



**DNMI**

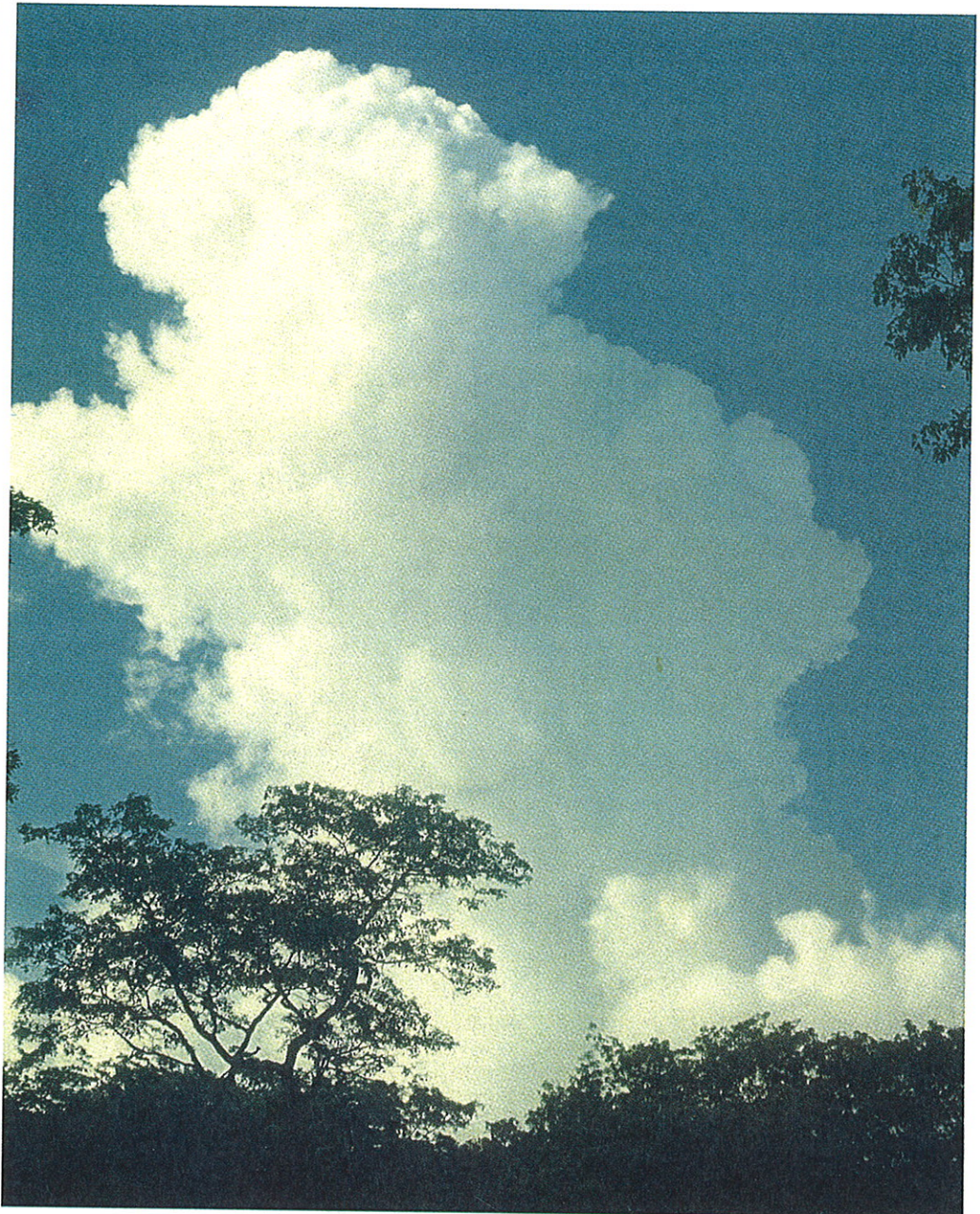
Det norske meteorologiske institutt

RAPPORT NR. 22/02

**KLIMMA**

Hadsel, Kistefjell, Trolltind,  
Alta og Nordkapp  
FM/TV master.  
Klimalaster og dokumentasjon  
av isingsmodell

**Knut Harstveit**



# DNMI-RAPPORT

DET NORSKE METEOROLOGISKE INSTITUTT

POSTBOKS 43 BLINDERN 0313 OSLO 3

TELEFON: 22 96 30 00

ISBN 0805-9918

RAPPORT NR.

22/02 KLIMA

DATO

13.12.02

TITTEL

**Hadsel, Kistefjell, Trolltind, Alta og Nordkapp  
FM/TV master  
Klimalaster og dokumentasjon av isingsmodell.**

UTARBEIDET AV

**Knut Harstveit**

OPPDRAKSGIVER

**Telenor Plus, Norkring**


OPPDRAGSNR.

SAMMENDRAG

Ut fra Norsk standard for vindlaster og en generell høydefordelingsformel er 50 års verdien av 10 minutters middelvind satt til 46 – 53 m/s og 3 sek. vindkast til 57 - 65 m/s i topp av mastene, 73 – 107 m over bakken.

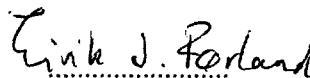
En generell ismodell er kjørt for flyplassene Skagen, Andøya, Bardufoss, Tromsø – Langnes, Hasvik, Alta, Hammerfest og Honningsvåg med høydekurver for skyis som resultat. Ut fra disse kurvene er skyisen på anleggene vurdert. På Trolltind (845 moh) og Kistefjell (1003 moh) går 50 års islast opp i 418 og 468 kg/m på et standard objekt i toppen av mastene, ca. 75 m over bakken. På Nordkapp, Alta og Hadsel, 368 – 537 moh er beregnede islaster 23 – 44 kg/m. Den viktigste årsaken til forskjellen er høyden over havet.

