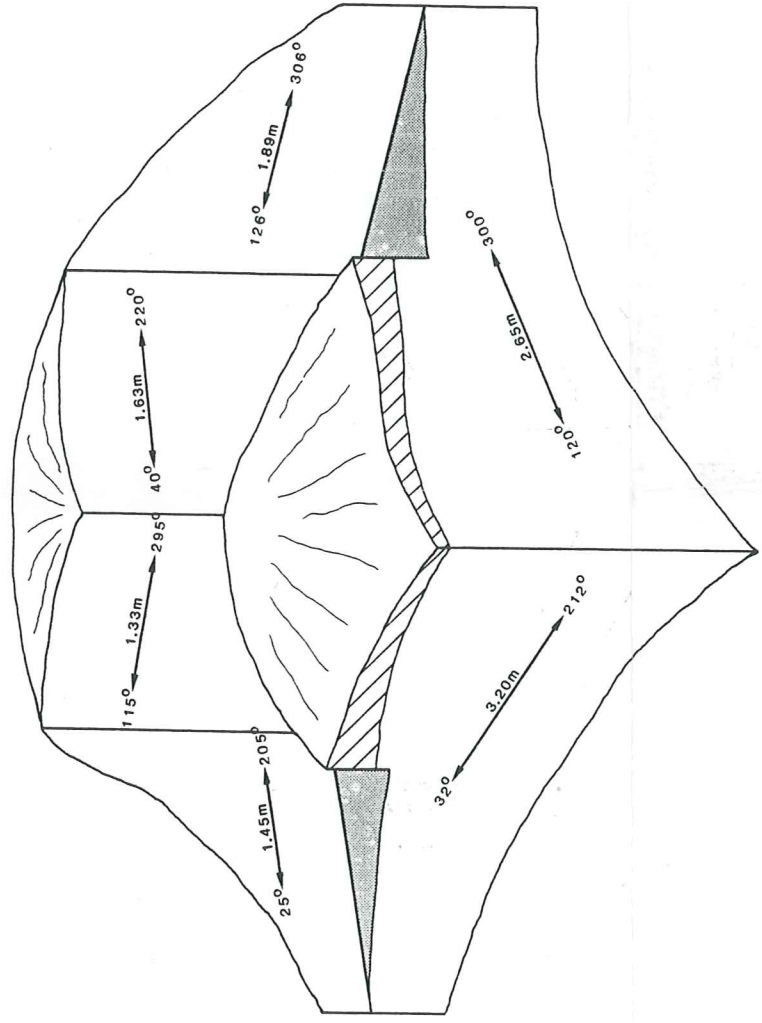
9 Referenslista

- Aldinger, H. 1935: Geologische Beobachtungen im oberen Jura des Scoresbysundes (Ostgrönland). *Meddelelser om Grönland* 99:1, 128 s.
- Birkelund, T. & Perch-Nielsen, K. 1969: Field observations in Upper Palaeozoic and Mesozoic sediments of Scoresby Land and Jameson Land. *Grönlands geologiske Undersøgelse, Rapport* 21, s 21-33.
- Boulton, G.S. 1982: Subglacial processes and the development of glacial bedforms. I: Davidson-Arnott, R., Nickling, W. & Fahey, B.D. (red). *Research in glacial, glacio-fluvial and glaciolacustrine systems. Proceedings of the 6th Guelph Symposium on Geomorphology 1980*. Geobooks, Norwich, s 1-31.
- Boulton, G.S. 1987: A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation. I: Menzies, J. & Rose, J. (red). *Drumlin Symposium. Proceedings of the Drumlin Symposium/First International Conference on Geomorphology /Manchester/16-18 September 1985*. A.A. Balkema, Rotterdam, s 25-80.
- Callomon, J.H. 1970: Geological map of the Carlsberg Fjord - Fossilbjerget area. *Meddelelser om Grönland* 168:4, 10 s.
- Clifton, H.E., Phillips, R.L. & Hunter, R.E. 1973: Depositional structures and processes in the mouths of small coastal streams, southwestern Oregon. I: Coates, D.R. (red). *Coastal Geomorphology, Publications in Geomorphology, State University of New York, Binghamton*, s 115-140.
- Dionne, J.-C. & Shilts, W.W. 1974: A Pleistocene clastic dike, Upper Chandière Valley, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 11, s 1594-1605.
- Dreimanis, A. 1969: Till wedges as indicators of direction of glacial movement. *Geological Society of America, Abstract Program* 7, s 52-53.
- Eyles, D., Eyles, C.H. & Miall, A.D. 1983: Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology* 30, s 393-410.
- Feyling-Hansen, R.W., Funder, S. och Petersen, K.S. 1983: The Lodin Elv Formation; a Pliopleistocene occurrence in Greenland. *Geological Society of Denmark, Bulletin* 31, s 81-106.
- Friedman, G.M. 1961: Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology* 31, s 514-529.
- Funder, S. 1972: Remarks on the Quaternary geology of Jameson Land and adjacent areas, Scoresby Sund, East Greenland. *Grönlands Geologiske Undersøgelse, Rapport* 48, s 93-98.
