



GENERAZIONE E MIGRAZIONE DEL RADON NEL SUOLO

Radon

Il radon è uno dei tanti elementi radioattivi presenti in natura (radionuclidi), essendo energeticamente instabili queste specie si stabilizzano attraverso l'emissione di energia corpuscolare o elettromagnetica. Il decadimento radioattivo è regolato dalla ben nota legge del decadimento:

$$N_t = N_0 * e^{(-\lambda t)}$$

Dove N_t è il numero di atomi presenti al tempo t ; N_0 è il numero di atomi presenti al tempo zero; λ è la costante di decadimento che è legata al tempo di dimezzamento caratteristico di ogni radionuclide e può variare da milioni di anni a frazioni di secondo. Il numero di disintegrazioni al secondo (attività) misurata in Becquerel (1 Bq = 1 decadimento * sec⁻¹) è quindi data da:

$$A_t = A_0 * e^{(-\lambda t)}$$

Le catene radioattive sono originate da un isotopo capostipite che, tramite vari

Type of Radiation	Nuclide	Half-life
	Uranium-238	4.5 x 10 ⁹ years
α	↓ Thorium-234	24.5 days
β	↓ Protactinium-234	1.14 minutes
β	↓ Uranium-234	42.33 x 10 ⁵ years
α	↓ Thorium-230	8.3 x 10 ⁴ years
α	↓ Radium-226	1590 years
α	↓ Radon-222	3.825 days
α	↓ Polonium-218	3.05 minutes
α	↓ Lead-214	26.8 minutes
β	↓ Bismuth-214	19.7 minutes
β	↓ Polonium-214	1.5 x 10 ⁻⁴ seconds
α	↓ Lead-210	22 years
β	↓ Bismuth-210	5 days
β	↓ Polonium-210	140 days
α	↓ Lead-206	stable

decadimenti alfa e beta accompagnati da emissioni gamma caratteristiche, passano attraverso una serie di elementi radioattivi fino a diventare isotopi stabili del piombo. La maggior parte dei nuclidi intermedi sono isotopi di metalli e rimangono nel materiale in cui l'atomo capostipite era originariamente presente. Le catene naturali sono tre ed hanno come capostipiti ²³⁸U, ²³⁵U e ²³²Th (Fig. 2) da cui si formano i tre isotopi naturali del radon: il ²¹⁹Rn, il ²²⁰Rn e il ²²²Rn, appartenenti rispettivamente alle famiglie dell'²³⁵U del ²³²Th e del ²³⁸U e che essendo gassosi ed inerti sono liberi di muoversi dal punto di origine per diffusione e convezione. Il ²¹⁹Rn non viene di solito preso in considerazione sia perché il suo

precursore, l' ^{235}U , è un isotopo poco abbondante, sia perché il suo tempo di dimezzamento è di soli 4 secondi e quindi si può supporre che decada prima di essere rilasciato da un materiale. Di norma il ^{220}Rn viene prodotto con un tasso confrontabile a quello del ^{222}Rn però il suo tempo di dimezzamento è relativamente basso, 55 secondi, e quindi il suo rilascio dai materiali è in molti casi ridotto rispetto a quello del ^{222}Rn . Tuttavia per materiali molto porosi per i quali risulta facilitata la fuoriuscita degli isotopi del radon, può essere necessario tenere in considerazione anche questo radionuclide [Sciocchetti et al., 1983]. Sulla base di queste considerazioni, nel seguito si farà riferimento solo al ^{222}Rn . Il radon è un gas radioattivo che come detto precedentemente si origina per decadimento del ^{226}Ra , che a sua volta deriva dall' ^{238}U presente su tutta la crosta terrestre in tracce e concentrazioni variabili da zona a zona. Mentre l' ^{238}U per le sue caratteristiche chimico-fisiche può essere rimosso dal punto di origine il ^{226}Ra mostra minore mobilità. Le caratteristiche geologiche di una data area quali la litologia, la porosità, la permeabilità e lo spessore del suolo, la presenza di faglie e fratture influenzano notevolmente le concentrazioni di radon che si osservano al suo interno [U.S Geology]. L'influenza della litologia è dovuta alla diversa concentrazione dei precursori del radon (^{226}Ra e ^{238}U) nei vari tipi di roccia: è noto che i graniti e alcuni tipi di scisti bituminosi e le rocce fosfatiche presentano concentrazioni di uranio mediamente più elevate (tabella 1), la media della concentrazione di ^{226}Ra nella crosta terrestre e di 30 Bq/Kg (UNSCEAR, 1993, Flexer et al., 1993).

