

ASSOCIAZIONE MARMISTI DELLA REGIONE LOMBARDIA

galleria gandhi 15 - 20017 Rho MI - tel 02 939 00 740/750 fax 02 939 00 727 -
info@assomarmistolombardia.it - www.assomarmistolombardia.it

per gentile concessione dell' Istituto per la Conservazione e la Valorizzazione dei Beni Culturali del CNR

CNR

Istituto per la Conservazione e la Valorizzazione dei Beni Culturali

ESTRATTO DA: LEZIONI DI PETROGRAFIA APPLICATA

a cura di
Roberto BUGINI
Luisa FOLLI
sede di Milano

Lezioni di petrografia applicata 2005
R. Bugini - L. Folli

LE ROCCE IN GEOLOGIA, ORIGINE E CLASSIFICAZIONE

DEFINIZIONE

Si definisce roccia un'associazione naturale costituita da un aggregato mono o polimineralico che rappresenta il risultato tendenzialmente di equilibrio di un processo genetico che si ripete in modo regolare e/o che si sviluppa a grande scala.

INTRODUZIONE

Le rocce sono generalmente costituite da un numero limitato di specie minerali. In alcune è presente un solo minerale essenziale: i calcari, ad esempio, sono costituiti quasi interamente da calcite; in altre si trovano diversi minerali: i conglomerati, ad esempio, possono avere una composizione mineralogica molto complessa.

La determinazione della composizione mineralogica di una roccia è molto importante per la sua conoscenza e la sua classificazione.

Le rocce costituiscono la parte esterna della Terra denominata crosta. La Terra è costituita da tre parti distinte: nucleo, mantello e crosta. La crosta ha uno spessore variabile da alcuni chilometri (al di sotto dei bacini oceanici) ad alcune decine di chilometri (al di sotto dei continenti). Lo studio della crosta terrestre viene effettuato mediante osservazione diretta, mentre lo studio delle parti interne della Terra si effettua mediante metodi geofisici; la natura del mantello e del nucleo è quindi deducibile solamente in forma indiretta. Un esempio molto semplice può essere ricondotto alla determinazione della densità globale della terra (effettuata secondo le leggi della gravitazione universale) che risulta essere di 5,517 g/cm³. Poichè la densità media della crosta terrestre (effettuata sulla misura di determinati caratteri fisici delle rocce) è di 2,8 g/cm³, si deduce che la densità media delle parti più interne, sottostanti la crosta e non direttamente osservabili, debba essere superiore. Anche lo studio delle onde sismiche conferma le diverse condizioni dell'interno della terra individuando una serie di discontinuità che separano le singole parti.

Una rappresentazione schematica della crosta terrestre è riportata nella figura 3.

STRUTTURA E TESSITURA

DEFINIZIONE

Con il termine struttura si indica la forma dei singoli minerali componenti una roccia, le loro dimensioni, il modo di aggregarsi e le reciproche relazioni.

Con il termine tessitura si indica la disposizione su larga scala dei componenti nello spazio e si definiscono quegli aspetti determinati dalle orientazioni dei cristalli (insieme delle caratteristiche di una roccia a scala geologica).

Dopo aver determinato la composizione mineralogica di una roccia, condizione necessaria, ma non sufficiente, si procede all'osservazione della struttura, effettuata al microscopio. La struttura è caratteristica di ogni tipo di roccia. Ad esempio, rocce con eguale associazione mineralogica ed eguale composizione chimica possono avere strutture diverse: un caso molto semplice può essere rappresentato da un calcare di Viggiù e da un marmo di Carrara. Entrambe le rocce sono costituite da calcite per la quasi totalità e la loro composizione chimica è quasi esclusivamente rappresentata da carbonato di calcio. La loro struttura risulta tuttavia completamente diversa: nel calcare si nota la struttura oolitica (presenza di ooliti, corpuscoli sferici e subsferici – figura 4a), nel marmo si nota la struttura granoblastica in cui i cristalli di calcite sono disposti a mosaico (figura 4b).

CLASSIFICAZIONE DELLE ROCCE

Le rocce possono essere classificate secondo vari sistemi:

- in base alle proprietà fisico-meccaniche

rocce coerenti, compatte, incoerenti, sciolte;

- in base alla composizione

rocce monomineraliche, polimineraliche;

- in base all'origine

rocce endogene cioè formatesi all'interno della Terra, rocce esogene cioè formatesi sulla superficie terrestre)

- in base alla genesi

rocce magmatiche o ignee (formatesi per cristallizzazione di un magma);

rocce sedimentarie (formatesi in seguito al deposito di materiale proveniente dalla degradazione di altre rocce);

rocce metamorfiche (formatesi in seguito alla trasformazione di altre rocce sotto l'azione di agenti esterni quali pressione e temperatura).

La classificazione basata sulla genesi, cioè in base al modo in cui si sono formate le rocce è quella che seguiremo nel prosieguo.

DISTRIBUZIONE DELLE ROCCE

Secondo Clarke e Washington (1924) nella parte più esterna della crosta (circa 15 km) la distribuzione delle rocce è la seguente: magmatiche 95%, sedimentarie 1%, metamorfiche 4%. Questo risultato è stato ottenuto analizzando oltre 5000 campioni di rocce rappresentative di tutte le aree geografiche. Nell'uso architettonico questa proporzione non è veritiera in quanto le rocce sedimentarie sono più facilmente accessibili, e quindi più usate, rispetto alle altre. Si veda l'esempio della Lombardia dove le rocce sedimentarie affiorano nella fascia prealpina, la più vicina alle principali città, e le rocce magmatiche e metamorfiche nella fascia alpina.

CICLO LITOLOGICO O PETROGENETICO

I tre gruppi in cui vengono suddivise le rocce non possono essere visti come entità distinte ed immutabili, essi fanno parte invece di un ciclo di cui costituiscono una fase transitoria.

Il ciclo inizia con il raffreddamento ed il consolidamento di un magma (fuso silicatico ad alta temperatura proveniente dal mantello) che porta alla formazione di una roccia magmatica (intrusione plutonica – vulcanismo); movimenti tettonici portano poi in superficie questa roccia che viene sottoposta successivamente ad un'alterazione chimica e ad una disgregazione fisica da parte degli agenti atmosferici, con formazione di prodotti che vengono trasportati e depositati in particolari ambienti costituendo i sedimenti. Lo sprofondamento delle aree di deposito (subsidenza) consente l'accumulo dei sedimenti ed il carico dei sedimenti depositi porta alla litificazione (diagenesi) con la conseguente formazione della roccia sedimentaria. Questa può venire in superficie attraverso i fenomeni della regressione marina ed i movimenti tettonici. Quando la pressione e la temperatura superano un certo limite e sono associate a movimenti della crosta terrestre, hanno luogo trasformazioni strutturali e composizionali che portano alla formazione della roccia metamorfica.