- Funder, S. 1978: Holocene stratigraphy and vegetation history in the Scoresby Sund area, East Greenland. *Grönlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin* 129, 66 s.
- Funder, S. 1982: Planterefugierna i Grönland. *Naturens Verden*, s 241-255.
- Funder, S. 1984: Chronology of the last interglacial/glacial cycle in Greenland: first approximation. I: Mahaney, W.C. (red). *Correlation of Quaternary Chronologies. Geobooks, Norwich*, s 261-279.
- Funder, S. 1987: Quaternary geology and landforms of the coast of Jameson Land, East Greenland (karta). *Grönlands Geologiske Undersøgelse, København*.
- Funder, S. 1989: Quaternary geology of the ice-free areas and adjacent shelves of Greenland. I: Foulton, R.J. (red). *Quaternary Geology of Canada and Greenland, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1*, s 743-792.
- Funder, S. 1990: Quaternary geology and stratigraphy in the Scoresby Sund region, East Greenland. *Quaternary map of Greenland, 1:500 000, Scoresby Sund, Sheet 12 (karta + beskrivning)*. *Grönlands Geologiska Undersøgelse*, 24 s.
- Gandahl, R. 1952: Bestämning av kornstorlek med hydrometer. *Geologiska föreningen i Stockholm Förhandlingar* 74, s 497-512.
- Haller, J. 1971: *Geology of the East Greenland Caledonides*. Interscience, London, 413 s.
- Hayes, M.O. & Kana, T.W. 1976: Terrigenous clastic depositional environments - some modern examples. *Costal Research Division, University of South Carolina, Tech. Rept. 11-CRD*, s I-131, II-184.
- Henriksen, N. 1989: Scoresby Sund områdets geologi, *Geologisk beskrivelse og kort 1.500 000*. *Grönlands Geologiske Undersøgelse, "Geologi i Grönland 4"*, 40 s.
- Hoyt, J.H. & Weimer, R.J. 1963: Comparison of modern and ancient beaches, central Georgia coast. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 47, s 529-531.
- Ingolfsson, O. 1987: The Late Weichselian glacial geology of the Melabakkar-Asbakkar coastal cliffs, Borgarfjörður, W-Iceland. *Jökull* 37, s 57-81.
- Kirchner, G. 1963: Observations at bore holes sunk through the Schuchert Gletscher in North-East Greenland. *Journal of Glaciology* 4, s 817-818.

