



WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



Microfísica de Nuvens MONAN

[Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - INPE](#)

<https://previsaonumerica.cptec.inpe.br/>

Paulo Yoshio Kubota



Equações Governantes utilizada na Parametrização de Microfísica de Nuvens de Gregory Tompson





WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas

“Microfísica”



As 6 equações de prognóstico para as razão de mistura $q_i, q_v, q_c, q_r, q_s, q_g$,

parallelismo

$$\frac{\partial p^* q_v}{\partial t} = \underbrace{-ADV(p^* q_v) + DIV(p^* q_v)}_{+ D(q_v)} + p^* (P_{revp} - P_{idep} - P_{sdep} - P_{gdep} - P_{idsn} - P_{ccnd})$$

$$\frac{\partial p^* q_c}{\partial t} = -ADV(p^* q_c) + DIV(p^* q_c) + D(q_c) + p^* (-P_{ccnr} - P_{racw} + P_{ccnd} - P_{ifzc} - P_{ispl} - P_{s.sacw} - P_{g.sacw} - P_{g.acw} - P_{i.iacw} - P_{g.iacw} + P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_r}{\partial t} = -ADV(p^* q_r) + DIV(p^* q_r) - P_{prpc} + p^* (P_{racw} + P_{ccnr} - P_{revp} - P_{gfzr} - P_{iacr} - P_{s.sacr} - P_{g.sacr} - P_{g.acr} + P_{smlt} + P_{gmlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_i}{\partial t} = -ADV(p^* q_i) + DIV(p^* q_i) + D(q_i) + p^* (P_{idsn} + P_{ifzc} + P_{ispl} + P_{idep} + P_{i.iacw} - P_{icng} - P_{raci} - P_{saci} - P_{icns} - P_{imlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_s}{\partial t} = -ADV(p^* q_s) + DIV(p^* q_s) - P_{sprc} + p^* (P_{sdep} + P_{icns} + P_{s.sacw} - P_{scng} + P_{saci} + P_{s.sacr} - P_{g.racs} - P_{smlt})$$

$$\frac{\partial p^* q_g}{\partial t} = -ADV(p^* q_g) + DIV(p^* q_g) - P_{gprc} + p^* (P_{gdep} + P_{scng} + P_{gsacw} + P_{gacw} + P_{g.acr} + P_{iacr} + P_{raci} + P_{g.racs} + P_{gfzr} + P_{icng} + P_{g.iacw} - P_{gmlt})$$



WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



As 3 equações de prognóstico para as **concentrações numéricas** de gelo de nuvem N_i , neve N_s e graupel N_g são

paralelismo

$$\frac{\partial p^* N_i}{\partial t} = \underbrace{-ADV(p^* N_i) + DIV(p^* N_i) + D(N_i)}_{\text{Termos de advecção e difusão}} + p^* \left(-N_{icng} - N_{iag} + N_{ifzc} + \frac{\rho}{m_{io}} (P_{idsn} + P_{ispl}) - \frac{N_i}{q_i} (P_{imlt} + P_{raci} + P_{saci} - P_{icns}) \right)$$

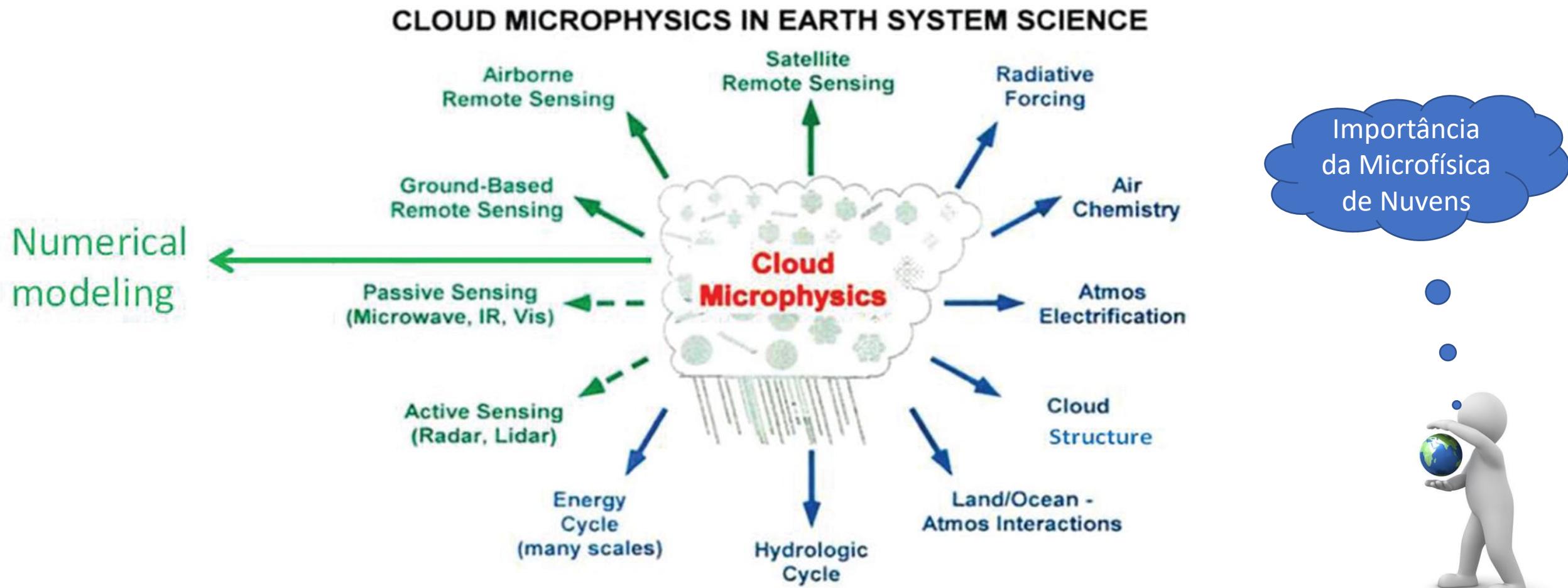
$$\frac{\partial p^* N_s}{\partial t} = -ADV(p^* N_s) + DIV(p^* N_s) - N_{sprc} + p^* \left(-N_{g.sacr} - N_{sag} - N_{gacs} - N_{scng} + \frac{\rho}{m_{io}} (P_{icns}) - \frac{N_s}{q_s} (P_{smlt} - P_{sdep}) \right)$$

$$\frac{\partial p^* N_g}{\partial t} = -ADV(p^* N_g) + DIV(p^* N_g) - N_{gprc} + p^* \left(N_{icng} + \frac{N_i}{q_i} (P_{iacr} + P_{raci}) + N_{g.sacr} + N_{gacs} + N_{gfzr} - \frac{N_g}{q_g} (P_{gmlt} + P_{gdep}) \right)$$

Aqui p^* é a diferença entre a **pressão na superfície** e a **pressão no topo**, $\sigma = (p - p_t)/p^*$

A versão descrita no RRB como “**opção 5**”, que prevê adicionalmente concentrações numéricas de **graupel** e **neve**, não estava disponível até 2004-2005.

Figura 1.1.4 Ligações entre a **microfísica de nuvens e outros campos das ciências atmosféricas** e terrestres e métodos de investigação de nuvens (de Tao e Moncrieff, 2009 com alterações; cortesia de © Wiley and Sons Ltd.).





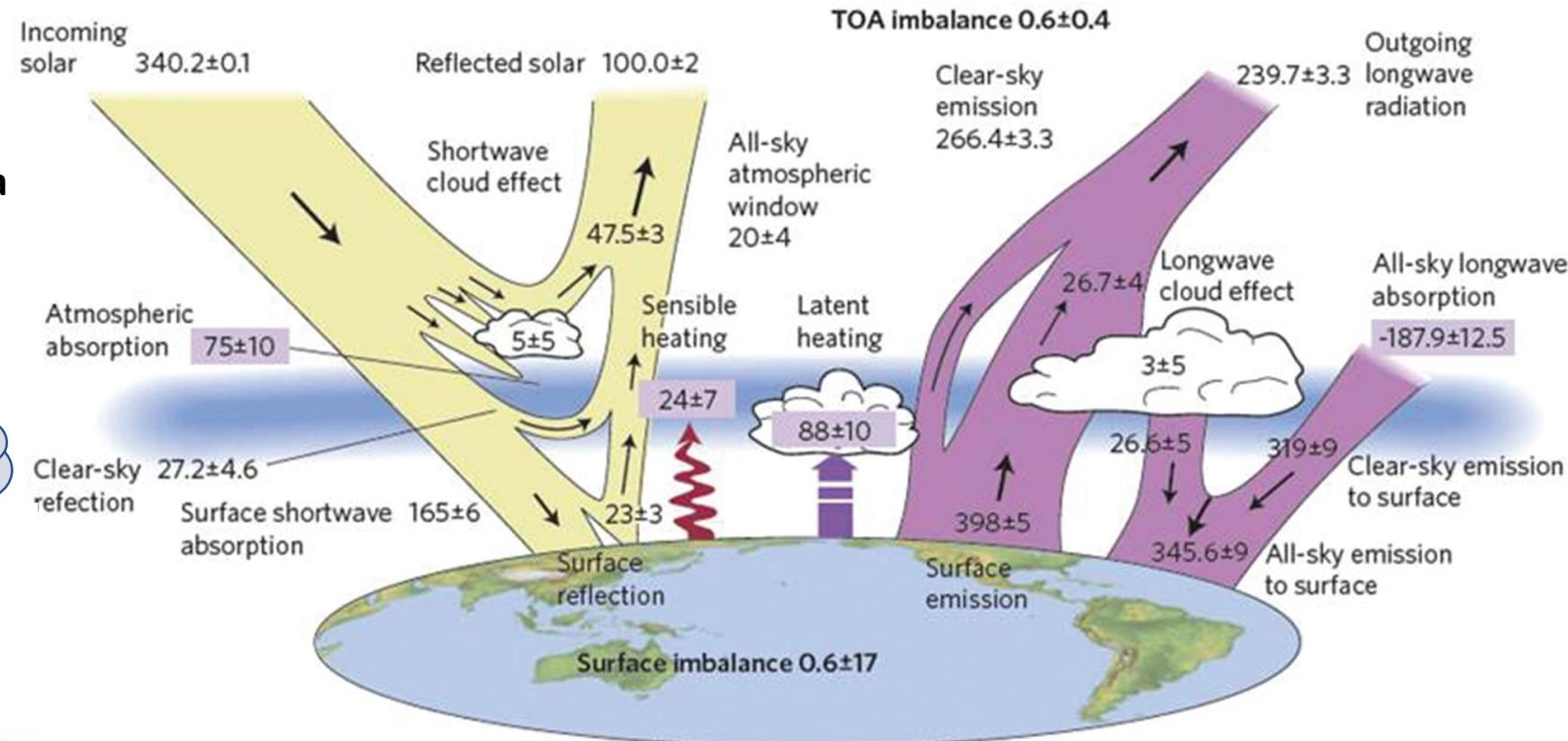
WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



Figura O balanço energético global médio anual da Terra para o período 2000-2010. Todos os fluxos estão em Wm⁻². Os fluxos solares são marcados em amarelo e os fluxos infravermelhos são marcados em lilás.

Papel das Nuvens na NATUREZA

- forçamento radiativo
- feedback termodinâmico
- redistribuição da umidade atmosférica
- precipitação
- etc.



As quatro quantidades de fluxo nas caixas sombreadas em **lilás** representam os **principais componentes do balanço de energia** atmosférica (de Graeme et al., 2012; reimpresso com permissão da Macmillan Publishers Ltd.).



WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



Representação de Nuvens em MODELS

Tratada por uma combinação de diferentes parametrizações físicas:

1. Esquema de condensação em grade escala (microfísica)

- microfísica

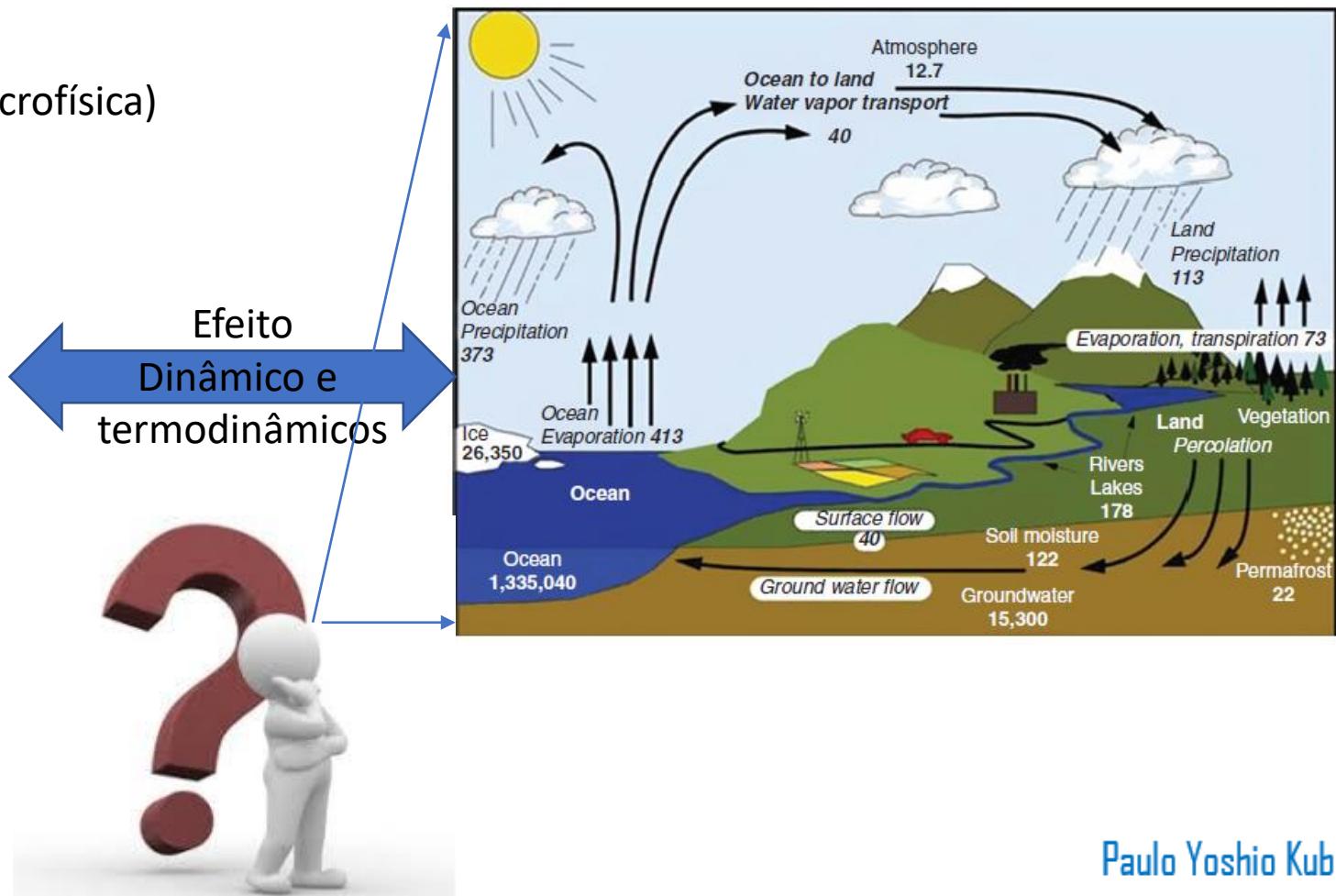
2. Esquemas em escala de sub-grade

- fração de nuvem
- convecção profunda
- convecção rasa
- camada limite

3. Esquema de transferência radiativa

- calcula fluxos radiativos SW/LW

Figura : Esquema do ciclo hidrológico global. Unidades: 1.000 km cúbicos para armazenamento e 1.000 km cúbicos/ano para trocas (de Trenberth et al., 2007; cortesia da © American Meteorological Society).

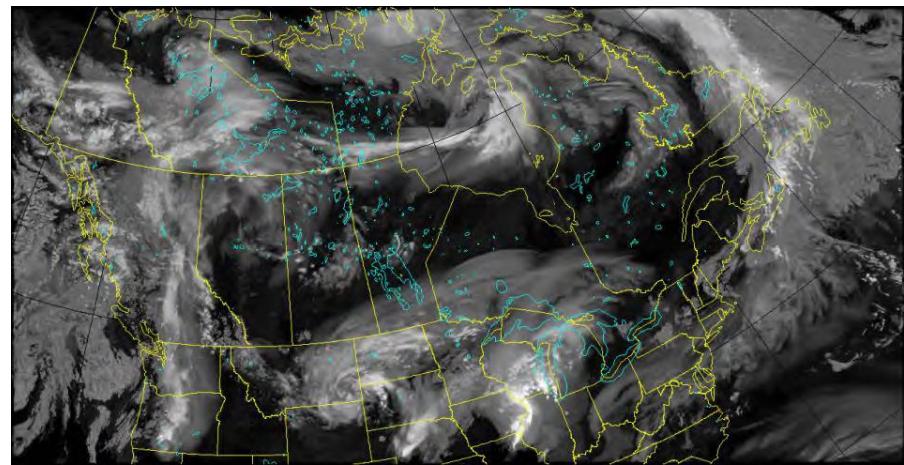


WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



Representação de Nuvens em MODELS

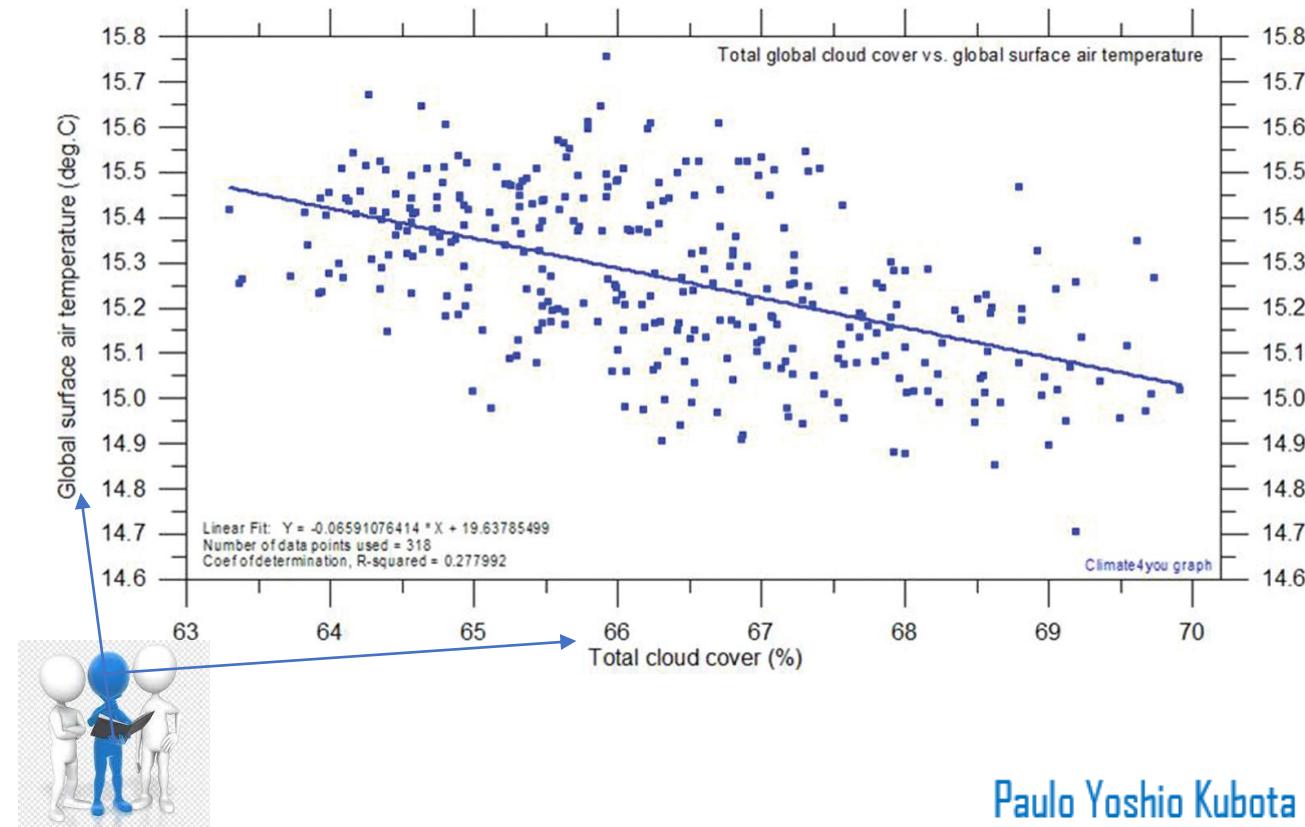
Esquema de Microfísica de Nuvem



Três objetivos principais:

1. **propriedades ópticas** (para esquema de radiação)
2. **feedbacks termodinâmicos** (aquecimento/resfriamento latente; atualização de massa)
3. **precipitação** (taxas e tipos na superfície)

Figura: Diagrama de dispersão mostrando a **cobertura de nuvens global mensal total** plotada versus a **temperatura global mensal do ar na superfície** (diagrama do Dr. Ole Humlum; publicado com permissão do autor).

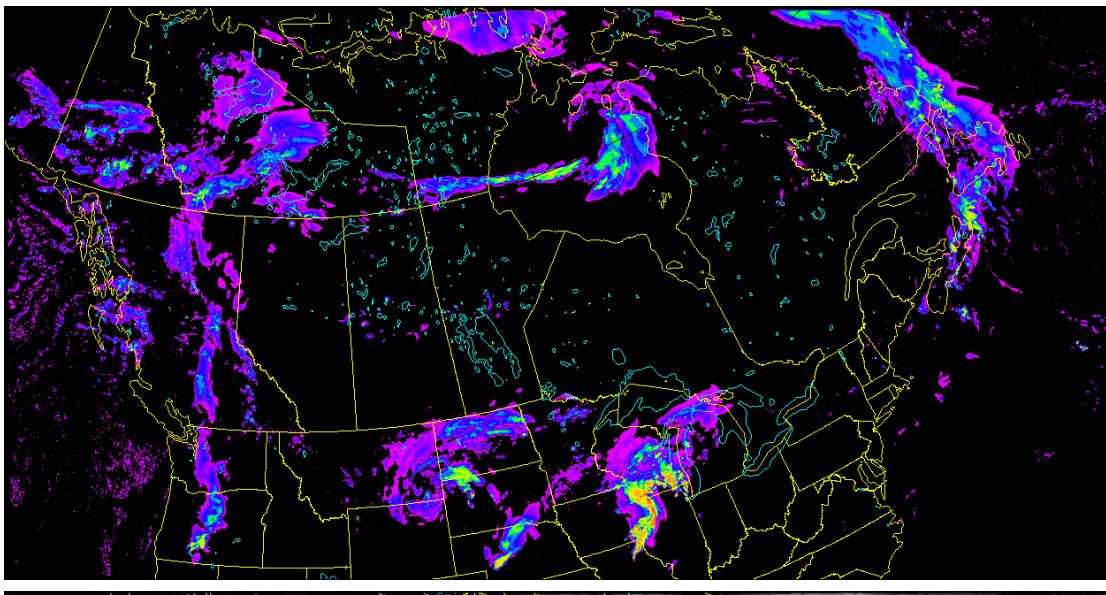




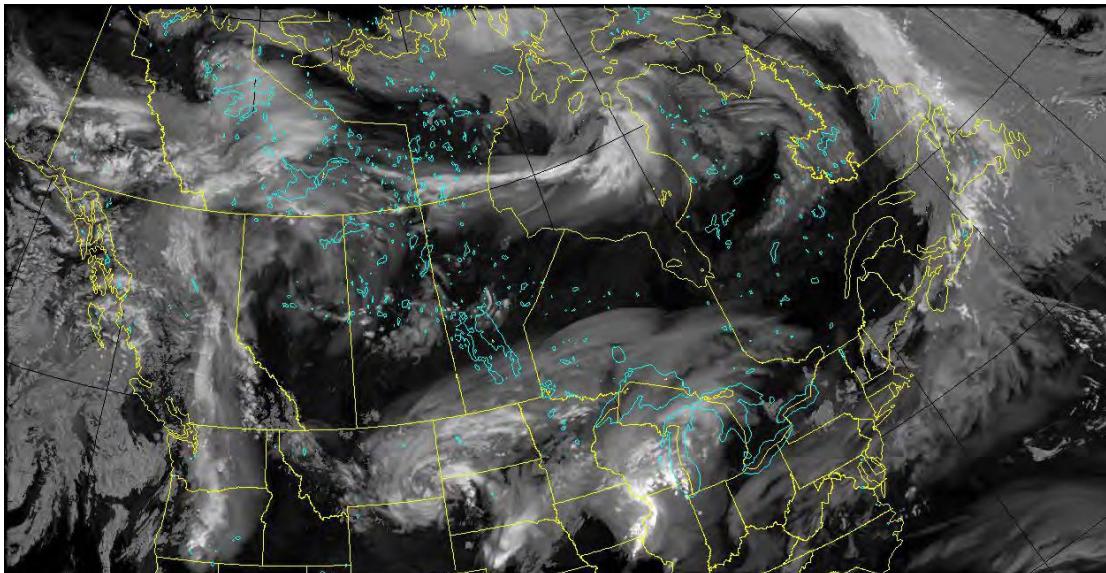
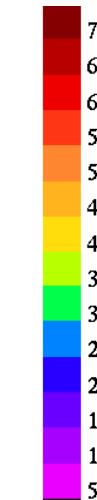
WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



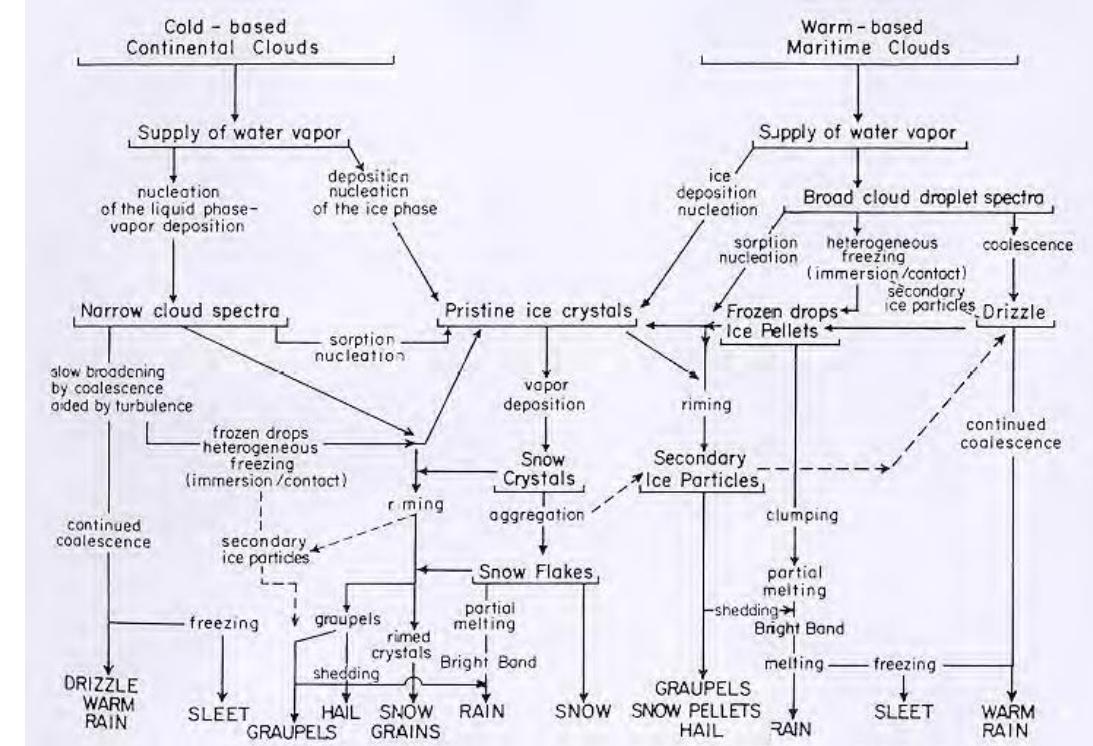
Refletividade Máxima na coluna do modelo



dBZ



Processos Microfísicos em Nuvem





WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



Tipo de Nuvens x Microfísica





WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas

“Microfísica”



Figura: **Classificação das nuvens**. Nuvens de desenvolvimento vertical (**convectivas**) são representadas no lado esquerdo do painel; **nuvens estratiformes** estão representadas no lado direito do painel (The Scheme, de Christopher Klaus, publicado com alterações; com permissão do autor).

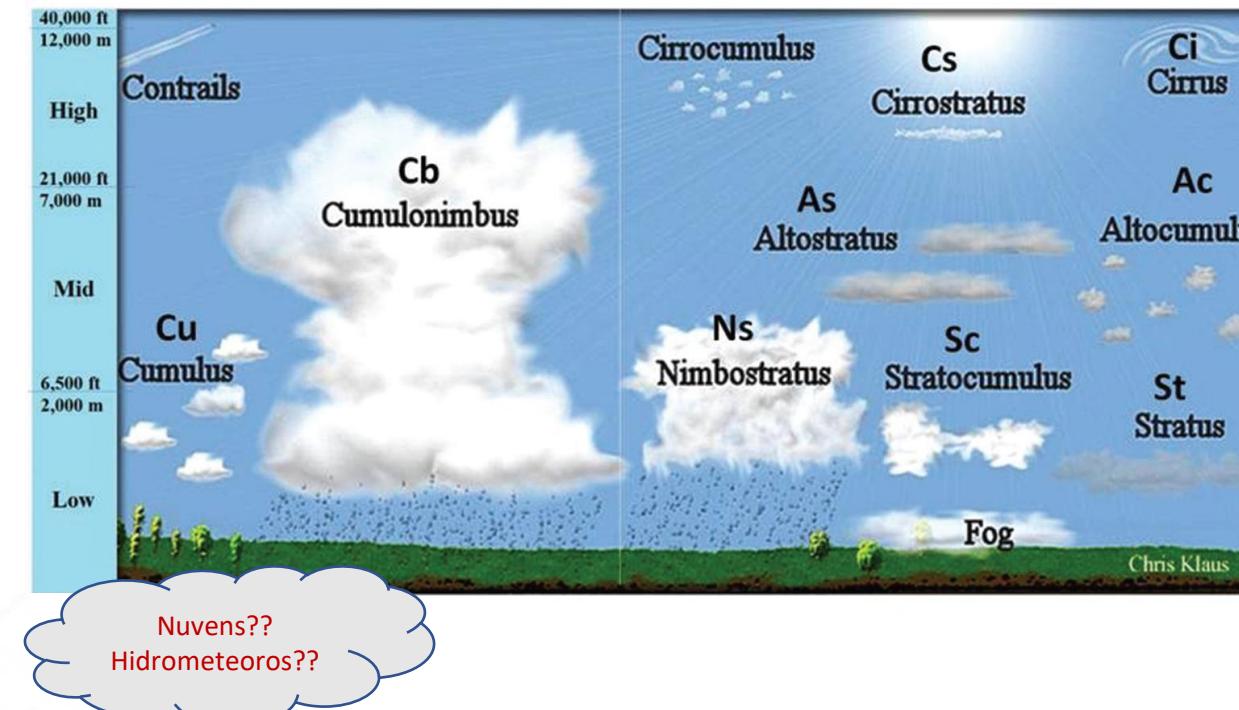
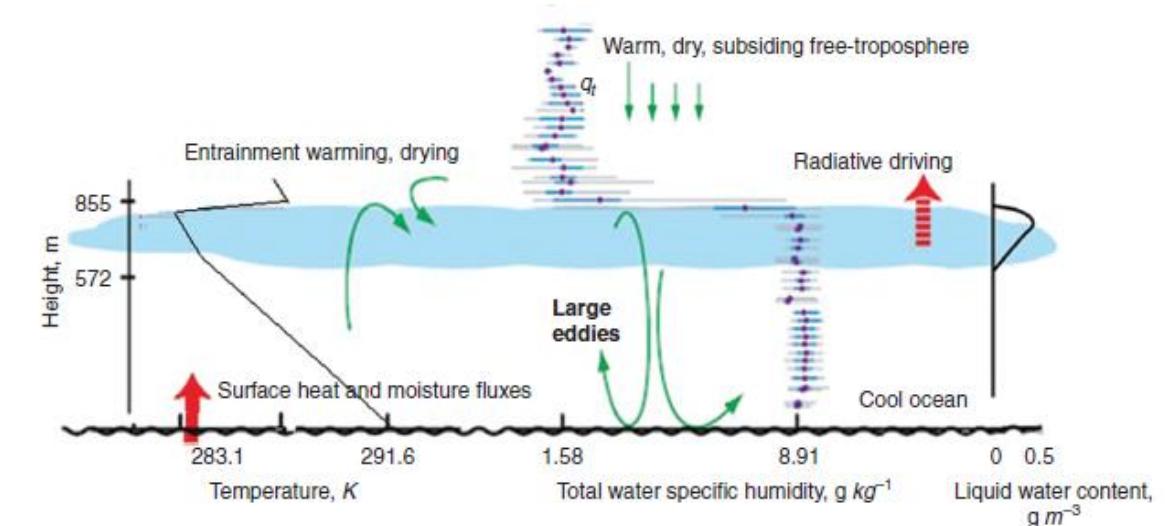


Figura: Esquema conceitual de uma **camada limite bem misturada coberta por um Sc marítimo não precipitante** sobre oceanos frios subtropicais orientais (vôo de pesquisa próximo a 30 N, 120 W) (com alterações) (cortesia de Bjorn Stevens).





WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

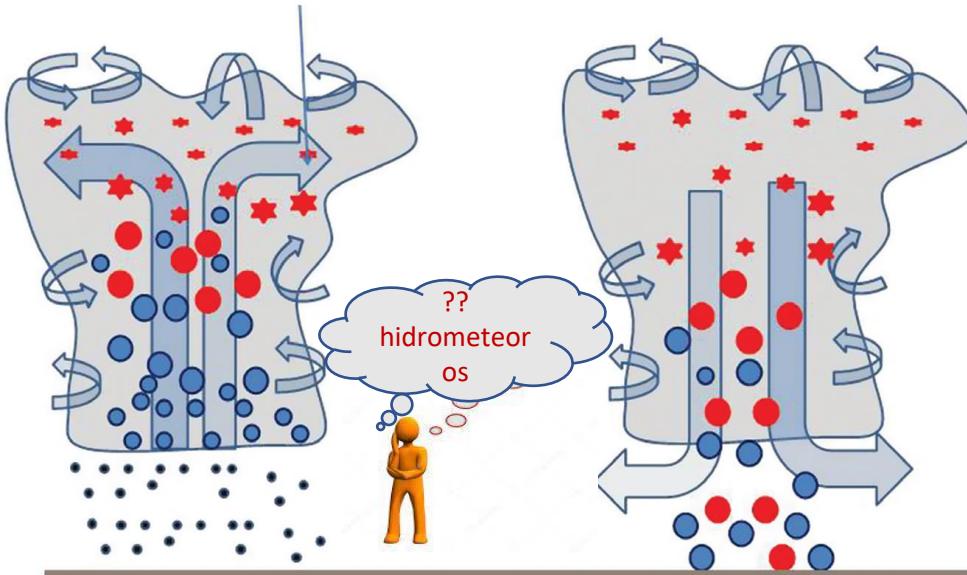


Figura 1.2.11 Esquemas da estrutura microfísica de uma nuvem convectiva de fase mista em desenvolvimento (à esquerda) e em decaimento (à direita).



A Cs



Fair-weather cumulus clouds



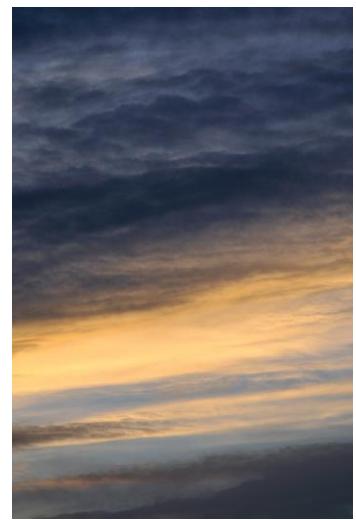
Typical stratocumulus cloud



Typical Ac clouds



A raining nimbostratus cloud



Altostratus

WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

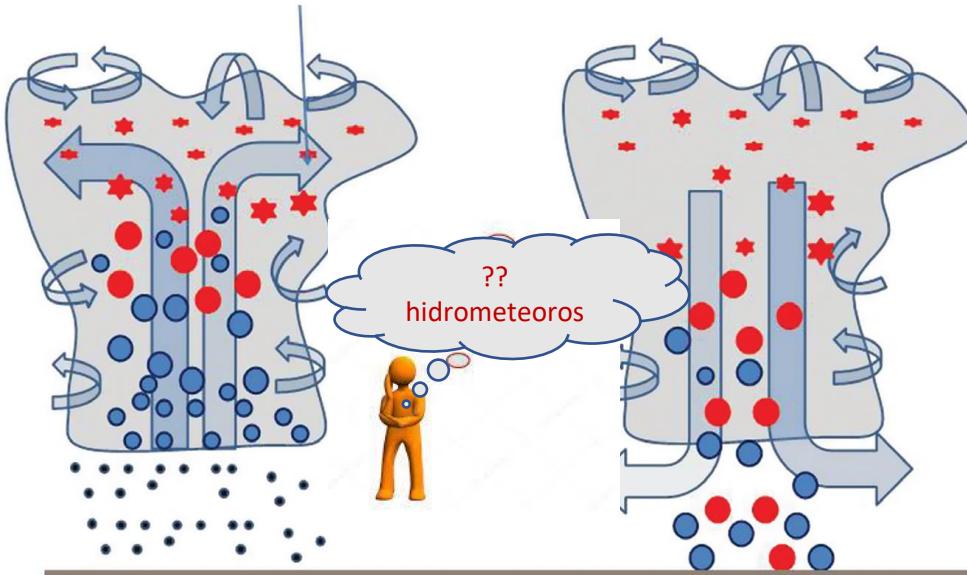


Figura 1.2.11 Esquemas da estrutura microfísica de uma nuvem convectiva de fase mista em **desenvolvimento** (à esquerda) e em **decaimento** (à direita).



Figure 1.2.9 TCu, desenvolvimento de um cumulonimbus. Os limites das nuvens com contraste claro indicam a fase líquida. Limites de nuvens suavizados indicam partículas de gelo.



Figure 1.2.10 Single-cell cumulonimbus

WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

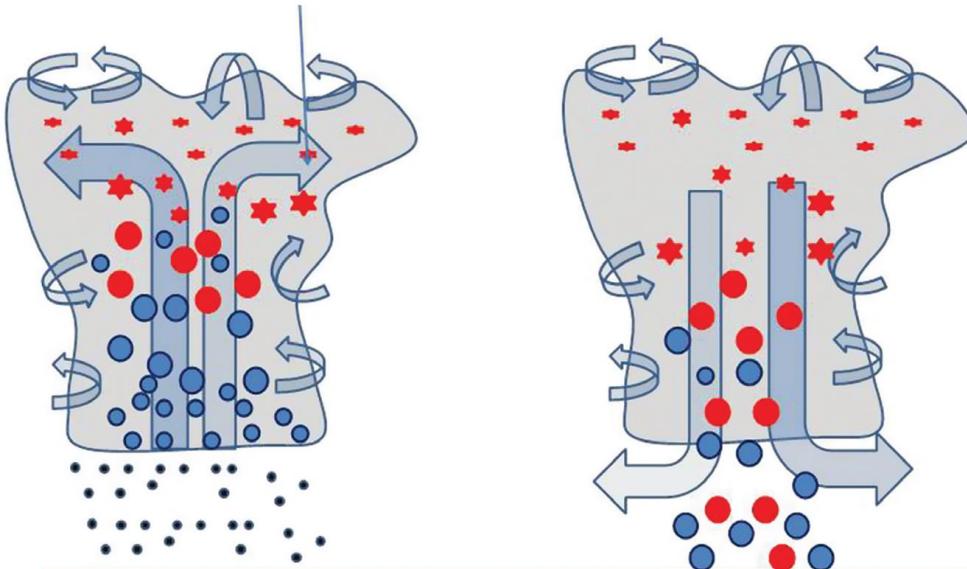


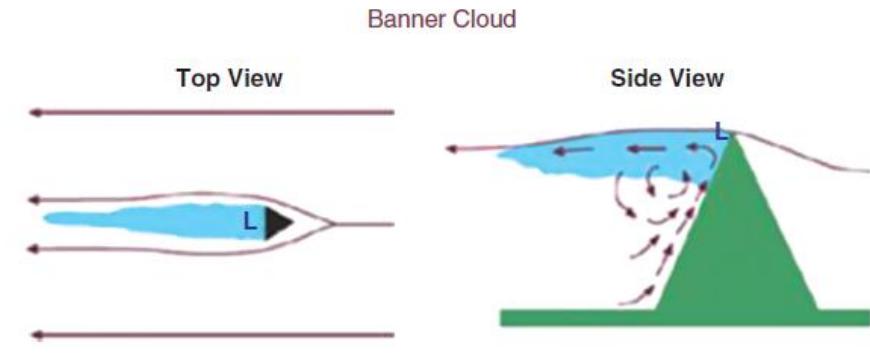
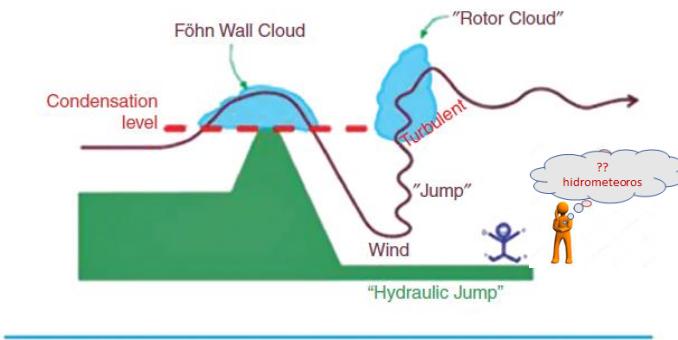
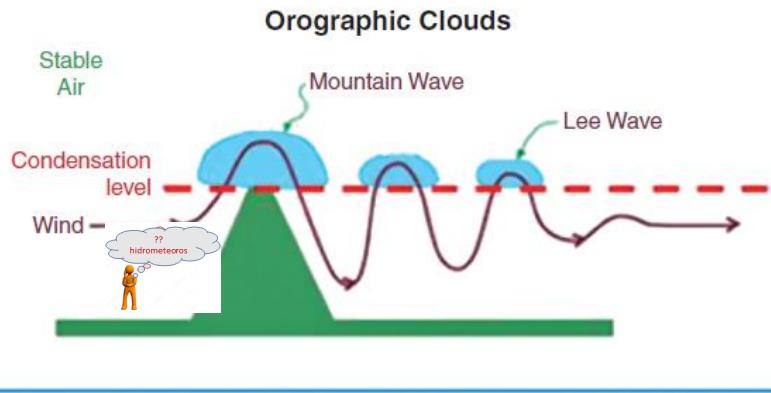
Figura 1.2.11 Esquemas da estrutura microfísica de uma nuvem convectiva de fase mista em **desenvolvimento** (à esquerda) e em **decaimento** (à direita).



