

Scuola di speleologia di Cagliari della CNSS-SSI



Speleo Club di Cagliari

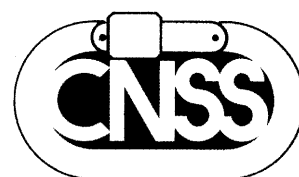
Le correnti d'aria nella Tecnica esplorativa

Paolo Salimbeni



**Comitato
Esecutivo
Regionale
Sardegna**

**Commissione
Nazionale
Scuole
di Speleologia**



Anno 7E510

Testi Tecnici

Prima edizione: 01 / 2018

Ultima edizione: 10 / 2021

Prefazione

In una precedente dispensa «*Nozioni elementari di meteorologia ipogea*» si sono espone quelle che ritengo siano le conoscenze basiche indispensabili; in questa si è cercato di approfondire alcuni aspetti, a cui precedentemente si era solo accennato, e di porre l'accento su altri che, forse a torto, si erano completamente trascurati.

L'Autore

Ringraziamenti

Un ringraziamento particolare agli amici: **PIERPAOLO CORONA**, **PAOLO DESOGUS**, **ALESSANDRO PICCIAU**, **CARLO SCHIRRU** (in rigoroso ordine alfabetico per *nome*), che, lette le bozze quasi definitive, del lavoro, lo hanno *benevolmente criticato* sia indicandomi e sviste e lacune sia fornendomi ed osservazioni e consigli.

L'Autore sarà grato a tutti quelli che gli segnaleranno eventuali od *errori* od *imprecisioni* (sono graditi anche e *consigli* e *opinioni*).

Paololuigi Salimbeni via P. Cavarò, 73 09131 Cagliari
cellulare.: +39 3493897629
e-mail: p.salimba@gmail.com

Questa ed altre dispense, sempre dello stesso Autore, nel sito di **Paolo Salimbeni** «<http://www.paolosalimbeni.it>»; vedi in: **Dispense**.

Dello stesso Autore, e nel medesimo sito, alcune presentazioni in **PowerPoint**; vedi in: **Presentazioni**.

Copyright © Paolo Salimbeni

Tutti i diritti sono riservati, a norma di legge ed a norma delle convenzioni internazionali; nessuna parte dell'opera può essere riprodotta, tradotta o diffusa, in qualsiasi forma o sistema (per fotocopia, microfilm, supporti magnetici, o qualsiasi altro procedimento), o rielaborata o trasmessa, con l'uso di sistemi elettronici, senza l'autorizzazione scritta dell'autore. . . . **o no ?!**

All rights reserved, no part of this book may be reproduced, who may quote brief passages or reproduce illustrations in un review with appropriate credit; nor ay any part of this book be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means electronic, photocopying, recording, or other without permission in writing from the Author. . . . **or not ?!**

Le correnti d'aria nella Tecnica esplorativa

I gradienti termici

I Gradienti

In matematica, il **gradiente** di un campo scalare può essere definito, in modo semplice, come: «**il vettore che ha per componenti le derivate parziali della funzione**»; il gradiente rappresenta, pertanto, una grandezza vettoriale che indica come una grandezza fisica vari in funzione dei suoi diversi parametri; esso è quindi la direzione di massimo incremento di una funzione di variabili.

Premessa

Il **gradiente termico verticale** è il valore con cui cambia la temperatura al variare della quota; la quota può essere o positiva, se stiamo procedendo da una quota, considerata quota zero «0», verso l'alto, o negativa, se stiamo procedendo da una quota, considerata quota zero «0», verso il basso.

I gradienti che andiamo a prendere in considerazione sono:

il gradiente geotermico
il gradiente adiabatico secco
il gradiente adiabatico saturo
il gradiente idrico
il gradiente ipogeo

Il Gradiente geotermico

Il **Gradiente geotermico** «Gg» è la variazione della temperatura all'aumentare della profondità all'interno della crosta terrestre (la Litosfera); questo parametro viene generalmente formulato con il valore dell'aumento della temperatura, espresso in *gradi celsius* (°C), per ogni *cento metri* di profondità.

Il Profilo superficiale delle temperature

Nello strato superficiale, fino ad una profondità generalmente variabile fra i *cinque metri* ed i *venti metri* dalla superficie terrestre, la temperatura del terreno varia, durante l'anno, in funzione della temperatura meteorologica esterna; procedendo verso il basso, si giunge infine ad una profondità in cui la temperatura del terreno rimane costante tutto l'anno con un valore stabile pari a circa la *temperatura media annuale esterna* del luogo.

È pertanto possibile definire una superficie *isoterma* nella quale la temperatura è indipendente dalle variazioni termiche esterne e che normalmente, con larga approssimazione, segue, nel sottosuolo, il profilo topografico sovrastante esterno.

Il Profilo profondo delle temperature

Al di sotto della superficie *isoterma*, la temperatura del sottosuolo terrestre aumenta con un incremento che mediamente si aggira intorno a tre *gradi celsius* (≈3 °C) ogni cento metri di *profondità* (≈30 °C • km⁻¹).

Tale incremento si può, però, scostare da questo valore a seconda del luogo considerato; di norma, il campo di variazione del **gradiente geotermico** resta comunque compreso fra i due *gradi celsius* ed i cinque *gradi celsius* per ogni *cento metri* di profondità.

Il valore del **gradiente geotermico**, in una particolare zona, si ricava eseguendo alcune misurazioni, con la semplice:

$$Gg = \frac{100 \cdot (T_2 - T_1)}{D_2 - D_1} \quad \text{sapendo che: } (T_2 > T_1), (D_2 > D_1)$$

In cui: Gg = gradiente geotermico, espresso in (°C • 100 m⁻¹) – T₂ = temperatura, misurata alla profondità «D₂», espressa in *gradi celsius* (°C) – T₁ = temperatura, misurata alla profondità «D₁», espressa in *gradi celsius* (°C) – D₂ = profondità alla quale viene misurata la temperatura «T₂», espressa in *metri* (m) – D₁ = profondità alla quale viene misurata la temperatura «T₁», espressa in *metri* (m).

Osservazioni

Estrapolando, per contro, questo valore sull'intero raggio terrestre, si otterrebbero valori affatto assurdi; alla base del mantello si dovrebbe registrare una temperatura di ≈70 000 °C mentre, al centro della terra, la temperatura dovrebbe arrivare a ≈190 000 °C.

Queste condizioni provocherebbero una fusione di tutta la Terra, o di gran parte d'essa, per cui

è evidente che il valore del gradiente geotermico (l'incremento di temperatura), deve essere riferito soltanto al sottile strato crostale, sottile rispetto al raggio terrestre.

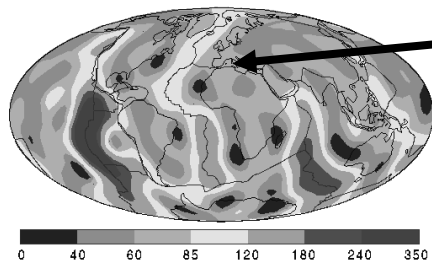
Precisazioni

Recenti studi e misurazioni e stime indicano, per il *nucleo interno* della Terra, una temperatura di $\approx 6\,300\text{ K}$, con una densità di $13\,000\text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ e ad una pressione di circa 350 GPa .

La produzione di calore all'interno della Terra è assicurata dal decadimento di **isotopi radioattivi** presenti soprattutto nel mantello (quelli più importanti sono il **torio 232**, l'**uranio 238** e **235**, il **potassio 40**).

Dal momento che, con il decadimento, la quantità di questi isotopi diminuisce si deduce che al momento della formazione della crosta terrestre il flusso di calore doveva essere notevolmente maggiore e questo fa ritenere che lo spessore delle zolle (vedi tettonica delle placche) fosse minore rispetto allo spessore attuale.

Quindi il nostro pianeta diffonde del calore che, e dal nucleo e dal mantello, si trasferisce alla crosta e, infine, all'atmosfera (anche se il calore che assume l'atmosfera da questi processi è assai minore di quello che le è fornito dal Sole).



Tu sei qui (se sei in Sardegna)

Nella figura è visualizzato il flusso di calore uscente nelle diverse zone della superficie terrestre; i valori sono espressi in $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$.

Calore terrestre

L'esistenza di un'energia termica, all'interno della Terra, che fluisce verso l'esterno, è un fatto oltremodo e conosciuto e provato.

Origini del calore terrestre

Precedentemente, il calore del nucleo terrestre si è originato durante l'*accrezione* della Terra; attualmente, il calore, all'interno della Terra è generato, come già detto, prevalentemente dal decadimento degli isotopi radioattivi.

Osservazioni

Uno dei processi legati all'*accrezione*, è dovuto all'attrazione gravitazionale terrestre che ha attirato, sulla sua superficie, il materiale gassoso che costituiva il disco di accrescimento.

Un grammo d'**Uranio 235**, produce $\approx 4,34$ calorie all'anno.

Flusso di calore geotermico

Il **flusso di calore geotermico** è la quantità di energia termica che si allontana dalla Terra e per unità di area e per unità di tempo; l'unità di misura utilizzata è l'**HFU** (Heat Flow Unit), equivalente a: $1\text{ } \mu\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$.

Il **flusso di calore geotermico**, disperso dalla superficie terrestre, può essere stimato in: $\approx 1,5\text{ } \mu\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$.

Dall'uguaglianza:

$$1,5\text{ } \mu\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} = 0,062\,8\text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \approx 62,8\text{ kW} \cdot \text{km}^{-2}$$

Sapendo che la superficie totale terrestre è di $5,101 \cdot 10^{14}\text{ m}^2$ ($5,101 \cdot 10^8\text{ km}^2$), il flusso totale uscente dalla Terra è:

$$62,8\text{ kW} \cdot \text{km}^{-2} \cdot 5,101 \cdot 10^8\text{ km}^2 = 32 \cdot 10^9\text{ kW}$$

$$\text{Pari a: } 32\text{ TW (T = tera = } 10^{12}\text{)}.$$

Per mera informazione, Il flusso di calore, incidente sulla Terra, proveniente dal Sole è dell'ordine di $200\,000\text{ TW}$.

Curiosità

Il pozzo, attualmente il più profondo del mondo, è stato scavato nell'Unione Sovietica; il progetto, noto come **Kola Superdeep Borehole**, iniziò il 1970 e terminò il 1994, raggiungendo la profondità di $12\,262\text{ m}$.

Il reparto Perforazioni dell'**Enel** di **Larderello**, ha compiuto, a **Sasso Pisano** provincia di **Pisa**, la trivellazione di un pozzo geotermico che ha raggiunto, il 3 dicembre 1979, la profondità massima di $4\,093\text{ m}$; il pozzo, denominato **Sasso 22**, è stato realizzato, tra l'8 marzo 1978 e il 24 gennaio 1980, da un punto posto a 415 m s.l.m.

Il Gradiente adiabatico secco

Il **Gradiente adiabatico secco** «Gae» è la velocità con la quale una massa d'aria, che non raggiunga mai la condizione di saturazione, muovendosi verticalmente o si raffredda o

si riscalda a seconda che o si sposti verso l'alto o si sposti verso il basso; viene comunemente espresso in *gradi celsius* (°C) per ogni cento metri di *dislivello*.

Si indica con «**secco**», anche se si tratta di una massa umida (che contiene quindi una certa quantità di vapor d'acqua) solo perché, la massa d'aria, come detto, non raggiunge mai il punto di rugiada (il valore dell'umidità percentuale «U%» relativa resta sempre al di sotto del 100%), anche se l'umidità relativa aumenta, quando la particella sale e diminuisce quando la particella scende.

Una massa d'aria più calda e di quella circostante e di quella sovrastante e, pertanto, e meno densa e più leggera, per il noto principio di **Archimede**, scoperto dal matematico greco **Archimede di Siracusa** (287 aC – 212 aC), si sposta verso l'alto e lo fa, generalmente, così velocemente da non avere, in pratica, alcuno scambio di calore con l'ambiente circostante; risale, quindi, seguendo un processo *adiabatico*, dal greco: ἀ- ("alfa privativo"), διὰ- (attraverso), βαίνειν (passare) che significa, quindi, «che non permette di passare attraverso».

Salendo di quota, la massa d'aria aumenta di volume, a causa della diminuzione della pressione ed espandendosi produce lavoro, perde energia interna e si raffredda; scendendo di quota, la massa d'aria diminuisce di volume, a causa dell'aumento della pressione, e contraendosi guadagna energia interna e si riscalda.

Osservazioni

L'energia totale delle particelle d'aria, o che salgono o che scendono, rimane invariata poiché l'energia potenziale aumenta, quando la particella sale, e diminuisce, quando la particella scende, mentre l'energia interna diminuisce, quando la particella sale, ed aumenta, quando la particella scende.

La variazione di temperatura corrisponde, in ambedue i casi, a 0,976 °C per ogni cento metri di dislivello (o parimenti a 9,76 °C ogni chilometro); in pratica, nella maggior parte delle situazioni, si può considerare 1 °C ogni 100 metri (o parimenti a 10 °C ogni chilometro), senza commettere un errore rilevante.

$$G_{ae} = \left(\frac{dt}{dh} \right)_{\text{aria secca}} \approx -9,76 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$$

Semplificando:

L'aria secca (poco umida) salendo si raffredda.

L'aria secca (poco umida) scendendo si riscalda.

Il Gradiente adiabatico saturo

Il **Gradiente adiabatico saturo** «G_{aa}» è la variazione della temperatura con cui, una massa d'aria umida, si raffredda, all'aumentare della quota, una volta raggiunta la temperatura di rugiada, ovvero la condizione di saturazione in cui l'umidità relativa è «U_r = 1» o, parimenti, l'umidità relativa percentuale è «U_r% = 100%»; viene comunemente espressa in *gradi celsius* (°C) per ogni cento metri di *dislivello*.

Seguiamo una bolla d'aria, prossima alla saturazione, che sale:

- l'aria satura aumentando di quota e si espande e si raffredda.
- raffreddandosi, scende sotto la temperatura di rugiada e, pertanto, parte del vapor d'acqua, in essa disciolto, condensa.
- il vapor d'acqua condensando cede energia (calore) alla massa d'aria.
- cedendo energia riscalda un poco la bolla d'aria.

La variazione di temperatura corrisponde, pertanto, a -0,65 °C per ogni cento metri di dislivello, o parimenti a -6,5 °C ogni chilometro (-6,5 °C • km⁻¹).

Ergo

La bolla d'aria, salendo, si raffredda meno che se o non contenesse vapor d'acqua o la quantità di vapor d'acqua non fosse sufficiente da portare la bolla a saturazione; scendendo, per contro, si riscalda sempre secondo il **gradiente adiabatico secco**.

Precisazioni

Per **temperatura di rugiada** o **punto di rugiada** (in inglese **dew point**) si intende un particolare stato termodinamico (rappresentato e dalla temperatura e dalla pressione) in corrispondenza del quale una miscela bifase, multicomponente *liquido-vapore*, diviene satura di vapore.

Sia il **gradiente adiabatico secco** sia il **gradiente adiabatico saturo**, non devono essere confusi con il **gradiente termico verticale reale**, che è la variazione effettiva della temperatura sopra un determinato luogo in un determinato momento.

Curiosità

Il **favonio** (o **Föhn** ['fø:n], per chi preferisce i termini tedeschi, o **feun** in piemontese, anche se non so a chi possa interessare), dal latino **favōnius** (da *favēre*, "far crescere"), è un *vento di caduta* e caldo e secco che si presenta al termine di una sequenza di eventi:

All'inizio, una bolla d'aria sale, nel superare una catena montuosa, e si espande e si raffredda,

perdendo parte della propria umidità in precipitazioni (o pioggia o neve o altro), secondo il *gradiente adiabatico umido* « $G_{au} = -6,5 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ ».

Poi ridiscende, lungo il versante opposto, e si comprime e si riscalda secondo il *gradiente adiabatico secco* « $G_{as} = 9,76 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ » per cui l'aria arriva sull'altra valle con una temperatura più alta di quella di partenza (considerando che, la bolla d'aria, sia salita, abbia guadagnato quota, tanto quanto poi è discesa, abbia perso quota).

II Gradiente adiabatico idrico

Il *Gradiente adiabatico idrico* « G_{id} » è la variazione della temperatura con cui, una massa d'acqua che scende, da una quota « h » con moto turbolento (senza quindi acquistare una velocità d'insieme), si riscalda perdendo energia potenziale; viene comunemente espressa in *gradi celsius* ($^{\circ}\text{C}$) per ogni cento metri di *dislivello*.

