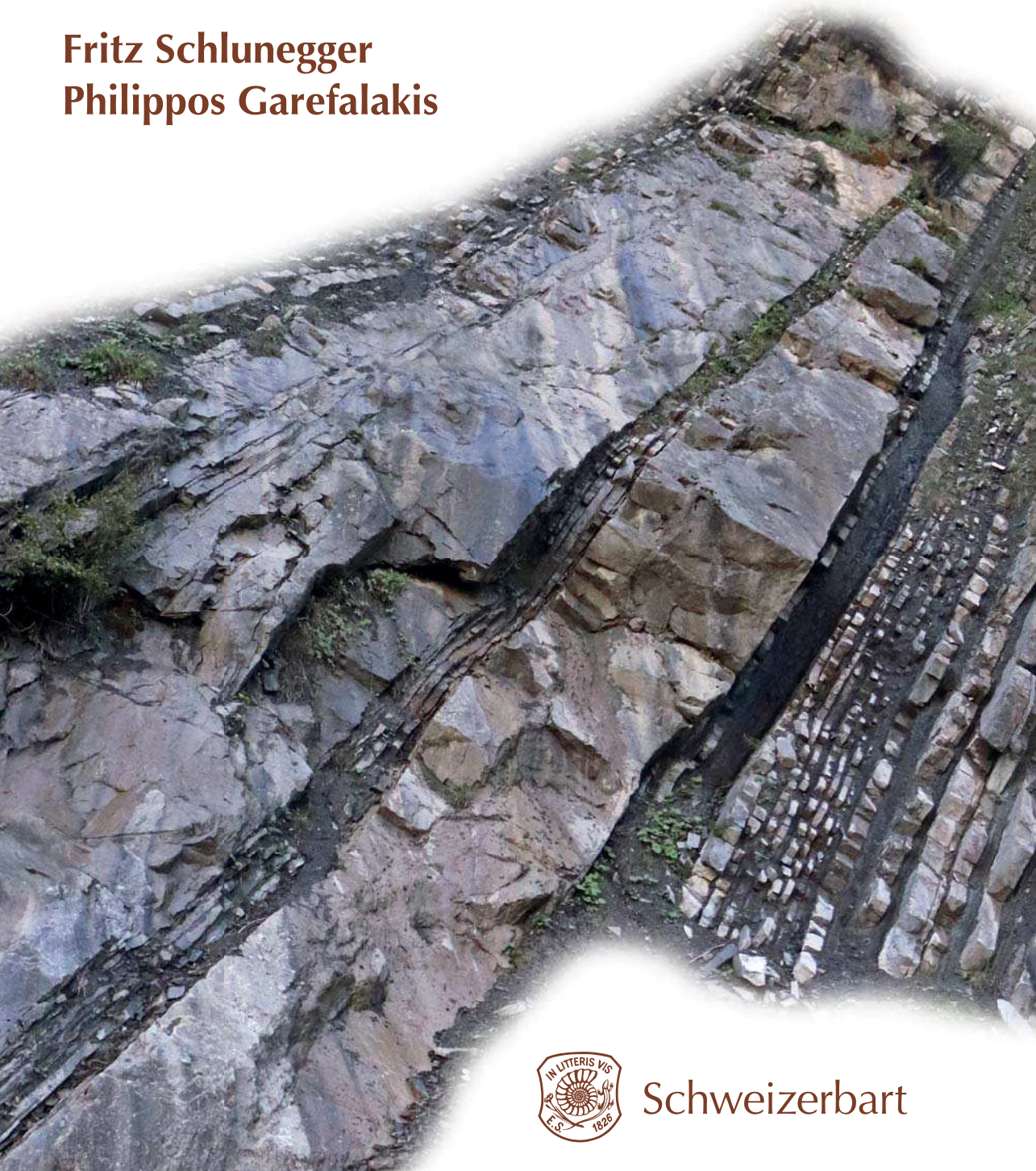


# Einführung in die Sedimentologie

Fritz Schlunegger  
Philippos Garefalakis



Schweizerbart

Schlunegger • Garefalakis

## Einführung in die Sedimentologie





Fritz Schlunegger  
Philippos Garefalakis

# Einführung in die Sedimentologie

Mit 156 Abbildungen  
sowie 12 Zeichnungen von  
Stefan Werthmüller



Schweizerbart Stuttgart 2023

## Schlunegger, F. & Garefalakis, P.: Einführung in die Sedimentologie

**Fritz Schlunegger** studierte Geologie an der Universität Bern. Seine Forschungs- und Lehrtätigkeit führten ihn an die Cornell und Penn State University (beide in den USA), die Friedrich-Schiller Universität Jena und die ETH Zürich. Seit 2001 unterrichtet und forscht er an der Universität Bern in den Fächern Alpine Geologie, Sedimentologie und Geomorphologie.

**Philippos Garefalakis** studierte Erdwissenschaften an der Universität Bern. Zur Zeit richtet sich seine Forschung auf den Transport und die Ablagerung klastischer Sedimente. Er untersucht zusammen mit Spezialisten aus dem Imperial College London (Großbritannien), wie solche Prozesse, aufgezeichnet in Konglomeraten, quantifiziert werden können.

### *Anschrift der Autoren:*

Institute of Geological Sciences  
University of Bern  
Baltzerstrasse 1+3  
CH-3012 Bern  
Schweiz  
fritz.schlunegger@geo.unibe.ch  
www.geo.unibe.ch

*Gerne nehmen wir Hinweise zum Inhalt und Bemerkungen zu diesem Buch entgegen:  
editors@schweizerbart.de*

ISBN 978-3-510-65539-7

ISBN ebook (epdf) 978-3-510-65540-3

Informationen zu diesem Titel: [www.schweizerbart.de/9783510655397](http://www.schweizerbart.de/9783510655397)

© 2023 E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, Germany

Das Werk, einschließlich aller Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung außerhalb der engen Grenzen des Urheberrechtsgesetzes ist ohne Zustimmung des Verlages unzulässig und strafbar. Das gilt besonders für Vervielfältigungen, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und die Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen.

Verlag: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung  
Johannesstraße 3A, 70176 Stuttgart, Germany  
mail@schweizerbart.de, www.schweizerbart.de

♻ Gedruckt auf alterungsbeständigem Papier nach ISO 9706-1994

Printed in Germany by in Poland by Totem, Inowroclaw



# Inhaltsverzeichnis

<b>Erweiterte Zusammenfassung – was ich bei einer Prüfung wissen sollte</b> . . . . .	<b>12</b>
<b>1</b> <b>Kreislauf der Gesteine und Nomenklatorisches</b> . . . . .	<b>17</b>
1.1    Kreislauf der Gesteine in der Übersicht . . . . .	17
1.2    Vom Ursprung der Sedimentpartikel bis zu ihrer Ablagerung . . . . .	19
1.2.1   Verwitterung und Bodenbildung . . . . .	19
1.2.2   Erosion und Bildung von Sedimentpartikeln im Gebirge . . . . .	19
1.2.3   Transport und Ablagerung der Sedimentpartikel im Flachland . . . . .	21
1.2.4   Prozesse an der Küste . . . . .	22
1.2.5   Transport zum Kontinentalfuß und Ablagerungen auf der Tiefsee-Ebene. . .	22
1.2.6   Bildung von Kalksteinen . . . . .	22
1.3    Klassifikationen der Sedimentpartikel und Sedimentgesteine . . . . .	23
1.3.1   Klassifikation nach Korngröße . . . . .	23
1.3.2   Klassifikation der Sandsteine nach mineralogischer Zusammensetzung. . .	25
1.3.3   Klassifikation der Kalksteine im Hinblick auf die Energie im Ablagerungs- raum . . . . .	25
1.3.4   Klassifikation der Kalksteine nach Art der Körner . . . . .	26
1.4    Größenverteilung, Gradierung, Rundung und Sortierung von Sedimentkörnern	27
1.5    Von der Lamina zu den Schichtformen . . . . .	30
1.6    Vom Sedimentkorn zu Schichtsequenzen: Darstellung sedimentologischer Beobachtungen . . . . .	32
1.7    Struktur und Gefüge . . . . .	35
<b>2</b> <b>Entstehung von Sedimentpartikeln und Bodenbildung</b> . . . . .	<b>37</b>
2.1    Mechanische Verwitterung . . . . .	37
2.2    Chemische Verwitterung . . . . .	39
2.3    Verwitterung und Bodenbildung . . . . .	42
2.4    Klima, Böden und Erosion – eine globale Perspektive. . . . .	44
<b>3</b> <b>Gletscher, Massenbewegungen und vulkanische Ausbrüche</b> . . . . .	<b>49</b>
3.1    Gletscher – ihre Bildung und Bewegung . . . . .	50
3.1.1   Erosion und Sedimentproduktion durch Gletscher . . . . .	51
3.1.2   Gletscher und ihre Ablagerungen. . . . .	52
3.2    Massenbewegungen . . . . .	53
3.2.1   Sturzprozesse . . . . .	54
3.2.2   Rutschungen . . . . .	55
3.2.3   Schutt- und Schlammströme, Hangkriechen und Solifluktion . . . . .	57
3.3    Vulkane und ihre Ablagerungen. . . . .	60
3.3.1   Die Entstehung einer Vulkaneruption . . . . .	60
3.3.2   Abfolge von vulkanischen Prozessen . . . . .	61

