

O PROCESSO DE FORMAÇÃO DE NUVENS E DE CHUVA¹

PARTE 1

1. PROCESSOS DE SATURAÇÃO EM BAIXOS NÍVEIS

1.1 ORVALHO E GEADA

Orvalho e geada são conseqüência, primariamente, do resfriamento radiativo noturno. À noite, um objeto sobre a superfície da Terra emite radiação terrestre (infravermelha) para a atmosfera e eventualmente para o espaço, e, portanto o objeto se resfria. Ao mesmo tempo, a atmosfera emite radiação terrestre de volta para a Terra, onde uma parte é absorvida pelo objeto, que então se aquece. Numa noite com céu limpo (mínimo "efeito estufa") e calma (sem convecção), o objeto emite mais radiação que recebe da atmosfera. Conseqüentemente, a superfície do objeto torna-se mais fria que o ar adjacente e resfria este ar. Com resfriamento suficiente, o ar adjacente torna-se saturado. Se o ar está acima do ponto de congelamento, o vapor d'água pode condensar-se sobre o objeto como orvalho; se a temperatura do ar está abaixo da temperatura de congelamento, o vapor d'água pode depositar-se como geada. Note-se que orvalho e geada não são formas de precipitação, porque eles não "caem" das nuvens, mas se desenvolvem no lugar, sobre superfícies expostas. Um fenômeno similar ocorre quando gotículas de água aparecem no lado externo de um copo com água gelada.

A temperatura até a qual o ar deve ser resfriado, com pressão constante, para atingir a saturação (em relação à água líquida), é chamado ponto de orvalho. O ponto de orvalho dá uma medida do conteúdo de vapor d'água no ar. Quanto mais alto maior a concentração de vapor d'água no ar.

Quando o resfriamento produz saturação na temperatura de 0 °C ou menores, a temperatura é chamada ponto de geada. O vapor d'água se deposita como geada sobre uma superfície cuja temperatura esteja abaixo do ponto de geada.

Quando não ocorre nem advecção fria nem advecção quente, o ponto de orvalho (ou ponto de geada) pode ser usado para prever a temperatura mínima da manhã seguinte. A base física para esta regra está no fato de que, com o resfriamento radiativo noturno, a temperatura cai continuamente até que a umidade relativa chega aos 100% e ocorra condensação ou deposição. O calor latente liberado durante um ou outro processo compensa o resfriamento radiativo aproximadamente, de modo que a temperatura do ar tende a se estabilizar próximo ao ponto de orvalho ou ponto de geada. Vários outros fatores, contudo, podem complicar esta regra simples.

1.2 NEVOEIRO

Nevoeiro é uma suspensão de minúsculas gotículas de água ou cristais de gelo numa camada de ar próxima à superfície da Terra. Por convenção internacional, usa-se o termo nevoeiro quando a visibilidade horizontal no solo é inferior a 1 km; quando a visibilidade horizontal no solo é superior a 1 km, a suspensão é denominada neblina. O nevoeiro é uma nuvem com base em contato com o solo. O nevoeiro pode formar-se quando o ar torna-se saturado através de resfriamento radiativo, resfriamento advectivo, resfriamento por expansão (adiabático) ou por adição de vapor d'água.

O nevoeiro de radiação resulta do resfriamento radiativo da superfície e do ar adjacente. Ocorrem em noites de céu limpo, ventos fracos e umidade relativa razoavelmente alta. Se a umidade relativa é alta, apenas um pequeno resfriamento abaixará a temperatura até o ponto de orvalho e uma nuvem se formará. Se o ar está calmo o nevoeiro pode ser raso (menos de 1 m de profundidade) e descontínuo. Para um nevoeiro com maior extensão vertical, é necessária uma brisa leve de 3 a 4 km/h. O vento fraco produz mistura fraca que transfere calor para a superfície fria, fazendo com que uma camada maior se resfrie até abaixo do ponto de orvalho e levando o nevoeiro para cima (10 ou 30 m) sem dispersá-lo. Se os ventos são calmos, não há mistura e a transferência de calor é apenas por condução. Como o ar é um mau condutor de calor, somente uma fina camada de ar próxima ao solo seria resfriada até a saturação. Ventos muito calmos favorecem orvalho ou geada ao invés do

¹ Material obtido no site <http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/> elaborado pela professora Dra. Alice Marlene Grimm da UFPR.

nevoeiro de radiação. Por outro lado, se os ventos se tornam muito fortes, o ar úmido em níveis baixos se mistura com o ar mais seco acima, a umidade relativa cai e não se desenvolve o nevoeiro de radiação.

O ar resfriado por radiação tende a escoar para áreas mais baixas. Como resultado, o nevoeiro de radiação é mais espesso em vales, enquanto as elevações em volta estão claras. Normalmente estes nevoeiros se dissipam em 1 a 3 horas após o nascer do sol. Frequentemente se diz que o nevoeiro se "levanta". Contudo, ele realmente não se levanta. O Sol aquece a Terra que, por sua vez aquece inicialmente o ar superficial. Conseqüentemente, o nevoeiro evapora a partir da base, dando a impressão de levantamento. No inverno, quando a radiação solar mais fraca é refletida mais facilmente pelo topo da camada de nevoeiro, ele pode ser mais persistente.

O nevoeiro de advecção ocorre quando ar quente e úmido passa sobre uma superfície fria, resfriando-se por contato e também por mistura com o ar frio que estava sobre a superfície fria, até atingir a saturação. Uma certa quantidade de turbulência é necessária para um maior desenvolvimento do nevoeiro. Assim, ventos entre 10 e 30 km/h são usualmente associados com nevoeiro de advecção. A turbulência não só facilita o resfriamento de uma camada mais profunda de ar, mas também leva o nevoeiro para alturas maiores. Diferentemente dos nevoeiros de radiação, nevoeiros de advecção são frequentemente profundos (300-600 m) e persistentes.

