

KARI GARNES

MORENESTRATIGRAFI I SENTRALE SØR NORGE.
RESULTATER AV EN MORENEUNDERSØKELSE I HJELLÅDALEN,
DOMBÅS, KORRELERT MED ISBEVEGELSER OG MORENER I
GUDBRANDSDALEN OG TILSGRENSENDE OMRÅDER

TILL STRATIGRAPHY IN CENTRAL SOUTH NORWAY.
RESULTS OF A TILL STUDY IN HJELLÅDALEN, DOMBÅS;
CORRELATION WITH ICE MOVEMENTS AND TILLS IN GUDBRANDS-
DALEN AND ADJACENT AREAS

Med 35 illustrasjoner
With 35 illustrations

UNIVERSITETSBIBLIOTEKET
UNIVERSITETET I BERGEN
BERGEN 1980

I N N H O L D

	SIDE
ABSTRACT	1
INNLEDNING	2
ISBEVEGELSER	3
OVERSIKT OVER ISBEVEGELSER I GUDBRANDSDALEN OG ØST- JOTUNHEIMEN	3
ISDELERFORFLYTNING	5
ISBEVEGELSER I DOMBÅS OMRÅDET	6
OVERSIKT OVER GEOMORFOLOGI OG BERGGRUNN I HJELLÅDALEN	10
METODER OG METODISKE PROBLEMER	12
FABRIC ANALYSER	13
STEINTELLINGER	16
KORNFORDELINGSANALYSER	18
MINERALOGISKE UNDERSØKELSER	19
MIKROSKOPERING	19
RØNTGENDIFFRAKTOMETRI	20
LOKALITETSBEKRIVELSER	22
EINBU	24
SNITTBESKRIVELSE	25
SKÅNKE	32
SNITTBESKRIVELSE	33
ENGE	40
ENGE 1	41
ENGE 2	43
ANDRE LOKALITETER	48

	SIDE
DISKUSJON	50
BERGARTSSAMMENSETNING	50
STEINMATERIALETS RUNDING	52
BLOKK- OG STEINLAG	54
KORNFORDELING	57
MINERALOGISKE UNDERSØKELSER	61
TUNGMINERALER	61
LEIRMINERALOGI	63
STRATIGRAFI	66
ALDER PÅ MATERIALE OG MORENER	72
ALDER PÅ MORENEMATERIALET	73
ISBEVEGELSESFASENES ALDER	79
AVSETNINGSMILJØ	81
 SAMMENDRAG	 84
 SUMMARY	 88
 ETTERORD	 92
 LITTERATUR	 94
 TABELLER	 106
TABELL 1: SKURINGSOBSERVASJONER 1972-1977	106
TABELL 2: FABRIC MÅLINGER FRA HJELLÅDALEN	130
TABELL 3: STEINTELLINGER OG RUNDINGSANALYSER FRA HELLÅDALEN	147
TABELL 4: KORNFORDELINGSANALYSER FRA HJELLÅDALEN	153
TABELL 5: TUNGMINERALIDENTIFIKASJON AV FRAKSJONEN 125 - 250 μ	156

ABSTRACT

The stratigraphy of Weichselian tills from an area situated between the main ice divide in central South Norway and the watershed to the north during most of the last glaciation, has been investigated. The till traps of this area, with high natural sections, are of considerable lithostratigraphical interest. On the basis of a comprehensive analysis of striae, combined with till fabric measurements and studies of texture, structure, petrography and mineralogy of the tills, the author has correlated different regional till units with four main phases of the last glaciation. The extension and distribution of the tills have been determined, partly depending on the relative position of the ice divide. The tills, often covering waterlaid sediments presumed to have been deposited in the Gudbrandsdalen Interstadial, always consist of more or less fresh material without signs of interglacial or preglacial weathering. The significance of various boulder layers is discussed.

Key words: Gudbrandsdalen. South Norway. Weichselian till stratigraphy. Inland ice divide. Striae. Basal till. Till fabric, texture, structure. Boulder layers. Till traps.

INNLEDNING

I mange av Gudbrandsdalens sidedaler er det høye snitt i løsmasser. Snittene holdes åpne ved fluvial undergraving og intense skråningsprosesser. Slik blottlegges tykke morenemasser, ofte også vannavsatte sedimenter under morenene, noe som gjør snittene til interessante lokaliteter for undersøkelser av stratigrafi og løsmassenes tekstur, struktur og genesis. Strøm (1943), Mangerud (1965) og Bergersen (1964) var de første som fanget interesse for morenemassene i Gudbrandsdalens sidedaler i en slik sammenheng, men de hadde vært kommentert tidligere også, i andre sammenhenger. Både Mangerud (op.cit.) og Bergersen (op.cit.) presiserte at nærmere undersøkelser av slike dalfyllinger ville kunne gi viktige opplysninger om forløpet av siste istid, og Mangerud (op. cit.) foretok undersøkelser i Skåbu, Uldalen og Veikledalen, i første rekke for å finne hvor mammutrestene har vært oppbevart under siste istid og om mulig å finne interglasiale avsetninger. Forøvrig hadde slike sidedalfyllinger vært gjenstand for få undersøkelser da forfatteren startet sine studier. Utilgjengeligheten, som disse snittene ofte har, er trolig grunnen til de få studier. Dertil kan enkelte snitt være direkte livsfarlige å ferdes i, og lokalbefolkningen unngår helst ferdsel og opphold i de stupbratte ravinene hvor store partier raser ut fra veggene fra tid til annen. At arbeid i slike snitt er tidkrevende bør også nevnes.

I løpet av årene 1969-78 har forfatteren foretatt rekognoseringer i de fleste store morenesnitt i hele Gudbrandsdalsregionen, og spesielt undersøkt: a) snitt hvor sub-morene sedimenter er påvist,

b) utvalgte snitt med ulik eksposisjon i forhold til dominerende isbevegelser. og c) utvalgte snitt med stor geografisk spredning for å vurdere morenenes forhold til isdelersonene. Resultater fra disse undersøkelsene er behandlet bl.a. i følgende arbeider: (Garnes 1972, 1973, 1978, 1979, Bergersen & Garnes 1971, i trykk, Garnes & Bergersen 1977, 1980). Parallelt med undersøkelsene innen samme prosjektet har flere hovedfagsstudenter også studert morener og morenemateriale (Lie 1974, Dahl 1978, Skjerven 1978, Hole 1979, Olsen 1979). Hjellådalen er en av sidedalene i Gudbrandsdalen som har flest og størst snitt i løsmasser. En del resultater fra undersøkelsene i Hjellådalen er allerede publisert (Garnes 1979), men verken beskrivelser eller diskusjon er tidligere fullstendig. I dette arbeid vil det bli gitt en samlet beskrivelse og presentasjon av resultatene fra Hjellådalen, med en sammenliknende diskusjon av resultater fra Gudbrandsdalen og tilgrensende undersøkte strøk.

ISBEVEGELSER

OVERSIKT OVER ISBEVEGELSER I GUDBRANDSDALEN OG ØST-JOTUNHEIMEN

På grunnlag av i første rekke en meget omfattende skuringsanalyse (Fig. 1 og Tab. 1), kombinert med studier av morenestratigrafi, geomorfologi og isavsmeltingsfenomener, er siste istid inndelt i fire hovedfaser (Fig. 2). Fig. 2, som forfatteren første gang presenterte på Nordisk Morenesymposium på Sem i 1975 er i hovedtrekk blitt bekreftet av egne og andres senere undersøkelser (Garnes 1975, 1978, Lie 1974, Garnes & Bergersen 1977, Skjerven

1978, Hole 1979, Olsen 1979, Hole & Bergersen i trykk). Når det gjelder isavsmeltingsfasen, fase D, er denne for de sentrale områder nylig inndelt i fem underfaser, Da - De (Garnes & Bergersen 1980) Det synes mulig å knytte interessante relasjoner mellom de forskjellige faser og de korrelerte moreneavleiringer, særlig med hensyn til deres utbredelse. Dette blir diskutert nærmere på s. 78. Derfor er det også viktig å kjenne til beliggenheten til hovedisdeleren til enhver tid. Også selve forflytningen av isdeleren har betydning for forståelsen av morenenes utbredelse. Forfatteren har ikke forsøkt å korrelere disse fasene med faser av siste istid funnet i andre deler av Skandinavia, bl.a. Ljungner (1945, 1949) og Lundqvist (1969) i Sverige og Vorren (1977 b) i Sør-Norge. Både Lundqvist (1974), Glückert (1974) og Vorren (op.cit.) har forsøkt å generalisere sine faser av Weichsel til å gjelde over store områder som de ikke selv, eller i noen tilfeller heller ikke andre har detaljundersøkt. Undersøkelsene i Gudbrandsdalen har brakt for dagen så mange usikkerheter omkring det å fastlegge beliggenheten av isdeleren at det synes vel dristig å trekke isdelere over større dalfører som er mangelfullt undersøkt. Forfatteren har, i samarbeid med O.F. Bergersen, foretatt foreløpige skuringsanalyser bl. a. i Valdres uten å finne indikasjoner på en fortsettelse av isdeleren mot sørvest til Hemsedal - Hardangervidda (under fase C). Det er derfor nødvendig med detaljundersøkelser av Valdres-dalførene før en isdeler slik Vorren (op.cit.) har antatt for sin innlandsisfase, i tilfelle kan verifiseres. Hovedisdelerens fortsettelse mot øst under samme fase er også vanskelig å følge. Trass iherdig feltarbeid er det ikke lyktes å følge den over kjølen mellom Gudbrandsdalen og Østerdalen. Heller ikke Sørensen (1979a)

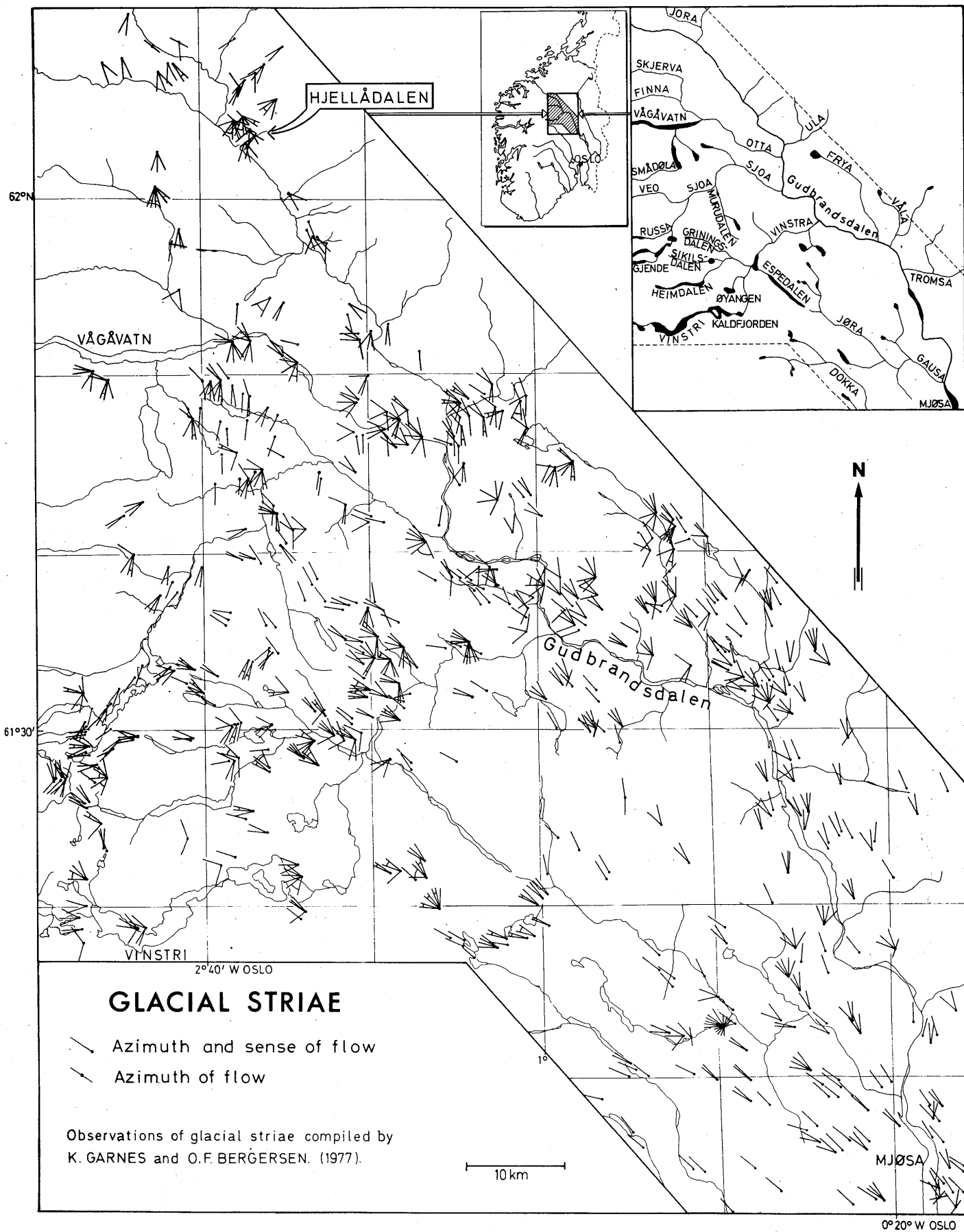


Fig. 1. Skuringsstriper i Gudbrandsdalen og Øst-Jotunheimen funnet og tolket av K.Garnes og O.F.Bergersen. På figuren er en rekke skuringsstriper utelatt i områder med stort observasjonsmateriale. Enkelte observasjoner omkring Otta er etter Lie (1974).

har funnet noen langt sørlig hovedisdeler i Østerdalen, slik Vorren (1977 b) antydet.

ISDELERFORFLYTNING

Mens det på Fig. 2 er funnet en kontinuerlig utvikling fra fase A til fase B, tyder observasjonene på, spesielt når det gjelder skuring, at det er en diskontinuitet mellom fase B og C. Dette skulle indikere en plutselig omlegging fra en isdelerposisjon i nordvest til en posisjon langt i sør, fra fase B til fase C. Tilsvarende observasjoner er gjort av flere andre, bl.a. Lundqvist (1969). Vorren (1977) s. 225 skrev "that a such migration on Hardangervidda was caused by a glacier surge out of the Hardangerfjord". En slik forflytning forårsaket av "surge" antydet han kan ha forekommet også i andre deler av siste istids isdekke (op. cit.). Slik tilsynelatende "plutselig" forflytning av en hovedisdeler fra en posisjon til en annen kan for det undersøkte området enklest forklares som en suksessiv forflytning av isdelersonen fra vannskillet, hvor glasiasjonen presumtivt startet, til en posisjon mer enn 100 km sør og sørøst for dette. Observasjoner tyder på at det i en relativt bred sone omkring innlandsisens kulminasjon var minimale bevegelser i ismassene, noe som er vel kjent for innlandsiser (Flint 1971). Skal en dømme etter det området hvor skuringsstriper mangler, eller er så svake at de ikke kan påvises, hadde denne sonen en bredde av størrelsesorden noen ti-kilometer. Når en mobil isdelersone passerer et område nær parallelt med seg selv, vil det trolig være meget vanskelig å påvise selve forflytningen. Det kan

teoretisk tenkes at overgangen fra liten erosjon med svake skuringsstriper, forårsaket av bevegelser i isdelersens vandringsretning, gradvis vil bli etterfulgt av like tynne skuringsstriper motsatt rettet. På mange lokaliteter har denne mulighet vært diskutert, men det har vist seg ytterst vanskelig å trekke sikre slutninger om både absolutt retning og alder på skuringsstriper i nærheten av isdelersonen. Trolig er det en tilsvarende gradvis overgang i akkumulasjonen av morener.

På Fig. 3 er det skjematisk vist hvordan en kontinuerlig, suksessiv flytning av isskillet kan forklare det bildet som kombinerte analyser har ført til på Fig. 2. Dersom prinsippet er riktig, gir illustrasjonen også forklaring på de observerte regionale forskjeller det er på utbredelsen av ulike typer basalmorener. Mens morenene som kan korreleres med fase C, totalt mangler i områder omkring isdeleren i denne fasen, er det påvist morener avsatt under fase C mer distalt for isdelersonen nærmere vannskillet, kf. Fig. 9, T₂. Også når det gjelder deglasiasjonsperiodens morener, er det åpenbart at disse stort sett er mer utbredt perifert i området, enn nær isdelersonen i fase D, se s. 78.

ISBEVEGELSER I DOMBÅS-OMRÅDET

Etter skuringsbildet å dømme var isbevegelsene i Dombås området, i strøk forholdsvis nær hovedvannskillet i nord, langt mer topografisk avhengige under isavsmeltingsfasen enn lenger sør nærmere innlandsisens isdelersone. Spesielt langs selve Gudbrandsdalen opp-

LAST ICE AGE IN EAST JOTUNHEIMEN - GUDBRANDSDALEN

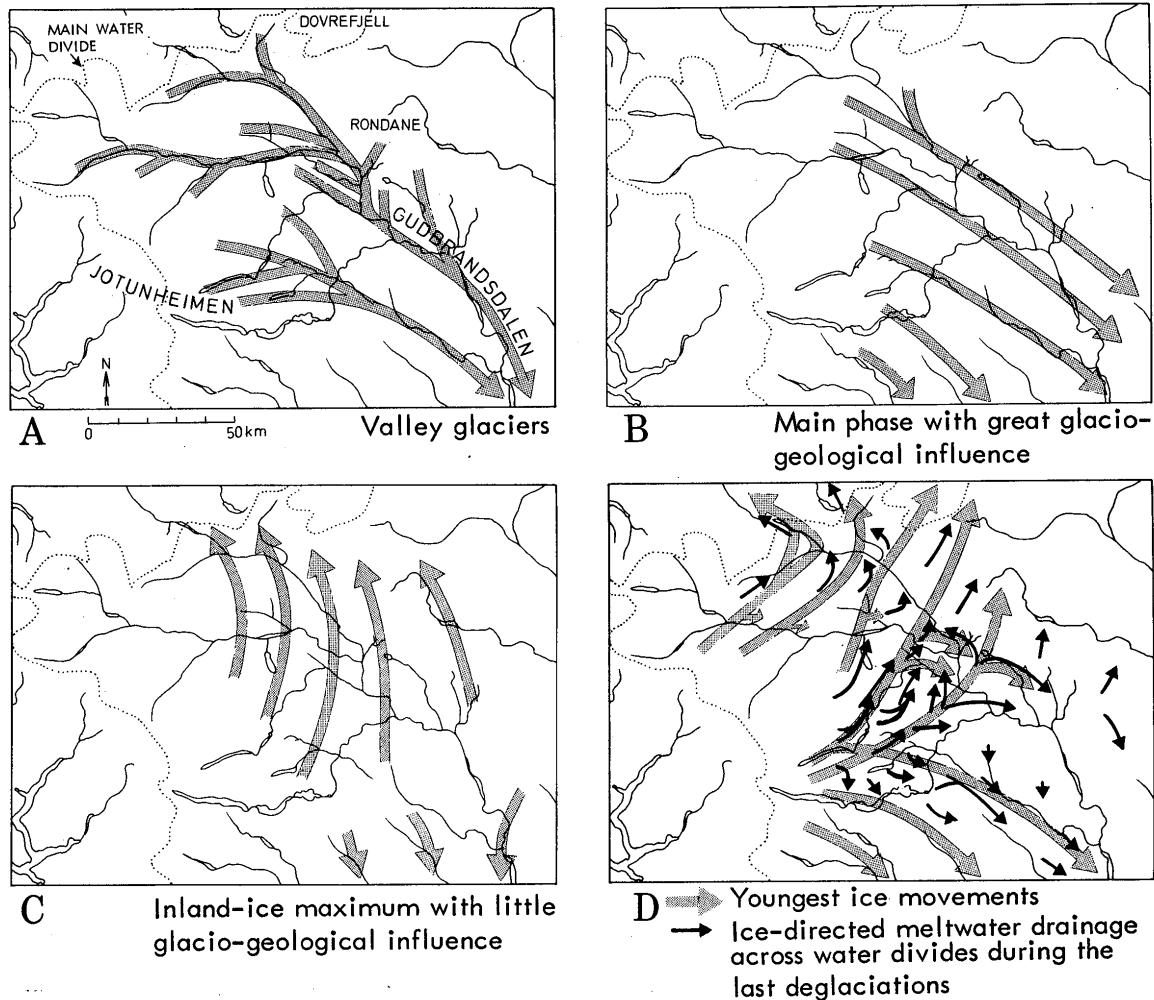
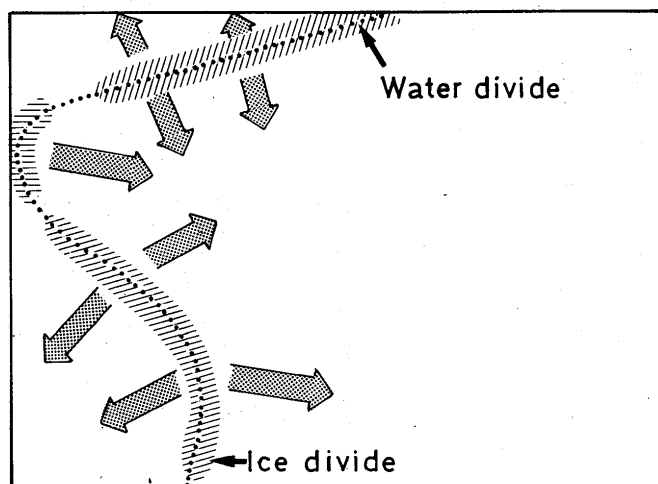
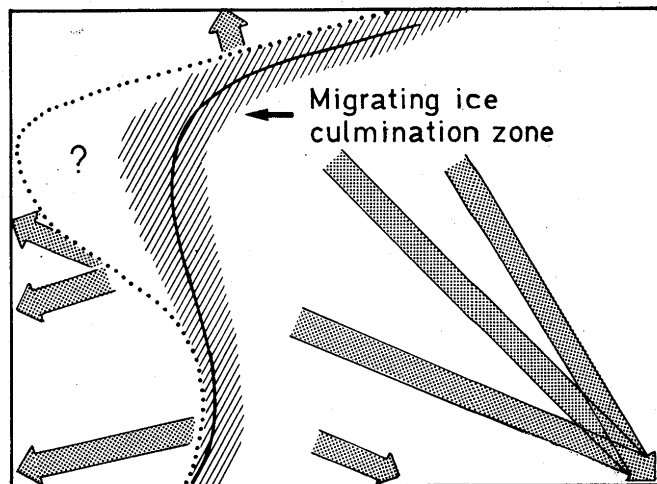


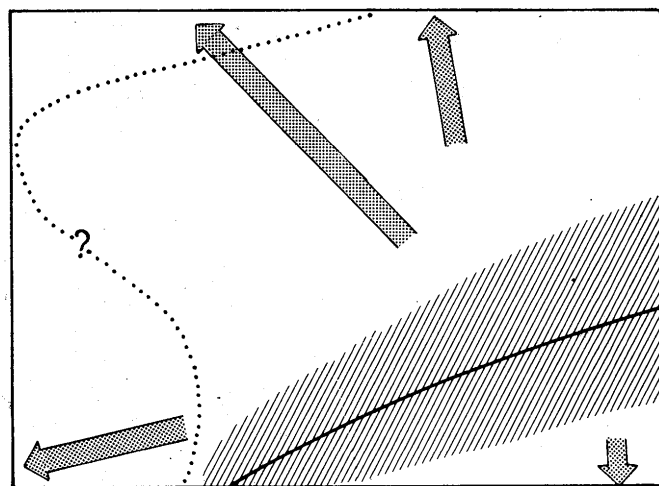
Fig. 2. Rekonstruksjon av isbevegelsene i fire hovedfaser under siste istid (Garnes 1975). Pilene tar ikke sikte på å vise synkrone fenomener.



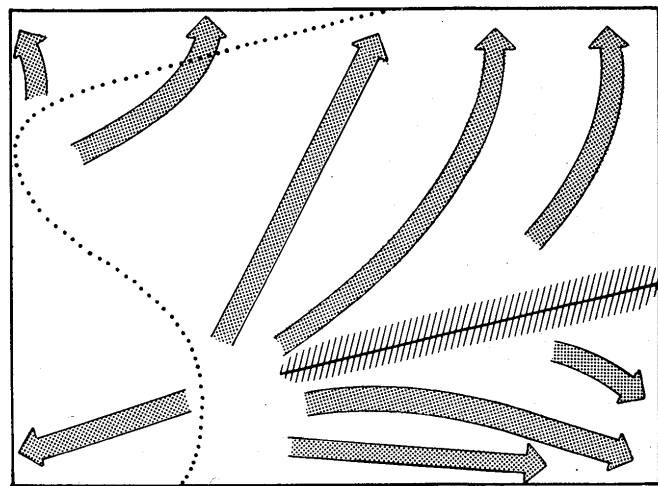
A



B



C



D

Fig. 3. Tolkning av hovedisdelerens forflytning i Gudbrandsdalen - Øst-Jotunheimen under siste istid, se Fig. 2. A. Nedisningen ved begynnelsen av siste istid synes å ha begynt i fjellområdene langs hovedvannskillet vest og nordvest med lange dalbreer langs dalene. B. Ettersom nedisningen fortsatte, forflyttet isskillet seg mot sør og sørøst. Etter at isskillet hadde passert et sted, kunne isbevegelsene på stedet få motsatt retning. På slike steder kan det opptre skuringsstriper som også er motsatt rettet. C. Isskillet i sin nær sørligste posisjon. D. Under et tidlig stadium av isavsmeltingsperioden ble det bygd opp flere iskulminasjoner i nærheten av det vestlige hovedvannskillet. Innlandsisens hovedisskille over midtre Gudbrandsdalen eksisterte fortsatt og førte til isbevegelser og glasi-fluvial drenering mot nordnordøst, oppover Gudbrandsdalen, under mesteparten av isavsmeltingsperioden.

trer det skuringsretninger innen en bred sektor, og som er tolket å tilhøre isavsmeltingsperioden (Fig. 4). Dette antas å henge sammen med at det var større isbevegelseshastigheter i områder så langt fra isdelersonen under isavsmeltingen (fase D) enn omkring midtre Gudbrandsdalen. I sistnevnte område er det ytterst vanskelig å rekonstruere unge isbevegelser, selv ved forholdsvis tykk is, bare på grunnlag av skuring, kf. Garnes (1972, 1978), Garnes & Bergersen (1980).

I nordlige deler av Gudbrandsdalsregionen er det generelt lettere å foreta skuringsanalyse enn lenger sør. Den viktigste årsak til dette er at flere av skiferbergartene i Trondheimsfeltet er forholdsvis massive og bløte, noe som gjør at mange retninger kan være bevart. De eldste skuringsstripene som er funnet, er trolig de som er påvist i selve Hjellådalen under tykke morener. Gamle skuringsstriper, og spesielt når yngre striper er påtrykt disse, kan være særlig vanskelig å bestemme retning på. I de undersøkte områder har det ved nesten alle eldre, og også ved enkelte unge skuringsgenerasjoner som viser bevegelser som er sterkt topografisk avhengig, f.eks. parallelt med dalretninger, vært vanskelig å avgjøre retningen. Det har derfor vært nødvendig å legge ned et meget stort arbeid i skuringsanalysen. Den skuringsmetodikk som har vært benyttet, er tradisjonell og er beskrevet bl.a. av Ljungner (1943, 1949), Gjessing (1954), Mattson (1954), Johnsson (1956) og Vorren (1979). Men det synes nødvendig å presisere at skuringsanalyse i områder under isdelersoner kan være ganske forskjellig fra skuringsstudier i isens perifere strøk. På grunn av de i lange perioder

minimale bevegelseshastigheter i isens såle, under tusen meter og mer tykke ismasser, viser det seg at skuringsstripene kan være så tynne og svake at de knapt kan sees med det blotte øye. Samtidig er vanlige former som støt- og le-sider oftest fraværende eller ytterst usikre, fordi issålen synes å ha vært ekstremt plastisk. Ett av de beste hjelpemidler til å bestemme absolutt retning har vært minisigdbrudd nede i selve stripene, men også plastavstøp har kunnet bidre til å avgjøre retning, der hvor feltmetoder ikke har strukket til.

I Hjellådalen er det ved Skånke funnet skuringsstriper omtrent midt i vestre dalside, 35 m over dalbunnen, med retning 52° eller 232° , under morene T_3 , som her ligger direkte på fjell. Dalsiden heller mot sørøst. Isbevegelsen har trolig vært mot sørvest, men dette er ikke sikkert fastslått. Retningen passer bra med antatt isbevegelse under avsetning av morene T_3 , kf. s.36 og Fig. 34. I Hjellådalens vestside ovenfor morenehyllen er det flere lokaliteter, som trolig har vært dekket av tykk morene, som gir følgende bilde: 20° eldre enn 60° (eller 240°) med mange mellomliggende retninger.

I Einbudalen er det mange lokaliteter med forskjellige skuringsretninger. I selve passpunktet mellom Fokstudalen og Hjellådalen er løsmassedekket trolig fjernet ved iserosjon. Det knytter seg derfor noe usikkerhet til korrelasjonene. Følgende utvikling er rekonstruert: Eldst: intervallet 340° - 350° , deretter i aldersrekkefølge 0° , 20° og yngst intervallet 320° - 340° . I høyere områder, f.eks. på Hovda, en fjellkulle sør for Dombås, dominerer retningen 3330° . På selve Dombås er det flere lokaliteter som viser mange skurings-

retninger (Fig. 4).

Rekonstruksjonen som er gjort på Fig. 34, er bygd på undersøkelser av en rekke lokaliteter over store deler av Nord-Gudbrandsdalen og tilstøtende fjellområder. De eldste faser som er funnet, synes å vise isbevegelser mot nordnordvest dreierende mot nordnordøst, senere helt til østnordøst. Deretter er det bevegelser mot nord, og yngst er et bredt belte av bevegelser mot nordnordvest dreierende til vestnordvest. En så komplisert isbevegelsesutvikling kan naturligvis aldri kunne rekonstrueres uten en viss usikkerhet, selv om forskjellige andre metoder enn skuring også trekkes inn. Denne usikkerhet bør presiseres når følgende tolkning settes fram. De eldste isbevegelsesfaser omkring nord korreleres med de yngste morener, se Fig. 2. Den østnordøstlige bevegelsen, som er markert ved et stort antall skuringsstriper over et stort geografisk område, samt av drumliner på Fokstua (kf. Reusch 1923, Holmsen 1964, Sollid 1964), tilsvarer trolig det stadium under isavsmeltingen da innlandsisen i Øst-Norge tillot ismasser fra Gudbrandsdalen å få avløp ned gjennom Drivdalen (Sollid 1964). Senere da passpunktet over til Drivdalen ble for høyt, svingte ismassene i Gudbrandsdalen mot nord oppover Joras dal og over hovedvannskillet (860 m o.h.), da med dannelse av store morener og andre lateralfenomener i ca 1100 m o.h. til følge (Garnes & Bergersen 1977, fig. 16). Til slutt ble også dette passpunktet for høyt og all is i Øvre Gudbrandsdalen drenerte oppover dalen til Lesja. Ved denne siste omlegging av bevegelsesmønstret ble muligens en stor sidemorene ca. 900 m o.h. i vestre dalside av Gudbrandsdalen, rett overfor Hjellådalens munning, dannet. Morenen er beskrevet av Eskeland (1964), som antydte at

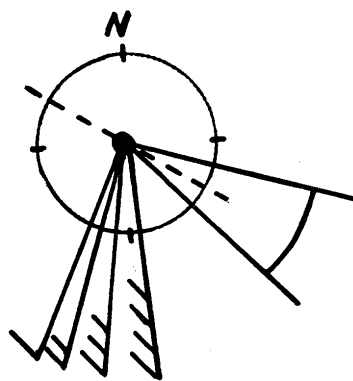


Fig. 4. Skuringslokalitet på kvartsglimmerskifer på Dombås med tolkning inntegnet (Tabell 1 nr 34-77 - 39-77). Økende antall haker på stripene angir høyere relativ alder. Stiplet stripe er tolket å være usikker skuring og retning.

morenen kunne være dannet p.g.a. en plutselig ny bevegelse av isen.

Det synes altså som det kompliserte skuringsbildet på Dombås kun tilhører de to yngste faser av siste istid, nemlig fase C og D, Fig. 2.

OVERSIKT OVER GEOMORFOLOGI OG BERGGRUNN I HJELLÅDALEN

Hjellådalen er en 3 km lang, trang sidedal, hengende ca. 100 m i forhold til Gudbrandsdalen, som utenfor Hjellådalen har en 1 km bred dalbunn ca 500 m o.h. Utenfor munningen av Hjellådalen er det bygd opp en stor postglasial vifte, ellers er hoveddalens bunn karakterisert av store glasifluviale og glasilakustrine sedimenter som ble avleiret under den store dreneringen oppover Gudbrandsdalen under isavsmeltingen. De første beskrivelser av denne dreneringen er sammenfattet av Hansen (1886) og Øyen (1896). Senere arbeider er gjort av bl.a. Holmsen (1918), Gjessing (1960) og Eskeland (1964). Snuingen av den siste store dreneringen som er kalt "Store Dølasjø" (bl.a. Ganes 1978), førte til omfattende utrasninger og erosjon i de tildels finkornete sedimenter. Hjellådalen har et gjennomsnittlig fall på 170 m/km. Bortsett fra et dekke av grove elvededimenter (mest blokker), renner Hjellåa nær fjelloverflaten. I store deler av dal-sidene er fast fjell eksponert. 200 m innenfor selve dalmunningen kommer det fra nordvest ned en vid fjelldal, betegnet Einbudalen. Sidedalen er omlag 50 m hengende i forhold til Hjellådalen og er

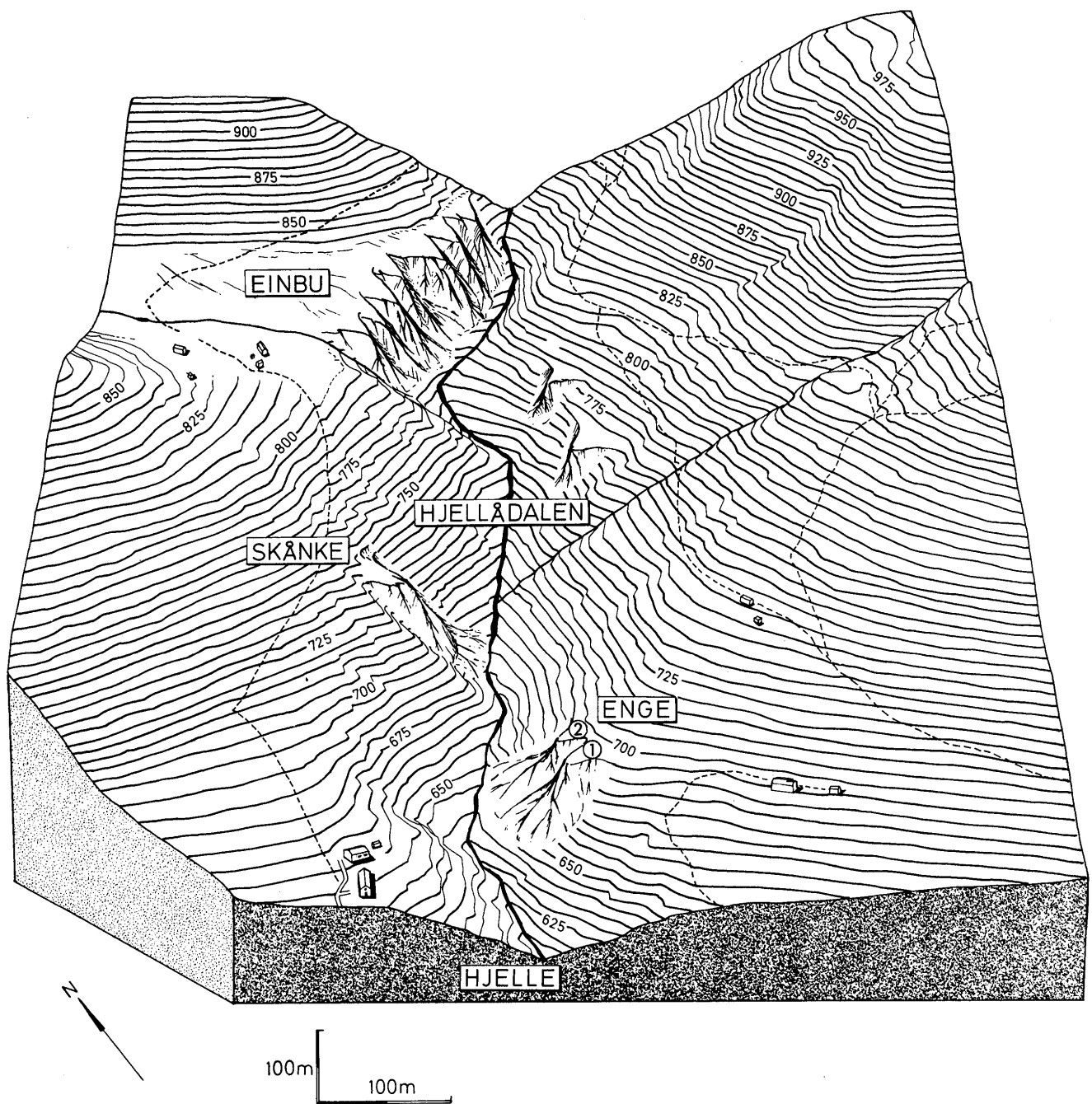
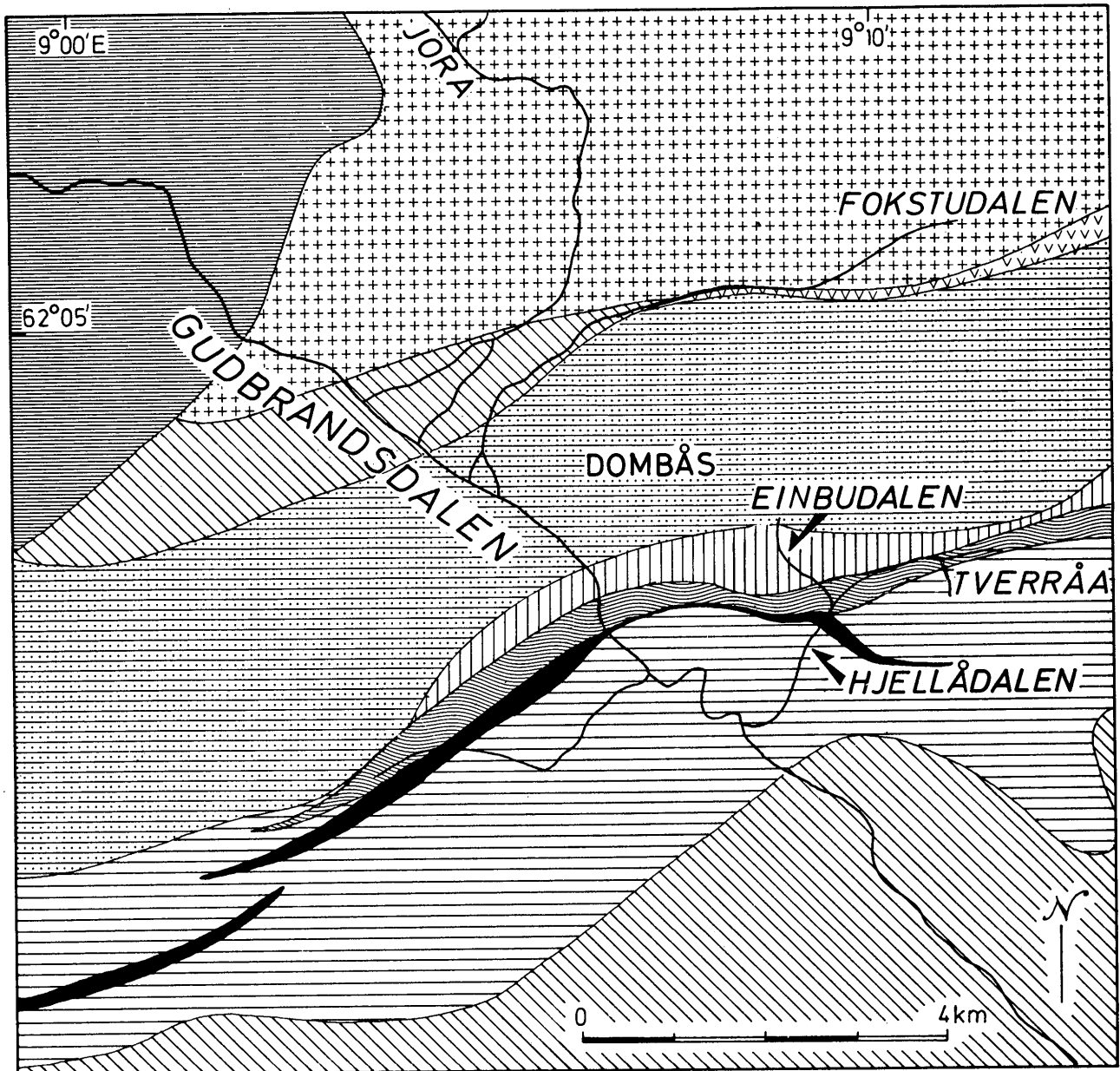


Fig. 5. Midtre del av Hjellådalen, med ytre del av Einbudalen til venstre. Figuren viser at det bare er rester igjen av den opprinnelige dalfylningen av løsmasser (Garnes 1979).

i munningen helt oppfylt av løsmasser (Fig. 5). Einbudalen er nær parallell med Gudbrandsdalen og har et gjennomgående bredt pass i nordvest til den nordøst-sørvestgående store dalsenkningen som betegnes Fokstudalen. Einbudalen har klart spilt en stor rolle som avløpsrenne for is i betydelige tidsrom under istidene fordi den foruten å ha samme retning som Gudbrandsdalen, også ligger i forlengelsen av Joras dal, som etter flere ting å dømme har rommet store dalbreer, spesielt fra Dovrefjell. Hjellådalen smalner raskt av innenfor samløpet med Einbudalen og ender som dalform straks innenfor Tverråa.

Berggrunnen i Hjellådalen består av metamorfe bergarter med utbredelse og strukturer østnordøst-vestsørvest. Bergartene tilhører Trondheimsregionens kambrosiluriske kompleks. Ca 3 km nord for dalen opptrer et omlag 5 km bredt belte av trondhemitt. Lenger øst består disse intrusive bergarter av gabbro, som er eksponert i et nesten like stort areal mot nordøst som trondhemitten i sørvest. Steintellinger i Hjellådalens morener viser alle et helt ubetydelig innhold av gabbro (0-2 %), noe som sterkt indikerer at der ikke har vært materialtransport til Hjellådalen fra nordøst. De spredte gabbro som er registrert, kan stamme fra små gabbroforekomster langs trondhemittens grense rett nord for Hjellådalen, eller kan også være feiltolket amfibolitt.

De metamorfe bergartene omfatter et bredt spektrum av glimmerskifer, gneis, amfibolitt m.m. Bergartene er inndelt i litostratigrafiske enheter (Guezou et al. 1972, Guezou 1978), men dette har vært til



LEGEND










- | | | | |
|---|--------------|---|---------------------------|
|  | Basal gneiss |  | Local gneiss |
|  | Trondhemite |  | Green quartz mica schists |
|  | Gabbro |  | Hornblende schists |
|  | Amphibolite |  | Graphite schists |
| | |  | Unspecified mica schists |

Fig. 6. Forenklet berggrunnskart, vesentlig etter Guezou et al. (1972) og Guezou (1979).

liten hjelp for tolkningen av steintellingene. Bergartsenhetene, som til dels består av de samme bergartene, er overskjøvet mot sørsørøst. Derfor har de enkelte enheter fått tallrike smale bånd som repeteres. Mot nordvest, 8 km fra Hjellådalen, består berggrunnen av basalgneis, kf. Fig. 6.

Det er nødvendig å ha detaljert kjennskap til områdets berggrunn dersom en skal kunne trekke slutninger om materialtransportens veier ved å studere morenenes petrografi og mineralogi. Berggrunnskartet på Fig. 6 er laget på grunnlag av beskrivelse hos Guezou et al. (1972) og egne feltobservasjoner. Forfatteren har også fått laget og mikroskopert 7 tynnslip av bergartene i og omkring Hjellådalen til støtte for inndelingen og til hjelp i tolkningen av tung-mineralinnholdet i morenene. Telleresultatene blir ikke tatt med i dette arbeidet. Etter at feltarbeidet var avsluttet, analysene fullført og figurer flest rentegnet, er det utgitt et nytt, mer detaljert berggrunnskart over området (Guezou 1978). Det nye kartet avviker på vesentlige punkter fra det kartet som ble utgitt i 1972 (Guezou et al. 1972), men forskjellene til det forenklete kart forfatteren laget var små (Garnes 1979). Derfor er det opprinnelige berggrunnskartet, som ble utarbeidet tidligere, kun korrigert og hovedinndelingen er blitt bevart (Fig. 6).

METODER OG METODISKE PROBLEMER

Undersøkelsene i Hjellådalen omfatter kartlegging av løsmasser og delvis av berggrunn, skuringsanalyse, tekstur- og struktur-

undersøkelser av forskjellige morenetyper ved hjelp av steintellinger, rundingsanalyser, kornfordelingsanalyser, mineralogiske undersøkelser og fabric målinger.

FABRIC ANALYSER

I alle undersøkte områder i Gudbrandsdalen er det konstatert at basalmorener nesten alltid har en god lengdeakseorientering i isbevegelsesretningen. Derfor har måling av lengdeakser i morenemateriale vist seg å være den kanskje beste metode til å skille forskjellige basalmorener. At lengdeakser orienteres i basalmorener er velkjent. Fra Richter (1932) benyttet denne metoden til å rekonstruere isbevegelsesretninger, har metoden etterhvert blitt mer og mer benyttet i morenestudier, og særlig i de senere år. Av den rikholdige litteratur om emnet kan nevnes: "Till. A symposium" (Goldthwait (ed.) 1971), hvor fabric i morene blir diskutert av en rekke forfattere.

Flere ting kan innvirke på orienteringen av lengdeakser i basalmorene. En primær orientering oppstår ved skjærplanspenninger enten englasialt eller subglasialt. Senere kan denne bli forandret ved reorientering, utvasking, skråningsbevegelser o.a. (bl.a. Lindsay 1970). Holmes (1941) mente å påvise en relasjon mellom orientering og de enkelte klastiske partiklers geometri, også ved transversal orientering. Derimot fant Krüger (1970) at transversal orientering ikke var avhengig av partiklenes form. I det undersøkte området er det ofte funnet en sekundær transversal orientering, men denne har i alle tilfeller vært av underordnet betydning og ikke ført til

tvil om tolkning av måleresultatene. På de aller fleste lokaliteter er det målt både fall- og strøk-retning på partiklene. I teksten er disse tredimensjonale retningsmålingene kalt fabric. Alle målinger er foretatt i felt og er makromålinger. Kravet til målbare partikler har vært at forholdet mellom a-akse og b-akse er større enn 2. Målinger på partikler hvor akseforholdet er klart mer enn 3, er understreket i Tab. 2. Partikkelstørrelsene har variert fra ca. 1 cm til mer enn 1 m. Resultatene er framstilt i Schmidts nett (Billings 1956). Antall målte partikler framgår av Tab. 2. Et hensiktsmessig konturintervall er funnet å være 3% av det totale plotningsantall innen 1% av arealet. Det er benyttet 360° inndelt kompass, og fallet er målt med kompassets klinometer-nål. I størst mulig utstrekning er det forsøkt målt i horisontalplanet, men dette har ikke alltid vært mulig. I de tilfeller målingene er utført i vertikalsnitt, er det laget flere snittflater med forskjellig retning. Dette er gjort for å unngå en underrepresentasjon av partikler som ligger parallelt med snittveggen. Slik orienterte partikler har lett for å falle ned før en får målt dem. På hver lokalitet er målingene utført i minst mulig område, og alltid innenfor en sone tynnere enn 20 cm. Erfaring har vist at selv små forflytninger av måleområde kan føre til at en kommer inn i en ny morene med en annen fabric. Enkelte av morenegrensene er blitt oppdaget nettopp ved at det er registrert små variasjoner i fabric. Variasjoner er vanligvis lett å konstatere bare ved å ta et lite antall målinger (10 partikler) som kontroll. Slike kontrollmålinger er alltid blitt benyttet når en morenegrense eller en overgangssone fra et morenelag til et annet, skulle fastsettes. Et

betydelig problem under arbeidet med fabric er å finne ut hvor i stratigrafien en befinner seg. De fleste snitt som har vært undersøkt, lå på meget steilt underlag, og morenelagene er akkumulert mer eller mindre konformt med dalsiden. En vil derfor kunne finne seg i det samme morenelaget over en lang strekning og med stor høydeforskjell, når en går oppover i dalsiden.

Fallet på de orienterte partikler i en morene er avhengig av avsetningsmåten (bl.a. Lindsay 1970, Boulton 1971, Mark 1974, Dréimānis 1976). En påklistringsmorene (= lodgement till) (se s. 82) har et dominerende fall med liten vinkel oppstrøms isens bevegelsesretning, konformt med skjærplanene i isen. I en basal utsmeltningsmorene (= basal melt-out till) vil fallet være subparallelt med avsetningsplanet. Ablasjonsmorene (særlig "flowtill") vil også kunne ha god orientering, men retningen vil ikke være regionalt utholdende. Fallmålingene må sees i relasjon til akkumulasjonsplanet på hvert sted, og ikke til fjelloverflaten. Siden akkumulasjonsplanet kan variere betydelig i vertikalsnittet, men er vanskelig å måle nøyaktig, er planet ikke tegnet inn i stereogrammene. Under feltarbeidet er akkumulasjonsplan og/eller skjærplan alltid forsøkt bestemt fordi dette er nødvendig for tolkningen av fabric.

I områder hvor isbevegelsesretningen er ubestemt har fallmålingene vært til god hjelp for å avgjøre hvilken bevegelsesretning den akkumulerende is hadde.

STEINTELLINGER

Det er åpenbare bergartsforskjeller i morenestratigrafien, og det er nedlagt et stort arbeid i bruk av steintellinger til å skille og korrelere morener. Til steintellingene og rundingsanalysene er det valgt ut tilfeldig 100 stein, i noen få tilfeller kun 50, av fraksjonen 2 - 6 cm. Steinene er alltid plukket ut in situ fra morenene, ofte i forbindelse med fabric-målinger. Vanskene med å finne en hensiktsmessig klassifikasjon var imidlertid så stor at bare en grov inndeling er blitt valgt. Foruten de nevnte intrusiver, trondhemitt og gabbro, har en sonevis fordeling østnordøst-vest-sørvest av grafittskifer, gneis, hornblendeskifer, grønnlig kvartsglimmerskifer og grå skifer som står i rekkefølge nordover fra Hjellådalen til intrusivgrensen 3 km nord for dalen, spilt en stor rolle i vurderingene, kf. Fig. 6. Den endelige klassifikasjon er resultatet av at nesten alle prøver er tallet 5 ganger. Likevel er den endelige grupperingen meget enkel. På grunn av repetisjon av bergartssoner, og det faktum at forskjellige bergartsenheter til dels inneholder nær de samme bergarter, har det vist seg uhensiktsmessig med en mer detaljert inndeling. I det følgende skal det gis noen kommentarer til de enkelte bergartsgruppers opptreden i de enkelte morener.

