

Velkommen til faget Meteorologi Trin 4

Målet for faget er at komme nærmere ind på følgende emner:

Skræntløft

- Faktorer
- Komponenter
- Zoner

Termik

- Faktorer
- Typer
- Tegn

Vejret

- Temperatur
- Luftmasser/fronter
- Måling
- Skyer
- Rapporter

Du vil kunne finde materiale i pensum:

Den danske paragliderhåndbog, side

46-54, 109-123, 171-179

Driftshåndbogen s. 43-38

DHPU Hjemmeside



Yderligere findes her links:

[Metar og TAF](#)

[Naviar kort over DK](#)

Rigtig god fornøjelse!

Uddannelsesudvalget DHPU

Indledning

Dette modul vil have mange emner på tapetet, og en del af dem er gentagelser og uddybelse af foregående pensum. Du er nu i gang med at samle erfaring og timer på dit Trin 3 bevis, og dermed vil du også begynde at få lidt erfaring med løft i forskellige situationer.

Derfor handler det meste af dette modul om de forhold, der gør sig gældende under flyvning under løft, herunder skræntløft og termisk løft. Din teoretiske viden om disse faktorer går hånd i hånd med din praktiske træning med instruktør ved siden for at lære at håndtere din glider i løftzoner – og dermed også finde glæden ved at kunne blive ”hængende” i længere tid, end den rene nedflyvning giver mulighed for.

I Danmark er der især et problem med termik: at få højde nok på til at fange den. Derudover skal der selvfølgelig helst også være termik at finde, og det er ikke hele året, der byder på optimale forhold herhjemme. Til gengæld har vi mange skrænter til forskellige vindretninger, og det giver os gode forhold for at lære at kontrollere vores glider tæt på jorden og i stærk vind.

I bjergrige områder og i lande med fastlandsklima er termikken langt nemmere at fange, og det er derfor en yndet ferieform for mange piloter at drage afsted for at søge den gode termik.

I dette modul gennemgår vi derfor både meteorologiske forhold i Danmark og i udlandet, som skaber løft og dermed forlænget flyvning.



Hvor kan du søge information om vejret på dit flyvested i Danmark?

- a) dmi.dk
- b) sejladsudsiget.dk
- c) dr.dk
- d) a) og b)

Vindgradient betyder

- a) At trykket falder med højden
- b) Øget turbulens med højden
- c) En ændring af vindstyrken over en vis strækning
- d) Mere løft med højden

Den kraftigste turbulens finder man

- a) I varmfrontzoner
- b) I cumulus skyer
- c) I cumulonimbuskyer
- d) I tåge

se svar nederst på næste side

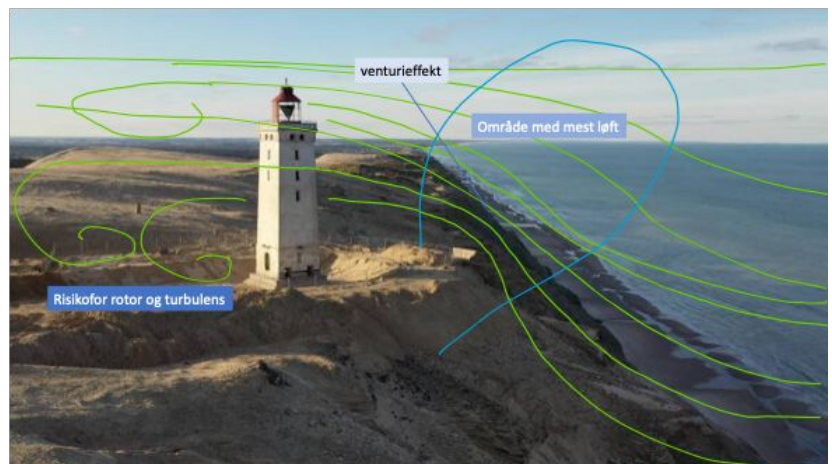
Skræntløft Faktorer

Danmarks kyster tilbyder et væld af muligheder for at flyve på skrænter af forskellig slags. Ingen skrænter er nemlig ens, nogle er høje, nogle er lave, nogle har træer og buske, andre marehalm som pynt. Skræntens form og hældning og dens begroning har stor betydning for løftet, både kvalitet og mængde. Måske har du allerede stiftet bekendtskab med forskellige skrænter som pilot, måske har din klub et yndet sted at træne – eller måske har du det til gode, fordi du hidtil har trænet på optræk eller i bjerge. Men næste gang, du befinder dig ved kysten og hvor der er en skrænt med pålandsvind, kan du begynde at analysere ud fra nogle af de ting, vi berører i dette modul.

Form og hældning

Ingen skrænter er helt ensartede. Og deres forskellige form, længde og højde vil bestemme, hvilken type løft, du kan forvente. Vi forudsætter i denne beskrivelse, at vinden er jævn og uden stød.

Herunder en illustration, som forsøger at beskrive, vindens rejse fra havet, op langs skrænten og henover toppen. Som du nok husker fra tidligere moduler, vil skræntens form udgøre "halvdelen" af et venturirør, hvorfor der helt naturligt sker en vindøgning, da al luften foran selve skrænten skal passere sammen med den øvrige luft over skrænten og derfor bliver komprimeret mest lige ved skræntetoppen, i kompressionszonen.



Da løftet bredes ud over skræntens udstrækning, vil en skænt med svag hældning ikke generere så kraftigt et løft, medens en meget stejl skrænt vil koncentrere løftet, som derfor bliver væsentligt kraftigere. Med det kraftigere løft kommer også en kraftigere vindgradient og fare for rotor bagved skræntoppen.

Forhindringer som træer og buske har også effekt på løftet (husker du, at modstandens porøsitet har effekt?). Den horisontale form på skrænten har stor betydning for ikke bare løft, men også for sikkerhed for flyvningen. Vi har tidligere talt om venturi-effekt, og i den sammenhæng kan det være en rigtig god ide at gå en tur ved stranden langs skrænten inden flyvning, for at gøre sig bekendt med ikke bare landingsmuligheder ved strandlanding, men også eventuelle tragter, som fordrer varsomhed ved krydsning for ikke at risikere at blive blæst bagover og ind over/bagved skrænten.

En lille [video](#) fra Vingesus med flyveglæde på skrænten.

Hvad afhænger lægivers bremseeffekt af?

- a) Porøsitet af lægiver
- b) Højde af lægiver
- c) Længde af lægiver
- d) Brede af lægiver

Jo højere skrænt, desto:

- a) bedre udsigt
- b) farligere
- c) stærkere løft
- d) nemmere

Må du flyve skrænt på Trin 4?

- a) nej, aldrig
- b) ja, hvis din instruktør er til stede

se svar nederst på næste side



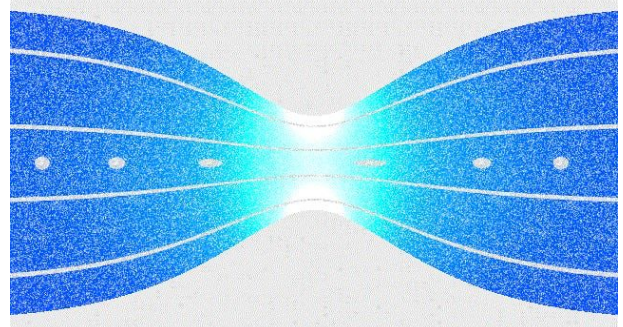
Vindretning og hastighed

Vindens retning og styrke skal passe til skrænten, og du skal på dette trin øve dig i at blive god til at vurdere, om den netop er det – tilpas og rigtig retning. Retningen ikke kun vigtig for sikkerheden, men også fordi det bedste løft skabes, når vinden står vinkelret ind på skrænten. Men selv skrå vind vil stadig give løft.

Løftet øges med øget vind, og du kan flyve indenfor en zone af vindhastighed, som afhænger af din skærms egenhastighed. Så med en skrå vinkel på vinden, så vil en øget vind stadig kunne tilbyde lidt løft. Vindstyrken er som sagt en begrænsning, og her skal du måle vinden i kompressionen, dvs. på toppen af skrænten og ikke nede ved stranden. Typisk vil vinden være cirka 50% kraftigere i kompressionen, men det afhænger af en lang række faktorer.

Hangglidere flyver med langt større egenhastighed (TAS) end paraglidere, og kan således håndtere væsentlig kraftigere vind.

Derudover skal man huske på sæsonvariation, idet løftet bliver kraftigere jo koldere det er – det skyldes, at kold luft har højere densitet, dvs er tungere, end varm luft. Det betyder også, at vi kan/skal flyve i svagere vind om vinteren end om sommeren.



1a

2c

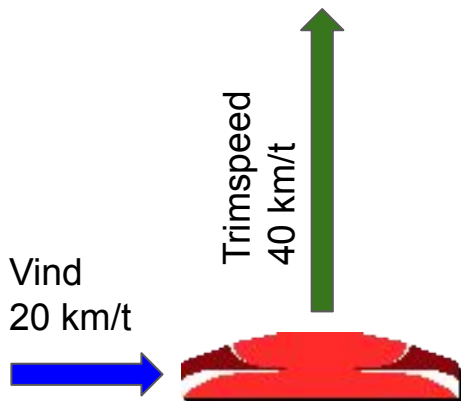
3a

4b

Komponenter (= komposanter)

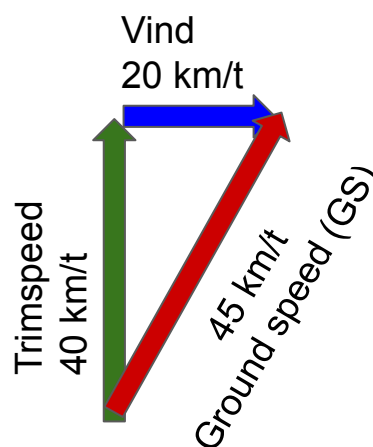
For at lette forståelsen for vindens betydning for vores flyvning, er det hensigtsmæssigt at forstå et helt grundlæggende element af fysikken, kaldet *vektorregning*. Det er ikke specielt svært og særdeles nyttigt. Forestil dig, at du på et almindeligt glidevender næsen direkte mod nord og flyver med en trimspeed på 40 km/t.

Samtidig Blæser det direkte fra vest med 20 km/t. Hvilken betydning har det for din retning og fart i forhold til jorden?



På figuren har vi tegnet flyvefarten ind med grønt og vinden med blå. Længden på pilene svarer til de to hastigheder, og for nemheds skyld har vi valgt 1mm = 1 km/t. Den grønne pil er således 40 mm og den blå pil 20 mm, da trimspeeden er dobbelt så stor som vindhastigheden.

Med vektorregning kan man på simpel vis "lægge pilene sammen". Det har vi gjort, og får nu resultatet - eller, med et udtryk fra fysikken "den resulterende hastighed" - i form af den røde pil:

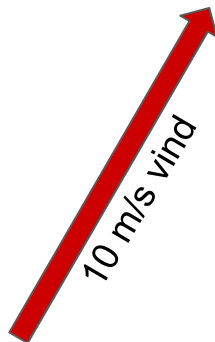


Hvis vi ellers har skaleret rigtigt (trimspeed-pilen er 40 mm, vindpilen er 20 mm), vil vi kunne måle Ground speed pilen til at være cirka 45 mm, svarende til 45 km/t. Måske et overraskende resultat, når vi har en relativ kraftig sidevind og altså en afdrift fra vores heading (den vej, vi peger) på 20 km/t. En GPS-måler vil altså vise, at vi flyver ca. NNØ med 45 km/t.

Vi kan således på enkel vis simpelthen lægge forskellige hastigheder sammen og få et let forståeligt og letlæseligt resultat ud af det. Prøv selv med forskellige scenarier på et stykke ternet papir og med en lineal.

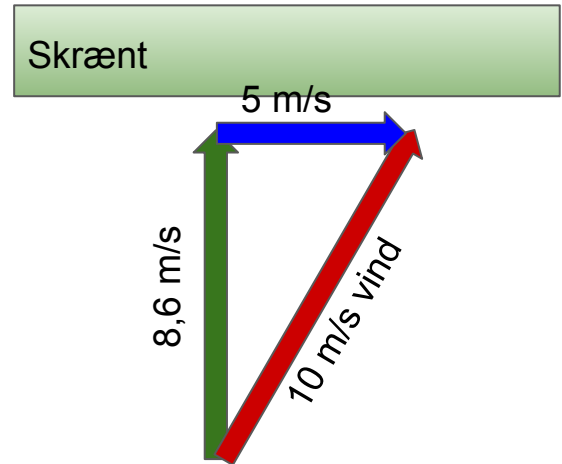
Det spændende ved vektorregning er, at vi også kan gå den anden vej og "splitte en pil op" i stedet for at lægge sammen.