Infine nelle parti più profonde della crosta terrestre possono avvenire fenomeni di fusione parziale delle rocce (anatessi) con la formazione di nuovi magmi.

Si individuano così tre processi intimamente collegati fra loro: il processo magmatico da cui si originano le rocce magmatiche; il processo sedimentario, da cui si originano le rocce sedimentarie; il processo metamorfico, da cui si originano le rocce metamorfiche.

I MINERALI DELLE ROCCE

Prendiamo in considerazione i minerali essenziali (costituenti veri e propri della roccia), trascurando i minerali accessori (diffusi con regolarità nelle rocce, ma in quantità ridotte). La presenza dei minerali accessori può essere utile quando si vuole definire una varietà particolare di roccia.

Le rocce magmatiche sono costituite da: quarzo, ortose, plagioclasio, miche, anfiboli, pirosseni, olivina, feldspatoidi. Si noti che i feldspati (ortose e plagioclasio) costituiscono da soli oltre il 50% dei minerali di queste rocce.

Le rocce sedimentarie sono costituite da quasi tutti i precedenti minerali con aggiunta di calcite, dolomite e gesso.

Le rocce metamorfiche sono costituite da tutti i precedenti minerali con aggiunta di altri minerali caratteristici (granato, serpentino, ecc.).

COMPOSIZIONE CHIMICA DELLE ROCCE

Sulla base di un gran numero di analisi chimiche effettuate su campioni di rocce raccolti seguendo un criterio statistico di rappresentatività nella crosta terrestre (rocce dei fondi oceanici, rocce degli scudi continentali, rocce delle catene orogeniche, rocce delle scarpate continentali), è stata compilata una graduatoria degli elementi più diffusi nelle rocce, indipendentemente dalla genesi di queste: ossigeno: 46,6%; silicio: 27,7%; alluminio: 8,1%; ferro: 5,0%; calcio: 3,6%; sodio: 2,8%; potassio: 2,6%; magnesio: 2,1% (i valori sono espressi come percentuali in peso).

Questi otto elementi, che hanno ciascuno una percentuale superiore all'1%, costituiscono quasi il 99% e sono detti elementi maggiori.

Fosforo, titanio, e manganese hanno una percentuale compresa fra 1% e 0,1% sono detti elementi minori. Gli altri elementi (inferiori allo 0,1%) sono detti elementi in traccia.

ROCCE MAGMATICHE O IGNEE

DEFINIZIONE

Sono rocce formatesi in seguito alla cristallizzazione di un magma.

DEFINIZIONE DI MAGMA

Il magma è una massa a temperatura elevata formata da un miscuglio di liquido, gas, cristalli; è più o meno viscoso e suscettibile di movimento; si tratta cioè di un sistema chimico-fisico a molti componenti consistente di una fase liquida (fuso) e di un certo numero di fasi solide (cristalli) in sospensione; può anche essere presente una fase gassosa.

Diverse sono le ipotesi sull'origine del magma: da materiale terrestre primordiale allo stato fuso; da fusione, totale o parziale, di rocce preesistenti; da modificazioni di un magma originario per contaminazione.

COMPOSIZIONE E CARATTERISTICHE DI UN MAGMA

I principali componenti sono: silice (40–75%, valori espressi come percentuali in peso), allumina (10–20%), ossidi di ferro (2–12%), calcio (1–12%), magnesio (tracce-12%), sodio (1–8%) e potassio (tracce-7%).

Nella fase gassosa è presente principalmente acqua; anidride carbonica, acido cloridrico, anidride solforosa, ecc. sono presenti in quantità minori.

In funzione della quantità di silice presente, un magma viene definito acido (persilicico, percentuale di silice superiore al 65%) o basico (iposilicico, percentuale di silice inferiore al 52%). Un magma con una percentuale di silice compresa fra 52% e 60% è detto neutro, intermedio o mesosilicico.

La viscosità di un magma è legata alla temperatura ed alla pressione cui è sottoposto ed alla sua composizione chimica. In particolare, se un magma è povero di silice, esso è meno viscoso (o più fluido) di una magma ricco di silice. Aumentando la viscosità aumenta anche la percentuale di sostanza vetrosa (corpi amorfi).

La temperatura di un magma è compresa fra 1350°C e 750°C.

FORMAZIONE DI UNA ROCCIA MAGMATICA

La cristallizzazione di un magma procede con l'abbassarsi della temperatura nella massa magmatica. Man mano che si creano le condizioni per la cristallizzazione dei diversi minerali il magma diviene via via più ricco di componenti che non si sono ancora solidificati. I minerali che si sono formati per primi possono ridisciogliersi parzialmente o reagire con il liquido residuo in modo da mutare la loro composizione.

Esiste un ordine di cristallizzazione dei minerali in seguito al raffreddamento del magma. Questo ordine, detto "serie di Bowen", è riportato schematicamente qui di seguito.

Olivine di Mg (forsteriti)

Plagioclasio di Ca (anortite)

Olivine di Fe (fayaliti)

Plagioclasio Ca-Na (bytownite)
Pirosseni di Mg

Plagioclasio di Ca-Na (labradorite)
Pirosseni di Ca e Mg

Plagioclasio di Na-Ca (oligoclasio)
Anfiboli

Plagioclasio di Na (albite)
Biotite

Ortoclasio
Muscovite
Quarzo

I minerali esposti sul lato sinistro fanno parte della serie di reazioni discontinue, quelli esposti sul lato destro fanno parte della serie delle reazioni continue.

I minerali posti sulla stessa orizzontale cristallizzano quasi alla stessa temperatura.

La cristallizzazione ha influenza sulla forma dei minerali.

I minerali che cristallizzano per primi (olivine, plagioclasio di calcio) si trovano immersi in un liquido che permette di sviluppare cristalli con una forma regolare e ben definita (minerali idiomorfi).

I minerali che cristallizzano per ultimi (quarzo) si devono adattare agli spazi residui e non hanno forma ben definita (minerali allotriomorfi). Per questo motivo, nelle rocce magmatiche, il quarzo non ha mai la sua tipica forma di prisma esagonale.

PARAGENESI

Si definisce paragenesi l'associazione di minerali formati insieme o successivamente, ma sempre nello stesso processo genetico di una roccia magmatica. Ogni roccia avrà quindi una sua paragenesi caratteristica.

CLASSIFICAZIONE DELLE ROCCE MAGMATICHE

Si distinguono le rocce plutoniche (o intrusive) e le rocce vulcaniche (o effusive).

A seconda del luogo in cui un magma è cristallizzato si ottiene una prima suddivisione delle rocce magmatiche.

Plutoniche: rocce formatesi all'interno della crosta terrestre ; esse possono venire alla superficie per cause tettoniche e geomorfologiche. Per la tranquillità con cui procede la cristallizzazione, sono caratterizzate da strutture granulari.

