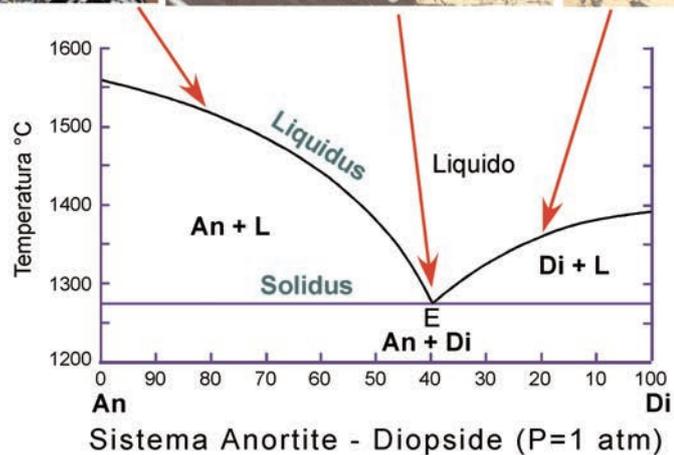
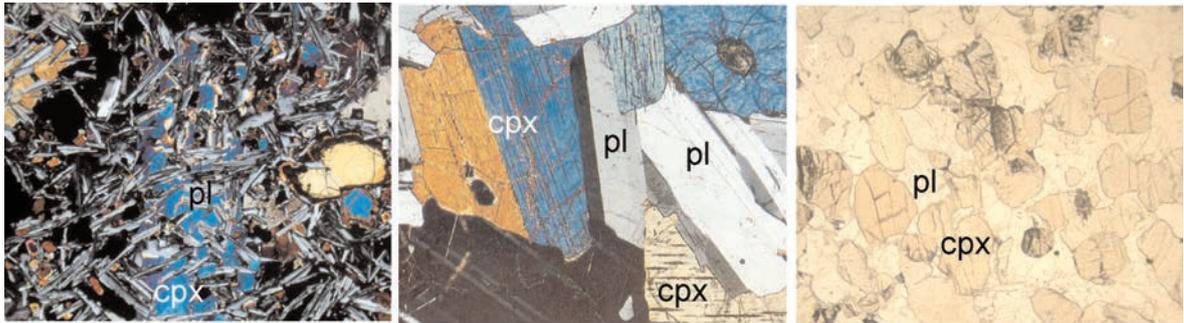


Emilio Saccani



GUIDA AL RICONOSCIMENTO DELLE TESSITURE DELLE ROCCE MAGMATICHE IN SEZIONE SOTTILE

PREMESSA

Con il termine **Tessitura** in geologia si intendono le relazioni fra i materiali che compongono una roccia, siano essi cristalli, clasti, sostanza amorfa, fossili, ecc. Di conseguenza, le principali classi tessiturali potranno comprendere tessiture cristalline (nelle quali i componenti sono cristalli), clastiche (nelle quali i componenti sono frammenti accumulati per fenomeni fisici), ecc. Negli aspetti tessiturali rientrano anche le caratteristiche dei materiali componenti le rocce, come, ad esempio, forme e dimensioni dei cristalli o dei clasti.

La tessitura è un aspetto molto importante in quanto costituisce la base fondamentale per classificare una roccia e per interpretare i processi di formazione. Le caratteristiche tessiturali possono riguardare molti aspetti ed essere descritti in molti modi. Inoltre, normalmente, aspetti tessiturali diversi caratterizzano le rocce ignee intrusive, quelle effusive, le rocce metamorfiche e sedimentarie. Pertanto, in questa sede i diversi aspetti tessiturali delle più comuni rocce saranno descritti separatamente per le rocce ignee e per quelle metamorfiche.

Gli elementi che costituiscono le rocce magmatiche sono essenzialmente individui cristallini e sostanza vetrosa. In alcuni casi si possono trovare anche frammenti litici estranei al magma (xenoliti) che, in genere, provengono dalle pareti della camera magmatica o del camino vulcanico. Gli elementi che costituiscono le rocce metamorfiche sono solamente individui cristallini.

In base alla loro abbondanza, i minerali, in entrambe le rocce magmatiche e metamorfiche, si possono suddividere in:

Minerali Principali, quando sono abbondanti e caratterizzano la roccia;

Minerali Accessori, quando sono presenti in quantità molto subordinata. La loro presenza (o assenza) non definisce la roccia, ma può essere utile per comprendere meglio il tipo di roccia (es., minerali accessori alluminiferi caratterizzano spesso i graniti peralluminosi).

In base al meccanismo di formazione in relazione al magma, si possono distinguere nelle rocce magmatiche:

Minerali Primari, quando sono formati per cristallizzazione diretta dal magma;

Minerali Secondari, quando sono prodotti da alterazioni o trasformazioni post-magmatiche.

NOTE ALLA TERMINOLOGIA E ABBREVIAZIONI

Come spesso avviene nelle Scienze della Terra, esistono diversi sinonimi per esprimere il medesimo concetto. Ad esempio, per definire un cristallo con facce cristalline perfettamente sviluppate si possono indistintamente usare i termini “euedrale” oppure il suo sinonimo “idiomorfo”. Nel testo i sinonimi sono spesso indicati fra parentesi. Esempio: “idiomorfo (euedrale)”. Nel testo si è comunque cercato di usare sempre lo stesso termine, ma talvolta termini sinonimi possono essere usati indistintamente.

In alcuni casi, sono indicati anche i termini in inglese. Questo, soprattutto quando non esiste una traduzione in italiano comunemente accettata, oppure quando il termine inglese è usato più comunemente del termine italiano.

Le abbreviazioni per i minerali sono indicate nella didascalia delle varie figure.

Nelle figure è sempre indicato se la fotografia è stata fatta al solo polarizzatore o a nicol incrociati.

PPL (dall'inglese plane polarised light) indica una osservazione al solo polarizzatore

XPL (dall'inglese crossed polarised light) indica una osservazione a nicol incrociati.

Spesso, anche in alcuni libri di testo, si usa la terminologia “osservazione a nicol paralleli” per intendere l'osservazione al solo polarizzatore. Occorre fare attenzione a non confondere queste due diverse terminologie. L'osservazione al solo polarizzatore non corrisponde all'osservazione a nicol paralleli. In alcuni microscopi di costruzione piuttosto semplice il polarizzatore (inferiore) è fisso, mentre l'analizzatore è anch'esso fisso e orientato 90° rispetto al precedente, ma è inseribile (nicol incrociati) o disinseribile (solo polarizzatore). In altri microscopi (soprattutto quelli più moderni) o il polarizzatore o l'analizzatore, o entrambi, sono ruotabili di almeno 90° . In questo caso si possono fare osservazioni al solo polarizzatore (analizzatore disinserito), a nicol incrociati (analizzatore inserito e orientato a 90° rispetto al polarizzatore, oppure a nicol paralleli (analizzatore inserito e orientato a 0° , cioè parallelo, rispetto al polarizzatore).

Infine, questo testo si ripropone di fornire una descrizione di un gran numero di tessiture. Alcune di queste sono, tuttavia, piuttosto rare e difficilmente saranno affrontate durante il Corso. Per queste, la descrizione nel testo è riportata in grigio.

PARTE I. ROCCE MAGMATICHE

I. FORMA DEI CRISTALLI

Dalla forma dei singoli cristalli si può dedurre la sequenza di cristallizzazione dei minerali stessi. Si possono definire le quattro seguenti categorie (Fig.1.1):

1. **Idiomorfo (Euedrale)**. I cristalli mostrano le facce cristalline perfettamente sviluppate (Fig.1.2). Ciò indica che i cristalli sono cresciuti liberamente (senza interferenze da parte di altri cristalli) all'interno del magma. Ovvero, una cristallizzazione precoce dal magma.

2. **Subidiomorfo (Subedrale)**. I cristalli mostrano forme imperfette ma ancora riconoscibili oppure alcune facce perfette e altre non riconoscibili (Fig.1.3). Questo indica che i cristalli sono cresciuti liberamente in alcune direzioni, mentre in altre hanno incontrato cristalli già formati. I cristalli subedrali sono quindi cristallizzati dal magma dopo i cristalli idiomorfi.

3. **Allotriomorfo (Anedrale)**. I cristalli non mostrano nessuna delle loro facce cristalline, anzi, la loro forma è condizionata dalla presenza di cristalli adiacenti (Fig.1.4). Ciò indica che essi si sono formati quando la maggior parte degli spazi era già stata occupata da altri cristalli formati in precedenza e quindi rappresentano gli ultimi minerali formati dal magma.

4. **Scheletrico**. I cristalli mostrano facce cristalline perfettamente sviluppate (cristalli idiomorfi o subidiomorfi), ma non sono cresciuti completamente (Fig.1.5). Mostrano cavità e vuoti cristallograficamente orientati. In genere i vuoti all'interno cristalli scheletrici sono riempiti da pasta di fondo. Ciò indica che i cristalli sono di formazione precoce, che tuttavia non è stata completata, ad esempio per raffreddamento velocissimo in seguito a una eruzione. Le tessiture scheletriche sono relativamente comuni in olivina e plagioclasio nelle rocce vulcaniche. Solitamente, indicano un disequilibrio fra il cristallo in via di formazione e la disponibilità di elementi chimici, necessari per la sua crescita, nel fuso immediatamente circostante.

Sulla base della forma dei cristalli che compaiono in una roccia si possono distinguere le seguenti tessiture che ci indicano se una roccia si è formata in seguito a una cristallizzazione sequenziale oppure in seguito a una cristallizzazione simultanea dei diversi minerali:

1. **Tessitura Idiomorfa**. La roccia è composta da cristalli idiomorfi e cristalli subidiomorfi e/o anedrali (Fig.1.6). Indica una crescita sequenziale dei vari minerali presenti. Prima quelli idiomorfi,

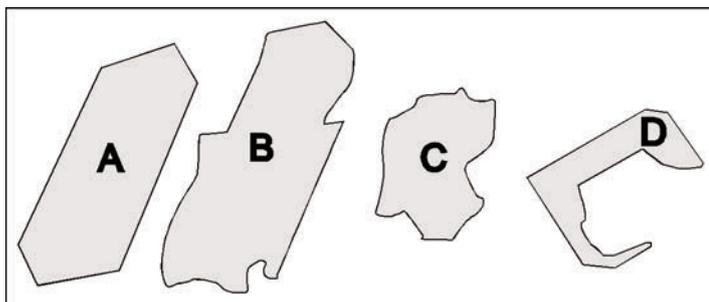


Fig. 1.1. Rappresentazione schematica delle principali forme cristalline. A: Idiomorfo; B: subidiomorfo; C: allotriomorfo; D: scheletrico

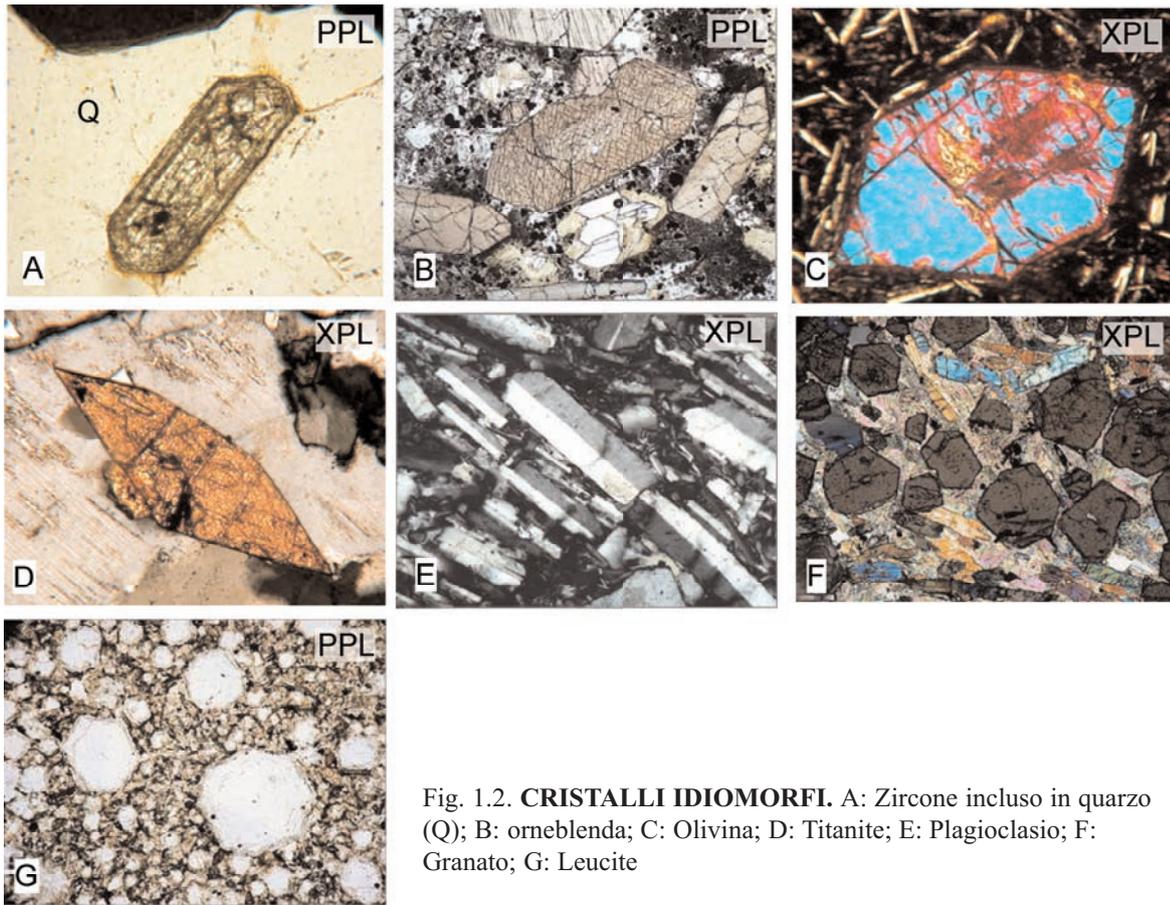


Fig. 1.2. **CRISTALLI IDIOMORFI**. A: Zirconio incluso in quarzo (Q); B: orneblenda; C: Olivina; D: Titanite; E: Plagioclasio; F: Granato; G: Leucite

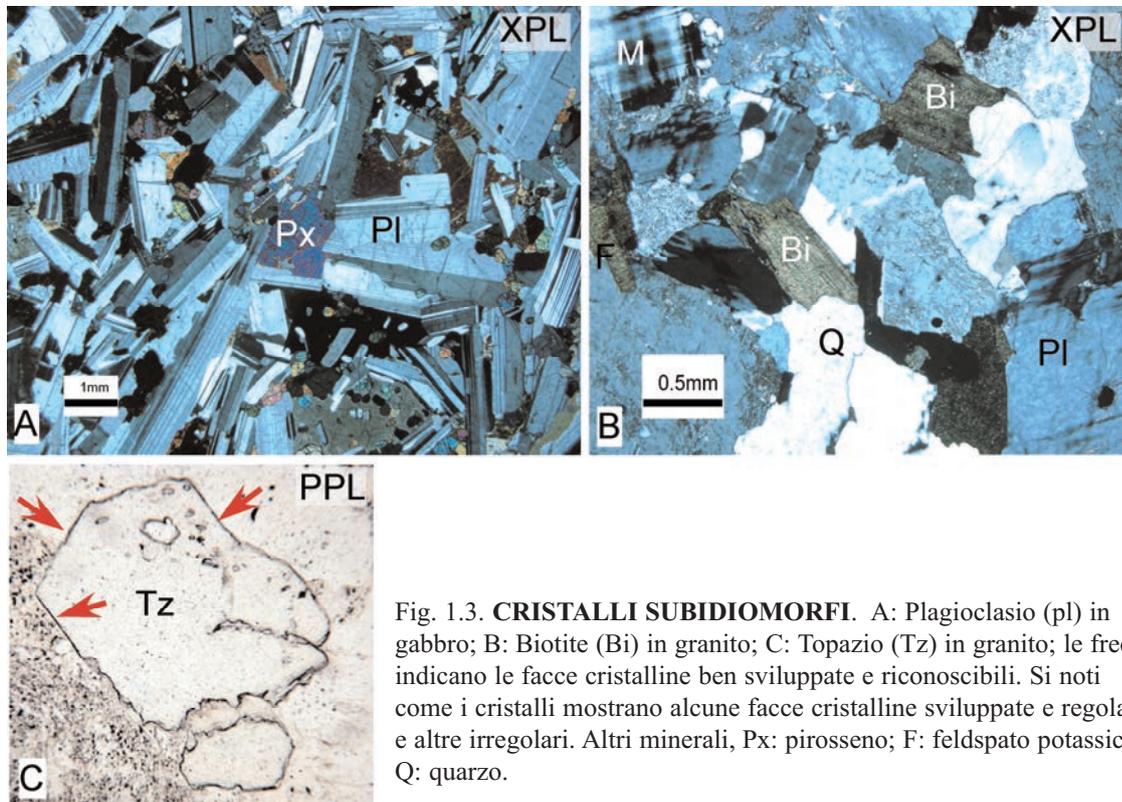


Fig. 1.3. **CRISTALLI SUBIDIOMORFI**. A: Plagioclasio (pl) in gabbro; B: Biotite (Bi) in granito; C: Topazio (Tz) in granito; le frecce indicano le facce cristalline ben sviluppate e riconoscibili. Si noti come i cristalli mostrano alcune facce cristalline sviluppate e regolari e altre irregolari. Altri minerali, Px: pirosseno; F: feldspato potassico; Q: quarzo.

