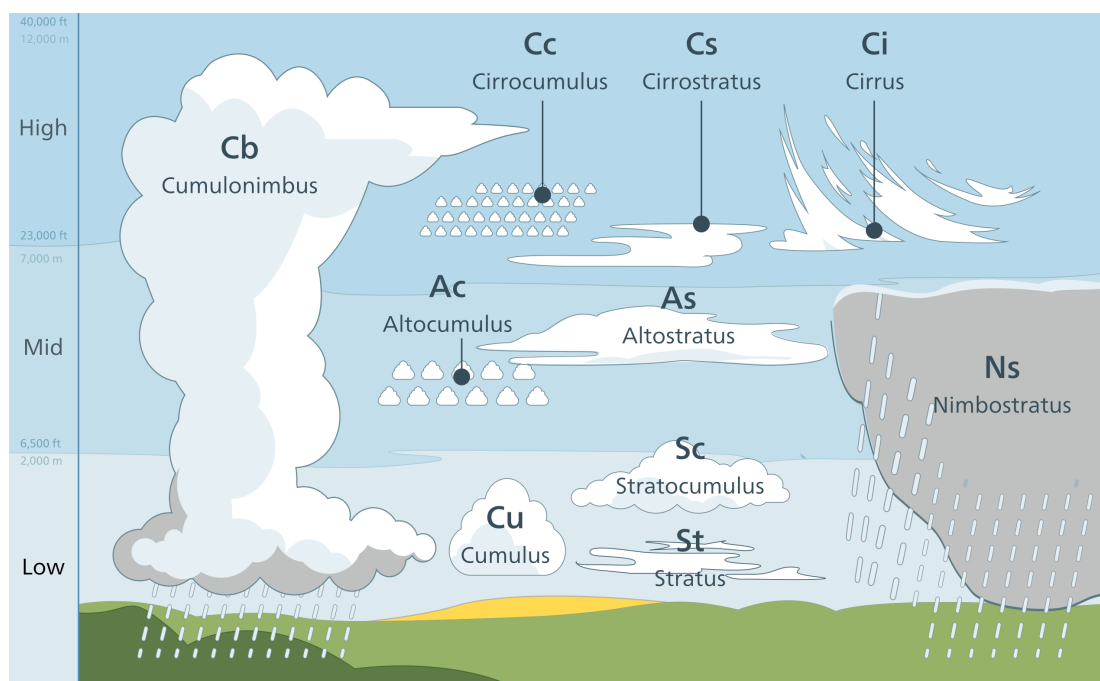


Fondamenti Meteorologici della Climatologia



GIANNI COMINI

CISM - Dipartimento di Energia e Ambiente
Udine, Italia
Versione Febbraio 2026



ISBN 978-88-85137-53-0

Prefazione

“Fondamenti Meteorologici della Climatologia” è un e-book educativo, redatto in un linguaggio chiaro e accessibile, con enfasi su spiegazioni basate sui principi fisici fondamentali piuttosto che sulla matematica avanzata. Il materiale deriva, essenzialmente, dai post già pubblicati nella sezione Download del DEA, riorganizzati per eliminare ridondanze e ampliati dove necessario per migliorare chiarezza e coerenza.

L'importanza del lavoro deriva dal fatto che la maggior parte dei testi di meteorologia attuali è pensata per specialisti, mentre le comunicazioni dei meteorologi sui media tendono a concentrarsi su argomenti isolati senza fornire un quadro concettuale più ampio. L'e-book, disponibile gratuitamente nella sezione Download del Dipartimento di Energia e Ambiente (DEA) del CI-SM, intende colmare questa lacuna informativa offrendo un'introduzione completa e facilmente accessibile ai fondamenti della meteorologia più rilevanti per il cambiamento climatico.

Il progetto è motivato dal contesto globale attuale, nel quale la transizione verso un sistema energetico sostenibile è rallentata considerevolmente, mentre la frequenza dei disastri meteorologici continua ad aumentare. È quindi fondamentale che anche i non specialisti comprendano i meccanismi di base che determinano i fenomeni meteorologici che li coinvolgono.

Per quanto riguarda i contenuti:

- Il primo capitolo illustra il bilancio energetico della Terra che, negli ultimi anni, mostra un accumulo di energia nel Sistema Climatico Terrestre legato strettamente al cambiamento climatico. Come risulta dal testo, il legame è tale che, secondo molti ricercatori, l'accumulo di energia andrebbe utilizzato come riferimento nella valutazione del cambiamento climatico stesso al posto del più tradizionale aumento della temperatura media globale.*
- Il secondo capitolo esamina la struttura verticale dell'atmosfera, il comportamento termodinamico dell'aria umida e le conseguenze meteorologiche sulla formazione delle nubi e sulle principali tipologie di precipitazione.*
- Il terzo capitolo si occupa dei venti e del loro contributo al trasporto di energia distinguendo tra venti locali, venti sinottici (ovvero su larga scala) e circolazione atmosferica generale. In tale contesto esamina l'influenza delle correnti a getto, delle onde di Rossby che le destabilizzano e le conseguenze climatiche dei blocchi della corrente a getto polare. Alla fine del capitolo viene illustrato un argomento di grande attualità: il vortice*

polare stratosferico e la sua destabilizzazione che, ormai, la maggior parte dei meteorologici identifica come responsabile primo delle, sempre più frequenti, ondate improvvise di aria artica che nella stagione invernale arrivano alle latitudini intermedie.

- *Il quarto capitolo vuole essere una guida per i non specialisti che vogliono capire le previsioni del tempo ed, infatti, illustra nell'ordine: cicloni e anticicloni semipermanenti, masse d'aria, fronti meteorologici, cicloni extratropicali (o delle medie latitudini) e cicloni tropicali. A conclusione del capitolo viene affrontato l'argomento delle previsioni del tempo a lungo termine collegandolo al monitoraggio di eventi periodici forzanti che, in passato, hanno generato effetti stagionali ben definiti. Sono evidenti le possibili applicazioni di questo approccio abbinato all'impiego sempre più diffuso dell'intelligenza artificiale.*
- *Il quinto capitolo, come enunciato dal titolo, si occupa di temporali, fulmini e grandine, ovvero di fenomeni atmosferici sempre più frequenti e, ormai, caratterizzati da una particolare violenza anche in Friuli Venezia Giulia. Nel testo, infatti, vengono richiamati gli eventi in Regione del 24 e 25 luglio 2023 con le grandinate senza precedenti che, nei centri abitati, hanno danneggiato gravemente auto, isolamenti esterni "a cappotto", infissi, tetti e pannelli fotovoltaici mentre, nelle campagne hanno distrutto completamente le coltivazioni.*
- *Il sesto capitolo, in realtà, è una Appendice nella quale i lettori più interessati possono trovare alcuni richiami storici e le spiegazioni qualitative che riguardano l'azione delle forze apparenti (centrifuga e di Coriolis) in meteorologia. D'altra parte, in molti post pubblicati in rete, analoghe considerazioni qualitative sulle forze apparenti sono imprecise se non del tutto sbagliate. Pertanto, alle considerazioni qualitative (condivise da chi scrive), sono stati aggiunti considerazioni a carattere quantitativo (confinati in paragrafi segnati con asterisco in quanto non strettamente necessari alla comprensione del testo) che consentano, a chi lo desidera, di maturare un'opinione propria su quanto pubblicato in rete utilizzando guide concettuali affidabili basate sulla Fisica.*

Udine, febbraio 2026

Gianni Comini

Indice

1	Tutto comincia con il Sole	1
1.1	Bilancio energetico della Terra	1
1.1.1	Capire il bilancio	3
1.1.2	Accuratezza dei bilanci parziali	5
1.2	Lo sbilanciamento	5
1.2.1	Accumulo globale e ripartizione degli aumenti di energia	6
1.2.2	Conseguenze degli accumuli di energia	9
1.3	I gas serra	10
1.3.1	Emissioni antropiche di gas serra	12
1.3.2	Ozono e vapore acqueo	14
1.4	Nubi e aerosol	15
1.4.1	Tipi di nubi	16
1.4.2	Il futuro delle nubi	18
1.4.3	Aerosol atmosferici	20
1.5	Bibliografia – Capitolo 1	22
2	L'atmosfera e l'aria umida	25
2.1	Struttura verticale dell'atmosfera	25
2.1.1	Strati dell'atmosfera standard	27
2.1.2	Composizione dell'atmosfera	28
2.2	L'aria umida	29
2.2.1	Umidità specifica	30
2.2.2	Frazione di massa di vapore	30
2.2.3	Pressione di saturazione del vapore acqueo	31
2.2.4	Umidità relativa	32
2.2.5	Entalpia specifica dell'aria umida	34
2.2.6	Diagramma Carrier	35
2.2.7	Misure sull'aria umida	36
2.2.8	Temperatura percepita	38
2.3	Formazione delle nubi	40
2.3.1	Nucleazione e crescita delle gocce	44
2.3.2	Formazione e crescita dei cristalli di ghiaccio	46
2.3.3	Piccolo glossario delle precipitazioni	48

2.4	Bibliografia - Capitolo 2	50
3	L'atmosfera in movimento	53
3.1	I venti e il trasporto di energia	53
3.2	Venti locali	54
3.2.1	Brezze di monte e di valle	56
3.2.2	Brezze di mare e di terra	58
3.3	Venti sinottici	58
3.3.1	Effetto Coriolis	58
3.3.2	Venti geostrofici	61
3.4	Circolazione Atmosferica Generale	62
3.4.1	Modello semplificato a tre celle	63
3.4.2	Venti periodici stagionali	66
3.4.3	I monsoni	66
3.4.4	Il monsone dell'Asia Meridionale	68
3.4.5	Venti di gradiente	69
3.5	Le correnti a getto	72
3.5.1	Eppure ruota: la vorticità planetaria	74
3.5.2	Convergenza e divergenza in un Mondo tridimensionale	76
3.6	Ciclo di vita delle onde di Rossby	77
3.7	Blocchi della corrente a getto polare	78
3.7.1	Blocco ad omega	79
3.7.2	Blocchi causati da rotture della corrente a getto	80
3.7.3	Blocco causato da un anticiclone stazionario	81
3.8	Vortice polare stratosferico	82
3.9	Bibliografia - Capitolo 3	85
4	Capire le previsioni del tempo	87
4.1	Cicloni e anticicloni semipermanenti	87
4.2	Le masse d'aria	89
4.2.1	Influenza delle masse d'aria sul clima dell'Italia	90
4.2.2	Effetti orografici sulla circolazione atmosferica	91
4.3	Fronti meteorologici	92
4.3.1	Fisica dei fronti	93
4.4	Cicloni extratropicali	96
4.4.1	Modello Norvegese	97
4.4.2	Il "Modello Nastro Trasportatore"	99
4.5	Cicloni tropicali	100
4.5.1	Struttura dei cicloni tropicali	100
4.5.2	Tempeste artiche	104
4.5.3	Medicanes	106
4.6	Le previsioni del tempo a lungo termine	107
4.6.1	Oscillazioni e tendenze	109

4.7	Monitoraggio di ENSO	110
4.7.1	Effetti nell'Oceano Pacifico	114
4.7.2	Successione dei cicli di ENSO	116
4.8	Teleconnessioni	118
4.9	Bibliografia - Capitolo 4	120
5	Temporal, fulmini e grandine	123
5.1	Fenomeni atmosferici e nubi	123
5.1.1	Formazione di un cumulonembo	124
5.2	Ciclo di vita di un temporale monocella	126
5.3	Temporal multicella e rigenerazione	128
5.3.1	Grappoli e linee di celle	128
5.3.2	Sistemi Convettivi a Mesoscala - MCS	129
5.4	Temporal a supercella	131
5.4.1	Il lungo viaggio di una supercella	133
5.5	La grandine	135
5.5.1	Temporal in Friuli Venezia Giulia	136
5.6	I fulmini	137
5.6.1	Dinamica dei fulmini	140
5.6.2	Protezione dai fulmini	141
5.6.3	Rischio di fulminazione	143
5.7	Bibliografia - Capitolo 5	145
6	Appendice - Le forze apparenti in Meteorologia	147
6.1	Un po' di storia	147
6.2	Forza centrifuga	148
6.3	Forza di Coriolis	149
6.3.1	Spostamenti lungo la verticale	150
6.4	Accelerazioni apparenti*	152
6.4.1	Espressione alternativa dell'accelerazione centrifuga*	153
6.4.2	Accelerazione di Coriolis*	153
6.4.3	Richiami di algebra dei vettori*	155
6.5	Bibliografia - Capitolo 6	156
	Indice analitico	159

Capitolo 1

Tutto comincia con il Sole

1.1 Bilancio energetico della Terra

Nel bilancio energetico della Terra, riportato nella Figura 1.1, i valori dei flussi, si riferiscono alle medie decennali nel periodo 2000-2009. La radiazione solare sia entrante sia riflessa e la radiazione infrarossa uscente ai limiti dell'atmosfera sono state valutate nell'ambito delle misure satellitari effettuate dalla NASA nel corso del Programma CERES - Clouds and Earth Radiant Energy System. Invece, in corrispondenza alla superficie della Terra, le radiazioni infrarosse entranti ed uscenti, ed i trasporti convettivi di calore sensibile (associati alla risalita di masse d'aria riscaldata) e di calore latente (associati alla evapotraspirazione, cioè alla evaporazione dagli specchi d'acqua e dal suolo nudo, ed alla traspirazione dalle piante) sono stati valutati utilizzando sensori locali e tecniche simili a quelle descritte al Paragrafo 1.2.

(Come si può notare, nella Figura 1.1 i flussi sono espressi in watt per metro quadrato [W/m^2] e, avendo una sola cifra dopo la virgola, sono “significativi” al decimo di watt per metro quadrato).

Nel post “Gas Serra e Cambiamento Climatico” il bilancio di cui alla Figura 1.1 era stato utilizzato per illustrare come la “radiazione di ritorno” ($340,3 \text{ W/m}^2$), dovuta alla presenza dei gas serra nell'atmosfera, fosse responsabile della sproporzione tra il flusso totale emesso dalla superficie terrestre ($398,2 \text{ W/m}^2$) e la frazione di flusso emesso ($40,1 \text{ W/m}^2$) che, senza essere mai intercettata, riesce a uscire verso lo spazio attraverso la così detta “finestra atmosferica”.

La radiazione di ritorno può essere spiegata pensando all'atmosfera come ad una serie di strati omogenei sovrapposti che, a causa della presenza dei gas serra, sono in grado di assorbire le radiazioni, per poi riemetterle in tutte le direzioni nell'infrarosso. Di conseguenza, il flusso radiativo emesso verso l'alto dalla superficie terrestre che non passa attraverso la finestra atmosferica, viene intercettato lungo il percorso e parzialmente assorbito da uno degli strati superiori.

Lo strato interessato dall'assorbimento si riscalda e riemette flusso radiante in tutte le direzioni compresa, evidentemente, quella verso il basso. Quindi, il flusso radiante emesso dalla superficie terrestre che non passa attraverso la finestra atmosferica, subisce una serie di assorbimenti e riemissioni prima di poter uscire verso lo spazio e, in questo modo, viene reindirizzato in buona parte verso il basso.

1. TUTTO COMINCIA CON IL SOLE

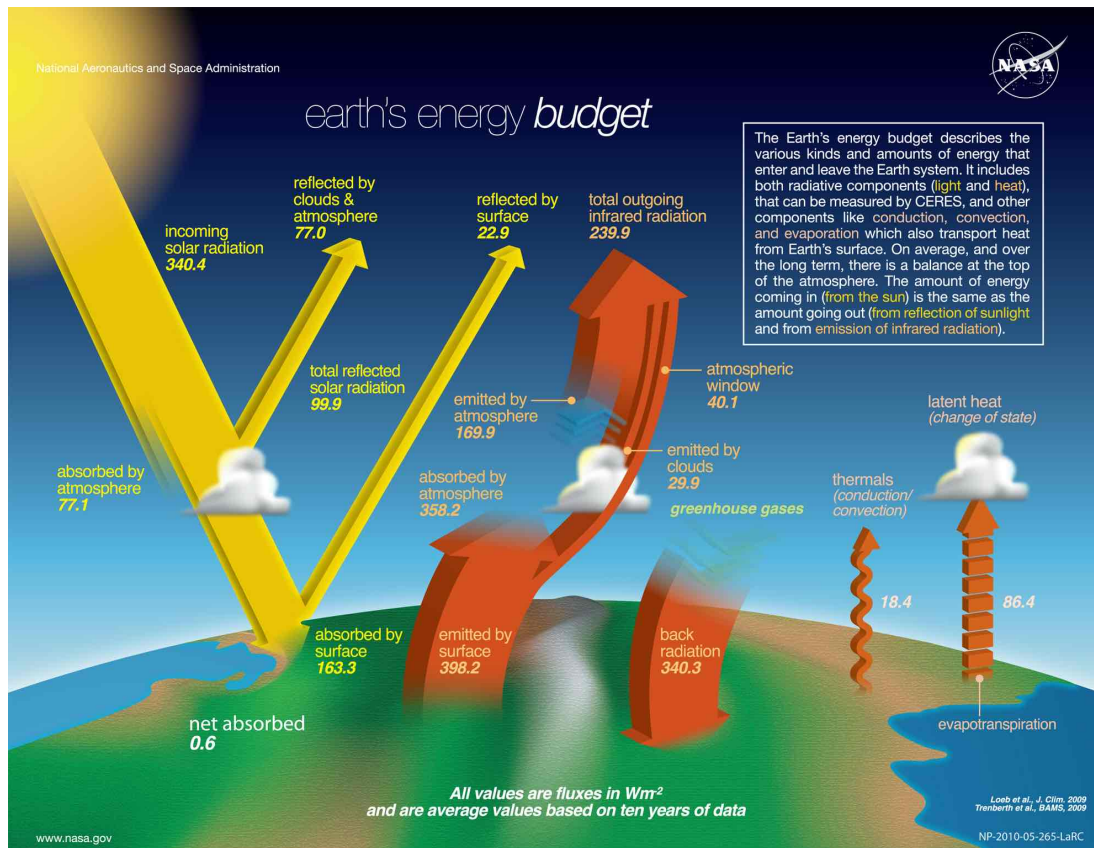


Figura 1.1: Bilancio energetico della Terra con evidenziati i flussi di energia radiativi (ai limiti dell'atmosfera, al suolo ed all'interno dell'atmosfera) ed i trasporti di calore sensibile e latente dal suolo all'atmosfera [NASA].

Il risultato finale è, la radiazione di ritorno che, come si può intuire, aumenta al crescere della concentrazione atmosferica dei gas serra nei diversi strati. Per compensare tale radiazione la superficie terrestre deve emettere un flusso radiativo che cresce con la concentrazione atmosferica dei gas serra e, per farlo, deve aumentare la sua temperatura.

(Peraltro, in assenza di gas serra la vita sulla Terra non sarebbe stata possibile in quanto la temperatura media terrestre sarebbe stata pari a circa -18°C . Di conseguenza, appare ragionevole considerare “naturale” l'effetto serra che si aveva durante il periodo preindustriale 1850 - 1900, e misurare da quel livello l'aumento della temperatura media globale planetaria.)

In questo paragrafo ci si occupa, essenzialmente, del flusso netto assorbito dal Sistema Climatico Terrestre, ovvero dello “sbilanciamento” tra la radiazione solare entrante e la radiazione infrarossa uscente dal sistema al limite dell'atmosfera (TOA - Top of the Atmosphere). Dalla Figura 1.1 si può desumere che tale sbilanciamento era pari a $0,6 \pm 0,1 \text{ W/m}^2$ nel decennio 2000 - 2009. Da allora, i flussi di energia hanno subito variazioni, sia pure non molto rilevanti, ma i

valori numerici della Figura 1.1 restano storicamente validi e, di conseguenza, possono essere ancora utilizzati per spiegare le metodologie impiegate nella redazione dei bilanci energetici della Terra.

1.1.1 Capire il bilancio

Per capire il bilancio energetico generale della Terra conviene considerare separatamente quel che succede al limite dell'atmosfera (TOA - Top of the Atmosphere), in corrispondenza alla superficie terrestre e dentro l'atmosfera intesa come massa d'aria che sta nel mezzo. In armonia con questa esigenza, nella letteratura si usa istituire tre bilanci parziali che, per quanto già osservato, in questo studio sono "significativi" al decimo di watt per metro quadrato.

Bilancio al limite dell'atmosfera

Come si è detto, il bilancio al limite dell'atmosfera confronta la radiazione solare che entra nel Sistema Climatico della Terra con la radiazione infrarossa che esce dal sistema stesso. Nella parte a sinistra della Figura 1.1 si vede che:

- la radiazione solare in arrivo è pari a $340,4 \text{ W/m}^2$;
- la radiazione riflessa da nubi, particelle e gas atmosferici è pari a $77,0 \text{ W/m}^2$ e
- la radiazione riflessa dalla superficie terrestre è pari a $22,9 \text{ W/m}^2$.

Di conseguenza ($77,0 + 22,9 =$) $99,9 \text{ W/m}^2$, pari al 30% circa dell'energia solare in arrivo, sono riflessi verso lo spazio e non giocano più alcun ruolo nel sistema climatico. I restanti ($340,4 - 99,9 =$) $240,5 \text{ W/m}^2$, pari al 70% circa dell'energia solare in arrivo, entrano nel sistema climatico sotto forma di:

- radiazione assorbita da gas e particelle presenti nell'atmosfera, pari a $77,1 \text{ W/m}^2$ e
- radiazione assorbita dalla superficie terrestre, pari a $163,3 \text{ W/m}^2$.

Nella parte a destra della Figura 1.1 si vede che vanno verso lo spazio:

- la radiazione emessa da gas e particelle presenti nell'atmosfera, pari a $169,9 \text{ W/m}^2$;
- la radiazione emessa dalle nubi, pari a $29,9 \text{ W/m}^2$ e
- la radiazione, pari a $40,1 \text{ W/m}^2$, emessa dalla superficie terrestre nella "finestra" atmosferica (ovvero la radiazione terrestre che va verso lo spazio senza subire alcun assorbimento da parte di nubi, particelle o gas atmosferici).

1. TUTTO COMINCIA CON IL SOLE

Il totale delle radiazioni infrarosse in uscita dal Sistema Climatico Terrestre è quindi pari a $(169,9 + 29,9 + 40,1 =) 239,9 \text{ W/m}^2$ ed è inferiore al totale della radiazione solare entrante nel sistema stesso (pari a $240,5 \text{ W/m}^2$). Il risultato si accorda con le ricerche più recenti secondo le quali una frazione del flusso solare in arrivo, qui stimata in $(240,5 - 239,9 =) 0,6 \text{ W/m}^2$, viene accumulata dal pianeta Terra sotto forma di energia interna. Tale accumulo, ripartito tra oceano (soprattutto), terreno, atmosfera e criosfera (ovvero insieme dei ghiacci), è responsabile, degli aumenti di temperatura media che si riscontrano nell'oceano e in prossimità della superficie terrestre (suolo e atmosfera), oltre che della progressiva fusione dei ghiacci.

Bilancio in corrispondenza della superficie terrestre

Come si vede nella parte in basso della Figura 1.1, dalla superficie terrestre partono:

- la radiazione emessa nell'infrarosso dalla superficie stessa, pari a $398,2 \text{ W/m}^2$;
- il flusso convettivo sensibile (cioè misurabile sotto forma di aumento di temperatura) pari a $18,4 \text{ W/m}^2$, associato alla risalita di masse d'aria riscaldata dalla superficie;
- il flusso convettivo latente (ovvero “nascosto” perché non misurabile sotto forma di aumento di temperatura) pari a $86,4 \text{ W/m}^2$, associato alla evapotraspirazione dalla superficie terrestre.

In totale, quindi, lasciano la superficie terrestre $(398,2 + 18,4 + 86,4 =) 503,0 \text{ W/m}^2$.

Ancora dalla Figura 1.1 nel suo complesso si vede che arrivano alla superficie terrestre

- la già menzionata radiazione solare assorbita, pari a $163,3 \text{ W/m}^2$;
- la radiazione di ritorno, pari a $340,3 \text{ W/m}^2$.

In totale, quindi, arrivano alla superficie terrestre $(163,3 + 340,3 =) 503,6 \text{ W/m}^2$. La differenza tra arrivi e partenze è pari a $(503,6 - 503,0 =) 0,6 \text{ W/m}^2$ e, come si è detto, viene accumulata dal pianeta Terra sotto forma di energia interna.

Bilancio dell'atmosfera

Dalla Figura 1.1, si vede che arrivano all'atmosfera:

- la già menzionata radiazione solare assorbita, pari a $77,1 \text{ W/m}^2$;
- la parte di radiazione emessa dalla superficie terrestre che viene assorbita dall'atmosfera, pari a $358,2 \text{ W/m}^2$;
- i flussi convettivi latente, pari a $86,4 \text{ W/m}^2$, e sensibile, pari a $18,4 \text{ W/m}^2$, provenienti dalla superficie terrestre.

In totale, quindi, arrivano all'atmosfera ($77,1 + 358,2 + 86,4 + 18,4 =$) $540,1 \text{ W/m}^2$.

Ancora dalla Figura 1.1 si vede che dall'atmosfera escono:

- la già menzionata radiazione di ritorno verso la superficie terrestre, pari a $340,3 \text{ W/m}^2$;
- le radiazioni infrarosse emesse dall'atmosfera, pari a $169,9 \text{ W/m}^2$;
- le radiazioni infrarosse emesse dalle nubi, pari a $29,9 \text{ W/m}^2$;

In totale, quindi, escono dall'atmosfera ($340,3 + 169,9 + 29,9 =$) $540,1 \text{ W/m}^2$ che bilanciano gli arrivi (sia pure entro il decimo di watt per metro quadrato).

1.1.2 Accuratezza dei bilanci parziali

Non tutti i valori dei flussi riportati nella Figura 1.1 sono ugualmente accurati e, attualmente (2023), il bilancio ai limiti dell'atmosfera (TOA) è il più affidabile dei bilanci parziali. Infatti, le misure satellitari basate su tecniche ottiche (CERES) vengono utilizzate come “standard” per stimare lo sbilanciamento tra flussi entranti e uscenti dal Sistema Climatico Terrestre.

Il bilancio in corrispondenza della superficie terrestre è meno accurato di quello ai limiti dell'atmosfera, ma ha il vantaggio di basarsi su sempre più numerosi e sofisticati sensori locali e, di conseguenza, è destinato ad acquistare in accuratezza. (Peraltro, come ben documentato nel Paragrafo 1.1.1, già ora la sua accuratezza è sufficiente a garantire un confronto soddisfacente tra gli sbilanciamenti valutati ai limiti dell'atmosfera e in superficie).

Ai fini di questo studio, invece, il bilancio relativo all'atmosfera è il meno “utilizzabile” per la semplice ragione che lo sbilanciamento tra flussi entranti ed uscenti è molto piccolo, dell'ordine dei centesimi di watt per metro quadrato. Infatti, come si vedrà nel Paragrafo 1.2, tale sbilanciamento viene rilevato misurando direttamente gli accumuli e non facendo la differenza tra i flussi entranti ed uscenti dall'atmosfera che sono significativi solo al decimo di watt per metro quadrato.

1.2 Lo sbilanciamento

Come si è osservato più volte, la differenza positiva tra flussi energetici entranti e uscenti al limite dell'atmosfera si traduce in una fornitura continua di energia alla Terra, che il Sistema Climatico Terrestre ripartisce tra oceano, suolo, atmosfera e criosfera. In questo modo, lo sbilanciamento tra i flussi energetici entranti e uscenti al limite dell'atmosfera diventa il motore del riscaldamento globale. La ripartizione dello sbilanciamento, invece, controlla gli aumenti di temperatura che si riscontrano nell'oceano, in prossimità della superficie terrestre e nell'atmosfera, oltre a regolare la fornitura di calore alla criosfera e, quindi, la progressiva fusione dei ghiacci.

Nel Paragrafo 1.1.1, lo sbilanciamento “assoluto” del Sistema Climatico Terrestre è stato valutato come differenza tra flusso solare entrante e flusso infrarosso uscente ai limiti dell'atmosfera. Tuttavia lo sbilanciamento assoluto può anche essere valutato sommando direttamente gli

sbilanciamenti parziali, ovvero gli incrementi annuali di energia interna dell’oceano, del suolo, dell’atmosfera e della criosfera.

In realtà, negli ultimi anni, la valutazione diretta degli incrementi ha raggiunto un grado di accuratezza confrontabile con quello del bilancio ai limiti dell’atmosfera. Infatti, l’accordo tra i risultati delle misure satellitari di radiazione e quelli locali degli incrementi di energia interna è già sufficiente a confermare la correttezza di entrambe le procedure di valutazione (poiché è molto improbabile che due procedure sbagliate conducano agli stessi risultati).

Inoltre, come si è già osservato, le valutazioni dirette degli incrementi annuali dell’energia interna di oceano, suolo, criosfera e atmosfera sono destinate a diventare sempre più accurate in un futuro non lontano, grazie all’impiego di sempre più numerosi e sofisticati sensori locali.

In più, vi sono ben note ragioni metrologiche che, soprattutto nel caso di differenze piccole, consigliano il ricorso alle valutazioni dirette piuttosto che alle valutazioni per differenza. Si pensi, ad esempio, alla stima di una “tara” con procedura diretta oppure come differenza tra “peso lordo” e “peso netto” in grammi, utilizzando una bilancia accurata all’1%. Se con una misura per differenza si ottenesse:

$$1100 \pm 11 - 1000 \pm 10 = 100 \pm 21 \text{ g}$$

si avrebbe un risultato accurato al 21%. Se invece si valutasse direttamente la tara si otterrebbe: $100 \pm 1 \text{ g}$, ovvero un risultato accurato all’1%.

Nel quadro di questo studio, un ultimo vantaggio è che le valutazioni dirette degli incrementi forniscono già la ripartizione dell’aumento totale di energia di energia tra gli accumuli parziali dell’oceano, del suolo, dell’atmosfera e della criosfera.

1.2.1 Accumulo globale e ripartizione degli aumenti di energia

Come si è già osservato, l’accumulo di energia nel Sistema Climatico Terrestre è legato strettamente al riscaldamento planetario al punto che, secondo molti ricercatori, andrebbe utilizzato come riferimento nella valutazione del cambiamento climatico al posto del più tradizionale aumento della temperatura media globale.

Il vantaggio principale, sottolineato dall’IPCC nel recente rapporto “Climate Change 2021 - The Physical Science Basis”, è quello di consentire una più facile identificazione delle tendenze pluriennali. Infatti, il semplice confronto tra i due parametri riportato nella Figura 1.2, dimostra che le oscillazioni casuali della temperatura media globale (in alto) hanno ampiezza molto maggiore delle oscillazioni omologhe dell’energia interna accumulata (in basso).

(Nel confronto, i gradi Celsius, utilizzati nella figura in alto, sono un’unità di misura familiare, ma altrettanto non si può dire degli zettajoule [ZJ], utilizzati nella figura in basso. Per i non specialisti, è allora opportuno dire che il prefisso Z sta per 10^{21} e, ad esempio, $1 \text{ ZJ/anno} = 10^{21} \text{ J/anno} = 277.778 \text{ TWh/anno}$, ovvero 1 zettajoule all’anno corrisponde a oltre 1,5 volte il consumo mondiale annuale di energia primaria, che è pari a circa 179.000 TWh/anno .)

Nella recentissima (2023) analisi “ufficiale” del bilancio energetico terrestre: “Il calore accumulato nel sistema climatico dal 1960 al 2020: dove va l’energia?”, apparso nella rivista

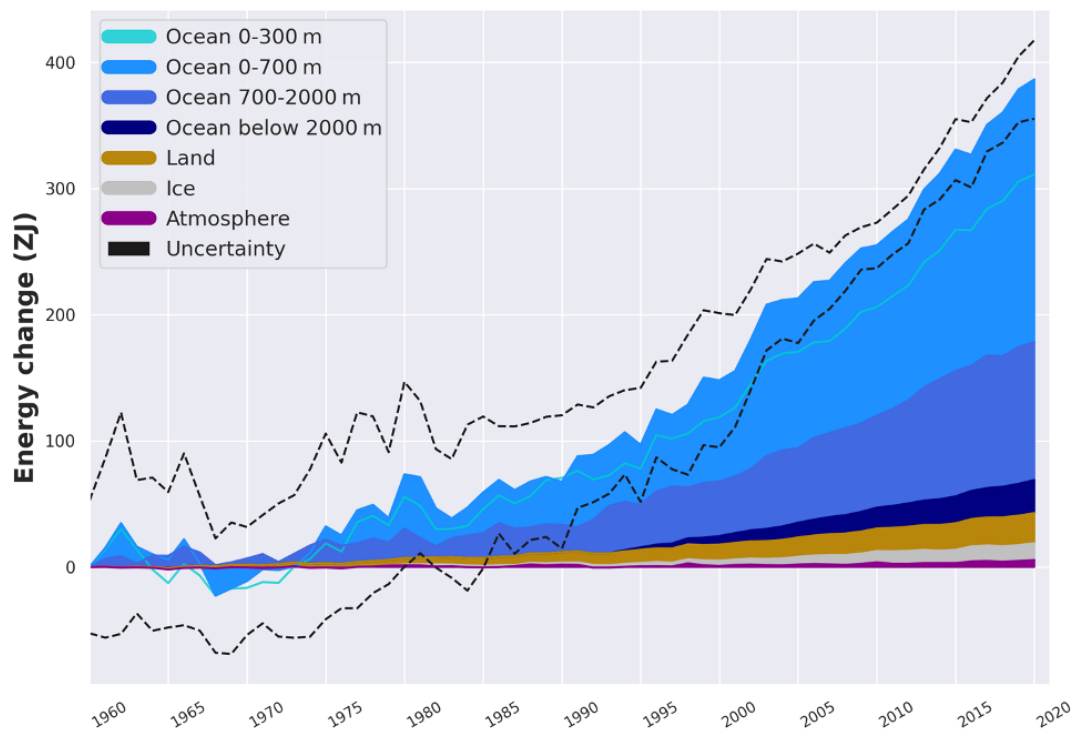
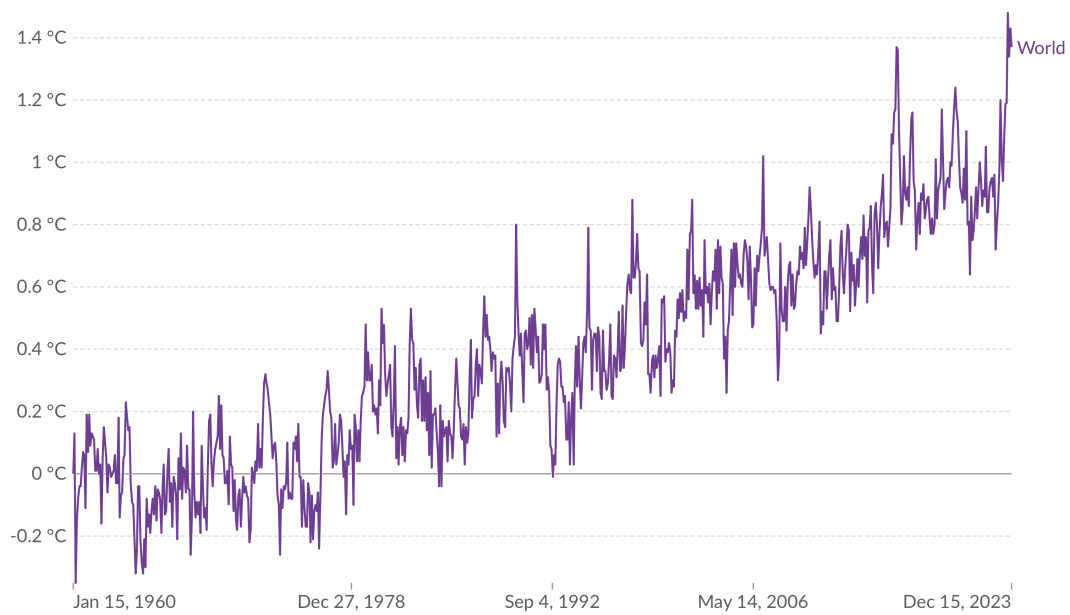


Figura 1.2: Confronto tra gli andamenti temporali nel periodo 1960 - 2020 dell'anomalia della temperatura media globale in alto [NASA - GISS], e dell'energia accumulata complessivamente dal Sistema Climatico Terrestre in basso, suddivisa nei componenti oceano superiore (0-300 m) e (0-700 m), oceano medio (700-2000 m) e oceano Profondo (maggiore di 2000 m), Suolo, Criosfera ed Atmosfera [German Climate Computation Centre - DKRZ].

1. TUTTO COMINCIA CON IL SOLE

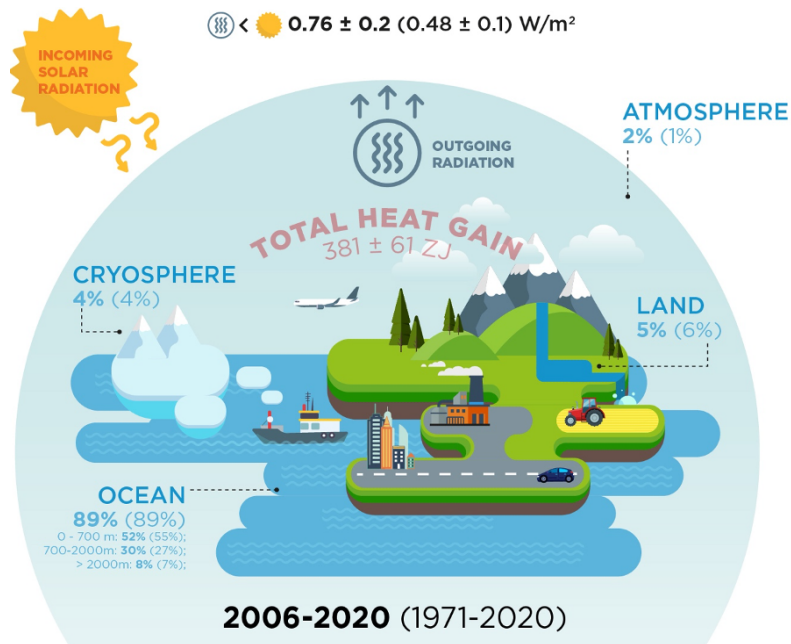


Figura 1.3: Lo sbilanciamento tra radiazione solare entrante e radiazione infrarossa uscente è misurato ai limiti dell'atmosfera, mentre la ripartizione percentuale degli accumuli è ricavata dalle misure locali. I dati in grassetto si riferiscono all'intero periodo 1970-2020, mentre i dati entro parentesi si riferiscono all'intervallo 2006-2020 [German Climate Computation Centre - DKRZ].

“Earth Systems Science Data” edita dalla “Copernicus Publications”, un gruppo multidisciplinare di ricercatori provenienti da oltre 60 istituti scientifici internazionali ha tratto una serie di importantissime indicazioni riassunte nel seguito.

La prima e più importante, implicita nella Figura 1.2, è che fino ai primi anni '70 del secolo scorso, il clima è stato sostanzialmente stabile. La temperatura media globale non è aumentata in maniera significativa e lo sbilanciamento tra radiazione solare entrante e radiazione infrarossa uscente è stato prossimo a zero. Di conseguenza, nei primi 10 anni di osservazione non si è rilevata alcuna tendenza all'accumulo di energia nel sistema climatico.

Invece, negli ultimi 50 anni la concentrazione di gas serra nell'atmosfera è aumentata considerevolmente e, con essa, sono aumentate sia la temperatura media globale, sia l'accumulo di energia nel sistema climatico. Le stime quantitative degli aumenti, rilevate da DKRZ, sono riassunte nell'infografica di Figura 1.3 e da esse si ha che:

- l'aumento totale di energia interna nel Sistema Climatico Terrestre è stato di $381 \pm 61 \text{ ZJ}$ nel periodo 1971 - 2020;
- tale, aumento, ripartito su tutta la superficie della Terra ($5,1 \cdot 10^{14} \text{ m}^2$) equivale ad uno sbilanciamento di $0,49 \pm 0,1 \text{ W/m}^2$;

- nel periodo 2006 - 2020 lo sbilanciamento è aumentato considerevolmente passando a $0,76 \pm 0,2 \text{ W/m}^2$ ed indicando così una intensificazione del cambiamento climatico in atto.

Per quanto riguarda la ripartizione percentuale degli accumuli di energia, la stessa infografica di Figura 1.3 ci informa che nel periodo 1971-2020 gli assorbimenti relativi sono stati:

- oceano 89%, a sua volta suddiviso per il 55% nei primi 700 metri di profondità, per il 27% tra i 700 e i 2000 metri e per il 7% al di sotto dei 2000 metri;
- suolo 6%;
- criosfera 4% e
- atmosfera 1%.

Nel periodo 2006-2020 la ripartizione percentuale degli accumuli di energia totale è marginalmente cambiata e gli assorbimenti relativi sono stati:

- oceano 89%, a sua volta suddiviso per il 52% nei primi 700 metri di profondità, per il 30% tra i 700 e i 2000 metri e per l'8% al di sotto dei 2000 metri (la discrepanza tra totale, pari a 89, e somma degli addendi, pari a 90, è dovuta agli arrotondamenti);
- suolo 5%;
- criosfera 4% e
- atmosfera 2%.

Si può quindi dire che l'oceano ha continuato ad assorbire la frazione maggiore dell'eccesso di energia entrante, incrementando però il riscaldamento alle profondità medie. Inoltre l'atmosfera si è riscaldata considerevolmente aumentando in proporzione il quantitativo di vapore acqueo (e quindi di calore latente) in essa contenuto.

1.2.2 Conseguenze degli accumuli di energia

Innanzitutto, va chiarito che ogni "conseguenza" dovrebbe essere illustrata nel contesto di una trattazione indipendente e molto più estesa di quella riportata nel seguito. Infatti, per ragioni di spazio e semplicità, qui è solo possibile accennare in estrema sintesi ad alcuni punti particolarmente significativi.

- L'oceano è la componente più importante del Sistema Climatico Terrestre in quanto ricopre il 70% della superficie e accumula il 90% circa dell'energia in eccesso.

1. TUTTO COMINCIA CON IL SOLE

- Accumulando energia, l'acqua dell'oceano si riscalda e si espande, tanto è vero che circa la metà dell'aumento del livello del mare verificatosi negli ultimi 25 anni è attribuibile all'aumento di temperatura.
- Gli aumenti di temperatura nell'oceano sono diversi nelle diverse aree e ciò favorisce i cambiamenti nella distribuzione delle concentrazioni saline, interferendo con le correnti termoline (cioè dovute all'azione combinata delle variazioni di densità con la temperatura e la concentrazione).
- Le eventuali variazioni future delle correnti oceaniche potrebbero avere conseguenze catastrofiche non facilmente prevedibili al momento.
- L'aumento di temperatura superficiale dell'oceano e del suolo riscalda l'aria nella prima troposfera e intensifica l'evaporazione, dai mari e dal suolo nudo, e la traspirazione delle piante.
- A questo punto, si può dire che l'intera superficie del Pianeta contribuisce in maniera significativa agli aumenti di temperatura e umidità dell'aria.
- Le variazioni della densità dell'aria legate agli aumenti di temperatura e umidità provocano cambiamenti nel regime dei venti e aumentano la frequenza delle precipitazioni anomale.
- Gli aumenti di temperatura del terreno in profondità nelle zone fredde, portano allo scongelamento del permafrost con conseguenze geologiche importanti quali frane e smottamenti.
- Nella criosfera il ghiaccio assorbe energia sotto forma di calore latente scongelandosi e, di conseguenza, i cambiamenti associati all'aumento della temperatura media globale del Pianeta causano la riduzione dei ghiacciai, la diminuzione delle banchise e la perdita di grandi masse di ghiaccio nelle calotte polari artica e antartica.

1.3 I gas serra

Come si vede nella Figura 1.4 in alto, sia le radiazioni solari (corte e comprese in gran parte nei campi dell'ultravioletto e del visibile), sia le radiazioni emesse dalla superficie terrestre (lunghe e interamente comprese nel campo dell'infrarosso) sono parzialmente assorbite durante l'attraversamento dell'atmosfera. Più precisamente, la figura in alto riporta in linea continua i poteri emissivi monocromatici adimensionali (ovvero divisi per i rispettivi valori massimi) delle radiazioni provenienti dal Sole (a sinistra), e di quelle provenienti dalla superficie terrestre (a destra). A causa dell'assorbimento atmosferico, descritto in dettaglio dalla Figura 1.4 al centro, la radiazione solare in arrivo sulla superficie terrestre (area colorata in arancione) risulta inferiore a quella emessa dal Sole, mentre la radiazione emessa dalla superficie terrestre che passa attraverso la finestra atmosferica senza subire alcun assorbimento (area colorata in azzurro) è molto inferiore a quella totale emessa dalla superficie terrestre.

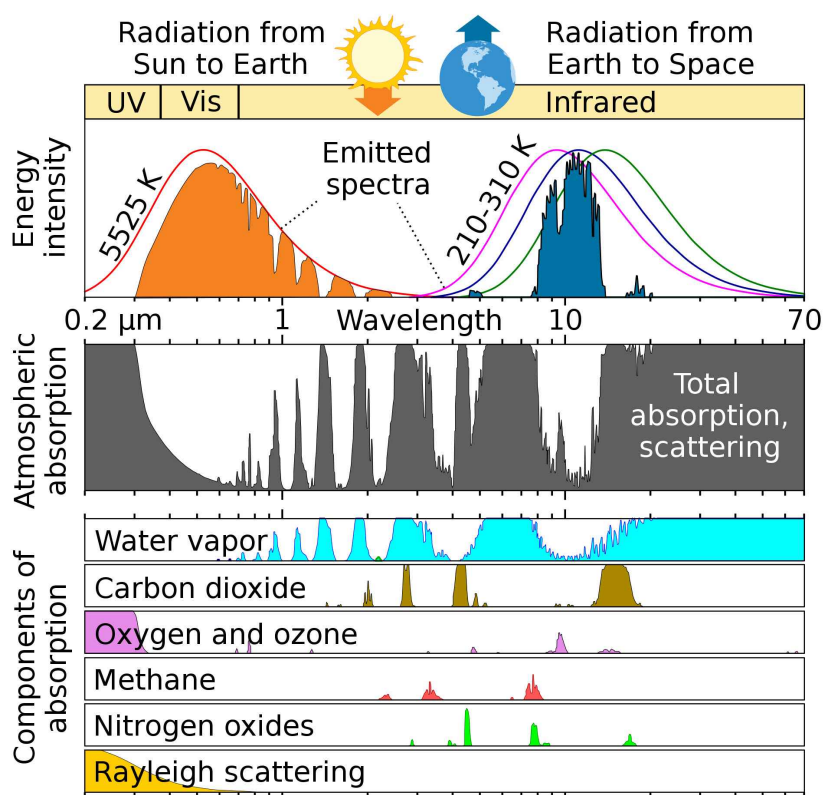


Figura 1.4: Radiazioni che attraversano l'atmosfera. In alto a linea continua: radiazioni provenienti dal Sole (a sinistra) e dalla superficie terrestre (a destra); evidenziate dalle aree sottostanti colorate: radiazioni solari in arrivo sulla superficie terrestre (arancione) e radiazioni "terrestri" che lasciano l'atmosfera senza subire alcun assorbimento (azzurro). Al centro: percentuali di assorbimento delle radiazioni in funzione della lunghezza d'onda. In basso: contributi percentuali all'assorbimento ascrivibili ai gas atmosferici e alla dispersione di Rayleigh [Wikipedia].

Le Figura 1.4 in basso completa le due precedenti mostrando le componenti dell'assorbimento atmosferico. A sinistra si vede che le radiazioni solari più corte sono assorbite in gran parte dall'ozono, mentre quelle solari più lunghe sono assorbite, ma in piccola parte, dal vapore d'acqua e dall'anidride carbonica. In aggiunta, ma non rappresentate nella figura, le particelle scure in sospensione (fuliggine) possono assorbire le radiazioni solari, mentre le particelle chiare in sospensione (polveri e goccioline) possono disperdere le radiazioni stesse. In tale contesto, appaiono particolarmente importanti le dispersioni isotrope causate dalle particelle più piccole ($D < 0,1 \mu\text{m}$) che, avendo dimensioni confrontabili con quelle delle radiazioni ultraviolette, possono rimandare verso lo spazio buona parte delle radiazioni più corte in arrivo, dando origine a quella che viene definita dispersione di Rayleigh.

(L'assorbimento implica la successiva riemissione isotropa nell'infrarosso in quanto le parti-

celle diventano, a loro volta, sorgenti di radiazione che si trovano ad una temperatura prossima a quella della superficie terrestre. Per contro la dispersione, in inglese “scattering” ovvero “sparpagliamento”, implica solo deviazioni in direzioni diverse e, a differenza dell’assorbimento, non altera lo spettro di frequenze della radiazione solare deviata.)

A questo punto, appare naturale definire “gas serra” i gas atmosferici che, come evidenziato nella parte destra della Figura 1.4 in basso, presentano bande di assorbimento nell’infrarosso. Come si può vedere, nell’attraversamento dell’atmosfera le radiazioni infrarosse sono assorbite in gran parte dal vapore acqueo che, per questo motivo, può essere considerato il principale gas serra e in buona parte dall’anidride carbonica. Seguono, in ordine di importanza, il metano, il protossido di azoto, l’ozono (che ha bande di assorbimento anche nell’infrarosso) e i gas fluorurati (che non sono evidenziati nella figura).

1.3.1 Emissioni antropiche di gas serra

La comunità scientifica è d’accordo nell’attribuire la responsabilità maggiore del cambiamento climatico alle emissioni di gas serra collegate alle attività umane e, in coerenza, le statistiche “ufficiali” come quella della Figura 1.5 riportano le emissioni dei principali gas serra di origine antropica ripartite per fonti. In tali statistiche le emissioni dei gas diversi dall’anidride carbonica [CO₂] sono moltiplicate per il loro potenziale di riscaldamento globale GWP (Global Warming Potential) in modo da ottenere i rispettivi potenziali “equivalenti” in anidride carbonica [CO₂ eq].

(Il GWP esprime il contributo all’effetto serra, in uno specifico intervallo di tempo, delle molecole di un gas climalterante rapportato all’effetto della CO₂, il cui potenziale di riferimento è pari a 1. In genere, e nel seguito, i valori del GWP sono calcolati per un intervallo di tempo di 100 anni.)

Ciò premesso si trova che il GWP in 100 anni è pari a 21 per il metano [CH₄] e 310 per il protossido di azoto [NO₂] ovvero, in un periodo di 100 anni una molecola di metano ha un effetto climalterante in atmosfera pari a quello di 21 molecole di anidride carbonica, mentre una molecola di protossido di azoto ha un effetto pari a quello di 310 molecole di anidride carbonica.

(Le emissioni di metano sono associate alla fermentazione anaerobica di sostanze organiche come, ad esempio, le deiezioni degli animali negli allevamenti e i residui vegetali nelle risaie coperte d’acqua, ma provengono anche dalle attività di estrazione e trasporto del gas naturale. Il protossido di azoto, invece, è liberato nell’atmosfera dai fertilizzanti agricoli azotati.)

Va osservato anche che emissioni antropiche molto ridotte di gas con GWP molto elevati possono dare contributi importanti al cambiamento climatico. Questo potrebbe essere il caso, ad esempio, delle emissioni di gas fluorurati [F] i cui potenziali di riscaldamento globale sono molto alti. Fortunatamente, le loro emissioni sono limitate drasticamente dalle misure di contenimento entrate in vigore recentemente.

(In Europa vige, anche se in attesa di modifiche, il Regolamento UE 517/2014 recepito in Italia dal DPR 146/2018, che ha istituito l’obbligo di registrare gli interventi di installazione, riparazione, manutenzione, controllo delle perdite e smantellamento, delle apparecchiature

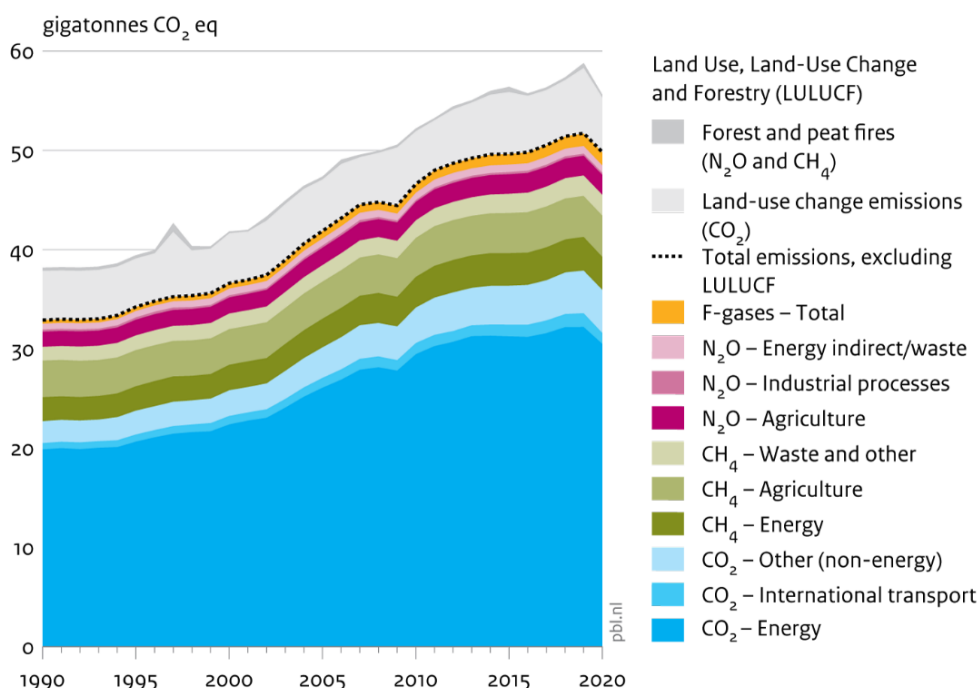


Figura 1.5: Emissioni antropiche annuali dei principali gas serra ripartite per fonti ed espresse in miliardi di tonnellate di anidride carbonica equivalente [PBL - Netherlands Environmental Assessment Agency].

tecnologiche contenenti gas F. Le più diffuse tra queste apparecchiature sono i frigoriferi e le pompe di calore, e quindi, restrizioni ed obblighi imposti dal Regolamento e dal DPR prima citati vanno ad impattare sulla vita di tutti i giorni.)

Com'era da aspettarsi, la maggior parte delle emissioni di anidride carbonica proviene dall'uso dei combustibili fossili a scopi energetici. Tuttavia, nella Figura 1.5, si vede che un ruolo importante è rivestito anche dalle emissioni, contraddistinte dall'acronimo LULUCF (Land Use Land Use Change and Forestry), collegate alla gestione del territorio ed ai cambiamenti di destinazione d'uso dei terreni agricoli e delle foreste. Senza entrare in troppi dettagli tecnici si può osservare, a titolo di esempio, che il prosciugamento delle torbiere per far posto a coltivazioni, l'abbattimento delle foreste o l'aratura delle praterie generano emissioni perché liberano gli stock di carbonio presenti nel terreno. All'opposto, azioni come l'imboschimento o la conversione delle terre arabili in pascoli possono proteggere gli stock di carbonio presenti nel terreno o, addirittura, determinare il sequestro nel terreno di nuovo carbonio catturato dall'atmosfera.

Nei casi più frequenti, le emissioni collegate al cambiamento di destinazione d'uso dei terreni sono associate, essenzialmente, al rilascio di anidride carbonica durante i processi aerobici di decomposizione dell'humus per opera dei batteri del suolo. Le conseguenze del cambiamento di destinazione d'uso sono particolarmente devastanti quando si procede al taglio di boschi

per fare posto a coltivazioni stagionali, e quando aree agricole (o peggio boschive) vengono urbanizzate.

Il LULUFC, tuttavia, tiene conto anche delle emissioni di anidride carbonica durante gli incendi boschivi. A questo proposito può essere interessante notare che il picco chiaramente visibile nella curva del LULUFC nel 1997 è stato provocato dall'incendio delle foreste in Indonesia mentre il picco del 2019 è associato agli incendi in Amazzonia, nell'Artico e in Australia. (Interessante è anche la diminuzione delle emissioni antropiche complessive nel 2020 associata al COVID che, purtroppo, è stato più che compensata dalla ripresa delle emissioni negli anni successivi).

1.3.2 Ozono e vapore acqueo

L'ozono e il vapore acqueo sono gas serra di origine naturale, in quanto l'ozono [O_3] si forma nella stratosfera per l'azione dei raggi solari ultravioletti sull'ossigeno molecolare [O_2], mentre il vapore si forma durante il ciclo idrologico dell'acqua. Poiché la Figura 1.5 non si occupa di ozono e vapore acqueo, appare opportuno spiegare tali assenze andando al di là della giustificazione riduttiva che “le emissioni antropiche sono le uniche su cui è possibile intervenire per mitigare il cambiamento climatico”.

In effetti, per quel che riguarda l'ozono, si può affermare con tranquillità che i benefici offerti da questo gas nella schermatura dalle radiazioni solari ultraviolette sono certamente superiori, qualitativamente e quantitativamente, all'impatto negativo sul cambiamento climatico esercitato dalla sua modesta azione di assorbimento delle radiazioni infrarosse.

Per quel che riguarda il vapore d'acqua, invece, il discorso è necessariamente più articolato dal momento che il vapore d'acqua è il più importante dei gas serra (al punto che, secondo studi recenti, è responsabile per 2/3 dell'aumento della temperatura media globale rispetto all'epoca preindustriale). Infatti, l'assenza del vapore d'acqua dalle statistiche del tipo riportato nella Figura 1.5 è stata spesso interpretata in modo strumentale dai “negazionisti” del cambiamento climatico che hanno accusato i climatologi di ignorare la principale forzante climatica naturali per concentrarsi sulla (secondo loro) falsa necessità di ridurre i consumi dei combustibili fossili. In realtà, come si cercherà di dimostrare nel seguito, il vapore d'acqua presente nell'atmosfera non è la causa ma una conseguenza del cambiamento climatico.

In primo luogo va osservato che il comportamento del vapore d'acqua è diverso da quello degli altri gas serra in quanto può condensare a temperature prossime a quelle dell'ambiente e, in aggiunta, può essere contenuto nell'aria solo in quantità limitate, sia pur crescenti con la temperatura. Più precisamente, la Termodinamica stabilisce che la massa di vapore acqueo che può essere contenuta in una massa unitaria di aria secca aumenta del 7% circa per ogni grado Celsius di aumento della temperatura. (Infatti, a causa del cambiamento climatico in corso, la quantità massima di vapore contenibile nell'unità di massa di aria sta aumentando di una percentuale compresa tra l'1 e il 2% per decennio).

La spiegazione sta nel fatto che la pressione parziale del vapore nell'aria può arrivare, al più, alla pressione di saturazione che, a sua volta, è una funzione crescente della temperatura. Perciò,

quando la temperatura di una massa d'aria umida diminuisce, diminuisce anche la pressione di saturazione e, con essa, la quantità massima di vapore che può essere contenuta in quell'aria, costringendo la quantità eccedente a condensare.

Per questo motivo, ad esempio, l'aria fredda ai Poli contiene pochissimo vapore a differenza dell'aria calda all'Equatore che, generalmente, è molto ricca di umidità. Tuttavia, quando l'aria calda e umida all'Equatore viene trasportata dalle correnti convettive a quote alte e fredde, dà origine a grandi sistemi di nubi ed a precipitazioni molto intense che, nei secoli, hanno favorito la formazione delle grandi foreste equatoriali.

Da un altro punto di vista si può osservare che il vapor d'acqua viene immesso in quantità crescenti nell'atmosfera durante i processi di evaporazione sempre più intensi che hanno luogo al di sopra di mari sempre più caldi a causa del cambiamento climatico. In ottemperanza al limite termodinamico, però, se quest'aria umida viene trasportata in aree fredde dà origine a precipitazioni tanto più intense quanto maggiore è la quantità di vapore in essa contenuto.

A causa di questi continui processi di evaporazione-condensazione, i tempi medi di residenza del vapore acqueo in atmosfera non superano le due settimane. Per contro, i gas serra incondensabili hanno tempi di residenza dell'ordine di anni e, una volta immessi nell'atmosfera, sono rimossi a fatica ed esercitano un impatto sul cambiamento climatico che non dipende né dalla temperatura né dalla quota alla quale si trovano.

Tutto ciò ha spinto i climatologi ad affermare che la sempre più grande quantità di vapore d'acqua presente nell'atmosfera non è la causa ma una conseguenza del cambiamento climatico. Il ragionamento alla base di tale affermazione è semplice: i gas serra incondensabili innescano un aumento della temperatura, e tale aumento intensifica i processi di evaporazione immettendo nell'aria più vapore acqueo che, essendo un gas serra molto potente, amplifica ulteriormente l'aumento di temperatura che ci sarebbe stato anche in sua assenza. Siamo, quindi, in presenza di quello che, in teoria dei sistemi, viene definito un processo a feedback (in italiano "retroazione") positivo schematizzabile come nella Figura 1.6.

In conclusione, a causa del feedback positivo, la presenza del vapor d'acqua nell'atmosfera aumenta considerevolmente l'incremento di temperatura che ci sarebbe stato in presenza dei soli gas serra incondensabili. Peraltro in assenza di vapore, e quindi di acqua, la vita sulla Terra non sarebbe stata possibile e, in assenza dei gas serra incondensabili che hanno innescato il cambiamento climatico, il nostro sarebbe ancora un Pianeta inabitabile alla temperatura di equilibrio di -18°C .

1.4 Nubi e aerosol

Un esame anche sommario del bilancio energetico della Terra riportato nella Figura 1.1, mostra che il sistema climatico del nostro Pianeta non è condizionato soltanto dalla concentrazione di gas climalteranti, ma dipende anche da un insieme complesso di influenze tra le quali spiccano quelle esercitate da nubi ed aerosol atmosferici. Capire queste influenze è quindi di vitale importanza per prevedere l'evoluzione del clima e mettere in atto misure efficaci di mitigazione e adattamento.

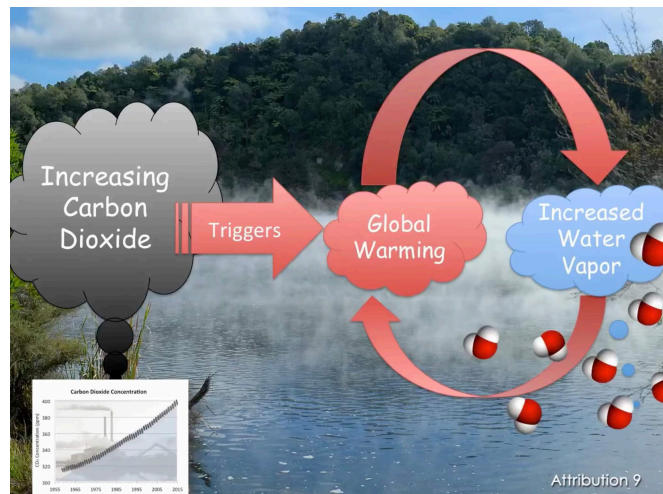


Figura 1.6: Un esempio di retroazione positiva: le emissioni di anidride carbonica equivalente innescano il riscaldamento globale che il vapore d’acqua presente nell’atmosfera amplifica causando, a sua volta, un aumento dell’evaporazione e, quindi, della concentrazione di vapore nell’atmosfera [PBL - Netherlands Environmental Assessment Agency].