Vulcaniche: rocce formatesi sulla superficie terrestre; il magma è portato in superficie attraverso il fenomeno del vulcanismo (fuoriuscita di lava). La rapidità del raffreddamento del magma impedisce le reazioni di cristallizzazione prima descritte con la conseguente formazione di una struttura porfirica, caratterizzata da una massa di fondo composta da minutissimi cristalli in cui sono inclusi pochi grandi cristalli ben formati (fenocristalli) .

Le rocce ipoabissali o filoniane non sono qui prese in considerazione perché non interessanti dal punto di vista dei materiali da costruzione.

CLASSIFICAZIONE DI STRECKEISEN (1967)

Le classificazioni proposte sono numerose e si basano sulla struttura, sulla giacitura, sulla mineralogia, sulla chimica.

La classificazione più utile è quella basata sulla composizione mineralogica (percentuali in volume). In essa si individua un doppio diagramma triangolare con Q=quarzo; A=feldspati alcalini (ortoclasio); P=plagioclasii (labradorite, anortite); F=feldspatoidi. Non vengono presi in considerazione i minerali femici=M (biotite, anfiboli, pirosseni, olivina).

Q, A, P, F sono minerali sialici, cioè in prevalenza silico-alluminiferi, per lo più di colore chiaro. M contraddistingue i minerali femici, cioè in prevalenza ferro-magnesiaci, per lo più di colore scuro. Il diagramma viene suddiviso, in base alle percentuali relative dei componenti, in quindici campi, ciascuno dei quali corrisponde ad una roccia plutonica e ad una roccia vulcanica. Vi sono naturalmente termini di passaggio fra un campo e l'altro. Il sedicesimo campo, comprendente le rocce composte da minerali femici, compare all'esterno del diagramma (figura 8).

DESCRIZIONE DELLE ROCCE MAGMATICHE

Si descrivono ora i diversi tipi di rocce compresi in questa classificazione, trascurando quelli che rivestono scarsa importanza dal punto di vista dell'impiego come materiali da costruzione.

La numerazione segue quella riportata nella figura 8.

Granito (3P)

Roccia plutonica acida costituita da ortoclasio, plagioclasio (albite – oligoclasio), quarzo, biotite e minerali accessori.

Struttura granulare idiomorfa con grana da media a grossa.

Il colore dipende generalmente da quello dell'ortoclasio presente ed è variabile da bianco a rosa a rosso. La punteggiatura nera è dovuta alla biotite.

Aree di affioramento: Lombardia (Baveno), Isola d'Elba, Sardegna.

Porfido (3V)

Roccia vulcanica acida.

Struttura porfirica con fenocristalli di quarzo, ortoclasio, plagioclasio (oligoclasio) e biotite; massa di fondo di ortoclasio e quarzo.

Il colore è per lo più rosso.

Area di affioramento: Alto Adige, Val Camonica (Bs).

Granodiorite (4P)

Roccia plutonica intermedia costituita da plagioclasio (oligoclasio – andesina), ortoclasio, quarzo, biotite e anfibolo (orneblenda).

Struttura granulare da idiomorfa ad allotriomorfa con grana da media a grossa.

Colore più scuro che nei graniti (da grigio a nero).

Aree di affioramento: Adamello, Presanella.

Dacite (4V)

Sienite (7P)

Roccia plutonica intermedia costituita da ortoclasio, plagioclasio (oligoclasio), biotite, anfibolo (orneblenda) e quarzo (poco).

Struttura granulare idiomorfa con grana media.

Colore chiaro (violaceo) con punteggiatura nera.

Aree di affioramento: Valle del Cervo (Biella).

Trachite (7V)

Roccia vulcanica.

Struttura porfirica con fenocristalli di sanidino, plagioclasio (andesina – labradorite) e biotite; massa di fondo di sanidino (feldspato potassico), spesso vetrosa.

Colore grigio chiaro.

Area di affioramento: Colli Euganei (Pd), Isola d'Ischia.

Diorite (10P)

Roccia plutonica costituita da plagioclasio (oligoclasio – andesina), anfibolo (orneblenda) e biotite.

Struttura granulare idiomorfa con grana da media a fine.

Colore grigio scuro.

Aree di affioramento: Val Sesia (No), massiccio dell'Ortles.

Andesite (10V)

Roccia vulcanica.

Struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasio (andesina, labradorite) spesso alterato e anfibolo (orneblenda), biotite e pirosseno (augite); massa di fondo di plagioclasio.

Colore scuro: verde, grigio, nero.

Area di affioramento: Val Trompia (Bs), biellese, lago d'Orta.

Gabbro (10P)

Roccia plutonica basica costituita da plagioclasio (labradorite), iperstene (pirosseno) e olivina.

Struttura granulare idiomorfa con grana media.

Colore scuro: nero, verde.

Aree di affioramento: Appennino ligure e bolognese, Val Sesia.

Basalto (10V)

Rocchia vulcanica.

Struttura variabile (per lo più intersetale – struttura a cristalli allungati con orientazione a caso) con fenocristalli di olivina, plagioclasio (labradorite) e pirosseno (augite); massa di fondo di plagioclasio (andesina).

Colore molto scuro: nero.

Area di affioramento: Etna, Sardegna, Monti Lessini (Vr).

Sienite a feldspatoidi (11 P) Fonolite (11V)

Rocchia vulcanica.

Struttura porfirica con fenocristalli di nefelina, sanidino, ortoclasio, leucite, olivina e pirosseno (diopside); massa di fondo di sanidino.

Colore grigio, verde.

Area di affioramento: Vulcano Laziale, Vesuvio.

Teralite (14P) Tefrite (14V)

Rocchia vulcanica basica.

Struttura porfirica con fenocristalli di augite (pirosseno), nefelina, leucite, sodalite e plagioclasio (bytownite); massa di fondo di plagioclasio e leucite.

Colore grigio scuro.

Area di affioramento: Etna, Vesuvio.

Peridotite (16P)

Rocchia plutonica basica costituita da olivina (spesso alterata in serpentino) e pirosseno.

Struttura granulare idiomorfa.

Colore nerastro, verde molto scuro.

Aree di affioramento: Appennino ligure, Canavese, Val Sesia.

ROCCE SEDIMENTARIE

DEFINIZIONE

Sono rocce costituite da materiali (detti sedimenti) provenienti dalla disgregazione, attraverso processi di varia natura, di rocce preesistenti.

FORMAZIONE DI UNA ROCCIA SEDIMENTARIA

La formazione di una roccia sedimentaria può essere suddivisa in quattro fasi, che rappresentano il "ciclo sedimentario".

- I fase: alterazione delle rocce preesistenti sulla superficie terrestre con formazione di detriti solidi e di sostanze in soluzione.

- II fase: trasporto del materiale detritico e di quello in soluzione ad opera dei fiumi, dei venti, dei ghiacciai, ecc.

- III fase: deposizione (sedimentazione) del materiale in ambienti diversi (continentale, marino, ecc.). La sedimentazione avviene per strati successivi.

