

Beskrivelse til de kvartærgeologiske kartblad
Ringeby, 1818 III, Vinstra, 1718 II og
Skåbu, 1718 III
i serien M 711.
Målestokk 1:50 000.
av Per Holmsen



Norges geologiske undersøkelse

Leiv Eirikssons vei 39, Postboks 3006, 7001 Trondheim - Tlf. (07) 92 16 11
Oslokontor, Drammensveien 230, Oslo 2 - Tlf. (02) 55 31 65

Rapport nr. 84.085		ISSN 0800-3416		Åpen/Forholdig	
Tittel: Beskrivelse til de kvartærgeologiske kartene Ringebu 1818 III, Vinstra 1718 II og Skåbu 1718 III, M 1:50 000.					
Forfatter: Førstestatsgeolog Per Holmsen			Oppdragsgiver: NGU		
Fylke: Oppland, Hedmark			Kommune: Ringebu, Sør-Fron, Sel, Nord-Fron, Storelvdal		
Kartbladnavn (M. 1:250 000) Jotunheimen			Kartbladnr. og -navn (M. 1:50 000) Ringebu 1818 III, Vinstra 1718 II, Skåbu 1718 III		
Forekomstens navn og koordinater:			Sidetall: 46		Pris:
			Kartbilag:		
Feltarbeid utført: 1970-1976		Rapportdato: 27.04.1984		Prosjektnr.: 5.1.2022.00	Prosjektleder: Per Holmsen
Sammendrag: Rapporten er en kvartærgeologisk beskrivelse til de tre kartblad Ringebu, Vinstra og Skåbu, felles for disse fordi de kvartærgeologiske forhold bør sees i nøye sammenheng. Den er en tematisk behandling av de kvartærgeologiske dannelser med størst vekt på jordartene og deres egenskaper og anvendelse. Det er fremhevet at morenejordartene, særlig bunnmorenens materiale, har størst betydning både i nåtid, fortid og fremtid, for jordbruket (med og uten fedrift) og skogbruket, av de naturgitte ressurser innen de tre kartblad, mens det er en viss knapphet på sand- og grusforekomster av høy kvalitet. Det er også lagt vekt på glasiasjons- og dreneringshistorien, da siste nedisning hadde sitt hovediskele innen de tre kartbladområder. Det henvises til innholdsfortegnelsen og litteraturlisten.					
Emneord		Beskrivelse til de kvartærgeologiske kart Ringebu, Vinstra og Skåbu			

Hydrogeologiske rapporter kan lånes eller kjøpes fra Oslokontoret, mens de øvrige rapportene kan lånes eller kjøpes fra NGU, Trondheim.

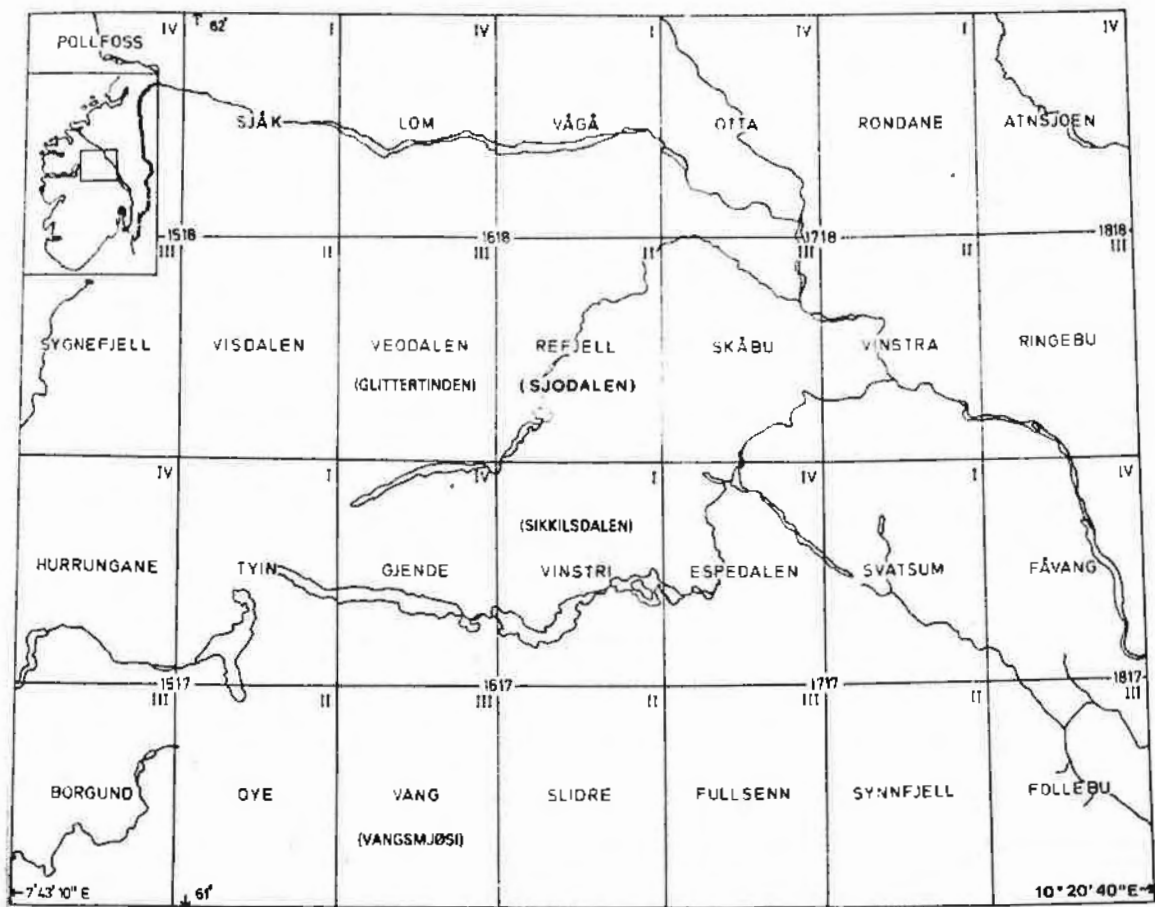
Innholdsfortegnelse	Side
Innledning	4
Landskapsutviklingen. Storformene	5
Kvartærtiden	5
Småformene. De geologiske prosesser	7
Isens erosjon og transport. Glasiasjonshistorien	10
Dreneringshistorien	11
Jordartene og deres former	16
Jordarter avsatt av isen	16
Bunmorene	16
Ablajonsmorene	17
Jordarter avsatt av smeltevann	17
Breeelvavsetninger	17
Litt om kornformene av elvetransportert materiale	20
Bresjøavsetninger	21
Elve- og bekkeavsetninger (postglasiale)	21
Submorene avsetninger	24
Forvittringsjordarter	26
Skredjordarter	27
Gjenfylte bassiner	29
Organiske jordarter	30
Teleprosessene	31
Klimavariasjonene i Holocen	32
Jordartenes anvendelse	35
Fremtidige muligheter	36
Tillegg	38
Litteratur	40

INNLEDNING

Kartbladene Ringebu, Vinstra og Skåbu er kvartærgeologisk kartlagt som en del av et meget større område som omfatter det tidligere landgeneral-kart Jotunheimen 1:250 000. I alt 28 blad i målestokk 1:50 000 foreligger rentegnet, og utgjør grunnlaget for det kvartærgeologiske oversiktskart Jotunheimen 1:250 000 med beskrivelse som ble fullført i 1981 og foreligger trykt og utgitt i 1983 som Norges geologiske undersøkelses publikasjon nr. 374 av Per Holmsen (1983).

Oversiktskartets målestokk tillater ikke mange detaljer, av plasshensyn. Enkeltkartene i 1:50 000 er derimot anvendelige til praktiske formål og er derfor rentegnet i farger. De kan kopieres i farger og målestokk, og kan bestilles, likeså kan denne beskrivelse kopieres på bestilling, i påvente av trykking en gang i fremtiden.

De tre blad dette skrift gjelder beskrives felles, da områdene har flere fjelles viktige trekk og derfor bør sees under ett.



Nøkkeltkart Jotunheimen, alle enkeltkart 1:50 000, serie M 711.

LANDSKAPSUTVIKLINGEN. STORFORMENE

Storformene av landskapet omfatter tre hovedkomponenter: de høye fjellene, de dypt nedskårete dalene, og fjellviddene. Læren om storformene er et fellestema for geografi og geologi, behandlet i faglitteraturen vedr. de to fag. Det kan henvises til Norges Geografi, Universitetsforlaget, 1977, og særlig til avsnittet 2, landformene av Just Gjessing, som forøvrig har vært redaktør for boken.

Området som omfattes av de tre kartblad er dominert av to av de nevnte storformer, nemlig viddenivået og dalene. Viddenivået er et gammelt geologisk trekk, utmodellert i sine hovedtrekk i en temmelig fjern geologisk fortid, og er bare i mindre grad modifisert av senere geologiske prosesser. Det er en landskapsform med moderate reliefforhold, slakke og avrundete fjellformer med moderate skråningsvinkler, åpne og vide dalformer med grunn sjøer.

I kontrast til viddenivået står de dypt nedskårete dalene, hvorav Gudbrandsdalen er den viktigste, samt sidedalene Nedre Heidal (Sjodalen) og Vinstradalen nedenfor Olstappen. Det er også andre mindre sidedaler som er dypt nedskåret, Fryadalen og Vålas dalsystem med Nordåa og Søråa. Disse dalene er yngre dannelser, skåret ned i viddenivået i en tid som ikke er alt for fjern, nemlig i løpet av Kvartærtiden. Nedskjæringen skyldes i vesentlig grad elvenes erosjon, men også isen har bidratt til å avrunde dalprofilene i Gudbrandsdalen og Nedre Heidal, som har fått U-formete tverrprofiler.

KVARTÆRTIDEN

Kvartærtiden er den yngste del av Jordens historie som omfatter de siste 2-3 millioner år. Det mest karakteristiske for dette tidsrom er at det har vært en kald tid, med mange store nedisninger på høyere breddegrader, også i Norge. Den foregående tid, Tertiærtiden hadde vært en varm tid, med sterk forvitring av bergartene og nedtæring av landmassene. Det er antatt at viddenivået ble utformet gjennom lange tidsrom, også før Tertiærtiden, og at landet var blitt nedtært til et relativt lavland. Anlegget til de store dalsystemer må antas å ha etablert seg som et mønster, ved elveerosjon, med langsomt rennende elver gjennom lavlandet.

Det som videre har hendt, antagelig henimot Tertiæridens slutt, var at landmassene på Den Skandinaviske halvøy hevet seg på grunn av jordskorpebevegelser, i forhold til den kontinentale sokkel. Den hevet seg som en skrå plate, mest i vest. Derved fikk elvene øket fall, og større transportevne. I og med Kvartærtidens klimaomslag kom nedisningene og dermed isbreenes virkninger på landflaten, med sterkt øket erosjon.

Vi vet ikke hvor mange ganger Norge har vært nediset med innlandsis. Noen mener mindst 10 ganger, andre mener nærmere 20. Vi vet også lite direkte om de eldre nedisninger, og hvordan de artet seg, men indirekte kan vi slutte oss til en del, bl.a. at vannskillene har forandret beliggenhet. Vi kan også slutte oss til at iserosjonen må ha vært sterk, særlig på grunnlag av Vestlandets overfordypete fjorder og innsjøer.

Sognefjorden, som har et mønster som et elvesystem, har en overfordypning i forhold til fjellterskelen ved munningen på over tusen meter. Hardangerfjorden en overfordypning på nær 800 meter. Vi har også sjøer på Østlandet som er sterkt overfordypet, f.eks. Mjøsa med sine 450 m dyp. Overfordypning kan bare skyldes isens erosjon. Bare isen kan også flytte vannskillene, i hvert fall på den måte som vi ser at de har forandret sin beliggenhet trinnvis mot øst. Vi kan derav slutte oss til at innlandsisene mange ganger har hatt sitt sentrum, med de største istykkelser over Østlandet. På et oversiktskart over Norge ser det ut som om Vestlandselvne har "spist" seg innover mot øst og innfanget de vestlige deler av de gamle nedslagsfelter på Østlandet. Over de gamle vannskillene må breutløpere fra innlandsisen ha strømmet og erodert, likeså breelvene. Vanlige elver kan ikke flytte et vannskille, fordi det ikke renner mye vann over et vannskille. Romsdal og Sunndal illustrerer dette, idet Raumas tverrelver renner mot øst (Verma er det klassiske eksempel) før de faller ut i Rauma. De eldste gamle vannskillene vi kjenner ligger omtrent ved Åndalsnes, og ved Sunndalsøra i Sunndalen.

Den siste nedisning, som er den vi kjenner best, illustrerer hvorledes innlandsisen lå langt i sørøst under sitt maksimum, og sendte store brestrømmer mot vest over vannskillene.

Kvartærtiden hadde ikke et sammenhengende kaldt klima, men store klimavariasjoner. Vekslede med nedisningsperiodene var det mildere tider da isen smeltet vekk og klimaet var omtrent som i nåtiden, eller litt varmere eller litt kaldere. Det er vanlig å inndele Kvartærtiden i flere store istider med interglasialtider imellom. Den siste store istid er kalt Weichselistiden. Men hver av de store istider hadde mindre, isfrie såkalte interstadialtider mellom to eller flere nedisninger. Weichsel (det benyttes som regel bare denne betegnelse i faglitteraturen) hadde minst to nedisninger med minst en interstadial imellom, den såkalte Gudbrandsdalen interstadial, da store pattedyr som mammut og moskusokse fant levelige vilkår her.