Evidentemente, spetta ai climatologi formulare previsioni quantitative accurate sull’evoluzione del clima ma, ad esempio, interessa tutti noi scoprire se, in futuro, nubi e aerosol contribuiranno a mitigare o ad aggravare il riscaldamento globale indotto dai gas serra (ovvero se innesceranno processi a “feedback” negativo o positivo). A queste domande si cercherà di rispondere nel seguito di questa sezione restando, tuttavia, nei limiti propri di una trattazione non specialistica.

1.4.1 Tipi di nubi

È esperienza comune che le nubi interferiscano non solo con la radiazione solare in entrata ma anche con le radiazioni infrarosse in uscita, dal momento che, ad esempio, sia le temperature massime estive sia le temperature minime invernali vengono raggiunte quando il cielo è sereno. Generalizzando, si può dire che le nubi sono in grado di esercitare sia un effetto raffreddante (feedback negativo), riflettendo parte della radiazione solare in arrivo, sia un effetto riscaldante (feedback positivo), assorbendo parte della radiazione infrarossa proveniente dalla superficie terrestre.

L’effetto raffreddante aumenta con la copertura nuvolosa, ovvero con la percentuale di superficie sovrastata dalle nubi, e con la riflettanza, o “albedo” delle nubi stesse. A sua volta, l’albedo aumenta al crescere del numero di goccioline d’acqua incontrate nel loro percorso dai raggi solari, ovvero con il prodotto della densità di goccioline presenti nelle nubi per lo spessore delle nubi stesse.

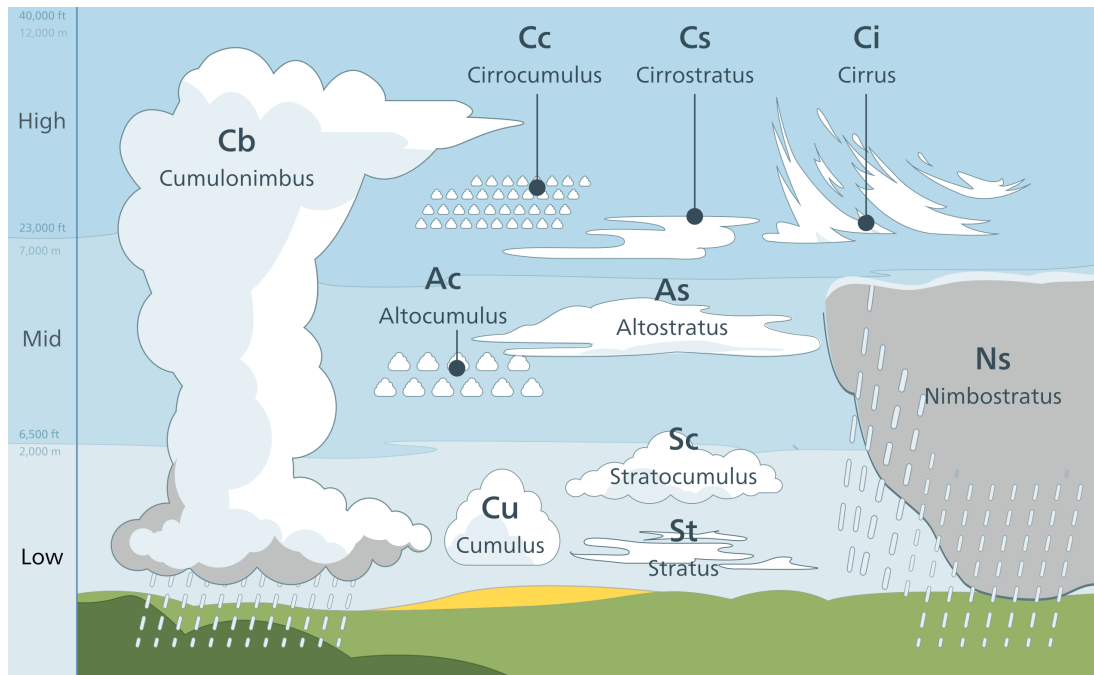


Figura 1.7: Principali tipi di nubi, raggruppati per altezza e forma, identificati dai nomi latini e dalle sigle internazionali a due lettere [Wikipedia].

L'effetto riscaldante aumenta con la differenza tra i flussi infrarossi in arrivo e in partenza dalle nubi. Infatti, le nubi assorbono parte della radiazione infrarossa proveniente dalla superficie terrestre e la irradiano di nuovo in tutte le direzioni (ovvero, complessivamente, in parti uguali verso lo spazio libero in alto e verso la superficie terrestre in basso). In una situazione di questo tipo, però, le nubi si trovano a temperatura minore della superficie terrestre e ricevono un flusso radiativo maggiore (perché proveniente da una sorgente a temperatura più alta) di quello che poi riemettono a temperatura più bassa. Infatti, è la differenza positiva tra i due flussi ad esercitare l'effetto riscaldante sull'atmosfera e, quindi, si capisce perché l'effetto riscaldante cresca all'aumentare dell'altezza delle nubi in quanto, con l'altezza, diminuisce la temperatura delle nubi.

Come illustrato anche nella Figura 1.7, con l'esclusione dei cumulonembi e dei nembostrati che hanno un forte sviluppo verticale, le nubi rientrano in una delle tre categorie sottocitate:

- nubi alte come i cirri, i cirrostrati e i cirrocumuli;
- nubi medie come gli altocumuli e gli altostrati e
- nubi basse come i cumuli, gli stratocumuli e gli strati.

(In questa classificazione, i cumulonembi, associati ai temporali, e i nembostrati, associati alle precipitazioni sotto forma di pioggia o neve, rientrerebbero in una quarta categoria, che non interessa questo studio).

Dalla stessa Figura 1.7, si vede che le nubi basse sono caratterizzate da spessori considerevoli e, quindi, riflettono una frazione significativa della radiazione solare in arrivo. Inoltre, stazionando ad altezze limitate, si trovano a temperature prossime a quelle della superficie terrestre e, di conseguenza, non esercitano sull'atmosfera un effetto riscaldante significativo. Complessivamente, la riflessione di gran parte dell'energia solare e l'effetto riscaldante ridotto fanno sì che le nubi basse agiscano come moderatrici del clima (feedback negativo).

Per contro, dalla Figura 1.7 si vede che le nubi alte sono caratterizzate da spessori ridotti e, quindi, lasciano passare la maggior parte della radiazione solare in arrivo. Inoltre, stazionando a grandi altezze si trovano a temperature molto inferiori a quella della superficie terrestre e, di conseguenza, esercitano sull'atmosfera un effetto riscaldante significativo. Complessivamente, la trasparenza all'energia solare e l'effetto riscaldante significativo fanno sì che le nubi alte contribuiscano al riscaldamento ambientale (feedback positivo).

Per completezza, si può dire anche che le nubi medie hanno un comportamento neutro (feedback trascurabile) ovvero, come era da aspettarsi, intermedio tra quelli delle nubi basse e delle nubi alte.

Attualmente (2024), prevalgono le nubi basse e quindi, complessivamente, il sistema delle nubi contribuisce a moderare l'aumento della temperatura media globale. D'altra parte, tra i climatologi vi è consenso sul fatto che le nubi siano, a loro volta, condizionate dal riscaldamento ambientale, al punto da invertire il contributo al clima e far sì che, in futuro, il sistema delle nubi anziché moderare finirà per accentuare il riscaldamento ambientale. Per giustificare questa inversione di tendenza collegata all'aumento della temperatura media globale, nella letteratura vengono citati due processi che saranno discussi nel seguito.

1.4.2 Il futuro delle nubi

I climatologi si aspettano che, in futuro, il sistema delle nubi contribuirà, complessivamente, ad accentuare il riscaldamento ambientale, a causa di tre processi legati all'aumento della temperatura media globale. Il primo di questi, universalmente accettato, è l'aumento di quota della tropopausa (la zona che segna il confine tra troposfera e stratosfera) con la conseguente dilatazione della troposfera che, a sua volta, farà salire di quota le nubi. Il secondo, più controverso, è il diradamento delle nubi basse, mentre il terzo, ritenuto abbastanza probabile, è la diminuzione del numero di goccioline mediamente contenute, per unità di volume, nelle nubi con la conseguente diminuzione della riflettenza delle nubi stesse. I primi due processi saranno discussi in questo paragrafo mentre il terzo, legato all'interazione tra nubi ed aerosol, sarà discusso nel paragrafo successivo.

Aumento di quota della tropopausa

Per spiegare questo effetto, conviene partire dalla constatazione che, nella tropopausa si ha una inversione termica che blocca ogni possibilità di ulteriore risalita delle nubi. Tale inversione è il risultato della diminuzione della temperatura con la quota nella troposfera, a causa del graduale ridursi della pressione atmosferica, e del contemporaneo aumento di temperatura con la quota nella stratosfera, a causa del riscaldamento dovuto all'assorbimento delle radiazioni solari ultraviolette da parte dell'ozono.

Decenni di osservazioni, tradizionali e satellitari, hanno consentito di definire una atmosfera standard rappresentativa dei valori medi annuali di temperatura, pressione, densità e viscosità dell'aria misurati alle diverse quote alla latitudine di 45° nord. In tale atmosfera, l'altezza della tropopausa è assunta convenzionalmente pari alla quota in cui la pressione è pari a 200 hPa (= 200 mb), circa 1/5 della pressione atmosferica al suolo.

(Non è inutile ricordare che la pressione atmosferica misura la forza esercitata dall'aria per unità di superficie e il suo valore medio annuale, a 45° nord e a livello del mare, è pari a 1013,25 mb = 1013,25 hPa = 101.325 Pa, ovvero 101.325 newton per metro quadrato o, se vogliamo, 10332,275 chilogrammi forza per metro quadrato. Ciò significa che la massa di aria contenuta in una colonna di atmosfera avente una sezione di 1 metro quadrato supera le 10 tonnellate mentre la massa d'aria che sovrasta la tropopausa supera le 10/5 = 2 tonnellate).

Nell'atmosfera reale, la diminuzione di pressione con la quota è già più rapida quando l'aria è fredda e più lenta quando l'aria è calda e meno densa. Infatti, l'altezza della troposfera diminuisce con la latitudine dall'equatore (dove l'aria è molto calda) ai poli (dove l'aria è molto fredda) e, alle latitudini intermedie varia considerevolmente con le stagioni (nel nostro emisfero aumenta d'estate e diminuisce in inverno). Pertanto, il futuro riscaldamento dell'atmosfera, dovuto all'effetto serra, causerà una dilatazione della troposfera che, a sua volta, farà salire di quota le nubi fino ai limiti della tropopausa. Pertanto si avrà un aumento nella percentuale di nubi alte e ciò farà sì che, complessivamente, l'effetto esercitato dalle nubi passerà da raffreddante a riscaldante come illustrato nella Figura 1.8.

Diradamento delle nubi basse

Negli ultimi anni le osservazioni satellitari, interpretate con metodologie statistiche, hanno dimostrato che l'aumento della temperatura media globale è associato anche ad una riduzione della copertura nuvolosa bassa (particolarmente accentuata nell'oceano subtropicale). La spiegazione fornita per giustificare questo diradamento si basa sulla constatazione che, all'aumentare della temperatura, l'aria può contenere più vapore senza arrivare alla saturazione e, quindi, senza arrivare alla formazione di goccioline e nubi.

Si tratta di una spiegazione non del tutto convincente e, ad esempio, l'IPCC non la riporta nella sua analisi sui futuri contributi delle nubi al riscaldamento ambientale. D'altra parte, la tendenza al diradamento delle nubi basse all'aumentare della temperatura media globale è certa, come è certo che le nubi basse riflettano una frazione significativa della radiazione solare in arrivo. Pertanto, ci si deve aspettare un effetto riscaldante dal diradamento della copertura nuvolosa bassa, qualunque sia la causa della riduzione nella copertura nuvolosa.

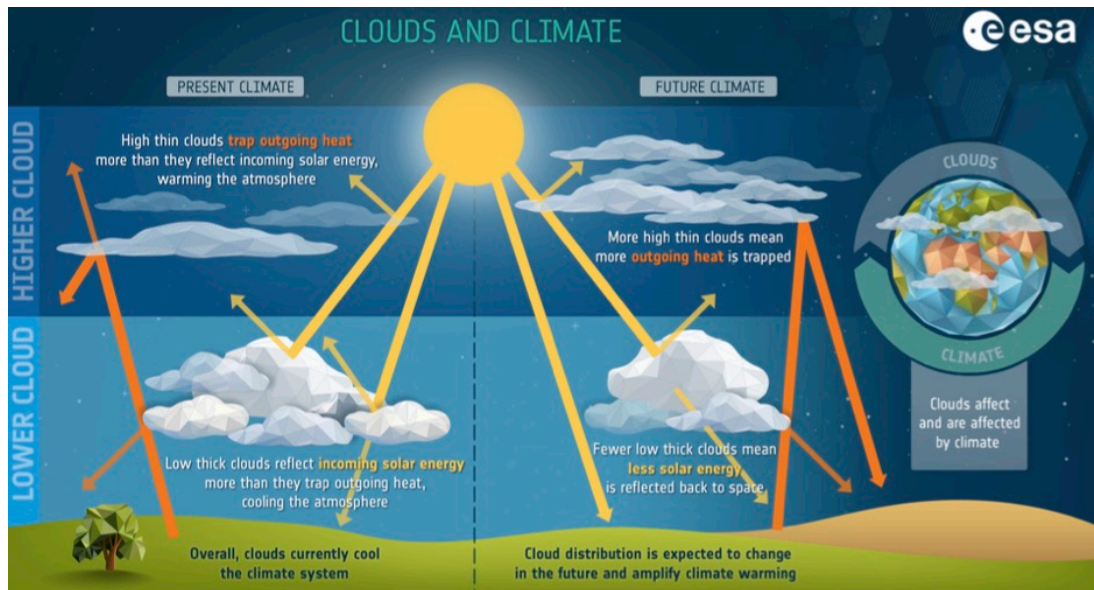


Figura 1.8: L'attuale prevalenza di nubi basse (a sinistra) ha un effetto raffreddante, mentre la futura prevalenza di nubi alte (a destra) avrà un effetto riscaldante [ESA - Agenzia Spaziale Europea].

Diminuzione delle goccioline nelle nubi

Come si vedrà meglio nel paragrafo che segue, il numero di goccioline mediamente contenute per unità di volume nelle nubi, dipende dalla concentrazione di aerosol nell'atmosfera ovvero dal numero, per unità di volume, delle particelle in sospensione nell'atmosfera. Infatti, sono tali particelle che, agendo da nuclei di condensazione, consentono la formazione delle goccioline nelle nubi. Poiché, la riflettenza di una nube diminuisce al diminuire del numero di goccioline incontrate dai raggi solari nell'attraversare la nube stessa, si può affermare che la riflettenza delle nubi diminuirebbe al diminuire della concentrazione di aerosol nell'atmosfera, ovvero diminuirebbe al ridursi dell'inquinamento atmosferico (che è l'obiettivo ecologico a cui si dovrà necessariamente tendere in futuro).

1.4.3 Aerosol atmosferici

Con il nome di "aerosol atmosferici" si intendono gli insiemi di piccole particelle, solide o liquide, in sospensione nell'atmosfera. Le dimensioni delle particelle variano tra quelle di una molecola di DNA (qualche nanometro), fino a quelle di un capello umano (qualche millesimo di millimetro). Le dimensioni sono molto importanti perché condizionano il tempo in cui le particelle possono rimanere in sospensione e, come è ben noto, le goccioline/particelle più piccole restano in sospensione più a lungo.

Esistono aerosol di origine naturale e aerosol di origine antropica. Gli aerosol di origine naturale comprendono, ad esempio, i pollini, le polveri minerali, gli spray marini e le ceneri

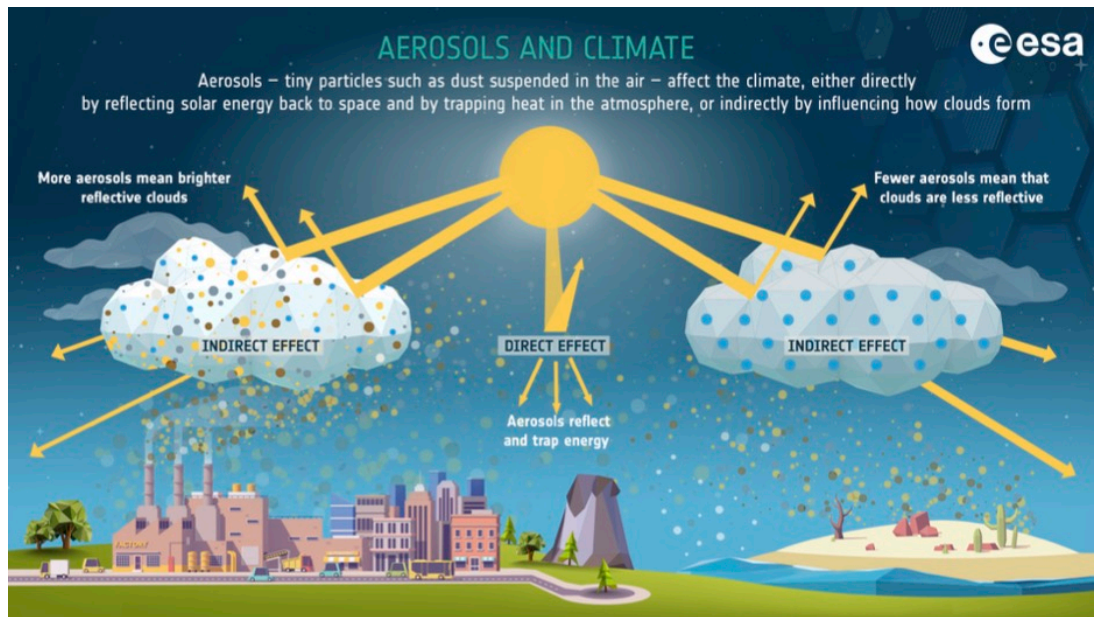


Figura 1.9: Effetti indiretti e diretto degli aerosol sul clima. A sinistra effetto indiretto attuale, al centro effetto diretto attuale e futuro e a destra effetto indiretto futuro [ESA - Agenzia Spaziale Europea].

vulcaniche, mentre gli aerosol di origine antropica comprendono, ad esempio, le polveri prodotte dal traffico (usura di freni, pneumatici ed asfalto), i particolati prodotti dalle combustioni e quelli derivanti da attività industriali (con, in prima linea, la metallurgia e la produzione di cemento).

Come schematizzato nella Figura 1.9, gli aerosol esercitano effetti importanti sul clima sia direttamente, riflettendo parzialmente la radiazione solare entrante, sia indirettamente agendo come nuclei di condensazione durante il processo di formazione delle nubi. Va subito precisato che gli effetti indiretti sono i più importanti in quanto all'aumentare della concentrazione di aerosol nell'atmosfera cresce il numero di goccioline contenute per unità di volume nelle nubi e con esso cresce la riflettanza della nubi stesse.

Ovviamente sia l'effetto diretto sia quello indiretto contribuiscono a moderare l'aumento della temperatura media globale. Infatti, fino agli anni '70 del secolo scorso ci si chiedeva se la temperatura media globale fosse destinata a diminuire a causa dell'aumento della concentrazione di aerosol legata all'inquinamento, o a crescere a causa dell'aumento nella concentrazione atmosferica di gas serra.

L'aumento, continuo della temperatura media globale negli ultimi 50 anni ha dissipato i dubbi di questo tipo. Per contro sono sorti dubbi sul possibile andamento della concentrazione di aerosol nell'atmosfera e, quindi, sull'importanza del loro effetto raffreddante. È vero che un aumento della concentrazione di inquinanti contribuirebbe a moderare il riscaldamento globale,

ma è vero anche che un tale effetto benefico sarebbe pagato a caro prezzo con i danni che l'inquinamento atmosferico crescente provocherebbe alla salute umana.

Di conseguenza, è ragionevole pensare che la situazione schematizzata a sinistra della Figura 1.9 riguardi il passato e che, in futuro, si tenda a realizzare la situazione schematizzata a destra della Figura 1.9. In tale situazione si ridurrebbe l'effetto diretto di riflessione da parte degli aerosol, ma si ridurrebbe ancor più l'effetto di indiretto di riflessione da parte delle nubi. Ciò avrebbe enormi vantaggi per la salute ma accentuerebbe il riscaldamento globale al quale, comunque, si potrebbe, auspicabilmente, far fronte riducendo le emissioni di gas serra.

1.5 Bibliografia – Capitolo 1

C.D. Ahrens e R. Henson, *Meteorology Today - An Introduction to Weather, Climate and the Environment - 13^a ed.*, Cengage, Boston, Ma., 2022.

M. Allen, *Clouds in the sky provide new clues to predicting climate change*, Horizon - The EU Research and Innovation Magazine, 8 marzo 2023.

F. Antonioli e al., *Sea-level rise and potential drowning of the Italian coastal plains: Flooding risk scenarios for 2100*, Quaternary Science Reviews, vol. 158, pp. 29-43, 2017.

A. Buis, *Steamy Relationships: How Atmospheric Water Vapor Amplifies Earth's Greenhouse Effect*, ASK NASA CLIMATE, February 8, 2022.

C. Cassardo e altri, *Temporal e Tornado*, Alpha Test, Milano, 2020.

P. Ceppi e P. Nowack, *Observational evidence that cloud feedback amplifies global warming*, Proceedings National Academy of Science - USA, 19 luglio 2021.

L. Cheng e al., *New Record Ocean Temperatures and Related Climate Indicators in 2023*, Advances in Atmospheric Sciences, Accesso Libero, 2024.

G. Comini e S. Savino, *La Captazione dell'Energia Solare - Liberamente Disponibile su Google Books*, International Centre for Mechanical Sciences, Monografie CISM, 2013.

G. Comini e M. Libralato, *Il Cambiamento Climatico - Il Punto di Vista Fisico-Tecnico, Nuova Edizione*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

G. Comini e G. Cortella, *Fondamenti di Trasmissione del Calore, Ristampa della Quarta Edizione*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

G. Comini e S. Savino, *Fondamenti Termodinamici dell'Energetica, Terza Edizione Rivista e Aggiornata*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

Copernicus, *Global sea surface temperature reaches a record high*, Climate Change Service, Visto il 28 febbraio, 2024.

Copernicus, *Aerosols: are SO₂ emission reductions contributing to global warming?*, Atmosphere Monitoring Service, Visto il 23 giugno 2024.

EIA, *Is ozone a greenhouse gas?*, US Energy Information Administration, Visto 28 giugno 2023.

EPA - United States Environmental Protection Agency, *Basics of Climate Change*, Climate Change Science, Visto il 23 giugno, 2024.

ESA - Agenzia Spaziale Europea, *Clouds and aerosols in the climate system*, Applications, Visto il 23 giugno, 2024.

ESPERE Climate Encyclopaedia, *Upper Atmosphere*, Max Planck Research School on Atmospheric Chemistry and Physics, visto il 23 giugno 2024.

A. Frankling-Cheung, *If global warming increases rainfall, could the extra clouds block sunlight and help cool the Earth?*, BBC - Science Focus, Visto il 23 giugno 2024.

D. H. Hartmann, *Global Physical Climatology - Second Edition*, Elsevier, Amsterdam, 2016.

IPCC, *Climate Change 2021 - The Physical Science Basis*, Capitolo 7, Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report, 2021.

R. Lindsey e L. Dahlman, *Climate Change: Ocean Heat Content*, NOAA Climate.gov, 6 settembre 2023.

J. Marshall e R.A. Plumb, *Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics - An Introductory Text*, Elsevier Academic Press, Amsterdam, 2008.

Meteo Expert, *Manuale di Meteorologia*, Alpha Test, Milano, 2019.

Meteo Swiss, *Aerosols and climate*, Visto il 23 giugno 2024.

NASA, *The Study of Earth as an Integrated System*, Earth System Science, Visto il 23 giugno 2024.

National Geographic, *Cloud cover*, Education, Visto il 23 giugno 2024.

G.J.J. Olivier, *Trends in Global and Total Greenhouse Gas Emissions - 2021 Summary Report*, PBL, Netherlands Environmental Assessment Agency, 2022.

F. Pearce, *Why clouds are the key to new troubling projections on warming*, Yale Environment 360, 5 febbraio 2020.

G. Schmidt, *Riscaldamento globale e contenuto di calore negli Oceani*, Climalteranti.it, 2011.

K.V. von Schuckmann e al., *Heat stored in the Earth system 1960–2020: where does the energy go?*, Earth System Science Data, Copernicus Publications, vol. 15, pp. 1675–1709, 2023.

K. Schuenemann, *Water vapor amplifies warming*, Youtube.com, Visto 8 luglio 2023.

K.E. Trenberth, *The Changing Flow of Energy Through the Climate System*, Cambridge University Press, 2022.

Wikipedia, *Greenhouse gas*, Visto 28 giugno 2023.

Wikipedia, *Earth's energy budget*, Visto 1 luglio 2023.

Wikipedia, *List of Cloud Types*, Visto 9 ottobre 2023.

T. Woollings, *Jet Stream - A Journey Through our Changing Climate*, Oxford University Press, Oxford, 2020.

World Meteorological Organization, *International Cloud Atlas - Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors*, WMO - No. 407, 1975 e aggiornamenti successivi visti il 9 ottobre 2023.

World Meteorologic Organization, *State of the Global Climate 2022*, WMO - No. 1316, 2023.

World Meteorologic Organization, *State of Global Water Resources 2022*, WMO - No. 1333, 2023.

Capitolo 2

L'atmosfera e l'aria umida

2.1 Struttura verticale dell'atmosfera

La **troposfera**, è la parte più bassa dell'atmosfera ed è anche il luogo dove viviamo e, allo stesso tempo, è il luogo dove si forma il “tempo” attraverso un insieme complicato di interazioni che coinvolgono temperatura, pressione atmosferica, umidità, nubi, venti e precipitazioni. (Il nome troposfera deriva dal greco “tropos”, ovvero cambiamento, e sottolinea il fatto che è lo strato “sferico” di atmosfera dove avviene la maggior parte dei cambiamenti meteorologici).

Pertanto, al fine di comprendere la meteorologia, conviene partire proprio dalla troposfera adottando, fin dall'inizio, una prospettiva “spaziale” poiché, dalla nostra prospettiva terrestre, è difficile persino capire dove finisce l'atmosfera e inizia lo spazio.

Quando si guarda la Terra dallo spazio (come l'astronauta che ha scattato la foto del cielo al



Figura 2.1: Tramonto sull'Oceano Indiano fotografato dalla Stazione Spaziale Internazionale il 25 maggio 2010. [SSI-2010].

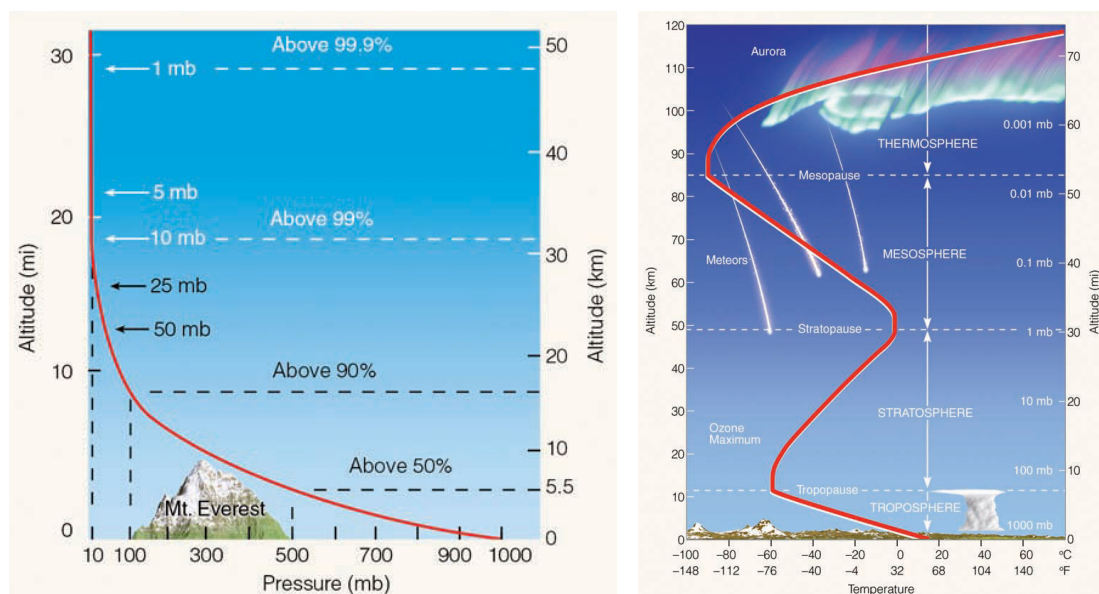


Figura 2.2: Andamenti con la quota della pressione a sinistra e della temperatura a destra nell'atmosfera standard [C. D. Ahrens e R. Henson].

tramonto riportata nella Figura 2.1), l'atmosfera si rivela formata da tre strati sferici sovrapposti che, a partire dalla superficie terrestre (in nero nell'immagine) sono nell'ordine: la troposfera (arancio), la stratosfera (rosa e bianco) e la mesosfera (blu chiaro che svanisce gradualmente nel buio dello spazio).

Nelle applicazioni pratiche, tuttavia, l'approccio adottato è stato di tipo pragmatico ed ha condotto a definire una **atmosfera standard**, rappresentativa dei valori medi annuali di temperatura, pressione, densità e viscosità dell'aria. Tali valori sono stati misurati ripetutamente alle diverse quote, alla latitudine di 45°, durante decenni di osservazioni tradizionali e satellitari. Tra le grandezze fisiche, quelle di maggior interesse meteorologico e aeronautico sono, indubbiamente, la pressione e la temperatura i cui andamenti sono riportati nella Figura 2.2.

(Non è inutile ricordare che la pressione atmosferica misura la forza esercitata dall'aria per unità di superficie e il suo valore medio annuale, a 45° nord e a livello del mare, è pari a 1013,25 mb = 1013,25 hPa = 101.325 Pa, ovvero 101.325 newton per metro quadrato o, se vogliamo, 10332,275 chilogrammi forza per metro quadrato. Ciò significa che la massa di aria contenuta in una colonna di atmosfera avente una sezione di 1 metro quadrato supera le 10 tonnellate. Pertanto è giustificato pensare che sulla Terra l'aria non manca anche se, purtroppo, è sempre più ricca di gas serra e di sostanze inquinanti.)

Come si vede nella Figura 2.2 a sinistra, la diminuzione della pressione con la quota nell'atmosfera standard non è lineare in quanto anche la densità diminuisce con la quota e con la densità diminuisce il numero di molecole che, per ogni metro di spessore dell'atmosfera, si ag-

giungono alla colonna d'aria che grava sul suolo. Infatti, il 50% delle molecole dell'atmosfera è contenuto nei primi 5,6 km, il 70% alla quota della cima dell'Everest (8,8 km circa) e oltre il 99,99% alla quota della mesopausa (85 km circa) dove, convenzionalmente, viene collocato il confine tra l'atmosfera e lo spazio.

Comunque, l'andamento della pressione con la quota, riportato nella Figura 2.2 a sinistra, pur non essendo lineare è molto regolare in quanto è condizionato unicamente dalla gravità attraverso il peso della colonna d'aria che, ad ogni quota, sovrasta il suolo. Invece l'andamento della temperatura con la quota, riportato nella Figura 2.2 a destra, è irregolare in quanto viene condizionato in maniera complessa dagli scambi termici che ripartiscono l'irraggiamento solare tra la superficie terrestre, lo spazio e gli strati dell'atmosfera. Infatti, gli andamenti delle temperature, diversi per ogni strato, ben si prestano all'identificazione dei diversi strati dell'atmosfera, come esemplificato nella Figura 2.2 a destra.

2.1.1 Strati dell'atmosfera standard

In premessa, con riferimento, alle Figure 2.2, si può osservare che, nell'atmosfera standard, la troposfera si estende dalla superficie fino ad una quota fissata di circa 12 km, alla quale la pressione è dell'ordine dei 200 hPa (= 200 mb). Nell'atmosfera reale, la diminuzione di pressione con la quota è più rapida quando l'aria è fredda e più lenta quando l'aria è calda e meno densa. Pertanto, nella realtà, l'altezza della troposfera diminuisce con la latitudine dall'equatore (dove l'aria è molto calda) ai poli (dove l'aria è molto fredda) mentre, alle latitudini intermedie, varia considerevolmente con le stagioni (nel nostro emisfero, infatti, aumenta d'estate e diminuisce in inverno).

La maggior parte del calore fornito alla troposfera proviene dalla superficie terrestre che, a sua volta, è riscaldata dal Sole e, per questo motivo, nella troposfera la temperatura diminuisce di circa 6,5 °C per chilometro. Anche il vapore fornito alla troposfera proviene dalla superficie terrestre attraverso processi di evaporazione diretta dagli specchi d'acqua e dal terreno, e processi di evaporazione indiretta (ovvero di traspirazione) attraverso il fogliame delle piante.

Come vedremo, le forniture di calore, necessariamente non uniformi, determinano le differenze di temperatura dalle quali hanno origine i venti, mentre le forniture di umidità, che successivamente condensa nelle nubi, danno origine alle precipitazioni.

Al di sopra della troposfera si trova la tropopausa che è lo strato di transizione alla stratosfera, identificato dal minimo di temperatura al quale segue l'inversione termica tipica della stratosfera. (Nella stratosfera, la temperatura aumenta con la quota per la presenza dell'ozono che assorbe le radiazioni ultraviolette e cede calore all'aria circostante). L'inversione termica agisce come un coperchio, impedendo la convezione naturale che consentirebbe la risalita dell'aria e dell'umidità. Infatti l'aria nella stratosfera contiene pochissima umidità ed è pressoché priva di nubi (come si può notare dal cumulonembo schematizzato nella Figura 2.2 a destra in basso).

Nella stratosfera il massimo della temperatura viene raggiunto all'inizio della stratopausa ad una quota di circa 50 km dove la pressione è pari a circa 1 hPa (1 mb), ovvero 1 millesimo di atmosfera, e la densità dell'aria (dell'ordine di 0,001 kg/m³) è bassa al punto da impedire il

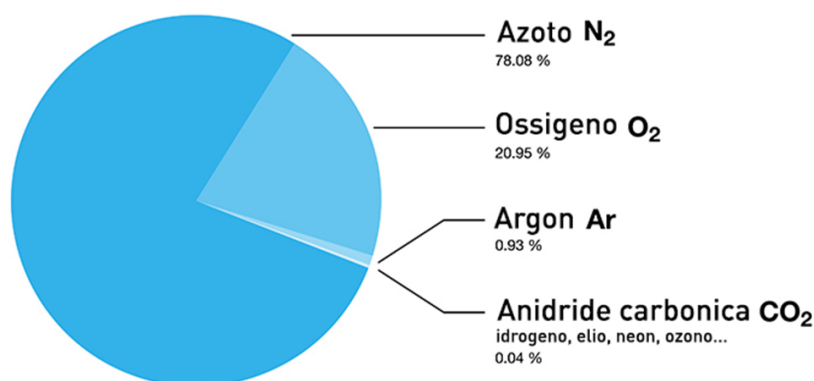


Figura 2.3: Composizione dell'aria secca [Public domain].

trasporto di calore. Infatti nella mesosfera, che è lo strato successivo, la temperatura riprende a scendere con la quota.

Come si è detto, il confine tra l'atmosfera e lo spazio viene fissato convenzionalmente alla quota di 85 km dove la pressione è pari a circa 0,1 hPa (= 0,1 mb), ovvero 1 decimillesimo di atmosfera, e la densità dell'aria è dell'ordine di $0,0001 \text{ kg/m}^3$. Si tratta di una densità molto bassa ma sufficiente a interagire con i corpi provenienti dallo spazio. Infatti, la maggior parte delle meteore viene "bruciata" nella mesosfera senza raggiungere il suolo ma generando scie luminose molto visibili.

Al di sopra della mesosfera si trova la termosfera dove la temperatura dell'aria aumenta di nuovo con la quota. Tale aumento è causato dall'interazione delle molecole d'aria con il "vento solare", cioè con le particelle energetiche provenienti dal Sole, e può far arrivare le temperature a 1500°C circa.

(In realtà si tratta di temperature "sui generis" in quanto valutate in base all'energia cinetica posseduta dalle molecole d'aria. Nessun corpo proveniente dallo spazio può venir riscaldato a 1500°C nella termosfera poiché la densità dell'aria è troppo bassa per consentire lo scambio termico. Piuttosto l'interazione con il vento solare può ionizzare le molecole d'aria generando le aurore boreali mentre, come si è detto, la maggior parte delle meteore viene bruciata più in basso nella mesosfera).

2.1.2 Composizione dell'atmosfera

La composizione dell'aria secca è abbastanza uniforme in tutta l'atmosfera. Come si può vedere nella Figura 2.3, i componenti dominanti, sono l'azoto (78% circa), l'ossigeno (21% circa) e l'argon (0.93% circa). Tuttavia anche altri gas presenti in tracce (in particolare anidride carbonica, metano, ozono, protossido di azoto e gas fluorurati) hanno un notevole interesse climatico, in quanto sono "gas serra", ovvero sono in grado di assorbire le radiazioni infrarosse emesse dalla Terra verso lo spazio.

Si noti che nelle statistiche relative ai gas serra non compare il vapor d'acqua, pur essendo il più importante dei gas climalteranti. Il motivo, illustrato nel capitolo precedente, è che la presenza di vapor d'acqua nell'atmosfera è una conseguenza, e non la causa, del cambiamento climatico. Infatti, i gas serra innescano l'aumento della temperatura, e tale aumento intensifica i processi di evaporazione immettendo nell'aria vapore acqueo aggiuntivo che, essendo a sua volta un gas serra, amplifica ulteriormente l'aumento di temperatura che ci sarebbe stato anche in sua assenza. Non si tratta, quindi, di un gas serra dimenticato ma di quello che, in teoria dei sistemi, viene definito un processo a “retroazione” positiva.

2.2 L'aria umida

Con riferimento alla composizione dell'atmosfera illustrata nella Figura 2.3, si può constatare facilmente che, dal punto di vista termodinamico, l'aria secca è una miscela di gas a comportamento ideale perché tutti i componenti si trovano a pressioni molto basse rispetto alle loro pressioni critiche. In miscele di questo tipo, non ci sono interferenze tra le molecole dei diversi gas e ciascun componente si comporta come se fosse il solo ad occupare l'intero volume V trovandosi alla temperatura della miscela.

In tale situazione la pressione totale esercitata da una miscela di gas sulle pareti del volume V che la contiene è la somma delle pressioni parziali esercitate dai singoli componenti:

$$p = \sum p_i \quad (2.1)$$

come riconosciuto dal chimico inglese John Dalton già nel 1801.

In quest'ottica la pressione parziale p_i è quella esercitata dalle n_i moli del componente i -simo, mentre la pressione totale è quella esercitata dal numero totale n di moli della miscela. Di qui la definizione di frazione di massa y_i come rapporto tra numeri di moli e la coincidenza:

$$y_i = \frac{n_i}{n} = \frac{p_i}{p} \quad (2.2)$$

L'equazione di stato del componente i -esimo è:

$$p_i v_i = R_i T \quad (2.3)$$

dove $T = 273,15 + t$ è la temperatura assoluta dell'atmosfera, p_i è la pressione parziale esercitata dal componente i -simo,

$$v_i = V/m_i \quad (2.4)$$

è il volume specifico, e la costante del gas

$$R_i = \bar{R}/M_i \quad (2.5)$$

è data dal rapporto tra la costante universale dei gas $\bar{R}$ e la massa molare M_i del componente in esame.

Anche il vapor d'acqua presente nell'atmosfera può essere considerato un gas a comportamento ideale (perché si trova ad una pressione molto bassa rispetto alla sua pressione critica). Quindi anche l'aria umida, miscela di aria secca e di vapor d'acqua, è una miscela di gas a comportamento ideale. D'altra parte, a differenza degli altri costituenti dell'aria umida, il vapore d'acqua può condensare nelle condizioni di interesse meteorologico ed impiantistico alle quali si trova nell'atmosfera. Pertanto nel seguito, per descrivere il comportamento dell'aria umida occorre tenere conto del fatto che le variazioni di concentrazione del vapore possono essere dovute sia agli apporti esterni sia alle condensazioni interne.

2.2.1 Umidità specifica

In Termodinamica, ci sono diversi modi per esprimere la quantità di vapore d'acqua presente nell'atmosfera. Il più utilizzato è il riferimento alla **umidità specifica** x definita come rapporto tra massa di vapore m_v e massa di aria secca m_a contenute nello stesso volume V di aria. In base a tale definizione si ha:

$$x = \frac{m_v}{m_a} = \frac{V/v_v}{V/v_a} = \frac{v_a}{v_v} \quad (2.6)$$

dove v_v è il volume specifico del vapore e v_a è il volume specifico dell'aria secca.

D'altra parte, tenendo conto delle equazioni di stato dell'aria secca:

$$p_a v_a = R_a T \quad (2.7)$$

e del vapore

$$p_v v_v = R_v T \quad (2.8)$$

e sostituendole nella definizione (2.6) si ottiene la relazione:

$$x = \frac{v_a}{v_v} = \frac{R_a T}{p_a} \frac{p_v}{R_v T} = \frac{R_a}{R_v} \frac{p_v}{p_a} = \frac{M_v}{M_a} \frac{p_v}{p_a} = 0,622 \frac{p_v}{p_{atm} - p_v} \quad (2.9)$$

dalla quale si vede come l'umidità specifica aumenti con la pressione parziale del vapore p_v e, per ogni temperatura T , raggiunga il massimo per $p_v = p_s(T)$ ovvero quando la pressione parziale del vapore uguaglia la pressione di saturazione a quella temperatura.

(L'infelice simbolo x , prescelto per indicare l'umidità specifica è, purtroppo, quello utilizzato quasi universalmente in Italia).

2.2.2 Frazione di massa di vapore

Alternativamente, la quantità di vapore contenuta nell'atmosfera può essere espressa come **frazione di massa di vapore** ω_v , ovvero come rapporto tra la massa di vapore e la massa di aria umida:

$$\omega_v = \frac{m_v}{m_a + m_v} = \frac{1}{m_a/m_v + 1} = \frac{1}{1/x + 1} = \frac{x}{1 + x} \quad (2.10)$$

Poiché, tipicamente, l'umidità specifica x è dell'ordine dei 15 g di vapore per chilogrammo di aria secca, la differenza tra i valori (adimensionali) che esprimono la frazione di massa di vapore ω_v e l'umidità specifica x :

$$\omega_v = \frac{x}{1 + x} \approx \frac{x}{1 + 0,015} \approx 0,985 x$$

è inferiore al 2%.

2.2.3 Pressione di saturazione del vapore acqueo

Come si era osservato, a differenza dagli altri gas presenti nell'aria, il vapore è caratterizzato da una pressione parziale che, ad ogni temperatura T , ha un limite superiore termodinamico dato dalla **pressione di saturazione** $p_s(T)$ a quella temperatura. Di solito, il vapore acqueo nell'aria si trova ad una pressione parziale p_v inferiore alla pressione di saturazione corrispondente alla temperatura dell'aria stessa e, quindi, si comporta come un gas ideale. A differenza degli altri costituenti dell'aria, però, il vapore può arrivare al limite termodinamico e condensare al variare delle condizioni operative tipiche degli impianti di condizionamento e in diverse situazioni di interesse meteorologico.

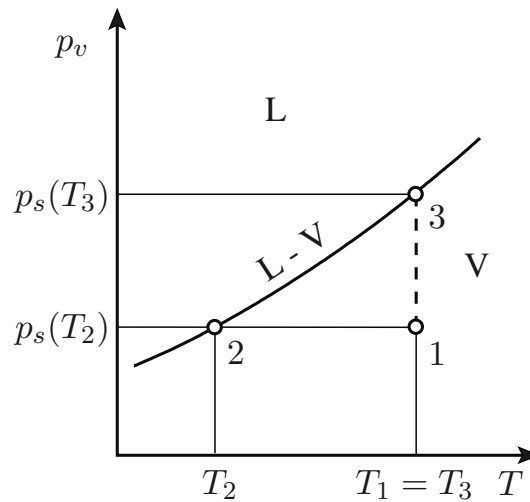


Figura 2.4: Trasformazioni del vapore d'acqua nell'aria a pressione costante $\overline{12}$ ed a temperatura costante $\overline{13}$, rappresentate: (a) nel diagramma (T, s) e (b) nel diagramma (p, T) .

Con riferimento alla schematizzazione riportata nel diagramma (p, T) di Figura 2.4, nei processi a pressione totale costante ed a temperatura superiore a 0 °C, è possibile identificare due percorsi diversi che portano alla condensazione del vapore in eccesso.

La trasformazione $\overline{12}$ avviene quando si abbassa la temperatura dell'aria umida mantenendo costante la pressione totale p . Per fissare le idee supponiamo che nel punto 1 la pressione parziale del vapore sia pari a: $p_{v1} = p_s(T_2)$. In tali ipotesi, nel punto 1 risulta: $p_{v1} = p_s(T_2) < p_s(T_1) = p_s(T_3)$ e quindi il vapore presente nell'aria è surriscaldato in quanto si trova a pressione inferiore a quella del vapore saturo secco alla stessa temperatura. D'altra parte, quando si abbassa la temperatura dell'aria umida mantenendo costante la pressione totale p , restano costanti, fino a che non si verificano condensazioni, anche la frazione molare di vapore: $y_1 = p_{v1}/p$ e la pressione parziale di vapore: $p_v = p_{v1} = y_1 p$.

Al diminuire della temperatura T , però, diminuisce la pressione di saturazione $p_s(T)$ fino a che, giunti al punto 2, la pressione di saturazione $p_s(T_2)$ uguaglia la pressione $p_{v1} = p_s(T_2)$ del vapore presente nell'aria. Ogni successivo abbassamento di temperatura implica che parte del vapore debba condensare al fine di far diminuire y , dal momento che la pressione del vapore nell'aria non può superare la pressione di saturazione del vapore alla temperatura dell'aria stessa. La temperatura T_2 è detta temperatura di rugiada dell'aria, in quanto il processo di raffreddamento a pressione totale costante è, per molti aspetti, analogo al raffreddamento notturno dell'aria a contatto col terreno.

La trasformazione $\overline{13}$ ha luogo, invece, quando si umidifica l'aria iniettando direttamente vapore d'acqua, mentre pressione totale e temperatura restano costanti. La pressione parziale del vapore può aumentare fino ad uguagliare la pressione di saturazione nel punto 3, ma non può crescere ulteriormente. Di conseguenza, tutto il vapore immesso dopo il raggiungimento della pressione di saturazione $p_s(T_3)$ deve necessariamente condensare.

Come si può vedere nella Figura 2.5 in alto che riporta un diagramma (p, T) graduato, la pressione di saturazione cresce con la temperatura dell'aria. Ad esempio, alla temperatura di 10°C la pressione di saturazione è pari a circa 12 hPa (= 12 mb), mentre a 30°C la pressione è pari a circa 42 hPa (= 42 mb).

2.2.4 Umidità relativa

La **umidità relativa** ϕ è definita come rapporto tra la pressione parziale del vapore presente nell'aria e la pressione di saturazione del vapore alla stessa temperatura:

$$\phi = \frac{p_v}{p_s} \quad (2.11)$$

Quindi, dalla stessa definizione (2.11) si evince che l'umidità relativa cresce con la pressione parziale di vapore fino a raggiungere il massimo nelle condizioni di saturazione alle quali si ha $p_v = p_s$ e, di conseguenza $\phi = 1 = 100\%$.

Tenendo conto della equazione di stato del vapore (2.8), si può dedurre che l'umidità relativa esprime anche il rapporto tra la massa di vapore contenuta in un certo volume e la massa contenibile nel medesimo volume in condizioni di saturazione alla stessa temperatura e pressione. Infatti, si ha:

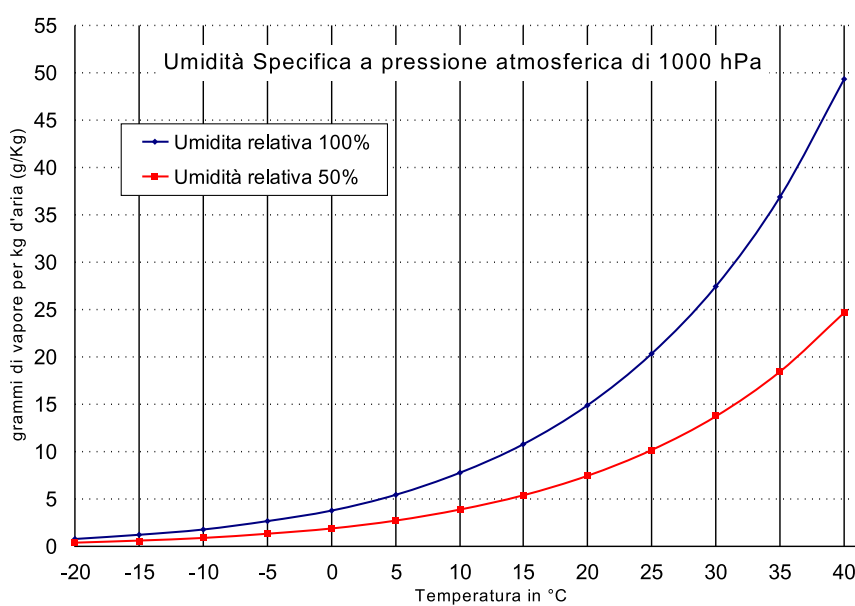
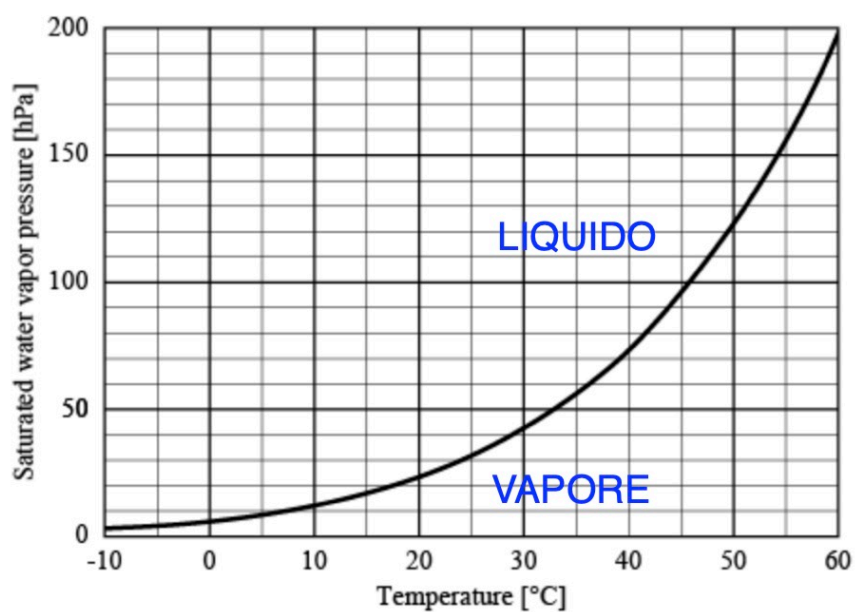


Figura 2.5: Andamenti con la temperatura della pressione di saturazione (sopra) [Sensatec - modificata], e della umidità specifica (sotto) [Public Domain].

$$\phi = \frac{p_v}{p_s} = \frac{R_v T}{v_v} \frac{v_s}{R_v T} = \frac{v_s}{v_v} = \frac{V/v_v}{V/v_s} = \frac{m_v}{m_s} \quad (2.12)$$

Pertanto, in base alla (2.12), si ha che la quantità di vapore acqueo contenuta in condizioni diverse dalla saturazione è una frazione, pari a ϕ , della quantità di vapore massima.

Attesa la crescita della pressione di saturazione con la temperatura dell'aria, illustrata nella Figura 2.5 in alto, dalle (2.9) e (2.10) si può facilmente dedurre come, con la temperatura, crescano anche le quantità di vapore che possono essere contenute nell'aria. I risultati di tale calcolo sono riportati nella Figura 2.5 in basso con riferimento alle condizioni di saturazione (umidità relativa massima $\phi = 100\%$) e a condizioni di umidità intermedia ($\phi = 50\%$).

2.2.5 Entalpia specifica dell'aria umida

L'entalpia specifica dell'aria umida misura l'energia contenuta nell'unità di massa di aria nelle diverse condizioni di temperatura e umidità relativa. Poiché nell'intervallo di temperature che interessa la meteorologia sia l'aria secca sia il vapore possono essere considerati gas a comportamento ideali, l'entalpia dell'aria umida è data dalla somma delle entalpie dell'aria secca e del vapore in essa contenuto. Con riferimento all'unità di massa d'aria secca, la **entalpia specifica dell'aria umida** può, quindi, essere espressa nella forma:

$$h = h_a + x h_v = c_{pa} t + x(r_0 + c_{pv} t) = 1,006 t + x(2501 + 1,875 t) \text{ kJ/kg}_a \quad (2.13)$$

dove si pongono uguali a zero l'entalpia dell'aria secca a 0 °C e l'entalpia dell'acqua nel punto triplo a 0,01 °C. Inoltre, nella (2.13) $c_{pa} = 1,006 \text{ kJ/(kg K)}$ è il calore specifico a pressione costante dell'aria secca, $c_{pv} = 1,875 \text{ kJ/(kg K)}$ è il calore specifico del vapore ed $r_0 = 2501 \text{ kJ/kg}$ è il calore latente di vaporizzazione dell'acqua nel punto triplo.

Tale relazione garantisce un'approssimazione sufficiente nei calcoli tecnici e, infatti, viene utilizzata nella costruzione dei diagrammi termodinamici, eventualmente scritta nella forma equivalente:

$$x = \frac{h - c_{pa} t}{r_0 + c_{pv} t} = \frac{h - 1,006 t}{2501 + 1,875 t} \quad (2.14)$$

dove $(2501 + 1,875 t)$ può essere considerato costante nel campo di temperature che qui interessa nel quale si ha $r_0 \gg c_{pv} t$.

In Termodinamica, l'entalpia specifica viene utilizzata per misurare l'energia totale che una unità di massa può scambiare con l'esterno. In Meteorologia, quindi, l'entalpia specifica può essere impiegata per valutare l'energia che ogni chilogrammo d'aria può cedere all'ambiente, ad esempio durante le perturbazioni. Infatti, la (2.13) spiega chiaramente perché il cambiamento climatico, associato alla crescita della temperatura t e del contenuto di vapore x dell'aria atmosferica, abbia fatto aumentare in maniera considerevole l'energia posseduta dalle perturbazioni.

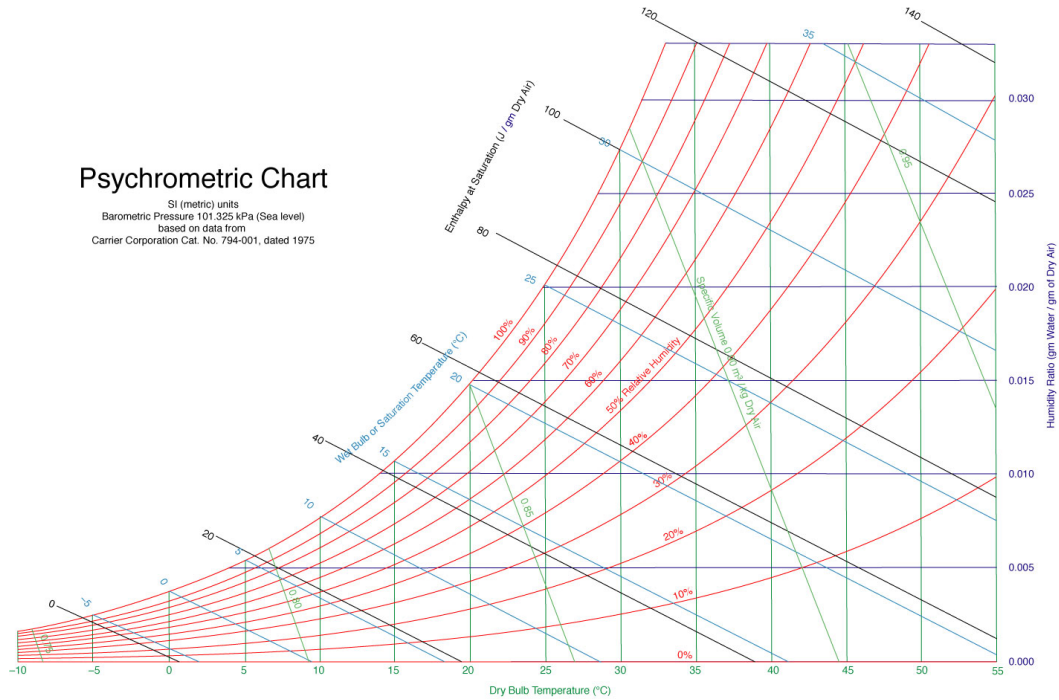


Figura 2.6: Diagramma psicrometrico Carrier.

2.2.6 Diagramma Carrier

Nelle analisi tecniche le trasformazioni subite dall'aria umida vengono visualizzate utilizzando diagrammi specializzati, detti “psicometrici”. Tra essi il diagramma Carrier, così chiamato dal nome del fondatore dell'industria Statunitense che lo ha introdotto, è molto utilizzato (oltre ad essere di facile comprensione come si può constatare dalla Figura 2.6). Esso utilizza come assi ortogonali la temperatura (in ascisse) e l'umidità specifica (in ordinate), di modo che le isoterme sono rette verticali, mentre le curve ad umidità specifica costante sono rette orizzontali.

Introducendo nella (2.9) i valori della pressione parziale di vapore scritta nella forma $p_v = \phi p_s(t)$, si ottiene:

$$x = 0,622 \frac{\phi p_s(t)}{p - \phi p_s(t)} \quad (2.15)$$

Fissato un valore ϕ_i dell'umidità relativa, la relazione (2.15) consente di ottenere per punti, al variare della temperatura, la curva ad umidità relativa costante $\phi = \phi_i$. In particolare, per $\phi = 1 = 100\%$, si ottiene la curva di saturazione.

Analogamente, fissato un valore h_i dell'entalpia, la (2.14) consente di tracciare la relazione tra x e t valida per la isoentalpica $h = h_i$. Poiché, come si è detto, il denominatore della (2.14) è praticamente costante, la relazione tra umidità specifica e temperatura può essere conside-

rata quasi lineare. Infatti, le isoentalpiche sul diagramma Carrier hanno un andamento quasi rettilineo e sono pressoché parallele tra loro.

Ancora la relazione (2.9), scritta nella forma:

$$x = 0,622 \left(\frac{p_v}{R_a T} - 1 \right) \quad (2.16)$$

consente di tracciare sul diagramma Carrier le curve a volume specifico costante (isocore). Infatti, fissata una serie di valori di v , la (2.16) fornisce la relazione intercorrente tra x e T per ciascuna isocora.

2.2.7 Misure sull'aria umida

Lo stato termodinamico dell'aria umida non può essere valutato direttamente, in quanto l'unico parametro misurabile direttamente, con buona accuratezza, è la temperatura. Per contro, non sono possibili misure dirette dell'entalpia o dell'umidità specifica, e le misure dirette dell'umidità relativa, anche se eseguite con i moderni psicrometri a semiconduttori, non danno risultati molto affidabili. Per questa ragione, a tutt'oggi, nelle operazioni di collaudo degli impianti di condizionamento sono utilizzate misure indirette, basate sulle considerazioni riportate nei paragrafi successivi.

Temperatura di rugiada

Come si è già osservato, nel processo di raffreddamento dell'aria umida a pressione totale costante in assenza di condensazione, resta costante anche la pressione parziale del vapore p_v mentre diminuisce la pressione di saturazione p_s facendo aumentare l'umidità relativa $\phi = p_v/p_s$. In queste ipotesi, dalla (2.9) scritta nella forma:

$$x = 0,622 \frac{p_v}{p - p_v} = 0,622 \frac{\phi p_s}{p - \phi p_s} \quad (2.17)$$

si ha che l'umidità specifica resta costante, fino a quando l'umidità relativa non raggiunge il valore $\phi = 100\%$. Raggiunto tale valore, il vapore contenuto nell'aria comincia a condensare e la temperatura a cui inizia il processo di condensazione è detta temperatura di rugiada.

Come indicato nella Figura 2.7 in alto a sinistra, la temperatura di rugiada t_r può essere misurata, ad esempio, con un termometro a termoresistenza, collegato ad uno specchietto che viene progressivamente raffreddato. La temperatura di rugiada è la temperatura alla quale il fotodiodo rivela che lo specchietto comincia ad appannarsi, mentre la trasformazione AR seguita dall'aria a contatto dello specchietto è rappresentata nella Figura 2.7 in basso.

Il termometro a punto di rugiada è molto accurato, ma non è semplice da usare in quanto, come si vede, richiede l'impiego di un sistema refrigerante (generalmente di tipo termoelettrico ad "effetto Peltier") e di un fotodiodo per la rilevazione automatica dell'appannamento. Il concetto di temperatura di rugiada è, comunque, molto importante in meteorologia perché le nubi possono formarsi solo a quote superiori a quella in cui la temperatura dell'atmosfera raggiunge il punto di rugiada.

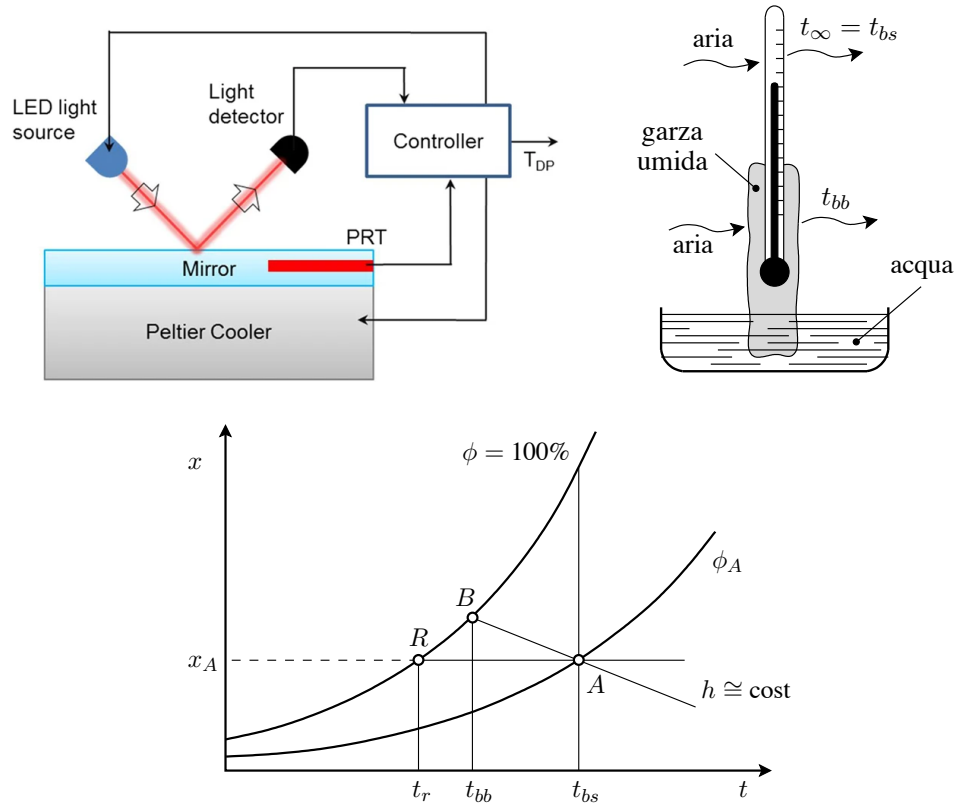


Figura 2.7: Misure sull'aria umida. In alto a sinistra, temperatura di rugiada [Nature] e in alto a destra temperatura di bulbo bagnato. In basso individuazione dello stato dell'aria umida sul diagramma Carrier.