3.3.3	Erste Prozesskette . . . . .	62
3.3.4	Zweite Prozesskette . . . . .	65
3.3.5	Datierung von Schichten und Massensterben wegen Vulkanausbrüchen . .	66
<b>4</b>	<b>Sedimenttransport durch Wasser . . . . .</b>	<b>69</b>
4.1	Fließen von Wasser . . . . .	69
4.1.1	Fließgeschwindigkeit . . . . .	69
4.1.2	Laminares und turbulentes Fließen. . . . .	70
4.1.3	Unteres und Oberes Fließregime . . . . .	72
4.2	Gerichtete Strömung und Sedimenttransport . . . . .	75
4.2.1	Der Widerstand des Untergrundes und das Stokes Gesetz . . . . .	75
4.2.2	Mechanismen des Sedimenttransportes: Schwebend (Suspension), springend/hüpfend (Saltation) und rollend/gleitend . . . . .	78
4.2.3	Transport von Ton- und Siltpartikeln: Schwebend bei laminarem Fließen . .	78
4.2.4	Transport von Sandkörnern: Saltierend bei turbulentem Fließen . . . . .	80
4.2.5	Transport von Kies und Steinen: Rollend und schleppend bei turbulentem Fließen . . . . .	80
4.2.6	Das Hjulström-Diagramm: Korngrößen-abhängiger Sedimenttransport im Überblick . . . . .	83
4.3	Gerichtete Strömung und Ablagerung von Sediment . . . . .	84
4.3.1	Tonpartikel: Ablagerung als feinlamierte Lagen . . . . .	86
4.3.2	Siltpartikel: Ablagerung als Kletterrippel . . . . .	89
4.3.3	Sandpartikel: Bildung von Schichtformen und Sedimentstrukturen in Abhängigkeit vom Fließregime . . . . .	89
4.3.4	Kies und Steine: Ablagerung im unteren und oberen Fließregime . . . . .	92
4.4	Wellen . . . . .	92
4.4.1	Eigenschaften von Wellen . . . . .	92
4.4.2	Wellenbasis . . . . .	96
4.4.3	Windseewellen, und Bildung von Wellenrippeln . . . . .	97
4.4.4	Stürme und Bildung von Tempestiten . . . . .	100
<b>5</b>	<b>Flüsse, Seen und äolische Dünenfelder . . . . .</b>	<b>103</b>
5.1	Sedimentologische und geomorphologische Gliederung des Flachlands . .	103
5.2	Schutfächer, Schuttschürzen und Megaschutfächer . . . . .	104
5.2.1	Schutfächer und Schuttschürzen. . . . .	104
5.2.2	Megaschutfächer . . . . .	106
5.3	Charakterisierung einer Flusslandschaft . . . . .	109
5.3.1	Rinnengürtel und Flussrinne. . . . .	109
5.3.2	Uferwall . . . . .	111
5.3.3	Durchbruchsfächer . . . . .	112
5.3.4	Überschwemmungsebene . . . . .	112
5.4	Flusstypen und kontrollierende Faktoren . . . . .	113
5.5	Sedimentologische Eigenschaften der unterschiedlichen Flusstypen . . . . .	115
5.5.1	Verwilderte Flüsse . . . . .	115
5.5.2	Mäandrierende Flüsse . . . . .	118
5.5.3	Gerade Flüsse . . . . .	122

5.5.4	Anastomosierende Flüsse. . . . .	122
5.5.5	Zusammenstellung der unterschiedlichen Flusstypen . . . . .	125
5.6	Seen . . . . .	126
5.6.1	Insolationsbedingte Stratifikation des Seewassers . . . . .	126
5.6.2	Eintrag und Verteilung der Sedimente im See . . . . .	128
5.6.3	Bildung von Seearven . . . . .	130
5.7	Winde und die Bildung von äolischen Dünen . . . . .	132
5.7.1	Sedimenttransport durch Winde . . . . .	133
5.7.2	Windablagerungen . . . . .	134
<b>6</b>	<b>Ablagerungen im flachen Meer. . . . .</b>	<b>143</b>
6.1	Bathymetrische Gliederung . . . . .	143
6.2	Wellendominierte Küste. . . . .	144
6.2.1	Wellen und ihre Bildung . . . . .	144
6.2.2	Morphologische und sedimentologische Gliederung einer wellendominierten Küste . . . . .	146
6.2.3	Sedimentologische Prozesse und resultierende Strukturen an einer wellendominierten Küste . . . . .	149
6.2.4	Zusammenfassung der wichtigsten Charakteristika einer wellendominierten Küste . . . . .	158
6.3	Gezeitendominierte Küste . . . . .	159
6.3.1	Gezeiten und ihre Bildung . . . . .	159
6.3.2	Morphologische und sedimentologische Gliederung einer gezeitendominierten Küste . . . . .	161
6.3.3	Sedimentologische Prozesse und daraus resultierende Strukturen an einer gezeitendominierten Küste. . . . .	163
6.3.4	Wichtigste Sedimentstrukturen, die auf Gezeitenprozesse zurückgeführt werden	170
6.4	Flussdominierte Küste und Bildung eines Deltas. . . . .	170
6.4.1	Einführung und Prozesse . . . . .	170
6.4.2	Allgemeiner Aufbau und Verlagerung eines Deltas. . . . .	172
6.4.3	Sedimentologische Abfolge eines fluss-, wellen- und gezeitendominierten Deltas	174
6.4.4	Zusammenfassung: Wichtigste Charakteristika von Deltas . . . . .	176
<b>7</b>	<b>Trübeströme und Turbidite . . . . .</b>	<b>179</b>
7.1	Geomorphologische und sedimentologische Übersicht . . . . .	179
7.2	Rutschungen am Kontinentalhang und die Bildung von submarinen Schuttschürzen am Kontinentalfuß . . . . .	181
7.3	Trübeströme: Entstehung, Transport und Ablagerung . . . . .	182
7.3.1	Entstehung. . . . .	182
7.3.2	Trübeströme hoher und geringer Dichte. . . . .	183
7.3.3	Anatomie eines Trübeströms . . . . .	183
7.4	Dynamische Entwicklung eines Trübeströms . . . . .	185
7.4.1	Ablagerung von Trübeströmen und Bildung von Turbiditen . . . . .	185
7.4.2	Weitere Sedimentstrukturen . . . . .	189
7.5	Großmaßstäbliche Ablagerungsräume: Vom Canyon zum submarinen Schuttfächer . . . . .	192



7.5.1	Im Canyon. . . . .	192
7.5.2	Auf dem submarinen Schuttfächer. . . . .	193
7.5.3	Bildung mächtiger Wechsellagerungen auf dem submarinen Schuttfächer . . . . .	196
7.6	Dynamik eines submarinen Schuttfächers und Bildung von Sequenzen . . . . .	197
7.7	Radiale und axiale Transportsysteme . . . . .	199
<b>8</b>	<b>Auf der Tiefsee-Ebene. . . . .</b>	<b>203</b>
8.1	Die pelagischen Sedimente . . . . .	204
8.1.1	Tiefseeton . . . . .	204
8.1.2	Kalkiger Tiefseeschlamm und Bildung von Mikrit. . . . .	204
8.1.3	Kieseliger Tiefseeschlamm. . . . .	207
8.1.4	Zusammenfassung. . . . .	210
8.2	Marine Strömungen und Nährstoffzirkulation. . . . .	213
8.2.1	Die thermohaline Zirkulation. . . . .	213
8.2.2	Die Kalk-Kompensationstiefe (CCD). . . . .	214
8.2.3	Ablandige Winde und Bildung einer Auftriebsströmung („upwelling“) . . . . .	216
8.3	Globale Verteilung der Sedimente auf der Tiefsee-Ebene . . . . .	218
<b>9</b>	<b>Flachmarine Kalksteine. . . . .</b>	<b>221</b>
9.1	Die Karbonatminerale und Kalkpartikel . . . . .	223
9.1.1	Geochemie der Karbonatminerale . . . . .	223
9.1.2	Komponenten in Kalksteinen . . . . .	226
9.2	Die Kalkplattform . . . . .	233
9.2.1	Am Plattformrand: Wachstum von Korallen und Bildung eines Riffs . . . . .	236
9.2.2	Am Plattformfuß: Ablagerung von Brekzien und Kalziturbiditen . . . . .	236
9.2.3	Auf der Plattformschwelle: Bildung von Großrippeln . . . . .	237
9.2.4	In der Lagune: Kalkschlamm mit Bioklasten und Onkoiden . . . . .	237
9.2.5	Im Intertidal: Gezeiten und Umlagerung von Kalkschlamm in Prielen. . . . .	238
9.2.6	Vom Intertidal zum Supratidal: Bildung von Salz und Lebensraum für Cyanobakterien . . . . .	239
9.3	Ablagerungsräume auf einer Kalkplattform in der Übersicht . . . . .	239
9.4	Bildung von Dolomit zwischen dem oberen Intertidal und dem unteren Supratidal . . . . .	241
9.5	Beispiele von Kalkplattformen . . . . .	246
9.5.1	Die Bahamas als Beispiel für eine gezeitendominierte Kalkfabrik . . . . .	246
9.5.2	Die Westküste des Roten Meers als Beispiel für eine wellendominierte Kalkfabrik . . . . .	246
9.6	Karbonatplattform mit Eintrag klastischer Partikel vom Festland . . . . .	247
9.7	Epikontinentale Kalkplattform und Kalkrampe . . . . .	249
<b>10</b>	<b>Evaporite: Wo Wasser verdunstet. . . . .</b>	<b>253</b>
10.1	Die Evaporitminerale . . . . .	254
10.2	Meerwasser-Evaporite: Das Sabkha Modell . . . . .	256
10.3	Kontinentale Evaporite. . . . .	259
10.4	Offenmarine Evaporite. . . . .	262

<b>11</b>	<b>Von der Lithofazies zur Sequenz- und Zyklusstratigraphie</b> . . . . .	<b>265</b>
11.1	Stratigraphie . . . . .	266
11.1.1	Superposition, Konkordanz und Diskordanz . . . . .	266
11.1.2	Lithostratigraphie, Lithofazies und sedimentäre Architekturelemente . . . . .	266
11.1.3	Biostratigraphie . . . . .	267
11.1.4	Chrono- und Magnetostratigraphie . . . . .	267
11.2	Transgression und Regression . . . . .	272
11.2.1	Bildung regressiver und transgressiver Sedimentabfolgen . . . . .	272
11.2.2	Mechanismen, welche die Bildung transgressiver und regressiver Sedimentabfolgen steuern . . . . .	272
11.2.3	Verhältnis zwischen Bildung von Ablagerungsraum und Sedimentzufuhr . . . . .	274
11.3	Sequenzstratigraphie . . . . .	275
11.3.1	Bildung von ‚Systems Tracts‘ . . . . .	275
11.3.2	Sedimentologische Abfolge von ‚Systems Tracts‘ . . . . .	278
11.3.3	Sequenzstratigraphische Analyse als Hilfsmittel zur Korrelation von Schichtsequenzen . . . . .	279
11.4	Zyklen und Zyklusstratigraphie . . . . .	283
11.4.1	Allozyklen und Autozyklen . . . . .	283
11.4.2	Wilson-Zyklen, Milanković-Zyklen und Gezeitenzyklen . . . . .	283
11.4.3	Die Mittelpleistozäne Übergangsphase . . . . .	286
	<b>Literaturverzeichnis</b> . . . . .	<b>289</b>
	<b>Abkürzungsverzeichnis</b> . . . . .	<b>293</b>
	<b>Stichwortverzeichnis</b> . . . . .	<b>295</b>



Das Sedimentologie-Team beim Besprechen des Buches – Eine typische Szene. Von links nach rechts: **Maya Plakoudakis**, Lektorin (schaut prüfend auf den Text und weist auf einen Widerspruch hin); **Fritz Schlunegger**, Autor (formuliert einen Vorschlag, wie der Widerspruch gelöst werden könnte); **Irène Herwegh**, Grafikerin/Illustratorin (unterbreitet einen Vorschlag, wie die Änderung in die Abbildung graphisch übertragen werden könnte); **Philippos Garefalakis**, Autor (hört kritisch zu, ob der Vorschlag in den Gesamtkontext passt und für Bachelorstudierende verständlich ist); **Stefan Werthmüller**, Künstler (macht sich Gedanken, wie die neue Textpassage künstlerisch interpretiert werden könnte).