Grafittskifer. Denne gruppen omfatter langt mer enn egentlig grafittskifer, som imidlertid dominerer gruppen. Gruppen omfatter bl. a: a) kvartsittisk glimmerskifer, b) en svartgul, bløt glimmerskifer rik på muskovitt og med basiske noder vekslende fra pyroksen i kjernen til amfibol i periferien, c) amfibolitt, d)

d) grønnlig klorittskifer, også restkvarts er lagt til denne gruppen. Restkvarts opptrer med 2 - 6 % i prøvene. Også hornblendearike skifre av flere typer opptrer, og i de tilfeller da disse ikke er en lys skifer med distinkte, lett synlige hornblendenåler, er også disse lagt til denne gruppen. Det er imidlertid ikke noe tydelig skille mellom de ulike hornblenderike skifre, og i mange prøver er derfor ikke den lyse hornblendeskiferen skilt ut som egen bergart.

Lokal gneis. Denne gruppen omfatter nesten utelukkende en ensartet gneis av en type som er observert bl.a. nær Hjellådalens bunn ved Einbu. I enkelte prøver kan prosenten av lokal gneis være litt for høy dersom langtransporterte gneiser (= basalgneis) er feilplassert. Det var ofte svært vanskelig å skille mellom disse gneistypene. Dersom basalgneis er feilplassert, vil de forskyvninger dette måtte medføre neppe ha betydning for hovedmønsteret i utbredelsen av den lokale gneisen i morenen fordi innholdet av lokal gneis er forholdsvis stort i alle prøver. Gneisen har vist seg å ha karakteristisk variasjon i stratigrafien, spesielt ved Einbu, og er derfor skilt ut som egen gruppe.

Hornblendeskifer. I de prøver der den typiskelyse hornblendeskifer med tallrike hornblendenåler opptrer, er disse skilt ut som egen gruppe. Denne bergarten er særlig tallrik i de sub-morene sedimenter ved Einbu og i T₄ morenen ved Skånke. Bergarten er observert over et stort areal i Einbudalen, fra Einbu gård og nordover.

Grønnlig kvartsglimmerskifer. Denne gruppen omfatter en massiv, nesten kvartsittisk grønnlig/grå kvartsglimmerskifer. Bergarten er ytterst vanskelig å skille fra grønnlig grafittskifer, særlig i prøvene fra Enge. Det er foretatt omfattende feltrekognoseringer

for å fastslå opphavsstedet for bergarten. Resultatet er at bergarten antas å stamme fra passpunktområdet mellom Einbudalen og Fokstudalen og hvor bergarten er eksponert. I de tilfeller der den sølvgrå skifer, som er eksponert i et stort areal omkring Dombås-Hovda, er sikkert identifisert, er denne lagt til denne gruppen. Trondhjemitt. Gruppen trondhjemitt omfatter forholdsvis sikre trondhjemitter, og den prosent som er funnet, bør derfor betraktes som en minimumsprosent. I mange tilfeller har det vært meget vanskelig å skille trondhjemitt fra gneis. Bergarten er viktig som materialtransportindikator, da det forutsettes at all trondhjemitt i Hjellådalen er transportert fra nord. De små forekomster av trondhjemitt i fast fjell langt mot sørvest for Hjellådalen sees det bort fra (Guezou 1978).

Basalgneis. Gruppen basalgneis er gneisbergarter som antas ikke å ha lokal opprinnelse. Det er utvilsomt overlapping til gruppen lokal gneis, men de fleste tvilstilfeller er plassert blant lokal gneis. De oppgitte prosenter er derfor trolig litt for lave.

KORNFORDELINGSANALYSER

De kornfordelingsanalyseresultater som er sammenstilt på Fig. 30 og 31, omfatter analysedata av materiale mindre enn 20 (16) mm fra hele Gudbrandsdalsregionen i de prosjekter jeg har deltatt i, sammenlignet med materiale fra Hjellådalen (Tab. 4). Analysene er således utført på materiale som er innsamlet i tidsrommet 1968 - 78, og analysert av forskjellige institusjoner og personer. Prøvetaking og analyser er stort sett utført etter standardprosedyrer ved

Geologisk institutt, avd. B, Universitetet i Bergen og som er beskrevet og diskutert av Vorren (1979). Statens Vegvesen, Analyseforskrifter (1966) er fulgt når det gjelder hydrometeranalyse. Resultatene er punchet etter forskjellige EDB-programmer som benyttes ved Geologisk institutt, avd. B. utarbeidet av Myhre (1974) og Norges geologiske undersøkelse. Kornfordelingsanalyser både ved pipette og hydrometer er utført på en del prøver. Selv om antall slike dobbeltanalyser er forholdsvis lite (ca. 20 analyser), viste resultatene til dels store forskjeller når det gjaldt innholdet av finmateriale, særlig innholdet av leir. Dette tilsier varsomhet ved sammenligning mellom kornfordelingsresultater utført etter forskjellige prosedyrer, særlig ved sammenligninger av leirinnholdet. Er derimot analysene utført etter samme prosedyre, slik tilfelle er for analysene fra Hjellådalen, antas selv små relative forskjeller å kunne være signifikante. Innholdet av de forskjellige fraksjoner, også av leir er derfor i stor grad benyttet på figurer, og i beskrivelser til sammenligninger av morenene i Hjellådalen. Prøvene fra Hjellådalen er analysert ved pipettemetoden, og resultatene er sammenstilt i Tab. 4.

MINERALOGISKE UNDERSØKELSER

Mikroskopering.

Fraksjonene 63 - 125 μ og 125 - 250 μ av samtlige moreneprøver fra Hjellådalen er separert med tung væske. Gravitetsseparasjon med bromoform, egenvekt 2,82, ble benyttet, og metoden er beskrevet bl. a. av Carver (1971, s. 439-443). Fordelingen av tunge og lette mineraler er dermed en vektprosent. Glimmerrike prøver gir ofte

usikre resultater ved denne separasjonsmetoden. Lys glimmer med lav egenvekt vil kunne holde seg svevende i væsken fordi egenvekten av muskovitt ligger mellom 2,76 og 3,10.

Fra et utvalg av prøver fra profilene ble tungmineralfraksjonen 125 - 250 μ nærmere undersøkt ved mikroskopering av tynnslip. Tellingene av mineralene på objektglasset ble gjort etter linjemetoden (se Galehouse 1969). Denne tellemåten gir frekvensen av mineraler som en funksjon både av antall og størrelse. Tellemåten anbefales ikke brukt ved omgjøring til vekt eller volumprosent (Galehouse 1969). Haldorsen (1977) har derimot ved kontrollanalyse funnet at den prosentvise arealfrekvensen er omlag like stor som vektfrekvensen for de forskjellige mineralkomponenter. I diagrammene er de enkelte mineralgruppene framstilt som en prosentvis fordeling av totalt registrerte mineralkorn. For hvert slip er det talt 300 korn, noe som etter Galehouse (1971) gir maksimum av nøyaktighet ved minimum telletid. Fraksjonen 125 - 250 μ har vist seg å være en velegnet kornstørrelse for mineralogiske identifikasjoner. Det lave innholdet av bergartsfragmenter (se Tab. 5) samtidig som kornene er store nok til å identifiseres, viser dette. Til hjelp i mineralidentifikasjon ved mikroskopering er bl.a. benyttet Deer, Howie og Zussman (1972), Milner (1962) og Krumbein & Pettijohn (1978).

Røntgendiffraktometri

Fra profilene ble det undersøkt et utvalg av prøver leirmineralogisk. Ubehandlet prøvemateriale ble tørrsiktet gjennom 100 μ sikt og fraksjonene finere enn 100 μ renses for jernoksyder. Til rensing ble benyttet natriumcitrat (Mehra & Jackson 1960). Materiale mindre

enn 8 μ ble så separert fra og analysert videre. Flere av prøvene inneholder svært små mengder av materiale mindre enn 2 μ , derfor ble grensen 8 μ valgt. XRD-slides ble laget ved filtrering av materialsuspensjon gjennom Milliporefilter med porediameter 0,2 mm. Prøvene ble analysert på Phillips røntgendiffraktometer (XRD) med Cu-rør med goniometerhastighet på $1^{\circ}20'$ og papirhastighet på 25 mm pr. min. Samtlige prøver ble glycolbehandlet i glycoldamp i minst 48 timer ved romtemperatur. Prøvene ble glødet ved 550° C i en halv time og røntgenkjørt umiddelbart etterpå.

Identifiseringen og kvantifisering av leirmineraler ble gjort delvis etter Carroll (1970), Haldorsen (1977), Roaldset (1972) og Thorez (1975 og 1976). De semikvantitative fremstillingene er laget ved prosentvis beregning av arealene for refleksjoner på den glycol-behandlede prøven der $7 \text{ \AA} + 10 \text{ \AA} + (10-14) \text{ \AA} = 100\%$, og viser derfor egentlig kun intensitetsprosenten. For å få en best mulig sammenligning mellom illitt og blandsjiktmineraler (hydroglimmer) er arealet av den likesidete trekanten omkring 10 \AA toppen angitt som illitt og den assymetriske trekanten mellom 10 \AA og 14 \AA som blandsjiktmineraler. 7 \AA toppen angir kloritt. Alle prøvene viser en økning av 13,8 \AA toppen for den glødete prøven sammenlignet med 14 \AA toppen for den glycolbehandlede prøven, noe som viser at 14 \AA toppen i det alt vesentlige angir kloritt og ikke vermikulitt. Blandsjiktmineralene er for alle prøvene identifisert til å være vermikulitt-illittmineraler.

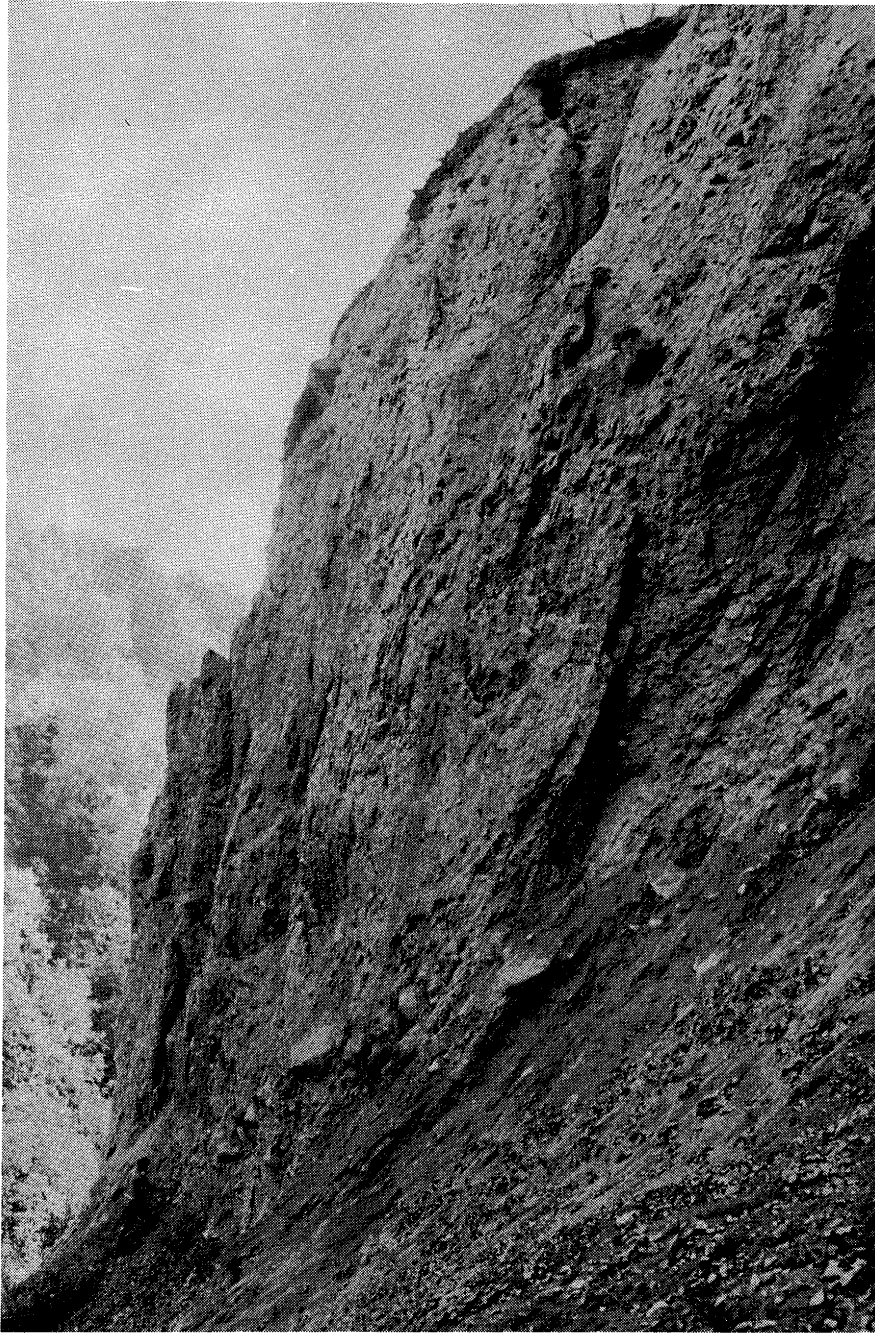


Fig. 7. Nordøstvendt ravinevegg ved lokalitet Skånke, sett mot sør. Vertikale sprekker, som tolkes å være oppstått p.g.a. avlastning, er en betingelse for hyppige utrasninger og rask tilbaketrekning av snittveggen. Ved personen t.v. sees det markerte blokklaget i nedre del av T_3 morenen. Laget kan følges nær konformt oppover den bratte dalsiden, kf. Fig. 8.

LOKALITETSBESKRIVELSER

I de nedre deler av begge dalsider langs Hjellådalen ligger det sporadisk store løsmasser som oppad er begrenset av en hylle (Fig. 5). Indre kant av disse hylleformene når 75 - 100 m over dalbunnen ytterst i dalen, men bare 20 m over dalbunnen 2 km lenger inne hvor dalfyllingen opphører. Dette viser at dalens gradient er større enn hylleformens fall. Hylleformen ligger 15 m høyere på nordvestsiden enn på sørøstsiden. Mens det er lite løsmateriale ovenfor hyllen på nordvestsiden, er det på sørøstsiden også ovenfor hyllen et jevnt morenedekke.

Ved alle markerte hyllerester står løsmassene i åpne ras ned mot Hjellåa, og skråningsprosesser er i dag meget aktive. Snittene forandrer således seg stadig, og det er lett å merke forskjeller fra år til år. De største forandringene skjer vår og høst når massene er oppbløtte, samtidig som vannet ofte fryser og is tiner. Morenene kan ha helt loddrette snitt, men snittveggene er avhengig av bl.a. akkumulasjonsplan og sprekkemønster. De sprekkenes som synes å bety mest, er nær parallelle med veggene og kan være avlastingssprekker (Fig. 7). I enkelte tilfeller er det også iaktatt mer enn 10 m høye vegger med svakt overheng, spesielt ved Skånke.

Samtidig med undergravingen av løsmassene og tilbakerykkingen fra elva, og som skjer parallelt med dalsiden, skjærer småbekker og nedbørvann seg dype raviner loddrett på dalsiden. Løsmassene blir derfor oppdelt i tilnærmet rektangulære blokker. Denne prosessen

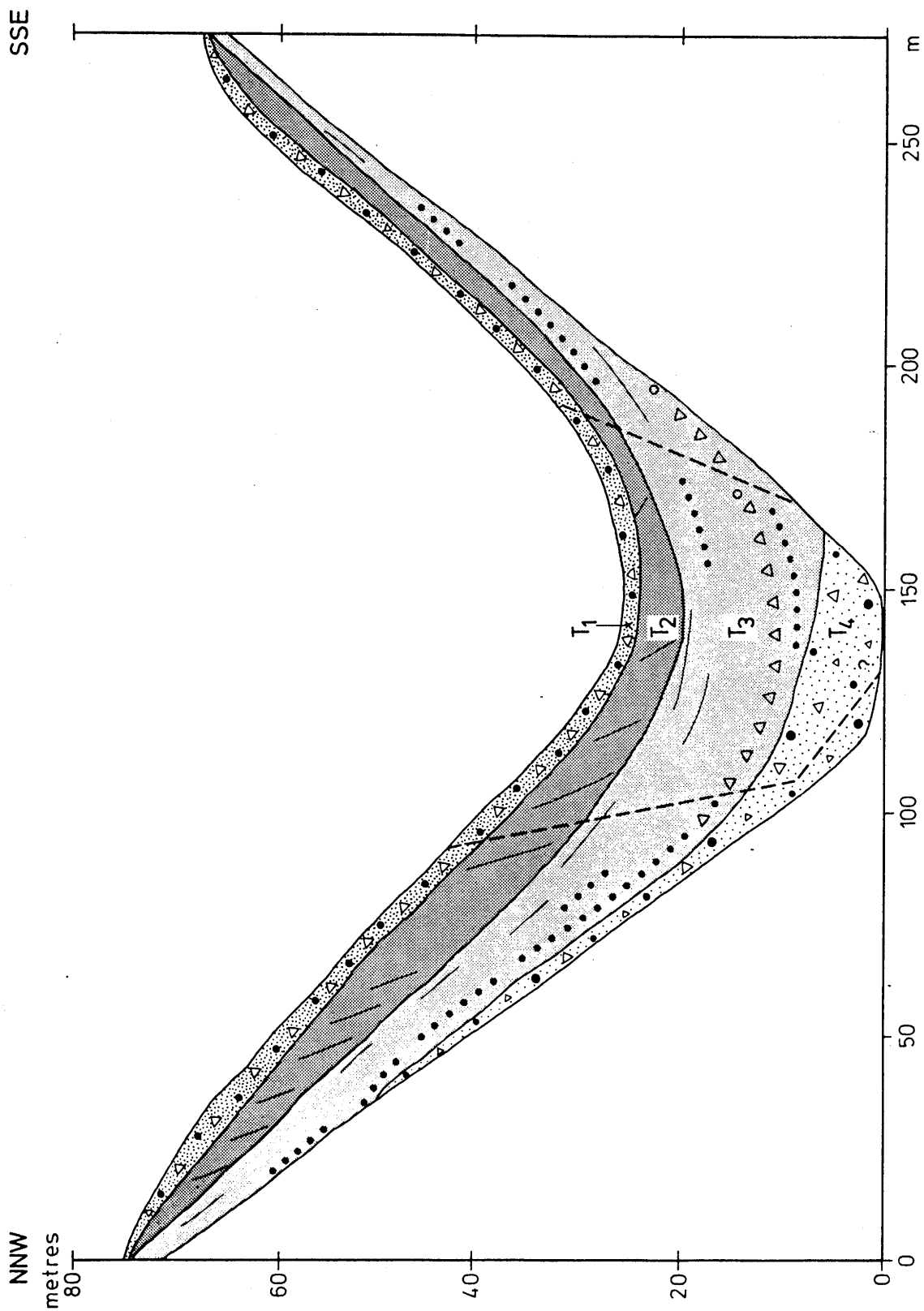


Fig. 8. Rekonstruert tverrprofil med morenestratigrafi, T₄l, gjennom den opprinnelige dalbøllingen i området Skånke - Enge. Erodert materiale midt i dalen er markert med stipling.

vil, når forholdene ellers ligger til rette for det, føre til dannelse av jordpyramider (Fig. 12). Jordsøyle- eller jordpyramide-utvikling er iaktatt i flere av de daler som er undersøkt. Foruten de kjente søyler i Uldalen (Kvitskriuprestinn), (bl.a. Strøm 1943, Mangerud 1965), er de best utviklete søyler å finne i Rudiådalen på Dovre.

I den nordvestlige dalsiden er det spor som røper stor smeltevannerosjon i overkant av morenehyllen, særlig i den nederste del av dalen og ved munningen. Dette synes likevel bare å være av underordnet betydning for hyllens utforming og eksistens. De korresponderende høyder, fabric-resultater og stedvis tilstedeværelse av ablasjonsmorene tyder på at hylleformen er rester etter en primær akkumulasjonsflate og er bare i liten grad en erosjonsflate. Hvor store løsmassene opprinnelig har vært før den postglasiale fluviale erosjon satte inn, er ikke lett å rekonstruere nøyaktig. Dertil er for mye av løsmassene i store deler av dalen fjernet. Ut fra et skjematisk tverrprofil over Hjellådalen ved Skånke (Fig. 8) er det sannsynlig at løsmassene har hatt en tykkelse over Talweg på minst 25 m. Utenfor Hjellåas munning i Gudbrandsdalen ligger det akkumulert en meget stor postglasial vifte.

Stratigrafiske undersøkelser av dalfyllingen i 7 snitt viser at løsmassene vesentlig består av basalmorener som i stor grad lar seg korrelere fra snitt til snitt (Fig. 9). Av figuren framgår det at den yngste morene, T_1 , er tilstede i alle snitt, unntatt ved Enge 1, og at denne morenen øker sterkt i tykkelse innover i dalen. Omvendt synes det å være med den mest dominerende morene T_3 , som mangler

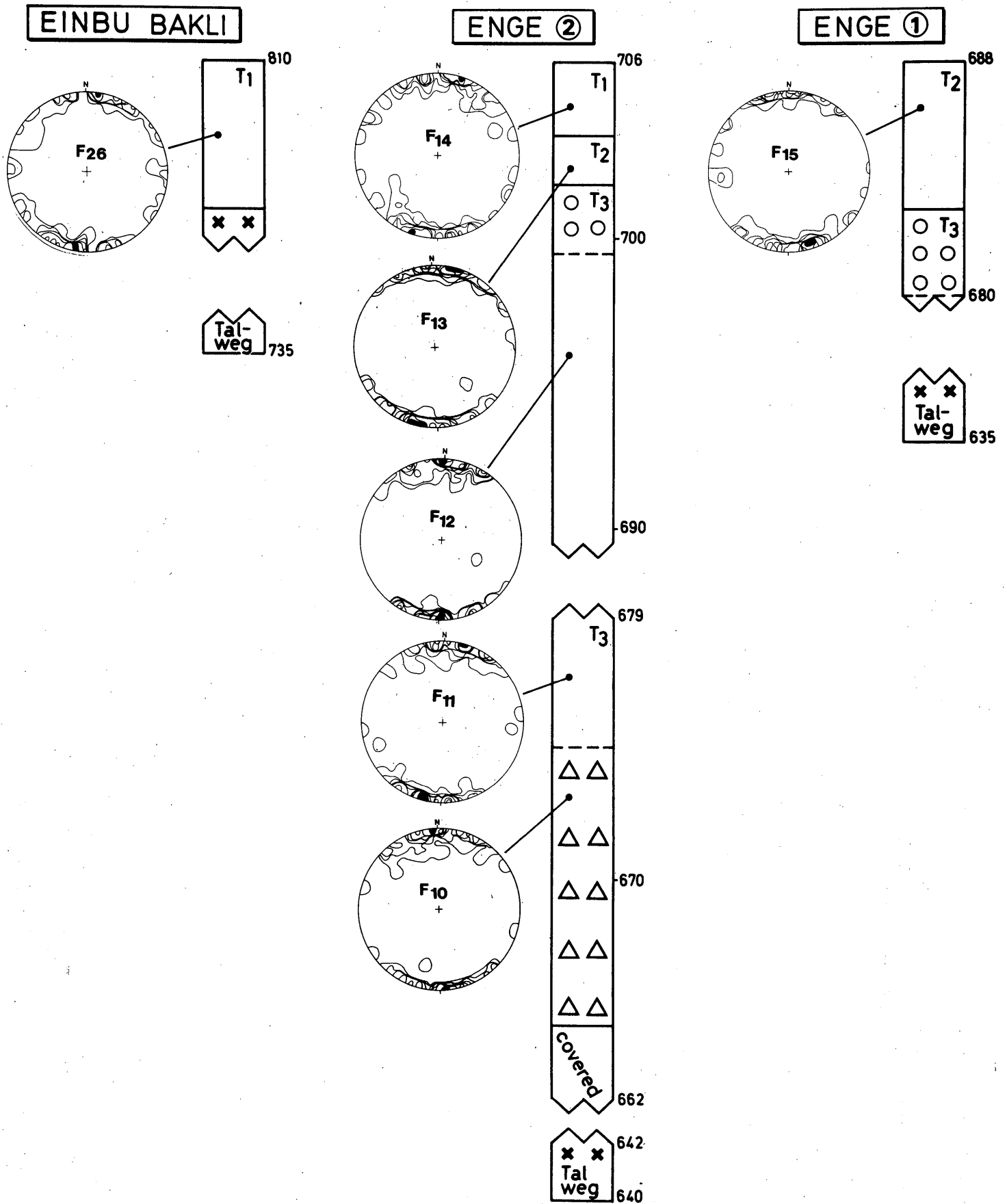


Fig. 9. Samlet framstilling av fabric analyser med morenestratigrافي i sju snitt i Hjellådalen, ordnet fra munningen og innover dalen, østsiden t.v. og vestsiden t.h. Lokalisering av snittene er vist på Fig. 34.

HJELLE

SKÅNKE

EINBU

TVERRÅ

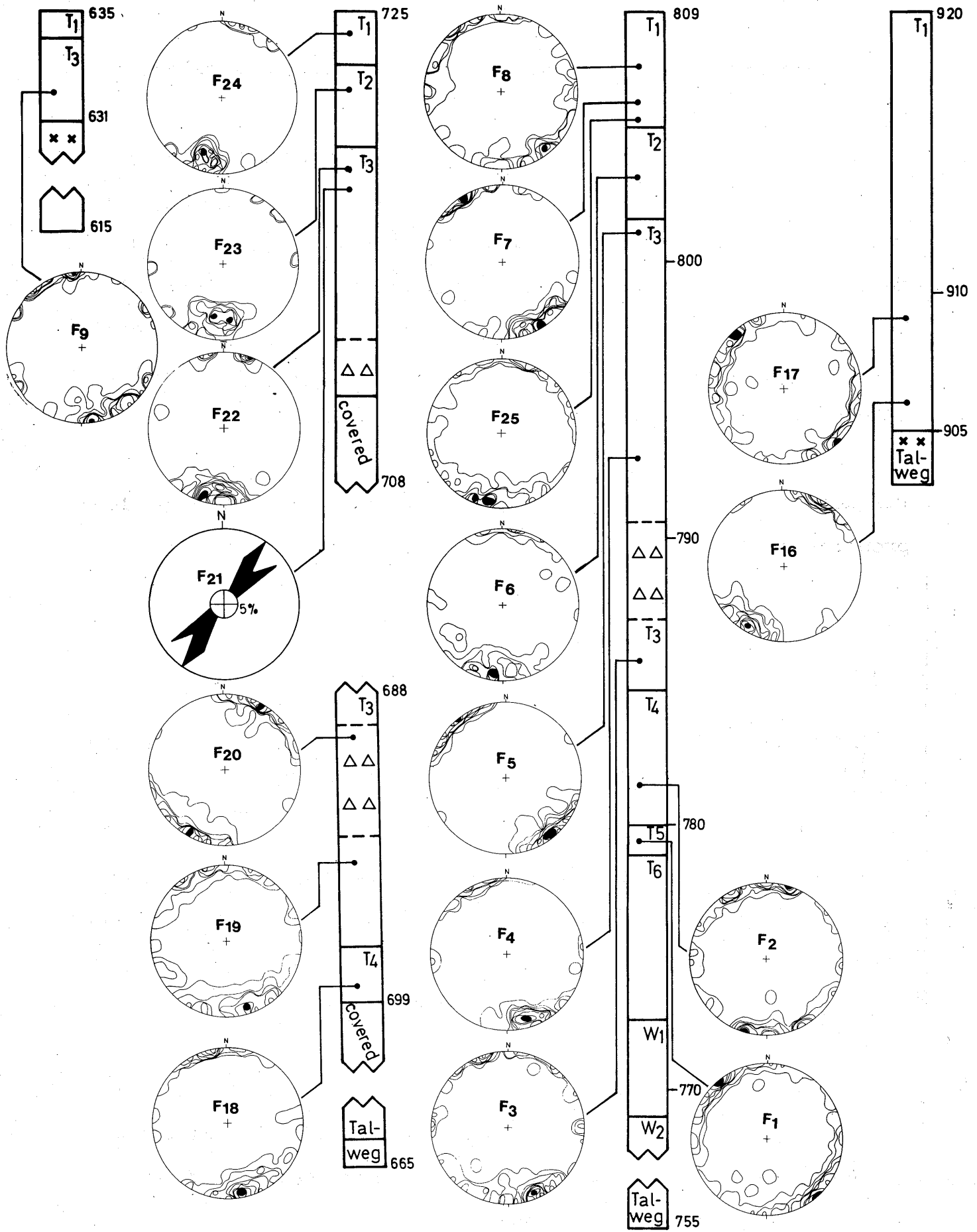


Fig. 9. Se tekst på motsatt side.

i de innerste snitt, men som er meget tykk ytterst i dalen.

Alle snitt i Hjellådalen har i uttørket stand et hvitt belegg av sekundært utfelt kalk (CaCO_3). Måling av Ca^{2+} innholdet i de forskjellige morener i snittene Einbu og Skånke viste i begge tilfeller et svakt avtakende innhold oppover i stratigrafien. Flere bergarter i området inneholder kalk, men de mest kalkrike bergarter antas å være soner i hornblendeskiferen nord for Hjellådalen (Guezou 1978), hvor mikrokarst lokalt er godt utviklet.

Fra den underste morene ved Skånke, T₄, ble det laget to pollenpreparater. Det ble ikke funnet identifiserbare pollen.

EINBU

Lokalitet Einbu ligger ved munningen av Einbudalen i Hjellådalen (Fig. 5). Ved dalmøtet er dalene vide, og her er de største restene etter dalfyllingen i Hjellådalen bevart. Det er verdt å merke seg at Einbudalen ytterst i sin dal har en dalfylling som er intakt, noe som må sees i sammenheng med at bekken gjennom Einbudalen har meget liten vannføring. På grunn av manglende nedskjæring er det ingen snitt som kan fortelle nærmere om forholdene.

Ved Einbu er det en rekke sammenhengende, åpne snitt i nordsiden av dalen fra Einbubekken og 500 m østover (Fig. 10). Ett av disse snittene er detaljundersøkt og blir betegnet lokalitet Einbu. Forøvrig er alle snittene rekognosert og delvis studert.

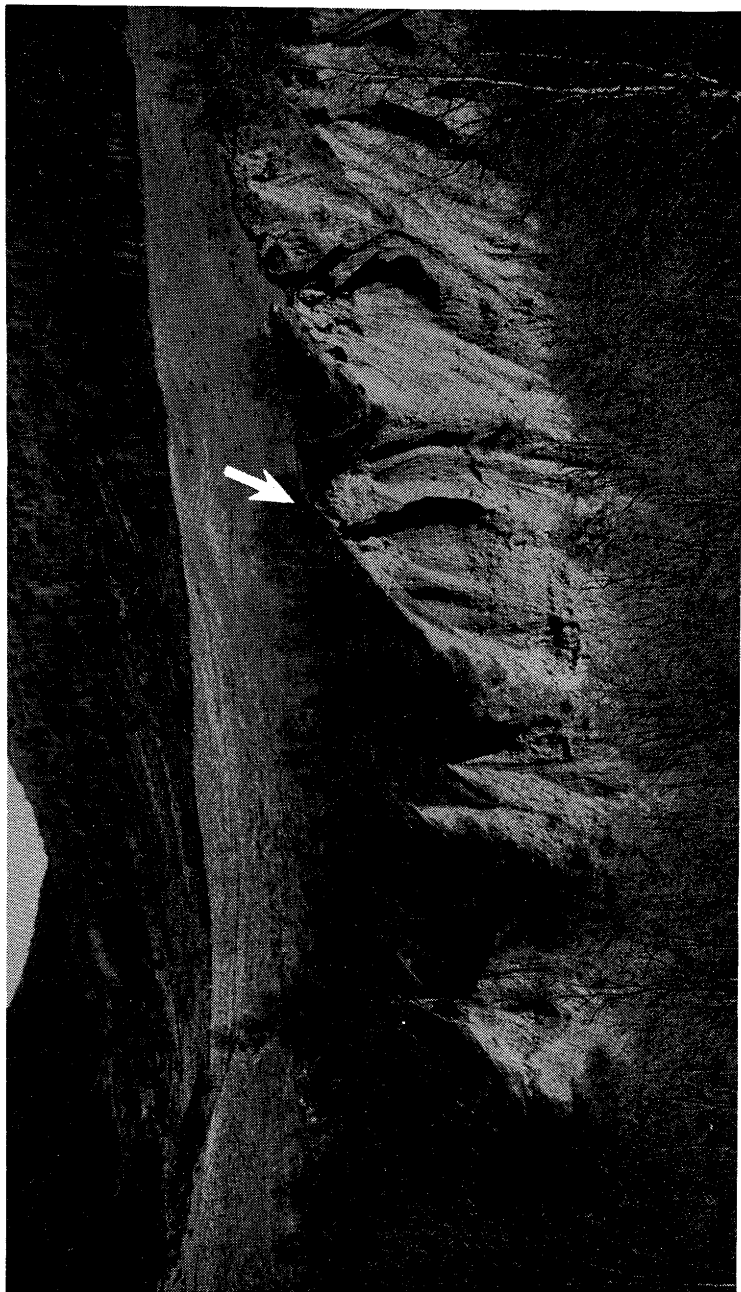


Fig. 10. Oversikt over snittene ved Einbu, sett mot nordvest innover Einbudalen fra motsatt dalside. Lokalitet Einbu, Fig. 11, er avmerket med pil. Blokklaget som er synlig i bunnen av snittet, tilhører de submorene sedimentene.

Fig. 11, 9 og 15 viser litostratigrafien og analyseresultater fra lokalitet Einbu. Den stratigrafi som er funnet, bygger på en samlet vurdering av de forskjellige metoder som er benyttet, men støtter seg mest på fabric og tekstur/struktur undersøkelser.

Snittbeskrivelse

Lokalitet Einbu utgjør den vestvendte siden av en dyp ravine. Underst i snittet er det blottet grove elvededimenter, W_2 , av minst 5 m tykkelse, men trolig fortsetter sedimentene under nedrast materiale ytterligere 10 m ned til dalbunnen (Fig. 11). Sedimentene, som vesentlig består av grus, stein og blokker, har i snittet sterkt fall innover Hjellådalen og er tydelig avsatt fra Einbudalen som delta. Sedimentene er fulgt sammenhengende vestover til Einbubekken. Der er 10 m tykke sedimenter blottet (Fig. 12). Lenger inn i Hjellådalen støter dette deltaet sammen med et delta avsatt utover Hjellådalen.

Over de grove sedimentene følger med tydelig grense 3 - 4 m vel-sortert sand og silt, W_1 , lite forstyrret og nesten uten stein. Snitt ved bekken fra Einbudalen viser tilsvarende sedimenter av sand og grus av minst 8 m tykkelse. Også i nærmeste snitt vest for bekken er samme type sedimenter observert, men ikke i noe snitt lenger ut i Hjellådalen. Begge typer sedimenter ble trolig avsatt i en liten sjø med nivå minst opp til 770 m o.h. Beliggenheten av sedimentene og korrelasjon av overliggende morener videre utover Hjellådalen viser at det neppe kan ha vært annet enn is som demmet sjøen. Tolkningen av dannelsesmåten for denne lateralsjøen er vist på Fig. 34, fase A. Siden dreneringen som avsatte sedimentene,

særlig W_2 , må ha vært av en helt annen størrelse enn dagens drenering langs Einbudalen, som i dag bare er en liten flombekk, er det sannsynlig at sedimentene er proglasiale avsetninger foran en bre fra nord langs Einbudalen. Da denne breen var kommet fram til Einbu, lå det trolig allerede en mektig dalbre nedover selve Gudbrandsdalen. Denne utgjorde formodentlig demningen for den lille lateralsjøen som neppe eksisterte lenge.

Over W_1 følger uten tydelig grense en pakke på 6 m silt og sand med mye stein og blokker inkorporert. Sedimentene som betegnes T_6 , har vekslende sortering og lagdeling, men gjennomgående heller lagene ut fra dalsiden. Lagene er lite sammenhengende, og et typisk trekk er at siltlag med laminering slutter seg rundt blokker og partier av grus og sand, kf. Fig. 13. Spesielt i de øverste 2 m av sedimentet er flytestrukturer tydelig. Som for W_1 , er overflaten av T_6 nær horisontal. Denne sedimenttypen er bare observert i dette ene profilet, og typen har neppe hatt stor utbredelse. Steinmaterialet inneholder litt mer av den lokale gneis og mindre av den lengre transporterte hornblendeskifer enn sedimentene under, og har også dårligere runding. Materialet er altså lokalt. Sedimentet antas å være dannet ved at løsmateriale er sklidd ut i vann, trolig i forbindelse med den framrykkende is langs Einbudalen. Sedimentet T_6 tolkes altså som en proglasial dannelselse, en "flowtill" eller "Subaquatous flow till" (Evenson et al. 1977).

Over T_6 følger en omlag 1 m tykk morene, T_5 , med tydelig foliasjon eller "fissility" og lite stein- og blokkinnhold (Fig. 14). Bergarts-

materialet er sterkt dominert av den lokale gneis, og rundingen på stein er dårligere enn i noen andre prøver i Hjellådalen, kf. prøve 34-76, Fig. 11. Orienteringen er god, med retningsmaksimum 135° , og ubetydelig eller svakt fall mot nordvest (Fig. 9). Morenen tolkes avsatt som basalmorene av dalbreen langs Einbudalen, etter at denne hadde nådd fram til Hjellådalen.

Morene T_4 er skilt fra T_5 ved et blokk- og steinlag (Fig. 14). Grensa mellom morenene er nær horisontal. T_4 er brunlig, mens T_5 er grå. Morenene i Hjellådalen skifter mellom grå og brune toner, noe som ser ut til å være bestemt av mengdeinnholdet av leir og silt. Mer enn ca 40% leir og silt i materiale mindre enn 20 mm, gir grå farge, lavere innhold brun farge.

Fabric analyse i T_4 viser et retningsmaksimum omkring 165° med svakt fall motstrøms. Fallet er viktig for vurderingen av hvilken vei en basalmorene er avsatt. På horisontalt plan vil som kjent akkumulasjonsjiktet og dermed de orienterte partikler, ha et svakt fall motstrøms eller være subhorisontalt, se s. 15. Fallmålinger for F 1 og F 2 gir altså støtte for at morenene T_5 og T_4 er avsatt mot sørøst, henholdsvis sør.

Foruten fabric-forskjeller har blokklaget mellom morenene vært benyttet til å skille morenene. I Einbu profilet er to slike blokklag lagt til sålen av den overliggende morene og tolket som resultat

av omlegging av isbevegelsesretningene. Dermed får hele blokk- laget, eller deler av dette, samme orientering som den overliggende morene. Litologien i blokklaget kan derimot samsvare med litologien i den underliggende morene (kf. s. 56).

Petrografien i T_4 skiller seg fra petrografien i T_5 ved et vesentlig mindre innhold av lokal gneis av samme type som er eksponert i dalsiden under avsetningene. Derimot er det en økning av den hornblendeski- fer som dominerer bergartene i W_2 og som sikkert stammer fra Einbudalen, kf. Fig. 6. Det er også endel forskjell i mineralogi på T_5 og T_4 fordi T_5 inneholder mer amfibol og har et svært lavt glimmerinnhold i tungfraksjonen i forhold til T_4 (Fig. 11). Leir- mineralogisk viser T_5 et høyere innhold av kloritt og velkrystallisert illitt, mens det i T_4 er mer blandsjiktmineraler (Fig. 15 og 21).

Den sørlige orientering har vært det viktigste kriterium til å skille ut T_4 som egen basalmorene. Siden samme fabric-tendens er funnet i Skånke, kf. F 18 og 19 på Fig. 9 og 19, er det mulig at T_4 korresponderer med isbevegelser mot sør som var lite topografisk betinget, kf. også Fig. 34.

Også grensen T_4/T_3 er lagt til et blokklag som skiller mellom for-

EINBU, HJELLÅDALEN

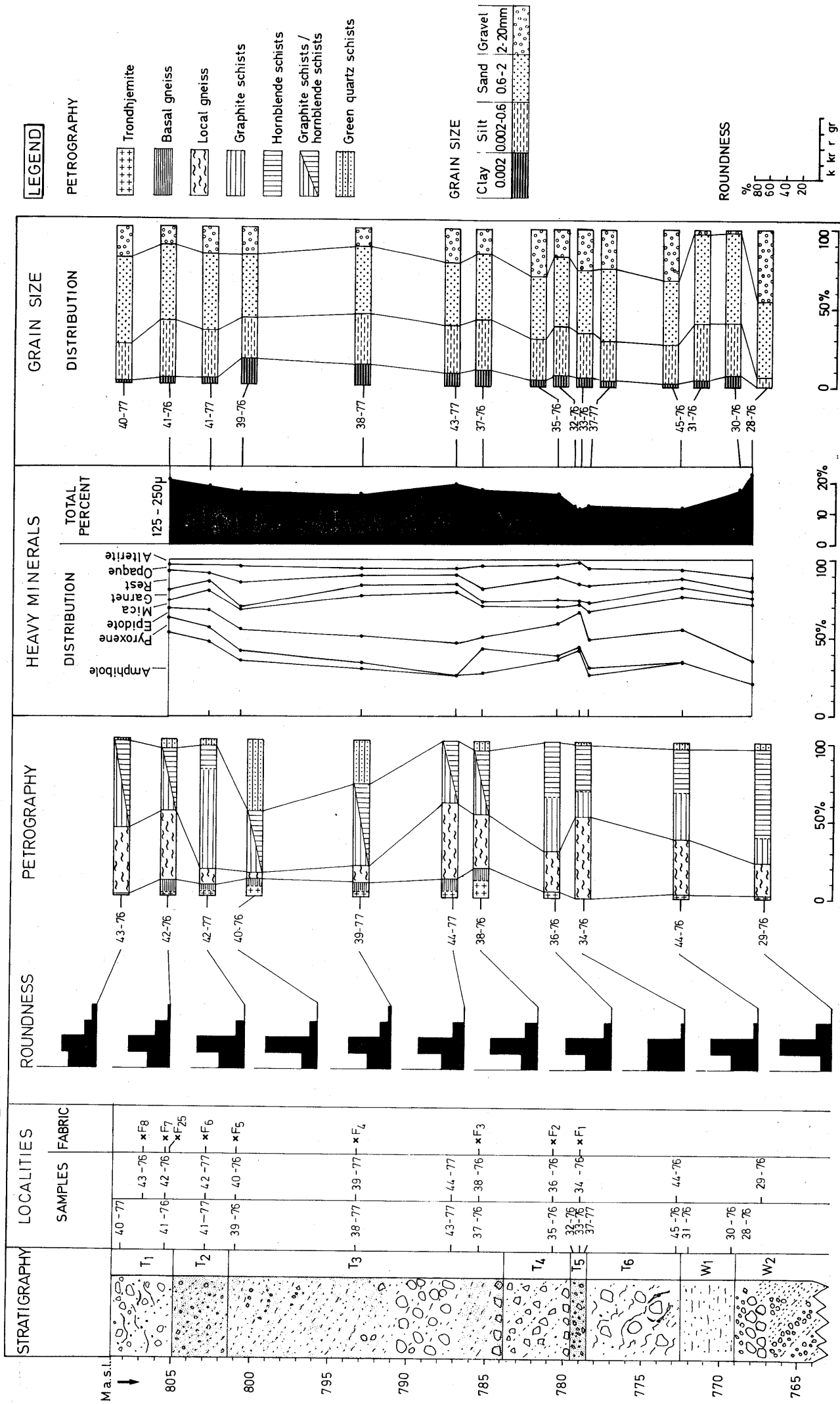


Fig. 11. Stratigrafi, prøvelokaliteter og endel analysedata fra lokalitetet Einbu. Ytterligere analyse-data fra snittet er presentert i Fig. 10, 15 og 21. Rundingsklassene er etter Bergersen (1964): Kantet (k), kantrundet (kr), rundet (r), og godt rundet (gr) (Garnes 1979).

skjellig orientering, men dette blokklaget er lite tydelig. Morene T_3 omfatter de største morenemassene i dalfyllingen og er flere steder iaktatt å være mer enn 10 m tykk. Morenen har karakteristiske sjikt eller lag som viser akkumulasjonsmåten. Sjiktene utgjøres ofte av en samling stein i usammenhengende lag og er derfor lett synlige. Det er påfallende at disse steinene har noe høyere rundingsgrad enn i morenen ellers, og har overrepresentasjon av langtransporterte bergarter som trondhemitt og basalgneis i forhold til morenen forøvrig, f.eks. prøve 38-76 på Fig. 11. Disse "rullesteinslag" er typisk for T_3 i Hjellådalen, men tilsvarende er også observert i enkelte andre sidedaler. Matriks i lagene har samme kornfordeling som materialet utenfor lagene, det samme gjelder tilsynelatende også fabric. Dette viser at lagene ikke er vannavsatte sedimenter, men basalmorene.

Fabric analyser F 3, F 4 og F 5, Fig. 9 viser bra overensstemmelse i retning og indikerer isbevegelser langs Einbudalen under avsetningen av morenen. Målinger i T_3 morener ved andre lokaliteter (Skånke og Enge 1 og 2) tyder på at isbevegelsene som avsatte morenen var topografisk avhengig, kf. Fig. 9. Fallmålingene er imidlertid vanskeligere å tolke. Mens F 1 og F 2 ble målt forholdsvis langt ut fra dalsiden, nær det horisontale underlaget som overflaten av de sub-morene sedimentene dannet, er de andre fabric analysene ved Einbu målt nærmere dalsiden. Morenen disse målingene er utført i, er avleiret nær konformt med dalsiden, altså på et sterkt skrånende plan, ca. 30° . Tar en hensyn til dette, vil en også ut fra disse fabric analysene se noe som er tydelig å se i felt, nemlig at fallet

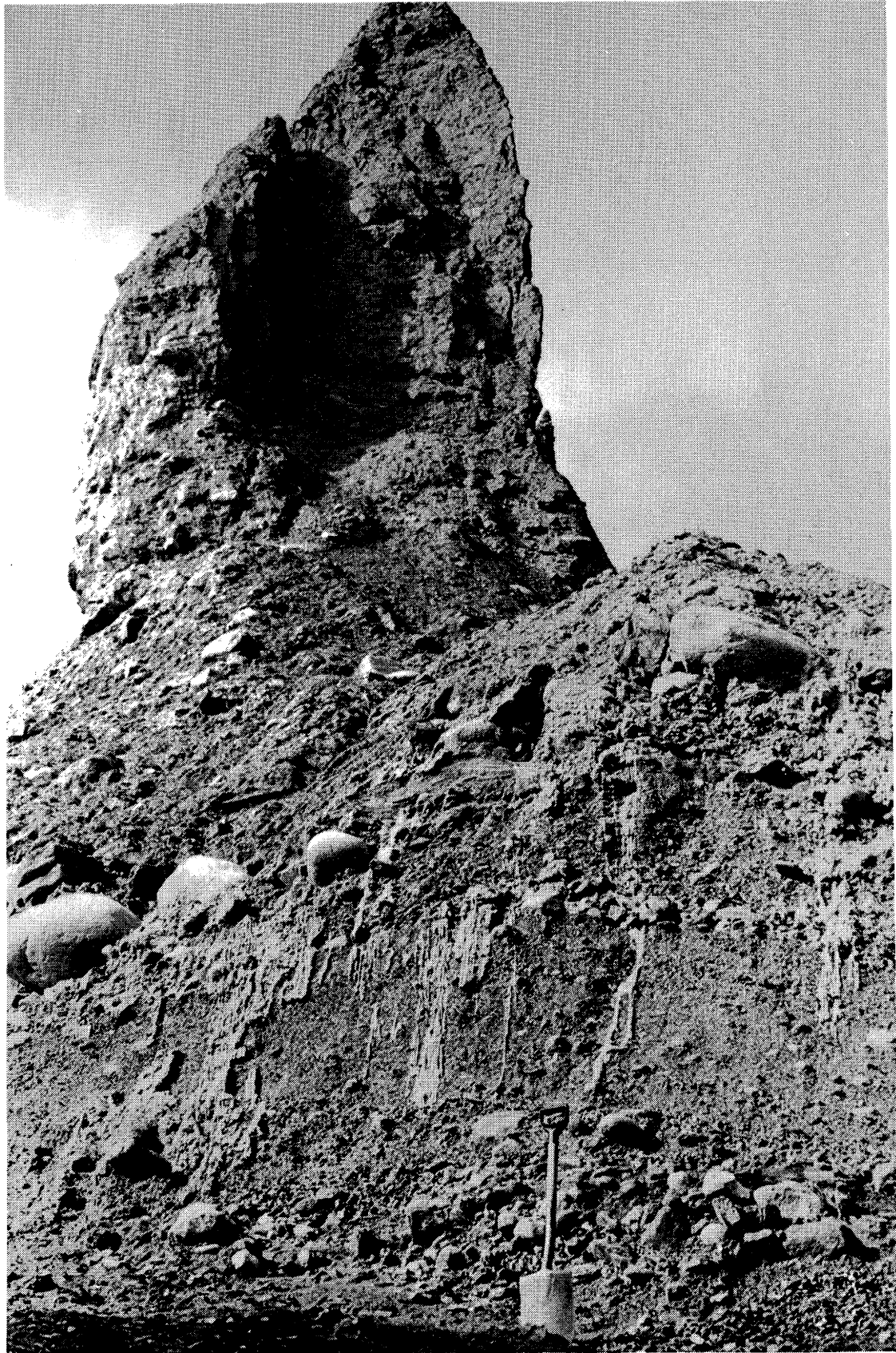


Fig. 12. Erosjonsrest i munningen av Einbudalen, sett mot nord, synlig til venstre på Fig. 10. Under den majestetiske, pyramideformete erosjonsresten sees tykke lag av grove deltaavsetninger avsatt fra Einbudalen.



Fig. 13. Snitt i T_6 avsetningen ved Einbu, sett mot nordøst. Uregelmessige, sorterte lag av silt og sand med spredte stein og blokker er karakteristisk. Godt sorterte lag omslutter stein og blokker.

