

UNIVERSITETET I OSLO
Institutt for Geofag MetOS

**Orografiske effekter
på vind i Saltfjorden**

Masteroppgave i
Meteorologi

Stine Karlsen Gya

Juni 2008



FORORD

Jeg vil først og fremst takke veilederen min, Thor Erik Nordeng, som har kommet med mange gode råd, og som har vært til stor hjelp i arbeidet med denne oppgaven. Takk også til Harald Sandmo for inspirasjon til oppgaven, og til Værtjenesten i Bodø. Takk til Reinhart Mook for gode kommentarer underveis, og til Bjørn Røsting for hjelp med Diana-analyse. Takk til Viel Ødegaard for kjøring av modell, og ansatte på Meteorologisk institutt for hjelp til å sette opp et sted å arbeide. Takk til Bård Romstad for hjelp med kart. Jeg vil også takke ansatte og studenter ved institutt for geofag for godt faglig miljø. Takk så mye til familien min som har vært en utrolig støtte for meg.

ABSTRAKT

Orographic effects can influence the wind. Saltfjorden is surrounded by mountains and complex terrain. To investigate how the wind is influenced by the terrain, the wind in the fjord (wind in Bodø) was compared with geostrophic wind at a weather station to the west in the open sea (Tennholmen). Synoptic observations of wind during one winter season was compared, from september 1999 through april 2000.

The results showed that Bodø is sheltered from geostrophic winds in the sector NE through S. Northerly geostrophic winds resulted in northerly winds in Bodø as well, as long as the velocity was high enough. Geostrophic winds from SW resulted in variabel winds in Bodø. Winds from W and NW was seldom altered in Bodø the winterseason 1999/2000.

Easterly winds dominated in Bodø, compared to winds from other directions. In the winter season 1999/2000 45 percent of total wind from different directions was from east. This wind turned out to be local, since domi-

nating easterly winds was not found at Tennholmen. The cause of this wind was evaluated by the theory of Whiteman and Doran(1993). They suggested that the driving mechanisms for winds in a valley; (thermal effects, downward momentum transport, forced channeling or pressure driven channeling) could be determined by the relationship between overlying synoptic-scale flow and winds in the valley. Easterly wind in Bodø was found more often when the geostrophic winds was S, SW and SE compared to other directions. When the geostrophic winds comes from these directions the pressure-gradient goes from high in the east part of the fjord to low in the west part. This suggest that the easterly wind may often be caused by pressure-driven channeling. Other causes for the dominating easterly winds were discussed. Probable effects are; Bora-wind, mountain-winds and cold drainage flow.

The wind at higher altitudes over Bodø was studied, and a comparison was made of total cases of winds from different directions for different altitudes. The comparison showed that easterly winds only dominated up to an altitude of less than 400 metres. A wind shear was often present at times of easterly winds in the fjord. The structure of this wind shear was similar to the structure of thermal wind in the presens of a warm temperatur-advection.

To study the structure of the wind, and processes which causes easterly local winds in the fjord, a numeric simulation of a situation from the winter-season 1999/2000 was performed using a modell called UM1 (Uk Met Unified Modell, horisontal resolution 1x1 km). The results showed that cold drainage flow was responsibel for the easterly wind. The drainage started as a warm temperatur-advektion replaced cold air in the mountains. As the warm air moved in to the coast, cold air at high levels in the terrain were pushed, and because of the temperatur-difference the air gained negative bouyance, and started to sink. Cold air gathered in the Saltfjord, causing a pressure gradient between inland and the sea. This pressure gradient caused easterly

flow in the fjord.

Innhold

Forord	i
Abstract	iii
1 Innledning	3
1.1 Topografisk påvirkning på vinden i Saltfjorden	3
1.2 Topografien rundt Saltfjorden	4
1.3 Oppgavens formål	4
1.4 Oppgavens inndeling	7
2 Teori	9
2.1 Termodynamikk	9
2.1.1 Stabilitet	9
2.1.2 Tykkelse og geopotensiell høyde	10
2.2 Dynamikk	11
2.2.1 Bevegelseslikningen	11
2.2.2 Geostrofisk vind	11
2.2.3 Termalvind	12
2.2.4 Temperaturadveksjon	12
2.3 Hydraulisk teori	12
2.3.1 Froudetall	13
2.3.2 Superkritisk strømning	13
2.3.3 Subkritisk strømning	13
2.3.4 Hydraulisk hopp	14

2.3.5	Anvendelse av hydraulisk teori	14
2.4	Fallvind	14
2.4.1	Katabatiske vinder	14
2.4.2	Bora-vind	17
2.4.3	Kanalisert vind	22
3	Metode	27
3.1	Metode for resultat del 1: Avvik i vinden fra geostrofisk vindretning i Bodø	27
3.1.1	Vindroser	27
3.1.2	Sammenlikning av vindretning i Bodø og på Tennholmen fyr	28
3.1.3	Sammenlikning av bakkevind med høydevind over Bodø.	30
3.2	Metode for del 2: Studie av en situasjon med østavind	31
3.2.1	Metode og hensikt	31
3.2.2	Modell UM1	31
3.2.3	Usikkerheter	32
3.2.4	Kvalitetsvaluering av modellresultat	33
4	Resultat Del 1: Avvik i vind i Saltfjorden fra geostrofisk vind	35
4.1	vintersesongen 1999/2000	35
4.2	Vindroser	36
4.2.1	Resultat	37
4.3	Sammenlikning av vindretning i Bodø og på Tennholmen	39
4.3.1	Resultat	40
4.4	Sammenlikning av bakkevind med høydevind over Bodø.	41
4.4.1	Resultat	41
4.5	Diskusjon	44
4.5.1	Avbøying av vinden i bakkenære lag i sammenheng med topografien.	44
4.5.2	Vindskjær	46

4.5.3	Østavind	47
5	Resultater Del 2: Studie av en situasjon med østavind.	55
5.1	Situasjonen 23. - 25. januar 2000	55
5.2	Kvalitetsevaluering og bruk av prognoser fra UM1 23 - 25. januar 2000	55
5.2.1	Kvalitetsevaluering	55
5.2.2	Bruk av prognosene	57
5.3	Figurer	58
5.4	Synoptisk situasjon	58
5.5	Lokal struktur i vind, trykk og temperatur	59
5.5.1	Vertikalstruktur over Saltfjorden kl 1200 UTC 24.januar	60
5.5.2	Vertikal struktur kl 0600 UTC 23.januar	62
5.5.3	Endring i stabilitet og temperatur i øvre luftlag	62
5.5.4	Todelt utvikling	63
5.6	Strømningsstruktur	63
5.6.1	Vind over Kjølen	64
5.6.2	Masseopphepning og adveksjon av momentum	64
5.6.3	Trykkdreven kanalisering	64
5.7	Årsaken til høytrykkdannelsen	67
5.8	Kaldlufta	68
5.8.1	Kaldluft fra øvre platå i terrenget	68
5.8.2	Varmluftsadveksjonens rolle i kaldluftsdreneringen	69
5.9	Østavinden stilner	69
5.10	Oppsummering	70
6	Konklusjon	87
6.1	Konklusjon del 1	87
6.2	Konklusjon del 2	88
	Figurliste	95

<i>INNHOLD</i>	1
Referanser	98

Kapittel 1

Innledning

1.1 Topografisk påvirkning på vinden i Saltfjorden

Orografiske effekter kan påvirke vinden i et område. Når vind møter fjell bremses bakkevinden ned som følge av friksjon. Fjell kan også være en barriere for vinden. Fjell kan være med på å skape vind, for eksempel som følge av termalske effekter. Selv om et område ligger skjermet for den geostrofiske vinden, kan det være mye vind. Eksempel på noen vinder skapt av termalske effekter er; fjellvind og kaldluftsdrenering. Fjellvind er en følge av at fjellsidene kjøles ned ved utstråling om natta, og blir kaldere enn omliggende luft. Lufta renner ned fjellsidene. Ved kaldluftsdrenering blir kald luft som har ligget i høyere deler av terrenget satt i bevegelse av f.eks en varmluftsadveksjon, og den kalde lufta renner ned mot lavere terreng.

Vindforholdene i en fjord kan være svært kompliserte. Fjorder ligger ved kysten, noe som fører til at de opplever påvirkning av både vindene som kommer inn fra havet, og vindforholdene fra fjell og terreng i nærområdet. Her møtes også luftmasser av forskjellig karakter.

Denne oppgaven handler om vinden i Saltfjorden. Saltfjorden har sitt utløp ved Bodø, og ligger omgitt av fjell og komplisert terreng. Vinden her er ofte ageostrofisk, og mye av vinden er skapt av lokale forhold. Det ligger en flyplass i Bodø, og det har derfor vært mye fokus på vindskjæret her. Det er ofte vindskjær, spesielt i forbindelse med østlig vind. Dette er et studie av hvordan vinden i Saltfjorden blir påvirket både av terrenget på innlandet, og av den geostrofiske vinden slik det blåser rett utenfor kysten.

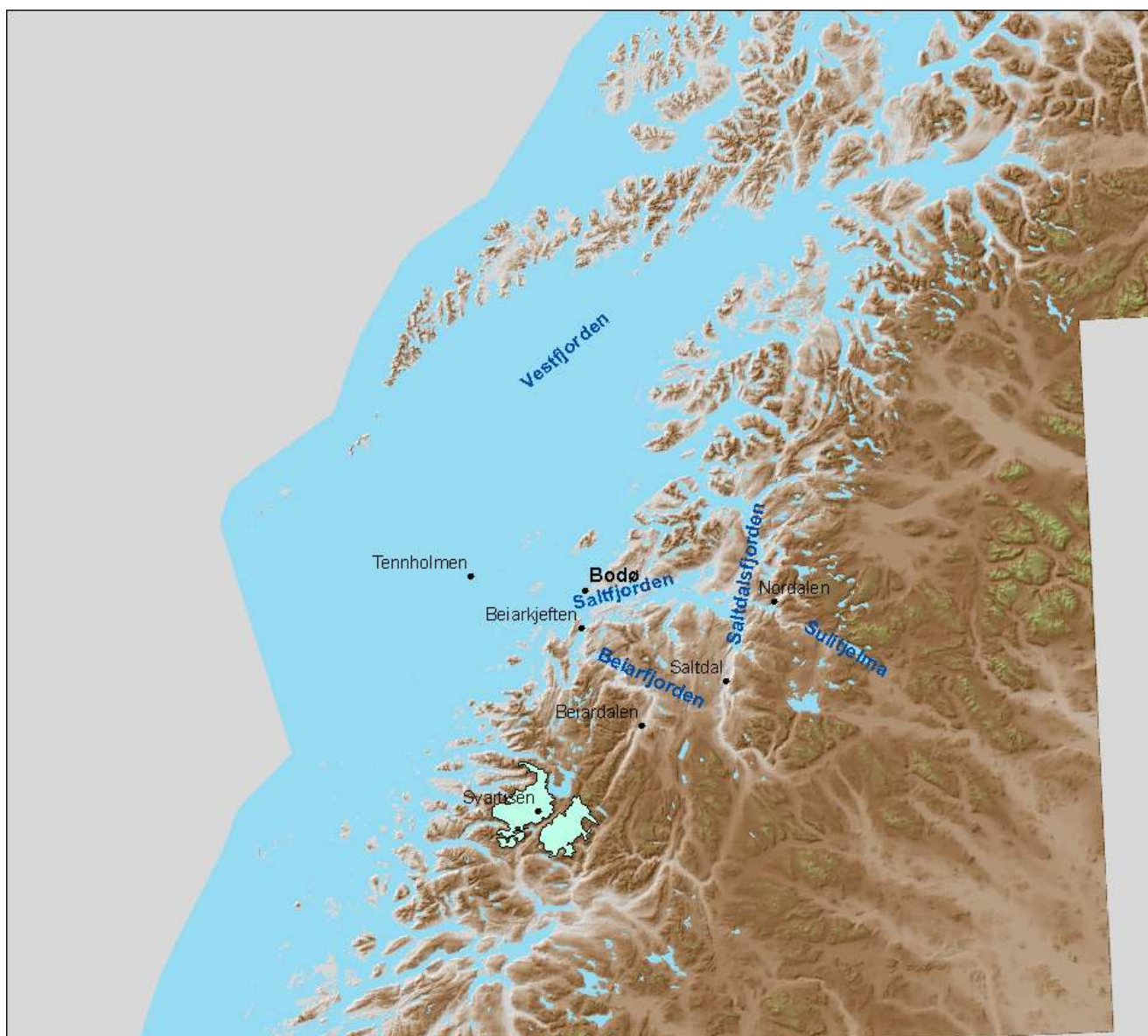
1.2 Topografien rundt Saltfjorden

Kart i figur 1.1 viser Saltfjordens geografiske plassering. Fjorden løper ut i Vestfjorden. I øst ligger en lang nord- sørgående fjellkjede som deler innlandet i Sverige fra kysten av Nordland. I sør ligger det også høye fjell, deriblant Saltfjellet som har høyder på over 1500 meter. I nord er fjellene lavere. Lenger nord ca 100 km fra Saltfjorden ligger Lofotveggen. Som det går frem av kartet er det bare åpent hav i sektoren nordvest til nordøst.

Kart i figur 1.2 viser detaljene i terrenget rundt Saltfjorden. Det er mange daler og sidefjorder som går inn i Saltfjorden. De viktigste i forbindelse med oppgaven er Misvær fjorden og Saltdalen i sør, og Sulitjelma i øst. Kartet viser også at fjorden har en kurve omtrent ved Sulitjelma, her dreier den sørover og går over i Saltdalen. (Plassering av Saltdalen finnes i kart figur 1.1).

1.3 Oppgavens formål

Vindforholdene i fjorder kan være kompliserte. Formålet med denne oppgaven er å se på hvordan vinden oppfører seg i Saltfjorden, og forklare de topografiske effektene.



Figur 1.1: Oversiktskart over Nordland. (kilde: Institutt for geofag)

For å finne ut hvordan vinden i Saltfjorden avviker fra den geostrofiske vinden ble det foretatt en sammenlikning mellom vind på Tennholmen, en værstasjon ca 37 km vest for Bodø ute i havet, og vinden i Bodø. Sammenlikningen var utført over en hel vinter, vintersesongen 1999/2000. Hensikten var å få et bilde av vindforholdene i Saltfjorden, og hvordan den var i forhold til geostrofisk vind. Dette skulle gi en bedre forståelse av hvordan vinden i fjorden blir påvirket av lokale forhold som topografi.



Figur 1.2: Kart over Saltenområdet. Bokstaven e mangler i Skjerstadfjorden og bokstaven æ mangler i Misværifjorden (kilde: Institutt for geofag)

Vind i høyden over Bodø ble også studert ved data fra radiosonde samme vinter. Hensikten var å se hvordan topografien påvirket vinden i forskjellige høyder, og undersøke vindskjæret som ofte opptrer på vinterstid i forbindelse med østavind i Bodø.

Det ble også foretatt en numerisk simulering av en situasjon med østlig vind

i saltfjorden ved bruk av en numerisk værvarslingsmodell UM1 (Uk Met Unified Modell, horisontal oppløsning 1x1 km). Hensikten var å studere finstrukturen i vinden, og undersøke prosessene som førte til østlig vind lokalt i fjorden.

1.4 Oppgavens inndeling

Oppgaven har to deler: Oppgavens del 1 er en beskrivelse av vindforholdene i Saltfjorden gjennom vinteren 1999/2000. Topografiske effekter er forsøkt forklart, og sannsynlige årsaker er diskutert. Oppgavens del 2 er en numerisk simulering av en situasjon fra samme vinter; 23 - 25. januar 2000. Finstrukturen blir studert i ett enkelt tilfelle med østavind i Bodø.

I kapittel 2 er det en gjennomgang av teorien som er brukt i oppgaven. Kapittel 3 beskriver metodene; hensikt, fordeler og usikkerheter i forbindelse med dem. Detaljer om modellen UM1 som er brukt i den numeriske simuleringen i oppgavens del 2 er også beskrevet her. Kapittel 4 er resultater fra oppgavens del 1, der vinden i Saltfjorden blir beskrevet og forsøkt forklart utifra synoptiske observasjoner og radiosondedata. Kapittel 5 er resultater fra oppgavens del 2, den numeriske simuleringen av situasjonen 24 - 25. januar 2000. I kapittel 6 er konkluderes både del 1 og del 2.

Kapittel 2

Teori

2.1 Termodynamikk

2.1.1 Stabilitet

Tørradiabaten er et mål på hvordan en tørr luftpakke endrer temperatur som følge av trykkendring ved vertikal forflytning. Forflytningen skjer adiabatisk, det vil si at den ikke tilføres energi underveis.

$$\Gamma d = -\frac{dT}{dZ} = -\frac{g}{cp}$$

cp er den spesifikke varmekonstanten ved konstant trykk for tørr luft med verdi på 1004 J/K Kg. G er gravitasjonsakselerasjonen med verdi på 9,81 m/s² Dette gir tørradiabaten en verdi på 9,8 C/km.

Stabiliteten avgjøres av atmosfærens vertikale temperaturgradient Γ . Hvis den er større enn tørradiabaten Γd sies atmosfæren å være statisk stabil, er den mindre er den ustabil, og hvis de er like er atmosfæren nøytral.

$\Gamma > \Gamma d$ stabil

$\Gamma < \Gamma d$ ustabil

$\Gamma = \Gamma d$ nøytral

En luftpakke som forflyttes oppover i en statisk stabil atmosfære vil være kaldere enn lufta omkring ettersom temperaturendringa i luftpakka er større enn temperaturendringen vertikalt i atmosfæra. Luftpakka som er kaldere vil være tyngre, og vil dermed synke tilbake til sin opprinnelige posisjon. Det motsatte vil skje ved forflytning nedover; luftpakka vil bli varmere enn sine omgivelser, dermed lettere og stige tilbake til sin opprinnelige posisjon. Derav navnet statisk stabil. I en ustabil atmosfære vil en luftpakke som forflyttes oppover etterhvert befinne seg i omgivelser kaldere enn seg selv. Den er dermed lettere enn lufta omkring, og vil fortsette å forflytte seg oppover. Det motsatte vil skje dersom den forflyttes nedover. En statisk stabil atmosfære motsetter seg vertikal forflytning, mens en ustabil atmosfære forsterker den. I ekstreme tilfeller av statisk stabilitet er temperaturgradienten til atmosfæren positiv, det vil si at temperaturen øker med høyden. Slike lag i atmosfæren kalles en inversjon. Wallace og Hobbs (1977a).

2.1.2 Tykkelse og geopotensiell høyde

Tykkelsen Z mellom to trykkflater i en isotermal og tørr atmosfære kan finnes ved:

$$Z = Z_2 - Z_1 = H \ln \frac{P_1}{P_2}$$

Setter man P_1 lik bakketrykket blir Z geopotensiell høyde. Dersom temperaturen varierer med høyden i laget blir likningen mer komplisert. H kalles for skalahøyde og er definert i den hypsometriske likningen:

$$H = \frac{RdT_v}{g_0}$$

Rd er gasskonstanten for tørr luft, T_v er gjennomsnittlig virtuell temperatur for laget mellom trykkflatene (virtuell temperatur er temperaturen tørr luft må ha for å ha samme tetthet som fuktig luft ved samme trykk], g_0 er gravitasjonskonstanten. Wallace og Hobbs (1977b).

2.2 Dynamikk

2.2.1 Bevegelseslikningen

Bevegelseslikningen for en luftpartikkel for bevegelse i x- retning kan skrives:

$$\frac{du}{dt} + u \frac{du}{dx} = -\frac{dp}{dx} \frac{1}{\rho} + fv + F$$

På venstre side av likningen er første ledd luftpartikkelens akselerasjon og andre ledd er adveksjon av momentum. På høyre side er første ledd trykkgradientkraften, andre ledd er Corioliskraften, og det siste leddet er friksjonskraft.

Wallace og Hobbs (1977c)

2.2.2 Geostrofisk vind

Geostrofisk vind er en balanse mellom Corioliskraften og trykkgradientkraften.

$$\frac{dp}{dx} \frac{1}{\rho} = -fv$$

Geostrofisk vind kan uttrykkes på flere måter:

$$Vg = \frac{g\theta}{f}(\mathbf{k} \times \nabla Z)$$

Trykkgradientkraften virker fra høyt mot lavt trykk. Corioliskraften virker mot høyre for bevegelsesretningen. Den geostrofiske vinden følger derfor parallelt med isobarene med lavere trykk til venstre for bevegelsesretningen på den nordlige halvkulen. Den geostrofiske balansen (mellom trykkgradientkraften og Corioliskraften) er en tilnærming som er best utenfor grenselaget hvor påvirkning av friksjon er liten. (Wallace og Hobbs (1977c))

2.2.3 Termalvind

Termalvindlikningen beskriver hvordan den geostrofiske vinden endres i høyden som funksjon av den horisontale temperaturgradienten av middeltemperaturen. Differansen mellom den geostrofiske vinden i to høydenivå er:

$$Vt = Vg_2 - Vg_1 = \frac{g_0}{f} \frac{a}{aN} (Z_2 - Z_1)$$

Dette er definisjonen av termalvind Vt . Wallace og Hobbs (1977d).

Likningen er en tilnærming som gjør bruk av geostrofisk vind og hypsometrisk likning definert i 2.1.2. Hypsometrisk likning se avsnitt 2.1.2 er basert på hydrostatisk likevekt som har en god nøyaktighet ved bevegelser på synoptisk skala. Det er derfor forventet at termalvindlikningen skal være en like god tilnærming som geostrofisk vind. McIlveen (2003)

2.2.4 Temperaturadveksjon

Dersom den geostrofiske vinden krysser isothermene får man en temperaturadveksjon. En varm temperaturadveksjon defineres som strømming fra en varm region til en kaldere, og en kald temperaturadveksjon defineres som det motsatte. Det er også vanlig å bare kalle det for varm- og kaldluftsadveksjon. I en situasjon hvor isothermene ligger i nord- sør retning, med kald luft i øst og varm luft i vest, går termalvinden fra nord til sør parallelt med isothermene. Ved varmluftsadveksjon dreier den geostrofiske vinden i laget klokkevis med høyfen, og ved en kaldluftsadveksjon dreier den mot klokka. Wallace og Hobbs (1977d).

2.3 Hydraulisk teori

2.3.1 Froudetall

Froude tallet F er definert som

$$F = \frac{U}{\sqrt{g'z}}$$

U er middelhastigheten i strømmingen, g' er redusert gravitasjon, z er høyden av væskelaget opp til fri overflate, inversjon eller lag som fungerer som lokk over strømmingen. Froude tallet beskriver hvordan hvordan fluidet vil oppføre seg i møte med en hindring i en ellers laminær strømming. Det er flere måter å forstå Froude- tallet på. En måte er at Froudetallet representerer forholdet mellom den naturlige bølgelengden av strømmingen og den effektive bølgelengden av hindringen. Det kan også tolkes som forholdet mellom strømmingens kinetiske energi og potensiell energi nødvendig for å bestige hindringen.

2.3.2 Superkritisk strømming

Ved superkritisk strømming, og Froudetall større enn 1, minker hastigheten ved at lufta tar seg oppover hindringen, og dermed vil kinetisk energi gå over til potensiell energi. Hastigheten er lavest på toppen. På vei ned skjer det motsatte, lufta akselererer, og potensiell energi går over til kinetisk. Durran (1990). (Se figur 2.1 a.)

2.3.3 Subkritisk strømming

I subkritisk strømming, er Froudetallet mindre enn 1. Luftpartiklene akselerer på vei over hindringen fordi den økende høyden av hindringen presser luftlaget sammen. Akselerasjonen fører ifølge Bernoullis likning til et trykkfall. Potensiell energi går over til kinetisk energi på vei mot toppen, hvor hastigheten er på sitt høyeste, og går tilbake til potensiell energi på lesiden hvor luftpartiklene bremses opp. Forstyrrelsen over toppen av hindringen i figur er en stasjonær overflatebølge. Durran (1990). (Se figur 2.1 b.)

2.3.4 Hydraulisk hopp

Dersom det er nok økning i hastighet, og minking av luftlaget på vei over hindringen, kan subkritisk strømning gå over til superkritisk på toppen. Siden strømmingen nå er superkritisk vil den fortsette å akselerere på vei ned. Dette fører til at potensiell energi går over til kinetisk energi hele veien over hindringen, og store hastigheter kan oppnås. På vei opp er både adveksjon av momentum, og økning i hindringens høyde positiv i x-retning. Dermed oppnås balanse i Bernoullis likning ved at fluiddybden faller. Denne fortsetter å falle også på lesiden der den fortsatte akselerasjonen i følge Bernoullis likning vil føre til trykkfall, og dermed også fall i dybde. Durran (1990). (Se figur 2.1 c.)

