

# Erläuterungen zu den Dünnschliffotos

## Einleitung

In der geologischen Forschung ist das Studium von Gesteinen in Form von Dünnschliffen unter dem Mikroskop Routine. Dabei interessieren vor allem Details, die von bloßem Auge im Gestein nicht erkennbar sind, wie z. B. Reaktionen zwischen Mineralen oder die Beziehungen zwischen Mineralen und Schieferungen. Ein Blick in das Gestein ist jedoch nicht nur für Fachleute interessant, auch Schülerinnen und Schülern eröffnet sich dadurch eine neue Welt mit unerwarteten Formen, Strukturen und Farben. Um gewisse Aspekte des Innenlebens von Gesteinen noch deutlicher sichtbar machen zu können, bedient man sich eines optischen Tricks: das Gestein kann mit einfach polarisiertem Licht, aber auch mit gekreuzt polarisiertem Licht (gekreuzte Polarisatoren) durchstrahlt werden. In gekreuzt polarisiertem Licht zeigen viele Minerale völlig andere Farben und lassen sich dadurch besser erkennen und voneinander unterscheiden<sup>1</sup>. Dabei lassen die Minerale allerdings in einer gewissen Stellung (abhängig von der Lage des Kristallgitters zur Ebene der Wellen des Lichts) kein Licht mehr durch, sodass sie „auslöschen“. Ein Teil der Minerale wirkt bei gekreuzten Polarisatoren also immer schwarz.

## Herstellung von Dünnschliffen

Mit einer Steinsäge, deren Sägescheibe mit feinen Diamanten besetzt ist, kann jedes Gestein zersägt werden. So ist es möglich, Klötzchen von ca. 2 mal 4 mal 1 cm Größe aus dem Gestein herauszusägen. Diese Klötzchen werden auf ein dünnes Glasplättchen geklebt und danach bis auf

eine Dicke von 30 Mikrometer herunter geschliffen (das ist etwa halb so dick wie das Haar eines Menschen). Diese hauchdünnen Scheiben sind nahezu durchsichtig. Legt man sie unter ein Mikroskop, können sie mit bis zu 100-facher Vergrößerung betrachtet werden.

## Auswahl der Dünnschliffe

Es gibt Gesteine, deren Aufbau sich im Detail erst durch das Mikroskop erschliesst, es gibt aber auch Gesteine, die im Mikroskop wenig Neues offenbaren. In der Folge werden Dünnschliffe einiger Gesteine aus der Demonstrations- und Übungssammlung vorgestellt. Sie wurden auf Basis folgender Kriterien ausgewählt:

- Gewinn an zusätzlicher Information
- optische Attraktivität

Etliche Dünnschliffe offenbaren ihre Mineralzusammensetzung und ihren inneren Aufbau bereits in einfach polarisiertem Licht. Wo dies nicht genügt, oder wo die Kontraste zu gering sind, sind die Dünnschliffe zusätzlich oder nur in gekreuzt polarisiertem Licht abgebildet. Die Dünnschliffe sind ca. 2 cm breit und 4 cm hoch.

Obwohl in den Modulen auf eine Unterscheidung zwischen den beiden, in magmatischen und metamorphen Gesteinen meist zusammen auftretenden Feldspattypen *Alkalifeldspat* und *Plagioklas* verzichtet wird, werden sie in den Dünnschliffen unterschieden, sofern die Unterscheidung offensichtlich und sinnvoll ist.

<sup>1</sup> Ursprünglich wurde diese Methode entwickelt, um die Minerale sehr genau bestimmen können, da man genau wusste, welche Minerale mit welchen chemischen Zusammensetzungen bestimmte Farbeffekte auslösen. Heute ist dies durch die weite Verbreitung niederschwellig zugänglicher chemisch-physikalischer Analysemethoden in den Hintergrund getreten.



Sägen des Gesteins mit der Diamantsäge.



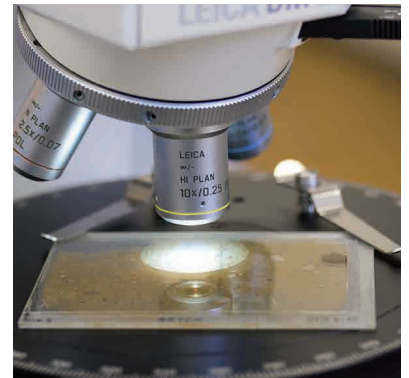
Gesteinsklötzchen auf Glasplättchen geleimt



Abschleifen des Gesteinsklötzchens

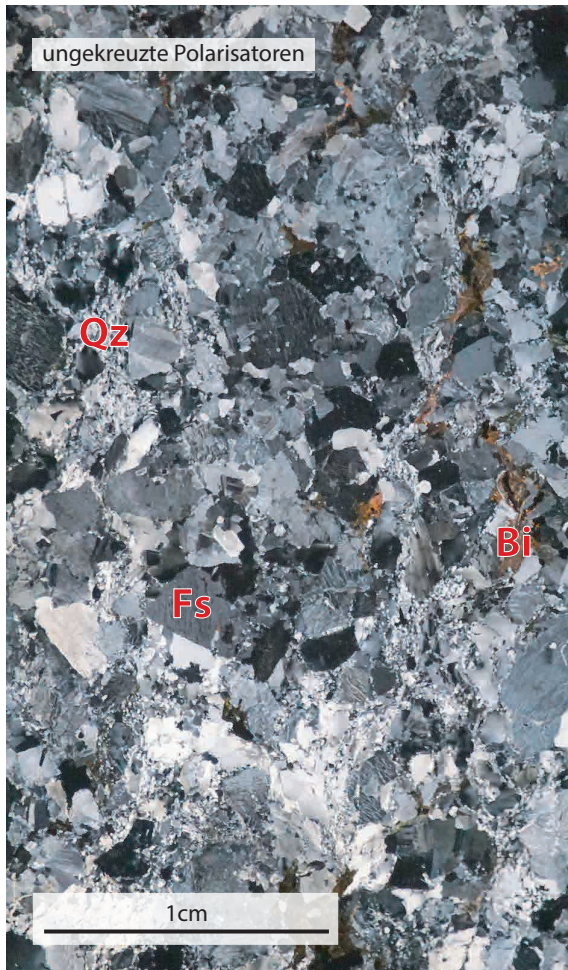


Polieren des Dünnschliffs (eingeklemmt unter den Stahlstempel)



Dünnschliff auf dem Objektisch des Mikroskops

## Granit weiss (Aaregranit), Göschenen, UR

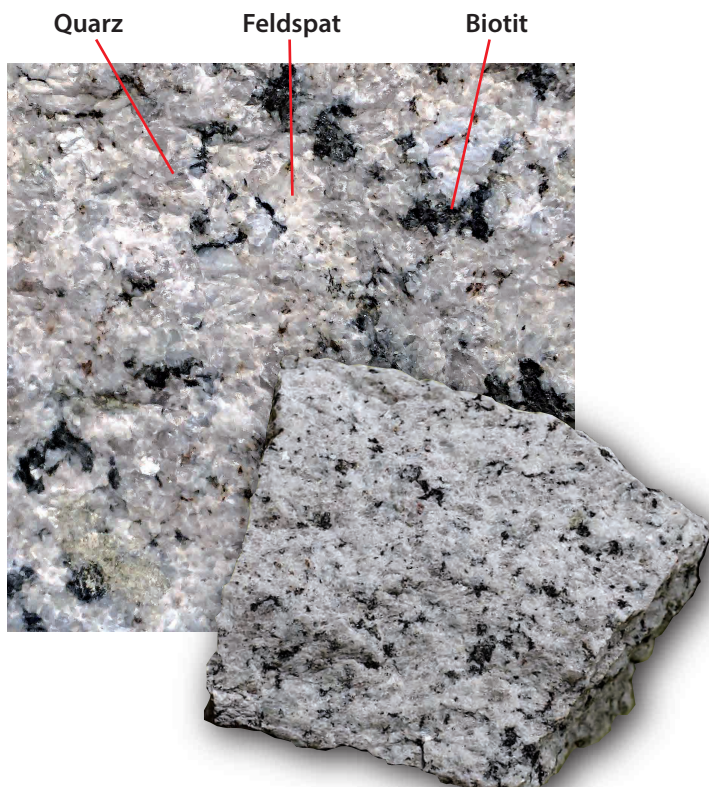


Qz = Quarz

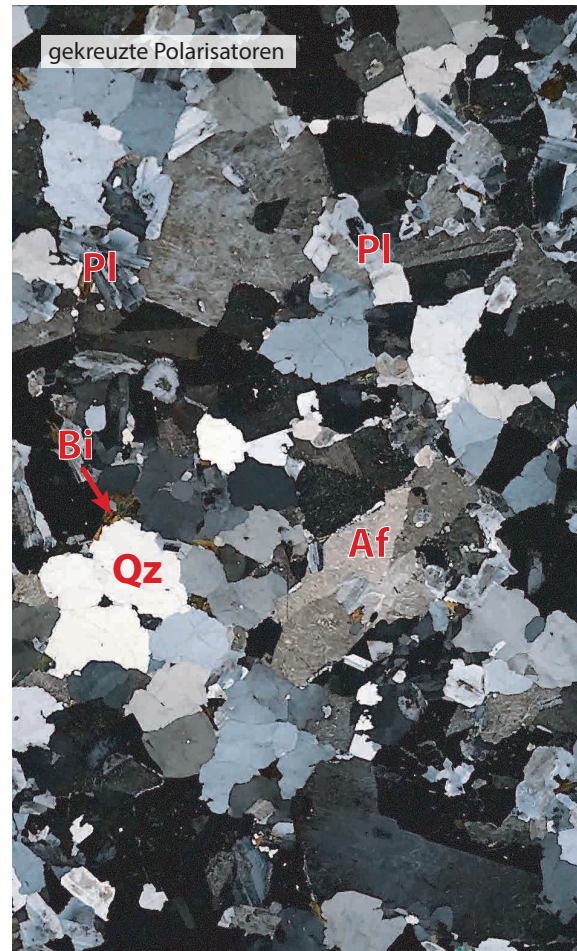
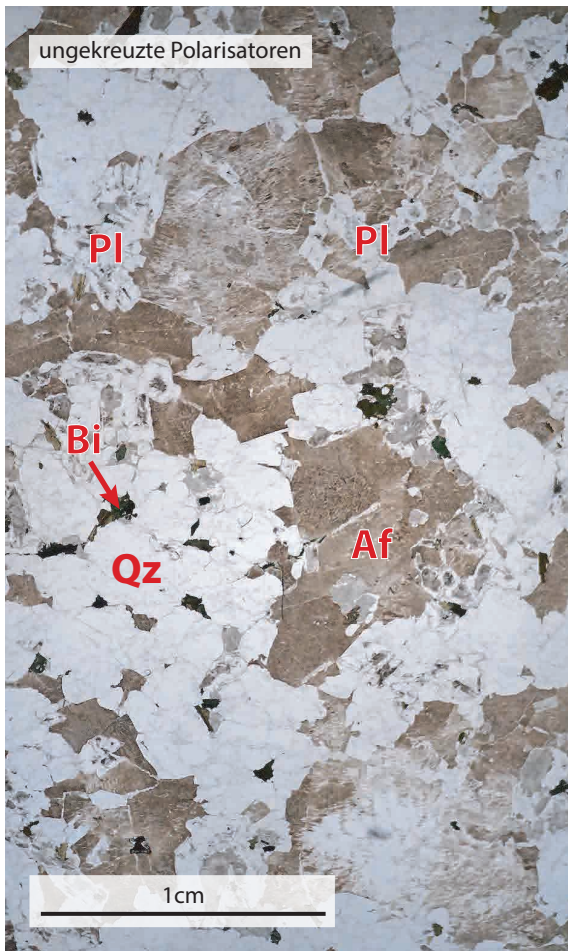
Fs = Feldspat (Alkalifeldspat/Plagioklas nicht unterschieden)

Bi = Biotit

Auch wenn das Gestein äusserlich weitgehend undefor­miert wirkt, war es während der alpinen Orogenese einer starken Kompression ausgesetzt. Dies zeigt sich in der Fragmentierung der Quarzkristalle (Qz), die nicht als einzelne grosse Körner erscheinen, sondern eher als Aggregate aus unzähligen kleinen Körnern. Dies ist das Ergebnis interner plastischer Verformung der Quarze und dadurch ausgelöster geometrischer Verschiebungen im Kristallgitter. In tektonisch stark beanspruchten Gesteinen ist es auch schwierig, Alkalifeldspäte und Plagioklase optisch zu unterscheiden. Die Textur eines tektonisch kaum beanspruchten Granites würde eher so aussehen wie jene des Granites von Baveno (S. 3).



