NORGES VASSDRAGS- OG ENERGIVERK
VASSDRAGSDIREKTORATET
HYDROLOGISK AVDELING

KARTLEGGING AV ISTYKKELSE PÅ VESTRE SVARTISEN 1986

OPPDRAGSRAPPORT
3 - 88

NORGES VASSDRAGS-
OG ENERGIDIREKTORAT
BIBLIOTEKET

OPPDRAGSRAPPORT 3-88

Rapportens tittel:	Dato: 1988-02-19
KARTLEGGING AV ISTYKKELSE PÅ VESTRE SVARTISEN 1986	Rapporten er: Åpen
	Opplag: 100

Saksbehandler/Forfatter:	Ansvarlig:
Arne Christoffer Sætrang, Brekontoret	Bjørn Wold

Oppdragsgiver:

STATKRAFT

Sammendrag:

Rapporten beskriver metode og resultater ved breradar (radioekko) - målinger for kartlegging av subglasial topografi på deler av vestre Svartisen.

Målingene som ble gjort med en 5 MHz pulsradar og automatisk navigasjon, og dekker et område på ca 85 km^2 representert ved 227 km profiler i rutenett med for det meste 500 x 500 m ruter. Det subglasiale kartet er konstruert ut fra ca 4 800 bearbeidede punkter og koter er uttegnet av et dataprogram.

Middelavviket for 81 kontrollerte krysspunkter var 8.3 m, mens maksimal- og minimalavviket var henholdsvis 34 og 0 m.

En forsenkning i bunntopografien under øvre del av Storglombreen ligger lavere enn 500 m o.h.. Isen er over 600 m tykk i denne forsenkningen.

NORGES VASSDRAGS-
OG ENERGIDIREKTORAT
BIBLIOTEKET

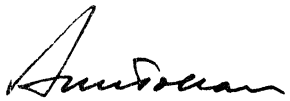
FORORD

Foreliggende rapport er et resultat av bestilling B-01/6493 fra Statkraft.

Bakgrunnen for arbeidet var ønske om en bedre bestemmelse av dreneringsgrensene i breområdet. Bunnkartleggingen er første del av et slikt arbeid.

Dette er det andre større breområdet i Norge som har vært gjenstand for en slik grundig kartlegging av istykkelse og bunntopografi. Avdelingsingeniør Arne Chr. Sætrang har vært hovedansvarlig for planlegging og gjennomføring av det omfattende feltarbeidet. Ingeniør Tormod Holth Nilsen sørget for innmåling av alle navigasjonspunkter. Christian Nielsen var sjåfør av beltevogn som var utlånt av Ranaverkene. Rekognosering i felt ble gjort av avdelingsingeniør Nils Haakensen og sivilarbeider Arve Benjaminsen. Bearbeidingen av resultatene er utført av Hamid Mohamed, Nils Bakke, Per Sommer-Ericsson, Erik Holmquist og Arne Sætrang med sistnevnte som ansvarlig. Utarbeidelsen av denne rapport er gjort av Arne Chr. Sætrang. Redigering og etterarbeid er utført av Rigmor Haugunn og Mike Kennett.

Oslo, februar 1988



Arne Tollan
avdelingsdirektør

INNHOLD

		Side
1.	INNLEDNING	3
2.	FELTARBEIDET	5
3.	GLASIOLOGISKE FORHOLD	7
3.1	Radarbølgens hastighet	7
3.2	Radarbølgens frekvens	7
3.3	Bresprekker og hulrom	7
4.	BEARBEIDING AV DATA FRA FELT	8
4.1	Navigasjon	8
4.2	Høydekurver	9
4.3	Radarkurver	11
5.	RESULTAT	16
6.	KONTROLL AV BRERADARMÅLINGENE	17
7.	KONKLUSJON	18
8.	ANBEFALINGER	19
9.	REFERANSER	19

1. INNLEDNING

Instrumenter og metoder for radio-ekko målinger ble utviklet i slutten av 1950- og begynnelsen av 1960-årene p.g.a. behovet for rask, nøyaktig og kontinuerlig måling av isbreers tykkelse (Drewry, 1981). Målinger ble utført på polare breer (Evans og Smith, 1969), men det tok mange år før teknikken kunne benyttes på tempererte breer (Watts m. flere, 1975).

Brekontoret anskaffet i 1981 en islandsk breradar (Sverrison m. flere, 1980). Enkle måleopplegg ble gjennomført på Bondhusbreen, Stegholtbreen og Nigardsbreen frem til 1984. Etter dette ble mer systematiske målemetoder benyttet.

I 1984 og 1985 ble det utført subglasial kartlegging med breradar på midtre Jostedalsbreen. Kartet som er publisert dekker et 60 km^2 stort område og benytter seg også av feltmålingene fra 1981 (Sætrang og Wold, 1986; Sætrang 1986). I 1986 ble den subglasiale topografien på nordre del av Jostedalsbreen (50 km^2) kartlagt med breradar (Sætrang og Holmquist, 1987).

Denne rapporten beskriver metode og resultater ved subglasial kartlegging med breradar på vestre Svartisen våren 1986. Et 85 km^2 stort område er kartlagt med et rutenett på 500 x 500 m for størstedelen av området (fig. 1 og fig. 2).

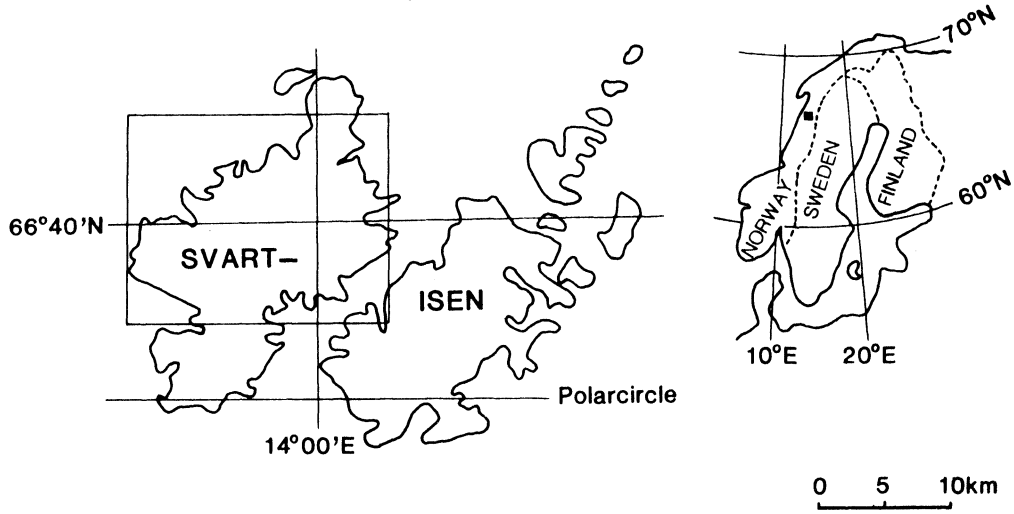


Fig. 1. Det undersøkte områdets beliggenhet på vestre Svartisen.

Observasjoner med breradaren består av registreringer av en utsendt elektromagnetisk bølgepuls som går gjennom isen og reflekteres fra grenseflater mot bl.a. fjell, luft og vann p.g.a. disse medienes forskjellige elektriske ledningsevne. Gangtiden mellom utsendt puls og innkommet refleks blir målt, og avstanden til det reflekterende punktet kan beregnes (fig. 3.). Reflekser kan på enkelte områder av breen være lette å observere, mens det på andre områder av breen kan være svært dårlig refleks. Spesielt i kupert terreng og sprekkområder kan det være mange ulike reflekser og de skygger over

hverandre og gjør det vanskelig å definere bunnrefleksen. Det finnes idag ingen andre målemetoder enn radio-ekko sonderinger for å kartlegge store områder på kort tid. Konstruksjon av kart over den subglasiale topografien krever god navigasjon og høydebestemmelse av breoverflaten.