Noen tall for tidsangivelser kan angis, svært omtrentlige for de eldste: Yngre Weichsel (siste nedisning) begynte for ca. 30-40 000 år siden etter Gudbrandsdalen interstadial. Det siste betydelige fremstøt fant sted i tiden Yngre Dryas, som varte i ca. 800 år mellom 11 000 og 10 000 år før nåtid. Dermed var Weichsel-tiden slutt. Tiden etter Yngre Dryas er kalt Holocen. Denne betegnelse er ikke godt egnet for norske forhold, fordi innlandsisen i Norge (og Sverige etc.) fremdeles lå over landene i nord. Det er av rent praktiske grunner skillet mellom Weichsel og Holocen er satt slik, nemlig fordi tiden Yngre Dryas er lett å konstatere ved fossilfunn i Europa ellers. Vi lever i Kvartærtiden fremdeles, nærmere i Holocen som er den yngste del av Kvartær. Nåtidens klima tyder på at vi lever i en interstadial, mellom to nedisninger. Tross de mange uttalelser om at vi går en ny istid imøte, er det foreløpig ingen tegn til dette.

Spør vi om årsakene til de store klimavariasjonene på Jorden, slike som frembringer nedisninger, er det neppe mulig å gi et helt sikkert svar. Det er forfatterens personlige oppfatning at disse klimavariasjonene, som har vært samtidige over hele Jorden, skyldes variasjoner i Solens aktivitet,

SMÅFORMENE. DE GEOLOGISKE PROSESSER

Med småformene menes landskapets detaljer som ikke innvirker på storformenes bilde. Dels er det tale om små spor som isen har etterlatt seg på fjelloverflater, f.eks. skuringsstriper, som hjelper til å

tolke hvilke retninger isen har beveget seg og transportert løsmateriale. Dels er det tale om løsmasseformer som er avsatt av is og rennende vann. Det er slike trekk som har vært gjenstand for en geologiske kartlegging av områdene. De geologiske prosesser, som har vært ansvarlige for dannelsen av småformene, er viktige å kjenne, forde det er en nøye relasjon mellom hvorledes de forskjellige dannelser er oppstått og det som disse formene inneholder og deres egenskaper. De løse avsetninger er eksempel på denne relasjon, de forskjellige geologiske prosesser fører til helt forskjellige former med høyst forskjellige slags materiale og forskjellige egenskaper. De løse avsetninger er et særlig viktig tema i norsk kvartærgeologi, da det er disse som overhodet gjør Norge beboelig.

Det er kjennskapet til de geologiske prosesser og deres resultater som gjør det mulig å gjennomføre en kvartærgeologisk flybildetolkning av småformene, deres innhold og egenskaper. Og flybilder og stereoskop har vært det viktigste hjelpemiddel i undersøkelsene, både for planleggingen av befaringene i marken forut for undersøkelsene der, og for å redusere feltarbeidet til en overkommelig mengde.

Av meget stor hjelp har også vært at en del yngre geologer har hatt sine hovedfagsoppgaver og -områder i og omkring Gudbrandsdalen. Disse har vært utlånt fra universitetet (i Bergen), og dels har geologene selv publisert det viktigste av sine resultater i fagpressen.

Småformene er, i motsetning til storformene, dannet under den siste nedising og avsmeltningstiden, samt i tiden etterpå. Klassifikasjonen bygger på det genetiske prinsipp, etter dannelsesmåten, som er det eneste brukbare når det skal gis en oversiktlig fremstilling på kart og i tekst. For de løse avsetningers vedkommende er dermed også de viktigste egenskaper gitt.

Teksten er forfattet slik at ikke bare faggeologer skal kunne ha utbytte av den, derfor er en vidløftig bruk av faguttrykk søkt unngått. For de mest vanlige faguttrykk kan det henvises til boken Grunnlag i Kvartærgeologi, NGU nr. 347, av Per Holmsen (1979). Der er uttrykkene også definert.

Med de geologiske prosesser menes de naturlige forandringer som foregår med planeten Jorden, både i Jordens indre og på overflaten.

Av de indre geologiske prosesser som angår området må nevnes de isostatiske forandringer som skyldtes nedtrykking av landmassen p.g.a. isens vekt (under maksimum 2 500 - 3 000 m istykkelse) og hevingen etter at isen forsvant. For at slike isostatiske nivåforandringer skal kunne foregå (det dreier seg om mange hundre meters nivåforandringer), må masser i Jordens dypere lag skyves vekk, henholdsvis strømme til igjen etter at isen forsvant. Hvis vi kjente på hvilket dyp i Jordklodens indre disse masseforskyvninger foregår og massenes spesifikke vekt, kunne vi regne ut hvor meget landets indre var nedtrykket under maksimum. Det er antatt av moderne forskere at masseforskyvningen foregår i Jordens såkalte mantel, med spesifikk vekt ca. 3,5. Isens spesifikke vekt er ca. 0,9. Regnestykket ser da slik ut, idet vi regner med en istykkelse over det indre av Østlandet på ca. 2 500 m: $2\,500 \times 0,9/3,5 = \text{ca. } 643 \text{ m}$. Nå er tallet 2 500 meget unøyaktig, idet istykkelsen må ha vært mindre over høyfjellene, noe mere under dalene. Men tallet bygger på istykkelser av Grønlands innlandsis og i Antarktis (ca. 3 000 m). Tallet ca. 650 m for den isostatiske nedtrykking er likevel av en realistisk størrelsesorden.

Betraktningen over den isostatiske nedtrykking under nedisningen har en viss aktualitet for de tre kartblads områder fordi det nettopp var i dette område istykkelsen var størst under maksimum av siste nedisning.

Det er hovedsakelig de ytre geologiske prosesser som har konsekvenser for de fenomener og dannelser som angår småformene, og som skyldes isens og det rennende vanns virkninger. Disse prosesser, og dessuten tyngdekraften, er de faktorer som har ført til småformenes dannelse. Disse prosesser foregår også i nåtiden, langsomt kanskje regnet i menneskelig tidsmål, men likevel synlige fra tid til annen i løpet av en menneskealder. Isbreer finnes riktignok ikke innen de tre kartblads område, men ikke langt undav, i Jotunheimen, og har betydning for elvenes vannføring. Vannets (elver og bekker) erosjon og materialtransport foregår uopphørlig, frosten danner is i jorden og setter i gang teleprosesser, legger seg på elver og vann, og virker som frostsprenning i høyfjellet og i brattheng i dalsidene, forskjellige skredprosesser er aktive både i brattlendt jord og fjell.

ISENS EROSJON OG TRANSPORT. GLASIASJONSHISTORIEN

Det er viktig å kjenne glasieringshistorien fordi isens transportretninger har variert meget under siste nedisning og har ført med seg mineral- og bergartsmaterialet i forskjellige retninger fra ulike slags fjellgrunn. Jordartenes mineralsammensetning er i første omgang bestemt av dette. Isbevegelsen foregår i retning fra ismassenes høyeste punkt den veg isoverflaten helder, fra iskulminasjonen og utover. En kort oversikt over glasieringshistorien er som følger:

Nedisningen begynte nær vannskillet mellom Øst- og Vestlandet. Derfra strømmet isen som breer ned gjennom dalene mot sørøst. Etterhvert vokste isen i tykkelse, fylte dalene og dekket viddenivået. Kari Garnes (Garnes, 1972, 1974) har beskrevet glasieringshistorien, særlig i hovedoppgaven (1972). Begynnelsesfasen kalte hun innledningsfasen, neste fase kalte hun høyfjellsfasen. Under den sistnevnte begynte også fjellene som rager opp over viddenivået å bli isdekket.

Innlandsisen bredte seg etterhvert ut over hele den Skandinaviske halvøy. Isen vokste samtidig mest over det indre av Østlandet og tilstøtende deler av Sverige, og isens høyeste parti (isskillet, iskulminasjonen) kom til å ligge langt sørøst for hovedvannskillet. Under maksimum av nedisning lå iskulminasjonen plassert langs en linje omtrent over Ringebru (ifølge Garnes litt sør for Vålebru), med en vestlig fortsettelse over Vinsterflyen og østlig fortsettelse over Storelvdal, Femundsjøen (eller litt sør for denne) og videre over det østlige Jämtland. Nord for iskulminasjonen rant isstrømmen mot nordvest, sør for kulminasjonen mot sørøst. Denne fase er av Garnes (1972) kalt innlandsisfasen.

For at isen kunne oppnå sin største tykkelse så langt fra hovedvannskillet mellom Øst- og Vestlandet måtte sirkulasjonen i atmosfæren være annerledes enn den er i nåtiden, idet snømengdene hopet seg opp over innlandet til tross for at der var landet dypest nedtrykket. Over hovedvannskillene rant isstrømmene over til Vestlandet og ut på kontinentalsokkelen. På denne tid var antagelig også de høyeste fjellene i Jotunheimen og på Vestlandet isdekket og isen strømmet på bred front uten å være avhengig av storformene, endog av Vestlandets

dype fjorder og daler. Isfronten nådde helt ut til randen av kontinentalsokkelen. Det kan innskytes at havoverflaten på denne tid lå minst 100 m lavere enn i nåtiden p.g.a. alt vannet som var bundet i ismassene på kontinentene.

Omsider endret klimaet seg, etterhvert også den atmosfæriske sirkulasjon. Klimaet ble mildere og nedbøren i form av snø minket, og kunne ikke lenger kompensere ismassene som strømmet vekk. Resultatet var at isoverflaten sank. Vi er da inne i den fase som Garnes (1972) kalte deglasiasjonsfasen. Etterhvert stanset den nordvestlige isstrømmen, og Jotunheimens sentrale fjellområde ble det dominerende glasieringsområde, med en isstrøm rettet mot nord. Senere minket isen også i Jotunheimen, og Breheimen i vest ble dominerende, med en isstrøm mot nordøst i den nordlige del av Gudbrandsdalen, mot øst eller noe sørøst i området omkring Otta. Denne siste fase er av Per Holmsen kalt den Preboreale fase, fordi denne fase er av Preboreal alder. Da var isen over Østlandet ellers ennu aktiv, og innlandsisen nådde fremdeles så langt sør som til Oslo. Vi er inne i tiden Holocen. Se avsnittet om klimavariasjonene i Holocen.

Til slutt ble isen over Østlandet stagnerende, fordi den ikke mottok noe overskudd av snø. Snølinjen var kommet til å ligge høyere enn isoverflaten, det smeltet mere enn den snø som falt.

DRENERINGSHISTORIEN

Iskulminasjonen over Ringebu linjen spilte en meget stor rolle for avløpet av smeltevannet fra isen hele tiden under deglasiasjonsfasen, også etter at isen var blitt stagnerende, og til slutt død. Iskulminasjonen danner vannskillet på en ismasse, og også for vannet i bunnen av isen fordi det er vannets trykkgradient som bestemmer vannets strømretning, likesom for is. Is er svakt gjennomslippelig for vann så fremt isen ikke er kaldere enn trykksmeltepunktet. Ved bunnen av en tykk ismasse vil temperaturen være ved trykksmeltepunktet p.g.a. Jordens indre varme.

Antagelig har det strømmet vann under isen fra iskulminasjonen under hele deglasiasjonsfasen, i bunnen av Gudbrandsdalen mot nordvest over

hovedvannskillet mot Romsdalen. Dette vannet stod under høyt trykk og kunne derfor renne "mot bakke", som i en vannledning under trykk. Vi har beviser for dette i en subglasial breelvavsetning, en såkalt esker, gjennom Dovre. Vannstrømmen har vært motsatt rettet enn den nåværende Lågen, som transporten av bergartsmaterialet viser. Eskeren er en ryggformet avsetning dannet av smeltevannet i en tunnell under isen.

Da fjellene i og omkring Gudbrandsdalen etterhvert stakk opp av isoverflaten, ble det dannet smeltevannløp langs kanten av de isfrie områder. Denne drenering kalles den subaerile, ("under åpen himmel"). Så snart passpunktene i nord ble isfrie innen blad Ringebu og områdene nordenfor, ble det disse fjellpass smeltevannet fant avløp gjennom mot Atnedalen. Det er flere høytliggende fjellpass med breelvløp, bl.a. Bånskardet og skardet mellom Muen og Vesle Muen. Kort nord for Muvatnet begynner Snødøla som har dype slukter i fjellet, renspylt for materiale, og som viser den nordgående drenering fra isen søndenfor. Øst for Muen samlet smeltevannet seg i Grøtørbekken. Så langt sør som på fjellskråningene sør for Hirsjøen finnes smeltevannløp som viser en nordgående drenering, først iaktatt av Samuelsen (1953). Disse spor viser at iskulminasjonen selv så vidt sent under avsmeltningstiden lå omtrent over Ringebu, og at isen lå igjen med sin største tykkelse der hvor den var tykkest under innlandsisfasen.

Det kan ha sin interesse å vite at den nordgående drenering fra iskulminasjonsområdet i Ringebu mot Atnedalen fant sted videre til Follidal i den første tid. Fra Follidal rant smeltevannet videre over en rekke fjellpass til Driva og til Orkla. Senere, da isen i Atnedalen var sunket sammen tilstrekkelig meget fant vannet avløp nedover Atnedalen, men så lenge isen i Storelvdal (og i Østerdalen forøvrig) demte for avløpet mot sør, rant vannet nordover gjennom Nordre Østerdalen og over til Sør-Trøndelag, først over Kvikneskogen til Orkla, siden, da passasjen over Rugldalen ble klar, til Gaula.

