



Mahbubur Rahman

är docent och teknologie doktor i teknisk fysik med inriktning mot atmosfäriska urladdningar vid Uppsala universitet. Hans forskning kretsar kring elektriska urladdningar – från statiska urladdningar på millimeterskala till kilometerlånga blixtar – och är inriktad såväl på grundläggande förståelse som på tillämpningar för skydd och teknisk utveckling.

Kraftiga åskoväder hör till jordens mäktigaste skådespel, med bländande ljuskvistar mot mörka skyar ackompanjerade av öronbedövande muller. Men den fysik som är inblandad i den elektriska uppladdningen av åskmolnet och i initieringen av den påföljande urladdningen rymmer många gåtor. Mahbubur Rahman redogör för några av lösningarna, och ger inblickar i dagens kunskapsläge.

Bilden: Tor i färd med att skapa blixtar.

(Bilden av Tor är hämtad från en målning av Mårten Eskil Winge.)

Åska och blixtar: från myt till klimatindikator

En blixtn är ett kortvarigt fenomen som utgörs av en komplicerad serie elektriska urladdningar. Hela förloppet kan pågå i nästan upp till en sekund. Blixten, som är flera kilometer lång, uppstår när ett begränsat område i atmosfären innehåller så stor elektrisk laddningsmängd att det elektriska fältet där blir så starkt att luftens isoleringsförmåga bryter samman, vilket resulterar i höga strömmar. Det vi ser är bara en del av blixten – nämligen den synliga delen av den elektromagnetiska strålning som alstras i den huvudsakliga urladdningen – men med ordet ”blixtn” avses egentligen hela serien av urladdningar. Medan huvudurladdningen alstrar både synlig och osynlig elektromagnetisk strålning, ger de andra urladdningarna enbart upphov till osynlig strålning. Figur 1 (i sidorutan om blixtns faser) visar de viktigaste urladdningssekvenserna hos en jordblixtn, och ger en antydning om fenomenets komplexitet.

Vid en blixtnurladdning värms den omgivande luften till cirka 30 000 °C väldigt snabbt. Denna hastiga extrema uppvärmning får luften att expandera explosionsartat, vilket ger upphov till en tryckvåg som fortplantar sig utåt i alla riktningar från blixtns huvudkanal i form av en dånande ljudvåg – åskan.

Det är troligt att blixtnar fanns på jorden långt innan livet uppstod på vår planet för cirka tre miljarder år sedan. Det har även spekulerats om att blixtnar i jordens prebiologiska atmosfär spelade en viktig roll i produktionen av de organiska molekyler som tycks vara nödvändiga för livets uppkomst.

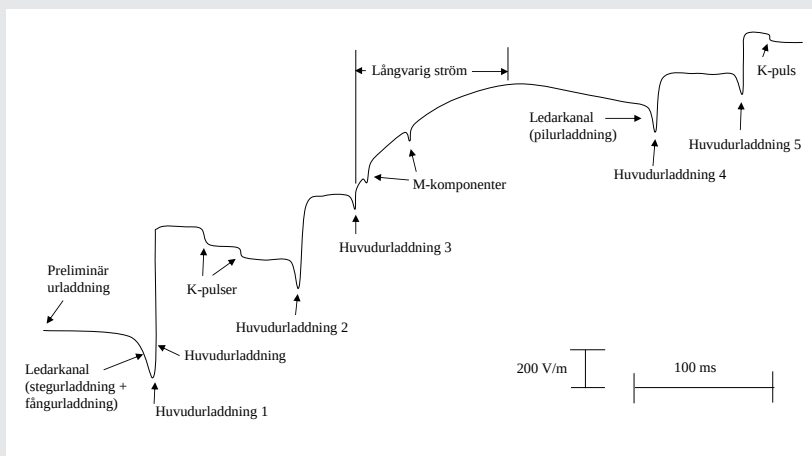
Man kan ana att tidiga människors möte med blixtnen var både skrämmande och fascinerande. De flesta forna kulturer införlivade blixtnar och åska i sina religiösa övertygelser. En lång rad gudar

har förknippats med fenomenet. Några exempel är Typhon (Seth) i Egypten, Teschup i Syrien, Tie Mu i Kina, Indra i Indien, Zeus i Grekland, Jupiter i Romarriket och Tor i Norden. Även inom nutida religioner, som kristendom och islam, återfinns berättelser som kretsar kring åska och blixtar. Det är också troligt att blixterna inspirerade människan till upptäckten av det första tekniska verktyget – elden – vilket hjälpte henne till överlevnad och utveckling.

Blixstens faser

Diagrammet i figur 1 visar hur det elektriska fältet som alstras av en typisk jordblixtn varierar med tiden. Det elektriska fältet har uppmätts på ett par kilometers avstånd från blixstens nedslagspunkt på jorden. (Om man hade mätt fältet på ett annat avstånd, eller från en annan blixtn på samma avstånd, skulle det ha sett annorlunda ut.) Blixten i diagrammet är av det vanligaste slaget: en där negativa laddningar forslas från åskmolnet ner till marken. Det som visas är det lodräta elektriska fältet, och fältstyrkan (uttryckt i V/m) ökar i den negativa y-axelns riktning. Den horisontella x-axeln representerar tiden i millisekunder (ms). Som synes varierar det elektriska fältet kraftigt under förloppet, med en serie toppar och dalar. Förändringarna i fältet avspeglar de olika faserna i blixurladdningen, från blixstens initiering tills den ebbat ut.