## Rosa Granit, Baveno, Italien



Feldspat rot (Alkalifeldsp.)    Quarz    Feldspat weiss (Plagioklas)    Biotit



Qz = Quarz

Af = Alkalifeldspat (roter Feldspat)

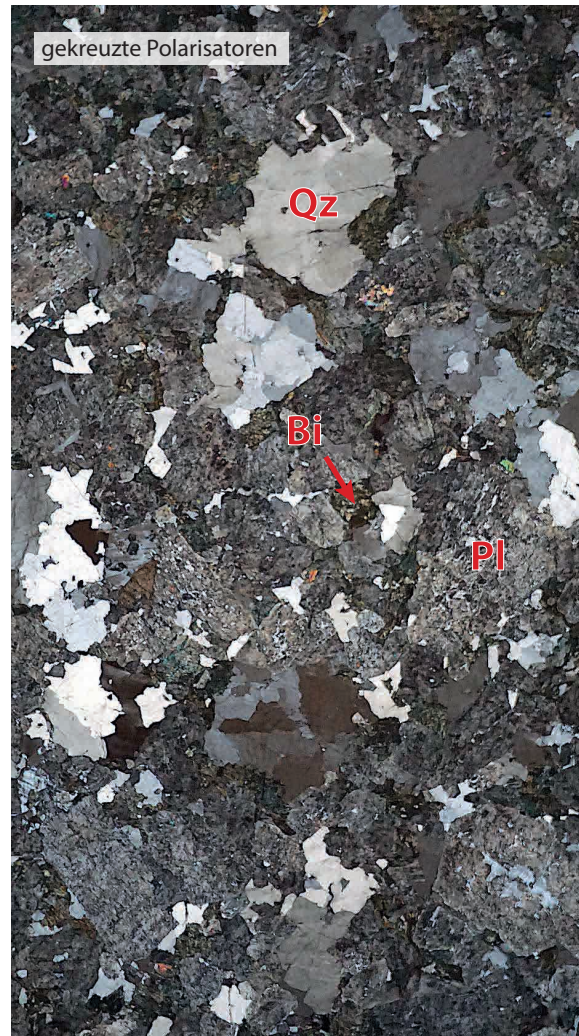
Pl = Plagioklas (weisser Feldspat)

Bi = Biotit

Während es im Aaregranit sehr schwierig ist, verschiedene Feldspattypen zu unterscheiden, ist dies beim rosa Granit von Baveno schon von Auge möglich. Noch deutlicher wird dies unter dem Mikroskop, wo sich die grossen, bräunlichen Alkalifeldspäte (Af) deutlich von den kleinen, transparenten Plagioklasen (Pl) unterscheiden. Die Plagioklasen zeigen zudem eine konzentrische Zonierung. Diese entsteht durch die Veränderung der Zusammensetzung der Schmelze während der Differentiation (vgl. Modul 1, Kap. 4.1.2), wodurch sich auch die chemische Zusammensetzung der Plagioklasen während der Kristallisation verändert.

Die Alkalifeldspäte enthalten feine Lamellen von Eisenoxid (Hämatit,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), die für ihre Rotfärbung verantwortlich sind. Diese bilden sich erst im Laufe von Jahrtausenden nach der Entstehung des Gesteins, falls die Alkalifeldspäte genügend Eisen in ihrem Kristallgitter enthalten. Die Hämatit-Lamellen sind jedoch zu fein, um unter einem optischen Mikroskop dargestellt werden zu können.

## Grünlicher Granit (genau genommen Granodiorit), Albulapass, GR



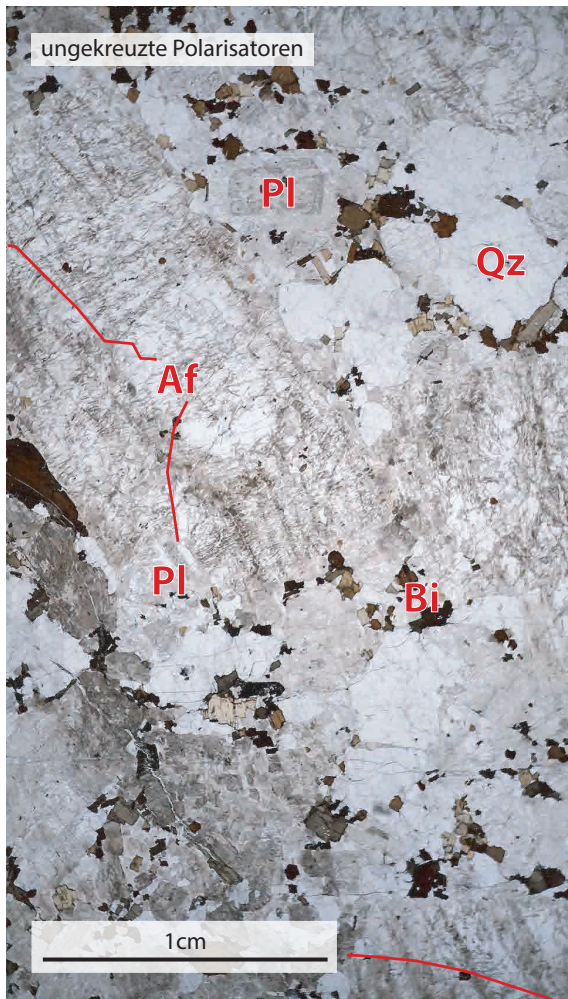
Qz = Quarz

Pl = Plagioklas (Feldspat)

Bi = Biotit (weitgehend in Chlorit umgewandelt)

Plagioklase (Pl) können grünlich werden, wenn ein Tiefengestein, das bei Temperaturen von 700°C oder mehr entstanden war, über längere Zeit einer Temperatur von nur wenigen hundert Grad C ausgesetzt ist (retrograde Metamorphose). Dabei wandeln sie sich in ein Gemisch aus sehr kleinen, von Auge und selbst unter dem Mikroskop nicht unterscheidbaren, grünlichen Mineralen wie Epidot und Chlorit um. Auch der eigentlich schwarze Biotit (Bi) wandelt sich teilweise in Chlorit um, wodurch er im Dünnschliff mehrheitlich grün erscheint. Die Quarzkristalle (Qz) sind leicht fragmentiert. Dies ist das Ergebnis interner plastischer Verformung und dadurch ausgelöster geometrischer Verschiebungen im Kristallgitter.

## Granitporphyr (Schwarzwald, Deutschland)

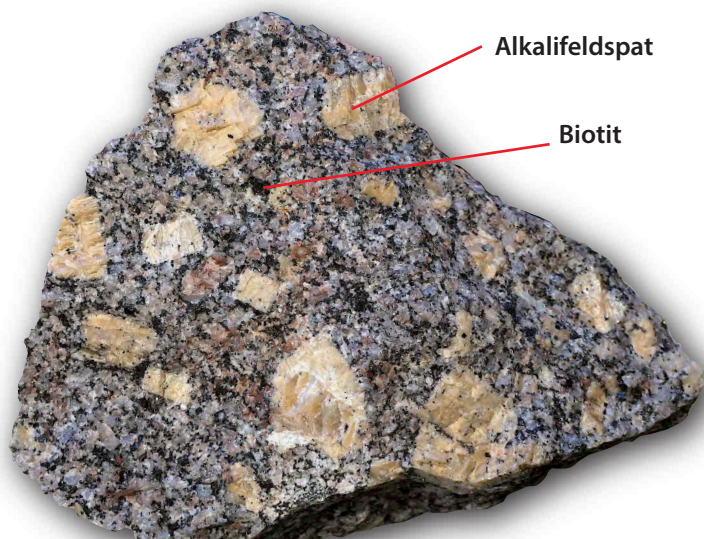


Qz = Quarz

Af = Alkalifeldspat (roter Feldspat)

Pl = Plagioklas (weisser Feldspat)

Bi = Biotit

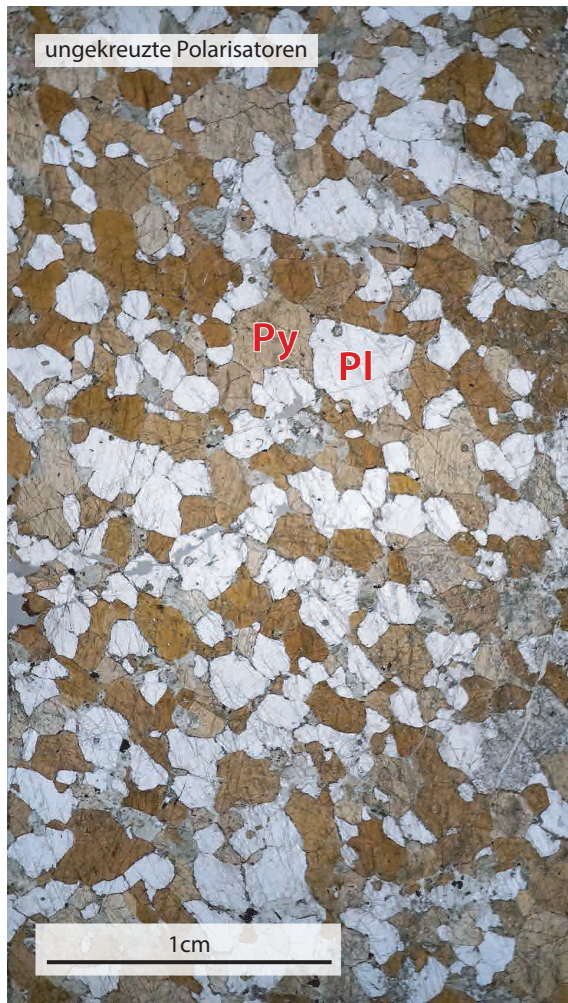


Während von Auge vor allem grosse, verschiedenfarbige Feldspäte auffallen (alles Alkalifeldspäte, Af), lassen sich unter dem Mikroskop auch kleine Plagioklase (Pl) mit einer deutlichen konzentrischen Zonierung erkennen. Diese entsteht durch die Veränderung der Zusammensetzung der Schmelze während der Differentiation (vgl. Modul 1, Kap. 4.1.2), wodurch sich auch die chemische Zusammensetzung der Plagioklase während der Kristallisation verändert.

Bei gekreuzten Polarisatoren zeigen die grossen Alkalifeldspatkristalle eine auffällige Zweiteilung (rote Linie). Diese kommt durch unterschiedliche Orientierungen des Kristallgitters zustande. Bei Alkalifeldspäten kommen solche sogenannte Zwillinge häufig vor.

Die Alkalifeldspäte sind durchzogen von feinen Lamellen von Eisenoxid (Hämatit,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), welche für deren Rötlichfärbung verantwortlich sind. Diese bilden sich erst im Laufe von Jahrmmillionen nach der Entstehung des Gesteins, falls die Alkalifeldspäte genügend Eisen in ihrem Kristallgitter enthalten.

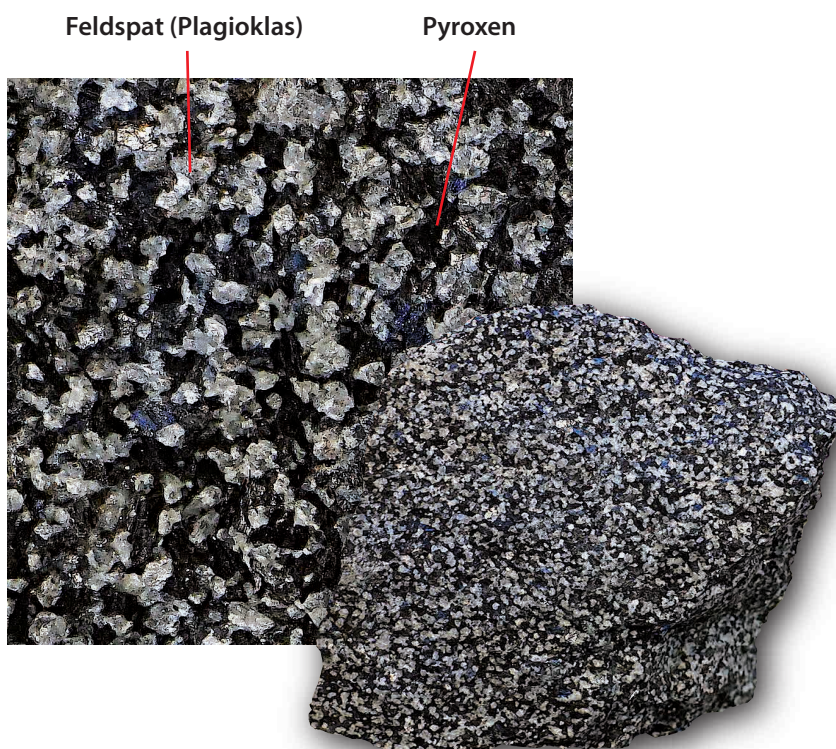
## Gabbro (Val Sesia, Italien)



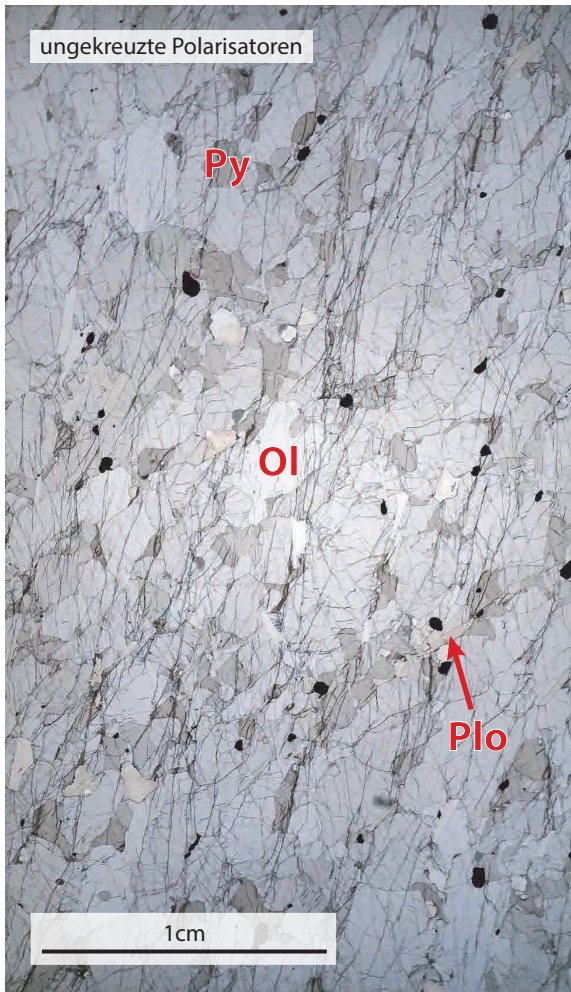
PI = Plagioklas (einziger Feldspat)

Py = Pyroxen

Der Aufbau von Gabbros ist in der Regel recht einfach, sie bestehen zur Hauptsache aus Plagioklas (PI, dem einzigen Feldspat in Gabbros) und Pyroxen (Py). In unverwittertem Gabbro ist der Plagioklas transparent und die Pyroxene zeigen grünlich - bräunliche Farbnuancen.



