RAPPORT

17 1997

NVE
NORGES VASSDRAGS-
OG ENERGIVERK

Hallgeir Elvehøy
Jack Kohler
Rune Engeset
Liss M. Andreassen

JØKULLAUP FRA DEMMEVATN

HYDROLOGISK AVDELING

Omslagsbilde: Demmevatnet og Rembesdalskåki sett fra sydvest
Foto: Liss M. Andreassen

47

TITTEL Jøkullaup fra Demmevatn	**RAPPORT** Nr 17 1997
SAKSBEHANDLERE Hallgeir Elvehøy, Jack Kohler, Rune Engeset og Liss M. Andreassen	DATO 27.06.97 RAPPORTEN ER Åpen
OPPDRAGSGIVER Statkraft Engineering	OPPLAG 50

SAMMENDRAG

Demmevatnet ligger på nordvestsiden av Hardangerjøkulen og demmes av brearmen Rembesdalskåki som drenerer til Rembesdalsvatnet og Simadalen i Hardanger. Helt siden 1736 er det nedtegnelser om store flommer i Simadalen, og de siste av disse som førte til store ødeleggelser, fant sted i 1893, 1937 og 1938. Omløpstunneler laget i 1897-99 og i 1937-38 satte en stopper for de årlige flommene fra Demmevatnet.

Ved kraftutbygging i området på 70-tallet ble Rembesdalsvatnet regulert med demning til magasin for Statkrafts Sima Kraftverk. I forbindelse med dimensjonering av nytt overløp på demningen ved Rembesdalsvatnet var en vurdering av dimensjonene på potensielle jøkulhlaup fra Demmevatnet ønskelig.

På bakgrunn av målt og estimert istykkelse er dreneringsgrensene til Demmevatnet bestemt til ca 11 km^2. Bare en liten del av breplatået drenerer til Demmevatnet.

Ut fra konservative estimater på nettobalansen de neste 50 år viser modellberegninger at Rembesdalskåkis front i år 2045 vil ligge mellom 200 m bak og 700 m foran dagens brefront, og at breoverflatehøyden mellom Demmevasshytta og Demmevatnet vil kunne endres med $\pm$ 40 meter.

Vannstanden der jøkulhlaup utløses er avhengig av breoverflatehøyden mellom Demmevasshytta og Demmevatnet og vil derfor endres etter som breen forandrer seg. Observasjoner fra Island og beregninger for jøkulhlaupene i 1893 og 1937/38 viser dessuten at jøkulhlaup kan utløses før en teoretisk forventet vannstand er nådd.

Maksimal vannføring i jøkulhlaup og totalt volum som renner ut vil avhenge av vannstanden når jøkulhlaupet starter og dermed av breoverflatehøyden i området som demmer Demmevatnet. Ut fra beregningene er største forventede vannføring 8500 m^3/s, mens tilhørende totalt vannvolum er 41 mill. m^3.
Bunntopografien i området ved Demmevatnet samt observasjoner tilsier at Demmevatnet vil tømmes fullstendig ved jøkulhlaup. Tømmingen kan ta noe tid, men mesteparten av vannet vil renne ut i løpet av de siste 5 timene.

EMNEORD/SUBJECT TERMS
Bunntopografi / Bottom topography
Dreneringsgrenser / Drainage divides
Jøkulhlaup / Jøkulhlaup

ANSVARLIG UNDERSKRIFT

Arne Tollan
avdelings direktør

FORORD

I forbindelse med opprusting av demningen ved Rembesdalsvatnet som er magasin for Statkrafts Sima Kraftverk, har NVE, Hydrologisk avdeling, Seksjon Bre og Snø, fått i oppdrag av Statkraft Engineering å bestemme dreneringsgrensene til Demmevatnet, modellere sannsynlige endringer i breens form, og vurdere dimensjonene på potensielle jøkulhlaup fra Demmevatnet.

Denne rapporten er resultat av bestilling nr 69600052 av 4.juni 1996, og bygger på data fra en rekke kilder, bl.a. gjentatte kartlegginger (1920-25, 1961, 1973, 1975), massebalansemålinger siden 1963 og ulike former for istykkelsesmålinger. I forbindelse med denne rapporten ble det også gjort istykkelsesmålinger med breradar ved Demmevatnet i september 1996.

Rune Engeset hadde ansvaret for feltarbeidet og for bearbeiding av istykkelsesmålinger og kartdata. Jack Kohler og Hallgeir Elvehøy har gjort dataanalysene. Liss M. Andreassen har laget mange av figurene, mens Hallgeir Elvehøy har skrevet denne rapporten.

Oslo, juni 1997

Gunnar Atterås
seksjonssjef

INNHOLDSFORTEGNELSE

	Side
1. INNLEDNING	7
1.1 Demmevatnet	7
2. DATAGRUNNLAG	10
2.1 Overflatetopografi	10
2.2 Istykkelse	10
2.3 Bunntopografi	12
2.4 Vanntemperatur i Demmevatnet	12
2.5 Brebevegelse	12
3. DRENERINGSGRENSER	15
3.1 Innledning	15
3.2 Teori	15
3.3 Beregning av dreneringsgrenser	15
4. MODELLERING AV FRAMTIDIGE ENDRINGER I BREENS FORM	19
4.1 Innledning	19
4.2 Massebalanse	19
4.3 Modellkalibrering	20
4.4 Resultater	22
5. MODELLERING AV JØKULHLAUP FRA DEMMEVATNET	24
5.1 Innledning	24
5.2 Tidligere jøkulhlaup fra Demmevatnet	24
5.3 Hva skal til for å utløse jøkulhlaup?	26
5.4 Hvor store jøkulhlaup kan forventes?	29
6. KONKLUSJONER	34
REFERANSER	35

1. INNLEDNING

Demmevatnene er tre små vatn som ligger mellom 1200 og 1300 m o.h. på nordvestsiden av Hardangerjøkulen i Eidfjord kommune i Hordaland (figur 1.1). Demmevatnene har ikke naturlig, permanent avløp, og kan derfor bare tømmes naturlig ved å bryte gjennom breisen i Rembesdalskåki som er en utløpsbre fra Hardangerjøkulen. Slike tømminger fant trolig sted årlig fram til 1899, og forårsaket flom og til tider stor skadeflom i Simadalen. Slike flommer fra bredemte innsjøer som tømmes plutselig i løpet av noen timer eller dager kalles jøkulhlaup (Clague & Matthews, 1973). Tømmingen finner vanligvis sted når vannstanden i innsjøen blir så høy at breen nesten kan flyte i innsjøen. Dette skjer vanligvis en eller flere ganger hvert år, men kan også skje med flere års mellomrom avhengig bl.a. av innsjøens størrelse og tilrenning, og isbreens tykkelse, geometri og dynamikk.

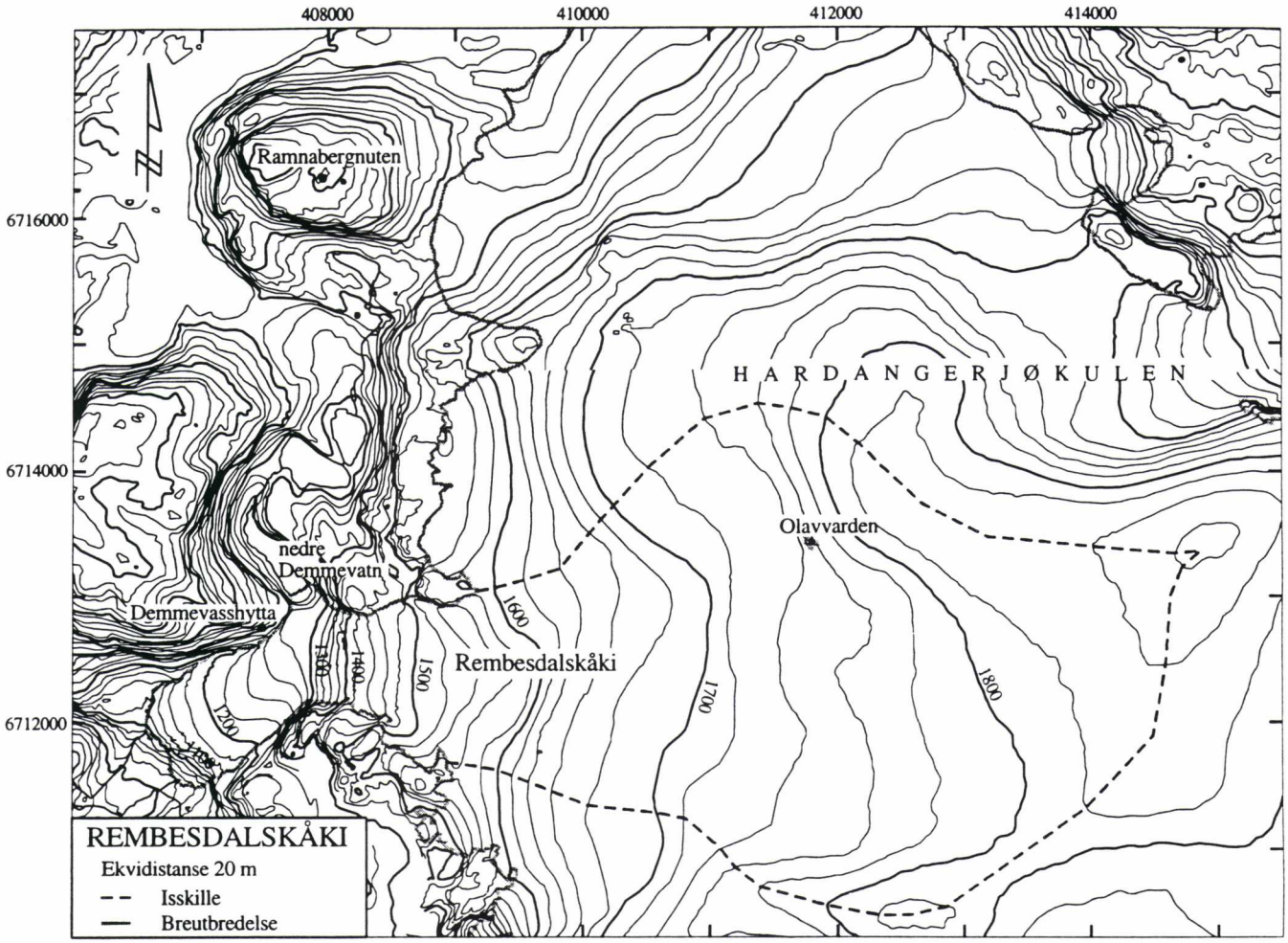
På 70-tallet ble både Rembesdalsvatnet og Nedre Demmevatn regulert av Statkraft (da NVE-Statkraftverkene) til Sima Kraftverk nederst i Simadalen. Rembesdalsvatnet er reguleringsmagasin, mens Demmevatnet er overført til Holmavatn lengre nord. I forbindelse med opprusting av demmningen ved Rembesdalsvatnet er problematikken med eventuelle framtidige jøkulhlaup fra Demmevatn aktualisert. I den sammenhengen er NVE gitt i oppdrag å kartlegge bunntopografien ved Demmevatnet, bestemme dreneringsgrensene til Demmevatnet, vurdere framtidige endringer i istykkelse og frontposisjon, og å vurdere ved hvilke vannstander jøkulhlaup vil kunne inntreffe samt tilhørende maksimalvannføring og totalvolum.

1.1 Demmevatnet

Demmevatnet har eksistert så lenge Rembesdalskåki har gått lengre ned enn til Demmevasshytta, og vatnet har da tømt seg episodisk i jøkulhlaup. Før reguleringen i 1899 har derfor vannstanden alltid variert med langsom heving under oppfylling og relativt rask senkning under tømming. For at Demmevatnet skal ha et naturlig utløp må vannstanden stige til høyden av skaret mot Nutavatn og Holmavatn som har laveste punkt mellom 1380 og 1400 m o.h. (figur 1.1). Det tilsvarer en breoverflatehøyde ved Demmevasshytta på ca 1420-1450 m o.h, 150 meter over dagens breoverflate. Det er lite trolig at Rembesdalskåki har vært så mektig siden siste istid for mer enn 10 000 år siden.

I tiden før reguleringen av Demmevatnet i 1899 var vannstanden i Demmevatnet opp til 1310 m o.h. med en tilhørende overflate på ca 1.07 km^2 og et vannvolum på ca 35 mill m^3 (Rosendahl, 1938). Vanndypet ved brekanten var da opp til 102.5 meter. Frontposisjonen i Demmevatn på den tiden er ikke kjent, men må ha vært omtrent som i dag siden den første tappetunnelen også ble drevet nær dagens brefront i Demmevann. Siden frontposisjonen varierer noe, vil også bunnhøyden ved brefronten variere.

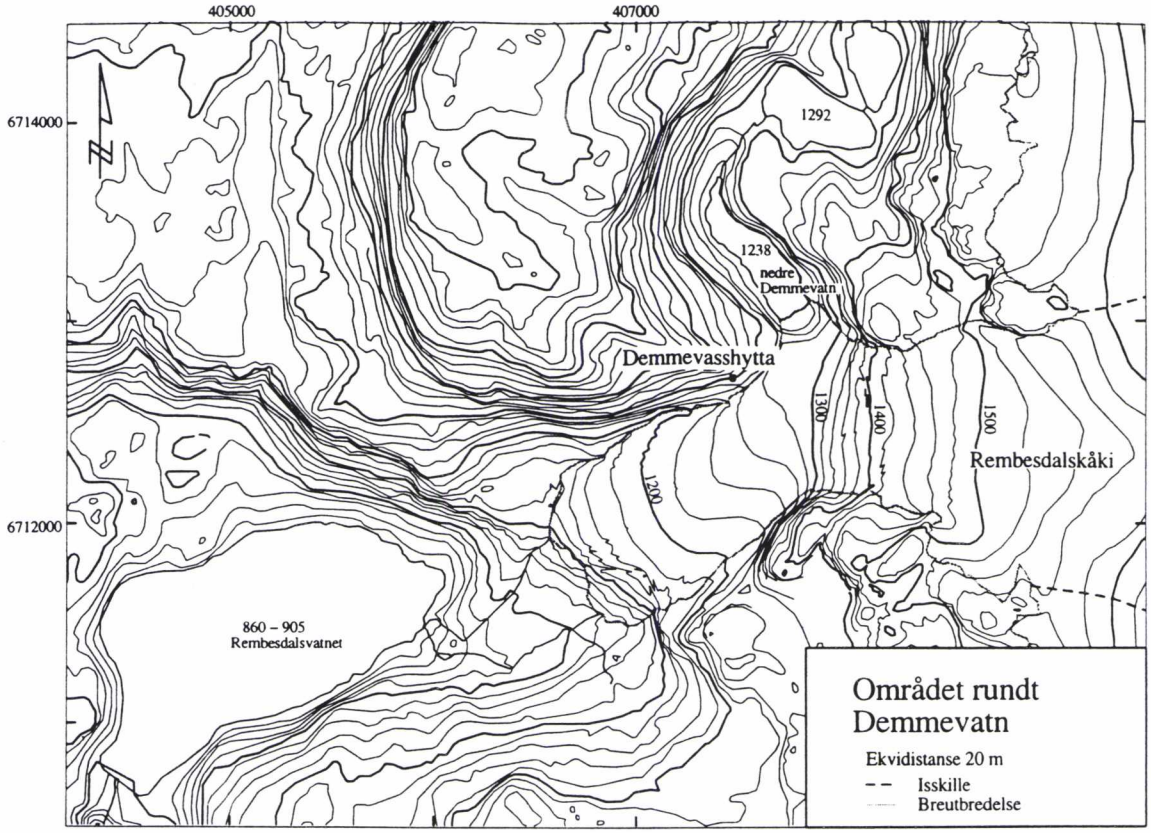
Etter flommen i 1893 ble Demmevatnet regulert slik at det fra 1899 fikk et permanent utløp i høyde 1286 m o.h., mens Øvre og Midtre Demmevatn fikk permanente vannspeil på hhv. 1288 og 1290 m o.h. (Rosendahl, 1938). Nedre Demmevatn fikk da et areal på ca 308 000 m^2 og et volum på ca 11.6 mill m^3. Det må bemerkes at høyden på Midtre Demmevatn på kartet fra 1973 er satt til 1292 m o.h. Det er ikke mulig å si hvilken høyde som er riktig, men i denne sammenhengen brukes høyde 1288 for Midtre Demmevatn.



