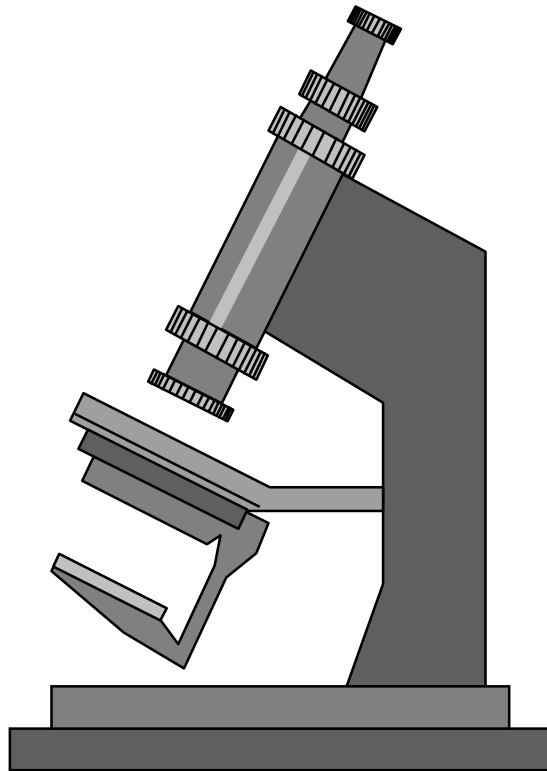


PETROGRAFIA

Manuale per lo studio delle rocce in sezione sottile

v.3.0-2002 di Adriano Nardi - Univ. di Roma "La Sapienza"



AVVERTENZA: l'autore non si assume alcuna responsabilità circa eventuali danni morali o materiali dovuti all'uso proprio o improprio di questi appunti.
Lo studente è tenuto a verificare personalmente la correttezza delle informazioni.

0.0 - STUDIO DEI MINERALI IN SEZIONE SOTTILE	4
OSSERVAZIONI GENERICHE	4
OSSERVAZIONI A NICOLS PARALLELI (analizzatore disinserito)	4
OSSERVAZIONI A NICOLS INCROCIATI (analizzatore inserito)	4
1.0 - LE ROCCE IGNEE	7
1.1 - Rocce IGNEE INTRUSIVE (plutoniche)	7
STRUTTURA	7
TESSITURA	8
CATEGORIA DI ROCCIA	8
MINERALI	8
ORDINE DI CRISTALLIZZAZIONE	8
CLASSIFICAZIONE DELLA ROCCIA	8
1.2 - Rocce IGNEE EFFUSIVE LAVICHE	9
STRUTTURA	9
TESSITURA	10
CATEGORIA DI ROCCIA	10
FENOCRISTALLI	10
MICROLITI	10
VETRO	11
ORDINE DI CRISTALLIZZAZIONE	11
CLASSIFICAZIONE DELLA ROCCIA	11
1.3 - Rocce IGNEE EFFUSIVE PIROCLASTICHE	12
TIPO DI ROCCIA	12
STRUTTURA	12
TESSITURA	13
FENOCLASTI	13
MATRICE	13
INCLUSI LITICI	13
CLASSIFICAZIONE DELLA ROCCIA	13
1.4 - Rocce IGNEE - Analisi dei Minerali	14
BIOTITE	14
QUARZO	14
PLAGIOCLASIO	14
K-FELDSPATO	16
ANFIBOLO	16
RIBECHITE	17
PIROSSENO	17
OLIVINA	18
LEUCITE	18
SPINELLO	18
APATITE	19
ZIRCONO	19
MAGNETITE	19
ILMENITE	19
MUSCOVITE	19
GRANATO	19
TORMALINA	19
CLORITE	20
ARGILLIFICAZIONE DEL PLAGIOCLASIO	20
OSSIDI di FERRO	20
1.5 - Classificazione delle rocce IGNEE	21

Classificazione Rocce IGNEE INTRUSIVE (plutoniti)	21
PRINCIPALI TIPI DI ROCCE INTRUSIVE	22
Classificazione Rocce IGNEE EFFUSIVE (lave)	22
Classificazione Rocce IGNEE EFFUSIVE (piroclastiti)	23
PRINCIPALI TIPI DI ROCCE EFFUSIVE	23
2.0 - LE ROCCE SEDIMENTARIE (CLASTICHE ARENACEE)	25
STRUTTURA	25
TESSITURA	26
CATEGORIA DI ROCCIA	26
SCELETRO	26
MATRICE	26
CEMENTO	26
INDICE DI MATURITA' TESSITURALE	26
INDICE DI MATURITA' MINERALOGICA	27
INDICE DI MATURITA' MORFOLOGICA	27
CLASSIFICAZIONE	27
2.1 - Rocce SEDIMENTARIE - Analisi dei Minerali	28
QUARZO	28
CALCITE	28
SELCE	28
TORMALINA	28
Muscovite	28
CEMENTI	29
2.2 - Classificazione delle rocce SEDIMENTARIE (clastiche arenacee)	30
3.0 - LE ROCCE METAMORFICHE	31
STRUTTURA	31
TESSITURA	32
TIPO DI METAMORFISMO	32
GRADO DI METAMORFISMO	32
ANALISI DEI MINERALI	32
CLASSIFICAZIONE DELLA ROCCIA	33
3.1 - Rocce METAMORFICHE - Analisi dei minerali	34
QUARZO	34
BIOTITE	34
MUSCOVITE	34
PARAGONITE	34
FENGITE (Phengite)	34
PLAGIOCLASIO	34
FELDSPATI (K-Feldspati, Albite)	34
GRANATO	34
STAUROLITE	34
GLAUCOFANE	35
ONFACITE	35
EPIDOTO	35
TITANITE	35
CALCITE	35
CLORITOIDE	35
EMATITE	35
3.2 - Classificazione Rocce METAMORFICHE	36

0.0 - STUDIO DEI MINERALI IN SEZIONE SOTTILE

OSSERVAZIONI GENERICHE

- **ABITO CRISTALLINO:** è la "forma" del cristallo
 - » se non presenta una forma precisa, si può dire che non ha un abito proprio ovvero che il cristallo è ALLOTRIOMORFO.
- **ORDINE DI SEGREGAZIONE:** (ordine di cristallizzazione)
 - osservare i rapporti di inclusione
 - » il cristallo che è incluso precede quello che lo include
 - osservare i rapporti di idiomorfismo (i contatti tra i cristalli)
 - » i cristalli che hanno sviluppato abito proprio precedono quelli con abito incompleto e quelli allotriomorfi.

OSSERVAZIONI A NICOLS PARALLELI (analizzatore disinserito)

- **COLORE ("pleocroismo"):**
 - » variazioni di colore girando il piatto
 - indicare se il minerale è pleocrioco, se lo è molto o debolmente.
- **FRATTURE:**
 - indicare se sono presenti
- **TRACCE DI SFALDATURA:**
 - meglio visibili a luce più bassa
 - » si distinguono dalle fratture perché sono tutte parallele.
- **INDICE DI RIFRAZIONE (metodo della linea di Becke):**
 - nicols paralleli
 - ingrandimento medio o alto
 - abbassare la luce o diaframmare per avere massimo contrasto
 - cercare lungo il bordo del vetrino la linea di demarcazione tra il minerale e il "Balsamo del Canada" (il balsamo si riconosce bene perché è isotropo: è trasparente ma a nicols incrociati è completamente estinto)
 - spostare il piatto (manopola per la messa a fuoco)
 - » Aumentando la distanza tra obiettivo e piatto (operando una sfuocatura), la linea di confine si sposta lievemente verso la sostanza di indice maggiore.

OSSERVAZIONI A NICOLS INCROCIATI (analizzatore inserito)

- **COLORE:** "di interferenza" o "birifrangenza"
 - » il colore dipende in questo caso dallo spessore della sezione e dalla differenza tra N Grande e n Piccolo (quindi dal minerale) ma supponendo le sezioni di 30 μ m, con le tavole al muro si ottiene il riconoscimento del max colore di interferenza
 - » questo sarebbe vero se la sezione avesse una precisa orientazione, ma siccome è casuale, il colore sarà più basso
- **ESTINZIONE:** il cristallo diventa nero o scurissimo.
 - » l'estinzione può essere RETTA, INCLINATA o SIMMETRICA. Si dice retta quando non esiste angolo tra la direzione delle sfaldature e quella degli indici di rifrazione quando siamo alla max estinzione.

» abbiamo inoltre sostanze "isotrope" che a nicols incrociati appaiono completamente estinte mentre a nic. paralleli risultano trasparenti (vedi "balsamo del Canada")
 » estinzioni zonate-ondulate (come un riflesso scuro che scorre sulla superficie del cristallo ruotando il piatto) sono dovute comunemente a pressioni subite dal cristallo.

- SCHEMA DEL PLEOCROISMO:

» Alfa e Gamma si trovano sulle sezioni a massima birifrangenza
 - cercare sezione a max birifrangenza
 - disinserire l'analizzatore (nicols paralleli)
 - verificare i colori associati ad Alfa e Gamma.
 » Beta si trova sulla sezione basale
 - cercare una sezione a minima birifrangenza
 - disinserire l'analizzatore
 - verificare il colore associato a Beta

- ANGOLO C^GAMMA ("C sta a gamma"):

» è l'angolo tra C e Gamma. C non è altro che la direzione delle tracce di sfaldatura, ovvero la direzione del bordo dell'abito (quando il minerale presenta abito proprio). Occorre dunque trovare prima Gamma.
 - Nicols paralleli
 - individuare una sezione allungata, di massima birifrangenza e con un'unica traccia di sfaldatura (caso dei Pirosseni e degli Anfiboli)
 - porre C in direzione N-S ed annotare il valore angolare indicato sul piatto
 - nicols incrociati
 - ruotare il piatto di un certo angolo da un lato o dall'altro indifferentemente fino all'estinzione
 - ruotare ancora 45° nello stesso senso (appuntare il valore angolare indicato sul piatto)
 - inserire il compensatore
 » ora stiamo osservando la direzione di Alfa o di Gamma
 - annotare il colore
 - ruotare il piatto di altri 90° (appuntare valore angolare)
 - annotare il colore del cristallo (compensatore ancora inserito)
 » confrontare i due colori: il più basso corrisponde ad n piccolo, mentre il più alto sarà N grande. ALFA corrisponde ad N e Gamma a n.
 - stabilito quale è Gamma, riprendere il valore angolare corrispondente e confrontarlo con quello di C
 » l'angolo così trovato è C^Gamma.
 (E' consigliabile ripetere l'operazione più volte e scegliere il massimo angolo)

- FIGURA CONOSCOPICA:

- nicols incrociati
 - scegliere una sezione che mostri la massima estinzione girando il piatto
 - max ingrandimento
 - lente di amici
 » se si vede una croce nera il cristallo è monoassico (se la sezione non era perfetta la croce non sarà centrata ma girando il piatto se ne possono vedere tutti i bracci)
 » se si vedono due parentesi opposte rovesciate ")(", il cristallo è biassico (in una sezione inadeguata si vedrà una sola parentesi)

- 2V:

- osservare la figura conoscopica
 » il 2V dipende dalla curvatura della traccia nera: una croce perfetta corrisponde a $2V=0^\circ$, unsegmento dritto corrisponde a $2V=90^\circ$

- SEGNO OTTICO:

- come per la conoscopica
 - inserire compensatore
 » il campo è diviso in quattro quadranti colorati (se la croce non era centrata, anche i quadranti non lo saranno)
 » due quadranti opposti al vertice hanno un colore che dal rosso di primo ordine tende al giallo, gli altri due tenderanno al blu.