Lad os betragte en skrænt, hvor vinden er 30° skæv i forhold til den ideelle vindretning 90° på skrænten.



På figuren har vi tegnet vinden ind med rødt, og skalaen er $1 \text{ cm} = 2 \text{ m/s}$. Hvad kan vi nu forvente af forholdene? Lad os prøve at gå den modsatte vej og dele vektoren (pilen) op i en retning direkte mod skrænten - det er den, der genererer løftet - og en retning parallel med skrænten - det er dét, vi oplever som mod- eller medvind på skrænten!

Her kan vi måle os til, at netop ved 30° er præcis halvdelen af vindens hastighed parallel med skrænten og genererer altså tilsvarende med- eller



modvind (5 m/s), medens den komponent, der genererer løftet vinkelret på skrænten, overraskende kun er reduceret til 8,6 m/s. Her begynder med- eller modvinds-komponenten at blive problematisk for flyvningen, og mangt et spin/stall på skrænt er sket på grund af flyvning i medvind, fordi piloten mentalt ikke er forberedt på den høje fart på medvindsbenet og derfor bremser skærmen an og således staller eller spinner skærmen. Derfor: hænderne op i medvind!

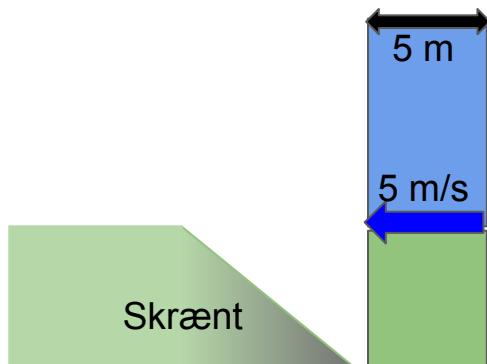
Ved 45° skæv vind er den blå og grønne komponent præcis lige store (7 m/s), og ved 60° bytter de plads!

PS! Skrænten løfter lige godt, hvad enten man flyver på med- eller modvindsbenet, selvom der findes mange skrøner om det modsatte - men man møder forhindringerne væsentligt hurtigere, når man flyver i medvind!

Skræntløft

Når det blæser ind på en lang skrænt, der står i vejen for vindens fri færden, vil vinden blive tvunget op over skrænten, da vinden som bekendt ikke har mulighed for at lægge sig i en stor bunke nede foran skrænten.

Det har den heldige virkning, at vindens bevægelse bliver ændret fra vandret til skråt opad; og det kan vi som piloter udnytte til at blive hængende i på skrænten, når vinden er passende.

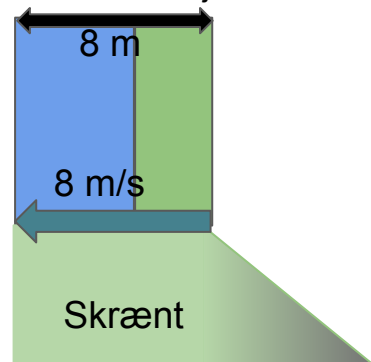


Det har også en anden virkning, som vi skal være opmærksomme på. Lad os antage, at det blæser 5 m/s ind på skrænten. Lad os prøve at skære en blok luft ud svarende til den mængde, der passer et område i løbet af 1 sekund. Med 5 m/s er blokken altså netop 5 meter bred. Og lad os så kigge på, hvad der sker, når den når til skrænten på sin færd.

Når vores luftblok kommer glidende med 5 m/s og rammer skrænten, skal al den luft, der på figuren befinder sig nede under den blå pil, bevæge sig op over skrænten for at passere denne.

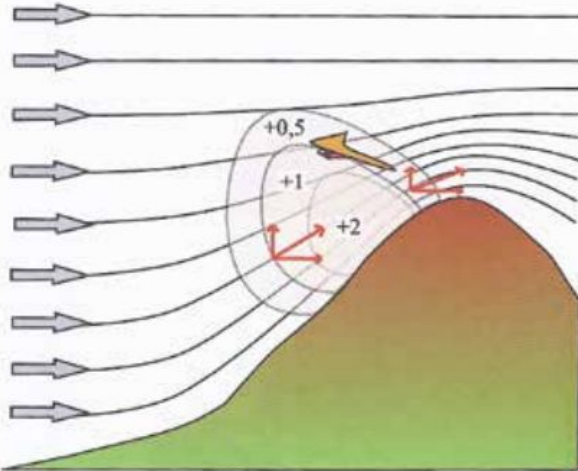
Men: den del af luften, der befinder sig over pilen, skal *også* passere hen over skrænten samtidig. Det er der ikke umiddelbart plads til. Da den nederste del af luften imidlertid ikke har andre muligheder, vil den presse sig sammen med luften, der bevæger sig i højde med skrænttoppen, og vi får en *kompressionszone* lige ved toppen af skrænten.

Lufblokken, der før var 5 m bred, er nu i stedet blevet 8 m bred, da den skal rumme samme mængde luft, men ikke længere er nær så høj!



Hvad der imidlertid ikke er ændret er, at den stadig skal nå at flytte sig over hele længden på 1 sekund; og derfor bliver den nødt til at accelerere og bevæge sig med 8 m/s, da den er 8 m bred.

Omend dette er en stærkt forenklet fremstilling af virkeligheden, da vindhastigheden i forskellige dele af blokken vil variere, så vindens hastighed vil tiltage med højden op til en vis højde, ligesom vinden vil accelerere efterhånden, som den nærmer sig skrænten, giver den alligevel et indblik i, hvad vi vil opleve mht vindhastighed i nærheden af skrænten og især toppen af skrænten.



Skematiske fremstillinger af løft på skrænt, når vinden står lige ind, vinkelret på skrænten. (Kilde: Paraglider Håndbogen)

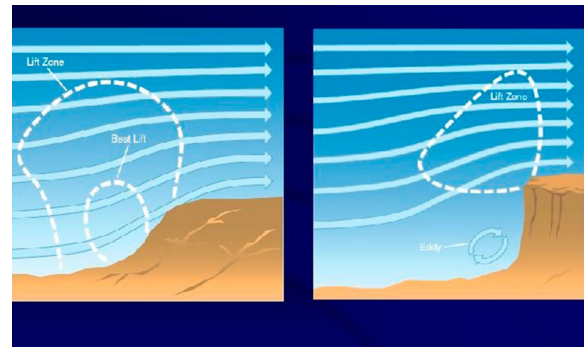
En mere korrekt fremstilling af vindens bevægelse omkring skrænten ses på ovenstående figur. Luftens bevægelse er symboliseret ved de tynde linjer: jo tættere, de er på hinanden, desto højere vindhastighed. *Kompressionen* og den deraf følgende *acceleration* af vinden ses tydeligt, desto tættere vi kommer toppen af skrænten.

På figuren kan man også se, at løftet (angivet med røde vektorer) er stærkere umiddelbart foran skrænten, end når man bevæger sig ind over toppen på trods af, at vindhastigheden på toppen er højere, da vindretningen til gengæld er mere vandret. Derfor får man varierende løft afhængigt af, hvor på skrænten man flyver; på figuren angivet som zoner, hvor den vertikale del af strømmingen udgør hhv +2 m/s, +1 m/s og +0,5 m/s løft (overgangen mellem zonerne er naturligvis i virkeligheden flydende). Kommer man ind over - eller endnu værre, bagved - toppen, er der ikke løft, og måske endda synk eller kraftig turbulens/rotor.

Selve løftet på skrænten afhænger af en masse faktorer, ikke mindst skræntens højde og hældning, og jævnfør vores tidligere introduktion af vektorregning også af, om vinden "står lige ind" på skrænten.

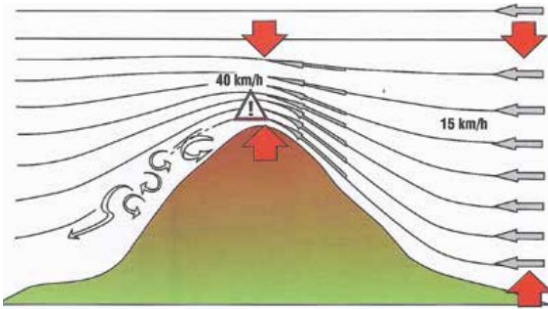
Skræntløft zoner

En blød skrænt vil have en bredere løftzone, vi kan flyve i, men også et generelt svagere løft, så vi ikke kommer så højt. En stejl, høj skrænt giver et solidt løft, men i en smallere zone - dog med den lille "finte", at der vil danne sig et lokalt højtryk ved bunden af skrænten, som vil virke som stødpude for den øvrige vind og dermed effektivt gøre løftzonen bredere, end man måske umiddelbart skulle tro.



Allernederst på en stejl skrænt kan vi støde på det fænomen, vi på dansk kalder *dødens pølse*, som netop skyldes det lokale højtryk, der forhindrer vinden i at bevæge sig helt ind til skrænten. Det er en pude af stillestående eller roterende luft (på engelsk kaldet en "eddy", en hvirvel). Det betyder, at hvis vi af en eller anden grund mister løftet og skal lande lige foran den stejle skrænt, risikerer vi at møde en kraftigt aftagende vind og i visse tilfælde ligefrem en vind, der blæser udad og væk fra skrænten på grund af den roterende bevægelse. Det kan være ret udfordrende!

Endelig har det betydning for, hvor kraftigt løftet bliver, om luften er kold eller varm. Kold luft er tættere/tungere end varm luft, og giver derfor et bedre løft, men også en lavere trimspeed, så vi løber hurtigere tør for fremdrift og skal derfor flyve i mindre vind, når det er meget koldt, så vi ikke bliver blæst baglæns!



Farlige hvirvler/rotor på bagsiden af skrænten (Kilde: Paraglider Håndbogen)

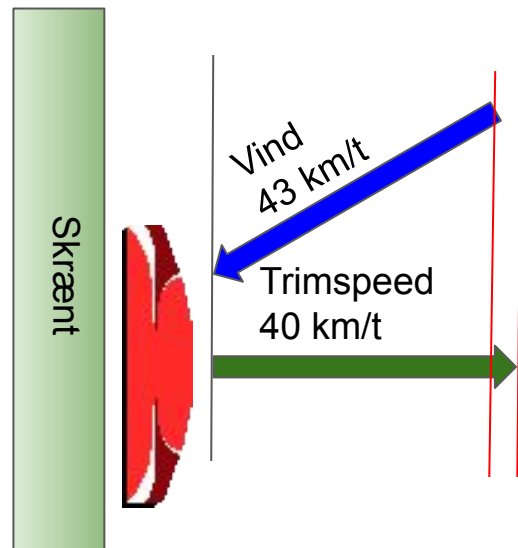
Vi har primært diskuteret forholdene på forsiden af skrænterne, fordi det er dér, vi flyver. Eller i hvert fald *ønsker* at flyve.

Den største fare ved at flyve i for stærk vind er ikke at blive blæst bagover i sig selv, selvom det kan give en solid slæbetur gennem landskabet at lande i kraftig vind. Den største fare er derimod de luftstrømninger, der gør sig gældende på læsiden af skrænten, og som nemt kan forårsage så kraftig turbulens, at paraglidere ganske enkelt kolliderer i luften, så piloten styrter til jorden. Også stall eller spin er en reel fare, da vinden snart kommer forfra, snart fra siden eller bagfra. Jo kraftigere vind, og jo stejlere og mere kantet forløb af skrænten, desto større er risikoen for farlige forhold. Stejle skrænter har ofte en rotor på toppen, der gør top-landinger til livsfarlige projekter.

Husk - du kan ikke umiddelbart se rotoren, og når du først er fanget af den, er der ingen hjælp at hente. Derfor: hold dig fra at flyve i forhold, hvor der er risiko for at blive blæst bagover, og sørg for at holde god afstand til kraftige kompressionszoner, der nemt kan fange især paraglidere!

Skulle det uheldige ske, at du er ved at blive fanget af kompressionen, så husk, at den hurtigste vej væk fra skrænten er at holde næsen *vinkelret ud fra skrænten*. Uanset, om det blæser lige på eller skråt på skrænten skal din vinge altså pege den samme vej: direkte væk fra skrænten, selvom du samtidigt måtte blive skubbet sidelæns af vinden. Med reference til vores tidligere vektorregning kan man sige: din trimspeed-pil skal pege direkte væk fra skrænten, uanset, hvor vinden kommer fra. Og naturligvis skal du huske at bruge accelerator, hvis du er ved at blive fanget, så du øger din hastighed væk fra skrænten!!