## Peridotit (Finero / Baldissero, Italien)



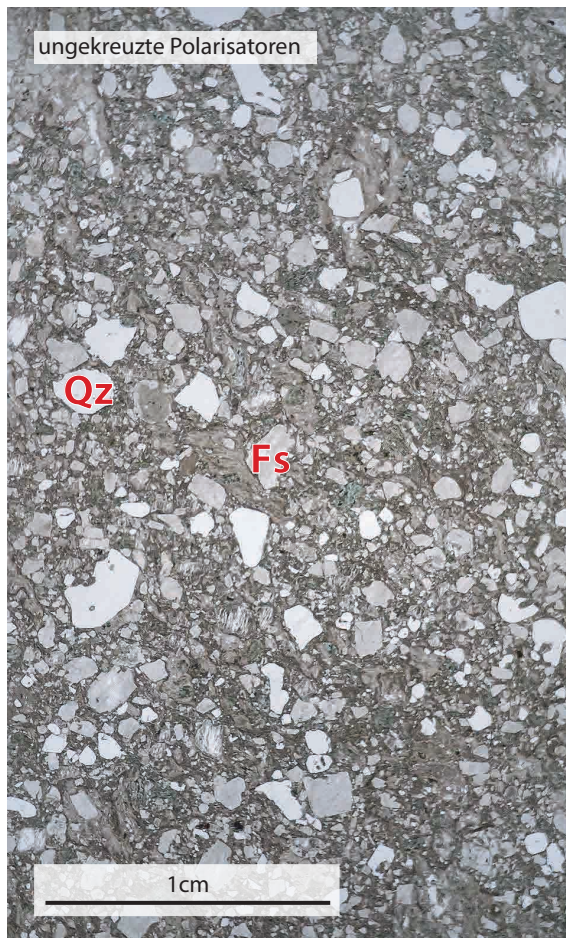
OI = Olivin

Plo = Phlogopit

Py = Pyroxen

Der Aufbau von Peridotiten ist in der Regel recht einfach, sie bestehen zur Hauptsache aus Olivin (OI), untergeordnet sind Phlogopit (Plo, ein Mg-reicher, druckbeständiger Glimmer), Pyroxen (Py) und Erzkörner (schwarz bei ungekreuzten Polarisatoren) beigemischt. Die Pyroxene sind von Auge oft schwer zu erkennen, da sie sich in ihrer Farbe kaum von Olivin unterscheiden. Bei gekreuzten Polarisatoren zeigt Olivin leuchtende Farben des gesamten Spektrums.

## Grauer Rhyolith fein (Schwarzwald, Deutschland)

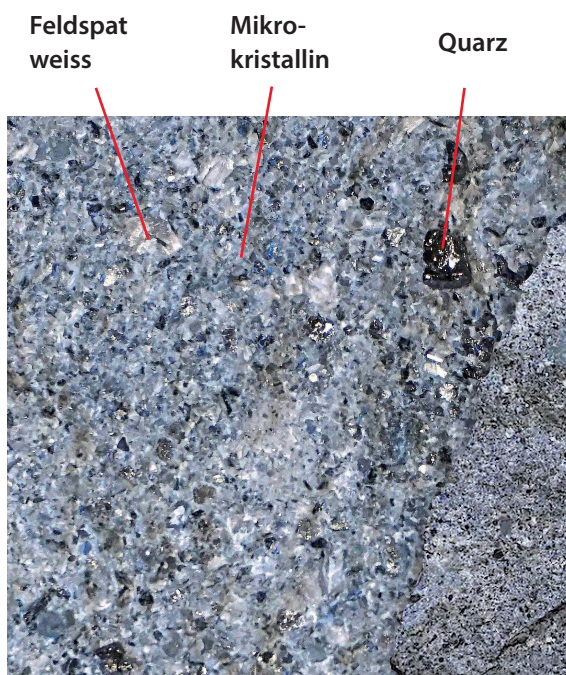


**Qz = Quarz**

**Fs = Feldspat**

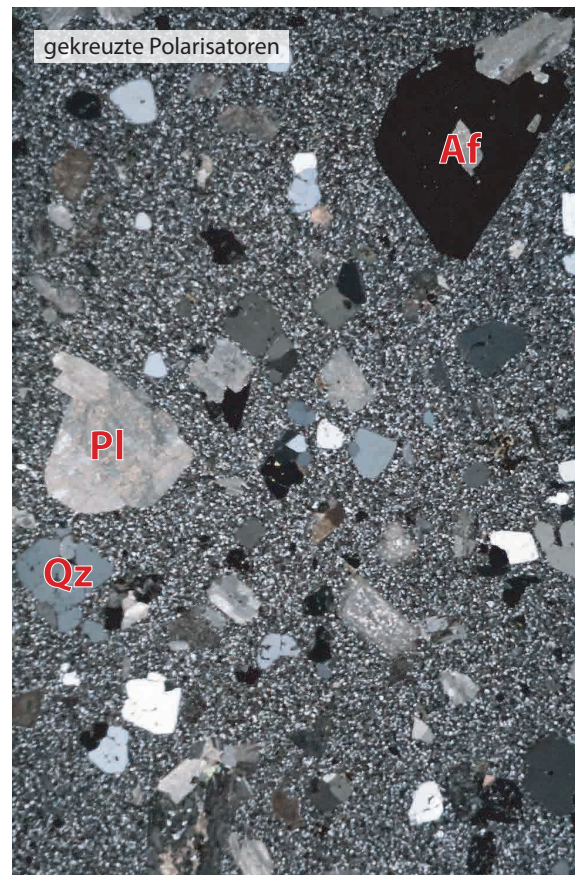
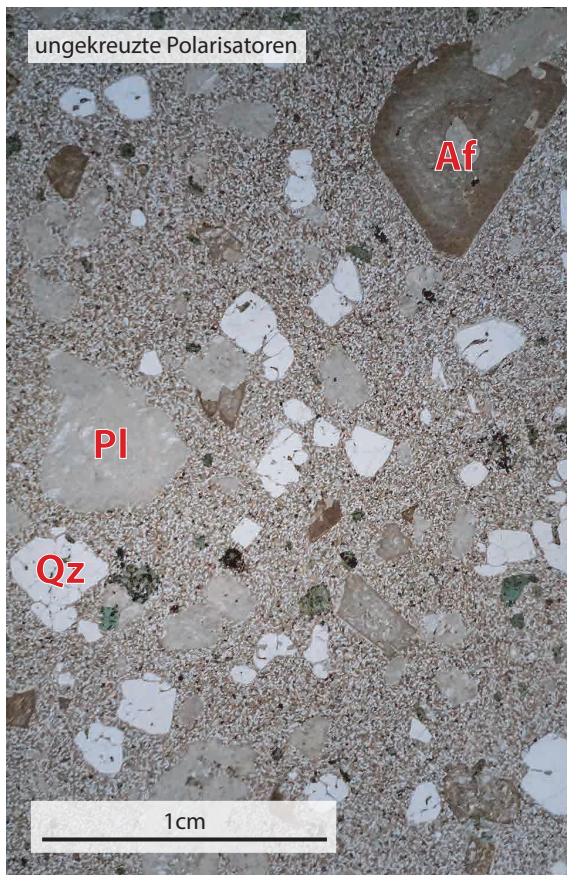
Im Dünnschliff wird deutlich, wie die Quarz (Qz)- und Feldspatkristalle (Fs) in einer mikrokristallinen Grundmasse schwimmen, die kaum lichtdurchlässig ist. Die beiden Feldspattypen Alkalifeldspat und Plagioklas lassen sich in diesem Gestein optisch nur schwer unterscheiden.

Die grösseren, auch von Auge gut sichtbaren Quarz- und Feldspatkristalle hatten genügend Zeit zum auskristallisieren, wohingegen die mikrokristalline Grundmasse zum Schluss in kurzer Zeit erstarrt sein musste. Möglicherweise bestand sie ursprünglich sogar teilweise aus vulkanischem Glas (Obsidian). Glas ist jedoch chemisch instabil und rekristallisiert in Lauf der Zeit (das Gestein ist ca. 280 Mio. Jahre alt) zu einem mikrokristallinen Mineralgemisch.





## Roter Rhyolith grob (Löbejun, Sachsen, Deutschland)



Feldspat rot (Alkalifeldspat)    Mikro-kristallin    Quarz    Feldspat weiss (Plagioklas)



Qz = Quarz

Af = Alkalifeldspat (roter Feldspat)

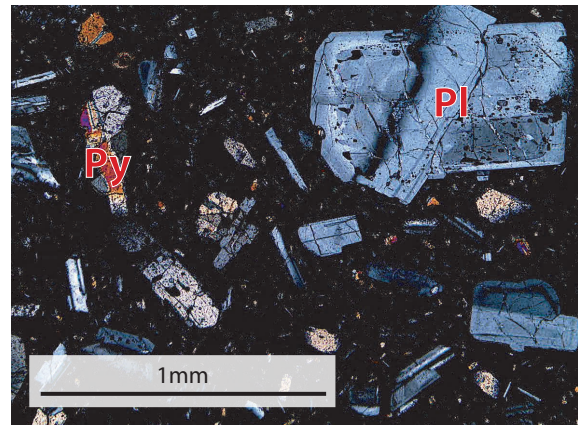
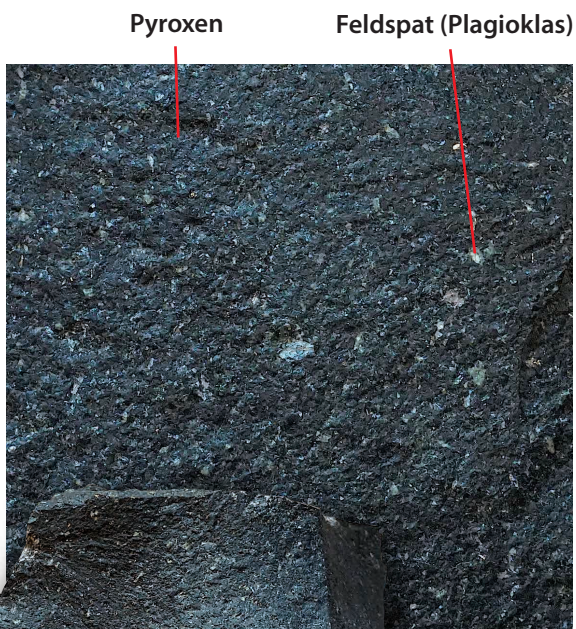
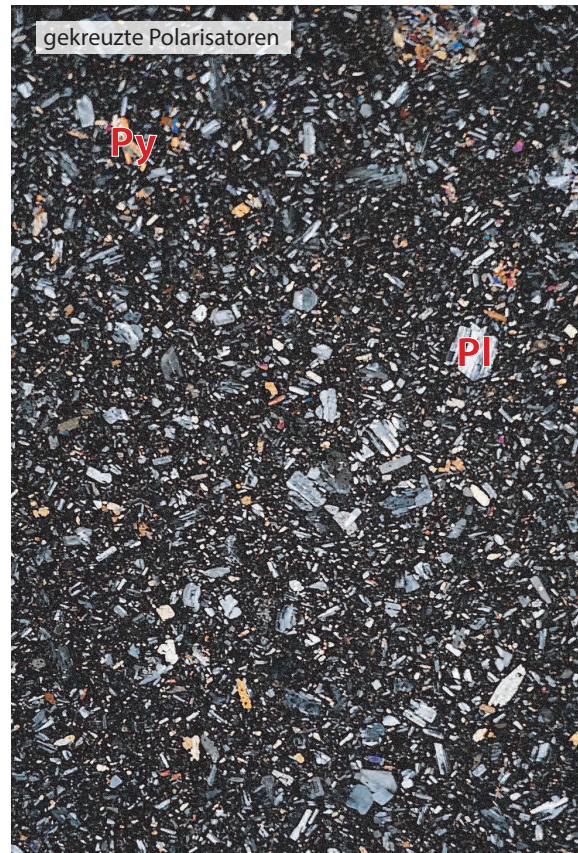
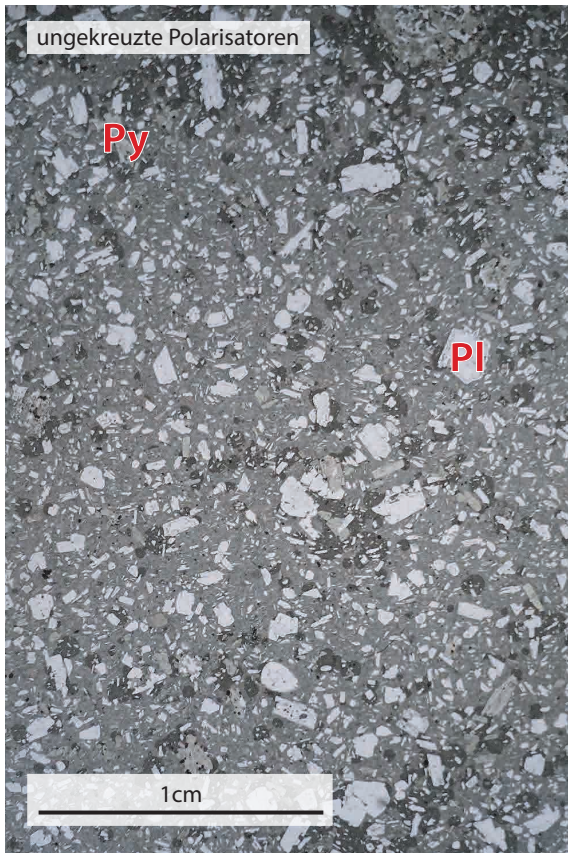
PI = Plagioklas (weisser Feldspat)

Im Dünnschliff wird deutlich, wie die Quarz (Q)- und Feldspatkristalle (Alkalifeldspat Af, rötlich; Plagioklas PI; beige) in einer sehr feinkörnigen Grundmasse schwimmen, die wenig lichtdurchlässig ist. Die grösseren, auch von Auge gut sichtbaren Quarz- und Feldspatkristalle hatten genügend Zeit zum auskristallisieren, wohingegen die feinkörnige Grundmasse zum Schluss in kurzer Zeit auskristallisiert sein musste.

