



Meteorología y Climatología Ciencias Ambientales



ugr | Universidad
de **Granada**

TEMA 3. AIRE SECO. AIRE HÚMEDO.

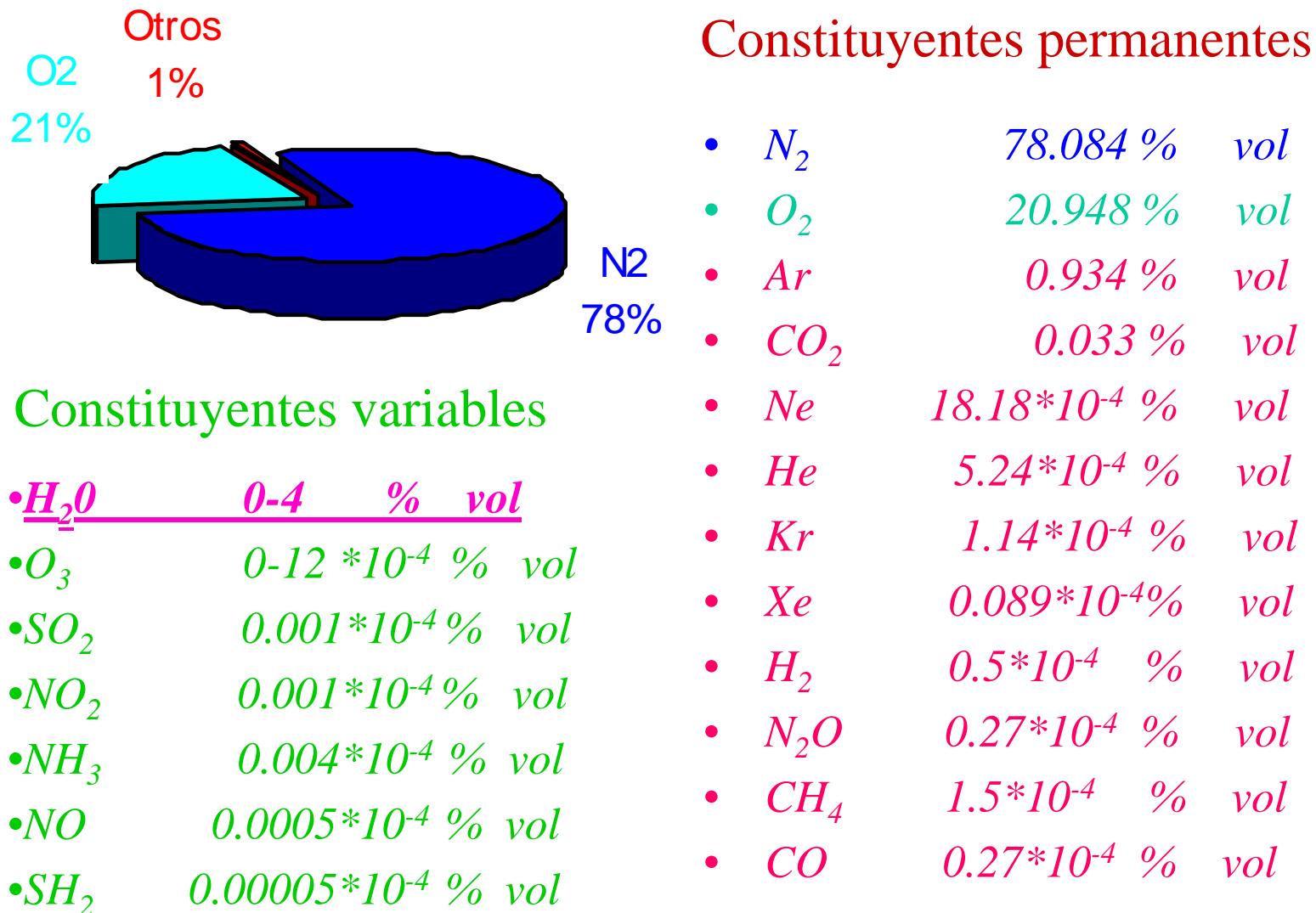
- Aire seco.
- Aire Húmedo. Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
- Diagramas Termodinámicos.
- Procesos Isobáricos
- Expansión adibática del aire saturado. Evolución Pseudoadiabática.
- Procesos de Mezcla.

TEMA 3. AIRE SECO. AIRE HÚMEDO.

- Aire seco.
 - Ecuación de estado.
 - Expansión adiabática. Temperatura Potencial.
- Aire Húmedo. Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
- Diagramas Termodinámicos.
- Procesos Isobáricos
- Expansión adiabática del aire saturado. Evolución Pseudoadiabática.
- Procesos de Mezcla.

COMPOSICIÓN DE LA ATMÓSFERA

U.S. Standard 1976



TEMA 3. AIRE SECO. AIRE HÚMEDO.

- Aire seco.
 - Ecuación de estado.
 - Expansión adiabática. Temperatura Potencial.
- Aire Húmedo. Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
- Diagramas Termodinámicos.
- Procesos Isobáricos
- Expansión adiabática del aire saturado. Evolución Pseudoadiabática.
- Procesos de Mezcla.

ECUACIÓN DE ESTADO

Problemático

$$pV = n R^* T$$

Requiere un cambio (de constante)

$$p = \left(\frac{n}{V} \right) R^* T$$

$$p = \left(\frac{nm}{V} \right) \left(\frac{R^*}{m} \right) T$$

masa molecular

$$p = \rho R T$$

forma preferida en la meteorología

ECUACIÓN DE ESTADO (S.I.)

$$p = \rho R T$$

- p : presión en Pascales (Pa; N m⁻²; kg m⁻¹ s⁻²)
 - ρ : densidad en kg m⁻³
 - R : constante particular (J kg⁻¹ K⁻¹)
 - T : Temperatura en Kelvin (K)
-
- A veces se escribe así (volumen específico):

$$p \alpha = R T \quad \text{ó} \quad p v = R T$$

Ecuación de Estado de una mezcla

Ley de gases, gas i

$$p_i = \rho_i R_i T$$

Ley de gases, mezcla

$$p = \rho R_d T$$

Conservación de masa

$$\rho = \sum \rho_i$$

Ley de Dalton

$$p = \sum p_i$$

$$p = \sum \rho_i R_i T$$

$$R_d \equiv \frac{\sum \rho_i R_i}{\sum \rho_i}$$

AIRE SECO

Gas	Peso mol.	$R_g (J \text{ kg}^{-1} \text{ K}^{-1})$	% masa
N_2	28.016	296.7	75.52
O_2	32.000	259.8	23.15
Ar	39.444	208.1	1.28
CO_2	44.010	188.9	0.05

$$R^* = 8.31436 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

Constantes del aire seco

$$R_d = (\sum M_i R_i) / M = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

$$R^* = m_d R_d \rightarrow m_d = 28.97 \text{ g/mol}$$

$$c_{pd} = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

$$c_{vd} = 718 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

TEMA 3. AIRE SECO. AIRE HÚMEDO.

- Aire seco.
 - Ecuación de estado.
 - Expansión adiabática. Temperatura Potencial.
- Aire Húmedo. Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
- Diagramas Termodinámicos.
- Procesos Isobáricos
- Expansión adiabática del aire saturado. Evolución Pseudoadiabática.
- Procesos de Mezcla.

PRIMERA LEY DE LA TERMODINÁMICA

Por unidad de masa (energía específica)

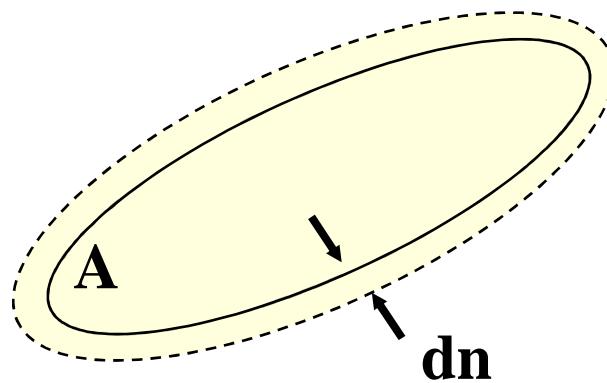
$$\mathbf{dq} = \mathbf{du} + \mathbf{dw}$$

Energía interna: en función de la temperatura

Trabajo: ...

Trabajo de expansión de un gas

- A : una superficie 3-D $p = F/A \rightarrow A = F/p$
- Expansión: $dV = A \, dn$
- Sustitución: $p \, dV = F \, dn = dW$



- Por unidad de masa: $dw = p \, dv$

LA PRIMERA LEY DE LA TERMODINÁMICA

$$pv = R_d T$$

$$d(pv) = R_d dT$$

$$c_{pd} - c_{vd} = R_d$$

P. Adiabático $dq = 0$ $0 = c_{pd} dT - v dp$

$$0 = du + dw$$

$$0 = c_{vd} dT + p dv$$

$$dq = du + dw = c_{vd} dT + p dv$$
$$dq = c_{vd} dT + d(pv) - v dp$$
$$dq = c_{vd} dT + R_d dT - v dp$$