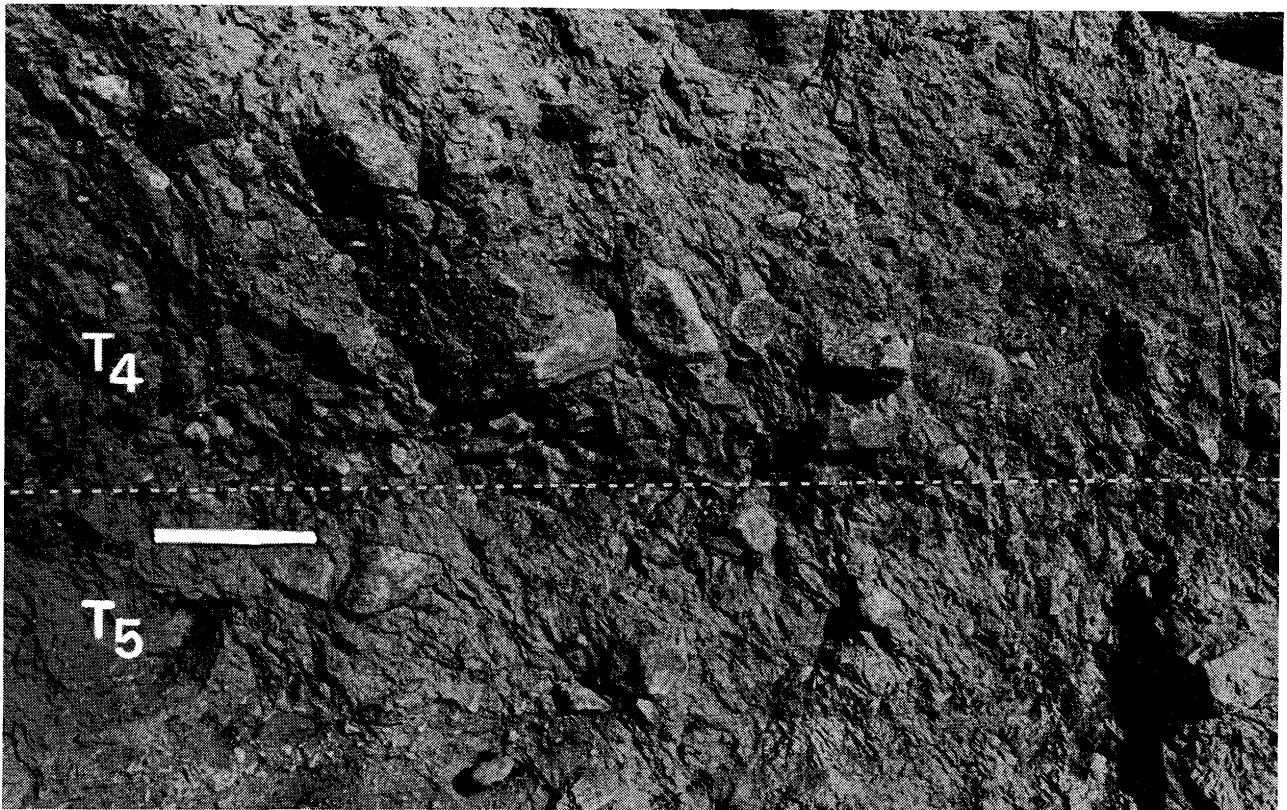


Fig. 14. Morenene T_5 og T_4 ved Einbu, sett mot øst. Grensen mellom morenene (stiplet linje) er nesten horisontal og markeres med et blokklag. Laget hører litologisk til T_5 morenen, men tolkes å være reorientert av isbevegelser som avsatte T_4 morenen. Tommestokken er 20 cm.

på sjiktene avtar oppover i morene T_3 . Dette, sammen med bl.a. bergartsinnholdet som klart røper materialtransport fra nord, forteller at isbevegelsene har gått ut Einbudalen. Ved Einbu er T_3 morenen sterkt grå av farge, noe som er en følge av høyt finstoffinnhold. I prøve 39-79, Fig. 11, er leirinnholdet 16%. Morenen har et lavt innhold av hydroglimmer i leirfraksjonen (Fig. 15 og 21).

Uten tydelig overgang fra T_3 følger en ny finkornet basalmorene, T_2 , med farge vekslende mellom grå og brune toner, men med brun dominans (Fig. 16). Steininnholdet er meget lavt, anslått til høyst 5%. Morenen er 3-4 m tykk, og blir litt sandigere (brunere) oppover. Morenen mangler de tydelige lagene som var så typiske for T_3 , men den inneholder enkelte millimetertynne sorterte lamina av silt og leir. Disse er tolket å følge akkumulasjonsplan. Pakningen er god. Fabric i T_2 (F 6) skiller seg tydelig fra fabric i T_3 . Partiklene har sterkt fall mot sør trass i at målingen er foretatt forholdsvis langt ut fra dalsiden. Dette indikerer avsetning mot nord, som en støtsidemorene mot den bratte dalsiden. Bergartsinnholdet skiller seg betydelig fra innholdet i T_3 , spesielt ved sitt høye innhold av grafittskifer, som trolig stammer fra sørøstsiden av Hjellådalen hvor en slik skifer er blottet over store arealer. Forøvrig kan en stor del av materialet i T_2 være retransportert fra T_3 morenen.

Denne T_2 morenen, som også er identifisert ved Skånke og Enge 1 og 2, har vært vanskelig å tolke. De regionale fellestrekk i fabric,

tekstur og struktur gjør det sannsynlig at morenen kan korreleres med innlandsisfasen etter at isdeleren hadde migrert til en posisjon langt sør for Hjellådalen, kf. s.5 .

Den mest særegne morenen, men også den mest vanlige morenen i Hjellådalen er en meget sandig, sterkt brun morene (Fig. 17). I motsetning til eldre morener som nesten utelukkende er iaktatt som dalfyllingsmorener, har T_1 nærmest ubikvitær utbredelse. Morenen har vekslende tykkelse, men øker i tykkelse innover dalen. Grensen til den underliggende morene er alltid meget skarp. T_1 morenen har lite leir- og siltinnhold, og den er porøs. Morenen er blokkrik, og porøsiteten forårsaker at grafittskiferen, som utgjør minst 50% av blokkene, lett forvitrer og gir morenen den sterkt gulbrune fargen. Partier av morenen er sortert, særlig den øverste delen som ofte også har flytestrukturer. Morenen har en meget god orientering, med retning ca. 15° med sterkt fall mot sør. Det er imidlertid tydelig at orienteringen forandrer seg oppover i T_1 ved Einbu (Fig. 9). Orienteringen viser en avbøyning av isbevegelsene etter topografien under akkumulasjonen, mer tydelig jo høyere i stratigrafien i T_1 en måler. De øverste 1-2 m ved Einbu, der det er foretatt en rekke kontrollmålinger, viser en kaotisk fabric. Dette, sammenholdt med de tallrike flytestrukturer og sorterte partier som denne delen av T_1 har, tyder på at den øverste delen av T_1 ved Einbu representerer ablasjonsmorene, eller morenemateriale som er sklidd ned fra de siste isrester under isavsmeltingen, altså "flowtill".

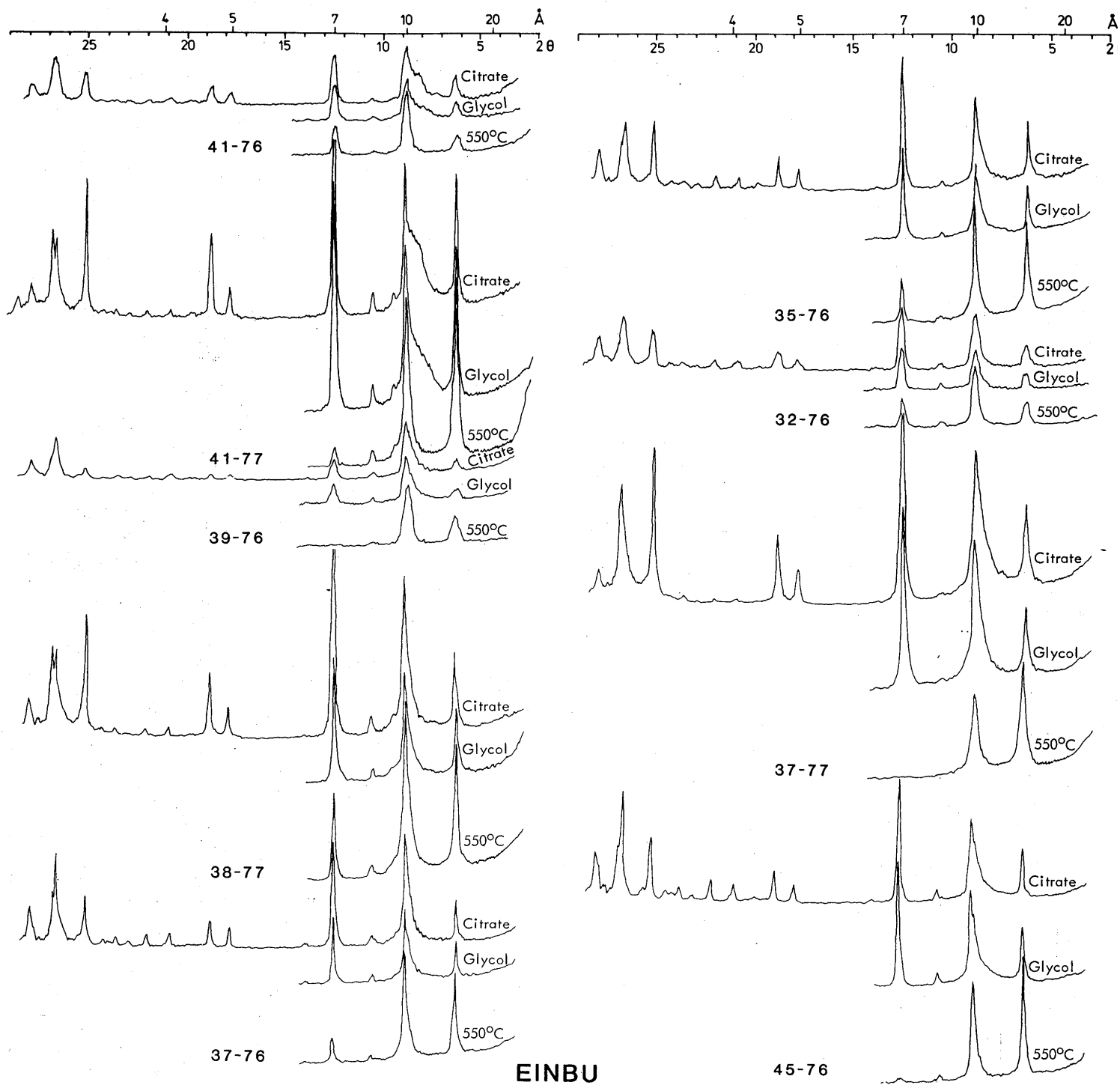


Fig. 15. Røntgendiffraktogrammer av utvalgte prøver fra Einbu profilet. Provenes lokalisering, se Fig.11.

T₁ skiller seg også i flere henseende petrografisk og mineralogisk fra de underliggende morener, spesielt ved det høye innhold av basiske mineraler, amfibol, pyroksen og epidot (Fig. 11 og Tab. 5). Denne tendens gjør seg gjeldende også i T₂. Disse mineralene kan muligens korreleres med en type amfibolittisk grafittskifer som står som et bånd på skrå over Hjellådalen straks sør for Einbu, og som disse morener har et høyt innhold av, mens det er et lavt innhold av glimmer, som særlig grønn kvartsglimmerskifer i nord er rik på (Fig. 6). Leirmineralogisk skiller T₁ og T₂ seg ikke noe særlig ut fra de andre morenene, men sammen med T₄ har disse et litt høyere innhold av hydroglimmer enn T₃ (Fig. 15 og 21). Dette antas å være p.g.a. at T₁, T₂ og T₄ morenene er mer porøse enn T₃ og T₅ morenene (jmf. kornfordelingene på Fig. 29, og Tab. 4). Morene T₁ har et forholdsvis høyt innhold av både kantet og rundet materiale sammenliknet med de underliggende morener. Dette forhold kan kanskje indikere at isfasen som avsatte denne morenen eroderte kraftig, både i fast fjell (kantet materiale) og i eldre morener/sedimenter (rundet/polysyklisk materiale).

SKÅNKE

Omlag 450 m inn i Hjellådalen ligger på nordvestsiden av dalen de høyeste og mest ruvende snitt i dalen (Fig. 5 og 18). Dette området kalles Skånke, og den vestligste av ravinene er best undersøkt. Den undersøkte ravinen er skilt fra flere østenforliggende raviner ved en smal kam. Mellom Skånke og Einbu er nesten alt løsmateriale i denne dalsiden fjernet. I ravinebunnene har erosjonen nådd ned



Fig. 16. Morene T_2 ved Einbu, sett mot øst. Den stein- og blokkfattige morenen har foliasjon parallelt med steile påklingsstrukturer, som faller på skrå mot leseren.

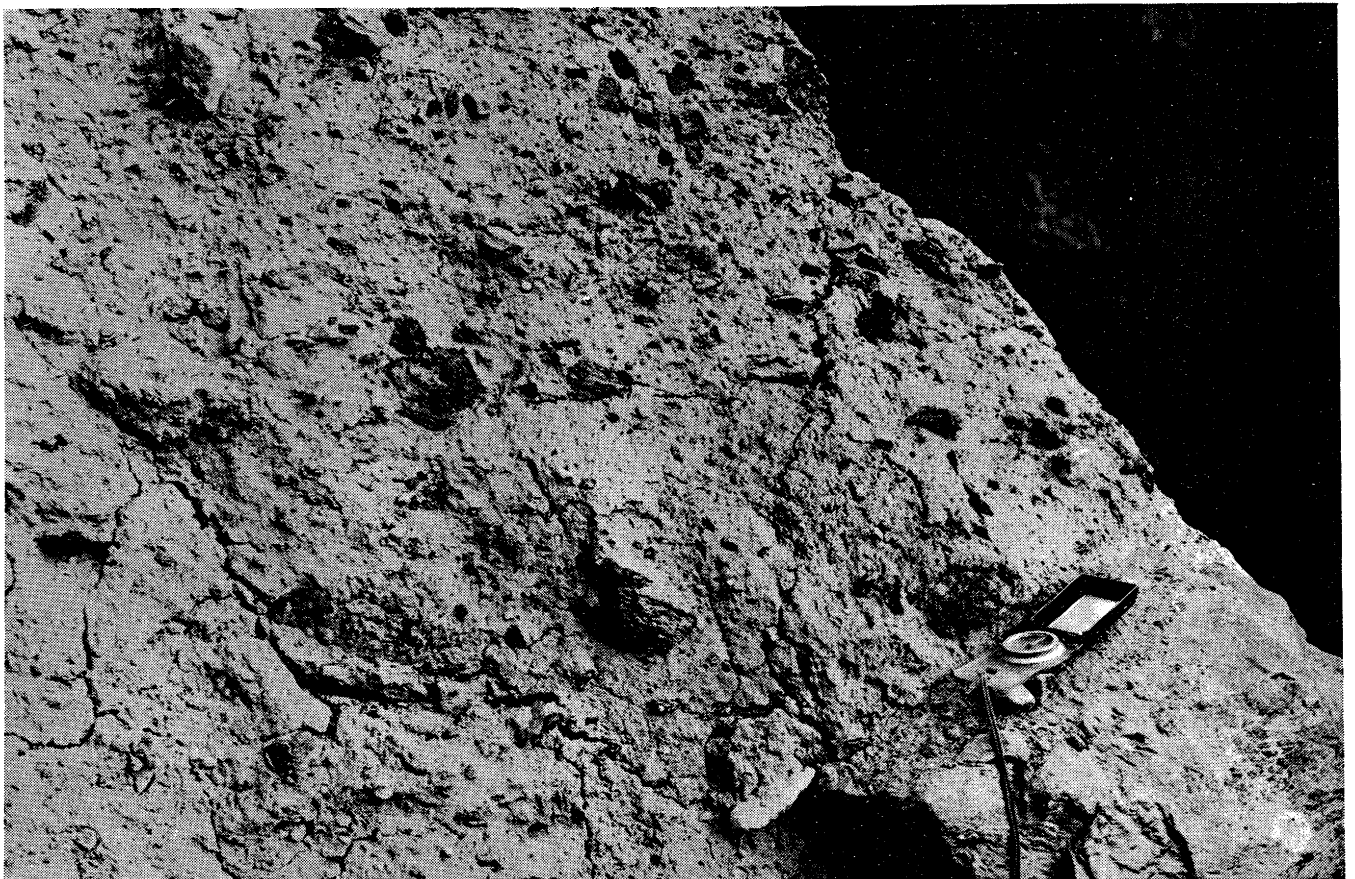


Fig. 17. Undre del av den brune T_1 morenen ved Einbu, sett mot sørøst. En stor del av de mange blokkene av grafittskifer er gjennomforvitret.

til berggrunnen flere steder, særlig i de østligste raviner. Fra dalbunnen når hovedravinen 80 m opp, fra 665 til 745 m o.h. (Fig. 19). Dalsiden er meget bratt ($>30^{\circ}$), og morenelagene er derfor blitt akkumulert mer konformt med dalsiden enn hva som vises ved Einbu.

Mesteparten av de imponerende snittene er utilgjengelige. Studiene har derfor vært konsentrert til de slakeste partier i de indre deler av ravinen og til løsmassenes front mot dalbunnen (kf. Fig. 19). Likevel har det vært tidkrevende og vanskelig å få tatt representative prøver, og få foretatt oppmålinger og fabric-analyser. Spesielt det siste har vært krevende å utføre, også fordi flere soner av morenene er nesten steinfrie. Det er klare synlige forskjeller i morenene, men det har vært vanskelig å finne relevante kriterier til å skille dem. Etter en samlet vurdering er det skilt mellom 4 typer, som forsøksvis er korrelert med de fire yngste morener ved Einbu, nemlig T_{4-1} (Fig. 19).

Snittbeskrivelse

De nederste 10 m av dalsiden er dekket med nedrast materiale. Det er sannsynlig at rasmassene dekker over eldre morenemateriale, og dette representerer i så fall materiale vi ikke vet noe om. Den underste morenen som er blottet, T_4 , er forholdsvis stein- og blokkrik, men ellers uten særegne tekstur- og strukturtrekk. Det usorterte materialet, høy kompakthet og tydelig fabric gjør det klart at det er en basalmorene. Steinmaterialet skiller seg fra materialet høyere opp ved at det domineres av en lys, til medium lys hornblendeskifer av samme type som er blottet i en stripe fra

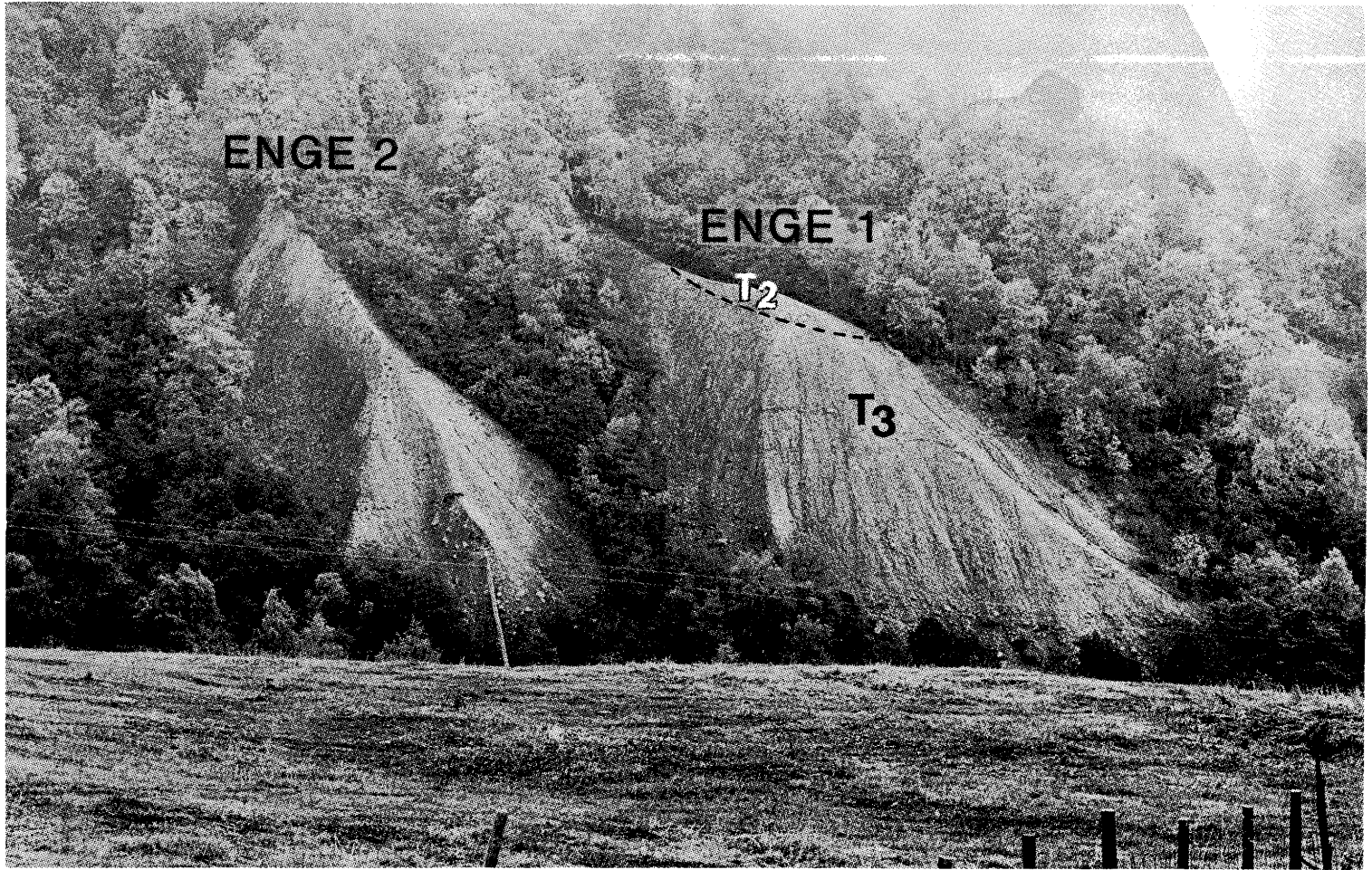


Fig. 22. Enge snittene sett mot sørøst. Bortsett fra blokklaget, synlig nederst i snittene og som er korrelert med blokklaget i undre del av T_3 morenene i Einbu og Skånke, er morenematerialet blokkfattig. Ved Enge 1 mangler T_1 morenen.

Einbudalen vestover over Hovda ikke så langt nord for Skånke (prøve 18-75, Fig. 19 har 67% hornblendeskifer). Grafittskiferinnholdet, som hornblendeskiferen er slått sammen med, er sparsomt i denne prøven. Dominansen av den lyse hornblendeskiferen forteller om materialtransport fra nord, dertil at transportlengden for det meste av materialet er mer enn ca. 300 m, kanskje betydelig mer. Mangelen på grafittskifer tyder på at isen ikke har erodert nevneverdig i selve Hjellådalen under denne akkumulasjonsfasen. Ingen av prøvene fra Skånke har så lite innhold av runde stein som prøven fra denne morenen (Fig. 19). Fabric-analyse, F 18, Fig. 9, ga et tydelig maksimum mot 170° , med et lite, men klart fall mot sør.

Grensen til den ovenforliggende, tykke T_3 morenen er ikke tydelig. Overgangen markeres ved en forandret bergartssammensetning og en gradvis dreining av fabric. Den undre delen av T_3 er noe forskjellig fra stratigrafisk høyereliggende deler av T_3 , noe som har komplisert fastsettelsen av grensen T_4/T_3 . Karakteristisk er økningen av grønnlig kvartsglimmerskifer som utgjør 30% i prøve 10-78, mot bare 2% i prøve 18-75 som ble tatt 2 m lavere. Tilsvarende er det en sterk reduksjon av den lyse hornblendeskiferen oppover i stratigrafien. De undre deler av morene T_3 , har som T_4 , et mindre leirinnhold enn materiale høyere opp, men innholdet i prøvene 22-75 og 318-75 er begge så høyt som 7%. Den undre delen av T_3 går oppover over i en steinig, og deretter blokkholdig morene. Dette blokklaget kan følges fra snitt til snitt, og har derfor vært en av de viktigste korrelasjonsfaktorene i arbeidet med morenestratigrafien i Hjellå-

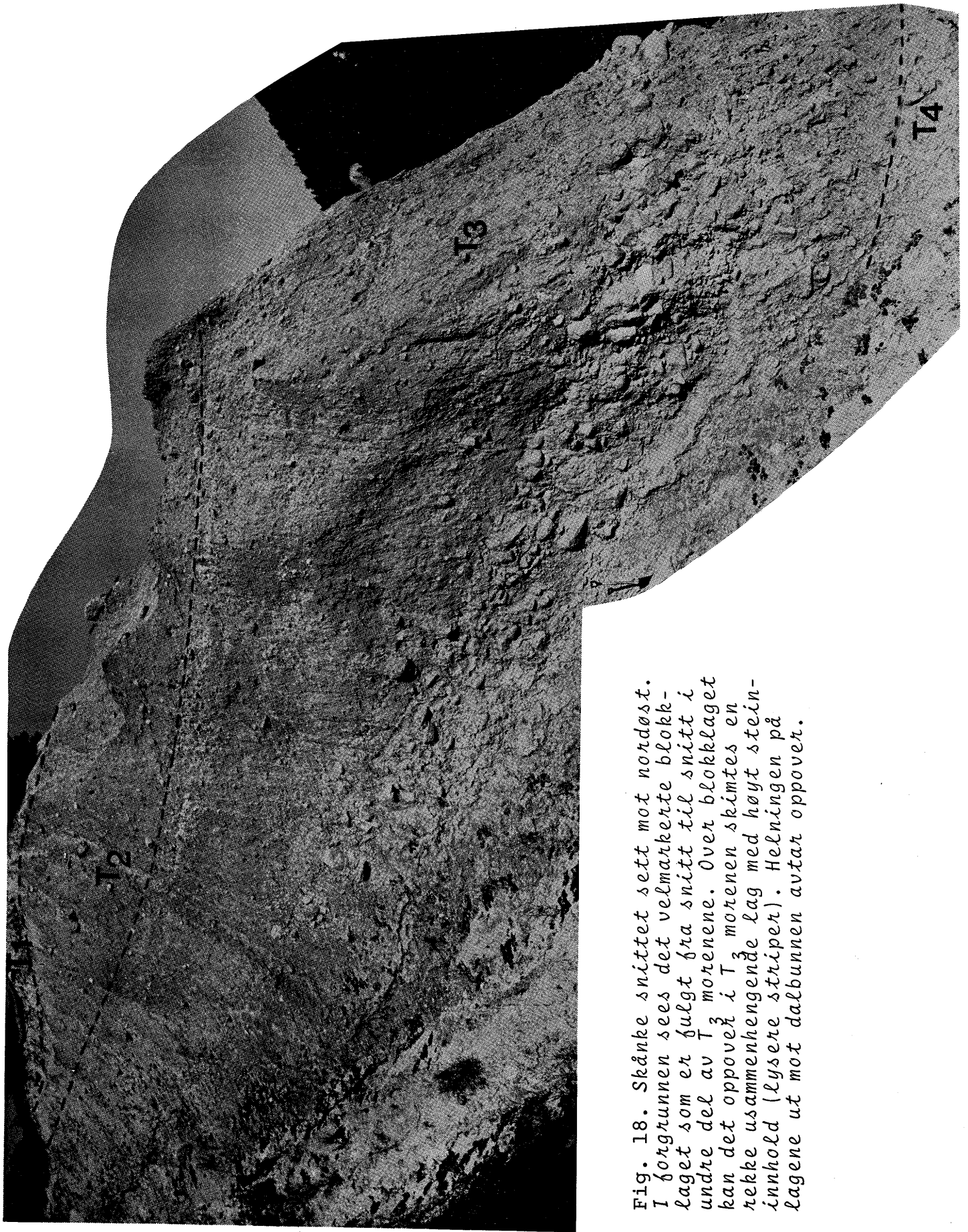


Fig. 18. Skånke snittet sett mot nordøst. I forgrunnen sees det velmerkerte blokklaget som er fulgt fra snitt til snitt i andre del av T₃ morenene. Over blokklaget kan det oppover i T₃ morenen skimtes en rekke usammenhengende lag med høyt steininnhold (lyse striper). Helningen på lagene ut mot dalbunnen avtar oppover.

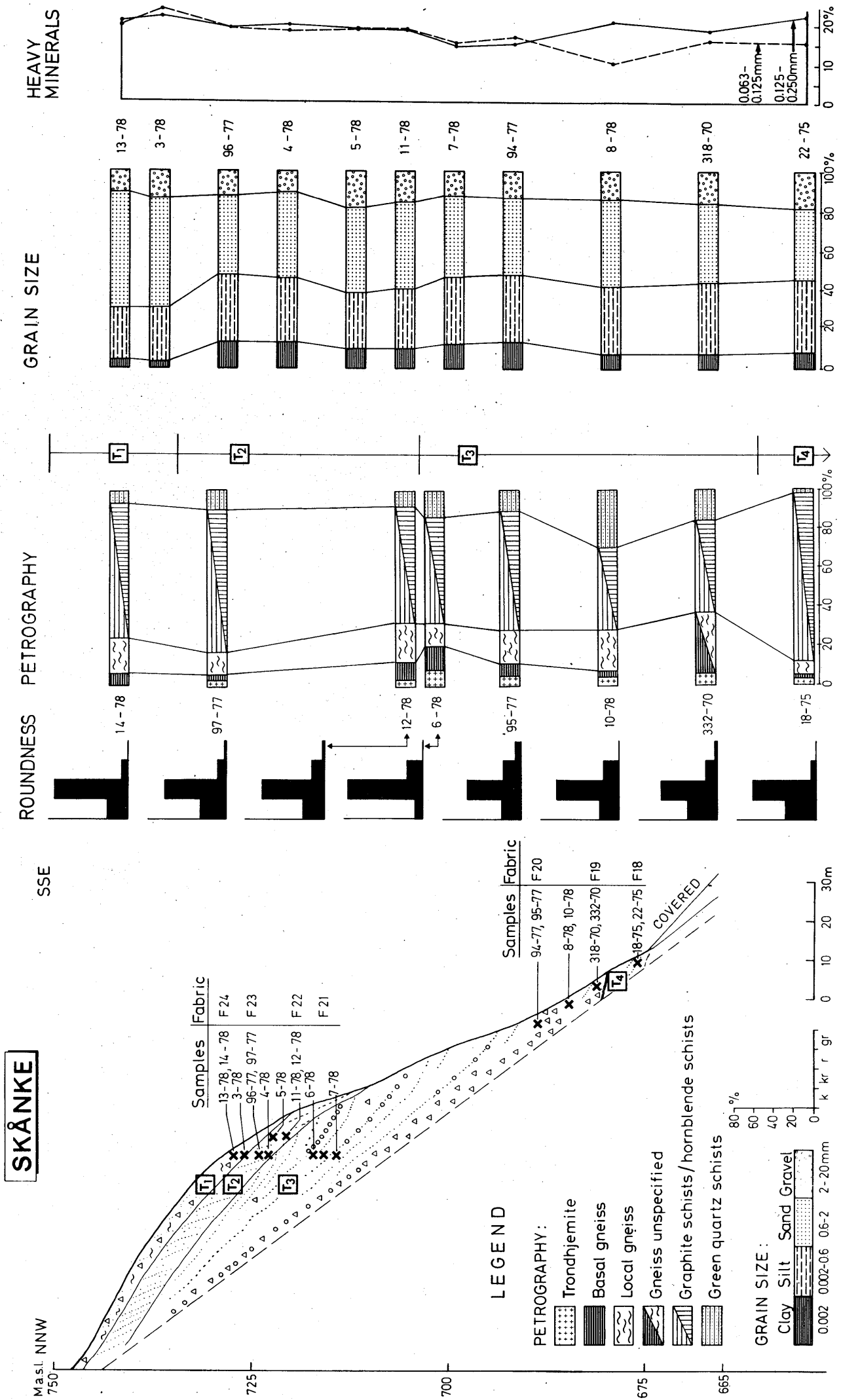


Fig. 19. Skånke snittet skjematisk sett fra samme sted som Fig. 18, med stratigrafi, prøvelokaliteter og endel analyseresultater. Andre resultater er framstilt i Fig. 9, 20 og 21. Rundingsklasser som Fig. 11.

dalen, kf. Fig. 9 og 18.

Mens overgangen fra de undre deler av T_3 til blokklaget er gradvis og lite distinkt, er grensen mellom blokklaget og den ovenforliggende grå, finkornete morene sylskarp (Fig. 18). Nærmest dalbunnen er blokklaget 3-4 m tykt og inneholder store mengder blokker opptil $0,5 \text{ m}^3$ store. Laget tynner ut innover mot dalsiden, men kan følges nesten til topps i ravinene. Opp langs dalsidene mangler stort sett blokker, her domineres laget av stein. Det er tydelig at blokklaget er nesten konformt med dalsiden og har mer enn 30° fall der laget er nær dalsiden, men ut mot dalen bøyes laget konkavt av slik at fallet blir mindre over dalbunnen (Fig. 8). Ytterst mot dalen er materialet så grovt at det kan minne om dagens elveseng, eller om de sub-morene sedimenter, W_2 , ved Einbu. Likevel er det hevet over tvil at laget representerer en basalmorene, noe som bl.a. framgår av den fine matriks, kf. prøvene 93-77 og 8-78 (Fig. 19), og fabric, F 20 (Fig. 9). Det er verd å merke seg at steinmaterialet er noe mer langtransportert (høyt innhold av trondhjemitt og basalgneis) og bedre rundet enn i morenen ellers.

Morene T_3 har varierende utseende, i første rekke på grunn av skiftende blokk- og steininnhold. Variasjonene følger soner, som er typisk trekk for denne morenen. Det opptrer en veksling av soner med mye stein og soner nesten uten stein. Sonene varierer fra 0,5 m til 3-4 m tykkelse. Sonene går åpenbart konformt med akkumulasjonsplanene. Plan som inneholder særlig mye stein er iøynefallende, og det er dette som gir morenen et nesten lagdelt

utseende. Det er imidlertid ikke noen påviselige forskjeller i matriks, morenen har et høyt finmaterialinnhold (>10% leir). Kornfordelingen i forskjellige soner viser en forbausende likhet, kf. Fig. 19. Innholdet av leir pluss silt varierer mellom 41% og 48%.

Oppover den tykke morenepakken, som nær dalbunnen trolig har vært ca. 15 m tykk, og som idag blottes i ca. 10 m tykkelse i kammen mellom ravinene, sees en rekke usammenhengende steinlag oftest noen desimeter tykke. Ingen av disse lagene er så tydelige, eller kan følges så langt som det store blokklaget. Oftest kan de følges bare et stykke som anrikninger av stein langs akkumulasjonsplanene. Interessant er det at en betydelig del av steinmaterialet i slike steinlag er rundet og er sammensatt av 10 - 20% trondhjemit/basalgneis. Dette aksentuerer lagenes utseende, da de på avstand synes lysere enn omgivelsene. Rundingen er god på steinmaterialet overalt i T_3 , så nær som i den aller underste sone.

Oppover i morene T_3 varierer bergartssammensetningen, men det har ikke lyktes å påvise regelmessige variasjoner med den grove inndeling som er valgt. Det høye innhold av grønnlig kvartsglimmerskifer og amfibolitt, som begge står i fast fjell nord for Skånke indikerer transport fra nord. At T_3 er avsatt fra nord går klart fram av akkumulasjonsplanene, fordi fallet på disse tydelig avtar oppover i snittet, noe som støttes av fallmålingene i fabric analysene. Fabric er målt høyt oppe i morenen (F21) og lavt (F 20, F19) (Fig. 19 og 9). Resultatene er ikke helt entydige, men maksimum

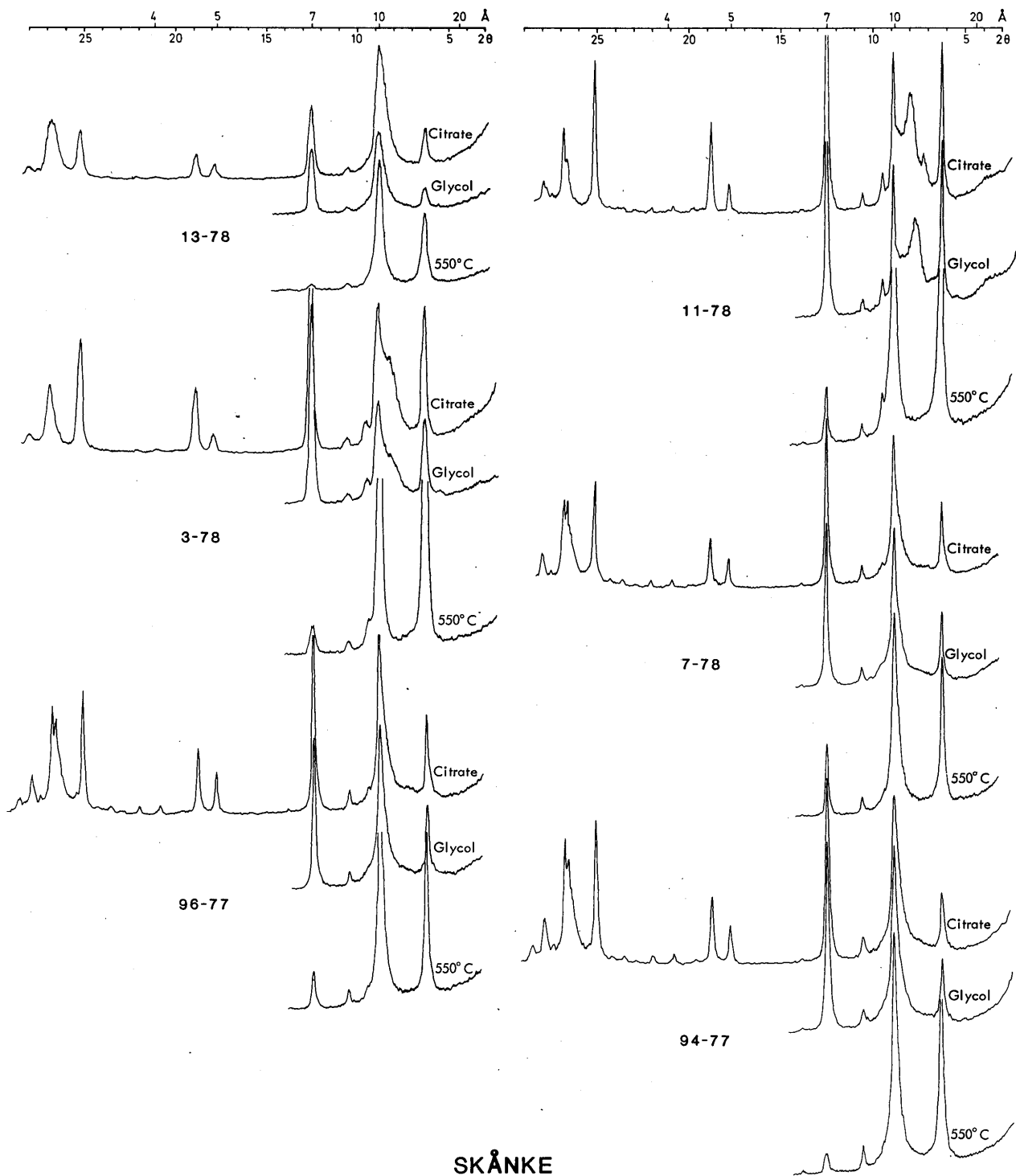


Fig. 20. Røntgendiffraktogrammer av utvalgte prøver fra Skånke snittet, kf. Fig. 19.

for F 21 og F 20 tyder på isbevegelse mot ca 220° , som er langs Hjellådalen. Svakt fall oppstrøms en isbevegelsesretning mot sørvest tyder også på bevegelse ut Hjellådalen. Ved Skånke har dalen retning mot 230° .

Fabricmåling F 19, som sammen med prøvene 318-70 og 332-70, er tatt ca. 50 m lenger nordøst i neste ravine, har en usikker stratigrafisk plassering, men ligger under det dominerende blokklaget. Det kan ikke utelukkes at disse prøver tilhører T_4 .

Over T_3 ligger det en tykk finkornet morene som veksler mellom svakt brunlig og grå farge. Det meste av morenen har svakt brunlig skjær, men den øverste 3 m brede sonen er sterkt grå. Som det framgår av Fig. 19 har prøvene 11-78 og 5-78 noe mindre innhold av leire og silt enn prøvene 4-78 og 96-77, henholdsvis 40% og 38% for de første, mot 45 % og 47% for de andre. Dette forklarer farge-nyansene. Morene T_2 har 8-10 m tykkelse ut mot dalen. Den er meget godt pakket. Men den mangler de usammenhengende bånd av stein som er karakteristisk for T_3 . Morenen har et massivt utseende, men har tynne lamina av silt og leir som synes å være avsatt langs akkumulasjonsplan.

Det viktigste kriterium for å skille morenene T_2 fra T_3 har vært det sterke fallet på partiklene mot sør, gjennomsnittlig 30° . Foruten observasjoner av dette i felt, framgår det store fallet av fabric F 22 og 23 (Fig. 9). Også selve orienteringen er forskjellig fra T_3 , nemlig maksimum mellom 0° og 20° . Morenen antas,

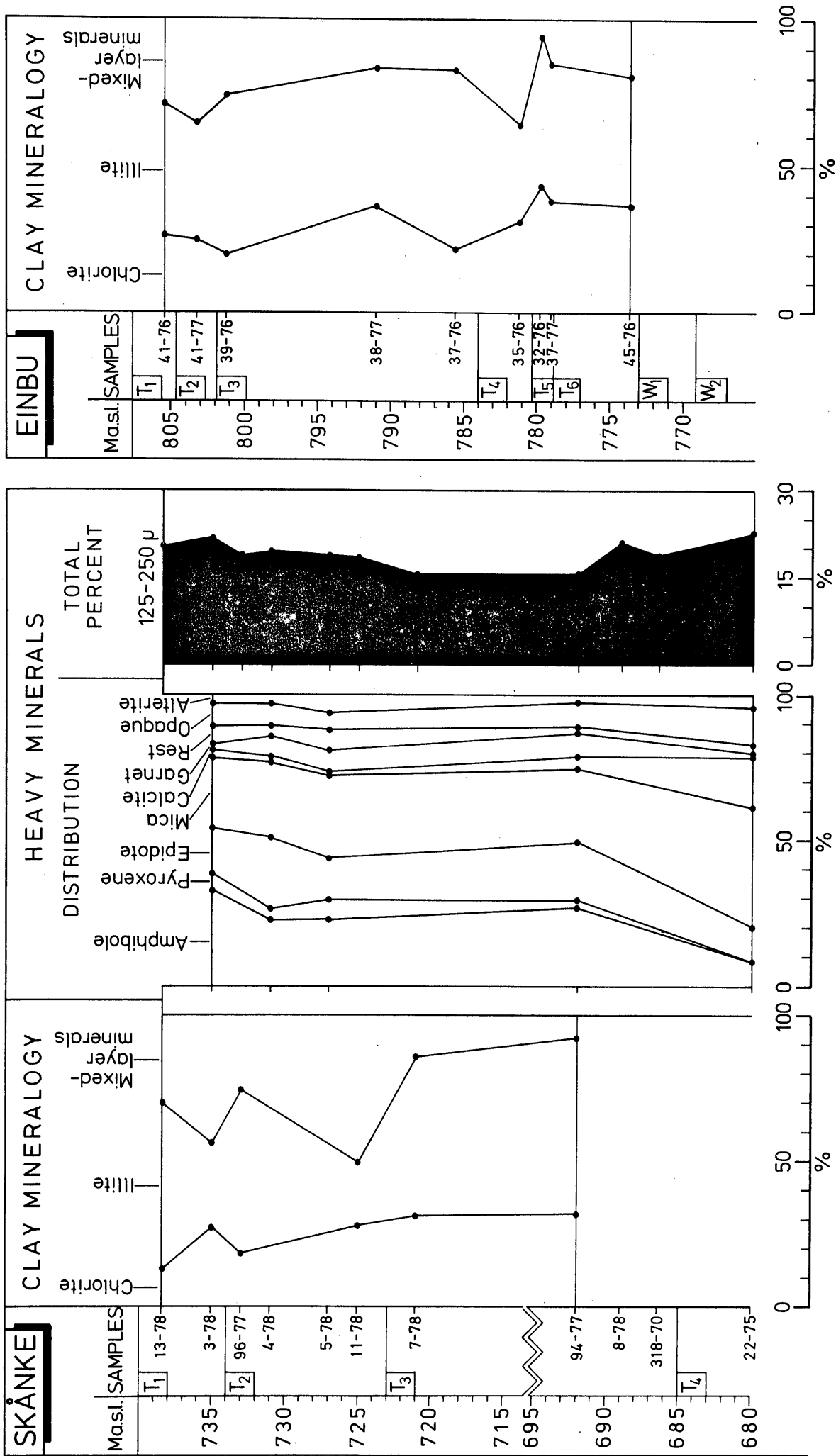


Fig. 21. Mineralogiske analyseresultater fra Skånke og Einbu. Tungmineralfordelingen ved Einbu er tatt med på Fig. 11.

i første rekke p.g.a. det store sørlige fallet, å være avsatt mot nord, som en støtsidemorene. Også det tette, massive utseende skiller denne morene fra de underliggende. Sammensetningen av morene T_2 skiller seg ikke vesentlig fra innholdet av T_3 . Den øverste sonen, ca. 3 m tykk, har et enda høyere innhold av finmateriale enn hva som er funnet i T_3 .

Mineral- og bergartssammensetningen er heller ikke funnet signifikant forskjellig fra T_3 , (Fig. 19 og 21). Det store utslag for blandsjiktmineraler (hydroglimmer) for prøve 11-78 antas å skyldes økt permeabilitet, og dermed økt forvitring p.g.a. mindre finmateriale i sonen denne prøven stammer fra (Fig. 20 og 21).

Ved isbevegelse mot nord skulle en kunne vente en betydelig iserosjon i de tykke underliggende morener. Noen erosjonsgrense er ikke funnet, tvert om er det meget vanskelig å fastsette grensen mellom T_3 og T_2 . Derimot taler overenstemmelse i materialsammensetningen for at mesteparten av T_2 er retransport av T_3 (og evt. av eldre avsetninger).

Den øverstliggende morenen, T_1 , i Skånke er av samme type morene som ligger øverst overalt i Hjellådal-området. Den har også i Skånke en meget iøynefallende brunlig rustfarge, p.g.a. forvitring av grafittskifer. Den høye grad av forvitring skyldes åpenbart det lave innhold av finmateriale, bare 30% leir pluss silt, som gjør morenen mer permeabel enn de andre morenene. Denne morenen er forholdsvis steinfattig, men rik på blokker. Blokkinnholdet er i felt anslått å utgjøre nærmere halvparten av morenens volum. Minst

halvparten av blokkene er grafittskifer, det meste av denne er helt gjennomforvitret og kan desintegreres med fingrene. Dette skiller morene T_1 sterkt fra de andre morenene hvor råtne stein er meget sjeldne. Mangelen på gjennomforvitrede stein er viktig, fordi dette indikerer at morenematerialet er ungt, og i allfall ikke preglasialt, kf.s.73 (Goldthwait 1971).

Tykkelsen på denne morenen er noe varierende, men i Skånke er den maksimalt 3-4 m. Morenen er porøs og oftest løs. Den kan imidlertid også være hard når den er inntørket. Flytestrukturer er vanlig å se, særlig nær markoverflaten. Slike sorterte, uregelmessige partier røper at det var rikelig med vann tilstede da avleiringen fant sted. Fabric er overraskende god og regionalt stabil, nemlig nær 10^0 (Fig. 9). Orienteringen er lett å se i felt. Partiklene har gjennomgående sterkt sørlig fall. Helt nær overflaten forekommer det avvik fra den foretrukne orientering, noe som kan tolkes å være både primært (ablasjonsmorene/"flowtill") eller sekundært (frost/jordflytning). Som for T_2 er det tydelig at morenen er avleiret på et meget skrått underlag. Grensen er to steder målt til å helle 24^0 mot sør. Akkumulasjon på så bratt underlag kan gi et falskt inntrykk av tykkelsen. I den sørvestvendte veggen i Skånke hovedsnitt ser tykkelsen av T_1 ved første inntrykk ut til å være mange meter. I virkeligheten viser morenen seg å ligge som et ca 1 m tykt teppe konformt med den bratte grensen mellom T_2 og T_1 . I den nesten vertikale ravineveggen mot nordøst kan morenens sanne tykkelse lett måles.

Grensen mellom T_2 og T_1 er meget skarp. Noen sikre spor etter tektonisk påvirkning av T_2 er ikke funnet. Sammensetningen av T_1

tyder på at store deler av morenen er derivert fra de underliggende morener. Den skarpe grensen mellom T_2 og T_1 kan derfor være en erosjonsgrense. Steinmaterialet i prøve 14-78 avviker lite fra materialet under. Det er bemerkelsesverdig høyt innhold av amfibolitt, og lite gneis sammenlignet med innholdet av T_1 ved Einbu (Tab. 3). Rundingen er dårligere enn i T_1 ved Einbu (Fig. 11 og 19). Mineralogisk er det derimot samsvar med T_1 i Einbu med økt amfibolinnhold, og et mer markert innhold av blandsjiktmineraler enn i de underliggende morener (med unntak for prøve 11-78 i T_3) (Fig. 21 og 11).

ENGE

Lokalitetene ved Enge ligger lengre ute i dalen enn lokalitetene Skånke og Einbu. To profiler er undersøkt på sørøstsiden av dalføret omlag 200 m fra dalmunningen. Snittene ligger altså i motsatt dalside til snittene ved Skånke og Einbu. De to undersøkte profilene er kalt Enge 1 og Enge 2. Lokalitet Enge 1 ligger lengst ute i dalføret, ca 50 m nedenfor Enge 2 (Fig. 5). Snittene er skilt fra hverandre ved en ravine, og lagene kan følges fra den ene erosjonsresten til den andre. Overflaten av de to erosjonsrestene utgjør en flate og viser at det har vært store oppfyllinger av løsmasser helt ut mot munningen av Hjellådalen (Fig. 22).

I dalbunnen ved Enge går elva i fast fjell, og det er fjellblotninger 20 - 25 m opp fra dalbunnen. Elvebunnen ligger 640 m o.h. ved Enge 2, mens toppnivået av løsmassene ligger ca 710 m o.h. Alt primært løsmateriale i snittene ved Enge er tolket som morene.

De nederste 20 m av den ca 30° bratte dalsiden er dekket av nedrast materiale. Både ved Enge 1 og Enge 2 er det nederst blottet en meget blokkholdig morene. Dette blokkpartiet kan følges sammenhengende fra Enge 1 til Enge 2. De samlede resultater av undersøkelsene av morenenes sammensetning og stratigrafi ved Enge, sammenlignet med stratigrafien ved Einbu og Skånke, har gitt grunnlag for å korrelere denne undre blokkhorisonten i de tre lokalitetene (kf. Fig. 9). Underste morenesekvens ved Enge er derfor antatt å tilhøre morene T₃.

Enge 1

Den blokkrike delen av T₃ ved Enge 1 er omlag 5 m tykk og dominerer nederst av små blokker, ofte ca 0,25 m³. Snitt parallelt med Hjellå-dalen er her undersøkt. Blokkinnholdet avtar oppover og sonen domineres gradvis av stein. Morenenes matriks er usortert og forholdsvis finkornig (Fig. 23). Det er ingen tvil om at dette laget representerer en morene, kf. analyser av tilsvarende lag i Enge 2 (Fig. 26)..