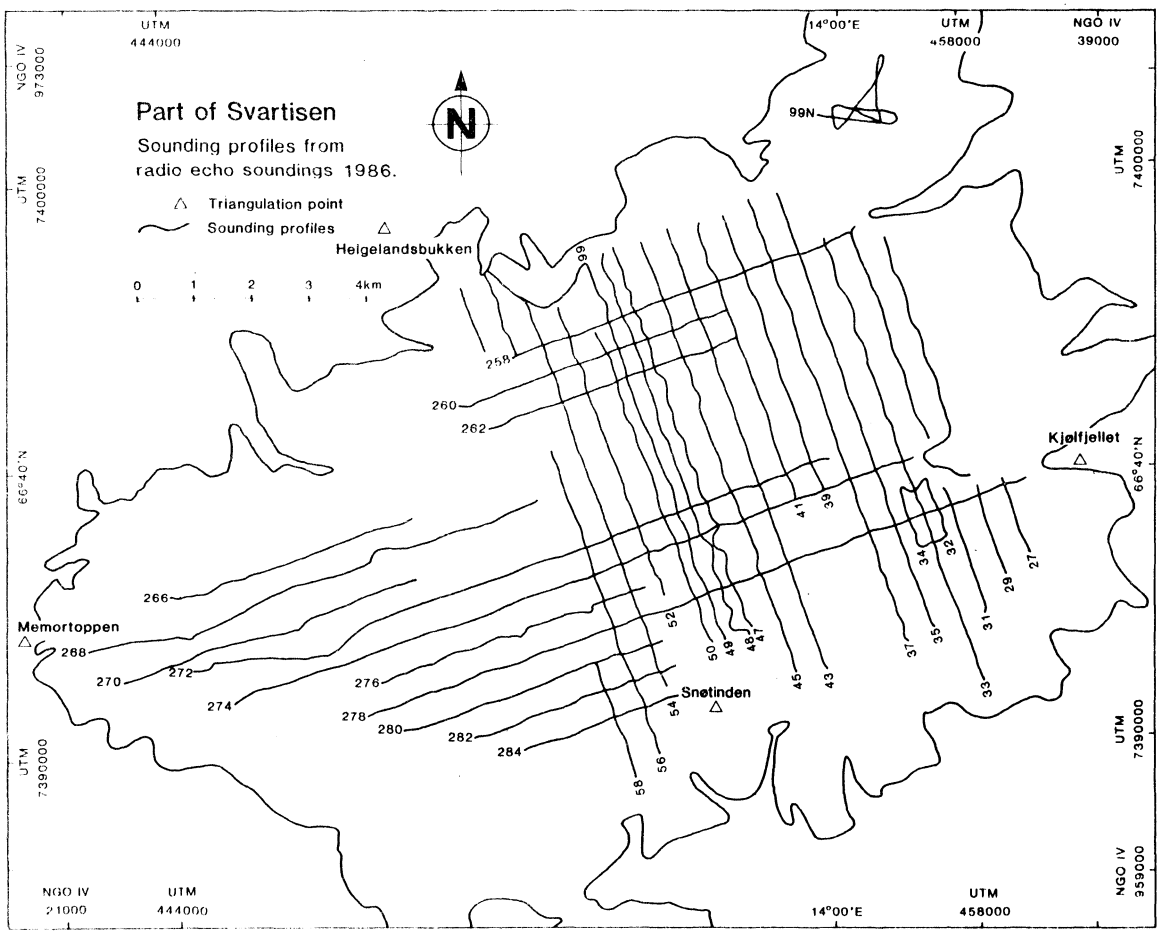


Fig. 2. 227 km profiler ble målt med for det meste 500 m avstand og disse dekket tilsammen et 85 km^2 stort område.

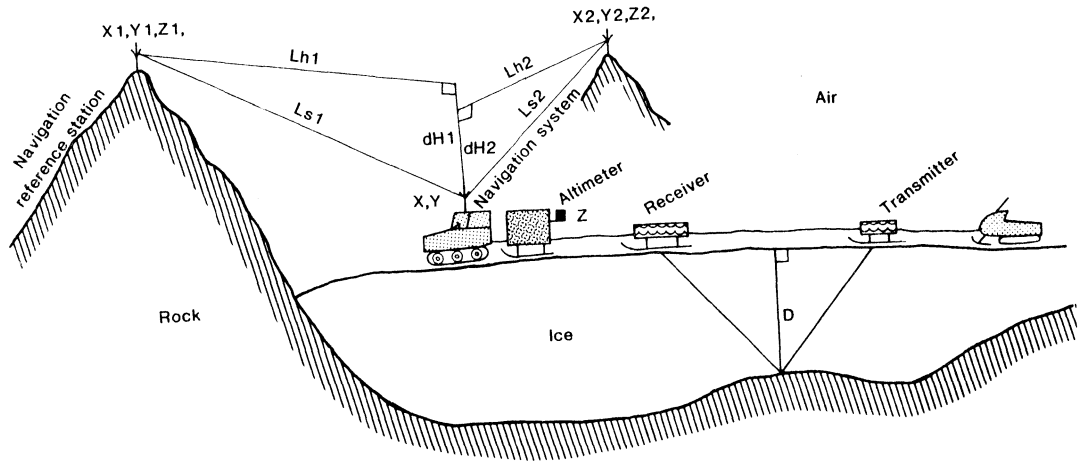


Fig. 3. Prinsippskisse for måleopplegget. Tegnforklaring i teksten.

2. FELTARBEIDET

Feltmålingene består av 3 typer måling; navigasjon (X og Y), høydemåling (Z) og istykkelsesmåling (D) (fig. 3). Til navigasjon ble det brukt et automatisk radio-navigasjonssystem (Motorola Miniranger III styrt av en Hewlett Packard 9826 datamaskin) og til høydemåling ble det brukt et digitalt barometer (Aanderaa air pressure sensor 2810). Høyde og posisjon ble logget på floppydisk hvert 6. sekund. Istykkelsemålingen ble foretatt med breradar (Mark II) og analoge signaler ble registrert på 35 mm negativ film for hver 2.56 m langs profilet. Breradaren var koblet til et odometerhjul som målte avstand langs profilet og styrte bildefremtrekket slik at ett bilde tilsvarte 1 600 m kjørt distanse.

Fig. 4. To av radiosenderne for navigasjonsutstyret ble tilkoblet solpaneler slik at oppladning av batterier ikke var nødvendig.

Målingene foregikk i perioden 20. mai til 11. juni 1986. Det ble kjørt 227 km profiler på 10 dager. Utstyret som ble benyttet, var ømfintlig for kulde og fuktighet slik at værhindringer var et stort problem under målingene. Før målingene startet ble referanse radio - sendere for navigasjonssystemet satt ut på innmålte fastpunkter i terrenget. Fem av radiosenderne måtte ettersees hver 4-5 dag bl.a. for å bytte batterier, men to av radiosenderne hadde solpaneler for opplading (fig. 4.). Solpanelene fungerte bra og disse to radiosenderne trengte ikke oppsyn under feltarbeidet. Som trekkvogn til "radartoget" ble det benyttet en bandvogn med tilhenger der det var plass til navigasjonsutstyr og operatør (fig. 5.). Bandvognen tauet sleden med radar-mottageren og bak denne igjen, en pulk med radarsenderen. I bratte utforbakker måtte en snøscooter kobles inn bakerst i "radartoget" for å bremse sleden og pulken. Lengden på hele "radartoget" var 60 m, og det trengtes 3 mann for å kjøre det (fig. 6.).

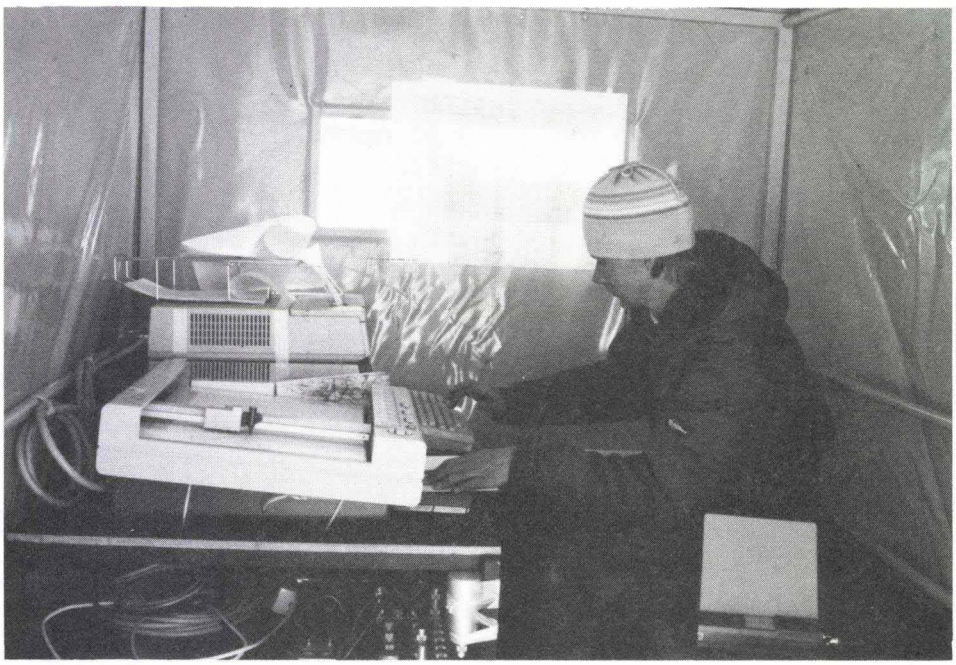


Fig. 5. Under kjøring av profiler måtte operatøren sørge for at flest mulig av de synlige radiosenderne for navigasjonsutstyret ble kalt opp. Posisjonen ble fortløpende tegnet på plotteren.