$$dq = c_{pd} dT - v dp$$

$$c_{pd} dT = v dp$$

$$-du = dw = p dv$$

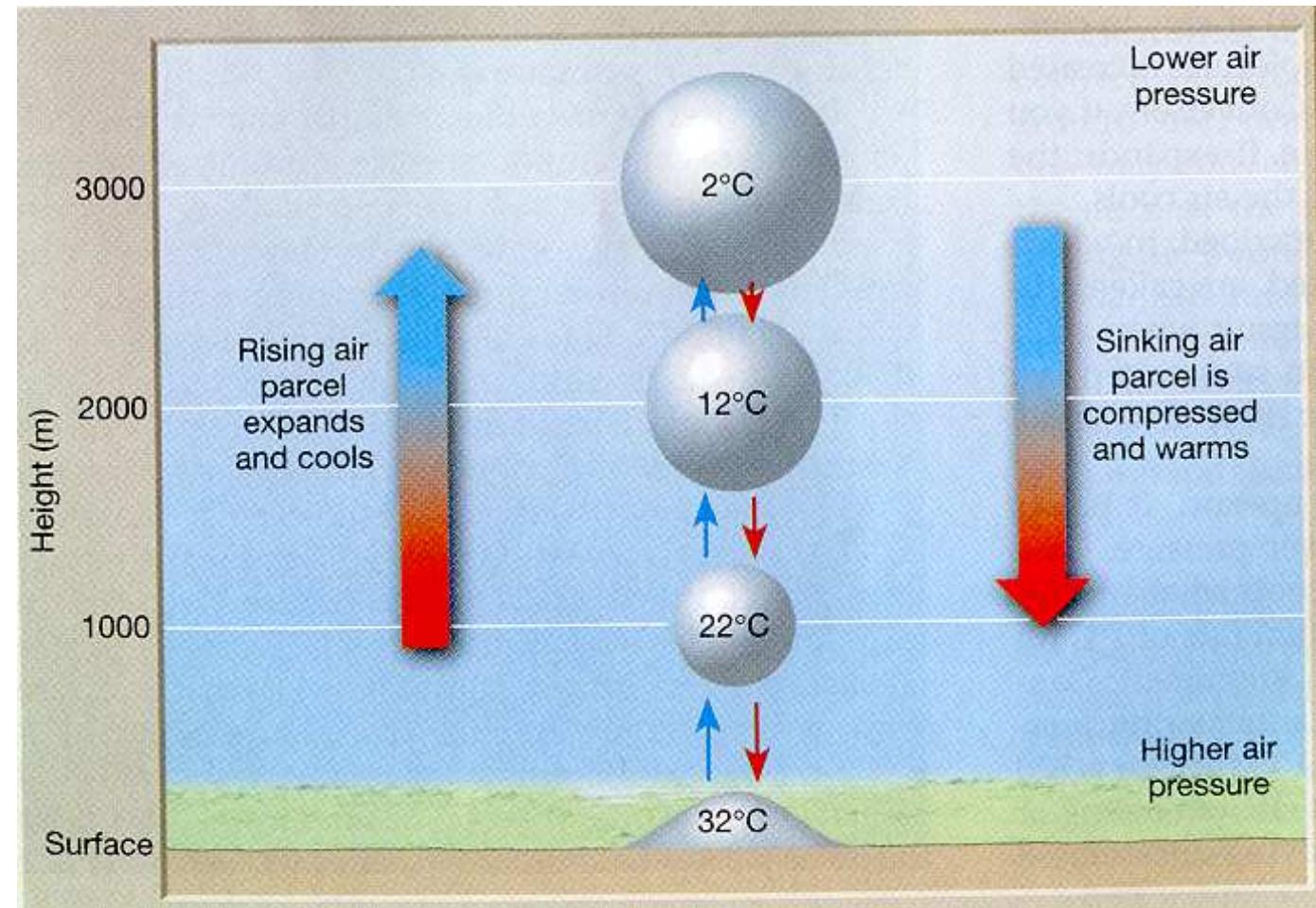
$$-c_v dT = p dv$$

PROCESO ADIABÁTICO SECO

$$c_{pd} dT = v dp$$

$$-du = dw = p dv$$

$$-c_v dT = p dv$$



DEFINICIÓN: UNA NUEVA TEMPERATURA

$$pv = R_d T$$

$$d(pv) = R_d dT$$

$$c_{pd} - c_{vd} = R_d$$

P. Adiabático $dq = 0$ $0 = c_{pd} dT - v dp$

$$0 = du + dw$$

$$0 = c_{vd} dT + p dv$$

$$dq = du + dw = c_{vd} dT + p dv$$

$$dq = c_{vd} dT + d(pv) - v dp$$

$$dq = c_{vd} dT + R_d dT - v dp$$

$$dq = c_{pd} dT - v dp$$

$$c_{pd} dT = v dp$$

$$-du = dw = p dv$$

$$-c_v dT = p dv$$

TEMPERATURA POTENCIAL

P. Adiabático

$$c_{pd} dT = v dp$$

$$c_{pd} dT = R_d T (dp / p)$$



Ley de gases

$$dT / T = (R_d / c_{pd}) (dp / p)$$

Ecuación de Poisson

$$T / T_o = (p / p_o)^{R_d / c_{pd}}$$

$$R_d / c_{pd} = 0.286$$

TEMPERATURA POTENCIAL

Es la alcanzada evolucionando por vía adiabática seca hasta un nivel de referencia fijado en 1000 hPa

$$\theta = T (1000 / p)^{R / c_p}$$

TEMA 3. AIRE SECO. AIRE HÚMEDO.

- Aire seco.
- Aire Húmedo. Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
 - Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
 - Vapor de agua en la atmósfera. Ecuación de estado.
 - Índices de humedad.
 - Ecuación de estado. Temperatura virtual.
 - Expansión adiabática del aire no saturado
- Diagramas Termodinámicos.
- Procesos Isobáricos
- Expansión adiabática del aire saturado. Evolución Pseudoadiabática.
- Procesos de Mezcla.

AIRE HÚMEDO. VAPOR DE AGUA.

Ecuación de Estado del Vapor de agua

$$e \cdot v = R_v T$$

$$e = \rho_v R_v T$$

Constantes vapor de agua

$$R_v = R^* / m_v = 461 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

$$c_{vv} = 1350 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

$$c_{pv} = 1810 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

$$L_f = 334000 \text{ J kg}^{-1}$$

$$L_v = 2500000 \text{ J kg}^{-1}$$

$$L_s = 2834000 \text{ J kg}^{-1}$$

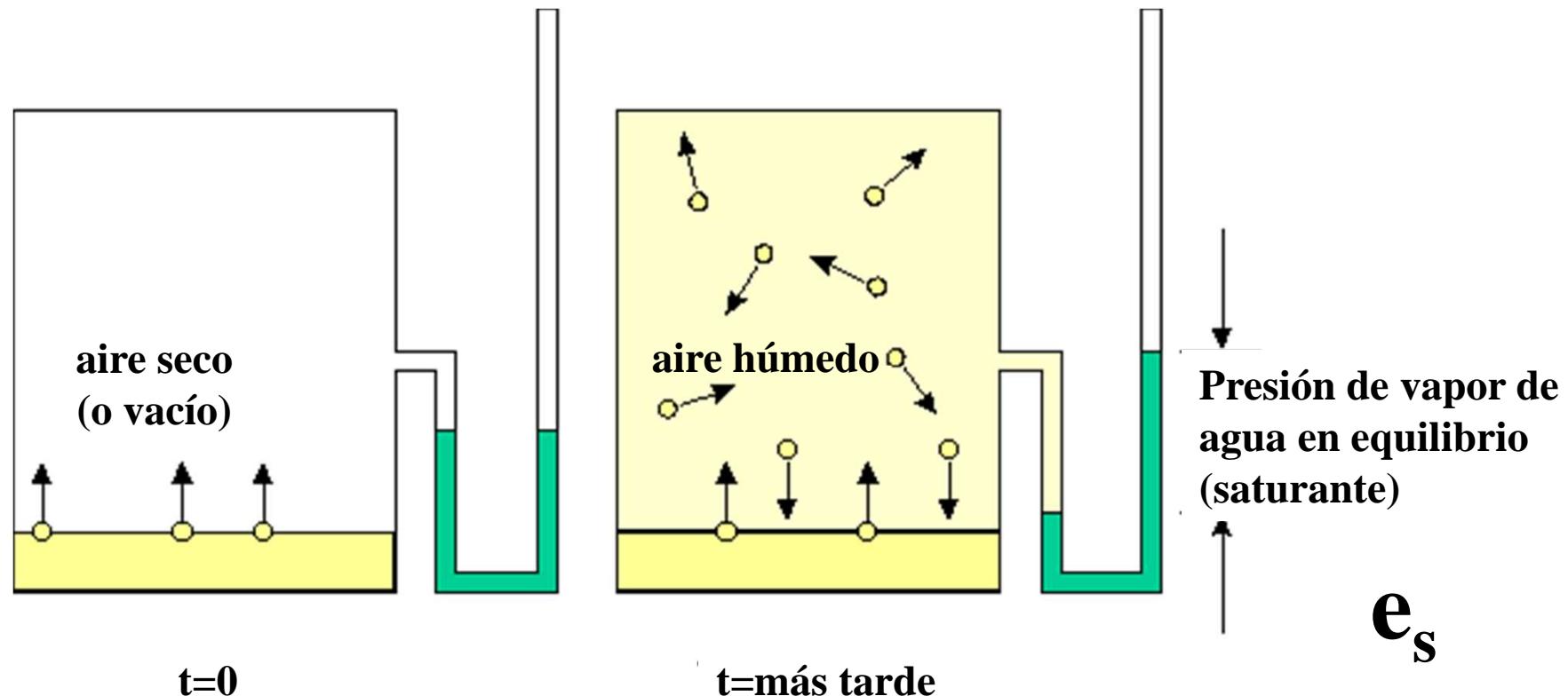
$$c_i = 1950 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \text{ (hielo)}$$

$$c_l = 4187 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \text{ (líquido)}$$

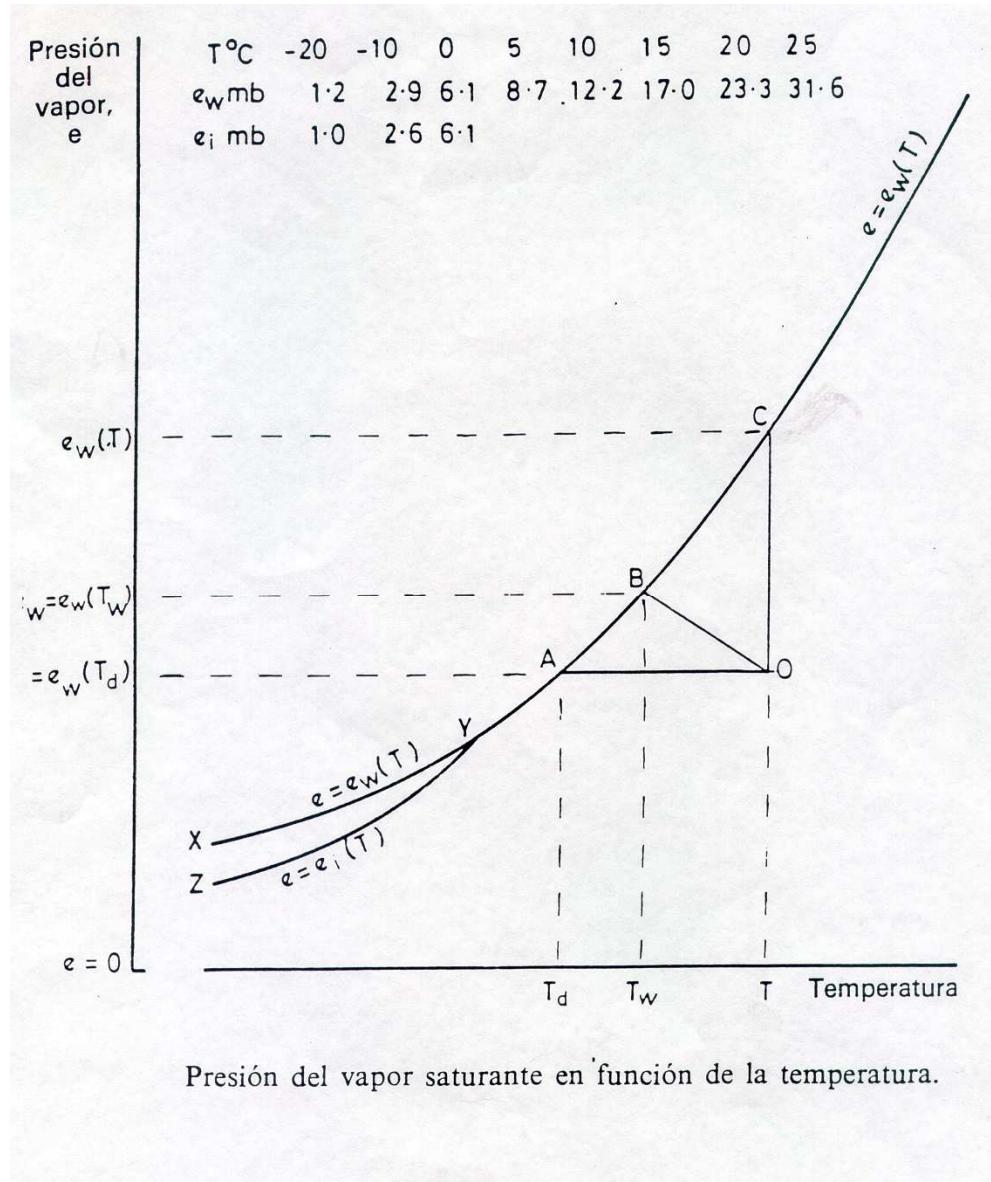
TEMA 3. AIRE SECO. AIRE HÚMEDO.

- Aire seco.
- Aire Húmedo. Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
 - Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
 - Vapor de agua en la atmósfera. Ecuación de estado.
 - Índices de humedad.
 - Ecuación de estado. Temperatura virtual.
 - Expansión adiabática del aire no saturado
- Diagramas Termodinámicos.
- Procesos Isobáricos
- Expansión adiabática del aire saturado. Evolución Pseudoadiabática.
- Procesos de Mezcla.

Presión de vapor de agua en equilibrio con una superficie plana



AIRE HÚMEDO. VAPOR DE AGUA.



