

Methode:

Einführung in die Petrographie

Literatur: s. Blätter 3 und 6

Anwendungsbereich:

1. Die magmatischen Gesteine
- Gerhard Göke, Hagen

Die Gesteinskunde, Petrographie oder Petrologie, vermittelt uns die Kenntnisse von dem Vorkommen, der Bildung und der Zusammensetzung der Gesteine. Sie ist die Lehre von den gesetzmäßigen Mineralassoziationen. Mit Hilfe der Petrographie wird die Hauptaufgabe der Geologie gelöst: Die Darstellung der Erdgeschichte in chronologischer Folge. Als Synthese aus Mineralogie, Kristallchemie, Geochemie und Geophysik setzt die Beschäftigung mit der Petrographie die Grundbegriffe dieser Disziplinen voraus.

Gesteine sind selbständige, in sich wesensgleiche Teile der Erdkruste, die meist aus einem Gemenge verschiedenster Mineralien bestehen. Sie sind das kristalline Endprodukt der nach physiko-chemischen Gesetzen verlaufenden gesteinsbildenden Prozesse. Nur selten verdanken sie ihre Entstehung zufälligen Vorgängen. Man bezeichnet Gesteine als verschiedenartig, wenn sie in Mineralinhalt und räumlicher Anordnung ihrer Komponenten voneinander abweichen.

Die mineralischen Gemengteile der Gesteine sind nur selten so groß entwickelt, daß sie mit dem bloßen Auge erkannt und nach gewöhnlichen mineralogischen Methoden bestimmt werden könnten. Meist sind sie so klein, daß zu ihrer Identifizierung besondere Hilfsmittel erforderlich sind. Das wichtigste Hilfsmittel in der Petrographie ist das Polarisationsmikroskop. Durch mikroskopische Untersuchungen und polarisationsoptische Messungen ist die Bestimmung fast aller Mineralien möglich, sofern ihr Kristallquerschnitt oberhalb 5 µ liegt. Die Theorie des Polarisationsmikroskopes, insbesondere der polarisationsoptischen Messungen, kann im Rahmen dieser Einführung nicht abgehandelt werden. Deshalb wollen wir uns im Folgenden nur auf die gewöhnliche mikroskopische Untersuchung der Gesteine im Dünnschliff beschränken.

Es sind heute bereits über 2000 Mineralarten bekannt, zu denen immer noch neue hinzukommen. Am Aufbau der Gesteine sind davon etwa 100 beteiligt, von denen jedoch nur wenige den Charakter eines Gesteins bestimmen. RANKAMA und SAHAMA geben als mittlere Mineralzusammensetzung folgende Schätzung an:

Quarz	12,0 %
Feldspäte	59,5 %
Augite und Hornblenden	16,8 %
Biotite	3,8 %
Titan-Mineralien	1,5 %
Apatit	0,6 %
Übrige Mineralien	5,8 %

Aus diesen Werten, die sich auf magmatische Gesteine beziehen, resultiert nach RANKAMA und SAHAMA folgende chemische Zusammensetzung:

Sauerstoff	46,6 %
Silizium	27,7 %
Metalle der Sesquioxydgruppe (Al, Fe)	Al 8,1 % Fe 5,0 %
Erdalkalimetalle (Ca, Mg)	Ca 3,6 % Mg 2,1 %
Alkalimetalle (Na, K)	Na 2,8 % K 2,6 %
Titan	0,4 %
Phosphor	0,1 %
Mangan	0,1 %
Alle übrigen Elemente	0,9 %

Die Gesteine lassen sich allgemein in klastische und kristalline Gesteine einteilen. Erstere sind Bruchstücke anderer Gesteine, die je nach ihrer Bildungsgeschichte rund oder eckig sein können. Sie sind meist sedimentärer Entstehung, d. h., sie haben sich durch die Einwirkungen des Wassers, des Eises und der Atmosphärrilien aus anderen Gesteinen gebildet. Die Gemengteile der kristallinen Gesteine zeigen im Gegensatz dazu die bei der Bildung angenommene Begrenzung. Ihre Bildungsgeschichte kann sehr verschiedenartig sein, denn sie kommen in den Gruppen der Eruptivgesteine, der chemischen Sedimente und der kristallinen Schiefer vor. Sie bilden sich in streng gesetzmäßiger Abhängigkeit von Druck, Temperatur und Zeit, wogegen die klastischen Gesteine vielfach Zufallsprodukte sind. Die Ausbildungsweise der Mineralien ist von der Bildungsgeschichte des Gesteins abhängig. Wir können daher aus der Ausbildungsweise, der Form und der Entwicklung der mineralischen Gemengteile auf die Geschichte des Gesteins schließen.