## Danksagung

Die Autoren bedanken sich bei Herrn Stefan Werthmüller, Künstler, für die Zeichnungen am Beginn jedes Kapitels, und bei der Redaktion in Stuttgart für das Setzen des Textes und der Abbildungen sowie für die professionelle redaktionelle Begleitung des Buches. Ein großes Dankeschön geht an Frau Irène Herwegh, Grafikerin und Illustratorin, für die Erstellung der Abbildungen, und an Frau Maya Plakoudakis, Gymnasiallehrerin im Ruhestand, für das sorgfältige Lektorat des Textes.

# Erweiterte Zusammenfassung – was ich bei einer Prüfung wissen sollte

Im Fach ‚Sedimentologie‘ befassen wir uns mit einem breiten Spektrum von Prozessen, welche auf der Erdoberfläche ablaufen. Dabei handelt es sich um die Entstehung, den Transport und die Ablagerung von Sedimentkörnern und chemischen Stoffen, welche im Wasser gelöst sind. Das Ergebnis dieser Prozesskette (Kapitel 1) ist Sedimentgestein.

Sedimentkörner und chemische Stoffe werden meistens als Folge verschiedenster Verwitterungs- und Abtragungsmechanismen gebildet. Dabei entstehen Gesteinsbruchstücke und Tonminerale, welche zur Bodenbildung beitragen (Kapitel 2). Ein bedeutender Anteil der Verwitterungsprodukte wird aber meistens im Wasser entweder in gelöster Form als Anionen und Kationen oder als mechanische Fracht abtransportiert. Die Ablagerung der mechanischen Fracht führt zur Bildung der Trümmer- oder klastischen Sedimente. Die Ausfällung von Kationen und Anionen erfolgt durch chemische oder organische Prozesse und hat die Bildung von Salzmineralen (chemische Ausfällung) oder die Entstehung von Kalkschalen und Kalkpartikeln (organische Bildung von Muschelschalen, Schnecken-schalen, Kalk in Kotpillen etc.) zur Folge. Diagenetische Prozesse, welche nach der Ablagerung stattfinden, führen zur Verfestigung der Sedimentkörner und schließen den Kreislauf auf der Erdoberfläche mit der Bildung eines Sedimentgesteins ab.

Große Volumina von Sedimentpartikeln entstehen vorwiegend in Gebirgen (Kapitel 3). Dort sind Gletscher und Massenbewegungen wie zum Beispiel Rutschungen und Bergstürze (Kapitel 3.1. und 3.2) die wichtigsten sedimentbildenden Prozesse. Dabei entsteht viel Erosionsschutt, welcher anschließend durch Bäche und Flüsse vom Gebirge ins Flachland verfrachtet wird. In Gebirgszügen wie zum Beispiel in den Anden sind vulkanische Eruptionen ebenfalls wichtig für die Bildung von Sedimentpartikeln (Kapitel 3.3). Dabei handelt es sich um Bomben, Lapilli und Asche, die aus dem Vulkanschlot herausgeschleudert werden. Ein Teil dieser Partikel fällt anschließend zu Boden und wird so zum pyroklastischen Sediment. Der andere Teil vermischt sich mit vulkanischem Gas und heißer Luft zu einem pyroklastischen Strom und fließt in dieser Mischung mit hoher Geschwindigkeit den Vulkankegel herunter. Dieser Strom kommt schließlich am Fuß des Vulkankegels zur Ablagerung.

Der Transport von Sedimentkörnern aus einem Gebirgszug ins angrenzende Flachland erfolgt vorwiegend durch Wasser (Kapitel 4). Dieses transportiert den Erosionsschutt entweder als mechanische Fracht (Boden- und Suspensionsfracht) oder in gelöster Form (Lösungsfracht). Bei der Ablagerung der mechanischen Fracht entstehen im Sediment diagenetische Strukturen, deren Bildung primär von den hydraulischen Eigenschaften des Wassers (laminares oder turbulentes Fließen, unteres oder oberes Fließregime; Kapitel 4.1) abhängt. Tonpartikel können dabei sowohl bei turbulentem als auch bei laminarem Fließen in der Suspension getragen werden. Sie lagern sich erst dann als millimeterdünne Laminae ab, wenn die Strömung zum Erliegen kommt. Der Transport von Sandpartikeln bedingt, dass das Wasser turbulent fließt. Bei langsamer Strömung und geringer Wassertiefe bilden sich kleine Schichtformen (Rippel), die bei zunehmender Strömungsgeschwindigkeit und Wassertiefe zu Großrippeln anwachsen (Kapitel 4.3). In beiden Fällen bleibt die Strömung

im unteren Fließregime. Dabei ordnen sich die Sandkörner zu einer Schräg- und Kreuzschichtung. Nimmt die Fließgeschwindigkeit weiter zu, dann vollzieht das Wasser einen Wechsel vom unteren ins obere Fließregime. Das Wasser schießt dann mit einer hohen Geschwindigkeit und einer fast glatten Oberfläche über den Grund und glättet die Rippel und Großrippel zu parallellaminierten Sandlagen (Kapitel 4.3). Eine solche Struktur ist diagnostisch für eine Strömung im oberen Fließregime. Während das Wasser in Fließgewässern eine gerichtete Strömung hat, bewegt es sich in stehenden Gewässern wie zum Beispiel in einem See oder im Meer oszillierend hin und her. Auf dem See- oder Meeresgrund bilden sich Wellenrippel mit einem symmetrischen Querschnitt (Kapitel 4.4).

Wo Flüsse und Wildbäche das Gebirge verlassen (Kapitel 5), bilden sie radialförmige Fächer unterschiedlicher Größe. Darauf setzt sich ein bedeutender Teil der Bodenfracht ab (Kapitel 5.1 und 5.2). Am Gebirgsrand beobachten wir ein zopfartiges Muster aus Rinnen und Kiesbänken, welches ein diagnostisches Merkmal eines verwilderten Flusses ist. Weiter flussabwärts wird die Bodenfracht in den Flussläufen sukzessive feinkörniger, und aus den Schuttfächersystemen entwickelt sich eine Auenlandschaft mit breiten Überflutungsebenen und mäandrierenden Flüssen. Diese strecken sich im flachsten Bereich des Festlandes zu geraden Flüssen und verzweigen sich zum letzten Mal in einer vielfältigen Landschaft aus Rinnen und Sümpfen, bevor sie ins Meer münden (Kapitel 5.3, 5.4 und 5.5). Flüsse enden aber auch in Seen, wo sie ihre mechanische Fracht ablagern (Kapitel 5.6). Dabei bleibt die Bodenfracht bei der Flussmündung liegen und trägt so zur Bildung eines Deltas bei. Die Suspensionsfracht wird dagegen durch die Wellen weit in den See getragen. Dort sinken die Partikel in Abhängigkeit von der jahreszeitlichen Temperaturschichtung des Wassers langsam auf den Grund und bilden so eine Abfolge feinlaminiertes Warven. Große Bereiche unseres Globus sind jedoch zu trocken, als dass sich eine Vegetationsdecke bilden könnte. Dort kann der Wind ohne Hindernis Sand- und Staubpartikel zu Dünenfeldern zusammenwehen. So entstehen weitläufige Landschaften mit Löss (Staubablagerungen), äolischen Rippeln und komplexen Winddünen (Kapitel 5.7).

Ein großer Anteil der Sedimentpartikel gelangt letztendlich ins Meer (Kapitel 6) und wird dort durch Wellen und Gezeitenströmungen entlang der Küste verfrachtet (Kapitel 6.1). Ist die Küstenform durch einen starken Wellengang geprägt, dann sprechen wir von einer wellendominierten Küste (Kapitel 6.2). Wellen entstehen während eines Sturms oder bei schönem Wetter auf hoher See. Von dort breiten sie sich in alle Richtungen aus und treffen schließlich auf eine Küste. Dabei werden sie gegen den Strand hin sukzessive höher und steiler (Wellentransformation), bis sie sich in der Wellenbrecherzone überschlagen. In der Transformationszone entstehen am Meeresgrund symmetrische Rippel oder Wellenrippel. Nach dem Brechen der Welle schwappt das Wasser am Strand hin und her. In dieser Surf- und Schwappzone entstehen parallellaminierte Sande, welche für einen wellendominierten Strand diagnostisch sind. Im Gegensatz dazu führen starke Gezeitenströmungen zur Bildung eines Strandes mit einem Watt, Prielen und Gezeitendeltas – charakteristische Merkmale einer gezeitendominierten Küste (Kapitel 6.3). Solche Strömungen entstehen als Folge einer komplexen Wechselwirkung aus Kräften, die aus der Anziehung zwischen Mond, Sonne und Erde resultieren. Die Gezeitenströmungen verlaufen in entgegengesetzte Richtungen, entweder zur Küste als Flutströmung oder ins offene Meer als Ebbströmung. Daraus entstehen Sedimente, deren Schichtformen oft gegenläufig orientiert sind. Solche Ablagerungen finden wir insbesondere in Prielen, wo Flut- und Ebbströmungen den Sand hin und her bewegen und so Großrippel mit gegenläufigen Schrägschichtungen bilden.



Gezeitenablagerungen werden auch auf der Wattoberfläche gebildet. Dort ist das Sediment vorwiegend feinkörnig (Ton, Silt und Feinsand). Daraus entstehen gegenläufige Strömungsrippe und Schlicklagen (Kapitel 6.3).

Wo ein Fluss eine hohe Sedimentfracht zum Meer führt, bildet sich ein Delta. Wir unterscheiden zwischen fluss-, wellen- und gezeitendominierten Deltas, welche aber in ihrem Aufbau ähnlich sind (Kapitel 6.4). Ist eine meerwärts gerichtete Flussmündung ersichtlich und lässt sich die dreieckförmige Deltageometrie bereits von weitem erblicken, dann handelt es sich mit großer Wahrscheinlichkeit um ein flussdominiertes Delta. Wirken die Mündungsbereiche jedoch abgeplattet und geglättet, dann wird die Form des Deltas sehr wahrscheinlich durch Wellen verändert. Wenn das Delta schließlich durch Inseln und Sandbänke gegliedert wird, welche quer zum Küstenverlauf orientiert sind und der Küste deshalb eine ausgefrante Form geben, dann handelt es sich mit großer Wahrscheinlichkeit um ein gezeitendominiertes Delta.

Vom Strandbereich kann das Sediment zum äußeren Schelf und von dort in die Tiefsee-Ebene verfrachtet werden (Kapitel 7). Bei diesen Prozessen handelt es sich um Trübestrome. Diese haben aufgrund ihrer großen Sedimentfracht eine höhere Dichte als das Umgebungswasser. Trübestrome fließen deshalb, getrieben durch ihre relative Schwere, am Meeresgrund zu den submarinen Schuttfächern. Diese bilden den Übergang vom Kontinentalhang zur Tiefsee-Ebene und bestehen aus Rinnen, Uferwällen und zungenförmigen Loben. Dort werden die Sedimentpartikel schließlich als Turbidite mit charakteristischen und deshalb diagnostischen Abfolgen von Sedimentstrukturen abgelagert.