» Regola: se il quadrante in basso a destra è giallo, il segno è positivo; se lo stesso quadrante è invece blu, il segno è negativo.

- LA "FLASH-FIGURA":

nell'esame della figura conoscopica se invece di scegliere una sezione di max estinzione se ne prende una di max birifrangenza (il contrario), si ottiene una croce molto storta e irriconoscibile i cui bracci appariranno alternativamente girando il piatto. Questa figura non è adatta all'esame.

1.0 - Le ROCCE IGNEE

1.1 - Rocce IGNEE INTRUSIVE (plutoniche)

Sono rocce formatesi da magmi che si sono raffreddati in profondità, poi venute alla luce per cause tettoniche e/o erosive. Il lento raffreddamento ha favorito la cristallizzazione di tutti i minerali per cui le rocce intrusive hanno sempre struttura olocristallina. Alcuni minerali tuttavia non riescono a sviluppare un abito proprio a causa del limitato spazio residuo tra quelli già cristallizzati; si tratta evidentemente dei minerali che cristallizzano alle temperature più basse.

Il Quarzo, essendo l'ultimo a cristallizzare, non presenta mai un abito proprio. Una roccia intrusiva si presenta dunque come un agglomerato totalmente cristallino in cui si possono riconoscere tre categorie di minerali:

PRINCIPALI: i minerali più abbondanti

ACCESSORI: sono inclusi nei principali, solitamente hanno cristallizzato prima (vedi Apatite nella Biotite)

EPIGENICI: sono dovuti ad alterazione dei minerali già esistenti (vedi Clorite sulla Biotite)

** In sezione sottile (a nicols paralleli) la roccia appare trasparente più o meno limpida (quarzo, plagioclasio, k-feldspato) con pezzetti rettangolari marroni (biotite) e verdi (anfibolo), più eventuali minerali opachi (magnetite).

ARGOMENTI DA TRATTARE NELLA RELAZIONE:

- STRUTTURA
 - TESSITURA
 - CATEGORIA DI ROCCIA
 - MINERALI FONDAMENTALI
 - MINERALI ACCESSORI
 - MINERALI EPIGENICI
 - ORDINE DI CRISTALLIZZAZIONE
 - CLASSIFICAZIONE DELLA ROCCIA
- Descrizione dei caratteri diagnostici*

STRUTTURA

Lo studio delle dimensioni assolute e relative dei minerali costituenti, del grado di cristallinità della roccia, dello sviluppo dell'abito (definizione secondo la scuola tedesca).

- **GRANULARE:** a grana molto sviluppata; con cristalli di dimensioni ben apprezzabili (dimensioni relative).
- **OLOCRISTALLINA:** completamente cristallina (grado di cristallinità).
- **EQUIGRANULARE:** cristalli più o meno tutti delle stesse dimensioni.
- **INEQUIGRANULARE:** cristalli di dimensioni molto diverse.
- **IPIDIOMORFA:** vi sono minerali che hanno sviluppato abito proprio (**IDIOMORFI**, i primi ad essersi cristallizzati) ed altri che non hanno sviluppato un abito preciso (**ALLOTRIOMORFI**, si sono cristallizzati negli spazi residui prendendo la forma che hanno potuto).
- **AUTOALLOTRIOMORFA:** nessun minerale ha sviluppato un abito proprio (si sono cristallizzati contemporaneamente ostruendosi la crescita a vicenda).

TESSITURA

E' l'orientamento dei cristalli nello spazio (sempre secondo la scuola tedesca).

- ISOTROPA: orientazione casuale dei minerali di forma allungata.
- ANISOTROPA: orientamento ordinato (lineare ecc)

CATEGORIA DI ROCCIA

Dall'analisi di struttura e tessitura già si capisce il tipo di roccia (igneo intrusiva, igneo effusiva, metamorfica, o sedimentaria).

La struttura olocristallina identifica la natura INTRUSIVA della roccia.

MINERALI

Riconoscimento di ogni specie mineralogica, descrizione dei caratteri diagnostici e suddivisione nelle tre categorie PRINCIPALI, ACCESSORI, EPIGENICI.

- MINERALI ALLOTRIOMORFI (=ANEDRALI): i minerali che non hanno sviluppato abito proprio.
- STRUTTURE PECILITICHE: grandi cristalli allotriomorfi al cui interno (formati precedentemente) si trovano vari cristallini con abito proprio.

ORDINE DI CRISTALLIZZAZIONE

- Fare un'analisi statistica dei contatti tra i granuli: tra due cristalli a contatto, quello con abito proprio ha cristallizzato prima (osservare ad esempio Plagioclasio/biotite, poi Plagioclasio/K-Feldspato e così via tutti, due a due).
- Un minerale incluso in un altro ha cristallizzato prima di quello includente (ma non confondere le inclusioni con gli smescolamenti perititici).
- In generale i minerali accessori cristallizzano prima degli altri e i feldspati prima dei silicatici. Solitamente cristallizza prima la Biotite, poi Plagioclasio, poi tutti gli altri prima del Quarzo. Infine si formano i minerali epigenici, ma in tal caso si tratta di alterazione dei cristalli già formati.

CLASSIFICAZIONE DELLA ROCCIA

in base all'associazione mineralogica e alle caratteristiche strutturali e tessiturali, con l'aiuto dei diagrammi [tavole pp. 1, 2 e 5]. Vedi oltre, paragrafo CLASSIFICAZIONE rocce IGNEE.

1.2 - Rocce IGNEE EFFUSIVE LAVICHE

Per rocce EFFUSIVE qui intendiamo esclusivamente le lave.

A nicols incrociati la sezione appare nera con cristalli sparsi di vario colore oppure un fitto mosaico uniforme di cristalli piccolissimi con cristalli più grandi sparsi.

Le rocce EFFUSIVE contengono più generazioni di cristalli formati in diversi momenti del raffreddamento. Sono infatti costituite da FENOCRISTALLI e PASTA DI FONDO. La pasta di fondo è a sua volta composta da MICROLITI e VETRO.

FENOCRISTALLI (= cristalli visibili): sono quelli di dimensioni visibili, formati in ambiente intratellurico (nella camera magmatica). Hanno dimensioni simili a quelli delle rocce effusive e possono essersi formati anche in più di una generazione.

PASTA DI FONDO: prodotto della solidificazione "a giorno" del resto del magma. Secondo le condizioni di cristallizzazione può presentarsi cristallizzata, vetrosa o mista. In generale è dunque composta da MICROLITI e VETRO VULCANICO in rapporto variabile.

MICROLITI: microcristalli formati "a giorno". Sono più piccoli dei fenocristalli di uno o due ordini di grandezza.

VETRO VULCANICO: è una pasta amorfa in fase metastabile, tende cioè a cristallizzare, col passare del tempo, a raffreddamento avvenuto (è raro infatti trovare rocce vulcaniche antiche ancora vetrose). A luce parallela il colore del vetro può essere più o meno scuro secondo l'acidità della roccia, a nicols incrociati è isotropo (sempre nero).

ARGOMENTI DA TRATTARE NELLA RELAZIONE:

- STRUTTURA
- TESSITURA
- CATEGORIA DI ROCCIA
- FENOCRISTALLI _____ *Fondamentali*
- ORDINE DI CRISTALLIZZAZIONE _____ *Accesori*
- PASTA DI FONDO _____ *Microliti* *Epigenici*
- CLASSIFICAZIONE DELLA ROCCIA *Vetro*

STRUTTURA

Per le rocce effusive l'analisi si basa sulla quantità dei fenocristalli e sul grado di cristallinità della pasta di fondo.

- STRUTTURA PORFIRICA: fenocristalli immersi in una pasta di fondo
- STRUTTURA AFIRICA: solo pasta di fondo, non vi sono fenocristalli

GRADO DI PORFIRICITA': aggettivo (alta, media, bassa) che identifica la percentuale dei fenocristalli rispetto alla pasta di fondo

- STRUTTURA GLOMEROPORFIRICA: presenza di aggregazioni di fenocristalli

GRADO DI CRISTALLINITA' DELLA PASTA DI FONDO:

- OLOCRISTALLINA: pasta di fondo totalmente cristallina (solo microliti)
- IPOCRISTALLINA: prevalentemente cristallina con presenza anche di vetro
- IPOIALINA: pasta prevalentemente vitrea con presenza di microliti

- VITROFIRICA: pasta totalmente vitrea (assenza di microliti)
(ES.: struttura Porfirica Vitrofirica = fenocristalli immersi in pasta di fondo vetrosa)

Le rocce effusive sono INEQUIGRANULARI e la differenza tra fenocristalli e microliti è di diversi ordini di grandezza.

- STRUTTURA DOLERITICA: caso particolare in cui la pasta di fondo è costituita da microliti molto sviluppati, non distinguibili dai fenocristalli. Il grado di porfiricità è 0 poiché non sono riconoscibili fenocristalli ma solo una pasta formata da grandi microliti. Il fenomeno è dovuto ad un raffreddamento relativamente lento (es. parte interna di una colata) che ha favorito lo sviluppo dei cristalli rispetto alla nucleazione.

TESSITURA

- ISOTROPA: senza orientamento.
- FLUIDALE: allineamento dei microliti della pasta di fondo, isoorientati lungo la direzione di scorrimento.
- INTERSERTALE: microliti allungati e disposti a formare una trama intricata (tipo feltro). La tessitura intersertale del Plagioclasio in una struttura doleritica è tipica del Basalto.
- PILOTASSICA: (o PILOTASSITICA) microliti allungati disposti in parte orientati e in parte a "feltro".

La pasta vitrea può presentare FESSURAZIONE PERLITICA: tessitura sferoidale tipica dei vetri.

CATEGORIA DI ROCCIA

Dalla presenza di pasta di fondo si identifica la natura EFFUSIVA della roccia. Dalla struttura e dalla tessitura si riconosce se è LAVICA o PIROCLASTICA.

FENOCRISTALLI

Anche qui, come nelle intrusive, si avranno minerali fondamentali, accessori ed epigenici.

Descriverne i caratteri diagnostici.

» Per Plagioclasio vanno usate le tabelle di alta termalità [diagrammi pag. 16 e curva "vulcanic" del diagramma in basso di pag. 15].

» Il K-Feldspato nelle rocce effusive è (dovrebbe essere) sempre SANIDINO (ovviamente nella fase di alta termalità).

» Spesso si possono trovare Plagioclasio circondati a corona da K-Feldspati. La spiegazione è che ad un certo punto nel fuso è finito il quarzo e si sono formati solo K-Feldspati. Se ciò è vero, nella pasta di fondo non si dovrebbe più trovare Plagioclasio.

MICROLITI

Come per i fenocristalli, se è possibile riconoscerli.

Poiché il K-Feldspato cristallizza dopo del Plagioclasio, la sua presenza tra i fenocristalli è un indizio che nella pasta di fondo non si troveranno minerali che cristallizzano prima del K-Feldspato.

VETRO

Descrizione del colore a nicols paralleli.

Indice di rifrazione rispetto al Balsamo: se è < del balsamo, il vetro è abbastanza acido (composizione probabilmente feldspatica-quarzosa), se l'indice è > del balsamo il vetro sarà composto da minerali con indice maggiore (pirosseni, anfiboli, biotite, ecc.)

ORDINE DI CRISTALLIZZAZIONE

dei fenocristalli. Stesso criterio delle rocce intrusive.

CLASSIFICAZIONE DELLA ROCCIA

in base all'associazione mineralogica e alle caratteristiche strutturali e tessiturali, con l'aiuto dei diagrammi [tavole pp. 3 e 4]. Vedi paragrafo Classificazione delle Rocce Ignee.