Die Alkalifeldspäte enthalten feine Lamellen von Eisenoxid (Hämatit,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), die für ihre Rotfärbung verantwortlich sind. Diese bilden sich erst im Laufe von Jahrmillionen nach der Entstehung des Gesteins, falls die Alkalifeldspäte genügend Eisen in ihrem Kristallgitter enthalten. Die Hämatit-Lamellen sind jedoch zu fein, um unter einem optischen Mikroskop dargestellt werden zu können.

Die Alkalifeldspäte zeigen Zonen unterschiedlich intensiver Rotfärbung. Offenbar zeichnen die Hämatit-Lamellen Wachstumszonen der Kristalle nach. Dies darf jedoch nicht mit einer echten Zonierung verwechselt werden, wie sie nur in Plagioklasen und Pyroxenen auftritt (vgl. Basalt fein, Türkei, S. 10 und Basalt grob, Ätna, S.11).

## Basalt fein (Türkei)

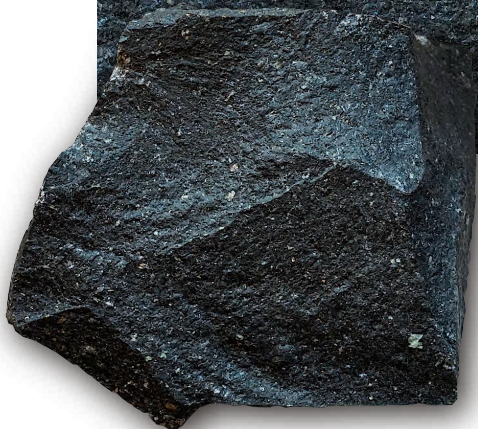


Py = Pyroxen

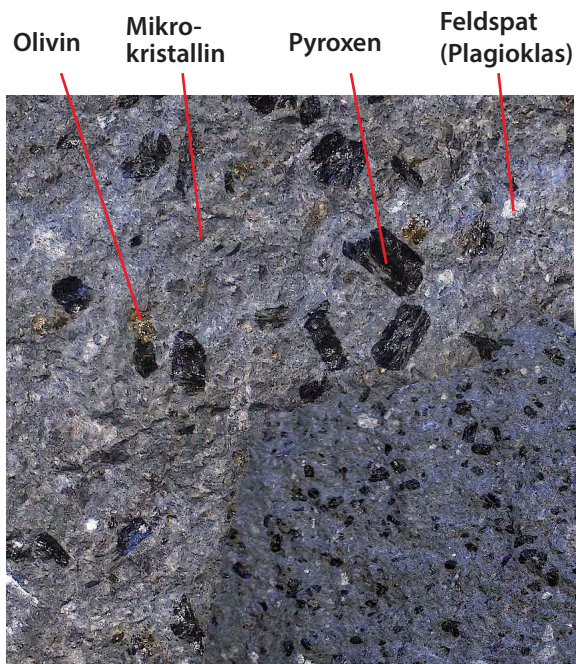
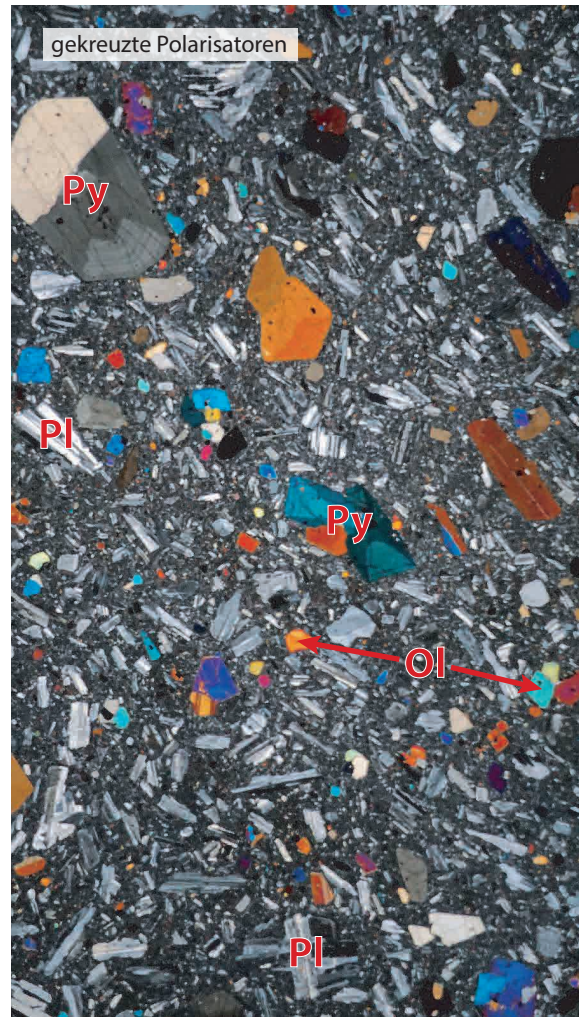
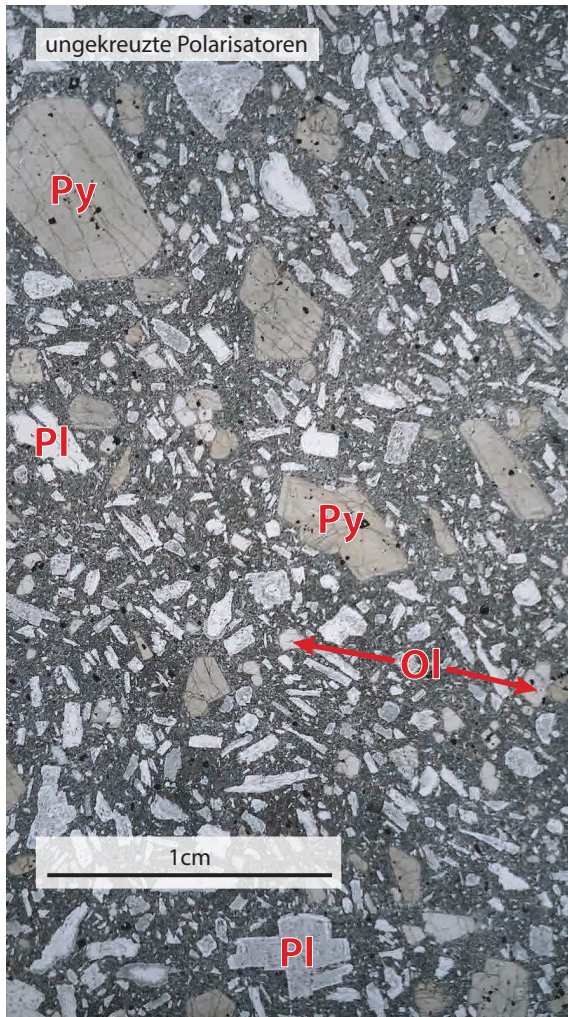
PI = Plagioklas (Feldspat)

Im Dünnschliff wird deutlich, dass die bereits sehr feinkörnigen Plagioklase (PI) und Pyroxene (Py) in einer mikrokristallinen Grundmasse schwimmen, die kaum lichtdurchlässig ist. Dies zeigt, dass solch feinkörnige Basalte in kurzer Zeit auskristallisiert sein mussten.

Die Plagioklase zeigen zudem eine konzentrische Zonierung. Diese entsteht durch die Veränderung der Zusammensetzung der Schmelze während der Differentiation (vgl. Modul 1, Kap. 4.1.2), wodurch sich auch die chemische Zusammensetzung der Plagioklase während der Kristallisation verändert.



## Basalt grob (Ätna, Sizilien)

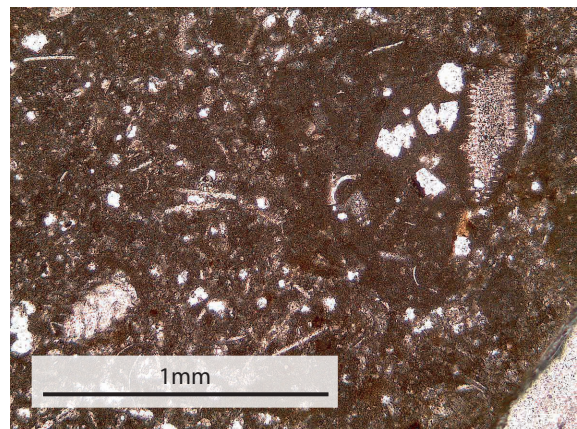
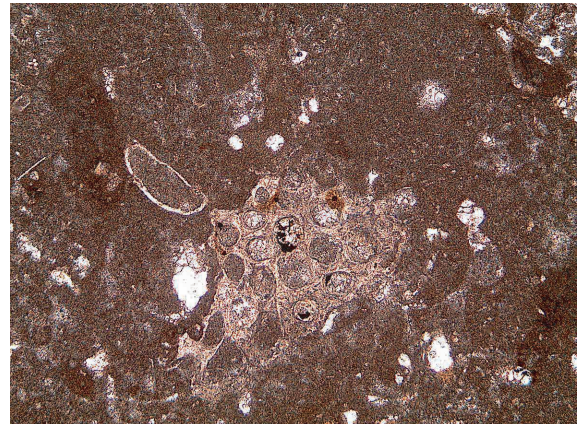
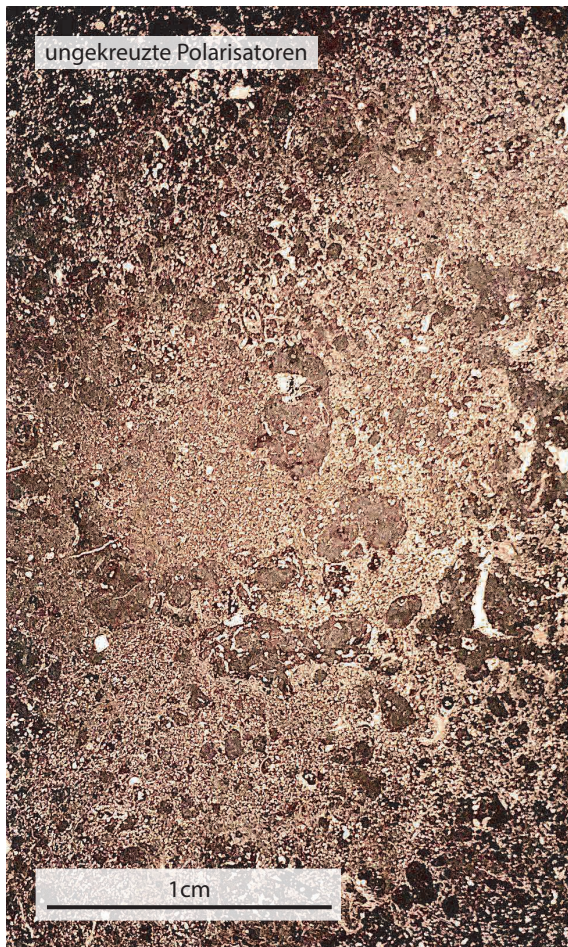


Py = Pyroxen  
 Pl = Plagioklas (Feldspat)  
 Ol = Olivin

Im Dünnschliff zeigt sich, dass die Plagioklase (Pl), Pyroxene (Py) und Olivine (Ol) in einer mikrokristallinen Grundmasse schwimmen, die jedoch deutlich gröber ist (es lassen sich noch einzelne Kristalle erkennen) als jene des Basalts aus der Türkei (S. 10).

Die Pyroxene zeigen zudem eine konzentrische Zonierung. Diese entsteht durch die Veränderung der Zusammensetzung der Schmelze während der Differentiation (vgl. Modul 1, Kap. 4.1.2), wodurch sich auch die chemische Zusammensetzung der Pyroxene während der Kristallisation verändert.

## Kalkstein beige Jura (Mellikon, AG)



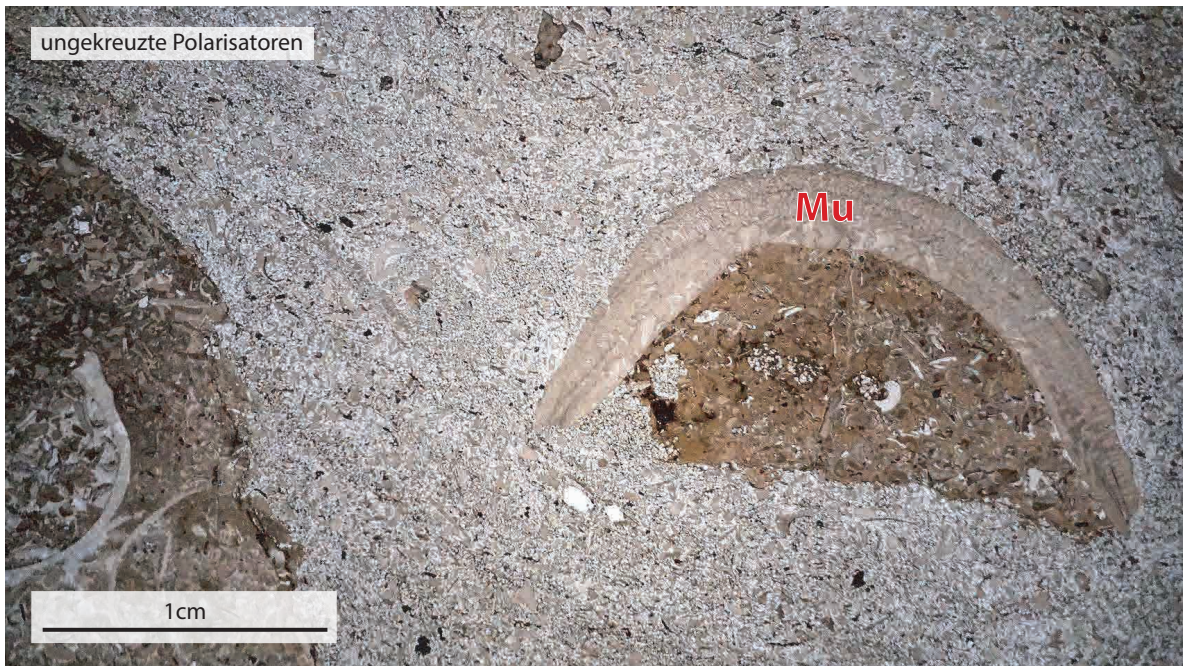
Kalksteine wirken oft sehr monoton und man muss genau beobachten, um Einzelheiten erkennen zu können. Die meisten Kalksteine bestehen aus Schalen oder Schalenrümern jeglicher Grösse bis in den sub-Millimeterbereich. Viele Kalksteine enthalten auch kugelige Subjekte, dies können Ooide sein (siehe S. 14) oder Kotpillen von Organismen, die im Kalkschlamm lebten. Bevor sich dieser zu Kalkstein verfestigt, wird er meist unzählige Male durchwühlt. Mikroorganismen setzen sich auf einzelnen

Komponenten fest, bohren sie an oder lösen sie oberflächlich auf. Dadurch verlieren die Ooide, Kotpillen und Schalenrümern oft ihre Kontur und wirken selbst bei starker Vergrösserung unscharf begrenzt.