Produzione e trasporto del Radon

Sono molti i parametri che concorrono alla produzione e al trasporto del

tabella 1 Concentrazioni di attività di uranio e torio in alcuni tipi di roccia (Unsear, 1977)

Tipo di roccia	^{238}U Bqkg ⁻¹	^{232}Th Bqkg ⁻¹
Rocce ignee acide	59,2	81,4
Rocce ignee intermedie	22,9	32,6
Rocce ignee mafiche	11,5	11,1
Rocce ignee ultrabasiche	0,4	24,4
Calcari	27,7	6,7
Rocce carbonatiche	26,6	7,8
Arenarie	18,5	11,1
Argillite	44,4	44,4

222Radon in superficie, le caratteristiche geologiche di una data area quali la litologia, la porosità, la permeabilità e lo spessore del suolo, la presenza di faglie e fratture influenzano notevolmente le concentrazioni di radon che si osservano al suo interno (U.S Geology), la sua

esalazione in atmosfera avviene attraverso una successione di processi (Dur ,1999):

- Produzione del Radon attraverso il decadimento α del ^{226}Ra nei granuli rocciosi o nel suolo;
- Trasferimento di alcuni atomi di Radon nei pori interstiziali (emanazione);

- migrazione del radon in superficie per diffusione, convezione o attraverso un altro carrier fluido.

Emanazione

Non tutto il Radon che si forma per decadimento del ^{226}Ra nei granuli rocciosi o nel suolo riesce a raggiungere i pori interstiziali, la frazione di atomi che raggiungono i pori rispetto agli atomi prodotti è definita **potere di emanazione ϵ** (Shw, 1995). Il potere di emanazione è essenzialmente dovuto a due fenomeni: diffusione di gas in solidi e processo di rinculo del nucleo di Radon a seguito del decadimento. Il coefficiente di diffusione nei grani solidi è molto basso, si assume quindi che il contributo principale nella maggior parte dei minerali è quello del rinculo [Tanner, 1980]. La particella α emessa ha un'energia fissa pari a circa 4,7 MeV, mentre l'energia di rinculo del radon è di circa 86 keV (figura 3):

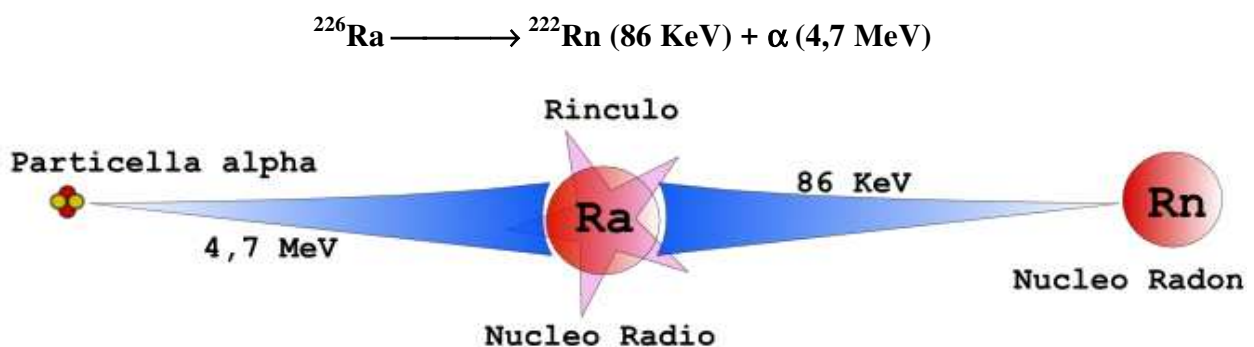


Fig 3

L'energia cinetica di 86 KeV consente agli atomi di radon di compiere un certo percorso, dipende dalla densità e dal tipo di materiale in cui si trovano: in aria

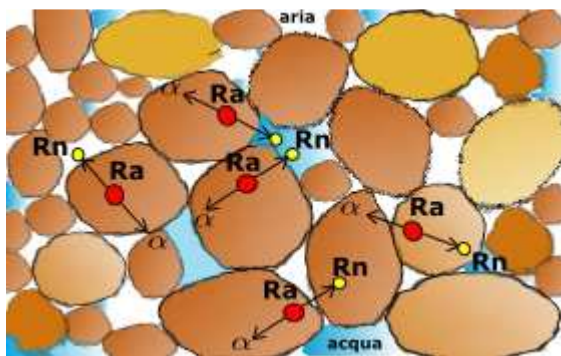


Fig. 4

esso vale circa 63 μm , 100 nm nell'acqua e 20-70 nm nelle rocce comuni, 26 nm nella silice (Tanner, 1980), quindi solo gli atomi posti a poca distanza dal bordo del granulo possono uscire nei pori (frazione di rinculo diretta), gli altri, rimangono intrappolati. Altri atomi possono attraversare completamente il poro e penetrare nel granulo adiacente danneggiandolo, creando così un'altra via di fuga per l'atomo di Radon (frazione di rinculo secondaria) (Fig. 4).