O nevoeiro orográfico é criado quando ar úmido sobe terreno inclinado, como encostas de colinas ou montanhas. Devido ao movimento ascendente, o ar se expande e resfria adiabaticamente. Se o ponto de orvalho é atingido, pode-se formar uma extensa camada de nevoeiro.

Quando ar frio se move sobre água mais quente, a água evapora, aumentando a razão de mistura do ar (ou pressão de vapor) que, com suficiente evaporação, pode atingir a umidade relativa de 100%. A saturação ocorre ainda que o ar seja aquecido um pouco em contato com a água mais quente. O aumento na umidade relativa, causada pela rápida evaporação, compensa a diminuição da umidade relativa causada pelo aquecimento do ar pela água. Como o ar é aquecido por baixo, ele é instabilizado, sobe, e o vapor d'água encontra o ar mais frio, condensando-se e subindo com o ar que está sendo aquecido por baixo. O nevoeiro então aparece como correntes ascendentes que lembram fumaça ou "vapor". Por esta razão, o nevoeiro produzido quando ar frio entra em contato com água mais quente é denominado nevoeiro de vapor. Ocorre frequentemente sobre lagos e rios no outono e início do inverno, quando a água pode ainda estar relativamente quente. O mesmo fenômeno também ocorre em dias frios sobre uma piscina externa aquecida. A saturação por adição de vapor pode ocorrer também por evaporação de chuva em ar frio próximo ao ponto de orvalho (nevoeiro frontal ou de precipitação). O nevoeiro de vapor é frequentemente muito raso, pois quando sobe reevapora no ar não saturado acima.

2. NUVENS

O vapor d'água é um gás invisível, mas os produtos da condensação e deposição de vapor d'água são visíveis. As nuvens são manifestações visíveis da condensação e deposição de vapor d'água na atmosfera. Podem ser definidas como conjuntos visíveis de minúsculas gotículas de água ou cristais de gelo, ou uma mistura de ambos. Vamos, nesta seção, considerar o processo de formação das nuvens e seu esquema de classificação.

2.1 FORMAÇÃO DE NUVENS

Há duas propriedades em comum nos vários processos de condensação. Primeiro, o ar deve estar saturado, o que ocorre quando o ar é resfriado abaixo de seu ponto de orvalho, o que é mais comum, ou quando o vapor d'água é adicionado ao ar. Segundo deve haver geralmente uma superfície sobre a qual o vapor d'água possa condensar. Quando o orvalho se forma, objetos próximos ou sobre o solo servem a este propósito. Quando a condensação ocorre no ar acima do solo, minúsculas partículas conhecidas como núcleos de condensação servem como superfície sobre a qual o vapor d'água condensa.

Estudos de laboratório demonstraram que no ar limpo, livre de poeira e outros aerossóis, a condensação (ou deposição) de vapor d'água é extremamente improvável, exceto sob condições

supersaturadas (isto é, umidade relativa acima de 100%). No ar limpo, o grau de supersaturação necessário para desenvolvimento de nuvens aumenta rapidamente à medida que o raio das gotículas decresce. Por exemplo, a formação de gotículas com raio de 0,10 micrometro ($10^{-7} m$) requer uma supersaturação de aproximadamente 340%. Em contraste, gotículas relativamente grandes, com raio maior que $10^{-3} m$, necessitam apenas pequena supersaturação para se formar (~101%). Por que o grau de supersaturação depende do tamanho da gotícula? Em temperaturas equivalentes, a pressão de vapor de saturação necessária em torno de uma gota esférica de água é maior que no ar sobre uma superfície plana de água. À medida que a curvatura da superfície de água aumenta, torna-se mais fácil para moléculas de água escapar do líquido e tornar-se vapor, porque sobre uma superfície líquida curva a molécula tem menos vizinhas e as forças de ligação são mais fracas que sobre uma superfície plana.

Na atmosfera as gotículas de nuvem não crescem a partir de gotículas menores porque o alto grau de supersaturação necessário para a condensação de gotículas muito pequenas não ocorre na atmosfera real. A atmosfera contém abundância de núcleos de condensação, como partículas microscópicas de poeira, fumaça e sal, que fornecem superfícies relativamente grandes sobre as quais a condensação ou deposição pode ocorrer. Muitos núcleos tem raios maiores que $10^{-7} m$, o que significa que os núcleos são suficientemente grandes para facilitar a condensação das gotículas em umidades relativas que raramente excedem 101%. Mais importante que a presença de núcleos relativamente grandes, contudo, é a presença de núcleos higroscópicos, que tem uma afinidade química especial (atração) por moléculas de água (por exemplo, sais marinhos). A condensação começa sobre estes núcleos em umidades relativas abaixo de 100%.

Como alguns núcleos de condensação são relativamente grandes e muitos são higroscópicos, podemos esperar desenvolvimento de nuvens quando a umidade relativa está próxima dos 100%. Dependendo de sua formação específica, os núcleos são classificados em um de dois tipos: núcleos de condensação de nuvens e núcleos de formação de gelo. Os núcleos de condensação de nuvens são ativos (isto é, promovem condensação) em temperaturas tanto acima como abaixo da temperatura de congelamento porque gotículas de água condensam e permanecem líquidas mesmo quando a temperatura da nuvem está abaixo de $0^{\circ} C$. Estas são as gotículas de água superesfriadas. Núcleos de formação de gelo são menos abundantes e tornam-se ativos apenas em temperaturas bem abaixo do congelamento. Há dois tipos de núcleos de formação de gelo: (1) núcleos de congelamento, que causam o congelamento de gotículas e tornam-se ativos, na maioria das vezes, abaixo de $-10^{\circ} C$, e (2) núcleos de deposição (também chamados núcleos de sublimação), sobre os quais o vapor d'água deposita diretamente como gelo. Estes se tornam completamente ativos, na maioria das vezes, abaixo de $-20^{\circ} C$.