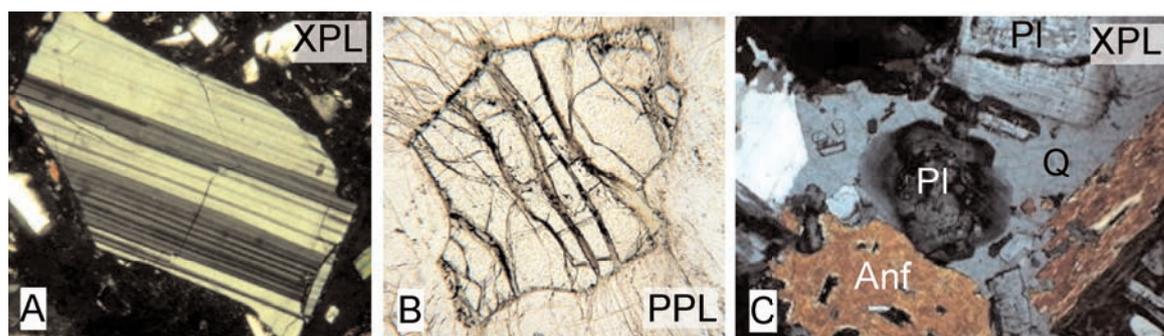


Fig. 4. **CRISTALLI ALLOTRIOMORFI**. A: Plagioclasio; B: Olivina; C: quarzo (Q). Altri minerali, Anf: anfibolo; Pl: plagioclasio.

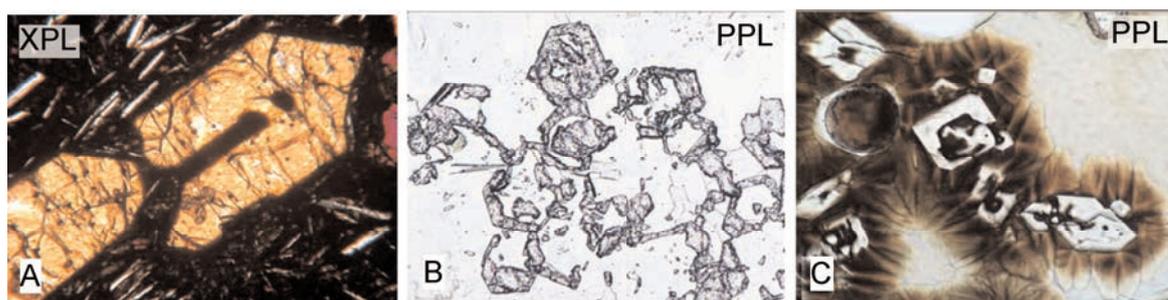


Fig. 1.5. **CRISTALLI SCHELETRICI**. A: Olivina; B: Granato con tessitura ad “atollo”; C: diopside contornato da vetro (colore marrone).

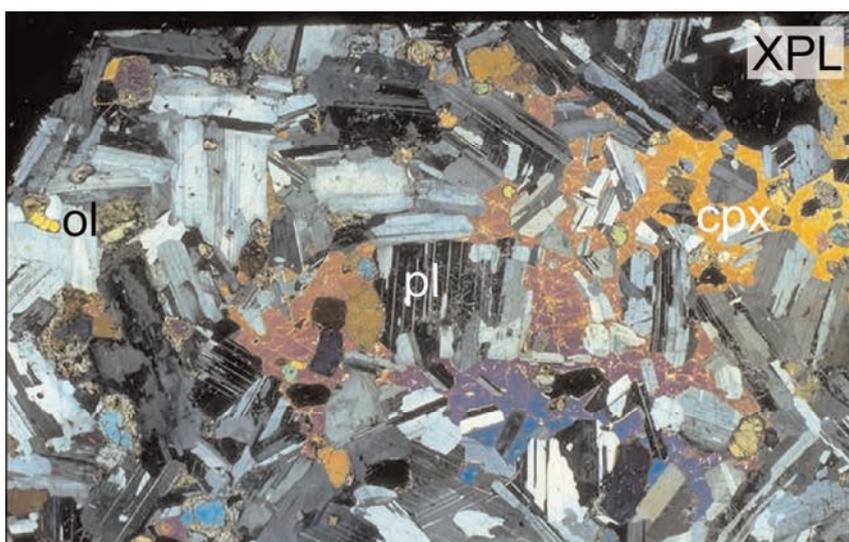


Fig. 1.6. **TESSITURA IPIDIOMORFA** in gabbro con plagioclasio (pl) idiomorfo e clinopirosseno (cpx) subidiomorfo e anedrale.

poi quelli subidiomorfi e infine quelli anedrali

2. **Tessitura Autoallotriomorfa (o Xenomorfa)**. La roccia è composta quasi interamente da cristalli anedrali o subidiomorfi (Fig.1.7). Indica la crescita simultanea (o quasi simultanea) di tutti i vari minerali presenti. Un tipico esempio sono quei gabbri dove plagioclasio e clinopirosseno cristallizzano in corrispondenza del punto eutettico fra anortite e diopside.

Particolari tipi di tessiture autoallotriomorfe sono la tessitura micrografica e quella granofirica.

a. **Tessitura Micrografica**. E' formata dalla compenetrazione di cristalli (solitamente, di grandi dimensioni) di quarzo e feldspato alcalino (Fig.1.8). Si parla di tessitura micrografica quando è visibile al microscopio (Fig.1.8A), mentre quando è visibile a occhio nudo si parla di **tessitura grafica** (Fig.1.8B).

b. **Tessitura Granofirica**. Si forma in rocce a composizione granitica povere in volatili e/o

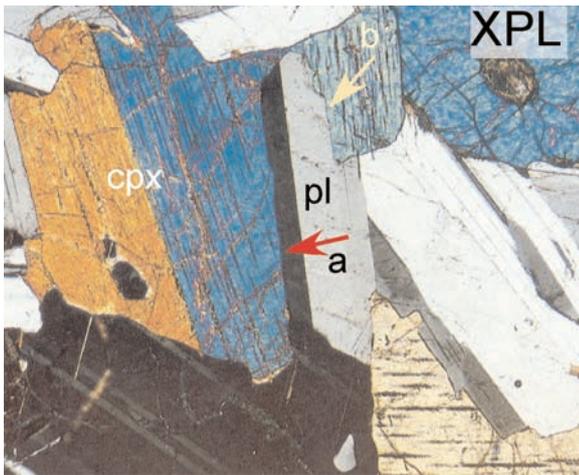


Fig. 1.7. **TESSITURA AUTOLLOTRIOMORFA** in gabbro. Plagioclasio (pl) e clinopirosseno (cpx) sono entrambi subidiomorfi e cristallizzati contemporaneamente. Lo dimostra il fatto che a volte il cpx si adatta alla forma del plagioclasio (a) e altre volte si osserva il contrario (b).

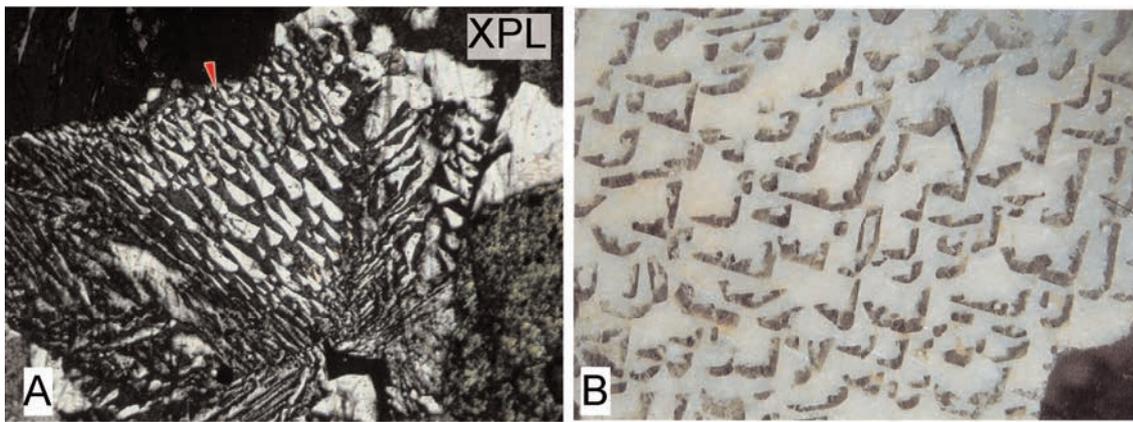


Fig. 1.8. A: **TESSITURA MICROGRAFICA** formata da quarzo (bianco) e feldspato potassico (nero) in granito. B: **TESSITURA GRAFICA** formata da quarzo (grigio) e feldspato potassico (bianco). Sezione di roccia lucidata.

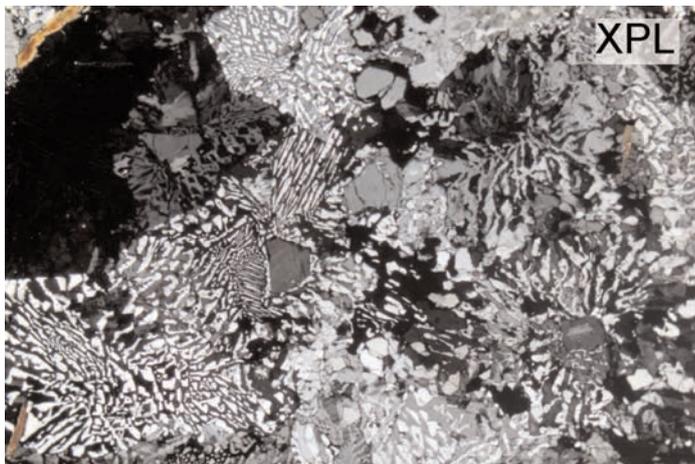


Fig. 1.9. **TESSITURA GRANOFIRICA** in granofiro con intercrescita di quarzo e K-feldspato.

messe in posto a profondità relativamente bassa (es., filoni granitici). In queste condizioni si verifica una crescita simultanea di quarzo e di feldspato alcalino che viene detta tessitura granofirica (Fig.1.9). La composizione totale dei concrescimenti granofirici è vicina alla composizione del "minimo granitico" nel sistema Or-Ab-Qtz (sistema petrogenetico residuale).

3. **Tessitura Panidiomorfica.** La roccia è composta quasi interamente da cristalli idiomorfi (Fig.1.10). Questa tessitura è rarissima in natura.

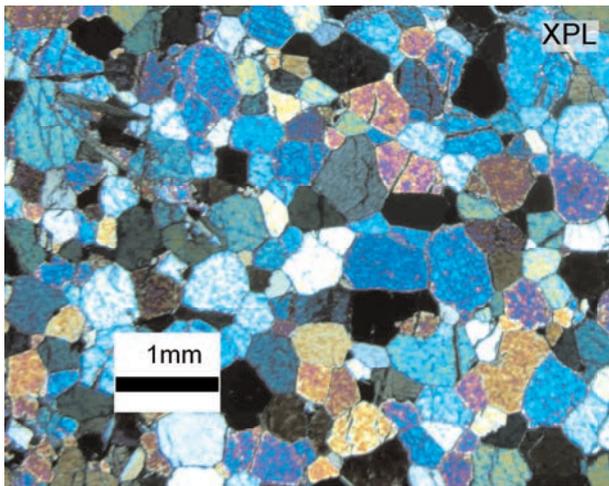


Fig. 1.10. **TESSITURA PANIDIOMORFA** formata da cristalli idiomorfi di olivina in una dunite.

4. **Tessitura Cumulitica.** Le rocce cumulitiche si formano per accumulo di minerali cristallizzati da un magma. L'accumulo può avvenire sia per lo sprofondamento dei cristalli più pesanti (es., olivina, pirosseni) sul fondo della camera magmatica, sia per flottazione dei cristalli più leggeri (es., leucite, feldspati) verso il tetto della camera magmatica. Oppure, ancora, per concentrazione dei cristalli al bordo relativamente più freddo delle camere magmatiche. Le rocce cumulitiche sono tipicamente osservate in livelli stratiformi alla base dei complessi mafici-ultramafici.

Le tessiture cumulitiche sono caratterizzate da minerali di cumulo di forma tondeggiante subidiomorfa che si depositano lasciando degli interstizi dove il magma intrappolato cristallizza successivamente dando origine a minerali interstiziali (Fig.1.11). La terminologia delle tessiture cumulitiche è definita in base all'abbondanza dei minerali di cumulo rispetto al materiale di intercumulo.

Si definiscono, così:

- **Tessiture Adcumulitiche**, contenenti ~100-93% di minerali di cumulo.
- **Tessiture Mesocumulitiche**, contenenti 93-85% di minerali di cumulo.
- **Tessiture Ortocumulitiche**, contenenti 85-75% di minerali di cumulo.

II. GRADO DI CRISTALLINITÀ

In base al rapporto relativo di componenti cristallini e vetrosi, le rocce si possono suddividere in:

1. **Olocristalline.** Rocce composte interamente da cristalli, indipendentemente dalle dimensioni piccole o grandi che i cristalli possono avere (Fig.1.12). Questa tessitura indica che il raffreddamento è stato sufficientemente lento da permettere la completa cristallizzazione di un magma. Questa tessitura è tipica delle rocce intrusive, mentre le rocce vulcaniche o filoniane possono essere olocristalline oppure no.

2. **Vetrose o Ialine.** Rocce composte interamente da vetro (Fig.1.13). Non sono visibili cristalli. Questa tessitura indica raffreddamento velocissimo da un magma privo di cristalli. Tessitura tipica delle ossidiane o delle pomici.

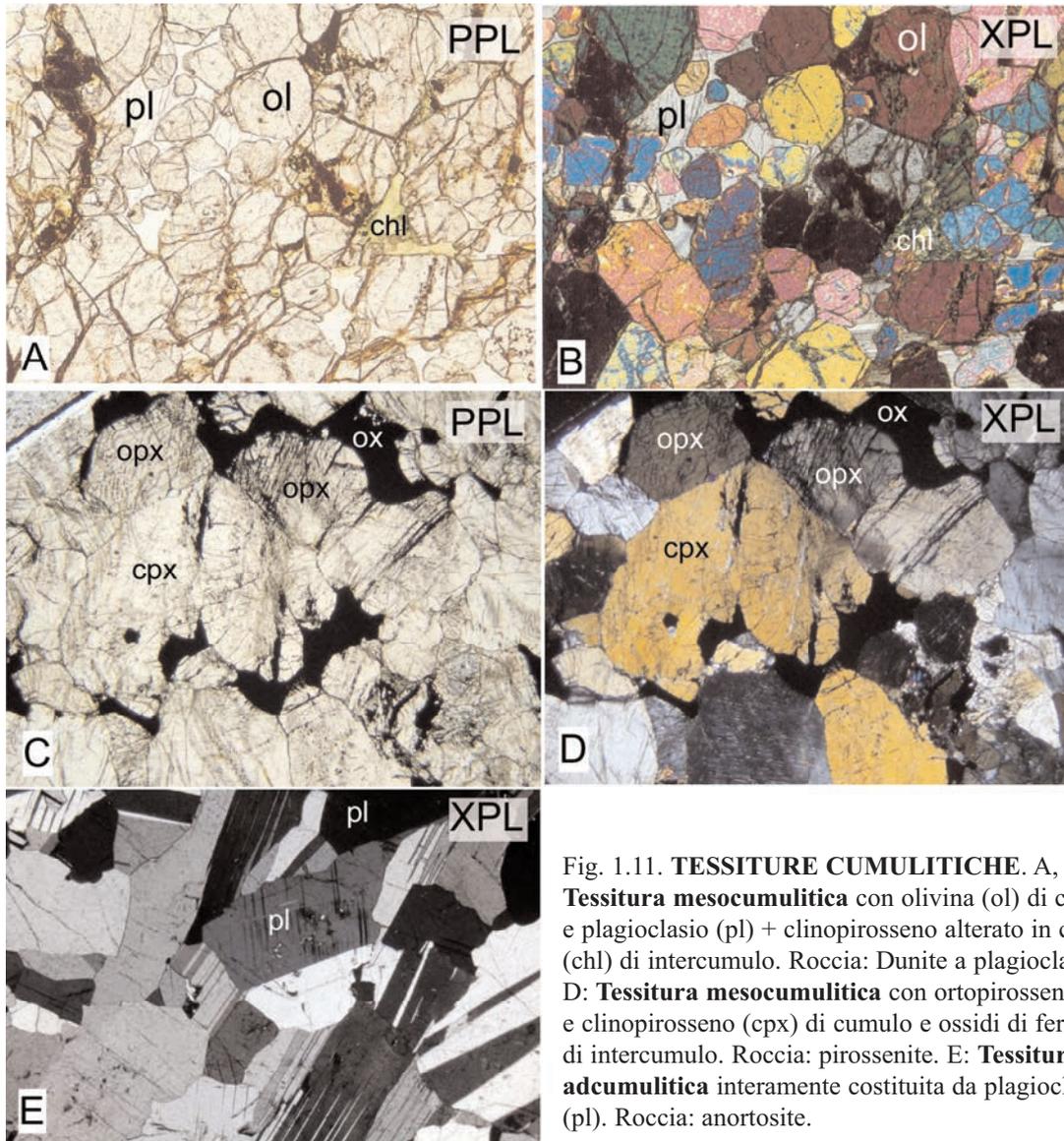


Fig. 1.11. **TESSITURE CUMULITICHE**. A, B: **Tessitura mesocumulitica** con olivina (ol) di cumulo e plagioclasio (pl) + clinopirosseno alterato in clorite (chl) di intercumulo. Roccia: Dunite a plagioclasio. C, D: **Tessitura mesocumulitica** con ortopirosseno (opx) e clinopirosseno (cpx) di cumulo e ossidi di ferro (ox) di intercumulo. Roccia: pirossenite. E: **Tessitura adcumulitica** interamente costituita da plagioclasio (pl). Roccia: anortosite.

