

## Planetary Boundary Layer (PBL)

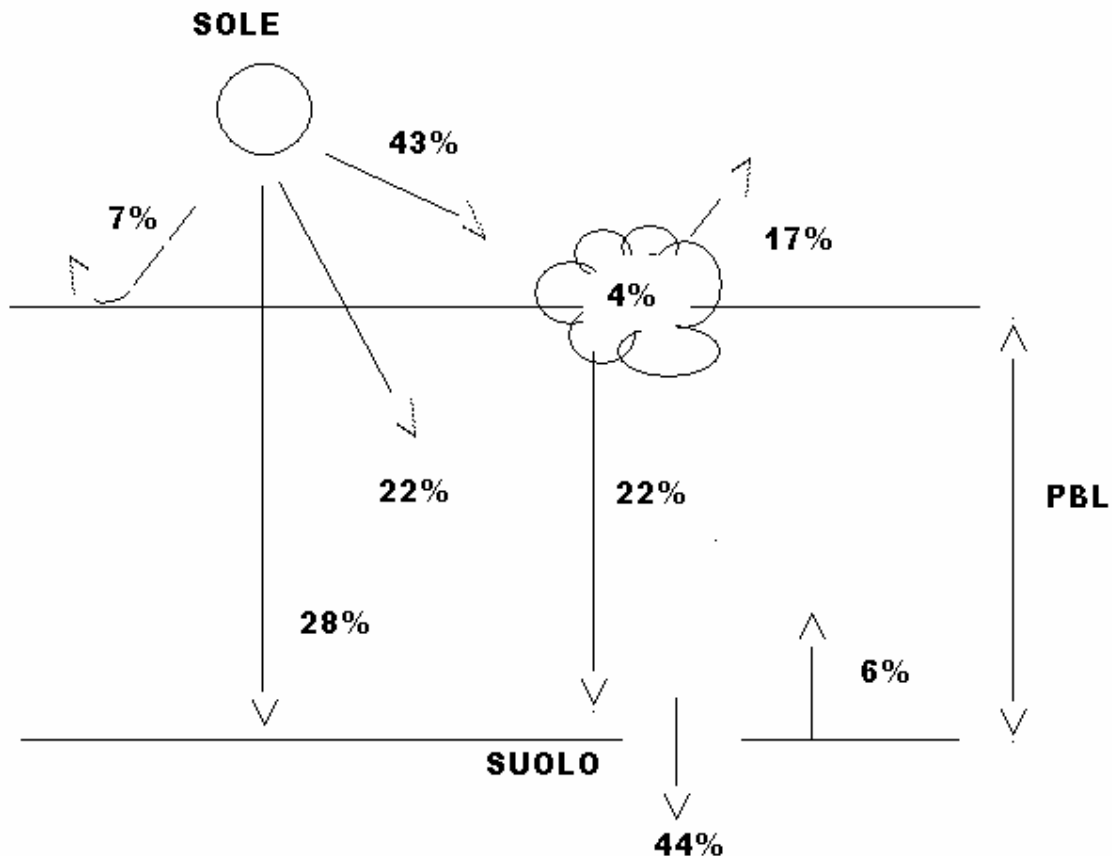
Il **PBL** è la porzione di troposfera direttamente influenzata dalla superficie terrestre e suscettibile di **mutamenti** dovuti alla immissione di energia da essa proveniente con tempi dell'ordine dell'ora. Lo spessore di questo strato atmosferico è dell'ordine del km e varia con ritmo circadiano (giorno – notte).

I *mutamenti* indotti nel PBL dipendono da forze di attrito, processi di traspirazione-evaporazione, trasferimento di calore, distorsioni del flusso di aria indotte dalla orografia.

L'atmosfera è largamente trasparente alla radiazione solare, assorbendone circa il 22 – 26 %. Non tutta l'energia solare che arriva al suolo è assorbita:

- 7% è retrodiffusa da gas e particelle sospese;
- 17% è riflessa dalle nubi;
- 4% è assorbita dalle nubi;
- 6% è riflessa dalla superficie terrestre;
- 44% è assorbita dal suolo.

Il restante 22% viene assorbita dal PBL: il sole dunque trasmette energia al PBL.