Je nachdem, ob die mineralischen Anteile mit dem bloßen Auge sichtbar sind oder nicht, unterscheidet man phaneromere (phaneros = offen) und kryptomere (kryptos = verborgen) Gesteine. Daneben bezeichnet man sie als grobkörnig, feinkörnig, feinkörnig und dicht. Nach der Kristallform unterscheidet man idiomorphe und allotriomorphe Bestandteile. Idiomorph (idios = eigen, morphe = Form) nennt man sie, wenn sie die ihnen zukommende Kristallform entwickelt haben, allotriomorph (allotrios = fremd), wenn die Kristalle in ihrer freien Entwicklung gehemmt worden sind. Zwischen beiden Gruppen gibt es natürlich alle möglichen Übergänge. Ein Gestein kann idiomorphe und allotriomorphe Gemengteile nebeneinander enthalten.

Nach ihrer Bildungsgeschichte werden die Gesteine in folgende drei Gruppen eingeteilt: 1. magmatische oder Eruptivgesteine, 2. Sediment- oder Absatzgesteine, 3. metamorphe Gesteine oder Kristalline Schiefer. In die erste Gruppe werden solche Gesteine eingeordnet, deren Bildung mit dem magmatischen Zustand sehr eng verknüpft ist. Sie haben nach unten keine durchlaufende Grenze, setzen quer durch andere Gesteine hindurch und stehen irgendwo mit den unbekanntem Tiefen in Verbindung. Die zweite Gruppe umfaßt alle Gesteine, die sich durch die Arbeit des Wassers, des Eises und des Windes aus anderen Gesteinen gebildet und an günstigen Stellen abgesetzt haben. In der dritten Gruppe finden sich Gesteine, die weder magmatischer noch sedimentärer Entstehung sind. Über ihre Bildungsweise sind zahlreiche Hypothesen angestellt worden, und erst in neuerer Zeit weiß man sie zu deuten. Es sind metamorphosierte (= umgewandelte) Gesteine, die sowohl Eruptivgesteine als auch Sedimente gewesen sein können. Im Folgenden wollen wir uns mit der ersten Gruppe, den magmatischen Gesteinen näher beschäftigen.

Aus der Lagerung und Struktur der magmatischen Gesteine ist zu erkennen, daß Teile des Magmas bereits erstarrten bevor sie die Erdoberfläche erreichten, andere zutage traten, sich über die Erdoberfläche ergossen und aus dem feurig flüssigen Schmelzfluß erhärteten. Die aus dem erstgenannten Vorgang stammenden Gesteine nennt man Tiefengesteine oder Plutonite, die aus dem zweiten hervorgegangenen Gesteine Ergußgesteine oder Vulkanite. Die Tiefengesteine haben, sich unter hohem Druck bei langsamer Abkühlung, die Ergußgesteine unter geringem Druck bei schneller Abkühlung gebildet. Eine magmatische Schmelze kann also gleichzeitig Tiefengesteine und Ergußgesteine gebildet haben, die sich wohl in ihrem Gefüge, nicht aber in ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung voneinander unterscheiden.

Das Gefüge eines Gesteins ist durch die Begriffe Struktur und Textur gegeben. Unter Struktur versteht man Größe, Kristallentwicklung und Form der einzelnen Mineralkörner, unter Textur die Eigenschaften, die in der Verbindungsart und räumlichen Anordnung begründet sind. Wenn alle Gemengteile eines Gesteins kristallin ausgebildet sind, bezeichnet man es als holokristallin. Enthält es neben kristallinen Bestandteilen auch Gesteinsglas, nennt man es hypokristallin. Besteht es überwiegend aus amorpher Masse, spricht man von einem glasigen Gestein. Gesteinsglas ist ein Teil des Magmas, der nicht zur Auskristallisation kam und glasig erstarrt ist. Es ist auf die Ergußgesteine beschränkt.

Im Anschluß an diese allgemeine Einführung sollen nun die petrographisch wichtigsten Eruptivgesteine im einzelnen behandelt werden. Ihre Besprechung bezieht sich auf die mikroskopische Untersuchung im Dünnschliff. Eine einfache Methode zur Herstellung von Gesteinsdünnschliffen habe ich bereits im Heft 5 des 44. Jahrg. beschrieben.