Først og fremmest gælder det dog om helt at undgå situationen!



Uanset vindens retning skal du pege din vinge direkte væk fra skrænten. I ovenstående tilfælde vil piloten slippe væk fra 43 km/t let skæv vind, selvom trimspeed kun er 40!

Termikfaktorer

På dette trin vil du få dine første erfaringer med at flyve termik. Mange forbinder termikflyvning med noget vanskeligt, og måske endda mere utrygt end skræntflyvning, fordi man er længere væk fra jorden, og fordi det kræver mere aktiv flyvning. Men med større højde følger større sikkerhed, da man har tid til at overvinde en kritisk situation, hvilket i ringe grad er tilfældet ved fx skræntflyvning, hvor jorden er helt tæt på!

Ujævn opvarmning

Når vi taler termik, tænker vi på lokale, temperatur-drevne luftbevægelser. Termik opstår som udgangspunkt på grund af forskellig opvarmning af luften over forskellige overflader.

Den opvarmede luftmasse er af flere årsager lettere end den omgivende luft; dels udvider luften sig med temperaturen, så en kubikmeter varm luft simpelthen indeholder færre molekyler end en kubikmeter kold luft i samme højde, og dels vil den varme luft, når den ligger tæt på jorden, optage mere fugt fra jorden. Fugtig luft vejer pudsigt nok mindre end tør luft ved samme temperatur.

Slutresultatet er, at den opvarmede luftmasse får en lavere massefylde (vejer mindre pr volumen) og på et tidspunkt vil den blive presset til vejrs, når den omgivende koldere og tungere luft med sin højere massefylde presser sig ind under den varmere, lettere luft og skubber den opad. Det er altså *ikke*, som vi ynder at fortælle, den varme luft, der på magisk vis af sig selv stiger til vejrs og efterlader et hul, som den kolde luft må søge hen i og lukke. Derfor er også *triggere*, som den kolde luft kan bruge i processen, vigtige, (mere herom om lidt).

Når den kolde luft har fortrængt den varme luft ved jorden, er det så den nye, koldere lufts tur til at blive opvarmet af overfladen, og processen kan gentage sig.

Termikken kræver således både varm luft og kold luft. Derfor er det ikke tilstrækkeligt, at fx hele atmosfæren er varm - for så er der ikke noget kold (tungere) luft til at drive processen, ligesom det samme med modsat fortegn gør sig gældende, hvis hele atmosfæren er kold.

Det er *forskellen* på luftens temperatur, eller rettere massefylde (vægt pr kubikmeter) og den omgivende luft, der er nøgleordet i termik.

I en termikboble er luften

- Koldere end den omgivende luft
- Samme temperatur som luften i 3000 fod
- Lettere end den omgivende luft
- Fyldt med støv

Hvilken type skyer følger normalt med termisk udvikling

- Altostratus
- Altostratus lenticularis
- Nimbostratus
- Cumulus

se svar nederst på næste side

Her opvarmes overfladen langsommere:

Vandområder, lave moseområder, skovområder, områder i skygge.

Her opvarmes overfladen hurtigt:

Solbeskinnede områder med sten, tørre pløjede marker, (tørre) grusgrave, mørke områder som parkeringspladser og bebyggede områder giver bedre chance for område med termikudløsning.

En tør overflade vil lettere end en fugtig kunne opvarmes og udløse termik, og nogle gange vil et tørt område kunne udløse kontinuerlig termik – et sådant område kaldes for et „hot spot“. Det ser man ofte i bjergrige områder, hvor erfarne piloter ved lige præcis, hvor de skal flyve hen for at tanke højde. Kendte hot-spots kaldes også “service thermals” eller “house thermals”.

Solen kan generere ret høje temperaturforskelle på op til 50° C mellem forskellige typer af overflader. De opvarmede overflader overfører den indstrålede energi til den omkringliggende luftmasse, som opvarmes. I visse tilfælde gør opvarmningen sig bemærket i form af “varme-flimmer”, især ved høj sol over en sommervarm asfalt.

De store temperaturforskelle på jordens overflade forsvinder meget hurtigt med højden. Ca. 4 meter over jorden er de aller groveste variationer allerede afbalanceret, og resultatet er et ca. 15-18 meter tykt, varmt luftlag med en meget udtalt øvre grænse. Dette luftlag kaldes også et “overadiabatisk” lag, fordi det burde være for varmt til at blive liggende. Men det gør det ofte alligevel, nærmest som en dyne på jordoverfladen.

Hvad er den største «motor» for termikudvikling

- Terrænets art
- Forskel i lufttemperaturer
- Inversionslag
- Solens indstråling

Hvad tænker du, at der skal til for at en varm luftboble kan blive til termisk løft?

Trigger

Hvis du har prøvet at skulle løfte en tung kasse med bøger op fra et fladt gulv, vil du vide, at en væsentlig del af udfordringen er at få et ordentligt greb under kassen, så man kan begynde at løfte den. Først, når man med stort besvær har lirket fingrene ind under kanten af kassen, begynder processen at tage fart.

Lidt det samme gør sig gældende med termikbobler; den kolde luft (dine fingre) har svært ved at krybe ind under og få fat i det varme, overadiabatiske lag (bogkassen), hvis det er midt på en flad mark. Selvom det ikke er umuligt.

Så omend termiske bobler i princippet godt kan finde på at "stige af sig selv", vil de i de fleste tilfælde have brug for en udløsningsmekanisme, en såkaldt trigger, for at blive løftet fri fra jordens overflade. Triggers er netop steder i terrænet (eller hændelser, fx. en forbigående lastbil), hvor den kolde luft har lettere ved at kile sig ind under det varme luftlag.



På en helt vindstille dag kan den varme luft have tendens til at blive "hængende" ved jorden meget længe. Men blot en smule vind kan skubbe til den varme luft og få den til at bevæge sig sidelæns, indtil den rammer en form for udløsende faktor (trigger) - fx et levende hegn med træer, en bygning, højspændingsledning eller lignende - hvor den kolde luft kan få lirket den varme luft fri af underlaget og løfte den til vejrs, hvorefter den varme luft vil fortsætte sin færd opad til glæde for termikflyvningen.

Også ensomme bakker og andre forhindringer i landskabet kan udløse termik i læsiden, da de producerer en hvirvelstrøm i læsiden, som igen virker som en trigger for udløsning af det overadiabatiske lag.

En skovkant ved et større, mørkt skovområde kan være en god trigger, fordi luftmassen i den nederste del af skoven vil være betydeligt køligere end i toppen af træerne. Denne kolde masse af luft fungerer udmærket som en kile, der kan løfte den varme luft fri af jorden, når den glider ind mod/over skoven.



Det er bl.a. en af årsagerne til dannelse af termik over de svenske skove. Disse store skovområder findes ikke i samme omfang i Danmark, og vi har i øvrigt også lidt vanskeligere betingelser med de store vådområder, der omgiver omkring os.



I bjergene vil fx en opvarmet, stejl klippe have væsentligt nemmere ved at generere termik, da luften ikke rigtig har noget underlag at klæbe til. Så dér udløses termikken mere prompte, og det er også her, man typisk finder "service thermals", da ny luft kan tilføres i en konstant strøm og opvarmes af klippen.

Når den opvarmede termikboble endelig bliver sendt til vejrs, vil den under sin opstigning lige så stille afkøles på grund af trykfaldet med højden og afkøling fra omgivelserne. Men så længe den kan opretholde en lavere massefylde (temperatur og fugtighed) end den omgivende luftmasse, vil boblen blive ved med at stige. På et tidspunkt vil den opstigende luftmasse nå dugpunktstemperaturen, hvor fugten i den opstigende luft begynder at kondensere, og det resulterer i skydannelse i form af en cumulus-sky, som netop er karakteristisk for termik. Samtidig vil udskilningen af vandet dog betyde, at luften bibeholder sin temperatur noget bedre, mens processen forløber, og afkøling af luft under kondensering er således kun cirka en halv grad pr 100 meters højde mod normalt 1 grad pr 100 meters højde.

Stabil og instabil luft

Troposfæren, som i Danmark er ca. 10 km tyk, er den nederste del af atmosfæren, hvor "vejret foregår".

I troposfæren vil temperaturen i *gennemsnit* aftage cirka $0,61^{\circ}\text{C}$ pr 100 meter, vi bevæger os opad. Det er dog et gennemsnit, der dækker over variationer på mellem $0,65^{\circ}\text{C}$ under varmere forhold (typisk troperne) til omkring $0,45^{\circ}\text{C}$ ved Nordpolen, så konkret afhænger temperaturgradienten af, hvor man befinder sig, og især hvordan temperaturen ved overfladen er.

Imidlertid er gennemsnittet netop kun dét - et gennemsnit. I praksis er temperaturfordelingen op gennem Troposfæren ganske anderledes, end gennemsnittet tilskriver, og den ændrer sig drastisk med vejret og lufttrykket.

Hvis vi løfter en boble af luft op i højden, vil trykfaldet forårsage, at temperaturen i luftboblen vil falde, samtidigt med, at luftboblen vil ekspandere. Hvis denne opstigning foregår helt uden varmeudveksling med den omkringliggende luft, kalder vi temperaturændringen på grund af trykket for *adiabatisk*. Vi skelner mellem to typer adiabatisk temperaturændring: tør-adiabatisk og fugt-adiabatisk. Tøradiabatisk beskriver temperaturændringen ved opstigningen uden kondensation (uden skydannelse), medens fugtadiabatisk beskriver temperaturændringen under kondensation, altså under selve skydannelsen og inde i skyen.

Ved tør-adiabatisk opstigning vil afkølingen være cirka 1°C pr 100 meters højde (og omvendt, hvis luften synker). Ved fugtadiabatisk opstigning regner vi med en afkøling på cirka $0,5^{\circ}\text{C}$ pr 100 meter, *men fugtadiabatisk afkøling afhænger uhyre meget af luftens aktuelle temperatur*, så denne afkøling gælder kun under vores hjemlige himmelstrøg.

Da vi alligevel ikke må flyve inde i skyerne, hvor den fugt-adiabatiske afkøling optræder, kan vi primært koncentrere os om tør-adiabatisk opstigning.

Vi ved, at vores termikboble stiger, så længe den er lettere end omgivelsesluften. Hvis vi et øjeblik glemmer alt om luftfugtigheden og kun kigger på temperaturen, vil det betyde, at vores termikboble vil stige, så længe den er varmere end luften omkring den. Ergo: for at den *kan* stige i det hele taget, kræver det, at temperaturen af den omgivende luft op igennem troposfæren falder mindst lige så hurtigt, som vores termikboble bliver adiabatisk afkølet. Ellers vil vores termikboble på et tidspunkt opleve, at den omgivende luft har samme temperatur, og dermed stoppe sin opstigning.

Hvis vi en tilfældig dag måler, hvordan temperaturen faktisk opfører sig med højden, kan vi derfor forudsige, om en termikboble vil stige eller ej, og i givet fald hvor højt. Der er tre muligheder for temperaturgradienten, når vi måler på den:

1. Temperaturen aftager præcis lige så hurtigt, som vores termikboble bliver afkølet, altså $1^{\circ}\text{C}/100$ meter (Adiabatisk)
2. Temperaturen aftager væsentligt hurtigere, så vores termikboble vil opleve en større og større temperaturforskel, jo højere den bevæger sig op (Superadiabatisk)
3. Temperaturen aftager væsentligt langsommere, så vores termikboble vil opleve, at dens egen temperatur hurtigt falder til under omgivelsestemperaturen, og den må opgive at stige (Subadiabatisk)

Tilstanden i punkt 3. kaldes også "inversion", fordi temperaturen opfører sig omvendt af, hvad den burde gøre ifølge tøradiabatisk afkøling. Udover, at der altid findes et inversionslag i en eller anden højde - om ikke før, så dér, hvor Troposfæren ender - er den inversion, vi hyppigst støder på, helt nede ved jorden. Denne *bund-inversion* oplever vi normalt om morgenen efter en klar nat, hvor luftlaget ved jorden afkøles af selve jorden, så det er koldere end luften et stykke oppe. Bundinversion over land vil forsvinde ret hurtigt med solen, men især om foråret kan den blive liggende længe som en dyne over koldt vand og fx ødelægge skræntflyvning.