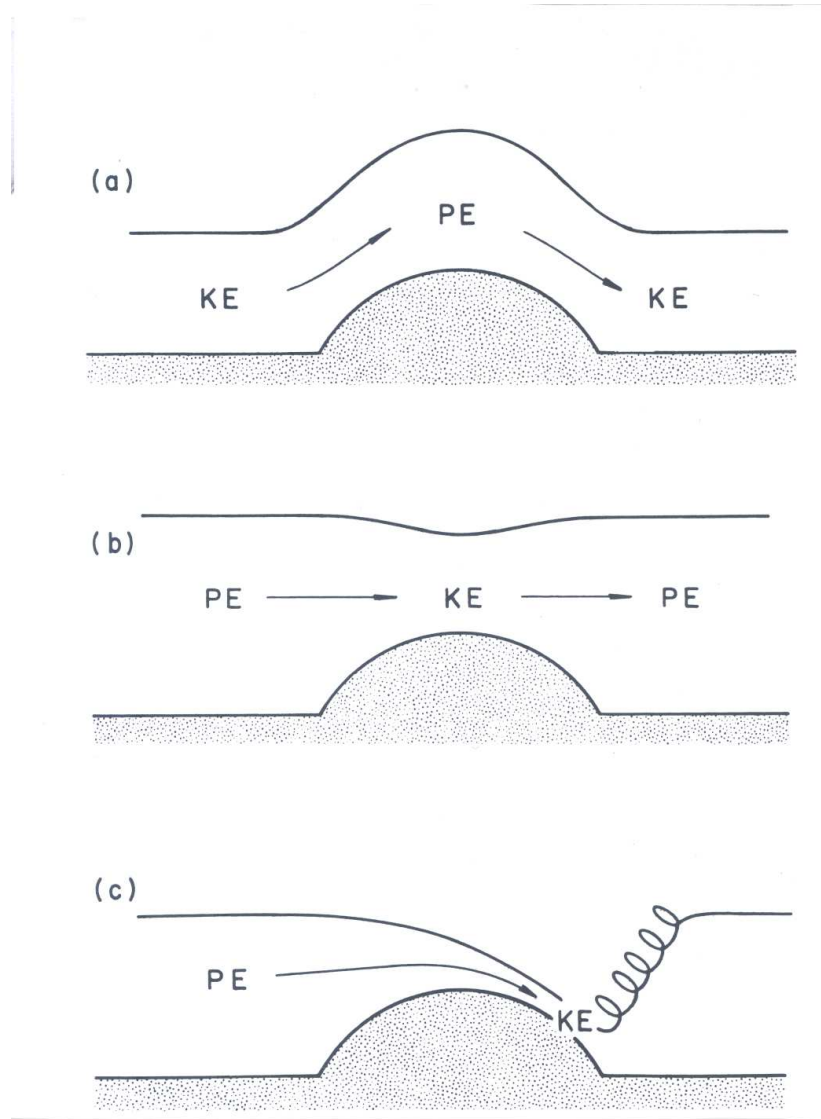
2.3.5 Anvendelse av hydraulisk teori

Hydraulisk teori brukes på det man kaller grunt vann. Det vil si at det er en gitt avstand fra bunnen av fluidet og opp til en fri overflate. Årsaken til at overflaten må være fri, er at energi ikke skal kunne overføres i det uendelige opp i det vertikale, men holde seg innenfor det avgrensede fluidet. Denne høyden kan variere horisontalt, men gjennomsnittet av høyden er konstant i tid. Teorien kan også anvendes på et fluid som har tolags struktur, det vil si to lag med ulik tetthet eller stabilitet, slik at de to lagene ikke blander seg med hverandre. Det nederste laget kan da behandles som om den hadde en fri overflate, fordi energi ikke overføres fra det nederste laget til laget over. Tolags hydraulisk teori er en tilnærming, men har vist seg å fungere godt under de rette forholdene.

2.4 Fallvind

2.4.1 Katabatiske vinder

Katabatiske vinder varierer i skala fra å gjelde over store områder som polarisen på Grønland, høye fjellplatå, og små daler eller helninger i terrenget.



Figur 2.1: Strømningsmønster ved: a) Superkritisk strømning b) Subkritisk strømning c) Hydraulisk hopp (Kilde: D.R Durran(1990). Mountain Waves and Downslope Winds. I Atmospheric Processes Over Complex Terrain, Met monogr. 23, s.67. Ed. W. Blumen. American Meteorological Society)

Jeg vil her konsentrere meg om katabatiske vinder på liten skala, som de i daler, ned fjellsider og i helninger. Det finnes forskjellige typer katabatiske vinder, jeg vil her ta for meg to; fjellvind og kaldluftsdrenering

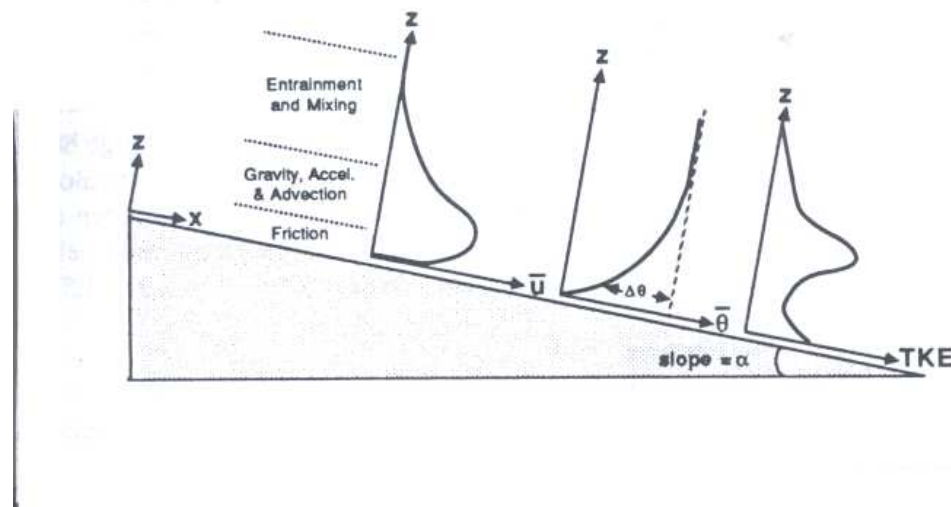
Fjellvind

Hovedmekanismen for denne type vind er radiativ kjøling av bakkenære luftlag. Det oppstår en horisontal temperaturgradient mellom lufta som ligger nær skråningen, og luft i samme høyde som ikke er i kontakt med bakken. Tetthetsforskjellen fører til ulik oppdrift, og den kaldeste lufta synker. Det er dermed gravitasjon som er drivkraften. Vinden følger fjellsiden i et grunt lag, og oppnår etterhvert en likevektshastighet. Barry (2001). Likevektshastigheten bestemmes av type fallvind. Både i Stull (1997) og Barry (2001) er det satt opp balanse for flere av disse typene, her gjengis bare to; advektiv-gravitasjon og likevektstrømning. Den første er en balanse mellom adveksjon av momentum nedover, og minkende negativ oppdrift i x-retning, med koordinatsystem med x langs helningens lengdeakse, og y perpendikulært på bakken. Den siste er en balanse mellom oppdrift og friksjon. Denne er konstant både i tid og rom, men er en funksjon av lengden til skråningen.

Selv i slake helninger, som kanskje synes horisontale, kan det oppstå katabatiske vinder. Horisontale dalbunner, eller groper i terrenget kan bli påvirket ved at katabatiske vinder fra nærmiljøet renner de laveste delene og fyller dem opp. Denne lufta setter igang vind ut mot mer åpent terreng, eller fører til akkumulasjon av kaldluft. Det siste kalles kuldegrop. Stull (1997).

Stull (1997) satte også opp vertikale profiler for hastighet, gradient av potensiell temperatur og turbulent kinetisk energi. (Se figur 2.2.)

Hastigheten har sitt maksimum mellom det bakkenære laget, hvor friksjonen er størst, og maksimum i turbulent kinetisk energi. Friksjon bremser vinden, og turbulent kinetisk energi mikser inn varmere luft og reduserer temperaturforskjellen mellom den kalde bakkenære lufta og den varmere lufta ved siden av. Dette gjør igjen den negative oppdriften mindre.



Figur 2.2: Vertikal struktur av hastighet U , potensiell temperatur θ , og turbulent kinetisk energi TKE, for dalvind (Kilde: R.B. Stull(1997). An introduction to Boundary Layer Meteorology, s 535. Kluwer Academic Publisher.)

Kaldluftsdrenering

Denne formen for katabatisk vind opptrer ofte i forbindelse med værømslag, når det har vært kaldt og varmere luft kommer inn i de øvre luftlagene. Den kalde lufta som har ligget oppe i fjellene søker de laveste stedene i terrenget, og begynner å renne ned daler og fjellsider. Kaldluftsdrenering er som fjellvinden også drevet av tyngdekraften.

Kaldluftsdrenering deler profilen til fjellvind for hastighet, turbulent og kinetisk energi, og potensiell temperatur.

2.4.2 Bora-vind

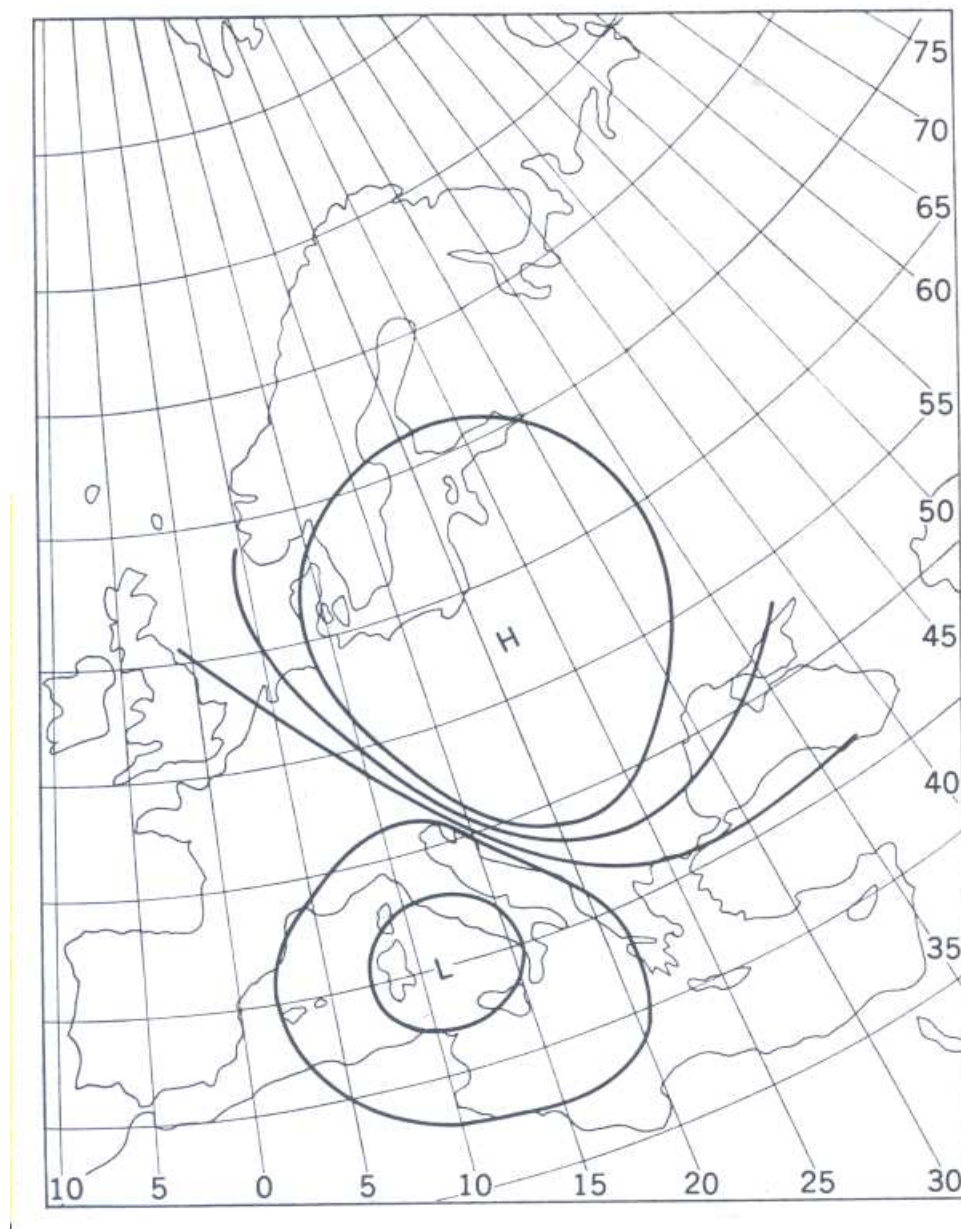
Boravind har sitt navn fra en kald og tørr vind som blåser over de Dinariske Alper langs østkysten av Adriaterhavet. Her har den blitt studert i et helt århundre. Det finnes tilsvarende vinder mange steder i verden, eksempelvis Oroshi i Japan, Papagayos i Mexicogulfen og Bora i Novorossiysk, Russland, og kanskje også i Saltfjorden. Yoshino (1976b). Det er en katabatisk vind,

eller fallvind, der kald luft som har blitt demmet opp bak fjell renner over hindringene, og ned mot havet. I Kroatia og Slovenia kommer Boravinden fra nordøst, og kan ta seg så langt ut i Adriaterhavet som 50-60 km. Den er mest intens på vinterstid, og kan komme opp i hastigheter på 40 m/s. Vanlig varighet er 12 til 20 timer, men perioder på 6-7 dager sammenhengende er også normalt, og oppstår minst en gang per vinter. Barry (2001)

Invasjon av kald luft er den første betingelsen for at det skal skapes Boravind. Petkovsek og Paradiz (1976) som har studert Boravinden i Slovenia beskriver vinden som et fenomen som oppstår når akkumulert kaldluft begynner å renne over kystfjellene ned mot havet. De satte opp to drivkrefter for vinden: potensiell energi av oppdemmet kaldluft, og trykkgradientkraft. Bora kan bare oppstå dersom begge disse kreftene virker på vinden. De skilte mellom to typer boravind: gradient-dammed, og dammed-gradient, avhengig av hvilken av de to kreftene som dominerte mest. Prosessen beskrev de å følgende måte: Temperaturforskjellene mellom luftmassene skilt av fjellryggene skaper et effektivt trykkfelt, og sterk gradient over ryggen og mot lesiden. Når den kaldere lufta strømmer over fjellryggen møter den omgivelser som er mye varmere, og negativ oppdriftskraft får den til å akselerere nedover, slik at potensiell energi raskt omdannes til kinetisk energi.

Boravind er en følge av den synoptiske situasjonen. Den kan bare vare så lenge temperaturforskjellen opprettholdes, og en slik situasjon er mulig bare hvis stadig kaldere luft kommer til bak fjellene og hvis den kalde lufta som har strømmet over på kystsiden fraktes vekk og blir erstattet av varm luft. En slik situasjon i Middelhavet etableres ved kombinasjonen av en antisyklon eller høytrykksrygg over det Eurasiske kontinentet, og en syklon lokalisert i Middelhavet. Petkovsek og Paradiz (1976). Et eksempel på en slik synoptisk situasjon er vist i figur 2.3.

Yoshino (1976a) la også vekt på den synoptiske situasjonen. Han skilte mel-



Figur 2.3: Skjematisk presentasjon av typisk trykkdistribusjon over Sør-Europa ved Bora-vind. (Kilde: Petkovsek og Paradiz(1976). I Local Wind Bora, s.139. red. M. M Yoshino. University of Tokyo Press.)

lom fire forskjellige trykkfordelingsmønstre som ga opphav til boravind i Kroatia: Antisyklonalt A og B, og syklonal A og B, alt utifra styrken på høytrykkene og lavtrykkene, og hvordan de lå plassert geografisk, og i forhold til hverandre. Yoshinos trykkfordelingsmønstre er illustrative for de storskala

luftmassebevegelsene, og for hvordan de skaper Bora. Her gjengis antisyklonal A som eksempel på en Boravind-situasjon: I dette eksempelet på antisyklonal A ligger et stort høytykk på bakken over Middel-Europa, og Boravinden befinner seg i den sørøstlige delen av dette høytrykket. Her er strømmingen fra nordøst, og kommer fra sør i Russland over Ungarn og Romania. (Se figur 2.4). De to forskjellige luftmassene på hver side av de De Dinariske Alper oppstår fordi et tråg i 500 hpa fra Barentshavet via Europeiske del av Russland, og ned til middelhavet tvinger kald luft fra Nord-Atlanteren og Nord-Europa sørover. Et blokkeringshøytykk i Biscaya Bukta er med på å stenge lufta inne på kontinentet. I situasjoner med et høytrykk som blokkerer kan Boravinden bli langvarig. Yoshino (1976a). Kald luft demmes opp bak fjellene, og man får en hydrostatisk trykkforskjell i tillegg til den synoptiske. Strømningen tvinges over fjellene.

De fysiske prosessene og dynamikken i Boravinden er vanskelig å forstå på grunn av det innfløkte samspillet mellom prosesser på forskjellig skala. Det har også vært vanskelig å studere finstrukturen og detaljene i Boravinden, fordi observasjoner over Adriaterhavet er få, og det er lite tilgjengelig data fra de øvre luftlagene i Boraregionen. I tillegg til data fra sonde, og utplasserte vindmålere har forskere derfor også tatt i bruk indikatorer som vindformede trær, og fordeling av hus med stenbelagte tak (som beskyttelse mot vinden) for å kartlegge retning og utstrekning av Boravinden langs Adriaterkysten. Yoshino *et al.* (1976). Under ALPEX Special Observation Period (SOP) i mars og april 1982 ble det gjort fem flygninger gjennom boravinden i Kroatia for å studere finstrukturen. Funnene bekreftet at Boravinden er en kald luftstrøm fanget under et inversjonslag. Alpene stiger til 1000 meter, og et typisk inversjonslag ligger mellom 1500 og 2000 meter på vindsiden, og lavere på lesiden. Smith (1986).

Det har blitt diskutert om Boravinden virkelig er en ren fallvind. Under AlpeX SOP ble det gjort observasjoner som kan bekrefte at flere av strømming-

ens karakteristika kan forklares ved bruk av hydraulisk teori. Smith (1986). Hydraulisk teori og dens anvendelser er beskrevet i avsnitt 2.3. I de fem flyvningene under ALPEX i Kroatia fant de at selv om høyden på inversjonslaget, styrken på strømmingen på lavere nivå, og retningen på vinden i de høyere lagene varierte i de fem flyvningene gikk bl.a følgende trekk igjen: 1) Vinden akselererer omtrent der hvor fjellene begynner å stige. Denne observasjonen er kontradiktiv til teori om fallvind, der akselerasjonen starter rett over fjellryggen på lesiden hvor vinden følger fjellsiden nedover, men passer godt til den hydrauliske teorien. 2) Isentropene faller der terrenget stiger. Dette er konsistent med observasjonen i punkt 1 om akselererende strømming hvor terrenget stiger. Konservering av massestrømming mellom stigende terreng og fallende isentropen vil føre til akselerasjon. De fallende isentropene skaper også en tetthetsgradient som hydrostatisk fører til en trykkgradient. Denne trykkgradienten er årsaken til akselerasjonen ved stigende terreng i punkt 1. 3) I alle fem flyvningene fant man en region med lav stabilitet rett nedstrøms for fjellryggen. Dette er området mellom den synkende kaldlufta og den uberørte lufta ovenfor. Vindene her var svake, men i grensesjiktet svært turbulente. Den lave stabiliteten skyldes splitting av isothermene, der den øverste isothermen ligger jevn og horisontal, mens den nederste har sunket. Splittingen kommer fra midten av inversjonen oppstrøms, og fører til at bare den nedre delen av inversjonen synker. Over Senj, rett sørvest for de Dinariske Alpene fant man også en konfigurasjon med sterk turbulens, og høye vertikalhastigheter, som tyder på et hydraulisk hopp.

Under Alpex programmet kom de også fram til at selv om Boravind kan oppstå under mange forskjellige betingelser, er det en som er absolutt nødvendig; det må være tilførsel av kald luft fra øst. Likevel kan en moderat Bora blåse uforstyrret fram til det er nesten helt slutt. Den vertikale profilen av stabilitet følger ikke et fast mønster, det kan være bare en grunn og skarp inversjon, eller en mer jevn og lav stabil sone. De konkluderte også med at vindskjær eller vindreversering med høyden er en vanlig, men ikke nødvendig, faktor.

Smith (1986).

2.4.3 Kanalisert vind

I dette inngår vinder som blir ledet av sideveggene i et fjellpass, en dal, en fjord etc, og tvinges til å følge parallelt med lengderetningen. Det finnes flere navn på kanalisert vind, deriblant føringsvind. Strømningen foregår under fjelltoppene, og spesielt for den er at den kobles av fra de geostrofiske vindene, og blir ledet i en annen retning.

I en artikkel av Whiteman og Doran (1993) ble det redegjort for forholdet mellom den geostrofiske vinden og vinden i en dal. Prinsippene beskrevet kan også anvendes på en fjord siden det er dalens avgrensede vegger som er viktig i denne sammenheng. De delte inn drivkreftene for vinden i en dal i fire: termalske effekter, transport av momentum, tvungen kanalisering og trykkdrevne kanalisering. Figur 2.5 viser retningene på vinden i en dal i forhold til den geostrofiske vindretningen for de fire forskjellige mekanismene. Dalen strekker seg fra nordøst til sørvest. Eksemplene er idealiserte og gjelder for en symmetrisk dal, hvor bare en mekanisme om gangen, og ingen kombinasjon av mekanismer, har påvirkning på vinden i dalen.

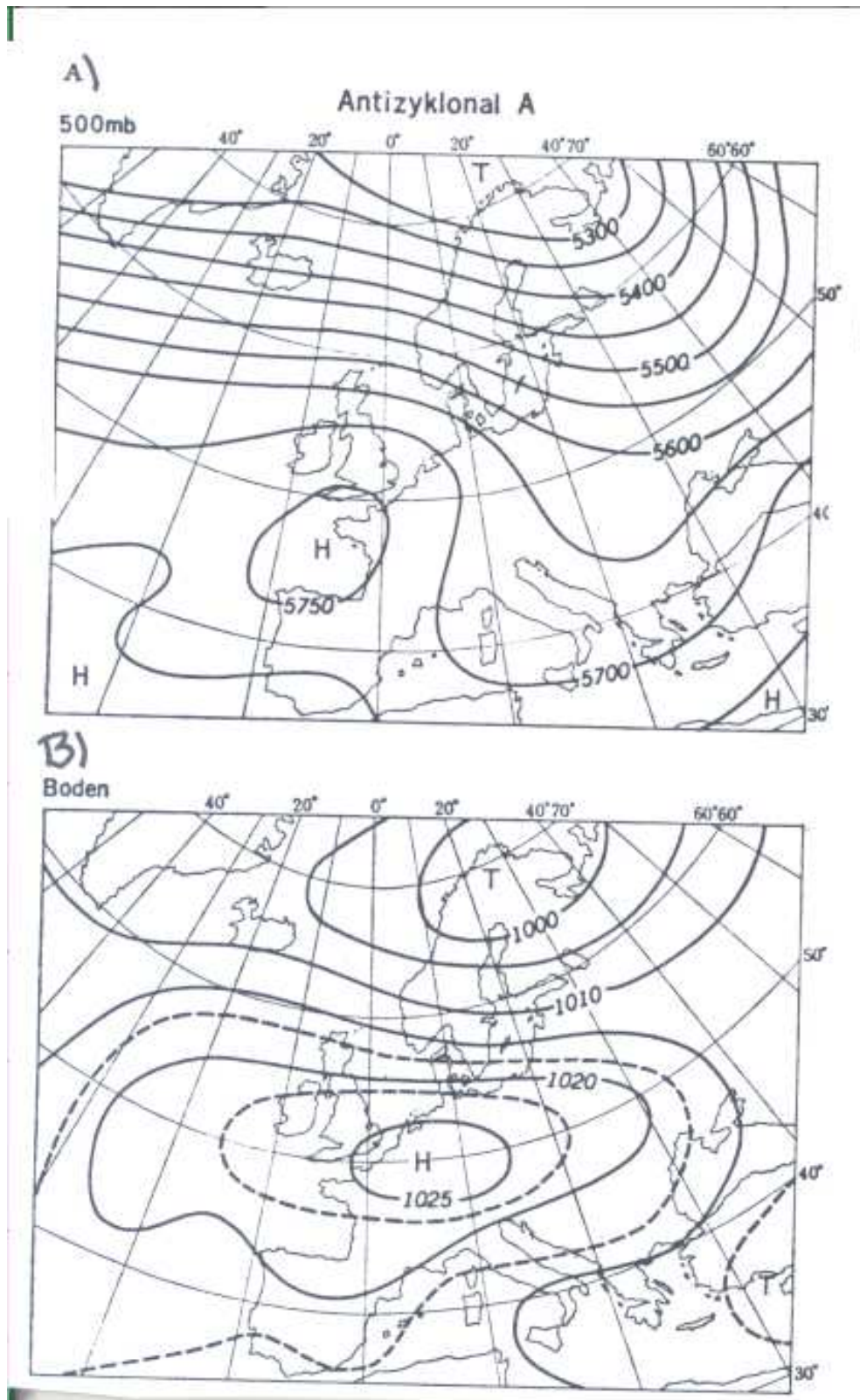
Dersom vinden i dalen er termalt drevet vil vindretningen i dalen ikke være avhengig av retningen på vinden utenfor, men gå opp langs dalens akse på dagen når solen varmer dalsidene, og nedover langs dalen om natta når stråling kjøler den bakkenære lufta, slik som beskrevet i avsnittet om katabatiske vinder. (Se avsnitt 2.4.1.)