Blokkinnholdet og steininnholdet avtar oppover i T₃ morenen. De undre deler har en brunlig farge. Morenen videre oppover i snittet har et homogent, grått utseende nesten til topps. Denne homogene delen er målt til 21 m, projisert inn i vertikalplanet. Langtransporterte, runde stein er vanlig i T₃. Prøve 78-77 er tatt omlag midt i snittet og viser at morenen er forholdsvis finkornet med et høyt innhold av leir pluss silt (55%), noe som nok er årsaken til det grå utseende (Fig. 23). Mot toppen av T₃ øker steininnholdet i enkelte tynne soner for å gå over i et markert steinlag. Prøve

ENGE 1

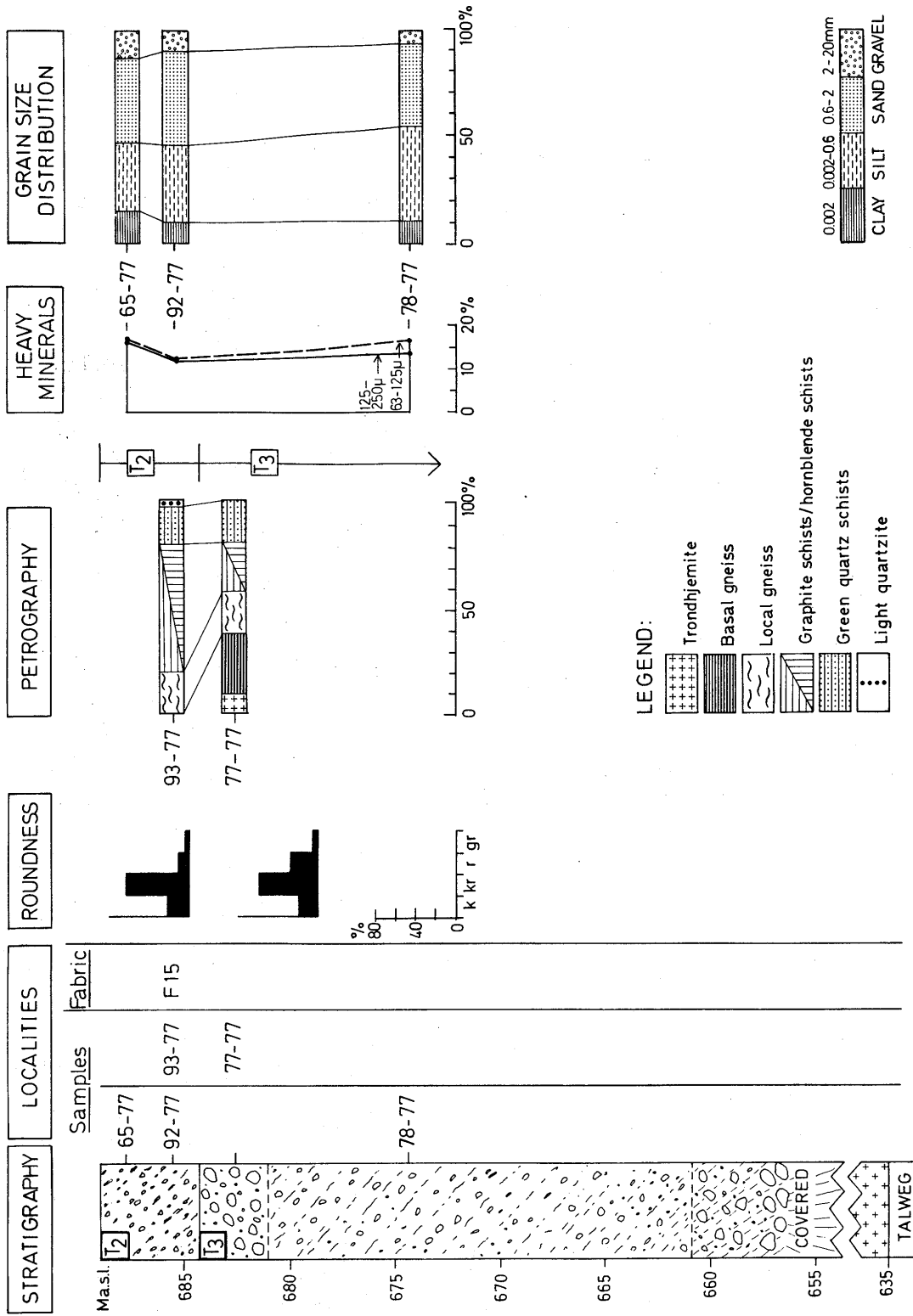


Fig. 23. Stratigrafi, prøvelokaliteter og endel analysedata fra Enge 1. Andre data fra snittet er framstilt på Fig. 9, 24 og 25.

77-77 fra dette steinlaget viser en usedvanlig høy rundingsgrad (29% rundet og godt rundet). På avstand kan laget se ut som en glasifluvial eller fluvial avleiring. Matriks viser at dette "rullesteinslaget" er morene. Steintellinger viser et høyere innhold av basalgneis og trondhemitt enn i noen annen prøve fra Hjellådalen, unntatt prøve fra det tilsvarende laget i Enge 2 (prøve 59-77, Fig. 26 og Tab. 3).

Med skarp grense til T_3 og over det tydelige "rullesteinslaget", ligger en tett, finkornig, stein- og blokkfattig, grå morene, T_2 . Grensen mellom T_3 og den overliggende T_2 morene har fall mot dalbunnen på 35° , altså nær konformt med dalsiden, og T_3 morenen når opp i topplanet av erosjonsresten. Det store fallet mellom morenene gjør at det ofte er vanskelig å vite hvorhen i stratigrafien en befinner seg.

Morene T_2 ved Enge 1 utgjør bare en liten rest ytterst på erosjonsresten og har en maksimal tykkelse på litt over 3 m (Fig. 22).

Innholdet av materiale større enn 20 mm i T_2 morenen er anslått å være mindre enn 5%. Innholdet av leir pluss silt i de to prøver som er analysert (92-77, 65-77), er funnet å være 46% og 47%.

Leirmineralogiske analyser viser en uforvitret morene med dominans av velkrystallisert illitt og kloritt (Fig. 24 og 25). Fabric målinger i T_2 (F 15) gir en orientering omlag 350° (Fig. 9).

Siden lagene i Enge 1 kan følges uavbrutt til Enge 2, ble det ikke utført fabric målinger i T_3 ved Enge 1. I Enge 1 er den finkornete, grå T_2 morene den stratigrafisk høyestliggende morenen, idet T_1 morenen mangler.

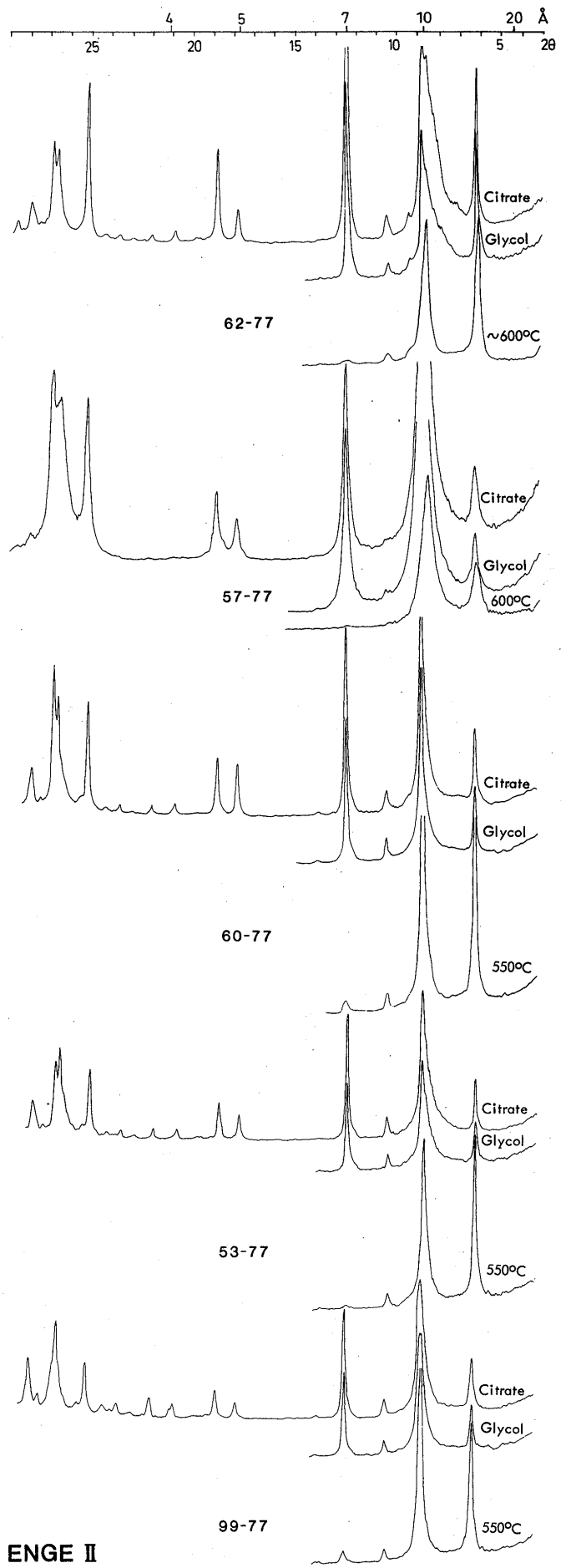
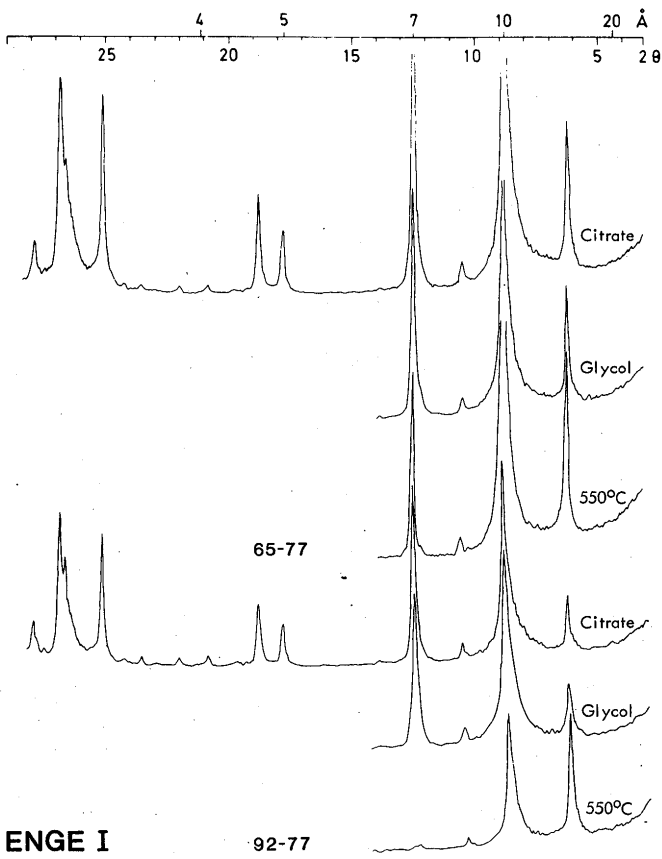


Fig. 24. Røntgendiffraktogrammer av utvalgte prøver fra Enge snittene, kf. Fig. 23 og 26.

Skuringsobservasjoner på en stor blokk i grensesjiktet mellom T_3 og T_2 skal imidlertid omtales. Blokken tilhører T_3 morenen, men på toppen er overliggende T_2 morene påklistret. Under denne tette, påklistrete morenen var det fine parallelle skuringsstriper med retning mot nord. Stripene var klart yngre enn skuringer ellers på blokken med retning ca. 200° , en retning som samsvarer med fabric målinger i T_3 ved Enge 2, F 12 og F 11, Fig. 9. Skuring på blokker som ligger i morene, er ofte blitt målt til støtte for de retningsorienteringer som er utført. Det har vist seg i mange tilfeller, særlig i Hjellådalen, at skuringer på blokker ofte gir signifikante retninger. Men det må utvises stor forsiktighet og det må opptre et stort antall parallelle striper, før det kan legges vekt på slike målinger. Det er ofte også nødvendig å undersøke grensen mellom blokk og eventuell overliggende morene.

Enge 2

Ved Enge 2 er snitt parallelt med Hjellådalen undersøkt for de nederste deler av stratigrafien, mens snitt vendt mot nordøst, normalt på dalens retning, er undersøkt for de øverste deler.

Omlag 25 m over elveleiet, i overkant av nedrast materiale, er den omtalte blokkrike morenen som blir korrelert med blokklaget i undre deler av T_3 ved Skånke, Einbu og Enge 1 blottet (Fig. 9). Blokkene inneholder en del trondhemitt, men den lokale grafittskifer og gneis dominerer, prøve 100-77, Fig. 26. Det samme gjelder for tilsvarende lag ved Enge 1, Skånke og Einbu. Prøve 100-77 viser et høyt innhold av kantet materiale, men har også et betydelig innslag av rundet materiale (Fig. 26).

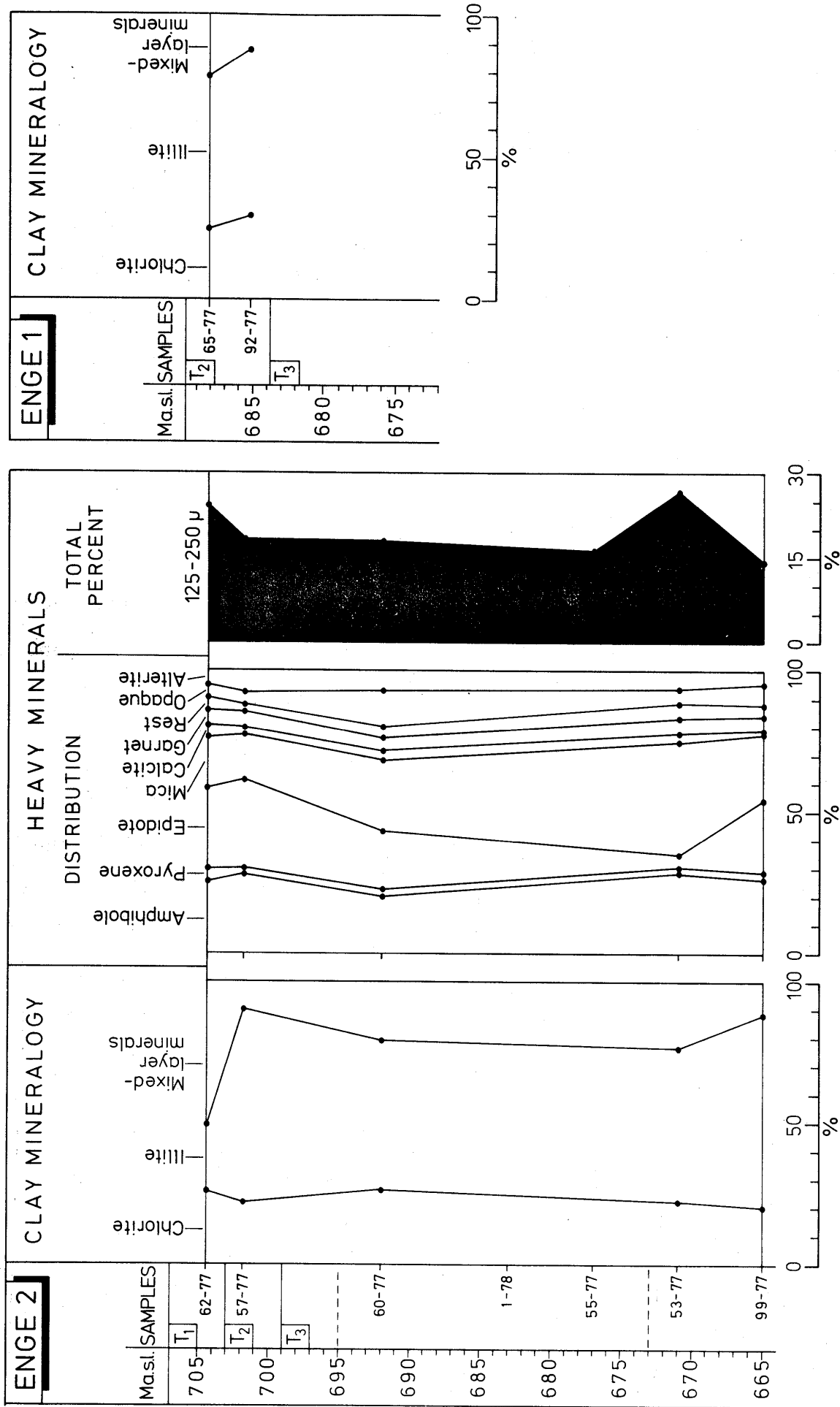


Fig. 25. Mineralogiske analysedata fra Enge snittene.

De nederste 10 m av T_3 utgjør en brunlig morene med forholdsvis høyt blokk- og stein-innhold. Som ved Enge 1 avtar blokkmengde oppover, både i størrelse og konsentrasjon. Prøve 54-77 er tatt i øverste del av denne brunlige morenen, underst i T_3 . Materiale større enn 20 mm er anslått til omlag 30%. Steintellinger viser et forholdsvis høyt innhold av trondhemitt og gneis, med et markert innhold av både runde og kantet stein (Fig. 26).

Over den brunlige, steinholdige delen av T_3 ligger en mer homogen, steinfattig, grå morene. Tykkelsen av denne er målt til 27 m, projisert inn i vertikalplanet. Mens stein- og blokkinnholdet generelt fortsetter å avta oppover, også i denne forholdsvis homogene delen av T_3 , øker dette igjen i de øverste deler, for å ende i det nevnte "rullesteinslag" øverst, kf. Enge l.s. 42. Men i hele T_3 morenen opptrer det karakteristiske, usammenhengende lag eller soner med større steinkonsentrasjon enn ellers. Mens steintellinger (prøvene 56-77, 2-78 og 61-77, Fig. 26) viser et moderat innhold av trondhemitt og gneis oppover i T_3 , er innholdet av slike langtransporterte bergarter meget høyt i øverste "rullesteinslag" (prøve 59-77). Dette laget, i toppen av T_3 , har ingen tydelig grense nedad, men det begynner med en økende konsentrasjon av stein. Laget er 1 - 2 m tykt og faller ca 30° ut mot dalen. Grensen til overliggende morene, T_2 , er skarp. "Rullesteinslaget" skiller seg fra blokklaget i bunnen av T_3 , både i kornstørrelse, bergarts-sammensetning og rounding.

Kornfordelingsanalyser fra T_3 morenen viser at den undre brune

ENGE 2

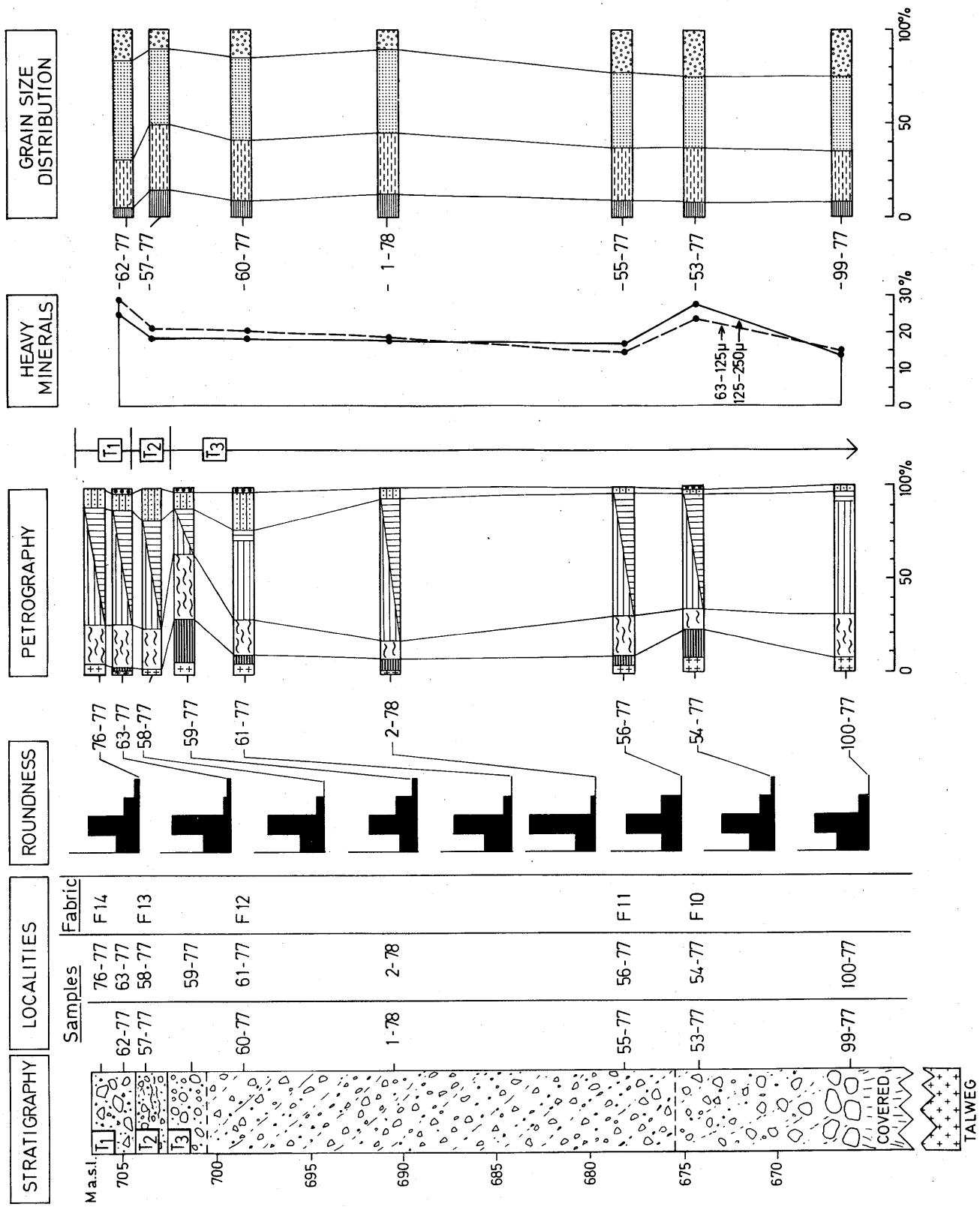


Fig. 26. Stratigraphifi, prøvelokaliteter og endel analysedata fra Enge 2. Andre data fra snittet er framstilt på Fig. 9, 24 og 25. Rundingsklasser se Fig. 11, og petrografi og kornfordeling se Fig. 23.

delen er grusig. Innholdet av leir pluss silt er forholdsvis lavt, henholdsvis 35%, 37% og 37% i de tre nederste prøver (prøvene 99-77, 53-77, 55-77), mot 44% og 43% i den grå morenen høyere oppe (prøvene 1-78, 60-77, Fig. 26 og Tab. 4). Fabric analysene fra T_3 i Enge 2 viser en retning nord-sør med et svakt nordlig fall (F 10, F 11 og F 12, Fig. 9). Morenen tolkes derfor å være avsatt av isbevegelser mot sør, ut Hjellådalen.

Karakteristisk for T_3 morenen i Enge er at den sprekker opp langs lag som ligger nesten konformt med dalsiden. Disse lagene er lett synlige midt i snittet, i den grå, homogene morenen. Lagenes fall er målt til 40° mot vest. Dalen har ved Enge retning mot 220° . Morenenes partikler (også stein og blokker) ligger orientert med strukturene slik at flate stein ligger med a-b planet parallelt med oppsprekkingsplanene. I snitt med steil foliasjon står derfor partiklene på høykant, dvs. a-b planet er steilt eller skrått. I Enge snittene er det bare i T_3 at slike strukturer er påvist. Tilsvarende strukturer er dog vanlige i T_2 ved Einbu og Skånke. Dersom disse planene gjenspeiler primære, sub-glasiale akkumulasjonsplan, kunne den nord-sørlige fabric her tolkes å være transversal, noe som ikke synes rimelig ut fra andre kriterier. De nevnte foliasjonsstrukturene tolkes derfor å være eksfoliasjon i morene som er avsatt der dalsidene ligger i en støtsideposisjon i forhold til isens bevegelsesretning. Oppsprekkingen kan også skyldes avlastningsstrukturene ved utrasning av snittveggen. Langs oppsprekkingsflatene foregår det i morenen en større oksydasjon enn ellers. Dette framgår av tynne jernutfellingssjikt langs oppsprekkingsplanene.

En samlet vurdering av alle observasjoner og analyser fra Enge snittene viser klart at T_3 morenen er avsatt mot sør. Dette betyr at morenen er avsatt som en støtsidemorene mot dalsiden ved Enge (kf. Fig. 5). De nevnte foliasjons-strukturer er derfor typiske for støtside-akkumulerte morener i Hjellådalen, mens morener avsatt i leside-posisjoner stort sett synes å mangle slike.

Med skarp grense til "rullesteinslaget" ligger en 1-1,5 m tykk stein- og blokkfattig morene, T_2 . Kornfordeling, steintelling og rundingsanalyser viser omlag det samme som analyser fra øverste del av morenen under (Fig. 26). Fabric målinger fra T_2 gir et maksimum ved $10^\circ - 190^\circ$, og ikke noe klart fall på partiklene. Det mest karakteristiske for T_2 morenen ved Enge 2 er at den er gjennomsett av silt/finsand-ganger som er fra millimeter til 5 cm tykke. Det er flere mindre utløpere fra disse gjennomgående gangene. Hele morenelaget T_2 er skilt fra den underliggende morene T_3 , og fra den overliggende morene T_1 , ved millimeter-tynne silt/finsand-lamina og grensene er skarpe. Det er ikke noe som tyder på at forstyrrelsene skyldes utglidninger i morenen, og de gjennomsettende ganger tolkes som glasitektonikk forårsaket av nordlige isbevegelser. Det foreliggende datamateriale gir ikke sikkert grunnlag til å avgjøre om tektonikken skyldes isbevegelser som avsatte T_2 eller T_1 morenen, men det er mest trolig at forstyrrelsene er forårsaket av de yngste isbevegelser.

Mineralogiske undersøkelser av T_3 og T_2 morenene ga ikke signifikante forskjeller. Innholdet av blandsjiktmineraler er forholds-

vis lite i begge morener, og illitt og kloritt dominerer. Innholdet av blandsjiktminraler i T_2 er riktignok noe mindre enn i den homogene T_3 morenen, men dette kan forklares med at T_2 er meget hardpakket, kanskje p.g.a. den nevnte glasitektonikk, og inneholder ikke de karakteristiske foliasjonsstrukturer som T_3 har. Oksydasjon langs foliasjonen i T_3 kan meget vel være årsaken til økt blandsjiktmineralinnhold (Fig. 24 og 25). Det økte innholdet av epidot kan være signifikant for en nordlig transport av T_2 og T_1 da glimmerskifer sør for Hjellådalen er særlig rik på epidot (Guezou, 1978) (Fig. 25).

Med skarp grense til den glasitektoniserte T_2 morenen ligger den samme løse, sandige, brune T_1 morene som ved Skånke og Einbu (Fig. 27). Fabric i T_1 morenen er ved Enge 2 målt rett over grensen til T_2 og viser et maksimum ved ca. 10° (F 14, Fig. 9). De mot nord avsatte morener ved Enge har på langt nær så stort fall som tilsvarende ved Einbu og Skånke, p.g.a. at morenen på de sistnevnte steder er avsatt som støtsidemorener, mens morenene ved Enge er avsatt i le (kf. Fig. 34). Morene T_1 inneholder et forholdsvis høyt innhold av runde stein med et merkbart innslag av trondhjemitter. Dette tyder på at morenen inneholder materiale fra eldre morener avsatt mot sør. Kornfordelingen skiller seg ut med et høyere innhold av sand og grus, og leir pluss silt innholdet utgjør 31% av materiale > 20 mm. Sterk oksydasjon av T_1 gjør utslag i et høyt blandsjiktmineralinnhold i leirfraksjonen, tolket som reservert forvitring av den porøse morenen (Fig. 24, 25). Morene T_1 kan følges videre oppover dalsiden ved Enge.

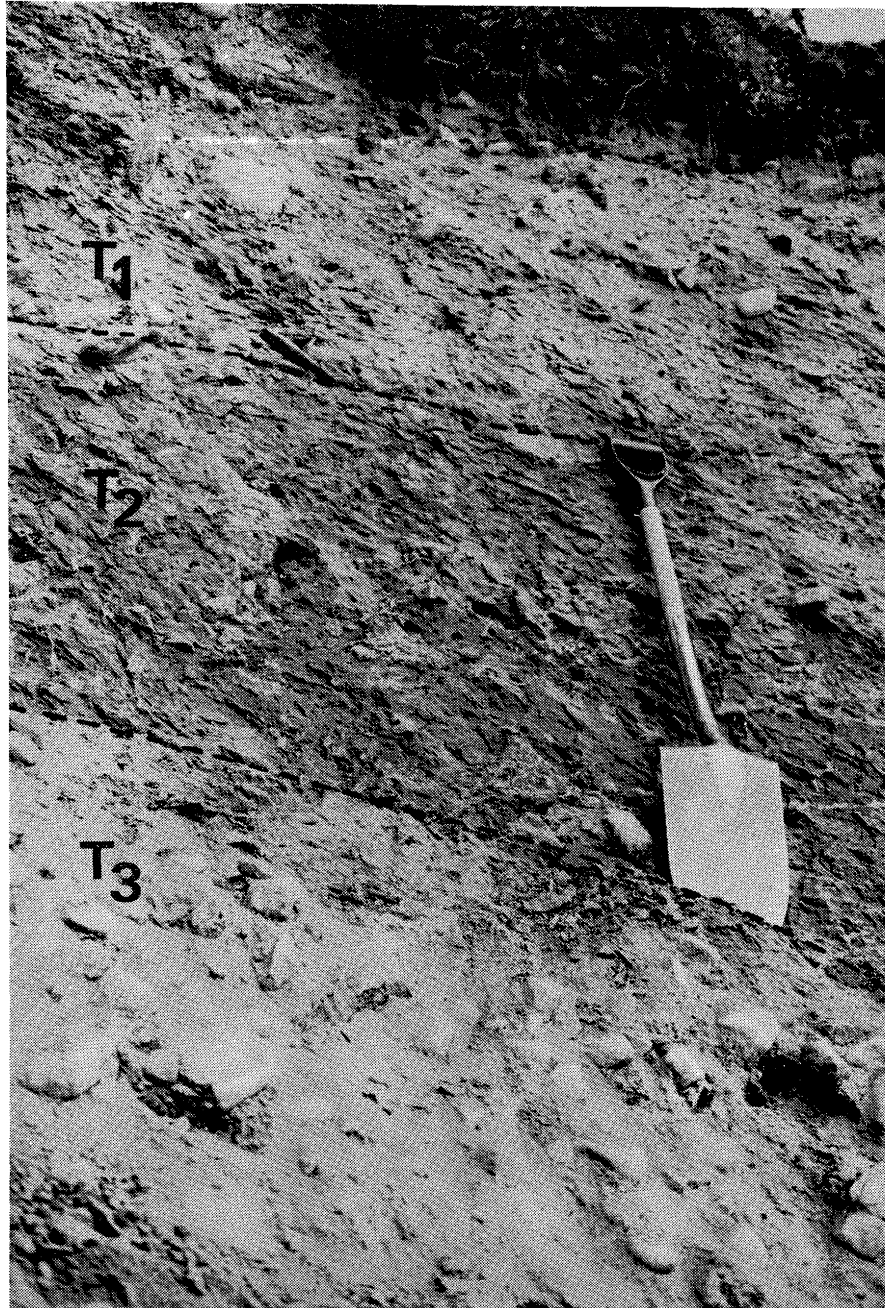


Fig. 27. Morenene T_1 og T_2 og øvre del av T_3 morenen ved Enge 2,² der grensene er stiplet. Steinkonsentrasjonen som sees i T_3 morenen representerer et "rullesteinlag" med høyt innhold av langtransporterte og runde stein. Laget finnes øverst i T_3 morenen både ved Enge 1 og 2. T_2 morenen er gjennomvatt av tynne sand/silt ganger som antas å være dannet ved glasitektikk. T_1 morenen er ved Enge 2 bare omlag en meter mektig.

ANDRE LOKALITETER

Det er undersøkt en rekke andre snitt i Hjellådalens morener, både i den nordvestlige og den sørøstlige dalside. I hovedtrekk er oppbygningen av disse løsmasser den samme som ved de beskrevne lokaliteter. De viktigste opplysninger disse snitt har gitt er følgende:

a) I to snitt i Hjellådalens sørøstside overfor Einbu er det fastslått en tilsvarende stratigrafi som i Enge snittene. Underst i snittene sees et blokklag som korreleres med undre deler av T_3 , og høyere opp i en homogen, grå morene framtrer et "rullesteinslag", som antas å tilsvare øvre del av T_3 . Mellom dette "rullesteinslaget" og den øvre brune T_1 morene ligger en steinfattig grå morene. Denne tilsvarer trolig T_2 .

b) Begge de nevnte snitt er å finne i små erosjonsrester av dal-fyllingen som ved disse lokaliteter nådde ca. 50 m over dalbunnen. Ovenfor erosjonsrestene er dalsiden dekket av T_1 morenen som her ligger direkte på fjelloverflaten (kf. Fig. 9, lokalitet Einbu bakli). Langt inne i Hjellådalen, ca. 500 m innenfor Einbu, har dal-fyllingen vært mindre enn 25 m tykk, og her er bare morene T_1 å finne. Også her ligger T_1 , endog nede i dalbunnen, akkumulert direkte på fjelloverflaten (Fig. 9, lokalitet Tverråa).

c) I munningen av Hjellådalen ved Hjelle er følgende stratigrafi observert på nordvestsiden av dalen. Direkte på fjelloverflaten ligger en grå finstoffrik morene med forholdsvis høyt blokkinnhold. Steinmaterialet domineres av lokale bergarter og rundingen er dårlig (prøve 20-75, Tab. 3). Morenen er observert i minst 3 m

tykkelse. Fabric målinger (F 9, Fig.9) viser et maksimum mot 145° , noe som indikerer at isbevegelser langs Gudbrandsdalen har avsatt morenen. Morenen er tolket å tilsvare undre deler av T_3 , men det er mulig at den kan tilsvare T_4 eller T_5 . Det vesentlige er likevel ikke den stratigrafiske plasseringen av denne morenen, men det faktum at yngre morener stort sett mangler i munningen av Hjellådalen. Bare enkelte steder er morenen dekket av den karakteristiske T_1 morenen (kf. Fig. 9, lokalitet Hjelle.) Forøvrig er morenen dekket av mindre forekomster av glasifluviale / glasilakustrine avsetninger.

Det synes åpenbart at smeltevann har fjernet mye løsmasser i Gudbrandsdalens dalsider under isavsmeltingen, spesielt i områder høyere enn nivået for "Store Dølasjø" (se s. 10), som ved Hjelle er ca 640 m o.h. Mange steder er dalsiden nesten fri for løsmasser. De manglende yngste morener ved Hjelle kan derfor være fjernet ved smeltevannserosjon. Det er imidlertid også mulig at morenematerialet er fjernet av iserosjon under isavsmeltingen. Ved omlegging av isstrømmene oppover dalføret mot Lesja er det grunn til å tro at isbevegelsene var så kraftige at en betydelig erosjon av løsmasser på eksponerte steder fant sted. De kraftige skuringsstriper som finnes nesten overalt langs dalsidene, tyder på det, kf. Fig. 34, fase D. At morene T_2 mangler, mens T_1 fins, kan tyde på at også eldre subfaser av fase D forårsaket betydelig erosjon i eldre morener.

DISKUSJON

Under dette kapitlet skal følgende tema behandles: a) Sammen- setningen av de ulike morener belyst ved de metoder som er be- nyttet, og b) Morenestratigrafien i Hjellådalen med regional rekonstruksjon av siste istid.

BERGARTSSAMMENSETNING

Resultatene av steintellingene har ikke gitt bare entydige kon- klusjoner. For lokalitet Einbu er likevel noen viktige slutninger klare (Fig. 11 og Tab. 3). Her synes steinmaterialet i løsmassene å avspeile berggrunnen i den nærmeste omegn, slik at det antas at tilførsel av langtransportert materiale har vært liten. De underste morener $T_6 - T_4$, og tildels undre deler av T_3 , domineres av lokal grafittskifer og gneis, som begge er eksponert i dalsiden i nær- heten av snittet (Fig. 6). Den lyse hornblendeskiferen, som er blottet i fjell oppe ved gården Einbu og videre nordover, dominerer imidlertid helt i de sub-morene sedimenter. Dette antas å kunne forklares ved at dette materialet først ble transportert av breen fram til fronten, som trolig lå ved dalkanten da sedimentene ble avsatt, og deretter transportert fluvialt ned dalsiden. Oppover i T_3 blir innholdet av bergarter fra øvre del av Einbudalen og passområdet større, på bekostning av den lokale skifer og gneis. Et klart uttrykk for dette er innholdet av grønnlig kvarts- glimmerskifer som øker oppover i T_3 . Variasjonene i bergarts- sammensetningen i de underste morenene ved Einbu er vist skjema- tisk på Fig. 28. Ved nær samme isbevegelsesretning er innholdet

av lengre transportert materiale stadig økende oppover i morenelagene. Det samme forhold er funnet mange steder, og prinsippet antas å ha generell gyldighet.

Som mål på transportlengden av stein i morenene ved Einbu kan følgende sies: Kun 9% av gjennomsnittsmaterialet i morenene har hatt en transportlengde på 3 km, eller mer (innholdet av trondhjemitte og basalgneis). Imidlertid er ca. 20% av steinmaterialet i de karakteristiske stein- og blokklagene i T_3 funnet å ha en slik transportlengde. Bortsett fra disse sistnevnte lag, som vil bli diskutert nedenfor, synes det altså som det alt overveiende materiale i morenene $T_6 - T_4$, og undre deler av T_3 består av monosyklisk materiale. Denne konklusjonen støttes særlig av rundings- og røntgen-analyseresultatene, og motsies ikke av noen observasjoner. Når det gjelder de to yngste morenene, som tolkes å være avsatt av nordlige isbevegelser, antyder steintellinger og rundingsanalyser at disse er sammensatt i stor grad av materiale erodert i de underliggende morener.

Når det gjelder steintellingsresultatene fra Skånke- og Enge - snittene, er det vanskeligere å trekke sikre slutninger om materialets transportlengde, tildels også om transportretninger. Dette skyldes delvis at det har vært meget vanskelig å skille mellom grafittskifer, som er den helt lokale bergart eksponert under snittene, og som har bånd med grønnlige skifre, og den grønnlige kvartsglimmerskifer som fins nord for Hjellådalen, kf.s.16.

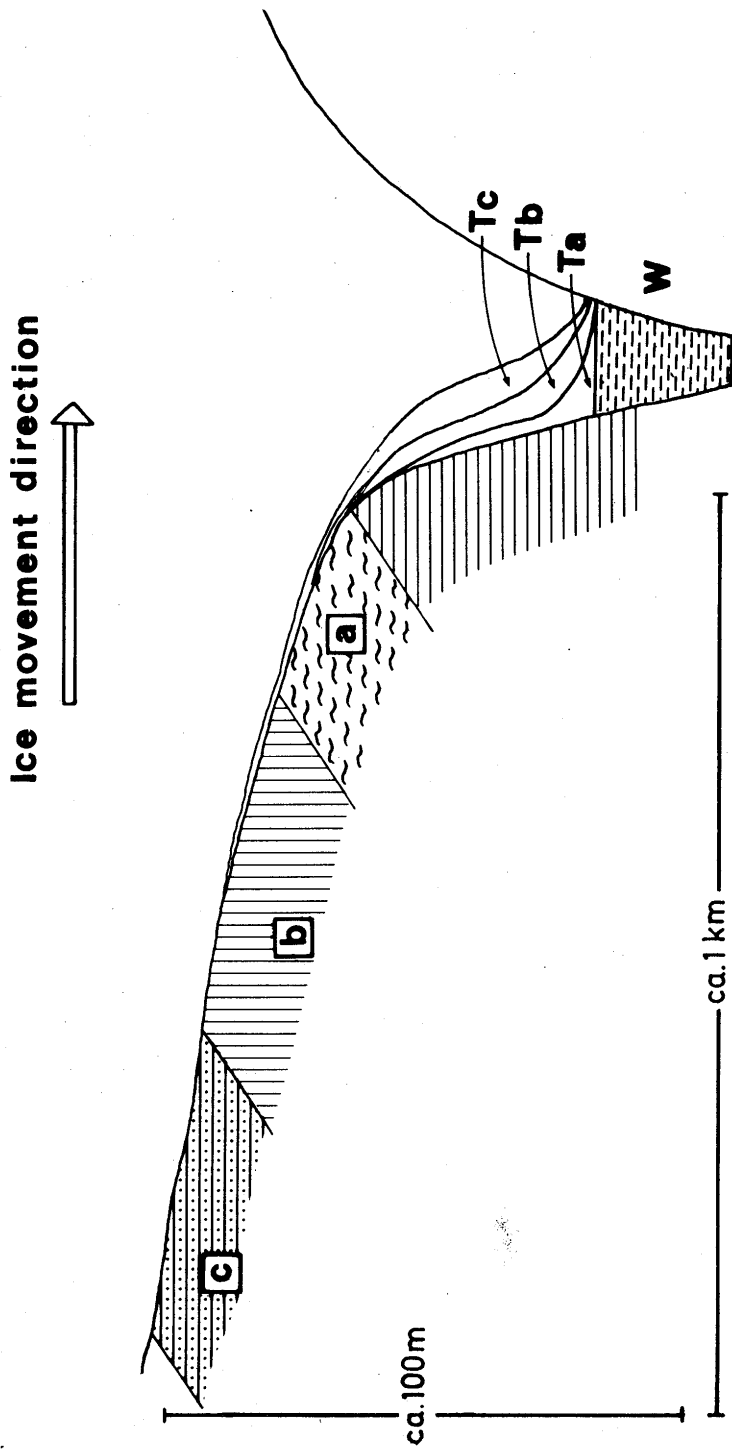


Fig. 28. Innholdet av forskjellige bergartstyper i et morenesnitt i forhold til blotningene av de samme bergarter, forenklet fra Einbu snittet. Morenen T, som overleirer sedimentene W, er vesentlig sammensatt av materiale derivert fra bergart a. Øppover i snittet minker innholdet av bergart a raskt, mens bergartene b og c øker i de respektive morener T_b og T_c. (Garnes 1979).

Under tellingen var det synlig åpenbare variasjoner i bergarts-sammensetningen, men det er ikke lyktes å lage grupper som kan demonstrere disse. Det mest interessante med sammensetningen av steinmaterialet i snittene ved Skånke og Enge, er det noe høyere innhold av lengre transportert materiale. Dette kommer fram ved bl.a. det betydelige innhold av trondhjemit/basalgneis i de fleste prøver, kf. Fig. 19,23 og 26. Som påpekt tidligere bør innholdet av disse bergartene oppfattes som minimum, da det antas at noe av det som er klassifisert som lokal gneis, kan være feilplassert. I Skånke er det generelt en økning av disse fremmede bergartene oppover i T_3 , i Enge 2 fins det lag også lavt i stratigrafien (Fig. 26, prøve 54-77) med høyt innslag av disse bergartene.

STEINMATERIALETS RUNDING

Ved moreneundersøkelsene i Hjellådalen har rundingsanalyser ikke vist seg å være så god metode til å skille morener som ved undersøkelser lenger sør i Gudbrandsdalen (bl.a. Bergersen 1973). Men også i Hjellådalen har analysene vært til god støtte i arbeidet. De viktigste iakttagelser er:

a) Ved Einbu har alle prøver, så nær som de to laveste (Tab. 3, prøvene 44-76, 34-76), et merkbart innhold, 10 - 20%, av runde stein. Ved Skånke ble det funnet en tilsvarende tendens: runde stein er få i T_4 (Tab. 3, prøve 18-75), men her er innholdet lavt også i T_1 . I Enge snittene er det, bortsett fra det markerte "rullesteinslaget" øverst i T_3 , en nesten konstant rounding oppover i snittet, og også her utgjør innholdet av runde og godt rundet

stein mellom 10% og 20%. Dette er et innhold av runde stein som er høyere enn gjennomsnittet for "autoktone" morener i Gudbrandsdalen, men som er klart lavere enn rundingen for "alloktone" morener, som domineres av polysyklisk steinmateriale, (Bergersen 1964, 1970, 1973 type Aa og Ba). I de nevnte "rullesteinslag" er rundingen særlig høy, spesielt gjelder dette det mest markerte lag øverst i T₃ ved Enge 1 og 2. I prøvene 57-77 og 77-77 er hele 29% og 30% av steinmaterialet rundet (Tab. 3).

b) Spesielt i Enge-snittene, i mindre grad ved Einbu og Skånke, ble det iaktatt at en meget høy andel av runde stein var knust eller istykkerslått. Mange var så oppbrukket at det var meget vanskelig å fastslå om partiklene tidligere hadde vært runde, eller ei. Når tidligere runde stein tas opp i basalmorener, synes det å være et typisk trekk at mange blir knust og får skarpe kanter (bl.a. Holtedahl 1955, Bergersen & Garnes 1971, Olsen 1979). Et høyt innhold av istykkerslåtte, runde stein med skarpe kanter i morene, taler altså for at steinmaterialet er polysyklisk.

c) Et viktig forhold er det at rundingen varierer i de forskjellige bergartsgrupper. Som det framgår av Tab. 3 er det særlig basalgneis, trondhjemitter og amfibolitter som er runde, nesten aldri grafittskifer. Generelt er det tydelig at lengre transporterte bergarter har høyere rounding enn lokale bergarter. Dette vil være rimelig enten steinene er monosykliske eller polysykliske. Verken når det gjelder bergartssammensetning eller rounding, er det særlig forskjell

på morener som er avsatt mot sør eller nord. Dette taler for at de yngste morener, som tolkes å være avsatt av nordlige isbevegelser, i betydelig grad er derivert fra de eldre morener.

BLOKK- OG STEINLAG

Som påpekt flere ganger under beskrivelsene, opptrer det i Hjellå-dalen karakteristiske blokk- og steinlag. Når det gjelder blokk-lag, er det særlig det dominerende laget i nedre deler av T_3 både ved Einbu, Skånke og Enge 1 og 2 som er viktig. Laget skiller seg ut fra alle blokkholdige partier i morenene ellers ved sin tykkelse, utholdenhet og størrelse på blokkene. Det har derfor vært nærliggende å korrelere laget fra snitt til snitt slik at det er en viktig ledehorisont for stratigrafien. Laget kan følges nær konformt med dalsidene både opp langs disse, og langs dalen med et fall omtrent som dalbunnens fall (kf. Fig. 9). Analysene av steinmaterialet fra laget i Einbu (prøvene 38-76, 44-77), i Skånke (prøvene 95-77, 10-78) og i Enge 2 (prøve 100-77) (Tab. 3) viser små forskjeller i rundingsgrad, men rundingen øker ikke nedover dalen. Som omtalt under beskrivelsene, er det klart at laget er avsatt under is som beveget seg mot sør, ut langs Hjellå-dalen.

I morene T_3 opptrer det både ved Einbu, Skånke og Enge et stort antall mer eller mindre sammenhengende lag med stein som trolig er av samme type som det dominerende blokklaget. Noen av disse lagene har et større innhold av langtransporterte og runde stein enn ellers.

Særlig er dette tilfellet for ett lag i Enge-snittene (prøvene 59-77, 77-77) (Fig. 23 og 26). Sammensetningen av dette laget tyder på at det inneholder materiale som er transportert langs Gudbrandsdalen. Noe tilsvarende lag er ikke påvist ved Skånke og Einbu. Steinmaterialet kan altså tyde på at morenene ved Enge er avsatt vekselvis av brestrømmer langs Hjellådalen og langs Gudbrandsdalen, noe som virker rimelig når en tar hensyn til lokalitetens plassering i dalen.

Det er på ingen måte klart hvordan disse "rullesteinslagene" er avsatt. Slike lag er ikke kjent fra midtre og nedre Gudbrandsdalen, men tilsvarende lag er blitt funnet og studert i Rudiådalen på Dovre. Når langtransporterte, runde stein opptrer i morenene, er de ofte resultat av iserosjon i underliggende (glasi-) fluviale sedimenter. Steinene er da noenlunde jevnt fordelt i morenen. Dette er ikke tilfelle i Hjellådalen. Steinkonsentrasjonen følger akkumulasjonsplanene og tilførselen av steinene har derfor vært uregelmessig. Fra Bondhusbreen har Hagen (1977) beskrevet forhold som viser at omlegging av subglasiale elver kan føre til konsentrasjoner av runde stein i morene. Den mest sannsynlige forklaring på dannelsen av lagene synes å være at englasiale/subglasiale elver i perioder har gitt betydelige tilskudd til morenematerialsammensetningen. I så fall antas dette å vise at T_3 er avsatt av tempererte breer.

Mens de nevnte stein- og blokk lag generelt inneholder mer langtransporterte og runde stein enn morenene ellers, fins det også lag av stein og blokker hvor bergartssammensetning og runding ikke

ikke skiller seg fra morenen forøvrig. Slike lag er omtalt for lokalitet Einbu, hvor de utgjør grensen mellom morene T_5/T_4 og T_4/T_3 . I disse tilfeller tilhører steinmaterialet trolig den underliggende morene, mens materialet er reorientert av isbevegelsene som avsatte den øvre. Tilsvarende er funnet flere steder i Gudbrandsdalen. Det mest kjente tilfelle er blokklaget som skiller morener avsatt mot sørøst (fase B), fra morene avsatt mot nordnordøst (fase D) i Stenseng (Garnes & Bergersen 1977, s. 144) Et analogt tilfelle er funnet i Skåbu, kf. Fig. 35. Det er imidlertid slett ikke alltid at det kan vises til at blokklag representerer omlegging av isbevegelser. Og omvendt, selv drastiske forandringer i isbevegelsesmønstret, som f.eks. de isbevegelser som avsatte henholdsvis T_3 og T_2 tolkes å være, trenger ikke å føre til noen forandring i sammensetningen av morenene. Dette kan tyde på at det har foregått en kontinuerlig akkumulasjon uten erosjon under skiftingen av disse isbevegelsene, se. s. 5. Dreimanis (1976, s. 35) omtaler tre typer blokklag, men går ikke nærmere inn på deres betydning for forståelsen av bredynamiske forandringer, eller deres bruk i morenestratigrafiske studier. Han sier at dersom blokklaget litologisk tilhører den underliggende morene, altså som i eksemplet fra Hjellådalen og Stenseng, representerer blokklaget en slags erosjonsfase. Men ofte tilhører et blokklag den overliggende morene, og er da en variant av en basalmorene. Det samme gjelder selvfølgelig også den tredje typen, der blokklaget ligger inne i en basalmorene. Steinlagene i morene T_3 kan kanskje sies å tilsvare den tredje typen.