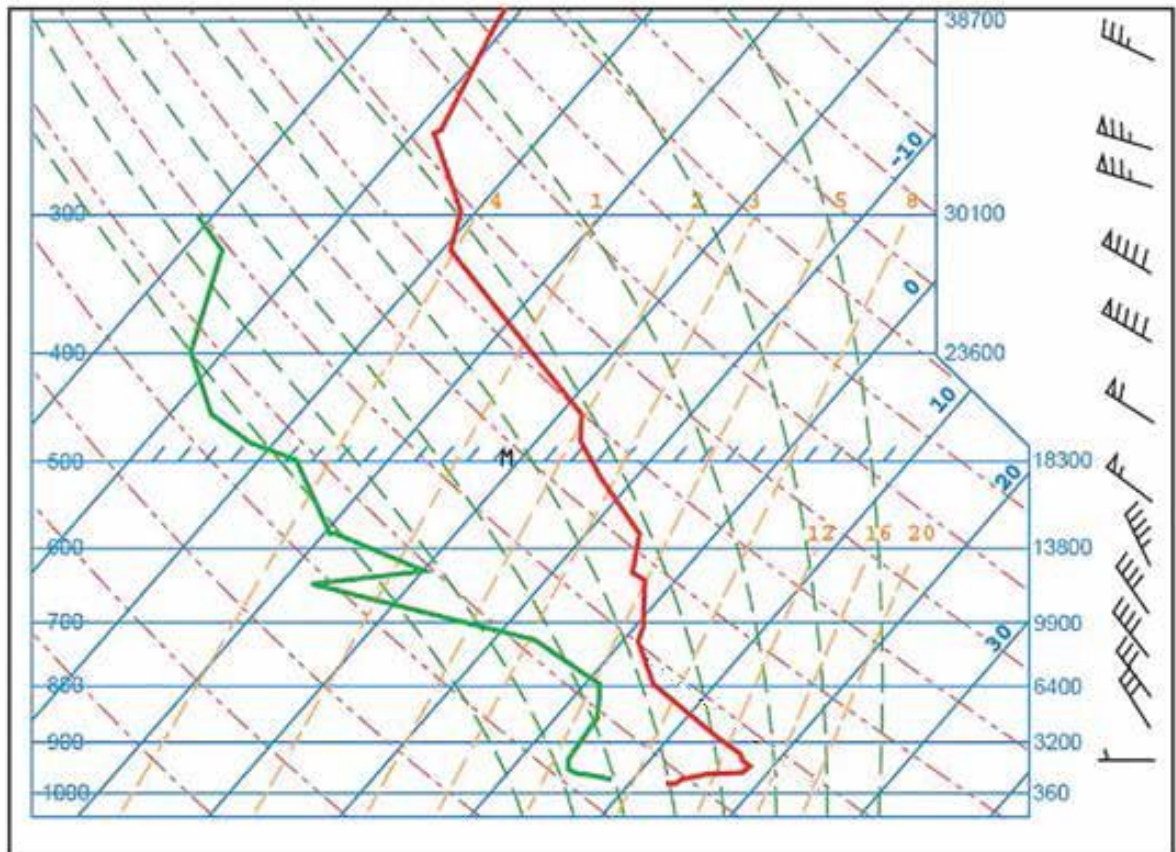
Skew-T log(p) diagram - atmosfærens tilstand

Som nævnt tidligere kræver termik, at en luftboble overhovedet er i stand til at stige, hvilket afhænger af boblens temperatur/fugtighed samt ikke mindst omgivelsestemperaturen.

Selvom vores primære interesse i vejret er muligheden for god termik, er meteorologernes interesse for atmosfæren langt mere omfattende, og de har udviklet et instrument, et *Skew-T log(p) diagram*, til afbildning af atmosfærens øjeblikkelige tilstand med mulighed for at konstruere sig

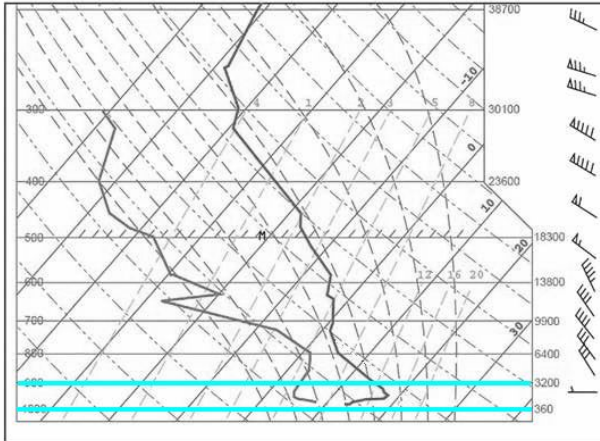
frem til den sandsynlige udvikling i nærmeste fremtid: et diagram, hvor man kan afbilde luftens temperatur og fugtighed i forhold til trykket (højden). Da fugtigheden er dét, som giver skyer, og temperaturen er dét, som potentielt får luften til at stige op (og danne skyer), er disse parametre uhyre essentielle for dagsvejret. Ikke mindst for os, fordi det giver os et indblik i, om vi overhovedet kan forvente termik, og i givet fald: risikerer vi, at det bliver farligt, fx i form af Cb-skyer.

Lad os kigge på det fulde diagram og derefter analysere det lidt i dybden.

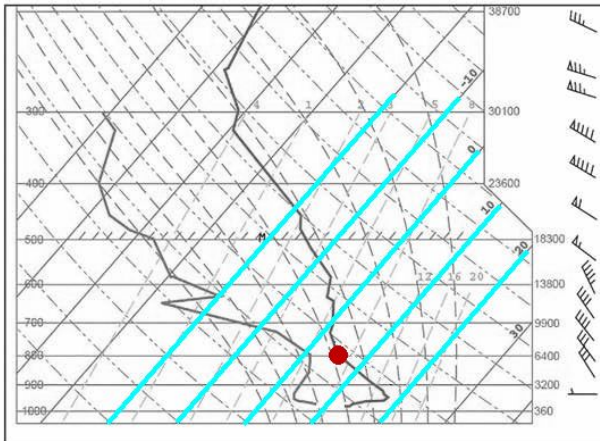


Den røde kurve (til højre) angiver den faktiske lufttemperatur i forskellig højde. Den grønne kurve (til venstre) angiver dugpunktstemperaturen for den luft, der befinder sig i den pågældende højde, og dermed, hvor meget vanddamp, luften indeholder.

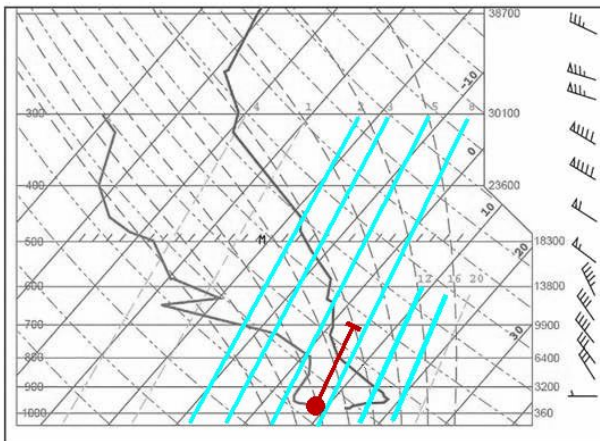
Dekodning og anvendelse af af Skew-T log(p)-diagrammet.



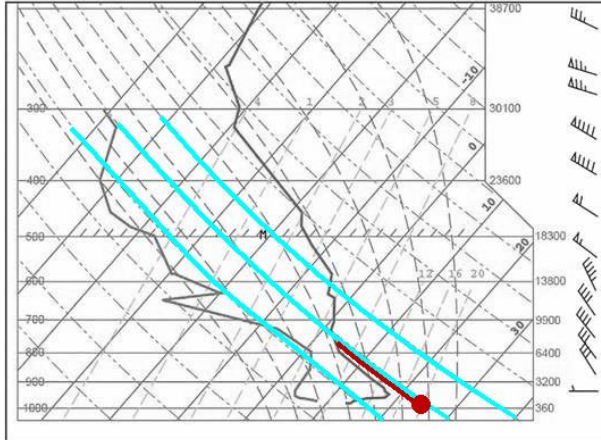
De vandrette linjer viser lufttrykket (fx 1000 hPa). Trykket ved jorden ændrer sig hele tiden, så man kan ikke direkte aflæse højden ud fra trykket. Men til højre er der alligevel angivet højder i fod (1000 hPa er angivet som 3600 fods højde). Den højde er imidlertid kun helt korrekt, hvis QNH er 1013,25 hPa, men giver et rimeligt fingerpeg om højden alligevel.



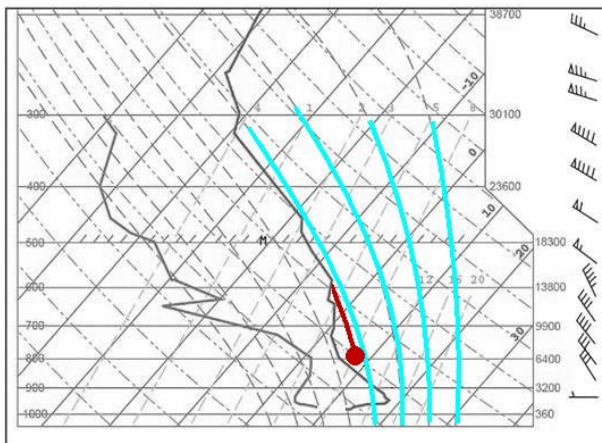
Temperaturlinjerne er skrå (på engelsk skew = skæv). Læg mærke til, at når man aflæser temperaturen af et punkt på tilstandskurven, skal man IKKE kigge i bunden af diagrammet, som man normalt vil gøre i et diagram. I stedet skal man lægge hovedet på skrå og se mellem hvilke to temperaturlinjer punktet, befinder sig, og udlede temperaturen derfra! Den røde prik, hvor temperaturkurven krydser 800 hPa-linien, angiver således en temperatur på 5° C (lige midt mellem linjerne markeret med henholdsvis 0 og 10)



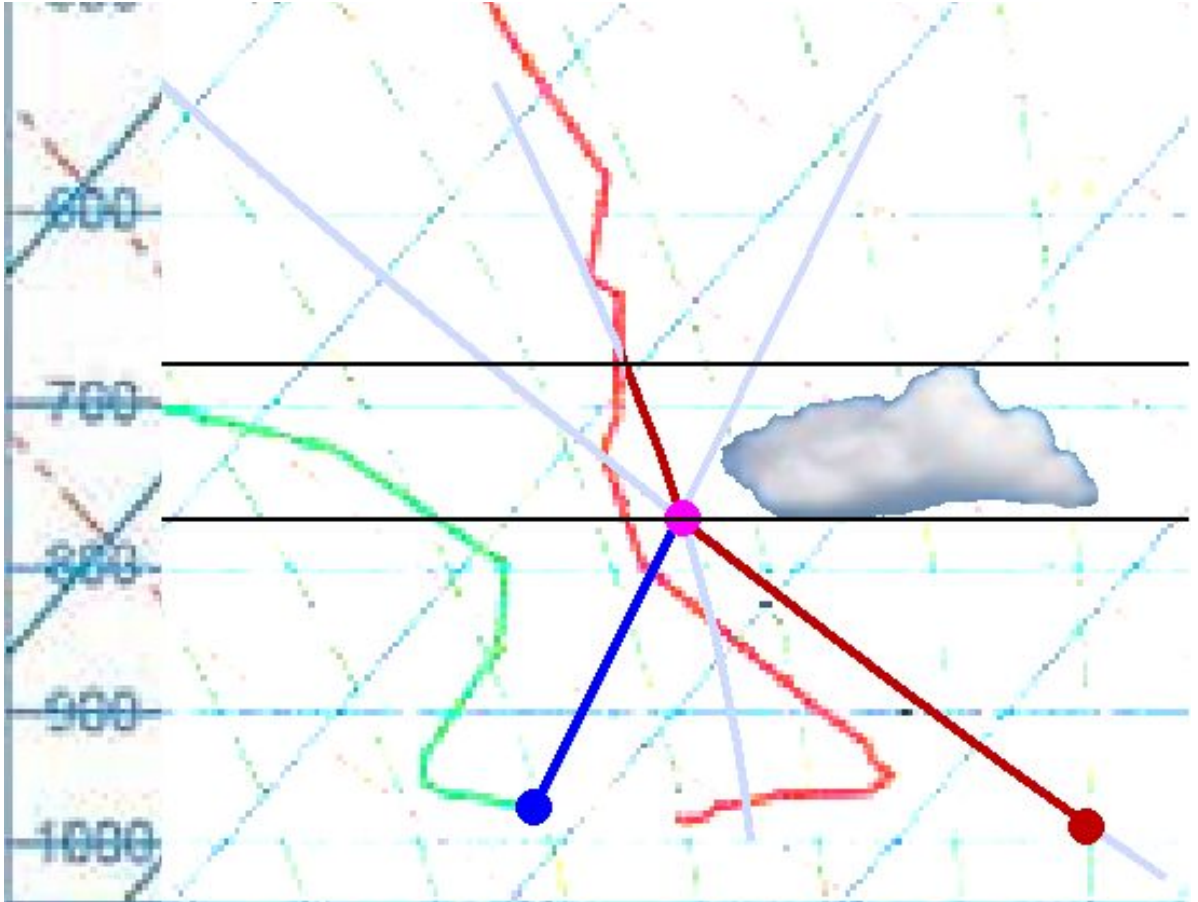
Knapt så skrå er de linjer, der angiver vandindholdet (gram pr kilogram luft) i atmosfæren for mættet luft, dvs ved dugpunktet for luften. Måske overraskende kan vi se, at under opstigning vil luftens dugpunkt falde - den bliver altså bedre til at holde på vandet med højden. Det skyldes, at luften udvider sig, når den stiger til vejrs, og dermed har vandmolekylerne sværere ved at finde hinanden og danne dråber. Så selvom dugpunktstemperaturen er cirka 8° C ved jorden (den røde prik), kan vi ved at følge de skrå dugpunktlinjer opad se, at den samme luft vil have et dugpunkt på ca 5° C ved 700 hPa. Vi vil bruge dette princip til til at finde skybasen for termik lidt senere.