In größerer Entfernung von der Küste wird der klastische Sedimenteintrag vom Kontinent ins Meer sukzessive geringer, so dass das Ablagerungsvolumen von Sedimentpartikeln aus dem offenen Meer mengenmäßig bedeutender wird. Dort entstehen dann pelagische oder auch offenmarine Sedimente (Kapitel 8). Dabei handelt es sich einerseits um Staubpartikel oder auch um vulkanische Asche, welche vom Festland her durch starke Winde auf das offene Meer geweht werden. Andererseits tragen auch mikroskopisch kleine Schalen von Organismen zur Bildung pelagischer Sedimentpartikel bei. Diese Mikroorganismen schweben als Plankton im Meer umher, oder sie leben als Benthos direkt auf oder in den obersten Schichten auf dem Meeresgrund. Nach dem Absterben der planktisch lebenden Organismen sinken die Kalk- und Kieselschalen zusammen mit dem Staub auf den Meeresgrund und bilden dort zusammen mit den Schalen der abgestorbenen benthischen Organismen die pelagischen Sedimente.

Kalksteine (Kapitel 9) bestehen weitgehend aus dem Mineral Kalzit oder Aragonit (Kapitel 9.1). Sie treten auf allen Kontinenten unseres Globus auf und bilden in Gebirgszügen oft scharfe und steile Felsklippen. Diese großräumige Verbreitung der Kalksteine erstaunt, wenn wir sie mit dem schmalen Saum auf dem Schelf oder dem Festlandsockel zwischen den Wendekreisen (23°S und 23°N) vergleichen, wo heute Kalkpartikel gebildet werden. Diese Eingrenzung auf warme Klimagürtel hängt vermutlich mit der sukzessiven Abkühlung der Atmosphäre während des Quartärs zusammen. Das Quartär umfasst die letzten 2.6 Millionen Jahre der Erdgeschichte und schließt auch die heutige Zeit ein. In dieser Epoche könnte ein kühles globales Klima zu einer stärkeren physikalischen Verwitterung und damit zu größeren Einträgen klastischer Sedimentpartikel von den Kontinenten in die Ozeane geführt haben, was die Entstehung von Kalksteinen stark beeinträchtigt haben könnte.

Kalkpartikel werden heute vorwiegend auf Kalkplattformen in tropischen und subtropischen Gebieten gebildet (Kapitel 9.2). Dabei handelt es sich um einen flachen Ablagerungs-

raum, worin Kalkpartikel gebildet, umgelagert und schließlich abgelagert werden (Kapitel 9.3). Eine solche Plattform hat eine scharfe, dem offenen Meer zugewandte Kante, den Plattformrand, sowie einen inneren, vom offenen Meer abgeschnürten und deshalb energiearmen Bereich, die Lagune. Am Plattformrand siedeln sich Korallen an und bilden ein Riff. Das Korallenriff wird durch eine seichte Schwelle gesäumt, an der die Wellenenergie gebrochen wird und wo Gezeitenströmungen zur kontinuierlichen Verlagerung der Kalkpartikel führen. Hier entstehen komponentengestützte Kalksteine mit einem Kalzitement zwischen den Kalkpartikeln. In der Lagune ist die Meeresenergie gebrochen, so dass keine oder nur eine sehr geringe Strömung vorkommt. Damit liegen ideale Bedingungen für die Ablagerung von Kalkschlamm vor. Der Übergang von der Lagune zum Festland wird häufig durch ein Kalkwatt gebildet. Priele durchziehen diesen Bereich, und Gezeitenströmungen verlagern den Schlamm von der Lagune auf die flache Wattoberfläche. Gegen das Festland hin, also im oberen Intertidal, verdunstet das Meerwasser, so dass dort Salzkristalle gebildet werden. Dort befindet sich auch der Bereich, wo Kalkpartikel im Boden diagenetisch zu Dolomitmineralen rekrystallisieren, denn dort mischt sich das Grundwasser aus dem Festland mit dem salzigen Wasser des oberen Intertidals zu einer Lösung, in welcher eine solche Dolomitisierung stattfinden kann (Kapitel 9.4).

In ariden Klimagürteln ist die Verdunstung von Wasser bedeutend größer als der Niederschlag. Daraus resultiert eine negative Wasserbilanz, welche dazu führt, dass ein See oder auch randmarine Zonen vollständig austrocknen. Dabei werden die im Wasser gelösten Kationen und Anionen als Salzminerale ausgefällt. Beim kontinuierlichen Verdampfen von Seewasser entsteht zuerst eine Sole, anschließend ein Salzwassersee und schließlich eine Salzpflanze oder ein Salar (Kapitel 10). Diese Salzpflanze besteht weitgehend aus Verdampfungs- oder Evaporitmineralen (Kalzit, Steinsalz, Gips und Anhydrit), die sich zu Evaporitgesteinen, Verdampfungsgesteinen oder chemischen Sedimenten anreichern. Sogar ein Meer, in welchem der Austausch von Meerwasser mit den Ozeanen als Folge einer Verengung eingeschränkt ist (Kaspisches Meer, Schwarzes Meer und das Mittelmeer), kann vollständig oder teilweise austrocknen, wenn die Wasserzufuhr für eine längere Zeit unterbrochen wird.

Während längerer geologischer Zeiträume von Tausenden bis Millionen von Jahren bilden sich durch die Akkumulation von Sedimentpartikeln mehrere hundert Meter mächtige Sedimentabfolgen. Diese werden hinsichtlich sedimentologischer (Lithostratigraphie), paläontologischer (Biostratigraphie) und chronologischer Kriterien (Chrono- und Magnetostratigraphie) beschrieben (Kapitel 11.1). Die Bildung solcher Abfolgen wird sehr häufig durch Veränderungen des Meeresspiegels gesteuert. Bei einem steigenden Meeresspiegel beobachten wir eine Transgression und die Bildung einer transgressiven Sedimentabfolge. Ein sinkender Meeresspiegel dagegen führt zu einer Regression und zur Bildung einer regressiven Abfolge (Kapitel 11.2). Dabei erweist sich die Gruppierung einer Sedimentabfolge in Parasequenzen und Sequenzen (Sequenzstratigraphie) als hilfreiche Methode, um solche Entwicklungen in einem Sedimentstapel zu erkennen (Kapitel 11.3). In einer solchen Sedimentabfolge kann sich zudem ein bestimmtes Sedimentationsmuster in regelmäßigen Abständen wiederholen (Zyklostratigraphie; Kapitel 11.4), welche durch Gezeiten und saisonale sowie langperiodische Schwankungen der Sonneinstrahlung gesteuert werden. Bei Veränderungen der Sonneinstrahlung spielen insbesondere die Neigung der Erdbachse sowie die Geometrie der Erdbahn eine Rolle, denn diese ändern sich in regelmäßigen Zeitabständen.





Excursion 5/12/27

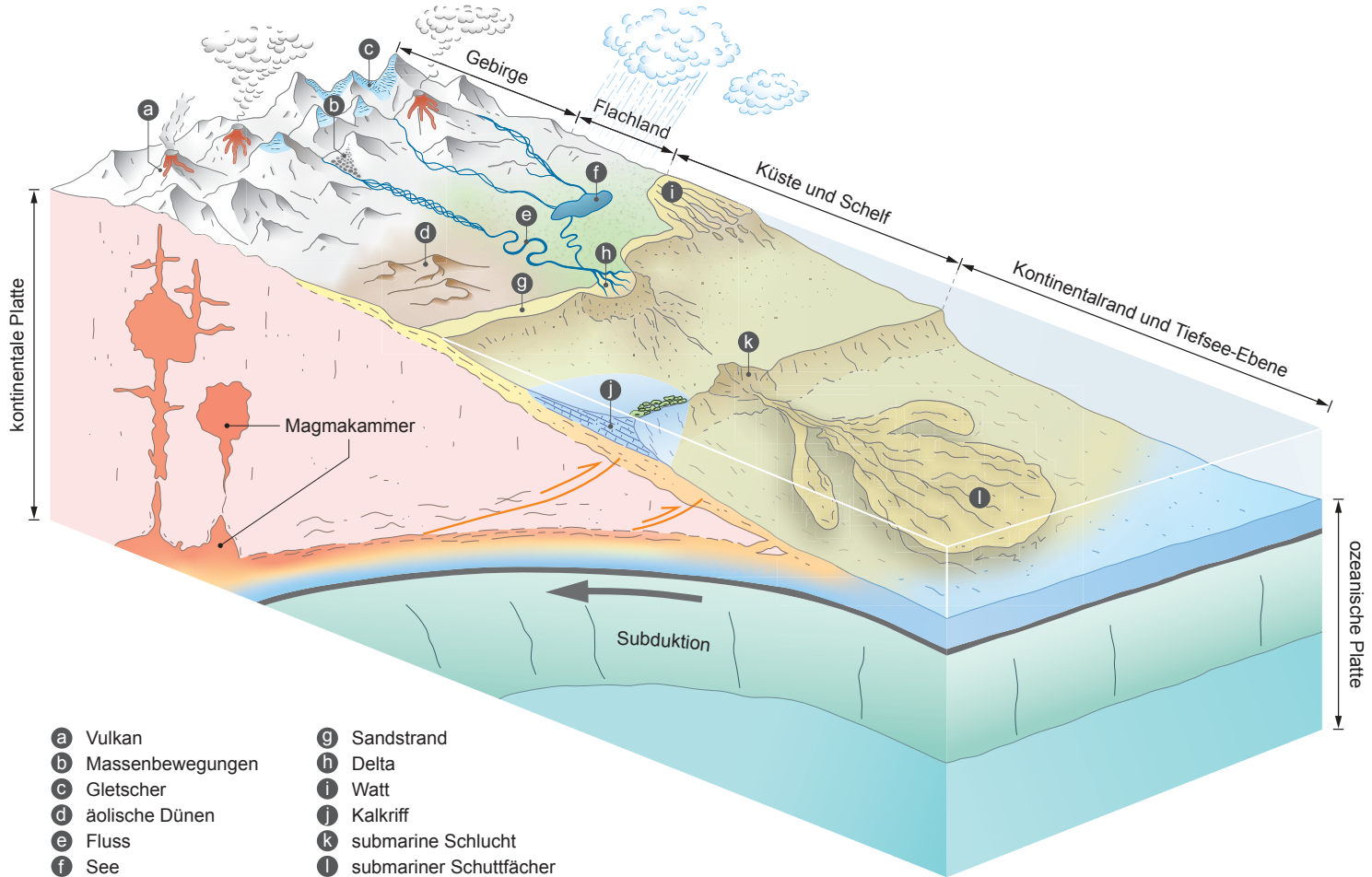
# 1 Kreislauf der Gesteine und Nomenklatorisches