La lunghezza d'onda delle radiazioni solari è per lo più compresa nell'intervallo  $0.1\mu\text{m} \div 4\mu\text{m}$  (detta radiazione ad onda corta), mentre le radiazioni emesse dal suolo cadono nell'intervallo  $3\mu\text{m} \div 80\mu\text{m}$  (detta radiazione ad onda lunga).

L'intensità delle radiazioni solari che arrivano al suolo nel corso della giornata hanno come corrispettivo variazioni di radiazione restituita dal suolo. I gradienti di temperatura nell'ambito del PBL producono gradienti di pressione. Questi sono causa di spostamenti di aria dalle zone dove la pressione è più elevata a quelle dove è più bassa. Gli spostamenti di aria sono le componenti del vento e dei moti convettivi che creano le turbolenze.

Una descrizione fisica di questi eventi utilizza il **vettore vento**, di cui si considerano due componenti, una orizzontale (parallela al suolo) e una verticale. Ogni vettore è caratterizzato da un modulo, e da un verso. Nel caso del vettore vento, il modulo ha le dimensioni di  $[L t^{-1}]$  cioè le stesse di una velocità. Il verso del vettore tempo viene definito come direzione di provenienza da un punto cardinale: si conviene che un vento proveniente da Nord. ha un verso di  $0^\circ$ , mentre uno proviene da Sud ha un verso di  $180^\circ$ ; un vento proveniente da Est ha un verso di  $90^\circ$  e un vento proveniente da Nord-Est ha un verso di  $45^\circ$ .

Il vettore vento viene abitualmente scomposto nelle tre componenti cartesiane. La risultante delle due componenti secondo l'asse  $x$  e l'asse  $y$ , cioè su un piano parallelo al suolo. Il vento responsabile degli spostamenti di aria in senso orizzontale viene denominato **vento medio**. All'interno del PBL la velocità del vento medio è abitualmente compresa tra 2 e  $10 \text{ ms}^{-1}$ . L'attrito dovuto alla superficie terrestre causa un progressivo rallentamento del vento medio in prossimità del suolo. Il vento medio ha anche una piccola componente verticale, la cui velocità tuttavia è bassa, cioè dell'ordine di  $\text{mm/s}$  o  $\text{cm/s}$ .

La direzione e la intensità del vento sono soggette a fluttuazioni intorno ad un valore medio (cronologicamente). Queste fluttuazioni sono legate ai moti convettivi dell'aria, dovuti a gradienti di temperatura, di umidità e pressione. Esse si manifestano come vortici di ampiezza e direzione variabile, i quali danno alle fluttuazioni il carattere della "turbolenza". Per questo motivo gli spostamenti di aria imposti da questi vortici vengono denominati **vento turbolento**.

Le masse di aria hanno tendenza a spostarsi da una zona di alta pressione ad una zona di bassa pressione: la forza che le muove è dunque un gradiente di pressione. Questo spostamento genera il vento.

Se le masse di aria fossero sottoposte solamente a questo gradiente di pressione sarebbero costrette a muoversi in direzione perpendicolare alle isobare (linee che congiungono punti di uguale pressione). In realtà le masse di aria sono soggette anche alla forza di Coriolis, dovuta alla rotazione terrestre che devia le masse di aria verso Est nell'emisfero settentrionale e verso Ovest in quello meridionale. La forza di Coriolis è diretta verso Est nel nostro emisfero.

