

Utveckling av molnet

Bildning

Bildning av molndroppar

Molndroppar bildas ur fuktig luft. Principiellt gäller att när den relativa fuktigheten är över 100 % övergår fler vattenmolekyler från gas till vätska än vice versa och blir därför en förutsättning för att kondensation skall inträffa. Kondensation i luft kompliceras av den så kallade krökningseffekten. En mycket liten vattendroppe har kraftigt krökt yta, vilket gör att vattenmolekylerna vid ytan har färre grannar att dela sina vätebindningar med. Den sammanhållande kraften blir mindre och leder lätt till att droppen upplöses. Detta gör att luften måste ha en relativ luftfuktighet på cirka 300-400 % för att molndroppar skall bildas spontant.

Bildningen av molndroppar förenklas avsevärt om det finns tillgång till så kallade kondensationskärnor på vilka vattenånga kan kondensera. Vissa kondensationskärnor är hygroskopiska och för dessa kan kondensation börja när den relativa fuktigheten är under 100 %. Ett exempel är magnesiumklorid, som när det agerar kondensationskärna kan ge kondensation redan vid cirka 70 % relativ fuktighet. Denna så kallade lösningseffekt hos hygroskopiska kondensationskärnor motverkar krökningseffekten och förenklar därmed bildningen av molndroppar.

Ju kallare luften är desto mindre mängd vattenånga kan den hålla. Det gör att man kan kyla ett luftpaket, med konstant mängd vattenånga, tills kondensation sker. Den temperatur då detta sker kallas daggpunktstemperaturen. Då är den relativa luftfuktigheten 100 % och molndroppar har stor chans att bildas. I naturen kan sådan kylning ske på olika sätt. Exempelvis kan det ske på klara nätter med hög utstrålning då marken kyles, vilket i sin tur kan kyla luften närmast marken som sedan samlas i lägre liggande terräng och så kallad strålningsdimma kan bildas där. Ett annat sätt är när varm och fuktig luft tvingas in över ett område där underlaget är kallt, vilket kan leda till att advektionsdimma bildas.

Den effektivaste kylningen av luft i naturen sker emellertid när ett luftpaket hävs i atmosfären. Hävningen gör nämligen att trycket i luftpaketet minskar och det kyles adiabatiskt. Den nivå dit vilket luftpaketet måste hävas, för att den relativa luftfuktigheten skall bli 100 %, kallas kondensationsnivån och det är på denna höjd som molnen bildas. Cumulusmolnens platta undersida ligger på samma höjd som kondensationsnivån. Hävningen av luft kan ske på olika sätt

- Hävning längs en väderfront, då den överliggande varmare luften tvingas upp. Denna hävning ger upphov till stratiforma moln.
- Orografisk hävning, när luft strömmar mot en höjd som tvingar upp luften. Moln som bildas på detta sätt kallas orografiska eller oreigena moln. Höjden behöver inte vara speciellt hög för att leda till molnbildning. Mindre åsar och kullar kan ge effekt på upp till två kilometers höjd.[30]
- Konvektion, vanligen på grund av luft som värms av markyta som värmts upp av solstrålning. Detta ger upphov till cumuliforma moln.

- Konvergens, det vill säga när vindar för in luft från flera håll mot ett lågtryckscentrum och tvingar luften i centrum att stiga uppåt.
- Vid turbulens, exempelvis vid kraftiga vindar i kombination med instabil skiktning och/eller ojämn terräng

I praktiken förekommer kombinationer av dessa hävningar. Man pratar exempelvis om orografisk förstärkning, när ökad markhöjd förstärker andra hävningsmekanismer.

Bildning av iskristaller

Ett så kallat fallstrimmehål. I det här fallet bildat ur ett altocumulusmoln som består av kraftigt underkylda vattendroppar. En snabb omvandling av molndroppar till iskristaller sker inom detta runda område, vilket gör att iskristallerna blir så tunga att de faller ur molnet.

Jämfört med bildningen av molndroppar finns inte lika många etablerade teorier för hur iskristaller bildas i atmosfären som kan förklara de observationer som gjorts.[31] Man brukar skilja mellan tre olika sätt för bildning, nämligen genom att rent vatten fryser (homogen nukleation), genom att frysningen startar med hjälp av en främmande partikel (heterogen nukleation) och genom sekundär bildning.

Eftersom molndropparna har så liten volym sker spontan frysning av dessa först vid en lufttemperatur på cirka -40°C . Detta beror på att det krävs att vattenmolekylerna måste röra sig långsammare för att öka chansen för bildning av ett isembryo i en liten vattenvolym.[32] Precis som det underlättar med kondensationskärnor för att bilda vattendroppar underlättar det med så kallade iskärnor för att bilda iskristaller. En lämplig iskärna har en struktur som liknar iskristallmönstret och kan utgöra det embryo till isstruktur som krävs för isbildning. Med iskärnor kan iskristaller bildas vid högre temperatur än -40°C .