Das dunkle Erscheinungsbild im Dünnschliff ist in erster Linie auf die Feinkörnigkeit dieses Gesteins zurückzuführen, denn jede Korngrenze absorbiert Licht. Das Gestein dürfte jedoch zusätzlich auch Ton enthalten. Die Tonpartikel sind kleiner als 0.002 mm, sie sind unter optischen Mikroskopen nicht einzeln erkennbar und wirken wie ein dunkler Schleier.



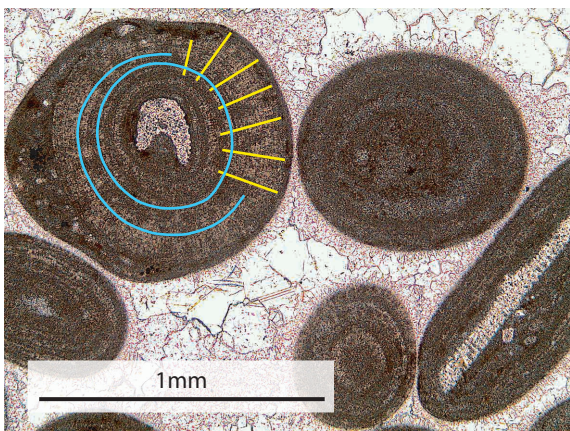
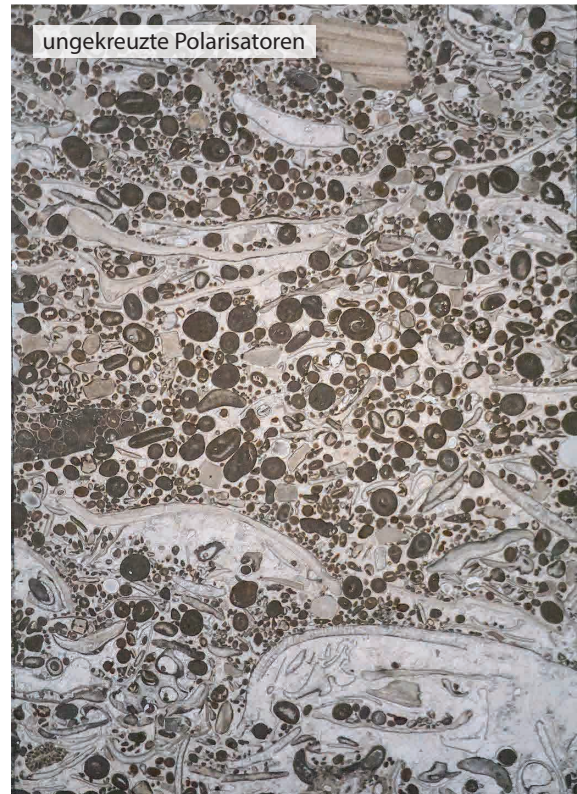
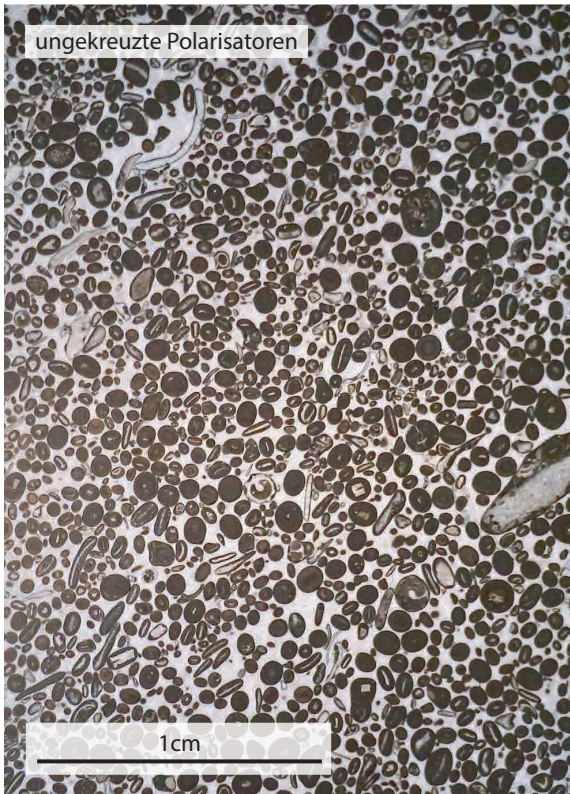
## Kalkstein grau Jura (Arietenkalk; Frick, AG)



Der Dünnschliff dieses Kalksteins liegt so, wie einst auch die Muschelschale im Kalkschlamm gelegen haben dürfte. Diese besteht aus mehreren Schichten von massivem Kalzit. Der Farbunterschied zum umgebenden Material legt nahe, dass die Muschelschale bereits mit Sediment gefüllt war, bevor sie im umgebenden Material begraben wurde. Dieses besteht vor allem aus kleinen Schalen-trümmern und vermutlich Kotpillen.



## Kalkoolith (diverse Fundorte im Jura)

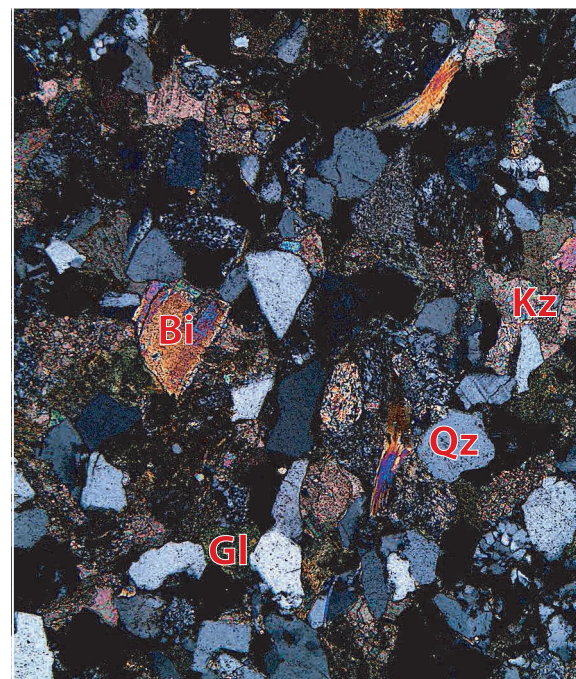
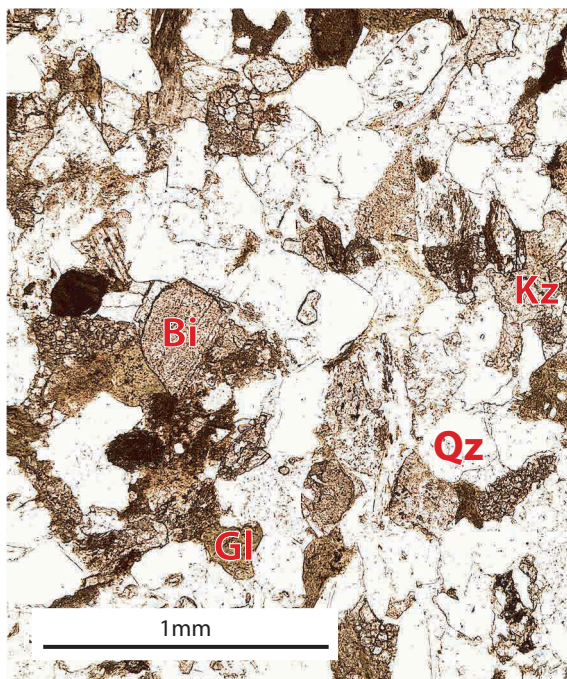
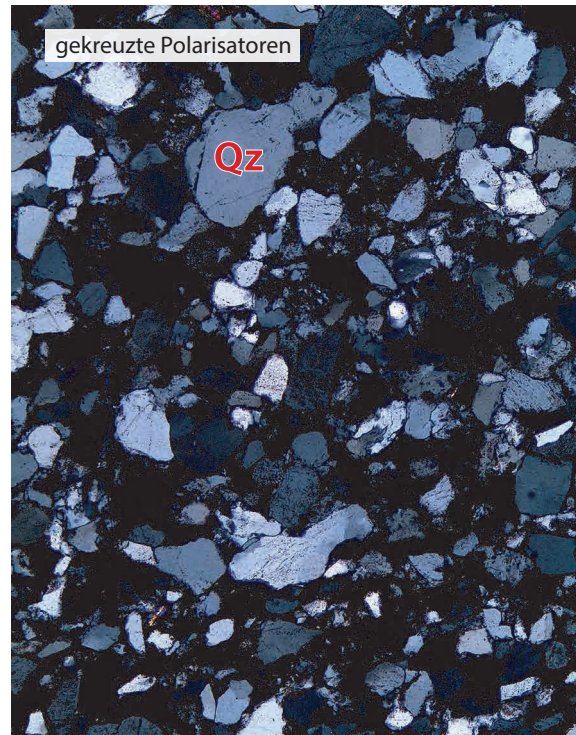
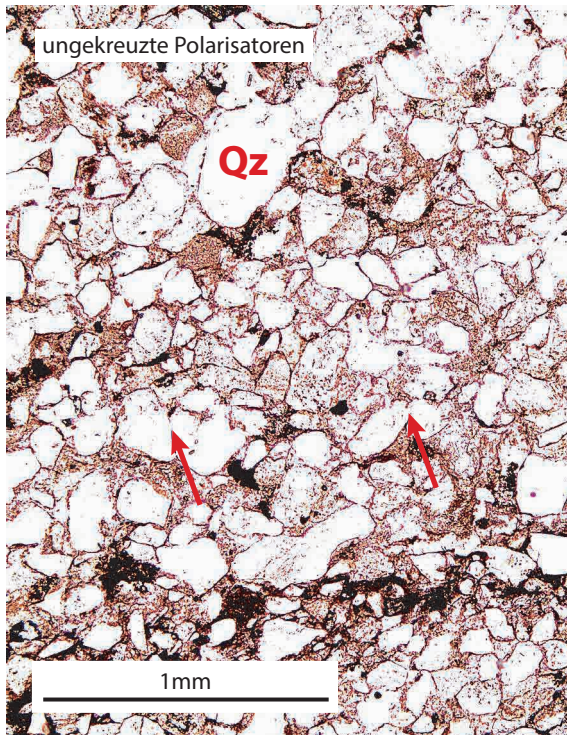


Bei geringer Vergrößerung wirken die Ooide wie homogene Kugeln, je nach Gestein gemischt mit mehr oder weniger Schalenfragmenten (typisches Strandsediment). Ihr

Aufbau in konzentrischen Schalen (blau) aus radialstrahligen Kalzitkriställchen (gelb) zeigt sich erst bei starker Vergrößerung. Die weitgehend transparenten Kristalle in den Zwischenräumen sind Kalzite, die ungestört und weitgehend rein von Fremdstoffen aus dem Porenwasser zwischen Ooiden auskristallisieren konnten. Küstensande aus Ooiden können sich verfestigen und durch die Brandung auch wieder aufgearbeitet werden, wie ein Ooid zeigt, das aus mehreren kleineren Ooiden besteht (roter Pfeil).