Temperatura di bulbo bagnato

Come è noto, quando l'acqua evapora scambiando calore con una corrente d'aria più calda, la temperatura dell'aria a contatto con l'acqua diminuisce in modo chiaramente rilevabile. La situazione è schematizzata nella Figura 2.7 in alto a destra, dove il bulbo di un termometro, avvolto in una garza mantenuta umida, è investito da una corrente d'aria non satura alla temperatura indisturbata t_∞ . Tale temperatura coincide con la temperatura misurabile da un normale termometro a convezione il cui bulbo sia mantenuto secco e, per questa ragione, è definita anche temperatura a bulbo secco t_{bs} per distinguerla dalla temperatura t_{bb} , detta temperatura a bulbo bagnato, misurata dal termometro il cui bulbo è avvolto nella garza mantenuta umida.

Il punto rappresentativo delle condizioni iniziali dell'aria indisturbata è indicato con A sul diagramma di Figura 2.7 in alto a destra. Il punto di bulbo bagnato B, rappresentativo delle condizioni finali dell'aria a contatto della garza, sta certamente sulla curva di saturazione. Inoltre, sperimentalmente, si trova che durante la misura tale punto si sposta sulla curva di saturazione fino ad incontrare, a regime, l'isoentalpica per A come indicato nella Figura 2.7 in

basso.

(Infatti, in prima approssimazione si può dire che, nella miscela acqua-aria, le isoentalpiche [$h = cost$] e le isoterme di bulbo bagnato [$t_{bb} = cost$] sono pressoché parallele. Si potrebbe però dimostrare, ma la dimostrazione non è qui riportata, che tale “quasi coincidenza” non si verifica per altre miscele gas-vapore.)

Individuazione dello stato dell'aria umida

Come evidenziato nella Figura 2.7 in basso, note due qualunque delle tre temperature di rugiada, bulbo secco e bulbo bagnato, può essere individuata facilmente, sul diagramma psicrometrico, la terza temperatura e, quindi, anche il punto A rappresentativo dello stato termodinamico dell'aria umida. Di solito, nei normali controlli di prestazione degli impianti di condizionamento, sono utilizzate le temperature di bulbo secco e di bulbo bagnato in quanto, come si è osservato in precedenza, la temperatura di bulbo bagnato è più facile da misurare della temperatura di rugiada.

2.2.8 Temperatura percepita

L'esperienza dimostra che il benessere termoigrometrico dipende, in larga misura, dagli scambi termici convettivi dell'organismo con l'ambiente. Più precisamente, lo scambio di calore sensibile dipende dalla temperatura dell'aria, mentre lo scambio di calore latente (attraverso l'evaporazione del sudore) dipende dall'umidità relativa e, ad esempio, ha luogo tanto più agevolmente quanto più l'aria è secca.

Molti studi statistici poi dimostrano che, indipendentemente dai valori dell'umidità specifica, è generalmente percepito come confortevole un ambiente interno nel quale l'umidità relativa sia compresa tra il 40% e il 60%, mentre è percepito come “umido” un ambiente interno nel quale l'umidità relativa superi il 60% e come “secco” un ambiente interno nel quale l'umidità relativa sia inferiore al 40%.

In questo quadro, la Norma UNI EN ISO 7730 ha codificato i metodi per prevedere la sensazione termica e valutare l'eventuale insoddisfazione termica delle persone negli edifici. In parallelo, sia pure in forma non codificata, si è cercato di estendere i metodi di previsione anche agli spazi esterni, soprattutto al fine di valutare le situazioni di disagio, se non di pericolo, associate alle possibili combinazioni di temperatura e umidità relativa elevate dell'aria che si hanno durante l'estate.

A tal scopo si è introdotto il concetto di “**temperatura percepita**” (o apparente) per quantificare le sensazioni provate mediante un solo parametro. Il concetto ha fatto presa e, attualmente, la maggior parte dei Siti Meteo Commerciali riporta la temperatura “percepita” in aggiunta all'umidità relativa e alla temperatura “misurata” con i metodi tradizionali.

Tuttavia l'umidità relativa e la temperatura, pur essendo le variabili più significative non sono le uniche variabili in gioco. Le statistiche dimostrano che le sensazioni termiche dipendono anche da altri parametri non sempre dichiarati esplicitamente negli studi sulla temperatura perce-

Al di sopra di 54°	Colpo di calore imminente (pericolo di morte).															
Da 46° a 53°	Grave pericolo. Sospendere le attività fisiche.															
Da 40° a 45°	Sensazione di malessere generalizzato. Pericolo. Evitare gli sforzi.															
Da 35° a 39°	Malessere ben percepito. Prudenza. Limitare le attività fisiche gravose.															
Da 30° a 34°	Sensazione di malessere più o meno significativa.															
Al di sotto di 29°	Poche persone percepiscono disagio.															
Indice Humidex della temperatura apparente																
	Umidità relativa (%)															
T (° C)	25%	30%	35%	40%	45%	50%	55%	60%	65%	70%	75%	80%	85%	90%	95%	100%
42°	48°	50°	52°	55°	57°	59°	62°	64°	66°	68°	71°	73°	75°	77°	80°	82°
41°	46°	48°	51°	53°	55°	57°	59°	61°	64°	66°	68°	70°	72°	74°	76°	79°
40°	45°	47°	49°	51°	53°	55°	57°	59°	61°	63°	65°	67°	69°	71°	73°	75°
39°	43°	45°	47°	49°	51°	53°	55°	57°	59°	61°	63°	65°	66°	68°	70°	72°
38°	42°	44°	45°	47°	49°	51°	53°	55°	56°	58°	60°	62°	64°	66°	67°	69°
37°	40°	42°	44°	45°	47°	49°	51°	52°	54°	56°	58°	59°	61°	63°	65°	66°
36°	39°	40°	42°	44°	45°	47°	49°	50°	52°	54°	55°	57°	59°	60°	62°	63°
35°	37°	39°	40°	42°	44°	45°	47°	48°	50°	51°	53°	54°	56°	58°	59°	61°
34°	36°	37°	39°	40°	42°	43°	45°	46°	48°	49°	51°	52°	54°	55°	57°	58°
33°	34°	36°	37°	39°	40°	41°	43°	44°	46°	47°	48°	50°	51°	53°	54°	55°
32°	33°	34°	36°	37°	38°	40°	41°	42°	44°	45°	46°	48°	49°	50°	52°	53°
31°	32°	33°	34°	35°	37°	38°	39°	40°	42°	43°	44°	45°	47°	48°	49°	50°
30°	30°	32°	33°	34°	35°	36°	37°	39°	40°	41°	42°	43°	45°	46°	47°	48°
29°	29°	30°	31°	32°	33°	35°	36°	37°	38°	39°	40°	41°	42°	43°	45°	46°
28°	28°	29°	30°	31°	32°	33°	34°	35°	36°	37°	38°	39°	40°	41°	42°	43°
27°	27°	27°	38°	29°	30°	31°	32°	33°	34°	35°	36°	37°	38°	39°	40°	41°
26°	26°	26°	27°	28°	29°	30°	31°	32°	33°	34°	34°	35°	36°	37°	38°	39°
25°	25°	25°	26°	27°	27°	28°	29°	30°	31°	32°	33°	34°	34°	35°	36°	37°
24°	24°	24°	24°	25°	26°	27°	28°	28°	29°	30°	31°	32°	33°	33°	34°	35°
23°	23°	23°	23°	24°	25°	25°	26°	27°	28°	28°	29°	30°	31°	32°	32°	33°
22°	22°	22°	22°	22°	23°	24°	25°	25°	26°	27°	27°	28°	29°	30°	30°	31°
T (° C)	25%	30%	35%	40%	45%	50%	55%	60%	65%	70%	75%	80%	85%	90%	95%	100%
	Umidità relativa (%)															

Figura 2.8: Indice Humidex della temperatura apparente (più comunemente indicata come temperatura percepita) [Meteomaps].

pita quali, ad esempio: velocità dell'aria, eventuale irraggiamento, tipologia di abbigliamento, attività fisica, età e stato di forma delle persone interpellate.

Ovviamente, le scelte dei parametri non dichiarati possono variare e, infatti, i risultati riassuntivi (generalmente forniti in forma tabulare) differiscono tra i diversi studi. D'altra parte in tutti gli studi vi è convergenza su molte ipotesi di base come, ad esempio: vestiti estivi, attività fisica leggera all'ombra, vento moderato e persone interpellate "normali" (cioè non particolarmente allenate). Infatti, le differenze tra i risultati forniti dalle tabelle riassuntive dei diversi studi non sono mai tali da invalidare le indicazioni qualitative fornite.

La Tabella delle temperature apparenti riportata nella Figura 2.8 è basata sull'indice Humidex che è stato messo a punto in Canada nel 1965 su basi statistiche unanimemente considerate ragionevoli ed è, infatti, ancora molto utilizzato. Come si può notare, nella legenda che accompagna la Tabella sono elencati in ordine decrescente i rischi e le sensazioni negative, dal colpo

di calore ai disagi per poche persone, che l'aumento della temperatura percepita comporta per gli interpellati.

Un approccio alternativo seguito da diverse Agenzie Regionali per la Protezione Ambientale (ARPA) è quello di valutare direttamente il disagio dovuto al caldo-umido mediante il Discomfort Index DI (Indice di Disagio) di Thom. In aggiunta, l'ARPA FVG suggerisce una formula empirica molto semplice per la stima di tale indice:

$$DI = 0,4(t_{bs} + t_{bb}) + 4,8 \quad (2.18)$$

nella quale le temperature di bulbo secco t_{bs} , bulbo bagnato t_{bb} e lo stesso l'indice DI , sono espressi in gradi Celsius ($^{\circ}\text{C}$) e sono rilevati in condizioni di ombra e protezione dal vento.

In Friuli-Venezia Giulia i risultati così ottenuti sono utilizzati per attivare il programma regionale di contrasto degli effetti dannosi sulla salute delle ondate di calore quando, per almeno due giornate consecutive, viene superata almeno una delle due soglie:

- indice di disagio medio giornaliero superiore a 25°C , o
- indice di disagio massimo durante la giornata superiore a 28°C .

D'altra parte, in aggiunta a quanto detto più sopra, è necessario tenere conto delle reazioni individuali, spesso inconsapevoli, che l'esposizione a situazioni di umidità e temperatura elevata comporta. Tali reazioni, sono legate alle risposte fisiologiche e pur non essendo citate nelle tabelle, risultano ugualmente importanti. Infatti, per mantenere il processo di sudorazione un flusso sanguigno aggiuntivo deve essere diretto dall'organismo verso la pelle senza ridurre, ovviamente, il flusso necessario a mantenere tutte le altre funzioni vitali. Ciò affatica il cuore che deve aumentare il flusso totale "pompato" e, per questo, aumenta la frequenza di pulsazione. Tuttavia questo sforzo aggiuntivo, generalmente ben tollerato dalle persone "normali", può risultare rischioso per le persone anziane e/o cardiopatiche.

2.3 Formazione delle nubi

La formazione delle nubi è resa possibile dal raggiungimento della temperatura di condensazione da parte del vapore contenuto nelle masse di aria umida sollevate adiabaticamente (ovvero senza scambi di calore con l'esterno). Nel corso di tali sollevamenti, schematizzati nella Figura 2.9, le masse di aria umida equilibrano continuamente la propria pressione con quella dell'atmosfera circostante (che diminuisce con la quota), ma non scambiano quantità significative di calore con l'esterno (in quanto l'aria è un ottimo isolante termico e la relativa lentezza dei sollevamenti non innesca processi convettivi importanti).

Pertanto le masse d'aria sollevate subiscono quella che in Termodinamica viene identificata come una "espansione adiabatica" durante la quale la diminuzione di temperatura con la quota è più rapida di quella propria della "atmosfera standard" (almeno fino a quando l'umidità specifica resta costante, ovvero fino a che non viene raggiunto il livello corrispondente alla

temperatura di condensazione). Nell'atmosfera standard, durante una espansione adiabatica "a secco" (ossia senza condensazione del vapore contenuto nell'aria) la diminuzione di temperatura con la quota all'interno della massa sollevata sfiora i $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ contro i circa $6,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ che si era visto essere la diminuzione della temperatura con la quota nell'atmosfera standard.

Nella Figura 2.9, il livello al quale viene raggiunta la temperatura di condensazione è facilmente identificabile in quanto coincide con il livello al quale si colloca la base della nube. Generalmente, il sollevamento prosegue anche oltre tale livello ma, in tal caso, l'umidità specifica dell'aria condensa progressivamente mettendo a disposizione il relativo calore di cambiamento di stato. Infatti, nella Figura 2.9 si nota che nella nube la diminuzione di temperatura con la quota, oltre al livello corrispondente alla temperatura di condensazione, si riduce a circa $6^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (che è il valore tipico dell'espansione adiabatica "a umido").

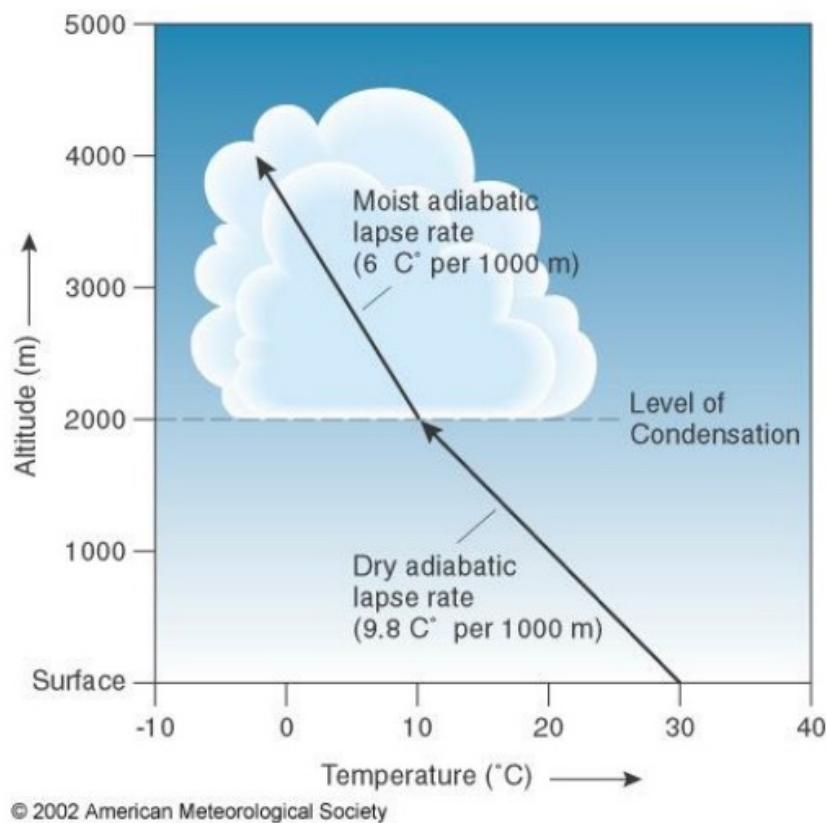


Figura 2.9: Schematizzazione del raffreddamento adiabatico di una massa d'aria che ha luogo "a secco" fino alla quota della temperatura di saturazione e "ad umido" oltre tale quota [American Meteorological Society].

I processi di sollevamento adiabatico sono molto comuni in Meteorologia in quanto sono dovuti ad eventi che si ripetono con grande frequenza come, ad esempio:

2. L'ATMOSFERA E L'ARIA UMIDA

- generazione di correnti ascensionali convettive a seguito del riscaldamento solare differenziale della superficie terrestre,
- superamento di ostacoli orografici,
- incontro di due fronti d'aria umida a temperatura diversa e conseguente scavalcamento del fronte freddo da parte del fronte caldo,
- convergenza dell'aria verso una zona di bassa pressione (ciclonica).

Nei paragrafi precedenti, ci si era focalizzati sulle applicazioni della Termodinamica dell'Aria Umida al condizionamento dell'aria e, quindi, ci si era limitati a introdurre il concetto di **punto di rugiada** per definire la temperatura alla quale il vapore d'acqua contenuto in una massa d'aria umida, opportunamente raffreddata, diventa saturo e inizia a condensare. In questo modo ci si era riferiti implicitamente a transizioni di fase che hanno interamente luogo a temperature superiori a 0°C e, perciò, a processi analoghi alla deposizione notturna della rugiada.

D'altra parte, nel contesto della Meteorologia e in accordo con la nomenclatura tecnica italiana richiamata nella Figura 2.10, è opportuno prendere in considerazione anche:

- transizioni di fase che hanno luogo alla temperatura di 0°C , durante le quali si ha il passaggio dallo stato liquido a quello solido con il rilascio di quantità di energia dette calore latente di congelamento, e
- transizioni di fase che hanno luogo a temperature inferiori a 0°C , durante le quali si ha il passaggio diretto dallo stato di vapore a quello solido con il rilascio di quantità di energia dette calore latente di brinamento).

L'applicazione di tali concetti alla Fisica delle Nubi consente, ad esempio, di operare la distinzione tra:

- “nubi calde” che si trovano completamente al disotto dell'isoterma di 0°C ,
- “nubi miste” con una parte inferiore nel campo delle temperature positive e una parte superiore nel campo delle temperature negative e
- “nubi fredde” che si trovano completamente al disopra dell'isoterma di 0°C .

Le temperature, insieme con i processi di rimescolamento e i fenomeni di sopraffusione, condizionano anche la composizione delle nubi. Sperimentalmente si riscontra che solo le nubi calde sono formate esclusivamente da goccioline mentre, a causa dei processi di rimescolamento e dei fenomeni di sopraffusione, nella parte superiore delle nubi miste coesistono cristalli di ghiaccio e goccioline (sia pure con i cristalli che aumentano in percentuale man mano che la temperatura diminuisce con la quota). Infatti, solo le eventuali parti di nubi fredde che si trovano al disopra dell'isoterma di -40°C sono formate esclusivamente da cristalli di ghiaccio.



Figura 2.10: Nomenclatura tecnica italiana adottata per i cambiamenti di fase [WAU].

A questo punto è opportuno ricordare anche che, per convenzione internazionale, le nubi sono suddivise in nubi alte, medie o basse a seconda che occupino quote dell'alta, della media o della bassa troposfera. Tali quote variano in funzione della latitudine (poiché lo spessore della troposfera diminuisce dai 16-18 km all'equatore ai 6-8 km ai poli). Di norma, alle nostre latitudini:

- le “nubi alte” si collocano tra i 5 e i 13 km e, generalmente, sono nubi fredde;
- le “nubi medie” si collocano tra i 2 e i 7 km e, generalmente, sono nubi miste;
- le “nubi basse” si collocano al disotto dei 2 km e, generalmente, sono nubi calde.

Esempio 2.1 Si commenti la Figura 2.9 giustificando le scelte grafiche e spiegandone le implicazioni.

Soluzione

Nella Figura si considera il sollevamento di una massa d'aria che, partendo da una temperatura a bulbo secco di circa 30°C nelle vicinanze della superficie, a 2000 m raggiunge il livello di condensazione LC (praticamente coincidente con il punto di rugiada) e inizia a formare la nube. Poiché la temperatura del punto di rugiada è di poco superiore a 10 °C (10,4 °C per la precisione) la diminuzione della temperatura nell'espansione adiabatica considerata è pari a circa 10°C/km (9,8 °C/km per la precisione).

Pertanto, con l'ausilio del diagramma Carrier e della Figura 2.7 in basso si può facilmente verificare che l'umidità specifica nelle vicinanze della superficie è pari a circa 7 grammi di vapore per chilogrammo di aria secca (in quanto $t_A \approx 30^\circ\text{C}$ e $x_A \approx 7 \text{ g/kg}$ danno luogo,

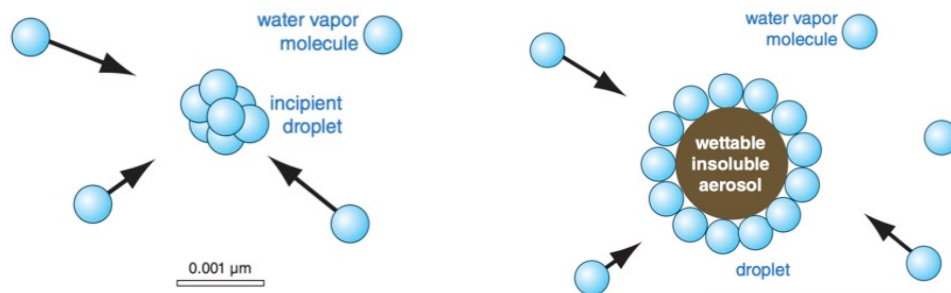


Figura 2.11: Nucleazione omogenea a sinistra ed eterogenea a destra [R. Stull].

appunto, ad una temperatura di rugiada $t_r \approx 10^\circ\text{C}$). Chiaramente dati di superficie diversi avrebbero dato luogo a quote LC e temperature t_r diverse da quella dell'esempio.

Una volta raggiunta la temperatura di rugiada, l'espansione adiabatica prosegue ma la condensazione di parte dell'umidità dell'aria mette a disposizione il relativo calore di condensazione e, da quel punto in poi, il gradiente da considerare è pari a circa $6^\circ\text{C}/\text{km}$. Il punto di congelamento a 0°C viene perciò raggiunto a circa 3,7 km di quota, un po' prima di arrivare all'altezza massima della nube. Quindi, la nube è di "tipo misto".

2.3.1 Nucleazione e crescita delle gocce

Nelle nubi calde e nella parte delle nubi miste che si trova a temperature superiori a 0°C , il raggiungimento delle condizioni di condensazione attraverso i processi termodinamici descritti nel paragrafo precedente non è, di per sé, sufficiente a garantire la nucleazione delle goccioline. Esiste, infatti, una barriera costituita dalla differenza tra le pressioni di vapore interna ed esterna a una goccia (differenza che è direttamente proporzionale alla tensione superficiale dell'acqua e inversamente proporzionale al diametro della goccia stessa). Tale barriera impedisce, di fatto, la crescita delle goccioline microscopiche che nascono da processi casuali di nucleazione omogenea a partire dal solo vapore dell'aria. In teoria la crescita sarebbe ancora possibile ma solo in presenza di sovrassaturazioni p_v/p_s dell'ordine del 300-400% che non si riscontrano in natura.

(Nella tecnica, la maggior tendenza delle gocce ad evaporare quando sono finemente polverizzate è sfruttata in molte applicazioni, la più nota delle quali è l'umidificazione dell'aria).

Nella realtà, pur in assenza di processi di nucleazione omogenea, le nubi si formano ugualmente perché nell'aria umida sono quai sempre contenuti in sospensione aerosol, ovvero particelle solide o liquide aventi dimensioni molto ridotte ma sufficienti a consentire i processi di nucleazione eterogenea. Durante tali processi gli aerosol agiscono come "nuclei di condensazione" permettendo alle molecole di vapore di depositarsi su di essi per formare gocce che già all'origine hanno dimensioni finite.

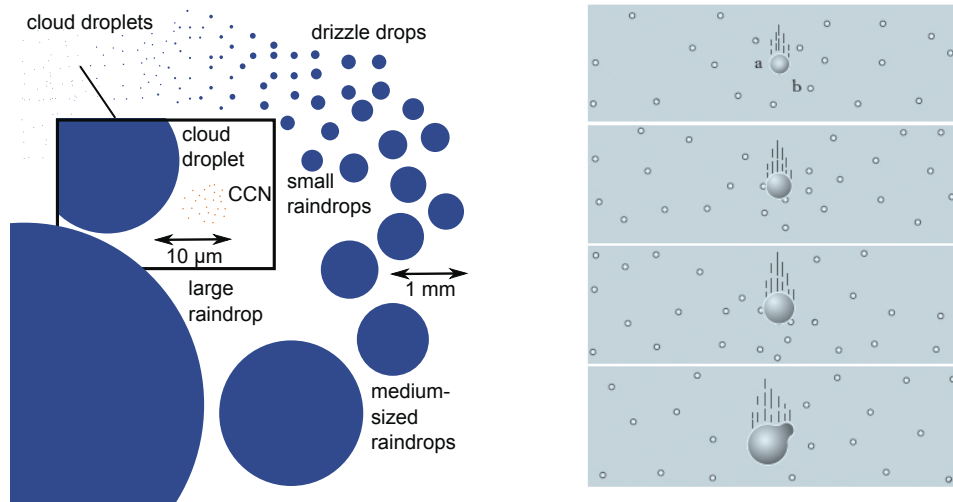


Figura 2.12: Dimensioni in scala di gocce di pioggia, goccioline e nuclei di condensazione, a sinistra [J. Shonk]. Coalescenza, ovvero aggregazione per urto delle gocce piccole da parte delle gocce grandi, a destra [Treccani].

La differenza tra i processi di nucleazione omogenea ed eterogenea è schematizzata nella Figura 2.11 dove è chiaramente indicato che, oltre ad avere dimensioni sufficienti, i nuclei per la condensazione eterogenea devono avere superfici idrofile, cioè in grado di legarsi all'acqua. Se poi, in aggiunta, gli aerosol sono anche solubili possono facilitare ulteriormente la condensazione del vapore in quanto, agendo come tensioattivi, riducono la tensione superficiale dell'acqua e, con essa, la differenza tra le pressioni di vapore all'interno e in superficie delle gocce.

Poiché le particelle in sospensione nell'atmosfera non scarseggiano, i processi di nucleazione eterogenea sono quasi sempre presenti ed, infatti, la maggior parte delle nubi inizia a formarsi a temperature di pochissimo inferiori alle temperature di condensazione. D'altra parte per avere le precipitazioni, è necessario anche che, dopo la nucleazione, le gocce crescano fino a diventare talmente pesanti da cadere per gravità al suolo non essendo più trattenute in aria dai normali moti di rimescolamento.

Meccanismi di crescita delle gocce

I possibili meccanismi di crescita delle gocce nelle nubi sono:

- il proseguimento dei processi di condensazione e
- la coalescenza, cioè l'aggregazione di goccioline più piccole da parte delle gocce più grandi che le urtano.

Nel caso delle gocce di pioggia, la maggior parte degli Autori in letteratura, giudica troppo lenti i processi di condensazione per spiegare, ad esempio, il brevissimo ciclo di vita (non più

di 30 minuti dall'inizio della formazione alla precipitazione) delle gocce nelle nubi convettive (ovvero associate alle correnti ascensionali generate, soprattutto nella stagione calda, dal riscaldamento solare differenziale della superficie terrestre). Come si intuisce dalla Figura 2.12 a sinistra, le dimensioni medie delle goccioline appena formate sono inferiori al millesimo di millimetro, mentre quelle delle gocce di pioggia più grandi arrivano a qualche millimetro (con un rapporto tra i diametri dell'ordine di diverse migliaia) e, secondo le stime di letteratura sarebbero necessarie diverse ore, se non diversi giorni, per realizzare accrescimenti così importanti con i normali processi di condensazione.

Per contro, appare molto più efficiente l'accrescimento per coalescenza, schematizzato nella Figura 2.12 a destra, che è reso possibile dai moti di rimescolamento durante i quali le gocce più piccole galleggiano nelle correnti mentre le gocce più grandi sono soggette a saliscendi. In un primo tempo, le gocce grandi sono spinte in alto dalle correnti ascendenti fino a quando, raggiunta la sommità della nube, le correnti ascendenti si indeboliscono e divergono lateralmente. A quel punto, le gocce grandi sono trascinate verso il basso dalla gravità fino a una quota alla quale incontrano di nuovo correnti ascendenti sufficientemente forti. Questi saliscendi continuano fino a quando le gocce grandi, raggiunte le dimensioni "critiche" per il regime delle correnti nella nube, non sono più sostenute dalle correnti ascendenti e precipitano per gravità al suolo.

Tuttavia, durante i saliscendi, le gocce grandi catturano una certa percentuale delle gocce piccole che si trovano lungo il loro percorso, dando origine al fenomeno della "coalescenza" (ovvero dell'aggregazione a seguito a collisione). A seconda del regime delle correnti nelle nubi, le dimensioni delle gocce che precipitano al suolo variano dai 0,5 mm circa delle pioviggine ("drizzle"), agli 1 - 3 mm delle piogge normali, fino ai 5 mm circa delle piogge più forti.

2.3.2 Formazione e crescita dei cristalli di ghiaccio

Nella parte superiore delle nubi miste, che si trova a temperature inferiori a 0°C, e nelle nubi fredde i cristalli di ghiaccio si formano:

- per nucleazione eterogenea su nuclei glaciogeni (cioè nuclei igroscopici attivi a temperature negative) quando le temperature sono di poco inferiori a 0°C ma superiori a -40°C (con un massimo di efficienza intorno a -15°C);
- per nucleazione omogenea (cioè senza bisogno di nuclei glaciogeni) delle gocce soprafuse che congelano quando le temperature sono vicine ai -40°C.

I cristalli di ghiaccio formati per congelamento delle gocce soprafuse hanno, fin dall'origine, dimensioni sufficienti a farli precipitare per gravità al suolo. Invece, i cristalli di ghiaccio formati per nucleazione eterogenea hanno dimensioni molto ridotte all'origine e per raggiungere dimensioni sufficienti a farli precipitare per gravità devono ingrandirsi considerevolmente nel corso di numerosi saliscendi.

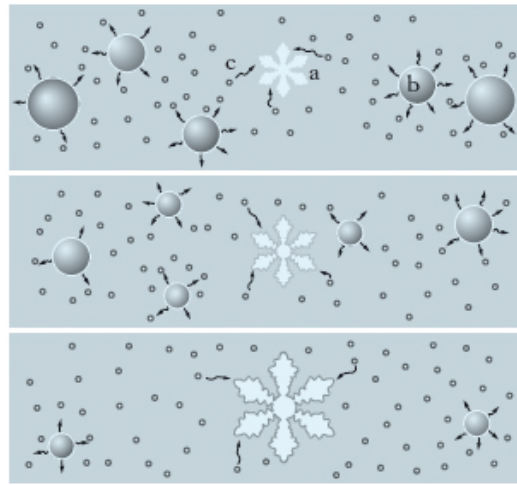


Figura 2.13: Meccanismo di Bergeron, ovvero crescita per condensazione del vapore su un cristallo di ghiaccio a spese dell'evaporazione delle gocce d'acqua soprafusa che lo circondano [Treccani].

Meccanismo di Bergeron

In letteratura vi è concordanza nell'accettare il meccanismo di Bergeron, come spiegazione più probabile della crescita dei cristalli di ghiaccio formati per nucleazione eterogenea. (Il meccanismo è così chiamato in onore del Meteorologo svedese Tor Bergeron [1891-1977] che lo identificò negli anni '30 del secolo scorso).

Secondo tale meccanismo, schematizzato nella Figura 2.13, i cristalli di ghiaccio crescono a spese delle goccioline soprafuse. Il motivo è che la pressione di vapore in equilibrio con una superficie piana ghiacciata è significativamente più bassa della pressione di vapore in equilibrio con la superficie curva delle gocce liquide. Quindi, il vapor d'acqua presente nell'atmosfera circostante si deposita sulla superficie ghiacciata e viene reintegrato nell'aria dal vapore emesso dalle gocce soprafuse, che così si assottigliano progressivamente.

Nella nubi fredde e nella parte fredda delle nubi miste, dove le temperature sono negative, il processo di Bergeron forma cristalli di ghiaccio con dimensioni dell'ordine di qualche decimo di millimetro, sufficienti a farli precipitare per gravità in assenza di vento. Cristalli di ghiaccio con dimensioni analoghe già all'origine si formano, come si è detto, anche alle temperature prossime ai -40°C durante il congelamento diretto delle gocce soprafuse.

Crescita ulteriore dei cristalli

Una volta formati con dimensioni non trascurabili, i cristalli di ghiaccio possono crescere ulteriormente durante eventuali moti di rimescolamento sia catturando cristalli più piccoli (coalescenza) sia urtando, se presenti, gocce soprafuse residue che, essendo instabili, congelano istantaneamente.

Come nel caso delle gocce d'acqua nelle nubi calde, i saliscendi associati ai moti di rimescolamento nelle nubi fredde e nella parte fredda delle nubi miste continuano fino a quando i cristalli di ghiaccio raggiungono le dimensioni “critiche” per il regime delle correnti nella nube in cui si trovano. A quel punto, precipitano al suolo per gravità poiché le correnti ascendenti non riescono più a sostenerli.

Forma dei cristalli

A differenza delle gocce che hanno forma sferica e, al più, assumono la forma di ellissoidi schiacciati con l'aumento delle dimensioni, i cristalli di ghiaccio possono assumere un numero pressoché illimitato di forme a seconda del processo di cristallizzazione seguito.

Per capire il processo di cristallizzazione si può partire dalla Figura 2.14 sopra, nella quale si vede come la molecola d'acqua sia formata da un atomo di ossigeno unito a due atomi di idrogeno da legami covalenti polari (ovvero da legami nei quali gli atomi condividono coppie di elettroni per raggiungere una configurazione elettrica stabile). Quando la temperatura si abbassa e l'agitazione termica casuale diminuisce, partendo dal vapore (a destra) si passa prima all'acqua liquida (al centro) e poi al cristallo solido (a sinistra), nel quale la simmetria esagonale appare come la forma più naturale.

Con l'ulteriore diminuzione delle temperature i cristalli possono svilupparsi mantenendo la simmetria esagonale (molto ammirata dagli Artisti) che, come si vede nella Figura 2.14 in basso, è quella propria dei fiocchi di neve. (Il fotografo statunitense Wilson Bentley [1865-1931], autore delle immagini riportate, è stato un pioniere della fotografia dei fiocchi di neve).

Talvolta, però, se la temperatura non scende abbastanza i cristalli possono crescere in modo casuale incorporando gocce d'acqua e formando il “graupel” noto anche come “neve tonda” o “neve granulare”. (Il graupel si forma quando le goccioline sopraffuse e instabili congelano istantaneamente a contatto con i cristalli di neve rivestendoli di ghiaccio).

2.3.3 Piccolo glossario delle precipitazioni

Le precipitazioni di gocce d'acqua che cadono da una nube prendono il nome di **pioggia** se le gocce hanno diametro superiore 0,5 mm e cadono con intensità superiore a 1 mm/h, oppure di **pioviggine** (traduzione del termine inglese “drizzle”) se le gocce hanno diametro inferiore a 0,5 mm e cadono con intensità inferiore a 1 mm/h.

Forme di precipitazione molto insidiose sono la **pioggia e pioviggine congelantesi** (traduzioni dei termini inglesi “freezing rain and drizzle”) che si hanno quando le gocce d'acqua arrivano al suolo sopraffuse, cioè allo stato liquido ma a temperature negative. Infatti le gocce sopraffuse sono instabili e gelano immediatamente al contatto con tutte le superfici e, al suolo, formano uno strato di ghiaccio trasparente e molto scivoloso (**gelicidio**).

(L'equivalente aeronautico di questo fenomeno sono i depositi di ghiaccio sulla fusoliera e le ali degli aerei che attraversano nubi fredde contenenti gocce d'acqua sopraffuse. Le gocce

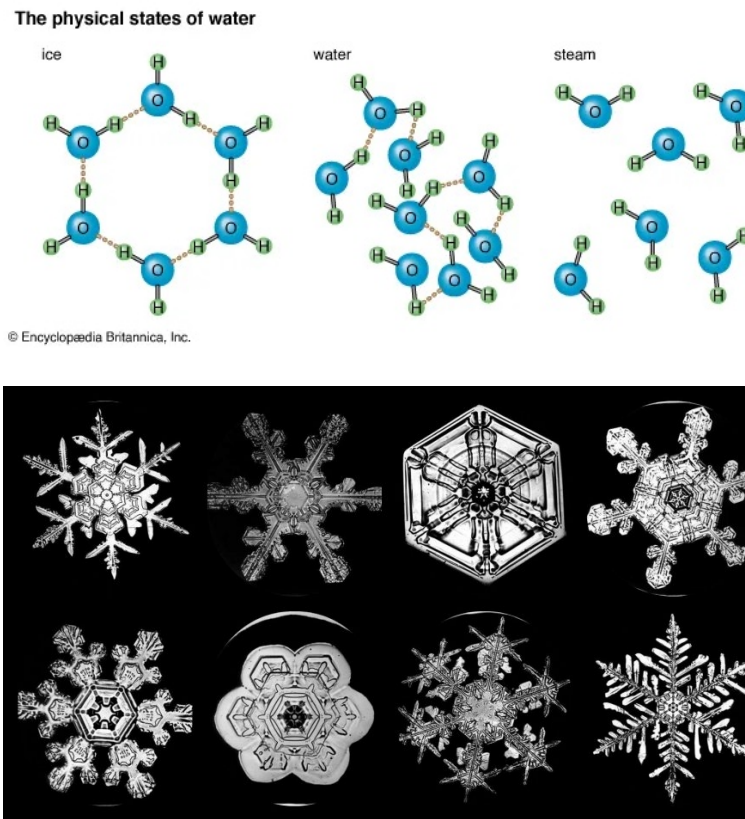


Figura 2.14: Stati fisici dell'acqua, sopra [Enciclopedia Britannica] e fiocchi di neve, sotto [W. Bentley].

d'acqua tendono a unirsi e a spalmarsi su fusoliera e ali prima di congelare formando uno strato di ghiaccio spesso e compatto [**ghiaccio vetrone**] che può mettere a rischio la manovrabilità dell'aereo. Per prevenire tale rischio, nel periodo che intercorre tra un atterraggio e il decollo successivo, si effettuano regolarmente operazioni di rimozione del ghiaccio dalle ali e dalla fusoliera.)

Un'altra forma di precipitazione alquanto insidiosa, è la **pioggia gelata** così chiamata in quanto è costituita da particelle di ghiaccio trasparenti del diametro inferiore a 5 mm. Di solito, tale precipitazione è originata da gocce di pioggia che, prima di arrivare al suolo, attraversano uno strato d'aria a temperatura inferiore a 0°C nel quale congelano. Più raramente le palline della pioggia gelata hanno origine da fiocchi di neve che attraversano uno strato d'aria con temperatura di poco superiore a 0 °C, sciogliendosi parzialmente ma conservando tracce della struttura cristallina iniziale. Queste gocce rimangono in uno stato di sopraffusione e, se incontrano uno strato d'aria con temperatura inferiore a 0 °C, possono facilmente ricongelare.

La **grandine** (descritta esaurientemente nel Capitolo 5) è una precipitazione di chicchi di ghiaccio che si accompagna, con sempre maggiore frequenza, ai temporali estivi. I chicchi di

ghiaccio che formano la grandine misurano normalmente pochi millimetri ma, durante temporali particolarmente intensi, possono arrivare a diversi centimetri di diametro. La spiegazione è che all'interno dell'area di formazione nelle nubi temporalesche foriere di grandine le correnti sono molto forti e i chicchi sono sottoposti a numerosissimi saliscendi prima di raggiungere le dimensioni critiche che li fanno cadere al suolo.

Le precipitazioni di cristalli di ghiaccio che cadono da una nube, generalmente aggregati in fiocchi, prendono il nome di **neve** (o di **nevischio** se i fiocchi di neve sono misti a pioggia). Se però i cristalli di neve vengono a contatto con goccioline soprafuse che li rivestono di ghiaccio la precipitazione prende, come si è detto, il nome di **neve tonda** o, con termine tedesco ormai entrato nell'uso universale, **graupel**.

Si noti che **nebbia** e **foschia** non sono precipitazioni ma goccioline di vapore acqueo condensate in uno strato d'aria in prossimità del terreno. Per convenzione si parla di nebbia se la visibilità orizzontale è inferiore a 1 km e di foschia se la visibilità è compresa tra 1 e 5 km.

Analogamente, i termini **rugiada** e **brina** non indicano precipitazioni ma, rispettivamente, gocce d'acqua e cristalli di ghiaccio che si depositano al suolo per condensazione o, appunto, "brinamento" del vapore atmosferico a contatto con superfici fredde.

2.4 Bibliografia - Capitolo 2

AA. VV., *Atlante del Clima e della Meteorologia*, Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare, Libreria Geografica, 2022.

AA. VV., *Calcolo degli indici di calore*, METEOLAB - Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Napoli, visto il 27 agosto 2025.

AA. VV., *L'indice di Thom: mappe e previsioni del disagio dovuto al caldo-umido*, ARPA FVG, Temi Ambientali, visto il 16 novembre 2025.

C.D. Ahrens e R. Henson, *Meteorology Today - An Introduction to Weather, Climate and the Environment -13^a ed.*, Cengage, Boston, Ma., 2022.

C. Castellano, *L'Indice di Calore, quando l'umidità aumenta la sensazione di calore*, Nimbuseweb, FAQ - domande e risposte su meteo, clima e ghiacciai, 9 giugno 2003.

G. Comini e M. Libralato, *Il Cambiamento Climatico - Il Punto di Vista Fisico-Tecnico, Nuova Edizione*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

G. Comini e G. Cortella, *Fondamenti di Trasmissione del Calore, Ristampa della Quarta Edizione*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

G. Comini e S. Savino, *Fondamenti Termodinamici dell'Energetica, Terza Edizione Rivista e Aggiornata*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

Department of Meteorology and Atmospheric Science, *A recipe for making clouds, METEO 3: Introductory Meteorology, Lesson 4*, Penn State University, Visto 27 agosto 2025.

- D. Giajotti**, *Termodinamica atmosferica e formazione delle precipitazioni*, Corso di Fisica dell'Atmosfera, Università di Trieste, Visto 26 agosto 2025.
- O. Jay e al**, *To save lives in heatwaves focus on how human bodies work*, Nature, vol. 644, 7 agosto 2025.
- D. Lamb e J. Verlinde**, *Physics and Chemistry of Clouds*, Cambridge University Press, Cambridge, 2011.
- F.K. Lutgens e E.J. Tarbuck**, *The Atmosphere - An Introduction to Meteorology*, Dodicesima Edizione, Pearson, New York, 2013.
- Meteo Expert**, *Manuale di Meteorologia*, Alpha Test, Milano, 2019.
- J. Shonk**, *Introducing Meteorology. A guide to Weather*, 2^a ed, Dunedin, Edinburgh, 2020.
- R. Stull**, *Practical Meteorology. An Algebra-based Survey of Atmospheric Science*, The University of British Columbia, Vancouver, Canada, 2016.
- A. Tompkins**, *Atmospheric Physics*, ICTP, Trieste, 23 giugno 2016.
- Treccani**, *Pioggia*, Enciclopedia Online, Visto 29 agosto 2025.
- J. M. Wallace e P. H. Hobbs**, *Atmospheric Science - An Introductory Survey*, 2^a ed., Elsevier, 2006.
- Wikipedia**, *Heat Index*, Visto 19 luglio 2025.
- Wikipedia**, *International Standard Atmosphere*, Visto 19 agosto 2025.
- Wikipedia**, *Lifting Condensation Level*, Visto 31 luglio 2025.
- WMO - World Meteorological Organization**, *Hydrometeors consisting of a fall of an ensemble of particles (precipitation)*, Visto 29 agosto 2025.

L'atmosfera in movimento

3.1 I venti e il trasporto di energia

I movimenti atmosferici sono generati dalla necessità di trasportare energia tra le diverse zone della Terra al fine di riequilibrare il più possibile le differenze di temperatura causate dalle variazioni dei flussi netti di energia solare. Il trasporto ha luogo su tre diverse scale, che verranno esaminate in sequenza nel seguito.

La scala più piccola è quella locale che interessa gli scambi energetici tra aree relativamente vicine attraverso venti generati dalle differenze di temperatura tra le aree stesse.

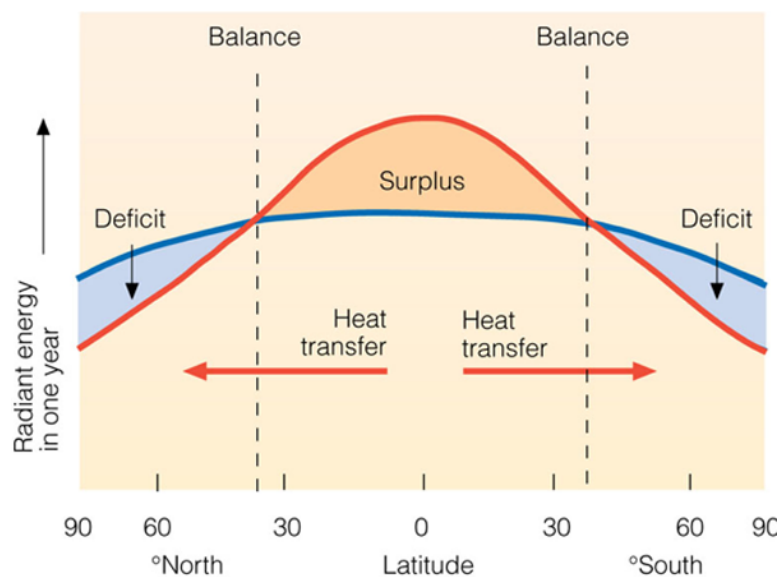


Figura 3.1: Bilanciamento tra radiazione solare annuale assorbita (rosso) e radiazione infrarossa annuale emessa (blu) attraverso i flussi termici avvertiti legati alla Circolazione Atmosferica Generale [Nasa].

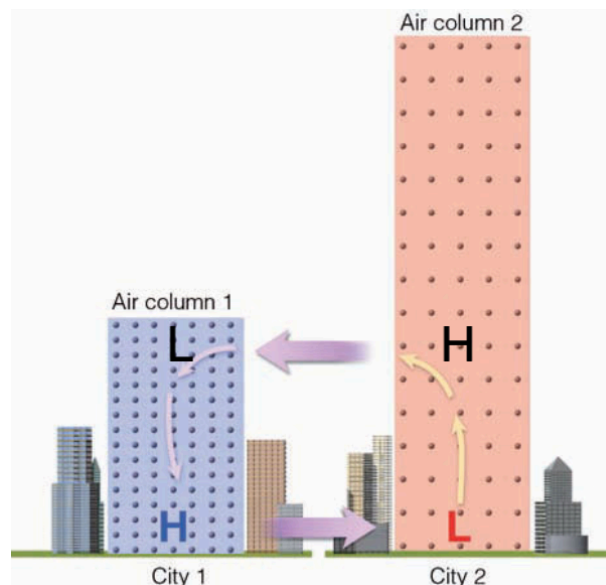


Figura 3.2: Il riscaldamento e il raffreddamento delle colonne d'aria che sovrastano, rispettivamente, la città 2 e la città 1 causa le variazioni orizzontali di pressione in alto e in superficie. Queste variazioni forzano l'aria a spostarsi dalle aree di alta pressione a quelle di bassa pressione mentre, a seguito di questi spostamenti, la legge di conservazione delle masse impone che l'aria salga nella colonna calda e scenda nella colonna fredda. [C. D. Ahrens e R. Henson].

La scala più grande è quella planetaria che, in entrambi gli emisferi, bilancia le variazioni latitudinali dei flussi netti di energia solare i cui andamenti medi sono riportati nella Figura 3.1. Tale bilanciamento ha luogo attraverso la configurazione di venti definita Circolazione Atmosferica Generale per la sua estensione, che assicura il trasporto di energia tra l'equatore e i poli riducendo le differenze di temperatura che si avrebbero in sua assenza.

La scala intermedia è quella continentale che, nell'ambito della Circolazione Atmosferica Generale, potenzia il trasporto di energia alle medie latitudini attraverso perturbazioni che rimescolano l'atmosfera riducendo i gradienti di temperatura in quella zona.

3.2 Venti locali

I venti locali sono movimenti d'aria su piccola scala generati da differenze di temperatura che, a loro volta, creano variazioni nella pressione atmosferica. Quando il Sole riscalda aree relativamente vicine in modo non uniforme a causa, ad esempio, di variazioni nei coefficienti di assorbimento delle radiazioni o per la presenza di coperture nuvolose diverse, l'aria nella colonna più calda (2) si espande, mentre l'aria sopra la superficie più fredda (1) si contrae come schematizzato nella Figura 3.2.

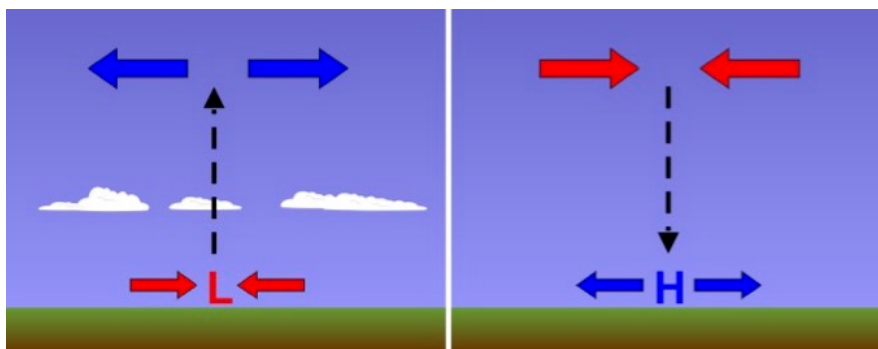


Figura 3.3: A sinistra, l'aria che converge verso un centro di bassa pressione deve salire per continuità ma nella salita l'umidità condensa generando sistemi nuvolosi e, talvolta, precipitazioni. A destra, l'aria che diverge da un centro di alta pressione viene sostituita da aria secca che scende portando cielo sereno e bel tempo. [Penn State University].

A parità di pressione iniziale al suolo, in alto si genera una differenza di pressione perché, alla stessa quota, l'aria sovrastante nella colonna (2) contiene più molecole. Infatti, in quota, l'aria si sposta da 2 (alta pressione) a 1 (bassa pressione) generando per continuità una zona di bassa pressione in superficie nella colonna (2). Arrivata in (1) l'aria ridiscende generando, per continuità, una zona di alta pressione in superficie nella stessa colonna (1).

A questo punto, il sistema circolatorio può dirsi completo in quanto ad una bassa pressione in superficie (verso la quale i venti convergono) corrisponde un'alta pressione in quota (dalla quale i venti divergono) e, viceversa, che ad un'alta pressione in superficie dalle quale i venti divergono corrisponde una bassa pressione in quota verso la quale i venti convergono.

Inoltre, anche se sfugge alle nostre osservazioni dalla Terra, è corretto sottolineare che è la differenza di pressione in quota a mettere in moto la circolazione mentre, in superficie, la bassa pressione nella colonna 2 e l'alta pressione nella colonna 1 sono conseguenze, rispettivamente, della rimozione e dell'apporto di aria in quota.

Questo meccanismo ha implicazioni meteorologiche poiché la riduzione di pressione con la quota fa sì che l'aria in ascesa si espanda adiabaticamente e, in questo modo, la sua temperatura diminuisca. Una volta raggiunta la temperatura di rugiada l'umidità condensa dando origine a sistemi nuvolosi e, in molti casi, anche precipitazioni, come si vede nella Figura 3.3 a sinistra. Per contro, l'aria in discesa dall'alto è sostanzialmente priva di umidità e, scendendo, si comprime adiabaticamente riscaldandosi e lasciando bel tempo e cielo sereno, come schematizzato nella Figura 3.3 a destra.

Nel seguito, si vedrà in che modo lo schema appena illustrato possa venire facilmente adattato per descrivere i meccanismi di generazione delle brezze che, tra i venti locali, sono le più importanti.

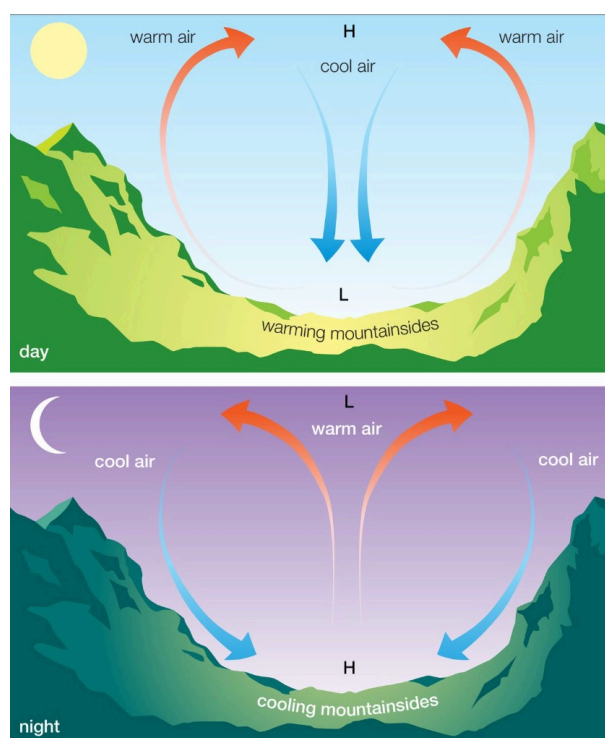


Figura 3.4: Brezza di valle (sopra) e brezza di monte (sotto) [Britannica].

3.2.1 Brezze di monte e di valle

Questo paragrafo deve molto agli “Appunti di meteorologia per il Friuli-Venezia Giulia” di S. Micheletti e M. Salvador.

Le brezze di monte e di valle, schematizzate nella Figura 3.4, sono causate dal ciclo giornaliero di riscaldamento e raffreddamento dei pendii montuosi. Durante il giorno, l'irraggiamento solare riscalda i versanti in quota che, a loro volta, riscaldano l'aria a contatto con essi. L'aria riscaldata è meno densa dell'aria alla stessa altitudine sopra la valle e, quindi, sale lungo i versanti richiamando altra aria dal fondovalle e generando così in quota un flusso tiepido noto come **brezza di valle**.

Durante la notte, il flusso si inverte in quanto i pendii montuosi si raffreddano rapidamente e, a loro volta, raffreddano l'aria a contatto con essi. L'aria raffreddata è più densa dell'aria alla stessa altitudine sopra la valle e, quindi, scende lungo i versanti verso il fondovalle, generando in basso un flusso freddo, generalmente moderato, noto come **brezza di monte**.

Nelle vallate alpine, che sono racchiuse da alti versanti montani e sboccano in valli più grandi o in una pianura, la brezza di monte confluisce nel fondovalle e, a sua volta, lo discende dirigendosi verso lo sbocco della vallata. Nelle prime ore del giorno si forma così, sul fondovalle,

una “inversione termica”, ovvero uno strato di aria fredda in superficie che ostacola la convezione naturale e, quindi, persiste anche quando l’aria in quota comincia a riscaldarsi. In tale situazione, il vapore contenuto nell’aria fredda e umida sul fondovalle condensa dando luogo a foschie e nebbie. Durante l’inverno, l’inversione può permanere anche tutto il giorno mentre, durante l’estate, il Sole riscalda fortemente i versanti in quota e, già nella prima mattina, inizia a generare una brezza di valle che, richiamando aria dal basso, rompe l’inversione termica.

Verso mezzogiorno, con l’aumentare della radiazione solare, la brezza di valle aumenta di intensità incrementando il flusso di aria umida dal fondovalle. L’aria umida, innalzandosi si raffredda adiabaticamente, prima “a secco” e successivamente “a umido”, e se l’atmosfera è instabile può formare “cumuli di bel tempo” sopra i versanti.

Talvolta nel pomeriggio, in presenza di umidità elevata e di forte instabilità atmosferica, uno dei cumuli può trasformarsi in “cumulonembo” dando origine a un temporale estivo. In genere, un temporale di questo tipo si esaurisce rapidamente, per mancanza di alimentazione di aria umida dal basso, quando il Sole è prossimo al tramonto e da quel momento le nuvole diminuiscono in pochi minuti. A questo punto, se il tempo resta bello e sereno, i versanti si raffreddano più velocemente del fondovalle e la brezza di monte può riformarsi.

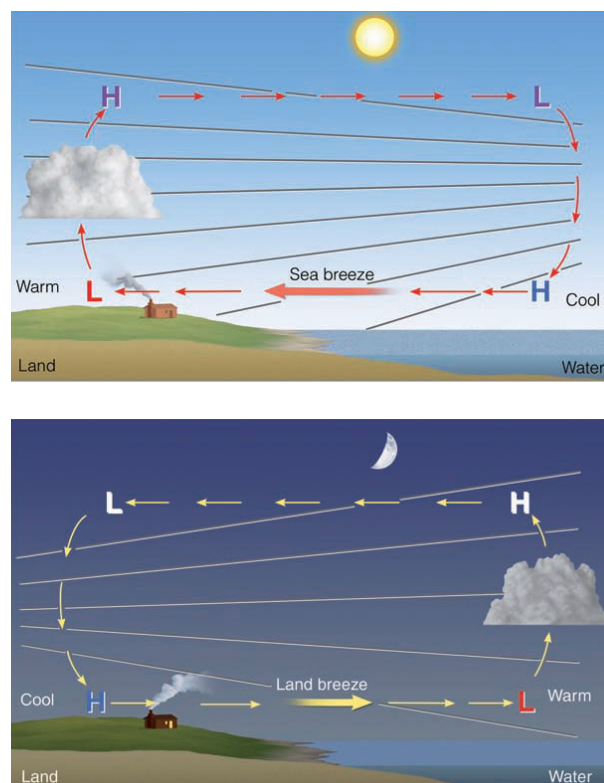


Figura 3.5: Brezza di mare (sopra) e brezza di terra (sotto) [C. D. Ahrens e R. Henson].

3.2.2 Brezze di mare e di terra

Durante il giorno l'aria sopra il mare, che è più fresca e densa dell'aria sopra la terraferma, si contrae e scende creando in superficie una regione di alta pressione, mentre l'aria sopra la terraferma si dilata e sale creando in superficie una regione di bassa pressione. In quota sopra la terraferma, dove l'aria sale, si crea una zona di alta pressione, mentre sopra il mare da dove l'aria scende si crea una zona di bassa pressione. In questo modo la circolazione si chiude e, come si vede nella Figura 3.5 sopra, l'effetto più importante è la **brezza di mare**, ovvero il flusso d'aria in superficie che va dal mare verso la terraferma.

Di notte, sempre a causa della minor capacità termica, la terraferma si raffredda più rapidamente del mare invertendo la circolazione e, come si vede nella Figura 3.5 sotto, l'effetto più importante è la **brezza di terra**, ovvero il flusso d'aria in superficie che va dalla terraferma verso il mare.

Osservando la Figura 3.5 nel suo complesso, si nota che l'aria ascendente si trova sulla terraferma durante il giorno e sul mare durante la notte. Pertanto le nubi (che, talvolta, portano precipitazioni e temporali) tendono a formarsi sulla terraferma durante il giorno e sul mare durante la notte. Tuttavia, va detto anche che le brezze di mare e di terra sono intense tutto l'anno solo nelle regioni tropicali, dove esistono sempre grandi differenze di temperatura tra terra e mare. Per contro, alle medie latitudini dove le differenze di temperatura sono inferiori a quelle delle regioni tropicali, le brezze di mare sono fenomeni tipici dell'estate e della primavera quando le notti sulla terraferma sono più calde, mentre le brezze di terra riguardano, soprattutto, inverno e autunno, quando le notti sulla terraferma sono più fredde.

3.3 Venti sinottici

Da quanto visto sinora si può dedurre che i venti locali si muovono sotto l'influenza del solo gradiente di pressione, e che la rotazione terrestre esercita un'influenza trascurabile su di essi. Per contro nei venti sinottici, che agiscono su scala planetaria o continentale, l'influenza della rotazione terrestre attraverso l'effetto Coriolis è dello stesso ordine di grandezza di quella del gradiente di pressione e, quindi, non può essere trascurata.

Infatti l'effetto Coriolis, su scala planetaria condiziona l'intera Circolazione Atmosferica Generale, e su scala continentale influenza le perturbazioni che, alle medie latitudini, rimescolano continuamente l'atmosfera.

3.3.1 Effetto Coriolis

(L'effetto Coriolis è discusso in dettaglio nel Capitolo 6 - Appendice dove ci si occupa di tutte "Le Forze Apparenti in Meteorologia", mentre nel seguito ci si limita a semplici considerazioni qualitative riguardanti gli spostamenti lungo i meridiani e i paralleli).

Come schematizzato nella Figura 3.6, le **masse d'aria che si spostano lungo i meridiani** dalle vicinanze dell'equatore verso il polo nord vanno in regioni dove la velocità periferica terrestre diminuisce progressivamente e, per questo motivo, vengono viste deviare verso est

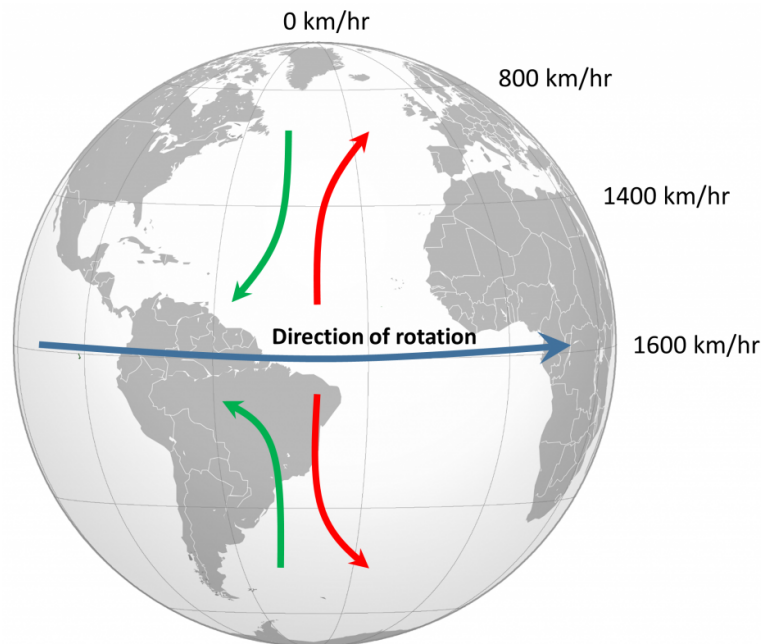


Figura 3.6: In entrambi gli emisferi le masse d'aria che si spostano dalle vicinanze dell'equatore verso i poli (freccie rosse) vanno in regioni caratterizzate da velocità periferiche minori e appaiono deviate verso est, mentre le masse che si spostano dalle vicinanze dei poli verso l'equatore (freccie verdi) vanno in regioni caratterizzate da velocità periferiche maggiori e appaiono deviate verso ovest. L'unica differenza è che, rispetto alla direzione di spostamento, le deviazioni sono verso destra nell'emisfero settentrionale e verso sinistra nell'emisfero meridionale [P. Webb].

dagli osservatori sulla Terra. Per contro, le masse che si spostano dalle vicinanze del polo nord verso l'equatore vanno in regioni dove la velocità periferica terrestre aumenta progressivamente e, per questo motivo, vengono viste deviare verso ovest.