Fra områdene vest for Gudbrandsdalen, og vest for Rondane, fant avløpet sted mot Romsdalen. Det er nevnt at iskulminasjonen lå over Vinstierflyen. Det sydligste klare spor etter denne nordgående drenering mot Romsdalen er breelvløp over vannskillet på Krakkstetten

nord for Tverbygden (blad Skåbu) i ca. 1340 høyde. Vannet rant over mot Øldalen hvor det fulgte iskanten nordover langs skråningen av Saukampen. En rekke laterale breelvløp er utviklet her. For sammenhengens skyld må her innskytes at den nordgående drenering mot Romsdalen, som gjelder hele Nordre Gudbrandsdal med Ottadalen og Sjodalen, varte så lenge isen demte i sør for avløpet. Etterhvert dannet det seg en bredemt sjø i Lesja og Dovre som hadde sitt avløp til Rauma. Vannskillet ligger i nåtiden 613 m o.h. i Lesjaskogsvatnet, som har avløp til begge kanter. Til slutt var denne bresjøen utviklet til å nå så langt sør som til omkring Brennhaug i Dovre, og store vannmasser var da oppstuvet mellom vannskillet til Rauma og isen i Gudbrandsdalen. Til slutt var isen sunket så meget sammen i Gudbrandsdalen at vannet fant avløp mot sør.

Spor etter tapningen av Gudbrandsdalens bresjø finner vi nordligst i Øldalen på vannskillet mot Kvam, vest for Teigkampen, på blad Vinstra. Vannskillet her er ca. 610 m o.h., og er renspylt for alt løsmateriale unntatt de største blokker. Fortsettelsen av denne avspyling finnes ved munningen av Øldalen, hvor hele sørsiden er renspylt fjell fra ca. 670 m og nedover. Grunnen til at den sørgående avspyling når så høyt i forhold til vannskillet mot Rauma er den skrå landhevning etter at bresjøen i Dovre eksisterte. Istykkelsen i sør var størst, og landet mest nedtrykket av isvekten i sør. Strandlinjene i Dovrebresjøen er skråttstillet p.g.a. dette, med en gradient på mellom 0,4 og 0,5 m/km mot NV, høyest i sørøst. Avstanden i luftlinje fra Raumas utløp av Lesjaskogsvatnet til Øldalens munning er ca. 160 km, og faller nær sammen med landhevningsgradientens retning. Forskjellen i landhevningen mellom disse to steder vil således være ca. 64 m siden Dovrebresjøens strandlinjer ble dannet

Om tiden for denne hendelse se Tillegg, s. 38.

Et annet spor etter tapningen av denne bresjøen er en avsetning av grovblokket materiale nord for Ny Sandbu (blad Skåbu). Det har vært forskjellige forklaringer på denne avsetning, som er svakt ryggformet, og ligner en ur hvor det knapt vokser annet enn lav. Noen har ment å se en endemorene i denne avsetning. Per Holmsen mener at avsetningen er dannet under en katastrofeartet fase i uttapningen av Dovrebresjøen. Den blokkrikeste del av avsetningen er i de senere år anvendt som

materiale for et pukkverk. Den sørvestligste del er ikke rensplyt på samme måte, men avsetningen har isstøttet kontakt på sørsiden mot Ny Sandbu. Riksvegen går en strekning langs denne, som begrenser avsetningen. Se fig. 6-9.

Fra sørsiden av Vinstreflyen finnes det bare sørgående drenering over fjellpass mot Dokka og mot Gausdal. Dette nevnes her til tross for at lokalitetene ligger utenfor de her beskrevete kartblader, fordi dette viser klart at iskulminasjonen under denne del av avsmeltningsperioden lå over Vinstreflyen.

Under den senere del av avsmeltningstiden ble områdene omkring iskulminasjonen drenert på en litt annen måte. Smeltevannet fra viddennivået ser ut til å funnet avløp til en rekke dypt nedskårete tverrdaler som begynner omtrent i viddennivået mellom ca. 900 og 1000 m høyde. Laterale smeltevannløp (langs iskanten) fører inn mot disse elvegjel, og vannet må ha strømmet ned under isen gjennom dem. Under viddennivået finnes det ikke mange spor etter en lateral drenering. Vannet antas derfor å ha strømmet subglasialt eller englasialt. Det fins heller ikke klare spor i dalene etter en subglasial drenering nærmest iskulminasjonen, men slike spor (særlig eskere) ville eventuelt være ødelagt senere. Noen dypt nedskårete elvegjel kan nevnes som eksempler på det som nettopp er fremstillet.

Innen blad Ringebu finner vi Svartåa sør for Elstad, Søråa nedenfor Sliebekken, Døra fra Dørfallet og nedover, breelvgjelet nedenfor Myasetrinn, Nordåa fra litt utenfor sammenløpet med Søråa, og Våla nedenfor sammenløpet. Videre Svartåa i nord, tilløp til Frya nedenfor ca. 1000 m høyde, og to breelvgjel fra øst gjennom Venabygden, samt Fryas canyon nedenfor Venabygden.

Innen blad Vinstra er det flere breelvløp som fra vest fører ned mot Frydalen hvorav flere ender i bratte bekkegjel, Auglas gjel som ender i ca. 340 m høyde, St. Eldåa og den nedre del av Svartåas gjel som er fortsettelsen av gjelet som er nevnt på blad Ringebu.

Området mellom Gudbrandsdalen og Frydalen er beskrevet av Mangerud (1963).

Vinstras dal nedenfor Olstappen hører ikke egentlig med til disse trange gjel med subglasial drenering (blad Vinstra), men har vært avløpet fra Vinsterflyen etter at isen tillot det, etter at dreneringen gjennom Espedalen var opphørt, se tillegg s. 38. Men en viss subglasial drenering kan ha forekommet i den nederste del av dalen som er canyonformet.

Innen blad Skåbu er det dype elvegjel i Massingdalen og i nedre del av Skåbyggja som en tid kan ha vært subglasiale avløp for smeltevannet.

En spesiell interesse knytter seg til en del trange gjel fra sør mot Sjøa i Nedre Heidal, fremfor alt Berdøla. I viddenivået nord for Heidalsmuen (Mukampen) fører flere breenløp mot nord mellom 1000 og 1100 m høyde til Berdølas øvre løp hvor de forsvinner. Berdøla løper videre i en trang, canyonformet dal, som må ha vært avløpet for smeltevannet ned under isen allerede på et relativt tidlig tidspunkt under nedsmeltningen av isen, før den var sunket sammen til under 1000 m-nivået. Stedet ligger godt nord for iskulminasjonen, og vannet må derfor sannsynlig ha løpt subglasialt nordover gjennom Gudbrandsdalen. Noen spor etter denne subglasiale drenering i Nedre Heidal finnes ikke, heller ikke i Gudbrandsdalen sør for Dovre. Men i Dovre er det en stor esker i dalbunnen som kan følges nordover i dalbunnen stykkevis til nedenfor Dombås. Stein- og grusmaterialet i denne eskeren er transportert fra sør, altså mot bakke, i en tid før Dovrebresjøen oppstod. Berdøla kan ha vært ett av de subglasiale tilløp til denne breen under isen.

Nord for Muvatnet i Skåbu er det en rekke store laterale breenløp langs dalsiden mellom ca. 750 og ca. 850 m høyde. De svinger ned mot Murua hvor de ender i en esker i dalbunnen langs Murua. De viser at smeltevann som en strekning har fulgt iskanten finner avløp inn under isen. Eskeren finnes omtrent i kartbladets vestgrense. Over vannskillet sørligst i Murudalen, omkring Murudalsmyrene er det ingen spor som kan tydes som noe betydelig overløp fra sør. Det viser av vannskillet var isdekket inntil smeltevannet fikk avløp til Vinstra.

JORDARTENE OG DERES FORMER

Over deler av Ringebu er det utarbeidet kvartærgeologiske oversikter for Regionplanrådet for Sør-Gudbrandsdalen av Bergersen (1972) og Garnes (1973 A), med jordartskanter i målestokkene 1:10 000 og 1:20 000, utarbeidet som ett av grunnlagene for arealanvendelsen.

Jordarter avsatt av isen

Bunmorene. Den viktigste og mest utbredte jordart innen de tre kartblad er bunmorene, som er definert som det materiale isen opptok i sin undre del, i sålen, under sin bevegelse, og som ble liggende igjen ettersom smeltet vekk. Bunmorenenes materiale er usortert, og inneholder alle kornstørrelser fra leirpartikler til blokker i ulike mengdeforhold. Fjellgrunnen spiller stor rolle for bergarts- og mineralsammensetningen, og særlig fjellgrunnen nærmest i den retning isen kom fra har dominert sammensetningen, fordi isen hele tiden har plukket opp eller skuret løs materiale slik at det lengre transporterte materiale er blitt uttynnet. Fjellgrunnens betydning for plantenes mineralnæring er derfor av stor betydning for vegetasjonen.

Bunmorenenes former er flere, men i regelen består den av et mere eller mindre sammenhengende dekke. Inne på fjellviddene er tykkelsen i alminnelighet mellom ca. 0,5 og 2,0 m på jevnt fjellunderlag. Hvor fjellgrunnen er ujevn er tykkelsen varierende, størst i søkkene. I dalsidene kan tykkelsen av bunmorenen være det mangedobbelte.

På kartene er det skjelnet mellom sammenhengende morenedekke og usammenhengende dekke, den førstnevnte angitt med mørkere grønn farge, det usammenhengende dekke med lysere grønn. Dette er bare av rent praktisk betydning. Det sammenhengende dekke kan dyrkes hvor høyden over havet tillater det, det usammenhengende dekke har for hyppige oppstikkende partier av fjellgrunnen til å opparbeides til dyrkningsjord. Det er flybildene som har vært grunnlaget for å skille ut det usammenhengende dekke, idet det under flybildetolkningen er lett, med erfaring, å se oppstikkende fjellpartier. Grensene er naturligvis ikke skarpe, og er trukket rent skjønsmessig etter tettheten av fjellblotninger hvor morenedekke mangler.

Ablasjonsmorene. Ablasjonsmorene er definert som det materiale isen hadde på overflaten eller inneholdt i høyere nivåer i isen, og som ble avsatt slik som dette materiale var fordelt i den siste tid før isen forsvant. Ablasjonsmorenen er ikke noe jevnt dekke, men er som regel samlet i uregelmessige hauger. Den forekommer derfor som et hauglandskap, særlig i forsenkninger innen på fjellviddene. På kartene er slikt landskap angitt med røde tegn for hauger. Gode eksempler på slikt landskap er på fjellovergangen nær Muvatnet i Ringebu, omkring Hiras øvre løp og tilløp og flere andre steder i viddenivået.

Innen blad Vinstra er det en del ablasjonsmorene i Frydalen omkring Fryvollan, men er ellers lite utbredt.

Innen blad Skåbu er det utpreget haugterreng omkring vannskillet mellom n. og s. Murua, og langs Skåbyggja nedenfor Breistultj., samt øverst i Øldalen.

Ablasjonsmorenen er gjerne noe utvasket av smeltevann, noe som henger sammen med at materialet har ligget oppe på isoverflaten i sluttfasen. Også formene skyldes det samme, idet materialet er vasket ned i forsenkninger i isoverflaten lokalt. Den kan også være rikere på langt transportert materiale enn bunnmorenen. Den kan også oppvise en lagdeling, med en viss grad av sortering hvor smeltevann på isoverflaten har transportert materialet.

Jordarter avsatt av smeltevann

Breelavsetninger

Som betegnelsen angir er breelavsetningene transportert og avsatt av breelver (smeltevann). Grunnen til å skille slike avsetninger fra vanlige elveavsetninger er at de generelt sett har andre egenskaper og forekomstmåter, og derfor andre anvendelsesmuligheter. Breelavsetningene er fri for planterester, idet det var lite eller ikke vegetasjon så lenge isen lå i nærheten, og de forekommer på steder hvor det ikke er noen elv eller vassdrag i nåtiden, f.eks. oppe i dalsider. På kartene er breelavsetningene angitt med orange farge.

Breelavsetningene er sortert, og er vasket fri for finere partikler i vesentlig grad. Noe silt kan inneholdes mellom større korn, "fanget" mellom disse. Kornstørrelsene er fra sand og større, og er det materiale som ble transportert langs bunnen i breelvene. De fineste partikler ble ført videre i suspensjon, i tilfeller av store strømhastigheter kan også sand være vasket vekk, og da er det oppstått særlig krovkornige avsetninger.

De fleste breelavsetninger er lagdelte, med en veksling mellom relativt godt sorterte sandlag og grovere lag. Flommene var større under avsmeltningstiden enn i vår tids vanlige elver.

Det er to forskjellige former av breelavsetninger, nemlig de som er avsatt subglasialt i tunneller under isen, såkalte eskere (geitrygger), og de som er avsatt subaerilt i form av breelvdelta eller sandurflater. Alle typer kan innehold grytehull (dødisgroper) etter gjenliggende ismasser (døde isrester), og nesten alle har såkalte isstøttende kontakter på en eller flere sider. En dødisgrop har isstøttet kontakt på alle sider. Et eksempel på en isstøttet kontakt er nevnt fra Ny Sandbu (blad Skåbu). En geitrygg er nevnt fra Murudalen (blad Skåbu).