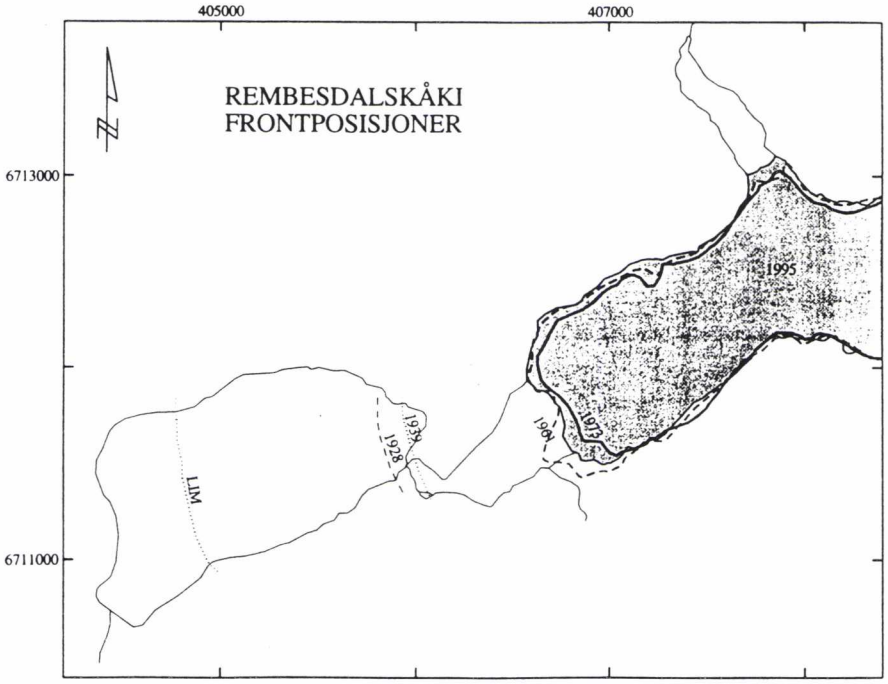
Figur 1.1 *Kart over den nordvestlige delen av Hardangerjøkulen. Høydegrunnlag for breområdet er fra 1995, mens området utenfor breen er fra 1973.*

Etter flommen i 1937 ble vannstanden i nedre Demmevatnet senket ytterligere til 1239 m o.h. (kart 1961), og ved konstruksjonen av overføringstunnelen til Holmavatn rundt 1973 ytterligere til kote 1238.6 (SEB-notat, 1995). Kartgrunnlag fra 1995 viser at Demmevatn har et areal på ca 115 000 m^2. Opplodding viser gjennomsnittlig vanndyp mellom 9 og 10 meter, mens største vanndyp målt nær brekanten var 26.3 meter med bunnhøyde 1212 m o.h. (Vidar Rieber, Statkraft-Eidfjord). Opploddingen i 1995 sammen med observasjoner da vannet var tomt viser at bunnen skrår nedover inn under breen. Vanndypet ved brefronten i Demmevatnet vil variere med variasjoner i vannstand, men også fordi brefrontens posisjon vil variere. Det kan nevnes at brefronten i Demmevatnet har gått fram ca 75 meter mellom 1973 og 1995, men at brefronten i 1920-25 stod ytterligere 70-80 meter inn i Nedre Demmevatn (gradteigskart Hardangerjøkulen). Flommene fra Demmevatnet er nærmere omtalt i kapittel 5.

Breområdet strekker seg fra toppen av Hardangerjøkulen rundt 1860 m o.h. via brefallet Rembesdalskåki som demmer Demmevatnet, ned til brefronten som i dag ligger ca 1050 m o.h. (figur 1.1 og 1.2). Så sent som i 1922 trakk brefronten seg ut av Rembesdalsvatnet, og morenerygger på begge sidene av Rembesdalsvatnet viser at breen ved sin største utbredelse etter siste istid dekket nesten hele Rembesdalsvatnet (figur 1.3).



Figur 1.2 *Kart over området ved Demmevatnet satt sammen av høydedata fra 1995 (breområdet) og 1973 (utenfor breen). Breutbredelsen i 1995 er vist. Høyden på Midtre Demmevatn (1292 m o.h.) er fra kartserien N50 (1973), mens høyden fra brekart 1961 og Rosendahl, 1938 (1288 m o.h.) er brukt i rapporten. Høyden på Nedre Demmevatn (1238) er hentet fra innmålt høyde til overføringstunnelen (SEB-Notat, 1995).*



Figur 1.3 *Noen av Rembesdalskåkis historiske frontposisjoner. LIM = Lille Istid Maksimum antatt å være rundt 1750, basert på morenerygger og magasinkart for Rembesdalsvatn, 1928- og 1939- posisjonene fra Liestøl (1956), 1961, 1973 og 1995 fra tilgjengelige kart. Breutbredelsen i 1995 er skravert. Legg merke til at brefronten i Demmevatnet har gått fram ca 75 meter mellom 1973 og 1995.*

2. DATAGRUNNLAG

2.1 Overflatetopografi

Det primære høydegrunnlaget har vært 20 meters høydekoter tolket av Statens Kartverk fra flybilder tatt 31.august 1995 (FW oppdrag 11862). I tillegg er høyde- og breavgrensning fra kart basert på flybilder fra 1973 (N50, 1416-II og 1416-III) og flybilder fra 1961 (1:20 000, NVE-Statkraftverkene) samt gradteigskart Hardangerjøkulen (1920-25, 1:100 000) brukt. I 1996 ble dessuten en del punkt på breoverflaten samt rennen langs brekanten mellom Demmevasshytta og Demmevatnet posisjonert. Fra høydekotene fra 1995 er det laget et 30 x 30 meter høyderaster til bruk i beregningene.

2.2 Istykkelse

Istykkelse er målt med forskjellige metoder i punkt eller langs profiler i flere mindre områder i Rembesdalskåkis dreneringsområde. Figur 2.1 gir en oversikt over tilgjengelig informasjon.

2.2.1 Seismikk

I april 1963 ble 3 seismiske refleksjons- og refraksjonsprofil målt på Hardangerjøkulen (Sellevold & Kloster, 1964). Ett av disse profilene ligger i øvre del av dreneringsfeltet til Rembesdalskåki rundt 1800 m o.h. (figur 2.1). Målingene viste istykkelse mellom 240 og 340 meter langs profilet. Endringen i overflatehøyde i området fra 1963 til 1995 er i størrelsesorden +10 meter. Det er ikke korrigert for høydeendring i istykkelsesdataene pga usikkerhet i horisontal posisjon og høydebestemmelsen i de to kartene som er sammenlignet.

2.2.2 Smelteboring

Ved Demmevatnet ble istykkelsen forsøkt bestemt ved smelteboringer i 1965 og 1966. Det ble smeltet i alt 39 hull; 7 hull i et profil ca 1500 m o.h., 15 hull nederst på bretungen ca 1200 m o.h., og 17 hull mellom 1200 og 1300 m o.h. utenfor Demmevatnet (SBP 13356, 13357, 16779 og 16818). Posisjonene til borhullene ble digitalisert fra planskissen for smelteboringene (SBP13358a).

Største målte istykkelse var 147 meter i profilet 1500 m o.h. Mange av hullene i terskelområdet og nedstrøms terskelområdet nådde imidlertid bare 20 til 40 meter ned i isen. Det ble ikke verifisert hvorvidt smelteboret nådde bunnen av breen. Derfor gir smelteboringene bare minimumsdybder. Der data fra radar og smelteboring overlapper viser radar et større dyp, og disse smelteboringene ble derfor forkastet. Der grunne hull er vurdert til å ha nådd fjell, mens dype hull like ved ikke er vurdert til å ha nådd fjell, er de grunne hullene forkastet mens de dype hullene er betraktet som representative for istykkelsen. Dette til tross for at verdiene er minimumsverdier. Til sammen ble 20 av smelteboringene under 1300 m o.h. forkastet. Den antatte istykkelsen ble korrigert for endring i overflatehøyde mellom 1961 og 1995 før sammenligning og sammenstilling med radardata fra 1996. Dataene som er brukt for å interpolere istykkelse og bunntopografi er vist i figur 2.1.

2.2.3 Istykkelsesmålinger med radar

Observasjoner med breradar består av registreringer av elektromagnetiske bølgepulser som går gjennom isen og reflekteres fra grenseflater mot bl.a. fjell, luft og vann pga disse medienes forskjellige elektriske egenskaper (ulike dielektrisitetskonstanter). Tiden mellom utsendelse av pulsen og mottagelse av refleksen blir registrert, og avstanden til det reflekterende punktet (brebunnen) kan beregnes utifra en bølgehastighet på 169 m/μs (Kennett & Sætrang, 1987). Reflekser kan på enkelte områder av breen være lette å observere, mens det i kupert terreng og sprekkeområder kan være vanskelig å skille bunnrefleks fra reflekser fra sprekker o.l. Istykkelser mindre enn 50 meter er vanskelig å måle fordi det da ikke er mulig å skille bunnrefleksen fra signalet som går direkte fra sender til mottaker langs breoverflaten. Effekten til senderen som brukes setter begrensninger til hvor tykk is som kan måles. NVE sitt utstyr kan måle opp til 200-300 meter tykk is når breen er temperert (0°C - fritt vann i isen), men opp til 1000 meter i kald is (< 0°C, når det ikke er fritt vann i isen). Dette skyldes ulik evne til å absorbere de utsendte elektromagnetiske pulsene. En nærmere beskrivelse av istykkelsesmålinger med radar kan finnes i f.eks. Kennett & Sætrang (1987).

Breradarmålingene som denne rapporten bygger på dekker øvre deler av breplatået (over 1750 m o.h.) og området ved Demmevatn (1270 - 1300 m o.h.). Breplatået ble undersøkt i 1988 (Y. Gjessing, pers. medd. 1997), og viste istykkelser opp til 300 meter. Området ved Demmevatn ble undersøkt høsten 1996, og viste istykkelse opp til ca 200 meter.

2.2.3.1 Breradarmålinger 1988

På grunnlag av breradarmålinger utført i mars 1988 av Yngvar Gjessing (Universitetsstudiene på Svalbard) og Helgi Björnsson (Universitetet i Oslo) ble det tegnet et istykkelseskart med 100-meters koter som bl.a dekker den øverste delen av området som drenerer til Rembesdalskåki. Noen av profilene ble stilt til rådighet for nærmere bestemmelse av istykkelsen. Figur 2.1 viser dataene som er brukt i interpolering av istykkelse og bunntopografi.

2.2.3.2 Breradarmålinger 1996

Istykkelsen ble målt i terskelområdet ved Demmevatn med NVE's breradar i september 1996. Målemetoden er beskrevet i bl.a. (Kennett & Sætrang, 1987), men med den forskjellen at signalene nå ble lagret digitalt på PC i stedet for på film (oscilloscop-skjermen ble tidligere avfotografert og istykkelsen tolket fra bildene). Et sett profiler ble merket med staker, og stakene ble posisjonert fra et fastpunkt ved Demmevasshytta for stedfesting av radarprofilene.

Ekko fra brebunnen kunne påvises langs 1800 m radarprofiler. Målingene ga resultater i områder som ikke var for sterkt oppsprukket og der istykkelsen var større enn ca 50 meter. Maksimal istykkelse målt ved foten av brefallet var ca 200 meter. Istykkelsen ble bestemt i 24 punkt ved de innmålte stakene, og i punkt mellom stakene slik at bunnprofilene ble representert (figur 2.1). Kvaliteten på bunnekkoet varierte en del, men vi antar en midlere usikkerhet på ±15 meter. Det var ikke mulig å identifisere bunnen langs fjellet ved Demmevasshytta. Dette kan skyldes en kombinasjon av sterkt oppsprukket breoverflate, bratt brebunn og tynn is (<50meter) langs de målte profilene.

2.3 Bunntopografi

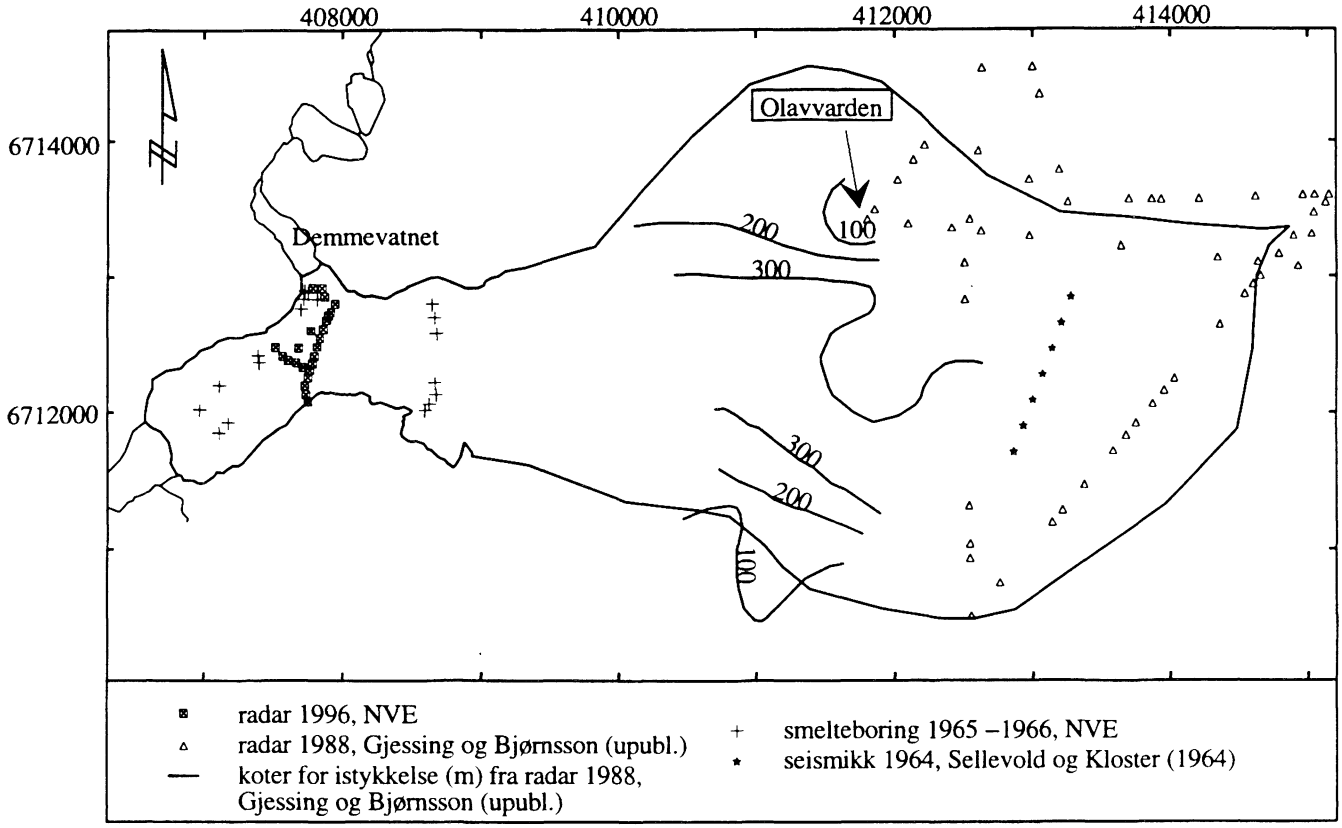
Figur 2.1 viser tilgjengelige istykkelsesdata. For at istykkelsen og bunntopografien skal kunne interpoleres på en rimelig måte var det nødvendig å legge inn en del punkt med anslått istykkelse (figur 2.2). I noen områder er anslag basert på nærliggende målinger og legges inn for at interpolasjonen skal bli rimelig i områder med ujevn fordeling av målte punkt. I andre områder er anslagene kun basert på erfaring og teoretiske beregninger. Basert på informasjonen i figur 2.1 og 2.2 samt bregrensene (der istykkelsen er 0) er istykkelsen interpolert vha. triangulær interpolasjon i et 30x30 meter raster som dekker området som drenerer til Rembesdalskåki og nærliggende områder. Bunnhøyden i området er så beregnet i et 30x30 meter raster ved å trekke raster over interpolert istykkelse fra raster over kartlagt breoverflate (1995). Bunntopografien i området som drenerer til Rembesdalskåki er vist i figur 2.3.