UNDERSKRIFT



Knut Harstveit

SAKSBEHANDLER



Eirik Førland

SEKSJONSLEDER/FUNG.FAGSJEF

## Innholdsfortegnelse

SAMMENDRAG.....	3
1 INNLEDNING.....	5
2 STED OG TOPOGRAFI.....	5
2.1 Hadsel FM/TV sender - Storheia.....	5
2.2 Kistefjell FM/TV sender.....	5
2.3 Trolltind FM/TV sender.....	6
2.4 Alta FM/TV sender – Helligfjell.....	6
2.5 Nordkapp FM/TV sender – Honningsvåg fjellet.....	7
3 PROBLEMSTILLING OG METODIKK.....	14
3.1 Vind.....	14
3.2 Ising.....	15
Nedbøris.....	15
Skyis.....	15
4 DATAGRUNNLAG, RESULTATER OG VURDERINGER.....	17
4.1 Vind.....	17
10 min middel vind.....	17
3 sek vindkast.....	18
Overgang til andre returtider.....	18
Turbulensintensitet.....	18
4.2 Is.....	19
Nedbøris.....	19
Skyis.....	21
Sum islaster.....	22
Skjev islastfordeling.....	22
4.3 Kombinasjonslaster.....	23
5 REFERANSER.....	23
APPENDIKS 1.....	24

## SAMMENDRAG

Det er utført beregninger av vind og islaster på 5 anlegg i ytre strøk av strekningen Vesterålen – Nordkapp, det gjelder Storheia i Hadsel, Kistefjell i Lensvik, Trolltind i Skjervøy, Helligfjell i Alta og Honningsvåg fjellet i Nordkapp kommune.

### Vind

Norsk standard, NS3491-4 og kjente formler for transformasjon av vind ved havoverflaten til store høyder, samt formler for beregning av vindkast og turbulensintensitet er benyttet. Følgende anslag for 50 års verdi av 10 min middelvind og 3 sek. vindkast i mastetopp og i 10 m mastehøyde, samt turbulensintensitet, er gitt for de 5 anleggene:

10 min middel	H(topp) [m]	U(H) [m/s]	U(10) [m/s]
Storheia	107	50	44
Kistefjell	73	50	45
Trolltind	76	53	48
Helligfjell	82	46	41
Honningsvåg fjell	90	53	48

3-sek vindkast	H(topp) [m]	Ug(H) [m/s]	Ug(10) [m/s]
Storheia	107	61	56
Kistefjell	73	60	55
Trolltind	76	64	58
Helligfjell	82	57	52
Honningsvåg fjell	90	65	59

Turbulensintensitet	H(topp) [m]	Iu(H)	Iu(10)
Storheia	107	0.09	0.10
Kistefjell	73	0.08	0.09
Trolltind	76	0.08	0.09
Helligfjell	82	0.09	0.10
Honningsvåg fjell	90	0.08	0.09

For alle anleggene gjelder at det i ca. 10 % av tiden kan forventes vind med longitudinal turbulensintensitet under 0.05 og ca. 5% av tiden under 0.04.

Sannsynligheten for lav turbulens avtar med vindstyrken når vinden går over 10 m/s. 10% av tilfellene for vind under 10 m/s har en forventet turbulensintensitet under 0.05, ved 20 m/s er så lav turbulensintensitet svært lite sannsynlig.

# 1 INNLEDNING

Rapporten er laget på bestilling av Norkring, Telenor. De 5 anleggene Hadsel, Kistefjell, Trolltind, Alta og Nordkapp på strekningen Vesterålen – Vest-Finnmark er behandlet i en felles rapport fordi de alle ligger i en sone der inngangsdata kan sees i sammenheng. Dessuten er isingsbetraktningen nå gjort ved å kjøre en nye isingsmodell utviklet i 2002 for beregning av skyis for utsatte strøk, og i den forbindelse er det lagt ved dokumentasjon på modellen.

## 2 STED OG TOPOGRAFI

### 2.1 Hadsel FM/TV sender - Storheia

Senderen ligger på Hadseløya, Hadsel kommune i Vesterålen, 3 km sørsørvest for Stokmarknes, se Fig. 2. Området består av en del større øyer med Hinnøya i øst og Austvågøy i sør. Mellom disse ligger Hadselfjorden. Mot nord skiller Langøysundet Hadseløya fra Langøya med Skagen flyplass på nordøstsiden av sundet. Mot vest ligger Vesterålsfjorden og åpent hav.

Selve Hadseløya er 7x 15 km. Langsetter øya løper en øst-vest rettet fjellkam, typisk 5 – 600 m høy med enkelte utløpere mot nord. På denne kammen ligger Storheia, 504 moh. Det går bratt ned fra denne toppen mot nord og nordvest. Mot vest faller kammen mot et trangt pass, og mot øst langsomt ned mot fjorden. Utløperen Tuva løper mot nord, noe øst for Storheia. Det er noe lauvskog under ca. 300 moh.

Storheia ligger helt åpent til mot vestsørvest og i sektoren vest til nordvest er det bare sporadiske topper som når litt høyere (5 - 700 moh). I hele sektoren nord – øst – sør er stedet skjermet av høye fjell, om enn på noe avstand (10 km eller mer). Mot sørvest er skjermingen mindre påfallende.

Storheia – senderen ligger nær toppen av Storheia, på kote 501. Senderen er 107 m høy.

### 2.2 Kistefjell FM/TV sender

Senderen ligger i Lenvik kommune i Troms, 9 km nordøst for Finnsnes, se Fig. 3. Området består av en del større øyer og halvøyer. Mot sørvest til nordvest ligger Senja og mot nordnordøst, Kvaløya. Mot nordvest ligger det større fjellområder i området Balsfjord – Lyngen og mot øst – sør, Bardufoss og områdene i indre Troms. Bardufoss flyplass ligger 30 km sørøst for Kistefjell.