A photo of orographic clouds



Estrutura de fluxos de vento e o aumento de nebulosidade sobre montanhas .

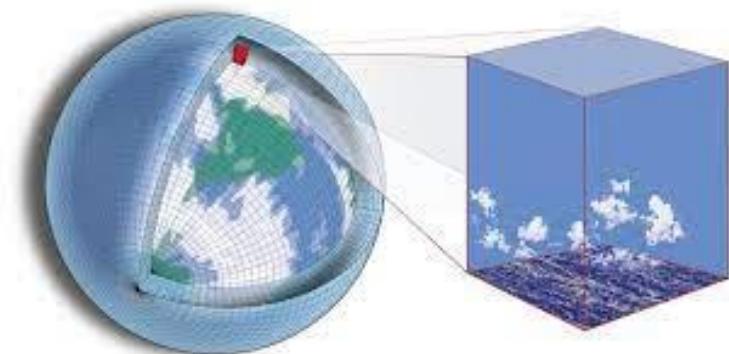




WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



Cloud Type	Cloud Base Height (km)	Cloud Depth (km)	Horizontal Size (km)	Phase State	Life Time	Characteristic Mean Vertical Velocities (cm/s)	Precipitation
St	0.1–0.7	0.1–1.0	10–1,000	Liquid	Day and more	1–10	No or drizzle
Sc	0.4–2.0	0.1–1.0	10–1,000	Liquid or mixed-phase	Day and more	1–10	No or drizzle
Ac	2–6	0.1–0.8	10–100	Liquid or mixed-phase	Day and more	1–10	No
Cc	6–9	0.2–1.0	10–100	Ice or mixed-phase	Day and more	1–10	No
Ns	0.1–2.0	Up to several km	100–1,000	Mixed-phase	Day and more	1–10	Rain, snow
As	3–6	Up to several km	100–1,000	Ice or mixed-phase	Day and more	1–10	Rain, snow
Cs	5–9	Up to several km	100–1,000	Ice	Day and more	1–10	No
Ci	6–10	From several tens to 1.5 km	10–1,000	Ice	Day and more	1–10	No
Cu	0.8–2.0	<3	1–5	Liquid	Tens of min.	100	No or drizzle
TCu	0.8–2.0	3–5	5–10	Liquid or mixed-phase	Tens of min.	Up to 5,000	No or not strong showers
Cb	0.4–1.5	<14	Up to 50–100	Mixed-phase	From tens of min. to several hours	Up to 5,000	Showers, hailshaft



Como representar as nuvens na grade dos modelos?



Tabela 1.2.1 Características dos principais tipos de nuvens na zona extratropical (de Mazin e Shmeler, 1983 Mazin).



Partículas de nuvem e sua representação em modelos de nuvem





WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



Esquemas de Parametrização Microfísica

Os hidrometeoros são tradicionalmente **divididos** em categorias

Cloud → Gotícula de Nuvem

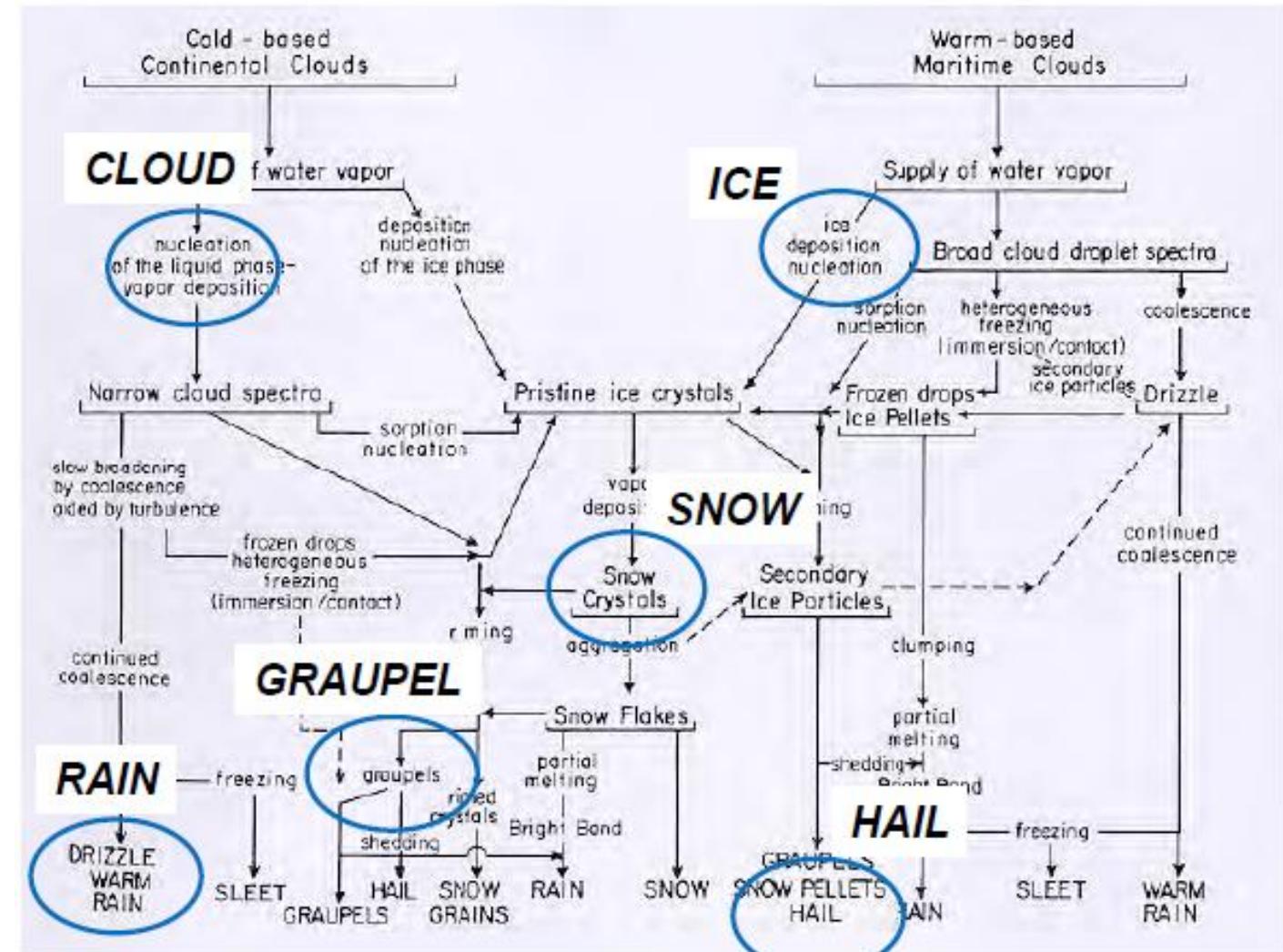
Graupel → aglomerado de cristais de gelo

Rain → gota líquida

ICE → partícula de gelo

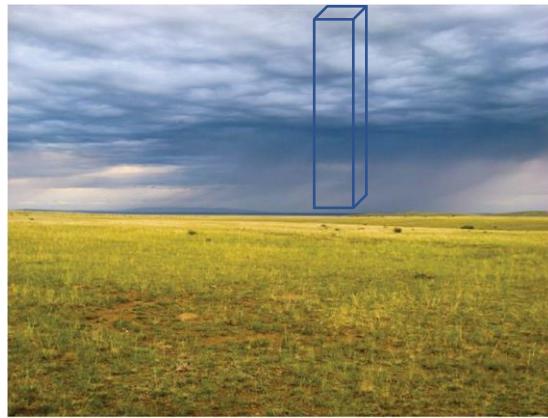
Snow → Flocos de cristais de gelo

Hail → GRANIZO





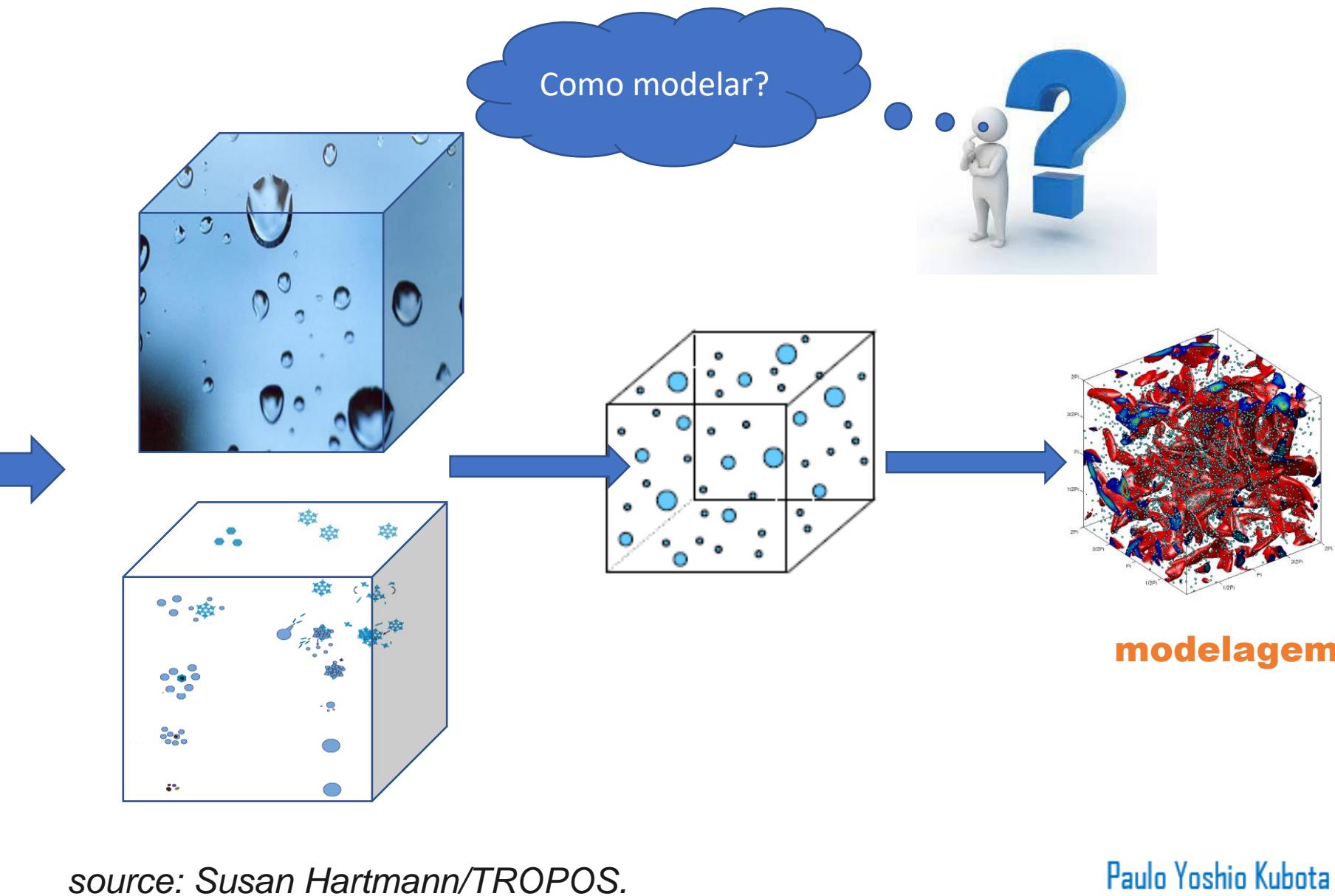
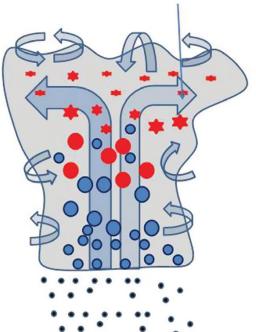
WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



realidade



hipóteses



source: Susan Hartmann/TROPOS.

Paulo Yoshio Kubota



2.1 Características Gerais das Partículas de Nuvem e Sua Descrição em Modelos de Nuvem

1-Partículas de aerossol (ou aerossóis, doravante APs)

2-APs artificiais (iodeto de prata)

3-Gotas

4-Agregados





WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

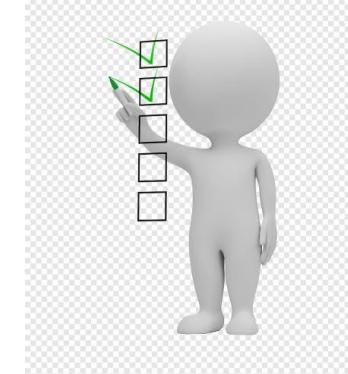
1-Partículas de aerossol (ou aerossóis, doravante APs)



2.1 Características Gerais das Partículas de Nuvem e Sua Descrição em Modelos de Nuvem



aerossol



- 1) É um nome coletivo para matéria particular suspensa variando em tamanho de pequenos aglomerados com **diâmetro de 10 nm a partículas gigantes de ~ 20 µm de diâmetro** (Levin e Cotton, 2009).
- 2) APs são **insolúveis** -> permanecem sólidos independentemente da umidade do ar ao seu redor.
Outras partículas são **solúveis** ou contêm uma fração solúvel.
- 3) Se a umidade do ar ultrapassar um **determinado limite conhecido como umidade deliquescente**, Os **APs começam a crescer** devido à condensação do vapor d'água e tornam-se APs úmidos, também conhecidos **como partículas de neblina**, ou **simplesmente neblina**.



2.1 Características Gerais das Partículas de Nuvem e Sua Descrição em Modelos de Nuvem

- 4) Em certos valores de umidade, o tamanho das partículas de névoa tende a um **tamanho de equilíbrio**, quando o fluxo de moléculas de água em sua superfície é igual ao fluxo de moléculas que evaporam da superfície da partícula.
- 5) O tamanho de **equilíbrio depende do tamanho do AP seco inicial**, bem como de **sua composição química e da umidade ambiental**. **Normalmente, a massa de água na névoa excede em muitas vezes a do AP seco**, o que significa que as partículas de névoa representam soluções comparativamente diluídas.
- 6) É importante ressaltar que **todas as gotículas e a maioria das partículas de gelo nas nuvens se formam nos APs**. APs que dão origem à formação de gotas e gelo são conhecidos como **núcleos de condensação (CN)** e **núcleos de gelo (IN)**.

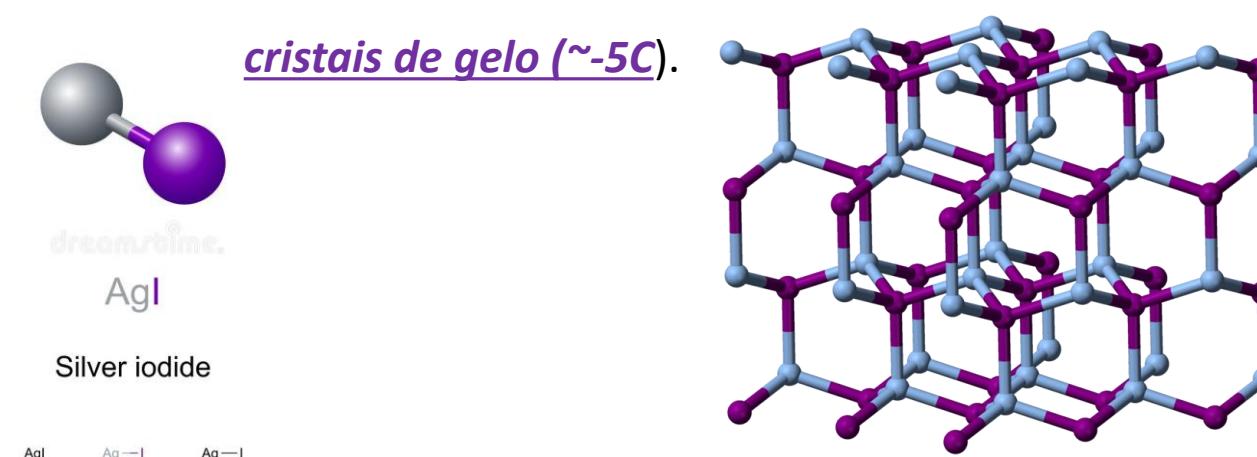


WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

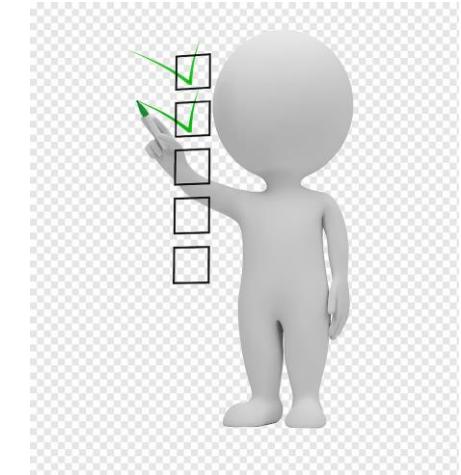
2-APs artificiais (iodeto de prata)



2.1 Características Gerais das Partículas de Nuvem e Sua Descrição em Modelos de Nuvem



2-APs artificiais



Por exemplo, APs submicron consistindo de iodeto de prata (AgI) são usados para semeadura glaciogênica, levando à produção de quantidades adicionais de cristais de gelo nas nuvens.

Partículas AgI começam a crescer como cristais de gelo em temperaturas comparativamente quentes (~-5C).



Características Gerais das Partículas de Nuvem e Sua Descrição em Modelos de Nuvem

3-Gotas

3-Gotas congeladas

4-Agregados (Neve)

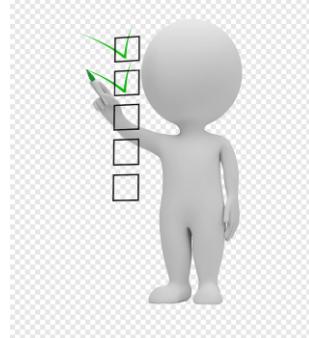
4-Agregados



2.1 Características Gerais das Partículas de Nuvem e Sua Descrição em Modelos de Nuvem

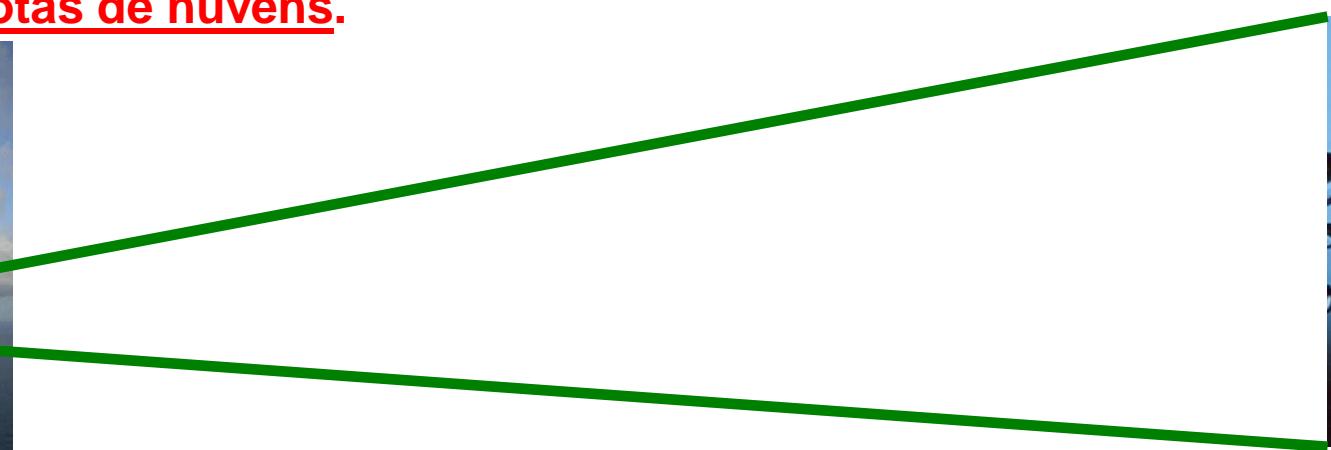
São **partículas líquidas com diâmetros** que variam de cerca **de 1 μm a ~1 cm** e são tradicionalmente classificadas em dois grupos:

- a) **gotas pequenas** chamadas gotas de nuvens têm diâmetros de **1 μm a ~50 μm**
- b) **gotas grandes** chamada de gotas de chuva com diâmetros **superiores a 50 μm .**



As **gotículas de nuvens** se **formam pela condensação de moléculas de vapor de água** na superfície das **partículas de neblina**.

As **gotas de chuva** começam a se formar como **resultado de colisões de gotas** e **continuam crescendo à medida que coletam gotas de nuvens.**





2.1 Características Gerais das Partículas de Nuvem e Sua Descrição em Modelos de Nuvem

O **fluxo de moléculas** é determinado pelo **processo de difusão**. (o **crescimento de gotículas condensadas** é conhecido como **crescimento por difusão**)

Como as **gotículas contêm massa solúvel**, elas são **soluções fracas**. O crescimento por difusão aumenta a massa de água dentro das gotículas e diminui a salinidade das gotículas.

Caso os **APs** que dão **origem a neblina e formação de gotículas** contém uma fração insolúvel

Partículas insolúveis também podem ser capturadas por gotas como resultado de colisões com **APs** e outras gotas.

Essas **partículas insolúveis (núcleos de imersão)** determinam o **processo de congelamento de uma gota** em baixas temperaturas.



WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

3-Gotas congeladas



2.1 Características Gerais das Partículas de Nuvem e Sua Descrição em Modelos de Nuvem

Em certas temperaturas mais frias que -5°C, as **partículas de gelo se originam nas nuvens**.



As partículas de gelo se formam de várias maneiras.

Eles podem se formar pelo congelamento de neblina e gotas, bem como pela condensação de moléculas de vapor de água em APs insolúveis.

Na física das nuvens, distinguem-se quatro grandes classes de partículas de gelo: cristais de gelo, agregados (flocos de neve), graupel e granizo.

Cada classe é separada em um grande número de subclasses que diferem em sua **forma e densidade**.



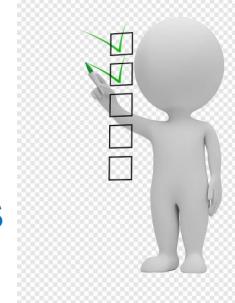
WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

4-Agregados (Neve)



2.1 Características Gerais das Partículas de Nuvem e Sua Descrição em Modelos de Nuvem

(às vezes chamado de neve) se formam como resultado da coleta de cristais de gelo.



Os **agregados** têm alta porosidade e, portanto, **baixa densidade** e podem atingir **tamanhos** de alguns centímetros de diâmetro.

Agregados maiores tornam-se instáveis e quebram.

As colisões de agregados com gotas de água (chamadas de processo de borda [riming process]) aumentam a fração de borda (alta densidade) nos agregados.

Partículas de gelo que sofrem **processo de riming** são conhecidas **como Graupel**.

As **partículas de Graupel** são mais **densas que os agregados** e atingem um **diâmetro máximo de cerca de 1 cm.**

Existem diferentes formas de graupel, mas **em média suas formas são mais esféricas** do que as dos cristais de gelo.



2.1 Características Gerais das Partículas de Nuvem e Sua Descrição em Modelos de Nuvem

Colisões de gotas congeladas (pequenas partículas esféricas de gelo) **com gotas não congeladas**, bem como **colisões de graupel com gotas líquidas**, **aumentam a densidade das partículas**.

Partículas com densidade próxima à do ***gelo puro (0,91 g/cm³)*** são conhecidas como **granizo**.

O **granizo** também pode se formar pelo **congelamento das gotas de chuva**.

Tanto **o graupel quanto o granizo crescem** pela **coleta de gotas líquidas**.



2.1.1 Equivalent Particles

1-Particle mass.

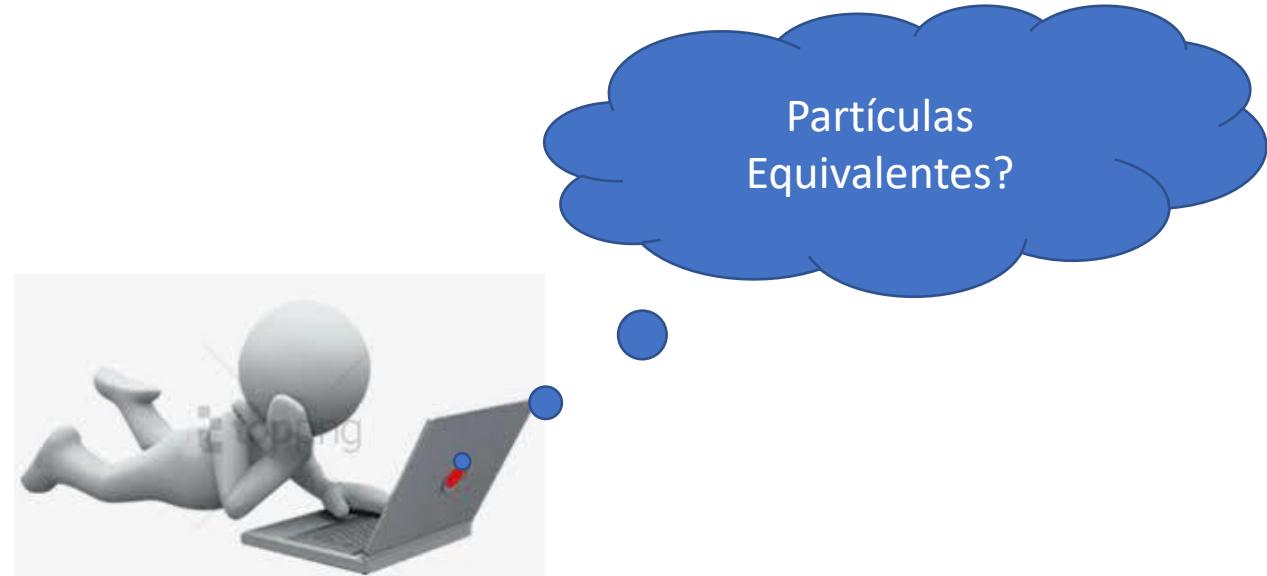
2-Bulk density.

3-Equivalent shapes.

4-Equivalent radius.

5-Representation of particle properties via particle mass

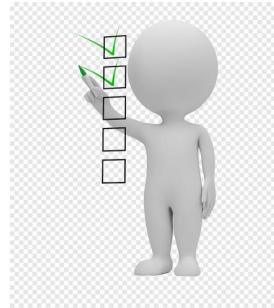
6-Fall velocity.





1-Particle mass

$$m = \rho \cdot V$$



A Massa é o principal parâmetro que caracteriza uma partícula de nuvem.

A massa de uma partícula determina seu comportamento em processos termodinâmicos e hidrodinâmicos.

Uma partícula equivalente tem a mesma massa que uma partícula real.



WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

2-Bulk(aparente) density



2-Bulk(aparente) density

$$\rho = \frac{m}{V}$$



A segunda característica básica de uma partícula de nuvem é sua **densidade aparente** ρ_{bulk} , definida como a **razão massa-volume**.

Geralmente **densidade aparente da água e do granizo é igual à densidade dos materiais que as compõem**, ou seja, a densidade da água e do gelo puro, respectivamente.

No entanto, muitos **APs e partículas de gelo** têm densidades menores do que as do materiais que as compõem devido à presença de algum ar em seus espaços capilares.

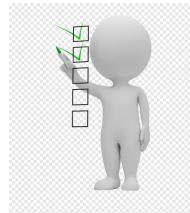
A **densidade aparente não depende apenas do volume de ar dentro das partículas**, pois diferentes partículas podem **conter matérias de diferentes densidades**.



3-Equivalent shapes.



3-Equivalent shapes.



No que diz respeito à descrição de formas de partículas, **vários modelos de partículas equivalentes** são aplicados dependendo dos propósitos particulares da pesquisa.

Em modelos numéricos, **partículas de diversas formas são aproximadas por partículas equivalentes**, que são tipicamente corpos axissimétricos caracterizados por duas dimensões.

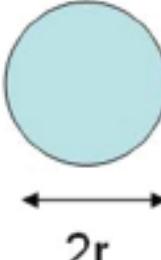
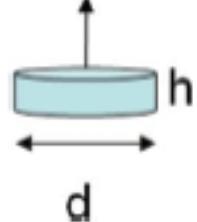
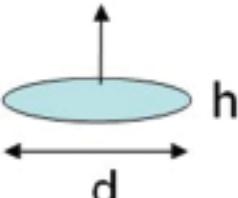
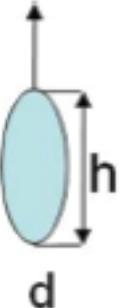
Por exemplo, **partículas em forma de placa** e em **forma de ramificação (dendritos)** são aproximadas por discos de diâmetro d e espessura h.

Partículas colunares são modeladas como cilindros de comprimento h e largura d.

Tais partículas são frequentemente aproximadas também como **esferoides oblatos** ou **prolatos**

3-Equivalent shapes.

Tabela 2.1.1 As características geométricas de formas de partículas simplificadas.

Shape	Sphere	Circular Disk	Oblate Spheroid	Prolate Spheroid
				
Surface area	$4\pi r^2$	$\pi d \left(\frac{d}{2} + h \right)$	$\frac{\pi}{2} d^2 + \frac{\pi h^2}{4\varepsilon} \ln \frac{1+\varepsilon}{1-\varepsilon}$	$\frac{\pi}{2} d^2 + \frac{\pi dh}{2\varepsilon} \text{asin}(\varepsilon)$
			$\varepsilon = \sqrt{1 - \frac{h^2}{d^2}}$	$\varepsilon = \sqrt{1 - \frac{d^2}{h^2}}$
Volume	$\frac{4}{3}\pi r^3$	$\frac{\pi}{4} d^2 h$	$\frac{\pi}{6} d^2 h$	$\frac{\pi}{6} d h^2$
Mean volume radius	r	$\left(\frac{3}{16} d^2 h \right)^{1/3}$	$\frac{1}{2} (d^2 h)^{1/3}$	$\frac{1}{2} (d h^2)^{1/3}$



WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

4-Equivalent radius.



4-Equivalent radius.

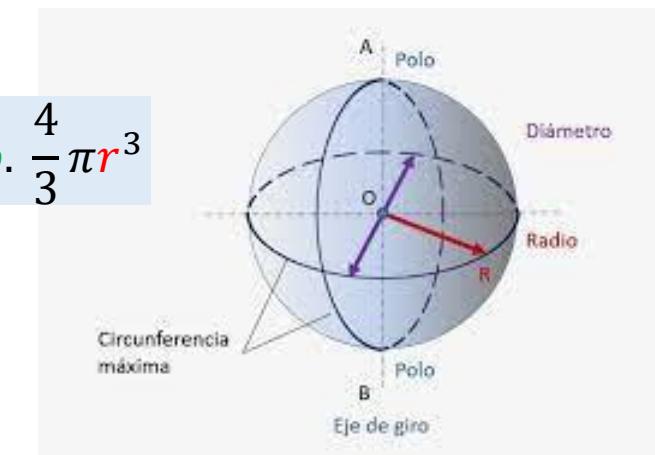


Em modelos de nuvem, muitas vezes é muito complicado utilizar **partículas** com forma equivalente caracterizada **por duas dimensões**. Além disso, a **informação** sobre a forma das **partículas** muitas vezes **não está disponível**, ou há uma **variabilidade** muito ampla de **formas de partículas** dentro da região de interesse.

Nestes casos, as partículas são representadas por esferas equivalentes de mesma massa que as partículas em estudo.

$$m = \rho \cdot \frac{4}{3} \pi r^3$$

O raio das **esferas equivalentes** é designado como o **raio equivalente r**.



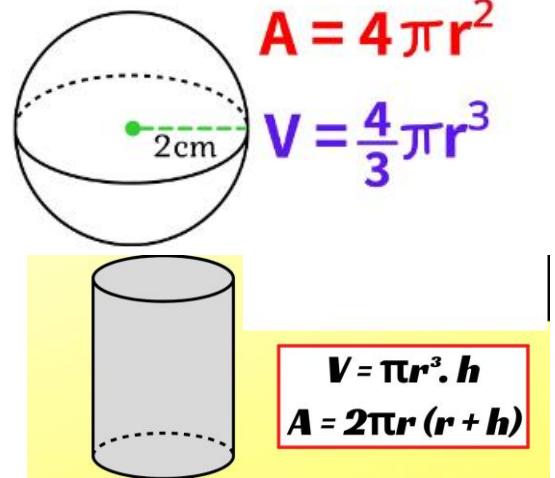
O **raio equivalente** pode ser definido de várias maneiras **dependendo das propriedades das esferas equivalentes**, que devem ser semelhantes às das propriedades das partículas reais.

Em modelos numéricos, todos os parâmetros geométricos são representados como funções de massas de partículas e densidades aparentes usando medições in situ ou de laboratório.

Usando essas expressões e fórmulas empíricas que aproximam a forma dos dendritos por um cilindro, os parâmetros geométricos e a densidade aparente podem ser expressos em função da massa como

$$m = \rho \cdot V$$

$$m = \rho \cdot \frac{4}{3} \pi r^3$$



$$d = 14.02m^{0.491}, h = 0.0297m^{0.204},$$

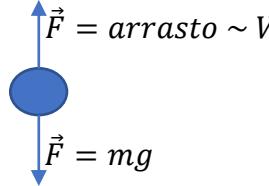
$$r_p = 1.032m^{0.395}, \rho_{bulk} = 0.0912m^{-0.185} \quad (2.1.1a)$$

Na Equação (2.1.1a), os tamanhos geométricos são dados em centímetros, a massa em g e a densidade em g cm⁻³.

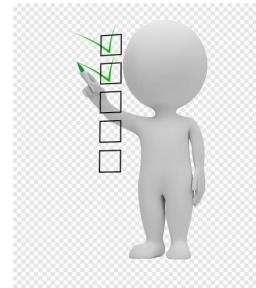


WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

6-Fall velocity.



6-Fall velocity.



$$F_{arrast} \sim V = mg$$

A **representação de partículas** por meio de partículas equivalentes (incluindo esferas equivalentes) não significa que as velocidades de queda das partículas reais sejam semelhantes às das partículas equivalentes porque as partículas equivalentes podem ter propriedades hidrodinâmicas diferentes.

Por exemplo, é difícil esperar que um dendrito real caia na mesma velocidade que a esfera equivalente com a mesma massa e a mesma densidade aparente.

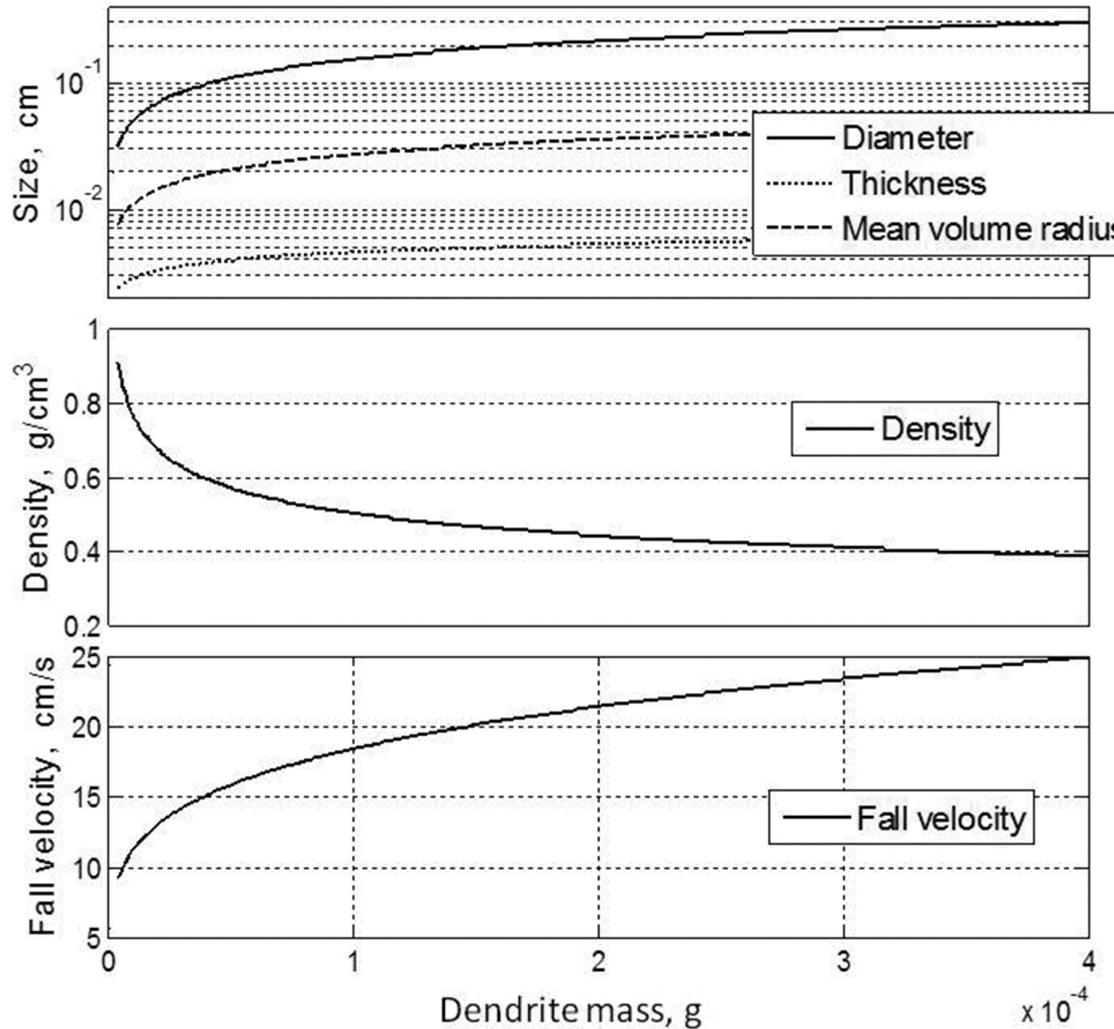
Normalmente, expressões empíricas para velocidades de queda são usadas para cada tipo de partícula

Isso leva à seguinte dependência da velocidade de queda na massa do dendrito como (a massa está em g e a velocidade está em cm/s1):

$$V_t = 1.36 \cdot 10^2 m^{0.217}$$

(2.1.1b)

2.1.1 Equivalent Particles



As dependências de parâmetros geométricos
Volume:

$$\vec{F_{\text{arrasto}}} \sim V = m g = \rho \cdot Vol \cdot g$$

- a) densidade aparente
- b) velocidade de queda

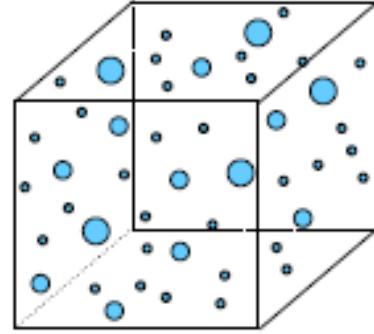
para dendritos do tipo Pla a massa de partículas são calculadas usando as equações (2.1.1a, 2.1.1b) mostradas na Figura 2.1.1.

6-Fall velocity.