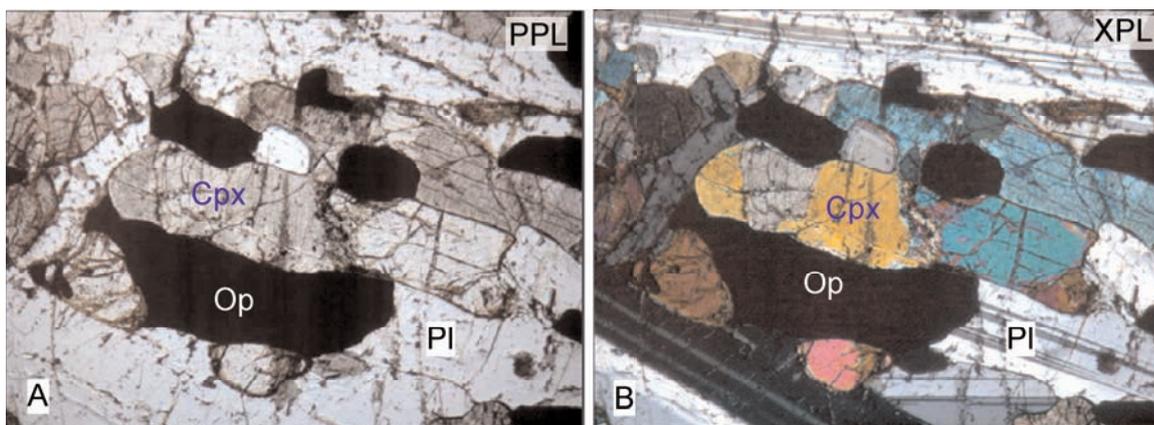


Fig. 1.12. **TESSITURA OLOCRISTALLINA**. Roccia: Gabbro. Cpx: clinopirosseno; Op: minerale opaco; Pl: plagioclasio.

3. **Ipocristalline**. Rocce composte da cristalli e vetro. La tessitura ipocristallina implica che i cristalli sono in quantità volumetricamente inferiore (prefisso “ipo”) rispetto al vetro (Fig.1.14). Indica un periodo di raffreddamento sufficientemente lento (in modo da permettere la cristalliz-

zazione di parte della roccia) seguito da un raffreddamento velocissimo del magma rimanente.

4. **Ipoialine.** Rocce come le precedenti, ma dove il vetro è in quantità volumetricamente inferiori (prefisso “ipo”) ai cristalli (Fig.1.15).

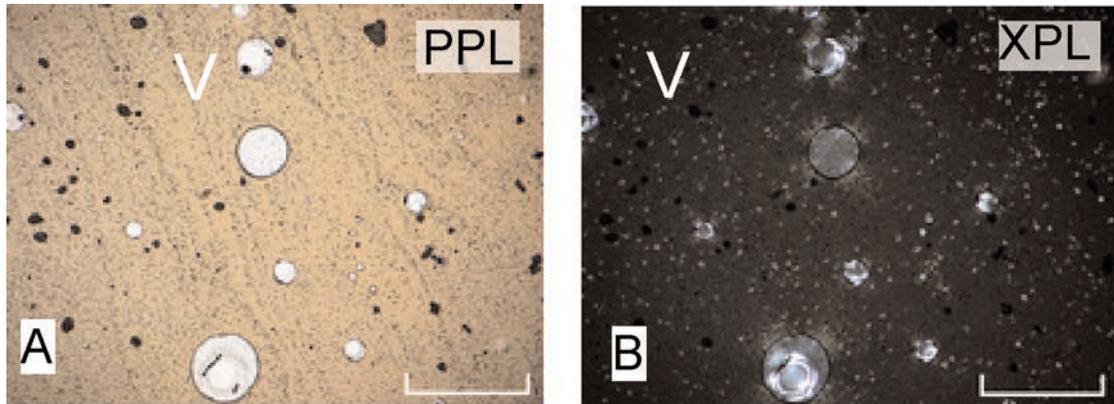


Fig. 1.13. **TESSITURA VETROSA** in Riolite. Si notano linee di flusso e piccolissimi minerali opachi, nonché alcune bolle tondeggianti. V: vetro.

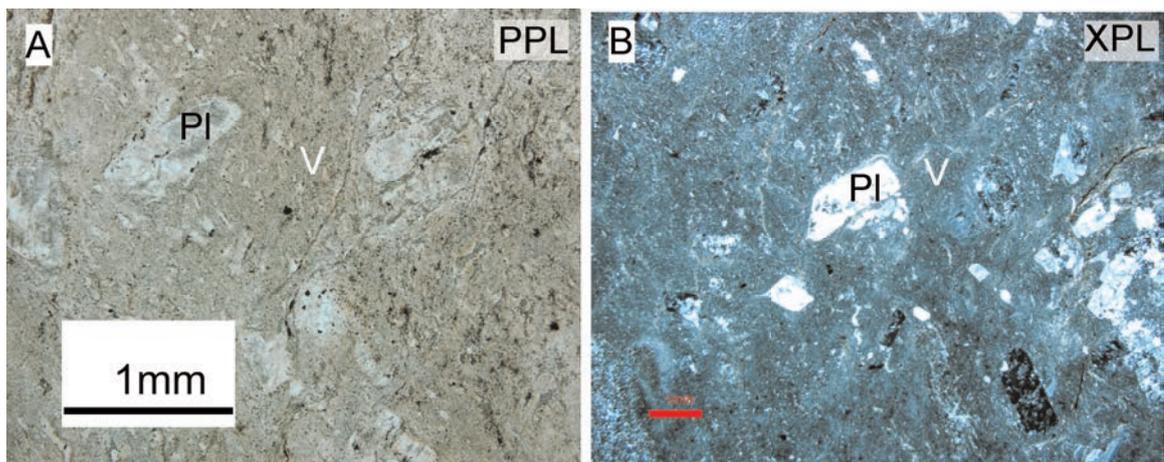


Fig. 1.14. **TESSITURA IPOCRISTALLINA** (vetro più abbondante dei cristalli). Le due foto riprendono la stessa roccia (andesite) a ingrandimenti diversi. Pl: plagioclasio; V: vetro.

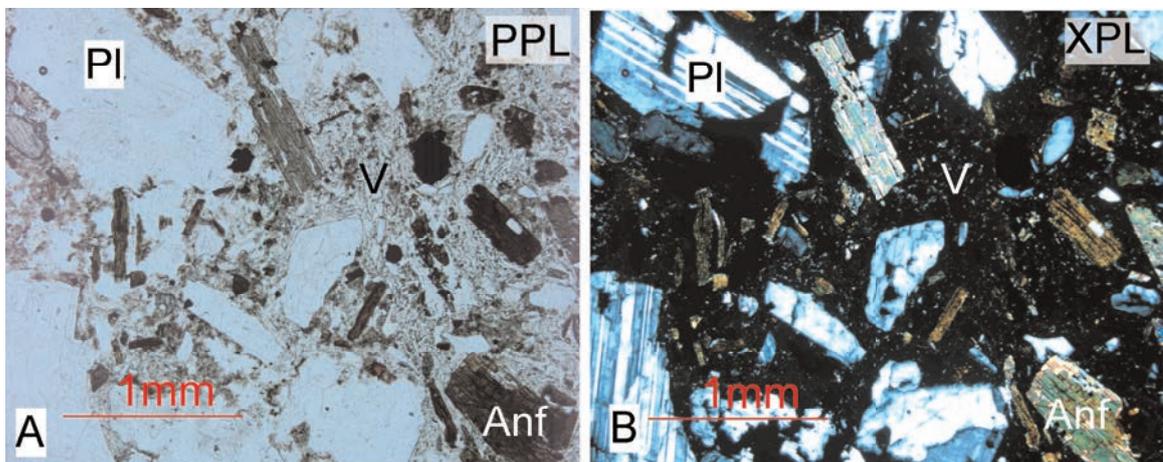


Fig. 1.15. **TESSITURA IPOIALINA** (vetro più abbondante dei cristalli). Roccia: Andesite. Pl: plagioclasio; V: vetro; Anf: anfibolo.

III. DIMENSIONI DEI CRISTALLI

Sulla base delle dimensioni dei cristalli si possono fare diverse distinzioni (ovviamente, sono escluse le rocce vetrose)

In base alle dimensioni assolute dei cristalli (diametro dei cristalli granulari o lunghezza dei cristalli allungati), la tessitura di una roccia può essere definite come:

1. **Afanitica**, quando i cristalli sono visibili solo con un mezzo di ingrandimento come una lente (<~0.3 mm) (Fig.1.16). Indica un raffreddamento veloce in condizioni effusive.

2. **Faneritica**, quando i cristalli sono visibili a occhio nudo. In questo caso, si può specificare ulteriormente la dimensione secondo le seguenti categorie:

- A **grana fine** (<1 mm) (Fig.1.17a). Solitamente indica un raffreddamento in condizioni intrusive superficiali, come quelle ipoabissali (filoni, sills, ecc);
- A **grana media** (1-5 mm) (Fig.1.17b). Questa è la tessitura più frequente nelle comuni rocce intrusive (es., graniti);
- A **grana grossa** (5-30 mm) (Fig.1.17c). Solitamente indica un raffreddamento in condizioni intrusive molto profonde e/o caratterizzate da grandi masse magmatiche (batoliti);
- A **grana molto grossa** o **Pegmatitica** (>30 mm). Indica raffreddamento in condizioni intrusive da un magma ricco in fluidi.

Altre difinizioni in base alle dimensioni dei cristalli sono:

Microcristallina, quando i cristalli singoli sono di dimensioni sufficienti per essere visti facilmente con un microscopio petrografico. La [Figura 1.16](#) mostra un esempio di tessitura microcristallina in quanto si possono riconoscere (ma solo al microscopio) plagioclasti e pirosseni. I cristalli di piccole dimensioni, tali da essere riconosciuti solo al microscopio si definiscono **microliti**.

Criptocristallina, quando i cristalli singoli sono troppo piccoli per essere visti facilmente anche con un microscopio petrografico ([Fig.1.18](#)). Tuttavia, si riesce a vedere, pur non potendo riconoscere le singole fasi, che si tratta di cristalli e non di sostanza vetrosa.

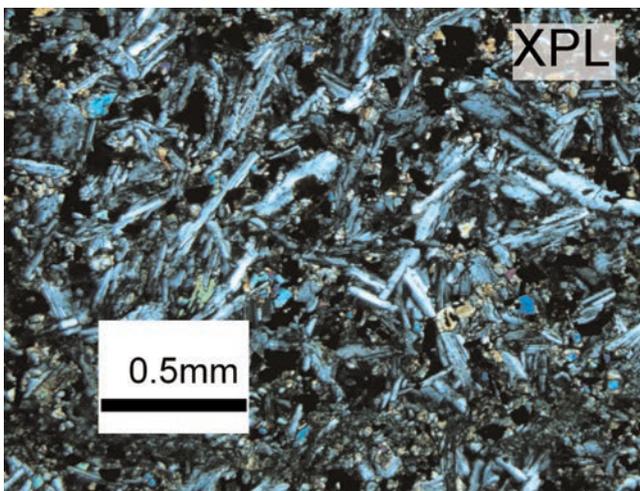


Fig. 1.16. **TESSITURA AFANITICA MICROCRISTALLINA** in basalto. Si notano solo aghetti di plagioclasto e cristalli granulari di clinopirosseno (colori blu e rosso).

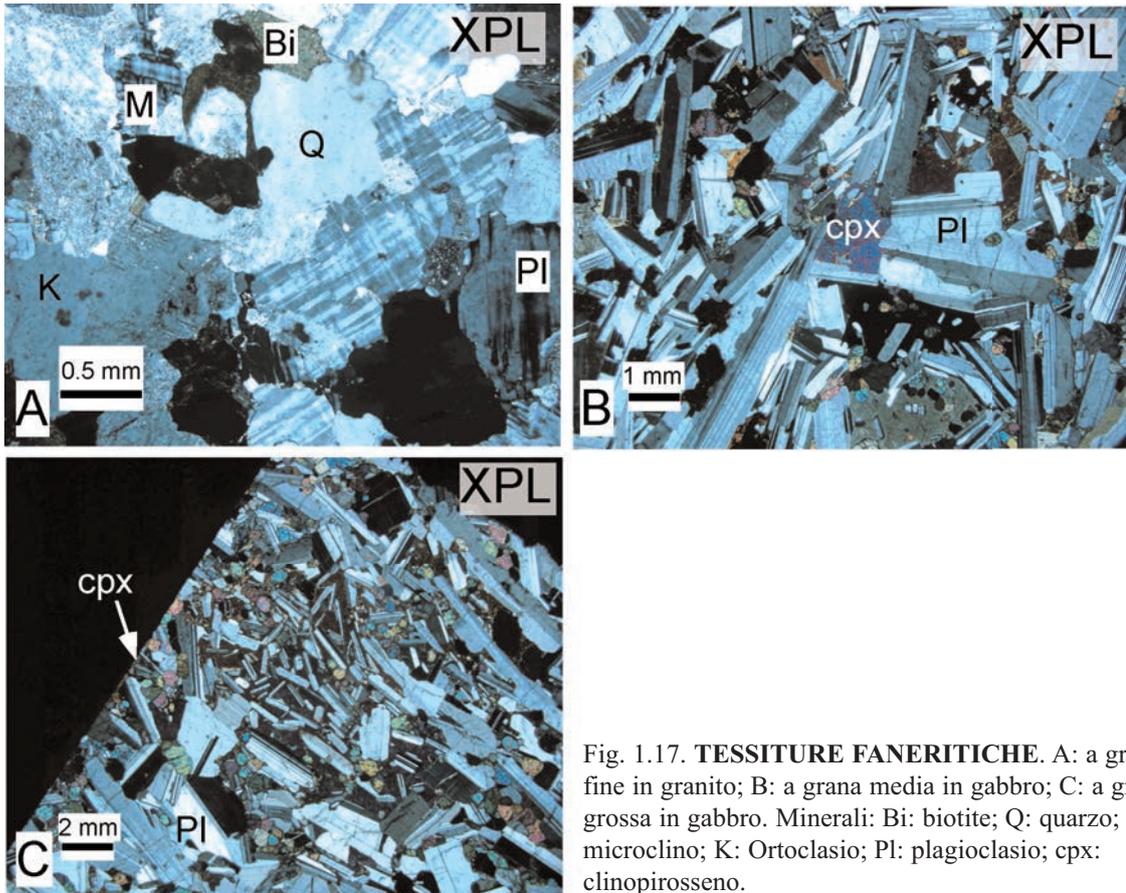


Fig. 1.17. **TESSITURE FANERICHE**. A: a grana fine in granito; B: a grana media in gabbro; C: a grana grossa in gabbro. Minerali: Bi: biotite; Q: quarzo; M: microclino; K: Ortoclasio; Pl: plagioclasio; cpx: clinopirosseno.

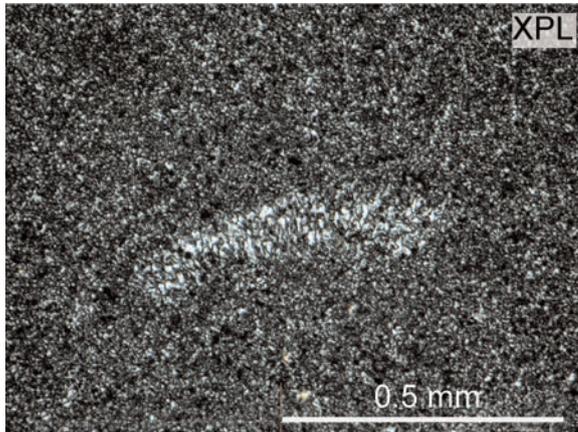


Fig. 1.18. **TESSITURA CRIPTOCRISTALLINA** in riolite. La maggior parte dei cristalli è costituita da quarzo. Si confronti le dimensioni dei cristalli con quelli della Fig.16 per avere un'idea della differenza fra tessitura microcristallina e criptocristallina. Nella zona centrale si nota una plaga dove la pasta di fondo è ricristallizzata in cristalli di dimensioni leggermente più grandi.

