

## I MINERALI

Lo studio delle rocce inizia dove possono essere osservate, cioè sulla superficie terrestre, che offre due importanti fonti di informazioni: gli ambienti in cui si stanno formando oggi nuove rocce e i vari tipi di processi chimici, fisici e biologici che caratterizzano i singoli ambienti; le rocce che si sono formate in passato e sono state via via sepolte da altre rocce, ma che ora i processi erosivi fanno affiorare anche molto tempo dopo la scomparsa degli ambienti in cui si sono generate. Un minerale è una sostanza naturale solida, con due caratteristiche fondamentali: una composizione chimica ben definita (o variabile entro ambiti ristretti) e una disposizione ordinata e regolare degli atomi che la costituiscono, fissa e costante per ogni tipo di minerale. I minerali che costituiscono la crosta terrestre sono formati dalla combinazione degli stessi elementi chimici che si ritrovano in tutto l'Universo. Alcuni minerali, come l'oro e l'argento, sono formati da un solo tipo di elemento, ma la maggior parte sono il risultato della combinazione di più elementi, legati tra loro in un composto chimico. Quasi tutti i minerali hanno una **struttura cristallina**, cioè un'«impalcatura» di atomi regolare e ordinata. Da questa struttura invisibile si origina la forma esterna del minerale, che è invece ben visibile e altrettanto regolare e che viene chiamata abito cristallino o cristallo. Un cristallo, quindi, è un solido geometrico con facce, spigoli e vertici che si originano per la crescita progressiva, atomo dopo atomo per miliardi di volte, di una struttura tridimensionale elementare di dimensioni infinitesime. La disposizione degli atomi nello spazio si ripete a intervalli regolari lungo più direzioni. La struttura tridimensionale che così si realizza viene genericamente chiamata **reticolo cristallino** e si presenta come allineamenti regolari di atomi. La composizione chimica e l'abito cristallino sono le caratteristiche fondamentali di un minerale; ad esse si associano però altre proprietà fisiche, che aiutano nel suo riconoscimento.

**La durezza** è la proprietà di resistere all'abrasione o alla scalfittura e dipende dalla forza dei legami reticolari. Questa viene misurata in base alla scala di Mohs, una successione determinata di 10 minerali, ciascuno dei quali può scalfire le facce del minerale che lo precede nella scala e viene invece scalfito dal minerale che lo segue.

**La sfaldatura** è la tendenza di un minerale a rompersi per urto secondo superfici piane, parallele a una o più facce dell'abito cristallino. Essa dipende dalla diversa forza dei legami tra gli atomi nelle diverse direzioni entro il cristallo. Un cristallo di salgemma, per esempio, si sfalda lungo le superfici che formano tra loro angoli diedri di 90 gradi, per cui i frammenti che ne risultano sono tutti di forma cubica.

**La lucentezza** misura il grado in cui la luce viene riflessa dalle facce di un cristallo e si distingue in: metallica, tipica di sostanze che assorbono totalmente la luce e che risultano opache, non metallica, tipica dei corpi più o meno trasparenti.

**Il colore** è una proprietà molto evidente, ma meno diagnostica di altre.

Il gruppo più diffuso e numeroso di minerali è quello dei silicati. Essi sono costituiti essenzialmente da ossigeno e silicio, i due elementi chimici più abbondanti nella crosta, che si combinano tra loro per formare diverse strutture di base, alle quali si aggiungono vari altri elementi. I minerali che ne risultano costituiscono da soli l'80% dei materiali della crosta terrestre. I silicati rappresentano per il mondo inorganico l'analogo dei composti del carbonio per il mondo organico per la varietà di strutture che vi si incontrano. La chiave di tale varietà è nel modo in cui il silicio attrae a sé (coordina) l'ossigeno: ogni ione silicio coordina 4 ioni ossigeno e il gruppo silicatico

$[\text{SiO}_4]^{4-}$  che ne risulta ha la forma tridimensionale di un tetraedro. I minerali non silicatici sono invece molto meno abbondanti, ma tutt'altro che trascurabili, se non altro perché comprendono molti minerali di rilevante importanza economica. Nella costituzione di rocce, i soli di una certa importanza sono i minerali carbonatici, formati dall'anione  $\text{CO}_3^{2-}$  legato a uno o più cationi. I minerali più comuni sono la calcite,  $\text{CaCO}_3$ , e la dolomite,  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , che sono i componenti essenziali delle rocce sedimentarie carbonatiche (calcàri e dolòmie).