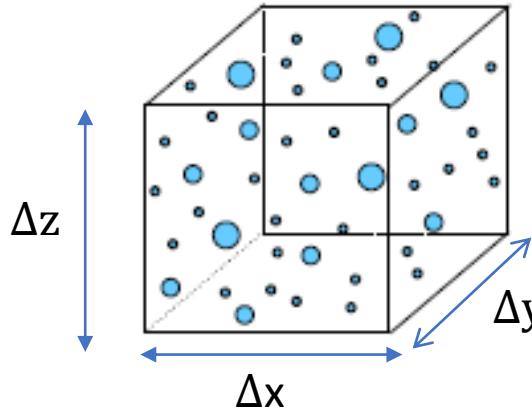
Number Distributions and Mass Distributions



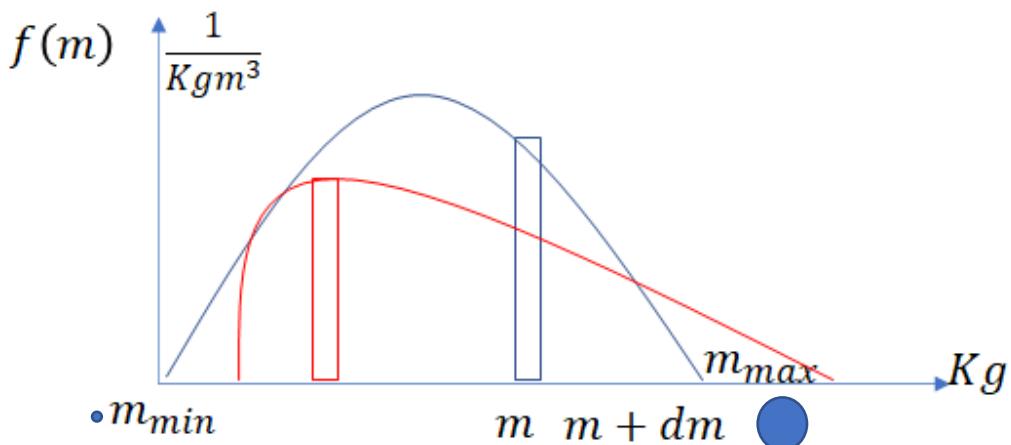
Conhecer as **distribuições de tamanho de partícula** (PSD de partículas de nuvens) é de grande importância ao lidar com vários problemas em física de nuvens e ciência ambiental

(por exemplo, modelagem de nuvens, cálculos de deposição e modelos de radiação).

PSDs são muitas vezes referidos como **espectros de tamanho de partículas**. Tipicamente, PSD é definido como $f(m)$, ou seja, uma função da massa de partícula m , assim $f(m)dm$ é o **número de partículas por unidade de volume dentro de uma variação de massa variando de m a $m + dm$** .



$$N = \int_{m_{\min}}^{m_{\max}} f(m) dm$$



É **conveniente usar $f(m)$** porque **todos os parâmetros das partículas** podem ser **expressos através da massa da partícula**, conforme discutido anteriormente.

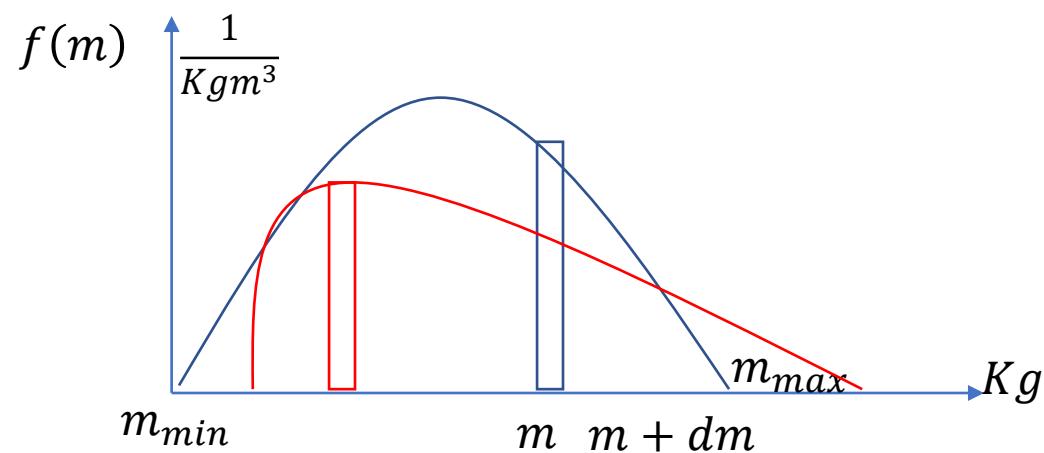
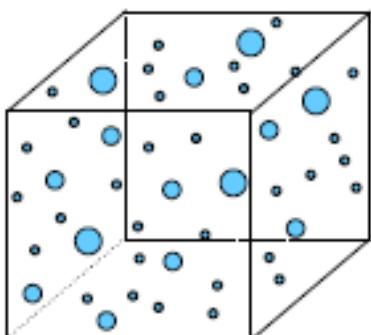
$f(m)$ é medido em unidades de **g-1cm-3** (no sistema internacional de unidades [SI], as unidades são **kg-1m-3**).

N é a **número de concentração** de partículas (às vezes chamada de **concentração numérica** de partículas)

2.1.2 Number Distributions and Mass Distributions

$$N = \int_{m_{\min}}^{m_{\max}} f(m) dm \quad (2.1.2)$$

$f(m) = \frac{dN}{dm}$, onde $f(m)$ é muitas vezes referido como **distribuição numérica** ou **densidade numérica**.



Na modelagem numérica, a **função de densidade de massa $g(m)$** também é amplamente utilizada (por exemplo, Berry e Reinhard, 1974).

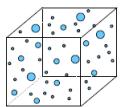
A **normalização da função de densidade de massa** é realizada como

$$M = \int_{m_{min}}^{m_{max}} g(m) dm \quad (2.1.3)$$

Onde **M** é o **conteúdo de massa em unidades $\frac{g}{cm^3}$** (ou em SI, $\frac{kg}{m^3}$).

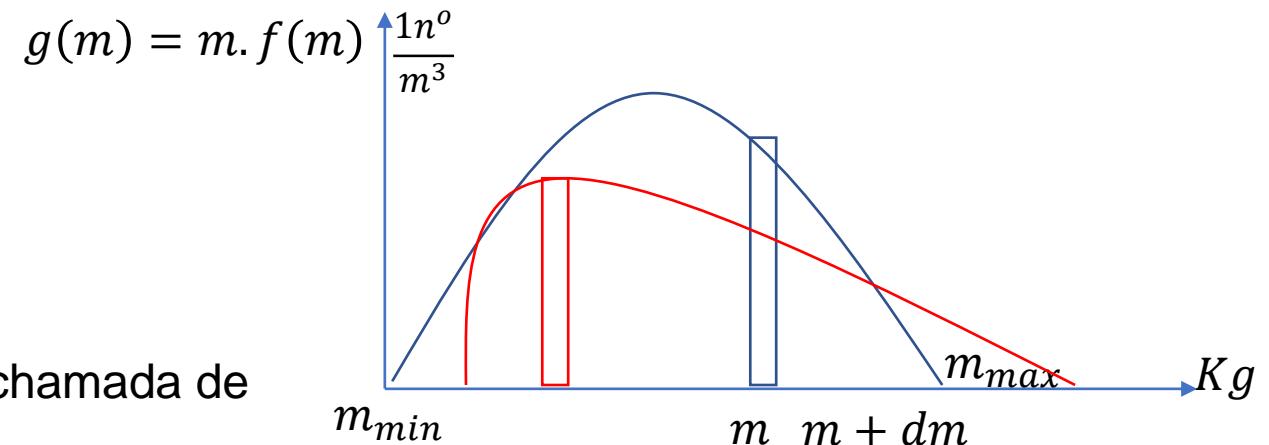
A comparação das Equações (2.1.2) e (2.1.3) mostra que

$$g(m) = m \cdot f(m) = \frac{1n^o}{cm^3}$$



n^o é o numero de partículas

Como $g(m) = \frac{dM}{dm}$, a função **$g(m)$** é frequentemente chamada de **distribuição de massa** ou **densidade de massa**.



2.1.2 Number Distributions and Mass Distributions

O **PSD** depende da massa da partícula, mas o **PSD** pode depender do raio r , ou seja, $f_r(r)$ (ou diâmetro d), são frequentemente usados (**no caso de partículas não esféricas, r é o raio equivalente**).

Geralmente $f_r(r)$ é medido em unidades de m^{-4} ; De acordo com a definição de $f_r(r)$.

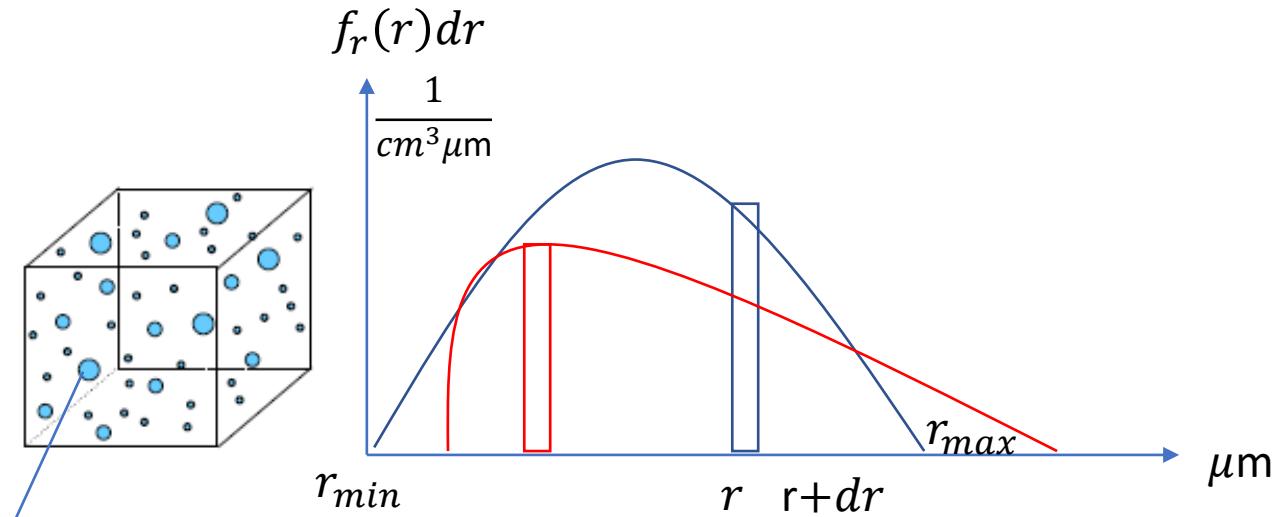
O $f_r(r)dr$ é o número de partículas por unidade de volume nos intervalos dos raios que variam de r a $r + dr$.

Se o raio de uma partícula for medido em μm , a unidades de $f_r(r) = cm^{-3}\mu m^{-1}$ são frequentemente usadas. De acordo com a definição, a concentração de partículas N é

$$N = \int_{r_{min}}^{r_{max}} f_r(r)dr = \frac{1}{cm^3\mu m} \mu m = \frac{1}{cm^3} \quad (2.1.5)$$

A relação entre $f_r(r)$ e $f(m)$ é óbvia:

$$f_r(r) = f(m) \frac{dm}{dr} = f(m) \frac{3m}{r} \quad (2.1.6)$$



A igualdade do lado direito da Equação (2.1.6) é válida caso a densidade aparente não mude com a variação da massa das partículas. **densidade da goticula** $\Rightarrow \rho V = m \Rightarrow \rho = cte$

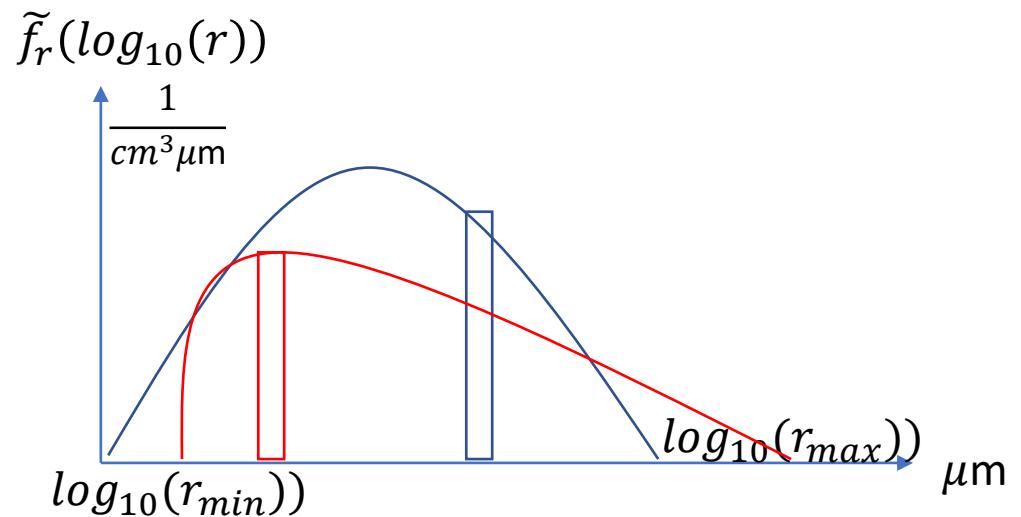
2.1.2 Number Distributions and Mass Distributions

Como **o tamanho das partículas da nuvem** varia em várias ordens de grandeza, a utilização de $f_r(r)$ nem sempre é conveniente, a **distribuição de densidade $\tilde{f}_r(\log_{10}(r))$** é introduzida em relação ao logaritmo do raio r

$$N = \int_{\log_{10}(r_{min})}^{\log_{10}(r_{max})} \tilde{f}_r(r) d\log_{10}(r) = \frac{1}{cm^3 \mu m} \mu m = \frac{1}{cm^3}$$

A relação entre esses dois PSDs $f_r(r)$ e $\tilde{f}_r(\log_{10}(r))$ é :

$$\tilde{f}_r(\log_{10}(r)) = \frac{dN}{d\log_{10}(r)} = 2.4r f_r(r) \quad (2.1.7)$$



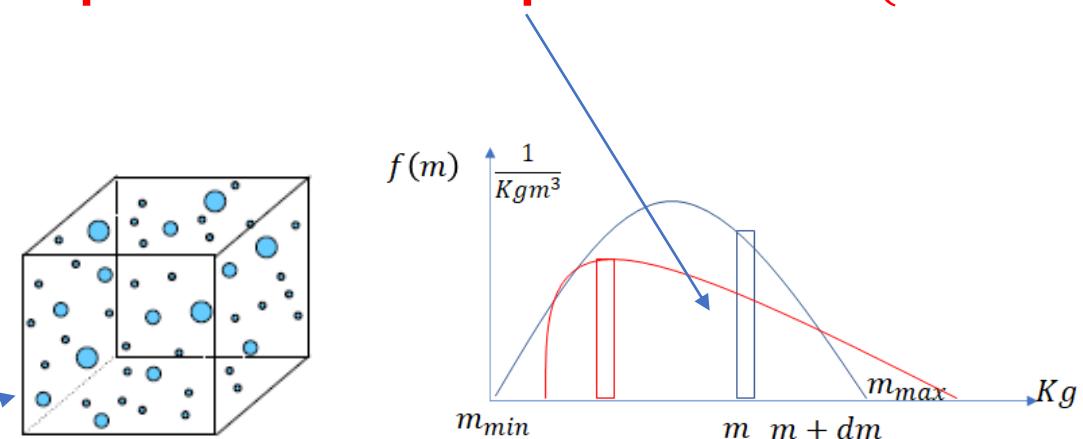


2.1.2 Number Distributions and Mass Distributions

PSD=espectros de tamanho de partículas

As **partículas nas nuvens** são frequentemente **separadas por distâncias que excedem ($m + dm$) significativamente seus tamanhos.**

A **distância entre as partículas** pode mudar aleatoriamente.



A PSD medido **in situ** ou calculado em modelos deve ser avaliado usando números grandes de partículas o suficiente para serem consistentes para obter resultados estatisticamente representativos.

O **volume de ar** a ser medido deve ser grande o suficiente para **conter este número grandes de partículas**.

PSDs obtidos em **volumes de ar muito pequenos** podem flutuar devido ao ruído de Poisson, o que **complica a interpretação física do PSD**.

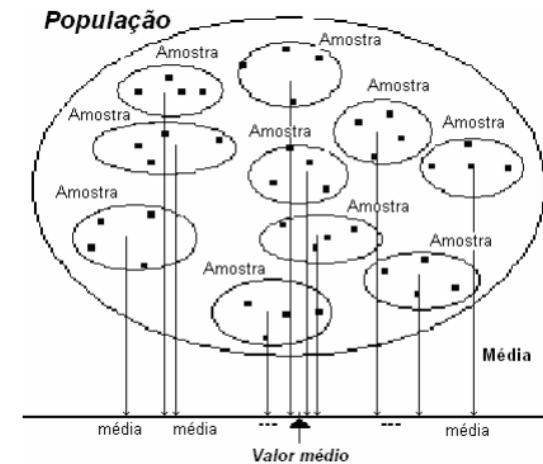


2.1.2 Number Distributions and Mass Distributions

As PSDs são **análogas** às funções de distribuição de probabilidade (PDFs) usadas na teoria da probabilidade.

A principal diferença entre PSD e PDF é a condição de normalização.

Na teoria da probabilidade, a integral de PDF é igual à unidade.



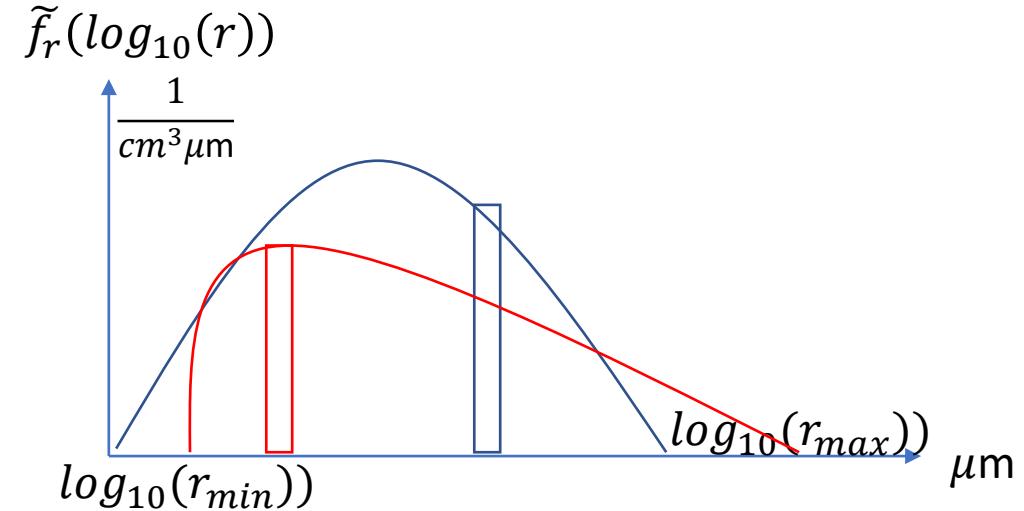
As **integrais de PSDs** são iguais aos **valores de concentração de partículas** ou aos **valores de massa por unidade de volume**

2.1.2 Number Distributions and Mass Distributions

Os PSDs são frequentemente caracterizados por seus momentos, que têm um importante significado físico na física das nuvens. Um momento de ordem k é definido da seguinte forma:

$$M^k = \overline{r^k} = \int_{r_{min}}^{r_{max}} r^k f_r(r) dr \quad (2.1.8)$$

PSD=espectros de tamanho de partículas



O momento de **ordem zero** da distribuição de tamanho está relacionado a **concentração de partículas**

O momento de **ordem três** da distribuição de tamanho está relacionado ao **conteúdo de massa**

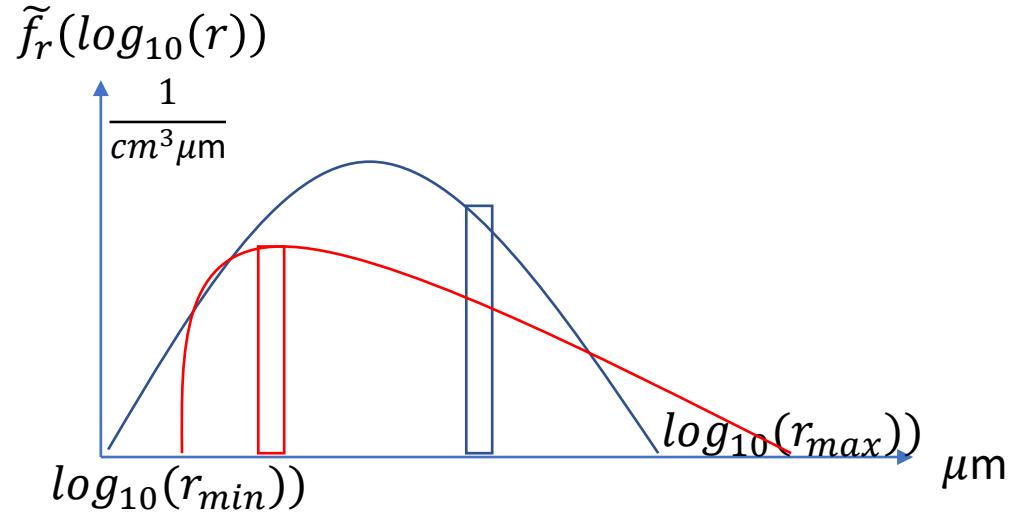
O momento de **ordem seis** da distribuição de tamanho está relacionado à **refletividade do radar**.



2.1.2 Number Distributions and Mass Distributions

PSD=espectros de tamanho de partículas

$$M^k = \overline{r^k} = \int_{r_{min}}^{r_{max}} r^k f_r(r) dr \quad (2.1.8)$$



A largura do PSD, assim como a extinção óptica, são descritos usando o segundo momento.

O raio efetivo ref , amplamente utilizado para avaliação das propriedades de radiação de nuvens e aerossóis, é representado pela razão do terceiro momento para o segundo momento.

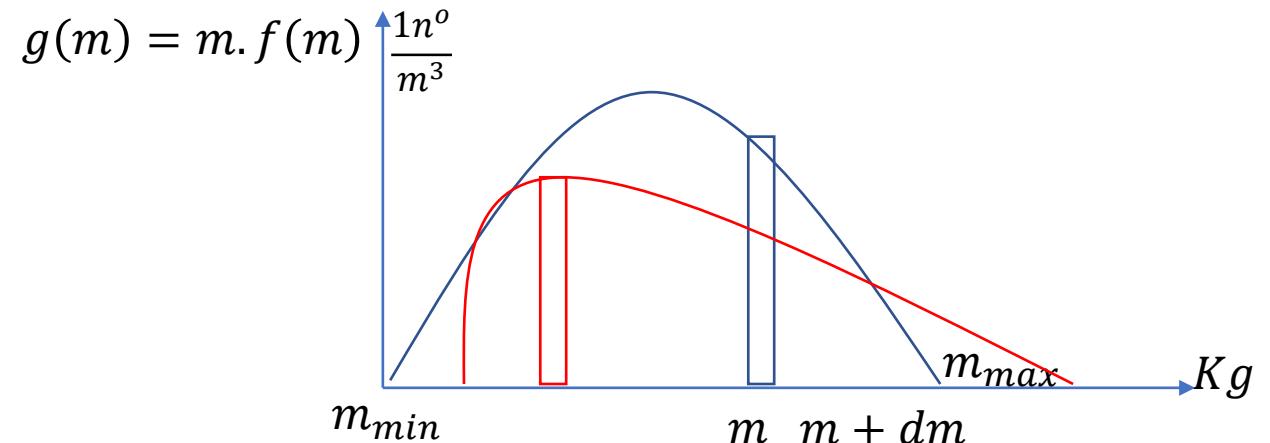
Vale ressaltar que $\bar{r} \leq r_v \leq r_{eff}$.



2.1.2 Number Distributions and Mass Distributions

Os momentos também podem ser escritos para a função $f(m)$:

$$M^k = \overline{m^k} = \int_{m_{min}}^{m_{max}} m^k f(m) dm$$



Neste caso:

- o momento zero é a concentração,
- o primeiro momento é o conteúdo de massa
- o segundo momento está relacionado com a refletividade do radar.

2.1.2 Number Distributions and Mass Distributions

PSD=espectros de tamanho de partículas

$$M^k = \overline{r^k} = \int_{r_{min}}^{r_{max}} r^k f_r(r) dr$$

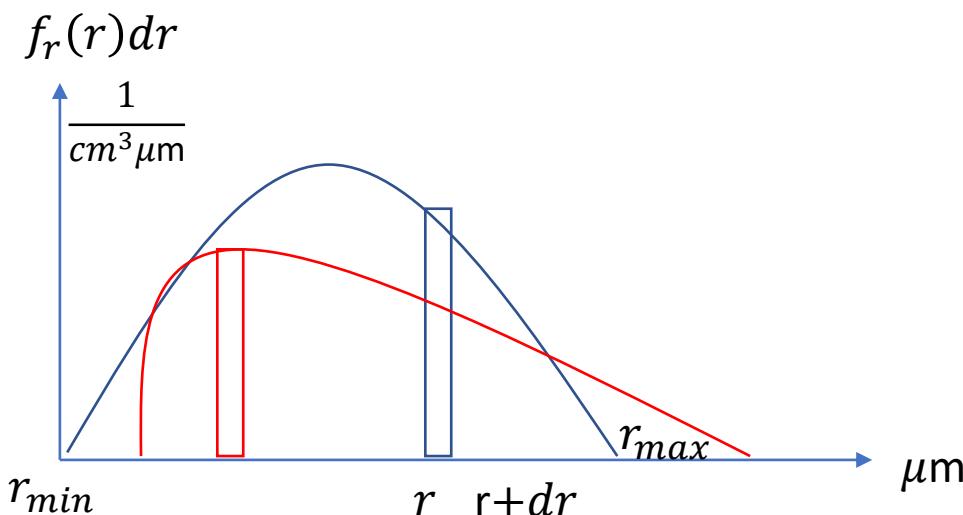


Table 2.1.2 Expressions for different quantities characterizing size distributions of particles used in Cloud Physics

Particle concentration	$N = \int_{r_{min}}^{r_{max}} f_r(r) dr$	m^{-3}
Mean radius	$\bar{r} = \frac{1}{N} \int_{r_{min}}^{r_{max}} r f_r(r) dr$	m
RMS size distribution width	$\sigma_f = \left[\frac{1}{N} \int_{r_{min}}^{r_{max}} (r - \bar{r})^2 f_r(r) dr \right]^{1/2}$	m
Dispersion of size distribution (known also as relative dispersion or coefficient of variation)	$\delta_f = \frac{\sigma_f}{\bar{r}}$	
Optical extinction	$\beta_{ext} = 2\pi \int_{r_{min}}^{r_{max}} r^2 f_r(r) dr$	m^{-1}
Mean volume radius	$r_v = \left(\int_{r_{min}}^{r_{max}} r^3 f_r(r) dr \right) / \int_{r_{min}}^{r_{max}} f_r(r) dr \right)^{1/3}$	m
Effective radius	$r_{eff} = \int_{r_{min}}^{r_{max}} r^3 f_r(r) dr / \int_{r_{min}}^{r_{max}} r^2 f_r(r) dr$	m
Modal radius, r_{mod}	$\frac{df_r(r)}{dr} \Big _{r=r_{mod}} = 0$	m
Mass content	$M = \frac{4}{3}\pi \rho \int_{r_{min}}^{r_{max}} r^3 f_r(r) dr$	$kg m^{-3}$
Radar reflectivity	$Z = 198.0618 + 10 \cdot \log_{10} \int_{r_{min}}^{r_{max}} r^6 f_r(r) dr$	dBZ



2.1.3 Representation of Size Distributions in Cloud Models

Esquemas de Parametrização Microfísica

As distribuições de tamanho de partícula são modeladas para cada categoria

(gotas, graupel, hail, rain, aerossol, etc)

Os processos microfísicos são parametrizados a fim de prever a evolução da distribuição de tamanho de partícula

$$N(D) = N_0(\bar{D})e^{-\lambda D}$$



WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



Distribuições de tamanho de partículas (PSDs)

Também conhecido como distribuições de
tamanho de gota (DSDs)



WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



Na parametrização apresentada neste nesta aula, supõe-se que as partículas de precipitação tenham a distribuição de Marshall-Palmer

$$N(D) = N_0 e^{-\lambda D}, \quad (18)$$

onde N é a concentração de partículas,
 N_0 e λ são parâmetros de distribuição.

$N_0 \Rightarrow$ é uma constante dependendo do tipo de partícula que forma a precipitação,
 $\lambda \Rightarrow$ é uma função da massa específica da precipitação
(q_p , $P = R$ para chuva, $P = S$ para neve)

$D \Rightarrow$ é a partícula diâmetro. Reciprocamente, para

Por outro lado, para partículas de nuvens (líquidas e sólidas), não há hipótese sobre sua distribuição de tamanho.

O Marshall-Palmer (M-P) ou distribuição de tamanho exponencial

- Marshall e Palmer coletaram gotas de chuva que atingiram a superfície e **mediram tamanhos**.

-Eles descobriram que, ***à medida que o tamanho do diâmetro aumentava, o número de partículas diminuía exponencialmente.***

-Plotar **In(número)** vs. **diâmetro** tornou o **gráfico linear**

$$N_D = N_0 e^{-\lambda D}$$

$$\ln \left(\frac{N_D}{N_0} \right) = \ln(e^{-\lambda D})$$

$$\ln(N_D) - \ln(N_0) = -\lambda D$$

onde N_D = o numero de partícula por diâmetros D por unidade de volume

N_0 = a interceptação (units $1/m^4$)

λ = declive > 0

$$\ln(N_D) = \ln(N_0) - \lambda D$$

- Eles encontraram que $N_0 \sim$ fixo, mas ***λ variou com a taxa de chuva R***

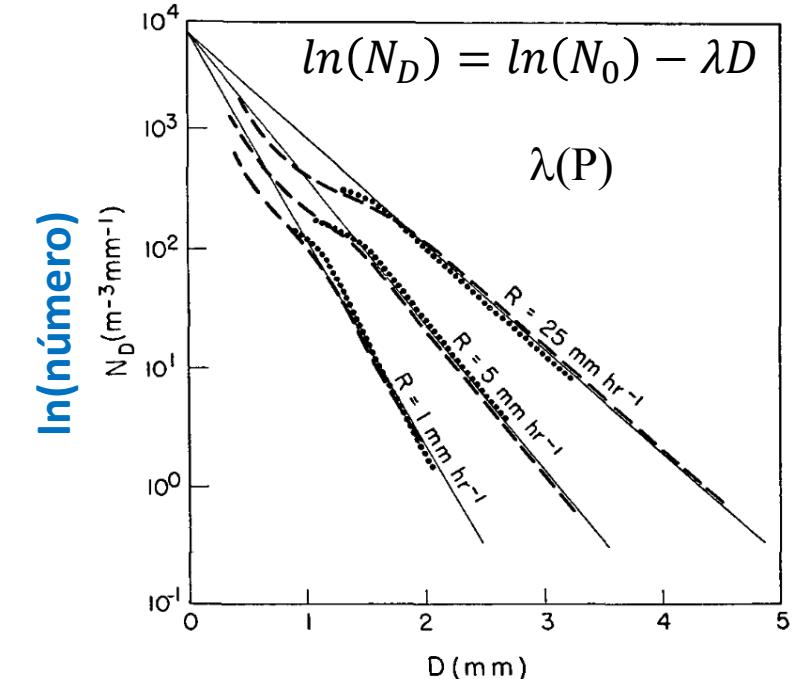


FIG. 2. Distribution function (solid straight lines) compared with results of Laws and Parsons (broken lines) and Ottawa observations (dotted lines).

diâmetro



N: número total de gotas em um volume

$$N_D = N_0 e^{-\lambda D}$$

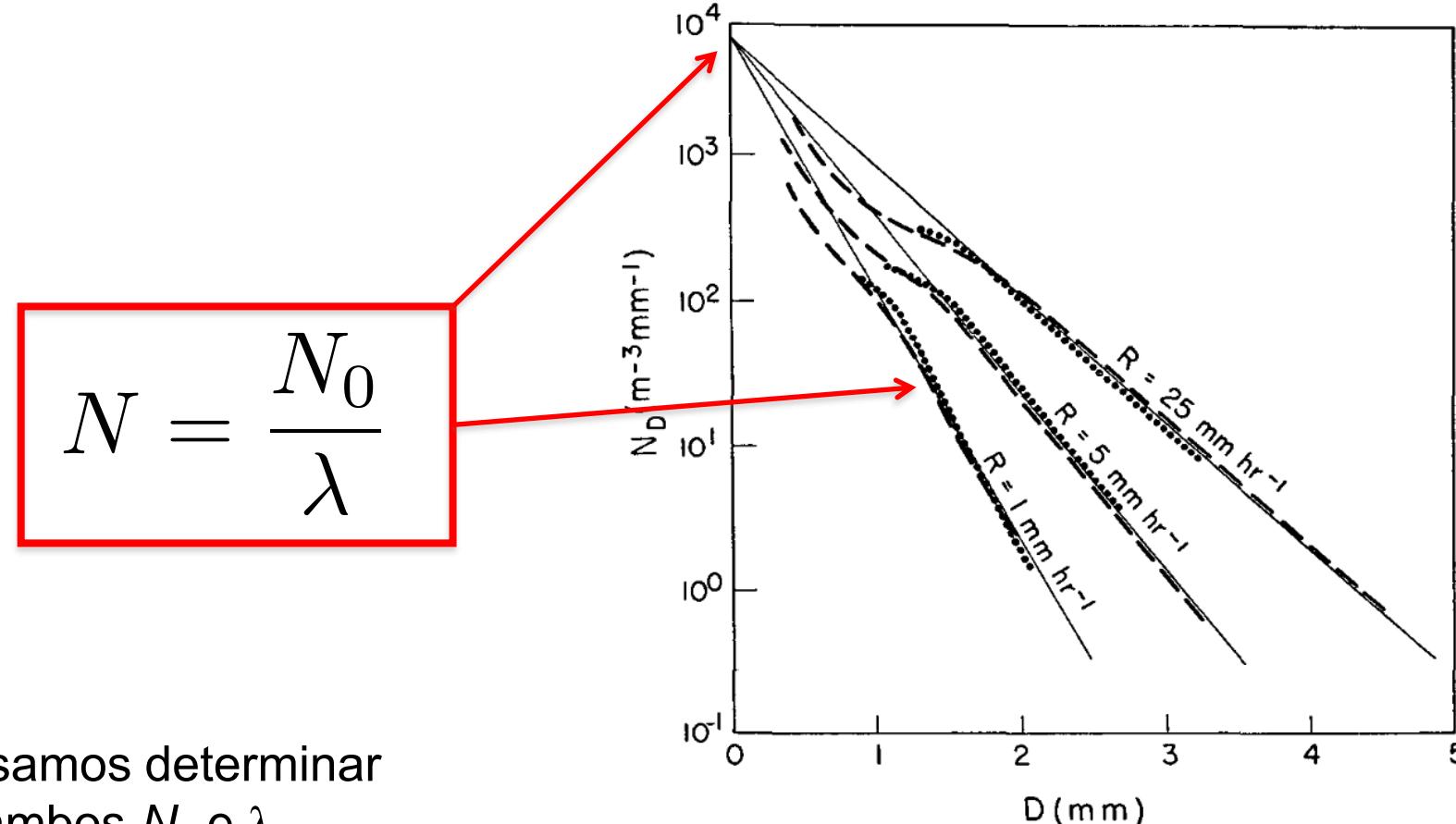
$$\begin{aligned} N &= \int_0^{\infty} N_D dD \\ &= \int_0^{\infty} N_0 e^{-\lambda D} dD \\ &= -\frac{N_0 e^{-\lambda D}}{\lambda} \Big|_0^{\infty} \end{aligned}$$

N₀ assumida constante(fixo)

- **Precisamos determinar**
ambos N_0 e λ
de alguma forma

$$N = \frac{N_0}{\lambda}$$

units 1/m³



- Precisamos determinar ambos N_0 e λ de alguma forma

FIG. 2. Distribution function (solid straight lines) compared with results of Laws and Parsons (broken lines) and Ottawa observations (dotted lines).

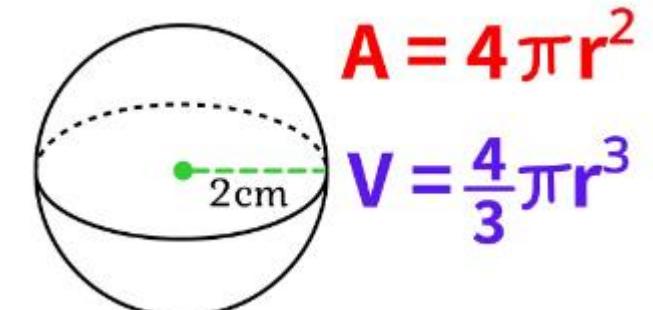
Gotas de chuva esféricas

- A massa M_D (em kg) de uma gota de chuva de diâmetro D depende da densidade da água líquida ρ_l e seu volume V (por definição)

$$\mathcal{M}_D = \rho_l V_D$$

- Se as gotas são **esféricas**, então

$$V_D = \frac{\pi}{6} D^3$$

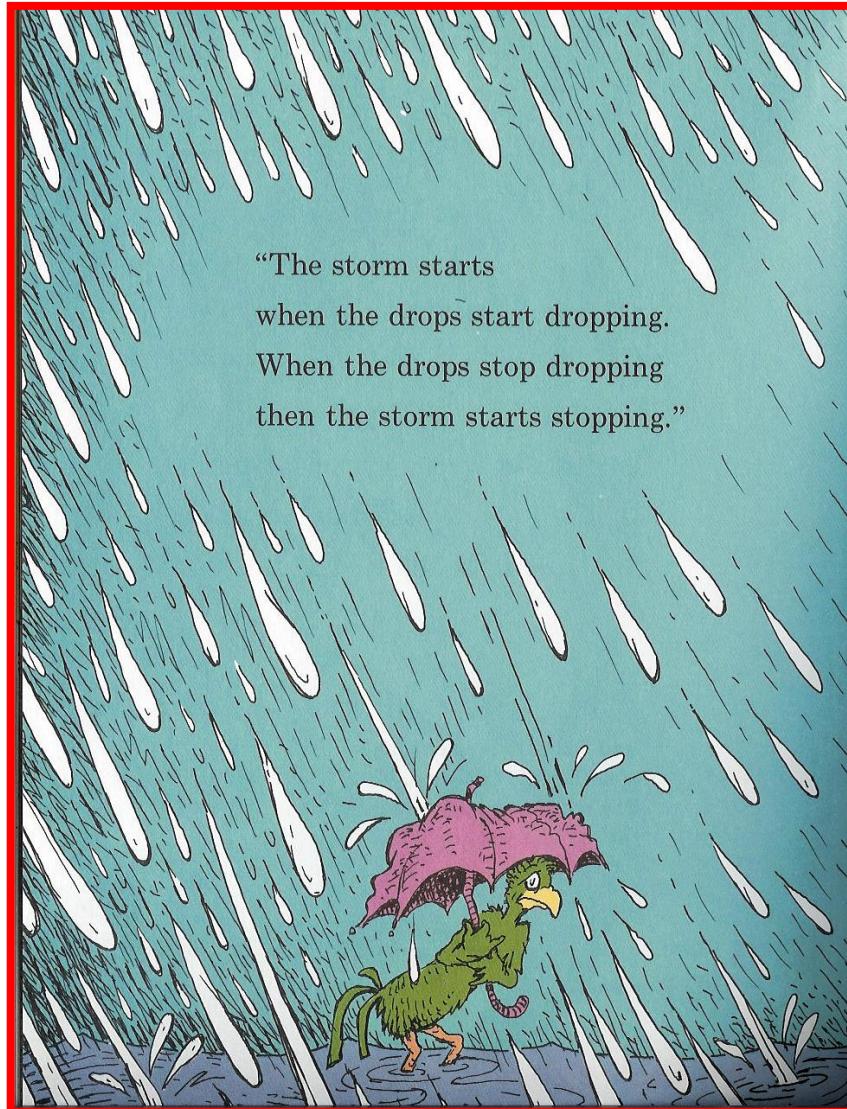


$$V = \frac{4}{3}\pi \left(\frac{D}{2}\right)^3 = \frac{\pi}{6}(D)^3$$

- A massa total por volume M** em um volume de grade (kg/m^3) é a massa de uma gota de diâmetro D Vezes N quantas gotas existem, somadas sobre todos os diâmetros

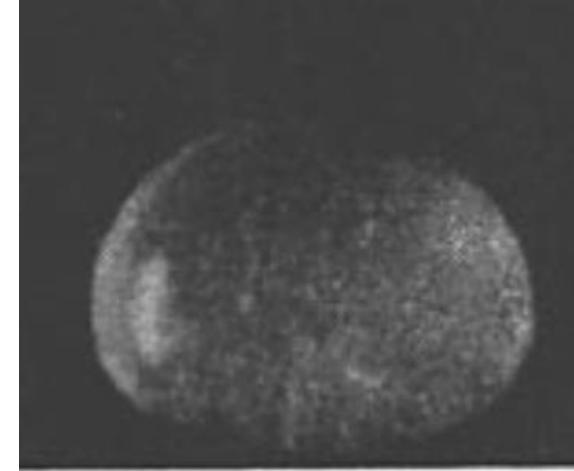
$$M^k = \overline{r^k} = \int_{r_{min}}^{r_{max}} r^k f_r(r) dr$$

$$M = \int_0^\infty \mathcal{M}_D N_D dD$$



Dr. Seuss

$$\mathcal{V}_D = \frac{\pi}{6} D^3$$



**Nem esférica, nem em
forma de lágrima.....**

McDonald (1954)

MAGONO
(PHOTO)

PRUP. & BEARD
(PHOTO)

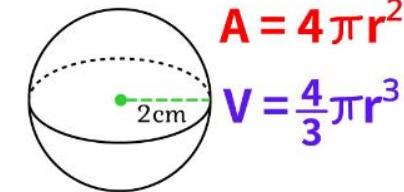
PRUP. & PITTER
(MODEL)

BEARD & CHUANG
(MODEL)

FIG. 10. Comparison of drop profiles (taken from photos) with model results for $d = 5$ mm.