Quando a condensação ocorre, a taxa de crescimento inicial das gotículas é grande, mas diminui rapidamente porque o vapor d'água disponível é facilmente consumido pelo grande número de gotículas em competição. O resultado é a formação de uma nuvem com muitas minúsculas gotículas de água, todas tão minúsculas que permanecem suspensas no ar. Mesmo em ar muito úmido o crescimento destas gotículas de nuvem por condensação adicional é lento. Além disso, a imensa diferença de tamanho entre gotículas de nuvem e gotas de chuva (são necessárias aproximadamente um milhão de gotículas de nuvem para formar uma só gota de chuva) sugere que a condensação sozinha não é responsável pela formação de gotas suficientemente grandes para precipitar.

2.1 CLASSIFICAÇÃO DE NUVENS

Nuvens são classificadas com base em dois critérios: aparência e altitude.

Com base na aparência, distinguem-se três tipos: cirrus, cumulus e stratus. Cirrus são nuvens fibrosas, altas, brancas e finas. Stratus são camadas que cobrem grande parte ou todo o céu. Cumulus são massas individuais globulares de nuvens, com aparência de domos salientes. Qualquer nuvem reflete uma destas formas básicas ou é combinação delas.

Com base na altitude, as nuvens mais comuns na troposfera são agrupadas em quatro famílias: Nuvens altas, médias, baixas e nuvens com desenvolvimento vertical. As nuvens das três primeiras famílias são produzidas por levantamento brando sobre áreas extensas. Estas nuvens se espalham

lateralmente e são chamadas estratiformes. Nuvens com desenvolvimento vertical geralmente cobrem pequenas áreas e são associadas com levantamento bem mais vigoroso. São chamadas nuvens cumuliformes. Nuvens altas normalmente tem bases acima de 6000 m; nuvens médias geralmente têm base entre 2000 a 6000 m; nuvens baixas têm base até 2000 m. Estes números não são fixos. Há variações sazonais e latitudinais. Em altas latitudes ou durante o inverno em latitudes médias as nuvens altas são geralmente encontradas em altitudes menores.

Devido às baixas temperaturas e pequenas quantidades de vapor d'água em altas altitudes, todas as nuvens altas são finas e formadas de cristais de gelo. Como há mais vapor d'água disponível em altitudes mais baixas, as nuvens médias e baixas são mais densas.

Nuvens em camadas em qualquer dessas altitudes geralmente indicam que o ar é estável. Não esperaríamos normalmente que nuvens crescessem ou persistissem no ar estável. Todavia, o desenvolvimento de nuvens desse tipo é comum quando o ar é forçado a subir, como ao longo de uma frente ou próximo ao centro de um ciclone, quando ventos convergentes provocam a subida do ar. Tal subida forçada de ar estável leva à formação de uma camada estratificada de nuvens que tem uma extensão horizontal grande comparada com sua profundidade.

Nuvens com desenvolvimento vertical estão relacionadas com ar instável. Correntes convectivas associadas ao ar instável podem produzir nuvens cumulus, cumulus congestus e cumulonimbus. Como a convecção é controlada pelo aquecimento solar, o desenvolvimento de nuvens cumulus freqüentemente segue a variação diurna da insolação. Num dia de bom tempo as nuvens cumulus começam a formar-se do meio para o final da manhã, após o sol ter aquecido o solo. A cobertura de cumulus no céu é maior à tarde - usualmente o período mais quente do dia. Se as nuvens cumulus apresentam algum crescimento vertical, estas normalmente chamadas cumulus de "bom-tempo" podem produzir leve chuva. Ao aproximar-se o pôr-do-sol a convecção se enfraquece e as nuvens cumulus começam a dissipar-se (elas evaporam).

Uma vez formados os cumulus, o perfil de estabilidade da troposfera determina o seu crescimento. Se o ar ambiente é estável mais para cima o crescimento vertical é inibido. Se for instável para ar saturado, então o movimento vertical é aumentado e os topos das nuvens cumulus sobem. Se o ar ambiente é instável até grandes altitudes, a massa da nuvem toma a aparência de uma couve-flor, enquanto se transforma em cumulus congestus e então em cumulonimbus, que produz tempestades.

A tabela 01 lista os 10 tipos básicos de nuvens que são reconhecidos internacionalmente. A figura 01 mostra um esquema da forma destas nuvens.