La forma e la misura dei granuli sono due importanti fattori che determinano quanto Ra è abbastanza vicino alla superficie del granulo per permettere al Rn di raggiungere lo spazio dei pori, generalmente in granuli di piccole dimensioni la frazione di emanazione è maggiore. In un materiale dove il Ra è equamente distribuito, l'emanazione è inversamente proporzionale al raggio del granulo (Flugge and Zimens, 1939; Semkow and Parekh, 1990). Un alto contributo al rilascio del Radon è dato dalla microscopiche fratture e fessurazioni chiamate nanopori causate da precedenti

decadimenti che aumentano la superficie specifica del materiale innalzando l'emanazione anche di due ordini di grandezza (UNSCEAR, 2000). L'umidità è un altro importante fattore che condiziona fortemente il potere di emanazione di un materiale, quando un atomo di Radon raggiunge un poro interstiziale parzialmente o completamente riempito d'acqua, ha una probabilità notevole di essere bloccato dall'acqua nel volume del poro aumentando così fortemente il potere di emanazione (Andersen, 1992; Washington and Rose, 1992) mentre se il poro è secco e sufficientemente sottile il Rn penetra nel poro adiacente lasciando una traccia di danneggiamento radioattivo e sarà rimosso dall'acqua interstiziale (De Mar, 1997). In figura 5 è riportato il coefficiente di emanazione in funzione del contenuto di acqua in un materiale (Saab, 1995). Valori rappresentativi di emanazione sono 0,04 per le rocce (range 0,005 ÷ 0,40), 0,23 per i suoli (range 0,02 ÷ 0,83) (UNSCEAR, 1993 Nazaroff et al., 1988).

La concentrazione massima di Rn nei pori è data da:

$$C_{Rn} = C_{Ra} \cdot \epsilon \cdot \rho_s \cdot \frac{(1-p)}{p}$$

dove C_{Ra} è l'attività specifica del ^{226}Ra (Bqkg^{-1}), ϵ è il coefficiente di emanazione, ρ_s è la densità della roccia o del suolo (Kg/m^3), p è la porosità data dal volume del poro sul volume totale ($V_{\text{poro}}/V_{\text{tot}}$) e C_{Rn} è l'attività del Radon (Bq/m^3). Vista la dipendenza di ϵ dal contenuto di acqua nei pori la relazione precedente diventa:

$$C_{Rn} = C_{Ra} \cdot \epsilon \cdot \rho_s \cdot \frac{(1-p)}{p \cdot [m(K_T+1)-1]}$$

Dove m è la frazione dei pori riempiti di acqua (coefficiente di Ostwald) e K è il coefficiente di ripartizione del Radon tra acqua e aria ($K = R_{nw}/R_{ng}$), questo rapporto dipende dalla temperatura che influenza la solubilità del Radon in acqua (vedi tabella 2). Nel caso di un suolo secco m vale 0. Washington and Rose, (1992) hanno eseguito un test di applicazione dell'equazione: per un terreno molto umido (25°C) con $K_t = 0.23$, $m = 0.95$ e parametri del suolo con $C_{Ra} = 30 \text{ Bqkg}^{-1}$, $\epsilon = 0.2$, $p = 0.25$, C_{Rn} vale **78 KBqm^{-3}** , mentre lo stesso suolo a 0°C , secco con $m = 0.05$ e $K_t = 0.53$ ha un valore di $C_{Rn} = 78 \text{ KBqm}^{-3}$. Una volta raggiunto il poro interstiziale il Radon può emigrare attraverso due meccanismi: diffusione molecolare (descritta dalla legge di Fick) in risposta ad un gradiente di concentrazione, o convezione forzata (descritta dalla legge di Darcy) del fluido in cui si trova il Radon in risposta ad un gradiente di pressione. Durante il tragitto di migrazione il Radon può decadere secondo la legge della radioattività oppure raggiungere l'interfaccia suolo-terreno e trasferirsi nell'atmosfera (esalazione) o entrare in spazi confinati (Nazaroff et al., 1988). Poiché il Radon è presente in tracce nel sottosuolo nel processo di convezione acque freatiche, aria, CO_2 , e CH_4 giocano un ruolo chiave come mezzo carrier del Radon in combinazione con i parametri meteorologici come pressione barometrica, umidità, velocità del vento e precipitazioni. Per

queste sue caratteristiche il Radon è usato come marker per individuare faglie attive (Ball et al., 1991; Etiope e Lombardi, 1995).