De viktigaste urladdningsfaserna som syns i diagrammet är ledarkanal, huvudurladdning, K-pulser, M-komponenter och långvarig ström. Notera att det finns 5 huvudurladdningar i detta diagram. Som mest har man mätt upp blixtar med så mycket som 26 huvudurladdningar.



Figur 1: En jordblixts olika faser. (Källa: R. Thottappillil et al., *K and M changes in close lightning ground flashes in Florida*, *J. Geophys. Res.* **95** (1990), DOI: 10.1029/JD095iD11p18631)

En jordblixtn börjar med en preliminär urladdning inne i åskmolnet – oftast mellan det negativa laddningscentret i molnets mitt och den positiva laddningsfickan i molnets botten – som sedan vandrar nedåt mot marken och ger upphov till det ökande elektriska fältet i början av diagrammet. Detta tilltagande fält alstras av en så kallad ledarkanal som närmar sig marken med någorlunda jämna steg, och som kallas *stegurladdning*. När ledarkanalerna är tillräckligt nära marken, uppstår en ny ledarkanal som i stället går uppåt från marken, och som strävar efter att möta den nedåtgående stegurladdningen. Den ledarkanal som utgår från marken kallas *fångurladdning*. Stegurladdningen tar med sig negativa laddningar nedåt, medan fångurladdningen för positiva laddningar uppåt. När ledarkanalerna möts uppstår huvudurladdningen varvid det elektriska fältet kollapsar. Under processen neutraliseras de negativa laddningarna i åskmolnet helt eller delvis.

En jordblixtn kan sluta där, eller så kan den fortsätta så länge förutsättningarna finns i form av ytterligare laddningsmängder i åskmolnet. Mer än 80 % av jordblixtnarna innehåller mer än en huvudurladdning. Varje huvudurladdning föregås av en ledarkanal, men den första ledarkanalerna skiljer sig från de senare. Den första ledarkanalerna måste jobba för att stegvis bygga upp en ledande kanal genom luften, som ju är en isolator, medan de ledarkanalerna som föregår de efterföljande huvudurladdningarna oftast följer den redan uppbyggda kanalen. Dessa senare ledarkanalerna kallas även för *pilurladdningar*.

När huvudurladdningen tömmer ett område inne i molnet på negativ laddning uppstår brist på elektroner där, och området blir positivt laddat i förhållande till andra delar av det negativa laddningscentret. Detta kan leda till en ny urladdning mellan den positivt laddade delen och ett annat område som fortfarande är fyllt med negativ laddning. Sådana urladdningar kallas för *K-pulser*. Strömmen från dessa, liksom strömmen från ledarkanalerna, kan inte mätas vid marken. Efter att en huvudurladdning skett matas ibland blixtnkanalen med en låg ström som varar under en i sammanhanget relativt lång tid (10 till 100-tals millisekunder). En sådan ström kallas för *långvarig ström*, och förekommer i upp till hälften av alla jordblixtnar. Det är den som ger upphov till skogsbränder. Under en långvarig ström kan det hända att en ny ledarkanal i åskmolnet bildas, och dess ström följer då den långvariga strömmen till marken. En sådan urladdning kallas för *M-komponent*.

Blixtnar på andra planeter

Vanligast är att blixtnar uppstår i samband med åskmoln, men även snöstormar, sandstormar, vulkanutbrott och till och med kärnvapenexplosioner kan ge upphov till blixtnar. Utgående från det vi känner till om blixtnurladdningar på jorden kan man formulera två

krav för att blixtar ska kunna uppstå även på andra planeter. Det första kravet är att olika sorters partiklar på något sätt blir uppladdade med motsatt polaritet (positiv respektive negativ laddning). Det kan ske genom växelverkan antingen mellan partiklar av olika slag, eller mellan partiklar av samma slag men med olika egenskaper, exempelvis olika temperaturer. Det andra kravet är att ett väsentligt avstånd uppstår mellan de två grupperna av partiklar med motsatt polaritet. Detta kan ske genom konvektion eller gravitation eller en kombination av båda.

Forskarna har sökt efter blixtar på flera av solsystemets planeter (Venus, Jupiter, Saturnus, Uranus, Mars och Neptunus) genom att samla in data i olika former, främst genom att ta bilder, och registrera elektromagnetiska vågor i olika frekvenser. Hittills är det endast observationer av Jupiter som på ett övertygande sätt påvisar existensen av blixtar eller blixkliknande urladdningar. Beläggen utgörs bland annat av 20 ljusfläckar registrerade på en bild tagen av rymdfarkosten Voyager 1 år 1978, men slutsatserna har även bekräftats av senare rymdsonder (Voyager 2 och Galileo). Mätningarna visar dock att de blixkliknande urladdningarna på Jupiter har ett betydligt smalare frekvensinnehav jämfört med vad som är typiskt för blixterna på jorden. Så det är inte uteslutet att källan till dessa elektromagnetiska signaler kan vara något helt annat än det vi normalt kallar för blixurladdningar här på jorden.

Blixtar och pågående forskning

Det var inte förrän år 1752 som människan fick klart för sig att blixterna är elektricitet, och att de uppkommer på ett naturligt sätt – snarare än genom gudens eller satans vredesutbrott. Den 10 maj detta år utfördes det första lyckade vetenskapliga experimentet med elektriska urladdningar i atmosfären i byn Marly-la-Ville utanför Paris. Lite senare samma år utfördes även det berömda drakexperimentet av Benjamin Franklin i USA. Mycket har hänt sedan dess, men faktum är att vi än idag inte vet exakt hur uppladdningen sker inuti molnet, hur enskilda blixtar startar i åskmolnet eller hur blixten bygger upp sin väg för att slutligen slå ner på en viss plats.

