

## Om sjövindar, fallvindar och hagelskurar.

Av Axel Hamberg.

Vindar uppkomma genom skillnader i temperatur hos olika delar av jorden eller havsytorna. Vindarnas intensitet, varaktighet m. m. rättar sig efter intensiteten och varaktigheten o. s. v. av temperaturskillnaderna. Om dessa äro någorlunda oföränderliga under årets lopp, uppstå jämförelsevis konstanta vindar, som liksom passadvindarna blåsa med nära nog samma riktning och styrka hela året runt. Monsunerna äro exempel på vindar med årlig period, land- och sjövindar på sådana med daglig period.

Primus motor till uppkomsten av en vind vid jordytan anses ligga i de högre luftlagren. Om t. ex. vid en kust tidigt på morgonen luften befinner sig i vila, så torde trycket på olika punkter inom samma nivå t. ex. 100 m eller 200 m o. s. v. vara lika såväl över hav som över land. Linjerna för lika lufttryck (streckade i fig. 1) ligga därför horisontellt. Men i den mån som solen verkar, uppvärms landet vida kraftigare än havet, luften över land kommer därför att utvidgas mera än den över havet och linjerna för lika lufttryck komma såsom de heldragna linjerna på fig. att höja sig mera över land än över hav. Någon ökning av barometertrycket vid jordytan inträffar härigenom ej och ej heller särdeles mycket på olika nivåer över havet. På högre nivåer över landet höja sig däremot isobarerna avsevärt, därigenom att den större utvidgningen därstädes lyfter upp luft, som vid lägre temperaturer tillhörde lägre nivåer. Denna tryckökning stiger med höjden och uppnår sitt största värde vid gränsen för uppvärmningen, som väl sällan torde nå större höjder än omkring 1 000 m. I höjder omkr. 500 m—1 000 m kommer sålunda ett avsevärt större tryck att råda över land än över hav, och i dessa nivåer uppstår därför en vind i riktning från land mot hav.

Genom denna luftströmning ökas emellertid luftmassorna över havet, på samma gång som de över land minskas. Det inträffar därför i lägre nivåer en *stigning* av *lufttrycket på havet* och en *sänkning på land*, en »gradient» från hav till land uppstår och en sjövind börjar

Enligt Hann<sup>1</sup> uppkommer sjövinden icke på grund av någon »aspiration» genom över land hastigt uppstigande luft, utan såsom här framställts genom tryckökningen över havet. Detta bevisas därav, att »sjöbrisen» icke börjar på land utan på havet, så småningom fortskrider mot land och slutligen framtränger ett stycke in på detta.

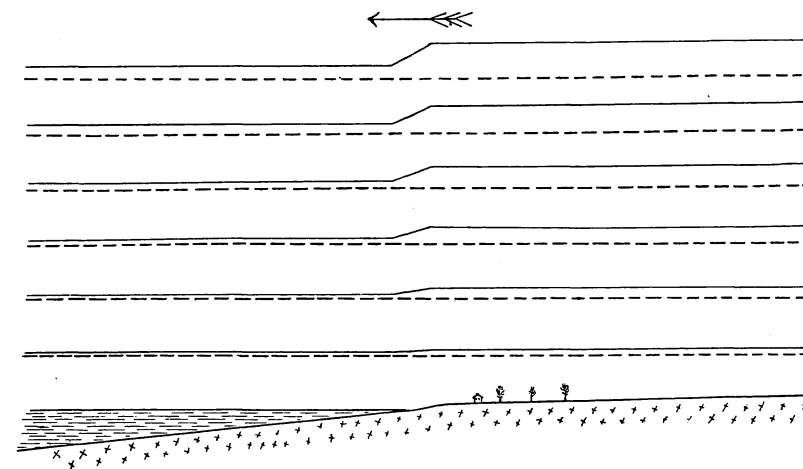


Fig. 1. Schema över den olika uppvärmningen av luften över land och hav tidigt på morgonen.

Sjövindarna äro mest utpräglade vid tropiska kuster och äro där särdeles välkomna genom den svalka de bringa under den del av dagen, som annars skulle vara den hetaste. Men de förekomma även på högre breddgrader, till och med på våra kuster, där de studerats av S. Grenander.<sup>2</sup>

Under natten utbildar sig ett omvänt system, en landvind uppkommer, men denna är ej så utpräglad som sjövinden under dagen. Vid båda tillfällena är det fråga om en sluten cirkulation av ringa, sällan över 5 mils bredd. Det har hänt (på franska kusten), att luftseglare på dagen gjort en tur till havs med den utgående övre luftströmmen och sedermera återvänt med den undre ingående.