1.3 - Rocce IGNEE EFFUSIVE PIROCLASTICHE

Trattasi di rocce effusive costituite da clasti espulsi nell'eruzione. Mentre in una lava la pasta di fondo è continua, in una piroclastite il "tessuto connettivo" (in questo caso ha poco senso il termine pasta di fondo) si presenta frammentato. I clasti vetrosi sono bollosi (pomicei). Le tre componenti principali di una piroclastite sono:

FENOCLASTI: l'analogo dei fenocristalli nelle effusive, qui anch'essi clasti (cioè materiali lanciati nell'eruzione) e frammentati. Questi si sono formati dunque già all'interno del condotto.

INCLUSI LITICI: frammenti di altre rocce (di qualsiasi natura) strappati dal condotto o dalla camera magmatica ed espulsi con l'eruzione, oppure raccolti durante il percorso (caso di colate piroclastica). Si tratta dunque di rocce formatesi precedentemente all'eruzione.

PASTA DI FONDO - MATRICE: frammenti di magma soffiato (ceneri, pomici, scorie); sostanzialmente frammenti di vetro. In una roccia Piroclastica non ha molto senso parlare di pasta di fondo ed anche il termine "matrice" può confondere con quello usato nelle rocce argilloso-arenacee. Stiamo parlando comunque del "tessuto connettivo" della roccia. Questo materiale si è solidificato soltanto a seguito dell'eruzione.

I Fenoclasti e la Matrice vengono detti componenti iuvenili. L'ordine di cristallizzazione in una roccia piroclastica non ha molto senso a meno che non lo si consideri all'interno di una singola pomice o di un singolo incluso litico.

ARGOMENTI DA TRATTARE:

- TIPO DI ROCCIA
- STRUTTURA
- TESSITURA
- FENOCLASTI ————— *Fondamentali*
- "MATRICE" *Accessori*
- INCLUSI LITICI *Epigenici*
- CLASSIFICAZIONE

TIPO DI ROCCIA

L'aspetto frammentato la bollosità del vetro e la presenza di inclusi litici testimoniano l'origine piroclastica e dunque ignea effusiva della roccia. Attenzione a non confondere con le rocce sedimentarie di tipo arenaceo o con le effusive laviche.

STRUTTURA

- **VITROCLASTICA:** costituita da frammenti. Il prefisso VITRO sta a sottolineare la natura vitrea dei frammenti per non confondersi con la struttura clastica delle rocce arenacee. La struttura delle Piroclastiche è SEMPRE questa.

TESSITURA

- ISOTROPA: nessun orientamento particolare
- PSEUDOFUIDALE: (nelle colate piroclastiche) allineamento delle bolle del vetro (pomice) che dà il senso dello scorrimento. In realtà è lo schiacciamento delle pomici ancora plastiche da parte del carico sovrastante che produce bolle filamentose ed allungate nella direzione del flusso. Un'altra possibile causa potrebbe essere uno spostamento postdeposizionale (assestamento).
- STRATIFICATA: in caso di depositi di ricaduta, se la grana è cineritica, si può riconoscere una stratificazione.

FENOCLASTI

Anche qui si avranno minerali fondamentali, accessori ed epigenici. Descriverne i caratteri diagnostici. Trattandosi ancora di rocce effusive, come nelle laviche il Plagioclasio va studiato nelle tabelle di alta termalità mentre il K-Feldspato dovrebbe essere Sanidino, anch'esso di alta termalità.

MATRICE

- STRUTTURA POMICEA: riferita al solo vetro, quando presenta bollosità.

INCLUSI LITICI

Eventualmente presenti, possono essere di qualsiasi natura e vanno studiati come le relative rocce. Ad esempio per gli inclusi di origine ignea vanno studiati i minerali Fondamentali, Accessori, Epigenici e si può inoltre studiarne l'ordine di cristallizzazione.

CLASSIFICAZIONE DELLA ROCCIA

Sempre in base all'associazione mineralogica e alle abbondanze relative. Usare i diagrammi delle rocce effusive [tavole pp. 3 e 4]. Vedi oltre, paragrafo Classificazione delle Rocce Ignee.

1.4 - Rocce IGNEE - Analisi dei Minerali

Molto in generale, i minerali silicici hanno bassa birifrangenza, mentre i femici si possono distinguere per avere il rilievo molto alto.

MINERALI FONDAMENTALI:

BIOTITE

È una mica e cristallizza in prismi esagonali piatti. Tra i minerali fondamentali è il primo a cristallizzare e dunque ha sempre abito proprio.

Le sezioni lungo l'asse Z mostrano rettangolini con forti variazioni di pleocroismo (varie sfumature del marrone) poiché contengono le direzioni di vibrazione alfa e beta, oppure alfa e gamma, molto diverse tra loro in ciascuna coppia. Presentano inoltre vistose sfaldature (i piani degli esagoni sovrapposti) e a nicols incrociati estinguono 4 volte in 360° (ogni 90°). Poiché l'estinzione si ha a 0°, 90°, 180°, 360° si dice che è ad "estinzione retta".

Questo tipo di sezione, se osservata a luce parallela, è un indicatore della polarizzazione della luce usata: gli indici maggiori vibrano nella direzione delle sfaldature, mentre il minore vibra in modo perpendicolare. Si possono dunque osservare gli indici alfa e beta=gamma; poiché a indice di vibrazione minore corrisponde colore più chiaro, al colore più chiaro corrisponde una illuminazione orientata Nord-Sud.

(corrisponderebbe, perché su qualche microscopio il polarizzatore è orientato Est-Ovest!)

Le sezioni più o meno perpendicolari all'asse Z (sezione perpendicolare basale) hanno forma da rotondeggiante a esagonale, rappresentando il piano stesso degli esagoni. Hanno poche variazioni di pleocroismo (rimangono sempre sul marrone scuro) poiché contengono nel piano le direzioni di vibrazione beta e gamma che nella mica sono molto simili.

Questa sezione è indicatrice del segno ottico e serve a stabilire se il cristallo è monoassico o biassico, poiché punta verso di noi l'indice alfa. La biotite è pseudomonoassica negativa: con nicols incrociati, compensatore e lente di Amici, al massimo ingrandimento, si vede una croce con colore blu nel settore in basso a destra. In questo minerale, l'indice di rifrazione è > del balsamo del Canada.

Può contenere Apatite e Magnetite come minerali accessori. Se contiene APATITE ed ha un indice di rifrazione maggiore di questa (1,65), allora si tratta di Lepidomelano, altrimenti è Merxene (ciò vale per 2V molto piccoli, vedi tavole a pag.35).

QUARZO

Non presenta mai abito proprio essendo l'ultimo minerale a cristallizzare.

A nicols paralleli appare trasparente e limpido, incolore, nessuna traccia di sfaldature, al massimo presenza di fratture.

A nicols incrociati presenta birifrangenza medio-bassa (tra il grigio e il giallino luminoso). Sezioni isotrope mostreranno costante estinzione.

L'indice di rifrazione è maggiore di quello del balsamo del Canada.

La figura conoscopica è rappresentata da una croce: il minerale è monoassico. Inserendo il compensatore si osserva il giallo nel quadrante in basso a destra: il minerale ha segno ottico positivo.

Se si nota la presenza di quarzo nella sezione di solito vuol dire che ce ne è almeno un 5%.

PLAGIOCLASIO

Presenta abito proprio (pinacoidale) essendo tra i primi minerali che cristallizzano.

Minerale sialico, miscela isomorfa di albite e anortite, prende nomi diversi secondo la percentuale dei componenti nella miscela. E' caratterizzato dalla geminazione polisintetica secondo la legge dell'albite. Viene succeduto dalla sigla "bt" (bassa temperatura) quando ha origine intrusiva.

A nicols paralleli si presenta incolore.

A nicols incrociati mostra bassa birifrangenza (di I ordine: dal bianco al nero) ma comunque più alta del quarzo. Il plagioclasio si riconosce subito dalla geminazione: si vedranno bande chiare e bande scure, di diverso spessore, che invertono alternativamente la tonalità girando il piatto (ogni banda è un singolo cristallo affiancato per geminazione ad un altro lungo il piano 010; il piano 010 è speculare).

Per essere assolutamente certi che è plagioclasio (cioè che la geminazione segue la legge dell'albite):

- nicols incrociati;
- porre le bande a 45° e inserire il compensatore;

=> se tutte le bande diventano blu, si tratta effettivamente di plagioclasio perché si verifica l'"emitropia ottica" (in pratica verificiamo che la geminazione segue la legge dell'albite).

Che tipo di plagioclasio? Si determina con i diagrammi a pag.15 delle tavole che individuano la percentuale degli elementi della miscela (i tre diagrammi devono fornire +/- lo stesso risultato).

1) MAX ANGOLO DI ESTINZIONE IN ZONA SIMMETRICA (diagramma in alto)

procedura:

- nicols incrociati;
 - cercare un plagioclasio in cui, disponendo le bande in direzione NS, queste appaiano più o meno tutte della stessa tonalità (evitare sezioni in cui in posizione NS alcune bande risultano già estinte o comunque con grandi differenze di tonalità);
 - porre le bande in direzione NS;
 - ruotare il piatto in senso orario e poi antiorario dalla posizione NS fino all'estinzione delle bande; alcune si estingueranno se inclinate da una parte, le altre alternativamente se inclinate dall'altra;
 - => le bande alterne devono estinguersi al raggiungimento di angolazioni simmetriche rispetto alla posizione NS. Misurare questi angoli.
 - Ripetere le misure su molte sezioni e scegliere alla fine il max valore misurato (se gli angoli non sono simmetrici e la differenza tra loro supera i 2-3 gradi, il valore va scartato).
- Trovato il "max angolo di estinzione in zona simmetrica", si può entrare nel grafico, dove l'angolo ("E") è in ascissa. Intersecare la curva (che in realtà è un campo di probabilità molto ampio) e leggere in ordinata la percentuale di anortite corrispondente. (Esempio: E=21° => anortite 40%)

2) INDICE DI RIFRAZIONE (diagramma centrale)

Procedura:

- confrontare l'indice di rifrazione del plagioclasio con quelli del balsamo e del quarzo.
- Individuare sul grafico la zona in cui gli indici nx, ny, nz risultino del valore previsto rispetto a quarzo e balsamo.
- Leggere in ordinata la gamma di percentuali corrispondente. (Esempio: pl.>balsamo, pl.>quarzo => anortite>30%)

3) ANGOLO DELL'ASSE OTTICO ["2V"] (diagramma in basso)

procedura:

- scegliere la sezione più vicina all'isotropia (la più estinta possibile);
- osservare la figura conoscopica (nic.X + lente di Amici);
- => stimare in modo grossolano la curvatura della conoscopica (2V): da 0° (croce del monoassico) a 90° (isogira rettilinea).

Nel diagramma il 2V è in ascissa. Intersecare il valore con la curva appropriata (effusiva o intrusiva) e leggere in ordinata la percentuale e il nome del plagioclasio.

N.B.: i risultati dei tre diagrammi devono essere abbastanza concordanti.

Nei Basalti il Plagioclasio è presente nella struttura doleritica con la caratteristica tessitura in tersertale.

K-FELDSPATO

A luce parallela l'aspetto è trasparente "torbido" talvolta con tracce di sfaldature (a 90°), l'abito è prismatico tabulare.

A nicols incrociati ha bassa birifrangenza (toni del grigio, più bassa sia del Quarzo che del Plagioclasio).