Dessutom har man upptäckt ett par nya fenomen. Det första är de olikformade färgglada blixtar som av en slump fångades i ett mycket ljuskänsligt svartvitt videosystem år 1989. De uppskattades vara omkring 250 km bort från jorden. Senare insåg man att

åskmoln kan ge upphov till sådana elektriska urladdningar mellan åskmolnets topp och hela vägen upp till jonosfären. Detta nya fenomen kallas med ett samlingsnamn *övre atmosfäriska elektriska urladdningar* (på engelska *transient luminous events*), men eftersom dessa urladdningar har olika fysiska egenskaper och sker på olika höjder har de fått olika namn: ”sprites”, ”blue jets”, ”elves”. De sätts igång av plötsliga förändringar av de elektriska fälten i molnets övre delar, förändringar som även har koppling till blixurladdningar längre ner (inuti och under åskmolnet).

Ett annat fenomen detekterades runt sekelskiftet och utgörs av högenergetisk strålning från blixar och åskmoln, i form av röntgen- och gammastrålning. Även om existensen av denna högenergistrålning förutsågs redan 1925 av nobelpristagaren C. T. R. Wilson kan forskarna än idag inte förklara hur den kan uppstå i luft under atmosfäriska förhållanden. Uppkomsten av röntgenstrålning under mycket lågt tryck har däremot studerats mycket. Upptäckten av denna högenergistrålning från blixar säger oss att vår kunskap om atmosfäriska urladdningar ännu är bristfällig: vi vet varken hur strålningen uppstår eller hur den påverkar själva urladdningen. Båda dessa fenomen, såväl urladdningarna i den övre atmosfären som den högenergetiska strålningen, studeras numera intensivt inom åskforskningen.

Dagens diskussion om global uppvärmning och klimatförändringar har gett blixten ny aktualitet. Nya frågor har uppkommit. Skulle antalet blixar kunna användas som en sorts global termometer för att studera klimatförändringen? Det är nämligen vanligare med blixar i varmare regioner än i kallare, så man skulle kunna förvänta sig att den globala uppvärmningen skulle kunna leda till fler blixar på jorden. Hur skulle det i så fall påverka atmosfärens ozon-innehåll? Dessa frågor är högaktuella med tanke på klimatmodellernas svagheter just när det gäller parametrisering av konvektionsmoln och blixaktivitet.

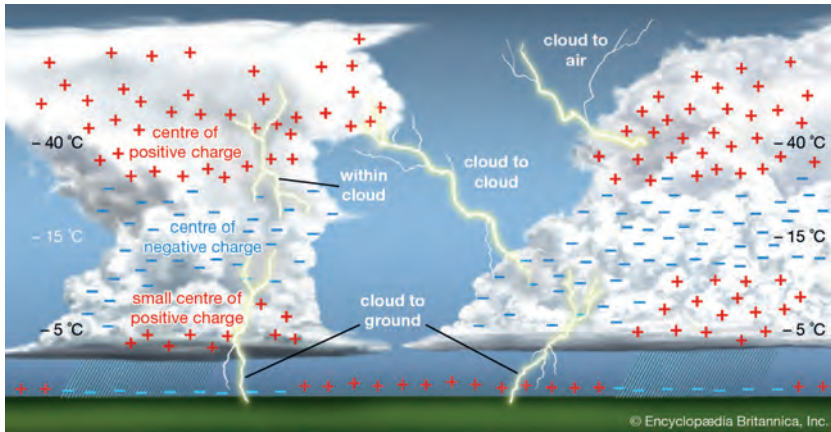
I den här artikeln ska vi titta närmare på de viktigaste teorierna bakom elektrifieringen av molnet och för hur blixten initieras i åskmolnet. Vi kommer att avsluta med en diskussion om sambandet mellan blixar och klimat. Men låt oss först titta på hur själva åskmolnet byggs upp – denna gigantiska värmemaskin som omvandlar solenergi, först till mekanisk energi i form av luftens rörelse, och sedan till elektrisk energi i form av blixar.

Åskmolnet

I varje ögonblick pågår i genomsnitt omkring 2000 åskväder i jordens atmosfär, och i dessa bildas cirka 40–100 blixtrar varje sekund. Moln där blixtrar uppstår kallas åskmoln. För att ett åskmoln ska bildas behövs solljus, fuktig luft och en så kallad *instabil atmosfär*, som uppstår på följande sätt. Solljus värmer upp luften närmast marken, som då expanderar och blir lättare än omgivande kall luft och därmed stiger uppåt. Eftersom lufttrycket minskar med höjden expanderar den stigande luften ytterligare. Expansionen gör att luften kyls ner, med följden att vattenångan i den kondenserar, dvs. omvandlas till de mikroskopiska vattendroppar som utgör molnet. Vid kondensationen frigörs värme så att luften kan stiga ännu högre. Temperaturen i troposfären (dvs. den nedersta delen av atmosfären) sjunker med höjden, och om denna temperatur sjunker snabbare än den stigande luftens temperatur så fortsätter luften att stiga – atmosfären är instabil. Därmed är förutsättningarna för att ett åskmoln ska bildas uppfyllda.