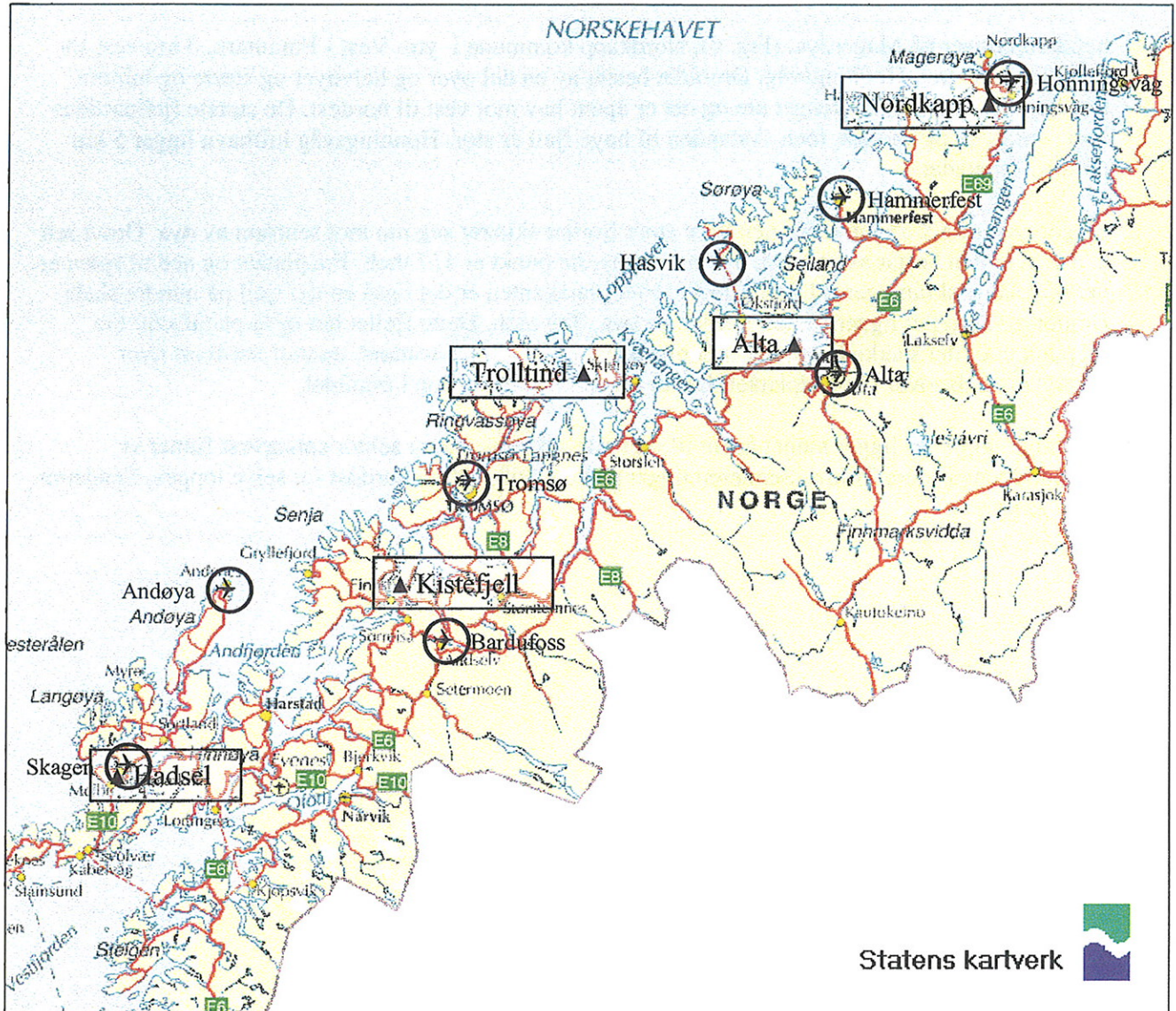
Kistefjellet ligger på sørsiden av en halvøy, 27 km lang og typisk 7 km bred. Halvøya løper fra Finnfjorden i sør til Malangen i østnordøst. Kistefjellet er et 8x5 km stort fjellparti som løper opp i

## 2.5 Nordkapp FM/TV sender – Honningsvåg fjellet

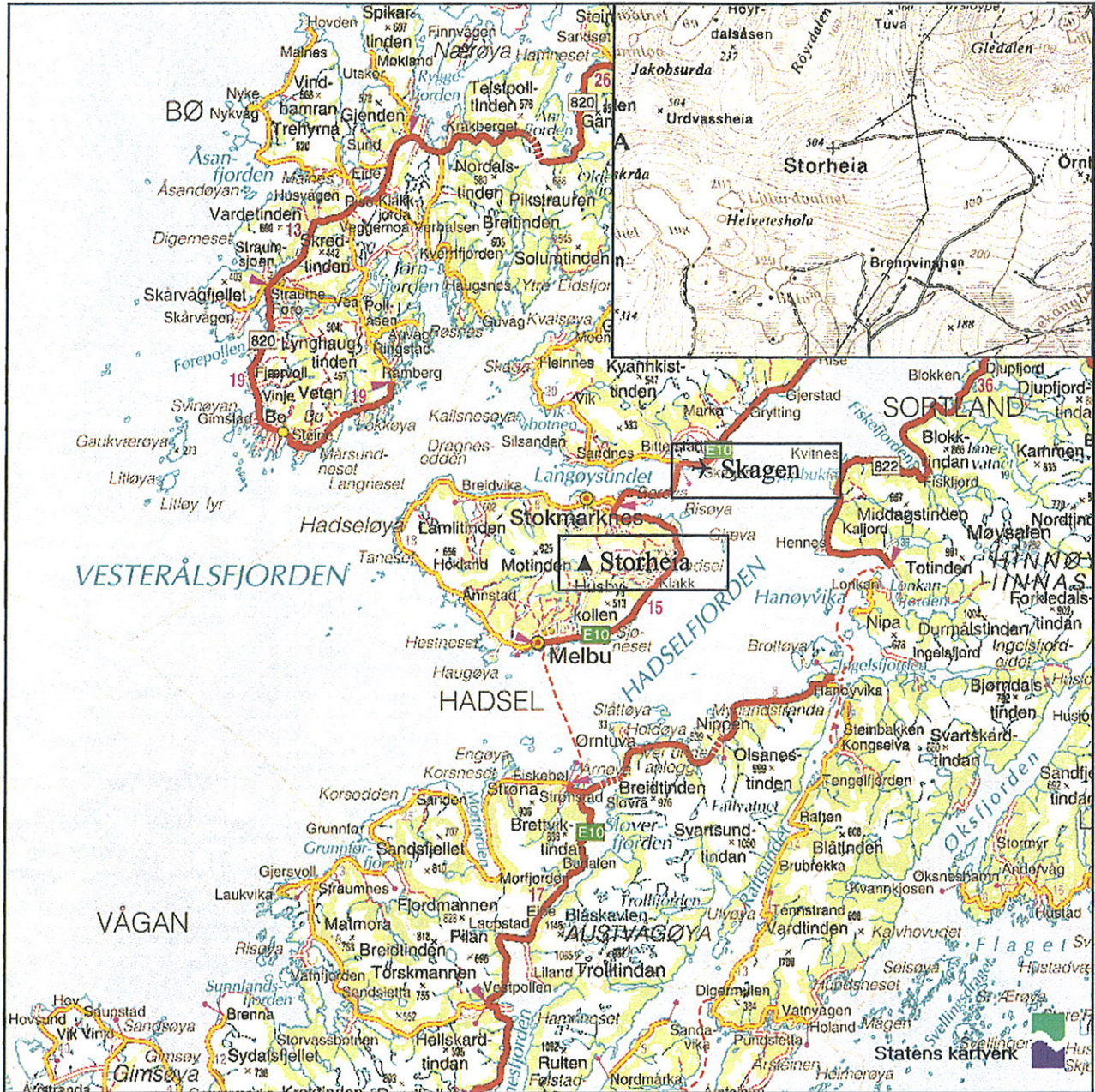
Senderen ligger på Magerøya, (Fig. 6), Nordkapp kommune i ytre Vest - Finnmark, 3 km vest for kommunesenteret, Honningsvåg. Området består av en del øyer og halvøyer og større og mindre fjorder. Magerøya ligger lengst ute og det er åpent hav mot vest til nordøst. De største fjellpartiene finnes mot sør og sørvest, men avstanden til høye fjell er stor. Honningsvåg lufthavn ligger 5 km nordøst for stedet.