Il K-Feldspato ha tre stati termali ai quali corrispondono tre strutture diverse:

MICROCLINO - struttura di bassissima temperatura, tipica nelle rocce metamorfiche, si trova anche nelle intrusive ma mai nelle effusive.

Si distingue per la geminazione a "Graticcio" secondo la legge Albite-pericline (grigliato bianco e nero, visto a nicols incrociati) che però non mostra sempre. Ha 2V tra 84 e 90 .

ORTOCLASIO - struttura di temperatura intermedia. Presenta striature di tipo pertitico. Ha 2V da 60 a 84 .

SANIDINO - struttura di alta temperatura presente solo in rocce effusive. Ha 2V molto piccolo (prossimo a 0 , croce molto stretta: è pseudo-monoassico). Può presentare geminazione "Casbard" (taglio a ginocchio; il piano Casbard corrisponde al 010).

La struttura di bassa termalità ha il 2V ancora piccolo (da 20 a 40 , max 50) e può essere eccezionalmente presente in rocce intrusive. È possibile fare una distinzione tra le due varietà studiando la conoscopica (come si allargano le braccia della croce) di una sezione che presenta geminazione Casbard: se il piano degli assi ottici è parallelo allo 010 (il piano Casbard), il sanidino è di alta temperatura (parallelsimmetrico), se è perpendicolare sarà di bassa temperatura (normalsimmetrico).

In ogni caso l'indice di rifrazione è $<$ del balsamo, rilievo negativo, e il segno ottico è negativo. Il K-Feldspato cristallizza nei sistemi monoclini o triclino: l'Ortoclasio e il Sanidino sono monoclini, il Microclino è triclino (può infatti sviluppare la geminazione a graticcio che è tipica dei triclino).

Le forme più tipiche nelle rocce intrusive sono l'Ortoclasio e il Microclino, entrambe presentano spesso smescolamenti pertitici (assenti nel Sanidino).

In definitiva il tipo di K-Feldspato si distingue dal 2V e dal tipo di geminazione.

[Vedi tavole a pag.14]

ANFIBOLO

A luce parallela presenta forte pleocroismo (sfumature del verde); l'abito è generalmente prismatico allungato. Nella sezione basale (di forma poligonale) presenta le caratteristiche due direzioni di sfaldatura che si incrociano a 120° (qui β vibra lungo la diagonale maggiore dei rombi).

A nicols incrociati, l'Anfibolo presenta estinzione inclinata ed elevata birifrangenza.

La sezione basale a nic. incrociati è marrone-oro.

L'altra sezione significativa (contorno rettangolare allungato, la più diffusa) è quella che presenta a nic. incrociati i massimi colori di interferenza (azzurro-verde di II ordine); questa contiene Alfa e Gamma ed ha una sola traccia di sfaldatura.

Come per la Biotite si può associare ad Alfa, Beta e Gamma i colori corrispondenti (cioè fare lo schema del pleocroismo):

- riconoscere una sezione basale (2 direzioni di sfaldatura a 120°)

=> sappiamo che qui Beta vibra lungo la diagonale maggiore dei rombi, è dunque facile riconoscerne il colore a nic. incrociati inserendo il compensatore.

- Riconoscere la sezione allungata (una traccia di sfaldatura e max colori di interferenza)

=> questa contiene Alfa e Gamma: N Grande corrisponde a Gamma e n Piccolo ad Alfa.

Scegliere una direzione di estinzione, ruotare antiorario 45° inserire compensatore e osservare variazione di colore (si vede meglio sui bordi, dove si può avere uno spessore minore) per verificare se è un N Grande o n Piccolo. In questo caso l'N Grande sarà il massimo possibile cioè Gamma, mentre a 90° c'è Alfa.

=> Alla fine vedremo:

Beta:	verde oliva
Gamma:	verde smeraldo
Alfa:	verde-giallino

A nicols incrociati è caratteristico dell'anfibolo l'angolo $C^\wedge\text{Gamma}$ (nella sezione allungata): presenta estinzione inclinata (con angolo inferiore ai pirosseni, cioè da 20° in giù anziché i 40° dei pirosseni). Si tratta dell'angolo tra Gamma e la lunghezza della sezione (ovvero la direzione delle sfaldature). Come si misura:

- orientare in direzione NS le sfaldature di una sezione allungata
 - nicols incrociati
 - ruotare il piatto in un senso o nell'altro fino ad estinzione (Gamma sarà la direzione di una delle due estinzioni) e misurarne l'angolo
 - ruotare ancora 45° da qui
 - inserire il compensatore
- => se si ottiene il verde smeraldo, l'angolo misurato era " C stà a Gamma "
=> se otteniamo invece il verde-giallino, allora questa è Alfa e Gamma corrispondeva invece all'estinzione opposta => (nel caso degli Anfiboli effettivamente basterebbe misurare l'angolo di estinzione minore poiché uno è 20° e l'altro è 70° , anche se qualcuno fa eccezione)

Sulle pagg. 25-28 dalla combinazione tra lo schema del pleocroismo e l'angolo $C^\wedge\text{Gamma}$ (qui chiamato $C^\wedge Z$), tra tutti i modellini si dovrebbe individuare quello corrispondente al nostro cristallo, e dunque il nome (assicurarsi che sia verificata la condizione espressa in Occurrences).

L'Orneblenda è il più comune tipo di anfibolo. Se ne possono trovare due varietà:

Orneblenda Verde => in rocce granitoidi

Orneblenda Bruna => in rocce basaltiche (detta anche Orneblenda Basaltica)

L'angolo $C^\wedge\text{Gamma}$ dell'Orneblenda è intorno ai 20° o meno.

(Non confondere con la Clorite che ha stesso pleocroismo ma bassissima birifrangenza ed estinzione retta.)

RIBECHITE

E' un anfibolo. Pleocroismo molto forte (da un colore molto scuro, tra il nero e il blu, al verde). Rilievo positivo, tracce di sfaldatura appena evidenti che si incrociano a 120° formando rombi, birifrangenza bassa, segno ottico negativo. Il colore blu indica presenza di sodio, infatti ne è ricco mentre è povero di calcio. E' facile da riconoscere essendo l'unico anfibolo così blu.

PIROSSENO

A luce parallela è debolmente pleocroico (incolore o verde tenue, ad eccezione dell'Aegirina e l'Aegirina-Augite, pirosseni alcalini, che presentano un verde intenso). Il rilievo è piuttosto al to, l'indice di rifrazione è decisamente superiore al Balsamo. Il segno ottico è negativo (ad eccezione di Aegirina e Aegirina-Augite).

Per individuare i diversi tipi di Pirosseno si usa l'angolo $C^\wedge\text{Gamma}$ e lo schema del pleocroismo. L'angolo $C^\wedge\text{Gamma}$ è in realtà un intervallo di valori; due pirosseni possono avere valori molto prossimi, tali da renderli confondibili.

Il Pirosseno più diffuso nelle rocce ignee è il Diopside che ha angolo $C^\wedge\text{Gamma}$ confondibile con la Pigeonite, a sua volta confondibile con l'Augite, anch'esse presenti nelle rocce magmatiche. Un migliore discernimento si può ottenere scartando a priori alcuni pirosseni, ad esempio l'Enstatite si trova solo nei meteoriti mentre la Giareite si trova nelle rocce metamorfiche di alta pressione.

Per quanto concerne il pleocroismo, il Diopside è incolore, l'Augite è da debolmente colorata, a colorata, fino all'Aegirina-Augite che ha la colorazione massima. La Pigeonite è l'unica ad avere una direzione che dà sul rosa (inoltre è l'unica ad avere il 2V piuttosto basso).

[Sulle tavole i pirosseni sono a pag.20, per l'individuazione del tipo vedi pag.23 diagramma centrale (dove l'angolo $C^\wedge\text{Gamma}$ è chiamato $Z^\wedge C$)]

I Pirosseni si dividono in due famiglie:

CLINOPIROSSENI - Abito prismatico tozzo (generalmente poco allungato), sfaldatura evidente, colore verdino / bianco sporco, non pleocroico. Estinzione inclinata, birifrangenza alta (II o III ordine, può apparire marrone-arancione-giallino), segno ottico positivo, 2V medio, biassico. La sezione basale (contorno ottagonale) ha 2 direzioni di sfaldatura incrociate a circa 90° (si distingue dall'anfibolo che era a 120°). La sezione allungata ha una sola traccia di sfaldatura, un angolo di estinzione ancora inclinato e un angolo C^Gamma diverso da 0 ma generalmente > degli Anfiboli (pirosseni 35°/40° o più contro i 20° o meno dell'Orneblenda).

Tra i Clinopirosseni la Pigeonite si distingue per avere il 2V molto piccolo (attorno ai 15°-30°, mentre gli altri sono tutti > 50°); il C^Gamma è attorno a 40-43-45 e il pleocroismo è molto pallido (rosatello - beige chiaro). In realtà la Pigeonite è una miscela isomorfa tra un Clinopirosseno e un Ortopirosseno, ma le caratteristiche ottiche sono quelle dei Clinopirosseni.

ORTOPIROSSENI - simili ai Clinopirosseni, si distinguono per avere estinzione retta sulle sezioni prismatiche, birifrangenza bassa (I ordine) e segno ottico negativo (ad eccezione dell'Estatite). A pag.23 delle tavole, diagramma in alto, è mostrato l'andamento del 2V nella famiglia degli Ortopirosseni (curva ad arco in alto). L'Enstatite ha segno ottico positivo, con la Bronzite cambia il segno e il 2V diminuisce fino al passaggio Hypersthene/Ferro-Hypersthene. Gli altri termini non rientrano nelle rocce intrusive.

OLIVINA

Aspetto spesso fratturato, senza tracce di sfaldatura (o poco evidenti), incolore a nicols paralleli, indice di rifrazione > del Balsamo, rilievo positivo alto, estinzione retta, birifrangenza molto alta, segno ottico biassico positivo con 2V grande. La birifrangenza è molto alta (colori sgargianti, fino al verde di III ordine). L'Olivina si presenta spesso alterata: l'aspetto a nicols incrociati può essere quello di una "vetrata da chiesa" dove il nero (cornice) è il Serpentino, una delle due alterazioni dell'olivina.

L'altro tipo di alterazione, detta Iddingsite, è presente solo nelle rocce effusive e forma un bordo rosso intorno al cristallo (un bordo rosso può essere visibile anche nei Pirosseni).

L'Olivina è una miscela di un termine magnesiaco (Foxterite) e un termine ferriero (Fayalite).

Caratteristica diagnostica per determinare il tipo di olivina è il 2V [tavole pag.30 diagramma, a destra, linea inclinata 2Vx]. Il 2V è a cavallo di 90° ma solo la Foxterite è positiva, tutti gli altri tipi hanno 2V negativo e gradatamente sempre più piccolo di 90°; il colore invece aumenta verso gli ultimi termini mentre i primi (Foxterite, Chrysolite) sono incolori. In pratica se il 2V=90° è Chrysolite, se è positivo è Foxterite, se è negativo è via via un termine sempre più ferriero.

LEUCITE

I cristalli hanno forma apparentemente tondeggianti. A nicols paralleli è incolore molto torbida, a nic. incrociati ha bassissima birifrangenza (appare quasi isotropa) e può mostrare una specie di geminazione a graticcio. L'indice di rifrazione è < del Balsamo.

All'interno dei cristalli si possono talvolta osservare "puntini" neri disposti in circolo concentrico al cristallo. Sono cristallini di clinopirosseno che si stavano formando insieme alla (o prima della?) Leucite quando poi la pressione è cambiata, favorendo la Leucite. [Circa l'influenza della pressione sulla Leucite, vedi LEUCITITI nel capitolo "Classificazione delle Rocce Ignee"].