## LE ROCCE

Una roccia è un aggregato naturale di diversi minerali, talvolta anche di sostanze non cristalline, di solito compatto, che forma una massa ben individuabile, distinta da altre masse analoghe. Le masse rocciose di cui è costituita la crosta si originano ed evolvono in condizioni molto varie. È possibile individuare tre principali processi litogenetici, cioè «generatori di rocce»: il processo magmatico; il processo sedimentario; il processo metamorfico. Essi sono tra loro chiaramente distinti, anche se non mancano passaggi e sovrapposizioni. Il processo magmatico è caratterizzato dalla presenza iniziale di un materiale fuso, chiamato genericamente magma. Il magma risale dall'interno della Terra ad alta temperatura, da parecchie centinaia al migliaio di gradi, in condizioni di pressione molto varie. La progressiva diminuzione della temperatura porta alla cristallizzazione del fuso e quindi alla formazione di aggregati di minerali che costituiscono le rocce magmatiche, anche chiamate ignee.

Il processo sedimentario inizia con l'alterazione e l'erosione dei materiali rocciosi che affiorano in superficie a opera dei cosiddetti agenti esogeni (acqua, vento, ghiaccio) e si completa con il trasporto e l'accumulo dei materiali erosi. Si giunge così alla formazione delle rocce sedimentarie. Il processo sedimentario si svolge sulla superficie terrestre o a modesta profondità, per cui è caratterizzato da basse temperature e da bassa pressione.

Il processo metamorfico ha come caratteristica fondamentale la trasformazione di rocce preesistenti (magmatiche, sedimentarie) che vengono a trovarsi in condizioni ambientali diverse da quelle di origine. Tale trasformazione avviene all'interno della Terra allo stato solido: senza, cioè, l'intervento di soluzioni o di fusi, come negli altri processi. I minerali preesistenti, non più stabili, vengono distrutti e se ne formano altri, in equilibrio con le nuove condizioni; si originano così le rocce metamorfiche. Le temperature sono comprese tra  $300^\circ\text{C}$  e  $800^\circ\text{C}$ , quindi tra quelle tipiche del processo sedimentario e quelle proprie del processo magmatico, mentre le pressioni sono quasi sempre elevate.

Un magma è un materiale fuso che si forma per cause diverse entro la crosta o la parte alta del sottostante mantello, a profondità variabili. Il mantello è uno degli involucri concentrici della struttura interna della Terra; situato sotto la crosta e al di sopra del nucleo, ha uno spessore di circa .I magmi, di dimensioni anche enormi, sono miscele complesse di silicati ad alta temperatura, ricche di gas in esse disciolti. Se, dopo la sua formazione, il magma subisce un raffreddamento, inizia un processo di cristallizzazione: dal fuso si separano via via, secondo il loro punto di fusione, vari tipi di minerali, dalla cui aggregazione finale risulterà formata una nuova roccia. Le rocce magmatiche si dividono in due gruppi. Le rocce intrusive (o plutoniche), si originano da magmi che solidificano in profondità, circondate da altre rocce; esse si

formano quando vi è l'impossibilità, per la massa fusa, di giungere in superficie. Le rocce effusive si originano, invece, qualora la massa magmatica, spinta dalla pressione dei gas in essa disciolti, trova una via di risalita, sfruttando fratture nella crosta o contribuendo a crearne di nuove, e giunge così a traboccare in superficie, dove solidifica all'aria libera.

Nel caso delle rocce intrusive, poiché il magma si trova fermo entro la crosta, circondato da altre rocce che fanno da isolante termico, il raffreddamento avviene in tempi molto lunghi. In tali condizioni, tutto il fuso arriva a cristallizzare e la roccia ignea intrusiva che ne deriva è interamente formata da cristalli di grandi dimensioni, in genere visibili ad occhio nudo. Le rocce intrusive presentano una struttura granulare olocristallina

Le rocce effusive presentano struttura fenocristallina o porfirica (dal nome di una delle più tipiche rocce effusive, il porfido), in cui alcuni cristalli della grandezza di almeno qualche millimetro, detti fenocristalli, si presentano in una pasta di fondo, formata di cristalli piccolissimi o in parte amorfa. In casi particolari, tutta la massa è vetrosa: sono le ossidiane o «vetri vulcanici». In esse abbiamo un mosaico di cristalli minuscoli, visibili solo al microscopio, oppure una massa omogenea almeno in parte vetrosa, poiché gli atomi e i gruppi di atomi non hanno avuto tempo di organizzarsi in reticoli cristallini (il vetro, infatti, è una sostanza amorfa, cioè non cristallizzata, che si forma per rapido raffreddamento di un fuso silicatico).