KORNFORDELING

Kornfordelingen i de forskjellige morener i Hjellådalen viser små, men interessante forskjeller. Generelt for alle prøver som er analysert, er at de er grusfattige. De underste morener, T_6 - T_4 , og den øverste morene, T_1 , inneholder mindre finmateriale enn de andre, dette røpes også av en brunlig oksydasjonsfarge som preger store deler av disse morener. Morene T_3 og T_2 viser en nesten konstant kornfordeling i alle undersøkte snitt, noe som fremgår av Fig. 29. Det er verd å nevne at leirinnholdet er forholdsvis høyt i disse morener, i gjennomsnitt 11,5% og 11,3% for henholdsvis T_3 og T_2 . Et karakteristisk trekk for disse to morener er at mange av prøvene har kumulative kurver med polymodalt forløp (Fig. 29). Glasial nedknusing av morenemateriale under transport og avsetning vil føre til at de enkelte mineraler reduseres i størrelse ned til sin karakteristiske nedre partikkelstørrelse ("terminal grade") (Dreimanis & Vagners 1969). Denne grensen for kornstørrelse-reduksjon av glasial nedknusing er avhengig av den opprinnelige størrelse på mineralene mens de lå i bergartene, og mineralenes evne mot nedknusing under transporten, og er stort sett typisk for hvert mineral. En morene derivert fra en monomineralsk bergart vil derfor få en anrikning av kornstørrelser svarende til mineralets "terminal grade", mens polymineralske morener vil få et polymodalt forløp når mineralene i betydelig grad har nådd sin grense i kornstørrelse. En ujevn, og ikke en rett kumulativ kornfordelingskurve er derfor det normale for morener hvor nedknusingen av mineralene har nådd sin grense (Dreimanis &

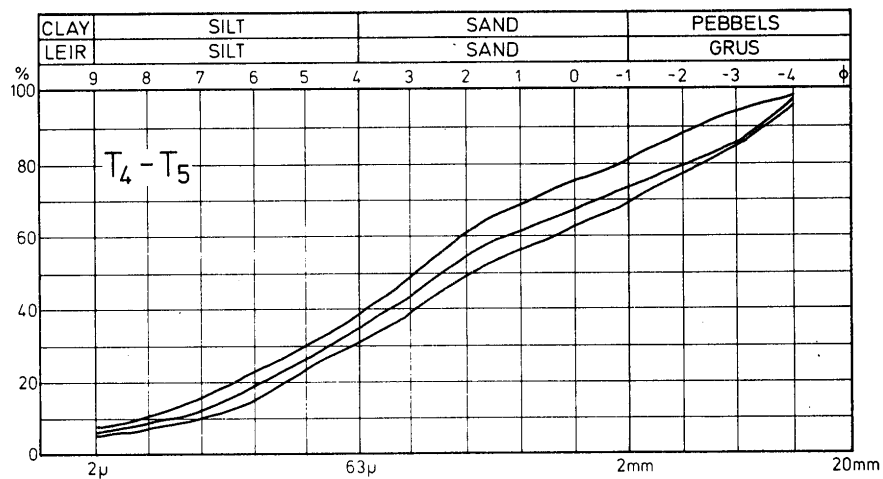
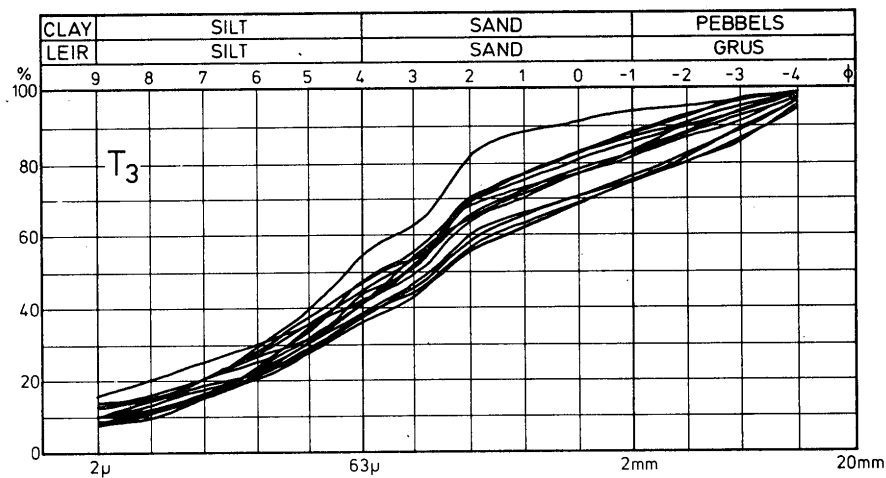
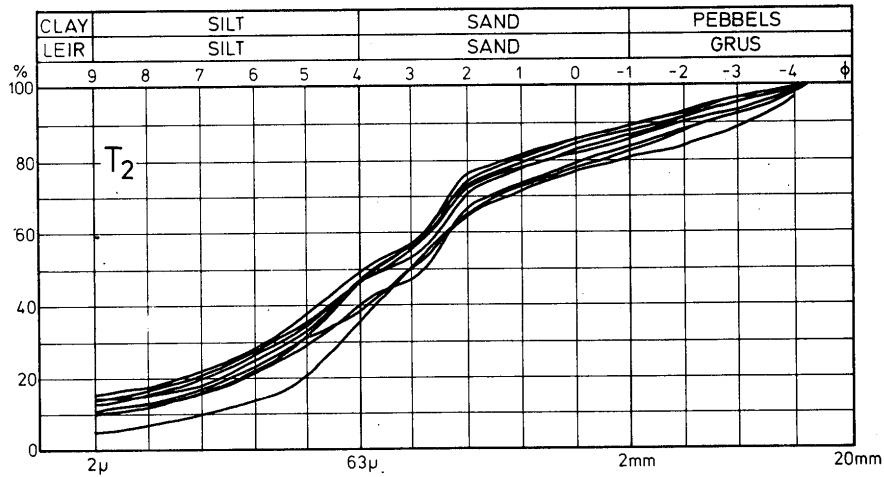
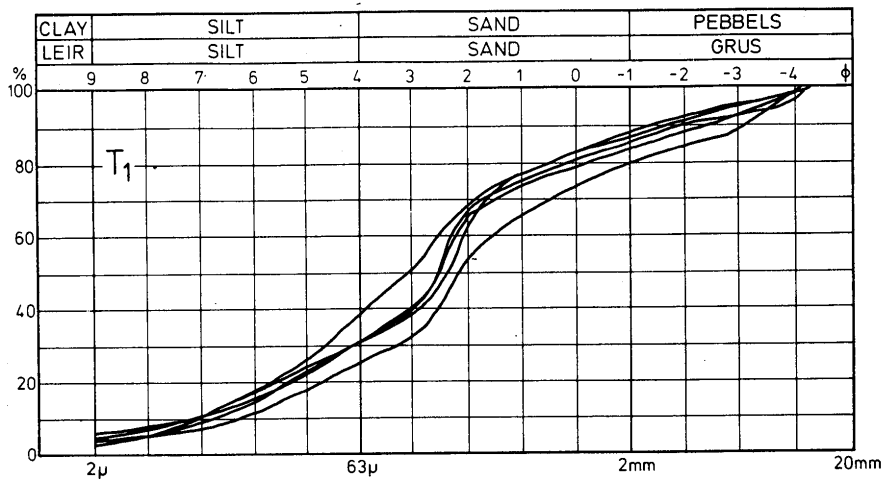


Fig. 29. Kornfordelingskurver fra forskjellige morenetyper i Hjellådalen. De underste morenene, T₅₋₄, er de mest usorterte, mens en polymodalitet gjør seg gjeldende høyere i stratigrafien.

Vagners 1971, s. 73). Kumulative kurver av morenemateriale i Gudbrandsdalsområdet har normalt et forholdsvis rettlinjet forløp, noe som viser at morenene har en nær "ideell" blanding av forskjellige kornstørrelser uten opphoping av bestemte fraksjoner. Kornfordelingsanalysene i Hjellådalen på prøver fra morene T_3 og T_2 er derfor ikke typisk for andre morenefyllinger. Ser vi derimot på analyser av de underste basalmorener, T_5 og T_4 , synes disse å være mer "typiske", med et mer rettlinjet forløp av kurvene (Fig. 29). Trolig skyldes dette at materialet i disse er kortere transportert enn i de høyereliggende morener, og lite av mineralene er knust ned til "terminal grade". Det polymodale forløp av de høyereliggende moreners kurver kan skyldes at nedknusingen her er kommet så langt at opphoping av enkelte kornstørrelser gjør seg gjeldende og morenene kan sies å være mer "modne" (Karrow 1976, s. 96). At morenematerialet i de øvre morener i stor grad er derivert fra underliggende morener synes sikkert, bl. a.s.47. Slikt materiale har derfor vært utsatt for minst én nedknusingsyklus mer enn sitt opphav. Det foreligger også den mulighet at morene T_3 og T_2 i noen grad kan være sammensatt av eldre sorterte sedimenter. Morener avleiret over sorterte sedimenter kan i betydelig grad stamme fra slike og har da nettopp ofte polymodale kurver. Enkelte av de "alloktone" morener i Gudbrandsdalen er kjent for dette (Bergersen & Garnes 1971). Det er lite trolig at det har eksistert større områder i Hjellådalen og Einbudalen med sorterte sedimenter som kan ha gitt særlig tilskudd til morenene. Siden de tykke T_3 morener er avsatt av breer langs Hjellådalen fra nord, er denne tolkningen derfor lite trolig. De sub-morene sedimenter ved Einbu antas å ha hatt for liten utbredelse til å

komme i særlig betraktning som opphavskilde.

Analyseresultatene fra Hjellådalens er presentert i trekantdiagram både for materiale mindre enn 20 mm og for matriks (<2 mm) (Fig. 31 og 30). Fordelingen av grus, sand og silt pluss leir i Hjellådalens basalmorener skiller seg noe fra Gudbrandsdalens gjennomsnittsmorener (Fig. 31). Mens Gudbrandsdalens morener i gjennomsnitt består av ca. 50% silt pluss leir, selv når ablasjonsmorener regnes med, inneholder bare én prøve av Hjellådalens basalmorener mer enn 50% silt pluss leir (Tab. 3 prøve 78-77). Hjellådalens basalmorener er grusfattige, gjennomsnitt 16,8% grus, mot nesten 20% for Gudbrandsdalens morener. Det er overraskende at morenene i Hjellådalens, som er funnet vesentlig å være derivert fra (metamorfe) kambrosiluriske bergarter, inneholder mindre finmateriale enn Gudbrandsdalens morener, hvor flesteparten av prøvene er tatt på sparagmittisk berggrunn. Det er innholdet av silt som er høyere i gjennomsnittsprøvene fra Gudbrandsdalen. Sammenlignes fordelingen av matriks i 33 moreneprøver fra Hjellådalens med 223 basalmoreneprøver i Gudbrandsdalen ellers, viser fordelingsmønsteret mellom sand, silt og leir samme tendens med høyere siltinnhold. Derimot har Hjellådalens basalmorener et merkbart høyere leirinnhold enn Gudbrandsdalens basalmorener (Fig. 30).

Dersom kornfordelingsanalysene sammenliknes med andre norske undersøkelser, trer det også fram forskjeller. Jørgensen (1977) har sammenstilt resultatene fra 3000 moreneprøver analysert av Norges geotekniske institutt innsamlet på forskjellige steder i Norge. Det går ikke fram av beskrivelsen i hvilke morenetyper

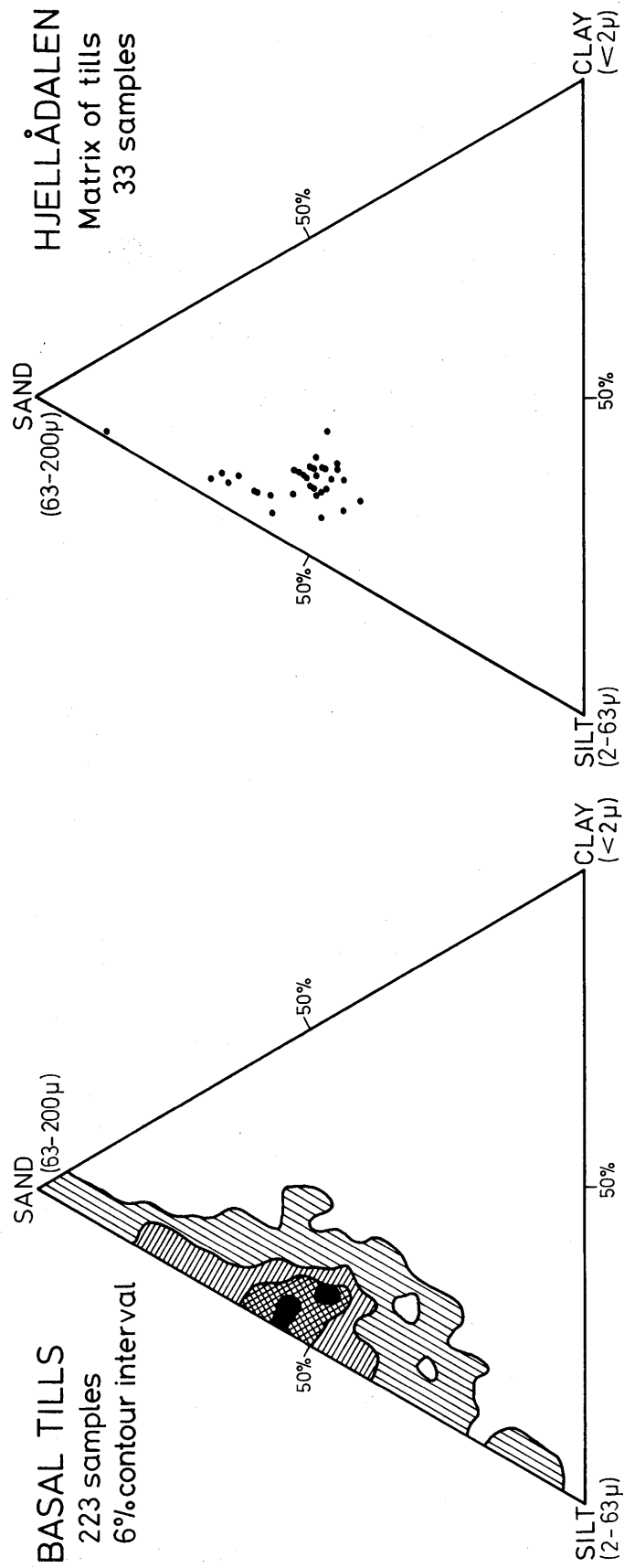


Fig. 30. Fordelingen av matriks i 33 moreneprøver fra Hjellådalen, plottet i trekantdiagram og sammenliknet med 223 basalmoreneprøver fra Gudbrandsdalen. Mens de fleste av Gudbrandsdalens prøver har mellom 40% og 50% silt, inneholder få moreneprøver fra Hjellådalen mer enn 40% silt.

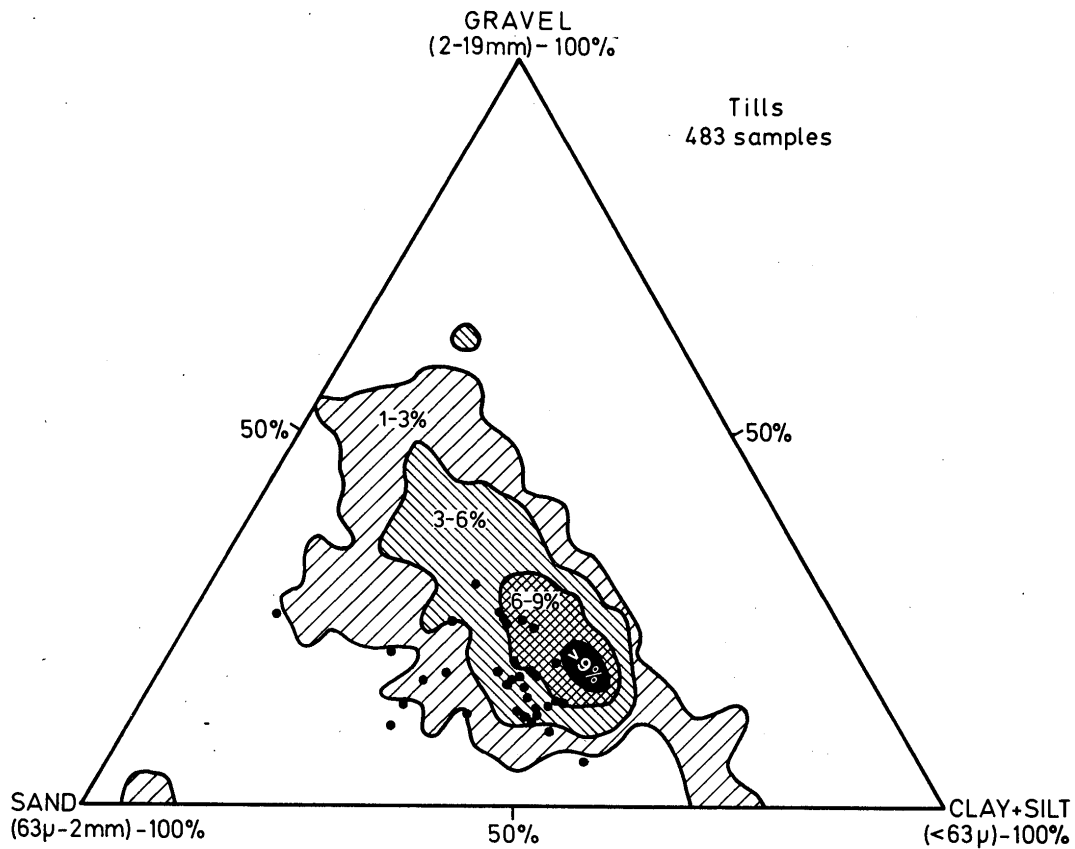


Fig. 31. 33 moreneprøver fra Hjellådalen plottet med prikker i et trekantdiagram som viser fordelingen av leir pluss silt, sand og grus i 483 andre moreneprøver fra Gudbrandsdalen. Ingen av Hjellådalens prøver faller innenfor maksimumsområdet for Gudbrandsdalens prøver.

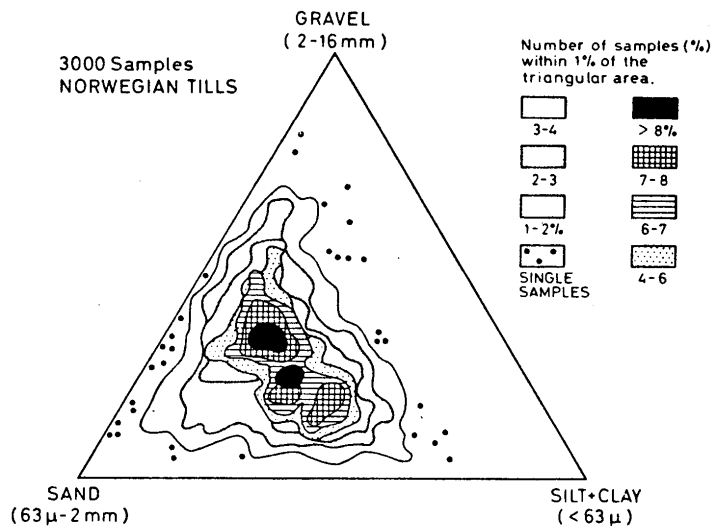


Fig. 32. Kornfordelingen av 3000 prøver av morene i Norge, der de to maksima korresponderer med prøver fra kambrosilurisk berggrunn og prekambrisk berggrunn (etter Jørgensen 1977). Fig. 31 tyder på at prøver fra forskjellig berggrunn i Gudbrandsdalen er mer finstoffholdig enn gjennomsnittsprøver fra landet ellers.

prøvene er tatt. Jørgensen (op.cit.) finner to maksima i sitt trekantdiagram i forholdet mellom grus, sand og silt pluss leir (Fig. 32). Disse korrelerer han med prøver henholdsvis fra prekambrisk berggrunn (lite finmateriale) og prøver fra kambrosilur (mye finmateriale). Ingen av hans maksima inneholder så mye finmateriale (silt pluss leir) som prøvene fra Gudbrandsdalen (Fig. 31). Også kornfordelingsanalyser av morener på Hardangervidda, til dels fra fyllittgrunn, viser et bemerkelsesverdig lavere innhold av silt pluss leir enn analysene fra Gudbrandsdalen (Vorren 1977 a, fig. 1). Hva som er grunnen til disse forskjeller, er ikke nærmere undersøkt, men bør være en framtidig arbeidsoppgave.

I mange arbeider hvor kornfordelingen i morener er undersøkt i relasjon til berggrunnen, både i Norge og i andre land, konkluderes det med at det er en nøye sammenheng mellom disse (kf. f.eks. Jørgensen 1977, Haldorsen 1977). Gudbrandsdalsområdets morener synes å mangle en slik klar sammenheng. Dette er tidligere påpekt av Garnes (1972), Lie (1974), Garnes & Bergersen (1977). Årsakene til denne manglende sammenheng er foreløpig ikke undersøkt, men flere faktorer kan være medvirkende. Berggrunnsforholdene i Gudbrandsdalsområdet er sterkt vekslende, og morenene vil derfor i de fleste områder være meget oppblandet. Dermed utviskes forskjeller. Morenetykkelsene er ofte betydelige, og langt større enn gjennomsnittet for landet. Som kjent reduseres den lokale berggrunnens betydning, samtidig som modningsgraden av mineralkornene og innslaget av langt transportert materiale øker oppover i stratigrafien. I Norge er dette særlig påpekt av

Follestad (1973). Ingen av disse faktorer kan komme til gyldighet innenfor f.eks. enkelte store kvartsittområder (Ringebu-fjellet) hvor berggrunnen er relativt ensartet og tykkelsene moderate, men hvor innholdet av finmateriale er like høyt som i Gudbrandsdalen ellers. Andre årsaker må derfor også være viktige. Forfatteren vil ikke diskutere dette nærmere i denne sammenheng, da det er ønskelig med ytterligere studier av den mineralogiske sammensetning og moreners genesis på viddene, såvel som bedre kjennskap til berggrunnen, før sikre konklusjoner kan trekkes. Likevel synes det å være berettiget å sette et lite spørsmålstegn ved den klare sammenheng som det i Norge er hevdet generelt å være mellom moreners kornfordeling og underlagets berggrunn.

MINERALOGISKE UNDERSØKELSER

Tungmineraler

Mineralanalyser ved mikroskopering av tungmineraler i fraksjon 125-250 μ er av flere vist å være velegnet for å finne transportlengden og transportretningen for glasigent materiale. I Skandinavia er det utført flere arbeider i de senere år der mineralogien er benyttet til å finne morenematerialets transportlengde, f.eks. Haldorsen (1977) fra Norge, Gillberg (1965), Linden (1975), Melkerud (1977) og Snäll et al. (1979) fra Sverige, og Virkkala (1971) og Perttunen (1977) fra Finland. I disse arbeidene har forfatterne kunnet operert med veldifinerte bergartsgrenser og forutsette isbevegelser som stort sett har vært konstante under akkumulasjonen av morene-

materialet. I tillegg har disse mest studert områder med én type basalmorene, hvilket er særtilfelle i sentrale deler av Sør-Norge, hvor to typer, eller flere er det vanlige. I Hjellå-dalen, hvor bergartstyper ofte repeteres og isbevegelsene har vært meget skiftende, har ikke mineralogiske undersøkelser i samme grad kunne brukes til å bestemme transportlengde av morenemate-riale. Det var likevel ventet at bestemmelse av tungmineralene i vertikalprofilene ville være til hjelp i arbeidet med å klargjøre morenestratigrafien.

Tungmineralinnholdet i prosent av samlet mineralinnhold varierer en del i stratigrafien i alle snitt, men variasjonene er ikke større enn at de kan forklares ved at glimmermineraler ikke er blitt tilstrekkelig separert (kf. s. 20). Når det gjelder enkelt-mineraler, er det variasjoner innen gruppen amfibol, pyroksen og epidot som har vært mest opplysende. En tendens er at morener med høyt innhold av lokal gneis og hornblendeskifer/grafittskifer i steinfraksjonen også har høyest innhold av mineralgruppen amfi-bol, pyroksen og epidot (kf. Einbu, Fig. 11 og 21). Det økte amfibolinnholdet i morene T_2 og T_1 ved Einbu tolkes som økt til-førsel fra amfibolittsonen som går på skrå av Hjellådalen sør for Einbu (Fig. 6). En slik anrikning finnes ikke i de nordlig transporterte morener ved Enge (morene T_1 og T_2), trolig fordi Enge ligger sør for denne sonen. Lokalitet Skånke ligger på grensen mellom grafittskifersonen i sør og amfibolittsonen i nord og øst. Et økt innhold av amfibol i T_3 morenen i forhold til T_4 her tyder, som ventet, på transport fra nord og økt transportlengde på materialet

oppover i snittet. Det økte epidotinnholdet i øverste del av T_2 morenen ved Skånke kan muligens korrespondere med økt innhold av epidot i T_1 og T_2 morenene ved Enge 2 (Fig. 21 og 25). Etter Guezou (1978) skal glimmerskiferen sør for Enge være epidotholdig. Forøvrig kan de små variasjonene i mineralfordeling på overgangen mellom T_3 og T_2 , spesielt ved Skånke, kanskje støtte antakelsen om at morene T_2 delvis er retransportert fra T_3 morenen.

Også glimmervariasjoner i snittene har betydning. Mikroskopering av innsamlete bergartsprøver fra området viste at bergartene fra de forskjellige formasjonene alle har et forholdsvis høyt innhold av glimmer. Hornblendeskifer og grønn kvartsglimmerskifer nord for Hjellådalen (Fig. 6) skiller seg likevel ut som spesielt glimmerrike. Morenene T_3 og T_4 i Einbu har et høyt glimmerinnhold, mens innholdet i T_5 er meget beskjedent. Dette er i nøye samsvar med steintellingene, som viser at tilførselen fra disse bergartene i nord øker oppover i snittet, og at transportlengden øker med økende morenetykkelse (Fig. 28). Også innholdet av andre tungmineraller i finfraksjonen synes å variere i takt med bergartsvariasjonene i steinfraksjonen.

Leirmineralogi

Hensikten med de leirmineralogiske analysene av morenemateriale i Hjellådalen var å undersøke om det kunne være spor etter eldre jordsmonnhorisonter (paleosol) eller etter andre forvittringsprodukter. Dessuten var det av interesse å se om analysemetoden er egnet i morenestratigrafiske arbeider.

Resultatene viste at illitt- og kloritt-mineraler utgjør det alt vesentlige av sjiktmineralene. Dessuten er blandsjikt-mineralene vermiculitt-illitt påvist. Feltspat og amfiboler opptrer i samtlige prøver, men er ikke tatt med i utregningen av semikvantitative mineralmengder.

T₁ morenen inneholder generelt mer uregulære blandsjiktmineraler enn de andre morenene i profilene (Fig. 21 og 25). Med noen få unntak er illitten velkrystallisert i prøver utenom T₁ morenene. Disse unntakene gjelder brune, oksyderte morener med klart mindre innhold av leir og silt enn de andre prøvene, som f.eks. prøve 35-76 fra T₄ i Einbu og prøve 11-78 fra T₂ i Skånke (Fig. 11 og 19). Det er ikke påvist smektitt i noen av de analyserte prøvene (Fig. 15, 20 og 24). Innholdet av blandsjiktmineraler kan altså korreleres med morenenes kornfordeling. Morener som inneholder mindre finmateriale (leir pluss silt) og dermed er mer permeable og oksyderte, har et høyere innhold av blandsjiktmineraler. En prøve tatt nær overflaten i T₁ morenen i Skånke inneholder mindre blandsjiktmineraler enn en prøve tatt dypere i T₁ i samme morene, og prøven fra T₂ morenen i Einbu inneholder mer blandsjiktmineraler enn T₁ morenen nærmer overflaten (Fig. 21). Økningen av blandsjiktmineraler i enkelte prøver tolkes som resultat av ulik postglasial forvitring, som derfor ikke nødvendigvis må ha vært større nær overflaten enn dypere nede i snittet, mensom har vært avhengig av materialets permeabilitet. Det presiseres at alle prøvene er tatt dypere enn den postglasiale jordsmonnutviklingen, altså i C- horisonten.

Alle kurvene har en kraftig 7 Å refleks, som kan skyldes både kloritt og kaolin. Det er ikke foretatt en videre analysering for å undersøke om kaolin er tilstede. I Norge, som i Sverige er det foruten i preglasiale avsetninger, også funnet kaolin i morenemateriale og i interglasialt materiale (f.eks. Gjems 1967, Vorren & Roaldset 1977, Haldorsen et. al. 1978, Bjørnbom 1979, Snäll et. al. 1979). Kaolindannelsen er i alle disse tilfeller tilbakeført til en tertiær forvitring eller en hydrotermal forvitring. Det er neppe grunn til å tro at det har forekommet kvartær kaolindannelse i Skandinavia. Eventuelle spor etter kaolin ville derfor ikke gitt noen indikasjon på eksistensen av interstadiale/interglasiale jordsmonndannelser. Illitt og kloritt regnes som primærbestanddeler i en jordart. Vermikulitt og blandsjiktminerale kan også være primære bestanddeler, men generelt øker blandsjiktminerale i forvittringshorisonten. Ekspanderende minerale som tilhører smektittgruppen, dannes her i landet under de nåværende klimaforhold, og er vanlige i de resente jordsmonn (bl.a. Gjems 1967, Rueslåttén & Jørgensen 1977, Quigley & Ogunbadejo 1976). Det er rimelig å anta at disse forvittringsminerale også kunne dannes i interstadiale og/eller interglasiale perioder. Da det ikke er funnet smektittminerale i Hjellådalens morener, er dette et viktig indisium på at det ikke har vært isfrie perioder med jordsmonndannelse mellom moreneakkumulasjonene.

Erfaringene fra Hjellådalen og ellers i Gudbrandsdalen, samt fra Eigerøya (Garnes 1976) har vært at bruk av røntgendiffraktometri i morenestratigrafiske undersøkelser og stratigrafiske korrelasjoner

på disse stedene er av begrenset verdi. Den samme konklusjonen kom Haldorsen et al. (1978) til for Fjøsanger. Leirmineralogiske studier har selvsagt en helt annen verdi når det opptrer paleosol eller forvitret materiale i morenene, eller når det gjelder å undersøke den rent mineralogiske sammensetningen av morenemateriale.

STRATIGRAFI

Funnet av de sub-morene sedimenter ved Einbu gjorde det naturlig å starte her med de morenestratigrafiske undersøkelser i Hjellådalen, og deretter forsøke å korrelere stratigrafien her til andre snitt. Den etablerte stratigrafien ved Einbu bygger, som det har framgått av beskrivelsene, i første rekke på fabric og strukturforskjeller. De andre metoder som er benyttet, har i mer eller mindre grad gitt støtte til inndelingen. Som ved andre lokaliteter i Gudbrandsdalen, har fabric analyser skilt seg ut som den beste metode i morenestratigrafiske studier også i Hjellådalen. Morenene er derfor ofte klassifisert mer etter fabric enn etter litologi eller sammensetning.

Inndelingen i seks moreneenheter ved Einbu er tentativ. Som det framgår av beskrivelsene fra de andre undersøkte snittene, er det lykkes å korrelere de tre yngste morenene, T_{3-1} , nedover langs Hjellådalen. For Skånke er også enheten T_4 antatt identifisert, men bl.a. mangel på tydelig grense mellom T_4 og T_3 gjør at det kan reises tvil om T_4 's eksistens her. Det er mulig at morene T_4

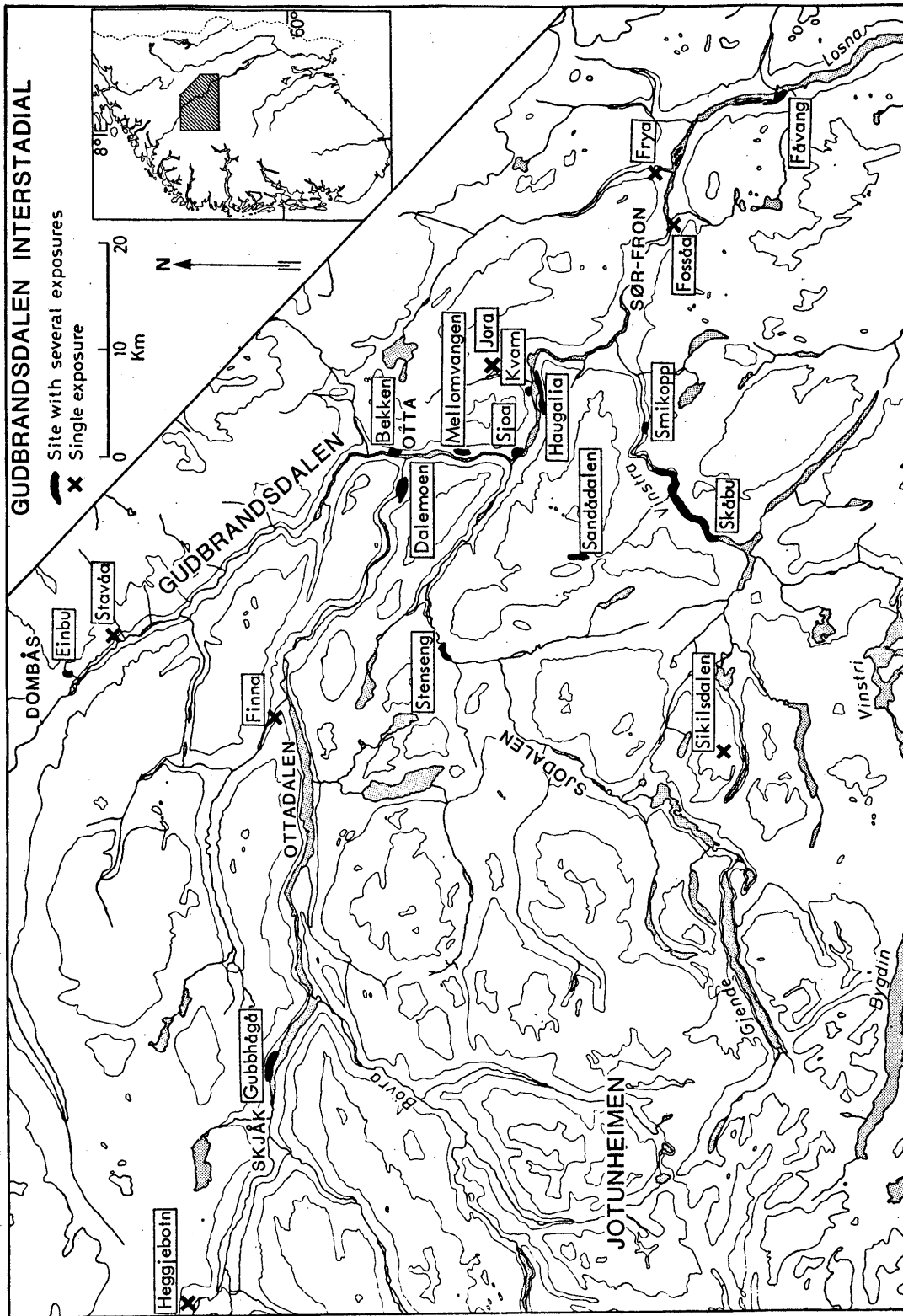


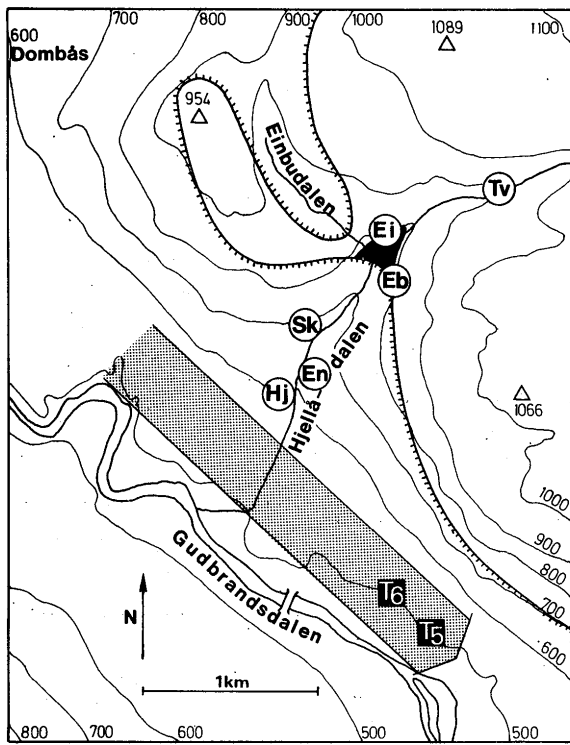
Fig. 33. Lokaltiteter med vannavsatte sedimenten som er tolket å være avsatt i Gudbrandsdalen interstadial (Bergersen & Garnes i trykk).

ved Skånke tilhører T_3 . Årsaken til at eldre morener ved Skånke og Enge ikke er funnet, kan ha flere årsaker. For det første er det ikke blotninger i de underste omlag 15 m av avsetningene, og dalbunnens løsmasser ved Enge er stort sett fjernet opp til 10 -15 m over dalbunnen. Verken ved Skånke eller Enge er det funnet sub-morene sedimenter som sedimentene ved Einbu eventuelt kunne ha blitt korrelert med. Dessuten er betingelsene for store akkumulasjoner av løsmasser bedre i dalutvidelsen ved Einbu enn i det trange dalpartiet ved Skånke og Enge. Dette siste kan ha begunstiget akkumulasjoner av helt lokale morener ved Einbu, men som ikke trenger å ha hatt noen regional utbredelse. Det er altså funnet en morenstratigrafi når det gjelder de tre yngste morener som kan følges fra snitt til snitt i hele nedre del av Hjellådalen. Det antas derfor at det har foregått en tilnærmet kontinuerlig akkumulasjon uten store erosjonsfaser. At det derimot kan ha vært lengre perioder uten verken erosjon eller akkumulasjon er trolig. Slike forhold kan ha eksistert da isdeleren lå over området, eller hvis området lå plassert under en isdelarakse, mellom to dominerende iskulminasjoner. Tilsvarende minimal glasial aktivitet kan også tenkes å ha vært utøvd dersom innlandsisens såle i perioder var frosset.

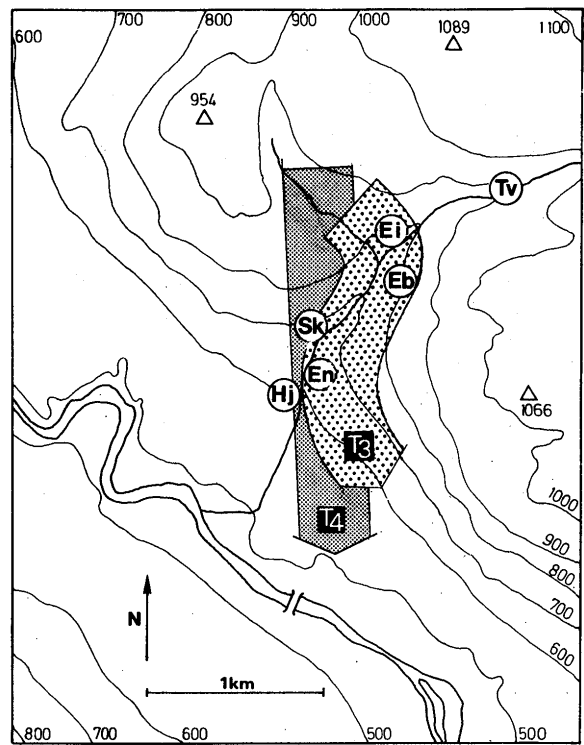
Forutsatt at de sub-morene sedimenter ved Einbu ble avsatt ved begynnelsen av siste istid, trolig på slutten av Gudbrandsdalen interstadial (Bergersen & Garnes 1971) (Fig. 33) er det sannsynlig at den etablerte morenestratigrafi avspeiler de vesentligste akkumulasjonsfaser av siste istid i Dombås området. Resultatene fra Hjellådalen viser at dalføret var tilnærmet tømt for løsmasser da siste istid begynte. Mangel på spor etter andre isfrie

perioder og etter fossilt jordsmonn, såvel som manglende interglasial/interstadial forvitring, gir støtte for å anta at alle løsmasser i Hjellådalen ble avsatt under siste istid. Dette gir indirekte også enkelte opplysninger om forholdene før siste istid. I den isfrie perioden før nedisningen ble trolig Hjellådalen, som andre bratte sidedaler til Gudbrandsdalen, nesten tømt for eldre avsetninger. Det er ingen grunn til ikke å anta at det har vært en repetisjon av istidene under Kvartær, slik at glasial akkumulasjon/erosjon stort sett har funnet sted i de samme områder under flere nedisninger, kanskje særlig gjelder dette sentrale deler av Norge. Antar vi at Hjellådalen hadde like mye morenemateriale ved slutten av forrige istid, som ved siste, ville det trolig ha tatt mange tusen år å tømme dalføret, selv om vi postulerer langt mer intense skråningsprosesser enn i dag. Intensive skråningsprosesser kan harmonere med et periglasialt klima, et klima mange indiksjoner tyder på var karakteristisk for Gudbrandsdalen interstadial (Bergersen & Garnes 1971, Garnes 1978, kf. også bl.a. Vorren & Roaldseth 1977, Helle 1978).

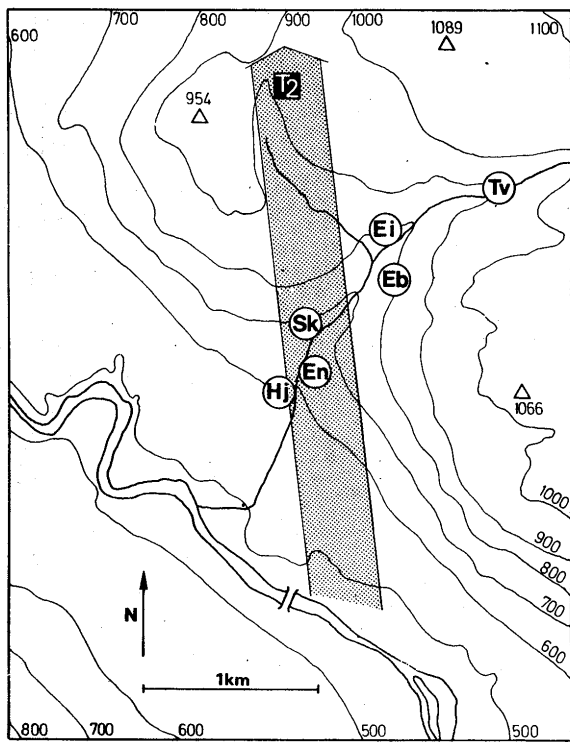
Fig. 34 viser en rekonstruksjon av isbevegelser som korresponderer med de respektive morener i Hjellådalen. Figuren har den samme inndeling i fire hovedfaser som forfatteren tidligere har benyttet (Fig. 2). De morener som er avsatt av isbevegelser mot sør til sørøst, antas å tilhøre fase A og B (morenene T_{6-3}), mens morener avsatt av nordlige isbevegelser er korrelert med fase C og D (morenene T_{2-1}). På grunnlag av regionale undersøkelser som er utført i Gudbrandsdalsregionen, er morenestratigrafien på fire utvalgte, geografisk forskjellige steder sammenstilt og korrelert



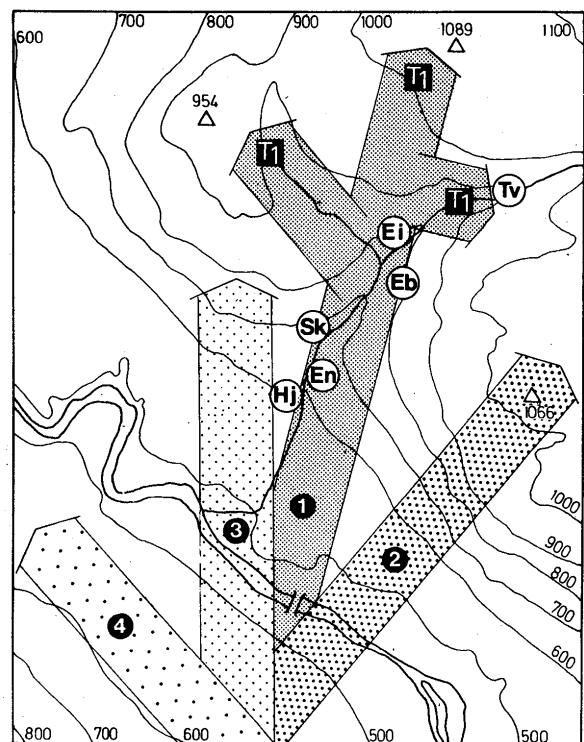
A



B



C



D

Fig. 34. Rekonstruksjon av fire faser av isbevegelsene under siste istid med de korresponderende morener T_{6-1} i Hjellådalen. Bredemt sjø ved Einbu i begynnelsen av fase A er markert med svart og iskanten med tagget linje. Isbevegelsene under fase A, B og C er hovedsakelig rekonstruert på grunnlag av morenestudier, mens bevegelsene i fase D (1-4, der 1 er eldst) er basert på undersøkelser av skuringsstriper og fabric analyser. Lokalteter: Hjelle (Hj), Enge (En), Skånke (Sk), Einbu (Ei), Einbu bakli (Eb) og Tverråa (Tv). (Modifisert etter Garnes 1979).

(Fig. 35). Som det ligger i sakens natur er disse korrelasjonene forløpige og ikke endelige.

De aller eldste morener i Hjellådalen, T_{6-5} , er høyst trolig lokale morener som er avsatt under den aller første del av nedisningen (fase A). Morener som ble avsatt i denne fasen (morene A på Fig. 35), må ventes å variere sterkt fra sted til sted, avhengig bl.a. av eldre avsetninger som dalbreene kunne erodere i. Derimot er den dominerende B morenen (Fig. 35) eller T_3 og T_4 mer ensartet og regionalt utbredt. I sidedaler til Gudbrandsdalen med retning omlag øst-vest, er B morenen alltid funnet å være tykkest i den nordlige dalside, mens den ofte kan mangle i den sørlige dalside (Garnes & Bergersen 1977, fig. 2, type 2). Sidedaler med retning mer nord-sør, som f.eks. Hjellådalen, har oftest tykke dalfyllingsakkumulasjoner av morener (op cit. type 1). Morenene i sistnevnte daler er mest funnet å være avsatt av breer langs dalene.

(Fig. 2). Isskillet antas å ha ligget nær hovedvannskillet i vest og nord med tyngdepunkt etterhvert ganske langt mot nordvest. Det er interessant at B-fase morenen, som er konstatert i store tykkelser praktisk talt i alle daler i Gudbrandsdalsområdet, ikke er funnet i Skjåk (Fig. 35, lokalitet Gubbhågå) (Hole & Bergersen, i trykk). Trolig skyldes dette at isskillet lå nettopp her under denne fasen, kf. Fig. 2. Morene T_4 , som er funnet å ha god fabric med sammenfallende retning ved Einbu og Skånke (ca. 165°), er tolket å være avsatt på skrå av dalføret, av isbevegelser som synes å ha vært lite topografisk avhengige. Hvorfor den overliggende morene T_3

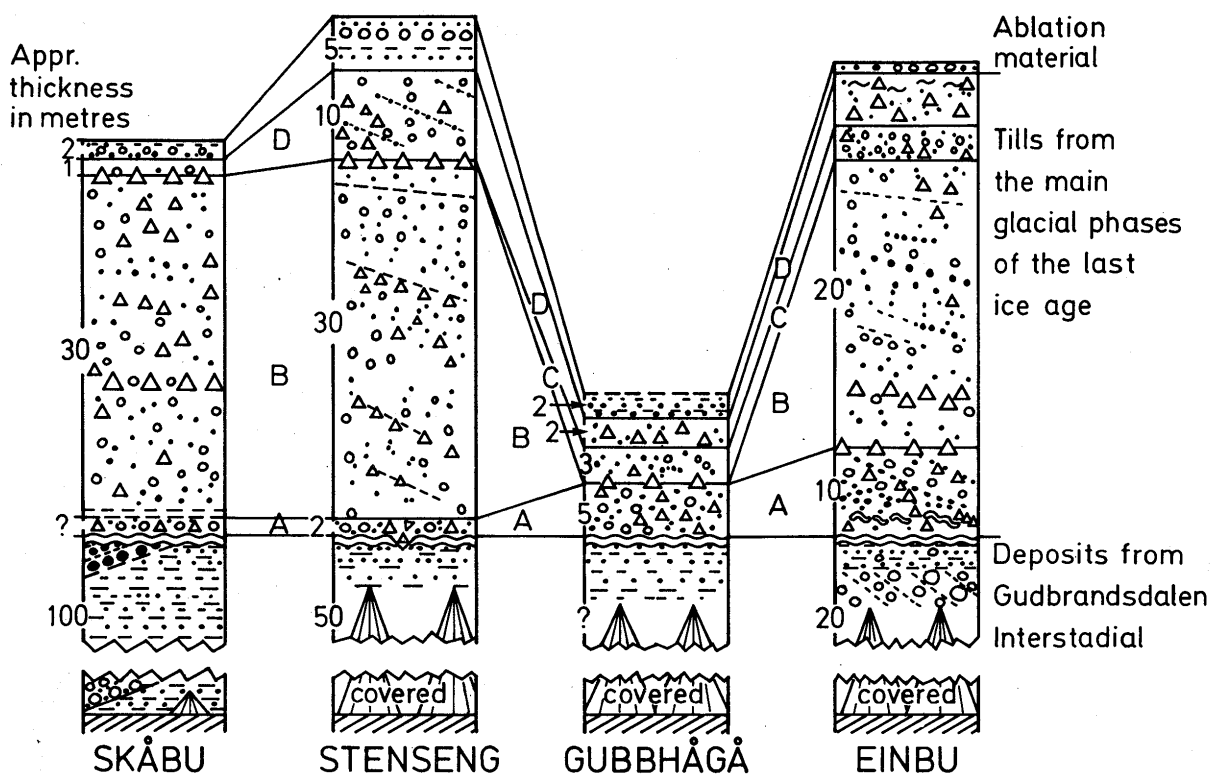


Fig. 35. Korrelasjon av basalmorener over vannavsatte sedimenter på fire utvalgte lokaliteter med stor geografisk spredning, fra Skåbu i sør til Einbu i nord, se Fig. 33. Submorene sedimenter, vesentlig bygd opp av lokalt, grovt materiale er angitt med åpne ringer, mens avsetninger med et høyt innhold av langtransportert materiale er angitt med fylte ringer. Inndelingen av morenene er i samsvar med de fire hovedfaser på Fig. 2 og 34. Ved alle fire lokaliteter er morener fra fase A antatt identifisert. I hovedfasen B ble det avsatt tykke morener over store deler av Gudbrandsdalsområdet, men slike er ikke funnet ved Gubbhågå, som trolig befant seg under isskillet i denne fasen. Morener fra fase C er ikke sikkert registrert verken ved Skåbu eller Stenseng. Begge lokaliteter er tolket å ligge under et antatt bredt isskille i denne fasen. Morener fra fase D er identifisert på alle fire lokaliteter, men i ulik tykkelse avhengig av posisjon i forhold til isskillet. Legg merke til at det ofte opptrer et blokklag på grensen mellom morener: Ved Skåbu og Stenseng mellom morenene B og D, ved Gubbhågå mellom A og C og ved Einbu mellom A og B. Forholdene ved Gubbhågå er undersøkt og tolket av Hole & Bergersen (i trykk). Stratigrafien i Skåbu er studert av Mangerud (1965), Alstadsæter (1979) og forfatteren. Lokalitet Stenseng etter Garnes & Bergersen (1977).

kan se ut til å ha vært avsatt av breer som var mer topografisk avhengige, er ikke kjent. Det kan postuleres at innlandsisen var utsatt for økt nedsmelting, noe de karakteristiske "rullesteinslag" i T_3 kan ha sammenheng med, eller at iskulminasjonen ble forflyttet, eller at det kan ha skjedd ukjente dynamiske forandringer i isdekket, men dette vil foreløpig bare bli gjetninger.