Analogamente, nell'emisfero meridionale le masse che si spostano dalle vicinanze dell'equatore verso il polo sud, vengono viste deviare verso est, mentre le masse che si spostano dalle vicinanze del polo sud verso l'equatore vengono viste deviare verso ovest. L'unica differenza tra i due emisferi è che, rispetto alla velocità di spostamento delle masse, le deviazioni sono verso destra nell'emisfero settentrionale, mentre sono verso sinistra nell'emisfero meridionale.

Pur in modo meno intuitivo, anche le **masse d'aria che si spostano lungo i paralleli** sono associate a deviazioni dovute all'effetto Coriolis. Questo è il caso, ad esempio, dei venti occidentali che, come illustrato nella Figura 3.7, soffiano verso est a latitudini diverse. Dopo alcune ore, le deviazioni causate dall'effetto Coriolis restano nulle all'equatore, ma nelle altre posizioni crescono con la latitudine, la velocità e la durata degli spostamenti.

La spiegazione è che tali deviazioni sono dovute al sommarsi (algebricamente) delle velocità delle masse d'aria alle velocità periferiche terrestri acquisite nei rispettivi punti di partenza.

3. L'ATMOSFERA IN MOVIMENTO

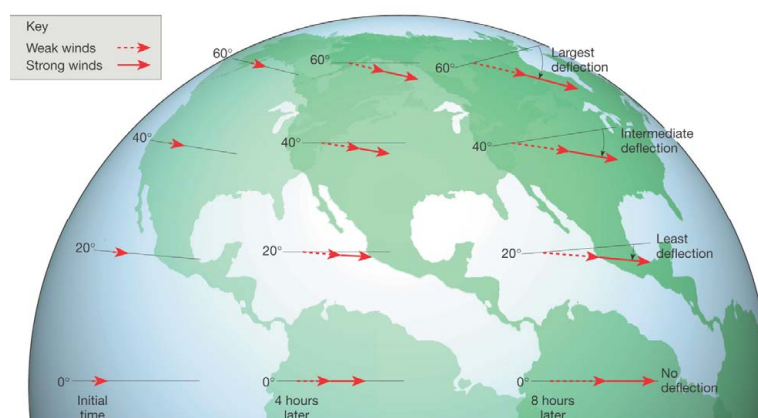


Figura 3.7: Deviazioni angolari dei venti che soffiano verso est nell'emisfero nord, causate dal sommarsi delle velocità dei venti alle velocità periferiche terrestri acquisite nei rispettivi punti di partenza. In questo modo aumentano le accelerazioni centrifughe costringendo le masse d'aria a deviare verso latitudini maggiori dove le accelerazioni centrifughe sono più elevate. Le deviazioni angolari decrescono dal Polo Nord dove l'accelerazione centrifuga (che è ortogonale all'asse terrestre) presenta solo la componente orizzontale meridiana, fino all'equatore dove l'accelerazione centrifuga è perfettamente verticale [F.K. Lutgens a E.J. Tarbuck].

Nel caso di spostamenti verso est, le velocità delle masse si sommano alle velocità periferiche aggiungendo così una quantità positiva anche alla accelerazione centrifuga preesistente.

Quindi, per raggiungere un nuovo equilibrio le masse d'aria sono costrette a deviare verso latitudini nelle quali le velocità periferiche terrestri e le corrispondenti accelerazioni centrifughe sono più elevate, ovvero verso l'equatore.

Se, invece, fossero i venti orientali a soffiare verso ovest a latitudini diverse (caso non contemplato nella Figura 3.7), le velocità delle masse si sottrarrebbero alle velocità periferiche terrestri e ridurrebbero la accelerazione centrifuga preesistente.

Quindi, per raggiungere un nuovo equilibrio le masse sarebbero costrette a deviare verso latitudini dove le velocità periferiche terrestri e le corrispondenti accelerazioni centrifughe sono più basse, ovvero verso il polo nord. Si noti che, nell'emisfero settentrionale, le deviazioni rispetto alla direzione del moto sono verso destra in entrambi i casi, mentre si potrebbe facilmente verificare che nell'emisfero meridionale sono verso sinistra in entrambi i casi.

A questo punto, per completare l'analisi della Figura 3.7 resta da giustificare solo l'entità delle deviazioni angolari e, a tal fine, è opportuno osservare, che le accelerazioni centrifughe sono ortogonali all'asse terrestre e quindi presentano una componente verticale alla superficie orientata verso l'esterno e una componente orizzontale meridiana orientata verso l'equatore. (A questo proposito, si veda anche lo schema di Figura 3.17).

La componente orizzontale prevale rispetto alla verticale alle latitudini elevate dove dà luogo a grandi deviazioni angolari, ma poi decresce con la latitudine dando luogo a deviazioni ango-

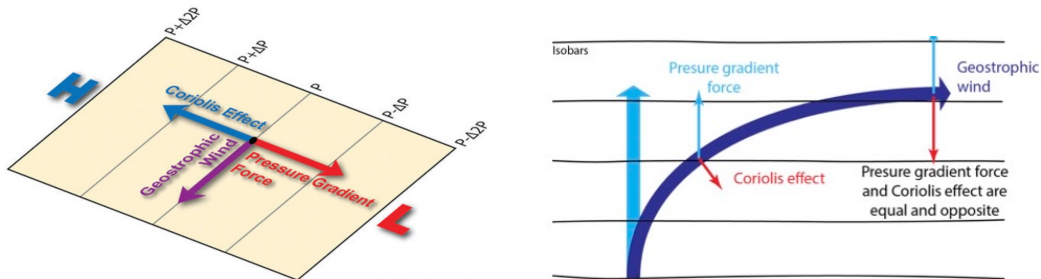


Figura 3.8: Venti geostrofici nel caso generale a sinistra [J.B. Halverson], e nell'emisfero nord con gradiente di pressione diretto dall'equatore ai poli, a destra [J.W.F. Waldron].

lari sempre più piccole fino ad annullarsi all'equatore dove le accelerazioni centrifughe sono perfettamente verticali. In tale contesto le componenti verticali sono sostanzialmente annullate dall'accelerazione di gravità mentre le componenti orizzontali danno luogo alle deviazioni evidenziate nella Figura 3.7.

In vista delle applicazioni illustrate nel seguito, può essere utile riassumere in una semplice regola pratica, facile da ricordare, le considerazioni sull'effetto Coriolis. Poiché qualunque spostamento di una massa d'aria nell'atmosfera a una quota costante può essere scomposto in uno spostamento lungo i meridiani e uno lungo i paralleli, e poiché entrambi gli spostamenti implicano deviazioni nella stessa direzione, la regola è:

- le masse d'aria in movimento nell'atmosfera ad una quota costante subiscono, rispetto alla direzione del moto, deviazioni verso destra nell'emisfero settentrionale e verso sinistra nell'emisfero meridionale.

3.3.2 Venti geostrofici

Geostrofico deriva dal greco “geo”, cioè Terra e “strofo”, cioè deviare. Quindi, "geostrofico" significa letteralmente “che devia a causa della Terra”. Infatti, il flusso geostrofico è tipico dei venti deviati dall'effetto Coriolis che, in equilibrio e in assenza di attriti, sono ortogonali alle isobare come il vento schematizzato nella Figura 3.8 a sinistra.

Il flusso geostrofico di cui ci si occupa in questo paragrafo è quello risultante in quota dall'equilibrio tra l'effetto Coriolis e il gradiente di pressione medio terrestre che, come è noto, è diretto lungo i meridiani e spinge l'aria dall'equatore, dove è più calda, ai poli, dove è più fredda. Alle quote elevate le forze di attrito sono trascurabili e la spinta del gradiente può essere bilanciata solo dall'effetto Coriolis che, nell'emisfero nord, devia il flusso verso destra rispetto alla direzione del moto.

Il risultato è quello schematizzato nella Figura 3.8 a destra, nella quale si vede che all'equilibrio la spinta del gradiente, diretta verso nord, è bilanciata esattamente dalla deviazione di

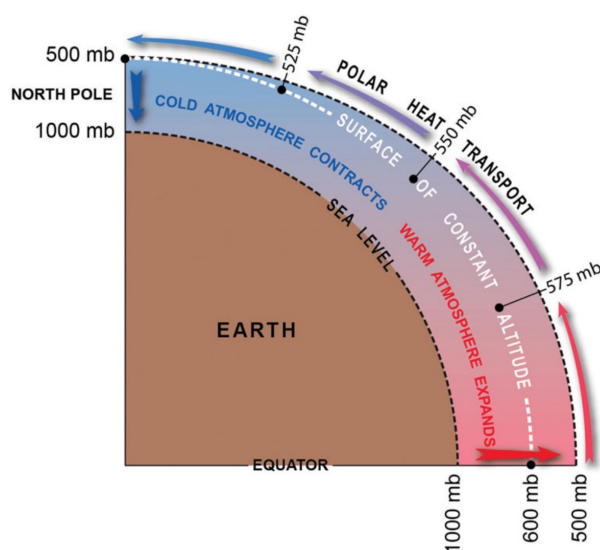


Figura 3.9: Pressioni medie in quota ad altezza costante passando dall'equatore ai poli nell'emisfero nord [J.B. Halverson].

Coriolis diretta verso sud. Pertanto, il moto risultante è diretto verso est ed è parallelo alle isobare.

La pressione costante al suolo, ipotizzata nella Figura 3.9 è la condizione per avviare il movimento. Infatti, la densità delle colonne d'aria sovrastanti i singoli paralleli aumenta con la latitudine poiché le temperature medie diminuiscono dall'equatore ai poli. La conseguenza è che, in quota ad una altezza costante, la pressione diminuisce dall'equatore ai poli passando, ad esempio, dai circa 600 a 500 kPa, o millibar [mb] nella Figura 3.9.

(A regime, come nel caso della Circolazione Atmosferica Generale descritta nel seguito, si devono avere ritorni dei venti in superficie, partendo dalle aree dove i flussi discendenti dall'alto formano delle zone di alta pressione ed arrivando alle aree dove i flussi ascendenti formano delle zone di bassa pressione. Nei ritorni in superficie, le forze di attrito che si oppongono alla spinta generata dal gradiente di pressione, non possono essere trascurate e i moti sono ancora deviati verso destra e diretti verso sud-ovest ma risultano più lenti rispetto a quelli in quota e non riescono più ad allinearsi perfettamente con le isobare.)

3.4 Circolazione Atmosferica Generale

Per definizione, la circolazione atmosferica generale rappresenta la media pluriennale dei flussi d'aria intorno al Mondo. Da una media di questo tipo si possono trarre indicazioni molto utili sulle origini dei venti dominanti e sui meccanismi di redistribuzione del calore dall'equatore ai poli per compensare le differenze di temperatura dovute alla diversa intensità dell'irraggiamento solare.

Le differenze di temperatura tra le diverse latitudini danno origine, a loro volta, alle distribuzioni delle pressioni su scala planetaria. Queste ultime generano i venti che consentono di raggiungere l'equilibrio termico grazie al quale le temperature all'equatore non aumentano senza sosta e le temperature ai poli non sono in costante diminuzione.

Nel Mondo reale, caratterizzato dall'alternanza di oceani e continenti nei quali si susseguono pianure e catene montuose, la distribuzione dei flussi d'aria risulta alquanto complessa e non è ancora del tutto conosciuta. Di conseguenza, per comprendere la circolazione atmosferica generale è prassi comune fare riferimento a modelli semplificati in grado, però, di giustificare gli andamenti osservati dei venti che più condizionano i fenomeni atmosferici ed il clima delle diverse aree.

A tal fine, è essenziale utilizzare modelli che tengano conto della rotazione terrestre e, in particolare, dell'effetto Coriolis al quale sono soggette tutte le masse in movimento nei sistemi rotanti.

3.4.1 Modello semplificato a tre celle

Il più diffuso dei modelli semplificati è quello a tre celle rappresentato nella Figura 3.10 dove in alto è riportata la schematizzazione tri-dimensionale della distribuzione dei venti dominanti e delle pressioni al suolo, mentre in basso è riportata una sezione meridiana nell'emisfero nord che illustra la formazione dei venti dominanti in quota.

Questo modello ipotizza che la Terra sia coperta uniformemente dall'acqua (mentre l'Oceano ricopre il 71% circa della superficie) e che i raggi solari siano sempre ortogonali all'Equatore (mentre tale posizione è occupata solo agli equinozi). Comunque, ed è l'assunzione più importante, il modello tiene conto della rotazione terrestre e, quindi, dell'effetto Coriolis che, come si è già osservato, influenza fortemente i movimenti dell'aria deviandoli verso destra rispetto alla velocità dei venti nell'emisfero settentrionale, e verso sinistra nell'emisfero meridionale.

Cella di Hadley

La cella di Hadley, che è la più importante, si estende dall'Equatore fino a circa 30° di latitudine ed è così chiamata in onore del meteorologo inglese George Hadley (1685-1768). All'Equatore l'aria calda e umida degli oceani sale in entrambi gli emisferi, creando un'ampia area di bassa pressione al suolo verso la quale, dalle aree subtropicali, convergono gli Alisei con direzione nord-est nell'emisfero nord e con direzione sud-est dell'emisfero sud.

(In inglese gli Alisei sono chiamati "trade winds" o "venti del commercio" in quanto, essendo diretti a sud-ovest nell'emisfero nord, hanno reso possibili le prime traversate dell'Atlantico, dall'Europa alle Americhe, ai tempi della navigazione a vela).

All'Equatore, l'aria calda e umida si raffredda durante la salita verso la tropopausa e l'umidità in essa contenuta condensa dando origine alla fascia piovosa nella Zona di Convergenza InterTropicale (ITCZ), nella quale si trovano le grandi foreste tropicali del Sud-America (Amazzonia), dell'Africa (Bacino del Congo) e del Sud-Est Asiatico (Indonesia, Malesia e Brunei).

Nella zona di convergenza l'aria tende a salire, mentre i gradienti di pressione ed i venti orizzontali sono bassi al punto da avere fermato per settimane le imbarcazioni sull'Oceano ai tempi della navigazione a vela. (Per questi fermi, i marinai dell'epoca avevano coniato l'espressione "in the doldrums" che, nell'inglese attuale, è usata per indicare gli stati di assenza di attività).

Dopo essersi liberata dall'umidità nella zona ITCZ, e non potendo salire oltre la troposfera (a causa della inversione termica evidenziata nella Figura 2.2 a destra), l'aria in quota proveniente dall'Equatore deve dirigersi verso i poli (nel nostro emisfero verso il Polo Nord).

La sua direzione, però, viene deviata progressivamente a destra dall'effetto Coriolis fino a trovare un equilibrio con il gradiente di pressione diretto verso nord ed influenzato solo dal posizionamento delle fasce di bassa e alta pressione. A circa 30° gradi di latitudine, viene raggiunto l'equilibrio tra l'accelerazione dovuta al gradiente di pressione e rivolta a nord e l'accelerazione di Coriolis rivolta a sud.

Il flusso risultante da questo equilibrio va da ovest verso est ed è definito "geostrofico" in quanto è allineato con le isobare che, nel modello semplificato, coincidono con i paralleli. Non potendo più avanzare, il flusso d'aria principale si divide in due flussi più piccoli: uno resta in alto e continua il suo percorso verso est dando origine alla "corrente a getto subtropicale", mentre l'altro scende e, nella discesa, si riscalda per compressione dalla bassa pressione della tropopausa alla pressione atmosferica al livello del mare.

Al suolo, in corrispondenza della discesa del flusso caldo e secco, si trova un'area di alta pressione che comprende le zone più calde del Pianeta come, ad esempio, il deserto del Sarah in Africa, il deserto del Sonoran in America Settentrionale e il deserto australiano. Alla stessa latitudine sull'Oceano, vi è una zona di grande calma di vento poiché, a causa della divergenza tra i due flussi d'aria, i gradienti di pressione orizzontali sono molto deboli.

(Secondo la leggenda, ai tempi della navigazione a vela la calma di vento intorno alla "Horse Latitude" di 30° costringeva i marinai a liberarsi dei cavalli che morivano di sete buttandoli fuori bordo o, più verosimilmente, mangiandoseli).

Cella di Ferrell

La cella di Ferrell si estende dai 30° ai 60° di latitudine e prende il nome del meteorologo statunitense William Ferrell (1817-1891).

Alla latitudine di 30° il flusso in quota, proveniente dalla zona subtropicale a nord, si divide in due flussi immediatamente dopo l'arrivo in superficie. Qui il flusso principale, più stabile, si dirige verso l'Equatore generando i già citati Alisei, mentre il flusso secondario e instabile ritorna verso nord. Durante il percorso dai 30° ai 60° tale flusso viene deviato progressivamente dall'effetto Coriolis e genera quei venti occidentali diretti a nord-est, in inglese "Westerlies" (che, come vedremo nel prossimo capitolo, sono frequentemente destabilizzati dalle perturbazioni tipiche delle medie latitudini).

Arrivati ai 60° di latitudine, dopo una traiettoria che, in generale, consente di raccogliere umidità dagli oceani, i Westerlies sono umidi e relativamente tiepidi. Quando si scontrano con

i freddi venti polari orientali (in inglese Easterlies) diretti a sud-ovest, invece di mescolarsi li scavalcano salendo rapidamente fino alla tropopausa. Qui si liberano dell'umidità generando una zona di bassa pressione al suolo caratterizzata da nubi tempestose e forti precipitazioni.

In alto, nella tropopausa, i venti occidentali si dividono in due flussi: quello principale continua il suo percorso verso est dando origine alla corrente a getto polare, mentre quello secondario resta in quota ma ritorna verso sud. Nel ritorno viene progressivamente deviato verso ovest dall'effetto Coriolis fino a quasi allinearsi con i paralleli e scendere, riscaldandosi nella discesa, nella zona di alta pressione al suolo a 30° di latitudine.

Cella polare

La terza cella è quella polare, nella quale la circolazione dell'aria è simile a quella che si riscontra nella cella di Hadley, con la differenza che le energie in gioco sono molto più modeste in quanto l'aria contiene poca umidità e le differenze di temperatura sono limitate. Di conseguenza, alla latitudine di 60° si ha una risalita lenta dell'aria che, una volta arrivata nella tropopausa, deve necessariamente dirigersi verso il Polo Nord. Al Polo l'aria ridiscende generando una zona di alta pressione al suolo caratterizzata dalla ben nota assenza di precipitazioni. Infine, la circolazione nella cella si chiude in superficie con i già citati venti polari orientali (easterlies).

3.4.2 Venti periodici stagionali

Il modello a tre celle descritto in precedenza ipotizza che i raggi solari siano sempre ortogonali all'Equatore, mentre tale posizione è occupata unicamente agli equinozi. Infatti, durante il solstizio d'inverno (21-23 dicembre) il Sole è ortogonale al Tropico del Capricorno (23,5° sud), mentre durante il solstizio d'estate (20-22 giugno) è ortogonale al Tropico del Cancro (23,5° nord). Pertanto l'equatore solare, e con esso la fascia piovosa nella Zona di Convergenza InterTropicale (ITCZ), subiscono escursioni di $(23,5 \times 2 =) 47^\circ$ da dicembre a giugno.

Negli ultimi anni molti studi hanno dimostrato che queste escursioni hanno una grande influenza sui venti periodici stagionali che, come le brezze marine, sono generati dalle differenze di temperatura e pressione tra terra e mare. La differenza sta nel fatto che il processo di formazione dei venti stagionali ha luogo su scala sinottica ed, evidentemente, stagionale, mentre quello delle brezze marine ha luogo su scala locale e giornaliera.

I più importanti tra i venti periodici stagionali sono i monsoni il cui nome, derivato dall'arabo "mausim", significa appunto "stagione". Il seguito del paragrafo è focalizzato sui monsoni in quanto si è preferito concentrare l'attenzione su di essi piuttosto che dilungarsi su un vasto elenco di venti che, al variare delle stagioni, soffiano nelle diverse parti del Pianeta.

3.4.3 I monsoni

La teoria classica sulla formazione dei monsoni può essere schematizzata come nella Figura 3.11, secondo la quale in estate (figura a sinistra):

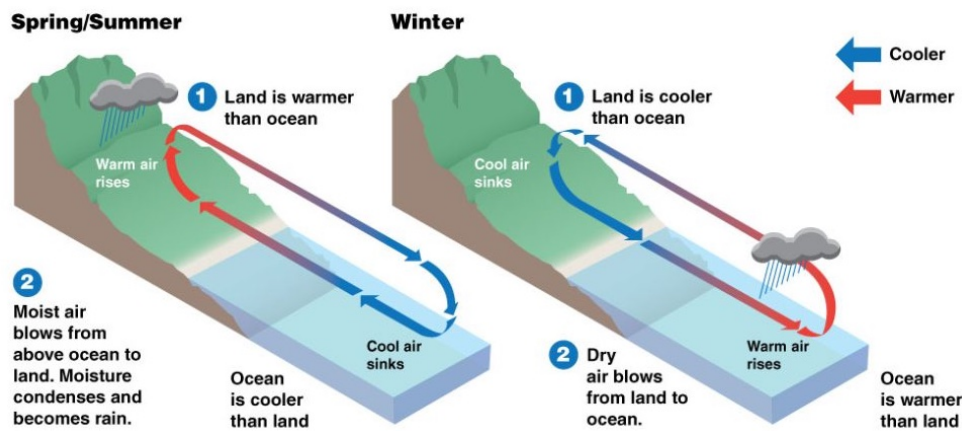


Figura 3.11: Teoria classica sulla formazione dei monsoni estivi (a sinistra) e invernali (a destra) [NOAA].

- il continente si scalda più dell'oceano e su di esso l'aria sale creando una zona di bassa pressione, mentre sull'oceano l'aria scende creando una zona di alta pressione;
- la conseguenza è la generazione del monzone estivo, ovvero di un vento fresco e umido proveniente dall'oceano che porta piogge abbondanti sul continente.

Per contro durante l'inverno, secondo la figura a destra:

- il continente si raffredda più dell'oceano e su di esso l'aria scende creando una zona di alta pressione, mentre sull'oceano l'aria sale creando una zona di bassa pressione;
- la conseguenza è la generazione del monzone invernale, ovvero di un vento freddo e secco che sull'oceano acquista umidità e quando sale può portare piogge abbondanti ma solo sul mare.

Questa schematizzazione tiene conto, implicitamente, della maggior capacità termica dell'oceano (che si manifesta con minori oscillazioni di temperatura tra estate e inverno), ma non mette nella giusta luce il ruolo giocato dagli spostamenti stagionali della Zona di Convergenza InterTropicale.

A causa delle irregolarità del suolo e dell'alternarsi di oceani e continenti questi spostamenti non seguono rigorosamente il corso del Sole ma, piuttosto, mantengono andamenti ondulati, come evidenziato dalla Figura 3.12. In questo quadro, negli ultimi anni sono emerse numerose correlazioni tra le posizioni occupate dalla ICTZ durante l'anno e le stagioni delle piogge monsoniche nelle aree tropicali e sub-tropicali. La più importante di queste correlazioni è discussa nel paragrafo che segue.

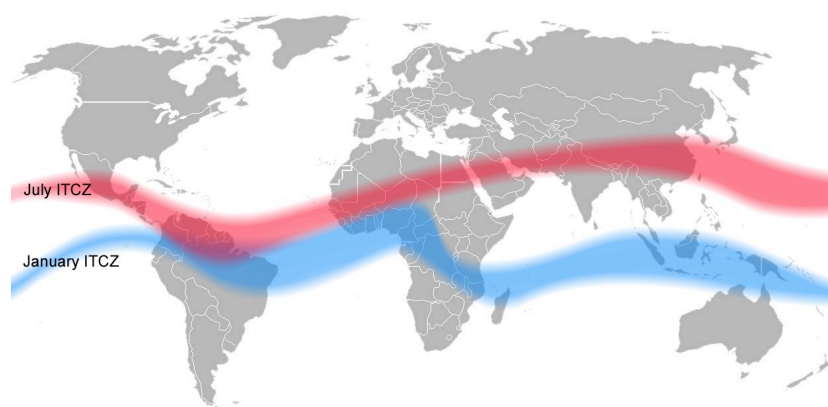


Figura 3.12: Migrazione stagionale della Zona di Convergenza InterTropicale (ICTZ) nel Mondo reale [Wikipedia].

3.4.4 Il monsone dell'Asia Meridionale

In corrispondenza al tratto di mare dove l'Oceano Indiano e l'Oceano Pacifico si incontrano, sussistono condizioni ideali per la formazione dei monsoni. In questa regione, che comprende l'India e gran parte dell'Asia Meridionale (a nord dell'equatore) e l'Australia (a sud dell'equatore), le stagioni estive sono particolarmente calde e umide e si alternano a stagionali invernali secche e relativamente fredde. Nello stesso tempo, l'ICTZ oscilla tra nord dell'equatore in estate e sud dell'equatore in inverno, favorendo lo sviluppo del monsone più importante del Pianeta.

Durante l'inverno l'aria sopra l'Asia Meridionale, essendo più fredda di quella sopra l'oceano, scende in superficie creando una zona di alta pressione dalla quale l'aria fluisce verso l'oceano, come si vede nella Figura 3.13 a sinistra. In questo modo, particolarmente nei mesi di dicembre e febbraio, il clima nell'Asia Meridionale diventa secco e relativamente freddo (stagione secca associata al monsone invernale).

Sull'oceano, negli stessi mesi, i venti che provengono dal continente acquistano umidità e quando risalgono (nella prima zona di bassa pressione che trovano) portano piogge abbondanti in superficie, ma solo sul mare.

Durante l'estate, come si vede nella Figura 3.13 a destra, la direzione dei venti si inverte poiché l'aria umida e relativamente fredda proveniente dall'oceano aumenta di temperatura sopra l'Asia Meridionale molto calda e quando risale (nella prima zona di bassa pressione che trova) porta piogge abbondanti in superficie. In questo modo, particolarmente nei mesi di giugno e luglio, il clima dell'Asia Meridionale diventa umido e molto piovoso (stagione delle piogge associata al monsone estivo).

A questo punto, è opportuno sottolineare che, in entrambe le Figure 3.13 si vede come le zone delle piogge monsoniche, pur spostandosi da sotto l'equatore (in dicembre e gennaio) a sopra

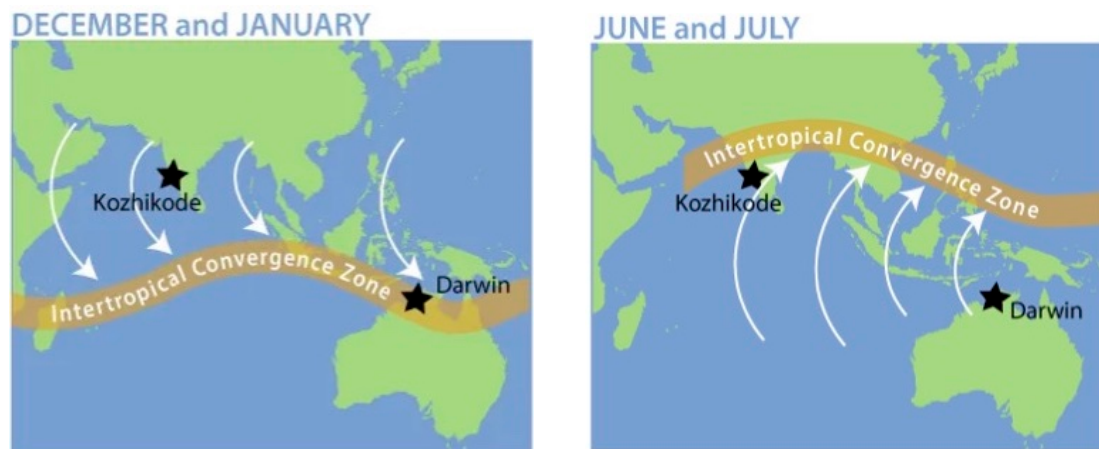


Figura 3.13: Spostamenti della Zona di Convergenza Intertropicale (ICTZ) correlati alle posizioni della zonal delle piogge monsoniche nel Monsone dell'Asia Meridionale [UCAR].

l'equatore (in giugno e luglio), si collochino sempre a cavallo della ICTZ. Tuttavia, questa non è una semplice coincidenza poiché i venti per risalire richiedono una zona di bassa pressione, e durante le piogge monsoniche, la ICTZ è la prima zona di bassa pressione che i venti trovano sull'oceano d'inverno e sul continente d'estate.

Ciò premesso non deve sorprendere che, nel Mondo, le correlazioni tra le posizioni delle piogge monsoniche e della ICTZ non siano solo quelle discusse in questo paragrafo per il monson dell'Asia Meridionale, ma sussistano anche per diversi monsoni dell'Africa e delle aree tropicali dell'America (non considerati qui).

Piuttosto, prima di concludere il paragrafo, vanno rimarcate le particolari traiettorie seguite dai venti monsonici rispetto alla direzione del moto che, come si vede in entrambe le Figure 3.13, vanno prima a destra, poi dritte e, infine, a sinistra d'inverno, e prima a sinistra, poi dritte e, infine, a destra d'estate. Tali cambiamenti di direzione si spiegano chiamando in causa l'Effetto Coriolis poiché, rispetto alla direzione dei venti, le traiettorie risultano (come deve essere) deviate verso destra nell'emisfero settentrionale (sopra l'equatore), non deviate nella zona equatoriale, e deviate verso sinistra nell'emisfero meridionale (sotto l'equatore).

3.4.5 Venti di gradiente

É ben noto che, in alto nell'emisfero settentrionale, i venti ruotano in senso antiorario intorno alle grandi aree di bassa pressione, e in senso orario intorno alle grandi aree di alta pressione (mentre nell'emisfero meridionale, i sensi di rotazione si invertono e diventano orari intorno alle grandi aree di bassa pressione e antiorari intorno alle grandi aree di alta pressione).

Ancora una volta la spiegazione chiama in causa le deviazioni prodotte dall'effetto Coriolis, ben riassunte nella Figura 3.14 a sinistra. L'effetto Coriolis si manifesta nei bilanci delle forze

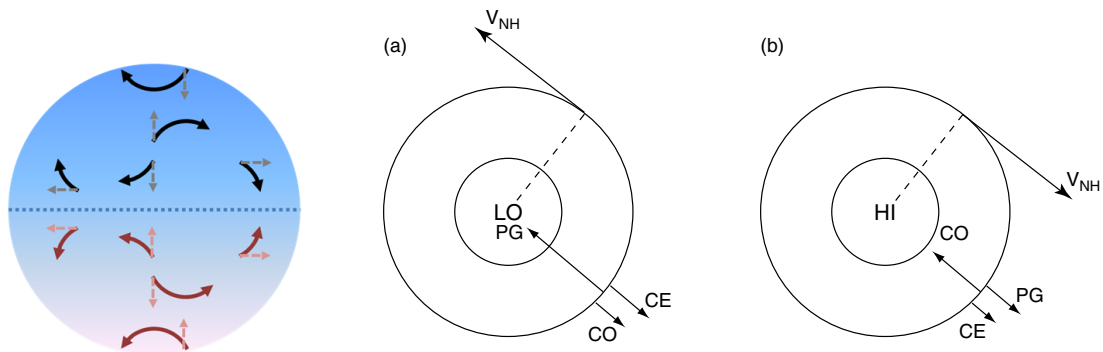


Figura 3.14: Deviazioni dei venti causate dall'effetto Coriolis nei due emisferi a sinistra [Wikipedia], e forze agenti nell'emisfero nord nel caso della formazione in quota di vortici di bassa (a) e di alta pressione (b) a destra [A.H. Lynch e J.L. Cassano].

agenti che, nell'emisfero nord, sono schematizzati nelle figure contrassegnate con le lettere (a) e (b) riportate a destra nella Figura 3.14. Nei bilanci, PG indica la spinta dovuta al gradiente di pressione, CO la forza associata all'effetto Coriolis e CE la forza centrifuga, mentre LO e HI stanno per bassa e alta pressione, rispettivamente.

Poiché le forze di attrito sono trascurabili in quota, all'equilibrio in ogni punto del vortici di alta (a) e di bassa pressione (b), PG è bilanciato esattamente dalla somma vettoriale di CO e CE. Nel caso della bassa pressione, però, CO e CE si sommano, mentre nel caso dell'alta pressione CE si sottrae a CO diminuendone l'effetto senza però poterlo azzerare in quanto la rotazione (e la forza centrifuga CE) sono conseguenze dell'effetto Coriolis e, quindi, CE deve essere inferiore a CO per non annullare V_{NH} .

Il risultato è che le velocità di rotazione V_{NH} nei vortici di bassa pressione aumentano senza limitazioni (teoriche) con la depressione e possono diventare molto elevate. Invece, nei vortici di alta pressione le velocità V_{NH} rimangono, generalmente, abbastanza basse in quanto sono limitate, come si è detto, dalla condizione $CE < CO$.

Nel caso dei vortici di superficie le forze di attrito al suolo hanno l'effetto di ridurre la velocità dei venti e con essa sia l'effetto Coriolis sia la forza centrifuga. Infatti, quello che succede è che la spinta PG dovuta al gradiente di pressione non viene più bilanciata perfettamente e, come si vede nella Figura 3.15, i flussi convergono verso le aree di bassa pressione e divergono dalle aree di alta pressione.

In particolare, nell'emisfero nord le traiettorie risultanti, indicati dalle frecce color ciclamino, hanno andamenti a spirale con rotazione antioraria se il moto è convergente od oraria se il moto è divergente. (Nell'emisfero sud, non considerato nella Figura 3.15, la rotazione è oraria/ciclonica se il moto è convergente o antioraria/anticiclonica se il moto è divergente).

L'Effetto Coriolis è sempre ben presente in quanto i venti di superficie non seguono punto per punto i gradienti di pressione segnati dalle frecce nere ma, a causa delle deviazioni verso

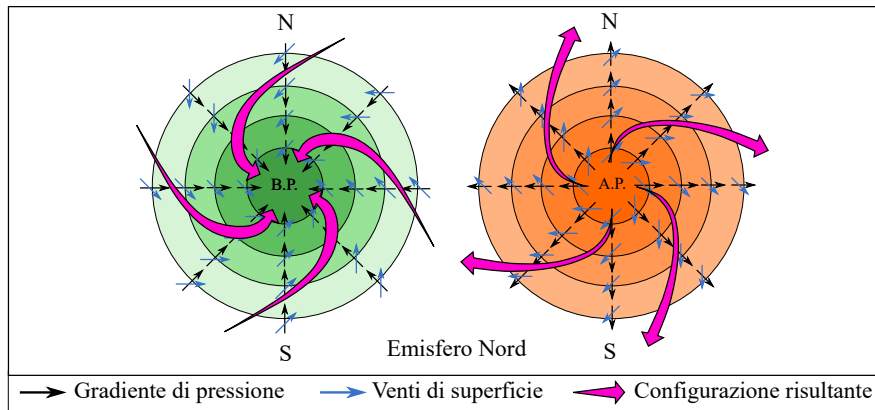


Figura 3.15: Formazione dei vortici in superficie nell'emisfero nord in presenza di flussi convergenti e divergenti [R.E. Gabler e al.].

sinistra nell'emisfero nord (e verso destra nell'emisfero sud non considerato), si muovono nelle direzioni e con le velocità indicate punto per punto dalle piccole frecce azzurre e, come si è detto, percorrono le traiettorie indicate dalle grandi frecce color ciclamino.

Poiché le aree di bassa pressione in superficie sono caratterizzate da tempo perturbato, si spiega la definizione di **cicloniche** scelta dai meteorologi per le rotazioni intorno alle aree di bassa pressione, sia in superficie sia in quota (che vanno in senso antiorario nell'emisfero settentrionale ed orario nell'emisfero meridionale).

Per contro le aree di alta pressione in superficie sono caratterizzate da cielo sereno e bel tempo e, quindi, si spiega anche la definizione di **anticicloniche** scelta dai meteorologi per le rotazioni intorno alle aree di alta pressione, sia in superficie sia in quota (che vanno in senso orario nell'emisfero settentrionale ed antiorario nell'emisfero meridionale).

Se per i vortici di superficie intorno alle grandi aree il meccanismo di formazione è quello schematizzato nella Figura 3.15, per i vortici di superficie in generale, va tenuto ben presente che l'effetto Coriolis è molto debole in assoluto. Infatti, per manifestarsi richiede tempi lunghi in quanto può agire solo su grandi distanze e, ad esempio, la sua influenza sui venti locali si è vista essere trascurabile.

(Pertanto è assolutamente priva di fondamento la convinzione che i vortici formati dall'acqua negli scarichi dei lavandini e delle vasche da bagno ruotino in senso antiorario nell'emisfero nord e orario nell'emisfero sud. Infatti, il senso di rotazione di tali vortici è del tutto casuale a meno che, come si sospetta ma forse è un'altra "fake news", i costruttori di sanitari non progettino le pendenze sul fondo in modo da favorire le rotazioni attese e, con esse, il turismo.)

3.5 Le correnti a getto

Le correnti a getto (in inglese “jet-streams”), scoperte da Terra fin dagli anni '30 del secolo scorso dagli osservatori del movimento delle nubi, sono state “incontrate” per la prima volta dai piloti militari della seconda guerra mondiale durante i voli ad alta quota dagli Stati Uniti al Giappone. Ad un certo punto, volando in prossimità della tropopausa, i piloti dei bombardieri B29, si accorsero che stavano viaggiando ad una velocità verso terra dell'ordine dei 700 km/h, superiore di 150 km/h alla velocità massima che quei bombardieri erano in grado di raggiungere in condizioni normali.

Da quel periodo in poi, viste anche le implicazioni per i viaggi aerei, le correnti a getto sono state oggetto di intensi studi, condotti dapprima con sonde aerostatiche e, negli ultimi anni, con i satelliti meteorologici. In questo modo, le correnti a getto sono state da subito interpretate correttamente come componenti essenziali della circolazione generale nell'atmosfera, ma solo successivamente ci si è resi conto dell'influenza che tali correnti esercitano sull'evoluzione dei fenomeni atmosferici alle medie latitudini.

Nel precedente paragrafo si è visto che, in ogni emisfero, esistono due correnti a getto dirette da ovest verso est: la più intensa (e instabile) è la corrente a getto polare, mentre la meno intensa (ma più stabile) è la corrente a getto subtropicale.

Per brevità questo paragrafo è focalizzato sull'emisfero nord ma considerazioni analoghe valgono anche per l'emisfero sud. Le correnti a getto non seguono percorsi rettilinei ma, come si vede nella Figura 3.16 a sinistra, hanno andamenti ondulati che sono solo mediamente allineati con i paralleli. Le onde risultanti si spostano di giorno in giorno lungo i paralleli mentre oscillano lungo i meridiani e sono chiamate Onde di Rossby in onore del meteorologo svedese Carl-Gustaf Rossby (1898-1957), che per primo le identificò nell'atmosfera e ne giustificò teoricamente l'esistenza.

(La Figura 3.16 è rappresentativa del semestre invernale che, convenzionalmente, va da ottobre a marzo. In questo periodo, l'equatore meteorologico si sposta dalla latitudine 0° agli equinozi fino alla latitudine 23,5° a sud durante il solstizio d'inverno. Pertanto, anche le correnti a getto si trovano a latitudini inferiori a quelle di circa 60° e 30° indicate nella Figura 3.10.)

Come si vedrà meglio nel paragrafo che segue, nei promontori della corrente si insediano anticiclone (ovvero masse d'aria ruotanti in senso orario), mentre nelle saccature si insediano cicloni (ovvero masse d'aria ruotanti in senso antiorario).

Per quanto riguarda la genesi delle oscillazioni meridiane, si può notare che esse possono essere innescate da irregolarità al suolo, come i rilievi montuosi, o dall'alternarsi in superficie di oceani e continenti. Tuttavia, come schematizzato nella Figura 3.16 a destra, per l'innescare può bastare anche una semplice perturbazione casuale che faccia arrivare alla corrente a getto una massa d'aria più calda da sud o, in alternativa, una massa d'aria più fredda da nord.

Nella Figura 3.16 a destra, si vede l'arrivo di una massa calda da sud (prima immagine dall'alto) che genera un promontorio (seconda immagine) nel quale si insedia un anticiclone, ovvero una massa d'aria ruotante in senso orario.

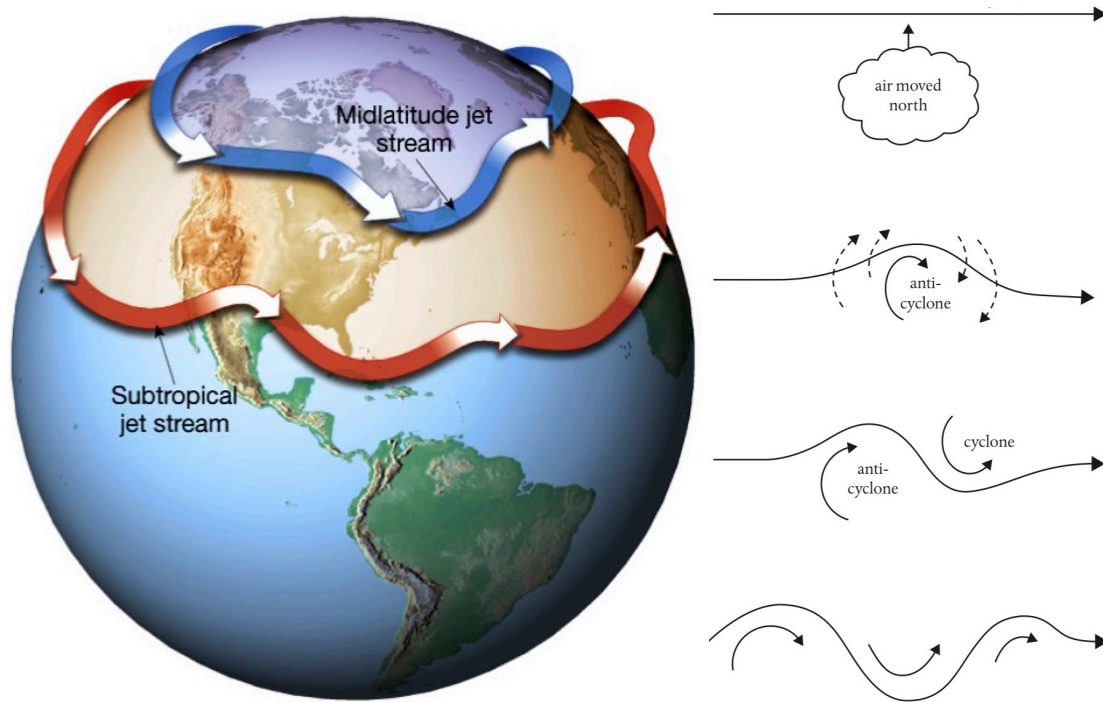


Figura 3.16: A sinistra: andamento medio, tra ottobre e marzo, delle Onde di Rossby formate dalle correnti a getto [F.K. Lutgens e E.J. Tarbuck]. A destra: formazione di un'Onda di Rossby [T. Woolings].

A causa dei trascinamenti delle due masse d'aria vicine (segnati a tratto) un osservatore che si muove con la corrente a getto vede l'anticiclone spostarsi verso sinistra (ovest) e, nel contempo, generare una insaccatura a destra (est) nella quale si insedia un ciclone ovvero una massa d'aria ruotante in senso antiorario (terza immagine).

A sua volta, il nuovo ciclone genera un promontorio a destra (est) che ospita un nuovo anticiclone (quarta immagine) e contribuisce così a creare un "treno" di anticicloni e cicloni che tende a spostarsi verso ovest rispetto al getto. In condizioni normali, prevale la velocità di spostamento del getto che, in questo modo, trascina anche il treno d'onde verso est, ma a velocità inferiore a quella che avrebbe avuta in assenza di onde.

Per chi è interessato alle formule si può scrivere:

$$c = u - w = u - bL^2 \quad (3.1)$$

dove u è la velocità, diretta da ovest verso est, della corrente a getto, w è la velocità, diretta da est verso ovest, del treno d'onde che risale la corrente a getto, c è la velocità assoluta di avanzamento dell'intera configurazione, L è la lunghezza delle onde di Rossby. Poiché le velocità sono espresse in metri al secondo [m/s] e la lunghezza d'onda è espressa in metri [m], b è una costante dimensionale che tiene conto dell'accelerazione di Coriolis, ed a 45° di latitudine è pari a $0.41 \cdot 10^{-12}$ [1/(m s)].

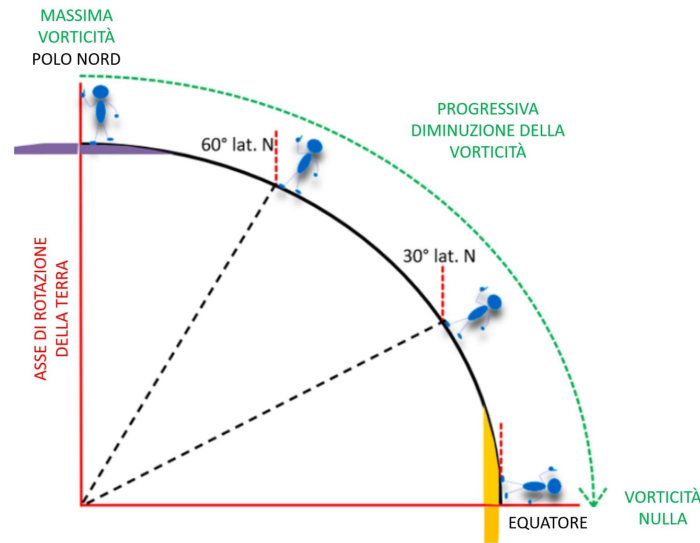


Figura 3.17: Vorticità planetaria nell'emisfero nord. Le linee rosse sono parallele all'asse di rotazione terrestre la cui direzione forma angoli di $(90^\circ - \text{latitudine})$ con gli assi degli omini blu [Suisse Meteo].

3.5.1 Eppure ruota: la vorticità planetaria

Noi non ce ne accorgiamo, ma dalla schematizzazione di Figura 3.17, risulta evidente che la vorticità planetaria f , in quanto legata alla rotazione impartita dalla Terra ad ogni massa su di essa, è massima al polo nord dove, in base alla definizione, è pari a due volte la velocità di rotazione terrestre Ω

$$f = 2\Omega \quad (3.2)$$

e poi decresce progressivamente fino ad annullarsi all'equatore.

La decrescita è legata al fatto che, in ogni sfera rotante (come la Terra), le normali alla superficie sono parallele all'asse di rotazione solo ai poli, mentre formano angoli di $(90^\circ - \text{latitudine})$ con la direzione dell'asse. All'equatore, in particolare, le "normali" alla superficie sono perpendicolari all'asse di rotazione e, quindi, la vorticità planetaria è pari a zero (ovvero, le masse che si trovano all'equatore non ruotano su sé stesse).

In estrema sintesi si può quindi dire che più una massa si allontana dal polo, più lentamente ruota intorno al proprio asse verticale. Inoltre, per quanto riguarda il segno va osservato che, per convenzione, nell'emisfero nord la vorticità è considerata positiva quando la rotazione è antioraria (ovvero di tipo ciclonico) e negativa quando è oraria (di tipo anticiclonico).

Oltre a possedere vorticità planetaria (f), legata alla rotazione impartita dalla Terra, le masse possono acquisire anche vorticità relativa (ζ), legata a rotazioni connesse ai propri spostamenti nell'atmosfera. La somma di vorticità planetaria e vorticità relativa

$$\eta = f + \zeta \quad (3.3)$$

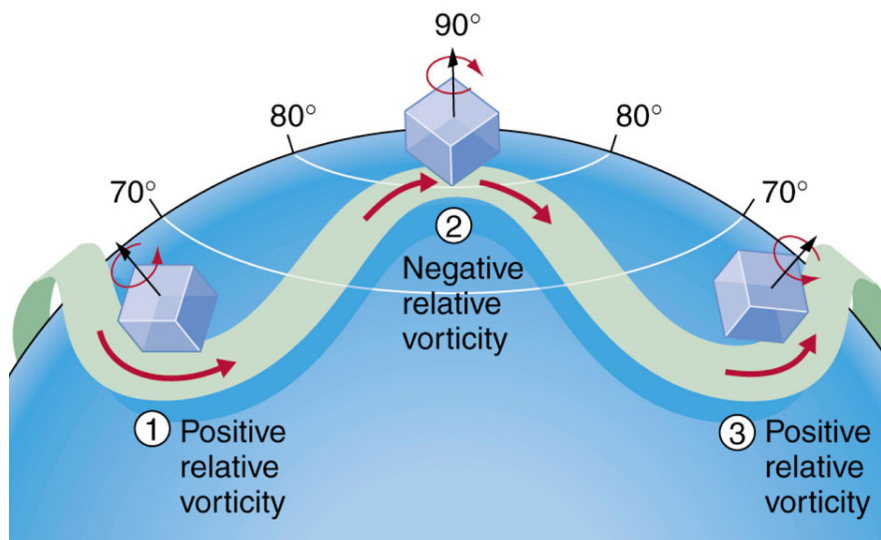


Figura 3.18: Attesa la conservazione della vorticità assoluta, gli spostamenti (1) e (3) verso sud fanno diminuire le vorticità planetarie ed aumentare le vorticità relative innescando vortici con rotazioni antiorarie (cicloniche). Viceversa, lo spostamento (2) verso nord fa aumentare la vorticità planetaria e diminuire la vorticità relativa innescando un vortice con una rotazione oraria (anticiclonica) [Ullrich].

è definita vorticità assoluta, e una legge ben nota stabilisce la costanza di tale somma in assenza di attriti e di apporti di masse dall'esterno. Tuttavia, la costanza della vorticità assoluta η non impedisce variazioni delle sue componenti: basta che la somma di vorticità planetaria e vorticità relativa resti costante.

Nel modello bidimensionale di Rossby, valido per un fluido in quota, gli attriti sono trascurabili e non vi possono essere apporti di massa legati alla componente verticale della velocità (terza dimensione). Pertanto, la vorticità assoluta η resta costante, anche se le oscillazioni delle onde planetarie inducono uno scambio continuo tra f e ζ .

Infatti, ogni spostamento di un'onda in direzione meridiana rispetto alla latitudine di equilibrio alla quale si ha $f = \zeta = 0$ (scelta pari a circa 70° nord nell'esempio della Figura 3.18) fa variare la vorticità planetaria f e, per mantenere costante la vorticità assoluta ($\eta = f + \zeta = 0$), induce una variazione uguale ma di segno opposto nella vorticità relativa ζ .

I risultati sono ben riassunti nella stessa Figura 3.18 dove si vede come gli spostamenti (1) e (3) verso sud di masse rispetto ai 70° nord, implicino variazioni negative delle loro vorticità planetarie e, quindi, inducano variazioni positive uguali in valore assoluto nelle loro vorticità relative innescando vortici con rotazioni antiorarie (cicloniche).

Viceversa, lo spostamento (2) verso nord di una massa rispetto ai 70° nord implica una variazione positiva della sua vorticità planetaria e, quindi, induce una variazione negativa uguale in valore assoluto nella sua vorticità relativa innescando un vortice con una rotazione oraria (anticiclonica).

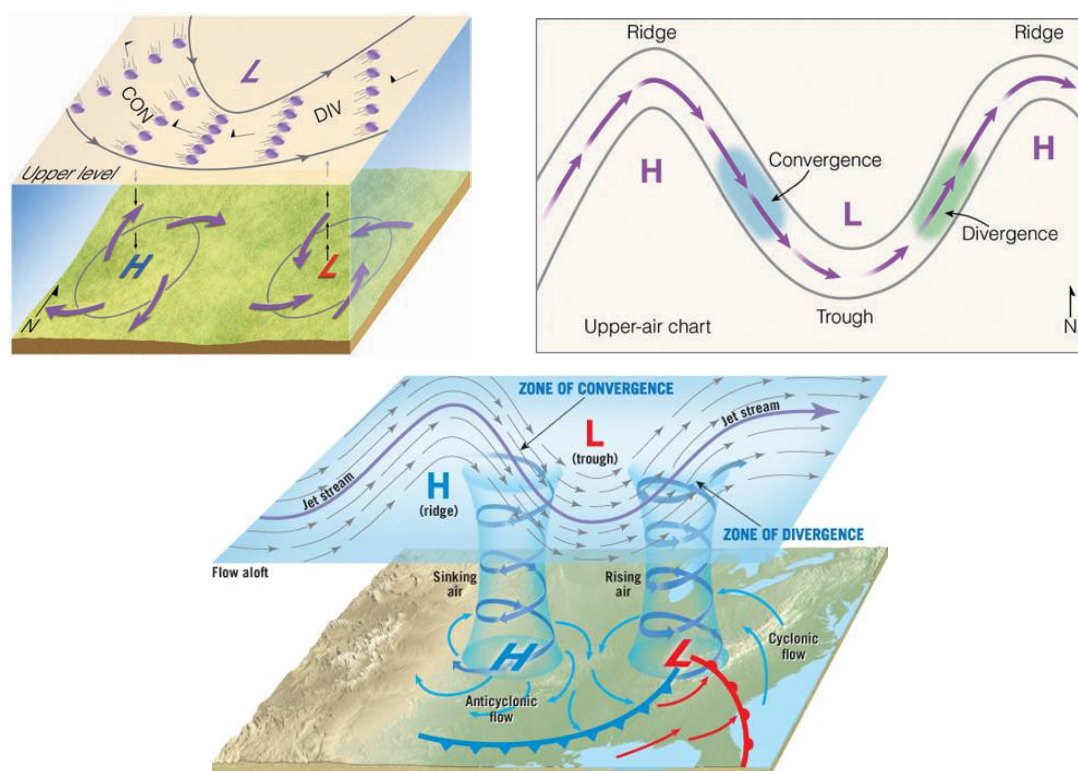


Figura 3.19: In alto a sinistra: le particelle d'aria si avvicinano “convergenndo” a monte della saccatura quando il getto rallenta e si allontanano “divergendo” a valle quando il getto accelera [C.D. Ahrens e R. Henson]. In alto a destra: le aree di alta e bassa pressione al suolo si trovano sotto le zone del getto evidenziate in grigio [C.D. Ahrens e R. Henson]. Sotto: “rendering” tridimensionale [F.K. Lutgens e E.J. Tarbuck].

3.5.2 Convergenza e divergenza in un Mondo tridimensionale

Nell'atmosfera terrestre le correnti a getto viaggiano ai confini della troposfera dove gli attriti possono essere trascurati (come nel modello bidimensionale) ma, a causa della tridimensionalità, occorre tenere conto degli scambi di massa legati alle discese e salite di aria. In questo quadro, gioca un ruolo importante l'effetto Coriolis che devia a destra, rispetto alla direzione del moto, le masse in movimento.

Nel caso delle correnti a getto dell'emisfero nord, l'effetto Coriolis presenta componenti che, spingendo le masse verso destra rispetto alla direzione del moto, ostacolano il moto stesso frenandolo negli spostamenti da nord a sud, ma lo favoriscono accelerandolo negli spostamenti da sud a nord.

Come schematizzato nella Figura 3.19 in alto a sinistra, a monte della saccatura le particelle d'aria rallentano e si avvicinano l'una all'altra “convergenndo” in una specie di imbuto dal quale,

però, un certo numero di particelle “evade” andando verso il basso. Per contro, quando il getto accelera nel percorso da sud a nord, le particelle accelerano e si allontanano una dall’altra “divergendo” al punto da richiamare un certo numero di particelle dal basso.

Per questo motivo, in superficie sotto la zona di convergenza del getto si trova un’area di alta pressione dalla quale l’aria diverge al suolo, mentre sotto la zona di divergenza del getto si trova un’area di bassa pressione verso la quale l’aria converge al suolo (rispettando così lo schema della Figura 3.3).

Pertanto, come evidenziato nella Figura 3.19 in alto a destra, l’area di alta pressione al suolo viene a trovarsi a sud est del picco del promontorio sotto la ben evidenziata zona di convergenza, mentre l’area di bassa pressione al suolo viene a trovarsi a nord est del fondo della saccatura sotto la altrettanto ben evidenziata zona di convergenza.

Il “rendering” tridimensionale dell’intera configurazione è rappresentato nella Figura 3.19 in basso, e illustra chiaramente come la convergenza e la divergenza della corrente a getto in alto foriscano il necessario supporto alle circolazioni anticicloniche (alta pressione) e cicloniche (bassa pressione) al suolo.

3.6 Ciclo di vita delle onde di Rossby

Il ciclo di vita delle onde di Rossby può essere riassunto nelle quattro fasi schematizzate nella Figura 3.20 a sinistra. All’inizio [Figura 3.20 in alto - fase (a)] il getto polare ha un andamento regolare, in quanto avanza verso est lungo i paralleli con velocità u e, sostanzialmente, non oscilla lungo i meridiani.

Tuttavia le irregolarità del suolo, l’alternanza di oceani e continenti o, più semplicemente, l’arrivo di perturbazioni casuali innescano la formazione di una serie di oscillazioni che, in numero variabile da 3 a 7, finiscono per circondare l’intero pianeta [Figura 3.20 in alto - fase (b)].

Successivamente, nuovi stimoli destabilizzanti (come, ad esempio, i passaggi ripetuti sulle irregolarità del suolo o l’arrivo di nuove perturbazioni) fanno aumentare l’ampiezza delle oscillazioni fino al punto da causare, qualche volta, il distacco di masse d’aria fredda [Figura 3.20 in basso - fasi (c) e (d)].

Le oscillazioni portano aria fredda verso l’equatore e aria calda verso il polo e così riducono le differenze di temperatura alle medie latitudini, contribuendo in modo determinante alla redistribuzione planetaria dell’energia termica. In questo modo, però, le oscillazioni meridiane si auto-estinguono poiché le differenze di temperatura sono la causa prima dei venti e, quindi, anche delle stesse oscillazioni [Figura 3.20 in basso - fase (d)].

Nella maggior parte dei casi, infatti, dopo un periodo di tempo generalmente compreso tra 1 e 6 settimane dall’inizio del ciclo, si ha il ritorno alla situazione iniziale [Figura 3.20 in alto - fase (a)].

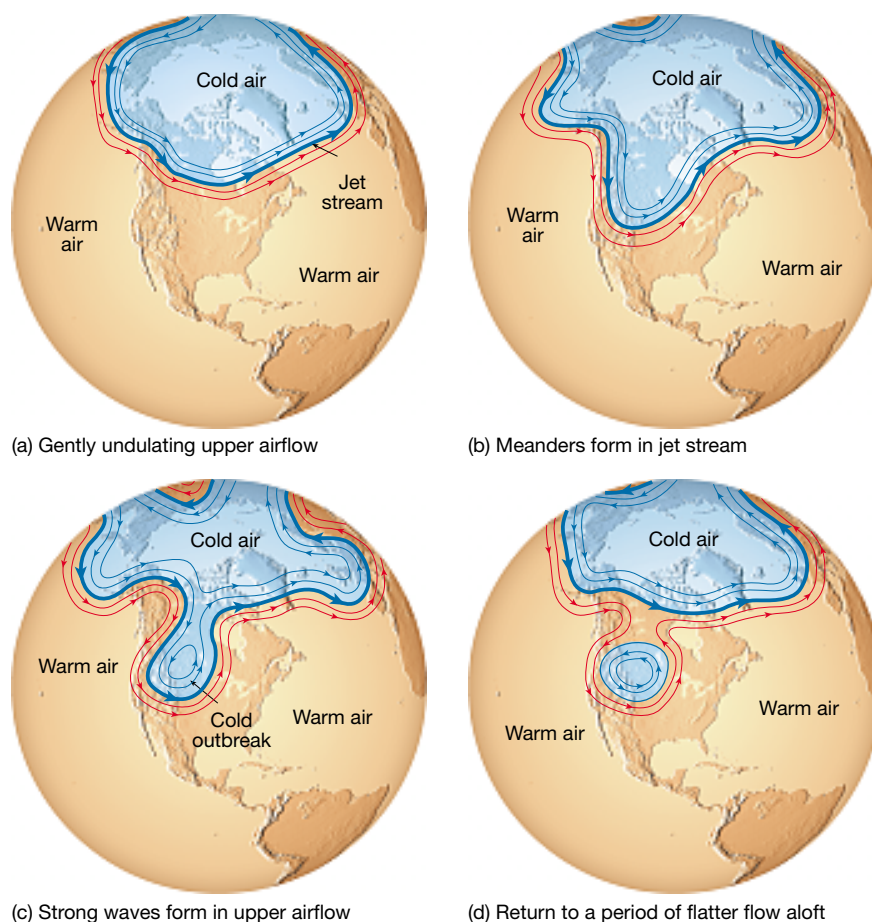


Figura 3.20: Ciclo di vita delle onde di Rossby [F.K. Lutgens e E.J. Tarbuck].

3.7 Blocchi della corrente a getto polare

In premessa, va osservato che non sempre il ciclo di vita delle onde atmosferiche planetarie termina con l'auto-estinzione descritta nel precedente paragrafo poiché, talvolta, si possono verificare situazioni di arresto, di rottura o di deviazione della corrente a getto. In questi casi, si hanno periodi, anche prolungati, di caldo estremo in estate e freddo molto intenso in inverno, invece delle alternanze tra caldo e freddo e tra sereno e precipitazioni tipiche di ciascuna stagione.

In situazioni normali, cicloni e anticicloni alle medie latitudini sono trasportati dalla corrente a getto polare che si sposta da ovest a est generando l'alternanza delle condizioni meteorologiche nelle diverse località. Se però il treno d'onde si ferma o la corrente a getto si rompe o, ancora, un anticiclone stazionario costringe la corrente a getto a deviare il suo percorso, le situazioni

meteorologiche restano stazionarie anche per periodi di diverse settimane. In tali casi, nelle zone di alta pressione il tempo è soleggiato e secco con aria pressoché ferma, mentre nelle zone di bassa pressione pioggia e vento dominano incontrastate.

A seconda dei processi che le generano, nel seguito si distingue tra situazioni di blocco causate da:

- forte rallentamento della corrente a getto fino anche all'arresto del treno d'onde,
- rottura della corrente a getto,
- deviazione della corrente a getto in presenza di un anticiclone stazionario.

Tali situazioni saranno esaminate nell'ordine nei tre paragrafi che seguono.

3.7.1 Blocco ad omega

Nell'emisfero nord, le zone di alta pressione (anticicloniche), strette tra due zone di bassa pressione (cicloniche) contigue, fanno assumere al treno d'onde in movimento una configurazione che richiama la lettera greca Ω (omega maiuscola). Pertanto, quando in una regione si verifica una situazione meteorologica del tipo schematizzato nella Figura 3.21 nella quale la corrente a getto rallenta fino anche all'arresto del treno d'onde (ovvero una regione in cui si ha $c \approx 0$), si parla di blocco ad omega.

Affinché tale situazione si verifichi occorre che la velocità u della corrente a getto, che è diretta verso est, scenda dalle diverse decine di metri al secondo, tipiche dei mesi invernali, fino a valori di una sola decina di metri al secondo, che sono quelli tipici della velocità di avanzamento verso ovest w delle onde di Rossby.