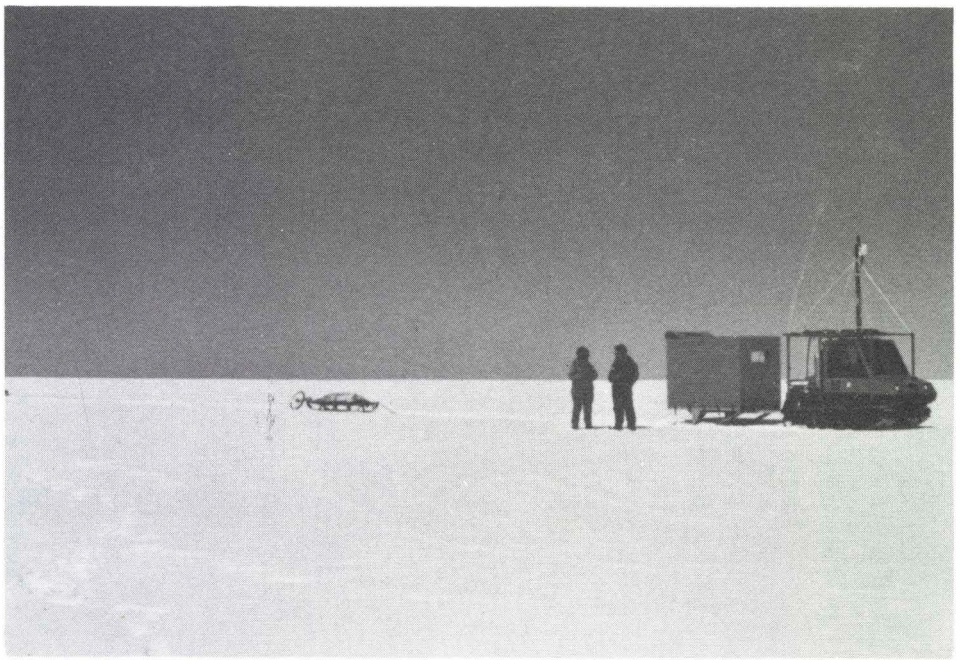


Fig. 6. Bildet viser "radartoget" med navigasjonsantenne, operatørslede, radarmottager og radar sender. Sjåføren av beltevognen kjørte etter en høyre/venstre indikator for å holde seg på rett kurs.

3. GLASIOLOGISKE FORHOLD

3.1 Radarbølgens hastighet

Elektromagnetiske bølgers forplantningshastighet gjennom is er målt og beregnet av bl.a. Robin (1975). Han viser en sammenheng mellom bølgehastigheten (v) og mediets tetthet (rho).

$$V = c / (1 + 0.851\ m^3/Mg * rho),$$

der c er lysets hastighet i vakuum. Formelen viser at bølgehastigheten avtar med økende tetthet. Velges en tetthet på 0.9 Mg/m^3 blir hastigheten 169.9 m/µs.

Glen og Paren (1975) foreslår en bølgehastighet på 167.7 m/µs og bygger på den temperaturavhengige formelen til Gough (1972):

v = c / (3.093 + 0.000072 * T + 0.0000011 * * 2) * * 0.5,

der T er absolutt temperatur.

Begge formlene over er på formen v = c / n, der n = epsr**0.5 er brytningsindeksen til mediet og epsr er mediets relative elektriske permittivitet. Størrelsen på den relative elektriske permittiviteten avhenger av mediets evne til å la seg polarisere og er for vann ca. 80, fjell ca 6, is 3.15 og luft 1.0.

Målinger av bølgehastighet i breis (Robin 1975) viser bl.a. 168.8 m/µs med en unøyaktighet på ± 0.2 m/µs.

I denne rapporten er det brukt en bølgehastighet på 169.5 m/µs under bearbeidingen av dataene.

3.2 Radarbølgens frekvens

Tempererte breer inneholder vann i porer, sprekker og kanaler. Frekvensen til radiobølgen er valgt slik at vannansamlingene ikke skal absorbere eller reflektere all energien i pulsen. Båndbredden er 2 til 10 MHz og med resonansfrekvens på 8.1 MHz som gir en bølgelengde i isen på 21 m. Radarens oppløsning er 8 m og maksimums- og minimumsdyp som kan måles er henholdsvis 1 300 og 30 m (Sverrison m. flere, 1980).

For polare breer som ikke inneholder fritt vann kan frekvensen til radarbølgen økes vesentlig. Som eksempel gir 300 MHz en bølgelengde i isen på 56 cm. Nøyaktigheten i avlesning av ekkoet er vanlig å sette til 1/4 bølgelengde.

3.3 Bresprekker og hulrom

Hulrom, kanaler og sprekker danner trolig det interne vanndreneringssystemet til breen og er et bindeledd mellom overflateavrenning og subglasial drenering av nedbør og smeltevann.

Sprekker dannes ved at skjærspenningene er større enn normalspenningene og dette sees oftest i brefallene, men det er også sprekker i breen under snølaget på de øvre platåene.

Radarbølgene reflekteres fra disse inhomogenitetene i isen dersom størrelsen på dem er på en bølgelengde eller mer. Ekkoet fra bunnen vil ofte være forstyrret av disse refleksene. Studier av reflekser fra hulrom er gjort i Sverige og det er mulig å bestemme om hulrommene er fylt av luft eller vann (Kennett, 1987).

4. BEARBEIDING AV DATA FRA FELT

Et punkt på den subglasiale flaten er bestemt av koordinatene X, Y og Zb, mens kart over breoverflaten er bestemt av kordinatene X, Y og Zo. For å beregne Zb må en kjenne istykkelsen D = Zo - Zb. Navigasjonssystemet gir X og Y, kart over breoverflaten gir Zo og breradarmåling gir D. Dermed kan Zb beregnes.

4.1 Navigasjon

Radiosendere for navigasjonssystemet settes ut på innmålte fastpunkter i området som skal oppmåles. Hver radiosender har sin egen kode og returnerer denne ved oppkalling. Avstanden til en radiosender beregnes ved å måle tiden fra radiokoden blir sendt ut, oppfanget av radiosenderen og sendt tilbake. Den målte tiden kalibreres for forsinkelser i elektronikken og multipliseres med lysets hastighet. Dette gir skråavstanden (Ls, fig. 3). Barometeret gir høydediffereansen (dH) mellom radiosenderen og vår posisjon slik at horisontalavstanden (Lh) kan beregnes. Vår posisjon er da et sted på sirkelen med radiosenderen i sentrum og den beregnete horisontalavstand som radius. Hvis terrenget er slik at 3 eller flere radiosendere er synlige, vil de 3 eller flere avstandene gi entydig navigasjonspunkt med nøyaktighet. Under vanskelige terrengforhold kan kanskje bare 2 radiosendere være synlige og navigasjonspunktet blir da tvetydig ((X,Y,Z) og (X,Y,Z?) fig. 7) og uten nøyaktighet. Hvis det kun er 1 radiosender synlig kan intet navigasjonspunkt beregnes.

Breradaren ble tauet 30 m bak navigasjonsantennen som ble posisjonsbestemt (fig. 3.). For å beregne posisjon til breradaren ble dette korrigert ved lineær interpolasjon. Deretter ble "steppunkter" interpolert for hver 50 m langs ferdskurven. Det første steppunktet S1 (fig. 8) på et profil ble dannet ved å ekstrapolere lineært 30 m tilbake fra første navigasjonspunkt N1 m.h.p. N2. Deretter ble steppunkter interpolert lineært med 50 m mellomrom langs navigasjonspunktene som vist på fig. 8.

De beregnete ferdskurvene sees på fig. 2.