Mange av de postglasiale grusvifter i Gudbrandsdalen har en øvre del i et høyere nivå som tyder på at vedkommende avsetning begynte med en breelavsetning mens det ennå lå is i bunnen av dalen. Dette gjelder Vinstras grusvifte, grusavsetningen ved Sødorp, og fremfor alt Frya, hvor den øvre del av grusavsetningen er avsatt mens det ennå lå igjen is i dalbunnen, og altså er en breelavsetning av Frya fra slutten av avsmeltningstiden. Det har klar isstøttet kontakt både øst og vest for Frya, og har også noen dødisgroper. Riksvegen går omtrent ved foten av den isstøttede kontakt, og ligger på den postglasiale grusvifte.

Innen blad Ringebu er det noen små geiterygger nord for Muvatnet, samt en såkalt kame (fig. 1) avsatt i en "brønn" i isen. Av subaerile breelavsetninger er det også få, og den langt betydeligste er den nettopp omtalte Frya. Noen små forekomster finnes i Kjønåsområdet, men de er ikke angitt på kartet. Det er også noen ganske små forekomster nord for Muvatnet.

Innen blad Vinstra kjennes ingen subglasialt avsatte breelvavsetninger, men en del subaerile. Nede i Vinstras trange dal finnes en del breelvavsetninger sør for elven mellom Tungen (blad Skåbu) og Huskelia (blad Vinstra), og et mindre parti omkring Nygården. Et område med breelvsand finnes nord for tettbebyggelsen omkring skolen og kirken. Men den dominerende forekomst er Vinstras store grusvifte. Ikke hele denne store vifte kan oppfattes som en breelvavsetning, men den eldste del må sannsynligvis være avsatt mens det ennå lå noe is igjen i dalen. Øverst på viften, der hvor riksveg 256 passerer broen over Vinstra, er det rester av en høyere vifte, som elven siden har skåret seg ned gjennom. Hvor meget av materialet i den øvrige viften opprinnelig var avsatt før isen forsvant i dalen vites ikke. Mye av viften er sikkert utformet etter at isen forsvant.

Forekomsten ved Sødorp er nevnt før. Andre betydelige breelvavsetninger fra avsmeltingstiden kjennes ikke innen blad Vinstra.

Innen blad Skåbu finnes fortsettelsen av breelvavsetningene i den trange Vinstradalen nedenfor Tungen. I Murudalen finnes en subglasial breelvavsetning i form av en esker sør for Meringsdalsvatnet, nevnt under avsnittet om dreneringshistorien. Avsetningen av de submorene lag i Kvam (blad Vinstra) og ved damstedet for Olstappen (blad Skåbu) faller ikke innenfor avsmeltingstiden, men er eldre avsetninger dannet før siste nedising. De vil bli omtalt senere under avsnittet submorene avsetninger.

Det ble nevnt at breelvavsetningene til dels hadde andre egenskaper enn de postglasiale elveavsetninger, bl.a. at de var fri for humusbestanddeler, og antydte at de gjerne var lagdelt med vekslende kornstørrelser. Det gjelder ikke alle, men vel de fleste. Dette, og at de ikke er knyttet til nåværende vassdrag og derfor gjerne har meget lav grunnvannstand gjør breelvavsetningene egnet til flere forskjellige formål. Det var også nevnt at de var nærmest fri for finkornige bestanddeler. Dette gjør dem til våre viktigste grusforekomster som kan avbygges ved vanlig grustakdrift, som råstoff til betongkonstruksjoner.

Utgangsmaterialet for breelvavsetningene er imidlertid morenejordartene, og derigjennom spiller fjellgrunnen en rolle. I Gudbrandsdalen er det

områder med kisholdige mørke skifre, og de grovere fraksjoner (grus- og steinpartikler) kan mange steder inneholde kiskorn, og disse er skadelige for betong. Det finnes imidlertid lite breelavsetninger med slike skadelige bestanddeler innen de tre kartblad, idet de breelver som har ført med seg materialet ikke har sin opprinnelse i områder med kisrike skifre, men har ført materialet fra moreneavsetninger med gunstig materiale. Derfor er breelavsetningene innen de tre kartblad godt egnet til betong.

Men breelavsetningene har også andre anvendelsesmuligheter, kanskje først og fremst som byggegrunn. Lav grunnvannstand og derfor godt drenert, og utenfor rekkevidde av store flommer i de nåværende vassdrag, gjør dem særlig vel egnet til byggetomter. Men denne anvendelse utelukker anvendelse til grustakdrift, og det påhviler derfor planleggere for arealanvendelse et særlig ansvar på lengere sikt.

Den langt største og viktigste grusforekomst innen de tre kartblad er Vinstras grusvifte. Som reserve av grus på langt sikt spiller denne ene forekomst en hovedrolle i Midtre Gudbrandsdalen.

For fullstendighets skyld kan det nevnes at det finnes andre typer breelavsetninger enn de nevnte, nemlig slukåser. Slike er avsatt av mindre breelver som fant sin veg inn under isen fra dalsiden ovenfor. Det er ryggformete dannelser fra tiden da isen var blitt død, bestående av dårlig sortert materiale. Eksempler finnes i nordre dalside mellom Sjoa og Kvam, særlig på strekningene mellom Rustom og Kjørem. En annen type er såkalte kames (utt. keimer). Et eksempel på slike er en isolert haug, fig. 1, nord for Muvatnet (blad Ringebu), bestående av morenemateriale. Den er dannet ved at smeltevann på isoverflaten ramlet ned i en "brønn" og tok med seg materiale på isoverflaten, under død tilstand.

Litt om kornformene av elvetransportert materiale

Materiale som transporteres med rennende vann langs bunnen blir nedslitt på en annen måte enn under istransport. I isen blir kornformen ikke særlig endret når en større partikkel (stein, blokk) ligger isolert fra andre. I isens såle, som gjerne er tettpakket med materiale,

fører slitasjen mot underlaget og andre korn nedslitt til kantslitt eller fasett-slepet form. Transport langs bunnen i en elv fører til avrunding av kornene, eventuelt inntil formen er helt avrundet så den opprinnelige formen ikke lenger kan anes. Det skal en lang transport til for å gi en stein en godt rundet form, hvis den består av hårde bergarter. Det kan skje særlig om steinen hvirvles rundt i en jettgryte, for da blir den faktiske distanse som steinen tilbakelegger meget lang. Antagelig må den en transportlengde svarende til 10-20 kilometer til for at en meget hård og slitesterk stein skal blir perfekt rundet. Se fig. 5. Også sandkorn blir avrundet i kantene, men sjelden godt rundet.

Bresjøavsetninger

I Øvre Heidal (blad Skåbu) er det en del bresjøavsetninger, beskrevet av Garnes (1972), mest i den sørvestre dalside, men også i den nordøstre. De består av lagdelt silt og finsand, delvis med stein (i sørvestre), dels uten stein (i nordøstre). Lagene er avsatt ovenpå bunnmorene. De er for det meste dyrket. De ble avsatt i slutten av avsmeltingstiden mens det ennå lå en isrest i dalbunnen, i langstrakte små randsjøer. Disse avsetninger har såkalte isstøttede kontakter ut mot dalmidten, men ras og annen erosjon har modifisert formene. I gjenstående hauger kan lagstillingen sees. På kartet er avsetningene i den sørvestre dalside angitt som breelvavsetninger, da de inneholder partier av grovere sand, lagdelt og sortert.

Innen de to øvrige kartblad finnes ingen nevneverdige bresjøavsetninger unntatt ved Olstappen (blad Skåbu) og litt spredte småforekomster av kvabb (silt) sør for vannskillet mot Muvatnet på blad Ringebu.

Elve- og bekkeavsetninger (postglasiale)

De postglasiale (etter at isen forsvant) elveavsetninger har i stor utstrekning andre avsetningsmiljø og andre egenskaper og grunnvannsforhold enn breelvavsetningen. Derfor skilles de i systematisk hen-seende.

De postglasiale elveavsetninger er avsatt av nåværende vassdrag og forekommer i direkte tilknytning til dem (før eventuelle kunstige

overføringer i reguleringsøyemed). De har derfor høy grunnvannstand, varierende med vannstanden i tilstøtende vassdrag. De kan inneholde planterester av forskjellige slag fordi vegetasjonen var innvandret da de ble avsatt.

Det er to hovedtyper av postglasiale elveavsetninger innen de tre kartblad, nemlig grusvifter og flomsand. Grusvifter avsettes særlig av sidevassdragene hvor de munner ut i en hoveddal og nedenfor stryk i hovedelvene, og er karakteristiske ved at de har form av flate kjegler med toppunktet hvor sideelven kommer ut, og de bygges opp ved at sideelven (under flom) skifter løp. I alminnelighet kan de eldre løp sees som furer på overflaten. Flomsand avsettes langs hovedvassdarg under særlig sterke flommer når elven går over sine vanlige bredder, og i form av ører og flate øyer ute i elvene.

Innen blad Ringebu er det tre store grusvifter, Våles, Fryas og Steinåas, den siste strekker seg inn på blad Vinstra. Og der er en mindre grusvifte ved Svartåas munning sør for Elstad.

Vålas grusvifte er bebygget i stor utstrekning, Ringebu tettsted Vålebru ligger der. Fryas store grusvifte er ikke bebygget i samme utstrekning. Toppunktet av denne ligger omtrent ved broen for riksvegen E6. Steinåas vifte er delvis bebygget på den øvre del.

Fryas grusvifte har vært i planleggerens tanker som fremtidig utbyggingsområde, grunnforholdene er gode. Men det må advares mot å legge ut den nedre del av disse grusviftene som utbyggingsområder, på grunn av de meget store skadeflommer i Lågen som har inntruffet i sen historisk tid. Særlig må nevnes Storofsen i 1789, da Lågen steg mangfoldige meter over vanlig flomvannstand. Det som hendte da skyltes et helt uvanlig langvarig og intenst regnvær over hele Gudbrandsdalregionen, og morenejorden i dalsidene skridde ut med skog og kratt. Tømmer og busker demte opp Lågen slik at hele elveleiet en tid var fylt og blokkert. Sideelvene skiftet løp over grusviftene.

Det er intet av reguleringer som kan forhindre en lignende katastrofe-flom i fremtiden.

Flomsandavsetninger er det meget av innen blad Ringebru. Sikkert ble meget av disse avsatt under Storofsen. Foruten en rekke øyer ute i Lågen er det flomavsetninger på de lave flatene langs elven hvor jernbanen ligger fra Vålebru (Ringebru) til vest for Frya, hvor også riksveg E6 går. Sør for Vålebru går riksvegen i kanten av flomsandavsetningen nord for Svartåas vifte. Også nedstrøms for Steinåas vifte er det betydelige flomsandavsetninger. Alle disse strekninger var oversvømmet under Storofsen.

Flomsandavsetningene består som navnet angir av sand (og finsand). Vegetasjonen spiller en rolle for avsetningsprosessen, idet sand og finsand fanges inn av siv, gras og kratt. Ved en undersøkt lokalitet kort nedenfor Otta ved vi at det under Storofsen ble avsatt om lag en meter flomsand på tidligere dyrket mark. Det kan gi forestilling om tidligere tiders flomavsetninger at samme sted ble det funnet to gamle lag med dyrkningsjord med flomsand under det underste og mellom de to lagene. Tilsammen var det minst 1,5 m flomsandavsetning dette sted, sannsynligvis også mere.

Innen blad Vinstra er det tre store grusvifter foruten den del av Steinåas vifte som så vidt når inn på kartbladet, nemlig Auglas, Vinstras og Veikleåas. Vinstras vifte er langt den største, idet det aller meste av den må være avsatt og utformet etter at isen forsvant. En viss usikkerhet i klassifikasjonen fremgår av at mesteparten av viften er angitt som breelvavsetning på kartet. Viften strekker seg usammenhengende helt til henimot Harpefossen. Veikleåas vifte er bebygget, Kvam tettsted ligger på denne. Auglas vifte er delvis bebygget.

Flomsandavsetningene langs lågen på begge sider nedenfor Vinstra og i Kvamsvingen fremgår av kartet. Øyene i elven ovenfor og nedenfor Kvam består i stor utstrekning av stein, Lågen har der ganske stor strømhastighet og har i stor utstrekning ført sanden videre nedover vassdraget. Flaten omkring Sødorp er på kartet angitt som en breelvavsetning, men den er rimeligvis planert ut av Lågen i den første tid etter at isen forsvant. Materialet i flaten er steinrikt og kan ikke være flomsand i videre utstrekning. Egentlig flomsand finnes bare som en brem nærmest Lågen, og en del av denne brem er sannsynligvis vanlig

elveavsetning nedenfor strykene i Lågen forbi Vinstra. Materialet i denne avsetning er hentet fra Vinstras grusvifte.

Innen blad Skåbu er den nedre del av Bjølstadmoen oppfattet som post-glacial, men forholdet er omtrent det samme som ved Vinstras grusvifte, idet den eldre og øvre del av Heidalsmoen synes å være avsatt helt i slutten av avsmeltningstiden mens det ennå lå is igjen i Heidal. Avsetningen nedenfor Sjoas sammenløp med Lågen er å betrakte som en grusvifte av hovedelven som går i stryk her. Øyene ute i elveleiet, Skurdøya og Helgeøya, og strekningene på land Kolomoen og Skurdenga består av stein- og grusmateriale.

Litt flomsand finnes langs Lågen nedenfor Otta tettsted, på østsiden nedenfor Solgjem.