Dersom drivkraften er ren transport av momentum vil vinden være styrt av vindene over, og retningen identisk med de geostrofiske vindene, uavhengig av tid på døgnet. En slik transport av horisontalt momentum kan være forårsaket av vertikal turbulent miksing, eller tyngdebølger

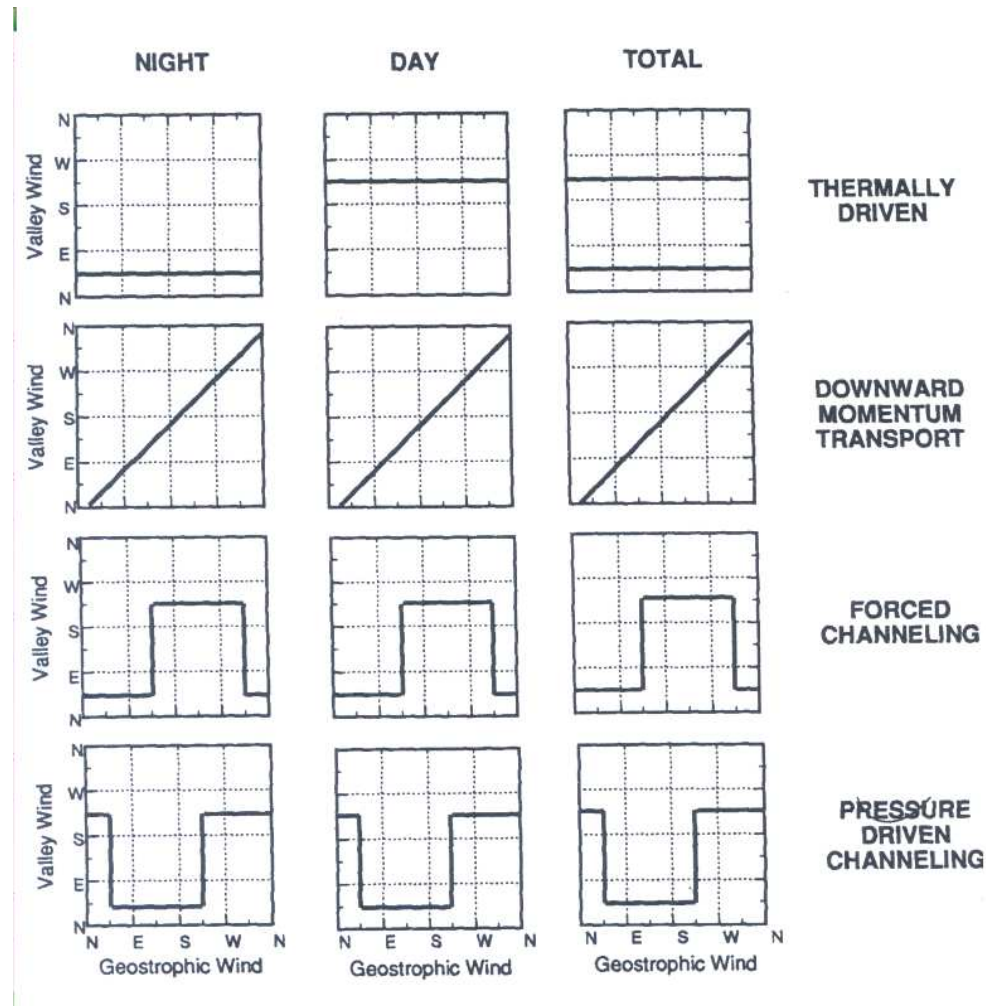
Ved tvungen kanalisering blir vinden ledet av dalsidene og tvinges til å følge dalens lengderetning. Om dette er opp eller ned dalen avhenger av om vindens komponent langs dalen. Overgangen mellom de to mulige vindretningene nede i dalen går ved geostrofisk vind på tvers av dalen. Ved geostrofisk vind uten komponent langs dalens lengderetning vil det være vindstille, altså om den geostrofiske vinden går perpendikulært på dalens lengdeakse.

Ved trykkdrevne kanalisering er det retningen på trykkgradienten i forhold til dalens lengderetning som er av betydning. Nede i dalen virker ikke Corioliskraften på vinden fordi dalsidene hindrer dreining, og vinden går dermed på tvers av isobarene, fra høyt mot lavt trykk, i motsetning til den geostrofiske vinden som følger parallelt med isobarene. (Se avsnitt 2.2.2) om geostrofisk vind. Ved geostrofisk vindretning langs dalen vil det ikke være noen trykkgradient i dalen, og det er vindstille. For en dal som strekker seg fra vest til øst vil vinden i dalen være vestlig for hele spekteret av nordlige vindretninger, og østlig for hele spekteret av sørlige vinder, og vindstille for ren østlig og vestlig geostrofisk vind. Se figur 2.6 for eksempel på en trykkdrevne østlig vind i en dal eller fjord.

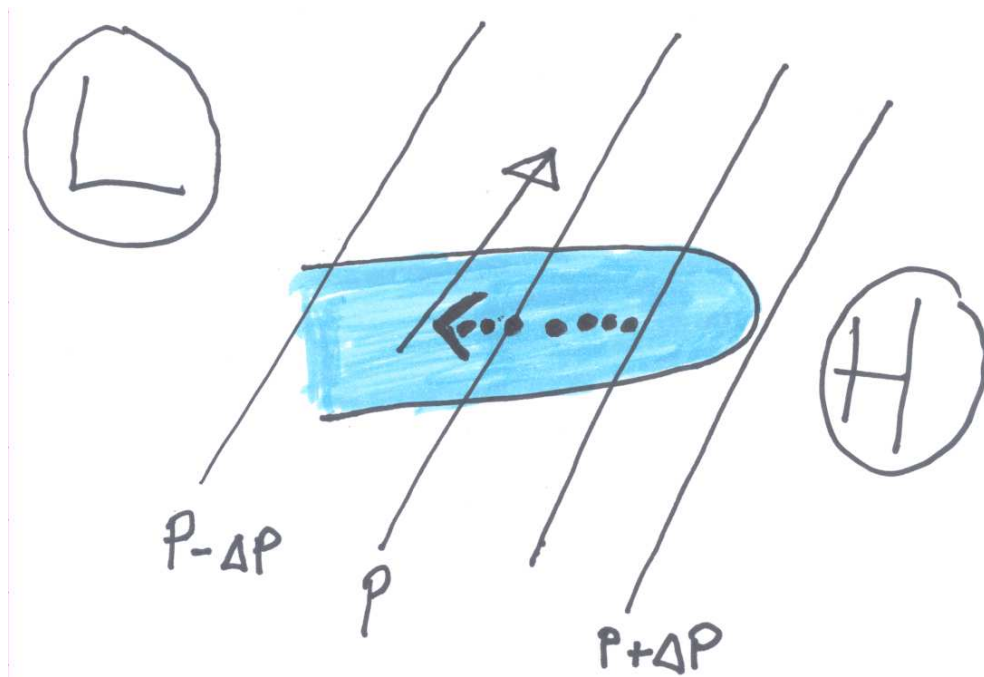
Vindretningen i dalen kan være drevet av flere av disse mekanismene samtidig, eller forskjellige mekanismer utifra situasjon. I en studie av en nattlig jetstrøm i Great Salt Lake Basin, hvor de observerte en nattlig jetstrøm i the Great Salt Lake Basin med data fra Doppler Lidar, kom det fram at synoptiske forhold dominerte de termaldrevne effektene dersom det var en trykkforskjell langs basinet på mer enn 5 hpa. Banta *et al.* (2004). Whiteman og Dorans fire ulike drivmekanismer, og forholdet mellom de og oppførselen på strømmingen i dalen gjelder for idealiserte daler. Det kan oppstå kompliserte strømningsmønstre dersom sideveggene er usymetriske, og inneholder pass, sprekker osv. Kurving av dalen vil også gjøre en analyse av vindbildet komplisert.



Figur 2.4: Eksempel på synoptisk situasjon ved Boravind klassifisert under Yoshinos antisyklonal A. a) Høydekurver for 500 hpa b) Bakketrykk MSLP (Kilde: M. M Yoshino(1976). Local Wind Bora, s 78. University of Tokyo Press)



Figur 2.5: Forhold mellom synoptisk vind og vinden i en dal natt og dag for hver av mekanismene: termalt drevet, momentum transport, tvungen kanalisering og trykkdrevet kanalisering. Dalen har lengderetning fra nordøst til sørvest. (Kilde: C. D Whiteman og J. D Doran(1993). The Relationship between Overlying Synoptic-scale Flows and Winds in a Valley. Journal of Applied Meteorology)



Figur 2.6: Forhold mellom geostrofisk vindretning og vindretning i en dal/fjord ved trykkdreven kanalisert vind. Stiplet pil er vindretning i dal-en, heltrukken pil er geostrofisk vindretning. Sorte linjer er isobarer, og blått felt er fjord eller dal. (Kilde: Tegnet for hånd.)

Kapittel 3

Metode

3.1 Metode for resultat del 1: Avvik i vinden fra geostrofisk vindretning i Bodø

For å gi et godt bilde av vindforholdene i Bodø, på bakken og i høyden, og også i sammenheng med hvordan vinden oppfører seg i nærliggende områder, er det brukt tre datasett; 1) Månedsvise vindroser fra perioden 1975- 2004. 2) En sammenlikning av vindretning i Bodø og på Tennholmen fyr i perioden juli 1999 til juni 2000. 3) Vinddata fra sondeoppstigninger over Bodø foretatt seåtember 1999 til og med april 2000.

3.1.1 Vindroser

Vindrosene fra Bodø er basert synoptiske observasjoner, fire observasjoner i døgnet, i perioden 1975 til 2004. De er produsert av Meteorologisk Institutt for Værtjenesten i Bodø. En slik statistikk gir et godt bilde på hvilke vindretninger som dominerer, og hvilke Bodø er skjermet for, og gir en god indikasjon på hvordan terrenget påvirker vinden. De tydeliggjør også på hvilke tider av året forskjellige effekter opptrer oftest.

3.1.2 Sammenlikning av vindretning i Bodø og på Tennholmen fyr

Metode og hensikt

En sammenlikning av vindretningen i Bodø og på Tennholmen fyr over et år er foretatt basert på synoptiske observasjoner av vinden tatt simultant i Bodø og på Tennholmen i perioden juli 1999 til juni 2000, tre observasjoner pr døgn, kl 06, 12 og 18 UTC. Hovedpoenget med en slik sammenlikning er å se etter mønster som indikerer hvordan vinden i Bodø blir påvirket av terrenget i området, da vinden på Tennholmen blir sett på som uforstyrret av terrenget

Tennholmen fyr ligger på en holme ca 37 km nordvest for Bodø, se avsnitt 1.2, figur 1.1. Med sin nærhet til Bodø, og sin representativitet for vindfeltet i området, er det en god antagelse at avvik i vinden i Bodø fra slik den er på Tennholmen i hovedsak skyldes lokale forhold i Bodø. Vinden på Tennholmen er en god representant for den geostrofiske vinden i denne sammenheng. Friksjon nær bakken vil riktignok føre til at vinden på Tennholmen har en liten vinkel i forhold til den geostrofiske vinden, men den er likevel en god representant for hvordan vinden i Bodø ville vært hadde det ikke vært for topografien. I inspeksjonsberetningen for værstasjonen Tennholmen, Sandmo (1985), er stasjonen beskrevet som en god representant for områdene ytterst på kysten av Salten på grunn av sin frie beliggenhet med bare hav rundt seg. Vindretning på Tennholmen vil bli referert til og brukt som representant for den geostrofiske vinden. På grunn av sesongvariasjoner i vinden ble sammenlikningen oppdelt i tre tabeller, en for vinter, september til april, en for sommer, mai til august, og en for hele året.

Basert på vindrosene fra 1975 - 2004 beskrevet i avsnitt 3.1.1 fant jeg ut at de effektene jeg var mest interessert i å studere dominerte på vinteren. Jeg har derfor valgt å bare studere effekter fra vintersesongen 1999/2000.

3.1. METODE FOR RESULTAT DEL 1: AVVIK I VINDEN FRA GEOSTROFISK VINDRETNING

Usikkerheter

Det er ikke helt riktig å anse Tennholmen som uforstyrret av terreng. I øst kan høye innlandsfjell skjerme for vind, og i nord ligger Lofotveggen som også kan virke skjermende. Det må også bemerkes at det er mye østavind i Bodø. Ofte er denne østavinden ageostrofisk. Østavinden i Bodø kan blåse ganske langt ut i havet, hvor langt er usikkert, men den kan påvirke vinden på Tennholmen slik at østavinden på Tennholmen ikke i alle tilfeller representerer den geostrofiske vinden.

En vintersesong er for lite til å kunne trekke noen sikre konklusjoner om forskjellene i vindretning mellom Bodø og Tennholmen, hyppighetsfordelingen kan se annerledes ut i et annet år. Det kan være effekter som kan virke mer betydningsfulle enn andre fordi forholdene lå ekstra godt til rette for dem i den valgte vintersesongen, eller i motsatt fall virke ubetydelige på grunn av forholdene akkurat denne vinteren. For å redusere denne usikkerheten har jeg foretatt en sammenlikning av vindrosen fra vintersesongen 1999/2000 med vindrosen fra februar måned 1975 - 2004. Resultatet av sammenlikningen finnes i avsnitt 4.1 og viser at vintersesongen 1999/2000 er i god samsvar med normalen.

Observasjonsfeil og tidsforskyvning mellom observasjoner tatt i Bodø og på Tennholmen kan også bidra til unøyaktigheter. I tillegg er vindmåleren i Bodø plassert på en flyplass, og forstyrrelser fra fly kan gi små avvik. Disse avvikene vil jevne seg ut over tid. Det spiller heller ikke egentlig stor rolle om det i virkeligheten var f.eks 95 tilfeller vestlig vind, når jeg har telt opp bare 82 observerte tilfeller. Dette fordi jeg ikke er ute etter en nøyaktig statistikk, men leter etter mønster som kan indikere topografiske effekter. Tiltroen til datamaterialet er også styrket ved at jeg har funnet årsaker som sannsynliggjør effektene.

3.1.3 Sammenlikning av bakkevind med høydevind over Bodø.

Metode og hensikt

For å få et bilde av hvordan vinden endrer seg i høyden ble det også foretatt en sammenlikning mellom bakkevind og vind i 4 forskjellige høyder; 400, 800, 1200 og 1600 meter. Vinden i høyden er basert på data fra radiosonde fra Bodø Lufthavn i perioden i vintersesongen september 1999 til og med april 2000, i gjennomsnitt to oppstigninger hver dag.

Resultater fra disse viser bl.a hvor høyt den topografiske påvirkningen på vinden virker, og gir et innblikk i hvordan vinden dreier av med høyden, med tanke på vindskjær og termalvind. Det bekrefter også noen av resultatene funnet i sammenlikning av vindretning i Bodø og på Tennholmen.

Usikkerheter

Det er bare en tilnærming at vinden i høyden og vinden på bakken er tatt på samme tidspunkt. I virkeligheten tar det tid for sonden å stige gjennom de forskjellige høydene, slik at det alltid vil være en tidsforskjell mellom målingene på bakken og i høyden. Denne tidsforskjellen øker med høyden. Når sonden måler vinden tar den et gjennomsnitt av retning og hastighet over to sekund, og siden sonden stiger vil en måling i en bestemt høyde i virkeligheten være et gjennomsnitt av vinden over flere meter. Vinden målt ved bakken er tatt av en bakkefast vindmåler, og notert i det øyeblikk sonden er sluppet. Dette gjør at det kan være variasjoner i nøyaktigheten mellom vind målt ved bakken og måling i høyden. Tabellene representerer av disse årsaker forholdene bare i grove trekk, og kan ikke leses som en nøyaktig gjengivelse av virkeligheten. Akkurat som i sammenlikningen mellom vind på Tennholmen og i Bodø beskrevet i avsnitt 3.1.2 er jeg ikke ute etter en nøyaktig statistikk, men etter mønster som kan tydeliggjøre topografiske effekter. Små avvik vil derfor ikke spille noen stor rolle.

3.2 Metode for del 2: Studie av en situasjon med østavind

3.2.1 Metode og hensikt

For å studere finstrukturen av vinden i saltfjorden har jeg valgt en situasjon fra vintersesongen 1999/2000 med østavind i fjorden. Situasjonen er over tre dager 23 - 25 januar og ble plukket ut på grunnlag av synoptiske situasjoner. Det interessante med denne situasjonen er at vinden i fjorden går fra å være vestlig den 23. januar til østlig, og tilbake til vestlig igjen på kvelden 24. januar. Den geostrofiske vinden vekslet under samme tidsrom fra nordvestlig til sørvestlig og vestlig.

Det ble foretatt en simulering av de tre dagene med en numerisk værvarslingsmodell kalt UM1. (UK Met Office Unified Modell, horisontal oppløsning 1x1 km). Detaljer om denne modellen fins i neste avsnitt. Fordelen med å studere situasjoner i modell er at man får oversikt over variasjoner i meteorologiske parametere over et stort tredimensjonalt område, noe tilsvarende vil være svært vanskelig å få til ved bruk av observasjoner på grunn av det store antallet punkter med verdier. Det ble foretatt tre simuleringer hver med start kl 0000 UTC for påfølgende døgn for 23. januar, 24. januar og 25. januar 2000.

3.2.2 Modell UM1

UM1 er en ikke-hydrostatisk prognostisk modell som løser et likningsystem med like mange likninger som ukjente. Den er nøstet; det vil si at en ECMWF prognose gir randverdier til HIRLAM 10x10 som videre gir randverdier til UM 4x4 og som igjen gir til UM 1x1. Randverdiene oppdateres hvert 20.min. For at det skal bli myke overganger er det 8 vertikale nivå mellom HIRLAM og UM4.

Den har semi-implisitt tidsintegrasjon over to nivå, og semi-lagransk adveksjon for å ta lange tidsskritt, som gir hurtig beregning av parameterene. Den bruker et Arakawa C-gitter der beregningspunkter for vind og temperatur er forskjøvet en halv gitterlengde i forhold til beregningspunkter for temperatur og fuktighet.

I det vertikale har gitteret 38 nivå, og er terrengfølgende på bakken, og har faste høyder for nivåene i øvre lag. I det vertikale er det et Charney- Philips grid, det vil si at det er en halv gitterlengde forskyvning mellom beregningsnivå for potensiell temperatur og vertikalhastighet i forhold til de andre verdiene.

Modellen har fysisk parameterisering for påvirkning av gasser og skyer på stråling, mikrofysikk i skyer og kondensasjon i 13 lag, og 9 forskjellige bakkeegenskaper. Ødegaard *et al.* (2007).

Meteorologiske parametere er oppløst på 1x1 km, det samme er topografien. Modellen egner seg derfor godt til å studere effekter av terreng og topografi. Ødegaard *et al.* (2007)

3.2.3 Usikkerheter

Kjøringer med modell UM1 ble startet opp på Meteorologisk institutt februar 2007. En kvalitetsevaluering av modellen ble foretatt i perioden 1. mars til 30.april 2007. Det ble foretatt evaluering av prognoser for områder i byene Oslo, Bergen, Trondheim, Drammen og Stavanger. Resultatene viste god samsvar mellom prognoser og observert vind for alle områdene. Temperaturprognosene hadde en tendens til å være kaldere enn de observerte for mars, men denne feilen var mindre for april. En forklaring kan være for stor utstråling fra overflatetyper ved frossen eller snødekket bakke. Forskjellene varierte fra stasjon til stasjon. Ved værvarslinga for Nord-Norge Bøyum (PersKom) har de erfaring med at vindene i prognoser fra UM4 for Bodø ofte blir litt

3.2. METODE FOR DEL 2: STUDIE AV EN SITUASJON MED ØSTAVIND33

for høye på vinterstid fordi modellen gir for lave temperaturer på innlandet. Dette vil da også gjelde UM1 siden den får randverdier fra UM4.

3.2.4 Kvalitetsevaluering av modellresultat

For å være mer sikker på resultatene av modellkjøringen 23-25 januar 2000 har jeg sammenliknet de med METAR (Meteorological AirReports) observasjoner og radiosondedata fra Bodø. Et problem med å sammenlikne modelldata med observasjoner er at modelldataene er et gjennomsnitt i en stor tredimensjonal boks 1x1 km x 1 vertikal gridlengde, (Høyden på de vertikale gridflatene varierer, men ved bakken er det 20 meter) mens en observasjon bare er en verdi i et punkt. Lokal påvirkning av vinden i observasjonspunktet på mindre skala enn boksen vil ikke kunne oppløses i modellen, og det vil også være variasjoner innenfor boksen. I denne oppgaven er utvikling av vind og temperaturforhold i tiden viktigere enn den nøyaktige verdien av hver variabel. Sammenlikningen finnes i avsnitt 5.2.1.

Kriterier jeg har lagt til grunn for at prognosene skal være gode nok er:

- 1) Vindretning og hastighet fra prognose bør være innenfor 15 prosent av observert verdi.
- 2) Tidsforløp i utvikling av vind og temperatur bør stemme noenlunde overens, selv om jeg godtar en tidsforskyvning.
- 3) Prognostisk vertikalsnitt over fjorden bør ha omtrent samme struktur som radiosondedata fra Bodø.

Kapittel 4

Resultat Del 1: Avvik i vind i Saltfjorden fra geostrofisk vind

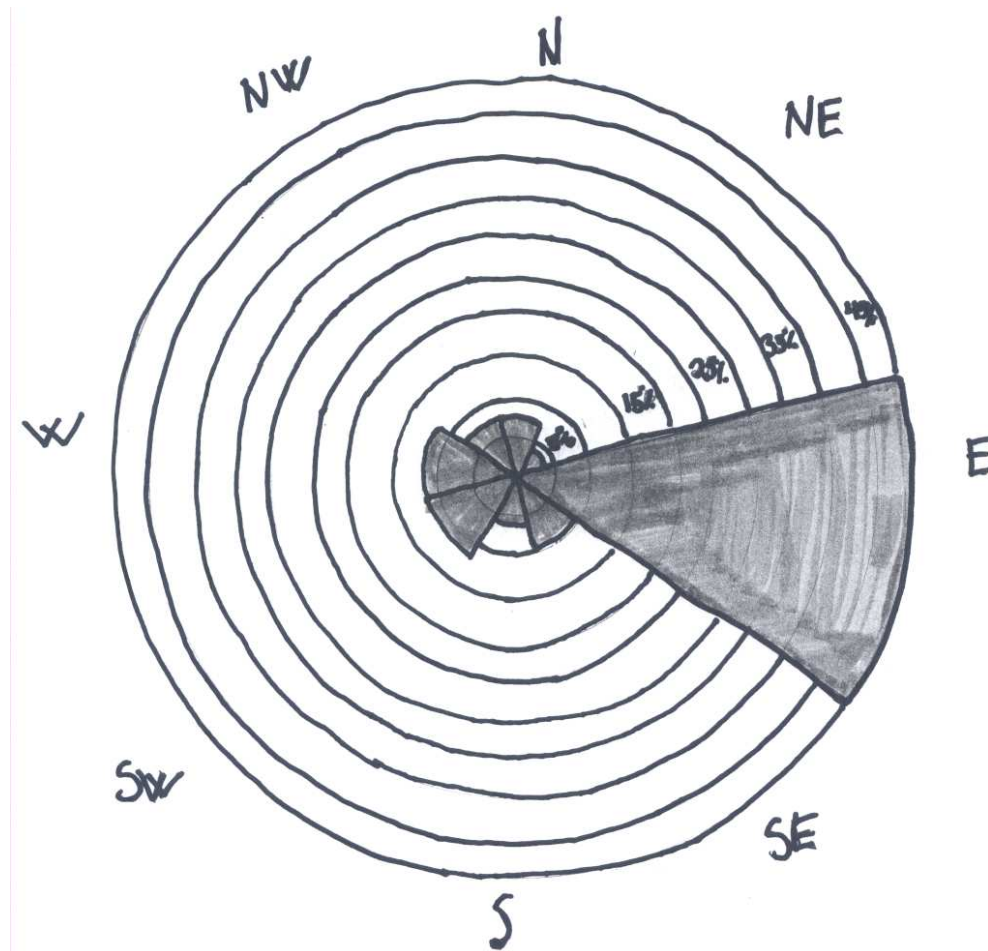
For å gi et godt bilde av vindforholdene i Bodø, på bakken og i høyden, og også i sammenheng med hvordan vinden oppfører seg i nærliggende områder, er det brukt tre datasett; 1) Månedsvise vindroser fra perioden 1975- 2004. 2) En sammenlikning av vindretning i Bodø og på Tennholmen fyr i perioden juli 1999 til juni 2000. 3) Vinddata fra sondeoppstigninger over Bodø foretatt september 1999 til og med april 2000.