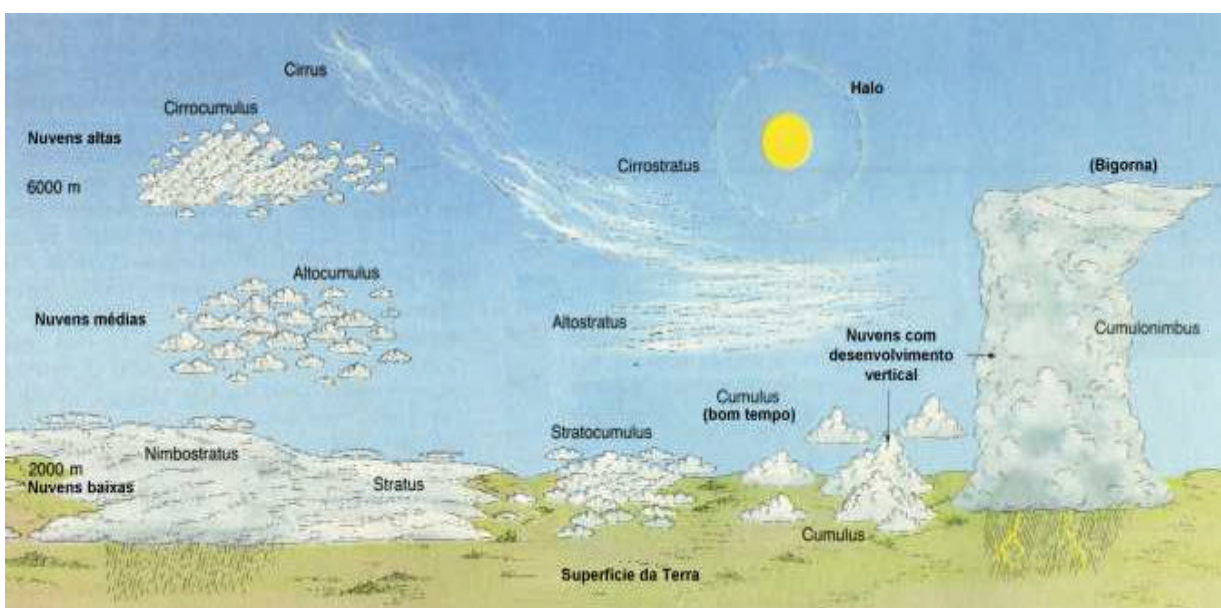


Figura. 1 - Classificação de nuvens segundo altura e forma.

Tabela 01. Tipos básicos de nuvens.

TIPOS BÁSICOS DE NUVENS		
FAMÍLIA DE NUVENS E ALTURA	TIPO DE NUVEM	CARACTERÍSTICAS
Nuvens altas (acima de 6000 m)	Cirrus (Ci)	Nuvens finas, delicadas, fibrosas, formadas de cristais de gelo.
	Cirrocumulus (Cc)	Nuvens finas, brancas, de cristais de gelo, na forma de ondas ou massas globulares em linhas. É a menos comum das nuvens altas.
	Cirrostratus (Cs)	Camada fina de nuvens brancas de cristais de gelo que podem dar ao céu um aspecto leitoso. As vezes produz halos em torno do sol ou da Lua
Nuvens médias (2000 - 6000 m)	Alto cumulus (Ac)	Nuvens brancas a cinzas constituídas de glóbulos separados ou ondas.
	Altostratus (As)	Camada uniforme branca ou cinza, que pode produzir precipitação muito leve.
Nuvens baixas (abaixo de 2000 m)	Stratocumulus (Sc)	Nuvens cinzas em rolos ou formas globulares, que formam uma camada.
	Stratus (St)	Camada baixa, uniforme, cinza, parecida com nevoeiro, mas não baseada sobre o solo. Pode produzir chuva.
	Nimbostratus (Ns)	Camada amorfa de nuvens cinza escuro. Uma das mais associadas à precipitação.
Nuvens com desenvolvimento vertical	Cumulus (Cu)	Nuvens densas, com contornos salientes, ondulados e bases freqüentemente planas, com extensão vertical pequena ou moderada. Podem ocorrer isoladamente ou dispostas próximas umas das outras.
	Cumulonimbus (Cb)	Nuvens altas, algumas vezes espalhadas no topo de modo a formar uma "bigorna". Associadas com chuvas fortes, raios, granizo e tornados.
Observação: Nimbostratus e Cumulonimbus são as nuvens responsáveis pela maior parte da precipitação.		

3. FORMAÇÃO DE PRECIPITAÇÃO

Embora todas as nuvens contenham água, por que algumas produzem precipitação e outras não? Primeiro, as gotículas de nuvem são minúsculas, com diâmetro médio menor que $20 \mu m$ (um fio de cabelo tem diâmetro em torno de $75 \mu m$). Devido ao pequeno tamanho, sua velocidade de queda seria tão pequena, de modo que, mesmo na ausência de correntes ascendentes, ela se evaporaria poucos metros abaixo da base da nuvem. Segundo, as nuvens consistem de muitas destas gotículas, todas competindo pela água disponível; assim, seu crescimento via condensação é pequeno.

A velocidade de queda de uma gotícula de nuvem ou cristal de gelo através do ar calmo depende de duas forças: a força da gravidade (peso) e o atrito com o ar. Quando a partícula é acelerada para baixo pela força da gravidade, sua velocidade cresce e a resistência do ar cresce até eventualmente igualar a força da gravidade e então a partícula cairá com velocidade constante, chamada velocidade terminal. Gotículas com raio de $20 \mu m$ tem velocidade terminal em torno de $1,2 \text{ cm/s}$ (levaria mais de 50 horas para cair 2200 m). Esta velocidade terminal é facilmente compensada

pelas correntes ascendentes dentro da nuvem, que são usualmente fortes o suficiente para impedir as partículas de nuvem de deixar a base da nuvem. Mesmo que elas descessem da nuvem, sua velocidade é tão pequena que elas percorreriam apenas uma pequena distância antes de se evaporarem no ar não saturado abaixo da nuvem.

Portanto, as gotículas de nuvem precisam crescer o suficiente para vencer as correntes ascendentes nas nuvens e sobreviver como gotas ou flocos de neve a uma descida até a superfície sem se evaporar. Para isso, seria necessário juntar em torno de um milhão de gotículas de nuvem numa gota de chuva. Dois importantes mecanismos foram identificados para explicar a formação de gotas de chuva: O processo de Bergeron e o processo de colisão - coalescência.

3.1 O PROCESSO DE BERGERON

O processo de Bergeron aplica-se a nuvens frias, que estão em temperaturas abaixo de 0° C. Ele se baseia sobre duas propriedades interessantes da água.