Sjövinden är i sydligare trakter stundom ganska kraftig, när hastigheter av omkring 7 m per sek. och möjligen även mera.<sup>3</sup> I allmänhet torde den på öppna raka kuster utan öar och vikar vara ganska jämn. På de svenska och tyska kusterna når den knappt över 2 m per sek.

<sup>1</sup> Lehrbuch der Meteorologie. 3. Aufl. sid. 443.

<sup>2</sup> Akad. avhandl. Uppsala 1912.

<sup>3</sup> Från Katalonien omtalas av Fontseré (Met. Zeitschr. 1920 s. 325) nattliga landvindar av påfallande ojämnhet och styrka, ända till 20 m per sek.

Det finns emellertid inom gränsområdet mellan land och hav ett annat slag av vindar, som utmärka sig såväl för sin styrka som sin ojämnhet. Det är de för sin våldsamhet bekanta fallvindarna mistral och bora på Medelhavets nordkust, där denna stupar brant mot havet såsom på Frankrikes Medelhavskust, Adriatiska havets kuster och Kaukasus' branter mot Svarta havet. Mistral är den franska benämningen. »Bora» användes såväl vid Adriatiska havet som vid Svarta havet. Det härledes av det grekiska ordet för norr och visar, att benämningen leder sitt ursprung från grekiska kolonister eller sjöfarande, som sålunda förmodligen redan under forntiden iakttagit dessa häftiga vindar. Deras våldsamhet är stundom så stor, att de kunna välta ikull ett järnvägståg eller en ryttare med häst. Hastigheter upp till 60 m per sek. lära vara uppmätta, vid högre hastigheter ha mätapparaterna troligen ej hållit. Förutom genom sin våldsamhet karaktäriseras dessa fallvindar även av sin ojämnhet, ja av åtskilliga underrättelser att döma synas de vara i viss mån intermittenta.

Med land- och sjövindar ha fallvindarna ingen annan likhet än att de uppträda inom ett helt smalt område utmed kusten. För de svaga sjövindarna har man kunnat påvisa ringa lufttrycksförändringar, ådagaläggande en svag gradient i rörelsens riktning. Beträffande boran föreligga vissa iakttagelser, som tyda på att någon gradient i rörelsens riktning icke förekommer. Ryssarna ha närmare undersökt de meteorologiska förhållandena vid den av svåra borastormar hem-sökta hamnen Noworossisk nära väständan av Kaukasus.<sup>1</sup> De anlade tre meteorologiska stationer på 2½ km avstånd från varandra i boras rörelseriktning, som är NE—SW; av dessa lades tvenne nära havets nivå och den tredje 398 m över dessa i det pass, Marchot-skjipasset, från vilket boran kommer.

Vid undersökning av lufttrycksförhållandena visade det sig, att lufttrycket på den övre stationen, om det reducerades till de undre stationernas nivå, var under alla månader lägre än lufttrycket på dessa och i medeltal för hela året 0,6 mm lägre än det sistnämnda. Gradienten visade sålunda åt galet håll. Då felobservation synes vara utesluten, torde saken kunna förklaras endast på det sättet, att de nedstörtande luftmassorna utöva ett dynamiskt tryck på den nedanför liggande luften.

Temperaturskillnaden mellan övre och undre stationen uppgår i medeltal för året till 3,9° och under november—januari över 4°. Denna temperaturdifferens är så stor, att luftmassorna ofta måste ha haft labil jämvikt.

<sup>1</sup> Meteorologische Zeitschrift. 20. Jahrg. 1905.

Såsom bekant avkyles torr luft 1°, om den stiger 100 m, och värmes 1°, om den sänkes 100 m. En luftmassa, i vilken temperaturen för var hundra m högre nivå avtager 1°, har således en *indifferent* jämvikt, ty man kan företaga vilka förflyttningar som helst av luftmassorna utan att temperaturavtagandet ändrar sig. Detta kan kallas det normala *torradiabatiska* temperaturavtagandet.

