Il potere del litio

Vasche di evaporazione per l'estrazione del litio nella miniera di Calama, nel Cile settentrionale. Il litio, ampiamente usato nelle batterie ricaricabili, è un metallo considerato fondamentale per un futuro più verde, ma pone diversi interrogativi sulla sostenibilità della sua produzione. [Cristobal Olivares/Bloomberg/Getty Images]

1 La crosta terrestre: minerali e rocce

DIETRO L'IMMAGINE

Il potere del litio

Un futuro a basse emissioni di carbonio si basa anche sulla tecnologia delle batterie al litio. Già ampiamente usate nei computer portatili e negli smartphone, queste batterie saranno sempre più richieste per rispondere all'aumento della produzione di veicoli elettrici e sostenere le reti elettriche alimentate da fonti rinnovabili. Si prevede che il mercato mondiale delle batterie agli ioni di litio passerà dai 30 miliardi di dollari del 2017 a 100 miliardi di dollari nel 2025. Ma l'estrazione del litio, come di altri metalli, ha elevati costi ambientali. Circa un terzo del litio mondiale proviene da saline delle aree interne di Argentina e Cile, dove è estratto pompando in superficie da falde profonde enormi quantità d'acqua, per portare in soluzione i depositi salini e separare i composti contenenti litio. Ciò avviene in aree già molto aride, con un pesante impatto sugli ecosistemi e sulla vita delle popolazioni locali. Si stima che entro il 2050 la domanda complessiva di minerali come litio, rame, cobalto e nichel aumenterà di sei volte. Per questo motivo, è fondamentale promuovere non solo tecniche minerarie più rispettose dell'ambiente, ma anche il riuso, il riciclo e il corretto smaltimento delle batterie.

AGENDA 2030

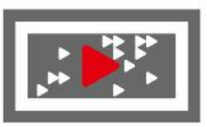
12 CONSUMO E PRODUZIONE RESPONSABILI

Ricerca ACTIVE LEARNING

I materiali come il litio diverranno sempre più ricercati. Fai una ricerca per scoprire dove vengono impiegate le batterie a ioni di litio e qual è il modo corretto di smaltirle. Si possono riciclare? Informati presso il tuo comune su come viene regolamentata la raccolta di batterie a ioni di litio. Sintetizza in un volantino informativo tutte le informazioni che hai raccolto.

1 I costituenti della crosta terrestre

Prima di cominciare a studiare il capitolo controlla le tue conoscenze di base



Test d'ingresso

Le prime rocce si sono formate quando si è formata la parte più esterna del pianeta – la crosta terrestre – per raffreddamento e solidificazione di materiale in origine fuso. Da allora le rocce sono state sottoposte a ripetuti cicli di «distruzione» e formazione di nuove rocce, in una catena di eventi senza prospettive di fine, se non l'esaurimento delle fonti di energia che «tengono in moto» questi processi.

Esistono pochi resti di rocce antichissime (di oltre 4 miliardi di anni), mentre le tracce delle prime rocce che si sono formate sono state totalmente cancellate da processi successivi. Per fare delle ipotesi sulla loro natura siamo dovuti «ricorrere» alle più antiche rocce della crosta della Luna, raccolte dalle missioni Apollo tra il 1969 e il 1972.

Quelli che vediamo affiorare in superficie oggi sono resti di rocce di ogni età. Essi costituiscono un gigantesco «archivio» grazie al quale la geologia cerca di ricostruire la storia della Terra: l'obiettivo è mettere in luce la struttura attuale del pianeta, i cambiamenti che ha subìto nel tempo, i processi che agiscono in questi cambiamenti e trarne le opportune conseguenze, come guida per impostare un corretto rapporto tra esseri umani e ambiente.

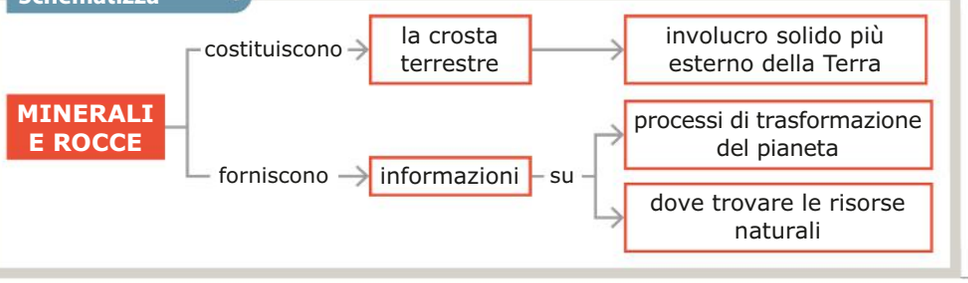
In questo capitolo vedremo quali sono e che origine hanno i materiali che costituiscono la crosta terrestre e che chiamiamo *minerali* e *rocce*.

I minerali sono i «mattoni» che edificano il pianeta; le rocce sono gli «edifici» cui i minerali danno origine e che costituiscono, in definitiva, la struttura della crosta.

Lo studio delle rocce ha messo in evidenza che molte di esse si sono formate in profondità, all'interno della crosta, e ha permesso di ricostruire processi interni della Terra, non osservabili, ma di grande importanza. Classificare le rocce in base ai processi *litogenetici* (i processi che le originano) significa poter disporre di uno strumento di indagine per ricostruire la storia della Terra e comprendere come «funziona» il nostro pianeta. Dietro la molteplicità di tali processi e l'eterogeneità dei prodotti che ne derivano scopriremo le linee fondamentali del *ciclo litogenetico*, un processo che riguarda tutta la crosta, i cui costituenti risultano in perenne trasformazione.

Oltre all'aspetto conoscitivo, lo studio delle rocce offre anche aspetti applicativi. I diversi processi litogenetici sono all'origine delle risorse naturali non biologiche, il cui impiego è iniziato con la raccolta di selce per le punte delle frecce ed è giunto all'estrazione di materiali radioattivi per produrre energia nucleare.

Schematizza



2 I minerali

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 fissa degli atomi* che la costituiscono.

I minerali sono in genere di origine inorganica, ma vengono considerati minerali anche sostanze come i carboni, gli idrocarburi e l'ambra, la cui formazione passa attraverso processi biologici.

2.1 La composizione chimica dei minerali

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*.

Non tutti gli elementi chimici noti in natura hanno però la stessa importanza nella composizione dei minerali della crosta terrestre. La Tabella 1 riassume l'ordine di abbondanza, in percentuale, dei principali elementi chimici nella crosta di tipo **continentale**, cioè la parte di crosta terrestre che corrisponde alle terre emerse e alla loro prima prosecuzione sotto il mare. I dati sono stati ottenuti dall'analisi di numerosi campioni raccolti in tutte le aree continentali, sia in superficie sia fino a una certa profondità. La tabella mostra che oltre il 98% in peso della crosta è formato da soli 8 elementi, con netta prevalenza dell'ossigeno e del silicio che, da soli, costituiscono il 74% della crosta terrestre continentale.

Il resto della crosta terrestre, la parte più ampia, che si estende sotto gli oceani e che è detta per questo **oceanica**, è composta dagli stessi elementi, ma in proporzioni diverse, e ciò ha portato a composti chimici differenti e, quindi, a minerali diversi.

2.2 La struttura cristallina dei minerali

Quasi tutti i minerali hanno una **struttura cristallina**, cioè un'«impalcatura» di atomi regolare e ordinata. Da questa struttura si origina la forma esterna del minerale, detta **abito cristallino** o **cristallo**. Possiamo quindi definire un cristallo come 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.

Ogni volta che un minerale può crescere senza ostacoli si sviluppa in cristalli singoli, perfettamente formati (Figura 1). Se lo spazio della cavità in cui cresce lo consente, le dimensioni dei cristalli possono arrivare eccezionalmente ad alcuni metri. Se invece la crescita è ostacolata per lo sviluppo contemporaneo di altri cristalli, ne risulta una massa di individui fittamente aggregati, nei quali non è possibile riconoscere l'abito cristallino senza opportuni strumenti.

La struttura interna di un cristallo di un qualunque minerale è quindi caratterizzata da una disposizione degli atomi nello spazio che si ripete a intervalli regolari lungo più direzioni. Questa struttura tridimensionale è detta **reticolo cristallino** e si presenta come allineamenti regolari di atomi, spesso in forma di ioni (in funzione del legame chimico che caratterizza il composto).

Composto chimico Un composto si forma quando due o più atomi diversi si legano insieme, con una *reazione chimica*. In un composto gli atomi sono presenti in un rapporto preciso e costante: per esempio, una molecola di acqua contiene sempre due atomi di idrogeno per ogni atomo di ossigeno.

Ione Un atomo è neutro, cioè non possiede carica elettrica. Se acquista o perde uno o più elettroni, assume una carica elettrica negativa o positiva ed è chiamato *ione*. Uno ione è negativo (detto anione) se ha acquistato uno o più elettroni; uno ione è positivo (detto catione) se ha perso uno o più elettroni.

Elemento	Simbolo	Percentuale in peso
Ossigeno	(O)	46,6
Silicio	(Si)	27,7
Alluminio	(Al)	8,1
Ferro	(Fe)	5,0
Calcio	(Ca)	3,6
Sodio	(Na)	2,8
Potassio	(K)	2,6
Magnesio	(Mg)	2,1
Tutti gli altri elementi		1,5

Tabella 1
Composizione media della crosta dei continenti espressa come abbondanza relativa dei principali elementi chimici che vi compaiono.

Figura 1
Cristalli di ametista.
[M. H. Sharp/SPL]

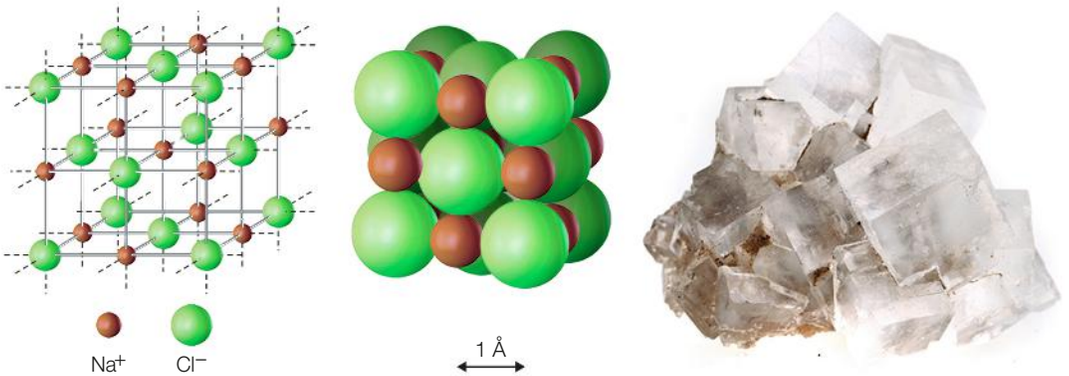


Figura 2
Struttura del *salgemma*. Nella figura a sinistra la posizione nello spazio degli ioni Na^+ e Cl^- è indicata in modo schematico da sferette che occupano i vertici di cubi ideali, alternandosi regolarmente lungo i filari (indicati dal tratteggio). Al centro, le sfere rappresentano le corrette dimensioni relative dei due tipi di ioni (1 Å, ångström = 10^{-10} m). L'immagine a destra mostra un aggregato di cristalli cubici di salgemma. [Jirik V/Shutterstock]

Lungo queste file regolari gli atomi, tutti dello stesso elemento chimico o di elementi diversi, si susseguono a distanze fisse e sono separati da spazi vuoti (Figura 2). L'esempio riportato in figura si riferisce alla struttura cristallina del minerale *salgemma*, che corrisponde al composto chimico cloruro di sodio. In questo caso le file regolari di atomi sono orientate nello spazio secondo tre direzioni tra loro ortogonali, tanto da disegnare delle minuscole celle di forma cubica.