Magerøya er 25 x 35 km stor, men flere store fjorder skjærer seg inn mot sentrum av øya. Grovt sett kan vi si at den består av et platå, 300 moh, høyeste punkt er 417 moh. Fra platået og ned til sjøen er det ofte steile skråninger, til dels klipper. Nær platåkanten er det også en del fjell på mindre skala. Honningsvåg fjellet ligger på sørøstsiden av øya, 389 moh. Dette fjellet har også platåform. Fra toppunktet er det slakke helninger mot platåkanten i 1 – 2 km avstand, unntatt nordvest hvor lokalplatået glir over i hovedplatået. Det er ingen høy vegetasjon i området.

Honningsvåg fjellet ligger meget åpent til mot alle sektorer, men i sektor sørsørvest finner vi fjellområdene i indre Troms. Senderen ligger på kote 368, 700 m nordøst for selve toppen. Senderen er 90 m høy.



Figur 1. Oversiktskart over FM/TV - anlegg og flyplasser benyttet i isingsmodellen



Figur 2. Kart over Hadsel og Skagen





Figur 3. Kart over Kistefjell og Bardufoss



Figur 4. Kart over Trolltind og områdene rundt



Figur 5. Kart over Alta



Figur 6. Kart over Nordkapp og Honningsvåg

For overføring til andre returtider kan data fra nærliggende stasjoner benyttes, evt. kan følgende koeffisient, hentet fra (1), for transformasjon til returtider til 2 – 100 år:

$$C_{SAN} = \left( \frac{1 - 0.2 \ln[-\ln(1-p)]}{1 - 0.2 \ln[-\ln(0.98)]} \right)^{0.5} \quad \text{lign (5)}$$

der eksponenten 0.5 passer ved Rayleigh – fordelt vindhastighet. Ligningen er hentet fra internasjonale koder, men er testet og funnet å passe for eksponerte vindstasjoner i Norge.

## 3.2 Ising

### Nedbøris

Is som dannes ved våt snø som fryser kan gi et bidrag i alle nivåer på disse mastene. For å komme fram til estimater for slik is, benyttes statistikk over sterk nedbør og temperatur.

### Skyis

En modell for skyis for eksponerte områder er utviklet og presentert på IWAIS 2002 (4), foredraget er tatt med her som Appendiks 1. Her ser vi at ekstremverdien av skyis på et standardlegeme, slik dette defineres i ISO 12494 (5), kan beregnes ut fra timesdata for temperatur, vindhastighet og skyhøyde på eksponerte flyplasser. Kravet om timesoppløsning er ikke absolutt, men det ser ut til å være behov for minst 12 observasjoner pr. dag. Dataene fra flyplassene omregnes til ulike høyder ved hjelp av standardformler som er kalibrert ved bruk av data fra fjelltopper (temperatur) og radiosonedata (vind). Den fuktige luften som kommer inn fra sjøen forutsettes løftet av kystnære fjell, og vanddampen mettes i skybasis. Da er skyvannet på et eksponert sted proporsjonalt med kondensert vann beregnet fra metningskurven. Midlere dråpestørrelse finnes fra teoretiske antagelser og siktmålinger fra Hurum på en ås nær Oslo og skyhøyde målt på Rygge flyplass under forskjellige skyhøyder under årshøyde, se Appendiks 1. Dersom dråper felles ut gjennom nedbør eller ved frysing, kan dette angis ved en koeffisient,  $\alpha < 1$  og vannmengden og dråpestørrelsen reduseres.

En dynamisk objektdiameter beregnes hver time i november til april ved å bruke avsetning av skyis etter formel (1) (Appendiks 1) og smelting av is ved en forenklet energibalans - metode i overskyet vær når temperaturen overstiger 0 °C, se kap. 2.5, Appendiks 1. Maksimal isdiameter for et bestemt nivå for en enkel sesong og en enkel flyplass beregnes ved å sette inn data for ønsket nivå, eksponeringsfaktor for vind og flyplassens høyde over havet. Beregningene er satt opp i Excel regne-ark.

I (6) er beregningsprosedyren gjennomgått på nytt, feil er rettet opp og prosessen er i større grad automatisert gjennom makroer skrevet i Visual Basic. Dette gjør det mulig å gjøre beregningene for hvert 100 m nivå fra 300 til 1200 m for flere sesonger og flere flyplasser i en og samme kjøring. Dette er gjort i hvert av de 7 årene med elektronisk innsamlede Metardata fra flyplasser, 1995/96 – 2001/02 ved Meteorologisk Institutt for flyplassene Rygge, Sola, Vigra, Ørland, Bodø og Narvik. I tillegg er det for flyplassene Gardermoen, Værnes, Flesland og Sola der timesdata av omtrent samme datasett som Metardata, og med datalengder fra 41, 30, 21 og 11 år, funnet omtrent samme resultater for parallellsesonger. De lange dataseriene på de tre førstnevnte gjør det mulig å gjøre ekstremanalyser. I alt gav dette overføringstall fra midlere maksimum i 7 – års – serien til en 50 års islast på 1.8 til 4.4, med snitt for alle stasjoner og alle nivåer fra 300 til 1200 m på 2.85. Ved

## 4 DATAGRUNNLAG, RESULTATER OG VURDERINGER

### 4.1 Vind

#### 10 min middel vind

Fra kommunelista i (1) finner vi referansevind, Uref på 27 – 30 m/s ved de 5 anleggene. Over en sjøflate i kystsonen ligger overflateruheten,  $z_0$  på 0.01 m ved ekstremt sterk vind. Vi benytter denne ruheten også for fjellområdene langs kysten. Vinden i mastetopp beregnes så for hver referansevindhastighet ved bruk av lign. (2), og mastetoppenes høyde over havet som  $z$ . Men mastetoppene svarer ikke til fri høyde over havet. Vi beregner derfor også en effektiv høyde som utgangspunkt for nye beregninger etter lign. (2). For Nordkapp og Trolltind kommer vinden ganske fritt inn og effektiv høyde settes til 0.75 x absolutt høyde. Ved Helligfjell er fjellmassivene rundt høyere i alle sektorer, og 0.25 brukes som reduksjonskoeffisient. Kistefjell ligger et sted i mellom, 0.5 benyttes, mens koeffisienten for Storheia er valgt til 0.4 fordi det er god skjerming fra alle sektorer unntatt en meget smal sektor omkring VSV.