Morene C (Fig. 35) eller T_2 morenen antas å være avsatt under en innlandsisfase med et langt sørlig isskille (Fig. 2, fase C). Årsaken til at morene C er lagt til denne fasen, er at morenen så klart skiller seg fra morene D (Fig. 35) eller T_1 morenen, særlig i Hjellådalen. Morene C (T_2), som i Hjellådalen ikke skiller seg særlig fra morene B (T_3), er vanskelig å identifisere. Den er ikke sikkert konstatert sør for Ottadalen, f.eks. ikke i Stenseng (Garnes & Bergersen 1977) (Fig. 35). Derimot kan kanskje typen korreleres med tykke basalmorener i Rondane og omkringliggende strøk nord for isdeleren avsatt under fase C. Tykke morener er her avsatt av isbevegelser mot sektoren mellom nordvest og nordøst. Stein-tellinger og skuringsstriper i områdene straks sør for Rondane viser dette. I disse trakter synes det ikke mulig å skille mellom fase C og D, og dermed heller ikke mellom eventuelle basalmorener fra disse faser. Årsaken til dette kan være at isdeleren som dirigerte isbevegelsene i disse områder under begge faser lå omtrent på samme sted, kf. Fig. 2. Også i Folldal, nord for Rondane, kan det skilles mellom basalmorener som ble avsatt i første del av istiden (fase A og/eller B) med isskille nær hovedvannskillet, og morener avsatt da isskillet var forflyttet til en posisjon sør/

sørøst for området i fase C og/eller D (Bergersen, pers. medd.)

Heller ikke å avgrense nøyaktig den regionale utbredelsen av morenen fra avsmeltingsperioden (morene D eller T_1) er lett. For midtre Gudbrandsdalen, spesielt i området mellom Gausdal og Vinstradalen, er det ikke funnet basalmorener som sikkert kan korreleres med avsmeltingsperioden. I disse strøk er det hittil bare konstatert basalmorener fra fasene A og B. Derimot er en ung basalmorene, som trolig kan korreleres med D (T_1), utbredt i selve Jotunheimen, dessuten i områder nord for Heidal - Sjødal, og sør for Gausdal, samt i Mjøstraktene. Også i Skåbu har forfatteren identifisert en basalmorene som overleirer dalfyllingsmorenene fra fase A og B, og er avsatt av nordgående isbevegelser. Morenen har stor likhet med morene C i Stenseng (Garnes & Bergersen 1977) både i fabric og struktur, og tolkes derfor foreløpig å tilhøre fase D, kf. Fig. 35. De viktigste kjennetegn på morenemateriale som antas å være avsatt under fase D, er at dette vanligvis har et mindre finstoffinnhold og er mer blokkrikt enn de eldre morener. Utbredelsen av dette morenematerialet ser ut til å være bestemt av isskillets beliggenhet under fase D, kf. Fig. 2.

I store deler av Gudbrandsdalsområdet, og også i enkelte andre dalfører på Østlandet, har forfatteren sett at mange morenesnitt inneholder minst to typer (basal-) morener. Underst ligger en blokkfattig, grå eller blå, finkornig, meget kompakt morene. Denne skiller seg ut i forhold til en øvre løs, ofte blokkrik, brunlig oksydert morene med lite finmateriale. På viddene og utenom dalene

inneholder den øvre morenen mer langtransportert stein enn den undre. I hoveddalene er det omvendt, her er den undre ofte en "allokton" morene med et høyt innhold av langtransporterte, runde stein. Særlig er denne forskjellen mellom vidde og hoveddal tydelig i Gudbrandsdalen (Bergersen 1964, 1970, 1973). Selv om ikke den yngste basalmorene overalt sikkert kan korreleres med fase D, er det grunn til å tro at denne morenen i sentrale deler av Østlandet ihvertfall tilhører fase D eller C, med et sørlig isskille, mens de eldre, grå og blå morener trolig kan korreleres med fase A og/ eller B. En slik to-delning av morenestratigrafien er i samsvar med resultater i nyere svenske og finske moreneundersøkelser (Gillberg 1969, Lundqvist 1977, Eriksson 1977, Bjørnbom 1979, Aario & Forsstrøm 1979 o.fl.).

ALDER PÅ MATERIALE OG MORENER

Foreløpig er det få holdepunkter for en tidfesting av de forskjellige isbevegelsesfaser og moreneavleiringer. Det er fortsatt uklart når og hvordan siste istid startet i sentrale Sør-Norge. Den eneste mulighet foreløpig for en absolutt datering er noen få ^{14}C dateringer. For de undersøkte områder gjelder det datering av mammutfunn. Alle nyere dateringsresultater av mammutfragmenter har gitt minimumsaldre på ca 40.000-50.000 år BP. (Heintz et al. 1979). Også datering av to torvprøver fra Brumunddal interstadial (Helle et al, i trykk), en isfri periode som trolig kan korreleres med Gudbrandsdalen interstadial, ga som resultat >50.300 år BP (T-3222) (op.cit.,). Alle morener som

er stratigrafisk korrelert, er altså yngre enn dette.

Alder på morenemateriale

Det er ikke konstatert noe materiale i morenene som røper at morenematerialet i sidedalene er vesentlig eldre enn siste istid. Det er heller ikke gjort noen observasjoner på viddene som kan tyde på at materialet her i stor grad er eldre, selv om det er urimelig å tro at alt eldre løsmateriale her kan være fjernet under siste isfrie periode. Bare den glasiale erosjonen antas å være virkelig effektiv agens til å fjerne løsmateriale her. Likevel tyder det uforvitrete materialet, som er funnet overalt, på at morenematerialet vesentlig er av Weichsel alder. Dette er meget overraskende, og observasjonen er i første omgang vanskelig å akseptere som rimelig, tatt i betraktning følgende:

- a) De store løsmasser som det dreier som om mange steder.
- b) Den moderate iserosjon som antas å ha vært i siste istid siden så mye av interstadiale sedimenter er bevart (kf. Bergersen & Garnes, i trykk).
- c) Hvor er det blitt av eldre materiale?

Noen refleksjoner kan gjøres omkring disse problemene. Gjennomsnittstykkelsen for dagens morenedekke i Lågens nedslagsfelt anslås å være av størrelsesorden 0,5 m, trolig litt mindre. Den postglasiale erosjon har vesentlig begrenset seg til sidedalene og de aller høyeste fjellområder, men dette utgjør lite av det totale landareal.

Det er naturlig å se om det kan gis en forklaring på hvorfor den vesentlige del av morenematerialet i tilfelle kan være av Weichsel alder. Dette krever for det første at iserosjonen i begynnelsen av siste istid var stor nok til å fjerne det aller meste av eldre avsetninger, dersom dette ikke allerede var fjernet. At sedimentene hviler direkte på fjell ved flere lokaliteter med submorene sedimenter hvor basis er iaktatt, tyder på at dette nettopp var tilfelle også i andre daler enn i Hjellådalen. Derimot er det funnet at det lå enorme løsmasser akkumulert i selve hoveddalene som dalbreene etterhvert rykket over i første del av siste istid (Bergersen & Games i trykk). Også i enkelte sidedaler er tykkelsene av bresjøsedimenter av interstadial alder betydelige (Fig. 35).

Videre er det spørsmål om iserosjonen og den mekaniske forvitringen under siste istid var stor nok til å gi tilstrekkelig løsmateriale til det Weichsel-materialet som fortsatt er bevart, samt til det materialet som er ført ut av området under istiden og i postglasial tid. Hvor mye materiale som er ført ut av området, kan ikke avgjøres, men flere forhold taler for at dette er lite. For det første skal det påpekes at det lå en hovedisdeler over Gudbrandsdalen i store deler av siste istid, kf. Fig. 2. I undersøkelsesområdet er løsmaterialet, både morene, glasifluvialt og endog fluvialt materiale, funnet å være vesentlig korttransportert overalt utenom hoveddalene (bl.a. Mangerud 1963, Bergersen 1964). Selv om materialtransporten langs hoveddalene kan ha vært betydelig (Bergersen 1970, 1973), må stor transport bare ha funnet sted i perioder med drenering av is og vann langs disse, og dette ser for

Gudbrandsdalen bare ut til å ha vært tilfelle under fase A og tildels fase D, kf. Fig. 2. Undersøkelser av morenematerialets sammensetning i områder nær Gudbrandsdalen - Øst-Jotunheimen og hvor dominerende isbevegelser kom fra Jotunheimen under det meste av istiden, viser også at morenene er korttransportert, og at innholdet av fragmenter av f.eks. jotungergarter er overraskende lite, både i fin- og grovfraksjoner (Låg 1948, Follestad 1973, Haldorsen 1977, Sveian 1979). At det er et visst innhold av jotunbergarter og andre langtransporterte bergarter i de yngste morener på Hedemarken (Follestad 1973) og innen kartblad Gjøvik (Sveian 1979) kan ha minst to årsaker. Under siste del av istiden foregikk det for det første en betydelig istransport mot øst/sørøst ut fra de sørligste deler av Jotunheimen (Bygdin-området) (Garnes & Bergersen 1980, fase Da og Db, Olsen 1979, Carlson et al. 1979). Disse isstrømmene førte også med seg atskillig materiale fra de aller sørligste deler av Jotunheimen (Olsen 1979, O.F. Bergersen, pers. medd.). For det annet er disse bergartene (gabbro, kvartsitter, konglomerater, etc.) uvanlig motstandsdyktige og vil derfor anrikes relativt med økende transportlengde og med økende antall transportsyklus (bl.a. Bergersen 1964, 1970, 1973). Egne og andres (E.D. Lie, pers. medd. og O.F. Bergersen, pers.medd.) steintellinger i Dombås - Lesja trakten tyder på en meget liten fjerntransport av f.eks. jotunbergarter nordover dalen, mot bakke, under siste istid. Kun i glasifluviale avsetninger fra den senere del av fase D opptrer bergarter med betydelig transportlengde (f.eks. kvartsitt, Rosten-konglomerat, gabbro) i nevneverdig grad (prosent). Enkelte undersøkelser av bresjøsedimentenes sammensetning taler for at også disse er korttransportert (op. cit.).

Etter dette synes det å være grunnlag for å si at det har vært relativt liten transport av materiale ut fra Lågens nedslagsfelt under siste istid. Den samlede produksjon av løsmasse materiale i

Weichsel tenger derfor kanskje bare å tilsvare en gjennomsnittlig erosjon av landoverflaten av størrelsesorden 0,5 m (løsmaterialets større porevolum enn fast fjell er tatt i betraktning). Dette synes ikke å være en urimelig størrelse, dersom erosjonen foregikk over hele feltet. La oss reflektere litt over hvordan erosjonen kan ha forandret seg under de fire forskjellige isfaser. Under første del av istiden, i fase A, foregikk det trolig en meget betydelig erosjon i høyfjellsområdene p.g.a lokalglasiasjon og i dalen ved dalbreerosjon, bl.a. i de store sanduravsetningene som var akkumulert i Gudbrandsdalen (Bergersen & Garnes i trykk). Samtidig ble store deler av morenematerialet langs Gudbrandsdalen avsatt, ofte som støtsidemorener. Langs enkelte sidedaler, bl.a. i Øst-Jotunheimen og Frydalens østside ligger det store morenemasser i dalsidene med bred, diffus ryggform. Slike masser er i Frydalen (og Gudbrandsdalen) antatt å være (unge) sidemorener (Werenskiold 1911). Rekonstruksjon av siste istids forløp i disse områder (bl.a. Garnes 1973) kan tyde på at disse morenene er akkumulert allerede under fase A. Ryggformer i Øst-Jotunheimen, f.eks. ved Skåltjern i Sikilsdalen (Garnes 1975, Garnes & Bergersen 1980) tolkes i vesentlig grad å stamme fra første del av siste istid fordi Skåltjernmorenen er funnet å være kompleks, bygd opp av botnmorener, delvis overliret av leside-morener og øverst av sidemorener fra isavsmeltingen. Under fase B, da isdekket etterhvert var blitt så tykt at isbevegelsene mot sørøst krysset alle daler med retning forskjellig fra sørøst, er det tydelig at det foregikk en betydelig iserosjon. Rundsva, skuringsstriper o.a. retningsselementer er helt dominert av isbeve- gelser mot sørøst over største delen av Gudbrandsdalen og til- støtende vidder. Moreneavleiringene fra denne fasen er oftest å finne som et jevnt morenedekke over viddene, eller som lesidemo- rener. Akkumulasjonene er særlig store i øvre deler av dalsidene

(kf. Garnes & Bergersen 1977, fig. 2), og i leposisjoner. Det er rimelig at den voksende innlandsis med bevegelser på skrå av Gudbrandsdalen kunne utøve erosjon, selv i viddeterreng, når ismassene ikke hadde klare ledelinjer (=dalfører) å følge. En mengde skuringsstriper, ofte også i dalbunnene, er klare vitnesbyrd om at ismassene i dalførene fortsatt var i bevegelse, men bevegelsene var trolig vesentlig langsommere enn over viddene. Det er derfor mulig at den selektive erosjon, som er så karakteristisk for f.eks. dalbreer, ble betydelig nedsatt under innlandsisen, mens en mer flatemessig virkende erosjon kanskje kan ha økt i størrelse. Som påpekt har viddeområdene omkring midtre Gudbrandsdalen nesten utelukkende morener som kan korreleres med denne fasen. Skuringsanalyse viser at ismassene beveget seg tilsynelatende lite avhengig av de dype dalene under store deler av istiden. Dette er det mange eksempler på (Fig. 1). Enkelte har hevdet at innlandsis må ha hatt en nesten utrolig tykkelse for at dette skulle kunne skje, f.eks. Aseev (1968). Det er grunn til å tro at slike tykkelser ikke var nødvendige for at isbevegelsene skulle kunne krysse dalfører i perioder da isskillene ikke falt sammen med vannskillene. I tillegg til skuringsstriper viser de rekonstruerte smeltevannsløp tvers over en rekke hoveddaler under fase D (Garnes & Bergersen 1980) at isoverflaten skrånet over dalfører også ved forholdsvis moderate istykkelser. Gudbrandsdalen, og særlig de største sidedaler, har et meget vinklet forløp, noe som vanskeliggjør avrenningen av is, og spesielt i perioder da isskillene ikke faller sammen med vannskillene. I dalførene ble derfor isbevegelsene trolig mindre enn i områder hvor ismassene hadde friere

avløp. Under fase C, men særlig under fase D foregikk det en betydelig akkumulasjon av morener i Jotunheimen og i de nordligste deler av det undersøkte området (Morene T_2 og T_1 i Hjellå-dalen). Det samme antas å ha vært tilfelle sør for Gausdal og ved Mjøsa, i hvertfall under fase D (bl.a. Olsen 1979), mens morener fra disse faser er sparsomt utbredt eller mangler omkring isdelersonene over Gudbrandsdalen. Av dette framgår at utbredelsen av de forskjellige morener er avhengig av områdets plassering i forhold til de korresponderende isskiller.

Konklusjonen på denne diskusjonen blir at det er ikke umulig at det kan ha foregått en løsmasseproduksjon i løpet av siste istid som i størrelse kan tilsvare dagens løsmassedekke pluss evakuert materiale fra området under og etter siste istid. De mange lokaliteter med sub-morene sedimenter (Fig. 33), som riktignok er tolket oftest å være proglasiale og derfor kanskje kan sies å tilhøre istiden, og de 16 mammutfunn i Gudbrandsdalsområdet (bl.a. Heintz et al. 1979), er klare vitnesbyrd om at atskillig løsmateriale fra en isfri periode før siste istid, eller fra forrige istid, må ha vært en viktig kilde for siste istids eldste morener. Dette framgår trolig også av sammensetningen av morenematerialet fra fase A i selve Gudbrandsdalen som ofte inneholder mye polysyklisk materiale (bl.a. Bergersen 1964, Bergersen & Garnes 1971, Garnes 1973).

Tolkningen at morenematerialet som er undersøkt, vesentlig er av Weichsel alder, er i tråd med synspunkter som Mangerud (1965) og Bergersen (1964) hevdet, nemlig at moreneavsetningene i Gudbrands-

dalen tilhørte siste istid. Derimot antydet Strøm (1943) at tykke morener med jorpyramidene Kvitskriuprestinn i Uldalen kunne stamme fra forrige istid. I en rekke nyere nordiske undersøkelser er det funnet at morenematerialet i det alt vesentlige er korttransportert og lite forvitret og derfor antatt å være av sen Kvartær alder (bl.a. Gjems 1967, Lindén 1975, Bjørnbom 1979, Melkerud 1977, Aario & Fosstrøm 1979, Vorren 1977 a, Haldorsen 1977). Dette resultat står i sterk kontrast til den konklusjon som Rosenqvist (1975) har trukket, nemlig at en del av landets morenemateriale består av preglasiale forvittringsprodukter.

Isbevegelsesfasenes alder

Slutten av Gudbrandsdalen interstadial faller sammen med starten av fase A. Hvor lenge denne fasen varte, kan ikke fastsettes fordi den gradvis gikk over i fase B. Den er definert å vare så lenge isstrømmene strengt fulgte dalmønstret. Å tidfeste fase B og C lar seg heller ikke gjøre foreløpig. Forfatteren postulerte allerede i sin førsteutgave av Fig. 2 (Garnes 1975) at fase B tilhørte første del av siste istid og fase C maksimum, men selv så grovt anslag var ikke særlig godt dokumentert. Senere foretok Vorren (1977 a) en likenende inndeling av siste istid for hele Sør-Norge i s-faser hvor fasenes lengde ble antydet med absolutte tidsrom. Det som bl.a. gjør at det er usikkert å plassere de rekonstruerte isbevegelsesfasene i tid, er at kjennskapet til innlandsisens utvikling, og til forholdene ved innlandsisens såle fortsatt er høyst mangelfullt. Det kan ikke utelukkes at sentrale deler av Sør-Norge kan ha vært dekket av en nær ubevegelig is i meget lange

tidsrom og som bare har satt ubetydelige spor. Særlig usikkert er dette fordi temperaturforholdene under isen også er ukjent. På denne bakgrunn kan det godt tenkes at fase C tilhører tiden like før deglasiasjonsfasen D, som en tidligere tid.

Når det gjelder fase D, har vi noen få holdepunkter. Innlandsisens siste rester i Gudbrandsdalen antas å ha forsvunnet på overgangen Preboreal/Boreal (Alstadsæter 1979), og Preboreal var preget av nedsmelting av innlandsisen.

Flere forfattere har foreslått at unge isbevegelser ut fra Jotunheimen (kf. Fig. 2, fase D) skulle være av Preboreal alder (særlig Sollid 1964, Carlson et al. 1979, Vorren 1977, Gjessing & Spjeldnæs 1979, Sollid & Sørbel 1979). Hvor lenge disse isbevegelsene, som ofte forårsaket sidemorener, etc., skulle skyldes klimaforverring, er omstridt, kf. Garnes (1978), Garnes & Bergersen (1980), Carlson et al. (1979).

Stadiene Da - De under Fase D som er rekonstruert for Midtre Gudbrandsdalen - Øst-Jotunheimen, er korrelert med fenomener i Mjøsområdet, og antas derfor å være av Preboreal alder (Garnes & Bergersen 1980). Den eldste delen av Da, da isoverflaten minst var 2000 m o.h. i sørlige deler av Jotunheimen, kan være eldre. Gjessing & Spjeldnæs (op. cit.) beregnet på grunnlag av en isgradient på 8-10 m/km at isoverflaten i Jotunheimen kunne ha vært 2000 - 2400 m o.h. da Aker-trinnene ble dannet. Etter de siste ¹⁴C dateringer er dette trinnet nå antatt å være av meget tidlig

Preboreal alder, kf. Gjessing & Spjeldnæs op. cit., Sørensen 1979b) Selv om en isgradient av den nevnte størrelsesorden passer godt med de rekonstruerte gradienter av isen langs Gausdal da isfronten lå i Mjøsa (Garnes & Bergersen 1980) er det tvilsomt om innlandsisen hadde stor gjennomsnittsgradient da fronten lå ved Oslo. Hole (1979) fant at da isfronten i Yngre Dryas lå ved Tafjord, var innlandsisen i Skjåkområdet kanskje smeltet helt ned til 1100 - 1200 m o.h. At nye ismasser kan ha vokset ut fra allerede isfrie områder, er ikke bare trolig, men sannsynlig. De ismasser som avsatte T_1 morenene i Dombås-traktenes fjellområder, kan derfor foreløpig foreslås å være av Yngre Dryas alder. At innlandsisen under Preboreal tid kunne ha dekket disse fjellområder helt, synes mindre trolig, selv om lateralmorener i Dovrefjell.-traktene anslås å være av Preboreal alder (Sollid & Sørbel 1979). Av de opplysninger som i dag foreligger, synes det mest sannsynlig at fase D startet med klimaforverringen i Yngre Dryas eller enda tidligere.

AVSETNINGSMILJØ

Inntil for få år siden ble det utenom randavsetninger bare skilt mellom to genetisk forskjellige hovedtyper av morener, nemlig bunmorene og ablasjonsmorene. Kommisjonen INQUA "Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits" arbeider for tiden med en mer nyansert inndeling. Hva det endelige resultatet av kommisjonens arbeid blir, synes usikkert, men hittil er følgende forslag publisert bl.a. (Dreimanis 1971, 1976): Terrestriske basalmorener deles i tre genetisk forskjellige typer: Påklustringsmorener (lodgement till), basal utsmeltingsmorene (basal melt-out

till) og deformasjonsmorene (deformation till). Tilsvarende omfatter betegnelsen ablasjonsmorene både "flowtill" (som allerede kan sies å være innarbeidet i norsk språkbruk) og ablasjons-utsmeltingsmorene (ablation melt-out till).

Identifikasjonen av disse genetisk forskjellige morener kan være vanskelig, særlig fordi sikre identifikasjonskriterier mangler. Den nevnte inndelingen er i første rekke bygd på arbeider ved fronten av resente breer, bl.a. Boulton (1971, 1972) for tempererte breer, og Shaw (1977) ved polare breer. Selv i så forskjellige avsetningsmiljøer synes det ut fra beskrivelse og diskusjon å bli avsatt morenemateriale som har mange likhetstrekk. Kjennskapet til hvordan morenedannelsen foregikk under tykke innlandsiser, som f.eks. den skandinaviske, er av naturlige årsaker, fortsatt mangelfullt. Det er derfor vanskelig å trekke sikre slutninger om avsetningsmiljøet på grunnlag av morenematerialet. Under maksimum av siste istid har det vært vanlig å anta at temperaturen var så lav at isen var frosset til underlaget, f.eks. Schytt (1976). I de senere år er det kommet mange opplysninger om temperatur- og trykk-forhold ved sålen av dagens isdekke i Antarktis og på Grønland. Disse nyere undersøkelsene tyder på at trykket er så høyt at sålen ikke er frosset til underlaget under store deler av disse innlandsisene (bl.a. Dewart 1976, Budd et al. 1976, Müller 1976 og Colbeck & Gow 1979). Det er derfor rimelig å anta at lignende forhold har eksistert under det skandinaviske isdekket i store deler av innlandsisperioden.

Ut fra en samlet vurdering av observasjonene er de beskrevne morener fra Hjellådalen alle funnet å være basalmorener, på to unntak nær. De to er morenene T_6 ved Einbu, som er tolket avsatt ved at morenematerialet har sklidd ut fra brefronten, og den aller øverste delen av morenen T_1 , som også er tolket som "flow-till" og delvis som ablasjons- utsmeltingsmorene. Ut fra strukturer og teksturer er det imidlertid ikke alltid lett å avgjøre hva som er utsmeltingsmorene, og hva som er påklustringsmorene. Deformasjonsmorene, som skal være preget av klare glasitektoniske strukturer, er ikke typisk for noen av de beskrevne snitt. Et unntak er T_2 morenen i Enge 2 snittet. Det som særlig karakteriserer en utsmeltingsmorene til forskjell fra en påklustringsmorene, er etter Dreimanis (1976 s.37) følgende: a) lav kompakthet b) lamina med sand og silt nær parallelt med avleiringsplanet c) både transversal og longitudinal fabric d) a-b planet nær parallelt med avleiringsplanet e) både lokalt og langtransportert materiale f) ofte en tynn hud av silt og leir rundt steiner. Typisk for påklustringsmorener er høy kompakthet, skjærplan, foliasjon og ofte sortert sand/silt i basallaget.

De karakteristiske lag av stein som er beskrevet fra morene T_3 i alle snitt, den klare variasjon mellom lokalt og fremmed steinmateriale, og også den forholdvis dårlig utviklet fabric, kan tale for at morene T_3 er en utsmeltingsmorene. Utholdenheten av stein- og blokklagene er lettest å forklare som resultatet av en utsmelting av lag i sålen av isen.

De tallrike lamina av leir/silt langs antatte skjærplan og den

hyppige forekommende foliasjon i T_2 , og i undre deler av T_1 , viser at disse trolig er påklistringsmorener. De kompakte T_4 og T_5 morenene, med blokklag på grensen til andre morener, tolkes også å være påklistringsmorener. I tillegg til de nevnte kriterier, er det mulig at blokkinnholdet vil være mindre i en påklistringsmorene enn i en utsmeltingsmorene. Morener som er tolket som påklistringsmorener, f.eks. morene T_2 , har ofte et forbausende lavt innhold av stein og blokker.

SAMMENDRAG

1. Detaljert skuringsanalyse, kombinert med moreneundersøkelser, har gitt grunnlag for en inndeling av siste istid i fire hovedfaser i området Gudbrandsdalen - Øst-Jotunheimen. Fase A, som tok til da Gudbrandsdalen interstadial opphørte, er definert å være så lenge isbevegelsene strengt fulgte dalene. Under fase B, en hovedfase, skjedde det en forflytning av isskillet til en posisjon, fase C, mer enn 100 km sør-sørøst for hovedvannskillet i nord. En suksessiv, og ikke en plutselig forflytning kan best forklare den regionale utbredelsen av skuringsstriper og morenemateriale fra disse faser. Fase C eksisterte trolig i lang tid som en innlandsisfase med et bredt isskille over store deler av Gudbrandsdalen. Under fase D dominerte iskulminasjoner i Jotunheimen i forhold til hovedisskillet som fortsatt eksisterte over midtre Gudbrandsdalen. Skuringsstriper og smeltevannsspor viser at isstrømmene kunne gå på tvers av daler i store deler av istiden

selv ved moderate istykkelser, spesielt i områder der is-skillene ikke falt sammen med vannskillene.

2. Ved Einbu i Hjellådalen er følgende morenestratigrafi etablert: Under 6 forskjellige morener, tentativt skilt fra hverandre ved kombinerte analysemetoder, hvorav fabric har vært viktigst, ligger deltasedimenter som er korrelert med andre sub-morene sedimenter i regionen, og som er antatt å tilhøre Gudbrandsdalen interstadial. Korrelasjon av overliggende morener på lokaliteter med sub-morene sedimenter med de rekonstruerte hovedfaser av siste istid, er det viktigste grunnlag for denne antakelsen. Av de 6 utskilte morener ved Einbu tilhører trolig de to eldste morenene, T_{6-5} , den innledende dalbrefasen av siste istid, fase A. Den tykkeste av dalfyllingsmorenene, T_3 , er sammen med morene T_4 , korrelert til fase B. Disse eldste morenene er avsatt av isbevegelser mot sør - sørøst. Morene T_2 følger uten synlig grense til den underliggende morene og er funnet å være avsatt av isbevegelser mot nord og derfor korrelert til innlandsisfasen C. Den øverste morenen T_1 med en brun oksydasjonsfarge skiller seg med tydelig grense skarpt fra den underliggende morene. Morene T_1 er regionalt utbredt omkring Hjellådalen og er trolig hovedsaklig avsatt av isbevegelser mot ca 15° . Morenen antas å korrespondere med fase D.

Mens morene T_6 , og den aller øverste del av T_1 , er tolket å være avsatt som "flowtill", er de andre morener alle funnet å være basal-morener. Morene T_3 er tolket å være avsatt som

basal utsmeltingsmorene, de andre morener antas å være vesentlig påklistringsmorener.

3. Korrelasjon av utholdende, korresponderende morenelag fra snitt til snitt i begge dalsider gjennom Hjellådalen viser at:
 - a) Dalføret var tilnærmet tømt for løsmasser da siste istid begynte, noe som kan tyde på intense skråningsprosesser i perioden før siste istid.
 - b) Den samme morenestratigrafi kan følges gjennom dalføret. Dette synes å røpe at akkumulasjonen av morenemateriale skjedde uten store erosjonsfaser. Det samme er funnet å være tilfelle også i flere andre sidedaler til Gudbrandsdalen.
4. En tilsvarende morenestratigrafi som i Hjellådalen, er funnet i flere sidedaler, men utbredelsen av de forskjellige morener varierer (Fig. 35). Utbredelsesvariasjonene er funnet å avhenge av områdets plassering i forhold til isskilletts beliggenhet i vedkommende fase. Områder som lå plassert nær isskillet i en fase, har sparsomt med morene fra denne fasen.
5. Materialet i morenene i Hjellådalen, som i andre undersøkte sidedaler, er funnet å være sammensatt av lite forvitret, ungt materiale som tolkes vesentlig å være produsert under siste istid, spesielt i første del av istiden under fase A og B, samt under fase D. Fordi hovedisskillet lå tvers over midtre Gudbrandsdalen både under fase C og D, ble det ført meget lite materiale ut av området i disse faser. Heller ikke under fase B

med isbevegelser til dels på skrå av Gudbrandsdalen, ble mye materiale fjernet. Interstadiale avsetninger som nesten utelukkende er funnet i området omkring isskillene over midtre Gudbrandsdalen (Fig. 33), samt 16 mammutfunn i Gudbrandsdalsregionen, viser at eldre materiale likevel må ha vært en viktig kilde for siste istids morener, spesielt for de eldste morenene i hoveddalene.

6. Følgende konklusjoner er trukket for sammensetningen av morenematerialet i Hjellådalen:

a) De øvre morener er i betydelig grad sammensatt av materiale fra de underliggende morener. Kornfordelingen varierer forholdsvis lite i de forskjellige morener, men de undre morener har en mer umoden sammensetning enn de øvre.

b) Hjellådalens morener avviker noe i kornfordeling fra gjennomsnittet for morener i Gudbrandsdalen, med høyere leirinnhold, og lavere silt- og grusinnhold enn disse.

c) Bergartsinnholdet i fraksjonen 2 - 6 cm domineres av lokale bergarter: Ved Einbu har 9 % av gjennomsnittsmaterialet hatt en transportlengde på 3 km eller mer. Ved tilnærmet samme isbevegelsesretning er innholdet av lengre transportert materiale stadig økende oppover i lagene.

d) Sjiktmineralene i fraksjonen mindre enn 8 μ består i Hjellådalens morener helt vesentlig av illitt og kloritt. Det er ikke identifisert forvittringsmineraler av smektitt-gruppen. Variasjoner i tungmineralinnholdet i fraksjonen 125 - 250 μ

korresponderer i de undersøkte prøver med variasjoner i bergartsinnholdet i fraksjonen 2 - 6 cm.

7. To karakteristiske typer stein- og blokklag opptrer i morenene:

a) Mellom enkelte morener ligger blokklag som ikke skiller seg fra den underliggende morene i sammensetning og runding, men som er re-orientert av isbevegelsen som avsatte den øvre. Slike blokklag kan skille morener som er avsatt av isstrømmer med forskjellig retning.

b) Innen morene T₃ opptrer det foruten et utholdende stein- og blokklag som er fulgt fra snitt til snitt, mange usammenhengende steinlag som ligger konformt med avsetningsplanene, og som inneholder noe mer langtansportert og runde stein enn morenen forøvrig, men har ellers den samme matriks. Det større tilskudd av stein til enkelte basallag av isen er tolket å stamme fra skiftende subglasiale smeltevannselver.

SUMMARY

In addition to the main results of regional till studies (in valley and upland areas, with relief up to 1000 m in central South-Norway) detailed descriptions of four natural till sections in Hjellådalen, a tributary to Gudbrandsdalen, are presented. On the basis of a comprehensive analysis of striae, combined with till fabric measurements and studies of texture, structure,

mineralogy and petrography of the till, it is proposed that the last glaciation had four main phases. After an initial valley phase with the ice divide located in the vicinity of the watershed, the main ice divide progressively migrated away from the watershed to a position more than 100 km to the south - southeast. This ice divide position, lasting through most of the subsequent phases C and D, caused a drainage of ice and water up the land slope in the investigated area. The inland ice appears to have moved irrespective of relief, sometimes across deep valleys, even where this ice was of only moderate thickness.

At Einbu, the main locality in Hjellådalén, six tills are distinguished. Below the tills there exist deltaic sediments which are thought to have been deposited at the beginning of the last ice age or at the end of Grudbrandsdalen Interstadial as deduced by correlation to other tributaries where sub-till sediments are found. The two oldest tills, T_{6-5} , were probably deposited during the valley glacier phase. Till T_3 (which is often the thickest of the valley-filling tills) together with till T_4 are correlated to phase B. All of these tills were deposited by southward flowing glaciers and were therefore accumulated before the inland ice maximum. Till T_2 which covers T_3 without a visible boundary, is found to have been deposited by inland ice flowing to the north. This till (T_2) is correlated to phase C. The uppermost till, T_1 , mainly deposited by ice movements to c. 15° , corresponds to phase D. This widespread till always has a sharp boundary to the underlying till. The lowermost till, as well as parts of the uppermost, are interpreted as flowtills, while the

other tills are evidently basal tills. The thick till, T₃, is probably deposited as a basal melt-out till, the other basal tills are believed to be mainly lodgement tills.

The author has succeeded in tracing the till layers from section to section along both sides of the valley (Hjellådalen). This shows that the valley was almost free of older deposits when the last glaciation started, indicating very strong slope processes in the ice-free period prior to the last glaciation. Furthermore, the correlation of the till stratigraphy along the valley sides, suggests that the tills accumulated almost continuously. The same phenomenon is found also in several other tributaries.

Comparing the till stratigraphy from different tributaries, the distribution of the till layers is found to vary, depending on the position of the locality relative to the position of the ice divide. In areas situated close to the zone of the ice divide, till deposition seems to have been very sparse.

All tills in Hjellådalen, and all investigated tills elsewhere in Gudbrandsdalen are found to consist of more or less unweathered material, probably produced during the first part of the last glaciation, and during the latest phase D. There is found no signs of interglacial or interstadial weathering. Due to the position of the main ice divide transverse to Gudbrandsdalen during phase C and D, very little material was brought out of the area in these phases. Similarly, during phase B, when the

ice flows crossed the main valley obliquely, there was little material removed from the area. Waterlaid deposits older than the last glaciation are almost exclusively found in the middle part of Gudbrandsdalen, in areas situated close to the main ice divide. These sediments, and 16 finds of mammoth remnants in the same area, nevertheless prove that older deposits were an important source for the last glaciation's tills, especially for the oldest tills in the main valley.

The following conclusions can be drawn concerning the composition of the tills in Hjellådal:

- a) The two uppermost tills consist of material which was largely derived from underlying tills. The grain size distribution shows small variations. The lowermost tills are more immature than the upper ones.
- b) The tills in Hjellådal have a higher content of clay, but lower amounts of silt and gravel than the average of tills elsewhere in the investigated area.
- c) All of the tills consist largely of local material, only nine percent of the stone fraction having been transported three kilometers or more. The percentage of exotic material, however, gradually increases as the till layers become thicker.
- d) The phyllosilicates in the fraction less than 8 μ consist nearly exclusively of illite and chlorite. Minerals of the smectite-group have not been identified. Heavy mineral variations in the 125 - 250 μ fraction were found to correspond well with the rock variations in the pebble fraction.

Two characteristic layers of pebbles and blocks appear in the tills. In the boundary zone between basal tills there sometimes occurs a block layer which has the same composition as the underlying till, but which has been reorientated by the glacier flow which deposited the upper till. Block layers of this type are important in separating tills deposited by different ice flows. In till T₃, there occurs another type of pebble- and block-rich layers with numerous, discontinuous layers with a high content of far-transported, often rounded stones. These layers have the same matrix as the till below and above and were deposited parallel with the planes of accumulation. The greater contribution of long-transported stones to some basal layers in the glacier is interpreted in terms of an origin from the shifting positions of subglacial streams.

ETTERORD

Undersøkelsene har vært støttet av Norges Almenvitenskapelige Forskningsråd gjennom IGCP- delprosjektet "Weichsel i sentrale Sør-Norge" (D48.23-10) med Ole Fredrik Bergersen som prosjektleder. Midler til feltarbeidet er dessuten gitt av Nansenfondet og De dermed forbundne fond. Johan Lund har utført kornfordelingsanalyser og tungmineralseparasjon. Bjarne Stavenes har laget tynnslippreparater. Lone Bergersen har hjulpet til med endel annet laboratoriearbeid. Jomar Skjerven og Lars Olsen har utført det meste av tynnslipmikroskoperingen. Preparering og tolkning av røntgendiffraktometeranalysene er diskutert med Elen Roaldset.

Ellen Irgens, Masaoki Adachi, Jane Ellingsen og Jan E. Lien har rentegnet illustrasjonene. Solveig Helland og Astrid Dundas har maskinskrevet manuskriptet. Resultater og manuskript er diskutert med Ole Fredrik Bergersen.

Til alle ovennevnte retter jeg min beste takk.

LITTERATUR

- Aario, R. & L. Forsstrøm 1979. Glacial stratigraphy of Koilismaa and north Kainun, Finland. Fennia 177 (2): 1-49.
- Alstadsæter, I. 1979. Kvartær stratigrafi og sedimentologi i Vinstradalen, Oppland. Hovedoppgave. Univ. i Bergen. (unpubl.).
- Aseev, A.A. 1968. Dynamik und geomorphologische Wirkung der europäischen Eisschilde. Petermanns geogr. Mitt. 112: 112-115.
- Bergersen, O.F. 1964. Løsmateriale og isavsmeltning i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal. Norg. geol. Unders. 228: 12-83.
- Bergersen, O.F. 1970. Undersøkelser av steinfraksjonens rundingsgrad i glasigene jordarter. Norg. geol. Unders. 266: 252-262.
- Bergersen, O.F. 1973. The roundness analysis of stones. A neglected aid in till studies. Bull. geol. Instn Univ. Upsala, 5: 69-79.
- Bergersen, O.F. & K. Garnes 1971. Evidence of sub-till sediments from a Weichselian Interstadial in the Gudbrandsdal valley, Central East Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 25: 99-108.
- Bergersen, O.F. & K. Garnes. Weichsel in central South Norway. A general view of the deposits from the Gudbrandsdalen Interstadial and from the following glaciation. Boreas (i trykk).
- Billings, M.P. 1954. Structure geology. Prentice - Hall. N.Y. 514 s.
- Bjørnbom, S. 1979. Clay basal till in sentral and northern Sweden. Sver. geol. Unders., Serie C, 753: 1-62.
- Boulton, G.S. 1971. Till genesis and fabric in Svalbard, Spitsbergen. I R.P. Goldthwait (ed.): Till. A symposium: 41-72. Ohio State Univ. Pr. Columbus, Ohio.

- Boulton, G.S. 1972. Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. J. geol. Soc. Lond. 128: 361-393.
- Budd, W.F., N.W. Young & C.R. Austin 1976. Measured and computed temperature distributions in the low dome ice cap, Antarctica. J. Glaciol. 16, No. 74: 99-109.
- Carlson, A.B., H. Raastad & J.L. Sollid 1979. Innlandsisens avsmeltning i sørøstlige Jotunheimen og tilgrensende områder. Norsk geogr. Tidsskr. 33: 173-186.
- Carver, R.E. 1971. Heavy-mineral separation. I R.E. Carver (ed.): Procedures in sedimentary petrology: 427-452. J. Wiley & Sons, Inc. N.Y.
- Carroll, D. 1970. Clay minerals: A guide to their X-ray identification. Geol. Soc. Am. Spec. paper 126: 1-80.
- Colbeck, S.C. & A. J. Gow 1979. The margin of the Greenland ice sheet at Isua. J. Glaciol. 24, No. 90: 155-165.
- Dahl, Å. 1978. Jordartsfordeling og jordsmonnutvikling på Kvarvet, med en oversikt over tilgjengelig kalium i naturlig jordsmonn. Hovedfagsoppgave. Univ. i Bergen (upubl.).
- Deer, W.A., R.A. Howie & J. Zussman 1972. An Introduction to rock-forming minerals. Longman Group Ltd. Lond. 528 s.
- Dewart, G. 1976. Seismic evidence of a wet zone under the west Antarctic ice sheet. J. Glacial. 24, No. 74: 73-87.
- Dreimanis, A. 1971. Procedures of till investigations in North America: A general review. I R.P. Goldthwait (ed.): Till: A symposium: 27-37. Ohio State Univ. Pr. Columbus, Ohio.

- Dreimanis, A. 1976. Tills: Their origin and properties. I R.F. Legget (ed.): Glacial till. Roy. Soc. Canada Spec. Publ. 12: 11-49.
- Dreimanis, A. 1979. The problems of waterlain tills. I Ch. Schlüchter (ed.): Moraines and varves. Origin. Geneis. Classification: 167-177. Balkema. Rotterdam.
- Dreimanis, A. & U.J. Vagners 1969. Lithologic relation of till to bedrock. I H.E. Jr. Wright (ed.): Quaternary Geology and climate: 93-98. Nat. Acad. of Sci. Washington D.C.
- Dreimanis, A. & U.J. Vagners 1971. Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal tills. I R.P. Goldthwait (ed.): Till: A Symposium: 237-250. Ohio State Univ. Pr. Columbus, Ohio.
- Eriksson, K. 1977. Some observations on the clay till in Kopparberg County in Sweden. Geol. För. Stockh. Förh. 99: 395-398.
- Eskeland, O. 1964. Isavsmeltingen i Gudbrandsdalen mellom Selsrosten og Bottheim, Lesja. Hovedfagsoppgave. Oslo Univ. (upubl.).
- Evenson, E.B., A. Dreimanis & J.W. Newsome 1977. Subaquatic flow tills: a new interpretation for the genesis of some laminated till deposits. Boreas 6: 115-133.
- Flint, R.F. 1971. Glacial and Quaternary geology. J. Wiley & Sons, Inc., N.Y. 891 s.
- Follestad, B.A. 1973. Løten. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1916 I - M 1 : 50 000. Norg. geol. Unders. 296: 41 s.
- Galehouse, J.S. 1969. Counting grain mounts: Number percentage vs. number frequency. J. sedim. Petrol. 39: 812-815.

- Galehouse, J.S. 1971. Point counting. I R.E. Carver (ed.):
Procedures in sedimentary petrology: 385-407. J. Wiley
& Sons, Inc., N.Y.
- Garnes, K. 1972. Siste istid i midtre Gudbrandsdalen. Isbe-
vegelsler, submorene sedimenter, morenstratigrafi og
isavsmeltning, med jordartskart i målestokk 1 : 20 000
over området Kvam - Heidal.Hovedoppgave. Univ. i Bergen
(upubl.).
- Garnes, K. 1973. Till studies in the Gudbrandsdal area, eastern
central Norway. Bull. geol. Instn. Univ. Upsala 5: 81-92.
- Garnes, K. 1975. Øst-Jotunheimen. Beskrivelse og vurdering av
de geomorfologiske og kvartærgeologiske forhold for
"Landsplan for naturområder/forekomster". Rapport.
Geol. inst. Univ. i Bergen. 25 s.
- Garnes, K. 1976. Stratigrafi og morfogenese av drumliner på
Eigerøya, Rogaland, SV-Norge. AmS skrifter 1: 1-53.
- Garnes, K. 1978. Zur Stratigraphie der Weichseleiszeit im
zentralen Südnorwegen. I H. Nagel (ed.): Beiträge zur
Quartär- und Landschaftsforschung. Festschrift zum 60.
Geburtstag von Julius Fink: 195-220. Hirt. Wien.
- Garnes, K. 1979. Weichselian till stratigraphy in central
South-Norway. I Ch. Schlüchter (ed.): Moraines and
Varves. Origin. Genesis. Classification: 207-222.
Balkema. Rotterdam.
- Garnes, K. & O.F. Bergersen 1977. Distribution and genesis of
tills in central south Norway. Boreas 6: 135-147.
- Garnes, K. & O.F. Bergersen 1980. Wastage features of the inland
ice sheet in central South Norway. Boreas 9: 251-269.

- Gillberg, G. 1965. Till distribution and ice movements on the northern slopes of the south Swedish Highlands. Geol. För. Stockh. Förh. 86: 433-484.
- Gillberg, G. 1969. A great till section on Kinnekulle, W Sweden. Geol. För. Stockh. Förh. 91: 313-342.
- Gjems, O. 1967. Studies on clay minerals and clay-mineral formation in soil profiles in Scandinavia. Meddr norske SkogsforsVes. 21: 301-415.
- Gjessing, J. 1954. Skuringsanalyse til belysning av isrecessionen ved Oslofjorden. Norsk geogr. Tidsskr. 14: 77-99.
- Gjessing, J. 1960. Isavsmeltningstidens drenering. Ad novas 3: 492 s.
- Gjessing, J. & N. Spjeldnæs 1979. Dating of the Grefsen moraine and remarks of the deglaciation of southeast Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 33: 71-81.
- Glückert, G. 1974. Map of glacial striation of the Scandinavian ice sheet during the last (Weichsel) glaciation in northern Europe. Bull. geol. Soc. Finl. 46: 1-8.
- Goldthwait, R.P. (ed.) 1971. Till. A Symposium. Ohio State Univ. Pr. Colubus, Ohio, 402 s.
- Guezou, J.-C. 1978. Geology and structure of the Dombås - Lesja area, southern Trondheim region, south-central Norway. Norg. geol. Unders. 340: 1-34.
- Guezou, J.-C., M.-J. Poitout & N. Santarelli 1972. Le complexe de Trondheim et son soubassement dans la région de Lesja - Dombås (Oppland, Norvège centrale). Sciences Terre 17: 273-287.

- Hagen, J.O. 1977. Bondhusbreen. I J.O. Hagen (red.):
Glasiologiske undersøkelser i Norge 1976.
Norg. Vassdr.- og ElektVes. hydrol. avd. Rapp. 7/77:
49-70. (Engl. summ.).
- Haldorsen, S. 1977. The Petrography of tills - a study from
Ringsaker, south-eastern Norway. Norg. geol. Unders. 336:
1-36.
- Haldorsen, S., J. Mangerud, H.-P. Sejrup & E. Sønstegaard 1978.
Lithologiske studier av Saale-, Eem- og Weichsel-sedimenter
fra Fjørsanger, Bergen. Inst. geol. Norg. LandbrHøisk.
Rapp. 7: 1-39.
- Heintz, N., K. Garnes & R. Nydal 1979. Norske og sovjetiske
mammutfunn i kvartærgeologisk perspektiv. I R. Nydal et al.
(red.): Fortiden i søkelyset. Datering med ¹⁴C metoden
gjennom 25 år: 209-225. Strindheim. Trondheim.
- Helle, M. 1978. Jordartskartlegging og kvartærstratigrafi,
Ringsaker, Hedmark. Hovedfagsoppgave. Univ. i Bergen
(upubl.).
- Helle, M., E. Sønstegaard, G.R. Coope & N. Rye. Early Weichselian
peat at Brumunddal, SE Norway. Boreas (i trykk).
- Hole, J. & O.F. Bergersen. Weichselian till stratigraphy and
ice movements in Ottadalen valley, central South Norway.
Norsk geol. Tidsskr. (i trykk).
- Holmes, C.D. 1941. Till fabric. Bull. geol. Soc. Am. 52:
1299-1354.
- Holmsen, G. 1918. Gudbrandsdalens bræsjo. Norg. geol. Unders.
83: 1-25.
- Holmsen, G. 1955. De fem jordartsregioner i Norge. Norg. geol.
Unders. 195: 5-14.

- Holmsen, P. 1964. Om glasiassjonssentra i Sør-Norge under slutten av istiden. En sammenligning mellom et østlig og et vestlig område. Norg. geol. Unders. 228: 151-161.
- Holtedahl, H. 1955. On the Norwegian Continental Terrace, primarily outside Møre - Romsdal: Its geomorphology and sediments. Univ. Bergen Årb. 1955. Nat. Vit. rekke, 14.
- Holtedahl, O. (ed.) 1960. Geology of Norway. Norg. geol. Unders. 208: 1-540.
- Hansen, A.M. 1886. Om seter eller strandlinjer i store høider over havet. Arch. Math. Naturv. 10: 1-25.
- Johnsson, G. 1956. Glacialmorfologiska studier i Södra Sverige. Meddn Lunds geogr. Instn. 31: 407 s.
- Jørgensen, P. 1977. Some properties of Norwegian tills. Boreas 6: 149-158.
- Karrow, P.F. 1976. The texture, mineralogy, and petrography of northern American tills. I R.F. Legget (ed.): Glacial till. Roy. Soc. Canada Spec. Publ. 12: 83-98.
- Krumbein, W.C. & F.J. Pettijohn 1978. Manual of sedimentary petrography. Appleton-Century, N.Y. 549 s.
- Krüger, J. 1970. Till fabric in relation to direction of ice movement. A study from the Fakse Banke, Denmark. Geogr. Tidsskr. 69: 133-170.
- Lie, E.D. 1974. Kvartærgeologiske undersøkelser i Otta-området. Hovedfagsoppgave. Univ. i Bergen (upubl.).
- Lindén, A. 1975. Till petrographical studies in an Archean bedrock area in Southern Central Sweden. Striae 1: 57 s.
- Lindsay, J.F. 1970. Clast fabric of till and its development. J. sedim. Petrol. 40 (2): 629-641.

- Ljungner, E. 1943. Isdelarstudier ved polcirkeln. Geol. För. Stockh. Förh. 65: 198-210.
- Ljungner, E. 1945. Den sista nordiska nedisningens förlopp. Geol. För. Stockh. Förh. 67: 225-240.
- Ljungner, E. 1949. East - west balance of the quaternary ice caps in Patagonia and Scandinavia. Bull. geol. Instn Univ. Upsala 33: 11-95.
- Lundqvist, J. 1969. Beskrivning till jordartskarta över Jämtlands län. Sver. geol. Unders. Ser. Ca 45: 418 s.
- Lundqvist, J. 1973. Dark bluish boulder-clay: A possible deposit from the first Würm glaciation. Bull. geol. Instn Univ. Upsala 5: 19-20.
- Lundqvist, J. 1974. Outlines of the Weichsel Glacial in Sweden. Geol. För. Stockh. Förh. 96: 327-339.
- Lundqvist, J. 1977. Till in Sweden. Boreas 6: 73-85.
- Låg, J. 1948. Undersøkelser over opphavsmaterialet for Østlandets morenedekker. Meddr norske SkogforsVes. 10: 1-223.
- Mangerud, J. 1963. Isavsmeltningen i og omkring midtre Gudbrandsdal. Norg. geol. Unders. 223: 223-274.
- Mangerud, J. 1965. Dalfyllinger i noen sidedaler til Gudbrandsdalen, med bemerkninger om norske mammutfunn. Norsk geol. Tidsskr. 45: 199-226.
- Mark, D.M. 1974. On the interpretation of till fabrics. Geology 2 (2): 101-104.
- Mattsson, Å. 1954. Isräfflorernas användbarhet för tolkningen av nedisningsförloppet. Svensk geogr. Arb. 30: 139-152.