Eines der bekanntesten Tiefengesteine ist der **Granit**, der in Deutschland in ausgedehnten Massen im Harz, Thüringer Wald, Schwarzwald, Odenwald, Fichtelgebirge und im Zentralmassiv der Ostalpen vorkommt. Er ist ein körniges Gemenge von Quarz, Feldspat und Glimmer. Unter-

suchen wir ihn im Dünnschliff, so sehen wir den Quarz in Form klarer Körner, die häufig winzige Flüssigkeitseinschlüsse enthalten. Die Flüssigkeit umschließt meist eine kleine Gasblase, die sog. Libelle, die sich durch Drehen des Schliffes bewegen läßt. Der Feldspat liegt im Granit als Orthoklas vor. Wir erkennen ihn daran, daß er nie ganz klar, sondern meist etwas trübe ist und häufig einen rötlichen Farbton hat. Die Trübung beruht auf beginnender Zersetzung zu Kaolin. Orthoklas zeigt eine rechtwinklige Spaltbarkeit, die sich unter dem Mikroskop durch zahlreiche feine Risse bemerkbar machen kann. Ein anderer mitunter im Granit auftretender Feldspat ist der Plagioklas, der klarer ist als Orthoklas und meist eine charakteristische Streifung zeigt. Alle gesteinsbildenden Plagioklase sind verzwilligt, wodurch die Streifung zustande kommt. Bei dem im Granit vorkommenden Glimmer handelt es sich um den dunkelbraunen bis dunkelgrünen Magnesiumeisinglimmer Biotit. Der helle Kaliglimmer Muskovit kommt selten allein, fast immer zusammen mit Biotit vor. Nach dem Glimmergehalt unterscheidet man Biotitgranit, Muskovitgranit und Zweiglimmergranit. Als sogenannte accessorische Gemengteile treten in allen Granitvorkommen geringe Mengen Apatit, Magnetit, Ilmenit, Monazit, Turmalin, Topas, Andalusit, Cordierit, Graphit, Granat u. a. auf. Turmalin und Topas deuten auf hohen Gasgehalt des Magmas. Cordierit, Andalusit und Granat zeigen, daß der Granit fremdes Material resorbiert hatte. Die accessorischen Gemengteile sind meist in die anderen Mineralien eingesprengt.

Quarzporphyr ist das dem Granit entsprechende Ergußgestein, das jedoch im Rotliegenden vorkommt, wogegen der Granit karbonisches Alter hat. Man findet ihn im Sächsischen Erzgebirge, in Thüringen, im Odenwald und in den Vogesen. Seine Struktur ist porphyrisch, d. h. die Mineralien liegen als Einsprenglinge in einer Grundmasse. Unter dem Mikroskop erkennen wir den Quarz als gut ausgebildete, manchmal zerbrochene Dihexaeder. Die kurz nach dem Erstarren erfolgte Zertrümmerung der Kristalle bezeichnet man als Kataklyse. Sie wird in zahlreichen Gesteinen beobachtet. Orthoklas tritt in rötlichen, Zersetzung zeigenden Kristallen auf. Auch Plagioklas findet sich gelegentlich im Quarzporphyr. Er ist an seiner weißen Farbe und Zwillingsstreifung gut zu erkennen. Hornblende bildet mitunter braune bis grüne Kristalle neben ähnlich gefärbtem Biotit. Quarzporphyre zeigen nicht selten sogenannte Fluidaltextur, die man unter dem Mikroskop als feine, zerflossene Bänderung der Grundmasse beobachtet.

Syenit ist ein körniges Tiefengestein, das seinen Namen von dem Ort Syne (heute Assuan) in Ägypten hat. Sein bekanntestes deutsches Vorkommen ist der Plauensche Grund bei Dresden. Im nordschwedischen Präkambrium bildet es das Nebengestein der bekannten Magnetitlager von Kiruna. Syenit besteht im Wesentlichen nur aus Orthoklas und Hornblende. Er enthält keinen oder nur sehr wenig Quarz. Der Orthoklas bildet ziemlich große, fleischrote Körner, die Hornblende dunkelgrüne, prismatische Kristalle. Als Nebengemengteile sind Magnetit, Apatit und Zirkon zu nennen. Manchmal tritt auch Titanit in briefkuvertförmigen, braunglänzenden Kristallen auf. An Stelle von Hornblende können Glimmer und Augit im Syenit

enthalten sein. Man spricht dann von Glimmer- bzw. Augitsyeniten.

Das dem Syenit nahestehende Ergußgestein ist der Orthoklasporphyr. In seiner sehr feinkörnigen Grundmasse liegen Orthoklas und Hornblende als Einsprenglinge.

Trachit ist chemisch und mineralogisch dem Orthoklasporphyr und somit dem Syenit verwandt. Er ist jedoch geologisch jünger. Trachit kommt im nieder-rheinischen Eruptivgebiet, im Odenwald und Westerwald vor. Unter dem Mikroskop sieht man in einer grauen bis rötlichen Grundmasse Kristalle von glasartig durchsichtigem, noch unzersetztem Orthoklas liegen. Diese Art des Orthoklases heißt Sanidin. Daneben findet man Plagioklas und schwarze prismatische Hornblende. Letztere kann durch Biotit vertreten werden. Die Grundmasse zeigt Fluidaltextur. Sie besteht aus sehr kleinen Sanidinleisten, Augitkristallen und Magnetitkörnchen.