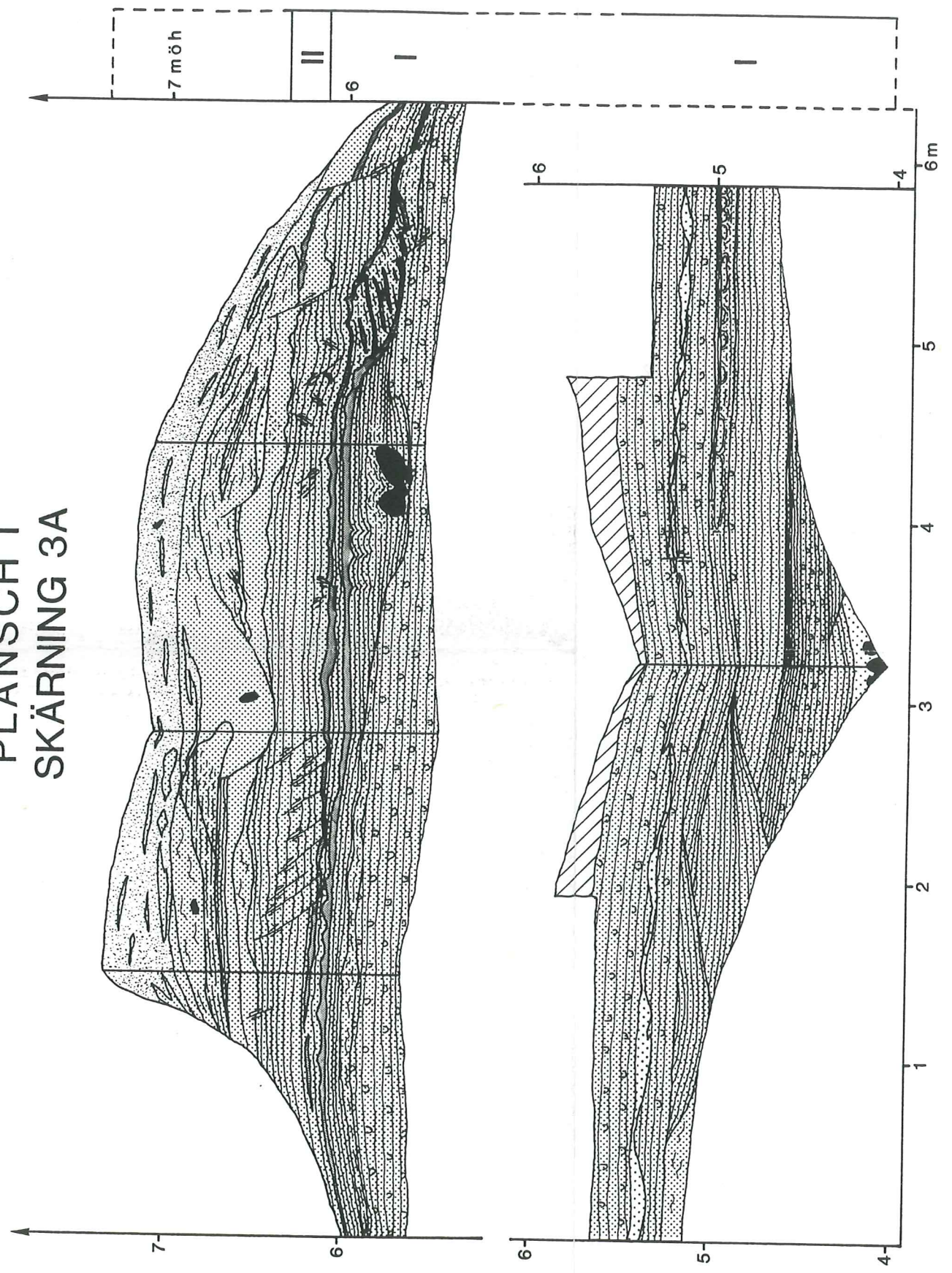
- Landvik, J. & Lyså, A. (red) 1990: The Quaternary stratigraphy of the Langelandselv area. I: PONAM, The latest Interglacial- Glacial Cycle. Field work in Greenland 1990, Preliminary report, s 38-46.
- Mark, D.M. 1973: Analysis of axial orientation data, including till fabrics. Geological Society of America, Bulletin 84, s 1367-1374.
- Mark, D.M. 1974: On the interpretation of till fabrics. *Geology* 2, s 101-104.
- Meldgaard, S. och Knudsen, K.L. 1979: Metoder til indsamling og oparbejdning af prøver til foraminifer-analyser. Dansk Natur Dansk Skole, Årsskrift 1979, s 48-57.
- Möller, P. 1987: Moraine morphology, till genesis, and deglaciation pattern in the Åsnen area, south-central Småland, Sweden. LUNDQUA Thesis 20, Lund, 146 s.
- Nordenskiöld, O. 1907: On the geology and physical geography of East Greenland. *Meddelelser om Grönland* 28, s 151-284.
- Petersen, K.S. 1982: Attack by predatory gastropods recognised in an interglacial marine molluscan fauna from Jameson Land, East Greenland. *Malacologia* 22, s 721-726.
- Raup, H.M. 1965: The structure and development of turf hummocks in the Mesters Vig district, Northeast Greenland. *Meddelelser om Grönland* 166:3, 112 s.
- Reading, H.G. (red) 1986: *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 615 s.
- Rosenkrantz, A. 1929: Preliminary account of the geology of the Scoresby Sund district, Northeast Greenland. *Meddelelser om Grönland* 73, s 135-201.
- Stauber, H. 1940: Stratigraphisch-geologische Untersuchungen in der ostgrönländischen Senkungszone des nördlichen Jamesonlandes. *Meddelelser om Grönland* 114:7, 33 s.
- Thompson, W.O. 1937: Original structures of beaches, bars and dunes. Geological Society of America, Bulletin 48, s 723-752.
- Washburn, A.L. 1965: Geomorphic and vegetational studies in the Mesters Vig district, northeast Greenland. *Meddelelser om Grönland* 166:1, 60 s.