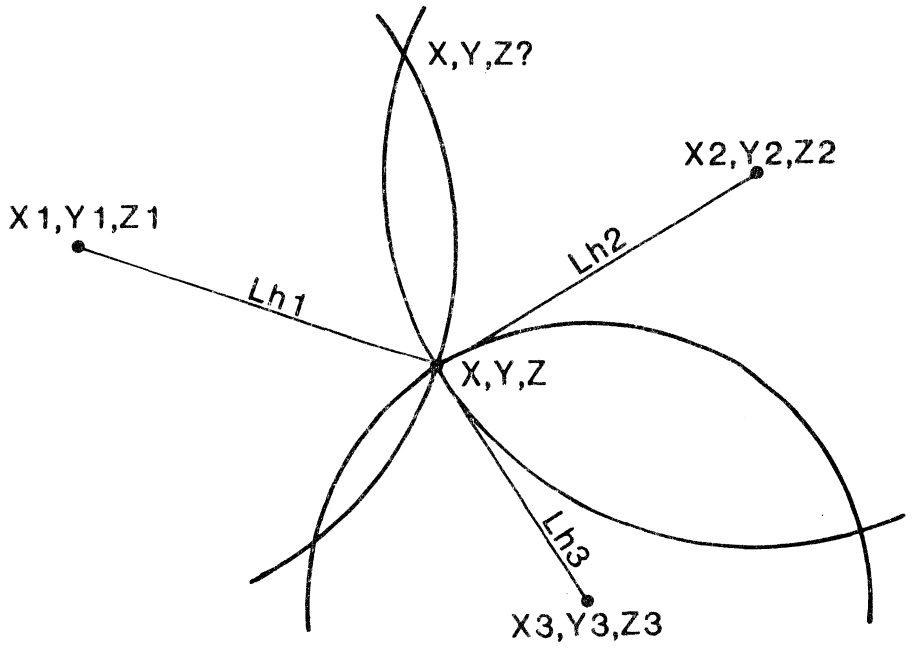


Fig. 7. To skjæringspunkter mellom sirklene med radius Lh1 og Lh2 gir opphav til to mulige posisjoner. Skjæring med en tredje sirkel med radius Lh3 bekrefter den riktige posisjon.

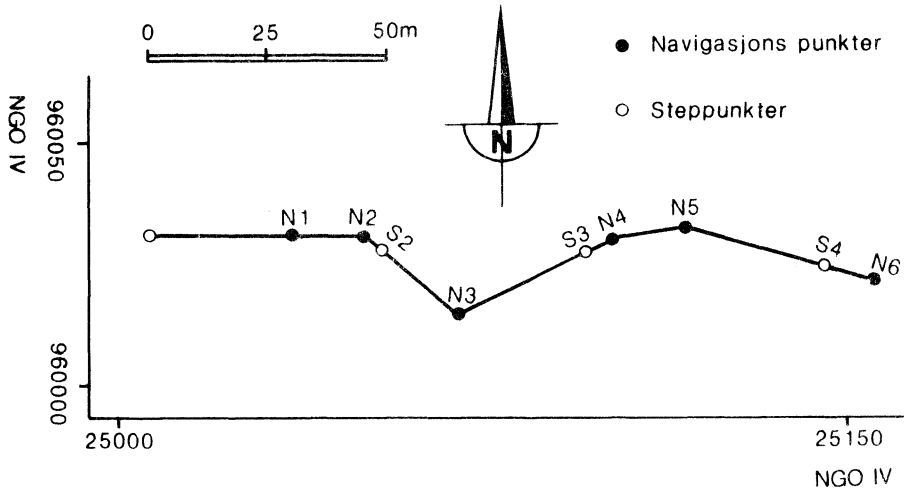


Fig. 8. Ferdskurvekorrigering for slep og inndeling i 50 m steg for å finne sammenhørende punkter for ferds-, høyde- og radarkurve.

4.2 Høydekurver

Grunnlag for høydekurver har vært Fjellanger Widerøe A/S's 1:20 000 kart konstruert fra flyfotografering i 1985. Kartet har en usikkerhet på ± 0.7 m for høyden i et vilkårlig punkt.

Ferdskurvene representert ved steppunkter ble avtegnet på kartet over breoverflaten (fig. 9.) og skjæringspunkter mellom ferdskurver og koter ble manuelt plottet i et høydekurvediagram (fig. 10.). En kontinuerlig kurve ble trukket gjennom skjæringpunktene. Usikkerhet i avlesning av høydeverdier (Zo) antas å være ± 2.5 m, mens avtegning av ferdskurve til kart antas å være ± 20 m (X og Y). Variasjoner i breoverflaten siden flyfotograferingen er ikke tatt hensyn til.

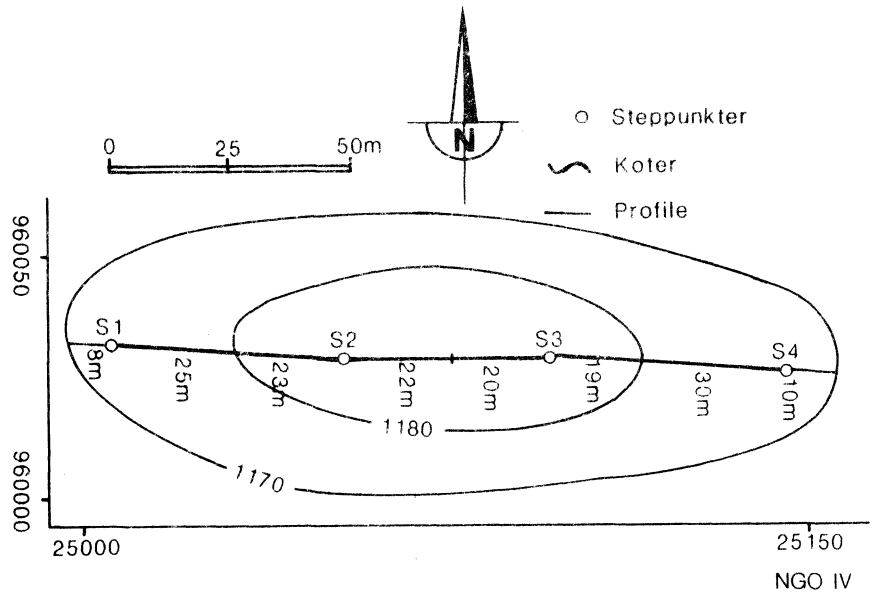


Fig. 9. Avtegning av ferdskurvens steppunkter på kart over breoverflaten for konstruksjon av høydekurve.

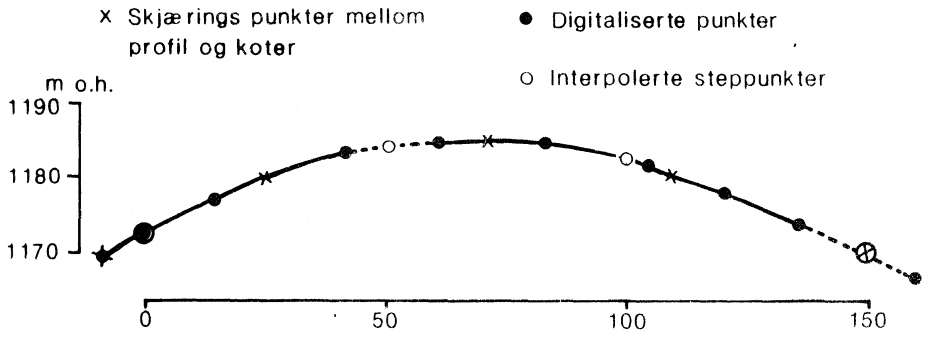


Fig. 10. Høydekurvenes inndeling i 50 m steg for dannelse av sammenhørende punkter for ferds-, høyde- og radarkurve.

Høydekurvene ble digitalisert med ± 2 m nøyaktighet i høyde på digitaliseringsbord. Mellom de digitaliserte punktene ble steppunkter med 50 m avstand lineært interpolert. Det første steppunktet tilsvarte det første digitaliserte punktet. Deretter ble

steppunktene lineært interpolert med 50 m steg langs lengdeaksen i diagrammet mellom de 2 nærmest liggende digitaliserte punktene.

Høydemåling med barometer ble også gjort, men ved 19 kontrollerte punkter ga barometermålingene gjennomsnittlig 10 m høyere breoverflate enn Fjellanger Widerøe A/S's kart. Måling av breeoverflatens høyde v.h.a. landmåling er gjort for noen punkter, men dataene er under bearbeidelse hos Fjellanger Widerøe A/S.

Breoverflatens høyde vil påvirke beregninger av bunntopografien.

Kotekart over breens overflate sees på fig. 17.

4.3 Radarkurver

Negativfilmene med radarregistreringene ble kopiert til papirbilder. Radarmottageren og oscilloskopet sees på fig. 11. Vertikalskalaens (tidsaksens) nullpunkt ble avlest på et amplitude modulert kontrollsignal for hvert profil. Horisontalskalaen (lengde langs profilet) ble justert i forhold til ferdskurven p.g.a. odometerhjulets sluring i snøen.

