

## *Indice generale*

### Capitolo 1

1. AMBIENTE DELLA PEDOGENESI	11
1.1. Introduzione	11
1.2. Idrosfera	12
1.3. Atmosfera	16
1.4. Litosfera	22
1.4.1. Le rocce	22
1.4.2. I minerali	25
1.4.2.1. Carbonati	26
1.4.2.2. Solfati	31
1.4.2.3. Fosfati	31
1.4.2.4. Silicati	32
1.4.2.5. Ossidi e idrossidi	48

### Capitolo 2

2. PEDOGENESI	49
2.1. Introduzione	49
2.2. Genesi della frazione inorganica del suolo	49
2.2.1. Disgregazione delle rocce	49
2.2.2. Decomposizione delle rocce	57
2.2.3. Fattori di pedogenesi	62
2.3. Genesi della frazione organica del suolo	65

### Capitolo 3

3. TESSITURA E STRUTTURA DEL TERRENO	71
3.1. Tessitura	71
3.1.1. Definizione	71
3.1.2. Determinazione: analisi granulometrica o fisico-meccanica	75
3.1.3. Classificazione dei terreni in base alla loro composizione granulometrica	79
3.2. Struttura	82
3.2.1. Definizione	82
3.2.2. Genesi	83
3.2.3. Fattori di stabilità	86
3.2.4. Aria tellurica	88

Capitolo 4	
4. LA FRAZIONE COLLOIDALE DEL TERRENO	92
4.1. Proprietà dello stato colloidale	92
4.2 Ossidi e idrossidi	103
4.2.1 Ossidi e idrossidi di ferro e alluminio	104
4.2.2. Ossidi di silicio	106
4.3 Argille	107
4.3.1 Generalità	107
4.3.2. Classificazione	111
4.3.3. Genesi	130
4.3.4. Fattori che influenzano la genesi delle argille	132
4.3.5 Proprietà	134
4.3.6. Assorbimento dell'acqua	137
4.4 Humus	138
4.4.1. Genesi	138
4.4.2. Composizione chimica	140
4.4.3. Carica elettrica	142
4.4.4. Estrazione	145
4.4.5. Frazionamento	148
4.4.6. Determinazione del carbonio della sostanza organica (umificata e non umificata) del suolo	152
4.4.7. Attività complessante	155
Capitolo 5	
5. POTERE DI RITENZIONE DEL TERRENO	161
5.1. Introduzione	161
5.2. Assorbimento Meccanico	161
5.3. Assorbimento Biologico	162
5.4. Assorbimento Chimico	162
5.5. Adsorbimento	168
5.5.1. Adsorbimento cationico	170
5.5.1.1. Definizione	170
5.5.1.2. Capacità di scambio cationico	172
5.5.1.3. Determinazione della capacità di scambio cationico	174
5.5.1.4. Basi e acidi di scambio	176
5.5.1.5. Adsorbimento "specifico" di cationi	178
5.5.1.6. Aspetti quantitativi dello scambio cationico: le equazioni di scambio	180
5.5.2 Adsorbimento anionico	187
5.5.2.1 Adsorbimento anionico negativo	188
5.5.2.2. Adsorbimento anionico positivo "non specifico"	189
5.5.2.3. Adsorbimento anionico positivo "specifico"	190

Capitolo 6	
6. REAZIONE E POTERE TAMPONE DEL TERRENO	193
6.1. Reazione del Terreno	193
6.1.1. Determinazione del pH	198
6.1.2. pH e assimilabilità degli elementi nutritivi	200
6.2 Potere Tampone	203
Capitolo 7	
7. SUOLI CON DIFETTI DI TESSITURA E STRUTTURA	209
7.1. Caratteristiche	209
7.2. Il potenziale redox del suolo	214
Capitolo 8	
8. SUOLI CALCAREI	223
8.1. Effetti positivi e negativi del calcare	223
8.2. Trattamento dei suoli calcarei con potere clorosante	225
Capitolo 9.	
9. SUOLI ACIDI	229
9.1. Origine	229
9.2. Proprietà	231
9.3. Correzione	232
Capitolo 10.	
10. I SALI SOLUBILI NEL SUOLO	239
10.1 Classificazione dei suoli salini, sodici e alcalini	240
10.1.1. Caratteristiche dei suoli salini	240
10.1.2. Caratteristiche dei suoli sodici	245
10.1.3. Caratteristiche dei suoli alcalini	249
10.2. Anomalie causate dall'irrigazione	250
10.2.1. Salinizzazione	250
10.2.2. Sodicazione	261
10.2.3. Sodicazione e salinizzazione	267
10.2.4. Alcalinizzazione	269
10.2.5. Correzione dei terreni salsi, sodici ed alcalini	271
Capitolo 11.	
11. LA CONCIMAZIONE	277
11.1. Stato degli elementi nutritivi nel suolo	277
11.1.1. Introduzione	277
11.1.2. Azoto	278
11.1.3. Fosforo	284
11.1.4. Zolfo	285
11.1.5. Potassio	287
11.1.6. Calcio	288
11.1.7. Magnesio	289
11.1.8. Microelementi	289