Submorene avsetninger

Med submorene avsetninger menes slike som ligger under et dekke av morene fra siste nedisning, og som derfor, og av andre grunner, antas å være avsatt før nedisningen. Bl.a. er det funnet rester av mammut i to av disse avsetninger, begge i Kvam (blad Vinstra). Det er videre antatt at mammuten levde i tiden før siste nedisning, en tid mellom to nedisninger som er kalt Gudbrandsdaslen interstadial av Bergersen og Garnes (1971). Først skal omtales forekomstene i Kvam, først omtalt av Mangerud (1963). Langs Lågens sørside fra Feten til Lia er det breelavsetninger som er dekket av morenemateriale fra siste nedisning. Forekomstene her er senere beskrevet av Garnes (1972) og Bergersen og Garnes (1971). Flere steder er det drevet grustak i breelavsetningene, som inneholder en del finstoff (silt) mellom de større grus- og steinkorn. Materialet er lagdelt, steiner er rundet, og består av langtransportert materiale i stor utstrekning. Det er tolket (av ovennevnte forfattere) som en proglacial avsetning (foran en bre) i begynnelsen av siste nedisning, som er bevart under isen.

Det er funnet mammutrester i to av grustakene. Det første funn av flere ble gjort nær Lia i 1961. Senere er det funnet i alt 6 mammutrester i Skarsanden grustak i Haugalia. Funnene er sist omtalt av Heintz, Garnes og Nydal (1979).

Morenematerialet som overleirer breelvavsetningene i Haugalia har nær samme rundingsgrad og petrografiske sammensetning som de lagdelte og sorterte breelvavsetningene under. Dette tolkes av Garnes (1972) og Bergersen og Garnes (1971) slik at morenematerialet her består av retransportert breelvmateriale, opptatt i isens såle og ført på skrå oppover dalsiden. Det inneholder en del leire og viser presstruktur. Dessuten er mange av de rundete steinene splittet. Dette karakteriserer materialet som en støtsidemorene ("lodgement till").

Morenematerialet over breelvavsetningen ved Feten bærer et annerledes sammensatt materiale på toppen, av samme nettopp refererte forfattere tolket som skredmateriale fra den bratte dalside, bestående av det vanlige bunnmorenemateriale ellers i trakten, som er sterkere preget av den lokale fjellgrunn.

I den trange, V-formete Vinstradalen nedenfor Olstappen (blad Skåbu) er det en rekke lokaliteter med submorene sedimenter, beskrevet av Mangerud (1965). De submorene sedimenter varierer sterkt i karakter, fra grovt breelvmateriale ved damstedet ved Kamfoss (Olstappen) til mjele (silt) med leire lengere nede. Mangerud har flere gode illustrasjoner, dels en kartskisse, dels fotografier. Hans kartskisse er gjengitt som fig. 10, men det vil lønne seg å lese hans beskrivelse.

De submorene lag strekker seg 4-5 km nedover dalen fra Kamfoss, og har til dels stor tykkelse, sannsynligvis opp til 100 m. De omfatter både breelvavsetninger og bresjøavsetninger. Morenematerialet over disse lag har delvis også stor tykkelse, opp til 50 - 60 m. Morenen er preget av den lokale fjellgrunn (fyllitt), mens det submorene breelvmateriale har mye langtransportert stein (Jotunbergarter). Mangerud (1965) mener at hele dalen var fylt av løsmateriale ved nedisningens slutt, og at Vinstra ved slutten av avsmeltningstiden grov seg (raskt) ned både gjennom morenedekket og de submorene dannelser som derved kom til syne. Under Storofsen i 1789 ble det dannet dype raviner (Mangeruds lokalitet Jodalen), og ravindannelsen er senere utviklet videre.

De submorene avsetninger viser at ikke alt løsmateriale ble ført vekk av isen under siste nedisning, og at betydelige lagdelte avsetninger er blitt bevart helt uforstyrret av isbevegelsen. Bare topplagene er

ført med. Isen i midtre Gudbrandsdalen kan derfor ikke ha erodert særlig i det faste fjell. Riktignok har de områder som omfattes av de tre kartblad i lang tid ligget under isskillet hvor isen ikke har beveget seg stort, men man får det inntrykk at de innledende faser under siste istid har vært relativt kortvarige og at innlandsisen raskt har vokset seg tykk over innlandet og isskillet har etablert seg relativt tidlig over Ringeby-Vinsterfly-linjen. Den utvilsomme iserosjon som kan spores ved Gudbrandsdalens U-formete tverrprofil må eventuelt ha foregått under en tidligere nedisningsepoke da isskillet lå nærmere det nåværende hovedvannskille, med isstrømmene nedover hoveddalene. Vinstras trange dal nedenfor Olstappen er i det hele lite påvirket av iserosjon.

Det er et foreløpig uløst spørsmål hva som kan ha demt opp den nedre del av Vinstras dal slik at de finkornige submorene sedimenter kunne avsettes. Det samme spørsmål gjelder også Sjudalen gjennom Øvre Heidal, hvor det også er bevart relativt finkornige submorene sedimenter av opp til 50 m tykkelse (Bergersen og Garnes, 1972) kort nord for Skåubladets nordgrense. Mangerud (1965) antyder at den nedre del av Vinstradalen var oppdemt av dalbreer ved siste nedisnings begynnelse.

Forvittringsjordarter

Det finnes to forskjellige forvittringsprosesser, den kjemiske og den mekaniske. Kjemisk forvittring foregår langsomt i de fleste vanlige norske bergarter, men kan foregå hurtigere i enkelte løse skiferbergarter, helst slike som inneholder kismineraler som angripes av oksygen og vann under dannelsen av svovelsyre. De mørke skifre som danner fjellgrunnen omkring Hundorp, og i det hele mellom Vinstra og Ringeby, forvittrer hurtig og her er det stedvis dannet forvittringsjord i en viss utstrekning. Det kan sees i noen vegskjæringer hvorledes skiferbergarten lett smuldrer opp.

Den mekaniske forvittring skjer særlig på grunn av frostens virkning på fjellunderlag som ikke er beskyttet av et jorddekke og i bergarter som er disponert for frostsprengning. Løsmasser av skarpkantete blokker og stein dannes på denne måte, særlig på høyfjellet. Fjellet Muen på grensen mellom Ringeby og Storelvdal er et eksempel på denne slags

dannelser, men tilsvarende frostforvitring forekommer også på andre fjellhøyder innen alle de tre kartblad. Heidalsmuen (Mukampen) på blad Skåbu er kanskje det mest utpregete eksempel.

Skredjordarter

Det er to slags skredjordarter som er særlig alminnelig innen de tre kartblad, nemlig slike som kan kalles fjellskredmasser (urer), og slike som kan kalles jordskredmasser.

Urer dannes ved at stein og blokker faller ut fra steile fjellhamrer og hopet opp ved foten av styrtninger. Slike er det mange av innen alle de tre kartblad, mest småurer som ikke er angitt på kartene. En spesiell urdannelse skal omtales nærmere, nemlig i nordsiden av Teigkampen i Kvam (blad Skåbu). Toppen av Teigkampen, som består av bergarten fyllitt, er platåformet. Fra nordsiden er det i tidens løp falt ut svære blokker av størrelse opp til som små hus, som ligger strødd nedover den øvre dalside. Dannelsen ser ut som et virkelig fjellskred, men er neppe dannet på en gang. Ved nøyere ettersyn viste det seg under befaringsferde at skredprosessen fremdeles er aktiv. Innenfor platåkanten går det en rekke dype spalter, noen over meterbrede, andre smalere, noen bredere. Det ser ut til at øverste steilhenget ut mot dalen brytes av fra tid til annen når spaltene er blitt tilstrekkelig brede, Fig. 2-4. Hva det er som får disse spaltene til å utvide seg kan naturligvis være frostsprengningen, men dannelsen av spaltene fra først av kan skyldes en forvitningsprosess i selve bergarten. Dette støttes av at det også foregår en tilsvarende prosess i en berghammer, Rauhammeren, i den motstående dalside ovenfor Klomstad i Kvamsvingen. Fjellet består av den samme bergart som i Teigkampen, og er svakt kisholdig, noe som gjør at berghammeren er rustfarget på grunn av kisforvitringen. Derav navnet. Det siste skred fra Rauhammeren, i 1960-årene førte til at noen hus ble fraflyttet.

Den annen hovedtype av skredjordarter er av en helt annen opprinnelse og består av nedskridde morenejordarter, særlig av bunnmorene. Denne type er av Per Holmsen (1983) kalt "Ofsentyper". Storofsen i 1789 er nevnt i annen forbindelse under avsnittet om elve- og bekkeavsetninger

(side 21), hvor årsaken er angitt. Det langvarige og heftige regnvær som rammet store deler av Østlandet, og som førte til katastrofen, rammet aller mest de to store prestegjeld Fron og Vågå (som da omfattet mesteparten av Gudbrandsdalen og Ottadalen). I disse prestegjeld ble omtrent $\frac{1}{4}$ av all dyrkningsjord totalskadet. Skredene bestod i at dalsidemorenen (bunnmorene) var blitt så gjennomtrukket av vann at den ikke lenger var stabil, men gled ut. Særlig ble det dannet nye raviner og gamle ble dypere. Tømmer og annet trevirke fulgte med skredmassene som fløt sammen i den nedre dalsiden og ut over dyrket mark. Elvene svulmet opp, trevirke blokkerte vannløpene som delvis tok nye veier og eroderte markene langs elveløpene. Morenejorden dekket markene i de nedre dalsidene i 0,5 - 2 m tykkelse. Det har vært ugjørlig å følge alle de steder hvor gårdene ble ødelagt på denne måte, de er alt for mange og skiller seg lite ut i landskapet etter at det aller meste av jordvegen ble ryddet og oppdyrket på ny. Men mange steder hvor det er foretatt utgraving, bl.a. for jernbanelinjen gjennom Gudbrandsdalen, har man støtt på tømmerstokker nede i jorden, i tillegg til gammel dyrkningsjord. Det kan derfor ikke pekes på lokaliteter innenfor de tre kartbladsområder hvor slike jordskredmasser danner jordbunnen, men vel enkelte steder innen andre kartblad (Otta, Skjåk f.eks.). Det har også vært umulig å gjennomføre en kartlegging av disse massene. Det ser ut til at det særlig har vært finstoffrik bunnmorene som skridde ut, i områder med fyllitt- eller skiferfjellgrunn.

Det må antas at lignende skred-hendelser har forekommet også tidligere, og spesielt under slutten av isavsmeltingstiden før dalsidene ble vegetasjonsdekket. Områder med raviner i dalsidemorenen kan gi en pekepinn hvor slike skredmasser særlig finnes.

Det er en litt spesiell skredmasse av en annen type som kan nevnes. Ved Bøygen camping ca. 1 km nord for Vinstra sentrum er det en morenelignende usortert avsetning, som best kan tolkes som en jordskredmasse fra lia østenfor. Massene har delvis skarpe begrensninger i front og sider, som lettest kan tolkes som isstøttede kontakter. Det synes som om skredet (eventuelt i flertall) er gått ut på gjenliggende is i dalen og at smeltevann har vært medvirkende til prosessen, som et flomskred hvor massene er avsatt i et utsmeltet parti av isen. Skredmassene inneholder både kantet og kantslitt blokkmateriale foruten de

finere kornstørrelser, og er ikke ulikt slike masser som rives med av våtsnøskred (snøsørpeskred). Massene strekker seg temmelig langt oppover lia hvorfra skredmassen(e) synes å være kommet. Lignende skredmasser revet med av snøsørpeskred er kjent fra Skjåk (nær Bismo), men av mindre dimensjoner og dannet inntil ganske nylig (1960-årene). Prosessen foregår mere alminnelig i Vestlandsdalene, men er også kjent fra Bøverdalen.

Alle slags skredmasser, hvorav bare noen er omtalt her, kan ligge på nær sagt et hvilket som helst underlag. De er derfor viktige å erkjenne ved eventuelle ingeniørarbeider som krever kjennskap til undergrunnens beskaffenhet i dypere lag.

Gjenfylte bassiner

Fjellgrunnstopografien langs etter Gudbrandsdalens bunn har mange overfordypete bassiner som er gjenfylt med løse avsetninger. Slike bassiner som er overfordypet i forhold til fjellterskler skyldes iserosjon, i likhet med mange dype innsjøer i Norge.

Kjennskapet til denne fjellgrunnstopografi er mangelfull, likeså til de løse avsetninger i bassinenes dypere lag. Det lille som hittil er kjent skyldes utførte boringer i løsmateriale med formål å undersøke mulighetene for å skaffe grunnvann.

Det er påfallende at mange slike boringer viser at under de mere grovkornige postglasiale elveavsetninger finnes det finkornige lag.

Norges geologiske undersøkelse, som har utført noen av boringene, er i ferd med å registrere alle boringer i løsmateriale, også de som er utført av private boringsfirmaer, etter hvert som de blir utført. Det bores stadig på nye steder. Registreringen tar sikte på også å få rede på hva slags materiale som påtreffes i de dypere lag.

I Kvam er det et gjenfylt bassin. Under de postglasiale elveavsetninger (også under Veiklas grusvifte hvor tettstedet ligger) er det finkornige lag til minst 50 m dyp, ifølge en boring ved Teigen. Ved Forbregd i Kvamsvingen er det i lavere høyde over elven en støtsidemorene som

inneholder steinmateriale av samme type som er tolket som interstadiale, proglasiale breelvavsetninger av Garnes (1972) og Bergersen & Garnes (1972) ved Haugelia, og en finstoffrik grunnmasse. Denne moreneavsetning er tolket av de samme forfattere som retransporterte submorent materiale som isen tok opp fra bassinet ved begynnelsen av siste nedisning.