2.4 Vanntemperatur i Demmevatnet

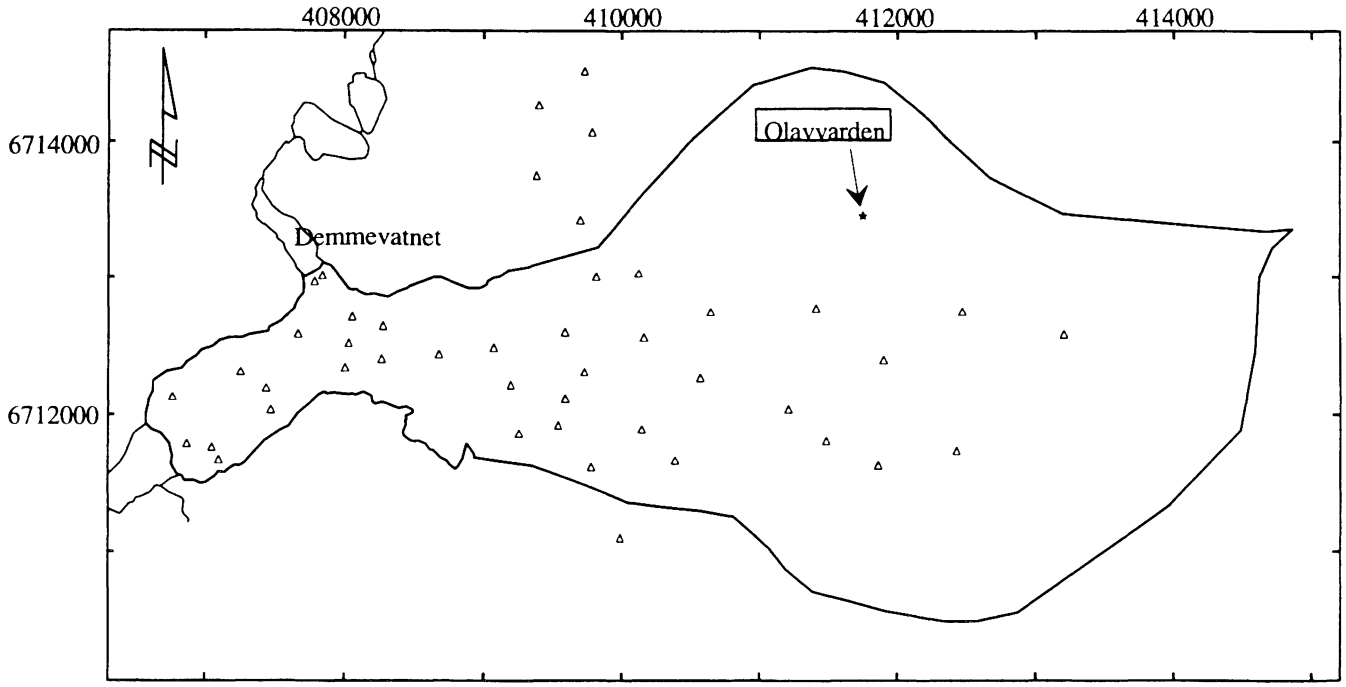
Vanntemperatur ble målt sommeren 1897 og viste temperaturer på 1-1.5 °C (Liestøl, 1956).

2.5 Brebevegelse

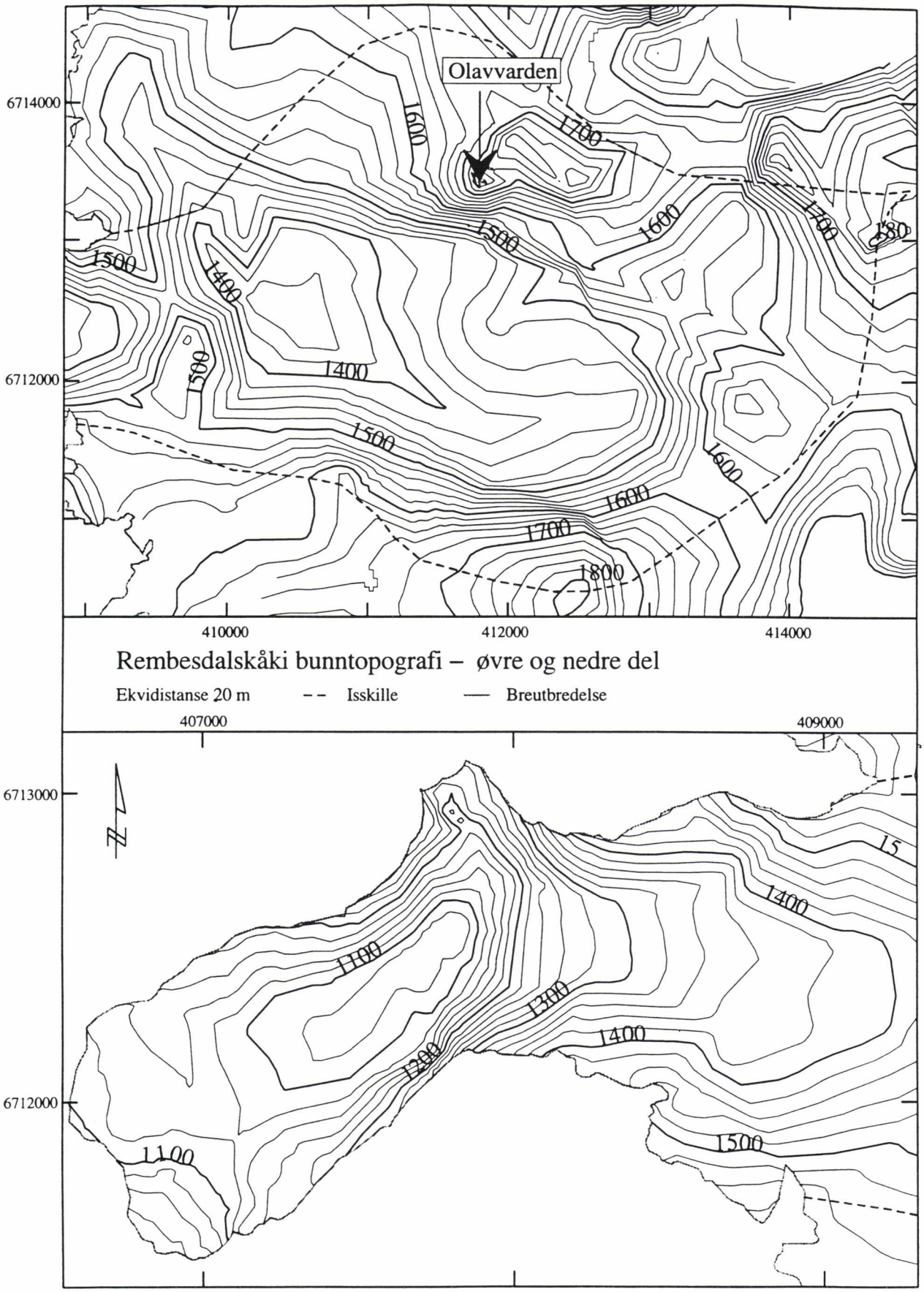
Brebevegelsen ble målt i området ved Demmevatnet i september 1996 over en periode på ca 26 timer. Den korte perioden mellom målingene gjør at usikkerheter i målingene samt naturlige variasjoner i brebevegelsen slår sterkt ut. Målingene brukes derfor bare til å gi en indikasjon på størrelsesordener og bevegelsesmønster. Målingene viste bevegelse nedover breen på opp til ca 30 cm/døgn som tilsvarer ca 120 m/år. Bevegelsen mot Demmevatnet var ca 10 cm/døgn som tilsvarer ca 36 m/år. Isbevegelse mot Demmevatnet ble målt i et punkt der breoverflaten skrår ned mot Demmevatnet.



Figur 2.1 *Datagrunnlag for interpolasjon av istykkelse og bunntopografi på den delen av Hardangerjøkulen som drenerer til Rembesdalskåki (tykk linje). Rutenett EUREF89 .*



Figur 2.2 *Punkt med anslått istykkelse utifra nærliggende punkt med målt istykkelse eller utifra teoretiske/erfaringsmessige estimat. Rutenett EUREF89.*



Figur 2.3 *Estimert bunntopografi utifra breoverflaten i 1995 (figur 1.1) og målt og estimert istykkelse (figur 2.1 og 2.2) på den delen av Hardangerjøkulen som drenerer til Rembesdalskåki (øverst) og på Rembesdalskåki (nederst). Merk forskjellen i skala. Rutenettet er EUREF89.*

3. DRENERINGSGRENSER

3.1 Innledning

For å kunne estimere tilrenningen til Demmevatn er det vesentlig å vite hvor stort areal som drenerer dit. Den store usikkerheten i dreneringsgrensen ligger i hvor stor del av breplatået som drenerer rett til Rembesdalsvatn.

3.2 Teori

Utenfor breen renner vann nedover langs gradienten i terrenghøyden slik at dreneringsgrensene kan trekkes manuelt vinkelrett på koter i terrenghøyde. I breen drenerer vann gjennom snø og firn ved perkolasjon, gjennom sprekker og kanaler isen, og deretter langs brebunnen der det er drevet av gradienten i "hydraulisk potensial":

$$Z_h = Z_{bunn} + P_{vann} / (\rho_{vann}\, g)$$

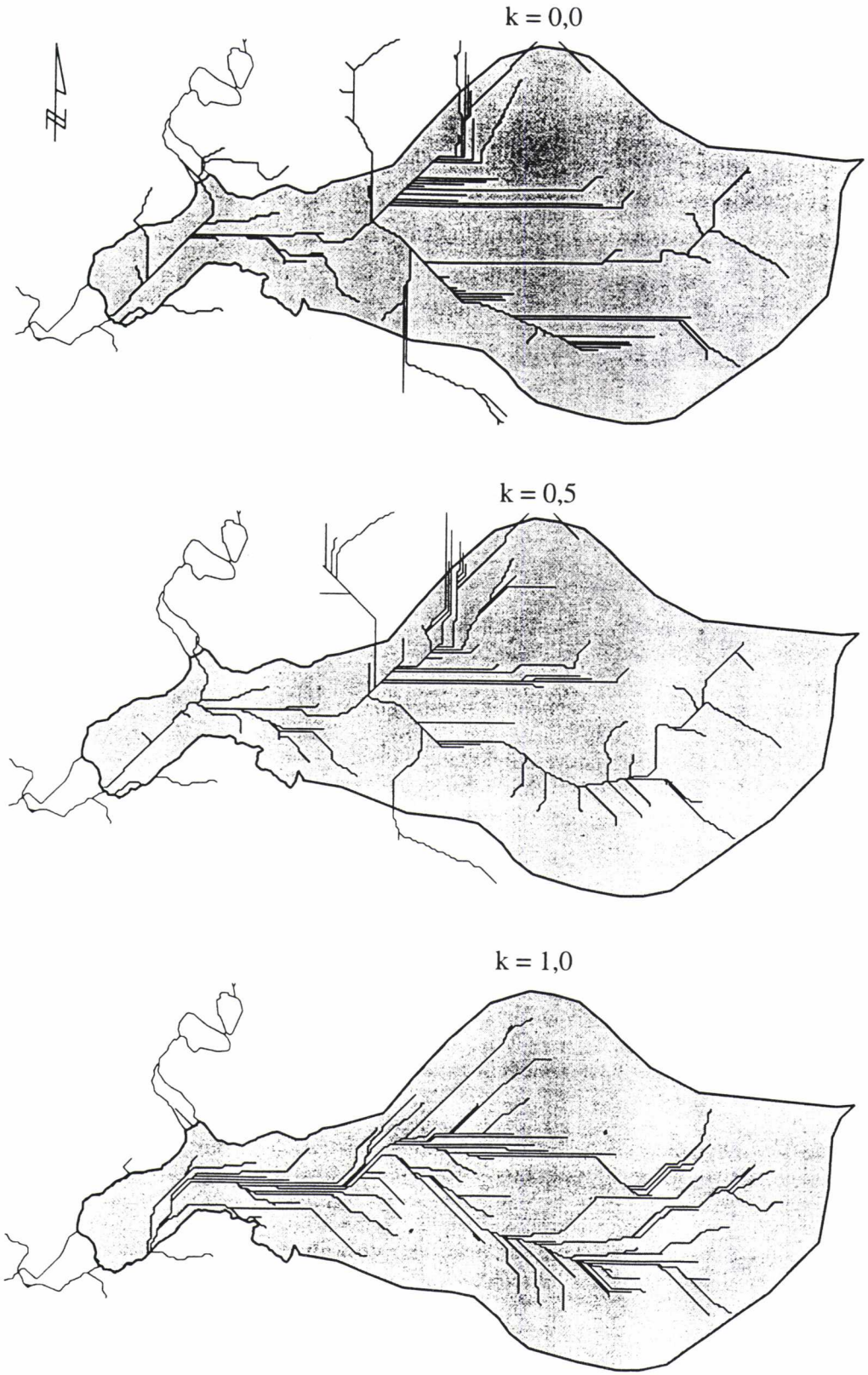
(Shreve, 1972), der Z_{bunn} er bunnhøyde, P_{vann} er vanntrykk, ρ_{vann} er vannets tetthet (1 000 kg/m^3) og g er tyngdens akselerasjon (9.81 m/s^2). I porer og hulrom fylt med vann er vanntrykket lik istrykket, mens det i en vannkanal minker med økende vannføring og kanalhelling (Röthlisberger, 1972; Kjøllmoen & Kennett, 1995). Nær dreneringsgrensene vil antagelig vanntrykket være lik istrykket fordi vannføringen og vannkanalene er små. Andre steder vil større vannføring føre til at vanntrykket i gjennomsnitt er lavere enn istrykket:

$$P_{vann} = k\ \rho_{is}\, g\, H$$

der ρ_{is} er isens tetthet, H er istykkelsen og k er en skaleringsfaktor, $0 \leq k \leq 1$ (Björnson 1982, 1988).