11.2. Determinazione degli elementi nutritivi assimilabili del suolo	291
11.2.1. Introduzione	291
11.2.2. Fosforo	292
11.2.2.1. Estrazione	292
11.2.2.2. Taratura agronomica	295
11.2.3. Potassio, calcio e magnesio	300
11.2.4. Azoto	300
11.2.5. Zolfo	303
11.2.6. Microelementi	303
11.2.7. Sostanza organica	305
11.2.8. Valutazione della dotazione del suolo in elementi nutritivi	305
11.3. Concimi	306
11.3.1. Concimi organici	306
11.3.2. Concimi minerali	308
11.3.2.1. Concimi Azotati	309
11.3.2.1.1. Caratteristiche generali	309
11.3.2.1.2. Concimi ammoniacali	311
11.3.2.1.3. Concimi nitrici	315
11.3.2.1.4. Concimi nitro-ammoniacali	317
11.3.2.1.5. Concimi ammidici	318
11.3.2.1.6. Concimi a lento rilascio di azoto	322
11.3.2.2. Concimi fosfatici	328
11.3.2.2.1. Caratteristiche generali	328
11.3.2.2.2. Principali concimi fosfatici	330
11.3.2.3. Concimi potassici	337
11.3.2.3.1. Caratteristiche generali	337
11.3.2.3.2. Principali concimi potassici	338
11.3.2.4. Concimi composti	341
11.3.2.4.1. Concimi NK	342
11.3.2.4.2. Concimi NP	343
11.3.2.4.3. Concimi PK	344
11.3.2.4.4. Concimi NPK	345
11.3.2.5. Concimi liquidi	346
11.3.2.6. Miscibilità dei concimi	347
 Capitolo 12.	
12. RISCHIO AMBIENTALE DA PRATICHE AGRICOLE	349
12.1. Agrofarmaci	349
12.1.1. Introduzione	349
12.1.2. Destino degli agrofarmaci nel e dal suolo	351
12.1.2.1. Volatilizzazione	351
12.1.2.2. Lisciviazione	355
12.1.2.3. Degradazione	374
12.1.2.4. Persistenza	377
12.1.3. Previsione dell'inquinamento ambientale	380
12.2. Fosforo e Azoto	383
12.2.1. Fosforo	383

12.2.2. Azoto	384
12.3. Metalli pesanti	385
12.3.1. Origine e destino	385
12.3.2. Bonifica dei suoli inquinati da metalli pesanti	392
Indice analitico	395



# Capitolo 1

## 1. AMBIENTE DELLA PEDOGENESI

### 1.1. INTRODUZIONE

Il suolo o terreno\* è un sistema trifasico che, in condizioni ottimali per la vita delle piante, è costituito per circa il 50 % in peso da una fase solida, per circa il 25 % da una fase liquida (soluzione del suolo) e per circa il 25 % da una fase gassosa (aria tellurica).

La fase solida è costituita prevalentemente da costituenti inorganici di natura e pezzatura variabili e contiene una frazione organica che si aggira in genere sull'1-3 % pari a 10-30 g/kg (solo in casi particolari può essere inferiore o superiore) e che, a causa della minore massa volumica (circa 0,5 g/cm<sup>3</sup>) rispetto al materiale inorganico (circa 2,7 g/cm<sup>3</sup>), occupa, in proporzione della sua massa, un volume maggiore – ad esempio un terreno avente l'1 % in massa (10 g/kg) di sostanza organica, ha in volume il 5,2 % (52 cm<sup>3</sup>/dm<sup>3</sup>).

Per quanto riguarda l'origine, il suolo può essere definito come **“una formazione naturale di superficie, di spessore variabile, derivante dalla disgregazione fisica e dalla decomposizione chimica e biologica della roccia madre (detta anche substrato pedogenetico) e dei residui vegetali (che formano la lettiera)”**.

---

\* I due termini nella presente trattazione sono considerati sinonimi.

Il processo attraverso cui le rocce e i residui vegetali vengono gradatamente trasformati in terreno viene detto “processo pedogenetico”.

Essendo il suolo una formazione naturale di superficie, appare evidente come l’ambiente della pedogenesi debba essere confinato alla zona superficiale della litosfera, zona nella quale le rocce vengono in contatto con l’acqua (idrosfera) e l’aria (atmosfera). Le interazioni tra idrosfera, atmosfera e litosfera che danno luogo alla pedogenesi verranno trattate nel capitolo seguente. In questo capitolo ci limiteremo a descrivere singolarmente le tre sfere la cui composizione e le cui caratteristiche sono essenziali per una completa trattazione del processo di formazione del suolo.