Det finns flera processer för hur iskärnorna medverkar till bildningen av iskristaller. Av denna anledning skiljer man på fryskärnor och sublimationskärnor. Fryskärnor är iskärnor som påverkar en vattendroppe att frysa. Detta kan ske på flera sätt, exempelvis genom att fryskärnan upptas av vattendroppen. Ett annat sätt är genom att fryskärnan tangerar vattendroppens yta. Exempelvis påverkar vulkanisk aska en vattendroppe att frysa vid högre temperatur genom att tangera ytan jämfört med att den upptas av droppen.[33] Ett tredje sätt är fryskärnor som först får vattenånga att kondensera och sedan att frysa. Sublimationskärnor[34] är iskärnor som får vattenånga att direkt övergå till is, utan att vara vatten i vätskeform däremellan, så kallad deposition.[35]

De små is- och snöstrukturer som byggs upp inne i ett moln kan splittras och på detta sätt ge upphov till fler partiklar på vilka is- och snöbildningen kan fortsätta. Detta är ett exempel på en sekundär bildning. En sådan process beskrevs av Hallett och Mossop i mitten på 1970-talet och brukar kallas för Hallett-Mossops process där fallande snöhagel krockar med molndroppar och därigenom splittras.

Omvandling

En annalkande varmfront inleds med cirrus och cirrustratusmoln. Dessa övergår till altostratus och vidare till nimbostratus med relativt långvarig nederbörd (dagsregn).

En kallfront föregås av relativt kortvarig, men kraftig nederbörd från nimbostratus med inbakade cumulonimbusmoln. Flera olika molntyper förekommer före och efter nederbörden, men inte lika tydligt eller regelbundet som i varmfrontsfallet.

Efter molnens tillblivelse sker mycket ofta en utveckling där moln övergår från en sort till en annan, eller ersätts av andra moln.

Man bör notera att på molnpartikelnivå är tillståndet i ett moln inte statiskt, då molndroppar kontinuerligt försvinner genom avdunstning och skapas. Storlekstillväxt av molndroppar och iskristaller sker huvudsakligen genom två processer, koalescens och Bergeronprocessen, som kan förklara varför molndroppar och iskristaller kan öka cirka en miljon gånger i volym och bilda så stora partiklar att deras massa kan motverka uppåtvindarna i och under molnet och bilda nederbörd. Uppåtvindar vid konvektion är flera meter per sekund, i tropikerna upp till 40 m/s. Vid fronter är uppåtvindarna svagare, i en varmfront i storleksordningen 10 cm/s, i en kallfront betydligt mer.[36]

Konvektiva moln har en typisk dygnsrytm. När solen börjar värma upp marken bildas på förmiddagen tunna lätta moln, så kallade cumulus humilis. Dessa växer sedan till och bildar först cumulus mediocris, som är ungefär lika höga som de är breda, och sedan cumulus med starkt uppåtväxande form, så kallade cumulus congestus. Mot eftermiddagen kan cumulusmolnet förlora sin skarpa kontur i övre delarna och övergår då till att bli ett cumulonimbus som ofta ger nederbörd i form av regnskurar eller snöbyar. Molnet upplöses fram mot kvällen med början nerifrån och cumulonimbusmolnets övre delar kan bli kvar i form högt liggande men relativt tjocka cirrus pissatus.

Konvektion kan även inträffa på högre höjd och kan förklara hur exempelvis altostratus kan övergå till altocumulus. Övre delarna av altostratus kyla genom att molnet ger ifrån sig infraröd strålning samtidigt som molnets undersida värms av att det tar emot terrestrisk strålning. Detta tillstånd är instabilt vilket leder till att små konvektionsceller uppstår i molnet och ger upphov till områden med hävning och däremellan sänkning. Där luften sänks löses molnet upp och kvar blir molnelement där luften hävs. Cirrocumulus och stratocumulus kan uppstå på samma sätt ur cirrostratus respektive stratus.[37]

Molnens uppträdande i samband med fronter följer ofta ett mönster, vilket är särskilt tydligt för varmfronter. Det börjar med cirrusmoln som breder ut sig allt mer och ersätts med cirrostratus. Sedan blir molnen tjockare och altostratusmolnen ersätter cirrostratus. Lätt men ihållande nederbörd kan nu börja falla, som blir allt kraftigare allteftersom altostratusmolnen ger plats för nimbostratus. Nederbörden håller ofta i sig i flera timmar. Förvandlingen tar som regel upp till dag.

I kallfrontsfallet uppträder inte molnen lika regelbundet. En annan skillnad är att nederbörden uppstår före att kallfronten anländer på marknivå och inte efter, som för varmfronter. De ofta nederbördsgivande molnen i kallfrontens framkant är cumulus congestus, cumulonimbus eller nimbostratus. Dessa föregås och efterföljs av mindre cumulus, altocumulus, altostratus och/eller cirrus. Molnförvandlingen är ofta över på några timmar.

Upplösning

Då hävning är den primära orsaken till molnbildning kan naturligtvis det motsatta, sänkning av molnen, ske med följd att molnen upplöses. Sänkning av luft gör att luften värms adiabatiskt och temperaturen därmed går över daggpunktstemperaturen vilket leder till vattnet från molndropparna avdunstar och molnet försvinner. En sådan sänkning kan ske genom att ett högtryck bildas. Samma sak sker även på läsidan av berg.

Ett annat skäl till att moln löses upp är att molndroppar och/eller iskristaller avgår från molnet genom nederbörd.