L'esistenza di atomi diversi per dimensioni e struttura elettronica dà origine a reticoli cristallini diversi. Anche le forme degli abiti cristallini, di conseguenza, sono molteplici e spesso complesse, ma tutte rispondono a leggi di simmetria che governano l'organizzazione reticolare nello spazio. Poiché le distribuzioni possibili di atomi nello spazio per formare un minerale non sono infinite, i diversi abiti cristallini risultano distribuiti in 32 «classi», ognuna delle quali è caratterizzata da una o più **forme cristalline semplici** (cubi, prismi, piramidi).

In una stessa classe, forme semplici possono risultare combinate in numerose **forme cristalline composte**.

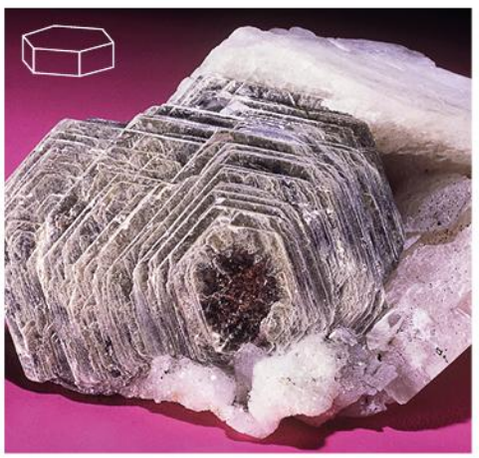


Figura 3
Muscovite. Sono evidenti i piani di sfaldatura, paralleli alla base dei cristalli. [J. Arem/SPL]

Figura 4
Esempi di lucentezza.
A. Tipica lucentezza metallica del minerale pirite (un solfuro di ferro), dal caratteristico colore giallo-ottone; è perfettamente riconoscibile anche l'abito cristallino (un solido con dodici facce pentagonali). Questo campione, ingrandito 1,5 volte, proviene da Rio Marina, Isola d'Elba.
B. Un esempio di lucentezza non metallica (di tipo vitreo) in un campione di anglesite (solfuro di piombo), proveniente dal Marocco. [UIGNA/DeAgostini/Alamy Foto Stock]

2.3 Proprietà fisiche dei minerali

La composizione chimica e l'abito cristallino sono le caratteristiche fondamentali di un minerale; a 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. La durezza 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 (Tabella 2).
- La **sfaldatura** è la tendenza di un minerale a rompersi per urto secondo superfici piane, parallele a una o più facce dell'abito cristallino (Figura 3). Essa dipende dalla diversa forza dei legami tra gli atomi nelle diverse direzioni entro il cristallo. I cristalli di muscovite (un tipo di mica) si suddividono facilmente in lamine sottili, che hanno la forma appiattita del cristallo, rappresentata dalla figura in bianco.
- La **lucentezza** (Figura 4) 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.

I minerali **idiocromatici** sono minerali che presentano sempre lo stesso colore (per esempio: il lapislazzulo è sempre turchino; la malachite verde; il cinabro rosso).

Tabella 2
Scala di Mohs.

Minerale	Talco	Gesso	Calcite	Fluorite	Apatite	Ortoclasio	Quarzo	Topazio	Corindone	Diamante
Numeri della scala	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

I minerali **allocromatici** sono minerali che presentano colori diversi a seconda delle impurità chimiche rimaste incluse nel reticolo durante la sua formazione o per certi «difetti» in alcuni punti del reticolo – per esempio: il quarzo e molte pietre preziose (Figura 5).

- Un'altra caratteristica importante dei minerali è la **densità** (massa per unità di volume; nel Sistema Internazionale si misura in kg/m^3). Essa dipende dalla massa atomica degli atomi del minerale e dalla distanza con cui essi sono «impacchettati» nel reticolo, e può variare a causa della pressione. Variazioni di densità provocate da variazioni di pressione influenzano il modo in cui i minerali trasmettono la luce, il calore e anche le onde sismiche.

2.4 Come si formano i minerali

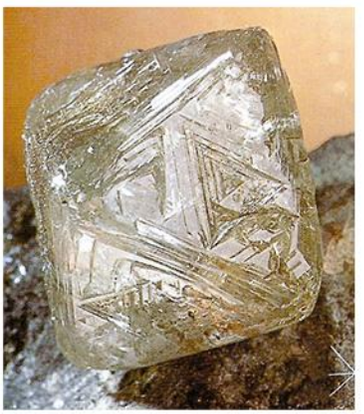
I minerali sono il risultato di una serie di reazioni chimico-fisiche che si possono riassumere nel processo di **cristallizzazione**, cioè nel passaggio da un insieme di atomi disordinati a porzioni di materia rigorosamente ordinata.

Ogni minerale dipende, perciò, dalle caratteristiche dell'ambiente naturale in cui si forma: temperatura, pressione e concentrazione dei diversi elementi chimici presenti. Il diamante e la grafite sono due modi diversi di cristallizzare dell'elemento *carbonio*: il **diamante** (in forma di ottaedro) ha origine sotto fortissime pressioni e alte temperature, la **grafite** (in lamelle nere, untuose al tatto) si forma per trasformazione finale ad alta pressione di sostanza organica (che a pressioni minori forma i vari tipi di *carboni* fossili); questo fenomeno, che caratterizza anche altri minerali, è detto «polimorfismo» (Figura 6). Vista l'importanza delle condizioni nelle quali si forma, la presenza di un minerale fornisce informazioni sull'ambiente di formazione della porzione di crosta terrestre che lo contiene.

Vediamo quali sono i principali processi di formazione di un minerale.

- **Raffreddamento** di un materiale fuso (per esempio la lava eruttata da un vulcano). Gli atomi o i gruppi di atomi si aggregano per formare i reticoli cristallini tipici dei composti chimici che possono formarsi a seconda della composizione del fuso.
- **Sublimazione** di vapori caldi. Le esalazioni vulcaniche, per esempio, possono determinare la formazione di cristalli su superfici relativamente fredde vicine alla zona di fuoriuscita dei vapori.
- **Precipitazione** da soluzioni acquose calde in via di raffreddamento (Educazione civica, *La grotta dei cristalli di Naica*, a pagina 6). Al diminuire della temperatura, si formano via via cristalli di specie mineralogiche diverse, a seconda della composizione chimica della soluzione.
- **Evaporazione** di soluzioni acquose, soprattutto acque marine.
- **Attività biologica**, che porta alla costruzione di gusci o apparati scheletrici.
- **Trasformazioni allo stato solido** di minerali già esistenti prodotte da variazioni di temperatura o di pressione (o di entrambe). Tali variazioni danno origine a specie mineralogiche diverse da quelle di partenza: sono diffuse soprattutto in profondità, entro la crosta.

Figura 5
Un tipico minerale allocromatico: la fluorite, che può presentarsi in diversi colori, come queste varietà rosa e verde. [*Fotoatlante dei minerali e rocce*, Zanichelli]



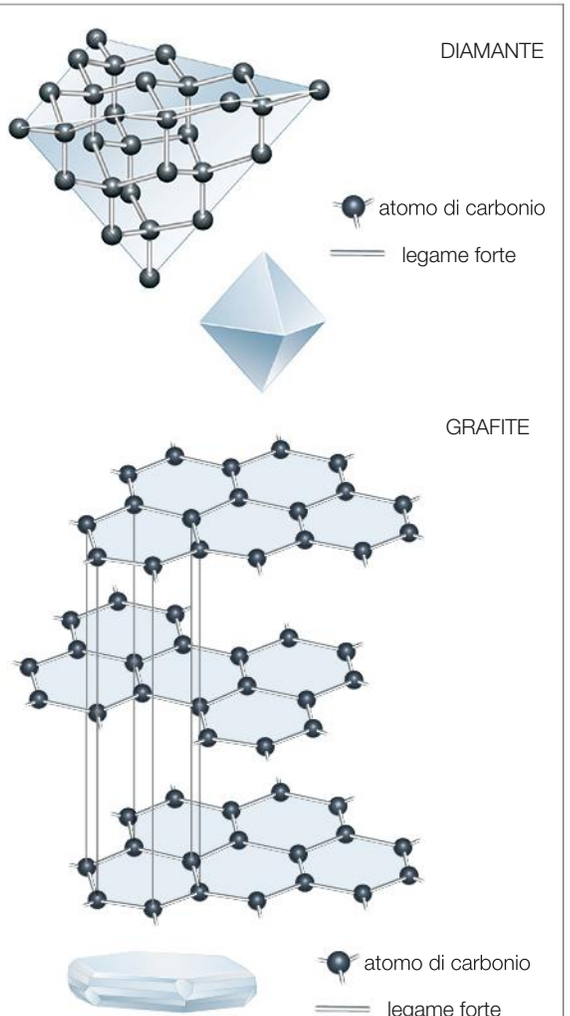


Figura 6
Il diamante e la grafite sono due minerali *polimorfi*. Il diamante si forma a pressioni e temperature elevatissime, a grande profondità, ed è durissimo (10 nella scala di Mohs), mentre la grafite si forma a temperature e pressioni meno elevate, a minore profondità, ed è molto meno compatta (durezza 1). [J. Cancalosi/Corbis]

EDUCAZIONE CIVICA

La grotta dei cristalli di Naica

AGENDA 2030 — 11 CITTÀ E COMUNITÀ SOSTENIBILI

Un caso spettacolare, ma soprattutto un vero laboratorio naturale, da anni centro di ricerche, è la Grotta dei cristalli (*Cueva de los cristales*, in spagnolo), una grande cavità carsica a 300 metri sotto la superficie, con un'elevatissima umidità e una temperatura di circa 46 gradi °C, le cui pareti sono letteralmente tappezzate da una «foresta» di grandi cristalli di *selenite* (una varietà del gesso), quasi trasparenti, di dimensioni gigantesche (Figura A).

La grotta si trova nei rilievi calcarei al margine del grande deserto Chihuahua, nel nord del Messico, presso il confine con il Texas. La località è Naica, uno dei centri da tempo sede di attività per lo sfruttamento di giacimenti argentiferi. Proprio l'attività estrattiva ha portato alla scoperta della grotta, perché il giacimento si sviluppava in profondità e proseguiva al di sotto della superficie freatica, totalmente sommerso. Per poter continuare lo sfruttamento, l'intera area fu sottoposta a pompaggio continuo delle acque (45 000 litri/minuto), fino a deprimere e a mantenere stabile la loro superficie a molte centinaia di metri più in basso, permettendo così di proseguire lo scavo delle gallerie in profondità. Fu così che, nel 2000, i nuovi scavi intercettarono la vasta cavità con i cristalli giganteschi.

In quella vasta cavità, nel buio totale, immersi in un fluido caldo, immobile, i cristalli si erano accresciuti fino a dimensioni gigantesche: la grotta, oltre a offrire un'immagine unica nel genere per dimensioni, ha permesso di studiare «dal vivo» un processo di delicati equilibri chimico-fisici che potrebbe proseguire all'infinito… E così sarà: i lavori di estrazione dell'argento hanno esaurito il giacimento e l'attività estrattiva è stata sospesa; di conseguenza è stato sospeso il pompaggio delle acque di falda e la grotta tornerà a essere sommersa, come era prima dei lavori di estrazione. Ma i dati, le immagini e le esperienze raccolte sono una grande ricchezza e segneranno un altro passo avanti nella conoscenza di come «vive» il nostro pianeta.