Vinstas grusvifte er ikke særlig tykk. Ved boring gjennom viften nær elven viste boringer i 1972 at det er sand til ca. 12 m dyp, derunder silt til ca. 15 m. Man kom ikke dypere, antagelig p.g.a. morene under dette.

Det henvises forøvrig til NGU vannressurskart med beskrivelser for bladene Vinstra og Skåbu, spesiell rapport nr. 2, 1976 og nr. 6, 1980.

Videre sørover fra Harpefoss synes det å være et langstrakt fjellbassin til sør for Vålebru, men boringer innen blad Ringebu er ukjent for forfatteren. Det er imidlertid overveiende sannsynlig at det også her ligger finkornige sedimenter under postglasiale elveavsetninger. Ved Fåvang er submorene avsetninger kjent fra vestsiden omkring jernbanestasjonen. Her er gjort mammutfunn i grustak tilsvarende forekomsten Skarsanden i Kvam, også her med tilsvarende materiale.

På grunn av forekomstene i dalbunnen av submorene, interstadiale sedimenter kan de overfordypede fjellbassiner ikke være erodert ut under siste nedisning, men må være dannet under en tidligere nedisning. Det er derfor også sannsynlig at de finkornige sedimenter i bassinene mellom Vinstra og Ringebu også er av interstadial alder, fordi denne strekning har ligget under iskulminasjonen i lang tid under siste nedisning og iserosjonen av samme grunn må ha vært minimal.

Organiske jordarter

Andre organiske avsetninger enn torv i myrer finnes praktisk talt ikke i denne landsdel. Det er ikke utført spesielle torvundersøkelser innen de tre kartblad, formodentlig fordi torv ikke har funnet praktisk anvendelse her, bortsett fra at endel grasmyrer har vært brukt som beite. Som kuriositet kan likevel nevnes at såkalt kalktuff med

plantefossiler av Dryas har vært funnet ved Leinegårdene i Kvam. Kalktuff er utfelt kalk som skriver seg fra kalkrike soner i bergarten i nærheten. Dryas-funnet viser en flora som vokste her i tidlig post-glacial tid.

TELEPROSESSENE

Teledannelse foregår ved at det dannes islinser i jorden år frosten trenger ned. Fenomenet er en egenskap ved visse jordarter som inneholder betydelige mengder silt og/eller leir. I bunnmorene dannes islinser hvis jordarten inneholder mere enn ca. 15 % finstoff (kornstørrelser mindre enn ca. 0,02 mm). Når frosten trenger ned i jorden trekkes grunnvannet (porevannet) opp til "kuldefronten" av kapillærkreftene hvor det via en dampfase går over til is. Hvis "kuldefronten" holder seg stasjonær i noen tid vokser islinsene i tykkelse med ganske stor kraft, slik at overflaten løftes opp. På veger dannes telekuler.

Når islinsene tiner igjen om våren og forsommeren (tiden beror bl.a. på hvor dypt islinsene ligger), oppstår de største skader på vegene hvor det ikke er tilstrekkelig bærelag til å fordele hjultrykket av kjøretøyer, for da er jordarten tilført et overskudd av vann (is) i løpet av vinteren, slik at flytegrensen er overskredet. Skader oppstår også på bygninger som ikke er fundamentert dypt nok og heller ikke er telebeskyttet med ikke-teledannede materiale. Grunnmur kan trykkes inn om vinteren ved at islinser dannes vertikalt (parallelt med "kuldefronten". Torv er et bra teleisolerende materiale, grus er også bra.

De mest telefarlige jordarter er bresjøsedimenter som består av silt (kvabb). Men som nevnt også bunnmorene som inneholder mye finstoff. Det er særlig bunnmorene på skiferbergarter som inneholder mye finstoff. Finsand og grus er ikke telefarlige, fordi det ikke dannes islinser. Det samme gjelder torv, d.v.s. myrtorv.

Snø er et meget kuldeisolerende materiale, og det skal ikke særlig tykt snølag (løs snø) for å hindre frosten i å trenge dypt ned i jorden. At det oppstår skader på veger uten tilstrekkelig bærelag (skogveger og gårdsveger f.eks.) beror på at snøen brøytes vekk om vinteren.

I den del av Gudbrandsdalen som de tre kartblad omfatter er det ofte lite snø om vinteren, og før vegene ble utstyrt med tilstrekkelig tyke bærelag av grus eller pukk var det store teleskader i distriktet.

Det er også mange andre telefenomener i naturen, som f.eks. dannelsen av polygonmark (5- eller 6-kantede steinringer) i høyfjellet, solifluksjonstunger og "krypende blokker", og dessuten blokker som av telen skytes opp i overflaten. Dette siste fenomen forekommer også på dyrket blokkførende moreneunderlag. Det fører også til at blokker i alminnelighet anrikes på overflaten av bunnmorenejord. Blokkene er ikke så tallrike dypere nede som det kan se ut på overflaten.

De forskjellige alminnelige geologiske prosesser og fenomener er beskrevet av Per Holmsen (1979), også telefenomenene.

KLIMAVARIASJONENE I HOLOCEN

Det er på grunnlag av flere forskjellige metoder at vi kan vite noe om fortidens klima. Den ene bygger på pollenanalyse (analyse av blomsterstøv som er oppbevart i torvmyrer og tjern), som viser vegetasjonsutviklingen. Den annen er bygget på historiske begivenheter og optegnelser, og på arkeologiske funn som lar seg tidfeste til historiske perioder. Den tredje metode er den såkalte ^{14}C -metoden, som bygger på laboratiemålinger av strålingen fra den radioaktive karbonisotop ^{14}C i prøver av organisk materiale. Denne gir en absolutt aldersdatering. Men det er særlig pollenanalysen som gir oss holdepunkter om vegetasjonen til forskjellige tider, og derigjennom om klimaet. Det finnes også en fjerde metode som kan anvendes i områder hvor det er isbreer, fordi isbreenes tilstand er klimaavhengig, og breene etterlater seg endemorener. I tilfeller der endemorener kan dateres gjennom historiske optegnelser, eller på andre måter, kan vi trekke slutninger om de klimatiske forhold den gang de ble avsatt.

Det er tideligere nevnt at tiden etter Yngre Dryas kalles Holocen, som regnes fra slutten av Yngre Dryas for om lag 10 000 år siden for å holde oss til runde tall. Innlandsisen dekket da Østlandet så langt sør som til Oslo,, og store breutløpere nådde ned til fjordbunnene på Vestlandet. Denne innlandsisen og breutløperne gjorde et fremstøt,

som ved Oslo og andre steder er ^{14}C -datert til ca. 9 500 år før nåtid. Jotunheimen var blitt et nunatakkområde og et aktivt glasiasjonsområde strakte seg over Breheimen og Jostedalsbreen.

Deretter ble klimaet hurtig varmere. Denne tiden, frem til ca. 9 000 år før nåtid kalles Preboreal (før Boreal).

Den følgende tid kalles Boreal. Det var en varm og tørr tid. Vegetasjonen etablerte seg hurtig på områder som var blitt isfri, og omkring midten av Boreal vokste det furu i viddenivået. Klimaet var varmere enn nåtidens og furuskog vokste flere hundre meter høyere da enn nå. Gamle furustokker funnet flere steder i Sør-Norges viddenivå er ^{14}C -datert til mere enn 8 000 før nåtid. Boreal regnes å slutte for om lag 8 000 år siden.

I løpet av Boreal må innlandsisen være forsvunnet, og bare de høyestliggende breer kunne klare seg (om det i det hele tatt var noe igjen). Liestøl (1961, s. 31-32) mener dette.

Vi ville naturligvis gjerne vite mere nøyaktig når de siste isrestene forsvant fra Midtre Gudbrandsdalen. Hvis vi kunne datere uttapningen av Dovrebresjøen ville dette være et holdepunkt, men ingen daterbare funn er gjort. Vi er bare henvist til en gjetning om at tapningen skjedde i slutten av Preboreal eller før midten av Boreal. Se tillegg s. 38.

Tiden mellom ca. 8 000 og 5 000 år før nåtid var fuktig, men varm, og kalles Atlantikum. Torvdannelsen skjøt fart både i viddenivået og i lavlandet. Samtidig døde furuen ut på myrene (på grunn av den høye grunnvannstand). I lavlandet vandret mere varmekjære løvtrær inn, bl.a. eik. I slutten av Atlantikum, ved overgangen til den følgende tid, Subboreal, vandret edelløvskogen inn (bl.a. bøk) i den sørlige del av landet. Dette var den varmeste tid i Holocen.

I Subboreal faller også den historisk-arkeologiske periode som kalles bronsealderen. Bronsealderen, med sitt sosiale klasseskille mellom høvdinge, småfolk og trelle, berodde på en fast bosetning med jordbruk. Fra Toten er det gjort oldfunn fra bronsealderen. Om det var

etablert en fast bosetning med jordbruk i Gudbrandsdalen i bronsealderen vet vi ikke. Trolig var den begynt.

Subboreal varte til om lag 500 år før Kr. Denne klimaperiode ble avsløst av en kaldere tid som også var mere fuktig. Furskogen, som hadde etablert seg på ny på torvmyrene i Subboreal, døde der atter ut på ny, samtidig som granen vandret inn. Vi er nå inne i Subatlantikum, tiden som varer fremdeles. Fast bosetning med jordbruk hadde etablert seg, også i innlandets daler, frem mot vikingtiden. Jordbruket var ikke den eneste næringsvei, og jakt og fiske, som lengde hadde gitt et utkomme for fangstfolk i høyfjellet og på fjellviddene, var viktig for livbergingen.

Fra slutten av vikingtiden ble klimaet dårligere, og ved slutten av middelalderen vet vi at uår inntraff. Breene rykket frem, og omkring midten av 1700-tallet hadde de sin største utbredelse i Holocen, og de forreste endemorener foran breene ble avsatt på denne tid. Gårder ble ødelagt av fremrykkende breer i Sogn og Nordfjord, og i Jotunheimen ble en seter ødelagt av Storbreen i Leirdalen øverst i Bøverdalen. Disse brefremstøt er datert ved historiske opptegetninger. Ival Kleiven skildrer uårene i Gudbrandsdalen i flere av sine bøker. Han, selv fra Lalm, fikk gamle folk til å fortelle det som var bevart gjennom tradisjonene i Dovre og Lesja, i Fron og Øyer. Det kom også rekker av uår, med sommerfrost, bl.a. i 1770-årene. Beretninger om frost-uår er fortalt helt fra 1600-tallet.

Uår med sommerfrost kom også på 1800-tallet, og uårene i 1809 og 1813 er vel kjent fra Norgeshistorien.

Etter 1930 har breene i Norge gått sterkt tilbake. 1930-årene var særlig varme ifølge presise temperaturmålinger gjennom hele det 20. århundre. Men breene fortsetter å trekke seg tilbake, bare med små fluktasjoner enkelte år. I hele dette århundre har det heller ikke vært særlige uår med skadefrost. Skog- og tregrensene har vist en langsom høyning.

Fra enkelte utenlandske vitenskapshold har det vært fremkastet en prognose som går ut på at vi går mot en ny istid. Det er foreløpig

ingen tegn på at noe slikt er nær forestående. Sett i et langt perspektiv er det sannsynlig at vi lever i en interstadial mellom to nedisninger. Vegetasjonsutviklingen i Holocen og den nåværende naturlige vegetasjon i det hele, sammenlignet med hva vi vet om vegetasjonen i tidligere interstadialer, tyder på det.

Hvis vi holder oss til nåtidens årlige middeltemperaturer som grunnlag for en slik bedømmelse, måtte middeltemperaturen synke med minst 3° C gjennom lange tidsrom for at Norge på ny skal bli nediset.

JORDARTENES ANVENDELSE

Det er et betydelig jordbruk innen de tre kartblads område, og dette er den viktigste næringsveg for en tallrik befolkning. Den beste dyrkningsjord er bunnmorenen, som både holder godt på fuktighet og næringsemner og har størst utbredelse. Det er det sammenhengende morenedekke som dyrkes. Det er også et betydelig skogbruk i området, og også for skogens produktivitet er bunnmorenen den beste, men skogen kan vokse bra også på det usammenhengende morenedekke.

Men også andre jordarter er dyrket, og skog vokser også på andre jordarter. Flomsand er dyrket i en viss utstrekning, og i Øvre Heidal er bresjøavsetningene dyrket, på grunn av høyt finstoffinnhold. De postglasiale elveavsetninger utenom flomsand egner seg lite for dyrkning, idet de store grusvifter i området gjerne har grovt materiale i overflaten. Likevel er deler av grusviftene noen steder dyrket. De er ellers skogbevokset og har høy grunnvannstand. Også de nedre og relativt finkornige deler av grusviftene er flere steder også dyrket, og også der er grunnvannstanden høy mange steder, fordi nåtidens elver stadig fyller grunnen med vann. Men de øvre og grovkornige deler av grusviftene egner seg lite for oppdyrking.