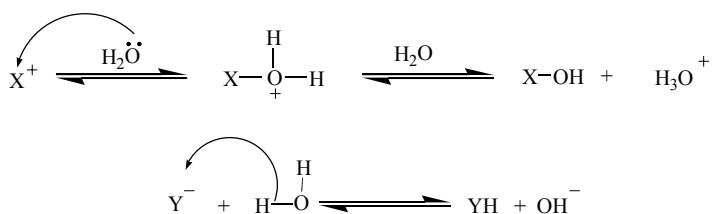
## **1.2. IDROSFERA**

L’idrosfera è rappresentata dal complesso delle masse di acqua che poggiano sulla litosfera. Fanno parte di tale complesso le acque degli oceani, dei fiumi e dei laghi e le acque radenti che cadono con la pioggia sul terreno e lo attraversano fino a giungere alle falde freatiche per essere poi convogliate ai fiumi e quindi al mare. Le acque, all’evaporazione, lasciano un residuo fisso costituito soprattutto da sali minerali oltre che da sostanze organiche disciolte e liberano gas che sono poi quelli atmosferici.

L’acqua a causa della sua natura polare costituisce un solvente ideale per i composti inorganici che tutti, più o meno sensibilmente, si sciolgono in essa ionizzandosi in corrispondenza dei legami eteropolari. Tale fenomeno, come è noto, è provocato dall’azione schermante che



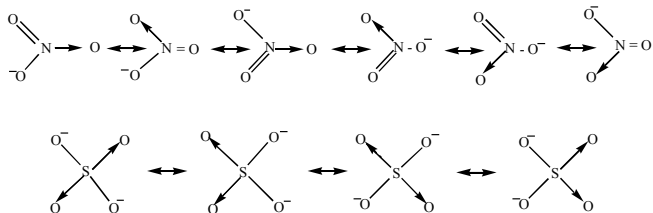
l'acqua esercita quando viene attratta dalle cariche positive o negative del legame eteropolare. Ogni ione viene pertanto idratato, ossia circondato da uno sciame di molecole d'acqua opportunamente orientate. È a causa di tale fenomeno che tutti i sali in acqua subiscono la dissociazione elettrolitica scindendosi in cationi ed anioni. Questi, non essendo altro che acidi e basi, hanno tutti la possibilità teorica di reagire con l'acqua (che è un composto anfotero) con il seguente meccanismo di reazione:



Tale fenomeno caratterizzato da **“una reazione acido base in cui il ruolo della base o quello dell’acido è svolto dall’acqua”**, si chiama **idrolisi**. L'idrolisi si definisce acida se l'acqua comportandosi da base si appropriava di un protone dando luogo ad uno ione  $\text{H}_3\text{O}^+$ , che acidifica l'ambiente. L'idrolisi si definisce basica se l'acqua comportandosi da acido cede un protone dando luogo ad un  $\text{OH}^-$  che basicizza l'ambiente.

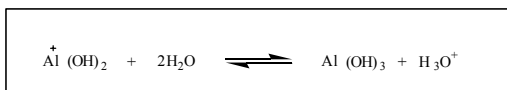
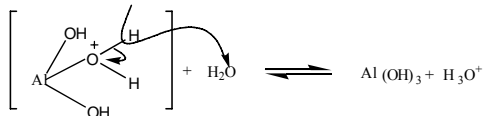
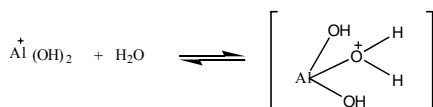
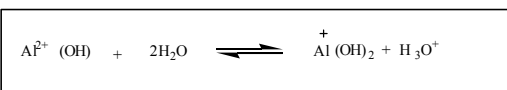
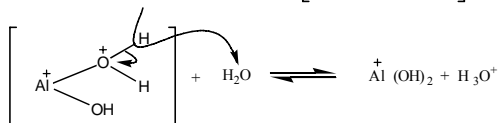
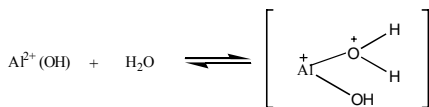
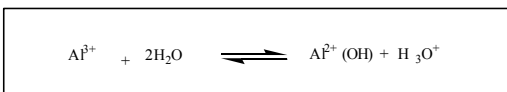
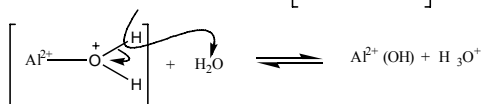
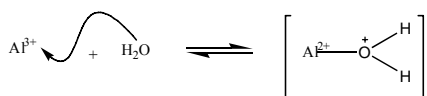
Molti ioni non posseggono forza acida o basica sufficiente per reagire con l'acqua e vengono pertanto definiti ioni non idrolizzabili. Tale non reattività per gli ioni monoatomici è dovuta o al basso valore di elettronegatività che non consente loro di accettare elettroni ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ) o all'elevata elettronegatività che non consente loro di cedere elettroni ( $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{I}^-$ ).