A primeira é a propriedade de que gotículas de nuvem não congelam a 0° C como se esperaria. De fato, água pura suspensa no ar não congela até atingir uma temperatura em torno de -40° C. A situação é análoga à formação de uma gotícula de água pura a partir da fase de vapor. Naquele caso era necessário haver supersaturação para que moléculas na fase de vapor se juntassem, através de colisões aleatórias para formar gotículas embriônicas de água suficientemente grandes para subsistir. Neste caso de congelamento deve haver baixa temperatura para que um embrião de gelo de tamanho suficiente seja formado pela agregação aleatória de um número suficiente de moléculas de água na gotícula. Água em estado líquido abaixo de 0° C é geralmente denominada superesfriada. O congelamento fica facilitado, podendo ocorrer em temperaturas mais altas, quando as gotículas superesfriadas se agrupam sobre a superfície de uma partícula sólida chamada núcleo de congelamento. A necessidade de núcleos de congelamento para iniciar o processo de congelamento é similar à necessidade de núcleos de condensação no processo de condensação. Ao contrário dos núcleos de condensação, contudo, os núcleos de congelamento são menos abundantes na atmosfera e geralmente não se tornam ativos até a temperatura de -10° C (ou menos), conforme mencionamos anteriormente. Portanto, nuvens com temperatura entre 0 e -10° C são tipicamente compostas de gotículas de água superesfriada. Entre -10° C e -20° C gotículas líquidas coexistem com cristais de gelo. Abaixo de -20° C, a temperatura de ativação de muitos núcleos de deposição, as nuvens usualmente consistem inteiramente de cristais de gelo.

A distribuição de gotículas superesfriadas e cristais de gelo podem ser muito complicados em nuvens com grande desenvolvimento vertical. Cumulonimbus, por exemplo, são compostos por cristais de gelo na parte mais elevada, por uma mistura de gotículas superesfriadas e cristais de gelo na parte média e gotículas de água na parte inferior. Além disso, as fortes correntes de convecção dentro do cumulonimbus transportam gotículas líquidas para cima, onde elas congelam. Esta é uma fonte importante de cristais de gelo em nuvens de tempestades.

Como os núcleos que formam gotículas de água são muito mais abundantes que núcleos que formam cristais de gelo, nas nuvens com temperaturas entre -10° C e -20° C gotículas de água superesfriada são muito mais abundantes que cristais de gelo, ao menos inicialmente. De fato, um só cristal de gelo pode estar rodeado por centenas de milhares de gotículas de água superesfriada. Isso nos traz à segunda propriedade importante da água. A pressão de vapor de saturação sobre cristais de gelo é muito menor que sobre gotículas de água superesfriada. Esta situação ocorre porque cristais de gelo são sólidos, o que significa que moléculas de água individuais no gelo são mantidas juntas mais firmemente que aquelas formando uma gotícula líquida. Portanto, é mais fácil para as moléculas de água escapar de gotículas líquidas superesfriadas. Por isso, as pressões de vapor de saturação são maiores sobre as gotículas líquidas superesfriadas que sobre os cristais de gelo. Conseqüentemente, quando o ar está saturado (UR=100%) em relação às gotículas líquidas, ele está supersaturado em relação aos cristais de gelo.

O processo de Bergeron depende da diferença entre a pressão de saturação do vapor sobre a água e sobre o gelo. Consideremos uma nuvem na temperatura de -10° C, onde cada cristal de gelo está rodeado por muitos milhares de gotículas líquidas. Se o ar está inicialmente saturado em relação à água líquida, ele está supersaturado em relação aos recém-formados cristais de gelo. Como

resultado desta supersaturação, os cristais de gelo coletam mais moléculas de água que perdem por sublimação. A deposição remove vapor d'água da nuvem e por isso cai a umidade relativa abaixo de 100%, e as gotículas se evaporam. Assim a evaporação contínua das gotículas fornece uma fonte de vapor e os cristais de gelo crescem às custas das gotículas de água superesfriada (Figura 02).

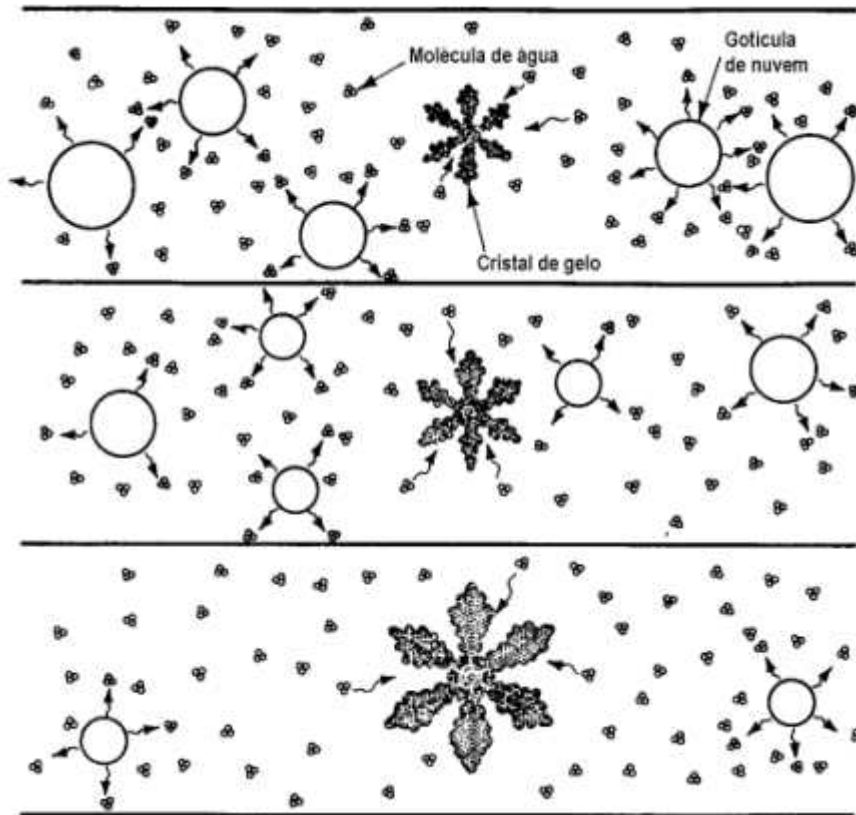


Figura 02. O processo de Bergeron.