Sulla base delle dimensioni relative dei cristalli si possono distinguere le seguenti tessiture :

1. **Equigranulare**. Tutti i cristalli sono circa le stesse dimensioni (Fig.1.19A).
2. **Inequigranulare**. I cristalli mostrano dimensioni diverse (Fig.1.19B).
3. **Porfirica**. Tessitura costituita da cristalli di due dimensioni nettamente diverse (Fig.1.20). Indica due modi nettamente diversi (episodi) di raffreddamento. I cristalli più grandi (di solito rappresentati da due o tre minerali diversi) sono chiamati **fenocristalli** e di solito sono idiomorfi. Il materiale che circonda i fenocristalli è detta matrice o **pasta di fondo**. I fenocristalli sono cresciuti

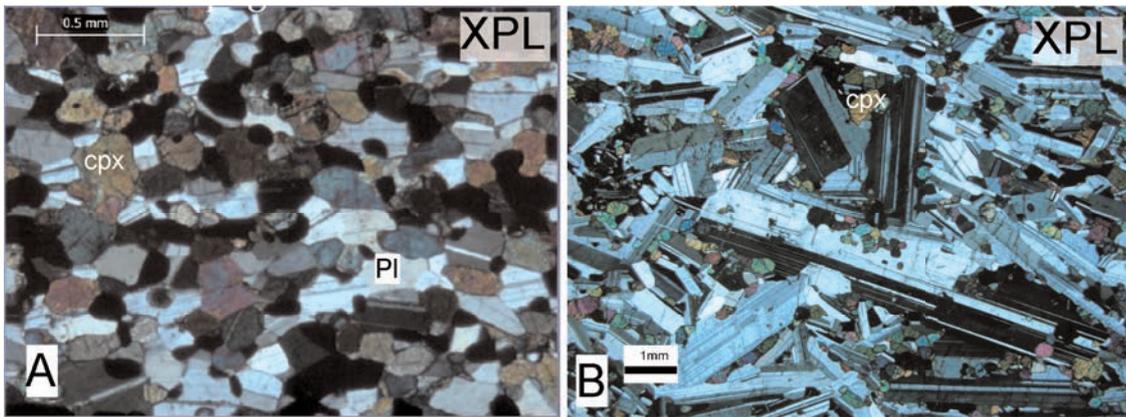


Fig. 1.19. A: **TESSITURA EQUIGRANULARE** (gabbro); B: **TESSITURA INEQUIGRANULARE** (gabbro). Minerali: Pl: plagioclasio; cpx: clinopirosseno.

liberamente e lentamente quando il magma era in condizioni intrusive, mentre la pasta di fondo è il risultato della solidificazione veloce o velocissima in condizioni effusive. Quando i fenocristalli hanno dimensioni poco più grandi di quelle dei cristalli della pasta di fondo si definiscono come **microfenocristalli**. Un tipo di tessitura porfirica piuttosto frequente è caratterizzata da dimensioni diverse dei fenocristalli. In questo caso si parla di tessitura **Porfirica Seriata**. Questa tessitura indica che la crescita dei fenocristalli è avvenuta in diversi stadi. I fenocristalli più grandi si formano in un primo stadio di raffreddamento alla quale può seguire un secondo stadio (spesso coincidente con una risalita del magma e una nuova fase di stazionamento in camera magmatica) durante il quale si forma una seconda serie di fenocristalli che solitamente hanno dimensioni più piccole (microfenocristalli). All'interno delle due famiglie di fenocristalli i cristalli mostrano dimensioni simili. Ad esempio, in *Figs. 1.20A, B* si osservano una serie di fenocristalli di olivina di grandi (e simili) dimensioni e una serie di microfenocristalli di olivina di dimensioni, sempre simili fra di loro e più piccole..

A seconda della velocità di raffreddamento del magma in condizioni effusive, la pasta di fondo può variare da olocristallina a vetrosa. Pertanto, si possono riconoscere le seguenti tessiture:

a. **Porfirica-vetrosa** (o **Vitrofirica**). Fenocristalli immersi in una pasta di fondo vetrosa (*Fig.1.21*). Indica un periodo iniziale di lenta (intrusiva) cristallizzazione seguita dalla rapidissima vetrificazione del magma rimanente.

b. **Porfirica-afanitica**. Fenocristalli immersi in una pasta di fondo afanitica. Indica un periodo iniziale di lenta (intrusiva) cristallizzazione seguita da una rapida (effusiva) cristallizzazione del magma rimanente. E' la tessitura più frequente per le rocce vulcaniche più comuni (es., basalti).

c. **Porfirica-Faneritica**. Fenocristalli immersi in una pasta di fondo faneritica. Indica due fasi di cristallizzazione lenta, cioè intrusioni a due livelli diversi. E' una tessitura comune delle rocce filoniane.

d. **Glomeroporfirica**. Questo termine si usa per descrivere una tessitura porfirica nella quale i fenocristalli (non necessariamente dello stesso minerale) sono raggruppati in aggregati chiamati *glomerocristalli* (o *glomeruli*) (*Fig.1.22*). Questa tessitura è piuttosto comune in rocce femiche (basalti e andesiti basaltiche) dove i fenocristalli sono rappresentati da plagioclasio e pirosseno. Si formano per accumulo di cristalli per tensione superficiale. Questa tessitura è importante per considerazioni sulla differenziazione dei magmi per cristallizzazione frazionata in quanto i glomeruli sono più pesanti dei cristalli singoli e quindi tendono a sprofondare e a separarsi dal magma coesistente. Il peso del glomerulo è dato dalla media dei suoi componenti. Questo può spiegare perché il plagioclasio può sprofondare anche essendo meno denso del magma circostante.

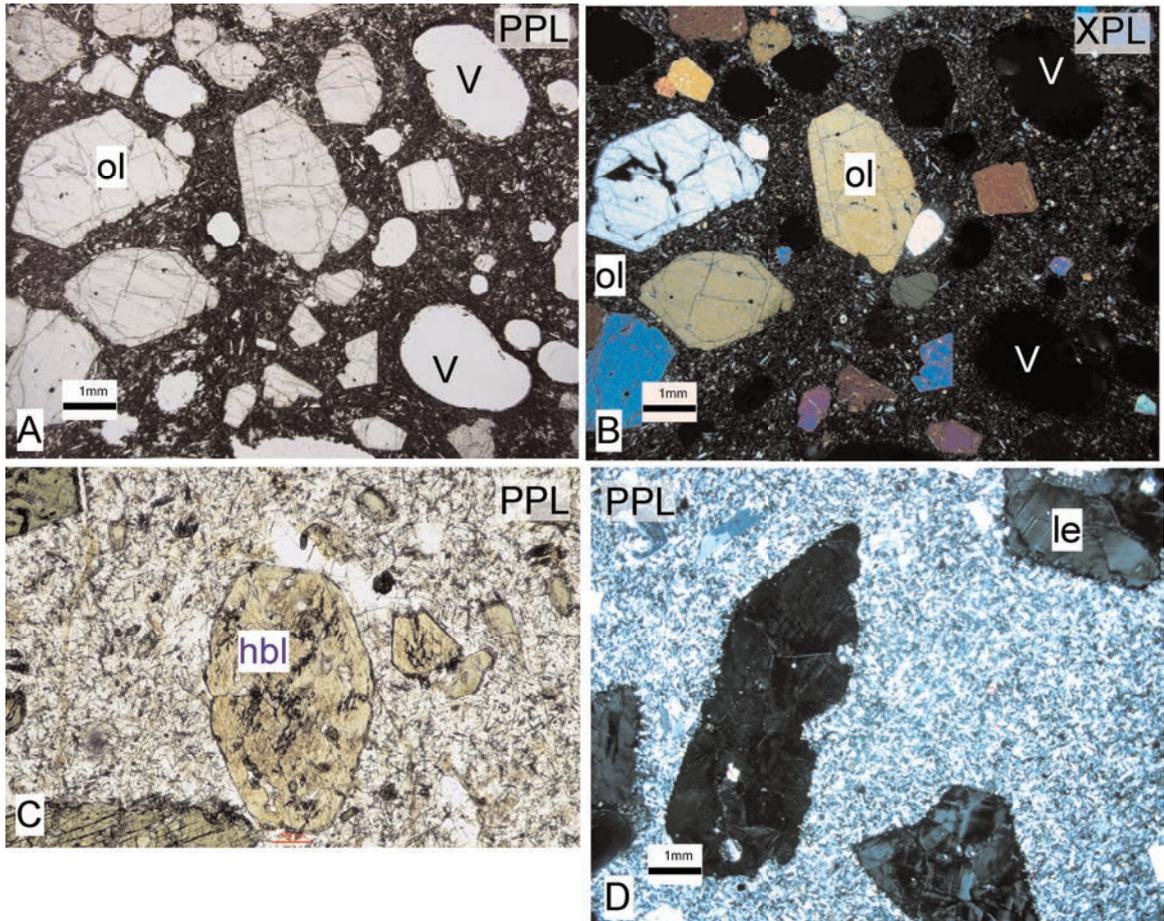


Fig. 1.20. **TESSITURE PORFIRICHE**. A, B: Basalto con fenocristalli di olivina in pasta di fondo criptocristallina e vacuolare (V). C: tessitura vitrofirica in porfido con fenocristalli di orneblenda (hbl) in pasta di fondo vetrosa. D: tessitura porfirica-afanitica in leucite con fenocristalli di leucite in pasta di fondo microcristallina in cui si riconoscono plagioclasti e sanidino. Nelle Figure A e B si osserva una tessitura **Porfirica Seriata**.

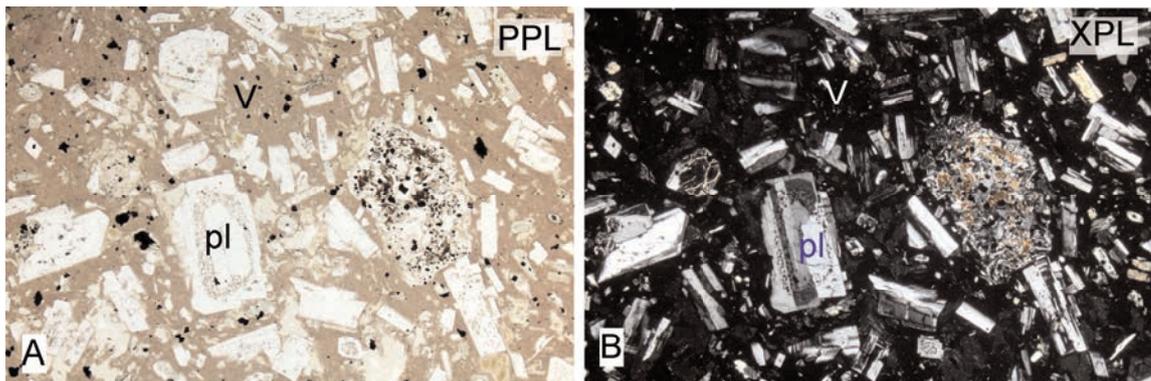


Fig. 1.21. **TESSITURA VITROFIRICA** in andesite con fenocristalli di plagioclasio (pl) in pasta di fondo vetrosa (V).

Quando una roccia ha tessitura porfirica, è buona norma definire il cosiddetto **Indice Porfirico (PI)**, cioè la percentuale in volume di fenocristalli rispetto al volume totale. Questo ci da una indicazione se l'eruzione è avvenuta ad uno stadio più o meno avanzato di cristallizzazione all'interno della camera magmatica (cristallizzazione intratellurica). Se l'eruzione del magma avviene prima che sia iniziata la cristallizzazione intratellurica, la roccia sarà priva di fenocristalli e sarà costituita da sola pasta di fondo. In questo caso si dice **afirica**. Il basalto in Fig.1.10 ha tesitura afirica, il

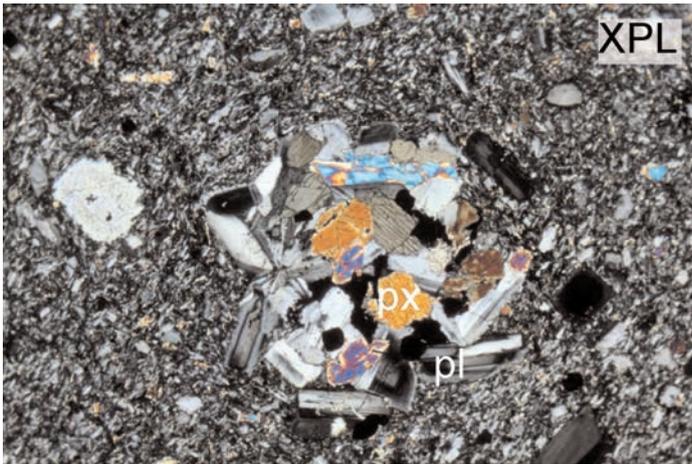


Fig. 1.22. **TESSITURA GLOMERO-PORFIRICA** in basalto. Minerali: pl: plagioclasio; cpx: clinopirosseno.

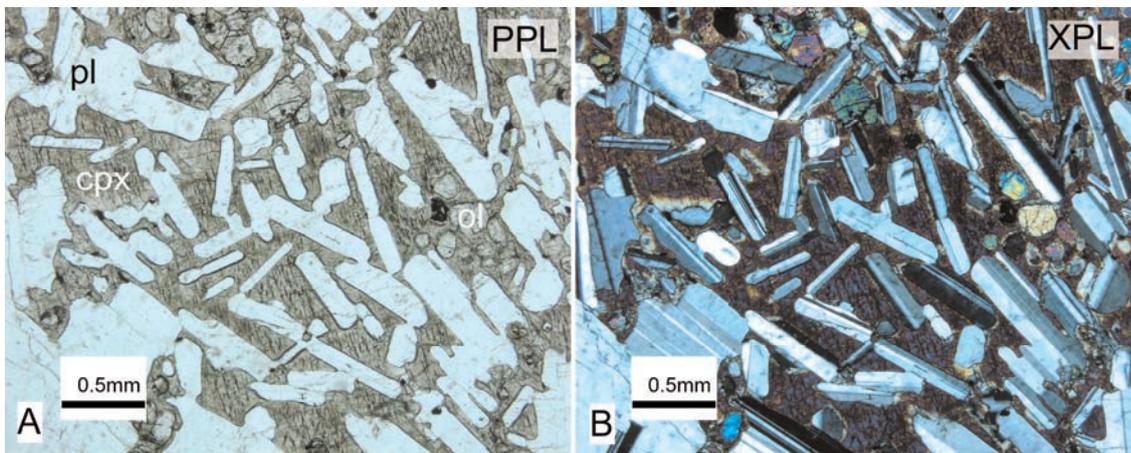


Fig. 1.23. **TESSITURA PECILITICA** con cristalli di plagioclasio (pl) e olivina (ol) inclusi in un unico cristallo di clinopirosseno di ca 3 cm di diametro. Roccia: gabbro.

basalto in [Figure 1.15A, B](#) ha un $PI=50$, mentre il porfido e la leucite ([Figs.1.15C, D](#)) hanno un $PI=30$.

4. **Pecilitica**. Questo termine è usato per descrivere cristalli (solitamente di grandi dimensioni) che contengono altri minerali di dimensioni più piccole ([Fig.1.23](#)). Nelle rocce ignee la tessitura pecilitica indica l'ordine di cristallizzazione: se un minerale è racchiuso da un altro, allora deve essere stato il primo fra i due a cristallizzare. Tuttavia, a volte, questo può non essere vero. Infatti la tessitura pecilitica può anche formarsi per due minerali che cristallizzano contemporaneamente, ma con differenti tassi di nucleazione e crescita. Ad esempio, se un pirosseno che ha un basso tasso di nucleazione (cioè, tende a formare cristalli di grandi dimensioni) si forma contemporaneamente a feldspati con più alto tasso di nucleazione (che quindi tenderanno a formare più cristalli di dimensioni più piccole), si potrà avere che i cristalli più piccoli (feldspati) rimarranno intrappolati nel pirosseno.

I cristalli più grandi che includono quelli più piccoli sono detti **oikocristalli**. Alcuni autori considerano la tessitura pecilitica come una variante della tessitura porfirica, in quanto considerano gli oikocristalli come fenocristalli, per via delle loro grandi dimensioni rispetto agli altri minerali. La tessitura ofitica (vedi IV.5), molto comune in doleriti e gabbri, è considerata un esempio di tessitura pecilitica. Infatti, è costituita da aghetti di plagioclasio all'interno di augite.