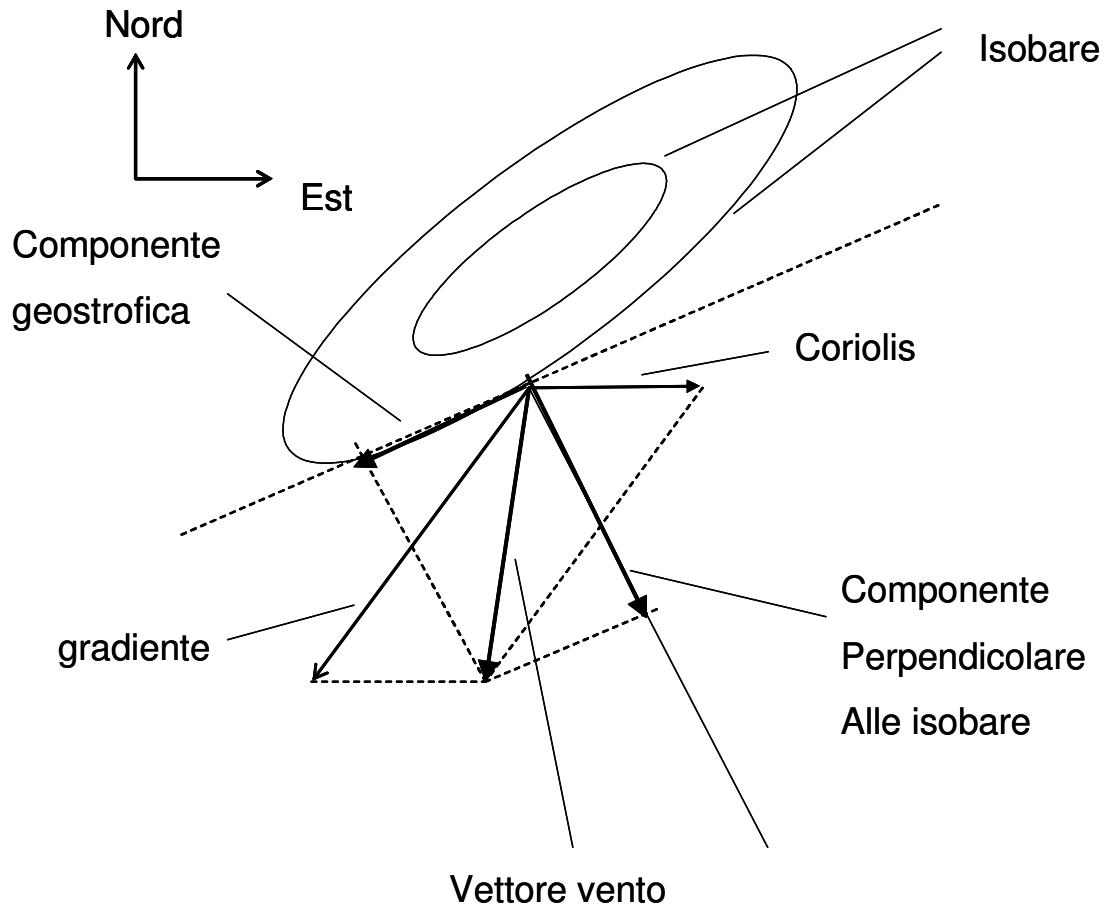
Sommando il vettore diretto come il gradiente di pressione al vettore della forza di Coriolis si ottiene il vettore vento.

Questo, a sua volta, può essere scomposto in una componente parallela alle isobare e una componente perpendicolare alle isobare.

Quest'ultima è detta componente geostrofica, o **vento geostrofico**.

La presenza di una componente geostrofica equivale alla presenza di una forza centrifuga che genera vorticosità dirette parallelamente alle isobare.

Se consideriamo la direzione verticale, troviamo alle vorticosità molto importanti per il rimescolamento del PBL.



I vortici che producono turbolenza sono prevalentemente originati da gradienti di temperatura: il riscaldamento del suolo ad opera della radiazione solare comporta che gli strati inferiori di aria siano più caldi e quindi meno densi di quelli sovrastanti; l'aria calda si sposta dal suolo verso l'alto, mentre aria fredda discende dall'alto verso il suolo. I vortici così creati sono di grandi dimensioni (confrontabili con quelle dell'intero PBL) e vengono denominati **thermals**. I thermals influiscono sulla intensità e direzione del vento medio all'interno del PBL, provocando repentine variazioni denominate **wind shears**. I thermals hanno grande ampiezza e una certa regolarità stazionaria durante le ore diurne, mentre si riducono di ampiezza e si fanno irregolari durante la notte. I thermals rappresentano il principale meccanismo di reazione dell'aria del PBL alle sollecitazioni provenienti dal suolo. Per questo motivo è importante approfondire la descrizione fisica delle correnti ascensionali.