Beard and Chuang (1987)

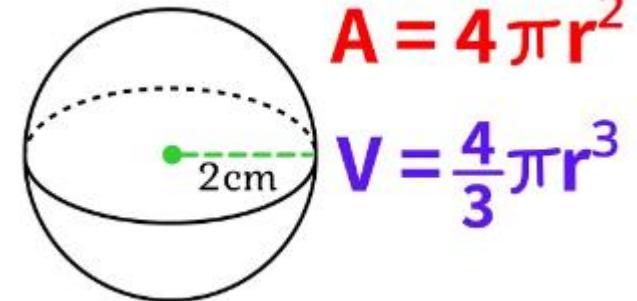
57
Paulo Yoshio Kubota


$$A = 4\pi r^2$$
$$V = \frac{4}{3}\pi r^3$$

Encontrando Massa

M = massa total por volume

$$\begin{aligned} M &= \int_0^{\infty} \mathcal{M}_D N_D dD \\ &= \int_0^{\infty} \rho_l \frac{\pi}{6} D^3 N_0 e^{-\lambda D} dD \\ &= \rho_l \frac{\pi}{6} N_0 \int_0^{\infty} D^3 e^{-\lambda D} dD \end{aligned}$$



Integral difícil de resolver – mas um truque legal:

$$\int_0^{\infty} D^{n-1} e^{-\lambda D} dD = \frac{\Gamma(n)}{\lambda^n}$$

onde $\Gamma(n+1) = n\Gamma(n)$ $\Gamma(2) = 1$

Encontrando Massa

$$\begin{aligned}
 M &= \int_0^{\infty} \mathcal{M}_D N_D dD \\
 &= \int_0^{\infty} \rho_l \frac{\pi}{6} D^3 N_0 e^{-\lambda D} dD \\
 &= \rho_l \frac{\pi}{6} N_0 \int_0^{\infty} D^3 e^{-\lambda D} dD \\
 M &= \boxed{\frac{\rho_l N_0 \pi}{\lambda^4}}
 \end{aligned}$$

$\Gamma(-3/2)$	$= \frac{4}{3}\sqrt{\pi}$	≈ 2.363271801207
$\Gamma(-1/2)$	$= -2\sqrt{\pi}$	≈ -3.544907701811
$\Gamma(1/2)$	$= \sqrt{\pi}$	≈ 1.772453850905
$\Gamma(1)$	$= 0!$	$= 1$
$\Gamma(3/2)$	$= \frac{1}{2}\sqrt{\pi}$	≈ 0.88622692545
$\Gamma(2)$	$= 1!$	$= 1$
$\Gamma(5/2)$	$= \frac{3}{4}\sqrt{\pi}$	≈ 1.32934038818
$\Gamma(3)$	$= 2!$	$= 2$
$\Gamma(7/2)$	$= \frac{15}{8}\sqrt{\pi}$	≈ 3.32335097045
$\Gamma(4)$	$= 3!$	$= 6$

$$\int_0^{\infty} D^{n-1} e^{-\lambda D} dD = \frac{\Gamma(n)}{\lambda^n}$$

onde

$$\Gamma(n+1) = n\Gamma(n) \quad \Gamma(2) = 1$$



- Estima-se a proporção de mistura da água da chuva q_r , em $\text{kg}_w/\text{kg}_{\text{air}}$, para cada volume da grade

- A massa total de água da chuva por volume é

$$M = \bar{\rho} q_r$$

$$M = \frac{k g_{\text{air}}}{V} * \frac{k g_w}{k g_{\text{air}}} = \frac{k g_w}{V}$$

- ... onde $\bar{\rho}$ é a densidade do ar

- Então... resolva para a inclinação da chuva DSD.

$$M = \frac{\rho_l N_0 \pi}{\lambda^4}$$

$$\bar{\rho} q_r = \frac{\rho_l N_0 \pi}{\lambda^4}$$

$$\lambda = \left[\frac{\rho_l N_0 \pi}{\bar{\rho} q_r} \right]^{1/4}$$

- Algo assim seria feito para cada espécie tratada com distribuições de tamanho de partícula

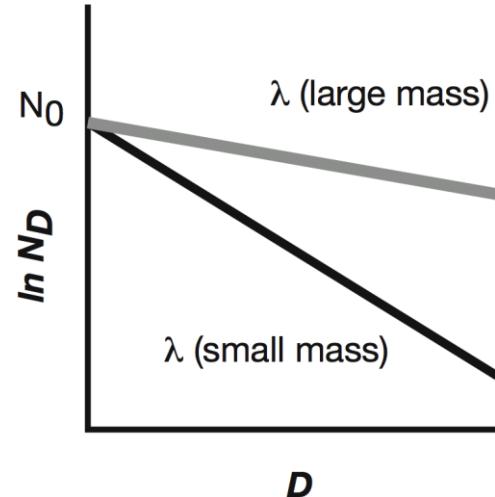


- Temos uma equação que **relaciona** a **inclinação λ** e a interceptação da distribuição do tamanho da gota N_0 com a **quantidade total de água da chuva no volume da grade q_r** .

$$\lambda = \left[\frac{\rho_l N_0 \pi}{\bar{\rho} q_r} \right]^{1/4}$$

- Um **esquema microfísico de momento único fixa N_0** ou λ e resolve os outros
 - Muitos esquemas fixam N_0 (como Marshall e Palmer) **para cada espécie**, seja isso razoável ou não, e isso também pressupõe que você **conheça seu valor**.
 - Tenha em mente que **Marshall e Palmer** observou **chuva na superfície**. A chuva amostrada **mais acima** teria o mesmo N_0 ?

Consequência da fixação N_0



- Se a interceptação N_0 for mantida constante, então a inclinação λ varia **inversamente** com q_r
- Isso significa que, à medida que a quantidade de água da chuva em um volume aumenta, presume-se que o **tamanho médio das partículas esteja aumentando**

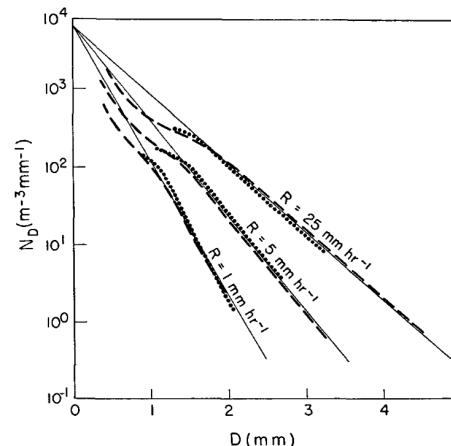
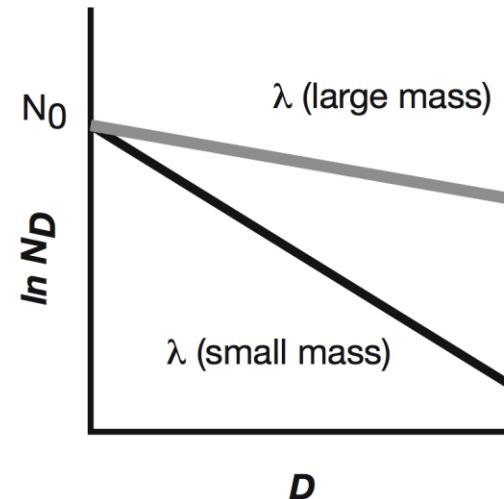


FIG. 2. Distribution function (solid straight lines) compared with results of Laws and Parsons (broken lines) and Ottawa observations (dotted lines).

$$\lambda = \left[\frac{\rho_l N_0 \pi}{\bar{\rho} q_r} \right]^{1/4}$$

Consequência da fixação N_0

Diâmetro médio de partícula ponderado em massa



$$\bar{D} = \frac{\int_0^\infty D \mathcal{M}_D N_0 e^{-\lambda D} dD}{\int_0^\infty \mathcal{M}_D N_0 e^{-\lambda D} dD}$$

$$\bar{D} = \frac{4}{\lambda}$$

$$\lambda = \left[\frac{\rho_l N_0 \pi}{\bar{\rho} q_r} \right]^{1/4}$$

$$M = \frac{\rho_l N_0 \pi}{\lambda^4}$$

q_r aumenta $\rightarrow \lambda$ diminui $\rightarrow \bar{D}$ média ponderada pela massa com diâmetro \bar{D} cresce



Alternativas e avanços

Em vez de fixar N_0 , pode-se fixar λ (ou fazer uma função da altura ou da temperatura)

- Isso tem **implicações para o diâmetro médio** das partículas
- **Alguns esquemas substituem a distribuição exponencial** pela **distribuição “gama”** (μ é um novo parâmetro de forma; mesmo truque gama usado)

$$N_D = N_0 D^\mu e^{-\lambda D}$$

- **Esquemas de momento duplo** tentam prever **duas quantidades** para cada espécie, como q_r e N_r (o número de concentração de gotas de chuva por volume)

Fixing N_0 vs. fixing λ

$\bar{\rho}q_r$ está aumentando..

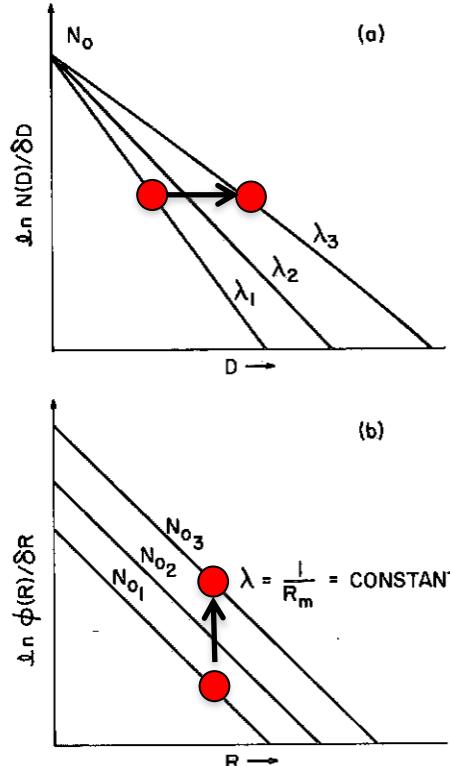


Fig. 4.4. Schematic illustration of the inverse exponential drop-size distribution function of Marshall-Palmer drop-size distribution. (a) Kessler's model in which N_0 is assumed constant and λ varies with rainwater content; (b) Manton-Cotton's model in which the slope $\lambda = l/R_m$ is a constant and $N_0 = N_R/R_m$ varies with rainwater content.

Fixar a interceptação N_0 significa que o tamanho médio da gota aumenta à medida que a massa total de água da chuva aumenta

Fixar a inclinação λ significa que o tamanho médio da gota não muda à medida que a massa de água da chuva aumenta

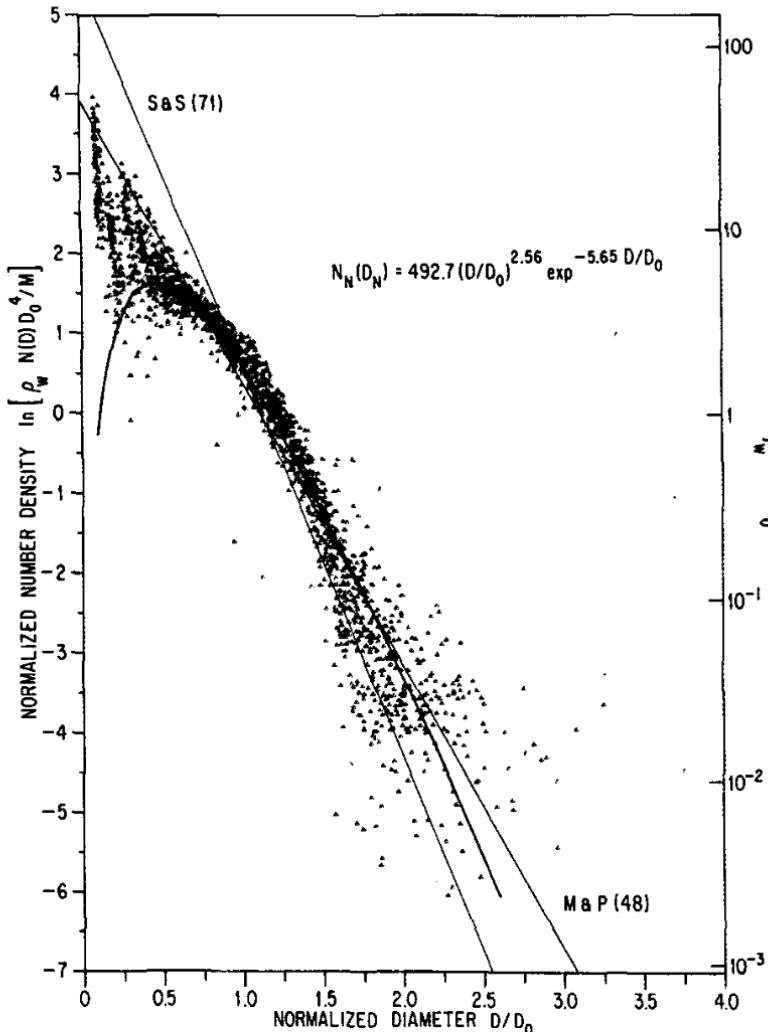


FIG. 2. Sample of 112 drop size distributions normalized after the method of Sekhon and Srivastava (1971). Included for comparison are a gamma distribution function and M-P (1948) and SS (1971) fits.

$$N_D = N_0 D^\mu e^{-\lambda D}$$

A distribuição gama ($\mu = 2.5$) **ajusta-se melhor à forma convexa do DSD** em tamanhos de gotas maiores e desconta tamanhos muito pequenos.

$$N_D = N_0 e^{-\lambda D}$$

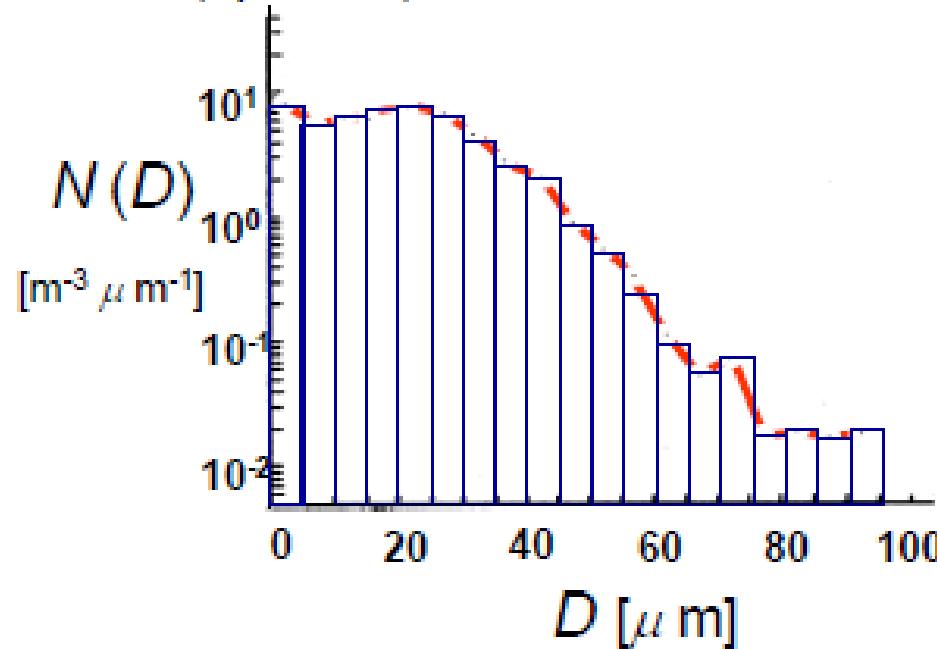
Smith (2003): As diferenças entre os dois DSDs “caem dentro das incertezas observacionais... então o esforço extra envolvido com a distribuição gama não é justificado...”

Willis (1984)

Paulo Yoshio Kubota

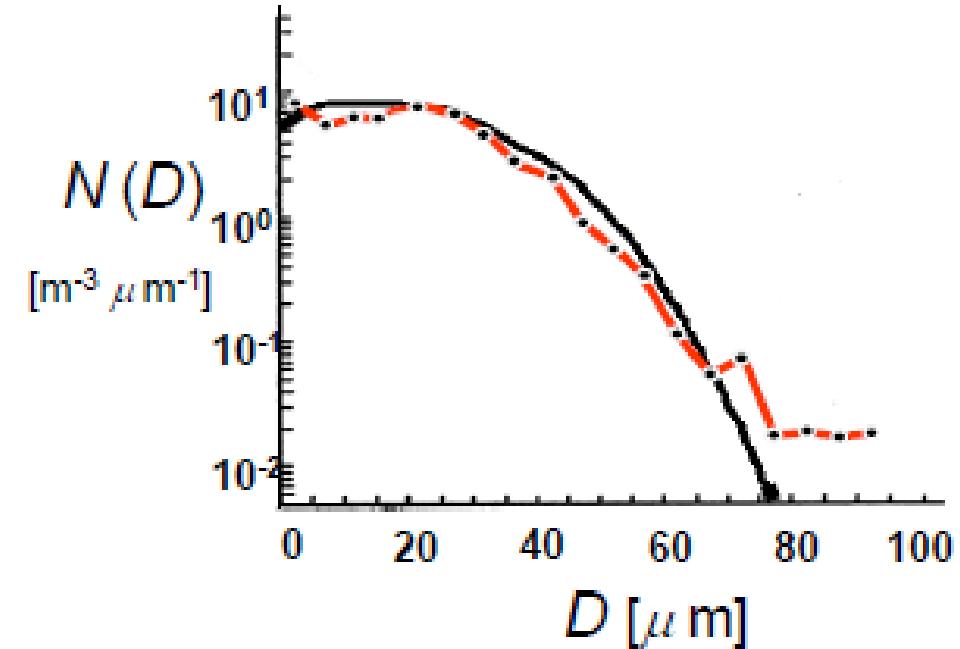
TYPES of SCHEMES:

Bin-resolving:
(spectral)



$$N(D) = \sum_{i=1}^I N_i$$

Bulk: $N(D) = N_0 D^\alpha e^{-\lambda D}$

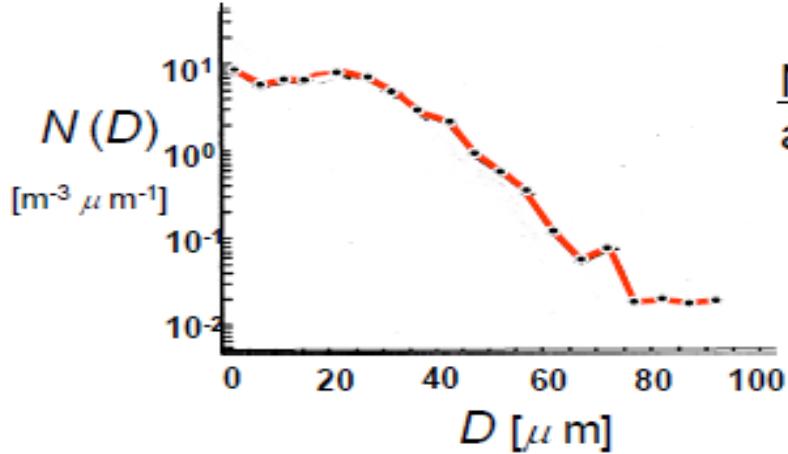
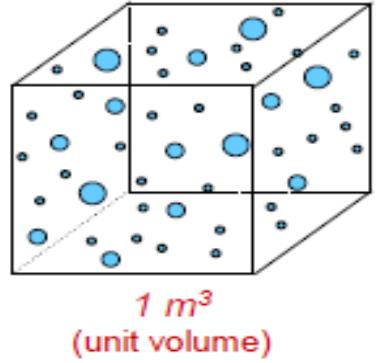


bins = qual a quantidade???????

2.1.3 Representação do tamanho da distribuição em modelos de Nuvens

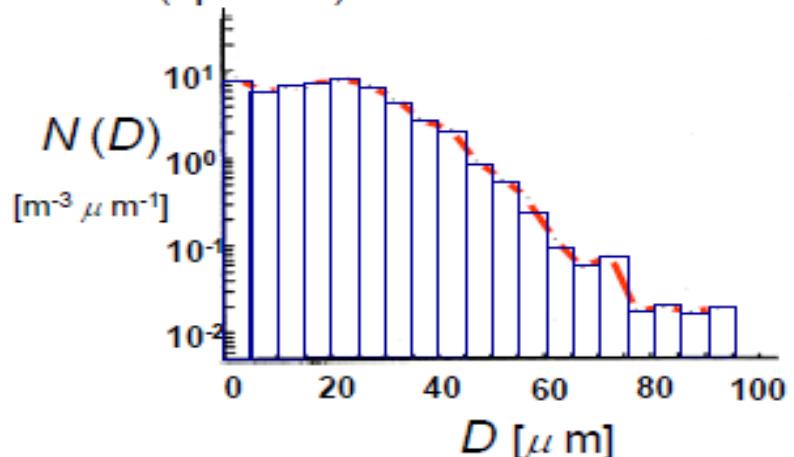
Approaches to parameterize cloud microphysics

ULTIMATE GOAL: Predict evolution of hydrometeor size distributions

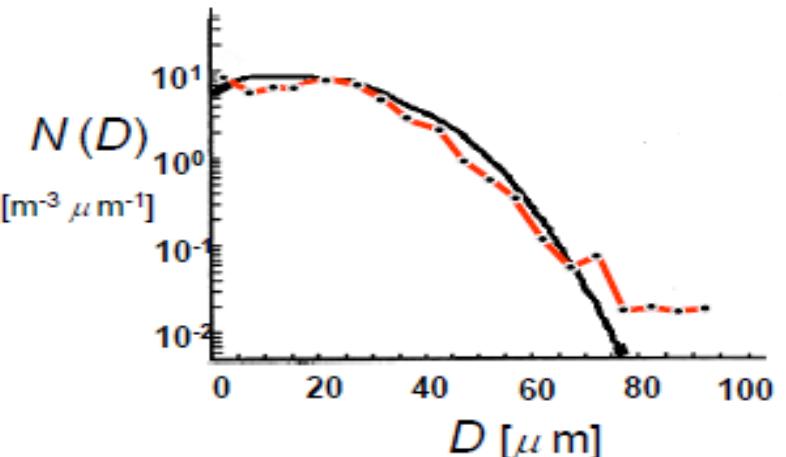


Note: microphysics schemes
assume grid-scale homogeneity

Bin-resolving: (spectral)
$$N(D) = \sum_{i=1}^I N_i$$

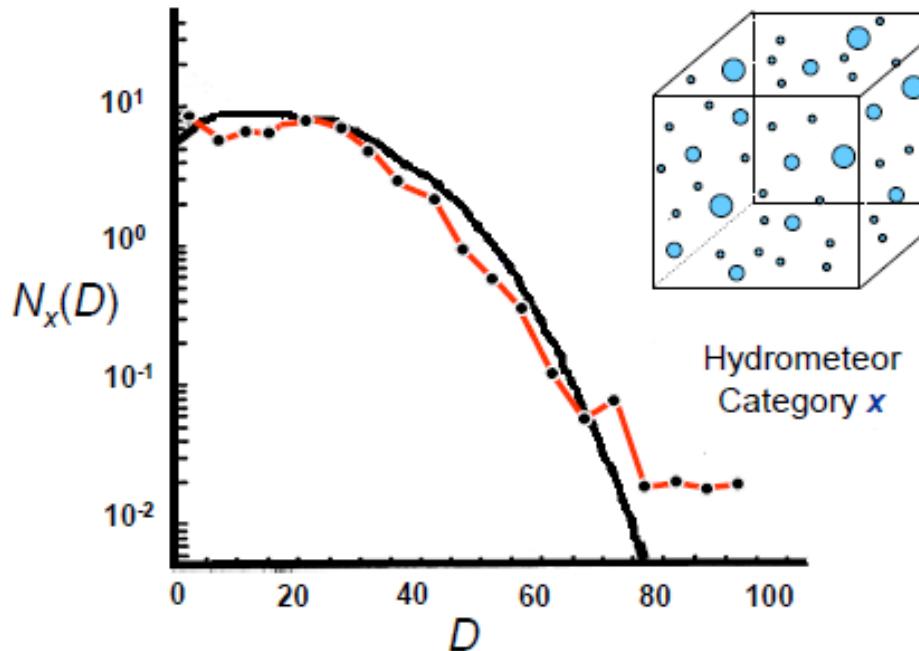


Bulk:
$$N(D) = N_0 D^\alpha e^{-\lambda D}$$



2.1.3 Representação do tamanho da distribuição em modelos de Nuvens

BULK METHOD



Size Distribution Function:

$$N_x(D) = N_{0x} D^{\alpha_x} e^{-\lambda_x D}$$

p^{th} moment:

$$M_x(p) \equiv \int_0^\infty D^p N_x(D) dD = N_{0x} \frac{\Gamma(1 + \alpha_x + p)}{\lambda_x^{p+1+\alpha_x}}$$

3rd, 0th, 6th MOMENTS:

Mass mixing ratio, q_x

$$q_x \equiv \frac{\pi \rho_x}{6 \rho} \int_0^\infty D^3 N_x(D) dD = \frac{\pi \rho_x}{6 \rho} M_x(3)$$

Total number concentration, N_{Tx}

$$N_{Tx} \equiv \int_0^\infty N_x(D) dD = M_x(0)$$

Radar reflectivity factor, Z_x

$$Z_x \equiv \int_0^\infty D^6 N_x(D) dD = M_x(6)$$

(assuming spheres)

2.1.3 Representação do tamanho da distribuição em modelos de Nuvens

BULK METHOD

Predict changes to specific moment(s)
e.g. q_x, N_{Tx}, \dots

Implies changes to values of parameters
i.e. N_{0x}, λ_x, \dots

Size Distribution Function:

$$N_x(D) = N_{0x} D^{\alpha_x} e^{-\lambda_x D}$$

p^{th} moment:

$$M_x(p) \equiv \int_0^\infty D^p N_x(D) dD = N_{0x} \frac{\Gamma(1 + \alpha_x + p)}{\lambda_x^{p+1+\alpha_x}}$$

3rd, 0th, 6th MOMENTS:

Mass mixing ratio, q_x

$$q_x \equiv \frac{\pi \rho_x}{6 \rho} \int_0^\infty D^3 N_x(D) dD = \frac{\pi \rho_x}{6 \rho} M_x(3)$$

Total number concentration, N_{Tx}

$$N_{Tx} \equiv \int_0^\infty N_x(D) dD = M_x(0)$$

Radar reflectivity factor, Z_x

$$Z_x \equiv \int_0^\infty D^6 N_x(D) dD = M_x(6)$$

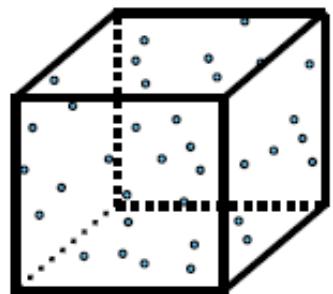


2.1.3 Representação do tamanho da distribuição em modelos de Nuvens

BULK METHOD

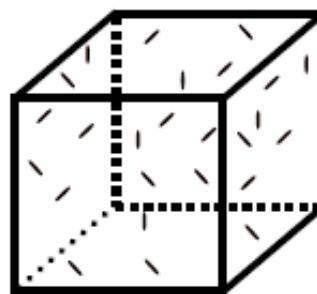
*Traditional Approach:
PARTITIONING HYDROMETEORS INTO CATEGORIES*

CLOUD



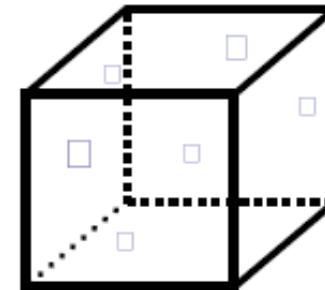
$$N_c(D) = N_{0c} D^{\alpha_c} e^{-\lambda_c D}$$

ICE



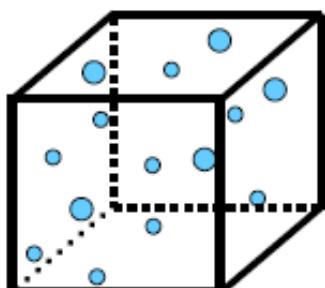
$$N_i(D) = N_{0i} D^{\alpha_i} e^{-\lambda_i D}$$

SNOW



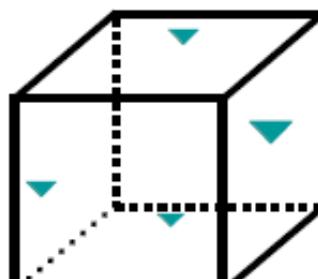
$$N_s(D) = N_{0s} D^{\alpha_s} e^{-\lambda_s D}$$

RAIN



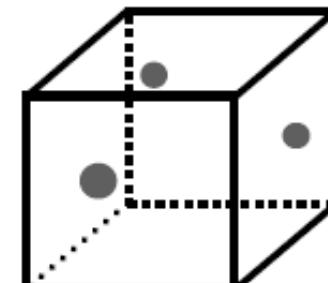
$$N_r(D) = N_{0r} D^{\alpha_r} e^{-\lambda_r D}$$

GRAUPEL



$$N_g(D) = N_{0g} D^{\alpha_g} e^{-\lambda_g D}$$

HAIL



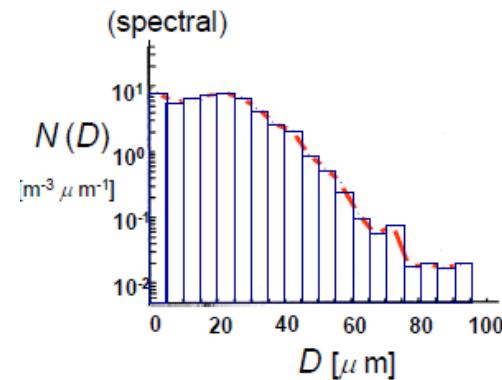
$$N_h(D) = N_{0h} D^{\alpha_h} e^{-\lambda_h D}$$

2.1.3 Representação do tamanho da distribuição em modelos de Nuvens

Existem várias **abordagens** para representar **PSDs** em modelos numéricos.

Nos chamados **modelos microfísicos bin de compartimentos de espectro (SBM)**, os PSDs são definidos em **grades de massa discretas** contendo de **várias dezenas** a **várias centenas** de **compartimentos de massa (bins)**.

Cada **bin** contém **partículas de massa m_i** , onde i é o número de um **bin**.



Em esquemas de parametrização em massa, os PSDs são aproximados usando **distribuições gama** ou **distribuições exponenciais**.

PSDs de APs são frequentemente aproximados por **distribuições log-normais ou soma de várias** (tipicamente três) distribuições log-normais referidas como modos das distribuições.



2.1.3 Representação do tamanho da distribuição em modelos de Nuvens

Representação do **PSD** em Grades Regular (Fixo) e **Grades de Massa Móvel** em Modelos com **Microfísica Espectral BIN**

Os tamanhos das partículas das nuvens variam dentro de várias ordens de magnitude.

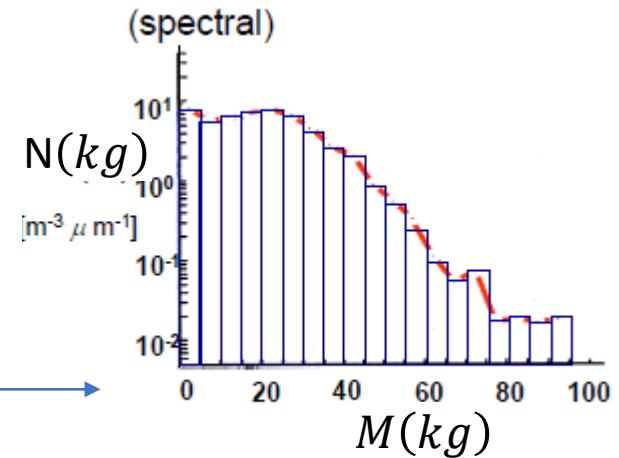
Normalmente, **é muito importante descrever a evolução das menores partículas com a maior precisão possível**. Para conseguir isso, é amplamente aceito definir PSDs em uma **grade de massa logaritmicamente equidistante**, **onde a massa correspondente ao próximo BIN excede a do BIN anterior pelo fator α** :

$$m_{i+1} = \alpha m_i \quad (2.1.10)$$

De acordo com a Equação (2.1.10), **a massa de partículas pertencentes ao i -ésimo bin** é

$$(2.1.11)$$

$$\rightarrow m_i = m_0 \alpha^{i-1} = m_0 e^{[(i-1)\ln(\alpha)]}$$



onde **m_0** é a massa das partículas no primeiro bin. Em muitos modelos SBM, $\alpha = 2$, mas o valor $\alpha = \sqrt{2}$ também é frequentemente usado.

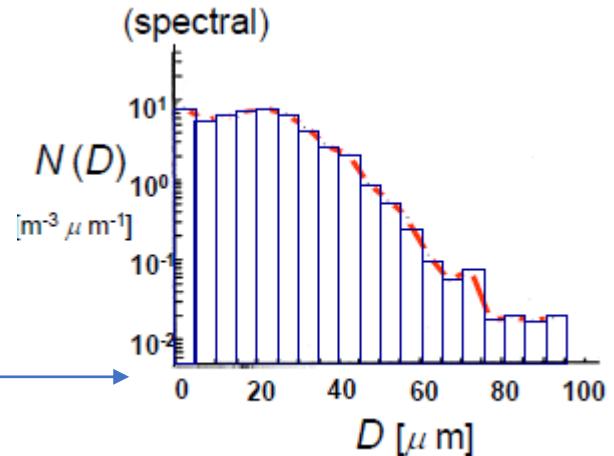
2.1.3 Representação do tamanho da distribuição em modelos de Nuvens

A relação entre os raios das partículas (no caso das partículas de gelo, (o raio de fusão)) **nos bin vizinhos** é

$$r_{i+1} = \alpha^{\frac{1}{3}} r_i \quad (2.1.12)$$

Consequentemente:

$$r_i = r_0 e^{\left[\frac{(i-1)\ln(\alpha)}{3} \right]} \quad (2.1.11)$$



onde r_0 é o raio da partícula no primeiro bin.



2.1.3 Representação do tamanho da distribuição em modelos de Nuvens

Seguindo Berry e Reinhard (1974), introduzimos a **distribuição de tamanho $\tilde{g}(\ln(r))$** (onde r é o raio da gota ou o raio de (derretimento) fusão da partícula de gelo), definida na **grade de massa logaritmicamente equidistante** e obedecendo à seguinte condição de normalização:

$$M = \int_{m_{min}}^{m_{max}} m \cdot f(m) dm \quad g(m) = m \cdot f(m) \quad M = \int_{m_{min}}^{m_{max}} g(m) dm \quad f_r(r) = f(m) \frac{3m}{r} \quad M = \int_{\ln(r_0)}^{\ln(r_{max})} \tilde{g}(\ln(r)) d\ln(r) \quad (2.1.14)$$

Como $\tilde{g}(\ln(r))d\ln(r)$ é a massa dentro do intervalo de $d\ln(r)$ correspondente ao intervalo de massa dm , podemos obter

$$f_r(r) = f(m) \frac{3m}{r} \quad \tilde{g}(\ln(r))d\ln(r) = g(m)dm = mf(m)dm \quad (2.1.15)$$

Consequentemente, os PSDs introduzidos acima podem ser expressos via $\tilde{g}(\ln(r))$ com

$$g(m) = \frac{1}{3m} \tilde{g}(\ln(r)) \quad f(m) = \frac{1}{3m^2} \tilde{g}(\ln(r)) \quad (2.1.16)$$

2.1.3 Representação do tamanho da distribuição em modelos de Nuvens

Segue da Equação (2.1.12) que na **grade de massa logarítmicamente equidistante** o **incremento da grade é igual a uma constante**

$$r_{i+1} = \alpha^{\frac{1}{3}} r_i$$

(2.1.12)

$$d\ln(r) = \ln(r_{i+1}) - \ln(r_i) = \frac{1}{3} \ln(\alpha) = \text{const}$$

$$d\ln(r) = \ln(r_{i+1}) - \ln(r_i) = \frac{1}{3} \ln(\alpha) = \text{const}$$

(2.1.17)

$$M = \int_{\ln(r_0)}^{\ln(r_{max})} \tilde{g}(\ln(r)) d\ln(r) \quad (2.1.14)$$

onde i é o número da bin.

Seguindo Berry e Reinhard (1974), define $G_i = \tilde{g}(\ln(r))$. Da Equação (2.1.14) e da Equação (2.1.17), obtemos as expressões para a massa M_i e a concentração N_i das partículas no i-ésimo bin de massa

$$M_i = \frac{1}{3} \ln(\alpha) G_i$$

$$N_i = \frac{1}{3} \ln(\alpha) \frac{G_i}{m_i}$$

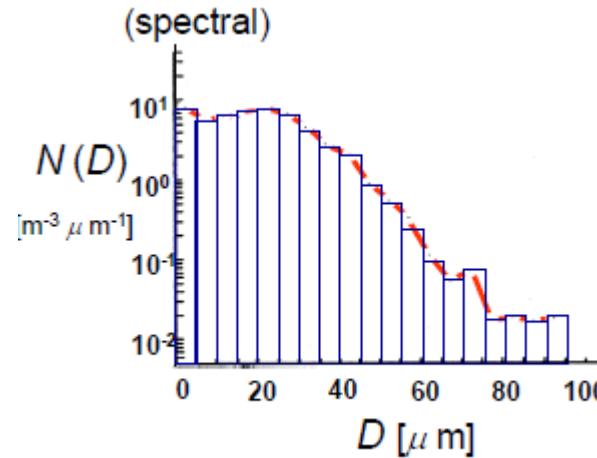
Portanto, a massa total e a concentração das partículas podem ser representadas como as somas:

$$M = \frac{1}{3} \ln(\alpha) \sum_i G_i = \frac{1}{3} \ln(\alpha) \sum_i G_i$$

$$N = \frac{1}{3} \ln(\alpha) \sum_i \frac{G_i}{m_i}$$

2.1.3 Representação do tamanho da distribuição em modelos de Nuvens

Segue da Equação (2.1.12) que na grade de massa logaritmicamente equidistante o incremento da grade é igual a constante



$$M = \frac{1}{3} \ln(\alpha) \sum_i \tilde{g}(\ln(r_i)) = \frac{1}{3} \ln(\alpha) \sum_i G_i$$

$$N = \frac{1}{3} \ln(\alpha) \sum_i \frac{G_i}{m_i}$$

A representação de **distribuições de tamanho em grade de massa discreta** na forma descrita pelas Equações é bastante amigável para simulações numéricas.

Elas permitem os cálculos da massa de partículas conhecendo a concentração de partículas no bin e vice-versa.

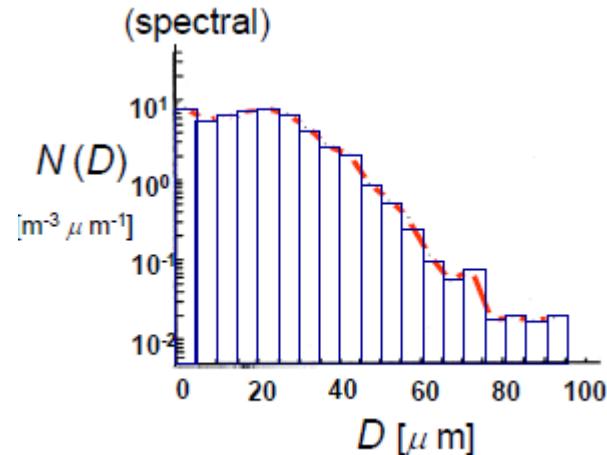
Essa **representação é amplamente utilizada em modelos SBM** para simulação de nuvens únicas, conjuntos de nuvens, linhas de instabilidade, tempestades, eventos de chuva de mesoescala e furacões.



2.1.3 Representação do tamanho da distribuição em modelos de Nuvens

Segue da Equação (2.1.12) que na grade de massa logaritmicamente equidistante o incremento da grade é igual a constante

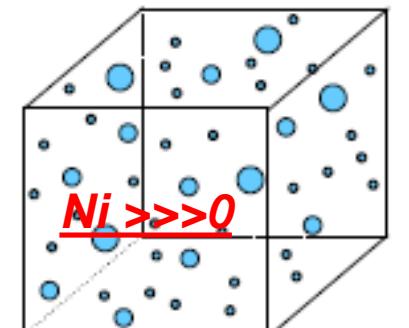
Qualquer **aumento substancial no número de bins** leva tanto a um aumento no tempo computacional quanto a uma diminuição na significância estatística das quantidades calculadas em cada bin.