La capacità termica dell'acqua è: $C_{acqua} = 4\,186,8 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1}$

Se una massa d'acqua « M » cade da un'altezza « h », perde un'energia potenziale pari a:

$$E_p = M \cdot g \cdot h \quad [\text{J}]$$

in cui: E_p = energia potenziale persa da una massa d'acqua « M », che cade da un'altezza « h », espressa in *joule* (J) – M = massa dell'acqua, espressa in *chilogrammi* «kg» – g = accelerazione di gravità terrestre, espressa in *metri al secondo al quadrato* ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$) – h = altezza di caduta, espressa in *metri* (m).

Una massa d'acqua che cade di un metro, si scalda, pertanto, di:

$$G_I = \left(\frac{dt}{dh} \right)_{\text{idrico}} = \frac{g}{C_{acqua}} = \frac{9,81}{4\,186} = 0,002\,34 \quad \text{K} \cdot \text{m}^{-1}$$

Il suo riscaldamento risulta pari a $\approx 0,234 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ogni *cento metri* di dislivello, o parimenti a $\approx 2,34 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ogni *chilometro* ($2,34 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$).

L'Atmosfera Standard Internazionale

L'*atmosfera standard internazionale* «**ICAO**» è un'atmosfera ideale le cui caratteristiche fisiche sono state stabilite, appunto, dall'**ICAO** (International Civil Aviation Organization) sulla medesima base dell'atmosfera standard **ISA** (International Standard Atmosphere) definita dall'Organizzazione Internazionale per le Standardizzazioni «**ISO**»; si basa su rilevazioni effettuate negli USA quindi i suoi parametri sono più corretti intorno ai 45° di latitudine.

Modello ideale dell'atmosfera media reale:

Aria secca (umidità relativa: 0%) e priva di impurità.

Pressione atmosferica al livello medio marino (0 m slm):

1 atm = 101 325 Pa = 1 013,25 hPa (1 013,25 mb).

Temperatura al livello medio del mare:

15 $^{\circ}\text{C}$ (288,15 K).

Densità dell'aria al livello medio del mare:

1,225 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Gradiente barico verticale:

-1 hPa ogni 27 ft di altitudine (fino a 3 000 ft ÷ 4 000 ft).

-1 hPa ogni 8,229 6 m di altitudine (fino a 914,4 m ÷ 1 219,2 m).

Gradiente termico verticale:

-6,5 $^{\circ}\text{C}$ ogni 1 000 m di altitudine (fino a 11 000 m).

nullo da 11 000 a 20 000 m di altitudine (la temperatura resta costante).

irregolare oltre i 20 000 m di altitudine.

II Gradiente termico verticale

Il *gradiente termico verticale* o *gradiente termico atmosferico medio* « G_{tv} » è il valore (o tasso) con cui cambia la temperatura dell'aria al variare della quota; in *atmosfera standard*, equivale a -6,5 $^{\circ}\text{C}$ ogni chilometro; ma può scostarsi, anche sensibilmente, da questo valore a seconda e del luogo e del periodo in cui ci troviamo

$$G_{tv} = \left(\frac{dt}{dh} \right)_{\text{atmosfera standard}} \approx -6,5 \quad \text{K} \cdot \text{km}^{-1}$$

La temperatura dell'aria, ad una certa quota « Q_1 », può, pertanto, essere calcolata conoscendo la temperatura « t_0 », alla quota « Q_0 », e il dislivello (la differenza di quota), « z » fra la quota « Q_1 » e la quota « Q_0 ».

$$t_1 = -0,006\,5 \cdot z + t_0 \quad ^{\circ}\text{C}$$

In cui: t_1 = temperatura alla quota « Q_1 » ($Q_1 > Q_0$) - z = dislivello, compreso fra « Q_1 » e « Q_0 », espresso in *metri* (m) - t_0 = temperatura alla quota « Q_0 », espressa in *gradi celsius* ($^{\circ}\text{C}$)

Curiosità

La temperatura di superficie più calda (+57,8 °C) è stata registrata il 13 settembre 1922 ad **Al'Aziziyah**, una città della Libia di 300 000 abitanti che si trova 55 km a sud-ovest di Tripoli.

La temperatura di superficie più fredda (-89,2 °C) invece è stata registrata il 21 luglio 1983 a **Vostok**, una base permanente russa che si trova nel cuore dell'Antartide.

Ci sono ben 147 gradi centigradi di differenza tra la temperatura più alta e la temperatura più bassa mai registrate sulla Terra.

In Italia, il record di temperatura più alta si è registrato a **Catenanuova**, in provincia di Enna, il 10 agosto 1999: il termometro ha toccato i 48,5°C.

La temperatura più bassa invece è stata registrata in Trentino, nella **Busa Fradusta**, nel gruppo delle Pale di San Martino, ad una quota di 2 607 metri, il 27 dicembre 2010: -48,3°C.

Il Gradiente barico verticale

Il **gradiente barico verticale** « G_{bv} » è legato alla variazione di pressione con o l'aumentare o il diminuire della quota.

La pressione atmosferica « P_1 », alla quota « z », può essere calcolata conoscendo la pressione « P_0 » al livello del mare.

$$P_1 = P_0 \cdot (1 - 0,000\,022\,6 \cdot z)^{5,256} \text{ Pa}$$

In cui: P_1 = pressione alla quota « Q_1 » ($Q_1 > Q_0$), espressa in *pascal* (Pa) – z = dislivello, compreso fra « Q_1 » e « Q_0 », espresso in *metri* (m).

Curiosità

La più bassa pressione atmosferica, sul livello del mare (slm): 87,0 kPa (870 hPa), è stata misurata ad ovest di **Guam** (Oceano Pacifico) il 12 ottobre 1979 (Tifone Tip).

La più alta pressione atmosferica, sul livello del mare (slm): 108,56 kPa (1 085,6 hPa) è stata misurata a **Tosontsengel** (Mongolia) il 18 dicembre 2001

Il Gradiente ipogeo

Il **gradiente ipogeo** « G_{ip} » è la variazione della temperatura, all'interno di una grotta, all'aumentare della profondità; viene comunemente espressa in *gradi celsius* (°C) per ogni *cento metri* di profondità.

La temperatura interna delle grotte aumenta con la profondità, ma il suo valore dipende da cosa scorre, o meglio dal gradiente di cosa scorre, od aria od acqua.

Per quanto riguarda l'acqua siamo sempre in presenza del *gradiente idrico* che, ricordiamo, ha il valore di: $2,34 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$.

Per quanto riguarda l'aria, all'interno delle grotte, il discorso è differente rispetto a quello eseguito per l'aria esterna:

l'aria, nelle grotte umide, scendendo si riscalda.

riscaldandosi provoca l'evaporazione di una parte dell'acqua sempre presente all'interno delle cavità attive.

per far evaporare dell'acqua deve, però, spendere energia (calore) e, nel farlo, si raffredda un poco; l'effetto finale è che l'acqua si riscalda meno di quanto si riscalderebbe se non ci fosse acqua evaporabile.

Il gradiente dell'aria che discende all'interno delle grotte può essere stimato, pertanto, in 6 gradi centigradi ogni chilometro ($6 \text{ °C} \cdot \text{km}^{-1}$), molto simile al *gradiente adiabatrico saturo*, proprio di una bolla d'aria che sale.

Ammettiamo di essere in presenza di una grotta che si apre a 1 500 m sul livello del mare, al cui ingresso si registra una temperatura di 5 °C.

Al suo interno, a 500 m sul livello del mare e, pertanto, a 1 000 m di profondità dall'ingresso, registreremo una temperatura pari a:

Nel caso al suo interno circoli soltanto aria umida (gradiente ipogeo) si avrà che la Tg_{500} sarà: $5 + 6 = 11 \text{ °C}$.

Nel caso al suo interno circoli soltanto acqua (gradiente adiabatrico idrico) si avrà che la Tg_{500} sarà: $5 + 2,34 = 7,34 \text{ °C}$.

La temperatura Tg_{500} che si registrerà realmente dipenderà dal peso relativo delle masse e dell'acqua e dell'aria, tenendo conto, ovviamente, anche delle loro temperature e dei loro calori specifici.

Il valore del gradiente ipogeo, pertanto, a seconda o che prevalga l'acqua o che prevalga l'aria, sarà compreso fra $\approx 2,5 \text{ °C} \cdot \text{km}^{-1}$ (acqua dominante) e $\approx 6 \text{ °C} \cdot \text{km}^{-1}$ (aria dominante); nei complessi ipogei profondi di tipo alpino, la variazione di temperatura può essere considerata corrispondente, mediamente, a $\approx 0,35 \text{ °C}$ per ogni *cento metri* di profondità, o parimenti a $\approx 3,5 \text{ °C}$ ogni *chilometro*.

In quest'ultimo caso (gradiente ipogeo) avremo: $Tg_{500} = 5 + 3,5 = 8,5 \text{ °C}$.

Si può tentare una valutazione ed approssimata e semplicistica, del gradiente ipogeo, servendoci della:

$$G_{ip} = \frac{G_{id} \cdot M_{acqua} \cdot C_{acqua} + G_{aa} \cdot M_{aria} \cdot C_{aria}}{M_{acqua} \cdot C_{acqua} + M_{aria} \cdot C_{aria}} \quad [^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}]$$

In cui: G_{ip} = gradiente ipogeo – G_{id} = gradiente adiabatico idrico – M_{acqua} = portata massica dell'acqua – C_{acqua} = calore specifico dell'acqua – G_{aa} = gradiente adiabatico saturo – M_{aria} = portata massica dell'aria – C_{aria} = calore specifico dell'aria.

Considerando:

gradiente adiabatico idrico	$G_{id} = 2,34 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$
calore specifico dell'acqua	$C_{acqua} = 4\,186 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$
gradiente adiabatico saturo	$G_{aa} = 6,5 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$
calore specifico dell'aria	$C_{aria} = 1\,005 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$

Ipotizzando:

portata massica dell'acqua	$M_{acqua} = 110 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$
portata massica dell'aria	$M_{aria} = 60 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$

Otteniamo:

$$G_{ip} = \frac{2,34 \cdot 110 \cdot 4\,186 + 6,5 \cdot 60 \cdot 1\,005}{110 \cdot 4\,186 + 60 \cdot 1\,005} = 2,82 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$$

Il gradiente ipogeo sarebbe pertanto di: $G_{ip} = 2,8 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$

Questo risultato ci rende consapevoli che il valore di « $3,5 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ » per il gradiente ipogeo è solo indicativo, anche se, generalmente, può essere considerato sufficientemente prossimo a quello più probabile.

L'umidità dell'aria nelle grotte

Premessa

L'**umidità atmosferica** è la presenza di *vapor d'acqua* (o *vapor acqueo* = acqua allo stato di vapore) nell'aria atmosferica.

Il vapor d'acqua, inodore, insapore, incolore e trasparente, è, generalmente, allo stato di vapore surriscaldato trovandosi in una situazione di non equilibrio (avente una pressione minore di quella di saturazione, alla temperatura a cui si trova); in grotta, per contro, è, generalmente, allo stato di vapore saturo trovandosi in una situazione di equilibrio (avente una pressione corrispondente a quella di saturazione, alla temperatura a cui si trova).

Vi sono diversi modi per valutare la presenza di vapor d'acqua nell'atmosfera.

L'umidità assoluta

L'**umidità assoluta** è la quantità (la massa) di vapor d'acqua, espressa in *grammi* (g), contenuta in un certo volume d'aria umida, espressa in *metri cubi* (m³).

$$u_a = \frac{M_v}{V_{au}} \quad g \cdot m^{-3}$$

In cui: u_a = umidità assoluta, espressa in *grammi su metro cubo* ($g \cdot m^{-3}$) – M_v = massa del vapor d'acqua, espressa in *grammi* (g) – V_{au} = volume dell'aria umida, espressa in *metri cubi* (m³).

L'umidità relativa

L'**umidità relativa** « u_r » è il rapporto fra la tensione parziale del vapor d'acqua, presente nel miscuglio *vapore-aria*, e la tensione parziale che il vapor d'acqua avrebbe, in condizioni di saturazione, e alla stessa temperatura ed alla stessa pressione.

$$u_r = \frac{P_v}{P_s}$$

In cui: u_r = umidità relativa, grandezza *adimensionale* – P_v = tensione parziale del vapor d'acqua, espressa in *pascal* (Pa) – P_s = pressione parziale del vapor d'acqua saturo, espressa in *pascal* (Pa), nelle stesse condizioni e di temperatura e pressione.

Considerando

tensione parziale del vapor d'acqua	$P_v = 27,31 \text{ hPa}$
tensione di saturazione del vapor d'acqua	$P_s = 32,75 \text{ hPa}$

Si ha:

$$u_r = \frac{27,31}{32,75} = 0,8339 \text{ grandezza adimensionale}$$

Per cui l'*umidità relativa* del vapor d'acqua, nelle condizioni appena considerate, sarà di: 0,83.

L'umidità relativa percentuale

L'**umidità relativa percentuale** « $u_r\%$ » viene espressa dalla semplice:

$$u_{r\%} = \frac{P_v}{P_s} \cdot 100 = u_r \cdot 100 \quad u_r\%$$

In cui: $u_{r\%}$ = umidità relativa percentuale (%), grandezza *adimensionale* – noto il significato dei restanti termini.

Considerando

Umidità relativa = 0,83	$P_v = 27,31 \text{ hPa}$	$P_s = 32,75 \text{ hPa}$
-------------------------	---------------------------	---------------------------

Si ha:

$$u_{r\%} = \frac{P_v}{P_s} \cdot 100 = \frac{27,31}{32,75} \cdot 100 = 0,83 \cdot 100 = 83\% \text{ grandezza adimensionale}$$

Per cui l'*umidità relativa percentuale* del vapor d'acqua, nelle condizioni appena considerate, sarà di: 83%.

Nelle cavità carsiche attive, l'aria è sempre o satura o molto prossima alla saturazione; l'umidità relativa percentuale è, pertanto, o del «100%» o molto prossima a questo valore.

Contenuto del vapor d'acqua saturo, a diverse temperature.

0 °C	⇒	3,77	$g_{\text{vapore}} \cdot kg_{\text{ariaumida}}^{-1}$
5 °C	⇒	5,40	$g_{\text{vapore}} \cdot kg_{\text{ariaumida}}^{-1}$
10 °C	⇒	7,64	$g_{\text{vapore}} \cdot kg_{\text{ariaumida}}^{-1}$
15 °C	⇒	10,66	$g_{\text{vapore}} \cdot kg_{\text{ariaumida}}^{-1}$
20 °C	⇒	14,71	$g_{\text{vapore}} \cdot kg_{\text{ariaumida}}^{-1}$
25 °C	⇒	20,10	$g_{\text{vapore}} \cdot kg_{\text{ariaumida}}^{-1}$
30 °C	⇒	27,21	$g_{\text{vapore}} \cdot kg_{\text{ariaumida}}^{-1}$

La tensione del vapor d'acqua

La **tensione del vapor d'acqua** «P» (o pressione del vapor d'acqua), espressa o in *ettopascal* (hPa) o in millibar (mb), può essere ricavata, e per una data temperatura «t» e per una data umidità relativa «U_r», mediante l'equazione di **Clausius-Clapeyron**:

$$P = 6,11 \cdot U_r \cdot 10^{\frac{7,5 \cdot t}{237,7 + t}} \quad \text{hPa (mb)}$$

In cui: P = tensione del vapor d'acqua, espressa o in *ettopascal* (hPa) o in *millibar* (mb) – U_r = umidità relativa, *grandezza adimensionale* - t = temperatura, espressa in *gradi celsius* (°C).

Considerando

temperatura dell'aria t_a = 25,6 °C
Umidità relativa dell'aria U_r = 0,076 (U_r% = 76%)

Si ha:

$$P = 6,11 \cdot 0,076 \cdot 10^{\frac{7,5 \cdot t}{237,7 + t}} = 2,489 \, 207 \quad \text{hPa}$$

Per cui la **tensione di saturazione** del vapor d'acqua, nelle condizioni appena considerate, sarà di: 2,489 hPa.