## Sandstein rot (Vögtlinshoffen, Frankreich)

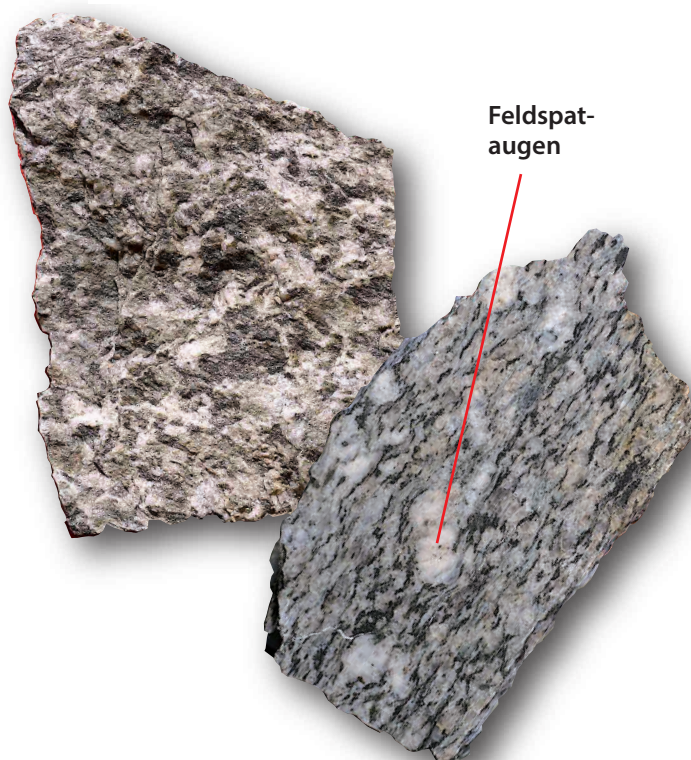
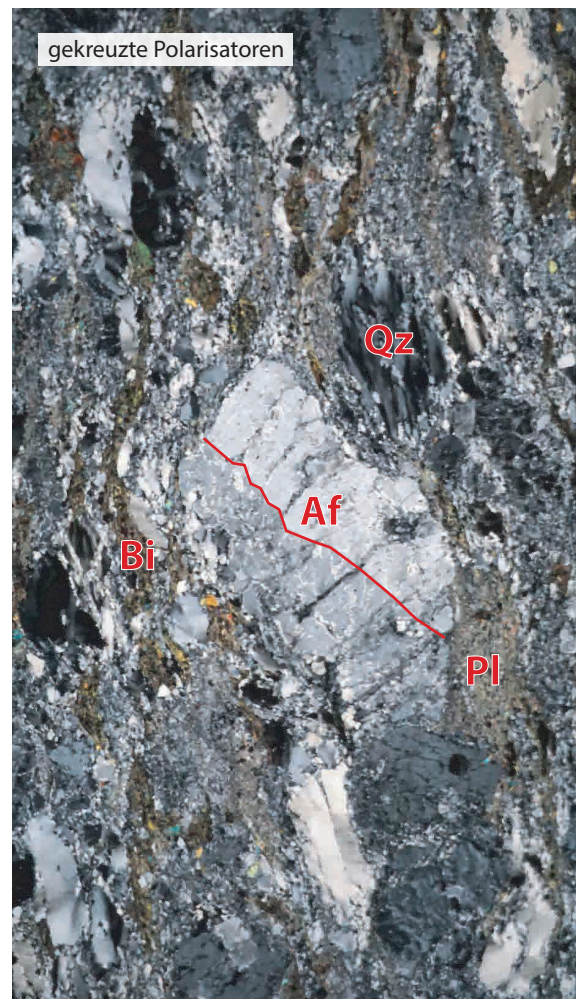
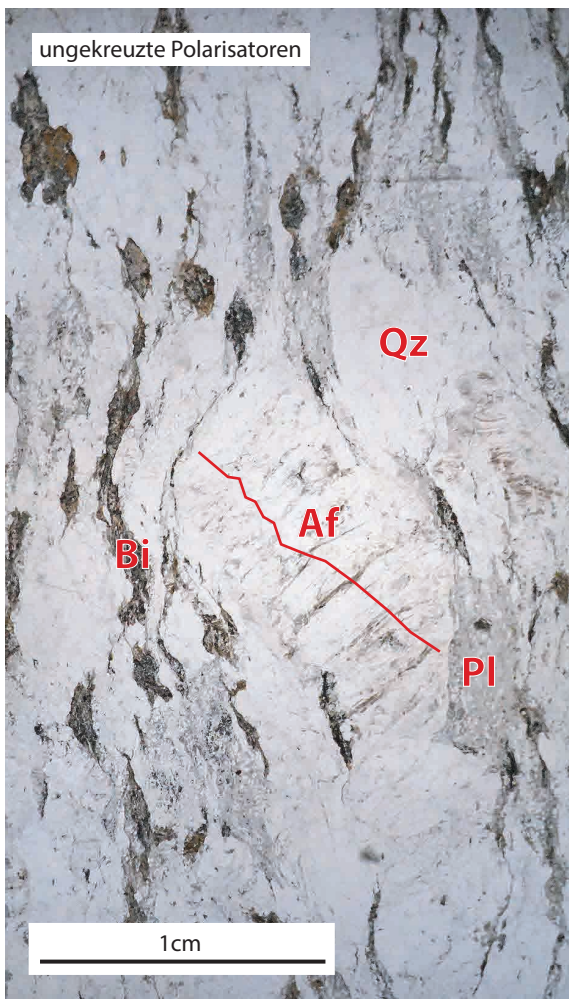
### Sandstein blau/grün (Ostermundigen, BE)



Sandsteine offenbaren ihr Innenleben erst bei starker Vergrößerung. Oben der sehr harte Sandstein aus Vögtlinshoffen, der als Pflasterstein weite Verbreitung fand, unten der eher weiche Sandstein aus Ostermundigen, aus welchem die Altstadt von Bern gebaut ist. Der Sandstein aus Vögtlinshoffen besteht zu 98% aus sehr dicht gepacktem Quarz (Qz), mit geringen Zwischenräumen. Viele Quarzkörner berühren sich (Pfeile), sie sind durch den Druck der Überlast zusammengewachsen und bilden ein stabiles Ge-

rüst. Der Sandstein aus Ostermundigen hingegen enthält neben weichem Glimmer (vor allem Biotit, Bi) auch das weiche Mineral Glaukonit (Gl), das ihm die grünlich-bläuliche Farbe gibt. Glaukonit entsteht während der Ablagerung des Sandes in warmem, seichem Wasser in den Poren zwischen den Körnern. Zusätzlich ist der Sandstein aus Ostermundigen vor allem durch Kalzit (Kz) zementiert, ein ebenfalls weiches Mineral, das sich durch die Einwirkung von Säuren im Regenwasser auflöst.

## Augengneis (Colle del Nivolet, Italien)



Qz = Quarz

Af = Alkalifeldspat

Pl = Plagioklas

Bi = Biotit

Dieses Gestein war heftiger Deformation ausgesetzt. Dies zeigt sich bereits makroskopisch durch die Entstehung von Feldspat-Äugen aus allen grösseren Alkalifeldspäten (Af), ein Prozess, der in der Geologie allgemein als das Ergebnis von starker Kompression und / oder Scherung gilt. Zusätzlich wirken die Quarzkristalle (Qz) unter gekreuzten Polarisatoren stark fragmentiert. Dies ist das Ergebnis interner plastischer Verformung und dadurch ausgelöster geometrischer Verschiebungen im Kristallgitter.

Unter gekreuzten Polarisatoren zeigen die grossen Alkalifeldspatkristalle eine auffällige Zweiteilung (rote Linie). Diese kommt durch unterschiedliche Orientierungen des Kristallgitters zustande. Bei Alkalifeldspäten kommen solche sogenannte Zwillinge häufig vor. Die Plagioklase (Pl) sind durch retrograde Metamorphose (siehe auch grünlicher Granit, S. 4) weitgehend in Sericit umgewandelt, einen sehr feinkörnigen, Muskovit-ähnlichen Glimmer.



## Chloritgneis (Colle del Nivolet, Italien)

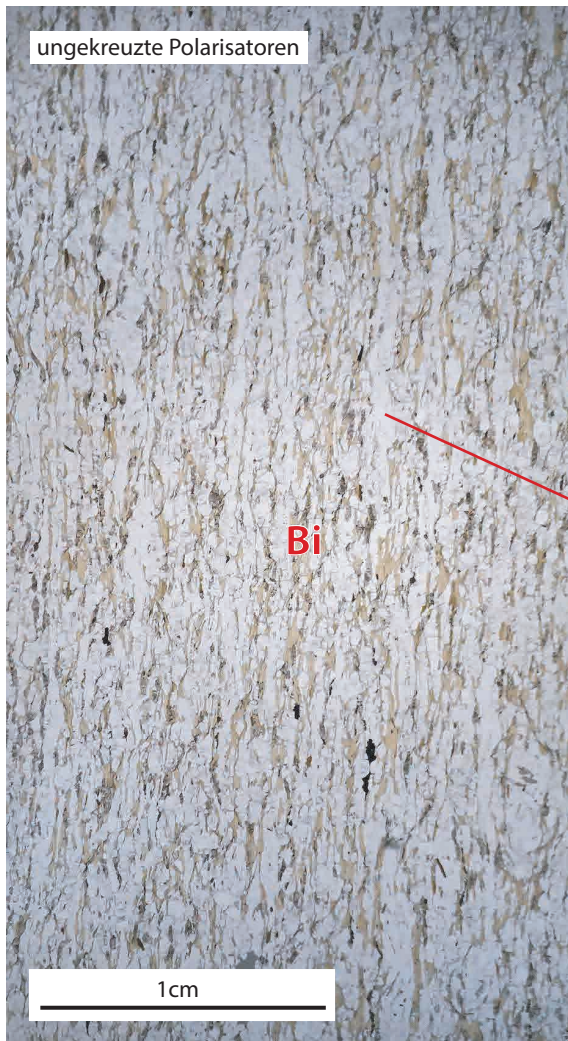


**Mu = Muskovit**

**Chl = Chlorit**

Dieses Gestein ist so feinkörnig, dass sich Feldspäte und Quarz erst bei noch stärkerer Vergrößerung unterscheiden liessen. Bei gekreuzten Polarisatoren schön sichtbar sind hingegen zwei Schieferungen: Die ältere Schieferung  $S_1$  (gelb markiert) zeigt sich vor allem durch die Orientierung der Muskovitkristalle (hellgelb bis hellblau).  $S_1$  wird von Mikro-Scherzonen (orange markiert) durchschnitten, in welchen Chlorit (Chl, dunkelgrün) gewachsen ist. Die Gesamtheit dieser Mikro-Scherzonen ergibt die jüngere Schieferung  $S_2$ . Makroskopisch ist  $S_1$  nicht sichtbar, nur  $S_2$ .

## Biotitgneis (Maggiatal, TI)



Bi = Biotit

Fs = Feldspat (Alkalifeldspat / Plagioklas nicht unterschieden)

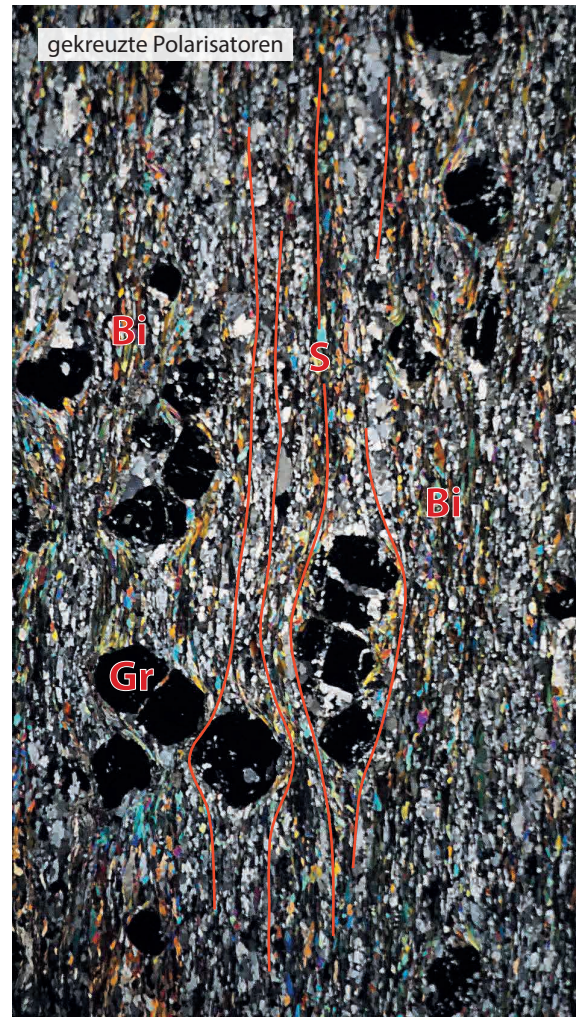
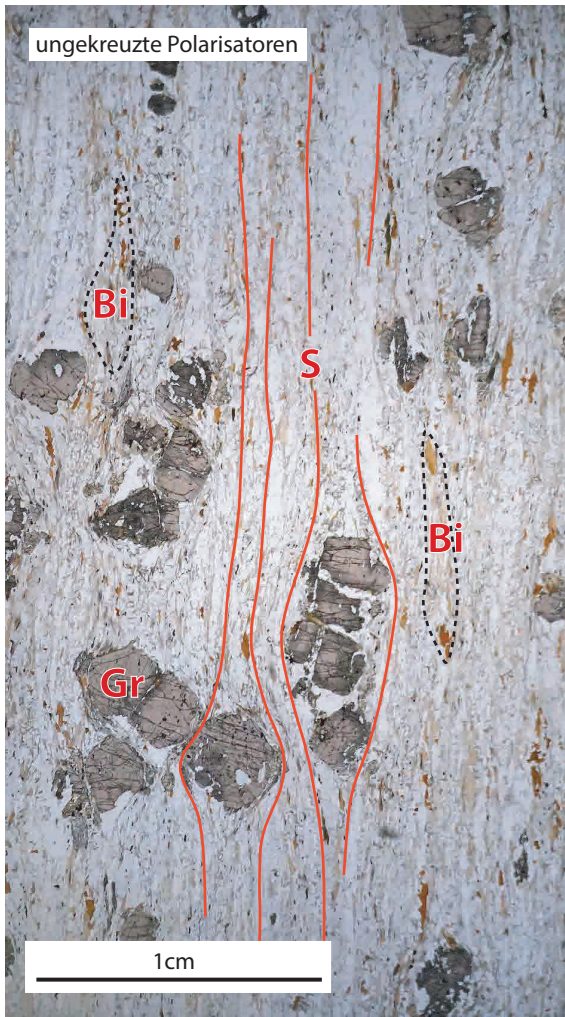
Qz = Quarz

Dieser typische Gneis zeigt einerseits eine ausgeprägte Parallelorientierung der Biotitkristalle (Bi), wodurch die Schieferung entsteht, andererseits sind auch Quarz- (Qz) und Feldspatkristalle (Fs) abgeplattet. Diese können bei geringer Vergrößerung im Dünnschliff nicht unterschieden werden.