Avtager däremot temperaturen mindre än 1°, t. ex. 0,5°, så blir lagringen *stabil*, ty sänk en luftkvantitet av 10° 100 m, så antager den 11° temperatur, men den luft, som fanns där förut, hade endast 10,5° och den nedsänkta luften måste sålunda åter stiga till den förra nivån, dit den anländer med sin förstnämnda temperatur.

Ett annat förhållande inträffar, om temperaturen avtager mera än 1° per 100 m. Lagringen blir då *labil*. Antag ett temperaturavtagande av 1,5° per 100 m stigning och att vi hava en luftkvantitet av + 10° temp. vid 1 000 m höjd samt att denna luft sänkes 100 m; den kommer då till 900 m höjd med en temperatur av + 11°. Enär den omgivande luften har temperaturen + 11,5°, måste den sänkta luften ytterligare sjunka ända ned till marken, dit den anländer med en temperatur av + 20°. Då lufttemperaturen därstädes — enligt antagandet — förut var + 25°, kommer den sänkta luften att utbreda sig såsom ett kallt skikt under den förut befintliga.

Det förhåller sig emellertid *icke* så, att luft av + 10° vid 1 000 m. i och för sig är *tyngre* än luft av + 11,5° vid 900 m, ty luftens mindre sammanpressning vid större höjd gör den tvärtom något lättare, och om ingen oro i luften förekommer, torde det antagna »abnorma» temperaturavtagandet kunna existera, men vid minsta rörelse måste en kullbyttering av hela luftmassan äga rum. Det finns emellertid en övre gräns för detta *överadiabatiska* temperaturavtagande, vid vilken täthetsminskningen genom minskat tryck fullt kompenseras av täthetsökningen genom sänkt temperatur. Överskrides denna gräns, bli de övre lagren in situ *tyngre* än de undre.

Det temperaturavtagande, som motsvarar denna gräns beräknas<sup>1</sup> genom formeln

$$\frac{dt}{dh} = -\frac{1}{R}.$$

I denna formel betecknar  $dt$  temperaturavtagandet,  $dh$  nivåstillväxten

<sup>1</sup> Alfred Wegener: Thermodynamik der Atmosphäre. Leipzig 1911. Sid. 113

i meter och  $R$  den s. k. gaskonstanten. Denna är olika för olika gaser, för luft är den 29,27. Därav erhålles

$$\frac{dt}{dh} = -0,034.$$

Formeln anger sålunda, att vid ett *temperaturavtagande av  $+3,4$  per 100 m tätheten i luften är överallt densamma*. Överskrides detta gränsvärde, så blir den högre liggande luften tyngre och systemet omöjligt, men redan *långt dessförinnan* torde luftmassan på grund av rörelser inom densamma ha kullbyttat. Skulle verkligen detta gränsvärde kunna uppnås och därefter en konvektion inträffa, så skulle luft, som från 1000 m nedsjönke till jordytan därstädes medföra en avkylning av  $14^\circ$ .

Ett sådant system som det ovan antagna är naturligen omöjligt i den fria luften. Men i daltråg och nischer och bakom bergskammar kan naturligtvis en så betydande avkylning äga rum, att den vidliggande luftens torradiabatiska temperatur vida underskrides. När därför denna »abnormt kalla» luft av någon anledning flödar över daltröskeln, resp. bergskammen, kommer den att med accelererad våldsamhet falla genom den nedanför liggande varma luften och bringa en mot sin överadiabatiska avkylning svarande *temperatursänkning* med sig. Fallvindarnas våldsamhet och låga temperatur framträder härigenom lätt förklarlig.

För Noworossisk uppgives, att *temperatursänkningen* vid bora-stormar därstädes i medeltal uppgår till  $7,4^\circ$ . Är detta riktigt och fallhöjden endast är 398 m, så skulle ovannämnda yttersta gräns för den indifferent jämvikten ofta till och med överskridas. Detta bör ju också kunna vara möjligt, om den sig avkylande luftmassan är någorlunda isolerad (i ett dalbäcken eller dyl.) från den nedanför liggande varma luften. I sådana fall skulle man även kunna finna en förklaring till en *intermittens* hos fallvindarna däri, att en viss tid måste förflyta efter varje uttömning, innan ny kall luft hinner utfylla reservoaren.