Diorit ist ein körniges Tiefengestein, das im Odenwald, Thüringer Wald, in den Vogesen und vielen anderen Gebieten vorkommt. Es besteht im Wesentlichen aus Plagioklas, Hornblende und kleinen Mengen Quarz. Daneben kann es Biotit, Augit und als Nebengemengteile Magnetit, Ilmenit, Titanit, Apatit und Zirkon enthalten. Plagioklas bildet weiße Körner, die sehr häufig Zwillingstreifung erkennen lassen. Hornblende findet man in Form schwarzer oder grüner Säulen, die dem Gestein seine Farbe geben. Enthält der Diorit viel Quarz, so bildet er Übergänge zum Granit und wird Granodiorit genannt.

Als vortertiäres porphyrisches Ergußgestein entspricht der Porphyrit chemisch und mineralogisch dem Diorit. Er kommt im Saar-Nahe-Gebiet, im Südhaz und bei Dresden vor. In einer dichten, dunkelbraunen Grundmasse liegen Einsprenglinge von grüner bis schwarzer Hornblende und weißem Plagioklas.

Andesit ist ein dem Porphyrit und Diorit verwandtes junges Ergußgestein, das im Siebengebirge und in der Eifel gefunden wird. Von den sehr zahlreichen außerdeutschen Vorkommen sollen nur die südamerikanischen Anden genannt werden, denen das Gestein seinen Namen verdankt. Außerlich wird Andesit leicht mit Trachyt verwechselt. Die mikroskopische Untersuchung ergibt jedoch, daß er keinen Sanidin, sondern Plagioklas enthält. Die Grundmasse zeigt Fluidaltextur und besteht aus kleinen Plagioklasleisten, Augitkristallen, Magnetitkörnchen und Glas. Neben Plagioklas enthält die Grundmasse mitunter Einsprenglinge schwarzer Hornblende und kleine Blättchen Biotit.

Als letztes petrographisch wichtiges Tiefengestein wollen wir den Gabbro kennenlernen. Er kommt im Harz, im vorderen Odenwald, im Fichtelgebirge, in Sachsen und Schlesien vor. Seine wesentlichen Gemengteile sind Labrador und Diallag. Letzterer ist eine monokline Abart des Augits. Daneben enthält er Augit in kleinen Mengen, mitunter auch Olivin und Quarz. Nebengemengteile sind Magnetit, Ilmenit und Apatit. Der Gabbro hat eine richtungslose, körnige Struktur, die jedoch in einem Vorkommen außerordentlich schwanken kann.

Das dem Gabbro nahestehende Ergußgestein ist der Diabas. Er hat bereits

die variskische Faltung mitgemacht, ist also älter als Oberkarbon. Diabase ergossen sich in Deutschland besonders im Silur und Devon. Bekannte Vorkommen sind im Harz, im sächsischen Vogtland, im Fichtelgebirge und im rheinisch-westfälischen Schiefergebirge. Die Struktur der Diabase ist körnig. Sie bestehen aus Plagioklas und Augit, wozu mitunter noch Olivin tritt. Man spricht im letzteren Falle von Olivindiabasen. Der trübweiße bis grüne Plagioklas bildet tafelige, meist divergentstrahlig angeordnete Kristalle. Die Zwischenräume werden durch Augit erfüllt. Diese Struktur nennt man ophitische oder Intersertalstruktur. Sie ist für Diabase charakteristisch. Durch hydrothermale Umwandlung ist der Augit manchmal in eine faserige Hornblende, sogenannten Uralit, umgewandelt. Gesteine dieser Art nennt man Uralitdiabase.

Eine große Anzahl dunkler, sehr dichter Ergußgesteine faßt man unter dem Namen Basalt zusammen. Sie bildeten sich im Tertiär und Nachtertiär und sind besonders in Mitteldeutschland weit verbreitet. Die Basalte sind meist kompakt, manchmal auch porös. In den Hohlräumen finden sich Zeolithe und Karbonate. Bei der mikroskopischen Untersuchung verschiedener Basalte stellt man fest, daß sie eine sehr unterschiedliche mineralogische Zusammensetzung haben. Man teilt sie deshalb in mehrere Gruppen ein:

Feldspatbasalte enthalten Plagioklas, Augit, Olivin und Magnetit. Plagioklas ist an seinen leistenförmigen Querschnitten, Augit an seiner Spaltbarkeit und Olivin an den Serpentinäderchen, die ihn durchsetzen, zu erkennen. Magnetit ist durch die Grundmasse gestäubt. Feldspatbasalte kommen im Siebengebirge, im Westerwald und am Vogelsberg vor.