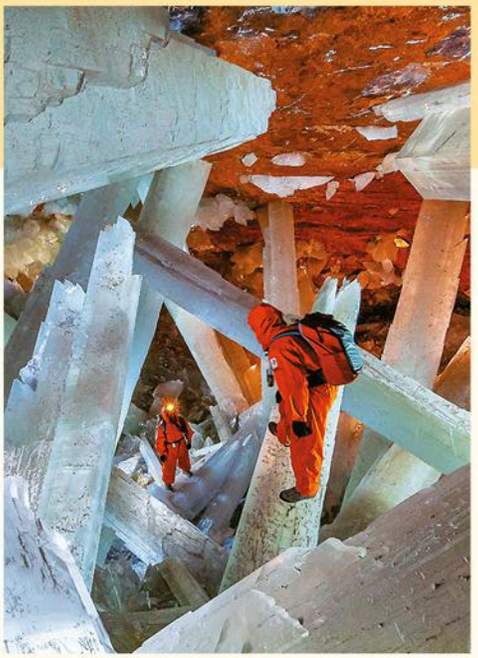
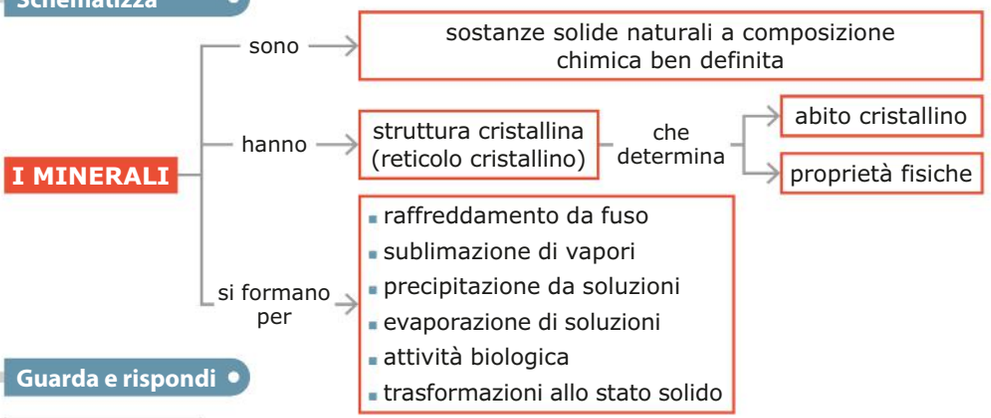
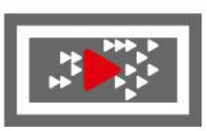


Figura A
I cristalli di selenite della *Cueva de los cristales*. La grotta è stata esplorata e studiata dall'associazione internazionale La Venta, utilizzando attrezzature speciali, tra cui tute refrigerate. [Foto Petrignani/La Venta]

Schematizza



Guarda e rispondi



Video
La formazione dei minerali

A. Che dimensioni hanno i cristalli che si formano in una colata lavica che si raffredda in superficie?
B. Indica i diversi processi a seguito dei quali da una soluzione acquosa si possono separare solidi cristallini.

Video
La struttura cristallina dei minerali

C. In che modo i minerali possono dar origine a forme cristalline composte?
D. Che cos'è l'abito cristallino?

Keywords in English

Crystalline structure (struttura cristallina)
An ordered three-dimensional array of atoms in which the basic arrangement (crystal lattice) is repeated in all directions.

Mineral (minerale)
A naturally occurring, mostly inorganic, solid crystalline substance, with a specific chemical composition.

Scegli le parole

1. **L'abito**/**Il reticolo** cristallino è la disposizione nello spazio degli atomi di un minerale e ne determina la forma **esterna**/**interna**.
2. Per riconoscere un minerale bisogna tenere conto di alcune proprietà ..... come la ....., la lucentezza, la ....., il ..... e la densità.

Rispondi

3. Che cos'è la scala di Mohs?
4. Da che cosa dipende il polimorfismo di un minerale? Fai un esempio.
5. Perché le classi di minerali non sono infinite?

3 Classificare i minerali

Per orientarsi tra le numerosissime varietà di minerali oggi note è necessario ricorrere a una classificazione che tenga conto delle caratteristiche fondamentali dei minerali:

- struttura del reticolo cristallino (che dà origine all'abito cristallino);
- composizione chimica.

Le unità base di questa classificazione sono le **specie minerali**, ognuna delle quali comprende tutti gli individui minerali che hanno lo stesso tipo di reticolo strutturale e composizione chimica uguale (o variabile entro limiti ben precisi).

Uno schema molto semplificato di questa classificazione è riportato nella Tabella 3, nella quale i minerali sono distribuiti in 8 classi (alle quali si aggiunge una nona classe per le sostanze organiche). A parte la prima classe, che comprende gli elementi nativi (che formano cristalli con un solo tipo di elemento), tutte le altre raccolgono ossidi e sali «costruiti» intorno a una serie di anioni.

Non tutte le specie di minerali oggi note hanno la stessa importanza nella composizione della crosta terrestre; le specie veramente abbondanti sono una ventina ed è dalla loro combinazione che prendono origine le rocce.

3.1 I minerali silicatici

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** $[SiO_4]^{4-}$ che ne risulta ha la forma tridimensionale di un tetraedro (Figura 7). I tetraedri possono legarsi tra di loro, originando catene di tetraedri oppure lamine e reticoli tridimensionali, secondo un processo detto **polimerizzazione**.

In tali strutture una parte degli ossigeni mantiene i collegamenti tra i tetraedri, mentre gli altri ossigeni si uniscono a cationi diversi dal silicio.

I cationi che più frequentemente si legano alle strutture silicatiche sono il sodio, il potassio, il calcio, il magnesio, il ferro (ferroso e ferrico). Diverso è il comportamento dell'alluminio, che può sostituire parte del silicio nei tetraedri, originando gli allumi-

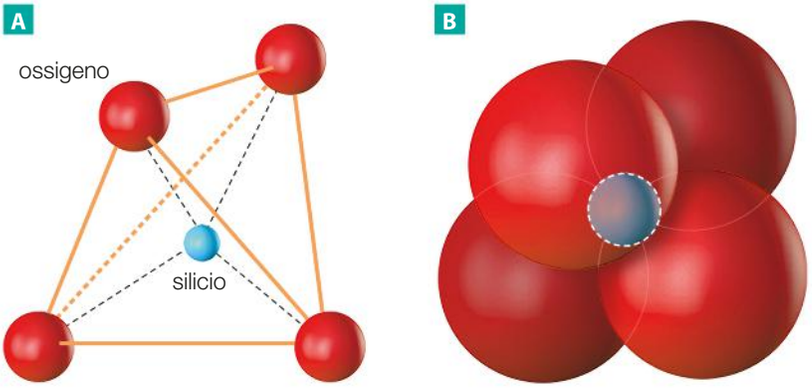


Figura 7
Struttura del tetraedro $[SiO_4]^{4-}$.
A. Rappresentazione schematica, con il catione Si^{4+} che coordina quattro anioni O^{2-} (linee a puntini neri); la struttura tridimensionale è messa in evidenza dalle linee in rosso che delineano la forma del tetraedro.
B. Il tetraedro è disegnato rappresentando gli ioni con sfere di adeguate dimensioni relative; il catione Si^{4+}, molto più piccolo, è completamente racchiuso nello spazio che rimane tra i quattro grandi anioni O^{2-} fra loro a contatto.

Tabella 3
Classificazione dei minerali.

Classe	Ioni prodotti	Esempio
Elementi nativi	Nessuno	carbonio, C; oro, Au
Solfuri e composti simili	Ione solfuro: S^{2-} e anioni simili	pirite, FeS_2
Alogeni	Cl^-, F^-, Br^-, I^-	salgemma, NaCl
Ossidi e idrossidi	O^{2-} OH^-	ematite, Fe_2O_3 brucite, $Mg(OH)_2$
Carbonati e composti simili	CO_3^{2-}	calcite, $CaCO_3$
Solfati e composti simili	SO_4^{2-} e anioni simili	barite, $BaSO_4$
Fosfati e composti simili	PO_4^{3-} e anioni simili	apatite, $Ca_5F(PO_4)_3$
Silicati	SiO_4^{4-}	pirosseni, $MgSiO_3$

nosilicati, che comprendono, tra gli altri, i **feldspati**, il gruppo più numeroso dei minerali della crosta terrestre.

In base al diverso modo di legarsi tra loro dei tetraedri, i silicati si suddividono in quattro gruppi, la cui struttura è schematizzata nella Figura 8, nella quale sono riportati anche i nomi dei minerali più rappresentativi e più diffusi in ogni gruppo.

Un gruppo di silicati tristemente noto è quello genericamente chiamato *amianto* o *asbesto*. Si tratta di un gruppo di silicati con abito cristallino più o meno fibroso (Figura 9), i cui cristalli vengono facilmente asportati e dispersi e, una volta inalati, rimangono intrappolati nei polmoni causando gravi patologie. Questi minerali sono stati a lungo usati come isolante antincendio in edilizia, in automobili, navi e treni.

3.2 I minerali non silicatici

I minerali **non silicatici** sono molto meno abbondanti di quelli silicatici, ma tutt'altro che trascurabili, se non altro perché comprendono molte specie minerali di rilevante importanza economica.

Esaminiamo alcuni minerali rappresentativi delle singole classi elencate nella Tabella 3.

Elementi nativi • Sono masse di minerale costituito da un singolo elemento chimico, che si trova allo stato puro. Spesso gli elementi nativi non si presentano in cristalli ma in forma di ammassi granulari o filamentosi: sempre, però, con un reticolo cristallino, osservabile con opportuni strumenti.

L'**oro** si trova in rocce intrusive: raramente in cristalli, in genere in granuli informi, lamine o pagliuzze. L'**argento** (che rivedremo tra i solfuri) può trovarsi anche come elemento nativo, in masserelle o in forme filamentose (Figura 10); così il **rame**, che si presenta, in genere, in masse o

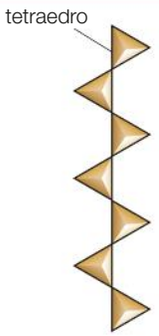
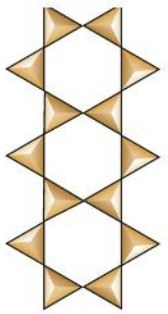
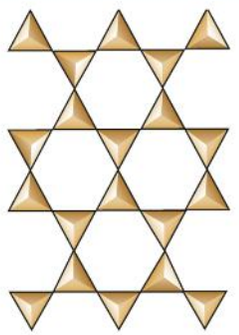
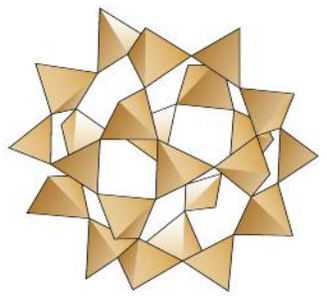
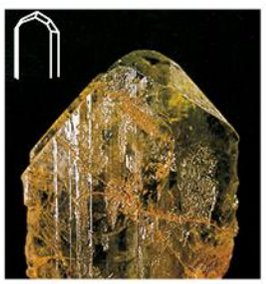
nesosilicati	inosilicati		fillosilicati	tettosilicati
tetraedri separati	catena singola indefinita	catena doppia indefinita	strato indefinito	intelaiatura tridimensionale
olivina, granato	 pirosseni	 anfiboli	 miche, talco	 quarzo, feldspati
 olivina	pirosseno	anfibolo	muscovite	feldspato

Figura 8
Strutture cristalline dei principali silicati, rappresentate attraverso i diversi modi in cui i tetraedri $[SiO_4]^{4-}$ possono legarsi tra loro per mezzo di *ossigeni-ponte*.
I tetraedri si ripetono in modo regolare, in una o più direzioni nello spazio, spesso con estensione indefinita (un processo noto come *polimerizzazione*), mentre vari tipi di cationi possono entrare a far parte di queste strutture unendosi agli *ossigeni*. Le diverse forme dei polimeri influiscono sulla forma dei cristalli che ne derivano: gli inosilicati, per esempio, sono in genere allungati, i fillosilicati sono lamellari e così via.