3.3 Beregninger av dreneringsgrenser

Beregning av hydraulisk potensialhøyde, dreneringsveier, dreneringsgrenser og dreneringsarealer ble gjort i det geografiske informasjonssystemet (GIS) Arc/Info (ESRI, 1994). Metoden og programpakken er tidligere brukt ved beregning av dreneringsgrenser på Svartisen (Kennett & Elvehøy, 1995; Kennett et al, 1997). Hydraulisk potensialhøyde ble beregnet i et 30x30 m raster uitfra raster over bunntopografi og istykkelse (kapittel 2) for k-verdiene 0.0, 0.5, 0.7, 0.8, 0.9 og 1.0 (kapittel 3.2). Vi antar at brevann drenerer loddrett nedover i breen slik at dreneringsgrensene på breoverflaten ligger direkte over grensene på brebunnen (Björnsson, 1988; Kennett, 1989a, 1989b, 1990; Kjøllmoen og Kennett, 1995). Denne tilnærmingen kan brukes fordi istykkelsen er relativt liten ved dreneringsgrensene (Kjøllmoen & Kennett, 1995). For å beregne dreneringsmønsteret på bunnen av breen ble strømningsretningen ut av hver celle beregnet med funksjonen *flowdirection*. Deretter ble antallet celler som drenerte inn i hver celle bestemt med funksjonen *flowaccumulation*. Dreneringsmønsteret ble så tegnet ut for celler som drenerer mer enn 100 celler (90 000 m^2). I figur 3.1 er det beregnede dreneringsmønsteret vist for k=0.0 (atmosfærisk trykk), k=0.5 og k=1.0 (vanntrykk = istrykk). Ved k=0.7 (ikke vist) eller større fungerer Rembesdalskåki som demning for Demmevatn.



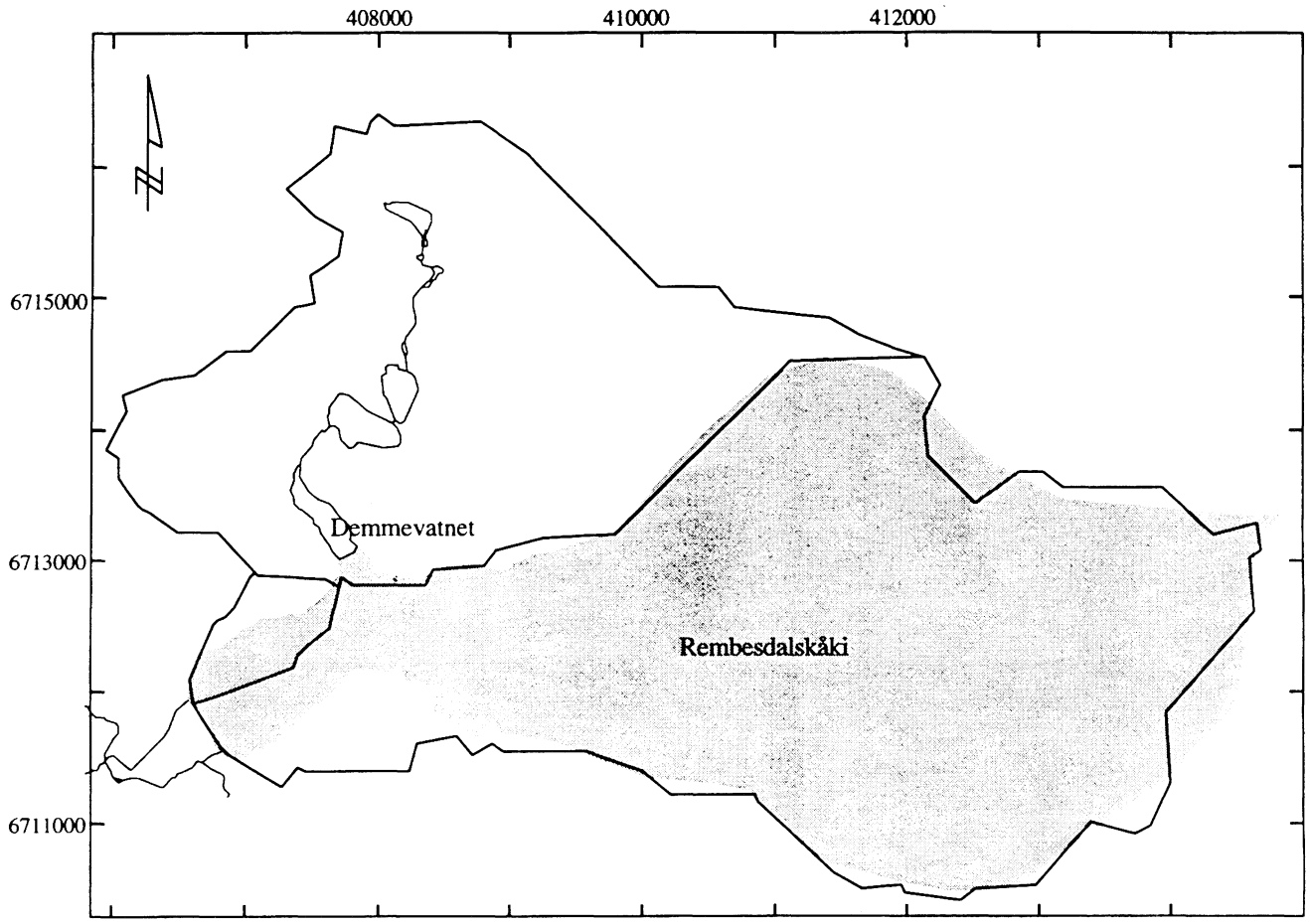
Figur 3.1 *Dreneringsveier for smeltevann under Rembesdalskåki basert på raster av hydraulisk potensialhøyde (kapitel 3.2) når vanntrykket under breen er atmosfærisk (k=0.0) og når vanntrykket er lik istrykket (k=1.0). k=0.5 betyr at vanntrykket er noe lavere enn istrykket. Først ved k=0.7 blir istrykket utenfor Demmevatnet stort nok til at breen kan virke som demmning. For k=1.0 kommer hovedelven ut på siden av breen og ikke der elven går i dag. Dette er også sett i beregninger for Engabreen (Kennett et al, 1997), og forklares med at vanntrykket er lavere enn istrykket nær utløpet fra breen.*

Dreneringsgrenser ble funnet med funksjonen *watershed* som beregner hvilke celler som drenerer til definerte punkt (slukpunkt). I denne sammenheng ble Demmevatnet og de to elvene ved brefronten definert som slukpunkt. Utifra beregnet dreneringsbasseng (figur 3.1) og dreneringsgrenser utenfor breen (fra kart 1973) ble dreneringsgrensene for de tre slukpunktene redigert sammen. Langs dreneringsgrensene på breplatået er beregningene for k=1.0 brukt. Teoretiske betraktninger (Röthlisberger, 1972; Shreve, 1972) og beregninger gjort for Engabreen på Svartisen (Kennett et al, 1997) viser at k=1 gir mest sannsynlige dreneringsveier på breplatået. Ved Demmevatn er også grensene basert på k=1 valgt. Her er det imidlertid små forskjeller mellom k=0.7, 0.8, 0.9 og 1.0 da alle antyder at dreneringsgrensen går over oppstuvingsområdet mellom Demmevasshytta og Demmevatnet og så langs nordsiden av Rembesdalskåki. Beregningene gir ingen indikasjoner på noe vesentlig avrenning til Demmevatnet fra Rembesdalskåki. Dette støttes av at det ikke er tegn til at slamførende vann kommer inn i Demmevatnet, mens den sørlige elven som kommer ut fra brefronten er sedimentførende slik breelver bruker å være. På bretungen nedenfor Demmevatnet ble k=0.5 brukt for at utløpet av hovedelven skal komme ut på rett sted. Figur 3.2 viser dreneringsgrensene for de tre slukpunktene sammen med bredreneringsområdet til Rembesdalskåki. Beregningene viser at dreneringsområdet til nedre Demmevatn er på 11.0 km^2, mens den sørlige og nordlige elven fra brefronten drenerer hhv. 17.4 og 0.6 km^2 (tabell 3.2).

Usikkerheten i dreneringsgrensene er vanskelig å kvantifisere. Det største bidraget til usikkerhet i dreneringsarealet til Demmevatnet er området øst for Ramnabergnuten fra sadel 1495 m o.h. til breskjær 1725 m o.h. der grensen er trekt utifra breoverflatehøyden. Usikkerheten i dreneringsgrensen her gir en usikkerhet i arealet på ± 0.5 km^2.

	Demmevatnet	Sørlig elv	Nordlig elv
Areal (km^2)	11.0	17.4	0.6

Tabell 3.1. Mest sannsynlige dreneringsarealer for Demmevatnet og elvene som kommer ut av brefronten basert på overflatetopografi 1995 og istykkelse målt 1963, 1965-66, 1988 og 1996 (kap 2.2).



Figur 3.2 Dreneringsgrenser for Demmevatnet og de to elvene som kommer ut av fronten til Rembesdalskåki. Rembesdalskåkis isdreneringsområde på breplatået, og brekanten er vist i grått.

4. MODELLERING AV FRAMTIDIGE ENDRINGER I BREENS FORM

4.1 Innledning

For å kunne si noe om størrelsen på eventuelle jøkulhlaup i fremtiden er det viktig å vurdere endringer i istykkelsen i det kritiske området som demmer Demmevatnet. Det ble derfor gjort modellberegninger basert på en numerisk modell for dalbreer (Bindschadler, 1982) som er tilpasset norske platåbreer (Laumann, 1987). Modellen er tidligere benyttet ved beregninger av Austdalsbreen (Laumann, 1990), Folgefonna (Laumann & Tvede, 1989) og Svartisheibreen (Kjøllmoen & Kennett, 1995; Kennett et al, 1997).

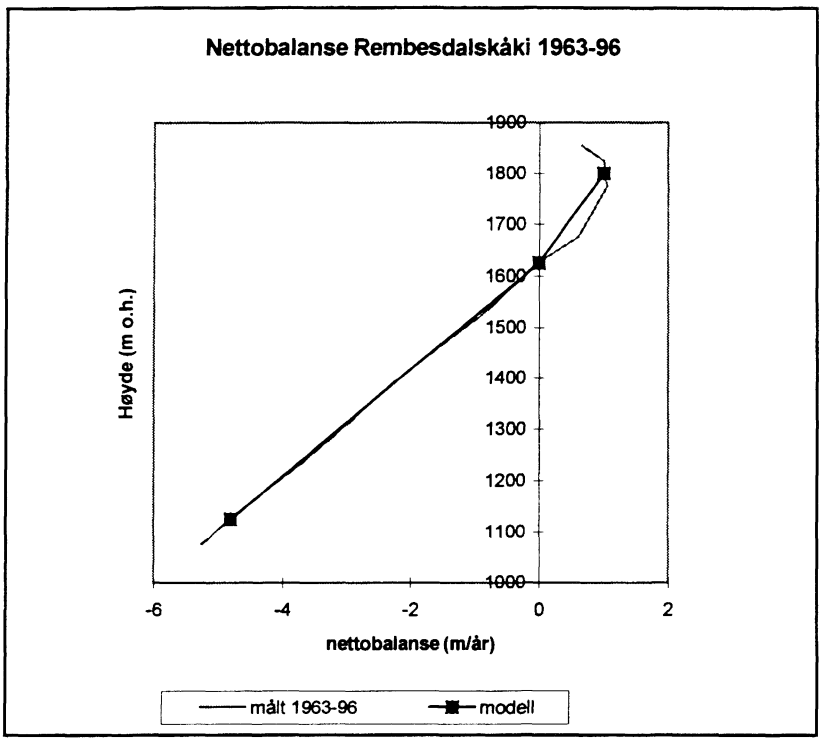
Modellen er en-dimensjonal og tidsavhengig, og baserer seg på en endelig-differans beregningsmåte. Modellberegningene tar utgangspunkt i breoverflate- og bunnhøyde i et lengdeprofil langs en sentral flytelinje i breen. Breens tre-dimensjonale form tas med ved at tverrprofil som ligger med jevn avstand (her 500 meter) langs flytelinjen beskrives med bredde og istykkelse. Dermed kan tverrsnittsareal og friksjon fra dalsidene beregnes. Modellen drives av breens nettobalanse beskrevet som en funksjon av overflatehøyden. I modellen beregnes breoverflatens høyde langs flytelinjen, brehastigheten langs flytelinjen, og frontposisjonen i hvert tidssteg som her er satt til et halvt år.

4.2 Massebalanse

I modellen beregnes spesifikk nettobalanse i hvert punkt langs den sentrale flytelinjen fra punktets høyde over havet. Midlere nettobalansekurve for perioden 1963- 96 er beregnet på grunnlag av resultater rapportert i serien "Glasiologiske undersøkelser i Norge 19.." (f.eks Haakensen, 1995), og denne er brukt som grunnlag for nettobalansens høydefordeling i modellen (fig 4.1). Denne funksjonen beskriver hvordan nettobalansen øker med økende høyde over havet.

Massebalansen er målt på den delen av Hardangerjøkulen som drenerer til Rembesdalskåki og Rembesdalsvatn siden 1963. Midlere nettobalanse for perioden 1963 - 96 er + 0.19 m/år, mens midlere nettobalanse de siste 10 årene er +0.7 m/år. For at modellen skulle kunne kjøres fra 1961 ble den spesifikke nettobalansen på Hardangerjøkulen i 1962 beregnet ved korrelasjon mellom nettobalansen målt på Hardangerjøkulen (1963-96) og Storbreen i Jotunheimen (1949-96) til +1.5 m vannekvivalenter. Denne størrelsen virker rimelig siden nettobalansen på Nigardsbreen også var svært stor i 1962 (Østrem & Karlén, 1963).

Ved kjøring av modellen kan årlig spesifikk nettobalanse (nettobalansen midlet over hele brearealet) legges inn. Før beregning av nettobalansen i hvert punkt langs den sentrale flytelinjen beregnes da hvordan modellens nettobalansekurve må ligge for at modellbreens midlere nettobalanse skal være lik den innlagte verdien. Når modellen kjøres 50 år framover i tid bestemmes modellens nettobalansekurve slik at midlere nettobalanse når modellen starter er lik den valgte verdien. Etter som modellen kjøres vil brefronten rykke fram eller trekke seg tilbake, og arealfordelingen vil forandres. Det gjør at også midlere nettobalanse endres. Kjøres modellen langt nok fram i tid vil midlere nettobalanse for modellbreen gå mot 0.0 m/år, mens frontposisjonen og overflateprofilet vil bli stabile.