De tør-adiabatiske linjer (ingen skydannelse) viser, hvordan temperaturen i en opstigende termikboble vil falde med højden og dermed trykket. Den røde prik indikerer en fiktiv luftboble ved jorden ved ca. 23° C (den temperatur, vi i eksemplet forventer senere på dagen, når solen får fat). Når vores termikboble begynder at stige, vil den blive afkølet jævnt før tøradiabaten, og på et tidspunkt vil den "ramme" temperaturkurven for atmosfæren (ved cirka 770 hPa) og altså have samme temperatur som omgivelserne. Så er der ikke længere opdrift fra temperaturforskellen, og termikken stopper dér (hvis der sker skydannelse undervejs, ændrer billedet sig lidt).



Fugtadiabaterne er mere lodrette på diagrammet og angiver luftens temperaturfald med højden under kondensering, dvs under skydannelse. Umiddelbart kan vi se, at da fugtadiabaterne er mere lodrette, vil afkølingen af den opstigende luft ske langsommere end for tøradiabatisk opstigning. Hvis vi antager, at en termikboble ved vores røde prik netop har ramt dugpunktstemperaturen og påbegynder skydannelse, vil den kunne fortsætte op langs fugtadiabaten, indtil den rammer temperaturkurven i omkring 600 hPa - væsentligt højere, end tøradiabaten ovenfor.



For læselighedens skyld er dele af selve diagrammet nedtonet.

Hvis vi nu kombinerer vores viden fra de forrige grafer, kan vi sige følgende: Hvis vores temperatur ved jorden på et tidspunkt når meteorologernes forudsagte 23 grader (den røde prik nederst til højre), vil det kunne udløse termik. Termikboblens vil under opstigning følge den røde tør-adiabat skrån opad mod venstre, indtil den krydser termikboblens egen dugpunktstemperatur, som vi har markeret med blå, startende nederst til venstre.

Når de to linjer krydser (ved cirka 760 hPa), vil termikboblens begynde at kondensere, dvs påbegynde skydannelse. Bunden af skybasen er med andre ord nået!

Dermed vil termikboblens overgå til at følge den mere lodrette, fugtadiabatiske kurve i stedet for den tøradiabatiske, indtil kurven "støder ind i" atmosfærens temperaturkurve, hvor termikboblens er afkølet til den samme temperatur som omgivelserne ved cirka 680 hPa, og opstigningen stopper.

NB. Hvis atmosfærens temperaturkurve og dugpunktcurve ligger tæt på hinanden, betyder det, at luften er næsten mættet med fugt. Det betyder, at en sky, når den først er dannet, vil have svært ved at blive opløst igen, når termikken stopper. Dermed bliver det mere og mere skyet, og til sidst lukker skyerne mere eller mindre af for solindstråling.

Termiktyper

Som vi så på Skew-T log(p) diagrammet, vil en termikboble som regel føre til dannelse af en sky (en Cumulus-sky, Cu), når termikboblen på et tidspunkt under opstigningen når sin egen dugpunktstemperatur. Dette er den mest almindelige type termik, vi støder på, og vi kan bruge Cu-skyen til at identificere, hvor termikken er; hvis der er en Cu-sky, er der formodentlig termik at finde nogenlunde neden under den.

Hvis vi forestiller os en situation, hvor opstigningen af termikboblen langs tør-adiabaten "støder ind i" temperaturkurven for atmosfæren, *inden* termikboblen når sin egen dugpunktstemperatur, bliver der ikke dannet en sky, og det er væsentligt sværere for os som piloter at finde termikken. Vi kalder denne type termik, der foregår uden skydannelse, for *blå termik* eller *tørtermik*, også selvom der ikke nødvendigvis er tale om helt tør luft, men blot om, at opstigningen går i stå, inden der bliver dannet en sky. Selvom man sagtens støde på tørtermik i Danmark, er den ekstra udpræget i store, tørre landområder som ørkner. De store varme områder i det centrale Australien etc vil tilbyde masser af skyfri dage med termik til pæne højder i modsætning til områder med høj luftfugtighed tæt på ækvator, der giver optimale forhold for udvikling af cumulus og ikke mindst cumulonimbus.

Styrke

Termikkens styrke afhænger af mange forskellige ting, luftens instabilitet, luftmassens tryk (højtryk har tendens til at lave mindre bobler med skarpe kanter, hvor lavtryk producerer større termikbobler med blødere kanter) tidspunkt på dagen, nærhed til jorden og selvfølgelig, hvor opvarmet luften ved jorden bliver *i forhold til* resten af atmosfæren. Da opvarmningen primært drives af solen, vil termik dermed have nemmere ved at opstå om sommeren, når solen står højt, men der kan i princippet genereres termik hele året.

Tæt ved jorden er turbulensen mere udpræget, og boblen har tendens til at blive blødere og bredere med højden.

Termikkens styrke kan udtrykkes som svag, moderat eller kraftig termik;

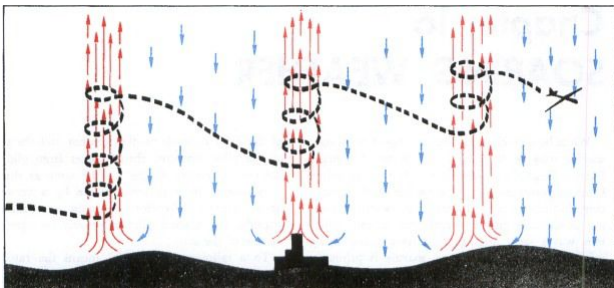
- Svag termik : Cu-basen mellem 1000ft og 2400ft. Stig mindre end 2 m/sek, ofte $\frac{1}{2}$ - 1 m/s.
- Moderat termik : Cu-basen mellem 2500ft og 5000ft. Stig 2-3 m/sek.
- Kraftig termik : Cu-basen over 5000ft. Stig mere end 3 m/sek.

Radius

Termiksøjlerne er typisk kegleformede med den smalle ende ved jordoverfladen, og keglen bliver bredere og dermed lettere at fange, jo højere man kommer op. Samtidig vil boblen blive mindre turbulent og "kantet" med højden.

Synkområder

Distanceflyvernes modstander nummer et er synkområder. Selv om der er god termik med stor opdrift, vil det være umuligt at undgå synkområderne, når man bevæger sig gennem lufthavet. Synkområder ligger mellem termiksøjlerne, og den nedadgående luftstrøm er en fysisk nødvendighed for at udligne den luftstrøm, der stiger til vejrs i termikboblerne. Kunsten ligger derfor i dels at forblive i boblen, og dels, når den forlades for at finde en ny, at penetrere synkområdet med den ideelle hastighed i forhold til graden af synk, vindens hastighed/retning og gliderens hastighedspolar. Som hovedregel: jo mere synk, desto mere accelerator for at komme igennem det



Farer

Der er selvfølgelig et vist faremoment ved den turbulens og de skift i luftens bevægelsesretning, der altid er forbundet med termik.

Et faremoment er, at man ved indgangen til en termikboble vil gå fra synkende luft omkring termikboblen til stigende luft omkring termikboblen. Det betyder, at vingen pludselig vil møde luft, der strømmer nedefra i stedet for lige forfra; dermed øges indfaldsvinklen på vingen, og den kan i værste fald gå i stall, hvis man flyver/reagerer uhensigtsmæssigt.

Tilsvarende, når man forlader termikboblen; her vil man gå fra stigende luft inde i termikboblen til den omgivende synkende luft. Vingen vil dykke, og for en paragliders vedkommende kan det i værste fald føre til kollaps, hvis situationen ikke håndteres korrekt. Ved svagere termik vil man næppe risikere de store problemer, men kraftig termik kan give udfordringer.

Vindstød/vindskift

På starten og ved landing kan termik gøre livet besværligt. En termikboble, der letter i nærheden, kan skifte vindretningen fuldstændig. Hvis man er ved at starte, kan man således opleve bagvind; men under landing kan vinden også skifte fra den retning, man netop har aflæst af vindsokken på vej ned til landingen, til at komme fra den stik modsatte retning. Det vil opleves som pludselig forøgelse af gliderens synk-hastighed og bringe glideren tættere på stall. Det skal man have med i sine overvejelser, når man lander under termiske forhold, og blandt andet derfor skal man altid holde en god fart i lav højde, så der er lidt at give af.

Cb-skyer (Cumulonimbus)

Det formodentlig værste fænomen, du som pilot kan komme ud for, er en Cb-sky. En Cb-sky er en Cumulus (Cu), der er gået amok og vokser til nærmest uhæmmet størrelse; De starter deres liv som almindelige, solide Cu-skyer, og bliver efterhånden meget høje Cumulus Congestus, også kaldet Towering Cumulus (TCU) fordi de tårner sig op, adskillige kilometer i højden. Til sidst kan de overudvikle og være ophav til både kraftige regnbyger og hagl og torden.

Under udviklingen bliver skyen på et tidspunkt "selvforsynende" med opdrift og fungerer nærmest som en gigantisk støvsuger, der suger den underliggende luft op, uden at der er turbulens i opvinden (cloud suck), og man kan simpelthen blive fanget af opvinden uden mulighed for at komme ned. Inde i en Cb-sky finder man både op- og nedadgående luftstrømme med somme tider over 40 m/s (over 140 km/t). Hvis du bliver fanget af en Cb-sky, er der primært kun heldet tilbage som redning. Derfor: hold dig langt væk fra denne type, og flyv ALDRIG, hvis der er risiko for Cb-skyer!

Dust Devil

Et mere eksotisk færemoment ved termik er *Dust Devils*, en lille hvirvelvind, der kan dannes, når en kraftig termikboble går, og vinden strømmer ind fra alle sider ved jorden. Selvom hvirvelvinden i sig selv typisk ikke er ret stor, har den enorme kræfter, og kan nemt sende en pilot i luften på den mest uhensigtsmæssige måde. Hvis man støder på sådan en, skal man helst slet ikke være i sit seletøj, alternativt skynde sig at kaste sig ind i midten af skærmen for at forhindre hvirvelvinden i at få fat i skærmen overhovedet.

Hvis en dust devil først løfter dig op med skærmen, er du mest passager og meget lidt pilot, indtil den slipper taget i dig igen. [Se video af Dust Devil](#) (Flybubble). ,

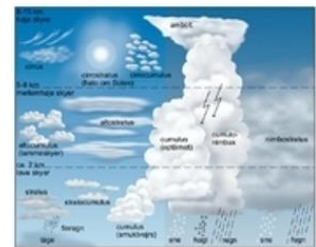
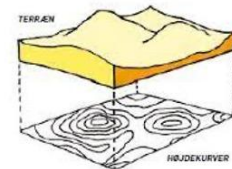
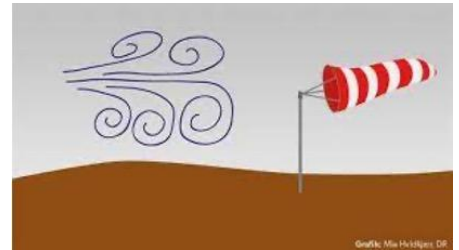
Dust devils er at ikke ulig et almindeligt lavtryk i mikroformat, idet luften cirkulerer omkring dust devil'en på præcis samme måde og af samme årsag, som vinden bevæger sig rundt om et almindeligt lavtryk, og de har fået deres navn på grund af evnen til at hvirvle støv op i luften - foruden hø, tørt græs og hang- og paraglidere.