Estatísticas confiáveis podem ser obtidas se a concentração de partículas dentro de cada bin obedecer à condição $N_i \Delta x \Delta y \Delta z \gg 1$.

condição $N_i \Delta x \Delta y \Delta z \gg 1$

Isso significa que o número de partículas **N_i** pertencentes a um determinado bin dentro do volume da nuvem deve ser grande o suficiente **$N_i \gg 0$** .



2.1.3 Representação do tamanho da distribuição em modelos de Nuvens

a) Representation of PSD on Regular (Fixed) and Movable Mass Grids in Models with Spectral Bin Microphysics

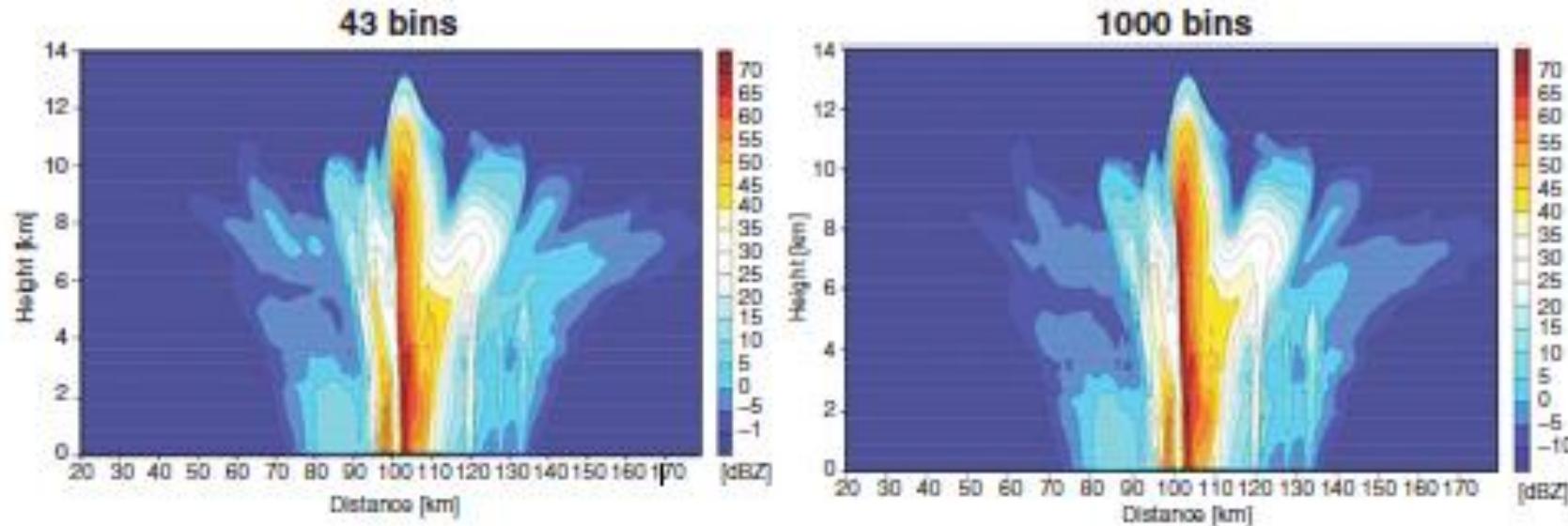


Figura 2.1.2 Campos da refletividade do radar de uma tempestade de granizo em Oklahoma, calculados usando PSDs representados na grade de massa contendo 43 bins (pained esquerdo) e interpolados na grade contendo 1.000 bins (pained direito).



a) O Método dos Momentos

b) Distribuição do tamanho em duas dimensões

c) Representação da distribuição do tamanho em modelos usando parametrização Bulk de processos de microfísica.



a) O Método dos Momentos

Outro método para representar espectros de partículas, conhecido como método microfísico dos momentos (MMM), foi desenvolvido em vários estudos:

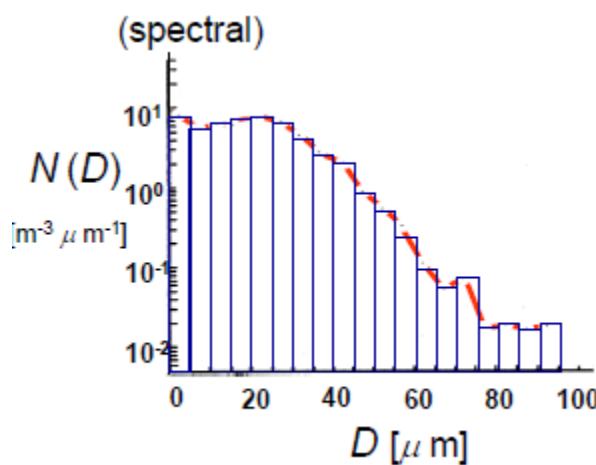
(Bleck, 1970; Danielsen et al., 1972; Ochs e Yao, 1978; Enukashvily, 1980).

Foi ainda elaborado por Tzivion et al.(1987, 1989), Feingold et al. (1994) e Reisin et al. (1996).



a) O Método dos Momentos

Neste método, **os pontos de grade m_i e m_{i+1} são considerados**, respectivamente, como os limites inferior e superior do i -ésima bin (categoria).



Semelhante às abordagens descritas anteriormente, **a grade de massa é logaritmicamente equidistante**.

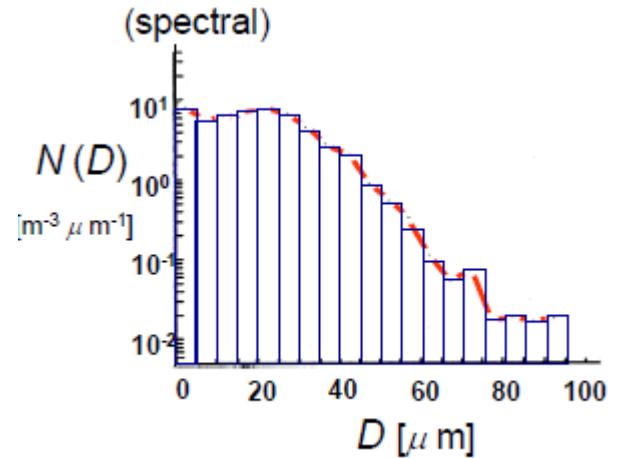
Uma **característica específica desta abordagem** é que a grade de massa é usada para representação dos momentos PSD em cada categoria e não para PSDs.

2.1.3 Representation of Size Distributions in Cloud Models

a) O Método dos Momentos

Os momentos PSD em cada caixa são definidos como

$$M_i^\nu = \int_{m_i}^{m_{i+1}} m^\nu f(m) dm \quad (2.1.23)$$



Assim, no método dos momentos as equações cinéticas são formuladas não para PSD, mas para seus momentos em cada categoria.

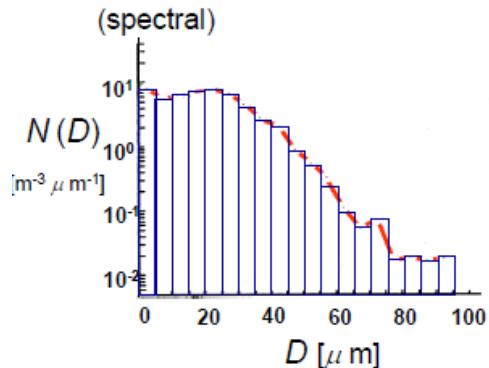
Como o PSD pode ser caracterizado por vários momentos,

O sistema de equações pode incluir uma equação para cada momento M_i^ν , $\nu=1,2,3,4,5,6$.

a) O Método dos Momentos

Em esquemas de um momento (Bleck, 1970; Danielsen et al., 1972), o **primeiro momento ($\nu = 1$) representando massas nos bins** é calculado:

$$M_i^1 = M_i = \int_{m_i}^{m_{i+1}} m f(m) dm \quad (2.1.24)$$



Em esquemas multi-momentos (Tzivion et al., 1987), o PSD em cada bin é caracterizado por vários momentos: **concentração (Equação 2.1.25)**, **(momento zero ($\nu = 0$))**, **massa (Equação 2.1. 24)**, **(primeiro momento (($\nu = 1$)))** e **refletividade (Equação 2.1.26) (segundo momento($\nu = 2$))**:

$$M_i^0 = N_i = \int_{m_i}^{m_{i+1}} f(m) dm \quad (2.1.25)$$

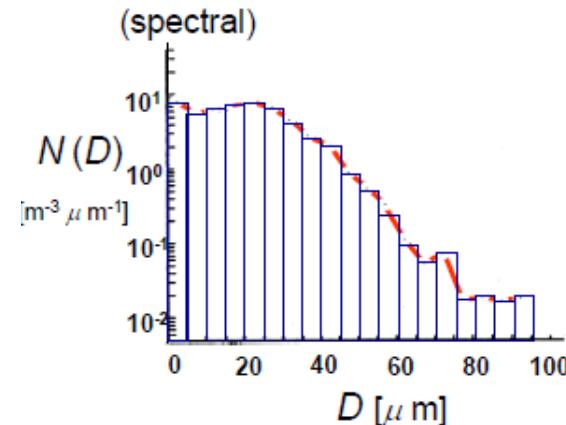
$$M_i^2 = Z_i = \int_{m_i}^{m_{i+1}} m^2 f(m) dm \quad (2.1.26)$$

Para calcular as integrais (Equações 2.1.24, 2.1.25 e 2.1.26), é necessário fazer algumas suposições sobre o comportamento do PSD dentro de cada bin.

a) O Método dos Momentos

Para **calcular as integrais**, é necessário fazer algumas suposições sobre o comportamento do PSD dentro de **cada bin**.

$$M_i^v = \int_{m_i}^{m_{i+1}} m^v f(m) dm$$



Enukashvily (1980) usou a **aproximação linear** ao PSD dentro **cada categoria**. Essa abordagem nem sempre satisfaz a condição de positividade em cada categoria.

Para contornar este problema, os pontos onde as aproximações PSD são iguais a zero são encontrados em cada categoria no decorrer das simulações. A integração é então realizada apenas dentro do segmento do intervalo onde a função é positiva.

Tzivion et ai. (1987) aplicaram uma distribuição linear para aproximar os integrandos dentro de cada categoria. Essa abordagem realmente exclui o surgimento de PSDs negativos dentro dos bins.



2.1.3 Representation of Size Distributions in Cloud Models

a) O Método dos Momentos

Para **calcular as integrais**, é necessário fazer **algumas suposições** sobre o comportamento do PSD dentro de cada bin.

$$M_i^\nu = \int_{m_i}^{m_{i+1}} m^\nu f(m) dm$$

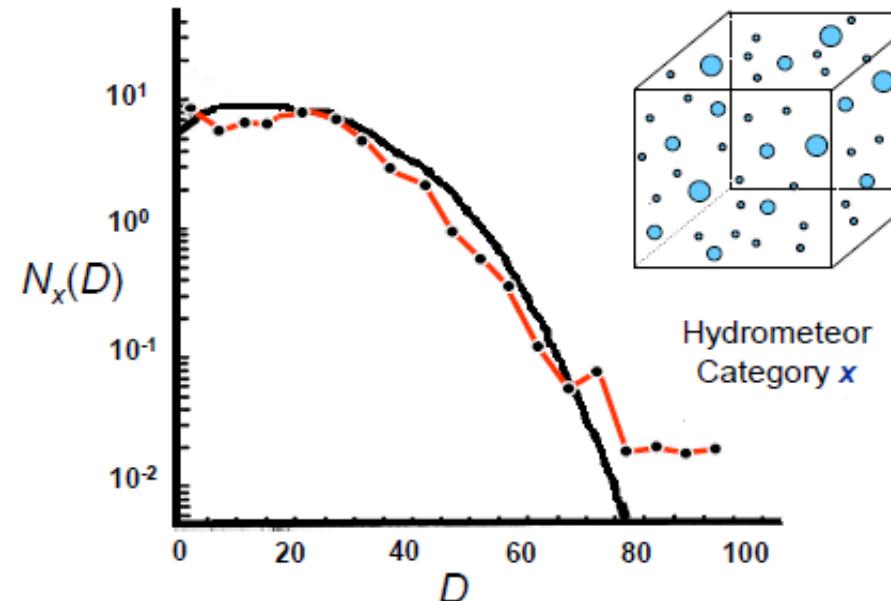
No entanto, ao **lidar com processos microfísicos como crescimento por difusão, colisões, etc.**, o método dos momentos requer uma **formulação complicada de equações cinéticas**.

Além disso, sistemas de **equações independentes devem ser resolvidos para diferentes momentos**, por exemplo, para massas e concentração nos bins, o que pelo menos dobra a quantidade de recursos computacionais e o tempo necessário em comparação com o método mais simples e computacionalmente eficiente de Berry e Reinhard (1974).).

2.1.3 Representation of Size Distributions in Cloud Models

a) O Método bulk dos Momentos

BULK METHOD



Size Distribution Function:

$$N_x(D) = N_{0x} D^{\alpha_x} e^{-\lambda_x D}$$

p^{th} moment:

$$M_x(p) \equiv \int_0^\infty D^p N_x(D) dD = N_{0x} \frac{\Gamma(1 + \alpha_x + p)}{\lambda_x^{p+1+\alpha_x}}$$

3rd, 0th, 6th MOMENTS:

Mass mixing ratio, q_x

$$q_x \equiv \frac{\pi \rho_x}{6 \rho} \int_0^\infty D^3 N_x(D) dD = \frac{\pi \rho_x}{6 \rho} M_x(3)$$

Total number concentration, N_{Tx}

$$N_{Tx} \equiv \int_0^\infty N_x(D) dD = M_x(0)$$

Radar reflectivity factor, Z_x

$$Z_x \equiv \int_0^\infty D^6 N_x(D) dD = M_x(6)$$

(assuming spheres)



2.1.3 Representation of Size Distributions in Cloud Models

BULK METHOD

a) O Método bulk dos Momentos

Predict changes to specific moment(s)

e.g. q_x, N_{Tx}, \dots



Implies changes to values of parameters

i.e. N_{0x}, λ_x, \dots

Size Distribution Function:

$$N_x(D) = N_{0x} D^{\alpha_x} e^{-\lambda_x D}$$

$3^{rd}, 0^{th}, 6^{th}$ MOMENTS:

Mass mixing ratio, q_x

$$q_x \equiv \frac{\pi \rho_x}{6 \rho} \int_0^\infty D^3 N_x(D) dD = \frac{\pi \rho_x}{6 \rho} M_x(3)$$

Total number concentration, N_{Tx}

$$N_{Tx} \equiv \int_0^\infty N_x(D) dD = M_x(0)$$

Radar reflectivity factor, Z_x

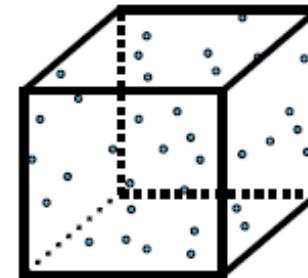
$$Z_x \equiv \int_0^\infty D^6 N_x(D) dD = M_x(6)$$

p^{th} moment: $M_x(p) \equiv \int_0^\infty D^p N_x(D) dD = N_{0x} \frac{\Gamma(1 + \alpha_x + p)}{\lambda_x^{p+1+\alpha_x}}$

2.1.3 Representation of Size Distributions in Cloud Models

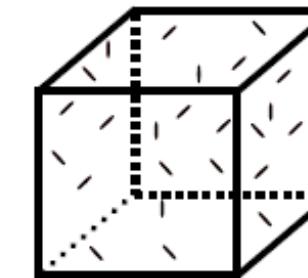
a) O Método bulk dos Momentos**BULK METHOD****Traditional Approach:***PARTITIONING HYDROMETEORS INTO CATEGORIES*

CLOUD



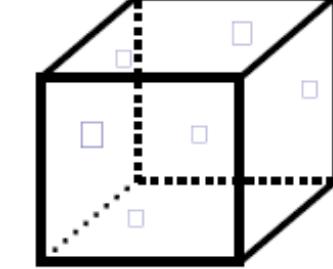
$$N_c(D) = N_{0c} D^{\alpha_c} e^{-\lambda_c D}$$

ICE



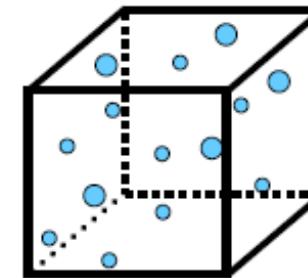
$$N_i(D) = N_{0i} D^{\alpha_i} e^{-\lambda_i D}$$

SNOW



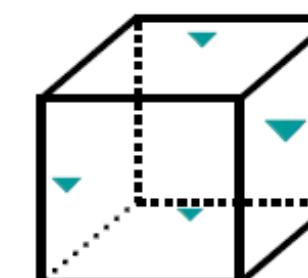
$$N_s(D) = N_{0s} D^{\alpha_s} e^{-\lambda_s D}$$

RAIN



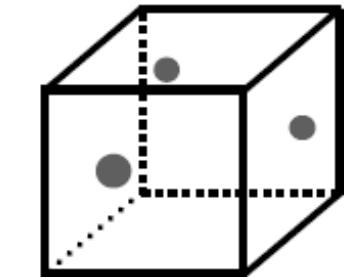
$$N_r(D) = N_{0r} D^{\alpha_r} e^{-\lambda_r D}$$

GRAUPEL



$$N_g(D) = N_{0g} D^{\alpha_g} e^{-\lambda_g D}$$

HAIL



$$N_h(D) = N_{0h} D^{\alpha_h} e^{-\lambda_h D}$$



b) Distribuição do tamanho em duas dimensões

Em alguns casos, **partículas de massa semelhante têm propriedades diferentes**.

Por exemplo, gotas de mesma massa podem ter diferentes salinidades (ou seja, diferentes massas de aerossol), diferentes inclusões insolúveis, diferentes cargas, etc.

Graupel e neve de mesma massa podem conter **diferentes frações de riming, cargas, etc.**

Para descrever tais casos com alta precisão, **distribuições de tamanho bidimensionais** (ou às vezes **multidimensionais**) são usadas.



2.1.3 Representation of Size Distributions in Cloud Models

b) Distribuição do tamanho em duas dimensões

Por exemplo, para descrever a situação em que gotas de **mesma massa** têm **diferentes massas de sal** (diferentes salinidades),

Bott (2000) usou a função de distribuição de tamanho **2D** $f_r(r, r_N)$, onde $f_r(r, r_N)$, é a **concentração de gotas no intervalo de raios de $[r, r + dr]$** e os **raios do aerossol no intervalo de $[r_N, r_N + dr_N]$** .

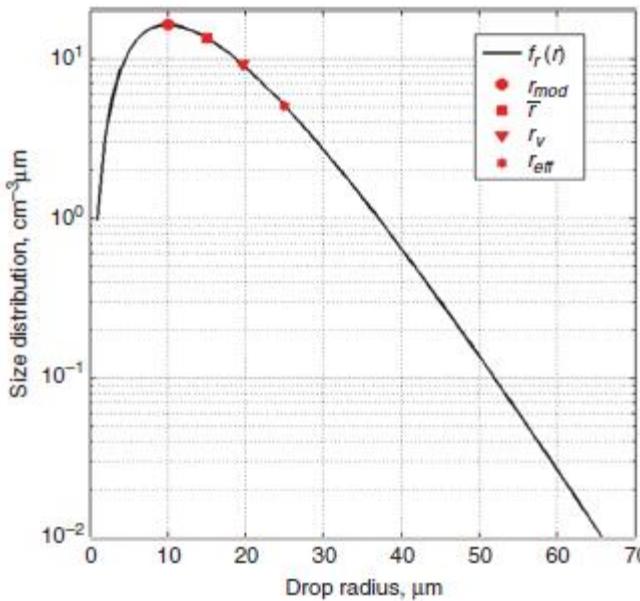
Neste caso, uma grade de tamanho 2D é usada, sendo uma dimensão atribuída para gotas e outra para aerossóis.

A concentração total de partículas é calculada neste caso como $\mathbf{N} = \int_{r_{Nmin}}^{r_{Nmax}} \int_{r_{min}}^{r_{max}} f_r(r, r_N) dr dr_N$.

2.1.3 Representation of Size Distributions in Cloud Models

c) Representação da distribuição do tamanho em modelos usando parametrização Bulk de processos de microfísica.

Para diminuir o número de variáveis, em esquemas de parametrização em bulk, os PSDs são parametrizados (aproximados) por **distribuições Gama** contendo três parâmetros (N_0, α, β) (Saleeby e Cotton, 2004):



$$f_r(r) = \frac{N_0}{\Gamma(\alpha)\beta} \left(\frac{r}{\beta}\right)^{\alpha-1} e^{-\frac{r}{\beta}} \quad (2.1.27)$$

ou as **distribuições Gama** geral contendo quatro parâmetros (N_0, α, β, μ):

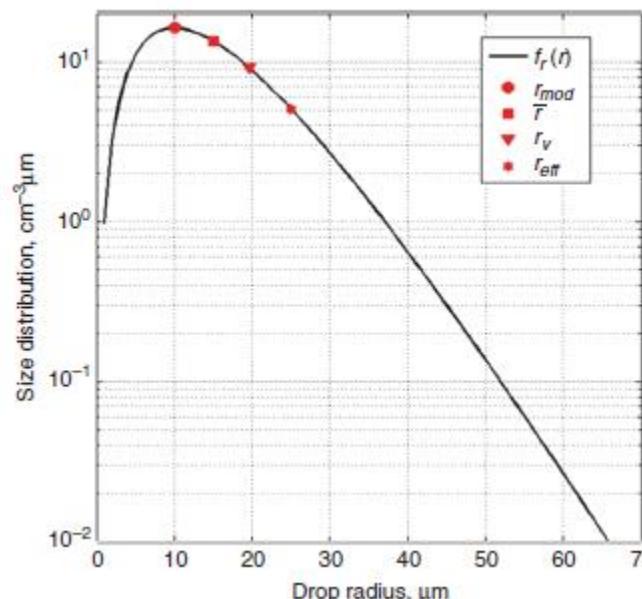
$$f_r(r) = \frac{N_0\mu}{\Gamma(\alpha)\beta} \left(\frac{r}{\beta}\right)^{\mu\alpha-1} e^{-\frac{r}{\beta}} \quad (2.1.28)$$

2.1.3 Representation of Size Distributions in Cloud Models

c) Representação da distribuição do tamanho em modelos usando parametrização Bulk de processos de microfísica.

No **SBM**, as **massas e concentrações** de partículas devem ser **calculadas em cada bin** (categoria).

Para **diminuir o número de variáveis**, em esquemas de parametrização bulk, **os PSDs são parametrizados (aproximados) por distribuições Gama contendo três ou quatro parâmetros** (Saleeby e Cotton, 2004):



$$f_r(r) = \frac{N_0 \mu}{\Gamma(\alpha) \beta} \left(\frac{r}{\beta} \right)^{\mu \alpha - 1} e^{-\frac{r}{\beta}} \quad (2.1.28)$$

Figura 2.1.3 Um exemplo de distribuição Gama geral (Equação 2.1.28) com parâmetros $N_0 = 300\text{cm}^{-3}$, $\beta = 5\mu\text{m}$, $\alpha = 3$ e $\mu = 1$.

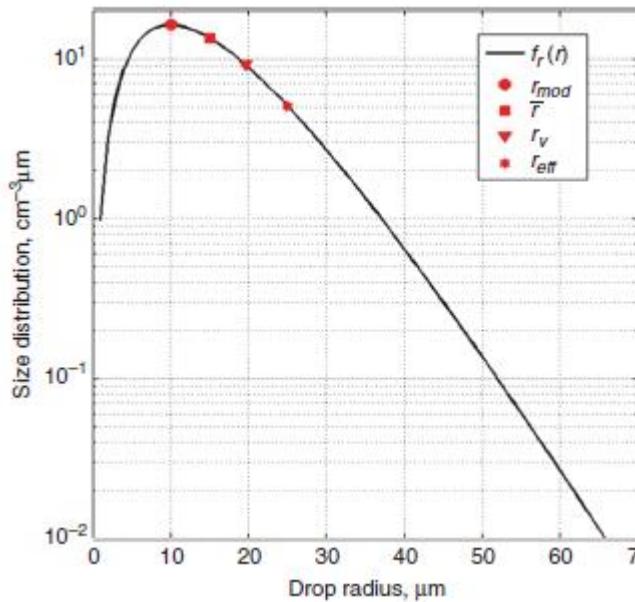
Também mostrado: a média $\bar{r} = 15\mu\text{m}$, o modal $r_{mod} = 15\mu\text{m}$, o volume médio $r_v = 19.6\mu\text{m}$, e o efetivo $r_{eff} = 25\mu\text{m}$ raios.

2.1.3 Representation of Size Distributions in Cloud Models



c) Representação da distribuição do tamanho em modelos usando parametrização Bulk de processos de microfísica.

Estas distribuições estão relacionadas com a distribuição de densidade numérica $f(m)$ e a distribuição de densidade de massa $g(m)$ de acordo com as Equações (2.1.4) e (2.1.6).



$$g(m) = m \cdot f(m) = \frac{1}{cm^3} \quad (2.1.4)$$

$$f_r(r) = f(m) \frac{dm}{dr} = f(m) \frac{3m}{r} \quad (2.1.6)$$

$$f_r(r) = \frac{N_0 \mu}{\Gamma(\alpha) \beta} \left(\frac{r}{\beta} \right)^{\mu \alpha - 1} e^{-\frac{r}{\beta}} \quad (2.1.28)$$

Figura 2.1.3 Um exemplo de distribuição Gama geral (Equação 2.1.28) com parâmetros $N_0 = 300cm^{-3}$, $\beta = 5\mu m$, $\alpha = 3$ e $\mu = 1$.

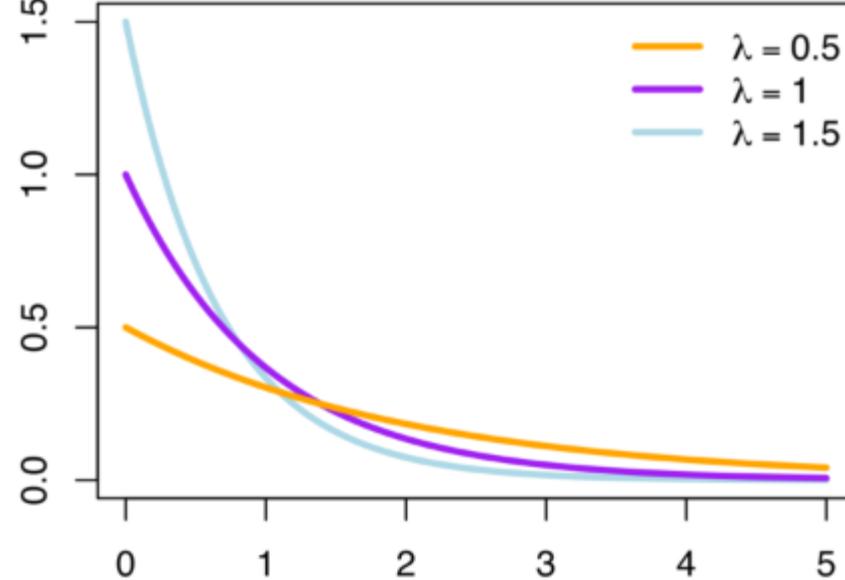
Também mostrado: a média $\bar{r} = 15\mu m$, o modal $r_{mod} = 15\mu m$, o volume médio $r_v = 19.6\mu m$, e o efetivo $r_{eff} = 25\mu m$ raios.

2.1.3 Representation of Size Distributions in Cloud Models

c) Representação da distribuição do tamanho em modelos usando parametrização Bulk de processos de microfísica.

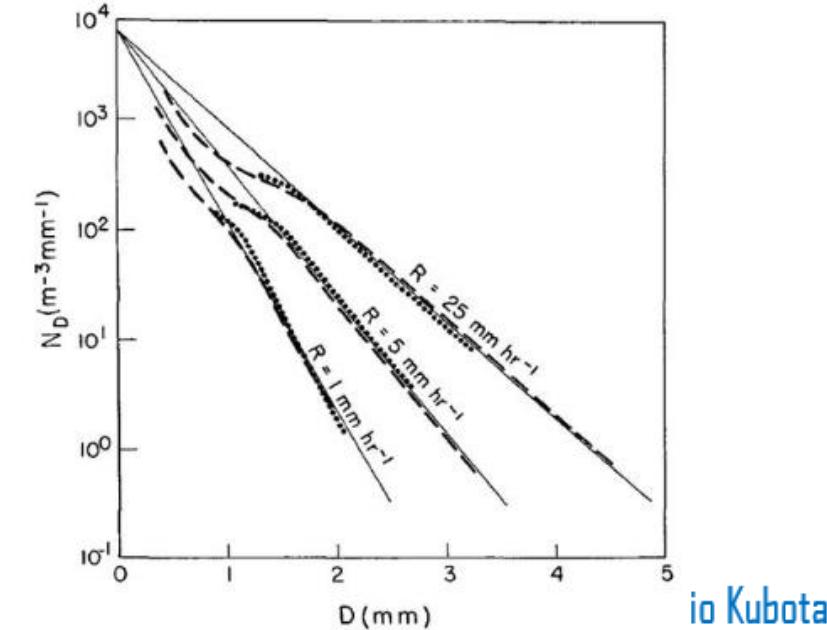
Para aproximar PSDs de **grandes partículas**, como gotas de chuva, flocos de neve, graupel e granizo, a distribuição exponencial (Marshall-Palmer)

$$f(x; \lambda) = \lambda e^{-\lambda x} \text{ for } x \geq 0 \text{ and } f(x; \lambda) = 0 \text{ for } x < 0$$



$$f_r(r) = \frac{N_0}{\beta} e^{\left(-\frac{r}{\beta}\right)} \quad (2.1.29)$$

A distribuição (Equação 2.1.29) contém dois parâmetros: N_0 e β .





2.1.3 Representation of Size Distributions in Cloud Models

c) Representação da distribuição do tamanho em modelos usando parametrização Bulk de processos de microfísica.

A utilização das equações (2.1.27), (2.1.28) e (2.1.29) é **conveniente do ponto de vista matemático porque todos os momentos dessas distribuições** podem ser expressos usando **expressões analíticas** (consulte as Tabelas).

Table 2.1.3 Gamma distribution

$$f_r(r) = \frac{N_0}{\Gamma(\alpha)\beta} \left(\frac{r}{\beta}\right)^{\alpha-1} \exp\left(-\frac{r}{\beta}\right) \text{ (three parameters } N_0, \alpha, \beta\text{).}$$

Concentration	N_0
Mean radius	$\bar{r} = \beta\alpha$
RMS size distribution width	$\sigma_f = \beta\sqrt{\alpha}$
Dispersion of size distribution	$\delta_f = \alpha^{-1/2}$
Optical extinction	$\beta_{ext} = 2\pi N_0 \beta^2 \alpha(\alpha + 1)$
Mean volume radius	$r_v = \beta \left(\prod_{k=0}^2 (a+k) \right)^{1/3}$
Effective radius	$r_{eff} = \beta(\alpha + 2)$
Modal radius	$r_{mod} = \beta(\alpha - 1)$
Mass content	$M = \frac{4}{3}\pi\rho N_0 \beta^3 \prod_{k=0}^2 (a+k)$
Reflectivity	$Z = 198.0618 + 10 \lg \left[N\beta^6 \prod_{k=0}^5 (a+k) \right]$

Table 2.1.4 General Gamma distribution

$$f_r(r) = \frac{N_0 \mu}{\Gamma(\alpha)\beta} \left(\frac{r}{\beta}\right)^{\mu\alpha-1} \exp\left[-\left(\frac{r}{\beta}\right)^\mu\right] \text{ (four parameters } N_0, \alpha, \beta, \mu\text{).}$$

Concentration	N_0
Mean radius	$\bar{r} = \beta \frac{\Gamma(\alpha + \mu^{-1})}{\Gamma(\alpha)}$
RMS size distribution width	$\sigma_f = \beta \sqrt{\frac{\Gamma(\alpha + 2\mu^{-1})\Gamma(\alpha) - \Gamma^2(\alpha + \mu^{-1})}{\Gamma(\alpha)}}$
Dispersion of size distribution	$\delta_f = \sqrt{\frac{\Gamma(\alpha + 2\mu^{-1})\Gamma(\alpha)}{\Gamma^2(\alpha + \mu^{-1})} - 1}$
Optical extinction	$\beta_{ext} = 2\pi N_0 \beta^2 \frac{\Gamma(\alpha + 2\mu^{-1})}{\Gamma(\alpha)}$
Mean volume radius	$r_v = \beta \left(\frac{\Gamma(\alpha + 3\mu^{-1})}{\Gamma(\alpha)} \right)^{1/3}$
Effective radius	$r_{eff} = \beta \frac{\Gamma(\alpha + 3\mu^{-1})}{\Gamma(\alpha + 2\mu^{-1})}$
Modal radius	$r_{mod} = \beta(\alpha - \mu^{-1})^{1/\mu}$
Mass content	$M = \frac{4}{3}\pi\rho N_0 \beta^3 \frac{\Gamma(\alpha + 3\mu^{-1})}{\Gamma(\alpha)}$
Reflectivity	$Z = 198.0618 + 10 \lg \left[N_0 \beta^6 \frac{\Gamma(\alpha + 6\mu^{-1})}{\Gamma(\alpha)} \right]$

Table 2.1.5 Exponential (Marshall–Palmer) distribution

$$f_r(r) = \frac{N_0}{\beta} \exp\left(-\frac{r}{\beta}\right) \text{ (two parameters: } N_0, \beta\text{).}$$

Concentration	N_0
Mean radius	$\bar{r} = \beta$
RMS size distribution width	$\sigma_f = \beta$
Dispersion of size distribution	$\delta_f = 1$
Optical extinction	$\beta_{ext} = 4\pi N_0 \beta^2$
Mean volume radius	$r_v = \sqrt[3]{6}\beta$
Effective radius	$r_{eff} = 3\beta$
Modal radius	$r_{mod} = 0$
Particle content	$M = 8\pi\rho N_0 \beta^3$
Reflectivity	$Z = 226.6351 + 10 \lg(N\beta^6)$



2.1.3 Representation of Size Distributions in Cloud Models

c) Representação da distribuição do tamanho em modelos usando parametrização Bulk de processos de microfísica.

Observe que junto com a **distribuição $f_r(r)$** dada na Equação (2.1.28), **PSD $f(m)$ também é freqüentemente usado na forma de distribuição Gama generalizada** (por exemplo, Seifert e Beheng, 2006)

$$f(m) = \tilde{N}_0 m^{\tilde{\nu}} e^{(-\tilde{\lambda}m^{\tilde{\mu}})} \quad (2.1.30)$$

com a condição de normalização descrita pela Equação (2.1.2). Os parâmetros na Equação (2.1.30) têm nomes específicos.

\tilde{N}_0 → é o parâmetro de interceptação,

$\tilde{\nu}$ → é o parâmetro de forma,

$\tilde{\lambda}$ → é o parâmetro de inclinação ou escala

$\tilde{\mu}$ → é o parâmetro de dispersão.

Os **parâmetros $\tilde{\nu}$ e $\tilde{\mu}$** determinam a **forma de $f(m)$** em **m muito pequeno** (parâmetro de forma inicial) e para **m muito grande** (parâmetro de forma final), respectivamente.

2.1.3 Representation of Size Distributions in Cloud Models

c) Representação da distribuição do tamanho em modelos usando parametrização Bulk de processos de microfísica.

Freqüentemente, expressões de **distribuição Gama geral na forma** $f(D) = N_0' D^{\nu'} e^{(-\lambda' D^{\mu'})}$ são usadas para aproximação de PSDs de partícula de nuvem em função do diâmetro efetivo D (por exemplo, Ferrier, 1994; Milbrandt e McTaggart-Cowan, 2010). Usando as relações

$$\rho \text{ é a densidade bulk do hidrometeoro} \quad \rho = \frac{m}{V} \Rightarrow m = \rho V \Rightarrow m = \rho \frac{4}{3} \pi r^3 \quad (2.1.30)$$

$$m = \frac{4}{3} \pi \rho r^3$$

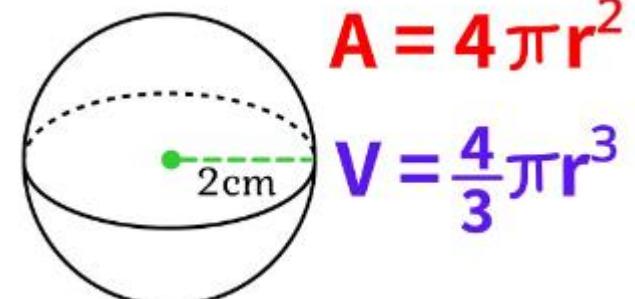
$$\lambda' = \tilde{\lambda} \left(\frac{1}{6} \pi \rho \right)^{\tilde{\mu}}$$

$$f(D) \leftrightarrow f(m)$$

$$\mu' = 3\tilde{\mu}$$

$$N_0' = 3\tilde{N}_0 \left(\frac{1}{6} \pi \rho \right)^{\tilde{\nu}+1}$$

$$\nu' = 3\tilde{\nu} + 2$$



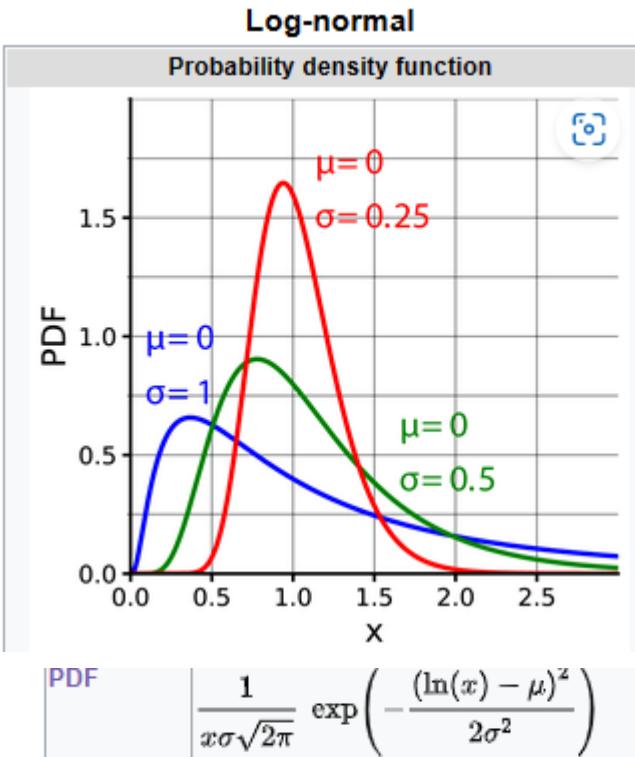
\tilde{N}_0 → é o parâmetro de interceptação,
 $\tilde{\nu}$ → é o parâmetro de forma,
 $\tilde{\lambda}$ → é o parâmetro de inclinação ou escala
 $\tilde{\mu}$ → é o parâmetro de dispersão

Paulo Yoshiro Kubota

2.1.3 Representation of Size Distributions in Cloud Models

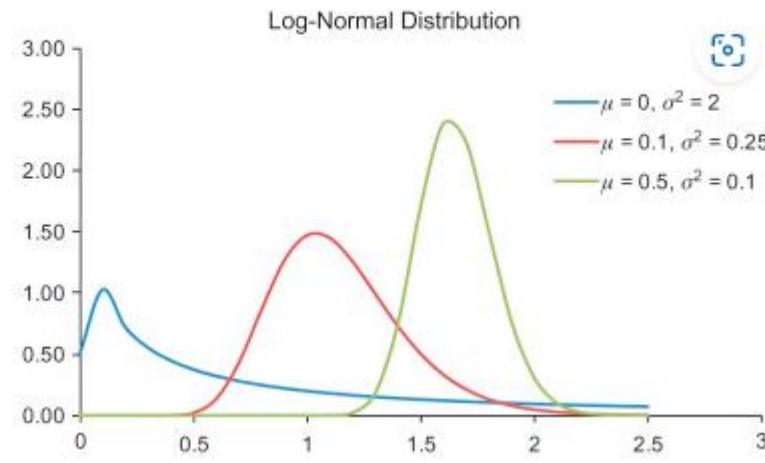
c) Representação da distribuição do tamanho em modelos usando parametrização Bulk de processos de microfísica.