Figura 9
La crocidolite. È una delle specie mineralogiche che sono state in commercio sotto il nome di amianto. Si riconoscono le fibre acuminate. [Universal Images Group North America LLC/ DeAgostini/Alamy/IPA]

Figura 10
Elementi nativi.
Un campione di argento nativo. [Natural History Museum, London/Science Photo Library]

in *dendriti* (a forma di rametti), e raramente in piccoli cubi.

Tra gli elementi nativi ricordiamo, oltre a diamante e grafite (costituiti entrambi interamente da carbonio), anche il **mercurio**, l'unico minerale liquido a temperatura ambiente (diviene solido solo a −39 °C). Si trova in rocce vulcaniche, in forma di minuscole gocce.

Solfuri • Sono minerali che contengono *zolfo* direttamente legato con elementi metallici. La **pirite** è un solfuro di *ferro* molto comune. Si presenta in cristalli cubici, ottaedrici (con 8 facce triangolari equilatere) oppure formati da 12 facce pentagonali (rivedi figura 4A); l'**argentite** è il solfuro d'*argento* e la **galena** è il solfuro di *piombo* (Figura 11): tutti sono ampiamente sfruttati per estrarne il metallo associato.

Alogeni • Gli **alogeni** (o alogenuri) sono minerali costituiti dalla combinazione di uno o più elementi con il *cloro*, il *fluoro*, lo *iodio* o il *bromo*, elementi del gruppo chimico degli alogeni.

La **fluorite** (fluoruro di *calcio*) cristallizza in forme cubiche e ottaedriche. Quando è pura è trasparente, ma può assumere varie colorazioni, a seconda delle impurità che contiene nel reticolo cristallino (Figura 12). Anche il **salgemma** (cloruro di *sodio*) è un alogeno: si forma per l'evaporazione di acque del mare o di laghi salati. È il sale comune adoperato nell'industria chimica e in cucina.

Ossidi • La classe degli **ossidi** ha una notevole importanza economica, perché comprende i minerali da cui si ricava gran parte dei metalli usati nell'industria. Sono compresi in questo gruppo i minerali **ematite** (Fe_2O_3) (Figura 13) e **magnetite** (Fe_3O_4), utilizzati per l'estrazione del ferro.

Il **corindone** è un ossido di alluminio: è un minerale inferiore per durezza solo al diamante; a volte si presenta in varietà limpide di colore blu, chiamate *zaffiro*, o di tipico colore rosso, chiamate *rubino*.

Carbonati • Sono composti da uno o più ioni positivi combinati con uno ione carbonato $(CO_3)^{2-}$. I minerali più comuni di questa classe sono la **calcite** (carbonato di *calcio*) e la **dolomite** (carbonato doppio di *calcio* e *magnesio*), che sono i componenti essenziali delle rocce sedimentarie carbonatiche (calcari e dolòmie). La calcite si forma per evaporazione di soluzioni ricche di carbonato di calcio (Figura 14) o per estrazione dalle acque a opera di organismi che utilizzano il carbonato di calcio per «costruire» i propri gusci o scheletri.

Solfati • Nei **solfati** lo zolfo è presente sotto forma di ione solfato, $(SO_4)^{2-}$. Comprendono circa 300 tipi di minerali: il più comune è il **gesso** (Figura 15) (solfato di calcio legato a due molecole di acqua), che spesso si accresce in limpidi cristalli e che è stato trovato anche con individui di dimensioni gigantesche.

Fosfati e borati • Questo gruppo comprende, tra gli altri, alcuni tipi di minerali di importanza particolare per i loro usi.

I **fosfati** contengono uno *ione fosfato* (dato dalla combinazione di fosforo e ossigeno), legato a uno o più elementi metallici e si formano in ambienti diversi. L'**apatite**, per esempio, che è un fosfato di calcio, si trova in rocce eruttive, ma anche in rocce sedimentarie marine di origine chimica, for-

Figura 11
Solfuri. Un campione di galena (solfuro di piombo) con cristalli cubici. [A. Russ/Shutterstock]

Figura 12
Alogeni. Cristalli di *fluorite* (fluoruro di calcio) con abito cubico e una delle colorazioni più comuni. [P. Goetgheluk/SPL]

Figura 13
Ossidi. L'*ematite* (ossido di ferro) compare in cristalli neri, appiattiti, a volte in forma di lamelle disposte come i petali di una rosa, ma più spesso forma masse granulose di aspetto terroso. È il più diffuso minerale per l'estrazione del ferro, anche se non il più ricco. [A. Russ/Shutterstock]

Figura 14
Carbonati. La *calcite* (carbonato di calcio) è un minerale comune, in cristalli opachi o trasparenti, variamente colorati.

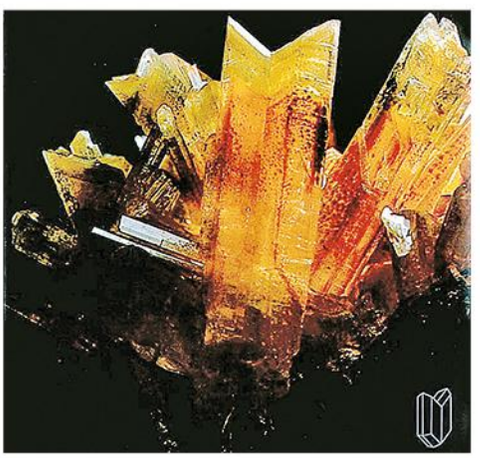
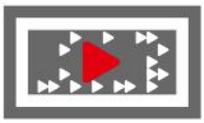


Figura 15
Solfati. *Gesso* (solfato di calcio) nella varietà selenite, con cristalli geminati «a coda di rondine». [da *Fotoatlante dei minerali e rocce*, Zanichelli]

matesi per precipitazione di sostanze sciolte nell'acqua (Figura 16). Nell'industria essa viene utilizzata per produrre fertilizzanti. Il **turchese**, un fosfato contenente rame e alluminio, che si presenta in cristalli microscopici aggregati in masse e noduli di un colore azzurro tipico, si forma per alterazione, in clima arido, di rocce ricche in alluminio contenenti apatite e solfuri di rame e ferro. I turchesi sono usati come pietre ornamentali di gran pregio (Figura 17).

I **borati** contengono uno *ione borato* (dato dalla combinazione di boro e ossigeno), legato a uno o più ioni positivi e sono sfruttati per ricavare il *boro*, un elemento usato nelle industrie chimica, farmaceutica e dei cosmetici. Alcuni borati, come il **borace** (borato di *sodio*), si formano per precipitazione chimica lungo le rive dei laghi salati (Figura 18). Nel passato grandi quantità di borati provenivano dalla zona di Larderello, in Toscana – oggi conosciuta soprattutto per la produzione di energia geotermica – dove dal sottosuolo fuoriescono ancora dei *soffioni* (getti di vapore acqueo ad alta pressione e a 120-210 °C, contenenti vari composti, tra i quali acido borico).



Per saperne di più
Cristalli: un mondo di fantasie geometriche e di colori

Figura 16
Fosfati. L'*apatite*, un fosfato di calcio che cristallizza in prismi esagonali, si presenta anche in varietà limpide, usate come gemme, benché questo minerale sia piuttosto fragile. [Foto Betz, 1984]

Figura 17
Fosfati. Il *turchese* è un fosfato di rame e alluminio che si presenta spesso come un aggregato di noduli; il campione nell'immagine, tagliato e lucidato, mette in evidenza il suo tipico colore, che ne fa una pietra ornamentale pregiata. [P. Korbel, M. Novak]

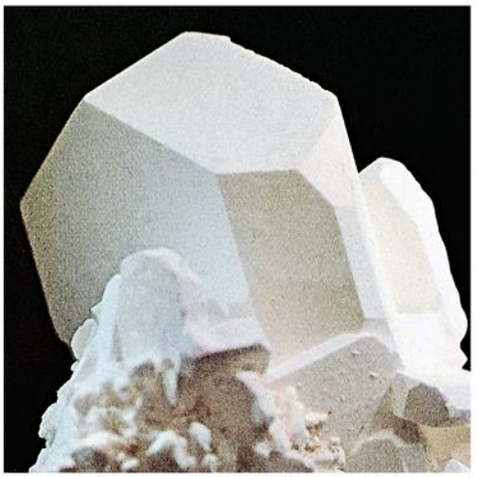
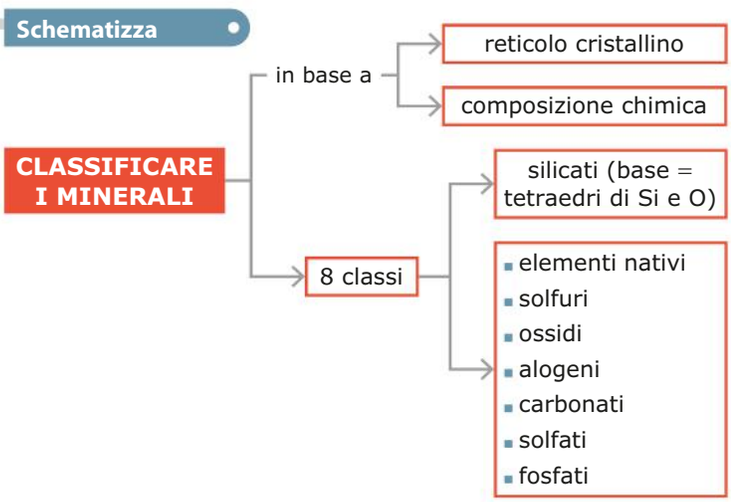


Figura 18
Borati. Il *borace* (borato di sodio) cristallizza spesso in tipici prismi bianchi. [Dr. Lieber]

Keywords in English

Silicate (silicato)
A compound whose crystal structure contains SiO_2 tetrahedra, which are either isolated or joined by one or more oxygen atoms to form groups, chains, sheets, or three-dimensional structures with metallic elements.

Schematizza



Scegli le parole

1. I minerali sono classificati in base al ..... e alla composizione chimica; il gruppo più abbondante è quello dei ....., costituiti essenzialmente da ossigeno e ..... che si legano a formare il gruppo .... $[SiO_4]^{4-}$, che ha la forma di un .....
2. Tra i minerali non silicatici, i **feldspati**/**solfuri** come la pirite contengono zolfo, mentre quelli che contengono calcio sono detti **carbonati**/**alogeni**, e formano la calcite e la dolomite.

Rispondi

3. Che cosa sono gli elementi nativi?
4. Quali elementi nativi conosci?
5. Qual è il processo responsabile della grande varietà di silicati?

Mettiti in gioco ACTIVE LEARNING

6. La fantascienza spesso considera forme di vita extra-terrestri «basate sul silicio». In base alle tue conoscenze nel campo delle scienze, prova a spiegare perché proprio il silicio sia citato per questo ruolo e raccogli possibili pro e contro questa ipotesi. Riassumi la tua riflessione in un post da pubblicare in Internet, in una discussione su un sito per appassionati di fantascienza. Il post deve essere lungo tra 50 e 100 parole.

4 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.

Le rocce sono in prevalenza eterogenee, costituite, cioè, da più specie di minerali; talvolta se ne incontrano di omogenee, formate da un solo minerale, come un ammasso di calcàre o di gesso. Se si esaminano su grande scala, però, anche le rocce omogenee contengono tracce di altri minerali che tolgono alla roccia quella uniformità chimica che caratterizza un minerale.

Lo studio di una roccia comincia sul terreno, con l'osservazione di caratteristiche macroscopiche: aspetto omogeneo o presenza di stratificazione, colore, durezza, presenza di minerali particolari o fossili, rapporti con le rocce circostanti. Per la definizione precisa di una roccia è però necessario identificare il tipo e il numero di minerali presenti e per questo si ricorre a prove di laboratorio: osservazioni al microscopio, esame ai raggi X, analisi chimiche qualitative e quantitative.