Nephelinbasalte enthalten statt Plagioklas Nephelin, der daran erkannt werden kann, daß er mit Salzsäure gallertartige Kieselsäure abscheidet. Sie gehören zu den Alkalibasalten und kommen u. a. am Vogelsberg und am Kaiserstuhl vor.

Leucitbasalte enthalten statt Plagioklas Leucit, der im Dünnschliff an den kleinen, rundlichen bis achteckigen Querschnitten erkenntlich ist. Sie werden in der Eifel und am Kaiserstuhl gefunden. Außer den genannten Basalten kommen noch weitere Arten vor, auf deren Besprechung wir im Rahmen dieser Einführung verzichten können.

Literatur:

1. Barth-Correns-Eskola: „Die Entstehung der Gesteine“, Berlin 1939.
2. Bruhns-Ramdohr: „Petrographie“, Berlin 1949.
3. Bruhns-Ramdohr: „Kristallographie“, Berlin 1954.
4. Buchwald: „Einführung in die Kristallographie“, Berlin 1952.
5. Chudoba: „Mikroskopische Charakteristik der gesteinsbildenden Mineralien“, Freiburg 1932.
6. Erdmannsdorfer: „Grundlagen der Petrographie“, Stuttgart 1924.
7. Niggli: „Das Magma und seine Produkte“, Leipzig 1937.
8. Rankama-Sahama: „Geochemistry“, Chicago 1950.
9. Tröger: „Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine“, Berlin 1935.

II. Die Sedimentgesteine und metamorphen Gesteine

Den magmatischen Gesteinen als Produkten des inneren Stoffkreislaufes stehen die Sedimentgesteine als Produkte des äußeren Stoffkreislaufes gegenüber. Ihre Bildung vollzieht sich an der Oberfläche der Lithosphäre unter wesentlicher Beteiligung von Hydro-, Bio- und Atmosphäre. Von V. M. GOLDSCHMIDT wird der äußere Stoffwechsel in zwei Stufen gegliedert, 1. in die Verwitterung der Mineralien und 2. in den Transport und Neuabsatz der Verwitterungsprodukte. Die meist klimatisch bedingte Verwitterung kann physikalischer oder chemischer Natur sein. Unter physikalischer Verwitterung verstehen wir die Zerkleinerung der Gesteine durch Frost- und Salzsprengungen, durch Wind-, Wasser- oder Eisbewegung und die gegenseitige Zertrümmerung wandernder Gesteine. Als chemische Verwitterung bezeichnen wir die durch auflösende Wirkungen des Wasser eingeleiteten Prozesse, die chemische Differenzierung der Gesteinsgemengteile, die gegenseitige Fällung der Ionen, Kolloide und Sole, sowie die durch Lebensprozesse bewirkte Umbildung der Stoffe. Der Transport der Spaltprodukte geschieht durch Gravitation, Wind, Wasser oder Eis, bzw. durch Kombination dieser vier Transportmittel. Unter dem Einfluß der Gravitation werden die Spaltprodukte infolge ihres unterschiedlichen spezifischen Gewichtes aufbereitet, voneinander getrennt und gruppenweise gesondert abgelagert. Diese Ablagerungen nennen wir Sedimentgesteine (sedimentäre = ablagern) oder Absatzgesteine.

Nach ihrer Bildung unterscheidet man allgemein chemische und klastische Sedimente. Zwischen ihnen gibt es jedoch Übergänge, da ein Gestein gleichzeitig chemisch gebildetes und klastisches (klastos = zerbrochen) Material enthalten kann. Die chemischen Sedimente teilt man nach der Natur ihres Materials in verschiedene Gruppen ein, z. B. in Haloidgesteine, Sulfatgesteine, Karbonatgesteine etc. Die klastischen werden nach ihrer Korngröße getrennt.

V. M. GOLDSCHMIDT hat für die gemeinsam sich anreichernden Stoffe folgende Gliederung vorgeschlagen: 1. Residuen, 2. Hydrolysate und Oxydate, 3. Karbonate und Sulfate, 4. Evaporate. Dieser Gliederung wollen wir bei unseren weiteren Betrachtungen folgen.

Die Residualfraktion, die meist ursprüngliche, noch nicht zersetzte Mineralien enthält, wird in Gruppen verschiedener Korngröße unterteilt. Man unterscheidet Psephite (psephos = kleiner Stein), wenn die Gemengteile größer sind als etwa eine Haselnuß, Psammite (psammos = Sand), wenn sie erbsengroß oder kleiner sind, und Pelite (pelos = Schlamm), wenn sie aus allerfeinsten Teilchen bestehen. Zu den Psephiten mit einem Korndurchmesser von $> 0,2$ cm rechnen wir Schutt, Schotter, Brekzie, Konglomerate und Seifen. Diese Gesteine enthalten sehr große Gemengteile, die nur einzeln im Dünnschliff untersucht werden können. Z. B. ist die Grauwacke ein Konglomerat, das aus Quarz-, Kieselschiefer-, Tonschiefer- und Feldspatstückchen besteht.