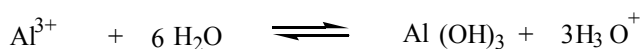
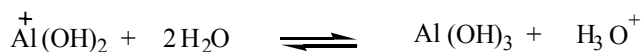
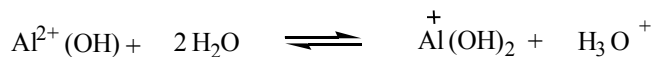
Per gli ioni poliatomici ( $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ) la non reattività è da mettere in relazione con la loro altissima stabilizzazione per risonanza, come accade per gli ioni nitrato e solfato:



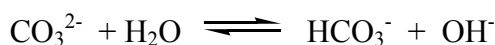
Gli ioni capaci di reagire con l'acqua vengono definiti ioni idrolizzabili.

Ad esempio l' $\text{Al}^{3+}$  è idrolizzabile:



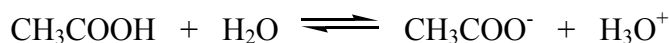
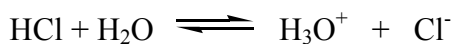


e idrolizzabili sono anche gli ioni  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$  e  $\text{NH}_4^+$ . Per quanto riguarda gli anioni il  $\text{CO}_3^{2-}$  è idrolizzabile:

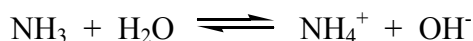


e idrolizzabili sono anche gli ioni  $\text{HS}^-$ ,  $\text{S}^{2-}$  nonchè  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SiO}_4^{4-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{HPO}_4^{2-}$ ,  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ , perchè poco stabilizzati per risonanza.

L'idrolisi può non interessare solo gli ioni, ma anche molecole neutre come è il caso di certi acidi:



o di certe basi:



In conclusione l'acqua naturale a causa del suo potere solvente e della sua capacità di comportarsi da acido e da base non è mai pura e risulta essere una soluzione contenente un numero elevatissimo di sostanze disciolte.

Le acque naturali contengono inoltre disciolti in quantità variabile tutti i gas presenti nell'atmosfera ed, in sospensione, colloidali di varia natura.

### 1.3. ATMOSFERA

L'atmosfera che avvolge la terra per uno spessore di qualche centinaio di chilometri è costituita da una miscela di gas, la cui composizione qualitativa e quantitativa è soggetta a variazioni man mano che ci si allontana dalla crosta terrestre.

La parte che più direttamente interessa la chimica del suolo è costituita da uno strato spesso una decina di chilometri che si trova ad immediato contatto con la superficie terrestre e che prende il nome di **troposfera**. In questa la distribuzione dei costituenti fondamentali si mantiene sensibilmente costante secondo i valori riportati nella Tabella 1.1. Nell'aria sono presenti anche quantità notevoli, ma estremamente variabili, di vapor d'acqua e, in funzione della località, di altri costituenti come ammoniaca, composti solforati (anidride solforosa, acido solforico ecc.), vapori nitrosi, idrocarburi e iodio. Nell'immediato intorno della superficie terrestre si trova, infine, disperso nell'aria, il così detto pulviscolo atmosferico costituito prevalentemente da particelle solide

**Tabella 1.1 - Composizione dell'aria nella troposfera**

<i>Costituente</i>	<i>Concentrazione</i> <i>(% in volume)</i>
Azoto	78,09
Ossigeno	20,95
Argon	0,93
Anidride carbonica	0,03
Neon	$1,5 \times 10^{-3}$
Elio	$5,0 \times 10^{-4}$
Kripto	$1,0 \times 10^{-4}$
Idrogeno	$5,0 \times 10^{-5}$
Xeno	$1,0 \times 10^{-5}$
Ozono	$1,3 \times 10^{-6}$

di natura inorganica, organica e biologica di dimensioni comprese tra 0,1 e 20 micrometri e la cui concentrazione varia da 100 unità per  $\text{cm}^3$  nell'aria limpida ad alcuni milioni di unità per  $\text{cm}^3$  in corrispondenza di fonti di inquinamento. Prescindendo da questi ultimi costituenti che si potrebbero definire accessori è interessante constatare come la concentrazione dei costituenti principali dell'aria si mantenga praticamente costante, nonostante il gran numero di trasformazioni a cui essi prendono parte. Si pensi ad esempio, a tutti i fenomeni ossidativi, spontanei o causati dall'uomo che, impegnando enormi quantitativi di ossigeno, riversano nell'atmosfera notevoli quantità di  $\text{CO}_2$ . A ristabilire la concentrazione di  $\text{CO}_2$  nell'aria provvedono però altri fenomeni naturali come la fotosintesi e l'azione tamponante delle acque che è conseguenza della reazione tra  $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{CO}_2$ .