La tensione di saturazione del vapor d'acqua

La **tensione di saturazione del vapor d'acqua** «P_s» (o pressione di saturazione del vapor d'acqua), espressa o in *ettopascal* (hPa) o in millibar (mb), può essere ricavata, e per una data temperatura e per un'umidità relativa pari a: «U_r = 1» (u_r% = 100), sempre mediante l'equazione di **Clausius-Clapeyron**:

Considerando

temperatura dell'aria t_a = 25,6 °C
Umidità relativa dell'aria U_r = 1 (U_r% = 100%)

Si ha:

$$P_s = 6,11 \cdot 10^{\frac{7,5 \cdot t}{237,7 + t}} = 32,752 \, 725 \quad \text{hPa}$$

Per cui la **tensione di saturazione** del vapor d'acqua, nelle condizioni appena considerate, sarà di: 32,752 hPa.

Il rapporto di mescolanza

Il **rapporto di mescolanza** «r_m» è la massa di vapor d'acqua, espressa in *grammi* (g), presente in un *chilogrammo* (kg) di aria secca.

$$r_m = \frac{M_v}{M_a} \cdot \frac{P_v}{P_a} = \frac{18,015 \, 34}{28,964 \, 5} \cdot \frac{P_v}{P_t - P_v} = 0,6219 \, 8 \cdot \frac{P_v}{P_t - P_v} \quad \text{kg}_{\text{vapore}} \cdot \text{kg}_{\text{aria secca}}^{-1}$$

In cui: r_m = rapporto di mescolanza, espressa in *chilogrammi di vapor d'acqua per chilogrammi di aria secca* (M_v · M_a⁻¹) – M_v = massa molecolare del vapor d'acqua, espressa in *chilogrammi su chilomole* (kg · k-mole⁻¹) – M_a = massa molecolare dell'aria secca, espressa in *chilogrammi su chilo-mole* (kg · k-mole⁻¹) – P_v = tensione parziale del vapor d'acqua, espressa in *pascal* (Pa) – P_a = tensione parziale dell'aria secca, espressa in *pascal* (Pa) – P_t = pressione totale del miscuglio (P_v + P_a), espressa in *pascal* (Pa).

Considerando

tensione parziale del vapor d'acqua P_v = 27,31 hPa
pressione totale P_t = 1 013,25 hPa

Si ha:

$$r_m = 0,6219 \, 8 \cdot \frac{27,31}{1 \, 013,25 - 27,31} = 0,017 \quad \text{kg}_{\text{vapore}} \cdot \text{kg}_{\text{aria secca}}^{-1}$$

Per cui il **rapporto di mescolanza**, nelle condizioni considerate, sarà di: 17 g · kg⁻¹.

L'umidità specifica

L'**umidità specifica** «u_s» è la massa di vapor d'acqua, espressa in *chilogrammi* (kg), presente in un *chilogrammo* (kg) di aria umida.

$$u_s = \frac{r_m \cdot u_r}{100} = r_m \cdot u_r \%$$

Osservazioni

In *termotecnica* si è soliti definire l'**umidità specifica** (o grado d'umidità o rapporto d'umidità) come: **la massa di vapor d'acqua, espressa in grammi (g), presente in un chilogrammo (kg) di aria secca** (enunciazione con cui si definisce il **rapporto di mescolanza**; quest'aspetto, se non tenuto in debito conto, potrebbe generare dei dubbi e delle perplessità).

Considerando

Rapporto di mescolanza $r_m = 0,017 \text{ kg}_{\text{vapore}} \cdot \text{kg}_{\text{aria secca}}^{-1}$
 Umidità relativa percentuale $u_r\% = 68\% (u_r = 0,68)$

Si ha:

$$u_s = \frac{r_m \cdot u_r\%}{100} = r_m \cdot u_r = 0,017 \cdot 0,68 = 0,012 \text{ kg}_{\text{vapore}} \cdot \text{kg}_{\text{aria umida}}^{-1}$$

Per cui l'*umidità specifica*, nelle condizioni appena considerate, sarà di: $12 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$.

Il rapporto di mescolanza di saturazione

Il **rapporto di mescolanza di saturazione** « r_{mS} » è la massa di vapor d'acqua in condizione di saturazione, espressa in *grammi* (g), presente in un *chilogrammo* (kg) di aria secca.

$$r_{mS} = \frac{M_s}{M_a} \cdot \frac{P_s}{P_a} = \frac{18,01534}{28,9645} \cdot \frac{P_s}{P_t - P_s} = 0,62198 \cdot \frac{P_s}{P_t - P_s} \text{ kg}_{\text{vapore}} \cdot \text{kg}_{\text{aria secca}}^{-1}$$

In cui: r_{mS} = rapporto di mescolanza di saturazione, espressa in *chilogrammi di vapor d'acqua per chilogrammi di aria secca* ($M_s \cdot M_a^{-1}$) – noto il significato degli altri termini.

Considerando

tensione parziale del vapor d'acqua $P_v = 32,75 \text{ hPa}$
 pressione totale $P_t = 1\,013,25 \text{ hPa}$

Si ha:

$$r_m = 0,62198 \cdot \frac{32,75}{1\,013,25 - 32,75} = 0,021 \text{ kg}_{\text{vapore}} \cdot \text{kg}_{\text{aria secca}}^{-1}$$

Per cui il **rapporto di mescolanza di saturazione**, nelle condizioni ora considerate, sarà, di: $21 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$.

La temperatura di saturazione

Elaborando l'equazione con cui si ricava la *tensione di saturazione del vapor d'acqua* (vedi pagina precedente), si perviene all'espressione che fornisce la **temperatura di saturazione del vapor d'acqua** conoscendo la *tensione di saturazione*.

$$t_s = \frac{237,7 \cdot \log\left(\frac{P_s}{6,11}\right)}{7,5 - \log\left(\frac{P_s}{6,11}\right)}$$

In cui: t_s = temperatura di saturazione, espressa in *gradi celsius* ($^{\circ}\text{C}$) P_s = tensione del vapor d'acqua, espressa o in *ettopascal* (hPa) o in *millibar* (mb) – U_r = umidità relativa, *grandezza adimensionale*.

Considerando

tensione di saturazione $t_s = 32,752\,725 \text{ hPa}$
 Umidità relativa dell'aria $U_r = 1 (U_r\% = 100\%)$

Si ha:

$$t_s = \frac{237,7 \cdot \log\left(\frac{32,752\,725}{6,11}\right)}{7,5 - \log\left(\frac{32,752\,725}{6,11}\right)} = \frac{173,332\,320}{6,770\,794} = 25,6 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

La temperatura di rugiada

Per **temperatura di rugiada** o **punto di rugiada** « t_r » (in inglese: **dew point**) si intende la temperatura alla quale, a pressione costante, l'aria o, più precisamente, la miscela aria-vapore, diventa satura di vapore acqueo.

In meteorologia, in particolare, indica a che temperatura deve essere portata l'aria per far condensare, in rugiada, parte del vapor d'acqua in essa contenuto, senza alcun cambiamento di pressione; se il punto di rugiada cade sotto gli zero gradi celsius « $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ », esso viene chiamato anche **punto di brina** o **temperatura di brina**.

Il suo valore, della *temperatura di rugiada*, può essere ottenuto mediante l'equazione:

$$t_r = \frac{-430,22 + 237,7 \cdot \ln(U_r \cdot P_s)}{-\ln(U_r \cdot P_s) + 19,08} \text{ }^{\circ}\text{C}$$

In cui: t_r = temperatura di rugiada, espressa in *gradi celsius* ($^{\circ}\text{C}$) – U_r = umidità relativa, *grandezza adimensionale* – P_s = tensione di saturazione, espressa in *ettopascal* (hPa).

Considerando

temperatura dell'aria $t_a = 25,6 \text{ }^{\circ}\text{C}$
 umidità relativa dell'aria $U_r = 0,76 (U_r\% = 76\%)$

Sapendo che:

tensione di saturazione $P_s = 32,752\,725 \text{ hPa}$
 (vedi prima: pag. 9, in **La tensione di saturazione**).

Si ha:

$$t_r = \frac{-430,22 + 237,7 \cdot \ln(0,76 \cdot 32,752\,725)}{-\ln(0,76 \cdot 32,752\,725) + 19,08} = \frac{333,878\,373}{15,865\,450} = 21,044\,368 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Per cui la *temperatura di rugiada*, nelle condizioni appena considerate, sarà di: $t_r = 21,044 \text{ } ^\circ\text{C}$

La pressione di saturazione

Ai fini del corretto calcolo dell'umidità relativa è necessario poter conoscere la *pressione di saturazione* ad una certa temperatura; questa può essere calcolata con la seguente relazione:

$$P_s = e^{\left(65,81 - \frac{7\,066,27}{T} - 5,976 \cdot \ln T\right)} \text{ Pa}$$

In cui: P_s = pressione di saturazione, alla temperature «T», espressa in pascal (Pa) - T = temperatura espressa in kelvin (K).

In alternativa, la « P_s » può essere ricavata da apposite tabelle.

La temperatura delle grotte

Premessa

La temperatura degli ambienti ipogei è caratterizzata da alcuni aspetti peculiari:

un valore medio proprio (generalmente diverso da grotta a grotta).

una relativa stabilità.

una particolare legge di variazione, con la profondità.

Riscontri

Si sarebbe dovuto iniziare, come peraltro si è fatto in: *L'umidità dell'aria nelle grotte*, con la presentazione e di alcune unità di misura della temperatura e le relative formule di conversione.

Questo aspetto, per contro, è stato trattato nella dispensa: *Nozioni elementari di meteorologia ipogea* e, pertanto, qui non voglio ripetermi; vedi, quindi, nella suddetta dispensa in «**La Temperatura**», a pag. 5.

Sempre nella stessa dispensa, vengono presentate, inoltre, alcune unità di misura della pressione con le relative formule di conversione; vedi in «**La pressione atmosferica**», a pag. 8.

Prima stima

In una prima approssimazione semplicistica potremmo affermare che: «**la temperatura di una grotta «Tg» si aggira intorno alla temperatura media annua locale «Tmal», della zona in cui si apre l'ingresso**».

$$T_g \approx T_{mal}$$

Ma questa affermazione non è, in genere, corretta, *non tenendo in considerazione* tanti aspetti particolari, propri della maggior parte delle grotte, che la invalidano in parte; questi aspetti li esamineremo in seguito.

Temperatura media annua locale

La **temperatura media annua locale** «Tmal» è la media di tutti i valori delle temperature mensili che, a sua volta, è la media di tutti i valori delle temperature giornaliere.

Si calcola prima la **temperatura media giornaliera**, per ogni giorno del mese, ottenuta facendo la media delle temperature registrate durante tutto l'arco del giorno (24 ore); non è corretto, pertanto, eseguire la media fra la sola temperatura massima e la sola temperatura minima, registrate il giorno:

$$t_{\text{media giornaliera}} = \frac{t_{\text{massima}} + t_{\text{minima}}}{2}$$

Nel caso si disponesse soltanto e della temperatura massima e della temperatura minima, assumendo che l'andamento della temperatura giornaliera segua una funzione sinusoidale, possiamo, però, utilizzare una formula approssimata che fornisce, comunque, dei risultati più conformi ai valori reali:

$$t_{\text{media giornaliera}} = 0,606 \cdot t_{\text{massima}} + 0,394 \cdot t_{\text{minima}}$$

Si calcola, poi, la **temperatura media mensile**, facendo la media di tutte le *temperature medie giornaliere*:

$$t_{\text{media mensile}} = \frac{(t_{\text{media giorno 1}} + t_{\text{media giorno 2}} + \dots + t_{\text{media giorno n-1}} + t_{\text{media giorno n}})}{n}$$

In cui:

n = 28 per: febbraio in anno non bisestile

n = 29 per: febbraio in anno bisestile

n = 30 per: aprile, giugno, settembre, novembre

n = 31 per: gennaio, marzo, maggio, luglio, agosto, ottobre, dicembre

Si calcola, infine, la **temperatura media annua**, facendo la media di tutte le *temperature medie mensili* dell'anno:

$$t_{\text{media annua}} = \frac{(t_{\text{media gennaio}} + t_{\text{media febbraio}} + \dots + t_{\text{media novembre}} + t_{\text{media dicembre}})}{12}$$

Per contro, non disponendo in genere, di tutta la documentazione necessaria per quella determinata zona, il *valore della temperatura media annua locale* può essere stimato con alcune formule empiriche, fra le quali possiamo utilizzare.

la formula di **Choppy**:

$$t_1 = t_0 - 0,91 \cdot \varphi - 0,006 \cdot h$$

In cui: t = temperatura media annua locale, stimata, della zona di interesse, espressa in *gradi celsius* (°C) t₀ = temperatura media annua locale, di una zona di riferimento di cui si conoscono e la latitudine e la quota espressa in *gradi celsius* (°C) - φ = latitudine, della zona di interesse, espressa in *gradi sessadecimali* (°) - h = quota, della zona di interesse, espressa in *metri* (m)

Oppure con la formula che sfrutta i dati forniti dalla **WMO**:

$$t_1 = 54,3 \cdot -0,7 \cdot \Delta\varphi - 6,5 \cdot \Delta h$$

In cui: t_1 = temperatura media annua locale, della zona presa in esame, espressa in *gradi celsius* (°C) - $\Delta\varphi$ = differenza di latitudine, fra la località « t_1 » e la località « t_0 », espressa in *gradi sessadecimali* (°) - Δh = differenza di quota, fra la località « t_1 » e la località « t_0 », espressa in *chilometri* (km).

Osservazioni

Se la zona di interesse è posta ad una latitudine maggiore, della stazione **WMO** considerata, il segno del « $\Delta\varphi$ » sarà positivo, in caso contrario il segno del « $\Delta\varphi$ » diverrà negativo; parimenti, se la zona di interesse è posta ad una quota maggiore, della stazione **WMO** considerata, il segno del « Δh » sarà positivo, in caso contrario il segno del « Δh » diverrà negativo.

La WMO

La **WMO** (**World Meteorological Organization**), o in italiano «la **OMM** (**Organizzazione Meteorologica Mondiale**)», è un'organizzazione intergovernativa, composta da 189 Stati membri, che comprende una rete di circa undicimila stazioni meteorologiche, sparse in tutta la Terra, delle quali si può conoscere la temperatura media annua esterna « T_{ma-e} », riportata al livello marino medio.



Purtroppo, o per fortuna, le grotte non stanno tutte al livello del mare; quello che a noi interessa, pertanto, è la **temperatura media annua locale** « T_{ma-l} », ovvero la temperatura media annua locale della zona in cui si apre la grotta, considerando, quindi, oltre la latitudine « φ », anche la quota « h ».

Calcolo della temperatura media annua locale

Facciamo un esempio e stimiamo la temperatura media annua locale « t_{SB} » della zona in cui si apre la grotta di «Su Bentu», nella valle di **Lanaitto** (Oliena), sapendo che dobbiamo considerare, per la zona d'interesse, i seguenti dati:

Quota sul livello del mare: 206 m (slm).

Coordinate: $40^\circ 15' 22", 7 \text{ N} = 40^\circ, 25630 \text{ N}$

$09^\circ 29' 09", 1 \text{ E} = 9^\circ, 48586 \text{ E}$

Utilizzando la prima formula, quella di **Choppy**, avremmo:

$$t_1 = 54,3 - 0,91 \cdot 40,25630 - 0,006 \cdot 206 = 16,4 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Utilizzando la seconda formula, avremo:

La stazione **WMO**, più prossima alla grotta di «Su Bentu», è quella di **Fonni** (NU), avente **codice WMO 16 538** da cui si ricavano i seguenti valori:

Quota sul livello del mare: 1 029 m (slm)

Coordinate: $40^\circ 07' 12" \text{ N} = 40^\circ, 12000 \text{ N}$

$9^\circ 15' 00" \text{ E} = 9^\circ, 25000 \text{ E}$

Temperatura media annua della zona di interesse « t_0 »: $11,5 \text{ } ^\circ\text{C}$

Avremo pertanto:

$$\Delta\varphi = 40^\circ, 25630 - 40^\circ, 12000 = +0^\circ, 1363$$

$$\Delta h = 206 - 1\,029 = -823 \text{ m } (-0,823 \text{ km})$$

Ed infine:

$$t_1 = 11,5 - 0,7 \cdot +0,1363 - 6,5 \cdot -0,823 = 16,8 \text{ } ^\circ\text{C}$$

La valutazione dei fluidi

Cerchiamo di valutare l'incidenza, sulla temperatura delle grotte, di quegli aspetti particolari, di cui abbiamo accennato, prendendoli in esame separatamente.

L'acqua

Prima valutazione

La temperatura delle precipitazioni «t_p» è differente dalla temperatura del luogo in cui cadono «t_L», poiché partono da una quota molto più elevata e, pertanto, da una zona sensibilmente più fredda della temperatura al suolo.