Breelavsetningene egner seg ikke til dyrkning, både fordi grunnvannstanden ligger dypt og materialet er for gjennomtrengelig til å holde på tilstrekkelig fuktighet. Derimot har breelavsetningene andre anvendelser, hvorav de viktigste er som byggeråstoff til betong, til bærelag under veger, og til sementvareindustri. Videre er breelavsetningene god byggegrunn både fordi grunnvannstanden ligger dypt og

fordi materialet er ikke-teledannende. Men anvendelsen til byggetomter utelukker bruken som byggeråstoffer og industriell anvendelse. Det påhviler derfor planleggere ved arealanvendelsen å sikre forekomstene av gode breelavsetninger til bruk som byggeråstoff for en lang fremtid.

De postglasiale elveavsetninger utenom flomsand kan også brukes til f.eks. bærelag under veger, og brukes allerede i en viss utstrekning til dette formål. De kan bare ikke avbygges ved vanlig grustakdrift til større dyp, p.g.a. høy grunnvannstand. De øvre og grovkornige deler av de store grusvifter er også god byggegrunn, i de deler hvor grunnvannet ligger tilstrekkelig dypt (dypere enn god kjellerdybde) og i tilstrekkelig høyde over dalbunnen til at de store flommer ikke når dit. Vålas grusvifte er jo bebygget med Ringebru tettsted. Som byggegrunn har det grovkornige grusmaterialet bare en ulempe, nemlig at frosten trenger så dypt ned i snøbare og kalde vintre at vannledningene fryser. Det har hendt at vannledningene under gatene i Ringebru tettsted har vært frosset på 4 m dyp, og har måttet tines elektrisk.

Den jordart som er minst anvendt er torv (myratorv), men denne egner seg både som telegulerende materiale rundt kjellermurer på telefarlig materiale, og til jordforbedring på sand- og grusjord til dyrkningsformål. Det gjelder om å tilføre slik jord tilstrekkelig meget humusstoff til at jorden kan holde bedre på fuktighet (og næringsemner).

Alt i alt er det bunnmorenen som er distriktets viktigste naturressurs, som dyrkningsjord hvor morenedekket er sammenehengdend, som skogsmark og beitesland hvor det er usammenehengende.

FREMTIDIGE MULIGHETER

Den som vil gjøre seg opp en mening om hvilke fremtidsmuligheter næringslivet i distriktet (de tre kartblads områder) der er, er nødt til å gjøre en realistisk analyse av tilstanden og tendenser som gjør seg gjeldende i nåtiden. Da er det geologiske utgangspunkt slett ikke det dårligste.

Den etterkrigstid vi har gjennomlevet de siste tre-fire tiår har vært preget av en sterk ekspansjon i landsmålestokk. Det har fått mange

til å tro at fremtiden ligger i en fortsatt ekspansjon i industrien. Denne tro har også farget diskusjonene om distriktsutbyggingen. Det har foregått en storstilet omstrukturering i hele samfunnslivet, som også har berørt de to primærnæringene i distriktet, jordbruket og skogbruket. Det gamle seterbruket er nesten opphørt og dermed er en stor ressurs blitt liggende nesten ubenyttet, nemlig beitestrekningene i viddenivået. Mekaniseringen i jordbruk og skogbruk har ført til at færre mennesker er sysselsatt i primærnæringene. Befolkningsoverskuddet er enten flyttet til byer og tettsteder, sysselsatt i industri og handel, eller de er blitt absorbert i servicevirksomheter, småindustri, turistnæring eller andre sekundærnæringer. Det har ofte vært reist spørsmål om det lønner seg å holde jordbruket gående. Denne utvikling er gått så langt at det mange steder er oppstått en mangel på arbeidskraft i primærnæringene. Mange synes å ha glemt at det er primærnæringene som er basis for nesten alle sekundærvirksomheter, og at det er en grense for hvor mange som kan absorberes i slike. Bildet blir ufullstendig hvis ikke lønnskampen mellom de ulike yrkesorganisasjoner trekkes inn.

Dette bildet som nettopp er skildret er et samfunn i ulikevekt, som har vært aksellerert i takt med den industrielle ekspansjon i landet som helhet. Denne ulikevekt er kjennetegnet ved at det nå er oppstått dyptgående kriser for primærnæringene, også for havfisket, og for industrien. For industriens vedkommende består krisen i at det betalingsdyktige marked er blitt overmettet. De høye innenlandske utgifter gjør at norsk eksport er i ferd med å bli utkonkurrert på markedene. Primærnæringene kan bare holdes lønnsomme med subsidier og støtte tiltak, et annet bevis på at samfunnet er kommet i ulikevekt.

Så langt er bildet bare en konstatering av fakta. Med utgangspunkt i en slik analyse og de konklusjoner den fører til kan vi forsøke å lage en prognose for en litt lengere fremtid over hva som vil bli stående og hvilke ressurser distriktet har for fremtiden.

Det første som faller i øynene da er at både jordbruket og skogbruket vil bestå. Begge disse primærnæringene bygger på permanente ressurser (fornybare sådanne). De brukes ikke opp. Forvaltningen og disponeringen av arealene gjennom lovene om generalplaner har i høy grad tatt hensyn

til dette, og vil fortsett i dette spor. For jordbrukets vedkommende har det allerede en tid vært i gang en viss utvidelse av jordbruksarealene ved nydyrkning i seterregionen for forproduksjonen til bufe. Eks. er området ved Lomsetrene (blad Skåbu). Det innebærer egentlig bare en mere rasjonell utnyttelse og omlegging av seterbruket. Det finnes også andre måter å utvide jordbruksarealet i beskjedne målestokk, men dette vil gå på bekostning av skogsarealene, særlig de mest produktive, og hvor morenedekket er noenlunde sammenhengende. Kunstig vanning av tørre dyrkningsjord kan komme mere til anvendelse for å øke produksjonen på allerede dyrket mark og tilleggsjord som lar seg opparbeide i utmark. Takket være mekaniseringen lar det seg gjøre å opparbeide mark som tidligere var ulønnsomt på grunn av stein- og blokkinnholdet. På den annen side er enkelte små brattlendte bruk nedlagt og jordvegen enten overtatt av større bruk eller beplantet med skogstrær, men dette har bare skjedd i liten målestokk innen distriktet for de tre kartblad.

Det lar seg neppe påvise andre råstoffer for industri enn grusforekomstene, som er engangsressurser hvis de anvendes til grustekt. Det finnes tilstrekkelig slike grusforekomster innen distriktet for temmelig lang tid fremover, da sementvareindustriens produkter ikke tåler lang transport og derfor bare skal dekke forbruket innen distriktet, eller nærmeste distrikter.

Alt i alt er det jordbruket og skogbruket som også i fremtiden vil være basis for all annen virksomhet innen distriktet, i større målestokk.

TILLEGG

Litteratur tilkommet etter at denne beskrivelse var ferdigskrevet.

Alstadsæter (1983) beskriver et pollenprofil fra en liten torvmyr ved Olstappen (blad Espedalen) som kaster nytt lys over viktige geologiske begivenheter i Gudbrandsdalens nærhet, og to aldersbestemmelser av prøver hentet fra dette profil.

Profilen viser underst en siltavsetning med pollen, av samlet tykkelse 1,7 m, hvilende på et grovklastisk underlag. Over siltlagene hviler

et ca. 5 cm tykt gytjelag, og derover 2,1 m torv. Den ene aldersbestemmelse er utført på gytjelaget med noe av siltlaget like under, og gav $8\ 780 \pm 210$ BP, (uoppløselig fraksjon i NaOH), henholdsvis $9\ 080 \pm$ BP (oppløselig i NaOH). Den annen aldersbestemmelse gav $7\ 878 \pm$ BP, i torv (alnus-oppgangen).

Bare den øverste meter av siltlaget lyktes å trenge ned med prøvehenteren. Denne meter inneholder pollen av gress, bjørk (dvergbjørk?), vidjer, eier og furu. Alstadsæter setter grensen mellom denne sone (NAP-Betula-sonen) og gytjelaget til overgangen Preboreal/Boreal. Dette viser at viddnivået var vegetasjonsdekket (med en pionervegetasjon) allerede i siste del av Preboreal, mens den lokale bresjø hvor sedimentasjonen foregikk var oppdempt av isen i Gudbrandsdalen. Gytjelaget regner forfatteren til tidlig Boreal, dels p.g.a. aldersdateringen, dels p.g.a. Betula-oppgangen i denne sone (Betula-sonen). Pollendiagrammet viser en sterk dominans av pinus i det underste av torvlaget, og viser tett furuskog innen nærområdet. Grensen gytjelaget/torvlaget markerer uttappingen av den lokale bresjø (den må ha vært temmelig lokal, oppdempt til vannskillet mot Gausdal 728 m o.h. minst), og tilhører Gausdalsfasen i dreneringshistorien. Se beskrivelse til bladene Svatsum og Espedalen.

Omtrent samtidig med tappingen av den lokale bresjø i Olstappenbassinet må den store bredemte sjø i Dovre - Lesja være tappet ut mot sør. Dette skjedde i tidlig Boreal.

Polleninnholdet i bresjøsilten ved Olstappen viser også hvor hurtig isavsmeltingen foregikk i siste halvdel av Preboreal. Minst ca. 500 m is må ha dekket viddnivået ved midten av Preboreal for at innlandsisen skulle gjøre de markerte fremstøt ved Oslo, i Lærdal, Årdal og på Dovrefjell. Det gir en avsmelting av mere enn 1 m/år i gjennomsnitt, sikkert mere enkelte år og årrekker. De døde restene av innlandsisen i de dype dalene på Østlandet (Gudbrandsdalen) måtte være 400-500 m tykke ved uttappingen av bresjøene. I det Boreale klima måtte den videre nedsmelting av disse døde isrester ha foregått hurtig, og det er vel sannsynlig at de forsvant før midten av Boreal.

Oslo, 27. april 1984

Per Holmsen
førstestatsgeolog

LITTERATUR

- Alstadsæter, I. 1983: The deglaciation and vegetational history of a former ice-dammed lake area at Skåbu, Nord-Fron, Southern Norway. *Nor. geol. unders. nr. 373.*
- Bergersen, O.F. 1972: Kvartærgeologien omkring Frya. En oversikt over jordartene med jordartskart i M 1:10 00. Regionplanrådet for Sør-Gudbrandsdal. Bergen.
- Bergersen, O.F. & Garnes, K. 1971: Evidence of sub-till sediments from a Weichselian interstadial in the Gudbrandsdalen valley, central East Norway. *Norsk Geogr. Tidsskr. 25.*
- Bergersen, O.F. & Garnes K. 1972: Ice movements and till stratigraphy in the Gudbrandsdalen area. Preliminary results. *Norsk Geogr. Tidsskr. 26.*
- Garnes, K. 1972: Siste istid i midtre Gudbrandsdalen. Hovedoppgave i kvartærgeologi. Universitetet i Bergen. Upubl.
- Garnes, K. 1973 A: Kvartærgeologien i Ringebu. Med jordartskart M 1:20 000 Trabelia-Nordåa. Utarbeidet for Regionsplanrådet for Sør-Gudbrandsdal. Bergen.
- Garnes, K. 1973 B: Till studies in the Gudbrandsdalen area, eastern central Norway. *Bull. Geol. Inst. Uppsala. Vol. 5.*
- Garnes, K. 1977: Da Mammut beitet på Kvam-tundra. Lillehammer tilskuer Gudbrandsdølen for 8. juli.
- Gjessing, J. 1977: Norges Geografi. Landformene. Universitetsforlaget.
- Heintz, N., Garnes, K. & Nydal, R. 1979: Norske og Sovjetiske mammutfunn i kvartærgeologisk perspektiv. Fortiden i søkelyset. Laboratoriet for radiologisk datering. Trondheim.

- Holmsen, G. 1919: Gudbrandsdalens bræsjø. Nor. geol. unders. 73.
- Holmsen, P. 1979: Grunnlag i kvartærgeologi. Nor. geol. unders. 347.
- Holmsen, P. "Jotunheimen". Beskrivelse til det kvartærgeologiske oversiktskart M 1:250 000. Med fargetrykt kart. Nor. geol. unders. 374.
- Liestøl, O. 1961: Breer i Norge. Den Norske Turistforenings årbok.
- Mangerud, J. 1963: Isavsmeltingen i og omkring midtre Gudbrandsdal. Nor. geol. unders. 223.
- Mangerud, J. 1965: Dalryllinger i noen sidedaler til Gudbrandsdalen, med bemerkninger om norske mammutfunn. Norsk Geologisk Tidsskr. 45.
- Samuelsen, A. 1953: Innlandsisens avsmelting i fjellstrøket mellom Gudbrandsdalen og Østerdalen. Norsk Geogr. Tidsskr. 14.



Fig. 1. Kame ved Muvatnet, blad Ringebu. Målestokk: ryggsekk med flagg. Til høyre Muen. UTM 614440 mot øst. P. Holmsen 16.8.76.



Fig. 2. Store sprekker i fyllitt innenfor stupkanten i nordsiden av Teigkampen i Kvam. Blad Vinstra. Sprekkene er årsak til utfall av blokker fra stupkanten, og dermed dannelsen av fjellskredmassene. Jfr. fig. 3 og 4. UTM 365350 mot øst. P. Holmsen 12.9.75.



Fig. 3. Detalj av fjellskredmassenes øvre del i nordsiden av Teigkampen i Kvam. Blad Vinstra. I bakgrunnen øvre del av tettbebyggelsen i Kvam med Veikledalen og Leinegårdene. UTM 365361 mot nord (på skrå nedover). P. Holmsen 12.9.75.



Fig. 4. Detalj av de samme fjellskredmasser som på fig. 3 i nordsiden av Teigkampen i Kvam. Blad Vinstra. En karakteristisk blokk kjennes igjen fra fig. 3. UTM 365351 på skrå oppover mot sørøst. P. Holmsen 12.9.75.