Ecuación de Clausius-Clapeyron

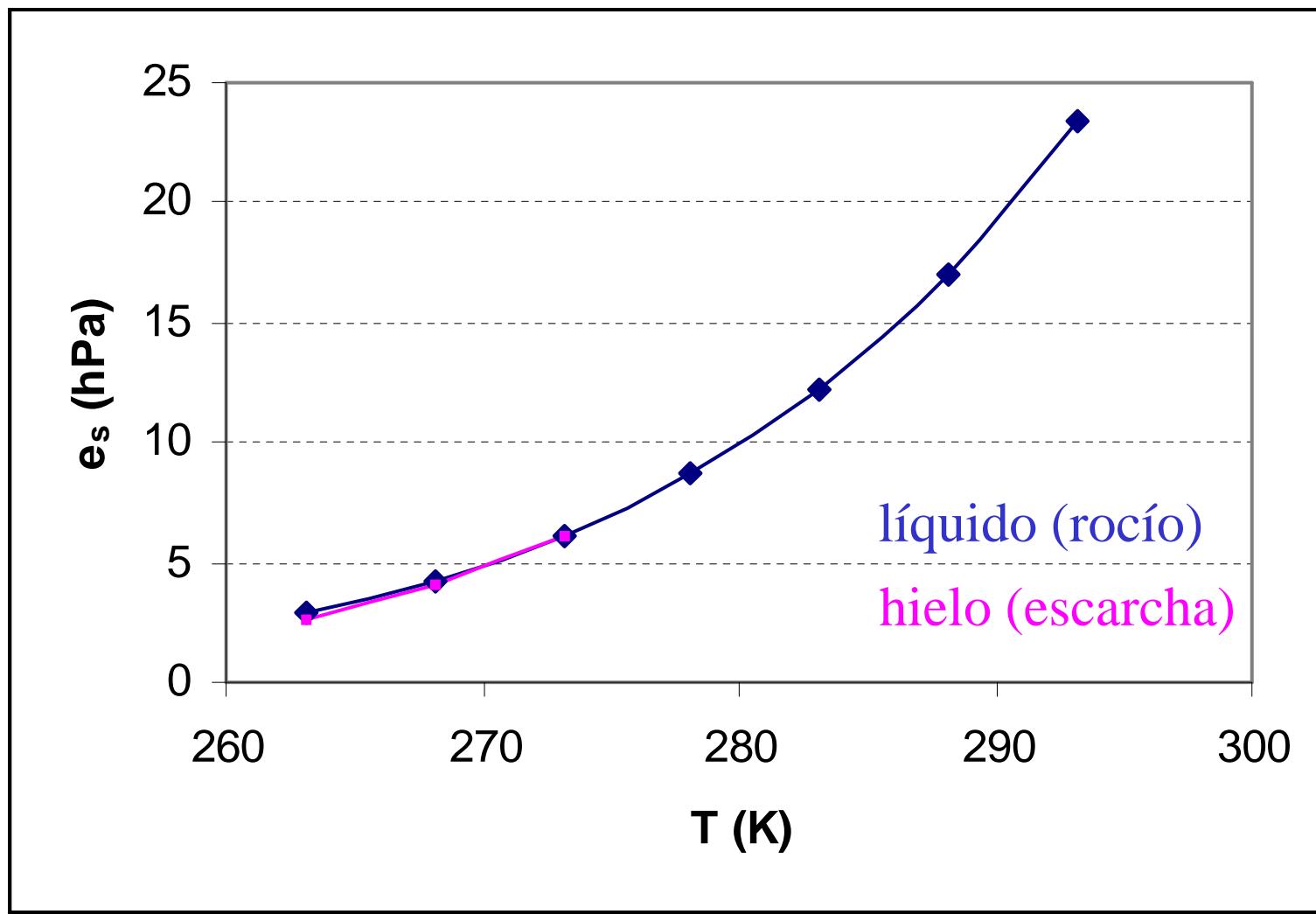
$$(1/e_s)(de_s/dT) = L_v / (R_v T^2)$$

e_s presión parcial saturante

Equilibrio

- Contenedor cerrado
- Tiempo para que se establezca el equilibrio
- Empíricamente
 - La presión de vapor de agua (saturante) depende únicamente de la temperatura
 - $e_s = f(T)$

$$e_s = f(T)$$



Equilibrio: no

- Equilibrio: 100% *humedad relativa* (def.)
- La atmósfera suele estar algo más seca
 - 100% → nubes/niebla (se puede ver)
 - Más típico en nuestro entorno ~70%
 - (en Granada, menos)
- Porqué?
 - No cerrado
 - Falta de tiempo para establecer el equilibrio
 - No se mezcla perfectamente
 - Procesos de eliminación (lluvia...)

INDICES DE HUMEDAD

Proporción de mezcla, r :

$$r = M_v / M_d = (M_v / V) / (M_d / V) = \rho_v / \rho_d$$
$$e = \rho_v R_v T \quad (p - e) = \rho_d R_d T$$

$$r = (e / R_v T) / ((p - e) / R_d T) = (R_d / R_v) (e / (p - e)) = 0.622 (e / (p - e))$$

$$r = 0.622 (e / (p - e)) \quad \text{se conserva}$$

Humedad específica, q :

$$q = \rho_v / \rho_m = \rho_v / (\rho_d + \rho_v) = 0.622 (e / (p - 0.378 e))$$

Ya que $p \gg e \Rightarrow r \approx q$

Proporción de mezcla saturante r_s :

$$r_s = 0.622 (e_s / (p - e_s))$$

INDICES DE HUMEDAD

Humedad absoluta, ρ_v :

$$\rho_v = M_v / V = e / R_v T$$

Depende del volumen y por tanto varía en procesos de expansión o compresión aunque no se modifique la masa de vapor en el aire.

Humedad relativa, (U):

Caracteriza la humedad en comparación con el valor límite de saturación a una temperatura dada. Depende tanto del contenido de vapor como de la temperatura.

$$U/100 = r / r_s = (0.622 (e / (p-e))) / (0.622 (e_s / (p-e_s))) \cong e / e_s$$

TEMA 3. AIRE SECO. AIRE HÚMEDO.

- Aire seco.
- Aire Húmedo. Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
 - Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
 - Vapor de agua en la atmósfera. Ecuación de estado.
 - Índices de humedad.
 - Ecuación de estado. Temperatura virtual.
 - Expansión adiabática del aire no saturado
- Diagramas Termodinámicos.
- Procesos Isobáricos
- Expansión adiabática del aire saturado. Evolución Pseudoadiabática.
- Procesos de Mezcla.

ECUACION DE ESTADO DEL AIRE HUMEDO

$$r \equiv \begin{pmatrix} M_v \\ M_d \end{pmatrix}$$

$$R_m = \begin{pmatrix} M_v R_v + M_d R_d \\ M_v + M_d \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{1}{M_d} \\ \frac{1}{M_d} \end{pmatrix}$$
$$= \begin{pmatrix} rR_v + R_d \\ r + 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1-r \\ 1-r \end{pmatrix} \quad (r \ll 1)$$

$$\approx R_d (1 + 0.61 r)$$

ECUACION DE ESTADO DEL AIRE HUMEDO

Aire húmedo y seco a la misma T y p

$$p = \rho_m R_m T$$

$$R_m = R_d (1 + 0.61 r) \rightarrow \rho_m = (R_d/R_m) \rho_d = \rho_d / (1 + 0.61 r) < \rho_d$$

$$p = \rho_d R_d T$$

A p y T dadas el aire húmedo es menos denso que el aire seco

Temperatura Virtual T_v

$$p = \rho_m R_m T = \rho_m R_d (1 + 0.61 r) T$$

$$T_v = T (1 + 0.61 r)$$

T_v es la que tendría que tener el aire seco para que a una p dada tenga la misma densidad que el aire húmedo a T y r

$$p = \rho_m R_d T_v \quad \text{o} \quad p = \rho_m R_m T$$

CONSTANTES DEL AIRE HUMEDO

Calentar a presión cte.

$$1^{\text{a}} \text{ ley: } (M_v + M_d) dq = M_d c_{pd} dT + M_v c_{pv} dT$$

Dividiendo ambos miembros por M_d y recordando que $r = M_v/M_d$

$$(1 + r) \underline{dq} = c_{pd} dT + r c_{pv} dT$$

Definición c_p $\underline{(c_{pd} + r c_{pv}) / (1 + r)} dT = c_{pm} dT$

$$c_{pm} \approx c_{pd} (1 + 0.8 r)$$

Procediendo de modo análogo con c_{vm}

$$c_{vm} \approx c_{vd} (1 + 0.9 r)$$

TEMA 3. AIRE SECO. AIRE HÚMEDO.

- Aire seco.
- Aire Húmedo. Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
 - Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
 - Vapor de agua en la atmósfera. Ecuación de estado.
 - Índices de humedad.
 - Ecuación de estado. Temperatura virtual.
 - Expansión adiabática del aire no saturado
- Diagramas Termodinámicos.
- Procesos Isobáricos
- Expansión adiabática del aire saturado. Evolución Pseudoadiabática.
- Procesos de Mezcla.

EXPANSION ADIABATICA DEL AIRE HUMEDO NO SATURADO

Proceso Adiabático $dq = 0$

$$0 = c_{pd} (dT / T) - R_d (dp / p)$$

$$T / T_o = (p / p_o)^{R_d / c_{pd}}$$

En este caso habría que considerar las constantes del aire húmedo

$$R_m / c_{pm} \text{ pero}$$

$$R_m / c_{pm} = (R_d / c_{pd})(1 - 0.2 r) \approx R_d / c_{pd}$$

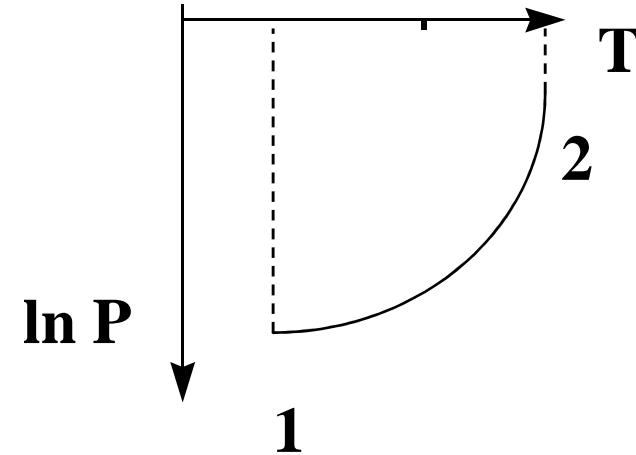
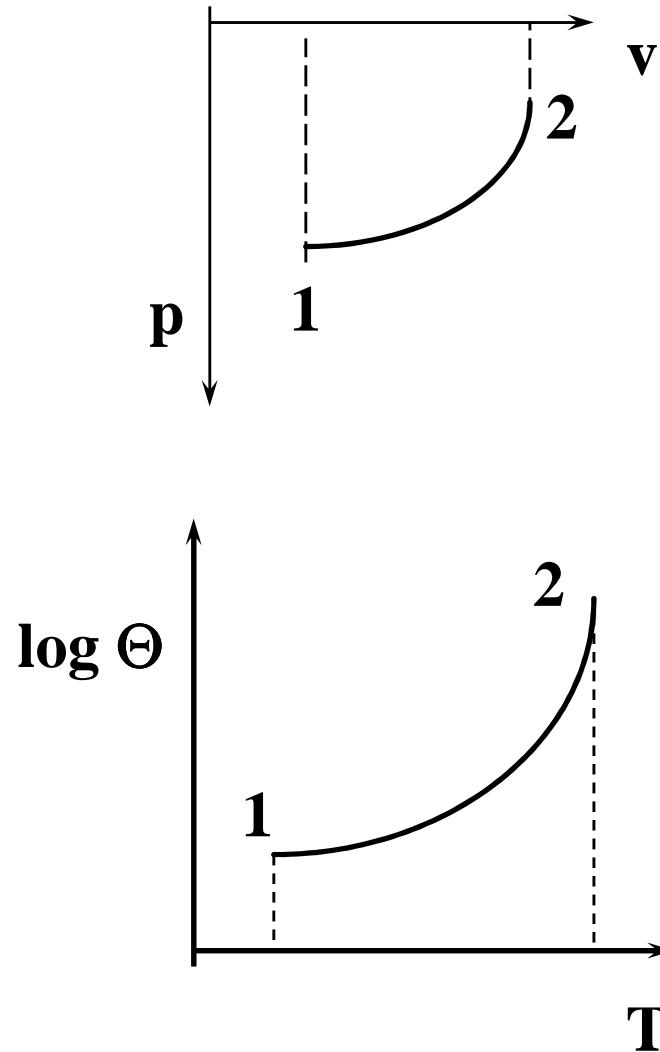
LA ADIABATICA SECA ES BUENA APROXIMACION PARA
EL PROCESO ADIBÁTICO DEL AIRE HÚMEDO NO SATURADO

$$T / T_o = (p / p_o)^{R_d / c_{pd}}$$

TEMA 3. AIRE SECO. AIRE HÚMEDO.