L'acqua piovana, per contro, nella caduta verso terra si riscalda un poco (quest'aspetto lo esamineremo meglio in seguito) per cui, in mancanza di dati e certi e rilevati, possiamo ritenere valida la seguente uguaglianza:

$$t_p = t_L - 1 \quad ^\circ\text{C}$$

Seconda valutazione

Le precipitazioni sono concentrate in particolari periodi dell'anno.

Questo significa che la temperatura media delle acque piovane non coincide con l'uguaglianza:

$$t_{map} = t_{mae} - 1 \quad ^\circ\text{C}$$

In cui: t_{map} = temperatura media annua delle precipitazioni, espressa in *gradi celsius* (°C) –
 t_{mae} = temperatura media annua esterna del luogo, espressa in *gradi celsius* (°C).

Prendiamo, ad esempio, i dati estrapolati dal ***Bollettino della stazione meteorologica di borgo Grotta Gigante*** (Trieste).

Temperatura media annua esterna « t_{mae} »: 12,3 °C

Temperatura media annua delle precipitazioni « t_{map} »: 10,8 °C

Questo anche perché la maggior parte delle precipitazioni avviene, comunemente, nel periodo autunno-inverno.

$$12,3 \neq 10,8 - 1$$

Terza valutazione

Le acque di infiltrazione possono non essere in equilibrio termico con la temperatura media annua delle acque della località.

Se le acque di infiltrazione provengono da un lago poco profondo, possono avere una temperatura più alta del previsto, se provengono da una zona a quota superiore, possono avere una temperatura inferiore del previsto..

Quarta valutazione

Bisogna tener in considerazione le zone innevate.

Nelle zone in cui la neve è presente per lunghi periodi, con temperature anche di molto inferiori allo zero gradi ($t < 0 \text{ } ^\circ\text{C}$), la temperatura delle acque, che si infiltrano nelle cavità, è sensibilmente superiore della temperatura ambiente; infatti, in quelle zone, l'acqua scorre solo al suo scioglimento, ovvero quando la sua temperatura sale fino a zero gradi ($0 \text{ } ^\circ\text{C}$).

L'aria

Prima valutazione

La direzione del flusso si inverte in funzione della temperatura esterna.

Seconda valutazione

La sua capacità termica è limitata, in confronto sia a quella dell'acqua sia a quella della roccia.

Flusso geotermico

Gli acquiferi, alla base dei complessi carsici, schermano, in genere quasi completamente, la roccia sovrastante dal flusso di calore proveniente dalle zone sottostanti intercettando il flusso geotermico e trasportandolo lontano, fino alle sorgenti; ***la temperatura delle grotte, in pratica, non risente del flusso geotermico.***

Mentre l'aria ha un ruolo molto marginale, a cagione della sua limitata capacità termica volumica, le acque ipogee, che lambiscono la roccia ormai da milioni di anni, con la loro elevata capacità termica volumica, hanno raffreddato l'interno delle montagne fino a fargli raggiungere una temperatura quasi costante.

La roccia, dal canto suo, con una capacità termica volumica dello stesso ordine di grandezza, possiede una elevata inerzia termica per cui attenua le variazioni della temperatura interna; ***i vuoti all'interno delle montagne (grotte) hanno trovato, pertanto, un loro equilibrio termico.***

Quindi possiamo affermare che:

La temperatura dell'acqua determina la temperatura delle grotte

o meglio:

**La temperatura delle acque
determinano la temperatura delle grotte**

Ricordandoci

Capacità termiche:

$$\begin{aligned}C_{\text{aria}} &= 1\,005 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1} \\C_{\text{acqua}} &= 4\,187 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1} \\C_{\text{calcare}} &= 800 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}\end{aligned}$$

Masse volumiche:

$$\begin{aligned}M_{\text{aria}} &= 1.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \\M_{\text{acqua}} &= 1\,000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \\M_{\text{calcare}} &= 2\,700 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}\end{aligned}$$

Otteniamo le capacità termiche volumiche:

$$\begin{aligned}C_{\text{aria}} &\approx 1,31 \cdot 10^3 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1} \\C_{\text{acqua}} &\approx 4,19 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1} \\C_{\text{calcare}} &\approx 2,16 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}\end{aligned}$$

Da cui si evince che l'aria ha una capacità termica volumica circa mille volte inferiore a quella sia dell'acqua sia della roccia, mentre l'acqua ha una capacità termica volumica circa doppia di quella della roccia.

Le acque di attraversamento

Premessa

Per l'acqua, si deve tener presente una **quinta valutazione**, infatti, la temperatura di una grotta, può essere influenzata anche da diverse acque che si possono infiltrare, in essa, anche a diverse quote e che, per questo possono avere temperature differenti.

Un semplice esempio dovrebbe chiarire le idee.

Ipotizziamo che:

l'ingresso «a»:

si apre alla quota di 1 500 m (slm)

le sue acque hanno:

una temperatura di $T_{gaa} = 5,3 \text{ }^{\circ}\text{C}$

una portata di $Q_{gaa} = 0,07 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (70 litri $\cdot \text{s}^{-1}$)

l'ingresso «b»:

si apre alla quota di 830 m (slm)

le sue acque hanno:

una temperatura $T_{gab} = 9,7 \text{ }^{\circ}\text{C}$

una portata di $Q_{gab} = 0,12 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (120 litri $\cdot \text{s}^{-1}$)

l'ingresso «c»:

si apre alla quota di 300 m (slm)

la differenza di quota fra l'ingresso «a» e l'ingresso «c» è di $\Delta Q_{ac} = 1\,200 \text{ m}$.

Le acque che si infiltrano dall'ingresso «a» devono perdere, per giungere alla confluenza «X», 0,940 km di quota e, pertanto, considerando il gradiente idrico di $2,34 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, la loro temperatura aumenterebbe di:

$$t_{ax} = 2,34 \cdot 0,940 = 2,20 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

Raggiungendo una temperatura di:

$$t_{axf} = 5,3 + 2,20 = 7,50 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

Le acque che si infiltrano dall'ingresso «b» devono perdere, per giungere alla confluenza «X», 0,270 km di quota e, pertanto, considerando il gradiente idrico di $2,34 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, la loro temperatura aumenterebbe di:

$$t_{bx} = 2,34 \cdot 0,270 = 0,63 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

Raggiungendo una temperatura di:

$$t_{bxf} = 9,7 + 0,63 = 10,33 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

Considerando il calore specifico dell'acqua e costante ed indipendente dalla temperatura, nel punto «X», utilizzando la **regola di Richmann**, si avrebbe:

$$t_{acquaX} = \frac{m_a \cdot c_{pa} \cdot t_a + m_b \cdot c_{pb} \cdot t_b}{m_a \cdot c_{pa} + m_b \cdot c_{pb}} = \frac{0,07 \cdot 4\,186 \cdot 7,50 + 0,12 \cdot 4\,186 \cdot 10,33}{0,07 \cdot 4\,186 + 0,12 \cdot 4\,186} = 9,287\,4 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

In cui: t_{acquaX} = temperatura dell'acqua risultante dal miscuglio fra due fluidi, espressa in *gradi celsius* ($^{\circ}\text{C}$) – m_a = massa del fluido «a», espressa in *chilogrammi* (kg) – c_{pa} = calore specifico del fluido «a», espresso in *joule su chilogrammi su gradi celsius* ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$) – t_a = temperatura del fluido «a», espressa in *gradi celsius* ($^{\circ}\text{C}$) – m_b = massa del fluido «b», espressa in *chilogrammi* (kg) – c_{pb} = calore specifico del fluido «b», espresso in *joule su chilogrammi su gradi celsius* ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$) – t_b = temperatura del fluido «b», espressa in *gradi celsius* ($^{\circ}\text{C}$).

Osservazioni

Al posto delle masse delle due acque, e « m_a » e « m_b », si sono utilizzate le portate ed il calore specifico è stato considerato costante; queste approssimazioni, in condizioni normali, non comportano scostamenti apprezzabili nei risultati.

Nel punto «c» la temperatura dell'acqua sarebbe di:

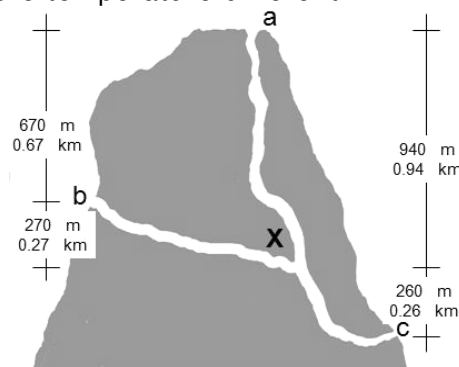
$$t_{acquaC} = 9,29 + 2,34 \cdot 0,26 = 9,90 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

Nel caso fosse presente soltanto il tratto di grotta «a X c», le acque che penetrassero all'interno, dall'ingresso «a», dovrebbero perdere, per giungere alla risorgente «c», 1,200 km di quota e, pertanto, considerando il gradiente idrico di $2,34 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}$, la loro temperatura aumenterebbe di:

$$t_{ax} = 2,34 \cdot 1,200 = 2,81 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

Raggiungendo una temperatura di:

$$t_{axf} = 5,3 + 2,81 = 8,11 \text{ }^{\circ}\text{C}$$



Nel caso fosse presente soltanto il tratto di grotta «b X», le acque che penetrassero all'interno, dall'ingresso «b», dovrebbero perdere, per giungere alla risorgente «c», 0,530 km di quota e, pertanto, considerando il gradiente idrico di $2,34 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}$, la loro temperatura aumenterebbe di:

$$t_{aX} = 2,34 \cdot 0,530 = 1,24 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

Raggiungendo una temperatura di:

$$t_{aXf} = 9,7 + 1,24 = 10,94 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

Osservazioni

Nell'esempio appena esposto non si è tenuto conto, volutamente, dell'eventuale apporto termico di altri fenomeni; non si è, fra gli altri, considerato l'incidenza della presenza dell'aria.

Una digressione

Consideriamo, tanto per avere un riscontro matematico, che, come realmente è, sia la *massa volumica* sia il *calore specifico* dell'acqua dipendano dalla temperatura; in questo caso dovremmo considerare i seguenti parametri.

Acqua che arriva, in «X», dall'ingresso «a»:

temperatura $t_a = 7,50 \text{ }^{\circ}\text{C}$

portata $Q_a = 0,07 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

massa volumica $m_{va} = 999,90 \text{ kg} \cdot \text{m}^3$

portata massica $Q_{ma} = 69,993 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$

calore specifico $C_{sa} = 4\,196,90 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$

Acqua che arriva, in «X», dall'ingresso «b»:

temperatura $t_b = 10,33 \text{ }^{\circ}\text{C}$

portata $Q_b = 0,12 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

massa volumica $m_{vb} = 999,70 \text{ kg} \cdot \text{m}^3$

portata massica $Q_{mb} = 119,964 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$

calore specifico $C_{sb} = 4\,191,50 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$

Utilizzando la **regola di Richmann**, si avrebbe:

$$t_{n_{\text{acquaX}}} = \frac{69,993 \cdot 4\,196,9 \cdot 7,50 + 119,964 \cdot 4\,191,5 \cdot 10,33}{69,993 \cdot 4\,196,9 + 119,964 \cdot 4\,191,5} = 9,2864 \text{ }^{\circ}\text{C}$$

A fronte dei «9,287 4 °C» del risultato precedente, ottenuto considerando come se, sia la massa volumica sia il calore specifico dell'acqua, restassero costanti al variare della temperatura; la differenza è del millesimo di grado centigrado, affatto trascurabile.

La circolazione dell'aria ipogea

Le correnti d'aria ipogee

Le **correnti d'aria**, all'interno delle cavità ipogee, sono prodotte dalla differenza di densità fra le masse d'aria sia esterne sia interne; differenza di peso specifico che induce una differenza di pressione che la cavità, in qualche modo, deve cercare di compensare.

Osservazioni

L'aria atmosferica è tanto più leggera (minore densità) quanto più è calda, è tanto più pesante (maggiore densità) quanto più è fredda; è tanto più leggera quanto più è umida è tanto più pesante quanto più è secca.

Le correnti d'aria ipogee, a seconda della causa da cui sono prodotte, possono essere distinte in:

correnti barometriche
correnti convettive

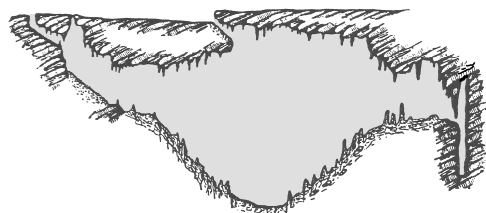
Le **correnti barometriche** si generano in presenza di variazioni della pressione esterna dovute o ad onde di pressione o a variazioni termiche o a fenomeni indotti dalle ventate.

La loro intensità è tanto maggiore:

- ♦ quanto **maggiore** è l'**ampiezza della differenza** della pressione fra l'aria interna e l'aria esterna.
- ♦ quanto **maggiore** è il **volume** della cavità.
- ♦ quanto **maggiore** è l'**ampiezza degli ambienti** che la collegano all'esterno.

Flussi indotti da una variazione di pressione esterna

Prendiamo in considerazione, per i nostri esempi, la **Grotta Gigante** (*Briška jamain* in sloveno), situata nel **Carso triestino**, nel comune di **Sgonico**, in provincia di **Trieste**, i suoi ingressi si aprono circa alla stessa quota «qg» che assumeremo di 274 m (slm), ha una temperatura media interna «Tg» di 9,7 °C (282,85 K) ed ha un volume interno «Vg» di circa 500 000 m³, valore che assumeremo esatto.



La **Grotta Gigante** è un tipico esempio di **grotta barometrica**.

Consideriamo, pertanto, come dati iniziali:

Il valore della pressione atmosferica esterna «Pe» (uguale alla pressione all'interno della grotta «Pg») pari a: $P_e = P_g = 98\,000\text{ Pa}$ (980 hPa = 980 mb).

Il valore della temperatura ipogea pari a: $T_g = 282,15\text{ K}$ (9,7 °C).

Il volume dell'aria ipogea pari a: $V_g = 500\,000\text{ m}^3$.

Il numero di moli, dell'aria satura contenuta all'interno della grotta, alla pressione «Pg» di 98 000 Pa ed alla temperatura «Tg» di 9,7 °C, è data dall'equazione di **stato dei gas perfetti** ed è uguale a:

$$n_0 = \frac{P_g \cdot V_g}{R \cdot T_g} = \frac{98\,000 \cdot 500\,000}{8,314\,41 \cdot (273,15 + 9,7)} = 20\,835\,717,49 \text{ moli}$$

In cui: n_0 = numero di moli dell'aria - R = costante universale dei gas perfetti, noto in significato dei restanti simboli

$$M_g = n_0 \cdot P_m = 20\,835\,717,49 \cdot 0,028\,88 = 601\,735,52 \text{ kg}$$

In cui: M_g = massa dell'aria ipogea - P_m = peso molecolare dell'aria satura

Ipotizziamo, ora, che la pressione esterna si riduca a: $P_{e1} = 97\,970\text{ Pa}$ (979,7 hPa = 979,7 mb), con un decremento di 30 Pa (0,3 hPa = 0,3 mb).

Dalla legge di **Boyle-Mariotte** si ha:

$$V_{g1} = \frac{P_e \cdot V_g}{P_{e1}} = \frac{98\,000 \cdot 500\,000}{97\,970} = 500\,153 \text{ m}^3$$

Questo significa che la grotta dovrà espellere: $\Delta V_0 = 500\,153 - 500\,000 = 153\text{ m}^3$ d'aria che dovrà fuoriuscire attraverso le tre uscite.

Flussi indotti da una variazione della temperatura interna

Ipotizziamo, ora, che la temperatura interna della cavità «Tg» aumenti di 0,1 K (0,1 °C) giungendo a: $T_{g1} = 9,8\text{ °C}$ (282,95 K); calcoliamo di quanto aumenta la pressione interna.

Dall'**equazione di stato dei gas perfetti** e nell'ipotesi che la cavità sia completamente chiusa, la pressione «P₁», all'interno della grotta, aumenterebbe fino ad arrivare a:

$$P_1 = \frac{n \cdot R \cdot T_{g1}}{V_g} = \frac{P_g \cdot T_{g1}}{T_g} = \frac{98\,000 \cdot 282,95}{282,85} = 98\,035 \text{ Pa}$$

La pressione all'interno della grotta aumenterebbe di $\Delta P_0 = 98\,035 - 98\,000 = 35$ Pa.