Der häufigste Vertreter der Psammite mit einem Korndurchmesser von $> 0,002$ cm ist der Sandstein. Er wird meist nach der Formation eingeteilt in devoni-

schen, karbonischen oder triadischen Sandstein. Die Sandsteine des Devons bilden dickbankige, plattig brechende Ablagerungen, die sich durch hohen Glimmergehalt und große Härte auszeichnen. Man nennt sie Plattensandsteine. Die Sandsteine des Karbons sind teils dünnschichtig (Sand-schiefer), teils dickbankig (Werkstein). Der Buntsandstein der Trias ist sehr wechselvoll ausgebildet. Auf grob- bis feinkörnige bunte Sandsteinbänke folgen kieselig-mergelige Sandsteinplatten, Quarzitbänke und sandig-glimmerige Letten. Quarzkörnchen sind der wesentliche Gemengteil des Sandsteins. Im Dünnschliff erkennen wir, daß die Körnchen durch ein kalkiges, kieseliges oder toniges Bindemittel miteinander verkittet sind. In manchen karbonischen Sandsteinen wird das Bindemittel von Eisenkarbonat gebildet. Mitunter entdecken wir Feldspatstückchen in Sandsteinen. Diese Gesteine heißen Arkose.

Die Pelite mit einem Korndurchmesser von $< 0,002$ cm sind als Ton, Schlamm und Schluff weitverbreitet. Ton besteht aus Kaolin. Er geht aus der Zersetzung des Feldspates hervor. Von Tonen können wir zwar keine Dünnschliffe herstellen, dafür aber aus verschiedenen Vorkommen durch Aufschlämmen der feinen Teilchen Foraminiferen und andere Mikrofossilien gewinnen. Der aus dem Mitteloligozän stammende Rupelton des Mainzer Beckens enthält ca. 150 Foraminiferenarten. Die Tone der Kreide und die jurassischen Tone sind gleichfalls foraminiferenreich.

Tonschiefer sind in der Farbe wechselnde, schiefrige Tongesteine, die durch Gebirgsdruck aus Ton hervorgegangen sind. Man findet sie in vielen Formationen, insbesondere im Silur, Devon und Karbon. Bei sehr starker Vergrößerung sind in ihren Dünnschliffen Quarzkörnchen, kohlige Substanzen, Glimmer und nicht selten winzige Rutilkristalle zu erkennen.

In der Fraktion der Hydrolysate und Oxydate lernen wir Sedimente kennen, bei denen es sich ausschließlich um Aufspaltungsprodukte anderer Gesteine handelt. Die Elemente Si, Al, Fe und Mn erlangen hier eine besondere Bedeutung. Unter günstigen Bedingungen sind Kieselsäure, Aluminium-, Eisen- und Manganhydroxyd wasserlöslich. Wir wollen hier nur eine Gruppe von Gesteinen besprechen, die unsere reichsten Eisenvorräte darstellen. Durch die Flüsse wird viel gelöstes Eisen in das Meer hinausgespült, da vor allem Flußwasser Eisenhydroxyd aufnehmen kann. Tropisches Klima begünstigt die Verwitterung von Eisenmineralien. Der Amazonas allein spült jährlich 11 Mill. t Eisen in das Meer. Das Zusammenspiel einer Reihe von Faktoren scheidet das Eisen und seine Begleiter (Si, Al, Mn) in nicht zu strandnaher Flachsee bei gleichmäßigem Zustrom von eisenhaltigem Wasser aus. Die Turbulenz des Wellenschlages läßt Gebilde entstehen, die Ooide genannt werden. Sie bestehen aus konzentrischen Schalen von wechselnder Zusammensetzung. Die daraus gebildeten Gesteine heißen Oolithe. Man findet sie in allen Formationen. Bekannte Vorkommen sind die Minette aus dem unteren Dogger von Lothringen und Luxemburg, die chamositisch-sideritischen Oolithe aus dem Silur von Neufundland und die deutschen Doggererze. Im Dünnschliff ist der Aufbau der

Ooide gut zu erkennen. Eisenhydroxydgel wechselt ab mit Schalen von SiHO_2 -Gel und Aluminiumhydroxydgel. Zwischen den Schalen sind häufig Fossiltrümmer und fremde Mineralien eingelagert.