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** è caratterizzato dalla presenza iniziale di un materiale fuso, chiamato genericamente **magma**. Esso 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, in profondità o in superficie, e quindi alla formazione di aggregati di minerali che costituiscono le **rocce magmatiche** (Figura 19).
- 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** (Figura 20). Il processo sedimentario si svolge sulla superficie terrestre o a modesta profondità, per cui è caratterizzato da basse temperature (all'incirca tra 0 e 150 °C) 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**

Figura 19
Il processo magmatico. Una colata di lava basaltica (Repubblica Ceca). La fessurazione verticale che isola le «colonne» è dovuta a contrazione per il processo di raffreddamento. [rudnitskaya_anna/Shutterstock]

Figura 20
Il processo sedimentario. Le tre Cime di Lavaredo, nelle Dolomiti, sono formate dalla sovrapposizione di numerosi strati di rocce sedimentarie, in origine estesi su una vasta area ma in seguito profondamente intagliati e modellati dall'erosione. [S. Politi/Marka]

(Figura 21). Le temperature alle quali avvengono le trasformazioni sono comprese tra 300 e 800 °C, quindi a valori intermedi tra quelli tipici del processo sedimentario e quelli propri del processo magmatico, mentre le pressioni sono quasi sempre elevate.

Se fosse «ripulita» dalla copertura vegetale e dal suolo (che rappresenta l'alterazione delle rocce a contatto con l'atmosfera) la superficie delle terre emerse risulterebbe formata per il 55-60% da rocce metamorfiche, che sono le più abbondanti, per il 35-40% da rocce ignee e fino al 5%, o poco più, da rocce sedimentarie.

Se si scende in profondità entro la crosta, le rocce sedimentarie scompaiono ben presto e vengono sostituite da rocce magmatiche intrusive e, soprattutto, metamorfiche: queste ultime, in pratica, sono le sole presenti nella parte più profonda della crosta.

Che cosa significa la presenza di tre gruppi così diversi di rocce e la loro distribuzione nella crosta? Che legame c'è tra i vari processi litogenetici? Per comprenderlo, esaminiamo separatamente i tre gruppi di rocce, cercando in ogni gruppo un «filo conduttore» che ci aiuti a dare un qualche ordine ai numerosi tipi e varietà di rocce che sono stati scoperti. Questo ci aiuterà a ricavare dal riconoscimento di una roccia dati e informazioni sulla natura, l'origine e le trasformazioni della crosta terrestre.

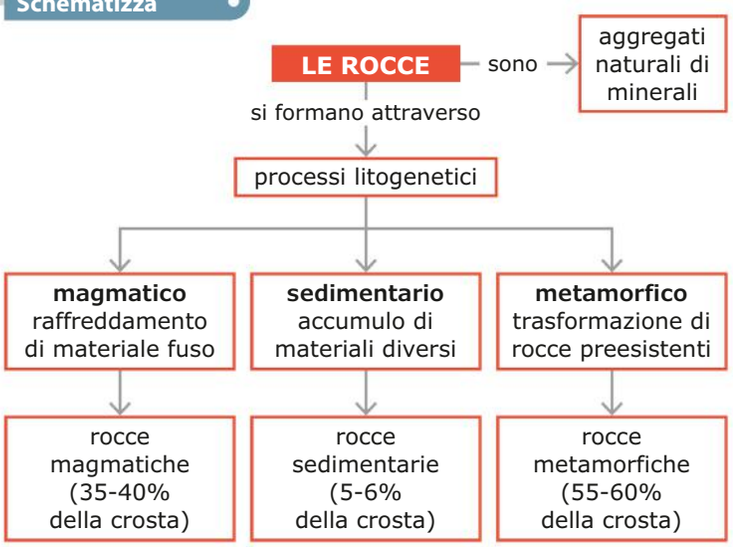
Keywords in English

Lithogenetic process (processo litogenetico)
The process leading to the formation of rocks.

Rock (roccia)
Naturally occurring solid aggregate of minerals.

Figura 21
Il processo metamorfico. Le cave del famoso marmo di Carrara sono tagliate in calcàri che sono stati trasformati in rocce metamorfiche, attraverso la ricristallizzazione della calcìte. Il colore chiaro e la trasparenza del marmo indicano che i calcàri originari erano molto puri. [dpa picture alliance/Alamy/IPA]

Schematizza



Guarda e rispondi

Video
Lo studio delle rocce

A. Quali tipi di materiali ti aspetti di trovare in un deposito morenico scoperto lungo un fiume in montagna? Puoi formulare un'ipotesi anche sulla loro composizione?
B. Quale contributo può dare all'identificazione di una roccia lo studio in laboratorio?

Scegli le parole

1. Le rocce sono un aggregato di diversi ……; in base alle specie minerali che le costituiscono, le rocce possono essere omogenee o ……; la loro formazione avviene mediante tre processi ……
2. Nel processo **magmatico/metamorfico** le rocce si formano in condizione di pressione varia e temperatura **bassa/elevata**.

Rispondi

3. Quali sono le caratteristiche da prendere in considerazione quando iniziamo a osservare una roccia sul campo?
4. Quali sono le rocce più abbondanti sulla superficie delle terre emerse?
5. Perché la formazione delle rocce sedimentarie avviene a bassa pressione e temperatura?

Mettiti in gioco ACTIVE LEARNING

6. Durante una gita in montagna, sei colpito da una roccia che sembra formata da strati uno sopra l'altro, di diverso colore. Che roccia potresti aver scoperto? Che cosa ci racconta di sé questa roccia?

5 Rocce magmatiche o ignee

Le rocce **magmatiche**, note anche col nome di *ignee* o *eruttive*, derivano da un magma, cioè da una roccia fusa.

La temperatura, all'interno della Terra, cresce fino a oltre 4000 °C, un valore che sarebbe sufficiente a far fondere tutte le rocce che conosciamo. La pressione, però, cresce anch'essa all'aumentare della profondità e, facendo innalzare il punto di fusione, impedisce il passaggio allo stato liquido. La Terra quindi è sostanzialmente solida fino a circa 3000 km di profondità, dove inizia il nucleo esterno, che si comporta come un liquido.

Lo studio di alcuni minerali ha dimostrato che le lave risalgono da profondità comprese entro i primi 100 km e che alcuni tipi di lave risalgono anche da zone tra i 100 e i 250 km: si devono verificare particolari condizioni che determinano la fusione, almeno parziale, di rocce del mantello e della crosta che normalmente sono molto calde, ma solide.

5.1 Rocce magmatiche intrusive ed effusive

Un **magma** è un materiale fuso che si forma per cause diverse all'interno della crosta o della parte alta del sottostante mantello, a profondità variabili (in gran parte dei casi, come sopra ricordato, tra i 15 e i 100 km). Tali masse fuse, 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** vengono suddivise in due gruppi.

- Le **rocce intrusive** (o **plutoniche**), si originano da magmi che solidificano in profondità, circondati 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, quando 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.

Le rocce intrusive e le rocce effusive presentano caratteristiche abbastanza diverse, anche se con una semplice osservazione a livello macroscopico non è sempre facile distinguerle. La soluzione del problema è stata fornita dalla Petrografia, che ha messo in luce come avviene il passaggio dal materiale fuso a una roccia solida.

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 che ne deriva è interamente formata da cristalli di grandi dimensioni, in genere visibili ad occhio nudo.

Figura 22
Campione di *granito*, una tipica roccia intrusiva, segato e lucidato. I granuli grigi, traslucidi, sono di *quarzo*, i grossi cristalli rosa sono di *ortoclasio*, quelli bianchi di *plagioclasio* e quelli nerastri (opachi) di *mica* e di *anfibolo*. [Dipart. Scienze della Terra, Università «Sapienza», Roma]

Le rocce intrusive presentano una **struttura granulare olocristallina**, come quella dei graniti (Figura 22). Le masse fuse di tipo granitico, generate a qualche decina di kilometri di profondità, danno origine ad ammassi di rocce durissime, i **batoliti**, lunghi anche migliaia di kilometri e larghi centinaia di kilometri. Questi ammassi possono arrivare alla superficie terrestre grazie alla combinazione dei movimenti della crosta e della lenta demolizione delle rocce sovrastanti, che vengono asportate dagli agenti esogeni (Figura 23).

Figura 23
Questi rilievi (Yosemite National Park) sono una piccola parte del gigantesco batolite di granito che costituisce quasi per intero la Sierra Nevada, in California. Dopo la sua messa in posto (fra i 100 e gli 80 milioni di anni fa), il batolite si sollevò lentamente; in milioni di anni l'erosione ha smantellato le rocce che lo coprivano. Il rilievo sulla destra è l'*Half Dome* («mezza cupola»); la metà cupola «mancante» è franata dopo il ritiro di un ghiacciaio che colmava la valle. [P. Langereis/Shutterstock]

Mantello Uno degli involucri concentrici della struttura interna della Terra. È situato sotto la crosta e al di sopra del nucleo, e ha uno spessore di circa 2900 km.

Nel caso delle **rocce effusive**, invece, il magma risale fino in superficie, dove trabocca come lava. In tal caso la temperatura passa rapidamente da circa 1000 °C a quella ambiente e la pressione scende in brevissimo tempo da valori di diverse migliaia di atmosfere a quelli ordinari. In questo modo gas e vapori si disperdono nell'aria e la massa fluida viene allora chiamata **lava**. Solo una piccola parte della massa magmatica originaria, finché è ancora in profondità o mentre sta risalendo, si trasforma in cristalli di dimensioni apprezzabili. Il resto consolida invece quando arriva in superficie e lo fa così rapidamente che i cristalli non hanno tempo di accrescersi. Si forma così un mosaico di cristalli minuscoli, visibili solo al microscopio (Figura 24), 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 (Figura 25); il *vetro*, infatti, è una sostanza *amorfa*, cioè non cristallizzata, che si forma per rapido raffreddamento di un fuso silicatico.

Le rocce effusive presentano **struttura 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 (Figura 26). In casi particolari, tutta la massa è vetrosa: sono le *ossidiane* o «vetri vulcanici» (rivedi la figura 25).

5.2 Classificazione dei magmi

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 è il composto chimico SiO_2 e 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.

Su tale base, i magmi si dividono in:
- *magmi acidi* o *sialici* (ricchi in silice);
- *magmi neutri* o *intermedi*;
- *magmi basici* o *femici*;
- *magmi ultrabasici* (poverissimi in silice).

Si faccia attenzione al significato specifico che viene dato, in questo contesto, ai termini *acido* e *basico* (cioè: ricco o povero in silice), diverso da quello usuale quando ci si riferisce a reazioni chimiche.

- I **magmi acidi**, ricchi in Si (silicio) e Al (alluminio), danno origine a rocce con densità intorno a 2,7 g/cm^3, povere di silicati, ricche di alluminosilicati e di una certa quantità di silice libera (SiO_2), che solidifica in granuli di quarzo. In totale, la silice arriva a oltre il 65% in peso. Tali rocce sono dette **acide** o **sialiche** (dalle iniziali di **si**licio e **al**luminio).
- I **magmi neutri** hanno una composizione intermedia (dal 52 al 65% in peso di silice) e danno origine a rocce **neutre**: la loro densità è superiore a quella delle rocce acide e mostrano un rapporto equilibrato fra alluminosilicati e silicati.
- I **magmi basici** hanno una quantità bassa di silice (inferiore al 52%) ma sono relativamente ricchi in Fe (ferro), Mg (magnesio) e Ca (calcio). Essi danno origine a rocce in genere scure (dal verde al grigio scuro e al nero), con densità prossima a 3 g/cm^3, ricche di silicati e prive di silice libera. Tali rocce sono dette **basiche** o **femiche** (dalle iniziali di **fe**rro e **ma**gnesio).
- Nei **magmi ultrabasici** la percentuale di silice è inferiore al 45% in peso. Le rocce cui danno origine sono dette **ultrabasiche** o **ultrafemiche**: sono tutte di colore molto scuro, hanno densità elevata (3 g/cm^3 o superiore) e sono formate essenzialmente da silicati di Fe e Mg.