Como o nível de supersaturação em relação ao gelo pode ser grande, o crescimento de cristais de gelo é geralmente rápido o suficiente para gerar cristais suficientemente grandes para cair. Durante sua descida estes cristais de gelo aumentam à medida que interceptam gotículas superesfriadas de nuvem que congelam sobre eles. É o processo de acrecção, que leva a estruturas com orlas de gotículas congeladas. O granizo é um caso extremo de crescimento de partículas de gelo por acreção. Ele consiste de uma série de camadas quase concêntricas. É produzido somente em cumulonimbus, onde as correntes ascendentes são fortes e há suprimento abundante de água superesfriada. Granizo começa como pequenos embriões de gelo que crescem coletando gotículas superesfriadas enquanto caem através das nuvens. Se encontrarem uma forte corrente ascendente, eles podem ser levantados novamente e recomeçar a jornada para baixo. Cada viagem através da região de água superesfriada da nuvem pode representar uma camada adicional de gelo.

Os cristais de gelo podem crescer também colidindo e aderindo uns aos outros, formando cristais maiores, que são os flocos de neve. Este é o processo de agregação. Quando a temperatura da superfície está acima de 4° C, os flocos de neve geralmente derretem antes de atingir o solo e continuam caindo como chuva.

A semeadura de nuvens usa o processo de Bergeron. Adicionando núcleos de congelamento (comumente iodeto de prata) a nuvens com água superesfriada pode-se mudar a evolução destas nuvens.

4. MEDIDAS DE PRECIPITAÇÃO

A forma mais comum de precipitação, a chuva, é provavelmente a mais fácil de medir. Entretanto, dispositivos sofisticados são usados para medir pequenas quantidades de chuva mais precisamente, assim como para reduzir perdas por evaporação. O pluviômetro padrão tem um diâmetro em torno de 20 cm no topo. Quando a água é recolhida, um funil a conduz a uma pequena abertura num tubo

de medida cilíndrico que tem área de seção reta de somente um décimo da área do coletor. Conseqüentemente, a espessura da chuva precipitada é aumentada 10 vezes, o que permite medidas com precisão de até 0,025 cm, enquanto a abertura estreita minimiza a evaporação.

Quando a quantidade de chuva é menor que 0,025 cm, é considerada um traço de precipitação. Além do pluviômetro padrão, há vários tipos de pluviógrafos, que não apenas registram a quantidade de chuva, mas também seu instante de ocorrência e intensidade (quantidade por unidade de tempo).

Os mais comuns são abaixo descritos.

Um deles é constituído por dois compartimentos, cada qual com capacidade de 0,025 cm de chuva, situados na base de um funil de 25 cm. Quando um dos compartimentos está cheio, ele entorna e se esvazia. Durante este intervalo o outro compartimento toma seu lugar na base do funil. Cada vez que um compartimento entorna, um circuito elétrico é fechado e a quantidade de precipitação é automaticamente registrada num gráfico.

O outro é o pluviógrafo de pesagem, no qual a precipitação é recolhida num cilindro que está sobre uma balança. À medida que o cilindro se enche, um registrador registra o peso da água acumulada, calibrado em espessura de precipitação.

A exposição correta do pluviômetro é crítica. Para assegurar medidas representativas, deve haver proteção contra ventos fortes, mas também distância de obstáculos que impeçam chuva oblíqua de cair no pluviômetro. Em geral os obstáculos deveriam estar a uma distância do pluviômetro igual a quatro vezes a sua altura.

PARTE 2

O PROCESSO DE FORMAÇÃO DE NUVENS E DE CHUVA²**1. TIPOS DE CHUVA**

Em função da forma como a parcela de ar se eleva e atinge a saturação existem três tipos de chuva.

1.1 CHUVA CONVECTIVA OU DE CONVECÇÃO OU DE VERÃO

Esse tipo de chuva é resultado do aquecimento diferenciado da superfície terrestre que resulta em gradientes horizontais e verticais de temperatura e pressão atmosférica. As diferentes superfícies refletem e absorvem quantidades diferentes de energia em função do albedo (propriedade da superfície relacionada a sua coloração, por exemplo, superfícies claras refletem mais energia, superfícies escuras absorvem mais energia e, portanto, se aquecem mais ao longo do dia), verifica-se então a formação de um gradiente horizontal de temperatura com áreas mais aquecidas e outras mais frias. Tem-se então a formação de um gradiente horizontal de pressão atmosférica. As áreas mais aquecidas terão pressão atmosférica ligeiramente menor que aquelas mais frias. Inicia-se então o deslocamento da parcela de ar da área de alta para a de baixa pressão. As chuvas convectivas geralmente ocorrem no final de tarde e início da noite, caracterizadas por volumes elevados em curtos intervalos de tempo, o que proporciona intensidades elevadas. Quando ocorrem em centros urbanos devido à drenagem ineficiente e baixa infiltração do solo os alagamentos são comuns. Popularmente conhecida como chuva de *manga*, pois pode ocorrer no centro da cidade e não em um outro bairro. Por isso a alusão ao pé de manga, quem está sob a nuvem recebe chuva, quem está fora não recebe chuva. Em função de estar associado ao aquecimento da superfície é mais comum nos meses mais quentes do ano, ou seja, na estação do verão. Na oficina será idealizado um esquema de circulação de um centro de baixa pressão que auxilia na compreensão deste tipo de chuva.