La presenza di Leucite è incompatibile con quella dell'Ortopirosseno che è un minerale saturo.

SPINELLO

E' opaco e in luce parallela appare nero o più raramente marrone.

MINERALI ACCESSORI:**APATITE**

Minerale accessorio della BIOTITE, ne rimane inglobato quando questa cristallizza (la Biotite cristallizza a <T). Abito prismatico a facce circolari/esagonali o rettangolari. Birifrangenza bassa, estinzione retta, altissimo "rilievo" (l'indice di rifrazione è 1,65, molto più alto degli altri sialici). A nicols incrociati il colore è marrone quando osserviamo beta e gamma oppure nella sezione "allungata" orientata EW. Può essere indicatrice del tipo di biotite che la contiene (la Lepidomelite ha un maggior indice di rifrazione, la Meronexene minore).

ZIRCONONE

Di abito prismatico (esagonale) simile all'Apatite, si trova spesso incluso nella Biotite. A differenza dell'Apatite presenta elevata birifrangenza (colori iridescenti molto alti) ed un caratteristico bordo bruno-rossiccio dovuto alla presenza di elementi radioattivi ("bordo di cottura").

MAGNETITE

Minerale nero ed opaco di forma rotondeggiante-poligonale, generalmente inglobato nella Biotite.

ILMENITE

Aspetto simile alla Magnetite ma di forma allungata.

MUSCOVITE

(Mica bianca) è presente in casi molto rari.

GRANATO

A nicols paralleli è rosa chiaro (o anche altri colori, secondo la composizione) mentre a nic. incrociati è sempre estinto (è monometrico e quindi isotropo). E' presente in rari cristalli ma molto grandi e con abito ben formato.

TORMALINA

Minerale femico con pleocroismo molto particolare (sulle tonalità dell'azzurro) e rilievo molto alto. Di solito si presenta fratturato e senza evidenti sfaldature. L'abito è colonnare ma a causa delle fratture è raramente evidente al microscopio. La birifrangenza è un po' anomala ma comunque dal II ordine in su. Il minerale è monoassico negativo, ha estinzione retta ed è accessorio di alcuni graniti (in particolare quello dell'Isola del Giglio). [Sulle tavole a pag.41, casellina 91, si trovano le caratteristiche della Tormalina]

Pleocroismi diagnostici: Elbaite: incolore
 Dravite: giallina o marroncina
 Schorlite: da olivastro-marrone a blu

MINERALI EPIGENICI:**CLORITE**

Minerale di alterazione (minerale epigenico) che si trova spesso sovrainposto alla Biotite (le zone più verdognole nella Biotite sono quelle alterate in Clorite).

A nicols paralleli ha un colore simile all'anfibolo (sfumature del verde), ma a nicols incrociati la birifrangenza è bassissima (toni del grigio), inoltre l'estinzione è retta.

ARGILLIFICAZIONE DEL PLAGIOCLASIO

Quando il Plagioclasio si presenta tutto a granuletti.

OSSIDI di FERRO

Di tutti gli ossidi di ferro che si possono trovare, in generale quelli scuri, neri o opachi (Magnetite, Ilmenite, ecc.) sono minerali accessori ma primari, nel senso che sono di formazione magmatica. Gli ossidi di colore rosso (Ematite) sono invece minerali di alterazione dei femici e sono dunque di ambiente subaereo.

Abbiamo allora due categorie: gli ossidi di ferro ferroso (scuro, opachi) di origine magmatica e gli ossidi di ferro ferrico (rossi) di origine epigenica.

1.5 - Classificazione delle rocce IGNEE

Classificazione Rocce IGNEE INTRUSIVE (plutoniti)

La classificazione si effettua in base alle abbondanze relative dei minerali MODALI (cioè presenti in quantità rilevante), non di quelli NORMATIVI (la cui presenza è teorica). La stima può essere approssimativa o effettuata con "contapunti", analisi di immagine al computer, ecc.

Data una stima di abbondanza, si ricorre, nel caso delle rocce INTRUSIVE, al diagramma triangolare noto come Diagramma di STRACCAUSEN [tavole pag. 1,2,5].

Procedura:

- Abbiamo due triangoli equilateri con un lato in comune: in ogni punto all'interno di un triangolo, la somma delle distanze dai vertici è =100. Un terzo triangolo più piccolo è supplementare.
- La prima cosa da vedere è la percentuale di M. Per M si intendono tutti i minerali femici (biotite, pirosseni, anfiboli, ecc), la cui somma non deve superare il 90%. [M è anche un indice di colore: già in campagna si può dare una stima di questo M].

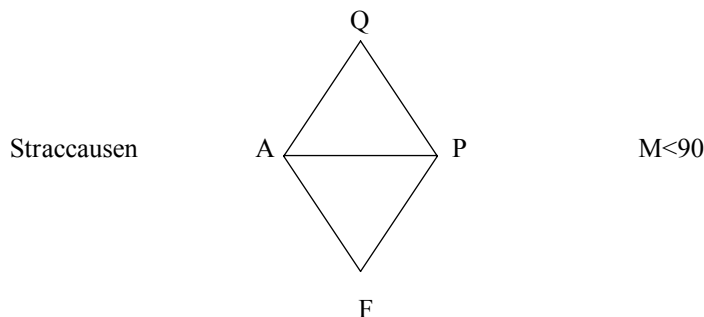
Se $M < 90\%$ escludiamo il triangolo piccolo (che è valido solo per le rocce ultrafemiche). Rimaniamo dunque al doppio triangolo, dove avremo:

In alto: Parametro Q = QUARZO [lettura % lungo il lato destro]

Sinistra: Parametro A = ALCALIFELDSPATI (K-Feldspato) [lettura orizzontale: A=100%, P=0%]

Destra: Parametro P = PLAGIOCLASIO (varietà di miscela solida albite-anortite tranne albite pura che corrisponde al vertice A)

In basso: Parametro F = FELDSPATOIDI (leucite, nefelina)



- Ora si decide se è presente il Quarzo o i Feldspatoidi, qui sarà presente solo il Quarzo, dunque escludiamo il triangolo in basso.
- A questo punto si decide se, dei tre minerali sialici, il Quarzo è presente in quantità apprezzabili (zona > 20%) o è scarso (fascia < 20%). Poi si analizza il rapporto tra Alcalifeldspati (K-Feldspato) e Plagioclasio per individuare un'area lungo la fascia orizzontale. Per le rocce GRANITOIDI dunque vanno stimate le abbondanze di:
 - QUARZO
 - K-FELDSPATO
 - PLAGIOCLASIO
- Una volta individuato il "campo", dalla legenda si ricava il tipo di roccia.

esempio: molto Quarzo, Plagioclasio, un pochino di K-Feldspato, tra i femici biotite e anfibolo => campo n°5 = TONALITE

- Se in un campo rientrano più rocce, si può selezionare quella giusta in base all'indice di colore (M = % somma dei minerali femici) sul diagramma a pag.2 delle tavole. Nella colonna a destra c'è la quantità di quarzo, più al centro c'è la colonna dei campi. Dato il campo si individuano a destra le rocce interessate e si seleziona tra queste quella corrispondente al valore dell'indice di colore (M) la cui scala è riportata in alto.

esempio: campo n°10, se abbiamo il 90% di Plagioclasio, i femici andranno da 0% a 10% => ANORTOSITE. Se il Plagioclasio è <90%, tutto dipende dal tipo: se è Andesina, la roccia è DIORITE, se c'è Anortite è un GABBRO.

- Se $M \geq 90$ la roccia è ULTRAFEMICA e vale il triangolino a destra. Tale triangolo è riportato in dettaglio a pag.5 nelle varie versioni secondo la composizione della roccia: Olivina <40% diagramma in alto a sinistra, Ol. >40% diagramma a destra.

esempio: Clinopirosseno, Ortopirosseno, Olivina (5%) => zona 6 (in entrambi i triangoli ma in particolare quello a destra) = WEBSTERITE OLIVINICA.

CONSIGLI:

In una roccia INTRUSIVA, per prima cosa stimare la quantità di quarzo.

Se difficilmente si vede il K-Feldspato, probabilmente ce ne è meno del 10%. Particolare attenzione al Plagioclasio: se è albitico va considerato nel vertice A, se è un termine da Oligoclasio in poi, va considerato nel vertice P.

In generale andando da Granito a Granodiorite a Tonalite, aumenta la presenza di minerali femici (colore scuro), dunque l'indice di colore può essere d'aiuto nella classificazione.

PRINCIPALI TIPI DI ROCCE INTRUSIVE

GRANITI:

I graniti sono rocce ignee intrusive (granitoidi) acide, abbastanza bianche, composte da Quarzo, Plagioclasio (oligoclasio o andesina) e K-Feldspato (ortoclasio o microclino). Tra i minerali femici è presente Biotite, Anfibolo, rarissimamente Pirosseno. A volte vi sono due miche: Muscovite e Biotite. Tra i minerali accessori abbiamo Zircone, Apatite e Magnetite (di solito c'è Apatite nella Biotite).

Ci sono quattro posti in Italia dove si può trovare granito (e granodioriti): Sardegna, Toscana, arco alpino, arco calabro. La sfumatura tra graniti e granodioriti è molto piccola: le granodioriti hanno un po' più di plagioclasio.

GABBRI:

L'associazione mineralogica fondamentale perché la roccia sia un Gabbro è Clinopirosseno e Plagioclasio. Altri minerali contenuti determinano la classificazione nel campo delle rocce gabbroidi: ad esempio se c'è Olivina si ha un "Gabbro Olivinico".

ULTRAFEMICHE:

Rocce composte in prevalenza da minerali femici ($M > 90$). Contengono Olivina, Clinopirosseno, Ortopirosseno, Orneblenda. Se contiene più del 40% di Olivina, si tratta di Peridotite, roccia di cui è costituito il mantello superiore.

Classificazione Rocce IGNEE EFFUSIVE (lave)

Una roccia effusiva si può classificare in base alle abbondanze dei minerali costitutivi col diagramma triangolare di Straccausen [tavole pagg. 3, 4] o meglio su base chimica con il diagramma TAS.

Con il diagramma di Straccausen la procedura è simile al caso delle rocce intrusive. La prima cosa da determinare è se sia presente almeno il 20% di quarzo compreso quello nella pasta di fondo (se c'è quarzo in fenocristalli, se cioè si era cristallizzato già in fase intotellurica, a maggior ragione sarà presente nella pasta di fondo). In secondo luogo si stabilisce se è prevalente il k-Feldspato (100% vertice A) o il Plagioclasio (100% vertice P).

Suggerimenti: nel settore 10 (ANDESITI e BASALTI) se è presente più Andesina la roccia è ANDESITE, se c'è più Labradorite la roccia è BASALTO. E' dunque fondamentale riconoscere correttamente il tipo di Plagioclasio presente. Comunque se è BASALTO la struttura sarà doleritica mentre l'ANDESITE è molto porfirica. L'indice di colore è maggiore nel BASALTO, rispetto all'ANDESITE infatti la somma dei minerali femici è mediamente maggiore nel BASALTO.

Classificazione Rocce IGNEE EFFUSIVE (piroclastiti)

In una roccia piroclastica il diagramma di Straccausen è ancor meno adatto (in generale è poco adatto alle rocce ricche di vetro), tuttavia occorre adattarsi a quello delle rocce laviche [tavole pp. 3, 4].