Såsom av ovanstående framgår äro fallvindarna att uppfatta såsom *tung luft*, som faller med accelererad hastighet genom lättare luft. Fenomenet är sålunda till sin art väl skilt från de förut omtalade land- och sjövindarna. Visserligen kan man säga, att vid fallvindarna även en luftcirkulation äger rum, ty den kalla luft, som ramlar ned, ersättes naturligen av tillströmmande varmare luft. Men denna cirkulation är uppenbarligen av samma slag som den, som äger rum då en tung kropp, vilken som helst, t. ex. en blykula, faller genom luften. Cirkula-

tionen vid fallvindarna är säkerligen icke särdeles omfattande, det är troligt, att fallvinden själv är ganska tunn och den volym varm luft, som ersätter den, kan i så fall ej vara särdeles stor.

Ännu våldsammare fallvindar än bora och mistral äro kända från vulkanutbrott. Den våldsamaste av alla torde ha varit den, som den 8 maj 1902 störtade ned från vulkanen Montagne Pelées krater och



Fig. 2. St Pierres ruiner, sedda från S. I bakgrunden Montagne Pelée.  
Enl. A. Lacroix.

vräkte ned alla hus i staden Saint-Pierre (fig. 2) på Martinique.<sup>1</sup> Denna vind bestod av glödande gaser, bemängda med sådana massor av vulkanisk aska, att blandningen fick karaktären av en »emulsion» av en specifik vikt vida högre än luftens. Enligt observationer från ett fartyg, som låg på Saint-Pierres redd, såg molnet framifrån ut som en svart massa. En dam, som från öns inre såg molnet från sidan, påstår, att det var glödande. Denna motsägelse förklaras därigenom, att molnets front blivit avkyld, de efterföljande delarna däremot fortfarande glödande. På grund av molnets glödhetta — dess temperatur kan uppskattas till omkr.  $800^\circ$  — dödades samtliga 30,000 innevånare i staden med undantag av en straffånge, som satt förvarad i en solid cell. Emellertid blev även han bränd av glödande luft, som inträngde genom en galleröppning över dörren.

<sup>1</sup> A. Lacroix: La Montagne Pelée et ses éruptions. Paris 1904.

Dylika glödheta, med aska överlastade tunga gasstormar (fig. 3) fortsatte vulkanen att utsända under det närmaste året. Den 26 mars 1903 hade den bekante vulkanologen Karl Sapper<sup>1</sup> tillfälle att se en sådan. Han skildrar den på följande vis: Vid kraterranden framkvälde en gråbrun ask- och ångmassa, som med betydande hastighet, hemsk och ljudlös slingrade sig utför bergssidan. Där denna blev mindre brant och hastigheten minskades, separerade sig gaser och ångor från

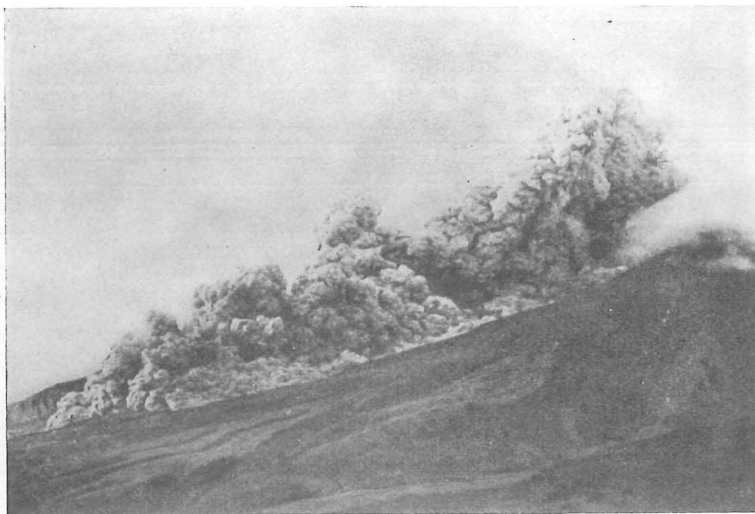


Fig. 3. Den glödande stoftbelastade fallstormen på Montagne Pelées slutning den 25 jan. 1903. Enl. A. Lacroix.

slammet och bildade uppstigande moln. Strömmens mäktighet inom dess övre del skattades till 50 m.