Tabell 1 viser at vindhastigheten går ned med 2.5% ved 0.75, 6 % ved 0.5, 8% ved 0.4 og 12 % ved 0.25. Det hefter en del usikkerhet ved høydereduksjonsanslaget, men konsekvensen er ikke meget stor. Både datagrunnlaget (kommuneverdiene fra (1)) og lign. (2) er også forholdsvis godt basert. De angitte vindhastigheter som anbefales benyttet, dvs. anslagene gitt for effektive høyder, er derfor forholdsvis presise anslag.

Resultatene av disse beregningene finnes i tabell 1. I tabell 2 er også vinden i 10 m høyde anslått. Det er gjort ved å benytte 0.05 som profilmfaktor i lign. (1), her er antatt at økt overstrømning motvirker bakkefriksjonen, dog med en liten netto reduksjon nær bakken som resultat.

**Tabell 1**

*Oversikt over referansevind, Uref, gradientvind,  $V_G$ , absolutt høyde, H og effektiv høyde, Heff over havet, samt beregning av 50 års ekstremvind for begge høydetyper*

Anlegg	Kommune	Uref [m/s]	$V_G$ [m/s]	H [m]	Um (H) [m/s]	Red. H	Heff [m]	Um (Heff) [m/s]	Red. Um
Storheia	Hadsel	29	54.2	608	54.1	0.4	243	49.6	0.083
Kistefjell	Lensvik	27	50.2	1076	53.0	0.5	538	49.8	0.060
Trolltind	Skjervøy	28	52.2	921	54.2	0.75	691	52.9	0.024
Helligfjell	Alta	28	52.2	619	52.3	0.25	155	45.8	0.124
Honningsvåg fjell	Nordkapp	30	56.2	459	54.5	0.75	344	53.1	0.026

Direkte målinger av turbulensintensitet på Vealøs FM/TV – sender (497 moh, nivå 10 og 30 m) har vist at det ved svak og moderat og vind (3 – 10 m/s) kan det forventes hyppige tilfelle med 3 - 5 % turbulensintensitet (Tabell 5).

**Tabell 5**

*5 – 50 persentiler av målt longitudinal turbulensintensitet i 30 m nivå på Vealøs 1989 - 90*

U [m/s]	U(150m) [m/s]	Median	25 persentil	10 persentil	5 persentil	3 persentil
3-6	6	0.13	0.07	0.05	0.03	0.03
6-9	10	0.12	0.08	0.06	0.04	0.04
9-12	13	0.13	0.10	0.08	0.07	0.06
12-15	17	0.13	0.11	0.09	0.08	0.07
>15	21	0.14	0.12	0.11	0.10	0.09
Alle	10	0.12	0.08	0.05	0.04	0.03

Turbulensintensiteten på Vealøs er i middel noe høyere enn på de 5 anleggene diskutert her, hovedsakelig på grunn av skog i omgivelsene. Derfor vil også fordelingen forrykkes noe mot lavere verdier. Men trolig forandres 5 – 10 persentilene for lave og moderate vindhastigheter relativt lite, da de mange tilfellene med lav turbulens for slik vind trolig skyldes stabil luft og frakobling fra bakkesjikt. Slik luft må også i stor grad påregnes i de nordligste fylkene. Vi kan derfor anslå 10 persentilen av longitudinal turbulensintensitet til 0.05 og 5 persentilen til 0.04.

På Vealøs er det målt en vindøkning fra 30 til 150 m over toppen på ca. 30%. Medianvinden for hvert vindintervall er derfor multiplisert med denne økningen. Denne vindhastigheten kan anslås for de 5 anleggene i nord, slik at 5 og 10 persentilen gitt ulike hastigheter kan avleses av tabellen. 10% av tilfellene for vind under 10 m/s har da en forventet turbulensintensitet under 0.05, mens ved vind over 20 m/s er en slik turbulensintensitet svært lite sannsynlig.

## 4.2 Is

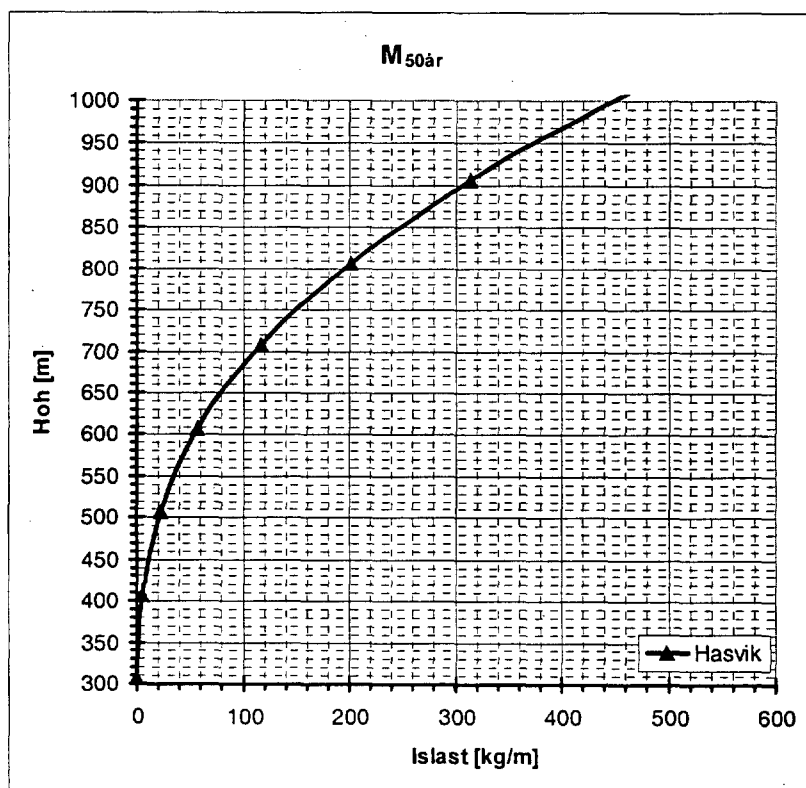
### Nedbøris

Vi har ingen god metodikk for å bestemme nedbørisen. Men i (7) beskrives en metodikk som korrelerer hyppigheten av sterk vinternedbør til sannsynligheten for nedbøris. For Tromsø – Langnes har vi tatt ut middel av de 5 høyeste 24 timers nedbørepisoder, RR, for perioden nov – april 1964/65 – 2001/02 og funnet  $RR_{\text{middel}}(24t;5\text{max})=41.9$  mm. For studier av temperatur i slike episoder har vi tatt ut alle 12 timers episoder i samme periode,  $RR(12t)>10.0$ mm. Resultatet ble 324 episoder. Temperaturen ved slutten av disse episodene er observert. I snitt ligger denne på 1.3°C. Dersom vi bare tar med tiendeparten, 32 episoder, stiger temperaturen noe, men bare til 2.5°C. Dette indikerer at vi kan bruke de 324 episodene for å få nok data til en brukbar temperaturfordeling ved sterk nedbør. I tabell 6 har vi beregnet 80 til 99 persentilene av disse temperaturataene. Ved å anta en temperaturgradient på 0.0065 °C/100 m har vi regnet ut tilsvarende persentiler for hver 100 m opp til 1000 m.

minker. Vi beholder derfor 5 kg/m som nedbøris for alle nivåer. På grunn av den beskjedne størrelsen går vi ikke inn på variasjoner av dette tallet, selv om det kanskje skulle vært noe mindre for Alta og Nordkapp.