## 1.1 Kreislauf der Gesteine in der Übersicht

Die Bildung von Gesteinen und die damit verbundenen Mechanismen können in zwei Kreisläufe unterteilt werden, den endogenen und den exogenen. Der endogene Kreislauf beschreibt Prozesse, die im Erdinnern ablaufen; exogene Prozesse umfassen die Kreisläufe an der Erdoberfläche. Beim endogenen Kreislauf sind insbesondere plattentektonische und geothermische Prozesse wirksam. Durch Plattenbewegungen werden die ozeanischen Platten unter kontinentale Platten geführt und damit subduziert (Abbildung 1-1). Die subduzierten Gesteine werden unter erhöhte Drucke und Temperaturen gesetzt. Dabei werden sie deformiert, und eine Gesteinsumwandlung, die Metamorphose, setzt ein. Als Folge davon bilden sich Gneise und Schiefer (z.B. Glimmerschiefer, Amphibolite). Sind die Temperaturen hoch genug und ist genügend  $H_2O$  in den Mineralen der Gesteine eingebunden, dann können Teile der subduzierten ozeanischen, aber auch der darüberliegenden kontinentalen Kruste aufgeschmolzen werden. Ein Teil dieser Schmelzen dringt dabei als flüssige Lava an die Erdoberfläche. Ein anderer Teil wird explosiv als Pyroklasten aus dem Vulkanschlot herausgeschleudert. Die erstarrten Laven bilden dabei die vulkanischen Gesteine (z.B. Rhyolite, Basalte), und das Auswurfmaterial lagert sich als pyroklastisches Sediment ab. Der weitaus größte Teil der Schmelzen bleibt jedoch in der kontinentalen Kruste stecken und erstarrt in größerer Tiefe, wo sie sich als plutonische Gesteine ausbilden (z.B. Granite, Granodiorite und Diorite).

Tektonische Prozesse im Untergrund sowie Erosion an der Oberfläche führen zur Freilegung tieferliegender Gesteine (z.B. Granite). Dieser Prozess wird auch als Exhumation bezeichnet. Sind die Gesteinspakete einmal an der Oberfläche aufgeschlossen, dann werden sie dem Einflussbereich der Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre und Biosphäre ausgesetzt und durchlaufen ab dann den exogenen Kreislauf der Gesteine (Abbildungen 1-1 und 1-2). Dieser umfasst verschiedenste Verwitterungs- und Abtragungsmechanismen (Erosion). Dabei entstehen durch mechanische Zerkleinerung Gesteinsbruchstücke unterschiedlicher Größe. Chemische Reaktionen führen zudem zur Auflösung oder auch zur Um- und Neubildung von Mineralen. Bei diesen Prozessen gruppieren sich Kationen und Anionen zu neuen Mineralen, oder sie gehen vollständig im Boden- und Grundwasser in Lösung. Ein Teil dieses Materials bleibt am Verwitterungsort als Neubildungen und Residate (unverwitterte Gesteinsfragmente) liegen, welche wichtige Bestandteile der Böden sind. Der andere Teil wird als Bodenfracht, Suspensionsfracht und Lösungsfracht abtransportiert. Die Ablagerung der Boden- und Suspensionsfracht erfolgt gravitativ und

*Kapitelbild 1: Exkursion (Stefan Werthmüller, 2021).*



**Abbildung 1-1:** Geodynamischer Kreislauf der Gesteine von der Subduktion zur Exhumation der Gesteine und zur Bildung von Sedimentpartikeln. Diese werden auf der Erdoberfläche vom Gebirge ins Flachland und weiter ins Meer transportiert und tragen so zur Entstehung der Ablagerungsräume bei.



führt zur Bildung der Trümmer- oder klastischen Sedimente. Diese werden je nach Korngröße als Ton-, Silt- und Sandsteine oder auch als Konglomerate bezeichnet. Bei den Konglomeraten handelt es sich um verfestigte und damit zu Stein gewordene Kies- und Geröllablagerungen. Die Kationen und Anionen, die im Wasser gelöst sind, können durch chemische und organische Prozesse wieder ausgefällt werden, was zur Bildung von Sedimentpartikeln beiträgt. Zu den chemischen Prozessen gehören Verdunstung oder auch chemische Fällungsreaktionen (Evaporite, chemische Sedimente). Die Bildung von Schalen, Gerüsten und Skeletten (z.B. kalkige Muschelschalen, Schneckengehäuse, Korallenstöcke, Knochen) wird dagegen den organischen Prozessen zugeordnet. Tierische und pflanzliche Organismen extrahieren dabei Anionen und Kationen durch biochemische Reaktionen aus dem Wasser und bilden fein gegliederte kalkige und kieselige Feststoffe. Fische, Schnecken und andere Tiere scheiden Kalkpartikel auch in ihrem Kot aus und bilden so kalkige Kotpillen oder auch Pellets. Nach der Ablagerung können die Sedimentpartikel durch Druckbelastung zusammengebacken werden. Porenwasserströme führen zudem zur Zementation und zur Verfestigung der Sedimentkörner und schließlich zur Entstehung eines Sedimentgesteins. Die Summe der Prozesse nach der Ablagerung wird als Diagenese bezeichnet und schließt den exogenen Kreislauf mit der Bildung eines Sedimentgesteins ab (Abbildung 1-2).

## 1.2 Vom Ursprung der Sedimentpartikel bis zu ihrer Ablagerung

### 1.2.1 Verwitterung und Bodenbildung

Unter dem Einfluss des Klimas (Temperatur, Niederschläge) werden die Gesteine an der Oberfläche vorerst verwittert (Abbildung 1-2, Kapitel 2). Bei der physikalischen Verwitterung führen Temperaturschwankungen (Frostsprengung), Wurzeldruck und Salzsprengung zur Zerkleinerung und mechanischen Zerrüttung des Gesteins. Die chemische Verwitterung dagegen hat eine Veränderung des Mineralbestands der Gesteine zur Folge. So werden die Minerale unter dem Einfluss von Feuchtigkeit an der Oberfläche und im Grundwasser entweder gelöst oder verändert. Es bilden sich einerseits neue Bestandteile, wie zum Beispiel Tonminerale und Eisen-, Aluminium- und Mangan-Verbindungen. Andererseits werden Kationen und Anionen aus den Mineralen gelöst und als Lösungsfracht in den Boden, ins Grundwasser und in Flüsse abgeführt. Die wichtigsten Produkte dieser Verwitterungsprozesse sind Böden, die aus Neubildungen (Tonminerale, Eisenoxide und Hydroxide), unverwitterten Gesteinsfragmenten (Resistate) und organischem Material bestehen (Abbildung 1-2).

### 1.2.2 Erosion und Bildung von Sedimentpartikeln im Gebirge

Der Begriff Erosion fasst die Abtragung des Verwitterungsschutts und Festgesteins durch Wind, Wasser und Eis zusammen. Im Gebirge führen zudem episodische (kurzzeitig auftretende) Massenbewegungen zur schnellen Erosion der Oberfläche. Dabei handelt es sich um Bergstürze, Rutschungen und Schuttströme (Kapitel 3). Diese Prozesse treten entlang steiler Flanken auf und werden insbesondere durch Starkniederschläge und Erdbeben ausgelöst. Sie führen zur Bildung großer Schuttmassen, die zu den Flüssen in der Talsohle



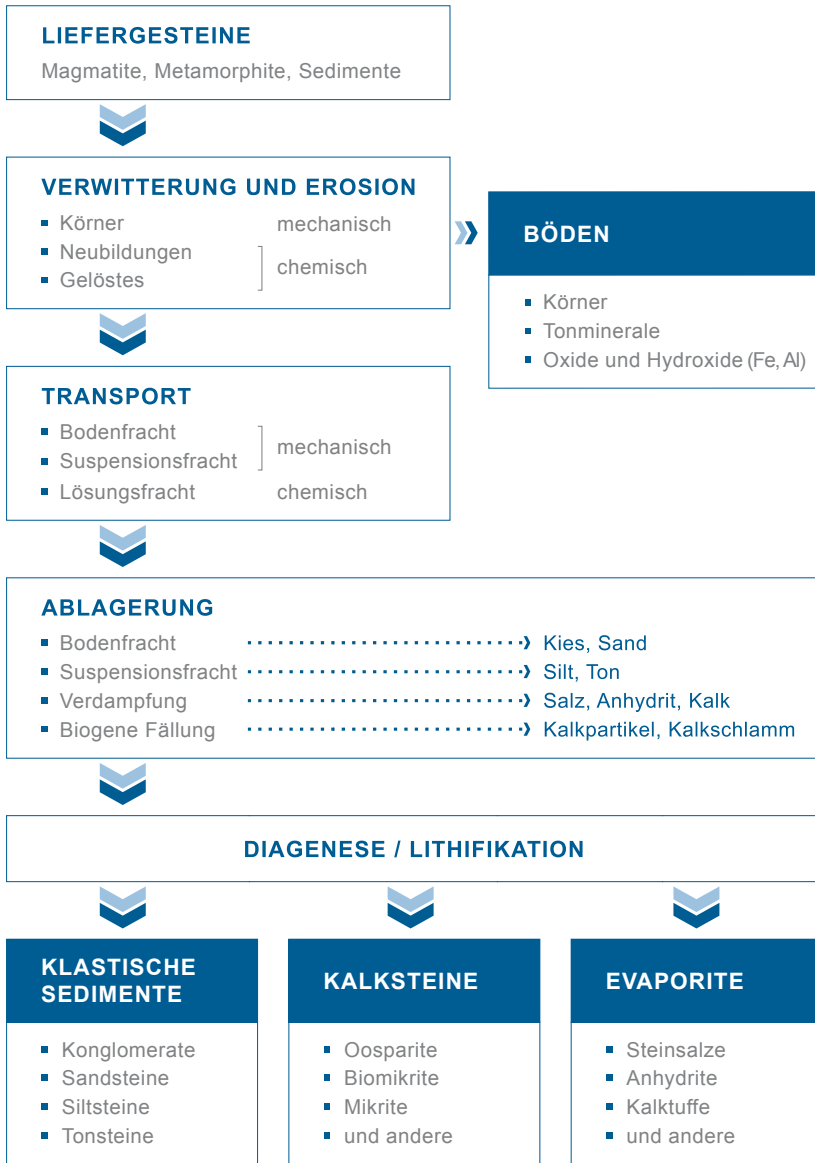


Abbildung 1-2: Exogener Kreislauf der Gesteine, dargestellt in einem Fließdiagramm.