Fig. 5. Rundingsgraden av stein 5-10 cm i Sjoas elveleie ved sammenløpet med Otta. Vesentlig Jotunbergarter. 100 stein, hvorav de to nedre rekker av de fleste vil bli klassifisert som godt rundet, i alt 56. Den nederste rekke på 5 stein er perfekt godt rundet. De resterende 44 stein er kantrundet. UTM 283387. P. Holmsen 17.9.75. Blad Skåbu.



Fig. 6. "Katastrofesediment", av P. Holmsen antatt å være avsatt under uttapningen av Gudbrandsdalens bresjø. Nord for Ny-Sandbu, blad Skåbu. UTM 292432 mot sør. Personen er P. Holmsen (selvutløser). P. Holmsen 21.9.70.



Fig. 7. Iskонтakten av "katastrofesedimentet", tapningen av Gudbrandsdalens bresjø. Blad Skåbu. UTM ca. 291430 mot vest. P. Holmsen (selvutløser). P. Holmsen 21.9.70.



Fig. 8. Iskонтakten mot sør av "katastrofesedimentet", tapningen av Gudbrandsdalens bresjø. Blad Skåbu. Kort nord for Ny-Sandbu. UTM ca. 291430 mot øst. P. Holmsen 21.9.70.



Fig. 9. Iskcontacten mot sør av "katastrofesedimentet" fra tapningen av Gudbrandsdalens bresjø, sett på avstand fra litt nord for Ny-Sandbu. Blad Skåbu. UTM ca. 290429 mot nord. P. Holmsen 21.9.70.

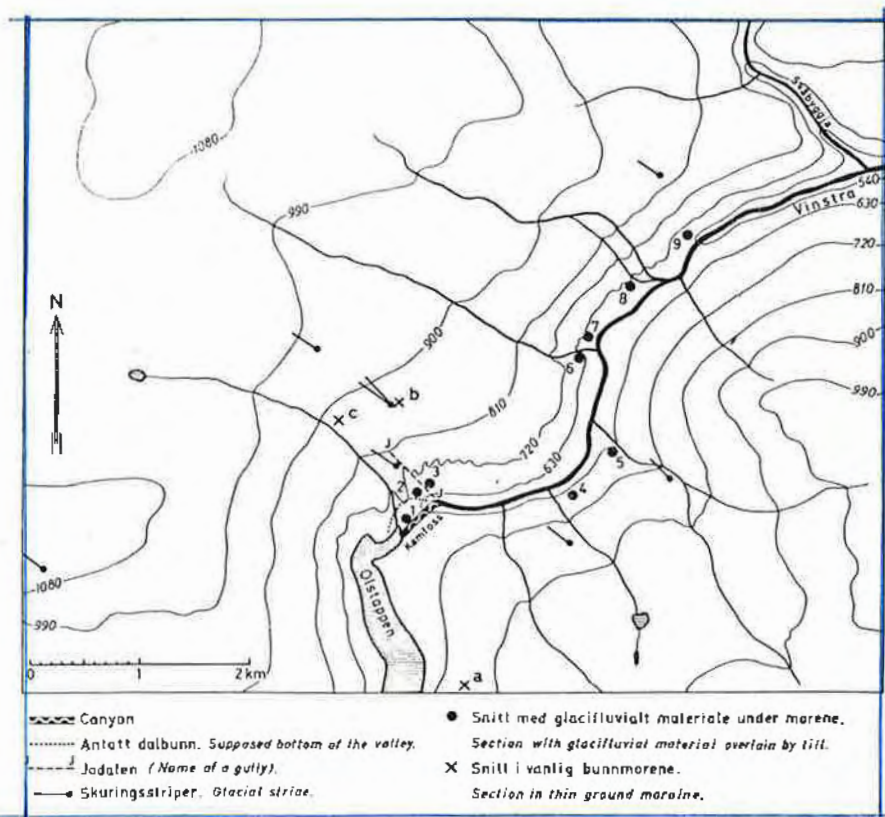
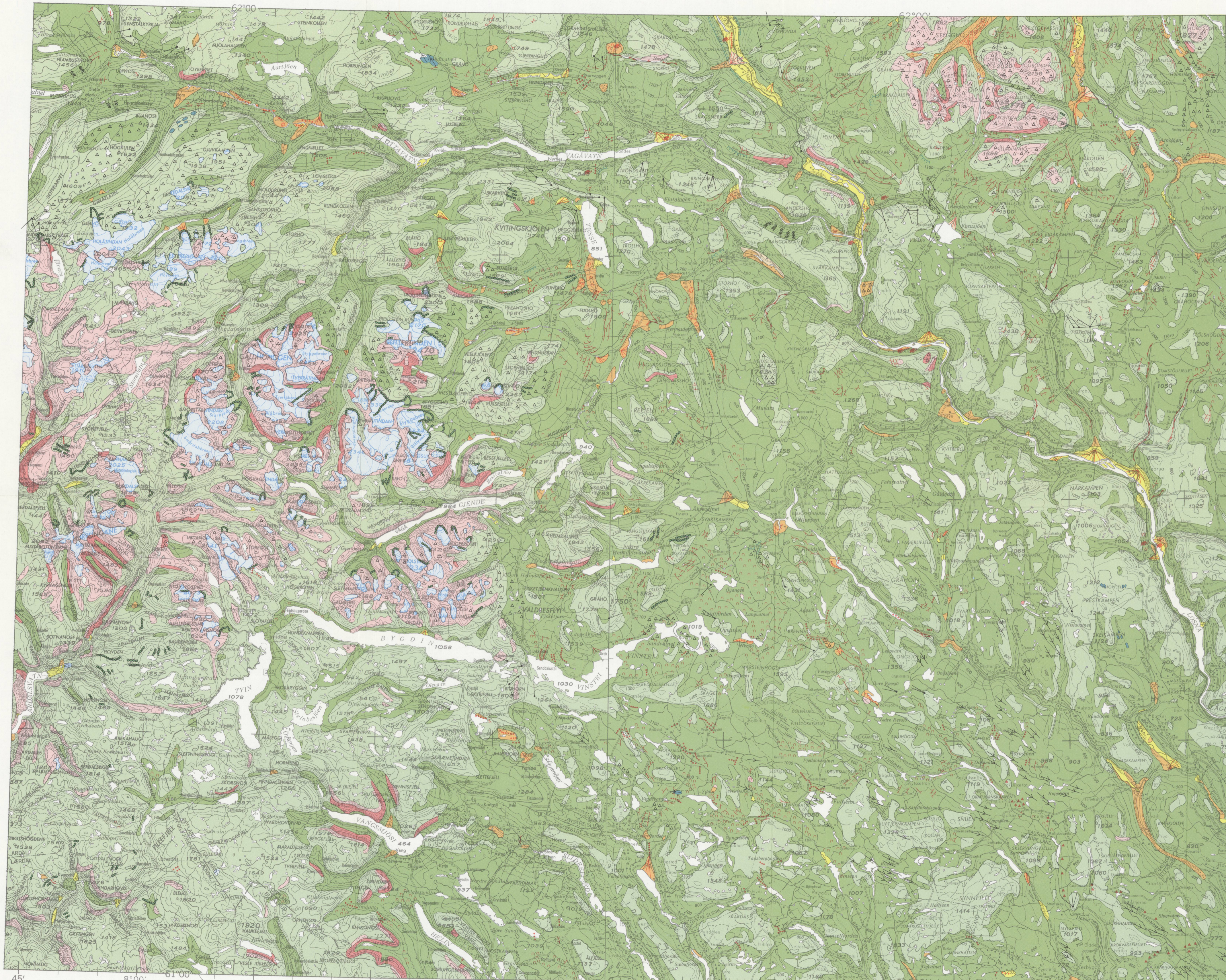
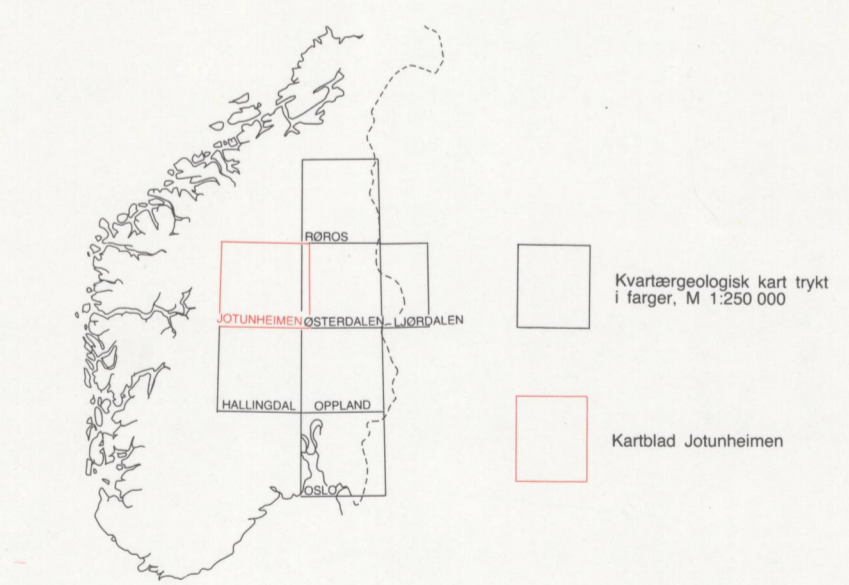
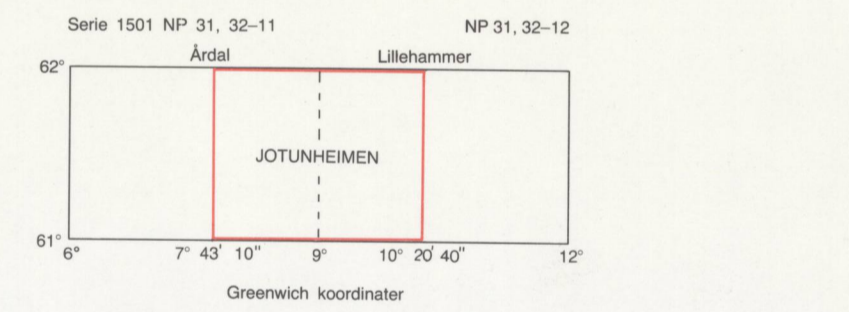


Fig. 10. Lokaltiteter med submorene sedimenter i Vinstradalen, blad Skåbu. Kartskisse av Mangerud (1965) fig. 3, s. 203.



- TEGNFORKLARING**
Legend
- LØSMASSER**
Superficial deposits
- SAMMENHENGENDE DEKKE AV MORENEMATERIALE
Continuous till sheet
 - USAMMENHENGENDE DEKKE AV MORENEMATERIALE
Discontinuous till sheet
 - RANDMORENE
Marginal moraine
 - BRELVAVSETNINGER
Fluvial deposits
 - BRELSJAVSETNINGER
Glaciolacustrine deposits
 - MARINE AVSETNINGER
Marine deposits
 - ELVE- OG BEKKEAVSETNINGER (POSTGLASIALE)
Fluvial deposits (postglacial)
 - UR
Scree
- BART FJELL**
Exposed bedrock
- BART FJELL, EVENTUELT FROSTFORVITRET MATERIALE IN SITU
Exposed bedrock, or frost-weathered material in situ
- ANDRE SYMBOLER**
Other symbols
- BRE
Glacier
 - BLOKKER ANRIKET PÅ OVERFLATEN
Blocks enriched at the surface
 - SKURINGSSTRIPER MOT OBSERVASJONSPUNKT, DEN ELDERE MED HAKE
Glacial striae towards observation point, the older one with hook
 - FLUTED- OVERFLATE
Fluted surface
 - DRUMLIN
Drumlin
 - STRANDLINJE I BRESJØ
Shoreline in former glacial lake
 - RAVINE
Gully
 - BRELVÅP, TOSIDIG OG LATERALT
Drainage channel, bilateral and lateral
 - BRELVÅP
Fluvioglacial canyon in bedrock
 - TERRASSEKANT, ELVERTERASSE
Fluvial terrace margin
 - GETTERYGG, ESKER
Esker
 - HAUGET MORENE, ABLASJONSMORENE OG -ROGEN MORENE-
Hummocky moraine, ablation moraine and -rogen moraine-
 - GRUSVIFTE
Fluvial fan
 - SUBMORENE AVSETNINGER, ELDERE WEICHEL
Submoraine deposits, older Weichsel
 - FUNNSTED FOR MAMMUTRESTER
Mammoth findings
 - LEDEBLOKKER AV DOKKVATN-KONGLOMERATET
Boulder train of the Dokkvatn conglomerate
 - DØDISGRØP
Kettlehole

Kartet er sammensatt i 1961 av Per Holmsen. Feltarbeidet med det kvartærgeologiske grunnlag (i målestokk 1:50 000) ble påbegynt i 1959 og avsluttet i 1978 av Per Holmsen med medarbeidere. Topografisk grunnlag er etter serie 1501, en sammenstilling av deler av bladene Lillehammer og Årdal.



Referanse til dette kartet: HOLMSEN, P. - 1983
JOTUNHEIMEN, kvartærgeologisk oversiktskart, M 1:250 000
Norges geologiske undersøkelse

Kartgrunnlag : Norges geografiske oppmålings kart eller tilsvarende
Reppografi : Norges geologiske undersøkelse
Trykk : SJEVIK grafiske as, Trondheim 1983
Forlag : Universitetsforlaget