PRINCIPALI TIPI DI ROCCE EFFUSIVE

BASALTI:

sono rocce di colore scuro, prodotte dal raffreddamento di lave molto calde, basiche, a bassa viscosità. Presentano di solito un indice di porfiricità molto basso. La mineralogia base di un basalto è 50% Pirosseno e 50% Plagioclasio Labradorite, ai quali si possono poi aggiungere altri minerali come l'Olivina. Raramente contiene minerali idrati (Miche e Anfiboli), mentre l'Olivina può essere presente anche in grande quantità (BASALTI OLIVINICI).

In generale una roccia che contiene Olivina in fenocristalli e la pasta di fondo in Plagioclasio e Pirosseno è molto probabilmente un BASALTO. E' tipica dei basalti la struttura doleritica della pasta di fondo e la tessitura intersertale del Plagioclasio.

I basalti sono le rocce più diffuse sulla superficie terrestre (non si intenda la superficie emersa), formando tutti i fondali oceanici, dei grossi plateau continentali come quello indiano, il rift africano ecc. Esistono vari tipi di basalti (B. OLIVINICO, B. TOLEITICO, ecc.) distinguibili con analisi chimiche su base normativa. Si tratta della norma "CPV" [vedi su "Magmatismo e Metamorfismo" pp.179/182] con la quale in base ai minerali normativi si può costruire un tetraedro detto di Yoder. Il tetraedro ha ai vertici Diopside (in alto), Quarzo, Foxtterite e Nefelina (base), mentre lo spigolo Qz-Fx contiene il punto dell'Enstatite e quello Qz-Ne contiene il punto del l'Albite. Tutti i minerali sono normativi, calcolati cioè in base all'analisi chimica. Al suo interno possiamo suddividere il tetraedro in tre volumi. Il primo, detto Quarzo normativo, contiene appunto il vertice del Quarzo (Qz-Di-Ab-En) e rientrano in questo campo tutti quei basalti che contengono abbondante silice libera (sovrasaturi) ovvero la famiglia delle TOLEIITI, tipici delle dorsali oceaniche. Il volume centrale (En-Fo-Ab-Di) è quello delle OLIVIN-TOLEIITI (TOLEIITI con Olivina normativa, mentre le prime avevano troppo Quarzo per formare Olivina libera). L'ultimo volume (Ne-Fo-Ab-Di), contenente il vertice della Nefelina normativa, è quello degli BASALTI ALCALINI che sono i più sottosaturi in silice e più ricchi in alcali. Il piano di divisione circoscritti dagli angoli Di-Ab-En è detto "piano di saturazione", mentre quello Fo-Ab-Di è il "piano critico di sottosaturazione".

Questi tre tipi di basalti non possono derivare l'uno dall'altro ma sono primari, si formano cioè per fusione parziale direttamente dal mantello (da un mantello peridotitico, non eclogitico). In pratica si formerebbero da un mantello "fertile" cioè a composizione ultrabasica, in particolare costituito da Lertzolite, che viene portato a temperatura più alta di quella di solidus, producendo in fuso basaltico. La differenza tra i basalti dipenderebbe dalle diverse condizioni iniziali di temperatura e pressione del fuso.

Questi tre tipi di basalti, nel diagramma di Straccausen ricadono tutti nel medesimo settore [diagramma pag.3 sett. 10 delle Tavole].

ANDESITI:

sono più ricche di silice e di alcali e meno di ferro, calcio e magnesio rispetto ai BASALTI. Possono contenere Anfiboli e Mica; l'Olivina è presente ma in quantità più modesta rispetto ai BASALTI.

LATITI:

(tra i minerali idrati contengono soltanto la Mica)

LEUCITITI:

caratterizzate dalla presenza di cristalli di Leucite, la mineralogia di queste rocce è molto semplice: Leucite e Clinopirosseno (+ magnetite accessoria) accompagnati a volte (Colli Albani) da Olivina (anche in fenocristalli) e, nelle mineralogie più varie, Plagioclasio, Nefelina, Calcite.

In casi particolari contiene anche K-Feldspato. Nel diagramma di Straccausen occupano ovviamente il vertice in basso.

La Leucite ha allo stato solido un volume maggiore di quello allo stato liquido, di conseguenza il minerale è più stabile man mano che diminuisce la pressione.

L'ordine di segregazione dei fenocristalli (ambiente intratellurico, alta pressione) è infatti Magnetite => Clinopirosseno => Leucite, mentre nella pasta di fondo (ambiente superficiale, bassa pressione, max stabilità della Leucite) abbiamo Magnetite => Leucite => Clinopirosseno.

2.0 - Le Rocce SEDIMENTARIE (clastiche arenacee)

In petrografia si studia solo una particolare categoria di rocce sedimentarie, quelle epiclastiche arenacee (rocce organiche, organogene, carbonatiche vengono studiate da altre discipline quali sedimentologia, paleontologia ecc.). Le rocce sedimentarie epiclastiche si formano per accumulo di materiali detritici erosi in superficie da rocce preesistenti e trasportati a volte anche per lunghissimi tratti. Durante il trasporto i frammenti di roccia (clasti) possono subire evoluzione morfologica e alterazione chimica. La sedimentazione può avvenire in ambiente subacqueo o subaereo e i processi diagenetici trasformano poi in roccia il materiale incoerente. Tra le rocce epiclastiche vengono studiate in particolare quelle di tipo arenaceo in quanto i conglomerati hanno clasti di dimensioni troppo grandi mentre nel caso di siltiti e argilliti i clasti sono di dimensione submicroscopica. Le ARENITI sono costituite da clasti di dimensione compresa tra 2mm e 62 μ (ci riferiamo allo scheletro), ovvero dello stesso ordine di grandezza dei cristalli già studiati nelle rocce ignee.

Le rocce sedimentarie epiclastiche sono costituite da tre elementi:

SCHELETRO: la struttura portante della roccia. E' costituito dai clasti di maggiori dimensioni.

MATRICE: granuli di minore dimensione (almeno un ordine di grandezza in meno) che riempiono gli spazi tra i clasti dello scheletro.

CEMENTO: occupa tutti gli interstizi rimasti e costituisce il "collante" che tiene insieme tutti i clasti a formare una roccia coerente. Si tratta di un composto chimico precipitato dai liquidi interstiziali dell'ambiente di sedimentazione. A volte può formarsi anche a seguito di ricristallizzazione di alcuni minerali (dissoluzione e precipitazione). Si tratta in ogni caso di un materiale uniforme, non risolvibile in piccoli granuli, analogamente al vetro vulcanico. L'abbondanza del cemento è inversamente proporzionale a quella della matrice poiché riempie tutto lo spazio disponibile non occupato dalla matrice. Una roccia ricca di matrice avrà poco cemento, mentre una con poca matrice sarà stata più permeabile ai liquidi percolanti arricchendosi di cemento.

In sezione sottile la struttura Scheletro/Matrice/Cemento può apparire vagamente simile a quella Fenocristalli/Microliti/Vetro delle rocce ignee PIROCLASTICHE.

ARGOMENTI DA TRATTARE NELLA RELAZIONE:

- STRUTTURA
- TESSITURA
- CATEGORIA DI ROCCIA
- SCHELETRO
- MATRICE
- CEMENTO
- INDICE DI MATURITA' TESSITURALE
- INDICE DI MATURITA' MINERALOGICA
- INDICE DI MATURITA' MORFOLOGICA
- CLASSIFICAZIONE

STRUTTURA

- CLASTICA: caratterizzata da frammenti di roccia e/o di cristalli organizzati in scheletro/matrice/cemento. Nelle rocce Arenacee la struttura è sempre clastica.

TESSITURA

- ISOTROPA: caotica.
- ORIENTATA: nel caso di rocce sedimentarie significa che presentano stratificazione (pianoparallela o incrociata) o gradazione (regolare variazione granulometrica). Osservare benela sezione anche in controluce.

CATEGORIA DI ROCCIA

La struttura Scheletro/Matrice/Cemento, lo stato frammentato dei clasti, la presenza di inclusi litici di qualsiasi natura e l'eventuale presenza di stratificazioni sono indizi della natura SEDIMENTARIA della roccia.

SCHELETRO

Lo scheletro contiene singoli minerali provenienti da rocce già esistenti (generalmente i più stabili, come quarzo e selce) e frammenti di roccia di varia natura. Vi si può trovare qualsiasi tipo di minerale senza la necessità di particolari associazioni mineralogiche come nelle rocce ignee. A differenza di queste inoltre, le specie mineralogiche presenti possono essere moltissime, si possono trovare anche Anfiboli o Pirosseni o Plagioclasti di diversa composizione. Occorre "cercare" molto per tutta la sezione.

- » Descrizione dei caratteri diagnostici dei minerali costituenti.
- » Studio degli inclusi litici (se possibile, e secondo le procedure viste per ciascun tipo di roccia)

MATRICE

Date le dimensioni, è costituita in genere da minerali argillosi o da ossidi di ferro o da frammenti dello scheletro di piccolissime dimensioni. Dunque vi si possono trovare gli stessi minerali dello scheletro ma in frammenti più piccoli oppure minerali residuali, non provenienti cioè direttamente dalla roccia "madre", ma dall'alterazione chimica dei minerali primari (es: alterazione dei feldspati).

- » Descrizione dei caratteri diagnostici dei minerali costituenti.

CEMENTO

Si tratta di un precipitato chimico che nella maggior parte dei casi è di natura carbonatica (calcite), altre volte può essere di natura evaporitica (gesso, anidride).

Il cemento calcitico si riconosce dal fatto che inserendo il compensatore il suo colore rosa-marroncino non cambia affatto.

- » Individuare la composizione del cemento.

INDICE DI MATURITA' TESSITURALE

Si tratta del rapporto di abbondanza Scheletro/Matrice. Basterà definirlo alto, basso, medio.

Tale rapporto riflette l'energia dell'ambiente deposizionale. Tanto maggiore è l'abbondanza di scheletro (alto rapporto) tanto maggiore era l'energia dell'ambiente che ha "lavato" l'argilla lasciando un sedimento maturo dal punto di vista tessiturale. Viceversa la prevalenza della matrice (basso rapporto) denota un ambiente a bassa energia che a permesso la sedimentazione dei sedimenti più fini. Questo indice è utile per effettuare ricostruzioni paleoambientali.

[Secondo la scuola tedesca si dovrebbe chiamare indice di maturità STRUTTURALE, il termine tessitura, in questo senso, appartiene alla scuola inglese.]

INDICE DI MATURITA' MINERALOGICA

Detto anche indice di maturità COMPOSIZIONALE. Si basa sulle abbondanze dei minerali costituenti della roccia. Il più usato è il rapporto $\text{Quarzo}/(\text{Quarzo}+\text{Feldspati})$. Il Quarzo è il minerale più stabile, mentre i Feldspati sono molto meno stabili. Se l'indice è elevato, vuol dire che la roccia contiene più Quarzo che Feldspati e questo denota l'alto grado di maturità della roccia, in cui evidentemente la componente feldspatica è stata in gran parte alterata. Arenarie molto evolute dal punto di vista composizionale sono le Quarzoareniti, di ambiente eolico, che subiscono una lunga evoluzione e sono prevalentemente quarzose.

INDICE DI MATURITA' MORFOLOGICA

Riguarda la spigolosità o l'arrotondamento dei granuli. E' sufficiente una stima grossolana: se i clasti presentano spigoli vivi avremo una bassa maturità morfologica, viceversa spigoli smussati o bordi arrotondati denotano un alto grado di maturità. Naturalmente le osservazioni vanno fatte sui granuli dello scheletro. Un sedimento maturo ha subito un lungo trasporto durante il quale i granuli sono stati soggetti a sfregamenti ed urti reciproci o al trascinamento sul fondo, assumendo un contorno più arrotondato. Parliamo del contorno, non della forma, che sarà allungata o compatta a seconda della forma originaria del cristallo. A parità di tempo e di energia inoltre avremo un diverso grado di maturità in funzione della durezza del materiale.