Diffusione e convezione

Porosità, permeabilità e umidità sono i parametri che determinano l'esalazione del Radon per diffusione, la porosità effettiva è quella riferita ai pori intercomunicanti, disponibili quindi per il trasporto e la diffusione del Radon, mentre la permeabilità è la proprietà di un suolo o di una roccia di lasciarsi attraversare dai fluidi senza che avvengano alterazioni o spostamenti spaziali. Il coefficiente di diffusione *effettivo* o *interstiziale* mette in relazione il gradiente di concentrazione nei pori con la velocità di flusso del gas che dipende dalla porosità del suolo ($\mathbf{D} = \mathbf{D}_e \mathbf{p}$). La legge di Fick può essere scritta come:

$$\Phi_d = -\mathbf{D}_e \nabla C_{Rn}$$

Dove Φ_d è la densità di flusso del radon per unità di misura di superficie ($\text{Bq m}^{-2} \text{s}^{-1}$); \mathbf{D}_e è il coefficiente di diffusione effettivo ($\text{Bq m}^2 \text{s}^{-1}$); C_{Rn} è la concentrazione di attività del Radon interstiziale (Bq m^{-3}). Un parametro equivalente al coefficiente di diffusione effettivo è la lunghezza di diffusione:

$$l_d = \sqrt{\mathbf{D}_e \lambda_{Rn}^{-1}}$$

con λ_{Rn} = alla costante di decadimento del Radon (s^{-1}).

Dove λ_{Rn} è la costante di decadimento del Radon.

La migrazione del radon per convezione segue la legge di Darcy che relaziona la velocità apparente del flusso del fluido attraverso il suolo con il gradiente di pressione:

$$\mathbf{v} = -\frac{\mathbf{k}}{\mu} \nabla P$$

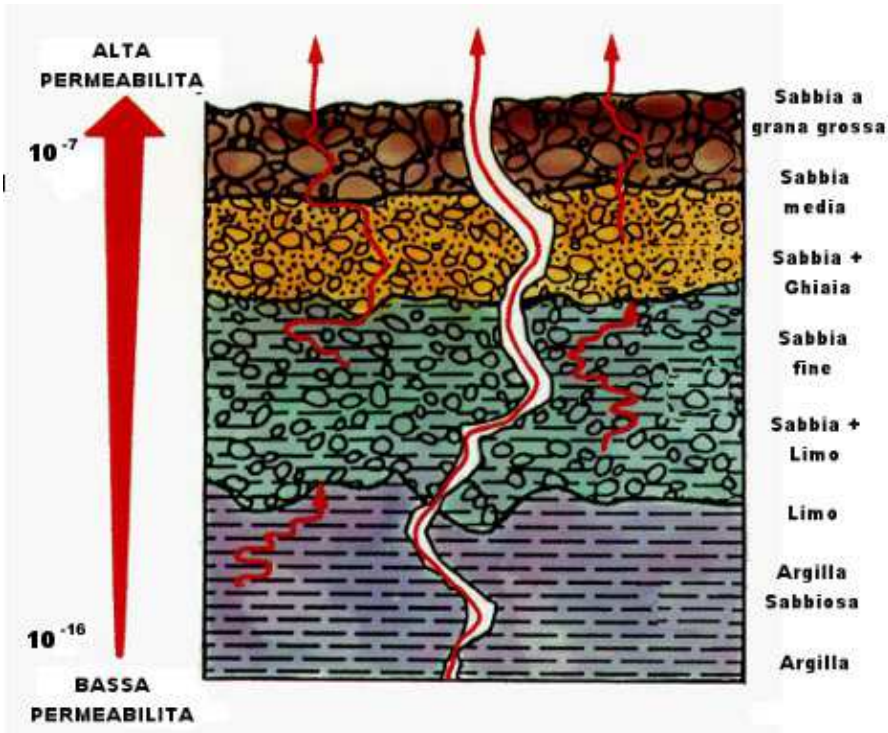
Dove \mathbf{v} è la velocità del flusso per unità di superficie definita su un elemento di volume più grande di un poro ma più piccolo della dimensione totale del suolo (Nazaroff, 1988); \mathbf{K} è la permeabilità del suolo (m^2) che indica quanto facilmente il suolo si lascia attraversare dal gas; \mathbf{P} è il gradiente di pressione; μ è la viscosità della fase gassosa dei pori. La densità di flusso attorno all'area del poro è quindi calcolata moltiplicando la velocità di Darcy per la concentrazione di Radon diviso la porosità:

$$\Phi_a = \frac{C_{Rn}}{p} \mathbf{v} = -\frac{C_{Rn}}{p} \frac{\mathbf{k}}{\mu} \nabla P$$