Appendix: Legend till planscherna

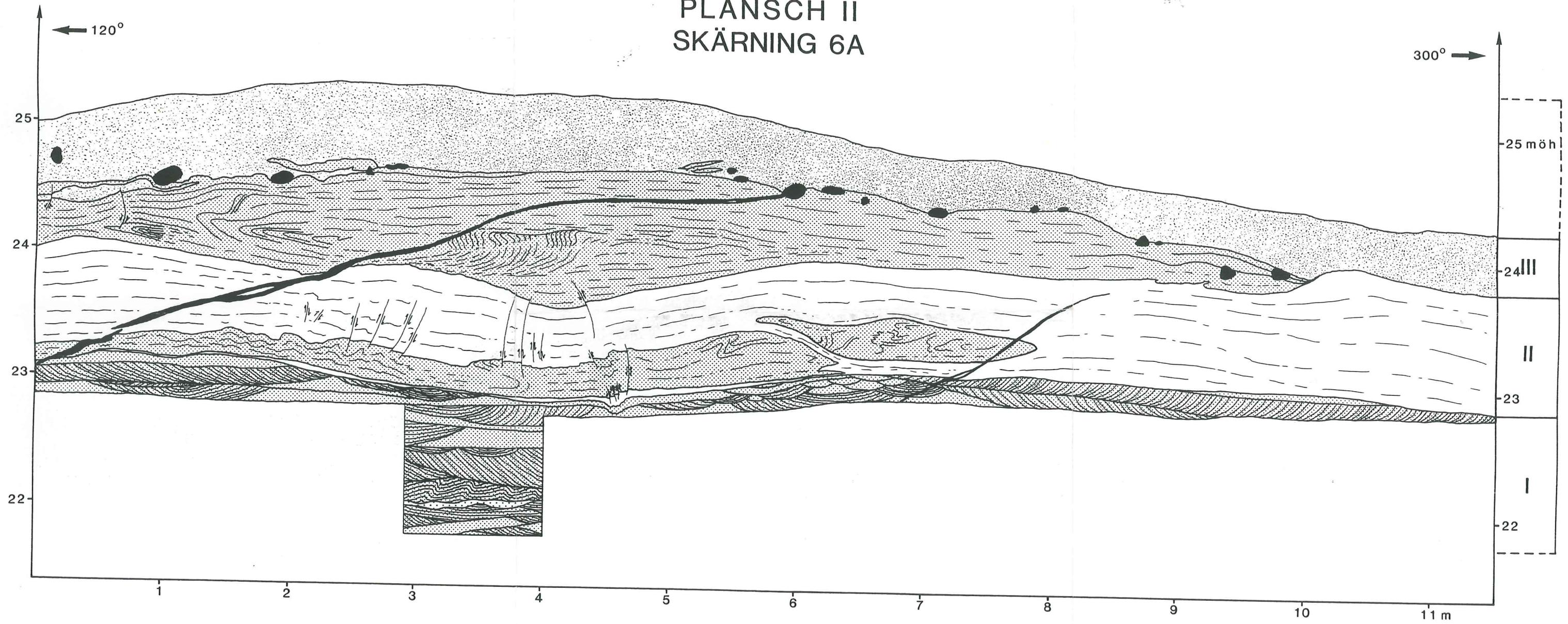
FACIES		MATERIAL
	Fm	
	Sm	Finsand
	Sh	
	St	
	Sr	
	Sl	
	Sm	
	St	
		Sten, block
		"Mörka bädden"
	Dms	Diamikton
		Rasmaterial
STRUKTURER		
		Diffus skiktning
		Bioturbation
		Veck
		"Clastic dyke"
		Förkastning