Valori così bassi possono essere raggiunti solo d'estate in condizioni meteorologiche particolari che però, negli ultimi anni, si stanno verificando con frequenza crescente in Europa. La causa è il riscaldamento senza precedenti storici della zona artica dove la temperatura sta aumentando ad un ritmo più che doppio rispetto alla media planetaria globale. La conseguenza, è la riduzione della differenza di temperatura tra l'Artico e l'Europa centro-meridionale, e con essa della forza motrice della corrente a getto polare.

Nell'estate del 2022, in Italia, si è instaurato proprio il blocco ad omega schematizzato nella Figura 3.21, con il quale abbiamo dovuto convivere per diverse settimane. In quel periodo, ad ovest era disceso il ciclone islandese che aveva deviato verso nord-est il benefico ciclone delle Azzorre (apportatore di temperature relativamente miti e di frequenti e moderati temporali). Ciò aveva consentito l'avanzata verso l'Italia dell'anticiclone nordafricano, caratterizzato da una vasta area di alta pressione.

La configurazione ad omega era poi completata ad est da un secondo ciclone, proveniente dalla Siberia, che si era instaurato nell'area caucasica.

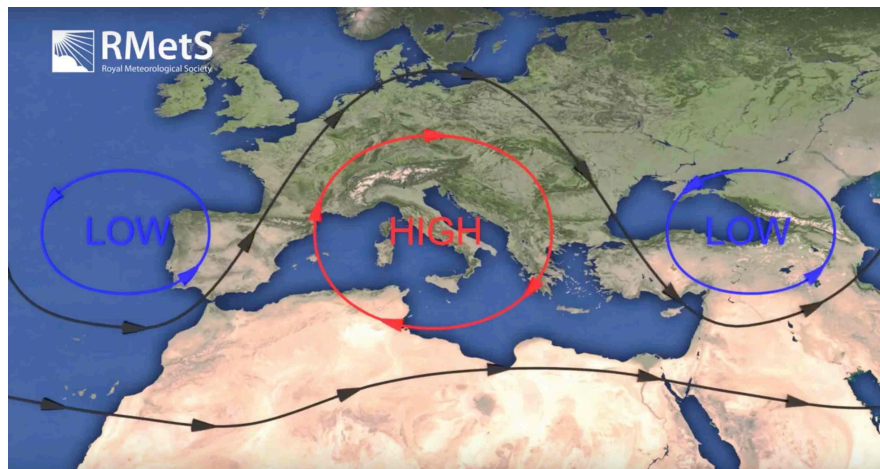


Figura 3.21: Blocco estivo ad omega sull'Italia nel 2022. La configurazione con l'anticiclone nord-africano al centro ed i due cicloni laterali richiama la lettera greca Ω (omega maiuscola) [Royal Meteorological Society].

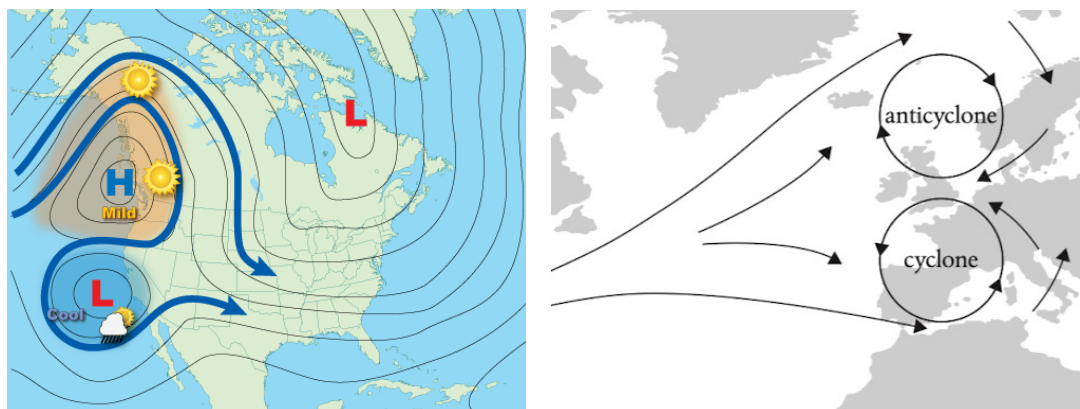


Figura 3.22: Blocco di Rex a sinistra [NOAA] e blocco diffluente a destra [T. Woollings].

3.7.2 Blocchi causati da rotture della corrente a getto

Nell'emisfero settentrionale, la causa più frequente di rottura della corrente a getto polare è il posizionamento di un anticiclone a nord di un ciclone, in una delle due configurazioni meteorologiche schematizzate nella Figura 3.22 che sono tipiche, rispettivamente, dell'America del Nord a sinistra e dell'Europa a destra.

Le differenze tra le due tipologie di blocco della Figura 3.22 sono essenzialmente morfologiche. Nel caso "americano" (definito Blocco di Rex, dal nome del meteorologo statunitense Daniel F. Rex [1916 -2001] che per primo lo descrisse) la corrente a getto polare si divide lungo

il percorso tra l'anticiclone a nord e il ciclone a sud. Nel caso "europeo" (generalmente definito "difffluente") la corrente a getto polare si divide già a monte del blocco stesso.

Per contro, gli sviluppi delle due situazioni sono simili poiché, in entrambi i casi, tutto inizia in presenza di correnti a getto forti e attività temporalesche intense sugli oceani (Pacifico nel caso della costa nord occidentale dell'America e Atlantico nel caso della costa nord occidentale dell'Europa). In entrambi i casi, comunque, le condizioni sono molto favorevoli all'aumento progressivo delle oscillazioni meridiane della corrente a getto man mano che quest'ultima si avvicina ai continenti.

Gli arrivi sui continenti costituiscono le discontinuità che innescano le rotture in quanto causano forti rallentamenti della corrente a getto senza, però, attenuarne le oscillazioni meridiane. Pertanto, può succedere che un anticiclone rallentato nella marcia lungo i paralleli, mentre si trova a nord venga raggiunto a sud, sullo stesso meridiano, dal ciclone che lo segue nel "treno" delle perturbazioni.

Poiché gli anticloni ruotano in senso orario mentre i cicloni ruotano in senso antiorario, i venti nella zona interna tra l'anticiclone (sopra) e il ciclone (sotto) vanno da est a ovest, anziché da ovest a est come la corrente a getto polare e tutti i venti dominanti alle medie latitudini.

Ai tempi della navigazione a vela ciò impediva ai velieri britannici, anche per settimane, di percorrere l'ultimo tratto che li separava dalle agognate destinazioni in patria. In epoca moderna i blocchi dovuti a rotture della corrente a getto hanno solo rilevanza meteorologica in quanto, come nel caso dei blocchi ad omega, mantengono condizioni meteorologiche stazionarie a valle anche per periodi di diverse settimane. Inoltre, nel caso specifico di un anticiclone a nord e un ciclone a sud, si ha la situazione abbastanza insolita di alta pressione con bel tempo a nord e bassa pressione con brutto tempo a sud.

3.7.3 Blocco causato da un anticiclone stazionario

Nell'emisfero settentrionale, durante la stagione estiva non è infrequente trovare blocchi definiti "alti" o "anticiclonici" ovvero aree nelle quali un'alta pressione stazionaria devia la corrente a getto polare impedendo il normale flusso delle perturbazioni atlantiche. Nell'area mediterranea, ad esempio, i rallentamenti estivi della corrente a getto consentono ai promontori associati all'anticiclone nordafricano di avanzare verso nord e di ingrandirsi fino, talvolta, a causare il distacco di una grande massa di aria calda. Tale massa, ruotando in senso orario in quanto proveniente da sud, costituisce un'area anticiclonica che, dopo il distacco dal treno d'onde, tende a restare stazionaria come schematizzato nella Figura 3.23 a sinistra.

Nelle aree di alta pressione l'aria scende comprimendosi e riscaldandosi ulteriormente mentre i cieli sono limpidi. Allo stesso tempo la discesa dell'aria impedisce il trasporto di calore convettivo verso l'alto che consentirebbe il raffreddamento della superficie terrestre. Questa configurazione, definita "cupola" o "bolla" di calore, agisce come un coperchio che blocca l'aria calda sottostante, facendola riscaldare sempre di più.

Nel giugno 2025, in Europa una bolla di calore causata da un blocco anticiclonico ha provocato un'ondata di calore caratterizzata da temperature massime oltre i 40 °C nella Penisola

3. L'ATMOSFERA IN MOVIMENTO

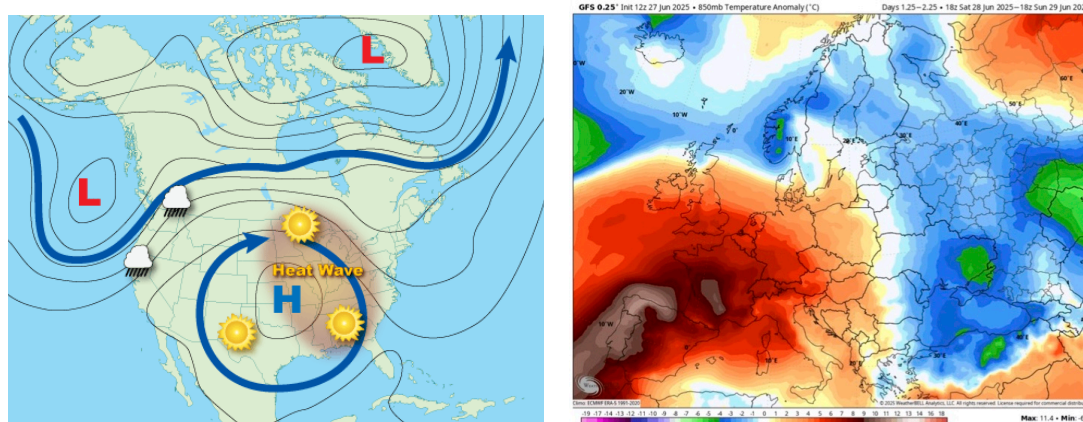


Figura 3.23: Blocco anticiclonico a sinistra [NOAA] e recente ondata di calore in Europa [ECMWF].

Iberica, e forti anomalie termiche nell'area sud-occidentale, come documentato nella Figura 3.23 a destra.

Una volta instaurati, i blocchi anticiclonici di questo tipo persistono anche per diverse settimane fino a quando la corrente a getto polare non riesce a ripristinare il treno d'onde e, con esso, il normale flusso delle perturbazioni atlantiche. (In Europa, ad esempio, l'ondata di calore di giugno 2025 è terminata nei primi giorni di luglio 2025, purtroppo attraverso una serie di nubifragi e allagamenti).

3.8 Vortice polare stratosferico

Il vortice polare stratosferico si forma solo durante l'inverno quando, a causa dell'inclinazione del Sole, ben pochi raggi raggiungono l'Artico. Durante l'estate, invece il vortice polare stratosferico si indebolisce fino a sparire perché, con la fine della notte polare, le temperature nella stratosfera aumentano.

Per capire il funzionamento del vortice polare stratosferico conviene immaginarlo come una massa d'aria molto fredda che ruota sopra la corrente a getto polare artica e, insieme a quest'ultima, forma un'unica barriera rotante che contiene all'interno l'aria polare. In questo quadro, le ondate invernali di freddo intenso e improvviso alle medie latitudini nell'emisfero nord sono associate, quasi sempre, alla destabilizzazione del vortice polare stratosferico. (Un secondo vortice polare stratosferico, che qui non viene considerato, ruota sopra la corrente a getto polare antartica.)

Nelle condizioni invernali normali, schematizzate nella Figura 3.24 a sinistra, il vortice polare stratosferico è stabile e ruota nello stesso senso antiorario ma ad una quota superiore a quella della corrente a getto polare, che è confinata alla troposfera. Pertanto, il vortice e la corrente

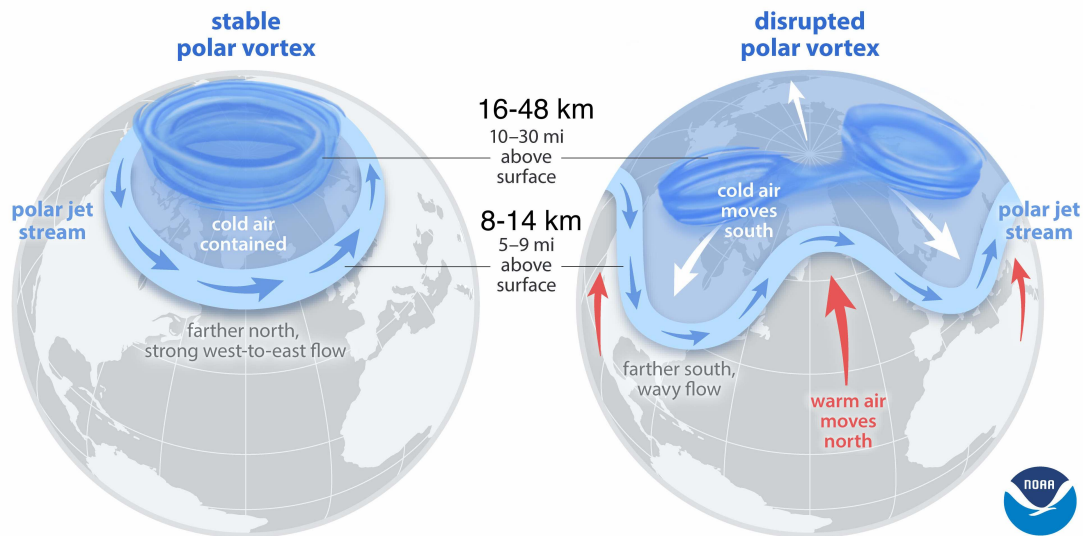


Figura 3.24: A sinistra: durante l’inverno, in condizioni normali, il vortice polare stratosferico è stabile e ruota ad una quota superiore a quella della corrente a getto polare. A destra: il vortice polare può destabilizzarsi innescando nella corrente a getto polare delle oscillazioni che portano, fin alle medie latitudini, le masse d’aria fredda contenute nelle saccature [NOAA].

a getto polare agiscono di conserva e, a quote diverse e senza interferire, mantengono l’aria fredda nella regione artica.

Talvolta, però, il vortice polare si destabilizza come schematizzato nella Figura 3.24 a destra e, in questi casi, può interferire con la corrente a getto polare innescando le oscillazioni di quest’ultima nella troposfera. Tali oscillazioni portano a sud, fino alle medie latitudini, le masse d’aria fredda contenute nelle saccature e, per compenso, fanno risalire a nord fin nella regione artica le masse d’aria tiepida contenute nei promontori.

Di conseguenza, le temperature dell’aria nella regione artica possono salire molto rapidamente, mentre le temperature nelle aree esposte alle masse d’aria artica possono scendere anche di decine di gradi Celsius in poche ore. Successivamente, le ondate di freddo così generate permangono per diversi giorni fino a che il vortice polare non si stabilizza di nuovo.

Data l’importanza del processo di destabilizzazione, può essere interessante analizzare più in dettaglio la sua genesi, facendo riferimento agli schemi della Figura 3.25 che sono una versione semplificata della descrizione proposta da Brewer–Dobson per la circolazione dell’aria nella stratosfera.

Per capire la figura, va osservato in premessa che, nella stratosfera durante l’inverno, le differenze di pressione in quota non mancano poiché l’inversione delle temperature nella stratosfera fa da “barriera termica” ma non crea discontinuità nella pressione. Come si è visto più volte, la pressione al suolo è bassa nelle vicinanze dell’Equatore e alta nelle vicinanze del Polo Nord.

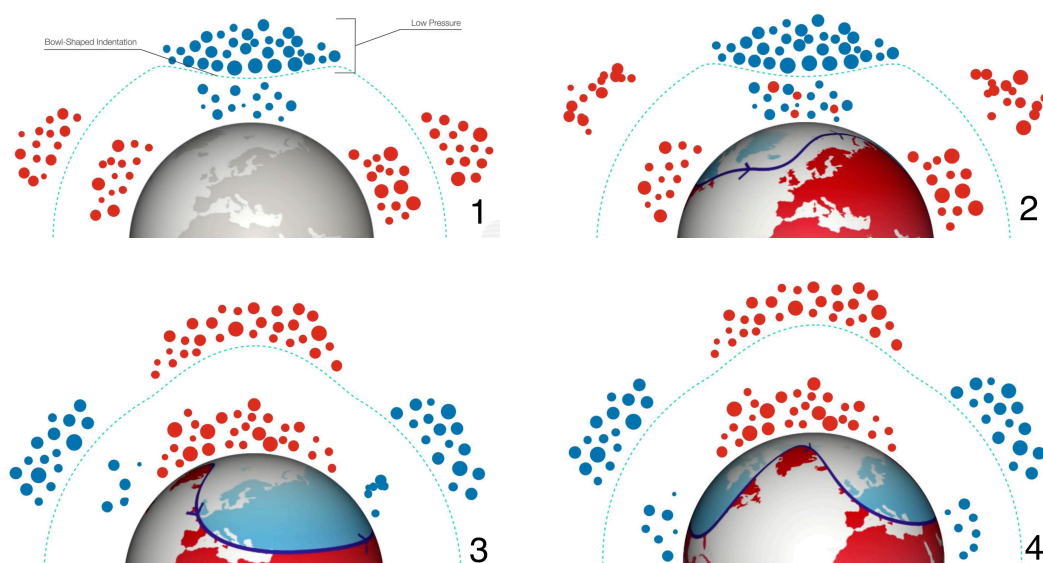


Figura 3.25: Fasi della destabilizzazione: (1) un'instabilità alle medie latitudini manda aria tiepida (pallini rossi) nella stratosfera; (2) l'aria tiepida si sposta verso nord spinta dalla differenza di pressione in quota tra Equatore (alta pressione) e Polo Nord (bassa pressione); (3) l'aria tiepida sostituisce l'aria fredda (pallini blu) del vortice polare destabilizzandolo; (4) situazione finale con aria tiepida al polo e aria artica alle medie latitudini [VAR - Verisk Analytics Report].

Quindi, al suolo, si ha convergenza dell'aria all'Equatore e divergenza al polo Nord mentre, per continuità, in quota si ha alta pressione e divergenza all'Equatore e bassa pressione e convergenza al Polo Nord. Il risultato, come nel caso della troposfera illustrato nella Figura 3.9, è una differenza di pressione in quota tra Equatore (alta pressione) e Polo Nord (bassa pressione).

Ciò premesso, si può osservare che, talvolta, nella troposfera si hanno delle perturbazioni intense alle medie latitudini che fanno arrivare alla stratosfera aria tiepida (indicata dai pallini rossi). Ciò può succedere, ad esempio, in situazioni di blocco della corrente a getto quando le onde di Rossby, non potendo più avanzare verso est, si dirigono verso l'alto e raggiungono i confini della stratosfera.

Qui si arrestano perché l'inversione termica si comporta come una barriera, ma rinunciando al rigore si può affermare che le onde di Rossby, si frangono contro questa barriera ma fanno ugualmente arrivare diverse particelle tiepide nella stratosfera (come le onde marine che si frangono sul litorale ma fanno ugualmente arrivare diveri spruzzi sulla terraferma).

Una volta in quota, l'aria tiepida si sposta lungo i meridiani verso nord a causa della differenza di pressione tra Equatore e Polo Nord. (Si noti che a differenza di quello che succede nella troposfera la corrente stratosferica diretta a nord è caratterizzata da velocità molto basse, dell'ordine di 1 mm/s e, quindi, non viene deviata dall'effetto Coriolis. Pertanto, la circolazione nella stratosfera è costituita da una sola cella che va dall'equatore ai poli.)

Arrivata al polo, la corrente tiepida si mescola con l'aria fredda (indicata dai pallini blu) del vortice polare fino, in casi estremi, a destabilizzare completamente il vortice stesso. Dal vortice polare l'instabilità si propaga in basso alla corrente a getto polare e, alla fine, la regione artica è invasa dall'aria tiepida mentre l'aria artica, scacciata dal Polo Nord, arriva alle medie latitudini.

A questo punto, però, va detto che molti climatologi, e tra essi gli estensori dei più recenti rapporti dell'IPCC, pensano che non vi siano sufficienti evidenze per invocare destabilizzazioni esterne e che, più probabilmente, il vortice polare stratosferico si destabilizzi per "cause interne". (Tradotto dal linguaggio tecnico, ciò significa che "non si sa ancora abbastanza" e che le destabilizzazioni sono casuali e imprevedibili come, ad esempio, l'evolversi a lungo termine delle situazioni meteorologiche).

Dal punto di vista pratico, tuttavia, le cause della destabilizzazione non influenzano le previsioni meteorologiche: la destabilizzazione del vortice polare stratosferico, ormai agevolmente rilevata con il monitoraggio delle temperature nella stratosfera artica, precede sempre di diversi giorni le ondate di freddo polare alle medie latitudini. Su questo fatto, perlomeno, il consenso è generale: i riscaldamenti improvvisi della stratosfera artica (SSW - Sudden Stratospheric Warming) durante l'inverno sono un segnale inconfondibile di arrivo imminente delle ondate di freddo polare.

3.9 Bibliografia - Capitolo 3

AA. VV., *Atlante del Clima e della Meteorologia*, Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare, Libreria Geografica, 2022.

AA. VV., *Breeze*, Enciclopedia Britannica, visto 26 ottobre 2025.

AA. VV., *Circolazione generale dell'atmosfera - Seconda parte*, MeteoSvizzera - Blog, 17 novembre 2024.

C.D. Ahrens e R. Henson, *Meteorology Today - An Introduction to Weather, Climate and the Environment -13^a ed.*, Cengage, Boston, Ma., 2022.

D. Babb, *Controlling Traffic Around Highs and Lows*, Meteo 3 - Introductory Meteorology, Department of Meteorology and Atmospheric Science, PennState University, visto 26 ottobre 2025.

M.P. Baldwin e al., *100 Years of Progress in Understanding the Stratosphere and Mesosphere - Chapter 27*, American Meteorological Society, 2019.

A. Bosch, *Local Winds: A Comprehensive Perspective for the Wind Energy Industry*, VORTEX, Visto 26 ottobre 2025.

CLIVAR, *African Monsoon*, clivar.org, visto il 26 ottobre 2025.

D. Giajotti, *Le onde di Rossby*, Dispense dal Corso di Fisica dell'Atmosfera, Università di Trieste, Visto il 10 giugno 2025.

A. Giuffrida, e G. Sansosti, *Manuale di Meteorologia*, Gremese, Roma, 2016.

3. L'ATMOSFERA IN MOVIMENTO

J.B. Halverson, *An Introduction to Severe Storms and Hazardous Weather*, Routledge - Taylor & Francis Group, New York, 2024.

J.R. Holton e G.J. Hakim, *An Introduction to Dynamic Meteorology, Quinta Edizione*, Academic Press, Amsterdam, 2013.

L. Lindsey, *Understanding the Arctic polar vortex*, NOAA Climate.gov, visto il 18 gennaio 2023.

F.K. Lutgens e E.J. Tarbuck, *The Atmosphere - An Introduction to Meteorology, Dodicesima Edizione*, Pearson, New York, 2013.

A.H. Lynch e J.J. Cassano, *Applied Atmospheric Dynamics*, Wiley, Chichester, England, 2006.

Meteo Expert, *Manuale di Meteorologia*, Alpha Test, Milano, 2019.

Met Office, *Blocking Weather Patterns*, [https://www.youtube.com/watch?v=Fr2EmBYDK_8], visto il 19/11/2022.

S. Micheletti e M. Salvador, *Appunti di meteorologia per il Friuli-Venezia Giulia*, ARPA FVG - OSMER, 2010.

RMets, *Omega Block*, [<https://www.youtube.com/watch?v=vphrLPXTZhM>], visto il 20/11/2022.

J. Shonk, *Introducing Meteorology. A guide to Weather, 2^a ed*, Dunedin, Edinburgh, 2020.

R. Stull, *Practical Meteorology - An Algebra - based Survey of Atmospheric Science*, The University of British Columbia, Vancouver, Canada, 2017.

UCAR - Center for Science Education, *What Are Monsoons and Why Do They Happen?*, Visto 26 ottobre 2025.

P.A. Ullrich, *Introduction to Atmospheric Dynamics, Chapter 1, The material derivative*, University of California, Davis, Visto il 10 giugno 2025.

P.A. Ullrich, *Introduction to Atmospheric Dynamics, Chapter 4, A rotational view of the atmosphere*, University of California, Davis, Visto il 10 giugno 2025.

P.A. Ullrich, *Introduction to Atmospheric Dynamics, Chapter 6, Atmospheric Waves*, University of California, Davis, Visto il 10 giugno 2025.

G.K. Vallis, *Essentials of Atmospheric and Ocean Dynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, 2019.

VAR - Verisk Analytic Report, *How Artic Amplification Affects The Polar Vortex*, [[youtube.com/watch?v=EMeI4N5dui4](https://www.youtube.com/watch?v=EMeI4N5dui4)], Visto 18 gennaio 2026.

P. Webb, *Introduction to Oceanography*, pressbook.pub, Scaricato il 7 marzo 2025.

Wikipedia, *Zona di Convergenza Intertropicale*, Visto 26 ottobre 2025.

T. Woollings, *Jet Stream - A Journey Through our Changing Climate*, Oxford University Press, Oxford, 2020.

Capitolo 4

Capire le previsioni del tempo

4.1 Cicloni e anticicloni semipermanenti

Quando prendiamo in considerazione il Mondo reale con il suo alternarsi di continenti e oceani, montagne e ghiacci, otteniamo le due distribuzioni medie dei venti e delle pressioni in superficie illustrate nelle Figure 4.1. La distribuzione in alto, riferita al mese di gennaio, è rappresentativa delle condizioni invernali, mentre la distribuzione in basso, riferita al mese di luglio, è rappresentativa delle condizioni estive. In entrambe le distribuzioni appaiono cicloni e anticicloni detti “semipermanenti” perché tendono a restare nelle vicinanze delle aree di formazione. In particolare, nell’emisfero nord a gennaio troviamo due zone anticicloniche, intorno alle quali i venti circolano in senso orario, e due zone cicloniche intorno alle quali i venti circolano in senso antiorario.

Gli anticicloni sono l’anticiclone della Azzorre (ovvero dell’Arcipelago delle Bermuda) nell’Atlantico, e l’anticiclone del Pacifico nel Pacifico Orientale. Le zone cicloniche sono la depressione della Groenlandia - Islanda che si estende su tutta l’Islanda e sulla Groenlandia Meridionale, e la depressione delle Aleutine che si estende sul Golfo di Alaska e il Mare di Bering. (Nell’emisfero nord a gennaio troviamo anche l’anticiclone siberiano che, però, non può essere considerato semipermanente perché scompare durante l’estate).

Sempre nell’emisfero nord, nel mese di luglio si notano ancora l’anticiclone delle Azzorre e l’anticiclone del Pacifico, oltre alla depressione della Groenlandia - Islanda, soprattutto, risultano evidenti i già discussi spostamenti rispetto a gennaio della ICTZ (InterTropical Convergence Zone) collegati all’alternarsi delle stagioni monsoniche.

Per quanto riguarda invece le distribuzioni dei venti e delle pressioni in quota, non illustrate qui per brevità, si possono fare ugualmente alcune osservazioni. In quota, le forze d’attrito sono trascurabili, e i venti seguono percorsi pressoché geostrofici che, in qualche misura, ricordano quelli tipici della circolazione atmosferica generale. Generalmente, i gradienti di pressione (che mediamente sono collegati ai gradienti di temperatura, sono maggiori in inverno e così i venti sono più veloci durante l’inverno rispetto all’estate).

4. CAPIRE LE PREVISIONI DEL TEMPO

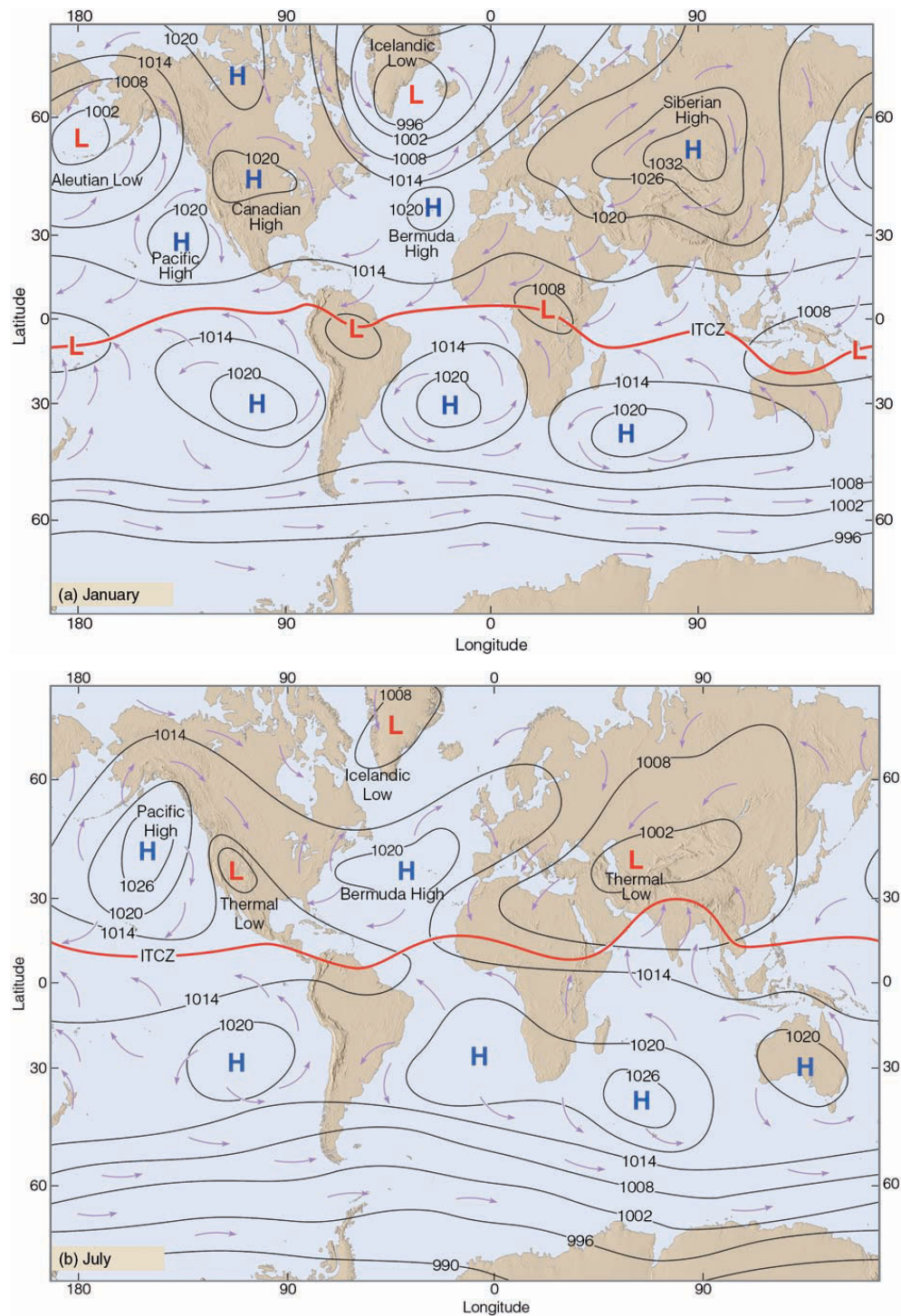


Figura 4.1: Distribuzione media delle pressioni e dei venti in superficie a gennaio (sopra) e a luglio (sotto) [C.D. Ahrens e R. Henson].

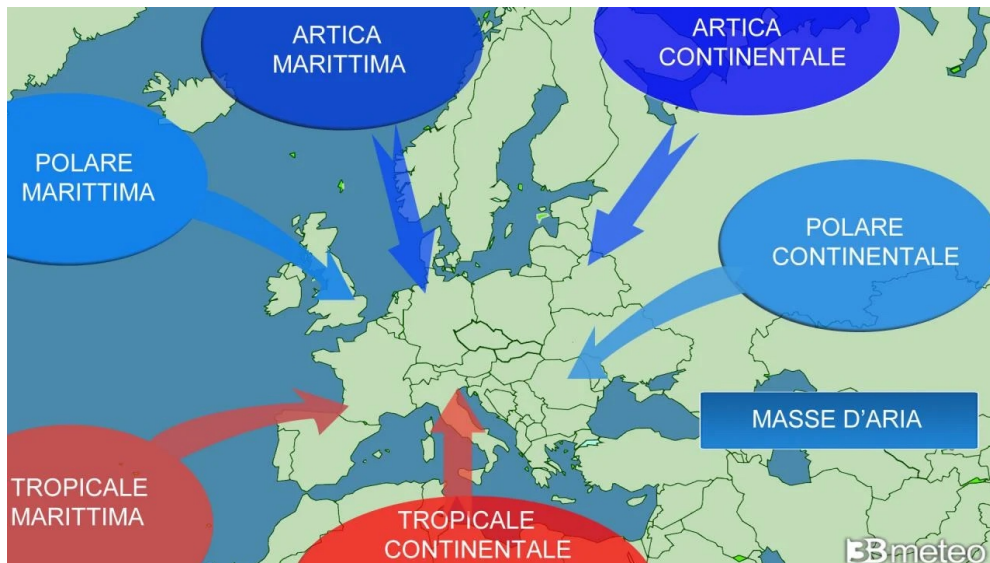


Figura 4.2: Provenienza delle principali masse d'aria che influenzano il clima dell'Italia [3Bmeteo].

4.2 Le masse d'aria

In meteorologia, con il termine “massa d'aria” si intende la quantità d'aria contenuta in un “grande” volume di atmosfera che si trovi in condizioni di temperatura e umidità pressoché uniformi. (In questo caso, l'aggettivo “grande” qualifica un volume che può estendersi su una superficie dell'ordine delle migliaia di chilometri quadrati ed occupare uno spessore considerevole di troposfera).

L'uniformità nelle condizioni di temperatura e umidità viene raggiunta quando le masse d'aria ristagnano per periodi abbastanza lunghi in “regioni sorgente” caratterizzate da situazioni meteorologiche (calde o fredde, umide o secche) che variano molto lentamente. Per questo motivo, le regioni sorgente coincidono spesso con le aree centrali di anticicloni e cicloni semi-permanenti che conferiscono alle masse d'aria le caratteristiche dominanti nelle regioni in cui gli anticicloni e i cicloni stessi si trovano.

Con riferimento alla Figura 4.2, le principali masse d'aria che influenzano il clima dell'Italia possono essere classificate in base alla temperatura, distinguendo tra:

- masse d'aria calda generate nelle regioni subtropicali (T);
- masse d'aria fredda generate nelle regioni polari (P) e
- masse d'aria freddissima generate nelle regioni artiche (A).

o, in base all'umidità, distinguendo tra:

4. CAPIRE LE PREVISIONI DEL TEMPO

- masse d'aria secca generate all'interno di un continente (c) e
- masse d'aria umida generate sull'oceano (m).

Pertanto, applicando entrambi gli schemi di classificazione alle masse evidenziate nella Figura 4.2, e aggiungendo ovvie considerazioni di carattere fisico, abbiamo

- aria subtropicale continentale (cT), generata nella regione del Sahara e, quindi, molto calda e secca all'origine ma con tendenza a umidificarsi attraversando il Mediterraneo;
- aria subtropicale marittima (mT), generata tra Bermuda e Azzorre, molto calda e umida ma, in virtù dell'origine oceanica, relativamente fresca negli strati più bassi;
- aria polare marittima (mP), generata nelle regioni del Nord Atlantico tra il Labrador e Terranova e, quindi, fredda e umida;
- aria polare continentale (cP), generata nelle pianure innevate della Russia e della Siberia, molto fredda e secca;
- aria artico-marittima (mA), generata nei mari della Groenlandia;
- aria artico-continentale (cA), generata nelle regioni interne della calotta polare artica e, quindi, estremamente fredda e secca.

(Generalmente, nella letteratura anglosassone, non si distingue tra aria artica marittima - mA e artica continentale - cA e, per semplicità, nel seguito ci si è adeguati a tale scelta).

4.2.1 Influenza delle masse d'aria sul clima dell'Italia

Come si può intuire, le masse d'aria influenzano il tempo meteorologico quando, spinte dai venti dominanti, si spostano da una zona all'altra. Per quanto riguarda le influenze sul clima dell'Italia, è ben noto che in estate l'aria subtropicale continentale (cT), proveniente dall'anticiclone africano (ormai dominante), è responsabile di sempre più intense e frequenti ondate di calore, mentre l'aria subtropicale marittima (mT), proveniente dall'anticiclone delle Azzorre (una volta dominante), segna l'affermarsi di condizioni temperate quando, sempre più tardi, riesce a fare il suo ingresso stabile sul Mediterraneo.

Da ottobre a maggio l'aria polare marittima (mP), proveniente dal Nord Atlantico, è la causa più frequente di precipitazioni che, durante l'inverno, possono anche assumere carattere nevoso. Come evidenziato nel paragrafo che segue, la maggior parte delle correnti atlantiche investe la barriera alpina generando, a livello locale, precipitazioni orografiche sopravvento e, a livello sinottico (cioè su vasta scala), la caratteristica depressione ciclonica sottovento in corrispondenza al Golfo di Genova.

Nel periodo invernale l'aria polare continentale (cP) proveniente dall'anticiclone russo-siberiano, espandendosi verso il Mediterraneo, porta forti correnti nord orientali fredde e secche (Bora)

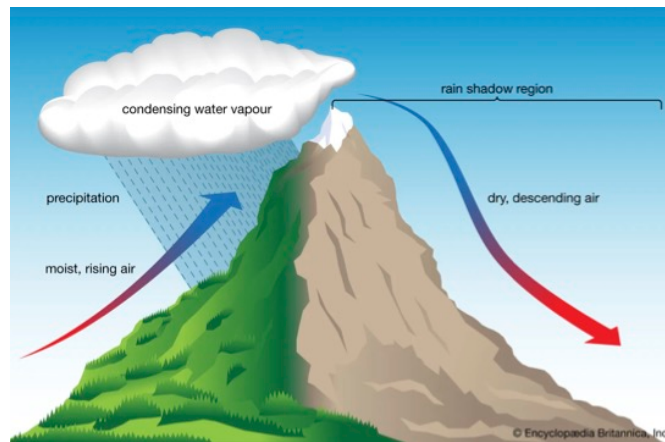


Figura 4.3: Precipitazioni orografiche [Enciclopedia Britannica].

che, dopo aver attraversato le Alpi Orientali e Dinariche (della Bosnia Erzegovina), raggiungono l'Alto e il Medio Adriatico.

Sempre nel periodo invernale, a causa della destabilizzazione del vortice polare stratosferico, possono arrivare masse d'aria artica che seguono un percorso più diretto delle masse d'aria polari e, in questo modo, possono rendersi responsabili di improvvisi e forti abbassamenti delle temperature accompagnati, anche fuori stagione, da nevicate a quote insolitamente basse.

4.2.2 Effetti orografici sulla circolazione atmosferica

Le catene montuose possono agire sulla circolazione atmosferica alterandola profondamente, sia a livello locale sia a livello sinottico. A livello locale, come schematizzato nella Figura 4.3, l'aria forzata a salire su un rilievo equilibra la sua pressione con quella della quota raggiunta e, durante questa espansione, si raffredda adiabaticamente. (Questo tipo di raffreddamento si dice adiabatico perché l'aria che sale equilibra, istante per istante, la pressione ma non fa in tempo a scambiare calore con l'atmosfera circostante per equilibrare anche la temperatura).

Se, come spesso accade, l'aria si raffredda al di sotto della temperatura di rugiada il vapore in essa contenuto condensa formando le così dette “nubi orografiche” che, a loro volta, possono dare origine a “precipitazioni orografiche” (effetto “stau”). Dopo aver scavalcato la cima, l'aria è costretta a scendere e durante la discesa equilibra di nuovo la sua pressione con quella delle quote raggiunte e, comprimendosi adiabaticamente (effetto “fohn”), si riscalda.

A livello sinottico, come schematizzato nella Figura 4.4, le catene montuose agiscono da “barriere” e costringono la corrente a riversarsi sulle strette valli laterali per aggirarle. In questo modo la corrente accelera generando sottovento una depressione ciclonica per Effetto Venturi. Nel caso più frequente delle perturbazioni atlantiche provenienti da nord-ovest, l'aria polare marittima (aP) aggira la catena alpina, si riversa sulla Valle del Rodano e, con forti venti nord

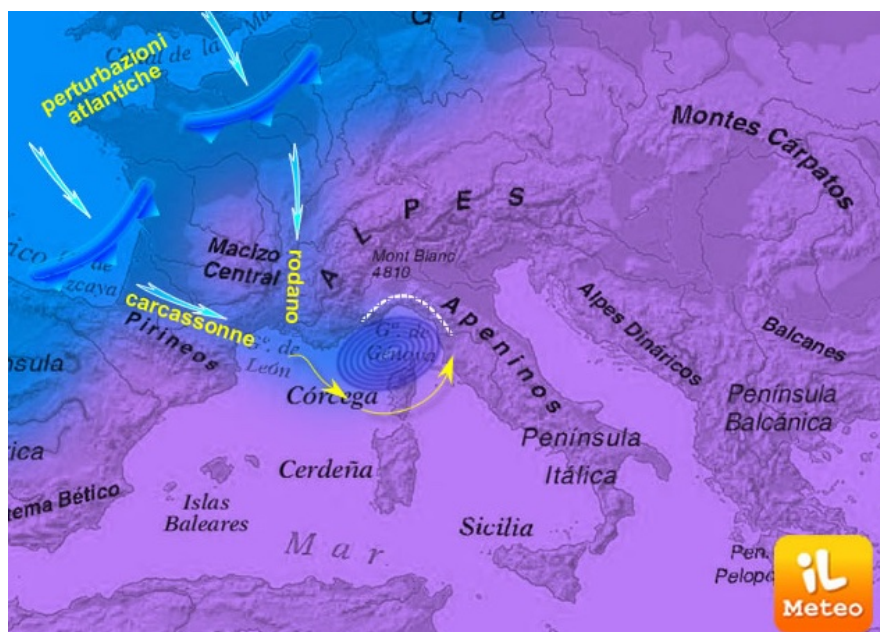


Figura 4.4: Effetto “barriera” [il Meteo].

occidentali, sfocia sul Golfo del Leone (quello che ha come porti principali Marsiglia e Tolone).

Nel caso meno frequente delle perturbazioni atlantiche provenienti da ovest, l’aria polare marittima (aP) aggira i Pirenei, passa per la valle di Carcassonne e sfocia sempre sul Golfo del Leone con forti venti prevalentemente occidentali. In entrambi i casi, sul Golfo del Leone si crea una depressione ciclonica che, data la particolare morfologia delle coste liguri, tende a spostarsi verso levante approfondendosi proprio sul Golfo di Genova prima di proseguire in piena autonomia verso sud-est.

4.3 Fronti meteorologici

Il monitoraggio e le previsioni del tempo alle medie latitudini sono collegati al movimento dei fronti, ovvero delle superfici di contatto tra masse d’aria con caratteristiche di temperatura e umidità differenti. Come si vede nella Figura 4.5, sulle carte meteorologiche al suolo vengono segnati, con simboli diversi, almeno tre tipi di fronti:

- i fronti freddi, rappresentati da una linea con dei triangoli, in corrispondenza alla intersezione col suolo della superficie di separazione tra una massa d’aria più fredda, e spesso più secca, in avanzamento, e una massa d’aria più calda, e spesso più umida, pressoché stazionaria;

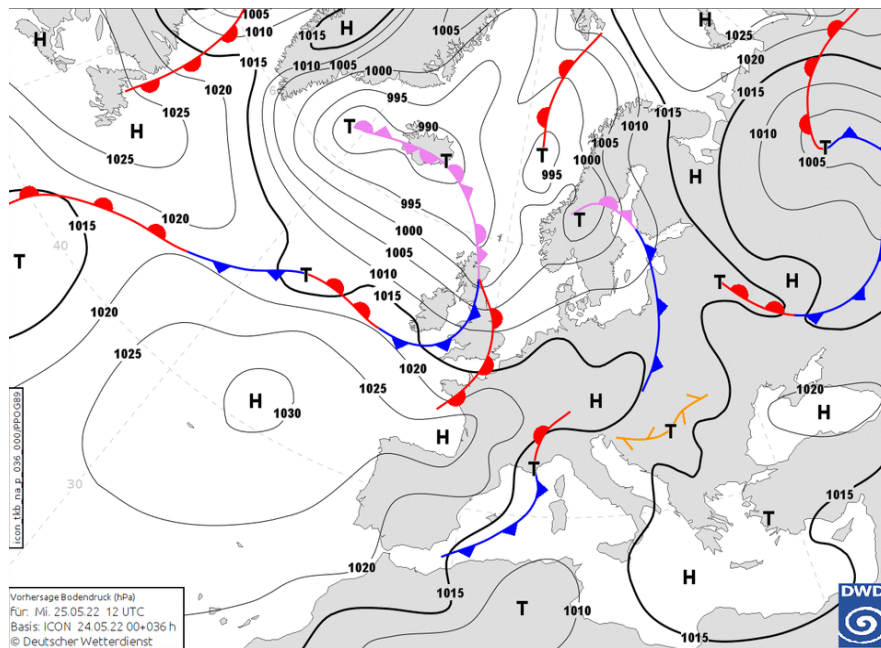


Figura 4.5: Carta sinottica al suolo prodotta dal Servizio Meteorologico Tedesco che riporta isobare e fronti. Pressione misurata in etto pascal [hPa]: H = alta, T = bassa. Fronti: caldi = linea con semicerchi, freddi = linea con triangoli, occlusi = linea con coppie di semicerchi e triangoli affiancati [DWD - Deutscher Wetterdienst]

- i fronti caldi, rappresentati da una linea con dei semicerchi, in corrispondenza alla intersezione col suolo della superficie di separazione tra una massa d'aria più calda, e spesso più umida, in avanzamento, e una massa d'aria più fredda, e spesso più secca, pressoché stazionaria;
- i fronti occlusi, rappresentati da una linea con coppie di semicerchi e triangoli affiancati, in corrispondenza alla intersezione col suolo della superficie che segna il raggiungimento di un fronte caldo, più lento, da parte di un fronte freddo più veloce.

4.3.1 Fisica dei fronti

Le nozioni di fisica dei fronti riportate in questo paragrafo sono quelle utilizzate nel “Modello Norvegese” per spiegare la formazione dei cicloni extratropicali, ossia delle depressioni cicloniche tipiche delle medie latitudini. Tuttavia tali nozioni possono risultare utili anche nella vita di tutti i giorni per interpretare correttamente le “previsioni del tempo” ed adeguare, “di conseguenza”, il proprio comportamento. A tal fine, le caratteristiche dei principali fronti vengono descritte nel seguito con un dettaglio sufficiente a spiegare la diversità delle rispettive manifestazioni.

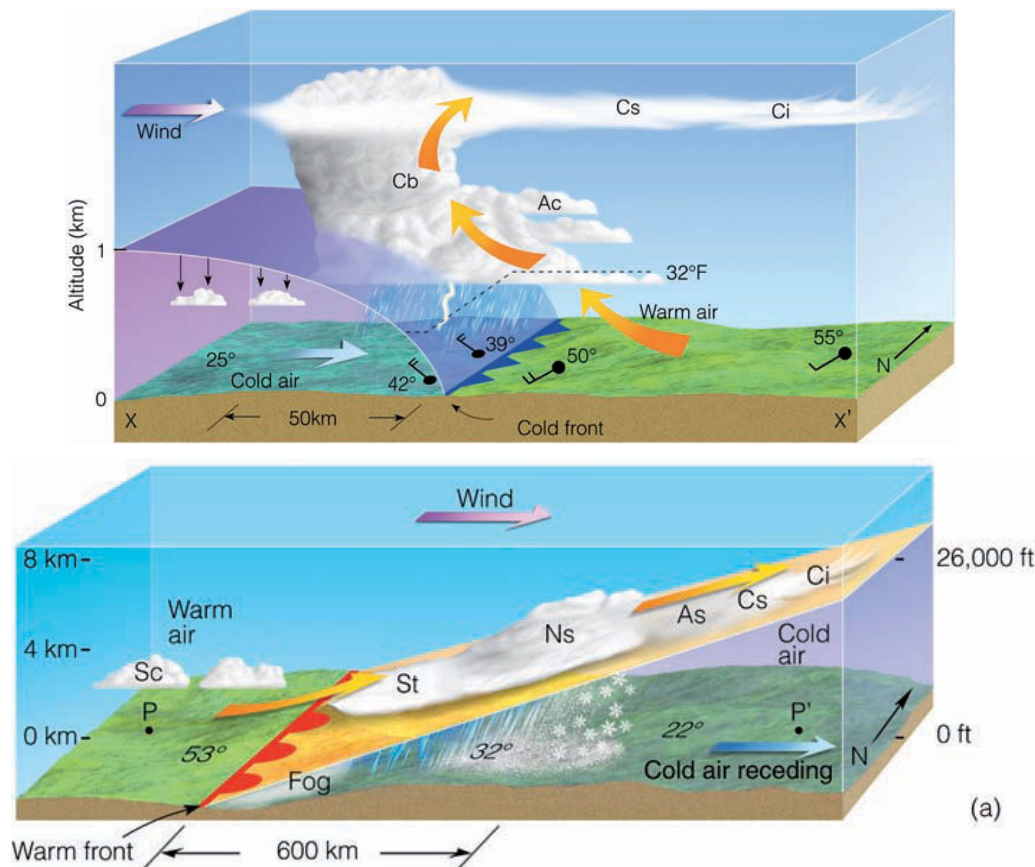


Figura 4.6: In alto: vista tridimensionale di un fronte freddo. In basso: vista tridimensionale di un fronte caldo. Le temperature sono misurate in gradi Fahrenheit (°F) dove $32^{\circ}\text{F} = 0^{\circ}\text{C}$ e $1^{\circ}\text{F} = 5/9^{\circ}\text{C}$ [C.D. Ahrens e R. Henson].

Fronti freddi

Come si vede nella Figura 4.6 in alto, nei fronti freddi l'aria fredda e densa in movimento si incunea sotto le masse di aria calda e umida costringendole a salire. Durante la salita l'umidità contenuta nell'aria calda condensa formando una serie di nuvole cumuliformi: altocumuli (Ac), cirrostrati (Cs) e cirri (Ci) che, spinte dai forti venti in quota, precedono il fronte freddo. (I venti in quota sono più veloci dei venti in superficie in quanto non sono rallentati dall'attrito al suolo).

In corrispondenza alla regione sulla quale passa un fronte freddo, si ha una forte instabilità atmosferica che favorisce la formazione di un cumulonembo (Cb), ovvero di una nube a forte sviluppo verticale capace di dar vita a temporali o, comunque, a rovesci di pioggia. Data la violenza del processo di sollevamento, l'inclinazione di un fronte freddo è elevata e la zona delle precipitazioni si estende per non più di 50 km (che rappresentano lo spazio percorso in

meno di un'ora da un fronte che avanza con velocità superiori ai 60 km/h). Dopo il passaggio di un fronte freddo, le precipitazioni si fermano lasciando l'aria fresca e secca e il cielo limpido.

Fronti caldi

Come si vede nella Figura 4.6 in basso, nei fronti caldi l'aria calda avanza e invade zone occupate da masse di aria fredda. Poiché l'aria calda è meno densa dell'aria fredda, non si incunea ma tende a scorrere in modo graduale sopra la massa di aria fredda. Durante la salita l'umidità contenuta nell'aria calda condensa formando una serie di nuvole: strati (St), nembostrati (Ns), altostrati (As), cirrostrati (Cs) e cirri (Ci). Data la bassa inclinazione di un fronte caldo, la zona delle precipitazioni che comprende strati e nembostrati si estende per 600 km circa, mentre la zona che comprende anche le nubi messaggere della precipitazione (altostrati, cirrostrati e cirri) si estende per 2000 km circa. Poiché la velocità di avanzamento del fronte caldo è bassa (dell'ordine dei 20 - 25 km/h) è possibile prevedere con alcuni giorni di anticipo l'arrivo di un fronte caldo.

Da quanto detto emerge che i fronti caldi si muovono molto più lentamente dei fronti freddi perché è molto più difficile per l'aria calda trascinare per attrito l'aria fredda, piuttosto che per l'aria fredda incunearsi sotto l'aria calda e sollevarla. Questa semplice constatazione permette di spiegare la formazione dei "fronti occlusi" discussa nel paragrafo che segue.

Fronti occlusi

Quando un fronte freddo che, come si è detto, ha una velocità di avanzamento dell'ordine di 60 km/h raggiunge un fronte caldo che lo precede con una velocità non superiore ai 25 km/h, si forma un unico fronte occluso nel quale sono presenti non due ma tre masse d'aria a temperature differenti (molto fredda, calda e fredda). In questo modo, alla fine del processo di occlusione si possono avere due configurazioni diverse: occlusione fredda e occlusione calda (che sono illustrate nella Figura 4.7).

Nella **occlusione fredda**, di cui alla colonna di sinistra della Figura 4.7, la mappa mostra l'inseguimento del fronte caldo (a destra sulla mappa), formato da aria "fredda" e aria "tiepida", da parte del fronte freddo (a sinistra sulla mappa), formato da aria "molto fredda". In corrispondenza a CC', l'inseguimento è parzialmente completato e la sezione tridimensionale mostra un fronte occluso freddo ormai sviluppato. Come si vede, l'aria molto fredda si è incuneata sotto l'aria fredda realizzando la configurazione che viene chiamata fronte occluso freddo, in quanto richiama quella del fronte freddo schematizzato nella Figura 4.6.

Nella **occlusione calda**, di cui alla colonna di destra della Figura 4.7, la mappa mostra l'inseguimento del fronte caldo (a destra sulla mappa), formato da aria "tiepida" in movimento che scorre sopra una massa di aria "fredda", da parte del fronte freddo (a sinistra sulla mappa), formato da aria "fresca". In corrispondenza a EE', l'inseguimento è parzialmente completato e la sezione tridimensionale mostra un fronte occluso caldo ormai sviluppato. Come si vede, l'aria fresca del fronte freddo si trova a temperatura superiore di quella dell'aria fredda del fronte caldo e quindi scivola sopra realizzando la configurazione che viene chiamata fronte occluso caldo, in quanto richiama quella del fronte caldo schematizzato nella Figura 4.6.

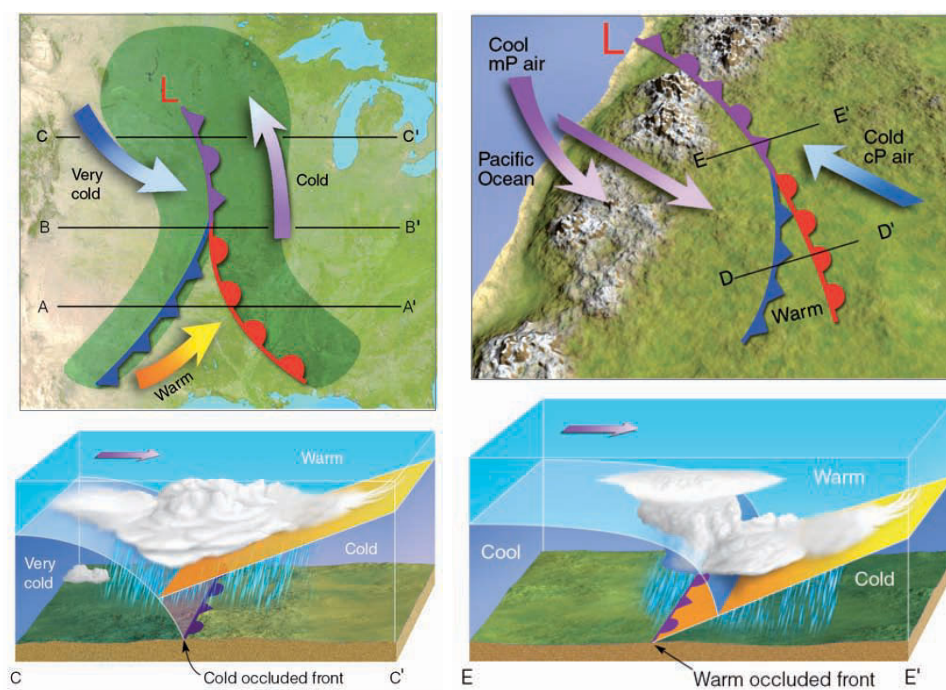


Figura 4.7: Colonna di sinistra: mappa in alto e sezione in basso di un fronte occluso freddo. Colonna di destra: mappa in alto e sezione in basso di un fronte occluso caldo [C.D. Ahrens e R. Henson].

Come si può vedere dalla Figura 4.7, tutti i fronti occlusi, sia freddi sia caldi, forzano l'aria "tiepida" a salire, e ciò innesca alcune precipitazioni residue che, nel giro di un paio di giorni, portano alla dissoluzione dei fronti stessi e, quindi, la formazione delle occlusioni rappresenta l'ultima fase delle perturbazioni.

4.4 Cicloni extratropicali

Come si era già osservato, la teoria più condivisa sulla formazione dei cicloni extratropicali è quella basata sul "Modello Norvegese", proposto negli anni '20 del secolo scorso da un gruppo di meteorologi di Bergen coordinati, prima, da Wilhelm Bjerknes (1862-1951) e, successivamente, da suo figlio Jakob (1897-1975). Negli ultimi decenni, il Modello Norvegese, fondato essenzialmente su osservazioni delle nubi eseguite dal suolo, è stato aggiornato a più riprese per tener conto degli aspetti tridimensionali (evidenziati dalle ricerche con sonde meteorologiche e dalle osservazioni satellitari a partire, rispettivamente, dagli anni '50 e '60 del secolo scorso).

4.4.1 Modello Norvegese

Secondo il Modello Norvegese, le depressioni da cui si originano i cicloni extratropicali nascono da oscillazioni del fronte polare ovvero della superficie che, intorno ai 60° di latitudine, segna il confine tra l'aria fredda della cella polare e l'aria relativamente calda della cella di Ferrel.

In tale contesto, il modello ipotizza che il ciclo di vita di un ciclone extratropicale nell'emisfero nord inizi da un segmento del fronte polare e passi attraverso fasi ben definite, contraddistinte dalle lettere da A ad F nelle rappresentazioni della Figura 4.8. In queste rappresentazioni, i triangolini blu e i semicerchi rossi indicano, rispettivamente, le posizioni al suolo del fronte freddo e del fronte caldo.

Come si è visto nel Capitolo 3 (Figura 3.10), i venti occidentali diretti a nord-est e i venti orientali diretti a sud-ovest, si incrociano in corrispondenza al fronte polare e, secondo il Modello Norvegese, nella fase A creano un fronte stazionario (ovvero un fronte nel quale nessuna delle due correnti riesce a prevalere sull'altra). Chiaramente, in un fronte di quel tipo gli attriti tra le correnti che si incrociano tendono ad instaurare una rotazione in senso antiorario (ciclonico) ma, per rompere l'equilibrio, è necessaria una perturbazione (descritta nel Paragrafo 4.4.1, in grado di creare la singolarità (rappresentata come una punta nella fase B) dove la pressione si abbassa considerevolmente.

Nella fase C, si innesca la rotazione ciclonica intorno alla singolarità (punta) nella quale si trova il minimo di pressione. Nella rotazione, il fronte caldo va verso nord e il fronte freddo lo insegue da sud, mentre il ciclone assume l'aspetto familiare di un fronte caldo inseguito da un fronte freddo (già descritto nel paragrafo precedente).

Nelle fasi successive (D, E, F) il minimo barico in corrispondenza alla singolarità si approfondisce ulteriormente mentre i venti e le precipitazioni aumentano di intensità. Man mano che il fronte freddo (più veloce) raggiunge il fronte caldo (più lento) si forma un fronte occluso dove l'aria fredda si insinua sotto l'aria calda sollevandola. Arrivata alla tropopausa, l'aria calda si libera completamente dell'umidità generando nubi tempestose e forti precipitazioni (D ed E).

A partire dalla fase D, al suolo si distinguono tre fronti (caldo, freddo e occluso) che si incontrano nel punto triplo e ruotano intorno al minimo barico, mentre il processo di occlusione progredisce. Completato il processo di occlusione i venti diminuiscono e il ciclone extratropicale si esaurisce perché viene a mancare la fornitura di energia associata alla corrente calda e umida ascendente. (Nella fase F, infatti, l'aria è fredda su entrambi i lati del fronte occluso e quindi, non si ha alcuna spinta di Archimede verso l'alto).

Destabilizzazione del fronte stazionario

Il Modello Norvegese si limitava a ipotizzare, senza fornire giustificazioni, l'intervento di una perturbazione in grado di destabilizzare il fronte stazionario al suolo creando la singolarità (rappresentata come una punta) dove la pressione si abbassa. In realtà la Scuola Norvegese degli inizi del secolo scorso non disponeva di osservazioni in quota e, quindi, non poteva giustificare

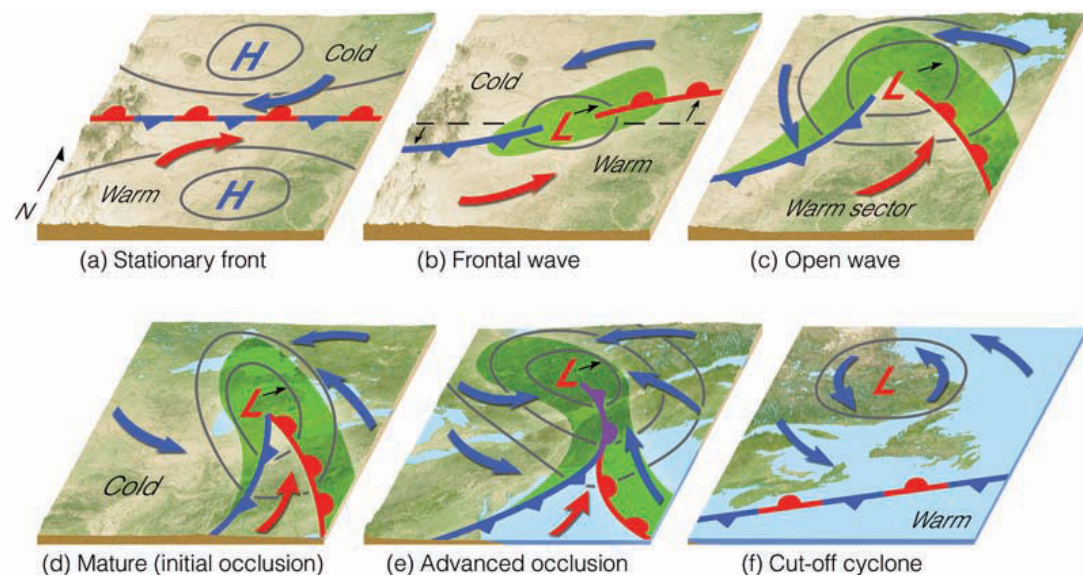
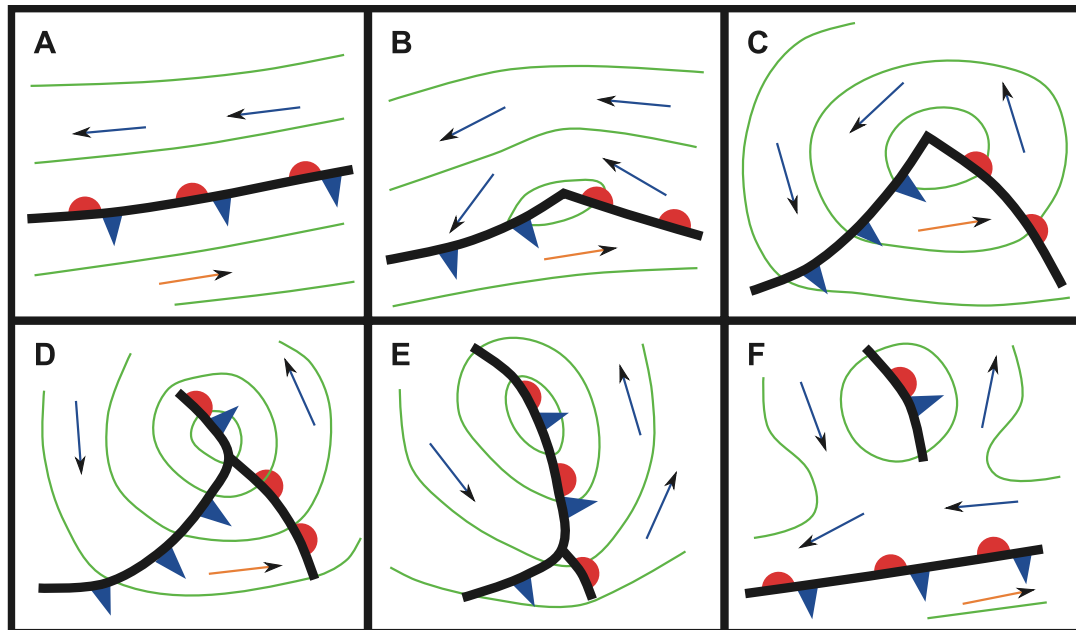


Figura 4.8: Gli stadi di evoluzione di un ciclone extratropicale secondo il Modello Norvegese: schematizzazione in alto [*J. Shonk*] e mappatura in basso [*C.D. Ahrens e R. Henson*].