I denne delen av oppgaven er vinden i Bodø antatt å representere vinden i Saltfjorden, mens vind på Tennholmen representerer den geostrofiske vinden. Vinden vil derfor bli omtalt både som vind på Tennholmen, vind i Bodø, geostrofisk vind og vind i Saltfjorden.

4.1 vintersesongen 1999/2000

For å se hvordan vintersesongen 1999/2000 er i forhold til andre vintre har jeg sammenliknet vindrose for februar over årene 1975 - 2004 og vindrose for vintersesongen 1999/2000. (Se figur 4.2 og 4.1). Det ser ut til at vintersesongen 1999/2000 er godt representert i forhold til normalen. Det er lite vind

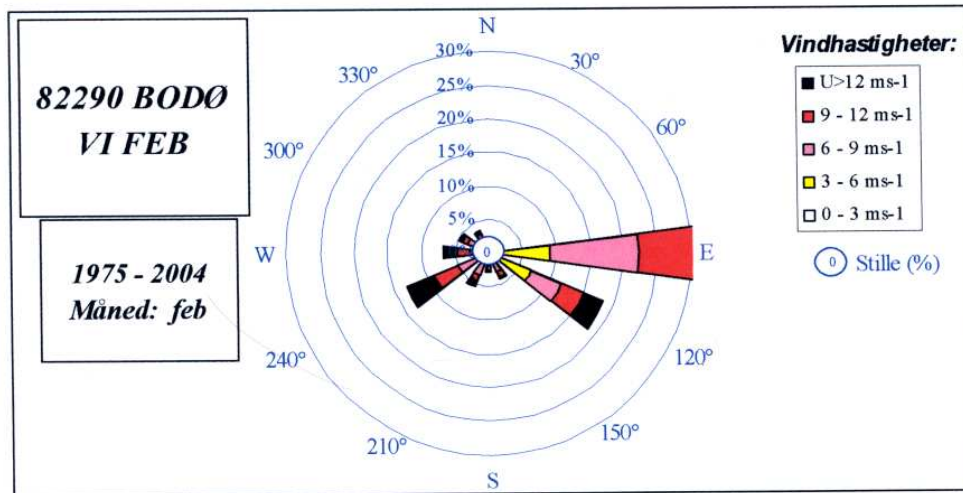
fra sør og nord, og østavinden dominerer. Det er litt mer østlig vind, og litt mindre sørvestlig vind enn normalt.



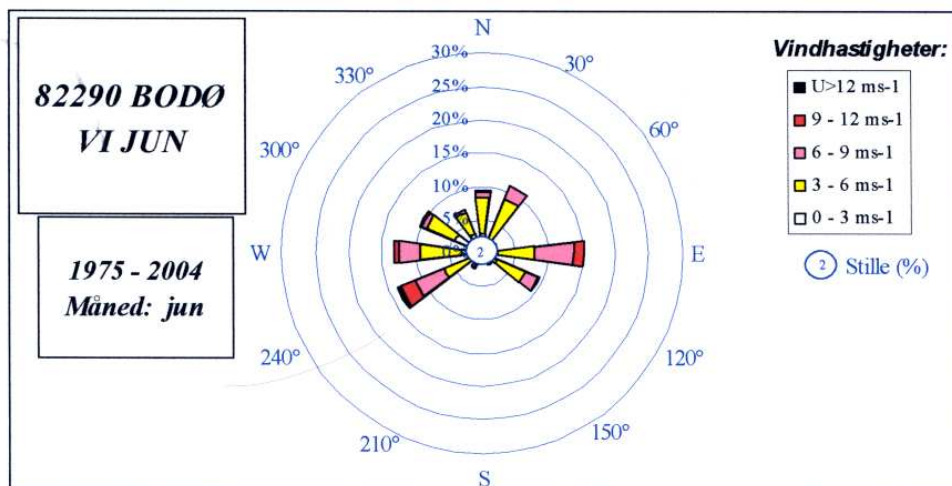
Figur 4.1: Vindrose for Bodø vintersesongen 1. september 1999 til 30.april 2000 basert på synoptiske observasjoner (Kilde: Tegnet for hånd)

4.2 Vindroser

Vindrosene fra Bodø er basert synoptiske observasjoner, fire observasjoner i døgnet, i perioden 1975 til 2004. De er produsert av Meteorologisk Institutt for Værtjenesten i Bodø. De viser fordelingen av vindretning og styrke. Her er bare gjengitt vindrose for februar og juni. (Se figur 4.2 og 4.3).



Figur 4.2: Vindrose for Bodø februar måned fra 1975 til 2004 basert på synoptiske observasjoner (Kilde: Meteorologisk institutt)



Figur 4.3: Vindrose for Bodø juni måned fra 1975 til 2004 basert på synoptiske observasjoner (Kilde: Meteorologisk institutt)

4.2.1 Resultat

Når man studerer vindrosene fra Bodø fra perioden 1975 til 2004 kan man se flere tydelige trekk. Vinden i Bodø oppfører seg forskjellig vinter og sommer, med overgang mellom sommer og vinter i april og i september.

I månedene oktober til mars kan man observere følgende:

38KAPITTEL 4. RESULTAT DEL 1: AVVIK I VIND I SALTFJORDEN FRA GEOSTROFISK

1) Østavind er den vanligste vindretningen, og representerer en andel på rundt 30 prosent i hele perioden.

2) Det blåser bare sjeldent fra nordlig retning. Vindretning nord, nordnord-vest, og nordøst er hver representert med en andel på under 5 prosent. Vind fra nordøst er svært sjeldent eller aldri observert i månedene november til februar, mens vind fra nord er observert svært sjeldent eller aldri i januar og februar.

3) Vind fra de sørligste retningene sør, sør-sørvest og sør-sørøst er også underrepresentert, med hver bare en andel på under 5 prosent. Likevel er vind fra sør vanligere enn vind fra nord

4) Vind som kommer fra nordlig og vestlig retning skiller seg fra vind som kommer fra østlig til sørvestlig retning ved at vinden som oftest er ganske sterk. Styrken på vinden som kommer fra nord og vest er for det meste over 9 m/s, en liten andel med vindstyrke mellom 6 og 9 m/s og ingen tilfeller med styrke på under 6 m/s. Til sammenlikning blåser det fra østlig retning for det meste et sted mellom 3 og 9 m/s. Både sørøstlig, sørlig og sørvestlig vindretning byr på vindstyrke jevnt fordelt fra 3 til 12 m/s, med en litt høyere prosentandel styrke over 12 m/s enn det man kan finne fra øst, og svært få eller ingen tilfeller vind med styrke under 3 m/s.

5) Bare svært sjeldent er det vindstille eller vind med styrke under 3 m/s.

Sommermånedene mai juni juli og august skiller seg fra vintermånedene på følgende måte:

1) Østavindens dominans avtar. I juni og juli er østavinden ikke lenger den vanligste vindretningen og har en hyppighet på omtrent 15 prosent.

4.3. SAMMENLIKNING AV VINDRETNING I BODØ OG PÅ TENNHOLMEN³⁹

2) Det er oftere vind fra nord. Spesielt vind fra rett nord og nordnordøst som omtrent ikke var observert vinterstid har hver en andel på hver opp mot 10 prosent.

3) De sørlige vindene avtar noe, i juni og juli er andelen halvert fra rundt 5 prosent til bare ett par prosent på hver av retningene SSW og SSE, mens rett sørlig vind nesten ikke eksisterer.

4) Ingen av vindretningene skiller seg ut ved å ha større andel sterkere vindstyrker enn andre.

5) Vinden er generelt svakere på sommeren enn den er på vinteren, med en stor andel vind fra alle retninger med styrke mellom 3 til 6 m/s, og noen få prosent også vindstille og med styrke under 3 m/s.

4.3 Sammenlikning av vindretning i Bodø og på Tennholmen

Sammenlikningen var basert på synoptiske observasjoner av vinden tatt simultant i Bodø og på Tennholmen i perioden juli 1999 til juni 2000, ett kalenderår, tre observasjoner pr døgn, kl 06, 12 og 18 UTC. På grunn av sesongvariasjoner lagde jeg tre tabeller, en for vinter, september til april, en for sommer, mai til august, og en for hele året. I det følgende vil jeg bare konsentrere meg om vintersesongen, og resultatene er gjengitt i figur 4.4. Hvordan denne vinteren er i forhold til andre vintre er beskrevet i avsnitt 4.1, der vindrose fra vinteren 1999/2000 blir sammenliknet med vindrose fra februar fra 1974 - 2004.

4.3.1 Resultat

Følgende kan man lese av tabellen i figur 4.4, sammenligningen av vindretningen i Bodø og på Tennholmen i månedene september til april:

1) Det blåser østavind i Bodø langt oftere enn det gjør på Tennholmen. Tabellen i figur 4.4 viser at østavind ble observert ved 310 tilfeller, mens det i samme tidsrom bare var 80 observasjoner av østavind på Tennholmen. Østavind i Bodø skiller seg ut i forhold til de andre vindretningene ved at den blåser spesielt ofte. Dette var også tydelig i studiet av vindrosene i avsnitt 4.2. Ingen av vindretningene på Tennholmen skilte seg ut i samme grad som østavinden i Bodø, men vind fra vest og sørvest ble observert merkbart oftere enn de andre vindretningene.

2) Det var østavind i Bodø ved uansett retning vind på Tennholmen, men oftest når retningen på vinden på Tennholmen var et sted mellom østlig og sørvestlig (østlig, sørøstlig, sørlig og sørvestlig). Disse var den vanligste vindretningen på Tennholmen ved østlig vind i Bodø. Et stolpediagram over hyppighet av vindretning på Tennholmen i figur 4.5 illustrerer dette. Når vinden på Tennholmen var sørlig eller sørøstlig ble det stort sett alltid østlig vind i Bodø. Vind fra sørvest skilte seg fra disse ved at den også var forbundet med spredning i vindretning i Bodø, altså et stort utvalg vindretninger i forbindelse med sørvestlig vind. Avvik i sørvestlig vind er altså varierende, og avhengig av forhold som ikke alltid er tilstede.

3) Det ble observert sørlig vind på Tennholmen 71 ganger, mens i Bodø bare litt over halvparten, 43 ganger. Det interessante med dette er at i 22 av de 43 tilfellene sørlig vind i Bodø var vindretningen på Tennholmen sørvestlig istedenfor sørlig.

4) Også nordlig vind er det betraktelig mye mer av på Tennholmen enn i Bodø. Når vinden viste avvik har den fordelt seg omtrent jevnt mellom østlig,

4.4. SAMMENLIKNING AV BAKKEVIND MED HØYDEVIND OVER BODØ.41

nordøstlig eller nordvestlig retning, og en liten andel spredd over alle andre vindretninger. Mye av den lille andelen nordøstlige observasjoner i Bodø inntraff dermed når det generelle vindfeltet på kysten av Salten var nordlig.

5)Vind fra nordøst ser ut til å være sjelden på Tennholmen, bare 47 observasjoner i vintersesongen 99/00. Tennholmen ligger godt i ly av fjell i nordøstlig retning, slik som Bodø, selv om tilfeller med nordøstlig vind der var enda sjeldnere. Slik som beskrevet i punkt 4) var det nordlig vind i området i mange av tilfellene med nordøstlig vind i Bodø.

6)Vestlig og nordvestlig vind ser ut til å være de som blir minst forstyrret av forholdene i Bodø. Av de 122 observasjonene av vestavind på Tennholmen var vinden i 93 tilfeller vestlig eller sørvestlig, og av 69 observasjoner nordvestlig vind på Tennholmen var 50 av tilfellene fordelt mellom nordvestlig eller vestlig vind i Bodø, mens resten av observasjonene var spredd med bare en liten andel på hver av de andre vindretningene.

4.4 Sammenlikning av bakkevind med høydevind over Bodø.

For å få et bilde av hvordan vinden endrer seg i høyden så jeg på hyppigheten av vindretninger i 10 meter, 400 meter, 800 meter og 1200 meter. Vinden i høyden er basert på målinger utført av radiosonde sluppet fra Bodø Lufthavn i perioden september 1999 til og med april 2000, i gjennomsnitt to oppstigninger hver dag, tilsammen 500. Resultatet er vist i figur 4.6

4.4.1 Resultat

Når man studerer figur 4.6, tabell over hyppighet av vindretning i 4 forskjellige høyder over bakken er det tre forhold som er verdt å legge merke til, alle

TENNHOLM BODØ	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	STILLE
N	33	4	0	0	0	0	4	5	0
NE	13	13	1	0	0	0	0	1	1
E	19	23	76	85	37	53	8	5	4
SE	5	1	3	12	25	18	0	3	0
S	6	0	0	1	5	22	9	0	0
SW	1	2	0	0	3	29	46	2	2
W	9	0	0	0	1	2	47	21	0
NW	18	2	0	0	0	0	5	29	1
STILLE	2	2	1	0	0	2	3	3	0

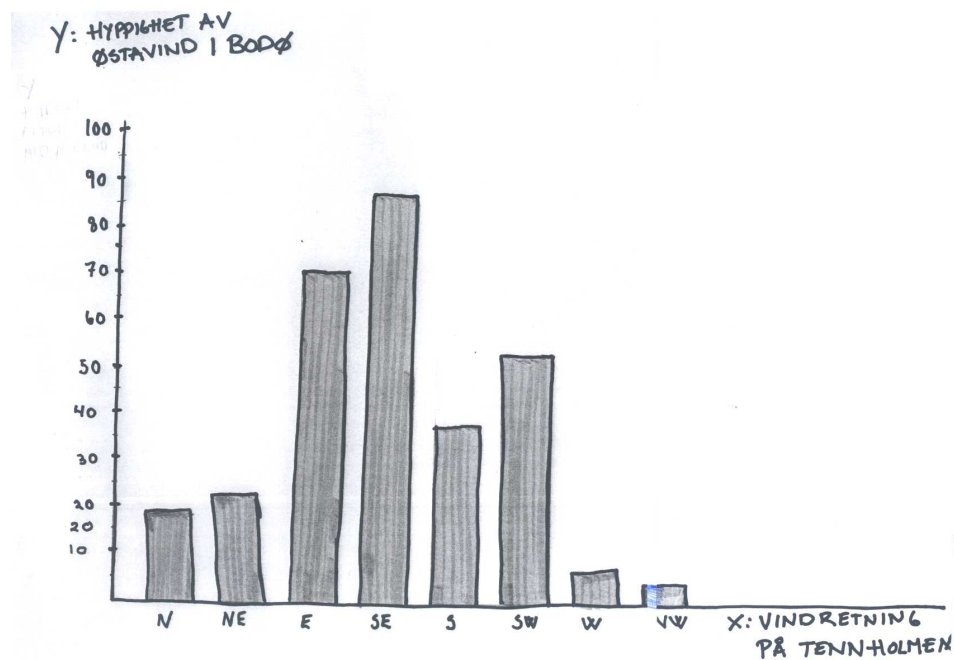
Figur 4.4: Tabell over fordeling av 10 meters vindretning i Bodø og på Tennholmen basert på synoptiske observasjoner i vintersesongen fra 1.september 1999 til 30 april 2000 (Kilde: Laget i matlab)

i forbindelse med østavind på bakken.

1) Vindretningen ser ut til å skifte i relativ lav høyde over laget med østavind. Antall tilfeller av østavind er redusert mellom bakkenivå og 400 meters høyde fra 252 til 56 tilfeller. I denne høyden fant man også den største økningen i hyppighet av vind fra både sør, sørøst og sørvest, og selv om økningen var liten, også fra nordøst og nordvest. Dette tyder på at strukturen i vind, når det er østavind på bakken kan deles inn i tre lag: Det nederste laget er preget av fjordens lengderetning og skjermende sider. Her er vinden østlig, og denne østavinden er som enn lav jet-strøm som ledes av fjorden. Det øverste laget er geostrofisk vind. Her er vinden upåvirket av forholdene nede i fjorden. Mellom disse to lagene finnes det antakelig et overgangslag. Dette er diskutert i punkt 2)

2) Det var en klar tendens til at vinden fra toppen av laget med østavind ofte dreide med klokka oppover i høyden. Ved bakken var den mest dominerende vindretningen østlig. Dette endret seg raskt oppover i høyden, og allerede ved

4.4. SAMMENLIKNING AV BAKKEVIND MED HØYDEVIND OVER BODØ.43



Figur 4.5: Stolpediagram over hyppighet av vindretning på Tennholmen ved østlig vind i Bodø basert på synoptiske observasjoner vintersesongen 1999/2000 (Kilde: Tegnet for hånd)

400 meter var den hyppigste vindretningen sørøstlig. Ved 800 meters høyde var sørvestlig vind mest hyppig, og i 1200 meter fortsatt sørvestlig, men tett etterfulgt av vestlig vind. Denne dreiningen kan minne veldig om varmluftsadveksjon. (Se avsnitt 2.2.3, Termalvind, og 2.2.4, Temperaturadveksjon.) Kart over området figur 1.1 viser hvorfor varmluftadveksjon vanligvis kommer inn over Bodø i fra vest og sørvest på vinteren. I sektoren sørvest til nordvest ligger Bodø åpent, og havlufta som vanligvis er varmere enn den over land på vinterstid trenger seg inn over land. Den kalde østavinden kiler seg innunder varmlufta, og mellom den kalde kilen og varmlufta over virker det som om det ligger et lag med vindskjær forårsaket av termalvind. I tråd med lagdelingen av vinden i punkt 1 representerer dette laget med termalvind overgangslaget mellom østavind og geostrofisk vind

3) Den lave hyppigheten av østavind i høyden mellom 400 og 1200 meter

Vindretning	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Høyde								
Bakke	35	11	252	27	33	43	62	32
400 m	28	22	56	127	70	87	66	44
800 m	38	22	26	71	88	122	84	49
1200 m	41	18	23	37	74	139	117	51

Figur 4.6: Hyppighet av vindretninger på bakke, i 400 meter, 800 meter og 1200 meter for vintersesongen 1.september 1999 til 30.april basert på radiosondedata (Kilde: Laget i matlab)

i forhold til hyppigheten under 400 meter gir en mistanke om at den store gruppen med østavind på Tennholmen i tabell 4.5 kan skyldes at østavind fra Saltfjorden påvirker vinden så langt ut som til Tennholmen. Østavinden på Tennholmen er i så tilfelle ageostrofisk. I 1200 meter var det bare 23 antall tilfeller med østavind, i forhold til 252 tilfeller på bakken.

4.5 Diskusjon

4.5.1 Avbøying av vinden i bakkenære lag i sammenheng med topografien.

Bodø ligger åpent og ubeskyttet ut mot Vestfjorden i i retningen sørvest til nordvest, mens det i resten av sektoren rundt Bodø ligger høye fjell. Bodø er dermed helt eller delvis skjermet for vind fra disse retningene.

Vind fra nord og sør var sjeldent i forhold til vind fra de andre retningene, men de skilte seg fra hverandre på to måter: Den ene var at nordavind som traff Bodø ofte hadde høy styrke, for det meste over 9 m/s, mens sørlig vind blåste med langt svakere styrker. Vind fra nord er skjermet av Lofotveggen

som ligger ca 10 km nord for Bodø. Denne skjermingen påvirker også Tennholmen og i tabellen i figur 4.4 var det tydelig at vind fra nord var sjeldent også på Tennholmen, men når det først var nordavind på Tennholmen så ble det også ofte nordavind i Bodø. I følge Dannevig (1969) har strekningen Nammedal til Lofoten en viss dekning fra vind ifra nord. I følge vindrosene i avsnitt 4.2 så det ut til at hvis vinden blir sterk nok blir det likevel nordlig langs kysten sør for Lofotveggen.

Fjellene i sør skaper en barriere som skjerner Bodø for nesten all vind fra sør, og selv om det ligger høye fjell også nord for Bodø, er disse lavere enn i sør, og lengre unna. Børvasstindene ligger langs sørsiden av fjordarmen med topper på over 1000 meter, og bak disse kommer Saltfjellet som strekker seg 40 - 50 mil sørover med høyder på 1500 meter. Det skal spesielle forhold til for at vinden i lavere lag skal greie å følge fjellene over og ned mot Bodø. I disse situasjonene kommer sørlig vind til Bodø som føhnvind ned fra fjellene, eller som resultat av sterke fallvinder i forbindelse med fjellbølger. Disse effektene vil ikke bli diskutert videre her.

Den andre måten nord og sørlig vind skiller seg fra hverandre er at mens nordavind i Bodø er et direkte resultat av sterk nordavind i Vestfjorden, er situasjoner med sørlig vind for det meste forbundet med sørvestlig vind på Tennholmen, og ikke sørlig. Når man ser på hvor få ganger vinden var sørlig i Bodø ved sørlig vindretningen på Tennholmen i figur 4.4, er det tydelig at det generelle vindfeltet ikke er effektivt til å sette opp søravind i Bodø. Sørlig vind i Bodø kommer ofte av at vinden dreier av fra østlig mot sørvestlig i forbindelse med varmluftsadveksjon. (Se avsnitt 2.2.4, Temperaturadveksjon), eller ved drenering av vinden ut Beiarfjorden hvis denne er kraftig nok til å gi sørlig vind i Bodø.

Vind fra nordøst møter en lignende barriere mot Bodø som vinden ifra sør, det ligger høye sammenhengende fjell i i store deler av den nordøstlige sek-

toren helt fra Bodø og langt inn i Sverige. Forskjellen er at deler av den nordøstlige sektoren ligger åpen, og at de høye fjellene i nordøst ligger lengre unna. Det nærmeste terrenget er lavere i nordøst enn i sør, og vinden tar seg lettere over. Halvparten av situasjonene med nordøstlig vind i Bodø forekom når vinden på Tennholmen var nordlig. Kysten strekker seg nordøstover fra Bodø, og vinden dreier av og følger parallelt med den fordi den ikke kommer seg over fjellene.

Det er lite skjerming av terreng i vest. Det kan være en forklaring på hvorfor den ofte er så sterk, slik det gikk frem av vindrosene i avsnitt 4.2. Vestavinden er den retningen som var sjeldnest ved østavind i Bodø vintersesongen 1999/2000. (Se figur 4.5). Det kan ha sin årsak i at når det blåser i fra vest vil hele komponenten av vinden blåse rett inn i fjorden, og vil da yte mer motstand mot østavinden enn vind fra andre retninger. Dette gir likevel mulighet for at vinden ofte er østlig lenger inn i fjorden, selv om den i utløpet er vestlig.

Når man ser på figur 4.4, i tabellen der Bodø sammenliknes med Tennholmen kom det fram at vindretningen i Bodø ved sørvestlig på Tennholmen var fordelt hovedsaklig mellom øst, sørøst, sør og sørvest, med flest tilfeller østlig vind. Ser man på terrenget i kart 1.1, ser man at kystlinjen går sørvestover ifra Bodø. Det vil derfor ha mye å si nøyaktig hvilken vinkel vinden kommer. I tillegg kommer vind ifra denne retningen, og også vind i fra vest, inn fra havet og er derfor vanligvis varmere enn lufta over land på vinterstid, og skaper situasjoner med varmluftsadveksjon. I noen tilfeller kan denne vinden være med på å sette i gang eller forsterke kaldluftdreneringen ut fjorden.

4.5.2 Vindskjær

Den varme luft i høyden ligger i mange tilfeller som et stabilt lokk over østavinden rett over Bodø, og skaper sone med vindskjær. Den klokkevis dreiningen av vinden med høyden over østavinden tyder på at det ofte er i

forbindelse med varmluftsadveksjon det er vindskjær.

I rapporten "Vindprosjekt Bodø" Bøyum *et al.* (1999) skriver Harald Sandmo at vindskjær over Bodø er i forbindelse med østlig vind på bakken, og varmluftsadveksjon med vestlig og sørvestlig vind i høyden. I sammenlikningen av bakkevind og vind i forskjellige høyder over Bodø, avsnitt 4.4 kom det fram at vinden ofte hadde en annen retning i 400 meter ved østlig vind på bakken. Sammenlikninger var tatt av vinden i 400, 800, 1200 og 1600 meter. Det betyr at skifte i vindretning kan ha forkommet i enda lavere høyder enn 400 meter. Resultatet må ikke tolkes som om at vinden nødvendigvis gjør et "hopp" i vindretning, det kan ligge dype soner over Bodø hvor vinden jevnt endrer retning med høyden. Når sonen med vindskjær ligger i så lav høyde, kan selv lavt terreng, små koller og topper på bare noen få hundre meter, ha innvirkning. Noen få kilometer nordøst for flyplassen ligger Rønvikfjellene, som har topper på 300 meter, og som er begynnelsen på en sammenhengende kjede av fjell i retning nordøst med jevn stigning til opp mot 800 meter 10-15 kilometer nordøst for flyplassen. Se kart figur 1.2. Disse nærmeste lave fjelltoppene kan ha innvirkning på høyden av vindskjæret over Bodø. Man kan se for seg at vinden i høyden, gjerne varm sørvestlig vind, presser på toppen av laget med kaldluft slik at det presses sammen til et grunnere lag. Fjellene i nordøst er med på å holde laget samlet slik at det ikke spres utover horisontalt i bunnen. Dette bidrar til å yte motstand mot laget som presser på i høyden. Østavinden må dermed passere Bodø gjennom en kanal avgrenset på alle kanter. Det er uvisst hvor stor effekt det nærmeste lave terrenget har på vindskjæret over Bodø.