## Skyis

Modellen beskrevet i 3.2 er kjørt for flyplassene Skagen (Stokmarknes), Andøya, Bardufoss, Tromsø-Langnes, Hasvik, Hammerfest, Honningsvåg og Alta. Flere av disse flyplassene ligger til slik at utvasking ved nedbør må påregnes. Derfor er det angitt utvaskingskoeffisienter,  $\alpha$  på 0.9 (Skagen), 0.7 (Bardufoss), 0.8 (Tromsø-Langnes) og 0.7 (Alta). De 5 anleggene kobles opp mot nærmeste flyplass, men ved slik bruk av flyplassdataene er det bare Skagen som beholder utvaskingskoeffisienten. Dette gjøres fordi Kistefjell ligger eksponert i forhold til 1000 - 1100 m nivået på Bardufoss, Trolltind ligger eksponert i forhold til 800 - 900 m nivået i Tromsø og Helligfjell ligger eksponert i forhold til 500 - 600 m nivået i Alta, mens Skagen flyplass og Storheia antas ha samme eksponering i 500 - 600 m nivået.



**Figur 7.** Standard islast, dvs. 50 års isvekt 10 m over bakken på et standard isingsobjekt, som funksjon av høyde over havet ved Hasvik flyplass

Figur 7 viser økningen av standard islast med høyde over havet, beregnet for Hasvik flyplass. Figuren illustrerer at det er ubetydelig is under 400 m nivået. Vi ser også at kurven krummer, særlig omkring 600 m nivået hvor vi etter hver kommer opp i områder med ekstremt stor ising.



arbeidet med ismodellene. Ved modellering av is på reell topografi kan en todelt oppbygging legges til grunn, der minimumstykkelsen ligger som en konsentrisk utbygging og det resterende bygges ut mot isingsektoren uten is på baksiden.

### 4.3 Kombinasjonslaster

Alle mastene ligger i isrisikosone 8 – 10, og med største delen av 50 – års isvekt knyttet til skyis. Dataene viser at det er skyis i alle mastene hvert år, og det er derfor ikke grunn til å redusere sjansene for sterk vind når det er is i mast. Vi benytter derfor kap. 9 i ISO 12494 (5), med 0.75 som overgangsfaktor til 3 års vind og 0.3 til 3 års is. Men k-verdien i tabell 26 settes til 1.0 for alle mastene.

## 5 REFERANSER

- (1) Norsk Standard NS 3491- 4, 2002: Prosjektering av konstruksjoner – Dimensjonerende laster – Del 4 Vindlaster. Norges Byggstandardiseringsråd, NBR, Oslo.
- (2) Plate, E. (editor), 1982: *Engineering Meteorology*. Chpt. 12. The interaction of Wind and Structures, by Davenport, A. G. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands.
- (3) Harstveit, K., 1996: Full scale measurements of gust factors and turbulence intensity, and their relations in hilly terrain. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics* 61, 1996, pp 195-205
- (4) Harstveit, K., 2002: Using routine meteorological data from airfields to produce a map of ice risk zones in Norway. *Proc. 10<sup>th</sup> Int. Workshop on Atmos. Icing of Structures*, Brno, Czech Republic.
- (5) International Standard, ISO 12494, 1. edition, 2001-08-15. Atmospheric icing of structures.
- (6) Harstveit, K., 2002: In-cloud ice loads at exposed sites calculated from routine meteorological observations at airfields. Submitted to the *Journal of Applied Meteorology*, nov. 2002.
- (7) Krishnasamy, S, Fikke, S. M. og O. E. Tveito, 2000: Estimation of extreme wet-snow loads in Southern Norway. *Proc. 9<sup>th</sup> Int. Workshop on Atmos. Icing of Structures*, Chester, United Kingdom

aware of that  $D$  is varying through the season due to accretion and melting of ice. For in-cloud rime and growing objects,  $\alpha_1 < 1$ . For big ice dimensions,  $\alpha_1 \leq 0$  (Eq.2). This is obviously wrong,  $\alpha_1=0.01$  is therefore used as minimum value.

### 2.1.2 The accretion coefficient, $\alpha_3$

When supercooled water droplets hit the object during temperatures below  $0^\circ\text{C}$ , the droplets freeze. Then freezing heat is released together with a small term of kinetic droplet energy. For temperatures close to  $0^\circ\text{C}$  there may be too little cooling of the water to freeze the water before it is blown off. The available energy to freeze the water is the net sum of the fluxes of sensible and evaporation heat together with the smaller terms of heat conduction to the surface from the water film, kinetic energy from the colliding droplets and radiation loss.

Then, following Makkonen (1984) (reproduced in ISO (2000)), we have

$$\alpha_3 = \frac{h}{F(1-\lambda)L_f} \left[ (t_s - t_a) + \frac{\varepsilon L_e}{c_p P} (e_s - e_a) - \frac{rV^2}{2c_p} \right] + \frac{c_w(t_s - t_d)}{(1-\lambda)L_f} + \frac{\sigma(T_s^4 - T_a^4)}{F(1-\lambda)L_f} \quad (\text{Eq.9})$$

where  $L_f$  is the latent heat of freezing and  $h$  is the convective heat transfer coefficient for a cylinder, given by Makkonen (1984) as

$$h = \frac{k_a N_u}{D} \quad (\text{Eq.10})$$

Here  $D$  is the diameter, and  $N_u$  the Nusselt number, given by

$$N_u = 0.032 \text{Re}_D^{0.85} \quad (\text{Eq.11})$$

where  $\text{Re}_D$  is the cylinder Reynolds number (Eq.8, where  $d \rightarrow D$ ). Eq.10 is valid for turbulent flow around the cylinder (high  $\text{Re}_D$ ), which should be the case for thick layers of rime at cylinders situated in wind exposed areas.