Il flusso totale del Radon dovuto all'azione combinata della diffusione + convezione sarà:

$$\Phi = \Phi_a + \Phi_d = \mathbf{D}_e \nabla C_{Rn} - \frac{C_{Rn}}{p} \frac{\mathbf{k}}{\mu} \nabla P$$

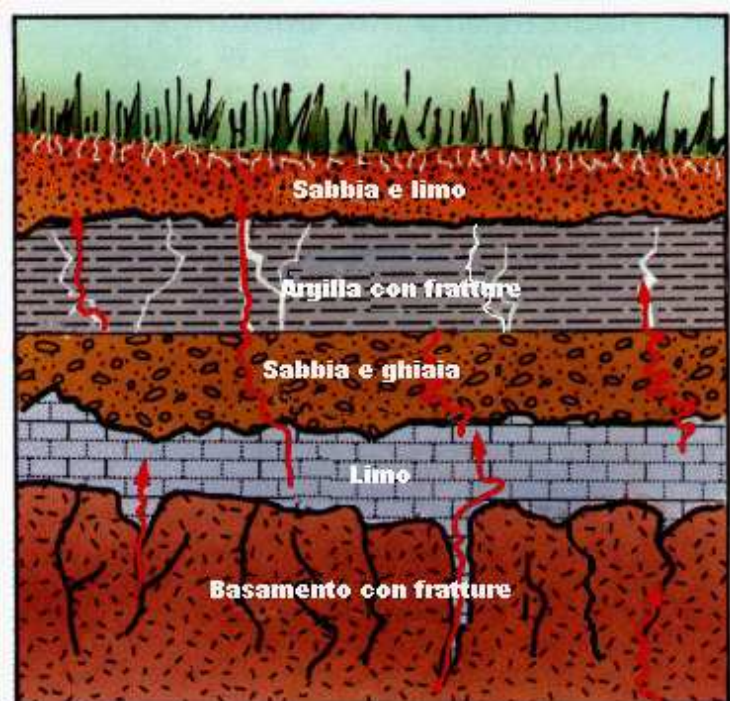
Il coefficiente di diffusione effettivo dipende principalmente dalla porosità del suolo e dal contenuto di acqua, mentre la permeabilità dipende dal tipo di suolo (misura e forma dei pori), dalla porosità e dal contenuto di acqua (Nazaroff et al., 1998; Nielsen et al., 1994). Il coefficiente di diffusione effettivo ha un valore limite superiore che è dato dal coefficiente di diffusione in aria aperta ($D_0 = 1,2 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$). Misure sperimentali di D_e effettuate su migliaia di campioni da



sabbia ghiaiosa fino ad argilla fine con umidità da secco a saturazione hanno dato valori di D_e che vanno da 10^{-5} a $10^{-10} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Nielsen et al., 1994). In un materiale completamente secco il coefficiente di diffusione del radon è quattro ordini di grandezza più grande rispetto ad un materiale saturo di umidità, ciò evidenzia che il contenuto di acqua è la variabile più importante che condiziona il coefficiente di diffusione (IAEA, 1992). La permeabilità del suolo è un altro parametro molto importante, poiché il suo valore può variare di dieci ordini di grandezza (tab. 3). Generalmente un suolo non è né isotropico né omogeneo, la direzione del flusso del gas potrebbe seguire vie preferenziali, e dovrebbe essere descritto da una matrice 3×3 . Oltre al tipo di suolo, la porosità, e il contenuto d'acqua, la permeabilità di un suolo può dipendere da fratture e crepe che si formano in fase di disseccazione del terreno, oppure nel caso di presenza di vegetazione le radici possono creare canali e vie di fuga preferenziali.