4.5.3 Østavind

Det mest fremtredende trekket ved vinden i Bodø og i Saltfjorden er den dominerende østavinden på vinterstid. Vintersesongen 1999/2000 hadde flere perioder med østavind uavbrutt i flere dager, men også over kortere tidsrom.

Den lengste perioden med uavbrutt østavind gikk over 5 dager, fra 21 til 26 februar 2000. Slik det gikk frem av resultatene i avsnitt 4.3 kan det bli østavind i Bodø uansett retning på den geostrofiske vinden, selv om den er mest vanlig ved geostrofisk vindretninger med sørlig komponent. Østavinden er ikke spesielt sterk, i følge vindrosene fra 1975 - 2004 i figur 4.2, ligger den som oftest mellom 6 m/s og 12 m/s.

Saltfjorden strekker seg fra øst til vest, og det er fjordens lengderetning som gjør at vinden blir ledet østover. Dette gir en forklaring på retningen, men ikke på hva som er drivmekanismene. Det er flere mulige mekanismer:

- 1) Boravind
- 2) Trykkdreven kanalisering
- 3) Kaldluftsdrenering
- 4) Fjellvind

Boravind

I avsnitt 2.4.2 ble Boravind beskrevet som en kald vind som tar seg over de Dinariske Alper som følge av en hydrostatisk trykkforskjell skapt av ulik temperatur i to forskjellige luftmasser på hver side av fjellene. Smith (1986) poengterte at tilførsel av kald luft fra øst var en absolutt nødvendighet. I figur 2.3 er det vist et eksempel på en synoptisk situasjon ideel for Boravind. På vinteren kjøles lufta på nordøstsiden av fjellene. En varmluftsadveksjon fra sørvest presser seg på. Den kalde lufta presses under varmlufta, og tar seg over fjellene. Smith (1986) beskrev finstrukturen til å være en kald luftstrøm "fanget" under et inversjonslag. Ofte er det også vindskjær eller vindreversering med høyden.

Mook (1962) skriver at det er passende å kalle østavinden i Saltfjorden for en Boravind fordi den er en kald luftstrøm som kommer nedover fra fjellene

etter Arkimedes prinsipp (som følge av negativ oppdrift grunnet temperaturforskjeller), og at denne vinden krysser isobarene.

Det fins flere likheter mellom østavinden i Bodø og Bora-vinden i ved Adriaterhavet:

Topografisk ligger hav og innland skilt fra hverandre med en lang og høy nord sørgående fjellkjede, tilsvarende avskillingen av hav og innland av de Dinariske Alper. Fjellkjeden vises godt i kartet figur 1.1, og kalles Kjølén. Topografien gir dermed gode muligheter for Bora-vind på vinterstid. Utstrålingen på innlandet, spesielt ved høytrykk over Russland kan føre til at det bygger seg opp store hydrostatiske trykkforskjeller mellom innlandslufta og lufta over havet. En varmluftsadveksjon fra vest kan da sette i gang kaldluftstrømning over fjellene.

I sin artikkel om Boravind i Saltfjorden skriver Mook (1962) at Saltfjorden gir kaldlufta en kanal til å strømme ut mot havet. Han skrev at østavinden ofte opptrer i forbindelse med følgende vær-situasjoner: a) Et utpreget høyttrykksområde over land som løper ut fra en Sibirsk antisyklon i forbindelse med strålingsavkjøling over land, og gir en sør-sørøstlig geostrofisk vind. b) En enkel grunn høytrykkselle ligger over Nordskandinavia. Østavinden er da brissterk og rekker bare opp til ca 100 meter. Over havet befinner det seg et temperatur og vindsprang. Disse to situasjonene minner begge om eksemplet på en synoptisk situasjon i figur 2.3. Han skriver også at østavinden oppstår som følge av kaldluftstrøm etter Arkimedes prinsipp (negativ oppdrift som følge av temperaturforskjeller)

Mook (1962) studerte radiosonedata over Bodø vinteren 1961 med vind i Saltfjorden i sektoren 60-120 grader. I 40 prosent av tilfellene hadde de nederste 100 meterene en gradient på mindre enn 0.8 C per 100 meter. Dette er stabil luft, se avsnitt 2.1.1. Over dette lå det et mindre stabilt lag, eller

en svak inversjon. Dette likner på strukturen slik den er blitt beskrevet av Smith (1986) for Boravinden ved Adriaterhavet

Et annet fellestrekk for Boravinden og østavinden i Bodø er at den ofte er forbundet med vindskjær. Dette ble beskrevet av Smith (1986) som vanlig i Boravindsituasjoner. I avsnitt 4.5.2 viste vindskjæret seg å ligge lavt, stort sett i de nederste 800 meterne. Vindskjæret i seg selv er ikke et bevis for at østavinden er en Boravind, men kan gi en indikasjon på luft av forskjellig karakter møter hverandre, og dermed være med på å støtte antakelsen om at vinden er en følge av kald luft fra innlandet som presser seg inn under varmere havluft. I en rapport skrevet av Naustvik (1976) klassifiserer han vindskjæret i tre typer bestemt etter vær-situasjon; 1) Foran varmfront, okklusjon eller tråg med stabil luft nederst 2) I varmsektor 3) I forbindelse med tråg i ustabil luft. Disse vær-situasjonene innebærer lavtrykksaktivitet i vest, og for type 1) og 2) inkluderer det også varmluft i fra vest som presser seg opp mot kystfjellene.

Oppsummert er det mye som tyder på at en drivmekanisme for østavinden er Boravind-effekt, men det finnes ingen direkte bevis for at vinden tar seg over Kjølen. For at vinden skal kalles en Boravind må dette kravet være oppfylt, da Boravind er en følge av forskjeller i luftmasse på hver side av fjellet, og lufta som utgjør det nederste stabile laget er luft som er blitt presset over av hydrostatisk trykkforskjeller. Topografien, de synoptiske forholdene, den tolags vertikale strukturen med stabil luft under et mindre stabilt lag eller under en inversjon, og vindskjæret sannsynliggjør muligheten for at østavinden ofte er en Boravind.

Trykkdreven kanalisering

I følge teorien om kanalisert vind i avsnitt 2.4.3 har den geostrofiske vinden ulik påvirkning på vinden nede i fjorden alt ettersom om vinden er en følge

av termalske effekter, adveksjon av momentum, tvungen kanalisering, trykkdreven kanalisering:

For en øst-vestgående dal eller fjord vil tvungen kanalisering gi vestavind hvis den geostrofiske vinden har et element av vestlig i seg, østlig hvis den geostrofiske vinden har et element av østlig i seg, og gi vindstille for geostrofisk vind på tvers av dalen eller fjorden.

Ved trykkdreven kanalisering vil det bli vestavind i dalen/fjorden ved nordlige geostrofisk vindretninger, og østlig vind ved sørlige geostrofiske vindretninger. Vindstille vil det være for øst og vestgående geostrofisk vind. Figur 2.6 illustrerer hvordan trykkgradienten påvirker vindretningen i en dal eller fjord ved trykkdreven kanalisering.

Stolpediagramet 4.5 over hyppighet av vindretninger på Tennholmen ved østavind i Bodø viser at det er oftest ved vind fra sørlige retninger på Tennholmen at det er østavind i Bodø. Dette støtter teorien om at østavinden i Saltfjorden er trykkdreven. De underrepresenterte tilfellene med østavind i Bodø for nordlig vindretning på Tennholmen støtter også opp under teorien om at østavinden er trykkdreven.

I denne statistikken er det bare en opptelling av antall tilfeller, og den tar ikke hensyn til om enkelte vindretninger på Tennholmen forekom sjeldnere enn andre. Det er også et stort antall tilfeller østavind i Bodø ved østavind på Tennholmen. Dette kan også være misvisende, for som sagt i avsnitt 3.1.2, kan østavinden i Bodø blåse langt ut i havet, og dermed påvirke på vindfeltet ved Tennholmen.

Det er ingen motsetning i trykkdreven kanalisering og Boravind. Det kan godt være begge deler samtidig. En konfigurasjon med høytrykk på innlandet over Sibir eller over Nord-Skandinavia og et lavtrykk ute i havet i vest

gir gode forhold for Boravind på vinterstid, og gir samtidig en trykkgradient langs Saltfjorden. Trykkdreven kanalisering kan også oppstå uten Boravind involvert. Luft på vindsiden av Kjølen følger trykkgradienten langs fjorden, uten at det passerer noe luft fra andre siden. Luftmassene er stengt av for hverandre. Et slikt scenario vil også kunne gi vindskjær slik beskrevet i avsnitt 4.5.2.

Kaldluftsdrenering

Kaldluftsdrenering ble beskrevet i avsnitt 2.4.1. Omslag til varmere vær fører til at kaldluft fra høye platå i terrenget søker til lavere steder. Saltenfjorden fungerer da som en kanal for denne kaldlufta.

Denne typen kaldluftsdrenering kan minne om Boravind, men det foregår ingen krysning av vind over kjølen, og vinden er ikke drevet av hydrostatisk trykkforskjeller som følge av den synoptiske situasjonen, med to adskilte luftmasser. Den er derimot drevet av oppdemming av kaldluft lokalt på vestsiden av fjellene. Oppdemmingen skyldes to forhold: 1) Kald luft synker og blir fanget i et grunt og stabilt lag. 2) Sperring av denne nederste kaldlufta av fjell i øst gjør at kaldlufta presses vestover mot havet gjennom lave kanaler og daler. Strømningen kan bli forsterket dersom det også er en trykkgradient langs Saltfjorden.

Fjellvind

Teori for fjellvind finnes i avsnitt 2.4.1. I sammenlikningen av vind i Bodø og vind på Tennholmen kom det frem at det kan bli østavind uansett retning på den geostrofiske vinden, selv om hyppighet av østavind ved geostrofisk vind fra nord nordvest og vest var sjeldent. Fjellvind er et fenomen som oppstår helst ved lite geostrofisk vind. Sammenlikningen gir mulighet for at fjellvind kan være årsaken i noen tilfeller, men utgjør antagelig bare en liten del av østavindsituasjonene. Fjellvind kommer fra det høyreliggende terrenget. Utstråling skaper en tetthetsforskjell mellom den bakkenære

lufta og luft i samme høyde, og den kalde lufta strømmer ned i Saltfjorden fra fjellsider og sidedaler. Masseopphopning og adveksjon av momentum gir østlig vind i fjorden. Siden fjorden er ganske bred, ca 10 km, vil vinden være svak. Vindrosen for februar i figur 4.2 viser at det er en del tilfeller med svak østavind i fjorden, fra 3 m/s - 6 m/s. Disse kan være en følge av fjellvind

Kapittel 5

Resultater Del 2: Studie av en situasjon med østavind.

5.1 Situasjonen 23. - 25. januar 2000

For å se nærmere på finstrukturen i vinden har jeg utifra synoptiske observasjoner valgt en situasjon hvor vinden i Saltfjorden var østlig, og den geostrofiske vinden var nordvestlig og sørvestlig i samme periode. Det ble foretatt en numerisk simulering med bruk av værvarslingsmodellen UM1.

5.2 Kvalitetsevaluering og bruk av prognoser fra UM1 23 - 25. januar 2000

5.2.1 Kvalitetsevaluering

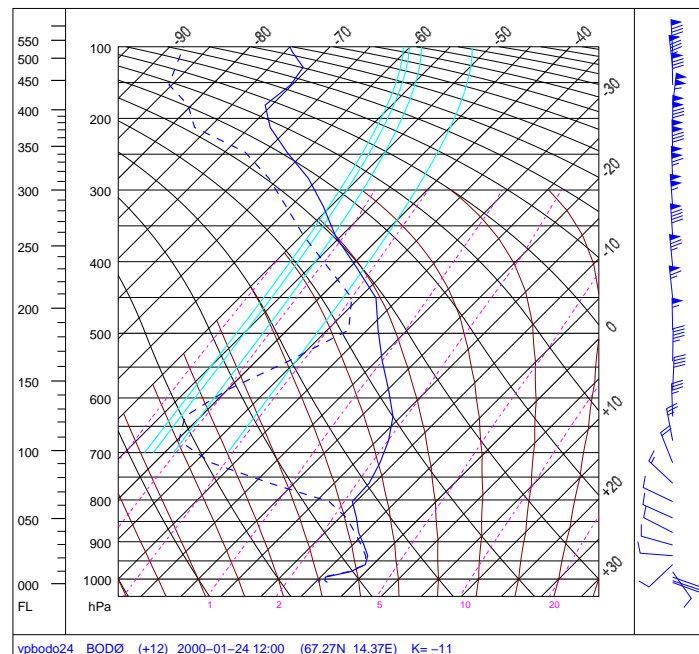
En evaluering av prognosene for 23 og 24 januar var utført ved å sammenlikne vindretning og hastighet i prognosene mot METAR observasjoner fra Bodø.

Det viste seg at prognosene for vinden var dårlige for 23. januar. METAR observasjoner viste østavind i Bodø hele døgnet den 23. januar, mens i prognosene var vinden sørlig frem til klokken 0900 UTC.

Prognosene for 24. januar var gode frem til kl. 1800 UTC. Vind og temperaturforhold stemte godt overens med observasjonene. Prognostisk oppstigning kl. 1200 UTC ble sammenliknet med radiosondedata fra Bodø, og strukturen både når det gjaldt endringer i vind, temperatur og stabilitet stemte godt overens. Prognostisk oppstigning viste veldig stabil luft, en inversjon opp til ca 950 hpa, radiosondedata fra Bodø hadde lik struktur i stabilitet, med inversjon i samme høyde som prognostisk oppstigning. Temperaturene var litt lavere for radiosondedataene enn i prognosene, ca en grads forskjell. Vindhastighetene var høyere i prognosene enn de observerte vindhastighetene. Kl. 1200 UTC var det observert 6 m/s østavind, mens i prognosene lå vindhastighetene i fjorden mellom 10 og 15 m/s. Strukturen i stabilitet og temperatur for prognostisk oppstigning og radiosondedata fra Bodø er vist i figur 5.1 og 5.2. Dreining i vinden fra østlig til sørlig lå for begge ca i 950 hpa omtrent ved toppen av inversjonen, for deretter å dreie til vestlig i ca 925 hpa. Det er god overensstemmelse mellom dem. Temperaturene og vindhastigheter var i radiosondedataene enn i prognosene. Det var ca en grads forskjell i temperatur. Kl 1200 UTC var det observert 6 m/s østavind, mens hastighetene i prognosene lå mellom 10 og 15 m/s.

Utover ettermiddagen den 24. januar blir prognosene dårlig. Ifølge METAR observasjoner snur vinden i fjorden fra østlig via sørlig til sørvestlig i løpet av to timer etter ca kl. 1600 UTC. Temperaturene stiger med 4 grader, fra 0 grader C til 4 grader C. I prognosene er det lite endringer rundt dette tidspunktet. Prognosene viser stadig østavind helt fram til midnatt 25. januar.

Fra kl. 0000 UTC 25. januar stemmer igjen prognosene for vind og temperatur bra overens med observasjoner. I prognosen for 25. januar kl 0600 UTC er

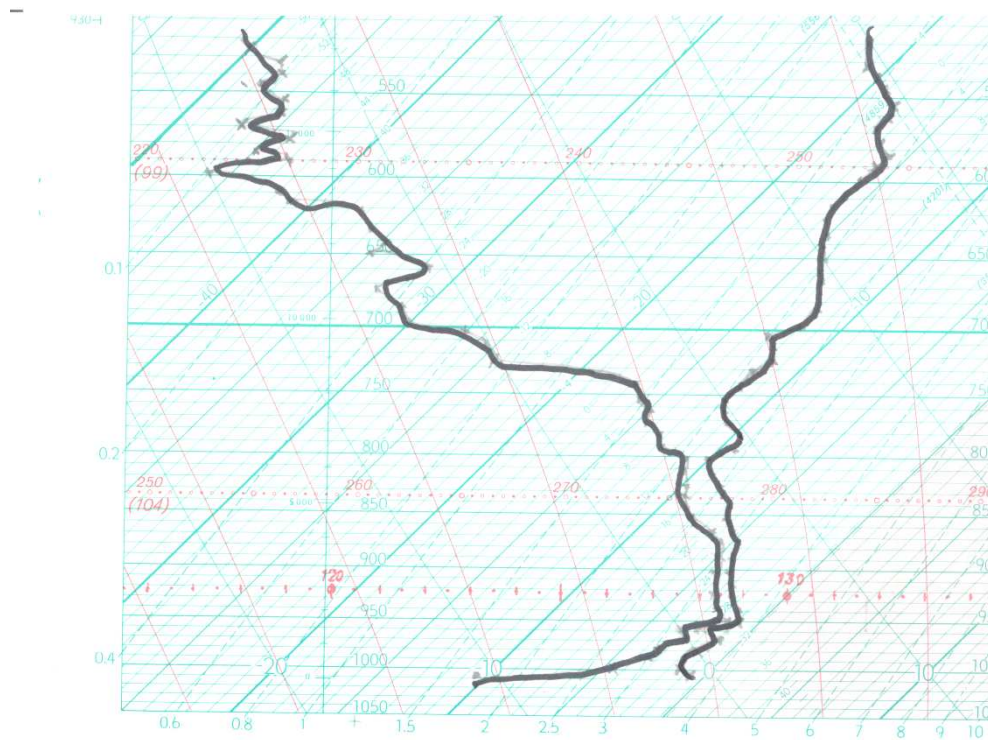


Figur 5.1: Prognostisk oppstigning fra modellkjøring i UM1 over Bodø kl. 1200 UTC 24.januar 2000. Blå heltrukken linje representerer temperatur, stiplet linje duggpunktstemperatur. Til høyre i figuren er vindpiler (Kilde: DIANA analyse)

vinden i prognosen vestlig 15 m/s i Bodø, mens i observasjonene er den vestlig og 11 m/s.

5.2.2 Bruk av prognosene

Prognosene stemte best overens med observasjonene for 24. januar fra midnatt og frem til ca kl. 1600 UTC. Jeg vil derfor bruke 24. januar kl 1200 UTC for å studere finstrukturen i vinden rundt Bodø. For å finne årsaker til østavinden har jeg også brukt prognoser fra 23. januar og 25. januar for å finne forskjeller i strukturen før og etter det er blitt østavind. Selv om prognosene er dårlige for 23. januar er de fine å bruke for å forstå prosessene slik de er i modellen.



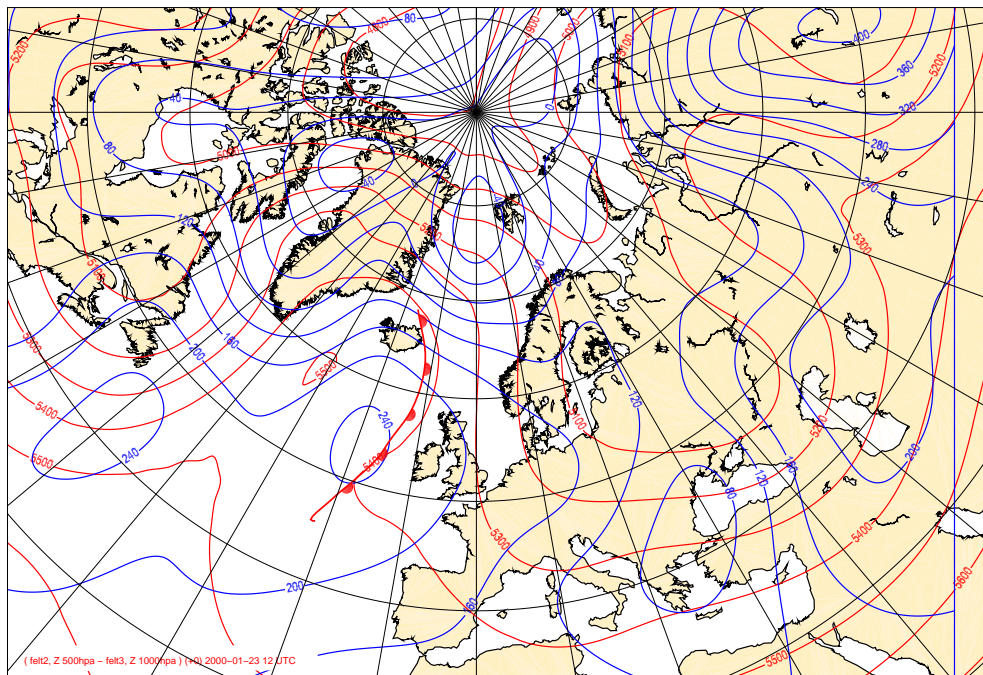
Figur 5.2: Radiosondedata over Bodø kl 1200 UTC 24. januar 2000. Heltrukken linje til høyre representerer temperatur, heltrukken linje til venstre representerer duggpunktstemperatur. (Kilde: Tegnet for hånd)

5.3 Figurer

5.4 Synoptisk situasjon

En analyse av den synoptiske situasjonen 23. og 24. januar 2000 viser at det kommer varmluft innover kysten fra sørvest. Kl 1200 23. januar ligger den østlige ytterkanten av en varmluftsrygg såvidt over Skandinavia. Varmluftsryggen med tilhørende bakkefrontsystem sørvest for Norskekysten beveger seg inn over kysten, med frontpassasje over Saltfjorden rundt kl. 1800 UTC 24. januar. (Fronten er subjektivt plassert etter gradient i tykkelse mellom 1000 hpa og 500 hpa). På innlandet ligger en tunge av kaldluft som strekker seg sørover over Europa, og et bakkelavtrykk ligger i ro over Spitsbergen. (Se figur 5.3 og 5.4). Det er grunn til å tro at utbruddet av østlig vind er knyttet til den passerende varmluftsryggen, fordi de inntreffer

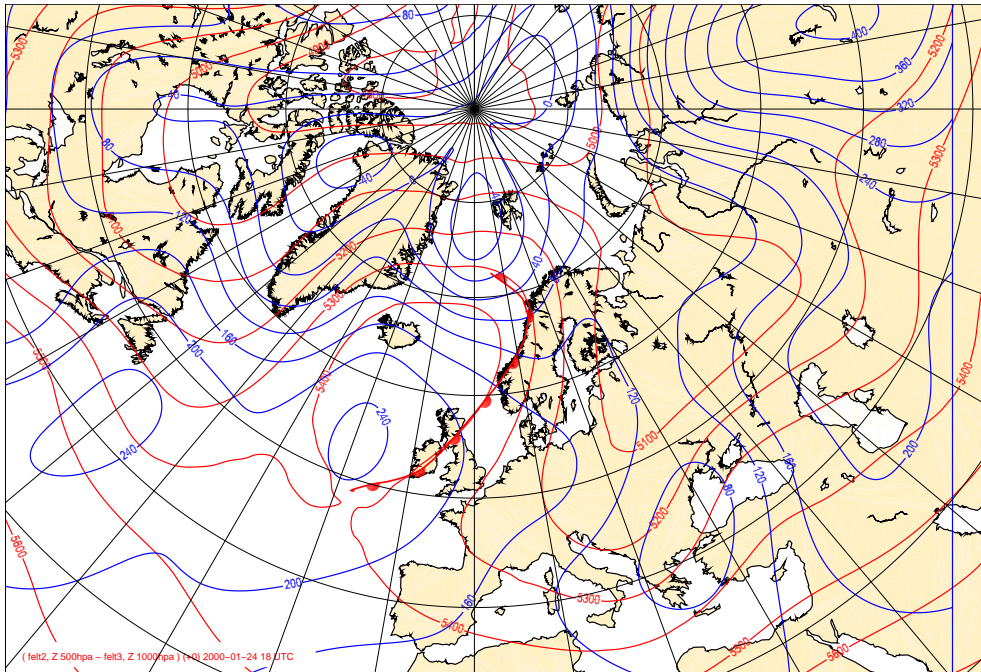
i samme tidsrom.