- Mehra, O.P. & M.L. Jackson 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays Clay Minerals. 7th Conf.: 317-327. Pergamon Pr. Lond.
- Melkerud, P.-A. 1977. Samband mellan morän och berggrund. En travers över Östergötlands kambrosilurområde. Diss. Kwartärgeologiska inst. Stockh. Univ. 163 s.
- Milner, H.B. 1962. Sedimentary petrography. Allen & Urwin, Ltd. Lond. 715 s.
- Müller, F. 1976. On the thermal regime of a high-Arctic valley glacier. J. Glaciol. 16, No. 74: 119-132.
- Myhre, L.A. 1974. A Computer program for grainsize distribution analysis. Norg. Tekn. Naturv. Forskningsråd's Continental shelf project, Pub. 44. 22 s.
- Olsen, L. 1979. Kwartärgeologiske undersøkelser i Ø. Gausdal - Lillehammer området, Oppland. Isbevegelser, jordartskartlegging og morenestratigrafi. Hovedfagsoppgave. Univ. i Bergen (upubl.).
- Perttunen, M. 1977. The lithologic relation between till and bedrock in the region of Hämeenlinna, southern Finland. Geol. surv. Finl. Bull. 291: 1-68.
- Quigley, R.M. & T.A. Ogunbadejo 1976. Till geology, mineralogy and geotechnical behavior, Sarnia, Ontario: 336-345. I R.F. Legget (ed.): Glacial till. An inter-disciplinary study. The Royal Soc. of Canada Spec. publ. 12. Ottawa.
- Reusch, H. 1923. Nogen kvartärgeologiske optegnelser fra Foldalens og Fokstuens omgivelser. Norsk geol. Tidsskr. 7: 39-49.

- Richter, K. 1932. Die Bewegungsrichtung des Inlandeis, rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschiebe. Z. Geschibeforsch. 8: 62-66.
- Roaldset, E. 1972. Mineralogy and geochemistry of Quaternary clays in the Numedal area, southern Norway. Norsk geol. Tidsskr. 52: 335-369.
- Rosengvist, I.Th. 1975. Origin and mineralogy glacial and interglacial clays of southern Norway. Clays Clay Min. 23: 153-159.
- Rueslåtten, H.G. & P. Jørgensen 1977. Mineralogical composition and changes due to podzol weathering in tills from southern Norway. I H.Paquet & Y.Tardy (eds): 2. International symposium on water-rock interaction. Strasbourg. 17.-25. Aug. 1977. Proc. Sect. 1: 184-194. Strasbourg.
- Schytt, V. 1974. Inland ice sheets - recent and Pleistocene. Geol. För. Stockh. Förh. 96: 299-309.
- Selmer-Olsen, R. 1954. Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet. Norg. geol. Unders. 186: 1-102.
- Shaw, J. 1977. Tills deposited in arid polar environments. Can. J. Earth Sci. 14 (6): 1239-1245.
- Snäll, S., C. Persson & A. Wikstrøm 1979. Mineralogisk undersøkning av morän från ett område väster om Katrineholm. Sver. geol. Unders. Serc. C, 761: 1-32.
- Sollid, J.L. 1964. Isavsmeltingforløpet langs hovedvassskillet mellom Hjerkin og Kvikneskogen. Norsk geogr. Tidsskr. 19: 51-76.
- Sollid, J.L. & L. Sørbel 1979. Deglaciation of western Sentral Norway. Boreas 8: 233-239.

- Statens vegvesen. Analyseforskrifter: Statens vegvesen 1966-
Oslo.
- Strøm, K.M. 1943. The Uldal earth pillars. Norsk geogr. Tidsskr.
9: 224 -228.
- Sveian, H. 1979. Gjøvik. Beskrivelse til kvartærgeologisk
kart 1816 I - M 1:50 000 (Med fargetrykt kart). Norg. geol.
Unders. 345: 1-61.
- Sørensen, R. 1979a. Elvdal. Beskrivelse til kvartærgeologisk
kart 2018 III - M 1:50 000. Norg. geol. Unders. 346: 48 s.
- Sørensen, R. 1979b. Late Weichselian deglaciation in the Oslo-
fjord area, south Norway. Boreas 8: 241-246.
- Thorez, J. 1975. Phyllosilicates and clay minerals. A laboratory
handbook for thin X-ray diffraction analysis. G. Lelotte,
Dison, Belgique. 604 s.
- Thorez, J. 1976. Practical identification of clay minerals.
A handbook for teachers and students in clay mineralogy.
G. Lelotte, Dison, Belgique. 90 s.
- Tollan, A. 1964. Trekk av isbevegelsen og isavsmeltingen i
nordre Gudbrandsdalens fjelltrakter. Norg. geol. Unders.
223: 328-345.
- Trask, P.D. 1932. Origin and environment of source sediments
of petroleum. Gulf Publishing Co., Houston, Tex.: 71-72.
- Vorren, T.O. 1977 a. Grain-size distribution and grain-size
parameters of different till types on Hardangervidda,
south Norway. Boreas 6: 219-227.
- Vorren, T.O. 1977 b. Weichselian ice movement in South Norway
and adjacent areas. Boreas 6: 247-257.

Vorren, T.O. 1979. Weichselian ice movements, sediments and stratigraphy on Hardangervidda, South Norway. Norg. geol. Unders. 350: 1-117.

Vorren, T.O. & E. Roaldset 1977. Stratigraphy and lithology of Late Pleistocene sediments at Møsvatn, Hardangervidda, South Norway. Boreas 6: 53-69.

Werenskiold, W. 1911. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Søndre Frons omraade. Norg. geol. Unders. 60: 1-105.

Øyen, P.A. 1896. Strandlinjer i Gudbrandsdalen. Arch. Math. Naturv. 18 (6): 22 s.

TABELLER

TABELL 1:

SKURINGSOBSERVASJONER 1972 - 1977 x)

Forkortelser:

sandst	sandstein
Vsp	Valdres sparagmitt
grst	grønnstein
glsk	glimmerskifer
kv	kvartsitt
trhj	trondhemitt
grsk	grønnskifer
an	anortositt

Misvisning er fratrukket målingene.

x) Tabell over observasjoner som er tatt med på Fig. 1 fra tidsrommet 1968 - 1971 er publisert i Garnes (1972).

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360°	Bergart	Aldersforhold m.m.
1-72	1718 ²	370.435	Veikledalen	790	140	gneis	
2-72	"	376.436	"	840	138	"	
3-72	"	"	"	"	148-150	"	Yngre enn 1-72 og 2-72
4-72	"	402.464	Furusjøen	900	20	lys kv	
5-72	"	"	"	"	14	"	Dominerende
6-72	"	"	"	"	28	"	Yngre enn 7-72
7-72	"	"	"	"	350-354	"	Tynne striper
8-72	"	"	"	"	98	"	
9-72	1718 ³	221.221	Skåbu	860	100	fullitt	
10-72	"	"	"	"	140	"	
11-72	"	"	"	"	108-114	"	
12-72	"	235.234	"	840	92-96	"	
13-72	"	"	"	"	100	"	
14-72	"	"	"	"	104	"	Hovedskuring
15-72	"	"	"	"	118	"	Tynne, korte striper
16-72	"	"	"	"	114-116	"	
17-72	"	250.255	Skåbyggjadalen	760	132	kv	
18-72	"	"	"	"	142-144	"	
19-72	"	235.234	Skåbu	840	0	fullitt	
20-72	"	"	"	"	338	"	
21-72	"	"	"	"	354	"	
22-72	"	"	"	"	116	"	Eldre enn 19-72
23-72	1813 ³	560.392	Flaksjøen	920	4	lys kv	Yngre enn 25-72
24-72	"	"	"	"	10	"	" " 25-72
25-72	"	"	"	"	38	"	
26-72	"	"	"	"	76	"	Gammel skuring
27-72	1718 ²	334.359	Haugalia	440	76-86	"	
28-72	"	"	Golå		134	skifer	
29-72	1818 ³	625.243	Øksendalsveien		146	lys kv	
30-72	"	526.407	Frydalen	790	16	"	Stiv skuring
31-72	"	"	"	"	22-26	"	"
32-72	"	"	"	"	36	"	
33-72	"	"	"	"	48	"	Eldre enn 31-72
34-72	"	"	"	"	122	"	Eldste skuring
35-72	"	"	"	"	130	"	Samme fase som 34-72
36-72	"	"	"	"	24	"	
37-72	"	"	"	"	138	"	
38-72	"	"	"	"	144	"	

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360 ^o	Bergart	Aldersforhold m.m.
39-72	1818 ³	531.412	Venåssætra	900	142	lys kv	
40-72	"	585.256	Stigen	620	142	"	
41-72	"	"	"	"	108	"	Eldre enn 40-72
42-72	"	597.305	Lauvåsen	885	146	"	
43-72	1718 ²	414.238	Bjørnspjoten	790	136	glsk	Fine, tynne striper
44-72	"	414.242	Jora, øst	730	18	"	Få striper, Middels grov.
45-72	"	"	" "	"	136	"	Fine striper
46-72	"	"	" "	"	154	"	Yngst
47-72	"	442.233	" "	880	136	"	Fine og middels striper
48-72	"	390.224	Golåvatn	820	128-130	"	Dominerende, fin og middels.
49-72	"	"	"	"	116	"	Eldre enn 48-72
50-72	"	"	"	"	148-144	"	Eldst. Få striper
51-72	"	437.189	Peer Gynt veien	930	148	glsk	Fin skuring
52-72	"	"	"	"	136	"	" "
53-72	"	439.189	"	"	116	"	
54-72	"	"	"	"	188	"	Få striper
55-72	"	"	"	"	160	"	Grov skuring
56-72	"	"	"	"	148	"	Yngst
57-72	"	402.193	Golåvatn	820	146	"	Middels grov skuring
58-72	1617 ¹	937.178	Maurvangen	1040	50-52	Vsp	
59-72	"	"	"	"	58	"	
60-72	"	956.180	Sikilsdalspasset	1150	76-84	"	Yngre enn 61-72
61-72	"	"	"	"	104-108	"	
62-72	"	"	"	"	88	"	Yngre enn 61-72
63-72	1617 ⁴	901.185	Gjendehalsen	1070	80	"	
64-72	1618 ³	903.187	"	1110	88	"	
65-72	"	904.187	"	1130	74	"	
66-72	"	"	"	"	80	"	
67-72	"	"	"	1140	74	"	
68-72	"	904.189	"	1225	56	"	
69-72	"	905.189	"	1300	20	"	
70-72	"	"	"	1290	22-24	"	
71-72	"	901.189	"	"	20	"	
72-72	"	901.190	"	1320	22	"	
73-72	"	"	"	"	32	"	
74-72	"	902.216	Bessvatn	1310	16	"	

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360°	Bergart	Aldersforhold m.m.
75-72	1618 ²	922.209	Øvre Sjudalsvatn	1030	34	glsk	
76-72	"	923.210	"	1050	30	glsk	
77-72	"	927.215	"	1170	16	"	
78-72	"	929.218	"	1180	34	"	
79-72	"	939.233	"	1030	34-36	"	Grove striper
80-72	"	"	"	"	24	"	Fine striper
81-72	1618 ³	917.200	"	970	40	gabbro	Grove striper
82-72	1617 ⁴	914.150	Brurskaret	1150	66	"	
83-72	"	914.149	"	1175	100	"	Grove striper
84-72	"	915.145	"	1300	110	"	Skuring på blokk
85-72	"	"	"	"	108	"	" " "
86-72	1618 ²	010.237	Sleokampen	1175	110-112	"	
87-72	"	027.223	Ingulsjøen	1120	116	"	
88-72	"	037.215	"	1150	116-118	"	
89-72	"	043.245	Griningsdalen	1120	124	"	Grove striper
90-72	"	"	"	"	114	"	Fine striper
91-72	1818 ³	629.211	Ringebu	500	150	lys kv	
92-72	"	603.357	Mya	880	32	"	Yngre enn 93-72
93-72	"	"	"	"	40	"	
94-72	"	545.258	Kampen, Fron	660	126	skifer	
95-72	"	"	"	"	20-36	"	Svak, usikker skuring
96-72	"	"	Kvikne	"	116	"	
97-72	1419 ³	735.971	Lesjaskog	540	286	kvarts	
98-72	"	712.988	"	530	300	"	
99-72	1419 ²	982.793	Slådalsveien	1140	326-336	gneis	Dominerer
100-72	"	"	"	"	356-0	"	Mindre antal. Tynnere striper.
101-72	"	"	"	"	12-18	"	Tynne striper. Yngst?
102-72	"	979.756	"	1100	316-340	"	326° dominerer
103-72	"	"	"	"	16-26	"	Tynn toppskuring
104-72	1618 ¹	003.718	"	1000	346	"	Usikker retning. Få, grove striper
105-72	"	"	"	"	6-12	"	Grove striper
106-72	"	"	"	"	356	"	Eldre enn 105-72
107-72	"	"	"	"	326	"	
108-72	"	000.702	Hulderbu	940	6-12	"	Grove striper
109-72	1419 ²	062.826	Dombås gård	650	332	skifer	Usikker retning. Grove
110-72	"	"	"	"	356-0	"	Yngre enn 111-72

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360 ^o	Bergart	Aldersforhold m.m.
111-72	1419 ²	062.826	Dombås gård	650	8	skifer	Få striper. Unge
112-72	"	"	" "	"	162	"	Usikker retning. Eldst
113-72	"	"	" "	"	316	"	Tynne striper
114-72	"	"	" "	"	296	"	Toppskuring. Yngst
115-72	"	063.913	Langranden	1040	50		
116-72	"	"	"	"	76		Usikker skuring
117-72	1519 ³	114.905	Gardsenden	1020	46	skifer	Få striper
118-72	"	"	"	"	30-36	"	Mange striper. Yngst
119-72	1419 ²	095.885	Gardsæter	"	50	"	Kraftig skuring
120-72	"	"	"	"	16-20	"	Eldre enn 119-72
121-72	"	"	"	"	36	"	
122-72	"	087.878	"	1000	46	trhj	Dominerende
123-72	"	"	"	"	356	"	Eldre enn 122-72
124-72	"	073.870	"	950	16-36	glsk	
125-72	"	069.863	Grønsæterveien	840	16	trhj	Dominerende
126-72	"	"	"	"	26	"	
127-72	"	"	"	"	322	"	Svak skuring
128-72	"	993.886	Rindølsæterveien	940	326	gneis	Dominerende
129-72	"	"	"	"	356	"	Svak, gammel skuring
130-72	"	005.908	"	925	302	"	Usikker retning. Gammel
131-72	"	"	"	"	348	"	Yngre enn 130-72
132-72	"	999.887	"	900	306-322	"	316 ^o dominerer
133-72	1419 ³	760.963	Lesjaverk	680	326	"	Middels grov skuring
134-72	"	760.963	"	"	268	"	Fin skuring
135-72	"	756.972	"	800	312	"	Grove, utydelige striper.
136-72	"	764.933	"	720	342	"	Grove striper
137-72	"	"	"	"	316	"	Middels grove
138-72	"	"	"	"	198	"	Yngst
139-72	"	"	"	"	266	"	
1-73	1818 ³	570.315	Trabelia	880	146	lys kv	God skuring
2-73	"	591.354	Friskdalsetær	890	156	"	Middels til fin skuring.
3-73	"	"	" "	890	328	"	32 ^o vanligste retning
4-73	"	575.274	Frydalen	720	136	"	
5-73	"	576.273	"	740	120	"	Fin, stiv og urg skuring
6-73	"	573.275	"	700	146	"	Middels til grov "
7-73	1618 ²	963.258	Sjodalshaugen	980	16	skifer	Grov skuring

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360 ^o	Bergart	Aldersforhold m.m.
8-73	1718 ¹	414.470	Øvre Frydalen	880	356-6	glsk	Eldre enn 9-73
9-73	"	"	" "	"	36-56	"	Finere enn nordlige striper
10-73	"	"	" "	"	66	"	Yngste
11-73	"	"	" "	"	126-132	"	Eldst
12-73	1617 ¹	096.145	Oskampen	1120	126	gabbro	
13-73	"	098.144	"	1150	136-156	"	
14-73	"	097.143	"	1160	114-136	"	
15-73	"	095.165	Flyseter	970	82	"	
16-73	1618 ²	101.270	Murudalen	1030	32-42	"	Flere lokaliteter
17-73	"	100.270	"	1050	22	an	
18-73	"	097.275	"	1095	46	gabbro	
19-73	"	095.298	Refjellsvatna	1200	152	"	Forvitret helle
20-73	"	107.268	Murudalen	970	142	"	
21-73	"	080.260	Buvasshø	1240	16-26	"	
22-73	"	076.263	"	1280	16-20	"	
23-73	"	094.462	Leirflaten	820	22-36	glsk	Yngst, Vanlig, grov og fin
24-73	"	"	"	"	346-352	"	
25-73	"	"	"	"	122-126	"	Eldst, Grov, få striper
26-73	"	075.262	Lussäterveien	820	86	glsk	Middels grov
27-73	1717 ⁴	193.183	Slangslia	840	116	"	
28-73	"	"	"	"	4	"	Få og tynne striper
29-73	"	171.179	"	775	136-146	"	146 ^o er kraftigste striper
30-73	"	167.181	"	745	56-60	"	Fine striper
31-73	"	"	"	"	118	"	Diffuse striper
32-73	"	186.176	Hamsætrene	800	116	"	Mange lok. Grov og fin skuring
33-73	"	"	"	"	6	"	Svak skuring
34-73	1718 ³	155.204	Murulia	760	136-146	"	
35-73	"	"	"	"	146	"	
36-73	1617 ⁴	901.105	Heimdalsmunnen	1180	122	V sp	Forvitret flater, Grov skuring
37-73	"	"	"	"	120-122	"	Dominerende, Fin og grov skuring
38-73	"	"	"	"	112	"	Usikker skuring
39-73	"	"	"	"	118	"	
40-73	"	902.112	"	1210	112	"	

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360°	Bergart	Aldersforhold m.m.
41-73	1617 ⁴	902.112	Heimdalsmunnen	1210	122	V sp	Svært grov skuring
42-73	"	"	"	"	126	"	Dominerende "
43-73	"	905.115	"	"	140	"	
44-73	"	905.117	"	1230	136	"	
45-73	"	910.134	Brurskardkampene	1340	126	"	
46-73	1618 ²	984.323	Hindsæterkampene	1005	18	skifer	Forvitret flate. Grov skuring
47-73	"	984.335	"	1035	46	V sp	Eldst. Meget grov skuring
48-73	"	"	"	"	18	"	Finere striper nede i de grove
49-73	"	"	"	"	34	"	Yngst
50-73	"	"	"	"	12	"	Yngre enn 47-73
51-73	"	983.324	"	1010	22	skifer	
52-73	"	978.338	"	1000	1	V sp	
53-73	"	986.322	"	910	324	"	Meget grove striper
54-73	"	996.349	Veo	950	21		Grove striper
55-73	"	996.252	Griningsdalskampen	1140	98-106	gabbro	Eldst
56-73	"	"	"	"	42-62	"	Tynne striper. 42° yngre enn 62°
57-73	"	"	"	"	46	"	Yngre enn 60°
58-73	"	"	"	"	52	"	Litt grove striper
59-73	"	"	"	"	54-62	"	Meget fin toppskuring
60-73	1617 ¹	922.061	Fisketjernknausen	1380	166-176	"	
61-73	"	923.060	"	1350	154	"	Mange lokaliteter
62-73	"	918.090	"	1390	114	"	Meget fine striper
63-73	"	"	"	"	122-128	"	" " "
64-73	"	"	"	"	38	"	Eldst, Grove striper
65-73	1617 ⁴	882.140	Semmelhø	1120	126	"	Dominerende
66-73	"	"	"	"	36	"	Eldre enn 65-73
67-73	"	"	"	"	46	"	
68-73	"	880.136	"	1150	148	"	Eldre enn 70-75. Tynne striper
69-73	"	"	"	"	136	"	Dominerende
70-73	"	"	"	"	20	"	
71-73	"	"	"	"	8	"	Meget tynn toppskuring
72-73	"	879.135	"	1230	176	"	Usikker retning
73-73	"	"	"	"	16	"	
74-73	"	"	"	"	46	"	

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360 ^o	Bergart	Aldersforhold m.m.
75-73	1617 ⁴	876.138	Semmelhø	1280	144	gabbro	Grove striper
76-73	"	876.137	"	1300	170	"	Eldre enn 77-73
77-73	"	"	"	"	42	"	Meget tynne støt- og toppskuring
78-73	"	873.139	"	1270	152	"	
79-73	"	"	"	1280	36	"	
80-73	"	869.137	"	1320	156	"	
81-73	"	"	"	1340	166	"	Dominerende skuring
82-73	"	"	"	"	180	"	Eldre enn 8-73. Grov skuring
83-73	1618 ²	029.228	Sleokampen	1100	114	"	Mange lokaliteter
84-73	"	029.227	"	"	110	"	" "
85-73	"	027.223	"	1120	106-116	"	Dominerende skuring
86-73	"	"	"	"	116-126	"	Yngre enn 85-73
87-73	1617 ⁴	913.150	Brurskardd	1300	86	"	Forvitret helle
88-73	"	913.149	"	1310	68	"	Fine striper
89-73	1617 ²	924.138	"	1420	16	"	Tynne, lange striper
90-73	"	"	"	"	28-38	"	Meget tynne striper
91-73	"	"	"	"	46	"	Topp- og støtsideskuring
92-73	"	"	"	"	56	"	Yngre enn 96-73
93-73	"	"	"	"	82	"	
94-73	"	"	"	"	104	"	Yngre enn 96-73
95-73	"	"	"	"	114-124	"	" " 96-73
96-73	"	"	"	"	132-146	"	Hovedfase skuring
97-73	"	"	"	"	152-156	"	Dominerende skuring
98-73	"	"	"	"	166-170	"	Groveste striper
99-73	1617 ⁴	902.165	Leirungsbuin	990	68	"	
100-73	"	901.172	Gjendeosen	1010	116	"	
101-73	"	905.172	"	980	84-88	gabbro	Dominerende på støtside
102-73	"	"	"	"	90-96	"	Fine toppskuring
103-73	"	"	"	"	110-114	"	Eldst
104-73	"	"	"	"	62	"	Få striper. Ny flate
105-73	"	"	"	"	74-76	"	Dominerende og finest
106-73	"	"	"	"	86	"	
107-73	"	"	"	"	34	"	
108-73	"	"	"	"	54	"	
109-73	"	905.163	Leirungsbuin	990	76	"	Dominerende
110-73	"	"	"	"	94	"	Få striper

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360°	Bergart	Aldersforhold m.m.
111-73	1618 ²	018.252	Griningsdalen	1100	92	gabbro	
112-73	"	"	"	"	98-100	"	Yngre enn 111-73
113-73	"	"	"	"	114	"	
114-73	"	"	"	"	116-122	"	Yngst? Fineste striper
115-73	"	020.252	"	1090	106	"	
116-73	"	001.335	Hindsæter	860	36	"	
117-73	1618 ³	899.228	Bessheim-Rundhø	1400	10	"	Ung
118-73	"	"	"	"	36	"	"
119-73	"	"	"	"	154	"	Små, tynne striper
120-73	"	"	"	"	96-104	"	Groveste striper
121-73	"	"	"	"	172	"	
122-73	1617 ¹	935.178	Hosklia	1130	60	skifer	Middels grove
123-72	"	"	"	"	46	"	Yngst? Fine striper
124-73	"	951.178	"	1180	76	kv	Grove og middels striper
125-73	"	"	"	"	116	"	Yngst? Middels og fine striper
126-73	"	939.178	"	1070	42	skifer	Fine til grove striper
127-73	1618 ²	927.194	"	960	46	"	Meget grove til fine striper
128-73	"	956.243	Besstrondi	990	36	"	
129-73	"	111.382	Murudalen	750	316-326	an	
130-73	1618 ¹	115.475	Lustjern	890	116	qlsk	Tynne, lange striper
132-73	1618 ¹	018.513	Lemonsjøen	900	0-352	gneis	Kraftig skuring
133-73	"	068.478	Slombaseter	950	16	"	Mange striper. Yngst
134-73	"	"	"	"	106-116	"	I le for 133-73
135-73	1419 ³	632.010	Kvam - E 69	600	256	an	Yngst
136-73	"	"	"	"	280	"	Svak striper
137-73	"	609.013	Lesjaskog	590	298	gneis	Grove striper
138-73	"	640.007	"	600	288	"	Svært grove striper
139-73	"	647.931	Grøndalen	1290	342-6	"	Fine og grove striper
140-73	"	656.947	"	1300	356	"	Grove striper
141-73	"	664.996	Lesjaskog	640	306	"	" "
142-73	"	805.893	Lordalen	1100	286	"	" "
143-73	"	"	"	"	296	"	
144-73	"	789.896	"	"	6	"	Ung skuring
145-73	"	792.905	"	1120	6	"	Middels grove striper
146-73	"	790.969	"	1090	6	"	Fine striper på kvarts
147-73	"	751.888	"	1320	170	"	Grove striper

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360 ^o	Bergart	Aldersforhold m.m.
148-73	1419 ³	751.888	Lordalen	1320	6	gneis	Svake, korte striper
149-73	"	"	"	"	36	"	Meget grove på støtside
150-73	"	"	"	"	284	"	Middels grove striper
151-73	"	"	"	"	6	"	Svake striper. Yngst?
152-73	"	749.888	"	"	28	"	Fine striper. Unge
153-73	"	"	"	"	290	"	Eldst
154-73	"	746.888	"	1310	356-2	"	Ung
155-73	"	"	"	"	268	"	Eldst
156-73	"	754.886	"	1120	272	"	Middels alder
157-73	1718 ¹	346.528	Rondaneveien	840	68-82		Kraftig skuring
158-73	"	"	"	"	12		Tynne, usammenhengende striper.
159-73	"	339.528	"	850	126		Kraftig, dominerende striper. Eldst
160-73	"	"	"	"	356		Middels grove striper. Yngre
161-73	"	"	"	"	16		Middels til tynne striper. Yngst
162-73	"	308.519	"	780	136		Kraftig dominerende skuring
163-73	"	"	"	"	346-358		Tynne striper
164-73	"	"	"	"	106		Butte, enkeltvis striper
165-73	1718 ⁴	303.531	Hamn	640	122	skifer	Dominerende
166-73	"	"	"	"	48	"	Svake til middels grove striper
167-73	"	"	"	630	126-136	"	Dominerende
168-73	"	"	"	"	112	"	
169-73	"	"	"	"	162	"	Både gammel og ung? Grove og fine striper
170-73	"	"	"	"	346	"	Svake, tynne striper
171-73	"	"	"	"	10	"	Middels og grove striper
172-73	"	"	"	"	86-96	"	Lange, tynne striper
1-74	1718 ³	219.265	Skåbyggja	890	98-108	glsk	Få, tynne striper
2-74	"	"	"	"	116-120	"	Dominerende, eldst
3-74	"	"	"	"	334-340	"	Butte, tynne striper
4-74	"	"	"	"	346-350	"	" " "
5-74	"	"	"	"	92	"	Meget tynne, lange striper. Yngst
6-74	"	"	"	"	108-120	"	Dominerende på ny flate

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360°	Bergart	Aldersforhold m.m.
7-74	1718 ³	216.265	Skåbyggja	910	116	glsk	Dominerende
8-74	"	"	"	"	16-20	"	Tynne striper
9-74	"	"	"	"	30-36	"	Korte og tynne striper
10-74	"	"	"	"	106	"	Eldre enn 9-74
11-74	"	209.270	Nysætra	960	116	"	
12-74	"	"	"	"	32	"	
13-74	"	210.284	"	920	132-138	"	Grov skuring
14-74	"	"	"	"	356-0	"	Yngre enn 13-74. Fine striper
15-74	"	"	"	"	4	"	Meget tydelig
16-74	"	"	"	"	112	"	Dominerende på nordvendt flate
17-74	"	"	"	"	124	"	
18-74	"	"	"	"	86	"	Yngst. Få striper
19-74	"	210.267	"	950	146	"	Yngre enn 22-74. Tynne striper
20-74	"	"	"	"	106	"	
21-74	"	"	"	"	88	"	Yngst
22-74	"	"	"	"	126-132	"	Eldre enn 23-74
23-74	"	"	"	"	26-36	"	Dominerende på sørvendt flate.
24-74	"	234.299	Breistulen	1015	116	"	Meget grove striper
25-74	"	"	"	"	114	"	Lange middels grov
26-74	"	240.271	Skåbyqgia	860	122	"	Eldre enn 28-74
27-74	"	"	"	"	112	"	Dominerende toppskuring
28-74	"	"	"	"	12-18	"	Yngre enn 26-74
29-74	"	"	"	"	2	"	
30-74	"	"	"	"	84	"	Yngre enn 27-74
31-74	"	"	"	"	136	"	Grove, lange, få striper Eldst?
33-74	"	"	Tjørnfjellet	1015	110-116	"	Lange, tynne striper Dominerende
34-74	"	"	"	"	16	"	Korte små striper
35-74	"	"	"	"	82-84	"	Delvis dominerende
36-74	"	"	"	"	96-100	"	Lange, tynne, delvis dominerende
37-74	"	"	"	"	154	"	Usikker retning. Små korte striper
38-74	"	"	"	"	136	"	Eldre enn 33-74. Grove
39-74	"	198.270	"	1085	116	"	

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360°	Bergart	Aldersforhold m.m.
40-74	1718 ³	202.260	Skåbyggja	1085	136	glsk	Eldre enn 41-74
41-74	"	"	"	"	116	"	
42-74	1818 ³	579.329	Trabelia	980	136-146	gabbro	
43-74	1718 ²	484.319	Kvarvet	900	148	glsk	Dominerende
44-74	"	"	"	"	156	"	
45-74	"	"	"	"	136	"	
46-74	1618 ²	081.450	Leirflaten	715	8	glsk	Dominerer på leside
47-74	"	"	"	"	22-26	"	Dominerer på topp-flate
48-74	"	"	"	"	342	"	Få striper
49-74	"	"	"	"	144	"	Meget grove furer. Eldst
50-74	"	081.449	"	675	12	"	Tynne striper
51-74	"	"	"	"	36	"	" "
52-74	"	080.447	"	655	30	"	Mange fine striper
53-74	"	082.450	"	710	14	kvarts	Yngre enn 54-74
54-74	"	"	"	"	40	"	
55-74	"	"	"	"	22-26	glsk	Dominerende
56-74	"	"	"	"	354	"	Eldre enn 55-74
57-74	"	066.197	Åkrekampen	1130	142	gabbro	Forvitret helle
58-74	"	"	"	"	12	"	" "
59-74	"	"	"	"	4	"	" "
60-74	"	065.196	"	1150	12-24	"	" "
61-74	"	064.195	"	1185	18	"	Flere lokaliteter
62-74	"	062.193	"	1250	16	"	
63-74	"	059.192	"	1300	76	"	
64-74	"	058.192	"	1320	118	"	
65-74	"	"	"	"	36	"	
66-74	"	"	"	"	26	"	
67-74	"	954.373	Veodalen	1230	6-16	skifer	Grove striper. Forvitret helle
68-74	"	"	"	"	36	"	
69-74	"	"	"	"	126	"	Yngre enn 68-74
70-74	"	992.362	Veolisæter	1050	26	skifer	Grove og fine striper
71-74	"	"	"	"	22	"	
72-74	"	"	"	"	4 - 6	"	Yngre enn 70-74. På støtside
73-74	"	967.430	Rindtjørngjelet	1060	56-60	grst	Flere lokaliteter
74-74	"	945.415	Veodalen	1270	58	an	
75-74	"	"	"	"	50	"	

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360 ^o	Bergart	Aldersforhold m.m.
76-74	1618 ²	966.430	Rindtjørnøielet	1070	48	arst	Dominerende. Fine striper.
77-74	"	"	"	"	72	"	Delvis fine striper
78-74	"	"	"	"	76	"	
79-74	1617 ¹	063.157	Sliafjell	1130	106-136	gabbro	Forvitret helle
80-79	"	"	"	"	358	"	" "
81-74	"	054.155	"	1290	78	"	" "
82-74	"	060.155	"	1120	6-26	"	Diffus skuring
83-74	"	"	"	"	116	"	" "
84-74	"	014.177	Sikilsdalen	1170	100	"	
85-74	"	"	"	"	114	"	
86-74	"	015.178	"	1200	88	"	
87-74	1717 ⁴	188.176	Slangslia	800	106-116	glsk	
88-74	"	184.175	"	790	126-136	"	Eldre enn 87-74 Dominerende
89-74	"	"	"	"	156-166	"	Meget tynne striper
90-74	"	"	"	"	358-0	"	" " "
91-74	"	"	"	"	20	"	Forvitret helle
92-74	"	180.176	"	780	58-62	"	Dominerer på støt- og topplate
93-74	"	"	"	"	126	glsk	Eldre enn 92-74
94-74	"	"	"	"	138	"	" " "
95-74	"	"	"	"	156	"	Få striper
96-74	1718 ³	155.203	Murulia	760	152		Grove striper
97-74	"	"	"	"	36		Diffuse striper
98-74	"	208.203	Skåbu	"	118	fyllitt	
99-74	"	"	"	"	110	"	
100-74	"	208.228	"	960	88	"	
101-74	"	"	"	"	96	"	Dominerende
102-74	"	"	"	"	106	"	
103-74	"	"	"	"	114-128	"	Rundsvaformende
104-74	"	204.229	"	990	96	"	Yngre enn 102-74
105-74	"	"	"	"	106-108	"	
106-74	"	"	"	"	112	"	
107-74	"	204.220	"	"	86-96	"	Yngst
108-74	"	"	"	"	104-130	"	
109-74	"	182.198	Skarfjell	1148	128	"	Grove striper
110-74	"	182.188	"	1149	132	"	Middels grove striper

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360 ^o	Bergart	Aldersforhold m.m.
111-74	1718 ³	181.199	Skarfjell	1158	132	fyllitt	Grove striper
112-74	"	201.247	Gråhø	1090	128	"	" "
113-74	"	"	"	1080	128	"	" "
114-74	1718 ⁴	132.574	Snerle	400	98	grst	Eldst
115-74	"	"	"	"	124	"	Yngre
116-74	"	"	"	"	0-6	"	Yngst
117-74	"	"	"	"	56	"	Ny helle. Få striper Yngst?
118-74	"	"	"	"	118	"	Grove striper. Eldst?
119-74	"	"	"	"	358	"	
120-74	"	"	"	"	6-26	"	Svak toppskuring
121-74	1817 ³	565.907	Brattland	340	116	skifer	Eldst?
122-74	"	"	"	"	96	"	På støtside
123-74	1817 ²	766.887	Øyer skytebane	270	176	"	
1-75	1817 ⁴	645.160	Vekkom	500	166	sandst	Yngst
2-75	"	"	"	"	116	"	Bare på leside
3-75	1717 ¹	400.989	Synstgardsætra	850	66	glsk	Usikker skuring
4-75	"	392.981	Ongsjølia	950	112-118	"	Kraftig skuring
5-75	"	"	"	"	116	"	Ny helle
6-75	"	"	"	"	110	"	Yngre enn 5-75
7-75	"	375.970	Vetafjellet	1030	106-126	Vsp	Fine til kraftig striper
8-75	"	369.968	"	1080	96-106	"	Kraftig, mange striper
9-75	"	345.967	Øvre Ongsjøen	1005	96-106	"	Kraftig, stive skuring
10-75	1717 ⁴	291.963	Risåa	1020	120	"	
11-75	"	294.965	"	1010	116	"	Flere lokaliteter
12-75	"	275.974	"	1050	120	"	" "
13-75	"	248.030	Krusgrav	1080	134	"	
14-75	"	269.000	Risåhøgda	"	136-142	"	Flere lokaliteter. Rundsva
15-75	"	"	"	"	162-168	"	Eldre enn 14-75
16-75	"	"	"	"	132-136	"	
17-75	"	"	"	"	170	"	Eldre enn 16-75
18-75	"	"	"	"	96-106	"	Gammel skuring?
19-75	"	271.998	"	"	136-144	"	Dominerende
20-75	"	"	"	"	130	"	Yngre enn 19-75
21-75	"	"	"	"	102	"	Eldre enn 19-75
22-75	"	"	"	"	176-180	"	Svake erosjonshakk på leside

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360°	Bergart	Aldersforhold m.m.
23-75	1717 ¹	388.017	Finntjern	700	144	glsk	
24-75	"	"	"	"	134	"	
25-75	"	388.015	Ørnbergveien	745	138	"	
26-75	"	"	"	"	128	"	Yngre enn 25-75
27-75	"	"	"	"	26	"	Svært tynne striper
28-75	"	"	"	"	144	"	
29-75	"	"	"	"	136	"	Yngre enn 28-75
30-75	"	"	"	"	112	"	Ung?
31-75	"	"	"	"	170	"	Usikker retning
32-75	"	384.006	"	840	136-144	gabbro	Aller Yngst?
33-75	"	"	"	"	112-122	"	Dominerende
34-75	1717 ⁴	233.043	Agna	1130	116	Vsp	Yngre enn 35-75
35-75	"	"	"	"	130	"	
36-75	"	"	"	"	46	"	Usikker retning
37-75	"	223.039	Brennhø	1170	116-124	kvarts	Rundsvaformende
38-75	1617 ¹	079.101	Flatstranda	1210	96-106	gabbro	Dominerende
39-75	"	"	"	"	96	"	Yngre enn 38-75
40-75	"	"	"	"	76	"	Yngst, Få, tynne striper
41-75	"	070.092	"	1110	106	"	
42-75	1717 ⁴	138.158	Rauskarkampen	1060	120-122	"	Dominerende. Grove striper
43-75	"	"	"	"	130	"	Middels grove striper
44-75	"	"	"	"	140	"	Dominerende
45-75	"	"	"	"	146	"	Meget tynne striper. Yngst?
46-75	"	145.175	Hinøgelsæter	840	106-126	gabbro	Dominerende, grov skuring
47-75	"	"	"	"	56-60	"	
48-75	"	"	"	"	46	"	Yngre enn 46-75
49-75	"	"	"	"	36	"	Bare på uforvitret flate Fine striper
50-75	"	"	"	"	76	"	Få striper. Eldre enn 47-49/75
51-75	1618 ²	105.420	Ellingbørusti	760	138	grsk	
52-75	"	"	"	"	2	"	Yngre enn 51-75
53-75	"	109.411	"	890	128	gabbro	Dominerende
54-75	"	"	"	"	100-108	"	Eldst
55-75	"	"	"	"	350	"	Yngst
56-75	"	"	"	"	356	"	Yngre enn 53-75 og 54-75

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360°	Bergart	Aldersforhold m.m.
57-75	1618 ²	109.411	Ellingbørusti	890	86	gabbro	Svake striper
58-75	1817 ⁴	551.929	Aulstad	370	154	skifer	
59-75	1717 ⁴	128.039	Kaldfjorden	1090	66-86	gabbro	Mye striper
60-75	"	"	"	"	128	"	Eldst. Grove striper
61-75	"	127.048	"	"	94	"	
62-75	"	"	"	"	114	"	Eldre enn 61-75
63-75	1718 ³	239.214	Skåbu baklia	760	134	glsk	
64-75	"	235.204	"	780	128	"	
65-75	1617 ¹	009.074	Dørådalen	1260	156-162	gabbro	Dominerende
66-75	"	"	"	"	24	"	Grov. Eldst
67-75	"	058.052	Austhøflågan	1110	108	"	
68-75	1718 ³	180.425	Berdøla	840	4-10	"	Yngst
69-75	"	"	"	"	114	"	Eldst
70-75	"	"	"	"	26	"	Usikker
71-75	"	118.400	Ellingsbø	940	0-6	an	6° yngre enn 0°.
72-75	"	"	"	"	148	"	Dominerende. Eldst
73-75	"	"	"	"	126	"	Yngst
74-75	1718 ⁴	148.704	Tallerås	650	316	glsk	
75-75	"	145.706	"	620	326	"	
76-75	"	"	"	"	16-22	"	
77-75	1618 ¹	049.478	Lemonsjøen	890	352-0		
78-75	"	069.478	Slombaseter	930	106-116		
79-75	"	"	"	"	14-22		
80-75	1617 ¹	095.072	Buhø	1080	100-116	Vsp	100° yngre enn 116°
81-75	"	045.042	Urdejtjern	1020	106	"	
82-75	"	"	"	"	16	"	
83-75	1617 ⁴	895.995	Bygdin	1070	86	gabbro	Yngre enn 85-75
84-75	"	"	"	"	116	"	Yngre enn 83-75
85-75	"	"	"	"	66	"	
86-75	"	897.966	Bitihorn	1140	146	"	
87-75	"	"	"	"	16	"	Yngst
88-75	1617 ¹	966.984	Vinstri	1060	116	Vsp	Dominerende
89-75	"	"	"	"	130	"	Eldst
90-75	"	"	"	"	34	"	Yngst
91-75	"	"	"	"	24-34	"	Svak toppskuring. Ny helle
92-75	1717 ⁴	145.153	Rauskaret	970	106	gabbro	Fin skuring. Yngst
93-75	"	"	"	"	116	"	

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360°	Bergart	Aldersforhold m.m.
94-75	1717 ⁴	145.153	Rauskaret	970	132	gabbro	Grov skuring. Eldst
95-75	1718 ³	188.460	Øvre Heidal	655	146	grsk	Yngst. ?
96-75	"	"	" "	"	120-126	"	Dominerende
1-76	1518 ¹	598.659	Aursjøen	1120	26	gneis	I le for 2-76
2-76	"	"	"	"	46-66	"	Dominerende. Yngst
3-76	"	598.664	"	1140	46-56-	"	
4-76	"	"	"	"	86	"	Eldre enn 3-76.
5-76	"	595.653	Aursjøveien	950	26-36	"	Eldst. På topp- og støttside
6-75	"	"	"	"	76-96	"	
7-76	"	"	"	"	126	"	Yngst
8-76	1419 ^{II}	979.756	Slådalsveien	1110	308	"	Eldst. Grove striper
9-76	"	"	"	"	326	"	Dominerende
10-76	"	"	"	"	356-2	"	Yngre enn 8-76 og 9-76 Lange tynne striper
11-76	"	"	"	"	10-22	"	På sørvendt fasset og toppskuring
12-76	"	963.920	Joras dal	840	336-346	"	
13-76	"	"	" "	"	310-316	"	Usikker retning
14-76	"	954.947	Fillingsæter	850	20-26	gabbro	Yngst. Lange, tynne striper
15-76	"	"	"	"	4-12	"	Lange, delv. grove. Dominerende
16-76	"	"	"	"	356	"	Eldre. Grove, få striper
17-76	"	"	"	"	142-150	"	Usikker retning. Diffuse. Eldst
18-76	"	958.949	Nysætri	840	346	kvarts	
19-76	"	"	"	"	16	"	Yngre enn 18-76
20-76	1419 ^I	882.040	Gautsjøen	930	306	skifer	Yngre enn 21-76
21-76	"	"	"	"	315	"	Mange lokaliteter i regionen
22-76	1419 ^{II}	059.825	Dombås	660	136	grst	Eldst
23-76	"	"	"	"	346	"	Nest eldst
24-76	"	"	"	"	4-14	"	Yngre
25-76	"	"	"	"	36	"	Yngre enn 24-76
26-76	"	"	"	"	336	"	Yngst
27-76	1718 ³	309.283	Kvikne	890	116-126	fyllitt	Mange lokaliteter
28-76	"	"	"	"	110	"	Diffuse, grove striper
29-76	"	"	"	"	124	"	Yngre enn 28-76

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360 ^o	Bergart	Aldersforhold m.m.
30-76	1718 ³	309.283	Kvikne	890	356	fyllitt	Tynn toppskuring, Yngre enn 27-70
31-76	"	"	"	"	4-10	"	Yngre enn 27-76 og 30-76
32-76	"	"	"	"	334	"	Usikker retning. Medium alder
33-76	"	"	"	"	82-96	"	Meget tynne striper, Yngst
34-76	"	"	"	"	338	"	
35-76	"	291.348	Øldalen	900	158	lys kv	Dominerende
36-76	"	"	"	"	148	"	Diffuse striper
37-76	"	"	"	"	2	"	Yngst. Toppskuring
38-76	1718 ²	360.321	"	625	118	"	
39-76	"	"	"	"	156	"	
40-76	1718 ³	119.222	Flekkmoen	860	80-90	gabbro	Yngst
41-76	"	"	"	"	142	"	Grov, diffus skuring
42-76	1817 ³	684.830	Fåberg	620	146	sandst	
43-76	"	681.834	"	"	132-146	"	Dominerende
44-76	"	"	"	"	116	"	Medium alder
45-76	"	"	"	"	96-102	"	Yngst
46-76	"	676.846	"	"	126	"	Eldst
47-76	"	"	"	"	140	"	Yngre enn 46-76
48-76	"	"	"	"	116	"	Yngre enn 47-76. Tynne striper
49-75	"	"	"	"	96	"	Yngst
50-76	"	535.865	Roppa demning	830	356	skifer	Usikker retning
51-76	"	"	" "	"	90	"	Yngre
52-76	"	"	" "	"	140	"	Yngst
53-76	"	572.876	Roppa 1.	640	146	"	Eldst. Svake striper
54-76	"	"	"	"	86	"	
55-76	"	"	"	"	110-116	"	Yngst?
56-76	"	"	" 2.	"	84	morene	
57-76	"	"	"	"	104	"	
58-76	"	"	"	"	116	"	
59-76	"	"	" 3.	"	128	sandst.	Striper under morene m/skuring
60-76	"	"	"	"	148	"	
61-76	"	"	"	"	356	"	Usikker retning. Eldre enn 59-76
62-76	"	"	"	"	18	"	Usikker retning

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360 ^o	Bergart	Aldersforhold m.m.
63-76	1817 ³	572.876	Roppa 3.	640	36	sandst	Usikker retning
64-76	"	"	"	"	56	"	" "
65-76	1717 ⁴	134.997	Klanten	1180	130-136		Gammel. Rundsva- formende
66-76	"	"	"	"	122		Yngre
67-76	"	"	"	"	136		Grove skuring
68-76	"	"	"	"	6		Usikker retning
69-76	"	132.997	"	1200	134-140		Eldst. Rundsvaformende
70-76	"	"	"	"	52-56		
71-76	"	"	"	"	126-134		Yngst
72-76	"	125.989	"	1280	126		
73-76	"	128.038	Knollan	1100	16-56		Eldre enn 74-76
74-76	"	"	"	"	116		Medium alder
75-76	"	"	"	"	76-96		Yngst
76-76	"	"	"	"	126		
77-76	"	"	"	"	76		Yngre enn 76-76
78-76	"	"	"	"	96		Grove striper
79-76	"	"	"	"	16-36		
80-76	"	126.047	Hundfethøa	1080	66		Eldre
81-76	"	"	"	"	116-120		Dominerende
82-76	1817 ³	572.876	Roppa 2.	640	106		Yngst
83-76	"	"	"	"	96		Nest yngst
84-76	"	"	"	"	84		Eldre
85-76	"	"	Roppa 4.	"	116-138	sandst	Under morene
86-76	"	"	"	"	356	"	Meget svake striper
87-76	"	"	"	"	16	"	" " "
88-76	"	"	"	"	36	"	" " "
89-76	"	"	"	"	56	"	" " "
90-76	"	"	"	"	76	"	
91-76	"	"	"	"	146-152	"	Eldst
92-76	"	"	Roppa 5.	"	130	skifer	Eldst
93-76	"	"	"	"	92	sandst	Eldre enn 92-76
94-76	"	"	Roppa 6.	"	152-156	"	Under undre morene
95-76	"	"	Roppa 7.	"	106-116	"	Yngre enn 97-76
96-76	"	"	Roppa 8.	"	126	"	
97-76	"	"	"	"	138	"	
98-76	"	"	Roppa 9.	"	144	"	Yngre enn 99-76
99-76	"	"	"	"	106-116	"	

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360 ^o	Bergart	Aldersforhold m.m.
100-76	1817 ³	572.876	Roppa 9.	640	356	sandst	Usikker retning. Eldst
102-76	"	533.864	Roppa demning	820	120	"	Yngst
103-76	"	"	" "	"	90-106	"	Nest yngst
104-76	"	"	" "	"	38	"	Tynne striper
105-76	"	"	" "	"	90	"	Grove spor. Eldst
106-76	1718 ³	220.311	Breidstulen	1170	112-116	fyllitt	Eldst
107-76	"	"	"	"	336	"	Medium alder
108-76	"	"	"	"	120-124	"	Yngst?
109-76	"	203.325	Sandådalen	1090	16	"	Middels og fine striper
110-76	"	"	"	"	346	"	
111-76	"	"	"	"	6-8	"	
112-76	"	205.313	"	1060	0-6	skifer	Grove striper
113-76	"	"	"	"	18-26	"	Fine striper
114-76	1717 ⁴	258.049	Agnsjøen	1185	118-122	Vsp	Yngst
115-76	"	"	"	"	134	"	Dominerende
116-76	"	"	"	"	150	"	Eldst?
117-76	"	257.032	Krusgravkampen	1100	136-94	"	Medium alder
118-76	"	"	"	"	156-160	"	Yngst og eldst
119-76	"	"	"	"	136-146	"	Eldre
120-76	1618 ¹	081.598	Dammen, Vågå	510	356	grst	Eldre enn 121-76
121-76	"	"	"	"	16	"	Ung
122-76	"	"	"	"	26	"	Yngre enn 123-76. Yngst
123-76	"	"	"	"	136	"	Grove. Eldst.
124-76	"	"	"	"	146	"	
125-76	"	"	"	"	154	"	Usikker retning. Medium alder.
126-76	"	"	"	"			
127-76	"	081.698	Vågåmo	"	356	grst	Grovest
128-76	"	063.598	"	420	16	"	Yngre enn 133-76
129-76	"	"	"	"	92	"	Diffuse, grove striper
130-76	"	"	"	"	120	"	Aller yngst
131-76	"	"	"	"	320	"	
132-76	"	"	"	"	334	"	
133-76	"	"	"	"	356	"	
134-76	1618 ⁴	913.565	Byrsætra, Vågå	654	6	skifer	Svak toppskuring og grovere striper
135-76	"	"	"	"	34	"	Meget utydelige striper

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360°	Bergart	Aldersforhold m.m.
136-76	1618 ⁴	913.565	Byrsætra, Vågå	654	82	skifer	Eldre enn 139-76
137-76	"	"	" "	"	110	"	Grov hovedskuring
138-76	"	"	" "	"	100	"	Kraftig skuring
139-76	"	"	" "	"	108	"	Mindre kraftig
140-76	1618 ¹	925.555	Kleppedalen	840	344-346	grsk	Dominerende, unge striper
141-76	"	"	"	"	8-20	"	Yngst
142-76	"	"	"	"	106	"	Yngre enn 143-75
143-76	"	"	"	"	116	"	Eldst. Rundsvaformende
144-76	1718 ³	234.199	Skåbu bakside	830	82-88	glsk	Yngre enn 146-76 og 147-76
145-76	"	"	"	"	106-110	"	Fin toppskuring
146-76	"	"	"	"	116-126	"	Dominerende. Eldre enn 145-76
147-76	"	"	"	"	136	"	Grove striper. Eldst
148-76	1617 ⁴	896.032	Valdresflya	1240	92-118	gabbro	100° dominerende striper
149-76	"	"	"	"	130-136	"	Eldre enn 148-76. Både grove og fine striper
150-76	"	"	"	"	156	"	
151-76	1618 ²	995.255	Griningsdalen	990	46-56	"	50° vanligst, 60° finest
152-76	"	993.255	"	1000	60	"	Mye striper
153-76	"	075.400	Brurusten, Sjødal	740	60	"	Yngre enn 154-76
154-76	"	"	" "	"	86	sk	
155-76	1817 ³	572.876	Roppa	640	356	"	Ung, usikker retning
156-76	"	"	"	"	24	"	Eldre enn 155-76
157-76	"	"	"	"	46	"	Yngre enn 155-76
158-76	"	"	"	"	130	"	Ung?
159-76	"	245.225	Skåbu bakside	725	76	fyllitt	
160-76	"	238.217	" "	735	106	"	
161-76	1419 ²	081.806	Hjellådalen	780	14	skifer	Flere lokaliteter
162-76	"	078.802	"	640	10	"	
163-76	"	108.847	Hjellsætra	920	66	"	
164-76	"	"	"	"	72	"	
165-76	"	"	"	"	36-56	"	
166-76	"	"	"	"	16	"	Eldre enn 165-76
167-76	"	072.825	Dombås	720	36	"	
168-76	"	"	"	"	16	"	Eldre enn 167-76
169-76	"	072.825	"	710	356-8	"	8° tydeligst

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360°	Bergart	Aldersforhold m.m.
170-76	1419 ²	072.825	Dombås	710	342-346	skifer	Yngre enn 169-76
171-76	"	"	"	"	36	"	Svake, gamle striper
172-76	"	"	"	"	46	"	
173-76	"	"	"	"	22	"	
174-76	"	070.825	"	700	318	"	Usikker retning
175-76	"	"	"	"	296-304	"	Yngst
176-76	"	"	"	"	10-12	"	Eldre enn 175-76
177-76	"	"	"	"	16	"	
178-76	"	"	"	"	22	"	
179-76	"	"	"	"	292	"	
180-76	"	070.824	"	"	358-366	"	Eldst
181-76	"	"	"	"	326	"	Medium alder
182-76	"	"	"	"	294	"	Yngst
183-76	"	082.806	Hjellådalen	720	116-126	gneis	
184-76	"	"	"	"	56	"	
185-76	1718 ⁴	155.700	Rudiådalen	730	0-6	lys kv	Tynne striper
186-76	"	"	"	"	116	"	Usikker skuring
187-76	1617 ²	936.895	Øyangen	740	116-136	glsk	Dominerende.]36° yngre enn 116°
188-76	"	"	"	"	96	"	Yngst?
189-76	"	920.900	Beito	750	126	"	Dominerende. Fine striper
190-76	"	"	"	"	96	"	Yngst
191-76	1617 ⁴	905.911	Tverråni	840	118	kv	Kraftig skuring
192-76	"	"	"	"	108	"	Yngre enn 191-76
193-76	1617 ³	854.895	Mugna	1030	166	fyllitt	Dominerende
194-76	"	867.872	Slettefjell	1150	154	"	
1-77	1718 ³	455.150	Pikåthaugen	770	14	gabbro	Mange, tynne, fine striper
2-77	"	"	"	"	116	"	Grove striper
3-77	1618 ²	462.087	Leirflaten	865	32	"	"
4-77	"	451.076	"	715	10	fyllitt	
5-77	"	452.077	"	730	10	"	Tynne striper
6-77	"	107.191	Akremoan	900	46-70	gabbro	Rundsva av SØ-is og NØ-is
7-77	"	"	"	"	116	"	7-77 eldre enn 6-77
8-77	1718 ⁴	304.469	Solhjemslia	685	356	glsk	Grovest Fine til middels grove striper

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360 ^o	Bergart	Aldersforhold m.m.
9-77	1718 ⁴	304.469	Solhjemslia	685	36-40	glsk	Yngre enn 11-77. Fin toppskuring.
10-77	"	"	"	"	6	"	Mellomliggende, litt grovere enn 9-77.
11-77	1718 ³	303.464	"	610	356	"	Fine, tallrike striper.
12-77	1419 ²	081.812	Einbu	780	14-18	"	
13-77	"	"	"	"	316-318	"	Yngre enn 12-77.
14-77	"	"	"	"	42	"	Yngre enn 12-77.
15-77	1617 ¹	955.984	Vassklepphøgda	1070	146	gabbro	Grov, forvitret skuring
16-77	"	"	"	"	108	"	Yngre enn 15-77.
17-77	"	956.980	"	1050	126	"	Eldre enn 18-77.
18-77	"	"	"	"	104	"	Yngre enn 17-77.
19-77	"	"	"	"	36	"	Eldst.
20-77	"	"	"	"	136	"	Yngre enn 19-77
21-77	"	"	"	"	120	"	Yngre enn 19-77
22-77	"	"	"	"	76	"	Yngre enn 19-77
23-77	"	959.979	"	"	32-36	"	Forvitret.
24-77	"	"	"	"	34	"	Klar retning.
25-77	"	"	"	"	98	"	Vanligst.
26-77	"	"	"	"	116	"	Dominerer under undre basalmorene.
27-77	1717 ⁴	225.152	Espefossen	730	16	glsk	Eldst
28-77	"	"	"	"	54	"	Yngre enn 27-77
29-77	"	"	"	"	76	"	Yngst
30-77	1419 ²	070.825	Dombås	700	16	skifer	Rundsvaformende
31-77	"	"	"	"	26	"	Grove erosjonshakk
32-77	"	"	"	"	70	"	Eldre enn 30-77
33-77	"	"	"	"	296-306	"	Yngst. 304 ^o yngre enn 308 ^o . Tynne striper
34-77	"	"	" Ny	"	122	"	Grove hakk, usikker retning.
35-77	"	"	"	"	6	"	Grove, dominerende striper.
36-77	"	"	"	"	16	"	
37-77	"	"	"	"	20	"	Eldre enn 36-77 og 38-77
38-77	"	"	"	"	356	"	
39-77	"	"	"	"	286-316	"	Yngste fase. Fin toppskuring.