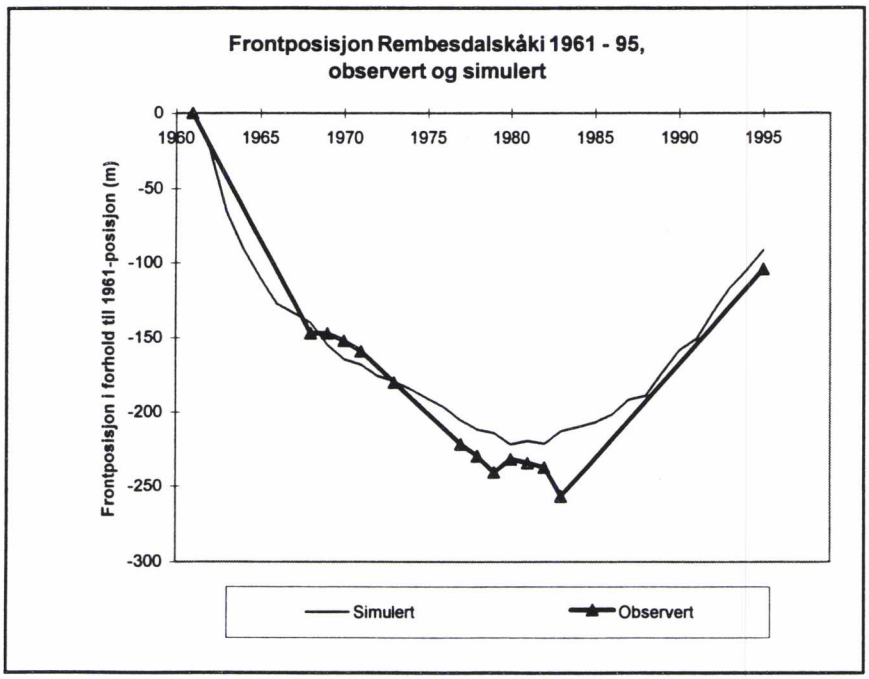


Figur 4.1 *Midlere nettobalanse på Hardangerjøkulen/Rembesdalskåki for perioden 1963-96 og nettobalansekurven som brukes i modellberegningene. Kurven som brukes i modellen tar ikke med effekten av redusert akkumulasjon på toppen som skyldes avblåsning. Det skyldes at modellen ikke er robust nok til å håndtere minkende nettobalanse med økende høyde.*

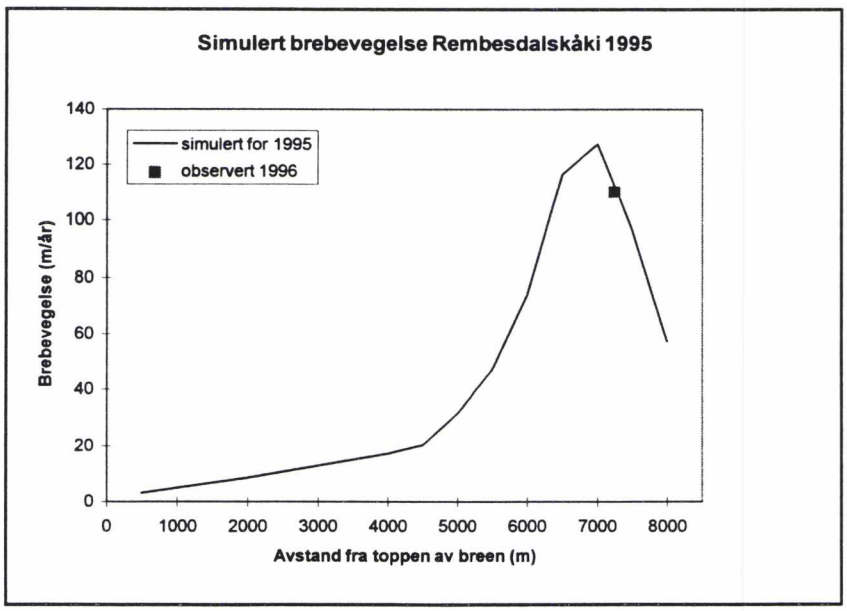
Framtidig massebalanseutvikling er avhengig av klimautviklingen. En forventet dobling av CO_2 - innholdet i atmosfæren fra 1990 til 2030 er estimert til å gi en temperaturøkning på mellom 1.5 og 3.5 °C og en nedbørøkning på 7-8 % i Norge (Sælthun et al, 1990). Simuleringer av Nigardsbreen og Hellstugubreens respons på klimaendringer antyder at en endring i nettobalansen på 0.5 m/år krever en temperaturendring på 0.8 - 0.9 °C eller en nedbørendring på 22 - 35 % (Laumann, 1992). Disse verdiene er trolig representative for Hardangerjøkulen også. Nettobalanseverdiene -0.5 m/år, 0.0 m/år og 0.5 m/år er valgt til å representere framtidig klimautvikling.

4.3 Modellkalibrering

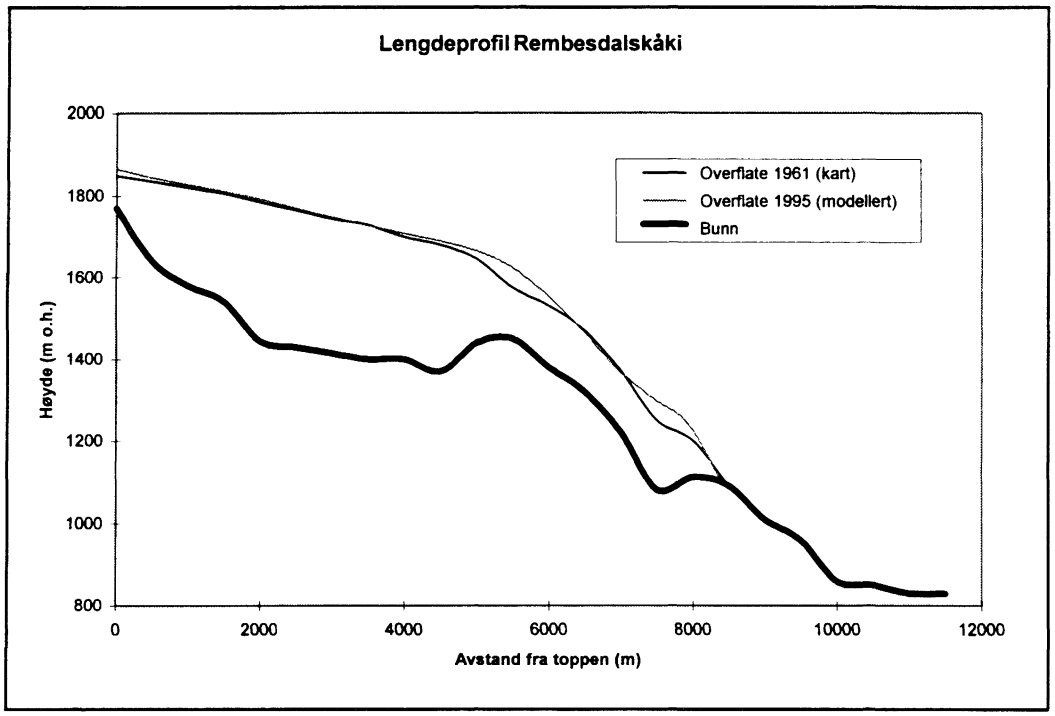
For at modellen skal kunne benyttes til simulering av breens fremtidige form må modellen kalibreres mot kjente verdier. Kalibreringen tar utgangspunkt i kart over breoverflaten fra 1961, bunntopografien (figur 2.3), og årlig nettobalanse i perioden 1962-95. Kalibreringen ble gjort hovedsakelig ved at glidningens andel av brebevegelsen ble justert i punktene langs lengdeprofilet på den nedre delen av breen. Modellerte verdier for isbevegelse i 1995 (figur 4.2) og frontposisjon i perioden 1962-95 (figur 4.3) stemmer rimelig godt overens med målte verdier. Figur 4.4 viser estimert endring i breoverflatehøyde langs profillinjen der Demmevatnet ligger ved ca 7250. Modelleringen antyder en overflateheving ved Demmevatnet på ca 15 meter mellom 1961 og 1995. Dette er mer enn det kartene fra 1961 og 1995 samt oppmålingen i 1996 viser for oppstuvingsområdet mellom Demmevasshytta og Demmevatnet, men stemmer rimelig godt med endringer funnet like nedstrøms Demmevatn (1200-1250 m o.h., figur 1.2). Utgangspunktet for å kjøre modellen 50 år framover i tid ble derfor regnet som rimelig godt.



Figur 4.2 *Observert og modellert frontposisjonendring for Rembesdalskåki 1961- 96. Datagrunnlaget for observasjonene er kart fra 1961, 1973 og 1995, samt målte avstander til faste merker i perioden 1968 - 83.*



Figur 4.3 *Simulert brebevegelse langs den sentrale flytelinjen. Hastigheten er størst i brefallet oppstrøms Demmevatnet. Til sammenligning vises største hastighet målt over en periode på ett døgn i september 1996.*

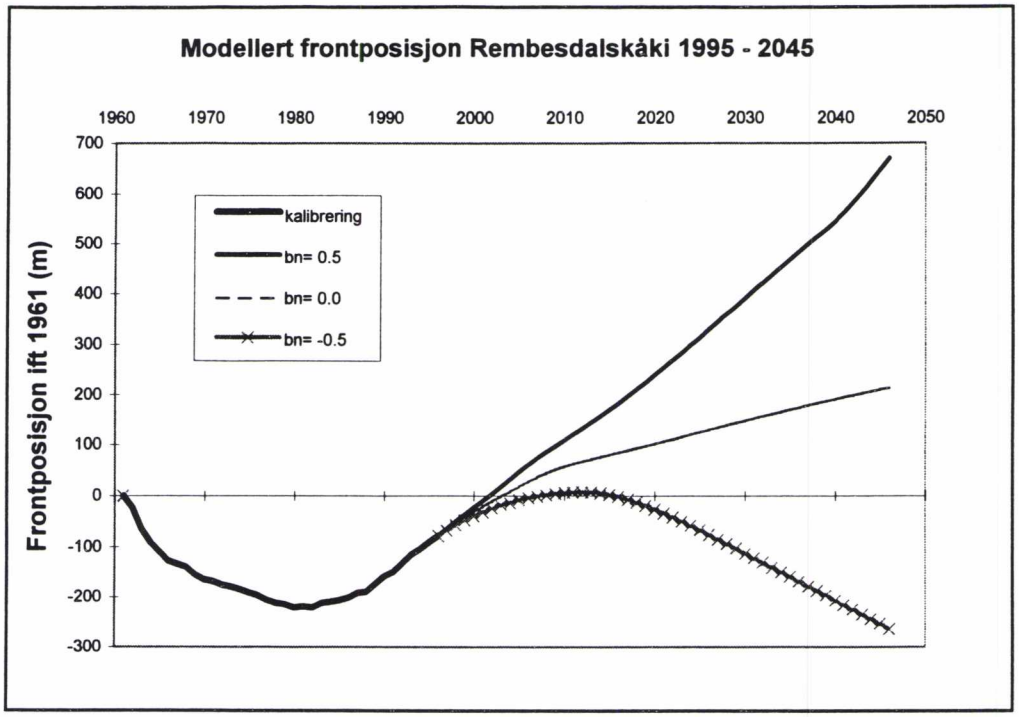


Figur 4.4 *Lengdesnitt av Hardangerjøkulen og Rembesdalskåki langs den sentrale flytelinjen med brebunnen, høydeprofil fra kart 1961 (midten) og simulert høydeprofil for 1995 (øverst). Endringen i overflateprofil viser hvordan det innlagte profilet blir justert til et profil som fungerer i den enkle, to-dimensjonale modellen. Simuleingene av endringer 50 år fram i tid tar utgangspunkt i dette modell-lengdeprofilet, og vises som endringer i forhold til dette. Demmevatnet ligger ca 7250 meter fra toppen.*

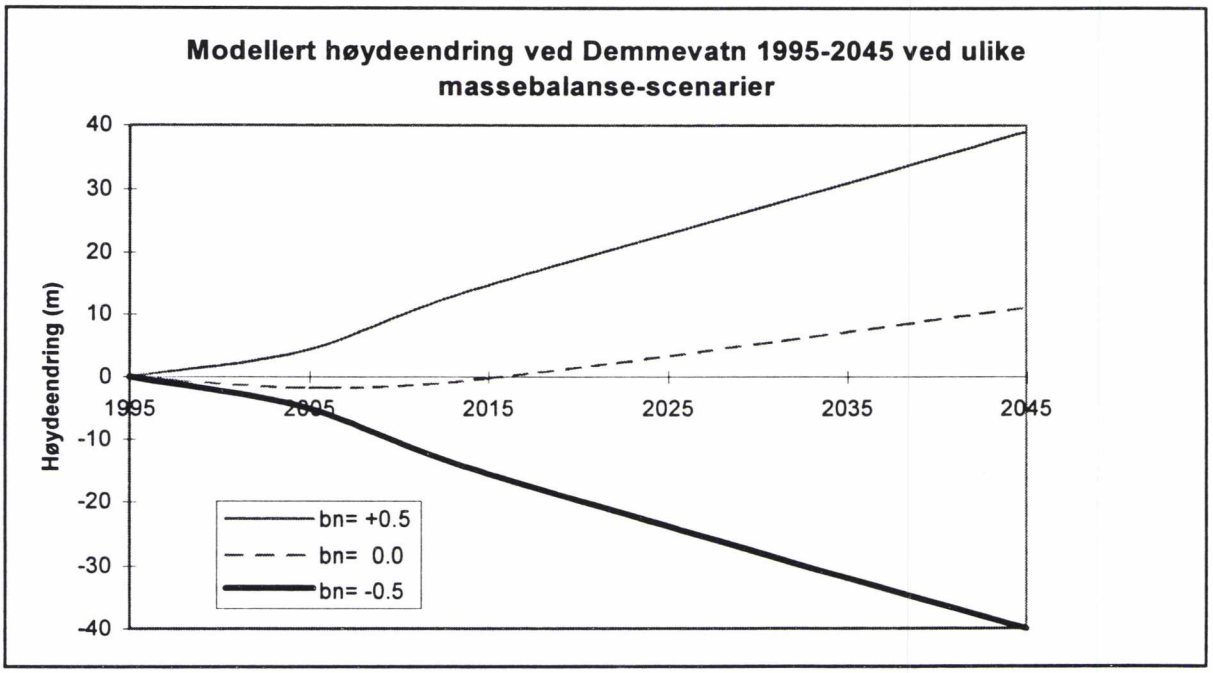
4.4 Resultater

Ved hjelp av den kalibrerte modellen er Rembesdalskåkis respons på ulike klimascenarier de neste 50 år simulert. Fig 4.5 viser frontposisjonen i forhold til 1961. Frontposisjonen i 1995 var 75 m bak frontposisjonen i 1961 (figur 1.3). Simuleringene antyder at med en midlere nettobalanse på +0.5 m/år kan breen gå frem ca 700 meter i løpet av 50 år, mens en midlere nettobalanse på -0.5 m/år vil kunne føre til en tilbakegang på ca 200 meter i løpet av de neste 50 år. Uansett vil breen gå noe fram de første 10-15 årene som en følge av positiv nettobalanse før 1995. En brefrontframgang på ca 700 meter vil føre til at breen får en utstrekning tilsvarende situasjonen rundt 1940 med brefronten 100 - 200 meter fra Rembesdalsvatnet (figur 1.2).

Figur 4.6 viser simulert endring i breoverflatehøyden ved Demmevatnet. Resultatene antyder at endringene i istykkelse kan bli opp til 40 meter som er ± 20 % av dagens istykkelse. Med dagens breoverflatehøyde på 1295 m o.h. betyr det at breoverflaten kan bli liggende mellom 1255 og 1335 m o.h. i oppstuvingsområdet mellom Demmevasshytta og Demmevatnet. Til sammenligning viser gradteigskart Hardangerjøkulen fra 1920-25 at breoverflaten i oppstuvingsområdet da lå over 1320 og trolig mellom 1320 og 1330 m o.h. Dette viser at de estimerte endringene i istykkelse ikke er urealistiske. Høydeendringer på ±40 meter vil ligge til grunn for beregning av størrelsen på mulige jøkulhlaup (kapittel 5).



Figur 4.5 *Simulert frontposisjonendring for Rembesdalskåki fra 1995 til 2046 utifra ulike klimascenarier. Mellom 1961 og 1995 er målt årlig nettobalanse inngangsdata til modellen. Breens respons på ulike scenarier av stabilt klima er simulert. Med utgangspunkt i breens høyde-arealfordeling i 1995 er høyde-nettobalanse-funksjoner som gir den modellerte breen en spesifikk nettobalanse på hhv. + 0.5, 0.0 og - 0.5 m/år beregnet. Med disse høyde-nettobalansefunksjonene er breens utvikling simulert. Spesifikk nettobalanse vil endres fra år til år etter som breens høyde-areal-fordeling endres når brefronten rykker fram eller trekker seg tilbake. På sikt vil brefronten stabilisere seg, og spesifikk nettobalanse blir 0.0 m/år. Breen vil da være i likevekt med klima. Resultatene tyder på at dette vil ta mer enn 50 år.*



Figur 4.6 *Simulert høydeendring på breoverflaten ved Demmevatnet som følge av ulike massebalansescenarier for perioden 1995 - 2046. For nærmere forklaring se teksten og figur 4.5.*

5. MODELLERING AV JØKULHLAUP FRA DEMMEVATNET

5.1 Innledning

Under breen vil det være et nettverk av vannfylte hulrom og passasjer der vanntrykket styres av istrykket og vannet derfor siger mot områder med lavere vanntrykk/istrykk. Innsjøen (Demmevatnet) er demmet opp fordi istrykket nedstrøms innsjøen er stort nok til å presse vann mot innsjøen. Etter som vannstanden øker eller istykkelsen minker (over tid) vil så vanntrykket i nettverket øke til det overstiger istrykket i området som sperrer for vannstrømmen. Vann vil da begynne å sige fra innsjøen og forbi området som tidligere sperret. Da vil vann kunne strømme gjennom kanalsystemet og videre nedstrøms mot brefronten. Så snart vannet begynner å strømme, vil vannet avgi energi pga. friksjon mot kanalvegger og kanalbunn. Denne energien er lagret dels som varme i reservoaret ved at vanntemperaturen er over 0 °C, og dels som potensiell energi ved at vannet er lagret i et høyere nivå. Energien som frigis smelter is i tunnelveggene og fører til at tverrsnittet i tunnelen blir utvidet. Det fører igjen til at vannføringen øker slik at mer is kan smeltes. Denne økningen har en eksponensiell form, og vil vanligvis fortsette inntil reservoaret er tomt.