- IV fase: formazione della roccia (litificazione dei sedimenti) dovuta alla pressione esercitata da altri sedimenti che si accumulano via via sopra di essi. I processi nel loro insieme prendono il nome di diagenesi (processi diagenetici).

Tutte le rocce sedimentarie hanno un corrispondente nei sedimenti attuali non litificati.

I FASE DEL PROCESSO SEDIMENTARIO

Quando una qualsiasi roccia entra in contatto con l'atmosfera iniziano i processi di alterazione. Tali processi possono essere di tipo fisico, chimico e biologico.

I processi fisici causano la disintegrazione della roccia senza però modificarne la composizione chimica e mineralogica (es.: temperatura, erosione ghiacciai, abrasione vento).

I processi chimici portano a cambiamenti nella composizione della roccia e nelle sue proprietà con perdita dei caratteri originari (es.: carsismo, piogge acide).

I processi biologici hanno una notevole influenza sull'alterazione favorendo sia i fenomeni fisici che i fenomeni chimici (es.: licheni, muschi, alghe).

Si tenga presente che i tre processi agiscono quasi sempre contemporaneamente, soprattutto nei climi umidi come quello dell'Italia settentrionale.

Come conseguenza dell'alterazione si formano: i detriti, costituiti da minerali primari residui (cioè i costituenti originali della roccia) e da minerali secondari (minerali argillosi a granulometria molto fine) derivati dai primari in seguito a processi chimici, ed il materiale in soluzione (ioni alcalini, alcalino-terrosi, ecc.).

II FASE DEL PROCESSO SEDIMENTARIO

Il trasporto del materiale detritico avviene per gravità (frane, colate, ecc.) o ad opera delle acque continentali (fiumi), delle correnti marine, dei ghiacciai, del vento. Il trasporto del materiale in soluzione avviene ad opera delle acque.

L'azione di trasporto produce un arrotondamento degli spigoli negli elementi detritici (clasti), una classazione del materiale (suddivisione in base all'omogeneità delle dimensioni), una orientazione preferenziale (in presenza di clasti in forma allungata). La durata del trasporto influisce sulla forma degli elementi detritici (sempre più sferica o a contorni arrotondati man mano che ci si allontana dal luogo di origine), sulle dimensioni (sempre minori), sulla composizione mineralogica (maturità: un sedimento è considerato maturo quando contiene solo minerali stabili, resistenti cioè all'alterazione come il quarzo, ed ha quindi subito un lungo trasporto).

Quando l'alterazione avviene in posto, senza cioè trasporto dei materiali, si ha la formazione di un suolo.

III FASE DEL PROCESSO SEDIMENTARIO

La sedimentazione può essere meccanica, chimica, biochimica.

La sedimentazione meccanica riguarda il materiale detritico e si differenzia in base all'ambiente in cui avviene (marino, fluviale, glaciale, ecc.); essa è legata alla perdita della capacità di trasporto del mezzo (acqua, vento, ghiaccio) per diminuzione di energia (ad esempio all'ingresso di un fiume nel mare, la corrente subisce una brusca diminuzione di velocità che favorisce la sedimentazione dei detriti trasportati – delta del Po).

La sedimentazione chimica riguarda il materiale trasportato in soluzione per variazioni intervenute nel mezzo (aumento di temperatura, assenza di moto, ecc.).

La sedimentazione biochimica riguarda ancora il materiale trasportato in soluzione (ad esempio il carbonato di calcio) che può essere fissato da organismi acquatici (molluschi, brachiopodi, coralli, foraminiferi) per la formazione del proprio guscio. I gusci, dopo la morte degli animali, si depositano e si accumulano nei bacini sedimentari.

Caratteristica della sedimentazione è la disposizione dei materiali in strati successivi, ciascuno riconducibile ad un singolo episodio sedimentario. Le differenze composizionali e/o strutturali tra gli strati dipendono dalla variazione nella composizione del materiale trasportato, dalla variazione della velocità di sedimentazione, ecc.

IV FASE DEL PROCESSO SEDIMENTARIO

Immediatamente dopo la sedimentazione ha inizio la diagenesi, cioè quell'insieme di processi chimici e fisici che portano alla formazione della vera e propria roccia (litificazione) implicando mutamenti di composizione e di tessitura. La temperatura che si può raggiungere durante la diagenesi è inferiore ai 200°C (a temperature superiori si parla già di metamorfismo).

I processi diagenetici si distinguono, in ordine cronologico, in processi iniziali e processi tardivi. I processi iniziali hanno luogo dal momento della sedimentazione fino a un modesto seppellimento, in questa fase può essere molto intensa l'azione batterica; i processi tardivi hanno luogo durante un seppellimento più profondo. La durata complessiva dei processi diagenetici è pari ad alcune decine di milioni di anni.

Si distinguono diversi processi nel corso della diagenesi. La compattazione è dovuta al peso dei sedimenti sovrastanti, provoca la fuoriuscita delle acque interstiziali e l'avvicinamento dei singoli grani. La ricristallizzazione coinvolge alcuni minerali instabili presenti nel sedimento. La dissoluzione e la sostituzione interessano alcuni minerali che possono disciogliersi o essere rimpiazzati da altri minerali; è questo un processo molto importante nella formazione di rocce di precipitazione chimica (trasformazione della calcite in dolomite – dolomitizzazione). La precipitazione di nuovi minerali nello spazio fra i grani del sedimento è detta autigenesi; se la precipitazione è abbondante si ottiene la cementazione del sedimento stesso.

CLASSIFICAZIONE

Si distinguono due gruppi: le rocce detritiche e le rocce di precipitazione chimica e biochimica. La differenza è basata sui diversi modi di trasporto e di sedimentazione dei materiali.

Le rocce detritiche o clastiche derivano dal materiale trasportato in forma solida; le rocce di precipitazione chimica e biochimica derivano dal materiale trasportato in soluzione.

La suddivisione non è naturalmente netta e sussistono termini intermedi o di origine non univoca.

Lo schema della classificazione genetica delle rocce sedimentarie è riportato in figura 9.

Schema di classificazione genetica delle rocce sedimentarie

ROCCE DETRITICHE O CLASTICHE

Si suddividono in quattro gruppi: conglomerati, arenarie, argille, tufi (figura 10).

- I conglomerati rappresentano il termine più grossolano; le dimensioni dei singoli elementi detritici (clasti) vanno da un minimo di 2 mm ad un massimo di 256 mm (scala di Wentworth). Corrispondono alle attuali ghiaie.

I processi diagenetici principali sono la compattazione, la precipitazione di minerali che porta alla cementazione del sedimento (cementi calcitici o cementi silicei) e la dissoluzione sotto pressione.

La composizione mineralogica può essere molto varia rispecchiando naturalmente quella del bacino di provenienza del materiale.