Över land kan uppvindarna i åskmolnet nå hastigheter omkring 50 m/s eller högre, medan de över hav blir maximalt cirka 10 m/s. För att blixtrar ska uppstå krävs att molnet växer flera kilometer på höjden in i ett område som begränsas av de höjder där temperaturerna är 0 °C respektive –40 °C (på sommaren motsvarar detta höjder på cirka 1 respektive 12 km). I detta skikt förekommer vatten i alla sina tre faser: ånga, vätska och fast; dessa tar sig uttryck i form av underkylda vattendroppar, iskristaller, snö, hagel och så kallade *graupelpartiklar* (mjukt hagel). Vid temperaturer högre än 0 °C börjar all is att smälta och blir vattendroppar, medan vid temperaturer lägre än –40 °C fryser allt vatten till fast form. Vatten kan alltså existera i vätskeform, som underkylda vattendroppar, vid temperaturer inom detta intervall. Graupelpartiklar bildas när sådana underkylda vattendroppar kolliderar med iskristaller och fryser på dem; iskristallerna växer då i storlek. När dessa partiklar blir större och tyngre kan uppvindarna till slut inte längre hålla dem uppe. De börjar då falla, och drar med sig den omgivande luftmassan neråt. I detta skede är åskmolnet väldigt intensivt och ger upphov till både regn och blixtrar.

Ett typiskt åskmoln har en tripolär laddningsfördelning: positiva laddningar högst upp, negativa laddningar i mitten och ett område med positiva laddningar i botten (se figur 2). Huvuddelen



Figur 2: Förenklad laddningsstruktur i två isolerade åskmoln, samt de olika blixhtyper som blir resultatet. (Källa: Encyclopædia Britannica, <https://academic.eb.com/levels/collegiate/assembly/view/19731>)

av de negativa laddningarna finns i den kalla delen av åskmolnet där temperaturen är mellan cirka $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ och $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$. Oftast är de negativa laddningarna koncentrerade inom ett höjdiintervall på mindre än 1 km. De positiva laddningarna är däremot mer utspridda och fördelade ända upp mot åskmolnets topp. Området mellan de positiva laddningarna högst upp i molnet och den negativa huvudladdningen i mitten är oftast fritt från laddningar. De nedre positiva laddningarna är färre än de negativa i molnets mitt.

Denna laddningsstruktur stämmer med de olika typerna av blixtar som visas i figur 2. Den vanligaste typen är en *molnblixt*, som sker inom ett och samma moln mellan de övre positiva laddningarna och de negativa i mitten. En blixt mellan den negativa laddningen i mitten och den nedre positiva, och som inte lyckas ta sig hela vägen ner till jorden, kallas också för *molnblixt*. Ytterligare en typ av *molnblixt*, som dock är mindre vanlig, går uppåt från molnets topp. Blixtar kan också ske mellan olika laddningar i närliggande åskceller. Alla dessa olika former av *molnblixtar* utgör i genomsnitt omkring 75 % av alla blixtar. Resten sker mellan åskmolnet och jorden, och kallas för *jordblixtar*. Den vanligaste jordblixten (90 % av dem) sker mellan molnets negativa huvudladdning och jorden, och transporterar ner negativa laddningar från molnet till jorden. Det finns även en mindre vanlig variant av jordblixt (10 % av dem) som sker mellan positiva laddningar i åskmolnet och jorden, och transporterar ner positiva laddningar

från molnet till jorden. En sällsynt variant av jordblix (mindre än 1 %) startar från mer än 100 m höga objekt på marken och går uppåt för att avslutas i åskmolnet.

Åskväder kan delas in i två huvudsakliga typer – *luftmassaåskväder* och *frontåskväder* – som har att göra med hur de uppkommer. Luftmassaåskväder, som även kallas värmeåskväder, uppstår när jordytan värms av solinstrålningen, antingen i tropikerna eller under varma sommarmånader på högre latituder, oftast på eftermiddagen. Den uppvärmda luftmassan lyfts uppåt med hjälp av skillnader i temperatur och luftfuktighet mellan stigande och nedåtgående luftströmmar. Den andra typen, frontåskväder, uppkommer främst vid mellan- och höga latituder, då olika luftmassor möter varandra. När uppvärmningen av jordytan varierar uppstår även horisontella temperaturskillnader. I ett sådant område i atmosfären, längs en kall- eller en varmfront, kan det uppstå kraftiga uppvindar. Sådana frontåskväder förekommer under dygnets alla timmar, sommar som vinter, både över land och över hav. De kan beröra stora områden och pågå under lång tid.

Eftersom varm luft kan innehålla mer vattenånga än kall (mättnadshalten är högre) har den tropiska atmosfären generellt mer vattenånga som kan kondensera än vad polaratmosfären har. Därmed har den tropiska atmosfären också mer tillgänglig energi för bildandet av åskväder jämfört med vid högre latituder. Medan solstrålningen absorberas i ett lager i marken på några centimeter under dagtid, absorberas samma mängd strålning i ett lager på några tiotals meter i havets vatten. Detta tillsammans med markens och vattnets olika värmekapacitet gör att luften värms mycket snabbare över land dagtid, än över havet. Detta gynnar atmosfärisk konvektion och åskmolnbildningen blir därför som mest effektiv över land i tropikerna. Nästan 75 % av alla blixtar äger rum i tropiska områden mellan 30°N och 30°S, och 90 % av alla blixtar sker sommartid över land. Resterande 10 % sker på vinter-halvklotet, främst över varma havsområden, som Golfströmmen och Medelhavet.