Noen ganger hender det imidlertid at vannstanden i innsjøen blir så høy at vannet kan renne over isbreen og så tømmes ved at det rennende vannet smelter seg ned gjennom breen. Dette ble observert ved Demmevatnet i 1897, og ser ut til å ha vært den vanlige tømmingsformen før tappingstunnelene ble laget (Liestøl, 1956).

En tredje tømmingsmåte ser ut til å inntreffe når vannstanden i reservoaret stiger svært raskt. Da kan reservoaret tømmes etter at vanntrykket har løftet opp breen i området som demmer reservoaret. Dette ser ut til å ha vært tilfellet ved jøkulhlaupet fra Vatnajøkul på Island etter et subglasialt vulkanutbruddet i oktober 1996.

I denne rapporten skal det vurderes ved hvilke vannstander jøkulhlaup kan utløses, og hvor store jøkulhlaup som kan forventes fra Demmevatnet ved dagens situasjon og ved en positiv/negativ massebalanseutvikling i framtiden. Størrelsen av jøkullaup angis både i forventet volum (mill m^3), maksimal intensitet (m^3 /s) og varighet (timer). Dette kan så sammenlignes med jøkulhlaupene i 1897, 1937 og 1938.

5.2 Tidligere jøkulhlaup fra Demmevatn

Tidligere jøkulhlaup fra Demmevatn er beskrevet av bl.a. Rosendahl (1938), Liestøl (1956) og Bu *et al.* (1981). Et problem ift. observasjoner er at det kan være vanskelig å påvise at jøkulhlaup er under utvikling. For en tilfeldig observatør vil betydelig økning i vannføringen ut av breen eller at vannstanden i innsjøen synker være indikasjoner på at et jøkulhlaup pågår. Ut fra observasjoner og teori (f.eks Bjørnsson, 1992) øker vannføringen under breen svært sakte til å begynne med, mens vannstanden til å begynne med bare vil stige saktere (under forutsettning at innsjøen tømmes periodisk) før den begynner å synke. Siden arealet på reservoaret er størst øverst, vil vannstandsendringene være små til å begynne med.

Literaturen forteller om flommer i Simadalen relatert til Demmevatnet tilbake til 1736. Det har vært

noen store katastrofeflommer (1736,1813, 1842 og 1861), men også årvisse mindre flommer som strakte seg over flere uker og som fant sted i august. Det er uklart om de større flommene var av kort (timer-dager) eller lengre (dager-uker) varighet.

Flommen i 1893 fant sted i slutten av august, og hele bassenget på ca 35 mill. m^3 er antatt tappet på 24 timer, som tilsier en midlere vannføring på ca 400 m^3 /s (Liestøl, 1956). Vannstanden i Demmevatnet før flom var ca 1310 m o.h. (Rosendahl 1938) som er omtrent i høyde med Demmevasshytta.

Flommen i 1897 startet 17. august da vannstanden i Demmevatnet steg over høyden på breoverflaten. Vannet drenerte da over breoverflaten og smeltet seg ned i isen og dannet en sprekk ned til bunnen av breen. Sprekken nådde bunnen av breen 12.september etter 26 døgn, og Demmevatnet var da helt tomt. Dette var trolig det normale tømmningsmåten før 1893 (Liestøl 1956).

Kommentar - siden breen skrår inn mot fjellet ved Demmevasshytta er det nærliggende at vannet må ha rent over breen langs eller nær fjellet under Luranut. Beskrivelsen i Liestøl (1956) s. 128 tyder imidlertid på at det var is på begge sidene av smelterenna. Tapping av hele magasinet på 35 mill. m^3 over 26 døgn gir en middelvannføring på 15 m^3/s i tillegg til normalt tilsig til Demmevatn som er i størrelsesorden 4 m^3/s (målt sommeren 1897).

I perioden 1893 - 1937 var det ingen flommer fra Demmevatn, men Rembesdalskåki trakk seg mye tilbake i denne perioden slik at brefronten i 1922 ble stående på tørt land. Ved Demmevatn og Demmevasshytta sank breoverflaten ca 15 meter i denne perioden (Liestøl, 1956).

Flommen i 1937 startet 10. august, og bassenget på ca 11.5 mill. m^3 er antatt tappet på ca 3.5 time som tilsvarer en middelvannføring på 900 m^3 /s (Liestøl 1956). Tappetunnelen som lå i bunnen av Demmevatnet hadde en diameter på ca 5 m.

Kommentar: starttidspunktet er dårlig kjent

Flommen i 1938 startet 23.august, før den nye tappetunnelen var ferdig. Vannstandsendrtingen ble observert og gjengitt i forhold til høyden på tunnelen fra 1899:

? - 0 m (1286)
0630 - 5 m (1281)
0930 - 25 m(1261)
1320 - tomt(1207)

Tømmingen fant sted gjennom en tunnel ved bunnen av Demmevatnet. Kanalen lukket seg gradvis og var helt lukket 28. oktober

Kommentar: I 6-tiden om morgenen ble det observert at det ikke lenger rant vann i den gamle tunnelen. Observasjonen ble mest trolig gjort fra utløpet av den nye tunnelen. Siden tilsiget til Demmevatnet var i størrelsesordenen 4 m^3/s (målt 1897, Liestøl 1956), må vannføringen ut av Demmevatn under breen på dette tidspunktet ha vært større enn tilsiget. Det betyr at jøkulhlaupet kan ha pågått i lengre tid allerede da de første observasjonene ble gjort.

Ut fra beskrivelsene tømmes Demmevatnet enten langsomt når vann begynner å renne over breoverflaten eller raskt når en tunnel åpnes under breen. Langsom tømming har trolig vært den vanlige formen for tømming, og førte tidligere (før 1861 og kanskje mellom 1861 og 1893) til årlige flommer som varte i 2-3 uker. Vi ser for oss flere mulige årsaker til at vannet kan renne over breoverflaten: 1) at breoverflaten skrår bratt ned mot fjellsiden ved Demmevasshytta slik at hydraulisk potensial under breen blir høyere enn overløpshøyden langs fjellet, eller 2) rask heving av vannstanden slik at dreneringsveien under breen ikke rekker å åpnes før vannet begynner å renne over. Ved dagens situasjon (figur 1.2) er forholdene slik at rennen langs fjellet under Demmevasshytta har sadelpunkt 1277 m o.h. mens hydraulisk potensialhøyde der denne er høyest(oppstuvingsområdet mellom Demmevatnet og Demmevasshytta) er ca 1287 m o.h. Det betyr at ved dagens situasjon vil trolig vann heller renne over langs fjellet enn under breen i et jøkulhlaup. Når det tas i betraktning at breen sjelden ligger helt inntil fjellet nær breoverflaten, kan vann trolig begynne å renne ved enda lavere nivå.

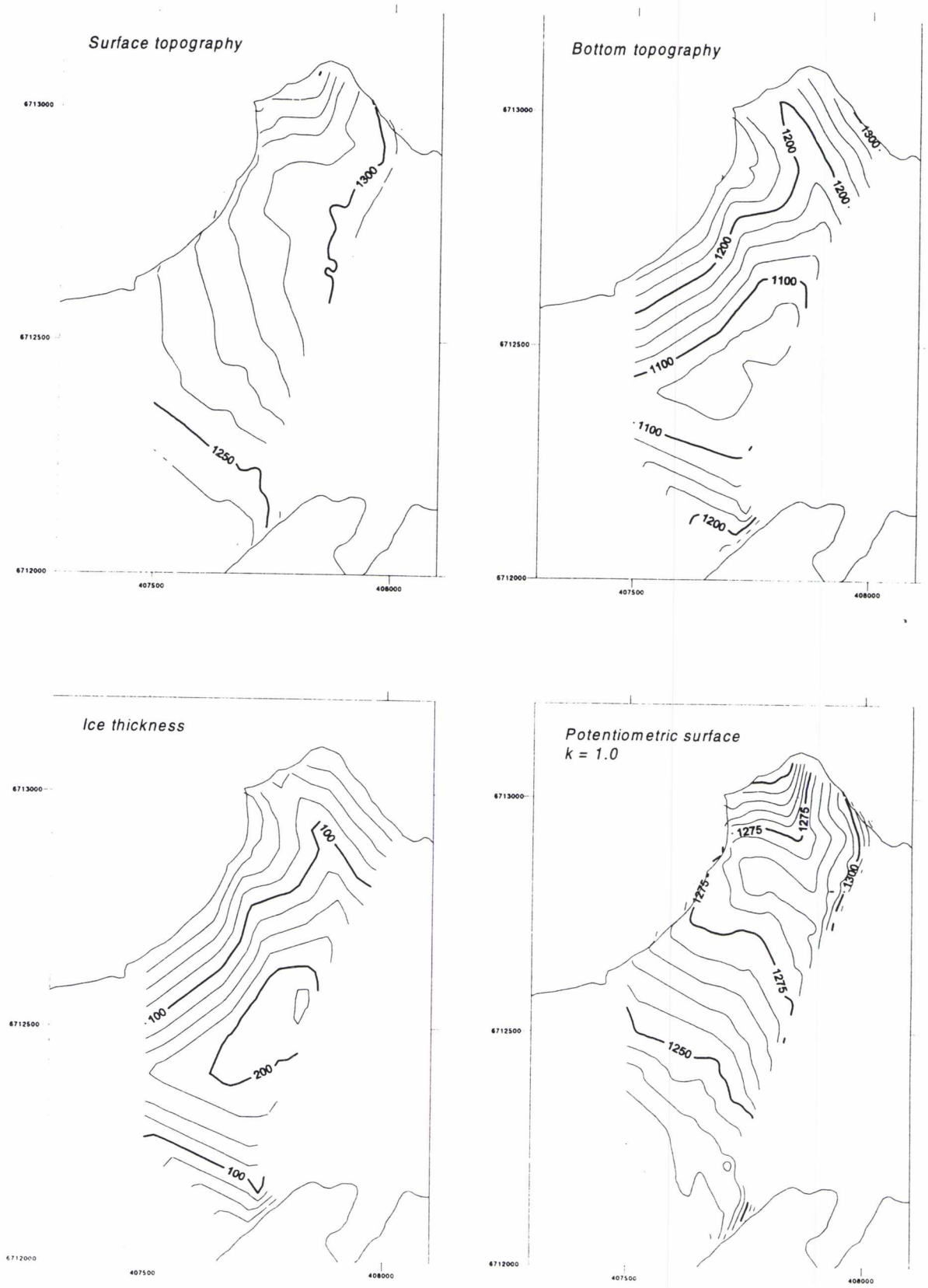
Siden tapping over breoverflaten ser ut til å være mye langsommere enn subglasial tapping og dessuten gir mindre vannføring, vil det i denne rapporten kun arbeides med subglasial tømming.

5.3 Hva skal til for å utløse et subglasialt jøkulhlaup?

Teoretisk vil utløsning av jøkulhlaup være avhengig av at vannstanden i Demmevatnet tilsvarer minimusverdien for hydraulisk potensialhøyde i området som demmer Demmevatnet.

Det ble beregnet hydraulisk potensialhøyde i området ved Demmevatnet på grunnlag av bunntopografi og istykkelse (figur 5.1). Beregningene viser at ved en vannstand mellom 1275 og 1280 m o.h. vil vann kunne renne langs kanten av breen (målt 1277 m o.h.), mens vannstanden må være mellom 1285 og 1290 m o.h. for at jøkulhlaup skal utløses. For at subglasiale jøkulhlaup skulle kunne utløses slik breen ser ut i dag måtte bunnen av breen ha ligget ca 50 meter dypere enn det radarmålingene indikerer. Men dersom breens form endres slik at rennen langs kanten av breen blir borte vil området med laveste hydrauliske potensial være der dalen fra Demmevatnet går ut (figur 5.1.c). Dette antyder at sjansen for subglasiale jøkulhlaup er størst når breen er i tilbakegang fordi da vil redusert isbevegelse trolig føre til mindre oppstuving i dette området og dermed svakere utviklet renne langs fjellet.

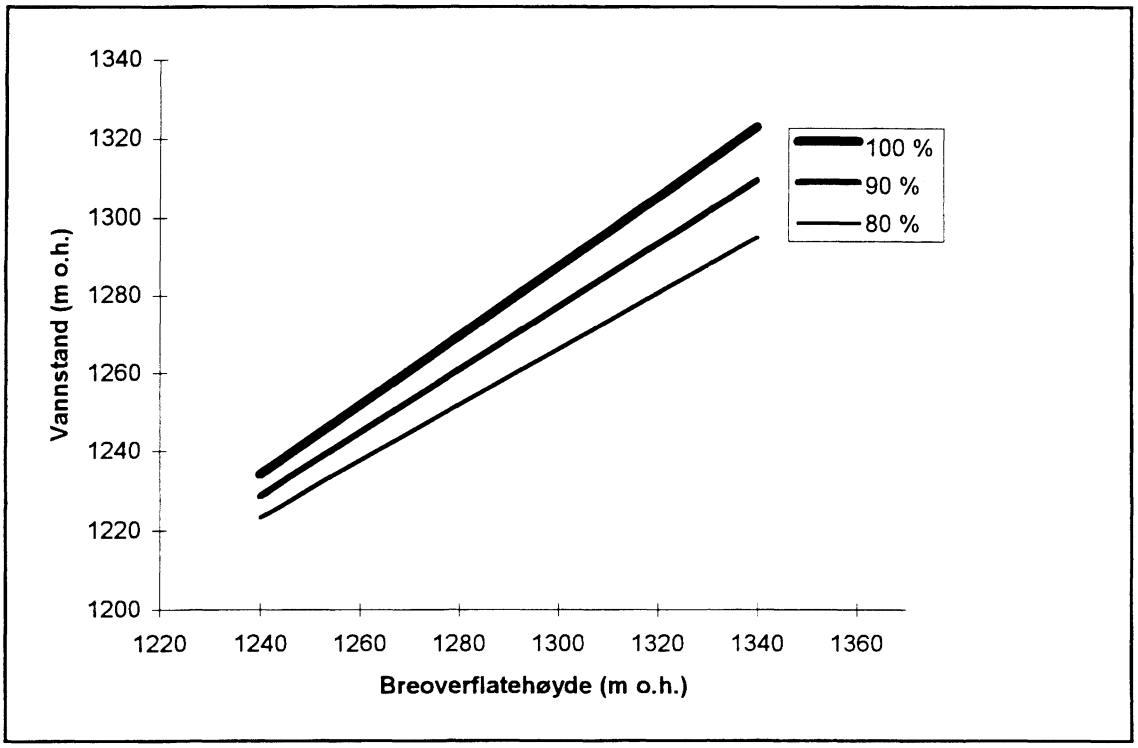
Studier fra Island antyder at jøkulhlaup kan starte før vanntrykket balanserer istrykket (Björnsson, 1992). For å vurdere dette for Demmevatn har vi sett på jøkulhlaupene i 1893 og i 1937/38. Vi antar at området med kritisk hydraulisk potensialhøyde vil være over dalen ut fra Demmevatnet, dvs. der breoverflaten i dag er høyest. Brebunnens høyde der er ca 1180 m o.h. Vannstandene i 1893 og i 1937/38 var hhv 1310 og 1286 m o.h. Utifra disse verdiene har vi beregnet teoretisk overflatehøyde og sammenlignet med sannsynlig overflatehøyde utifra tilgjengelig informasjon (tabell 5.1). Figur 5.2 viser forventet vannstand som fører til jøkulhlaup som en funksjon av breoverflatehøyden mellom Demmevasshytta og Demmevatnet når vi går ut fra at jøkulhlaup kan starte når vanntrykket er mellom 80 og 100 % av istrykket i området som demmer Demmevatnet.