La grotta, per contro, non è stagna (vi sono gli ingressi) e, pertanto, la pressione non varia, ma l'aria, all'interno della grotta, necessiterebbe di un volume maggiore, dato dalla legge di **Boyle-Mariotte**; si avrebbe pertanto:

$$V_{g1} = \frac{P_e \cdot V_g}{P_{e1}} = \frac{98\,035 \cdot 500\,000}{98\,000} = 500\,178 \quad \text{m}^3$$

Questo significa che la grotta dovrà espellere: $\Delta V_0 = 500\,178 - 500\,000 = 178 \text{ m}^3$ d'aria che dovrà fuoriuscire attraverso le tre uscite.

Un altro procedimento

Prendiamo ancora in considerazione e la stessa grotta e le stesse condizioni iniziali, ricordiamole:

Volume della grotta: $V_g = 500\,000 \text{ m}^3$.

pressione esterna: $P_{e0} = 98\,000 \text{ Pa}$ (980 hPa).

Pressione interna della grotta: $P_{g0} = 98\,000 \text{ Pa}$ (980 hPa).

Temperatura interna della grotta: $T_{g0} = 282,85 \text{ K}$ (9,7 °C).

Calcoliamo il numero di moli alla temperatura T_{g0} :

$$n_0 = \frac{P_0 \cdot V_0}{R \cdot T_{g0}} = \frac{98\,000 \cdot 500\,000}{8,314\,41 \cdot 282,85} = 20\,835\,717,49 \quad \text{moli}$$

Ipotizziamo, ora, che la temperatura interna aumenti di 0,1 K (0,1 °C), innalzandosi, quindi, alla temperatura di: $T_{g1} = 282,95 \text{ K}$ (9,8 °C); calcoliamo il numero di moli nelle nuove condizioni:

$$n_1 = \frac{P_0 \cdot V_0}{R \cdot T_{g1}} = n_0 \cdot \frac{T_0}{T_1} = \frac{282,85}{282,95} = 20\,828\,353,75 \quad \text{moli}$$

La differenza del numero di moli, nelle due situazioni, è:

$$20\,835\,717,49 - 20\,828\,353,75 = 7\,363,74 \quad \text{moli}$$

La differenza di massa, nelle due situazioni, è:

$$7\,363,74 \cdot 0,028\,88 = 212,66 \quad \text{kg}$$

La differenza di volume, alla pressione di P_{g0} , nelle due situazioni, è:

$$V_1 = 0,8384 \cdot 212,66 = 178 \quad \text{m}^3$$

Il volume d'aria di 178 m^3 deve, pertanto, sfuggire all'esterno.

Tempo di risposta

Il tempo di risposta è quell'intervallo di tempo necessario perché la pressione interna di una grotta si equilibri con la pressione atmosferica, nel caso che in quest'ultima si verifichino delle variazioni dei valori termo-barometrici.

$$T_c = \frac{\Delta V}{S \cdot Q}$$

In cui: T_c = tempo di risposta, espressa in *secondi* (s) - ΔV = volume che deve essere o espulso dalla grotta o introdotto nella grotta, espresso in *metri cubi* (m^3) - S = sezione dell'ingresso, o somma delle sezioni degli ingressi, espressa in *metri quadri* (m^2) - Q = portata d'aria o in uscita o in entrata, espressa in *metri cubi al secondo* ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Variazioni barometriche esterne

Variazioni orarie:

0,1 hPa ÷ 0,2 hPa normale

1,0 hPa ÷ 2,0 hPa intensa

Variazioni giornaliere

1,0 hPa ÷ 5,0 hPa normale

10 hPa ÷ 20 hPa intensa

Correnti convettive

Nelle **correnti convettive**, la loro intensità è tanto maggiore:

quanto **maggiore** è il **dislivello** fra le entrate.

quanto **minore** è la **perdita di carico** (la resistenza) lungo il percorso.

Quanto **maggiore** è l'**ampiezza degli ambienti** che collegano le entrate.

Una digressione

Una curiosità

Calcoliamo, per curiosità, l'energia necessaria ad innalzare la temperatura iniziale, dell'aria della **Grotta Gigante**, dalla temperatura di «Tg1 = 282,85 K = 9,7 °C» alla temperatura di «Tg2 = 282,95 K = 9,8 °C», con un incremento di $\Delta T_g = 0,1 \text{ K} = 0,1 \text{ °C}$; il volume della cavità è di $V_g = 500\,000 \text{ m}^3$, pari a circa 596 450 kg di aria satura.

Ricordiamo alcune caratteristiche dell'aria secca.

La **capacità termica dell'aria secca** è:

$$C_{t_{\text{aria secca}}} = 1\,005 \quad \text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$$

La **massa volumica dell'aria secca** «Mvas_{9,7}», alla pressione di 98 000 Pa ed alla temperatura di Tg = 282,85 K = 9,7 °C, è:

$$M_{\text{vas}_{9,7}} = 1,207\,5 \quad \text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$$

La **massa totale dell'aria secca** «Mtas_{9,7}», alla pressione di 98 000 Pa ed alla temperatura di Tg = 282,85 K = 9,7 °C, è:

$$M_{\text{tas}_{9,7}} = 1,207\,5 \cdot 500\,000 = 603\,750 \quad \text{kg}_{\text{aria secca}}$$

La **massa volumica dell'aria secca** «Mvas_{9,8}», alla pressione di 98 000 Pa ed alla temperatura di Tg1 = 282,95 K = 9,8 °C, è:

$$M_{\text{vas}_{9,8}} = 1,207\,1 \quad \text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$$

La **massa totale dell'aria secca** «Mtas_{9,8}», alla pressione di 98 000 Pa ed alla temperatura di Tg1 = 282,95 K = 9,8 °C, è:

$$M_{\text{tas}_{9,8}} = 1,207\,1 \cdot 500\,000 = 603\,550 \quad \text{kg}_{\text{aria secca}}$$

La differenza « ΔM_{tas} » fra la **massa totale dell'aria secca** alla temperatura di 9,8 °C ed alla temperatura di 9,7 °C è:

$$\Delta M_{\text{as}_{\text{aria}_{9,7-9,8}}} = M_{\text{tas}_{9,7}} - M_{\text{tas}_{9,8}} = 603\,750 - 603\,550 = 200 \quad \text{kg}_{\text{aria secca}}$$

La **Grotta Gigante**, se la sua temperatura aumenta di 0,1 K (0,1 °C), passando dalla temperatura di 282,85 K (9,7 °C) alla temperatura di 282,95 (9,8 °C), deve espellere, a causa della dilatazione volumica dell'aria in essa contenuto, 200 kg di aria secca.

Ricordiamo alcune caratteristiche del vapor d'acqua.

La **capacità termica del vapor d'acqua** è:

$$C_{t_{\text{vapore}}} = 4\,187 \quad \text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$$

La **massa specifica del vapor d'acqua** «Msv_{9,7}», in aria satura (U% = 100%), alla temperatura di 9,7 °C, è:

$$M_{\text{sv}_{9,7}} = 0,007\,48 \quad \text{kg}_{\text{vapore}} \cdot \text{kg}^{-1}_{\text{aria secca}}$$

La **massa totale del vapor d'acqua** «Mtv_{9,7}», alla pressione di 98 000 Pa ed alla temperatura di Tg = 282,85 K = 9,7 °C, è:

$$M_{\text{tv}_{9,7}} = 0,007\,48 \cdot 603\,750 = 4\,516,05 \quad \text{kg}_{\text{vapore}}$$

La **massa specifica del vapor d'acqua** «Msv_{9,8}», in aria satura (U% = 100%), alla temperatura di 9,8 °C è:

$$M_{\text{sv}_{9,8}} = 0,007\,54 \quad \text{kg}_{\text{vapore}} \cdot \text{kg}^{-1}_{\text{aqua}}$$

La **massa totale del vapor d'acqua** «Mtv_{9,8}», alla pressione di 98 000 Pa ed alla temperatura di Tg = 282,85 K = 9,8 °C, è:

$$M_{\text{tv}_{9,8}} = 0,007\,54 \cdot 603\,550 = 4\,550,767 \quad \text{kg}_{\text{vapore}}$$

La differenza « ΔM_{sv} » fra la **massa specifica del vapor d'acqua**, contenuta nell'aria satura della cavità, alla temperatura di 9,8 °C ed alla temperatura di 9,7 °C è:

$$\Delta M_{\text{sv}_{9,8-9,7}} = 0,007\,54 - 0,007\,48 = 0,000\,06 \quad \text{kg}_{\text{vapore}}$$

La differenza « ΔM_{tv} » fra la **massa totale del vapor d'acqua**, contenuta nell'aria satura della cavità, alla temperatura di 9,8 °C ed alla temperatura di 9,7 °C è:

$$\Delta M_{\text{tv}_{\text{aria}_{9,8-9,7}}} = M_{\text{tv}_{9,8}} - M_{\text{tv}_{9,7}} = 4\,550,767 - 4\,516,05 = 34,717 \quad \text{kg}_{\text{vapore}}$$

L'energia necessaria a riscaldare il vapor d'acqua di 0,1 K è:

$$E_{\text{vapore}} = 34,717 \cdot 4\,187 \cdot 0,1 \approx 1,453\,6 \cdot 10^4 \quad \text{J}_{\text{vapore}}$$

L'energia necessaria a riscaldare l'aria è:

$$E_{\text{aria secca}} = 603\,550 \cdot 1\,005 \cdot 0,1 \approx 6,065\,7 \cdot 10^7 \quad J_{\text{aria secca}}$$

Come si può notare l'**energia totale** necessaria a riscaldare il *vapor d'acqua* contenuto nell'aria ipogea «E_{vapore}», è nettamente inferiore all'**energia totale** necessaria a riscaldare la stessa *aria secca*, presente nella cavità «E_{aria secca}».

L'energia totale necessaria a riscaldare l'aria satura è:

$$E_{\text{tot}} = 6,067\,13 \cdot 10^7 \quad J_{\text{aria secca} - \text{vapore}}$$

Circa $6,067\,13 \cdot 10^7 \text{ J} \cdot 0,000\,000\,28 = 16,988 \text{ kWh}$ (16 988 Wh).

I flussi d'aria ipogei

Premessa

Nelle gallerie ipogee, nel caso non vi siano o *affluenze* d'aria (o aggiunte o sorgenti) o *deflussi* d'aria (o perdite o pozzi), la **portata d'aria massica** deve restare costante, lungo tutto il percorso, nonostante la sezione vari continuamente, anche in modo sensibile.

Osservazioni

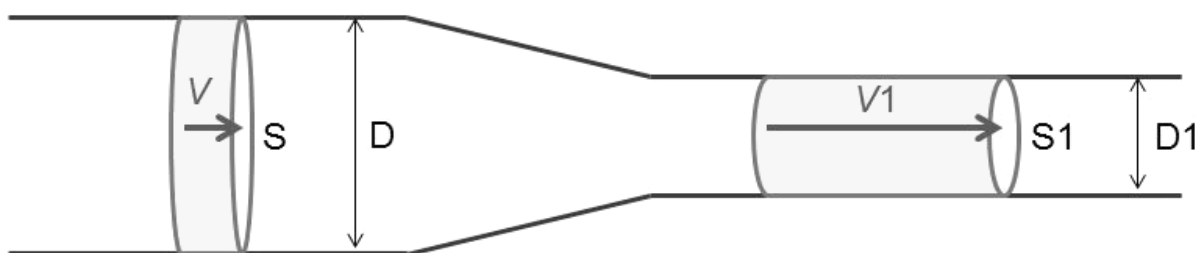
Si è indicata, come costante, la *portata d'aria massica* poiché, in effetti, è questa grandezza che non varia; nella quasi totalità dei casi, per contro, possiamo considerare costante la *portata d'aria volumica*, senza commettere errori rilevanti, anche se quest'ultima, in verità, varia un poco, rispetto alla portata massica, al variare della pressione.

Tipologie delle gallerie

Flusso d'aria nelle gallerie in serie

Prendiamo in considerazione tre tratti di galleria, e schematizzati e semplificati, in cui la sezione varia; il tratto di galleria è rappresentato da due tubi, di diverso diametro, collegati da un tronco di cono.

Una siffatta semplificazione è molto distante dalla realtà, ma ora, a noi, interessa soltanto determinare come varia la velocità al variare della sezione della galleria.



Consideriamo i seguenti dati:

Diametro del tratto a sezione maggiore «D»	= 3 m
Diametro del tratto a sezione minore «D1»	= 0,5 m
Portata (costante nei tre tratti) «Q»	= 0,05 m ³ · s ⁻¹

Superficie del tratto a sezione maggiore:

$$S = \pi \cdot \left(\frac{D}{2}\right)^2 = \pi \cdot \left(\frac{3}{2}\right)^2 = \pi \cdot \frac{1}{4} = 7,068 \text{ m}^2$$

Superficie del tratto a sezione minore:

$$S1 = \pi \cdot \left(\frac{D}{2}\right)^2 = \pi \cdot \left(\frac{0,5}{2}\right)^2 = \pi \cdot \frac{0,25}{4} = 0,196 \text{ m}^2$$

Velocità dell'aria nel tratto a sezione maggiore:

$$V = \frac{Q}{S} = \frac{0,05}{7,068} = 0,007 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$$

Velocità dell'aria nel tratto a sezione minore:

$$V1 = \frac{Q}{S1} = \frac{0,05}{0,196} = 0,255 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$$

Conclusioni

Nel tratto a sezione minore, la velocità dell'aria è, rispetto al tratto a sezione maggiore:

$$V_r = \frac{V1}{V} = \frac{0,255}{0,007} = 36,428 \text{ volte maggiore}$$

Le equazioni *fluidodinamiche* indicano la dipendenza della resistenza «Rd» pari a:

$$Rd = D^{-en} \quad \text{con: } en = \frac{D}{D1}$$

Pertanto, essendo il diametro della sezione minore «D1 = 0,5 m» un sesto del diametro della sezione maggiore «D = 3 m» (D1/D = 0,5/3 = 1/6), il rapporto della resistenza incontrata dalla medesima portata massica d'aria, nel tratto a sezione minore è, rispetto al tratto a sezione maggiore:

$$R_v = \frac{D1^{-6}}{D^{-6}} = \frac{0,5^{-6}}{3^{-6}} = \frac{64}{0,00137} = 46\,715 \text{ volte maggiore}$$

In questa situazione, un metro di **strettoia** dissiperebbe energia, per attrito, quanto circa **quarantasette chilometri di galleria**.

Riepilogando e sintetizzando

Nei grandi ambienti:

- Maggiore sezione
- Minore velocità dell'aria (a fronte di una maggiore sezione e di una portata costante)
- Regime generalmente laminare
- La resistenza che incontra l'aria, nel suo moto traslatorio, è proporzionale alla sua velocità

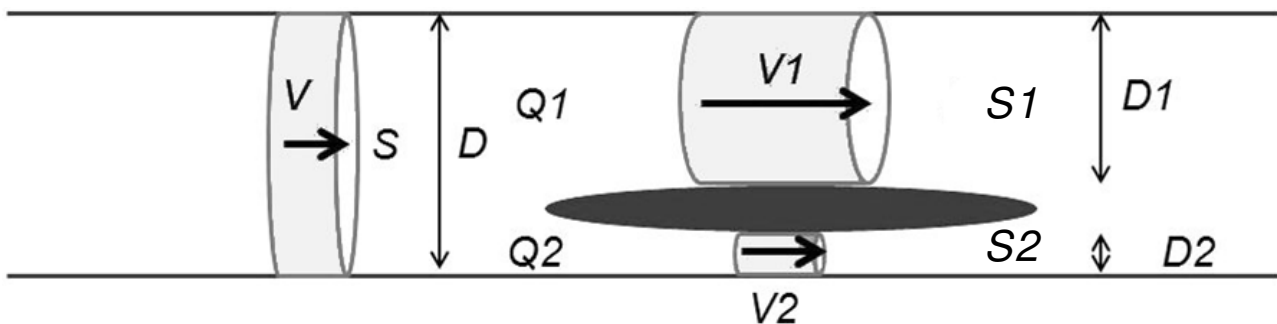
Nelle strettoie

- Minore sezione
- Maggiore velocità dell'aria (a fronte di una minore sezione e di una portata costante)
- Regime generalmente turbolento
- La resistenza che incontra l'aria, nel suo moto traslatorio, è proporzionale al quadrato della velocità

Flussi d'aria nelle gallerie in parallelo

Prendiamo in considerazione una galleria, e schematizzata e semplificata, composta da un primo tratto rappresentato da un tubo circolare e da un secondo tratto in cui essa si divide in due tubi circolari di diametri diversi.