Uppladdning av molnet

Även om det finns både ganska mycket fältdata från riktiga åskväder och experiment där man försöker efterlikna dessa i labbet, är vår kunskap fortfarande sparsam om hur laddningsskillnaden i molnet byggs upp på mikronivå. Den laddningsstruktur hos åsk-

molnet som beskrevs ovan är en idealiserad bild; i praktiken är strukturen mer komplex, ofta med fler än tre lager av laddningar. Det har föreslagits över tio olika mekanismer för hur molnet laddas upp, men de flesta av dem lyckas inte förklara alla observerade egenskaper hos typiska åskmoln. Här är en lista, framtagen av forskare, över sådana egenskaper, som alltså varje godtagbar teori om molnets elektrifiering bör kunna förklara:

- 1) Åskmoln måste växa till höjder större än 3–4 km för att blixtrar ska uppstå, och mycket höga åskmoln ger upphov till fler blixtrar än åskmoln med mer normala höjder.
- 2) Kraftig elektrifiering har enbart observerats i åskmoln som vuxit sig högre än atmosfärens frysningshöjd (dvs. den höjd där temperaturen är 0 °C), även om det förekommer blixtrar också i varmare moln.
- 3) I det kraftigaste elektrifierade området i åskmolnet finns oftast både is och underkyllt vatten.
- 4) Stark elektrifiering sker när åskmolnet uppvisar kraftig konvektion i kombination med snabb tillväxt på höjden.
- 5) Processerna med laddningarnas uppkomst och separation är nära förknippade med nederbörd, ofta i form av mjukt hagel. De första blixterna brukar uppstå nära det område där nederbörden är som störst.
- 6) Den första blixten sker oftast 12–20 minuter efter det att det har uppstått nederbördspartiklar med en storlek synlig på radar. I början tar det cirka 2 minuter för molnet att laddas upp.
- 7) Nederbörden och den elektriska aktiviteten hos en enskild åskväderscell varar i genomsnitt omkring 30 minuter.
- 8) Laddningarnas läge i åskmolnet förefaller bero på temperaturen snarare än på höjden ovanför marken. Det huvudsakliga negativa laddningscentret är normalt beläget mellan –5 °C och –25 °C, medan det huvudsakliga positiva laddningscentret är några kilometer högre upp. Det finns en liten positiv laddningsficka nedanför det negativa laddningscentret, nära frysnivån och i anknytning till molnbasens nederbördsområde.
- 9) Det elektriska fältet kan i åskmolnets mogna stadium uppgå till 400 kV/m, vilket ger upphov till flera blixtrar per minut

med en genomsnittlig laddningsström i storleksordningen 1 A. Detta motsvarar en uppladdningshastighet på omkring $1 \text{ C}/(\text{km}^3 \cdot \text{min})$.

- 10) Det elektriska dipolmomentet som omtänt görs vid en blixtnedslag är i genomsnitt cirka 100 C km , vilket motsvarar laddningsmängden 20–30 C.
- 11) Dipolen som försvinner i och med blixtnedslaget är inte nödvändigtvis vertikal, utan kan i vissa fall avvika från en lodrät linje med så mycket som 90° .

Den teori för molnets elektrifiering som kan förklara de flesta av dessa egenskaper, och som forskarna blir alltmer eniga om, kallas *graupel-iskristall kollisionmekanismen*. Enligt denna mekanism skapas elektriska laddningar när fallande graupelpartiklar kolliderar med molnpartiklar i form av små iskristaller, ungefär som att statisk elektricitet kan uppstå när två olika material gnids mot varandra. De fallande nederbördspartiklarna har en hastighet på minst $0,3 \text{ m/s}$ och är vanligtvis större än molnpartiklarna. När nederbördspartiklarna och molnpartiklarna väl har fått olika laddning sker sedan separationen mellan dem med gravitationens hjälp.

Kollisionerna mellan graupelpartiklarna och iskristallerna måste äga rum i närvaro av underkylda vattendroppar för att laddningsöverföringen ska ske. Betrakta ett scenario där tunga graupelpartiklar faller genom luft som innehåller små iskristaller och underkylda vattendroppar. Underkylda vattendroppar fryser och fastnar på iskristallytor vid kontakt med dem. Experiment visar att när temperaturen är under en kritisk nivå erhåller graupelpartiklarna negativ laddning när de kolliderar med iskristallerna. Vid temperaturer över den kritiska temperaturen får graupelpartiklarna i stället positiv laddning. Den kritiska temperaturen ligger mellan -10°C och -20°C , dvs. vid samma temperaturer där åskmolnets negativa huvudladdning återfinns. De graupelpartiklar som erhåller positiv laddning medan de faller förklarar den positiva laddningsfickan i åskmolnets botten. Annars är det i stället iskristallerna som erhåller positiv laddning, och på grund av sina lätta vikter, och uppvindar inne i åskmolnet, hamnar de i åskmolnets topp och förklarar på så sätt det övre positiva laddningscentret. Molnets elektrifiering enligt denna mekanism beror inte enbart på

temperaturen, utan flera andra faktorer spelar också in. Exempel är luftfuktigheten, iskristallernas storlek, de relativa hastigheterna vid kollisionerna, eventuella kemiska föroreningar i vattnet och de underkyllda vattendropparnas storlek.

Initieringen av blixten i åskmolnet

En blixtnedslagsprocess inleds alltid med ett preliminärt elektriskt sammanbrott – en urladdning – under vilket joniserade kanaler upprättas genom luften mellan olika laddningscentra. Den preliminära urladdningen består av en mängd delurladdningar som sker längs samma kanal eller längs olika kanaler i åskmolnet, och ger upphov till elektromagnetisk strålning med höga frekvenser. Detta är det allra första som sker för varje blixtnedslagsprocess. Frågan är nu: hur initieras denna urladdning?