La migrazione del radon nel suolo è quindi guidata da due processi indipendenti, la diffusione in risposta a un gradiente di concentrazione e la convezione del fluido gassoso

La migrazione del radon nel suolo è quindi guidata da due processi indipendenti, la diffusione in risposta a un gradiente di concentrazione e la convezione del fluido gassoso



dei pori in risposta ad un gradiente di pressione. La porosità e la viscosità dinamica sono valori costanti, ma il coefficiente di diffusione effettivo e la permeabilità di un terreno sono variabili, pioggia e irrigazioni cambiano il contenuto di acqua del terreno, e nel caso della permeabilità possono intervenire processi dinamici come lo sviluppo di fessurazioni e fratture o canalizzazioni dovute alle radici in caso di presenza di vegetazione. Anche gradiente di concentrazione e pressione sono dati variabili, di particolare importanza la pressione barometrica che generalmente influenza il movimento del gas del suolo nell'atmosfera: una diminuzione di pressione aumenta il flusso a causa dell'effetto di pompaggio del gas dal sottosuolo verso l'atmosfera, mentre un aumento di pressione tende a forzare l'aria atmosferica nel sottosuolo.

Per descrivere la migrazione del radon nel sottosuolo è necessaria una equazione di trasporto, la sua derivazione implica molte assunzioni e semplificazioni. In letteratura sono molte le equazioni descritte, le differenze sono dovute alle varie approssimazioni e se viene considerato o meno il contenuto di acqua nel suolo, generalmente non ci sono soluzioni analitiche, e per la soluzione sono necessarie tecniche numeriche. Probabilmente la più generale è la seguente (Nazaroff and Nero, 1988):

$$\frac{1}{p} \frac{\partial(C_g p_g C_w p_w)}{\partial t} = \nabla \cdot \mathbf{D}'_e \nabla C_g - \nabla \cdot C_g \frac{\mathbf{v}'}{p_g} + \varepsilon \rho_{gr} \frac{1-p}{p} A_{Ra} \lambda_{Rn} - \frac{1}{p} \lambda_{Rn} (C_g p_g C_w p_w)$$

Dove:

- p** è la porosità del suolo (dimensionale).
- C_g** è l'attività del Radon nel volume dei pori riempito dalla fase gassosa (Bqm³).
- p_g** è la porosità definita dal rapporto del volume pieno di gas sul volume totale dei pori.
- C_w** è l'attività del Radon nel volume dei pori riempito dall'acqua (Bqm³).
- p_w** è la porosità definita dal rapporto del volume pieno di acqua sul volume totale dei pori, in modo che $p = p_g + p_w$
- D'_e** è il coefficiente di diffusione effettivo corretto per il contenuto di acqua.
- v'** è la velocità superficiale del gas del suolo (ms⁻¹)
- ε** è il coefficiente di emanazione (adimensionale) corretto per il contenuto di acqua.
- ρ_{gr}** è la densità del suolo (Kgm³).
- A_{Ra}** è la concentrazione di attività del Radio nel suolo (BqKg⁻¹).

L'equazione a partire da destra comprende quattro termini: trasporto per diffusione, trasporto per convezione, generazione del radon e decadimento, ottenuta dalla legge di conservazione della massa, contiene molte approssimazioni implicite e molte assunzioni. Se si assume anche che il contenuto di acqua è trascurabile, che il vettore velocità superficiale è descritta dalla legge di Darcy, che il suolo è isotropico e omogeneo rispetto al

coefficiente di diffusione, permeabilità, emanazione, contenuto di radio, e densità la precedente equazione diventa:

$$\frac{\partial(C_g)}{\partial t} = D'_e \nabla^2 C_g + \frac{k}{p\mu} \nabla P \nabla C_g + G A_{Ra} \lambda_{Rn} - \lambda_{Rn} C_g$$

dove :

$$G = +\varepsilon \rho_{gr} + \frac{1-p}{p} A_{Ra} \lambda_{Rn}$$

che è il termine di generazione ($Bq m^{-3} s^{-1}$).

Molti studi suggeriscono che la diffusione è il meccanismo principale con cui il Radon esala da un terreno non coperto (Nazaroff et al., 1988). Assumendo una diffusione *steady-state* ed un terreno omogeneo la soluzione dell'equazione precedente è:

$$C_{Rn}(z) = C_{Rn}(\infty) (1 - \exp(-\frac{z}{l_d}))$$

Dove $C_{Rn}(\infty) = G/\lambda_{Rn}$

Nel caso di un terreno dove il meccanismo predominante è la convezione la soluzione dell'equazione diventa:

$$C_{Rn}(z) = C_{Rn}(\infty) (1 - \exp(-\frac{z}{l_a}))$$

dove la lunghezza di convezione è data da :

$$l_a = \frac{v}{p} \frac{1}{\lambda_{Rn}} = \frac{v}{p} \tau_{Rn}$$

E dove τ_{Rn} è il tempo di dimezzamento del Radon. Nel caso in cui sia la diffusione sia la convezione contribuiscono al trasporto del Radon, la soluzione dell'equazione è la seguente:

$$C_{Rn}(z) = C_{Rn}(\infty) \{1 - \exp[-\frac{1}{2l_d^2} (l_a - (l_a^2 + 4l_d^2)^{0.5})z]\}$$

Riassunto parametri in relazione con la generazione e migrazione del Radon nel suolo.