Figur 5.1 *Overflatetopografi (1995), istykkelse, bunntopografi og beregnet hydraulisk potensialhøyde med k=1.0 for området mellom Demmevasshytta og Demmevatnet (se figur 1.2). Beregnet potensialhøyde (nede til høyre) viser at vann kan begynne å renne over breoverflaten langs kanten av fjellet når vannstanden i Demmevatnet stiger over ca 1275 m o.h. Det er over 10 meter lavere enn teoretisk forventet vannstand som vil utløse jøkulhlaup.*

År	Bunndyp (m o.h.)	Vannstand (m o.h.)	Isoverflate hvis pv = pi (m o.h.)	Isoverflate hvis pv = 0.9*pi (m o.h.)	Isoverflate hvis pv=0.8*pi (m o.h.)	Sannsynlig isoverflatehøyde (m o.h.)	Vanntrykk som % av istrykk
1937/38	1180	1286	1298	1311	1327	1306 - 1322	83 - 93
1893	1180	1310	1324	1340	1360	1321 - 1337	92 - 102

Tabell 5.1. Forhold mellom vanntrykk og istrykk ved jøkulhlaup i 1937/38 og 1893. Sannsynlig isoverflatehøyde i 1937-38 er antatt å ligge mellom høyden i 1920-25 (ca 1322, gradteigskart Hardangerjøkulen), og antatt høyde i 1937 ved en overflatesenkning på 1 m/år utifra at mange andre breer gikk mye tilbake på 30-tallet etter framstøt fram mot 1930 (f.eks Blomsterskardsbreen, Buerbreen, Brigsdalsbreen og Nigardsbreen), mens overflatehøyden i 1893 er anslått utifra høyden i 1937/38 og en overflatesenkning på 15 meter mellom 1890-tallet og 1937 (Liestøl, 1956). pv og pi er hhv. vanntrykk og istrykk.



Figur 5.2 Forventet vannstand som kan utløse jøkulhlaup som funksjon av breoverflateyhøyden i oppstuvingsområdet ved Demmevasshytta. Observasjoner bl.a fra Island tyder på at jøkulhlaup kan utløses alt når vanntrykket under breen tilsvarer 80-90 % av istrykket i området som demmer innsjøen (se tekst).

5.4 Hvor store jøkulhlaup kan forventes?

Til beregning av hvordan eventuelle jøkulhlaup vil utvikle seg har vi brukt en modell som tidligere er utviklet for jøkulhlaup fra Svartisheibreen (Kjøllmoen & Kennett, 1995; Kennett et al. 1997).

5.4.1 Modellen

Modellen bygger på tre ligninger. En ligning beskriver vannføringen Q i en halv-sirkulær tunnel som funksjon av tunnelens diameter (D), gradienten i hydraulisk potensial (B) mellom der vannet strømmer inn i breen og der det kommer ut igjen ved brefronten, og gjennomsnittlig størrelse på friksjonselementer i tunnelen (f) :

$$Q = 8.03 \; D^{8/3} \; \beta^{1/2} f^{1/6}$$

(Hooke,1984; Kohler,1995). Denne ligningen er noe modifisert ift. ligningen brukt i rapporten fra Svartisheibreen (Kjøllmoen & Kennett 1995).

En ligning beskriver hvor mye tunnelens vegger smelter når vann strømmer gjennom tunnelen, dels som en følge av at vannet kjøles ned til 0°C, og dels at vannet avgir sin potensielle energi når det går fra en høy posisjon (Demmevatn) til en lavere posisjon (tunnelutløpet ved brefronten):

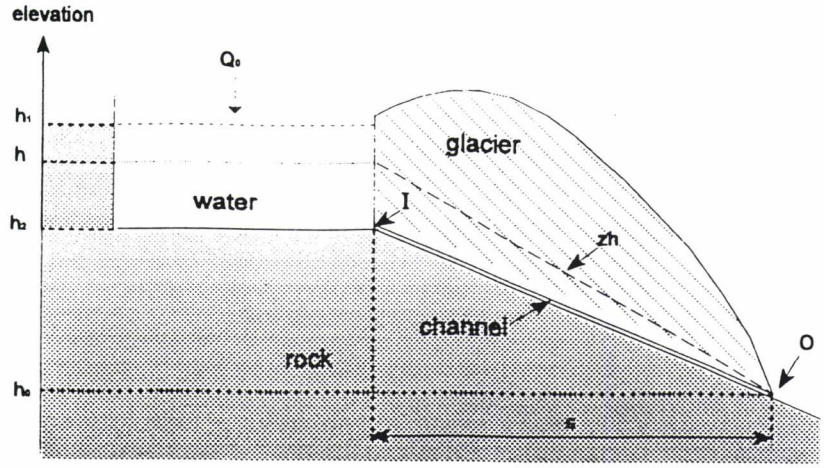
$$dD/dt = 8/pi \; ((Q \; \rho_w \; g \; h + Q \; T \; C \; \rho_w)/ \; \rho_i \; s \; L)^{1/2}$$

der dD/dt er økningen i tunneldiameter (D) pr. tidsenhet, ρ_w og ρ_i er vannets og isens tetthet, g er tyngdens akselerasjon, h er vannflatens høyde over tunnelutløpet, T er vanntemperaturen, C er vannets varmekapasitet (4.2 kJ/kg×K), s er tunnelens lengde, og L er latent varme for smelting av is (334 kJ/kg×K).

Senkning av vannoverflaten i hvert tidssteg beregnes med formelen

$$h_{t=2} = h_{t=1} - (Q_{t=1} \; \Delta t / A_{t=1})$$

der $h_{t=2}$ og $h_{t=1}$ er vannstanden ved hhv tidssteg 1 og 2, $Q_{t=1}$ er vannføring ved tidssteg 1, Δt er tidssteglengden, og $A_{t=1}$ er arealet til Demmevatnet ved tidssteg 1. Det ble laget en arealfordelingskurve for Demmevatnene mellom høydenivåene 1210 og 1320 m o.h. basert på opplodding av Demmevatnet i 1995, arealet til Demmevatnet på kart fra 1995, koter fra kart 1961 og 1973, og noen beregnede areal fra jøkulhlaup 1893 og 1937 (Rosendahl, 1938). Over høyde 1288 m o.h. øker arealet mye fordi Midtre og Øvre Demmevatn også blir del av reservoaret. Arealet til innsjøoverflaten antas å endres lineært mellom nivåene. Det er ikke tatt hensyn til at areal-fordelingen vil variere etter som brefrontposisjonen i Demmevatnet varierer, men dette er bare vesentlig ved de laveste vannstandene pga usikkerhetene i arealbestemmelsene. Parametrene som benyttes i modellen er vist i figur 5.3. Endringer i forskjellige parametre kan gi forskjellige virkninger.



Figur 5.3 *Skissert snitt gjennom en bre langs jøkulhlauptunnelen, og parametre brukt i en numerisk modell for et jøkulhlaup: h - vannstand; h_1, h_2, - vannstanden hhv. før og etter jøkulhlaupet; h_0 - høyde på kanal-utløpet; zh - hydraulisk potensialhøyde; I, O, - hhv. tunnelinnløp og -utløp; s - lengden på tunnelen; Q_0 - vannføringen inn i vatnet. Fra Kjøllmoen & Kennett, 1995.*

Vanntemperaturen i Demmevatnet er en viktig parameter fordi vannet kan lagre store mengder energi som kan frigjøres til smelting. Varmere vann får derfor tappingen til å skje hurtigere. Målinger av vanntemperatur i vannet som kommer ut av islandske breer under jøkulhlaup tyder på at vannet som kommer ut har 0°C og derfor har avgitt all varmeenergien (Björnsson,1992). Eneste kjente målinger av vanntemperatur ble gjort i 1897-98 da temperaturen var 1-1.5°C trolig nær overflaten.

Tunnellengden spiller inn ved at i en lengre tunnel må mer is smeltes for å gi den samme midlere økning i tverrsnittareal, og dermed vil tømmingen gå saktere. Det er flere alternative tunneltraséer fra Demmevatn: 1) kort tunnel til dreneringstunnelen fra breplatået som trolig vil ligge 400-600 m fra brefronten i Demmevatn (figur 3.1). Vannføringen i denne elven er trolig 10-20 m^3/s om sommeren. Når vannføringen i jøkulhlaupet blir større enn dette må uansett tunnelen utvides hele veien fra Demmevatnet til brefronten. Denne dreneringsveien kan imidlertid gjøre at innledende fase av jøkulhlaupet går fortere. 2) middels lang tunnel til brekanten på nordsiden av bretungen der det i dag kommer ut en liten elv. Dreneringsveien fra Demmevatn vil da gå utenom over-fordypningen under Rembesdalskåki. Lengde ca 1200 (1995) til 1500 m (1937/38). Det er imidlertid ikke funnet noen observasjoner som antyder at vannet IKKE kom ut i hovedløpet i 1937/38. 3) lang tunnel langs midten/sørsiden av overfordypningen under Rembesdalskåki til brefronten som i 1937/38 lå nesten i vannkanten på Rembesdalsvatn (880moh). Lengde ca 1700 (1995) og 3000 meter (1937/38). Vi går ut fra at dreneringsveien går mot den sørlige elven fra brefronten og at tidligere tiders jøkulhlaup har fulgt tilnærmet samme trasé.

Friksjonsforholdene i dreneringstunnelen vil virke inn på hvor mye vann som kan strømme gjennom et tverrsnittareal pr tidsenhet. Større friksjon gir langsommere vanntransport, langsommere tømming, og dermed mindre maksimal vannføring.

Høydeforskjellen mellom innsjøoverflaten og tunnelutløpet (vanligvis ved brefronten) styrer

sammen med tunnellengden trykkgradienten i tunnelen som virker inn på vannføringen og dermed hvor fort tunnelen vokser. Større høydeforskjell gir høyere trykkgradient, raskere smelting av is i tunnelen, og dermed raskere tømming og større maksimal vannføring.

Vannvolumet i innsjøen styrer hvor lenge jøkulhlaupet kan pågå og virker dermed også inn på maksimal vannføring. Øket volum i reservoaret (fordi brefronten i reservoaret trekker seg tilbake) gir større maksimal vannføring fordi jøkulhlaupet kan vare lenger.

5.4.2 Modellkalibrering

Siden det finnes mest eksakt informasjon om jøkulhlaupet i 1938 brukes dette til kalibrering av modellen med hensyn på vanntemperatur og friksjon i tappingstunnelen. Kontrollbetingelsene settes til at vannstanden skal synke fra ca 5 meter under 1899-tunnelen (observert 23.august 06:30) til bunnen av Demmevatn (ca 1210 m o.h.) i løpet av ca 7 timer (observert 23.august kl. 13:20). Testen ble gjort med vanntemperaturene 0.0, 0.5 og 1.0 °C (middeltemperatur for hele vatnet) og størrelse på friksjonselementene 0.05, 0.1 og 0.5 meter (midlere diameter på former som skaper turbulens i vannstrømmen). Den kombinasjonen som passet best var 0.0 °C vanntemperatur og 0.5 meters diameter på friksjonselementer. Kombinasjonen som passet dårligst var 1.0 °C og 0.05 meter (2.15 timer). Med den beste kombinasjonen av vanntemperatur og størrelse på friksjonelementene ble maksimal vannføring for jøkulhlaupet i 1938 1414 m^3 /s.

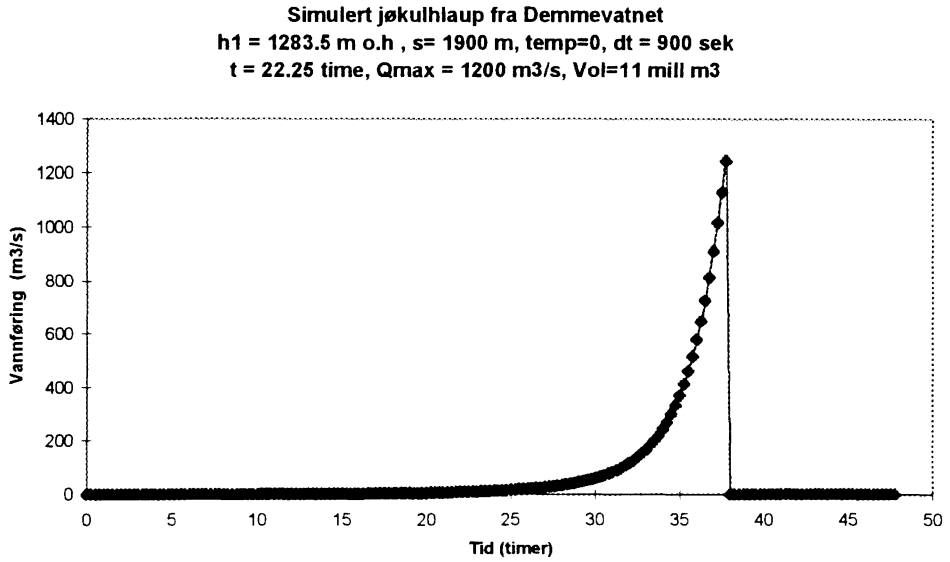
5.4.3 Resultater

Utifra modellerte endringer i istykkelsen ved Demmevatn (kapittel 4) har vi beregnet forløpet for jøkulhlaup ved vannstander som tilsvarer 80%, 90% og 100% av den hydrauliske potensialhøyden i området som demmer Demmevatnet. Figur 5.4 viser et eksempel på beregnet vannføringskurve for et jøkulhlaup, mens tabell 5.2 viser inngangsdata og resultater. Maksimal vannføring og totalt volum øker begge etter som vannstanden når jøkulhlaup starter øker (figur 5.5 og 5.6). Totalt volum øker fordi magasinert volum øker etter som vannstanden stiger, og maksimal vannføring øker fordi vannet står under høyere trykk når vannstanden er høyere, og det gjør at vannet kan avgi mer energi til smelting og utviding av tappetunnelen. Resultatene viser at maksimal vannføring øker raskt med stigende vannstand ved starttidspunktet (NB-logaritmisk skala).