Anche questo indice dunque fornisce informazioni sulla durata e sull'energia del trasporto subito dal sedimento che ha originato la roccia.

CLASSIFICAZIONE

Si effettua sulla base del rapporto Scheletro/Matrice e delle abbondanze relative di Quarzo, Feldspati e Litici, usando il diagramma di Pettijohn [tavole pag.6, fig.5]. Vedi oltre, paragrafo Classificazione delle rocce sedimentarie arenacee.

2.1 - Rocce **SEDIMENTARIE** - *Analisi dei Minerali*

Il materiale detritico che origina le rocce sedimentarie è costituito da tre categorie di minerali:

PRINCIPALI: i più stabili, derivano direttamente dalla roccia "madre" (la roccia preesistente che è stata erosa). I più stabili sono il quarzo e la selce.

SECONDARI: minerali instabili che subiranno alterazioni fino a diventare minerali residuali. Minerali poco stabili sono i feldspati (K-Feldspato, Plagioclasio, Albite, Microclino) mentre i più instabili sono i femici (Pirosseni, Olivine, Miche).

RESIDUALI: prodotti dell'alterazione dei minerali secondari. Si tratta per lo più di Clorite (dalla Mica), Serpentino (dall'Olivina) e dei "minerali delle argille" (Illite, Caolinite, ecc.). Si hanno inoltre minerali opachi costituiti da ossidi di ferro.

MINERALI DI SCHELETRO E MATRICE:

QUARZO

Le caratteristiche sono le stesse viste nelle rocce Ignee, ma presenta spesso estinzione ondulata avendo subito degli shock dovuti a urti e a pressioni (distorsione del reticolo) durante il trasporto o dopo la sedimentazione. Fare attenzione a distinguere l'estinzione ondulata di un singolo cristallo dalle varie estinzioni successive dei granuli che compongono un frammento di roccia quarzifica.

CALCITE

Presenta la classica sfaldatura romboedrica (quando è visibile). Ha un elevatissimo potere birifrangente: a nicols incrociati il colore è rosa-avana (max destra del diagramma) e inserendo il compensatore quasi non cambia nulla.

E' il più diffuso costituente del cemento.

SELCE

giallina a nicols paralleli, grigia a nicols incrociati. Struttura microgranulare uniforme, contorno ovale.

TORMALINA

Minerale femico con pleocroismo molto particolare (sulle tonalità dell'azzurro) e rilievo molto alto. Di solito si presenta fratturato e senza evidenti sfaldature. L'abito è colonnare ma a causa delle fratture è raramente evidente al microscopio. La birifrangenza è un po' anomala ma comunque dal II ordine in su. Il minerale è monoassico negativo, ha estinzione retta.

[Sulle tavole a pag.41, casellina 91, si trovano le caratteristiche della Tormalina]

Pleocroismi diagnostici: Elbaite: incolore

Dravite: giallina o marroncina

Schorlite: da olivastro-marrone a blu

Muscovite

Mica bianca. Abito tipico dei fillosilicati, la struttura è fibrosa e a nicols paralleli è quasi incolore.

CEMENTI

Riempiono gli spazi interstiziali, hanno contorno concavo e un aspetto più o meno uniforme. In ambiente evaporitico possono formarsi rocce con cemento misto.

CALCITE

E' il più diffuso costituente del cemento.

A nicols incrociati il colore è rosa-avana e non cambia inserendo il compensatore.

GESSO

Sfaldatura a ventaglio. Bassa birifrangenza (I ordine): colori grigio e bianco alternato tra le sfaldature.

ANIDRIDE

Stesso abito del gesso (ventaglio) ma birifrangenza giallo di I ordine.

DOLOMITE

Struttura a rombi concentrici di colore bruno circondati da ossidi di ferro (di colore rosato)

2.2 - Classificazione delle rocce **SEDIMENTARIE (clastiche arenacee)**

Con il termine Psammiti si intendono le rocce in cui la maggior parte dei granuli ha una dimensione compresa tra 2mm e 62 μ . Le Psammiti si dividono poi in Sabbie o Arenarie se il materiale è rispettivamente incoerente o cementato.

Esistono in teoria Psammiti piroclastiche (ceneri) che qui non prenderemo in considerazione perché di origine vulcanica e non strettamente sedimentaria e Psammiti di composizione carbonatica, studiate più a fondo da altre discipline. La petrografia si occupa delle arenarie di composizione prevalentemente silicatica. Le Arenarie possono essere classificate secondo i criteri di Pettijohn o quelli di Folk. A pag.6 delle Tavole, fig.5, troviamo il diagramma di classificazione secondo Pettijohn.

Diagramma di Pettijohn:

Il primo parametro da valutare è la % di matrice (granuli $\phi < 30\mu$) presente nella roccia. Questa % va individuata nel grafico lungo la retta in basso a destra, dove si identificherà l'appartenenza della roccia ad uno dei tre campi: Areniti (0-15%), Grovacche (15-75%) e Peliti (>75%).

A seconda del campo di appartenenza, si prenderà in considerazione uno dei tre diagrammi triangolari. Ciascun triangolo indica ai vertici le percentuali massime di Quarzo, Feldspati e Frammenti Litici presenti nello scheletro, permettendo un'ulteriore classificazione all'interno del suo campo.

N.B.: nella percentuale di Quarzo vanno calcolati anche i frammenti litici di composizione silicea, che non pesano dunque nella percentuale dei "Frammenti Litici". Allo stesso modo tra i Feldspati vanno calcolati spesso anche i frammenti di rocce intrusive di tipo granitoidi (se di composizione feldspatica). Nella percentuale dei "Frammenti Litici" vanno considerati con certezza quelli metamorfici e quelli carbonatici, più i cristalli di Fillosilicati (Muscovite, Biotite) che raggiungono dimensioni considerevoli ($\phi > 30\mu$), in quanto verranno considerati frammenti di roccia metamorfica scistosa.

ESEMPIO 1): matrice > 15% ma non > 75% => secondo triangolo, "Grovacche". Se il Quarzo è > 95% abbiamo una Grovacca Quarzosa. Se il Quarzo è presente in percentuale < 95%, avremo una Grovacca Litica o una Grovacca Feldspatica a seconda della prevalenza di "Frammenti Litici" o di Feldspati (tenere a mente la nota sopra).

ESEMPIO 2): matrice < 15% => primo triangolo, "Arenite". Stabilire se la quantità di Quarzo è > 95%, se è compresa tra 95% e 75%, o se è < 75% e successivamente se prevalgono i Feldspati o i "Frammenti Litici": Q<75%, Frammenti Litici prevalenti sui Feldspati => Arenite Litica.

(ATTENZIONE: nel diagramma triangolare delle Areniti viene usato erroneamente il termine "Arenaria" al posto di Arenite. Notare inoltre che le Areniti Arcosiche possono a loro volta essere suddivise in Arcose e Arcose Litiche, in base alla percentuale di litici rispettivamente < o > del 25%).

ESEMPIO 3): matrice > 75% => terzo triangolo, la roccia è una Pelite.

Quando si classifica una roccia occorre specificare anche "secondo Pettijohn" (o altri, a seconda del sistema di classificazione usato).

Sempre a pag.6 delle Tavole, sotto il diagramma 5, c'è una tabella che schematizza la situazione precedente. Per "frazione sinsedimentaria" si intende la matrice e lo scheletro, la frazione "postsedimentaria" è invece il cemento.

3.0 - Le Rocce METAMORFICHE

Nascono dalla ricristallizzazione di rocce già esistenti quando queste per cause tettoniche vengono a trovarsi sottoposte ad elevate pressioni e temperature. La roccia può attraversare vari gradi di Metamorfismo e infine può nuovamente fondere dando luogo a migmatizzazione.

Indipendentemente dal grado, possiamo distinguere due tipi di metamorfismo:

METAMORFISMO DINAMO-TERMICO REGIONALE legato ai grossi eventi tettonici (di interesse regionale) in cui si verificano pressioni e gradienti termici elevati. Le pressioni sono orientate e generano tessiture orientate e deformate (pieghe). Si possono fare due distinzioni: il metamorfismo di alto gradiente di Pressione su Temperatura (metamorfismo dovuto prevalentemente alla pressione) o quello di alto gradiente di Temperatura su Pressione (dove ha prevalso la temperatura sulla pressione). I minerali polimorfi del Al_2SiO_5 (Fengite, Sillimanite, Cianite) possono indicare se la fase è di alta pressione o di alta temperatura.

METAMORFISMO DI CONTATTO è il caso delle aureole metamorfiche che si formano intorno ai batoliti (quindi un fenomeno locale). Il metamorfismo viene indotto nelle rocce incassanti dal calore emesso dalle intrusioni di rocce ignee. Il metamorfismo qui dipende dunque più dall'alta temperatura che dalle deboli pressioni esercitate dalla massa intrusiva. Struttura e tessitura saranno molto differenti dal caso precedente.

ARGOMENTI DA TRATTARE NELLA RELAZIONE:

- STRUTTURA
- TESSITURA
- TIPO DI METAMORFISMO
- GRADO DI METAMORFISMO
- ANALISI DEI MINERALI
- CLASSIFICAZIONE DELLA ROCCIA
- PROBABILE ROCCIA PRECURSORE

STRUTTURA

Nelle rocce metamorfiche la struttura in generale è sempre CRISTALLOBLASTICA. Il termine "Blastica" significa che deriva da un processo di blastesi, cioè da ricristallizzazione di minerali già formati.

Esiste poi una serie di altri aggettivi:

- **GRANOBLASTICA**: formata da cristalli tutti ben visibili (analogamente alla struttura granulare olocristallina delle rocce intrusive). Questa può essere a sua volta:
 1. **OMEOLASTICA** quando i granuli sono tutti delle stesse dimensioni
 2. **ETEROBLASTICA** se è costituita da minerali di dimensioni molto diverse (pur sempre apprezzabili)
- **LEPIDOBLASTICA**: quando c'è una prevalenza di minerali allungati (cioè di fillosilicati il cui abito planare in sezione sottile appare di forma allungata). Una struttura lepidoblastica è quindi associata ad una tessitura scistosa.
- **NEUMATOBLASTICA**: simile alla Lepidoblastica ma con letti di Anfiboli o Pirosseni (o comunque di minerali ad abito prismatico) anziché di Fillosilicati (ad abito planare).

TESSITURA

- **ISOTROPA:** caotica. Questa si trova in particolare nel metamorfismo di contatto, non essendovi in gioco forti pressioni.
- **ORIENTATA:** può essere di diversi tipi:
 1. **SCISTOSA:** la più comune nelle metamorfiche, è caratteristica delle rocce a struttura lepidoblastica. I minerali allungati si presentano isoorientati formando le striature parallele tipiche delle rocce scistose.
 2. **SCISTOSA FOLIATA:** alternanze di "letti" a struttura granoblastica (formati da Quarzo e Feldspati) e letti a struttura lepidoblastica (Micacei). Nella roccia saranno ben distinguibili letti diversi (una sorta di stratificazione) e le fratture seguiranno preferibilmente queste superfici di discontinuità.
 3. **SCISTOSA DEFORMATA:** caratterizzata da una o più generazioni di pieghe dovute alle direzioni dominanti delle pressioni subite. Possono piegarsi anche i letti delle foliazioni, in tal caso avremo una tessitura foliata deformata.