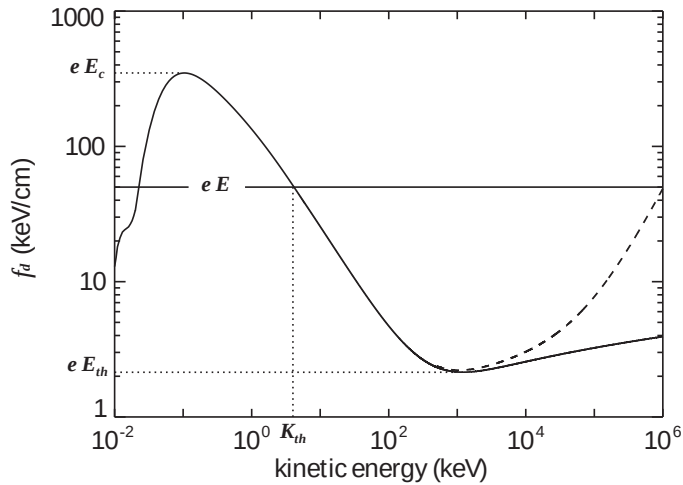
Som vi vet är luft en bra elektrisk isolator, men den förmågan går förlorad om luften utsätts för ett tillräckligt stort elektriskt fält. Mellan två platta parallella elektroder placerade i torr luft vid normalt lufttryck behövs ett elektriskt fält på i storleksordningen 3000 kV/m för att det ska uppstå ett fullständigt elektriskt sammanbrott, alltså en blixtnedslagsprocess. Detta innebär att när det elektriska fältet blir större än så omvandlas luften hastigt till ett ledande medium, som gör det möjligt för hög elektrisk ström att passera genom den i form av en blixtnedslagsprocess. Detta kritiska elektriska fält är lägre i åskmolnet på grund av det lägre lufttrycket där. Närvaron av partiklar i luften gör att det elektriska fältet blir inhomogent och förstärkt runt dem, vilket gör det lättare för en urladdning att starta; därmed sjunker det kritiska elektriska fältet ytterligare. Man brukar säga att fältstyrkan behöver vara ungefär 500 kV/m för att en urladdning ska kunna ske i åskmolnet, men faktum är att det uppmätta elektriska fältet i ett typiskt åskmoln oftast bara ligger runt 100–150 kV/m, dvs. betydligt lägre än vad som borde krävas. Frågan är då, hur nås det fält som erfordras?

Låt oss se på två olika förklaringar: den klassiska och en som vi kan kalla *elektron-amoklöpning* (på engelska kallas den *runaway breakdown*). Vi börjar med den klassiska förklaringen. När laddade partiklar kolliderar med varandra, kan de ibland fastna och bilda en enda kropp med större laddning, som därmed bidrar till att öka det elektriska fältet lokalt till en nivå över den nödvändiga. Även turbulens i åskmolnet kan få laddade partiklar att koncentreras till ett litet område under en kortare tid, så att laddningstätheten

ten stiger just där och leder till ett lokalt större elektriskt fält. I detta starka fält accelereras fria elektroner, och via joniserande kollisioner uppstår en lavin av elektroner. Denna elektronlavin växer om det elektriska bakgrunds-fältet tillåter det, och på vägen drar den med sig ett växande antal elektroner i sin front, eller sitt ”huvud”. Denna skara elektroner ger upphov till ett lokalt elektriskt fält vars värde nu kan överstiga luftens sammanbrottsfältstyrka, och i detta läge börjar det starka elektriska fältet associerad till elektronlavinan att direkt påverka joniseringen av den omgivande luften. Elektronlavinan har då övergått till vad som på engelska kallas för *streamer*. Vi kan kalla det för ett *joniseringsskred* – det är en propagerande urladdning som breder ut sig genom det svagare elektriska bakgrunds-fältet, och som dessutom förgrenar sig. Ju fler elektroner som förflyttas med urladdningen – alltså ju mer elektrisk ström som följer den propagerande urladdningsfronten – desto mer hettas kanalerna upp. Och ju hetare kanalerna blir desto fler nya elektroner produceras genom jonisering. På så sätt förvandlas joniseringsskredet till en varm ledande kanal av joniserad luft – en *ledarkanal* (på engelska brukar denna benämnas *leader*). Om denna kanal lyckas förbinda två olika områden med skilda laddningsöverskott, till exempel molnets negativa mitt med jordytan, så sker nu den egentliga *huvudurladdningen*, i vilken laddningsskillnaderna slutligen utjämnas. Det är denna fas som ger upphov till det kraftigaste ljuset, och som vi ser som en blix. (Se även sidorutan om blixstens faser på sid 98.)

Den klassiska förklaringen går alltså ut på att det som börjar som en lokal elektronlavin, kan övergå till ett joniseringsskred (en *streamer*). Det elektriska fältet behöver bara lokalt överstiga omkring 250 kV/m i ett några meter långt område för att joniseringsskredet i sin tur ska övergå till en ledarkanal (en *leader*). Och när ledarkanalens väl har bildats behöver den till en början bara cirka 100 kV/m fältstyrka, och ju längre den blir desto mindre elektriskt fält krävs för att den ska utvecklas vidare. Detta innebär att ledarkanalens kan propagera genom åskmolnet utan större hinder så länge det elektriska bakgrunds-fältet ligger kring 100–150 kV/m. Om fältet är lägre än så dör dock ledarkanalens, och ingen slutlig blixurladdning kan ske.