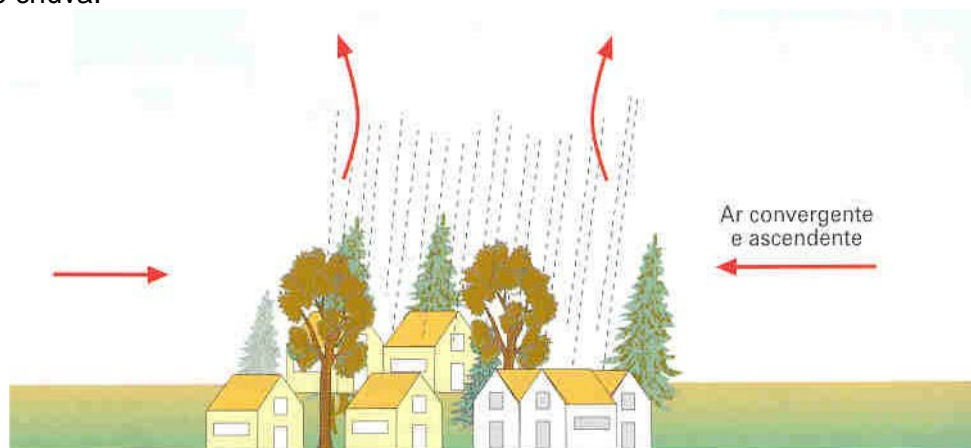


Figura 01: Representação esquemática da elevação da parcela de ar por convecção (fonte: <http://atelier.uarte.mct.pt/rota-do-tempo/>)

1.2 CHUVA CICLÓNICAS OU FRONTAIS

Esse tipo de chuva resulta do encontro de duas massas de ar com características diferentes de temperatura e umidade. Desse encontro, a massa de ar quente sobe, o ar se resfria, aproximando-se do ponto de saturação, dando origem à formação de nuvens e conseqüente precipitação. São do tipo chuvisco à passagem de uma frente quente ou do tipo aguaceiro, à passagem da frente fria. São chuvas características das zonas de convergência, isto é, das zonas de baixas pressões e, por isso, é este tipo de chuvas que predominam nas regiões temperadas, principalmente no Inverno.

A figura 02 abaixo mostra o corte vertical da atmosfera em condição de passagem de frente fria (à esquerda, o ar frio caminha na direção do ar quente) e frente quente (à direita, o ar quente caminha do ar frio). A figura 03 mostra a imagem de satélite do dia 23/05/2003 (17h45 Z, ou seja, 14h45 hora local). É possível identificar a frente fria sobre os estados de São Paulo, norte do Paraná e Mato Grosso do Sul, marcado pela área de nebulosidade. Essa nebulosidade é resultado da elevação da parcela quente pelo ar frio funcionando como uma *cunha* elevando a parcela de ar em sua trajetória. Como leitura complementar sugere-se o texto de Galvani & Azevedo (2003) em anexo que descreve

² Material elaborado pelo professor.

com detalhes a variação dos elementos do clima, em especial, temperatura, pressão, umidade e radiação em uma situação denominada de pré-frontal, na frontal e pós-frontal.



Figura 02: Representação esquemática da elevação da parcela de ar resultante da passagem de frente fria (à esquerda) e frente quente (à direita).
(fonte: <http://atelier.uarte.mct.pt/rota-do-tempo>)

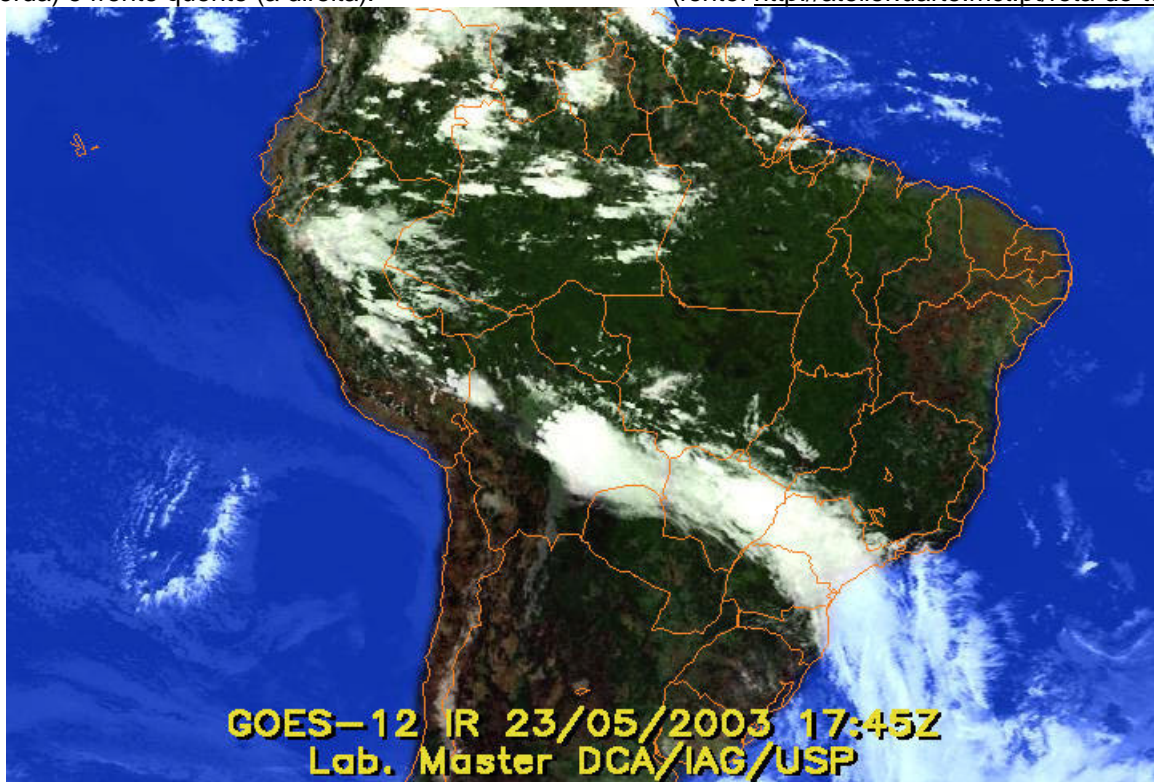


Figura 03: Imagem de satélite do satélite GOES-12 e processada pelo laboratório MASTER do IAG/USP.