Hvis du under flyvning spotter en dust devil tilpas langt under dig, ved du, at der er solid termik på vej op - 5-10 m/s er ikke unormalt. Hvis man ikke er en nogenlunde vant termikflyver med et SIV-kursus i bagagen, er det nok bedst at holde sig lidt på afstand.

Termik Tegn

Først og fremmest vil en god analyse af vejrprognoser og særlige prognoser for svæveflyvere være et godt udgangspunkt for at finde ud af, om der overhovedet er noget at kigge efter. Men når du først står på startstedet, om det er optræksbanen i Danmark eller et sted i bjergene, vil der være visse tegn, som du kan kigge efter for at finde termikken. De inkluderer bl.a

- Vinden – jævnlige skift af retning og styrke indikerer, at der er termik i nærheden. Deciderede vindstød er normalt tegn på mekanisk turbulens og ikke termik.
- Skyer – især cumuluskyer indikerer gode termiske forhold.
- Vindmøller, røgfander, flag; alle peger i retning af, hvor vinden er på vej hen (til termikboblen).
- Solen – hvor rammer den direkte ind? (og hvor er skyggen, hold dig væk).
- Terrænet – identificer områder med stor chance for termisk udløsning.
- Fugle og andre piloter – hvis andre allerede har lokaliseret termikken, så udnyt det.



Skyer

De mest karakteristiske skyer i forbindelse med termik er følgende tre typer.



Cumulus (Cu). Vores foretrukne sky. Den er resultatet af opstigende luft, der har nået dugpunktet og derfor danner en fin sky. Toppen af skyen indikerer, at termikken er stødt på temperaturkurven og derfor ikke kommer højere.

Cumulus Congestus/Towering (TCU).

I meget ustabil atmosfære kan den opstigende luft nå meget højt, før den støder på inversionen. Typisk i 5-6 kilometers højde. TCU er ikke bare termik - det er voldsom termik med masser af farlig turbulens, og vi holder os pænt væk fra den slags.



By Bidgee - Own work. CC BY-SA 3.0.



Door Oscar den Uijl - Eigen werk. CC BY-SA

Cumulonimbus (Cb). Den ondeste i rækken af termikskyer. Den er oprindelse til regn, hagl og torden, foruden termik, der kan nå omkring 40 m/s inde i skyen - og samtidigt tilsvarende synk, hvorfor Cb-skyer har formået at rive vingerne af almindelige fly. Vi omtaler ofte fænomenet som "overudvikling"

Det eneste, du behøver at vide: hvis der er udsigt til Cb-skyer, skal du blive nede.

Coriolis effekt

Jordens afbøjende kraft

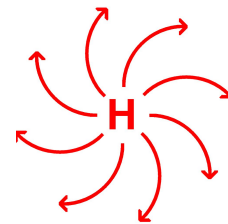
Luftens bevægelse afhænger hovedsagelig af trykfordelingen. Da et lavtryk er et område med mindre luft end et højtryksområde, vil luften ganske naturligt søge fra det høje tryk mod det lave for at få trykforskellen jævnet ud.

Vinden vil umiddelbart bevæge sig lige fra højtryk til lavtryk. Men da jorden roterer "under vinden", og da vi roterer med jorden og derudover ynder at forstå tingene set fra vores eget synspunkt, opleves det, som om vinden bøjes af. På den nordlige halvkugle bøjes vinden altid af mod højre. Se en video, der demonstrerer [Coriolis effekt](#).

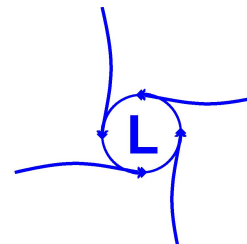
Den tilsyneladende afbøjning er resultatet af, at jordoverfladen ændrer radius i forhold til omdrejningsaksen alt efter, hvor på jordkloden man er. Ved ækvator er man cirka 6000 kilometer fra omdrejningsaksen, og ved polerne er man 0 kilometer fra omdrejningsaksen. Da hele jordkloden drejer én omgang i døgnet, vil folk(og vind) på ækvator skulle bevæge sig rundt om omdrejningsaksen med cirka 1700 km/t, medens én, der står på Nordpolen bevæger sig med 0 km/t. Hvis man bevæger sig enten væk fra eller mod polerne, vil man således ændre farten, man bevæger sig rundt med. Da ændring af fart kræver tilstedeværelsen af en kraft, har man opdigtet Coriolis kraft - selvom den faktisk ikke findes. Den er ren indbildning, men den fungerer fint.

Når nu vinden altid afbøjes mod højre af Corioliskraften - hvorfor strømmer vinden så venstre rundt om et lavtryk?

Lad os først konstatere, at vinden faktisk strømmer højre rundt ud af et *højtryk*.



Vind på vej mod et lavtryk vil også i begyndelsen afbøjes mod højre, men vil på et tidspunkt blive "fanget" af kræfterne i lavtrykket. Når vinden kommer tæt nok på lavtrykket, bliver kræfterne fra lavtrykket stærkere end Corioliskraften, og vinden ender med at dreje venstre rundt om lavtrykket, som var den fastholdt med en lasso.

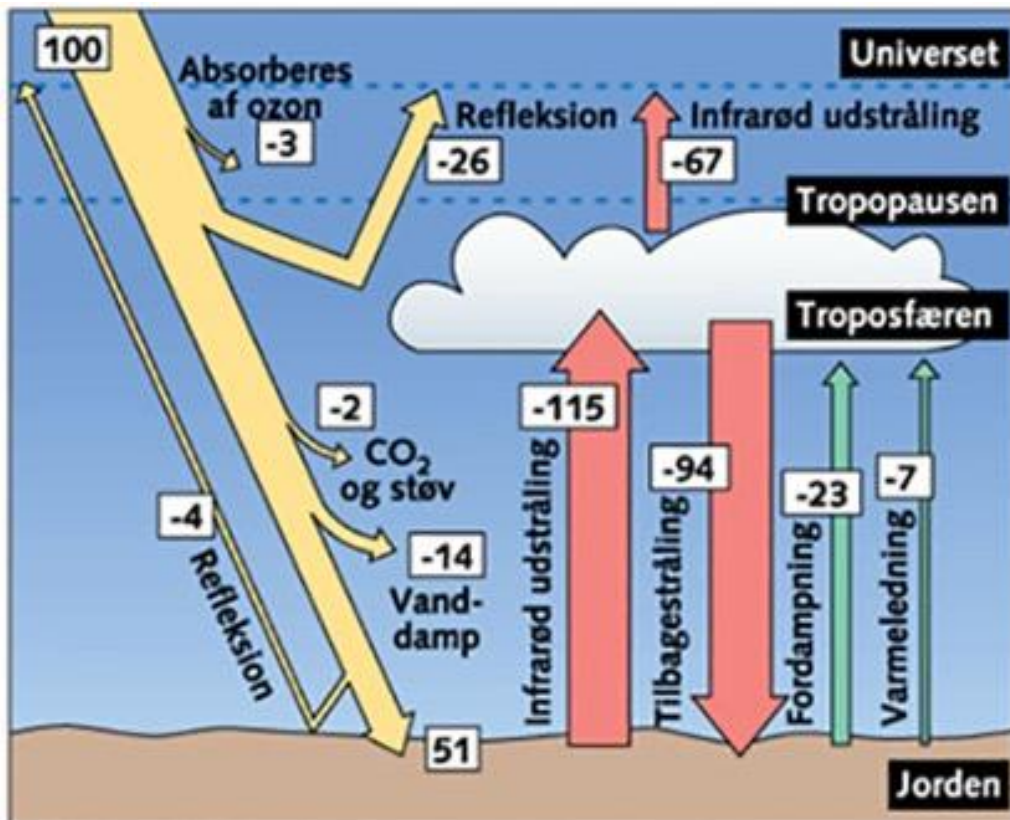


Figuren ovenfor er rimelig tæt på virkeligheden oppe i højden, men tættere ved jorden taber vinden så at sige pusten på grund af gnidningsmodstanden. Dermed vil vinden lige så stille løbe helt ind i centrum af lavtrykket i en spiralbevægelse. Som det kan udledes af ovenstående, ligger lavtrykscentret skråt til venstre, hvis man i nærheden af et lavtryk vender ryggen mod vinden

Vejret

Vejret afhænger af en lang række faktorer: breddegrad, orografi (højde og relief), fordelingen af land-hav, bevoksning, bebyggelse m.v. Vejrets fysiske karakteristika er temperaturen, lufttrykket og luftfugtigheden.

Vejret dannes grundlæggende af solens opvarmning af den nederste del af atmosfæren, troposfæren. Nat/dag, breddegrad, årstid, vil have indflydelse på solens magt, og dermed skabes de store vejrssystemer på kloden efter relativt forudsigelige mønstre.



Temperatur og trykforskelle

Global cirkulation

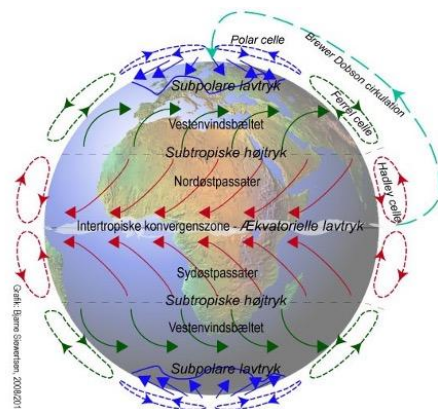
Lad os kigge på den nordlige halvkugle (princippet er det samme på den sydlige). Som du kan forestille dig, er der varmt ved ækvator, hvor solindstrålingen er maksimal. Den opvarmede luft vil blive sendt til vejrs i store mængder. Under opstigningen vil den afkøles adiabatisk, danne skyer og afgive store regnmængder. Den nu tørre luft (den har jo netop regnet af) kan ikke bare blive hængende i en stor bunke i toppen af troposfæren og er således nødt til at søge væk fra ækvator - nordpå - indtil den får mulighed for at synke ned igen. Det sker ved cirka den 30. breddegrad. Nedsynkende luft bliver opvarmet adiabatisk, og hvis den allerede var tør, bliver den nu knastør og virker nærmest som luften fra en føntørrer. Derfor finder man masser af ørkenområder omkring den 30. breddegrad. Dette cirkulationssystem kaldes Hadley-cellen.

Omvendt ved Nordpolen. Luften dér bliver meget kold og dermed meget tung, og vil synke ned og blive erstattet af ny luft i toppen af troposfæren. Den kolde polarluft kan heller ikke ligge i en bunke ved Nordpolen, og den strømmer sydpå, indtil den opvarmes tilstrækkeligt af hav og sol, så den kan stige til vejrs og

rejse tilbage til Nordpolen. Det sker cirka ved den 60. breddegrad, altså 30 grader syd for Nordpolen. Cirkulationssystemet kaldes meget passende for Polar-cellen.

Imellem disse to celler har vi så Ferrel-cellen, mellem den 30. og den 60. breddegrad. Luften her trækkes næsten som et tandhjul af de to andre cirkulationssystemer, så luften stiger op sammen med polarluften ved den 60. breddegrad, rejser sydpå, og synker ned igen ved den 30. breddegrad. Danmark befinder sig nogenlunde på skillelinjen mellem polarcellen og Ferrelcellen.

På illustrationen nedenfor vises luftens strømning i de primære vindsystemer. Der flyttes enorme luftmasser rundt på kloden, og dermed også en masse energi på grund af temperaturforskellene.