(Vorfluter) verfrachtet werden. Die Erosion durch die Flüsse selbst hat eine weitere Tieferlegung der Talsohle zur Folge, was wiederum eine intensivere Abtragung der angrenzenden Talflanken auslösen kann. Am Gebirgsrand dagegen ist das Gelände meistens hügelig,

und die Talflanken sind relativ flach. Das hat zur Folge, dass dort die Böden sukzessive zur Talsenke hinuntergleiten (Hangkriechen) und episodische Massenbewegungen weitgehend fehlen. Die Bildung einer Hügellandschaft mit flachem Gewölbe und gegen die Talsohle hin zunehmend steileren Talflanken ist die Folge dieser Kriechprozesse. Während Hangkriechen sowie Massenbewegungen an Hängen die wichtigsten Prozesse für die Bildung von Sedimentpartikeln sind, steuern Rinnen- und Flussprozesse in der Talsohle die Art und Geschwindigkeit der Abtragung an den Talflanken.

Im Flachland bleibt ein bedeutender Anteil der neugebildeten Minerale sowie der Gesteinsfragmente in der Regel im Boden zurück. Dort können allerdings starke Niederschläge zur Erosion der Böden führen. Diese Art der Abtragung führt zur Bildung feinkörniger Partikel und zu einer hohen Suspensionsfracht in den Flüssen, was sich in der braunen Farbe des Flusswassers äußert. Die weitaus wichtigsten Erosionsmechanismen im Flachland sind jedoch Lösungsprozesse durch chemische Reaktionen. Flüsse enthalten hier hohe Konzentrationen an gelösten Kationen ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ) und Anionen ( $\text{HCO}_3^-$ ) und führen diese als Lösungsfracht dem Meer zu.

In Zeiten globaler Abkühlung stoßen Gletscher weit ins Flachland vor und führen so zu mächtigen Moränenablagerungen. Moränen entstehen durch Erosion und Transport des Gesteins durch Gletscher. Unterhalb des Gletschertors wird das Moränenmaterial von Wildbächen weiter umgelagert und talwärts verfrachtet (Kapitel 3).

### 1.2.3 *Transport und Ablagerung der Sedimentpartikel im Flachland*

Die verwitterten und erodierten (abgetragenen) Gesteinsfragmente werden in den Flüssen als mechanische (Ton, Silt, Sand, Kies und Steine) und gelöste Fracht (Kationen und Anionen) transportiert (Kapitel 4). Wo Flüsse das Gebirge verlassen, bilden sich radiale Schuttfächer (Kapitel 5). Diese können sich mehr als zehn Kilometer weit ins Flachland erstrecken und bestehen weitgehend aus Geröllablagerungen – wir sprechen dann von Megaschuttfächern. Kleinere Wildbäche, welche unmittelbar am Gebirgsrand entspringen, lagern ihre Fracht in Form von relativ steilen und kleinen Schuttschürzen – den Bajada-Fächern – direkt am Fuß des Gebirges ab.

Im Flachland verändert sich mit zunehmender Distanz zum Ursprung das Fließverhalten der Flüsse (Abbildung 1-1). Diese führen Ton und Silt als Suspensions- oder Schwebefracht und Sand, Kies und Steine als Bodenfracht. Sie fließen am Gebirgsrand zuerst verwildert in mehreren, verflochtenen Rinnen. Weiter flussabwärts beginnen sie zu mäandrieren. Gegen das Meer hin werden die Flussläufe sukzessive gerade, und sie enden in einem breit gefächerten Flussdelta an der Meeresküste (Abbildung 1-1). Zwischen Schuttschürzen und Megaschuttfächern am Gebirgsrand und der entfernten Meeresküste können sich Seen bilden (Kapitel 5). Ist das Klima im Flachland trocken, so kann das Wasser im See vollständig verdunsten. Die gelösten Kationen und Anionen kristallisieren dort als Salzminerale aus, wie heute zum Beispiel im Death Valley (USA) oder auch im Salar de Uyuni (Altiplano in Bolivien) beobachtet werden kann (Kapitel 10). Wo die Vegetation fehlt, führen Winde zur Verfrachtung von Sand und Staub und bilden dabei äolische Dünen (Kapitel 5). Solche säumen häufig auch die Küstenstreifen Europas (z.B. in der Normandie in Frankreich).

### 1.2.4 Prozesse an der Küste

Wo ein Fluss ins Meer mündet, bildet sich ein breit gefächertes Delta mit flachem Dach, einem flachen Hang (Deltahang mit einer Neigung von ca.  $2^\circ$ ) und einem graduellen Übergang zum Meeresgrund – dem Deltafuß. Dieser reicht bis in eine Meerestiefe von ca. 130 bis 200 Metern. Das Delta liegt damit auf dem äußeren, mit Meerwasser bedeckten Bereich der kontinentalen Kruste, welcher als Schelf bezeichnet wird (Kapitel 6). Auf dem Dach sowie an der Front des Deltas lagert sich die Bodenfracht der Flüsse als Sandschicht ab. Die Suspensionsfracht und die gelösten Stoffe dagegen werden weiter ins offene Meer transportiert. Die feinkörnige Fracht setzt sich langsam aus der Wassersäule ab und verteilt sich auf dem Deltahang bis weit in den Schelf. Entlang der Küste wird Sand zudem durch Wellen und Gezeiten um- und abgelagert (Kapitel 6). Es entstehen Sandstrände (wellendominierte Küste) sowie Wattoberflächen, die von Kanälen – den Prielen – durchzogen sind (gezeitendominierte Küste).

### 1.2.5 Transport zum Kontinentalfuß und Ablagerungen auf der Tiefsee-Ebene

Die Ablagerung der Sedimentfracht durch Flüsse kann zu steilen Böschungen an der Deltafront führen. Hochwasserereignisse sowie Erdbeben können hier Rutschungen auslösen, die meistens nicht wahrgenommen werden, da sie unter der Meeresoberfläche stattfinden. Da jedoch submarine Rutschungen auch Tsunamiwellen verursachen können, ist ihr Gefahrenpotential nicht zu unterschätzen. Diese Rutschungen sind häufig die Quelle von Trübeströmen (Kapitel 7), welche mit hoher Geschwindigkeit in tief eingeschnittenen submarinen Canyons (Schluchten) den Kontinentalhang hinunterströmen und ihre Fracht als submarine Schuttfächer ablagern (Abbildung 1-1).

In der Tiefsee-Ebene, weit außerhalb des Einflussbereiches der submarinen Schuttfächer, lagern sich kieselige und kalkige Schalen ab, welche von abgestorbenen planktischen Organismen stammen (Kapitel 8). Zusammen mit der Ablagerung feinsten Sedimentpartikel, welche durch Winde als Staub in die Ozeane getragen werden, bilden sie den Schlamm in der Tiefsee, welcher insbesondere auch eine große Anzahl an seltenen Erden enthält (Takaya et al., 2018).

### 1.2.6 Bildung von Kalksteinen

Die Ablagerung von Kalkpartikeln und die Bildung reiner Kalksteine bedingt, dass der Eintrag von Boden- und Suspensionsfracht sehr gering ist (Kapitel 9). Diese Situation finden wir heute vorwiegend in größerer Distanz zu Deltas wie zum Beispiel an der Schelfkante (Abbildung 1-1). Des Weiteren ist die Bildung von Kalkpartikeln an riffbildende Organismen wie zum Beispiel Korallen gebunden. Diese leben in der euphotischen oder photischen, d.h. lichtdurchfluteten Zone des Meerwassers zwischen dem nördlichen und südlichen Wendekreis, also vorzugsweise im Bereich des Äquators. Die Korallen entziehen dem Meerwasser  $\text{Ca}^{2+}$ -Kationen und  $\text{CO}_3^{2-}$ -Anionen und bauen diese in Form von Kalkmineralen in ihr Gerüst ein. Dabei bilden Korallen wichtige ökologische Nischen für weitere Organismen wie zum Beispiel Muscheln, Schnecken, Seeigel, Seepocken und andere. Nach dem Absterben der Korallen und der dort lebenden Organismen werden die Kalkgerüste

und Schalen durch Wellen und Gezeitenströmungen mechanisch zerkleinert und umgelagert und schließlich als Kalkpartikel abgelagert (Kapitel 9). Viele Korallenstöcke überstehen aber die erosive Wirkung der Wellen, so dass ganze Korallen-Gerüste auch nach dem Absterben der Organismen erhalten bleiben und so zu Gestein werden können.

In der Literatur findet man auch die Bezeichnungen ‚Karbonatpartikel‘ sowie ‚Kalkgesteine‘ und ‚Karbonatgesteine‘. Diese werden aber eher selten verwendet, und die weitestgebräuchlichsten Begriffe sind ‚Kalkpartikel‘ für die einzelnen Kalkkomponenten sowie ‚Kalkstein‘ für den entsprechenden Gesteinstyp.

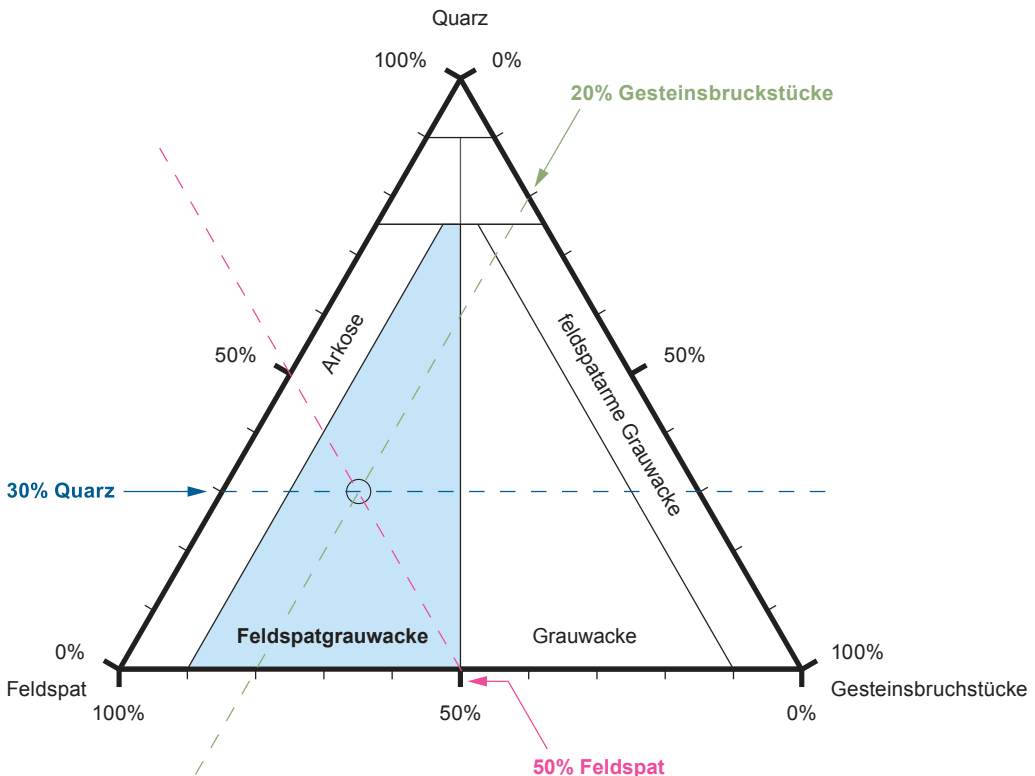
### 1.3 Klassifikationen der Sedimentpartikel und Sedimentgesteine