Låt oss då se på den andra föreslagna mekanismen för att förklara det stora elektriska fält som erfordras vid initieringen av en blix: elektron-amoklöpnings. En fri elektron i luft, som även



Figur 3: Effektiv friktionskraft (energiförlust per längdenhet) som en fri elektron i luft upplever vid normala atmosfäriska förhållanden som funktion av elektronens kinetiska energi. Den heldragna kurvan visar effekten av inelastiska kollisioner med luftens molekyler, medan den streckade kurvan även inkluderar effekten av så kallad bromsstrålning. Den horisontella linjen visar elektriska kraften från ett elektriskt fält motsvarande 5 MV/m. De amoklöpan- de elektronerna bildas vid kinetiska energier större än tröskelenergin K_{th} . E_c är den kritiska elektriska fältstyrkan vid vilken även lågenergetiska termiska elektroner kommer att "löpa amok", och E_{th} är den minsta nödvändiga fältstyrkan för att producera amoklöpan- de elektroner. (Källa: J. R. Dwyer, *Implications of X-ray emission from lightning*, *Geophys. Res. Lett.* **31** (2004) L12102, (DOI: 10.1029/2004GL019795).)

befinner sig i ett elektriskt fält, upplever en elektrisk kraft som får den att accelerera. Fältet tillför, med andra ord, rörelseenergi till elektronen. Samtidigt leder joniserande kollisioner med luftens molekyler och atomer till att elektronen förlorar energi. När mängden rörelseenergi som elektronen erhåller från det elektriska fältet överstiger energiförlusten vid kollisionerna, så behåller elektronen en del av denna energi. Detta innebär att det finns en chans att åtminstone en del av dessa elektroner utökar sin energi. Eftersom sannolikheten för kollisioner minskar för elektroner med höga energier så minskar energiförlusten för dessa elektroner. Detta framgår av diagrammet i figur 3, vilket visar just energiförlusten för en elektron som rör sig genom luft (vid normala atmosfäriska förhållanden) som funktion av elektronens rörelseenergi. Man ser att energiförlusten har sitt maximum vid en kinetisk en-

ergi omkring 100 eV (notera att enheten på axlarna är *kilo*-eV) och att den sedan minskar med ökande energi och når ett minimum vid 10^3 keV.

Resultatet blir att för tillräckligt starka elektriska fält är det möjligt för elektroner med energi över 100 eV att ”löpa amok”, dvs. att ta upp mycket stor energi från det elektriska fältet. Detta blir fallet i synnerhet om det elektriska fältet skulle överstiga det kritiska fältet E_c som motsvarar cirka 30 MV/m (dvs. 10 gånger större än luftens sammanbrottsfältstyrka): då kan svansen av den ”termiska” elektronpopulationen som överstiger 100 eV löpa amok. (Elektroner med sådana energier återfinns exempelvis vid fronten av ett joniseringskred.) Så stora fält har dock aldrig observerats i ett åskmoln.

Men som framgår av figur 3 kan elektroner löpa amok även för elektriska fält svagare än E_c (exempelvis för ett elektriskt fält med storleken 5 MV/m, markerat med en horisontell linje i diagrammet). Förutsättningen är att deras ursprungliga kinetiska energi är större än tröskelvärdet K_{th} . Sådana elektroner kan i sin tur skapa fler energirika elektroner, med energier över tröskelvärdet, genom hårda elastiska kollisioner med atomers elektroner. Även dessa löper amok, och skapar ännu fler nya elektroner via jonisering. Resultatet blir en lavin av elektroner med mycket höga hastigheter. Processen förutsätter att det elektriska fältet överskrider lavintröskelfältet E_{th} som motsvarar cirka 0,28 MV/m över ett avstånd på flera hundra meter. Det måste också finnas några mycket energirika ”fröelektroner” som kan starta lavinen. Dessa skulle kunna levereras till exempel av kosmisk strålning, dvs. högenergetiska partiklar från rymden, som når jordens atmosfär. För ett givet utgångsvärde på elektronenergin avtar energiförlusten linjärt med minskande lufttäthet, vilket gör att en högenergetisk elektron med en energi i storleksordningen 10^3 keV skapad av kosmisk strålning i åskmolnet kan fortsätta att vinna energier i ett elektriskt bakgrundsfält i storleksordningen 100–150 kV/m. Enligt denna förklaringsmodell är det omfördelningen av laddningar orsakad av lavinerna av amoklöpande elektroner som modifierar det elektriska fältet i åskmolnet på ett sådant sätt att det skapar förutsättningar för ett elektriskt sammanbrott.

Än är det inte helt klarlagt vilken av dessa båda förklaringar till hur blixten initieras som är den riktiga, eller om det är en kombination av dem som gäller. Med initieringen avses alltså de pro-

cesser som leder till att det uppstår en propagerande ledarkanal. Det man vill förstå bättre är detaljerna kring de fysikaliska processer som äger rum på mikroskala när en sådan ledarkanal uppstår. Samtidigt behöver man klarlägga de mekanismer i åskmolnet som ger upphov till det stora elektriska fält som krävs för att blixten ska starta. Det finns flera osäkerheter. Dels är det observerade elektriska fältet i åskmolnet lägre än vad som krävs enligt modellerna, och det finns även osäkerheter kring dess exakta utbredning i molnet. Dels är den roll som elektronamoklöpning spelar ännu oklar, liksom källan till de fröelektroner som kan löpa amok.