In Eq. 9,  $F$  is the spray water flux density, given by

$$F = \alpha_1 \alpha_2 w V \quad (\text{Eq.12})$$

The term  $F(1-\lambda)L_f$  transfers freezing energy from the ice sheet to the surface through the liquid water film. Liquid water is trapped within the ice during that process, therefore the term is reduced with the factor  $1-\lambda$ , where  $\lambda$  is given as 0.26 (ISO, 2000).

Further on,  $t_s - t_a$  and  $e_s - e_a$  represent the temperature and water vapour pressure gradients at the surface, given by the air and surface temperatures,  $t_a$  and  $t_s$ . During wet deposition  $t_s = 0^\circ\text{C}$ , and the corresponding water vapour pressures, assuming saturated air,  $e_s = e_{\text{saturated}}(0^\circ\text{C}) = 6.107 \text{ hpa}$  and  $e_a = e_{\text{saturated}}(t_a)$ .  $e_a$  is given by the saturation curve value:

$$e_{\text{saturated}} = 6.107 \cdot 10^{\frac{7.5t_a}{237+t_a}} \quad (\text{Eq.13})$$

The water vapour term in Eq. 9 also consists of a constant term,  $\varepsilon L_e / C_p$ , where  $\varepsilon=0.622$ ,  $L_e$  is the evaporation heat, and  $C_p$  the specific heat of air and  $P$  the air pressure.

The third term in Eq. 9 is the kinetic energy of the droplets, where  $r$  is a recovery factor for viscous heating, 0.79 for a cylinder. The fourth term in Eq. 9 is the heating term due to conduction, where  $t_d$  is the droplet temperature, assumed to be identical to  $t_a$ , and  $c_w$  is the specific heat of water.

Only contribution from longwave radiation is taken into account in the radiation flux, the last term in Eq.9, due to the assumed dense cloud conditions. For negative temperatures in dense clouds, this is a positive energy term in the equation, assuming emissivities of 1 for both clouds and object.  $\sigma$  is the Stefan-Boltzmann constant and  $T$  the absolute temperature in  $^\circ\text{K}$ . Positive value of the term means a contribution to increase  $\alpha_3$  with increasing net radiation from the surface.

### 2.2 Using visibility data from the Hurum hill and cloud height data from the Rygge airport to establish droplet diameter as a function of height above sea level.

From METAR data, that is weather observations each hour at the most trafficked airports, and some 8 – 20 hours a day for less trafficked sites, used in planning aeroplane movements such as landing and take – off, we get observations of air temperature, wind speed and cloud conditions.

The cloud observations are given as height to cloud base of 1, 2 or 3 layers of cloud if observable, given as intervals of 100 feet. The cloud amount of each layer is given as 0(clear sky), 1(few), 3(scattered), 6(broken) and 8(overcast). Andresen and Harstveit (1988) and Harstveit (2000) found good relations to fog frequencies on neighbouring hills. For cloud amount of 5/8 or more and height,  $H_c$  up to the lowest cloud layer, the fog observations of the hill fit the cloud frequency height curve rather well at Tryvasshøgda and Egnerfjell in the Oslo – region, and Vardefjell in Nordland. The routine data then give us a cloud height valid for exposed sites in the airfield area.

Above cloud base, the water content may be assumed to be proportional to the adiabatic cloud water gradient and the height above cloud base:

$$w = \alpha \delta (z - H_C) \quad (\text{Eq.14})$$

where  $\alpha \approx 1$  or slightly less (Slingo et al, 1987; Noonkester, 1984; Hignett, 1987). During precipitation or during very cold weather,  $\alpha$  may be somewhat reduced due to drop – collisions and snow crystallization.

From Skartveit and Gjessing (1990), the adiabatic cloud water gradient,  $\delta$  is given by

reasonable expressions for droplet size and water content as median values and functions of height above cloud base.

For heights above 500 m, Eq. 14 may be somewhat biased, and therefore the following equation is used in determining the cloud water height gradient:

$$w = 1.25 \cdot 0.622 \frac{\Delta e}{p} \approx 0.78 \cdot \frac{\Delta e}{1000(1 - 0.00011z)} \quad (gm^{-3}) \quad (\text{Eq.23})$$

where the water vapour pressure difference,  $\Delta e$ , is calculated from Eq. 13 for the two temperatures at cloud base and the actual site further up in the cloud. The air pressure,  $p$  is taken as 1000 Hpa at sea surface and reduced by multiplying the average  $z$  function up to 1200 masl. The water vapour difference then is presumed to condense.

### 2.3 Temperature profiles

The air temperatures at different height above sea level is in average assumed to follow the function

$$\begin{aligned} t(z) &= t_0 + k_1 \cdot z & ; z \leq H_c \\ t(z) &= t_0 + k_1 \cdot H_c + k_2 \cdot (z - H_c) & ; z > H_c \end{aligned} \quad (\text{Eq.24})$$

At Vardefjell (634 masl) close to Mosjøen, we have used measurements of the temperature through the cold season. At Bodø airport measurements of air temperature and cloud height are used. This records suggest that  $k_1 = 0.0085^\circ\text{Cm}^{-1}$  and  $k_2 = 0.005^\circ\text{Cm}^{-1}$  may be used to calculate the temperatures at hills in the neighbourhood of the airport. This means that there are slightly stable conditions below the clouds, and wet adiabatic conditions within the cloud, consistent with former assumptions.

### 2.4 Wind speed profiles

From Gardermoen, Sola, Ørland and Bodø, we have wind speed data at 300, 600, 900 and 1200 masl. For those sites, also METAR – data is given. We now presume that at 1200 m above those airfields, we are well above the local conditions at the airfield – areas. Now, using the equation

$$\frac{k_v \cdot V(1200 - z_H)}{V(10)} = \left( \frac{1200 - z_H}{10} \right)^n \quad (\text{Eq.25})$$

where  $z$  is local height of the airfield where the wind speed,  $V$  is measured 10 m above ground.  $V(1200-z)$  and  $V(10)$  are taken from climatologic data. Now, we are interested in the wind speed 10 m above local ground at exposed sites higher up. This means that we probably have higher wind speed than at the airport, but not as high as the free wind speed at the same height above the airport as the hilly terrain site. So we have to use a reduction factor factor,  $k_v$ . We think that this

factor is a surface – factor that characterises the local surface roughness and the speed – up due to the location at the exposed sides of the mountains. For the very exposed airfields, Ørland and Bodø, we find that  $V(1200)$  is equal to  $1.46 \cdot V(10)$  and  $1.64 \cdot V(10)$ . Multiplying those values with 0.8, we find 1.17 – 1.31, in average 1.24, which is the same number as reducing the surface class from 0.05 to 0.005 m, and so bringing the airfield values to ocean values. It is a thumb rule in Norway that the wind speed at the exposed sites at the Western mountain chain should not be very far from the ocean wind speed. Thus, we use the reduction factor,  $k_v = 0.8$  on the radio sounding value, and Eq. 25 is used to find  $n$ .