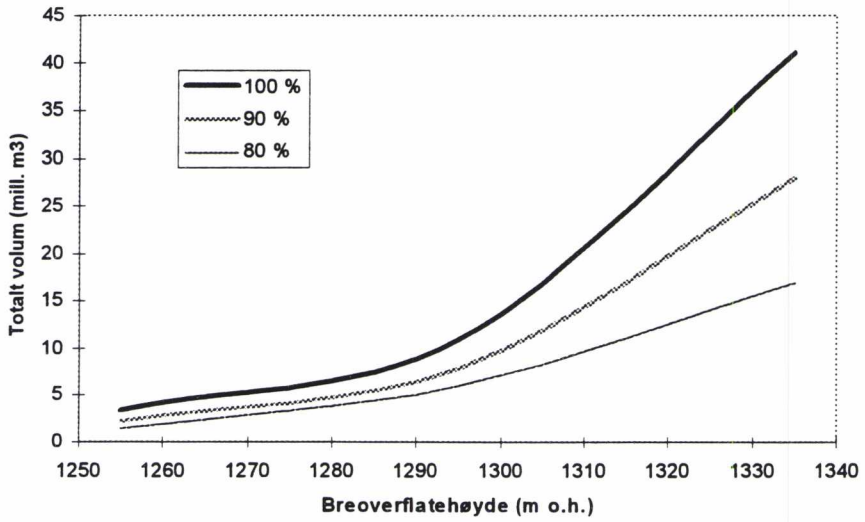
Tidsrommet det tar fra jøkulhlaupet starter til innsjøen er tom er vanskelig å definere fordi vannføringen øker svært langsomt til å begynne med. Beregningene viser at det vil ta ca 20 timer fra vannføringen ut fra Demmevatnet tilsvarer normal innstrømmning (4 m^3/s) til vatnet er tomt. Det er liten forskjell mellom de ulike modellkjøringene.

Scenarier	Høyde vannoverflate (m o.h.)	Høyde tunnelinnløp (m o.h.)	Høyde tunnelutløp (m o.h.)	lengde (m)	tidssteg (sek)	Qmax (m^3/s)	Volum (mill m^3)	tid (timer)
Dagens	1283,5	1210	1050	1900	900	1200	11	20,25
situasjon	1273	1210	1050	1900	900	800	8	20,75
	1263	1210	1050	1900	900	500	6	21
Nettobalanse	1247,5	1210	1100	1700	1200	140	3,3	25,33
-0.5 m/år	1247	1210	1100	1700	1200	90	3,1	24
50 år	1240	1210	1100	1700	1200	80	2,1	21,67
Nettobalanse	1319,5	1210	970	2600	900	8500	41	20
+0.5 m/år	1306	1210	970	2600	900	4500	28	20,5
50 år	1292	1210	970	2600	900	2000	17	20,75

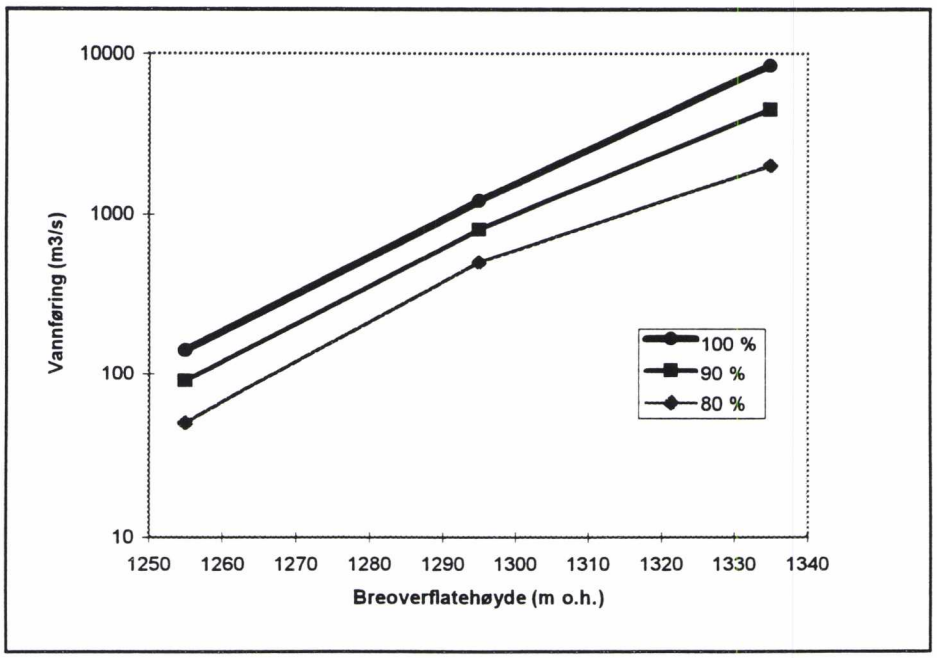
Tabell 5.2 *Resultater av modellkjøring for dagens situasjon og breen slik den blir etter 50 år med nettobalanse hhv -0.5 m/år og + 0.5 m/år, når jøkullaup antas å starte når vanntrykket er 100%, 90% eller 80 % av det hydrauliske potensial i det kritiske området. Qmax er vannføringen i starten av det første tidssteget. Siden vannføringen øker raskt like før innsjøen er tom, vil resultatene i tabellen være minimumsverdier for forventet maksimal vannføring.på slutten av jøkulhlaupet midlet over et tidssteg, tid er fra vannføringen er 4 m^3/s (midlere sommertilsig 1897) til innsjøen er tom, tidssteg viser hvor lang periode hver beregning gjelder for.*



Figur 5.4 *Simulert vannføring ved jøkullaup fra Demmevatnet med dagens bre som demning og vanntrykket lik 100% av istrykket i området som demmer Demmevatnet. h1- vannstand, s - tunnellengde, temp - vanntemperatur, dt - tidssteg, t - tid, Qmax - maksimal vannføring, Vol - totalt volum.*



Figur 5.5 *Forventet maksimal vannføring i jøkulhlaup som funksjon av breoverflatehøyden mellom Demmevasshytta og Demmevatnet (figur 1.2) dersom jøkulhlaup utløses når vanntrykket under breen tilsvarer 80-100 % av istrykket i området. Ved dagens situasjon (1295 m o.h.) forventes en maksimal vannføring mellom 500 og 1200 m^3/s.*



Figur 5.6 *Totalt vannvolum i jøkulhlaup som funksjon av breoverflatehøyden i området mellom Demmevasshytta og Demmevatnet (figur 1.2) dersom jøkulhlaup utløses når vanntrykket under breen tilsvarer 80-100 % av istrykket i området. Ved dagens situasjon (1295 m o.h.) forventes et volum mellom 5 og 10 mill. m^3 vann. Totalt volum øker betraktlig når vannstanden ved utløsning er høyere enn ca 1288 m o.h. som er vannstanden til Midtre Demmevatn (figur 1.2).*

6. KONKLUSJONER

Breområdene på Hardangerjøkulen som drenerer til Rembesdalskåki drenerer i svært liten grad til Demmevatnet men går til Rembesdalsvatn.

Demmevatnets dreneringsområde har et areal på 11.0 ± 0.5 km^2, mens området som drenerer til den sørlige elven fra Rembesdalskåki drenerer ca 17 km^2 og den nordlige elven drenerer ca 0.6 km^2 .

Med et stabilt klima de neste 50 år som er slik at midlere nettobalanse for en bre av dagens størrelse er mellom -0.5 og + 0.5 m/år, viser modelleringene at brefronten i år 2045 vil ligge mellom 200 meter bak dagens brefront og 700 meter foran dagens brefront.

Det forventes at breoverflatens høyde i området mellom Demmevasshytta og Demmevatnet vil endres med ± 40 meter. Til sammenligning viser gradteigskart fra 1920-25 at breoverflaten da lå mellom 25 og 30 meter høyere enn dagens breoverflate.

Historiske jøkulhlaup fra Demmevatn har enten skjedd ved at vann har rent over breoverflaten trolig nær eller langs med fjellet ved Demmevasshytta, eller ved at Demmevatnet har tømt seg gjennom en subglasial tunnel til brefronten. Tømming via overløp skjer relativt sakte (dager-uker), mens subglasial tømming skjer relativt fort med mesteparten av avrenningen konsentrert til en periode på 3 til 15 timer.

Vannstanden som utløser jøkulhlaup er styrt av høyden på breoverflaten i oppstuvingsområdet mellom Demmevatnet og Demmevasshytta. Erfaring fra Island og beregninger for jøkulhlaupene i 1893 og 1937/38 viser at jøkulhlaup kan utløses når hydraulisk potensialhøyde ved brefronten i Demmevatnet tilsvarer 80-100 % av hydraulisk potensialhøyde i oppstuvingsområdet.

Maksimal vannføring (midlet over perioder på 15-20 minutter) kan bli opp til 8500 m^3 /s med positiv nettobalanse og så liten som 80 m^3 /s ved negativ nettobalanse. Totalt vannvolum kan bli mellom 2 og 41 mill m^3 vann når alt vannet som magasineres renner ut (slik at Nedre Demmevatn tømmes fullstendig). Fra vannføringen ut av Demmevatnet tilsvarer midlere sommer tilsig (ca 4 m^3 /s) til vannet er tømt vil det ta 20-25 timer.

REFERANSER

Bindschadler, R. 1982. A numerical model of temperate glacier flow applied to the quiescent phase of a surge-type glacier. *J. Glaciol.*, **28** (99), 239-265.

Björnsson, H. 1982. Drainage basins on Vatnajökul mapped by radio echo soundings. *Nordic Hydrology 13*, 213-232.

Björnsson, H. 1988. Hydrology of ice caps in volcanic regions. *Societas Scientarium Islandica. University of Iceland.* 139 pp. And 21 maps. Reykjavik.

Björnsson, H. 1992. Jøkulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation. *Ann. Glaciol.*, **16**, 95-106.

Bu, I., T. Høvik, K.M. Ore og M.J. Rørvik, 1981. *Demmevasshytta 1896 - 1981*, Bregruppa, DNT, Oslo.

Clague, J.J. & W.H. Matthews, 1973. The magnitude of jøkulhlaups. *J.Glaciol.* **12** (66), 501-504.

ESRI, 1994. *Arc/Info ver. 7.0 Grid Reference Manual.* Redwood, California

Haakensen, N. (red) 1995. *Glasiologiske undersøkelser i Norge 1992 og 1993.* Oslo, Norges Vassdrags- og Energiverk. (NVE-Publikasjon 8-1995)

Hooke, R. Leb. 1984. On the role of mechanical energy in maintaining subglacial water conduits at atmospheric pressure. *J.Glaciol.* **30** (105), 180-187.

Kennett, M. & A.C. Sætrang. 1987. Istykkelsesmålinger på Folgefonna. Oslo, Norges Vassdrags- og Energiverk. (Hydrologisk avdeling, Oppdragsrapport 18-1987)

Kennett, M. & H.Elvehøy 1995. *Bestemmelse av dreneringsgrenser for inntakene til Svartisen Kraftverk.* Oslo, Norges Vassdrags- og Energiverk. (NVE-Rapport 22-1995).

Kennett, M., T. Laumann & B. Kjøllmoen. 1997. Predicted response of the calving glacier Svartisheibreen, Norway, and outbursts from it, to future changes in climate and lake level. *Ann. Glaciol.*, **46**,

Kjøllmoen, B. & M. Kennett. 1995. *Breundersøkelser på Svartisheibreen 1988-94.* Oslo, Norges Vassdrags- og Energiverk. (NVE-Rapport 17-1995).

Kohler, J. 1995. Determining the extent of pressurized flow beneath Storglaciären, Sweden, using results of tracer experiments and measurements of input and output discharges. *J.Glaciol.* **41** (138), 217-231.

Laumann, T. 1987. *En dynamisk modell for isbreers bevegelse.* Oslo, Norges Vassdrags- og Energiverk. (V-Publikasjon 8-1987)

Laumann, T. 1990. *Austdalsbreen - Konsekvenser av Jostedalsutbyggingen.* Oslo, Norges Vassdrags- og Energiverk. (Hydrologisk avdeling, Oppdragsrapport 6-1990)

Laumann, T. 1992. *Simuleringer av breers massebalanse.* Oslo, Norges Vassdrags- og Energiverk.(NVE-Publikasjon 17-1992)

Laumann, T. & A. Tvede. 1989. *Simulation of the effects of climate changes on a glacier in Western Noreay.* Publications of the Academy of Finland 9/89, p. 339-352.

Liestøl, O. 1956, Glacier dammed lakes in Norway, *Norsk Geografisk Tidsskrift, 15(3-4)*: 122-149.

Rosendahl, H. 1938. Rembesdalsskåki og Demmevatn på Hardangerjøkulen. *Naturen*, 62. årgang, 1-18.

Röthlisberger,H. 1972. Water pressure in intra- and subglacial channels. *J.Glaciol.*, **11** (62),205-214.

Sellevold M.A. & K.Kloster, 1964, Seismic measurements on the glacier Hardangerjøkulen, Western Norway, Norsk Polarinstitutt Årbok 1964: 87-91.

Shreve, R.L. 1972. Movement of water in glaciers. *J.Glaciol.* **11**(62), 205-214.

Sælthun, N.R., J.Bogen, M.Flood, T.Laumann, L.Roald, A.M. Tvede & B.Wold. 1990. *Klimaendringer og vannressurser. Bidrag til den interdepartementale klimautredningen.* Oslo, Norges Vassdrags- og Energiverk. (V-publikasjon 30-1990).

Østrem, G. & V. Karlén. 1963. Nigardsbreens hydrologi. *Norsk Geogr. tidsskr.* Bd 18 (1961-1962), s. 156-202.

Denne serien utgis av Norges vassdrags- og energiverk (NVE)
Adresse: Postboks 5091 Majorstua, 0301 Oslo

I 1997 ER FØLGENDE RAPPORTER UTGITT:

Nr 1 Ingebrigt Bævre: Skjøtselsplan for vegetasjon i Surna (112.Z) og regulerte sideelver. (17 s.)

Nr 2 Ånund Sigurd Kvambekk: Temperatur- og saltmålinger og isforhold i Holandsfjorden og Glomfjorden før åpningen av Svartisen kraftverk (1976-1993). (24 s.)

Nr 3 Sverre Husebye: Fysiske og kjemiske forhold undersøkt i forbindelse med vanninntak; Tvillingvatn, Ny-Ålesund, Spitsbergen. (21 s.)

Nr 4 Hans Otnes, Frode Trengereid og Kjetil Storset: Årsrapport for Norges vassdrags- og energiverk (NVEs) havarigruppe. (17 s.)

Nr 5 Torger Wisth og Mads Johnsen: E6 Mediå - Okshammeren. Vassdragsvurderinger. (11 s.)

Nr 6 Bjarne Kjøllmoen: Volumendringer på Harbardsbreen 1966-96. (17 s.)

Nr 7 Lars-Evan Pettersson: Flomberegning Riksheimelva (097.6Z). (15 s.)

Nr 8 Eirik Traae: Oppfylling av Eikebergmyra - Vassdragsteknisk vurdering. (12 s.)

Nr 9 Randi Pytte Asvall: Nytt Tyin kraftverk. Virkninger på vanntemperatur- og isforhold samt forekomst av frostrøyk. (18 s.)

Nr 10 Hans Christian Olsen og Margrethe Cecilie Elster: Sedimentundersøkelser i Mandalsvassdraget (vassdragsnr. 022) 1993-1995. (52 s.)

Nr 11 Lars-Evan Pettersson: Flomberegning Gjøv (019.CZ). (14 s.)

Nr 12 Ingjerd Haddeland og Lars-Evan Pettersson: Flomfrekvensanalyse og vannlinjeberegning, Alta sentrum (212.A0). (9 s.)

Nr 13 Roger Sværd: Flomberegning for Rotenvikvatnet ved Lyngseidet. (17 s.)

Nr 14 Nils Roar Sælthun (red.): Regional flomfrekvensanalyse for norske vassdrag. (81 s.)

Nr 15 Heidi Gill Østvold: Komponentrapport, generatorer, to- og tre-viklings transformatorer i det norske regional- og hovednettet. (111 s.)

Nr 16 Heidi Gill Østvold: Komponentrapport, kabler og ledninger i det norske regional- og hovednettet. (123 s.)

Nr 17 Hallgeir Elvehøy, Jack Kohler, Rune Engeset og Liss M. Andreassen: Jøkullaup fra Demmevatn. (36 s.)