Figur 5.3: Reanalyse av synoptisk situasjon 23. januar kl. 1200 UTC. Blå linjer er geopotensiell høyde for 1000hpa med ekvidistanse 40 meter, rød linjer er tykkelse mellom 1000 hpa og 500 hpa med ekvidistanse 100 meter. Rød linje med halvsirkler er varmfrontens plassering på bakken. (Kilde: DIANA analyse)

5.5 Lokal struktur i vind, trykk og temperatur

En metode for å finne drivende mekanismer for østavinden er å sammenlikne struktur i vind, temperatur og trykk for et tidspunkt før og etter østavinden er satt i gang. Til dette har jeg valgt kl 0300 UTC 23. januar fordi dette er første tidspunkt med tilgjengelig vertikalsnitt. Som nevnt i avsnitt 5.2.1 er prognosene for 23. januar ikke så gode. Den viser sørlig vind i Bodø, mens metar observasjoner viser at det er østavind. Resultatene for dette tidspunktet kan likevel gi meg en god pekepinn på de viktigste prosessene. For å sammenlikne har jeg valgt kl. 1200 UTC 24. januar. Prognosene for



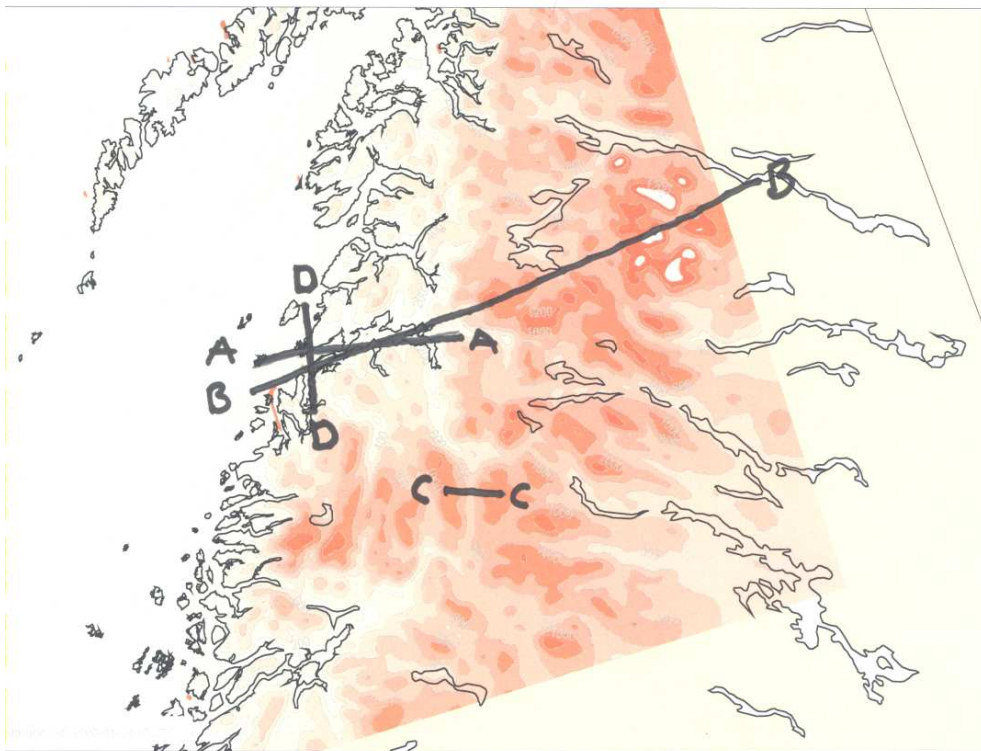
Figur 5.4: Reanalyse av synoptisk situasjon 24. januar kl. 1800 UTC. Blå linjer er geopotensiell høyde for 1000 hpa med ekvidistanse 40 meter, røde linjer er tykkelse mellom 1000 hpa og 500 hpa med ekvidistanse 100 meter. Rød linje med halvsirkler er varmfrontens plassering på bakken. (Kilde: DIANA analyse)

dette tidspunktet var gode, som nevnt i avsnitt 5.2.1. På dette tidspunktet er østavinden godt etablert og velutviklet gjennom hele fjorden, og endringene i strukturen vil være godt synlig.

5.5.1 Vertikalstruktur over Saltfjorden kl 1200 UTC 24.januar

Figur 5.6 viser vertikalsnitt av vind, reell temperatur og potensiell temperatur langs Saltfjordens lengderetning kl. 1200 UTC 24. januar. Figur 5.5 viser plassering av vertikalsnittene.

Strukturen minner om strukturen i en kaldfront. Det ligger et stabilt lag fra bakken og opp til 950 hpa innerst i fjorden, som skråer ned mot havet. I dette nederste laget er det temperaturinversjon. Inversjonen er sterkest nært fjellet



Figur 5.5: Oversikt over vertikalsnitt A, B, C og D (Kilde: Kart fra DIANA)

i øst. Siden isothermene er skråstilte er det også en horisontal temperaturgradient gjennom hele laget, med lavest temperatur i øst. Det kan se ut som om toppen på det stabile laget og inversjonen ligger et sted mellom 274 og 276 isentropen. Over dette stabile laget ligger varmere og ustabil luft. For enkelthets skyld vil jeg fra nå referere til 275- isentropen som skille mellom de to lagene.

De skiftende vindretningene vertikalt og horisontalt i figur 5.6 kan også minne om strukturen i en kaldfront. Den kalde bakkenære lufta kiler seg under den varmere lufta foran. På bakken og opp til ca 1000 hpa er vinden østlig. Denne østlige vinden dreier sørøstlig når den nærmer seg 275-isentropen. Vest for, og over den er vinden vestlig. 275-isentropen er en konvergenssone. Konvergenssonen vises også tydelig i bakkevindene i figur 5.9. I sonen mellom den østlige og vestlige strømmingen dreier vinden til sørlig, og tvinges nordover.

5.5.2 Vertikal struktur kl 0600 UTC 23.januar

Strukturen av de samme feltene kl. 0600 UTC 23. januar viser en begynnende utvikling av kaldfrontstruktur i lavere høyde (fjellet i 5.7 er 300 meter). Denne kilen av kaldluft i det bakkenære laget har også mye lavere stabilitet enn slik den var 30 timer senere. Konvergenssonen, der vinden dreier fra sørlig til sørvestlig ligger langs knekkpunktene i isothermene av reell temperatur, omtrent ved 270 isentropen av potensiell temperatur. Konvergenssonen er svakere, det vil si at det er mindre sprang i vindretning på tvers av den. Det er ingen temperaturinversjon, med unntak av tett inntil fjellet i øst, men det er en horisontal temperaturgradient, med kaldere luft i øst, som er konstant gjennom hele det underste laget. Temperaturgradienten er svakere enn det den er kl 1200 UTC 24. januar. Østavind finnes bare i innerste halvdel av fjorden, dermed dreier den sørlig, og en videre dreining til sørvestlig ute i havet.

5.5.3 Endring i stabilitet og temperatur i øvre luftlag

Lufta er generelt mye varmere over kaldlufta på bakken kl. 1200 UTC 24. januar enn kl. 0600 UTC 23. januar. Sammenlikner man temperaturen i 850 hpa finner man at temperaturen har økt fra -12 til -6 grader. Dette skyldes varmluftsadveksjonen som nevnt i avsnitt 5.4. Stabiliteten i det øvre laget øker etterhvert som den varme lufta kommer inn mot kysten. Kl. 0600 UTC 23.januar var lufta svært ustabil over kaldlufta, mens kl. 1200 UTC er lufta over nærmere nøytral. Det kan være mange årsaker til den økte stabiliteten i varmlufta, adveksjonen av varmlufta i seg selv er en faktor, kanskje kombinert med oppdrift og skydannelse som igjen har varmet opp de øvre lagene ved slipp av latent av kondensasjon. METAR observasjoner fra værtjenesten i Bodø viser at det var dårlig sikt, regn og snøbyger, med helt eller delvis skydekke med varierende skybase fra omtrent 800 til 1500 meter (som tilsvarer høyder på ca 925 til 750 hpa) den 24. januar 2000.

5.5.4 Todelt utvikling

Utviklingen er dermed todelt; 1) En kaldfrontsone utvikles over land, kiler seg inn under varmlufta og ut mot havet i vest. 2) En varmluftsadveksjon kommer inn fra havet i vest, presser seg over kaldfronten og gir lav stratus og nedbør. Et slikt scenario med både varm og kaldfront struktur finner man ofte i forbindelse med okkluderte fronter, og også i katabatiske kaldfronter der varmluft stiger opp og bakover over kaldfronten. Problemet med en slik forklaring for strukturen vist i figur 5.6 og 5.7, er at kaldfronten beveger seg motsatt vei av systemet som som tilhører den østgående varmluftsryggen. Dette indikerer at kaldfronten er utviklet lokalt, og at denne utviklingen ikke er en del av det storstilte systemet. Likevek er det sannsynligvis er en sammenheng mellom den synoptiske og den lokale utviklingen. Dette kommer jeg tilbake til.

5.6 Strømningsstruktur

Strukturen i strømmingen slik vist i figur 5.6 kan ha flere årsaker. De følgende skal undersøkes nærmere:

1) VIND OVER KJØLEN. Kald luft fra over innlandet presser seg over Kjølen i øst som følge av en hydrostatisk trykforskjell forårsaket av en temperaturgradient. På lesiden møter den varmere luft, synker, og presses ned i fjorden der den blir ledet ut i havet. De fallende isothermene på lesiden skyldes oppbremsingen av lufta etter at den har akselerert nedover fjellsiden. Dette er en situasjon som kan minne om forholdene knyttet til Boravind, som beskrevet i avsnitt 2.4.2.

2) MASSEOPPHOPNING OG ADVEKSJON AV MOMENTUM. Innstrømming av luft fra sidedaler og fjorder, som Saltdal, Sulitjelma og Misvær fjorden gir adveksjon av momentum og masseopphopning, og setter i gang vind i Saltfjorden. Denne lufta er kaldere fordi den kommer fra lengre inn i landet, og

kiler seg inn under varmlufta.

3) TRYKKDREVEN KANALISERING. Vinden i fjorden drives av en gradient i bakkestrykket

5.6.1 Vind over Kjølen

Et vertikalsnitt over Kjølen tilbakeviser denne teorien. Se figur 5.10. Det er ingen vind som tar seg over fjellet i fra vest, vinden går vestlig. Det ble også sett på vertikalsnitt gjennom Saltdalen og inn i Sverige, heller ikke her strømmet luft over fjellet fra vest. Dette utelukker at østavinden i dette tilfelle er en Boravind. (Se avsnitt 4.5.3).

5.6.2 Masseopphopning og adveksjon av momentum

Figur 5.11, 5.12 og 5.13 viser et detaljert bilde av vindretning og hastighet i Saltfjorden for tidspunktene kl. 0600 UTC 23. januar, kl 1200 UTC 24. januar og kl. 0600 UTC 25. januar. Det er tilstrømming av luft fra tre daler/fjorder for alle tre tidspunktene: Saltdalen, Misværffjorden og Sulitjelma. Se kart i figur 1.2. Figurene viser at det ikke er store forskjeller i hastighet ved innløpene mellom de tre tidspunktene, men vindretningen i Saltfjorden varierer. Dette betyr at det ikke er tilstrømmingen av luft og adveksjon av momentum som styrer vindretningen i fjorden.

5.6.3 Trykkdreven kanalisering

Vind og trykkfordeling i Saltfjorden

I figur 5.11, 5.12 og 5.13 kan man se at trykkgradienten varierer i takt med variasjoner i vindretningen i Saltfjorden for tidspunktene kl. 0600 UTC 23. januar, kl. 1200 UTC 24. januar og kl. 0600 UTC 25. januar.

Kl. 0600 UTC 23. januar er det en høyere trykkgradient fra øst mot vest innerst i fjorden der det er østavind, og en svakere trykkgradient i område ytterst i fjorden hvor vindretningen er sørlig.

Kl. 1200 UTC 24. januar er trykkgradienten ganske jevn i langs hele fjorden, og sterkere enn den var kl 0600 UTC, det samme er østavinden.

Kl. 0600 25. januar går både trykkgradient og vindretning motsatt vei av hva de gjorde kl. 1200 UTC 24. januar.

Dette indikerer at det er trykkgradienten som avgjør retningen og styrken på vinden i Saltfjorden. Figur 5.15, 5.16 og 5.17 viser detaljer i vindretning og vindhastighet og bakketrykk MSLP for tre deler av Saltfjorden, hvor områdene ligger er vist i figur 5.14. Vinden krysser isobarene og går fra høyt mot lavt trykk, med unntak av i del C hvor fjorden bøyer av fra nordlig til vestlig retning. Strømningen i fjorden er styrt av en balanse i bevegelseslikningen, (se avsnitt 2.2.1), mellom adveksjon av momentum og trykkgradientkraft:

$$u \frac{du}{dx} = -\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dx}$$

Vindhastigheten er høyest hvor gradienten er størst, dette er mest tydelig i figur 5.15

Resultatene for bakketrykk er i modellen regnet om til MSLP. Dette kan gi små feil over høye fjell. Jeg velger likevel å stole på resultatene av bakketrykk MSLP fordi de resultatene jeg har brukt i hovedsak dreier seg om trykket i de laveste delene av terrenget.

Endring i trykkfordeling

Figur 5.8 og 5.9 viser bakketrykk MSLP og vind i 10 meter kl. 0600 UTC 23. januar og kl. 1200 UTC 24. januar 2000. Det er hovedsaklig tre forskjeller i

bakkestrykkfordelingen mellom de to tidspunktene:

1) Det ligger en lokal høytrykkcelle over Salten og Saltfjorden, med sentrum innerst i fjorden kl. 1200 UTC 24. januar. Denne cellen var også såvidt synlig kl. 0600 UTC 23. januar, men med svakere gradient. Tidligere på natten den 23. januar (figur ikke vist) var en slik trykkfordeling ikke tilstede. Dette betyr at cellen begynte å utvikle seg omtrent rundt tidspunktet for vindskifte fra vestlig mot østlig i fjorden. En liknende celle ligger også over fjordsystemet i sør, med samme tidsutvikling som den over Saltfjorden.

2) En sterk trykkgradient med lavere trykk inn mot fjellene meanderer langs vindsiden av de høyeste fjellene langs hele kysten av Nordland. En slik gradient var bare svak kl. 0600 UTC 23. januar.

3) Små lokale maksimum i trykk innenfor høytrykkcellen i Salten har kommet til eller blitt forsterket mellom de to tidspunktene. Det ligger et lite maksimum over Beiarn som har blitt forsterket, og et nytt er kommet til over Saltdal.

Oppsummert utvikler det seg lokale høytrykk over de laveste delene av terrenget, og en trykkgradient langs Saltfjorden. Fordi Corioliskraften er hindret av fjordens fjellsider driver denne trykkgradienten vinden på tvers av isobarene fra høyt mot lavt trykk, med unntak av innerst ved Saltdal hvor fjorden har en bøy. Her følger vinden parallelt med isobarene med en liten komponent som krysser dem. Denne lokale høytrykksdannelsen går opp til et sted mellom 975 og 925 hpa. Denne høyden faller sammen med høyden av toppen av inversjonslaget og kaldluft. Over dette er vindene styrt av den synoptiske trykkgradienten, og vindene er geostrofiske.

5.7 Årsaken til høytrykkdannelsen

Det er overveiende sannsynlig at det er kaldlufta på innlandet øst for Kjølen som forårsaker denne trykkgradienten i Saltfjorden. Dette er det flere indikasjoner på:

1) Den lokale høytrykkcellene er fylt med kaldluft, og er kaldere enn den omkringliggende lufta over seg, og i vest. Den var ikke å se i høyde 925 hpa, men var svakt antydning i 1000 hpa. (figurer ikke vist). Det betyr at høytrykkcellene går omtrent like høyt opp som toppen av inversjonen som ligger i ca 950 hpa innerst i Saltfjorden.

2) I figur 5.6 ser vi at temperaturgradienten minker med høyden. Forskjellen mellom geostrofisk vindretning og ageostrofisk vind over fjorden blir også mindre i takt med den minkende temperaturforskjellen. Dersom vinden gjennom hele det stabile laget blir styrt av trykkgradient, må man anta at denne blir minker oppover. Dermed sammenfaller minkende temperaturgradient med minkende trykkgradient langs fjordens lengderetning. Dette gir seg utslag i termalvind se avsnitt 2.2.3. Vinden dreier med klokka i det vertikale ettersom den horisontale temperaturgradienten minker ved en varmluftsadveksjon. (Varmlufta ligger på toppen av et kaldere lag).

3) Kald luft har en større tetthet enn varm luft. Dersom et lite område fylles med kaldluft vil det være en trykkforskjell mellom denne lufta og lufta omkring.

Strømningen er styrt av en trykkgradient, og strømningen kan kalles trykkdrevet kanalisering. Denne er likevel ulik den trykkdrevne kanaliseringen beskrevet i avsnitt 2.4.3. Trykkgradienten i Saltfjorden kommer ikke av synoptisk trykkforskjell, men av en hydrostatisk lokal trykkgradient.

5.8 Kaldlufta

5.8.1 Kaldluft fra øvre platå i terrenget

Figur 5.18 viser vertikalhastigheter i vertikalsnitt på tvers av Saltfjorden i nord sørgående retning, og på tvers av Saltfjellet. (Vertikalsnitt C i figur 5.5). Det kommer luft strømmende ned av fjellene i vertikalsnittet. Hastigheten ligger på rundt 0,2 m/s. Denne nedstrømmingen av luft var også tilstede kl. 0600 UTC 23.januar (figur ikke vist). Kaldluft kommer dermed fra øvre platå i terrenget og renner ned til Saltfjorden som ligger lavest. Denne nedsynkingen av luft fra fjellene varer gjennom hele perioden med østlig vind.

I figur 5.19 og 5.20 kan man sammenlikne temperaturforholdene på bakken mellom kl 0600 UTC 23. januar og kl. 1200 UTC 24. januar. Det er to forhold å legge merke til:

- 1) Temperaturene på bakken er høyere kl. 1200 UTC 24. januar enn kl. 0600 UTC 23. januar. Dette har sannsynligvis sin årsak i at luft som strømmer nedover fjellene varmes opp adiabatisk, og man får det man kaller en føhn-effekt. (Varm vind som kommer ned fra høye fjell blir oppvarmet adiabatisk). Det kan også ha andre årsaker, som slipp av latent varme av kondensasjon f.eks. Den prognostiske oppstigningen i figur 5.1 viste at temperatur og dugpunkt lå svært nær hverandre i det nederste stabile laget.

- 2) Kl. 1200 UTC 24. januar er temperaturene i Saltfjorden omtrent den samme som innlandet nord og sør for seg. Det var ikke tilfelle kl. 0600 UTC 23. januar. Da var temperaturforskjellen mellom innlandet nord og sør for fjorden på omtrent 5 grader. Dette er også en indikasjon på at kald luft har strømmet ned i fjorden fra innlandet.

5.8.2 Varmluftsadveksjonens rolle i kaldluftsdreneringen

Det er sannsynlig at det er varmluftsadveksjonen ifra vest som forårsaker kaldluftsutbruddet i Saltfjorden. Teorien er som følger: Kald luft ligger i utgangspunktet i ro oppe i fjellene. Når varmlufta nærmer seg får kaldlufta en negativ oppdrift som følge av en temperaturforskjell. Varmlufta er også med på å dytte og sette kaldlufta i bevegelse. I avsnitt 5.5.3 ble det vist at det er temperaturøkning i de øvre luftlagene mellom kl. 0600 UTC 23. januar og kl. 1200 UTC 24. januar. Også kaldluft som ligger nede i dalene og litt lavere deler av terrenget får negativ oppdrift som følge av varmluftadveksjonen.

Dette er i tråd med beskrivelsen av prosessene som setter i gang østavind i Bodø i heftet "Flyværet i Bodø FIR" Borge (2002). Han skriver at årsaken til østavinden er at kaldluften settes i bevegelse fra de høyereliggende områdene og renner nedover mot lavere terreng.

5.9 Østavinden stilner

I følge METAR observasjonene fra Bodø 24. januar snur vinden i fjorden fra østlig til sørvestlig, og deretter til vestlig i løpet av to timer etter kl. 1600 UTC. Dessverre er prognosene fra UM1 dårlige for dette tidspunktet, og det fins ingen prognoser som viser hva som skjer akkurat i dette tidsrommet. Det er likevel mulig å resonere seg frem til hva som skjer ved å se på utviklingen utover dagen den 24. januar, og forholdene slik de er i fjorden den 25. januar.

Det er tre forhold som ser ut til å være viktig i denne forbindelse:

- 1) Som vist i figur 5.19 og 5.20 jevner temperaturforskjellene mellom fjorden og innlandet seg ut. Det tar slutt på kaldlufta fra innlandet, og siden det er tilstrømning av kaldluft ned i fjorden som driver østavinden vil den etterhvert

dempes seg.

2) Den geostrofiske vinden blir i løpet av dagen den 24. januar sterkere. Dette fører til at det blir ekstra press mot kilen av kaldluft.

3) 23. og 24. januar var den geostrofiske vinden nordvestlig på bakken, med en vertikal dreining til vestlig i 950 hpa. I prognosene for 25. januar er også bakkevinden blitt vestlig. (Figur ikke vist). Denne dreiningen i vinden på bakken kommer antakelig av at bakkefronten passerer Bodø rundt kl. 1600 UTC. Som vi så i avsnitt 4.3, og i figur 4.5 er det sjeldent østavind ved vestlig geostrofisk vindretning. Dette skyldes at når det blåser fra vest treffer vinden med hele sin komponent midt imot Saltfjorden. Dette setter opp mye motstand mot østavinden. Selv om det er kaldluft igjen i fjorden når vestavinden slår inn, fører denne til at østavinden dempes.

5.10 Oppsummering

Basert på prognosene fra UM1 og METAR observasjoner fra Bodø utvikler situasjonene seg slik:

1) En varmluftsadveksjon fra vest i løpet av natt til 23. januar fører til at kald luft i øvre platå og i daler rundt Saltfjorden får negativ oppdrift, og synker. Lufta hjelpes også ved at den varmere lufta dytter på den, og setter den i bevegelse.

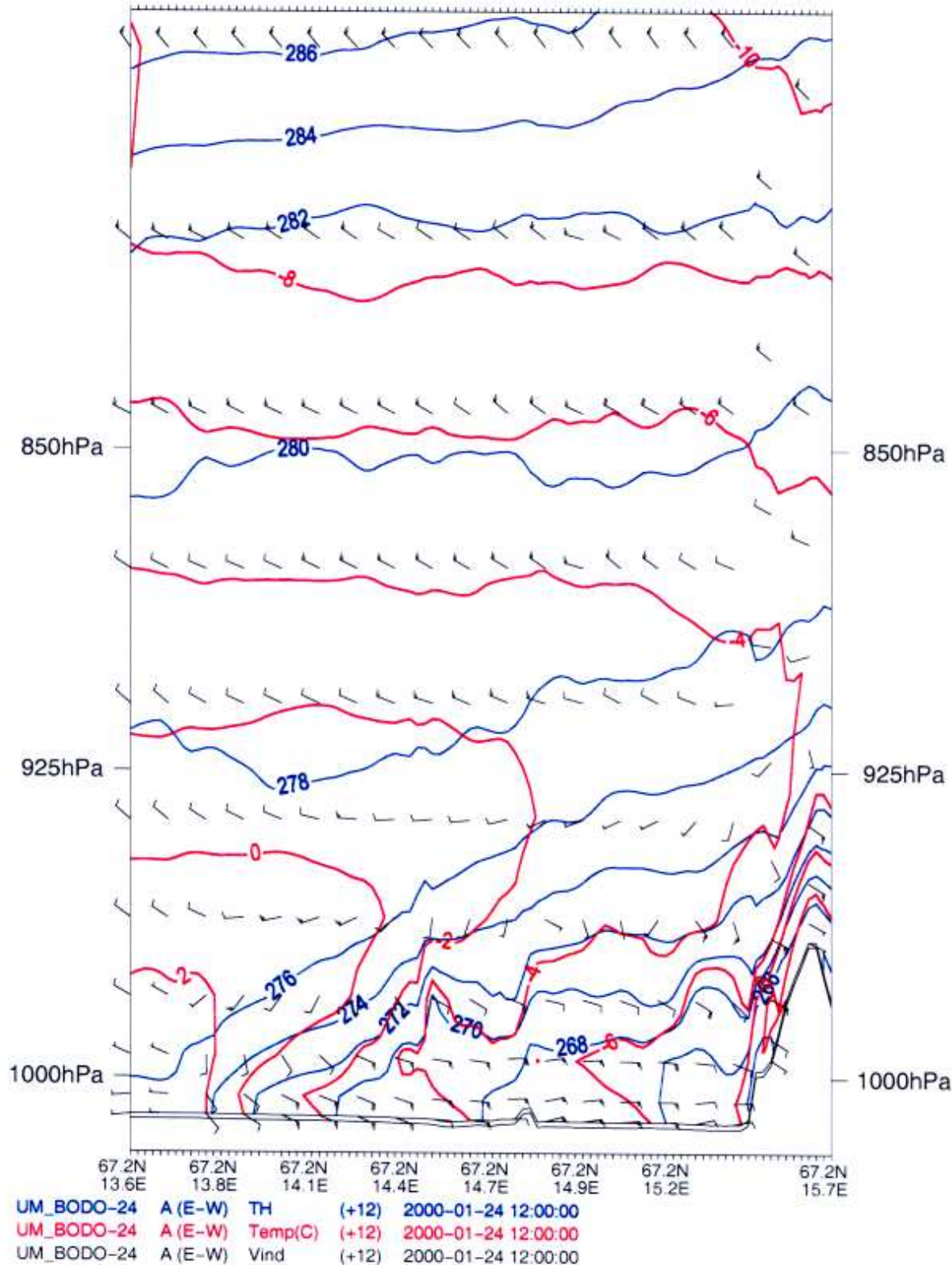
2) Den kalde lufta samler seg opp i de laveste delene i terrenget, som Saltfjorden, og det bygger seg opp en lokal høytrykkcelle på grunn av tetthetsforskjeller mellom kaldlufta og den varme lufta som ligger rundt. Vinden i saltfjorden blir drevet av denne trykkforskjellen, og siden Corioliskraften hemmes av fjordens fjellsider, krysser vinden isobarene og føres fra høyt mot

lavt trykk langs fjorden.