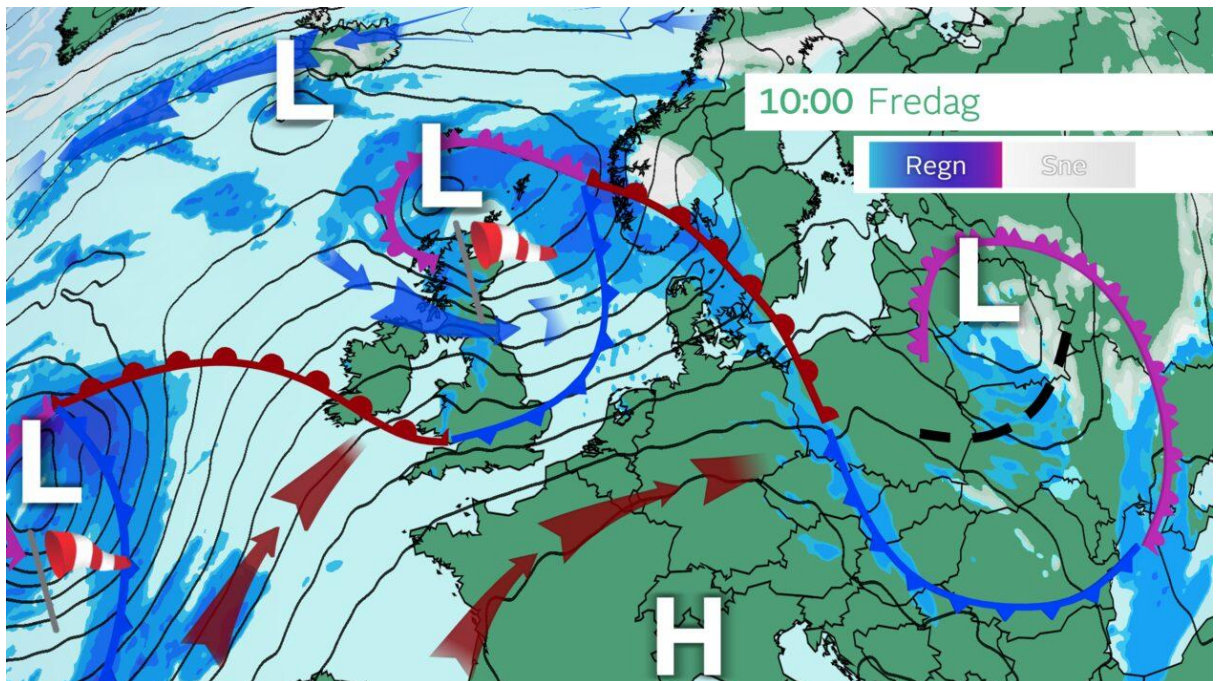


Cirkulationen er også skyld i de to nordlige jetstrømme, da de varme og lette luftmasser, der bevæger sig fra syd mod nord i hhv. Hadley og Ferrel-cellen vil dreje til højre (mod øst) pga Corioliskraften, samtidigt med, at de er løftet til vejrs af de koldere og tungere luftmasser, der strømmer fra nord mod syd. Derfor går jetstrømmene mod øst, selvom de kan slå et par slag undervejs.

I vores del af verden – Nordeuropa – finder vi et bælte, som kaldes Vestenvindsbæltet. Her dannes cykloner langs polarfronten i oceanernes vestlige del og oftest over

et område, hvor en varm og en kold havstrøm mødes.

I Nordatlanten dannes disse tempererede cykloner ud for Canadas østkyst, hvor den kolde Labradorstrøm og den varme Golfstrøm mødes. Luften over den varme havstrøm, der ved dannelse af en tempereret cyklon bliver til varmluften i varmsektoren, indeholder netop den mængde vanddamp, der skal til for at skabe den nødvendige energi til systemet. Her en kort [video](#), som viser dannelse af en tempereret cyklon.

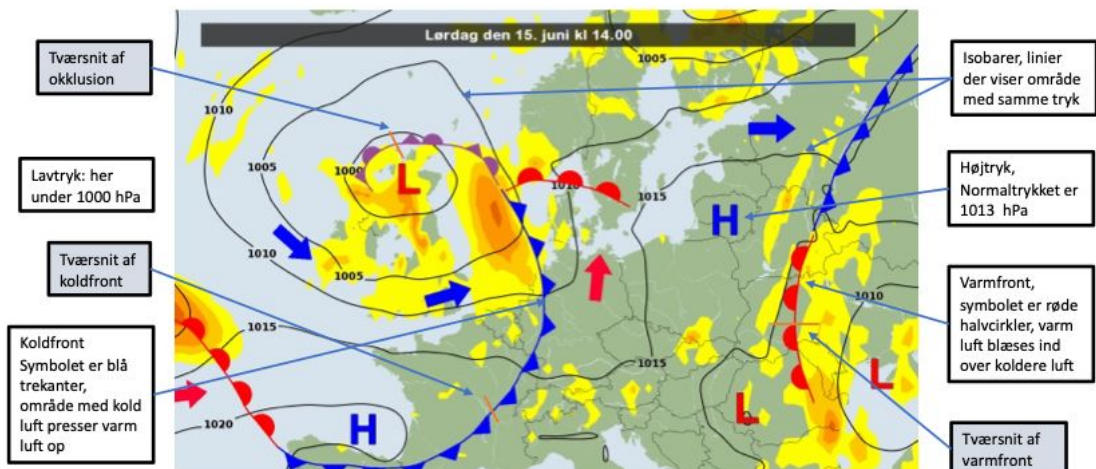
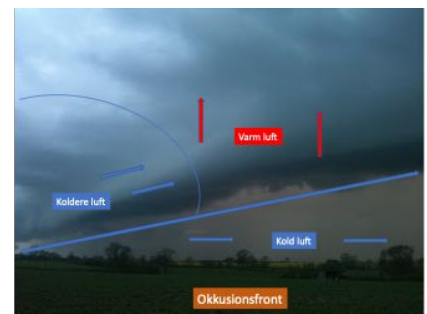
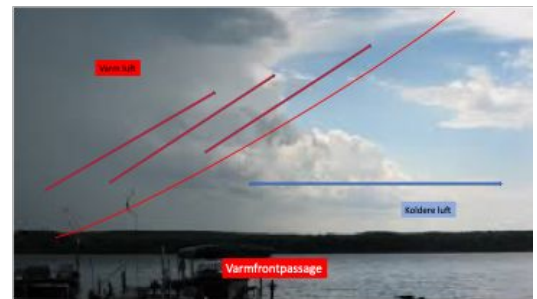
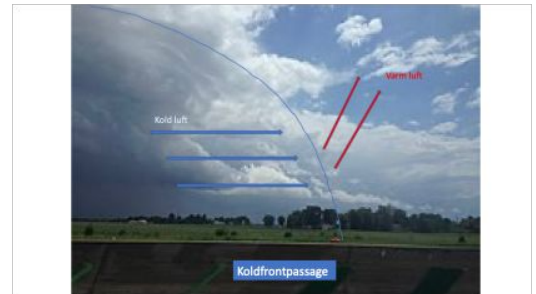


Eksempel på frontsystemer/cykloner på en vinterdag med lavtryk rullende ind fra vest

Tegn

Udviklingen af tempererede cykloner har stor betydning for vejret på vore bredde- og længdegrader. Højtryk er sjældnere end de rullende frontsyste-
mer og lavtryk. Netop derfor er det praktisk som pilot både at forstå baggrunden for udvikling af vejret, men det er samtidigt måske også mere interessant at kunne analysere tegn på position af fronter og dermed følgende vejr-
fænomener.

Herunder ser du et kort over frontsystemer og forklaringer. Til højre vises illustrationer af de tre tværsnit markeret med gråt, en koldfront, en varmfront og en okkluderet front.

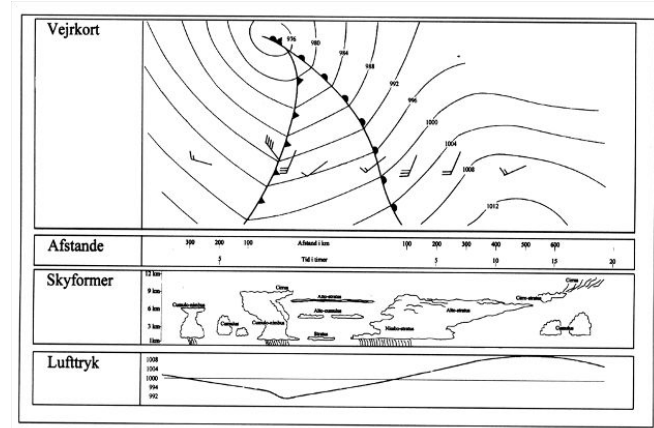


Beskrivelse af frontpassager

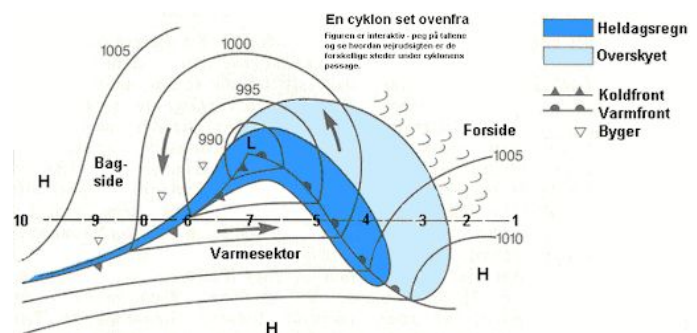
Danmark er lokaliseret i en del af verden, hvor vestenvinden er fremherskende. Det betyder, at klimaet i Danmark er tydeligt påvirket af Vesterhavet, Nordsøen og Golfstrømmen. Når vinden bevæger sig over disse fugtige havområder opsamles meget fugt i luften. Derfor er det danske klima præget af nedbørsvejr.

De første tegn på en lavtryksdannelse forekommer blot som en bugtning på polarfronten. Trykfaldet, som er forudsætning for udvikling af et lavtryk opstår som regel på grund af friktion mellem de to luftmasser - vestgående polarluft og østgående tropikluft. Det bliver til en østgående bølge, og i toppen af denne dannes det egentlige lavtryk, hvorfra der udgår både en varm- og en koldfront.

Vinden afbøjes som tidligere beskrevet af corioliskraften og vil altid blæse mod uret omkring lavtryksystemet. Den varme og lettere luft i varmfronten glider langsomt op over den kolde luft. Det laveste tryk findes i spidsen af varmluftsektoren, tættest på lavtrykkets centrum..



De første synlige tegn på en varmfronts ankomst vil kunne ses som tiltagende cirrusskyer højt oppe. Senere bliver skylaget tættere, og efterhånden kommer der nedbør i form af regn eller sne. Vejret kan fortsætte i mange timer og kan ofte dække hele landet. Efter varmfrontpassagen befinder vi os en tid i varmsektoren med varmere, fugtig luft. Vinden er drejet en smule til højre (på nordlig halvkugle).



Et stykke efter varmfronten kommer koldfronten. Den kolde luft bag koldfronten vil kile sig ind under den varme luft og sende den til vejrs/skubbe den væk. Herved kan der dannes kraftige cumulusskyer – og sandsynligvis også cumulonimbus. I forbindelse med en cumulonimbus kan vejret skifte meget hurtigt. Pludselig stærk blæst og kraftig, pludselig nedbør er forbundet med cumulonimbuskyer. Samme skytype kan i endnu kraftigere udgave bringe lyn og torden samt hagl. Ved selve frontpassagen vil vinden dreje mod højre, efterhånden som lavtrykket passerer.

Koldfronten er på grund af den tungere luft normalt hurtigere og dermed voldsommere end varmfronten; men til gengæld er koldfronten også hurtigere overstået.

Passage af en koldfront efterfølges i Danmark ofte af klart vejr, og vinden er drejet yderligere mod højre (op mod 30°).

Koldfronten bevæger sig hurtigere end varmfronten og vil på et tidspunkt indhente denne og skyde al den varme luft til vejrs. Husk, at foran varmfronten lå der også køligere luft, og nu støder de to køligere luftmasser således sammen. Hvis den forreste luftmasse, der bliver skubbet væk, er varmere end den bageste, kaldes det en varm-okklusion. Hvis den forreste luftmasse er køligere, kaldes det en kold-okklusion. Nede i kollisionszonen mellem de to køligere luftmasser, vil der nu være tale om en ny, omend svagere udgave af enten en varmfront eller koldfront.

Hvad kendetegner en koldfront?

- Kold luft, der fortrænger varm
- Varm luft, der fortrænger kold
- Det afhænger af årstiden

Corioliskraften i vejrssystemer er:

- Den kraft, der får skyerne til at stige til vejrs
- En fiktiv kraft, der skyldes jordens rotation, og som ikke eksisterer på ækvator
- Den kraft, der bl.a. forårsager torden i en Cb-sky

En okklusion er?