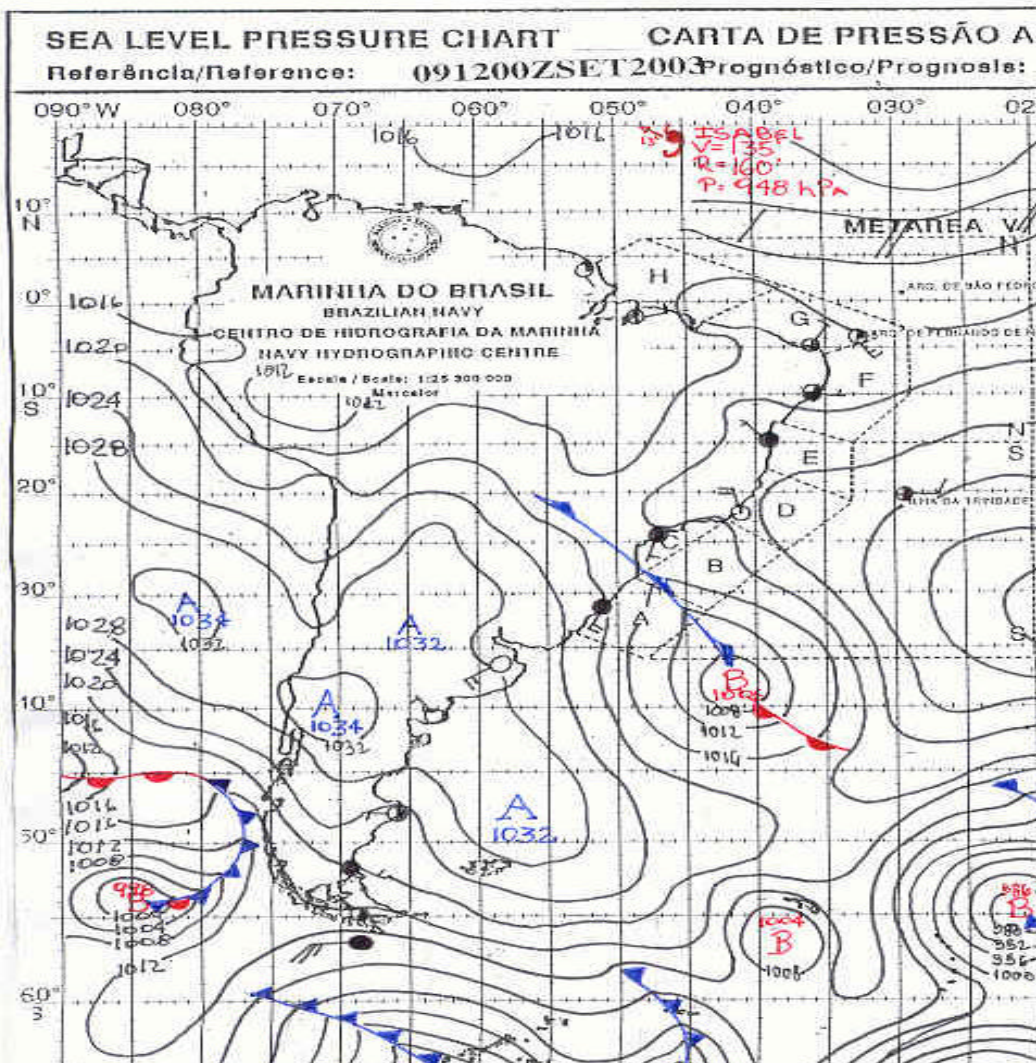


Figura 04: Carta sinótica mostrando a passagem de sistema frontal na latitude do Estado de São Paulo.

1.3 CHUVA OROGRÁFICA

Esta chuva resulta de uma subida forçada do ar quando, no seu trajeto, se apresenta uma elevação. O ar ao subir, se resfria, atingindo o ponto de orvalho (temperatura na qual a água passa da fase de vapor para a líquida) e dá-se a condensação e conseqüente formação de nuvens, podendo resultar em precipitação. São freqüentes nas áreas de relevo acidentado ao longo das vertentes do lado de onde sopram ventos úmidos. É sabido que a face a barlavento (de onde o vento vem) é sempre mais úmida que aquela a sotavento (para onde o vento vai). Assim, a vertente oceânica da escarpa da serra do mar é mais úmida que a área de planalto.



Figura 03: Representação esquemática da elevação da parcela de ar resultado do encontro com uma elevação do relevo. (fonte: <http://atelier.uarte.mct.pt/rota-do-tempo>)

BIBLIOGRAFIA DE APOIO.

GALVANI, E., AZEVEDO, T. R. A frente polar Atlântica e as características de tempo associadas. IN: Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, 10. Rio de Janeiro, UERJ, 2003 (anais em CD-ROM).

VAREJÃO-SILVA, M.A. Meteorologia e Climatologia. INMET: Brasília, 2000. 515p. (disponível no site www.agritempo.gov.br)