IV. DIMENSIONE E DISPOSIZIONE RECIPROCA DEI COMPONENTI

1. **Tessitura Felsica.** E' una tessitura microcristallina della pasta di fondo di rocce effusive acide. La massa di fondo di tali rocce è costituita da formazioni cristalline minute, come grani o fibre, e materiale vetroso finemente disperso (Fig.1.24).

2. **Tessitura Ialopilitica.** E' una tessitura di rocce vulcaniche in cui la massa di fondo è costituita da piccoli microliti di feldspato (sub-paralleli tra loro) incorporati in vetro (Fig.1.25).

3. **Tessitura Intergranulare.** Indica che un cristallo occupa lo spazio angolare tra almeno due cristalli più grandi (Fig.1.26). I cristalli intergranulari si formano fra cristalli che controllano la loro forma. Un caso comune di tessitura intergranulare è quella in cui lo spazio tra cristalli di plagioclasio è occupato da uno o più granuli di pirosseno (\pm olivina e ossidi opachi) non in continuità ottica tra di loro.

4. **Tessitura Intersertale.** Termine usato per indicare che gli spazi angolari tra i cristalli più grandi è occupato da vetro, o vetro e piccoli cristalli (Fig.1.27). Il vetro può essere eventualmente devetrificato.

5. **Tessitura Ofitica.** La tessitura ofitica è una variante della tessitura pecilitica. Aghetti di plagioclasio disposti in maniera casuale sono racchiusi da pirosseno o olivina (Fig.1.28A).

6. **Tessitura Subofitica.** Si usa per definire rocce in cui il plagioclasio è relativamente più grande rispetto a quello nella tessitura ofitica e si presenta in cristalli euedrali, mentre i minerali ferromagnesiaci (es, pirosseni) si presentano come cristalli subedrali o granulari che occupano gli interstizi fra i plagioclasti (Fig.1.28B). In generale, gli aghetti di plagioclasio si dispongono a formare angoli acuti.

Il passaggio da tessitura intergranulare a subofitica e ofitica in rocce basaltiche indica raffreddamento progressivamente più lento. Pertanto, questa sequenza tessiturale si osserva andando dai margini verso il centro nelle rocce diabasiche o doleritiche (filoni basaltici) o dalla superficie all'interno delle colate basaltiche. Se la velocità di raffreddamento è molto veloce, il materiale interstiziale tra gli aghetti di plagioclasio può vetrificare dando luogo a una tessitura intersertale.



Fig. 1.24. **TESSITURA FELSICA** in riolite con aghetti di quarzo disposti casualmente, feldspati e vetro.

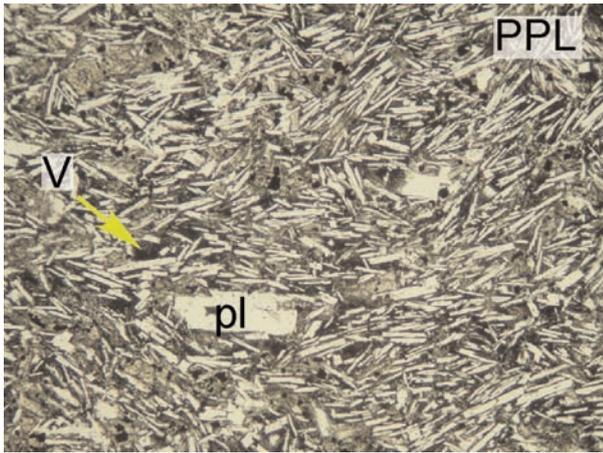


Fig. 1.25. **TESSITURA IALOPILITICA**. Si notano microfenocristalli e microliti sub-paralleli (**tegitura trachitica**) di plagioclasio (pl) immersi in vetro (V). Roccia: Andesite.

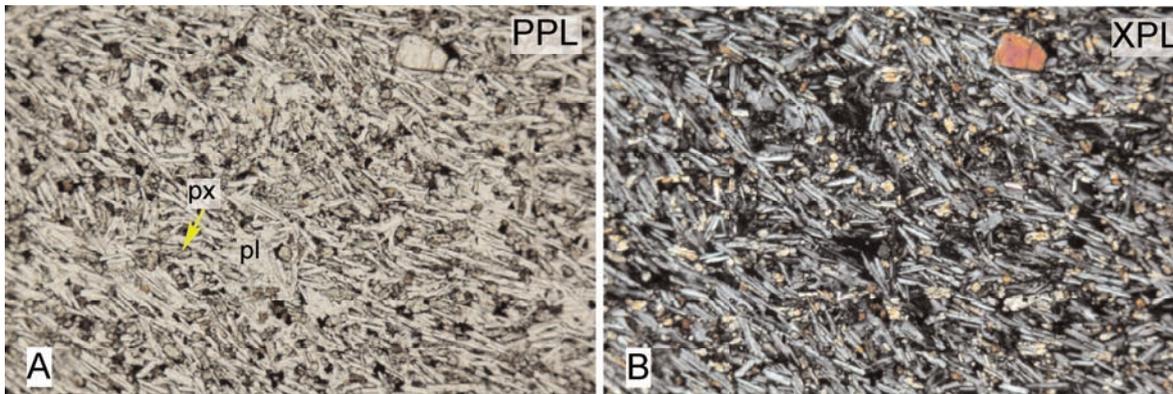


Fig. 1.26. **TESSITURA INTERGRANULARE**. Si notano microliti aciculari di plagioclasio (pl) e pirosseno (px) granulare in posizione interstiziale. Roccia: Basalto.

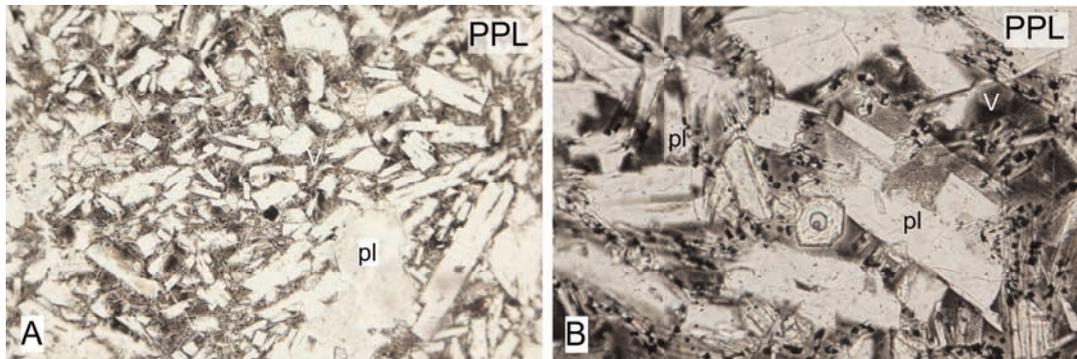


Fig. 1.27. **TESSITURA INTERSERTALE**. Cristalli tabulari di plagioclasio (pl) e vetro (V) in posizione interstiziale. A: visione generale; B: dettaglio a ingrandimento maggiore. Roccia: Andesite.

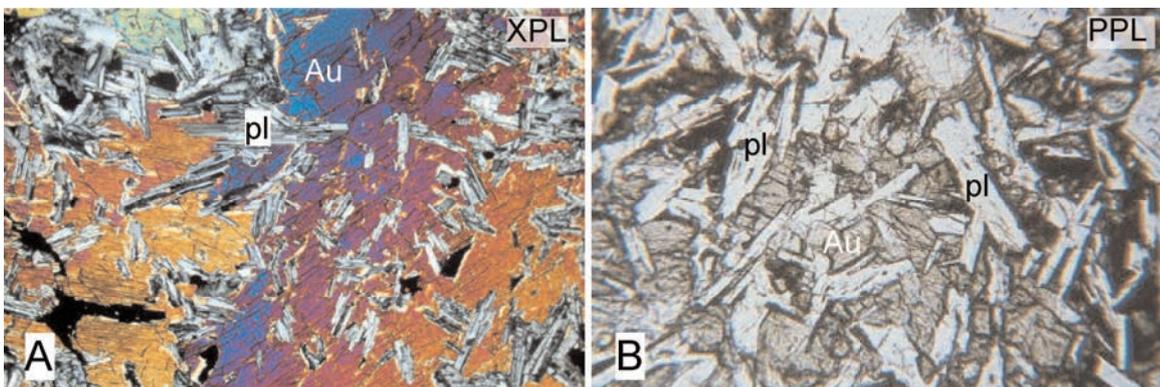


Fig. 1.28 A: **TESSITURA OFITICA** con piccoli cristalli di plagioclasio (pl) inglobato in un grande cristallo di augite (Au). B: **TESSITURA SUBOFITICA**, con cristalli relativamente più grandi di plagioclasio inclusi in augite. Rocce: doleriti basaltiche.

V. TESSITURE DI DISEQUILIBRIO E DI SMESCOLAMENTO

Le tessiture di disequilibrio indicano che i primi cristalli formati dal magma reagivano con il magma restante per riequilibrarsi alle mutate condizioni di pressione e temperatura, come nel caso delle reazioni peritettiche. Oppure, nel caso delle soluzioni solide (es., plagioclasti), indicano che non reagivano con il magma rimanente per riequilibrarsi progressivamente. Chiaramente, il ritrovamento di tessiture di disequilibrio indica che il riequilibrio delle fasi con il fuso coesistente non è stato completato. Altre tessiture di disequilibrio si osservano quando un cristallo (xenocristallo) o un frammento di roccia (xenolite) completamente estraneo (vedi VII.6.b) viene incorporato nel magma. Xenocristalli e/o xenoliti possono provenire dalle pareti della camera magmatica o del camino vulcanico, oppure, da un altro magma di diversa composizione e/o stadio di frazionamento in caso di mixing fra magmi.

Le tessiture di smescolamento riguardano essenzialmente reazioni di sub-solidus che avvengono quando un minerale, al diminuire della temperatura, non è più stabile e tende a riequilibrarsi in due fasi mineralogiche alle nuove condizioni. Un tipico esempio sono gli smescolamenti peritettici.

1. **Cristalli zonati.** Sono variazioni concentriche di composizione all'interno dei singoli cristalli. Indica cristallizzazione in disequilibrio all'interno di minerali formati da soluzioni solide. Sono piuttosto frequenti nei plagioclasti (Fig.1.29A, B) dove possono esistere tre tipi fondamentali di zonature:

Diretta, quando i vari settori concentrici zonati cambiano composizione da termini più anortitici al centro via via verso termini più albitici verso il bordo;

Inversa, quando i vari settori concentrici zonati cambiano composizione da termini più albitici al centro via via verso termini più anortitici verso il bordo;

Ritmica, quando si alternano, dal centro al bordo termini più anortitici e termini più albitici (Fig.1.29A, B).

Oltre ai plagioclasti, le zonature sono frequenti anche in olivina e pirosseni (Fig.1.29C).

2. **Cristalli corrosi.** I cristalli si presentano con evidenti plaghe o golfi di corrosione operata dal

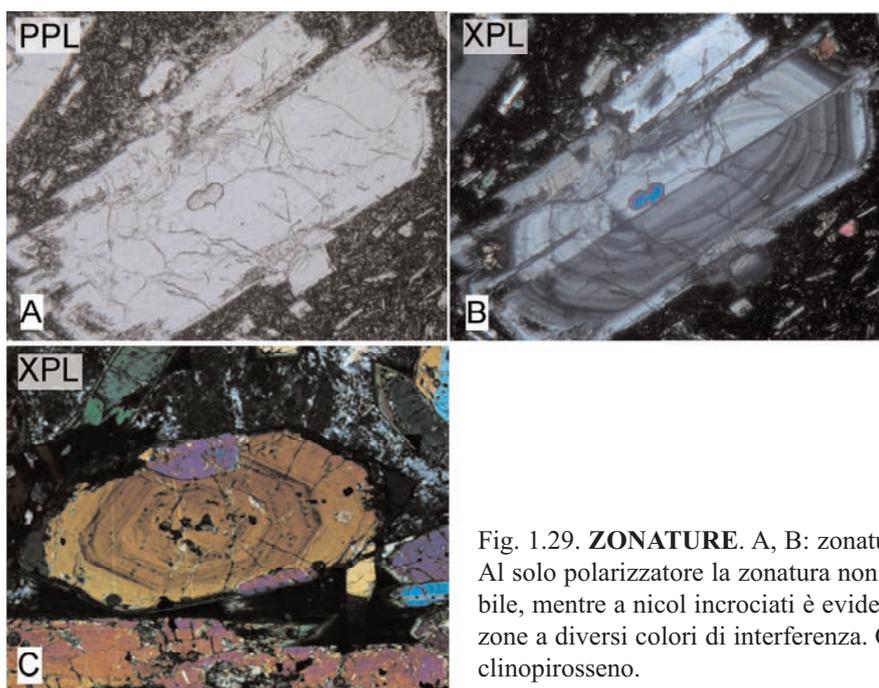


Fig. 1.29. **ZONATURE.** A, B: zonatura ritmica in plagioclasio. Al solo polarizzatore la zonatura non è facilmente, identificabile, mentre a nicol incrociati è evidenziata dall'alternanza di zone a diversi colori di interferenza. C: zonatura in clinopirosseno.

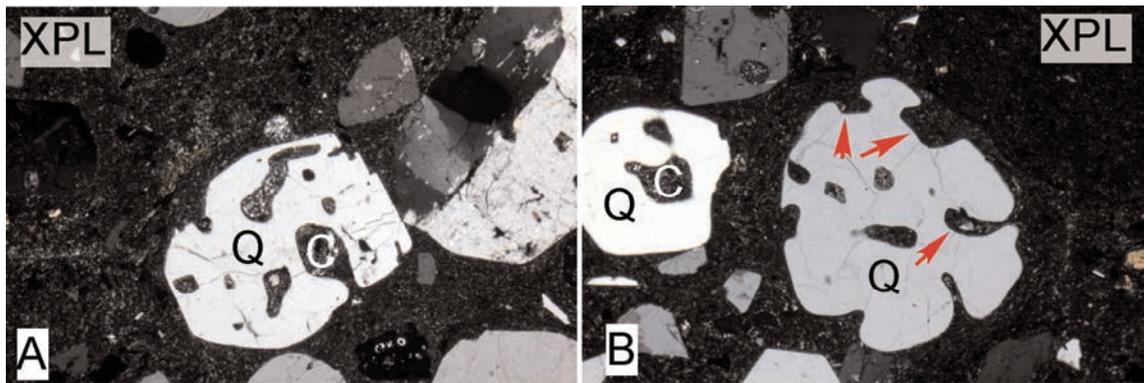


Fig. 1.30. **GOLFI DI CORROSIONE (C)** in fenocristalli di quarzo (Q). Roccia: riolite con pasta di fondo criptocristallina.

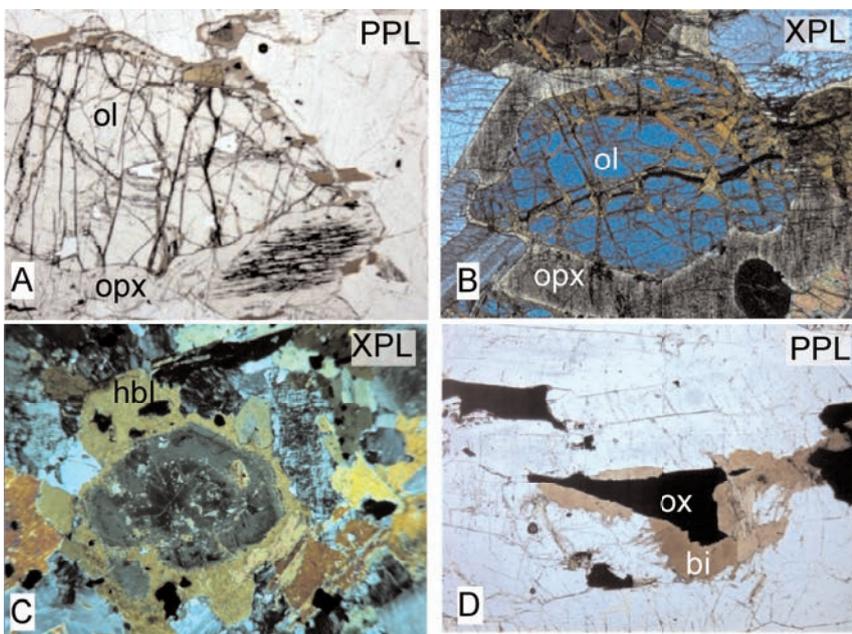


Fig. 1.31. **CORONE DI REAZIONE** in cristalli magmatici. A, B: corona di ortopirosseno (opx) per reazione dell'olivina (ol) col fuso in basalto; C: Corona di orneblenda (hbl) attorno a un cristallo di ortopirosseno; D: corona di biotite (bi) attorno a ossidi di ferro (ox) in granito.

magma. Indica che i primi cristalli formati dal magma non erano in equilibrio col magma circostante e venivano riassorbiti dal magma stesso. Chiaramente, se il processo di riequilibrio viene portato a termine, i cristalli saranno completamente riassorbiti dal fuso. Se, invece, il processo viene interrotto prima del suo completamento (ad esempio, da una eruzione) si potrà osservare questa tessitura. Questa tessitura è frequente nei fenocristalli di quarzo in rocce vulcaniche acide (Fig.1.30).