Con il termine breccia si fa riferimento a quei conglomerati i cui clasti non hanno subito trasporto ed hanno mantenuto quindi gli spigoli vivi; esse hanno origine da crolli e frane.

I conglomerati sono diffusi in tutto l'Appennino.

- Le arenarie rappresentano il termine intermedio; le dimensioni dei clasti sono comprese fra 2 e 0,062 mm. Corrispondono alle attuali sabbie.

I processi diagenetici sono gli stessi descritti a proposito dei conglomerati.

I principali componenti delle arenarie sono: quarzo, ortoclasio, fillosilicati.

Quando predomina la calcite (clasti calcarei) si ha la cosiddetta "calcarenite", roccia che viene classificata fra i calcari (esempio: pietre di Viggiù e Saltrio).

Utilizzando un diagramma triangolare con ai vertici quarzo, ortoclasio e fillosilicati, avremo la suddivisione in areniti, arcose e grovacche.

Arenite: assoluta prevalenza di quarzo (circa 90%), cemento siliceo, clasti ben arrotondati (hanno subito un lungo trasporto) e con buona sfericità. Si tratta di sedimenti maturi con buona classazione. Il colore è generalmente biancastro.

Sono frequenti nelle serie sedimentarie più antiche (era Paleozoica); in Italia sono presenti in Piemonte sottoforma di quarziti (areniti metamorfosate).

Arcose: elevata percentuale di ortoclasio; i clasti sono immersi in una matrice fine con cemento costituito dagli stessi minerali. Bassa maturità e media classazione. Il colore è rossastro.

Sono frequenti nelle serie sedimentarie (periodo terziario) della Svizzera (molassa).

Grovacca: elevata percentuale di matrice fine argillosa con cemento calcareo; composizione mineralogica variabile con numerosi frammenti di rocce. Scarsa maturità e classazione; clasti angolosi (hanno subito breve trasporto) e con bassa sfericità. Il colore è grigio scuro.

In Italia sono diffuse nell'Appennino e in Lombardia (periodo Cretacico).

- Le argille rappresentano il termine più fine; le dimensioni dei clasti sono al di sotto di 0,062 mm. Corrispondono agli attuali fanghi detritici.

Il processo diagenetico principale è la compattazione: la porosità dei fanghi argillosi prima del seppellimento è assai elevata (70–90% in volume); sotto un carico di mille metri, la porosità si riduce al 30%. Oltre a questo processo meccanico di compattazione sono importanti i processi di natura chimica che consistono in adsorbimenti e scambi ionici.

Le argille sono costituite quasi esclusivamente da fillosilicati (minerali argillosi o minerali delle argille) prodotti dall'alterazione di altri minerali silicati e assumono una tessitura parallela alla stratificazione (orientazione preferenziale dei minerali). Altri componenti sono quarzo, ortoclasio e miche, presenti però solo nella frazione più grossolana.

I minerali argillosi hanno dimensioni estremamente ridotte (qualche millesimo di millimetro); i principali sono: montmorillonite, illite, caolinite.

Sono trasportati in sospensione nelle acque e, viste le loro dimensioni, la sedimentazione è favorita dal fenomeno della flocculazione per cui, in determinate condizioni chimico-fisiche delle acque, si formano dei grumi (micelle) che sedimentano più facilmente delle singole particelle.

Tra le argille si distinguono quelle residuali (rimaste cioè sul luogo di formazione) e quelle trasportate; queste si differenziano a seconda dell'ambiente di deposizione.

Tra le argille residuali è importante il "ferretto" delle Prealpi lombarde, derivato dall'alterazione di depositi glaciali.

Le argille trasportate sono diffuse in tutto l'Appennino.

Le argille non possono essere impiegate come materiale da costruzione, ma impastate con acqua e poi essiccate al sole o in fornace costituiscono i laterizi e le terrecotte.

- I tufi rappresentano un gruppo a parte rispetto alle appena descritte rocce detritiche. Essi sono considerati rocce sedimentarie poiché subiscono il processo di messa in posto e successivamente tutti i processi diagenetici che portano alla litificazione; ciò che li differenzia è la loro origine legata alle eruzioni vulcaniche esplosive. Questo tipo di eruzioni vulcaniche è accompagnato da emissioni di gas che conferiscono loro il carattere esplosivo. Il prodotto di tali eruzioni viene denominato tephra. Questo termine include tutti i materiali lavici lanciati in aria e in parte solidificati come frammenti di varie dimensioni: blocchi (dimensioni superiori a 64 mm), lapilli (da 64 a 2 mm) e ceneri (inferiori a 2 mm). Questi frammenti, smistandosi nel tragitto aereo, formano depositi di aspetto stratificato in modo regolare. Quando prevalgono i blocchi, si parla di brecciole; quando prevalgono i lapilli si parla di tufi; quando prevalgono le ceneri si parla di cineriti.

Interessanti, dal nostro punto di vista, perché impiegati nell'edilizia, sono i tufi laziali (peperino laziale) e campani e la pozzolana. I primi, di colore grigio, giallo, bruno punteggiato di nero, sono molto diffusi nell'edilizia romana e napoletana. Il secondo, una cinerite trachitica incoerente dei Campi Flegrei, è utilizzato nella preparazione di malte idrauliche.

ROCCE DI SEDIMENTAZIONE CHIMICA E BIOCHIMICA

Si suddividono in tre gruppi: calcari, dolomie, evaporiti.

- I calcari comprendono quelle rocce sedimentarie costituite quasi esclusivamente da calcite (carbonato di calcio). Possono essere presenti, in percentuali molto basse, altri minerali quali: quarzo, ortoclasio, ecc.

Sono presenti anche termini di passaggio verso le argille (calcari marnosi, marne calcaree, marne propriamente dette) e le dolomie (calcari dolomitici, dolomie calcaree).

I processi diagenetici principali sono la cementazione, la trasformazione neomorfica, la dissoluzione, la compattazione e la dolomitizzazione. La cementazione è il processo diagenetico principale che porta alla formazione della roccia compatta attraverso la precipitazione dei cristalli nelle cavità del sedimento; la trasformazione neomorfica indica un processo di sostituzione e ricristallizzazione (ad esempio la trasformazione di aragonite in calcite); la dissoluzione è il risultato del passaggio nei pori di acque sottosature rispetto alla fase carbonatica presente; la compattazione ha luogo durante il seppellimento; la dolomitizzazione è dovuta alla precipitazione di dolomite.

I calcari propriamente detti hanno origine da un processo chimico o biochimico: il primo è costituito da una precipitazione diretta di carbonato di calcio (fenomeno più sensibile in zone con acque calde), il secondo dalla rimozione degli ioni calcio e degli ioni carbonato dalle acque marine soprastate da parte di organismi, come i molluschi, che li utilizzano per formare il proprio guscio.