La solubilità dei gas normalmente presenti nell'atmosfera è regolata dalla legge di Henry: **a temperatura costante la concentrazione di un gas poco solubile disciolto in un liquido è proporzionale alla pressione parziale del gas nella fase gassosa sovrastante la soluzione** ossia è costante il rapporto tra pressione parziale di un gas poco solubile e la sua concentrazione nella fase liquida:

$$K_H = \frac{\text{pressione parziale del gas}}{\text{frazione molare nella soluzione}}$$

$K_H$  che assume il nome di costante della Legge di Henry, ha un valore che è inversamente proporzionale alla solubilità in acqua del gas considerato.

**Tabella 1.2** - *Alcune costanti della legge di Henry per gas disciolti in acqua*

<i>Gas</i>	<i>Temp. (°C)</i>	<i><math>K_H(Pa)</math></i>
He	20	$1,4 \times 10^{10}$
H <sub>2</sub>	20	$0,67 \times 10^{10}$
N <sub>2</sub>	20	$0,74 \times 10^{10}$
	30	$0,87 \times 10^{10}$
O <sub>2</sub>	20	$0,38 \times 10^{10}$
	30	$0,46 \times 10^{10}$
CO <sub>2</sub>	25	$1.6 \times 10^8$

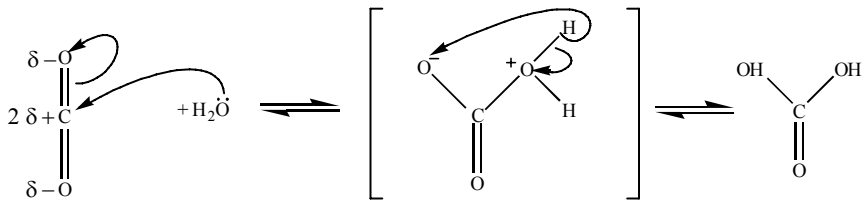
In Tabella 1.2 sono riportati alcuni valori in Pascal di detta costante per alcuni dei gas presenti nell'atmosfera. Come è possibile osservare la  $K_H$  della  $\text{CO}_2$  è di circa due unità di grandezza inferiore a quella degli altri gas ed attesta la sua maggiore solubilità rispetto a questi. Ciò è dovuto al fatto che la  $\text{CO}_2$  dopo essersi sciolta in acqua:



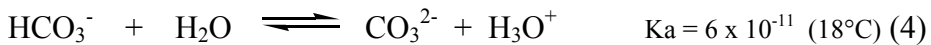
è capace di reagire con l'acqua trasformandosi per idrolisi in acido carbonico:



con il seguente meccanismo di reazione:



che, a sua volta, dà luogo alle seguenti reazioni di idrolisi:



È a causa di tale reattività che la percentuale di  $\text{CO}_2$  nel gas disciolto in acqua è di gran lunga superiore a quella dell'atmosfera. Le acque costituiscono quindi, data la reversibilità delle reazioni (1), (2), (3)

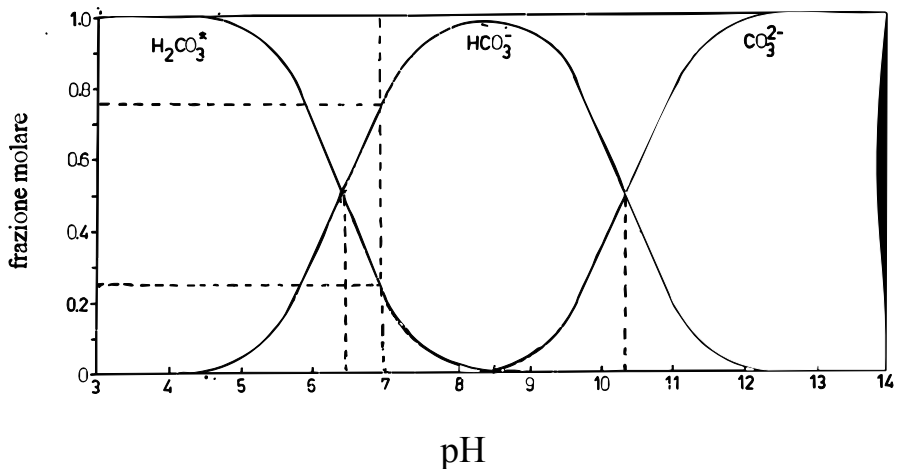
e (4), un ottimo polmone capace di tamponare, entro certi limiti, l'aumento della  $\text{CO}_2$  nell'atmosfera.