3. **Bordi di reazione e Corone di reazione.** I cristalli singoli di un minerale sono completamente circondati da cristalli di un minerale diverso. Indica cristallizzazione in disequilibrio che coinvolge due membri di una serie di reazione discontinua (reazione peritettica). Fra i più comuni, si osservano bordi di ortopirosseno attorno a olivina (Figs.1.31A, B), oppure bordi di anfibolo attorno a ortopirosseno (Figs.1.31C, D).

Quando xenocristalli o xenoliti vengono incorporati in un magma possono avere una composizione che è in disequilibrio col magma stesso. In questo caso il materiale estraneo tende a riequilibrarsi chimicamente col magma. In funzione della composizione degli xenocristalli, della composizione del magma, della temperatura e del tempo, il riequilibrio chimico può dare luogo a diversi effetti.

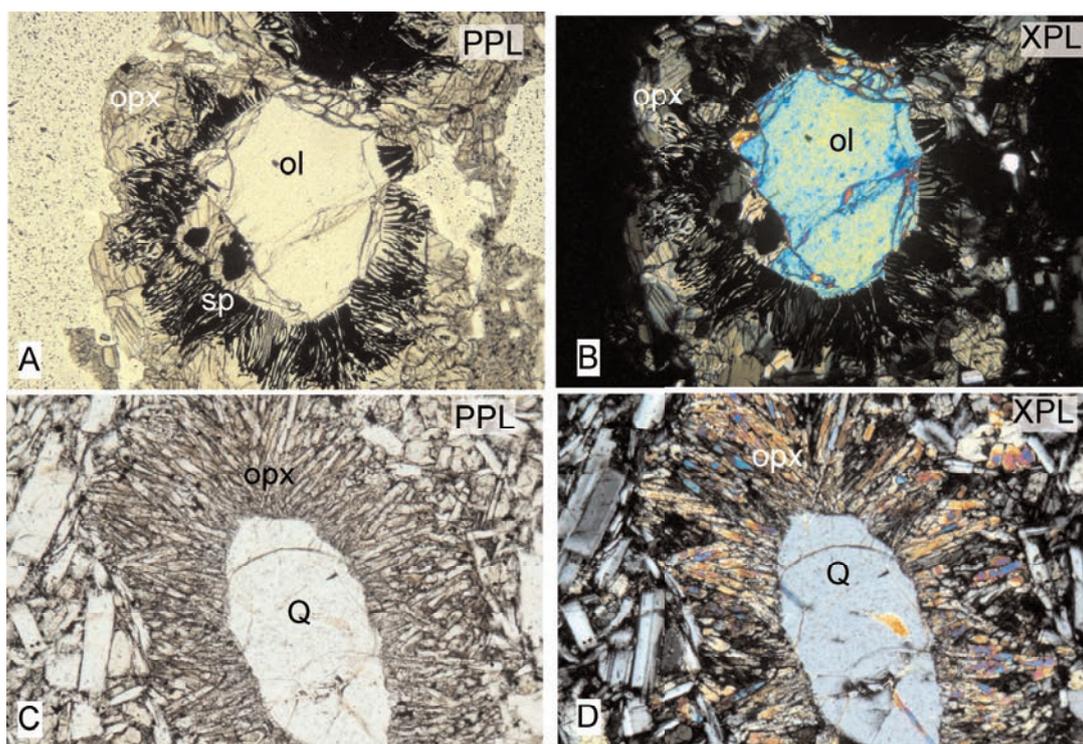


Fig. 1.32. **CORONE DI REAZIONE** in xenocristalli. A, B: Ortopirosseno (opx) e cristalli vermiculari di spinello (sp) formati per reazione fra uno xenocristallo di olivina (ol) e il fuso. C, D: formazione di ortopirosseno per reazione fra un fuso andesitico e uno xenocristallo di quarzo (Q).

Normalmente, una fase cristallina reagisce col magma (o si dissolve) se il fuso non è saturo negli elementi chimici contenuti nella fase estranea. Ad esempio, uno xenocristallo di quarzo può dissolversi alla scala temporale di un giorno in un fuso basaltico sottosaturo in silice. In molti casi la reazione xenocristallo-fuso risulta nel parziale riassorbimento del cristallo e formazione di nuovi cristalli (Fig.1.32).

4. Altre tessiture di disequilibrio

a. Tessitura “Sieve” (Sieve texture). Questa tessitura si ritrova in cristalli di plagioclasio e pirosseno in rocce vulcaniche (principalmente, andesiti). E’ una combinazione complessa di zonatura e riassorbimento che indica variazioni delle condizioni chimico-fisiche del magma. Alcuni autori la interpretano come indicativa di processi di mixing di magmi. Infatti, in caso che due magmi di composizione diversa si mescolino, i cristalli che prima erano in equilibrio col loro fuso verranno a trovarsi all’interno di un fuso di composizione mutata. Alcune porzioni (cioè, composizioni) del cristallo zonato possono venirsi a trovare in disequilibrio con la diversa composizione del fuso e reagire con esso, mentre altre porzioni del cristallo zonato possono restare intatte perchè più o meno in equilibrio. Questa tessitura è riconoscibile per la presenza di finissimi aggregati di minerali (spesso non riconoscibili) dovuti alla reazione solido-fuso che seguono precisamente le zonature (Fig.1.33A).

b. Bordi opacitici. Si osservano nei minerali idratati in rocce vulcaniche, come biotite o anfibioli. Questi minerali, si decompongono parzialmente (ai bordi), durante la risalita del magma, rilasciando l’acqua contenuta nel loro reticolo cristallino in risposta alla diminuzione della pressione d’acqua nel magma mentre sale in superficie. Pertanto, il processo di formazione dei bordi opacitici può essere definito come un processo di devolatilizzazione. Di solito, i bordi opacitici sono costitu-

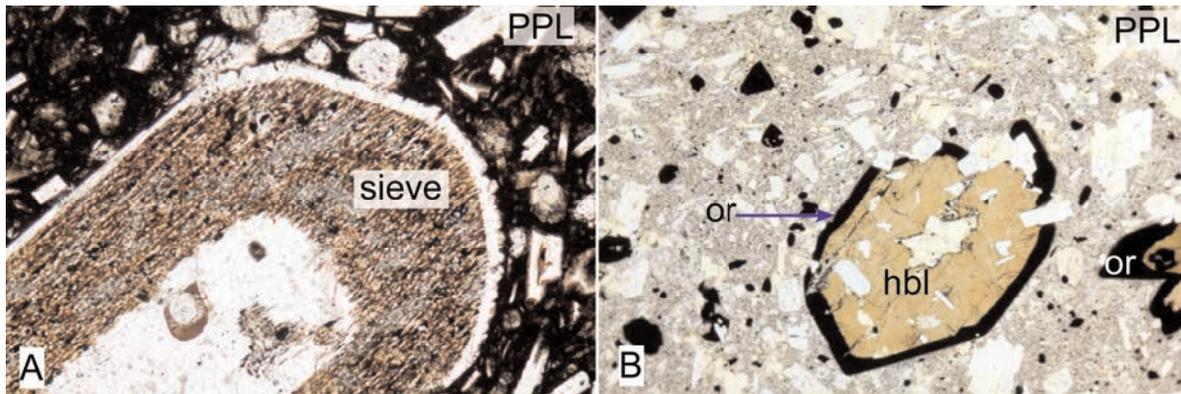


Fig. 1.33. A: **SIEVE TEXTURE** in un cristallo di plagioclasio. B: **BORDI OPACITICI** (or) in cristalli di orneblenda (hbl) in andesite.

iti da un complesso insieme di minerali come clinopirosseno, plagioclasio, magnetite e ilmenite che risulta in un bordo completamente opaco le cui dimensioni possono essere molto variabili (Fig.1.33B).

5. Tessiture di smescolamento allo stato solido

Tessitura simplectitica. E' un termine generale usato per indicare una tessitura, osservabile alla scala di visione del microscopio, caratterizzata dall'intercrescita di due o più minerali. Si osserva nelle rocce, ma anche in materiali ceramici e leghe metalliche. Se un materiale subisce cambiamenti di temperatura, pressione o altre condizioni chimico-fisiche (es., composizione o attività dei fluidi), una o più fasi possono divenire instabili e possono ricristallizzare come costituenti stabili. Se i minerali ricristallizzati formano una finissima intercrescita di più fasi, si ha una tessitura simplectitica. Le simplectiti si possono formare sia per reazione fra due fasi adiacenti, sia per decomposizione di una singola fase. Ad esempio, fino a temperature di circa 700°C e pressioni di tipo intrusivo può esistere la soluzione solida completa tra albite e K-feldspato. Tuttavia, a temperature inferiori, è presente un gap miscibilità allo stato solido. Pertanto se un cristallo di feldspato alcalino con una composizione intermedia raffredda abbastanza lentamente, domini ricchi in K-feldspato e domini più ricchi in Na-feldspato si separano l'uno dall'altro. Questo processo è favorito dalla presenza di acqua nel sistema. Simili processi coinvolgono altri minerali, fra i quali, molto frequentemente, i pirosseni dove si possono osservare smescolamenti di clinopirosseno in cristalli di ortopirosseno e viceversa.

a. **Pertiti.** Questo termine è usato per descrivere smescolamenti di albite all'interno del feldspato potassico (ortoclasio o microclino) che rappresenta il minerale prevalente. Le tessiture pertitiche hanno una grande varietà di forme. Le più comuni sono lamelle allungate sub-parallele o plaghe (Fig.1.34A).

b. **Antipertiti.** Se il feldspato sodico è la fase dominante, gli smescolamenti sono rappresentati da K-feldspato. In questo caso si parla di antipertiti (Fig.1.34B).

c. **Lamelle di essoluzione.** Questa tessitura riguarda principalmente i pirosseni dove gli smescolamenti danno forma a sottili lamelle regolari e parallele che, di norma, seguono le tracce di sfaldatura del minerale principale (Fig.1.35). Si possono osservare smescolamenti di clinopirosseno in cristalli di ortopirosseno e viceversa.

d. **Tessitura Mirmechitica.** E' caratterizzata da bacchette vermiculari (< 1mm) di quarzo in con-

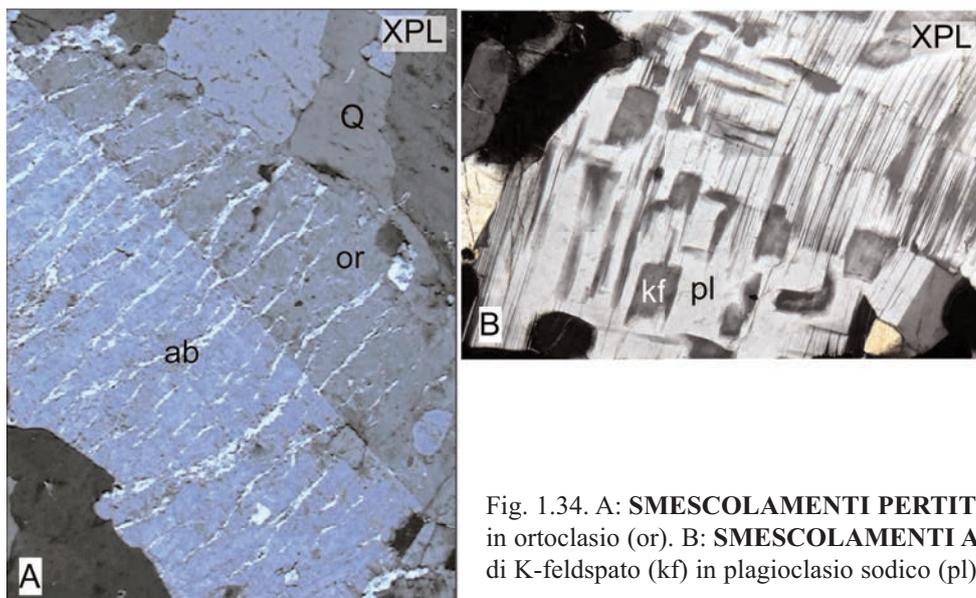


Fig. 1.34. A: **SMESCOLAMENTI PERTITICI** di albite (ab) in ortoclasio (or). B: **SMESCOLAMENTI ANTIPERTITICI** di K-feldspato (kf) in plagioclasio sodico (pl).

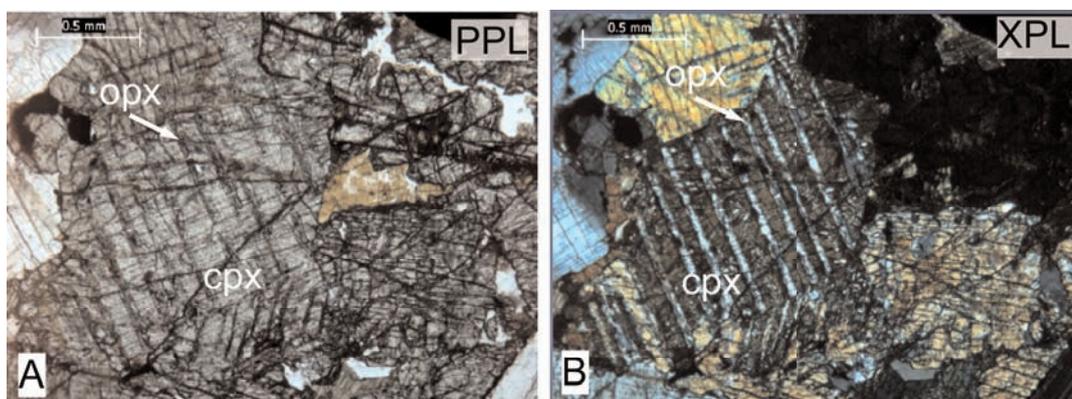


Fig. 1.35. **LABELLE DI ESSOLUZIONE** di ortopirosseno (opx) in clinopirosseno (cpx).

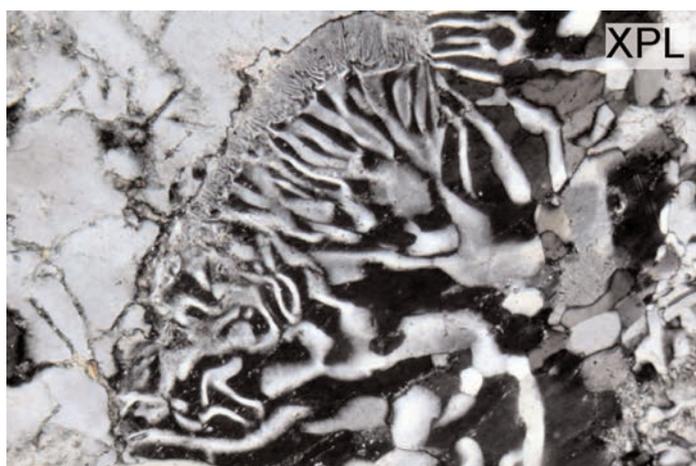


Fig. 1.36. **TESSITURA MIRMECHITICA** con cristalli vermiculari di quarzo (bianco) in plagioclasio (nero).

tinuità ottica, incluse in cristalli di plagioclasio (Fig.1.36) che si trovano in contatto con cristalli di K-feldspato. Questa tessitura è molto comune nelle rocce granitiche. Il plagioclasio è solitamente ricco in sodio (es., albite o oligoclasio). Le mirmechiti si formano in condizioni post-magmatiche e quindi devono essere tenute ben distinte dalle tessiture grafiche e granofiriche, le quali sono, al contrario, tessiture magmatiche. Questa tessitura si forma per reazione fra plagioclasio e K-feldspato e, pertanto, può essere considerata anche come una tessitura di disequilibrio.

VI. TESSITURE DI FLUSSO

Le tessiture di flusso sono presenti quasi esclusivamente nelle rocce vulcaniche e filoniane e indicano un flusso del magma.

1. **Tessitura trachitica.** E' una tessitura presente solo nelle rocce vulcaniche ed è così chiamata perchè particolarmente caratteristica delle trachiti. La pasta di fondo è costituita prevalentemente da cristalli tabulari molto piccoli (microliti) di sanidino. I microliti tendono ad allinearsi secondo la direzione di flusso e quindi si dispongono in maniera sub-parallela, oppure formano linee di flusso attorno ai fenocristalli (Fig.1.37). Se la pasta di fondo contiene anche altri cristalli prismatici allungati, anche questi tenderanno a disporsi sub-parallelamente (Fig.1.37B).

2. **Bande di flusso (flow banding).** Le rocce acide come le rioliti sono eruttate a temperature relativamente basse e sono relativamente viscosi. Quindi, fluiscono molto lentamente e frequentemente sviluppano delle tessiture di flusso che circondano i fenocristalli (Fig.1.38A). Nelle ossidiane queste tessiture sono rimarcate da differenti colorazioni del vetro vulcanico (Fig.1.38B). Secondo alcuni autori, le bande diversamente colorate nelle ossidiane sono dovute a processi di devettrificazione post-solidificazione che si sviluppano selettivamente in determinate porzioni (bande). La devettrificazione comporta una perdita di colore. Tuttavia, è probabile che la devettrificazione lungo bande avvenga seguendo originarie linee di flusso, come appare chiaramente in (Fig.1.38B).