Blixtar och klimat

Blixturladdningar och deras fördelning i atmosfären är direkt kopplade till jordens klimat. Klimatet drivs av den totala solinstrålningen som varierar med latitud, longitud (beroende på om det är över land eller hav), årstid och tid på dygnet. Klimatet påverkar cirkulationsmönstren hos jordklotets luftmassor, som idag är sådana att de gynnar åskväder i tropikerna och vid medellatituder, men hämmar åskväder i subtropiska områden och i polarområden. Blixtarna är alltså inte slumpmässigt fördelade runt jordklotet.

Som vi såg tidigare beror lokala åskväder på temperaturen vid jordytan, luftfuktigheten och snabba temperaturfall i troposfären. Dessa parametrar påverkar intensiteten av blixtar i ett åskväder, och det är inte förvånande att man har funnit ett tydligt samband mellan blixaktivitet och temperatur vid jordytan på en tidskala upp till och med några år. Sambandet är som tydligast i tropikerna. Däremot saknas det data för att studera trender över längre tid (för sekler snarare än decennier) när det gäller hur den globala blixaktiviteten beror på yttemperaturen. Klimatmodellernas långtidsresultat är dock i linje med observationerna över kortare tider, och visar att för varje grads temperaturökning till följd av den globala uppvärmningen ökar blixaktiviteten med 10 %. Man måste dock ha klart för sig att det är väldigt svårt att sia om framtida blixaktivitet på lång sikt. Sådana förutsägelser involverar en mängd faktorer som alla påverkas på olika sätt när atmosfären värms upp. Dessutom har man inte kunnat ta hänsyn till aerosolpartiklars eventuella inverkan på elektrifieringen av åskmolnet, eftersom man helt enkelt inte känner till vilken roll dessa spelar. Ytterligare en svaghet i klimatmodellerna är deras begränsade rymdupplös-

ning: ett enskilt åskväder kan inte upplösas i de globala klimatmodellernas minsta rymdupplösning på hundratals kilometer.

En komplicerande faktor är att blixten själv kan påverka den globala uppvärmningen. I samband med en blixurladdning bildas bland annat kväveoxider (NO och NO_2) vilka styr mängden av ozon (O_3) i troposfären och stratosfären. (Att ozonlagret skadas av kväveoxider visades av nobelpristagaren Paul J. Crutzen år 1970.) Ozon är en växthusgas i övre troposfären, där blixten tros vara den dominerande källan till kväveoxider. Detta kan betyda att en rubbad blixttaktivitet skulle påverka ozonmängden, och därmed det framtida klimatet. Blixten producerar växthusgaser också indirekt, genom de gaser som bildas vid de skogsbränder som orsakas av blixtnedslag. Man kan dessutom befara att antalet skogsbränder kommer att öka om blixterna ökar, vilket alltså skulle utgöra en självförstärkande återkoppling i den globala uppvärmningen.

Ytterligare en växthusgas som påverkar klimatet är vattenånga. Liksom andra växthusgaser absorberar vattenånga i atmosfären infraröd strålning från jordytan, och förstärker på så vis uppvärmningen. Man tror dock att jordens klimat är särskilt känsligt för förändringar av mängden vattenånga i övre troposfären. Det har visats att åskväder avsätter stora mängder vatten just i övre troposfären, vilket således skulle kunna ha stor inverkan på klimatet.

För att förstå blixtar i en varmare värld räcker det inte att bara beakta yttemperaturen; man behöver titta på temperaturprofilen för hela atmosfären, dvs. hur temperaturen varierar med höjden, och hur den ändras över tid. Om exempelvis yttemperaturen ökar mer än temperaturen i övre troposfären kommer det göra atmosfären mer instabil. Konvektionen kan då förväntas tillta och därmed även sannolikheten för åskväder. Om det i stället blir lika mycket varmare på ytan som i övre troposfären så kommer det inte bli någon skillnad i blixttaktivitet. Om däremot övre troposfären skulle öka sin temperatur mer än jordytan kommer atmosfären att bli mer stabil, och följaktligen antalet åskväder att bli färre.

Studier tyder på att den största uppvärmningen på grund av växthusgaser faktiskt kommer att äga rum i den övre tropiska troposfären och inte på jordytan, och detta på grund av ökad mängd vattenånga i detta område. Detta borde, enligt resonemanget ovan, resultera i färre åskväder, men ändå visar studier att blixttaktiviteten tvärt om kommer att öka vid tropikerna: vid en dubbling av halten koldioxid i atmosfären beräknas antalet blixtar bli cirka

40 % fler i tropikerna, vilket kan jämföras med en global ökning på omkring 10 %. Denna paradox förklaras med att åskmolnet i sig, när det väl uppstår, blir mycket mer instabilt och intensivt, och därmed kommer att ge upphov till fler blixtar. Skälet är att atmosfärens frysnivå kommer att ligga högre upp vid global uppvärmning, vilket gör att uppvindarna som krävs för att bilda åskmolnet måste vara kraftigare – de måste ha cirka 1 m/s högre hastighet. Så även om man kan förvänta sig färre åskväder i en varmare värld, kommer de som ändå lyckas bildas att bli mycket intensivare. ❖

För vidare läsning

Joseph R. Dwyer och Martin A. Uman, *The physics of lightning*, Physics Reports **534**, 147-241 (2014) (DOI: 10.1016/j.physrep.2013.09.004).

Vladimir A. Rakov och Martin A. Uman, *Lightning: Physics and Effects*, Cambridge University Press (2006) (DOI: 10.1017/CBO9781107340886).

Vernon Cooray (red.), *The Lightning Flash*, The Institution of Engineering and Technology (2014).

Hans D. Betz, Ulrich Schumann, och Pierre Laroche (red.), *Lightning: Principles, Instruments and Applications*, Springer Netherlands (2009).