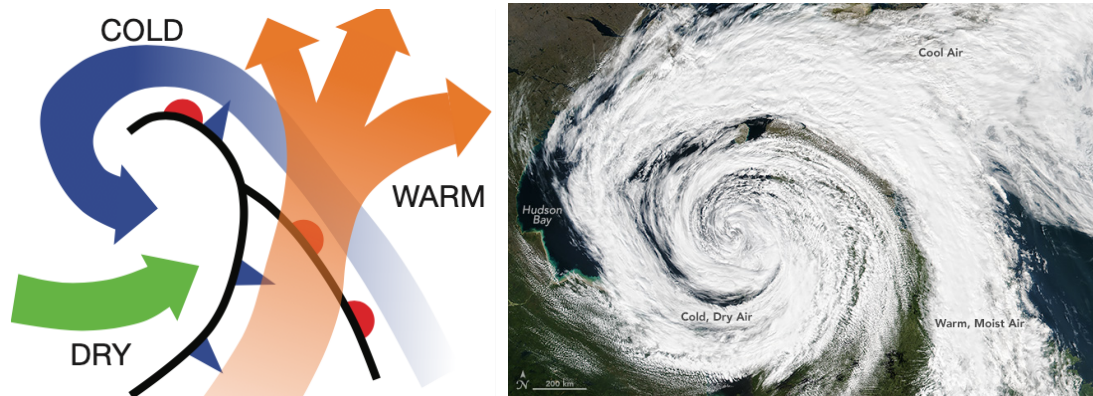


Figura 4.9: Ciclone extratropicale maturo. A sinistra: andamento dei nastri trasportatori caldo (arancione), freddo (blu) e secco (arancione) con intensità dei colori crescente con la quota [J. Shonk]. A destra: ciclone extratropicale sulla Baia di Hudson fotografato il 10 agosto 2016 [NASA].

la perturbazione invocando teorie che, come quella illustrata nel Paragrafo 3.5.2, implicano la conoscenza di aspetti tridimensionali.

Successivamente per molti anni tra i meteorologi, anche in presenza delle prime osservazioni sperimentali, vi è stato consenso sulla teoria descritta nel Paragrafo 3.5.2 (attualmente considerata incompleta), secondo la quale la convergenza e la divergenza della corrente a getto in quota forniscono tutto il supporto necessario alle circolazioni anticicloniche (alta pressione) e cicloniche (bassa pressione) al suolo.

4.4.2 Il “Modello Nastro Trasportatore”

I meccanismi di destabilizzazione del fronte stazionario, illustrati nel precedente paragrafo, spiegano in maniera soddisfacente come la depressione centrale dei cicloni si formi ma non bastano a spiegare come essa venga mantenuta e, addirittura, aumenti durante la vita attiva del ciclone extratropicale. (Infatti, per non interrompere il processo di ciclogenesi è necessario mantenere, anche per più giorni, il flusso d’aria che converge verso la depressione al suolo e il flusso d’aria che diverge dal getto polare in quota).

Una spiegazione soddisfacente del processo di “alimentazione” della depressione centrale è fornita, invece, dal “Modello Nastro Trasportatore” il quale ipotizza che, nella ciclogenesi, intervengano tre correnti (chiamate “nastri trasportatori”) che interagiscono tra loro durante i processi di trasporto di calore e umidità verso il centro del ciclone. Due di queste correnti sono “vecchie conoscenze” in quanto si tratta delle correnti fredda e calda che interagiscono al suolo nelle vicinanze del fronte polare prima di salire in quota. Invece, la “novità” del modello è la terza corrente, fredda e secca, che parte dai limiti della troposfera e scende verso il fronte occluso.

Come si vede nello schema tridimensionale di un ciclone extratropicale maturo, riportato nella Figura 4.9 a sinistra, il nastro trasportatore caldo (arancione) è spinto verso l'alto dal nastro trasportatore freddo (blu) e, una volta in quota, fornisce energia al ciclone sotto forma di calore sensibile e latente. Il nastro trasportatore freddo, ruotando a spirale intorno al centro del ciclone, forma la massa di nubi “a virgola” che costituisce la “impronta” visibile dei cicloni extratropicali. La configurazione risultante è completata dall'azione del nastro trasportatore freddo e secco (verde) che proviene dai limiti della troposfera e crea la regione senza nubi nelle vicinanze del fronte occluso.

A conferma del Modello Nastro Trasportatore, nelle osservazioni satellitari (come quella della Figura 4.9 a destra relativa al ciclone extratropicale fotografato dalla NASA il 10 agosto 2016 nella baia di Hudson) si distinguono sia la struttura di nubi “a virgola” prodotta dall'interazione delle correnti calda e fredda, sia la regione senza nubi creata dall'intrusione di aria fredda e secca nelle vicinanze del fronte occluso.

4.5 Cicloni tropicali

I mezzi di comunicazione di massa si occupano sempre più spesso delle devastazioni causate dai **cicloni tropicali** più intensi (meglio noti come **uragani** negli Stati Uniti e **tifoni** in Asia), ma quasi mai tentano di spiegare i processi fisici che sono alla base della loro formazione. A questa lacuna, si cercherà di porre un parziale rimedio nel seguito, pur rimanendo nei limiti qualitativi di uno studio rivolto ai non specialisti.

A differenza dei **cicloni extratropicali** (o delle medie latitudini), che hanno origine tra 30° e 60° a nord e a sud dell'equatore, i cicloni tropicali hanno origine nella fascia compresa tra i tropici del Cancro e del Capricorno (23,4° a nord e a sud dell'equatore, rispettivamente). A causa della diversa origine geografica, nei cicloni extratropicali è prevalente il contributo dinamico associato allo scontro tra masse d'aria a temperatura e umidità differenti, mentre nei cicloni tropicali è prevalente il contributo energetico associato alla fornitura, da parte dell'oceano, di calore sensibile e latente.

La classificazione basata sui contributi energetici consente di comprendere nella stessa categoria (la prima) tutti i cicloni delle medie latitudini, inclusi i MediCanes, ovvero i MEDIteranean HurriCANES. (Infatti, questi cicloni si sviluppano grazie al contributo dinamico legato allo scontro tra le masse d'aria fredda associate alla corrente a getto polare e le masse d'aria calda e umida che stazionano sul Mediterraneo).

Inoltre, per quanto possa sembrare paradossale, la classificazione basata sui contributi energetici ha anche il vantaggio di comprendere nella stessa categoria, sottolineandone le similitudini, sia i cicloni tropicali sia gli uragani artici.

4.5.1 Struttura dei cicloni tropicali

I cicloni tropicali si sviluppano sull'oceano in presenza di temperature superficiali molto elevate (sopra i 26-27 °C) e in assenza quasi completa di vento (come quella assicurata, ad esempio,

dalle “calme equatoriali” ben note ai naviganti a vela). Tali cicloni sono fenomeni atmosferici estremamente devastanti e, a causa del cambiamento climatico, si generano con sempre maggiore frequenza (da giugno a novembre nell’emisfero nord e da novembre a maggio nell’emisfero sud).

Dal punto di vista fisico si può dire che, nei cicloni tropicali, l’assenza di vento serve a consentire la formazione di un’area depressionaria in corrispondenza alla salita dalla superficie dell’oceano di aria calda e umida. (La densità dell’aria diminuisce con la temperatura e l’umidità, e “la spinta di Archimede” tende a far salire l’aria calda e umida a contatto con la superficie dell’oceano).

L’aria che sale crea un “vuoto” che richiama altra aria calda e umida dalle zone circostanti, generando un flusso continuo che trasporta alle alte quote grandi quantità di energia sotto forma di calore sensibile e latente. L’energia così trasportata alimenta il ciclone che, infatti, si indebolisce se i venti lo spostano sulla terraferma (dove l’umidità dell’aria non è sufficiente), ma si intensifica di nuovo se i venti lo fanno ritornare sull’oceano (dove l’alimentazione con aria calda e umida non manca).

Le immagini dei cicloni tropicali, raccolte da satelliti e stazioni spaziali, hanno un grande interesse mediatico ed, infatti, per gli uragani importanti vengono immediatamente diffuse in tutto il Mondo. Una delle immagini più iconiche è la foto della Figura 4.10, scattata il 12 settembre 2018 dalla Stazione Spaziale Internazionale, che ci mostra l’uragano Firenze ancora sull’oceano al largo della Carolina del Nord (che verrà raggiunta il 14 settembre). Nella foto si nota chiaramente la depressione centrale (detta occhio), circondata dalle fasce di sviluppo a spirale tipiche dei cicloni maturi.

Pur essendo molto ricche di informazioni, le immagini di questo tipo non sono facilmente interpretabili sul piano quantitativo da parte dei non specialisti e, quindi, può essere utile spiegarle qualitativamente facendo riferimento, ad esempio, a schematizzazioni del tipo di quella riportata nella Figura 4.11.

Dalla Figura 4.11 si intuisce come i cicloni tropicali si sviluppino per fasce a spirale attorno al nucleo centrale in quanto, a livello del mare, l’aria converge dalle zone periferiche esterne, che si trovano a pressione più alta, verso l’occhio dove la pressione è più bassa. Tuttavia, a causa dell’accelerazione di Coriolis associata alla rotazione terrestre, la convergenza verso l’occhio non segue un percorso rettilineo, ma assume un andamento vorticoso a spirale che, come si è già detto, in meteorologia viene definito “ciclonico” ed è antiorario nell’emisfero settentrionale ed orario nell’emisfero meridionale.

In tutti i vortici, e anche in quelli associati ai cicloni tropicali, la velocità tangenziale aumenta per un buon tratto man mano che ci si avvicina al centro seguendo un andamento “a potenziale” ovvero, crescendo in modo inversamente proporzionale alla distanza dal centro (in linguaggio tecnico: mantenendo costante il “momento della quantità di moto” che è il prodotto della velocità tangenziale per il raggio di rotazione).

La velocità tangenziale, però, non può aumentare all’infinito ed, infatti, nell’occhio del ciclone la velocità tangenziale assume un andamento rotazionale (come quello di un solido), ovvero si riduce in modo direttamente proporzionale al raggio fino ad annullarsi nel centro.



Figura 4.10: Uragano Firenze, fotografato dalla Stazione Spaziale Internazionale il 12 settembre 2018 mentre si trovava sull’oceano al largo della Carolina del Nord [NASA Goddard Space Flight Center].

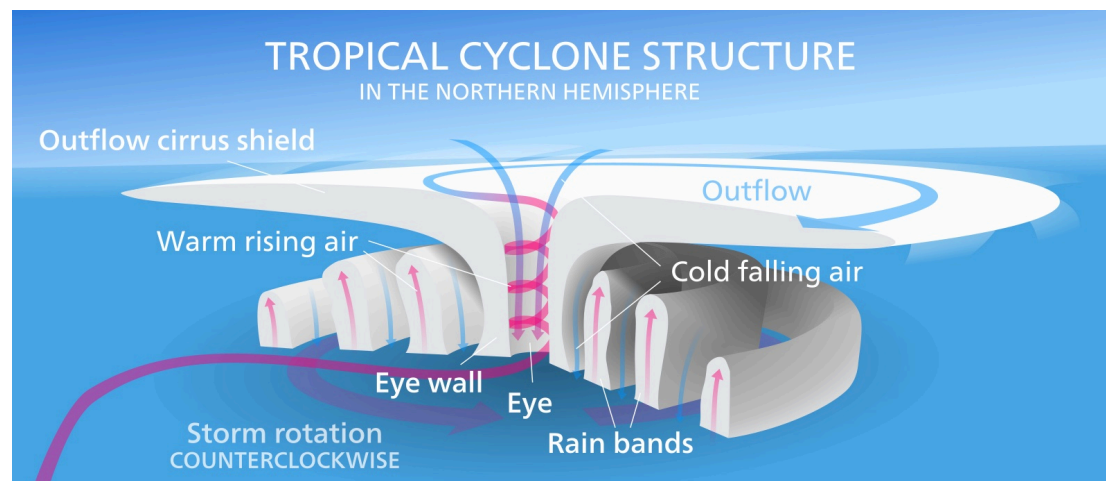


Figura 4.11: Struttura tridimensionale di un ciclone tropicale nell’emisfero nord [Wikipedia].

In questo modo, nei cicloni tropicali si possono identificare tre zone:

- l'anello esterno che delimita le fasce delle tempeste ("rain bands" in inglese), ha un raggio massimo dell'ordine dei 300 chilometri, un raggio minimo dell'ordine dei 40 chilometri, ed è caratterizzato da una velocità tangenziale in aumento verso l'interno con tipico andamento "a potenziale";
- un anello intermedio che circonda l'occhio ("eye wall" in inglese), ha un raggio massimo dell'ordine dei 40 chilometri, minimo dell'ordine dei 20 chilometri, ed è caratterizzato da una velocità tangenziale che, dopo aver raggiunto un picco dell'ordine delle centinaia di chilometri all'ora, lascia l'andamento a potenziale e passa all'andamento rotazionale;
- l'occhio, con raggio dell'ordine dei 20 chilometri, dove la velocità tangenziale mantiene l'andamento rotazionale fino ad azzerarsi nel centro.

Nell'anello esterno l'aria, calda e umida, ha una densità bassa e, per effetto convettivo (la spinta di Archimede), tende a salire in quota verso le zone fredde e asciutte dove la densità è alta. Durante la salita l'aria si raffredda progressivamente e perde l'umidità che, condensando, forma una serie di pareti nuvolose più o meno verticali (le tra fasce delle tempeste nella Figura 4.11), disposte a spirale e caratterizzate da un'altezza decrescente con la distanza dal centro.

In quota, l'aria risalita si trova in equilibrio termo-igrometrico con l'aria circostante ed essendo più densa dell'aria a contatto con la superficie del mare ridiscende negli spazi tra le pareti di nubi. Nell'anello esterno, quindi, le correnti ascendenti (dalle fasce) e discendenti (dagli spazi tra le fasce) si equilibrano e, complessivamente, danno una velocità ascensionale media prossima a zero.

Nell'anello intermedio (a fianco dell'occhio del ciclone), si forma una parete verticale di nubi diversa dalle altre in quanto, l'aria risale fino ai confini della troposfera, ovvero intorno ai 15 chilometri di altezza nelle vicinanze dell'equatore. (Una spiegazione qualitativa di questa forte risalita è legata al passaggio dal moto da "potenziale" [senza attriti] a "rotazionale" [con attriti], ed alla conseguente fortissima riduzione di velocità tangenziale: tale riduzione costituisce un ostacolo per il deflusso bidimensionale tangenziale ed, infatti, costringe il flusso a deviare verso l'alto).

L'aria risalita fino ai confini della troposfera diverge verso la periferia e, depositando l'umidità residua, forma un vero e proprio "scudo nuvoloso a fungo". A questo punto, l'aria si trova in equilibrio termo-igrometrico con l'aria circostante ed, essendo più densa dell'aria a contatto con la superficie del mare, ridiscende all'esterno dello scudo nuvoloso. (Si noti che causa dell'accelerazione di Coriolis, associata alla rotazione terrestre, il movimento divergente dell'aria verso la periferia dello scudo non segue un percorso rettilineo ma assume un andamento a spirale, che in meteorologia viene definito "anticiclonico" ed è orario nell'emisfero settentrionale ed antiorario nell'emisfero meridionale).

Nell'occhio del ciclone, la pressione è bassa al punto da richiamare dalla tropopausa (lo strato d'aria tra troposfera e stratosfera) una corrente secondaria che rende negativa la velocità ascensionale. La corrente secondaria è priva di umidità e nella discesa lungo l'occhio riequilibra la



Figura 4.12: Foto scattata all'interno dell'occhio dell'uragano Dorian, nei primi giorni di settembre del 2019 [Garrett Black, US Air Force, 53° Squadrone di Ricognizione Meteorologica].

sua temperatura tanto che, al livello del mare, il centro del ciclone risulta caldo e privo di nubi (come si può vedere dalla fotografia di Figura 4.12, scattata all'interno dell'occhio dell'uragano Dorian da un aereo di ricognizione meteorologica dell'Aeronautica degli Stati Uniti).

4.5.2 Tempeste artiche

In passato, i naviganti che si avventuravano sui mari del Nord con fragili imbarcazioni e le comunità che vivevano sulle coste di quei mari erano costrette a far fronte a tempeste misteriose, violente e improvvise. Raffiche di vento a velocità superiori ai 100 km/h, onde altissime e mareggiate devastanti sembravano venire dal nulla, interessavano aree abbastanza estese e poi, generalmente, si esaurivano in un paio di giorni.

Nonostante la pericolosità e la frequenza delle tempeste artiche, fino a pochi decenni fa mancavano spiegazioni sui meccanismi che le generavano, probabilmente a causa della scarsità di stazioni meteorologiche terrestri alle latitudini più elevate ed alla conseguente mancanza di dati affidabili.

La situazione è cambiata a partire dagli anni '60 del secolo scorso con l'avvento delle osservazioni satellitari. Da allora i meteorologi hanno associato le tempeste polari ad aree a bassa pressione atmosferica (polar lows) con diametro compreso, generalmente, tra 100 e 500 km che compaiono durante l'inverno sui mari privi di ghiaccio al di sopra del circolo polare artico.

(Le aree di più frequente formazione delle tempeste polari artiche sono il Golfo dell'Alaska ed i relativamente tiepidi Mari di Norvegia, di Barents e del Labrador).



Figura 4.13: Tempesta artica sul Mare di Barents il 27 February 1987 [Wikipedia].

Secondo la teoria attualmente più condivisa, una tempesta artica si genera quando l'aria proveniente dalle zone costiere, a temperature dell'ordine dei -30°C , viene richiamata dal nucleo depressionario che si trova sull'oceano a temperature dell'ordine di 0°C . A causa dell'accelerazione di Coriolis, legata alla rotazione terrestre, la convergenza verso l'occhio non segue un percorso rettilineo, ma assume un andamento vorticoso a spirale di tipo ciclonico che è antiorario nell'emisfero settentrionale.

Nel suo percorso sopra l'oceano, l'aria fredda raccoglie calore sensibile e latente e, allo stesso tempo, riduce la sua densità (che, ricordiamolo, diminuisce con gli aumenti di temperatura ed umidità). L'aria diventata così meno densa, tende a salire per effetto della spinta di Archimede fino ai limiti della troposfera dove l'umidità, condensando, forma le nubi tempestose ben evidenziate dalla Figura 4.13.

A questo punto si può comprendere perché molti meteorologi di scuola anglosassone chiamino “uragani artici” le tempeste polari più intense. Infatti, vi sono evidenti analogie morfologiche tra tempeste polari illustrate nella Figura 4.13 e i cicloni tropicali illustrati nella Figura 4.10.

Inoltre, la ciclogenesi è la stessa nei due casi in quanto dovuta, essenzialmente, al contributo energetico fornito dall'oceano. Ad ulteriore conferma di questa similitudine termodinamica va detto che sia i cicloni tropicali sia le tempeste polari sono fenomeni atmosferici che tendono ad esaurirsi quando, spinti dai venti, arrivano sulla terraferma dove viene a mancare il contributo energetico fornito dall'oceano sotto forma di calore sensibile e latente.

Per completezza, a conclusione del paragrafo va osservato che esistono anche tempeste polari Antartiche. Esse si formano durante i mesi estivi e, sinora, sono state poco investigate a

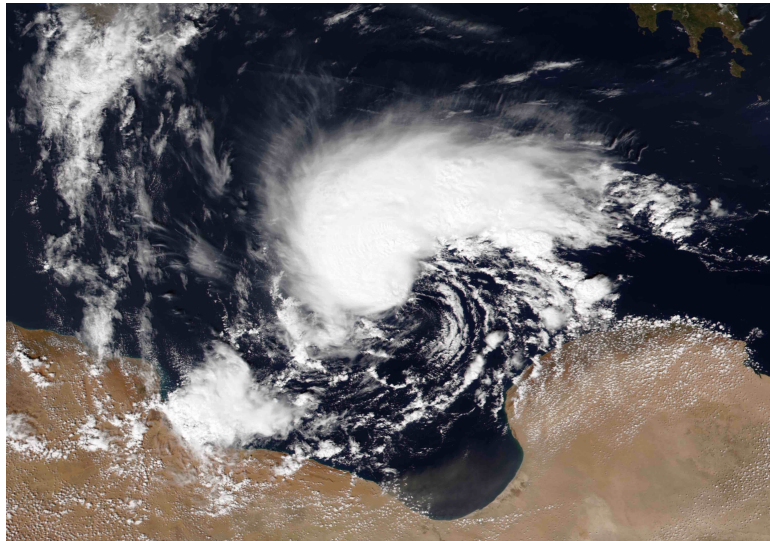


Figura 4.14: Ciclone Daniel: il Medican che ha imperversato su Bulgaria, Grecia, Egitto, Israele, Libia e Turchia tra il 4 e il 12 settembre 2023 [NOAA].

causa sia della perdurante scarsità di stazioni meteorologiche terrestri nell'Antartico sia per la sostanziale assenza di popolazioni rivierasche in quell'area.

(Le zone di più frequente formazione delle tempeste polari antartiche sono i mari di Ross, Amundsen e Bellingshausen, tutti dislocati lungo il percorso della Corrente Circumpolare Antartica).

4.5.3 Medicanes

Come si è già osservato, i **MediCanes**, ovvero i MEDiterranean HurriCANES, si sviluppano grazie al contributo dinamico legato allo scontro tra le masse d'aria fredda associate alla corrente a getto polare e le masse d'aria calda e umida che stazionano sul Mediterraneo. Pertanto, pur avendo effetti spesso sovrapponibili a quelli dei cicloni tropicali, i Medicanes vanno considerati cicloni extratropicali sia pure particolarmente intensi.

I periodi più favorevoli per la formazione dei Medicanes sono l'autunno e la prima parte dell'inverno quando le temperature superficiali del Mediterraneo sono ancora alte mentre la corrente a getto polare riprende di intensità dopo il rallentamento estivo. Questo è il caso, ad esempio, del Ciclone Daniel (fotografato nella Figura 4.14), che ha imperversato tra il 4 e il 12 settembre 2023 su Bulgaria, Grecia, Egitto, Israele, Libia e Turchia e ha causato alluvioni, mareggiate e danni a persone e infrastrutture.

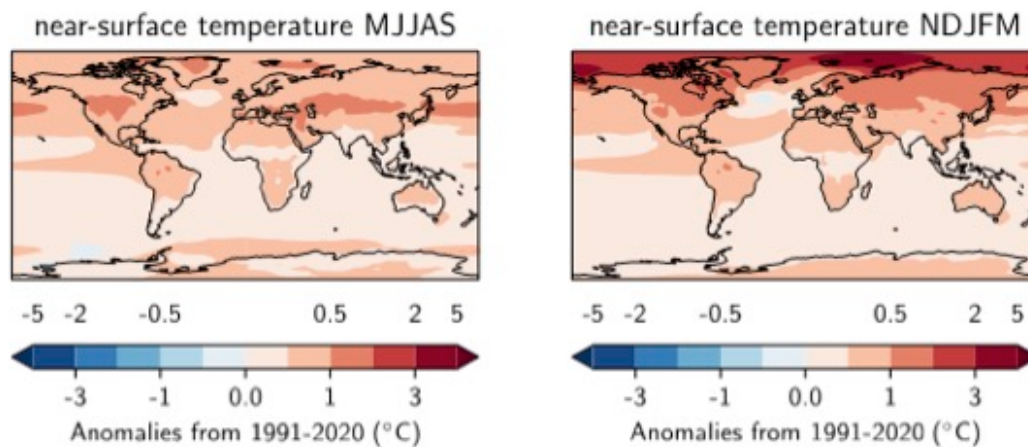


Figura 4.15: Temperature medie globali previste per il quinquennio 2023-2027 dall’Organizzazione meteorologica Mondiale. LEGENDA: MJJAS mesi di maggio, giugno, luglio, agosto, settembre - NDJFM: mesi di novembre, dicembre, gennaio, febbraio, marzo [WMO].

4.6 Le previsioni del tempo a lungo termine

Il 17 maggio 2023, l’Organizzazione Meteorologica Mondiale (WMO - World Meteorological Organization) aveva pubblicato il rapporto di sintesi sulla evoluzione del clima nel quinquennio 2023-2027. In tale rapporto l’affidabilità delle stime proposte per il 2023-2027 e, quindi, la probabilità del verificarsi delle previsioni, era molto elevata. (Infatti era stata dimostrata “ex ante” confrontando le rilevazioni sperimentali disponibili per il quinquennio 2017-2022 con i risultati numerici delle simulazioni “ex post” prodotte per lo stesso periodo dai partecipanti al nuovo studio).

Ciò premesso, secondo il WMO, nel quinquennio 2023-2027:

- vi era una probabilità del 98% che la media delle temperature globali superasse la media nel precedente quinquennio 2018-2022 (il più caldo di sempre fino a quel momento);
- vi era la stessa probabilità del 98% che la temperatura media globale di almeno un anno tra il 2023 e il 2027 superasse la temperatura media globale registrata nel 2016 (il più caldo di sempre fino a quel momento);
- vi era una probabilità del 66% (ovvero alta) che la temperatura media globale di almeno un anno tra il 2023 e il 2027 superasse di almeno 1,5 °C la temperatura del periodo preindustriale (1850-1900);
- l’arrivo del Niño previsto per gli ultimi mesi del 2023 e il fatto che, tipicamente, gli aumenti maggiori nella temperatura media globale si registrassero qualche mese dopo gli

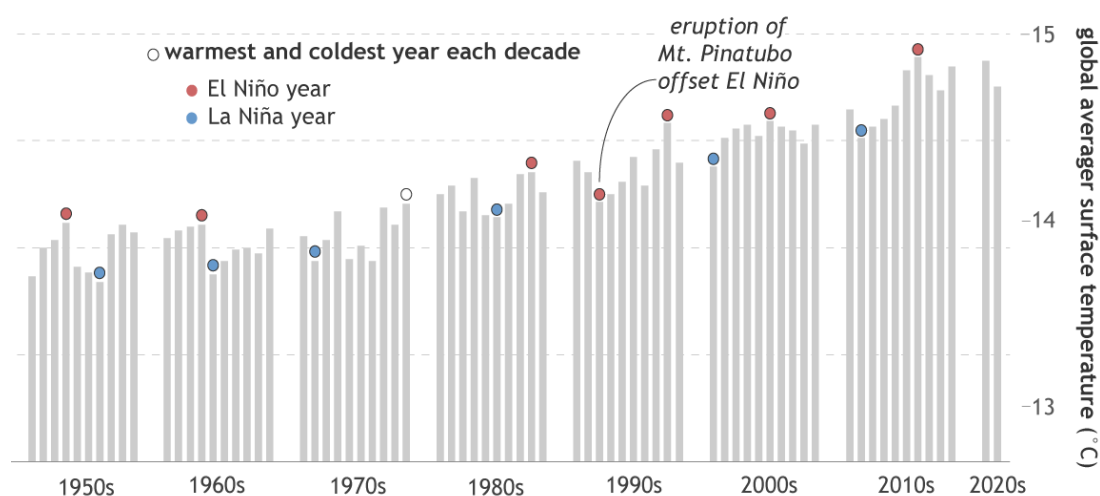


Figura 4.16: Medie annuali delle temperature in superficie raggruppate per decenni dal 1950 al 2021. Gli anni più caldi sono quelli del Niño e i più freddi sono quelli della Niña con l'unica eccezione del 1992, in concomitanza con le eruzioni del vulcano Pinatubo [NOAA].

eventi di questo tipo, facevano sì che proprio il 2024 si candidasse ad essere l'anno più caldo sia del quinquennio considerato sia di sempre;

- vi era una probabilità ancora bassa (ovvero 33%) che la media degli aumenti globali di temperatura nell'intero quinquennio superasse 1,5 °C, ma tale probabilità stava crescendo con velocità allarmante in quanto era zero nel 2010 e 10% nel 2017;
- l'aumento delle temperature medie globali nel quinquennio 2023-2027 avrebbe interessato tutto il Mondo ma, come si vedeva dalla Figura 4.15, sarebbe stato particolarmente elevato nell'Artico, soprattutto nel periodo invernale, e ciò avrebbe avuto importanti conseguenze negative sulla velocità di scioglimento dei ghiacci.

Nel suo rapporto, l'OMS poneva l'accento anche sulla mancata azione moderatrice della Niña, conclusasi nel marzo 2023 dopo una durata insolitamente lunga di quasi tre anni. Infatti, nonostante la Niña, la tendenza di fondo all'aumento della temperatura media mondiale, dimostrata dall'istogramma della Figura 4.16, non si era arrestata e, in particolare, il 2022 (non contemplato nell'istogramma), era stato il secondo anno più caldo di sempre, con una temperatura media globale superiore di 1,15 °C alla temperatura media nel periodo preindustriale.

Purtroppo le stime dell'OMS si stanno confermando in pieno e, secondo il Rapporto Copernicus "Global Climate Highlights" (Principali Evidenze Climatiche Globali) pubblicato il 14 gennaio 2026, le temperature mondiali nel 2025 sono state le terze più alte mai registrate, assestandosi appena 0,01°C al di sotto dei livelli del 2023. Sebbene il 2024 sia rimasto l'anno

più caldo mai documentato, il 2025 lo ha seguito da vicino, con valori nettamente superiori alle medie storiche.

Anche in Europa, lo scorso anno è stato il terzo più caldo mai registrato e le temperature atmosferiche sulla terraferma sono state le seconde più elevate mai osservate. Entrambi i poli hanno conosciuto condizioni estreme: l'Antartide ha registrato la temperatura media annua più alta di sempre, mentre l'Artico ha segnato la seconda più elevata.

Il caldo del periodo 2023–2025 è riconducibile a due fattori principali. Da un lato, la concentrazione di gas a effetto serra è continuata ad aumentare a causa delle emissioni, mentre i pozzi naturali di assorbimento del carbonio, come le foreste, hanno faticato a trattenere l'anidride carbonica. Dall'altro, le temperature superficiali del mare hanno toccato livelli senza precedenti, a seguito di condizioni meteorologiche più calde e intense e del riscaldamento a lungo termine degli oceani legato ai cambiamenti climatici. Questi record annuali di temperatura sono stati accompagnati da numerosi eventi meteorologici estremi in tutto il mondo: ondate di calore senza precedenti, tempeste violente e incendi boschivi devastanti.

4.6.1 Oscillazioni e tendenze

L'atmosfera è un sistema caotico non-lineare perché in esso gli effetti non rispondono necessariamente alle cause in modo proporzionale (cioè lineare) ma possono auto-amplificarsi nel tempo fino a raggiungere uno stato caotico. Nel 1963, per descrivere l'evoluzione del tempo atmosferico, il meteorologo Edward Lorenz utilizzò una metafora divenuta celebre dicendo che, nell'atmosfera, anche una perturbazione apparentemente irrilevante “come il battito d'ali di una farfalla in Brasile” può provocare [dopo un numero sufficiente di giorni] “un tornado nel Texas”.

Ciò non significa che l'evoluzione del tempo atmosferico sia inconoscibile ma implica che sia molto difficile da prevedere in quanto bastano imprecisioni molto piccole nella descrizione delle condizioni iniziali e/o errori apparentemente insignificanti nelle procedure di soluzione per arrivare rapidamente a risultati privi di significato. Attualmente (2023), grazie al gran numero di sensori meteo che ci informano sulla situazione iniziale in tutto il Mondo (tempo di oggi) ed alla grande accuratezza dei supercomputer disponibili per i calcoli, i modelli numerici riescono a fornire previsioni meteorologiche che si estendono fino a circa due settimane. In futuro tale orizzonte temporale potrà essere ampliato ma lentamente e non più, ad esempio, dell'aumento nel numero di cifre significative assicurate dall'evoluzione dei computer a disposizione dei meteorologi.

Per contro, le previsioni climatiche, a differenza di quelle meteorologiche, già oggi devono per costruzione arrivare al lungo termine al fine di consentire, ad esempio, le stime degli andamenti di temperatura di qui al 2100 in funzione dei diversi scenari ipotizzati, ovvero delle diverse probabili scelte comportamentali delle popolazioni. A tal fine, l'estensione dell'orizzonte temporale è ottenuto grazie all'adozione di modelli di calcolo che “filtrano”, ovvero rinunciano a simulare, le oscillazioni “meteorologiche” di breve durata e si concentrano unicamente sulle tendenze “climatiche” pluriennali.

Un problema a parte, però, è rappresentato dalle previsioni con un orizzonte temporale limitato a qualche anno come le previsioni quinquennali che qui interessano. In tal caso, le oscillazioni stagionali di natura casuale non possono essere trascurate e, di conseguenza, le previsioni climatiche di tipo dinamico (ovvero che procedono nel tempo, un passo dopo l'altro) devono essere integrate da previsioni di tipo statistico che descrivano, in qualche modo, le oscillazioni stagionali.

Generalmente, le previsioni di tipo statistico si basano su eventi forzanti che, in passato, hanno generato effetti stagionali ben definiti. A questa categoria di eventi appartengono le oscillazioni di temperatura nel Pacifico Equatoriale Tropicale, la più importante delle quali è, senza dubbio, ENSO (El Niño Southern Oscillation - Oscillazione Meridionale del Niño). ENSO ha durata compresa tra i due e i sette anni ed è un evento ciclico nel quale si alternano una fase calda (El Niño) ed una fase fredda (La Niña), separate da una fase neutra.

ENSO si è ripetutamente dimostrato in grado di influenzare il clima dell'intero Pianeta ed una delle dimostrazioni più convincenti è fornita da istogrammi del tipo riportato nella Figura 4.16. Questi istogrammi, evidenziano come, all'interno di ciascun decennio, le temperature medie globali più basse si siano registrate durante gli eventi freddi (La Niña), e quelle più alte durante gli eventi caldi (El Niño). L'unica eccezione è l'anno 1992, il più freddo di quel decennio nonostante El Niño, ma tale discrepanza ha una giustificazione ben definita: l'effetto schermante delle radiazioni solari esercitato dalle enormi quantità di cenere immesse dell'atmosfera durante le eruzioni del vulcano Pinatubo nelle Filippine.

Va osservato anche che la Figura 4.16 conferma la tendenza all'aumento delle temperature medie globali negli anni a partire dal 1950. Infatti, in ciascun decennio, le oscillazioni negative di temperatura legate alla Niña si sono sovrapposte, senza arrestarla, alla tendenza di fondo all'aumento della temperatura globale, mentre le oscillazioni positive legate al Niño hanno spesso contribuito al raggiungimento di nuovi massimi per le temperature medie annuali.

4.7 Monitoraggio di ENSO

Anche se capace di influenzare il clima dell'intero Pianeta, ENSO è un evento ciclico che si sviluppa nel solo Pacifico Equatoriale e, come tale, viene monitorato attraverso rilevazioni di indici legati:

- alla temperatura superficiale del mare nella regione chiamata Niño 3.4 (compresa tra le longitudini 120° e 150° ovest, e le latitudini 5° nord e -5° sud), e
- alla differenza di pressione atmosferica a livello del mare tra Tahiti (150° ovest) e Darwin in Australia (130° est).

Per quanto riguarda la temperatura superficiale del mare (in inglese SST ovvero Sea Surface Temperature), l'indice utilizzato è lo scostamento della SST media mensile misurata nella regione Niño 3.4, rispetto al valore climatologico "normale" per lo stesso mese. Il valore "normale",

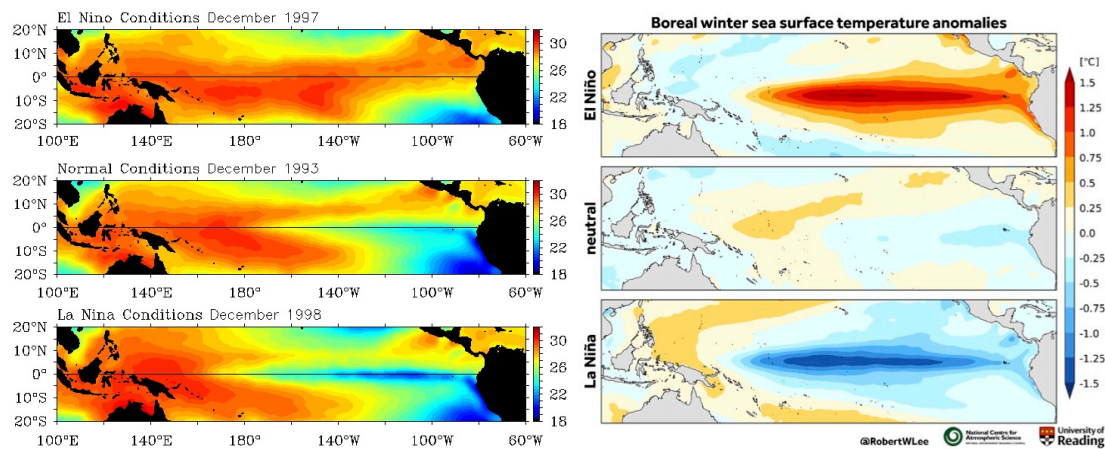


Figura 4.17: Temperature nella colonna di sinistra [NOAA] e anomalie nella colonna di destra [Reading University] riferite alle fasi calda (sopra), neutra (al centro) e fredda (sotto) durante un ciclo tipico di ENSO.

a sua volta, viene valutato come media dei valori nel corrispondente mese durante un periodo di riferimento sufficientemente lungo. In climatologia, lo scostamento dal valore normale viene definito “anomalia” e, quindi, si può dire che l’indice di riferimento per il monitoraggio della temperatura superficiale è l’anomalia della temperatura superficiale media nella regione Niño 3.4.

(In passato, la scelta del periodo di riferimento per la valutazione dei valori climatologici normali era, più o meno, discrezionale ma, successivamente, l’Organizzazione Meteorologica Mondiale ha scelto come riferimento il trentennio compreso tra il 1981 e il 2010, sostituito di recente con il trentennio compreso tra il 1991 e il 2020. Pertanto, nel 2023, il valore “normale” aggiornato per un mese qualunque, ad esempio gennaio, è la media delle 30 medie mensili dei mesi di gennaio compresi nel trentennio 1991-2020.)

Le ragioni per la scelta delle anomalie al posto delle temperature nel monitoraggio delle fasi calda (El Niño) e fredda (La Niña) in un ciclo ENSO, risultano evidenti dall’esame della Figura 4.17 dove le fasi sono difficilmente distinguibili nelle figure della colonna delle temperature a sinistra, mentre sono facilmente identificabili nella colonna delle anomalie a destra. Può essere interessante anche notare che, durante la fase neutra, le anomalie della temperatura superficiale del mare sono prossime a zero, come era da attendersi, mentre le temperature “normali” variano considerevolmente nello spazio e, in particolare, sono circa 8°C più alte nel Pacifico Occidentale rispetto al Pacifico Orientale.

Per monitorare la differenza delle pressioni, l’indice utilizzato è il SOI (Southern Oscillation Index) definito, mese per mese, come rapporto tra le differenze medie di pressione atmosferica a livello del mare (in inglese SPL ovvero Sea Pressure Level) misurate a Tahiti e Darwin diviso per lo scarto quadratico medio delle differenze rilevate nel trentennio di riferimento (ovvero per

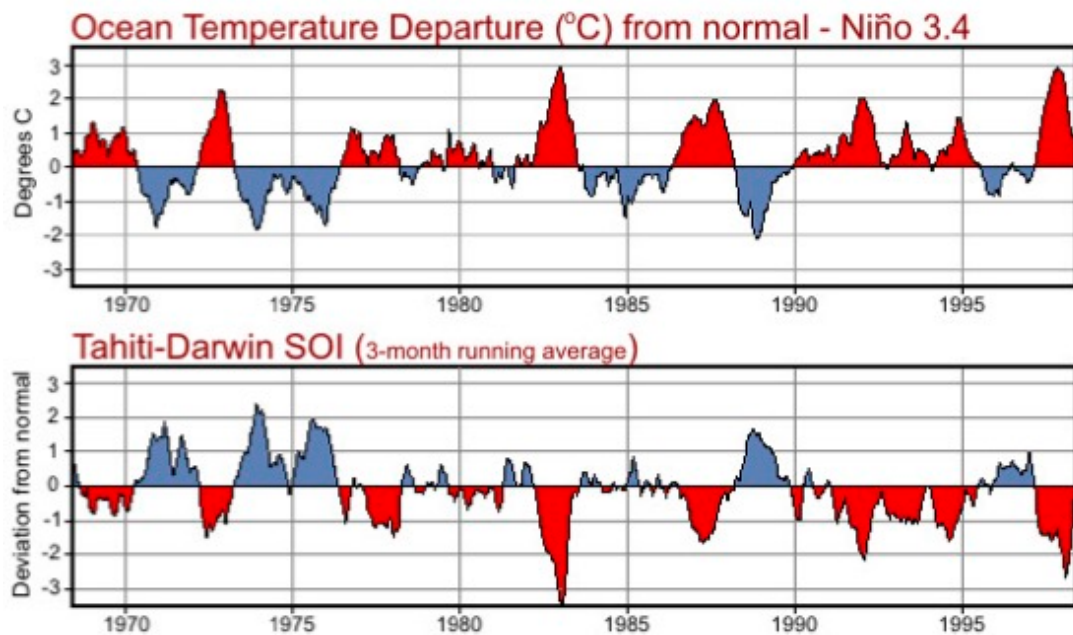


Figura 4.18: Confronto tra gli andamenti nel tempo con le fasi calde (El Niño) in rosso e le fasi fredde (La Niña) in blu. Sopra: anomalia delle temperature nella regione El Niño 3.4. Sotto: indice SOI delle differenze di pressione tra Tahiti e Darwin.[NOAA]

quella che in statistica si chiama “differenza standard”). Infatti, la formula per il calcolo del SOI è:

$$SOI = 10 \cdot \frac{SPL(Tahiti) - SPL(Darwin)}{\sigma}$$

dove la divisione per lo scarto quadratico medio delle differenze di pressione σ consente di adimensionalizzare l'indice (che così è un numero puro), mentre il coefficiente moltiplicativo 10 permette di avere risultati esprimibili con numeri dell'ordine delle unità.

Infine, come ulteriore accorgimento, per “filtrare” le oscillazioni spurie con periodo inferiore a tre mesi, nelle rappresentazioni grafiche si usa riportare mensilmente le medie mobili a tre mesi di SOI piuttosto che i valori di SOI non mediati.

La correlazione tra le anomalie della SST e l'indice SOI è dimostrata dal confronto tra i due grafici della Figura 4.18 che, per il periodo che va dal 1968 al 1998, riportano:

- sopra lo scostamento dal valore normale (ovvero le anomalie) delle temperature superficiali del mare nella regione Niño 3.4, e
- sotto l'indice delle differenze di pressione SOI

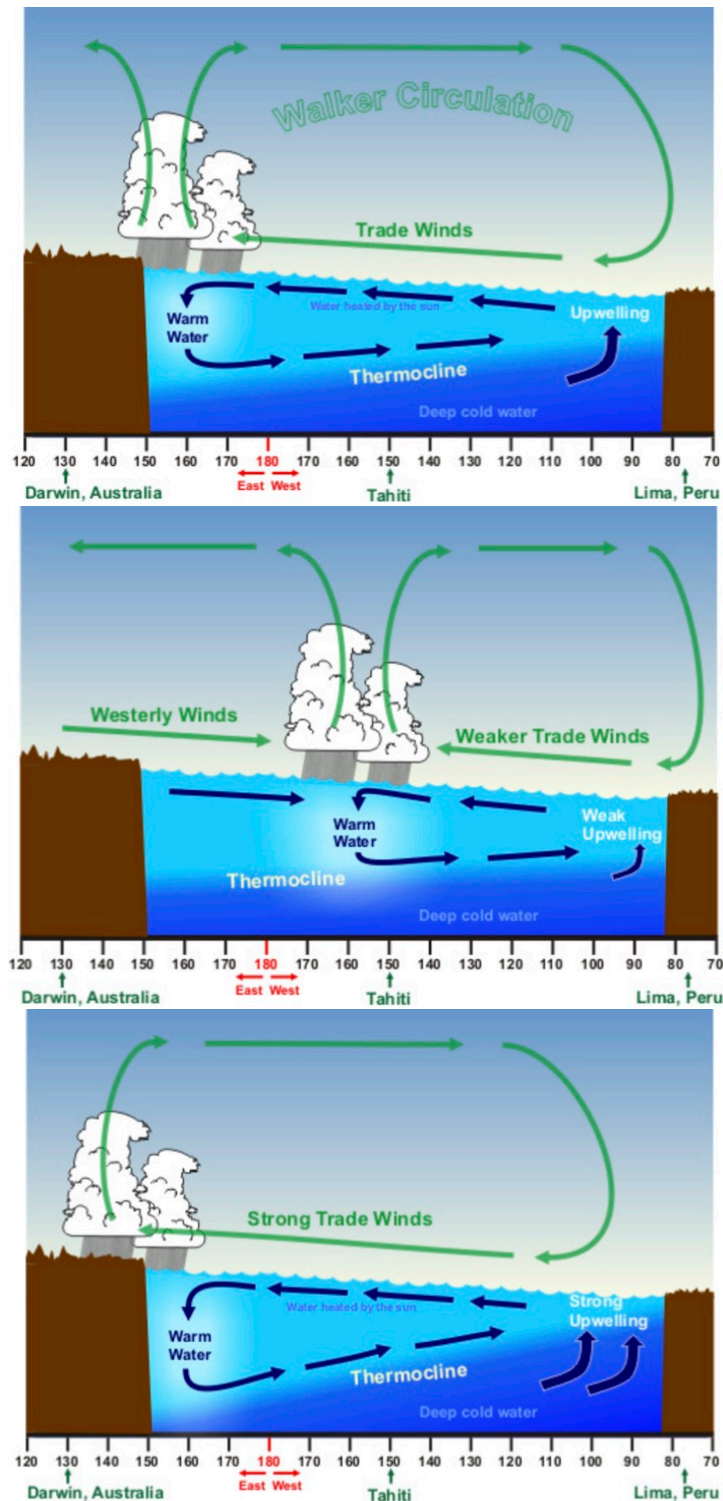


Figura 4.19: Ciclo ENSO con fase neutra sopra, fase calda (El Niño) al centro e fase fredda (La Niña) sotto [NOAA].

evidenziando l'andamento pressoché speculare dei due indici.

La correlazione non è sorprendente se si tien conto del fatto che in situazioni normali (ovvero nelle fasi neutre), le temperature della superficie del mare sono considerevolmente più alte nel Pacifico Occidentale rispetto al Pacifico Orientale. Pertanto, quando l'indice SOI è negativo (e la pressione atmosferica a Darwin è superiore a quella di Tahiti) i venti soffiano da ovest e, spingendo acqua più calda verso il Pacifico Centrale, fanno aumentare la SST nella regione Niño 3.4, ovvero generano un evento caldo (El Niño colorato in rosso). Invece, quando SOI è positivo (e la pressione atmosferica a Tahiti è maggiore di quella di Darwin) i venti soffiano da est (alisei) e, spingendo acqua più fredda verso il Pacifico Occidentale e, se sono particolarmente forti, fanno diminuire considerevolmente la SST nella regione Niño 3.4, ovvero generano un evento freddo (La Niña colorata in blu).

Piuttosto sorprendente invece è il fatto che variazioni dell'ordine di qualche grado Celsius nella temperatura della superficie del mare in una zona del Pacifico inneschino eventi dell'importanza del Niño e della Niña. Nella fattispecie ciò è dovuto al fatto che, col Niño e la Niña, le variazioni di temperatura sono molto ridotte ma, come si vedrà meglio nel seguito, inducono cambiamenti nella circolazione atmosferica che interessano direttamente un'area enorme nell'Oceano Pacifico e indirettamente, tutto il resto del Pianeta.

4.7.1 Effetti nell'Oceano Pacifico

Le diverse fasi del ciclo ENSO e i loro rispettivi effetti nell'Oceano Pacifico sono qui esaminati nell'ordine: fase neutra, fase calda (El Niño) e fase fredda (La Niña) anche se, per continuità, le fasi calda e fredda sono necessariamente separate da una seconda fase fredda.

Effetti durante la fase neutra

Come si è già osservato durante la fase neutra, schematizzata nella Figure 4.19 in alto, la temperatura della superficie del mare è circa 8°C più alta nel Pacifico Occidentale rispetto al Pacifico Orientale. Lo squilibrio è causato dagli alisei, che soffiando da oriente verso occidente lungo l'equatore, “spingono” l'acqua calda del Pacifico tropicale verso l'Australasia e “risucchiano”, facendola risalire, l'acqua fredda e ricca di nutrienti dallo strato profondo ad est della costa nord occidentale del Sud America.

Per conservare la massa, la corrente superficiale deve essere accompagnata da una controcorrente in profondità che va nella direzione opposta. Il “motore” di tale controcorrente è l'evaporazione dell'acqua nella zona più calda del Pacifico Occidentale nella quale, di conseguenza, si hanno aumenti della salinità e della densità. (Con l'aumentare della salinità cresce anche la densità: si pensi al mar Morto).

Infatti ad Occidente l'acqua superficiale, diventata più densa a causa dell'aumentata salinità, può inabissarsi e ritornare in profondità. In coerenza il “termoclino” (ovvero il sottile strato di separazione tra acqua calda rimescolata di superficie e acqua fredda di profondità), assume un andamento inclinato con lo spessore “caldo” che va assottigliandosi dai 150 metri circa ad

ovest (dove ha luogo l'evaporazione) ai 30 metri circa ad est (dove ha luogo la risalita dell'acqua fredda).

Evidentemente, la temperatura della superficie del mare influenza la temperatura dell'aria. Infatti, nell'atmosfera l'aria sale a ovest dove le acque superficiali oceaniche sono più calde, e ridiscende ad est, dove le acque superficiali sono più fredde. Si crea così una Cella di Walker (ovvero di circolazione alla stessa latitudine) nella quale la pressione atmosferica in superficie è bassa ad ovest ed alta ad est mentre, ai limiti della troposfera, la situazione si inverte con l'alta pressione ad ovest e la bassa pressione a est. Nel corso della risalita ad ovest, l'aria calda e ricca di umidità si raffredda liberandosi per condensazione del vapore in eccesso e dando origine così ad una zona di precipitazioni continue appena al largo delle coste occidentali.

Effetti durante la fase calda

Durante la fase calda dell'ENSO, chiamata "El Niño" e schematizzata nella Figura 4.19 al centro, l'andamento della pressione atmosferica sulla superficie del mare cambia. La pressione a Darwin in Australia diventa più alta rispetto a quella di Tahiti e nella zona occidentale del Pacifico gli alisei lasciano spazio a venti occidentali che soffiano dall'Australasia verso Tahiti.

Al largo del Sud America, invece, gli alisei restano ma si attenuano considerevolmente, e con essi diminuiscono il flusso d'acqua trasportato verso ovest e la risalita in superficie di acqua fredda profonda ricca di nutrienti. In questo modo, la temperatura media della superficie del mare aumenta inducendo cambiamenti corrispondenti nell'atmosfera. Infatti, la Cella di Walker viene sconvolta al punto che le precipitazioni aumentano nel Pacifico Centrale e diminuiscono fin quasi a scomparire nel Pacifico Occidentale.

(L'arresto della risalita di acqua fredda ricca di nutrienti durante gli eventi caldi, che in Perù iniziano spesso nel periodo natalizio, ha spinto i pescatori locali, già nel 1600, a chiamare ironicamente "El Niño", cioè Il Bambinello, un evento che "come regalo" faceva crollare le catture di pesce. A quel punto, per simmetria, gli stessi pescatori dovevano chiamare "La Niña", cioè la bambina, l'evento freddo.)

Effetti durante la fase fredda

Come si è già osservato, alla fase calda segue una fase neutra e, generalmente, anche una fase fredda, chiamata "La Niña" e schematizzata nella Figura 4.19 in basso. Durante il ritorno alla fase neutra, la pressione atmosferica sulla superficie del mare torna ad essere più bassa a Darwin e più alta a Tahiti. Se poi la fase neutra è seguita dalla fase fredda il dislivello delle pressioni tra il valore basso a Darwin ed alto a Tahiti aumenta ulteriormente intensificando gli alisei rispetto alla fase neutra.

Di conseguenza aumentano le quantità d'acqua spinta verso ovest e, quindi, di acqua fredda profonda che risale ad est della costa nord occidentale del Sud America. La temperatura media del mare diminuisce considerevolmente rinforzando la Cella di Walker e portando fin sulla coste occidentali la zona di precipitazioni continue.

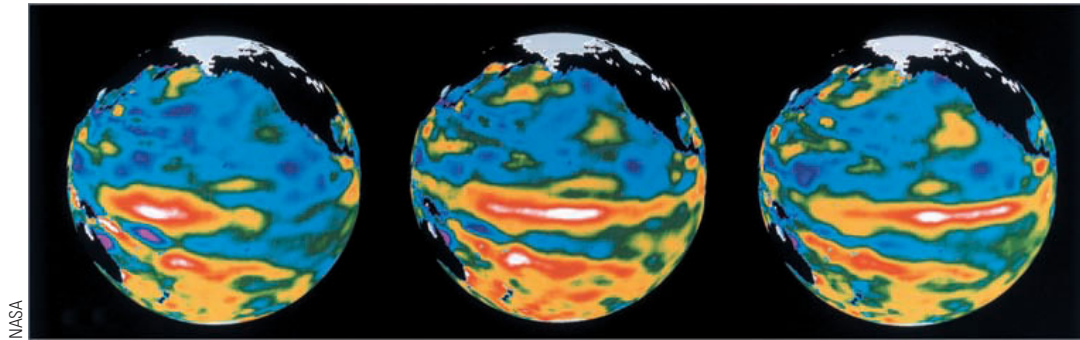


Figura 4.20: Onda Equatoriale di Kelvin in movimento da ovest a est nel periodo marzo - aprile 1997. Nelle immagini, il bianco e il rosso indicano innalzamenti di livello pari a 20 e 10 cm rispettivamente [NASA].

4.7.2 Successione dei cicli di ENSO

In letteratura vi è concordanza sul fatto che ENSO sia un fenomeno ciclico naturale dipendente dalle interazioni accoppiate dell'Oceano e dell'atmosfera nel Pacifico Equatoriale. Invece, per quanto riguarda l'inizio e la fine di un singolo ciclo esistono spiegazioni diverse la più semplice delle quali, discussa nel seguito, è che ENSO non inizi e non finisca mai in quanto sarebbe un "processo continuo caratterizzato da oscillazioni a frequenza variabile del sistema accoppiato oceano-atmosfera". Per questo motivo, nel seguito non si parla di inizio e fine ma ci si limita ad analizzare i meccanismi che presiedono all'alternanza delle diverse fasi.

Dalla fase neutra alla Niña

In precedenza si è visto che, in assenza del Niño, sia la corrente marina superficiale spinta dagli alisei sia i venti nella zona inferiore della Cella di Walker, mossi dalle differenze di temperatura, vanno da est verso ovest e, di conseguenza, si rinforzano a vicenda.

Pertanto, già nella fase neutra si è in presenza di una "retroazione", in inglese "feedback", positiva che, come tale, amplifica la tendenza iniziale ma, evidentemente, non può amplificarla senza limiti. In questo caso, ad esempio, il rinforzo della corrente superficiale, accompagnato dall'aumento della portata di acqua fredda di risalita, fa semplicemente passare dalla fase neutra alla fase fredda Niña.

(Un chiaro esempio di feedback positivo: il rinforzo dei venti da est ad opera della Cella di Walker, mossa dalla differenza di temperatura, aumenta la risalita di acqua fredda e, quindi, la differenza di temperatura che rinforza i venti della Cella di Walker...e così via, in un "loop" con feedback positivo).

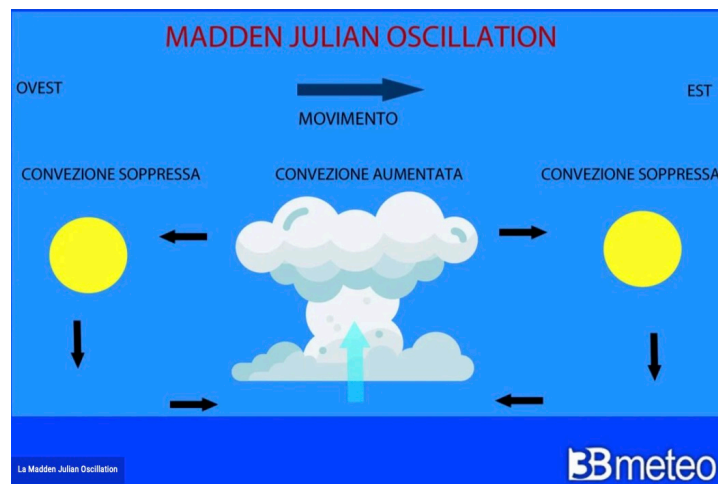


Figura 4.21: Spostamento delle precipitazioni convettive dall’Australasia al centro dell’Oceano Pacifico Equatoriale facilitato delle Oscillazioni di Madden - Julian. [3Bmeteo]

Dalla Niña al Niño ripassando per una fase neutra

Durante la Niña, il feedback positivo continua e, questa volta, porta a una situazione di instabilità nella quale la pendenza del termoclino diventa eccessiva. A causa del termoclino troppo profondo ad ovest e troppo vicino alla superficie ad est, si innesca una serie di “Onde Equatoriali di Kelvin” che tendono a ristabilire una pendenza di equilibrio trasportando energia da ovest ad est e riducendo così la differenza di temperatura motrice degli alisei e, quindi, la causa della pendenza stessa.

Le onde di Kelvin, fotografate nella Figura 4.20, non sono facili da rilevare in quanto si innalzano solo pochi centimetri dalla superficie ma, in compenso, sono larghe centinaia di chilometri e, in profondità, interessano tutto lo spessore del termoclino. Pertanto non è sorprendente che esse siano in grado di trasportare le quantità di energia necessarie a riequilibrare la temperatura superficiale dell’Oceano e a ridurre l’intensità degli alisei.

In questo modo, però, le onde di Kelvin riducono anche la portata di acqua fredda di risalita facendo aumentare le temperature superficiali. A causa della nuova distribuzione delle temperature, gli alisei si attenuano considerevolmente nel Pacifico Orientale, mentre nel Pacifico Occidentale vengono addirittura sostituiti da venti diretti verso est innescati dal passaggio di una serie di tempeste tropicali: le Oscillazioni di Madden - Julian (MJO), schematizzate nella Figura 4.21. (Le MJO sono così chiamate in onore dei meteorologi Roland Madden e Paul Julian che le hanno scoperte nel 1971).

Non ultima conseguenza, la Cella di Walker viene sconvolta al punto che la zona delle precipitazioni convettive si sposta dall’Australasia al centro del Pacifico. Non a caso, quindi, le Oscillazioni di Madden - Julian, insieme alle Onde Equatoriali di Kelvin, vengono considerate dai meteorologi i più importanti segnali premonitori per l’arrivo della fase calda del Niño.

Dal Niño alla fase neutra

Come si è detto, durante la fase calda del Niño la corrente di risalita è praticamente assente. Di conseguenza la temperatura della superficie dell'Oceano tende ad aumentare soprattutto nella zona Centro Orientale (come si è visto nella Figura 4.19).

La ragione di questa dissimmetria tra Oriente e Occidente è semplice: a ovest l'Oceano Pacifico comunica con l'Oceano Indiano (ovvero con un bacino d'acqua di enorme capacità termica), mentre ad est trova il territorio del Sud-America che ha una capacità termica ridotta e forma una barriera invalicabile.

D'altra parte, se la temperatura dell'Oceano al largo dell'America Meridionale cresce troppo, aumenta anche la dispersione convettiva verso l'atmosfera e, in aggiunta, possono innescarsi due correnti calde divergenti che portano acqua calda dall'equatore ai poli procedendo lungo le coste del Nord e Sud America. In questo modo, quindi, il Niño tende ad attenuarsi fino a lasciare il posto ad una nuova fase neutra.

Problemi aperti

Descritto in termini qualitativi, ENSO sembra un fenomeno facilmente prevedibile. In realtà non è così, in quanto, vi sono ancora (2023) molte domande senza risposta che riguardano, ad esempio, la irregolarità della durata del ciclo (da due a sette anni), l'entità delle oscillazioni di temperatura, le interazioni con le Onde di Kelvin e le Oscillazioni di Madden-Julian. Domande di questo tipo hanno dato vita ad importanti aree di ricerca che potrebbero portare alle auspiccate “previsioni dinamiche”.

Nell'attesa, però, i meteorologi si concentrano su “previsioni statistiche” basate su un attento monitoraggio dei fenomeni precursori del tipo delle già citate Onde di Kelvin e Oscillazione di Madden - Julian.

(Sono evidenti le possibili applicazioni di approcci di questo tipo abbinati all'impiego sempre più diffuso dell'intelligenza artificiale. Infatti, soprattutto nelle previsioni del tempo a lungo termine, il monitoraggio di eventi periodi forzanti che in passato hanno generato effetti stagionali ben definiti potrà migliorare affidabilità e durata del periodo di previsione, anche in assenza di spiegazioni teoriche completamente condivise.)