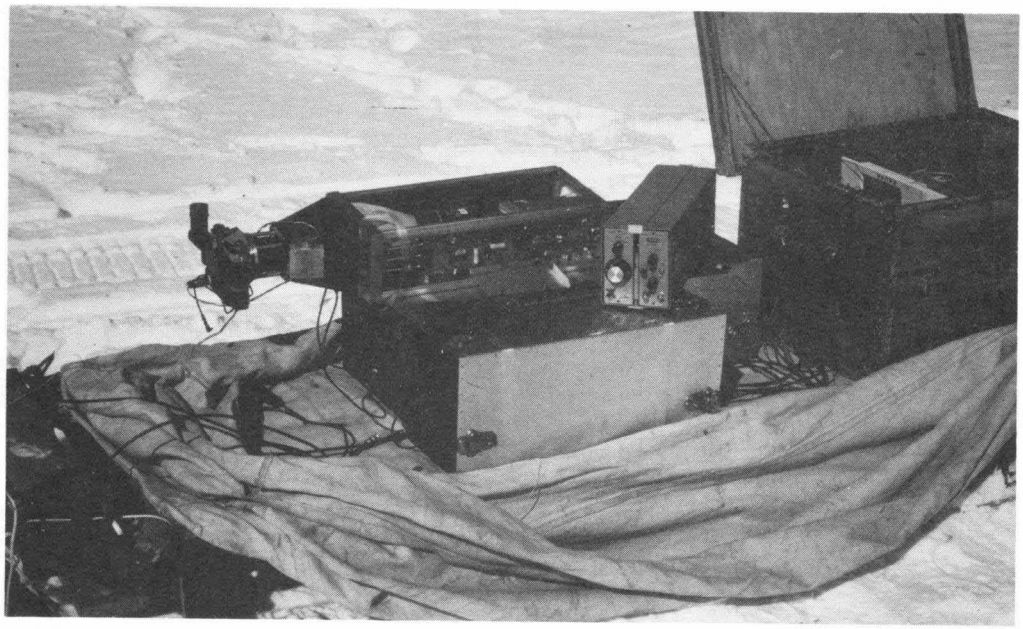


Fig. 11. Radarmottageren er koblet til et oscilloskop der signalet fotograferes av et kamera.

Radarkurvenes odometerlengde ble sammenlignet med ferdskurvenes lengde for å stedfeste radarprofilenes start og slutt. Radarbildene ble manuelt tolket og avtegnet på diagram der oppløsningen/lesbarheten til den reflekterte bølgen ble notert langsmed profilet. Radarkurven ble digitalisert og steppet i 50 m steg for sammenhørende punkter for ferds-, høyde- og radarkurver (fig. 12).

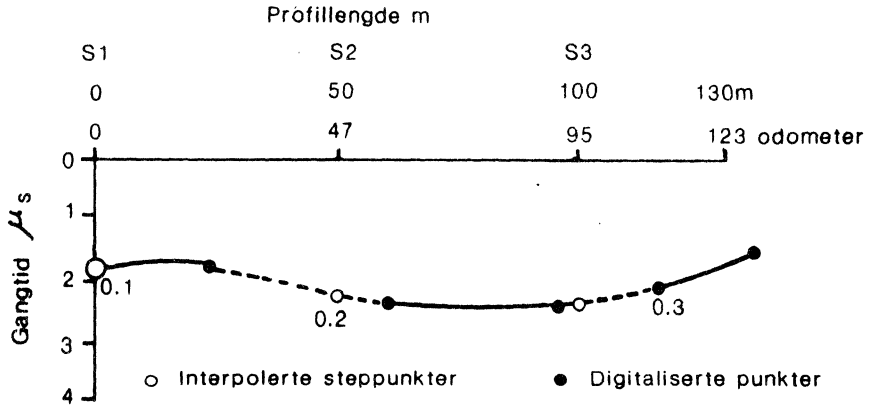


Fig. 12. Radarkurvens inndeling i 50 m steg for å finne sammenhørende punkter for ferds-, høyde- og radarkurve.

Istykkelsen ble beregnet ut fra følgende resonnement:

Breradaren sender ut energi radielt symmetrisk i en lobe vinkelrett på antennens lengdeutstrekning. Dette medfører at breradaren "ser" like godt til sidene for profilet som loddrett ned, men den ser ikke like godt fremover og bakover i profilet som loddrett ned. Sidereflekser er derfor et større problem enn reflekser forfra og bakfra langs profilet. Rekonstruksjon av breens bunn ut fra sidereflekser kan gjøres hvis profilavstanden er en bølgelengde (21 m) eller mindre. Refleksene som registreres ligger antagelig sjelden rett under profilet, men dette må antas ved den kartlegging som er gjort.

Kartleggingsmetoden som ble benyttet krever forutsetninger /forenklinger for å kunne gi entydig informasjon om istykkelsen. Dette trengtes for den videre bearbeiding frem til et topografisk kart. Forutsetningene/forenklingene var bl.a.;

a) at bunnrefleksen kom fra ett punkt loddrett under midten mellom sender og mottager,
b) at bølgehastigheten var konstant,
c) at bølgeforplantningen var rettlinjet,
d) at direktebølgen gikk i luftlaget umiddelbart over isen og
e) at breens og berggrunnens overflate var parallelle (se fig. 13).

Avstanden (S) mellom sender og mottager tilsvarer bølgelengden i isen. Mottageren ble trigget (etter tid Ts) av direktebølgen. Den reflekterte bølgen ble vist på monitoren etter tid Tm=T-Ts, der T var den reflekterte bølgens gangtid. Direktebølgens gangtid i luftlaget (Vluft=300m/μs) kan skrives Ts=S/Vluft. Den reflekterte bølgens gangtid kan skrives T=2*L/Vis=Tm+Ts. Pythagoras setning gir L**2=d**2+(S/2)**2 og kombinasjon av de nevnte ligninger gir istykkelsen

$$d=((Vis/2*(S/Vluft+Tm))**2-(S/2)**2)**0.5.$$

Radarregistreringene er av forskjellig kvalitet rundt omkring på breen. Dette er vist på to særegne profiler, nemlig profil 260 fig. 14 og profil 33 fig. 15 (profiloversikt fig. 2).

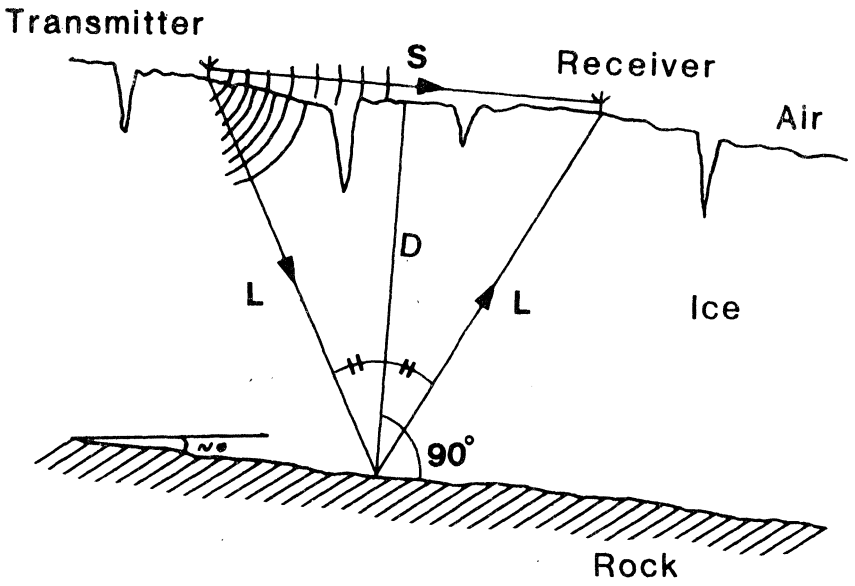
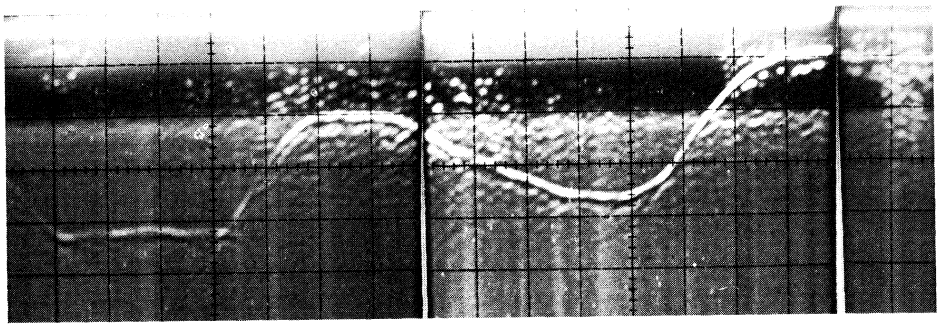


Fig. 13. Direkte og reflektert bølge i et tverrsnitt.