#### 1.3.1 Klassifikation nach Korngröße

Die Größe der Partikel, aus denen ein Sedimentgestein besteht, ist weitgehend namensgebend (Abbildung 1-3). Dies hat einerseits damit zu tun, dass Korngrößen relativ einfach zu bestimmen sind, und andererseits bestimmt das Kornkaliber auch die Art des Wasser- und Windtransportes (Kapitel 4). Die Klassifikation berücksichtigt aber oft auch die mineralogische Zusammensetzung der Sedimentkörner (z.B. Kalksandstein). Bestehen diese weitgehend aus  $\text{SiO}_2$ -Bestandteilen (wie zum Beispiel Quarz, Feldspat, Hornblende, Pyroxen

SILIKATISCHE PARTIKEL		GRÖÖE mm	KALKPARTIKEL	PARTIKELTYP NICHT SPEZIFIZIERT
<b>Steine</b>		63	<b>Rudit</b>	<b>Psephit</b>
Grob-	<b>Kies</b>			
Mittel-				
Fein-	20	<b>Arenit</b>	<b>Psammit</b>	
Grob-	6.3			
Mittel-	<b>Sand</b>	0.63	<b>Pelit</b>	
Fein-				2
Grob-	<b>Silt</b>	0.063	<b>Lutit</b>	
Mittel-				0.02
Fein-				0.0063
<b>Ton</b>		0.002		

**Abbildung 1-3:** Klassifikation des Sedimentgesteins nach Korngröße. Modifiziert nach Füchtbauer (1988).



**Abbildung 1-4:** Mineralogische Zusammensetzung eines Sandsteins und Namensgebung. Dreieck nach Homrighausen (1979). So widerspiegelt die Grundlinie des Dreiecks einen Quarzanteil von 0%, während die gegenüberliegende Ecke einen Mengenanteil von 100% Quarz darstellt (Vol%).

und Tonminerale), dann verwenden wir die silikatische Nomenklatur mit Begriffen wie: Ton (durchschnittliche Korngröße < 0.002 mm), Silt (durchschnittliche Korngröße zwischen 0.002 und 0.063 mm), Sand (durchschnittliche Korngröße zwischen 0.063 und 2 mm), sowie Kies (Korngröße > 2 mm) und Steine (Korngröße > 6.3 cm) (Abbildung 1-3). In der Tonfraktion bilden dabei die Tonminerale wie zum Beispiel Smektit, Illit und Kaolinit den weitaus größten volumetrischen Anteil. Die entsprechenden Sedimentgesteine heißen dann Tonstein, Siltstein, Sandstein und Konglomerat.

Besteht das Sediment zu fast 100% aus Kalkpartikeln und Karbonatmineralen, dann kann eine andere Nomenklatur verwendet werden. Dabei wird Kalkschlamm mit mikroskopisch kleinen Partikeln (< 0.002 mm) als Lutit bezeichnet (Abbildung 1-3). Körner mit einem Durchmesser zwischen 0.002 und 2 mm fallen in die Korngrößenfraktion des Arenit, und größere Körner können in der Ruditklasse zusammengefasst werden.

Werden die Partikel mineralogisch nicht weiter charakterisiert (materialunabhängig), dann können die Körner in die Korngrößenklassen des Pelit (< 0.063 mm), Psammit (0.063–2 mm) und Psephit (> 2 mm) zusammengefasst werden. Die entsprechenden Gesteine werden dann als pelitisches, psammitisches und psephitisches Sedimentgestein bezeichnet.

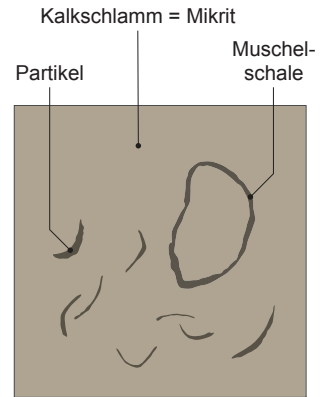
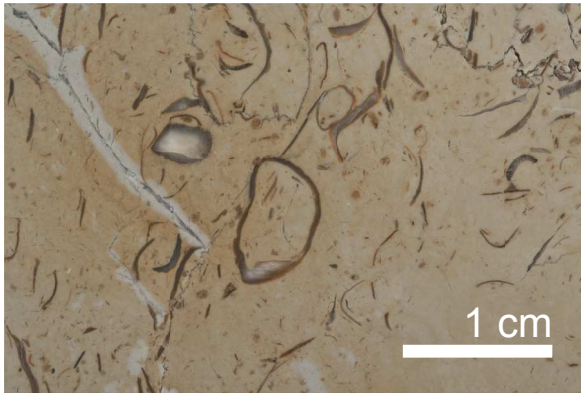
### 1.3.2 *Klassifikation der Sandsteine nach mineralogischer Zusammensetzung*

Die Sandsteine sind wichtige Sedimentgesteine, da sie einerseits weit verbreitet sind und andererseits geschätzte Baumaterialien darstellen. Die genauere Charakterisierung der Sandsteine erfolgt anhand der mineralogischen Zusammensetzung der Sedimentpartikel. Hier ist der relative Anteil der Quarzminerale und -aggregate, Feldspäte und Gesteinsbruchstücke ausschlaggebend (Vol%). Als Gesteinsbruchstücke bezeichnen wir dabei Sedimentkörner, die aus einem Aggregat mehrerer Komponenten bzw. Minerale bestehen. Körner dagegen, welche sich aus mehreren Quarzmineralen zusammensetzen, werden den Quarzen zugerechnet. Die Namensgebung der Sandsteine erfolgt dann im Bestimmungsdreieck mit den Endgliedern Quarz, Feldspat und Gesteinsbruchstücke (Abbildung 1-4). Die Verwendung dieser Nomenklatur bedingt aber, dass diese drei Komponenten (Quarz, Feldspatkörner und Gesteinsbruchstücke) quantitativ, zum Beispiel unter dem Mikroskop mittels Zählverfahren, erfasst werden.

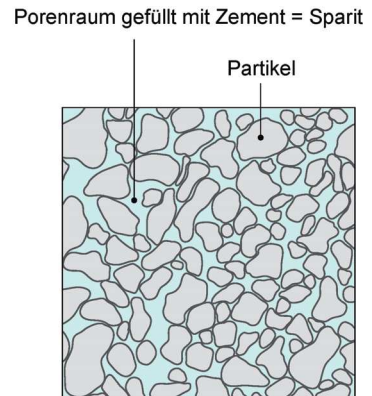
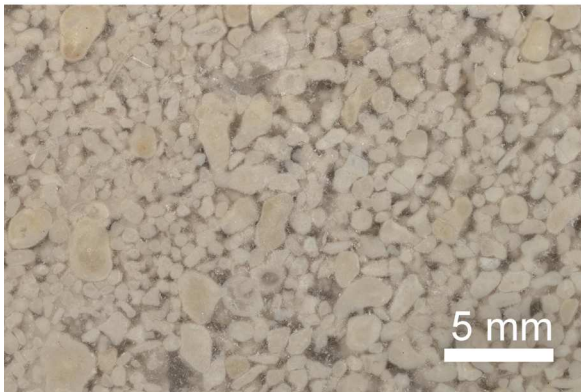
### 1.3.3 *Klassifikation der Kalksteine im Hinblick auf die Energie im Ablagerungsraum*

Weitere wichtige Sedimente sind die Kalksteine, welche die Sandsteine mengenmäßig übertreffen. Die Namensgebung für Kalksteine kann nach Dunham's (1962) Charakteristika hinsichtlich der energetischen Verhältnisse bei der Ablagerung erfolgen (s. auch Kapitel 9 und Abbildung 9-3). Diagnostisch entscheidend ist das Fehlen oder Vorhandensein von Kalkschlamm – dem sogenannten Mikrit (Abkürzung für mikrokristalliner Kalkschlamm). Dabei handelt es sich um mikroskopisch kleine Kalkpartikel, die der Lutit-Korngrößenfraktion ( $< 0.002$  mm) zugerechnet werden (Abbildung 1-3). Die Ablagerung dieser feinstkörnigen Partikel kann nur in ruhigem Wasser erfolgen, wenn keine Energie – und damit keine Strömung – am Ablagerungsort vorherrscht. Ein Kalkstein, welcher sich nahezu vollständig aus Kalkschlamm zusammensetzt, wird dabei als ‚Mudstone‘ (Schlammstein) bezeichnet. Sind vereinzelte Bruchstücke (ca.  $> 10\%$ ) von Kalkschalen (Gastropoden, Pelecypoden und andere) im Schlamm eingebettet, dann wird der Kalkstein als ‚Wackestone‘ (Wacke) angesprochen (Abbildung 1-5). Berühren sich die Kalkpartikel und bilden dabei ein komponentengestütztes Gefüge (‚grain support‘) und befindet sich zwischen den Körnern zudem Mikrit, dann wird der Kalkstein als ‚Packstone‘ (Packstein) bezeichnet.

Ganz anders ist die Situation, wenn am Ablagerungsort eine Strömung vorherrscht. Dann wird der Kalkschlamm wegen seiner geringen Korngröße bei der kleinsten Bewegung aufgewirbelt und weggespült – der Schlamm kommt nicht zur Ablagerung. Zurück bleiben jedoch die größeren Kalkkörner, welche aufeinander abgelagert werden und sich somit gegenseitig berühren. Dabei bildet sich ein komponentengestütztes Gefüge. Nach der Ablagerung der Körner fließt Porenwasser durch den Porenraum (Hohlraum zwischen den Körnern). Dabei werden Kalkminerale aus dem Porenwasser ausgefällt. So beginnt ein Zementationsprozess, der schließlich zur Verkittung der Körner durch Kalk- oder Karbonatminerale und damit zur Bildung eines festen Gesteins führt. Der Kalkzement zwischen den Körnern ist in der Regel durchsichtig und ermöglicht mit der Lupe den Blick in den Porenraum. Der entsprechende Kalkstein wird als ‚Grainstone‘ bezeichnet (Abbildung 1-6).



**Abbildung 1-5:** Wackestone oder Biomikrit, bestehend aus Kalkschlamm (Mikrit) und Muschel-schalen (Bioklasten).



**Abbildung 1-6:** Grainstone oder Oo-Intrasparit, bestehend aus Zement (Sparit) und runden Partikeln. Haben diese runden Kalkkörner einen Nukleus (Kern), dann werden sie Ooide genannt. Fehlt ein Kern, dann handelt es sich beim Korn wahrscheinlich um einen Intraklasten (s. Abbildung 9-5d und Kapitel 9.1.2).