Uno schema semplice fa riferimento allo spostamento verticale di aria secca, cioè completamente priva di vapor d'acqua. L'aria normalmente contiene anche vapor d'acqua per un tenore che può essere definito come,

- umidità specifica: massa di  $H_2O$  / massa di aria;
- umidità relativa:  $RH = 100 \times p(H_2O) / p^*(H_2O)$  ad ogni data  $T$ ;
- rapporto di mescolanza: (massa di  $H_2O/m^3$ ) / (massa di aria secca/ $m^3$ ).

D'altra parte dalla espressione  $C_p dT = V dp$  si ottiene, ponendo  $V = RT/p$ ,

$$dT/T = (R / C_p) dp/p.$$

che per integrazione dà:

$$T_2 = T_1 (p_2/p_1)^{R/C_p}$$

Se  $p_2$  è la pressione al livello del mare, cioè  $p_2 = 1000$  hPa e  $T_1 = T$  è la temperatura alla quota  $z$  dove la pressione è  $p_1 = p$ ,  $T_2 = \theta$  è la temperatura al livello del mare:

$$\theta = T [1000/p]^{(R/C_p)} \approx T + 0.098 z$$

dove  $R/C_p = 0.286$  per l'aria. Questa espressione va utilizzata come segue:  $\theta$  è la cosiddetta **temperatura potenziale** dell'aria, cioè la temperatura che avrebbe un volumetto d'aria alla quota  $z$ , dove la temperatura è  $T$  e la pressione è  $p$ , se venisse portato adiabaticamente alla pressione di 1000hPa.

Il concetto di temperatura potenziale deve essere combinato con quello di **temperatura virtuale**, la quale è la temperatura che dovrebbe avere l'aria secca per uguagliare la densità di aria umida ad una data *RH*. Poiché il vapore d'acqua è meno denso dell'aria secca\*, l'aria umida (non satura: dunque non nel caso delle nuvole) "galleggia" meglio dell'aria secca. Per uguagliare le due densità bisognerebbe aumentare la temperatura dell'aria secca. In altri termini la **temperatura virtuale dell'aria umida non satura è sempre superiore alla sua reale temperatura**. Questo è un modo alternativo di dire che l'aria umida "galleggia" meglio dell'aria secca, cioè tende a salire a quote più elevate. L'acqua liquida è più densa dell'aria secca; pertanto aria contenente una sospensione di acqua liquida (nuvole) "galleggia" meno dell'aria secca, ovvero la sua temperatura virtuale è più bassa della temperatura reale.

La **temperatura potenziale virtuale** è definita come:

$$\theta_v = \theta (1 + 0.61 r)$$

dove  $r$  è il rapporto di mescolanza.

Gli spostamenti delle masse d'aria che influiscono direttamente sulla dispersione di inquinanti al suolo riguardano il PBL. E' tuttavia importante tenere presente che il PBL ha, a sua volta, una struttura stratificata. In particolare si definiscono 4 strati differenti:

1. **Strato di Superficie,**
2. **Strato Misto Convettivo,**
3. **Strato residuale,**
4. **Strato Stabile Notturmo.**

E' pure importante ricordare che la quota alla quale si passa da uno strato all'altro cambia con l'ora del giorno, a causa del gradiente di temperatura prodotto dall'irraggiamento solare.

Lo strato di superficie è la parte più bassa del PBL, dove i flussi turbolenti variano meno del 10%. Il profilo della  $\theta_v$  sono superadiabatici, cioè la temperatura decresce con la quota, ovvero la  $\theta$  resta costante con la quota.

Lo strato misto convettivo è la sede dei Thermals, ascendenti e discendenti, che raggiungono la quota delle nuvole. Questo strato può essere limitato da una "cappa fredda" presente in quota. Alla sommità di questo strato è spesso presente un *wind shear* che contribuisce alla turbolenza.