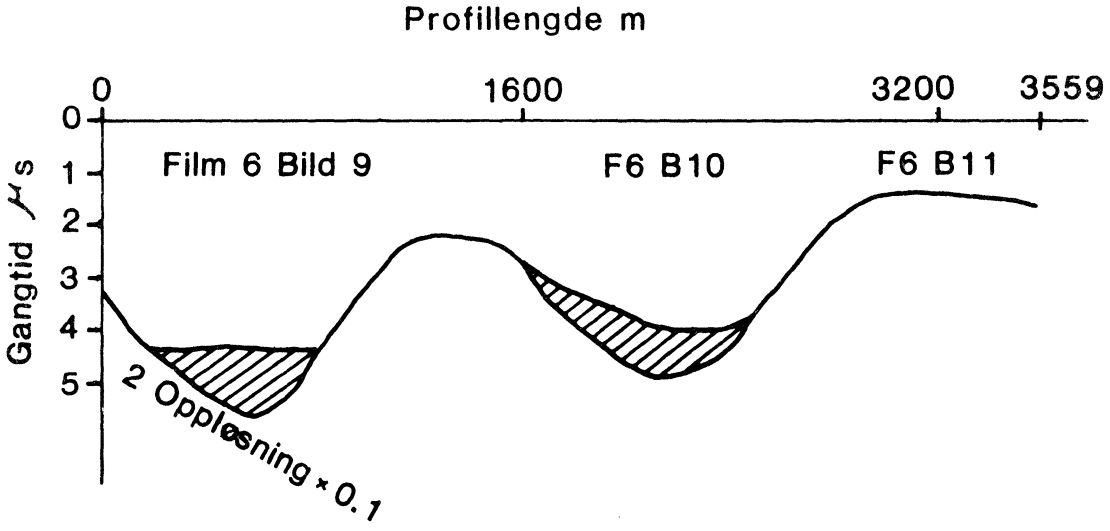


Fig. 14. Radarregistrering og tolking av profil 260.

Starten av profil 260 (Engabreen) viser en refleks nær 6 μs (sees best på negativet som ikke er presentert i rapporten). Isen tynner ut etterhvert som en når isskillet mellom Engabreen og Storglombreen og her deler reflektoren seg i to. Begge reflektorene er sterke og klare. Den øvre reflektoren er faseforskjøvet 180 grader, som er normalt for reflekser fra fjellet under breen og i samsvar med registreringer ellers på breen. Den nedre reflektoren ser ut til å være faseforskjøvet 360 grader, altså 180 grader i forhold til den øvre reflektoren. Faseforskyvning skjer når pulsen reflekteres fra et medium med høyere relativ elektrisk permittivitet, mens ingen faseforskyvning skjer når pulsen reflekteres fra et medium med lavere permittivitet. Den nedre reflektoren er ikke multippel mellom breens overflate og bunn selv om faseforskyvning kunne tilsi dette.

Begge reflektorene er neppe sidereflekser for da ville de normalt vært i samme fase.

Den nedre reflektoren kan ikke komme fra en bergartsgrense eller en sprekk i bergarten fordi begge reflektorene er like kraftige. Pulsen vil dempes betraktelig ved å gå gjennom 80 m fjell.

Det mest troverdige er at den øvre reflektoren kommer fra bunnen og den nedre reflektoren kommer fra en side. Faseforskyvning kan være forårsaket av vannansamlinger på bunnen av breen som medfører en sterkt varierende permittivitet i overgangen is-fjell under breen.

De to reflektorene går over i et rotete system av reflektorer videre mot Storglombreen. Hvilke av reflektorene som kommer fra bunnen er umulig å si da det i et slikt område trolig er et system av sidereflekser. Bunnen kan beregnes ved å gjøre detaljstudier av et tett profilrutenett og tredimensjonal analyse av alle reflekser.

Videre mot Storglombreen løser det rotete systemet av reflektorer seg opp og en klarere bunnrefleks kommer tilsyne. Mot slutten av profilet er bunnrefleksen fortsatt klar selv med over 550 m isoverdekning. Profilet slutter nær det dypeste punktet i forsenkningen på Storglombreen.

Profil 33 nær Kjølfjellet-Storglombreen viser en tilsynelatende kontinuerlig og klar bunnrefleks, men det skjuler seg noe mer under bunnrefleksen (sees best på negativet som ikke er presentert i rapporten). Det flate partiet i starten på profilet skiller seg ut fra strukturen til resten av profilet og vanligvis vil breers slitasje på fjell forårsake runde former. Ved å følge dalsidene ned mot det flate partiet kan en se at bunnrefleksen fortsetter i en rund form og dette gjentar seg også i den neste dalen profilet krysser.

Det ble kjørt fire ekstra profiler i dette området. De ekstra profilene viser at terrenget er svakt hellende både på overflate og bunn, og breen kan derfor ikke forårsake trykk slik at vann vil bli stående som en subglasial innsjø der.

Dersom mediet mellom forlengelsen av dalsidene og den antatte bunn (skravert felt på fig. 15) består av sedimentoppfylling vil denne trolig være mettet med vann. Antas en bølgehastighet i sedimentoppfyllingen på 60 m/μs vil fyllingens maksimaltykkelse bli ca 40 m.

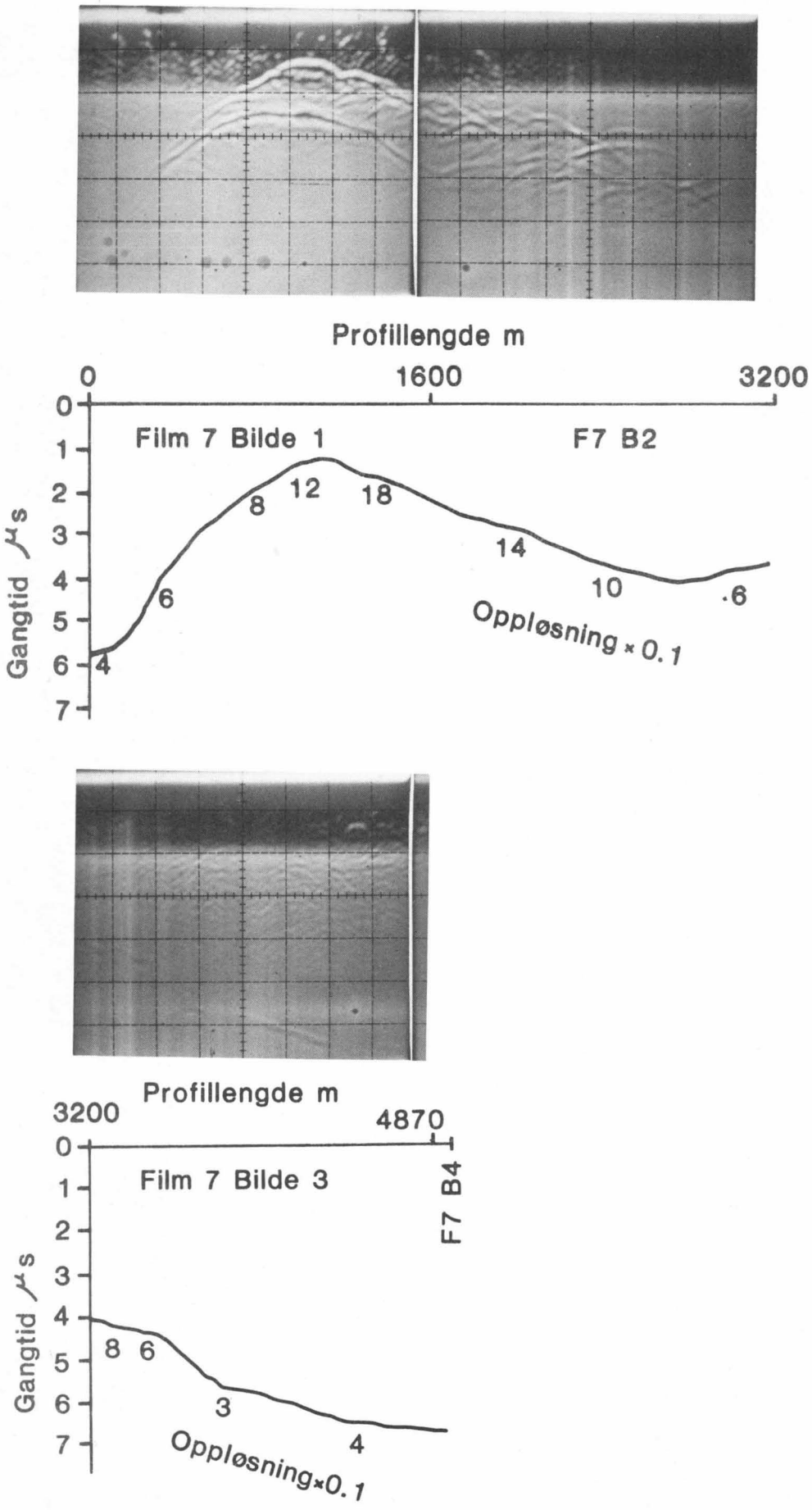


Fig. 15. Radarregistrering og tolking av profil 33.