Esistono anche rocce di origine detritica, le cosiddette calciruditi, calcareniti e calcilutiti, la cui composizione è principalmente calcitica e la cui origine è del tutto simile a quella descritta a proposito delle rocce clastiche (conglomerati, arenarie, argille). L'azione disgregante si è svolta a danno di rocce calcaree già esistenti dando luogo a clasti calcarei di varie dimensioni, cementati successivamente da cristalli di calcite. In questo caso prevale un criterio di classificazione mineralogico (predominanza di calcite) su quello genetico. La pietra di Viggiù è un esempio in Lombardia.

- Le dolomie contengono invece, in quantità preponderante, il minerale dolomite. Sono presenti tutti i termini di passaggio con i calcari.

Si distinguono dolomie primarie (molto rare) e dolomie secondarie. Le prime si sono formate durante la fase iniziale della diagenesi di sedimenti calcarei in bacini di scarsa profondità con clima caldo e sono caratterizzate da una tessitura cristallina con elementi da 0,1 a 1 mm. Le seconde si formano per processi non tutti ancora ben chiariti, quello ritenuto più affidabile deriva da una sostituzione della dolomite alla calcite avvenuta durante i processi diagenetici tardivi a causa dell'apporto di magnesio da

parte delle eventuali acque circolanti. La pietra di Angera è un esempio in Lombardia.

- Le marne contengono una percentuale preponderante di argilla. Anche in questo caso sono presenti tutti i termini di passaggio con i calcari.

Si tratta di rocce di colore variabile (grigio, rosso, verde, bianco o variegato) sottilmente stratificate e spesso addirittura scagliose. Per questa loro caratteristica sono del tutto inutilizzabili come pietra da costruzione. La frazione argillosa le rende invece adatte alla fabbricazione di leganti idraulici e di cementi di tipo Portland. In Lombardia sono presenti formazioni geologiche costituite interamente da marne e calcari marnosi come le "marne del Pizzella" (Varese) o quelle del "Buchenstein" (val Camonica) del Triassico; le marne bergamasche del "Sass de la Luna" (Cretacico); la "Scaglia lombarda" (Eocene) o le "Marne di monte Piano" dell'Appennino pavese. In molti casi esse sono utilizzate nell'industria del cemento Portland.

In Italia esistono altre formazioni marnose utilizzate nella fabbricazione dei leganti: il cosiddetto Alberese (ora indicato come Complesso di Canetolo), calcari marnosi dell'Eocene diffusi nell'Appennino toscano, e i calcari marnosi della "Formazione di Casale Monferrato" (Eocene), utilizzati nella preparazione del primo cemento Portland italiano (seconda metà del XIX secolo).

CLASSIFICAZIONE DI CALCARI E DOLOMIE

Esistono tre sistemi di classificazione. Il primo, più semplice, è basato sulla granulometria e comprende: calcirudite (dimensione dei grani superiore a 2 mm), calcarenite (fra 2 mm e 0,062 mm) e calcilutite (inferiore a 0,062 mm).

Per superare le imprecisioni di un sistema basato su caratteri macroscopici, sono state proposte le classificazioni di Folk (1962) e di Dunham (1962).

CLASSIFICAZIONE DI FOLK. In un calcare o in una dolomia, Folk distingue, su basi composizionali, gli ortochimici (prodotti di precipitazione chimica che non hanno subito trasporto) e gli allochimici (frammenti di composizione calcitica che hanno subito trasporto).

Tra i componenti ortochimici si distingue la calcite (fango) microcristallina (1–5 micrometri) e la calcite spatica (10 micrometri). In un calcare o in una dolomia essi costituiscono la massa di fondo o matrice. Tra gli allochimici si distinguono: gli intraclasti (frammenti irregolari), le ooliti (corpuscoli tondeggianti a struttura concentrica originati da deposizione di veli calcitici intorno ad un nucleo detritico; il deposito di veli di calcite avviene per rotolamento del nucleo in un fango calcareo di precipitazione chimica in mari con acque basse e calde), i fossili (parti di gusci o gusci interi di organismi), i pellets (frammenti di forma ellissoidale). In un calcare o in una dolomia essi sono immersi nella matrice.

In generale, calcari e dolomie sono costituiti da ortochimici e da allochimici, ma esistono rocce costituite solo dai componenti ortochimici.

Sulla base della natura degli ortochimici la classificazione comprende due serie ognuna delle quali è a sua volta suddivisa in quattro tipi a seconda dei diversi allochimici presenti (indicati con un prefisso di poche lettere: intra=intraclasto, oo=oolite, bio=fossile, pel=pellet).

In presenza di calcite microcristallina (identificate dal suffisso "micrite") si distinguono: intramicrite, oomicrite (rara), biomicrite e pelmicrite. Testimoniano un ambiente con moto medio o intermittente delle acque.

In presenza di calcite spatica (identificate dal suffisso "sparite") si distinguono: intrasparite, oosparite, biosparite e pelsparite. Testimoniano un ambiente con forte moto delle acque.

Le rocce con sola calcite microcristallina sono dette micriti. Testimoniano un ambiente privo di moto e di apporti esterni.

Termini più complessi sono intrabiomicrite, oopelsparite, intraoomicrite.

Le rocce calcaree composte solo da resti fossili sono dette biolititi.

CLASSIFICAZIONE DI DUNHAM. Dunham distingue, su basi strutturali, quattro tipi diversi di calcari: grainstone, caratterizzati da assenza di matrice (l'equivalente di bio-oosparite); packstone, i cui grani sono in contatto fra loro e la matrice è micritica (l'equivalente di biomicrite); wackestone, i cui grani galleggiano in una matrice micritica (l'equivalente di biomicrite); mudstone, dove predomina la matrice micritica.

In Italia i calcari e le dolomie sono molto diffusi. Tutte le Prealpi sono costituite da formazioni calcaree o dolomitiche; le prime sono riferite ai periodi Giurassico e Cretacico, le seconde al Triassico.

- Un cenno a parte meritano i travertini e gli alabastri. I primi si sono formati in ambiente fluviale da acque ricche di carbonato di calcio, racchiudono spesso resti vegetali e sono ricchi di cavità. I secondi

derivano dalla precipitazione di carbonato di calcio in ambienti sotterranei molto tranquilli (grotte) ed hanno struttura zonata. Travertini (travertino deriva dal nome con cui gli antichi romani indicavano la pietra che cavavano a Tivoli: lapis tiburtinus) sono diffusi in Toscana e nel Lazio, mentre gli alabastrini sono presenti nel Carso.

- Le evaporiti sono rocce formatesi in seguito alla precipitazione chimica del solfato di calcio, del cloruro di sodio e di altri sali di minore importanza, in bacini lagunari con climi caldi e aridi. In campo architettonico hanno grande importanza i depositi di solfato di calcio (gesso e anidrite); altri usi hanno invece i depositi di cloruro di sodio (salgemma).

Il gesso (solfato di calcio biidrato) si presenta in formazioni ben stratificate con intercalazioni di argille, spesso con cristalli grossolani (selenite).