TIPO DI METAMORFISMO

In pratica sarebbe già sufficiente osservare Struttura e tessitura per stabilire il tipo di metamorfismo (struttura isotropa = M. di contatto, orientata = M. dinamico). Altri indizi si possono avere dalle associazioni mineralogiche. Il Glaucofane ad esempio è un minerale la cui presenza indica un metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura.

GRADO DI METAMORFISMO

Bassissimo, Basso, Medio, Alto, si stima in base alle associazioni mineralogiche. Esistono in fatti delle reazioni caratteristiche del passaggio da un grado all'altro come la $\text{Quarzo} + \text{Muscovite} \Rightarrow \text{K-Feldspato} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$ che indica il passaggio dal medio all'alto grado. la presenza di Quarzo e Muscovite testimonia quindi che la reazione non è ancora avvenuta (grado medio), mentre la loro assenza in presenza di K-Feldspato e Al_2SiO_5 è indice di un alto grado di metamorfismo.

In generale con l'aumentare del grado di metamorfismo aumenteranno via via il grado di cristallinità, le dimensioni dei cristalli, la componente Quarzoso-Feldspatica e la disidratazione (scompaiono via via i minerali che contengono acqua). Al massimo grado di metamorfismo non avremo più minerali idrati: troveremo Pirosseni e non Anfiboli, non ci sarà più la Muscovite.

ANALISI DEI MINERALI

Descrizione dei caratteri diagnostici dei minerali che costituiscono la roccia.

Nel metamorfismo Dinamo-Termico si suppone che possano essere avvenute più fasi di deformazione, o meglio che il fenomeno abbia raggiunto gradualmente un massimo per poi arretrare fino a condizioni di superficie (visto che ora la roccia è in mano nostra). Vi sarà stata comunque una fase detta principale in cui si saranno verificate le condizioni di pressione e temperatura che hanno determinato la paragenesi fondamentale della roccia. Rispetto a questo evento metamorfico principale, i minerali si possono suddividere in quattro categorie:

- **MINERALI RELITTO:** appartenuti già alla roccia preesistente.
- **MINERALI PRECINEMATICI:** formati precedentemente all'evento metamorfico principale. Si riconoscono perchè vengono "aggirati" dalle scistosità, in pratica il "flusso" dei cristalli allungati isoorientati tende a girargli intorno.
- **MINERALI SINCINEMATICI:** formati durante l'evento principale. Per principio tutti i minerali si considerano sincinematici se non si può dimostrare il contrario. In generale questi minerali "seguono" le deformazioni.

- **MINERALI POSTCINEMATICI:** formati dopo il metamorfismo principale. Si riconoscono perché interrompono le scistosità, in pratica è come se fossero sovrapposti al "flusso" dei minerali allungati. Possono presentare abito "sfrangiato" dovendosi adattare alla situazione.

CLASSIFICAZIONE DELLA ROCCIA

Si basa sull'analisi di struttura e tessitura e sulla presenza di particolari minerali indicatori di determinate pressioni o temperature. Vedi oltre, paragrafo Classificazione delle rocce Metamorfiche.

ROCCIA PRECURSORE:

Una roccia metamorfica deriva dalla trasformazione di una roccia precursore che aveva necessariamente lo stesso chimismo, ma una paragenesi mineralogica diversa poiché le condizioni di temperatura e pressione erano diverse. Una costituzione di Quarzo e Muscovite ha un chimismo molto simile ad un Granito Alcalino (G. a Feldspati alcalini) oppure ad una roccia sedimentaria clastica della stessa composizione. Nel secondo caso però dovremmo trovare anche la presenza di alluminio in forma di Al_2SiO_5 . In generale la Mica Bianca indica la presenza di Alluminio nella roccia precursore.

Esistono dei diagrammi composizionali in cui ad una determinata associazione di minerali metamorfici corrisponde un tipo di roccia precursore (che poteva anche essere già una metamorfica).

3.1 - Rocce METAMORFICHE - Analisi dei minerali

QUARZO

Presenta i soliti caratteri ma nelle rocce metamorfiche l'estinzione può essere ondulata o comunque non uniforme.

BIOTITE

Stessi caratteri già visti nelle rocce ignee, può costituire, eventualmente insieme alla Muscovite, i flussi isoorientati nelle tessiture scistose. In questo caso si troveranno quasi tutte sezioni allungate.

MUSCOVITE

Abito planare, incolore a nicols incrociati, estinzione retta, birifrangenza del II ordine (verdino). Se i cristalli sono isoorientati risulterà difficile trovare una sezione esagonale basale, comunque il $2V$ è $>35^\circ$ e ciò la distingue dalla Fengite (minerale importante perché indicatore di pressione). Un altro minerale molto simile è il Talco che però ha birifrangenza di III ordine (colori molto simili alla Calcite).

PARAGONITE

E' una Mica Bianca, non distinguibile al microscopio dalla Muscovite.

FENGITE (Phengite)

Anch'essa una Mica bianca simile alla Muscovite.

PLAGIOCLASIO

Vedere quanto già detto nelle rocce ignee. Usare soltanto le tabelle di bassa temperatura.

FELDSPATI (K-Feldspati, Albite)

La loro presenza in $\%>20$ segna il passaggio da Micascisto a Gneiss. L'Albite in particolare può essere indicatrice di un alto grado di metamorfismo. Per i caratteri di riconoscimento vedi rocce Ignee.

GRANATO

Normalmente è incolore a nicols paralleli. Ha rilievo alto e un abito apparentemente rotondeggiante. A nicols incrociati è sempre estinto.

I Granati ricchi di calcio (Grossularia e Andradite) sono debolmente colorati e a nicols incrociati non sono perfettamente isotropi ma presentano una birifrangenza anomala. A causa di ciò in questi Granati sono a volte visibili le strutture di accrescimento. I Granati ricchi di calcio sono indicatori del metamorfismo di contatto dei Calcari.

Tranne queste eccezioni, non è possibile di solito distinguere tra tipi di Granato (piropo, Almandino, ecc.). L'associazione di Granato Piropo e Clinopirosseno Onfacite è tipica delle rocce Eclogitiche.

STAUROLITE

Rilievo alto, incolore (o leggermente pleocroica sul giallino), abito pseudorombico o sfrangiato (caso postcinematico). Birifrangenza bassa (I ordine, grigio), estinzione retta, segno ottico positivo. La sua

presenza indica che la roccia metamorfica proviene dalla trasformazione di una roccia ricca in Al e Fe₃, ovvero una sedimentaria residuale.

[Sulle tavole è a pag.41]

GLAUCOFANE

E' un "Anfibolo Blu" (gli Anfiboli che hanno tinte sul blu sono quelli ricchi di Sodio). A nicols paralleli il colore è un "blu di prussia" molto tenue. A nicols incrociati invece, i colori di birifrangenza variano dal blu all'azzurro al viola. La sagoma si presenta allungata e molto "scistosa".

La presenza del Glaucofane è indicativa di un metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura. Si forma infatti dalla destabilizzazione dell'Albite che si combina con fillosilicati ferromagnesiaci (tipo Talco) in presenza di alta pressione.

(N.B.: anche la già vista Rebechite era un anfibolo ricco di sodio e quindi di colore blu. Si trovava nei Graniti peralcalini.)

ONFACITE

Clinopiroseno, miscela di Diopside e Giadeite. Vedere la descrizione dei Clinopiroseni nelle rocce Ignee.

(N.B.: ricordiamo che possiamo distinguere i piroseni dagli anfiboli perché questi ultimi sono pleocroici mentre i piroseni non lo sono (ad eccezione dell'Aegirina che è verde intenso. Inoltre normalmente il C^Gamma nei piroseni è più alto che negli Anfiboli.)

L'associazione di Onfacite e Granato Piropo è tipica dell'Eclogite (metamorfismo ad alta pressione dei basalti).

EPIDOTO

Di abito rombico, è incolore e può essere confuso con K-Feldspato o con Plagioclasio, specie per via della sua estinzione particolarmente ondulata che talvolta può simulare la geminazione polisintetica dell'albite. Ha però, rispetto a questi due minerali, un più alto potere birifrattivo (appare giallino anziché grigio).

TITANITE

E' un silicato di Calcio e Potassio. Il colore (nicols paralleli) è sul miele-marroncino o comunque tipo la Calcite. Il rilievo è molto alto. L'abito è particolare: a forma di doppio (...).

CALCITE

Stessi caratteri visti nelle sedimentarie ma cristalli molto più grandi.

CLORITOIDE

Pleocroismo giallo/verde, estinzione retta. L'abito è planare ma i cristalli sono disposti in una stretta stella di piani intersecantisi lungo un asse. Se le pressioni hanno orientato i cristalli, possiamo vedere solo sezioni perpendicolari all'asse di intersezione (stelle). In parole povere tutti i cristalli possono mostrarsi come doppi ventagli dal vertice in comune, tipo papillon.

EMATITE

Colore rosso vivace a nicols paralleli e rosso scuro a nicols incrociati.

3.2 - **Classificazione Rocce METAMORFICHE**

La classificazione delle rocce Metamorfiche non si basa su schemi precisi come per le rocce Ignee e Sedimentarie. Non esiste infatti un quadro classificativo definito ma c'è una serie di nomi di uso comune. Le rocce metamorfiche più tipiche sono, per grado crescente, **FILLADI**, **SCISTI** e **GNEISS**.

FILLADE:

E' una roccia ricca di minerali silicatici di dimensioni molto piccole (\emptyset delle argille). E' il tipico prodotto di un debole metamorfismo delle argille.

MICASCISTO (Scisto):

Grana di dimensioni visibili, costituzione di Quarzo e Muscovite.

GNEISS:

Per passare da MicaScisto a Gneiss è importante il contenuto di Feldspati (compresa Albite), se superano il limite convenzionale del 20% abbiamo uno Gneiss. La grana qui è piuttosto grossa. I Gneiss possono contenere la sola Biotite (G. di alto grado) o Biotite e Muscovite (G. di medio grado), in tal caso vengono detti "Gneiss a due miche".

Si usa inoltre il prefisso **ORTO** quando la roccia deriva da un termine igneo e **PARA** quando deriva da un termine sedimentario (es.: **ORTOGNEISS**, **PARAGNEISS**).

Principali rocce Metamorfiche

ECLOGITE:

L'associazione di Granato Piropo e Clinopirosseno Onfacite è tipica delle rocce Eclogitiche.

Le Eclogiti sono rocce che derivano dalla ricristallizzazione ad alta pressione e in condizioni anidre di termini basici (basalti) e, per definizione, non contengono mai Plagioclasio.

Infatti ad alte pressioni avremo una destabilizzazione del Plagioclasio di cui la componente albitica si andrà a combinare con il Pirosseno per formare l'Onfacite mentre la parte calcica potrà entrare sia nel Pirosseno che nel Granato (Piropo).

Dunque le Eclogiti sono rocce che si formano in ambiente caratterizzato da altissima pressione e temperatura relativamente bassa.

AVVERTENZA

L'autore non si assume alcuna responsabilità circa eventuali danni morali o materiali causati dall'uso proprio o improprio di questo manuale. Questo testo è stato stampato dal file "PETRO.pdf" prelevato gratuitamente dal sito web:

“ Geologia 2000 ” [www.anisn.it/geologia2000]

Questo testo e il suo file sorgente non possono essere utilizzati a scopo di lucro, cioè non possono essere venduti né ceduti attraverso attività pubblicitarie di qualsiasi tipo senza esplicito consenso dell'autore.

In ogni caso la diffusione deve rispettare l'integrità del testo e la citazione chiara e completa di autore e provenienza.