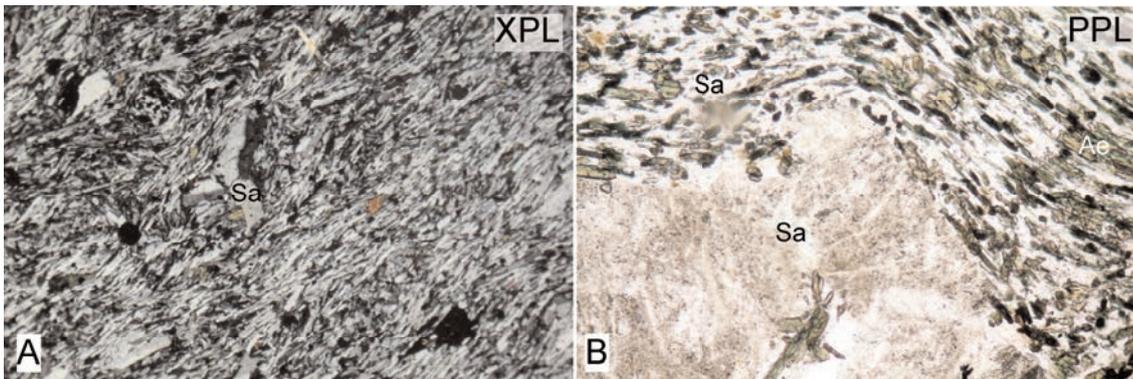


Fig. 1.37. **TESSITURA TRACHITICA.** A: Trachite con microliti sub-paralleli di sanidino (Sa). B: Trachibasalto con microliti di sanidino (Sa) e aegirina (Ae) sub-paralleli attorno a un fenocristallo di sanidino.

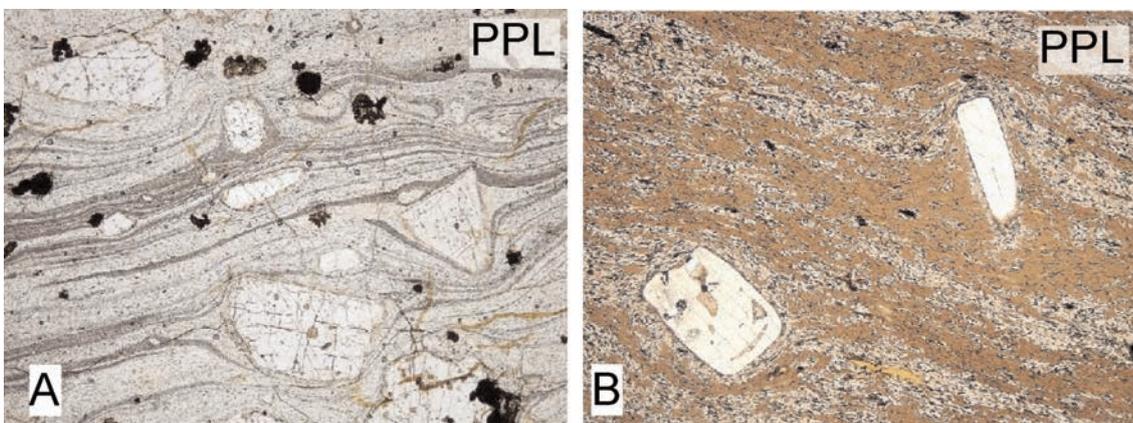


Fig. 1.38. **TESSITURA DI FLUSSO (FLOW BANDING).** A: Tessiture di flusso nel vetro della pasta di fondo che bordano fenocristalli di quarzo e feldspato in una riolite. B: Tessiture di flusso rimarcate da differenti colorazioni del vetro in un'ossidiana debolmente porfirica.

VII. TESSITURE DI DEGASSAZIONE

Le tessiture di degassazione indicano che il magma era ricco in gas e che il gas veniva liberato al momento della solidificazione della roccia. In questo modo, si possono conservare le bolle (vescicole) in cui il gas risiedeva. La conservazione delle vescicole è necessariamente legata a un processo di solidificazione finale molto veloce (quenching). Altrimenti, se così non fosse, le bolle verrebbero schiacciate sotto il peso del magma. Infatti, la maggior parte delle rocce bollose ha una pasta di fondo vetrosa. Le vescicole sono generalmente tondeggianti, ma possono essere anche leggermente schiacciate. Vescicole leggermente schiacciate indicano che si sono formate quando il magma era ancora leggermente plastico, oppure testimoniano movimenti di flusso del magma.

1. **Tessitura Vescicolare.** Roccia generalmente afanitica o debolmente porfirica contenente vescicole isolate che costituiscono meno del 50% del volume totale (Fig.1.39).

2. **Tessitura Scoriacea.** Roccia contenente vescicole abbondanti che costituiscono più del 50% del volume totale. Scoria è un termine tessiturale che indica rocce vulcaniche piroclastiche di composizione generalmente basaltica (Fig.1.40).

3. **Tessitura Pomicea.** Tessitura fortemente vescicolare che caratterizza le pomici, ovvero rocce piroclastiche acide (Fig.1.41).

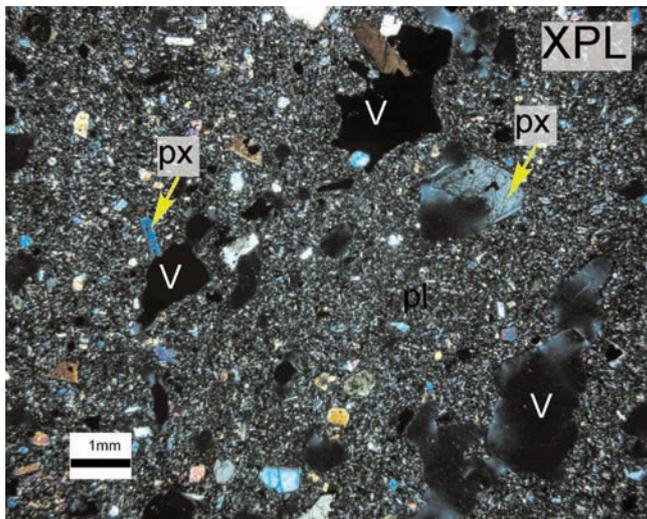


Fig. 1.39. **TESSITURA VESCICOLARE** in basalto. Le vescicole (V) hanno dimensioni e forme molto irregolari. px: pirosseno.

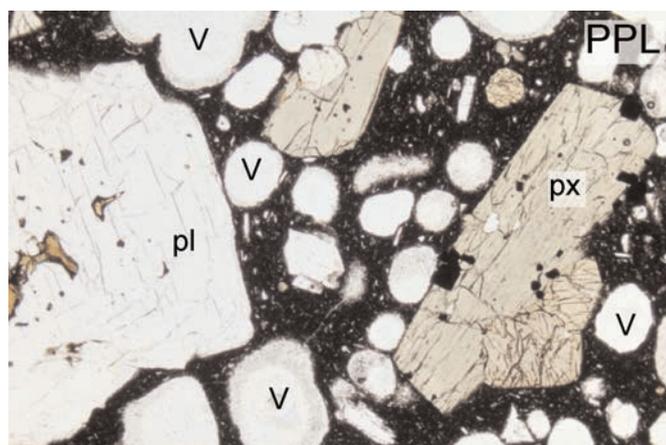


Fig. 1.40. **TESSITURA SCORIACEA** in basalto porfirico con pasta di fondo vetrosa. Le vescicole (V) sono tondeggianti e di dimensione alquanto omogenea. pl: plagioclasio; px: pirosseno.

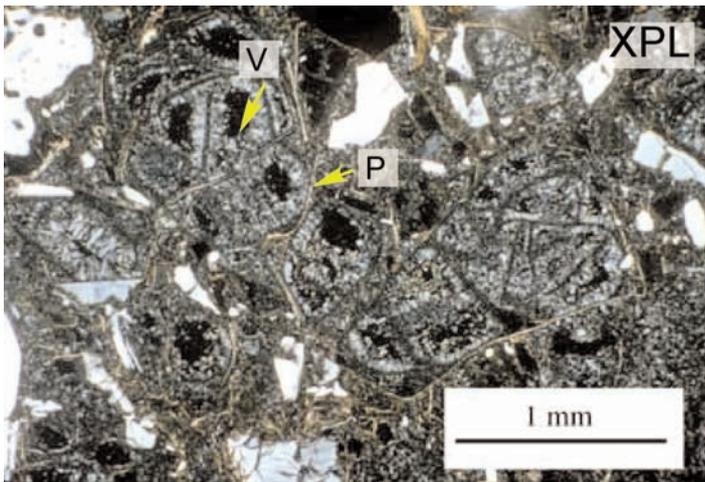


Fig. 1.41. **TESSITURA POMICEA.** Fortemente vacuolare con i vuoti (V) parzialmente o totalmente riempiti da calcedonio secondario. Si noti come i vacuoli sono separati da pareti (p) sottilissime di vetro.

VIII. ALTRE TESSITURE VULCANICHE

1. **Tessiture di Devettrificazione.** Il vetro vulcanico è instabile e tende a trasformarsi spontaneamente (devettrificazione) dallo stato vetroso allo stato cristallino in periodi di tempo relativamente brevi alla scala geologica. Ne consegue che rocce vetrose antiche sono molto rare. Infatti, le rocce vetrose presenti in natura sono solitamente Paleogeniche o più giovani.

La devettrificazione comunemente inizia lungo le crepe nel vetro o attorno ai fenocristalli e si diffonde fino a quando l'intera massa è stata convertita in un aggregato di finissimi cristalli. La devettrificazione si presenta quindi come una miscela submicroscopica di vari minerali. Di solito le singole specie minerali sono indistinguibili, ma si riconosce che l'aggregato confuso è debolmente birifringente. In rari casi, le specie minerali possono essere riconosciute al microscopio e solitamente comprendono feldspati, minerali argillosi, e varie forme cristalline della silice, nonché, più raramente, cristalli aciculari di tormalina o rutilo. Le tessiture di devettrificazione possono avere varie forme. Le più comuni tessiture di devettrificazione sono le **Sferuliti**. Le sferuliti generalmente sono aggregati radiali, rotondeggianti, di cristalli ad abito fibroso (Fig.1.42). Ogni singola fibra è costituita da un cristallo con una ben precisa orientazione cristallografica. In vetri silicatici, i cristalli fibrosi sono costituiti essenzialmente da feldspati alcalini e/o quarzo. In vetri mafici da plagioclasio e/o pirosseni. La morfologia delle sferuliti può essere molto varia. Le più comuni sono quelle **sferiche** (Fig.1.42) e quelle **axiolitiche** (fibre disposte perpendicolarmente alle pareti della sferulite. Ma, si possono avere anche forme a **cravatta**, a **ventaglio** e **piumate**.

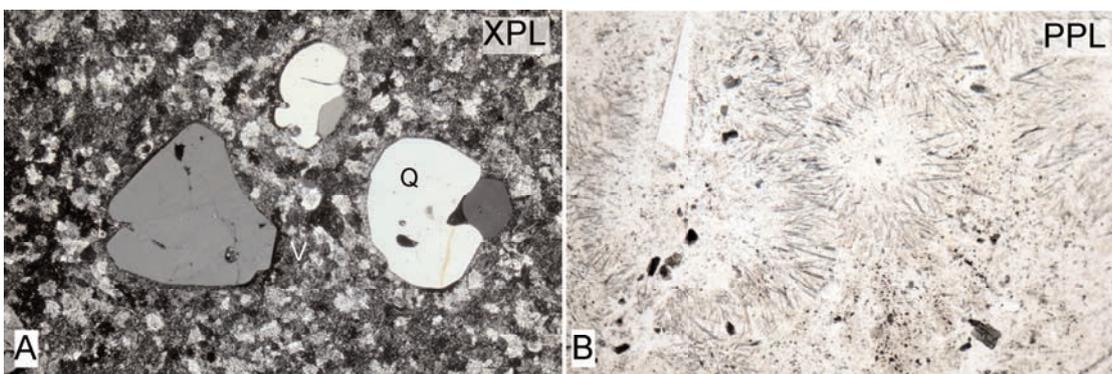


Fig. 1.42. **TESSITURA DI DEVETRIFICAZIONE SFERULITICA** in riolite. A: visione generale e B: particolare ingrandito dove si notano sferuliti di forma sferica formate da aggregati fibroso-raggiati di quarzo, K-feldspato e aghetti di tormalina.

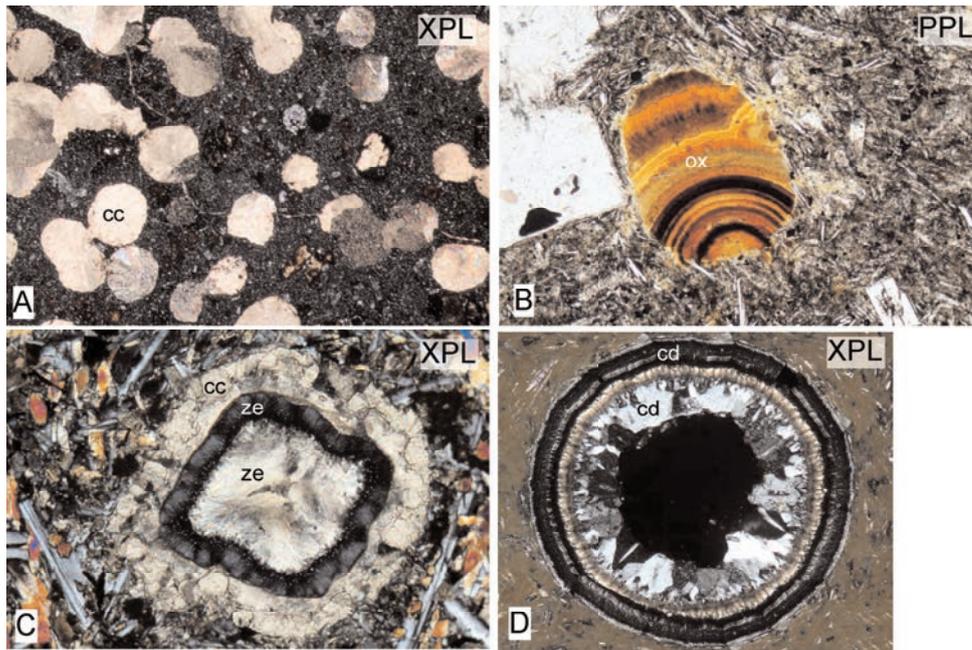


Fig. 1.43. **TESSITURA AMIGDALOIDE.** A: Riempimento di calcite (cc) in basalto scoriaceo africo con pasta di fondo criptocristallina. B: riempimento con ossidi e idrossidi di ferro (ox). C: riempimento concentrico con calcite e zeoliti (ze). D: riempimento concentrico e incompleto con calcedonio (cd).

2. **Tessitura Amigdaloide.** Le amigdale si formano quando le bolle di gas o vescicole sono riempite con minerali secondari che possono essere diversi, a seconda del chimismo delle acque sotterranee e delle condizioni fisiche. Le amigdale si formano dopo che la roccia è stata messa in posto, e sono spesso associate con alterazione di bassa temperatura. Le amigdale possono essere formate da un singolo minerale, oppure da più minerali e possono essere concentricamente zonate (Fig.1.43). I minerali di riempimento più frequenti sono: calcedonio, agata, quarzo, calcite, ematite e zeoliti.

3. **Tessitura Perlitica.** E' costituita da fratture concentriche che si formano per contrazione del materiale vetroso in seguito al raffreddamento del materiale. Normalmente, le fratture danno luogo a un pattern complesso di strutture concentriche (Fig.1.44). Spesso, le fratture sono sede di alterazione e devetrificazione (Fig.1.44B).

4. **Tessitura Brecciata.** Indica una roccia formata per accumulo di frammenti di roccia vulcanica (Fig.45). I frammenti si possono generare per fratturazione di una roccia vulcanica appena formata a causa di un rapido raffreddamento. Oppure, per movimenti e frizioni legate all'estrusione di corpi magmatici già in parte solidificati (es. spine o domi di lava). Ancora, per fratturazione della crosta superficiale vetrificata di una colata lavica a causa della spinta da parte di nuovo magma all'interno della colata. Molto spesso i frammenti provengono dalla stessa roccia vulcanica (Fig.1.45); in questo caso si parla di breccia monogenica. Più raramente, possono provenire da diverse rocce vulcaniche e quindi vengono denominate breccie poligeniche. Il materiale che lega i diversi frammenti può essere costituito da materiale vetroso alterato e cristalli, oppure da cemento calcitico e/o zeolitico, o da materiale di alterazione dei frammenti stessi.