At other airfields, the closest radio sounding average wind speed at 1200 masl value is compared to the local wind data in the same way to establish the exponent  $n$ .

### 2.5 Ice melting during the accretion season

The full energy balance model during snowmelt may be written as

$$Q_M = Q_H + Q_E + Q_N + Q_V + Q_W + Q_G \quad (\text{Eq.26})$$

where  $Q_M$  is the available energy for melting.  $Q_H$  and  $Q_E$  are the sensible and latent heat transfer from the air to the melting surface,  $Q_N$  is the net radiation term,  $Q_V$  the frictional term,  $Q_R$  the conduction term due to warm water droplets, and  $Q_G$  the flux of internal heat from the inner part of the iced object.

$Q_V$  is a small term (ISO(2000)). Harstveit (1984) showed that  $Q_W$  is a small term during snowmelt on a horizontal surface, even during significant rainfall events, and this term should be even smaller for water droplets on a free cylinder. Harstveit also showed that the term  $Q_G$  is small during snowmelt in the cold season. We look away from the term here, though it might be significant for hourly calculations during clear or light cloudy conditions.

Several relations exist for parameterising the heat fluxes between the surrounding air and the ice cap, we here use the Makkonen relations, since we predominately is handling with a cylinder, so

$$Q_H = h(t_s - t_a) \quad (\text{Eq.27})$$

$$Q_E = h \frac{\varepsilon L_e}{c_p P} (e_s - e_a) \quad (\text{Eq.28})$$

where  $h$  is given in Eq. 10.

We have already established height dependent equations for the air temperature,  $t_a$  and the water vapour pressure,  $e_a$ , using airport data during cloudy weather (Eqs. 13, 24). Such connections probably show greater variations during clear and light - cloudy weather, but this problem is left to further investigations. The study made by Harstveit (1984) clearly showed that during the cold season, the  $Q_E$  – term is negative, and such reduces the

The Eqs. 1 – 13, 16, 23, 24, 25, 27, 28 and simple form of 29 are calculated and the results valid for each hour are given in the columns.

Also sensitively analysis may easily be done by changing for example the cloud droplet specific number,  $N_c$ , the droplet interception constant,  $\beta$ , the cloud water gradient reduction factor,  $\alpha$ , or the statements for low values of the collision coefficient,  $\alpha_f$ .

For sites where some data were missing, we may correct the result by a time factor. For places where night observations are missing this should not give any bias due to the fact that only cloudy conditions in the cold season are used. However, some noise will be introduced due to the long periods of closed airport without data. At first we therefore use places with approximately 24 hours observations.

### 3. RESULTS

Ice loads at 300 to 1200 masl are calculated for six cold seasons from November 1995 to March 2001 by using data from Sola airport. Two seasons of low and high ice loads are given in Fig. 1 and 2. Just for illustrations, also some of the April calculations are shown, but there may be a more rapid melting than shown by the figures due to the increasing solar radiation.

Table 1 gives the average, lowest and highest calculated ice load for each level, where different level extremes may belong to different seasons. According to ISO(2000), the return period of 3 years is estimated to be 30 % of the 50 year value, so the first guess of the 50 year value in this region may be found by multiplying the average value with 3.

The results (Table 1) indicate that that the in-cloud rime may be neglected below 400 masl, and is very low also at 400 m. From 500 masl, a rapid increase with height occurs, and it seems that the ICR10 (extreme locality) is reached at about 900 masl. The very high values at 1200m should be used with care; the homogenous cloud assumption may break down at such high levels. However, Fikke (1980) refer to measurements of 305  $\text{kgm}^{-1}$  on power lines at Lønahorgi, 1400 masl near Voss, Western Norway in April, 1961.

One important statement should be made: The output data do not represent the real situation because climatic values of several parameters are used. That is, actual amount of cloud droplets, profiles of wind speed, humidity and temperature, as well as the homogeneity cloud condition up to the calculation level. Therefore, the output data series should be read as a possible output.

Further analysis will concentrate on sensitiveness of the model. When the model is accepted, the analysis of the airfield data at the coast will be used in producing a map of ice loads.

**Table 1.**

*Highest, lowest and mean value of the calculated yearly maximum ice loads,  $M$  (kg/m), 1995/96-2000/01 at different levels in the Sola region. Estimates of 50 year loads and corresponding ice classes.*

masl	$M_{\min}$	$M_{\max}$	$M_{\text{mean}}$	$M_{50\text{year}}$	ICR
300	0.1	0.4	0.2	0.6	1
400	0.5	1.4	0.9	3	4
500	1.6	4.1	2.8	8	6
600	3.8	8.4	6.0	18	7
700	6.9	13.8	10.4	31	8
800	11.9	23.9	18.2	55	9
900	26.6	38.2	31.2	94	10
1000	38.4	78.3	53.5	160	10
1100	52.5	172.4	99.5	298	10
1200	77.9	399.9	211.9	636	10

### 4. CONCLUSIONS

Ice loads due to in-cloud rime, and ice melting, during the cold season were calculated from weather data at hourly basis from an exposed airport at the Western coast of Norway. The data used were cloud height and cloud amounts, air temperature, and wind speed. Average wind profiles were used, assuming the actual 1200 masl. ground value to be 80% of the 1200 masl. free air value, observed by radio soundings.

Average temperature profiles during cloudy conditions from a hill top station and an airport at the exposed side were analysed, showing slightly stable conditions below cloud base and wet adiabatic conditions above cloud base, and this mean profile was used. Available water vapour was assumed to condense during lifting of the humid air from cloud base to the site of calculation. The average numbers of cloud droplets during maritime air transport at Hurum in the Oslofjord region were calculated from cloud base data from an airport and visibility measurements at the top of an exposed hill. Then also the icing efficiencies were possible to calculate. The clouds were assumed to be homogenous and the water content to follow the adiabatic cloud water rate.

Using a simplified energy balance equation, the amount of ice melting was calculated, assuming low solar radiation input.

The ice loads every hour and the maximum ice loads for each season were calculated.

The method can be used to produce a national map of ice loads at exposed sites where in-cloud rime is the dominating type of ice.