Fs + Qz

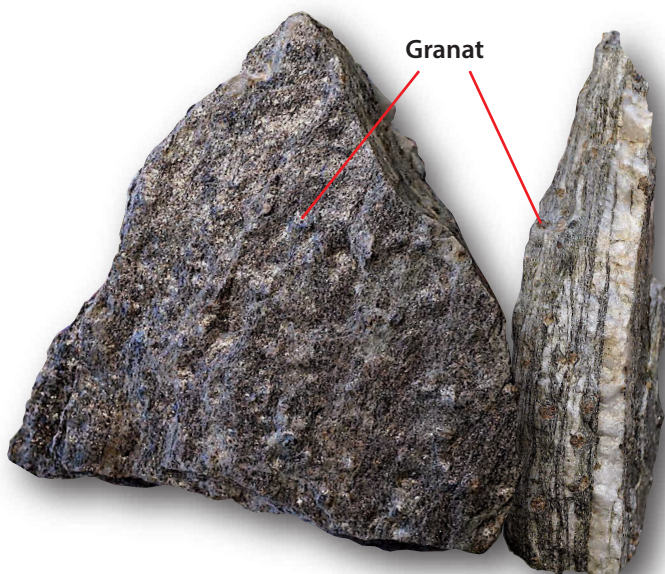


## Granat-Biotitgneis (Bosco Gurin, TI)



Gr = Granat

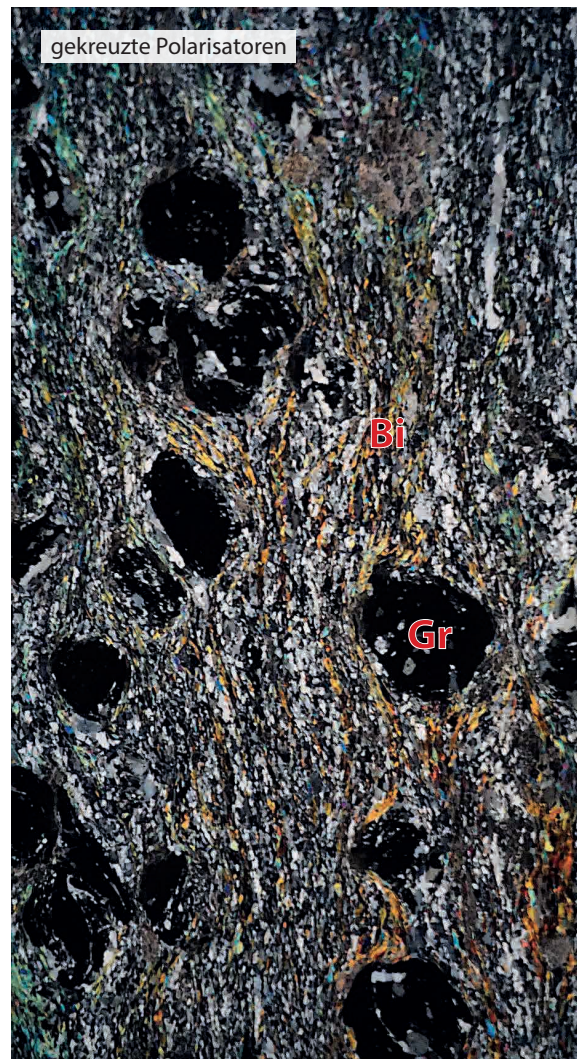
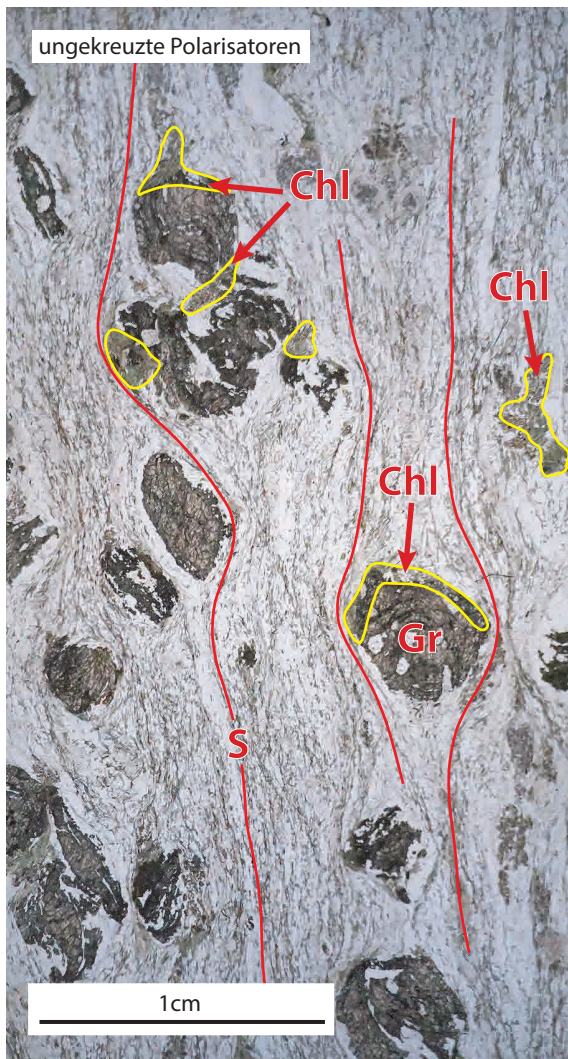
Bi = Biotit



Die Granatkristalle (Gr) heben sich deutlich von der feinkörnigeren Grundmasse des Gesteins ab, die aus Biotit (Bi), Quarz und Feldspäten besteht. Biotit ist insbesondere bei gekreuzten Polarisatoren gut zu sehen, da er als einziges Mineral leuchtende Farben zeigt. Quarz und Feldspäte wirken transparent, sie können bei geringer Vergrößerung im Dünnschliff jedoch nicht unterschieden werden. Die Granatkristalle sind zerbrochen und randlich beschädigt, dies deutet auf starke tektonische Beanspruchung nach deren Wachstum hin.

Die Schieferung des Gesteins (S) besteht im Wesentlichen aus einer ausgeprägten Parallelorientierung der Biotitkristalle (Bi). Bei gekreuzten Polarisatoren zeigt sich jedoch deutlich, dass auch Quarz und Feldspäte parallel zur Schieferung abgeplattet sind. Die Schieferung läuft deutlich um die Granatkristalle herum, die Granatkristalle wirken dabei wie steife, undeformierbare Blöcke. Dies zeigt, dass die Schieferung zumindest teilweise erst nach der Kristallisation der Granate entstanden sein muss. Das Gestein hat demnach seinen Metamorphose-Höhepunkt (Kristallisation des Granats in ca. 20-25 km Tiefe) erreicht, bevor es durch Tektonik heftig deformiert wurde.

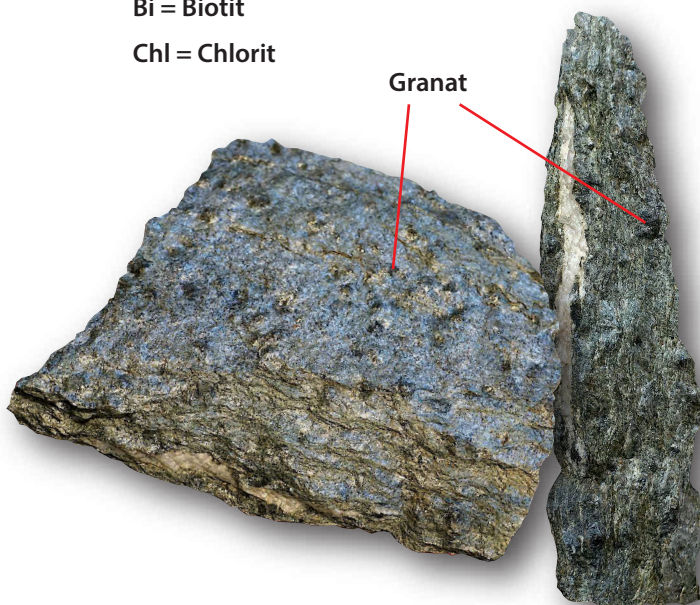
## Granat-Chloritgneis (Bosco Gurin, TI)



Gr = Granat

Bi = Biotit

Chl = Chlorit

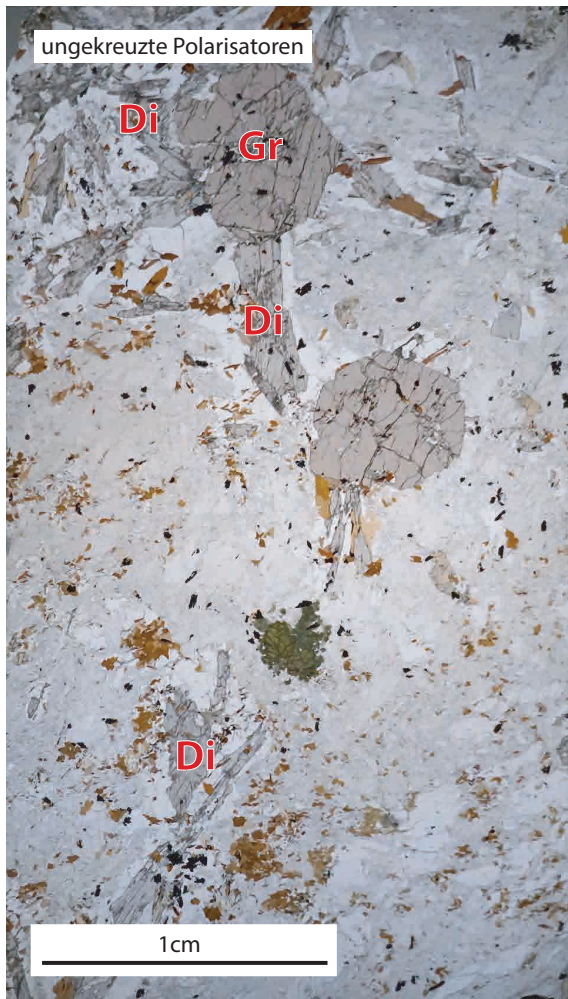


Wie schon beim Granat-Biotitgneis (S. 19) sind die Granatkristalle (Gr) zerbrochen und randlich beschädigt. Auch die Schieferung (S) läuft deutlich um die Granatkristalle herum, ist also jünger als diese.

Zusätzlich sind die Granatkristalle stellenweise in Chlorit (Chl) umgewandelt. Auch die Biotitkristalle sind teils in Chlorit umgewandelt bzw. von neu gebildeten Chloritkristallen durchdrungen, wodurch sie dunkler erscheinen als jene auf S. 19.

Chlorit ist ein Mineral, das typischerweise bei niedriggradiger Metamorphose (ca. 250-350°C) entsteht. Wenn es hier Minerale wie Biotit und Granat überwächst, die ab 350° bzw. 500°C stabil sind, kann es sich nur um eine retrograde Metamorphose handeln. Dabei wurde das Gestein nach dem Höhepunkt der Metamorphose (Bildung von Granat in ca. 20-25 km Tiefe) auf seinem Weg aus der Tiefe der Kruste zurück an die Oberfläche nochmals metamorph, diesmal jedoch tiefergradig.

## Disthen-Granatgneis (Campolungo, TI)

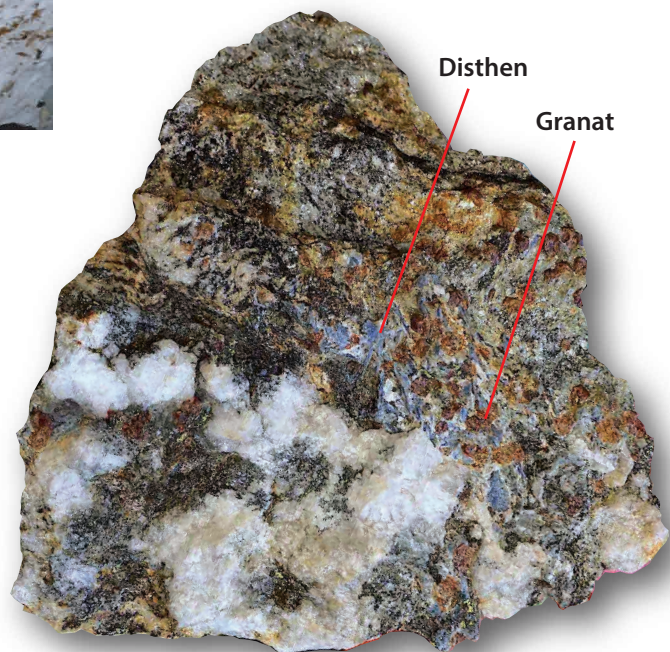


Gr = Granat

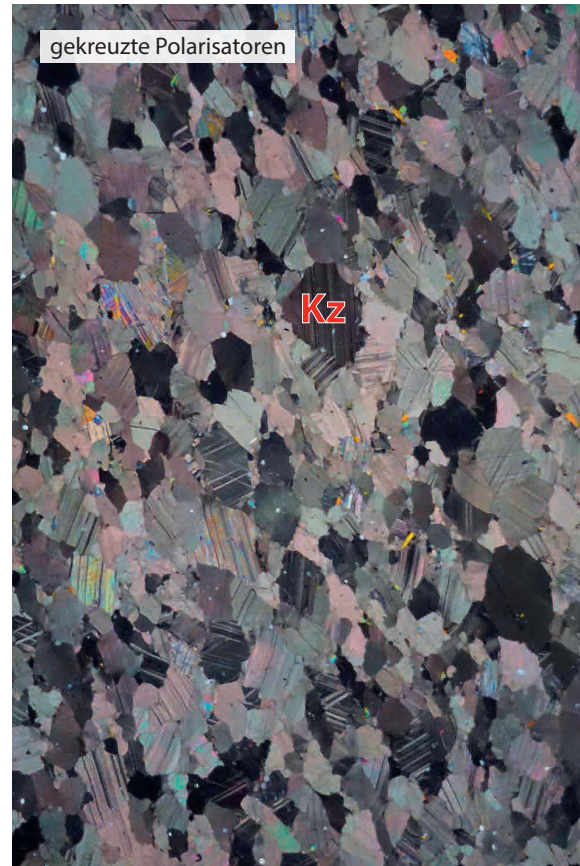
Di = Disthen

Die Granat- (Gr) und Disthenkristalle (Di) heben sich deutlich von der feinkörnigeren Grundmasse des Gesteins ab, die aus Biotit (Bi), Quarz und Feldspäten besteht. Biotit ist deutlich braun, Quarz und die Felspäte sind transparent und lassen sich nur mit Mühe unterscheiden.