Como foi observado anteriormente, **a distribuição log-normal com três parâmetros** também é usada na física de nuvens para a **descrição de aerossol** e, às vezes, como **distribuição de tamanho de gotícula** (por exemplo, Pinsky et al., 2014). A distribuição log-normal é descrita pela seguinte equação:



$$f_r(r) = \frac{N_0}{r\sigma\sqrt{2\pi}} e^{\left(-\frac{(\ln(r)-\ln(R))^2}{2\sigma^2}\right)} \quad (2.1.31)$$

Log-Normal Distribution Graph



These are the μ expected value (or mean) and σ standard deviation of the variable's natural logarithm

Table 2.1.6 Lognormal distribution

$$f_r(r) = \frac{N_0}{r\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{(\ln r-\ln R)^2}{2\sigma^2}\right\} \text{ (three parameters } N, R, \sigma).$$

Concentration	N_0
Mean radius	$\bar{r} = R \exp \frac{\sigma^2}{2}$
RMS size distribution width	$\sigma_f = R \exp \frac{\sigma^2}{2} [\exp(\sigma^2) - 1]^{1/2}$
Dispersion of size distribution	$\delta_f = [\exp(\sigma^2) - 1]^{1/2}$
Optical extinction	$\beta_{ext} = 2\pi N_0 R^2 \exp(2\sigma^2)$
Mean volume radius	$r_v = R \exp \frac{3\sigma^2}{2}$
Effective radius	$r_{eff} = R \exp \frac{5\sigma^2}{2}$
Modal radius	$r_{mod} = R \exp(-\sigma^2)$
Mass content	$M = \frac{4}{3}\pi\rho N_0 R^3 \exp \frac{9\sigma^2}{2}$
Reflectivity	$Z = 198.0618 + 10\lg [N_0 R^6 \exp(18\sigma^2)]$



2.2 Aerossóis Atmosféricos

Uma vez que **APs** dão origem a formações de gotículas e cristais de gelo, é importante **conhecer as distribuições de tamanho** e a **composição química** dos **APs**.

Esses parâmetros costumam ser usados como **condições iniciais** em simulações de nuvens



2.2 Aerossóis Atmosféricos

Geograficamente, os APs são classificados em **aerossóis marítimos**, **continentais** e **background**.

De **acordo com seu tamanho**, os **APs são separados** em

- APs Aitken ($0,001\text{--}0,1 \mu\text{m}$),
- APs grandes ($0,1\text{--}1 \mu\text{m}$) e
- APs gigantes ($> 1 \mu\text{m}$) (Hobbs, 1993).

APs são classificados de acordo com **seu tamanho em três faixas** (Whitby, 1973):

$0,001\text{--}0,1 \mu\text{m}$ (**o modo de nucleação**); (**O modo de nucleação é produzido pela conversão gás-partícula**)

$0,1\text{--}1 \mu\text{m}$ (**o modo de acumulação**); (**O modo acumulado pela coagulação de APs menores ao lado da condensação heterogênea**)

$>1\mu\text{m}$ (**o modo de partícula grossa**) (**o modo processos mecânicos**)



2.2 Aerossóis Atmosféricos

A **contribuição dos APs para processos em nuvem** depende de **seu tamanho** e **composição química**.

Os **APs podem ser classificados** de acordo com a **composição química** em:

APs **minerais**

APs **biogênicos**

APs **orgânicos**.

A **solubilidade** geral e as frações **solúvel/insolúvel** são as quantidades mais importantes, uma vez que:

- **As partículas solúveis dão origem principalmente a gotículas de nuvens,**
- As partículas insolúveis são as principais responsáveis pela formação de cristais de gelo e congelamento das gotículas.

As fontes de APs são múltiplas e incluem

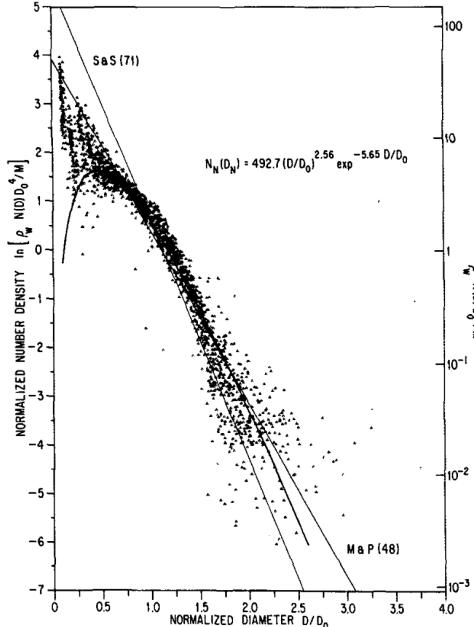
- **mares e oceanos;**
- **superfície terrestre** (especialmente desertos e montanhas);
- **vulcões, queima de biomassa** (por exemplo, incêndios florestais) e combustão de combustível;
- **reações químicas e fotoquímicas na atmosfera**, etc.

2.2 Aerossóis Atmosféricos

A contribuição dos APs para processos em nuvem depende de seu **tamanho e composição química**.

Múltiplas medidas em diferentes regiões da superfície da Terra mostraram que dentro das faixas **de raio de 0,1–10 µm**, a distribuição do número de aerossóis $f_r(r_N)$ obedece à lei de potência (um fato estabelecido pela primeira vez por Junge (1955)):

$\alpha \sim 4$. Em certos casos, as variações de α podem ser muito significativas.



$\lambda = \alpha$ =**inclinação da DSD.**

$$N_D = N_0 D^\mu e^{-\lambda D}$$

$$N_D = N_0 e^{-\lambda D}$$

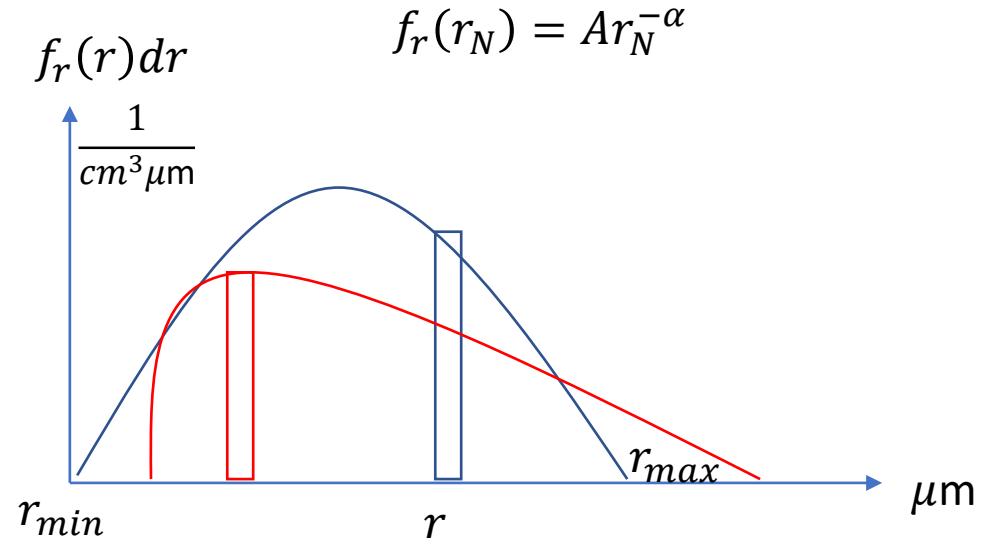


FIG. 2. Sample of 112 drop size distributions normalized after the method of Sekhon and Srivastava (1971). Included for comparison are a gamma distribution function and M-P (1948) and SS (1971) fits.



2.2 Aerossóis Atmosféricos

As distribuições de tamanho AP são frequentemente aproximadas pela **Equação de distribuição de tamanho lognormal** (2.1.31). Normalmente, a **distribuição de tamanho AP** é representada como uma soma de três funções lognormais:

$$\tilde{f}_r(r_N) = \frac{dN_N}{d(\log(r_N))} = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{\sum_{i=1}^3 \frac{N_i}{\log(\sigma_i)} \left\{ -\frac{(\log(r_N))^2}{2(\log(\sigma_i))^2} \right\}} \quad (2.2.2)$$

onde r_N é o raio da partícula (em μm), R_i é a medida do i-ésimo raio médio (em μm), N_i é a i-ésima concentração e $\log(\sigma_i)$ é uma medida da i-ésima largura da função lognormal.

Na Equação (2.2.2), **nove parâmetros** são necessários para descrever a distribuição de tamanho AP.

Normalmente, cada termo da Equação (2.2.2) descreve APs em determinadas faixas de tamanho.

Cada intervalo corresponde ao mecanismo físico específico de formação de AP.

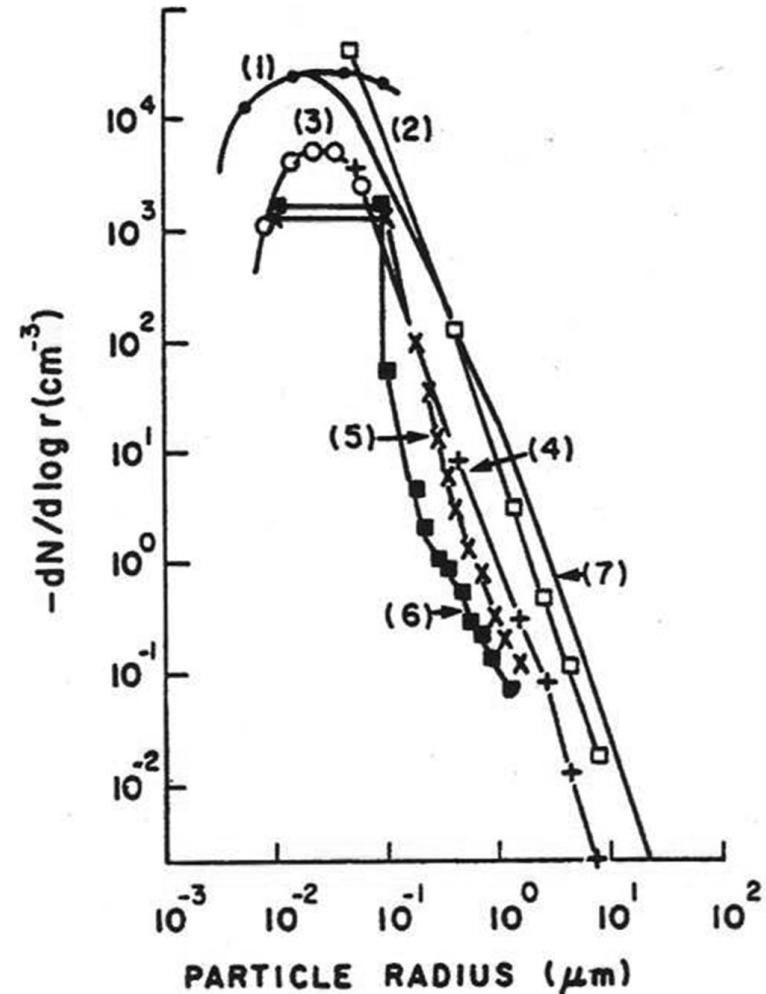
O número da função lognormal na Equação (2.2.2) é igual, portanto, ao número das faixas de tamanho (I, II ou III).

2.2 Aerossóis Atmosféricos

2.2.1 Distribuição do tamanho e tipo dos Aerossóis atmosféricos

Figure 2.2.1 Distribuição do tamanho de partículas de aerossóis ($10^{-2} \mu\text{m} < r_n < 10\mu\text{m}$) no ar sobre várias localizações na Europa Central e EUA, os dados foram obtidos por Junge (1955):

- (1) Frankfurt, ion counter;
- (2) Frankfurt, nuclei counter and impactor;
- (3) Zugspitze, 3,000 m, ion counter;
- (4) Zugspitze, 3,000 m, nuclei counter and impactor. Data obtained by Junge (1969) using the Royco counter and nuclei counter;
- (5) Crater Lake, 2,200 m without subsidence;
- (6) Crater Lake, 2,200 m with subsidence. Data obtained by Noll and Pilat (1971);
- (7) Seattle, State of Washington (adopted from Pruppacher and Klett, 1997, with the permission of Springer, and from Jaenicke, 1993, courtesy of Elsevier).





WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas

“Microfísica”



2.2.1 Distribuição do tamanho e tipo dos Aerossóis atmosféricos

Tabela 2.2.1 Parâmetros de *distribuições de tamanhos de aerossóis* aproximados pela soma das **três funções lognormais** (de Jaenicke, 1993, Cortesia de Elsevier).

$$\tilde{f}_r(r_N) = \frac{dN_N}{d(\log(r_N))} = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{\sum_{i=1}^3 \frac{N_i}{\log(\sigma_i)} \left(-\frac{\left(\frac{\log(r_N)}{R_i} \right)^2}{2(\log(\sigma_i))^2} \right)}$$

i = I, II, III

*Na Tabela 2.2.1, os intervalos I, II e III correspondem ao modo:

I=> Aitken (modo de nucleação),

II=> modo de acumulação

III=> modo de partícula grossa (ou gigante).

Aerosol	Range ^a	<i>i</i>	$N_i (\text{cm}^{-3})$	$R_i (\mu\text{m})$	$\log \sigma_i$
Polar	I	1	2.17×10^1	0.0689	0.245
	II	2	1.86×10^{-1}	0.375	0.300
	III	3	3.04×10^{-4}	4.29	0.291
Background	I	1	1.29×10^2	0.0036	0.645
	II	2	5.97×10^1	0.127	0.253
	II	3	6.35×10^1	0.259	0.425
Maritime	I	1	1.33×10^2	0.0039	0.657
	II	2	6.66×10^1	0.133	0.210
	II	3	3.06×10^0	0.29	0.396
Remote continental	I	1	3.20×10^3	0.01	0.161
	I	2	2.90×10^3	0.058	0.217
	II	3	3.00×10^{-1}	0.9	0.380
Desert dust storm	I	1	7.26×10^2	0.001	0.247
	I	2	1.14×10^3	0.0188	0.770
	III	3	1.78×10^{-1}	10.8	0.438
Rural	I	1	6.65×10^3	0.00739	0.225
	I	2	1.47×10^2	0.0269	0.557
	I	3	1.99×10^3	0.0419	0.266
Urban	I	1	9.93×10^4	0.00651	0.245
	I	2	1.11×10^3	0.00714	0.666
	I	3	3.64×10^4	0.0248	0.337



2.2.1 Distribuição do tamanho e tipo dos Aerossóis atmosféricos

Polar aerosols:

Background aerosols:

Remote maritime aerosols:

Sea spray:

Remote continental aerosols:

Desert dust-storm aerosols:

Rural aerosols:

Urban aerosols:

Biomass burning APs:

Aerosol	Range ^a	<i>i</i>	N_i (cm ⁻³)	R_i (μm)	$\log \sigma_i$
Polar	I	1	2.17×10^1	0.0689	0.245
	II	2	1.86×10^{-1}	0.375	0.300
	III	3	3.04×10^{-4}	4.29	0.291
Background	I	1	1.29×10^2	0.0036	0.645
	II	2	5.97×10^1	0.127	0.253
Maritime	II	3	6.35×10^1	0.259	0.425
	I	1	1.33×10^2	0.0039	0.657
	II	2	6.66×10^1	0.133	0.210
Remote continental	II	3	3.06×10^0	0.29	0.396
	I	1	3.20×10^3	0.01	0.161
	I	2	2.90×10^3	0.058	0.217
Desert dust storm	II	3	3.00×10^{-1}	0.9	0.380
	I	1	7.26×10^2	0.001	0.247
Rural	I	2	1.14×10^3	0.0188	0.770
	III	3	1.78×10^{-1}	10.8	0.438
	I	1	6.65×10^3	0.00739	0.225
Urban	I	2	1.47×10^2	0.0269	0.557
	I	3	1.99×10^3	0.0419	0.266
	I	1	9.93×10^4	0.00651	0.245
	I	2	1.11×10^3	0.00714	0.666
	I	3	3.64×10^4	0.0248	0.337

2.2.1 Distribuição do tamanho e tipo dos Aerossóis atmosféricos

	Nuclei mode			Accumulation mode			Coarse mode		
	r_1	σ_1	N_1	r_2	σ_2	N_2	r_3	σ_3	N_3
Marine	0.005	1.6	340	0.035	2.0	60	0.31	2.7	3.1
Clean continental	0.008	1.6	1,000	0.034	2.1	800	0.46	2.2	0.72
Background	0.008	1.7	6,400	0.038	2.0	2,300	0.51	2.16	3.2
Urban	0.007	1.8	106,000	0.027	2.16	32,000	0.43	2.21	5.4

Tabela 2.2.2 Parâmetros de distribuição do aerossol para quatro casos testados. Os raios do aerossol e a largura dos modos do aerossol são dados em μm , as concentrações dentro dos modos estão em cm^{-3} (de Ghan et al., 2011; cortesia de John Wiley & Sons, Inc.)

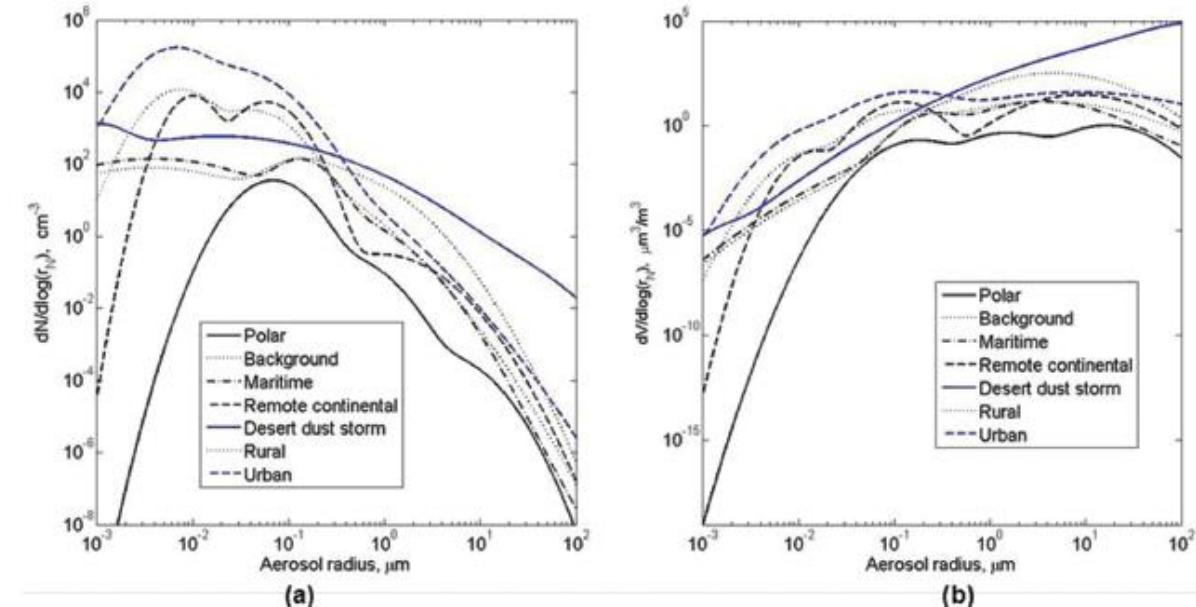


Figura 2.2.2 Modelo de distribuições do **tamanho de número de concentração** (a) e **distribuições de volume** (b) dos tipos de AP selecionados (conforme Tabela 2.2.1).

2.2.2 Perfil Vertical de Concentração de Partícula de Aerossóis AP

$$N_N(z) = \begin{cases} N_1, & z < z_{mix} \\ N_1 \exp\left(-\frac{z - z_{mix}}{H_p}\right), & z_{mix} < z < z_h, \\ N_2, & z > z_h \end{cases}$$

$$N_N(z) = N_{N0} \left[\exp\left(-\frac{z}{|H_p|}\right) + \left(\frac{N_{Nbg}}{N_{N0}}\right)^v \right]^v, \quad (2.2.4)$$

$$M_N(z) = M_{N0} \exp\left(-\frac{z}{H_{M_N}}\right) \quad (2.2.5)$$

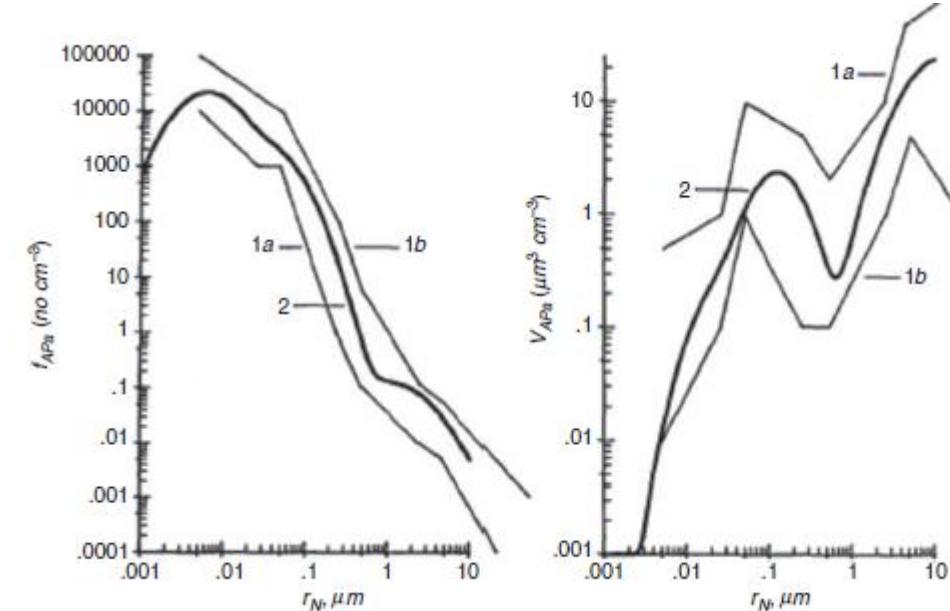


Figura 2.2.7 Distribuição do número de aerossóis (esquerda) e distribuição de volume (direita) para planícies altas conforme observado por Hobbs et al. (1985) (curvas 1a, 1b) e como usado no modelo baseado na Equação (curva 2) (de Respondek et al., 1995; cortesia de © American Meteorological Society. Usado com permissão).



2.2.2 Perfil Vertical de Concentração de Partícula de Aerossóis AP

Tabela 2.2.3 Concentrações de massa (em $\mu\text{g m}^{-3}$) de aerossóis troposféricos de várias composições químicas (de Jaenicke, 1993, cortesia de Elsevier).

Aerosol:	Urban			Remote Continental	Polar		Maritime
Location:	Tees-side England	West Covina California	Sapporo Japan	Wank Mt. Germany	Ny-Alesund Spitsbergen	Barrow Alaska	Atlantic Ocean
Year:	1967	1973	1982	1972–1982	1979	1986	pre 1975
SO_4^{2-}	13.80	16.47	2.8–5.3	2.15	2.32	1.91	2.58
NO_3^-	3.00	9.70	0.1–1.6	0.85	0.055	0.13	0.050
Cl^-	3.18	0.73	0.1–1.6	0.087	0.013	1.11	4.63
Br^-	0.07	0.53				0.05	0.015
NH_4^+	4.84	6.93	0.6–1.8	1.00	0.23	0.65	0.16
Na^+	1.18	3.10	0.3–0.9	0.047	0.042	0.68	2.91
K^+	0.44	0.90		0.045	0.023	0.38	0.11
Ca^{2+}	1.56	1.93	0.2–1.0	0.082	0.073		0.17
Mg^{2+}	0.60	1.37			0.032		0.40
Al_2O_3	3.63	6.43		0.20			
SiO_2	5.91	21.10		0.51			
Fe_2O_3	5.32	3.83		0.10	0.24		0.14
CaO	— ^a	— ^a		0.09	0.91		
PbO				0.020			
ZnO				0.020			
Cu				0.002			
Cd				0.001			
Totals ^b	43.53	75.70	32.3	48.73	3.94	4.87 ^c	11.17
TOM ^d	56		2.4–16.0	4	0.14		2
Biological material ^e	17.0	22.5	7.3				

a All Ca are assumed to be water soluble.

b Totals are the individual compounds added up.

c The total is from Li and Winchester (1989), who also include Methane sulfonate (0.012), Formate- (0.24), Acetate- (0.73), Propionate- (0.147), and Pyruvate- (0.010).

d TOM is the total organic matter calculated on the basis of carbon content.

e Biological material is estimated for rural and urban aerosols only, using the fraction of 14.6% of the total mass.

2.2.2 Perfil Vertical de Concentração de Partícula de Aerossóis AP

Tabela 2.2.4 Parâmetros de perfis verticais de aerossol a (de Jaenicke, 1993, cortesia de Elsevier).

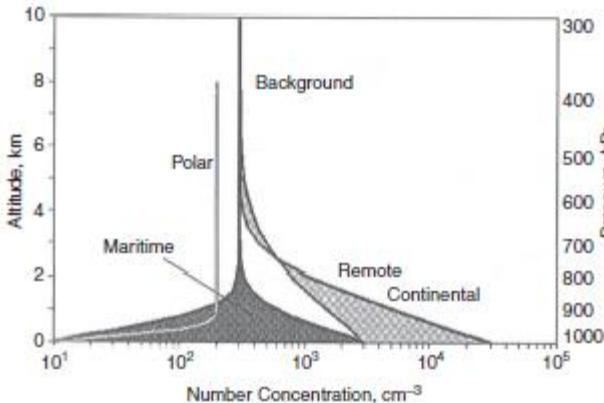


Figura 2.2.9 [Distribuição vertical da concentração do número de aerossóis.](#)

Os intervalos de concentração numérica são mostrados para APs oceânicos, bem como para APs continentais remotos (de Jaenicke, 1993, cortesia de © Elsevier).

Aerosol Type	Altitude (m)	Scale Height H_p (m)	Surface Value p_0	Background Value p_B
Aerosol mass concentration ($p = M_a$, in $\mu\text{g m}^{-3}$)				
Ocean	→2,400	900	16	0
Remote continental	→2,400	730	20	0
Desert	→6,000	2,000	150	0
Polar	→6,000	30,000	3	0
Background	→tropopause	∞	1	0
Aerosol number concentration ($p = N_N$, in cm^{-3}) ^b				
Ocean	→1,000	–290 to 440	10–3,000	300
Remote continental	→2,500	1,100 to 550	3,000–30,000	300
	→500	–130	10	
Polar	500→ tropopause	∞	200	200
Background	→tropopause	∞	300–2,000	300

a The parameters are defined in Equation (2.2.4). The general term p is to be replaced for N_n or M_n , in order to get number concentration or mass content, respectively. $p = p_0 \left[e^{-\frac{z}{H_p} + \left(\frac{p_b}{p_0} \right)^v} \right]^v$ h viv

b The order of H_p values corresponds to the order of N_{n0} values. For instance, the values $H_p = -290\text{m}$ and $H_p = 440\text{m}$ correspond to $N_{n0} = 10 \text{ cm}^{-3}$ e $N_{n0} = 3,000 \text{ cm}^{-3}$ respectively.

2.2.2 Perfil Vertical de Concentração de Partícula de Aerossóis AP

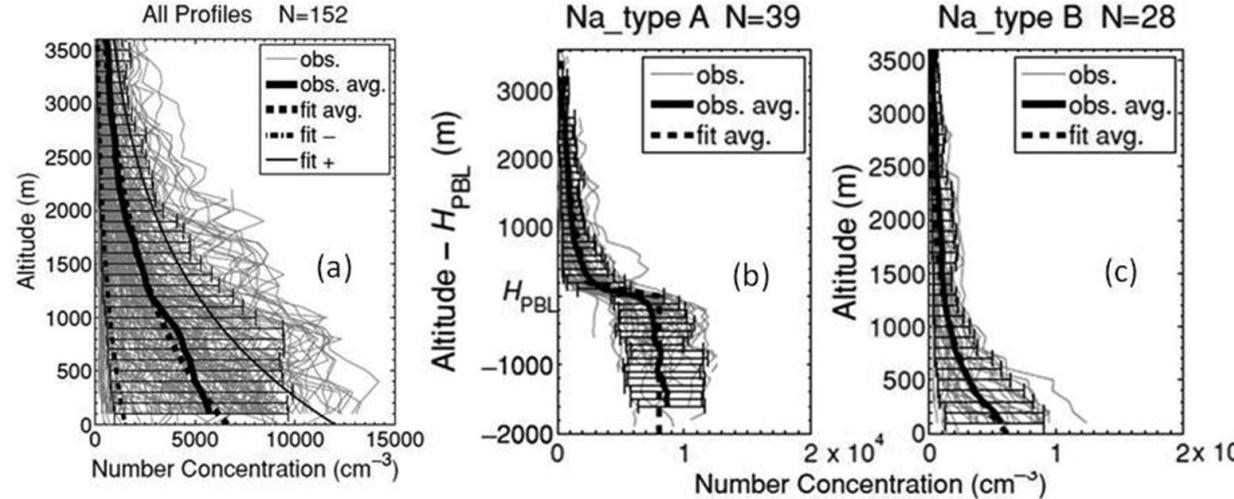


Figura 2.2.10 (a) Todos os perfis verticais de concentração de AP. A linha preta sólida, as linhas cinza sólidas e as barras de erro horizontais representam o perfil vertical médio (obs. avg.), os perfis observados (obs.) e os percentis 10 e 90 dos valores de concentração de AP em cada nível de altitude, respectivamente. A linha preta tracejada mostra uma curva de regressão $N_n = 6612e^{\left(\frac{-z}{1419}\right)}$. A linha preta tracejada e a linha preta sólida e fina representam os perfis de concentração de AP sob condição de ar limpo e condição de forte poluição. (b) Perfis da concentração de AP em casos de camada de inversão elevada e BL bem misturado. (c) Perfis da concentração de AP em casos de camadas superficiais relativamente estáveis. As notações são como no painel esquerdo (de Liu et al. 2009, cortesia de © Tellus).

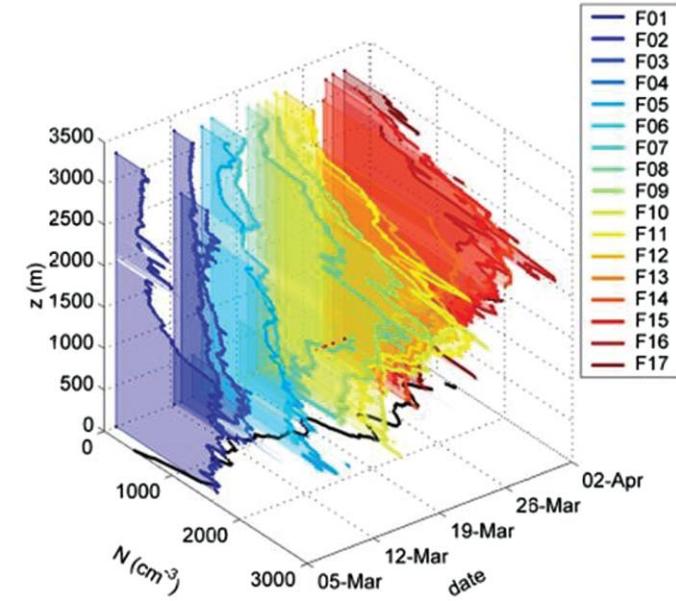


Figura 2.2.11 Perfis verticais da concentração AP durante a Campanha de Veículos Aéreos Não Tripulados Autônomos das Maldivas (MAC) (março de 2006). A legenda indica os números dos voos. A linha preta sólida em $z = 0$ mostra a concentração de AP coletada na estação de superfície (de Corrigan et al., 2008, cortesia de © ACP).



Final

Paulo Yoshio Kubota



WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



2.3 Cloud Drops

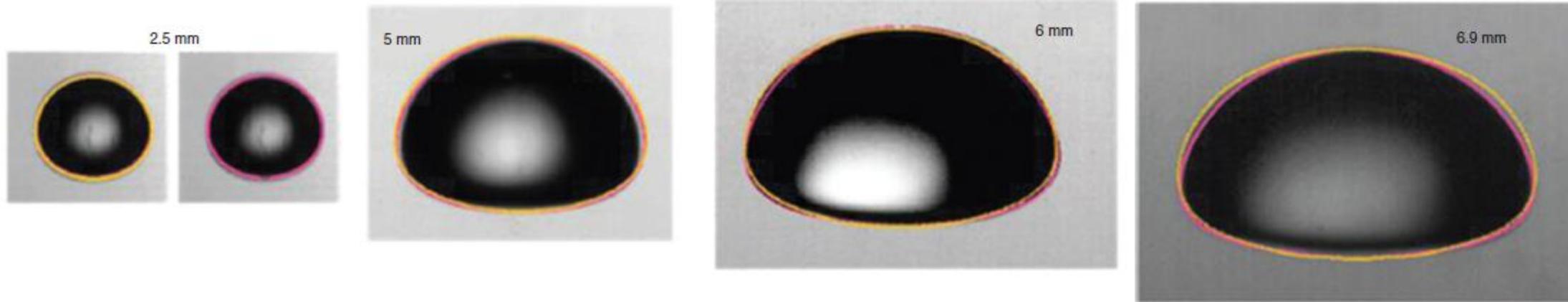


Figura 2.3.1 Formas de gotas de diferentes diâmetros obtidas a partir de medições em túneis de vento (de Thurai et al., 2009; cortesia de © American Meteorological Society. usado com permissão).

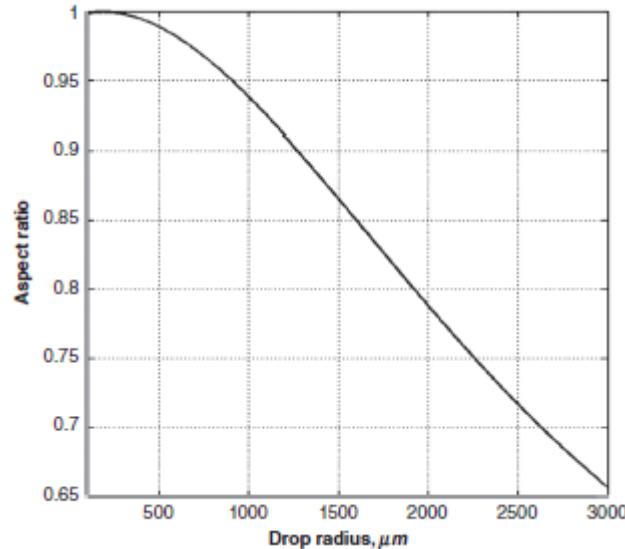


Figura 2.3.2 Dependência da razão de aspecto da gota de chuva no raio equivalente. A proporção é calculada como

$$\gamma_d = 0.9951 + 0.02510D - 0.03644D^2 + 0.005303D^3 - 0.0002492D^4,$$

onde o diâmetro da gota é em mm (Brandes et al., 2002).

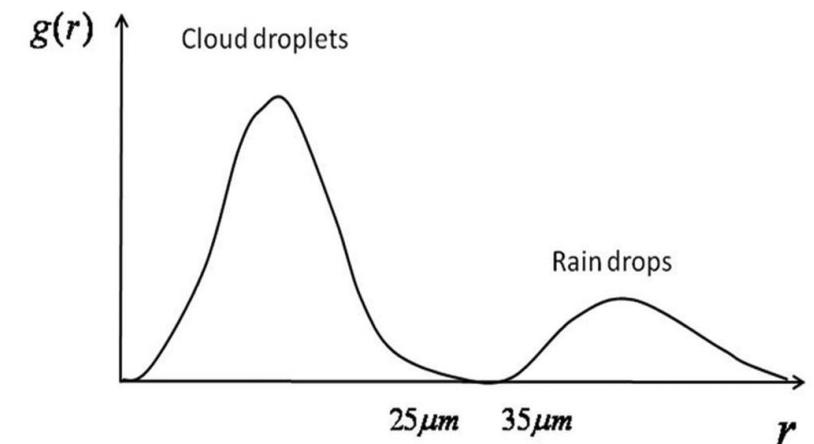


Figura 2.3.3 Representação esquemática da distribuição da massa da gota em função do raio da gota. **Paulo Yoshi Kubota**

WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

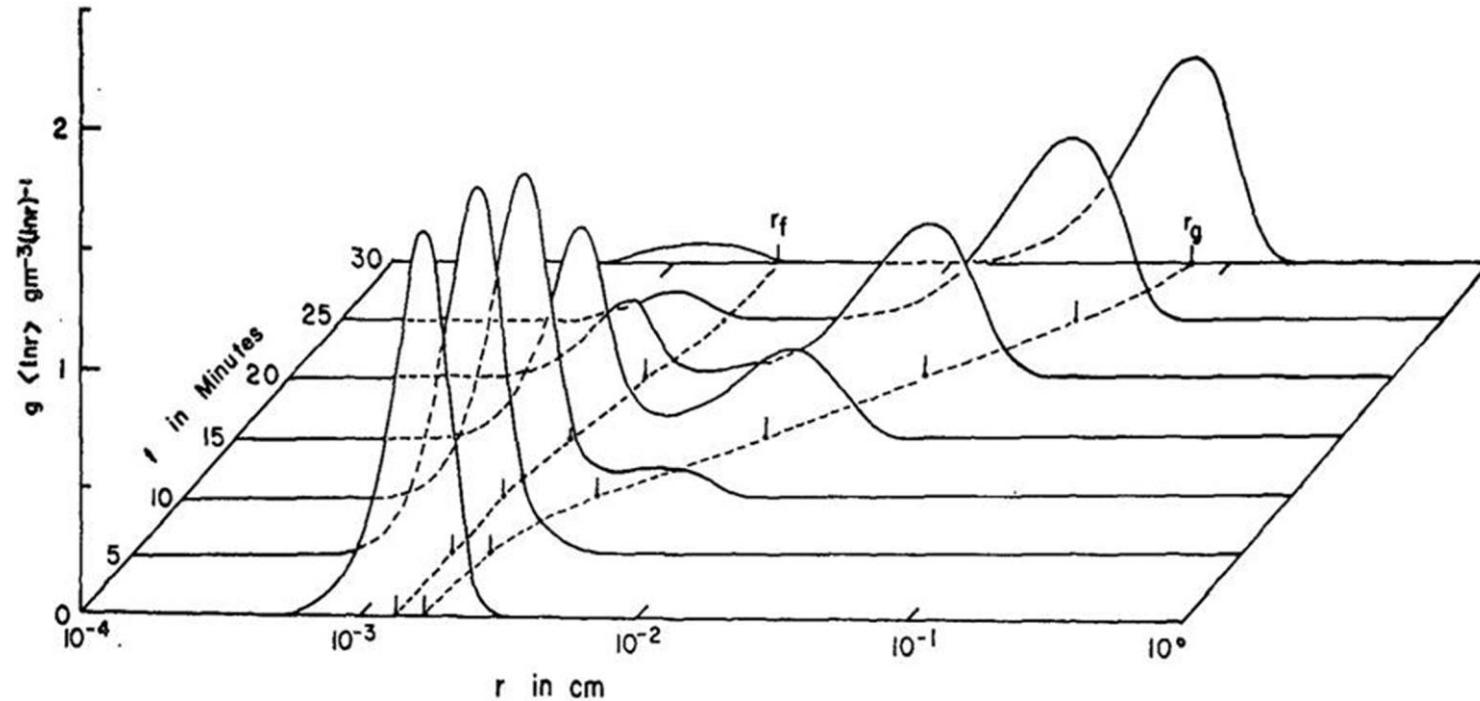


Figura 2.3.4 Evolução de DSDs a partir **do espectro de gotículas inicial centrado no raio de 14 μm** (de Berry e Reinhardt, 1974; cortesia de © American Meteorological Society. Usado com permissão)

2.3.1 Exemplo de distribuição do tamanho de gotas in situ

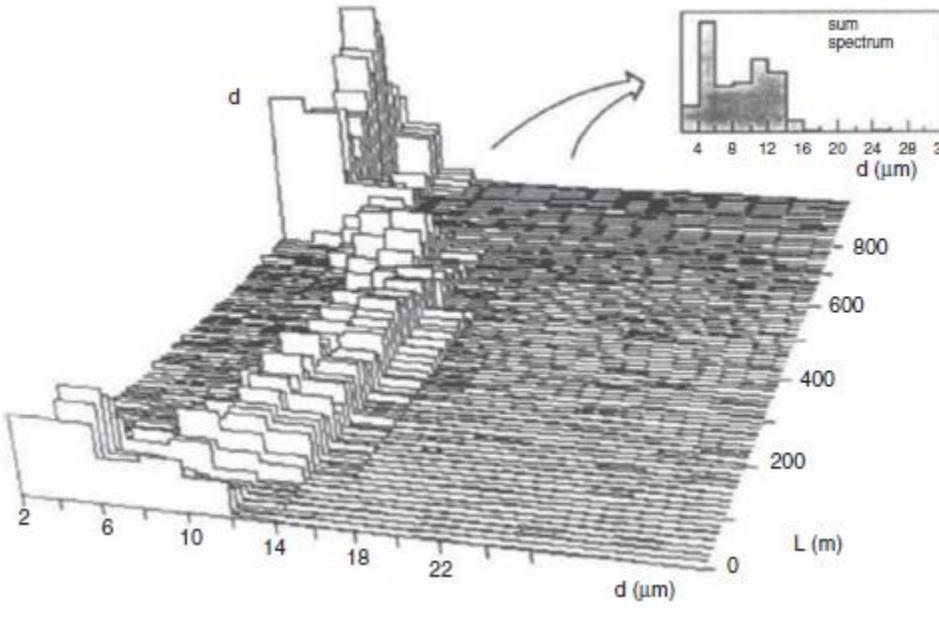


Figura 2.3.6 A média espacial comparativamente estreitos de DSDs locais sobre a zona de espectros unimodais resulta em um amplo espectro bimodal (de Korolev, 1994, cortesia de © Elsevier).