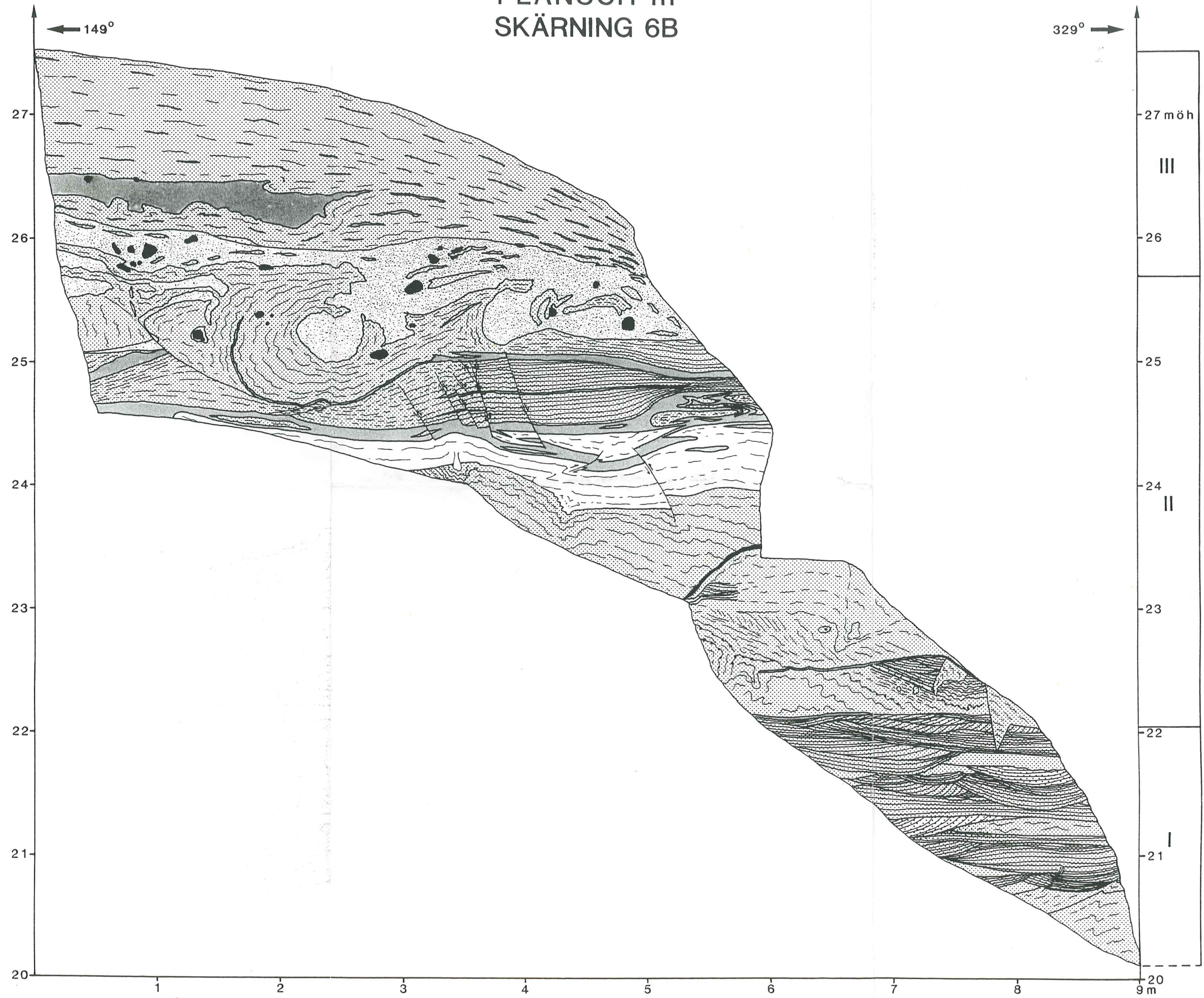
PLANSCH I
SKÄRNING 3A



PLANSCH II
SKÄRNING 6A



PLANSCH III
SKÄRNING 6B



Tidigare skrifter i serien "Examensarbeten i Geologi vid Lunds Universitet":

1. Claesson, D., Nilsson, M.: Beskrivning av och relationer mellan karlshamnsgraniten och leukograniten i Blekinge. 1984.
2. Möller, C.: Eklogitiska bergarter i Roan, Vestranden, Norge. En mineralinventering och texturstudie. 1984.
3. Simeonov, A.: En jämförelse mellan Jorandomens tennanomala graniters och revsundsgranitens (Västerbotten) mineralogiska och petrografiska karaktär. 1984.
4. Annertz, K.: En petrografisk karakteristik av en sent postorogen mafisk intrusion i östra Värmland. 1984.
5. Sandström, K.: Kartläggning av grundvattenförhållandena i ett delområde av provinsen Nord Kordofan, Sudan. 1984.
6. Gustafsson, B.-O., Ralfsson, S.: Undersökning av högsta kustlinjen på Rydsbiär vid Marqreteberg i södra Halland. 1985.

Lunds Universitet
KVARTÄRGEOLOGISKA AVDELNINGEN
Kvartärpetrografiska laboratoriet
Sölvegatan 13
S-223 62 LUND, Sweden

16. Bergstedt, E., Löf, A.I.: Naturvärme- och teknik och geologi med en översiktlig kartläggning av tillgångarna i Kalmar län och Västerviks kommun. 1986.
17. Elg, A.: Investigation of a wollastonite occurrence in central Sweden. 1987.

18. Andrésdóttir, A.: Glacial geomorphology and raised shorelines in the Skardsströnd-Saurbauer Area, west Iceland. 1987.
19. Eken, K.: Geohydrologisk undersökning vid Filborna avfallsupplag i Helsingborg. 1987.