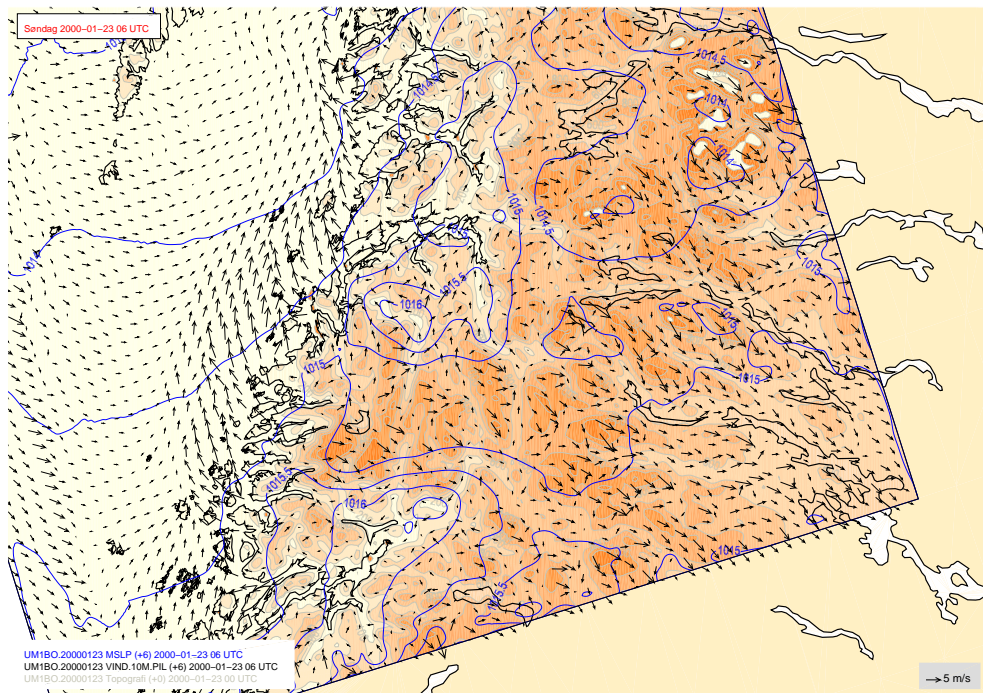
3) Kaldlufta presser mot den varme nordvestlige lufta ute i havet, og den vertikale strukturen minner om en kaldfront, der kaldlufta kiler seg inn under varmere luft. Isentropene blir liggende på skrå. Temperaturforskjellen er størst ved bakken. Det utvikler seg en inversjon over Saltfjorden, og temperaturforskjellene blir mindre med høyden, noe som fører til at vinden i det stabile kalde laget får en struktur lik termalvindstruktur ved varmluftsadveksjon. Vinden dreier med klokka oppover.

4) Den kalde lufta som kommer fra fjellene varmes opp adiabatisk, og gjør at bakketemperaturene blir høyere. I løpet av dagen den 24. januar utjevnes temperaturforskjellene mellom fjorden og innlandet, hvor kaldlufta kommer fra. Det begynner å bli slutt på kaldluft.

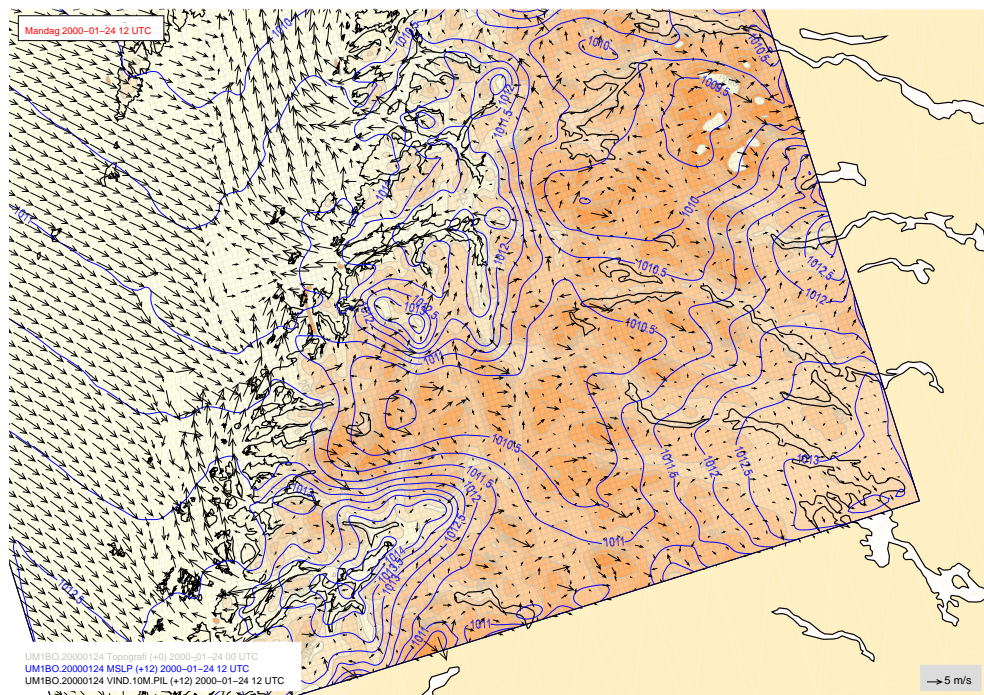
5) I følge METAR observasjoner passerer en varmfront Bodø i mellom kl 1600 og 1800. Som følge av dette blir bakkevinden i havet utenfor Bodø vestlig. Den vestlige vinden yter stor motstand mot østavinden fordi den treffer med hele sin komponent inn mot fjorden. I tillegg er hele det geostrofiske vindfeltet blitt sterkere. Østavinden og trykkgradienten langs fjorden opphører. Vestgående trykk og vindfeltet i fjorden erstattes med en vestgående trykkgradient i tråd med det synoptiske trykkgradienten, og en vestlig vind i fjorden.



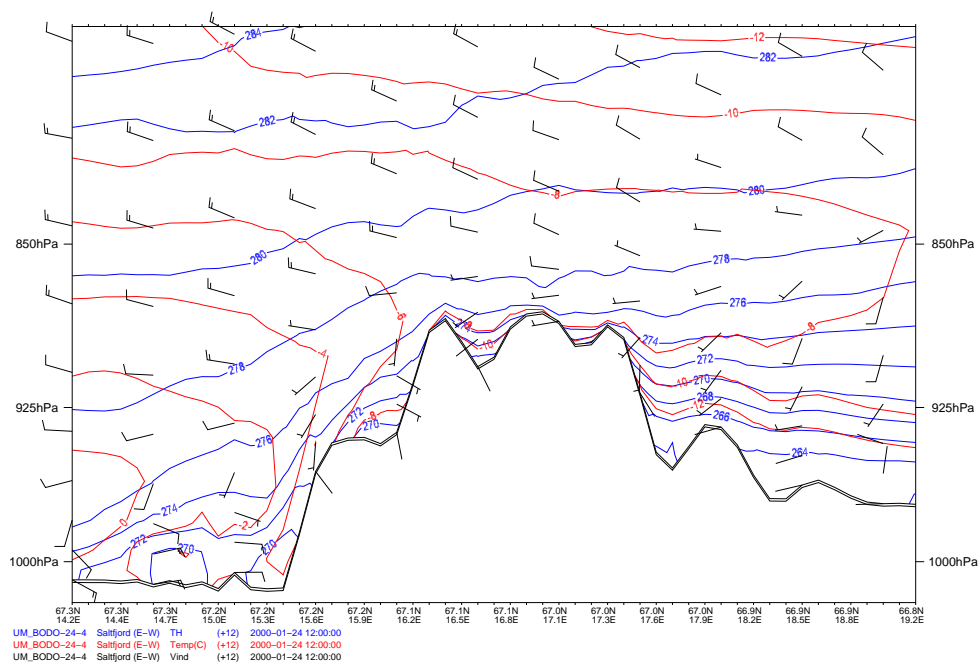
Figur 5.6: Vertikalsnitt fra modellkjøring av UM1 over Saltfjorden kl. 1200 UTC 24. januar 2000. Vertikalsnitt fra linje AA i figur 5.5. Rød linjer er temperatur i celsius ekvidistanse 2 grader, blå linjer er potensiell temperatur i kelvin ekvidistanse 2 grader, sorte piler er vind i m/s. (Kilde: DIANA analyse



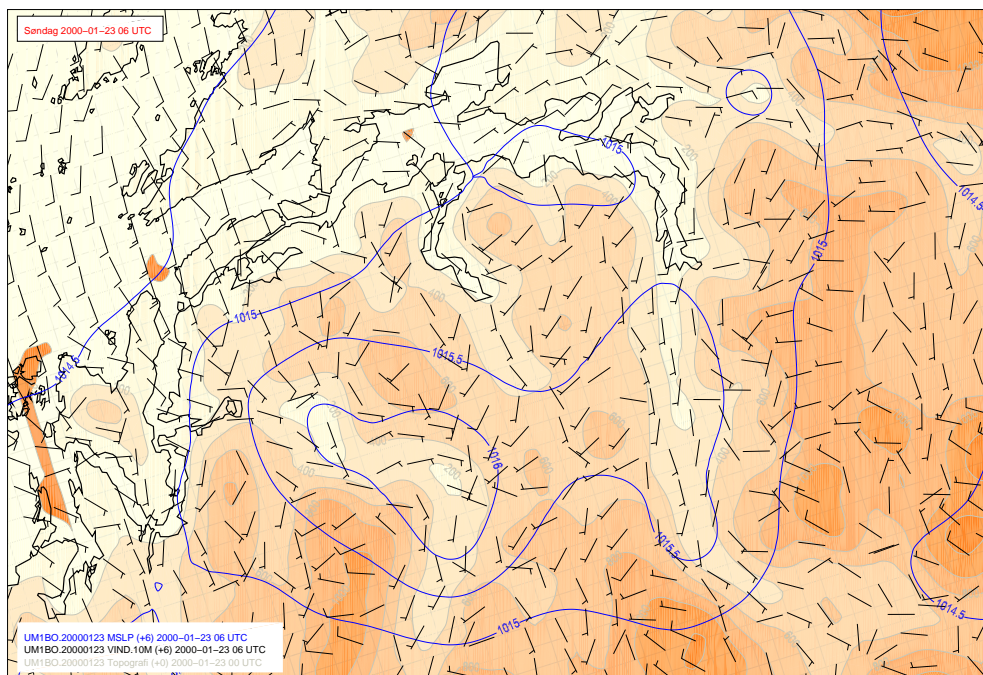
Figur 5.8: Bakketrykk MSLP i hpa, ekvidistanse 0,5 hpa og vindpiler i 10 meter for modellkjøring av UM1 for kl 0600 UTC 23. januar 2000 (Kilde: DIANA analyse av resultater fra modell UM1)



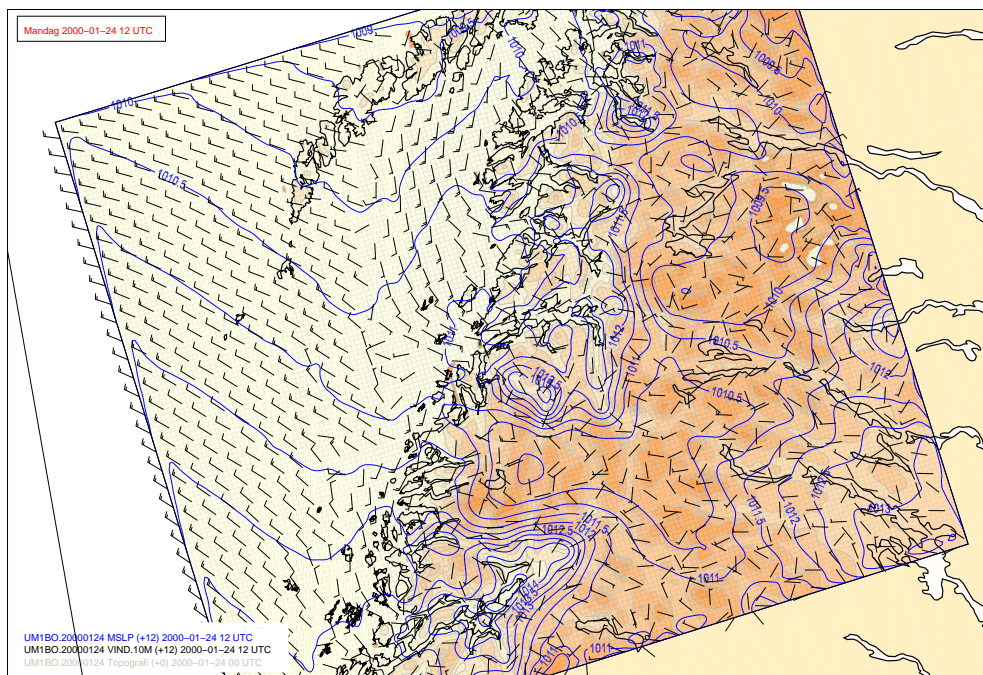
Figur 5.9: Bakketrykk MSLP i hpa, ekvidistanse 0,5 hpa og vindpiler i 10 meter for modellkjøring av UM1 for kl 1200 UTC 24. januar 2000 (Kilde: DIANA analyse av resultater fra modell UM1)



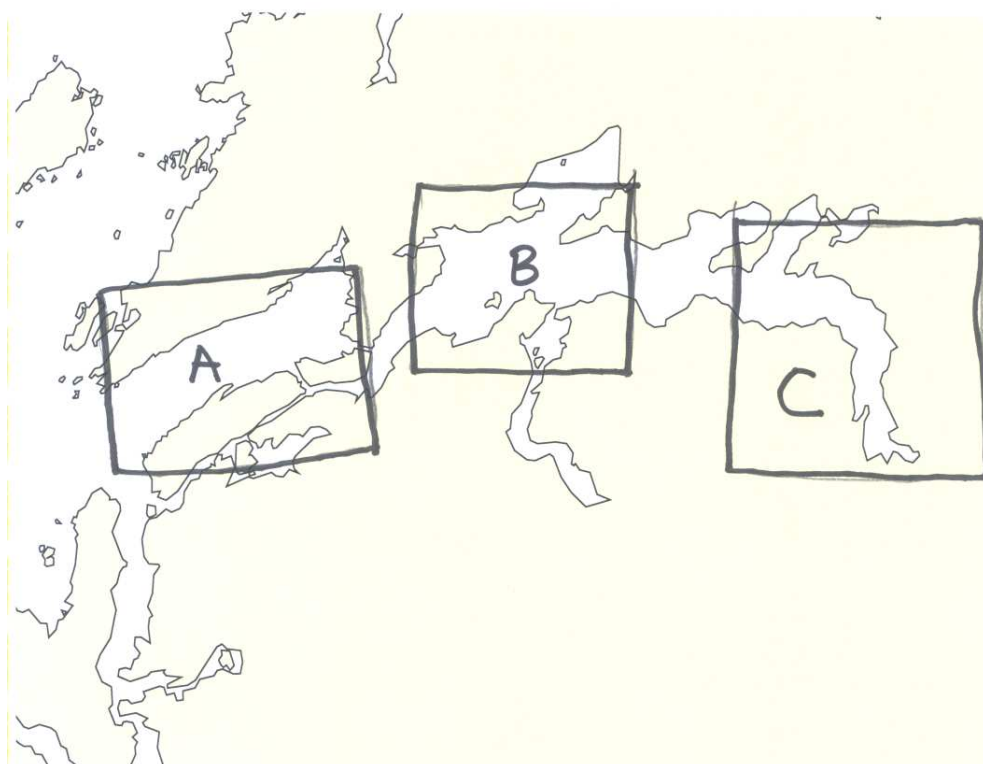
Figur 5.10: Resultat av vertikalsnitt i modellkjøring av UM1 over Kjølen fra ytterst i Saltfjorden og inn i Sverige fra kl. 1200 24. januar 2000. Vertikalsnitt langs linje BB i figur 5.5. Rød linjer er temperatur i Celsius, ekvidistanse 2 grader, blå linjer er potensiell temperatur. Svarte piler er vind oppgitt i m/s, og viser også vindretning. (Kilde: DIANA analyse av resultater fra modell UM1)



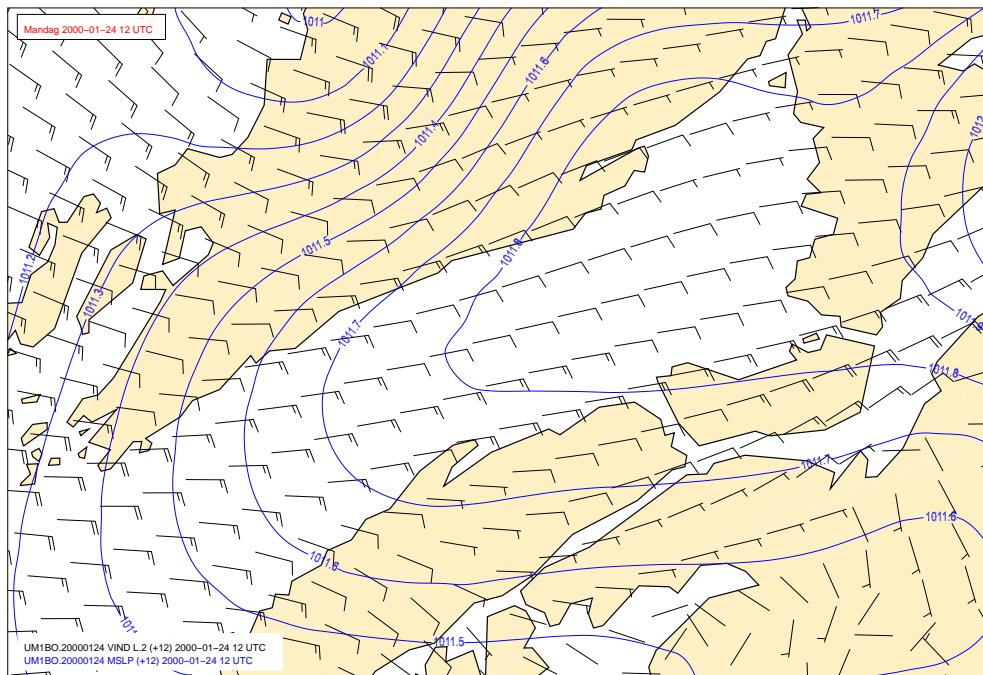
Figur 5.11: Bakketrykk MSLP i hpa, ekvidistanse 0,5 hpa og vindpiler i 10 meter for modellkjøring av UM1 for kl 0600 UTC 23.januar 2000 rundt Saltfjorden (Kilde: DIANA analyse av resultater fra modell UM1)



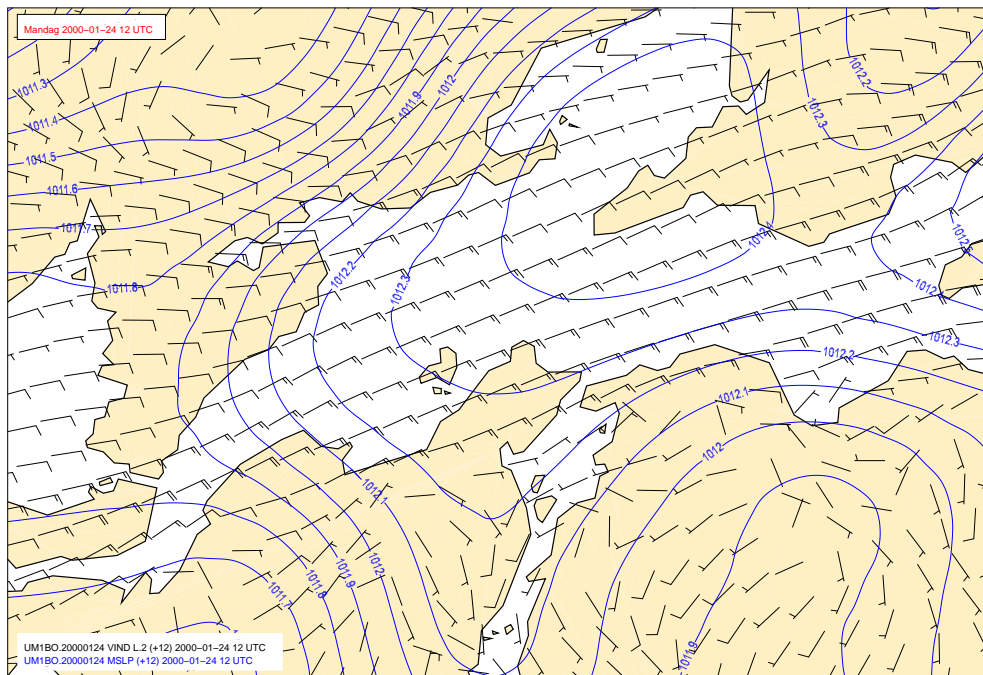
Figur 5.12: Bakketrykk MSLP i hpa, ekvidistanse 0,5 hpa og vindpiler i 10 meter for modellkjøring av UM1 for kl. 1200 UTC 24. januar 2000 rundt Saltfjorden (Kilde: DIANA analyse av resultater fra modell UM1)



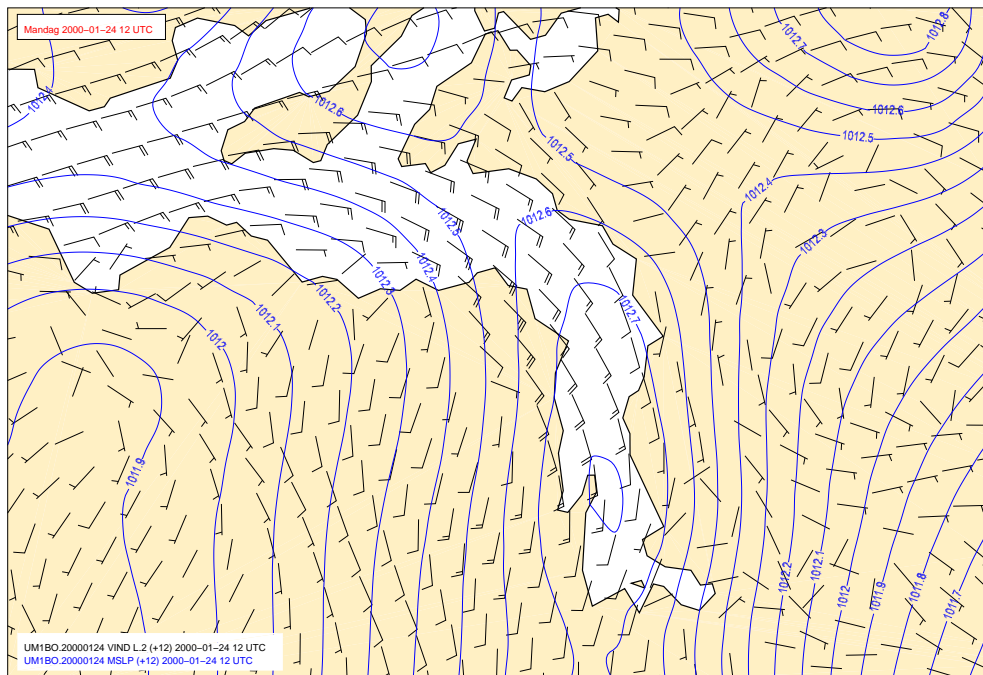
Figur 5.14: Område A, B og C (Kilde: Kart fra DIANA)