4.8 Teleconnessioni

In meteorologia, le “teleconnessioni” indicano legami tra eventi climatici che interessano località distanti tra loro anche migliaia di chilometri. L'esempio più importante di teleconnessione, citato come tale nelle previsioni dell'Organizzazione Meteorologica Mondiale per il prossimo quinquennio, è proprio l'influenza del Ciclo ENSO sul clima globale. A questo punto, allora, è stimolante chiedersi come il Niño, arrivato nel Pacifico Equatoriale durante gli ultimi mesi del 2023, dopo solo alcuni mesi di operatività, abbia reso il 2024 l'anno più caldo di sempre, nell'intero Pianeta.

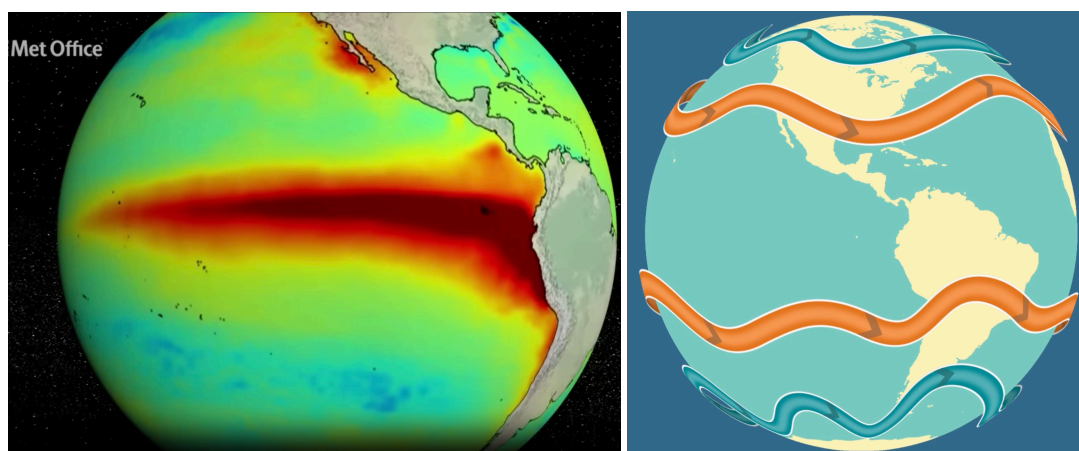


Figura 4.22: A sinistra: estensione geografica del riscaldamento causato dal Niño nell'Oceano Pacifico. A destra: correnti a getto subtropicali e polari nei due emisferi. [Met Office]

In primo luogo, come già osservato, El Niño riscalda e movimenta enormi quantità d'acqua. (Un'idea abbastanza precisa dell'estensione del tratto di mare riscaldato si può ricavare dall'immagine riportata nella Figura 4.22 a sinistra). A causa poi dell'accoppiamento termico tra mare ed atmosfera, anche l'atmosfera di buona parte della zona tropicale del Pacifico viene riscaldata, aumentando la differenza di temperatura nell'atmosfera tra l'equatore e i tropici.

Tale aumento sposta verso i poli le correnti a getto schematizzate nella Figura 4.22 a destra e, nel nostro emisfero, spinge verso il polo nord l'aria equatoriale ulteriormente riscaldata dal Niño. Poiché le correnti a getto viaggiano intorno al Mondo spostandosi sempre verso est, le perturbazioni, nate nel Pacifico Equatoriale ma associate alla corrente a getto subtropicale, vengono trasportate a grandissime distanze e, in questo modo, possono influenzare il clima dell'intero pianeta.

(Evidentemente, nell'emisfero meridionale si ha una situazione simmetrica, con l'aria equatoriale ulteriormente riscaldata dal Niño, che spinge verso il polo sud le correnti a getto di quell'emisfero).

A causa del riscaldamento globale in corso nel Pianeta, nel 2023 vi erano forti preoccupazioni per gli ulteriori aumenti di temperatura associati al Niño in arrivo. Ovviamente questi aumenti non erano certi perché, come si è osservato più volte, gli eventi climatici di breve termine sono essenzialmente casuali.

Inoltre, come si è detto, i meteorologi non sono ancora in grado di prevedere la durata e l'intensità delle fasi calde del Ciclo ENSO, ma certamente il rischio di un 2024 torrido non era trascurabile già nel 2023 come, purtroppo, è stato confermato anche dall'ultimo Rapporto Copernicus "Global Climate Highlights" (Principali Evidenze Climatiche Globali) pubblicato il 14 gennaio 2026

4.9 Bibliografia - Capitolo 4

C.D. Ahrens e R. Henson, *Meteorology Today - An Introduction to Weather, Climate and the Environment -13^a Edizione*, Cengage, Boston, Ma., 2022.

AA. VV., *Atlante del Clima e della Meteorologia*, Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare, Libreria Geografica, 2022.

AA. VV., *Meteo Didattica: nordovest sempre a rischio alluvionale. Perché?*, ilMeteo, 4 aprile 2016, Ripubblicato in Geografica, 2022.

A. Barbi e S. G. Parisi, *Approfondimento sui meccanismi di genesi delle precipitazioni orografiche*, Arpa Veneto, visto il 4 settembre 2024.

Britannica, *Orographic Precipitation*, visto il 27 gennaio 2026.

G. Comini e S. Savino, *Fondamenti Termodinamici dell'Energetica, Terza Edizione Rivista e Aggiornata*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

G. Comini e G. Cortella, *Fondamenti di Trasmissione del Calore, Ristampa della Quarta Edizione*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

G. Comini e M. Libralato, *Il Cambiamento Climatico - Il Punto di Vista Fisico-Tecnico, Nuova Edizione*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

Commissione Europea, *Rapporto Copernicus: il 2025 è tra gli anni più caldi mai registrati a livello globale ed europeo*, Comunicato Stampa, 14 gennaio 2026.

Copernicus, *Global Climate Highlights*, 2025.

R. Cutuli, *Cicloni simil-tropicali nel Mediterraneo: cosa sono e come si formano*, pubblicato sul sito geopop.it il 18 settembre 2023.

ENVI 1400: Lecture 4, *Fronts and Mid Latitude Cyclones*, University of Leeds. Visto il 28 gennaio 2026.

H. Fountain, *El Niño and La Niña, Explained*, New York Times, 22 ottobre 2021.

A. Giuffrida, e G. Sansosti, *Manuale di Meteorologia, Una guida alla comprensione dei fenomeni atmosferici e climatici*, Gremese, Roma, 2016.

J. Gottschalk, *What is the MJO, and why do we care?*, ENSO Blog, NOAA, Visto il 19 giugno, 2023.

J.B. Halverson, *An Introduction to Severe Storms and Hazardous Weather*, Routledge - Taylor & Francis Group, New York, 2024.

D.L. Hartmann, *Global Physical Climatology - II ed.*, Elsevier, Amsterdam, 2016.

J.R. Holton e G.J. Hakim, *An Introduction to Dynamic Meteorology, Quinta Edizione*, Academic Press, Amsterdam, 2013.

D. Ingemi, *Alla scoperta della "Genoa low", la ciclogenesi orografica più famosa del Mediterraneo*, ilMeteo, 24/10/2023.

- F.K. Lutgens e E.J. Tarbuck**, *The Atmosphere - An Introduction to Meteorology*, Dodicesima Edizione, Pearson, New York, 2013.
- J. Marshall e R.A. Plumb**, *Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics*, Elsevier Academic Press, Oxford, 2012.
- Meteo Expert**, *Manuale di Meteorologia*, Alpha Test, Milano, 2019.
- Met Office**, *El Niño Southern Oscillation (ENSO) regional sea surface temperature forecasts*, visto il 5 maggio 2023.
- NOAA**, *Effects of ENSO in the Pacific*, visto il 20 maggio 2023.
- A. Nugent e D. DeCou**, *Atmospheric Processes and Phenomena - Chapter 13: Extratropical Cyclones*, Pressbooks, visto il 28 gennaio 2026.
- J. Shonk**, *Introducing Meteorology. A guide to Weather*, Seconda Edizione, Dunedin, Edinburgh, 2020.
- R. Stull**, *Practical Meteorology - An Algebra - based Survey of Atmospheric Science*, The University of British Columbia, Vancouver, Canada, 2017.
- P. Trascasa-Castro**, *Four possible consequences of El Niño returning in 2023*, University of Leeds, UK, Visto il 19 maggio 2023.
- K.E. Trenberth**, *El Niño Southern Oscillation (ENSO)*, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA, Collana "Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences", Elsevier, 2013.
- G.K. Vallis**, *Essentials of Atmospheric and Oceanic Dynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, 2022.
- Wikipedia**, *Ciclone Daniel*, Visto il 18 dicembre 2024.
- V. Villasmunta**, *Andar per mare: didattica della meteorologia - Parte II*, Rivista di Meteorologia Aeronautica, Anno 76 , N. 3, pp. 7 - 23, 2022.
- T. Woollings**, *Jet Stream - A Journey Through our Changing Climate*, Oxford University Press, Oxford, 2020.
- World Meteorological Organization**, *WMO Global Annual to Decadal Climate Update - Target years: 2023 and 2023-2027*, Visto il 20 giugno 2023.
- World Meteorological Organization**, *Global temperatures set to reach new records in next five years*, Press Release Number: 17052023, Pubblicato il 17 maggio 2023.
- B. Zavadoff e M. Arcodia**, *What are teleconnections? Connecting Earth's climate patterns via global information superhighways*, ENSO Blog, NOAA, Visto l'8 maggio 2023.

Temporalì, fulmini e grandine

5.1 Fenomeni atmosferici e nubi

Nell'Atlante Internazionale delle Nubi, l'Organizzazione Meteorologica Mondiale (WMO - World Meteorological Organization) definisce il temporale come "fenomeno atmosferico caratterizzato da uno o più fulmini, ovvero da scariche elettriche improvvise accompagnate da lampi di luce e tuoni". In base a tale definizione, in un temporale la pioggia potrebbe anche mancare (sebbene la WMO si affretti ad aggiungere che, il più delle volte, i temporali portano anche precipitazioni sotto forma di pioggia e, occasionalmente, grandine, nevischio e particelle di ghiaccio).

Una condizione necessaria per la generazione dei temporali è la presenza di cumulonembi, ovvero di nubi a forte sviluppo verticale del tipo schematizzato nella Figura 1.7. Come si vedrà meglio nel seguito, il ciclo di vita di un temporale generato da un cumulonembo comprende tre fasi: la prima fase è la formazione di un "cumulo", la seconda fase è la "maturazione", ovvero la trasformazione del cumulo in cumulonembo, e la terza fase è la "dissoluzione, del cumulonembo. L'intero ciclo dura dai 30 ai 45 minuti ed è caratterizzato da forti precipitazioni durante la sola seconda fase, mentre la prima fase è sostanzialmente priva di precipitazioni e la terza fase comporta precipitazioni alquanto moderate.

Alcuni temporali, definiti "monocella", si identificano con il ciclo di vita di un solo cumulonembo che staziona al di sopra di una singola area di dimensioni limitate. Anche se i "temporali di calore estivi" sono un esempio abbastanza frequente di temporali monocella va detto che, nella maggior parte dei casi, i temporali sono "multicella", ovvero sono costituiti da gruppi o linee di celle in movimento che, una dopo l'altra, attraversano le diverse fasi del loro ciclo di vita dando origine a sequenze di fenomeni atmosferici.

Inoltre, spesso si hanno anche sistemi temporaleschi di dimensioni imponenti costituiti da numerosi gruppi di multicelle che insistono sulla stessa area vasta, o da più linee di multicelle in rapido movimento che attraversano ampi territori. Infine, talvolta (anche se, fortunatamente, non troppo spesso) ci si trova di fronte ad una cella singola ma di diametro molto grande (supercella) che è in grado di autoalimentarsi e di spostarsi "a tappe" su distanze molto lunghe, con soste intermedie su aree che vengono seriamente danneggiate.

Il “rischio” rappresentato dalle diverse categorie di temporali dipende da numero, intensità e tipologia dei fenomeni atmosferici pericolosi che li accompagnano. Da questo punto di vista, meteorologi e tecnici della protezione civile sono concordi nell’identificare come fattori di rischio particolarmente importanti, per le persone: un gran numero di fulmini nell’unità di tempo, e per le cose: venti discendenti forti, precipitazioni liquide intense e chicchi di grandine con dimensioni superiori al centimetro.

Come vedremo, le probabilità del materializzarsi di tutti questi fattori di rischio crescono con le dimensioni dei sistemi temporaleschi e, ovviamente, con il numero dei cumulonembi. Ad esempio, il numero dei fulmini generati cresce con l’altezza dei cumulonembi perché un ampio spazio verticale consente una stratificazione spinta delle particelle in sospensione, con le particelle di ghiaccio più piccole e leggere (portatrici di cariche negative) concentrate nella parte alta, ed i più pesanti chicchi di grandine e gocce di pioggia (portatori di cariche positive) accumulati nella parte bassa. In questo modo, si creano quelle differenze di potenziale elettrico, sia all’interno delle nubi sia tra nubi e suolo, che sono la premessa dei fulmini intesi come scariche elettriche violente e improvvise volte a ristabilire l’equipotenzialità.

Analogamente, l’altezza dei cumulonembi gioca un ruolo importantissimo nella generazione della grandine, in quanto consente alle particelle di ghiaccio di muoversi agevolmente all’interno delle nubi. Se poi le correnti convettive ascendenti (anch’esse correlate all’altezza) sono forti abbastanza da mantenere la grandine in sospensione per tempi sufficientemente lunghi, si creano le condizioni ideali per l’accrescimento dei chicchi durante i numerosissimi processi di coalescenza che consentono l’incorporazione di particelle liquide e solide più piccole.

5.1.1 Formazione di un cumulonembo

I processi di formazione delle nubi a partire dall’aria calda e umida sono stati ben descritti nel Paragrafo 2.3 ma per comodità sono richiamati in sintesi nel seguito facendo riferimento alla formazione di un cumulonembo.

I cumulonembi sono nubi a forte sviluppo verticale e, per la loro formazione:

- nelle vicinanze del suolo l’aria deve essere abbastanza calda e umida affinché, salendo in quota, il vapore in essa contenuto possa condensare (al raggiungimento della temperatura di rugiada) generando sia la quantità di goccioline necessaria a formare la parte bassa della nube, sia la quantità di goccioline in eccesso che (al raggiungimento dello zero termico) possa ghiacciare formando la parte alta della nube;
- nell’atmosfera, la stratificazione delle temperature deve essere tale da dare luogo ad una configurazione “potenzialmente instabile”, ovvero tale da consentire la risalita per convezione naturale di grandi masse d’aria;
- infine, questa instabilità “potenziale” deve poter diventare “reale” grazie a qualche meccanismo di innesco del processo di risalita.

Per quanto riguarda l'aria umida, che partecipa al processo di formazione si può ricordare che:

- la densità diminuisce considerevolmente all'aumentare della temperatura e del contenuto di vapore (in quanto, a parità di temperatura, il vapore d'acqua è meno denso dell'aria secca);
- la capacità dell'aria di contenere vapore aumenta con la temperatura variando tra lo 0,1% a -20°C e il 5% a 40°C ;
- il contenuto di vapore nell'aria è misurato dalla "umidità specifica", espressa in chilogrammi di vapore per chilogrammo di aria secca;
- nell'atmosfera l'umidità specifica massima varia tra 1 g a -20°C circa e 50 g a 40°C circa (ed, infatti, è esperienza comune che l'aria calda asciughi la biancheria meglio dell'aria fredda in quanto è in grado di asportare più vapore per unità di massa d'aria);
- nella troposfera, la temperatura diminuisce con la quota e, di conseguenza, con la quota diminuisce anche l'umidità specifica massima fino a quando, raggiunta la "temperatura di rugiada", il vapore inizia a condensare (la "temperatura di rugiada" è così chiamata perché è la temperatura raggiunta dal suolo nelle notti estive quando, sul suolo stesso, si iniziano a vedere le prime goccioline);
- l'umidità relativa corrispondente al punto di rugiada è necessariamente pari al 100% (dal momento che l'umidità relativa esprime il rapporto percentuale tra la quantità di vapore presente e la quantità massima contenibile nell'aria ad una certa temperatura).

Per quanto riguarda le modalità di risalita delle masse d'aria, si può dire che:

- in fase di risalita, una massa d'aria si espande raffreddandosi perché la sua pressione si equilibra istantaneamente con la pressione dell'atmosfera adiacente, ma lo scambio termico con le masse d'aria vicine è trascurabile;
- in tale situazione, e in assenza di condensazione del vapore, la massa d'aria in fase di risalita subisce un raffreddamento definito "adiabatico secco" (cioè senza scambio termico e senza condensazione) pari a circa 10°C per chilometro (e, di conseguenza, continua certamente a risalire se la temperatura atmosferica diminuisce più di $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$);
- poiché il calore latente di condensazione viene fornito alla stessa massa d'aria che sale, quando inizia la condensazione il gradiente di raffreddamento diminuisce da "adiabatico secco" ad "adiabatico saturo" (passando dai $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ nella bassa troposfera in cui il processo è adiabatico senza condensazione, ai $6-7^{\circ}\text{C}/\text{km}$ nella media troposfera in cui il processo è ancora adiabatico ma si ha condensazione);
- evidentemente, l'effetto complessivo dell'attenuazione del calo termico in presenza di condensazione del vapore, è quello di favorire la risalita convettiva delle masse d'aria;

- analogamente, è favorevole alla risalita convettiva delle masse d'aria, anche l'attenuazione del calo termico dovuta alla fornitura del calore latente di congelamento delle goccioline liquide (al di sopra della quota di zero termico).

Per meglio chiarire il concetto di “instabilità potenziale” è opportuno precisare che:

- una massa d'aria al suolo ha la stessa temperatura dell'aria atmosferica vicina e, trascurando gli effetti del secondo ordine dovuti all'umidità, si può dire che resti ferma senza l'intervento di un meccanismo di innesco della risalita in grado di portare la massa d'aria ad una quota alla quale l'aria atmosferica vicina si trovi a temperature minori (si ricordi che un metodo per far salire le mongolfiere è quello di scaldare con bruciatori l'aria di riempimento);
- il meccanismo più semplice di innesco della convezione naturale è il riscaldamento differenziale del suolo in presenza, ad esempio, di coefficienti diversi di assorbimento della radiazione solare (asfalto o cemento nelle zone più calde e superfici erbose o foreste nelle zone più fredde);
- nelle pianure, un altro meccanismo può essere la spinta alla risalita fornita dall'arrivo di un fronte freddo che si insinua, sollevandola, al di sotto della massa d'aria calda e umida;
- in montagna, l'innesco è fornito spesso da venti termici come la brezza di valle, che risalgono i rilievi durante il giorno portando aria calda e umida in quota.

5.2 Ciclo di vita di un temporale monocella

La cella singola è la forma più semplice di temporale durante il quale un solo cumulonembo attraversa i tre stadi del ciclo di vita: sviluppo, maturazione e dissolvimento senza generare altre celle. Per concretezza, il temporale monocella può essere descritto con riferimento ai “temporali di calore” estivi generati in pianura in presenza di aria molto calda e umida al suolo, ed innescati dalla convezione naturale dovuta al riscaldamento differenziale del suolo stesso.

La fase di sviluppo di un temporale di calore è schematizzata nella Figura 5.1 a sinistra nella quale la risalita dell'aria calda e umida (indicata con le frecce rosse) resta invisibile fino alla quota in cui viene raggiunta la temperatura di rugiada (un chilometro e mezzo circa nella figura). Da questa quota in su, il vapore condensa e le goccioline d'acqua si manifestano sotto forma di una nube “a cavolfiore” in rapida crescita. Quando la sommità della nube arriva allo zero termico (segnato in figura da una linea tratteggiata posta alla quota di quattro chilometri e mezzo circa) la fase di sviluppo del “cumulo” può considerarsi terminata perché, al di sopra dello zero termico, le goccioline liquide iniziano a congelarsi e la parte superiore della nube comincia a formarsi.

Se, come nel caso in cui ci poniamo, l'atmosfera è sufficientemente instabile, la crescita verticale della nube prosegue rapidamente con una fase di maturazione durante la quale il “cumulo” della Figura 5.1 a sinistra diventa un “cumulonembo” del tipo schematizzato nella Figura 5.1

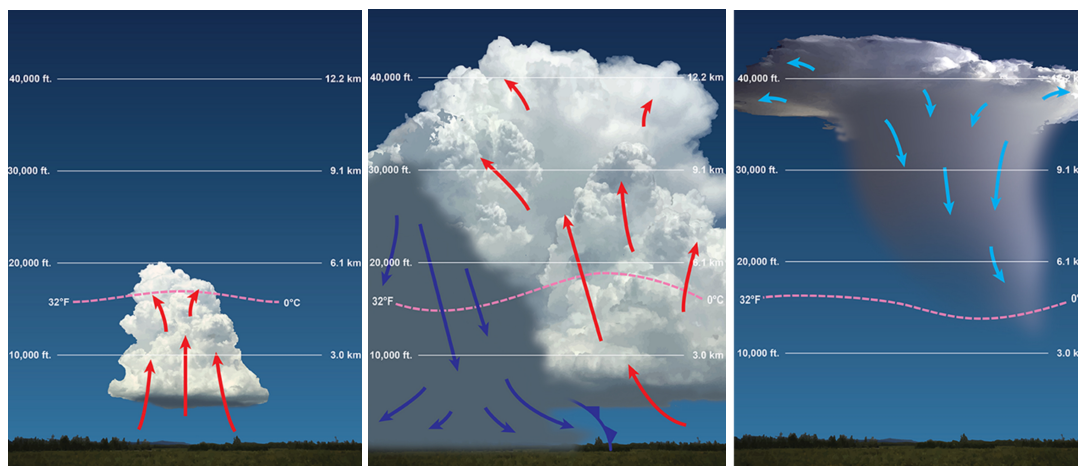


Figura 5.1: Ciclo di vita di un cumulonembo nel contesto di un temporale di calore estivo a cella singola: sviluppo (a sinistra); maturazione (al centro) e dissolvimento (a destra) [NOAA].

al centro. Tuttavia, va notato che la crescita del cumulonembo non supera i limiti della troposfera se non per brevi tratti nei quali viene sfruttata l'energia cinetica accumulata dalle correnti ascensionali perché, nella stratosfera, la temperatura cresce con la quota creando una situazione di inversione termica.

La fase di cumulonembo maturo è quella che meglio caratterizza il temporale. Infatti, durante lo sviluppo del cumulo manca il tempo per avere precipitazioni significative e, in aggiunta, le correnti ascendenti sono in grado di mantenere in sospensione le gocce di pioggia ed i cristalli di ghiaccio appena formati. Nei cumulonembi maturi, invece, vi sono venti ascensionali forti e turbolenti oltre a spazi che consentono molteplici percorsi di galleggiamento durante i quali gocce e cristalli di ghiaccio possono crescere attraverso una serie di processi di coalescenza. In questo modo, però, gocce e cristalli si appesantiscono al punto da non poter più essere sostenuti dalle correnti ascendenti e, di conseguenza, precipitano trascinando l'aria circostante. Vengono così originate correnti fredde discendenti (indicate dalle frecce blu nella figura) che possono essere anche molto intense. Infatti, nella zona delle precipitazioni al suolo si creano fronti freddi del tipo di quello indicato nella Figura 5.1 al centro (con i caratteristici triangoli previsti dalla simbologia internazionale).

L'ultima fase del ciclo di vita di un temporale monocella è quella del dissolvimento, schematizzata nella Figura 5.1 a destra, nella quale si ha una vera e propria autodistruzione del cumulonembo. Infatti, le correnti fredde discendenti, portatrici delle precipitazioni, tendono progressivamente ad occupare tutta l'area trasversale disponibile e così ostacolano le correnti ascendenti calde e umide. Pertanto, il temporale taglia da solo le sue fonti di alimentazione, facendo cessare rapidamente le precipitazioni. Infatti l'intero ciclo di un cumulonembo, ovvero di un temporale monocella, dura da 30 a 45 minuti soltanto.

5.3 Temporali multicella e rigenerazione

La maggior parte dei sistemi temporaleschi appartiene alla categoria dei temporali multicella. In essi, la rigenerazione continua di nuove celle convettive prolunga la durata del temporale da meno di un'ora (durata tipica di un temporale monocella) a diverse ore. Per quanto riguarda le tipologie di temporali multicella, a seconda di come le celle si dispongono si usa distinguere tra:

- singolo grappolo (cluster) di celle che si muove come una sola unità lungo una linea legata alla direzione del vento in quota;
- linea di celle che si sposta come una singola unità in direzione trasversale al moto del fronte freddo da cui deriva (ed è definita “linea dei groppi” dalla Treccani, mentre è chiamata “squall line” in inglese);
- Sistemi Convettivi detti a Mesoscala (in inglese MCS ovvero Mesoscale Convective Systems) in quanto hanno dimensioni dell'ordine di un centinaio di chilometri, e sono necessariamente costituiti da numerosi grappoli di celle che insistono su una stessa area o da più linee di celle ravvicinate.

Prima di procedere con le descrizioni delle tipologie, tuttavia, va ribadito che il processo di rigenerazione è il tratto distintivo di tutti i sistemi temporaleschi a multicella e, come tale, sarà descritto in dettaglio nel seguito con riferimento alle due geometrie più semplici create dalla rigenerazione: i singoli grappoli di celle e le singole linee di celle.

5.3.1 Grappoli e linee di celle

Come si è detto, i grappoli di celle schematizzati in sezione trasversale nella Figura 5.2 sopra, e le linee di celle schematizzate in sezione trasversale nella Figura 5.2 sotto, sono strutture che si muovono come singole unità. In essi ogni cella si trova in un differente stadio di sviluppo e prende il suo turno come cella dominante. I grappoli di celle si formano in presenza di “gocce fredde” ovvero di residui di aria fredda in quota (situazione molto frequente in Pianura Padana dal momento che i venti provenienti da Ovest arrivano scavalcando i passi alpini). Le linee di celle, invece, si formano quando un fronte freddo al suolo solleva e spinge in avanti un blocco di aria calda preesistente.

Nel caso di un grappolo di celle che si muove verso est come nella Figura 5.2 sopra, le correnti discendenti della cella più matura (la 4) tendono a sollevare aria calda e umida dal lato ovest (ossia sopravvento). In questo modo si sviluppano e crescono le celle 2 e 1 che, a tempo debito, sostituiranno le celle 5 e 6 che si trovano in fase di dissolvimento. Poiché lo sviluppo di nuove celle ha luogo in direzione contraria allo spostamento, il temporale si muove molto lentamente e può stazionare per diverse ore su una zona limitata.

Al contrario, nel caso di una linea di celle come nella Figura 5.2 sotto, lo spostamento del temporale nella direzione ortogonale al moto del fronte freddo può essere molto veloce in quanto

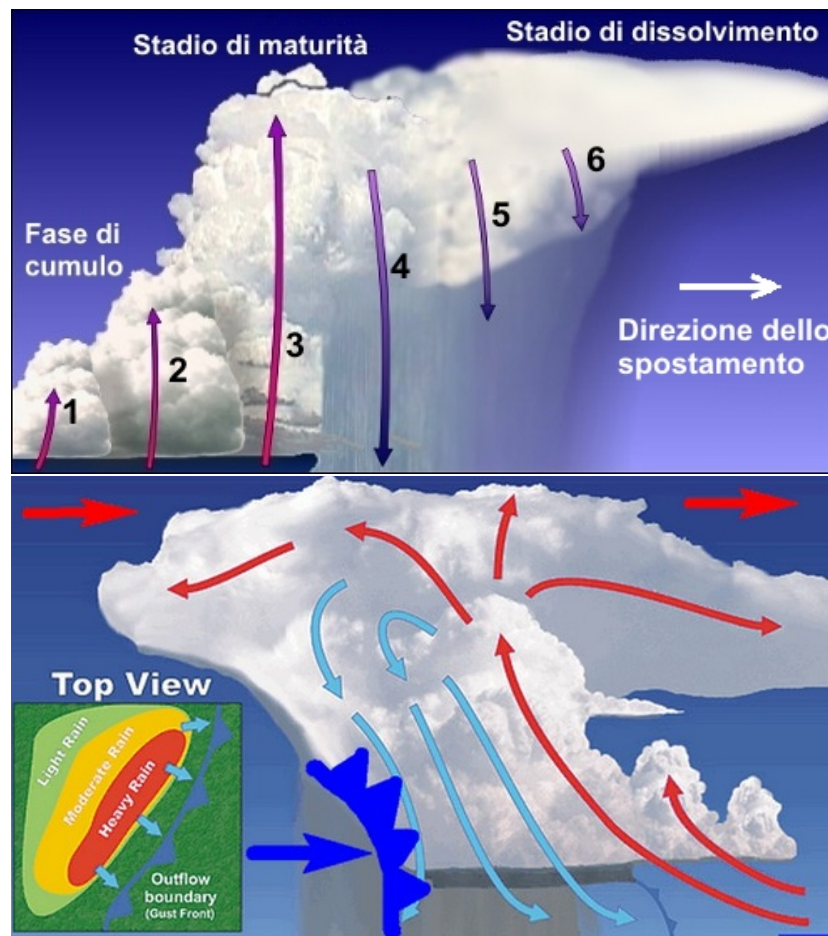


Figura 5.2: Sezioni trasversali di un grappolo di celle sopra e di una linea di celle sotto [NOAA, modificata].

lo sviluppo di nuove celle ha luogo nella direzione del vento. Infatti, le nuove celle si formano sottovento dove agiscono le correnti ascendenti (in rosso) mentre le precipitazioni più intense, insieme con forti venti al suolo, si hanno nelle immediate vicinanze del fronte freddo dove agiscono le correnti discendenti (in azzurro). Ne risultano temporali intensi, ma di rapida risoluzione sulle località attraversate che, una volta esaurite le precipitazioni, si ritrovano con l'atmosfera tersa e asciutta.

5.3.2 Sistemi Convettivi a Mesoscala - MCS

Come si è detto, i sistemi convettivi a mesoscala rappresentati nella riga in alto della Figura 5.3, sono costituiti da numerosi grappoli di celle che insistono sulla stessa area vasta (generalmente

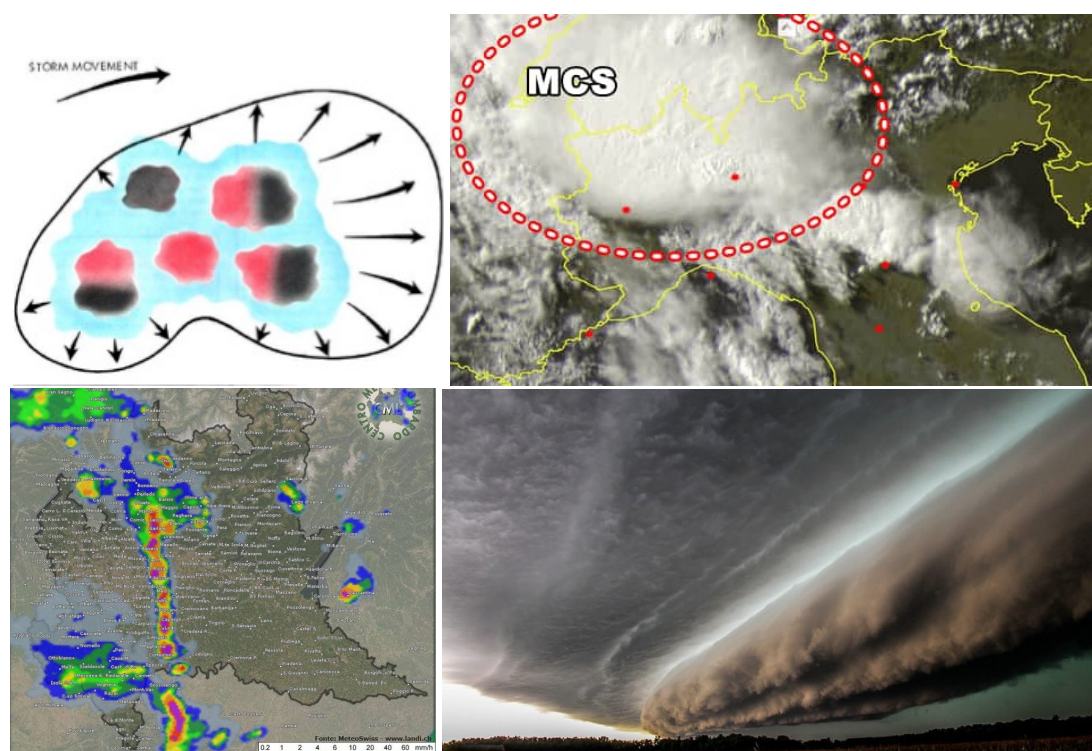


Figura 5.3: Sistema convettivo a mesoscala. Riga in alto: numerosi grappoli di celle che incidono sulla stessa area, con a sinistra schema funzionale del sistema [NWGG] e a destra foto satellitare [Public Domain]. Riga in basso: più linee di celle ravvicinate con a sinistra foto satellitare di un temporale sulla Lombardia [Centro Meteo Lombardo] e a destra nube a mensola che accompagna temporali di questo tipo [Meteo Regione Lazio].

di forma ellittica), mentre quelli rappresentati nella riga in basso della Figura 5.3, sono formati da più linee di celle ravvicinate tra loro.

La formazione di sistemi temporaleschi costituiti da numerosi grappoli di celle (come anche la presenza di un solo grappolo) sono favorite dalla disponibilità di residui di aria fredda in quota. Ciò premesso, l'organizzazione di un sistema a mesoscala si può spiegare con riferimento alla Figura 5.3 in alto a sinistra e all'ipotesi "forte" che sta alla base della figura stessa.

La figura ipotizza, infatti, che i diversi grappoli di celle attraversino dei cicli di vita analoghi a quelli di un temporale monocella: formazione, maturazione e dissolvimento. In armonia con tale ipotesi, i grappoli di celle nella figura presentano prevalentemente correnti ascendenti (in rosso) quando sono in fase di sviluppo, correnti sia ascendenti (in rosso) sia discendenti (in grigio) quando sono in fase di maturazione e prevalentemente, correnti discendenti quando sono in fase di dissipazione. In questo quadro, le correnti discendenti dell'intero sistema temporalesco possono generare nuovi grappoli di celle e contribuire così all'auto-sostentamento. Per contro

il sistema si estingue una volta che le correnti discendenti, fredde e secche, abbiano esaurito il serbatoio iniziale di aria calda e umida.

Per rendersi conto della vastità dell'area occupata da un sistema temporalesco costituito da numerosi grappoli di celle, basta considerare la fotografia satellitare nella Figura 5.3 in alto a destra nella quale si vede come tale area possa interessare più regioni.

(Con aree così vaste, tuttavia, molti autori preferirebbero classificare il sistema temporalesco come MCC - Mesoscale Convective Complex ovvero Complesso Convettivo a Mesoscala).

La formazione di sistemi temporaleschi a mesoscala costituiti da più linee di celle ravvicinate tra loro è favorita dallo scontro, lungo un'area di bassa pressione, tra masse di aria fredda (in rapido avanzamento), e masse di aria calda e umida (in lenta convergenza). Nell'immagine satellitare del maggio 2013 riportata nella Figura 5.3 in basso a sinistra, lo scontro ha avuto luogo in Lombardia tra masse di aria fredda (in rapido avanzamento da Ovest - Nordovest) e masse d'aria calda e umida (in lenta convergenza da Est - Sudest). Il sistema risultante avanzava verso Est e si autoalimentava generando nuove celle ad Ovest, fino a quando non sono venute a mancare le correnti ascendenti di aria calda e umida.

Secondo gli osservatori il sistema era ben visibile anche da terra in quanto, come spesso accade con le linee ravvicinate di celle, era accompagnato da una nube a mensola, del tipo fotografato nella Figura 5.3 in basso a destra.

(Le nubi a mensola sono generate dalla massa d'aria fredda che scorre al di sotto, spingendo l'aria calda verso l'alto ed, a differenza dei cumulonembi, si collocano nella zona delle quote basse in quanto lo stesso fronte freddo fa condensare l'umidità contenuta nell'aria calda al suolo. La forma massiccia ed imponente di una nube a mensola, oltre ad offrire uno spettacolo molto apprezzato dagli osservatori del cielo, fa presagire che una tempesta imminente stia avvolgendo l'orizzonte e, quasi sempre, tale presagio è confermato dagli eventi che seguono.)

5.4 Temporalì a supercella

I temporalì a supercella, schematizzati nella Figura 5.4 sono i più pericolosi e potenti tra tutti i temporalì. Fortunatamente, la loro formazione può avere luogo soltanto in presenza di particolari condizioni termofluidodinamiche che in Italia sono, per il momento, relativamente rare (anche se il riscaldamento globale sta facendo aumentare la loro frequenza, insieme a quella di tutti gli eventi estremi).

Prima di descrivere la morfologia di una supercella, conviene porre l'accento sul suo tratto distintivo: la corrente ascendente a vortice (definita mesociclone). Grazie alla rotazione tale corrente è moto stabile (si pensi ad una "trottola") e, come vedremo, consente al temporale di autoalimentarsi e, quindi, di durare per diverse ore. Infatti, nei temporalì a supercella non è presente, in quanto superflua, la rigenerazione che, invece, non può mancare nei temporalì multicellulari.

Sulla genesi del mesociclone vi è sostanziale concordanza tra i meteorologi circa la validità dello schema proposto nella Figura 5.4 a sinistra. Nello schema si ipotizza che, nelle vicinanze

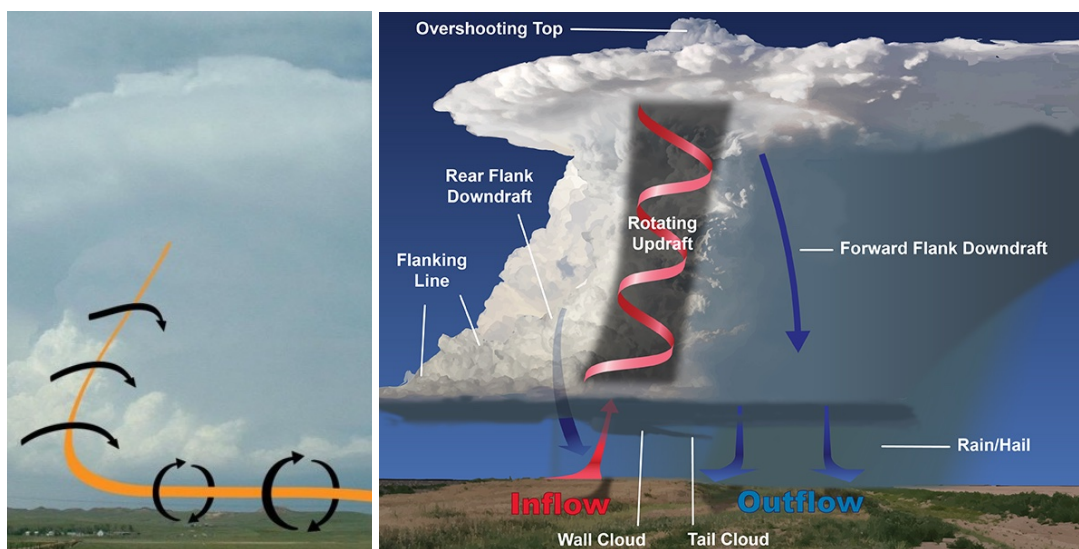


Figura 5.4: Temporali a supercella. A sinistra: genesi del mesociclone che caratterizza le supercelle [Wikipedia]. A destra: struttura finale di una supercella classica [NWS].

della superficie, si formi un vortice orizzontale dovuto al forte gradiente di velocità al suolo (ovvero alla rapida crescita di velocità con la quota nelle vicinanze della superficie). Una volta formato, tale vortice viene “risucchiato” dalla corrente ascendente del cumulonembo nel quale viene incorporato dando origine al mesociclone.

La struttura finale di una supercella, schematizzata nella Figura 5.4 a destra, mostra una cella temporalesca di enormi dimensioni che, in Italia, si sposta da Ovest ad Est (da sinistra a destra nella figura). In essa, il mesociclone, cioè la corrente ascendente a vortice, ha un diametro compreso tra 2 e 10 chilometri e, spesso, contiene un nucleo molto intenso del diametro di circa 1 chilometro che, talvolta, si trasforma in un tornado (tromba d’aria in linguaggio comune) aumentando la pericolosità delle supercella.

Oltre al mesociclone, altri elementi importanti nella struttura della supercella sono:

- il superamento in altezza del limite della troposfera (Overshooting Top) dovuto all’energia cinetica della corrente ascendente che consente di percorrere per inerzia anche un breve tratto nella stratosfera;
- la corrente fredda discendente dal fianco anteriore (Forward Flank Downdraft) nel quale, al di sotto della grande nube a forma di incudine, si hanno precipitazioni molto intense di pioggia mista a grandine (Rain/Hail);
- la corrente fredda discendente dal fianco posteriore (Rear Flank Downdraft) che, sostanzialmente, non porta a precipitazioni;

- la nube a muro (Wall Cloud) che si forma nella zona in cui la corrente discendente dal fianco anteriore si mescola con la corrente ascendente del mesociclone e, raffreddandola, genera condensa ad una quota più bassa rispetto alla base del cumulonembo;
- la nube a coda (Tail Cloud), rivolta verso il fianco anteriore, che si presenta come un'appendice della nube a muro ed è la traccia visiva del processo di condensazione dell'umidità dell'aria aspirata dal mesociclone;
- la linea di fiancheggiamento (Flanking Line) attraverso la quale, periodicamente, si infiltrano le alimentazioni supplementari di aria atmosferica che conferiscono alle supercelle il tipico carattere ciclico.

Si può aggiungere che le supercelle sono classificate in una delle tre categorie: classiche, ad alta precipitazione e a bassa precipitazione. Le **supercelle classiche** sono quelle che meglio corrispondono alla descrizione precedente. Esse sono caratterizzate da precipitazioni intense con grandine che può raggiungere dimensioni dell'ordine di alcuni centimetri. Si spostano molto velocemente sospinte da venti in quota forti (visualizzati dalla inclinazione in avanti del mesociclone nella Figura 5.4 a destra), riversano al suolo venti molto forti e, tra le supercelle, sono quelle che più spesso danno origine ai tornado (cioè alle trombe d'aria).

Le **supercelle ad alta precipitazione** si formano in condizioni di aria atmosferica molto calda e umida ma con venti relativamente deboli alle quote medie: di conseguenza le precipitazioni sono molto abbondanti ma cadono anche nell'area del mesociclone ostacolando l'autoalimentazione. Queste supercelle formano più raramente un tornado ma, nel caso lo producano, diventano molto pericolose perché il tornado nascosto dalla pioggia è difficilmente visualizzabile dai radar meteorologici.

Le **supercelle a bassa precipitazione** si formano in situazioni di relativamente bassa umidità atmosferica. Nonostante la scarsità delle precipitazioni la loro pericolosità resta elevata perché, generalmente, le poche precipitazioni si presentano sotto forma di grandine con chicchi di grandi dimensioni. Per contro, queste supercelle producono raramente dei tornado in quanto la loro base si trova ad una quota elevata. Un ulteriore pregio, agli occhi degli osservatori affezionati, è quello che la poca pioggia lascia vedere chiaramente la struttura del mesociclone all'interno.

5.4.1 Il lungo viaggio di una supercella

Come si è osservato nel paragrafo precedente, le supercelle assumono un carattere ciclico quando le correnti retrostanti si infiltrano attraverso la linea di fiancheggiamento (Flanking Line) e, in questo modo, forniscono alimentazioni supplementari di aria atmosferica. Così, non sorprende che una supercella ciclica possa durare per diverse ore e viaggiare per centinaia di chilometri, ma il viaggio descritto nella Figura 5.5 è senza precedenti a memoria d'uomo.

La supercella è nata 13 luglio 2023 sotto forma di una forte perturbazione a Cosina, a circa 3 chilometri dal confine Italiano, come documentato dall'immagine radar nella Figura 5.5 in alto a sinistra pubblicata dal Servizio Meteorologico Nazionale Sloveno. Subito dopo la partenza,

5. TEMPORALI, FULMINI E GRANDINE

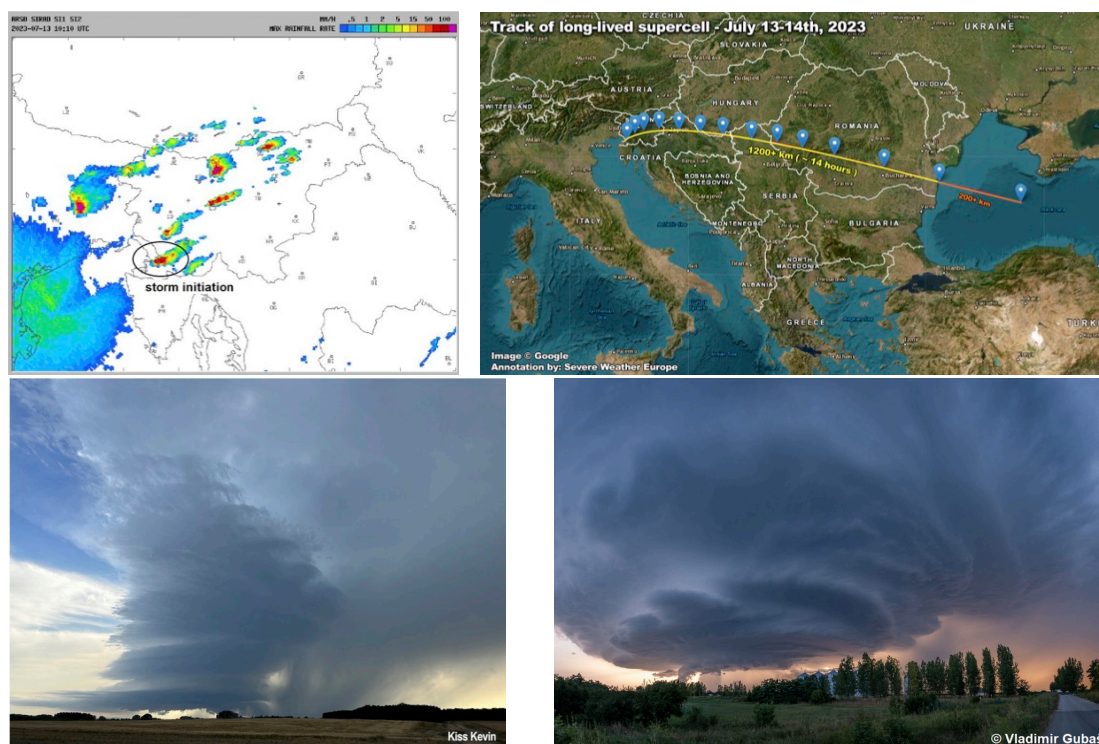


Figura 5.5: In alto: il lungo viaggio di una supercella con a sinistra la partenza da Cosina in Slovenia a tre chilometri dal confine italiano [ARSO SIRAD], e a destra il percorso percorso attraverso cinque Stati Balcanici [Blitzortung.org]. In basso: immagini della supercella con a sinistra foto in Ungheria ai confini con la Croazia [Kiss Kevin], e a destra foto in Serbia nelle vicinanze di Novi Sad [Vladimir Gubaš].

grazie al forte gradiente di velocità al suolo, la perturbazione ha incorporato nelle vicinanze di Postumia una corrente ascendente a vortice, trasformandosi in supercella vera e propria.

Il percorso di oltre 1.200 chilometri circa attraverso Slovenia, Croazia, Ungheria del Sud, Serbia del Nord e Romania del Sud è poi stato ricostruito con grande accuratezza sulla base dell'attività elettrica ed è stato riportato su mappe del tipo di quella nella Figura 5.5 in alto a destra (avvalendosi dei dati della *Blitzortung.org* che fornisce informazioni in tempo reale su fulmini e temporali in Europa).

Naturalmente, durante il viaggio di circa 14 ore conclusosi nel Mar Nero il 14 luglio, non sono mancate le foto spettacolari come quelle scattate in Ungheria al confine con la Croazia e in Serbia nelle vicinanze di Novi Sad e riportate, rispettivamente, nella Figure 5.5 in basso a sinistra e nella Figura 5.5 in basso a destra.

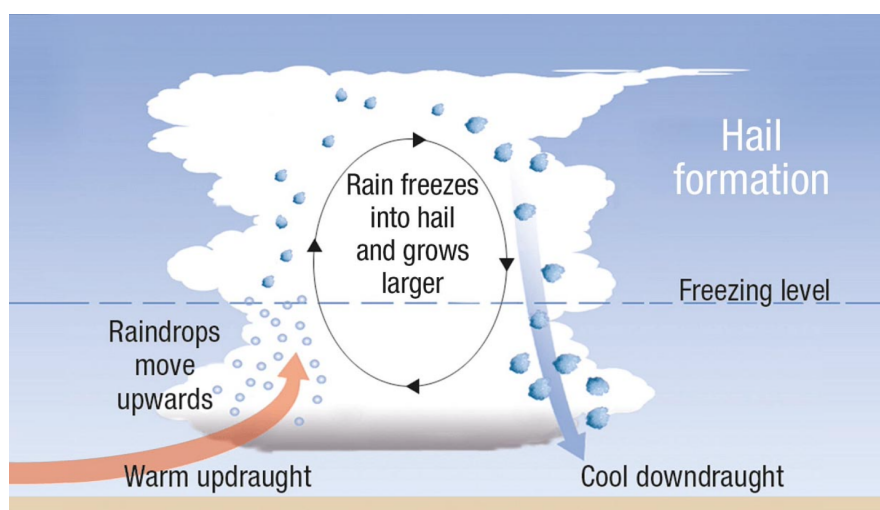


Figura 5.6: Formazione di grandine in un cumulonembo [Severe Weather Europe].

5.5 La grandine

Il processo di formazione della grandine in un cumulonembo è schematizzato nella Figura 5.6 dalla quale si desume che il passo più importante è il trasporto molto rapido delle goccioline di pioggia oltre la linea di zero termico ad opera dalle correnti ascendenti. Al di sopra dello zero termico, le goccioline restano nello stato di liquido sottoraffreddato fin quando entrano in contatto con un chicco di grandine in formazione e, a questo punto, congelano all'esterno del chicco stesso contribuendo alla sua crescita.

(Le goccioline restano allo stato di liquido “sottoraffreddato”, ovvero a temperatura inferiore a 0°C , quando, a causa di un raffreddamento troppo rapido, non hanno ancora raggiunto l'equilibrio termodinamico. Infatti, lo stato di liquido sottoraffreddato non è stabile e basta un innesco, come il contatto con un chicco ghiacciato, per far congelare la gocciolina all'esterno del chicco stesso.)

Grazie a questo processo di crescita, i chicchi possono aumentare di dimensione fino a quando le correnti ascendenti sono abbastanza forti da sostenerli. Tipicamente, un chicco di grandine compie un solo viaggio di andata e ritorno entro il cumulonembo attraverso la linea di zero termico ma, nel caso di correnti trasversali e/o forti turbolenze, i chicchi possono compiere più viaggi. Poiché ogni viaggio consente la formazione di nuovo ghiaccio, si arriva in tempi brevi a strutture stratificate intorno ai nuclei originari che, spesso, crescono fino a raggiungere diametri di qualche centimetro.

Durante i temporali molto forti, come quelli prodotti dalle supercelle, oltre a correnti ascendenti e discendenti molto intense, si hanno anche correnti quasi orizzontali stabili in quanto legate alle infiltrazioni dell'aria di alimentazione attraverso la linea di fiancheggiamento. Pertanto, i viaggi multipli di andata e ritorno attraverso la linea di zero termico sono pressoché

5. TEMPORALI, FULMINI E GRANDINE

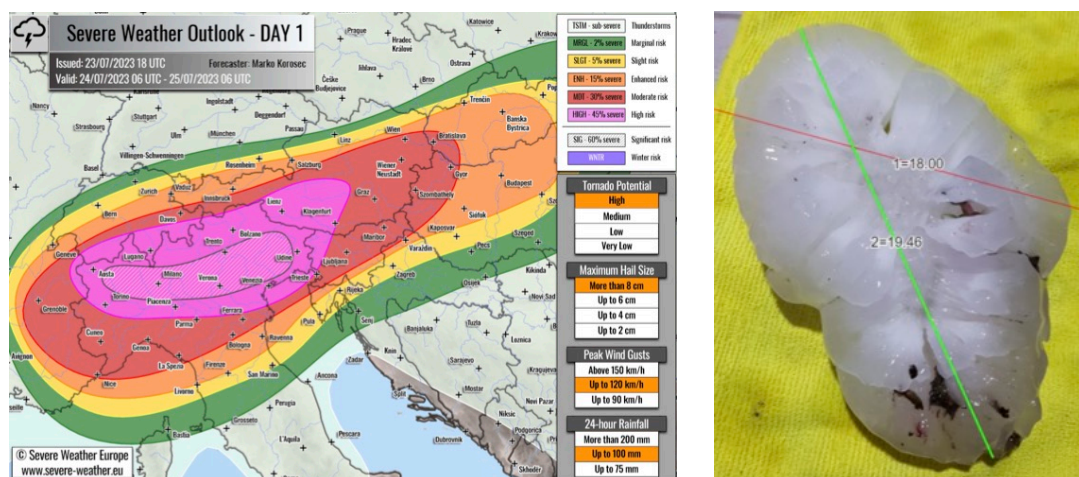


Figura 5.7: Grandinata in FVG del 24 e 25 luglio 2023. A sinistra: previsioni meteo che annunciavano gli eventi [Severe Weather Europe]. A destra: chicco di grandine con dimensione massima di circa 20 cm fotografato a Tiezzo di Azzano Decimo verso le 23 del 24 luglio [Marilena Tonin].

garantiti e, di conseguenza, aumenta la probabilità che anche i chicchi più piccoli si scontrino tra di loro fondendosi, e in questo modo diano origine ad “agglomerati” con dimensioni dell’ordine di una decina di centimetri ed oltre. Infatti, l’unico limite alla crescita dei chicchi (o meglio degli agglomerati) è dato dalla capacità delle correnti ascendenti di sostenerli. Quando, dopo aver raggiunto dimensioni enormi, gli agglomerati precipitano al suolo, possono dare origine a “bombardamenti con proiettili di ghiaccio” che causano danni catastrofici.

(La forza aerodinamica di sostegno di chicchi e agglomerati esercitata dalle correnti ascendenti è proporzionale al prodotto del quadrato della velocità delle correnti stesse moltiplicato per l’area della sezione trasversale di “vela”. Naturalmente, la forza di sostegno può trasformarsi immediatamente in spinta alla caduta se, nella discesa, chicchi e agglomerati incappano in correnti discendenti.)

5.5.1 Temporalì in Friuli Venezia Giulia

Nel mese di luglio 2023, in Friuli Venezia Giulia si sono verificati numerosi temporalì forti. Particolarmente rilevanti sono stati i temporalì della notte tra il 24 e il 25 perché hanno prodotto delle grandinate veramente devastanti. Già le previsioni meteorologiche per il 24 e il 25 luglio, riportate nella Figura 5.7 a sinistra, promettevano chicchi di grandine oltre gli 8 centimetri e raffiche di vento fino a 120 km/h ma alcuni eventi, descritti nel seguito, hanno persino superato tali previsioni.

In particolare ci si riferisce a due supercelle, nate tra Piemonte e Lombardia tra le 18 e le 19 del 24 luglio, che hanno percorso tutta la Pianura Padana e, in serata, sono arrivate in Friuli Venezia Giulia. Verso le 21, la prima supercella ha causato la maggior parte dei danni da grandine nella

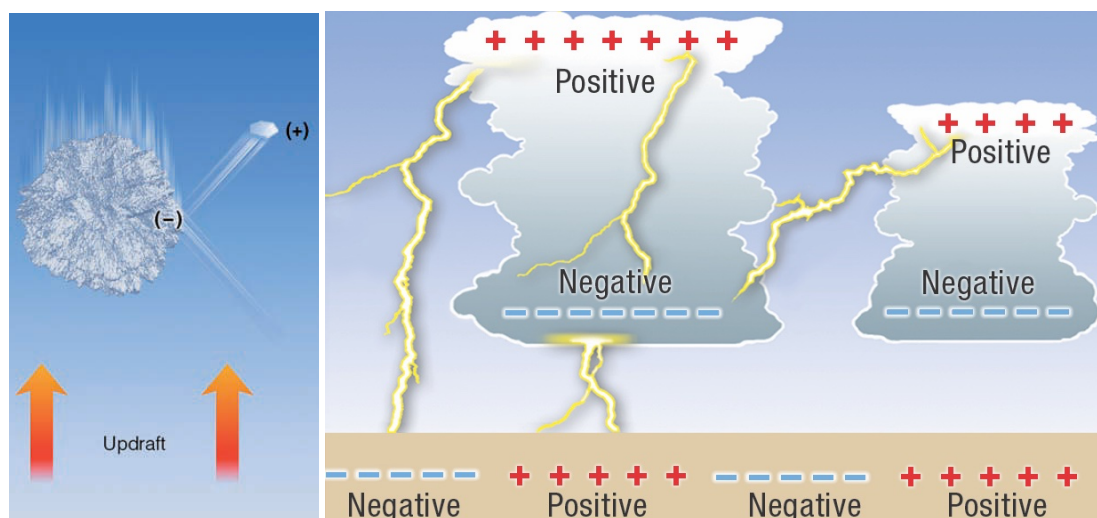


Figura 5.8: Processi di carica nelle nubi. A sinistra: collisione con trasferimento di un elettrone tra una microparticelle di ghiaccio che sale e un chicco di gragnola che scende [C. D. Ahrens e R. Henson]. A destra: principali tipologie di fulmini che si possono avere nella situazione finale risultante: intranube, nube-nube, parte bassa negativa di una nube-suolo positivo, parte alta positiva di una nube e suolo negativo [Australian Government].

zona tra Mortegliano e Palmanova. Verso le 23, la seconda supercella ha portato la grandine con i chicchi (o meglio gli agglomerati) più grossi, tra i quali il “chicco record Europeo” della Figura 5.7 a destra, fotografato a Tiezzo di Azzano Decimo.

(Dalle stime ufficiose, fatte sulla base della foto dall’ESSL - European Severe Storm Laboratory, il lato maggiore del chicco record sfiorava i 20 centimetri, mentre il peso si aggirava intorno ad 1 chilogrammo. Oltre alla foto del “chicco record”, ci sono poi state moltissime altre immagini di chicchi con dimensioni intorno ai 10 cm.)

In aggiunta alla grandine, i temporali del 24 e 25 luglio hanno portato moltissimi fulmini e forti colpi di vento, con raffiche di 103 km/h a Brugnera e Lauzacco. Al contrario, la pioggia misurata non è stata molta e ciò farebbe classificare le due supercelle tra quelle a bassa precipitazione. Nei centri abitati le grandinate hanno danneggiato gravemente auto, isolamenti esterni “a cappotto”, infissi, tetti e pannelli fotovoltaici mentre, nelle campagne colpite, hanno distrutto completamente le coltivazioni. La stima del danno economico complessivo in Friuli Venezia Giulia è molto elevata: ad esempio solo a Mortegliano, un comune con meno di 5.000 abitanti, la stima si è aggirata intorno a 125 milioni di euro.

5.6 I fulmini

I fulmini sono scariche elettriche ad alto contenuto energetico che hanno luogo all’interno di una nube, tra due nubi o tra una nube e il terreno. Evidentemente, le scariche presuppongono

dei processi elettrostatici di carica delle nubi e la descrizione più condivisa di tali processi è quella riassunta nella Figura 5.8.

Il primo passo, illustrato nella Figura 5.8 a sinistra, è quello delle collisioni tra le microparticelle di ghiaccio (più piccole e leggere) che salgono trasportate dalle correnti ascendenti ed i chicchi di gragnola (sostanzialmente palline di neve più grandi e pesanti) che scendono per gravità. Durante una collisione tipica, una microparticella cede un elettrone caricandosi positivamente, mentre il chicco acquista l'elettrone caricandosi negativamente. Poiché, come si è detto, le microparticelle tendono a salire mentre i chicchi tendono a scendere, si arriva rapidamente alla distribuzione di cariche elettriche nelle nubi schematizzata nella parte superiore della Figura 5.8 a destra.

Nel terreno, rappresentato nella parte inferiore della Figura 5.8 a destra, la situazione è più articolata. Infatti, in condizioni normali il terreno contiene un eccesso di elettroni e, di conseguenza, il suolo è contrassegnato come negativo nelle due aree esterne al perimetro delle nubi. Per contro, non appena una nube con la base carica negativamente si affaccia sopra una porzione di suolo, gli elettroni del terreno vengono allontanati per effetto elettrostatico (in quanto le cariche di segno uguale si respingono) e, infatti, il suolo è contrassegnato come positivo nelle due aree sottostanti alle nubi.

Durante i processi di carica, i campi elettrostatici che si creano (all'interno di una stessa nube, tra nube e nube e tra nube e suolo) aumentano progressivamente di intensità all'aumentare del numero di cariche accumulate. A un certo punto, però, l'intensità di tali campi supera il potere isolante dell'aria e si hanno le scariche elettriche schematizzate con le quattro tipologie di "fulmini" illustrate nella Figura 5.8 a destra e fotografate nella Figura 5.9.

L'ordine delle fotografie di fulmini nella Figura 5.9, è lo stesso già citato nella didascalia della precedente Figura 5.8 a destra, per cui si ha partendo da sinistra i alto:

- fulmine fra zona negativa e positiva di una stessa nube che illumina la nube interessata
- fulmine fra una zona negativa e una positiva di due nubi diverse con il classico andamento orizzontale molto allungato;

e proseguendo da sinistra in basso

- fulmini tra le parti basse (negative) di una nube e aree di terreno positive in quanto sottostanti alla nube stessa, e
- fulmine ramificato tra la parte alta (positiva) di una nube e aree di terreno negative in quanto esterne al perimetro della nube.

L'energia liberata dai fulmini riscalda l'aria circostante che, in pochi milionesimi di secondo, raggiunge temperature dell'ordine delle decine di migliaia di gradi e, allo stesso tempo, aumenta enormemente la sua pressione dando origine a forti impulsi acustici (onde d'urto) percepiti



Figura 5.9: Principali tipologie di fulmini già citate nella 5.8 a destra. Procedendo da sinistra in alto: intranube [Public Domain] e tra nube e nube [Public Domain]. Proseguendo da sinistra in basso: tra parte bassa negativa di una nube e suolo positivo [Public Domain] e tra parte alta positiva di una nube e suolo negativo [C.D. Ahrens e R. Henson].

come tuoni. In aggiunta, la temperatura elevatissima trasforma l'aria in un "plasma" di ioni negativi e positivi che, ricombinandosi immediatamente dopo la scarica, dà origine ai lampi.

Grazie alla diverse velocità di propagazione nell'aria della luce (300.000 chilometri al secondo) e del suono (circa 333 metri, ovvero 1/3 di chilometro al secondo), si può stimare la distanza di un temporale contando i secondi che separano i lampi, percepiti istantaneamente, dai tuoni percepiti con ritardo. Infatti, dividendo per 3 il numero di secondi di ritardo del tuono si ottiene la distanza del temporale espressa in chilometri. Inoltre, se nel tempo tale ritardo aumenta (o diminuisce), si può anche sapere se il temporale si allontana (o si avvicina) al nostro punto di osservazione.