È interessante osservare anche che l'idrolisi della  $\text{CO}_2$  da luogo a due anioni idrolizzabili quali l' $\text{HCO}_3^-$  ed il  $\text{CO}_3^{2-}$  che, come vedremo, rivestono nel sistema suolo un ruolo molto importante e la cui concentrazione nella soluzione del terreno è strettamente dipendente dal pH. Gli aspetti quantitativi di tale dipendenza sono evidenziati nel grafico di Figura 1.1, che è stato ottenuto applicando la legge di azione di massa alle reazioni (3) e (4). Nel caso della reazione (3) si ha:

$$\frac{[\text{HCO}_3^-] [\text{H}_3\text{O}^+]}{[\text{H}_2\text{CO}_3]} = 3 \cdot 10^{-7}$$

ossia:

$$\frac{[\text{HCO}_3^-]}{[\text{H}_2\text{CO}_3]} = \frac{3 \cdot 10^{-7}}{[\text{H}_3\text{O}^+]} \quad (5)$$



**Figura 1.1** - Dissociazione dell'acido carbonico in ioni carbonato in funzione del pH



Volendo determinare, ad esempio, a quale valore di pH una soluzione che contenga inizialmente 1 mole di  $\text{H}_2\text{CO}_3$  vedrà ridotta alla metà la sua concentrazione, si potrà procedere nel seguente modo:

$$[\text{H}_2\text{CO}_3] = 0,5 \text{ moli}$$

$$[\text{HCO}_3^-] = (1 - 0,5) \text{ moli} = 0,5 \text{ moli}$$

e pertanto la (5) diventerà:

$$\frac{0,5}{0,5} = \frac{3 \times 10^{-7}}{[\text{H}_3\text{O}^+]}$$

da cui:

$$[\text{H}_3\text{O}^+] = 3 \times 10^{-7}$$

$$-\log [\text{H}_3\text{O}^+] = -\log (3 \times 10^{-7})$$

$$\text{pH} = -\log 3 + 7 \log 10 = -0,4771 + 7$$

$$\text{pH} = 6,52$$

In maniera analoga, ma applicando la legge di azione di massa all'equazione (4) si può verificare che la concentrazione di ioni  $\text{HCO}_3^-$  e  $\text{CO}_3^{2-}$  sono le stesse a  $\text{pH} = 10,25$ .

Viceversa se vogliamo calcolare quali concentrazioni di  $\text{HCO}_3^-$  e  $\text{H}_2\text{CO}_3$  si hanno a  $\text{pH} = 7$  si può procedere nel modo seguente:

$$\frac{[\text{HCO}_3^-]}{[\text{H}_2\text{CO}_3]} = \frac{3 \times 10^{-7}}{1 \times 10^{-7}}$$

$$\frac{[\text{HCO}_3^-]}{[\text{H}_2\text{CO}_3]} = \frac{3}{1}$$

$$4 : 3 = 1 : x \quad x = 0,75 \text{ frazione molare di } \text{HCO}_3^-$$

$$4 : 1 = 1 : y \quad y = 0,25 \text{ frazione molare di } \text{H}_2\text{CO}_3$$

Allo stesso modo si possono ottenere tutti gli altri punti e costruire le curve riportate in Figura 1.1, dalle quali si può dedurre, tra l'altro, l'impossibilità della presenza contemporanea in soluzione di  $\text{H}_2\text{CO}_3$  e  $\text{CO}_3^{-2}$ , nonché l'assenza in soluzione a pH inferiori a 8,5 degli ioni carbonato.

## 1.4. LITOSFERA

### 1.4.1. Le rocce

Si definisce litosfera lo strato roccioso che ricopre la superficie terrestre. Esso rappresenta il materiale principale per la formazione di terreno.