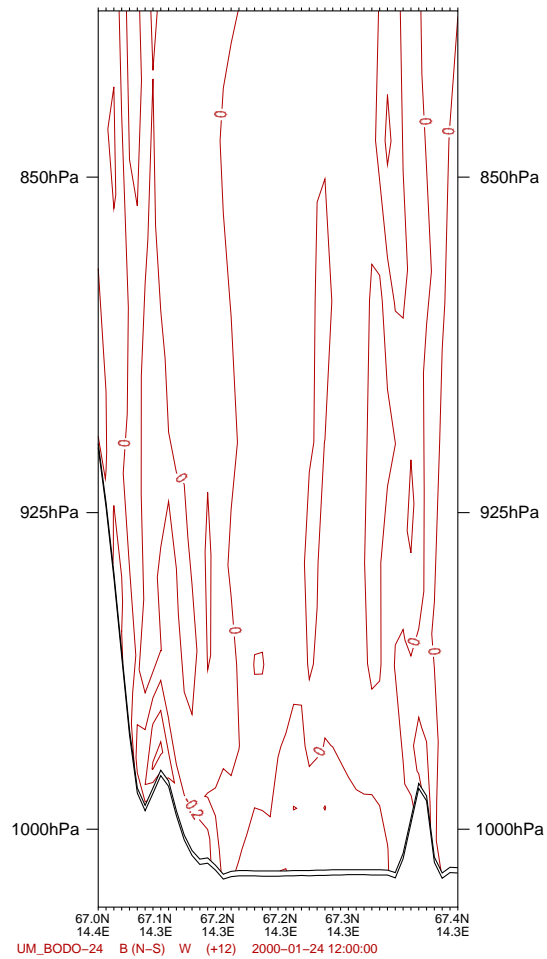
Figur 5.15: Detaljer i vind og trykk for område A i figur 5.14 kl.1200 UTC 24. januar 2000. Blå linjer er bakketrykket MSLP, ekvidistanse 0,1 hpa. Vindpiler er sorte, og representerer bakkeverdier, vindtakker oppgitt i m/s (Kilde: DIANA analyse av resultater fra modell UM1)



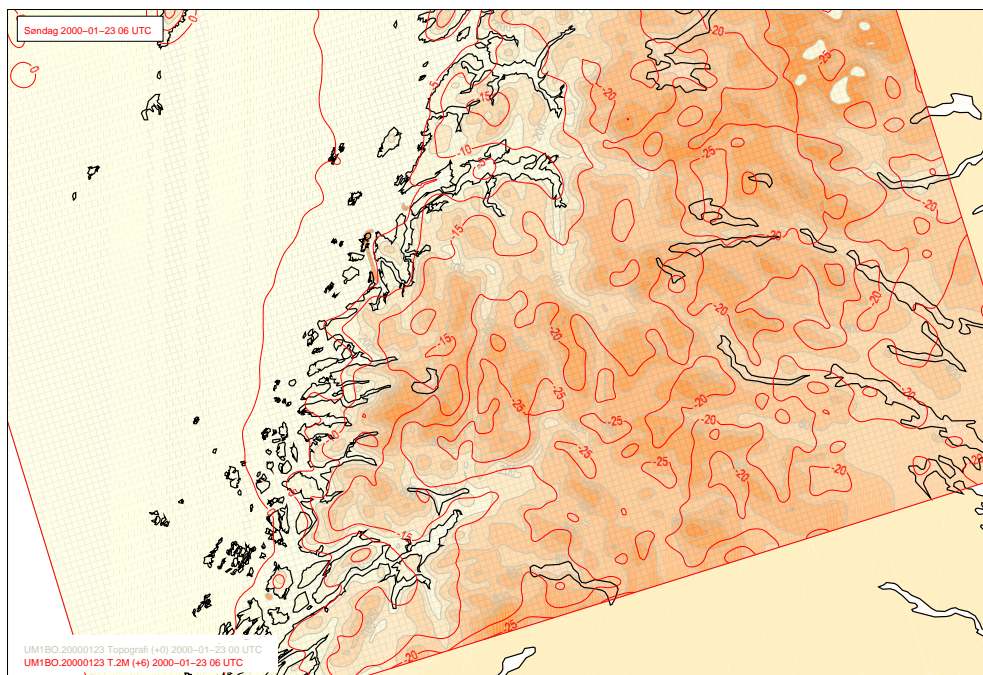
Figur 5.16: Detaljer i vind og trykk for område B i figur 5.14 kl 1200 UTC 24. januar 2000. Blå linjer er bakketrykket MSLP, ekvidistanse 0,1 hpa. Vindpilerer er sorte, og representerer bakkeverdier, vindtakker oppgitt i m/s (Kilde: DIANA analyse av resultater fra modell UM1)



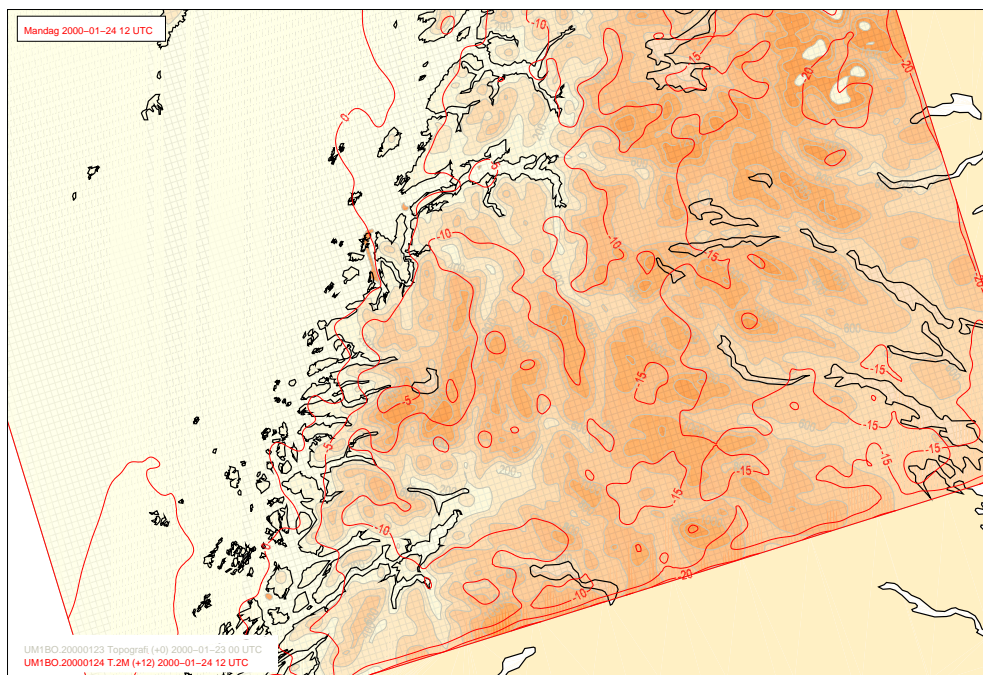
Figur 5.17: Detaljer i vind og trykk for område C i figur 5.14 kl. 1200 24. januar 2000. Blå linjer er bakketrykket MSLP, ekvidistanse 0,1 hpa. Vindpilerer er sorte, og representerer bakkeverdier, vindtakker oppgitt i m/s (Kilde: DIANA analyse av resultater fra modell UM1)



Figur 5.18: Vertikalsnitt på tvers av Saltfjorden kl. 1200 UTC 24. januar 2000 over vertikalhastighet. Vertikalsnitt D i figur 5.5. Ekvidistanse 0,2 m/s (Kilde: DIANA analyse fra resultater av modellkjøring av UM1)



Figur 5.19: Bakketemperaturer T 2 meter for kl. 0600 UTC 23. januar 2000 i Celsisus. Ekvidistanse 5 grader. (Kilde: DIANA analyse fra resultater av modellkjøring av UM1)



Figur 5.20: Bakketemperaturer T 2 meter for kl. 1200 UTC 24. januar 2000 i Celsius. Ekvidistanse 5 grader. (Kilde: DIANA analyse fra resultater av modellkjøring av UM1)

Kapittel 6

Konklusjon

6.1 Konklusjon del 1

Saltfjorden ligger i ly av fjell ved vindretningene nordøst til sørvest. Den ligger også i ly for svak nordlig vind.

Ved vindretning vest og nordvest er det ofte samsvar mellom vinden i Bodø og den geostrofiske, og drivkraften er adveksjon av momentum.

Østlig vind er dominerende på vinteren, et middel for februar måned over årene 1975 - 2004 viser at det er ca. 30 prosent østavind. I vintersesongen 1999/2000 var det 45 prosent østavind i forhold til vind fra andre retninger, mer enn normalt. Østavinden blåser alt fra noen timer til seks døgn uavbrutt i vintersesongen 1999/2000.

Trykkdreven kanalisering: Vind fra øst var hyppigst ved vind fra sørøst, sør og sørvest på Tennholmen. I følge Whiteman og Dorans modell for drivmekanismer tyder dette på at mekanismen for den østlige vinden i Saltfjorden er trykkdreven kanalisering. Tabell 4.5 viste også en stor gruppe med østlig vind i Bodø ved østlig vind på Tennholmen. Dette resultatet er ikke til å stole på dersom Tennholmen skal representere geostrofisk vind. Dette fordi østavinden i Bodø kan påvirke vinden på Tennholmen. Denne gruppen vil

istedet representere tilfeller både med østlig geostrofisk vind og tilfeller der østavinden er så sterk at den også ga østavind helt ut til Tennholmen.

Andre årsaker: Selv om geostrofisk vind fra sørlige retninger har størst hyppighet, er det også østavind i Bodø ved de andre retningene. Dette indikerer at det er flere årsaker til østavind enn bare trykkdreven kanalisering. De mest sannsynlige er: Boravind, kaldluftsdrenering og fjellvind.

Østavind i Bodø er nesten alltid tilknyttet et vindskjær i høyden. Dette vindskjæret ble vist å dreie med klokka oppover, og minner om termalvind. Dette viser at østavinden i Bodø som oftest er lokal, og blir drevet av andre mekanismer enn geostrofisk balanse.

6.2 Konklusjon del 2

I en numerisk simulering med modell UM1 av situasjonen 23. - 25. januar 2000 ble det vist at østavinden var et resultat av kaldluftsdrenering satt i gang av en varmluftsadveksjon. Resultatene er ikke et bilde på virkeligheten, men på hvordan prosessene så ut i modell.

Kaldluft fra plataær, og fra daler i terrenget, begynte å renne ned i Saltfjorden som følge av negativ oppdrift da lufta i de øvre luftlagene ble varmere. Den kalde lufta skapte en lokal høytrykkcelle over Saltfjorden, og en trykkgradient fra innerst i fjorden og ut mot havet. Kaldlufta hadde struktur som en kaldfront. Den kilte seg innunder varmlufta.

Kaldlufta kom fra terrenget i nærområdet. Det var ingen massestrømning fra øst over Kjølen, vinden var vestlig over fjellene i øst.

Det ble også vurdert om tilstrømning av luft fra sidedaler og fjorder kunne føre til adveksjon av momentum og østavind i Saltfjorden. En sammenlikning

av vindhastighetene ut Saltdal, Sulitjelma og Misvær fjorden viste at hastigheten her var den samme uansett hastighet og retning på vinden i Saltfjorden. Dette viser at adveksjon av momentum fra disse tre innløpene ikke er avgjørende.

Kaldlufta ga en struktur over fjorden lik strukturen i en kaldfront, med tolagsstruktur i stabilitet, og trelagsstruktur i vind. Det nederste laget var kaldt og stabilt, med en inversjon opp til 950 hpa, over dette laget lå et mindre stabilt lag. Isentropene var skrånstille, og viste tegn til at kaldlufta kilte seg innunder laget med varmere luft. Det var tre lag i vinden, det nederste ble ledet vestover av trykkgradienten, over dette var et lag med vindskjær, som følge av termalvind, med dreining fra øst mot vest via sør. Det øverste laget, over toppen av inversjonen, var vindene vestlig og geostrofiske.

Situasjonen utviklet seg slik: En varmluftsadveksjon i fra vest kom inn over kysten. Luft fra øvre deler av terrenget begynte å renne ned mot de laveste stedene som følge av negativ oppdrift i møte med den varme lufta. Oppsamling av kaldluft skapte en trykkgradient som følge av temperaturforskjeller mellom den kalde innlandslufta og den varmere lufta fra vest. Trykkgradienten var drivende mekanisme for østavinden. Østavinden tok slutt pga. to forhold: 1) Kaldluftsdepoet begynte å ta slutt. 2) En varmfront kom inn over kysten og ga vestavind også på bakken. Dreining til vestavind var antakelig med på å stoppe østavinden, ettersom den treffer med hele sin komponent inn mot fjorden, og dermed yter stor motstand mot østavinden. Det kan godt hende at det ville ha blåst østlig en stund til hadde ikke vært for dreiningen til vestavind på bakken.

Disse resultatene er med på å støtte antakelsen i del 1 om at kaldluftsdreining er en av årsakene til østavind i Bodø.

Figurer

1.1	Oversiktskart over Nordland. (kilde: Institutt for geofag) . . .	5
1.2	Kart over Saltenområdet. Bokstaven e mangler i Skjerstadvjorden og bokstaven æ mangler i Misværsvjorden (kilde: Institutt for geofag)	6
2.1	Strømningsmønster ved: a) Superkritisk strømning b) Subkritisk strømning c) Hydraulisk hopp (Kilde: D.R Durran(1990). Mountain Waves and Downslope Winds. I Atmospheric Processes Over Complex Terrain, Met monogr. 23, s.67. Ed. W. Blumen. American Meteorological Society)	15
2.2	Vertikal struktur av hastighet U , potensiell temperatur θ , og turbulent kinetisk energi TKE, for dalvind (Kilde: R.B. Stull(1997). An introduction to Boundary Layer Meteorology, s 535. Kluwer Academic Publisher.)	17
2.3	Skjematisk presentasjon av typisk trykkdistribusjon over Sør-Europa ved Bora-vind. (Kilde: Petkovsek og Paradiz(1976). I Local Wind Bora, s.139. red. M. M Yoshino. University of Tokyo Press.)	19
2.4	Eksempel på synoptisk situasjon ved Boravind klassifisert under Yoshinos antisyklonal A. a) Høydekurver for 500 hpa b) Bakketrykk MSLP (Kilde: M. M Yoshino(1976). Local Wind Bora, s 78. University of Tokyo Press)	24

- 2.5 Forhold mellom synoptisk vind og vinden i en dal natt og dag for hver av mekanismene: termalt drevet, momentum transport, tvungen kanalisering og trykkdreven kanalisering. Dalen har lengderetning fra nordøst til sørvest. (Kilde: C. D Whiteman og J. D Doran(1993). The Relationship between Overlying Synoptic-scale Flows and Winds in a Valley. Journal of Applied Meteorology) 25
- 2.6 Forhold mellom geostrofisk vindretning og vindretning i en dal/fjord ved trykkdreven kanalisert vind. Stiplet pil er vindretning i dalen, heltrukken pil er geostrofisk vindretning. Sorte linjer er isobarer, og blått felt er fjord eller dal. (Kilde: Tegnet for hånd.) 26
- 4.1 Vindrose for Bodø vintersesongen 1. september 1999 til 30.april 2000 basert på synoptiske observasjoner (Kilde: Tegnet for hånd) 36
- 4.2 Vindrose for Bodø februar måned fra 1975 til 2004 basert på synoptiske observasjoner (Kilde: Meteorologisk institutt) . . . 37
- 4.3 Vindrose for Bodø juni måned fra 1975 til 2004 basert på synoptiske observasjoner (Kilde: Meteorologisk institutt) . . . 37
- 4.4 Tabell over fordeling av 10 meters vindretning i Bodø og på Tennholmen basert på synoptiske observasjoner i vintersesongen fra 1.september 1999 til 30 april 2000 (Kilde: Laget i matlab) 42
- 4.5 Stolpediagram over hyppighet av vindretning på Tennholmen ved østlig vind i Bodø basert på synoptiske observasjoner vintersesongen 1999/2000 (Kilde: Tegnet for hånd) 43
- 4.6 Hyppighet av vindretninger på bakke, i 400 meter, 800 meter og 1200 meter for vintersesongen 1.september 1999 til 30.april basert på radiosondedata (Kilde: Laget i matlab) 44

5.1	Prognostisk oppstigning fra modellkjøring i UM1 over Bodø kl. 1200 UTC 24.januar 2000. Blå heltrukken linje representerer temperatur, stiplet linje duggpunktstemperatur. Til høyre i figuren er vindpiler (Kilde: DIANA analyse)	57
5.2	Radiosondedata over Bodø kl 1200 UTC 24.januar 2000.Heltrukken linje til høyre representerer temperatur, heltrukken linje til venstre representerer duggpunktstemperatur.(Kilde: Tegnet for hånd)	58
5.3	Reanalyse av synoptisk situasjon 23. januar kl. 1200 UTC. Blå linjer er geopotensiell høyde for 1000hpa med ekvidistanse 40 meter, rød linjer er tykkelse mellom 1000 hpa og 500 hpa med ekvidistanse 100 meter. Rød linje med halvsirkler er varmfrontens plassering på bakken. (Kilde: DIANA analyse)	59
5.4	Reanalyse av synoptisk situasjon 24. januar kl. 1800 UTC. Blå linjer er geopotensiell høyde for 1000 hpa med ekvidistanse 40 meter, rød linjer er tykkelse mellom 1000 hpa og 500 hpa med ekvidistanse 100 meter. Rød linje med halvsirkler er varmfrontens plassering på bakken. (Kilde: DIANA analyse)	60
5.5	Oversikt over vertikalsnitt A, B, C og D (Kilde: Kart fra DIANA)	61
5.6	Vertikalsnitt fra modellkjøring av UM1 over Saltfjorden kl. 1200 UTC 24. januar 2000. Vertikalsnitt fra linje AA i figur 5.5. Rød linjer er temperatur i celsius ekvidistanse 2 grader, blå linjer er potensiell temperatur i kelvin ekvidistanse 2 grader, sorte piler er vind i m/s. (Kilde: DIANA analyse av resultater fra UM!)	72
5.7	Vertikalsnitt fra modellkjøring av UM1 over Saltfjorden kl. 0600 UTC 23. januar 2000. Vertikalsnitt fra linje AA i figur 5.5. Rød linjer er temperatur i celsius ekvidistanse 2 grader, blå linjer er potensiell temperatur i kelvin ekvidistanse 2 grader , sorte piler er vind i m/s. (Kilde: DIANA analyse av resultater fra UM1)	73

5.8	Bakkestrykk MSLP i hpa, ekvidistanse 0,5 hpa og vindpiler i 10 meter for modellkjøring av UM1 for kl 0600 UTC 23. januar 2000 (Kilde: DIANA analyse av resultater fra modell UM1) .	74
5.9	Bakkestrykk MSLP i hpa, ekvidistanse 0,5 hpa og vindpiler i 10 meter for modellkjøring av UM1 for kl 1200 UTC 24. januar 2000 (Kilde: DIANA analyse av resultater fra modell UM1) .	75
5.10	Resultat av vertikalsnitt i modellkjøring av UM1 over Kjølen fra ytterst i Saltfjorden og inn i Sverige fra kl. 1200 24. januar 2000. Vertikalsnitt langs linje BB i figur 5.5. Rød linjer er temperatur i Celsius, ekvidistanse 2 grader, blå linjer er potensiell temperatur. Svarte piler er vind oppgitt i m/s, og viser også vindretning. (Kilde: DIANA analyse av resultater fra modell UM1)	76
5.11	Bakkestrykk MSLP i hpa, ekvidistanse 0,5 hpa og vindpiler i 10 meter for modellkjøring av UM1 for kl 0600 UTC 23.januar 2000 rundt Saltfjorden (Kilde: DIANA analyse av resultater fra modell UM1)	77
5.12	Bakkestrykk MSLP i hpa, ekvidistanse 0,5 hpa og vindpiler i 10 meter for modellkjøring av UM1 for kl. 1200 UTC 24. januar 2000 rundt Saltfjorden (Kilde: DIANA analyse av resultater fra modell UM1)	78
5.13	Bakkestrykk MSLP i hpa, ekvidistanse 0,5 hpa og vindpiler i 10 meter for modellkjøring av UM1 for kl. 0600 UTC 25. januar 2000 rundt Saltfjorden (Kilde: DIANA analyse av resultater fra modell UM1)	79
5.14	Område A, B og C (Kilde: Kart fra DIANA)	80
5.15	Detaljer i vind og trykk for område A i figur 5.14 kl.1200 UTC 24. januar 2000. Blå linjer er bakkestrykket MSLP, ekvidistanse 0,1 hpa. Vindpiler er sorte, og representerer bakkeverdier, vindtakker oppgitt i m/s (Kilde: DIANA analyse av resultater fra modell UM1)	81

- 5.16 Detaljer i vind og trykk for område B i figur 5.14 kl 1200 UTC 24. januar 2000. Blå linjer er bakkestrykket MSLP, ekvidistanse 0,1 hpa. Vindpilerer er sorte, og representerer bakkeverdier, vindtakker oppgitt i m/s (Kilde: DIANA analyse av resultater fra modell UM1) 82
- 5.17 Detaljer i vind og trykk for område C i figur 5.14 kl. 1200 24. januar 2000. Blå linjer er bakkestrykket MSLP, ekvidistanse 0,1 hpa. Vindpilerer er sorte, og representerer bakkeverdier, vindtakker oppgitt i m/s (Kilde: DIANA analyse av resultater fra modell UM1) 83
- 5.18 Vertikalsnitt på tvers av Saltfjorden kl. 1200 UTC 24. januar 2000 over vertikalhastighet. Vertikalsnitt D i figur 5.5. Ekvidistanse 0,2 m/s (Kilde: DIANA analyse fra resultater av modellkjøring av UM1) 84
- 5.19 Bakketemperaturer T 2 meter for kl. 0600 UTC 23. januar 2000 i Celsius. Ekvidistanse 5 grader. (Kilde: DIANA analyse fra resultater av modellkjøring av UM1) 85
- 5.20 Bakketemperaturer T 2 meter for kl. 1200 UTC 24. januar 2000 i Celsius. Ekvidistanse 5 grader. (Kilde: DIANA analyse fra resultater av modellkjøring av UM1) 86

Referanser

- Banta, R. M., L. S. Darby, J. D. Fast, J. O. Pinto, C. D. Whiteman, W. J. Shaw, and B. W. Orr, 2004: Nocturnal low-level jet in a mountain basin complex. part one: Evolution and effects on local flows. *Journal of Applied Meteorology*, **43**.
- Barry, R. G., 2001: *Mountain weather and climate*. Routledge. pp 125-145.
- Bøyum, G., H. Sandmo, and L. Stenberg, 1999: Vindprosjekt bodø. Technical report, Det Norske Meteorologiske Institutt.
- Bøyum, G., PersKom. Statsmeteorolog ved værvarslinga for nord-norge. Personlig kommentar.
- Dannevig, P., 1969: *Flymeteorologi*, kapittel flyværet i Norge, 411–453. H. Ascehoug co. (W.Nygaard), 2 edition.
- Durrán, D. R., 1990: *Atmospheric processes Over Complex Terrain, Met monogr 23*, kapittel Mountain Waves and Downslope Winds, 59–81. Boston Mass American Met Soc.
- Mellveen, R., 2003: *Fundamentals of weather and climate*. Nelson Thornes Ltd. pp 200-201.
- Mook, R. H. G., 1962: Zur bora in einem nord-norwegische fjord. *Meteorologische Rundschau*, (15), 130–133.
- Naustvik, M., 1976: Vindshear at bodø airport. Technical report, Det Norske Meteorologiske Institutt.
- Petkovsek, Z., and B. Paradiz, 1976: *Bora in the Slovenian Coastal Region*. University of Tokyo Press. i Local Wind Bora (ed. M. M. Yoshino), pp 135-144.
- Sandmo, H., 1985: Inspeksjonsberetning for værstasjonen tennholmen fyr. Technical report, Det Norske Meteorologiske Institutt.

- Smith, R. B., 1986: Aerial observation of the Yugoslavian bora. *Journal of the Atmospheric Science*, **44**.
- Stull, R. B., 1997: *An introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers. pp 534-538.
- Wallace, J. M., and P. V. Hobbs, 1977a: *Atmospheric science*. Academic Press. pp 81-84.
- Wallace, J. M., and P. V. Hobbs, 1977b: *Atmospheric science*. Academic Press. pp 47-107.
- Wallace, J. M., and P. V. Hobbs, 1977c: *Atmospheric science*. Academic Press. pp 375-377.
- Wallace, J. M., and P. V. Hobbs, 1977d: *Atmospheric science*. Academic Press. pp 384-390.
- Whiteman, C. D., and J. C. Doran, 1993: The relationship between overlying synoptic-scale flows and winds within a valley. *Journal of Applied Meteorology*, **32**.
- Yoshino, M. M., M. T. Yoshino, M. Yoshimura, K. Mitsui, K. Urushibara, S. Ueda, M. Uwada, and K. Nakamura, 1976: *Bora Region as Revealed by Wind-shaped Trees on the Adriatic Coast*. University of Tokyo Press. i *Local Wind Bora* (ed. M. M. Yoshino), pp 59-71.
- Yoshino, M. M., 1976a: Die bora in Jugoslawien: Eine synoptisch-klimatologische betrachtung. In *Local Wind Bora*, 75–82. University of Tokyo Press.
- Yoshino, M. M., 1976b: *Local Wind Bora*, kapittel Bora Studies: A historical Review and Problems Today, 3–13. University of Tokyo Press.
- Ødegaard, V., K. I. Gjerstad, and N. Bjergene, 2007: Bedre byluft. evaluering av prognosemodell for meteorologi og luftkvalitet vinteren 2006/2007. Technical report, Met.no.