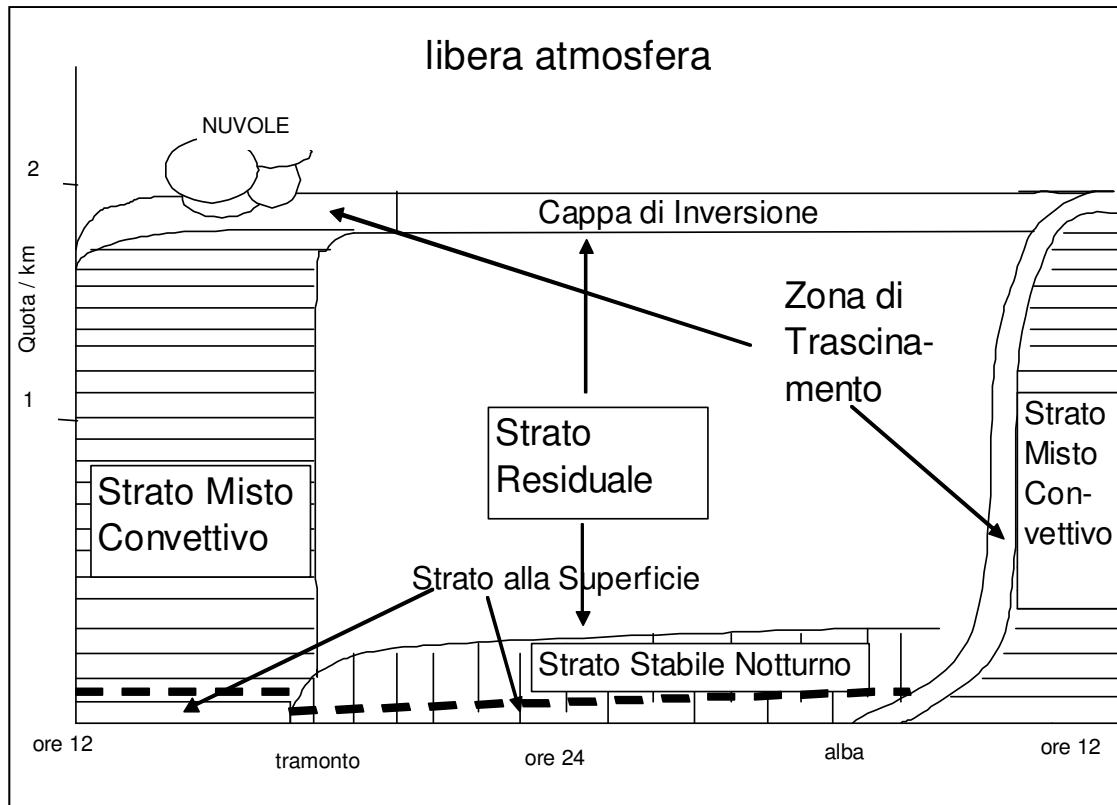
Questo strato raggiunge l'altezza massima nel pomeriggio; l'altezza aumenta per trascinarsi dell'aria sovrastante (Zona di Trascinamento) meno turbolenta che costituisce una barriera all'innalzamento dei thermals. I profili di  $\theta_v$  sono quasi adiabatici nella zona centrale di questo strato.

---

\* Una mole di H<sub>2</sub>O ha una massa di 18 g, mentre una mole di aria ha una massa di (0.2×32 + 0.8×28)=28.8 grammi. Poiché entrambe occupano lo stesso volume (22.4 dm<sup>3</sup> a  $p = 1000$  hPa e  $T = 273.15$ K), il vapore d'acqua è meno denso dell'aria.

La velocità del vento entro lo Strato Misto è sub-geostrofica, cioè inferiore alla velocità che il vento assume a causa dei gradienti orizzontali di pressione. La direzione del vento incrocia le isobare nel verso delle basse pressioni.