In Lombardia gessi ed anidridi sono presenti nelle formazioni triassiche della val Camonica e della val Trompia; in Italia è caratteristica la formazione "gessoso-solfifera" (del periodo terziario) che affiora nell'Appennino emiliano-romagnolo ed in Sicilia.

L'impiego del gesso come pietra da costruzione è limitato all'Emilia ed alla Sicilia, mentre l'impiego come legante nelle malte e negli stucchi è molto diffuso. In quest'ultimo caso il gesso viene macinato e cotto a temperatura di circa 160 °C e poi mescolato con acqua in determinate proporzioni dando luogo al fenomeno della "presa".

L'anidrite (solfato di calcio anidro) è presente in lenti nelle formazioni del periodo triassico della Lombardia; tipico il colore grigiastro molto simile a quello del marmo "bardiglio". L'anidrite tende a trasformarsi in gesso non appena entra in contatto con l'acqua o con l'umidità atmosferica. Ha avuto limitato impiego nel rivestimento di interni.

ROCCE METAMORFICHE

DEFINIZIONE

Sono rocce che hanno subito modificazioni nella composizione mineralogica o nella struttura e nella tessitura in seguito a mutamenti di temperatura e pressione (metamorfismo).

METAMORFISMO

Il metamorfismo avviene sempre in profondità nella crosta terrestre; le rocce possono venire in superficie in seguito a fenomeni orogenetici e geomorfologici.

Tutte le rocce (magmatiche, sedimentarie, metamorfiche) possono essere soggette al metamorfismo.

PROCESSI METAMORFICI

Possono essere considerati come una serie di interazioni, allo stato solido, fra i diversi minerali che compongono la roccia originaria. Le reazioni, rese possibili dalla presenza di piccole quantità di fluidi intercrystallini, non portano a cambiamenti nella composizione chimica elementare, si avranno quindi gli stessi elementi chimici già presenti nella roccia originaria. Il metamorfismo deve quindi essere considerato come un .

All'aumentare della temperatura cresce l'attività solvente dei fluidi presenti nelle rocce ed aumenta la gamma delle interazioni. I minerali che via via si formano sono però stabili solo in un ristretto campo di temperatura e pressione; si può quindi affermare che durante il processo metamorfico la composizione mineralogica di una roccia varia in continuazione al variare di temperatura e pressione; i due parametri che definiscono il grado metamorfico.

Alle prime reazioni metamorfiche, che avvengono ad una temperatura di poco superiore ai 300°C (ad una temperatura inferiore si parla ancora di diagenesi), prendono parte solo alcuni minerali. Con l'aumentare della temperatura vengono via via coinvolti tutti i minerali originari ed anche di neoformazione. Possono però permanere, e vengono definiti "relicti", alcuni minerali originari di grande stabilità.

Si nota che le rocce metamorfiche presenti sulla superficie terrestre hanno una composizione mineralogica in equilibrio con la massima temperatura e pressione raggiunte nel metamorfismo (alcuni minerali, detti minerali indice – clorite, biotite, granato almandino, staurolite, cianite e sillimanite - contraddistinguono il grado metamorfico raggiunto). Non si è quindi verificato il fenomeno inverso quando, in seguito ai movimenti orogenetici e all'azione geomorfologica, la roccia si è venuta a trovare

in condizioni di temperatura e di pressione via via inferiori. Questo fenomeno si spiega con la scomparsa, durante le massime fasi di metamorfismo, dei minerali idrati (instabili alle alte temperature) e all'espulsione dell'acqua interstiziale, in tal modo i minerali non possono più interagire fra loro seguendo le nuove condizioni di temperatura e pressione.

In certi casi si assiste però al cosiddetto metamorfismo retrogrado che consiste nella reazione di minerali stabili alle alte temperature per formare minerali stabili a temperature inferiori a causa della presenza di fluidi provenienti da intrusioni magmatiche limitrofe.

TIPI DI METAMORFISMO

Si distinguono: metamorfismo regionale (su grandi estensioni), di contatto (localizzato presso corpi magmatici intrusivi), dinamico (localizzato presso fratture o faglie).

- Metamorfismo regionale: interessa una grande estensione di rocce (decine, fino a centinaia di chilometri) in aree sottoposte a movimenti orogenetici che provocano un aumento generalizzato di temperatura e di pressione. Dà origine a nuove e particolari tessiture.

Il metamorfismo di carico è un tipo particolare di metamorfismo regionale; esso è dovuto all'aumento di pressione provocato dal peso delle rocce soprastanti (spessore fino ad alcuni chilometri) in zone sottoposte a movimenti orogenetici. Dà origine a nuovi minerali e a nuove strutture.

- Metamorfismo di contatto: interessa settori dello spessore di pochi metri, decine e centinaia di metri; è causato dall'aumento di temperatura connesso ad intrusioni magmatiche. Viene interessata un'aureola di rocce (aureola di contatto) intorno all'intrusione. Dà origine a nuovi minerali ed a strutture caratteristiche; i suoi effetti diminuiscono man mano che ci si allontana dall'intrusione.

- Metamorfismo dinamico: è causato dall'aumento di pressione in prossimità di zone di frattura o di faglia (aree tettoniche). Interessa zone molto limitate; dà luogo a nuove strutture e tessiture.

FATTORI DEL METAMORFISMO

I fattori che influenzano il metamorfismo sono i seguenti.

Gradiente geotermico: aumento di temperatura (gradiente) con la profondità (circa 3°C ogni cento metri); non è uniforme, ma varia a seconda della stabilità delle aree della crosta terrestre (scudi continentali, aree stabili = gradiente basso; catene montuose, aree instabili = gradiente alto).

Pressione di carico: è la pressione prodotta dalle rocce e dai sedimenti che sovrastano una determinata zona della crosta; essa dipende dalla profondità e dalla densità delle rocce soprastanti.

L'aumento è di circa 30 atmosfere per chilometro. La pressione di carico si sviluppa uniformemente in tutte le direzioni (pressione idrostatica).

Pressione orientata: è causata dalle spinte e dalle deformazioni orogenetiche; essa non è uniforme e produce strutture e tessiture diverse da quelle prodotte dall'aumento di temperatura. È sempre presente nel metamorfismo regionale ed è assente in quello di contatto.

Pressione della fase fluida: la fase fluida, presente negli interstizi, esercita una pressione generalmente eguale alla pressione di carico che interessa la fase solida.

LIMITI DEL METAMORFISMO

Il metamorfismo è compreso fra una temperatura di circa 300°C (al di sotto di essa non avvengono reazioni e si rientra nei processi sedimentari di alterazione e diagenesi) ed una temperatura di 800°C (temperatura al di sopra della quale non può sussistere una roccia allo stato solido; quando questa temperatura viene superata si produce la fusione differenziale o anatessi con formazione di nuovi magmi) (figura 13).