5. **Tessitura Eutaxitica.** Indica una tessitura stratificata o a bande in *rocce vulcaniche esplosive*. E' spesso causata dalla compattazione e appiattimento di shards e frammenti di pomice. Le ignimbriti sono tipicamente caratterizzate da frammenti di pomice che galleggiano in una matrice più

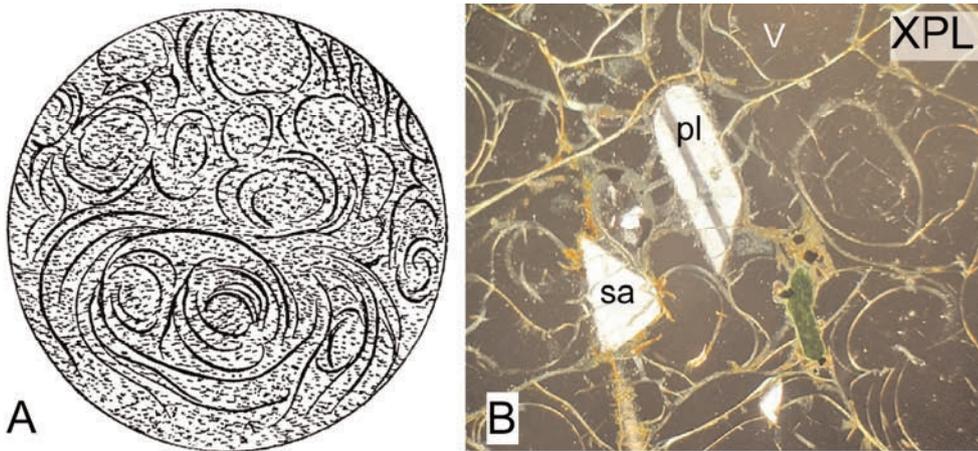


Fig. 1.44. **TESSITURA PERLITICA.** A: schema generale della tessitura perlitica e B: tessitura perlitica in una riolite vitrofirica con fenocristalli di plagioclasio (pl) e sanidino (sa).

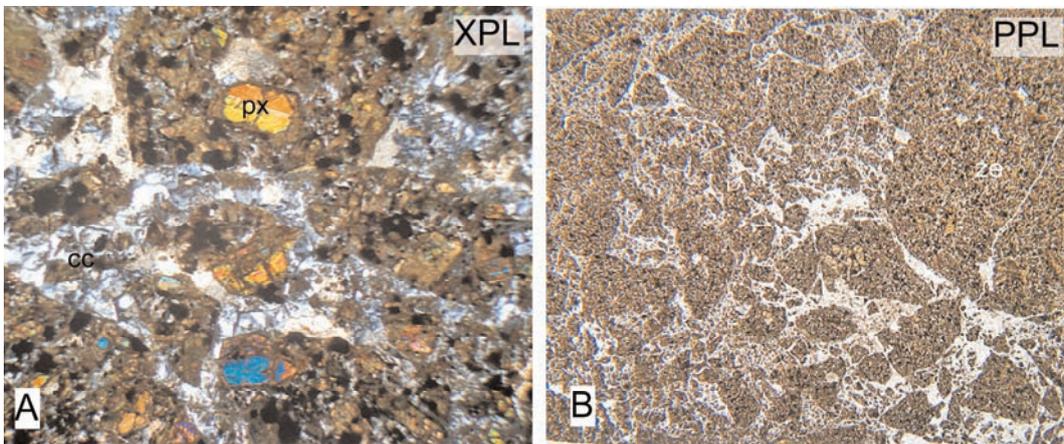


Fig. 1.45. **TESSITURA BRECCIATA.** A: frammenti di roccia vulcanica porfirica con fenocristalli di pirosseno (px) e pasta di fondo completamente alterata. B: frammenti di roccia vulcanica afirica. In A: frammenti con dimensioni uniformi; in B: frammenti con dimensioni molto diverse fra di loro. In entrambe le rocce la matrice è costituita da calcite e zeoliti.

fine. Nella maggior parte dei casi, le ignimbrite sono ancora calde al momento della loro messa in posto e i frammenti di pomice sono ancora plastici e malleabili. Di conseguenza, spesse colate ignimbritiche calde collassano sotto il proprio peso, schiacciando e fondendo insieme i frammenti di pomice. In questi casi, i frammenti di pomice vengono compattati e si presentano come un materiale scuro di forma appiattita chiamata fiamme. Il termine eutaxitico si applica quindi a un ignimbrite saldata contenente fiamme (Fig.1.46).

5. **Glass Shards.** Con questo termine si intendono frammenti di vetro con dimensioni generalmente < 2 mm. Il termine è utilizzato per descrivere frammenti generati per frammentazione durante *eruzioni vulcaniche esplosive*, ma anche per descrivere frammenti di vetro dovuti a quenching in eruzioni non-esplosive e per frammenti vetrosi in sedimenti vulcanoclastici.

Si possono distinguere vari tipi di shards, in base alla loro forma:

- 1) frammenti a forma di Y o X (Fig.1.47) che rappresentano le pareti vetrose di giunzione fra tre o più bolle di gas presenti nel magma.
- 2) Platy Shards: Frammenti appiattiti con andamento generalmente curvilineo (Fig.1.47) che rappresentano le pareti di grosse bolle di gas.
- 3) Micropomici: Frammenti altamente vescicolati di vetro.

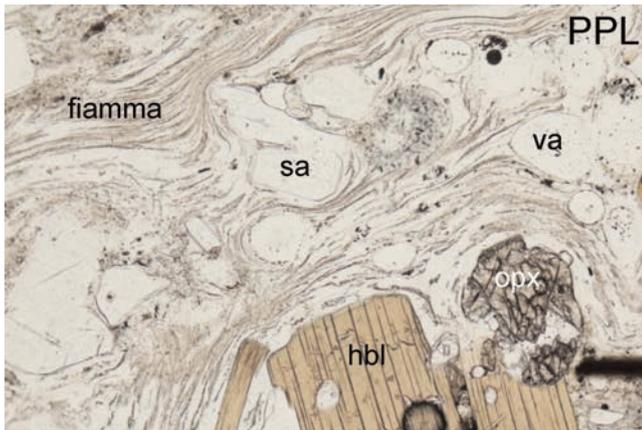


Fig. 1.46. **TESSITURA EUTAXITICA.** Ignimbrite con fiamme saldate e deformate plasticamente e cristalli di sanidino (sa), orneblenda (hbl) e ortopirosseno (opx). Si notano anche vacuoli (va).

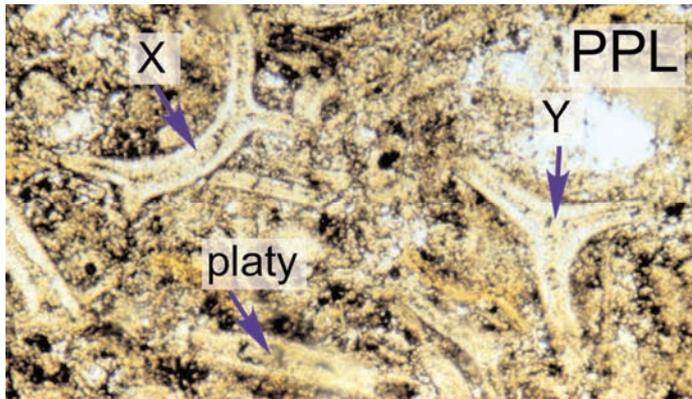


Fig. 1.47. **GLASS SHARDS** con le classiche forme a Y, a X e platy in tufo. Il materiale più fine e difficilmente riconoscibile è costituito da cenere vulcanica.

6. **Altre tessiture piroclastiche.** Le eruzioni esplosive sono spesso caratterizzate da frammentazione del materiale vulcanico (magma e fenocristalli) e delle rocce circostanti. Quindi, nelle rocce piroclastiche, oltre alle tessiture eutaxitiche e agli shards, si possono osservare le seguenti tessiture:

a. **Fenocristalli rotti.** Alcuni fenocristalli presenti nel magma al momento dell'eruzione possono essere fratturati durante l'eruzione esplosiva. Sono piuttosto comuni nelle ignimbriti e si presentano con evidenti bordi di fratturazione (Fig.1.48).

b. **Xenoliti e Xenocristalli.** Durante le eruzioni esplosive, frammenti delle rocce incassanti il condotto magmatico (o anche la camera magmatica) possono essere fratturati e inglobati nel materiale eruttivo. Essi non hanno alcuna relazione magmatica col resto del materiale eruttato. In alcuni casi, il loro riconoscimento è molto semplice. Ad esempio, xenoliti di rocce sedimentarie (Fig.1.49A), plutoniche (Fig.1.49B) o di mantello (Fig.1.49C) chiaramente non possono essere prodotti dal magma eruttato. Anche il riconoscimento di xenocristalli può essere semplice quando sono completamente estranei al magma eruttato. Ad esempio, xenocristalli di quarzo in basalti sottosaturi in silice. In alcuni casi, si riconosce facilmente la genesi intrusiva degli xenocristalli. Come, ad esempio, nel caso di quarzo con estinzione ondolata oppure olivina con kink banding (Fig.1.49D). In molti casi il riconoscimento di xenocristalli o xenoliti è facilitato dalla presenza di bordi e corone di reazione (vedi V.3). Molto più complesso è il riconoscimento di xenocristalli o xenoliti che potrebbero essere compatibili con una genesi dal magma eruttato. Ad esempio, cristalli di plagioclasio presenti in una andesite formata in precedenza possono essere inglobati in una nuova colata andesitica dove questo minerale è ugualmente presente come fase propria.

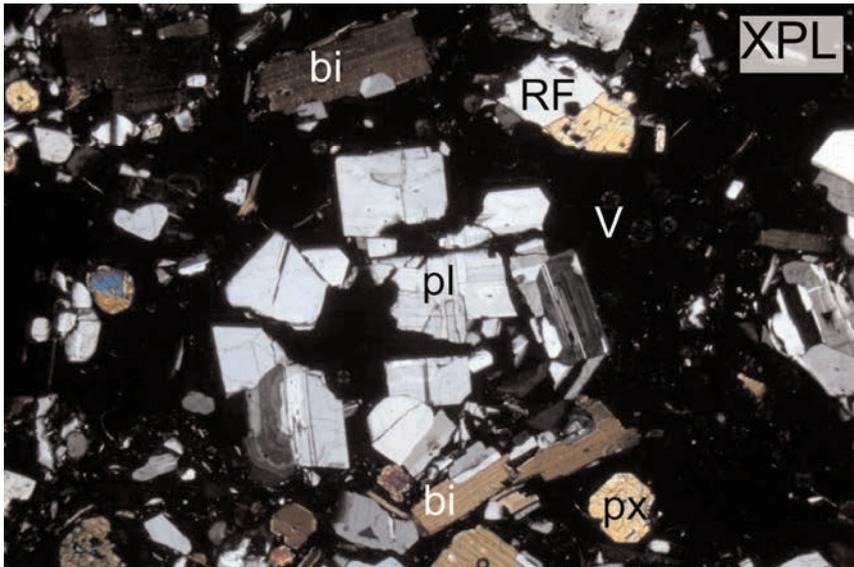


Fig. 1.48. **CRISTALLI FRATTURATI.** Ignimbrite con cristalli fratturati di plagioclasio (pl) e biotite (bi) e uno xenolite (RF) di roccia intrusiva formato da plagioclasio e pirosseno. Si notano anche fenocristalli di plagioclasio e pirosseno (px) non fratturati. La pasta di fondo è vetrosa (V).

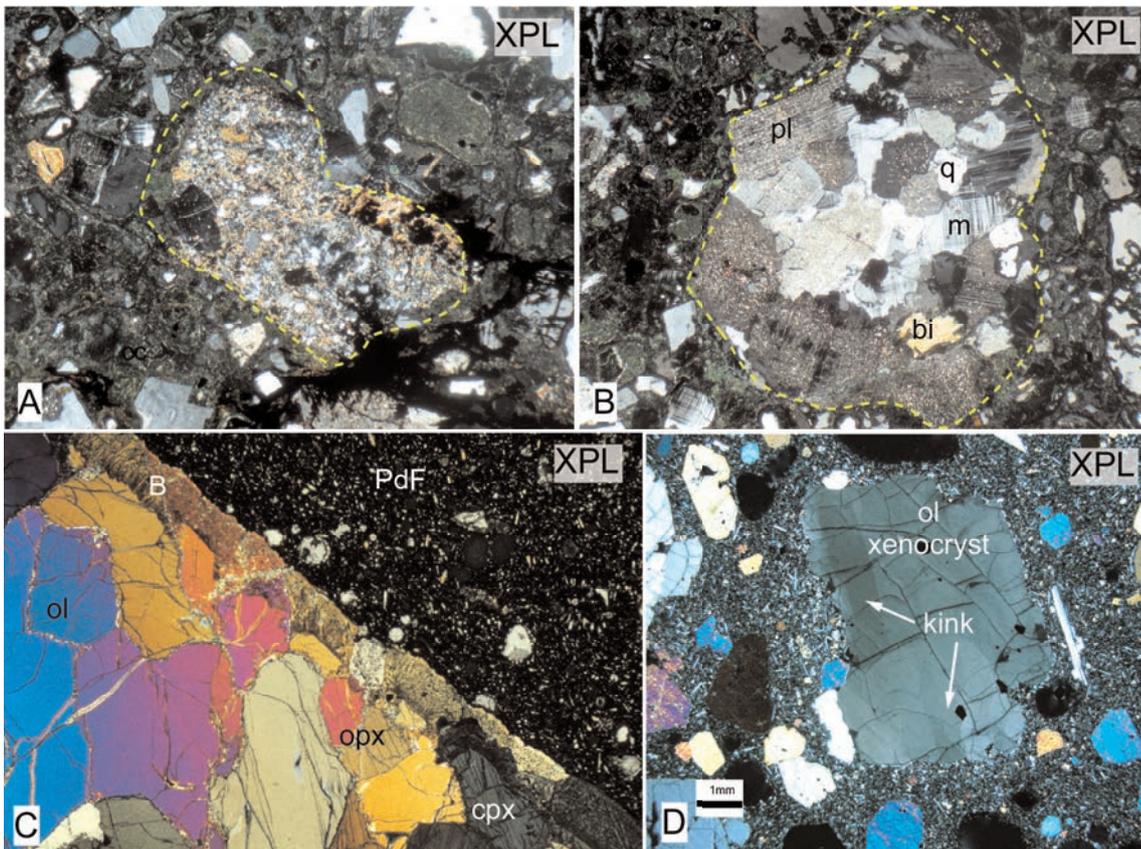


Fig. 1.49. **XENOLITI E XENOCRISTALLI** in rocce piroclastiche. A: frammento di arenaria arkosica in ignimbrite. B: frammento di granodiorite in ignimbrite. Si riconoscono: plagioclasio sericitizzato (pl), quarzo (q), microclino (m) e biotite (bi). C: xenolite di mantello in tufo peperino formato da olivina (ol), ortopirosseno (opx) e clinopirosseno (cpx). Si nota un evidente bordo di reazione al contatto con la pasta di fondo vetrosa (PdF). D: xenocristallo di olivina con kink banding in porfido andesitico.

INDICE ALFABETICO DEI TERMINI

- Adcumulitica 5
Afanitica 8
Afirica 11
Allotriomorfo 1
Amigdaloide 23
Anedrale 1
Antipertiti 18
Autoallotriomorfa 3
Bande di flusso (flow banding) 20
Bordi di reazione 16
Bordi opacitici 17
Brecciata 23
Corone di reazione 16
Criptocristallina 8
Cristalli corrosi 15
Cristalli zonati 15
Cumulitica 5
Devetificazione 22
Equigranulare 9
Euedrale 1
Eutaxitica 23
Faneritica 8
Felsica 13
Fenocristalli rotti 25
Fenocristallo 9
Glass Shards 24
Glomerocristalli 10
Glomeroporfirica 10
Glomeruli 10
Grafica 3
Granofirica 3
Ialina 5
Ialopilitica 13
Idiomorfo 1
Indice Porfirico (PI) 11
Inequigranulare 9
Intergranulare 13
Intersertale 13
Ipidiomorfa 1
Ipocristallina 6
Ipoialina 7
Lamelle di essoluzione 18
Mesocumulitica 5
Microcristallina 8
Microfenocristallo 10
Microliti 8
Mirmechitica 18
Ofitica 13
Oikocristalli 12
Olocristalline 5
Ortocumulitica 5
Panidiomorfica 4
Pasta di fondo 9
Pecilitica 12
Pegmatitica 8
Perlitica 23
Pertiti 18
Pomicea 21
Porfirica 9
Porfirica Seriata 10
Porfirica-Faneritica 10
Porfirica-vetrosa 10
Porfiritica-afanitica 10
Scheletrico 1
Scoriacea 21
Sferuliti 22
Sieve (Sieve texture) 17
Simplectitica 18
Subedrale 1
Subidiomorfo 1
Subofitica 13
Trachitica 20
Vescicolare 21
Vetrosa 5
Vitrofirica 10
Xenocristalli 25
Xenoliti 25
Xenomorfa 3