I magmi (e le lave che ne derivano) possono avere composizioni chimiche diverse, per cui la cristallizzazione può portare a rocce che differiscono tra loro per i tipi di minerali in esse aggregati. La distinzione tra i vari tipi di magmi si basa sul loro contenuto in silice. La silice (Si) può cristallizzare come silice libera formando il minerale quarzo. La silice combinata indica invece, nelle analisi chimiche dei minerali silicatici, la quantità totale di silicio e di ossigeno che, legati in tetraedri, si combinano con altri elementi e formano la struttura dei silicati. Su tale base, i magmi si dividono in acidi (ricchi in silice), neutri, basici e ultrabasici (poverissimi in silice).

Esaminiamo le principali famiglie di rocce magmatiche, per orientarci sui tipi di minerali che le caratterizzano. Famiglia dei graniti (rocce acide, silice > 65%). Queste rocce intrusive acide sono di gran lunga il tipo più diffuso tra tutte le rocce ignee intrusive. Esse contengono molti granuli di quarzo, molti cristalli di feldspati e pochi minerali femici.

Famiglia delle dioriti (rocce neutre, silice tra il 52 e il 65%). Queste rocce derivano da magmi neutri, che danno luogo a una miscela equilibrata di composti sialici (silicati di alluminio) e di composti femici (ricchi in ferro e magnesio). I corrispondenti effusivi delle dioriti tipiche, di regola con fenocristalli abbondanti e ben cristallizzati, sono le andesiti. Le andesiti caratterizzano l'attività degli allineamenti di vulcani che fiancheggiano le grandi fosse abissali, come la catena di vulcani delle Ande, da cui queste rocce hanno preso il nome.

Famiglia dei gabbri (rocce basiche, silice tra il 45 e il 52%). I magmi basici danno rocce intrusive scure, con plagioclasti ricchi di calcio associati a pirosseni, anfiboli e olivina. Le corrispondenti rocce effusive sono i basalti, il tipo più diffuso tra tutte le rocce effusive, che formano, tra l'altro, il «pavimento» di tutti gli oceani. Le rocce basaltiche

sono di grande interesse teorico: secondo molti studiosi, infatti, il globo terrestre nei primi tempi della sua vita avrebbe avuto una crosta superficiale (priva di acque perché ancora troppo calda) omogenea e simile al basalto.

Famiglia delle peridotiti (rocce ultrabasiche). Sono rocce che derivano da magmi ultrabasici e sono formate in gran parte da olivina (nota anche con il nome di peridoto). Le più note sono le peridotiti, rocce nere, pesanti e spesso interessate da giacimenti minerari di alto valore, come i composti del cromo. Esse hanno distribuzione limitata sui continenti, mentre sono il costituente fondamentale della parte superiore del mantello.

Le rocce sedimentarie si formano in gran parte in superficie. Il lento passaggio da sedimenti, formati da frammenti distinti, a rocce sedimentarie vere e proprie avviene per un insieme di fenomeni che prende il nome di diagenesi. Tra questi, il più comune è la litificazione che avviene essenzialmente per compattazione e cementazione.

La compattazione è dovuta al peso dei materiali che via via si sovrappongono e che, comprimendo i sedimenti sottostanti, riducono gli spazi vuoti (pori) tra i singoli frammenti. Nelle argille, lo spessore può ridursi in tal modo di oltre il 50%. La cementazione è prodotta invece da acque che circolano nei sedimenti sfruttando la presenza dei pori e che portano in soluzione alcune sostanze. Col tempo tali sostanze possono precipitare chimicamente e riempire i pori, cementando i granuli. Tra i cementi più comuni ricordiamo la calcite e la silice. Le rocce sedimentarie vengono suddivise in tre grandi gruppi, che riuniscono ciascuno quelle che si formano in modi simili: rocce clastiche (o detritiche); rocce organogene (o biogene); rocce chimiche.