Anche in questo caso siamo molto distanti dalla realtà, ma, come nell'esempio precedente, a noi, interessa soltanto descrivere il ragionamento teorico per determinare come varia la velocità al variare della sezione della galleria.



Consideriamo i seguenti dati:

- diametro del tratto a sezione unica «D» = 4 m
- portata (costante) «Q» = $0,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

Superficie del tratto a sezione unica:

$$S = \pi \cdot \left(\frac{D}{2}\right)^2 = \pi \cdot \left(\frac{4}{2}\right)^2 = \pi \cdot \frac{16}{4} = 12,566 \text{ m}^2$$

Velocità dell'aria nel tratto a sezione unica:

$$V = \frac{Q}{S} = \frac{0,2}{12,566} = 0,016 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$$

Consideriamo, ora, i seguenti dati:

- diametro del tratto a sezione maggiore «D1» = 2,0 m
- diametro del tratto a sezione minore «D2» = 0,4 m

Superficie del tratto a sezione maggiore:

$$S1 = \pi \cdot \left(\frac{D1}{2}\right)^2 = \pi \cdot \left(\frac{2,0}{2}\right)^2 = \pi \cdot \frac{4,0}{4} = 3,142 \text{ m}^2$$

Superficie del tratto a sezione minore:

$$S2 = \pi \cdot \left(\frac{D2}{2}\right)^2 = \pi \cdot \left(\frac{0,4}{2}\right)^2 = \pi \cdot \frac{0,16}{4} = 0,126 \text{ m}^2$$

Osservazioni

Il diametro del tratto a sezione minore (D2 = 0,4 m) è un quinto del diametro del tratto a sezione maggiore (D1 = 2,0 m).

Ipotizziamo, inoltre, che i due tratti, e quello a sezione minore e quello a sezione maggiore abbiano praticamente la stessa lunghezza: $L1 \approx L2$.

Per risolvere il problema di ricavare le portate che circolano nei due tratti di galleria si deve imporre la condizione che il ΔP (differenza di pressione) sia uguale alle estremità delle due gallerie.

Dobbiamo, perciò, imporre l'uguaglianza:

$$Q1 \cdot \frac{f(L1 \cdot Q1)}{2 \cdot S1^2} = Q2 \cdot \frac{f(L2 \cdot Q2)}{2 \cdot S2^2}$$

Elaborando quest'uguaglianza per $L_1 = L_2$; ricordandoci anche che $D_2 = \sqrt[5]{5} \cdot D_1$, si ottiene infine:

$$Q_1 = \sqrt{\frac{S_1^2}{S_2^2}} \cdot Q_2 = \left(\frac{S_1}{S_2}\right)^{\frac{5}{4}} \cdot Q_2$$

Da cui possiamo ricavare la portata del tratto a sezione maggiore riferita alla portata del tratto a sezione minore:

$$Q_1 = \left(\frac{S_1}{S_2}\right)^{\frac{5}{4}} \cdot Q_2 = \left(\frac{3,142}{0,126}\right)^{\frac{5}{4}} \cdot Q_2 = 55,724 \cdot Q_2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$$

Sapendo che:

$$Q_1 + Q_2 = 0,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \quad \text{ovvero: } Q_2 = 0,2 - Q_1$$

$$\text{Possiamo scrivere: } Q_1 = 55,724 \cdot (0,2 - Q_1) \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$$

Per cui:

$$Q_1 = 11,145 - 55,724 \cdot Q_1$$

$$Q_1 + 55,724 \cdot Q_1 = 11,145$$

$$Q_1 \cdot (1 + 55,724 \cdot 1) = 11,145$$

Portata dell'aria nel tratto a sezione maggiore:

$$Q_1 = \frac{11,145}{56,724} = 0,196 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$$

Portata dell'aria nel tratto a sezione minore:

$$Q_2 = Q - Q_1 = 0,2 - 0,196 = 0,004 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$$

Velocità dell'aria nel tratto a sezione maggiore:

$$V_1 = \frac{Q_1}{S_1} = \frac{0,196}{3,142} = 0,062 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$$

Velocità dell'aria nel tratto a sezione minore:

$$V_2 = \frac{Q_2}{S_2} = \frac{0,004}{0,126} = 0,032 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$$

Il vento ed i suoi effetti

Il vento

Il vento è provocato dallo spostamento di masse d'aria, indotto dalla differenza di pressione atmosferica esistente fra zone adiacenti; differenza che, a sua volta, è causata dall'ineguale distribuzione dell'energia termica (calore) sulla superficie terrestre.

Effetto pistone

La pressione cinetica del vento può provocare l'incremento di pressione interna « ΔP » grotta; può essere ricavata dalla:

$$\Delta P = \frac{1}{2} \cdot \vartheta \cdot V^2$$

In cui: ΔP = incremento di pressione interna, espresso in *pascal* (Pa) - ϑ = densità dell'aria, espressa in chilogrammi al metro cubo ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$) - v = velocità del vento, espressa in *metri al secondo* ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$).

Il vento, pertanto, ha l'effetto, in particolari condizioni, di aumentare la pressione interna di una cavità.

Per dare un ordine di grandezza del fenomeno, nel caso la direzione del vento sia diretta verso l'imboccatura della grotta, sia « $v = 15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ » e la densità dell'aria sia « $\vartheta = 1,205 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ » (alla temperatura di 20°C), avremo:

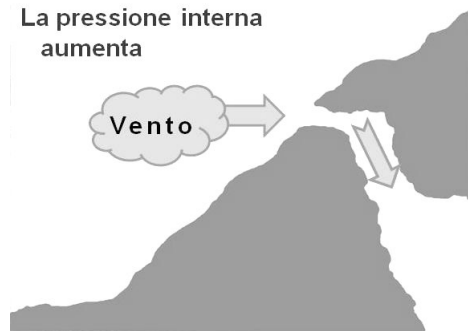
$$\Delta P = \frac{1}{2} \cdot 1,205 \cdot 15^2 = 135,562 \text{ Pa (0,301 o hPa o mb)}$$

La pressione interna della cavità aumenterebbe, pertanto, di 0,3 hP (*ettopascal*).

Osservazioni

La densità dell'aria varia al variare sia della temperatura sia dell'umidità relativa sia della quota.

In questa situazione il vento contrasterebbe la circolazione dell'aria degli ingressi soffianti, mentre favorirebbe la circolazione dell'aria degli ingressi aspiranti.



Effetto Venturi

L'**effetto venturi** (o *paradosso idrodinamico*) è il fenomeno fisico, scoperto e studiato dal fisico italiano **Giovanni Battista Venturi** (1746 – 1822), per cui la pressione, di una corrente fluida, diminuisce all'aumentare della sua velocità o, parimenti, la pressione, di una corrente fluida, aumenta con il diminuire della sua velocità.

La pressione del vento e, pertanto, il decremento di pressione interna « ΔP » nella grotta può, essere ricavata dalla:

$$\Delta P = \frac{1}{2} \cdot \vartheta \cdot V^2$$

In cui: ΔP = incremento di pressione interna, espresso in *pascal* (Pa) - ϑ = densità dell'aria, espressa in chilogrammi al metro cubo ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$) - v = velocità del vento, espressa in *metri al secondo* ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$).

Il vento, pertanto, in particolari condizioni, ha l'effetto di diminuire la pressione interna di una cavità.

Per dare un ordine di grandezza, nel caso la direzione del vento sia diretta perpendicolarmente all'imboccatura della grotta, e sia « $v = 15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ » la velocità

dell'aria e sia « $\vartheta = 1,205 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ » (alla temperatura di 20°C) la sua densità, avremo:

$$\Delta P = \frac{1}{2} \cdot 1,205 \cdot 15^2 = 135,562 \text{ Pa (1,356 o hPa o mb)}$$

In questa situazione il vento contrasterebbe la circolazione dell'aria degli ingressi aspiranti, mentre favorirebbe la circolazione dell'aria degli ingressi soffianti.



Caratteristiche del vento

Vento a $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ($17,5 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$)	$\Rightarrow \Delta P \approx 58 \text{ Pa (0,58 hPa)}$ brezza tesa
Vento a $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ($36 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$)	$\Rightarrow \Delta P \approx 58 \text{ Pa (0,58 hPa)}$ vento teso
Vento a $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ($54 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$)	$\Rightarrow \Delta P \approx 130 \text{ Pa (1,30 hPa)}$ burrasca moderata
Vento a $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ($72 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$)	$\Rightarrow \Delta P \approx 230 \text{ Pa (2,38 hPa)}$ burrasca fresca

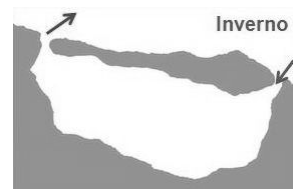
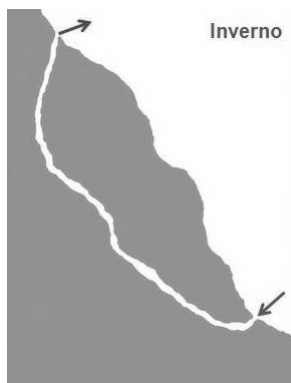
Alcune osservazioni

Flussi notevoli

Le gallerie delle grotte a più ingressi sono, praticamente sempre, percorsi da correnti d'aria che, a seconda e della struttura della loro rete interna e della stagione, si spostano o in un verso o nel verso opposto; naturalmente anche gli ingressi vengono interessati dalle stesse correnti d'aria.

La portata d'aria di queste correnti dipende sia dal dislivello esistente fra un ingresso e l'altro sia dalla resistenza che l'aria incontra nel suo percorso e, pertanto, anche e dalla lunghezza e dalle dimensioni e delle gallerie e degli ambienti che uniscono gli ingressi.

La stessa portata d'aria può, pertanto, essere prodotta sia da un grande dislivello fra gli ingressi collegati da uno stretto cunicolo (elevata resistenza al moto dell'aria) sia da piccolo dislivello fra gli ingressi collegati da un'ampia sala (piccola resistenza al moto dell'aria).



Ingressi con poca aria

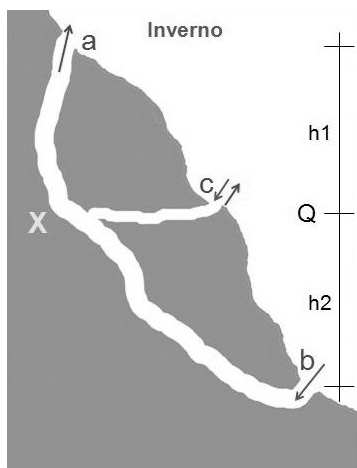
Se siamo in presenza di un impraticabile ingresso «c» di una probabile grotta, ma avvertiamo poca aria, potremmo avere il dubbio se vale la pena di impiegare tempo a disostruire.

Per prima cosa eseguiamo un'accurata ricerca esterna attorno al punto «c», al fine di localizzare eventuali altri ingressi; se non ne rintracciamo, possiamo tranquillamente ignorarlo.

Se, per contro, individuiamo altre entrate sia ad una quota inferiore sia ad una quota superiore, possiamo supporre che l'ingresso «c» si trovi ad una quota intermedia, vicino alla **quota neutra**, fra due, o più, altre entrate della medesima cavità.

Precisazioni

La **quota neutra** è quella quota, intermedia fra due o più entrate, al di sopra della quale tutte le entrate sono entrate *meteoalte* (bocche calde) e al di sotto della quale tutte le entrate sono entrate *meteobasse* (bocche fredde).



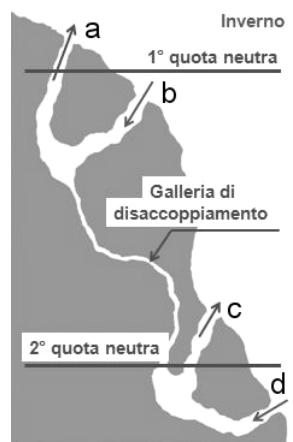
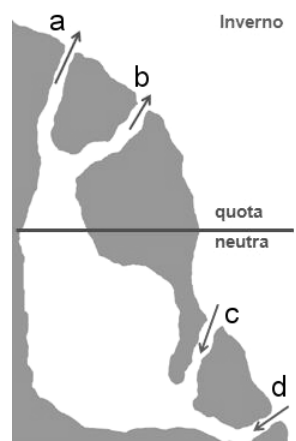
Gallerie di disaccoppiamento

Nella grotta qui a sinistra, gli ingressi superiori e «a» e «b» sono in collegamento con, gli ingressi inferiori e «c» e «d», tramite un ampio condotto caratterizzato da una bassa resistenza al moto dell'aria.

In questa situazione gli ingressi inferiori e «c» e «d» si comportano ambedue come ingressi *meteo-bassi* (o bocche fredde), mentre gli ingressi superiori e «a» e «b» si comportano ambedue come ingressi *meteo-alti* (o bocche calde).

Ciò è dovuto al fatto che si genera una sola **quota neutra** e che la grotta si comporta come un'unica cavità.

Nella grotta qui a destra, gli ingressi superiori e «a» e «b» sono in collegamento con gli ingressi inferiori tramite uno stretto condotto caratterizzato da un'elevata resistenza al moto



dell'aria.

In questa situazione, la galleria di collegamento si può comportare da **galleria di disaccoppiamento**, creando due differenti quote neutre e separando dinamicamente le due coppie di ingressi; la grotta si comporta come se vi fossero due differenti cavità, la superiore composta dai due ingressi e «a» e «b», l'inferiore composta dagli ingressi e «c» e «d».

L'ingresso «b» diviene l'ingresso *meteo-basso* del sistema superiore, caratterizzato dalla 1° quota neutra, mentre l'ingresso «a» ne diviene l'ingresso *meteo-alto*.

L'ingresso «d» diviene l'ingresso *meteo-basso* del sistema inferiore, caratterizzato dalla 2° quota neutra, mentre l'ingresso «c» ne diviene l'ingresso *meteo-alto*.

Osservazioni

I due sistemi non verrebbero separati completamente, ma un poco d'aria continuerebbe ad attraversare la galleria di collegamento, sia d'estate sia d'inverno.

In certi casi, per contro, il collegamento, fra i due sistemi, può comportarsi sia da *galleria di disaccoppiamento* sia da *galleria d'accoppiamento*, a seconda di come variano le condizioni *termo-igrometriche* esterne.

Le gallerie ipogee presentano, praticamente sempre, una diversa resistenza al moto dell'aria, a seconda che l'aria le percorra od in un senso o nell'altro.

Vi possono essere, pertanto, dei casi limite in cui il collegamento funge da galleria di *disaccoppiamento*, ad esempio d'inverno (quando l'aria percorre una *galleria a tubo di vento* spostandosi verso l'alto), mentre può fungere da galleria d'*accoppiamento*, ad esempio d'estate (quando l'aria percorre una *galleria a tubo di vento* spostandosi verso il basso).

Il numero di Reynolds

Definizione

Il **numero di Reynolds** (Re) è un *gruppo adimensionale* usato in fluidodinamica, proporzionale al rapporto tra le forze d'inerzia e le forze viscosive.

Precisazioni

In ambito scientifico, un **gruppo adimensionale** (o grandezza adimensionale o numero adimensionale o numero caratteristico o numero puro) è una quantità che descrive un determinato sistema fisico, ma è un numero senza alcuna unità fisica di misura.