5.6.1 Dinamica dei fulmini

Prima di tutto, si può osservare che l'aria è un isolante, in quanto le molecole che la formano sono elettricamente neutre e, quindi, consentono il passaggio di una corrente elettrica solo se vengono precedentemente "ionizzate" (negativamente fornendo elettroni o positivamente togliendo elettroni). Come si è detto, durante i temporali si creano zone cariche negativamente nelle parti basse delle nubi e nelle aree di suolo esterne al perimetro delle nubi (entrambe caratterizzate da un eccesso di elettroni). Per contro, zone cariche positivamente si creano nelle parti alte delle nubi e nelle aree di suolo sottostanti alle nubi (entrambe caratterizzate da un difetto di elettroni).

Ciò premesso, le fasi di formazione di un fulmine possono essere convenientemente descritte facendo riferimento alle situazioni più pericolose per la vita di tutti i giorni, ovvero ai fulmini che arrivano al suolo. Tra essi, i più frequenti sono i fulmini detti negativi in quanto partono dalla zona bassa (caricata negativamente) di una nube e arrivano al suolo in un'area sottostante alla nube stessa (e quindi caricata positivamente).

In questo caso, come indicato nella Figura 5.10 a sinistra, un flusso di ioni negativi in partenza dalla nube si dirige verso il suolo sotto forma di "scarica pilota" (stepped leader in inglese). La scarica pilota scende a tratti di una cinquantina di metri alla volta, ed è troppo debole per essere vista da terra.

Tuttavia, man mano che tale scarica si avvicina al suolo, un flusso di ioni positivi le si muove incontro da terra scegliendo, generalmente, percorsi "alti" come, ad esempio, l'albero nella Figura 5.10 al centro, ma anche un edificio o, persino, una persona in piedi. Quando il flusso verso il basso di ioni negativi incontra il flusso verso l'alto di ioni positivi, dal terreno parte una forte "scarica positiva di ritorno", schematizzata nella Figura 5.10 a destra, che costituisce la fase finale visibile del fulmine.

Per contro, un fulmine nube - suolo come quello illustrato dalla foto più a destra nella Figura 5.9, viene detto positivo in quanto si stacca dalla parte alta (caricata positivamente) di una nube. In questo caso, si intuisce che la scarica pilota deve essere costituita da ioni positivi mentre, necessariamente, la scarica di ritorno è costituita da ioni negativi in quanto si stacca da un'area di suolo esterna al perimetro della nube (e quindi caricata negativamente).



Figura 5.10: Fasi di un fulmine negativo: partenza della scarica pilota a sinistra; risalita degli ioni positivi attraverso un conduttore alto al centro; scarica di ritorno a destra [C. D. Ahrens e R. Henson].

Fulmini di questo tipo sono molto meno frequenti ma anche molto più pericolosi perché, a terra, coinvolgono zone considerate sicure in quanto, come si è detto, sono lontane, e talvolta anche di diversi chilometri, dal raggio d'azione "diretto" dei temporali. Infatti, un ipotetico osservatore di questi fulmini potrebbe veder arrivare a terra una saetta pur con cielo sereno sulla propria verticale (ed a ragione riferirebbe di "un fulmine a ciel sereno").

5.6.2 Protezione dai fulmini

Il parafulmine, inventato da Benjamin Franklin (1706 -1790), è il più antico dispositivo di protezione. Esso si basa sulla osservazione che, a pari densità di distribuzione delle cariche elettriche su una superficie esterna, il campo elettrostatico nelle vicinanze di una punta è più intenso. Infatti le cariche di ugual segno si respingono con forza inversamente proporzionale al quadrato della distanza reciproca e, al ridursi di tale distanza in vicinanza delle punte (per le evidenti evidenti ragioni geometriche schematizzate nella Figura 5.11 in alto a sinistra), possono addirittura aumentare fino a disperdere parte delle stesse cariche nell'aria. Ciò crea un "invito" per le cariche di segno opposto provenienti da una nube temporalesca a scegliere la punta come meta della scarica pilota.

Con riferimento all'impianto parafulmine illustrato nella Figura 5.11 in alto a destra si può quindi ipotizzare che il terreno sia carico negativamente in quanto si trova fuori dal perimetro di azione delle nubi. Grazie al parafulmine, vi è una probabilità elevata che una scarica pilota positiva, partita dalla parte alta di una nube, arrivi alla punta e inneschi la scarica di ritorno

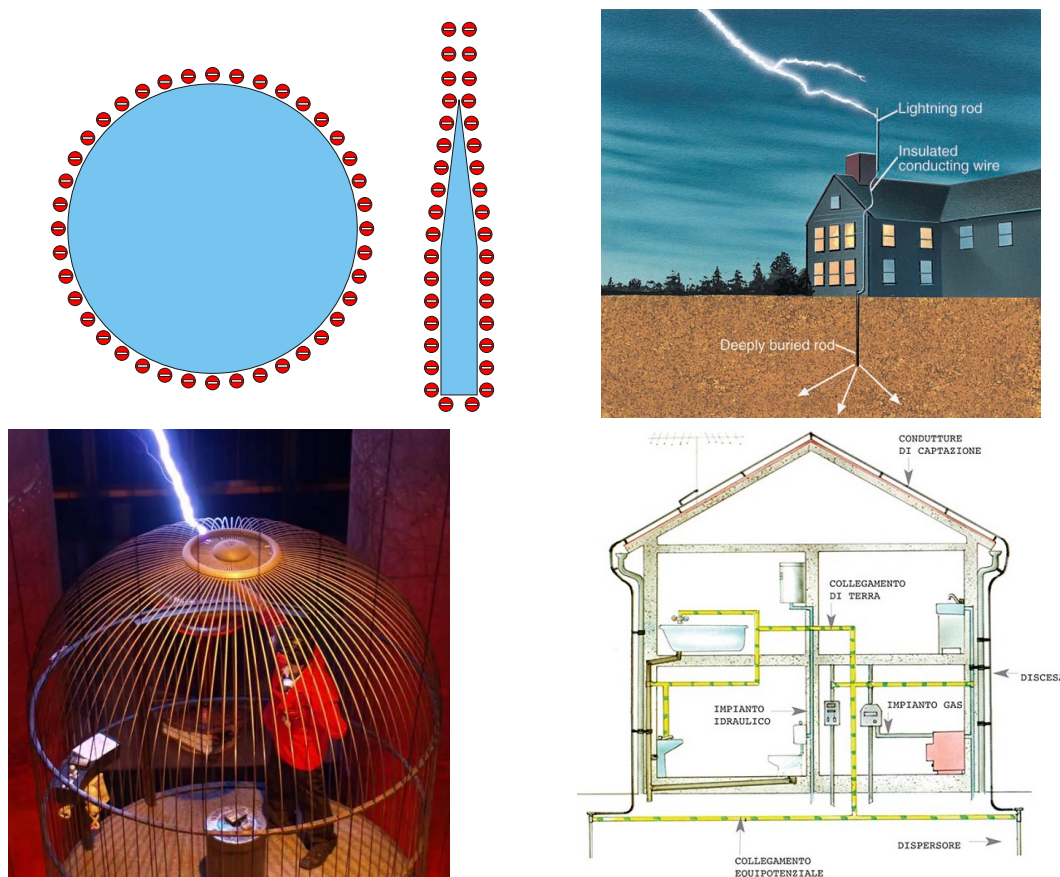


Figura 5.11: Protezione dai fulmini. In alto: a sinistra effetto punta [Wikipedia] e a destra sfruttamento di tale effetto in un impianto parafulmine [C. D. Ahrens e R. Henson]. In basso: a sinistra il principio di funzionamento della Gabbia di Faraday [Wikipedia] e a destra il suo utilizzo negli impianti di protezione degli edifici [Creative Commons].

negativa durante la quale vengono utilizzati gli elettroni prelevati dal terreno al quale è collegato il parafulmine (e non da qualche zona critica dell'edificio).

Chiaramente, con polarità cambiate, il parafulmine funzionerebbe ugualmente bene con terreno positivo in quanto sottostante ad una nube temporalesca, e una scarica pilota negativa partita dalla parte basse di una nube. In quest'ultimo caso la scarica di ritorno sarebbe positiva e utilizzerebbe gli ioni positivi del terreno.

I parafulmini vengono impiegati per la protezione di strutture a rischio molto elevato, come antenne e guglie, ma il dispositivo di protezione dai fulmini di uso pressoché universale è la gabbia di Faraday.

La gabbia è basata sulla scoperta di Michael Faraday (1761-1867) che i conduttori sono in equilibrio elettrico e che le eventuali cariche elettriche in eccesso si dispongono sulla superficie

esterna e non hanno alcuna influenza sugli spazi interni.

Le straordinarie proprietà della gabbia sono state oggetto di una serie di spettacolari dimostrazioni del tipo si quella illustrata nella Figura 5.11 in basso a sinistra. Più sobriamente, il principio della gabbia di Faraday viene oggi universalmente applicato alla protezione degli edifici dalle scariche atmosferiche realizzando impianti del tipo di quello schematizzato nella Figura 5.11 in basso a destra.

Inoltre, va osservato che strutture metalliche molto diffuse (come, ad esempio, automobili e aerei) sono, di per sé, delle gabbie di Faraday e, quindi, proteggono efficacemente gli occupanti all'interno purché questi ultimi evitino di toccare parti metalliche collegate all'esterno.

5.6.3 Rischio di fulminazione

Il “rischio” connesso ad un pericolo è il prodotto della probabilità per il danno e, quindi, il rischio di fulminazione va gestito a partire dalla conoscenza dei principali modi in cui una persona può essere colpita da un fulmine. Infatti, solo così si possono mettere in atto i comportamenti più appropriati per la riduzione della probabilità (ancora relativamente basse ma in aumento con la frequenza dei temporali forti) di eventi come le fulminazioni, che possono portare a danni gravissimi. Nella letteratura tecnica le principali tipologie di fulminazione sono descritte con riferimento ad infografiche del tipo di quella riportata nella Figura 5.12 nella quale sono riassunti i meccanismi di danno ed, implicitamente, sono indicate le situazioni da evitare riassunte qui sotto.

- **A - Fulminazione diretta:** Le probabilità di venir colpiti direttamente da un fulmine sono molto basse ma i danni che ne possono risultare sono, evidentemente, gravissimi. Una persona colpita da un fulmine diventa parte di un circuito elettrico nel quale la maggior parte della corrente resta in superficie causando danni allo strato esterno della cute, ma una frazione può attraversare il corpo provocando danni, abbastanza spesso letali, al sistema cardiocircolatorio (arresto cardiaco) e al sistema nervoso (crisi convulsive e perdita di coscienza). Il consiglio è quindi: in caso di temporale non farsi trovare all'aperto.
- **B - Scarica per contatto:** I metalli non attraggono i fulmini ma, essendo buoni conduttori elettrici, forniscono dei percorsi preferenziali mettendo in tensione parti metalliche spesso lontane dal punto di scarica. Come si è visto in precedenza, le parti metalliche degli edifici, comprese quelle degli impianti idraulici ed elettrici interni, dovrebbero essere “messe a terra” e, quindi, non dovrebbero costituire un pericolo per le persone. D'altra parte non si può escludere che qualche impianto si trovi in tensione perché colpito da un fulmine esterno e non sia collegato a terra nel percorso tra il punto di arrivo esterno del fulmine e l'alloggio (si pensi, ad esempio, agli impianti telefonici a filo e agli impianti di antenna) e, di conseguenza, è bene staccare telefoni e antenne televisive durante i temporali.
- **C - Scarica di rimbalzo:** Le scariche di rimbalzo possono verificarsi quando la “vittima” viene a trovarsi a poca distanza da un oggetto colpito da un fulmine. (Caso tipico quello

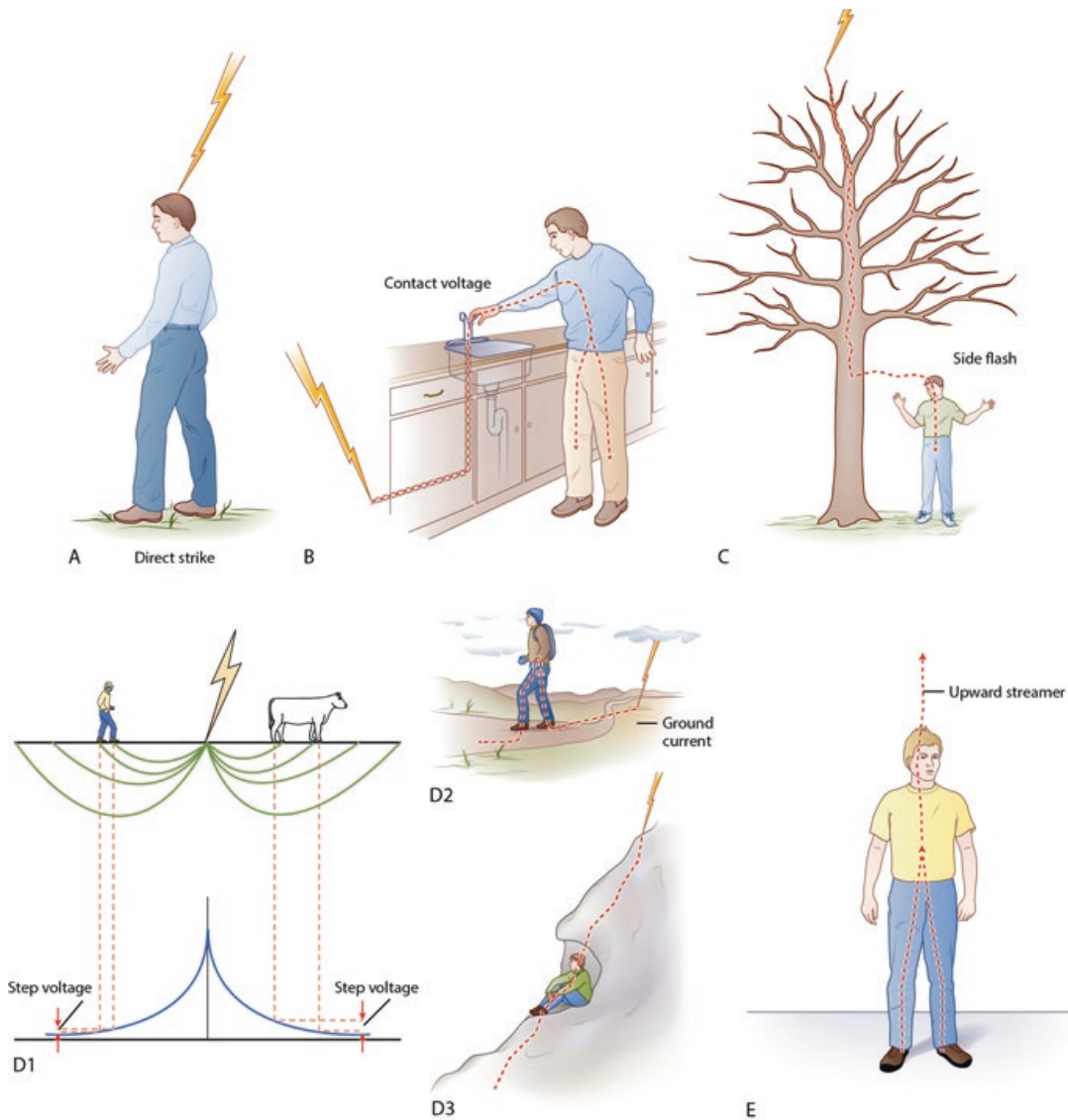


Figura 5.12: Possibili fulminazioni: fulminazione diretta (direct strike - A), scarica per contatto (contact voltage - B), scarica di rimbalzo (side flash - C), tensione di passo (step voltage - D1), corrente di terra (ground current - D2 e D3) e canale ionizzato ascendente (upward streamer - E) [M.A. Cooper e R. L. Holle].

di un albero sotto il quale la vittima si rifugia cercando protezione da pioggia e grandine). In questo modo, tra struttura e vittima si crea una differenza di potenziale che può essere abbastanza alta da superare la rigidità dielettrica dell'aria. Si genera così una scarica elettrica secondaria che passa attraverso il corpo della vittima portando energia più che sufficiente a causare danni anche gravissimi.

- **D - Corrente di terra:** Quando un fulmine colpisce il terreno, o un qualunque oggetto in contatto col terreno, scarica la sua enorme energia sulla superficie sotto forma di corrente elettrica che si propaga nelle vicinanze della superficie del terreno. Infatti, in prossimità del punto di arrivo del fulmine la corrente di terra crea la distribuzione di potenziale elettrico schematizzata nella sotto figura D1. Pertanto, i piedi di persone o le zampe di animali fermi in contatto col terreno sono soggetti a differenze di potenziale, dette “tensioni di passo”, che crescono con la distanza tra i punti di appoggio (e diminuiscono progressivamente con la distanza dal punto di arrivo del fulmine). Quindi, le tensioni di passo sono particolarmente pericolose per il bestiame fermo a causa della grande distanza tra zampe anteriori e posteriori ma non sono piacevoli nemmeno per gli umani che, come nella sotto-figura D2, camminano a passi “da alpino”. Infine è importante evitare situazioni come quelle della sotto-figura D3 perché, in montagna attraverso le rocce, la corrente di terra tende a formare archi elettrici che scavalcano facilmente l'imbocco di una piccola cava.
- **E - Canali ionizzati ascendenti:** Non tutti i canali ionizzati in partenza dal suolo si collegano alle scariche pilota provenienti dalle nubi, ma basta che una persona sia attraversata dagli ioni convogliati da un canale ascendente per riportare danni molto gravi, in quanto la corrente nei canali ascendenti può raggiungere, sia pure per pochi microsecondi un'intensità di decine se non centinaia di ampere. Occorre quindi cercare immediatamente un rifugio all'interno di un edificio in presenza di segnali personali che indichino la formazione di canali ionizzati nelle vicinanze, quali, ad esempio, i capelli dritti, le sensazioni di formicolio e l'odore di ozono.

5.7 Bibliografia - Capitolo 5

C.D. Ahrens e R. Henson, *Meteorology Today - An Introduction to Weather, Climate and the Environment - 13^a ed.*, Cengage, Boston, Ma., 2022.

J. T. Allen e altri, *Understanding hail in the Earth system*, Reviews of Geophysics, 58, 2019.

ARPA FVG, *Un luglio fresco e perturbato*, meteo.fvg, Report luglio 2023.

Australian Government - Bureau of Meteorology, *Explainer: what is thunder*, visto 9 ottobre 2023.

C. Cassardo e altri, *Temporal e Tornado*, Alpha Test, Milano, 2020.

G. Comini e M. Libralato, *Il Cambiamento Climatico - Il Punto di Vista Fisico-Tecnico*, Nuova Edizione, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

G. Comini e G. Cortella, *Fondamenti di Trasmissione del Calore*, Ristampa della Quarta Edizione, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

G. Comini e S. Savino, *Fondamenti Termodinamici dell'Energetica*, Terza Edizione Rivista e Aggiornata, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

M.A. Cooper e R.L. Holle, *Reducing Lightning Injuries Worldwide*, Springer Natural Hazards, Cham, Svizzera, 2019.

DEHN ITALIA S.P.A., *Manuale per la protezione contro i fulmini*, Terza Edizione, Bolzano, 2016.

S. Eisenbach, *Hail record broken again – 19 cm hailstone confirmed in Italy*, ESSL - European Severe Storms Laboratory, 25 luglio 2023.

J.B. Halverson, *An Introduction to Severe Storms and Hazardous Weather*, Routledge - Taylor & Francis Group, New York, 2024.

M. Korosec, *A historic long-lived supercell storm with giant 14 cm hailstones tracks for more than 1200 km across five European countries leaving severe wind and hail damage along its path*, Severe Weather Europe, 15 luglio 2023, Visto 9 ottobre 2023.

M. Korosec, *Severe Weather Forecast / Outlook for Europe*, 24 e 25 luglio 2023, Severe Weather Europe, Visto 9 ottobre 2023.

Meteo Expert, *Manuale di Meteorologia*, Alpha Test, Milano, 2019.

Meteo Lazio, *Nubi Temporallesche – Linea di Multicelle, Squall-line o Linea di groppo*, visto 9 ottobre 2023.

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration, *Types of Thunderstorms*, Visto 9 ottobre 2023.

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration, *Life Cycle of a Thunderstorm*, Visto 9 ottobre 2023.

NWCG - National Wildfire Coordinating Group, *10. Thunderstorm*, Fire Weather, OMS 425-1, USA.GOV, Visto 9 ottobre 2023.

NWS - National Weather Service, *Spotter's Field Guide: The Supercell Pts. 1 and 2*, USA.GOV, Visto 9 ottobre 2023.

NWS - National Weather Service, *Lightning Science: Five Ways Lightning Strikes People*, USA.GOV, Visto 9 ottobre 2023.

NWS - National Weather Service, *Understanding Lightning: Ground Current*, USA.GOV, Visto 9 ottobre 2023.

P. Randi e P. M. Dekra, *Temporalì 1*, AMRO - Associazione Meteo Professionisti, 9 luglio 2020, Visto 9 ottobre 2023.

J. Walker, *The Flying Circus of Physics*, 2nd Ed., Wiley, 2007.

Wikipedia, *Potere disperdente delle punte*, Visto 1 febbraio 2026.

WMO - World Meteorological Organization, *International Cloud Atlas - Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors*, WMO - No. 407, 1975 e aggiornamenti successivi visti 9 ottobre 2023.

Capitolo 6

Appendice - Le forze apparenti in Meteorologia

6.1 Un po' di storia

Nei primi decenni del 1800, a causa dell'aumento delle gittate dei cannoni, ci si rese conto che i proiettili deviavano dai percorsi mirati in misura proporzionale alle gittate stesse, e la spiegazione di questo fenomeno divenne un argomento di grande interesse militare. Nello stesso periodo, ma in ambito civile, la Rivoluzione Industriale stimolò gli studi sul comportamento delle masse, ferme o in movimento, nei sistemi rotanti. Tali studi dimostrarono che nei sistemi rotanti le masse sono soggette a forze “apparenti”: la forza centrifuga se le masse sono ferme, e la forza di Coriolis, in aggiunta alla forza centrifuga, se le masse sono in movimento.

(La forza di Coriolis è chiamata così in onore di Gustav Gaspard Coriolis [1792-1843] che per primo ne studiò l'azione sulle macchine rotanti).

La forza centrifuga e la forza di Coriolis si dicono “apparenti” perché sono percepite come forze soltanto dagli osservatori solidali ai sistemi rotanti, dal momento che gli osservatori solidali ai sistemi inerziali (cioè ai sistemi in moto rettilineo uniforme) vedono tutte le masse muoversi come stabilito dalla prima legge di Newton. Infatti, nei sistemi inerziali, soltanto l'intervento di forze esterne può contrastare la propensione delle masse a non accelerare, non rallentare e non curvare.

Alla fine del 1800, con l'affermarsi della Meteorologia scientifica, fu naturale prendere in esame i comportamenti delle masse d'aria nell'atmosfera e delle masse d'acqua negli oceani, in quanto anche la Terra è un sistema rotante. A questo proposito è importante precisare subito che, nella spiegazione dei fenomeni fisici, la scelta del punto di vista (o se vogliamo del sistema di riferimento) è questione di convenienza o, magari, di abitudine altrimenti, ad esempio, non diremmo abitualmente che “il Sole sorge e tramonta”.

In Meteorologia, i fenomeni sono descritti facendo riferimento al sistema rotante Terra poiché gli osservatori interessati alle previsioni del tempo sono abitanti della Terra e, quindi, la scelta di un sistema di riferimento solidale alla Terra è la scelta più logica.

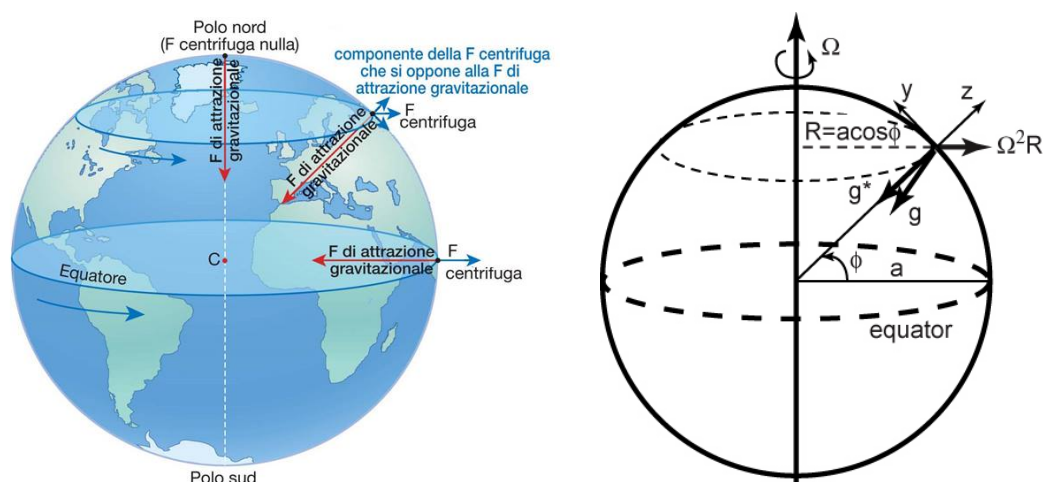


Figura 6.1: A sinistra: in ogni punto della Terra, tranne che ai poli, la componente verticale della forza centrifuga riduce la forza di attrazione Newtoniana [FED Channel]. A destra: schema di valutazione quantitativa della accelerazione gravitazionale apparente g come somma vettoriale di accelerazione gravitazionale newtoniana g^* e accelerazione centrifuga $a_{cen} = \Omega^2 R$ [University of Colorado Boulder].

In questo quadro non ci si deve meravigliare se gli abitanti della Terra abbiano ragionato in termini di forza centrifuga e forza di Coriolis ma, piuttosto, è opportuno esaminare come l'intervento di queste forze apparenti sia spiegato nei "post" meteorologici reperibili in rete.

Purtroppo, già un primo esame sommario rivela che, in molti post, le considerazioni qualitative sulle forze apparenti sono imprecise, se non del tutto sbagliate. Pertanto, nel seguito si è pensato di aggiungere alle considerazioni qualitative (condivise da chi scrive), alcuni paragrafi a carattere quantitativo (segnati con asterisco in quanto non strettamente necessari alla comprensione del testo) che consentano, a chi lo desidera, di maturare un'opinione propria utilizzando guide concettuali affidabili basate sulla Fisica.

6.2 Forza centrifuga

Va subito precisato che, in Meteorologia, la forza centrifuga agente su ogni unità di massa d'aria o acqua presente sulla Terra non gioca un ruolo importante in quanto, come indicato nella Figura 6.1 a sinistra, il suo principale effetto è quello di ridurre l'attrazione gravitazionale di una quantità molto piccola. (Nelle figure l'importanza della forza centrifuga è accentuata per motivi di rappresentazione grafica).

La forza centrifuga F_{cen} è ortogonale all'asse di rotazione terrestre ed è orientata verso l'esterno in accordo, ad esempio, con la sensazione che si prova su una piattaforma rotante, giostre incluse. Stando così le cose, la forza centrifuga può essere considerata somma di una compo-

nente verticale e una orizzontale in tutti i punto della superficie terrestre tranne che ai poli dove la forza centrifuga è nulla, e all'equatore dove è presente la sola componente verticale.

La componente verticale riduce lievemente la forza di attrazione gravitazionale F_{att} (che è diretta verso il centro della Terra) mentre, come schematizzato nella Figura 6.1 a destra, la componente orizzontale modifica di pochissimo la direzione della forza di gravità misurata.

L'effetto complessivo sul valore assoluto dell'accelerazione di gravità g (misurata in condizioni normali e, quindi, comprensiva della forza centrifuga) è inferiore allo 0,5% del valore assoluto dell'accelerazione di gravità di riferimento che, nel Sistema Internazionale di Unità di Misura, è assunta pari a $9,80665 \text{ m/s}^2$, ovvero pari all'accelerazione di gravità misurata al livello del mare alla latitudine di $45,5^\circ$. (Il valore assoluto dell'accelerazione di gravità varia da $9,823 \text{ m/s}^2$ circa ai poli, dove la forza centrifuga è nulla, a $9,789 \text{ m/s}^2$ circa all'equatore, dove la forza centrifuga è massima).

Per quanto riguarda invece la direzione dell'accelerazione di gravità misurata, l'effetto è curioso più che significativo in quanto si traduce nell'inclinazione, rispetto alla verticale, del filo a piombo (che è perfettamente verticale solo ai poli e all'equatore).

6.3 Forza di Coriolis

Meno familiare della forza apparente centrifuga è la forza apparente di Coriolis, anch'essa legata al fatto che noi osservatori terrestri percepiamo come forze quelli che sono effetti inerziali legati alla rotazione della Terra. La forza di Coriolis e le relative deviazioni si manifestano ad ogni spostamento di una massa, in qualunque direzione, nel sistema rotante Terra ma, per semplificare la trattazione, nel Capitolo 3 si sono esaminati separatamente i possibili spostamenti nelle tre direzioni principali:

- lungo i meridiani (nord/sud)
- lungo i paralleli (est/ovest) e
- in verticale.

Come si è già osservato nel Capitolo 3, durante gli **spostamenti lungo i meridiani** dalle vicinanze dell'equatore verso i poli, gli osservatori terrestri vedono le masse deviare verso est mentre, durante gli spostamenti dalle vicinanze dei poli verso l'equatore vedono le masse deviare verso ovest.

Invece, in entrambi gli emisferi, durante gli **spostamenti lungo i paralleli** da est a ovest gli osservatori terrestri vedono le masse deviare verso l'equatore mentre, durante gli spostamenti da ovest a est vedono le masse deviare verso i rispettivi poli.

Pertanto, con un po' di pazienza è facile verificare che, durante tutti gli spostamenti orizzontali le masse vengono sempre deviate rispetto alla direzione di partenza: verso destra nell'emisfero settentrionale e verso sinistra nell'emisfero meridionale.

Gli osservatori terrestri attribuiscono queste deviazioni alla forza di Coriolis mentre la ragione vera, come si è visto nel Capitolo 3, è che durante gli spostamenti lungo i meridiani le masse tendono a conservare la velocità periferica della Terra nel punto di partenza mentre, durante gli spostamenti lungo i paralleli, le masse tendono a spostarsi verso la latitudine propria della nuova velocità periferica (somma algebrica della velocità periferica di partenza e della velocità di spostamento).

Per quanto riguarda invece gli **spostamenti lungo la verticale** va subito detto che, in Meteorologia, essi hanno scarsa rilevanza per una serie di motivi i più importante dei quali sono gli spessori ridotti della troposfera, ovvero dello strato di atmosfera sede dei fenomeni meteorologici, e dell'Oceano. Infatti entrambi questi spessori sono dell'ordine di una decina di chilometri e, quindi, molto inferiori al raggio terrestre che misura oltre 6.000 chilometri.

Spessori così (relativamente) ridotti ostacolano lo sviluppo dei movimenti verticali rispetto a quelli orizzontali e, infatti, sia nell'atmosfera sia nell'Oceano le componenti verticali delle velocità sono dell'ordine dei centimetri al secondo, cioè molto inferiori alle componenti orizzontali che sono dell'ordine dei metri al secondo.

Infine, come nel caso della forza centrifuga, è facile verificare che anche le componenti verticali della accelerazione di Coriolis sono trascurabili rispetto alla componente verticale dell'accelerazione di gravità.

Tuttavia, non va dimenticato che gli spostamenti lungo la verticale hanno anche una considerevole importanza storica in quanto, ad esempio, le deviazioni dalla verticale durante la caduta dei gravi sono state oggetto di ricerca e accese discussioni sin dalla metà del 1600 (ovvero non appena fu universalmente accertato che la Terra girasse su stessa compiendo una rotazione ogni 24 ore). Pertanto, sia per completezza sia per interesse storico, nel prossimo paragrafo si dedicherà qualche cenno al problema della caduta dei gravi, nonostante l'argomento interessi solo marginalmente la Meteorologia.

6.3.1 Spostamenti lungo la verticale

La prima ricerca documentata sulla caduta dei gravi risale al 1668 quando Giovanni Borelli, un membro dell'Accademia del Cimento di Firenze, si pose per la prima volta il problema di cosa il "principio di inerzia" implicasse per gli oggetti fatti cadere da una torre.

A partire dalla seconda metà del 1700, vi fu un fiorire di attività sperimentali volte a dimostrare che la Terra girava su sé stessa. Erano trascorsi oltre 200 anni da quando Nicolò Copernico (1473-1543), poco prima di morire, aveva dato alle stampe il trattato "De revolutionibus orbium coelestium" ovvero "Sulle rivoluzioni delle sfere celesti".

Oltre due secoli, potevano essere considerati un intervallo di tempo sufficientemente lungo anche per la curia romana, al punto che un abate e matematico bolognese Giovanni Battista Guglielmini (1760-1817) si sentì autorizzato ad effettuare una serie di esperimenti sulla caduta dei gravi volta a dimostrare la rotazione terrestre.

Gli esperimenti furono compiuti a Bologna nel 1789 dove, come schematizzato nella Figura 6.2, Guglielmini fece cadere dalla Torre degli Asinelli, alta 97 metri, delle palle di piombo. Così

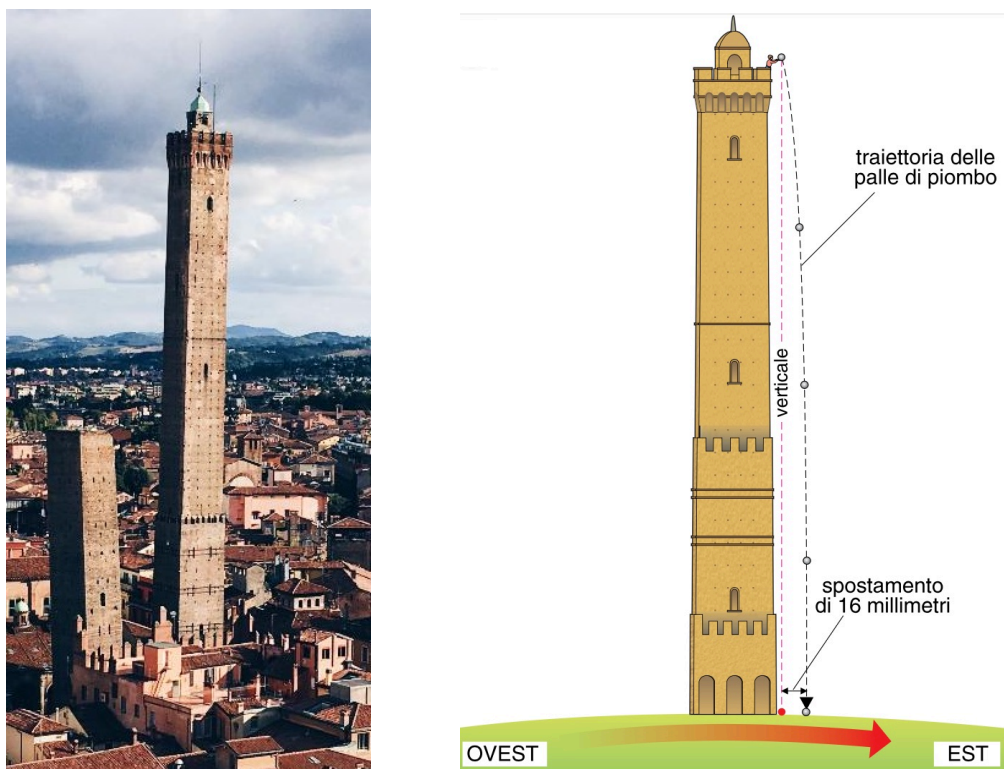


Figura 6.2: A sinistra: Torri della Garisenda (più bassa), e degli Asinelli (più alta) a Bologna *[Public Domain]*. A destra: schematizzazione dell’esperimento di Guglielmini nel 1789 *[Istituto Italiano Edizioni Atlas]*.

ebbe modo di osservare che il punto di caduta delle palle era spostato di circa 16 mm rispetto alla verticale visualizzata mediante un filo di piombo.

Il fatto poteva essere spiegato soltanto ammettendo che la Terra ruotasse da Ovest verso Est di modo che un punto in alto, come la cima della torre, si muovesse più velocemente dei punti che stavano al suolo. Pertanto la palla di piombo che partiva dalla cima per iniziare la sua caduta, aveva una velocità periferica maggiore rispetto al punto dove la verticale incontrava il suolo, e ciò spiegava perché il punto di caduta era spostato nella direzione del moto, cioè da Ovest verso Est.

Guglielmini pubblicò i suoi risultati nel 1792, nell’opuscolo “De diurno Terrae motu experimentis physico-mathematicis confirmato opusculum” ovvero “Opuscolo di conferma del moto giornaliero della Terra per mezzo di esperimenti fisico-matematici”.

Quello di Guglielmini non era il primo esperimento che dimostrava la rotazione terrestre ma, probabilmente, era il più convincente per l’epoca. Infatti quando il canonico e astronomo Giuseppe Settele (1770-1841) osò chiedere alla curia romana, nel 1820, di togliere il bando sul

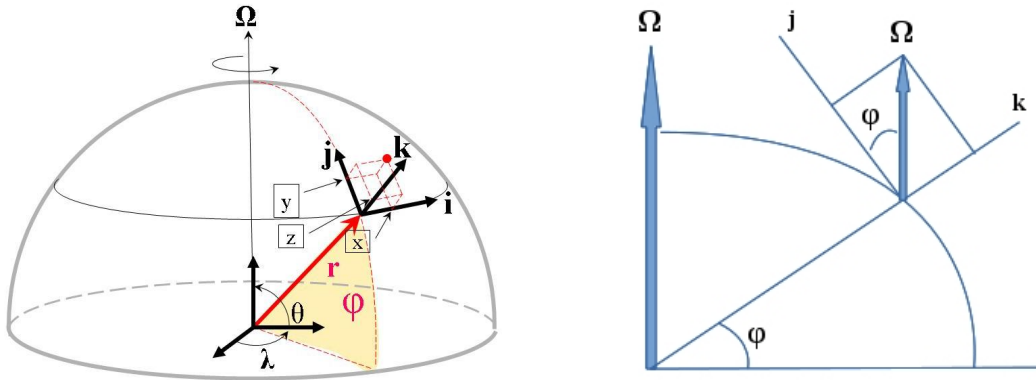


Figura 6.3: A sinistra: sistema di coordinate cartesiane locali, con versori $\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}$, utilizzato per il calcolo delle componenti delle accelerazioni apparenti [Persson]. A destra: sezione meridiana della Terra e calcolo delle componenti locali del vettore velocità angolare Ω [Centro Meteo].

Copernicanesimo presentò come evidenza principale proprio l'opuscolo del Gugliemini. Dopo un dibattito tempestoso la Chiesa accolse la domanda del Settele e, nel 1822, tolse il bando per tutti i Cattolici.

6.4 Accelerazioni apparenti*

Le leggi del moto possono essere scritte in due modi formalmente diversi facendo riferimento a un sistema inerziale o, in alternativa, a un sistema rotante locale. Nel caso della Meteorologia è opportuno riferire le equazioni a un sistema rotante solidale alla Terra se non altro perché, come si è ripetutamente osservato, le previsioni del tempo interessano i “terrestri”.

Gli sviluppi algebrici necessari al passaggio dal sistema di coordinate inerziale al sistema di coordinate rotante solidale alla Terra, fanno comparire due accelerazioni “apparenti”: quella centrifuga $\mathbf{a}_{\text{cen}}$, già presa in esame nel Paragrafo 6.2, e quella di Coriolis $\mathbf{a}_{\text{cor}}$, considerata nel seguito di questo paragrafo.

Con riferimento alla Figura 6.3 a sinistra, omettendo per semplicità gli sviluppi algebrici, si può passare subito all'esame del risultato finale scrivendo la relazione che intercorre tra l'accelerazione nel sistema rotante $\mathbf{a}_{\mathbf{R}}$ e l'accelerazione nel sistema inerziale $\mathbf{a}_{\mathbf{I}}$:

$$\mathbf{a}_{\mathbf{R}} = \mathbf{a}_{\mathbf{I}} - \Omega \times (\Omega \times \mathbf{r}) - 2\Omega \times \mathbf{v}_{\mathbf{R}} \quad (6.1)$$

In tale relazione, Ω è il vettore velocità angolare, $\mathbf{r}$ è il vettore posizione, $\mathbf{v}_{\mathbf{R}}$ è il vettore della velocità misurata nel sistema rotante e $[\times]$ è il simbolo che indica il prodotto vettoriale.

Il significato fisico della (6.1) è che per calcolare l'accelerazione nel sistema rotante $\mathbf{a}_{\mathbf{R}}$ bisogna sommare algebricamente all'accelerazione $\mathbf{a}_{\mathbf{I}}$, determinata in base alle leggi di Navier-Stokes (espressione della legge di Newton nel moto dei fluidi), due accelerazioni apparenti: quella centrifuga $\mathbf{a}_{\text{cen}} = -\Omega \times (\Omega \times \mathbf{r})$ e quella di Coriolis $\mathbf{a}_{\text{cor}} = -2\Omega \times \mathbf{v}_{\mathbf{R}}$.

6.4.1 Espressione alternativa dell'accelerazione centrifuga*

Al secondo membro della (6.1) è immediato identificare il secondo termine con l'accelerazione centrifuga $\mathbf{a}_{\text{cen}}$. Infatti, se $\mathbf{R}_\perp$ è la distanza del punto dall'asse di rotazione, allora si ha:

$$\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r} = \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{R}_\perp$$

Utilizzando l'identità vettoriale:

$$\boldsymbol{\Omega} \times (\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{R}_\perp) = (\boldsymbol{\Omega} \cdot \mathbf{R}_\perp)\boldsymbol{\Omega} - (\boldsymbol{\Omega} \cdot \boldsymbol{\Omega})\mathbf{R}_\perp = 0 - \Omega^2 \mathbf{R}_\perp$$

dove il simbolo $[\cdot]$ indica il prodotto scalare di due vettori, si ottiene:

$$\mathbf{a}_{\text{cen}} = -\boldsymbol{\Omega} \times (\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}) = \Omega^2 \mathbf{R}_\perp \quad (6.2)$$

che è l'espressione cercata in quanto già anticipata nella Figura 6.1 a destra.

In realtà, la (6.2) è più precisa dal punto di vista matematico in quanto $\mathbf{R}_\perp$ è il vettore orientato verso l'esterno che esprime la distanza perpendicolare del punto dall'asse terrestre (espressa in forma vettoriale, ovvero in valore assoluto, direzione e verso e non, semplicemente, come raggio del parallelo su cui si trova il punto).

A conclusione del paragrafo è opportuno notare che, in base alla (6.2), l'accelerazione centrifuga non dipende da $\mathbf{v}_R$, ma solo da $\mathbf{R}_\perp$ e da Ω^2 in quanto agisce anche sulle masse ferme rispetto al sistema rotante.

6.4.2 Accelerazione di Coriolis*

Il terzo termine al secondo membro della (6.1) esprime matematicamente l'accelerazione di Coriolis:

$$\mathbf{a}_{\text{cor}} = -2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v} \quad (6.3)$$

che, a questo punto, si può scrivere con notazione algebrica eliminando il pedice R della velocità in quanto non sussistono dubbi sul fatto che la velocità vada misurata nel sistema rotante.

In base alla (6.3), l'accelerazione di Coriolis dipende dal prodotto vettoriale $[\times]$ della velocità angolare del sistema rotante $\boldsymbol{\Omega}$ per la velocità $\mathbf{v}$ delle masse in movimento e, di conseguenza, agisce solo sulle masse in movimento rispetto al sistema rotante (a differenza della accelerazione centrifuga che agisce anche sulle masse ferme).

Inoltre, in armonia con il significato fisico del prodotto vettoriale illustrato nel Paragrafo 6.4.3, si può affermare che l'accelerazione di Coriolis tende a spostare verso destra, rispetto alla velocità $\mathbf{v}$, le masse in movimento nell'emisfero nord dove la rotazione terrestre $\boldsymbol{\Omega}$ è antioraria (vista dall'alto sopra il Polo Nord). Per contro, l'accelerazione di Coriolis tende a spostare verso sinistra, rispetto alla velocità $\mathbf{v}$, le masse in movimento nell'emisfero sud dove la rotazione terrestre $\boldsymbol{\Omega}$ è oraria (vista dall'alto sopra il Polo Sud).

Infine si può osservare che, nella valutazione del prodotto vettoriale (6.3), conviene utilizzare un sistema di coordinate locali come quello definito nella Figura 6.4 a sinistra poiché, come si è detto più volte, qui interessa il punto di vista degli osservatori solidali alla Terra. In tale sistema, la velocità $\mathbf{v}$ ha tre componenti (tradizionalmente indicate con u , v e w), per cui si può scrivere:

$$\mathbf{v} = u\mathbf{i} + v\mathbf{j} + w\mathbf{k} \quad (6.4)$$

In coordinate locali, invece, il vettore velocità angolare $\boldsymbol{\Omega}$ ha due sole componenti, facilmente esprimibili facendo riferimento alla sezione meridiana evidenziata nella Figura 6.4 a destra. In questo modo si ottiene la relazione:

$$\boldsymbol{\Omega} = \Omega_y\mathbf{j} + \Omega_z\mathbf{k} = \Omega \cos \varphi \mathbf{j} + \Omega \sin \varphi \mathbf{k} \quad (6.5)$$

nella quale, per alleggerire le notazioni, si è posto ancora $\Omega \equiv |\boldsymbol{\Omega}|$.

Come si vedrà meglio nel Paragrafo 6.4.3, il prodotto vettoriale (6.3) può essere espresso anche sotto forma di determinante della matrice costituita da una prima riga contenente i versori degli assi delle coordinate locali, una seconda riga contenente le componenti del vettore velocità angolare ed una terza riga contenente le componenti del vettore velocità lineare:

$$\begin{aligned} \mathbf{a}_c &= -2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{V} = -\det \begin{bmatrix} \mathbf{i} & \mathbf{j} & \mathbf{k} \\ 0 & 2\Omega \cos \varphi & 2\Omega \sin \varphi \\ u & v & w \end{bmatrix} \\ &= -(2\Omega w \cos \varphi - 2\Omega v \sin \varphi)\mathbf{i} - 2\Omega u \sin \varphi \mathbf{j} + 2\Omega u \cos \varphi \mathbf{k} \end{aligned} \quad (6.6)$$

La relazione (6.6) è l'espressione più generale dell'accelerazione di Coriolis, valida in tutte le circostanze e per tutte le deviazioni subite dalle masse in movimento in qualsivoglia sistema rotante. Nelle applicazioni meteorologiche, tuttavia, è prassi comune semplificare la (6.6) per meglio adattarla al calcolo delle deviazioni subite dalle masse d'aria in movimento nell'atmosfera e/o dalle masse d'acqua in movimento negli oceani.

Approssimazioni “meteorologiche”

Come si è anticipato, nello studio degli effetti dell'accelerazione di Coriolis in Meteorologia, è conveniente introdurre due approssimazioni. La prima, consiste nel trascurare la componente verticale della velocità w , che è dell'ordine dei centimetri al secondo, rispetto alle componenti orizzontali u e v che sono dell'ordine dei metri al secondo. La seconda, già implicita in molte considerazioni precedenti, consiste nel trascurare la componente verticale della accelerazione di Coriolis in quanto soverchiata dalla componente verticale dell'accelerazione di gravità.

A tal fine, tenendo conto delle due approssimazioni:

$$w \approx 0 \quad 2\Omega u \cos \varphi \ll g \quad (6.7)$$

e, quindi, trascurando nella (6.6) i termini $2\Omega w \cos \varphi$ e $2\Omega u \cos \varphi \mathbf{k}$, si ottiene l'espressione semplificata della accelerazione di Coriolis alla quale si fa riferimento in Meteorologia:

$$\mathbf{a}_c \approx 2\Omega v \sin \varphi \mathbf{i} - 2\Omega u \sin \varphi \mathbf{j} = 2f v \mathbf{i} - 2f u \mathbf{j} \quad (6.8)$$

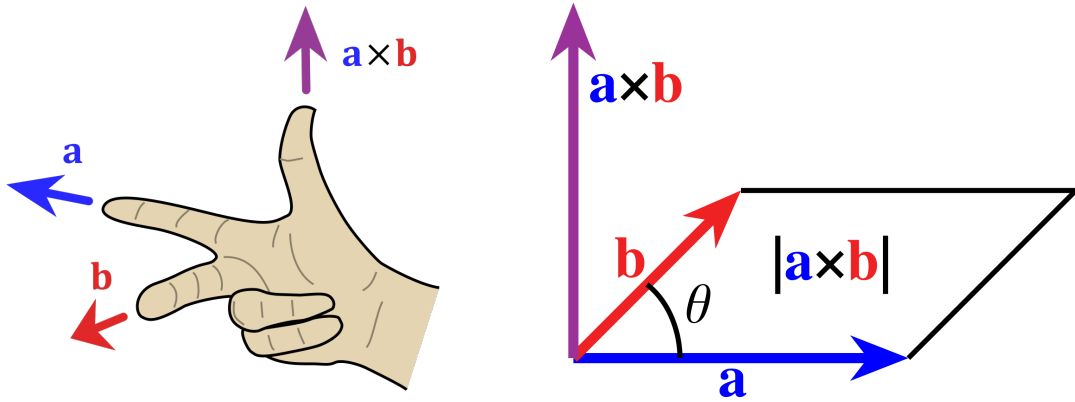


Figura 6.4: A sinistra: la relazione spaziale tra i vettori $\mathbf{a}$, $\mathbf{b}$ e il prodotto vettoriale $\mathbf{a} \times \mathbf{b}$ è data dalla regola della mano destra. A destra: l'area del parallelogramma individuato dai vettori $\mathbf{a}$ e $\mathbf{b}$ è proporzionale al valore assoluto del loro prodotto vettoriale [Wikipedia].

In tale espressione:

$$f = 2\Omega \sin \varphi \quad (6.9)$$

è il parametro di Coriolis che compare in gran parte dei modelli dinamici dei sistemi atmosferici e oceanici.

Caduta dei gravi

Evidentemente le approssimazioni meteorologiche non si possono applicare all'analisi della caduta dei gravi da una torre, riportata nel Paragrafo 6.3.1 poiché, in quel caso, la componente verticale della velocità w non è certamente trascurabile. Posto comunque $u = v = 0$ nella relazione (6.6) si ottiene:

$$\mathbf{a}_c = -2\Omega w \cos \varphi \mathbf{i} \quad (6.10)$$

che, nell'emisfero settentrionale, sta ad indicare una deviazione verso ovest che cresce con la velocità di caduta, ovvero con la altezza della torre, mentre decresce con la latitudine.

6.4.3 Richiami di algebra dei vettori*

Il prodotto vettoriale di due vettori $\mathbf{a}$ e $\mathbf{b}$ è definito come:

$$\mathbf{a} \times \mathbf{b} = |\mathbf{a}||\mathbf{b}| \sin \theta \quad (6.11)$$

La relazione spaziale tra i vettori $\mathbf{a}$, $\mathbf{b}$ e il loro prodotto vettoriale $\mathbf{a} \times \mathbf{b}$ è data dalla regola della mano destra richiamata nella Figura 6.4 a sinistra, mentre il valore assoluto del prodotto vettoriale è proporzionale all'area del parallelogramma che i vettori stessi individuano, come mostrato nella Figura 6.4 a destra.

Dalla definizione (6.11) derivano immediatamente le regole:

$$\mathbf{i} \times \mathbf{i} = \mathbf{j} \times \mathbf{j} = \mathbf{k} \times \mathbf{k} = \mathbf{0} \quad (6.12)$$

e

$$\mathbf{i} \times \mathbf{j} = \mathbf{k} \quad \mathbf{j} \times \mathbf{k} = \mathbf{i} \quad \mathbf{k} \times \mathbf{i} = \mathbf{j} \quad (6.13)$$

che governano i prodotti tra i versori degli assi cartesiani.

I vettori $\mathbf{a}$ e $\mathbf{b}$ si possono scrivere come somme delle loro componenti lungo gli assi cartesiani:

$$\mathbf{a} = a_x \mathbf{i} + a_y \mathbf{j} + a_z \mathbf{k} \quad \mathbf{b} = b_x \mathbf{i} + b_y \mathbf{j} + b_z \mathbf{k} \quad (6.14)$$

Poiché vale la proprietà distributiva, il prodotto vettoriale $\mathbf{a} \times \mathbf{b}$ può essere facilmente sviluppato e, applicando le regole (6.12) e (6.13), dopo alcuni passaggi algebrici, può essere scritto nella forma:

$$\mathbf{a} \times \mathbf{b} = (a_y b_z - a_z b_y) \mathbf{i} + (a_z b_x - a_x b_z) \mathbf{j} + (a_x b_y - a_y b_x) \mathbf{k} \quad (6.15)$$

Alternativamente, in modo più facile da ricordare, il risultato finale può essere ottenuto calcolando il determinante della matrice simbolica formata da una prima riga contenente i versori degli assi cartesiani, una seconda riga contenente le componenti del vettore $\mathbf{a}$ ed una terza riga contenente le componenti del vettore $\mathbf{b}$:

$$\mathbf{a} \times \mathbf{b} = \det \begin{bmatrix} \mathbf{i} & \mathbf{j} & \mathbf{k} \\ a_x & a_y & a_z \\ b_x & b_y & b_z \end{bmatrix} = (a_y b_z - a_z b_y) \mathbf{i} + (a_z b_x - a_x b_z) \mathbf{j} + (a_x b_y - a_y b_x) \mathbf{k} \quad (6.16)$$

In questo modo si verifica anche la validità del metodo di calcolo dell'accelerazione di Coriolis suggerito nella (6.6).

6.5 Bibliografia - Capitolo 6

T. Gerkema e L. Gostiaux, *A brief history of the Coriolis force*, EPN 43/2, 13-17, 2022.

A. Giuffrida e G. Sansosti, *Manuale di Meteorologia*, Gremese, Roma, 2016.

J.B. Halverson, *An Introduction to Severe Storms and Hazardous Weather*, Routledge - Taylor & Francis Group, New York, 2024.

J.R. Holton e G.J. Hakim, *An Introduction to Dynamic Meteorology, Quinta Edizione*, Academic Press, Amsterdam, 2013.

Istituto Italiano Edizioni Atlas, *Le prove della rotazione terrestre*, Visto il 7 marzo 2025.

F.K. Lutgens e E.J. Tarbuck, *The Atmosphere - An Introduction to Meteorology, Dodicesima Edizione*, Pearson, New York, 2013.

J. Marshall e R.A. Plumb, *Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics. An Introductory Text*, Elsevier Academic Press, Amsterdam, 2008.

MétéOBell, *La Force Coriolis*, Glossaire - Lettre C, meteobell.com, visto il 7 marzo 2025.

Météo Expert, *Manuale di Meteorologia*, Alpha Test, Milano, 2019.

A.O. Persson, *The Coriolis Effect: Four centuries of conflict between common sense and mathematics, Part I: A history to 1885*, History of Meteorology, 2005.

A.O. Persson, *Proving that the Earth rotates by measuring the deflection of objects dropped in a deep mine. The French-German mathematical contest between Pierre Simon de Laplace and Friedrich Gauss 1803*, BibNum, Visto il 7 marzo 2025.

M.L. Salby, *Physics of the Atmosphere and Climate*, Cambridge University Press, Cambridge, 2016.

University of Colorado Boulder, *Dynamic Meteorology - Introduction*, Visto il 7 marzo 2025.

G.K. Vallis, *Essentials of Atmospheric and Ocean Dynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2019.

D. Van Domelen, *The Coriolis Effect: A (Fairly) Simple Explanation*, University of Wisconsin-Madison, visto il 7 marzo 2025.

Wikipedia, *Prodotto Vettoriale*, Visto il 2 febbraio 2026.

Wikipedia, *Vettore (Matematica)*, Visto il 2 febbraio 2026.

Indice analitico

- Accelerazione Coriolis
 - approssimazione meteorologica, 153
- Accelerazioni apparenti
 - approssimazioni meteorologiche, 154
 - sistemi rotanti, 152
- Accelerazioni sistemi rotanti
 - accelerazioni inerziali + accelerazioni apparenti, 152
- Accumulo di energia
 - conseguenze, 9
 - ripartizione, 8
- Aerosol atmosferici, 20
- Anticiclone
 - africano, 90
 - Azzorre, 87
 - Pacifico Orientale, 87
 - siberiano, 87
- Aria umida
 - calore latente di brinamento, 42
 - calore latente di congelamento, 42
 - composizione, 29
 - diagramma Carrier, 35
 - emperatura di bulbo bagnato, 38
 - entalpia specifica, 34
 - frazione massa vapore, 30
 - misure, 36
 - sollevamento adiabatico, 41
 - temperatura di bulbo bagnato, 37
 - temperatura di rugiada, 36
 - transizioni di fase, 42
 - umidità relativa, 32
 - umidità specifica, 30
- Atmosfera
 - composizione chimica, 28
 - standard, 26
 - strati, 26
 - struttura, 25
- Benessere termoigrometrico, 38
- Bilancio energetico, 1
 - accumulo nel Sistema Climatico, 5
 - accuratezza bilanci parziali, 5
 - atmosfera, 4
 - limite dell'atmosfera, 3
 - nubi e aerosol, 15
 - superficie terrestre, 4
- Blocco corrente a getto polare, 78
- Ciclone
 - Aleutine, 87
 - Groenlandia - Islanda, 87
- Cicloni extratropicali
 - contributo dinamico, 100
 - MediCanes, 100
 - modello nastro trasportatore, 99
 - modello norvegese, 97
 - o delle medie latitudini, 100
- Cicloni tropicali
 - anello esterno, 103
 - anello intermedio, 103
 - contributo energetico, 100
 - occhio, 103, 104
 - struttura, 100
- Circolazione Atmosferica Generale, 62
 - cella di Ferrel, 65
 - cella di Hadley, 63
 - cella polare, 66
 - modello a tre celle, 63
- Corrente a getto

- convergenza, 77
- divergenza, 77
- onde di Rossby, 72
- polare, 72
- subtropicale, 72
- Corrente a getto polare
 - blocco ad omega, 79
 - blocco da anticiclone, 81
 - blocco da anticiclone stazionario, 81
 - blocco di Rex, 80
 - blocco diffluente, 81
 - rottura del getto, 80
- Cristalli di ghiaccio
 - crescita, 47
 - forma, 48
 - formazione, 46
 - meccanismo di Bergeron, 47
- Diagramma Carrier, 35
- Effetti orografici
 - barriere montuose, 92
 - ciclone di Genova, 92
 - fohn, 91
 - stau, 91
- Effetto Coriolis
 - deviazioni verso destra emisfero nord, 61
 - deviazioni verso sinistra emisfero sud, 61
 - spostamenti lungo i meridiani, 59
 - spostamenti lungo i paralleli, 59
- ENSO
 - effetti fase calda, 115
 - effetti fase fredda, 115
 - effetti fase neutra, 114
 - effetti successione dei cicli, 116
 - fase calda, 111
 - fase fredda, 111
 - fase neutra, 111
 - monitoraggio, 110
 - onde di Kelvin, 118
 - oscillazione di Madden - Julian, 118
 - teleconnessioni, 118
- Forza centrifuga
 - filo a piombo, 149
 - gravità, 149
 - meteorologia, 148
- Forza di Coriolis
 - rotazione terrestre, 151
 - spostamenti lungo la verticale, 150
- Fronte caldo
 - precipitazioni, 95
- Fronte freddo
 - precipitazioni, 95
- Fronte meteorologico
 - caldo, 93
 - freddo, 92
 - occluso, 93
 - stazionario, 97
- Fronte occluso
 - caldo, 95
 - freddo, 95
- Fulminazione
 - canali ionizzati ascendenti, 145
 - corrente di terra, 145
 - diretta, 143
 - rischi, 143
 - scarica di rimbalzo, 143
 - scarica per contatto, 143
- Fulmini
 - a ciel sereno, 141
 - carica nubi, 138
 - dinamica, 140
 - fasi, 140
 - negativi, 140
 - parafulmine, 141
 - positivi, 140
 - protezione, 141
 - stima distanza, 140
 - tipologie, 138
- Gas serra, 10
 - emissioni antropiche, 12
 - ozono e vapore acqueo, 14

- Gocce
 - crescita, 45
- Grandine
 - formazione, 135
 - FVG 24 luglio 2023, 136
 - temporale a supercella, 136
- Massa aria
 - calda subtropicale, 89
 - clima Italia, 90
 - fredda polare, 89
 - freddissima artica, 89
 - secca continentale, 90
 - umida oceanica, 90
- MediCanes
 - Ciclone Daniel 2023, 106
- Modello norvegese
 - destabilizzazione fronte stazionario, 99
 - fasi, 97
- Monsoni, 66
 - spostamenti ICTZ, 68
 - teoria classica sulla formazione, 66
- Nubi
 - alte, 43
 - aumento quota tropopausa, 19
 - basse, 43
 - calde, 42
 - diminuzione goccioline, 20
 - diradamento nubi basse, 19
 - evoluzione prevista, 18
 - formazione, 40
 - fredde, 42
 - medie, 43
 - miste, 42
 - tipologia, 16
- Nucleazione
 - eterogenea, 44
 - omogenea, 44
- Onda di Rossby
 - ciclo di vita, 77
- Precipitazioni
 - glossario, 48
- Previsioni del tempo a lungo termine, 107
 - El Niño, 110
 - eventi forzanti, 110
 - La Niña, 110
- Strati atmosfera standard, 27
- Supercella
 - alta precipitazione, 133
 - bassa precipitazione, 133
 - classica, 133
- Temperatura di bulbo bagnato, 37
- Temperatura di rugiada, 36
- Temperatura percepita, 38
- Tempeste artiche
 - analogia strutturale cicloni tropicali, 105
 - contributo dinamico, 105
- Temporale
 - definizione WMO, 123
 - monocella, 123
 - multicella, 123
 - rischi, 124
 - supercella, 123
- Temporale monocella
 - ciclo di vita, 126
- Temporale multicella
 - grappolo, 128
 - sistema convettivo a mesoscala, 128
 - sistemi convettivi mesoscala, 130
 - squall line, 128
- Temporale supercella
 - corrente fredda discendente, 132
 - il lungo viaggio del luglio 2023, 133
 - linea di fiancheggiamento, 133
 - mesociclone, 131
 - nube a coda, 133
 - nube a muro, 133
 - tromba d'aria, 132
- Vapore acqueo
 - pressione di saturazione, 31
- Venti
 - Circolazione Atmosferica Generale, 54

INDICE ANALITICO

- scala continentale, 54
- scala locale, 53
- trasporto di energia, 53
- Venti di gradiente
 - rotazione anticiclonica e ciclonica, 69
- Venti geostrofici, 61
- Venti locali
 - brezza di mare, 58
 - brezza di monte, 56
 - brezza di terra, 58
 - brezza di valle, 56
 - formazione, 55
- Venti sinottici
 - effetto Coriolis, 58
- Vortice polare stratosferico, 82
 - destabilizzazione, 82
- Vorticità
 - assoluta, 75
 - planetaria, 74
 - relativa, 75
- Vorticità planetaria
 - emisfero nord, 74