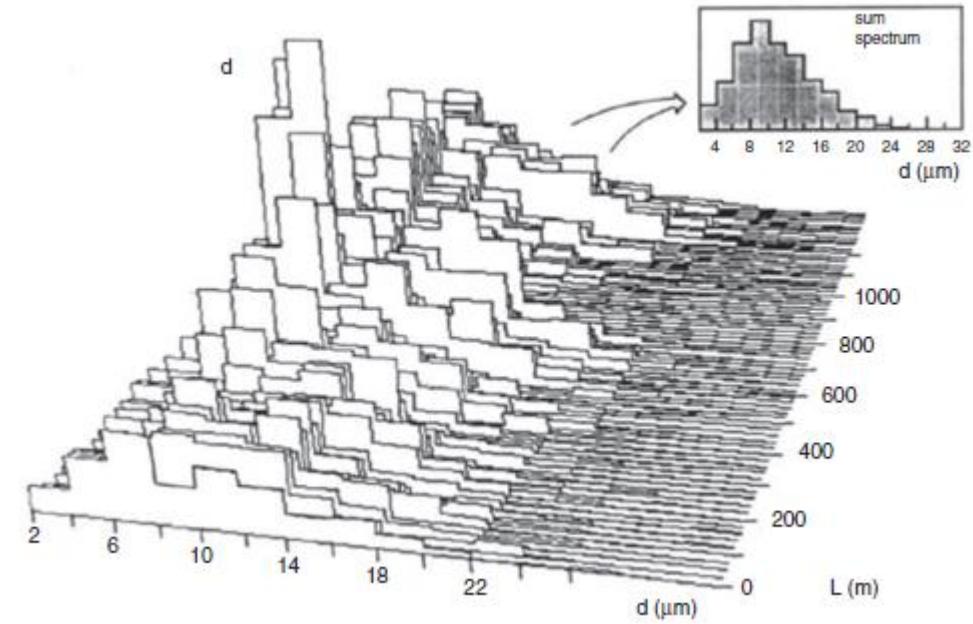


Figura 2.3.7 A média espacial sobre uma zona de amplos espectros bimodais e multimodais produz um amplo espectro unimodal (de Korolev, 1994, cortesia de © Elsevier).

2.3.1 Exemplo de distribuição do tamanho de gotas in situ

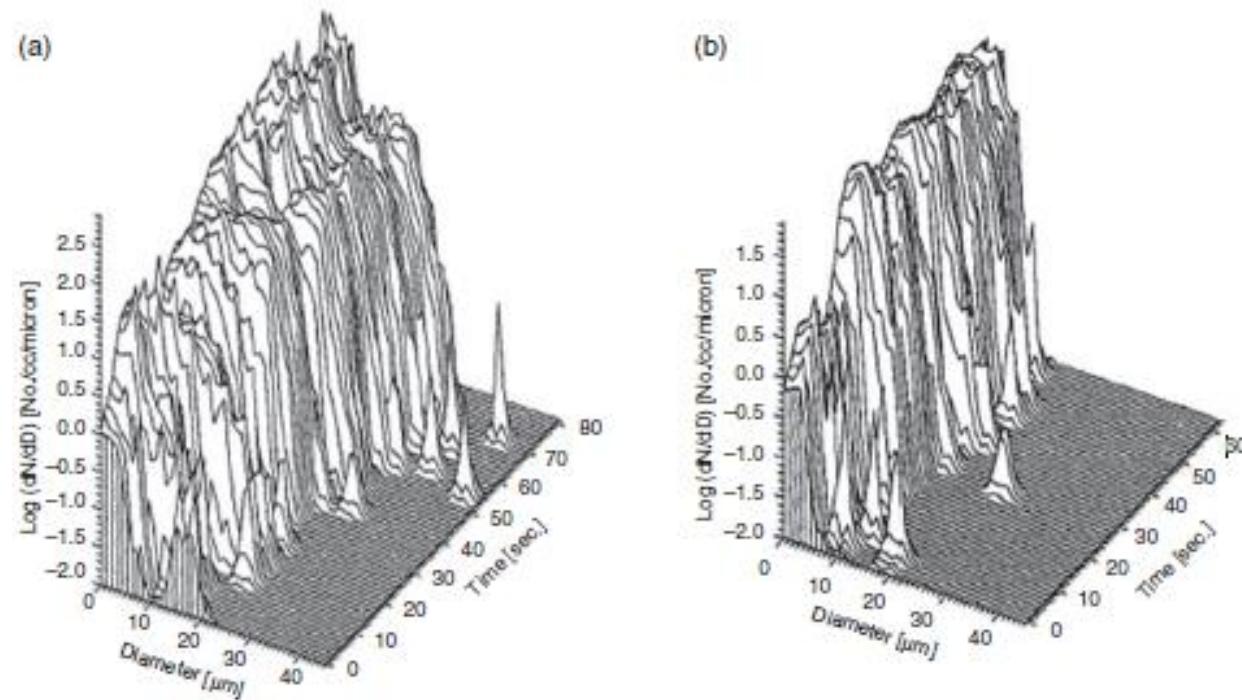
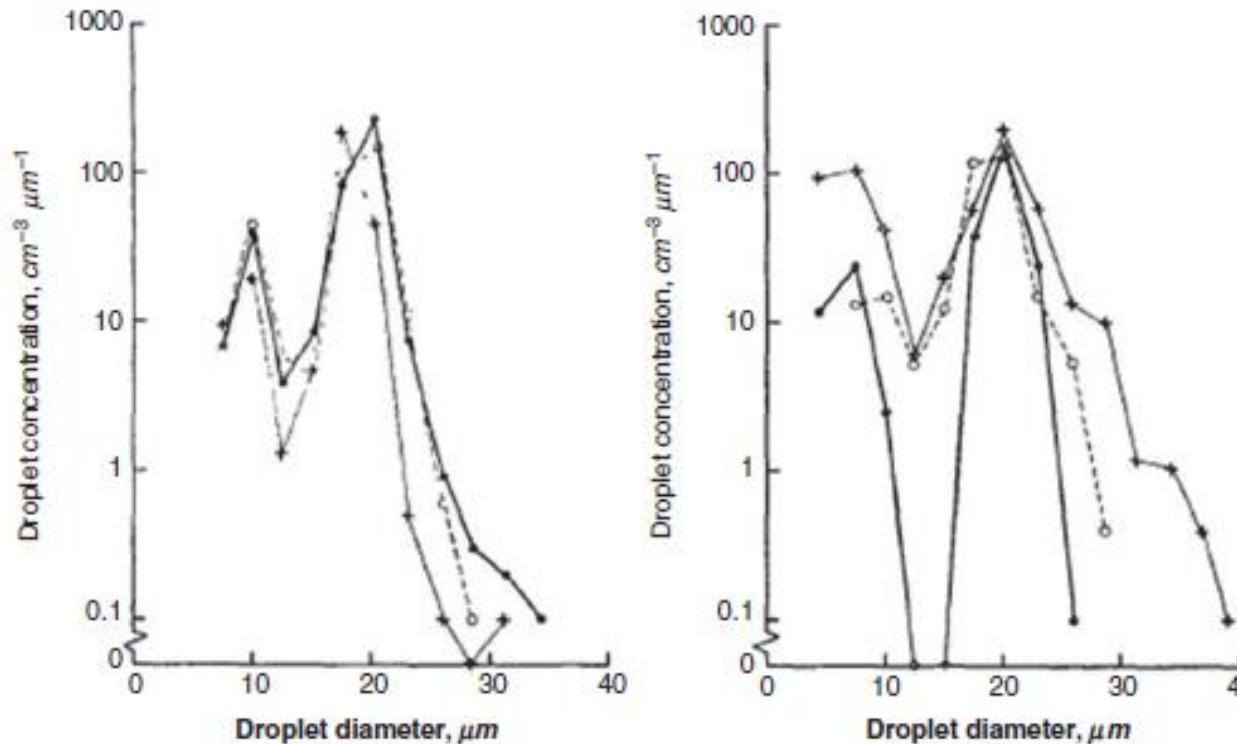


Figura 2.3.8 *Espectros de gotículas de nuvem medidos durante um voo nas proximidades da base de nuvens cumulus* (a) em 6 de março de 1990 e (b) em 6 de fevereiro de 1990 (de Levin et al., 1996; cortesia de © American Sociedade Meteorológica. Usado com permissão).

2.3.1 Exemplo de distribuição do tamanho de gotas in situ



Um exemplo clássico de DSDs bimodais medidos em nuvens cúmulos marítimas foi relatado há cerca de quarenta anos por Warner (1969) (Figura 2.3.9).

Pode-se ver dois modos centrados nos diâmetros de $\sim 4 - 5 \mu\text{m}$ e $\sim 10 - 12 \mu\text{m}$. Vale ressaltar que a diferença entre os modos muda com o tempo e a altura e desaparece em certas alturas.

Figura 2.3.9 Os espectros detalhados de gotículas medidos em nuvens marítimas (de Warner, 1969; cortesia da © American Meteorological Society. Usado com permissão).

2.3.1 Exemplo de distribuição do tamanho de gotas in situ

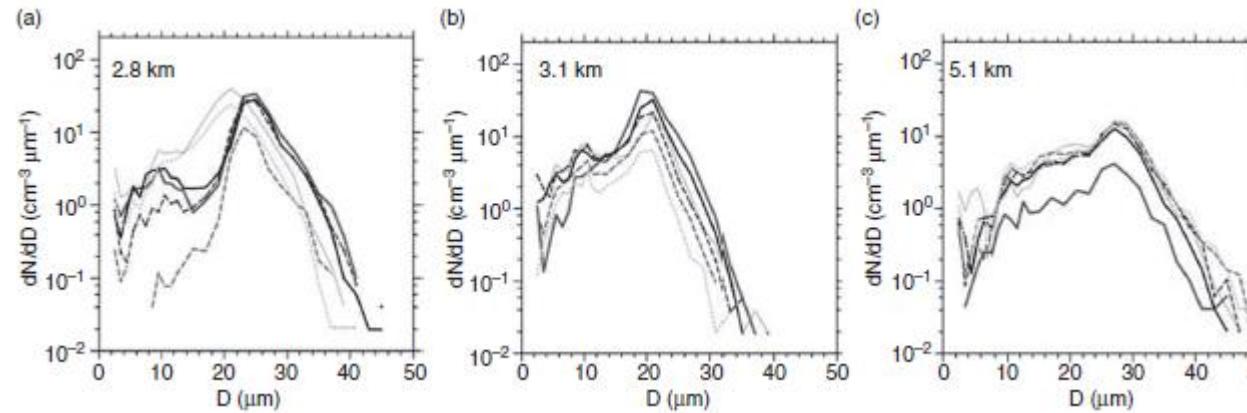


Figura 2.3.10 Gráficos de DSDs medidos em diferentes alturas em topo de nuvens convectivas profundas em desenvolvimento durante uma monção (22 de junho de 2009). Os DSDs foram medidos a uma frequência de 1 Hz (de Prabha et al., 2011; cortesia da © American Meteorological Society. Usado com permissão).

2.3.1 Exemplo de distribuição do tamanho de gotas in situ

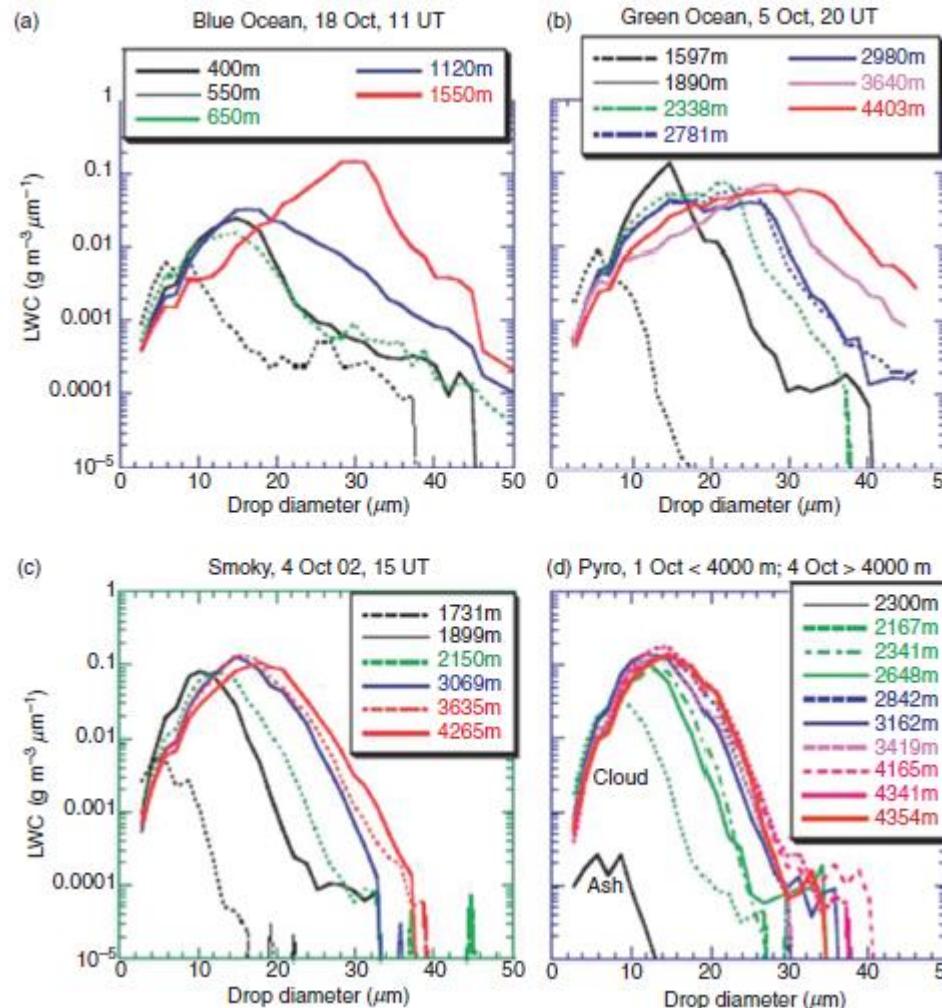


Figura 2.3.11 **A evolução das distribuições de massa sobre a altura em nuvens convectivas em desenvolvimento**, em quatro valores de concentração de aerossóis:

- (a): Blue Ocean, 18 de outubro de 2002, 11:00 UT (horário universal), na costa nordeste do Brasil (4S 38W) ;
- (b): Green Ocean, 5 de outubro de 2002, 20:00 UT, ao ar livre no extremo oeste da Amazônia (6S 73W);
- (c): Nuvens esfumaçadas, 4 de outubro de 2002, 15:00 UT (10S 62W) em Rondônia
- (d): Nuvens pirogênicas, 1º de outubro, 19:00 UT (10S 56W), e em 4 de outubro, 19:00 UT (10S , 67 W).

Os DSDs mais baixos em cada gráfico representam as condições na base da nuvem, exceto em (d), onde a distribuição de massa para grandes partículas de cinzas fora da nuvem também é mostrada (de Andreae et al., 2004; reimpresso com permissão da AAAS).

2.3.2 Exemplo de Distribuição do tamanho de gotas medido em situ

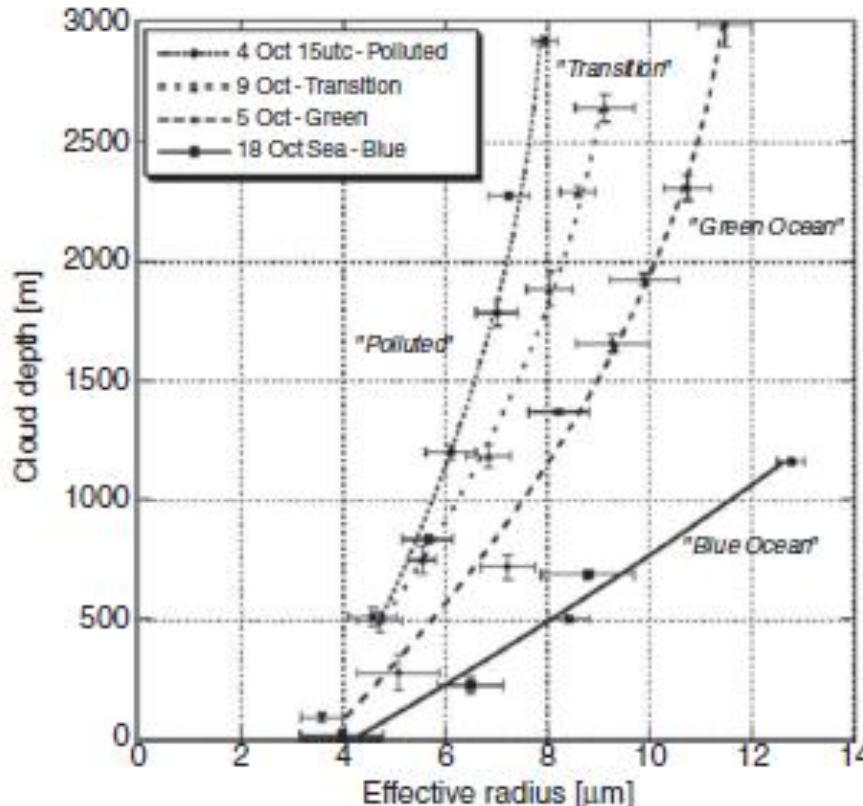


Figura 2.3.12 Os perfis verticais do raio efetivo em topos de nuvens convectivas se desenvolvendo em diferentes concentrações de aerossóis, calculados usando os DSDs medidos in situ na campanha LBA-SMOC.

Notações:

- Nuvens do Oceano Azul medidas sobre o mar;
- Nuvens do Oceano Verde medidas em ar comparativamente limpo sobre a floresta;
- Nuvens de transição e poluídas medidas em zonas de queima de biomassa, em atmosfera poluída (retirado de Freud et al., 2008, cortesia de © ACP).

2.3.2 Exemplo de Distribuição do tamanho de gotas de chuva medido em situ

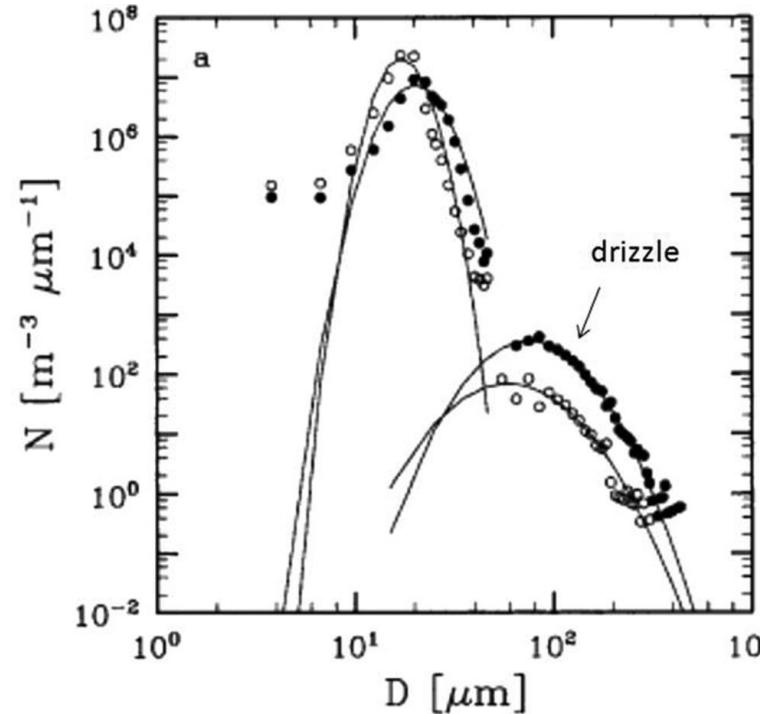


Figura 2.3.13 **DSDs e RSDs de um período de dois minutos de garoa forte** (círculos fechados) e um período de dois minutos de garoa leve (círculos abertos) medidos no topo da nuvem no voo de pesquisa RF07.

Os ajustes funcionais aos dados são mostrados por linhas sólidas (de VanZanten et al., 2005; cortesia da © American Meteorological Society. Usado com permissão)

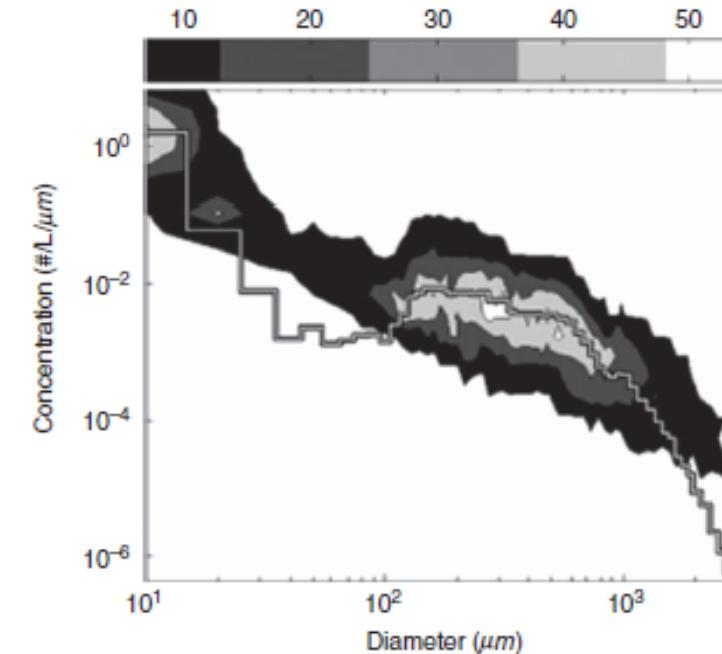
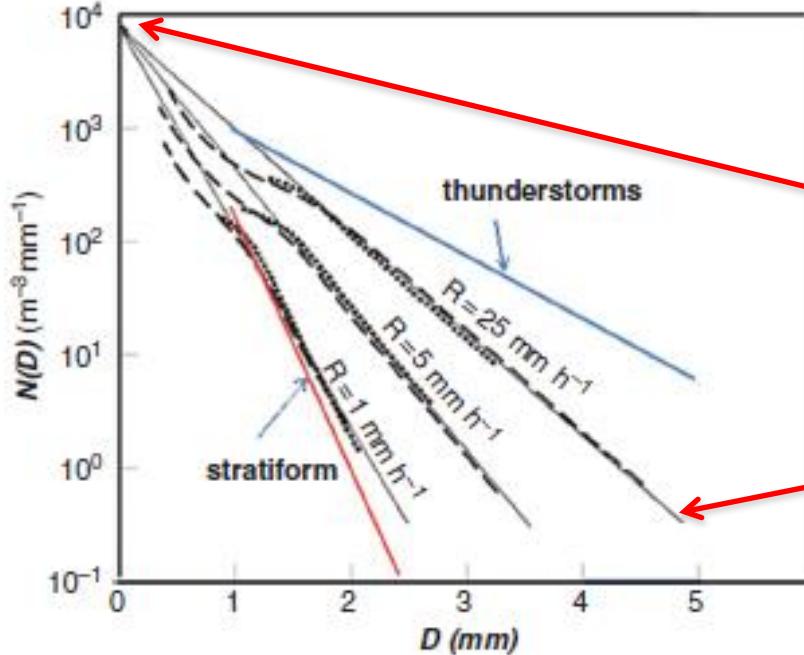


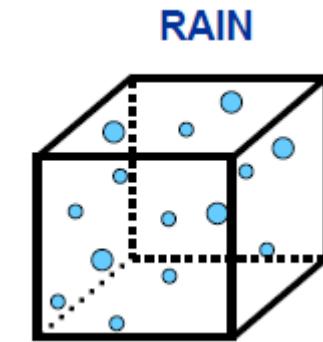
Figura 2.3.14 A média de **237 RSDs observados a 600 pés (183m) de altitude sobre o oceano em 19 de janeiro de 2005**. Os contornos mostram o número de RSDs passando pela região. Muito poucos RSDs individuais têm contagens entre 30 μm e 100 μm. Esses RSDs não aparecem no gráfico de contorno porque os valores zero não são incluídos nos gráficos log-log (de Baker et al., 2009; cortesia de © American Meteorological Society. Usado com **Pado Yushio Kubota** permissão).

2.3.2 Exemplo de Distribuição do tamanho de gotas de chuva medido em situ



$$N = \frac{N_0}{\lambda}$$

- Precisamos determinar ambos N_0 e λ de alguma forma



$$N_D = N_0 e^{-\lambda D}$$

Figura 2.3.15 Distribuições médias de tamanho de chuva.

Linhas pretas: *distribuições apresentadas por Marshall e Palmer (1948) para a chuva medida em Ottawa.*

As linhas pretas tracejadas são de observações;

As linhas sólidas são aproximações por distribuição exponencial.

Linhas vermelhas e azuis mostram *distribuições médias de tamanho de chuva medidas em nuvens estratiformes e tempestades*, respectivamente.

Os RSDs são retirados dos dados da Ilha Wallops (Marshall e Palmer, 1948; Kostinski e Jameson, 1999).

2.3.2 Exemplo de Distribuição do tamanho de gotas de chuva medido em situ

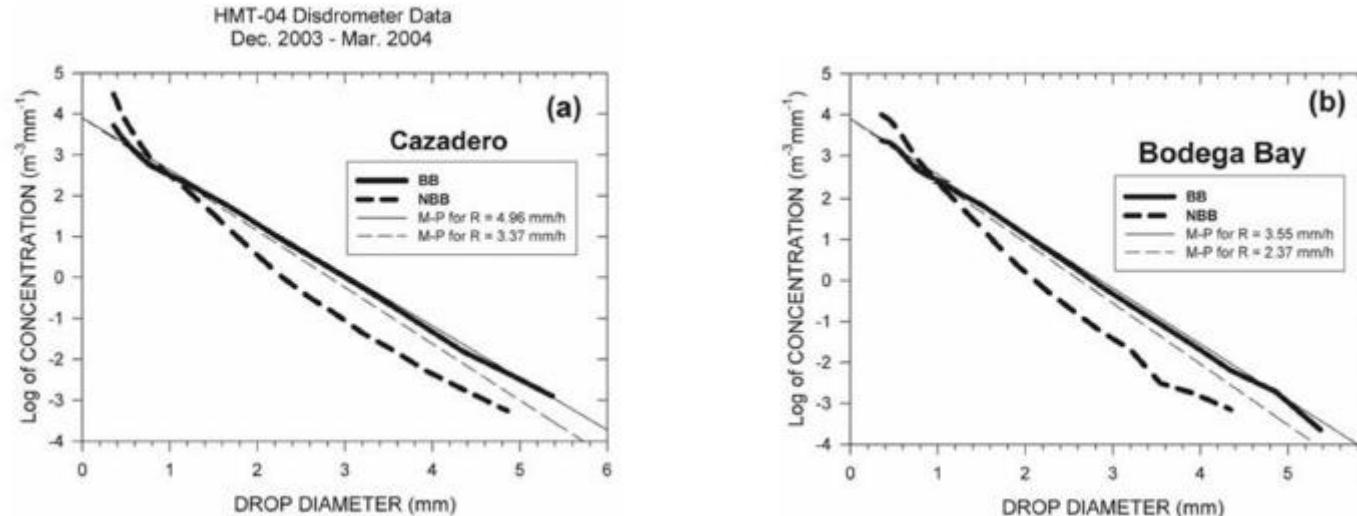


Figura 2.3.16 Distribuições médias de tamanho de gota em (a) Cazadero e (b) Bodega Bay derivadas de amostras de disdrômetros de 10 minutos medidas em tempestades de inverno na zona costeira da Califórnia durante o projeto HMT da NOAA (2003–2004), inverno HMT-04 estação.

As linhas grossas representam as medições para os períodos de banda brilhante (BB) (sólido) e banda não brilhante NBB (tracejado). Linhas retas finas representam os espectros exponenciais de Marshall-Palmer para as mesmas intensidades médias de precipitação das observações do HMT-04, onde linhas sólidas finas correspondem às taxas de chuva BB em cada local e linhas tracejadas finas correspondem às taxas de chuva NBB (de Martner et al., 2008; cortesia de © American Meteorological Society. Usado com permissão).

2.3.2 Exemplo de Distribuição do tamanho de gotas de chuva medido em situ

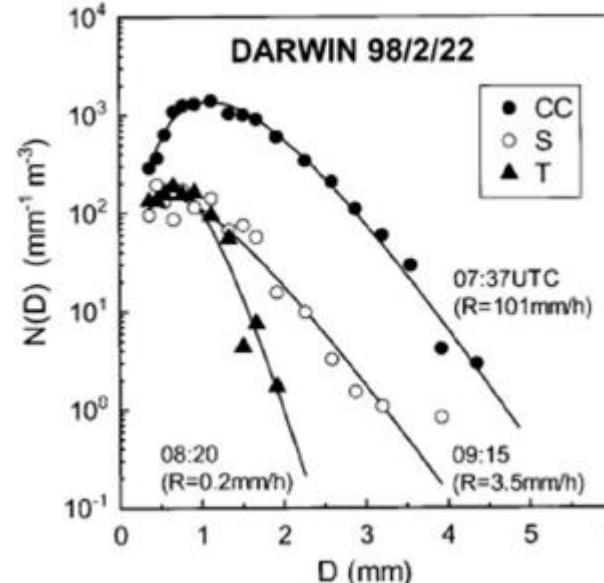


Figura 2.3.17 RSDs **medidos em diferentes partes da linha de instabilidade continental** (CC é o centro convectivo; S é a região estratiforme; e T é a refletividade em toda a região) em 22 de fevereiro de 1998, observado em Darwin, Austrália.

A aproximação pela distribuição Gama é plotada por linhas sólidas (de Maki et al., 2001; cortesia de © American Meteorological Society. Usado com permissão).



WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas

“Microfísica”



2.4 Nuvens de gelo

Todas as partículas de gelo de nuvem são geralmente subdivididas em quatro grandes classes:

- 1) cristais de gelo,
- 2) agregados (flocos de neve),
- 3) graupel
- 4) granizo.

2.4.1 Cristais de Gelo

Tipo de hidrometeoro **dominantes em nuvens cirrus, bigornas de nuvens címulos profundas, estratiformes de gelo e nuvens estratiformes de fase mista.**

As propriedades radiativas da atmosfera nublada (por exemplo, albedo) são determinadas em grande parte pela concentração de cristais de gelo, distribuições de tamanho e formas de cristais em nuvens cirrus cobrindo grandes áreas.

Os cristais de gelo desempenham um papel altamente importante na microfísica das nuvens de fase mista, pois participam da produção de todos os outros tipos de partículas de gelo da nuvem.

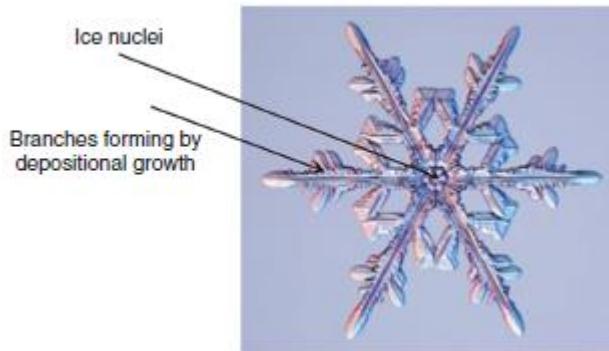


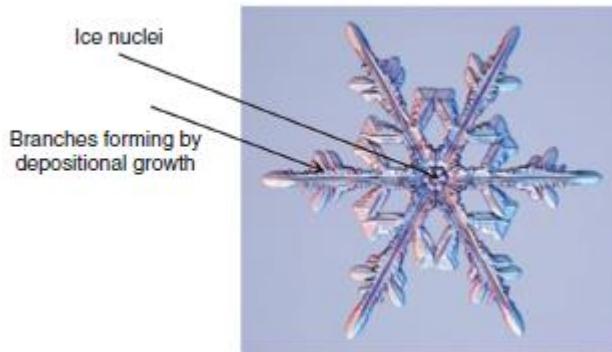
Figura 2.4.1 Um **cristal dendrítico de forma regular**; sua parte central é um Ice Nuclei (IN) (ou uma pequena gota congelada), que desencadeou a formação do cristal.

Os ramos cresceram devido ao crescimento deposicional

(www.flickr.com/photos/klibbrecht/15781855351/in/photostream/; permissão do fotógrafo Dr. K.G. Libbrecht).

2.4.1 Cristais de Gelo

Às vezes, os modeladores de nuvens atribuem partículas de gelo a cristais de gelo se eles tiverem o tamanho linear máximo abaixo de ~100–150 µm e velocidades de queda de várias dezenas de cm/s..



Cristais primários se formando em temperaturas acima de -20C são tipicamente monocristais, ou seja, cristais de monocristalestrutura.

Figura 2.4.1 Um cristal dendrítico de forma regular; sua parte central é um Ice Nuclei (IN) (ou uma pequena gota congelada), que desencadeou a formação do cristal.

Os ramos cresceram devido ao crescimento deposicional

(www.flickr.com/photos/klibbrecht/15781855351/in/photostream/; permissão do fotógrafo Dr. K.G. Libbrecht).

WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas

“Microfísica”



2.4.1 Cristais de Gelo

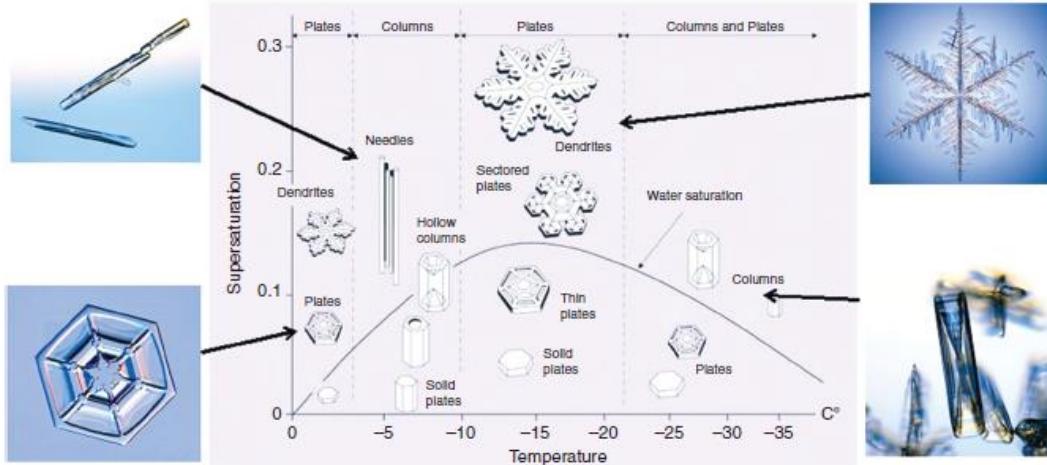


Figura 2.4.2 O diagrama do hábito do cristal de neve: supersaturação do gelo – temperatura com mudanças na morfologia (em www.snowcrystals.com/morphology/morfologia.html; permissão do autor K.G. Libbrecht).

Medições de laboratório e observações in situ indicam que cada hábito de cristal de gelo (um grupo de cristais de gelo com uma forma semelhante) se forma dentro de suas próprias faixas de temperaturas e supersaturações de gelo.

A temperatura é um fator importante que determina a formação de um determinado tipo de cristal.

Por exemplo, as placas se formam na faixa de temperatura de 0C a -4C e de -8C a -22C, enquanto as colunas se formam na faixa de temperatura de -4C a -8C.

Cristais ramificados (dendritos) tendem a crescer dentro da faixa de temperatura de -10C a -20C em supersaturações de gelo comparativamente altas..

WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas

“Microfísica”



2.4.1 Cristais de Gelo

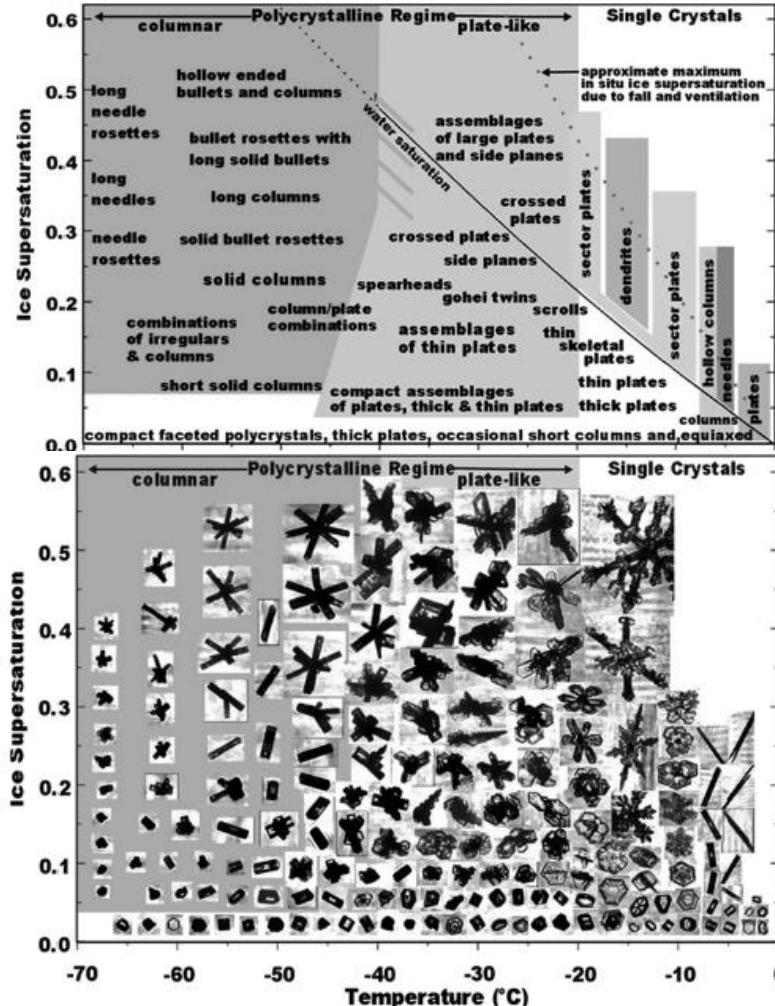


Figura 2.4.3 Uma roseta de bala (de www.snowcrystals.com/guide/sampler.jpg, permissão do Prof. K.G. Libbrecht).

Os cristais de gelo que crescem em torno de gotas congeladas formando seu centro são bastante difundidos e, dependendo da temperatura do ar circundante, constituem 20 a 50% de todos os cristais

. O diâmetro da gota central congelada varia entre 2,5 e 25 μm . Em temperaturas mais baixas, as gotas congeladas tornam-se policristalinas e desencadeiam a formação dos chamados cristais espaciais, que geralmente são uma combinação de cristais colunares. As colunas podem ter uma forma cônica ou piramidal (forma de bala) com a ponta apontando para a gota congelada em seu centro comum

2.4.1 Cristais de Gelo



O novo diagrama mostrado na Figura 2.4.4 cobre a faixa de temperatura de -1C até -70C. Embora mantendo as descrições bem estabelecidas de hábitos dos diagramas anteriores para temperaturas acima de -18°C, o novo diagrama fornece informações mais precisas para temperaturas mais baixas.

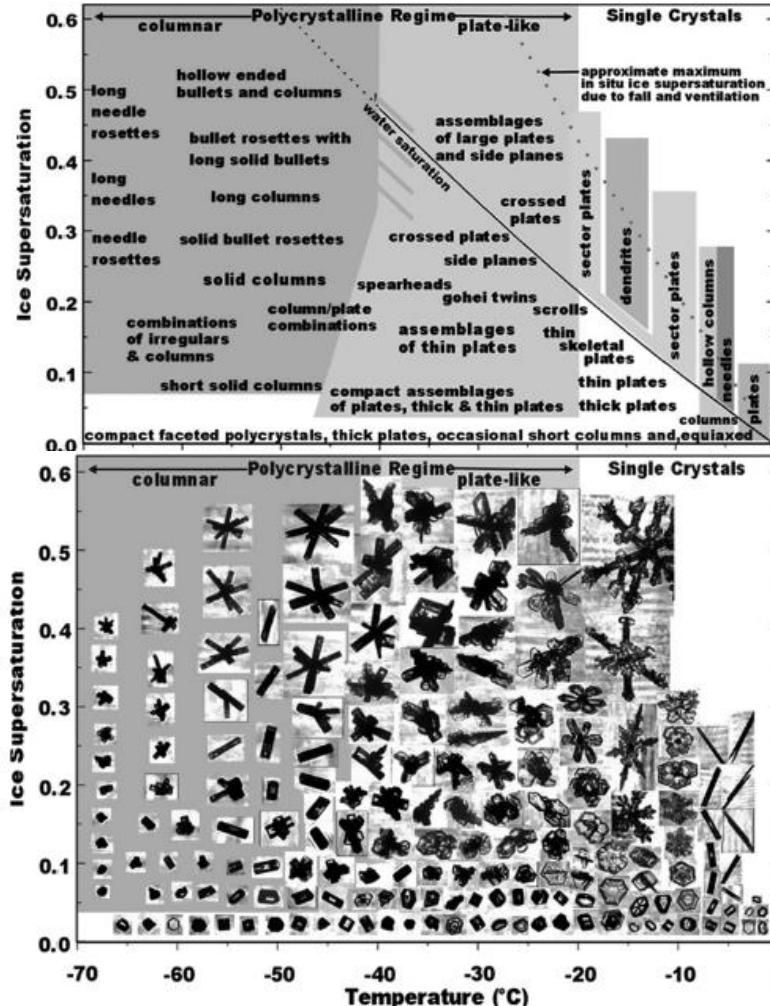
O diagrama mostra que em baixas temperaturas os hábitos dominantes são compostos de policristais de várias formas.

Existem duas versões distintas de hábito : um cristal em forma de placa em temperaturas de -20C a -40C e um cristal colunar em temperaturas de -40C a -70C.