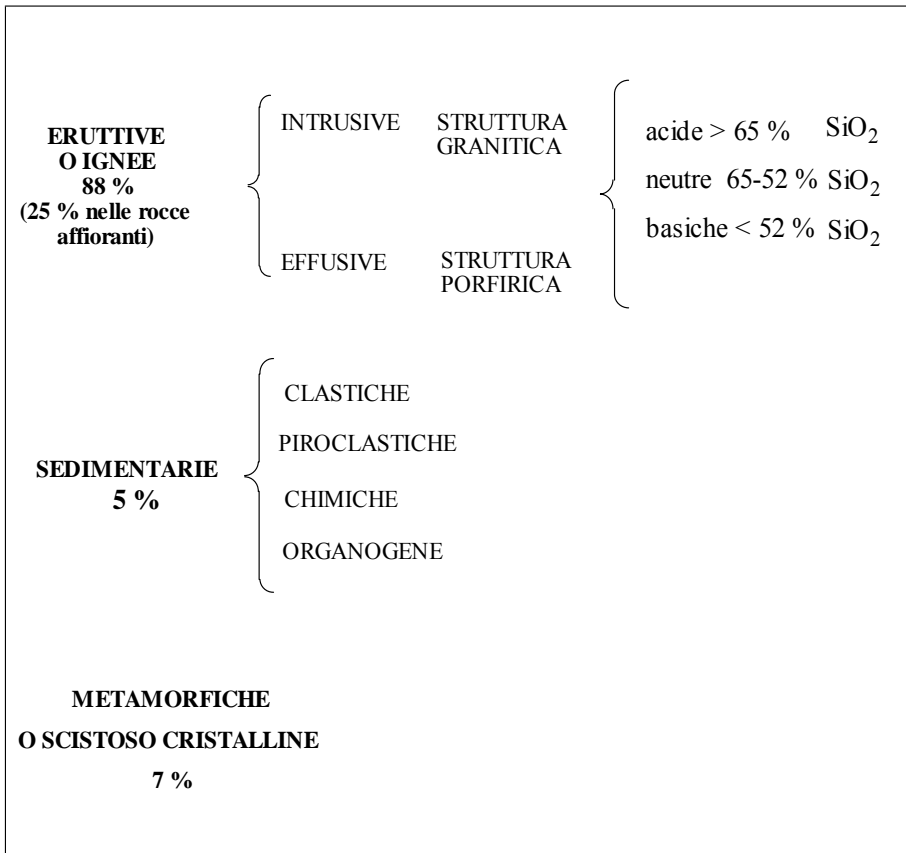
Una roccia viene generalmente definita come un aggregato di minerali originatosi in conseguenza di un determinato fenomeno geologico. Le rocce possono includere minerali appartenenti tutti alla medesima specie, come i calcari formati da cristalli di calcite e le dolomie formate da cristalli di dolomite, ma più spesso comprendono minerali riferibili a più specie come il granito che risulta formato da un aggregato di cristalli di quarzo, di feldspati (es. ortoclasio) e da miche (generalmente biotite).

Le rocce si dividono, secondo quanto schematizzato in Figura 1.2, in tre gruppi: **rocce eruttive o ignee**, **rocce sedimentarie** e **rocce metamorfiche o scistose cristalline**.

Le rocce eruttive, che costituiscono circa l'88 % della crosta terrestre ed il 25 % delle rocce affioranti, derivano dalla consolidazione

di masse fuse (magmi) presenti in zone più o meno profonde della crosta terrestre. I magmi, prima della solidificazione, sono soluzioni miste di silicati di alcuni metalli in fusione insieme a piccole quantità di altri composti, come titanati, fosfati, solfuri, con un contenuto di sostanze volatili, di composti solubili in acqua e di acqua contenente acido carbonico libero o combinato.

**Figura 1.2 - Classificazione delle rocce**



Le rocce formatesi per attività magmatica possono essere classificate in **intrusive**, se si sono originate per consolidamento del magma in profondità, lentamente e sotto altissime pressioni dando alla massa il tempo per la sua completa cristallizzazione e in **effusive** se il consolidamento è avvenuto in superficie, in modo rapido in seguito ad una repentina diminuzione della temperatura e della pressione. Nelle rocce intrusive, per il lento accrescimento di pochi centri di cristallizzazione, si ha la formazione di un numero ridotto di cristalli di dimensioni relativamente grandi. La roccia corrispondente si presenta olocristallina, più o meno equigranulare (struttura granulare o granitica). Le rocce effusive, al contrario, sono caratterizzate da un gran numero di centri di cristallizzazione che portano alla formazione di cristalli di piccole dimensioni. La roccia risulta costituita da pasta fondamentale microcristallina o vetrosa che ingloba fenocristalli formati prima dell'evento eruttivo (struttura porfirica). Dal punto di vista della composizione chimica, le rocce eruttive vengono comunemente distinte in rocce acide o ipersiliciche, con più del 65% di SiO<sub>2</sub>, rocce neutre o mesosiliciche con il 65%-52% di SiO<sub>2</sub> e rocce basiche o iposiliciche con meno del 52% di SiO<sub>2</sub>.

Le rocce sedimentarie che costituiscono circa il 5% della crosta terrestre e, insieme alle rocce metamorfiche, il 75% delle rocce affioranti, sono costituite da rocce preesistenti di qualsiasi origine, che hanno subito un'alterazione più o meno profonda. Le **rocce sedimentarie** si suddividono in clastiche, piroclastiche, chimiche ed organogene. Le **rocce sedimentarie clastiche** sono quelle formatesi per deposizione di sostanze insolubili in acqua.

**Le rocce sedimentarie piroclastiche** sono quelle che derivano dalla deposizione subaerea e subacquea di materiali detritici proiettati nelle fasi esplosive dell'attività vulcanica.