Parametro	Definizione	Unità di misura	Fattori che influenzano	Comportamento nel tempo
Contenuto di Radio	Concentrazione di attività del Ra	BqK ⁻¹		costante
Coefficiente di emanazione	Frazione di atomi di Rn che raggiungono i pori		Contenuto di acqua, porosità, dimensione granuli	dinamico
Coefficiente di diffusione effettivo	Relaziona il gradiente interstiziale con l'area dei pori	m ² s ⁻¹	Contenuto di acqua, porosità	dinamico
Gas permeabilità	Relaziona la velocità apparente con il gradiente di	m ²	Contenuto di acqua, misura e forma dei granuli,	dinamico

	pressione		porosità	
Solubilità del Radon in acqua	Rapporto tra la concentrazione di Rn in acqua e gas		temperatura	dinamico
Viscosità dinamica		Pa s		costante

UNSCEAR nel rapporto annexb emesso nel 2000, assumendo la terra come una massa omogenea e porosa semi infinita e un terreno secco calcola la densità flusso di Radon J_D con la seguente equazione:

$$J_D = C_{Ra} \cdot \lambda_{Rn} \cdot \epsilon \cdot \rho_s \cdot \frac{D_e}{\lambda_{Rn} \cdot p}^{0,5}$$

Dove C_{Ra} è la concentrazione di ^{226}Ra (Bqkg^{-1}); λ_{Rn} è la costante di decadimento del ^{222}Rn ($2,1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$); ϵ è il coefficiente di emanazione; ρ_s è la densità del materiale (Kgm^{-3}); D_e è il coefficiente di diffusione effettivo del suolo o roccia; p è la porosità. La precedente relazione è valida solo per un terreno secco, usando parametri comuni che rappresentano le caratteristiche della maggior parte dei suoli (es. $C_{Ra} = 40 \text{ BqKg}^{-1}$, $\epsilon = 0,2$, $p = 0,25$, $D_e = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$) si ottiene una densità di flusso $J_D = 3,3 \times 10^{-2} \text{ Bq m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ con una lunghezza di diffusione di circa 1 m (UNSCEAR, 2000). Wilkening et al., 1972 hanno stimato una media mondiale $J_D = 1,6 \times 10^{-2} \text{ Bq m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ mentre recentemente Goto et al., 2008 hanno calcolato un valore di $J_D = 1,72 \times 10^{-2} \text{ Bq m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Radon indoor

Data la sua pericolosità per la salute umana il Radon è oggetto di molti studi che descrivono l'ingresso e l'accumulo in ambienti confinati, un recente decreto legislativo (n. 241 maggio 2000) individua come luoghi di lavoro a rischio quelli che si svolgono in ambienti interrati e obbliga le provincie e le regioni autonome all'individuazione di queste aree ad alte concentrazioni di attività di Radon e fissa il livello di azione a 500 Bqm^{-3} . A livello europeo è in vigore la raccomandazione 90/143/ EURATOM emanata il 21 febbraio 1990 che per gli ambienti residenziali consiglia una soglia di 400 Bqm^{-3} per gli edifici esistenti, mentre per quelli in progettazione fissa il limite massimo a 200 Bqm^{-3} . In generale si pensa che elevati livelli di radon nelle abitazioni siano dovuti a processi di convezione (Nazaroff, 1992; ECC, 1997; UNSCEAR 993). Questo processo di convezione del gas dal suolo all'ambiente indoor attraverso giunture, crepe e fessure è guidato da una piccola differenza di pressione ($5 \div 10 \text{ Pa}$) dovuta alla differenza di temperatura tra l'ambiente interno e l'esterno, il ΔP può essere calcolato con la seguente equazione:

$$\Delta P = \rho \left(\frac{1}{\alpha} - \frac{1}{\beta} \right)$$

$$t_{est} + 273$$

$$t_{int} + 273$$

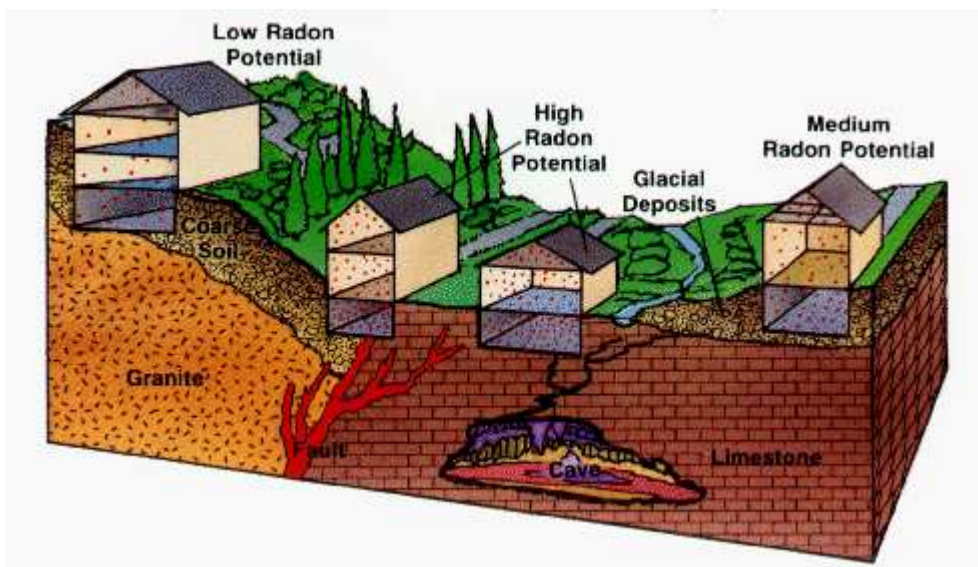
dove la costante μ è uguale a 3462 PaK e le temperature t_{est} e t_{int} in °C. Con differenza di temperatura di 30°C il ΔP sarà di 1,3 Pa, questo implica che attraverso una fessura larga 1 mm e lunga qualche metro, possano venire aspirati diversi metri cubi di aria all'ora. Oltre all'effetto camino descritto precedentemente, il Radon può accumularsi in ambienti confinati per l'effetto vento che è dovuto alla differenza di velocità dell'aria tra l'interno e l'esterno dell'abitazione, la pressione P esercitata sulla parete si può calcolare in questo modo:

$$P = P_0 + C_p \left(\frac{1}{2} \rho v^2 \right)$$

dove P_0 è la pressione statica di vento, v la sua velocità, ρ la densità dell'aria, C_p un fattore da determinare sperimentalmente (dipende da velocità del vento e forma dell'edificio), per esempio una velocità di 5 m/s a 10°C induce un ΔP di -5 Pa. Il radon indoor può subire quindi notevoli variazioni sia diurne sia stagionali e per il suo monitoraggio in ambiente di lavoro è opportuno seguire le linee guida pubblicate da vari enti nazionali e internazionali.

Le comunità scientifiche di tutto il mondo hanno proposto e condotto numerose

indagini per la valutazione del rischio derivante dall'esposizione al radon nelle abitazioni, e per l'identificazione delle radon prone areas. Le autorità nazionali di molti paesi europei hanno avviato dei progetti per



la misurazione del radon indoor e nel suolo e per la realizzazione di mappe finalizzate al supporto decisionale. Recenti lavori della Comunità Europea mostrano la grande varietà di strategie utilizzate a livello europeo (Dubois, 2005), ponendo l'attenzione sulla necessità di uniformare il linguaggio e le metodologie al fine di rendere i risultati consistenti, confrontabili e integrabili (Dubois e Bossew, 2006).

I progetti di "mappatura" del radon condividono l'obiettivo comune dell'identificazione delle radon prone areas solitamente con approcci diversi: basandosi sull'informazione geologica o misure al suolo, realizzando campagne di misure indoor o la combinazione dei due metodi.

Alcuni paesi hanno sviluppato indagini per la definizione del "rischio radon" su base geologica su scala regionale. In altri paesi europei i risultati e le mappe di

rischio a livello nazionale sono stati confrontati con le carte geologiche (Sundal et al., 2004). Studi analoghi sono stati fatti negli Stati Uniti, mostrando che le misure di radon nel suolo possono essere usate per valutare le concentrazioni indoor (Reimer, 2001). livello nazionale sono stati confrontati con le carte geologiche (Sundal et al., 2004). In Piemonte la concentrazione media del Radon è di 69 Bq/m³ (Mappatura del Radon in Piemonte, campagna nazionale 1990-91).