Le rocce costituite da clasti con dimensioni maggiori di sono dette conglomerati, e derivano dalla lenta cementazione delle ghiaie. I conglomerati formati da ciottoli spigolosi sono detti breccie. Esse hanno subito un trasporto modesto, come accade ai detriti caduti ai piedi dei versanti montuosi. I conglomerati formati da ciottoli arrotondati sono detti puddinghe. Esse hanno subito un lungo trasporto come, per esempio, i depositi alluvionali lasciati dai fiumi e dai torrenti. Le rocce costituite da clasti più piccoli, tra 1/16 di mm e 2 mm, sono chiamate arenarie, sabbie cementate che possono essere ricche di granuli di quarzo o di altra natura. Derivano da sabbie desertiche, dune litorali, sabbia fluviale o lacustre o deltizia, sabbie costiere o di bassifondi marini. In Cina, in Russia ed in altre distese continentali vi sono tipici depositi giallastri di sabbia fine, trasportata su lunghe distanze dal vento, che prendono il nome di loess (pronuncia löss). Le rocce formate da clasti finissimi (meno di 1/16 mm) sono dette argille. Esse si depositano in prevalenza sul fondo dei grandi laghi, o al largo dei delta, o, ancora, in mare aperto e in pieno oceano. Quando tali sedimenti, a causa della diagenesi, perdono la loro tipica plasticità e diventano più compatti, vengono distinti con il nome di argilliti.

Nelle rocce clastiche si trovano frequentemente resti fossili di organismi viventi che sono stati trasportati e accumulati, spesso in frammenti, insieme ad altri clasti. Esiste però un vasto gruppo di rocce formate quasi solamente dall'accumulo di sostanze legate a un'attività biologica. Sulla base del modo in cui si è formato l'accumulo si distinguono in tre categorie, che riflettono diversi ambienti di origine. Rocce bioclastiche, formate da semplici accumuli di gusci e apparati scheletrici (per esempio gli ammassi di conchiglie che si osservano anche oggi lungo le coste). Rocce

biocostruite, formate da ammassi di organismi «costruttori», i cui apparati scheletrici esterni possono saldarsi l'uno all'altro (per esempio le scogliere e gli atolli costruiti da spugne e coralli in mari tropicali). Depositi organici, formati da accumuli di sostanza organica vera e propria, vegetale o animale, in mare o su terre emerse, dalla cui trasformazione nel tempo prendono origine depositi particolari (carboni e idrocarburi). Rocce di origine chimica, terzo ed ultimo gruppo di rocce sedimentarie comprende tutte quelle che si sono deposte, e si depongono tuttora, per fenomeni chimici. Il più evidente tra questi è la precipitazione, sul fondo di bacini acquei, di composti chimici che si trovano sciolti nell'acqua del mare o dei laghi. Se la quantità dei sali disciolti raggiunge la saturazione, essi precipitano formando così le rocce evaporitiche o evaporiti.

Le rocce metamorfiche si sono formate e si formano in seguito alla trasformazione di altre rocce, provocata da aumenti di pressione e di temperatura. Il metamorfismo è quindi un processo che avviene in profondità, all'interno della crosta terrestre, senza che si arrivi alla fusione del materiale coinvolto (se ciò avviene, si origina un magma e si possono formare rocce magmatiche). Le trasformazioni riguardano sia i minerali (i cui atomi si riordinano secondo un diverso reticolo cristallino, dando origine a minerali nuovi), sia la struttura della roccia, cioè il modo in cui i minerali sono disposti. Le rocce metamorfiche sono una traccia vistosa delle trasformazioni che coinvolgono l'intera crosta terrestre: rocce oggi affioranti possono, con il tempo, scendere a profondità di decine di chilometri, mentre via via si trasformano; rocce profonde possono essere spinte e affiorare in superficie, portando con sé le «prove» delle vicende subite. Esistono due tipi fondamentali di metamorfismo: il metamorfismo di contatto, che interessa le rocce venute a contatto con un magma; il metamorfismo regionale, che interessa invece grandi aree in profondità nella crosta. Quando un magma risale attraverso la crosta, o si ferma all'interno di questa, provoca un forte aumento di temperatura nelle rocce con cui viene a contatto. Si parla in tal caso di metamorfismo di contatto, dovuto essenzialmente all'alta temperatura e caratterizzato da basse pressioni: intorno alla massa di magma incandescente si forma un'aureola di contatto - il cui spessore varia da qualche cm (intorno ai piccoli corpi intrusivi) al km (in prossimità dei grandi ammassi batolitici) - nella quale le rocce subiscono modificazioni nella composizione dei minerali. Le trasformazioni, tanto più intense quanto più si è vicini alla massa incandescente, si attenuano con la distanza, fino a che si passa a rocce non metamorfosate. I calcàri, per esempio, formati di minuscoli frammenti di carbonato di calcio, sono trasformati in marmi, costituiti da un mosaico di grossi cristalli di carbonato di calcio (delle dimensioni dei granuli dello zucchero), accompagnati, eventualmente, da altri minerali di nuova formazione, che si costruiscono a spese di impurità (silicati con ferro e/o magnesio) contenute nei calcari.