Hvis det ikke er sedimenter, men en bergartsgrense eller sprekk i bergarten kan den samme reflektorstrukturen være mulig. Maksimaltykkelsen vil isåfall være ca. 80 m.

En mulig forklaring er også at de dype reflektorene er svake sidereflekser.

5. RESULTAT

Ca. 4 800 felles datapunkter ble beregnet og lagret i en database. Beregning av koter over breens subglasiale topografi ble gjort av et grafisk programsystem (Sampson, 1978). Programmet lager først et rutenett og deretter koter. Avstanden mellom beregnete punkter i rutenettet var 250 m, som tilsvarte halve profilavstanden under feltarbeidet. Enkelte av kotene er forlenget med stiplede linjer. Disse stiplede kotene er trukket manuelt uten datagrunnlag for at kartet skal være lettere å lese.

Det publiserte kartet ble plottet i målestokk 1:50.000 med ekvidistanse på 100 m og deretter kopiert til A4 format (fig. 16).

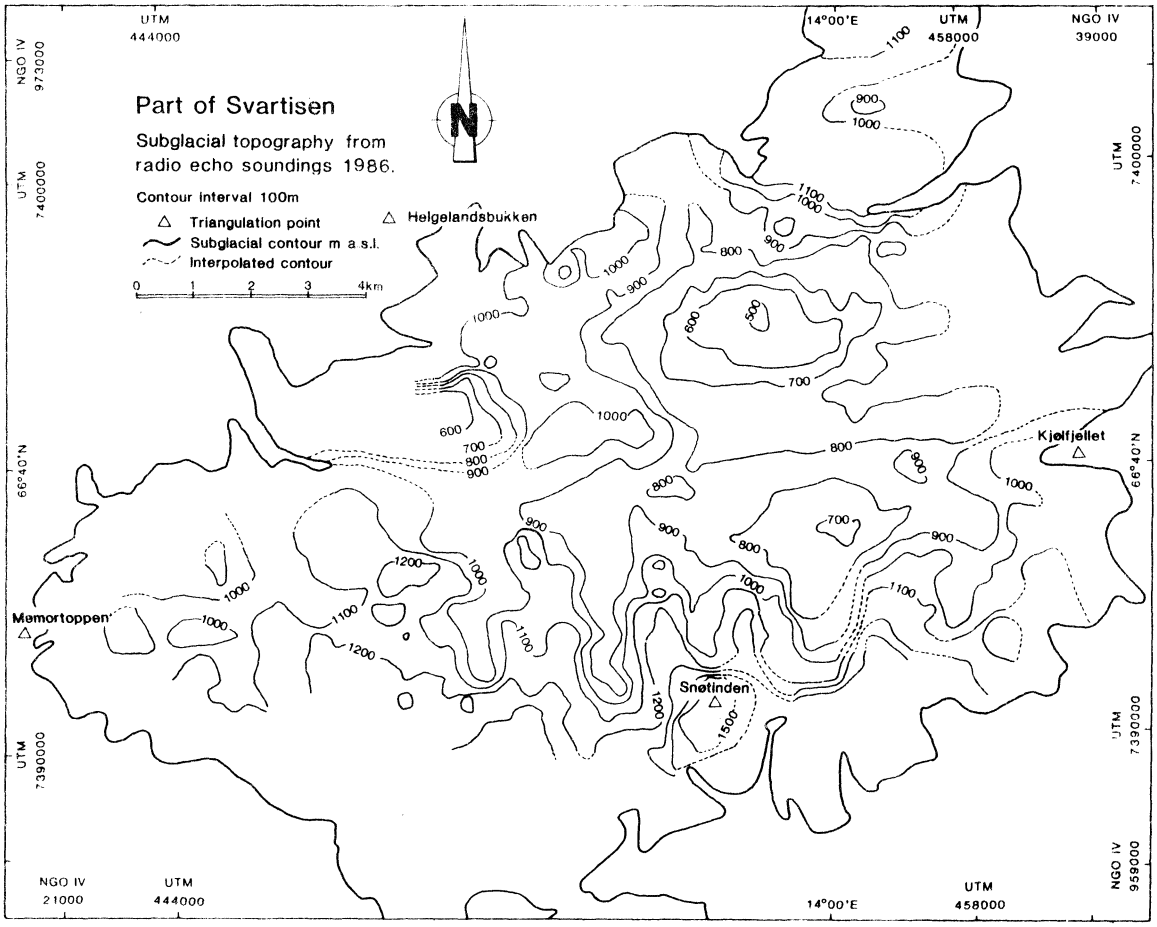


Fig. 16. Breens subglasiale topografi beregnet ved breradarmålinger 1986.

Kart med annen målestokk og/eller ekvidistanse kan enkelt plottes ved hjelp av det grafiske programsystemet. For sammenligning er kart i samme format tegnet over overflaten til breen (fig. 17) samt over beliggenheten til profilene (fig. 2). Breens istykkelse, dvs. differansen mellom overflate og bunnkart er vist på fig. 18.

Nøyaktigheten i x-, y- og z-retning for et vilkårlig punkt på kartet varierer med hvor på kartet man er, og avhenger av den samlede nøyaktighet i posisjon, høyde og istykkelse for det vilkårlige punktet. Innenfor områdene med heltrukne koter er nøyaktigheten i middel $\pm$ 3.8 m (posisjon x og y), $\pm$ 8.3 m (istykkelse d) og $\pm$ 2.5 m (breoverflatens høyde); fra flyfoto kartlegging i 1985.

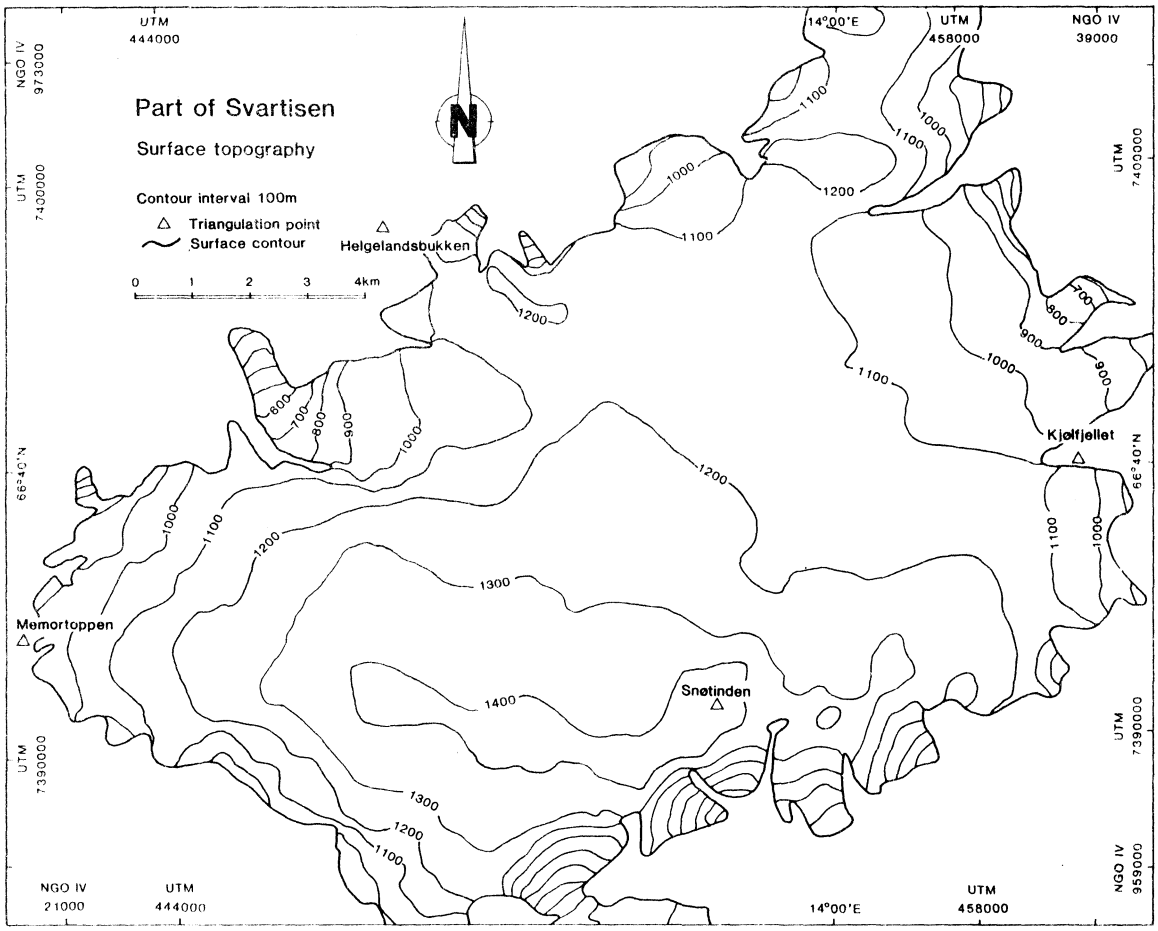


Fig. 17. Breens overflate avtegnet fra Fjellanger Widerøe A/S's kart konstruert fra flyfotografering i 1985.