A parità di altre condizioni (temperatura, pressione), i magmi acidi sono molto più viscosi di quelli basici (cioè presentano una maggiore resistenza allo scorrimento). A titolo di esempio, le lave riolitiche hanno una viscosità 10 000 volte maggiore di quella delle lave basaltiche. Anche i minerali ricchi in Si e Al sono detti *sialici*; quelli ricchi di Fe, Mg e Ca sono detti *femici*. La Tabella 4 elenca i minerali che con la loro abbondanza o scarsezza (o assenza) caratterizzano i vari tipi di rocce magmatiche.

Figura 24
Il basalto è una roccia magmatica effusiva di tipo cristallino. È composto prevalentemente da plagioclasio, feldspato e pirosseno, i cui cristalli sono riconoscibili soltanto al microscopio. [agefotostock/Alamy/IPA]

Figura 25
L'ossidiana è una roccia magmatica effusiva di tipo amorfo. È una sostanza «vetrosa» di colore nero, verde o rosso, nella quale gli atomi non si dispongono ordinatamente in reticoli cristallini. [mahirart/Shutterstock]

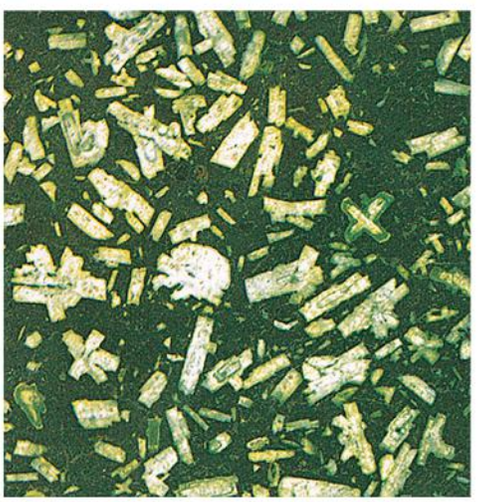


Figura 26
Il «porfido verde di Grecia», o *serpentino*. Questa pietra ornamentale è un'andesite, con fenocristalli di plagioclasio bianco-verdastro (formatisi mentre il magma stava risalendo) immersi in una pasta di fondo verde cupo (formatasi dopo l'effusione in superficie). [Dipart. Scienze della Terra, Università «Sapienza», Roma]

Minerali sialici (ricchi di Si e Al)	Composizione
Quarzo	SiO_2
Feldspati: comprendono ortoclasio (con le varietà sanidino e microclino) e plagioclasi, miscele di albite e di anortite	$KAlSi_3O_8$ $NaAlSi_3O_8$ $CaAl_2Si_2O_8$
Feldspatoidi: comprendono leucite e nefelina	$KAlSi_2O_6$ $NaAlSiO_4$
Minerali femici (ricchi di Fe, Mg e Ca)	**Composizione**
Miche: biotite (nera), muscovite (argentea) e altre miche	Silicati complessi di Fe, Mg, Al e K
Pirosseni	Silicati di Fe, Mg, Al e Ca o Na
Anfiboli	Silicati di Ca, Mg, Fe, Al e gruppi OH
Olivine	Miscele di Mg_2SiO_4 e di Fe_2SiO_4

Tabella 4
Principali minerali sialici e femici che caratterizzano la composizione delle rocce magmatiche.

5.3 Classificazione delle rocce magmatiche

Esaminiamo le principali famiglie di rocce magmatiche, tenendo presente la tabella 4 per orientarci sui tipi di minerali che le caratterizzano e la **Figura 27**:

- *famiglia dei graniti* (rocce acide o sialiche);
- *famiglia delle dioriti* (rocce neutre);
- *famiglia dei gabbri* (rocce basiche o femiche);
- *famiglia delle peridotiti* (rocce ultrabasiche o ultrafemiche);
- *famiglia delle rocce alcaline* (rocce particolarmente ricche in sodio e potassio).

● Famiglia dei **graniti**. Queste rocce intrusive sialiche 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 (rivedi la figura 22). Le rocce ricche di quarzo sono tipicamente i graniti; quelle più povere di quarzo vengono distinte come **granodioriti** e, come vedremo, sono il tipo più abbondante nella parte superiore della crosta.

Questa famiglia comprende anche le rocce effusive aventi la stessa composizione chimica di quelle intrusive, ma che hanno subìto una diversa modalità di cristallizzazione e presentano pertanto struttura porfirica. Ricorderemo le **rioliti** o **lipariti**, che talvolta, a causa della rapidità del raffreddamento, possono assumere l'aspetto vetroso delle *ossidiane*.

● Famiglia delle **dioriti**. Queste rocce derivano da magmi neutri, che danno luogo a una miscela equilibrata di composti sialici (abbondanti plagioclasi) e di composti femici (pirosseni o anfiboli). I corrispondenti effusivi delle dioriti tipiche, di regola con fenocristalli abbondanti e ben cristallizzati, sono le **andesiti** (rivedi la figura 26). 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**. I magmi basici danno rocce intrusive scure, con plagioclasi 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.

Fosse abissali Strutture dei fondi oceanici che corrispondono a depressioni lunghe anche migliaia di kilometri e relativamente strette, che scendono anche a più di 10 000 metri di profondità.

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. Anche le rocce lunari possiedono in buona parte la stessa composizione.

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

● Famiglia delle **rocce «alcaline»**. I magmi particolarmente ricchi di elementi alcalini,

Figura 27
Classificazione delle principali rocce magmatiche.

come Na (sodio) e K (potassio), originano abbondanti feldspati, a scapito degli altri minerali. Anche in questa famiglia si riconoscono rocce neutre e femiche:

- le rocce alcaline neutre comprendono le **sieniti** (intrusive), prive o poverissime di quarzo e ricche di ortoclasio, e le loro corrispondenti effusive, le trachiti;
- le rocce alcaline femiche comprendono le **leucititi**, comuni in Lazio e Campania (spesso indicate erroneamente come basalti), caratterizzate da fenocristalli biancastri di leucite (un feldspatoide potassico) in una pasta di fondo grigia (Figura 28).

5.4 La provenienza dei magmi

Le frequenze con cui si ritrovano in natura i singoli tipi di rocce ignee non sono simili: tra le rocce intrusive il 95% presentano composizione sialica (graniti e granodioriti), mentre tra quelle effusive il 98% sono rocce femiche o neutre (basalti e andesiti). Tale distribuzione non è un caso, ma dipende dalla provenienza del magma.

- Se la fusione avviene a profondità di oltre 35 km, cioè nel mantello (la cui natura, come vedremo in seguito, è ultrafemica), essa porta alla formazione di un **magma primario**, basico, di composizione prossima a quella del basalto. Ad alta temperatura (la temperatura di fusione per le rocce del mantello è 1200-1400 °C), il magma è molto fluido, tanto da poter risalire fino in superficie prima di cristallizzarsi e dare origine a gran parte delle rocce effusive.
- Se la fusione avviene a minori profondità, all'interno della crosta continentale, essa porta alla formazione di **magma anatettico**, acido. L'*anatessi* è il processo di fusione parziale della crosta continentale alla profondità di qualche decina di kilometri. In queste zone la temperatura raggiunge valori abbastanza elevati (tra i 600 e i 700 °C) da provocare la fusione di alcuni tipi di minerali (sialici). Se la fusione non è completa e il miscuglio fluido-solido si raffredda, la parte fluida torna a cristallizzarsi e si formano tipiche rocce, denominate *migmatiti* (Figura 29). Se, invece, prosegue la fusione per aumento della temperatura, si completa il processo di anatessi e si forma un nuovo magma, che dà origine a una roccia magmatica intrusiva, del tutto simile alle rocce granitiche.

I magmi anatettici hanno elevata viscosità, poiché sono costituiti da una porzione fusa che avvolge e permea molti residui ancora solidi, costituiti da minerali a più alto punto di fusione. Essi si muovono perciò con notevole difficoltà, non risalgono molto entro la crosta e tendono a cristallizzarsi in profondità, formando batoliti granitici. Qualunque tipo di roccia, sedimentaria o ignea, trasportata abbastanza in profondità da movimenti entro la crosta, finisce per subire in qualche grado tale processo di fusione e i suoi elementi vengono «riciclati» come magma anatettico.

In definitiva, mentre i magmi basici, che nelle eruzioni danno origine ai basalti, risalgono fino in superficie da zone molto profonde e sono una specie di «distillato» del mantello, i magmi acidi, che danno origine a rocce simili ai graniti e alle granodioriti (o alle corrispondenti rocce effusive: rioliti e andesiti) rappresentano una rielaborazione locale delle rocce della crosta continentale.

In realtà questo schema dell'origine dei due tipi fondamentali di magmi si complica nell'evoluzione dei fusi verso la cristallizzazione. Un magma basico, per esempio, può risalire direttamente dal mantello attraverso fessure profonde fino a espandersi come lava sul fondo degli oceani o nel cuore di un continente, dando origine ai basalti. Può anche succedere però che una massa limitata dello stesso magma basico risalga per tappe successive; in questo caso il fuso comincia a frazionarsi, cioè cambia composizione nel tempo e dà origine a magmi diversi. Esperimenti di laboratorio hanno dimostrato che, attraverso questi meccanismi di **differenziazione**, da un magma in origine basico si può ottenere una roccia a composizione dioritica o addirittura granitica, cioè neutra o acida. Si tratta, comunque, è bene tenerlo presente, di masse limitate, certo non confrontabili con i giganteschi batoliti originati dai magmi nel processo di anatessi.

Anche i magmi anatettici, pur essendo in linea di massima di tipo acido, presentano in realtà una gamma sfumata di composizioni. Questo dipende soprattutto dalla grande eterogeneità della crosta continentale dalla cui fusione si originano i magmi, ma anche dalla temperatura a cui è avvenuta la fusione (più alta è la temperatura, più ricco diventa il magma in componenti femici, che sono i più restii a fondere) e dalla durata di tale processo. Le rocce che ne derivano riflettono le combinazioni di tali parametri.

In ogni caso, i processi di differenziazione che si arrestano a stadi diversi, il mescolamento tra magmi differenti, o anche la «contaminazione» tra magmi del mantello e materiale della crosta che essi attraversano nella loro risalita possono portare a rocce di composizione intermedia.

Figura 28
Un campione di *leucitite* proveniente da Acquacetosa (Roma). Questo campione è particolarmente ricco di fenocristalli di leucite, in genere molto meno abbondanti. Le *leucititi*, rocce molto comuni tra le colate dei vulcani laziali e campani, sono state usate dagli antichi Romani per il basolato delle loro strade carreggiabili. [Da Mottana A., Crespi R., Liborio G., *Minerali e rocce*, Mondadori, 1981]

Figura 29
Una migmatite. Il fluido di nuova formazione ha cominciato ad avvolgere brandelli di rocce ancora solide (di colore scuro), ma il processo si è arrestato e il risultato è una roccia massiva, simile a una breccia (Valmalenco, Sondrio).

Keywords in English

Effusive rock (roccia effusiva)
Igneous rock solidified on or near the surface of the Earth.

Intrusive rock (roccia intrusiva)
A coarse-grained igneous rock formed from magma that intrudes into country rocks deep in the Earth's crust and cools slowly.

Magma (magma)
Molten rock material that forms igneous rock upon cooling.

5.5 Perché si formano i magmi?

Il problema di come si arrivi alla formazione di materiale fuso in questo o quel settore della crosta e del mantello è complesso. Abbiamo già ricordato che la Terra è solida fino a 3000 km di profondità, per cui la fusione della crosta e del mantello superiore è un evento eccezionale che avviene solo in presenza di determinate condizioni:

- un locale aumento della temperatura del mantello;
- l'arrivo di fluidi in grado di «inumidire» la roccia presente, infiltrandosi nelle fessure più minute; in presenza di fluidi, infatti, un materiale fonde a temperatura più bassa di quella necessaria in condizioni «secche».