Il processo più imponente per volume di rocce coinvolte è il metamorfismo regionale, che avviene quando movimenti della crosta terrestre fanno sprofondare per chilometri masse di rocce sedimentarie o magmatiche, che vengono sottoposte non solo ad alte temperature ma anche a forti pressioni. Queste pressioni sono dovute sia al peso delle rocce sovrastanti (pressione di carico), sia a spinte tra masse rocciose contigue (pressione orientata). Quando prevale l'azione di forti pressioni si formano di preferenza minerali appiattiti o lamellari (come le miche), orientati tutti perpendicolarmente alla direzione della pressione. In tal caso le rocce che ne derivano presentano una tipica scistosità, la proprietà di suddividersi facilmente in lastre

secondo piani paralleli (piani di scistosità). Man mano che sprofondano, i minerali continuano a modificarsi, per adattarsi a nuovi valori di temperatura e pressione. Le trasformazioni metamorfiche risultano, perciò, più o meno forti a seconda della profondità raggiunta.

La famiglia delle filladi deriva da metamorfismo di basso grado di rocce argillose o argillo-sabbiose. Sono formate da minuti cristalli di quarzo e mica e la scistosità è molto accentuata, tanto da provocare lo sfaldamento della roccia in sottili fogli. Tra le rocce metamorfiche più comuni vi sono i micascisti, con sottili letti alternati di piccoli cristalli di quarzo e miche che conferiscono alla roccia la tipica scistosità derivano da metamorfismo regionale di grado da medio ad alto di rocce argillose. I micascisti sono tipici delle facies degli scisti verdi e delle anfiboliti. Associati ai micascisti sono frequenti gli gneiss, che derivano da metamorfismo regionale di grado da medio ad alto e hanno composizione simile a quella dei graniti. Gli gneiss presentano in genere modesta scistosità.

I processi magmatico, sedimentario e metamorfico fanno parte di un unico ciclo litogenetico di cui rappresentano diversi stadi successivi. Un primo stadio comprende l'intero processo magmatico, con l'intrusione e l'effusione di materiali fusi in risalita nella crosta. Uno stadio successivo si individua nel processo sedimentario, che porta all'accumulo di sedimenti. Il trasferimento di rocce dalla superficie in profondità e il loro coinvolgimento nei movimenti della crosta porta a un terzo stadio, quello del processo metamorfico, che, attraverso i fenomeni di fusione (anatessi), ci riporta al processo magmatico. Nella realtà intervengono però numerosi elementi di complicazione. Per esempio, una roccia intrusiva o effusiva può venire metamorfosata senza prima essere demolita dal processo sedimentario; una roccia sedimentaria può venire esposta in superficie subito dopo la sua formazione; una roccia metamorfica può venire sollevata ed esposta in superficie, senza prima subire fenomeni di rifusione. Inoltre il ciclo non è perfettamente chiuso, come è messo in evidenza da quanto accade al magma basaltico primario che risale dal mantello ed entra nel ciclo. Sebbene gran parte delle rocce originate da tale magma ritorni per fusione al mantello (come conseguenza di movimenti della parte più esterna della Terra) una parte resta all'interno della crosta continentale. Il ciclo non è chiuso nemmeno nei confronti di perdite verso l'esterno: l'idrosfera e l'atmosfera, infatti, si sono accumulate e continuano a farlo grazie ai processi vulcanici, anche se, nei processi di alterazione in superficie, l'idrosfera e l'atmosfera «cedono» alla litosfera acqua e anidride carbonica.