- Aire seco.
- Aire Húmedo. Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
- Diagramas Termodinámicos.
- Procesos Isobáricos
- Expansión adibática del aire saturado. Evolución Pseudoadiabática.
- Procesos de Mezcla.

DIAGRAMAS TERMODINAMICOS



TEMA 3. AIRE SECO. AIRE HÚMEDO.

- Aire seco.
- Aire Húmedo. Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
- Diagramas Termodinámicos.
- Procesos Isobáricos
 - Temperatura de rocío
 - Temperatura del termómetro húmedo.
 - Temperatura equivalente.
- Expansión adibática del aire saturado. Evolución Pseudoadiabática.
- Procesos de Mezcla.

TEMA 3. AIRE SECO. AIRE HÚMEDO.

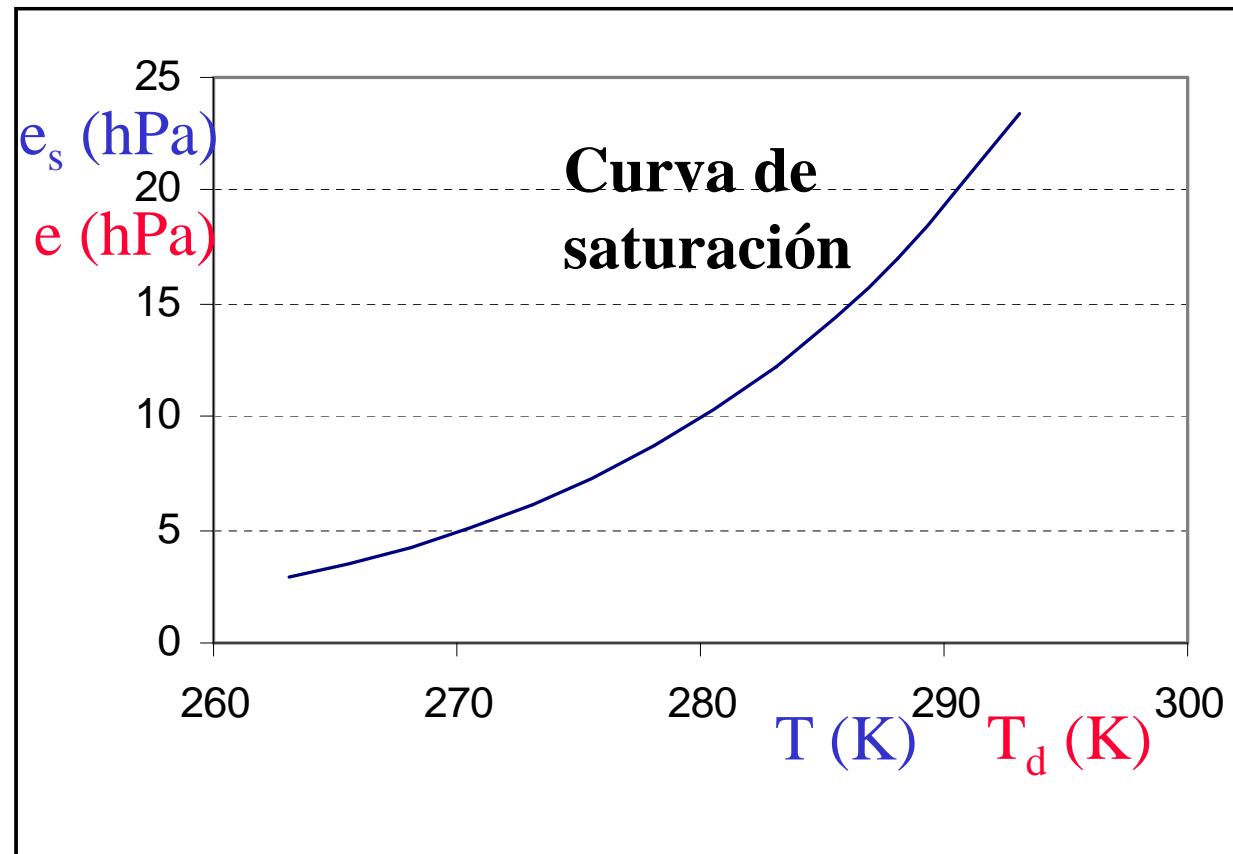
- Aire seco.
- Aire Húmedo. Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
- Diagramas Termodinámicos.
- Procesos Isobáricos
 - Temperatura de rocío
 - Temperatura del termómetro húmedo.
 - Temperatura equivalente.
- Expansión adibática del aire saturado. Evolución Pseudoadiabática.
- Procesos de Mezcla.

PUNTO DE ROCIO

El aire alcanza esta temperatura cuando se enfria isobáricamente hasta alcanzar la saturación sin intercambiar vapor con el aire de alrededor.

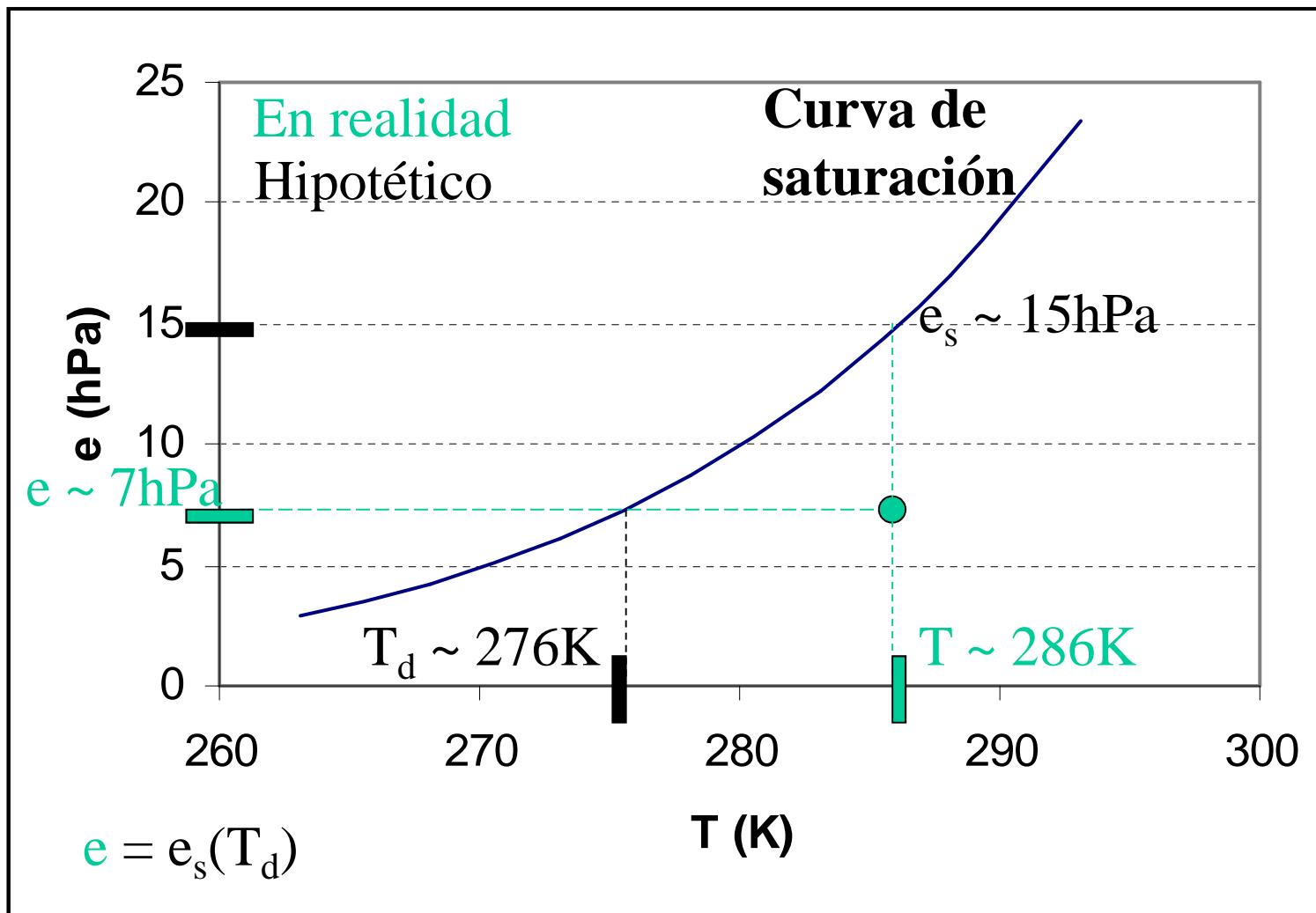
$$P = \text{cte} \quad y \quad r = \text{cte} \Rightarrow e = \text{cte}$$