O novo diagrama também enfatiza o fato de que a maioria dos cristais individuais são complexos, irregulares e de aparência imperfeita, de acordo com os resultados relatados por Korolev et al. (1999, 2000). Placas e colunas são os hábitos mais comuns em baixa supersaturação de gelo. Muitos cristais têm formas tão irregulares que foram erroneamente identificados como agregados em estudos anteriores. Além disso, a maioria dos cristais muito pequenos que crescem em baixa supersaturação de gelo são policristais facetados compactos e não esferóides.

Figura 2.4.4 O diagrama de hábitos dos cristais de neve para cristais de gelo atmosféricos com base em resultados de laboratório e estudos de campo (de Bailey e Hallett, 2009; cortesia de © American Meteorological Society. Usado com permissão).

2.4.1 Cristais de Gelo



Mudanças substanciais nos hábitos podem ocorrer devido a movimentos verticais que ocorrem no curso da transição de uma condição de crescimento para outra.

Um cristal modificado geralmente “armazena” a história de sua nucleação e mudanças nas condições de crescimento.

Quando os cristais caem de uma região de nuvem para outra, suas formas mudam e se tornam bastante complicadas, contendo elementos ou combinações de diferentes formas básicas de cristais, como cristais estelares com placas espaciais, colunas com dendritos, etc. (Pruppacher e Klett, 1997).

Figura 2.4.4 O diagrama de hábitos dos cristais de neve para cristais de gelo atmosféricos com base em resultados de laboratório e estudos de campo (de Bailey e Hallett, 2009; cortesia de © American Meteorological Society. Usado com permissão).



WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas

“Microfísica”



2.4.1 Cristais de Gelo

Às vezes, há uma necessidade de representar as formas dos cristais de gelo com mais precisão do que apenas a aproximação por esfera, cilindro, disco ou elipsóide. Wang (1997) apresentou expressões matemáticas simples que descrevem formas bastante complicadas de cristais. Por exemplo, ele propôs descrever formas de placas e dendritos usando a seguinte fórmula para a distância do centro de um cristal de gelo à sua borda:

$$r = a [\sin^2(n\theta)]^b + c, \quad (2.4.1)$$

onde r e θ são as coordenadas radial e angular em relação ao centro de um cristal de gelo, respectivamente.

O **parâmetro de amplitude a** , o **parâmetro de largura b** , o **parâmetro de tamanho central c** e o parâmetro poligonal n são ajustáveis para ajustar a forma e o tamanho dos cristais de gelo.



WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas

“Microfísica”



2.4.1 Cristais de Gelo

Uma **projeção retangular de uma forma de cristal semelhante a uma coluna cilíndrica de comprimento L e diâmetro D** é descrita pela fórmula:

$$\frac{4x^2}{L^2} + \frac{4y^2}{D^2} \left(1 + \varepsilon - \frac{4x^2}{L^2} \right) = 1, \quad (2.4.2)$$

onde $\varepsilon \ll 1$ é um pequeno número positivo.

Estruturas 3D de cristais de gelo são descritas usando a fórmula

$$r = \left\{ a [\cos^2(m\theta)]^b + c \right\}^d \left\{ a' [\sin^2(n\varphi)]^{b'} + c' \right\}^{d'} \quad (2.4.3)$$

Esta equação é uma extensão da Equação (2.4.1) aplicada aos ângulos θ e φ . A forma gerada por esta expressão tem $2mn$ ramos. Por exemplo, uma combinação de balas de oito lóbulos mostrada na Figura 2.4.5 (à direita) pode ser gerada usando a fórmula

$$r = [1 - \cos^4(2\varphi)]^{20} [1 - \sin^4(2\theta)]^{20}.$$

2.4.1 Cristais de Gelo

Esta equação é uma extensão da Equação (2.4.1) aplicada aos ângulos θ e φ . A forma gerada por esta expressão tem $2mn$ ramos. Por exemplo, uma combinação de balas de oito lóbulos mostrada na Figura 2.4.5 (à direita) pode ser gerada usando a fórmula

$$r = [1 - \cos^4(2\varphi)]^{20} [1 - \sin^4(2\theta)]^{20}.$$

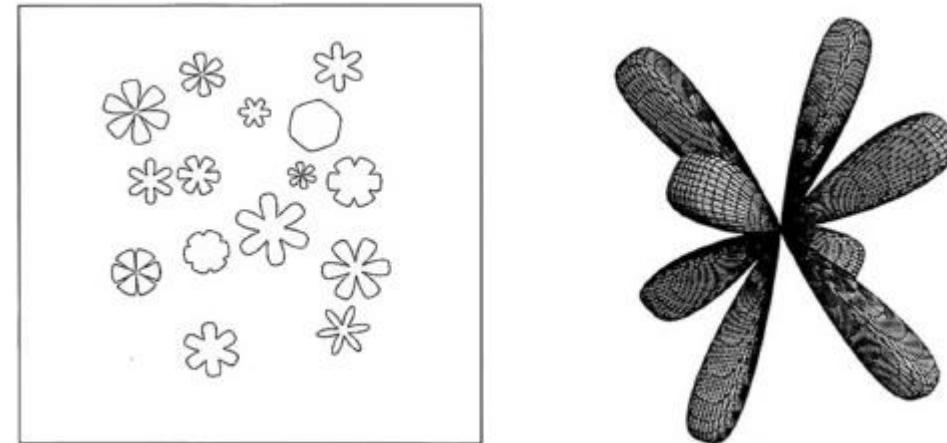


Figura 2.4.5 Esquerda: Formas diferentes de cristais tipo placa e tipo dendrito obtidos usando a Equação (2.4.1) sob diferentes valores de a , b e c . Direita: Um exemplo de uma combinação de projéteis de oito lóbulos (de Wang, 1997; cortesia da © American Meteorological Society. Usado com permissão).

WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas

“Microfísica”



2.4.1 Cristais de Gelo

Parâmetros de distribuições de tamanho de cristal de gelo foram medidos em vários experimentos de campo (Field et al., 2007; Tian et al., 2010). A Tabela 2.4.1 mostra os parâmetros das distribuições de tamanho de cristais de gelo medidos em vários projetos, como FIRE (Primeiro Experimento Regional do ISCCP), ICE (International Cirrus Experiment), EUCREX (European Cloud and Radiation Experiment) e em outras medições de campo. Embora estes PSDs cirros medidos in situ variem muito de caso para caso, em nuvens cirros elas geralmente têm o padrão bimodal ao lado do padrão unimodal. **Em muitos casos, as distribuições de tamanho de cristal de gelo variaram verticalmente** (por exemplo, Heymsfield e Platt, 1984; Koch, 1996).

Cloud Type	Instruments	Spectrum Pattern	Microphysical Features
cirrus uncinus, cirrostratus		bimodal, single-modal	range: 20–100 μm , $R_{\maxi2} = 500 \mu\text{m}$
stratospheric cirrus anvil	2D grey imaging probe	tri-modal	
cirrus		single-modal, bimodal	
all types of cirrus (FIRE II)	ice particle replicator	bimodal	range: 20–450 μm $R_{\maxi1} = 20 \mu\text{m}$, $R_{\min1} = 150 \mu\text{m}$, $R_{\maxi2} = 250–300 \mu\text{m}$, $N_{\maxi1} = 7 \times 10^5 \text{ m}^{-3}$, $N_{\maxi2} = 5 \times 10^2 \text{ m}^{-3}$
cirrus (FIRE II)	PMS 2DC, ice particle replicator	bimodal	$R_{\maxi1} = 20 \mu\text{m}$, $R_{\min1} = 100 \mu\text{m}$, $R_{\maxi2} = 200–300 \mu\text{m}$, $N_{\maxi1} = 10^5 \text{ m}^{-3}$, $N_{\maxi2} = 10^3 \text{ m}^{-3}$
Arctic cirrus (EUCREX)	PMS OAP 2D2-C	single-modal, bimodal	range: 40–500 μm , $R_{\min1} = 100–200 \mu\text{m}$, $R_{\maxi1} = 40 \mu\text{m}$, $R_{\maxi2} = 100–300 \mu\text{m}$, $N_{\maxi1} = 10^3 \text{ m}^{-3}$, $N_{\maxi2} = 10^2 \text{ m}^{-3}$
jet stream cirrus frontal cirrus (EUCREX)	PMS OAP, Hallet replicator	single-modal, single-modal	more ice water and larger ice crystals are found in frontal cirrus than in jet stream cirrus
contrail cirrus, natural cirrus (ICE)	PMS 2D-C	single-modal, bimodal	high ice particle number density and small particles are found in contrail cirrus; $R_{\maxi2} = 300–400 \mu\text{m}$, $N_{\maxi1} = 10^3 \text{ m}^{-3}$, $N_{\maxi2} = 10^1 \text{ m}^{-3}$, $R_{\min1} = 200 \mu\text{m}$

Tabela 2.4.1 Parâmetros de cristais de gelo medidos em nuvens cirros (de Zhang et al., 1999 com alterações; cortesia de Elsevier).

Notations:

- $R_{\min1}$: crystal size at the minimum concentration trough.
- $R_{\maxi1}$: crystal size at the first maximum concentration peak.
- $R_{\maxi2}$: crystal size at second maximum concentration peak.
- $N_{\maxi1}$: the first maximum in crystal concentration.
- $N_{\maxi2}$: the second maximum in crystal concentration.

2.4.2 Agregados e Floco de neve



Figura 2.4.7 A imagem dos agregados formados por cristais de neve(de www.its.caltech.edu/~atomic/snowcrystals/; cortesia defotógrafo, Prof. K.G. Libbrecht).

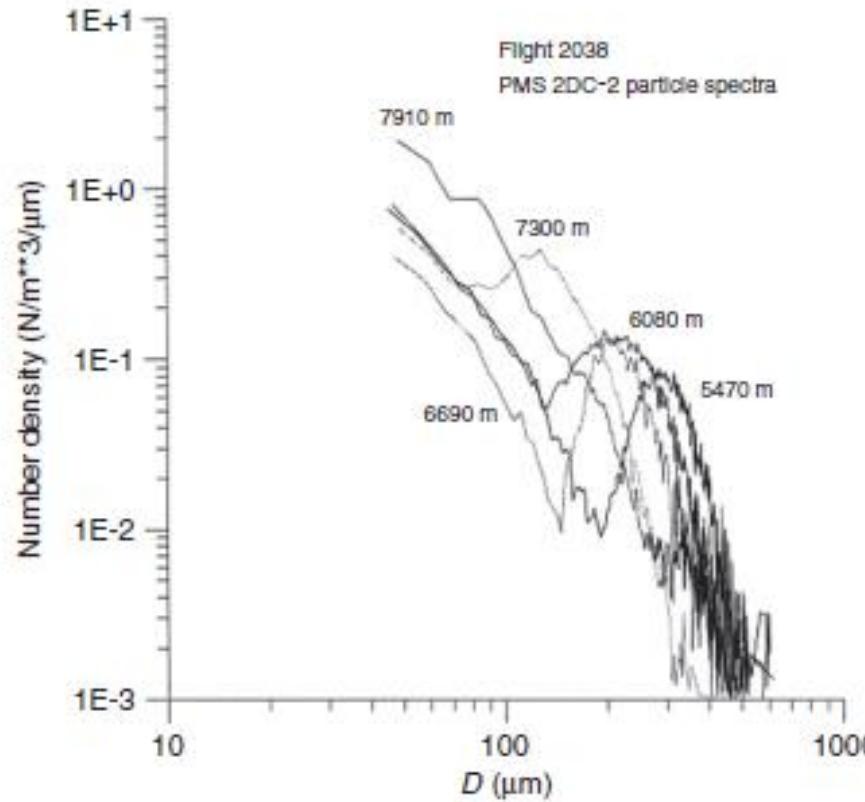
O tamanho máximo dos agregados normalmente varia entre 400 e 1.500 µm.

Agregados cujo tamanho excede esse intervalo são atribuídos a flocos de neve.

Na modelagem de nuvens, os agregados dentro de toda a gama de tamanhos às vezes são chamados de neve.

A temperatura do ar e a forma do cristal são dois fatores dominantes no processo de agregação.

2.4.2 Agregados e Flocos de neve



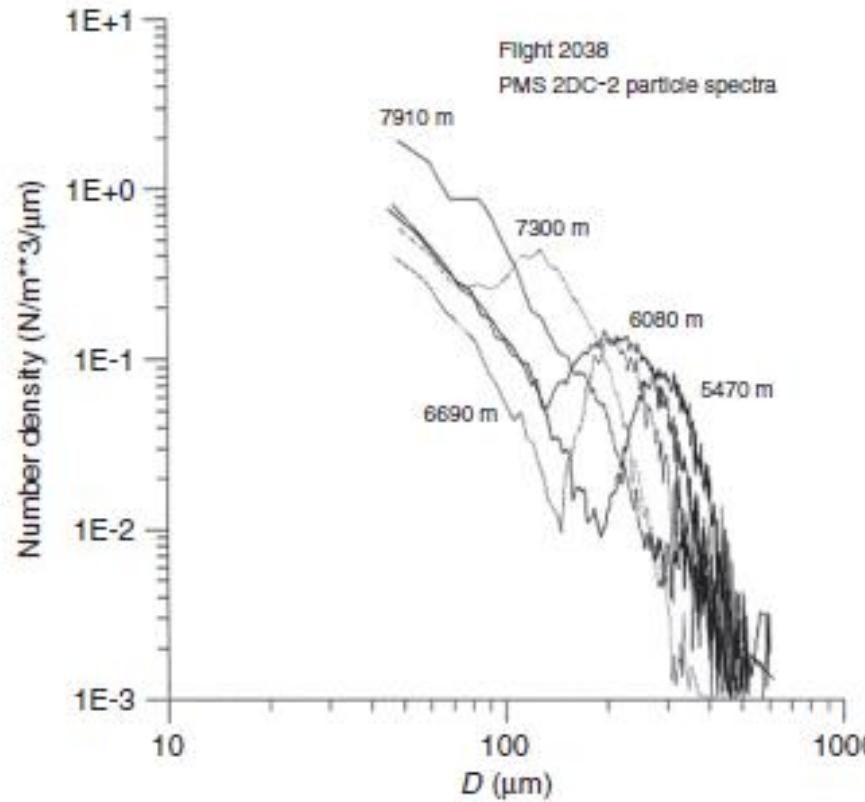
Os diâmetros dos flocos de neve aumentaram com a diminuição da altura (de ~1 cm a ~2 km de nível para 2–4 cm a 0,6 km).

A concentração total de partículas diminuiu de cerca de $0,5 \text{ m}^{-3}$ ~2 km para cerca de $0,1 \text{ m}^{-3}$ ~0,6 km.

Agregados com tamanhos de até cerca de 5 cm foram observados em uma região de 30 km por meio do

Figura 2.4.6 Espectros bimodais de tamanhos de cristais de gelo medidos durante o EUCREX. D é o diâmetro de uma esfera com uma área de superfície equivalente (de Zhang et al., 1999; cortesia de © Elsevier).

2.4.2 Agregados e Floco de neve



Flocos de neve são susceptíveis de quebrar depois de atingir o tamanho máximo de vários cm.

A separação pode ser espontânea ou colisional.

No último caso, a ruptura ocorre após a colisão entre um flocos de neve e uma partícula (provavelmente graupel ou granizo) que se move a uma velocidade significativamente maior do que o flocos de neve (ver Seção 6.8).

Figura 2.4.6 Espectros bimodais de tamanhos de cristais de gelo medidos durante o EUCREX. D é o diâmetro de uma esfera com uma área de superfície equivalente (de Zhang et al., 1999; cortesia de © Elsevier).

WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas

“Microfísica”

2.4.3 Graupel

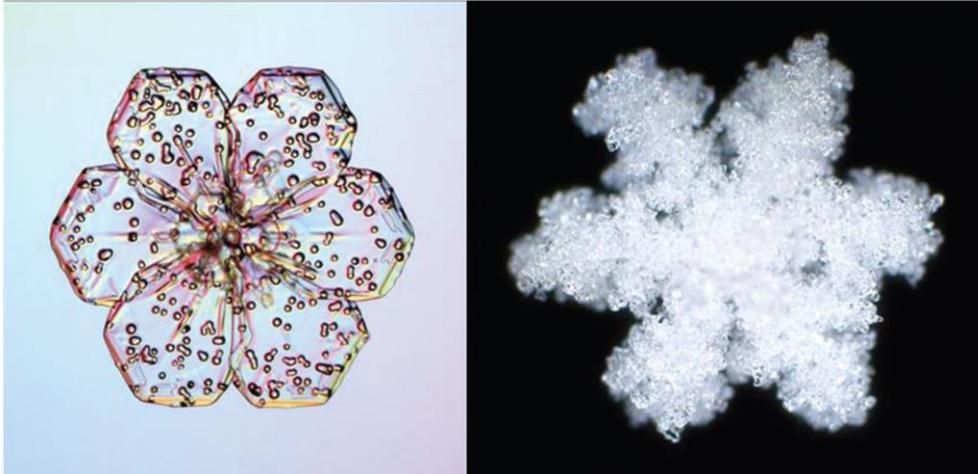


Figura 2.4.9 Imagens de cristais de gelo com bordas fracas (à esquerda) e com bordas fortes (à direita).

As gotículas congeladas vistas na superfície dos cristais são muito menores do que os próprios cristais

(de www.its.caltech.edu/~atomic/snowcrystals/;
cortesia do fotógrafo Prof. K.G. Libbrecht).

Em nuvens que contêm cristais e gotículas super-resfriadas, cristais de gelo e agregados coletam pequenas gotículas de água.

O riming intenso aumenta a densidade aparente de cristais e agregados e torna suas formas mais próximas de esféricas com porosidade significativa

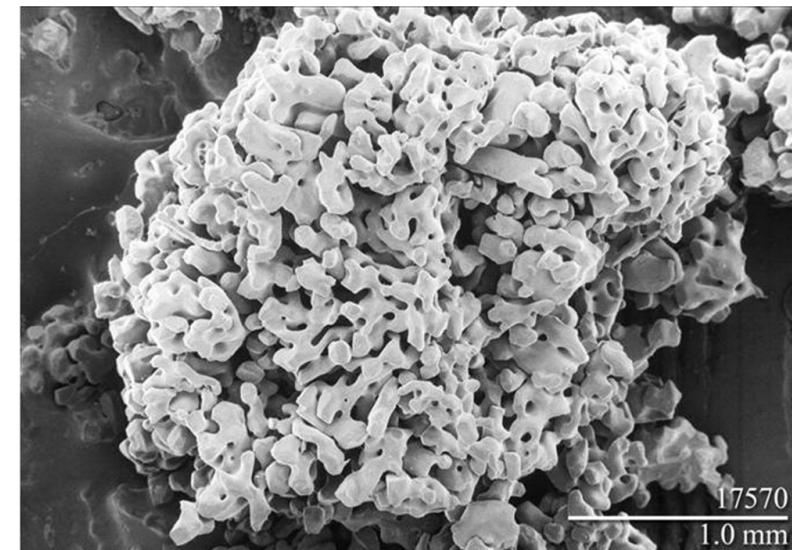


Figura 2.4.10 Agregados com bordas pesadas (de <http://www.snowcrystals.com>; cortesia do fotógrafo, Prof. [K.G. Libbrecht](#))

2.4.3 Graupel

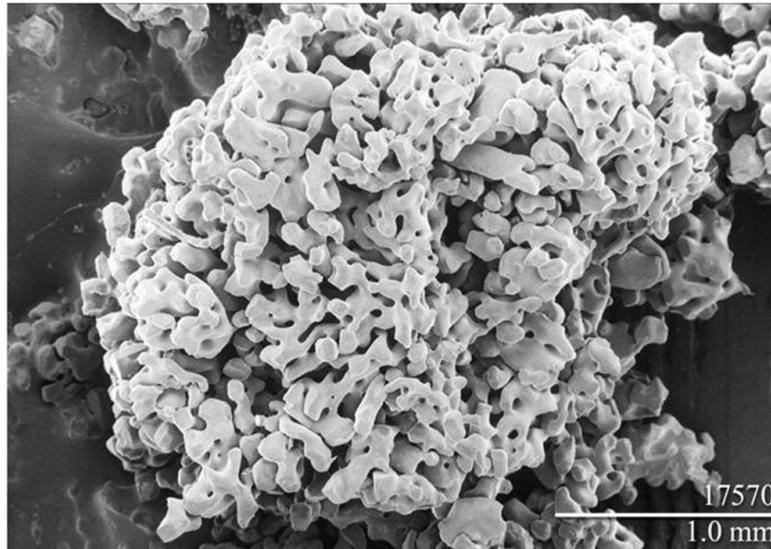
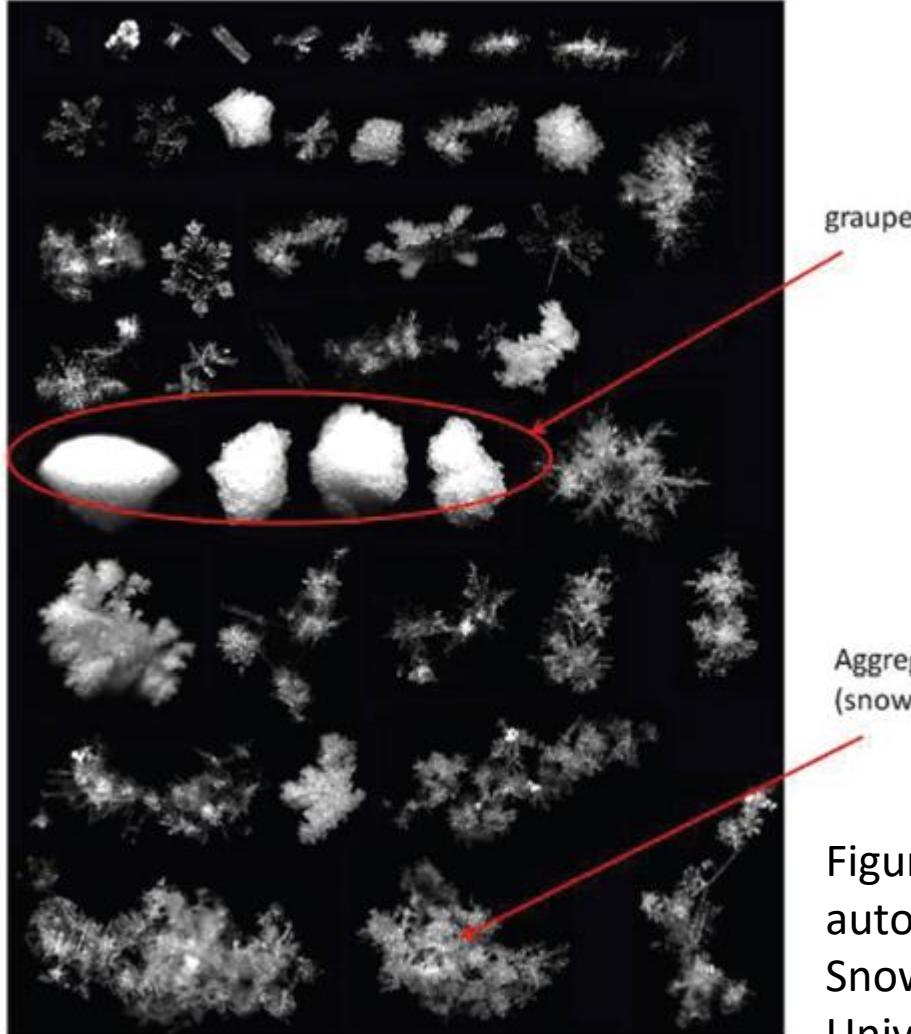


Figura 2.4.10 Agregados com bordas pesadas (de <http://www.snowcrystals.com/cortesia> do fotógrafo, Prof. K.G.Libbrecht).

O riming intenso aumenta a densidade aparente de cristais e agregados e torna suas formas mais próximas de esféricas com porosidade significativa

Quando a densidade aparente das partículas rimadas excede $\sim 0,2 \text{ g cm}^{-3}$, elas são atribuídas ao graupel. Graupel é o tipo mais difundido de hidrometeoros de gelo em nuvens convectivas, sua densidade aparente variando de 0,2 a $\sim 0,8 \text{ g cm}^{-3}$. No caso de o graupel se formar por meio da borda de agregados, sua densidade aparente aumenta com seu tamanho. Graupel também pode se formar por colisões entre gotas congeladas e gotas menores (Pruppacher e Klett, 1997). Neste caso, a densidade aparente diminui com o aumento do tamanho do graupel. Os tamanhos de Graupel variam entre $100 \mu\text{m}$ e $\sim 0,8\text{--}1 \text{ cm}$ de diâmetro.

2.4.3 Graupel



Uma foto de partículas de graupel de diferentes formas caindo junto com agregados de neve (flocos de neve) é apresentada na Figura 2.4.11.

Figura 2.4.11 Uma coleção de flocos de neve e graupel fotografados automaticamente à medida que caíam em Alta, Utah, pela nova câmera Multi-Angle Snowflake desenvolvida na Universidade de Utah (cortesia do Prof. Tim Garrett, Universidade de Utah).

WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”

2.4.3 Graupel

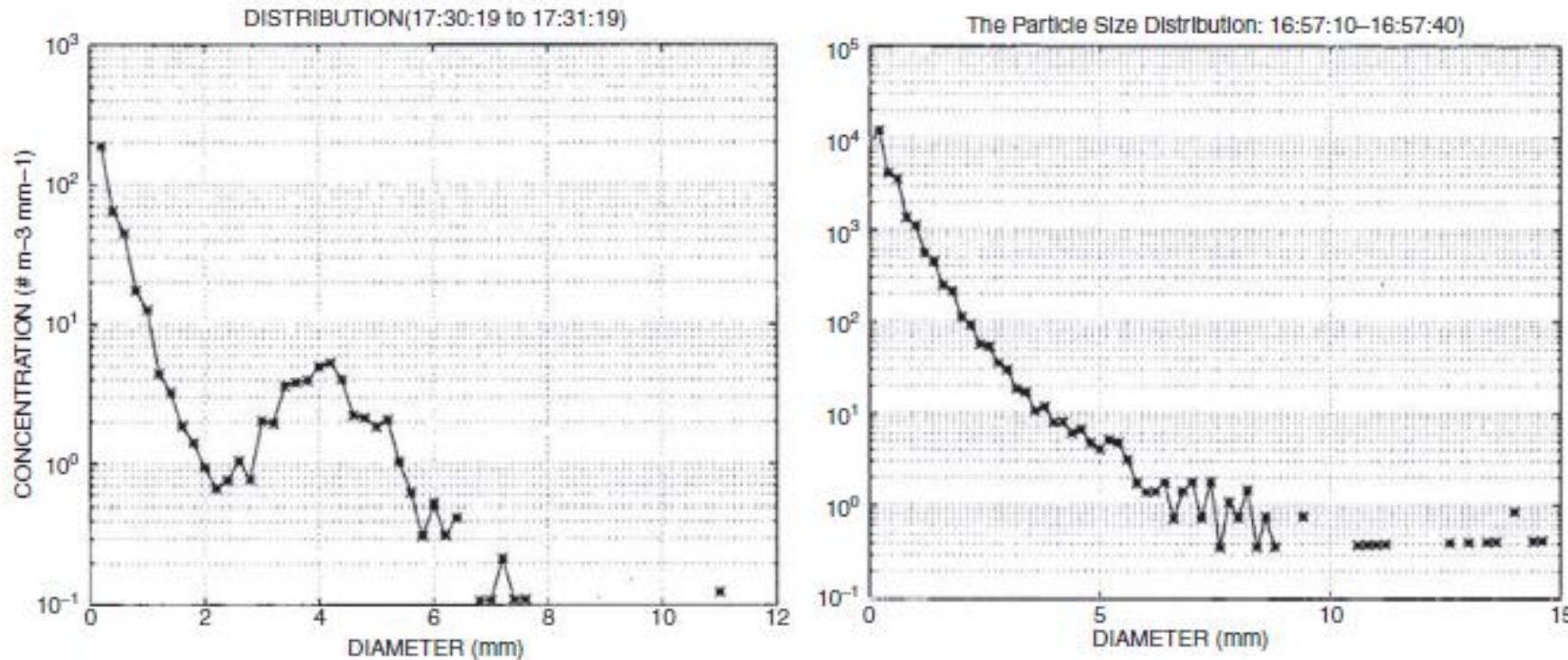


Figura 2.4.12 Distribuições de tamanho de partícula (principalmente graupel) durante uma tempestade em 20 de junho de 1995, perto de Fort Collins, Colorado , medida no nível de 4 km por HVPS (de El-Magd et al., 2000; cortesia de © IEEE. Reimpresso com

Pode-se ver que as distribuições de tamanho de graupel podem ser **bimodais**, semelhantes às distribuições de cristais de gelo. Essas distribuições de tamanho foram medidas durante a mesma tempestade com o incremento de tempo de aproximadamente 0,5 h.

2.4.4 Granizo (Hail)



Figura 2.4.13 As imagens de graupel (esquerda) e partículas de granizo de diferentes formas (de <http://globe-views.com/dcim/dreams/hail/granizo-01.jpg>).

O granizo é o maior hidrometeoro de gelo de maior densidade próximo ao do gelo puro ($0,91 \text{ g cm}^{-3}$).

A formação de granizo pode ser desencadeada por diferentes mecanismos. O mecanismo dominante na zona tropical é o congelamento de gotas de chuva comparativamente grandes logo acima do nível de congelamento (Takahashi, 2006). Essas gotas congeladas/partículas de granizo não excedem 4–5 mm de diâmetro. Nas tempestades de granizo de latitude média, o granizo normalmente se forma a partir de um embrião de granizo (uma gota congelada ou um cristal de gelo) nos níveis superiores de nuvens convectivas profundas. O embrião cresce através da coleta de água super-resfriada em baixas temperaturas. O granizo se forma em condições de alta instabilidade atmosférica e correntes ascendentes verticais superiores a 30–40 m/s.

2.4.4 Granizo (Hail)



Uma foto de uma grande pedra de granizo

A razão de aspecto das partículas de granizo diminui de ~1,0 ou 0,9 para cerca de 0,6.

As partículas de granizo de diferentes formas, incluindo granizo em forma de disco, são mostradas na Figura 2.4.13.



Seção transversal de uma pedra de granizo que experimentou recirculação dentro de uma nuvem

Paulo Yoshio Kubota

2.4.4 Granizo (Hail)

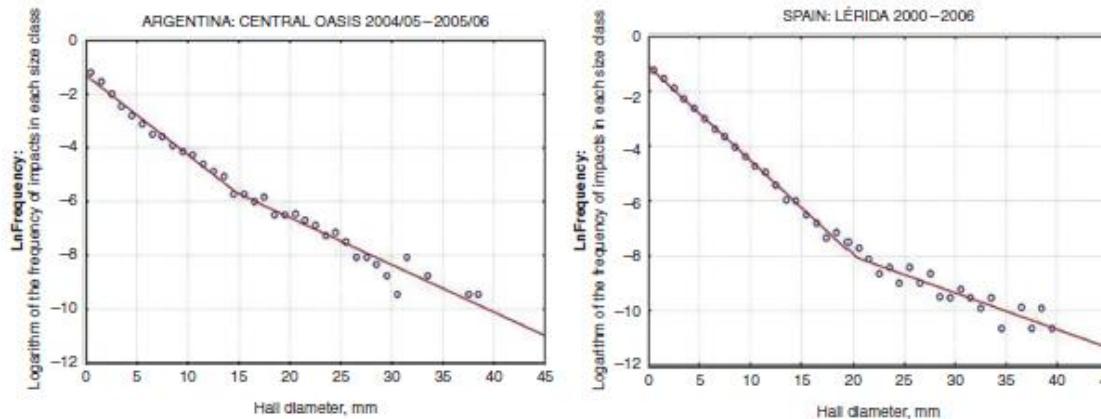


Figura 2.4.16 Função por partes para a rede de granizo Central Oasis (Argentina) (esquerda) e para a rede de granizo Lérida (Espanha (direita). Linhas retas correspondem a distribuições exponenciais (de Sánchez et al., 2009; cortesia de © Elsevier).

Partículas de granizo com diâmetro superior a 5 mm foram analisadas. As distribuições de tamanho de granizo obtidas para casos com granizo grande são mostradas na Figura 2.4.16.

As distribuições de tamanho obtidas foram aproximadas por distribuições exponenciais.

Os resultados mostram que os parâmetros característicos das distribuições são diferentes em cada área, mesmo em áreas geograficamente próximas umas das outras.

2.4.5 A estrutura Vertical da microfísica de nuvens

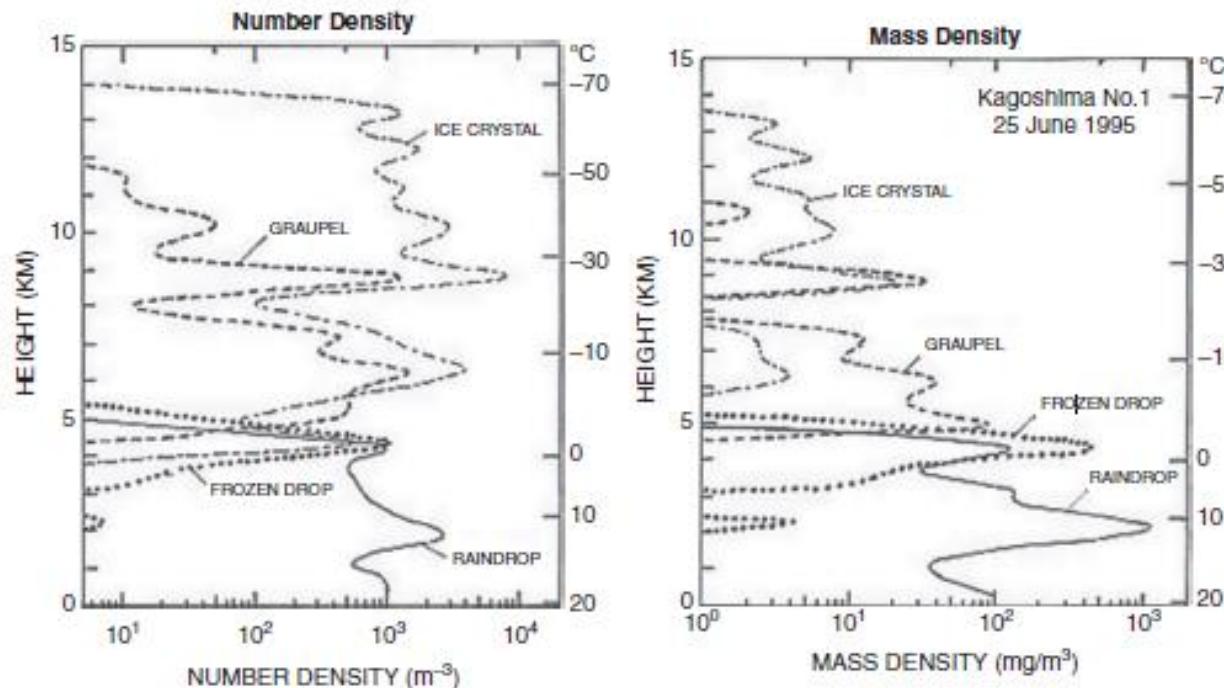
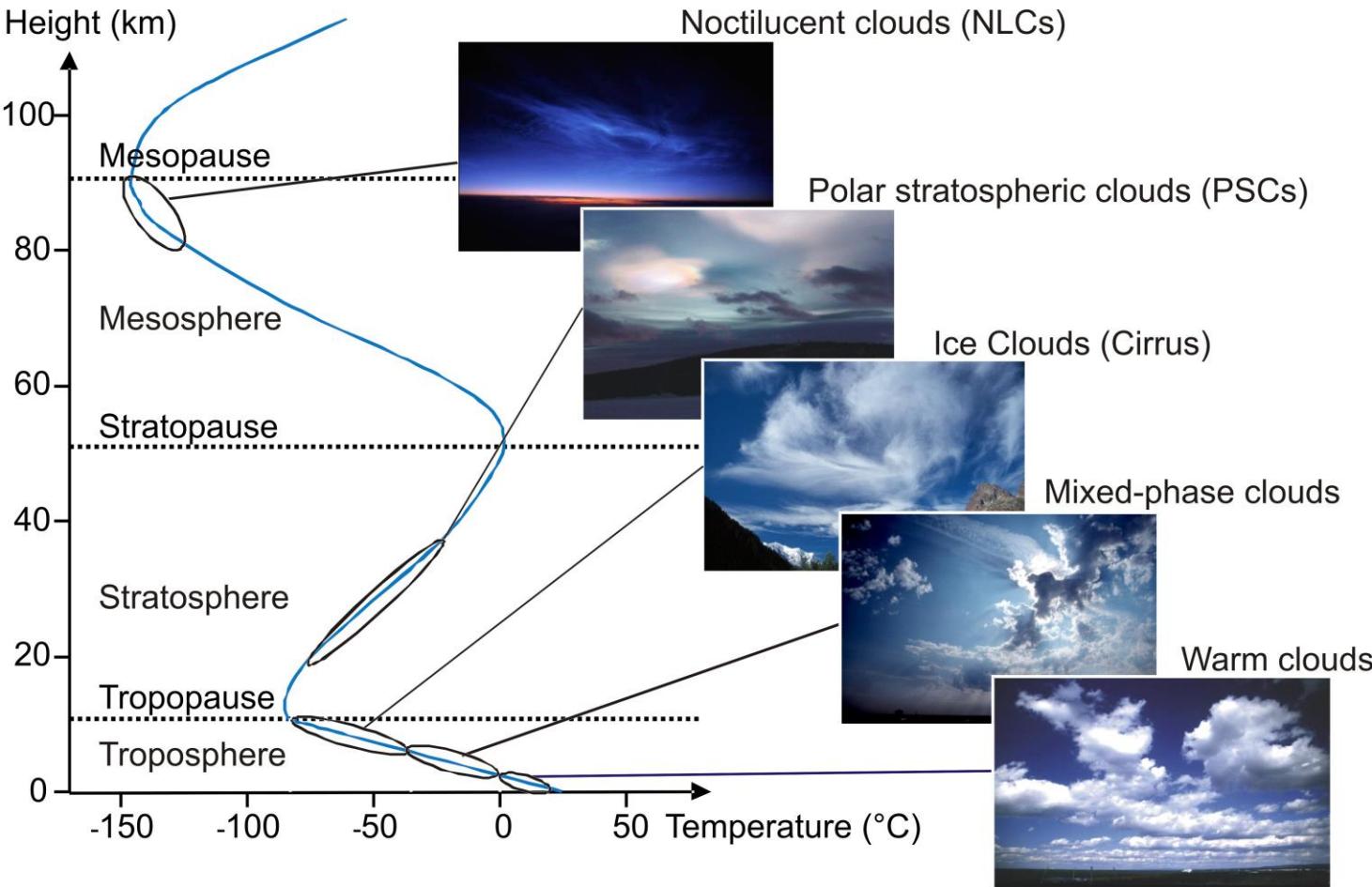


Figura 2.4.17 Densidades numéricas e densidades de massa de hidrometeoros medidas durante o voo de vídeo sonda em Kagoshima (sul do Japão).

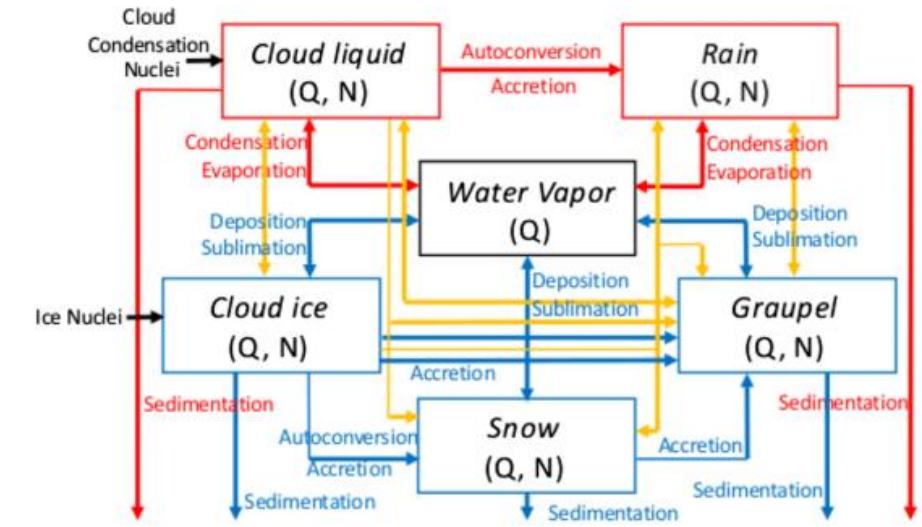
- Gotas de chuva (linha contínua),
- Gotas congeladas (linha pontilhada),
- Graupel (linha tracejada)
- Cristais de gelo (linha tracejada e pontilhada)

(de Takahashi, 2006; cortesia de © John Wiley & Sons, Inc.).

WorkShop Estado da Arte da Parametrizações Físicas “Microfísica”



(b) “state-of-the-art” two-moment bulk scheme



Microfísica de nuvem de fase Gelo

Microfísica de nuvem de fase mista

Microfísica de nuvem de fase Quente