Någon bestämning av hastigheten hos den förödande storm, som förintade Saint-Pierre, blev naturligen ej gjord, men man<sup>2</sup> har skattat hastigheten till omkr. 130—150 m i sekunden, utövande ett tryck av ett par tusen kg per m<sup>2</sup>. Däremot ha bestämningar gjorts på rörelsehastigheten av de senare uppträdande mindre våldsamma gaseruptionerna. Lacroix uppgiver, att flere av dessa glödande stoftmoln inom den snabbaste delen av sin bana haft en rörelsehastighet av åtminstone 50 m i sekunden. En egendomlighet hos dessa stoftbelastade fallorkaner synes vara deras i början skarpa begränsning mot den omgivande luften.

Uppslamning av stora kvantiteter fint stoft i vinden kan öka en luft-

<sup>1</sup> In den Vulcangebieten Mittelamerikas und Westindiens. Stuttgart 1905.

<sup>2</sup> J. J. Sederholm: Jordbävningar och vulkaner. Helsingfors 1909, sid. 92.

massas specifika vikt antagligen vida mera än en temperatursänkning av de begränsade mått, som förekomma i de trakter, där boran och mistralen härja. Såsom suspenderat och tyngande stoft torde i kalla trakter fin uppvirvlad snö kunna spela en rätt stor roll. J. W. Sandström<sup>1</sup> skildrar från de lapska fjällen, huru snön röres upp på fjällvidderna; kommer sådan snöbelastad vind till platåns branta stup, störtar den ned med dån.

Av egen erfarenhet känner jag, huru snön på fjällslätterna röres upp vid stark vind. Den förnämsta snötransporten äger dock rum nära marken. Under vintern kan man mången gång se nerifrån dalen, huruledes den vind, som stryker fram över en topplatå rycker med sig snö, som på läsidan står ut såsom en kvast från toppen. Förhållandena vid starkare stormar har man på grund av molnbildning kring topparna sällan tillfälle att se, men det torde väl vara möjligt, att då snö i stor mängd röres upp till så betydande höjd, att en verklig snötyngd fallvind uppkommer på läsidan.

Hagel- och regntyngda fallvindar torde lätteligen uppkomma under åskväder. Dessa äro i våra trakter företrädesvis begränsade till sommarens hetaste dagar. Jordytan uppvärms då starkt, över densamma bilda sig kraftigt uppstigande luftströmmar, som nå ett par tusen meter i höjd och mera. Om temperaturen i luften vid jordytan var 25°, så har den — såvida ej vattenånga utfällts — vid 2 000 m höjd minskats till + 5°. Huruvida någon kondensation av vattenånga under eller närmast över denna nivå äger rum, beror ej endast på luftens fuktighet utan även på närvaron eller frånvaron av lämpliga kondensationskärnor. Slutligen sker emellertid en kondensation, om uppstigningen fortfar, och ett cumulimoln uppkommer, vars undersida utgör ett horisontalplan motsvarande kondensationsnivån, under det översidan bildar runda kupoler, angivande den uppstigande luftströmmens övre gräns. I alla händelser måste dock de först utskilda vattendropparna eller iskristallerna vara synnerligen små och av de allttjämt kraftigt uppstigande luftmassorna föras uppåt, ty dessa små partiklar sväva i luften och följa på det närmaste dess rörelser. I den mån den uppstigande luften alltmera avkyles, tillväxa emellertid dropparna eller iskristallerna och bliva småningom så stora, att de antaga en avsevärd rörelsehastighet mot jordytan relativt till luftströmmen. Om sambandet mellan droppstorlek och fallhastighet kan man av följande tabell<sup>2</sup> få en föreställning:

<sup>1</sup> J. W. Sandström: Über die Energieumwandlungen in der Atmosphäre. K. Sv. Vet. Akad. Handl. Bd 47. Nr 9. — <sup>2</sup> Enl. J. Hann; Lehrb. d. Meteorologie.

|                            |     |     |     |     |
|----------------------------|-----|-----|-----|-----|
| Radie i mm .....           | 0,1 | 0,2 | 0,5 | 1,0 |
| Fallhastighet i m per sek. | 0,8 | 1,8 | 4,3 | 5,8 |