$$r_s(T_d) = r(T)$$



Saturación = Equilibrio

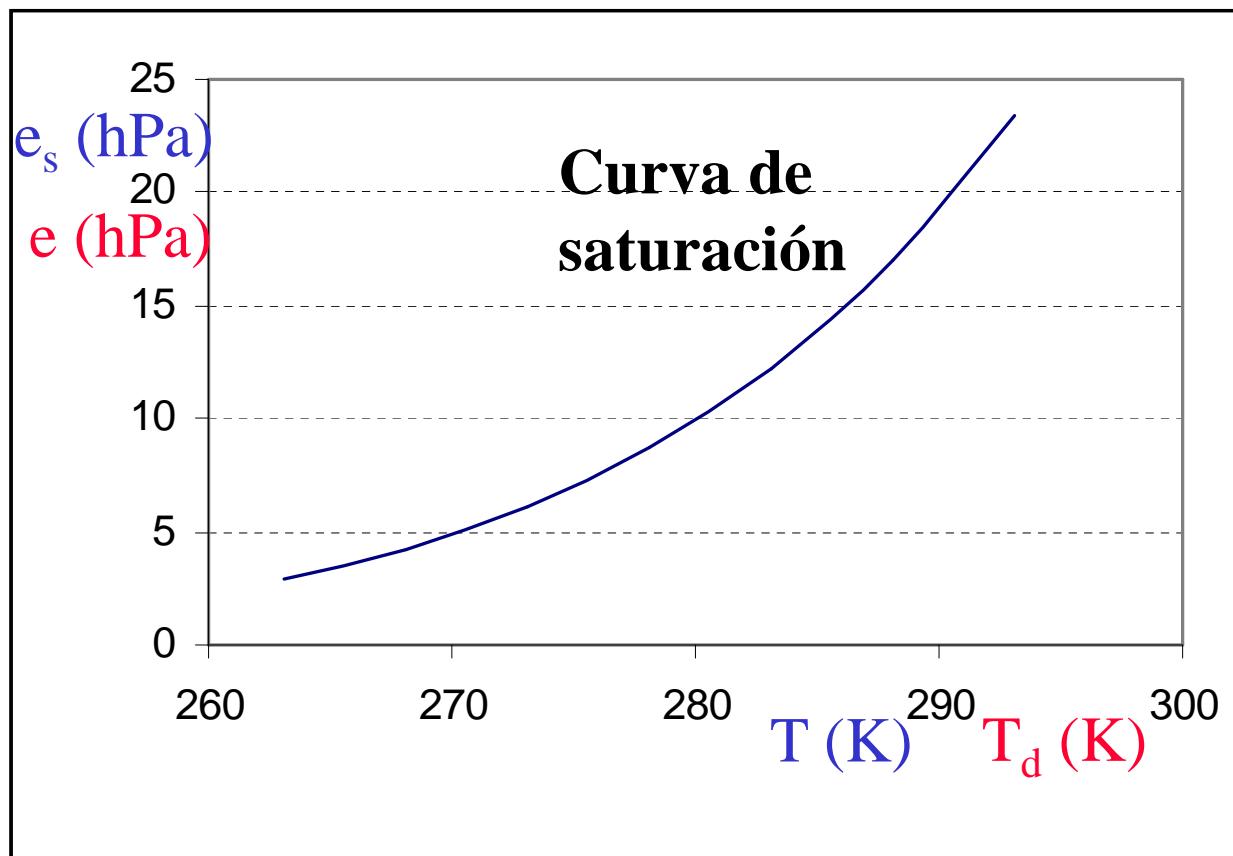
Fuera de equilibrio



MEDIDAS DE TEMPERATURA Y HUMEDAD

A pesar de tener unidades de Pa, e_s es una medida de T!

A pesar de tener unidades de K, T_d es una medida de e!



ROCIO Y ESCARCHA

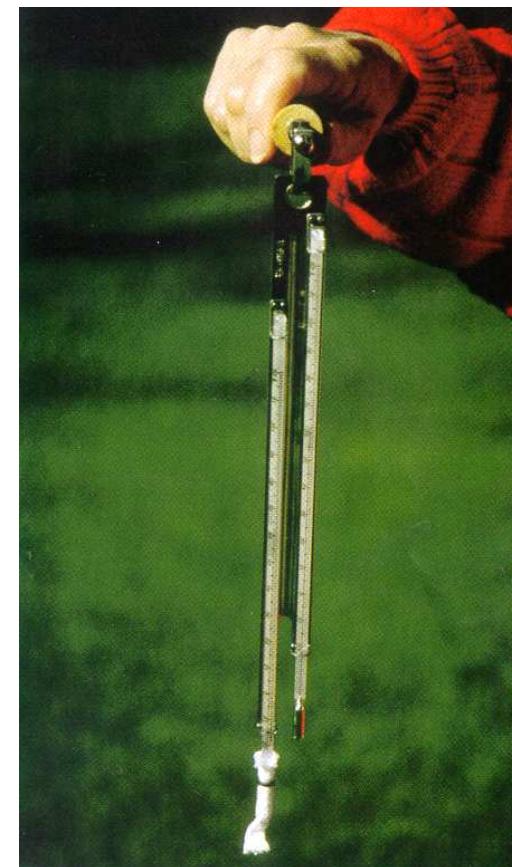


TEMA 3. AIRE SECO. AIRE HÚMEDO.

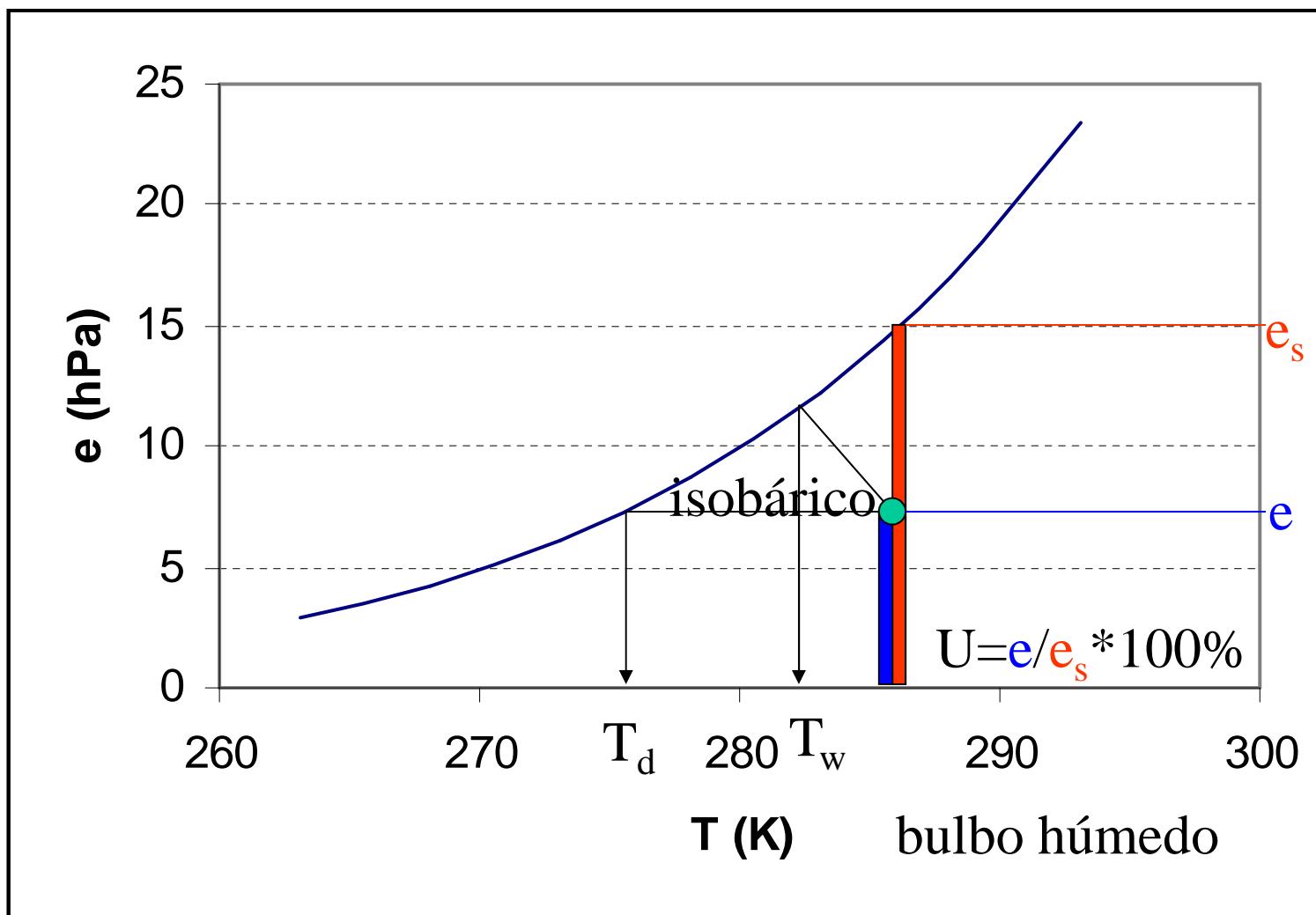
- Aire seco.
- Aire Húmedo. Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
- Diagramas Termodinámicos.
- Procesos Isobáricos
 - Temperatura de rocío
 - Temperatura del termómetro húmedo.
 - Temperatura equivalente.
- Expansión adibática del aire saturado. Evolución Pseudoadiabática.
- Procesos de Mezcla.

TEMPERATURA DEL TERMOMETRO HÚMEDO

El aire alcanza esta temperatura cuando se evapora el agua necesaria para alcanzar la saturación tomando el calor necesario del propio aire en un proceso isobárico.



Medidas directas de humedad



TEMPERATURA DEL TERMOMETRO HÚMEDO

El aire alcanza esta temperatura cuando se evapora el agua necesaria para alcanzar la saturación tomando el calor necesario del propio aire en un proceso isobárico. ¿Cómo se determina?

Para 1kg de aire seco y r kg de vapor de agua, tenemos

$$dq = C_{pm} dT = C_{pd} dT (1 + 0.9r)$$

La evaporación de una cantidad dr , consume calor

$$(1+r) dq = -L_v dr$$

$$c_{pd} dT = -L_v dr (1+r)^{-1} (1+0.9r)^{-1}$$

¿Solución?

$$c_{pd} dT \approx -L_v dr$$

-iteración
-tabla

$$(T - T_w) = (r_s(p, T_w) - r) L_v / c_{pd}$$

TEMPERATURA DEL TERMOMETRO HÚMEDO

$$r = r_w - ((T - T_w) c_{pd} / L_v)$$

$$r \approx 0.622 e / p$$

$$e = e_w - ((T - T_w) c_{pd} p / 0.622 L_v)$$

$$U/100 = e(T - T_w) / e_s(T)$$

Psicrómetro:

medida de T y T_w permite determinar U

		Depression of Wet-Bulb Temperature (Dry-Bulb Temperature Minus Wet-Bulb Temperature = Depression of the Wet Bulb)																					
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Dry-Bulb (Air) Temperature	Relative Humidity Values	-20	28																				
		-18	40																				
Dry-Bulb (Air) Temperature	Relative Humidity Values	-16	48	0																			
		-14	55	11																			
Dry-Bulb (Air) Temperature	Relative Humidity Values	-12	61	23																			
		-10	66	33	0																		
Dry-Bulb (Air) Temperature	Relative Humidity Values	-8	71	41	13																		
		-6	73	48	20	0																	
Dry-Bulb (Air) Temperature	Relative Humidity Values	-4	77	54	32	11																	
		-2	79	58	37	20	1																
Dry-Bulb (Air) Temperature	Relative Humidity Values	0	81	63	45	28	11																
		2	83	67	51	36	20	6															
Dry-Bulb (Air) Temperature	Relative Humidity Values	4	85	70	56	42	27	14															
		6	86	72	59	46	35	22	10	0													
Dry-Bulb (Air) Temperature	Relative Humidity Values	8	87	74	62	51	39	28	17	6													
		10	88	76	65	54	43	33	24	13	4												
Dry-Bulb (Air) Temperature	Relative Humidity Values	12	88	78	67	57	48	38	28	19	10	2											
		14	89	79	69	60	50	41	33	25	16	8	1										
Dry-Bulb (Air) Temperature	Relative Humidity Values	16	90	80	71	62	54	45	37	29	21	14	7	1									
		18	91	81	72	64	56	48	40	33	26	19	12	6	0								
Dry-Bulb (Air) Temperature	Relative Humidity Values	20	91	82	74	66	58	51	44	36	30	23	17	11	5								
		22	92	83	75	68	60	53	46	40	33	27	21	15	10	4	0						
Dry-Bulb (Air) Temperature	Relative Humidity Values	24	92	84	76	69	62	55	49	42	36	30	25	20	14	9	4	0					
		26	92	85	77	70	64	57	51	45	39	34	28	23	18	13	9	5					
Dry-Bulb (Air) Temperature	Relative Humidity Values	28	93	86	78	71	65	59	53	45	42	36	31	26	21	17	12	8	4				
		30	93	86	79	72	66	61	55	49	44	39	34	29	25	20	16	12	8	4			
Dry-Bulb (Air) Temperature	Relative Humidity Values	32	93	86	80	73	68	62	56	51	46	41	36	32	27	22	19	14	11	8	4		
		34	93	86	81	74	69	63	58	52	48	43	38	34	30	26	22	18	14	11	8	4	
Dry-Bulb (Air) Temperature	Relative Humidity Values	36	94	87	81	75	69	64	59	54	50	44	40	36	32	28	24	21	17	13	10	7	4
		38	94	87	82	76	70	66	60	55	51	46	42	38	34	30	26	23	20	16	13	10	7
Dry-Bulb (Air) Temperature	Relative Humidity Values	40	94	89	82	76	71	67	61	57	52	48	44	40	36	33	29	25	22	19	16	13	10



TEMA 3. AIRE SECO. AIRE HÚMEDO.