L'aumento locale di temperatura si può verificare per risalita di materiali da zone profonde della Terra – dove si trovano ad alte temperature ma rimangono allo stato solido per le elevate pressioni – verso zone più superficiali, dove la pressione è molto minore: la conseguenza è la fusione più o meno estesa dei materiali risalenti, con formazione di magmi che possono eventualmente arrivare in superficie (Figura 30).

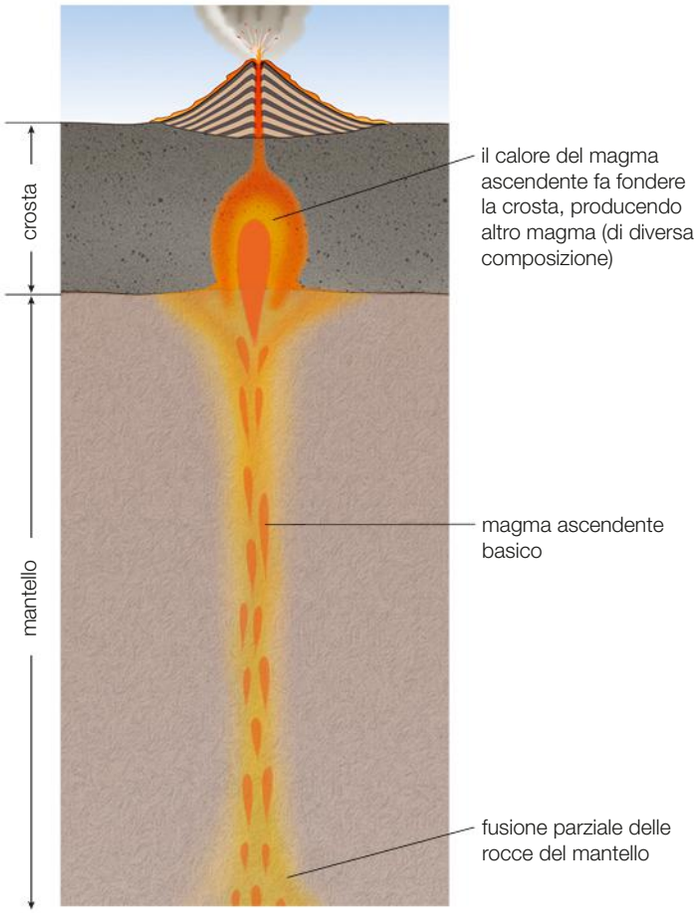
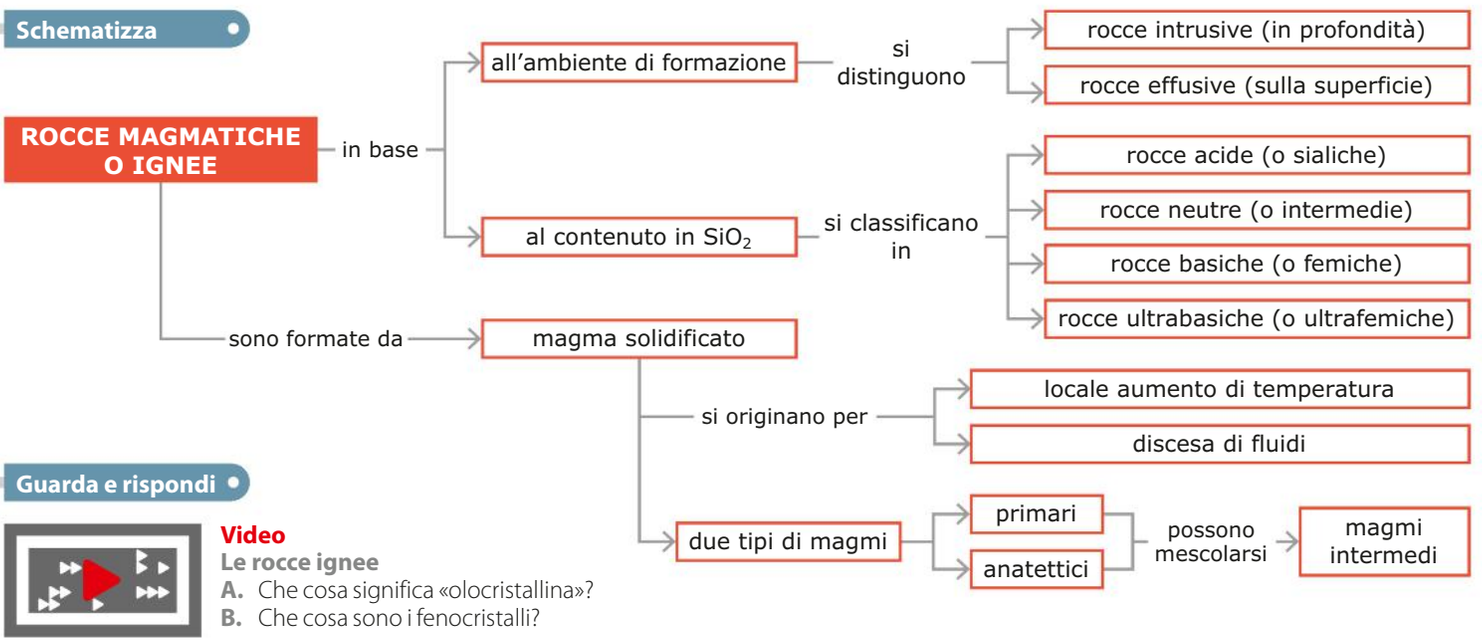


Figura 30
Risalita di magma. La fusione per decompressione avviene quando una roccia molto calda sale a profondità inferiore, dove la pressione è minore. La fusione in seguito a trasferimento di calore avviene quando il magma ardente sale in una roccia che ha temperatura di fusione più bassa. Per esempio, il magma basaltico caldissimo che sale dal mantello può far fondere la crosta circostante a composizione intermedia.

Schematizza



Guarda e rispondi

Video
Le rocce ignee
A. Che cosa significa «olocristallina»?
B. Che cosa sono i fenocristalli?

Scegli le parole

1. Le rocce magmatiche che si originano per raffreddamento di un ..... in profondità si dicono ....
2. Le rocce **effusive**/**intrusive** presentano struttura olocristallina.

Rispondi

3. Che cosa si intende per lava?
4. Come si distinguono e quali sono i vari tipi di magma?
5. Quali sono le due condizioni che determinano una parziale fusione della crosta o del mantello?

Mettiti in gioco ACTIVE LEARNING

6. Tra le formazioni geologiche più affascinanti ci sono i basalti colonnari. Fai una ricerca in Internet e scrivi una breve guida illustrata su di essi: descrivi come si formano e quali sono i siti più noti in cui vederli in Italia e nel Mondo.

6 Rocce sedimentarie

Le rocce sedimentarie sono il segno delle trasformazioni in atto da tempi lunghissimi sulla superficie della Terra. Sono rocce molto diffuse, anche se con modesti spessori: arrivano appena al 5% della composizione della crosta superiore. Sono estremamente eterogenee, a causa dei numerosi modi in cui tali rocce possono formarsi, pur essendo tutte *esogene*, cioè prodotte da processi attivi in superficie.

6.1 Dai sedimenti sciolti alle rocce compatte

Il termine **sedimentazione** indica la deposizione e l'accumulo, su terre emerse o sul fondo di bacini acquei (fiumi, laghi, mari), di materiali di origine inorganica od organica. Questi materiali sono stati in genere trasportati più o meno a lungo dai cosiddetti «agenti esogeni»: acque, venti, ghiacci (Figura 31). Il processo avviene quotidianamente sotto i nostri occhi in diverse aree:

- sul fondo delle valli (depositi fluviali);
- ai piedi delle montagne, dove cadono i frammenti rocciosi che si staccano dalle masse sovrastanti (detriti di falda);
- nel deserto (sabbia eolica);
- sul fondo dei laghi (fanghi argillosi o calcarei) o delle paludi (torba);
- in riva al mare (depositi sabbiosi o ciottolosi);
- in pieno oceano (argille e calcàri).

In ambiente marino o lacustre non di rado si formano sedimenti anche per l'accumulo di gusci o scheletri di organismi.

Il lento passaggio da sedimenti, formati da frammenti distinti, a rocce sedimentarie vere e proprie prende il nome di **diagenesi**. Essa può avvenire in diversi modi, tra i quali il più comune è la *litificazione* che avviene 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*.

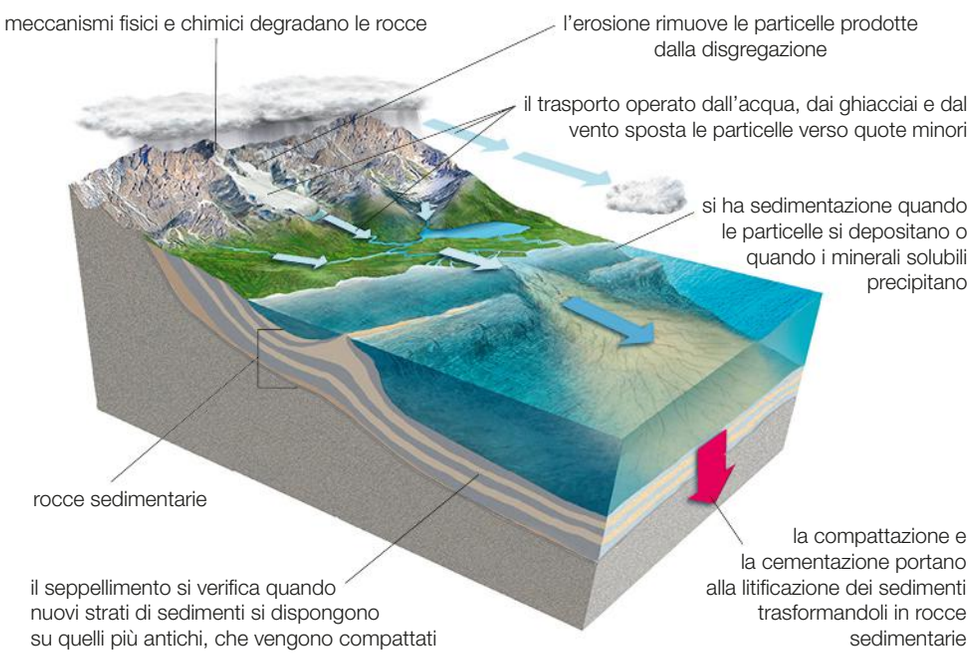
6.2 Le rocce clastiche

Sono le rocce sedimentarie più comuni. Sono formate da frammenti (clasti) di altre rocce che si accumulano in genere in zone ribassate, quando il mezzo che li trasporta (acqua, vento, ghiaccio) perde la sua energia. Per risalire all'ambiente di formazione si considera la dimensione dei clasti, che riflette l'energia dell'ambiente in cui si sono deposti: quanto più sono piccoli, tanto più «tranquillo» doveva essere il mezzo (in genere l'acqua) da cui si sono sedimentati. Altra caratteristica importante è il grado di arrotondamento dei clasti, che ne esprime l'usura subìta e dà un'idea dell'intensità del processo di trasporto.

In base alle dimensioni dei clasti, le rocce detritiche si dividono in tre gruppi.

Figura 31

Gli stadi del ciclo di formazione delle rocce sedimentarie. Essi abbracciano vari processi, parzialmente sovrapposti: degradazione meteorica fisica (disgregazione) e chimica (alterazione); erosione; trasporto; deposizione; seppellimento. Il processo si conclude con la diagenesi.



1. Le rocce costituite da clasti con dimensioni maggiori di 2 mm sono dette **conglomerati**, e derivano dalla lenta cementazione delle ghiaie. Il *cemento* è una sostanza che precipita chimicamente dalle acque in circolo e, nelle rocce clastiche, riempie i pori, «legando» i clasti. Gli spazi tra i frammenti più grossi possono essere occupati da materiale molto fine, detto *matrice*.