Esso permette di valutare se il flusso di scorrimento di un fluido è in regime o *laminare* (in corrispondenza del quale si hanno valori più bassi del numero di Reynolds) o *turbolento* (in corrispondenza del quale si hanno valori più elevati del parametro).

$$Re = \frac{2 \cdot r \cdot v \cdot \vartheta}{\mu} \quad \text{grandezza adimensionale}$$

In cui: Re = numero di Reynolds, *grandezza adimensionale* - r = dimensione di scala, espressa in *metri* (m) - v = velocità del fluido, espressa in *metri al secondo* ($m \cdot s^{-1}$) - ϑ = densità del fluido, espressa in *chilogrammi su metro cubo* ($kg \cdot m^{-3}$) - μ = viscosità dinamica, espressa in *pascal per secondo* ($Pa \cdot s = kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$):

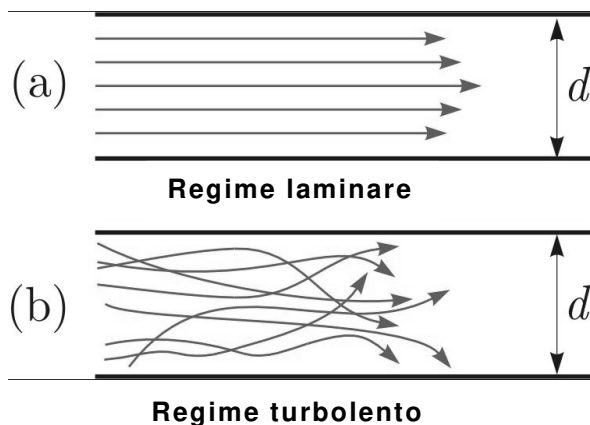
Concettualmente possiamo evidenziare che:

$$Re = \frac{\text{forze d'inerzia}}{\text{forze di viscosità}}$$

per valori «Re» < 2000 si ha *flusso laminare*

per valori $2000 \leq \text{«Re»} \leq 4000$ si attraversa il regime di transizione

per valori «Re» > 4000 si ha *flusso turbolento*.



Regime laminare

Un flusso in cui tutti i *filetti fluidi*, che costituiscono il campo di moto, rimangono sempre paralleli a sé stessi, senza mai mescolarsi, come tante piccole *lamelle* o *lamine* tutte parallele.

Regime turbolento

Un flusso in cui al suo interno sono presenti strutture vorticosi di grandezza e velocità differenti che rendono il flusso non predicibile nel tempo, anche se il moto rimane deterministico.

Prendiamo in considerazione due porzioni di galleria, e «a» e «b», percorsi, ambedue, da una corrente d'aria della portata di $Q = 0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ alla temperatura di $t = 16 \text{ }^\circ\text{C}$.

Osservazioni

L'indicazione della temperatura «t» è indispensabile per ricavare il valore sia della massa volumica (densità) « ϑ » sia della viscosità dinamica « μ », dell'aria.

Sapendo che:

Densità dell'aria a $16 \text{ }^\circ\text{C}$: $\vartheta = 1,221 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$

Viscosità dinamica dell'aria a $16 \text{ }^\circ\text{C}$: $\mu = 1,79 \cdot 10^{-5} \text{ Pa} \cdot \text{s}$

Ramo «a»:

Diametro teorico della sezione del tubo «Da = 6 m» raggio «ra = 3 m»

Da cui: superficie della sezione $Sa = 28,274 \text{ m}^2$
velocità dell'aria $Va = 0,001768 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Ramo «b»:

Diametro teorico della sezione del tubo «Db = 0,5 m» raggio «rb = 0,25 m»

Da cui: superficie della sezione $Sb = 0,196 \text{ m}^2$
velocità dell'aria $Vb = 0,255102 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Per il ramo «a», otterremo:

$$Ra = \frac{2 \cdot 3 \cdot 0,001768 \cdot 1,221}{1,79 \cdot 10^{-5}} = 723,6$$

siamo in regime **laminare**

Per il ramo «b», otterremo:

$$Ra = \frac{2 \cdot 0.25 \cdot 0.255 \cdot 102 \cdot 1.221}{1.79 \cdot 10^{-5}} = 8\,700,5 \quad \text{siamo in regime turbolento}$$

Riepilogando e sintetizzando

Il Regime laminare:

è dominato dalle forze associate alla *viscosità*
 ha un moto *ordinato*
 dissipa *poca* energia
 la resistenza al moto è *proporzionale alla velocità*

Il regime turbolento:

è dominato dalle forze associate alle *forze d'inerzia*
 ha un moto *disordinato*
 dissipa *molta* energia
 la resistenza al moto è *proporzionale al quadrato della velocità*

Sulla resistenza fluidodinamica delle gallerie

Un fluido, in particolare prenderemo in considerazione l'aria, nel percorrere le gallerie ipogee, incontra una certa resistenza al suo moto, la cui determinazione, anche in larga approssimazione, è differente a seconda che il suo moto (quello dell'aria) sia o *laminare* o *turbolento*.

Come abbiamo già anticipato, le strettoie, in genere percorse da aria in moto turbolento, oppongono un'elevata resistenza all'aria, resistenza che, come già detto è proporzionale al quadrato della velocità; una delle diverse strettoie, disseminate lungo una galleria, presenta una resistenza maggiore delle altre ed è questa che fissa la portata, e viene chiamata *strettoia dominante*, le altre sono chiamate *strettoie non dominanti*.

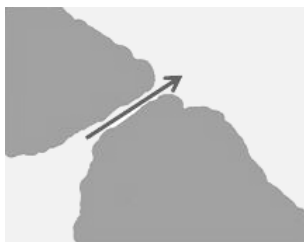
La strettoia dominante funge anche da grossolano regolatore, a breve periodo, della portata d'aria: se la portata tende ad aumentare, la resistenza della strettoia tende ad aumentare esponenzialmente e, pertanto, a ridurre la portata riportandola ai valori iniziali, se la portata tende a diminuire la resistenza della strettoia tende a diminuire esponenzialmente e, pertanto, ad aumentare la portata riportandola ai valori iniziali.

Le strettoie

Premessa

Consideriamo delle strettoie in una galleria a due entrate in cui non vi siano diramazioni in parallelo; i tratti si susseguono, pertanto, uno dopo l'altro, in serie.

Allarghiamo una strettoia



Siamo in presenza di una strettoia da cui *tira aria*, che ci avverte che la grotta prosegue.

Allargando la strettoia si possono verificare due distinte situazioni:

L'aria sembra diminuire

Siamo in presenza di una **strettoia non dominante**.

Aperto la strettoia abbiamo allargato la sezione del passaggio dell'aria e, pertanto, visto che la portata non varia, poiché fissata altrove, la sua velocità (quella dell'aria), deve diminuire; è proprio questa riduzione della velocità dell'aria che viene avvertita dai nostri sensi.

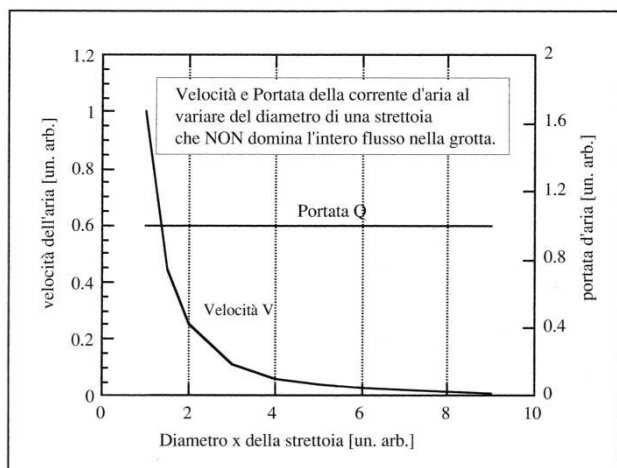


L'aria sembra aumentare

Siamo in presenza di una **strettoia dominante**.

Aperto la strettoia abbiamo allargato la sezione del passaggio dell'aria e, pertanto, abbiamo ridotto la resistenza che l'aria incontra nel punto critico.

Se la resistenza diminuisce la portata aumenta e con essa aumenta anche la velocità (quella dell'aria); è proprio questo incremento della velocità dell'aria che viene avvertita dai nostri sensi.

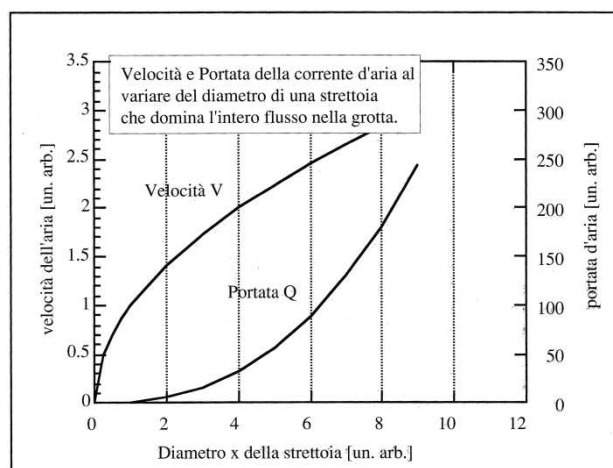


Strettoia dominante

In questo diagramma, solo qualitativo, si può notare come allargando la sezione della strettoia, sia la portata sia la velocità dell'aria aumentano, anche se seguono funzioni differenti.

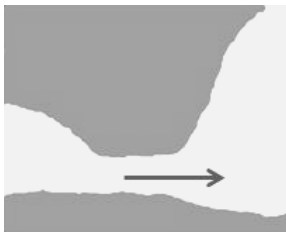
Strettoia non dominante

In questo diagramma, solo qualitativo, si può notare come allargando la sezione della strettoia, la portata dell'aria resta costante, mentre la velocità dell'aria diminuisce.



I diagrammi sono stati estratti dal libro: **Fisica del clima sotterraneo**, di G. Badino.

Ostruiamo una strettoia



Siamo in presenza di una strettoia da cui tira aria, che ci avverte che la grotta prosegue.

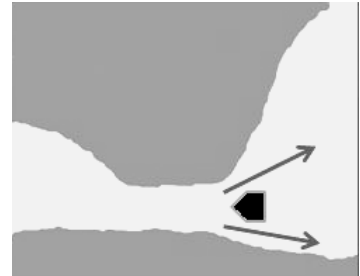
Occludendo la strettoia si possono verificare due distinte situazioni:

L'aria sembra aumentare

Siamo in presenza di una **strettoia non dominante**.

Occludendo parzialmente la strettoia abbiamo ridotto la sezione del passaggio dell'aria e, pertanto, visto che la portata non varia, poiché fissata altrove, la sua velocità (quella dell'aria), deve aumentare; è proprio questo incremento della velocità dell'aria che viene avvertita dai nostri sensi.

Ma non subito, l'aria impiega un certo tempo per accumulare la pressione sufficiente a vincere la maggiore resistenza.

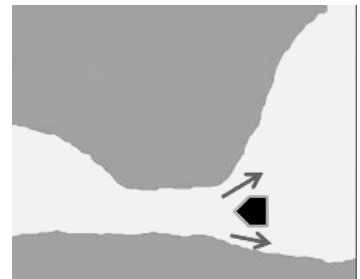


L'aria sembra diminuire

Siamo in presenza di una **strettoia dominante**.

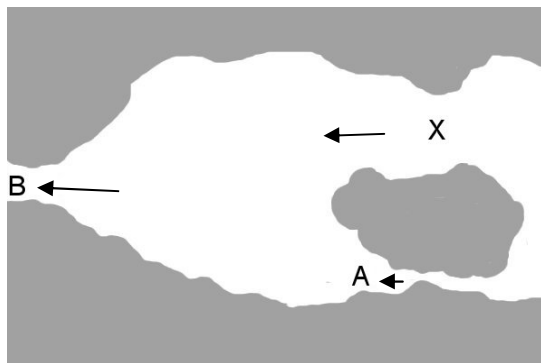
Ostruendo la strettoia abbiamo ridotto la sezione del passaggio dell'aria e, pertanto abbiamo aumentato la resistenza che l'aria incontra nel punto critico.

Se la resistenza aumenta, la portata diminuisce e con essa diminuisce anche la velocità (quella dell'aria); è proprio questo decremento della velocità dell'aria che viene avvertita dai nostri sensi.



Strettoia con ramo parallelo

Consideriamo ora un tratto di galleria in cui vi è una strettoia «A», da cui tira un poco d'aria, in presenza di un ramo in parallelo «X», sensibilmente più vasto della strettoia «A», di cui ignoriamo la presenza.



In questa situazione la strettoia «A» non può essere una *strettoia dominante* e, quindi, siamo in presenza di una *strettoia non dominante*, ma noi ancora non lo sappiamo.

Se adesso ostruiamo parzialmente la strettoia «A», sia la portata sia la velocità dell'aria tendono a diminuire.

Potremmo, in questo caso, essere portati a ritenere di essere in presenza di un'unica *strettoia dominante*. (vedi sopra: **Ostruiamo una strettoia - L'aria sembra diminuire**, in questa pagina).

No! Non siamo in presenza di una strettoia dominante, ma semplicemente parte dell'aria che attraversava la strettoia «A», a causa dell'aumento della resistenza, ha pensato bene di deviare dal suo percorso e di aggiungersi a quella che transitava nel ramo «X».

Come possiamo renderci conto della reale situazione? Se la strettoia «A» fosse l'unico passaggio a disposizione dell'aria, un osservatore (uno/a speleologo/a) posto nel punto in «B» avvertirebbe anch'esso una riduzione della velocità dell'aria a causa della riduzione della portata causata dalla parziale ostruzione della *strettoia dominante* «A».

In questo caso, per contro, se la sezione della galleria parallela «X» fosse sensibilmente maggiore della sezione della strettoia «A», ostruendo quest'ultima, poiché la portata fissata dalla *strettoia dominante*, che è altrove, resta praticamente costante, un osservatore posto nel punto in «B» non avvertirebbe alcuna riduzione della velocità dell'aria.

Altri aspetti

Esaminiamo quali cambiamenti della velocità dell'aria, e quindi della sua portata, avvertirebbe un osservatore posto in «B» se la strettoia «A» fosse l'unico passaggio a disposizione dell'aria (non esistesse il ramo in parallelo «X»).

Strettoie non dominanti

Allarghiamo la strettoia: la portata fissata dalla strettoia dominante, che è altrove, resta la stessa per cui l'osservatore posto in «B» non avvertirebbe alcuna variazione della velocità dell'aria.

Ostruiamo la strettoia: la portata fissata dalla strettoia dominante, che è altrove, resta la stessa per cui l'osservatore posto in «B» non avvertirebbe alcuna variazione della velocità dell'aria.

Strettoie dominanti

Allarghiamo la strettoia: aumentando la sezione della strettoia riduciamo la resistenza incontrata dall'aria e, pertanto, la sua portata aumenta; l'osservatore posto in «B» avverte un aumento della velocità dell'aria.

Ostruiamo la strettoia: riducendo la sezione della strettoia aumentiamo la resistenza incontrata dall'aria e, pertanto, la sua portata diminuisce; l'osservatore posto in «B» avverte una diminuzione della velocità dell'aria.

Appendice «a»

Leggi e formule e costanti fisiche

Legge di Boyle e Mariotte

Robert Boyle (1627 – 1691); chimico e fisico irlandese

Edme Mariotte (1620 – 1684); fisico francese

In condizioni di temperatura costante, la pressione di un gas perfetto è inversamente proporzionale al suo volume; ovvero, il prodotto della pressione di una determinata massa di gas, per il volume da esso occupato, è costante in qualunque trasformazione isoterma.

$$P \cdot V = \text{costante} \quad P \cdot V_{cv}^{\text{cp}} = \text{costante}$$

La legge di **Boyle e Mariotte** può essere espressa anche come:

$$P_1 \cdot V_1 = P_2 \cdot V_2$$

Il pedice «1» indica lo stato termodinamico, del gas, prima della trasformazione; il pedice «2» indica lo stato termodinamico, del gas, a trasformazione avvenuta, essendo $T_1 = T_2$.

La legge di **Boyle e Mariotte** può, pertanto, essere utilizzata nel caso di trasformazioni isoterme, per ricavare:

Il volume del gas, prima della trasformazione.

$$V_1 = \frac{P_2 \cdot V_2}{P_1}$$

La pressione del gas, prima della trasformazione.

$$P_1 = \frac{P_2 \cdot V_2}{V_1}$$

il volume del gas, a trasformazione avvenuta.

$$V_2 = \frac{P_1 \cdot V_1}{P_2}$$

La pressione del gas, a trasformazione avvenuta.

$$P_2 = \frac{P_1 \cdot V_1}{V_2}$$

Osservazioni

La legge di **Boyle e Mariotte** costituisce uno dei fondamenti sui quali poggia la tecnica e la tecnologia dell'immersione. Infatti, il comportamento di un gas (nella fattispecie aria o miscela) è in funzione della pressione idrostatica a cui è sottoposto; le modificazioni del suo volume mostrano l'applicazione pratica della legge.

Prima legge di Gay-Lussac o legge di Charles

detta anche legge di **Volta - Gay-Lussac**

Joseph Louis Gay-Lussac (1778 – 1850); chimico e fisico francese

Jacques Alexandre César Charles (1746 – 1823) fisico francese

Alessandro Volta (1745 – 1827); fisico italiano

Il volume di un gas, nelle trasformazioni a pressione costante, è in proporzione diretta alla temperatura assoluta.