- Aire seco.
- Aire Húmedo. Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
- Diagramas Termodinámicos.
- Procesos Isobáricos
 - Temperatura de rocío
 - Temperatura del termómetro húmedo.
 - Temperatura equivalente.
- Expansión adibática del aire saturado. Evolución Pseudoadiabática.
- Procesos de Mezcla.

TEMPERATURA EQUIVALENTE

El aire alcanza esta temperatura cuando *isobáricamente* se condensa todo el vapor de una porción de aire húmedo, siendo absorbido el calor latente de condensación por el aire seco.

El aire seco se incrementa de temperatura en una cantidad que corresponde al calor (latente) añadido:

$$T_e = T + \Delta T \quad Q = m_d c_{pd} \Delta T \text{ (calorimetría)}$$
$$Q = m_v L_v \quad \text{(calor latente)}$$

Igualando expresiones para Q : $m_v L_v = m_d c_{pd} \Delta T$

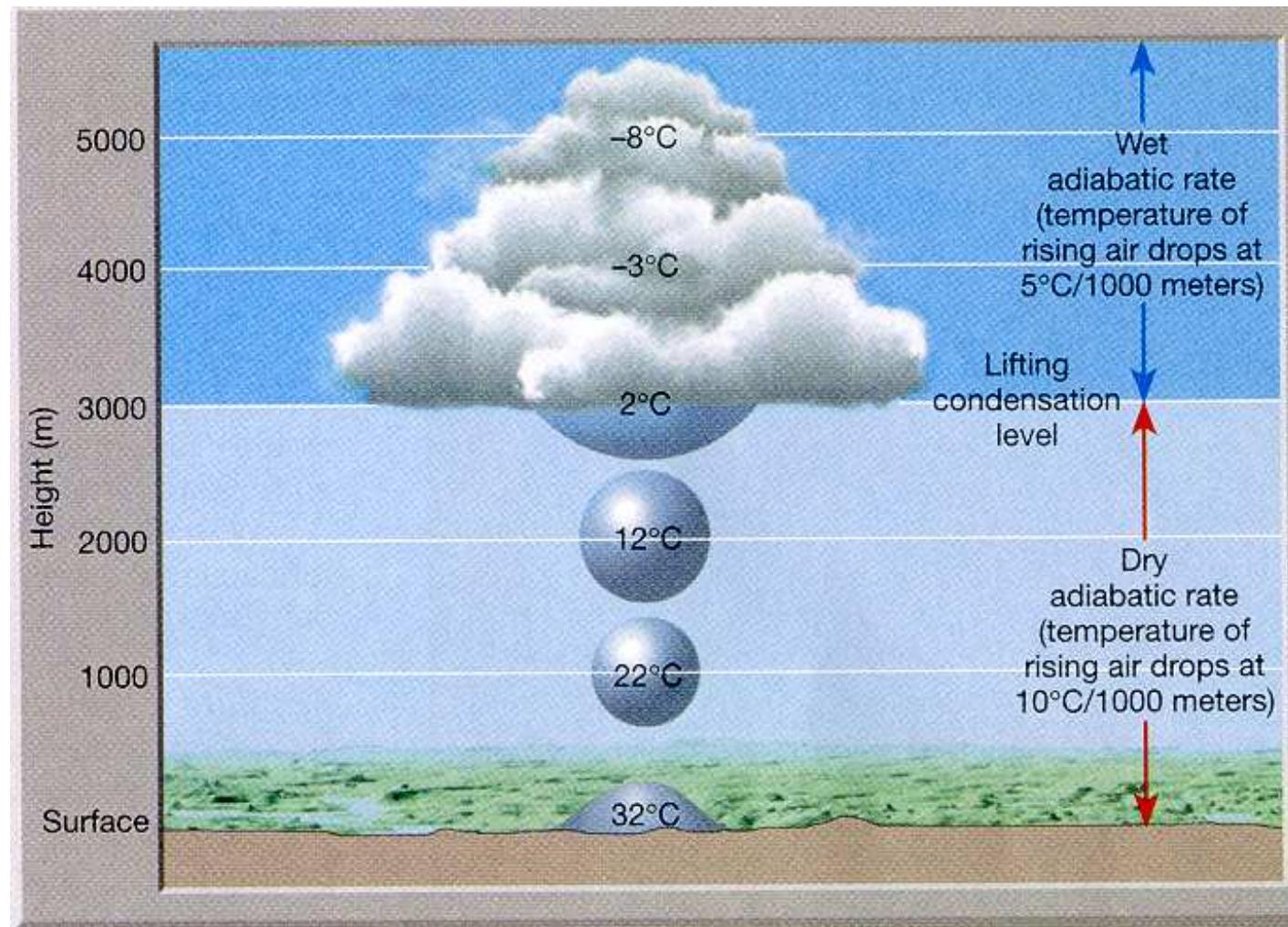
$$\Delta T = r L_v / c_{pd}$$

$$T_e = T + r L_v / c_{pd}$$

TEMA 3. AIRE SECO. AIRE HÚMEDO.

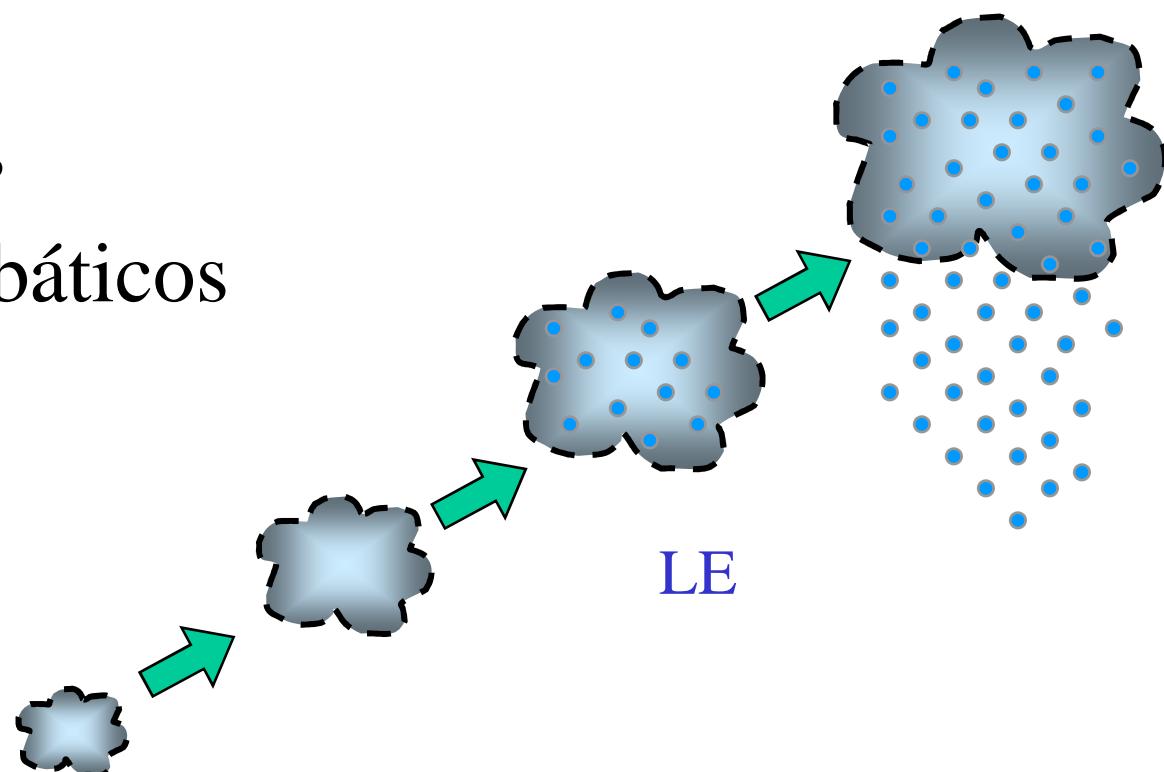
- Aire seco.
- Aire Húmedo. Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
- Diagramas Termodinámicos.
- Procesos Isobáricos
 - Temperatura de rocío
 - Temperatura del termómetro húmedo.
 - Temperatura equivalente.
- Expansión adibática del aire saturado. Evolución Pseudoadiabática.
- Procesos de Mezcla.

EXPANSION ADIABATICA DEL AIRE SATURADO

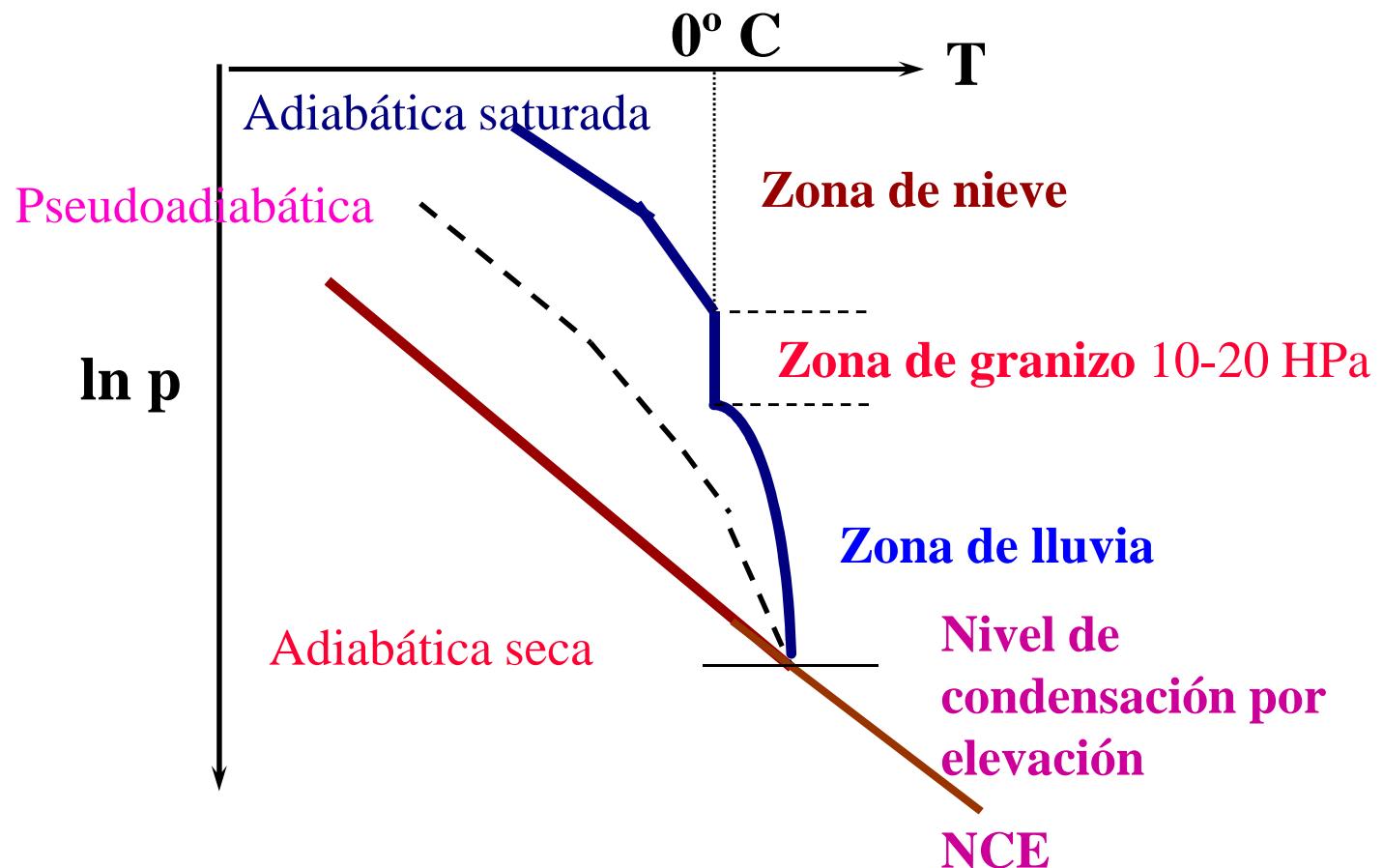


Procesos termodinámicos

- Isobáricos
- Isotérmicos
- Adiabáticos
- Pseudoadiabáticos



EXPANSION ADIABATICA DEL AIRE SATURADO



EXPANSION ADIABATICA DEL AIRE SATURADO

Gradiente Adiabático Seco

$$\gamma_d = -\frac{\Delta T}{\Delta z}$$

‘prima=ambiental
 $p = p'$

$$\frac{dT}{T} = \frac{R_d}{c_p} \frac{dp}{p} \rightarrow \frac{dT}{dz} = \frac{R_d T}{p c_p} \frac{dp}{dz} \rightarrow \frac{dT}{dz} = -\frac{R_d T}{p c_p} \rho' g = -\frac{R_d T}{p c_p} \frac{pg}{R_d T'} \rightarrow \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} \frac{T}{T'}$$