- I conglomerati formati da ciottoli spigolosi sono detti **brecce** (Figura 32). Esse hanno subìto un trasporto modesto, come accade ai detriti caduti ai piedi dei versanti montuosi.
- I conglomerati formati da ciottoli arrotondati sono detti **puddinghe**. Esse hanno subìto un lungo trasporto come, per esempio, i depositi alluvionali lasciati dai fiumi e dai torrenti.

2. Le rocce costituite da clasti più piccoli (tra 2 mm e 1/16 di mm) sono chiamate **arenarie**, sabbie cementate ricche di granuli di quarzo o di altra natura (Figura 33). Derivano da sabbie desertiche, dune litorali, sabbia fluviale o lacustre, sabbie costiere o di bassifondi marini. In Cina, Russia e 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*).

3. Le rocce formate da clasti finissimi (meno di 1/16 di 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** (Figura 34).

Le rocce clastiche comprendono anche le **marne**, rocce che derivano da una mescolanza di argille e di calcàre di origine detritico-organogena o chimica, secondo varie proporzioni. Le marne sono la materia prima per la preparazione del cemento usato per l'edilizia.

Sono ritenute rocce clastiche anche le **piroclastiti**, depositi di materiali di varie dimensioni emessi da esplosioni vulcaniche. I frammenti hanno seguìto in aria o lungo le pendici del vulcano percorsi più o meno lunghi, prima di «sedimentare» su altre rocce o in mare. Per questa ragione le rocce piroclastiche sono considerate sedimentarie, anche se i materiali che le costituiscono sono di origine ignea.

6.3 Le rocce organogene

Esiste un vasto gruppo di rocce formate quasi solamente dall'accumulo di sostanze legate a un'attività biologica. Possono essere classificate in base all'ambiente di origine o alla composizione chimica.

Classificazione in base all'ambiente di origine

In base al modo in cui si è formato l'accumulo, e quindi all'ambiente di origine, si distinguono tre categorie di rocce organogene. In ogni caso, la presenza di resti fossili consente di risalire all'ambiente in cui la roccia si è formata.

Rocce bioclastiche • Sono formate da semplici accumuli di gusci e apparati scheletrici (come gli ammassi di conchiglie che si osservano anche oggi lungo le coste).

Rocce biocostruite • Sono formate da ammassi di organismi «costruttori», i cui apparati scheletrici esterni possono saldarsi l'uno all'altro e formare, per esempio, le scogliere e gli atolli costruiti da spugne e coralli in mari tropicali.

Depositi organici • Sono 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).

Classificazione in base alla composizione chimica

In base alla loro natura chimica prevalente, le rocce organogene sono classificate in più gruppi.

Rocce organogene carbonatiche • Le rocce carbonatiche comprendono i **calcàri organogeni**, che derivano dall'accumulo di gusci calcarei spesso immersi in una matrice fine (Figura 35). I gusci sono costituiti da carbonato di calcio ($CaCO_3$), minerale noto come calcite. I calcàri organogeni si formano anche dall'attività di organismi costruttori che impiegano la calcite per rivestirsi di parti scheletriche, come i coralli (Figura 36). Gli organismi che formano gusci calcarei sfruttano l'abbondanza di ioni calcio (Ca^{2+}) e di ioni bicarbonato (HCO_3^-) sciolti nell'acqua di mare, dove vengono trasportati dai fiumi, come prodotti della degradazione meteorica dei calcari e delle rocce ricche di minerali silicatici contenenti calcio.

Associate ai calcàri, ma meno abbondanti, si trovano spesso le **dolòmie**, formate da un minerale chiamato *dolomite*, la cui formula è $CaMg(CO_3)_2$ (carbonato doppio di calcio e magnesio). Tali rocce si formano per un processo di diagenesi in rocce calcàree interessate da circolazione di soluzioni acquose ricche di magnesio: la *dolomitizzazione*.

Figura 32
Una breccia. I frammenti sono sparsi in una matrice di sabbia fine e il tutto è legato insieme da un cemento, che può essere di varia natura (calcitico, silicico, ferruginoso ecc.). [Dorling Kindersley/UIG/Science Photo Library]

Figura 33
Campione di arenaria. L'arenaria ha un colore molto variabile, dal rosso al verde, al bruno (come in questo caso), al giallo, al bianco, al grigio. [Natural History Museum, London/ Science Photo Library]

Figura 34
Campione di argillite. Le argilliti sono formate da granuli finissimi, non distinguibili al microscopio, e sono un miscuglio di minerali; la presenza di ossidi di ferro può dare una colorazione rossastra. [Fokin Oleg/Shutterstock]

Figura 35
Calcàre organogeno bioclastico, costituito da un ammasso di gusci di lamellibranchi. La matrice in cui sono disseminati i gusci è detritica molto fine e il cemento è calcitico. Rocce come queste vengono levigate, lucidate e impiegate come pietre da decorazione.

Figura 36
Calcàre organogeno a coralli. Sono riconoscibili i singoli individui di un corallo coloniale. Ammassi di questo tipo sono detti *biocostruiti*, perché i loro resti fossili mantengono le posizioni oiriginarie.

In genere i sedimenti carbonatici si formano nelle piane marine abissali e sono costituiti dai gusci calcitici di un numeroso gruppo di foraminiferi, minuscoli organismi unicellulari che vivono innumerevoli nelle acque superficiali. Alla morte di quegli organismi i gusci scendono come una pioggia impalpabile sul fondo dell'oceano, dove si accumulano a formare fanghi calcarei. Vasti accumuli di sedimenti carbonatici, che con il tempo si trasformano in calcàri e dolòmie, si formano, però, anche in corrispondenza delle piattaforme carbonatiche.

Le **piattaforme carbonatiche** sono settori di fondali marini, piatti e poco profondi, estesi per decine o centinaia di kilometri e diffusi in mari tropicali. Tali aree sono caratterizzate da vasti fondi coperti da qualche metro d'acqua (lagune), in cui si accumulano fanghi calcarei finissimi, mentre lungo il margine della piattaforma si sviluppano scogliere organogene, che formano ammassi rocciosi costituiti dagli apparati scheletrici di vari tipi di organismi costruttori, primi fra tutti i coralli coloniali.

Dove quei fondali sono in lenta *subsidenza* (sprofondamento) le scogliere lungo i margini continuano a crescere e la laguna si riempie di strati di fanghi calcarei (Figura 37). Con il tempo (anche molti milioni di anni) le piattaforme diventano accumuli di numerosissimi strati di carbonati (calcari e dolòmie), fino a costruire vaste strutture rilevate rispetto ai fondali circostanti, con spessori totali da centinaia fino a qualche migliaio di metri e con la superficie a pelo d'acqua.

Esempi attuali di queste grandi strutture sono le Isole Bahamas, al largo della Florida, o le Isole Dahlac, nel Mar Rosso. Nel

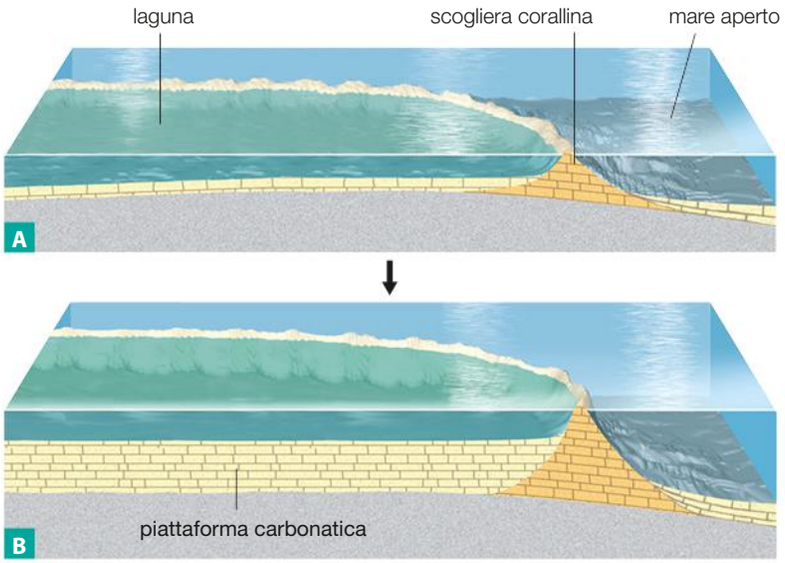


Figura 37
Schema della formazione di una piattaforma carbonatica.
A. Su un fondale oceanico poco profondo si impiantano e si sviluppano scogliere organogene, ricche di coralli coloniali (*barriere coralline*), che circondano una laguna. All'interno della laguna, la crescita di organismi che secernono carbonato è rapida e i sedimenti carbonatici (fanghi) si formano velocemente mentre in mare aperto, all'esterno della scogliera, la sedimentazione è più lenta.
B. Se il fondale oceanico è in lento sprofondamento, i coralli sono costretti a svilupparsi verso l'alto, per restare in prossimità del livello del mare, dove arriva la luce solare indispensabile al loro ciclo biologico. Se lo sprofondamento è troppo rapido, l'intera piattaforma arresta il suo sviluppo e rimane come una struttura fossile; se è molto lento, la struttura si allarga, per l'espandersi degli organismi costruttori verso l'esterno, dove le acque sono più ricche di ossigeno.

EDUCAZIONE CIVICA

Il patrimonio naturale italiano: le Dolomiti

Nel settore orientale dell'arco alpino italiano sorge un famoso gruppo di rilievi che i Ladini, gli antichi abitanti di quei luoghi, hanno per lungo tempo chiamato *Lis montes pàljes*, «i monti pallidi», per i colori chiari delle rocce.

Oggi quei monti, riconosciuti dall'Unesco «Patrimonio naturale dell'Umanità», sono noti in tutto il mondo come Dolomiti, ma il nuovo nome non ha un'origine altrettanto poetica. Nel 1789, infatti, il marchese Déodat de Dolomieu, in viaggio lungo la strada fra Trento e Bolzano, raccolse dei campioni di una roccia di colore chiaro, simile al calcàre. In seguito si scoprì che era formata da un minerale allora non chiaramente identificato: un carbonato di calcio e magnesio, al quale, in onore di Dolomieu, fu dato il nome di *dolomite*, mentre *dolòmia* fu chiamata la roccia che lo conteneva.

Nella seconda metà dell'Ottocento, i primi turisti e alpinisti inglesi che visitavano i monti del Tirolo meridionale cominciarono a parlare di «Dolomite Mountains»: il nuovo nome si affermò e Dolomiti è entrato nell'uso comune, caso più unico che raro di un'intera regione che ha preso il nome da un minerale noto solo a pochi specialisti.

Ma la caratteristica principale del paesaggio dolomitico è nel fatto che tale roccia appare come raccolta in imponenti gruppi isolati, circondati da ampie valli (Figura A).

Circa 200 milioni di anni fa, in un mare poco profondo, in acque calde e agitate, cominciarono a formarsi delle scogliere coralline; poiché il fondo del mare si abbassava lentamente, i coralli, le alghe e miriadi di altri piccoli organismi, che si concentravano lungo il bordo della scogliera, continuavano a innalzare le loro costruzioni per restare vicino alla luce. Le rocce che nascevano da questo brulichio di vita erano calcari e dolòmie e rag-

Figura A
La «scogliera» dolomitica del Sassolungo-Sassopiatto. Il pendio regolare che delimita a destra il rilievo corrisponde all'originale scarpata che scendeva sott'acqua partendo dal margine della scogliera, lungo il quale, in prossimità del livello del mare, vivevano coralli e alghe. L'erosione ha restituito all'antico rilievo sottomarino l'isolamento rispetto a formazioni simili, che compaiono in secondo piano (all'estremità sinistra: il gruppo del Sella), mentre i prati in primo piano corrispondono al fondo del mare che separava tra loro le isole coralline.