20. Kockum, K.: Alkalisering vid konstgjord infiltration : En vattenkemisk studie i tre vattentäkter i sydöstra Småland. 1987.
21. Wedding, B.: Granitförande pegmatiter i SV Värmland. En mineralogisk och kemisk studie. 1987.
22. Utgår.
23. Hammarlund, D.: Sedimentstratigrafiska och paleohydrologiska undersökningar av Fönesjön och Kalvs Mosse inom Vombslätten, centrala Skåne. 1988.
24. Jansson, C.: Basiska bergarter, gångbergarter, sedimentbergarter och breccior i vaggerydssyenit. En undersökning i protoginjonen vid Vaggeryd. 1988.
25. Jerre, F.: Silurian conulariids from the Lower Visby Beds on Gotland. 1988.
26. Svensson, E.: Upper Triassic depositional environments at Lunom, northwest Scania. 1989.
27. Vajda, Vivi: Biostratigrafisk indelning av den Mesozoiska lagerföljden i Köpingsbergsborrningen 3, Skåne. 1988.
28. Persson, A.: En biostratigrafisk undersökning av conodontfaunan i Limbatakalkstenen på lokalen "Stenbrottet" i Västergötland. 1988.
29. Regnell, M.: Stenåldersmänniskans vegetationspåverkan på Kullaberg, nordvästra Skåne. En paleoekologisk studie. 1988.
30. Siverson, M.: Palaeosporinacid selachians from the Late Cretaceous of the Kristianstad Basin, Skåne, Sweden. 1989.
31. Mathiasson, L.: REE i svekofenniska migmatitneosomer och sensvekofenniska graniter från Nyköpingsområdet. 1989.
33. Lagerås, P.: Kontinuitet i utnyttjandet av Baldringes utmarker. En pollenanalytisk studie i Skogshejdan, Skåne. 1991.