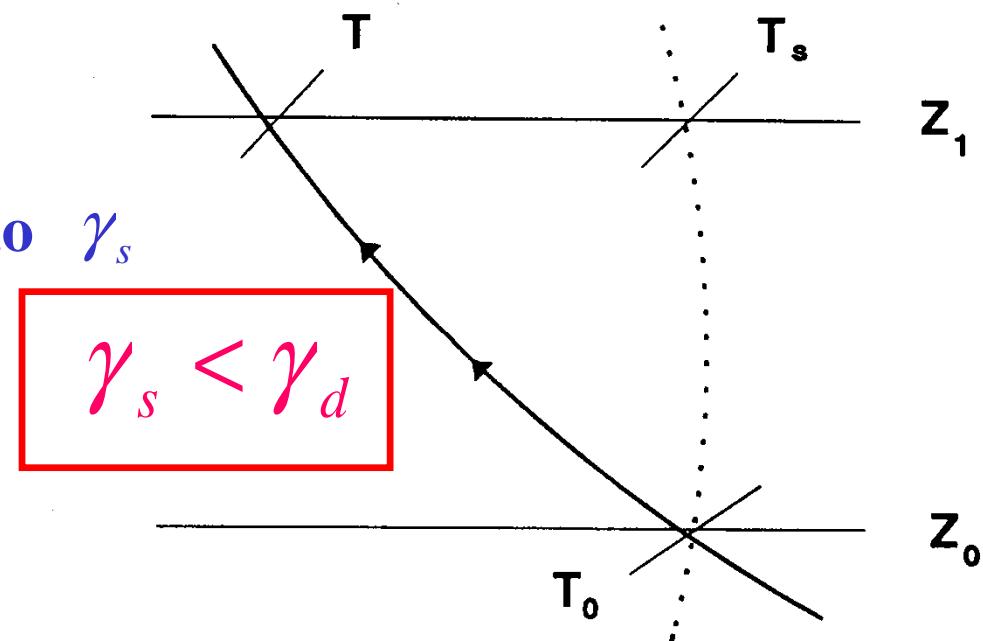
$$dp = -\rho' g dz$$

Considerando $T \approx T'$ (K)

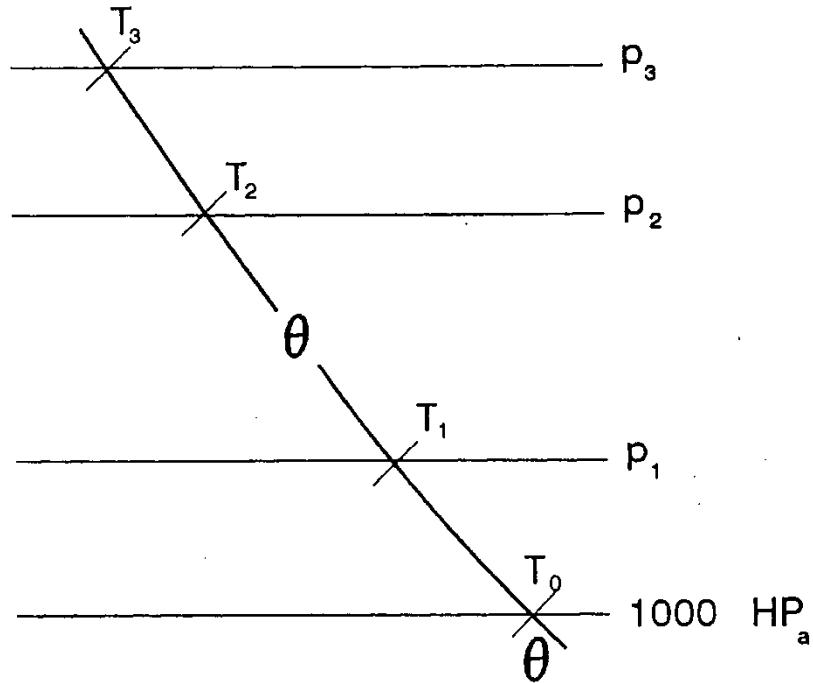
$$\gamma_d = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} \approx \frac{9.8^\circ C}{1000m} \approx \frac{10^\circ C}{1000m}$$

Gradiente Adiabático Saturado

$$\gamma_s \approx \gamma_d \frac{1 + \frac{L_v r_s}{R_d T}}{1 + \frac{0.622 L_v^2 r_s}{R_d c_{pd} T^2}}$$

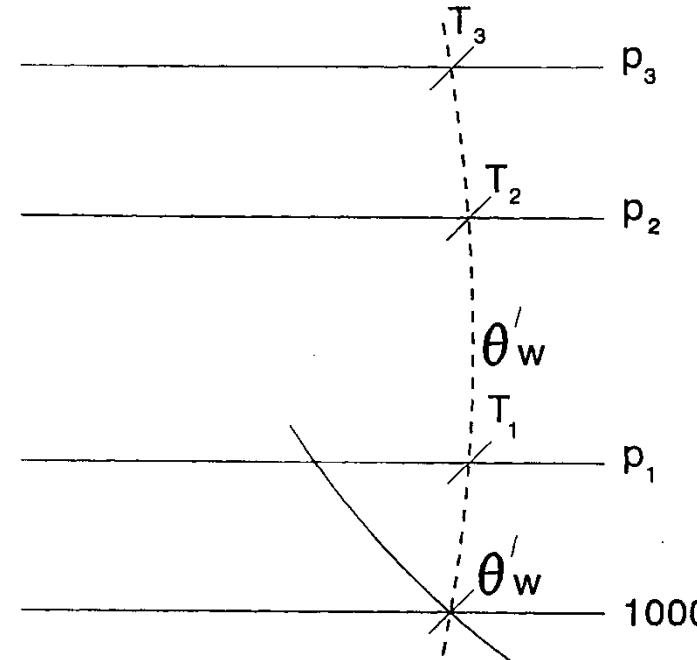


EXPANSION ADIABATICA DEL AIRE SATURADO



$$\gamma_d = \frac{g}{c_p}$$

$$\gamma_s < \gamma_d$$



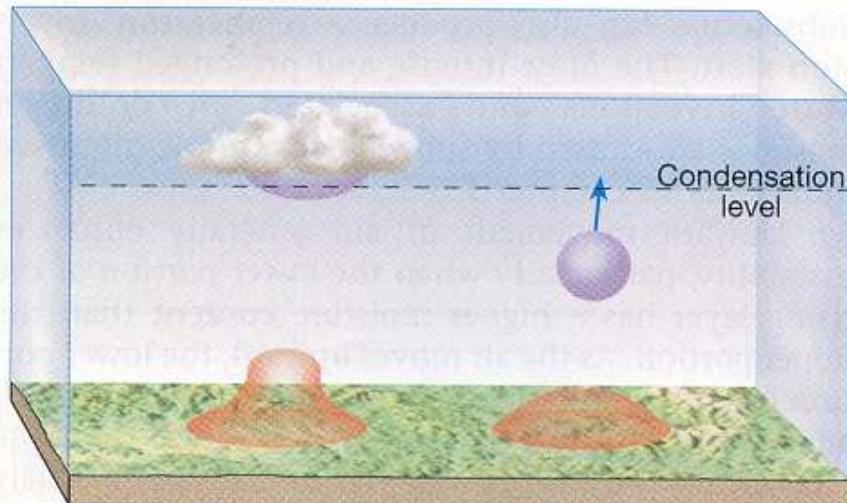
$$\gamma_s \approx \gamma_d \frac{\frac{R_d T}{1 + \frac{0.622 L_v^2 r_s}{R_d c_{pd} T^2}}}{1 + \frac{L_v r_s}{R_d T}}$$

MECANISMOS DE FORMACIÓN. PROCESOS DE ELEVACIÓN

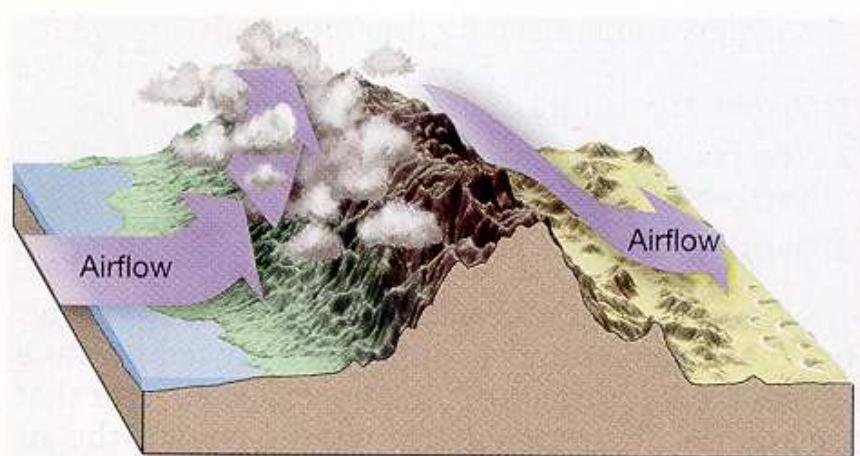
Papel fundamental de la velocidad vertical en la termodinámica atmosférica

¿Cuáles son las causas del movimiento vertical atmosférico (a examinar profundamente en el Tema 5)?