Die Fraktion der Karbonate und Sulfate enthält die erdalkalischen Elemente Kalzium und Magnesium. Die kalkigen und dolomitischen Ablagerungen spielen geologisch eine wichtige Rolle. Im marinen Bereich vollziehen sich die bedeutendsten Kalkbildungen durch Tiere, die ihre Hartteile mit Kalziumkarbonat aufbauen. Aber auch durch chemische Vorgänge kommt es zu Kalkablagerungen. Die Ausscheidung des Kalziumkarbonates aus dem Wasser ist von vielen Faktoren abhängig. Im allgemeinen kann man sagen, daß mit sinkendem CO_2 -Gehalt die Ausfällung des Kalziumkarbonates eingeleitet wird. Feinkörniger Kalkstein kommt in allen Formationen vor. Er enthält die verschiedensten Fossilien und ist durch mannigfaltige Verunreinigungen sehr unterschiedlich gefärbt. Nach seiner Zusammensetzung unterscheidet man kieseligen, tonigen und bituminösen Kalkstein. Dem Mikroskopiker bietet sich bei seiner Untersuchung ein reiches Betätigungsfeld, da in den Dünnschliffen Mikrofossilien aller Art, von den kleinsten Foraminiferen über winzige Muscheln und Schnecken bis zu den zierlichsten Korallen enthalten sind. Aus Süßwasserquellen scheidet sich Kalziumkarbonat oft in Form von Aragonit ab. Dieser Kalkstein wird Sinter genannt. Oolithischer Kalkstein und Erbsenstein bestehen aus rundlichen Kalkkörnchen und sind als Absätze heißer Quellen aufzufassen. Kreide ist ein sehr feiner Kalkstein der Kreideformation, der auf Rügen, in England und Nordfrankreich vorkommt und reich an Mikrofossilien ist.

Anhydrit ist wasserfreies Kalziumsulfat, das sich in Deutschland vorwiegend im Zechstein findet. Es kommt zusammen mit Gips, dem wasserhaltigen Kalziumsulfat in allen Salzlagern vor. Für die mikroskopische Untersuchung sind diese Gesteine wenig geeignet.

Die Fraktion der Evaporate enthält alle chemischen Sedimente, die sich durch Verdunstung aus Lösungen bilden und gegenüber den Erdalkalikkarbonaten wesentlich leichter löslich sind. Die marinen Salze, zu denen z. B. die großen Salzlager im Zechstein gehören, bildeten sich durch Verdunstung von Meerwasser. Die terrestrischen Salze entstanden durch Verdunstung von Salzwasser auf dem Festland. Für unsere Untersuchungen eignen sie sich nicht. Wir wollen sie deshalb übergehen.

An der Bildung vieler Sedimente sind die verschiedensten Organismen wesentlich beteiligt. Einige Elemente, wie z. B. Ca, Si, Fe und Mn, können durch Lebensprozesse angereichert werden. Gesteine dieser Art bezeichnen wir als biogene Sedimente. Die tiefmeerischen Kalkabsätze werden zu 37% von Foraminiferen geliefert (Globigerinenschlamm). Diese Organismen sind neben Korallen, Schwämmen, Brachiopoden, Bryozoen, Echinodermen, Crustaceen und Algen auch an der Bildung der Flachseeablagerungen beteiligt. Die in Diatomeen und Radiolarien organisch fixierte Kieselsäure bildet einige Sedimente, die kurz erwähnt werden sollen. Marine Diatomeen und Radiolarien bilden die Diatomeen-

schlicke, Flintgesteine, Radiolarienhornsteine oder Radiolarite. Süßwasserdiatomeen bilden Diatomeenpelite und Kieselgur. Eines der bekanntesten biophilen Elemente ist der Phosphor. Die verschiedensten Organismen bauen Phosphorsäure in ihre Hartteile ein. Brachiopodenschalen enthalten bis zu 62% P_2O_5 . Phosphorit ist ein dichtes oolithisches Gestein von organogen-chemischer Entstehung. Es ist ein hydratisches, kohlen-saures Kalzium-Fluor-Phosphat. An der Lahn, in Nordafrika und in den USA bildet es mächtige Lager. In den Dünnschliffen des Phosphorits und den Schlämnrückständen der Phosphatkreide, einer Mergelart, findet man viele Mikrofossilien.

Mergel ist ein Gemenge von Kalk oder Dolomit mit Ton. Er zerfällt meist an der Luft und fühlt sich mager an. Als häufig biogenes Sediment enthält der Mergel Mikrofossilien aller Art, die durch Schlämmen aus ihm gewonnen werden können. Zur Herstellung der Dünnschliffe von Mergeln, Lockergesteinen und losen Sanden vermischt man das Material mit etwas Polestar und Härtepaste, füllt die Masse in eine Plastillinform oder Pappzelle und verschleift nach dem Erstarren des Harzkuchens in der üblichen Weise.