I luft, som stiger uppåt med hastigheten 1,8 m per sek., höja sig sålunda ännu droppar av 0,1 mm radie, med hastigheten 1 m i sek., medan de av 0,2 mm radie nått och jämnt hålla sig svävande och större droppar börja falla till marken. Då väl utgångsnivån för de nedfallande partiklarna företrädesvis utgöres av cumulimolnets övre delar, torde väl i vanliga fall dessa partiklar utgöras av snökorn, som på grund av de häftiga turbulenserna i cumulimolnet förlorat snöstjärnornas eleganta former, stött emot varandra och avrundats, under det att de alltså tillväxt och omklätt sig med nya islager. Vid 2 mm radie är fallhastigheten omkr. 8 m per sek. En del av denna motverkas till att börja med av luftens uppstigning, men i den mån luften av de nedfallande haglen avkyles *avstannar uppstigningen*. Under fortsatt nedfallande av nya hagelmassor från det mäktiga cumulimolnet *sänkes temperaturen* i den under cumulimolnet befintliga luften, vilkens *adiabatiska* temperaturanordning genom avkylningen övergår i en *överadiabatisk*. Därmed äro betingelserna givna för uppkomsten av en *fallvind*. Sedan den uppstigande luftströmmen av de nedfallande hagelkornen blivit överkyld, *vänder den* sålunda om och återkommer till jordytan såsom en *kall vind*, som i *kraftiga byar* breder ut sig.

De nedfallande hagelkornens inverkan på den omgivande luftens temperatur är i olika temperaturskikt olikartad. I icke fuktighetsmättad luft av temperatur under 0°, sålunda närmast under cumulimolnets bas, verka de avkylande genom avdunstning från isytan. Över 0° är förhållandet mera komplicerat. Om luftens fuktighet är större än 4,85 gr per m<sup>3</sup> (= full mättning vid 0°), så kondenseras på hagelkornen den mängd vatten, som överstiger detta belopp; det härvid uppkomna kondensationsvärmets användes till hagelkornets smältning, men så länge ännu is finnes kvar i hagelkornet, strävar detta att avkyla luften till 0° och nedsätta fuktigheten till 4,85 gr per m<sup>3</sup>. Understiger luftens fuktighet detta belopp, sker ingen kondensation utan i stället avdunstning från iskornets yta. Dettas temperatur sänks under 0°, vilket genom ledning verkar avkylande på luften. Har iskornet helt smält, så kan den därav frambringade vattendroppen höja sin temperatur över 0°. Huru nära den kommer den omgivande luftens temperatur beror på *luftens torrhet*. Vid icke fuktighetsmättad luft sker en avdunstning från vattenytan, droppen hålles vid en lägre temperatur än luftens och verkar *avkylande* på denna. Om luften är fuktighetsmättad, sträva droppe och luft att antaga samma temperatur.

Vi se sålunda, att hagelkorn i icke mättad luft under 0° verka avkylande genom avdunstning, men över 0° såväl avkylande som torkande, om luften håller mera fuktighet än som motsvarar 0°. Vattendroppar verka avkylande i icke fuktighetsmättad luft genom avdunstning. Även sedan kornen smält till vatten, kunna de sålunda nedsätta luftens temperatur, som om den förut var *adiabatisk*, nu blir *överadiabatisk*.

Den avkylande effekten av nedfallande iskorn och vattendroppar är vid olika temperaturer och fuktighetshalter hos luften mycket olika. En föreställning härom torde man kunna erhålla genom den s. k. psykrometerdifferensen. Denna, som vid meteorologiska observationer spelar en stor roll, utgöres av skillnaden i temperatur mellan en torr och en med tunt vått tyg omgiven termometerkula. I icke fuktighetsmättad luft sker en avdunstning från den våta termometers fuktade tyg och denna termometer visar därför en mot avdunstningshastigheten svarande temperatursänkning. En alldeles motsvarande avkylning måste de genom icke fuktighetsmättad luft fallande vattendropparna undergå. Denna avkylning måste meddela sig till den dropparna omgivande luften. Nu finnes emellertid psykrometerdifferensen på grund av dess praktiska betydelse att tillgå i färdigräknade tabeller, ur vilka vi kunna hämta nedanstående data av intresse för föreliggande fråga:

| Lufttemp. | Psykrometerdifferensen vid<br>relativa fuktigheten |                  |
|-----------|----------------------------------------------------|------------------|
|           | 50 %                                               | 75 %             |
| — 10°     | 1°,3                                               | 0°,5 (isånga)    |
| — 5       | 1,95                                               | 0,9 »            |
| — 5       | 2,2                                                | 1,1 (vattenånga) |
| 0         | 2,85                                               | 1,4              |
| + 10      | 4,4                                                | 2,1              |
| 20        | 6,2                                                | 2,9              |
| 30        | 8,0                                                | 3,6              |