FACIES METAMORFICHE

In geologia facies è l'insieme dei caratteri petrografici, sedimentologici e paleontologici che una roccia presenta in un determinato luogo o area geografica e che testimoniano l'ambiente di formazione.

La facies metamorfica è l'insieme delle rocce che hanno subito un metamorfismo negli stessi intervalli di temperatura e di pressione. Ogni facies riunisce rocce di composizione mineralogica variabile.

Le facies principali del metamorfismo regionale sono (figura 14):

- Facies degli scisti verdi: temperature comprese fra 400 e 550°C, pressione fra 3000 e 8000 atmosfere, pressione orientata prevalente.

Componenti principali: quarzo e albite (plagioclasio).

- Facies delle anfiboliti ad almandino: temperature fra 550 e 700°C, pressione simile alla precedente

Componenti principali: plagioclasio e anfibolo.

- Facies a granuliti: temperature superiori a 700°C e pressioni di carico. Hanno subito vari cicli metamorfici (polimetamorfismo).

Componenti principali: pirosseno, plagioclasio.

Le facies metamorfiche di contatto non presentano variazioni in funzione della pressione, ma solo in funzione della temperatura.

STRUTTURA E TESSITURA

Nelle rocce metamorfiche i minerali, a differenza di quanto avviene nelle rocce magmatiche, cristallizzano contemporaneamente, assumendo quindi una forma irregolare (alotriomorfi) e una struttura cristalloblastica. Tale struttura si differenzia poi, a seconda della forma dei cristalli, in: granoblastica, porfiroblastica, lepidoblastica, nematoblastica.

La tessitura scistosa è tipica delle rocce metamorfiche; per scistosità si intende la possibilità di una roccia a dividersi in lastre sottili secondo piani subparalleli. La scistosità è il prodotto della pressione orientata ed è marcata dalla disposizione dei minerali di forma allungata, fibrosa, lamellare (miche). Si parla di foliazione se la scistosità non è molto pronunciata.

Altre tessiture caratteristiche sono: massiccia (granuli senza orientazione), zonata (bande parallele differenti per struttura e colore), occhiadina (grossi noduli chiari circondati da sottili bande scure).

CLASSIFICAZIONE

Per semplicità si segue una classificazione basata sulla natura della roccia originaria (protolito), sulla composizione mineralogica, e sul grado metamorfico, tenendo separati i diversi tipi di metamorfismo. Se la roccia originaria è magmatica si avranno gli ortoscisti, se la roccia originaria è sedimentaria si avranno i parascisti.

Si descrivono ora in dettaglio le principali rocce metamorfiche; si tenga tuttavia presente che esistono termini di passaggio fra un gruppo e l'altro.

Argilloscisti (1) colore scuro, grana finissima, notevole scistosità con facile fissilità in lastre sottili.

COMPOSIZIONE: hanno la stessa composizione delle rocce da cui provengono (quarzo, mica, sostanze argillose e minerali accessori).

Sono presenti in alcune limitate aree dell'Appennino ligure (ardesia).

Filladi (2) lucentezza sericea in superficie, grana medio-fine, scistosità notevole con facile fissilità.

COMPOSIZIONE: quarzo, mica muscovite, ossidi di ferro e minerali di neoformazione per ricristallizzazione (sericite e clorite).

Notevole diffusione nell'area alpina (Piemonte, Lombardia).

Micascisti (3) colore scuro, grana grossolana, scistosità notevole. COMPOSIZIONE: quarzo e muscovite. Esistono diverse varietà a seconda del minerale accessorio prevalente (m. biotitici, m. granatiferi, m. anfibolici, m. grafitici, ecc.).

Sono molto diffusi nell'area alpina.

Quarziti (4) colore chiaro, grana media, notevole scistosità. COMPOSIZIONE: quarzo con poca muscovite.

Sono presenti nella Alpi piemontesi (Barge).

Marmi (5) colore variabile da bianco a grigio venato, a rosa a giallo; grana molto diversificata (maggiore nei marmi alpini, minore in quelli appenninici), scistosità ridotta. COMPOSIZIONE: calcite o dolomite; possono essere presenti quarzo e muscovite in corrispondenza di venature.

Sono abbondanti nell'Appennino toscano (zona delle Apuane), più rari nelle Alpi (Piemonte, Lombardia, Friuli).

Calcescisti (6) colore grigiastro, grana fine, scistosità accentuata. COMPOSIZIONE: calcite, mica e quarzo (scarso).

Molto diffusi nelle aree alpine occidentali.

Cloritoscisti (7) colore verde, scistosità notevole, suscettibili di lavorazione al tornio (pietra ollare).

COMPOSIZIONE: clorite, quarzo e magnetite.

Diffusione limitata alla Valtellina.

Prasiniti (8) colore verde scuro, scistosità ridotta. COMPOSIZIONE: plagioclasio (albite), clorite,

epidoto e anfibolo.

Diffusione limitata all'Appennino ligure.

Serpentiniti (9) colore verde, grana fine, tessitura fibrosa con notevole scistosità o tessitura massiccia priva di scistosità. COMPOSIZIONE: serpentino, olivina, pirosseno, anfibolo e magnetite.

Diffuse nelle Alpi lombarde (Val Malenco), nelle Alpi della Val d'Aosta e del Piemonte (valle della Stura di Lanzo e Monviso), nell'Appennino ligure (provincia di Genova) e nell'Appennino toscano (Prato).

Anfiboliti (10) colore scuro, grana media, scistosità notevole. COMPOSIZIONE: orneblenda, plagioclasio zonato.

Sono presenti come intercalazioni nei marmi alpini e sono spesso associate a rocce basiche (serpentiniti).

Gneiss (11) colore grigio chiaro, foliazione molto accentuata. COMPOSIZIONE: quarzo, feldspati e mica con tessitura occhiadina che alterna zone chiare (quarzo) a zone scure (mica).

Granuliti (12) colore nero, struttura caratteristica con granuli separati da aggregati quarzoso-feldspatici disposti in bande parallele. COMPOSIZIONE: ortoclasio, plagioclasio e quarzo (granuliti leucocrate) oppure da plagioclasio e pirosseno (granuliti melanocrate).

Sono diffuse limitatamente alle Alpi occidentali (granito nero di Anzola – val d'Ossola).

Cornubianiti (13) colore grigio, grana minuta, struttura granoblastica. COMPOSIZIONE: albite, epidoto, cordierite, andalusite, sillimanite. Esempi italiani si trovano nel massiccio dell'Adamello (diorite) e nell'isola d'Elba (granito di monte Capanne).

Quarziti (14) vedi punto 4

Marmi (15) vedi punto 5

Calcefiri (16) colore chiaro con zonature varicolori. COMPOSIZIONE: calcite, wollastonite, granato, plagioclasio, pirosseno. Sono diffuse nelle Alpi centrali tra la Valsesia e la Valtellina (val d'Ossola, canton Ticino).