## STRUTTURA DEL PBL

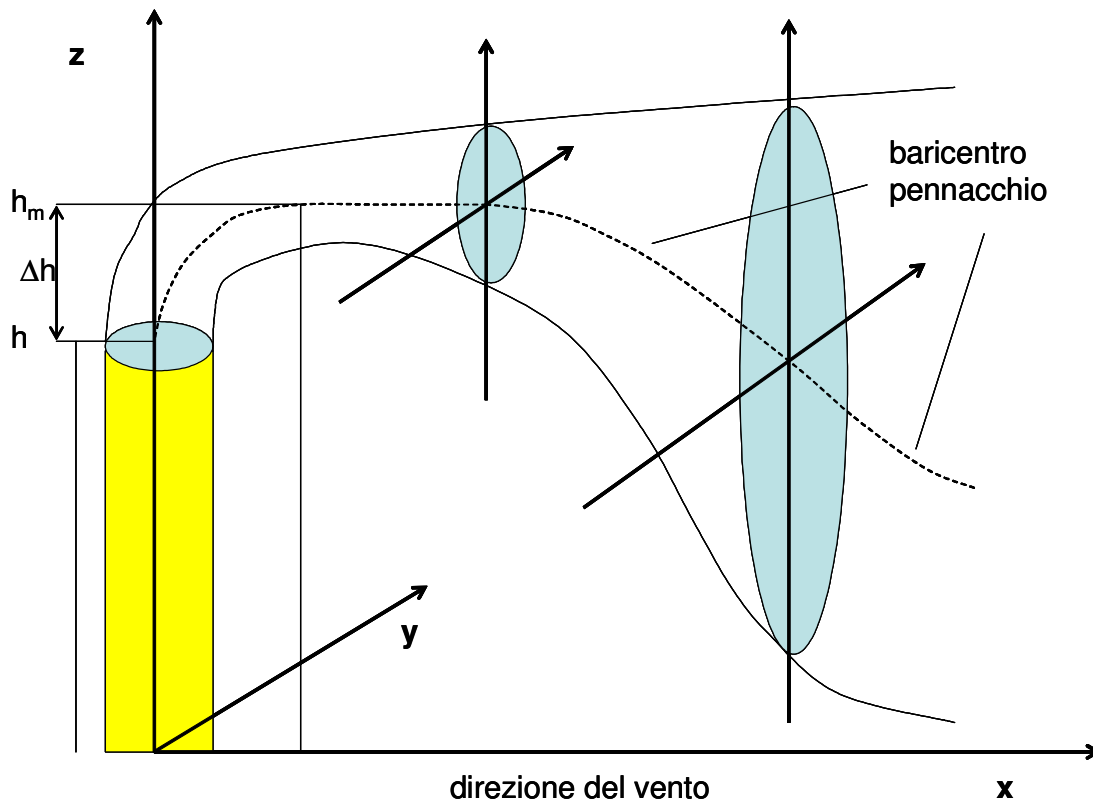


A seconda della distanza dalla ciminiera si distinguono tre zone: zona 1, dove il pennacchio si innalza rispetto al livello della bocca della ciminiera; zona 2, dove il baricentro del pennacchio si stabilizza per un tratto e quindi si abbassa verso il suolo; zona 3, dove il pennacchio tocca il suolo e qui deposita parte delle particelle in sospensione.

La zona 1 è quella dove ha luogo il cosiddetto *plume rise*, cioè l'innalzamento pressoché verticale del pennacchio al di sopra della bocca della ciminiera.

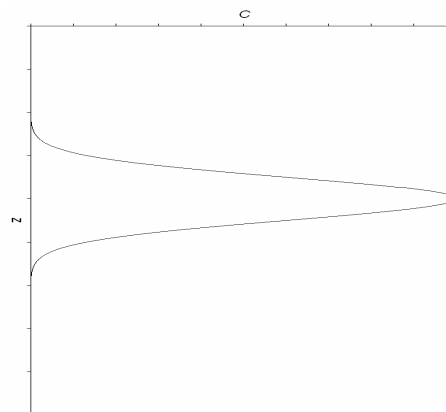
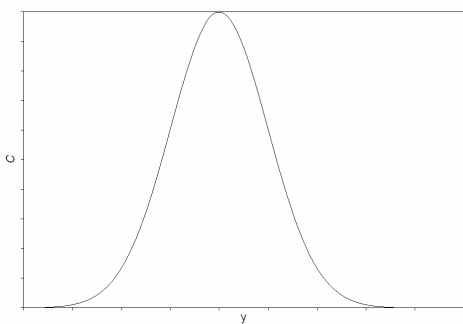
Nella zona 2 il baricentro del pennacchio si mantiene in quota, prima conservando la stessa altezza, poi discendendo progressivamente verso il suolo. La forma del pennacchio, ad una certa distanza dalla ciminiera (100-300m) diventa conoide (*coning*) durante le ore diurne, quando i *thermals* hanno grande ampiezza, mentre nelle ore notturne esso è molto meno espanso e tende a restare sollevato dal suolo anche a grandi distanze dalla bocca della ciminiera.