Die Bildung der Kristallinen Schiefer haben wir früher bereits kurz umrissen und festgestellt, daß es sich dabei um metamorphosierte (= umgewandelte) Gesteine handelt. Die Metamorphose wird durch Druck und Temperatur bewirkt. Je nach der Tiefenlage sind diese beiden Faktoren verschieden groß. Da Gefüge und Mineralbestand der Ursprungsgesteine sehr unterschiedlich sind, ist die Erscheinung der Metamorphose sehr wechselvoll. Nach GRUBENMANN und NIGGLI lassen sich drei ineinander übergehende Zonen unterscheiden: Die Epizone mit niedriger Temperatur, niedrigem hydrostatischem und sehr hohem gerichtetem Druck, die Mesozone mit mittlerer Temperatur, hohem hydrostatischem und hohem gerichtetem Druck und die Katazone mit hoher Temperatur und hohem allseitigem Druck. In der ersten Zone fand vor allem mechanische Umformung statt; es bildeten sich wasserhaltige Mineralien. Die Umkristallisation war dagegen gering. In der zweiten und dritten Zone erfolgte eine beträchtliche Umkristallisierung.

Gneis ist der bekannteste Kristalline Schiefer. Er kommt u. a. im Schwarzwald, Fichtelgebirge, Bayrischen Wald und Riesengebirge vor. Sein Mineralbestand gleicht dem des Granits. Stammt der Gneis von einem Eruptivgestein, so nennt man ihn Orthogneis; stammt er hingegen von einem Sediment, wird er als Paragneis bezeichnet. Das Gefüge der Orthogneise ist meist körnig und schuppig, das der Paragneise schiefzig. Außerdem weisen die Paragneise einen lagenweise stark wechselnden Mineralbestand auf. Nach dem Glimmergehalt unterscheidet man ebenso wie beim Granit Biotitgneis, Muskovitgneis und Zweiglimmergneis. Sericitgneis enthält feinschuppigen Sericit. Die Gneise stammen meist aus der Meso- und Katazone. Sie enthalten häufig Granat und Turmalin. Letzterer deutet auf pneumatolytische Prozesse hin. Es gibt eine ganze Reihe von Gneisen, die durch einen besonderen Mineralgehalt charakterisiert sind. Sie werden nach diesem bezeichnet als Graphitgneis, Cordieritgneis, Epidotgneis usw.

Amphibolit (amphibolos = zweideutig) ist eine Art Hornblendeschiefer, die wohl aus Gabbros, Dioriten, Diabasen und anderen hornblendereichen Gesteinen hervorgegangen ist. Er hat seinen Namen von der Hornblende (Amphibol), die leicht mit Turmalin verwechselt werden kann. Amphibolite enthalten mitunter Granat und Epidot. Im allgemeinen entspricht ihr Mineralbestand den genannten Ursprungsgesteinen.

An die Amphibolite schließen sich die **Eklogite** an, die aus rotem Granat und grünem Augit bestehen. Als Nebengemengteile enthalten sie Quarz und Disthen. Sie entstammen der Katazone. Bekannte Vorkommen sind in Kärnten und im Fichtelgebirge.

Glimmerschiefer sind schiefrige Gesteine, die sich vom Gneis durch das Zurücktreten von Feldspat unterscheiden. **Phyllit** ist ein feinkörniges Gestein, das im Wesentlichen aus Quarz und feinsten Sericitschuppen besteht. **Quarzitschiefer** sind metamorphosierte Sandsteine. Sie enthalten fast nur Quarz.

Metamorphosierter Kalkstein wird in der Petrographie als **Marmor** bezeichnet.

Die steinverarbeitende Industrie versteht unter Marmor alle schleifbaren Kalksteine, ohne Rücksicht auf ihre Bildungsweise. Marmor hat eine körnige Struktur. Man spricht von einem granoblastischen oder Pflastergefüge. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß Marmor aus zwillingslamellierten, allotriomorphen Kalzitkristallen besteht.

Die große Zahl der Kristallinen Schiefer kann hier im Einzelnen nicht behandelt werden. Ich verweise auf das im Literaturverzeichnis aufgeführte Werk von GRUBENMANN-NIGGLI. Es ist der Sinn dieser Einführung in die Petrographie, zur mikroskopischen Gesteinsuntersuchung anzuregen und eine Übersicht über dieses Gebiet zu geben.

Gerhard Göke, Hagen

Literatur:

1. Grubenmann-Niggli: „Die Kristallinen Schiefer“, Berlin 1924.
2. Huttenlocher: „Mineral- und Erzlagertstättenkunde“, Bd. 1 u. 2, Berlin 1954.
3. Rinne: „Gesteinskunde“, Leipzig 1928.
4. Rosenbusch-Osann: „Elemente der Gesteinslehre“, Stuttgart 1923.

Die Herstellung von Dünnschliffen und Anschliffen beschreibt Methode M 21 (Blatt 1 - 5).