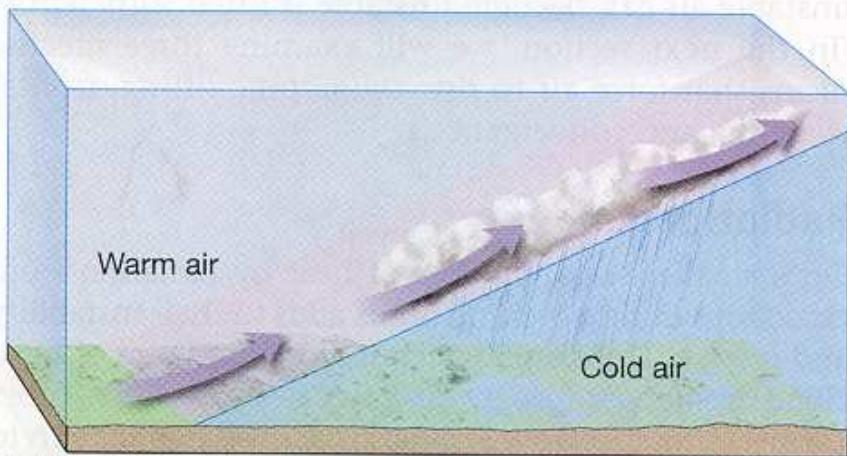
PROCESOS DE ELEVACIÓN



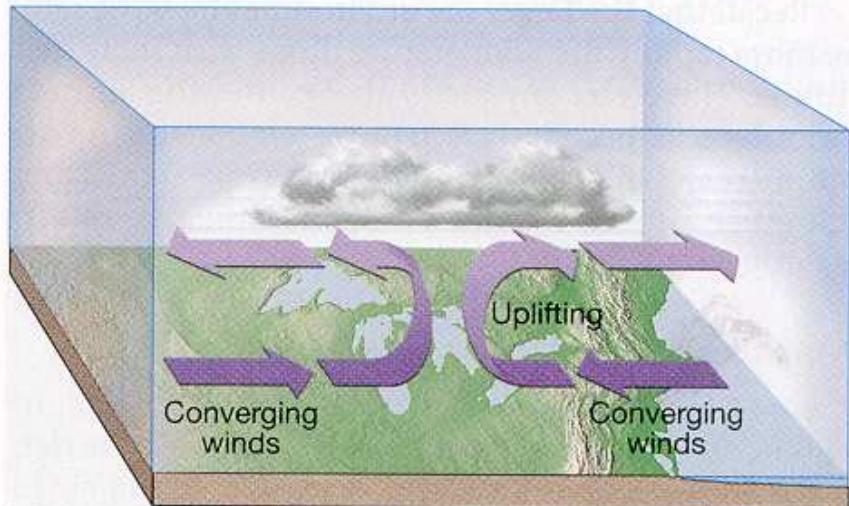
(a) Convective lifting



(b) Orographic lifting

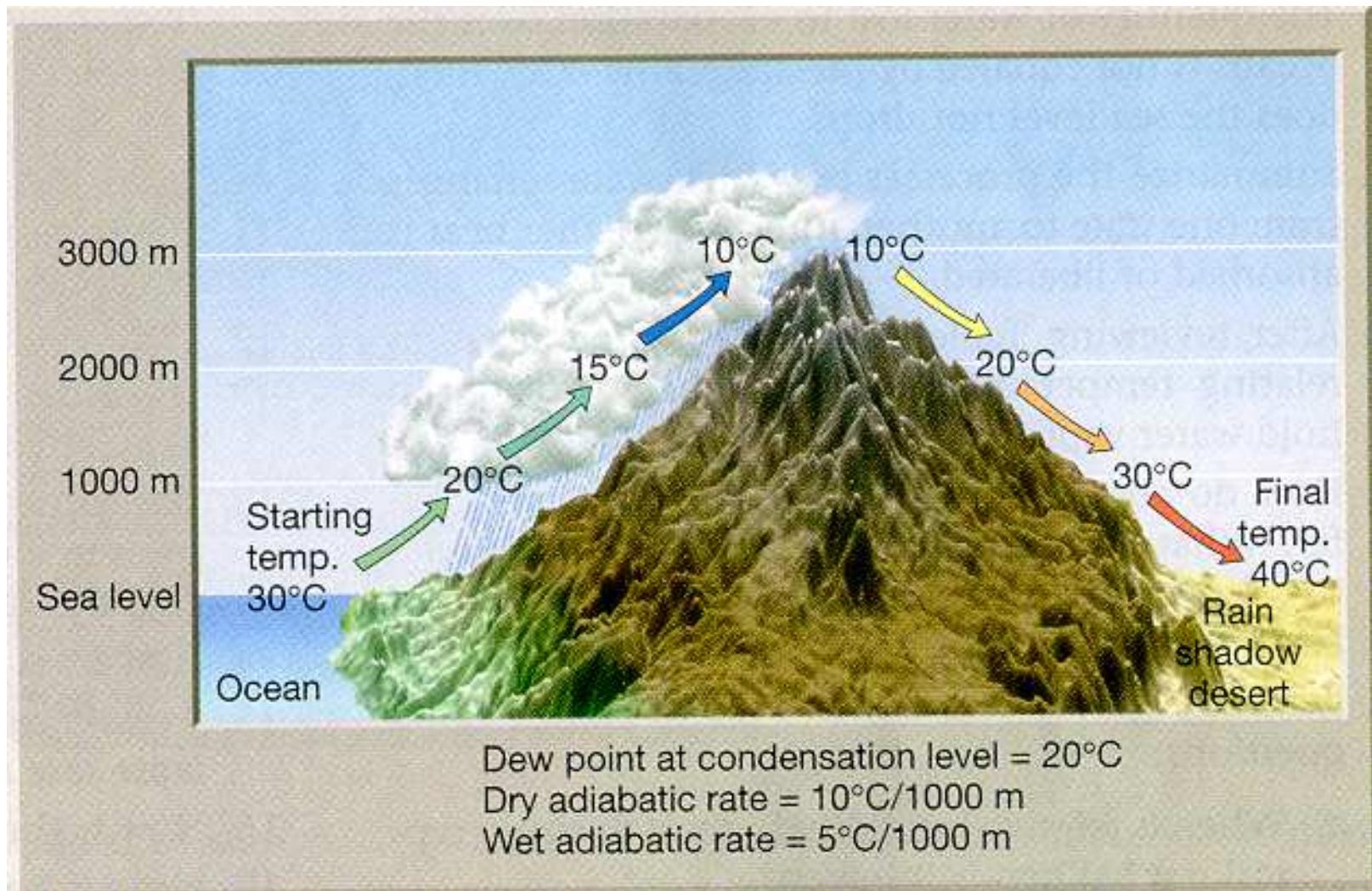


(c) Frontal wedging



(d) Convergence

EFFECTO FOEHN



TEMA 3. AIRE SECO. AIRE HÚMEDO.

- Aire seco.
- Aire Húmedo. Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
- Diagramas Termodinámicos.
- Procesos Isobáricos
- Expansión adibática del aire saturado. Evolución Pseudoadiabática.
- Procesos de Mezcla.
 - Mezcla horizontal.
 - Mezcla vertical.

TEMA 3. AIRE SECO. AIRE HÚMEDO.

- Aire seco.
- Aire Húmedo. Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
- Diagramas Termodinámicos.
- Procesos Isobáricos
- Expansión adibática del aire saturado. Evolución Pseudoadiabática.
- Procesos de Mezcla.
 - Mezcla horizontal.
 - Mezcla vertical.

MEZCLAS DE MASAS DE AIRE

Mezcla horizontal de masas de aire

(M_1, q_1, r_1, T_1) y (M_2, q_2, r_2, T_2) . Mezcla isobárica, suponiendo no condensación

$$q_m = (M_1 q_1 + M_2 q_2) / (M_1 + M_2)$$

Usando $q = 0.622 (e / (p - 0.378 e))$

$$e_m / (p - 0.378 e_m) = ((M_1 e_1 / (p - 0.378 e_1)) + (M_2 e_2 / (p - 0.378 e_2))) / (M_1 + M_2)$$

Obtenemos

$$e_m \cong (M_1 e_1 + M_2 e_2) / (M_1 + M_2)$$

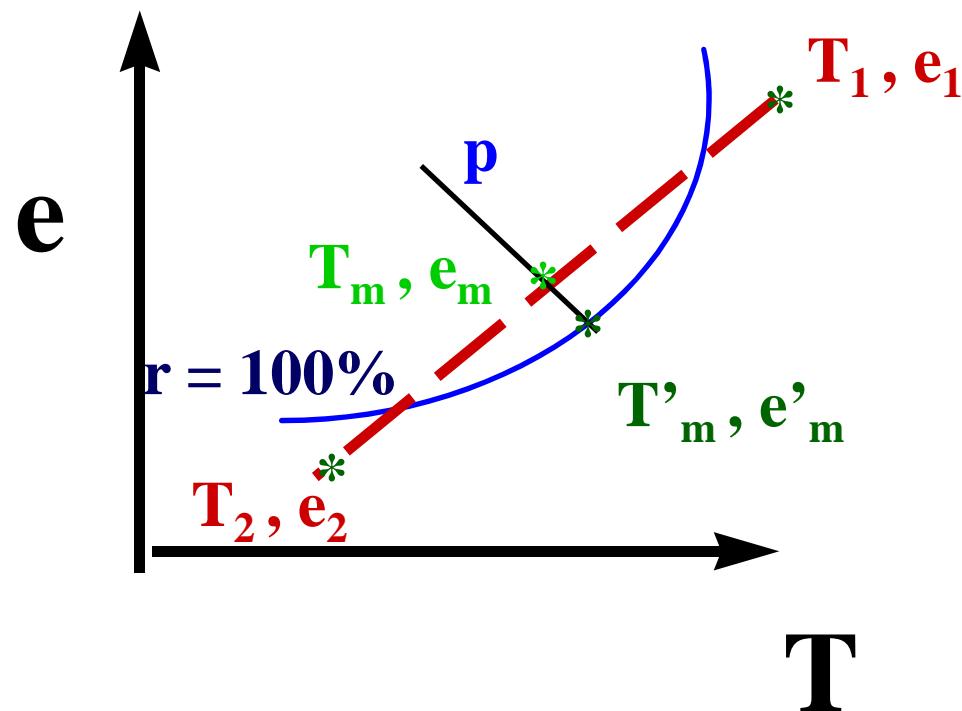
Suponiendo proceso isobárico sin intercambio de calor con el ambiente

$$T_m \cong (M_1 T_1 + M_2 T_2) / (M_1 + M_2)$$

Conclusión: Tanto T como e se mezclan linealmente

MEZCLAS DE MASAS DE AIRE

Mezcla horizontal de masas de aire



Si la mezcla resulta sobresaturada hay condensación, en este proceso isobárico pasamos de (T_m, e_m) a (T'_m, e'_m) , para ello se condensa $(r_m - r'_m)$ g que ceden el calor latente de condesación $L_v(r_m - r'_m)$ para aumentar la temperatura de T_m hasta T'_m .

TEMA 3. AIRE SECO. AIRE HÚMEDO.

- Aire seco.
- Aire Húmedo. Agua en la atmósfera. Cambios de fase.
- Diagramas Termodinámicos.
- Procesos Isobáricos
- Expansión adibática del aire saturado. Evolución Pseudoadiabática.
- Procesos de Mezcla.
 - Mezcla horizontal.
 - Mezcla vertical.

MEZCLAS DE MASAS DE AIRE

Mezcla vertical de masas de aire. Nivel de condensación por mezcla

(T_1, p_1, q_1) y (T_2, p_2, q_2) . Para que la mezcla pueda tener lugar debemos de llevar las masas a una presión común p , que se alcanza mediante una evolución adiabática

$$T_{p1} = T_1 (p / p_1)^{R_d / c_{pd}} \quad T_{p2} = T_2 (p / p_2)^{R_d / c_{pd}}$$

A continuación se procede como en una mezcla horizontal

$$T_{m\ p} = (M_1 T_{p1} + M_2 T_{p2}) / (M_1 + M_2)$$

que multiplicada por $(1000 / p)^{R_d / c_{pd}}$ permite escribir

$$\theta_m = (M_1 \theta_1 + M_2 \theta_2) / (M_1 + M_2)$$

$$q_m = (M_1 q_1 + M_2 q_2) / (M_1 + M_2) \rightarrow r_m \approx (M_1 r_1 + M_2 r_2) / (M_1 + M_2)$$

Adiabática saturada