Korallen und andere kalkbildende Organismen wie zum Beispiel inkrustierende Grünalgen können zur Bildung ganzer Strukturen führen, welche eine Größe von mehreren Metern erreichen können. Dabei handelt es sich um ‚Boundstones‘; das Gestein ist organisch, das heißt durch ein Kalkskelett, gebunden.

### 1.3.4 Klassifikation der Kalksteine nach Art der Körner

Eine Alternative zur Klassifikation der Kalksteine nach Dunham (1962) bildet das nomenklatorische Schema von Folk (1974). Hier steht die Art der Sedimentpartikel sowie



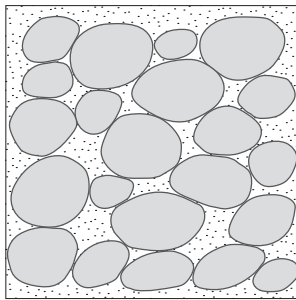
die Verfüllung des Porenraums im Vordergrund (s. auch Kapitel 9 und Abbildung 9-3). Diese besteht entweder aus einem Kalkzement – wir sprechen dann von Sparit – oder aus Kalkschlamm (Mikrit, s. Abbildung 1-5). Die Kalkpartikel ihrerseits werden in vier Klassen eingeteilt: Ooide (Abbildung 1-6), Bioklasten (Abbildung 1-5), Intraklasten und Pellets oder auch Kotpillen. Entsprechende Kalksteine heißen dann Oosparit oder Oomikrit, und entsprechend Biosparit/Biomikrit, Intrasparit/Intramikrit, und Pelsparit/Pelmikrit. Ooide haben in der Regel einen Kern, den Nukleus, um den sich Lage für Lage mikroskopisch dünne Schichten bilden, was zum zwiebelschaligen Aufbau der Ooide führt. Die Bildung dieses Gefüges bedingt, dass Ooide im Meerwasser regelmäßig umgelagert werden. Folglich deutet das Vorhandensein von Ooiden (Abbildung 1-6) auf bewegtes Meerwasser hin. Es ist deshalb nicht erstaunlich, dass Ooide meistens als Oosparite vorkommen. Bioklasten (Abbildung 1-5) bestehen aus Bruchstücken von Organismen, wie z.B. Muschelschalen und Schnecken- schalen. Als Intraklasten werden Kalkkörner bezeichnet, welche durch Abtragung bereits abgelagerter Kalksteine entstehen. Pellets bestehen dagegen aus mm-kleinen Kotpillen (Pellets) von Fischen und anderen Organismen. Weiter können gerüstbildende Organismen (wie z.B. Korallen) mehrere Meter große Kalkstöcke bilden. Wenn diese gesteinsbildend werden, dann bezeichnen wir den entsprechenden Kalkstein als Biolithit. Weil die Nomenklatur von Folk facettenreicher ist als das Namensgerüst von Dunham, werden wir in der Folge die Kalksteine nach Folk benennen (Kapitel 9 und Abbildung 9-3a).

#### 1.4 Größenverteilung, Gradierung, Rundung und Sortierung von Sedimentkörnern

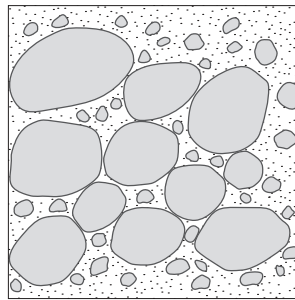
Die Sedimentkörner sowie die Matrix können zwei oder mehrere Korngrößenklassen bilden. Es handelt sich dann entweder um eine bimodale oder eine polymodale Korngrößenverteilung (Abbildung 1-7). Im Fall der bimodalen Verteilung ist das Gefüge meistens korn- gestützt, d.h. die Körner berühren sich gegenseitig und bilden einen stützenden Rahmen. Bei der Bildung eines Sediments mit einem solchen Gefüge werden zuerst die größeren Körner abgelagert. Die Porenräume werden anschließend durch die feinkörnigere Matrix aufgefüllt. Im Gegensatz dazu bildet sich ein matrixgestütztes Gefüge immer dann, wenn Körner und Matrix gemeinsam transportiert und abgelagert werden, wie dies meistens bei Schuttströmen oder Murgängen der Fall ist (s. Kapitel 3.2.3). Die Korngrößenverteilung eines solchen Sediments ist dann meistens polymodal (Abbildung 1-7). Zwischen diesen Endgliedern liegt der Fall, wo die Körner sich gegenseitig berühren und dennoch eine polymodale Größenverteilung aufweisen (Abbildung 1-7). Bei der Bildung eines solchen Sediments erfolgt die Ablagerung der feinkörnigeren Matrix unmittelbar nach der Absetzung der größeren Körner, wie das zum Beispiel in einem Fluss beim Rückgang eines Hochwassers der Fall ist.

Eine abnehmende Strömungsenergie bildet eine normale Gradierung der Körner, d.h. die Partikelgrößen nehmen von unten nach oben ab (Abbildung 1-7). Beim umgekehrten Fall handelt es sich um eine inverse Gradierung. Liegt keine Gradierung vor und sind die Körner regelmäßig im Sediment verteilt, dann handelt es sich um ein massiges Gefüge.

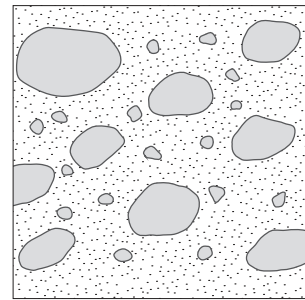
Sedimentpartikel können schließlich auch anhand ihrer Form charakterisiert werden. Rundung und Kugeligkeit hängen dabei primär von der Transportlänge sowie vom Ur-



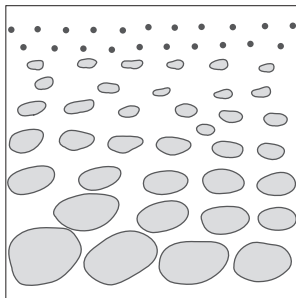
korngestützt  
bimodal  
Matrix gut sortiert



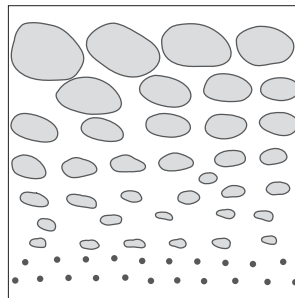
korngestützt  
polymodal  
Matrix schlecht sortiert



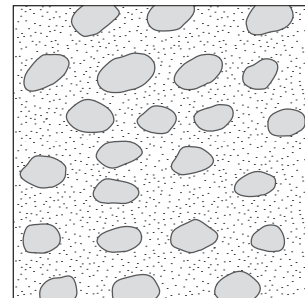
matrixgestützt  
polymodal



normale Gradierung



inverse Gradierung



massiges Gefüge

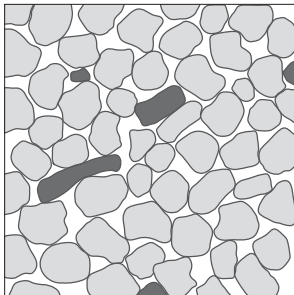
**Abbildung 1-7:** *Texturelle Eigenschaften eines Sedimentgesteins. Modifiziert nach Tucker (1988). In dieser Abbildung sind die Sedimente an der Basis jeweils älter als im Dach.*

sprungsmaterial ab. Dabei führt ein langer Transport zu gut und gleichmäßig gerundeten Körnern. Ein kurzer Transport lässt sich dagegen an eckigen Körnern erkennen. Granitpartikel sowie Quarzkörner nehmen beim Transport häufig kugelige (diskoidale) Formen an. Gneise und stängelige Minerale dagegen bilden prismoidale Körner aus. Zur Klassifikation dieser Eigenschaften (Rundung und Kugeligkeit) werden häufig Vergleichstabellen verwendet (Abbildung 1-8).

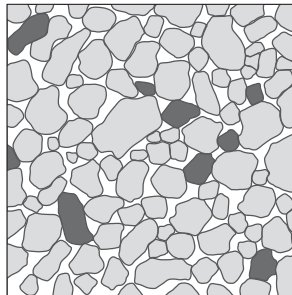
Während die Kornrundung folglich als Kriterium für die Länge des Transports beigezogen werden kann, gibt die Kornsortierung Auskunft über die Kontinuität der Transportenergie im Ablagerungsraum. Die qualitative Klassifizierung der Sortierung von Körnern erfolgt ebenfalls anhand von Vergleichstabellen (Abbildung 1-9). Dabei wird die Art der Kornsortierung in 5 Klassen unterteilt. Diese umfassen das ganze Spektrum von sehr gut sortiert bis sehr schlecht sortiert. Anhand der Sortierung können wiederum Rückschlüsse auf den Ablagerungsort und insbesondere auf die dort vorherrschenden Ablagerungsprozesse gezogen werden. Eine schlechte Sortierung kann zum Beispiel ein schnelles, episodisches Ereignis aufzeichnen, bei dem die schnelle Ablagerung keine hydraulische Sortierung der Sedimentkörner zulässt (s. auch Kapitel 4).

		RUNDUNG		
		sehr eckig	eckig	gerundet
KUGELIGKEIT	diskoidal			
	sphärisch			
	prismoidal			

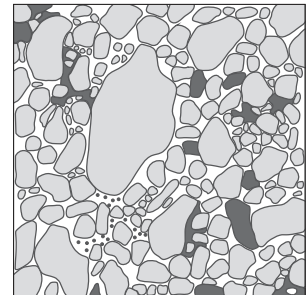
Abbildung 1-8: Die Form eines Sedimentkorns. Modifiziert nach Tucker (1988).



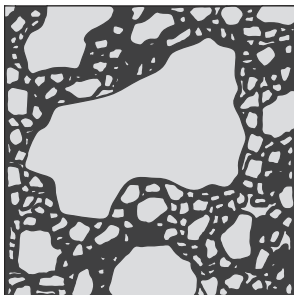
sehr gut sortiert



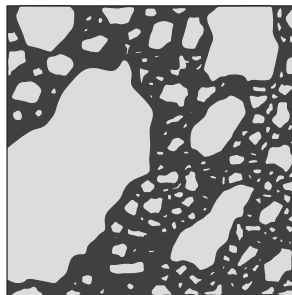
gut sortiert



mäßig sortiert



schlecht sortiert



sehr schlecht sortiert

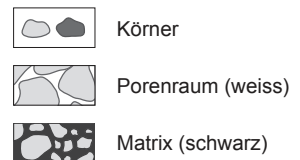


Abbildung 1-9: Sortierung der Sedimentkörner. Modifiziert nach Tucker (1988).