Nr.	Kart	Koordinater	Lokalitet	M o.h.	Retning i 360 ^o	Bergart	Aldersforhold m.m.
40-77	1419 ²	070.825	Dombås. Ny helle	680	356	skifer	Dominerende, delvis grove striper. Rundsvaformede.
41-77	"	"	"	"	26	"	Eldre enn 43-77
42-77	"	"	"	"	36	"	Yngre enn 41-77
43-77	"	"	"	"	46	"	
44-77	"	016.852	Kjøremgrenda	640	358	gn	Grove striper
45-77	"	"	"	"	286	"	
46-77	"	079.813	Hjellådalen	860	336-340	skifer	Usikker retning. Grove striper.
47-77	"	"	" Ny helle	"	346- 2	"	Fine til middels fine striper
48-77	"	"	"	"	356	"	Dominerende skuring
49-77	"	"	"	"	16	"	Enkelte tynne striper. Yngst?
50-77	"	078.815	"	890	346	"	Grove striper. Forvitret flate
51-77	"	"	"	"	330-336	"	Yngre enn 50-77. Usikker retning
52-77	"	"	"	"	164-168	"	Usikker retning
53-77	"	"	"	"	4	"	" "
54-77	"	"	"	"	346	"	Dominerende skuring
55-77	"	078.818	"	900	336-320	"	Fin toppskuring. Yngst
56-77	"	"	"	"	0	"	
57-77	"	"	"	"	16	"	
58-77	1519 ³	123.752	Tofte	600	296	"	Yngre enn 59-77
59-77	"	"	"	"	326	"	Klar retning

TABELL 2:

FABRIC MÅLINGER FRA HJELLÅDALEN

Understreket tall angir måling av partikler der forholdet mellom aksene a/b er større enn 3. Misvisning (4°) er trukket fra i tabellen. Det er benyttet 360° inndeling.

Nr : Hjellådalen F 1
 Lokalitet : Einbu
 Kartreferanse : 1419², 085.809
 Antall : 106

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
136	5S	146	5S	<u>150</u>	8N	172	30N
86	5V	146	3S	150	8N	128	10N
146	20S	176	50S	132	5S	120	0
<u>114</u>	0	166	20S	136	0	128	10S
106	0	<u>136</u>	0	130	5S	152	10S
124	10V	<u>146</u>	0	128	0	128	15S
140	0	134	12S	142	5N	116	10S
146	0	134	5S	124	10S	120	0
128	0	138	5S	130	5S	170	5N
136	5S	140	6N	16	0	8	2N
162	10S	116	5N	60	4Ø	108	10Ø
126	0	86	0	140	4S	94	0
134	0	2	5N	96	10V	162	5S
30	10S	118	4N	88	2V	118	5N
170	5S	24	10N	112	5V	144	0
16	30S	80	10V	168	2S	132	5N
156	10S	132	5N	160	0	34	5S
136	0	144	0	112	0	140	0
<u>152</u>	5N	96	5Ø	84	0	168	5S
138	10N	72	10V	148	5N	108	0
176	10S	178	5S	40	38S	106	4N
122	0	98	10V	72	10Ø	172	0
<u>122</u>	0	88	5V	156	0	0	0
80	5V	106	5V	102	10V	48	5V
120	10S	146	6N	6	0	168	5S
96	10Ø	106	5V	154	10S	0	4S
152	5N	140	0				

Nr. : Hjellådalen F 2
 Lokalitet : Einbu
 Kartreferanse : 1419², 085.809
 Antall : 60

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
176	10S	150	0	136	10S	2	0
20	0	16	10S	96	0	6	0
16	20N	56	0	152	4N	176	4N
156	0	18	5S	50	10V	168	5N
14	10S	0	5N	152	0	124	5S
6	2N	20	5N	<u>8</u>	5S	16	4N
146	20N	126	5N	<u>20</u>	2N	150	5N
146	0	92	10V	170	2S	44	10S
160	10N	<u>130</u>	10S	22	0	170	22N
80	10V	156	10N	134	10N	168	5S
158	5N	120	10S	140	0	0	0
2	5S	112	0	14	0	146	10N
174	50S	66	0	172	15S	170	10N
116	0	130	5N	144	0	156	0
2	10S	176	10N	172	4S	14	0

Nr. : Hjellådalen F 3
 Lokalitet : Einbu
 Kartreferanse : 1419², 085.809
 Antall : 66

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
170	20S	140	10Ø	4	38S	140	10S
168	5S	160	2S	<u>166</u>	8S	24	5S
164	0	142	5Ø	160	10S	<u>16</u>	5S
62	10N	0	10S	24	20S	162	0
62	5N	166	0	156	5N	<u>146</u>	20S
36	0	2	0	122	5V	160	35S
24	10S	158	15S	156	5S	40	35S

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
136	10Ø	2	0	160	10S	24	5S
<u>10</u>	0	16	20S	10	5S	150	10S
152	10S	156	0	<u>136</u>	0	142	20S
158	10S	162	0	50	10S	154	15S
64	10V	156	0	92	20Ø	150	12S
164	30S	42	0	88	Ø	176	20S
102	10V	92	0	164	2S	6	20S
160	15S	32	5S	54	10S	166	15S
4	30S	154	10S	<u>158</u>	10S	0	10S
6	30S	154	20S				

Nr. : Hjellådalen F 4
 Lokalitet : Einbu
 Kartreferanse : 1419², 085.809
 Antall : 62

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
146	0	146	0	170	10S	166	15S
6	5S	132	5N	<u>160</u>	20S	172	20S
126	5S	134	0	<u>160</u>	16S	164	20S
146	5S	140	15S	172	5S	166	30S
162	5S	156	5N	170	22S	166	5S
170	0	160	10S	170	20S	162	20S
162	10S	152	5N	16	5S	174	20S
176	5S	156	15S	166	5S	160	18S
0	5S	158	5N	160	20S	176	20S
152	5S	0	30S	166	10S	148	12S
166	5S	<u>156</u>	12S	160	16S	80	0
174	15S	86	15V	172	10S	152	10S
162	30S	176	30S	130	0	152	15S
148	10S	166	0	102	10Ø	16	20S
150	5N	<u>168</u>	15S	156	5S	160	0
174	15S	152	15S				

Nr : Hjellådalen F 5
 Lokalitet : Einbu
 Kartreferanse : 1419², 085.809
 Antall : 66

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
142	10S	166	0	<u>126</u>	2N	<u>114</u>	0
140	10S	142	0	<u>134</u>	0	128	10S
<u>120</u>	2N	122	0	124	2S	164	5S
134	10S	136	10S	126	0	106	18Ø
136	5N	142	10S	128	0	134	30S
126	5S	132	20S	120	5S	144	0
148	10S	156	20S	106	35Ø	160	40S
138	2N	58	0	154	5N	112	0
<u>130</u>	30S	150	10S	<u>138</u>	10S	122	10V
28	25S	148	10S	148	10S	<u>144</u>	0
<u>142</u>	0	104	0	142	10S	150	34S
142	10S	156	2N	142	10S	132	15S
130	5S	166	20S	154	5S	136	0
108	5Ø	130	5S	172	10S	154	0
136	15S	116	10N	<u>158</u>	10S	148	10S
164	0	120	0	160	10S	154	0
134	0	148	0				

Nr : Hjellådalen F 6
 Lokalitet : Einbu
 Kartreferanse : 1419², 085.809
 Antall : 60

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
96	5V	138	24S	176	25S	170	25S
148	20S	0	35S	176	25S	6	30S
8	30S	8	0	10	10S	46	25V
16	10N	174	5S	92	18V	24	15S
174	15S	6	10S	164	12S	156	2N
170	18S	12	5S	174	5S	172	10S
166	2N	<u>10</u>	15S	<u>164</u>	4N	20	28S

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
174	15S	174	20S	36	0	178	8S
6	0	174	4S	30	10V	56	32S
20	10S	<u>6</u>	20S	22	10S	176	20S
10	2S	6	37S	56	30Ø	166	5S
72	16Ø	<u>160</u>	5S	66	20S	28	0
48	0	<u>16</u>	10S	158	22S	<u>14</u>	10S
<u>28</u>	4S	32	26S	<u>20</u>	36S	60	30S
24	10S	166	20S	4	5S	28	18S

Nr : Hjellådalen F 7
 Lokalitet : Einbu
 Kartreferanse : 1419², 085.809
 Antall : 50

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
172	0	150	0	126	10S	146	5N
168	20S	170	0	6	20S	154	10S
126	20S	126	10S	156	10S	156	10S
56	15V	<u>148</u>	15S	136	20S	150	0
12	0	130	10S	130	10S	128	5N
132	0	138	10S	136	0	144	0
116	20Ø	146	0	<u>158</u>	10S	158	10S
142	0	134	0	134	10S	102	5Ø
140	10S	132	0	148	0	166	10S
148	0	126	10S	156	0	16	0
166	15S	26	0	<u>152</u>	20S	166	20S
<u>140</u>	10S	150	0	136	10S	166	10S
136	0	<u>164</u>	3S	136	10S	166	10S

Nr : Hjellådalen F 8
 Lokalitet : Einbu
 Kartreferanse : 1419², 085.809
 Antall : 50

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
6	22S	120	0	<u>142</u>	6S	90	5V
140	0	<u>176</u>	0	150	6S	120	10V
110	18V	146	20S	138	12Ø	<u>112</u>	5V
36	0	116	16V	176	30S	90	0
160	0	148	22S	140	10S	78	0
106	10V	56	8Ø	128	0	<u>178</u>	0
146	24S	90	14Ø	168	5S	<u>128</u>	10Ø
<u>98</u>	30V	160	0	<u>126</u>	10V	110	0
20	6S	56	8V	<u>146</u>	5S	138	0
98	20Ø	12	0	68	12Ø	148	0
92	8V	6	10S	74	4Ø	162	0
100	10Ø	98	20V	<u>110</u>	0		
142	14Ø	6	0	144	10S		

Nr. : Hjellådalen F 9
 Lokalitet : Hjelle
 Kartreferanse : 1419², 079.802
 Antall : 51

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
146	10S	172	10S	156	20S	178	0
166	30S	174	0	148	20S	138	5S
132	10S	140	5S	136	10S	148	5S
140	10S	168	10S	154	20S	156	0
152	0	142	20S	164	40S	116	0
142	10S	172	0	14	30S	72	10V
26	10S	158	0	58	0	178	5S
<u>136</u>	0	114	10S	116	0	<u>136</u>	20S
164	20S	122	5S	158	20S	140	20S
146	0	178	10S	178	30S	144	10S
152	10S	170	0	106	10Ø	142	0
8	0	136	0	<u>168</u>	20N	6	40S
172	5S	60	0	136	5S		

Nr. : Hjellådalen F 10
 Lokalitet : Enge 2
 Kartreferanse : 1419², 081. 803
 Antall : 61

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
0	0	164	30N	6	10N	32	0
36	10S	2	0	0	0	18	0
166	12N	132	30N	168	10N	40	20N
<u>140</u>	0	<u>170</u>	10N	26	0	42	0
168	18N	<u>172</u>	2N	32	0	18	0
174	0	172	0	172	5N	136	10N
58	0	30	5S	8	10N	162	5N
166	0	138	0	<u>150</u>	0	164	10N
<u>158</u>	18N	22	20N	164	0	170	5N
174	10N	0	0	<u>0</u>	0	4	30N
0	5N	2	0	16	0	26	10N
6	10N	<u>160</u>	10N	14	30S	160	0
146	15N	0	30N	<u>146</u>	10N	164	30N
106	0	14	0	150	10N	152	20N
<u>178</u>	0	26	0	174	0	136	10N
<u>160</u>	0						

Nr : Hjellådalen F 11
 Lokalitet : Erge 2
 Kartreferanse : 1419², 081.803
 Antall : 60

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
150	18N	<u>152</u>	12N	36	0	34	0
28	0	172	0	38	20N	30	2S
2	2N	12	20N	178	0	70	20V
174	0	166	5N	48	0	158	18S
170	16N	<u>170</u>	0	8	10N	178	0
10	20N	<u>2</u>	20N	16	10N	18	0
16	0	<u>6</u>	0	156	30N	16	0
26	10S	14	10N	174	0	156	0
10	5S	40	20S	2	30N	178	10S
12	0	26	5N	10	16N	158	0
28	18N	156	5N	172	10N	16	0
20	10S	94	16Ø	32	0	18	0
172	4N	82	0	176	24N	6	0
166	10N	28	0	130	10V	22	5N
40	0	<u>16</u>	0	12	10S	32	0

Nr : Hjellådalen F 12
 Lokaltet : Emje 2
 Kartreferanse : 1419², 081.803
 Antall : 47

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
0	10N	170	5N	146	10N	0	0
<u>152</u>	0	<u>166</u>	14N	8	0	14	30N
12	8N	0	0	26	0	2	0
28	10N	<u>170</u>	24N	32	0	0	0
176	5N	2	0	154	20N	154	2N
16	0	116	50Ø	18	0	160	0
30	0	156	5N	8	20S	6	5N
<u>12</u>	0	176	0	138	0	12	20N
30	0	10	12N	10	10N	126	5V
28	12N	164	20N	178	0	152	0
12	0	150	20N	176	0	10	24S
12	10S	4	0	23	0		

Nr : Hjellådalen F 13
 Lokaltet : Emje 2
 Kartreferanse : 1419², 081.803
 Antall : 63

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
6	2S	16	0	20	10N	10	20S
46	0	<u>14</u>	0	28	0	48	0
36	0	64	0	<u>158</u>	5N	0	0
24	0	46	0	40	10N	84	0
172	5N	178	10N	20	5S	160	5N
4	0	92	10N	176	0	26	5S
20	0	24	5S	174	0	178	0
<u>176</u>	2S	164	0	158	0	8	0
16	5N	154	0	<u>40</u>	0	8	0
16	10N	56	40N	136	0	8	0
22	0	40	0	22	0	<u>12</u>	15N
12	8N	32	0	<u>8</u>	0	166	0
16	0	40	0	140	5S	14	2N

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
18	5S	170	0	6	0	172	0
176	0	150	0	144	40S	2	10N
62	2V	30	0	18	0		

Nr : Hjellådalen F 14
 Lokalitet : Erge 2
 Kartreferanse : 1419², 081.803
 Antall : 60

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
22	15S	152	0	<u>148</u>	10N	170	15N
60	40S	8	10S	40	20N	170	20S
26	10S	168	0	66	24Ø	6	5N
38	30S	16	20S	2	2S	156	10S
156	0	14	0	156	8S	74	0
30	30N	116	0	10	0	26	20V
120	10N	32	5S	40	20N	38	20N
<u>4</u>	10S	26	6S	10	5S	166	0
172	2N	26	10N	<u>170</u>	10N	36	15V
18	5N	136	10N	12	0	52	10V
6	15N	32	12N	<u>6</u>	12N	48	12N
24	10N	18	0	20	0	170	8S
170	0	18	2S	42	30V	102	0
176	0	6	0	20	5N	174	18N
156	10N	<u>2</u>	6S	32	0	<u>22</u>	2N

Nr : Hjellådalen F 15
 Lokalitet : Erge 1
 Kartreferanse : 1419², 081.802
 Antall : 60

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
26	0	<u>4</u>	0	86	10V	158	0
12	5S	152	5S	146	10S	106	5V

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
82	20V	16	10S	160	0	<u>178</u>	0
128	0	166	0	168	10S	126	0
166	10S	28	18V	164	16S	174	0
40	0	164	10S	2	10S	170	0
40	16V	4	5S	12	5S	86	20V
8	10S	164	0	166	0	140	20S
4	0	22	0	28	5S	<u>158</u>	10S
<u>178</u>	0	38	5S	154	5S	160	0
40	0	<u>32</u>	12N	<u>156</u>	0	178	0
164	0	16	10S	0	16S	14	10S
156	5S	164	10S	164	0	166	2N
158	12N	178	0	170	0	168	2N
4	0	12	0	<u>168</u>	0	174	0

Nr : Hjellådalen F 16
 Lokalitet : Tverråa
 Kartreferanse : 1419², 092.813
 Antall : 67

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
28	15S	38	10S	26	10S	30	10S
<u>20</u>	5S	<u>26</u>	8S	<u>6</u>	5S	16	10S
30	0	<u>52</u>	5S	50	0	54	5S
20	30S	22	20S	36	20S	26	0
34	10S	20	5N	8	5N	30	0
26	20S	36	0	<u>56</u>	10S	152	0
54	5N	36	0	<u>26</u>	5N	50	0
22	5N	26	30S	144	0	54	30S
52	20S	34	10S	<u>34</u>	0	38	10S
34	10S	136	50S	32	10S	40	10S
20	10S	<u>46</u>	10S	56	20S	140	15S
38	10S	40	5S	30	20S	34	20S
34	10S	32	20S	26	0		
22	0	48	15S	32	10N	40	20S
<u>10</u>	20S	18	10S	8	20S	26	15S
10	5S	50	20S	66	30S	12	0
34	5S	24	0	66	5N	50	0

Nr : Hjellådalen F 17
 Lokalitet : Tverråa
 Kartreferanse : 1419², 092.813
 Antall : 99

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
104	10V	142	2S	48	10S	114	20V
96	10V	160	0	116	12N	86	10Ø
96	0	68	5Ø	86	5V	106	10V
140	10N	4	5N	156	0	66	10V
160	0	120	20N	150	30S	160	10N
146	10S	106	0	18	0	138	10N
154	10N	82	0	66	30N	<u>140</u>	0
116	20S	94	10V	142	5N	50	10N
140	0	128	10S	106	10Ø	124	0
132	10N	<u>106</u>	10Ø	124	0	120	10N
176	10S	132	10N	148	20N	110	15V
122	10S	100	5Ø	80	20V	98	10V
58	10V	106	15V	126	0	130	0
136	0	142	0	<u>78</u>	4V	186	0
82	0	134	5N	134	10V	106	10V
104	0	92	0	80	0	80	15V
112	55V	134	10V	116	15V	90	0
10	0	172	10N	116	10V	22	20N
96	0	96	10V	116	0	76	10V
46	10S	122	4N	<u>132</u>	6V	36	20S
70	5V	106	2Ø	54	6S	52	5N
82	15V	<u>126</u>	0	66	15V	118	0
66	0	106	5Ø	<u>156</u>	0	106	10V
96	10V	90	30V	50	20Ø	112	5V
116	12V	156	0	<u>96</u>	5Ø		

Nr : Hejllådalen F 18
 Lokalitet : Skånke
 Kartreferanse : 1419², 081.805
 Antall : 70

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
156	20S	158	10S	178	15S	136	5S

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
144	30S	0	0	170	10S	148	10S
174	20S	6	10S	10	0	128	10S
172	15S	164	20S	152	10S	140	20S
142	10S	174	20S	158	10S	158	0
162	30S	172	10S	162	0	96	0
146	10S	20	5S	152	10S	148	0
170	0	32	0	86	30Ø	16	20S
161	5S	168	30S	166	10S	120	0
84	20Ø	4	10S	154	20S	80	0
146	20S	156	0	146	5S	164	10S
172	10S	<u>136</u>	5S	158	10S	0	30S
172	30S	166	0	176	10S	6	5S
<u>172</u>	5S	176	10S	168	0	164	15S
174	0	34	0	164	30S	134	30S
146	20S	178	30S	<u>162</u>	20S	<u>172</u>	10S
14	0	150	30S	116	10S	168	0
168	0	136	10S	152	20S		

Nr : Hjellådalen F 19
 Lokalitet : Skånke
 Kartreferanse : 1419², 081.805
 Antall : 102

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
146	0	166	10S	106	10V	156	5S
176	0	23	0	138	24V	<u>154</u>	5S
156	15S	146	10N	128	12V	146	10S
<u>172</u>	20S	140	10S	148	20V	108	10Ø
176	10N	86	10V	<u>174</u>	32S	40	0
156	20S	16	30S	<u>174</u>	20S	124	0
162	20S	32	0	168	10S	128	10V
12	20S	<u>162</u>	20S	150	0	162	18N
136	20S	120	0	170	0	142	10S
140	10S	22	20S	122	10V	140	0
4	0	62	20V	138	0	174	10S
56	10V	52	20V	166	0	<u>168</u>	0
<u>32</u>	20S	72	0	164	20S	2	20S
132	25S	162	0	144	0	170	0
<u>16</u>	0	26	10S	14	10S	166	0

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
136	20S	14	10S	<u>164</u>	10S	150	10S
10	5S	116	10S	<u>158</u>	10S	68	0
118	22V	112	0	62	10V	142	10S
30	30S	72	10Ø	2	0	148	0
20	10S	<u>4</u>	20S	14	10S	136	20S
12	10N	2	30S	0	10S	150	10S
0	20S	62	10V	160	10S	176	20S
150	30S	6	20S	160	20S	24	0
152	20S	146	10N	162	20S	22	0
154	20N	138	5S	<u>36</u>	12S	162	30S
178	15S	128	5S				

Nr : Hjellådalen F 20
 Lokalitet : Skånke
 Kartreferanse : 1419², 081.805
 Antall : 51

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
46	10N	76	0	120	4Ø	72	42Ø
38	10S	52	0	176	22S	56	0
10	0	32	0	34	0	<u>22</u>	5S
26	0	46	0	34	30S	176	0
34	40N	<u>30</u>	14S	28	0	32	4N
32	0	10	0	30	5S	54	10S
10	30N	30	0	32	0	54	30S
32	2S	18	20S	66	0	62	20S
18	30N	82	4Ø	18	20N	6	30S
26	0	<u>38</u>	10S	0	0	72	5Ø
18	0	28	36S	20	10N	44	10S
36	14N	18	0	14	5S	4	10S
62	2S	46	0	38	10N		

Nr : Hjellådalen F 21
 Lokalitet : Skånke
 Kartreferanse : 1419², 081.805
 Antall : 20

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
56		64		52		56	

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
44		22		52		32	
46		32		2		30	
<u>52</u>	20S	40		28		46	
34		<u>36</u>		36		28	

Nr : Hjellådalen F 22
Lokalitet : Skånke
Kartreferanse : 1419², 081.805
Antall : 24

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
104	14V	16	25S	36	26S	170	10S
14	0	172	20S	22	30S	142	20S
16	0	6	25S	14	20S	166	0
<u>176</u>	20S	<u>6</u>	20S	26	10N	6	20S
0	20S	40	0	58	10V	166	10S
18	20S	6	30S	0	20S	168	20S

Nr : Hjellådalen F 23
Lokalitet : Skånke
Kartreferanse : 1419², 081.805
Antall : 25

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
12	40S	14	30S	<u>176</u>	32S	<u>176</u>	40S
86	0	178	6S	174	22S	12	20S
168	24S	26	0	6	36S	178	20S
170	30S	22	40S	<u>32</u>	30S	32	36S
6	30S	164	40S	<u>174</u>	15S	12	20S
170	30S	48	0	26	20S	6	30S
152	15S						

Nr : Hjellådalen F 24
Lokalitet : Skånke
Kartreferanse : 1419², 081.805
Antall : 22

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
16	35S	20	0	2	12S	10	20S
16	30S	10	0	6	10S	156	10S
18	20S	34	8N	26	10S	178	20S
18	20S	20	40N	2	15S	10	20S
24	25S	14	38S	16	18S	8	20S
16	20S	44	0				

Nr : Hjellådalen F 25
 Lokalitet : Einbu
 Kartreferanse : 1419², 085.809
 Antall : 74

Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall	Strøk	Fall
174	34S	38	20S	178	10S	140	20Ø
8	10S	26	20S	178	40S	<u>44</u>	5S
154	0	<u>178</u>	20S	0	20S	18	0
164	10S	10	10S	12	10S	162	20S
90	5V	146	10S	156	15S	34	20S
144	5S	24	10S	120	20N	160	20S
12	0	80	0	0	20S	24	20S
168	2N	26	5S	34	0	44	10S
170	10S	100	20V	116	5V	8	10S
4	0	148	10S	172	0	60	0
10	10S	24	10S	<u>166</u>	10S	164	10S
<u>174</u>	10S	<u>144</u>	20S	<u>8</u>	10S	<u>26</u>	0
160	0	20	30S	6	5S	24	30S
24	0	<u>8</u>	5S	150	10N	36	10N
48	10N	<u>142</u>	10S	<u>10</u>	14S	54	20S
140	0	60	0	130	0	36	5N
70	0	176	20S	20	0	6	15S
4	20S	164	0	24	0	14	0
22	10S						

Nr : Hjellådalen F 26
 Lokalitet : Einbu bakli
 Kartreferanse : 1419², 084.806
 Antall : 60

<u>Strøk</u>	<u>Fall</u>	<u>Strøk</u>	<u>Fall</u>	<u>Strøk</u>	<u>Fall</u>	<u>Strøk</u>	<u>Fall</u>
2	10S	114	25V	112	18N	62	10S
60	0	<u>16</u>	10N	116	5N	142	10N
128	20V	20	0	166	0	14	0
<u>16</u>	12N	90	10V	<u>22</u>	5N	176	20S
<u>28</u>	0	22	18S	8	5S	2	0
26	10S	2	5S	22	10S	28	0
32	10S	2	0	4	5S	22	0
52	0	<u>10</u>	0	26	10S	2	10S
34	10V	6	0	130	18V	120	5N
156	15N	12	5S	2	0	2	5N
156	5S	166	0	90	5V	46	5S
156	2N	156	0	166	0	36	10N
36	0	24	5S	82	20Ø	18	0
56	15V	86	0	120	5Ø	176	24S
8	5N	2	10S	108	0	150	0

TABELL 3:

STEINTELLINGER OG RUNDINGSANALYSER FRA HJELLÅDALEN

Forkortelser:

k	kantet materiale
kr	kantrundet materiale
r	rundet materiale
gr	godt rundet materiale
amfi	amfibolitt
bgn	basalgneis
ga	gabbro
gn	lokal gneis, eller uspesifisert gneis
grafitt sk	grafittskifer
gr kvglsk	grønnlig kvartsglimmerskifer
hbldsk	hornblendeskifer
lys kv	lys kvartsitt
trhj	trondhemitt

Nr	LOKALITET	AVSETNING	BERGART	%	k-kr-	r-gr	Merknad
332-70	Skånke	Basalmorene	trhj	6	2- 4- 0- 0		
			gn	32	9-14- 7- 2		
			grafitt sk	46	15-28- 3- 0		
			gr kvglsk	16	4-11- 1- 0		
				100	30-57-11- 2		
18-75	"	"	trhj	3	2- 0- 1- 0		
			bgn	2	0- 1- 1- 0		
			gn	7	2- 5- 0- 0		
			grafitt sk & hbbsk	86	27-56- 3- 0	Vesentlig hbbsk	
			gr kvglsk	2	0- 2- 0- 0		
		100	31-64- 5- 0				
20-75	Hjelle	"	trhj	5	2- 3- 0- 0		
			bgn	1	0- 1- 0- 0		
			grafitt sk & hbbsk	82	29-53- 0- 0		
			gr kvglsk	4	0- 4- 0- 0		
				100	36-64- 0- 0		
21-75	Skånke	"	trhj, bgn & gn	53	15-37- 1- 0		
			ga	1	0- 1- 0- 0		
			grafitt sk & hbbsk	46	10-36- 0- 0	Vesentlig hbbsk	
				100	25-74- 1- 0		
29-76	Einbu	Fluvialt	trhj	3	1- 1- 1- 0		
			gn	20	7- 8- 5- 0		
			grafitt sk	16	2-11- 3- 0		
			hbbsk	57	3-43-11- 0		
			gr kvglsk	4	0- 4- 0- 0		
				100	13-67-20-0		
34-76	"	"	gn	52	30-20- 2- 0	50 stein	
			grafitt sk	16	8- 6- 2- 0		
			hbbsk	30	10-20- 0- 0		
			gr kvglsk	2	0- 2- 0- 0		
				100	48-48- 4- 0		
36-76	"	"	trhj	4	1- 3- 0- 0		
			gn	26	10-13- 3- 0		
			ga	1	0- 1- 0- 0		
			grafitt sk	34	10-20- 4- 0		
			hbbsk	35	12-21- 2- 0		
				100	33-58- 9- 0		
38-76	"	Basalmorene	trhj	11	2- 6- 3- 0		
			bgn	8	0- 5- 2- 1		
			gn	34	8-20- 6- 0		
			ga	1	0- 0- 1- 0		
			grafitt sk	40	11-25- 2- 1		
			gr kvglsk	6	0- 4- 2- 0		
				100	21-60-16- 0		

NR	LOKALITET	AVSETNING	BERGART	%	k-kr-	r-gr.	Merknad
40-76	Einbu	Basalmorene	trhj	6	0	2-3-1	
			bgn	5	0-2-3-0		
			gn	4	0-4-0-0		
			ga	1	0-0-1-0		
			grafitt sk	38	13-23-2-0		
			gr kvglsk	45	9-35-1-0		
			lys kv	1	0-1-0-0		
			100	22-67-10-1			
42-76	"	Morene	trhj	2	0-0-0-2	50 stein	
			bgn	8	0-4-4-0		
			gn	44	14-20-10-0		
			grafitt sk	40	12-26-2-0		
			gr kvglsk	6	2-2-2-0		
			100	28-52-18-2			
43-76	"	Morene	trhj.	1	0-0-0-1		
			gn	42	6-20-12-4		
			grafitt sk	56	30-23-3-0		
			gr kvglsk	1	0-1-0-0		
			100	36-47-15-5			
44-76	"	Basalmorene	trhj	3	0-2-0-1		
			gn	35	12-20-3-0		
			grafitt sk	30	10-18-2-0		
			hbbsk	28	11-17-0-0		
			gr kvglsk	4	1-3-0-0		
			100	34-60-5-1			
37-77	"	"	trhj	3	0-2-1-0		
			bgn	6	0-3-3-0		
			gn	11	3-4-3-1		
			ga	1	0-1-0-0		
			grafitt sk	51	18-26-7-0		
			gr kvglsk	27	10-17-0-0		
			lys kv	1	0-1-0-0		
			100	31-54-14-1			
42-77	"	"	trhj	3	0-1-2-0		
			bgn	4	2-2-0-0		
			gn	10	1-7-2-0		
			ga	2	0-0-2-0		
			amfi	10	3-6-1-0		
			grafitt sk	52	20-31-1-0		
			hbbsk	15	4-11-0-0		
			gr kvglsk	4	1-3-0-0		
			100	31-61-8-0			
44-77	"	"	trhj	4	0-2-2-0	50 stein	
			bgn	8	2-2-4-0		
			gn	48	10-32-6-0		
			grafitt sk	40	16-22-2-0		
			100	28-58-14-0			

NR	LOKALITET	AVSETNING	BERGART	%	k-kr-	r-gr	Merknad
54-77	Enge 2	Basalmorene	trhj	8	2- 1- 4- 1		
			bgn	14	2- 6- 5- 1		
			gn	12	4- 7- 1- 0		
			amfi	1	0- 0- 1- 0		
			grafitt sk	61	17-39- 5- 0		
			gr kvglsk	3	1- 2- 0- 0		
			lys kv	1	0- 1- 0- 0		
				100	26-56-16- 2		
56-77	"	"	trhj	4	0- 1- 3- 0		
			bgn	6	0- 4- 2- 0		
			gn	21	3-11- 7- 0		
			grafitt sk	66	17-40- 9- 0		
			gr kvglsk	3	0- 2- 1- 0		
	100	20-58-22- 0					
58-77	"	"	bgn	4	0- 4- 0- 0		
			gn	21	4- 7- 9- 1		
			grafitt sk	42	11-29- 2- 0		
			hbl sk	16	6-10- 0- 0	grafitt sk	
			gr kvglsk	17	5-12- 0- 0		
	100	26-62-11- 1					
59-77	"	"	trhj	7	0- 6- 1- 0		
			bgn	23	3- 7-10- 3		
			gn	35	8-16- 9- 2		
			amfi	5	0- 4- 1- 0		
			grafitt sk	19	4-12- 3- 0		
			gr kvglsk	9	4- 5- 0- 0		
			lys kv	2	0- 2- 0- 0		
				100	19-52-24- 5		
61-77	"	"	trhj	6	0- 5- 1- 0		
			bgn	4	0- 3- 1- 0		
			gn	20	5-11- 3- 1		
			grafitt sk	42	19-22- 1- 0		
			hbl sk	6	0- 5- 1- 0	grafitt sk	
			gr kvglsk	20	5-14- 1- 0		
			lys kv	2	0- 2- 0- 0		
				100	29-62- 8- 1		
63-77	"	Morene	trhj	2	0- 2- 0- 0		
			bgn	3	1- 1- 1- 0		
			gn	23	9-10- 2- 2		
			grafitt sk	63	13-44- 3- 3		
			gr kvglsk	7	2- 5- 0- 0		
			lys kv	2	0- 2- 0- 0		
	100	25-64- 6- 5	50 stein				
76-77	"	"	trhj	6	2- 2- 2- 0		
			gn	22	2-10- 8- 2		
			amfi	16	2- 8- 4- 2		
			grafitt sk	46	14-32- 0- 0		
			gr kvglsk	10	4- 4- 2- 0		
	100	24-56-16- 4					

NR	LOKALITET	AVSETNING	BERGART	%	k-kr- r-gr	Merknad
77-77	Enge 1	Basalmorene	trhj	10	1- 5- 4- 0	
			bgn	28	3-14-11- 0	
			gn	19	2-10- 5- 2	
			amfi	5	0- 1- 2- 2	
			grafitt sk	19	7- 9- 3- 0	
			gr kvglsk	19	4-15- 0- 0	
				100	17-54-25- 4	
93-77	"	"	gn	18	2-12- 4- 0	
			grafitt sk	62	16-39- 4- 3	
			gr kvglsk	18	5-11- 2- 0	
			lys kv	2	0- 1- 1- 0	
				100	23-63-11- 3	
95-77	Skånke	"	trhj	5	0- 3- 2- 0	
			bgn	6	0- 4- 2- 0	
			gn	17	1-10- 4- 2	
			ga	1	0- 1- 0- 0	
			amfi	4	1- 3- 0- 0	
			grafitt sk	56	14-28-10- 4	
			gr kvglsk	11	3- 6- 2- 0	
				100	19-55-18- 6	
97-77	"	"	trhj	3	1- 2- 0- 0	
			bgn	3	0- 3- 0- 0	
			gn	11	2- 5- 3- 1	
			amfi	5	0- 4- 1- 0	
			grafitt sk	48	16-28- 4- 0	
			hblsk	19	5-14- 0- 0	
			gr kvglsk	10	3- 7- 0- 0	
				100	27-63- 9- 1	
98-77	Einbu	Fluvialt	trhj	9	2- 6- 1- 0	
			bgn	1	0- 0- 1- 0	
			gn	7	1- 5- 1- 0	
			amfi	5	2- 2- 1- 0	
			res kv	4	2- 2- 0- 0	
			hblsk	68	10-43-15- 0	
			gr kvglsk	6	2- 3- 1- 0	
				100	19-61-20- 0	
100-77	Enge 2	Basalmorene	trhj	8	2- 5- 1- 0	
			gn	23	8-11- 3- 1	
			amfi	3	1- 1- 1- 0	
			grafitt sk	57	17-37- 3- 0	
			hblsk	6	4- 2- 0- 0	grafitt sk
			gr kvglsk	3	0- 2- 1- 0	
				100	32-58- 9- 1	
6-78	Skånke	Basalmorene	trhj	8	2- 4- 2- 0	
			bgn	12	0- 8- 4- 0	nesten total
			gn	12	2- 8- 2- 0	mangel på
			amfi	10	0- 6- 4- 0	skifer
			grafitt sk	44	4-36- 4- 0	
			gr kvglsk	14	0-14- 0- 0	
				100	8-76-16- 0	

NR	LOKALITET	AVSETNING	BERGART	%	k-kr-	r-gr	Merknad
10-78	SKANKE	Basalmorene	trhj	4	1- 3- 0- 0		
			bgn	3	0- 1- 2- 0		
			ga	1	1- 0- 0- 0		
			gn	21	2-14- 5- 0	Lite gulsvert	
			amfi	5	0- 1- 4- 0	skifer	
			grafitt sk	36	11-25- 0- 0		
			gr kvglsk	30	5-20- 5- 0		
			100	20-64-16- 0			
12-78	"	"	trhj	3	1- 2- 0- 0		
			bgn	9	0- 6- 2- 1		
			ga	1	0- 0- 1- 0		
			gn	20	6-12- 2- 0		
			amfi	18	2-13- 3- 0		
			grafitt sk	40	10-25- 5- 0		
			gr kvglsk	9	3- 6- 0- 0		
			100	22-64-13- 1			
14-78	"	"	trhj	1	0- 1- 0- 0		
			bgn	6	0- 5- 1- 0		
			ga	1	0- 1- 0- 0		
			gn	18	4-13- 1- 0		
			amfi	17	5-10- 2- 0		
			grafitt sk	50	9-39- 2- 0	Mye hblsk,	
			gr kvglsk	7	2- 5- 0- 0	kanskje grå sk	
			100	20-74- 6- 0			
2-78	Enge 2	"	trhj	2	2- 0- 0- 0	Enkel klassi-	
			bgn	6	0- 2- 4- 0	fikasjon	
			gn	10	0-10- 0- 0		
			ga	2	0- 2- 0- 0		
			amfi	4	0- 2- 2- 0		
			grafitt sk	70	18-52- 0- 0		
			gr kvglsk	6	2- 4- 0- 0	Tvilsom	
			100	22-72- 6- 0			

TABELL 4:

KORNFORDELINGSANALYSER FRA HJELLÅDALEN

Forkortelser:

Matr.	Materialtype
Strat.	Stratigrafi, kf. skisse Einbu, Fig. 4
Bm	Basalmorene
Fl	Fluvialt
Gl.lak.	Glasilakustrint materiale
M	Morenemateriale, uspesifisert
Md	Median i millimeter
So ₁	Sortering etter Selmer-Olsen (1954): Log Q75/Q25
So ₂	Sortering etter Trask (1932): $\sqrt{Q75/Q25}$
T _a	Tungmineralinnholdet i fraksjonen 125 μ
T _b	Tungmineralinnholdet i fraksjonen 250 μ

Nr.	Lokalitet	Matr.	Strat.	% leir	% silt	% sand	% grus	>2 cm	Md	So ₁	So ₂	T _a	T _b
318-70	Skånke	Bm	T ₃	0,4	44,1	31,3	24,2	20	0,087	1,81	7,99		
22-75	"	"	T ₂	7,5	37,0	36,1	19,4		0,105	1,74	7,74	22,6	14,3
28-76	Einbu	F1	W ₂	0	5,7	47,8	46,5	0	1,747	0,88	2,75	23,0	29,2
30-76	"	G1.lak.	W ₁	7,2	34,1	56,9	1,9	2	0,072	0,68	2,20	14,7	7,9
31-76	"	"	W ₁	4,5	36,5	52,1	6,9	2	0,086	0,92	2,88		
32-76	"	Bm	T ₅	6,5	32,1	42,9	18,0	20	0,130	1,69	6,98	11,1	12,7
33-76	"	"	T ₅	5,8	28,6	39,0	26,6	20	0,187	1,89	8,85	10,3	11,2
35-76	"	"	T ₄	4,4	26,0	39,6	30,1	40	0,256	1,93	9,26	16,1	18,1
37-76	"	"	T ₃	9,2	32,3	42,2	16,3	25	0,126	1,63	6,50	17,5	16,5
39-76	"	"	T ₃	16,7	26,3	39,2	17,8		0,103	1,90	8,96	17,1	19,7
41-76	"	"	T ₁	3,4	35,4	48,5	12,7		0,116	1,17	3,83	20,5	22,8
45-76	"	M	T ₆	2,5	25,0	42,0	30,5	35	0,335	1,82	8,16	11,5	15,9
36-77	"	Bm		10,6	33,7	43,2	12,5	5	0,093	1,37	4,82	26,8	28,8
37-77	"	"	T ₅	4,0	25,6	45,2	25,1	5	0,195	1,67	6,82	15,1	11,2
38-77	"	"	T ₃	13,7	31,2	43,2	11,9	5	0,091	1,49	5,55	16,5	16,8
40-77	"	M	T ₁	1,8	23,2	54,4	20,6	20	0,227	1,30	4,49	19,9	19,7
41-77	"	Bm	T ₂	3,8	29,0	49,4	17,8	20	0,125	1,21	4,02	19,7	24,5
43-77	"	"	T ₃	8,9	31,0	35,6	24,5	20	0,142	1,99	9,87	18,4	17,5
45-77	"	F1	W ₂	0,31	9,35	64,9	25,4	20	0,979	0,75	2,38	25,6	19,2
53-77	Enga 2	Bm	T ₃	8,1	29,8	36,6	25,4	25	0,173	1,95	9,44	26,7	23,3
55-77	"	"	T ₃	9,3	28,2	38,9	23,6	5	0,159	1,86	8,52	16,4	15,5
57-77	"	"	T ₂	15,0	34,1	40,6	10,4	10	0,068	1,30	4,47	18,1	20,8
60-77	"	"	T ₃	10,8	31,7	40,9	16,5	10	0,105	1,53	5,81	18,0	18,6
62-77	"	"	T ₁	4,9	25,8	52,1	17,1	10	0,167	1,19	3,92	24,3	27,6

Nr.	Lokalitet	Matr.	Strat.	% leir	% silt	% sand	% grus	> 2cm	Md	So ₁	So ₂	T _a	T _b
65-77	Engje 1	Bm	T ₂	14,1	33,0	38,8	14,1	10	0,078	1,32	4,57	17,2	21,0
78-77	"	"	T ₃	11,8	42,9	39,3	5,9	5	0,051	1,19	3,95	13,7	16,6
92-77	"	"	T ₂	10,2	36,3	42,9	10,6	5	0,081	1,09	3,50	12,6	12,7
94-77	Skånke	"	T ₃	12,8	34,8	37,9	14,5	25	0,077	1,45	5,31	15,3	17,0
96-77	"	"	T ₂	13,4	33,0	40,6	13,0	25	0,089	1,44	5,26	18,8	18,6
99-77	Engje 2	"	T ₃	8,7	26,6	39,4	25,3	30	0,185	1,89	8,82	14,4	14,0
1-78	"	"	T ₃	11,9	32,2	44,1	11,8	5	0,107	1,49	5,55	18,0	17,4
3-78	Skånke	"	T ₁	2,9	27,2	55,6	14,3	25	0,159	1,08	3,47	21,6	23,6
4-78	"	"	T ₂	13,3	33,0	41,8	11,9	5	0,080	1,40	5,00	19,7	18,2
5-78	"	"	T ₂	10,5	28,6	41,3	19,6	10	0,123	1,62	6,49	18,8	18,7
7-78	"	"	T ₃	12,2	34,8	40,4	13,1	5	0,089	1,51	5,70	14,6	15,3
8-78	"	"	T ₃	7,9	33,6	41,1	17,3	15	0,097	1,64	6,58	20,9	9,8
11-78	"	"	T ₂	10,0	30,8	43,2	16,0		0,136	1,41	5,07	18,3	18,4
13-78	"	"	T ₁	4,1	25,9	58,5	11,4		0,172	1,10	3,55	20,4	19,7

TABELL 5:

TUNGMINERALIDENTIFIKASJON AV FRAKSJONEN 125-250 μ

Tallene angir prosentvis fordeling der summen for hver prøve er 100 %.

EINBU		28-76	45-76	37-77	32-76	35-76	37-76	38-77	39-76	41-77	41-76
Amfibol		20,3	34,3	26,3	43,0	37,0	28,0	30,7	35,6	47,6	53,3
Pyroksen		-	-	4,7	1,7	2,0	15,3	3,6	6,6	9,7	10,0
Epidot		15,0	21,3	18,0	22,6	20,0	7,6	16,7	14,3	11,0	6,0
Glimmer		35,7	21,3	17,9	4,3	10,3	19,0	26,7	12,0	12,0	5,3
Granat		4,3	5,7	5,7	2,3	5,3	3,0	7,0	1,0	6,0	6,6
Rest	{ Titanitt Zirkon Rutil Apatitt	4,3	5,0	10,7	8,6 0,3 1,3	14,3	8,7	5,3	16,3	5,4	12,0
Erts		9,3	6,3	11,3	10,5	8,0	15,0	5,0	11,0	4,7	4,3
Alteritt		11,3	5,6	6,3	1,0	2,9	3,3	5,0	3,0	3,6	2,3
ENGE 2											
SKANKE		22-75	94-77	5-78	4-78	3-78	99-77	53-77	60-77	57-77	62-77
Amfibol		8,0	26,3	22,7	22,3	32,8	26,0	28,7	20,0	28,3	25,7
Pyroksen		-	3,0	6,7	4,3	5,7	2,7	2,0	3,0	2,0	4,3
Epidot		12,0	19,7	14,0	24,3	16,0	26,0	4,3	20,4	31,3	28,7
Glimmer	{ Muskovitt Biotitt Kloritt	41,0	20,0 19,3 1,7	28,7 11,7	25,3 8,3	24,3 6,0	23,0	40,3	25,3	16,3	18,0
Kalkspat		17,0	4,0	1,3	2,0	2,3	1,3	2,7	3,3	2,0	4,0
Granat		1,3	8,0	7,3	7,3	2,0	5,0	5,7	4,7	5,7	5,7
Rest	{ Titanitt Zirkon Rutil Apatitt Kyanitt Andre	3,0	0,7 0,7 1,0 - - 0,6	6,6 2,3 0,3 2,7	3,8 0,3 - 1,5	6,0	3,7	4,7	3,4	2,4	4,0
Erts		13,0	8,3	6,0	7,7	7,4	7,7	5,3	13,0	4,7	4,7
Alteritt		4,7	2,7	6,7	3,0	3,4	4,8	6,3	7,0	7,3	4,9