6. KONTROLL AV BRERADARMÅLINGENE

Tolkingen av breradarregistreringene ble kontrollert ved å måle differansene i istykkelsene for alle krysspunktene mellom profilene. Av 81 krysspunkt var middeldifferansen 8.3 m mens maksimal- og minimaldifferansen var henholdsvis 34 og 0 m.

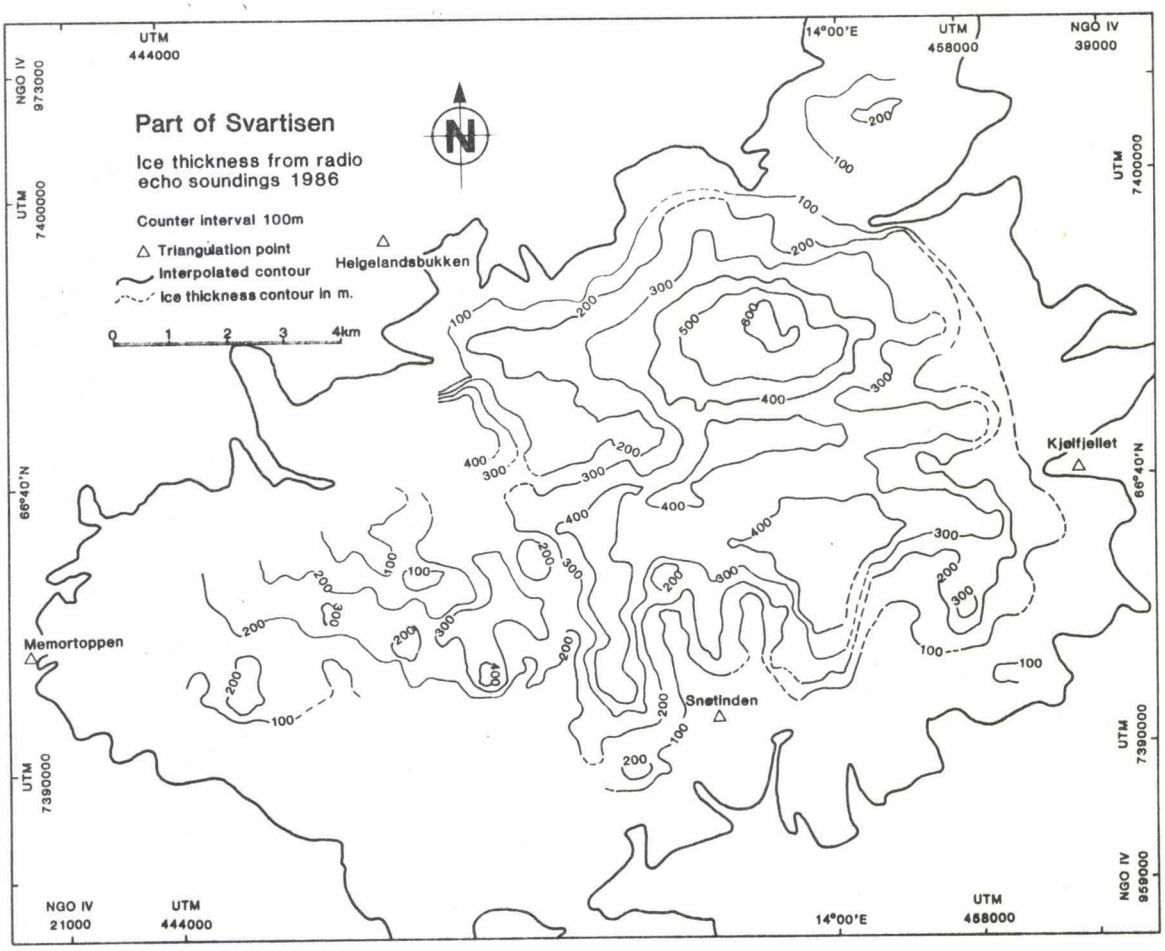


Fig. 18. Breens istykkelse beregnet ved breradarmåling 1986.

Smelteboring er ikke foretatt for å kontrollere breradarmålingene, men dette bør gjøres fordi radaren tidligere har målt 20 m dypere enn smelteboring. (Sætrang og Holmquist, 1987).

7. KONKLUSJON

Formålet med målingene var å skaffe grunnlagsdata til bestemmelse av dreneringsgrensene for breområdene på vestre Svartisen. Denne rapporten beskriver metode og resultat ved kartlegging av breens subglasiale topografi, mens dreneringsgrenser vil bli behandlet senere.

Målingene viser spesielt en forsenkning i bunntopografien under øvre del av Storglombreen. Denne forsenkningen ligger lavere enn 500 m o.h. og altså lavere enn dagens vannstand i Storglomvatn. Det ser ikke ut til at det er noen kanal mellom forsenkningen og Storglomvatn. Forsenkningen er avgrenset av en terskel over 800 m o.h.. Isen er mer enn 600 m tykk i denne forsenkningen.

Kartet over subglasial topografi vil kunne forandres hvis breens overflate ved kartleggingen i 1985 ikke var den samme som under målingene i 1986.

8. ANBEFALINGER

Vestre Svartisen er et så stort breområde at full kartlegging krever flere sesonger med feltarbeid. Det er viktige områder som enda ikke er kartlagt. Disse områdene er delvis tilgjengelige med snøscooter, men kartlegging fra helikopter vil gjøre enda større områder tilgjengelige.

Målingene som her er omtalt bør fortettes med flere profiler for å få flere detaljer i bunntopografien, samt utvides med nye profiler.

Smelteboring bør gjøres på varierte steder for å kontrollere utvalgte punkter fra breradarmålingene.

Breen er i stadig bevegelse og høydemåling av breens overflate bør gjøres for å bestemme kvaliteten av overflatekart og høydebarometermålinger.

Kartlegging av breers subglasiale topografi er en omfattende prosess både med feltmålinger og bearbeiding av data, og innebærer samtidig kartlegging av breens overlate. Bruk av moderne utstyr vil kunne gjøre både feltmålinger og bearbeiding av data raskere og mer nøyaktig.

9. REFERANSER

Drewry, D.J.
1981: Radio echo sounding of ice masses: principles and applications.- Remote Sensing in Meteorology, Oceanography and Hydrology. Ellis Horwood ltd., England.

Evans, S. og Smith, B.M.E.
1969: A radio echo apparatus for sounding polar ice sheets. - Journal of Scientific Instruments, Ser. 2 No. 2.

Glen, J.W. og Paren, J.G.
1975: The electrical properties of snow and ice.- Journal of Glaciology, Vol. 15, No 73.

Gough, S.R.
1972: A low temperature dielectric cell and the permittivity of hexagonal ice to 2 K.- Canadian Journal of Chemistry, Vol. 50 No. 18.

Kennett, M.
1987: Analysis of the scattering of radio waves within a temperate glacier.- Ph.D. avhandling. University of Bristol, February 1987.

Robin, G. de Q.
1975: Velocity of radio waves in ice by means of a bore-hole interferometric technique.- Journal of Glaciology, Vol 15 No. 73.

Sampson, R.J.
1978: Surface II graphic system. Computer Services Section, - Kansas Geological Survey, Lawrence, Kansas.

Sverrisson, M. m. flere.
1980: Instruments and methods. Radio echo equipment for depth sounding of temperate glaciers, by M. Sverrisson, Æ. Johannesson, and H. Bjørnsson.- Journal of Glaciology, Vol. 25, No. 93.

Sætrang, A.C. og Wold, B.
1986: Results from the radio echo-sounding on parts of the Jostedalsbreen ice cap, Norway. - Annals of Glaciology, Vol. 8, 1986.

Sætrang, A.C.
1986: Radio-ekko sondering på temperert isbre.- Hovedfagsoppgave i faste jords fysikk, Institutt for geofysikk, Universitetet i Oslo 1986.

Sætrang, A.C. og Holmquist, E.
1987: Kartlegging av istykkelse på nordre Jostedalsbreen 1986. - Oppdragsrapport 8-87, Hydrologisk avdeling, Norges vassdrags- og energiverk.

Watts, R.D. m flere.
1975: Radio-echo sounding on Cascade Glacier, Washington, using a long wavelength mono-pulse source, by R.D.Watts, A.W.England, R.S.Vickers, and M.F.Meier.- Journal of Glaciology, Vol. 15, No. 73.