L'innalzamento del pennacchio dipende dalla velocità di uscita dalla bocca della ciminiera e dalla velocità del vento. Un vento forte tende a ridurre il tratto lungo il quale il baricentro del pennacchio si mantiene alla quota massima. Relazioni semplici possono essere utilizzate per descrivere il *plume rise* in condizione di vento debole e *thermals* poco ampi. In tutti gli altri casi è difficile proporre un modello attendibile del comportamento del pennacchio.



Nella zona 2, la concentrazione di un inquinante,  $C$ , dipende dalla distanza dalla ciminiera e si distribuisce per ogni sezione  $(y,z)$  del pennacchio secondo una gaussiana. L'ampiezza di questa distribuzione rispetto all'asse  $y$ ,  $\sigma_y$ , è differente da quella secondo l'asse  $z$ ,  $\sigma_z$ . Sia  $\sigma_y$  che  $\sigma_z$  dipendono da  $x$ , cioè dalla distanza dalla ciminiera.

$$C(x, y, z) = K \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_{y_y}}} \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \cdot \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_{z_y}}} \exp\left(-\frac{(z-h_m)^2}{2\sigma_z^2}\right)$$



La costante  $K$  dipende dalla portata (massa / tempo) alla bocca della ciminiera,  $Q$ , e dalla velocità media del vento  $\bar{u}$  all'altezza del baricentro del pennacchio:  $K = Q / \bar{u}$ . Si ottiene così:

$$C(x, y, z) = \frac{Q}{2\pi \bar{u} \sqrt{\sigma_y \sigma_z}} \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \cdot \exp\left(-\frac{(z-h_m)^2}{2\sigma_z^2}\right)$$

Si deve tener presente che  $h_m$  non è costante,  $h_m = h + \Delta h(x)$ , dove

$$\Delta h(x) = 1.6 F_b^{1/3} u^{-1} x^{2/3}$$

$F_b = g V_s r_s^2 (T_s - T_a) / T_s$  = buoyancy flux = spinta di galleggiamento,

$g$  = accelerazione di gravità,

$V_s$  = velocità di uscita dalla bocca della ciminiera (m/s),

$r_s$  = raggio della bocca (m),

$T_s$  = temperatura dei fumi (K),

$T_a$  = temperatura dell'aria (K).

La concentrazione dell'inquinante nella zona 3 può essere descritta tenendo presente che esso viene "rimbalzato" dal suolo a causa delle correnti ascensionali, press'a poco come un fascio di luce tra due specchi paralleli. Se si considera solamente la concentrazione al suolo, si ricava una espressione semplice:

$$C(x, y, 0) = \frac{Q}{\pi \bar{u} \sigma_y \sigma_z} \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \cdot \exp\left(-\frac{h_m^2}{2\sigma_z^2}\right)$$

### Processi di impoverimento del pennacchio

- **Deposizione Secca.** Processo continuo e lento, dovuto alle interazioni chimico fisiche tra inquinante e suolo. Dipende dalla natura del suolo (terreno incolto, vegetazione, area urbana, ecc.).
- **Deposizione Umida.** Processo di dilatazione dovuto alla pioggia. E' molto più intenso della deposizione secca, ma discontinuo, poiché è legato all'evento pioggia.
- **Reazioni Chimiche.** Hanno luogo all'interno del pennacchio, che fanno scomparire l'inquinante primario e portano alla formazione di inquinanti di seconda generazione.

Tenendo conto del fatto che parte dell'inquinante (composti chimici allo stato gassoso, come ossidi di azoto e ossidi di zolfo) interagisce direttamente col suolo, mentre il particolato si deposita per semplice effetto gravitazionale, si perviene con un modello semplificato alla espressione:

$$C(x, y, 0) = \frac{Q}{2\pi \bar{u} \sigma_y \sigma_z} \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \cdot \exp\left(-\frac{[h_m - (V_s x / \bar{u})]^2}{2\sigma_z^2}\right) \times [1 + \alpha(x)]$$

dove  $\alpha(x)$  è il cosiddetto coefficiente di riflessione e  $V_s$  è la velocità di sedimentazione del particolato.