**Le rocce sedimentarie chimiche** sono quelle che si originano per insolubilizzazione di sali in seno all'acqua, generalmente per evaporazione di quest'ultima. I calcari ed il gesso sono i componenti più importanti di questo gruppo.

**Le rocce sedimentarie organogene** sono quelle formatesi per accumulo di materiale organico e si distinguono in calcaree, carboniose (torba e carboni fossili), silicee (farina fossile), fosfatiche (guano e fosforiti) e bituminose (petrolio e bitumi).

**Le rocce metamorfiche o scistoso-cristalline**, infine, sono rocce che derivano da profonde trasformazioni subite dalle rocce eruttive e sedimentarie in particolari condizioni di temperatura, di elevate pressioni ed in presenza di acqua. Le caratteristiche della maggior parte delle rocce metamorfiche sono la cristallizzazione di tutti i componenti e la tessitura scistosa determinata da un particolare orientamento dei diversi elementi che si sviluppano in piani paralleli, normali alla direzione di massima pressione.

#### **1.4.2. I minerali**

Si definiscono minerali le sostanze inorganiche naturali con composizione chimica costante o variabile entro precisi limiti caratterizzate da specifiche proprietà fisiche. Essi, come si è detto, sono le unità fondamentali di cui sono costituite le rocce e si sogliono

suddividere in primari, se formatisi nel processo di solidificazione del magma fuso e secondari, se provenienti da processi di alterazione.

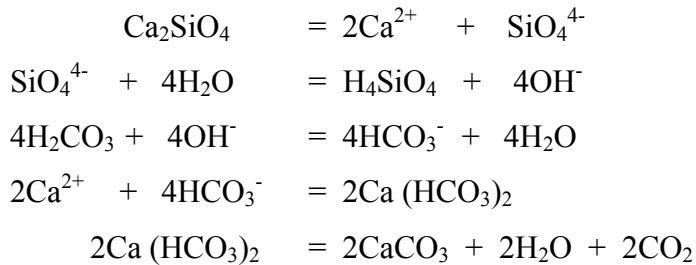
Gli strati superiori della litosfera risultano costituiti prevalentemente da silicati (92%) e per circa l'8% da minerali diversi: ossidi e idrossidi, carbonati, solfati, cloruri, solfuri, fosfati e nitrati. Tralasciando i minerali altamente solubili o meno rappresentati, che solo in condizioni eccezionali prendono parte alla formazione del terreno agrario, in questa sede si prenderanno in esame soltanto i **carbonati**, i **solfati**, i **fosfati**, gli **ossidi** e **idrossidi** e in modo particolare i **silicati**.

#### **1.4.2.1. Carbonati**

Nella litosfera sono presenti carbonati di cationi alcalino terrosi (Ca, Mg e Ba) e di altri cationi bivalenti quali Zn, Fe, Mn, Sr e Pb perchè, essendo insolubili o comunque poco solubili, vengono sottratti alla lisciviazione. Tra questi il più importante è da considerare il carbonato di calcio in quanto può entrare in quantità anche piuttosto elevate nella composizione del terreno.

Il  $\text{CaCO}_3$ , che fa parte delle rocce sedimentarie, può avere origine chimica ed organogena.

La reazione tra ioni calcio contenuti nelle rocce eruttive e la  $\text{CO}_2$  dell'atmosfera con il concorso dell'acqua spiega la genesi del carbonato di calcio di origine chimica.



Il calcare organogeno è originato dai depositi di animali (coralli, molluschi, foraminiferi, spugne, briozoi ecc.) sui fondi marini che, a causa di movimenti orogenetici, sono affiorati in superficie costituendo a volte intere catene montuose.

Le rocce calcaree di origine organogenica soggiacquero nel tempo a vari fenomeni di dissoluzione e ricristallizzazione che, in taluni casi, cancellarono completamente le loro caratteristiche e con esse i segni distintivi originari. I calcari si presentano a struttura cristallina, semicristallina, compatta, grossolana, incoerente ecc. Variabile è anche il loro grado di purezza che risulta elevato nelle rocce cristalline (marmi, calcari incrostanti, travertini, alabastri calcarei, calcari stalattitici e stalagmitici ecc.) e basso in quelle incoerenti. Queste ultime possono risultare impure di sostanze argillose, in tal caso assumono denominazioni diverse a seconda delle percentuali di argilla e calcare, come è mostrato in Tabella 1.3. Se il calcare è notevolmente impuro di sabbia si hanno i calcari arenacei; se è impuro di silice organogenica i calcari siliciferi, se è impuro di ossidi di ferro i calcari ferruginosi e, infine, se è impuro di sostanze bituminose i calcari bituminosi.

La proprietà del  $\text{CaCO}_3$  di solubilizzarsi e ricristallizzare in luoghi diversi si spiega tenendo presente che le acque naturali contengono sempre quantità più o meno elevate di  $\text{CO}_2$ .