Ehuru förhållandena i de högre luftlagren ej strängt överensstämma med dem, som anges av tabellen, inse vi dock, huru kraftig avkylningen bör vara särskilt vid någorlunda höga temperaturer och låga fuktighetsmängder i de luftlager, som genomfäras av vattendropparna, samt att sålunda särskilt i dessa fall en snabb och kraftig överadiabatisk avkylning bör åstadkommas, som måste utlösa sig i häftiga byar omedelbart före regnets, resp. haglens nedfallande. Dessa kastvindar komma *före* nederbörden, emedan denna under avdunstningen

i de högre luftlagren försvinner. Först när dessa blivit någorlunda fuktighetsmättade kan nederbörd falla.

Under fortsatt utveckling av ovädret inträder emellertid en väsentlig förändring, i det att den överadiabatiska temperaturfördelningen utplånas genom den abnormt kalla luftens nedfallande och därigenom att någon ytterligare avkylning av luften genom avdunstning på dropparnas yta ej i nämnvärd mån äger rum, sedan luftmassorna av regnet blivit fuktighetsmättade. Fortsätter nu luft att falla ned och giva upphov åt byiga kastvindar, så måste det bero på överbelastning genom regndroppar och hagelkorn. Enligt min erfarenhet komma de kraftigaste byarna före regnet, men vinden kan nog också fortfarande under detsamma. Det kan ju hända, att man i ovädrets centrala delar ej märker den, emedan den viker ut åt sidorna.

Att fallande vattendroppar och hagelkorn öka luftens specifika vikt är en sanning, som redan länge sedan framhållits av Köppen<sup>1</sup> och Wegener<sup>2</sup>, men denna viktökning kan näppeligen förklara den omständigheten, att just före nederbörden de kraftigaste vindkasterna förekomma.

Åskbyarnas egenskap av fallvindar torde sålunda bero såväl därpå, att de äro överadiabatiskt avkylda, som att de äro stoftbelastade. Dessa båda egenskaper uppträda annars mest skilda. De stoftbelastade behöva givetvis ej vara avkylda och bringa i så fall ingen temperatursänkning till jordytan. Deras fallhastighet är under den nedre delen av deras bana i regeln avtagande, dels emedan de avsöndra fasta partiklar, dels även emedan de bli relativt varmare än den omgivande luften ju mera de sjunka. I definitionen för de överadiabatiskt avkylda fallvindarna ligger däremot, att ju djupare de sänka sig, desto tyngre bli de i förhållande till den omgivande luften, så långt den överadiabatiska temperaturfördelningen räcker. Deras fallhastighet blir därför i regeln kraftigt accelererad. Deras bästa kännetecken utom våldsamheten är, att de medföra en temperatursänkning vid jordytan. Därjämte torde en viss intermittens vara rätt vanlig.

Gränsen emellan gradientvind och fallvind torde dock ej alltid vara lätt att fastställa. Under ett föredrag i Geografiska föreningen i Uppsala den 3 nov. 1924 om de klimatiska faktorer på Island, som hava betydelse för erosionen, skildrade amanuens C. Samuelsson

såsom fallvindar de kraftiga vindar, som från de snöbetäckta höjderna i det inre störta ned mot de innersta delarna av vissa isländska fjordar. I alla händelser tyckas ifrågavarande vindar ha en viss intermittens och en betydande hastighet, men någon temperatursänkning tyckes ännu icke vara konstaterad.

Från glaciärer och inlandsisar, som sluta på land rör sig gemenligen under sommartiden en kraftig vind nedåt mot iskanten. En sådan luftström är alltid helt lokal, men kan, om temperaturmotsättningarna äro stora, vara nog så stark. Engell<sup>1</sup> skattade hastigheten hos en sådan vind från inlandsisen till omkr. 14 m per sek. Men då den var varm, 5 à 7°, och någon samlingsreservoar på den konvexa sluttningen av inlandsisen icke torde ha funnits, kan det väl icke ha varit en fallvind i den här använda bemärkelsen.

<sup>1</sup> Met. Zeitschr. 1903, sid. 275.

<sup>1</sup> Beiträge zur Kenntnis der Böen und Gewitterstürme. Ann. d. Hydr. u. maritim Meteor. 1879, sid. 324.

<sup>2</sup> Thermodynamik der Atmosphäre. Leipzig 1911, sid. 214.