Disthen bildet sich ab ca. 650°C und zeigt auch hohen Druck an. Das Gestein hat demnach einen sehr hohen Metamorphosegrad erreicht.

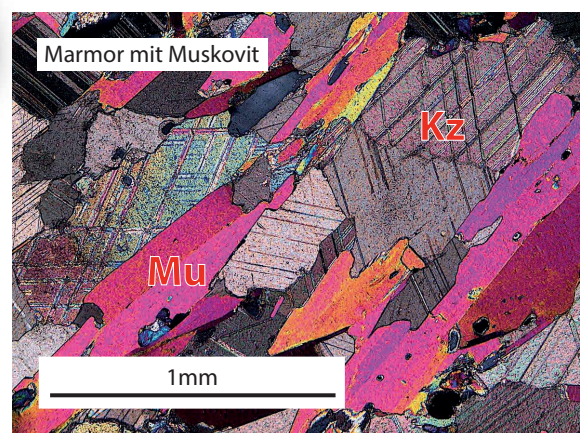
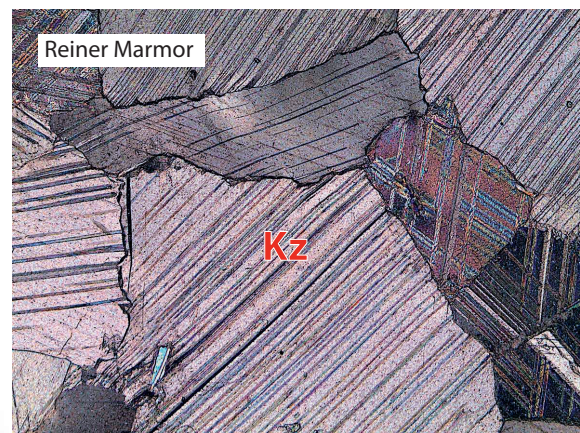


## Marmor (Valle di Peccia, TI)



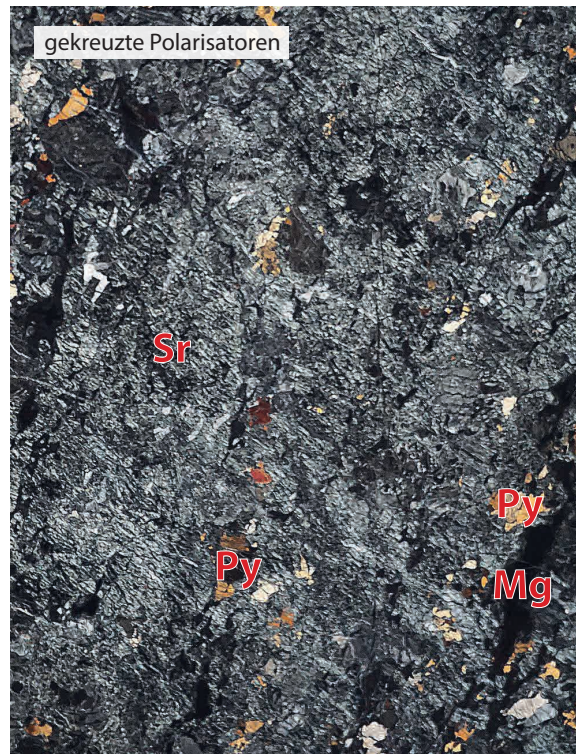
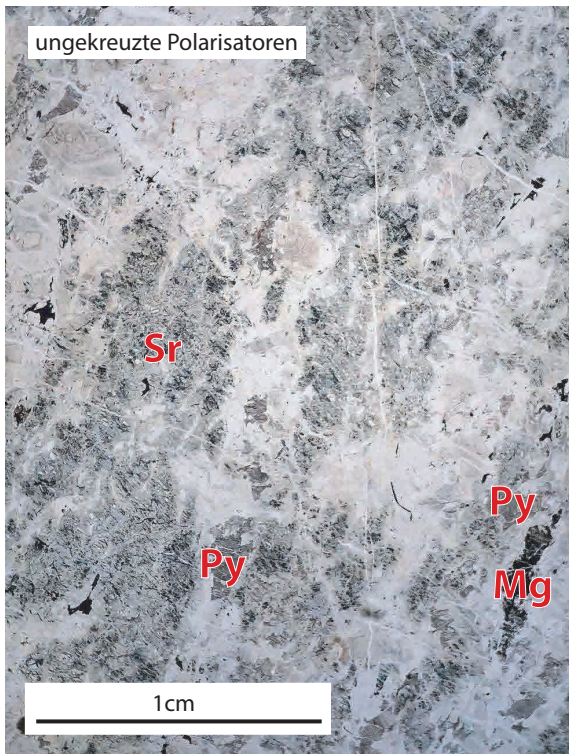
Kz = Kalzit

Mu = Muskovit



Im Dünnschliff zeigt sich der innere Aufbau von Kalzitkristallen. Die Streifen innerhalb jedes Kristalls sind Zonen unterschiedlicher Orientierung des Kristallgitters. Links und rechts oben: reiner Marmor (aus reinem Kalkstein entstanden); rechts unten: Marmor mit zusätzlichen Mineralen wie Muskovit (Mu), aus tonhaltigem Kalkstein entstanden).

## Serpentinit (Marmorera, GR)

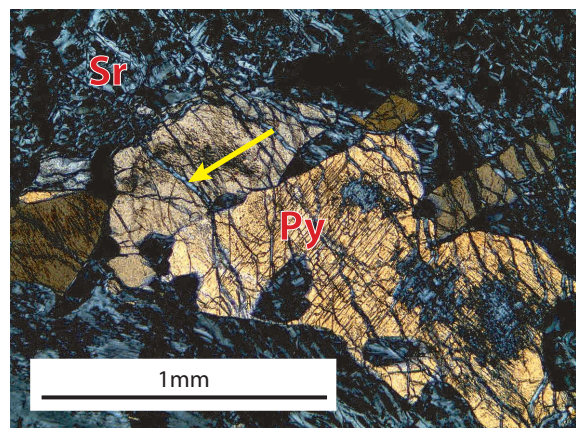
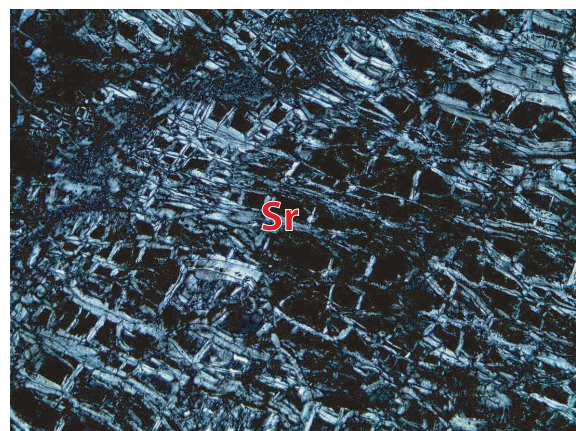


Sr = Serpentin

Py = Pyroxen

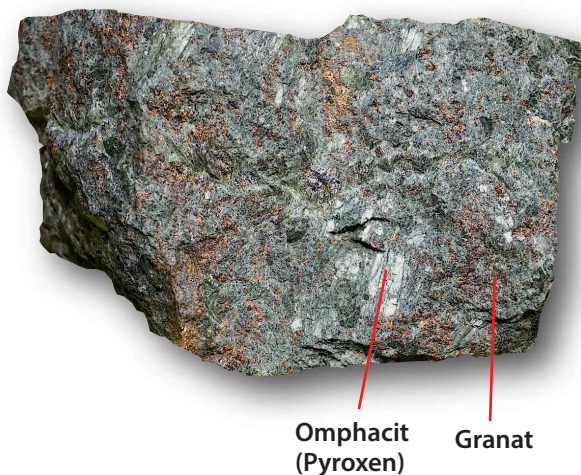
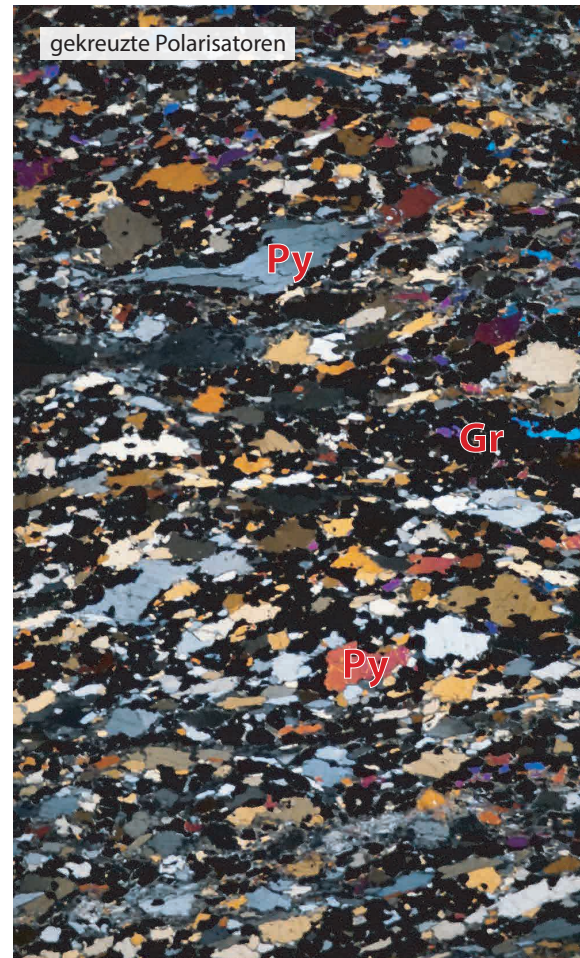
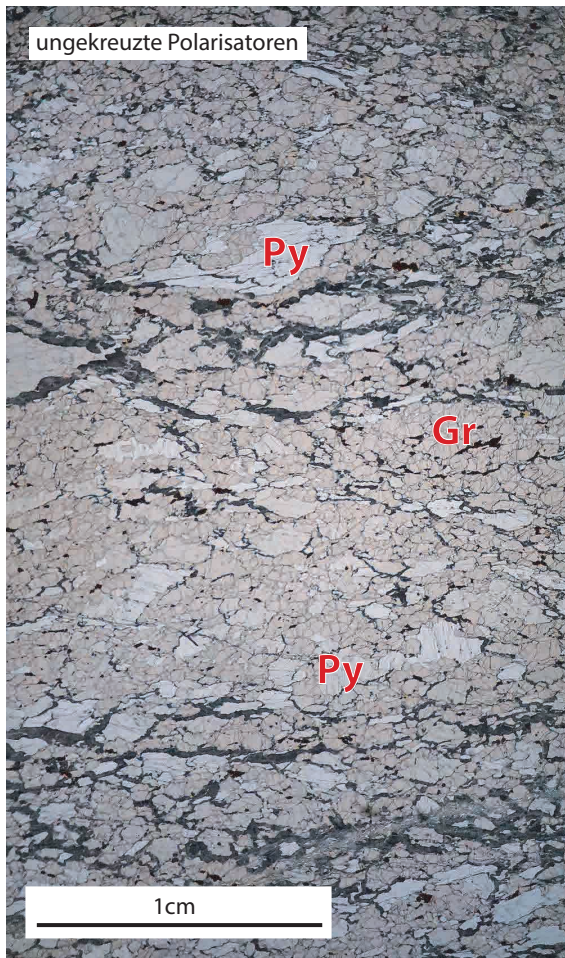
Mg = Magnetit (Eisenerz)

Die allermeisten Serpentinite sind Peridotite aus dem Erdmantel, die im Lauf der ozeanischen Metamorphose unter dem Mittelozeanischen Rücken in Serpentin umgewandelt worden waren (siehe Modul 4, Kap. 7.1, Abb 12). Dabei wandelt sich Olivin meist vollständig in Serpentin (Sr) um. Viele Peridotite enthalten jedoch auch Pyroxene (Py), die oft unvollständig umgewandelt werden und die als Relikte im Serpentin übrig bleiben. Serpentin ist ein mikrokristallines Mineral, dessen Einzelkristalle selbst unter dem Mikroskop kaum erkennbar sind. Oft bilden sie ein maschenartiges Gefüge. Serpentin kann feinste Risse in Pyroxenkristallen durchdringen (Pfeil). Werden



Serpentinite in Akkretionskeilen in Gebirge eingebaut, machen sie weitere Metamorphosen mit, wobei sich verschiedenste neue Minerale wie z. B. Magnetit, ein Eisenerz, bilden können.

## Eklogit (Valle Po, Italien / Alpe Arami, TI)



Gr = Granat

Py = Pyroxen (Omphacit)

Pyroxen (Omphacit) und Granat sind die Hauptbestandteile von Eklogiten. Bei gekreuzten Polarisatoren ist Granat immer schwarz, Pyroxen zeigt alle Farben von grau bis hellblau, gelb und rot.