Questa legge è espressa matematicamente dall'equazione:

$$V_t = V_0 \cdot (1 + \alpha \cdot t) \quad \text{m}^3 \quad \text{con: } \alpha = \frac{1}{273,15}$$

In cui: V_t = volume del gas alla temperatura «t», espresso in (m^3) – V_0 = volume del gas alla temperatura di «0 °C», espresso in (m^3) – α = coefficiente d'espansione (o dilatazione) dei gas, espresso in ($^{\circ}\text{C}^{-1}$) – t = temperatura del gas, espressa in celsius (°C).

Od anche

$$V_T = V_0 \cdot \alpha \cdot T \quad \text{m}^3 \quad \text{con: } \alpha = \frac{1}{273,15}$$

In cui: V_T = volume del gas alla temperatura «T», espresso in (m^3) – V_0 = volume del gas alla temperatura di «273.15 K», espresso in (m^3) – α = coefficiente d'espansione (o dilatazione) dei gas, espresso in ($^{\circ}\text{C}^{-1}$) – T = temperatura del gas, espressa in kelvin (K).

Osservazioni

La prima legge di **Gay Lussac** è sperimentalmente verificata per pressioni non troppo elevate e per temperature non troppo prossime alla temperatura di liquefazione del gas, ovvero quando il gas si comporta come un gas ideale.

In tal senso, essa è una "legge limite", essendo rigorosamente vera solo per condizioni che si avvicinano alla condizione limite di gas ideale (al quale si avvicinano tutti i gas per pressione molte basse e temperature molto alte).

Seconda legge di Gay-Lussac

In condizioni di volume costante, la pressione di un gas aumenta linearmente con la temperatura.

Questa legge è espressa matematicamente dall'equazione:

$$P_t = P_0 \cdot (1 + \alpha \cdot t) \quad \text{Pa} \quad \text{con: } \alpha = \frac{1}{273,15} \quad ^\circ\text{C}^{-1}$$

In cui: P_t = pressione del gas alla temperatura «t», espressa in una qualsiasi delle unità bariche (esempio in Pa) – P_0 = pressione del gas alla temperatura di «0 °C», espressa nella medesima unità barica in cui si vuole ottenere « P_t » (esempio in Pa) – α = coefficiente d'espansione (o dilatazione) dei gas, espresso in ($^\circ\text{C}^{-1}$) – t = temperatura del gas, espressa in celsius ($^\circ\text{C}$).

$$P_T = P_0 \cdot \alpha \cdot T \quad \text{Pa} \quad \text{con: } \alpha = \frac{1}{273,15} \quad ^\circ\text{C}^{-1}$$

In cui: T = temperatura del gas, espressa in kelvin (K); noto in significato degli altri termini.

Osservazioni

La seconda legge di **Gay-Lussac** è sperimentalmente verificata per pressioni non troppo elevate e per temperature non troppo prossime alla temperatura di liquefazione del gas; ovvero, è verificata quando il gas si comporta come un gas ideale.

In tal senso essa è una "legge limite", essendo rigorosamente vera solo per condizioni che si avvicinano alla condizione limite di gas ideale (al quale si avvicinano tutti i gas per pressione molte basse e temperature molto alte).

Legge di van der Waals

Johannes Diderik van der Waals (1837 – 1923); fisico olandese

La **legge di van der Waals** è una legge fisica che descrive il comportamento dei gas reali; rappresenta un'estensione della legge dei gas perfetti, rispetto alla quale consente una migliore descrizione dello stato gassoso per le alte pressioni e in prossimità del punto di liquefazione.

$$\left(P + a \cdot \frac{n^2}{V^2}\right) \cdot (V - n \cdot b) = n \cdot R \cdot T$$

$$a = \frac{27 \cdot (R \cdot T_c)^2}{64 \cdot P_c} \quad \text{J} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{mol}^{-2} \quad b = \frac{R \cdot T_c}{8 \cdot P_c} \quad \text{m}^3 \cdot \text{mol}$$

In cui: P_g = pressione del gas espressa in pascal (Pa) – a = costante di van der Waals (forze intermolecolari attrattive, a medio raggio) – n = numero di moli (quantità di materia) – V = volume – b = costante di van der Waals (forze repulsive, a breve raggio) – R = costante universale dei gas – T = temperatura del gas, espressa in kelvin (K).

Curiosità

Per l'acqua si ha: $a = 0,553 \, 6 \, \text{J} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{mol}^{-2}$ $b = 0,000 \, 030 \, 49 \, \text{m}^3 \cdot \text{mol}$

Legge di Dalton e Gibbs

John Dalton (1766 – 1844); chimico e fisico inglese

Josiah Willard Gibbs (1839 – 1903) chimico e fisico statunitense

La pressione totale « P » della miscela è pari alla somma delle « j » pressioni parziali « P_j » che ciascun componente eserciterebbe se, da solo, occupasse l'intero volume « V », occupato dalla miscela, alla stessa temperatura « T ».

L'energia interna totale « U » è la somma delle « j » energie interne « U_j » di ciascun componente, considerato come se occupasse da solo il volume totale « V » alla temperatura « T » della miscela.

$$P = \sum_1^j P_j \quad U = \sum_1^j U_j$$

Legge di Amagat e Leduc o dei volumi additivi

Émile-Hilaire Agamat (1841 – 1915); chimico e fisico francese

Il volume totale « V » di una miscela ideale di gas ideali è la somma dei volumi parziali « V_j » che ciascun componente occuperebbe se si trovasse, da solo, alla pressione totale « P » ed alla temperatura « T » della miscela.

Relazione di Mayer

Julius Robert von Mayer (1814 – 1878); medico e fisico tedesco.

La **relazione di Mayer**, valida per tutti i gas perfetti, lega i calori specifici o molari o le capacità termiche a e volume e pressione costante tra loro; tale relazione può avere quindi le seguenti espressioni:

$$\zeta_p = \zeta_v + R$$

In cui: ζ_p = calore specifico molare, a pressione costante, espresso in $(J \cdot mol^{-1} \cdot K^{-1})$ - ζ_v = calore specifico molare, a volume costante, espresso in $(J \cdot mol^{-1} \cdot K^{-1})$ - R = costante universale dei gas, espressa in $(J \cdot mol^{-1} \cdot K^{-1})$.

$$cpg = cvg + \frac{R}{Mmg} = cvg + Rg$$

In cui: cpg = calore specifico, del gas, a pressione costante - cvg = calore specifico, del gas, a volume costante - R = costante universale dei gas - Mmg = massa molare, del gas - Rg = costante caratteristica, del gas

$$Cpg = Cvg + n \cdot R = Cvg + Mmg \cdot Rg$$

In cui: Cpg = capacità termica, del gas, a pressione costante - Cvg = capacità termica, del gas, a volume costante - n = numero di moli - Mmg = massa molare, del gas - Rg = costante caratteristica, del gas.

Regola di Richmann o temperatura di una miscela

Georg Wilhelm Richmann (1711 – 1753); fisico russo

$$t_m = \frac{m_0 \cdot cp_0 \cdot t_0 + m_1 \cdot cp_1 \cdot t_1}{m_0 \cdot cp_0 + m_1 \cdot cp_1} \quad ^\circ C \qquad t_m = \frac{\sum_1^j m_j \cdot cp_j \cdot t_j}{\sum_1^j m_j \cdot cp_j} \quad ^\circ C$$

In cui: T_m = temperatura del miscuglio fra due fluidi, espressa in *kelvin* (K) - m_0 = massa del fluido zero, espressa in *chilogrammi* (kg) - cp_0 = calore specifico del fluido zero, espresso in *joule su chilogrammi su gradi kelvin* ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$) - t_0 = temperatura del fluido zero, espressa in *kelvin* (K) - m_1 = massa del fluido uno, espressa in *chilogrammi* (kg) - cp_1 = calore specifico del fluido uno, espresso in *joule su chilogrammi su gradi kelvin* ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$) - T = temperatura del fluido uno, espressa in *kelvin* (K).

Densità dell'aria secca

Quando la pressione parziale del vapore « P_v » è inferiore alla sua pressione di saturazione « P_s » [$P_{vmax} < P_s$] e la temperatura dell'aria varia tra circa «-10 °C» e circa «50 °C», sia l'aria secca sia il vapore d'acqua possono essere trattati come gas perfetti, con una perdita di precisione trascurabile (inferiore allo 0,2%).

Nelle condizioni ambientali di temperatura e pressione, possiamo considerare che l'aria secca segua, pertanto, la legge dei gas perfetti; per valutare la sua densità possiamo, quindi, ricorrere alla seguente formula:

$$d = \frac{P}{Ra \cdot T} \quad kg \cdot m^{-3}$$

In cui: d = densità dell'aria secca, espressa in *chilogrammi su metro cubo* ($kg \cdot m^{-3}$) - Ra = costante dei gas per l'aria, espressa in *joule su chilogrammi su kelvin* ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$) - P = pressione dell'aria, espressa in *pascal* (Pa) - T = temperatura assoluta dell'aria, espressa in *kelvin* (K).

Il valore della costante dei gas specifica per l'aria si ottiene dalla:

$$Ra = \frac{Ru}{Ma} \quad J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$$

In cui: Ra = costante dei gas specifica per l'aria secca, espressa in *joule su chilogrammi su kelvin* ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$) - Ru = costante universale dei gas (o costante dei gas), espressa in *joule su mole su kelvin* ($J \cdot mol^{-1} \cdot K^{-1}$) - Ma = massa molecolare dell'aria, espressa in *chilogrammi su chilomole* ($kg \cdot k-mol^{-1}$).

Il valore della costante universale dei gas è: $Ru = 8\,314,472 \quad J \cdot k-mol^{-1} \cdot K^{-1}$

La massa molecolare dell'aria è: $Ma = 28,964\,5 \quad kg \cdot k-mole$

Il valore della costante dei gas specifica per l'aria è:

$$Ra = \frac{8\,314,472}{28,964\,5} = 287,057 \quad J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$$

Densità dell'aria secca alla pressione di: $P = 101\,325 \quad Pa$

Temperatura °C	Temperatura K	Densità dell'aria secca kg · m ⁻³
-10	263,15	1,341
0	273,15	1,292
5	278,15	1,269
10	283,15	1,247
20	293,15	1,204
50	328,15	1,092
100	373,15	0,946

Densità del Vapor d'acqua

La massa molecolare del vapor d'acqua è: $M_v = 18,015\,34 \text{ kg} \cdot \text{k-mole}$
 Il valore della costante dei gas specifica per il vapor d'acqua è:

$$R_v = \frac{8\,314,472}{18,015\,34} = 461,521 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$$

$$d = \frac{P}{R_v \cdot T} = \frac{101\,325}{461,521 \cdot T}$$

Indice analitico

Le correnti d'aria nella Tecnica esplorativa

PARAGRAFI

PAGINA

I gradienti termici

I gradienti	03
Premessa	03
Il Gradiente geotermico	03
<i>Il profilo superficiale delle temperature</i>	03
<i>Il profilo profondo delle temperature</i>	03
Calore terrestre	04
Origini del calore terrestre	04
Flusso di calore geotermico	04
Il Gradiente adiabatico secco	04
Il Gradiente adiabatico saturo	05
Il Gradiente adiabatico idrico	06
L'Atmosfera Standard Internazionale	06
Modello ideale dell'atmosfera media reale	06
Il Gradiente termico verticale	06
Il Gradiente barico verticale	07
Il Gradiente ipogeo	07

L'umidità dell'aria nelle grotte

Premessa	09
L'umidità assoluta	09
L'umidità relativa	09
L'umidità relativa percentuale	09
La tensione del vapor d'acqua	10
La tensione di saturazione del vapor d'acqua	10
Il rapporto di mescolanza	10
L'umidità specifica	10
Il rapporto di mescolanza di saturazione	11
La temperatura di saturazione	11
La temperatura di rugiada	11
La pressione di saturazione	12

La temperatura delle grotte

Premessa	13
Prima stima	13
Temperatura media annua locale	13
La WMO	14
Calcolo della temperatura media annua locale	14
Utilizzando la seconda formula, avremo:	14

La valutazione dei fluidi

L'acqua	15
<i>Prima valutazione</i>	15
<i>Seconda valutazione</i>	15
<i>Terza valutazione</i>	15
<i>Quarta valutazione</i>	15

L'aria	15
<i>Prima valutazione</i>	15
<i>Seconda valutazione</i>	15
Flusso geotermico	15

Le acque di attraversamento

Premessa	17
Una digressione	18

La circolazione dell'aria ipogea

Le correnti d'aria ipogee	19
Le correnti barometriche	19
Flussi indotti da una variazione di pressione esterna	19
Flussi indotti da una variazione di pressione interna	19
Un altro procedimento	20
Tempo di risposta	20

Una digressione

Una curiosità	21
-------------------------	----

I flussi d'aria ipogei

Premessa	23
Tipologie delle gallerie	23
<i>Flusso d'aria nelle gallerie in serie</i>	23
<i>Conclusioni</i>	23
<i>Riepilogando e sintetizzando</i>	24
<i>Flusso d'aria nelle gallerie in parallelo</i>	24

Il vento ed i suoi affetti

Il vento	26
Effetto pistone	26
Effetto venturi	26
<i>Caratteristiche del vento</i>	26

Alcune osservazioni

Flussi notevoli	27
Ingressi con poca aria	27
Gallerie di disaccoppiamento	27

Il numero di Reynolds

Definizione	29
<i>Riepilogando e sintetizzando</i>	30
Sulla resistenza fluidodinamica delle gallerie	30

Le strettoie

Premessa	31
Allarghiamo una strettoia	31
<i>L'aria sembra diminuire</i>	31
<i>L'aria sembra aumentare</i>	31
Strettoia non dominante	31
Strettoia dominante	31
Ostruiamo una strettoia	32
<i>L'aria sembra aumentare</i>	32
<i>L'aria sembra diminuire</i>	32
Strettoia con ramo parallelo	32

Altri aspetti	32
<i>Strette non dominanti</i>	33
<i>Strette dominanti</i>	33
Appendice «a»	34
<i>Leggi e formule e costanti fisiche</i>	
Legge di Boyle e Mariotte	34
Prima legge di Gay-Lussac o legge di Charles	34
Seconda legge di Gay-Lussac	35
Legge di van der Waals	35
Legge di Dalton e Gibbs	35
Legge di Amagat e Leduc o dei volumi additivi	35
Relazione di Mayer	35
Regola di Richmann o temperatura di una miscela	36
Densità dell'aria secca	36
Densità dell'aria secca alla pressione di: P = 101 325 Pa	
Densità del vapor d'acqua	37
Indice analitico	38
Bibliografia	41

Bibliografia

- [R. 01] G. Badino (1995)
Fisica del clima sotterraneo
Società Speleologica Italiana
Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia - 7 - Serie II (Bologna)
- [R. 02] C. Balbianco D'Aramengo (2000)
Il clima delle grotte
Quaderni didattici SSI
Ed. Erga Edizioni (Genova)
- [R. 02] C. Ciampa & P. Russo (1979)
L'aria condizionata
Ed. Liguori Editore
- [R. 03] D. J. Croome-Gale & B. M. Roberts (1975)
Airconditioning and Ventilation of Buildings
Pergamon Press
- [R. 04] C. Mosetti (1983)
Il regime termico e la circolazione anemoscopica nella grotta di S. Giovanni Domusnovas (Sardegna)
Le Grotte d'Italia
- [R. 05] C. Pizzetti (1980)
Condizionamento dell'aria e refrigerazione
Ed. Masson Italia Editori
- [R. 06] E. Peruca (1972)
Fisica generale e sperimentale
Ed. UTET
- [R. 07] E. Polli (1983)
Sulle misure di meteorologia ipogea
Atti e Memorie della Commissione Grotte «E. Boegan»
- [R. 08] G. Porcher (1974)
Cours de Climatisation
numéro spécial de C.F.P. (chaud, froid, plomberie)
Tomo I - Base du calcul des installations de climatisation
- [R. 09] P. Salimbeni (2013)
Nozioni elementari di meteorologia ipogea
Dispensa dello **Speleo Club di Cagliari** (Cagliari)
- [R. 10] A. Stradelli (1972)
Il condizionamento dell'aria
Ed. HOEPLI
- [R. 11] F. Vercelli (1983)
Il regime termico nelle grotte di S. Canziano
Atti e Memorie della Commissione Grotte «E. Boegan»