- Gustfront fra Cb-skyer
- En kollapsede varmfront
- Et måleapparat, der måler sigtbarhed (Visibility)

Se svar nederst på næste side

Konvergens og divergens

Vi taler om *konvergens*, hvis luften - i form af vind - støder sammen. Altså, hvis en nordlig og en sydlig vind støder ind i hinanden, er der tale om konvergens. Hvis vindene løber i hver sin retning, taler vi om *divergens*.

Lavtryk kan enten være termisk drevne eller dynamisk drevne. I sidstnævnte tilfælde forårsages lavtrykket af vinden (fx jetstrømmen) i højden. Hvis luften *divergerer* i højden, altså løber væk i forskellige retninger fra et område, vil det skabe et "sug" i højden, som forplanter sig ned gennem atmosfæren og danner et lavtryk ved jorden. Lavtrykket ved jorden vil så bevirke, at der blæser vind ind mod lavtrykket fra forskellige retninger, og vinden konvergerer altså ved jorden.

Som nævnt tidligere kan luften ikke bare blive liggende i en stor bunke, og da den ikke kan trænge ned i jorden, bliver den nødt til at stige til vejrs inde i lavtrykket. Dermed bliver den opstigende luft adiabatisk afkølet, danner skyer og med en god sandsynlighed også nedbør.

Tilsvarende vil en konvergens i højden - hvor vindene løber samme - sende luft ned igennem atmosfæren, og der opstår ved jordoverfladen et højtryk, som vinden vil blæse ud fra - altså en divergens. Nedsynkende luft bliver opvarmet adiabatisk, og dermed dannes der ikke skyer under processen, og højtryksvejr giver typisk klar himmel.

Vejret Måling

Atmosfærens vejr måles overalt på jorden, og gammel teknologi med radiosonder anvendes stadig, med opsendelse over 1000 forskellige steder på jorden, 2-4 gange dagligt. Disse giver et helhedsbillede af klodens vejr, men anvendes også til lokale forudsigelser, som hos DMI. Mens ballonen med sonden stiger opad, måler den vind, tryk, temperatur, og fugt, og man kan ud fra disse målinger konstruere et Skew-T log(p)-diagram og dermed sige noget om luftmassens stabilitet

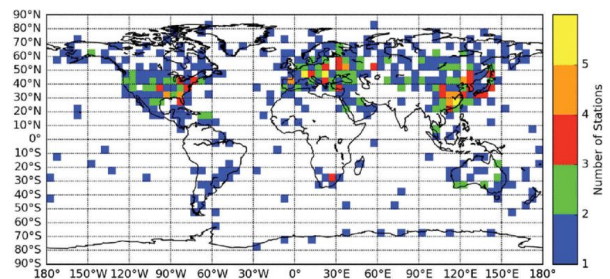
Vind

Højdevind

Oppe i højden blæser vinden ret frit. På grund af Corioliskraften blæser vinden på langs af isobarerne og ikke, som man skulle forvente, på tværs. Jo tættere, man kommer på jorden, desto større friktion mod jord, træer, buske, bakker, bygninger m.v. vil vinden opleve, og denne friktion bremser vinden, så det ikke blæser lige så kraftigt ved jorden som i højden. Jordens friktion bevirker også, at Corioliskraften bliver sat lidt ud af spil - så ved jorden er vinden drejet i forhold til i højden. Generelt blæser det cirka dobbelt så kraftigt i 500 meters højde og omkring 20 grader mere fra/mod højre i forhold til ved jorden. Tænk over det, når du skal flyve højt og/eller langt.

Tryk

Sondens måling vil vise, at atmosfærisk tryk falder med højden. Da luften kan komprimeres, falder trykket ikke lineært med højden, men derimod logaritmisk. Det betyder i praksis, at trykket halveres for cirka hver 5,5 km, vi bevæger os op. Dermed er der $\frac{1}{2}$ atmosfæres tryk i 18.000 fod/5,5 km højde, $\frac{1}{4}$ atmosfæres tryk i 11 km, $\frac{1}{8}$ atmosfære i 16,5 km osv. Det passer ikke helt præcist, da temperaturen også har en del indflydelse, og temperaturen falder og stiger med højden alt efter, hvor i atmosfæren, man er. Men da vi sjældent er over 5,5 km højde, er det godt nok til hang- og paragliding.



Opsendelse af radiosonder



Fugtighed

Luftfugtigheden beskriver mængden af vanddamp i luften. Der er altid en vis mængde vanddamp i atmosfæren. Den tilføres ved fordamning især fra havoverflader, søer og floder. Den maksimale mængde vanddamp, luften kan indeholde afhænger af luftens temperatur; jo højere temperatur, desto mere vanddamp kan luften indeholde.

Den absolutte fugtighed er betegnelsen for det antal gram vanddamp, som 1 kg luft indeholder. Den relative fugtighed er forholdet mellem den absolutte fugtighed ved den aktuelle temperatur og den maksimale mængde vanddamp, luften kan indeholde ved samme temperatur.

Det afhænger også af lufttemperaturen. Når luftens temperatur falder, er den ikke i stand til at indeholde lige så meget vanddamp, og derfor falder duggen om aftenen, når temperaturen falder (og luften ellers er fugtig).

Den relative fugtighed vil falde, hvis luften opvarmes, og tilsvarende stige, hvis luften nedkøles. Pudsigt nok gør det samme sig gældende, når trykket falder; ved et lavere tryk kan 1 kg luft indeholde mere vand. Det skyldes, at luften udvider sig, og at vandmolekylerne derved får sværere ved at "finde" hinanden.



En analyse af luftens fugtighed i forbindelse med flyvning kan give en indikation af risiko for udvikling af skyer (som jo er kondenseret vanddamp).

En sommerdag med lave altocumulusskyer indikerer

- a) lav fugtighed
- b) viser ikke noget om fugtighed
- c) høj fugtighed
- d) at jeg ikke skal flyve

Vinden

- a) Tiltager og drejer mod højre med større højde
- b) Tiltager med højden
- c) Falder med højden
- d) Drejer normalt mod venstre

Vinden nord for polarfronten

- a) er kraftig og østgående
- b) er vestgående
- c) er let og sydlig
- d) er kraftig og nordlig

Se svar nederst på næste side

Vejret skyer

Typer

I meteorologien inddeler man skyer i lave, mellemhøje og høje skyer, som hver for sig igen er inddelt i 9 typer. Det giver 27 typer skyer, men vi gennemgår her kun de typer, som har reel betydning for dig som pilot

Helt grundlæggende er skyer det synlige resultat af kondenserede vanddråber, som er ca 0,01 millimeter i diameter. Skyer er i virkeligheden svævende vand. De dannes i den nederste del af atmosfæren, når vanddamp af små kondenserede vanddråber eller iskrystaller stiger op og bliver kølet af. Fortætningen af vanddampe viser sig som skyer, og befinder sig i den nederste del af atmosfæren fra jordniveau (som tåge) op til ca. 15 km højde (som iskrystaller).



Cumulus humilis er lave (op til to km) små skyer, der varsler klart og tørt vejr. De er nok de skyer, der giver os allerbedst mulighed for termikflyvning. De dannes af opstigende varm luft i bobler, og deres vandrette underkant signalerer dugpunktet, hvor den opstigende luft fortættes til sky. I daglig taler kalder vi dem bare "Cumulus".



Skygader optræder især om foråret, når der samtidigt med termiske forhold er en vind, som tiltager jævnt med højden uden at ændre retning. Så vil cumulusskyerne have en tendens til at indordne sig på linjer. Det siger måske sig selv, men skygader er optimale for distanceflyvning i skygadernes længderetning, og også for mere langsomtflyvende paraglidere i medvind.



Cumulunimbus/bygeskyer/ tordenskyer

Disse skyer er en videreudvikling af førnævnte cumulus, og man ser dem særligt i ustabil luftmasse og langs/efter frontpassager. Denne type sky giver de mest voldsomme vejrfænomener, inklusive byger, hagl, mikroburst, lyn og tornadoer. Det siger sikkert sig selv, men vi gentager: flyvning i eller i nærheden af denne type skyer kan være livsfarligt.



[Video af CB](#)

Fjerskyer og slørskyer

Hedder også cirrus og cirrustratus, og er lette, næsten gennemsigtige skyer i 5-13km højde. De udgør ingen fare i sig selv, men de varsler ofte en varmfront med dårligere vejr.



Lammeskyer

Alto cumulus perlucidus er mellemhøje skyer med tydelig struktur og åbninger mellem skyerne. En øgning i denne type skyer kan betyde opræk til dårligt vejr, men det kan også dannes ved at andre skyer falder sammen og flader ud, hvilket betyder stabilt sommervejr.



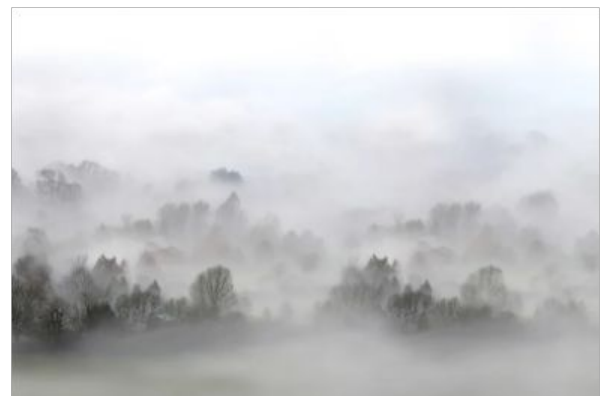
nimbostratus/ stratus/ altostratus/ cirrostratus

Skyerne dannes hvor et luftlag løftes op (ikke termisk), og er typisk for varmfronter, hvor den varme luft langsomt glider op over den kolde luft. Nimbostratus kan også dannes, når luft blæser ind mod og op over et bjerg. De vil i givet fald ligge på vindsiden af bjerget.



Tåge

Luftens afkøling ved berøring med jordoverfladen, som er blevet kold ved udstråling i løbet af natten. Mild, fugtig lufts strømning henover koldere jord. Luft-uro ved solopgang forårsager, at kold luft lige over jorden blander sig med varmere luft et par meter oppe og afkøler den.





Tågen letter først på dagen - og bliver til nimbostratus. Derefter går skyerne i opløsning.

Altostratus signalerer

- a) relativt rolig luft
- b) perfekte forhold til flyvning i løft
- c) at jeg skulle have sovet længe
- d) regn

I forringet sigtbarhed

- a) ser ting ud til at være længere væk
- b) ser ting ud til at være tættere på

En Cb-sky

- a) Signalerer god termik
- b) Indikerer, at en varmfront er på vej
- c) Skal man holde sig langt væk fra

Se svar nederst på næste side

Vejret Rapporter

Aktuelle (Metar)

Metar er en forkortelse for METeorological Aerodrome Report.

Det er en kort tekst i "kode", som beskriver det aktuelle eller nyligt målte vejr på en lufthavn. Her kommer et eksempel på METAR i Billund 20. december:

```
METAR EKBI 201650Z AUTO  
28001KT 9999 NCD M04/M05 Q1028
```

Helt enkelt siger den, at EKBI (Billund lufthavn) d. 20 kl. 1650 GMT/Zulu har en automatisk målt vind på 280 grader 1 knob, god sigtbarhed, ingen skyer målt, temperatur minus 4, dugpunkt minus 5 og en lokalt lufttryk på 1028 (målt i forhold til havniveau)

Du kan bruge denne information til at vurdere f.eks. om en front har passeret pågældende lufthavn, om vinden i området er som prognose, om der er tordenskyer i området, tåge, vindskær etc.

1a

2a

3c

Udsigter og varsler (TAF)

TAF står for Terminal Area Forecast, dvs for samme lufthavn som ovenfor, blot en udsigt, som gælder et tidsrum som angivet i teksten.

```
201106Z 2012/2112 33005KT CAVOK  
TEMPO 2107/2112 4000 -SHSNRA  
BKN010TCU=
```

Denne TAF for Billund siger, at d. 20. kl. 1106UTC har man forudsagt, at i perioden fra kl. 12UTC til næste dag kl. 12UTC forventer man en generel vind på 330 grader 5 knob og god sigtbarhed og ingen betydningsfulde skyer. Tidvist mellem kl 7 og 12UTC d. 21. varsles 4km sigtbarhed med lette regn/snebyger og skyet med optårnet Cumulus.

Prøv at søge på "METAR EKBI" eller "TAF EKBI" (EKBI for Billund lufthavn) på nettet. Så får du en fin rapport med forklaringer, der fortæller om vejret eller udsigten for billund. Prøv også EKCH, EKRK, EKYT, EKAH, EKSP, EKEB og EKOD.

